

IDŐJÁRÁS

2

1959. MÁRCIUS – ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)

Dr. BÉLL B.

Dr. BERKES Z.

BODOLAI I., a fiz. tud.

kandidátusa

Dr. S. BRANDEJS (Prága)

Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)

Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)

Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő

Dr. HILLE A.

Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)

S. JAHO (Tirana)

Dr. KAKAS J. szerkesztő

P. KASNECI (Tirana)

Dr. KÉRIM.

Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)

Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)

Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)

Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)

Prof. dr. W. OKOLOWICZ

(Warszawa)

Dr. OZORAI Z.

Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)

Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)

Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)

Prof. dr. K. SCHNEIDER-CARIUS

(Leipzig)

Prof. dr. F. STEINHAUSER

(Wien)

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

BUDAPEST II. KITAIBEL PÁL UTCA 1

TELEFON : 353-500

*

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70.

ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV.

SZÁMLÁN), A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG

TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764.

METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

<i>Cehak, K. (Wien) : Ein statistischer Vergleich der Radiosonden Wien und Budapest (A bécsi és budapesti rádiószonda-mérések összehasonlítása)</i>	65
<i>Ambrózy Pál-Götz Gusztáv-Tánczer Tibor : Нумерическое предсказание абсолютных топографий при помощи баротропического метода Вулеева (Az abszolút topográfiai numerikus előrejelzése Bulejev barotróp módszerével)</i>	74
<i>Dobosi Zoltán-Takács Lajos : A globális sugárzás területi eloszlása Magyarországon</i>	82
<i>Antal Emánuel : A természetes felszín evapotranspirációja a Balaton térségében</i>	85
<i>Steinhauser, F. (Wien) : Messugen der Staubablagerung in Wien (A porlerakódás mérése Bécsben)</i>	94
<i>Tárkányi Zsuzsanna : Balatoni albedómérések</i> ..	100
<i>Béll Béla : Összetett halojelenség Budapest fölött</i> ..	102
<i>Pápainé Szalay Gabriella : A szabadlégkör hőmérsékleti gradiense az alsó 500 méterben különböző makroszintoptikus helyzetekben</i> ..	105
<i>Koppány György : A lehülési góccok mozgása az atlanti-európai térségben</i>	108
<i>Ifj. Bartha Lajos : A kozmikus sugárzás kapcsolata a 100 mb-os szint magasságával és a naptevékenységgel</i>	110
<i>Németh Tivadar : Az 1958. június 10. és 13. között lehullott nagy csapadék makroszintoptikai vizsgálata</i>	112

SZEMLE

<i>Az általános légkörzés távprognosztikai vonatkozásai (Kálmáné Cseh Éva)</i>	116
<i>Szokatlan délelőtti sötétség Budapesten 1959. márc. 16-án (Péczy György)</i>	118

IRODALOM

<i>Zverjev, A. Sz.: Szintoptikus meteorológia (Kapovits A.)</i>	121
<i>Bradtke, F.—Liese, W.: Terem- és külsőklíma mérések segédkönyve (Zalavári L.)</i>	122
<i>Brodzskij, A. V.—Szporiskina, Z. A.: Tapasztalatok a TU—104-es repülőgépek repüléseinek operatív meteorológiai biztosításával kapcsolatban (Ozorai Z.)</i>	123
<i>UNESCO : A száraz övezetek kutatása : Klimatológia (Popovics I.-né)</i>	123
<i>Rjazanov, V. A.: Védekezés a légszennyezés ellen (Gajzágó L.)</i>	124
<i>KRÓNICA</i>	125

K. Cehak* (Wien):

Ein statistischer Vergleich der Radiosonden Wien und Budapest

Comparison of radio-sonde measurements carried out in Vienna and Budapest.

On basis of radio-sonde measurements carried out in the years 1952-1956 in Vienna and Budapest monthly mean values of pressure, temperature and atmospheric humidity were investigated on the above stations on ground level and at the altitudes of 1, 2, 5, 7, 10 kilometers. As a result of these investigations it can be stated that the small deviations of atmospheric pressure appearing from 500 m upwards are to be attributed in spring, autumn and winter to accidental errors, in summer however, these deviations go beyond the character of casual errors. The same result is obtained also concerning the temperature-data. Investigations on humidity-data resulted in finding deviations surpassing accidental errors on all levels in winter, and at altitudes above 1000 m in the other three the seasons. The employed instruments are comparable from the point of view of the pressure-values. Identical temperature-data are to be obtained in spring, autumn and winter. As a final result it can be stated that the radiosonde-measurements of Vienna and Budapest are — with the exception of those in summer — comparable and equally well utilizable for the purposes of average height-charts. The higher temperature-data in summer of the radio-sonde measurements in Budapest are to be explained with the radiation errors of the applied instrument, this problem however, could be decided only by a direct comparison of the instruments.

*

Jedem Meteorologen, der mit der Konstruktion von Höhenkarten zu tun hatte, ist die Erscheinung bekannt, daß — vor allem im dichten Beobachtungsnetz Mitteleuropas — die Angaben der einzelnen Radiosondenstationen oft stark voneinander abweichen. So wird man gezwungen, einzelne Höhen- oder Temperaturangaben zu übergehen, um nicht allzu kühne Isolinien konstruieren zu müssen. Der Grund der oft nur geringen Vergleichbarkeit benachbarter Radiosondenaufstiege liegt in der Verschiedenheit der verwendeten Sondenfabrikate in ihrem Verhalten gegenüber den diversen Verfälschungsmöglichkeiten der Meßwerte, vor allem im Strahlungsfehler der Sonde. Um zu Korrekturwerten zu kommen, wurden schon zweimal in Payerne Vergleichsaufstiege durchgeführt, es gibt auch einige Arbeiten, in denen an Hand eines Meßelementes die Homogenität des europäischen Radiosondennetzes diskutiert wird (Temperatur — *Bartsch* [1], Höhen der Hauptdruckflächen — *Karlsson* [2]). Es wäre zu begrüßen, wenn die einzelnen Wetterdienste die Aufstiege ihrer Nachbarstaaten mit den eigenen vergleichen. Die relativ geringen Distanzen ließen es möglich erscheinen auf statistischem Weg eine Aussage

*) Verfasser dieses Textes ist *Konrad Cehak*, Assistent der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

über einen physikalischen oder technischen Unterschied zu treffen. Wenn man nicht die täglichen Beobachtungen, sondern Monatsmittelwerte der Untersuchung zu Grunde legt, ist anzunehmen, daß die durch die tägliche Verschiebung von Wettersystemen hervorgerufenen Unterschiede einander ausgleichen und man im Mittel denselben physikalischen Zustand mit zwei verschiedenen Instrumenten mißt, weil eben die Distanz der beiden Orte nicht sehr groß ist. Die Untersuchung wird in zwei Schritten durchgeführt werden müssen:

1. wird man untersuchen, ob man überhaupt berechtigt ist anzunehmen, daß die beiden Sondenaufstiegsergebnisse als Stichproben aus derselben Grundgesamtheit anzusehen sind (Frage nach dem gleichen physikalischen Zustand), und

2. wird man, falls der erste Teil zu einem bejahenden Ergebnis geführt hat, untersuchen, ob die Streuungen der beiden Stichproben noch im Rahmen der Fehlergrenzen liegen und daher als gleich betrachtet werden können (Frage nach der gleichen Leistung der Sonden).

So sei nun das Stationspaar Wien—Budapest betrachtet, das eine Entfernung von ca. 250 km Luftlinie hat. Da kein nennenswerter Bergzug die beiden Stationen trennt, ist schon in relativ geringen Höhen eine Übereinstimmung der Wettersituation zu erwarten. Die zeitlichen Differenzen des Eintreffens einer Änderung im Wetterzustand werden sich bei dieser kurzen Entfernung im Monatsmittel nicht mehr störend bemerkbar machen.

Der Untersuchung liegt der fünfjährige Zeitraum 1952—56 zu Grunde. Für ihn sind die Aufstiegswerte einerseits in den „Annales de l'Observatoire de l'Institut Météorologique Hongrois à Budapest" andererseits in den „Aerologischen Berichten, Publikation 169 der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien" veröffentlicht. Die noch unveröffentlichten Mittelwerte für Wien wurden Originalmanuskripten der Wiener Zentralanstalt entnommen.

