

IDŐJÁRÁS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

<i>Decu, E. — Grigoriu, A. — Grimani, D. — Verenca, R.:</i> Hókrisztálykutatás 1973/74 telén, mint a csapadékképző rétegek fölsimerésének közvetített vizsgálati eszköze (német nyelven) ..	65
<i>Pethe, H.:</i> Légköri nyomanyagok turbulens diffúziós elméletének új aspektusai (német nyelven) ..	74
<i>Várhelyi, G.:</i> Kénvegyületek kimosódása a troposzfériból (angol nyelven) ..	85
<i>Borbély E.:</i> A teljes ózontartalom trendjének változása Európában ..	94
<i>Mezősi M.:</i> Távszélmérő a balatoni viharjelzés szolgálatában ..	100
<i>Kapovits A.:</i> A magyarországi időjárási radar-megfigyelések megszervezése és az ezek során szerzett tapasztalatok ..	107
<i>Nowinszky L.:</i> Rovarak fejlődési küszöb-hőmérsékletének kiszámítása fenológiai és meteorológiai adatokból, növekedési függvény alkalmazásával ..	119
Irodalom ..	123
Krónika ..	125

CONTENTS

<i>Decu, E. — Grigoriu, A. — Grimani, D. — Verenca, R.:</i> Die Untersuchung der Schneekristalle während des Winters 1973/1974, als indirekte Stichprobe zur Identifizierung der Niederschläge erzeugenden Schichten (Deutscher Text) ..	65
<i>Pethe, H.:</i> Neue Aspekte in der Theorie der turbulenten Diffusion von Beimengungen in der Atmosphäre (Deutscher Text) ..	74
<i>Várhelyi, G.:</i> Wet Removal of Tropospheric Sulfur Compounds (English Text) ..	85
<i>Borbély, E.:</i> Variations in the Trend of the Total Ozone Amount in Europe ..	94
<i>Mezősi, M.:</i> Wind Telemetry for the Storm-warning at Lake Balaton ..	100
<i>Kapovits, A.:</i> Organization of the Weather Radar Observations in Hungary and the Experiences Resulted in their Course ..	107
<i>Nowinszky, L.:</i> Calculation of the Thershold Temperature for the Development if Insect from Phenological and Meteorological Data with the Application of Growth Function ..	119
Literature ..	123
Chronicle ..	125

81. ÉVF. ★ 2. SZÁM ★ 1977. MÁRCIUS—ÁPRILIS

IDŐJÁRÁS

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

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG – EDITORIAL BOARD:

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

ELNÖK – CHAIRMAN OF THE EDITORIAL BOARD:

DÉSI F. (Budapest)

SZERKESZTŐ – EDITOR: LŐRINCZ ANNA (Budapest)

Szerkesztőség – Editorial Office:

1024 Budapest, Kitaibel Pál u. 1. HUNGARY

Die Untersuchung der Schneekristalle während des Winters 1973—1974, als indirekte Stichprobe zur Identifizierung der Niederschläge erzeugenden Schichten

ELENA DECU, A. GRIGORIU, *Universităt Bukarest, Fakultät für Physik*, DOINA GRIMANI, *Institut für Meteorologie und Hydrologie*, RODICA VERENCA, *Bauwesen-Oberschule No. 2 Bukarest*

Hókrisztálykutatás 1973/74 telén, mint a csapadékképző rétegek fölismérésének közvetett vizsgálati eszköze. Tanulmányunk a csapadékképződés termodinamikai előfeltételeit a talajra hullott hó kristallográfiai elemzésének segítségével vizsgáló kutatásokról számol be. Ezúttal is megállapítottuk, hogy szoros összefüggés áll fenn a kristályképződésnek az *U. Nakaya—H. Weickmann*-diagram szerinti hőmérséklete és a rádiószondás aerológiai mérésekkel megállapított keveredési rétegeknek megfelelő hőmérséklete között. E rétegek vizsgálata közben a szélvektornak és a hőmérsékleti gradiensnek magasság szerinti változásait vettük figyelembe. Az itt leszűrt végkövetkeztetések jó eredménnyel használhatók a rétegalakú felhőképződéskor keletkező csapadékok előrejelzésének kidolgozása során, föltéve, hogy az alsó troposzférában különböző szélirányok és szélesebségek állapíthatók meg.

*

Изучение снежных кристаллов в зимний период 1973/74 г. как косвенное средство распознавания осадкообразующих слоев. Описываются исследования проведенные для изучения термодинамических условий осадкообразования при помощи кристаллографического анализа снега на земной поверхности. Была обнаружена тесная связь температуры кристаллообразования, определяемой по диаграмме *У. Накайя—Г. Вейкмана*, с температурой, соответствующей слою перемешивания по радиозондовым аэрологическим данным. При изучении осадкообразующих слоев учитывались изменения вектора ветра и температурного градиента с высотой. Сделанные выводы могут эффективно использоваться при прогнозе осадков из слоистых облаков, при условии, что в нижней тропосфере можно выявить различия в направлении и скорости ветра.

*

Das Problem der Bildung der Niederschläge aus den Stratocumulus Wolken ist sogar während des Sommers dem Problem der Bildung des Schnees ähnlich, da aus den Sommerwolken der Regen anfangs in Form von Schnee zustande kommt; dieses kommt besonders in den Wolken mit stimuliertem elektrischen Verhalten vor, an dem Oberflächenniveau von 0°, das die Wolke durchzieht.

Somit kann behauptet werden, dass das was am Boden während des Winters untersucht wird, für die ganze Reihe der Niederschläge gültig ist, die anfangs in Form von Schnee erschienen [3, 4, 5, 6].

Das Übereinstimmen der Temperaturen, die die am Boden beobachteten kristallinen Formen generieren [5, 6] mit den Temperaturen die den Mischungsschichten entsprechen und die durch die aerologische Diagramme hervorgehoben wurden [1, 2], hat für die meisten Tage mit Schneefall gegolten, die während des Winters 1973 – 1974 in Bukarest untersucht wurden.

Eingehender werden der 9. Januar und der 7. März 1974 untersucht, schematischer der 27. und 28. November 1973 wie auch der 12. Januar 1974, danach wird eine zusammenfassende Tabelle (Tab. VI.) der Tage mit Schneefall aufgestellt, wobei die generierenden Mischungsschichten hervorgehoben werden.

In den, den Stüve-Diagrammen entnommenen graphischen Darstellungen

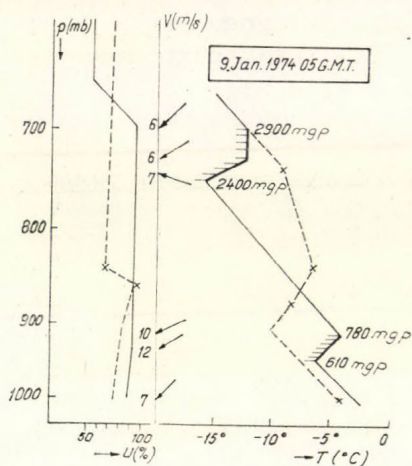


Abb. 1: Die vertikale Struktur der Atmosphäre, die sich aus der Radiosondierung vom 9. Januar 1974, 05 GMT ergab

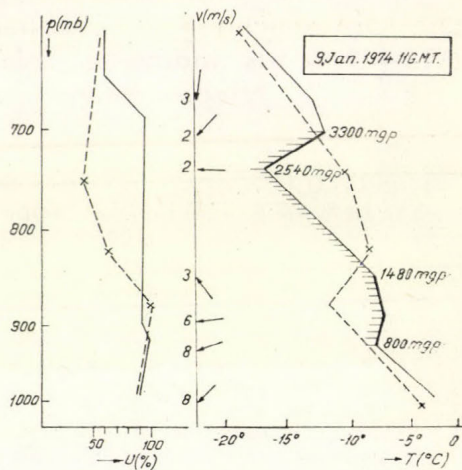


Abb. 2: Die vertikale Struktur der Atmosphäre, die sich aus der Radiosondierung vom 9. Januar 1974, 11 GMT ergab

(Abb. 1, 2 und 4) werden die Temperatur- und Feuchtigkeitskurven für den entsprechenden Tag eingetragen (kontinuierliche Linie) wie auch für den Vortag (unterbrochene Linie). Gleichfalls wurde das Profil des Wind-Vektors für den entsprechenden Tag vorgezeigt, wobei die Intensität an der Spitze des Vektors in m/s eingetragen wurde. Die generierende Schichte wurde auf der Schichtungskurve durch horizontale Strichlein vermerkt, wobei die entsprechende Höhe in m.g.p. angegeben wurde.

9. Januar 1974

Der am Boden untersuchte Schnee, stammte von Ns-Wolken. Aus der Untersuchung des aerologischen Diagramms von 05 GMT wurden in Inneren dieser Wolken zwei Mischungsschichten hervorgehoben: eine Unterschichte, zwischen 610–780 m.g.p und eine Oberschichte zwischen 2400–2900 m.g.p. (Abb. 1).

Obwohl uns die Drehung des Windes nach rechts in der Unterschicht bis zu ungefähr 1500 m.g.p zeigt, dass sich im allgemeinen eine schwache warme Advektion bildet (bei kleinen Geschwindigkeiten), weist die Mischungsschichte einen Kaltfront-Charakter auf, was auch der Tatsache zu entnehmen ist, dass zwischen 05 und 11 GMT sie sich senkrecht erhoben und erstreckt hat, indem sie sich von einer kleinen Inversion mit grosser Neige von etwa 100 m.g.p. Dicke (Abb. 1) zu einer Isothermie von 700 m.g.p Dicke entwickelte (Abb. 2.). In dieser

Unterschicht haben sich sehr feine Nadeln gebildet, besonders morgens, da sie zwischen 610–780 mgp (von $-7^{\circ} + -4^{\circ}\text{C}$) gelagert war; sich erweiternd gelang sie um 11 GMT zwischen 800–1480 mgp (-7°C) als isothermische Schichte.

Der ziemlich starke und langandauernde Schneefall, der sich von Morgen bis gegen 11 GMT fortsetzte stammte aber aus einer hohen kalten Front, die sich mit 300 mgp erstreckte; morgens war sie zwischen 2400–2900 mgp (von $-16^{\circ} + -12^{\circ}\text{C}$) enthalten und um 11 GMT zwischen 2540–3300 mgp (von $-17^{\circ} + -11^{\circ}\text{C}$). Zweifelsohne schneite es auch aus der intermediären, beinahe adiabatischen Schicht von grosser Instabilität, so wie es aus *Abb. 2* ersichtlich ist.

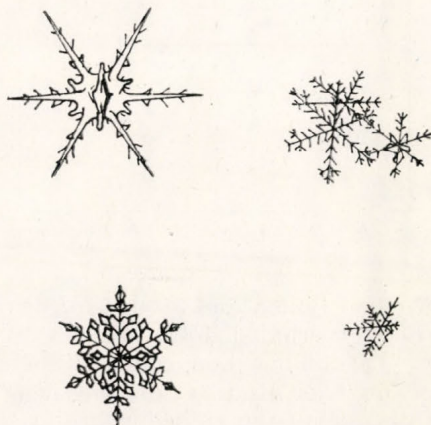


Abb. 3: Kristalle in Form von Sternchen und Platten

Die grosse Dicke dieser Front, erklärt auch die besondere Fülle des Schneefalls. Die kalte Front hat sich im Rahmen einer schwachen Advektion entwickelt.

In der kalten Masse hat sich der Wind von SO am unteren Rand bis zum N am oberen Rand (3300 mgp) gedreht.

Die obere Schichte der kalten Advektion weist für die Temperaturen zwischen $-17^{\circ} + -11^{\circ}\text{C}$ eine sehr grosse Verschiedenheit an kristallinen Formen auf, so wie es aus *Tabelle I* ersichtlich ist:

– ständig normal dendritische und degenerierte Sternchen, einfach oder assoziiert, einige mit seitwertigen Verzweigungen, andere in Trefform oder mit verbreiteter Spitze endend (*Abb. 3*);

– Sternplatten mehreren Typen angehörend: Sektor-Platten oder Platten mit spitzen Spitzen, wobei einige mit kleinen dendritischen Auswüchsen enden. Gegen Mittag, als die Schichte höher lag erschienen auch kleine einfache Platten oder Assoziationen von übereinander gelagerten Platten, seitwärts ausgebreitet.

Es sieht so aus, als stammen die Platten besonders von dem unteren Teil der oben gelegenen Mischungsschichte, dort wo sich eine starke Inversion und niedere Temperaturen bemerkbar machen.

7. März 1974

Die ganze Troposphäre befand sich in einer leichten Abkühlung, assoziiert mit einer starken Erwärmung der Stratosphäre.

Während des Tages hat eine Sukzession von 7 verschiedenen Schichten, die ja 4 Mischungsschichten enthalten dazu beigetragen, dass die ganze Schichte

TABELLE I.

Die Entwicklung der kristallinen Formen am 9. Januar 1974.

9. Jan. 1974 Beobachtungs- zeit	9 ³⁰	10	11-12	13
Erzeugende Temperatur U.N. (-8° ÷ -4,5°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)				
U.N. (-18° ÷ -14°C) H.W. (-15° ÷ -10°C)				
U.N. (-20° ÷ -10°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)				

U.N. - U. Nakaya, H. W. - H. Weickmann

zwischen Boden und 3800 mgp. sich im allgemeinen wie eine grosse Mischungsschicht verhält (Abb. 4).

Tatsächlich homogenisiert sie sich gegen Abend, so dass aus der Untersuchung der Radiosondierung von 17 GMT die Existenz von nur zwei Mischungsschichten zu beobachten war.

Als Folge der Mischung bei allen Niveaus und Temperaturen hat es von

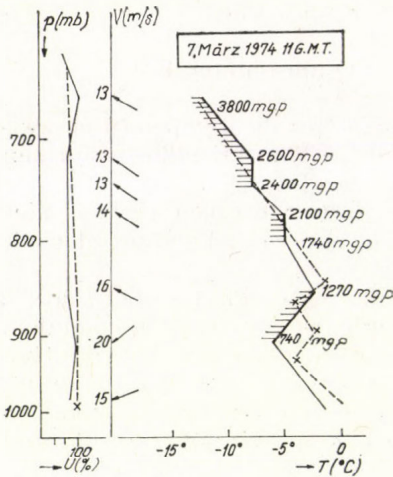


Abb. 4: Die vertikale Struktur der Atmosphäre die sich aus der Radiosondierung vom 7. März 1974, 11 GMT ergab

morgens bis abends mässig geschneit, wobei sich der Schneefall in allen möglichen Formen manifestierte (Tabelle II).

— am Morgen wurden Sternchen mit breiten Armen beobachtet, kleine Platten die mit Dendriten oder mit einfachen Nadeln endeten, einfache Dentrite

TABELLE II

Die Entwicklung der kristallinen Formen am 7. März 1974.

7. März 1974 Beobachtungs- Erzeugende Temperatur	9-9 ³⁰	10-10 ³⁰	11	16	17	18
U.N. (-10° ÷ -14°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)						
U.N. (-14° ÷ -9°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)						
U.N. (-8° ÷ -4,5°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)						
U.N. (-20° ÷ -10°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)						

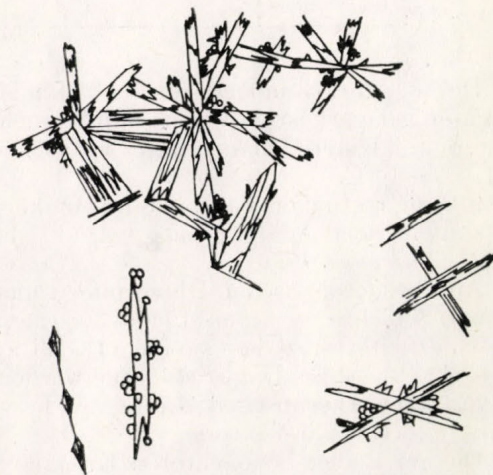





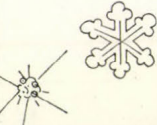
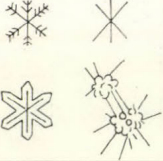

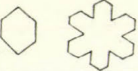
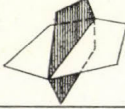
Abb. 5: Kristalle in Form von Nadeln und Sternchen

und zum Mittag wurden sogar doppelpyramidale Säulen bemerkt, die aus den unteren Mischungsschichten stammten;

– um 17 GMT blieben noch zwei Mischungsschichten aktiv: eine obere, zwischen 3200–3800 mgp (-16° – -14° C), die dendritische Sternchen von verschiedenen Formen ergaben und eine untere Schichte, gut konturiert als Inversion, zwischen 700 und 1500 gelagert, die Temperaturen zwischen -7° und -4° C aufweist und die einfache und assoziierte Nadeln ergab (Abb. 5).

TABELLE III

Die Entwicklung der kristallinen Formen am 27. November 1973.

27. Nov. 1973 Beobachtungs- zeit Erzeugende Temperatur	8 - 10	11 ³⁰	14 ³⁰
U.N. (-8° ÷ -4,5°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)			
U.N. (-14° ÷ -9°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)			
U.N. (-18° ÷ -14°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)			
U.N. (-20° ÷ -10°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)			
Besondere Formen			

Die sich in Homogenisierung befindende Zone, die zwischen den zwei Schichten gelagert ist gab weiterhin Sternchen mit breiten Armen und Sektor-Platten in kleinen Quantitäten, wahrscheinlich im Temperaturbereich von -14° – -10°C .

Für die restlichen Fälle, die im Artikel untersucht werden, zeigen wir nur eine summarische Analyse vor.

27. November 1973

Aus den aerologischen Diagrammen ergab sich, dass um 05 GMT eine generierende Schichte zwischen 1940 – 3000 mgp (von -14° + -7°C) existierte, die sich erweiterte, so dass sie um 11 GMT zwischen 1600 – 3600 mgp enthalten war (-17° – -9°C). Diese Schichten wurden durch die Existenz eines atenuierten vertikalen thermischen Gradienten hervorgehoben und durch die stärkere Variation des Wind-Vektors.

Die am Boden beobachteten Kristalle waren von verschiedenen Formen, die mit der Zeit variierten gleichzeitig mit der Erstreckung der Schichte, Formen die in *Tabelle III* angegeben sind. Wir haben die Existenz einer besonderen Form von hexagonalen Platten die räumlich assoziiert sind hervor.

28. November 1973

Die in *Tabelle IV* hervorgehobenen verschiedenen kristallinen Formen, mit sehr unterschiedlichen Generierungstemperaturen sind durch die Existenz von drei Mischungsschichten erklärlich (in vorliegendem Fall, Isothermie), die durch die aerologischen Radiosondierungen von 05 und 11 GMT identifiziert wurden. Die untere Mischungsschichte zwischen 570 – 800 mgp (-7°C) gelegen,

TABELLE IV

Die Entwicklung der kristallinen Formen am 28. November 1973.

28. Nov. 1973 Beobachtungszeit Erzeugende Temperatur	9	10	10 ³⁰	11 ³⁰	12	12 ³⁰ - 13 ³⁰	16
U.N. (-8° ÷ -4,5°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)							
H.W. (-25° ÷ -20°C)							
U.N. (-20° ÷ -10°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)							
Besondere Formen							

hat einfache und assoziierte Nadeln generiert, die zentrale Mischungsschicht zwischen 2750 - 3000 mgp (-17°C) hexagonale Platten mit dendritischen Auswüchsen und die obere Mischungsschicht, zwischen 4750 und 5400 mgp. (-22°C) hat räumliche Dendrite ergeben. Diese wurden am Boden entweder isoliert oder in Flocken, die aus 20 - 40 Elementen gebildet waren, bemerkt. Im Rahmen dieser Untersuchung wurden besondere Formen von Mikrokatenen beobachtet, mit sehr feinen nadelartigen Auswüchsen.

TABELLE V

Die Entwicklung der kristallinen Formen am 12. Januar 1974.

12. Jan. 1974 Beobachtungszeit Erzeugende Temperatur	9	10	11	12	13 - 14
U.N. (-8° ÷ -4,5°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)					
U.N. (-14° ÷ -9°C) H.W. (-10° ÷ -5°C)					
U.N. (-18° ÷ -14°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)					
U.N. (-20° ÷ -10°C) H.W. (-20° ÷ -10°C)					
Besondere Formen					

TABELLE VI

Die Untersuchung der Schneefälle während des Winters 1973-1974 in Bukarest

DATUM	Stunde /GMT/	MISCHUNGSSCHICHT			SCHNEEKRYSTALLEN			Über- ein- stim- mung mit [5] und [6]			
		Schicht- dicke /mpg/	Temperatur- intervall	Kennzeichen	Kristal- line Gestal- tungen	Erzeugende Temperatur			Beob.- zeit /GMT/		
						[5]	[6]				
27.XI.1973	05	1940-3000	-14 ÷ -7	2 Inversio- nen	Nadel Platten	-8± -4,5 -20±-10	-10± -5 -20±-10	06-12	+		
	11	1600-3590	-17 ÷ -9	2 Inversio- nen	Dendrite Säulen	-18±-14 -14± -9	-20±-10 -10± -5				
28.XI.1973	11	570-800	-7	Isothermie	Nadel	-8± -4,5	-10± -5	06-14	+		
		2750-3000	-17	Isothermie	hexagonale Platten	-20±-10	-20±-10				
		4750-5400	-22	Isothermie	räumliche Dendrite		-25±-20				
6.XII.1973	05	3320-3600	-20 ÷ -17	Inversionen	Dendrite	-18±-14	-20±-10	08-10	+		
	11	2260-3750	-14,5 ÷ -12	Inversionen							
10.XII.1973	05	3600-4250	-18	Isothermie	Dendrite	-18±-14	-20±-10	07-11	+		
	11	1890-2240	-12,5	Isothermie							
		2640-3150	-15,5	Isothermie							
15.XII.1973	17	370-1810	-0,5	Isothermie	Unregel- mässige Nadel	-4,5± -1		21-22	+		
	23	4180-4570	-17,5	Isothermie	Nadel Dendrite	-8± -4,5 -18±-14	-10± -5 -20±-10				
3.I.1974	05	1550-1860	-6 ÷ -3	Inversionen	Platten	-20±-10	-15±-10		-		
	11	400-1170	-1	Isothermie	Dendrite	-18±-14	-20±-10				
		1770-2140	-4,5 ÷ -3	Inversionen							
9.I.1974	05	610-780	-7 -4	Inversionen	Nadel	-8± -4,5	-10± -5	07-11	+		
		2400-2900	-16 ÷ -12	Inversionen	Dendrite	-18±-14	-15±-10				
	11	800-1480	-7	Isothermie	Platten	-20±-10	-20±-10				
		2540-3300	-17 ÷ -11	Inversionen							
11.I.1974	05	480-1140	-9,5 ÷ -7	Inversionen	Nadel	-8± -4,5	-10± -5	07-11	+		
		1690-1990	-9,5	Isothermie	Dendrite	-18±-14	-20±-10				
		2480-3050	-14 ÷ -12	Inversionen	Platten	-20±-10	-20±-10				
12.I.1974	05	520-2240	-7 ÷ -4	Inversionen	Nadel	-8± -4,5	-10± -5	08-12	+		
					Dendrite	-18±-14	-20±-10				
	11	430-2570	-12 ÷ -7	Inversionen	Sektor- platten Säulen	-20±-10	-20±-10				
7.III.1974	11	740-1270	-5,4 ÷ -2	Inversionen	Nadel	-8± -4,5	-10± -5	07-11	+		
		1740-2100	-4	Isothermie	Dendrite	-18±-14	-20±-10				
		2400-2660	-7	Isothermie	Platten	-20±-10	-20±-10				
	17	3300-3800	-13 ÷ -11	Inversionen	Säulen	-14± -9	-10± -5				
		700-1500	-7 ÷ -4	Inversionen							
		3200-3800	-16 ÷ -14	Inversionen							
15.IV.1974	23	1300-3600	-8 ÷ -1	2 Isoth. und 1 Schicht adiabat. Kühlung	Nadel Dendrite	-8± -4,5 -18±-14	-10± -5 -15±-10	06-08	+ -		

12. Januar 1974

Die am Boden beobachteten kristallinen Formen und die in *Tabelle V* vorgezeigt wurden, sind in der einzigen Mischungsschichte mit einer Dicke von 2000 mpg zustande gekommen; bei der Radiosondierung von 05 GMT lag sie zwischen 520 und 2240 mpg (von -7° - -4° C), um 11 GMT lag sie zwischen 430 und 2570 mpg (von -12° - -7° C).

Die skeletischen Aggregate mit feinem Nadelgewebe, die in der *Tabelle* als besondere Formen angegeben sind, wurden in dem unteren Bereich der Mischungsschichte generiert, der wärmer und feuchter ist.

In *Tabelle VI* wird die allgemeine Lage der Schneeniederfälle vorgezeigt, die während des Winters 1973–1974 in Bukarest untersucht wurden.

Diese *Tabelle* hebt noch besser die Übereinstimmung hervor, zwischen den kristallinen Formen generierenden Temperaturen die von *U. Nakaya* [5] und *H. Weickmann* [6] gegeben wurden und dem Temperaturbereich der generierenden Schichte entspricht, die von uns auf der Stratifizierungskurve identifiziert wurde.

Die Analyse dieser Schneefälle bezeugt die Schlussfolgerungen zu denen man in den vorhergehenden Untersuchungen gelangt war [1, 2] indem sie die Wichtigkeit der täglichen Identifizierung der Mischungsschichten unterstreicht anhand der aerologischen Radiosondierungen nach den folgenden zwei Kriterien: die Variation des Windes in der Höhe nach Richtung und Intensität und die Verminderung, eventuell die Richtungsänderung des vertikalen thermischen Gradienten.

LITERATUR

- [1] *Decu, E., Grimani, D., Zarea, Șt., Grigoriu, A.*: Formele cristaline ale zăpezii și condițiile termodinamice din stratul generator din nor, în iarna 1971–1972. (Die kristallinen Formen des Schnees und die thermodynamischen Verhältnisse innerhalb der generierenden Wolkenschichte, während des Winters 1971–1972). Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria Geofizică, 1976.
- [2] *Grigoriu, A., Grimani, D.*: Contribuții la studiul straturilor de amestec ca zone generatoare de precipitații în nori. Culegere de lucrări de meteorologie ale Institutului de Meteorologie și Hidrologie pe anul 1970, 313–329. (Beiträge zum Studium der Mischschichten als generierende Zonen von Niederschlägen in den Wolken. Sammelband des Meteorologischen und Hydrologischen Instituts, 1970, S. 313–329).
- [3] *Hanajima, M.*: Supplementary to „On the Conditions for the Formation of Snow Crystals” (Magazine of the Meteorological Society of Japan), V, 22, 123–127.
- [4] *Kampe, H. J., Weickmann, H. K., Kelly, J. J.*: The Influence of Temperature on the Shape of Ice Crystals Growing at Water Saturation, *J. Meteor.*, 8, 168–174, 1951.
- [5] *Nakaya, U.*: Snow Crystals: Natural and Artificial. Harvard University Press, Cambridge, 1954.
- [6] *Weickmann, H. K.*: The Snow Crystal as Aerological Sonde. (Artificial Stimulation of Rain). Edit. *H. K. Weickmann*, 315–327, 1957.

Neue Aspekte in der Theorie der turbulenten Diffusion von Beimengungen in der Atmosphäre

H. PETHE, Sektion Physik der Humboldt-Universität zu Berlin

Léggöri nyomanyagok turbulens diffúziós elméletének új aspektusai. Az alábbi tanulmány a légkörben végbemenő transzmissziós folyamatok fizikai tulajdonságaira és a matematikai-fizikai szimulációs modellek jelentőségére vonatkozó elvi észrevételek után a légköri nyomanyagok turbulens diffúziója elméletének néhány új irányzatát mutatja be. Különösen egy, részben a szerző közreműködésével is kibővített, új transzport-egyenlet kerül részletesebb kifejtésre.

*

Новые аспекты в теории турбулентной диффузии примесей в атмосфере. Данная работа содержит принципиальные замечания о физических свойствах и о значении математическо-физических симуляционных моделей для процессов трансмиссии в атмосфере. В статье излагаются некоторые новые направления в теории турбулентной диффузии примесей в атмосфере. Особенно рассматривается новое общее уравнение переноса.

*

Die turbulente Diffusion von atmosphärischen Beimengungen (Spurenstoffen, „Eigenschaften“) ist eines der aktuellsten Probleme der Meteorologie von zugleich großer praktischer Bedeutung. Die Beherrschung der komplizierten Theorie der turbulenten Diffusion stellt eine der Voraussetzungen für das Studium der meteorologisch-physikalischen Probleme der Luftverschmutzung und damit für die Bereitstellung von Unterlagen zur Lösung des akuten Problems der Reinhaltung der Luft dar. Die Luftverschmutzung selbst ist bereits zu einem globalen Problem geworden, das sich mit der weiter fortschreitenden Industrialisierung in aller Welt immer dringlicher in unser Bewußtsein drängt. Dies vor allem, weil sich die Lebensbedingungen des Menschen durch die Luftverschmutzung nachteilig verändern und weil sich darüberhinaus durch Veränderung der Strahlungsverhältnisse möglicherweise Klimaänderungen einstellen, deren Auswirkungen noch nicht eindeutig beurteilt werden können. Das bedingt, daß die Analyse der Probleme der Ausbreitung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre und ihrer rechnerischen Abschätzung (allgemein die Theorie der turbulenten Diffusion) als vorwiegend meteorologische Forschungsaufgabe vordringlich ist, da sie einen wesentlichen Teil des Gesamtkomplexes „Reinhaltung der Luft“ darstellt. Das erfordert für die Lösung dieses Gesamtkomplexes aber auch die forcierte Zusammenarbeit der verschiedenen Wissenschaftsgebiete (technische Wissenschaften, Meteorologie, Medizin, Land- und Forstwirtschaft, Chemie u.a.) mit dem Ziel, umfassende Maßnahmen auszuarbeiten und ihre Anwendung zu gewährleisten, die sicherstellen, daß die Immission der verschiedenen luftverunreinigenden Stoffe unterhalb festgelegter Schwellenwerte bleibt, die eine für Menschen, Tiere und Pflanzen sowie auch für technische Produkte und Prozesse noch unbedenkliche Konzentration markieren. Zu diesbezüglich wichtigen Grundfragen bzw. Grundlagen aber auch zu zahlreichen Teilproblemen liegen wertvolle Studien vor (vgl. hierzu [1 – 8]).

