

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), BAUR, F. (Bad Homburg), BERGERON, T. (Uppsala), BESSEMOULIN, M. J. (Paris), BODOLAI I. (Budapest), BOSSOLASCO, M. (Genova), BÖHME, W. (Potsdam), BUDYKO, M. I. (Leningrad), ČADEŽ, M. (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), DAVITAJA, F. F. (Tbiliszi), DONEAUD, A. (București), GÖTZ G. (Budapest), HROMOV, SZ. P. (Moszkva), JAHO, S. (Tirana), KONČEK, M. (Bratislava), KOZÁK B. (Budapest), KRASZTANOV, L. (Szofia), LOGVINOV, K. (Kijev), MĀDE, A. (Halle/Saale), VAN MIEGHEM, J. (Bruxelles), NGUYEN-XIEN (Hanoi), OKOLOWICZ, W. (Warszawa), PASZYNSKI, J. (Warszawa), PÉCZELY GY. (Budapest), RÁKÓCZI F. (Budapest), STEINHAUSER, F. (Wien), STELCZER K. (Budapest), SZEPESI D. (Budapest), TAKEUCHI, K. (Osaka), TUVDENDORZS, D. (Ulan-Bator), VITEK, V. (Praha), WHITE, R. M. (Rockville).

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

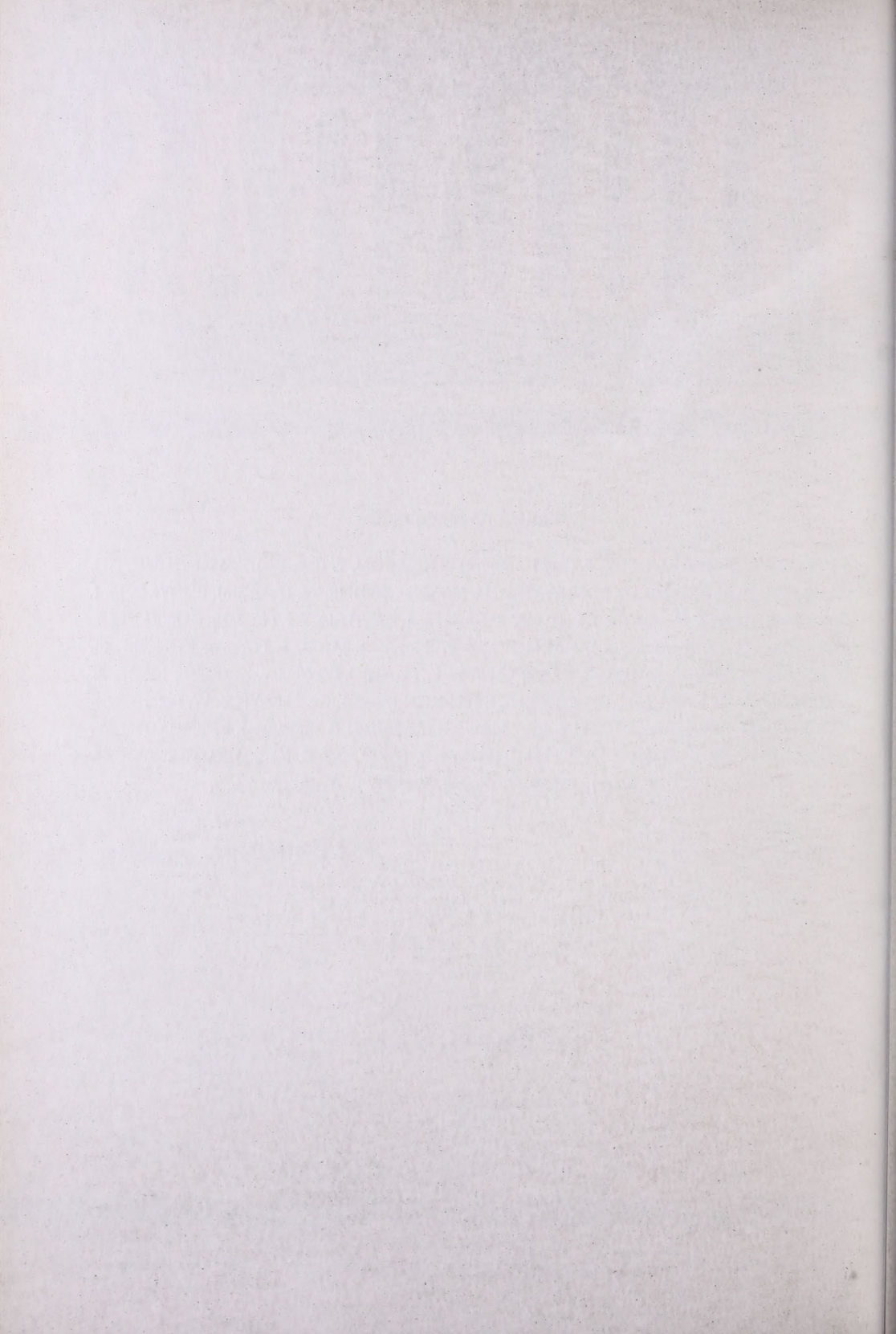
SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

77. ÉVFOLYAM

2

1973. MÁRCIUS—ÁPRILIS



IDŐJÁRÁS

77. ÉVFOLYAM

MAGYAR
TUDOMÁNYOS AKADEÉMIA
KÖNYVTÁRA

2

1973 MÁRCIUS—ÁPRILIS

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

W. WARMBT dr. tud. csoportvezető, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálat, *Wahnsdorf*; D. HERMANN dr. tud. munkatárs, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálat, *Wahnsdorf*; J. SVOBODA, a Csehszlovák Tudományos Akadémia Légekőrfizikai Intézetének tud. munkatársa, *Prága*; V. I. ZAHARIEV a bolgár Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálat tud. főmunkatársa, *Szófia*; WIRTH ENDRE dr., a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; BÓNIS KATALIN dr., a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. munkatársa, *Budapest*; SIMON ANTAL, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; MAJOR GYÖRGY dr., a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; KOPPÁNY GYÖRGY kandidátus, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; PÉCZELY GYÖRGY, a földtudományok doktora, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatóhelyettese, *Budapest*.

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Warmbt, W.—G. Herrmann:</i> A Német Demokratikus Köztársaság fővárosának televízió és ultrarövidhullámú adótornyán végzett kéndioxid immissziómérések első eredményei (német nyelven)	69
<i>Svoboda, J.:</i> A gáznemű légszennyező anyagok diffúziójának számítására szolgáló egyszerű formulák alkalmazhatóságáról (angol nyelven)	80
<i>Zahariev, V. I.:</i> Numerikus modell a lokális hidrodinamikus időjárás-előrejelzésére a tényleges domborzat figyelembevételével (angol nyelven)	87
<i>Wirth E.—Bónis K.—Simon A.:</i> Ezüst-jodid aeroszol laboratóriumi vizsgálata	97
<i>Major Gy.:</i> A globálisugárzás szerkezeti függvényei és területi átlagának hibája	110
<i>Koppány Gy.:</i> Megjegyzés Császár Margit: „Az általános cirkuláció egyensúlykövetelményeiről” című tanulmányához	117
<i>Péczely Gy.:</i> Rendkívüli csapadékhiány Magyarországon 1972 decemberében	120

Irodalom

<i>Dobrisman, E. M.:</i> Az előrejelzések virifikációs eljárásainak szemléje (Koppány György)	123
<i>Lorenz, E. N.:</i> A légkör általános cirkulációjának sajátossága és elmélete (Császár Margit)	124

Krónika

Dr. W. Ortmeyer, 1901—1972 (Zách A.) — V. A. Bugajev kitüntetése (Ambrózy P.) — Meteorológiai mérések hanghullámokkal (Mezősi M.) — WMO ösztöndíjjal Angliában (Gajzágó L.) — Az 1972. évi Balatoni viharjelzés (Böjtö B.) — Hidrometeorológiai szakértői értekezlet a Dunabizottságban (Ambrózy P.) — Az új synop és ship kódok nemzetközi bevezetéséről (Kaposvits A.) — Meteorológiai adatfeldolgozás Angliában (Orendi K.) — Szinoptikus tanulmányút a Szovjetunióban (M. Bajangyina)	125
---	-----

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Warmbt, W.—G. Herrmann:</i> Ergebnisse von SO ₂ -Immissionsmessungen am Fernseh- und UKW-Turm der Hauptstadt der DDR (Deutscher Text).....	69
<i>Svoboda, J.:</i> Applicability of Simple Formulas for the Calculation of Gaseous Plume Diffusion (English Text)	80
<i>Zahariev, V. I.:</i> A Numerical Model of a Local Hydrodynamic Weather Forecast with Real Orography (English Text)	87
<i>Wirth E.—Bónis K.—Simon A.:</i> Laboratory Investigations of Silver-iodide Aerosols	97
<i>Major Gy.:</i> The Structure Functions of the Global Radiation and the Errors in its Areal Mean	110
<i>Koppány Gy.:</i> Notes to the Article: "On the Balance Required of the General Circulation" by Margit Császár.....	117
<i>Péczely Gy.:</i> Extraordinary Lack of Precipitation in Hungary.....	120
 Literature	
<i>Dobrisman, E. M.:</i> Review of Forecast Verification Techniques (<i>Koppány György</i>)	123
<i>Lorenz, E. N.:</i> The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere (<i>Császár Margit</i>)	124
Chronicle	125

Ergebnisse von SO₂-Immissionsmessungen am Fernseh- und UKW-Turm der Hauptstadt der DDR

W. WARMBT und G. HERRMANN, Meteorologisches Observatorium, Wahnsdorf

A Német Demokratikus Köztársaság fővárosának televízió és ultrarövidhullámú adótornyján végzett kéndioxid immisszió-mérések első eredményei. A Novák-féle automatikus kéndioxid-analizátor a tornyon 241 m magasságban működött. E tanulmányban az 1969. év decemberében mért adatokat hasonlítják össze a szerzők egyrészt a TV-tornytól 500 m távolságban a talajszinten elhelyezett kéndioxid-mérő adataival, másrészt az NDK Meteorológiai Szolgálatának légszennyeződést mérő hálózatában működő állomások adataival. Az eredmények szerint a kéndioxid-koncentráció a téli félévben a 241 m magasságban 10—20%-kal kisebb volt, mint a talajszinten. A nyári félévben a két szint adatai között nem volt különbség. Az 1969. decemberében mért kéndioxid-koncentráció értékei és a meteorológiai paraméterek között a következő kapcsolatot mutatták ki: 5% megbízhatóságú pozitív korreláció van a TV-tornyon mért kéndioxid-koncentráció napi középértékei és a talaj fölött 3-tól 360 méterig terjedő légrétegben talált függélyes hőmérsékleti gradiens között. Anticiklonális időjárási helyzetben a kéndioxid-koncentráció nagyobb, mint ciklonálisban. Tanulmányozták a kéndioxid-koncentráció összefüggését a szélesebséggel és széliránnyal is a pont-és területi forrásokból származó szennyeződés terjedése és lokalitása szempontjából. A közepes kéndioxid fluxus-sűrűség [g/m²s] kifejezésére formulát vezettek le a szélirány és szélesebség figyelembevételével. A vizsgálatokból kitűnt, hogy a TV-tornyon végzett kéndioxid mérések milyen nagy jelentőségűek a város fölötti légtér meteorológiai és levegő-higiéniai viszonyainak megismerésében.

*

Результатов измерений имиссии SO₂, проведенных на телевизионной и УКВ вышке в столице ГДР. В докладе излагаются первые результаты непрерывных регистраций SO₂ с помощью автоматического способа анализа по *Новаку*. Эти регистрации осуществлялись на высоте 241 м на телевизионной вышке столицы ГДР, в декабре 1969 г. Эти измерения сопоставляются результатами измерений SO₂, проведенных на наземной станции, расположенной на 500 м расстоянии от телевизионной вышки, и данными сети станций для измерений загрязнения воздуха Meteorологической Службы ГДР. В холодном сезоне концентрация SO₂ на телевизионной вышке в среднем с 10—20% ниже чем наземная концентрация. В теплом сезоне данные в указанном интервале высот не показывают различия. Следующие соотношения были получены между концентрацией SO₂ и метеорологическими параметрами в декабре 1969 г. Между суточными средними значениями концентрации SO₂ на телевизионной вышке и вертикальным градиентом температуры в диапазоне высот 3—360 м имеется положительный коэффициент корреляции с статистическим обеспечением P = 5%. В дни антициклонального общего положения повышается концентрация SO₂, и уменьшается в случае циклонального общего синоптического положения. Зависимость концентрации SO₂ от скорости и направ-

ления ветра исследуется относительно отношений распространения и локализации возможных источников или областей источников. С целью оценки действия SO_2 выводится выражение для средней плотности потока SO_2 [$\text{g}/\text{m}^2\text{s}$], в которое входят концентрации SO_2 , скорость и направление ветра. Исследования показали, что измерения, проведенные на телевизионной вышке, имеют большое значение для знаний о метеорологических гигиенических отношениях воздуха над городом.

*

1. Problem und Aufgabenstellung

Das Luftverunreinigungsproblem gewinnt in den Städten infolge der in der ganzen Welt zu verzeichnenden Urbanisierung zunehmend an Bedeutung. Diese Entwicklung ist lufthygienisch betrachtet nicht unbedenklich, da durch die Zunahme der Besiedlungsdichte, die Errichtung von Industriebetrieben in der Nähe von Wohngebieten und der Ausweitung des Verkehrs in den Städten mit einem weiteren Ansteigen der Emissionen von Industrie, Hausbrand und Verkehr gerechnet werden muß. Mit Nachdruck wird deshalb die Forderung erhoben, Messungen luftverunreinigender Stoffe und meteorologischer Faktoren in den Städten durchzuführen, und zwar nicht nur am Boden, sondern auch in den Luftschichten über der Stadt [1]. Über die Vertikalverteilung von Luftverunreinigungen und besonders über Städten liegen verhältnismäßig wenig Messungen vor [2].

Im Folgenden wird über erste Ergebnisse von SO_2 -Registrierungen am Fernseh- und UKW-Turm (FS-Turm) der Hauptstadt der DDR berichtet. Mit den Messungen wurde im November 1969 in 241 m Höhe begonnen. Infolge seiner Lage im Zentrum von Berlin ist der FS-Turm für Spurenstoffmessungen in größerer Höhe über dem Stadtgebiet ganz besonders geeignet, da in anderen Ländern Bauwerke dieser Art meist außerhalb größerer Siedlungsgebiete oder am Stadtrand errichtet wurden. Zweck der Messungen war, erste Angaben über den Betrag und die zeitliche Verteilung der SO_2 -Konzentration über der Stadt in Abhängigkeit von meteorologischen Faktoren und Vorgängen zu erhalten. Die vorliegende Arbeit befaßt sich im wesentlichen mit den Ergebnissen vom Dezember 1969.

2. Lage der Meßstelle und Emissionsverhältnisse

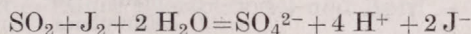
Der FS-Turm liegt im südwestlichen Teil der Hauptstadt der DDR, unmittelbar in Nähe des Alexanderplatzes. Die Hauptstadt der DDR und das Gebiet von Westberlin bilden hinsichtlich der Art, Zahl und Verteilung der Emittenten eine Großflächenquelle. Wie aus den lufthygienischen Untersuchungen der Abt. Lufthygiene des Bezirks-Hygiene-Instituts Berlin (BHI-B) hervorgeht [3, 4], zeichnet sich der Bezirk Berlin durch ein hohes Emissionsaufkommen aus. In der näheren Umgebung des Turmes bestehen folgende.

Emissionsverhältnisse: Das Gebiet ist dicht bebaut. Die Zahl der Einzelfeuerstätten ist in unmittelbarer Nähe des Turmes gering. Die in den letzten Jahren errichteten Wohnblocks und Geschäftshäuser dürften keinen größeren Beitrag zur Immissionsbelastung liefern, da diese Gebäude meist an die Fernheizung angeschlossen sind. Dagegen ist an der Meßstelle mit Abgaseinflüssen durch den 140 m hohen Schornstein des Heizkraftwerkes Mitte (Jannowitzbrücke) zu rechnen, das sich 1000 m südöstlich des Turmes befindet.

3. Methodik der Untersuchung

Der Turm hat eine Bauhöhe von 360 m. Die SO₂-Probenahme erfolgt in Höhe des Geschosses 241 m, oberhalb der Kugel. Zur Probenahme dient ein 50 cm langes Rohr aus Jenaer Glas von ca. 12 mm lichte Weite, das außen durch Glaswinkel und Trichter gegen das Eindringen von Staub und Niederschlagswasser geschützt ist. Über einen Silikongummischlauch ist das Rohr mit dem Analysengerät verbunden.

Die SO₂-Konzentration wird kontinuierlich mit einem am Meteorologischen Observatorium Wahnsdorf gebauten SO₂-Analysator nach Novák [5] registriert. Hierbei wird in einer Meßzelle der Luftstrom (60 l/h) mit einer verdünnten schwefelsauren Jodlösung, die langsam durch die Zelle fließt, in Kontakt gebracht. Dabei bilden sich nach der Gleichung



Jodid-Ionen, die durch Platinelektroden geeigneter Formgebung und Anordnung unter dem Einfluß einer angelegten Hilfsspannung anodisch wieder oxydiert werden unter Rückbildung von Jod. Der dabei fließende Strom wird registriert und ist ein direktes Maß für den Gehalt an Jodid-Ionen und somit für den SO₂-Gehalt der Luft. Die hinreichende Übereinstimmung des Verfahrens mit der selektiven Pararosanilinnmethode konnte in umfangreichen Meßreihen im Labor und in atmosphärischer Luft nachgewiesen werden [6, 7]. Das Gerät wurde an der Meteorologischen Station FS-Turm aufgestellt und von den Mitarbeitern der Station betreut. Aus den Registrierstreifen wurden für die ersten 30 Minuten jeder Stunde Halbstundenmittelwerte der SO₂-Konzentration gebildet, statistisch bearbeitet und mit meteorologischen Parametern korreliert. Für die Auswertung im Dezember 1969 standen 659 Halbstundenmittelwerte zur Verfügung.

4. Ergebnisse

4.1. Witterungsverlauf im Dezember 1969 und SO₂-Konzentration

Bei schwachem Luftdruckgradienten über Mitteleuropa, überwiegend stabiler Schichtung der Atmosphäre und zeitweise länger anhaltenden Inversionslagen herrschten im Dezember 1969 besonders günstige meteorologische Bedingungen für hohe SO₂-Immissionskonzentrationen. Hinsichtlich der klimatischen Verhältnisse war der Dezember 1969 ungewöhnlich kalt, verbreitet zu trocken und niederschlagsarm. Ost- und Südostwinde traten im Vergleich zu den langjährigen Normalwerten mit größerer Häufigkeit auf als West- und Südwestwinde. Der Monatsmittelwert der Lufttemperatur betrug an der Meteorologischen Station Berlin-Ostkreuz (etwa 5 km südöstlich des FS-Turmes) -5.3° mit einer Abweichung vom langjährigen Normalwert von -6.6° . Die Monatsmitteltemperatur der Luft hatte am FS-Turm in 3 m Höhe einen Wert von -4.9° , in 360 m von -5.0° .

An 18 Tagen herrschte antizyklonales, an 13 Tagen zyklonales Wetter. Antizyklonal war die Witterung vom 6–14. Dezember (Hochdruckbrücke über Mitteleuropa) und vom 20–28. Dezember (Nordost- bzw. Südostlage). In dieser Zeit traten die höchsten Immissionskonzentrationen auf mit einem Mittelwert von 0.26 mg/m^3 . An den Tagen mit zyklonalem Witterungscharak-

TABELLE I

Mittelwerte der SO₂-Konzentration im Dezember 1969 für verschiedene Meßstellen des Meteorologischen Dienstes der DDR und anderer Institutionen

SO ₂ -Konzentr. [mg/m ³]	Meßstelle	Lagecharakteristik
0,20	Berlin, Fernsehturm	Großstadt-Zentrum
0,22	Berlin, Parochialstrasse ¹ ,	
0,32	Berlin, Charlottenburg ² ,	
0,27	Dresden, Altmarkt	
0,24	Dresden, Wahnsdorf	Großstadt-Aussenbezirk
0,21	Halle, Kröllwitz	
0,28	Plauen	Stadt < 10 ⁵ Einwohner
0,12	Cottbus	
0,10	Wittenberge, Weisen	gering besiedeltes Gebiet
0,07	Neuglobsow	
0,08	Fichtelberg 1214 m NN	Bergstation
0,09	Gr. Inselberg 910 m NN	
0,09	Boltenhagen	Küstenstation
0,03	Arkona	

¹ Meßstelle des BHI-B; ² nach [8]

ter betrug der Mittelwert 0.13 mg/m³. Für den Dezember ergab sich ein Monatsmittelwert der SO₂-Konzentration in 241 Höhe von 0.20 mg/m³.

Für eine Einschätzung der Abnahme der SO₂-Konzentration mit der Höhe standen uns leider keine Messungen am Fuße des Turmes zur Verfügung. Wir sind deshalb auf einen Vergleich mit den Tagesdurchschnittswerten der SO₂ Konzentration einer 500 m südlich der Turmes in der Parochialstraße gelegenen Meßstelle des BHI-B und Ergebnissen der SO₂ Meßstellen des Luftverunreinigungsmeßnetzes des Meteorologischen Dienstes der DDR (MD) angewiesen.

Der Meßpunkt Parochialstraße gehört zu dem SO₂ Meßnetz des BHI-B, das aus 10 stationären Meßstellen besteht, an denen von Montag bis Freitag mittels Probenahme über 24 Stunden Tagesdurchschnittswerte nach dem TCM-Verfahren ermittelt werden. Im Dezember 1969 ergab sich in der Parochialstraße an 10 Tagen ein Mittelwert von 0.22 mg/m³, am FS-Turm in der gleichen Zeit von 0.20 mg/m³. Aufschlußreich ist auch ein Vergleich des Dezember-[Mittelwertes des FS-Turmes mit den Dezember-] Monatsmittelwerten der SO₂

TABELLE II

Monatsmittelwerte der SO₂-Konzentration [mg/m³]

Jahr	1969													1971			
	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	
Berlin — Parochial- straße	0,22	0,12	0,17	0,07	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,06	0,14	0,16	.	0,11	0,08	
FS-Turm	0,20	0,23	0,14	0,09	0,03	.	0,03	0,02	0,03	0,03	0,05	0,08	0,05	0,17	0,06	0,06	

TABELLE III

Mittelwerte der SO_2 -Konzentration, Dez. 1969 bis März. 1971 [mg/m^3]

Meßstelle	Okt. – März. Heizperiode	Apr. – Sept. heizfreie Zeit	Jahr
Berlin, Parochialstrasse	0,13	0,03	0,09
Fernsehturm	0,11	0,03	0,08

Meßstellen des MD, Meßnetzes und Meßstellen anderer Institutionen. Wie aus *Tab. I* zu ersehen ist, sind die Mittelwerte in den Außenbezirken der Großstädte Dresden und Halle etwa gleich dem Mittelwert des FS-Turmes.

In den *Tab. II* und *III* sind für die Meßstellen Parochialstraße und FS-Turm die Jahresmittelwerte der SO_2 Konzentration und die Mittelwerte für die Monate Oktober – März (Heizperiode) und April – September (heizfreie

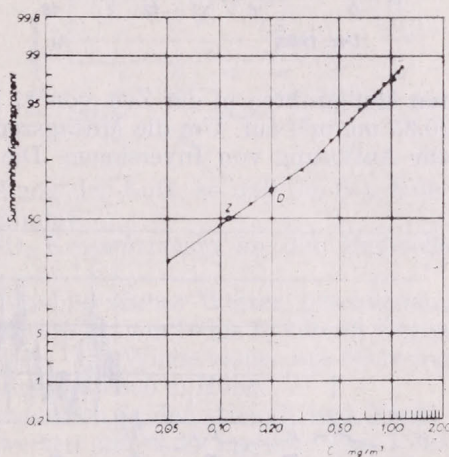


Abb. 1. Summenhäufigkeit der SO_2 -Konzentration im logarithmischen Wahrscheinlichkeitsnetz

Zeit) enthalten. Sie geben in erster Näherung eine Aussage über die mittlere SO_2 Belastung der Luft am Boden und in größerer Höhe (241 m) in der näheren Umgebung des Turmes. Die Unterschiede sind gemittelt über die genannten Zeiten gering. Sie können allerdings in den einzelnen Monaten, vor allem im Winter, je nach den meteorologischen Ausbreitungsbedingungen und den Immissionskonzentrationen am Boden höhere Beträge erreichen.

4.2. Häufigkeitsverteilung

Termin- und Tagesmittelwerte der Meßstelle FS-Turm sind logarithmisch normal verteilt. Im Dezember betrug die Überschreitungshäufigkeit für den MIK_D -Wert ($0.15 \text{ mg}/\text{m}^3$) 39%, für den MIK_K -Wert ($0.50 \text{ mg}/\text{m}^3$) 10,8% und für Halbstundenmittelwerte $\geq 1.00 \text{ mg}/\text{m}^3$ 2,4% (*Abb. 1*). Die Überschreitungshäufigkeiten für die Kurzzeitgrenzwerte sind im Vergleich zu Meßergebnissen des MD-Meßnetzes aus Städten relativ hoch. Das ist darauf zurückzuführen, daß die Einzelmessungen am FS-Turm infolge der Immission von Abgasschwaden aus nahegelegenen hohen Emittenten stärker streuen als in Bodennähe.