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

Ötéves havi középértékek (1952—56) különböző magasságban Bécs fölött
(légnyomás P mb, hőmérséklet T C°, relativ nedvesség U %)

Fünfjährige Monatsmittelwerte (1952—56) in verschiedenen Höhenlagen über Wien.
(Luftdruck P mb, Temperatur T C°, Relative Feuchte U %)

		Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Boden	P	992,2	990,4	994,0	991,8	992,6	991,2	991,4	991,6	993,8	994,2	995,8	995,2	992,8
	T	-1,64	-3,74	1,10	6,24	10,18	14,08	15,88	15,34	12,42	8,28	2,66	1,42	6,85
	U	79,8	77,4	78,2	76,4	80,6	81,2	80,8	80,8	82,0	85,4	81,0	82,2	80,5
500	P	955,8	953,8	957,6	956,8	958,4	956,8	958,0	957,4	959,2	959,4	959,2	959,4	957,6
	T	-2,64	-5,16	0,72	6,02	10,30	14,12	16,32	16,14	12,82	8,20	0,80	0,18	6,48
	U	78,8	75,8	74,0	69,6	73,0	75,8	72,0	71,0	76,8	81,2	78,6	81,2	75,6
1 000	P	897,4	894,4	899,2	900,0	902,2	902,0	903,2	902,8	903,2	903,8	902,0	901,0	900,9
	T	-4,04	-6,52	-1,14	3,78	8,18	12,06	14,16	14,12	11,24	7,04	0,08	-0,94	4,83
	U	76,2	76,0	71,2	67,2	69,6	73,2	69,0	67,0	71,0	76,2	75,6	78,0	72,6
2 000	P	789,8	787,8	792,6	795,0	798,2	800,2	801,2	801,2	800,8	799,2	796,2	794,8	796,4
	T	-7,82	-10,30	-5,58	-2,32	1,58	5,90	7,62	7,82	5,64	2,12	-3,04	-4,14	-0,21
	U	68,8	72,6	66,2	69,2	70,0	74,0	71,8	65,6	65,2	66,8	68,0	71,0	69,1
5 000	P	530,6	526,2	533,8	537,2	542,4	547,2	550,2	549,8	549,0	544,8	538,8	536,4	540,5
	T	-25,46	-27,68	-24,04	-21,22	-17,10	-12,06	-10,14	-10,10	-11,68	-15,12	-20,06	-22,20	-18,07
	U	57,6	(59,0)	57,7	53,4	49,0	57,8	52,4	52,0	47,2	49,6	47,4	50,2	—
7 000	P	399,0	395,4	402,6	405,8	412,8	418,4	421,6	422,2	419,2	414,8	407,8	405,0	410,4
	T	-40,12	-42,04	-38,36	-36,06	-31,68	-26,18	-23,84	-23,62	-25,38	-29,26	-34,34	-36,78	-32,30
	U	(34,0)	—	(42,0)	(46,3)	44,0	51,2	41,0	47,0	40,0	49,2	44,2	45,7	—
10 000	P	251,4	248,8	255,0	258,0	263,8	270,2	273,8	273,6	272,2	267,4	259,6	257,6	245,9
	T	-57,46	-57,32	-56,64	-56,18	-52,94	-49,26	-46,04	-46,44	-47,78	-50,78	-54,84	-56,18	-52,65
	U	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

Ötéves havi középértékek (1952—56) különböző magasságban Budapest fölött
(november csak az 1952—55. évekből)

Fünffährige Monatsmittelwerte (1952—56) in verschiedenen Höhenlagen über Budapest
(Im November nur 1952—55)

	Jan.	Feb.	Mär.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Boden P	998,6	995,8	1000,6	997,8	998,4	997,4	997,6	997,6	1000,0	1001,2	1002,2	1002,0	999,1
T	-1,78	-3,40	1,16	6,90	10,84	15,26	16,66	15,92	12,76	8,14	8,37	0,76	7,35
U	83,0	79,6	78,0	75,2	79,8	82,6	78,2	77,8	80,4	86,6	84,0	86,4	80,9
500 P	955,0	952,0	957,0	955,2	955,8	956,4	956,2	956,6	958,6	959,2	959,2	958,0	956,6
T	-2,24	-3,78	-0,14	6,86	11,48	17,06	17,58	17,72	14,30	9,62	2,52	0,40	7,71
U	82,4	81,0	75,2	71,8	71,4	74,4	69,0	66,2	69,6	77,4	83,5	84,2	75,4
1 000 P	897,0	893,0	899,2	897,8	900,2	901,0	901,6	902,2	903,2	902,4	901,5	900,2	899,9
T	-3,62	-5,50	-2,06	4,38	8,62	13,34	14,96	15,10	11,96	7,44	1,07	-0,48	5,61
U	81,8	81,4	74,6	79,2	79,2	71,6	67,6	64,6	68,4	73,2	82,0	80,8	73,5
2 000 P	788,4	786,0	791,8	793,2	796,4	798,6	800,0	801,0	800,0	798,4	795,0	793,4	795,2
T	-7,52	-9,32	-3,78	-2,16	1,96	6,84	8,50	8,62	6,04	2,84	-2,55	-4,22	3,19
U	78,0	77,4	74,8	73,6	74,8	74,6	70,8	69,0	70,0	69,0	77,2	76,2	73,7
5 000 P	529,6	525,4	533,4	536,6	541,4	547,8	549,4	549,8	548,4	544,8	538,5	535,2	540,0
T	-25,02	-27,14	-23,36	-20,46	-16,30	-10,60	-8,64	-8,54	-10,62	-13,60	-18,90	-21,50	-17,03
U	65,4	67,4	63,0	65,8	63,0	66,4	62,6	60,2	55,0	56,6	60,5	62,4	62,4
7 000 P	398,2	394,8	402,6	406,4	411,8	420,0	422,0	422,0	419,8	415,8	408,7	405,2	410,7
T	-39,90	-41,60	-37,74	-35,24	-30,82	-24,44	-21,20	-21,90	-23,98	-27,82	-33,37	-36,38	-31,16
U	61,6	62,0	59,8	61,0	59,2	60,0	55,4	55,8	51,0	53,6	56,2	58,6	57,9
10 000 P	252,0	248,8	255,6	258,2	264,6	272,0	275,2	275,8	272,6	268,4	261,2	257,0	263,5
T	-58,04	-57,20	-56,26	-55,58	-52,48	-47,22	-42,80	-44,48	-45,96	-49,64	-54,50	-56,62	-51,77
U	58,2	59,8	57,4	58,8	57,6	56,2	52,8	51,4	48,2	50,4	55,0	56,2	55,1

Betrachtet wurden die Monatsmittel des Luftdrucks, der Temperatur und teilweise auch der relativen Feuchte um 3^h GMT in verschiedenen Höhen über den beiden Stationen vor allem am Boden, in 500, 1000, 2000, 5000, 7000 und 10 000 m über NN. Die Stationshöhe von Budapest ist 143 m, die von Wien 202 m. Für die Betrachtung des Verlaufes der Messungen wurde jeder Kalendermonat für sich verwendet, für die statistische Bearbeitung wurden die Monate jedoch zu Jahreszeiten zusammengefaßt, da sonst der Stichprobenumfang allzu gering gewesen wäre. Da selbst dann noch der Stichprobenumfang sehr klein ist, wurde auf eine Überprüfung auf Normalität der Verteilung verzichtet und für die Untersuchung der statistischen Signifikanz der Unterschiede zwischen den Messungen wurde ein parameterfreier Test gewählt, der X-Test von *van der Waerden*. Die zweite Frage wurde dann mit dem F-Test untersucht, im Hinblick auf die Aussage *van der Waerdens* [3], daß beim F-Test auch keine großen Fehler entstehen, wenn das Ausgangsmaterial nicht normal verteilt ist.

Zuerst sollen die Monatsmittelwerte von Druck, Temperatur und relativer Feuchte in verschiedener Höhe über Wien und Budapest betrachtet werden. Das Material wurde dafür so geordnet, daß der Gang der Mittelwerte eines Monats in dem betrachteten Jahrfünft deutlich wird, d. h. es wurden für jeden Monat Kurven gezeichnet, die den Gang des Monatsmittelwertes von 1952—56 darstellen, entsprechend Tabelle 3, 4, 5.