Bei der Ausbreitung und bei der Zerstreung von Luftverunreinigungen spielt die atmosphärische Turbulenz eine dominierende Rolle (die atmosphärischen Luftbewegungen sind fast immer turbulent). Damit ist die Theorie der

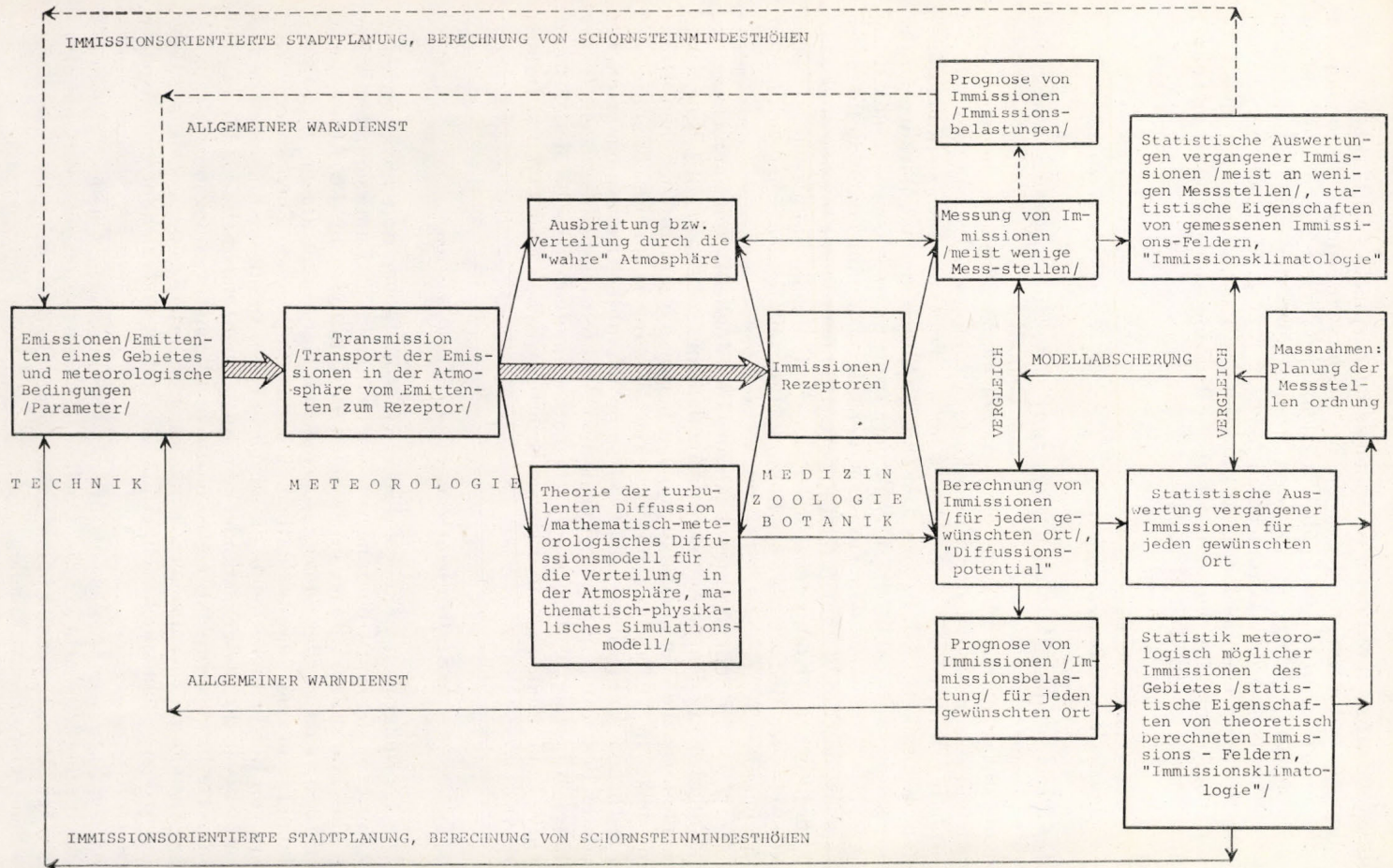


Abb. 1: Schema über die Möglichkeiten zur Lösung der Hauptaufgaben auf dem Gebiet der Luftreinigung

turbulenten Diffusion mit den Problemen der atmosphärischen Turbulenz, einer der kompliziertesten meteorologischen Erscheinungen, unmittelbar gekoppelt (vgl. [9], Teil III). Für tiefgreifende Turbulenzuntersuchungen sind die statistischen Methoden geradezu prädestiniert. Damit führt die Aufgabe sehr rasch auch zu Problemen der Wahrscheinlichkeitsrechnung, der mathematischen Statistik bzw. zur Theorie der Zufallsfunktionen (Theorie stochastischer Prozesse), deren Anwendung die meteorologische Turbulenzforschung entscheidend stimuliert hat (vgl. [9], Teil II u. III).

1. Die Kausalkette „Emission – Transmission – Immission“

Die Bezeichnung „Reinhaltung der Luft“ beinhaltet aktive Vorsorge und Zukunftsplanung, die jedoch nur auf der Grundlage von Vorhersagen von Immissionsbelastungen erfolgen können. Solche Vorhersagen beziehen sich letztlich auf das Endglied der Kausalkette „Emission → Transport durch die Atmosphäre → Immission“ bzw. „Emission – Transmission – Immission“. In dieser Kausalkette, d. h. zwischen Quelle (Emittent) und Wirkung an der Stelle des Rezeptors, stellt die Physik der Atmosphäre das wissenschaftliche Bindeglied dar, indem sie den Transport der luftverunreinigenden Stoffe in der Atmosphäre beschreibt und prognostiziert. Probleme der Emission und ihre Kontrolle liegen im Kompetenzbereich der Technik, die Immission ist Sache beispielsweise der Medizin und der Botanik (Beurteilung der Schadwirkung für die Biosphäre).

Abb. 1 zeigt in einem Blockdiagramm die Möglichkeiten zur Lösung der Hauptaufgaben auf dem Gebiet der Luftreinhaltung (vgl. auch [10]). Eine solche Möglichkeit ist die Verwendung von mathematisch-meteorologischen Diffusionsmodellen in Verbindung mit gezielten Messungen zur Beschreibung der raum-zeitlichen Immissionsverhältnisse aus bekannten Emissionswerten bei besonderer Beachtung der meteorologischen Ausbreitungsbedingungen. In der erwähnten Kausalkette stellt das mathematisch-meteorologische Modell somit ein echtes Bindeglied, eine zuverlässige Brücke zwischen Emission und Immission dar.

2. Einflußparameter für die Transmission

Die Einflußgrößen meteorologischer, physikalischer und physiko-chemischer Prozesse, die den Übergang von der Emission zur Immission, den Transport (die Transmission) von luftfremden Bestandteilen in der Atmosphäre, beeinflussen, sind in der *Abb. 2* schematisch dargestellt (nach [6]). Dieses Blockdiagramm zeigt bereits deutlich, daß eine umfassende Theorie der Transmission von Luftbeimengungen, die aus gegebenen Anfangsbedingungen heraus deterministisch die Folgezustände berechnet, nicht möglich ist. Dabei sind komplizierte bzw. komplexe meteorologische Wechselwirkungsprozesse (z. B. bei der Ausbildung thermischer Zirkulationen innerhalb einer gegebenen Wetterlage) in dem Schema noch nicht erfaßt. Zusätzlich sind auch folgende Aspekte zu beachten:

a) Die Natur der Quellen (natürliche oder künstliche Quellen; momentan oder kontinuierlich „arbeitende“ Quellen mit konstanter oder variabler Produktivität; Punkt- oder Linienquellen bzw. Quellenensembles; am Boden befindliche oder erhöhte Quellen);

b) die Geschwindigkeit, die den Verunreinigungen bereits durch die Quelle auferlegt ist, und die Temperatur, mit der die Verunreinigungen die Quelle verlassen;

c) zur Bestimmung der „mittleren Verunreinigung“ die Kenntnisse der statistischen Charakteristiken des turbulenten Geschwindigkeitsfeldes; die starke raum-zeitliche Abhängigkeit des Austauschkoefizienten (-tensors);

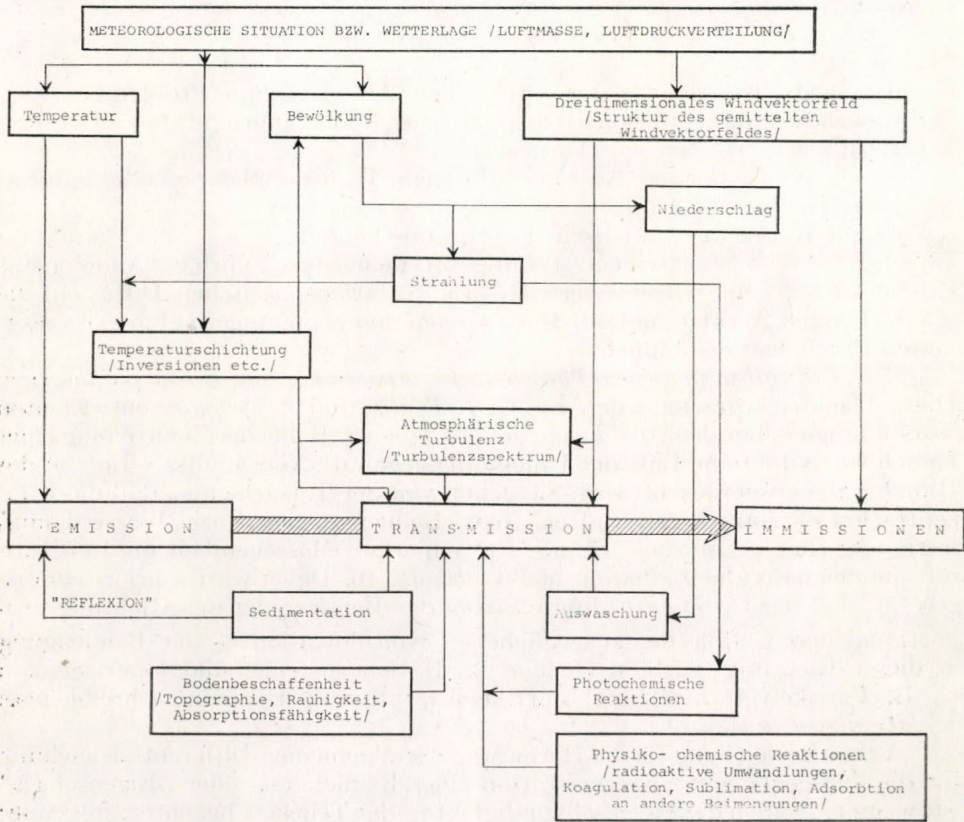


Abb. 2: Schema der Einflußgrößen (meteorologische, physikalische und physiko-chemische Prozesse), die den Übergang von der Emission zur Immission beeinflussen

d) der qualitativ unterschiedliche Einfluß der verschiedenen Turbulenzelemente (Kenntnisse des „Turbulenzspektrums“);

e) die Fallgeschwindigkeit der einzelnen Aerosolpartikel innerhalb der turbulent strömenden Luft;

f) die speziellen Funktionsbeziehungen zwischen dem Austauschkoefizienten und dem sog. Beobachtungsmaß (z. B. dem „Durchmesser“ einer Rauchwolke);

g) die Kenntnisse der modernen statistischen Turbulenztheorie, auch unter Beachtung inhomogener und anisotroper Bedingungen;

h) die genaue Festlegung der Anfangsbedingungen nach Beobachtungen. Trotz der hier offensichtlich gewordenen Schwierigkeiten wurde und wird

intensiv an der Entwicklung von mathematisch-physikalischen Modellen für die Simulation der Transmissionsprozesse gearbeitet, um zumindest für die dringlichsten Anwendungsgebiete auf dem Gebiet der Reinhaltung der Luft Hilfsmittel zu gewinnen, die z. B. sinnvolle Planungen ermöglichen. Solchen Modellen und deren physikalischen Eigenschaften sollen die folgenden Betrachtungen gelten.

3. Klassifizierung der mathematisch-physikalischen Simulationsmodelle für die Transmissionsprozesse

Die kritische Analyse der zahlreichen Arbeiten zum Problemkreis der turbulenzbedingten Diffusion atmosphärischer Beimengungen führt im wesentlichen zu zwei Gruppen von Theorien:

a) zur Klasse der sog. Austauschtheorien, Transporttheorien oder halbempirischen Theorien,

b) zur Klasse der statistischen Diffusionstheorien.

Im einzelnen ist eine strenge Teilung oft nicht durchführbar. Andererseits existiert noch keine allgemeinere Theorie der atmosphärischen Diffusion, die alle bisherigen Ansätze umfaßt. Das ist nach den oben aufgezeigten Schwierigkeiten durchaus verständlich.

3.1. Die halbempirischen Theorien, die Austausch- bzw. Transporttheorien. Diese Theorien wurzeln in den von G. I. Taylor und W. Schmidt entwickelten Vorstellungen über den Austausch, gemäß denen z. B. bei der Zerstreuung einer Rauchwolke die reine Luft der Umgebung gegen die verschmutzte Luft in der Rauchfahne ausgetauscht wird. Sie gehen von der Tatsache aus, daß die Konzentration e_K von „Eigenschaften“ bzw. Beimengungen (Gase, Wasserdampf, feste oder flüssige Aerosole, Staub, Enthalpie pro Masseneinheit etc.) im infinitesimalen individuell erhalten bleibt ($de_K/dt = 0$). Dabei wird a priori vorausgesetzt, daß der turbulenzbedingte Strom der Beimengung in i -Richtung proportional dem Gefälle der ausgeglichenen Konzentration e_K der Beimengung in dieser Richtung ist. Sind Quellen (z. B. Schornsteine) und (oder) Senken (z. B. Partikelverschmelzung, Partikelabsorption) vorhanden, schreibt man $de_K/dt = q(x, y, z; t)$.

Ausgangsgleichung für die Herleitung der allgemeinen Differentialgleichung für die „ausgeglichene“ Konzentration einer Beimengung oder „Eigenschaft“ ist, wenn man auch die Fallgeschwindigkeit v_z^* der Teilchen beachtet, folgende:

$$\frac{\partial e_K}{\partial t} + v_k \frac{\partial e_K}{\partial x_k} \equiv \frac{\partial e_K}{\partial t} + v_x \frac{\partial e_K}{\partial x} + v_y \frac{\partial e_K}{\partial y} + (v_z - v_z^*) \frac{\partial e_K}{\partial z} = q(x, y, z; t). \quad (1)$$

Legt man die der Reynoldsschen Zerlegung entlehnte Schreibweise für die momentane Gewichtskonzentration zugrunde ($e_K = \bar{e}_K + e_K'$) und wendet man die bekannten Mittelungsregeln an, dann resultiert die Differentialgleichung ($v_z^* = 0$)

$$\frac{\partial \bar{e}_K}{\partial t} + \bar{v}_k \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial x_k} = \bar{q} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_k} \overline{\rho v_k' e_K'}. \quad (2)$$

$(S_{e_K})_k = \bar{\rho} \overline{v_k' e_K'}$ heißt turbulenzbedingter Eigenschaftsstrom. Gemäß der „Mischungsweghypothese“ ist $e_K' = -l_j \partial \bar{e}_K / \partial x_j$ und somit $(S_{e_K})_k = -\bar{\rho} \overline{l_j v_k' \partial \bar{e}_K / \partial x_j}$. Unter Verwendung von Beziehungen zwischen dem Austausch tensor und den individuellen Mischungswegen l_j gilt $(S_{e_K})_k = -A_{jk} \partial \bar{e}_K / \partial x_j$ bzw. in bekannter

Schreibweise ($A_{jk} = A\delta_{jk}$, $A_i = \rho \bar{v}_i l_i$) die Formel (2) in der Form

$$\frac{\partial \bar{e}_K}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}} \cdot \nabla \bar{e}_K = \frac{\partial}{\partial z} A_z \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} A_x \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_y \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial y} + \bar{q} \quad (3)$$

mit ∇ als dem Nabla-Operator und mit A_i als den raum-zeitlich stark veränderlichen Austauschkoefizienten.

Folgende Betrachtungsmöglichkeiten seien vermerkt:

Gase:

$$[e_K] = \frac{gr \dots}{gr \dots} S_{e_K}: \text{turbulenzbedingter Strom der Gase, } [S_{e_K}] = \text{g/cm}^2 \cdot \text{sec}$$

$q > 0$: z. B. Schornstein, $q < 0$: chemische Umsetzungen.

Wasserdampf (spezifische Feuchte):

$$[e_K] = \frac{gr \dots}{gr \dots} S_{e_K}: \text{turbulenzbedingter Wasserdampfstrom, } q > 0: \text{Verdunstung, } q < 0: \text{Kondensation.}$$

Feste oder flüssige Aerosole:

$$[e_K] = \frac{gr \dots}{gr \dots} S_{e_K}: \text{turbulenzbedingter Strom der Aerosolteilchen, } q > 0:$$

Koagulation kleinerer Partikel, $q > 0$: Koagulation der betrachteten Partikel
Enthalpie pro Masseneinheit:

$e_K = c_p T$, $S_{e_K} =$ Turbulenzwärmestrom, $q > 0$: Strahlungsabsorption, Kondensation; $q < 0$: Ausstrahlung, Verdunstung.

„Standardbeispiele“ für die Lösung der Differentialgleichung (3) liegen von *Bosanquet* und *Pearson*, von *Berljand* sowie von *Kuzenogij* vor (s. [11–13]). Die hier gewonnenen Formeln haben teilweise für die Gutachterpraxis Bedeutung erlangt; sie liegen für gewisse Kombinationen technischer und meteorologischer Einflußgrößen nomographiert vor. Insgesamt haften aber allen bisher vorliegenden Lösungen noch eine Reihe von Mängeln an. Diese entstehen durch den noch notwendigen Verzicht auf subtilere Anfangswert- und Randbedingungen sowie bereits durch den Typ der Differentialgleichung (parabolischer Typ der Differentialgleichung, Herleitung durch Anwendung der Mischungsweghypothese, Einschränkung der Gültigkeit in der Nähe von Grenzflächen). In neueren Arbeiten wird versucht, solche Mängel sukzessive abzubauen (s. [14]).

3.2. *Die statistischen Diffusionstheorien.* Diese Theorien (vgl. [2], [8] sowie [14–18]) gehen von der Vorstellung aus, daß die aus (Punkt-) Quellen zur Zeit $t=0$ schlagartig freigesetzten Beimengungen als Ergebnis der ungeordnetent, d. h. zufälligen atmosphärischen Diffusion zu jedem Zeitpunkt mehrdimensional normal verteilt sind (*Gauss'sche Verteilung*), dreidimensional bei im Mittel ruhender, aber turbulenter Atmosphäre, zweidimensional bei bewegter (turbulenter) Atmosphäre in der zur Strömungsrichtung senkrechten Ebene. Als Verteilungsgesetz für eine Aerosolkonzentration zu jedem Zeitpunkt gilt z. B.:

$$\bar{e}_K(x, y, z; t) = \frac{q_0}{(2\pi)^{3/2} \sigma_x \sigma_y \sigma_z} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{x^2}{\sigma_x^2} + \frac{y^2}{\sigma_y^2} + \frac{z^2}{\sigma_z^2} \right) \right]; \quad (4)$$

q_0 : Gesamtaerosolmenge, $\sigma_{x,y,z}$: zeitabhängige Streuungen der Gaußverteilung über den Koordinatenachsen. Diese dreidimensionale Gaußverteilung ist in-

variant gegenüber der Transformation $(x - \overline{v_x t})$, wenn die Aerosolwolke sich also während des Diffusionsvorganges mit einer einheitlichen Translationsgeschwindigkeit verschiebt.

Varianten der statistischen Diffusionstheorien bestehen in gewissen Annahmen über die Streuungen σ_i , deren Kenntnis notwendig ist. Einige Theorien machen von der bekannten *Taylor*schen Beziehung zwischen den *Lagrange*-schen Korrelationskoeffizienten und den Streuungen Gebrauch. Für die Streuung σ_x der Aerosolteilchen für den Fall einer zum Zeitpunkt $t=0$ wirkenden momentanen Punktquelle im turbulenten Medium gilt z. B.:

$$\sigma_x^2 = 2v_x^{12} \int_0^t \int_0^{t'} C_{L_x}(\tau) d\tau dt' \quad (5)$$

mit

$$C_{L_x}(\tau) = v_x^1(t_0) v_x^1(t_0 + \tau) / v_x^{12}. \quad (6)$$

Über dimensionsanalytische Betrachtungen kommt man zu vernünftigen Annahmen (Formeln) für C_{L_i} , dann kann man die σ_i über die *Taylor*sche Beziehung berechnen und damit e_K . Die bekanntesten Lösungen sind die *Sutton*-schen Formeln (s. [15]), für die es auch Nomogramme gibt. Andere Autoren haben versucht, die *Sutton*sche Theorie durch sehr allgemeine Ansätze weitestgehend zu „generalisieren“ (s. [2] sowie [16–18]), ohne daß damit alle grundsätzlichen Mängel behoben werden konnten.

Von den prinzipiellen Mängeln der statistischen Diffusionstheorie seien folgende genannt:

- a) Die Voraussetzung einer homogenen und isotropen Turbulenz,
- b) die Nichtberücksichtigung der realen orographischen Verhältnisse,
- c) die Annahme der Gaußverteilung für $v_x = v_x(z)$,
- d) die im Zusammenhang mit der angenommenen Gaußverteilung stehende unendliche Grenzausbreitungsgeschwindigkeit,
- e) die Voraussetzung einheitlicher Stabilitätsverhältnisse für die am Diffusionsvorgang mitwirkende gesamte Schicht,
- f) die Nichtbeachtung spezieller Situationen wie die der Verrauchung.

4. Einige neue Richtungen in der Theorie der turbulenten Diffusion von Beimengungen in der Atmosphäre

In der letzten Zeit findet man neuere Arbeiten über die Theorie der turbulenten Diffusion und ihre Methoden zur rechnerischen Abschätzung der Ausbreitung luftfremder Stoffe in der Atmosphäre, die völlig neue Gesichtspunkte beachten und somit zukünftig für die Verbesserung der „Ausbreitungsformeln“ bedeutend sein können. Das betrifft insbesondere die Anwendung neuer Algorithmen.

4.1. *Beispiele neuerer Untersuchungen.* Solche Untersuchungen beziehen sich einmal auf das Studium und die Diskussion neuer Richtungen und Fortschritte in der statistischen Turbulenztheorie und ihre Anwendbarkeit (vgl. [9], [18]). Sie sind auf folgende Arbeiten zurückzuführen:

- a) Auf die Untersuchungen von *Kraichman* (neues statistisches Modell, das der Hypothese der „Quasinormalität“ der Verteilungen nahekommt; Abgrenzung des Rahmens der *Euler*schen Beschreibung der Turbulenz; s. [19]);

b) auf die Untersuchungen von *Hopf* [20], in denen als neuer Kalkül der Formalismus der „charakteristischen Funktionals“ hydrodynamischer Felder vorgeschlagen wird, der auf elegante Weise eine „Linearisierung des Turbulenzproblems“ gewährleistet und möglicherweise auch in der Theorie der turbulenten Diffusion neue Impulse bringt;

c) auf Überlegungen von *Tatarskij* [21] sowie *Monin* und *Jaglom* [18], nach denen es möglich sein sollte, mathematische Formalismen der Quantenfeldtheorie in der Turbulenztheorie zu berücksichtigen (z. B. die Diagramm-Methode von *Feynmann*).

In anderen Untersuchungen (sowohl allgemeiner als auch spezieller Probleme) werden neue Formalismen unmittelbar auf die Theorie der turbulenten Diffusion angewandt. Beispiele sind:

a) Das Studium der Diffusionsvorgänge als *Markoffsche* Prozesse (u. a. Ausnutzung der Zusammenhänge bzw. Bedeutung der *Fokker-Planckschen* und der zweiten *Kolmogoroffschen* Gleichung sowie der verallgemeinerten *Guldberg-Mohn-Langevinschen* Funktion, s. auch [18]) bzw. die Simulation durch numerische „Irrweg-Modelle“ (vgl. [21]);

b) die Anwendung der propädeutischen Distributionstheorie bei homogenen Beimengungen bzw. der allgemeinen Distributionstheorie bei inhomogenen Beimengungen (vgl. [22]);

c) die Anwendung der „Metrik-Theorie“ (Beziehungen von Endomorphismen des *Lebesgueschen* Raumes zur Dynamik der turbulenten Diffusion, [23]);

d) die Anwendung der Informationstheorie, insbesondere bei der Diskussion der halbempirischen Theorie (s. [24]).

4.2 *Eine neue erweiterte Transportgleichung.* Die Ableitung einer neuen erweiterten Transportgleichung wird in den Untersuchungen von *Lucke* und *Pethe* ([25–28]) gezeigt. Ausgangspunkt ist seine verallgemeinerte Kontinuitätsgleichung für das Feld turbulent schwankender Zufallsgrößen:

$$\frac{1}{\Delta\eta} \int_{\Delta\eta} \left\{ \frac{\partial}{\partial\eta_\alpha} \left[\vec{V}_\alpha \bar{\varrho} \right] + \bar{\sigma}_\varrho \left(\vec{\eta} \right) \right\} d\eta = 0. \quad (7)$$

Es bedeuten: $\vec{\eta} = \{\eta_\alpha\} = \{t, x, y, z\} = \{t_i, x_i\}$ ($\alpha = 1, 2, 3, 4$), $V_\alpha = \{1, v_i\}$ („vierdimensionale Geschwindigkeit“), $\bar{\varrho} = \varrho e_K$ (die Dichte einer Beimengung bzw. einer Eigenschaft), $e_K =$ Konzentration der Beimengung pro Masseneinheit des Trägergases, $\bar{\sigma}_\varrho(\eta_\alpha) =$ Produktion der Beimengung pro Volumeneinheit. Die Querstriche zeigen an, daß es sich um die Erwartungswerte der entsprechenden Größen im vierdimensionalen Raum (η_α) handelt, allgemein geschrie-

ben in der Form $(f(\eta_\alpha)) = E[f] = \int_0^1 f(\eta_\alpha + \eta'_\alpha) dF(\eta'_\alpha), \quad (8)$

wobei $F(\eta'_\alpha)$ die Verteilungsfunktion einer Gleichverteilung im Raum $\{\eta'_\alpha\}$ ist. Nachdem man die Zuwächse (z. B. $V_\alpha = \bar{V}_\alpha + \Delta V_\alpha$, $e_K = \bar{e}_K + \Delta e_K$) und die entsprechenden Kovarianzfunktionen

$$\text{(z. B. } C_{\alpha\varrho} = C_{i\varrho} = \int_0^1 \{ \Delta v_2^1 \Delta \varrho'' \} dF \approx -\frac{\bar{\varrho}}{T} C_{iT} \text{ und } C_{\varrho e_K} = \int_1^0 \{ \Delta \varrho'' \Delta e''' \} dF = -\frac{\bar{\varrho}}{T} C_{TeK})$$

definiert hat, kann man im nächsten Schritt aus den Differentialgleichungen für laminare Strömungsverhältnisse solche für die Kovarianzfunktionen gewinnen und lösen. Die Lösung des Differentialgleichungssystems für die Kovarianzfunktionen kann durch Transformationen vereinfacht werden, die es in ein System von Integralgleichungen verwandeln. Letztlich definiert man für die im

$$\text{einzelnen auftretenden Terme der Form } \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} C_{ij}(t) dt, \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial^2}{\partial x_j^2} C_{jeK}(t) dt, \dots$$

geeignete Austauschgrößen, also z. B.

$$\frac{1}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} C_{ij}(t) dt = \tilde{K}_{ij}(z), \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{\partial^2}{\partial x_j^2} C_{jeK}(t) dt = \tilde{K}_{jeK}(z), \dots \quad (9)$$

(vgl. hier auch die mögliche Definition von Austauschensoren mit Hilfe der Bartelschen Erhaltungstendenz, s. z. B. [29]) und gewinnt nach längerer Rechnung sowie weiteren Vereinfachungen, die möglich sind über die Darstellung des Austauschensors (\tilde{K}_{ij}) durch seine skalaren Parameter, folgende erweiterte Transportgleichung:

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_K(t_i x_i)}{\partial t} - \tilde{K}_{33}(z) \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \bar{e}_K + \bar{\varrho} \bar{Q} \frac{g}{T} \tilde{K}_{j3}(z) \frac{\partial}{\partial x_j} e_K - \\ - \frac{\partial}{\partial z} \left[\tilde{K}_{33}(z) \frac{\partial}{\partial z} \bar{e}_K + \frac{g}{T} \tilde{K}_{TeK}(z) \right] = 0. \end{aligned} \quad (10)$$

Hierin charakterisiert \bar{Q} in Verbindung mit \bar{T} , $\bar{\varrho}$, g den möglichen mittleren thermischen Einfluß infolge von Kondensationsprozessen, während mit \tilde{K}_{TeK} implizit der Einfluß einer „allgemeinen thermischen Wirkung“ erfaßt wird. Um diese explizit darzustellen, formt man den letzten Term von (10) folgendermaßen um:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[\dots \right] = \frac{\partial}{\partial z} \left[\tilde{K}_{33}(z) \left(1 + \frac{g}{T} \frac{\tilde{K}_{TeK}(z)}{\tilde{K}_{33}(z) \partial \bar{e}_K / \partial z} \right) \frac{\partial}{\partial z} \bar{e}_K \right]. \quad (11)$$

Der Ausdruck

$$\frac{g}{T} \frac{\tilde{K}_{TeK}(z)}{\tilde{K}_{33}(z) \partial \bar{e}_K / \partial z} = R_{eK} \quad (12)$$

weist gewisse Struktur- und Funktionsähnlichkeiten mit der *Richardsonschen* Flußzahl R_f bzw. mit der *Richardsonschen* Zahl R_i selbst auf. In der Tat kann auch quantitativ gezeigt werden, daß die neue Kennzahl angenähert gleich der *Richardsonschen* Zahl ist. Wenn man nämlich Re_K mit \tilde{K}_{T3} erweitert und hypothetisch ansetzt $\tilde{K}_{TeK} : \tilde{K}_{T3} \sim \partial \bar{e}_K / \partial z : \partial v / \partial z$ (d. h. daß die thermischen Unterschiede, die die konvektiven Turbulenzkörper charakterisieren, auch die Mischungsweg im Prandtlschen Sinne bestimmen sollen:

$$\tilde{K}_{TeK} = l_{TeK}^2 \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial z}, \tilde{K}_{T3} = l_{T3}^2 \frac{\partial v}{\partial z}, l_{TeK}^2 \sim l_{T3}^2)$$

sowie $\tilde{K}_{T_3} : \tilde{K}_{33} \sim \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} : \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}$ (hier wird angenommen, daß die dynamische

Turbulenz die mittleren freien Weglängen bestimmt:

$$\tilde{K}_{T_3} = l_{T_3}^2 \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \quad \tilde{K}_{33} = l_{33}^2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \quad l_{T_3}^2 \sim l_{33}^2;$$

$\bar{\theta}$ = potentielle Temperatur), dann resultiert

$$R_{e_K} \sim \frac{g}{T} \frac{\partial \bar{\theta} / \partial z}{(\partial \bar{v} / \partial z)^2} \text{ bzw. } R_{e_K} \approx \varepsilon R_i \text{ mit } e \geq 1. \quad (13)$$

Die Hypothesen wären experimentell zu überprüfen; sie erscheinen jedenfalls sehr plausibel. Diesbezügliche Bemerkungen hinsichtlich der Mischungswege findet man bereits bei *Lettau* (s. [30]).