4.3. Mittlerer Tagesgang

In Abb. 2 ist der mittlere Tagesgang der SO_2 -Konzentration im Dezember für den Meßpunkt FS-Turm und zum Vergleich für die Meßstellen Dresden-Innenstadt und Dresden-Wahnsdorf dargestellt. Das Maximum tritt an den genann-

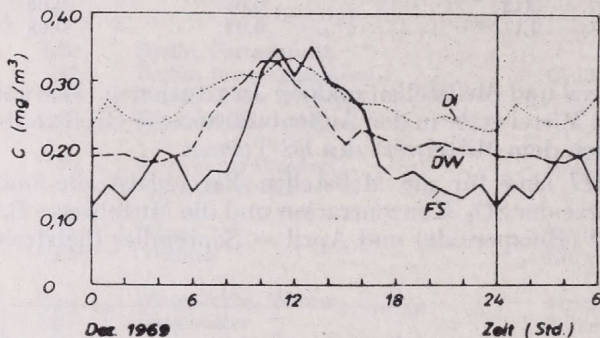


Abb. 2. Mittlerer Tagesgang der SO_2 -Konzentration Dezember 1969 (FS = Fernsehturm Berlin, DW = Dresden-Wahnsdorf, DI = Dresden Innenstadt)

ten Meßpunkten in der Zeit von 11 bis 13 Uhr mit nahezu gleichem Betrage (0.35 mg/m^3) auf. Um die Mittagszeit kommt es in den Wintermonaten meist zur Auflösung von Inversionen. Die Luftverunreinigungen, die sich seit den

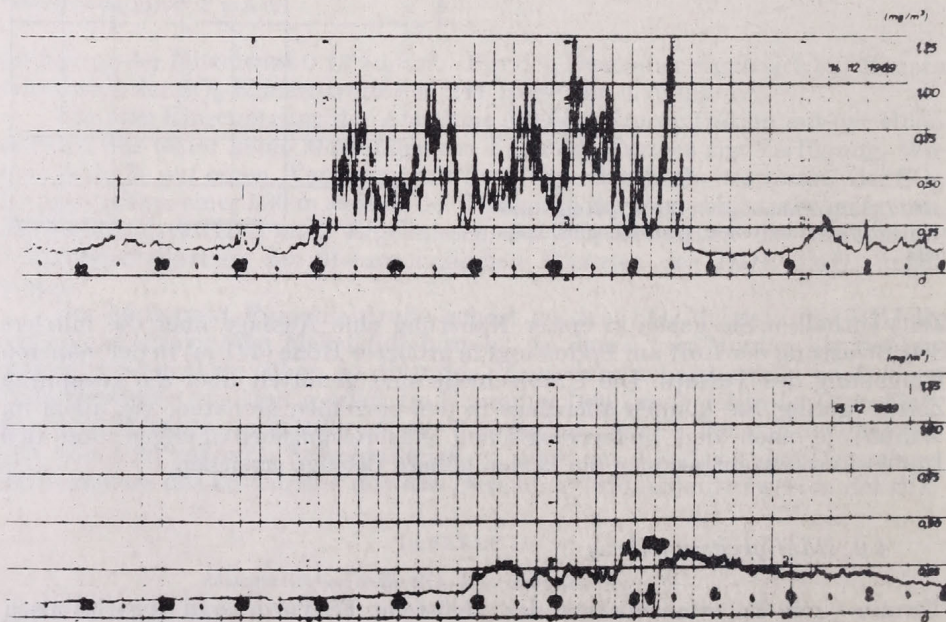


Abb. 3. Tagesgang der SO_2 -Konzentration am 14. und 15. Dezember 1969

Morgenstunden in den unteren Luftschichten angesammelt haben, werden durch die Inversionsauflösung auf ein größeres Luftvolumen verteilt, so daß die SO_2 -Konzentration am Boden und in der Höhe zurückgeht.

Es ist ferner auffällig, daß in den Abend- und Nachtstunden der SO_2 -Gehalt

an der Meßstelle FS-Turm relativ niedrig ist, in den Vormittagsstunden dagegen rasch ansteigt. Die geringe SO_2 -Konzentration in der Höhe ist nachts auf eine geringe Mächtigkeit der Mischungsschicht zurückzuführen. Tagsüber kommt es über der Stadt infolge der zunehmenden Erwärmung und der größeren Boden-

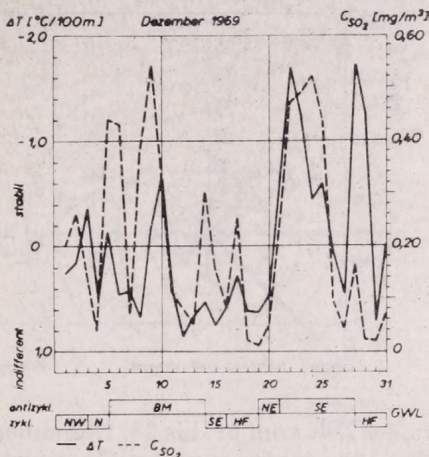


Abb. 4. Tagesmittelwerte des vertikalen Temperaturgradienten zwischen 3 und 360 m Höhe und der SO_2 -Konzentration in 241 m Höhe, Großwetterlagen nach [10, 11]

rauhigkeit zu einer stärkeren Durchmischung der Luft, so daß die SO_2 -Konzentration in den oberen Luftschichten zunimmt.

Beispiele für den Tagesgang der SO_2 -Konzentration an der Meßstelle FS-Turm sind in Abb. 3 dargestellt.

Am 14. und 15. Dezember herrschte neblig trübes Wetter, geschlossene Bewölkung mit geringen Niederschlägen, die am 14. von 10 bis 13 Uhr als Regen und am 15. ab 15 Uhr als Schnee niedergingen. Die Winde kamen aus Richtung Ost bis Süd mit 3 bis 8 m/s Windgeschwindigkeit in 360 m Höhe.

Am 14. Dezember ist die SO_2 -Konzentration in den Abend- und Nachtstunden niedrig mit Halbstundenmittelwerten um 0.20 mg/m^3 . Von 7 bis 16 Uhr traten in der stark turbulenten Luftströmung aus Südost hohe Konzentrationswerte mit Spitzen bis 1.25 mg/m^3 auf. Offenbar handelt es sich um Abgasschwaden aus dem südöstlich des Turmes 1000 m entfernt gelegenen Heizkraftwerk. Am 15. Dezember ist die SO_2 -Konzentration ganztägig niedrig, obwohl sich die Windverhältnisse nicht wesentlich geändert haben.

Die höchsten Tagesmittelwerte der SO_2 -Konzentration wurden am 9. Dezember am FS-Turm (0.54 mg/m^3), in der Parochialstraße (0.46 mg/m^3) und auch in Westberlin (0.64 mg/m^3 , nach [8]) gemessen. Die SO_2 -Konzentration stieg an diesem Tage von Halbstundenmittelwerten um 0.3 mg/m^3 in den Morgenstunden auf Werte bis 1.36 mg/m^3 in den Mittagsstunden an. Von 9 bis 13 Uhr lagen die Halbstundenmittelwerte am FS-Turm über 1 mg/m^3 ! Ursachen der großräumigen SO_2 -Belastung sind eine stabile Schichtung der Atmosphäre und eine tiefliegende, aber noch bis in die Höhe des FS-Turmes reichende Mischungsschicht.

4.4 Stabilität der Schichtung

Um die Abhängigkeit der SO_2 -Konzentration von dem Stabilitätsgrad der Atmosphäre zu untersuchen, haben wir Tagesmittelwerte des vertikalen Temperaturgradienten für die Schicht zwischen 3 und 360 m Höhe berechnet

und mit den Tagesmittelwerten der SO_2 -Konzentration in 241 m Höhe korreliert (Abb. 4). Es ergab sich ein Korrelationskoeffizient von 0.393, der mit $P = 5\%$ statistisch gesichert ist. Besonders auffällig ist die Zunahme des SO_2 -Gehaltes

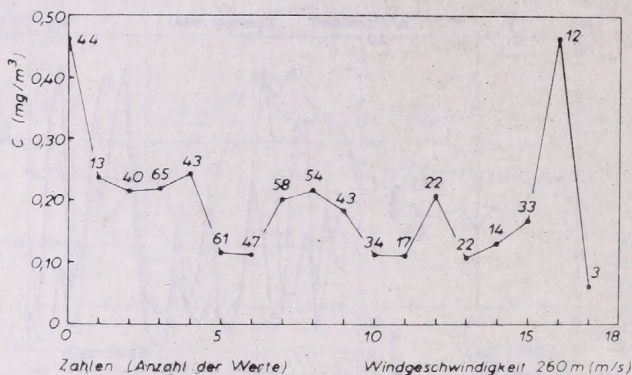


Abb. 5. SO_2 -Konzentration und Windgeschwindigkeit

in der Zeit vom 21. bis 25. Dezember, die auf eine ausgeprägt stabile Schichtung der Atmosphäre zurückzuführen ist. Wie aus den Messungen der Radiosondenaufstiegsstelle in Lindenberg Kr. Beeskow (60 km ost-südöstlich von Berlin) hervorgeht, lag an diesen Tagen über den mittleren und östlichen Bezirken der DDR eine Bodeninversion mit Obergrenze in ca. 1000 m. Der FS-Turm befand sich zu dieser Zeit in der verunreinigten Luft der Inversionsschicht.

Nicht so eindeutig sind die Beziehungen am 28. und 29. Dezember. Obwohl die Schichtung stabil war, wurden am FS-Turm niedrige SO_2 -Werte gemessen. Offenbar war der vertikale Unterschied der SO_2 -Konzentration infolge eines hohen Stabilitätsgrades besonders groß. Nach den Radiosondenaufstiegen in Lindenberg war an diesen Tagen die Bodeninversion mit maximal 17 Grad Temperaturdifferenz zwischen Boden und Inversionsobergrenze am stärksten ausgebildet. Die Inversion wurde am 29. Dezember rasch abgebaut. Möglicherweise befand sich die Meßstelle FS-Turm bereits in der von Luftverunreinigungen weitgehend freien, absteigenden Luftströmung über der Inversion.

4.5. Windgeschwindigkeit und Windrichtung

Windgeschwindigkeit und Windrichtung sind wichtige meteorologische Faktoren, die den Transport und die Ausbreitung von Luftverunreinigungen bestimmen. Bei der Beurteilung der Strömungsverhältnisse über der Stadt ist zu beachten, daß die Stadt eine Großflächenquelle mit Emissionsquellen in unterschiedlicher Höhe darstellt und daß die Luft über der Stadt infolge der größeren Bodenrauigkeit und zusätzlicher Wärmequellen stärker durchmischt ist als über dem freien Land. Besonders bei Messungen in größerer Höhe über der Stadt ist mit hohen Immissionskonzentrationen aus nahegelegenen Quellen zu rechnen. Die Abnahme der SO_2 -Konzentration mit zunehmender Windgeschwindigkeit wird deshalb vom theoretischen Verlauf, der sich aus den Ausbreitungsgesetzen ergibt, abweichen. Das ergibt sich auch aus unseren Messungen (Abb. 5). Wenn man von den wenigen Messungen bei hohen Windgeschwindigkeiten ($v = 12$ m/s) absieht, zeigt die SO_2 -Konzentration am FS-Turm mit

zunehmender Windgeschwindigkeit eine abnehmende Tendenz. Dieser Rückgang verläuft im Mittel nicht stetig, da offenbar bei hohen Windgeschwindigkeiten Abgasschwaden hoher SO_2 -Konzentration aus nahegelegenen hohen Emittenten (Heizkraftwerk) an die Meßstelle gelangen.

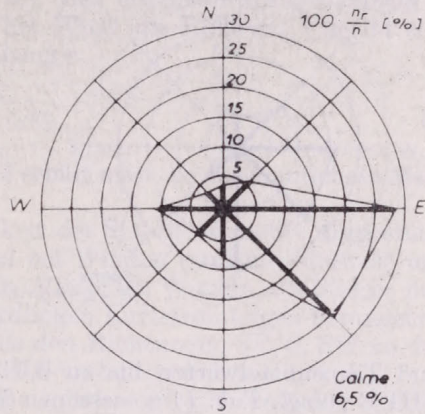


Abb. 6. Häufigkeitsverteilung der Windrichtung r (= Anzahl der SO_2 -Meßwerte bei Wind aus Richtung r im Verhältnis zur Gesamtheit der Meßwerte)

Aus der Windrichtungshäufigkeitsverteilung und der Darstellung der mittleren SO_2 -Konzentration bei Winden aus Richtung r ergeben sich Hinweise über die vermutliche Lage der Emittenten. Wie aus Abb. 6 zu ersehen ist, sind die

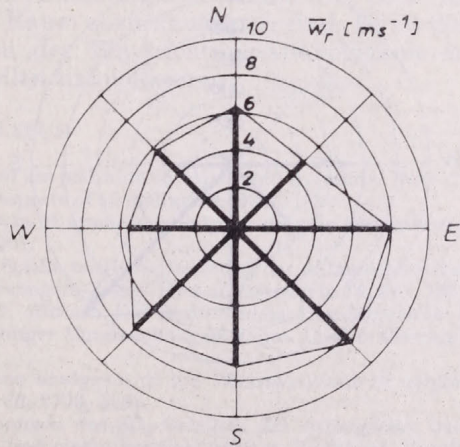


Abb. 7. Mittlere Windgeschwindigkeit aus Richtung r

Winde aus Richtung Ost und Südost mit 54% aller Werte am häufigsten. Winde aus diesen Richtungen haben, wie Abb. 7 zeigt, auch die höchste mittlere Windgeschwindigkeit. Obwohl sich im Südosten der Meßstelle eine hohe Emissionsquelle befindet (Heizkraftwerk) und aus diesem Grunde ein hoher Mittelwert der SO_2 -Konzentration für die Luftströmung aus Richtung Südost zu erwarten war, wird dies durch die Messungen nicht bestätigt (Abb. 8). Die höchsten SO_2 -Mittelwerte (mg/m^3) ergeben sich bei Winden aus Richtung Süd (0,43), Südwest (0,33), West (0,33) und bei Calme (0,50). Die Meßstelle liegt in

diesen Fällen höchstwahrscheinlich im Einflußbereich Westberliner Emissionen. Dies wird noch dadurch erhärtet, daß die im Dezember 1969 in Westberlin gemessenen SO_2 -Konzentrationen [8] mit dem Monatsmittel von $0,32 \text{ mg/m}^3$

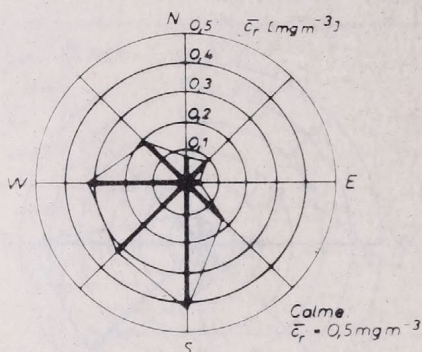


Abb. 8. Mittlere SO_2 -Konzentration bei Wind aus Richtung r

und Tagesmittelwerten bis zu $0,64 \text{ mg/m}^3$ die am FS-Turm bzw. die vom BHI-B (vergl. Tab. I) gemessenen Mittelwerte überschreiten. Es ist klar, daß sich so starke lokale Konzentrationen einer Flächenquelle auch in einiger Entfernung bei entsprechender Windlage bemerkbar machen.

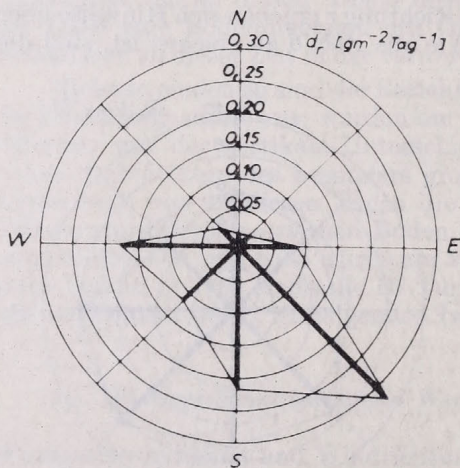


Abb. 9. Mittlere SO_2 -Stromdichte bei Wind aus Richtung r

Während für die Hygiene vorwiegend die SO_2 -Konzentration verwendet wird, kann für andere Fragestellungen — wie Untersuchung von Langzeitwirkungen, z. B. bei Korrosionsfragen — die SO_2 -Stromdichte von Interesse sein. Die SO_2 -Menge m [mg], die von einem Luftstrom mit der Konzentration c [mg/m^3] und der Geschwindigkeit w [m/s] in der Zeit t [s] an die Fläche f [m^2] herangetragen wird, beträgt

$$m = c f w t. \quad (1)$$

Die SO_2 -Stromdichte d [$\text{mg/m}^2\text{sec}$] ist dann gegeben durch

$$d = m/ft = c w \quad (2)$$

d. h., sie gibt die pro Sekunde auf 1 m²auftreffende SO₂-Menge an. Die Dimension von d entspricht der Korrosionsrate, wodurch die guten Korrelationsmöglichkeiten erklärt sind [9]. Für Winde aus Richtung r mit der relativen Häufigkeit n_r/n (n =Anzahl der Meßwerte), der mittleren Konzentration c_r sowie mittleren Windgeschwindigkeit w_r bei Wind aus Richtung r ergibt sich die mittlere SO₂-Stromdichte für die Richtung r

$$\bar{d}_r = n_r/n \bar{c}_r \bar{w}_r \quad (3)$$

Durch Multiplikation mit dem Faktor 86,5 erhält man die anschaulichere Maßeinheit [g/m² Tag].

In Abb. 9 ist die Richtungsabhängigkeit der SO₂-Stromdichte dargestellt. Während die SO₂-Konzentration im Mittel bei Winden aus Süd, Südwest und West am größten ist, wird die höchste SO₂-Menge bei Winden aus Südost und Süd und die niedrigste SO₂-Menge mit nördlichen Luftströmungen herangetragen. Die SO₂-Stromdichten bei Winden aus den Richtungen SE, S, SW zu den Stromdichten bei Winden aus NW, N und NE verhalten sich wie 8,5 : 1.

Es ist unwahrscheinlich, daß die hohe mittlere SO₂-Stromdichte auf die Immissionen aus dem nahegelegenen Heizkraftwerk zurückzuführen ist, da entsprechend hohe Mittelwerte der Immissionskonzentration aus dieser Richtung fehlen. Es läßt sich auch nicht entscheiden, ob die aus Südosten stammenden SO₂-Mengen vorwiegend der städtischen Emissionsfläche entstammen oder Fernwirkungen darstellen, die auf die im Südosten der Hauptstadt der DDR gelegene braunkohleerarbeitende und metallurgische Industrie oder auf die Großkraftwerke im Niederlausitzer Raum zurückzuführen sind. Es ist deshalb problematisch, aus Darstellungen der Windrichtungsabhängigkeit der SO₂-Konzentration allein Emissionsquellen zu lokalisieren.

LITERATUR

- [1] *Mc Cormick, R. A.*: Meteorological aspects of air pollution in urban and industrial districts. WMO Techn. Note No. 106: Meteorological aspects of air pollution, Genf, 1970.
- [2] *Braun, R. C.—M. J. G. Wilson*: The variation of atmospheric sulphur dioxide concentration with altitude. Int. J. Air Wat. Poll. 5, 1, 1961.
- [3] *Kahl, H.—W. Muschter*: Überwachung der Staub- und SO₂-Belastung der atmosphärischen Luft in Berlin durch Tagesdurchschnittsmessungen. Z. ges. Hyg. u. Grenzgeb. 15, 817, 1969.
- [4] *Kahl, H.—P. Smolinka,—W. Muschter—G. Rittner*: Die Staubbiederschlagsimmission in der Hauptstadt der DDR — Ergebnisse 8 jähriger Untersuchungen. Z. ges. Hyg. u. Grenzgeb. 18, 94, 1972.
- [5] *Novak, J. V. A.*: Polarographic-coulometric analyzers of low concentrations of sulphur dioxide. Coll. Czechoslov. Chem. Commun. 30, 2703, 1965.
- [6] *Hermann, G.*: Ergebnisse von Parallelmessungen des SO₂-Gehaltes der Atmosphäre nach der Pararosanilinmethode (SO₂-Meßkoffer) und einem kontinuierlichen Verfahren (Analysator 641). Z. Luft- u. Kältetechnik, 1969, 89.
- [7] *Warmbt, W.*: SO₂-Vergleichsmessungen im Rauchschaengebiet des Erzgebirges. Technik u. Umweltschutz. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig 1972 (im Druck)
- [8] *Lahmann, E.*: CO-Konzentrationen im Berliner Stadtgebiet (Straßen, Tunnels, Wohngebiete und Gewässer). Staub-Reinhalt. Luft 32, 74, 1972.
- [9] *Schikorr, G.*: Die Bedeutung des Schwefeldioxids für die atmosphärische Korrosion der Metalle Werkstoffe u. Korrosion 15, 457, 1964.
- [10] Monatlicher Witterungsbericht für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik, herausgegeben vom Meteorologischen Dienst der DDR, Hauptamt f. Klimatologie Potsdam 22, Nr. 12, 1969.
- [11] *Hess, P.—H. Brezowsky*: Katalog der Großwetterlagen Europas, 2. Auflage. Ber. D. Wetterdienst Nr. 113 (Bd 15), 1969.

The Applicability of Simple Formulas for the Calculation of Gaseous Plume Diffusion

J. SVOBODA, Institute of the Physics of the Atmosphere, Czechosl. Acad. Sc., Prague

A gáznemű légszennyező anyagok diffúziójának számítására szolgáló egyszerű formulák alkalmazhatóságáról. A szerző a légköri hőáramlás és a gáznemű légszennyező anyagok áramlása között fennálló analógiából indul ki. Két különböző módszert alkalmaz a vertikális hőmérsékleti gradiens változásának meghatározására, amelyet a hőáramlás módosulása okoz. Az első módszerben a légköri határretegekre vonatkozó néhány alapösszefüggést használ fel, a másodikban pedig Pasquill formulájával számítja ki a gáznemű légszennyező anyagok diffúzióját. A két módszer összehasonlítása, valamint a turbulens csere vertikális koefficiensére vonatkozó adatok alátámasztják azt a feltevést, hogy Pasquill formulája alkalmas a gáznemű légszennyező anyagok koncentrációjának becslésére.

*

О применимости некоторых простых формул для расчета диффузии пассивной примеси. Используется аналогия между потоком пассивной примеси и потоком тепла в атмосфере. Применяются два разных способа для получения изменения вертикального температурного градиента, которое обусловлено изменением потока тепла. Во первых используются некоторые основные соотношения для пограничного слоя атмосферы. Во вторых используется формула Паскуилла для расчета диффузии пассивной примеси. Сравнением этих двух способов проверяется применимость формулы Паскуилла. Получаются некоторые сведения о вертикальном коэффициенте турбулентного обмена, которые соответствуют применению формулы Паскуилла для аппроксимации концентрации пассивной примеси.

*

List of symbols used:

x, y, z	= rectangular (Cartesian) co-ordinate system; the axis z aims vertically upward; the axis x is set to the surface level and its possible direction agrees with the direction of the mean wind vector; the surface is supposed to be plane		
r	= the distance of the concentration measurement point from the source of gaseous material	H	= height above the ground where 1/10 of the surface concentration has been reached
S	= concentration of gaseous material	$\sigma_T(r)$	= standard deviation of crosswind normally distributed concentration of plume effluent for a specific downwind distance and atmospheric stability
Q	= intensity of the continuous point source of gaseous material	$\sigma_z(r)$	= standard deviation of vertical normally distributed concentration of plume effluent for a specific downwind distance and atmospheric stability
$Q_p(x)$	= intensity of the continuous area source of gaseous material	K	= vertical exchange coefficient
$q(x)$	= vertical flux of heat between the atmosphere and the ground; we suppose that the flux depends only on the x -coordinate ($q > 0$ when the flux of heat aims to the atmosphere)	T	= temperature
$u(z)$	= wind speed (time averaged)	γ_d	= 1,0°C/100 m dry-adiabatic lapse rate
u_{10}	= surface wind speed at 10 m above the ground	c_p	= specific heat of air at constant pressure
$U(r)$	= parameter of wind speed (the mean	ρ	= air density
		z_0	= surface roughness parameter
		κ	= 0,4 Kármán's constant
		$C(r)$	= $u_{10}/U(r)$

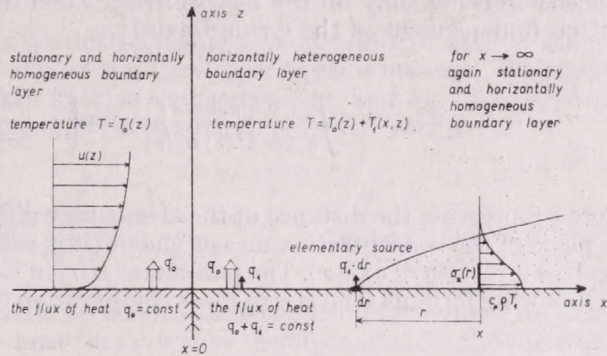
Introduction

At present, the following simple formula is widely used for practical calculations of atmospheric pollution:

$$S(x, y, z) = \frac{Q}{2\pi U \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \left[\exp\left(-\frac{(h-z)^2}{2\sigma_z^2}\right) + \exp\left(-\frac{(h+z)^2}{2\sigma_z^2}\right) \right] \quad (1)$$

Formula (1) holds for a continuous point source of gaseous material over a plane surface, the source of gaseous material being situated in the point with coordinates (0,0 h). The quality of the approximation of real conditions in terms of formula (1) would be found with ease if the measured concentrations of atmospheric pollutants were compared with the calculated values from formula (1). In this way, many authors have found the optimum values of the empi-

Fig. 1. Schematic vertical cut of the model situation characterizing discontinuous change of the flux of heat at the beginning of the coordinate system



irical functions $\sigma_y = \sigma_y(x)$, $\sigma_z = \sigma_z(x)$. However, there are some consequences of formula (1) which can serve also for the verification of its quality. This consequences will be dealt with in the present paper. For this purpose we shall examine the model situation characterizing the case of a sharp discontinuous change of the heat flux at the beginning of the coordinate system. This situation is shown in the schematic Fig. 1. and precisely defined further. The model conditions make it possible, to find in two different ways the derivative of the stationary lapse rate over homogeneous ground with respect to flux of heat. The first way: The derivative of the basic equation (2) with respect to flux of heat. The second way: The calculation of the heat diffusion from the supplementary area source of heat. The heat diffusion will be calculated according to Pasquill's formula (1). The comparison of the two different ways may then be used to verify the quality of Pasquill's formula and to find the values of the vertical exchange coefficient as the consequence of the application of Pasquill's formula.

The change of the vertical temperature lapse rate due to the change of the flux of heat in the atmosphere

a) The first method

Let us suppose that the following relation can be written under the assumption of the stationary state over the homogeneous ground and the neutral atmospheric stratification:

$$q = -c_p \rho K \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_d \right) \quad (2)$$

Let us differentiate the previous equation with respect to q for $z = \text{const}$, $K(z) = \text{const}$. Then

$$\frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = - \frac{1}{c_p \rho K(z)} \quad (3)$$

b) *The second method*

Formula (1) can be easily modified for the case of a continuous area source. Let us suppose that the area source is situated at the ground level and its intensity depends only on the x -coordinate. Then the concentration S can be written (independent of the y -coordinate):

$$S(x, z) = \int_0^{\infty} \frac{2 Q_p(x-r)}{\sqrt{2\pi} U(r) \sigma_z^2(r)} \exp\left(-\frac{z^2}{2\sigma_z^2(r)}\right) dr \quad (4)$$

where r represents the distance of the elementary differential source $Q_p dr$ from the place of the concentration measurement (it is calculated as positive for the negative direction of axis x). The parameter $U(r)$ in Eq. (4) is generally given by the following formula (the law of mass conservation of gaseous material):

$$U(r) = \int_0^{\infty} u(z) \sqrt{\frac{2}{\pi}} \frac{1}{\sigma_z(r)} \exp\left(-\frac{z^2}{2\sigma_z^2(r)}\right) dz \quad (5)$$

But even the following formula yields a sufficient approximation:

$$U(r) = \frac{1}{H(r)} \int_0^{H(r)} u(z) dz \quad (6)$$

Formulas (1) and (4) are often used under the assumption $U = \text{const}$ in some interval of the x -values.

Let us now define the model situation shown in *Fig. 1*:

1. All quantities are independent of the y -coordinate.
2. For $x \leq 0$ the boundary layer of the atmosphere is stationary over the homogeneous ground.