Der Bodendruck liegt in Wien stets niedriger als in Budapest wegen der verschiedenen Höhenlagen. Es zeigt sich aber, wenn man in den einzelnen Monaten den Gang des Druckes von Jahr zu Jahr verfolgt, daß dieser Gang in beiden Stationen ziemlich genau parallel ist, was besonders im Februar deutlich wird, der im Jahr 1955 in beiden Stationen einen sehr niederen Druck aufwies, im März, in dem 1953 der Druck sehr hoch war, und schließlich im November und Dezember, in denen ebenfalls das Jahr 1953 durch hohen Druck

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

A légnyomás havi középértékei különböző magasságban Bécs fölött (Wi) és a nyomás-különbségek Budapest és Bécs között (D = Bu - Wi)

Monatsmittelwerte des Luftdrucks in verschiedenen Höhen über Wien (Wi), nebst Angabe der Druckdifferenz Budapest gegen Wien (D = Bu - Wi).

	500 m										2000 m									
	1952		1953		1954		1955		1956		1952		1953		1954		1955		1956	
	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D
Januar	953	0	957	-2	957	-2	954	2	958	-2	788	0	791	-2	789	-3	790	-0	791	-2
Februar	953	-1	955	-2	957	-1	948	-2	956	-3	790	-5	789	2	790	-2	784	1	786	-3
März	954	-1	966	-1	955	-1	955	1	958	-1	788	0	801	-2	791	0	790	0	793	-2
April	959	-1	955	1	959	-4	959	-2	952	-2	799	-1	795	-1	795	-3	795	-2	791	-2
Mai	958	-1	958	-3	956	-4	958	-1	962	-4	797	0	797	-2	798	-2	798	-1	801	-2
Juni	960	-2	949	4	959	-2	958	0	958	-2	801	-1	797	-1	802	-2	800	-2	801	-2
Juli	960	-2	959	-2	956	-1	957	-2	958	-2	803	-1	802	0	798	0	801	-3	802	-2
August	956	0	960	-1	957	-1	958	-1	956	-1	800	1	804	-3	800	-1	802	-1	800	3
September	958	-3	960	-0	959	1	959	1	960	0	797	-1	801	-1	802	0	801	-1	803	-1
Oktober	955	1	962	-1	960	1	958	0	962	-2	794	1	803	-1	800	-1	798	-2	801	-1
November	953	-2	966	0	959	1	960	0	958	-	790	-2	804	-3	797	-1	796	-1	794	-
Dezember	955	-2	965	0	957	-1	956	-1	964	-3	790	0	801	-2	793	-1	792	-2	798	-2
	5000 m										10000 m									
	1952		1953		1954		1955		1956		1952		1953		1954		1955		1956	
	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D
Januar	530	1	532	-2	526	-2	533	0	532	-2	249	5	250	1	249	-2	255	1	254	-2
Februar	528	0	528	0	529	-2	524	-1	522	-1	251	-1	251	0	250	0	247	1	245	0
März	530	0	540	1	534	-1	532	0	533	-2	253	1	260	-2	254	3	253	2	255	-1
April	544	0	537	1	536	-3	535	-1	534	0	265	0	257	2	256	-1	255	1	257	-1
Mai	540	-2	542	-2	542	-3	542	0	546	-2	263	2	264	0	262	1	264	1	266	0
Juni	549	1	545	2	550	0	546	-1	546	1	272	1	269	3	273	2	268	2	269	1
Juli	552	1	552	0	546	0	550	-3	551	-2	276	2	276	2	270	3	273	0	274	0
August	550	2	551	-1	550	-2	550	-1	548	2	276	1	274	2	272	2	272	2	274	4
September	544	1	550	-1	550	-1	549	-1	552	-1	268	1	273	1	273	0	274	-2	273	2
Oktober	540	2	549	-1	546	-1	544	-1	545	1	263	4	270	0	269	0	267	1	268	0
November	532	0	546	-1	540	-1	539	-1	537	-	253	3	266	0	262	0	259	2	258	-
Dezember	531	-1	542	-2	536	-2	533	0	540	-2	254	0	261	-1	257	0	256	0	260	-2

IV. TÁBLÁZAT — TABELLE IV.

A hőmérséklet havi középértékei különböző magasságban Bécs fölött (Wi) és a hőmérsékletkülönbségek Budapest és Bécs között (D = Bu - Wi) tizedfokokban

Monatsmittelwerte der Temperatur in verschiedenen Höhen über Wien (Wi), nebst Angabe der Temperaturdifferenz Budapest (Bu) gegen Wien (D = Bu - Wi), in Zehntelgrad C

	500 m										2000 m										
	1952		1953		1954		1955		1956		1952		1953		1954		1955		1956		
	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	
Jan.	-8	2	-23	9	-59	-8	-36	18	-6	-1	-77	15	-80	8	-115	-1	-50	6	-69	-13	
Feb.	-19	7	-17	9	-87	17	-25	17	-110	19	-89	13	-90	15	-98	0	-88	9	-150	12	
Mär.	-4	-72	22	4	30	13	-1	14	-11	-2	-69	-7	-36	-10	-40	-14	-70	16	-64	-18	
Apr.	94	18	70	5	38	6	38	6	61	7	30	-6	-8	-3	-50	4	-56	3	-32	10	
Mai	100	15	108	7	101	14	94	17	112	6	14	5	12	3	20	-3	13	12	20	2	
Jun.	144	81	142	15	154	17	131	19	135	15	60	9	60	11	75	9	50	6	50	12	
Jul.	170	27	169	15	146	11	162	8	169	2	85	18	90	9	55	12	73	4	78	1	
Aug.	177	26	150	10	161	16	156	15	163	12	99	16	70	-12	72	13	71	7	79	15	
Sep.	101	21	132	12	137	18	130	20	141	3	25	15	61	4	64	5	52	4	80	-8	
Oktober	67	19	92	16	82	9	79	19	90	13	-5	5	24	49	1	20	2	15	14	27	-3
Nov.	-18	39	23	1	12	18	22	4	1	-	-46	6	-5	-2	-20	-4	-41	10	-40	-	
Dez.	-28	18	-6	4	21	3	21	-9	1	-5	-60	12	-25	-7	-44	2	-42	-3	-36	-8	
	5000 m										10000 m										
	1952		1953		1954		1955		1956		1952		1953		1954		1955		1956		
	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	
Jan.	-257	22	-259	5	-284	-6	-229	10	-244	-9	-573	-5	-576	-21	-561	-11	-586	7	-577	1	
Feb.	-262	8	-260	5	-265	2	-281	12	-316	0	-587	6	-578	10	-596	1	-552	-3	-553	-8	
Mär.	-240	-2	-223	-7	-239	26	-250	23	-250	-6	-555	-4	-576	3	-576	7	-585	9	-540	4	
Apr.	-170	7	-200	5	-235	3	-237	12	-219	11	-540	14	-573	10	-578	9	-558	-7	-556	4	
Mai.	-174	8	-170	7	-176	9	-175	18	-160	-2	-511	-5	-526	5	-551	9	-532	14	-527	0	
Jun.	-114	12	-119	19	-106	23	-135	15	-129	-4	-487	16	-500	32	-476	28	-500	16	-500	10	
Jul.	-86	19	-89	19	-124	19	-109	12	-99	6	-450	30	-446	35	-469	21	-475	10	-462	16	
Aug.	-84	16	-96	10	-110	16	-116	20	-99	16	-436	13	-465	20	-478	27	-490	20	-453	18	
Sep.	-140	17	-105	11	-115	7	-122	18	-102	0	-490	9	-473	17	-478	13	-479	28	-469	24	
Oktober	-184	33	-131	4	-144	16	-151	18	-146	5	-505	15	-500	-4	-505	19	-523	21	-506	6	
Nov.	-239	19	-160	1	-190	7	-210	16	-204	-	-345	8	-536	12	-547	1	-560	11	-554	-	
Dez.	-240	21	-206	0	-229	14	-228	8	-207	-8	-576	1	-558	-10	-560	5	-566	-1	549	-17	

V. TÁBLÁZAT — TABELLE V.

A relativ nedvesség havi középértékei (%) különböző magasságban Bécs fölött (Wi) és a nedvességkülönbségek Budapest és Bécs között (D = Bu - Wi)