Formel (11) erhält nach diesen Überlegungen die Form

$$\frac{\partial}{\partial z} [\dots] = \frac{\partial}{\partial z} \left[\tilde{K}_{33}(z) (1 + R_i) \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial z} \right], \quad (14)$$

und die Gleichung (10) enthält somit, selbst wenn man den dritten Term noch als klein ansieht, Ausdrücke, die explizit den thermischen Einfluß kennzeichnen (sie beherrschen in vielen Situationen den Austausch, vgl. z. B. [31]):

$$\frac{\partial \bar{e}_K(t_i x_i)}{\partial t} - \tilde{K}_{33}(z) \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \right) \bar{e}_K - \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\tilde{K}_{33}(z) + \varepsilon \tilde{K}_{33}(z) R_i \right) \frac{\partial \bar{e}_K}{\partial z} \right] = 0. \quad (15)$$

Die neue erweiterte Transportgleichung läßt besonders im Zusammenhang mit der halbempirischen Theorie wertvolle Schlußfolgerungen zu. Darüberhinaus kann man über die bekannten Beziehungen für R_i nach der Ähnlichkeitstheorie der Turbulenz präzisiertere Beziehungen für R_{e_K} bzw.

$$\tilde{K}_{33}^*(z) = \tilde{K}_{33}(z) (1 + \varepsilon R_i) \text{ angeben (s. [28]).}$$

Abschließend sei bemerkt, daß sich die in diesem Beitrag dargelegten Untersuchungen auf kleinräumige Ausbreitung beziehen. Meteorologische Aspekte der globalen Luftverschmutzung und Ausbreitung von Beimengungen werden z. B. von *Munn* und *Bolin* [32] diskutiert.

LITERATUR

- [1] *Monin, A. S.*: General survey of atmospheric diffusion. Atmospheric diffusion and air pollution. New York, London 1959. Moskau 1962. S. 29–40.
- [2] *Wippermann, F., Klug, W.*: Schornsteinmindesthöhen. Ihre Bestimmung aus Gesetzmäßigkeiten der turbulenten Diffusion in der Atmosphäre. Entwurf einer VDI-Richtlinie. Darmstadt 1960.
- [3] *Böer, W.*: Technische Meteorologie. Leipzig 1964.
- [4] *Böer, W.*: Einige Grundfragen der Reinhaltung der Luft. Z. Angew. Meteorol. 5 (Sonderheft) (1965) S. 1–7.
- [5] *Böhme, W.*: Grundlagen der rechnerischen Abschätzung der Ausbreitung von Luftverunreinigungen. Z. Angew. Meteorol. 5 (Sonderheft) (1965) S. 8–19.
- [6] *Fortak, H.*: Physikalische Probleme der Luftverschmutzung. Annalen der Meteorol. (Offenbach) 6 (1973) S. 35–46.

- [7] *Berljand, M. E.; Onikul, R. I.*: Zur Verallgemeinerung der Theorie der Ausbreitung von Industrie-Emissionen in der Atmosphäre. Trudy GGO (Leningrad) 254 (1971) S. 3 – 38 (russ.)
- [8] *Bysouva, N. L.*: Die Ausbreitung von Beimengungen in der Grenzschicht der Atmosphäre. Moskau 1974 (russ.).
- [9] *Pantschew, S.*: Zufallsfunktionen und Turbulenz. Leningrad 1967 (russ.).
- [10] *Fortak, H.*: Aufgaben und Möglichkeiten von mathematisch-meteorologischen Diffusionsmodellen auf dem Gebiet der Luftreinhaltung. Veröfftl. d. Inst. f. Theor. Meteorol. d. FU. W-Berlin 1968.
- [11] *Bosanguet, C. H.; Pearson, J. L.*: The spread of smoke and gases from chimneys. Trans. Farad. Soc. (London) 32 (1936) S. 1249 – 1264.
- [12] *Berljand, M. E.*: Zur Theorie der turbulenten Diffusion. Trudy GGO (Leningrad) 138 (1963) (russ.).
- [13] *Kuzenogij K. P.*: Die Ausbreitung von Aerosolen in der bodennahen Schicht der Atmosphäre. Angew. Mechan. u. Techn. Phys. (Moskau) 4 (1970) (russ.).
- [14] Meteorologie und Atomenergie. Leningrad 1971 (russ.).
- [15] *Sutton, O. G.*: Micrometeorology. New York, London, Toronto 1953.
- [16] *Drimmel, J.; Reuter, H.*: Der Exponenten in Suttons Ansatz f. die Lagrangesche Korrelationsfunktion. Archiv f. Meteor., Geophys. u. Bioklim., Serie A (Wien) 12 (1962) S. 24 – 39.
- [17] *Pasquill, F.*: Lagrangian similarity and vertical diffusion from a source at ground level. Quart. J. Roy. Met. Soc. (London) 92 (1966) S. 185 – 195.
- [18] *Monin, A. S.; Jaglom, A. M.*: Statistische Hydromechanik. T. 1. Moskau 1965 (russ.).
- [19] *Kraichman, R. H.*: Kolmogorov's hypothesis and Eulerian turbulence theory. Phys. Fluids (New York) 11 (1964) S. 1723 – 1734.
- [20] *Hopf, E.*: Remarks on the functional-analytic approach to turbulence. Proc. Symp. Appl. Math. 13. Hydrodyn. instabil (London) (1962) S. 157 – 163. Russ.: Sammelb. Hydrodyn. Instabil. Moskau 1964. S. 181 – 188.
- [21] *Hall, C. D.*: The simulation of particle motion in the atmosphere by a numerical randomwalk model. Quart. J. R. Met. Soc. (London) 101 (1975) S. 235 – 244.
- [22] *Ertel, H.*: Die Verteilung inhomogener vulkanischer Lockermassen durch turbulente Diffusion. Gerl. Beitr. z. Geoph. 76 (1967) 5, S. 406 – 412.
- [23] *Horák, J.*: On the metric theory of particle transport in a Random Velocity Field. Studia geoph. et geod. (Prag) 19 (1975). Part I. S. 61 – 76. Part. II. S. 150 – 166.
- [24] *Horák, J.*: Die Anwendung der Informationstheorie bei der Diskussion der halbempirischen Gleichung der turbulenten Diffusion (K-Theorie). Meteorol. zpr. (Prag) 27 (1974) S. 1321 – 37 (tschech.).
- [25] *Lucke, O.; Pethe, H.*: Zur Theorie der atmosphärischen Turbulenz. Z. Meteorol. 20 (1968) S. 268 – 282.
- [26] *Lucke, O.; Pethe, H.*: Die statistische Theorie der Turbulenz und der turbulenten Diffusion von Beimengungen in der Atmosphäre. Z. f. Meteorol. 21 (1969) S. 1 – 13.
- [27] *Lucke, O.*: Physikalische Modelle für die Turbulenz in der Atmosphäre. Acta Hydrophys. XIV (1969) 1/2, S. 107 – 142.
- [28] *Pethe, H.*: Beiträge zur statistischen Theorie der Turbulenz und neue Aspekte in der Theorie zur turbulenten Diffusion von Beimengungen in der Atmosphäre. Diss. Humboldt-Universität zu Berlin 1973.
- [29] *Lucke, O.*: Statistische Untersuchungen über die Stundenmittel des Windvektors in Potsdam während eines Jahres. Gerl. Beitr. z. Geoph. 71 (1962) S. 337 – 378.
- [30] *Lettau, H.*: Atmosphärische Turbulenz. Leipzig 1939.
- [31] *Grasnick, K. H.*: Immissionsmessungen von einer erhöhten Quelle bei verschiedenen meteorologischen Verhältnissen. Ann. d. Meteorol. (Offenbach) 3 (1967) S. 146 – 153.
- [32] *Munn, R. E.; Bolin, B.*: Global air pollution-meteorological aspects. A survey. Atmospheric Environment 5. London: Pergamon Press, 1971. S. 363 – 402.

Wet Removal of Tropospheric Sulfur Compounds

G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, Budapest*

Kénvegyületek kimosódása a troposzférából. A kénvegyületek légkörből való kikerülésének jelentős módja a csapadék általi kimosódás. A felhőcseppek kialakulásánál a szulfátrészecskék mint kondenzációs magvak szerepelnek, további szulfátrészecskék kerülhetnek a felhővízbe koagulációval. A kén-dioxid abszorpciója — és ezt követő oxidációja szulfáttá — is hozzájárul a felhőcseppek szulfátion koncentrációjához. A felhőszint alatt az esőcseppek esésük során újabb szulfátrészecskékkel ütköznek, illetve kén-dioxid nyelődik el és oxidálódik bennük. A csapadékvíz szulfátion koncentrációjának kialakításában szerepet játszó folyamatok számítógépes modellezése lehetőséget nyújt konkrét légkörfizikai és levegőkémiai mérési eredmények felhasználásával a különböző kénvegyületek légkörből kimosódó hányadának számítására, illetve az egyes részfolyamatok arányának becslésére.

*

Вывывание соединений серы из тропосферы. Важным образом выведения соединений серы из атмосферы является вымывание осадками. Сульфатные частицы действуют ядром конденсации при образовании облачных капелек или могут присоединиться к облачным элементам коагуляцией. Концентрация SO_4^2 облачной воды увеличивается и путем абсорпции и следующего окисления SO_2 . Ниже облаков и подающие дождевые капли захватывают сульфатные частицы а SO_2 растворяется и окисляется в них. Моделирование процессах играющих важную роль в формировании концентрации дождевых осадков представляет возможность — при помощи конкретных физических и химических измерений в атмосфере — для определения количества вымывающихся из тропосферы соединений серы и отношения участвующих процессов.

*

1. Introduction

For the study of atmospheric sulfur cycle the estimation of the sinks of tropospheric sulfur compounds is of great importance. One of the main scavenging processes of both SO_2 and sulfate particles is wet removal by means of precipitation. This problem has been the subject of some recent investigations but there are several uncertainties concerning the conclusions. On the basis of theoretical considerations and experiments *Georgii and Beilke* (1968) have concluded that the main wet sink of atmospheric sulfur compounds is the removal of SO_2 by rain droplets. On the other hand *Miller and de Pena* (1972) have shown that even in the presence of highly concentrated plume of industrial origin the contribution of SO_2 to the total sulfate concentration in precipitation is of less importance than that of sulfate particles.

The aim of this paper is to present a theoretical model as a new attempt in studying the question. Both removal of SO_2 and sulfate particles by cloud droplets of cumuli and by rain drops below the cloud base are included, naturally with a great number of simplifying assumptions. Thus the effect of the main sulfur scavenging processes on the sulfate content of precipitation can be investigated. All the results refer to summer half-year. The considerations are based on atmospheric measurements carried out in Hungary. The computations were made by means of a Hewlett-Packard 9810 A calculator.

2. Theoretical model

Wet removal of tropospheric sulfur compounds can take place by both cloud and rain droplets. The scavenging processes inside the clouds are called rainout and those below the cloud base — washout. The two main processes by which sulfate particles are incorporated into the cloud droplets are condensation and thermal coagulation. In the condensation of atmospheric water vapour sulfate particles can act as condensation nuclei for the formation of cloud droplets and thermal coagulation is the result of Brownian motion. The particulate sulfate is then dissolved in the cloud water. Below the clouds rain drops can collect sulfate particles during their fall to the ground, because of the difference in the settling velocities of the drops and particles. This is the so-called gravitational coagulation. On the other hand atmospheric sulfur-dioxide is absorbed by the cloud and rain droplets where it is oxidized to sulfate

TABLE I.
Wet removal processes of atmospheric sulfur compounds

Removal process	Scavenged atmospheric compound	
	Rainout	
Condensation		Sulfate particles
Thermal coagulation		Sulfate particles
Absorption and oxidation		Sulfur-dioxide
	Washout	
Gravitational coagulation		Sulfate particles
Absorption and oxidation		Sulfur-dioxide

especially in the presence of atmospheric ammonia. The reaction mechanism converting SO_2 to sulfate is effectively the same in both cases. The main atmospheric processes responsible for wet removal of sulfur compounds, and consequently for the sulfate content of precipitation, are summarised in *Table I*. The simplified mathematical description of the above processes is outlined in the following paragraphs.

2.1 Rainout of sulfate particles. The formation of cloud droplets takes place on aerosol particles called condensation nuclei. The thermodynamic considerations of *Mészáros* (1969) and the measurements of *Twomey* (1971) show that these condensation centres consist largely of water soluble sulfate compounds with a probable composition of ammonium sulfate. Assuming all the activated condensation nuclei to be $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ particles the effect of the condensation process on the sulfate content of cloud water can be estimated as follows. On the basis of this assumption the number of the cloud droplets in the initial stage of cloud formation is equal to the number of the active sulfate particles. Since the condensation begins on the largest particles the value of the condensation efficiency can be obtained if the size distribution of the particles and the concentration of the cloud droplets in newly formed clouds are known. The approximate size distribution of the sulfate particles for different atmospheric levels was determined by *Mészáros and Várhelyi* (1975) who measured the sulfate mass in three size ranges. Converting their particle mass distribution for 3 km level into number distribution and comparing it with the number concentration of the cloud elements in small cumuli (1540 cm^{-3} , according to *A. Mészáros*, 1965) a condensation efficiency of 0,945 can be obtained. It means that 94,5% of the total mass of the sulfate particles is incorporated into the

droplets due to condensation. With the condensation efficiency (ε) the average sulfate concentration $[\text{SO}_4^{2-}]_0$ of the cloud droplets formed by condensation can be calculated by equation (1) (Junge, 1963)

$$[\text{SO}_4^{2-}]_0 = \varepsilon \frac{c_{\text{SO}_4}}{L} \quad (1)$$

where c_{SO_4} is the sulfate concentration in the air at the given cloud level [$\mu\text{g}/\text{m}^3$] while L is the liquid water content of the cloud [g/m^3]. This latter parameter is given by the following formula

$$L = n \cdot \rho \cdot \frac{4\bar{r}_2^3 \pi}{3} \quad (2)$$

In equation (2) n is the number of the droplets, \bar{r}_2 the average cloud droplet radius and ρ the density of cloud water. According to the measurements of A. Mészáros (1965) $\bar{r}_2 = 3,6 \cdot 10^{-4}$ cm. Taking into account the above mentioned mean droplet concentration a value of $0,47 \text{ g}/\text{m}^3$ can be obtained for L .

In spite of the great number ($1,3 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$) of small particles remained in the air after condensation their mass represents only a small proportion of the total atmospheric mass concentration. These sulfate particles are captured by cloud droplets in several processes, the most effective of them being thermal coagulation in consequence of their Brownian motion.

The decrease of atmospheric sulfate particle concentration (c) owing to thermal coagulation can be given by Greenfield's formula (Greenfield, 1957)

$$\frac{dc}{dt} = -kc \quad (3)$$

$$k = \frac{2RT}{6\eta N r_1 r_2} n \left[\frac{1}{r_1 + r_2} + \frac{0,87 \cdot 10^{-5}}{r_1} r_2 \right]$$

Here \bar{r}_1 and \bar{r}_2 are the average radii of the particles and cloud droplets, while n is the concentration of the cloud droplets. The meaning and the values of the constants are as follows:

R = universal gas constant = $8,313 \cdot 10^7$ erg/grad

T = absolute temperature = 273 °K

N = Avogadro's number = $6,02 \cdot 10^{23}$

η = dynamic viscosity = $1,808 \cdot 10^{-4}$ poise

Since the sulfate amount removed from air is incorporated into the cloud droplets the average sulfate concentration of cloud water formed by thermal coagulation can be written at any time step of the process as

$$[\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Coag}} = \frac{c_0(1 - e^{-kt})}{L} \quad (4)$$

where $c_0 = (1 - \varepsilon)c_{\text{SO}_4}$ represents the atmospheric sulfate concentration after the condensation.

2.2 Washout of sulfate particles. Below the cloud base the falling rain drops collide with sulfate particles because their deposition velocity is greater than that of the particles and a certain amount of sulfate particles is incorporated into the rain water in this way. Considering only the vertical fall-path of the droplets

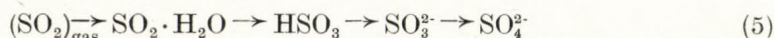
the air volume washed through by a rain drop of average radius (\bar{r}) and deposition velocity (v) in unit time is $\bar{r}^2\pi v$. If the number of the rain drops (n) and the collision coefficient (E) are known the loss of atmospheric sulfate concentration can be determined. The equation describing the process is formally the same as in the case of thermal coagulation (equation 3), with

$$k = \bar{r}^2\pi v n E$$

According to the measurements of *Mészáros* (1961) the average radius of rain drops falling from cumuliform clouds is $4,9 \cdot 10^{-2}$ cm and their number is 970 m^{-3} . The value of the collision coefficient was estimated to be 0,12 for sulfate particles by *Simon and Mészáros* (1967). Then the sulfate concentration of the rain drops formed by gravitational coagulation can be calculated according to equation (4) if the value of c_0 is chosen on the basis of the profile measurements for the given atmospheric layers. For the details see paragraph 3.

2.3 Rainout and washout of sulfur-dioxide. It is well known that the cloud and rain droplets play an important role in the removal of SO_2 from the atmosphere. The oxidation of the absorbed SO_2 in the water droplets can be promoted by several parameters. The presence of NH_3 is a significant factor in increasing the oxidation rate of SO_2 (*van den Heuvel and Mason*, 1963 and *Scott and Hobbs*, 1967 and others). The possibility of modelling the rainout period of removal of SO_2 in the presence of NH_3 was reported in an earlier paper (*Várhelyi*, 1975) where essentially the method of *Scott and Hobbs* was followed. In this work this model is developed for calculating both rainout and washout SO_2 of.

In the cloud and rain droplets the atmospheric SO_2 undergoes probably the following reactions:



The rate of the whole process is determined by the slowest step, by the oxidation of SO_3^- to SO_4^- which is assumed to be of first order:

$$\frac{d[\text{SO}_4^-]_{\text{Abs}}}{dt} = K[\text{SO}_3^-] = K K' \frac{p_{\text{SO}_2}}{[\text{H}^+]^2} \quad (6)$$

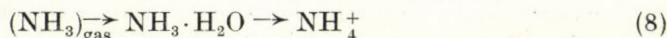
where $K = 0,1 \text{ min}^{-1}$ (*van den Heuvel and Mason*, 1963), K' is a function of equilibrium constants and p_{SO_2} is the partial pressure of SO_2 in the air.

On the basis of equilibrium considerations and the ionic equilibrium equation of the solution the total sulfate concentration in the liquid phase can be given as a function of the atmospheric partial pressures of SO_2 and NH_3 and $[\text{H}^+]$:

$$[\text{SO}_4^-] = f(p_{\text{SO}_2}, p_{\text{NH}_3}, [\text{H}^+]) \quad (7)$$

The details can be found in the papers of *Scott and Hobbs* (1967) and *Várhelyi* (1975).

Since during the process atmospheric SO_2 and NH_3 are consumed, their actual values are needed for each time step in equation (7). The decrease of their concentrations with time may be calculated based on the assumption that in the air - droplet system SO_2 - sulfur exists only in the forms given in equation (5) and NH_3 - nitrogen, as indicated in equation (8).



If the loss of atmospheric SO_2 and NH_3 concentrations arises as an increase

in the liquid phase, conservation-of-mass equations may be established for the system from where the actual partial pressures of SO_2 and NH_3 are expressed in equations (9) and (10):

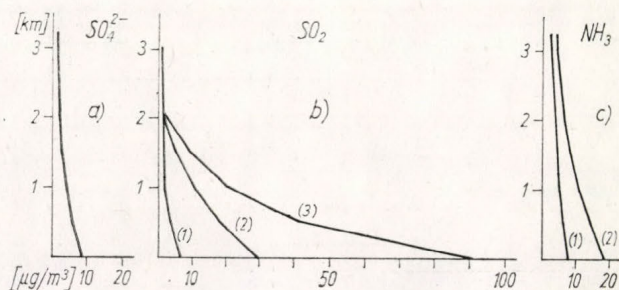
$$(p_{\text{SO}_4})_t = \frac{(p_{\text{SO}_2})_0 - 1,62 \cdot 10^{-5} L [\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Abs}}}{1 + L \left(2,4 \cdot 10^{-5} + \frac{3,03 \cdot 10^{-7}}{[\text{H}^+]} + \frac{1,92 \cdot 10^{-14}}{[\text{H}^+]^2} \right)} \quad (9)$$

$$(p_{\text{NH}_3})_t = \frac{(p_{\text{NH}_3})_0}{1 + L (6,78 \cdot 10^{-4} + 2,32 \cdot 10^6 [\text{H}^+])} \quad (10)$$

3. Calculations

The model calculations presented in this paper were made for cumuliform clouds. The average height of the cloud base was assumed to be 1500 m above ground level and the development stage of the cloud, before raining, 1 hour. It seemed to be reasonable to suppose that the absorption process is independent of the droplet radius. The exchange processes with the surrounding air

Fig. 1: Concentration profiles of atmospheric sulfate particles (a), SO_2 (b) and NH_3 (c)



masses were omitted and an average value, characteristic of 3000 m, was taken into account for the atmospheric concentrations of SO_2 , NH_3 and sulfate particles in the cloud. Below the cloud base the rain drops were assumed to fall through a series of 250 m thick layers to the ground. The residence time of the drops in the layers was calculated with the assumption that the deposition velocity is constant during the whole fall-time. On the basis of the rain drop size measurements of Mészáros (1961) 3,96 m/s can be calculated for the settling velocity of the drops falling from cumuliform clouds. It means that a drop needs 6,4 minutes to fall to the ground surface. Thus the residence time of the drops in a 250 m thick layer is 1,066 minutes. The settling velocity of the rain drops together with the values of n and r mentioned earlier correspond to a mean intensity of the rainfall of 6,9 mm/h.

The average SO_2 , NH_3 and sulfate concentrations of the layers were determined according to profile measurements. The concentration profiles of the above compounds are shown in Fig. 1. The sulfate measurements were made in 1972–74 (Mészáros and Várhelyi, 1975) and the SO_2 measurements by Várhelyi in 1975/76 (unpublished material) over a flat, rural area of Hungary between Budapest and Szeged. These values correspond to the so-called background concentration of the country (curves a) and b/1 in Fig. 1., respectively). The other two SO_2 curves were estimated on the basis of ground surface con-

centrations measured in a suburb and in the downtown of Budapest by assuming that the concentration profile is nearly independent of the ground level concentration above 2000 m. The NH_3 data were measured over West Germany (Georgii and Müller, 1974). Curve c/II in Fig. 1. shows the minimum and c/II the average of the German NH_3 values. All the data refer to summer half-year.

The model calculations were made as follows. At $t=0$ the cloud droplet is supposed to have an initial sulfate concentration originating from condensation only while both coagulation and oxidation of SO_2 ions, from the absorbed

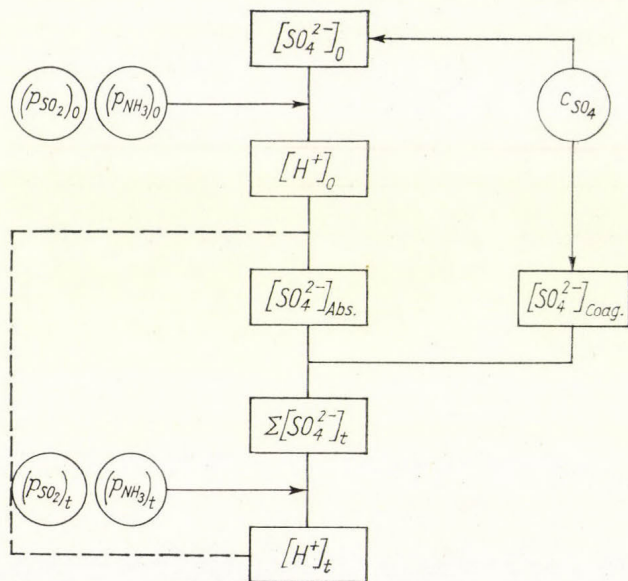


Fig. 2: Block diagram of the calculation model

SO_2 , are assumed to begin at this time. Then the initial hydrogen ion concentration $[\text{H}^+]_0$ may be determined by equation (7) where the total initial sulfate concentration equals to $[\text{SO}_4^{2-}]_0$ from equation (1) since $[\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Abs.}} = [\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Coag.}} = 0$. If $[\text{H}^+]_0$ is known $d[\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Abs.}}$ formed during the first time step (dt) can be obtained on the basis of equation (6). $[\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Coag.}}$ coming from coagulation is given by equation (4). At the beginning of the next time step $[\text{H}^+]_t$ is calculated by equation (7) but $[\text{SO}_4^{2-}]$ is the sum of the initial sulfate concentration and the sulfate amounts formed by coagulation and oxidation of the absorbed SO_2 in the previous time step. The decrease of atmospheric SO_2 and NH_3 concentrations is taken into account by equations (9) and (10).

This procedure is repeated until the rainout period is finished. The mean sulfate concentration of the cloud droplets gives the initial sulfate concentration of the rain drops. The calculation is proceeded essentially in the same way for the washout period, too. The corresponding SO_2 , NH_3 and sulfate concentration values are used for each atmospheric layer below the cloud. The residence time in the layers is determined as outlined above. $[\text{SO}_4^{2-}]_{\text{Coag.}}$ formed in the washout period can be obtained with k from the gravitational coagulation equation.

The block diagram of the calculation is shown in Fig. 2.

4. Results

The time variation of the sulfate concentration in precipitation H_2O obtained by the calculation model is plotted in *Fig. 3* where the first 60 minutes represent the rainout period and the final 6,4 minutes—the washout period. The initial sulfate concentration coming from condensation is illustrated by the intersection of the total sulfate curve on axis y . As it can be seen the role of condensation and SO_2 absorption is roughly equivalent in the rainout phase

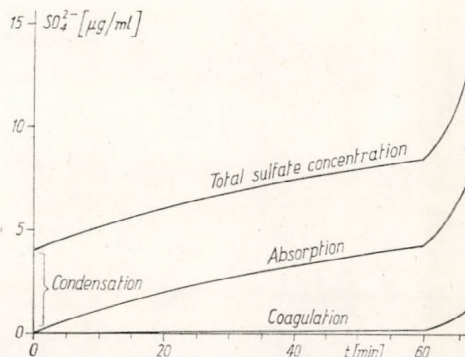


Fig. 3: The formation of sulfate in precipitation as a function of time (in the case of a, b/1 and c/2 profiles in *Fig. 1*.)

while the effect of coagulation is almost negligible. In spite of the fact that the period of washout is short its role is significant which can be explained by the increasing atmospheric concentrations near to the ground. The obtained contribution ratios of the different wet scavenging processes to the total precipitation sulfate concentration are summarized in *Table II* together with the results of *Beilke and Georgii (1968)* and of *Miller and de Pena (1972)*.

TABLE II

Contribution of the different scavenging processes to the total sulfate concentration of precipitation [%]

	Georgii			Miller			Várhelyi		
	SO_2	SO_4	Σ	SO_4	SO_2	Σ	SO_2	SO_4	Σ
Rainout	5	20	25	—	—	—	34	34	68
Washout	70	5	75	—	—	—	25	7	32
	75	25	100	15–20	85–80	100	59	41	100

The calculated contribution ratio of atmospheric SO_2 and sulfate particles to the total sulfate concentration of precipitation (further symbolized as SO_2/SO_4 ratio) is 3/2, in a qualitative agreement with Georgii's result of 3/1. This indicates the significance of absorption and subsequent oxidation of SO_2 in the sulfate formation. The results show that while both rainout and washout are important sinks of SO_2 , sulfate particles are mostly removed by cloud droplets. The difference in the role of rainout and washout between the Hungarian and German results may be a consequence of the very high atmospheric SO_2 concentration used by Georgii and Beilke.

The effect of different atmospheric concentrations of SO_2 and NH_3 on the sulfate concentration of precipitation is shown in *Fig. 4*. The role of SO_2 can be seen from curves 1, 2 and 3 which refer to Hungarian background, suburban and urban concentration profiles, respectively. At the same NH_3 profile (average German data) the final sulfate concentration increases from 12,2 to 14,2 $\mu\text{g}/\text{ml}$ corresponding to a change in the rainout/washout ratio from 2/1

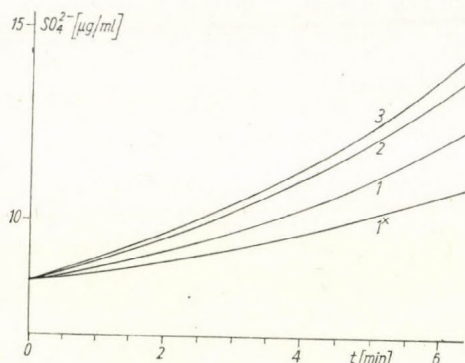


Fig. 4: The effect of SO_2 and NH_3 profiles on the precipitation sulfate concentration in the washout period (Curve 1^x: a, b/1 and c/1; Curve 1: a, b/1 and c/2; Curve 2: a, b/2 and c/2; Curve 3: a, b/3 and c/2 profiles in *Fig. 1.*)

to 3/2. The difference between curves 1 and 1^x shows the effect of atmospheric NH_3 concentration. In the case of 1^x the German minimal NH_3 values were used together with the background SO_2 concentration profile. The difference in the final sulfate concentration of precipitation water is about as large as in the former case proving the significance of atmospheric NH_3 in the wet removal of SO_2 . The rainout/washout ratio changes now from 2/1 to 3/1.