3. $q(x) = q_0 + q_1(x)$

where $q_0 = \text{const}$, $q_1(x) = \begin{cases} 0 & \text{for } x \leq 0 \\ q_1 = \text{const} & \text{for } x > 0 \end{cases} \quad (7)$

4. $K(x, z) = K_0(z) + K_1(x, z)$

where

$$\begin{aligned} K_1(x, z) &= 0 & \text{for } x &\leq 0 \\ \lim_{x \rightarrow \infty} K_1(x, z) &= 0 & \text{for } z &= z_1 \end{aligned}$$

Then the T -values can be written similarly: $T(x, z) = T_0(z) + T_1(x, z)$ where $T_0(z)$ corresponds to the stationary state over the homogeneous ground for $x \leq 0$ (therefore $T_1(x, z) = 0$ for $x \leq 0$). Evidently, the quantity $\frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)$ can be written in the following form for $z = z_1$ if $K(z_1) = \text{const}$ (because a new stationary state over the new homogeneous ground will be created when $x \rightarrow \infty$):

$$\frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = \lim_{\substack{x \rightarrow \infty \\ q_1 \rightarrow 0}} \left(\frac{1}{q_1} \frac{\partial T_1(x, z)}{\partial z} \right), \text{ for } z = z_1 \quad (8)$$

The individual solutions of the diffusion equation are additive. Hence, using the analogy between the flux of heat and the flux of gaseous material, the equation for $T_1(x, z)$ is received, when $Q_p(x)$ is changed to $q_1(x)$ and $S(x, z)$ to $c_p \rho T_1(x, z)$ in Eq. (4). The special choice $q_1(x)$ according to (7) gives for $T_1(x, z)$:

$$T_1(x, z) = \frac{2 q_1}{\sqrt{2\pi} c_p \rho} \int_0^x \frac{1}{U(r) \sigma_z(r)} \exp \left(-\frac{z^2}{2\sigma_z^2(r)} \right) dr \quad (9)$$

Note: The wind speed $u(z)$ can be taken as independent of x because its changes due to the changes of the heat flux q will be unsubstantial for the calculations according to Eq. (9) when $q_1 \rightarrow 0$. The same independence holds for the stability of the atmosphere. The parameter U depends on r in a general case. Nevertheless, in practice it is usually put $U = \text{const}$ for some particular intervals of the r -values. Under the assumption $U = \text{const}$, the relations (8) and (9) become

$$\frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) = -\frac{E(z)}{c_p \rho U} \quad (10)$$

where

$$E(z) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^\infty \frac{z}{\sigma_z^3(r)} \exp \left(-\frac{z^2}{2\sigma_z^2(r)} \right) dr \quad (11)$$

Comparing (3) and (10) we get:

$$U = K E \quad (12)$$

The numerical results

a) *The estimation of the U-values for neutral atmospheric stratification.*

Comparing U from Eq. (12) with U from Eqs. (5) or (6), the quality of the formula (1) can be checked. At the neutral atmospheric stability the following equation can be written up to a height Z above the homogeneous ground level:

$$K(z) = \frac{\kappa^2 u_{10} Z}{\ln z_{10} - \ln z_0}, \quad z \leq Z \quad (13)$$

where $z_{10} = 10$ m.

Under the assumption $U = \text{const}$, the Eqs. (12) and (13) give:

$$\frac{u_{10}}{U} = C_a \quad (14)$$

where

$$C_a = \frac{\ln z_{10} - \ln z_0}{\alpha^2 E(z) z} \quad (15)$$

The coefficient C_a depends on the z -coordinate. Therefore we have found some intervals (A_z, B_z) which correspond to some particular values of the z -coordinate in such a way that in a general case it can be written ($U \neq \text{const}$) approximately:

$$\frac{\overline{1}}{U(r)} = \frac{\overline{C(r)}}{u_{10}} \cdot \frac{C_a(z)}{u_{10}} \quad (16)$$

where the bar above the quantities denotes the mean over the interval.

Note: The relation $f(r, z) \leq 0,1 \cdot \max_{r \in (0, \infty)} \left\{ f(r, z) \right\}$ is required to be correct outside the interval (A_z, B_z) where

$$f(r, z) = z \sigma_z^{-3}(r) \exp\left(-\frac{z^2}{2 \sigma_z^2(r)}\right),$$

The results are shown in *Tab. I*. where the C_a -values and the corresponding intervals (A_z, B_z) are given for different z and for different values of the surface roughness parameter. For example, the average of $U^{-1}(r)$ over the interval

0 km $\leq r \leq$ 4 km can be written as follows:

$$\overline{U^{-1}(r)} = 0,8 \cdot u_{10}^{-1}$$

if the surface roughness parameter is $z_0 = 3$ cm. The empirical function $\sigma_z(r)$ of *Reuter and Cehak* (1966) has been used for the calculation of the C_a -values in *Tab. I*. The values $\sigma_z(r)$ calculated according to *Reuter and Cehak* (1966) are in agreement with the values found by *Pasquill* (1961) if $\sigma_z(r)$ is approximated by formula $\sigma_z(r) = \alpha r^\beta$, where α, β are some parameters depending on the atmospheric stability. *Reuter and Cehak* (1966) give the values $\sigma_z(r)$ only for 0,1 km $\leq r \leq$ 100 km. Therefore the integral $E(z)$, which is integrated over the interval $(0, \infty)$, has been replaced by the integral over the interval (A_0, B_0),

TABLE I.

The averaged rate $\overline{u_{10}/U(r)}$ over some corresponding intervals (A_z, B_z) of r -values (according to formula (15)).

z (m)	$C_a \doteq u_{10} \cdot \frac{1}{U(r)}$				Corresponding interval (A_z, B_z) rounded off to whole km		$E(z)$
	$z_0 = 1$ cm	$z_0 = 3$ cm	$z_0 = 10$ cm	$z_0 = 100$ cm			
40	0,97	0,82	0,65	0,32	$A_z = 0$ km	$B_z = 4$ km	1,11
80	0,61	0,51	0,41	0,20	$A_z = 1$ km	$B_z = 9$ km	0,886

where $A_0 = 10^2$ m, $B_0 = 10^5$ m. It can be expected that the distance 100 km is sufficient, in order that the approximate renovation of the stationary state over the homogeneous ground can be assumed up to the height of 80 metres above

TABLE II.

The rate $\frac{u_{10}}{U(r)}$ for some r-values (according to formulas (5) and (6)).

r Distance from the source (km)	$C(r) = \frac{u_{10}}{U(r)}$ according to formula (5)		$C(r) = \frac{u_{10}}{U(r)}$ according to formula (6)	
	$z_0 = 3$ cm	$z_0 = 100$ cm	$z_0 = 3$ cm	$z_0 = 100$ cm
1	0,91	0,83	0,91	0,71
4	0,77	0,59	0,71	0,53
9	0,71	0,50	0,63	0,45
100	0,56	0,38	0,50	0,36

the ground. The decrease of the quantity $\overline{U^{-1}}$ follows from *Tab. I.* when $u_{10} = \text{const}$ and the interval boundaries A_z, B_z are increasing. This fact agrees with the physical ideas, as well as the absolute values of the coefficient C_a in *Tab. I.* roughly agree with formulas (5) or (6). The values of the rate $C(r) = U^{-1}(r) u_{10}$ calculated according to Eqs. (5) and (6) are shown in *Tab. II.*

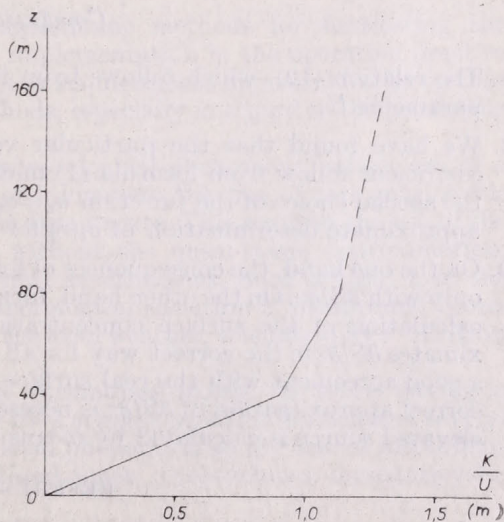


Fig. 2. The dependence of values K/U on coordinate z owing to the application of Pasquill's formula for the calculation of the atmospheric pollution

The logarithmic wind profile has been applied for $z < 100$ m and given z_0 . Above 100 m the empirical "Leipzig Wind Profile" (Swinbank, 1970) has been used for the calculation of the values in *Tab. II.* If the values in *Tab. I.* are compared with *Tab. II.*, a better agreement can be seen for $z_0 = 3$ cm than for $z_0 = 1$ m. Therefore the formula (1) has a worse applicability over the very rough surface than over the plane one, if σ_z according to Reuter and Cehak (1966) is used.

b) *The estimation of the vertical exchange coefficient for neutral atmospheric stratification*

Some vertical profiles of the vertical exchange coefficient K follow from the approximation of the real concentration field according to formula (1). This dependence $K = K(z)$, as the consequence of formula (1), follows from (12)

$$K(z) = E^{-1}(z) U \quad (17)$$

The quantity $E^{-1}(z)$ characterizes the dependence of the vertical exchange coefficient on the z -coordinate under the assumption $U = \text{const}$. This relation is shown in *Fig. 2*. The values of $E(z)$ have been calculated in the same way as in the previous case. Let us mention that the stationary state over the homogeneous ground cannot be assumed for a greater z (for example $z > 300$ m), if there is only a 100 km distance under new conditions. Therefore for a greater z the integral boundary, $0, \infty$ in the integral $E(z)$ cannot be substituted by values $A_0 = 10^2$ m, $B_0 = 10^5$ m. However, we can define in addition $\sigma_z(r)$ for $r > 100$ km in such a way that some reasonable values of the vertical exchange coefficient are obtained for a greater z . Therefore, this way can serve for the determination of values of $\sigma_z(r)$ for $r > 100$ km because in such distances direct measurements are very difficult. A certain dependence of K on the atmospheric stability follows from formula (1), too (it is sufficient to calculate $E(z)$ for some different states of the atmospheric stability).

Conclusions

1. The relation (12), which follows from formula (1), yields real values of the parameter U .
2. We have found that the particular vertical profiles of vertical exchange coefficient follow from formula (1) under the assumption $U = \text{const}$ and for the special choice of the function $\sigma_z = \sigma_z(r)$. Equation (17) can serve for the approximate determination of $\sigma_z(r)$ for $r > 100$ km.
3. On the one hand, the consequences of formula (1) discussed in this paper deal only with $\partial S / \partial z$. On the other hand, formula (1) is usually used only for the calculation of the surface concentration. However, if formula (1) approximates $\partial S / \partial z$ in the correct way for all z -values, the formula (1) will be in a good agreement with the real surface concentration, as well. Besides, the correct approximation of $\partial S / \partial z$ is necessary, when the concentration from an elevated source is calculated by means of formula (1).

REFERENCES

- Monin A. S., Jaglom A. M.: *Statisticheskaja gidromekhanika*, Tom 1, Nauka, Moscow, 1965.
Pasquill F.: *The Estimation of the Dispersion of Windborne Material*, *The Meteorological Magazine*, Vol. 90, 33—49, 1961.
Reuter H., Cehak K.: *Zur Luftverunreinigung durch turbulente Diffusion*, *Arch. Met. Geophys. Biokl. A* 15, 192—204, 1966.
Swinbank W. C.: *Structure of Wind and the Shearing Stress, in the Planetary Boundary Layer*, *Arch. Met. Geophys. Biokl. A* 19, No 1, 1—12, 1970.

A Numerical Model of a Local Hydrodynamic Weather Forecast with Real Orography

V. I. ZAHARIEV, *Research Institute for Hydrology and Meteorology, Sofia*

Numerikus modell a lokális hidrodinamikus időjáráselőrejelzésre a tényleges domborzat figyelembevételével. A szerző a lokális mezometeorológiai időjáráselőrejelzés kétszintű modelljét alkotja meg. Ez a modell a hidro-termodinamika teljes egyenletrendszerének véges különbségi megoldásán alapszik, és nem kvázisztatikus feltételekből indul ki. Speciális koordináta rendszer segítségével pontosan számba veszi egy konkrét mezoméretű terület tényleges orográfiai hatását. A feladat olyan lokális mezometeorológiai folyamatokra vonatkozik, amelyeknek horizontális kiterjedése $10-10^2$ km, időtartamuk pedig néhány óra. A szerző példaként a Szent Ilona szigetre készült 6 órás lokális előrejelzést mutatja be.

*

Численная модель локального гидродинамического прогноза погоды с учетом реальной ороеграфии. В докладе построена двухуровневая модель локального мезометеорологического прогноза погоды, основанная на конечноразностном решении полной системы уравнений гидротермодинамики. Условие квазистатичности не используется. С помощью специальной системы координат точно учитывается влияние реальной ороеграфии в конкретном мезорайоне. Это задача относится к локальным мезометеорологическим процессам горизонтального размера порядка $10-10^2$ км и продолжительности несколько часов. Приведен в пример шестичасовой локальный прогноз, составленный для острова Св. Елены.

*

Introduction

The use of the numerical, hydrodynamic methods for forecasting the meteorological elements, led to their implementation in the operative practice of many countries. Along with that, new requirements appeared in the further development of these forecasting methods, especially in regard to the predicting of the so called local weather.

In forecasting the local, mesometeorological phenomena, which are of a scale of several kilometers or tens of kilometers the use of the quasi-static hydrothermodynamic equations is not appropriate. This requires the use of the equations of hydrothermodynamics without the quasi-static approximation, i. e. giving account also of the vertical accelerations. Such a task, i. e. the transition from a forecast of the meteorological situation ("background" forecast) towards a numerical forecast on the local weather, was raised by I. A. Kibel in 1964 [7].

Mesometeorological atmospheric formations would be those having a horizontal extension of the order $10-10^2$ km and a period of existence of several hours. To these we could refer such local phenomena as the line of instability, tornado, thunderstorms, mesoscale cloud zones, mesocyclones, mesoanticyclones, local circulations, etc.

Formulation of the local problem

Our aim is to give a numerical local weather forecast on the basis of the primitive equations of hydrothermodynamics for a specific meso-region by taking account of the real orography. Since such a general formulation is accompanied by considerable mathematical and computation difficulties, we

shall suppose that the atmosphere is an ideal incompressible fluid and the processes in it are adiabatic. The adiabatic condition in local phenomena is fulfilled with great accuracy and the assumption of the atmosphere as an ideal incompressible fluid simplifies the equation, without considerably spoiling the physical picture of the processes.

Let us suppose that the earth's surface in that specific mesoregion is represented with an analytic function by the co-ordinates $z = z_0(x, y)$. The pressure, the density and the air temperature, shall be expressed by their standard values and deviations.

A special co-ordinate system is used for orography, namely

$$x, y, \zeta = \frac{\overline{P(z)}}{P_0(x, y)} \quad (0 \leq \zeta \leq 1)$$

where $\overline{P(z)}$ - standard pressure; $P_0(x, y) = \overline{P[z_0(x, y)]}$ - standard pressure on the surface of the mountain. The vertical co-ordinate ζ is proposed by *I. A. Kibel* [7]. This co-ordinate system allows to reformulate the initial equations in a form where the influence of the relief of the earth's surface is immediately represented.

We now obtain the following initial system of equations.

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial u}{\partial \zeta} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial x} - b\zeta \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \frac{\partial z_0}{\partial x} + W_r \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right) + lv \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial v}{\partial \zeta} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial y} - b\zeta \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \frac{\partial z_0}{\partial y} + W_r \frac{\partial v}{\partial \zeta} \right) - lv \\ \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + u \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial \zeta} &= - b^2 \zeta^2 \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} - b^2 \zeta RT + \frac{\bar{\omega}^2}{\zeta} + b W_r \left(\bar{\omega} - \zeta \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial \zeta} \right) \\ \frac{\partial P_0 u}{\partial x} + \frac{\partial P_0 v}{\partial y} + \frac{\partial P_0 \bar{\omega}}{\partial \zeta} + b P_0 \frac{\partial}{\partial \zeta} (\zeta W_r) &= 0 \\ \frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial T}{\partial \zeta} &= \frac{(\gamma_a - \gamma)}{b\zeta} \bar{\omega} - b\zeta W_r \frac{\partial T}{\partial \zeta} \end{aligned} \quad (1)$$

The denotations are the following: $\Phi = RT_m P' / P(z)$; T - deviation of the temperature from the standard value; $u, v, \bar{\omega}$ - components of wind velocity on the co-ordinate axes x, y, ζ ; t - time; l - Coriolis parameter; g - acceleration due to gravity; R - gas constant; T_m - mean temperature; γ_a - dry adiabatic temperature gradient; γ - standard vertical temperature gradient;

$$W_r = u \frac{\partial z_0}{\partial x} + v \frac{\partial z_0}{\partial y}; \quad b = \frac{g}{RT_m}$$

In system (1) we have introduced a new function

$$\bar{\omega} = \omega - b\zeta W_r \quad (2)$$

which is analogous to the vertical velocity.

The influence of orography is above all described by the members in the left part of the third equation of the motion in (1).

For boundary conditions along vertical co-ordinate ξ , we obtain

$$\begin{aligned} \text{at } \xi = 0 & & \bar{\omega} = 0 \\ \text{at } \xi = 1 & & \bar{\omega} = -b W_r \end{aligned} \quad (3)$$

As can be noticed, the system of equations (1) appears to be of the fourth order with respect to time. On account of this, it is necessary to have four initial functions. The initial conditions at $t=0$, can be written in this way:

$$\begin{aligned} \Phi_{t=0} = \Phi^0 & & u_{t=0} = u^0 \\ T_{t=0} = T^0 & & v_{t=0} = v^0 \end{aligned} \quad (4)$$

Solution of the local problem. Prognostic equations

We solve the problem on the basis of system (1), proceeding both at boundary conditions (3) and initial conditions (4).

In constructing the prognostic scheme for solving the system of primitive equations, we make use of method proposed by Kibel [5, 6]. The basic idea of this method is that the non-linear members in the equations are accepted as known, and in this way the corresponding linear problem of adaptation for each step in time is solved. At this, the numerical scheme preserves the peculiarities of solving the primitive equations and gives the quasi-geostrophic motion of each step in time.

This method can find a successful application in solving the local problems of weather also. Here it should be born in mind that the adaptation of the mesometeorological processes to the geostrophic motion comes about more quickly than in the case of the macro-scale atmospheric motions.

Thus, let the non-linear members in the equation (1) be written down in the right side and the linear members in the left side. We now obtain:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - lv + \frac{\partial \Phi}{\partial x} &= - \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial u}{\partial \xi} + b\zeta \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \xi} \frac{\partial z_0}{\partial x} + W_r \frac{\partial u}{\partial \xi} \right) \right] \equiv - B_u \\ \frac{\partial v}{\partial t} + lu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} &= - \left[u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial v}{\partial \xi} + b\zeta \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \xi} \frac{\partial z_0}{\partial y} + W_r \frac{\partial v}{\partial \xi} \right) \right] \equiv - B_v \\ \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial t} + b^2 \zeta RT + b^2 \zeta^2 \frac{\partial \Phi}{\partial \xi} &= - \left[u \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial x} + v \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial \xi} - \frac{\bar{\omega}^2}{\xi} - b W_r \left(\bar{\omega} - \zeta \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial \xi} \right) \right] \equiv - B_{\bar{\omega}} \\ \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{(\gamma a - \gamma)}{b\zeta} \bar{\omega} &= - \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + \bar{\omega} \frac{\partial T}{\partial \xi} + b\zeta W_r \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) \equiv - B_T \\ \frac{\partial P_0 u}{\partial x} + \frac{\partial P_0 v}{\partial y} + \frac{\partial P_0 \bar{\omega}}{\partial \xi} + b P_0 \frac{\partial}{\partial \xi} (\zeta W_r) &= 0 \end{aligned} \quad (5)$$

We substitute the derivatives in time for finite differences in the following way: $\partial f / \partial t \approx (f - f^0) / \delta t$ where f^0 - the values of the corresponding function in

the initial moment. Apart from this, since we solve a local problem, we shall consider $l = \text{const}$.

Then system (5) shall be replaced with the following:

$$\begin{aligned}
 u + \delta t \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} - lv \right) &= -\delta t B_u + u^0 \\
 v + \delta t \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} + lu \right) &= -\delta t B_v + v^0 \\
 \bar{\omega} + \delta t \left(b^2 R \zeta T + b^2 \zeta^2 \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \right) &= -\delta t B_{\bar{\omega}} + \bar{\omega}^0 \\
 T - \delta t \frac{(\gamma_a - \gamma)}{b \zeta} \bar{\omega} &= -\delta t B_T + T^0 \\
 \frac{\partial P_0 u}{\partial x} + \frac{\partial P_0 v}{\partial y} + \frac{\partial P_0 \bar{\omega}}{\partial \zeta} + b P_0 \frac{\partial}{\partial \zeta} (\zeta W_r) &= 0
 \end{aligned} \tag{6}$$

From system (6) we obtain equations for determining the unknown functions $u, v, \bar{\omega}, \Phi, T$.

From the first two equations of (6) we obtain expressions for determining the horizontal components of the wind u and v .

$$\begin{aligned}
 u &= -\frac{l^2 \delta t^2}{1 + l^2 \delta t^2} \left[\left(\frac{1}{l^2 \delta t} \frac{\partial \Phi}{\partial x} + \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right) + \left(\frac{1}{l^2 \delta t} B_u + \frac{1}{l} B_v \right) - \left(\frac{1}{l^2 \delta t^2} u^0 - \frac{1}{l \delta t} v^0 \right) \right] \\
 v &= -\frac{l^2 \delta t^2}{1 + l^2 \delta t^2} \left[\left(\frac{1}{l^2 \delta t} \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) + \left(\frac{1}{l^2 \delta t} B_v - \frac{1}{l} B_u \right) - \left(\frac{1}{l^2 \delta t^2} v^0 - \frac{1}{l \delta t} u^0 \right) \right]
 \end{aligned} \tag{7}$$

The vertical velocity $\bar{\omega}$ is determined by the equation of continuity

$$\bar{\omega} = -\frac{1}{P_0} \int_0^{\zeta} \left(\frac{\partial P_0 u}{\partial x} + \frac{\partial P_0 v}{\partial y} \right) d\zeta - b \zeta W_r \tag{8}$$

After computing $\bar{\omega}$, we determine the temperature from the equation of the influx of heat

$$T = \delta t \frac{RT_m}{g \zeta} (\gamma_a - \gamma) \bar{\omega} - \delta t B_T + T^0 \tag{9}$$

An equation for the determination of the geopotential (function Φ) can be obtained from the equations of motion and the influx of heat in (6) and the formula of the horizontal components of the wind (7). The equation obtained by us is of an elliptic type and the following form:

$$\frac{\partial}{\partial \zeta} \frac{\zeta^2}{\alpha^2} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} + \Delta \Phi = F(x, y, \zeta) \quad (10)$$

Where

$$\alpha^2 = \frac{R^2 T_m^2}{g^2 (1 + l^2 \delta t^2)} \left[1 + \frac{g \delta t^2}{T_m} (\gamma_a - \gamma) \right] = \text{const}$$

The function $F(x, y, \zeta)$ is considered as known and is the following

$$\begin{aligned} F(x, y, \zeta) = & \frac{1 + l^2 \delta t^2}{\delta t \left(1 + \frac{g \delta t^2}{T_m} (\gamma_a - \gamma) \right)} \frac{\partial}{\partial \zeta} \left(\omega^0 - \delta t B_\omega + \frac{g^2 \delta t^2}{RT_m^2} \zeta B_T - \right. \\ & \left. - \frac{g^2 \delta t}{RT_m^2} \zeta T^0 \right) + \frac{1 + l^2 \delta t^2}{\delta t} \frac{g \zeta}{RT_m} \frac{\partial W_r}{\partial \zeta} - \left(\frac{\partial B_u}{\partial x} + \frac{\partial B_v}{\partial y} \right) - \\ & - l \delta t \left(\frac{\partial B_v}{\partial x} - \frac{\partial B_u}{\partial y} \right) + \frac{1}{\delta t} \left(\frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} \right) + l \left(\frac{\partial u^0}{\partial y} - \frac{\partial v^0}{\partial x} \right) \quad (11) \end{aligned}$$

We solve the equation of the geopotential (10) at boundary by the vertical co-ordinate

$$\begin{aligned} & \text{at } \zeta = 0 \\ & \text{at } \zeta = 1 \end{aligned} \quad \zeta \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \text{ limited}$$

$$\left(\frac{\partial \Phi}{\partial \zeta} \right)_{\zeta=1} = R \delta t B_T - RT^0 - \frac{R^2 T_m^2}{g^2} B_\omega + \delta t R (\gamma_a - \gamma) W_r + \frac{RT_m}{g \delta t} (W_r - W_r^0) \quad (12)$$

The methods for solving the equation of the type (10) are well worked out [4]. For its solution an initial condition is necessary, and we shall take the following:

$$\text{at } t = 0, \quad \Phi(x, y, \zeta) = \Phi^0(x, y, \zeta) \quad (13)$$

Here, the function should be given in the whole space.

As one can see from the expression for $F(x, y, \zeta)$ by (11) and the boundary conditions of the earth's surface (12), they considerably differ from those at the quasi-geostrophic and quasi-static models.

Thus the expressions (7), (9) and the equations (8), (10), absolutely solve the problem for the determination of the unknown functions u, v, ω, Φ, T .

Numerical scheme for a local forecast

In constructing the numerical scheme for a local forecast, we take into consideration a two layer model, i. e.

$$\zeta_0 = 0, \quad \zeta_1 = 1/2, \quad \zeta_2 = 1$$

The derivatives by ζ will be substituted with one-sided finite differences

$$\left(\frac{\partial f}{\partial \zeta}\right)_k = \frac{f_k - f_{k-1}}{\zeta_k - \zeta_{k-1}} \quad k=1,2.$$

Let us write down the expressions (7) and (9) for the two levels, after the substitutions of the derivatives by ξ in finite differences. We obtain:

$$\begin{aligned} u_1 &= -\frac{l^2 \delta t^2}{1+l^2 \delta t^2} \left[\left(\frac{1}{l^2 \delta t} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} + \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi_1}{\partial y} \right) + \left(\frac{1}{l^2 \delta t} B_{u_1} + \frac{1}{l} B_{v_1} \right) - \left(\frac{1}{l^2 \delta t^2} u_1^0 + \frac{1}{l \delta t} v_1^0 \right) \right] \\ v_1 &= -\frac{l^2 \delta t^2}{1+l^2 \delta t^2} \left[\left(\frac{1}{l^2 \delta t} \frac{\partial \Phi_1}{\partial y} - \frac{1}{l} \frac{\partial \Phi_1}{\partial x} \right) + \left(\frac{1}{l^2 \delta t} B_{v_1} - \frac{1}{l} B_{u_1} \right) - \left(\frac{1}{l^2 \delta t^2} v_1^0 - \frac{1}{l \delta t} u_1^0 \right) \right] \end{aligned} \quad (14)$$

$$T_1 = T_1^0 - \delta t B_{T_1} + 2\delta t \frac{RT_m}{g} (\gamma_a - \gamma) \bar{\omega}_1$$

$$T_2 = T_2^0 - \delta t B_{T_2} - \delta t (\gamma_a - \gamma) W_{r_2} \quad (15)$$

----- $z_0 = 0$

----- $z_1 = H$

----- $z_2 = 1$ *Fig. 1.* Denotation of levels in a two-layer model

From equation (8), after integrating by the method of the trapezium, we obtain for the determination of $\bar{\omega}$ on the two levels

$$\begin{aligned} \bar{\omega}_1 &= \frac{1}{4} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x} + \frac{\partial v_1}{\partial y} \right) - \frac{3}{4} b W_{r_1} \\ \bar{\omega}_2 &= -\frac{g}{RT_m} W_{r_2} \end{aligned} \quad (16)$$

For the solution of the equation (10) at boundary conditions (12) and an initial condition (13), we substitute the derivatives by ζ with finite differences. For the purpose we divide the atmosphere into two layers with levels ζ_k , $k=0, 1, 2$ (*Fig. 1*). For convenience, we introduce an intermediate level $k=1\frac{1}{2}$. Using the boundary conditions (12), after some transformations, we obtain a definite determination of the functions Φ_1 and Φ_2

$$\Delta\Phi_1 = F_1(x, y) - \frac{1}{\alpha^2} f_2(x, y)$$

$$\Delta\Phi_2 - \frac{4,5}{\alpha^2} (\Phi_2 - \Phi_1) = F_2(x, y) - \frac{4}{\alpha^2} f_2(x, y) \quad (17)$$

where $f_2(x, y)$ is the right part of (12).