Monatsmittlwerte der relativen Feuchtigkeit (%) in verschiedenen Höhen über Wien (Wi), nebst Angabe der Differenz der in Budapest (Bu) gemessenen Werte gegen Wien (D = Bu - Wi)

	500 m										2000 m									
	1952		1953		1954		1955		1956		1952		1953		1954		1955		1956	
	W	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D
Jan.	75	8	84	2	72	9	84	2	79	-3	73	6	80	4	67	18	60	13	64	5
Feb.	80	5	76	8	75	4	76	2	72	7	81	1	67	12	70	7	73	1	72	3
Mär.	75	-2	63	4	80	1	74	1	78	2	75	0	50	16	67	12	71	7	68	8
Apr.	70	2	66	4	72	2	70	1	70	2	65	6	67	4	71	12	70	13	73	0
Mai.	75	-2	75	-4	75	-2	71	-4	69	4	76	-2	75	1	72	3	61	7	66	15
Jun.	76	-6	80	1	75	5	76	-9	72	2	73	-6	74	5	74	6	75	-4	74	2
Jul.	62	-5	75	-5	75	0	80	-4	68	-1	68	-9	69	1	72	4	79	-2	71	1
Aug.	67	-4	70	-6	69	-5	81	-6	68	-3	60	5	62	10	62	4	78	1	66	-3
Sep.	80	-3	77	-6	76	-11	80	-7	62	9	75	1	65	6	65	-1	67	12	54	6
Okt.	80	3	85	-9	79	-4	84	-6	78	-3	70	5	68	3	66	0	64	5	66	-2
Nov.	70	16	76	5	84	-2	83	2	80	-	79	3	58	11	62	15	70	11	71	-
Dez.	85	4	84	2	81	1	75	5	81	3	72	13	65	11	73	-3	72	3	73	2

	5000 m									
	1952		1953		1954		1955		1956	
	W	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D	Wi	D
Jan.	63	1	65	6	58	15	44	16	58	1
Feb.	67	4	—	(66)	48	21	62	5	—	(64)
Mär.	64	5	—	(57)	50	9	56	11	61	5
Apr.	60	5	53	13	54	17	50	11	50	16
Mai.	60	2	54	6	50	13	41	22	40	27
Jun.	51	10	66	5	61	2	54	9	57	10
Jul.	48	6	51	9	60	11	54	18	49	7
Aug.	59	1	41	10	42	12	58	16	60	2
Sep.	61	-2	40	15	46	11	47	10	42	5
Okt.	60	2	47	11	43	8	50	6	48	8
Nov.	64	9	44	13	41	10	40	21	48	—
Dez.	—	(69)	46	18	51	7	54	6	50	11

Megjegyzés: A táblázatban 5000 m-es szinten a D oszlopban zárójellel tett számok a Budapesten mért nedvességértékeket jelentik.

Fußnote: In der Tabelle für 5000 m bedeuten in den Spalten D in Klammer stehende Werte die in Budapest gemessenen Werte.

hervorsticht. Die Temperaturen am Boden sind wohl in Wien im allgemeinen etwas tiefer als in Budapest, doch gibt es auch Monate, in denen das Gegenteil der Fall ist, vor allem in Wintermonaten. Die auftretenden Differenzen sind stets ziemlich klein. Ganz anders liegen dagegen die Feuchteverhältnisse. Hier finden wir in den Monaten Jänner, März, August, September, Oktober und Dezember wohl einen ungefähren Gleichlauf der Monatsmittlwerte im Verlauf der betrachteten fünf Jahre, doch ist der Betrag der Schwankung dieser Mittelwerte einmal in Wien, ein anderes Mal in Budapest größer. In den übrigen Monaten ist auch das allgemeine Verhalten der Kurven der relativen Feuchtigkeit voneinander verschieden. Hier spielen lokale Unterschiede jedenfalls eine große Rolle.

In der Höhe von 500 m sind die Druckunterschiede über den beiden Stationen schon wesentlich geringer, das Vorzeichen der Differenz der Monatsmittlwerte schwankt auch im Laufe der fünf Jahre, mit Ausnahme der vier Monate Februar, Mai, Juli, August, in denen Wien den höheren Druckwert hat. Die extremen Druckwerte in bestimmten Monaten, wie sie oben angeführt wurden, treten auch in dieser und allen übrigen Höhenflächen wieder in beiden Stationen gleichartig in Erscheinung. Die Temperatur ist in 500 m Höhe noch immer in Wien etwas tiefer als in Budapest, doch ist der Unterschied vor allem in den Wintermonaten sehr gering, im Sommer dagegen etwas größer als am Boden. Die relative Feuchte ist im Winter geringer über Wien als über Budapest, im Sommer ist dies umgekehrt. Der Gleichlauf der Mittelwertkurven für die einzelnen Monate ist besser als am Boden mit Ausnahme des Oktober und November.

Von 1000 m an zeigt sich bei Betrachtung der Luftdruckmonatsmittel stets eine gute Übereinstimmung der Werte über Wien und Budapest. Die auftretenden Differenzen wechseln regellos ihr Vorzeichen, tragen also den Charakter zufälliger Fehler. Ausnahmen gibt es nur in den Sommermonaten. In den Schichten unter 5000 m ist der Druck in Wien höher als in Budapest, von 7000 m aufwärts ist er dagegen in Wien niedriger als in Budapest. Ähnliches gilt auch für die Temperatur in den höheren Schichten. Mit Ausnahme der Sommermonate und über 5000 m auch des Septembers treten nur geringfügige Abweichungen der Monatsmittel der beiden Stationen voneinander auf, deren Vorzeichen ebenfalls regellos schwankt. Anders ist dies in den Monaten Juni bis September (unter 5000 m bis August). Wengleich der allgemeine Gang auch hier in beiden Fällen derselbe ist, liegen die Temperaturen über Budapest immer einige Grade über den Wiener Werten, die Differenzen sind besonders in den höheren Schichten (von 7000 m aufwärts) merklich. Die Mittelwerte der relativen Feuchte zeigen in 1000 und 2000 m Höhe eine bessere Übereinstimmung als in den bodennäheren Schichten. In den Wintermonaten treten jedoch schon in 2000 m wieder sehr starke Abweichungen auf, die Wiener Werte liegen oft über 10% unter den Budapester Werten. In größeren Höhen treten diese starken Abweichungen dann das ganze Jahr auf, wobei Wien immer die trockenere Atmosphäre aufweist als Budapest. Die Wiener Werte zeigen auch im Jahrfünft sehr starke Schwankungen der Mittelwerte der relativen Feuchte für einen Monat. Von 7000 m aufwärts werden die Feuchtemessungen über Wien so spärlich, daß keine Vergleiche mehr durchgeführt werden können.

Daß die Druckangaben der beiden Radiosonden gut übereinstimmen, wird auch aus dem Jahresgang, der als Fünfjahresmittel der Monatsmittel berechnet wurde, ersichtlich (Tabelle 1, 2.). Die Jahresgänge weichen besonders in den untersten 1000 m beträchtlich von einem sinusartigen Verlauf ab, zeigen aber auch in größeren Höhen einzelne Abweichungen von einer Sinuskurve (März- und Novemberwerte!). Es zeigt sich, daß diese Abweichungen von einem glatten Kurvenverlauf gleichzeitig in beiden Stationen erscheinen. Etwas größere Differenzen zwischen den beiden Kurven gibt es in großer Höhe im Sommer.

Das gleiche Bild ergibt sich bei Betrachtung des auf analogem Weg erhaltenen Jahresganges der Temperatur. Abweichungen vom sinusförmigen Verlauf treten gemeinsam in beiden Stationen in derselben Richtung im selben Monat auf. Die Temperaturmittelwerte der beiden Stationen liegen in einem bestimmten Monat eng beieinander, größere Unterschiede kommen wieder in den Sommermonaten und zwar über 5000 m Höhe vor.