It is worth making a comparison between the computed and measured precipitation sulfate data. The averages of the summer measurements at a sub-

TABLE III

Comparison of the measured and calculated precipitation sulfate concentrations for summer half-year
[$\mu\text{g}/\text{ml}$]

Measured data	Calculated range
Budapest-KLFI (1969–72) 14,8	6,0–14,8
Jakabszállás (1969–72) 9,4	
Kecskemét (1974) 6,0	
(1975) 2,8	

urban (Budapest –KLFI) and two background stations (between Budapest and Szeged) change from 2,8 to 14,8 $\mu\text{g}/\text{ml}$ in a rather good agreement with the calculated concentration range as it can be seen in *Table III*. This agreement clearly indicates the applicability of the theoretical model and the reliability of the assumptions.

5. Conclusions

The model presented in this paper gives a detailed insight into the wet removal of sulfur compounds. The main processes taking part in the development of the sulfate content in precipitation water are studied. On the basis of Hungarian atmospheric measurements a contribution ratio of 3/2 is estimated

for SO_2/SO_4 and 2/1 for rainout/washout. The calculated precipitation sulfate data are in quite good agreement with the measurements in spite of the great number of assumptions needed in modelling the physical and chemical processes involved in the wet removal of sulfur compounds from the troposphere.

REFERENCES

- Beilke S. and Georgii H. W., 1968: Investigation of the incorporation of sulfur-dioxide into fog and rain droplets *Tellus*, 20, 435–442
- Fletcher H. H., 1962: The physics of rainclouds. University Press, Cambridge
- Friend J. P., 1973: The global sulfur cycle (in Chemistry of the lower atmosphere, ed. Rasool S. I.) Plenum Press, New York – London
- Georgii H. W., 1965: Untersuchungen über Ausregnen und Auswaschen atmosphärischer Spurenstoffe durch Wolken und Niederschlag. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 100, 1–23
- Georgii H. W. and Müller W. U., 1974: On the distribution of ammonia in the middle and lower troposphere *Tellus*, 26, 180–184
- Greenfield S. M., 1957: Rain scavenging of radioactive particulate matter from the atmosphere *J. Met.*, 14, 115–125
- van den Hewel A. P. and Mason B. J., 1963: The formation of ammonium sulfate in water droplets exposed to gaseous sulphur dioxide and ammonia *Quart. J. R. Met. Soc.*, 89, 271–275
- Junge C. E., 1963: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York – London
- Mészáros A., 1965: Concentration et distribution dimensionnelle des gouttelettes de brouillards atmosphériques *J. R. Atmosph.*, 2, 53–64
- Mészáros E., 1961: Az esőcseppek spektrális eloszlása (egyetemi doktori értekezés), Budapest. Manuscript
- Mészáros E., 1969: A légköri vízgőz kondenzációjának termodinamikája (doktori értekezés), Budapest. Manuscript
- Mészáros E. and Várhelyi G., 1975: On the concentration, size distribution and residence time of sulfate particles in the lower troposphere *Időjárás*, 79, 267–273
- Müller J. M. and de Pena R. G., 1972: Contribution of scavenged sulfur dioxide to the sulfate content of rain water *J. Geophys. Res.*, 77, 5905–5916
- Mrose H., 1966: Measurements of pH and chemical analyses of rain-, snow-, and fog water *Tellus*, 18, 266–270
- Scott W. D. and Hobbs P. V., 1967: The formation of sulfate in water droplets *J. Atm. Sci.*, 24, 54–57
- Simon A. and Mészáros E., 1967: Bestimmung des Auswaschkoeffizienten wasserlöslicher Teilchen. Symposium über Physik der Wolken der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften, Sofia
- Twomey S., 1971: The composition of cloud nuclei *J. Atmosph. Sci.*, 28, 377–381
- Várhelyi G., 1975: A kén-dioxid abszorpciója és oxidációja felhő- és ködcspepekben *Időjárás*, 79, 360–365

A teljes ózontartalom trendjének változása Európában

BORBÉLY EDIT, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Variations in the Trend of the Total Ozone Amount in Europe. The long-term variations of the total ozone amount and the direction of its trends are studied, on the basis of data series received by 6 Central European stations in the period from 1964 to 1974. The results showed a definitely positive — i. e. rising — trend for the stations Arosa, Oxford and Hradec Kralove while a negative — i. e. sinking — trend was found for the stations Belsk and Potsdam. The highest of the three positive values is that of Oxford amounting to +2,15 per cent for the 10 year period. The positive values of the stations Arosa and Hradec Kralove are much lower. The negative value of Potsdam reveals an essential decrease while that of Belsk is not too significant. The negative trend can not be explained by meteorological elements since no similar increase appears on other Central European stations. It may be assumed that the negative trend is due to measurement errors but this assumption can not be proved with full certainty. Further the relationship of the total ozone content with the zone wind as well as with the quasi-two-year cycle is analyzed. Of the eleven years analyzed 3 years (1966, 1970 and 1973) were found when the maxima and 3 years (1967, 1969 and 1972) when the minima occurred almost in the same months. The 26 month oscillation did not appear either in the wind data or in the ozone data. The extreme values occur unsystematically, i. e. the cycles have different length. There are very significant oscillations also in the amplitudes in the different series.

*

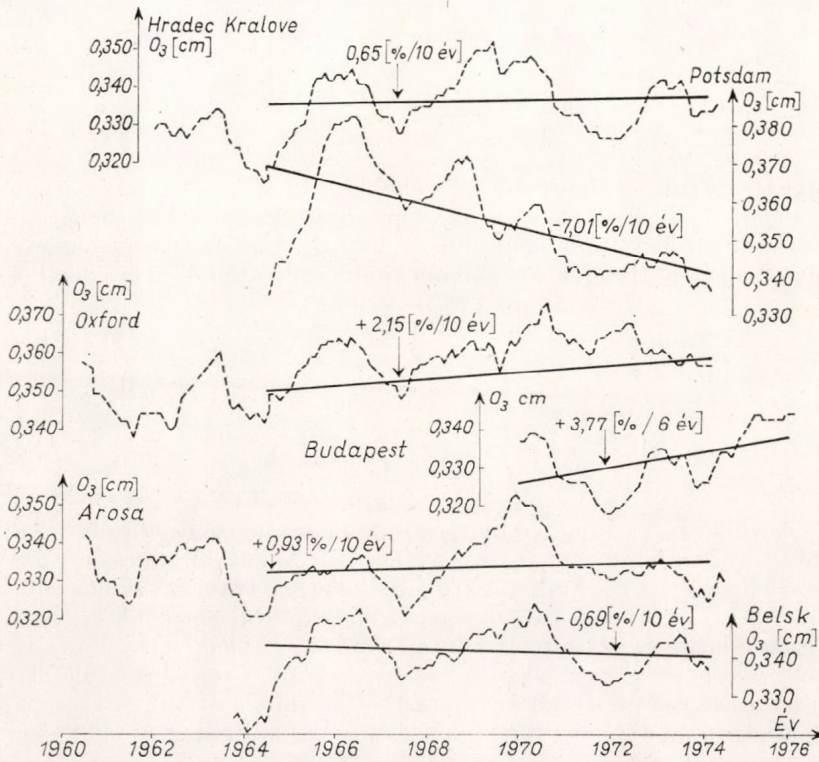
Изменения в ходе суммарного содержания озона в атмосфере в Европе. Анализируются долгосрочные изменения в суммарном содержании озона в атмосфере по данным, шести средневропейских станций за 1964—1974 гг. По полученным результатам однозначно положительный, т. е. восходящий ход выявлен для станций Ароза, Оксфорд и Градец-Кралове, а отрицательный — т. е. нисходящий — для станций Бельск и Потсдам. Наиболее высокая из трех положительных величин, равная +2,15% за 10 лет, получена для Оксфорда. Положительные величины, определенные для станций Ароза и Градец-Кралове, оказываются более низкими. Из отрицательных величин значение, полученное для Потсдама, отражает существенное снижение, тогда, как значение, определенное для Бельска, не оказывается значительным. Отрицательный ход не может объясняться метеорологическими элементами, поскольку подобное снижение не намечается на других средне-европейских станциях. Можно предполагать, что отрицательный ход получается за счет погрешностей измерения, но такое предположение нельзя доказать с полной уверенностью. В дальнейшей части работы рассматривается связь суммарного содержания озона с зональным ветром и с квазидвухлетним циклом. В 11-летнем периоде найдено 3 года (1966, 1970 и 1973 гг.) с максимумами и 3 года (1967, 1969 и 1972 гг.) с минимумами, приходящимися, соответственно, почти на одни и те же месяцы. 26-месячное колебание не проявляется ни в данных о ветре, ни в данных об озоне. Для предельных величин также характерна весьма неравномерная повторяемость, т. е. длина циклов различна. В величинах амплитуд различных рядов также намечаются сильные колебания.

*

Az egész Földet körülvevő ózonpajzs a bioszféra szempontjából döntő jelentőségű. Ez az ózonréteg védi meg a Földön kialakult életet az ultraibolya sugarak káros hatásától, ui. a Nap ultraviola sugárzásának legnagyobb hányadát az ózonréteg nyeli el. A légkörbe kibocsátott egyes szennyező anyagok (pl. halogénezett szénhidrogének, nitrogén-oxidok) csökkentik az ózon mennyiségét, amely azt eredményezi, hogy az ultraibolya sugárzás jobban behatol az alacsonyabb légrétegekbe és a Földre, ahol az élő szervezetet megkárosítja. Az egyes szennyező anyagok hatása tehát részben azonnal érvényesülhet, rész-

ben pedig klimatológiai vonatkozású, azaz a jövőben, globális méretekben okozhat bizonyos tartós változásokat a légkörben.

Az elmúlt év szeptemberében Genfben, majd ez év januárjában Torontóban a WMO-nak a Légköri Tudományok Bizottságának (CAS) egyik munkacsoportja tájékoztatást adott a kérdés jelenlegi állásáról.



1. ábra: A teljes ózontartalom trendértékei néhány közép-európai állomás adataiból számítva

A teljes ózontartalom menetében, az évszakos változást nem tekintve, más fluktuációk is vannak, amelyek szintén számottevők. Ezek hosszabb időtartamúak, több évig tartó emelkedés, ill. csökkenés figyelhető meg. Az 1960-as években pl. általános növekedést találtak a szakemberek az ózon menetében, jelenleg pedig éppen a jövőben történő ózonszökkenés veszélyére hívják fel a figyelmet.

Az ózonpajzs redukciója akkor várható, ha az ózonszökkentő anyagok mennyisége a sztratoszférában megnövekszik és ezek reakcióba lépnek az ózonnal. Az erre vonatkozó, WMO által kiadott részletes tájékoztatást az *Időjárás* 80. évfolyamának 3. számában is közölte, így erre jelen cikkben nem térünk ki. Feldolgozásunkban a teljes ózontartalom értékeinek az elmúlt 10-15 év alatt megfigyelt, hosszú időtartamú változásait és a trendek irányát vizsgáljuk, valamint az ózontartalom menetében megmutatkozó periódusokat elemezzük. A téma érdekessége abban áll, hogy az ózon csökkenése helyett általában ózon-növekedés következett be a légkörben.

A változások részletes bemutatására (1. ábra) hat közép-európai állomást választottunk ki, földrajzi helyzetüket 1. táblázatunk adatai ismertetik.

A vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen a teljes ózontartalom értékei vannak felmérve. Az adatokat az Ozon Data for the World c. torontói

I. TÁBLÁZAT

	Belsk	Arosa	Budapest	Oxford	Potsdam	Hradec Králove
φ	50°40'N	46°46'N	47°26'N	51°45'N	52°23'N	50°11'N
λ	20°47'E	09°40'E	19°11'E	01°11'W	13°03'E	11°50'E

kiadványból vettük. A havi középértékekből 12 havi átkaroló közepelemmel mozgó átlagokat képeztünk, és ezáltal kiszűrtük az évszakos menetet, így a megmaradó változások már nem ebből adódnak. Bár az összes meglévő adat sem nagyon elég a trendek megállapítására, mégis mivel nem azonos idő-

II. TÁBLÁZAT

Trend	Belsk	Arosa	Budapest	Oxford	Potsdam	Hradec Králove
[m atm cm]	-2,6	+3,4	+12,5	+8,4	-27,4	+2,4

pontban kezdődött el mindenhol az ózonmérés, az összes meglévő adatból kénytelenek voltunk még néhány évet kihagyni. Annak ui. nincs értelme, hogy különböző időszakokról számítsuk ki a trendeket, mert ez az összehasonlításnál zavart okoz. Így az 1964–1974. terjedő időszakot választottuk ki, és az állomások ezen adataiból számítottuk ki a trendeket, amelyek az ábrán egyenes vonalként szerepelnek. Sajnos, Budapesten csak 1970-ben kezdődtek el a megbízható mérések, így az ebből az adatsorból számított trend csak önmagában értékelhető, a többi állomással nem lehet összehasonlítani. Az eredmények szerint egyértelműen pozitív, tehát emelkedő trendet találunk a svájci Arosában, az angliai Oxfordban és a csehszlovákiai Hradec Královében. Csökkenő, tehát süllyedő trendet pedig Belskben és Potsdamban.

A továbbiakban kiszámítottuk a trendek emelkedésének, ill. süllyedésének a mértékét. Ezt a II. táblázatban tüntettük fel.

A három emelkedő trendérték közül az oxfordi a legnagyobb, 10 éves időszakra számítva +2,15%. Arosa és Hradec Králove sokkal kisebb. Mindenképpen meglepő, hogy Belskben és Potsdamban negatív értékeket kaptunk. A belski nem túl erős süllyedés, de a potsdami igen nagy. Ez a negatív tendencia időjárási elemekkel nem magyarázható, mert a többi közép-európai állomáson nem mutatkozik hasonló ózoncsökkenés. Feltehetőleg mérési hibából adódik, bár ezt teljes biztonsággal nem lehet kimondani, mert a torontói hivatalos kiadványban szerepelnek ezek az adatok. De az 1966. év első felében olyan magas ózonértékeket mértek, amely nem fordult elő azóta sem, és a többi állomásokon sem szoktak sorozatosan ilyen magas értékek előfordulni.

Az ózon trendjének vizsgálatával az eddigiek folyamán még nemigen foglalkoztak a szakemberek, ui. csak hosszabb sorozatok használhatók ehhez a számításhoz, és az ózonmérés csak a Geofizikai Év alkalmával és utána terjedt el szélesebb körben a világon. Ezek felhasználásával készült pl. Angell és

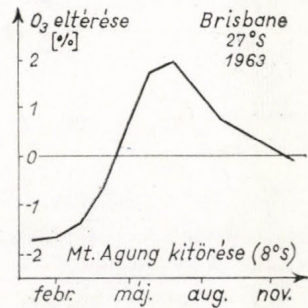
Korshover (1973) közelmúltban közzétett tanulmánya, amelyben a szerzők az állomásokat földrajzilag csoportosítva, az északi pólustól a déli pólusig terjedően kiszámították a trendértékeket (III. táblázat).

III. TÁBLÁZAT

Trend	Régiók az északi pólustól a déli pólusig					Világméret
	Északi poláris	Északi mérsékelt	Egyenlítői öv	Déli mérsékelt	Déli poláris	
[%/10 év]	+1,8	+4,5	+2,0	-2,6	-3,4	+1,5

Eszerint az északi félgömbön növekszik a teljes ózontartalom, a déli félgömbön pedig csökken. Az egész világra vonatkoztatva szintén pozitív trendet kaptak. Ha ezeket az értékeket összehasonlítjuk az általunk kapott adatokkal, azt láthatjuk, hogy sokkal kisebbek, mint az Angell és Korshover által közölt

2. ábra: A teljes ózontartalom anomáliája [%-ban] Brisbane állomáson a Mt. Agung-i vulkánkitörés után (Angell és Korshover nyomán).



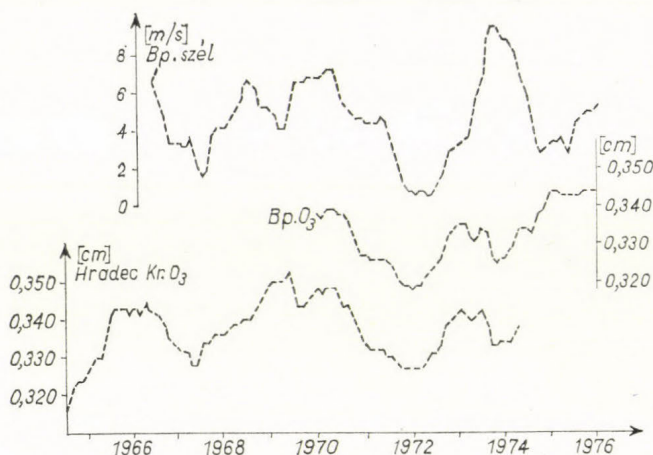
adatok. Ez valószínűleg azért van így, mert nem azonos időszakból vett adatok szolgálták alapul a trendek számításához. Kiemelve a Szovjetunió és Észak-Amerika adatait, az előbbire 10,7%/10 év érték adódott, az utóbbira pedig 1,9%/10 év. Amikor azonban meghosszabbították a sorozatot az 1970-es évig, akkor az 1,9%-os érték 4,5%-ra növekedett. Ez azt mutatja, hogy csak azonos időszakra számított trendek hasonlíthatók össze.

Az elmúlt évek emelkedő trendjének magyarázására többféle hipotézist állítottak fel. Egyik feltevés a vulkánkitöréseknek, mások pedig az 1960-as években történő föld feletti nukleáris kísérleteknek tulajdonították. Ismét mások az egyenlítői kvázi 2 éves ciklus hatásának a Föld más területeire való kiterjedését is figyelembe veszik, amely az 1960–1970-ig terjedő időszakban az időjárás jellegét a normálistól eltérővé alakította.

Lássuk most a vulkánkitörésekkel való kapcsolatot. Az 1960-as évek legnagyobb vulkánkitörése 1963 márciusában volt, amikor a Bali szigetén levő Mt. Agung (8° S, 115° E) tört ki. Newell vizsgálatai szerint (1970) a kitörés után kb. 5 C°-kal növekedett meg a hőmérséklet az alsó sztratoszférában. A 27° S-i szélességen fekvő Brisbane állomáson pedig az ózontartalomban is változás mutatkozott (2. ábra, Angell és Korshover után). A vízszintes tengelyen az idő, a függőleges tengelyen a teljes ózontartalom %-os eltérése látható. (A vizsgálatot úgy végezték, hogy az 1963-as havi közepeket összehasonlították a 13 év megfelelő hónapjaiból képzett középértékekkel.) Az ózontartalom pozitív anomáliája nem sokkal a kitörés után mutatkozik, és 3–4 hónappal később 2%-kal volt magasabb az ózontartalom, mint az évi középérték. Ez időben

egybeesik azzal a késéssel, amelyet *Newell* kapott a hőmérsékletre vonatkozólag. *Pittock* (1966) vizsgálatai szerint a vulkáni por az ózont katalitikusan nem bontja le, és a klór-komponensek, valamint a szulfát-részecskék feláramlása a vulkánkitörések következtében igen csekély.

A nukleáris kísérletek és az ózon változása közötti kapcsolat szintén igen bizonytalan. Bár a nagy erősségű szovjet robbantások a Novaja Zemlján (75° N), 1961 és 1962 őszén történtek, a teljes ózontartalom növekvő periódusa alatt, ez még nem bizonyítja a két jelenség okozati összefüggését.



3. ábra: A teljes ózontartalom és a zónális szél oszcillációja Hradec Králove és Budapest adataiból szármítva

A harmadik hipotézis a kvázi két éves egyenlítői fluktuációnak a mérsékelt szélességekre való hatásával magyarázza ezt a jelenséget. *Angell* és *Korshover* ezt is felülvizsgálta, és az egyenlítőhöz közeli állomásokon valóban találtak is kapcsolatot a zónális széleszcilláció és a teljes ózontartalom változásai között. A 9° N szélességen és 79° W hosszúságon fekvő Balboában az 50 mb-os magasságban mért zónális szél maximumai valamint minimumai közötti különbségek 24 ill. 33 hónap között mozognak, és az ózonban szintén megvannak ezek a hullámok, mégpedig egyező fázisban. Az északi pólus felé haladva a zónális szél és a teljes ózontartalom közötti fáziskülönbség azonban fokozatosan növekszik. A déli félgömbön kb. fele akkora a fáziskülönbség, mint az északi féltekén, azaz a teljes ózontartalom maximuma 15 hónapos késéssel követi a nyugati szél maximumát (50 mb-os szinten) az északi poláris területen, a déli féltekén pedig 6 hónapos késéssel. Erre a különbözőségre még semmiféle magyarázatot nem tudtak adni, de valószínűleg az általános cirkuláció változásával van valamilyen összefüggésben. A változás a déli féltekén nem fokozatos, hanem szakaszos, ugrásszerű.

Az utóbbi 10 évre vonatkozóan mi is megvizsgáltuk a zónális szél és az ózon oszcillációját a budapesti széladatokat (30 mb) és a budapesti ózonadatokat alapján. Mivel azonban a teljes ózontartalom budapesti sorozata rövid, felrajzoltuk a Hradec Kralove-i ózonadatokat is, amelyeket a következő ábrában mutatunk be (3. ábra). Mindhárom sorozatból 12 hónapos átkaroló közepeléssei kiszűrjük az évszakos változásokat. A vízszintes tengelyen az évek, a függőleges tengelyen pedig egyrészt az ózontartalom, másrészt a szélesség értékei vannak felmérve. A három görbe futása látszólag azonos, az emelkedő szélességek majdnem minden szakaszban az ózontartalom emelkedő értékével, a

süllyedők pedig a csökkenő ággal esnek egybe. Összegejtöttük a maximumok és a minimumok bekövetkezésének pontos idejét (IV. táblázat) mind az ózon, mind a szélsőségre vonatkozóan.

Az adatokban 3–3 olyan évet találunk, amikor megegyeznek, ill. majdnem ugyanazokban a hónapokban következnek be a maximumok és a minimumok. Ezek az előbbire vonatkozóan az 1966., 1970. és az 1973. év, a minimumoknál pedig az 1967., 1969. és az 1972. év. A budapesti zónális szél- és ózonadatokban még az 1973. évben is fázisegyezés van, novemberben ui. minimum mutatkozik.

IV. TÁBLÁZAT

A teljes ózontartalom és a zónális szél oszcillációjában megmutakozó szélső értékek bekövetkezésének időpontjai. (A zárójelben lévő számok a maximumok, ill. minimumok bekövetkezése között eltelt hónapok számát jelentik)

Maximumok			Minimumok		
Bp zónális széladatok	Bp. O ₃	Hradec Králove O ₃	Bp zónális széladatok	Bp O ₃	Hradec Králove O ₃
1966. VII. (25)		1966. V.	1967. VIII. (21)		1967. VI. (26)
1968. VIII. (21)		(37)	1969. V. (38)		1969. VIII. (31)
1970. V. (41)	1970. V. (33)	1969. VI. (11)	1972. VII. (15)	1972. I. (22)	1972. III.
1973. X.	1973. II.	1970. V, (38)	1973. XI.	1973. XI.	(32)
		1973. VII.			1971. XI.

Sajnos az adatsorokban ez a néhány egybeesés még nem bizonyító erejű, a két jelenség kapcsolatát illetően. A 26 hónapos oszcilláció sem a széladatokban, sem az ózonadatokban nem mutatkozik meg, igen rendszertelenül jelentkeznek a maximumok és minimumok, azaz különböző hosszúságúak a ciklusok. Az egyes sorozat amplitúdóinak nagyságában is igen erős ingadozásokat találunk.

Végezetül megállapíthatjuk, hogy az ózontartalomnak az elmúlt 10 évben mind a csoportosított, mind az egyedi állomások adataiból számított trendjei emelkedő irányúak az egész északi féltekén. Az ózontartalom mennyisége tehát növekedett. Sajnos, az említett hipotézisek egyike sem elegendő ahhoz, hogy a jelenséget kielégítően megmagyarázza és az okokra fényt derítsen. Az állomáshálózat sűrítése lenne szükséges bizonyos területeken, hogy mind horizontálisan, mind vertikálisan az általános cirkuláció változásaival egybekapcsolva közelebb kerülhessünk a kérdés lényegéhez. Több év múlva, hosszabb sorozat birtokában, több oldalról történő vizsgálatokkal újra visszatérve ehhez a problémához, valószínűleg pontosabb választ adhatunk ezekre a kérdésekre.

IRODALOM

- Angell J. K. and Korshover J., 1973: Quasi Biennial and Long-Term Fluctuation in Total Ozone. Monthly Weather Review. Vol. 101. 426–443.
- Newell, R. E., 1970: „Stratospheric Temperature Change From the Mt. Agung Volcanic Eruption of 1963,” Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 27, 977–978
- Ozone Data for the World 1964–1974. Kiad. Toronto, Atm. Environment Service.
- Pittock, A. B., 1966: „A Thin Stable Layer of Anomalous Ozone and Dust Content,” Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 23, 538–542.

Távszélmérő a balatoni viharjelzés szolgálatában

MEZŐSI MIKLÓS, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Wind Telemetry for the Storm-warning at Lake Balaton. The Hungarian Meteorological Service has started in 1976, in the Lake Balaton area the implementation of a telemetry network for transmission real-time wind information from shore-stations to the local forecasting and storm-warning center, Siófok. System features: continuous sampling of the anemometer, keeping locally processed data in the station's memory, transmission of wind direction, average and maximal wind speed on VHF link upon interrogation by the central station, teletype printout of data, day and time. The paper describes the design philosophy, the engineering details and the operational experiences of the wind telemetry system.

*

Дистанционный анемометр для целей штормовых предупреждений в районе оз. Балатон. В 1976 г. Метеорологическая служба ВНР приступила к созданию телеметрической сети собственного производства в районе Балатон, по которой — пока от прибрежных станций — передаются данные о ветре в реальном масштабе времени, в Обсерваторию по предупреждению опасных явлений погоды в г. Шиофок. Измерительной станцией непрерывно берутся выборки с показаний анемометров, данные обрабатываются на месте и хранятся в памяти станции, а затем, по вызову центра, данные о мгновенном направлении ветра, средней и максимальной скорости ветра передаются в цифровом коде на УКВ в Шиофок, где составление сводок осуществляется на телегайпе, вместе с данными о времени. В работе описываются основные соображения, имевшиеся в виду при проектировании телесистемы для измерения ветра, основные технические подробности и накопленный до сих пор опыт.

*

1933. július 16-án és 30-án, teljesen váratlanul — szervezett viharjelzés híján minden előzetes figyelmeztetés nélkül —, erős szélvihar tört a Balatonra, és sok halálos áldozatot követelt a csónakázók, vitorlázók köréből. Jelentős volt az anyagi kár is: hidroplánok borultak fel, vitorláshajók tűntek el. E tragikus esemény adta meg a végső ösztönzést a balatoni viharjelzés megindítására 1934-ben, amely — a háborús éveket leszámítva — azóta is évről évre fejlettebb technikával és tudományos felkészültséggel vigyázza a tó mellett üdülők biztonságát.

A balatoni viharjelző szolgálattól az üdülők, a vízisportolók kétféle szolgáltatást várnak el:

— tájékoztatást a tó mentén a jelen és a néhány órán belül várható időjárásról;

— riasztást szélvihar közeledtekor.

Első pillanatban ugyan ellentmondásnak tűnik, de tény, hogy a felsoroltak közül éppen a legegyszerűbbnek tűnő információk adása, vagyis a jelen időjárásról való tájékoztatás máig is megoldatlan, ugyanakkor a sokkal összetettebb feladat, a rövidtávú előrejelzés és a riasztás rendszeresen magas beválási százalékot ér el. Az ellentmondás a technikai háttér hiányosságaival magyarázható: a szinoptikus a jelen időről, pl. a tó adott időpontban helyileg teljesen eltérő szélviszonyairól csak a partvonal karakterisztikus pontjain telepített, real-time hozzáférésű (bármely pillanatban meghívható), telemetrikus műszerek alapján adhat objektív tájékoztatást. Ilyen mérőhálózat viszont még

napjainkban sincs, habár az első lépések már 1962/63-ban megtörténtek telemetrikus hálózat felállítására a Balaton térségében [1], [2].

Egyedi távszélmérő állomások hazai fejlesztése a 60-as évek elején indult meg. E munkának az első eredménye volt az akkori OMI-ban készült kísérleti műszer, amely 1964-től kezdve minden nyáron üzemben volt, és előbb Révfülöpről, majd áthelyezés után Balatonfüredről folyamatosan, analóg távméréssel, rádió sugározta a széladatokat Siófokra [3]. Ez a szélmérő állomás 12 évi szolgálat után 1976-ban szűnt meg. Továbbfejlesztésére azért nem került sor, mert rendszerénél fogva több állomásból álló hálózat kiépítésére nem volt alkalmas. Komplettn mérőhálózat kialakításának a reális műszaki feltételeit viszont csak az utóbbi időben sikerült megteremteni az OMSZ-nál.

A különféle távregisztrálókkal végzett hazai kísérletek és a hasonló külföldi berendezések irodalma nyomán [4], valamint a viharjelzők munkájának helyszíni tanulmányozása alapján kialakult a legmegfelelőbbnek ígérkező műszertípus: olyan távszélmérő, amely import nélkül, az OMSZ anyagi és műszaki bázisára támaszkodva is létrehozható, ugyanakkor teljesíti a viharjelzés majd minden igényét. A konstrukciós munka során következetesen érvényesítettük a „rendszer-szemléletet”, vagyis azt, hogy a távszélmérőnek nem egyetlen, hanem legalább 10 állomásból álló hálózatként kell működnie, illeszkedve az OMSZ meglévő megfigyelő és távközlő alaprendszeréhez.

Az alábbiakban számot adunk az 1974–76-os kísérleti időszak során kialakult távszélmérő rendszer főbb műszaki jellemzőiről, a fontosabb egységek működési elvéről. Értékeljük a kísérleti üzem tapasztalatait és ismertetjük a távszélmérő hálózat teljes kiépítésének terveit.

Főbb műszaki jellemzők

A távszélmérő állomás meghatározása: lehívásos rendszerű meteorológiai célautomata, amely real-time üzemmódban, rádiótávéréssel, mezoméretű területről, digitálisan kódolt szélinformációkkal látja el a viharjelzést, tájékoztatás és riasztás céljából.

A távszélmérő állomás lehívásos üzembn dolgozik, vagyis adatokat csak a központ hívására továbbít. A mért elemek:

- szélirány (az adás pillanatában mért érték);
- átlagos szélesebesség (a lehívást megelőző utolsó egy perc átlaga);
- maximális szélesebesség (az utolsó hívás óta az állomáson előfordult maximális szélökés értéke).