We solved the two equations of (17) with the help of *Libman's* extrapolation method [4]. To fasten the convergence of the iteration process, the coefficients of the relaxation were chosen experimentally.

To achieve a local forecast, one can not avoid the analysis and prediction of the mesoscale phenomena, which have comparatively small dimensions $10 - 10^2$ km) and a short period of existence (several hours). On account of the fact that basic equations describe also gravitational waves, which propagate with a velocity of an order of magnitude greater than the velocity of wind, we have to use small time steps.

For solving the local forecast in a specific meso-region, we make use of a rectangular grid consisting of $20 \times 20 = 400$ points. The step by the co-ordinates, x, y , is $\delta L = 2$ km. On the basis of *Courant's* condition, the time step δt , was taken to be equal to 8 seconds. Besides this network of points, we make use of another one, which consists of points situated in the center of each square of the first network (*Fig. 2*).

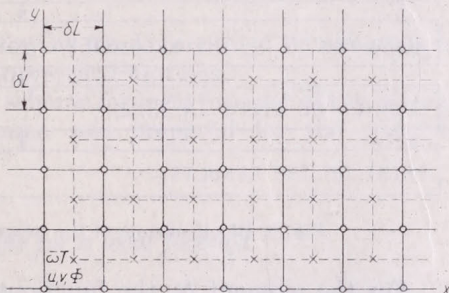


Fig. 2. Structure of the two-dimensional network

In the points of the first network, we give the initial functions of Φ, u, v , and in the points of the second network the initial functions of $T, \bar{\omega}$, are given. For convenience of the functions of the first network, we shall take whole indices $\Phi_{ij}, u_{ij}, v_{ij}$; and for the functions of the second network — half indices

$$T_{i\pm\frac{1}{2}, j\pm\frac{1}{2}}, \bar{\omega}_{i\pm\frac{1}{2}, j\pm\frac{1}{2}}.$$

The time step δt is divided into two parts. Then for the moment $\delta t/2$, we shall determine the functions Φ, u, v , from the initial data of the first network for the points of the second network, and the functions $T, \bar{\omega}$ — reversely. After that we compute these values for the moment $\delta t/2$, on the basis of them we find their values for the moment δt .

We determine the functions and the horizontal derivatives for the moment $\delta t/2$ in the following way:

$$\begin{aligned}
 f_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{4} \left(f_{ij}^0 + f_{i+1, j}^0 + f_{i, j+1}^0 + f_{i+1, j+1}^0 \right) \\
 \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{2\delta L} \left(f_{i+1, j}^0 - f_{i, j}^0 + f_{i+1, j+1}^0 - f_{i, j+1}^0 \right) \\
 \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}} &= \frac{1}{2\delta L} \left(f_{i, j+1}^0 - f_{i, j}^0 + f_{i+1, j+1}^0 - f_{i+1, j}^0 \right)
 \end{aligned} \quad (18)$$

(f^0 - the initial values of the functions).

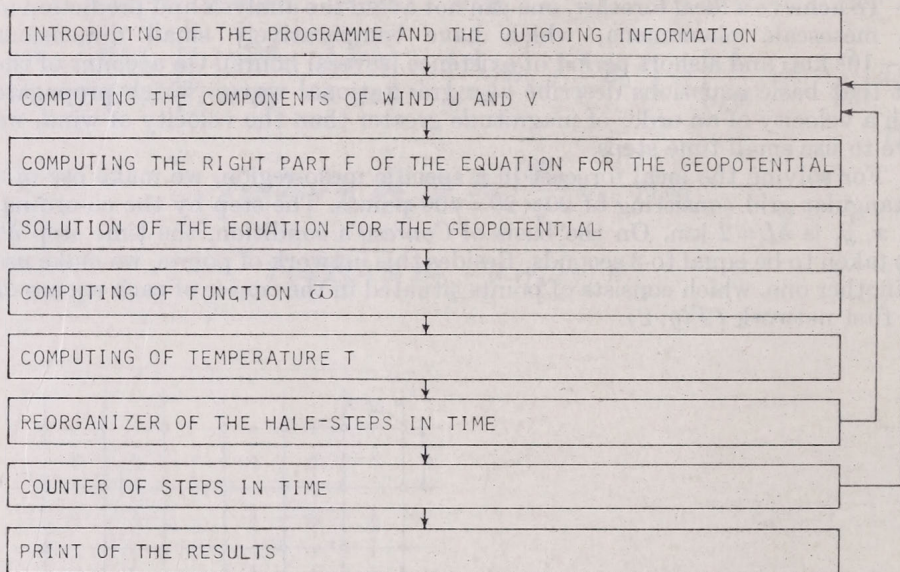


Fig. 3. Block-scheme of the programme for the Computing Machine.

For the moment δt , the functions and the horizontal derivatives are the following:

$$\begin{aligned}
 f_{i,j} &= \frac{1}{4} \left(f_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} + f_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} + f_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} + f_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} \right) \\
 \left(\frac{\partial f}{\partial x} \right)_{i,j} &= \frac{1}{2\delta L} \left(f_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} - f_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} + f_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} - f_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} \right) \\
 \left(\frac{\partial f}{\partial y} \right)_{i,j} &= \frac{1}{2\delta L} \left(f_{i+\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} - f_{i+\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} + f_{i-\frac{1}{2}, j+\frac{1}{2}}^{\delta t/2} - f_{i-\frac{1}{2}, j-\frac{1}{2}}^{\delta t/2} \right)
 \end{aligned} \quad (19)$$

On the boundary of the meso-region for which we shall give the local forecast, we accept the following boundary conditions:

$$\begin{aligned}
 \Phi &= 0 & T &= 0 \\
 u &= u(z), & v &= v(z), & \bar{\omega} &= 0
 \end{aligned} \quad (20)$$

For initial data, we took the data of the meteorological observations, which are distributed for the whole territory of the meso-region, i. e.

$$\Phi^0 = \text{const}, \quad u^0 = \text{const}, \quad v^0 = \text{const}, \quad T^0 = \text{const} \quad \omega^0 = 0 \quad (21)$$

Consequently, in the beginning it was accepted that in the meso-region the deviations of the temperature and the pressure, as well as the horizontal

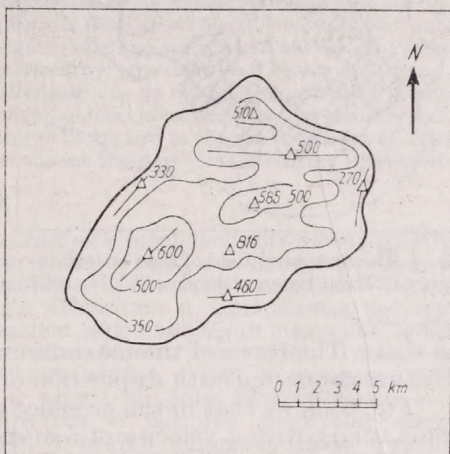


Fig. 4. Scheme of Saint Helena Island

components of the wind, were the same for the whole territory. It was accepted also that in the beginning there were no vertical motions.

For the realization of the numerical scheme for local forecast of the weather for a specific meso-region, a programme was prepared for the computer "Minsk - 22" (Fig. 3).

A numerical example for a local forecast

As an example for the realization of the numerical scheme, we shall give the computed local forecast for the island of Saint Helena ($\varphi = 16^{\circ}00' S$, $\lambda = 5^{\circ}40' E$, for December 3, 1967.)

On Fig. 4 a scheme of the island is given, from which it can be seen that the island has a rough terrain. The initial data were taken for 12^{hr} GMT, December 3, 1967. The forecast was calculated for 6 hours ahead, i. e. for 18^{hr} GMT.

In regard to temperature and pressure, a slight alteration occurs, with approaches the actual one. As to the wind and the vertical velocities, we get a varied picture, which clearly shows the orographic influence on these two meteorological elements. The computed vertical velocities are given in Fig. 5 and the computed wind field in Fig. 6.

The computed vertical velocities over the island are not great — up to 5 cm/sec and in general well connected with the local topography. During the period no rain had fallen, but a cloud "cap" had been observed over the island. It is interesting to note that the whole island is surrounded by a belt of ascending vertical velocities, which are probably connected with the great steepness of

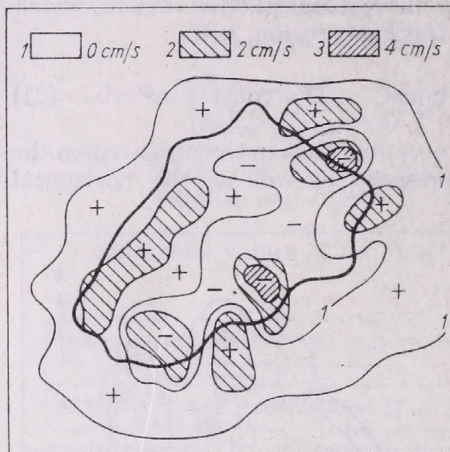


Fig. 5. The computed field of the vertical velocities on Saint Helena Island — 3. XII. 1967

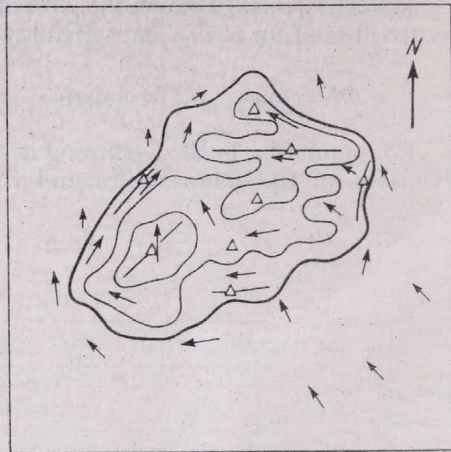


Fig. 6. The computed field of wind on Saint Helena Island — 3. XII. 1967

the shore. The zones of the maximum ascending and descending vertical velocities are connected with disposition of the mountain ridges.

Fig. 6 shows that in the presence of a permanent of a south-easterly wind (trade wind), with a velocity of 5 m/sec over the island, one observes a rather interesting picture. Under the influence of orography, the wind changes its direction and its velocity in accordance with the peculiarities of the local configuration of earth's roughness. The direction of the wind is determined by the situation of the mountain ridges and valleys. To the north-east of the island, one observes a weakening of the wind.

Unfortunately, we don't have detailed information for the distribution of the meteorological elements around the island and for that reason the forecast is made on the basis of the comparison of the distribution of the calculated elements with the relief of the island.

In conclusion we may say that on the basis of the numerical example, the local forecast of the weather, as it has been worked out in the prognostic scheme, gives good results.

REFERENCES

- [1] Zahariev, V.: On the question of the local hydrodynamic forecast of the weather. "Hydrology and Meteorology", Sofia, No. 2, 1970.
- [2] Zahariev, V.: Local short-term forecast of the weather with the help of the primitive hydrodynamic equations. "Meteorology and Hydrology", Moscow, No. 4, 1971.
- [3] Zahariev, V.: Local hydrodynamics forecast of the weather for a specific mezo-region. "Hydrology and Meteorology", Sofia, No. 5, 1970.
- [4] Кибель, И. А.: Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. Гостехиздат, Москва, 1957
- [5] Кибель, И. А.: Способ краткосрочного прогноза метеорологических элементов, ДАН СССР, т.118, № 4, 1958
- [6] Кибель, И. А. Конечно-разностная схема решения полной системы уравнений краткосрочного прогноза погоды и соотношения геострофичности. ДАН СССР, т. 132, № 2, 1960
- [7] Кибель, И. А.: Некоторые новые задачи гидродинамического прогноза погоды. Труды ММЦ, вып. 3, 1964

Ezüst-jodid aeroszol laboratóriumi vizsgálata

WIRTH ENDRE, BÓNIS KATALIN Központi Légtérfizikai Intézet, SIMON ANTAL Központi Előrejelző Intézet, Budapest

Laboratory Investigations of Silver-iodide Aerosols. „Pure” silver-iodide smoke has been produced in an aerosol chamber by heating the material on a wolfram wire. In an attempt to determine both the actual size distribution of the particles and the captation efficiency of the last stage of a Casella-impactor, this latter has been backed up by SYNPOR-type membrane filters. Different techniques of preparation made it possible to examine the nuclei by electron microscopy. The typical concentrations were about $80\,000\text{ cm}^{-3}$, $20\,000\text{ cm}^{-3}$ of which was found to be originated from the heater wire and the natural background aerosol. The lognormal distributions can be characterized by: $r(\text{median}) = 0,11\ \mu\text{m}$ and standard deviation $= 1,64$. The changes in the distributions due to coagulation, artificial dilution, etc., of the aerosol were analysed and the density of individual particles was computed to be $q = 0,71\text{ g cm}^{-3}$. The results of investigations can be applied in the construction and testing of AgI-generators and other dispersion methods for the purposes of weather modification.

*

Исследование аэрозоля иодистого серебра в лабораторных условиях. «Чистый» дым иодистого серебра был диспергирован в воздух маленькой аэрозольной камеры с горением материала помещенного на спирале вольфрама. Частицы улавливались при помощи импактора «Казелла» и мембранных фильтров «Синпор». Техники приготовления образцов для измерения размеров частиц с электронным микроскопом были разработаны отдельно. Типичными концентрациями оказались около $80\,000$ частиц в см^3 , в которых $20\,000$ частиц происходили из спирали и также из фона естественного аэрозоля. Распределение характеризируется с среднем радиусом частиц $r = 0,11\ \mu\text{m}$ и рассеянием $b = 1,64$. В статье анализированы причины изменения в распределении аэрозоля из-за коагуляции, искусственного разжижения и влияния других факторов. Наконец, рассчиталась плотность индивидуальных частиц ($q = 0,71\text{ г см}^{-3}$) на основе данных экспериментов. Результаты могут быть использованы в конструкции и поprobовании эффективности генераторов и других методов диспергирования реагентов для цели искусственных воздействий.

*

Bevezetés

Az ezüst-jodid (AgI) *Vonnegut* (1947) felfedezése óta máig is az egyik leggyakrabban használt anyag az időjárás-módosítási kísérletekben. Ennek oka kettős. Egyrészt, a vegyület ún. „hatákonysági küszöbhőmérséklete” a szervesen anyagok között a legmagasabb, $-4,5\text{ C}^\circ$ körül van, más szavakkal: a vegyület diszperg állapotban 0 C° -hoz igen közeli negatív hőmérsékleten képes elősegíteni a túlhűlt vízcseppek fagyását. Másrészt, az AgI tömeg egységnyi mennyiségéből [gr] rendkívül nagyszámú, $10^{14} - 10^{16}$ darab olyan részecskét lehet előállítani, amelyek mindegyike kristályosító képességgel rendelkezik.

A különböző módszerekkel létrehozott AgI-füstök hatékonysága azonban nem egyforma: bizonyos füstök több jégkristályt hoznak létre magasabb, és kevesebbet alacsonyabb hőmérsékleten, mások éppen fordítva. Például, ha a vegyületet oldatba visszük és mechanikai úton diszpergáljuk, a cseppek elpárolgása után visszamaradó részecskék nagyobb hányada hatékony magasabb hőmérsékleten, mintha ugyanezt az oldatot elégetnénk, vagyis a részecskéket kondenzációs módszerrel hoznánk létre. Az így keletkező részecskék ui. átlagosan jóval kisebb méretűek, mint az előbbi esetben: márpedig mind az elméleti, mind a gyakorlati vizsgálatok azt mutatják, hogy a nagyobb jégképző magvak hatékonyabbak, mint a kisebbek — azonos körülmények között.

A helyzetet tovább bonyolítják azok a kísérleti eredmények (pl. *Mossop és Jayaweera*, 1969), amelyek szerint még a gyakorlatilag monodiszperz aeroszol is tág hőmérsékleti intervallumban fejti ki jégképző hatását. Annak magyarázata tehát, hogy miért eltérő az azonos kémiai összetételű ezüst-jodid oldatokból előállított füstök ún. „aktivitási spektruma” (azaz a füst-részecskék mekkora hányada válik aktív kristályosító centrummá az egyre csökkenő hőmérséklet függvényében), valójában nem a különböző módszerekben, hanem maguknak a részecskének az eltérő fizikai sajátosságaiban rejlik. Ez egyben azt is jelenti, hogy meghatározott típusú beavatkozási kísérletekhez ki kell választani a legmegfelelőbb diszpergálási technikát és ugyanakkor a keletkezett részecskék individuális tanulmányozása is szükséges. Itt elsősorban a részecskék nagyság eloszlásának megállapításáról van szó, mert mind az elméleti, mind a gyakorlati vizsgálatok szerint ez alapvetően befolyásolja az aktivitási görbe formáját, tehát az aeroszol felhasználhatóságát.

Az alábbiakban beszélünk azokról a kísérletekről, amelyek részben a „tisztá” ezüst-jodid füst előállítására, részben a füst-részecskék felfogására és koncentrációjuk, valamint nagyságszerinti eloszlásuk megállapítására irányultak. E kísérletek során számos probléma merült fel, amelyek megoldása további munkát igényel, így a kapott eredmények nem tekinthetők véglegesnek. Ugyanakkor e vizsgálatok hasznosnak bizonyultak a mérési metodika kidolgozásában és nélkülözhetetlenek a tényleges beavatkozások tervezésénél.

Az ezüst-jodid aeroszol előállítása

Az AgI-füst létrehozására szolgáló számos eljárás közül (*Wirth*, 1973) a kondenzációs módszert alkalmaztuk. Ennek lényege, hogy a vegyület ismert mennyiségét adott hőmérsékleten hevítjük, miközben gondoskodunk arról, hogy az előzőleg és újrakondenzálódó anyagrészecskék térbeli koncentrációja ne legyen túlságosan nagy; így ugyanis csökkenthetjük a koagulációt, ami erősen befolyásolja a méreteloszlást és a részecskék számát. Esetünkben a hevítés wolfram-spirál izzításával történt, 125 literes plexiüveg kamrában. Az izzítószál hőmérsékletét toroid-transzformátorral tartottuk közel állandó – 600–650 °C – értéken. (Az AgI olvadáspontja kb. 550 °C). A „hígítást” az izzóspirál közelében elhelyezett kisméretű ventilátorral oldottuk meg, amely egyben biztosította a részecskék homogén eloszlását is a kamra teljes térfogatában. A felizzított anyagmennyiség általában 0,001 g tömegű volt, az izzítás és a ventilálás meghatározott ideig (5–10 másodpercig) tartott; ennek befejezése után a mintavétel azonnal megkezdődött.

Az aeroszol-részecskék felfogása és a minták kiértékelése

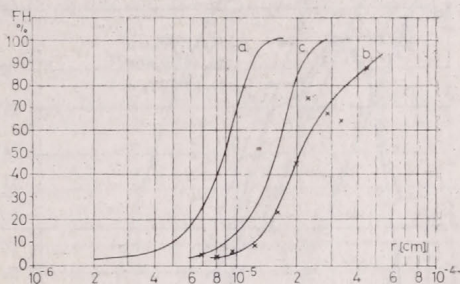
Az aeroszlok reprezentatív mintavétele meglehetősen bonyolult probléma (l. például *Wirth*, 1972), amelynek megoldását nagymértékben befolyásolják a rendelkezésre álló eszközök. Az ellenőrzésre kétféle mintavételi eljárást alkalmaztunk:

1. négyfokozatú, Casella-gyártmányú *kaskád impaktort*. Ebben a műszerben a különböző méretű réseken átszívott füst-részecskék tehetetlenségük folytán a rések mögött a légáram útjába helyezett akadályon (üveglemezen) lerakódnak.

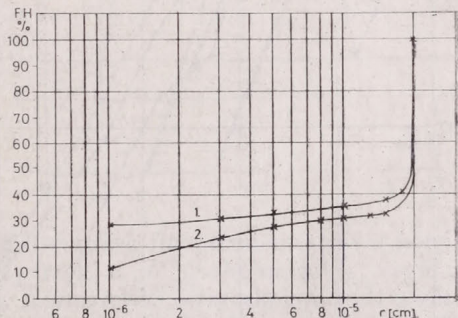
2. SYNPOR 6 típusú (csehszlovák) cellulózészter alapanyagú, ún. *ultramembrán szűrőt* (névleges pórusátmérő 0,4 μm , porozitás — vagyis a pórusok „felületének” aránya a szűrő teljes felületéhez — 0,67). E membránszűrők a pórusaiknál kisebb részecskéket részben a felületen (ütközés következtében), részben a pórusok belsejében (elsősorban diffúzió segítségével) fogják fel.

Első kísérleteinkben csupán az impaktor 3. és 4. fokozatát alkalmaztuk, mivel várható volt, hogy a kondenzációval létrehozott AgI-magvak jelentősen kisebbek lesznek, mint a légköri természetes aeroszolak. Azonban hamarosan kitűnt, hogy a részecskék túlnyomó többsége — 98%-a — a 4. fokozaton rakódik le. Ezért a továbbiakban a 3. fokozatot kiiktattuk, viszont az utolsó fokozat mögé — a felfogási hatékonyság ellenőrzésére — membránszűrőt helyez-

1. ábra. A kaszkád-impaktor negyedik fokozatának felfogási hatékonyság-görbéje, *a*: May (1945) szerint számított görbe, ha a lineáris áramlási sebesség $1,26 \cdot 10^4 \text{ cm sec}^{-1}$ és a részecskék sűrűsége $2,5 \text{ g cm}^{-3}$; *b* az impaktor negyedik fokozatán és a mögé helyezett szűrőn felfogott részecskék számából kapott kísérleti FH görbéje, *c*: mint *a*, ha a részecskék sűrűsége $1,0 \text{ g cm}^{-3}$



2. ábra. A SYNPOR 6 ultramembrán szűrők számított FH görbéi, ha a porozitás 0,67, a pórusok névleges sugara $2 \cdot 10^{-5} \text{ cm}$ és a részecskék sűrűsége $2,5 \text{ g cm}^{-3}$ 1. a kaszkádimpaktorba helyezett, 35mm átmérőjű szűrőre, az áramlási sebesség 585 cm sec^{-1} , 2. az 50 mm átmérőjű szűrőre, amikor az áramlási sebesség $72,7 \text{ cm sec}^{-1}$



tünk el. Végül egyes esetekben csak szűrőre vettünk mintát. A mintavételeknél a szívási sebesség a 4. fokozat + szűrő kombinációban 28,5 liter/perc, a szűrő esetében 11 liter/perc, a mintavétel ideje pedig 2, ill. 4 perc volt.

Az impaktor 4. fokozatának felfogási hatékonyságát (FH) a részecskék méretének függvényében May (1945) kísérleti eredményeit felhasználva határoztuk meg (1. ábra, *a* görbe); a SYNPOR szűrő FH-értékeit a szűrő felszínén felfogott részecskékre a Simon (1971) által alkalmazott módszerrel Pich (1966) elmélete alapján számítottuk (2. ábra).

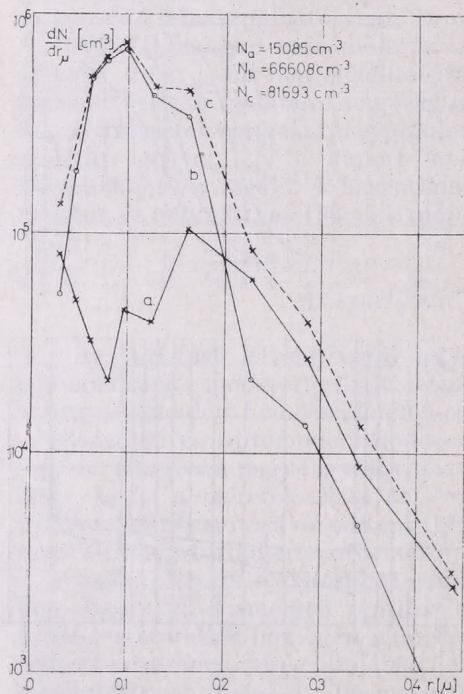
A mintákat TESLA BS 242 E-típusú elektronmikroszkóppal értékeltük ki; az impaktor és szűrős mintavételek esetében azonban eltérő preparálási technikákat alkalmaztunk.

Az impaktorban elhelyezett üveglemezeket — felületaktív mosószerral történő tisztítás után — kloroformban oldott, 0,3 súlyszázalékos formvar oldattal vontuk be, amely száradás után szilárd, rugalmas és az elektronsugarak szá-

mára áthatolható filmet képez a felületen. A részecskék erre a felületre rakódnak ki; ezután a film az üveglemezről desztillált víz felszínére usztatható át.

Az aeroszol részecskékkel fedett területekre elhelyezzük az elektronmikroszkóp tartórácsait, ezután a filmréteg a rácsokkal együtt kémiai szűrőpapírral kiemelhető a desztillált vízből (Müller, 1962). A szűrőpapír száradása után a formavarral bevont és füst-részecskéket tartalmazó rács további előkészítés nélkül — kiértékelésre készen — helyezhető be az ún. tartó-patronba és ezzel együtt a mikroszkópba.

E standard módszerrel ellentétben külön technikát kellett kidolgozni a szűrőn felfogott részecskék vizsgálatára (Simon, 1971). Az ultramembrán szűrő felületét expozíció után szén-film réteggel vonjuk be, majd 25%-os arany-palládiummal 45°-os szögben árnyékoljuk. A jobb kontraszt érdekében a



3. ábra. Az ezüst-jodid aeroszol nagyságeloszlása, a görbe: az impaktor negyedik fokozatán, b görbe: a szűrőn, a 2. ábra 1. görbéje szerint korrigálva, c: az előbbieket összege

felületet az első árnyékolás szögéhez képest 180°-kal másodszor is árnyékoljuk, ehhez azonban az arany-palládium mennyiségének csak heted-részt használjuk fel. Ezután az árnyékolt szűrőből egy — az elektronmikroszkóp tartórácsának megfelelő méretű — darabot metszünk ki, és azt a tartórácsra helyezve, anyagát acetongőzben feloldjuk. Ekkor a minta vizsgálatra készen áll.

E felfogási módszer jelentős hátránya, hogy az értékelés szempontjából elvesznek mindazok a részecskék, amelyeket nem a szűrő felületén fogtunk fel. Mivel egy korábbi munkában (Simon, 1971) bebizonyosodott, hogy Pich (1966) elmélete jól alkalmazható az impakció útján lerakódó részecskék számának korrigálására (a $0,01 < r < 0,2 \mu\text{m}$ sugártartományban), jelen vizsgálatunkban is az így kapott FH értékek szerint javítottuk a mért adatokat (2. ábra).