Was den Jahresgang der relativen Feuchte betrifft, ist zu sagen, daß hier Übereinstimmung eigentlich nicht einmal in den Grundzügen auftritt. Am ehesten sind einander noch die Kurven bis zu 500 m Höhe ähnlich, über 1000 m treten große Abweichungen der Mittelwerte voneinander auf und es kommt auch zu Gegenläufigkeiten in der Veränderung von einem Monat zum nächsten, was bei den Jahresgängen der Temperatur und des Druckes nur in vier Fällen in den untersten 1000 m vorkam, und nur mit sehr kleinen Absolutbeträgen der Abweichung.

Um festzustellen, ob die auftretenden Differenzen der von den beiden Stationen gemeldeten Werte noch als zufällige Abweichungen der Beobachtungen von einem gemeinsamen physikalischen Wert gedeutet werden können, wurde eine Signifikanzuntersuchung der gegenseitigen Abweichungen durchgeführt. Wegen der Kleinheit des Materialumfanges wurde dazu, wie

schon erwähnt, ein parameterfreier Test, der X-Test von *van der Waerden* verwendet, dessen Voraussetzungen viel weniger streng sind als die z. B. für den t-Test (Ableitung des Tests [3], bequeme Tabellen [4]).

Für die Anwendung des Testes wurden die Meßwerte nach Jahreszeiten zusammengefaßt, damit die Gruppen etwas vergrößert würden, aber doch dem Inhalt nach einheitlich blieben. Auf diese Weise erhält man für jede Höhenfläche und jedes Element drei Gruppen mit zweimal fünfzehn Werten und eine Gruppe (Herbst) mit zweimal vierzehn Werten. Die entsprechenden Signifikanzgrenzen bei zweiseitiger Anwendung des Tests sind dann :

Elemente	30	28
Fehlergrenze 5%	4,88	4,69
Fehlergrenze 2%	5,77	5,54
Fehlergrenze 1%	6,35	6,09

Nur wenn der aus den Beobachtungen errechnete X-Wert unter der angegebenen Schranke für 5% liegt, kann angenommen werden, daß die Abweichungen der von einer Station gemeldeten Werte von denen der anderen Station zufällig sind, die beiden Reihen also zu einer Grundgesamtheit gehören.

Die Luftdruckwerte am Boden sind natürlich überzufällig voneinander verschieden, der Grund liegt in der verschiedenen Meereshöhe der beiden Stationen. In den höheren Niveaus ab 500 m jedoch sind die X-Werte im Frühling, Herbst und Winter viel kleiner als der Schrankenwert für 5%, d. h. die kleinen Abweichungen der Messungen voneinander gehen auf zufällige Fehler zurück. Im Sommer jedoch sind auch noch in 500 m Höhe starke Unterschiede vorhanden, der errechnete X-Wert liegt zwischen X(5%) und X(2%), es sind die Abweichungen schwach gesichert. Könnte man hier noch an einen Einfluß der Bodennähe denken, so ist dieser sicher nicht mehr zur Erklärung dafür zu nehmen, daß auch in den höheren Lagen noch der X-Wert sehr nahe dem X(5%) liegt, wenn auch die Abweichungen nicht mehr gesichert sind.

Wenden wir den X-Test auf die Temperaturwerte an, so können wir feststellen, daß im Sommer in allen Höhen überzufällig große Temperaturdifferenzen zwischen den beiden Sonden auftreten, in den anderen Jahreszeiten die Zufälligkeitgrenze nicht erreicht wird. Die Betrachtung des Jahresganges ergab große Differenzen zwischen den beiden Sonden ja auch nur im Sommer. Die sonstige gute Übereinstimmung führt auf den Schluß, daß im Sommer der Strahlungsfehler der ungarischen Sonde merklich wurde, da die Sonne zur Aufstiegszeit am frühen Morgen schon ziemlich hoch stand. Damit wird dann auch die im Sommer auftretende Differenz in den Druckwerten im Zusammenhang stehen.

Bei den Werten der relativen Feuchte zeigt sich im Winter in allen Höhen, in den anderen Jahreszeiten oberhalb von 1000 m die Überzufälligkeit der Differenzen zwischen den Wiener und den Budapester Aufstiegen in den Testergebnissen.

Nun sind für die Jahreszeiten und Höhen, für die der X-Test nicht gegen eine Übereinstimmung der beiden Messungen sprach, die Streuungen zu betrachten. Es wurden also die Druckwerte aller Jahreszeiten in den Höhen von 500 m aufwärts (nur im Sommer ab 1000 m) dem F-Test unterzogen, der angeben soll, ob die Streuungen der beiden Meßinstrumente als gleich groß betrachtet werden dürfen oder ob sie systematische Abweichungen zeigen.

Die resultierenden F-Werte haben alle ungefähr den Wert 1, liegen also wesentlich unter der 5% Schranke des Testes, d. h. also, daß die beiden Instrumente bezüglich ihrer Druckangaben vergleichbar sind. Bei der Betrachtung der Temperaturwerte muß der Sommer ausgeschlossen werden wegen des Ergebnisses des X-Tests. Auch hier ergeben sich stets F-Werte zwischen 1 und 1,8, die ebenfalls weit unter der 5% Schranke liegen. In den untersuchten Jahreszeiten geben also beide Aufstiege gleichwertige Temperaturmessungen. Bei der relativen Feuchte zeigt das Ergebnis des X-Tests, daß die beiden Meßreihen stark divergieren, von einer Anwendung des F-Tests war daher Abstand zu nehmen.

Das Anwachsen der Temperaturdifferenzen zwischen den beiden Sonden im Laufe eines Jahres läßt sich an Hand mittlerer Monatsaufstiege zeigen. (Diese Konstruktion erfolgte auf Grund der ebenfalls veröffentlichten Mittelwerte für bestimmte Isobarenflächen). Man sieht, daß die Temperaturunterschiede vom Winter zum Sommer größer werden, dann wieder kleiner, jedoch noch im Oktober ein sekundäres Maximum aufweisen, dies tritt aber nur in Schichten zwischen 700 und 300 mb auf, also zwischen 3000 und 9000 m Höhe.

Nach den angeführten Testergebnissen dürften die Sondenaufstiege der beiden Stationen Wien und Budapest mit Ausnahme des Sommers vergleichbar und gleich gut verwendbar sein, z. B. für die Konstruktion von mittleren Höhenkarten. Im Sommer dagegen gibt der ungarische Aufstieg höhere Temperaturwerte, die vermutlich auf einen Fehler des Instrumentes zurückgehen, eine Frage, die nur durch einen physikalischen Vergleich, nicht durch eine statistische Betrachtung entschieden werden kann. Bei der Konstruktion von Sommerkarten der meteorologischen Verhältnisse in höheren Schichten ist dieses Verhalten jedenfalls zu berücksichtigen.

LITERATUR:

- [1] *Bartsch, J.* : Vergleich einiger europäischer Aufstiege. Tägl. Wetterbericht d. Dtsch. Wetterdienstes in der US-Zone, Zentr.-Amt Bad Kissingen, Nr. 110 vom 20. 4. 1950.
- [2] *Karlsson, K. E.* : A study of homogeneity of the European radiosonde station network as to interdiurnal variability. SMHI Notiser och preliminära rapporter Vol. 1, Nr. 2, Stockholm 1953.
- [3] *Van der Waerden, B. L.* : Mathematische Statistik. Springer-Verlag Berlin-Göttingen-Heidelberg 1957.
- [4] *Van der Waerden, B. L. und Nievergelt, E.* : Tafeln zum Vergleich zweier Stichproben mittels X-Test und Zeichentest. Springer-Verlag Berlin-Göttingen-Heidelberg 1956.

*

A BÉCSI ÉS A BUDAPESTI RÁDIÓSZONDA-MÉRÉSEK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Ismeretes, hogy egyes rádiószonda-állomások mérési eredményei, különösen a középeurópai sűrű hálózatban, gyakran eltérnek egymástól. A különbségek oka részben a rádiószondák sugárzási hibájában, részben a használt műszerfajták eltérő sajátágaiban keresendő.

A Szerző szerint az eltérések fizikai vagy technikai természetére nemcsak a műszerek közvetlen összehasonlításával, hanem statisztikai úton is következtetni tudunk, ha az egymáshoz elég közel fekvő rádiószonda-állomásoknak

nem a napi adatait, hanem havi középértékeiket hasonlítjuk össze. A vizsgálat során eldöntendő, hogy a két állomás adatait felfoghatjuk-e ugyanazon adathalmaz egy-egy vakpróbájának és ha igen, a hibahatáron belül vannak-e a két vakpróba szórásai.