Az állomásokat átalakított, elektromos kimenőjelet szolgáltató, ún. kis-Fuess anemométerrel szereltük fel, amelyek a 8 irányt és a szélutat mérik.

A postai telex-, ill. távbeszélőhálózat időjárás-érzékenysége miatt a Balaton térségében a vezeték nélküli hírközlést előnyben részesítjük és a távszélmérő adatátvitelét az OMSZ dunántúli főállomásainak URH-csatornáján üzemeltetjük. Kizárólagosan távmérésre fenntartható URH-csatornánk egyelőre nincs, s ez bizonyos forgalmi korlátozásokkal jár: nem indítható rendkívüli adás – a távszélmérő állomás kezdeményezésére – a viharos szélesebesség elérésekor. A nem központilag kezdeményezett, véletlen előfordulású adások ui. zavarnak az URH-csatorna egyéb forgalmát, pl. a SYNOP-távíratok gyűjtését.

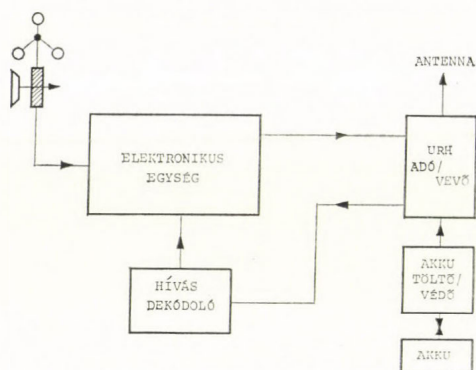
A viharjelző munka bizonylatolást kíván, ezért a síófoki vevőközpont az állomások minden mérését a keltezéssel és a pontos idővel együtt távgépíron kiírja.

A távszélmérő állomás elektronikusan védett külön villámvédelemmel is

elláttuk, amely a közeli villámcsapások által keltett túlfeszültség ellen védi a berendezést. Az állomások 220 V-os hálózatról működnek, áramszünet esetén önműködően akkumulátorra kapcsolnak át.

A távszélmérő állomás működése

Az állomás felépítését az 1. ábrán látható tömbvázlat szemlélteti. Az állandóan üzemkész rádiótelefon veszi a központból az állomás egyedi hívójelét, amit a hívás dekódoló érzékel, bekapcsolja az adót, indítja az elektronikus egy-



1. ábra: A távszélmérő állomás főbb egységei

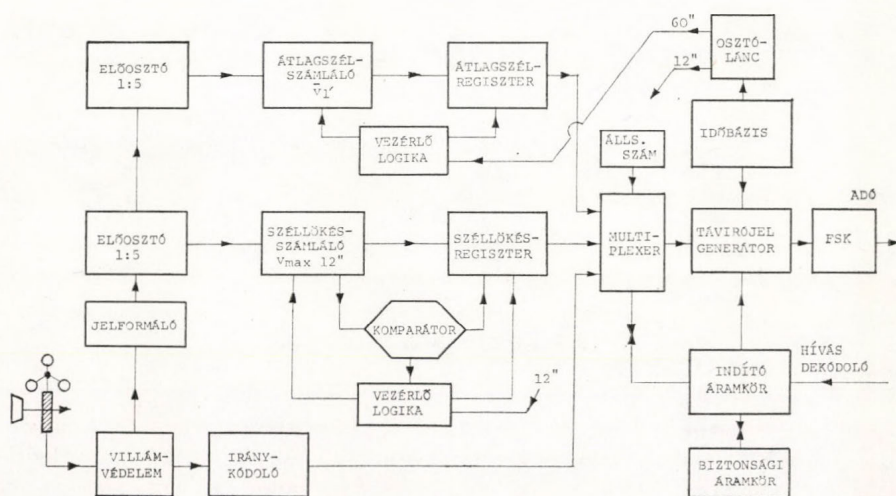
séget, amely az adásra folyamatosan előkészített széladatokat karakterenként átkódolja távgépíró jelekké és az adó RTT üzemmódban kisugározza azokat. Az adás a hat karakternyi szélinformáció (lásd a 3. ábrát), az állomásszám és a műveleti jelek továbbítására 2,4 mp-et vesz igénybe.

A távszélmérő állomás elektronikus egysége a nyers adatokat a helyszínen feldolgozza és fizikai egységekbe konvertálja, regisztereiben állandóan adáskész állapotban tartja a legfrissebb szélinformációkat, generálja a távgépíró jeleket stb. Felépítését a 2. ábra szemlélteti. Az egység számos funkciójából kettőt mutatunk be: az 1 perces és a maximális szélsébség mérésének folyamatát.

Az elektronika folyamatosan számlálja a szélkanál fordulatait – ez még szélút dimenziójú mennyiség –, az impulzusok számát leosztja és az eredményt percenként átírja a 7 bites átlagszél-regiszterbe, a memóriába. A számláló fokozat leosztási arányát úgy választottuk meg, hogy az – figyelembe véve az anemométer 2,4 m szélút/fordulat átalakítási tényezőjét és a mintavétel 1 perces időtartamát – közvetlenül sebesség dimenziójú adatot szolgáltatson. Az állomás meghívásakor a percenként frissített regiszter válaszol, és továbbítja a hívást megelőző utolsó 1 perc átlagos szélsébségét. (Az 1 perces mintavételi időtartam a viharjelző szinoptikusok kívánsága volt, összhangban a WMO Guide-ban közölt irányelvekkel [5]. Műszakilag nincs akadálya a 2, 5 vagy akár 10 perces mintavételnek sem).

A fentiek szerint mért átlagos szélsébség önmagában nem jellemzi a szél lökésességét, a maximumok értékét, különösen óras vagy félórás méréseknél. A távszélmérő állomás központi egysége ezért külön szélmaximum-mérő áramkört is tartalmaz, amely 12 mp-enként végzett digitális összehasonlítással (komparálással) megállapítja, hogy a szélsébség pillanatértéke meghaladja-e az utolsó lehívás óta előfordult maximumot. Ha igen, akkor a komparátor ezt

az új, magasabb értéket átírja a maximum-regiszterbe, ellenkező esetben viszont nem történik átírás. Fizikailag a 12 mp-es szélutakat hasonlítja össze az áramkör, vagyis a sebességgel jelez egy széllokést, amely legalább 12"-ig volt mérhető. Ennél rövidebb időtartamú lökéseket az állomás csak a szélútba integrálva jelez. Az eljárás – óránként 300 maximum-mintavétellel – egészen a következő hívásig folyamatosan ismétlődik, vagyis a regiszter bármely pillanatban az utolsó hívás óta mért abszolút maximumot tartalmazza, s ez kerül adásra. A síófoki vevőközpont ily módon mindig tájékozott – még óránkénti méréseknél is – a távszélmérő állomáson két hívás között előfordult *QNT*-ről.



2. ábra: A távszélmérő elektronikus egységének tömbvázlata

A riasztások bevalásának vizsgálatakor ez igen hasznos adat, hiszen eddig csupán Siófok és Keszthely szélregisztrátumai alapján verifikálták a sárga, ill. vörös rakéta kilövésére feltételezett 12, ill. 17 m/mp sebességhatárokat tényleges bekövetkezését.

A távszélmérő állomás elektronikus egysége egyetlen, 18×30 cm-es nyomtatott áramköri lapra épült, és 48 db integrált áramkört tartalmaz.

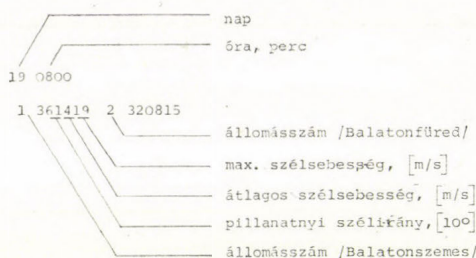
Vevőközpont

A távszélmérő hálózat vevőberendezését Siófokon, a Viharjelző Observatóriumban állítottuk fel. A központ kvarcvezérlésű digitális órája vizuálisan kijelzi a napot, órát és percet, amellet indítja az állomások hívását a beállított program szerint (15, 30 vagy 60 percenként). A készülék egyben minden mérési ciklus előtt távgépíron kiírja a digitális óra állását, majd sorban kisugározza URH-n az állomások hívójelét. A hívások 5 mp-enként követik egymást, közöttük csak annyi szünet van, amennyi a hívott állomás táviratának leadásához szükséges, máris indul a következő állomás lekérdezése. A rendszer a szélinformációkat távgépíró kódban, 50 Baud-os, vagyis 6,7 karakter/mp sebességgel továbbítja.

A vevőközpontban naplózott regisztrátum egy részletét a 3. ábra szemlélteti.

A vevőközpont tervezésénél különös gondot fordítottunk arra, hogy a távmérő rendszer kezelése ne vonja el a viharjelzők figyelmét — még rövid időre sem — szorosan vett szakmai tevékenységüktől.

A központi berendezés előlapján csupán négy kezelőszerv található, ezek



3. ábra: A siófoki vevőközpontban naplózott távszélmérő regisztrátum részlete (1976. szeptember 19.)

közül is kettő az óra beállítására szolgál. Megfelelő áramkörü kialakítással a téves kezelés lehetőségét sikerült szinte teljesen kizárni.

A kísérleti üzem értékelése

A távszélmérő első kísérleti állomása 1974 és 1975-ben a nyári hónapokban *Balatonszemesen* működött. A próbaüzem egyben rendszertechnikai kísérlet is volt, s ennek alapján alakult ki a műszernek a fentiekben leírt, véglegesnek tekinthető formája. 1976-ban Balatonfüredet is bekapcsoltuk a távszélmérő hálózatba, egyidejűleg pedig megkezdődött további 4 készülék építése, hogy azokkal a Balaton partjára tervezett, „közelkörzeti” hálózat teljessé váljék.

A kísérleti üzem több módszertani és műszaki tanulással járt. Néhányat érdemes kiemelni:

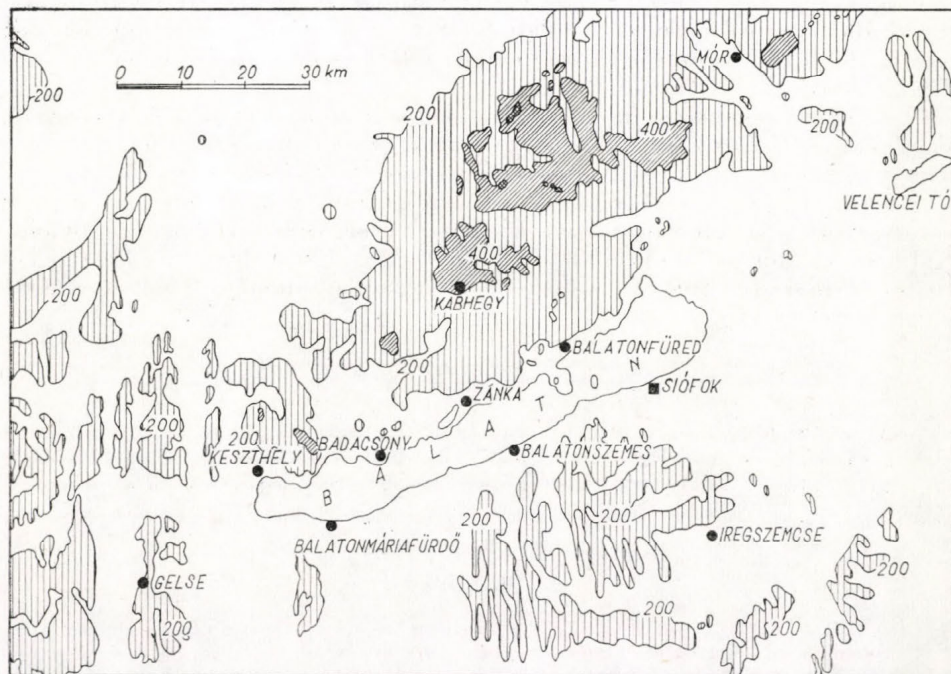
- Meteorológiai adatgyűjtés távméréssel, mezóméretű területről, rádió-éptáviró üzemben, egyidejűleg több célra használt URH-hálózatban is lehetséges, bár némi kompromisszumok árán. A távszélmérőt — külső körülmények kényszere folytán — a dunántúli főállomásokkal közös URH-csatornán üzemeltetve is sikerült a SYNOP-táviratok gyűjtésének elsőbbségét fenntartani, ugyanakkor a kölcsönös zavarást elfogadható szintre csökkenteni: havi átlagban az automatikusan indított mérések 1,5%-a hiúsult meg a hírhálóban folyó forgalmazás következtében;

- A nyers adatok helyszíni feldolgozásának módszere — az átlag- és a maximális szélesség képzése és tárolása az állomási memóriában — bevált;

- Az adatátvitel *hibavédelmi eljárás* nélkül is megbízhatóan működött: az 1976-os statisztika szerint havi átlagban a táviratok 0,3%-ánál okozott a távmérés kódolási hibát. (A hibásnak minősített 0,3%-nál sem vezett el a távirat teljes információtartalma, mert a zavar csak 1—2 karaktert hamisított meg.) Az 1976-ban távméréssel továbbított 33 000 karakter hibaaránya Balatonfüredről $5 \cdot 10^{-3}$, Balatonszemesről $3 \cdot 10^{-4}$ volt. Az adatátvitel ilyen megbízhatósága várakozásainkat messze meghaladta;

- Az állomások — és ezzel a teljes rendszer — *üzembiztonsága* viszont

nem érte el a kívánt szintet. Külföldi komplex automata állomások elektronikus és távközlési egységére jelenleg a legalább 10 000 órás (= 14 havi folyamatos üzem) hibamentes működés a jellemző. A távzélmérő a kísérleti üzem során ezt a megbízhatóságot meg sem közelítette. Ezért a jövőben minden lehetséges eszközzel fokoznunk kell a távzélmérő állomás üzembiztonságát, beleértve az anemométert, az elektronikát és a rádiótelefont is. Javítani kell az állomás vil-



4. ábra: A teljes balatoni távzélmérő hálózat vázlatja

lámvédelmét is: megtörtént eset kapcsán kiderült, hogy nem elegendő az anemométer-kábelt és az elektronikát védeni a közeli villámcsapások által indukált túlfeszültségek ellen, gondolni kell a 220 V-os hálózatra szuperponált — és a tápegységet, a rádiótelefont veszélyeztető — feszültséglökések elhárítására is.

Egyéb alkalmazási lehetőségek

A fentiekben leírt távzélmérő célautomata nemcsak rádió, hanem vezeték is továbbíthatja a szélinformációkat: egyetlen érpár elegendő a híváshoz és az adatátvitelhez. Ez főleg olyan alkalmazások esetében lehet előnyös, ahol az anemométer elektromos kimenőjelét sokeres kábelen kellene több kilométer távolságra eljuttatni, mint pl. repülőtereken, autópálya-tájékoztatóskor stb.

A kínálgató másik alkalmazás a *csapadék távmérése*. Az időjárási radarok a mennyiségi csapadékméréshez néhány real-time hozzáférésű, telemetrikus csapadékmérőt igényelnek a hatósugarukba tartozó területen, kalibrálási célra. A távcsapadékmérő célautomatát a távzélmérő rendszertechnikájának mintájára kívánjuk létrehozni a 70-es évek végére.

További tervek

A már elfogadott koncepció szerint a balatoni viharjelzés tájékoztató funkciójának ellátását hat állomásból álló, ún. közelkörzeti távszélmérő hálózat segíti majd, közvetlenül a vízpartra – a MAHART Balatoni Üzemigazgatóságának engedélyével a mólókon levő világítótoronyra – telepített berendezésekkel. A már üzemelő Balatonszemes és Balatonfüred mellett a viharjelzők Zánka, Badacsony, Keszthely és a Szigligeti-öböllel szemközti Balatonmária-fürdő állomásokról kérnek szeladatokat távmérés útján. A felsorolt helyeken megkezdődtek a telepítési előkészületek: URH-összeköttetés bemérése, engedélyek beszerzése, helyszíni szemle stb.

A viharjelzés riasztó funkcióját, a domborzati hatások következtében sokszor csak a tó közelében felgyorsuló szelek, szélrohamvonalak felismerését a partvonalától 30–60 km távolságra fekvő *távközveti* távszélmérő állomások segíthetik hatékonyan. A viharjelzők által előzetesen kiszemelt, de még nem jóváhagyott távközveti állomások: Iregszemcse, Gelse (Hahóti dombvidék), Kabhegy és Mór (a Velencei-tavi viharjelzéshez). Ezen állomások felszerelését 1978–79-re irányoztuk elő. A közel- és távközveti állomások helyét a 4. ábra szemlélteti.

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetét fejezi ki az OMSZ mindazon műszaki dolgozóinak, akik a távszélmérő rendszer kialakításában, a kísérleti állomások és a vevőközpont építésében részt vettek, az anemométereket átalakították, az állomásokat telepítették.

IRODALOM

- [1] *Czelnai R. – Mezösi M. – Tanczer T.*: Automatikus szélmérő berendezések felállításának meteorológiai kérdései a Balaton körzetében. *Időjárás*, 67. évf. 2. sz. (1963)
- [2] *Czelnai R. – Mezösi M. – Tanczer T.*: A balatoni automatikus szélmérőhálózat létesítésének műszer- és híradástechnikai szempontjai. *Időjárás*, 67. évf. 3. sz. (1963)
- [3] *Szűcs Zs.*: Ultrarövidhullámú távszélmérő. *Beszámoló*k, OMI hiv. kiadv., XXVII. kötet (1963)
- [4] Automated Meteorological Systems; Proceedings of a WMO Technical Conference, Washington – 1975.
- [5] Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices; WMO – No. 8. TP. 3. 1969.

A magyarországi időjárási radarmegfigyelések megszervezése és az ezek során szerzett tapasztalatok

KAPOVITS ALBERT, Központi Meteorológiai Intézet, Budapest

Organization of the Weather Radar Observations in Hungary and the Experiences Resulted in Their Course. The BWR - X12 weather radar being operated in Budapest is presented on the basis of its theoretically calculated performance and more than 20 000 hour operation. The organization of the weather radar observations, the data transmission system and the field in which radar information is utilized are described. The significance of the weather radar observations in our widening meteorological knowledge is made perceptible by means of short statistical researches.

*

Организация системы радиолокационных метеорологических наблюдений в Венгрии и опыт полученный в результате наблюдений. Для метеорологической радиолокационной станции типа BWR-X12, работающая в Будапеште, излагаются на основе теоретических расчётов ее возможности и опыт более чем 20 000 часов оперативной работы. Описываются радиолокационных метеорологических наблюдений, система передачи данных и области применения радиолокационной информации. Значение радиолокационных наблюдений для расширения метеорологических знаний показано с помощью коротких статистических исследований.

*

A magyarországi radarmegfigyeléseket elsősorban a várható információ elsődleges felhasználói, a repülésmeteorológia, a szinoptikus meteorológia és a hidrometeorológia részéről előzte meg várakozás [1, 2]. A felsorolt szakágak művelői operatív tevékenységük tökéletesedését várták, melynek eredményeképpen a másodlagos felhasználók széles körét megbízhatóbb és korszerűbb produktumokkal láthatják el.

Az elmúlt nyolc esztendő alatt a radarmeteorológia tárgykörében kifejtett tudományos és ismeretterjesztő tevékenység [3, 4, 5, 6, 7] ma már lehetővé teszi, hogy értékeljük az időjárási radarmegfigyelések hazai rendszerét és beszámoljunk a több mint 20 000 órányi megfigyelési gyakorlat során szerzett tapasztalatokról.

Operatív tevékenységünk fejlesztésénél kezdetben ösztönösen, később tudatosan annak szellemében jártunk el, amit *H. P. Treussart*, a CIMO elnöke a WMO 1971-ben Londonban rendezett radarmeteorológiai konferenciáján az alábbiakban fogalmazott meg: „A legegyszerűbb radarberendezések háromcentiméteres hullámhosszon működnek, alkalmazhatóságuk korlátozott. Sokat kritizálják, sőt egyszerűen lebecsülik ezeket. Nem szabad azonban túlságosan szigorúaknak lennünk; ez a fajta berendezés még számos radarhálózat alapja, és – véleményem szerint – megvan az az érdeme, hogy a meteorológiai radart mindennapos eszközzé tette. Mérsékelt ára nem megvetendő, s a segítségével nyerhető információt nem szabad lebecsülni. Hatékonyságát igen gyakran a nem megfelelő alkalmazás, s a hozzá nem értés korlátozza, és nem adottságai. . . . Egy szerény, operatív működő, megfelelően üzemeltetett berendezés sokkal hasznosabb, mint egy igen korszerű, de nem hozzáértéssel üzemeltetett radar” [8].

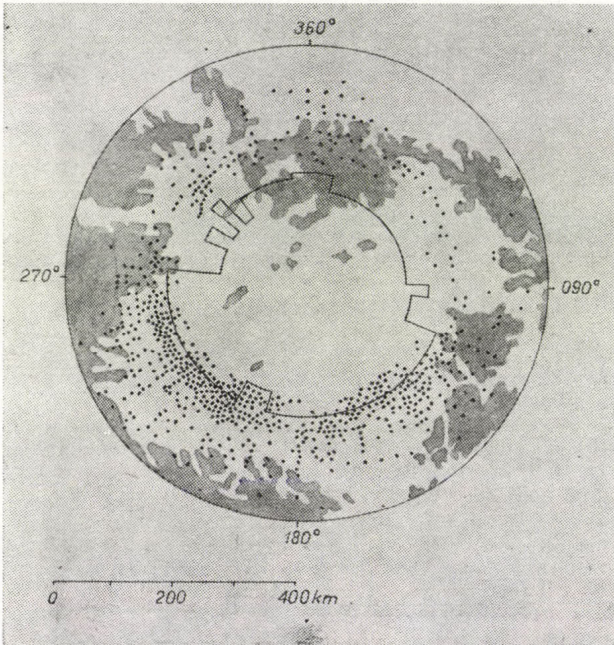
A berendezés ismertetése

Magyarországon az időjárási radarmegfigyelések megindulását a polgári repülés meteorológiai biztosításának fokozása sürgette. Így érthető, hogy a BWR - X12 típusú háromcentiméteres időjárási radart a Budapest-Ferihegy nemzetközi repülőtéren állították fel.

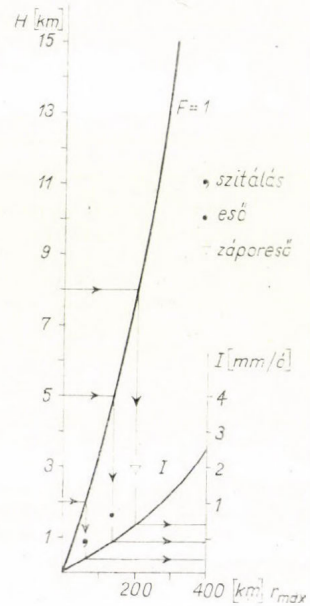
Míg egyrészt élveztük és élvezzük ennek a döntésnek az üzemeltetés, valamint az információ hozzáférés szempontjából kétségtelen előnyeit, tudomásul kellett vennünk hátrányát is, amit a környező domborzat korlátozó hatása jelent. A függőleges tagoltság fontosságát jól szemlélteti az *I. ábra*, amelyen sematikus módon időjárási radarunk elektromos tengelyének a 3000 m-es felülettel alkotott metszésvonalát ábrázoltuk. Meglepetés a budai

hegyek korlátozó hatásának csekély volta, de annál nagyobb – és kellemetlenebb – meglepetés a maglódi dombok okozta árnyékolás az északkeleti horizonton.

A BWR – X12 típusú időjárás radar műszaki paramétereit felhasználva tájékozódásul kiszámítottuk a különböző intenzitású csapadékszónák maximális felderítésének távolságát (2. ábra). Számításainknál feltételeztük, hogy az alkalmazott háromcentiméteres elektromágneses hullámokat útjuk során a légkör és a légköri objektumok nem befolyásolják (!), és azt, hogy az impulzus térfogatot a detektálandó meteorológiai objektum maradéktalanul kitölti. Ezen utóbbi feltételezés helyes értékelésének megkönnyítésére feltüntetjük, hogy a Budapest-Ferihegyen felállított időjárás radar esetében milyen távolságig igaz a különböző függőleges fejlettségű meteorológiai objektumokra az $F=1$ feltétel ($F=$



1. ábra: Az időjárás radar elektromos tengelye és a 3000 m-es felület metszéspontjának sématis képe, valamint a 200 km-nél távolabbi konvektív echó-előfordulások pontfelhője



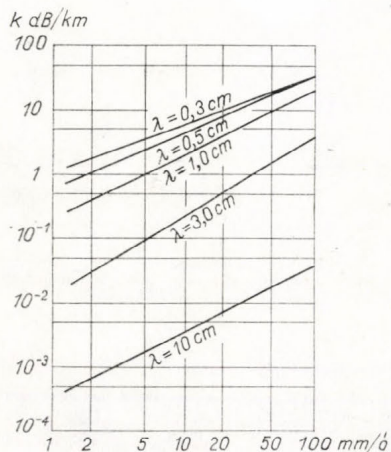
2. ábra: Különböző intenzitású csapadék zónák maximális felderítésének távolsága az impulzus térfogat teljes kitöltöttségét feltételezve

kitöltési koeficiens). Az így meghatározott maximális megfigyelési távolságon belül zavartalan terjedési viszonyok esetén méréseink a lehetőség szerinti legpontosabbak. Példaképpen, ha a záporos csapadékszóna felső határa 8 km, akkor 200 km távolságig pontos eredményeket várhatunk, amennyiben az impulzustérfogatban az átlagos csapadékkintenzitás legalább 1,5 mm/ó. A 2. ábra segítségével hasonló módon tájékozódhatunk az eső vagy szitálás megbízható mérési-megfigyelési távolságáról, feltételezve, hogy előbbi esetben a csapadékszóna felső határa 5 km, míg az utóbbiban 2 km. A detektálhatóság maximális távolságának gyors esökkenése, s ugyanakkor a megfigyeléshez szükséges viszonylag még nagy csapadékkintenzitás értékek egyértelműen arra mutatnak, hogy időjárás radarunk még a radarállomás közvetlen közelében sem képes a felhőzetet, mint olyant megfigyelni. Kispotenciálú, háromcentiméteres berendezés esetében csak a csapadékszónák (csapadékot adó felhőzet) megfigyeléséről beszélhetünk, más szóval csak a csapadékszónák adnak a detektálhatósághoz elegendő nagyságú visszaverődést [7]. Ugyanakkor éppen a csapadékszónák befolyásolják leginkább a radartechnikában használatos elektromágneses hullámok terjedését; az alkalmazott hullámhossz rövidülésével a csapadékszónák fokozottabb mértékben gyengítik a rajtuk áthaladó elektromágneses hullámokat (3. ábra). Hasonlóképpen, adott hullámhossz esetében a csapadékkintenzitás növekedésével rohamosan nő a zónán belül a gyengülés mértéke. Ezért a csapadékstatisztikák jó tájékoztatást ad-

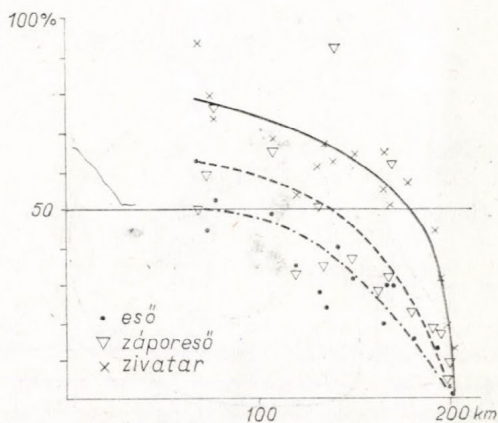
hatnak arról, hogy valamely adott területen az elektromágneses hullámok terjedését az előforduló csapadékinzintások milyen mértékben befolyásolják. Magyarországon a rövid idő alatt lehulló maximális csapadékhozamok statisztikai feldolgoásaiból kiderült, hogy a 100 mm/óra értéket meghaladó csapadékinzintás előfordulásának valószínűsége mintegy 25% [9].

Az időjárási radarra, a vele végezhető megfigyelésekre, valamint azok korlátaira vonatkozó elvi megfontolások a bemutatotthoz hasonló tájékoztató jellegű számítások alapján messze menően indokoltak. Természetesen azonban a berendezés teljesítőképességének hiteles megállapításához a megfigyelések során szerzett tapasztalatok vezetnek.

Kezdetől fogva úgy tekintettük, hogy a BWR – X12 típusú időjárási radar révén a



3. ábra: A radartechnikában használatos elektromágneses hullámok gyengülése dB/km-ben a csapadékinzintás függvényében



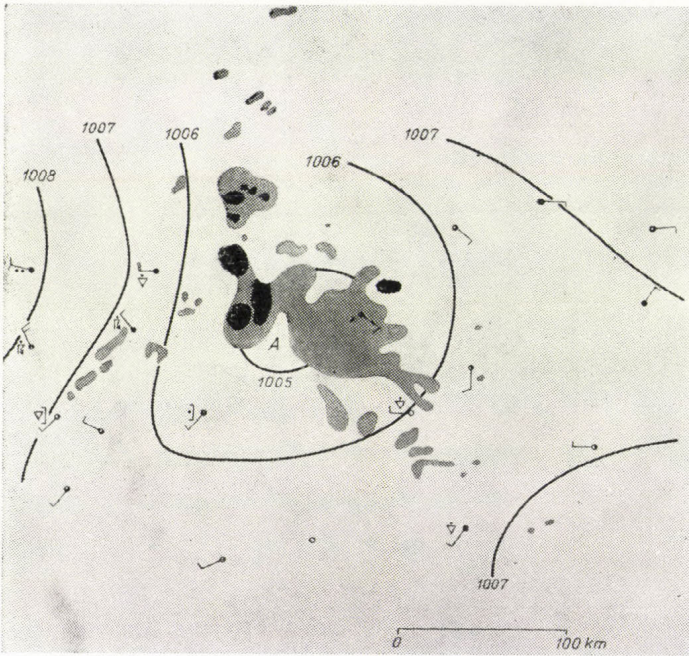
4. ábra: Eső, záporosó és zivatar detektálhatósága a nyári hónapokban

markánsabb csapadékjelenségek idején, a nyári hónapokban várhatunk hasznos segítséget. Az első három esztendő nyarán végzett megfigyelések alapján (1969., 1970., 1971. év június, július és augusztus hónapjaiban) megvizsgáltuk, hogy az egyes csapadéktípusokat (zivatar, zápor, eső) milyen távolsáig és milyen megbízhatósággal észlelhetjük radarral (4. ábra). A feldolgozáshoz a szinoptikus állomások megfigyeléseit és az egyidejű radarméréseket használtuk fel. Figyelembe véve azt a tényt, hogy az azonosításra használt szinoptikus állomások nem egyenletesen oszlanak el, valamint az elektromágneses hullámok terjedési viszonyai, például épp domborzati okok miatt, az egyes irányokban igen eltérők, nem meglepő, hogy az egyes csapadékfajták detektálhatósága nagy szórást mutat. Még így is jól felismerhető azonban az a törvényszerűség, hogy az intenzívebb és a függőlegesen fejlettebb csapadék objektumok nagyobb távolsáig és nagyobb megbízhatósággal figyelhetők meg radarral.