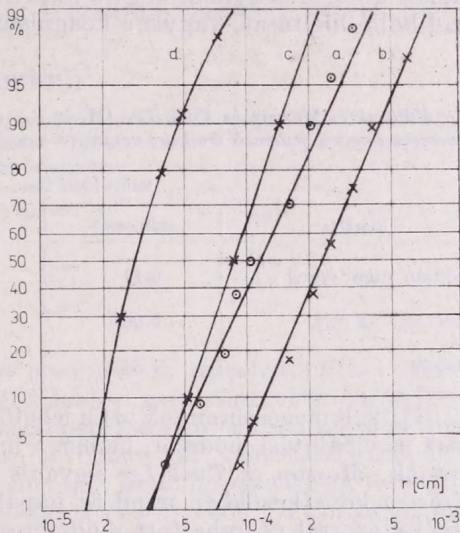
A minták kiértékelése elektronmikroszkópos felvételek segítségével történt. Ennek során figyelembe kell venni az impaktoron, ill. szűrőn átszívott

levegőmennyiséget, a minta teljes és kiértékelésre kerülő felületének arányát, továbbá a megfelelő módszerek FH-át: ezután a részecskék nagyság szerinti eloszlása és számszerű koncentrációja, vagyis az 1 cm^3 -nyi füstben levő részecskék száma meghatározható.

Mérési eredmények

1. Az AgI-részecskék nagyság szerinti eloszlása és koncentrációja.

Az elektronmikroszkópos felvételek kiértékelésével kapott eredményeket a 3. ábrán mutatjuk be. Az impaktor negyedik fokozatán lerakódó részecskék nagyságeloszlását (négy mintavételből kapott középérték) az „a” görbe, a mögé



4. ábra. Összegezett gyakorisági eloszlások. a és b görbék: az általunk előállított AgI-füstrészecskéinek számszerű és tömeg-eloszlása, c: Mossop és Tuck-Lee (1968) által mért AgI-aeroszol számszerű eloszlása, d: wolframszál izzításából származó füstrészecskék eloszlása

elhelyezett szűrőn felfogott és számított FH-értékek figyelembevételével korrigált eloszlást (három mintából nyert középérték) a „b” görbe mutatja; végül a „c” görbe az előbbieket összegét ábrázolja. A megfelelő részecskekoncentrációk: az impaktor 4. fokozatán $N_1 = 15\,085 \text{ cm}^{-3}$ a szűrőn $N_{sz} = 66\,608 \text{ cm}^{-3}$; összesen $N_1 + N_{sz} = 81\,693 \text{ cm}^{-3}$. Itt jegyezzük meg, hogy a korrigálás előtt a szűrőn felfogott részecskék alapján kiszámított koncentráció $N = 25\,135$ volt. Ugyanebben a mérettartományban a „háttéraeroszol” átlagos koncentrációja $10\,760 \text{ cm}^{-3}$ a Központi Légekörfizikai Intézet területén (Simon, 1971).

A 3. ábra adatai alapján elkészítettük az AgI-magvak számszerű eloszlásának összegezett gyakorisági görbéjét, amelyből – feltételezve, hogy a részecskék gömbalakúak és sűrűségük azonos – meghatároztuk a tömegeloszlást is (4. ábra és b. görbe). Látható, hogy mindkét eloszlás jó közelítésben logaritmikus normál eloszlást követ. Összehasonlítás céljából közöljük Mossop és Tuck-Lee (1968) mérési eredményét, amely ezüst-jodid generátorral előállított füstrészecskék átlagos számszerű eloszlását reprezentálja (4. ábra c görbe). A 4. ábráról az eloszlásokat ténylegesen logaritmikus normálnak feltételezve leolvashatók az egyes medián értékek és a szórások (I. táblázat). Már ez a táblázat is fontos következtetések levonását teszi lehetővé a részecskék előállításának módszerét illetően. Látható ugyanis, hogy esetünkben a részecs-

kék felének kisebb a sugara az $r = 0,11 \mu\text{m}$ -nél, de ezek a részecskék az aeroszol össztömegének csak 7%-át teszik ki. Ugyanakkor az összes füst részecskék 8%-ának a sugara nagyobb $0,21 \mu\text{m}$ -nél, viszont ezek alkotják az aeroszoltömeg 50%-át. Mivel a magvasítási kísérleteknél az a cél, hogy az egységnyi tömegű anyagból előállított részecskék száma minél nagyobb legyen, — ezt a követelményt mind a gazdasági szempontok, mind a módosításra kerülő felhőtérfogatok méretei előírják — a 4. ábra c görbájén látható eloszlás létrehozására kell törekedni, amely a nagy fajlagos részecskeszám mellett a monodiszperzitás feltételének is jó közelítésben eleget tesz. Meg kell jegyeznünk azonban, hogy a Mossop-féle eloszlást kevés generátor által előállított füst követi, ami Fletcher (1959) szerint döntő oka lehet a generátor-teljesítmények jelentős eltéréseinek. Esetünkben a nagyobb medián és szórásértékek szükségszerű következményei annak a körülménynek, hogy a kísérleti elrendezés nem tette lehetővé az aeroszol kellő hígítását, vagyis a koaguláció elkerülését.

I. TÁBLÁZAT

Az általunk és Mossop és Tuck-Lee (M. és T.) által előállított AgI-füst részecskéinek számszerű és tömegeloszlására jellemző értékek; valamint a wolframszül izzításakor keletkező füst hasonló értékei

Eloszlás	Ezüst-jodid füst			Wolfram-trioxid
	számszerű	tömeg	M. és T. számszerű	számszerű
Medián sugár [μm]	0,11	0,21	0,085	0,029
Δr (75%—25%)	0,065	0,135	0,033	0,009
Szórás	1,64	1,62	1,47	1,31

Itt kell megemlítenünk azt a lehetőséget is, hogy a különbségek esetleg nem csak az előállítási módszer, hanem a mintavételi eljárások eltéréseiből is adódhatnak, Mossop és Tuck-Lee ugyanis termoprecipitátorral vették mintáikat. Ezért a következőkben mind az impaktor, mind a szűrő ellenőrzésére termoprecipitátorral végrehajtott rendszeres méréseket tervezünk, annál is inkább, mert a műszer felfogási hatékonysága egytized mikronnál kisebb részecskékre is gyakorlatilag 100%. Az összehasonlítások fényt vethetnek arra a természetes jégmagmérések esetében is felmerülő kérdésre, hogy mennyiben alkalmazható Pich (1966) elmélete a membránszűrők felületén impakcióval lerakódó részecskék felfogására és kimutatására (Wirth és Prodi, 1972).

A 3. ábra rámutat az aeroszokok másik mérés technikai problémájára is. Látható, hogy az impaktor negyedik fokozatának felfogási hatékonysága a teljes aeroszol-nagyságtartományban sehol sem éri el a 100%-ot, hiszen a mögé helyezett szűrőn felfogott részecskék száma nem elhanyagolható. Ugyanakkor az elméleti felfogási görbe (1. ábra a görbe) szerint a 4. fokozatnak a $0,16 \mu\text{m}$ -nél nagyobb sugarú részecskéket maradéktalanul fel kellene fognia. Ezért — mérési eredményeink alapján — meghatároztuk impaktorunk *effektív felfogási hatékonyságát*. Feltételezve, hogy a szűrőn talált és Pich (1966) elmélete alapján javított koncentrációértékek helyesek, ez az E_{eff} hatásfok a következőképpen definiálható:

$$E_{\text{eff}} = \frac{N_1}{N_1 + N_{sz} \text{ (korr)}} \cdot 100 [\%],$$

ahol N_1 és N_{sz} az impaktor lemezén, ill. a szűrőn az adott nagyságtartományban felfogott részecskék száma egységnyi füst-térfogatra vonatkoztatva. Össze-

hasonlítva az így számított felfogási görbét (I. ábra b görbe) az elméletileg kapott eredménnyel (I. ábra a görbe) látható, hogy az eltérés jelentős, hiszen pl. az $r=0,16 \mu\text{m}$ sugarú részecskékre – az elméleti $E=100\%$ felfogási hatékonysággal szemben – az E_{eff} csupán 23% . A II. táblázatban megadjuk, hogy az egyes jellemző felfogási hatékonyság értékeket elméletileg és ténylegesen milyen részecske-méreteknél érjük el. Ebből számszerűen is kitéjük, hogy az impaktor tényleges felfogási hatékonysága a vártnál rosszabb. A számos ok közül kiemelhető pl. az a körülmény, hogy az elméleti görbe meghatározásához felhasznált állandók értékei (pl. az AgI-aggregátumok sűrűsége, melyet $2,5 \text{ gem}^{-3}$ nek tételeztünk fel) nem pontosak. Azt is meg kell jegyezni, hogy a „kalibrációs” jellegű mérés eredménye (I. ábra b. görbe) azért sem teljesen kielégítő, mert a görbe közepe táján elhelyezkedő pontok jelentős szóródást mutatnak. Ez azonnal felveti a nagyobb adathalmaz összegyűjtésének igényét, ami az egyébként is hosszadalmas értékelési munkát tovább nehezíti.

II. TÁBLÁZAT

A kaszkád-impaktor negyedik fokozatának meghatározott felfogási hatékonyság értékeihez ((FH%) tartozó részecske-sugár adatok az elméleti számítás szerint (r_{elm}) a mérési eredményekből kapott effektív érték (r_{eff}) és ezek hányadosa

FH%	$r_{\text{elm}}[\mu\text{m}]$	$r_{\text{eff}}[\mu\text{m}]$	$r_{\text{eff}}/r_{\text{elm}}$
10	0,050	0,12	2,4
50	0,090	0,21	2,3
90	0,125	0,50	4,0

Az impaktorral és szűrővel kapott eredmények összehasonlítása során magyarázatot kell adnunk a $0,08 \mu\text{m}$ -nél kisebb sugarú részecskék nagyságeloszlásának ellentétes menetére. A kiértékelési nehézségektől eltekintve (amelyek ebben a tartományban már jelentősek) a fizikai ok valószínűleg ismét a membránszűrők felfogási mechanizmusában rejlik és az impakciós, ill. diffúziós lerakódás viszonyának kérdésével kapcsolatos (Pich, 1966; Wirth és Prodi, 1972). Pontos válasz azonban csak lényegesen több adat birtokában adható; remélhető, hogy a termoprecipitátoros mérések a legkisebb részecskék tényleges koncentrációjának megállapításán kívül a fenti kérdésre is választ adnak. Itt említjük meg azt is, hogy az ilyen „kalibrációs” jellegű mérések a természetes légköri aeroszolok fizikai tulajdonságainak meghatározásában szintén fontosak lehetnek.

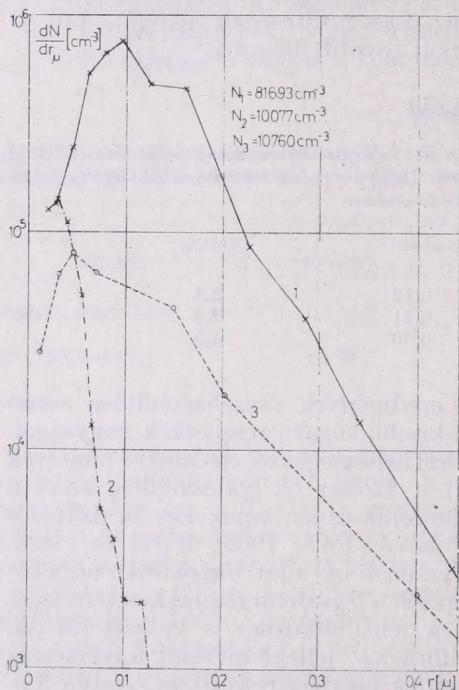
II. Szennyeződések az AgI-füstben

A 3. ábra összegzett, átlagos viszonyokat reprezentáló eloszlásgörbéjén az $r=0,15 \mu\text{m}$ -nél másodmaximumot találunk; ez arra enged következtetni, hogy aeroszolunk az AgI-magvakon kívül idegen részecskéket is tartalmazott. Kézenfekvő arra gondolni, hogy ezek a vegyület elpárologtatására szolgáló izzószálból származnak.

Ismeretes, hogy a levegőn felizzított wolframszál felülete gyorsan oxidálódik és élénk sárga, rombos rendszerű wolfram-trioxid kristályok jönnek létre. Ezek optikai mikroszkóppal jól felismerhetők. Habár a WO_3 olvadáspontja mintegy kétszerese az AgI-magvak előállításához szükséges „szublimációs” hőmérsékletnek (kb. 1400° , ill. 600°C), az anyag már jóval korábban erőteljesen párolog. Kiértékelhető füstmintát azonban kísérleteink során csak akkor ka-

punk, ha a wolfram-spirált a szokásosnál lényegesen hosszabb ideig izzítjuk (ez utóbbi hőmérsékleten): ennek oka a részecskék igen kis mérete. Ekkor sokkal több ($N_{kor} = 383.000 \text{ cm}^{-3}$) WO_3 -részecskét kaptunk, mint az AgI-füst létrehozásakor.

Az összehasonlítás érdekében azonban feltételezzük, hogy a nagyságeloszlás (1. a 4. ábrát) mindkét esetben hasonló az AgI-füstben előforduló WO_3 -aeroszol eloszlásához (5. ábra 2. görbe). Az 1. táblázatban feltüntetett jellemző értékekből (és az ábrából is) kitűnik, hogy olyan – közel monodiszperz – eloszlásról van szó, ami lényegesen nem befolyásolhatja az AgI-részecskékre jellemző fő- ill. mellékmaximumokat.



5. ábra. 1. az AgI-füst részecskéinek nagyságeloszlása, 2. a WO_3 aeroszol nagyságeloszlása, feltételezve, hogy a mért összkoncentráció értéknek csak 38-ad része található az AgI-füstben; 3. a természetes aeroszol-részecskék Simon (1971) által mért eloszlása

Az általunk előállított AgI-aeroszolban a wolfram-trioxid szennyeződésen kívül a szobalevegőben előforduló természetes részecskék is megtalálhatók. Az 5. ábra 3. görbéje a január-április hónapokban mért légköri, természetes aeroszolak átlagos nagyságeloszlását tünteti fel (Simon, 1971); a korrigált átlagkoncentráció, amint az előzőekben említettük, $N = 10.760 \text{ cm}^{-3}$ volt. Mivel a laboratóriumi vizsgálatokat szintén a téli félévben (szeptember–december hónapokban) végeztük, a háttér-koncentrációt hasonlóknak tekintettük.

Mindezek a problémák arra hívják fel a figyelmet, hogy az AgI-füst fizikai sajátosságainak pontosabb leírása érdekében a különböző zavaró körülményeket – koaguláció, szennyeződések stb. — ki kell küszöbölnünk. Habár ez egyelőre technikai nehézségekbe ütközik, áthidaló megoldásként a természetes részecskék párhuzamos mérését kezdjük meg és egyúttal kísérletet teszünk „tisztább” aeroszol előállítására is. Ugyanakkor a mérések számának növelésével próbáljuk alátámasztani az eloszlás bemutatott formájának helyességét.

Az AgI-aeroszol koncentrációjának időbeli változása

A részecskék koncentrációjának és nagyságeloszlásának mérése során nem vettük figyelembe azt a körülményt, hogy az aeroszol-kamra térfogata nem sokkal nagyobb az átszívott levegőmennyiségnél. Így a mintavétel időtartama alatt az AgI (és WO_3)-füst gyorsan hígult; (ugyanakkor a természetes aeroszol-komponens részaránya állandóan tekinthető). Ennek következtében a mért koncentráció mindig kisebb, mint a kezdeti érték. A részecskék számának a hígulás miatt bekövetkező csökkenése természetesen arányos az eredeti kon-

III. TÁBLÁZAT

Egy-egy füstből egymás után többször vett mintában talált részecskék összkoncentrációi (c); a számított értékek az I. füstnél $c(0)=999\ 151\ \text{cm}^{-3}$, a II. füstnél $c(0)=163\ 746\ \text{cm}^{-3}$, valamint a log-normál szám-szerű eloszláshoz tartozó jellemző sugárértékek

füst	minta		koncentráció $c(a)\ \text{cm}^{-3}$	10% összegezett gyakorisághoz tartozó	50% gyakorisághoz tartozó	90% részecske-sugár [μm]
	száma	térfogat				
I.	1.	30 l	875 197	0,025	0,048	0,093
	2.	60 l	179 422	0,028	0,060	0,113
	3.	120 l	112 906	0,029	0,051	0,097
II.	1.	30 l	145 139	0,025	0,048	0,106
	2.	100 l	109 619	0,025	0,045	0,093

centrációval, a szívás sebességével és időtartamával, valamint függ a kamra térfogatától. A koncentráció pillanatnyi értéke t másodpercig tartó mintavétel után:

$$c(t) = c(0) \exp\left(-\frac{x}{v}t\right) + c_{sz}$$

ahol $c(0)$ az AgI és WO_3 -részecskék száma [cm^{-3}] a mérés kezdetén, x a minta szívási sebessége [cm^3/mp], v a kamra térfogata [cm^3] és c_{sz} a szobalevegőben levő aeroszol-koncentráció. Tehát az AgI-tartalom a kamrában az idővel exponenciálisan csökken a szívás következtében. A méréssel nyert átlag-koncentráció, $c(T)$ ($< c(0)$) a pillanatnyi $c(t)$ értékek 0-tól T -ideig történő integrálásával kapható meg. A gyakorlatban a mintavételi idő helyett az átszívott levegő a térfogatát mértük, ezért az $x \cdot T = a$ helyettesítéssel az eredmény:

$$c(a) = c(0) \frac{v}{a} \left[1 - \exp\left(-\frac{a}{v}\right) \right] + c_{sz}$$

Így megkapjuk a számított koncentráció-csökkenést, amelynek helyességét mérésekkel is ellenőriztük.

Első lépésként az átlagosnál lényegesen sűrűbb füstöt állítottunk elő, amelyből meghatározott időközökben több mintát vettünk. Az egyik mérési sorozatban a „friss” aeroszoból 30 literes, 2 perccel később 60 literes, újabb 5 perc múlva pedig 120 literes mintát vettünk. A másik esetben először 30, majd egy óra múlva 100 literes mintában vizsgáltuk meg a részecskék koncentrációját. (Ezek a 4. ábra a görbéjével jellemzett eloszláshoz hasonlóak). A kapott eredményeket a III. táblázatban foglaljuk össze. A következő lépésben

– a hígulás figyelembevételével – a fenti egyenletek segítségével kiszámítottuk az első kísérletsorozatra vonatkozó koncentráció-értékeket és összehasonlítottuk a mérési eredményekkel: ezt tartalmazza a *IV. táblázat*. Látható, hogy a tényleges részecskeszám a számítottnál jóval gyorsabban csökken, és annak – adott időpontban – csupán egyharmadát teszi ki. Mivel a számított koncentráció-csökkenés a tényleges változásokat csak közelítően írja le, a részecs-

IV. TÁBLÁZAT

Az egyes füstmintákban mért aeroszol-koncentráció értékek, a hígulás figyelembevételével számított értékek és hányadosuk

száma	minta térfogata	c (mért) 10^4 cm^{-3}	c (szám) 10^4 cm^{-3}	$\frac{c \text{ (mért)}}{c \text{ (szám)}}$
1.	30 l	87,52	—	—
2.	60 l	17,94	61,60	0,29
3.	120 l	11,29	30,80	0,37

kék számának (és nagyságeloszlásának) időbeli változását a híguláson kívül nyilvánvalóan más fizikai folyamatok is befolyásolják. Ilyenek lehetnek pl. a részecskék *koagulációja*, a *szedimentáció* és a kamra falain történő *adszorpció*. A következőkben röviden megvizsgáljuk ezek hatását.

a) *Koaguláció*

Az AgI-füst részecskéi (más diszperz rendszerekhez hasonlóan) különböző fiziko-kémiai erőhatások miatt „koagulálnak”, vagyis egymással összeütköznek majd összetapadnak. Ez a jelenség egyre „durvább” aeroszol kialakulására vezet; azaz, a részecskék átlagos mérete növekszik és összkoncentrációja csökken. Az utóbbi folyamat – bizonyos egyszerűsítő feltételek mellett – *Smoluchowsky* (1918) formulájával írható le:

$$n(t) = n(0) \frac{1}{1 + 0,5 \cdot K \cdot n(0) \cdot t}$$

ahol $n(t)$ és $n(0)$ az aeroszol-koncentráció a t ill. a kezdeti időpontokban, K a koagulációs állandó, amelynek nagyságrendje (figyelembe véve az ún. *Cunningham-féle* korrekciót), $10^{-10} \text{ cm sec}^{-1}$.

V. TÁBLÁZAT

A koaguláció miatti koncentráció-csökkenés értékei $n(t)$ és $n(0)$ hányadosai különböző t idők alatt Smoluchowski egyenletéből számítva kétféle közepes részecskesugár esetén; K a koaguláció állandó

	$t =$	1	5	10	30	60	perc
$r = 0,05 \mu\text{m}$ $K = 8,57 \cdot 10^{-10} \text{ cm}^3/\text{sec}$		0,978	0,899	0,816	0,597	0,426	
$r = 0,1 \mu\text{m}$ $K = 5,56 \cdot 10^{-10} \text{ cm}^3/\text{sec}$		0,986	0,932	0,873	0,695	0,533	

A koaguláció hatásának értékelése céljából a sűrű, I. füst esetére számításokat végeztünk a fenti képlettel; az eredményeket az *V. táblázatban* közöljük. (Megjegyezzük, hogy a K állandó függ a részecskék méretétől, amelyre két, esetünkben alkalmazható értéket vettünk fel). Látható, hogy a koncentráció a

koaguláció miatt valóban jelentősen csökken és az egyenlet első közelítésében alkalmazható a *IV. táblázat* mért, ill. számított adatai közötti különbségek magyarázatára. A részecskék méretének átlagos növekedése (*III. táblázatban* I. füst, 2. minta) azonban a későbbiekben nem folytatódik — ahogyan az várható lenne — hanem éppen a kisebb részecskék viszonylagos száma növekszik meg (*III. táblázatban* I. füst, 3. minta és II. füst, 2. minta) az öszkoncentráció további csökkenése mellett. Ezért megvizsgáltuk a szedimentáció lehetőségét.

b) Szedimentáció

A diszpergált anyag részecskéi — fizikai tulajdonságaiktól, elsősorban méretük ill. a közeg minőségétől függően különböző esési sebességgel — a gravitációs erő hatására kihullanak. Ennek következtében adott r sugarú részecskék esetében a kezdeti $n_0(r)$ koncentráció t idő múlva $n_t(r)$ értékre csökken (*Fuchs*, 1964):

$$n_t(r) = n_0(r) \exp \left(- \frac{v_s(r)t}{H} \right)$$

ahol $v_s(r)$ az r sugarú részecskék „szedimentációs” sebessége és H (esetünkben 50 cm) az aeroszol-kamra magassága. A $v_s(r)$ értékeket *Fuchs* nagyobb részecskékre vonatkozó adataiból extrapoláltuk.

Az összefüggést alkalmazva arra az eredményre jutunk, hogy még a „nagy”, $3 \cdot 10^{-5}$ cm sugarú részecskéknél is csak egy, ill. 5,5%-a hullik ki 10, ill. 60 perc alatt, tehát az ilyen kicsiny részecskéket tartalmazó füstök esetében az egy óránál rövidebb ideig tartó vizsgálatoknál a szedimentációs veszteség elhanyagolható.

c) Falhatás

Valamely zárt térben (kamrában, csővezetékben stb.) levő aeroszol-részecskék közül azok, amelyek a rendszer falához x távolságnál közelebb kerülnek (ahol $x < \delta$), a molekuláris diffúzió hatására kirakódnak a felületen. A δ távolság a diffúzió intenzitásától függően változik, általában néhányszor nagyobb mint a részecske sugara. Mivel a folyamat a molekulák hőmozgásával kapcsolatos, a kisebb részecskék lerakódása intenzívebb, mint a nagyobbaké. Ez az ún. „falhatás”, amely mennyiségileg még kevésbé tanulmányozott, de az öszkoncentrációt valószínűleg csak jelentéktelen mértékben változtatja meg a falaktól $x > \delta$ távolságra (*Fuchs*, 1964).

Végeredményben tehát azt mondhatjuk, hogy a vizsgált AgI-füst jellemzőinek időbeli változását főképpen a hígulás és a koaguláció okozzák, amelyek számszerű vizsgálatával a mért és számított értékek különbsége kielégítő módon magyarázható.

Az ezüst-jodid füst előállításának hatékonysága

Eddigi eredményeink alapján megbecsülhetjük azoknak a részecskéknek a teljes számát, amelyeket 1 g AgI-ból — az ismertett módszerrel — ténylegesen előállítottunk. (Meg kell jegyeznünk, hogy ez a szám általában *nem egyenlő* azzal, amellyel a módszer „teljesímenyt”, tehát adott hőmérsékleten az egy-egy tömegű reagens segítségével létrehozott jégkristályok számát — jellemezzük).

Korábban említettük, hogy általában ezredgramm nagyságrendű AgI-darabkát hevítettünk; feltételezésünk szerint ennek a mennyiségnek csak mintegy 10%-a párolgott el a rövid hevítés során. Mivel 1 cm^3 -ben átlagosan 80.000 részecskét találunk, amelyből — mint láttuk — közelítően 10–10 ezer a wolfram, ill. természetes eredetű részecske-szennyeződés, 60.000 AgI-maggal számolhatunk térfogategységenként. Eszerint a 125 literes aeroszol-kamrában $7,5 \cdot 10^9$ AgI-részecske volt egy-egy kísérlet kezdetén; vagyis $7,5 \cdot 10^{13}$ darab keletkezne — az adott feltételek mellett — a vegyület minden grammjából.

Az előbbieket szerint ez a szám az előállítás módjától és a koaguláció erősségétől, pontosabban: együttes hatásuk következtében kialakuló nagyságeloszlástól függ. A vegyület (oldat) elégetésével kapott minimális méret általában $0,01 \mu\text{m}$ körül van. $5,67 \text{ g cm}^{-3}$ -es sűrűséget és monodiszperzitást feltételezve grammonként maximálisan kb. $4 \cdot 10^{16}$ db ilyen méretű AgI-részecske jöhet



6. ábra. A kaszkád-impaktor negyedik fokozatán felfogott AgI aeroszol-részecskék elektronmikroszkópos képe

létre. Azonban ismeretes (Fuchs, 1964), hogy az anyagok tényleges sűrűsége akár két nagyságrenddel is meghaladhatja a belőlük keletkező részecskék sűrűségét. A mért, átlagos méreteloszlás figyelembevételével — feltételezve, hogy a különböző nagyságú részecskék gömbalakúak és sűrűségük azonos — az 1 cm^3 füstben levő AgI m tömegének ismeretében a közepes sűrűséget az alábbi összefüggésből kapjuk meg;

$$(\sum V_i dN_i)_{\text{AgI}} \cdot \rho = m$$

ahol a $V_i dN_i$ ismert értékeiből ki kell vonnunk a természetes és a wolfram-aeroszol megfelelő értékeit. Ekkor $\rho = 0,71 \text{ g cm}^{-3}$ -t kapunk, ami jelzi, hogy AgI-részecskéi igen laza aggregátumokból állnak (6. ábra). Mivel a számítások a különböző feltételezések miatt csak közelítő érvényűek, az egyszerűség kedvéért az általunk előállított részecskéket 1 g cm^{-3} sűrűségűnek tekintjük. Megvizsgáltuk, hogyan befolyásolja ez az új érték a felfogási módszereknek az előzőekben kiszámított hatékonyságát. Kitént, hogy a membránszűrőknek a kis részecskékre vonatkozó új FH-a az általunk vizsgált mérettartományban a

régi értékekhez képest maximálisan 5%-os eltérést mutat. Így tehát az *I. ábrán* az impaktor mért FH-a (*b. görbe*) változatlanul érvényesnek tekinthető, azonban az új, számított FH (*c. görbe*) a kísérletileg kapott eredményekhez lényegesen közelebb kerül. Mindez azt igazolja, hogy a bevezetőben említett feltételezésekkel végrehajtott — elsősorban membránszűrős — mérések segítségével reprezentatív nagyságeloszlások konstruálhatók.