A Szerző ezt a vizsgálatot a Bécsben és Budapesten 1952—1956. években végzett rádiószonda-mérések felhasználásával végezte el. Megvizsgálta mindkét állomáson a légnyomás, a hőmérséklet és a nedvesség havi középértékeit a talajon, 1, 2, 5, 7, 10 km magasságban. A kapott eltérések szignifikáns voltának elbírálására a *van der Waerden*-féle X-próbát alkalmazta, a második kérdést pedig az ún. F-próbával vizsgálta meg.

A vizsgálatok szerint (l. a táblázatokat) a talajmenti légnyomás Bécsben mindig alacsonyabb, mint Budapesten a különböző magassági fekvés miatt. A nyomásnak a havi közepekkel ábrázolt időbeli változása azonban elég pontosan párhuzamos a két állomáson. A talajon mért hőmérsékletek Bécsben általában kissé alacsonyabbak, mint Budapesten, de vannak olyan hónapok is, elsősorban télen, amelyek ennek ellenkezőjéről tanúskodnak. A nedvesség középértékeiben ugyancsak a talajon nagyobbak az eltérések s a középértékek ingadozása egyszer Budapesten, másszor Bécsben nagyobb.

A légnyomás különbségei 500 m magasságban lényegesen kisebbek, mint a talajon, előjelük váltakozik az 5 év folyamán. A hőmérséklet 500 m magasságban Bécs fölött kissé alacsonyabb volt, mint Budapesten, a különbség télen csekély, nyáron nagyobb. A nedvességre 500 m magasságban télen Bécs fölött, nyáron pedig Budapest fölött kaptak kisebb értékeket.

A légnyomás havi középértékei 1000 m fölött jól megegyeznek a két állomáson. A különbségek véletlen hibáknak tekinthetők. A nyári hónapokban 7 km-től kezdődőleg Bécs fölött alacsonyabb a légnyomás, mint Budapest fölött (eltérően az 500 m alatti rétegtől). A hőmérsékletben a nyári hónapok kivételével lényegtelen eltéréseket találunk. A nyári hónapokban azonban a budapesti havi közepek, különösen 7 km-től felfelé néhány fokkal magasabbak a bécsi értékeknél. A nedvesség középértékei 2 km magasságban télen, a magasabb szinteken pedig egész évben alacsonyabbak Bécs fölött, mint Budapesten.

A légnyomás és a hőmérséklet évi menete, különösen az alsó rétegekben mindkét állomás jelentősen eltér a sinusgörbe alakjától, de az eltérések ugyanazon hónapokban, azonos irányban lépnek fel. Nagyobb eltérések az állomások nyomás- és hőmérsékletadatai között csak a nyári hónapokban 5 km fölött fordulnak elő. A nedvesség évi menete még alapvonalaiban sem egyezik meg a két állomáson.

A *van der Waerden*-féle X-próba alkalmazása előtt a Szerző az adatokat évszakok szerint csoportosította. A szignifikancia-vizsgálatok azt mutatták, hogy 500 m-től kezdve a légnyomásban mutatkozó kis eltérések tavasszal, ősszel és télen véletlen hibákra vezethetők vissza, nyáron azonban az eltérések a véletlen hibák jellegét meghaladják. Ugyanezt az eredményt kapjuk, ha az X-próbát a hőmérséklet-adatokra alkalmazzuk. A nedvességadatokkal végzett vizsgálatok télen minden szinten, a többi évszakban 1000 m-en felül a véletlen hibát meghaladó eltérést mutattak ki a két adatsor között.

Az adatok szórásának összehasonlítására a Szerző az ún. F-próbát alkalmazta. Ennek a vizsgálatnak a célja annak eldöntése volt, hogy vajon az alkalmazott mérőműszerek adatainak szórása a két adatsornál egyforma nagynak tekinthető-e, vagy szisztematikus eltérést mutat. A vizsgálat szerint a két műszer a nyomás-adatok szempontjából összehasonlítható. Hasonlóképpen azonos értékű hőmérséklet-adatokat kapunk tavasszal, ősszel és télen.

A nyári hőmérsékletértékekre és a nedvesség-adatokra az X-próba eredményei miatt az F-próbát nem alkalmazhatta.

Végeredményben a vizsgálatok azt mutatják, hogy Bécs és Budapest rádiószonda-mérései a nyári évszak kivételével összehasonlíthatók és egyformán jól felhasználhatók átlagos magassági térképek szerkesztésére. Nyáron a budapesti rádiószondák magasabb hőmérséklet-adatai az alkalmazott műszer sugárzási hibájával magyarázhatók. Ez azonban csak a műszerek közvetlen összehasonlításával lenne eldönthető. A magasabb rétegek nyári időjárási térképeinek szerkesztésénél ezt a körülményt mindenesetre figyelembe kell vennünk.

Ambrózy Pál — Götz Gusztáv — Tanczer Tibor :

Нумерическое предсказание абсолютных топографии при помощи баротропического метода Булева.

Numerical forecasting of contour charts by the aid of Bulejev's barotropic method. Fifty forecastings of the geopotential variations of the 700 mb surface were made by the authors on the basis of Bulejev's method, which is one of the barotropic methods of pressure-forecasting. Within the examined interval three periods of 6 days each were chosen and submitted to a detailed analyse. In addition to the prognose of the 700 mb surface, forecasts for the surfaces of 700 and 500 mb was tried also by computing the displacement field from the 500 mb contour charts. However, in the average worse results were obtained than those attained by using the 700 mb displacement field. The effect of the Coriolis parameter too, was analysed and concluded that its taking into consideration is reasonable only in meridional synoptic situations.

✱

Нумерическое предсказание атмосферических параметров на основе гидро-термодинамических основных уравнений является одной из самых молодых и быстро развивающихся отраслей динамической метеорологии несмотря на то, что первые попытки были сделаны в начале этого столетия и они тесно связаны с работой *В. Беркнеса* [1]. Затруднения, возникшие в течение исследований были в сущности двоякового рода: с одной стороны математические затруднения, препятствующие решению уравнений, а с другой стороны желательны были такие решения, анализ которых было исполняемо за реальное время. Характерно, что тогда как принципиальные затруднения были побеждены уже раньше (*Л. Ф. Ричардсон* [2], *И. А. Кибель* [3]), вторая проблема — в сущности технического характера — была решена только применением электронных счетных машин (принстонская группа) [4]. Исследователям одновременно удалось разработать графические методы решения, при помощи которых объективные прогностические способы — что касается предсказания барического поля — стали доступными и метслужбам, не обладающим дорогостоящими счетными машинами. К числу этих принадлежит и баротропический метод предсказания давления, разработанный *Н. И. Булевым*, который вследствие его простоты и быстрой анализируемости очень легко употребляется в прогностической службе [5].

Уравнение предсказания геопотенциального изменения высоты бездивергентного уровня выводится *Булевым* — при обычными пре-

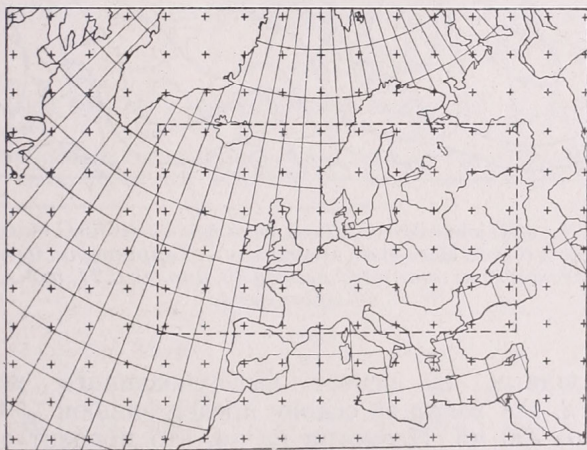
небрежиями — из баротропического уравнения вихря скорости. Получается результат, что динамическая высота определенной точки изменяется во времени таким образом, как бы поле изогипсы переместилось в соответственно избранном поле переноса :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = J(H, B^*),$$

где H — геопотенциальная высота, B^* — функция переноса. Функция переноса представится Булеевым в форме

$$B^* = \frac{g}{f} \left[\bar{H} + \frac{\Delta s^2}{4} \beta \frac{f}{g} y \right],$$

где y — горизонтальная координата к северу, g — ускорение силы тяжести, f — параметр Кориолиса, β — Россби-параметр, H — исходное поле изогипсы усредняя с Δs возрастом дистанции. Если



1. ábra — *Рис. 1.* : Az előrejelzéseknél alkalmazott rácshálózat ($d = 500$ km). Prognózisok a szaggatott vonalal határolt területre készültek. — Сетка точек, употребленная в приготовлении прогнозов ($d = 500$ км). Прогнозы были приготовлены на территорию, разграниченную с пунктиром.