Berendezésünk teljesítőképességének jellemzésére és a domborzat hullámterjedést befolyásoló szerepének helyes megállapítására az 1. ábrán feltüntetjük a 200 km-nél távolabb detektált csapadékechók helyét. A csapadékelőfordulások helyét jellemző pontok eloszlása jól megfelel az ugyanezen ábrán szemléltetett hullámterjedési viszonyoknak. Meglepetés a 300 – 400 km távolságra észlelt, nyilvánvalóan záporos-zivataros csapadékzónák felderítése. Ez azt jelenti, hogy Budapestről alkalmanként Krakkóig, Zágrábig, Belgrádig, némely esetben még távolabb, például közel az Adriai-tenger partjáig „látjuk” e markáns jelenségeket. Ez a tapasztalat eddigi ismereteinknél jóval magasabb és intenzívebb záporos-zivataros góccok gyakori előfordulására enged következtetni.

Annak illusztrálására, hogy a gyakorlatban mit jelent a csapadék okozta gyengülés az általunk használt radar esetében, bemutatjuk az 1969. augusztus 15. radar és szinoptikus adatok közösen analizált térképét (5. ábra). A bemutatott térképet megelőző 20 perc folyamán az időjárási radarállomás felett heves záporosó-zivatar vonult át, melynek során

néhány perc alatt mintegy 7 mm mennyiségű csapadék hullott. A csapadékhullás erősségére jellemző volt, hogy legnagyobb intenzitása idején a vízszintes látástávolság 500 m alá csökkent. A zóna vonulási sebessége, a csapadékhullás tartama és a lehullott csapadék mennyisége alapján meghatároztuk a csapadék okozta gyengülést a 3,2 centiméteres hullámhosszra vonatkozóan. A számított érték mintegy 30 dB értéket ért el. Ennek hatására történt, hogy az időjárási radar ernyőjén, a középpont közvetlen környezetének kivételével, néhány percig semmiféle visszaverődés nem volt észlelhető. Ez azt jelenti, hogy az állomás feletti heves csapadékhullás teljes mértékben leárnyékolta az 5. ábrán látható csapadékszónákat. Ilyen eset, amikor az állomás feletti heves csapadék a megfigyelést rövid időre lehetetlenné teszi, szerencsére ritkán fordul elő [10].



5. ábra: Szinoptikus és radaradatok együttes analízise 1969. VIII. 15-én 14 órakor (MEZ)

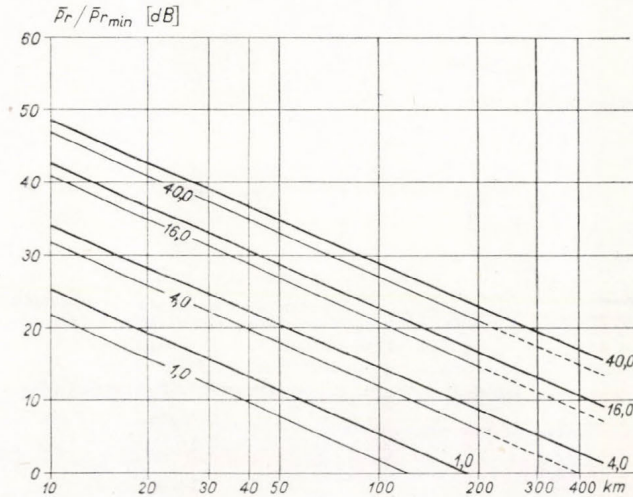
A csapadék okozta gyengülés hatása az állomástól távolabb elhelyezkedő intenzív csapadéggóc esetében természetesen másként jelentkezik; a horizontnak csak egy keskeny sávja van leárnyékolva radiális irányban a góc mögött. Az egymásutáni megfigyelések vagy a csapadékechók eloszlása azonban csak ritkán teszi lehetővé, hogy erről a tényről meg is bizonyosodjunk.

A megfigyelések rendszere

A Budapest-Ferihegy nemzetközi repülőtéren elhelyezett időjárási radart az Országos Meteorológiai Szolgálat Közforgalmú Repülésmeteorológiai osztálya üzemelteti. Rendszeresen, naponta 07 és 19 óra között, óránként végeznek megfigyeléseket. Amikor 200 km-es körzetben belül csapadékról visszavert jelet észlelnek a radaroperátor a megfigyelési utasításban előírtaknak megfelelően [11], az optimális magassági szög alatt meghatározza a csapadékechó kontúráját, intenzitását, függőleges kiterjedését, a csapadékechó fejlődési tendenciáját, áthelyeződési irányát, sebességét. Az átlátszó lapra rögzített képet és adatokat manuálisan radartérképre viszi. A radartérképek közvetlen felhasználásra az utaszállító repülőgépek személyzetének tájékoztatása során kerülnek, s ezek alapján történik nagyrészt a Magyarország légterére vonatkozó veszélyjelző táviratok (SIGMET) kiadása. A további felhasználókhoz a radarinformáció kódzott formában géptávíron kerül. Az éjszakai órákban rendszeres időjárási radarmegfigyelések nincsenek, megfigyeléseket szükség szerint (időjárási helyzet, légiforgalom) végeznek adatrögzítés nélkül, vagyis a radaradatokat csak közvetlenül, helyben használják fel.

A megfigyelési-mérési eljárás fontos bevezető állomása a kalibrálás. A mérések pontosságát a kalibrálás pontossága határozza meg. Tekintettel arra, hogy berendezésünk rendkívüli egyszerűsége az egyes egységek elektromos kontrollját nem teszi lehetővé, kézenfekvő volt, hogy a kalibrálást állandó talajcélpont alapján végezzük.

A megfigyelések kezdetén naponta megmértük, hogy a radartól 58 km távolságra, északnyugati irányban fekvő Csóványos, a Börzsöny-hegység legmagasabb csúcsa az optimális magassági szög alatt milyen erősítésfokozat mellett detektálható, s az ennek megfelelő korrekciót alkalmaztuk méréseink során. Bár ez a módszer nem veheti figyelembe



6. ábra: Nomogram a csapadékintenzitás időjárási radarunkkal történő becslésére

a hullámterjedési viszonyoknak a standardtól való eltérését, sem a visszaverődött energia nagyságának eltéréseit a csúcs növényzettel vagy hóval való fedettségétől függően, berendezésünk összműködéséről mintegy ± 4 dB pontossággal tájékoztat.

Felhasználva az időjárási radarunkat jellemző paraméterek nominál értékeit, nomogramot készítettünk a P_r és $P_{r, \min}$ -ra vonatkozó összefüggések segítségével:

$$\bar{P}_r = \left(\frac{\Pi^5}{72} \frac{P_t A_p^2 \Theta \varphi h}{\lambda^6} \right) |K|^2 \frac{Z}{r^2} \quad (1)$$

$$\bar{P}_{r, \min} = m_p N k T \Delta f \quad (2)$$

ahol \bar{P}_r – a meteorológiai célról visszaverődött jel nagysága; P_t – a kisugárzott energia; A_p – a radarantenna nyílásterülete; Θ, φ – a sugárnyaláb szélessége a függőleges és a vízszintes síkban; h – impulzushossz; λ – az időjárási radar hullámhossza; $|K|^2$ – a visszaverő objektum komplex törésmutatója; Z – reflektivitás tényező; r – ferde távolság; $P_{r, \min}$ – a radarral detektálható legkisebb jel; m_p – megkülönböztetési együttható; N – zajtényező; k – Boltzmann-állandó; T – a zajforrás hőmérséklete; Δf – a vevő sáv szélessége.

A nomogrammon a meghatározott típusú és intenzitású csapadékszónákat a róluk visszaverődött jeleknek a minimálisan detektálható jelekhez viszonyított nagysága és a távolság függvényében ábrázoltuk (6. ábra). Réteges felhőzetből rendezett felszálló mozgások következtében hulló csapadékra a Marshall – Palmer-féle összefüggést

$$Z = 200 I^{1,9} \quad (3)$$

használtuk, míg konvektív csapadékra a

$$Z = 450 I^{1,46} \quad (4)$$

A megfigyelés-mérés során, a megfelelő kalibrálás után az operátor a radarechók mor-

fológiai tulajdonsága alapján az echókat konvektív és nem konvektív echók szerint szétválasztja, s a középfrekvenciás erősítő csillapításával meghatározza, hogy intenzitásuk hány dB-vel haladja meg a minimálisan detektálható jel intenzitását. Ilyen módon szám-szerűen megbecsülhetjük a csapadéközóna „pillanatnyi” intenzitását mm/ó-ban.

Tekintettel arra, hogy a megfigyelési eljárásunk következetesen végrehajtott becslési eljárás inkább, mint szigorú értelemben vett mérés, ezért a csapadéközónák becslött intenzitását kategóriák szerint adjuk meg. Másrészt kézenfekvőnek látszott, hogy összekapcsoljuk a csapadéktípusokat és az intenzitáskategóriákat. Így az *I. táblázatban* található használható tipizáláshoz jutottunk, mely felhasználóink igényeit első közelítésben kielégíti.

I. TÁBLÁZAT
Csapadéktípus és intenzitás kategóriák a megfelelő kódszámokkal

Csapadéktípus és intenzitás kategóriák	mm/ó	kódszám
gyenge eső	< 1	0 – 1
mérsékelt eső vagy gyenge záporosó	1 – 4	2 – 3
mérsékelt záporosó-zivatar	4 – 16	4 – 5
erős záporosó-zivatar	16 – 40	6 – 7
igen erős záporosó-zivatar	> 40	8 – 9

A megfigyelési-mérési eljárás során meghatározhatjuk a csapadéközóna topográfiáját. Kívánatos lenne, hogy e fontos információt megfelelő részletességgel kapjuk meg a megfigyelt terület felett. Megfigyelési-mérési eljárásunk manuális volta miatt azonban a potenciális lehetőségeket kihasználni nincs módunk, és meg kell elégednünk azzal, hogy az antenna magassági szögének változtatásával a megfigyelt terület egyes szektoraiban megállapítsuk a csapadéközónák karakterisztikus magasságát a

$$H = r \cdot \sin \alpha + \sqrt{\frac{2 R_F}{1 + R_F} \frac{dn}{dh} \cdot r^2} \quad (5)$$

összefüggés alapján, ahol H – a csapadéközóna magassága; α – az antenna magassági szöge; R_F – a Föld sugara; dn/dh – a törésmutató függőleges gradiense. (Az r^2 -es tag egyúthatójának értéke standard légköri viszonyok esetén $6 \cdot 10^{-5}$.)

Ugyancsak szektoronként kiszámítjuk a csapadéközónák áthelyeződésének irányát és sebességét is. Ezen látszólag egyszerű operáció elvégzését az a körülmény nehezíti, hogy bizonyos esetekben a csapadéközóna nagyon rövid idő alatt is jelentősen megváltoztatja geometriai méreteit és az operátornak esetenként más és más szabály alkalmazásával kell az áthelyeződési irány és sebesség meghatározásához a karakterisztikus pontokat kiválasztania [12].

A csapadéközóna fejlődési tendenciájáról időjárási radarral nyerhető hasznos információ még a csapadéközóna fejlődési tendenciája. Manuális eljárásunkban a fejlődési tendencia megállapításához a csapadéközóna területének, intenzitásának és függőleges magasságának változásait egyszerű szabályok szerint vesszük figyelembe. Eddigi gyakorlatunkból kiderült, hogy ezt az információt a csapadéközóna egyes nagyobb részeire célszerű meghatározni, időnként azonban így sem kerülhetők el jelentősebb tévedések.

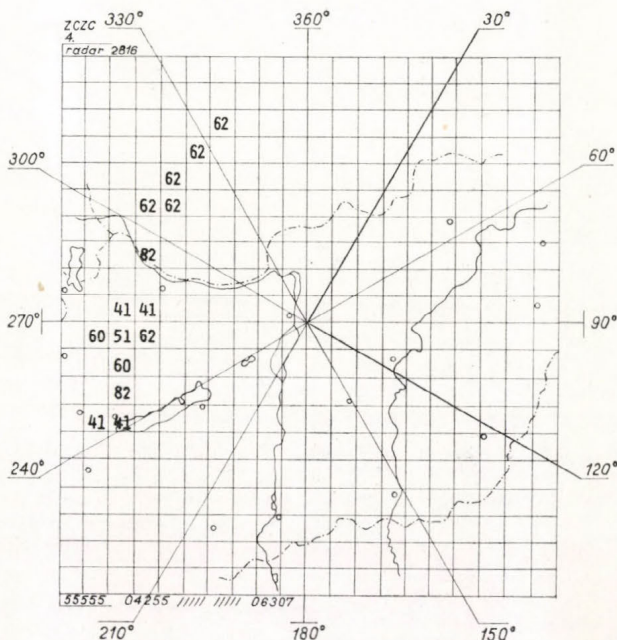
Adattovábbítás

A megfigyelés-mérés folyamán kapott adatokat többszöri másolással időjárási radar-térképen összesítjük. Egy-egy térkép a rendszeresen megfigyelt 200 km sugarú területen a típus és intenzitás szerint kategorizált csapadéközónák eloszlását, azok fejlődési tendenciáját, szektoronkénti karakterisztikus magasságát, áthelyeződési irányát és sebességét tartalmazza.

Bár első közelítésben az összesített adatoknak a felhasználókhöz történő eljuttatására az analóg forma látszott kézenfekvőnek, a szükséges távközlési vonalak és berendezések hiánya miatt az információs kódolását és szokványos, géptávíron történő továbbítását vezettük be. Könnyen kezelhető nemzeti radarkódot dolgoztunk ki, melynek használatát egészen 1975-ig fenntartottuk.

A nemzetközi gyakorlattól eltérően a csapadékechók eloszlását nem polárkoordinátákban adjuk meg. A megfigyelt területet 20×20 km² nagyságú területelemekre bontjuk, s az echókkal fedett területelemek derékszögű koordinátaival írjuk le a csapadékmezőt. Ez a diszkretizációs eljárás lényegében megegyezik a leningrádi Geofizikai Főobszervatóriumban (GGO-ban) kidolgozott módszerrel, amelyet a Szovjetunióban évek óta a gyakorlatban is alkalmaznak [13].

Bonyolult időjárási helyzetben a kódolás és dekódolás – a kód minden egyszerűsége ellenére – tetemes időt vesz igénybe, s a hibaszázalék időnként igen magas a terjedelmes távirat továbbítása során. Ezért a Közforgalmú Repülésmeteorológiai osztályon módszert dolgoztak ki, amely lehetővé teszi, hogy a megfigyelés-mérés folyamán szerzett összes in-



7. ábra: Digitális radartérkép a gyors tájékozódásra szolgáló sablonnal. 1975. VI. 28-án 16 órakor (MEZ)

formációt digitalizált térkép formájában, géptávirón, a korábbinál rövidebb idő alatt, kevesebb hibával, azonnal értelmezhető módon továbbítsuk a felhasználó felé.

A 7. ábrán bemutatott digitális radartérkép az 1975. június 28-án 16.00 órakor (MEZ) végzett időjárási radarmegfigyelés eredményét tartalmazza. A diszkrét területelemekbe eső csapadékechók típusát, intenzitását és fejlődési tendenciáját két karakterrel írjuk le, az I. táblázatnak megfelelően és a szektorokra vonatkozó karakterisztikus adatokat az 5555 csoport után közöljük. Az elsődleges felhasználó a kapott térképre átlátszó sablont fektetve, az arra rajzolt áttekintő térkép segítségével azonnal tájékozódhat, értékelhet (7. ábra).

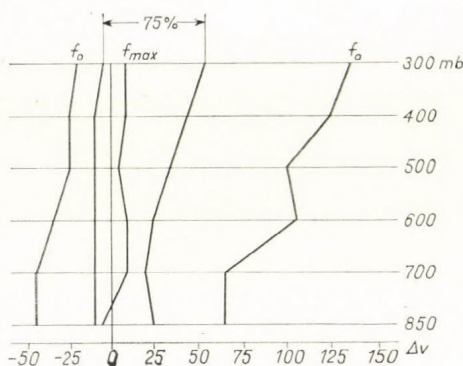
A megfigyelő-adattovábbító rendszer értékelése

A Magyarországon alkalmazott és most bemutatott manuális időjárási radarmegfigyelési rendszer a más manuális rendszerekkel összemérhető információtartalom és reprezentativitás szempontjából, sőt operativitás tekintetében felülmúlja azokat. Ez utóbbi feltétlenül a digitalizált időjárási radartérkép és továbbítási technikája kidolgozásának köszönhető. Az adatok számítógépes feldolgozásra alkalmas formában vannak, és archiválásuk is ebben a formában célszerű.

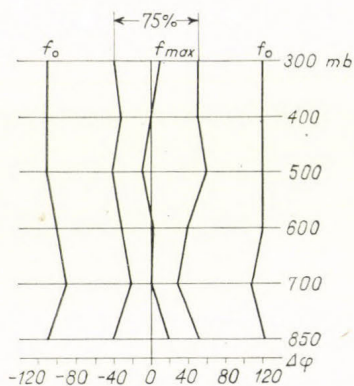
Az adattovábbítás leírt rendszere a szinoptikus meteorológusok széles körének eltérő igényeit is kielégíti; a sablon alkalmazása lehetővé teszi a gyors, „szempillantás alatti” tájékozódást, ugyanakkor csábító módon kínálja az időjárási radaradatok és a szinoptikus megfigyelési adatok igényes, komplex analizisének bevezetését.

Az időjárási radarmegfigyelések jelentősen megváltoztatták a szinoptikus meteorológusok legalábbis egy szűk körének az időjárási folyamatokra vonatkozó ismereteit. Bizonyos esetekben módosították az eddigi elképzeléseket, más esetekben pedig eddig nem ismert tényeket fedtek fel és tudatosítottak. E helyütt csak azokkal a tapasztalatokkal foglalkozunk, amelyeket rövid, egyszerű statisztikai feldolgozásokkal dokumentálni is tudunk.

1. A csapadékszónák áthelyeződési sebessége hasznos gyakorlati ismeret. Ennek megszerzéséhez a csapadékszónák izokrónjainak elegendő pontosságú meghatározását még a hazánkéhoz hasonló, viszonylag sűrű szinoptikus megfigyelőhálózat sem teszi lehetővé. Érthető tehát, hogy a radarral szerzett információk közül elsőként a csapadékszónák áthelyeződését leíró adatokat vizsgáltuk. Az 1971. április–augusztus hónapok óránkénti



8. ábra: A magassági szél sebessége s az echó áthelyeződési sebessége különbségének gyakorisági eloszlása a főizobárfelületeken



9. ábra: A magassági szél iránya és a csapadékszóna áthelyeződési iránya közötti eltérés gyakorisági eloszlása a főizobárfelületeken

megfigyeléseiből megállapítottuk, hogy hazánk területén a csapadékszónák eredetüktől függetlenül az esetek 70%-ában 20–30 km/ó sebességgel haladnak, sebességük nagyon ritkán haladja meg a 40 km/ó-t, és gyakorlatilag sohasem múlja felül a 70 km/ó sebességet.

2. A csapadékszónák áthelyeződési sebessége (nagyság és irány) és a magassági szél kapcsolatának keresése nem új keletű. Számosan végeztek ilyen vizsgálatot, s kapott eredményeik többé-kevésbé megegyeztek [14]. A kapott eredményekben adódó eltérések oka a földrajzi-fizikai környezet és feltételek különbözőségében rejlik. Ezért az 1971. április–augusztus időszakból választott adathalmazra rutinvizsgálatot végeztünk; összehasonlítottuk a főizobár felületek szintjében mért magassági szél irányát és sebességét a RAWIN-szonda elsodródásának megfelelő szektorban detektált csapadékszónák radarral meghatározott áthelyeződési irányával és sebességével. A csapadékszónák függőleges fejlettségét nem vettük figyelembe, vagyis a kapcsolat meghatározását olyan esetben is elvégeztük minden szintre, amikor a csapadékszóna függőleges fejlettsége csak 3–5 km volt, és nem tettünk különbséget frontális és légtömegben belüli csapadék között.

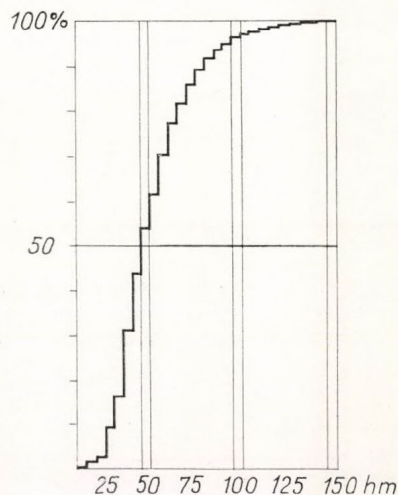
Meghatároztuk a magassági szél erőssége és az echó áthelyeződési sebessége különbségének kitüntetett relatív gyakorisági értékeit a főizobár szintekre, s a kapott adatokat a 8. ábra diagramján ábrázoltuk. Jól látható, hogy a magasabb szintekről az alacsonyabb szintek felé haladva a Δv sebességkülönbség sűrűségfüggvénye mindinkább szimmetrikussá válik, s a normál eloszlás felé közelít. Véleményünk szerint a csapadékszónák áthelyeződési sebessége a legjobb kapcsolatot a 700 mb-os szintben fújó szél sebességével mutatja; az esetek 75%-ában Δv értéke a -10 és $+25$ km/ó értékközbe esik, viszonylag nagy relatív gyakorisági maximummal, melyet a $\Delta v = 10$ km/ó értéknél vesz fel.

Megvizsgáltuk a magassági szél iránya és a csapadékszóna áthelyeződési iránya közötti kapcsolatot is. A főizobár szintekre meghatározott $\Delta \varphi$ értékek ($\Delta \varphi$ pozitív, ha a magassági szél irányát jobbra forgás viszi át a csapadékszóna áthelyeződési irányába) a legszorosabb kapcsolat a 700 mb szintben fújó szél irányával mutatják (9. ábra).

A kapott eredmények alapján kijelenthetjük, hogy hazánkban a csapadékszónák vonulásának előrejelzéséhez jó közelítésben felhasználható a 700 mb-os szintben uralkodó szél sebessége és iránya. Megjegyezzük azonban, hogy a vizsgálat során az a feltételezés alakult ki bennünk, hogy a keresett kapcsolat a csapadékszóna függőleges fejlettségétől függően más és más magassági szintekkel áll fenn. E feltételezés helyességének megállapítása további vizsgálatot igényel, melyhez a csapadékechók áthelyeződésének gondos, ismételt meghatározására van szükség.

3. A csapadékszónák függőleges fejlettségére vonatkozó konvencionális, közvetett megfigyelési eljárásokkal kapott adataink megbízhatatlanok. Kihasnálva az időjárási radar alkalmasságát a csapadékszónák felső határának közvetlen meghatározására, a rutin-megfigyelések során meghatároztuk H_{\max} értékét rendezett mozgások keltette csapadék esetén 50 km, konvektív csapadék esetén 100 km sugarú terület felett.

A csapadékszónák felső határára vonatkozó mérés pontosságát az időjárási radar po-



10. ábra: Konvektív csapadékechók felső határának [hm-ben] integrált gyakorisága 1974. IV – IX. folyamán

tenciálja, az antenna függőleges síkbani iránykarakterisztikája, az objektum radartól mért távolsága, valamint a csapadékrészecskéknek a zóna határa menti térbeli eloszlása befolyásolják. Anélkül, hogy a hibaszámítást itt részleteznénk, megkockáztatjuk azt a kijelentést, hogy a mérés hibája az esetek legnagyobb részében ≤ 1 km. Ennek előrebocsátásával bemutatjuk H_{\max} integrált gyakoriságát az 1974. április – szeptember időszakra vonatkozóan, a nappali órákban végzett megfigyelések alapján (10. ábra).

Látható, hogy az esetek mintegy 60–65%-ában a csapadékszóna felső határa 3500 – 6500 m magasság közé esik. H_{\max} gyakorisági eloszlásának fontos sajátossága, hogy bár kicsiny, mindössze 3–4%-os gyakorisággal, de előfordul, hogy a csapadékszóna meghaladja a 10 000 m-t, s egy-egy alkalommal eléri a 14 000 – 15 000 m-t is. Eddigi megfigyeléseink során a konvektív csapadékszónák radarral mért felső határának abszolút maximuma 17 500 m volt [15]. Ezek az értékek a konvektív csapadékfolyamatok hazánk felett eddig ismeretlen intenzitásáról tanúskodnak, s arra készítetnek, hogy a konvektív-dinamikus folyamatokról szerzett ismereteinket újra értékeljük.

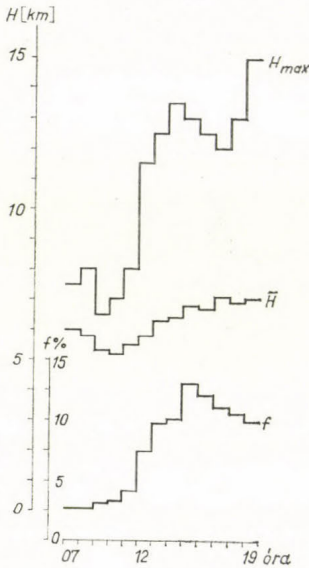
4. A csapadékszónák, és nyilvánvalóan a konvektív eredetű csapadékszónák 3. alatti nagy értékei joggal irányították figyelmünket a tropopauza és a csapadékechók felső határa közötti összefüggésre. Az 1971. május – június hónapok zivataros napjain a nappali órákban végzett időjárási radarmegfigyelések és az egyidejű rádiószonda-megfigyelések adatai alapján megvizsgáltuk, hogy milyen gyakorisággal lépi át a konvektív eredetű csapadékechó felső határa (H_{\max}) a tropopauza szintjét (H_{tr}). A kapott eredményeket a II. táblázatban közöljük. Az eredmények – bár kétségtelen, hogy igen rövid megfigyelési sorozatból adódtak, és így jogosan feltehető a kérdés, mennyiben lehet jellemzőnek tekinteni azokat – arról tanúskodnak, hogy az esetek mintegy 80%-ában a konvektív csapadékechók áttörték a tropopauza szintjét, és néhány km-re behatoltak az alsó sztratoszférába. A magasságadatok helyes értékeléséhez közöljük, hogy a tropopauza átlagos magassága a vizsgált periódus folyamán 11 300 gpm volt.

II. TÁBLÁZAT

Konvektív eredetű csapadékechók felső határa és a tropopauza magassága

$H_{\max} - H_{tr}$ [km]	-1,5	-1,0	-0,5	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0
esetek száma	1	2	1	1	2	5	4	3	5	1

A konvektív csapadékechó és a tropopauza magasságának együttes vizsgálata az alábbi tapasztalat megfogalmazására bátorít: zivataros napokon hazánk légrétegben a radar hatósugarán belül az esetek legnagyobb részében található olyan konvektív echó, amely ha rövid időre is, de néhány km-re behatol az alsó sztratoszférába.



11. ábra: Konvektív csapadék-echók előfordulásának, óraátlagainak, valamint óránkénti abszolút maximumainak napi menete 1974. IV – IX. között

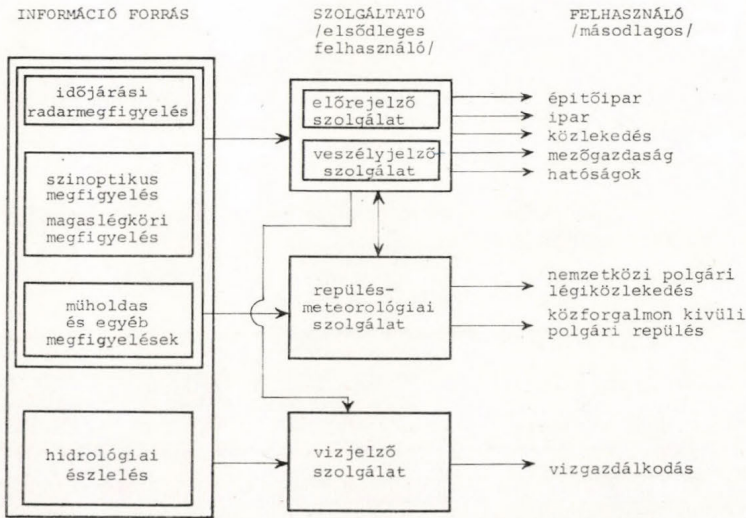
A konvektív csapadékszónák magasságának közepes óraértéke délelőtt 10 órakor 5,2 km-es minimumot mutat, majd a mélyponttól fokozatosan növekedve a késő délutáni órákban éri el 7,0 km körüli maximumát. A konvektív echó előfordulása, valamint óránkénti közepes magassága együttesen világosan mutatják a frontális hatások létét: a kora reggel igen ritkán előforduló konvektív csapadékhoz viszonylag nagy H_i érték tartozik, s a késő délutáni órákban a relatív gyakoriság még mindig igen magas, nagy H_i értékek mellett. Úgy véljük, a termikus konvekción kívül joggal feltételezhető frontális hatásokról leginkább a $H_{i \max}$ napi menetében jelentkező többszörös relatív maximum tanúskodik. Érdeemes felfigyelni az esti órákban előforduló igen nagy $H_{i \max}$ értékekre. Elfogadva azt a feltételezést, hogy a konvektív folyamat intenzitását jól reprezentálja a konvektív csapadékszóna függőleges fejlettsége, úgy az esti $H_{i \max}$ értékek jól egybevágnak a késői órákban tapasztalt heves viharokkal.