Az így kidolgozott mintavételi metodika a későbbi terepkísérletek során a generátorral, vagy pirotechnikai és egyéb módszerekkel előállított AgI-füstök jellemzőinek megállapítására is alkalmas lesz. Bár laboratóriumi vizsgálataink körülményei a valóságot csak többé-kevésbé tükröző modelleknek tekinthetők, az eredmények mégis olyan alapvető információkat tartalmaznak, amelyek a tényleges beavatkozások tervezésénél és kivitelezésénél nélkülözhetetlenek.

IRODALOM

- Fletcher, N. H. 1959: The optimum performance of silver-iodide smoke generators. *J. Met.* 16, 385—387.
- Fuchs, N. A. 1964: *The mechanics of aerosols*. Pergamon Press, Oxford and London.
- May, K. R. 1945: The cascade impactor: an instrument for sampling coarse aerosols. *J. Scient. Instr.* 22. 187.
- Mossop, S. C. and Jayaweera, K. L. F. 1969: AgI-NaI aerosols as ice nuclei. *J. Appl. Met.* 8, 241—248.
- Mossop, S. C. and Tuck-Lee, C. 1968: The composition and size distribution of aerosols produced by burning solutions of AgI and NaI in acetone. *J. Appl. Met.* 7, 234—240.
- Müller, H. 1962: *Präparation von technisch-physikalischen Objekten für die Elektronenmikroskopische Untersuchung*. Akademische Verlag, Leipzig.
- Pich, J. 1966: Theory of aerosol filtration by fibrous and membrane filters. Az „*Aerosol Science*” c. könyvben, (szerk.: Davies, C. N.) Academic Press, New York, London, 221—285.
- Simon, A. 1971: Electron microscopic study of the size distribution of aerosol particles captured on membrane filters. *Időjárás* 75, 303—307.
- Smoluchowski, M. 1917: *Z. Phys. Chem.* 92, 129.
- Vonnegut, B. 1947: The nucleation of ice formation by silver-iodide. *J. Appl. Phys.* 18, 593.
- Wirth, E. 1973: Szervetlen anyagok jégképző tulajdonságának laboratóriumi vizsgálata. I. Ezüst-jodid. *Beszámolók az 1970-ben végzett tudományos kutatásokról*. Megjelenés alatt.
- Wirth, E. 1972: Aeroszol-részecskék koncentrációjának és nagyságeloszlásának mérési módszerei. „*Levegőtisztaság, porelhárítás az öntödékben*” OMBK-konferencia, Visegrád.
- Wirth, E. and Prodi, F. 1972: A note on the use of membrane filters in ice nuclei measurements. Megjelenés alatt. (*J. Appl. Met.*)
-

A globálisugárzás szerkezeti függvényei és területi átlagának hibája

MAJOR GYÖRGY, Központi Léggörfizikai Intézet, Budapest

The Structure Functions of the Global Radiation and the Errors in its Areal Mean. The structure functions of the daily sums, of global radiation were determined for the four main geographical direction, taking Budapest—Lóriné ($\varphi=47^{\circ}25'N, \lambda=19^{\circ}11'E, H=139$ m) as reference point. The data involved into investigation covered two-weeks periods in each of the seasons of 1969. Using the structure functions, one can calculate the deviation between the areal mean determined for a circle and the central point value. This deviation should be known, when surface and satellite radiation data are taken altogether into consideration. The characteristics of the obtained structure functions are analyzed. Moreover, some remarks are devoted to the density of the radiation measuring network in Hungary from the point-of-view of the areal mean error.

*

Структурные функции суммарной радиации и ошибка ее территориального среднего. На основе двухнедельных периодов четырех сезонов 1969 года были определены структурные функции дневных сумм суммарной радиации по четырем странам света для Будапешт—Леринц ($\varphi = 47^{\circ}25' S, \lambda = 19^{\circ}11' E, H = 139$ м). При помощи структурных функций можно исчислить девиацию территориального среднего данной кругообразной территории от значения, измеренного в центре круга. Это значение необходимо для совместной обработки данных, полученных с поверхности и со спутников. Кроме этого анализируются некоторые особенности структурных функций. В связи с ошибкой территориального среднего затронется вопрос распределения сети станций, измеряющих суммарную радиацию.

*

A globálisugárzás az az energia, amely a vízszintes sík felületegységére időegység alatt érkezik a teljes (közvetlen és diffúz) napsugárzásból. Mint a felszín energiamérlegének fő bevételi része, igen fontos klímaalakító szerepet játszik mind makro- mind pedig mezo- és mikroméreteken.

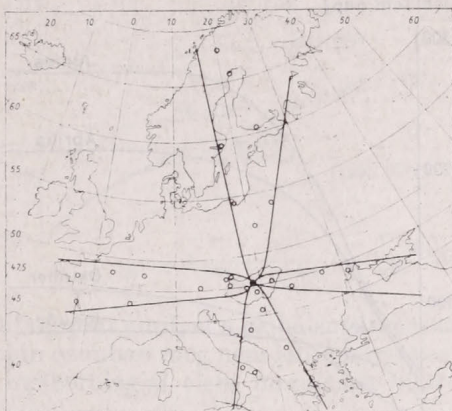
A globálisugárzás mérésére olyan hely alkalmas, amelynek horizontja zavartalan, ezáltal ugyanis biztosítható, hogy a nyert adatok nagy területre reprezentatívak legyenek, azonban még így is pontszerűeknek tekinthetők egy-egy globálisugárzásmérő állomás adatai, ha a műholdak sugárzásadataival vetjük össze őket, mivel ez utóbbiak száz kilométerekben mérhető területek átlagára jellemzők. Nyilvánvaló, hogy a műholdak által szolgáltatott visszavert napsugárzás adatokat a felszíni globálisugárzási hálózat adataiból képezett területi átlagokkal kellene összekapcsolnunk, amikor a légkör által elnyelt napsugárzási energiát akarjuk megkapni. A felszíni állomások sűrűsége azonban nem kielégítő és egyenetlen, ezért a területi átlag képzéséhez csak egy-két pont adata áll rendelkezésünkre. Az így kapott területi átlagok hibájának becslésére *Czelnai* (1970) dolgozott ki módszert, amely a mező szerkezeti függvényének ismeretén alapszik. Ebben a dolgozatban nemcsak a területi átlagok hibáira kívánunk becslést adni, hanem a szerkezeti függvények alapján a globálisugárzás területi eloszlásának sajátosságaira is szeretnénk rámutatni.

Az alkalmazott módszer és a felhasznált adatok

A felszín egy P_i pontjában legyen a globálisugárzás napi összegének értéke $G(P_i)$ és a P_j pontban pedig $G(P_j)$. Képezzük a szerkezeti függvényt:

$$b_G(P_i, P_j) = \frac{[G(P_i) - G(P_j)]^2}{G(P_i) + G(P_j)}$$

Itt a felülvonás időbeli átlagolást jelöl. A b érték függ a kiválasztott pontpártól, azonban ha a globálsugárzás mezeje homogén és izotróp lenne, akkor a b értéke csak a két pont d távolságától függne, így elegendő lenne a $b_G(d)$ függvény ahhoz, hogy megadja mindazt az információt a mező statisztikus szerkezetéről, amelyet a korábban felírt két vektor-változós függvény tartalmaz. A homogenitás és izotrópia követelménye a legtöbb meteorológiai elemnél elég jól teljesül, ha nem túl nagy a vizsgálandó terület. A globálsugárzás napi összegeinek értéke függ az évszaktól, a földrajzi szélességtől és a légkör átbocsátóképességétől. Ennek megfelelően a szerkezeti függvényeket évszakonként a maximális szisztemaikus változást adó észak-déli és a szisztematikus eltolódást nem adó kelet-nyugati irányokra határoztuk meg. Vonatkoztatási pontként



1. ábra. Állomáshálózat, amelynek adatai alapján a szerkezeti függvényeket meghatároztuk, feltüntetve a szektorok határvonalait is

Fig. 1. The structure functions were determined from the data of these stations. The border lines of the four sectors are also drawn

Budapest – Lőrinc szolgált, amelynek közép-európai fekvése lehetővé teszi, hogy a hibabecslés eredményeit egész Európára elfogadhatónak tekintsük.

Az 1. ábra azokat az állomásokat mutatja, amelyeknek adatait bevontuk a számításba. Természetesen nem biztosíthattuk, hogy az állomások ugyanazon szélességi, illetve hosszúsági körön helyezkedjenek el, de a szektorok elég keskenyek ahhoz, hogy enélkül is jellemezni tudjuk a fő égtáji irányokban megmutató változásokat. 1969 januárjának, áprilisának, júniusának és októberének két-két heti anyagát dolgoztuk fel a világhálózatban mért és a GGO által publikált adatokból. Az időtartamok kiválasztásánál az volt a cél, hogy a négy évszakra legjellemzőbb két hét feldolgozása alapján kezdjük meg a *Nimbus III* adatananyagának hasznosítását.

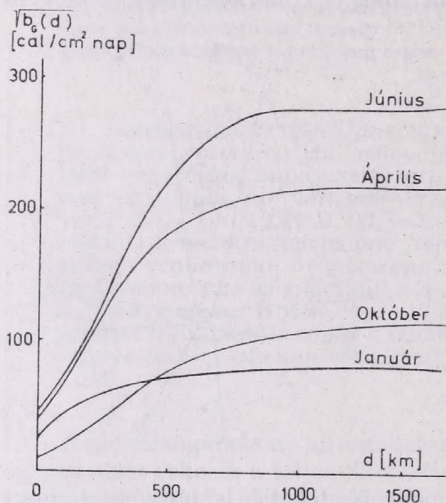
Természetesen a két heti időtartamok nem tekinthetők kielégítő statisztikai mintának, azonban egyrészt alkalmazkodnunk kellett a meglévő műholdas adatokhoz, másrészt – úgy véljük – *tájékoztató érvénnyel* így is jellemezni tudjuk a globálsugárzás mezejének földrajzi sajátosságait és ezek évszakai változását.

A szerkezeti függvények

Mivel egy szélességi kör mentén nincs szisztematikus eltolódás a globálsugárzás napi összegeinek értékében, amelyre a véletlen ingadozások szuperponálódnak, ezért a keleti és nyugati szektorok adatait egyesítettük. Az így kapott szerkezeti függvények tehát a véletlen ingadozású légköri átbocsátás hatását tükrözik (2. ábra). A görbék 0 és 100 km közé eső szakaszának meg-

rajzolásához kevés pont állt rendelkezésünkre, ezért a nulla-szerkezet bizonytalan.

A szerkezeti függvény mind a négy évszakban eléri a telítettséget a vizsgált távolságon belül. Október kivételével az összes görbe telített már 1000 km-nél. Az őszi telítődés távolabbra tolódása az anticiklonális, tehát nagy területen homogén időjárással magyarázható. Legmeredekebben a téli görbe indul, amely kezdetben a simán ívelő őszi görbe felett van. Télen a globálsugárzás napi értékeit jelentékenyen befolyásolja a városok hatása és — a köd miatt — a tengerszint feletti magasság is. Ezek kisebb skálájú zavarokat okoznak, amelyek hozzáadódnak a felhőzet döntőbb hatásához. Így alakul ki a gyorsan telítődő



2. ábra. A globálsugárzás napi összegeinek szerkezeti függvényei. A könnyebb összevethetőség kedvéért a szerkezeti függvény négyzetgyökét ábrázoltuk

Fig. 2. The structure functions of the daily sum of global radiation. For the comparability, the quadratic roots of the structure functions are drawn

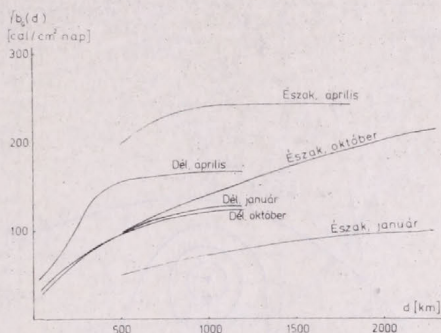
téli görbe. Telítettségi szintjéhez képest elég meredeken indul az áprilisi függvény is, aminek magyarázata a tavaszi időszakra jellemző időjárási helyzetek széles spektrumú változékonysága.

A telítettség szintjének évszakos változása ugyanazt a képet mutatja, mint a globálsugárzás változása. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a relatív telítettség nem változik az év folyamán, hiszen a budapesti átlagos globálsugárzás értékéhez viszonyítva a telítettség januárban 89%, októberben 44%, áprilisban 54% és júniusban 63%. Ezek a relatív telítettségi szintek már elég közel állnak egymáshoz, de nem annyira, hogy ugyanazon relatív eloszlással jellemezhetnénk mind a négy évszakot. A téli maximumnak és őszi minimumnak egyébként is fizikai alapja van, ugyanúgy, mint az emelkedő szakaszok meredekebben mutatkozó különbségeknél.

A szerkezeti függvény nulla helyen felvett értéke elvileg megadná az egyes adatok hibáját. A gyakorlatban azonban a nulla értékre vonatkozó extrapolálás csak igen nagy bizonytalansággal végezhető el. A nulla metszeteknek a budapesti átlaghoz viszonyított relatív értékei: január 25%, április 10% és október 4%. Bár télen a sugármérések relatív hibája nagyobb, mint más évszakokban, ezek a hibaértékek mégis kirívóan magasak. Az extrapoláció többekévesz subjektív voltát jelzi, hogy a nulla felé közeledve csökkenő szerkezeti függvényeket túl magasnak extrapoláltuk, mivel nincs elég alapunk arra, hogy a görbületet megváltoztassuk.

A napi napfénytartam és a napi globálsugárzás értékeit ugyanazok a fő

tényezők befolyásolják, ezért érdemes összevetni a két elem szerkezeti függvényeit. A nyári félév változó felhőzetű napjaira vonatkozó napi napfénytartam szerkezeti függvényét *Bartáné, Szalmáné és Vadasfalvyné* (1965) állította elő. Miután a napfénytartam területi szórása a változó felhőzetű napokon a legnagyobb, így az átlagos viszonyokra érvényes görbe az általuk megadottnál alacsonyabban futna. A napfénytartam szerkezeti függvényét csak 500 km távolságig határozták meg, ezért az összevetés is csak a kezdeti szakaszra vonatkozhat. A relatív értékek azt mutatják, hogy a napfénytartam szerkezeti függvénye meredekebben emelkedik a júniusi globálsugárzásénál is, és 500 km-



3. ábra. A globálsugárzás napi összegének szerkezeti függvényei, észak-déli szektor adatai alapján

Fig. 3. The structure functions of the daily sum of global radiation for the northern and southern sectors

nél a görbület nagyobb fokú telítettségre utal, mint amelyet a globálsugárzás ott elér. Ennek az összehasonlításnak az alapján azonban még nem lehet következtetni a kétféle sugárzással kapcsolatos meteorológiai elem mezejének eltérő szerkezetére.

Adott helyen a lehetséges globálsugárzás egy teljesen derült és igen tiszta levegőben mért napi összegek maximuma. Keleti és nyugati irányban a lehetséges globálsugárzásban nincs változás a távolság függvényében. A továbbiakban bemutatandó – déli és északi szektorokra vonatkozó – szerkezeti függvények a lehetséges globálsugárzás szisztematikus változását és az arra rakódó véletlen eltérések együttes hatását jellemzik. *Berljand* (1961) munkája alapján állítottuk össze a szabályos változást reprezentáló I. táblázatot, amelyben a földrajzi szélesség és az évszak függvényében a lehetséges globálsugárzás 47,5 fokon felvett értékétől való eltéréseket találjuk. A táblázatnak számunkra legfontosabb jellegetessége az, hogy júniusban a földrajzi szélesség szerinti változások kicsik mind a többi évszakban mutatkozó változásokhoz, mind a szerkezeti függvény értékeihez képest. Tehát júniusban a szerkezeti függvényt

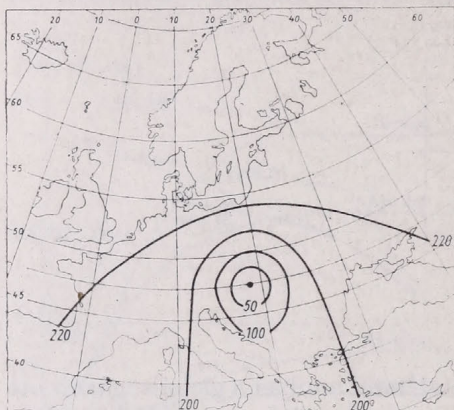
I. TÁBLÁZAT—TABLE I.

A különböző földrajzi szélességeken lehetséges napi globálsugárzás eltérése a 47,5° N szélességen felvett értéktől [cal/cm² nap]
Deviations of the possible daily sums of global radiation for different latitudes from the 47,5° N value.
 [cal/cm² day]

Hónap	Földrajzi szélesség N								
	37,5°	40°	45°	47,5°	50°	55°	60°	65°	70°
Jan.	130	100	30	0	31	88	132	166	189
Ápr.	53	43	17	0	56	99	147	195	240
Juni.	13	7	4	0	3	15	30	32	9
Okt.	116	89	35	0	24	85	142	200	252

mind a négy égtáj irányába haladva döntően a véletlen hatások szabják meg. A kapott északi és déli szerkezeti függvények ekkor igen közel futottak a már bemutatott kelet-nyugatihoz, ezért a továbbiakban nem foglalkozunk velük. A többi — északi és déli szektorra vonatkozó — szerkezeti függvényt a 3. ábra mutatja.

Miután kellő számú adat nem állt rendelkezésünkre, a déli függvényeket 1200 km-nél nagyobb távolságokra, az északiakat pedig 500 km-nél kisebb távolságokra nem tudtuk kihúzni. Az északi szerkezeti függvények mind a három évszakban magasabb értéken telítődnek, mint a kelet-nyugatiak. A több-



4. ábra. A globálsugárzás napi összegének szerkezete Budapest körül, ősszel. Az izovonalak [cal/cm²nap] egységekben mutatják a budapesti értéktől vett eltérést

Fig. 4. The autumn structure of the daily sum of global radiation around Budapest. The iso-lines show the mean deviation [cal/cm² day] from the Budapest value

let természetesen jóval kisebb, mint a lehetséges globálsugárzásbeli különbség, mert a tényleges globálsugárzás is általában jóval kisebb a lehetségesnél. A déli irányra kapott téli és őszi függvéynél ugyanaz a helyzet, mint az északiaknál. A déli tavaszi függvény azonban mindenütt alacsonyabb a kelet-nyugatinál, tehát ellentétesen úgy viselkedik, mint a többi szerkezeti függvény. Erre az időszakra vonatkozó ESSA felhőképeket tanulmányozva úgy tűnik, hogy 1969 áprilisának második felében hazánk és a tőle délre fekvő területek gyakran mutatkoztak felhőtlennek, ugyanakkor főként északra és nyugatra borultabb időjárás uralkodott. Tehát déli irányban a globálsugárzás mezeje egyöntetűbb, így a szisztematikus és véletlen ingadozások együttesen sem érik el a kelet-nyugati véletlen ingadozások mértékét.

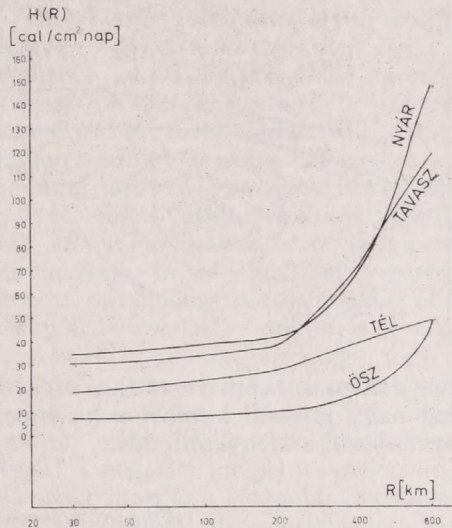
A bemutatott szerkezeti függvények jellemzik, hogy a Budapesten mért globálsugárzás milyen összefüggésben van a tőle különböző irányokban mért értékekkel. Ugyanezt még szemléletesebben mutatja a 4. és 5. ábra, melyeken jobban kidomborodik a földrajzi szélesség és hosszúság szerinti eltérés. A két ábra egybevetése pedig a lehetséges időbeli változásokra utal. Az őszi kép a jellegzetes nagyobb zónális homogenitást mutatja, a tavaszinál déli irányban jelentkezik az egyöntetűség. Ez utóbbi esetleg csak a mintaként felhasznált két hétre jellemző és nem tekinthető általános érvényesnek.

A területi átlag hibája

A területi átlagot általában egy hálózat pontjaiban mért értékekből számítják. A helyes területi átlag még abban az esetben is eltér a mintapontok alapján számítottól, ha valamilyen módon súlyozzuk az egyes pontok területi reprezentativitását. A műholdak egyik előnye az, hogy jó eloszlású észlelési

pontokkal fedik le az egész földet, ezáltal lehetővé teszik a helyes területi átlagok képzését.

Ha a légkör sugárzásháztartását tanulmányozzuk, akkor mind az alsó, mind a felső határán mérni kell az eredő sugárzásáramot. A felső határra vonatkozó adatokat a műholdak szolgáltatják, melyek adatai pontszerű érvényességi körűek az egész földfelszínhez viszonyítva, azonban jelentős területi átlagot képviselnek a felszíni mérésekhez képest. A műholdak adatai közel kör alakú területek átlagának tekinthetők. *Czelnai* (1970) számítási formulát



5. ábra. A globálisugárzás napi összegének Budapest körüli szerkezete tavasszal

Fig. 5. The spring structure of the daily sum of global radiation around Budapest

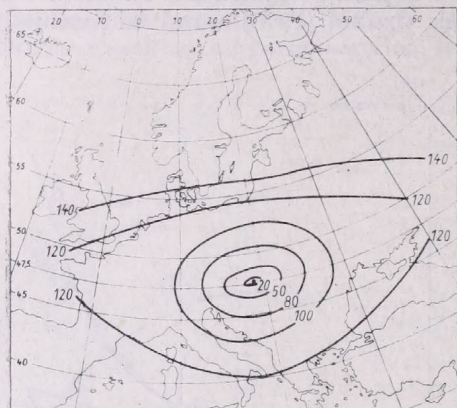
dolgozott ki arra, hogy R sugarú körre vonatkozó területi átlag mennyire tér el a kör középpontjában mért értéktől. Az elem területi eloszlását a szerkezeti függvénnyel jellemzi.

$$H(R) = \sum_{\mu=0}^{10} W_{\mu} b \left(\frac{\mu}{10} R \right) - \sum_{\mu=0}^{20} Q_{\mu} b \left(\frac{\mu}{10} R \right)$$

A W_{μ} és Q_{μ} súlytényezők értékeit táblázatban adja meg. A kelet-nyugati szerkezeti függvényeket felhasználva kiszámítottuk, hogy a Bp. Lőrincen mért globálisugárzás mekkora $H(R)$ hibával adja meg a különböző nagyságú körökre vonatkozó területi átlagot; az eredményeket a 6. ábra mutatja. A műholdas adatoknál a 100 km-es körsugár a mértékadó, az itt jelentkező hiba a napi globálisugárzás összegnek mintegy 10%-át teszi ki mind a négy évszakban. Szerkezeti függvényeink minden bizonnyal túl magasak az első 100 km-es tartományban, azonban mivel a kelet-nyugati szerkezeti függvényeket használtuk, nem vettük figyelembe a szélesség szerinti nagyobb változékonyságot. Így a 100 km-es körsugár esetére a 10%-os hibát helytálló becslésnek tekinthetjük, nemcsak Budapestre, hanem egész Európára vonatkozóan, mivel nincs okunk túlságosan nagy földrajzi szélesség szerinti változást feltételezni a területi átlag hibájának értékében.

A $H(R)$ függvények említésre méltó jellegzetessége az, hogy az őszi értékek csak 800 km-nél közelítik meg a télieket, ennél kisebb távolságoknál a téli görbe határozottan az őszi felett fut, noha maguknál a szerkezeti függvényeknél ez csak 450 km-ig érvényes. Még érdekesebb az, hogy $R = 400$ km-nél a tavaszi

területi átlag hibája nagyobb a nyárinál, bár minden más kiszámított pontban (az ábrán feltüntetett km értékek) a nyári területi átlag hibája nagyobb. Ez a tény matematikai következménye annak, hogy a tavaszi szerkezeti függvény 400 km-nel erősen a telítés irányába görbül, míg a nyári függvény viszonylag egyenletesen emelkedik tovább. A szerkezeti függvény görbületének maximuma ott van, ahol a legerősebbek a véletlen ingadozások, tehát érthető,



6. ábra. A területi átlag eltérése a középpontban mért értéktől, a körsugár függvényében

Fig. 6. The deviation of the areal mean from the central point value as a function of the circle radius

hogy tavasszal éppen a 400 km sugarú körre vonatkozó területi átlagot viszonylag nagy hibával közelíti a középponti érték, míg nagyobb sugaraknál már érvényesül a kiegyenlítődés.

A hazai állomáshálózat sűrűségéről

A $H(R)$ függvények futásából látható, hogy az $R=200$ km különleges szerepet játszik: az ennél nagyobb távolságoknál a körsugár duplázódása a területi átlag hibájának kb. a megkétszereződését vonja maga után; a kisebb távolságoknál viszont a körsugár feleződése csak jelentéktelen hibacsökkenést eredményez. Ha figyelembe vesszük azt is, hogy sem ipari, sem mezőgazdasági célú felhasználás nem követel 10%-nál nagyobb pontosságot, akkor megállapíthatjuk, hogy *nem célszerű globálsugárzás-mérő állomásokat egymáshoz 150 km-nél közelebb telepíteni*. Vagyis, hogy akár az országos, akár egy adott területegységre vonatkozó napi globálsugárzás területi átlagának hibája ne haladja meg a 10%-ot, erre Magyarországon egy 5–6 állomásból álló hálózat is elegendő lenne. 1957 óta Magyarországon 15 állomáson működik *Robitzsch* típusú sugárzásmérő, ezek össze gyűjtött adatanyaga lehetővé teszi a szükséges pontosságú klimatológiai kép megrajzolását. A jövőben sugárzásmérő hálózatunkban termoszlopokat kívánunk alkalmazni, amelyek pontosabbak a *Robitzsch* aktinográfoknál és lehetővé teszik az adatfeldolgozás automatizálását és gépesítését.