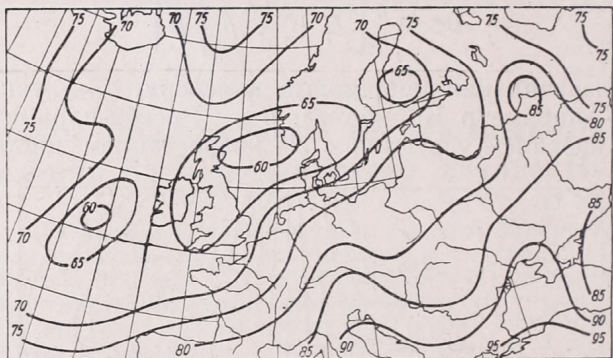
избрать возрастание дистанции $\Delta s = 2d = 1000$ км в скрещенном четырехполюснике $d = 500$ км, то функция B^* правильно дает адвекцию на 24 ч.

Метод Булеева расходится от метода предсказания Фёртофта [6] тем, что пренебрегает временное изменение поля переноса. Соответственно этому он и является более быстрым : для предсказания требуется полуторачасовая работа одного сотрудника.

Возникает вопрос, какая изобарическая поверхность считается бездивергентной. Как известно, высота бездивергентного уровня может быть определена только косвенными способами, положение его ни в пространстве ни во времени не является постоянным и он зависит от степени развития атмосферических формаций. Согласно новым исследованиям, он находится наиболее часто вблизи поверхности 700 мб и поэтому — как это подтверждается и исследованиями Булеева

— можно ожидать самые лучшие результаты от этого метода на поверхности 700 мб.

Нами были приготовлены пятьдесят суточных предсказаний абсолютной топографии на пространстве Европы в периоде от 30-го апреля до 27-го июня 1958 на основе 00 GMT радиозондажей. (Рис. 1.) Расчеты были сделаны и с пренебрежением второго, кориолисового члена функции переноса, когда поле было перемещено вдоль кривых переноса $V = g/f \cdot H$. Территориальное распределение оправдаемости пред-



2. ábra — Рис. 2. Az előrejelzések százalékos bevalásának területi eloszlása 1958. április 30. — június 27. között (ötven előrejelzés átlagában) — Территориальное распределение процентной оправдаемости прогнозов между 30. апреля и 27. июня 1958 (в среднем 50 прогнозов).

сказаний сделанных на основе вышеуказанного метода указывается на Рис. 2, где взяли за основу предел ошибок ± 40 гпм принятый на уровень 700 мб. Несмотря на то, что процент оправдаемости дает только ориентировочную информацию, карта изображает точки, где наиболее часто появляются ошибки. Так как речь идет о баротропическом модели, эти точки вообще совпадают с местами углубления и располнения циклонов в рассмотренном периоде. В самом деле, барические сборные карты показывают усиленную частоту циклона на западе от Ирландии и в районе финского залива. Поразительно хорошие проценты над Малой Азией объясняются методом верификации: в этом пространстве среднее интердиурное изменение геопотенциала гораздо меньше, чем допустимый предел ошибок.

Для более детального изучения метода мы избрали из упомянутых 50 дней 3 такие периоды (12—17 мая, 26—31 мая и 16—21 июня 1958) в течение которых произошли значительные перемены над европейским пространством, но вместе взятые три периода не уклоняются существенно от средней величины 50 дней и таким образом они могут считаться типичными — по крайней мере для летнего полугодия. На эти 3 периода изолинии 850 и 500 мб были тоже перемещены нами вдоль линий переноса $V = const.$ считанных из начальной карты 700 мб. Таблица I содержит статистические индексы так приготовленных предсказаний. Значение символов употребленных в таблице:

σ_x рассеяние предсказанного изменения геопотенциала,

σ_y рассеяние наступившего изменения геопотенциала,

ε рассеяние ошибки прогноза,

$$K = \varepsilon/\sigma_y$$

r корреляционный коэффициент,

$$e_m = \frac{\sum |e|}{n} \quad \text{средняя ошибка,}$$

$$v_m = \frac{\sum |y|}{n} \quad \text{средняя изменчивость.}$$

Заслуживает внимания, что именно прогноз поверхности 700 мб был наименее удачным, но если принять во внимание индекс K , даже этот прогноз принадлежит к числу приемлемых. В этом вероятно играет роль и ошибка анализа, происходящая из недостатка данных (карты 700 мб были нарисованы утром каждого дня обсервации из непосредственного телетайпного материала, а топографии 850 и 500 мб

I. TÁBLÁZAT:

A kísérleti időszakok előrejelzéseinek verifikációs karakterisztikái Átvitel a 700 mb-os szinten

Таблица I: Верификационные характеристики предсказаний экспериментальных периодов. Перенос на поверхности 700 мб.

mb мб	σ_x	σ_y	ε	K	r	Beválás (%) оправдаемость		e_m	v_m
						≤ 40	≤ 60		
850	31	44	38	0,86	$0,527$ $\pm 0,015$	79,4	—	33	29
700	30	46	42	0,92	$0,431$ $\pm 0,017$	74,8	—	32	35
500	48	61	54	0,89	$0,530$ $\pm 0,015$	64,6	79,4	41	46

были приготовлены позже, когда весь материал был в нашем распоряжении), но решающая причина этого явления может выясниться только на основе дальнейших исследований. Процент оправдаемости на поверхности 500 мб было вычислено и с более реальным пределом ошибок ± 60 гпм, и так получились конечно гораздо лучшие значения оправдаемости.

Как было упомянуто, положение бездивергентной поверхности в атмосфере можем определять только косвенными методами. Касающиеся исследования дают весьма неодинаковые результаты. Общепринятое мнение и в наших днях, что вычисление интеграла Лагранжа является более целесообразным в поле переноса, вычисленном из изогипс 500 мб. Поэтому нами была сделана попытка перемещения изогипс 700 и 500 мб вдоль кривых $B = const$ 500 мб. Результаты расчетов, сделанных на период 26—31 мая 1958 показываются в Таблице II.

II. TÁBLÁZAT:

Az 1958. V. 26—31. közötti időszak előrejelzéseinek verifikációs karakterisztikái
Átvitel az 500 mb-os szinten

Таблица II: Верификационные характеристики прогнозов периода 26—31.
мая 1958. Перенос на поверхности 500 мб.

mb мб	σ_x	σ_y	ε	K	r	Beválás (%) оправдаемость		e_m	v_m
						≤ 40	≤ 60		
700	39	41	44	1,07	$0,368$ $\pm 0,031$	73,0	—	34	35
500	61	56	58	1,03	$0,511$ $\pm 0,026$	60,6	76,6	44	46

Из таблицы видно, что прогноз 500 мб едва отстает от точности прогноза 700 мб, сделанного из функции B считанной из изогипс 700 мб. Все таки, корреляционное значение 0,368 прогноза топографии 700 мб является довольно слабым. Это объясняется слишком скорым перемещением поля. Получились бы вероятно лучшие результаты, если бы мы переместили поле только с 2/3 или 3/4 частью градиента кривых $B = const.$ 500 мб. Попытки, сделанные нами в этом направлении дали неплохие результаты, но выяснилось одновременно, что при решении вопроса вообще синоптическое положение должно во всяком случае приниматься во внимание.

III. TÁBLÁZAT:

A kísérleti időszakok 700 mb-os előrejelzéseinek verifikációs karakterisztikái
Átvitel a 700 mb-os B és B^* görbék mentén

Таблица III: Верификационные характеристики прогнозов 700 мб экспериментальных периодов. Перенос вдоль кривых B и B^* 700 мб.