Radaradatok felhasználása

A különböző időtartamú előrejelzések körében évről évre fokozódik az igény a néhány órás előrejelzések iránt. Gazdasági és szociális szempontból különös jelentősége van a veszélyes időjárási jelenségek: a záporok-zivatarok, jégesők, s az azokat kísérő szélviharok előrejelzésének. A szinoptikus megfigyelállomások sűrűsége, a megfigyelések gyakorisága, a vizuális megfigyelések korlátai az előrejelzések igényelt pontosságának elérését

nem teszi lehetővé. Az információ elégtelenség következménye a kiadott ultrarövid távú prognózisok nagy hibaszázaléka és alacsony információtartalma.

A Budapest-Ferihegy időjárási radarállomás adatainak alkalmazása a Kárpát-medence időjárásának analizésére és előrejelzésére jelentős változást hozott. Az előrejelzők felismerték a radarinformáció operatív alkalmazása adta lehetőségeket [15]. A nyári fél-évben a csapadék várható kezdetére, intenzitására és a csapadékszónákat kísérő jelenségekre a radaradatok figyelembe vételével kiadott előrejelzések a korábbi előrejelzésekhez képest megbízhatóbbak és pontosabbak lettek, s bővült az előrejelzések információtar-
talma. A csapadékvonulás tartamának és a csapadék megszűnése időpontjának előre-



12. ábra: A radarinformáció áramlása

jelzése azonban sajnos kevésbé sikeres berendezésünk háromcentiméteres hullámhosszá-
nak a csapadékszónában történő gyengülése miatt.

Az egyetlen időjárási radarállomás adatai alapján készített előrejelzés tartamát első-
sorban az időjárási radarnak a szóban forgó meteorológiai objektumra vonatkozó effektív
hatósugara, valamint az objektum áthelyeződési sebessége határozza meg. Frontális
vagy vonalba rendeződött csapadékszóna esetén az előrejelzés tartama – hazai tapasztala-
tataink szerint – 3–6 óra; a nagyobb érték az áramlás irányában az állomástól távol,
de még a hatósugáron belüli pontokra vonatkozik.

Magától értetődő, hogy az előrejelző tevékenység során az aktuális radaradatok érté-
keléséhez felhasználjuk radarmeteorológiai ismereteinket és a megfigyelések során szerzett
tapasztalatainkat [17], melyek közül néhányat részletesen jelen tanulmányunkban is
tárgyaltunk.

A radarinformációk hasznosításának egyik legfontosabb alkalmazási területe a rádió-
lokátoros területi csapadékmérés [18]. Ennek alapja a csapadékontenzitás és a csapadék-
zónáról visszaverődött elektromágneses energia nagysága közötti összefüggés. Az eljárás
egyedülálló vizsgáldálkodási előnye, hogy a csapadékhullás pillanatában információt ad
annak intenzitásáról, vízhozam-dimenziójú mennyiség származtatható belőle, és az akku-
mulálódás mértékének kiszámítása révén lehetővé teszi, hogy az árvédelmi, illetőleg bel-
vízvédelmi szervezet időben riasztható legyen. A radarral mért csapadékontenzitás (I_r) és
a tényleges csapadékontenzitás (I) között nyilvánvaló az alábbi kapcsolat:

$$I(x, y, z, t) = K(x, y, z, t) \cdot I_r(x, y, z, t) \quad (6)$$

ahol x, y, z – a térbeli koordináták, t – az idő és K – arányossági tényező. A fenti
egyenlet időbeli integrálása útján megkapjuk a Δt idő alatt lehullott csapadékmennyiség
valamely S területre vonatkozó értékét, vagyis

$$\overline{A}(S, \Delta t) = \iint_S dx dy \int_t^{t+\Delta t} I(x, y, z, t) dt = \overline{K}(S, \Delta t, a_1 \dots a_n) \int_t^{t+\Delta t} I_r(x, y, z, t) dt \quad (7)$$

ahol $a_1 \dots a_n$ – a mérés pontosságát meghatározó paraméterek, úgymint a 0 °C-os izoterma földfelszín feletti magassága, a megfigyelés távolsága, csapadéktípus, évszak stb.

Hazánkban 1971-ben kezdődtek a radaros csapadékmérések [19]. A várakozásnak megfelelt a radarral a ténylegesen mért adatok összehasonlítása. Megállapítható volt, hogy a feladat végrehajtására időjárási radarunk reális hatótávolsága 120–150 km [20].

Az elmondottakból nyilvánvaló, hogy a radarinformációt elsődlegesen – előrejelző és riasztószolgálatok keretében – egyéb meteorológiai információval együtt – egyrészt gyors tájékoztatásra, másrészt prognózis céljára használják. Ez a magasabbrendű információ szolgálja végülis a felhasználók széles táborát, amint azt a 12. ábrán összefoglaltuk.

Remélhetőleg, ez az egyetlen időjárási radar – adottságaihoz képest – maximális kihasználásának most bemutatott példája nemcsak a szakág bennfenteseit erősíti meg eddigi meggyőződésében, hanem ráirányítja a ma még távol állók figyelmét a ki nem használt lehetőségekre. Most nem a radar speciális időjárási felhasználására a jégesőelhárításban vagy a felhő-csapadékfizikában betöltött szerepére gondolunk, hanem az időjárási radarok hálózatszerű alkalmazására a meteorológiai megfigyelések korszerűsítésében. Amellett, hogy a radarmegfigyelésekkel állandóan ellenőrzés alatt tartott terület nagysága és a megfigyelések biztonsága így megsokszorozható, az időjárási radarhálózat az automatizálás megfelelő szintjével párosítva a hazai veszélyjelző szolgálat számára, a légiforgalom meteorológiai biztosításához és a vízkárok elhárításához nélkülözhetetlen real-time információt szolgáltathat, s értékes inputot a mezométerű időjárási képződmények számítógépes előrejelzéséhez.

IRODALOM

- [1] *Kapovits A.*: A magyarországi időjárási radarmegfigyelések megindulása elé. *Léghör*, 1968. 3., XIII. évf., 49–51 old.
- [2] *Kapovits A.*: Időjárási radar Budapesten. *Időjárás*, 1969. 2., 73. évf., 113–115 old.
- [3] *Lépp I.*: A radarmeteorológia alapelveiről. *Beszámoló 1964.*, OMI hiv. kiadv. XXVIII. kötet I. rész. 170–176 old.
- [4] *Kapovits A. – Lépp I.*: Radarmeteorológia a Szovjetunióban. (Kézirat) MMT, 1964.
- [5] *Kapovits A.*: WMO ösztöndíjas radarmeteorológiai tanulmányút Kanadában és a Szovjetunióban. (Kézirat) MMT, 1968.
- [6] *Kapovits A.*: Bevezetés a radarmeteorológiába. *Beszámoló 1972.*, XXXIX. kötet, Budapest 1975., 143–153 old.
- [7] *Kapovits A.*: Meteorológiai célok az időjárási radarok indikátorain. *Beszámoló 1972.*, XXXIX. kötet, Budapest 1975., 154–169 old.
- [8] *Treussart, H. P.*: A general review of the Technical Conference on the Use of Meteorological Radar (presented at the session, London, 1–10 September 1971).
- [9] *Váradai F.*: Rövid időtartamok maximális csapadékhozam sorainak valószínűségi számításai feldolgozása. *Beszámoló 1972.*, XXXIX. kötet, Budapest 1975., 388–395 old.
- [10] *Kollárné Burányi E. – Völker J.*: Radarszemközt a zivatarral. *Léghör*, 1976. 2., XXI. évf., 42–47 old.
- [11] *Kapovits A. – Völker J.*: Útmutatások időjárási radarmegfigyelésekhez (BWR–X12). Budapest 1971. (Kézirat)
- [12] *Gözlné Szalay G. – Kapovits A.*: Intenzív radarechók vonulásának számítógépes előrejelzése veszélyjelentések céljára. 1973. (Kézirat)
- [13] *Gashina, Sz. B. – Divinskaya, B. S. – Petrova, L. S. – Salman, E. M.*: Sposobü predstavlenia i rasprostranenia radiolokacionnoj metyeorologicheskoj informacii. *Trudü GGO.*, vüp. 217., 1967. 47–52 old.
- [14] *Battan, L. J.*: Radar Meteorology. Chicago, 1966.
- [15] *Kapovits A.*: Időjárási radarmegfigyelések Magyarországon. *Léghör*, 1971. 3., XVI. évf., 50–59 old.
- [16] *Pápaié Szalay G.*: A konvektív aktivitás éghajlati jellemzői a Dunántúlon. *Beszámoló 1976.* XXXIV. kötet, 454–458 oldal, Budapest, 1968.
- [17] *Kapovits A.*: Az időjárási radar szerepe ismereteink bővülésében. *Léghör*, 1975. 4., XX. évf.
- [18] *Kapovits A.*: Területi csapadékmérés radarral. *Időjárás*, 1975. 6., 79. évf., 342–349 old.
- [19] *Kapovits A.*: Opütü po ocenke osadkov s pomoschju triohsantimetrovoj nizkopotencialnoj meteorologicheskoj radiolokacionnoj stancii v letnem polugodii. *Zbornik Prác Hydrometeorologickeho Ustavu v Bratislave*, 1974. No. 6. 107–116 old.
- [20] *Hirling Gy.*: Radarberendezés árvízvédelmi felhasználásának vizsgálata. Témabeszámoló, VITUKI, 1973. (Kézirat)

Rovarak fejlődési küszöbhőmérsékletének kiszámítása fenológiai és meteorológiai adatokból, növekedési függvény alkalmazásával

NOWINSZKY LÁSZLÓ, Vas megyei Növényvédő Állomás, Tanakajd

Calculation of the Threshold Temperature for the Development of Insect from Phenological and Meteorological Data with the Application of Growth Function. It is very important to know the threshold temperature for the development of harmful insects in order to make prognoses for plant-protection. Apart from laboratory determination the threshold temperature of development can be calculated by mathematical methods. With the same methods the percentile values of the pace of development belonging to the mean temperature of each day in the growth period can be calculated too with the application of the above method the forecasting of the beginning of the swarming of harmful insects is possible.

*

A poikiloterm (változó hőmérsékletű) rovarokra jellemző, hogy egyedfejlődésük egy meghatározott értéknél alacsonyabb hőmérsékleten vagy meg sem indul, vagy megáll. Ez, az egyes fajoknál más és más, de a fajra jellemző hőmérsékleti érték a fejlődési küszöb, amelynek ismerete a növényvédelmi prognózisok készítéséhez rendkívül fontos. A fejlődési küszöböt meghaladó, ténylegesen ható effektív hőösszeg fogalmát a növényekre vonatkozóan *Oettingen* (1878) javasolta. Módszerét *Kozsancsikov* (1937) és *Csirkov* (1961) fejlesztette tovább.

A későbbiekben sok kutató találta elfogadhatónak az effektív hőösszeg alkalmazását a rovarokkal kapcsolatosan is (*Sanderson*, 1910; *Glenn*, 1922; *Schulz*, 1930; *Kozsancsikov*, 1961; *Druzselsjubova* és *Makarova*, 1968; *Sáringner*, 1970; *Manninger*, 1971).

A kártevő rovarok fejlődési küszöbhőmérsékletének ismeretében, az effektív hőösszeg napi átlaga alapján, előrejelzési képletek felhasználásával kiszámítható a rajzáskezdet várható időpontja (*Nowinszky*, 1975).

A fejlődési küszöbhőmérséklet megállapítása hosszadalmas és körülményes, sokszor évekig tartó laboratóriumi kísérletet igényel (*Kozsancsikov*, 1961). Legalább 8–10 konstans hőmérsékleti értéken kell nevelni egy-egy nemzedéket tojástól az imágóig, hogy megállapíthassuk a fejlődési küszöbhőmérsékletet, majd ennek alapján

a nemzedék kifejlődéséhez szükséges effektív hőösszeget (*Sáringner*, 1970).

Tudnunk kell azt is, hogy a laboratóriumi körülmények között meghatározott értékek a természetben élő szervezetre csak bizonyos módosulásokkal fogadhatók el érvényesnek, és akkor is csak a többi, laboratóriumban nem biztosítható időjárási elem normálisnak megfelelő értékkezeiben (*Bacsó*, 1964). Célszerűnek látszik ezért, hogy a fejlődési küszöbhőmérsékletet a természetes környezetben mért hőmérsékleti és a hozzá tartozó fenológiai adatokból is kiszámítsuk. Ez az agrometeorológiában széles körűen alkalmazott módszer. Több kutató ábrázolja a különböző hőmérsékleteken végbemenő fejlődés törvényszerűségeit növekedési függvényekkel (*Janisch*, 1925; 1927; 1928; 1932; *Belehradek*, 1931). Hazánkban *Varga-Haszonits* (1967) az őszi búza csírázás bázishőmérsékletét számította ki hiperbola függvény alkalmazásával, majd az érés időpontját is előrejelzte meteorológiai adatok alapján (*Varga-Haszonits*, 1972).

Magyarországon hosszú évek óta folyik rendszeres és pontos rovarfenológiai adatgyűjtés. Ezeknek és a hozzájuk tartozó hőmérsékleti értékeknek a feldolgozásával sok kártevő rovar fejlődési küszöbhőmérséklete számítható ki. A szentgotthárdi fénycsapda 10 éves gyűjtési eredményeiből és a hivatalos hőmérsékleti adatokból végeztem számításokat a *Scotia segetum* *Schiff*. második nemzedékére vonatkozóan a fejlődési küszöbhőmérséklet kiszámítása, majd ennek alapján a rajzáskezdet várható időpontjának előrejelzése érdekében.

Anyag és módszer, eredmények

Fejlődési időtartamnak az első nemzedék rajzása kezdő napjától a második nemzedék első imágójának megjelenéséig terjedő időszakot számítottam. A fejlődési időszak középhőmérséklete határozott negatív korrelációban van a fejlődéshez szükséges napok számával. ($r = -0,912$ $t_{sz} = 6,68$ nagyobb, mint a Student-táblázatban 95%-os színre megadott $t = 2,306$ érték).

Abból indultam ki, hogy a rovarvilágban a fejlődés az idővel, és ennek megfelelően a befolyást gyakorló környezeti hatásokkal

I. TÁBLÁZAT

A logaritmusfüggvény paramétereit tíz év rajzásfenológiai és meteorológiai adatai alapján

Év	Fejlődési idő [nap]	Középhőmérséklet (x) [C°]	Fejlődési gyorsaság [%] (y)	log x	(log x) ²	y ²	log x · y
1963	70	19,20	1,428	1,28330	1,6468588	2,039184	1,8325524
1964	71	19,30	1,408	1,28555	1,6526388	1,982464	1,8100544
1965	79	18,00	1,265	1,25527	1,5757027	1,600225	1,5879165
1966	82	17,51	1,219	1,24328	1,5457351	1,485961	1,5155583
1967	77	18,62	1,298	1,26998	1,6128492	1,684804	1,6484340
1968	89	17,25	1,123	1,23679	1,5296495	1,261129	1,3889151
1969	86	17,41	1,162	1,24079	1,5395598	1,350244	1,4417979
1970	78	18,65	1,282	1,27067	1,6146022	1,643524	1,6289989
1971	75	18,34	1,333	1,26339	1,5961542	1,776889	1,6840988
1972	75	18,15	1,333	1,25887	1,5847536	1,776889	1,6780737
Átlag	78,2	18,243	12,851 1,2851	12,60789 1,260789	15,898512	16,601313	16,216397

$$SQ \log x = \Sigma(\log x)^2 - (\Sigma \log x)^2/10 = 15,898512 - 15,895889 = 0,002623$$

$$SP = \Sigma(\log x \cdot y) - (\Sigma \log x \cdot \Sigma y)/10 = 16,216397 - 16,202399 = 0,013998$$

$$b = \frac{SP}{SQ \log x} = \frac{0,013998}{0,002623} = 5,3366374 \quad a = y - b (\log x) = 1,2851 - 5,3366374 \cdot 1,260789 = 5,4433737$$

– bár rövidebb szakaszokon az összefüggés lineárisnak tűnhet – általában nem lineáris regressziós kapcsolatban van. A fejlődés törvényszerűsége azonban valamely növekedési függvénnyel (logaritmus, exponenciális, telítődési, logisztikus) többnyire leírható (Sváb, 1973). Amennyiben a független változó (x) a fejlődés időtartamának napi középhőmérséklete, a függő változó (y) pedig a fejlődés üteme százalékban kifejezve, a függvény egyenletéből meghatározható az a hőmérsékleti érték, amelyen a fejlődés üteme 0, azaz a fejlődési küszöbhőmérséklet.

A megfelelő függvény típus kiválasztása az adatoknak a felhasználni kívánt függvénynek megfelelő transzformálásával, majd grafikus ábrázolásával történik. Amennyiben az adatok elhelyezkedése közel lineáris, a kiválasztott függvény megfelelő. Szentgotthárdon a *Scotia segetum* Schiff. második nemzedék fejlődési küszöbhőmérsékletének meghatározására a logaritmus függvényt találtam alkalmasnak, amelynek egyenlete:

$$y = a + b \log x,$$

ahol y a fejlődés üteme százalékban, x a fejlődési időszak középhőmérséklete C°-ban, a regressziós állandó és b regressziós együttható. A fejlődési ütemet Kozsancsikov

(1961) nyomán a következő képlettel számítom:

$$V = \frac{100}{t}$$

ahol V a fejlődés napi üteme százalékban, t a fejlődés időtartama napokban.

A következőkben az egyenlet paramétereit határoztam meg (lásd I. táblázat), majd behelyettesítve azokat az átrendezett egyenletbe, kiszámítottam a fejlődési küszöbhőmérsékletet:

$$\log x = \frac{y - a}{b}$$

$$\log x = \frac{0 - (-5,44337)}{5,33664} = 1,0199, x = 10,47 \text{ C}^\circ$$

A rajzás kezdetének előrejelzésére a fejlődési küszöbhőmérséklet ismeretében a következő módszert alkalmaztam: minden évben kiszámítottam a fejlődési időszak effektív hőösszegét és annak napi átlagát. Kiszámítottam még az effektív hőösszeg napi átlagának sok éves átlagát is. A továbbiakban ezekből az adatokból a

$$T = t_0 + \frac{(\Sigma Y/n) - y}{ab}$$

előrejelzési képlet segítségével meghatároztam a rajzás kezdet várható napját, annak bekövetkezése előtt 3–4 héttel (Nowinszky, 1975). A képletben T a fejlődési

II. TÁBLÁZAT

Scotia segetum Schiff. második nemzedékének különböző hőmérsékletekhez tartozó fejlődési gyorsasága százalékban kifejezve

C°	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
10							0,02	0,05	0,07	0,09
11	0,11	0,13	0,15	0,17	0,19	0,21	0,23	0,25	0,27	0,29
12	0,31	0,33	0,35	0,37	0,39	0,41	0,42	0,44	0,46	0,48
13	0,50	0,51	0,53	0,55	0,57	0,58	0,60	0,62	0,63	0,65
14	0,67	0,68	0,70	0,72	0,73	0,75	0,77	0,78	0,80	0,81
15	0,83	0,84	0,86	0,87	0,89	0,90	0,92	0,93	0,95	0,96
16	0,98	0,99	1,01	1,02	1,03	1,05	1,06	1,08	1,09	1,10
17	1,12	1,13	1,15	1,16	1,17	1,19	1,20	1,21	1,22	1,24
18	1,25	1,26	1,28	1,29	1,30	1,31	1,33	1,34	1,35	1,36
19	1,38	1,39	1,40	1,41	1,42	1,44	1,45	1,46	1,47	1,48
20	1,49	1,51	1,52	1,53	1,54	1,55	1,56	1,57	1,59	1,60
21	1,61	1,62	1,63	1,64	1,65	1,66	1,67	1,68	1,69	1,71
22	1,72	1,73	1,74	1,75	1,76	1,77	1,78	1,79	1,80	1,81
23	1,82	1,83	1,84	1,85	1,86	1,87	1,88	1,89	1,90	1,91
24	1,92	1,93	1,94	1,95	1,96	1,97	1,98	1,98	1,99	2,00
25	2,01	2,02	2,03	2,04	2,05	2,06	2,07	2,08	2,08	2,09

dési idő napokban, t_0 az előző nemzedék, illetve más időponttól az előrejelzés napjáig eltelt napok száma, Y az effektív hőösszeg napi átlaga az egyes években az előrejelzés időpontjáig, y az effektív hőösszeg napi átlaga az előrejelzés évében, n a vizsgált évek száma, a iránytangens, kiszámítása:

$$a = (Y_{\max} - Y_{\min}) / (T_{\max} - T_{\min}),$$

b korrekciós tényező, kiszámítása:

effektív hőösszeg napi átlaga a teljes kifejlődésig

$$b = \frac{\text{effektív hőösszeg napi átlaga az előrejelzés napjáig}}{\text{effektív hőösszeg napi átlaga az előrejelzés napjáig}}$$

Ezután a logaritmusfüggvény képletével kiszámítottam a fejlődés időszakában előforduló valamennyi, a fejlődési küszöböt meghaladó hőmérsékletre a hozzá tartozó fejlődési ütem százalékában kifejezett értékét (II. táblázat). Mind a tíz év fejlődési időszakában naponként összegeztem a középhőmérsékletre tartozó fejlődési ütem értékét. A kapott összeg jelenti a tényleges rajzáskezdet napjáig számított fejlettségi állapotot, százalékban megadva. Kiszámítottam ennek tíz évi átlagát is, amely azt fejezi ki, hogy a második nemzedék megjelenése akkor várható, amikor a fejlettségi állapot eléri a tíz évi átlag értékét (97,58%). Kiszámítottam még a sokévi átlagtól való eltéréseket napokban kifejezve. A legnagyobb eltérés 3 nap (III. táblázat).

1973-ban és 1974-ben a rajzáskezdet képlettel előrejelzett várható időpontja

előtt tíz nappal megállapítottam a második nemzedék fejlettségi állapotának százalékban kifejezett mértékét. A következő napokban folytattam a középhőmérsékletre tartozó fejlődési ütem értékének összeadását egészen a fejlettségi állapot rajzáskezdetig számított átlagának eléréséig, illetve a rajzás tényleges kezdetéig. Ezáltal a képlettel előrejelzett és a tényleges rajzáskezdet eltérése csökkenthető, az első imágó megjelenése egy-két napos eltéréssel kiszámítható.

III. TÁBLÁZAT

A Scotia segetum Schiff. második nemzedékének kiszámított fejlettségi állapota a tényleges rajzáskezdet napján, és az eltérések a sokévi átlagtól százalékban és napokban

Év	Fejlettségi állapot [%]	Eltérés a sokévi átlagtól	
		%-ban	napokban
1963	95,69	-1,89	-1
1964	99,08	+1,50	+2
1965	96,12	-1,46	-1
1966	95,48	-2,10	-1
1967	99,02	+1,44	+1
1968	97,50	-0,08	0
1969	98,76	+1,18	+1
1970	101,46	+3,88	+3
1971	94,92	-2,66	-2
1972	97,76	+0,18	0
átlag:	97,579		

A módszer alkalmazásával Szentgotthárdon 1973-ban és 1974-ben egyaránt 2 nap eltéréssel sikerült a *Scotia segetum* Schiff. második nemzedékének rajzáskezdését elő-rejelezni (Nowinszky, 1975).

Következtetések

A fejlődési küszöbhőmérséklet logaritmusfüggvényekkel kiszámított (10,47 °C), valamint laboratóriumban meghatározott (Kozsancsikov, 1961) és az irodalomban általában elfogadott (Druzseljubova és Makarova, 1968; Sáringer, 1970) 10 °C-os értéke minimális eltéréssel megegyezik. A módszer alkalmazása tehát lehetővé teszi a fejlődési küszöbhőmérséklet kiszámítását olyan esetekben is, amikor laboratóriumi meghatározásra nincs lehetőség.

Mód nyílik a kiszámított és a laboratóriumban meghatározott értékek összehasonlítására, azok verifikálására. A matematikai módszer előnye a laboratóriumival szemben, hogy az a rovarok természetes körülmények között megfigyelt életjelenségeire vonatkozó adatokat használja fel. Hátránya viszont, hogy számos tényező együttes hatása mellett történik a vizsgálat. Ezek változása módosíthatja a kapott eredményeket. Ennek megfelelően a számítások különböző megfigyelőhelyeken történő megismétlése esetén csak egymáshoz közeli, de nem teljesen azonos eredmények várhatók.

A módszer alkalmasnak látszik mindazon fajok, illetve nemzedékek fejlődési küszöbhőmérsékletének kiszámítására, amelyeknél a fejlődéshez szükséges idő és az időszak középhőmérséklete határozott korrelációban van. A fejlődési küszöbhőmérséklet telelő nemzedék tavaszi reaktiválódására is kiszámítható. Ebben az esetben a faj biológiájának megfelelően olyan időponttól kell számítani a középhőmérséklet napi átlagát, amelytől határozott korrelációt sikerül kimutatni. A fejlődési küszöbhőmérséklet és a különböző hőmérsékleteken végbemenő fejlődés törvényszerűségeit kifejező függvénytípus ismerete lehetővé teszi a rajzáskezdést elfogadható eltérésekkel történő előrejelzését. A módszer kipróbálását más fajknál is javaslom.

IRODALOM

- Bacsó, N. (1964): A növényvédelem agrometeorológiai alapjai. Agrártudományi Egyetem Mezőgazdaságtudományi Kar. Kézirat.
 Belehradék, J. (1931): Temperature coefficients in Biology. Biol. Rev. 8.

- Csirkov, J. I. (1961): Metodiceszkoje poszobije po ocenke agrometeorologi cseszkih uszlovij proizpasztanyija kukuruzi. TMI, M.
 Druzseljubova, T. Sz. i Makarova, L. A. (1968): Popravocnyije koefficienti dlja prognoza razvityija naszekomih szumam effektivnih temperatur (na primere ozimnoj szovki Agrotis segetum Schiff.) 300. 1. Zsurnal XLVII. 1. 73–78.
 Glenn, F. (1922): A problem in the relation of temperature to rate of insect development. Ibidem, 14.
 Janisch, E. (1925): Über die Temperaturabhängigkeiten biologischer Vorgänge und ihre kurvenmässige Analyse. Pflüg. Arch. Physiol. 209.
 Janisch, E. (1927): Das Exponentialgesetz als Grundlage einer vergleichenden Biologie. Berlin.
 Janisch, E. (1928): Die Lebens- und Entwicklungsdauer der Insekten als Temperaturfunktion. Zeitschr. Wissenschaft. zool.
 Janisch, E. (1932): The influence of temperature on the life history of insect. Trans. Entom. Soc. Lond. 80.
 Kozsancsikov, I. V. (1937): Ekszperimentalno-ekologiceszkoje metodi iszledovanyija v entomologii. L. Izd. Vaszchnyil, VNZR.
 Kozsancsikov, I. V. (1961): Metodi iszledovanyija ekologii naszekomih. Viszsaja skola. Moszkva. 171–185.
 Manninger, G. A. (1971): Prognózis alapján megtakarítható vagy elvégezhető preventív védekezés a növényvédelemben. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat.
 Nowinszky, L. (1975): Új módszerek egyes kártevők rajzáskezdetének előrejelzésére a kifejlődéshez szükséges effektív hőösszeg napi átlaga alapján. Növényvédelem. 11. 3. 97–105.
 Oettingen, A. (1878): Phenologie der Dorpater Lygnosen. Arch. Natur. Liv. Estl und Kurl. 8.
 Sanderson, R. (1910): The relation of temperature to the growth of insects. Journ. Econ. Entom. 3.
 Sáringer, Gy. (1970): A fenológia jelentősége a növényvédelmi rovartanban. Növényvédelem. 5. 3. 97–106.
 Schulz, F. (1930): Zur Biologie des Mehlwurms (Tenebrio). Der Wasserhaushalt. Biochem. Zeitschr. 227.
 Sváb, J. (1973): Biometria i módszerek a kutatásban. Mezőgazdasági Kiadó Budapest.
 Varga-Haszonits, Z. (1967): A Bánkúti 1201 búzafajta vetés-keles szakaszának hőmérsékleti viszonyai. Időjárás. 71. 6. 334.
 Varga-Haszonits, Z. (1972): Az őszi búza érési időpontjának előrejelzése meteorológiai adatok alapján. Időjárás. 76. 3. 146.

HAJÓSY FERENC – KAKAS JÓZSEF – KÉRI MENYHÉRT: A csapadék havi és évi összegei Magyarországon a mérések kezdetétől 1970-ig (*Monats- und Jahressummen des Niederschlages in Ungarn von Beginn der Beobachtungen bis 1970*). Az Orsz. Meteorológiai Szolgálat Hivatalos Kiadványai XLII. kötet, Budapest, 1976. 355 A/4 oldal, végig táblázatos adatösszeállítás, állomási térképmelléklettel.

A mű fő fejezetei: Előszó, Bevezetés, I. Állomásjegyzék, II. A csapadék havi és évi összegei, III. Megjegyzések az állomások működéséhez, IV. Névváltoztatások, V. Tárgymutató, az Állomások betűsoros jegyzéke, Állomási térkép.

A nagyszabású, *kétnyelvű* munka, amint *Czelnai Rudolf*, az OMSZ elnöke az előszóban írja, „a magyarországi rendszeres mérések kezdete, majd pedig az Országos Meteorológiai és Földmágnassági Intézet alapítása óta az intézet által létesített és fenntartott meteorológiai állomásokon 1970 végéig észlelt csapadék havi és évi összegeit tartalmazza”. Hozzátehetjük, hogy a gyakorló és a kutató mező- és erdőgazda, a mezőgazdasági mérnök, éspedig általában a területi vízgazdálkodást, a vízforgalom területi változását, a talaj területi vízháztartását figyelembe vevő, ill. hasznosító szakember részére *nélkülözhetetlen* ez az adatgyűjtemény. Csak *példaként* említem meg, hogy ez a munka kitűnő segítője lehet a területi vízháztartási kutatásokkal foglalkozóknak. Ilyen kutatói munka értékes állomását mutatta be *Somogyi Sándor* legutóbbi tanulmányában (Módszertani kísérlet a középokú területtervezési körzetek vízgazdálkodási értelmezésére, *Földrajzi Közlemények*, 1975/3–4).

A *bevezetésben* a szerzők világosan és röviden foglalják össze a munka összeállításánál követett utat.

Az I. fejezet tartalmazza az állomások jegyzékét, megadva helyüket (keleti hosszúság, északi szélesség, abszolút magasság) s bemutatva az ezekre alapozott sorszámot, amely *10 percnyi* pontossággal rögzíti az állomás pontos helyét. Jelentős a vízgazdálkodó szempontjából, hogy a szerzők ebben a fejezetben kapcsolatot teremtenek a *Vízrajzi Évkönyv* vízgyűjtőterületi egységeivel.