IRODALOM

- Bartáné Kmetykó K., Szalmáné Szucsák V. és Vadassfalvyné Ajtay Á. 1965. A napfénytartam területi eloszlásának szerkezeti és autokorrelációs függvénye. *Időjárás* 69. 366–369.
- Berljand, T. G. 1961. *Raszpregyelényije szolnyecsnoj radiacii na kontinentah*. Gidrometizdat, Leningrad.
- Czelnai, R. 1970. *Mintapontok alapján számított területi átlagok pontosságáról*. Akadémiai doktori értekezés, Budapest.
- G. G. O. *Solar Radiation and Radiation Balance Data*. (The World Network) Leningrad.

Megjegyzés Császár Margit „Az általános cirkuláció egyensúlykövetelményeiről” c. tanulmányához

KOPPÁNY GYÖRGY, Központi Előrejelző Intézet, Budapest

Notes to the article: “On the Balance Required of the General Circulation” by Margit Császár. The author makes some remarks on the above work. In two figures two different models of the general circulation are presented: the first one is the classical three cells model, in the second only the Hadley-cell exists, and on the moderate and polar latitudes macro-turbulence (Rossby-circulation) dominates. The second model coincides with the fact, pointed out by many investigators, that in the moderate latitudes important kinetic energy is generated. Thus it is doubtful that “The subtropical high is the main source of the kinetic energy in the Northern Hemisphere”. Further remarks are made on the unified use of technical terms.

*

Az általános légkörzés fizikai modelljével foglalkozó szakirodalom ma már olyan bőséges, hogy egy-egy kutató számára szinte áttekinthetetlen. Természetes dolog, hogy aki az általános légkörzés tanulmányozásával kíván foglalkozni, kiválaszt a témából néhány nagyobb, összefoglaló jellegű dolgozatot, azokat elolvassa, és valamilyen elképzelést alakít ki magának a tárgyról.

Egymásnak ellentmondó eredmények, megállapítások azonban nem származhatnak az eltérő vizsgálati módszerekből sem, ha azok önmagukban helyesek.

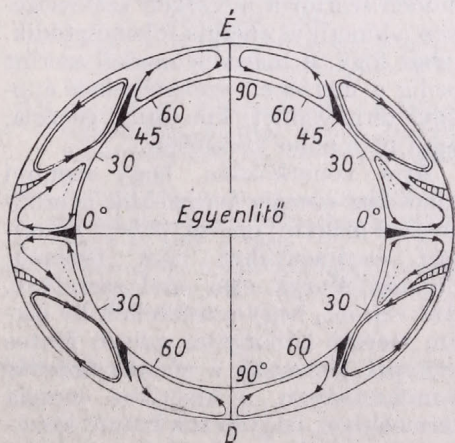
Ezek előrebocsátása után térjünk a címben megnevezett tanulmány vizsgálatára. Császár Margit dolgozatának megírásához Berkes Zoltán egy korábbi tanulmánya [2] adott ösztönzést, mint ezt a szerző bevezetésében maga is megírja [1]. Berkes tényeket állapított meg a szubtrópusi magasnyomású zónára vonatkozóan. Ezekhez a tényekhez keresi Császár Margit a fizikai magyarázatot.

A három egyensúlyi feltételből indul ki: az energia, az impulzus momentum és a vízgőz áramlásának egyensúlyából. Arra a kérdésre keresi a választ,

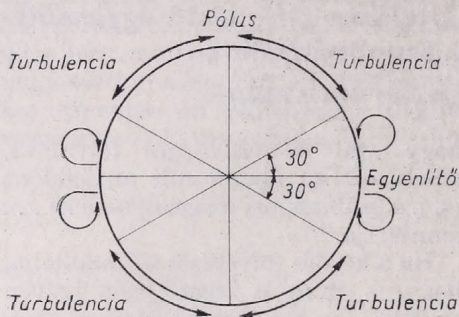
hogy „mi az elsődleges folyamat, amely ezt az állandósult anticiklont (t. i. a szubtrópusi magasnyomást) ... fenntartja.”

Ha a kérdés fölvetését az indokolja, hogy — mint a szerző más helyen említi — „a szubtrópusi magasnyomás a kinetikai energia egyik fő forrásának tekinthető az északi féltekén”, akkor ebben a szerzővel nem értek egyet.

Induljunk ki a szerző által is említett három cellás cirkulációs modellből. Ha az érzékelhető hő, az impulzus momentum és a vízgőz szélességek közötti cseréjét egy három cellából álló cirkulációs rendszer bonyolítja le, akkor szembe kell néznünk egy fontos következménnyel. A három cella közül kettő, mégpedig a Hadley-féle és a poláris cella direkt cirkulációt képvisel: a felszálló mozgás a melegebb, a leszálló mozgás a hidegebb levegőben található, ezért itt kinetikus energia termelődik a potenciális energia rovására. A középső, amely a mérsékelt szélességeken van, indirekt cirkuláció, ennek leszálló ága a melegebb, felszálló ága a hidegebb levegőben van.



1. ábra. Az általános cirkuláció sematikus modellje Bergeron szerint



2. ábra. Az általános cirkuláció sematikus modellje Panofsky szerint

Itt tehát kinetikus energia alakul át potenciális energiává. (1. ábra).

Újabban egyes szerzők ennek az indirekt cirkulációnak a lehetőségét kétségbe vonják, és úgy vélik, hogy a Hadley-cella az egyedüli horizontális tengelyű cella. A 30. szélesség és a pólus közötti cserét a ciklon méretű turbulencia bonyolítja le. Ehhez tartoznak a mérsékelt és magas szélességeken található ciklonok és anticiklonok, továbbá a nyugati áramlásban fellépő hullámszerű háborgások [3] (Panofsky: 212. és 219. o.). A 2. ábra sematikususan mutatja ezt a cirkulációs modellt.

Az 1. és 2. ábrán bemutatott modellek között energetikai szempontból az a lényeges különbség, hogy az első modell szerint a mérsékelt szélességeken a kinetikus energia fölemésződik, tehát fogy, a második modell szerint pedig a mérsékelt szélességeken éppúgy termelődhet kinetikus energia, mint pl. a pólus közelében.

Arra vonatkozóan, hogy mennyi kinetikus energia termelődik a szubtrópusi magasnyomású övben, számítási eredményeket nem ismerek, Császár Margit sem utal szerzőkre. Azt viszont, hogy a mérsékelt öv ciklon méretű háborgásai milyen fontos szerepet játszanak a zónális áramlás fenntartásában, a kinetikus energia termelésben, nagyon sok kutató kiszámította [4, 5, 6, 7]. Külön említést érdemel a mérsékelt és magas szélessé-

geken a kondenzáció útján felszabaduló látens hő. Danard [8] kimutatta, hogy a felszabaduló látens hőenergia a ciklonok kimélyülésének illetve a függőleges feláramlásoknak fokozására fordítódik, mégpedig olyan mértékben, hogy a föláramlás sebességét egy nagyságrenddel is megnövelheti. Palmén rámutatott arra, hogy nagy csapadékot adó ciklonokban úgy is keletkezhet kinetikus energia a látens hőenergia átalakulása miatt, hogy közben a potenciális energia nem csökken szükségképpen [5]. Másrészt ugyancsak Palmén számítása szerint 2–3 intenzív ciklonban éppen annyi kinetikus energia keletkezik, mint amennyi a 30°N-tól északra az átlagos nyugati áramlásból fölemésződik. A zónális áramlás tehát a súrlódásból eredő veszteségeire az örvényszerű háborgások energia-termeléséből nyer utánpótlást.

Úgy érzem ezek után jogos a kérdés: milyen szerep marad a szubtrópusi magasnyomás számára az Északi-félgömbön a kinetikus energia termelésében?

A kérdésről még csak annyit, hogy Starr és White konkrét magassági szélmérések elemzése alapján bebizonyították, hogy az Északi-félgömb legnagyobb részének az impulzus momentum cseréjét is a nagyméretű örvények biztosítják [9] (139. o.) Ugyanerre a következtetésre jutott Bell Béla is egyik legutóbbi munkájában [11].

Császár Margit a légkör alapvető energia formáinak felsorolásakor külön említi a potenciális és első energiát. Margules már a század elején a két energiafajtát közös néven potenciális energiának nevezte. Azóta számos vizsgálatban kimutatták, így pl. a hazai kutatók közül Aujeszky [10], hogy a belső és potenciális energia aránya egy teljes légoszlopban szigorúan állandó: a belső energia a potenciálisnak kétszerese. Mivel a két energiafajta mindig arányosan változik, indokolt, hogy közös néven emlegessük, mint azt nagyon sok kutató teszi.

Lorenz az 50-es években forradalmasította elképzeléseinket a légköri energi ciklusról [6]. Bevezette a hasznosítható potenciális energia (HPE) fogalmát, amit régebben *Margules* egy adott légtömegeloszlás energiakészletének nevezett, továbbá a HPE-t és a kinetikus energiát zonális és örvénykomponensekre bontotta. Ezek nélkülözhetetlen energetikai fogalmak akkor, ha egy erőteljes cirkulációs átalakulás fizikai magyarázatát keressük, ha pl. a zonális cirkulációnak hemiszférikus méretekben meridiónalissá való átalakulását akarjuk megmagyarázni. Ez végbemehet úgy, hogy a kinetikus energia zonális összetevője örvény-összetevőbe alakul. Ez a barotróp átalakulás, kiváltója pedig a barotróp-instabilitás. Másrészt végbemehet úgy, hogy a HPE örvénykomponense erősödik és ez táplálja a kinetikus energia örvény-összetevőjét. Ez baroklin átalakulás, és baroklin instabilitás esetén jön létre.

Nem szerénytelenség talán, ha hivatkozom egy kisebb összefoglaló tanulmányomra, amelyben a légköri energi ciklusra vonatkozó újabb külföldi eredményekről számoltam be [12]. Annál is inkább utalni szeretnék erre a dolgozatra, mert a légköri energetika terén a legutóbbi két évtizedben sok fontos, új alapfogalmat vezettek be, amelyeket a magyar szakírók még nem tettek magukévá. Márpedig a mai rohamos fejlődés korszakában egyre nehezebb lesz még szűkebb szakterületeken is megérteni egymást.

Császár Margit dolgozatát, mind témaválasztása, mind korszerű tárgyalási módja miatt örömmel olvastam. Megjegyzéseimet azért tettem, hogy egyrészt az említett kérdéseket a széles nyilvánosság elé tárjam, más-

részt mert az általános légkörzés fizikai modelljéről alkotott elképzeléseink szüntelenül változnak, a legújabb eredményeket ezért állandóan szemmel kell tartanunk.

IRODALOM

- [1] *Császár M.*: Az általános cirkuláció egyensúly-követelményeiről. Időjárás 76. évf. 234—240. o. 1972.
- [2] *Berkes Z.*: Levegőmennyiségek övezetes eloszlása besugárzott, forgó gömb (Föld) felszínén. Időjárás 75. évf. 230—235. o. 1971.
- [3] *Panofsky, H.*: Introduction to Dynamic Meteorology. (212., 219. o.) Univ. Paerk, Pennsylvania, 1956.
- [4] *Reed, R. J.—Wolfe, J. Z.—Nishimoto, H.*: A Spectral Analysis of the Energetics of the Stratospheric Sudden Warming of Early 1957. Journal of the Atmospheric Sciences, 20 K. 4. sz. Lancaster, 1963.
- [5] *Palmén, E.*: Vertical Circulation and Release of Kinetic Energy during the Development of Hurricane Hazel into Extratropical Strom. Tellus, V. 10. N. 1. Stockholm, 1958.
- [6] *Lorenz, E. N.*: Available Potential Energy and the Maintenance of the General Circulation. Tellus, V. 7. N. 2. Stockholm, 1955.
- [7] *Phillips, N. A.*: Energy Transformation and Meridional Circulations Associated with Simple Baroclinic Waves in a two-level Quasigeostrophic Model. Tellus, V. 6. pp. 270—286. Stockholm 1954.
- [8] *Danard, M. B.*: On the Influence of Released Latent Heat on Cyclone Development. Journal of Applied Meteorology V. 3. N. 1. Lancaster, 1964.
- [9] *Lorenz, E. N.*: The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. WMO. 1967.
- [10] *Aujeszký L.*: Energiaeloszlás a függőleges légoszlopban. Az Orsz. Meteor. Int. Hiv. Kiadványai XV. k., 170—184. o. Budapest, 1952.
- [11] *Béll B.*: A légkör általános cirkulációjának fizikai szemlélete. Fizikai Szemle, XVIII. évf. 7. sz. 1—7. o. 1968.
- [12] *Koppány Gy.*: A légköri energi ciklus összetevőinek nagyságrendje. Időjárás. 69. évf. 100—104. o. 1965.

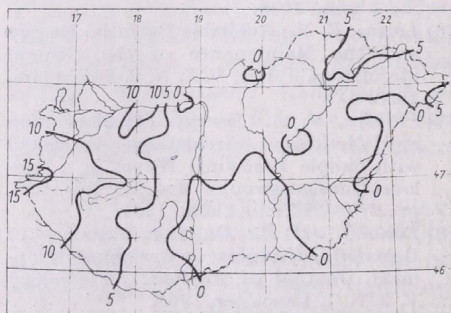
Rendkívüli csapadékhiány Magyarországon 1972 decemberében

PÉCZELY GYÖRGY, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Extraordinary lack of precipitation in Hungary. In December 1972 an unprecedentedly small precipitation amount was noted almost on the whole territory of Hungary. In nearly one third of the country absolutely no precipitation fell (*Fig. 1*) and in Budapest December 1972 was, since 1841, the driest month. (*Table II*). This drought, which is quite uncommon in the beginning of winter, lasted from 25 November to 15 January 1973. During that almost two months the average precipitation amount was in the greatest part of Hungary less than 5 percent of the normal value (*Table III*).

*

Az 1972–73. tél első felében Magyarország túlnyomó részén olyan kevés csapadék hullott, ami meteorológiai megfigyeléseink történetében példa nélkül áll. Az országos szárazság november 25-én kezdődött, s január



1. ábra. Havi csapadékösszeg [mm] Magyarországon 1972 decemberében

16-ig hazánk területén számottevő csapadék nem fordult elő.

1972 decemberének csapadékösszege országunk legnagyobb részén 5 mm alatt maradt, sőt hazánk területe

tének közel egy harmadán – a Duna-Tisza közének déli felén s a Tiszántúl keleti szegélyén – e hónapban mérhető mennyiségű csapadék nem hullott (*1. ábra*). A szárazság csak a Dunántúl nyugati szélén volt kissé enyhébb mértékű, ahol a havi összeg 10–15 mm között váltakozott, de még ezeken a területeken sem haladta meg a lehullott csapadék mennyisége a sokévi átlag 30 százalékát.

Magyarország éghajlatának jellemző vonása ugyan a téli szárazság, de inkább a *tél második felében*, januárban és főként februárban valószínű, decemberben jóval ritkább jelenség. Ezt igazolják az *I. táblázat* adatai. Táblázatunkban 10 állomás: Szombathely, Magyaróvár, Keszthely, Pécs, Budapest, Kalocsa, Szeged, Túrkeve, Eger, Nyíregyháza, 1871 óta rendelkezésre álló havi csapadékösszegeiből meghatároztuk az egyes hónapok átlagos havi csapadékát (1. sor) – ez közelítőleg az országos átlag – s feltüntettük a 15 mm-nél kisebb havi mennyiségek valószínűségét (2. sor). Táblázatunk adataiból kitűnik, hogy Magyarországon az alacsony havi összegek bekövetkezésének valószínűsége legnagyobb februárban és márciusban, a tartós szárazságok fellépésének második maximuma pedig októberben mutatkozik. A téli szárazság decemberi kulminálását tehát jogosan tekinthetjük a szokásos éghajlati rendtől *eltérő* jelenségnek.

Az elmúlt december rendkívüli csapadékhiányának érzékeltetése céljából

I. TÁBLÁZAT

A csapadék havi összegeinek országos átlaga [mm] és a 15 mm-nél kisebb havi csapadékösszegek valószínűsége [%]

	Jan.	Febr.	Márc.	Apr.	Máj.	Jún.	Júl.	Aug.	Szept.	Okt.	Nov.	Dec.
Átlag:	34	33	39	52	66	75	65	61	51	55	54	45
<15 mm:	8,8	21,7	10,8	3,9	0,0	1,0	0,0	0,0	5,9	9,8	6,9	4,8

állítottuk össze a II. táblázatot. Az állomások neve alatti évszám a nevezett helyen a csapadékmegfigyelések kezdetét jelenti. A táblázatban a csapadék mennyisége szerint — növekvő sorrendben az elmúlt 100—130 év — a tíz legszárazabb decemberének csapadékmennyiségét (mm) és az előfordulás évét tüntettük fel.

Táblázatunkból megállapítható, hogy 1972 decemberének csapadéka — a Dunántúl nyugati felét nem tekintve — Magyarország területének mintegy 3/4 részén az elmúlt 100 év decemberi szárazsági rekordját jelentette, sőt Budapesten 1841 óta nem fordult elő olyan száraz december, mint 1972-ben. Az 1972—73. tél első hónapjának csapadékhiányát tehát méltán besorolhatjuk hazánk időjárási szélsőségei közé.

A súlyos csapadékhiány nemcsak Magyarországon, hanem a Kárpát-medencén belül Erdélyben és az Északi-Kárpátok térségében is hasonló mértékű volt. Jelentéktelen mennyiségű csapadék hullott decemberben a Cseh-medencében, a Havasalföldön, valamint Németország és a Lengyel-síkság nagy részén is.

A száraz időjárás közvetlen oka az a tartósan fennálló magas nyomású képződmény volt, amelynek centruma



2. ábra. A légnyomás anomáliái [mb] Európában 1972 decemberében

decemberben zömmel Ukrajna és a Kárpát-medence felett helyezkedett el. Budapesten 130 m tengerszint feletti magasságban a légnyomás havi középértéke 761,3 mm volt, s ennél magasabb decemberi közepes légnyomás 1809 óta csak egyszer, 1857-ben fordult elő (761,8 mm).

Az európai térség 1972 decemberi légnyomásanomáliái a 2. ábra tünteti fel. A légnyomás havi közepe jóformán egész Európában meghaladta a normál értéket, jelezve az anticiklonális helyzetek nagy gyakoriságát. A leg-

II. TÁBLÁZAT

A megfigyelések kezdete óta előfordult 10 legszárazabb december csapadékösszege [mm] és az előfordulás éve

S zombathely* 1871—	Magyar- óvár 1859—	Keszthely 1871—	Pécs 1871—	Budapest 1841—	Kalocsa 1871—	Szeged 1870—	Túrkeve 1871—	Eger 1871—	Nyíregyháza 1867—
mm év	mm év	mm év	mm év	mm év	mm év	mm év	mm év	mm év	mm év
3 1892	3 1865	2 1873	2 1972	1 1972	0 1972	0 1972	1 1972	2 1873	1 1972
3 1924	3 1924	4 1898	4 1953	3 1852	5 1898	4 1888	2 1873	2 1953	2 1948
4 1940	7 1972	6 1892	7 1875	5 1953	10 1883	5 1873	8 1908	2 1972	6 1893
6 1898	10 1864	7 1972	7 1931	5 1971	10 1905	6 1898	8 1971	3 1898	7 1953
6 1902	10 1881	8 1889	8 1905	7 1843	11 1942	7 1900	9 1898	4 1971	8 1873
6 1905	10 1953	10 1879	9 1924	7 1865	12 1953	11 1883	9 1921	9 1881	10 1936
7 1953	11 1897	11 1881	9 1948	8 1857	13 1924	11 1924	11 1893	10 1908	10 1942
8 1873	13 1861	11 1953	15 1898	8 1873	14 1900	12 1893	12 1924	13 1942	11 1875
8 1922	13 1873	14 1888	16 1888	9 1848	15 1893	12 1905	13 1939	14 1885	11 1921
9 1885	13 1912	15 1912	16 1921	9 1861	15 1968	13 1953	13 1942	14 1893	11 1939

* (Szombathelyen 1972-ben: 13 mm)

III. TÁBLÁZAT

a) A november 25—január 15. közötti időszak átlagos csapadékmennyisége [mm], b) az elmúlt tél ezen időszakra vonatkozó értéke [mm], valamint c) az 1972. november 25. — 1973. január 15. közötti csapadék mennyiség az átlag százalékában [%]

	Szombathely	Magyaróvár	Keszthely	Pécs	Budapest	Kalocsa	Szeged	Túrkeve	Eger	Nyíregyháza
a) [mm]	69	73	82	78	83	75	68	65	70	67
b) [mm]	13	9	9	3	3	4	1	1	2	1
c) [%]	19	12	11	4	4	5	1	2	3	2

nagyobb pozitív anomália Dél-Ukrajna és a Krím térségében mutatkozott, itt a légnyomás 20 mb-ral haladta meg a sokévi átlagot, míg a Kárpát-medencében +15 mb-os anomália alakult ki. A légnyomás ezen eloszlása erőteljes nyugat-délnyugati áramlást és ezzel együtt járó meleg advekcíót biztosított Észak-Európának (pl. a 30° E meridián mentén a 45–70° szélességi körök között 25 mb-ral volt nagyobb a légnyomás meridionális gradiense a szokásosnál), ennek következtében ott 4–6 fokkal haladta meg a hőmérséklet havi közepe a törzsértékeket.

A rendkívüli szárazság — a decemberi havi középhőmérséklet tükrében — Magyarországon jelentéktelen, néhány tized fokos pozitív hőmérsékleti anomáliával párosult, amely az első félhónap túlnyomóan délies irányítású

makroszinoptikus helyzeteinek enyhe, s a hónap utolsó dekádjában keleties áramláshoz kapcsolódott mérsékelt hideg időjárásból eredt.

A decemberi szárazság január első felére is átnyúlt, s országos kiterjedésű jelentősebb csapadék csak január 16-án hullott. A szárazság mértékének jellemzésére ezért a *III. táblázatban* feltüntettük az 1972. november 25. — 1973. január 15-ig tartó 52 napos száraz időszak csapadékát is, a fentiekben megnevezett 10 állomásról. A csapadékösszegeket a vonatkozási időszak átlagos csapadékának százalékában is kifejeztük. A szárazság rendkívüliségére és tartósságára élesen rávilágít az a tény, hogy országunk területének nagyobbik részén e közel két hónap során az átlagos csapadékmennyiség 5 százaléka sem hullott le.

DOBRISMAN, E. M.: Review of Forecast Verification Techniques. (Az előrejelzések verifikációs eljárásainak szemléje) WMO Technical Note, No. 120. Geneva, 1972. 51 oldal, 11 táblázat

A WMO először 1964-ben intézett körkérdeést az egyes tagországok meteorológiai szolgálataihoz a címben megnevezett témában, majd 1970-ben megismételte ezt. A kérdésekre beérkezett válaszok alapján áttekintést akartak nyerni arról, hogy a különböző országok meteorológiai szolgálatai a rendszeresen kiadott előrejelzéseket kiértékelik-e, és ha igen, milyen eljárásokat használnak. Az első alkalommal 47, másodsor 38 ország adott választ a WMO kérdéseire, az utóbbiak között szerepel hazánk is.

Az előrejelzések kiértékelése iránti érdeklődést az utóbbi években több tényező is előtérbe hozta. Egyrészt növekszik a különböző típusú előrejelzések száma, másrészt az előrejelző módszerek száma is növekszik, amelyekkel ugyanazon jelenség vagy paraméter prognózisa készül. Ezenkívül egyre fontosabbá válnak a meteorológiai tényezők, amelyek befolyásolják az emberi tevékenységet a legkülönbözőbb szempontokból. Végül ide sorolhatjuk azt a törekvést, hogy a természeti folyamatok leírására objektív módszereket dolgozzunk ki, és szükség van ezen objektív módszerek sikerességének összehasonlítására.

Magukat az előrejelzéseket a szerző két csoportba sorolja:

1. Általános céllal készülő előrejelzések, ezek a tömegkommunikáció segítségével széles körben kerülnek fölhasználásra.
2. Speciális előrejelzések, ezek meghatározott gazdasági tevékenység tervezéséhez szükségesek. A prognózisok kiértékelésekor azonban mindig az egyes időjárási elemek vagy jelenségek előrejelzései kerülnek mérlegre.

A kiadvány hat részre tagolódik: 1. Bevezetés 2. Az előrejelzések kiértékelésének áttekintése és rövid elemzése a különböző meteorológiai szolgálatok beszámolóí alapján; 3. A különféle típusú előrejelzések figyelembevételére és a verifikáció lehetséges módszerei; 4. Néhány következtetés és ajánlás; 5. Rövid bibliográfia; 6. Két függelék.

A legtöbb országban a csapadék, a hőmérséklet, a szélesség, magassági topográfia, a látástávolság, a szélirány és a talajmenti légnyomás előrejelzéseit értékeli ki. A szerző sorra veszi a egyes időjárási elemek prognózisainak verifikációjára alkalmazott módszereket. Az egyik fő nehézséget itt az előrejelzésekben használt kifejezések pontos értelmezése jelenti, elsősorban a csapadék mennyiségére és területi kiterjedésére vonatkozó kifejezések egységes definíciójára lenne szükség.

A 4. fejezetben a szerző kifejti, hogy az egységes kiértékelés legfőbb akadálya az egyetemesen elfogadott terminológia és osztályozás hiánya a prognózisokban szereplő karakterisztikák és jelenségek meghatározására. Célszerű lenne, ha az Alaprendszerek Bizottsága (CBS) megvizsgálná az előrejelzésekben szereplő jelenségek és karakterisztikák egységes terminológiájának problémáját.

A szerző egyelőre nem tartja időszerűnek, hogy összehasonlításokat tegyünk a legkülönbözőbb előrejelzések között. Ajánlja azonban a 3. fejezetben leírt verifikációs eljárások figyelembevételét. Ezek ugyanis lehetőséget adnak az összehasonlításra és a kiértékelések továbbfejlesztésére.

A függelékben két példát mutat be a rövid- ill. hosszabb távú előrejelzésekben használt kifejezések értelmezésére és a prognózisok kiértékelésére. Sem a bemutatott példában, sem az előző fejezetekben nem jut elég világosan kifejezésre az éghajlati sajátosságok fontossága. A szerző sajnálatos módon nem hangsúlyozza eléggé, hogy a prognózisok tudományos értékét az adja meg, amivel több információt ad egy időjárási elem alakulásáról, mint amit az illető elem éghajlati gyakoriságából, átlagértékéből már tudunk. Egy erősen kontinentális éghajlatú országban pl. a hőmérsékleti előrejelzések ± 3 fokos toleranciája túl szigorú, a trópusi vagy akár tengeri éghajlatú országokban pedig túlságosan nagy. Ismeretes, hogy Ázsia északkeleti részén télen a hőmérséklet egy hónapon belül ± 20 fokot ingadozhat, egyes trópusi vidékeken pedig még az évi változás sem éri el a ± 5 fokot.

Még erőteljesebben jut kifejezésre az éghajlati adottság a csapadékban. A közel-keleti országokban pl. nyáron évtizedenként legfeljebb egyszer-kétszer hullik mérhető eső, ugyanakkor Skandinávia egyes részein szinte minden hónapban a 100 mm-t is meghaladja a lehullott csapadék mennyisége. Ennek a körülménynek feltétlenül tükröződni kellene a csapadék-kategóriák megállapításában, mivel nincsenek időtől és földrajzi helytől elvonatkoztatott, abszolút csapadék-kategóriák.

Koppány György

A könyv szerzőjét korunk legjelesebb meteorológusai között tartják számon. Az előszót D. A. Davies, a WMO főtitkára írta, hangsúlyozva, hogy e mű az egyetlen olyan összeállítás az általános cirkulációról, mely a létező ismereteket tudománytörténeti vonatkozásával együtt tartalmazza. A kilenc fejezetből álló monográfia hiánytalan minőségi magyarázatát adja az általános cirkuláció alapvető sajátosságainak.

A szerző az első fejezetben ismerteti munkája célját: magyarázatot kíván adni arra az alapvető kérdésre, miért veszi fel a cirkuláció azt a formáját, amit mutat térben és időben a Föld különböző helyein, amikor Földünk és — az egyetlen külső energiaforrás — a Nap között sugárzási egyensúly van. Ennek ellenére az örökké visszatérő évszakok változásában soha nem találunk meg-egyező cirkulációs rendszert. Ahhoz, hogy erre maradéktalanul egzaktt választ adhasson, vázolja azokat a fizikai hatásokat, amelyek a folyamatot kormányozzák. A II. fejezetben bevezeti azokat a dinamikai egyenleteket, amelyek a fizikai törvényeket matematikai formában fejezik ki. Bemutatja a vezető egyenletek rendszerét, amelyekből később levezeti a szokásos közelítéseket. Két kategóriába sorolja a fizikai törvényeket, és megállapítja, hogy az egyenletek eredeti formájukban lineárisak. Numerikus megoldásuk csak linearizált formában lehetséges, ebben a formában azonban az összefüggések a valóságot nem közelítik meg olyan jól, mint eredetiben. Mielőtt a szerző elméleti úton próbálna magyarázatot keresni az általános cirkuláció okaira, szükségesnek tartja a megfigyelt cirkuláció sajátosságainak bemutatását, különös figyelmet szentelve a szél-, a hőmérséklet- és a nedvességmező karaktereinek. A megfigyelt cirkuláció magyarázatára alkalmazandó fizikai törvényeket a IV. fejezetben tárgyalja, kifejtve álláspontját, miszerint a legközvetlenebb út a feladat megoldásához a dinamikai egyenletek megoldása lenne, jelenleg azonban a megfelelő eszközök még hiányoznak. Az egyes folyamatok relatív fontosságának megértése számottevő segítséget nyújthat a minőségi magyarázat megfogalmazásában, azonban az eddigi magyarázatok értékének felbecsülésében csak kritikai értékelés ad pozitív hozzájárulást. E fejezet jelenti az egész könyv gerincét. Részletesen elemzi azokat a folyamatokat, melyek az általános cirkulációt fönntartják. Kifejti, hogy bármely oldalról is közelítjük meg az általános cirkuláció magyarázatát, három alapvető egyensúlyi követelménynek kell eleget tenni: az energia-, a szögsebességmomentum és a vízkörzés egyensúlykövetelményének. Kritikailag mutatja be több mint két évszázad kutatási eredményeit, szempontjai, hogy dinamikailag igazak és összeegyeztethetők legyenek a megfigyelésekkel. Hangsúlyozza, hogy sok olyan cirkuláció lehet, amely megfelel a dinamikai törvényeknek, de különböző külső feltételek függvényében mégis már cirkulációról van szó. Neves szerzők munkásságát ismerteti: *Hadley, Ferrel, Mauray, Thomson, Rossby, Bjerknes, Bergeron, Palmen*. Az V. fejezetben bevezeti az energiagyenleteket, különös hangsúllyal foglalkozik a hasznosítható potenciális energia fogalmával, melynek általános cirkulációra való alkalmazása éppen az ő nevéhez fűződik. Kifejti, hogy a kinetikai energia keletkezése és a disszipációja determinálja az általános cirkuláció fennmaradását, és intenzitását, ezért elsősorban azokkal a folyamatokkal foglalkozik, amelyek hasznosítható potenciális energiát termelnek és lehetővé teszik ennek kinetikai energiává való átalakulását. A szerző kimutatja, hogy a maximális hatásfokú energia örvények közreműködésének következménye. Bemutatja a sztratoszféra energia-viszonyaival foglalkozó legújabb eredményeket, ezekből megállapítja, hogy az alsó sztratoszféra „termodinamikai hűtőszekrénynek” tekinthető; kinetikai energiát alakít át hasznosítható potenciális energiává. A VI. fejezetben beszámol a Chicagói Egyetem Hidrodinamikai Laboratóriumában folyó kísérletekről és eredményekről, itt ugyanis sikerült a légköri örvényekhez hasonló struktúrát létrehozni. Egy idealizált légkörre könnyen lehet értelmezni a cirkuláció specifikus sajátosságát. A VII—VIII. fejezetekben a légköri folyamatok numerikus kísérleteit mutatja be, megjelölve azokat a hibákat, amelyekhez a linearizált egyenletek megoldása révén jutunk. A statisztikai eredmények gyakran valóságnak tűnnek, de a rész megoldások nem mindig reprezentatívak, nem nyilváníthatják ki az elkülönített folyamatok relatív jelentőségét.

A szerző felteszi a kérdést; milyen lehet az idealizált légkör cirkulációja. Az a cirkuláció, mely eleget tenne mindenfajta követelménynek és vázlatosan megközelítené a *Hadley* elképzelést *Ferrel* és *Thomson* módosítással. A probléma egyik közelítése a klasszikus turbulencia elméletén alapul, a másik a baroklin stabilitás elméletén. Mindkét elmélet pozitív eredményeit részletezi, de ugyanakkor rámutat elégtelenségeikre is. Az utolsó fejezetben a fennmaradó problémákat vázolja a szerző. Mi a további lehetőség, melyek úton haladjunk a kérdés további megoldásában. Kétségtelen, ma már a cirkuláció mechanizmusára vonatkozóan előbbre jutottunk, de mind pontosabb választ várnak tőlünk a jövő folyamatainak alakulását illetően, amely felé a szerző szerint jó úton haladunk. Bizakodva tekint a jövő kutatások felé, melyekhez nagymértékben hozzájárulnak a szervezett nemzetközi programok és együttműködések.

Császár Margit

DR. W. ORTMEYER, 1901—1972

Dr. Wilhelm Ortmeyer a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának nyugalmazott igazgatója 1972. november 1-én, 71 éves korában Potsdamban elhunyt.

W. Ortmeyer 1901. május 20-án a thüringiai Mühlhausenben született. Először pedagógusnak készült és 1921-ben tanítói oklevelet szerzett. 1923-tól 1927-ig a majna-frankfurti egyetemen meteorológiát, geofizikát és geográfiát hallgatott. Érdeklődési köre az egyetemen kezdettől fogva az aerológia és szinoptika volt, hiszen abban az időben igen kiváló professzorok adták elő a meteorológiát a majna-frankfurti egyetemen. 1926-ban doktorált. Egyetemi tanulmányainak befejezése után a német meteorológiai szolgálathoz került, ahol főleg szinoptikával foglalkozott. A II. világháború alatt hosszabb időn keresztül messze északon — Norvégiában — mint repülő-meteorológus dolgozott. A háború után 1945-től 1949-ig tanárként működött, majd a Német Demokratikus Köztársaság meteorológiai szolgálatának újjászervezésében kezdettől fogva részt vett. Amikor 1950-ben prof. dr. *H. Philipps* lett az NDK Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának igazgatója, mellette *W. Ortmeyer* jelentős szerepet vállalt az újjáépítésben. Először mint az igazgatási osztály, majd utána 10 éven keresztül az időjárás szolgálat vezetője. Egy teljesen korszerű, mintaszolgálatot épített ki. Minden energiáját és idejét ennek szentelte. 1962-ben prof. dr. *H. Philipps* tragikus, hirtelen halála után őt nevezték ki a szolgálat igazgatójának, ahol tovább folytatta széles körű építő és szervező munkáját.

Philipps professzorral együtt, elsőik között kezdték kialakítani a nemzetközi kapcsolatokat, elsősorban a Meteorológiai Világszervezettel, majd a szomszédos és távolabbi országok meteorológiai szolgálataival. A szocialista országok igazgatói konferenciáin fő munkaterülete a korszerű hírközlés (telekommunikáció) kiépítése volt, amit kiválóan oldott meg. Sokat fáradozott a népi demokratikus szolgálatok közötti együttműködés megszilárdításán. 1966-ban nyugalomba vonult.

1957-től 1963-ig titkára, majd társelnöke volt az NDK Meteorológiai Társaságának. Ki-



váló szervezői munkájának elismeréseként több állami kitüntetésben részesült; megkapta a „Vaterländische Verdienstorden“ kitüntetést, a „Süring“ emlékérem tulajdonosa volt. 1951-ben 50 éves születésnapjáról a Zeitschrift für Meteorologie is megemlékezett.

Közvetlen tudományos tevékenységet nem fejtett ki, de minden erejét a tudomány szervezésére fordította, amit rendkívül nagy szak tudással és odaadással végzett. Tisztában volt azzal, hogy a meteorológiai kutatás nem nélkülözheti a legfejlettebb szolgálatot és a nemzetközi együttműködést. Neki köszönhető, hogy megteremtette a lehetőséget a tudományos kutatáshoz. Egész életének munkásságát ennek érdekében fejtette ki. Szigorú külseje mögött igen jószágos, megértő, melegsívű ember rejtőzött. Rendkívül kollegiális személyiség volt, és főleg a fiataloknak segítője és támogatója.

A Magyar Meteorológiai Szolgálattal is szoros baráti kapcsolatot tartott fenn, többször járt hazánkban, nemcsak hivatalosan, hanem mint magánszemély is. Nagyon megszerette a Balatont és több ízben töltötte szabadságát Tihanyban.

A magyar meteorológusok kegyelettel emlékeznek melegsívű barátjukra, *W. Ortmeyerre*.

Zách A.

V. A. BUGAJEV KITÜNTETÉSE

A WMO Végrehajtó Bizottsága minden évben odaítéli az IMO (International Meteorological Organization) díjat a kiemelkedő szakmai munkásságot és nemzetközi szervező tevékenységet kifejtő szakemberek egyikének. 1972-ben V. A. Bugajev akadémikus, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Központjának vezetője részesült ebben a magas kitüntetésben, melyet D. A. Davies a WMO főtitkára adott át Genfben.

Bugajev akadémikus 1930 óta tevékenykedik meteorológusként, neve jól ismert hazájában és a külföldi szakmai körökben egyaránt. Nemzetközi tevékenységére mi sem mutat rá jobban, minthogy 1962-ben részt vett a WWW tervezésében, azóta pedig a GARP szervező bizottságában és sok más testületen is értékes tevékenységet fejt ki.

Ambrózy P.

*

METEOROLÓGIAI MÉRÉSEK HANGHULLÁMOKKAL

Az alsó légkör szerkezetének és mozgásának vizsgálatára szolgáló új mérési eljárásokról ad hírt az NCAR, a National Center for Atmospheric Research negyedévenként megjelenő kiadványa (*Facilities for Atmospheric Research*). Az amerikai Boulder-ben székelő Nemzeti Légkörkutatói Központ legutóbb nyilvánosságra hozott jelentése szerint a hanghullámokkal történő érzékelés, az akusztikus mérés, különösen a határreteg vizsgálatára alkalmas.

A légkörbe kisugárzott és onnét visszaverődő mikrofonokkal felvett hanghullámok sokkal érzékenyebben detektálják a szélesebb és a hőmérséklet változását, mint a nagyteljesítményű radarok. A „visszhang sugárzó”, vagy hangradar jóval nagyobb hatékonysággal dolgozik, mint a hagyományos lokátor (vagyis a kisugárzott teljesítménynek nagyobb hányada jut vissza a vevőbe), mivel a hanghullámok szóródása a légkörben mintegy milliószorta nagyobb a rádióhullámokénál. Ez az arány terjedési módjuk különbözőségéből fakad: a hanghullámokat a levegőmolekulák mintegy „vezetik”, míg az elektromágneses hullámoknak nincs szükségük semmiféle közegre terjedésükhöz. A hanghullámok erős csillapítása a légkörben néhány kilométerre korlátozza a hangdarabok hatósugarát, ezért azokat főleg a határreteg, gyakorlatilag az alsó egy kilométeres övezet vizsgálatára használják.

Az első kísérleteket Ausztráliában végezték 1968-ban: 196 db hangszóró 10 mp-es időközökben sugározta ki a 900 Hz frekvenciájú és 500 Watt teljesítményű hangimpulzusokat. A visszhangot ugyancsak a hangszórók fogták fel — mikrofonként kapcsolva —, és fakszimilén regisztrálták.

Már az első kísérletekből kitűnt, hogy a

hangradar — még a fentiekben leírt primitív formájában is — kvalitatív alkalmas a hőmérsékleti inverziók, a turbulens tartományok, a tengeri és szárazföldi eredetű légtömegek közötti zónák szerkezetének felderítésére. Folyamatos regisztrálással követhető az alsó troposzférában az inverziók, magasságuk, térbeli eloszlásuk.

A kísérleti eszközöket tökéletesítve az ausztrál kutatók 1969-ben egy 75 m magas meteorológiai torony hőmérséklet- és szélmérő műszereivel kalibrálták a visszhangokat. A berendezés inverziók, hidegfrontok, parti- és tavi szelek hőmérsékleti struktúrájának több változatát mutatta ki. Különösen jó eredményeket kaptak sugárzás inverziók kialakulása és megszűnése során.

Az Ausztráliában folyó vizsgálatokkal egyidőben a NOAA is foglalkozott az akusztikus radarokkal, és a Boulder-i Hullámterjedési Laboratórium 1970-ben Mark I névvel új visszhang-adót épített, amely már nem hangszórókkal, hanem különleges akusztikus antennával sugározza ki a hangenergiát. A NOAA egyébként világméretű infrahang megfigyelő hálózatot is tart fenn a természetes eredetű hanghullámok detektálására. E hálózat tornádók, vulkánok, földrengések, óceáni viharok és jet stream-ek infrahang-hullámaikat észleli.

A NOAA véleménye szerint az akusztikus radar a kezdeti próbálkozásból kvantitatív adatokat szolgáltatott vizsgálati eszközzé lépett elő. A Doppler effektust is felhasználó módszer különösen alkalmas a légszennyeződés meteorológiai feltételeinek ellenőrzésére. A hőmérsékleti inverziók, amelyek szinte „megfognak” a szennyező anyagokat a városok feletti légrétegben, minden más eszköznél jobban tanulmányozhatók a hangradarral.

Meczösi M.

*

WMO ÖSZTÖNDÍJJAL ANGLIÁBAN

Az ENSZ fejlesztési programjának keretében 4 hónapos WMO ösztöndíjas tanulmányúton vett részt *Gajzágó László* az Éghajlati Osztály (Központi Légkörfizikai Intézet) tudományos osztályvezetője Angliában, 1972. augusztus 17. és december 15. között. A háromhónapos szakmai program során, — melyet Londonban 5 hetes nyelvi továbbképzés előzött meg, — az alkalmazott meteorológia, pontosabban a városklímátológia és építészeti klímátológia, valamint a környezetvédelem éghajlati vonatkozásainak időszerű kérdéseit és kutatási módszereit tanulmányozta a bracknelli Meteorológiai Intézetben, a garstoni Építészeti Kutatóintézetben, a londoni University College Földrajzi Intézetében és a Sheffieldi Egyetem Építés-tudományi tanszékén *T. J. Chandler* illetve *J. K. Page* professzoroknál, e témák nemzetközileg ismert művelőinél. Közben rövid látogatások során lehetőség nyílt a Warren Spring

Laboratóriumban, a sheffieldi Légszennyezett-ség-vizsgáló Egységben folyó munkák, valamint a patinás Kew-i Observatóriumban folyó napsugárzás és megvilágítás mérések és hitelesítési módszereiről és az eredmények gyakorlati alkalmazásáról. Bár az építészeti klimatológiai problémák egy része a két ország eltérő éghajlati és építészeti sajátosságai miatt nem azonosan jelentkeznek, a kutatási eredmények többsége hazai viszonyokra adaptálható, a megismert vizsgálati módszerekkel együtt a hazai kutatások eredményességét fokozni fogja.

*

AZ 1972. ÉVI BALATONI VIHARJELZÉS

Időjárás eseményekben gazdag és viharokban szeszélyes volt a balatoni viharjelzési időny. A síofoki viharjelző szolgálat szintoptikusai 39 alkalommal javasoltak „vörös”, 43 esetben pedig „sárga” riasztást a vízrendészetnek.

Megvizsgáltuk a viharos szeleket kiváltó időjárás helyzeteket. Ezek alapján 21 esetben hideg-, 4 esetben melegfront, 10 esetben instabilitási vonal, 4-szer anticiklonális „orrhelyzet”, 22-szer lokális zivatar, 15-ször pedig egyéb jelenség (pl. konvergencia zóna) volt a veszélyhelyzet előidézője.

A Velencei-tóra kísérleti jelleggel végzett riasztások száma kisebb volt, sárga jelzés 22, vörös 27. Ezen a téren még sok a tennivaló, többek között a megfelelő összeköttetés hiánya miatt a riasztások továbbítása órákat igényel. Hiányzik a viharjelentő állomás vagy automata meteorológiai állomás a tó térségében, így a mezo-méretű folyamatokra csak időjárás térképeink segítségével következtethetünk.

A balatoni viharjelzési időnyben 17 vízhalál volt, de egyik sem előrejelzési hiba következtében. A piros jelzést 1137 órában tartottuk fenn az egész időnyben. A viharállapot jelzése továbbra is megoldatlan, a viharjelző kosarakat helyenként napokon keresztül felhúzza tartják. A rakétás viharjelzés elavult, égetően szükséges a korszerűsítés. A műszaki fejlődéssel azonban csak akkor javul a balatoni viharjelzés, ha a meteorológiai kiszolgálást is fejleszteni tudjuk. 1973-ban szélmérő automaták telepítése kezdődik, és igyekeznünk megoldani az éjjel-nappali szolgálatot. 1972-ben elkészült a síofoki APT műholdvevő állomás, így a jövő viharjelzési szezonban már rendszeresen vehetünk zenit képeket.

Krónikánk teljessége megkívánja, hogy a jövő gondjairól is beszéljünk. A viharjelzési

idény szeptember végi befejezése után hat viharjelzőt vett a Balaton. Ezért ismét felmerül a régi gondolat, hogy a viharjelző szolgálatot a jelenleginél jóval hosszabb időszakban kellene üzemeltetni.

Böjti B.

*

HIDROMETEOROLÓGIAI SZAKÉRTŐI ÉRTEKEZLET A DUNABIZOTTSÁGBAN

A Dunabizottság 1973. január 15-től 20-ig hidrometeorológiai szakértői értekezletet hívott össze. Az értekezlet feladata az volt, hogy az 1973 márciusában sorra kerülő ülészek számára egyes speciális, hidrológus-hidrometeorológus szakismeretet igénylő kérdést megvitatson.

A szakértői értekezlet javaslatot dolgozott ki a hajózás céljait szolgáló hidrometeorológiai adatsorok meghosszabbítására, illetve a rövidebb sorozattal rendelkező megfigyelő állomások adatsorának kiegészítésére. A javaslat szerint a sorozatok kezdőpontját egységesen 1931-re helyezték, így a jelenleg már 40 éves mérési sorozat az átlagértékek könnyebben kapcsolatba hozhatóak az ugyancsak kerek évtizedeket felölelő meteorológiai átlagértékekkel.

A szakértői értekezlet foglalkozott a Dunai Hidrológiai Kézikönyv új kiadásának szakmai előkészítésével, amely az 1921 és 1970 közötti időszakról tartalmazna meteorológiai és hidrológiai adatokat.

Végül áttekintették azokat a maximális vízszintelőrejelzésre szolgáló módszereket, melyeket az egyes Duna menti országokban használnak.

A szakértői értekezleten a Meteorológiai Világszervezet is képviseltette magát e sorok írója személyében.

Ambrózy P.

*

AZ ÚJ SYNOP ÉS SHIP KÓDOK NEMZETKÖZI BEVEZETÉSÉRŐL

Az új SYNOP és SHIP kódok első kipróbálása megtörtént. Néhány tagország felhívta a Meteorológiai Világszervezet főtitkárának figyelmét az új kódok nemzetközi bevezetését befolyásoló olyan nehézségekre (időjárás táviratok hosszának növekedése, a távközlési vonalak ebből származó terhelése és a távközlési költségek növekedése, az automatikus és manuális adatfeldolgozás, mindezeknek a nemzetközi meteorológiai központok működésére gyakorolt hatása, az észlelők kiképzése és az éghajlati feldolgozások kérdései), amelyek szükségessé teszik a kódok bevezetésének elhalasztását. Ezek megtárgyalására nem hivatalos ülést hívtak össze 1972. december 11–13 között Genfben, a Világszervezet központjában. A Magyar Meteorológiai Szolgálat részéről *Kapovits*

Albert, a Központi Előrejelző Intézet tudományos osztályvezetője vett részt az ülésen.

A tárgyalások folyamán nyilvánvalóvá vált, hogy az új kódok bevezetése 1975. január 1-én — amint azt tervezték — nem valósítható meg. Az ülés felkérte a CBS elnökét, hogy kérje az előbbi időpont törlését, s egyúttal 1976. január 1-t javasolja a bevezetés megvalósításának legkorábbi időpontjául azzal, hogy a CBS VI. ülésén (1974. március—április) hozzon végleges döntést ebben a kérdésben. Ugyanakkor felhívta a tagországokat, hogy ezen idő alatt továbbra is kövessék el mindent az új kódok bevezetésének előkészítése érdekében, a Világszervezet Titkársága pedig segítse elő ezt azzal, hogy az új kódok tartalmában és szerkezetében a CBS Kód Munkacsoportja által hozott változásokra vonatkozó dokumentumokat legkésőbb 1974. január 1-ig megküldje a tagországoknak és az illetékes szervezeteknek.

Kapovits A.

*

METEOROLÓGIAI ADATFELDOLGOZÁS ANGLIÁBAN

Az automatikus adatfeldolgozás, a számítógépes adatellenőrzés és archiválás kérdéseit tanulmányozta az Angol Meteorológiai Szolgálat Bracknelli Központjában 1972. október 23—31. között ENSZ/WMO ösztöndíjjal *Orendi Katalin*, a KMI Számítógéppontjának vezetője.

Részvett a Royal Meteorological Society, a Royal Astronomical Society és a Royal Statistical Society közös rendezésében október 27-én Londonban megtartott statisztikai szimpoziumon, ahol *A. Bleasdale* a gyakorlati hidrometeorológia statisztikai problémáiról, *J. M. Craddock* a sajátvektor analízis meteorológiai alkalmazásának perspektíváiról, *M. Kendall* a spektrum analízis helyes felhasználásáról tartott előadást.

Tanulmányútja során látogatást tett az Angol Meteorológiai Szolgálat új számítógéppontjában. Itt működik Anglia második legnagyobb számítógépe, az 1024 Kbyte belső memóriájú, mintegy 10 millió művelet/sec sebességű IBM 360/195 típusú számítógép. A számítógéphez többek között gyors hozzáférésű rögzített fejes mágneslemez tároló, 12 db cserélhető mágneslemez tároló, 9 mágnesszalag egység és 3 sornymató csatlakozik. A számítógépes eredmények megjelenítésére a hagyományos sornymatókon kívül felhasználják a legkorszerűbb képernyős adatkijelző berendezéseket és a katódsugárcsöves Calcomp rajzgépet is, amely a rajtot mikrofilmen rögzíti.

A meteorológiai adatsorokat mágnesszalagon tárolják, és a felhasználáskor mágneslemeze másolják át. Kivételt képeznek a folyamatosan napra készített adategyüttesek, amelyeket általában mágneslemezen tárolnak. A felhasz-

náló parametrizált, sokféle különböző igényt kielégítő könyvtári szubrutin segítségével, a véletlen hozzáférésű mágneslemez tároló előnyeit kihasználva, a legrövidebb időn belül választhatja ki a feldolgozásához szükséges adategyütteget.

Az egyes hasonló jellegű adategyüttesek adatbankot alkotnak. Hazai szolgálatunknak lehetősége van arra, hogy a hazai számítógépes közép- és hosszútávú előrejelzési céljaira is jól felhasználható bracknelli szinoptikus adatbankról megfelelő technikai specifikációjú mágnesszalagon másolatot kapjon az Angol Meteorológiai Szolgálattól.

Az IBM 360/195 típusú számítógép alapnyelve az ASSEMBLER programnyelv, a leggyakrabban használt magasszintű nyelv a FORTRAN. Így készül az a speciális statisztikai programkönyvtár is, amely lehetővé teszi, hogy bonyolult statisztikai eljárások szubrutinként hívhatók, beépíthetők legyenek bármely FORTRAN programba. A statisztikai programkönyvtárak a FORTRAN fordítóprogrammal rendelkező, kisebb számítógépet üzemeltető nemzeti szolgálatok is felhasználhatják. Szolgálatunknak is lehetősége volna arra, hogy a WMO CoSAMC (Commission for Special Applications of Meteorology and climatology) Bizottságán keresztül résztvegyen a statisztikai programkönyvtár tesztelésében, kipróbálásában.

Orendi K.

*

SZINOPTIKUS TANULMÁNYÚT A SZOVJETUNIÓBAN

1972.szeptember második felében *Bartha Péterné Margita Bajangyina* a KEI Előrejelző Osztályának tudományos munkatársa kéthetes tanulmányútra a Szovjetunióba utazott. Látogatásának helye a moszkvai Hidrometeorológiai Központ volt.

A tanulmányút célja a veszélyes időjárásai helyzetekben alkalmazott előrejelzési módszerek, valamint a felhőképek operatív alkalmazásának tanulmányozása volt. Ezen kívül alkalom nyílt arra, hogy elsajátítsa a rövidtávú előrejelzések legkorszerűbb értékelési módszerét és az e területen alkalmazott útmutatókat. E feladatok áttekintése a Hidrometeorológiai Központ Előrejelző Osztályán történt, ahol *A. D. Csisztyakov* osztályvezető és *G. V. Panova* tudományos munkatárs irányította és vezette a konzultációkat és szakmai megbeszéléseket. *A. D. Csisztyakov* értékelte a tanulmányút során végzett munkát, és gondoskodott az előzetes program zavartalan lebonyolításáról. Így a sokoldalú tapasztalatcsere (elsősorban a zivatarok előrejelzéséről) nagyon hasznos volt a magyar Meteorológiai Szolgálat küldötte és remélhetőleg az előrejelző szolgálat számára is.

M. Bajangyina

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke
Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9–11. Telefon: 221-285
Felelős kiadó: Sala Sándor igazgató
Index: 26.361



73.0587 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

**SZERKESZTŐSÉG: BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.
TELEFON: 353-500**

**ELŐFIZETÉS: EGY ÉVRE 48 FT
A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TAGJAINAK 24 FT
(BEFIZETÉS A 232-90 171-2494 TAGDIJBEFIZETÉSI SZÁMLÁN)**

**MEGRENDELHETŐ: AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT
PÉNZÜGYI OSZTÁLYÁN
BUDAPEST II., KITAIBEL PÁL UTCA 1.**

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT **EGYES SZÁM ÁRA 8 FT**