A II. fejezet lényegében a könyv központja. Ennek összeállításánál különösen jelentős volt az adatok időbeli homogenitásának biztosítása, amit a szerzők kellő mértéktartással oldottak meg. Az adatok homogenitásának biztosítását főleg a XIX. századi hibás adatok javítása és a világháborús adatsorok hiányainak pótlása tette szükségessé. A követett utat a bevezetés világosan ismerteti. Biztos, hogy ennek az összefoglalásnak és az adathalmaznak a segítségével a vízgazdálkodás már – megfelelő megfontolásokkal – *valószínűségi vizsgálatnak* vetheti alá az adatsorokat, s ez igen jelentős eredmény. Kiegészítésképpen említhetem meg itt, hogy a XIX. századi észlelések hibáit először *Hegyfokly Kabos* ismerte föl, a szakirodalomban *Réthly Antal* írta le, s a korrekciós számításokat szerzőink egyike, *Hajósy Ferenc* végezte el. Érdemes itt azt is megemlíteni, hogy a II. fejezet 1660 állomás adatait mutatja be, amelyek közül 11-nek *100 évnél hosszabb az adatsora*.

Megemlíkezni is érdemes itt arról a *nézetről*, amely a csapadékszlelési viták során néha fölvetődik, hogy *érdemes-e* egyáltalán figyelembe venni a csapadékadatokat, illetve munkánkra vonatkoztatva, *érdemes-e* ezt a nagy adathalmazt használni, hiszen a mérőműszerek elhanyagolhatóan *kicsiny felfogó felületei* (200 cm²) nem jellemezhetik a hozzájuk tartozó nagy területeket, ill. a vízgazdálkodók nyelvén a vízgyűjtőterületeket. Ennek a felfogásnak azonban ellene mondanak a következő megjegyzéseim: a) minél nagyobb a kiterjedés, *annál több állomás* jut a területre, s a véletlen jellegű megismert *mintavétel* igen jó lehet; b) s ami még lényegesebb, hogy az egyes műszerek nem a felfogó felületüknek megfelelően észlelik a csapadékot, hanem miután az álló műszer fölött az eső során végig mozog az esővel-csapadékkal teli légtér, a műszer nemcsak a felületének megfelelő statikus vízmintát vesz, hanem a mozgó légtérből *összegezett dinamikus csapadékmintát* vesz. (A mintavételnél nem a műszert mozgatjuk, hanem az a tér mozog, amelyből a mintát vesszük.) S ez a fő oka annak, hogy az adatok a műszerek kicsiny felfogó felülete ellenére is jól használható észlelési adatokat adnak, s így az egész feldolgozás nagyon értékesnek és indokoltnak mondható.

A III – IV. fejezet értékes kiegészítést adja az egész állomáshálózati fejlődésnek, az V. fejezet pedig igen megkönnyíti az egész könyv használatát. Itt azonban megemlítem, hogy *elmaradtnak* érzek egy olyan *szakirodalmi összefoglalást*, amely felsorolná az eddigi, ilyen természetű összeállításokat; ez hasznos lenne, s az *Időjárásban* még pótolni lehetne.

Az állomáshálózati térkép közérthetően, jól kezelhetően mutatja be a magyar csapadékmérő hálózatot, s jó a kapcsolata az I – V. fejezettel.

Végül is a munka átvizsgálása után néhány fejlesztő gondolatunkat vetjük föl, amelyeknek megvalósítása ugyan elsősorban *intézeti* feladat, de nem nélkülözheti az *egyévi kezdeményezést* sem. Jó lenne *általánosító következtetésekre* is rámutatni, s itt nemcsak az átlagok szokásos *térképszerű* ábrázolására gondolok, hanem ezen túllépve is lehetne értékelni ezt az értékes adathalmazt. Például: 1. Az általánosító következtetéseknél nemcsak a *naptári év*, hanem a *12 havi folyamatos időszak* összesítő vizsgálatát is el lehetne végezni, s ebből sok értékes következtetést lehetne levonni. Egyik sajtó tanulmányomban pl. Debrecen 100 évi adatsorából kiindulva azt találtam hogy folyamatos 12 hónapban a csapadék az 1877/78 években *megközelítette az 1200 mm-t*, ami alföldi viszonylatban első látásra meglepő, s a legkisebb ilyen csapadékösszeg 1862. VII. 1-től 1863. VI. 30-ig *300 mm alatt* maradt. Természetesen más példákat is lehetne adni, de az biztos, hogy ilyen értékes adathalmazból éghajlatunk igen sok értékes jellemzőjét állapíthatnánk meg. 2. Módot kellene találni az *ombrográfok adatsoraiknak* összefoglaló közreadására is. Ez nem könnyű feladat, de nem megoldhatatlan.

Végül – befejezésül és összefoglalóan – csak annyit szögezlek le, hogy ezt az ismertetett munkát a *vizgazdálkodó nagy örömmel fogadja* és a javasolt folytatáshoz sok sikert kíván.

Salamin Pál

DOWNS, R. J. – HELLMERS, H.: Controlled Climate and Plant Resarch (*Szabályozott klíma- és növénykutatás*) Report of the CAGM Rapporteurs on Controlled Climates. World Meteorological Organization, Genève 1976. ISBN 92-63-10436-8. 60 oldal.

Az egyre növekvő élelmiszerszükséglet mindinkább előtérbe helyezi a növények környezeti reakcióinak kutatását. A szántóföldi kísérletek mellett üvegházak, növénynevelő kamrák, fitotronok segítik meghatározni adott fajták maximális teljesítőképességét, valamint az optimális termesztési feltételeket.

A szerzők az első fejezetben áttekintést adnak a növénynevelő kamrák alapelveiről és fejlődésükről. A második fejezetben a növénynevelő kamrákban szabályozható paramétereket (fény, hőmérséklet, relatív nedvesség, CO₂ koncentráció) ismertetik, majd a szabályozástechnika ismeretése után részletesen taglalják a jelenlegi ismeretek szerint legjobb mérési módszereket. Kísérleti agrometeorológusok számára alapvetően új ismereteket ad, mivel az adott mérési problémák nemcsak mesterséges növénynevelő terekre jellemzők, hanem szabadföldi állományok mikroklímavizsgálatára is. Például növényállományban nem használhatók a meteorológiai gyakorlatban elterjedt piranométerek sem, mivel a fotobiológiai rendszer által abszorbeált energiáról nem adnak reális eredményt. Legjobb és egyben legköltségesebb módszernek az energia spektrális eloszlásának mérését tartják, de véleményük szerint kielégítő eredményt nyújt a 400–700 nm sávban mérhető kvantumfluxus (felületegységre egységnyi idő alatt érkező fotonok száma) és a 700–800 nm sáv energiájának mérése. Az előbbi a növény fotoszintézisét határozza meg, az utóbbi pedig az ún. fotomorfogén phytochrom reakciókra jellemző.

A harmadik fejezetben a szerzők ismertetik a speciális célokra kifejlesztett növénynevelő kamrák típusait (csirázatók, harmatképződést szimuláló kamrák, növénynevelő kamrák fotoperiodizmus vizsgálatra, valamint növénynevelő szobák).

A fitotronok általában egy-egy feladat megoldására kialakított növénynevelő egységek rendszere, melyek alapvető elveiről, valamint alkalmazásának határaitól a negyedik és ötödik fejezetben olvashatunk. A szerzők hiányolják, hogy a különböző fitotronok között nincs megfelelő együttműködés és a kutatási eredmények máshol is felhasználható információi nem hozzáférhetők. Példaképpen említik *Pletser János* klímamodelljét, mely minden fitotronban kutató szakember számára hasznos és felhasználható adatokat tartalmaz.

Minden fejezet végén bő bibliográfiát találunk, s ebben felsorolják az adott témák legfrissebb publikációit.

Ábrányi Andor

SZIMPÓZIUM ÉS MUNKAMEGBESZÉLÉS A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLTATÁSOK GAZDASÁGI HATÉKONYSÁGÁRÓL

A meteorológiai szolgáltatások iránt megnövekedett igény vezetett az elmúlt évtizedben arra a felismerésre, hogy a meteorológiai információk szerepet játszanak a gazdasági fejlődésben. A szolgálatoknak az igényekkel lépést tartó fejlesztése viszont tetemes költségekkel jár. Ezzel kapcsolatban került előtérbe a meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatékonyságának kérdése. A WMO 1969 óta szorgalmaz gazdaságossági vizsgálatokat és a szocialista országok igazgatói konferenciája 1974-ben úgy döntött, hogy ezt a témát felveszi a szocialista országok között koordinált kutatási témák sorába, 18 sz. alatt. A téma címe: „A népgazdaságnak nyújtott meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatásfokának becslése alkalmas módszerek kidolgozása.”

A téma célkitűzése: 1. hatékonyságbeeslő módszerek kidolgozása; 2. olyan stratégia felállítása, amelynek alkalmazása optimális gazdasági eredményre vezet és 3. a fenti módszerek gyakorlatba történő bevezetése.

A pozsonyi igazgatói konferencia ajánlására a koordináló magyar szolgálat 1976. november 23-án és 24-én kétnapos szimpóziумot rendezett a 18. témában, amelyen hat szocialista ország szakemberei vettek részt. A szimpóziум után november 25-én került sor a témával foglalkozó szakértői csoport első munkamegbeszélésére.

Az előadások betekintést engedtek az egyes szocialista országokban a gazdasági hatékonyság terén folyó munka részleteibe és beszámoltak az elért eredményekről.

A Szovjetunióban a kutatások két főirányban folynak: 1. A kiadott hidrometeorológiai információk gazdaságosságának értékelése, felhasználásuk korszerű módszerei esetén. 2. A hatékonyság emeléséhez vezető út keresése. Nagy súlyt helyeznek olyan megoldások kidolgozására, amelyek a népgazdaság különböző területein bevezetésre kerülő automatikus irányítási rendszerekbe táplált meteorológiai információk optimális felhasználási stratégiájára irányulnak.

Az előadások nagy része módszertani kérdésekkel foglalkozott. Ezen túlmenő eredmények azokon a területeken mutatkoztak, amelyek felől az egyes országokban konkrét igények lépnek fel meteorológiai szolgáltatások iránt. Ilyen az pl. energiagazdálkodás.

Az NDK-ban a szolgálat az elektromos művekkel a gázszolgáltató és távfűtő vállalatokkal szoros együttműködésben kidolgozott egy rendszert, hogy az egyes meteorológiai elemek várható értékeit napjában hányszor, mely időpontokban közölgék, illetve milyen ütemben korrigálják őket. A kifejlesztett módszer csupán a Karl Marx Stadt-i távfűtőműveknél évi 1 millió márka nyersanyagmegtakarítást eredményez. Több előadás foglalkozott a mezőgazdaságnak nyújtott meteorológiai szolgáltatások – elsősorban a jégeső-elhárítás – hatékonyságával.

Az előadásokból az is kitűnt, hogy a felhasználás nyomán jelentkező gazdasági hatás szám szerű kimutatása még mindenhol nehézségekbe ütközik.

A szimpóziумot követő munkaértekezleten a résztvevők beszámoltak arról, milyen keretek között folyik a gazdasági hatékonyság vizsgálata az egyes szolgálatoknál. A szovjet szolgálat kivételével mindenütt általában 2-3 szakember foglalkozik ezzel a témával, munkaidejének kis részében. A Szovjetunióban a szakterületek művelői kötelesek egyben azzal a kérdéssel is foglalkozni, milyen gazdasági kihatása lehet annak, ha kutatási eredményeik alapján gazdasági döntéseket hoznak.

A munkaértekezleten rögzítették a témában végzendő munka közös célkitűzéseit, alapelveit és megállapodtak az együttműködés konkrét formájában. Eszerint az RGKNIR 18 sz. témában két évenként tartanak szimpóziумot, a témában résztvevő szakemberek munkacsoporti ülését pedig nem ritkábban, mint két évenként célszerű összehívni, tekintettel arra, hogy ez a terület még új, gyorsan fejlődik, és a népgazdaság hatékony kiszolgálása az elért eredmények minél gyorsabb átadását sürgeti. Végezetül a résztvevők kidolgoztak egy közös, 1980-ig megvalósítandó munkaprogramot.

Zemplényiné Tárkányi Zs.

*

ÉSZAK-ATLANTI METEOROLÓGIAI MEGFIGYELŐÁLLOMÁSOK RENDSZERE

1976. december 1-én lépett életbe az északatlanti meteorológiai megfigyelőállomások (North Atlantic Ocean Stations – NAOS) közös finanszírozására létrehozott új WMO egyezmény.

A korábbi NAOS rendszer 1948 óta működött – 1954-től kezdve nemzetközi szerződés alapján – a Polgári Légügyi Szervezet égisze alatt. A tengeri hajókon működő meteorológiai állomások felszíni és magaslégköri adatai elsősorban az észak-atlanti légijáratok biztonságos és gazdaságos működtetéséhez szükségesek, de az előrejelző szolgálatoknak biztosított adatok révén értékes információt nyújtanak a hajózásnak, iparnak, mezőgazdaságnak és a meteorológiai tudományos kutatásnak is.

Az 1954-es ICAO/NAOS egyezmény – a szerződő felek megállapodása szerint – 1975. június 30-án járt le. Az új WMO/NAOS egyezmény életbelépéséig az Egyesült Királyság, Franciaország, Hollandia, Norvégia, Szovjetunió és Svédország tartották fenn folyamatosan a hálózatot, azzal a feltétellel, hogy a fenntartási költségeket az új szerződés életbelépése után arányosan visszatérítik majd nekik a szerződő felek. Ahhoz, hogy az új szerződés életbe lépjen, szükséges volt, hogy a szerződő országok hozzájárulása a teljes várt költségek legalább 80%-át tegye ki. Ez a feltétel most elégtűlt ki, és így a szerződés 1976. december 1-én lépett életbe. A 14 szerződő WMO tagállam a következők: Dánia, Egyesült Királyság, Finnország, Franciaország, Hollandia, Írország, Izland, Norvégia, NSZK, Spanyolország, Szovjetunió, Svájc, Svédország, Tunézia. A fentiekben kívül Csehszlovákia, Lengyelország, az NDK és Magyarország évenként önkéntes hozzájárulással támogatja a NAOS-rendszer fenntartását. A hálózat adminisztratív és pénzügyi irányítását nemzetközi testület végzi, amely elnökétől 1977-re a svéd *R. Berggren*t választották meg.

Mohácsi M.

*

A HOSSZÚTÁVÚ ELŐREJELZÉS MÓDSZEREI

M. I. Jugyin professzor, a leningrádi Geofizikai Főobszervatórium Dinamikus Meteorológiai főosztályának vezetője 1976. december 6–15. között megismerkedett a Központi Meteorológiai Intézetben folyó operatív hosszútávú előrejelzési módszerekkel és az ilyen irányú kutatásokkal, hasznos javaslatokat tett azok továbbvitelére.

December 13-án nagy érdeklődéssel kísért előadást tartott a hosszútávú előrejelzések komplex fizikai-statisztikai módszereiről, a GGO-ban folyó ilyen irányú kutatómunkáról. Mint mondotta, az információk feldolgozását úgy kell végezni, hogy kiválasszuk a meteorológiai mezőknek azokat az összetevőit, amelyek a légköri folyamatok hosszú idejű változásait hordozzák magukban. E lassú folyamatok vizsgálatánál eredményesen alkalmazzák a nem lineáris mechanika aszimptotikus módszereit. Rámutatott arra is, hogy a szélsőségek viszonylag nagy tehetetlenséggel rendelkeznek,

ezért az eddiginél nagyobb figyelmet kell szentelni a lassú rendszerek viselkedésének. Előadásának második részében *Jugyin* professzor ismertette azokat a kísérleti előrejelzési módszereket, amelyeket a GGO-ban fejlesztettek ki a vegetációs időszak tartamára, valamint 1-2 évi időtartamra. Ez utóbbiak csak az anomáliák előjelére vonatkoznak, s bevalásuk természetesen rosszabb, mint az évszakos előrejelzéseké.

Jugyin professzor budapesti tartózkodása során meglátogatta az OMSZ intézeteit, továbbá az ELTE Meteorológiai Tanszékét.

Ambrózy P.

*

40 ÉVES A MONGOL NÉPKÖZTÁRSASÁG HIDROMETEOROLÓGIAI SZOLGÁLATA

Nagyszabású ünnepségsorozatra érkeztek a szocialista országok meteorológiai, hidrometeorológiai szolgálatainak delegációi 1976. november 18-án Ulanbatorba: a Hidrometeorológiai Szolgálat 40 éves fennállásának ünnepi rendezvényeire.

Negyven évvel ezelőtt kezdődtek meg a mérések az ország első meteorológiai állomásán Ulanbatorban. Ma ez a szolgálat többek között 68 főállomást, 8 magaslégköri megfigyelőállomást, meteorológiai radart, automata állomásokat, számítóközpontot üzemeltet, és jelentős kutatóbázissal rendelkezik.

Számunkra kicsit hihetetlen az a megbecsülés, amely mongol kollégáinkat övezi. Jóleső érzés volt, hogy ez a megbecsülés és tisztelet az ismert vendégszeretet keretein túlmenően is megnyilvánult. Az egymást követő rendezvények fontos beosztású párt- és állami vezetők elnöklésével zajlottak, akik mindannyian jól ismerték a szolgálat munkáját és arról a legnagyobb elismeréssel nyilatkoztak. A vendégek tiszteletére a miniszterelnökhelyettes adott fogadást, és azon a szocialista országok nagykövetei is részt vettek.

A szűkebb szakmai rendezvények sorából azt a meleg hangulatú összejevetelt említjük meg, amelyen a vendégek szólaltak fel, és átadták szolgálataik ajándékát. Ezt követően tudományos előadások hangzottak el, amelyek kivétel nélkül a népgazdaság meteorológiai kiszolgálásához kapcsolódtak.

Alkalmunk volt meglátogatni a szolgálat fontosabb létesítményeit is, így a hétköznapi tevékenységéről is tájékozódunk.

Az igen gazdag és egzotikus, kulturális és szakmai program nagy elismerést váltott ki a bolgár, csehszlovák, jugoszláv, koreai, lengyel, magyar, német, szovjet és vietnami küldöttség tagjaiból.

Mongol barátainknak további sok sikert kívánunk!

Kozák B.

LÉGSZENNYEZŐ ANYAGOK TRANZMISSZIÓJA AZ EURÓPAI KONTINENS FÖLÖTT

Az elmúlt évtized során világossá vált, hogy a légszennyeződések nemcsak a sűrűn lakott, illetve erősen iparosított területek problémája, de jelentős hatást gyakorolt a több száz, illetve ezer kilométer távolságra fekvő vidékeken is. Ez a kedvezőtlen hatás elsősorban a csapadék savasságának és a légkör homályosságának növekedésében mutatkozik meg.

A kérdéssel a Helsinkiben tartott Biztonsági és Együttműködési Konferencia is foglalkozott, és javasolta, hogy nemzetközi együttműködés keretében kerüljön sor a légszennyező anyagok kontinentális méretű transzmissziójának rendszeres vizsgálatára. A javaslat alapján az Európai Gazdasági Bizottság környezeti kérdésekkel foglalkozó albizottsága több előkészítő ülés után munkacsoportot hozott létre a kontinentális méretű transzmisszió monitoring-programjának kidolgozására.

A munkacsoport 1976. november 22–24. között Genfben ült össze. Az ülésen négy szocialista és 15 tőkésország képviselői vettek részt Hazánkat *Sándy Péter*, az ÉVM főelőadója és *Szepesi Dezső*, a KLFI Levegőminőségkutató Osztályának vezetője képviselte.

A megbeszélés lényege a következőkben foglalható össze:

A program fő célkitűzése, hogy az egyes államok kormányait tájékoztassa az országuk légterébe érkező szennyezőanyagok koncentrációjáról és a lerakódás mértékéről. A helyi és a távoli források relatív szennyező hatásainak ismerete – mely a program egyik eredménye lesz –, segítségére lesz az egyes nemzetek környezetvédelmi hatóságainak a megengedhető emisszió lokális és regionális mértékének megállapításánál, figyelembe véve a kérdés nemzetközi vonatkozásait is.

A program a következő feladatokat tartalmazza:

Levegő és csapadékkémiai mintavétel és analízis, emissziókataszter kidolgozása, transzmissziós modellek alkalmazása és továbbfejlesztése, eredmények értékelése.

Bár a monitoring-program számára a havi csapadékkémiai mérések adatai is már hasznos információk, mind a minimális, mind a bővített program valamennyi komponensre 24 órás mintavételezést ír elő. A minimális program a levegő kén-dioxid és szulfát aeroszol (koncentrációjának) mérését és a csapadék szulfáttartalmának és pH-jának meghatározását írja elő. A bővített program az említett mintavételezéseket a csapadék ammónium-, nitrát- és hidrogénion-koncentrációjának mérésével egészíti ki.

Mivel az egyes országok által alkalmazott transzmissziós modellek eltérő felbontású emissziókataszterből indulnak ki, az emissziós

vizsgálatok módszere tetszés szerint választható meg.

A transzmissziós modellek alkalmazásának és továbbfejlesztésének célja az, hogy a kontinens bármely pontjára a levegő kéndioxid- és szulfát aeroszol-koncentrációja, illetve a száraz és nedves ülepedéssel a talajra rakódó kénszennyeződés jó közelítéssel számíthatóvá váljon. Eddig 5 transzmissziós modellt dolgoztak ki norvég (1973), angol (1974), dán (1975), szovjet (1976) és magyar (1976) kutatók.

A program a végső jóváhagyást és féléves előkészítő szakaszt követően, 1978–80 között kerülne megvalósításra.

A program előkészítésében és végrehajtásában nálunk a Központi Légkörfizikai Intézetre jelentős feladat hárul. A feladat végrehajtását nagymértékben elősegíti a levegő és csapadék kémiai, illetve a transzmissziómodellezése terén a KLFI rendelkezésére álló több mint egy évtizedes hazai és nemzetközi tapasztalat.

Szepesi D.

*

VIETNAMEI METEOROLÓGUSOK BUDAPESTEN

Nguyen Nham, a Vietnami Hidrometeorológiai Szolgálat Központi Obszervatóriumának igazgatója, részt vett november 23–24 között „A meteorológiai szolgáltatások gazdasági hatékonysága” c. szimpóziumon. November 25-től 29-ig az Országos Meteorológiai Szolgálat egyes intézeteiben folyó tevékenységgel ismerkedett meg, majd meglátogatta a síofoki Viharjelző Obszervatóriumot. Igen nagy érdeklődést tanúsított szolgálatunknak mind operatív, mind kutatási tevékenysége iránt, s a megbeszélések során a vietnami meteorológusok előtt álló legfontosabb feladatokat is ismertette.

Tran Huy Khang, ugyanennek az intézménynek az igazgatóhelyettese a magyar és vietnami Tudományos Akadémia közötti tudóscsere keretében négy hetet töltött Magyarországon. December 14-én és 21-én „a meteorológiai adatgyűjtés, feldolgozás, tárolás és az éghajlati információk biztosítása a népgazdaság számára” c. témában folytatott megbeszéléseket a Központi Meteorológiai Intézetben. Látogatást tett a Központi Légkörfizikai Intézetben is, és megtekintette a szegedi Rádiószondázó Obszervatóriumot.

Vietnami munkatársaink előtt nagy feladatok állnak az egyesített ország egységes meteorológiai hálózatának megteremtésében, a háborús károk helyreállításában, a meglévő rendszer korszerűsítésében. Reméljük, hogy a magyar szolgálatban szerzett tapasztalataik is hozzájárulnak hazájuk meteorológiai szolgálatának korszerűsítéséhez.

Ambrózy P.

GÖTZ GUSZTÁV KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK VITÁJA

Götz Gusztáv, a Központi Meteorológiai Intézet fősztályvezetője 1976. december 16-án védte meg „*A latens hőfelszabadulás szerepe a szimoptikus skálájú mozgásrendszerek fejlődésében*”. c. kandidátusi értekezését. Az értekezés két opponense *Bodolai István* és *Tánczer Tibor* volt.

A disszertáció a vízgőz kondenzációja során felszabaduló latens hőnek a mérsékelt övi ciklonok fejlődésére gyakorolt hatását elemezte. Numerikus kísérlet-sorozatokat keresztül kimutatta, hogy a kondenzációs hő a trópusi és észak-amerikai földrajzi és meteorológiai feltételektől alapvetően különböző észak-európai térségben is olyan tényező, amelynek figyelmen kívül hagyásával nem lenne magyarázható a ciklon szerkezetének néhány alapvető jellemvonása. Ez a hőfelszabadulás inkább regulatív, mint genetikai szerepet játszik, tehát nem magyarázza a ciklogenezist, de a ciklon élet-tartama folyamán döntő szerepe van a kimélyülésben, a sűrűlódásos disszipáció ellensúlyozásában. Egyúttal minthogy a latens hőfelszabadulás zömmel az alsó troposzférában koncentrálódik, a légkör labilitása növekszik, s ez a konvektív csapadékhullás megjelenéséhez, ill. intenzitásnövekedéséhez vezet.

A disszertáció téziseinek tömör, de rendkívül világos és következetes előadása nyomán a téma fölött termékeny vita alakult ki, az ennek során fölvetett kérdésekre a jelölt teljes mértékben kielégítő válaszokat adott. Ennélfogva a bíráló bizottság *Götz Gusztáv* értekezését elfogadva – egyhangúlag javasolta részére a *földtudományok* (meteorológia) *kandidátusa* fokozat odaítélését.

Ambrózy P.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYÁNAK ÜLÉSE

1976. december 16-án tartotta *Béll Béla* elnököletével a társaság választmánya évváró, egyben újraválasztása előtti utolsó ülését. *Szakály József* főtítkárra beszámolt az 1977 januárjában esedékes 45. rendes, tisztújító közgyűlés előkészítéséről, ismertette a különböző bizottságoknak a közgyűlésen előterjesztendő javaslatait. A választmány e javaslatokat jóváhagyólag tudomásul vette.

Bejelentette ezután a főtítkárra, hogy a MTESZ alapszabályának megváltozása folytán a társaság alapszabálya is módosításra szorul. A legfontosabb változást az eddigi gazdasági bizottságnak *ellenőrző* bizottsággá való kiszélesítése jelenti. A javasolt változtatásokat a választmány alkalmasnak találta a közgyűlés elé terjesztésre.

Ugyancsak a főtítkárra adott tájékoztatót az 1977. évi munkatervről, a költségvetésről és a tagdíj rendezésének helyzetéről. Minthogy folyamatban van a MTESZ vezetősége irányelveinek a kidolgozása a tagegyesületek egységes tagdíjrendszerére, a választmány úgy döntött, megvárja a központi intézkedések megjelenését, majd pedig kijelölte a társaságnak a MTESZ XII. közgyűlésén résztvevő képviselőit, végül pedig tagfelvételi ügyekben határozott.

A társaság rendes tagja lett: *Borsos József*, *Csikós Gáborné*, *Gayer Józsefné*, *Gulyás Lajos*, *Hámori István*, *Horvát Tibor*, *Kollár Jánosné*, *Kovács Győző*, *Lengyel László*, *Lóránt Zoltán*, *Pelle László*, *Perák György*, *Polgári András*, *Szili Kristóf* és *Vesza Szilvia*.

Simon A.

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ELŐADÓ ÜLÉSEI

A Magyar Meteorológiai Társaság 1976. december 9-én tartott előadóülésén *Béll Béla* akadémikus a *meteorológia fejlődésének főbb irányait* tárgyaló, élénk figyelemmel kísért előadásban tekintette át szaktudományunk jelenlegi helyzetét. Mondanivalóit a múlt eredményeiből kiindulva úgy csoportosította, hogy ki-ki könnyen meg tudta ítélni azokat a főbb szempontokat, amelyek a meteorológia közeli és távolabbi fejlődésének irányait megszabják.

Fejtegetései során egyrészt a tudomány integrálódásának folyamata felől, másrészt pedig korunk társadalmi és gazdasági fejlődése nyomán a tudománnyal szemben egyre fokozódó követelmények felől világította meg a legfontosabb meteorológiai tevékenységi területeket, elsősorban a prognóziskészítést, de igen érdekes gondolatokat vetett fel az alkalmazott meteorológia feladataival kapcsolatban is. Az előadás során tudományunkat felosztva éppen az alkalmazott meteorológiát ítélte olyan fontos területnek, amely a jövőben igen sok új, elméleti ismerettel gyarapítja a légkörre vonatkozó ismereteinket. Ehhez a csoporthoz tartoznak a fejlesztési kutatások is, amelyeknek általános tudományos jelentősége egyre nő. Megállapította, hogy e két területen napjainkban egyre tágabb adatszerező lehetőségeket nyújtó eszközök (radar, műholdak, űrrakéták és űrhajók stb.) segítik a kutatást. Ennek nyomán az alap kutatások az előbbi eszközök szolgáltatata adatokat is felhasználva, részben hagyományos módszerekkel is dolgoznak még, de egyre növekszik azoknak a kutatásoknak a tere, amelyek mind több rokontudomány módszereit és eszközeit is igénybe veszik (pl. információ- és rendszerelmélet).

Kéri M.

A KÖZELMÚLTBAN MEGJELENT METEOROLÓGIAI SZAKKÖNYVEK

1. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS KIADVÁNYAI:

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

2. A METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT KISEBB KIADVÁNYAI:

40. szám: **MAJOR GYÖRGY: A Nap rövidhullámú sugárzásának elnyelődése a légkörben** (Angol nyelven). Budapest, 1976. 50 B/5 lap. Ára fűzve: 25,— Ft.
41. szám: **AJTAY ÁGNES: A burgonyatermesztés agroklimatológiai feltételei Magyarországon** (Magyar és angol nyelven). Budapest, 1977. 32 B/5 lap. Ára fűzve: 25,— Ft.

*

Megrendelhetők

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

MEGJELENT

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

A NAPSUGÁRZÁS MAGYARORSZÁGON 1958—1972

Szerkesztette: **Dr. Major György**

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

Megrendelhető az Országos Meteorológiai Szolgálat Gazdasági Osztályán,
1024 Budapest, Kitabel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Postafiók 38.
Ára: 110,— Ft

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel: 353-500

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



77.0246 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: 1 évre 48 Ft, a Meteorológiai Társaság tagjainak 24 Ft. Befizetés a 232-90 171-2494 tagdíjbefizetési számlán. Megrendelhetõ: Az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára: 8 Ft

INDEX: 26 361

HU ISSN 0324—6329