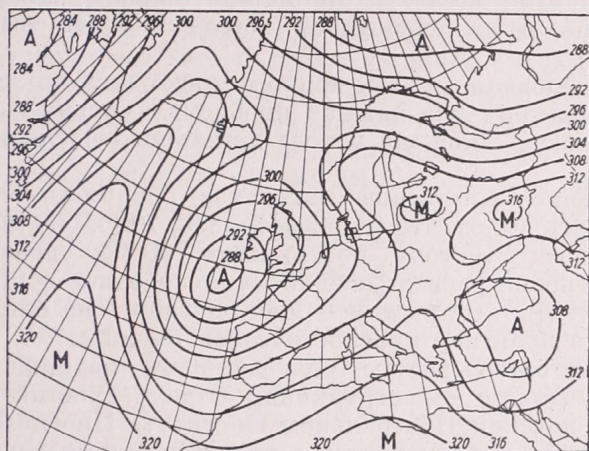
Átviteli függvény funkció переноса	σ_x	σ_y	ε	K	r	Beválás (%) оправдаемость ≤ 40	e_m	v_m
B	30	46	42	0,92	$0,431$ $\pm 0,017$	74,8	32	35
B^*	25	46	44	0,95	$0,345$ $\pm 0,018$	71,7	34	35

При вышеупомянутых исследованиях оставили без внимания влияние кориолисового члена в поле переноса. Это объясняется тем, что принятие во внимание этого влияния не улучшило результаты прогнозов 700 мб, сделанных из целого 50-дневного периода. Характеристики оправдаемости прогнозов, сделанных при помощи функций переноса B и B^* мы показали для экспериментальных периодов, чтобы лучше сравнить их с Таблицей I (см. Табл. III).

Из таблицы оказывается в самом деле, что прогноз 700 мб, где кориолисовый член принимается во внимание (и который поэтому является *более точным*), в 18-дневном среднем дает *худший* результат, чем перенос при помощи функции B . В отдельных случаях рас-

сеяние может быть значительным в обоих направлениях; различие между оправдаемостью двух прогнозов при случае превышает 20%, или различие 0,3 в корреляционном коэффициенте.

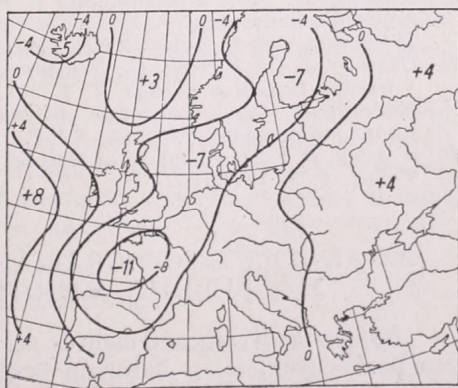
Качественные исследования показали, что в то время, как в зональном случае перенос при помощи функции B^* не является выгодным, это прямо необходимо при положениях меридионального харак-



3. ábra — Рис. 3. 700 mb-os abszolút topográfia, 1958. május 31. 00 GMT. — Абсолютная топография 700 мб. 31 мая 1958. 00 GMT.

тера. Возьмем например абсолютную топографию 700 мб в 00 GMT в 31. мая 1958. (Рис. 3), где показывается меандрическое течение в стадии образования. Эти формации вообще движутся медленно и перенос вдоль линий B оказывается слишком большим. Влияние кориолисового члена функции B^* показывается именно в том, что через «развязывание» кривых переноса уменьшает скорость адвекции. В самом деле, корреляция прогноза, сделанная при помощи поля B^* была 0,487, а простым прогнозом получаем только оправдаемость 0,174. Факт, что здесь речь идет о кориолисовом эффекте выясняется из карты ошибки этого последнего прогноза (Рис. 4): площади погрешности хорошо покрывают места меридиального течения. Видно и то, что в прогнозе изменения геопотенциала на территориях течений направленных на север-юг возникают положительные ошибки, а в местах течений, направленных о юга на север появляются негативные погрешности.

Наши попытки доказывали и то, что для выбора правиль-



4. ábra — Рис. 4. Az 1958. május 31-én 00 h-ról június 1-én 00 h-ra a B mezővel szerkesztett előrejelzés hibaterképe (700 mb). — Карта погрешности прогноза (700 мб), сделанная при помощи поля B в 31. мая 1958 (00 ч) на 1. июня 1958.

ного поля переноса выводы, сделанные из характера «синоптической меридиональности» исходного положения не являются достаточными. Как это показывает и член βv уравнения вихря скорости (1), кориолисовый эффект — т. е. выгода применения B^* выявляется в случае, если незоональный *градиент геопотенциала* является большим. Но значительного улучшения средней оправдаемости прогнозов, рассчитанных на *более долгое время* мы не можем ожидать даже в том оптимальном случае, если перемещаем всегда в более выгодном поле переноса.

Наши исследования в этом вопросе имеют конечно только информационный характер: эта важная проблема нумерического прогноза может быть решена лишь на основе детального изучения отдельных положений.

В заключение — на основе материала, обработанного до сих пор — можем сделать вывод, что топографии 850, 700 и 500 мб, перемещенные вдоль кривых $B = \text{const}$. поверхности 700 мб, удовлетворительно отражают изменения развертывавшиеся в свободной атмосфере. Метод является простым и быстрым, и — как оказалось на опыте — хорошо применяемым в практике прогностической службы.

Наконец авторы выражают благодарность товарищам *С. Л. Белюсову* и *В. В. Быкову* — сотрудникам Отдела Динамической Метеорологии в Московском Центральном Институте Прогнозов — за личные указания, при ознакомлении с теоретическими основами метода, и товарищам *М. Mohácsi* и *G. Pápai*, сотрудникам Центрального Метеорологического Института в Будапешт, за оказанную помощь в обработке материала.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] *Bjerknes, V.*: Das Problem der Wettervorhersage betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. *Meteorologische Zeitschrift*, 21. 1. 1. 1904.
- [2] *Richardson, L. F.*: Weather Prediction by Numerical Process. University Press, Cambridge, 1922.
- [3] *Кибель, И. А.*: Приложение к метеорологии уравнений механики бароклинной жидкости. *Известия Акад. Наук СССР, Сер. Геогр. и Геофиз.* № 5. 1940.
- [4] *Charney, J. G., Fjörtoft, R., Neumann, J.*: Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation. *Tellus*, 2. 4. 237. 1950.
- [5] *Кибель, И. А.*: Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды. Москва, 1957.
- [6] *Fjörtoft, R.*: On a Numerical Method of Integrating Barotropic Vorticity Equation. *Tellus*, 4. 3. 179. 1952.

*

AZ ABSZOLÚT TOPOGRÁFIÁK NUMERIKUS ELŐREJELZÉSE BULEJEV BAROTRÓP MÓDSZERÉVEL

Bulejev a divergenciamentes szint geopotenciális magasságváltozásának prognózis-egyenletét a barotróp örvényességi egyenletből vezeti le. Arra az eredményre jut, hogy egy pont dinamikus magassága úgy változik az időben, mintha az izohipsza-mező egy alkalmasan választott átviteli mezőben advektálna:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = J(H, B^*),$$

ahol H a geopotenciális magasság, B^* az átviteli függvény, $J(\dots)$ a Jacobi determináns. Bulejev az átviteli függvényt a

$$B^* = \frac{g}{f} \left[\bar{H} + \frac{\Delta s^2}{4} \beta \frac{f}{g} y \right]$$

alakban írja fel, ahol y az észak felé mutató horizontális koordináta, g a nehézségi gyorsulás, f a Coriolis-paraméter, β a Rossby paraméter, \bar{H} pedig a $\Delta s = 1000$ km távolságnövekménnyel közepelt kiindulási izohipsza-mező.

Bulejev módszerével a 700 mb-os abszolút topográfia ötven 24 órás előrejelzést készítettük el Európa térségére az 1958. április 30.—június 27. közötti időszakban (*I. ábra*). A számításokat az átviteli függvényben szereplő második, Coriolis-tag elhanyagolásával is végrehajtottuk, amikor a mezőt egyszerűen a $B = g/f \cdot \bar{H}$ átviteli görbék mentén advektáltuk. Ezen eljárással készült előrejelzések beválásának területi eloszlását a *2. ábra* tünteti fel, a 700 mb-os szintre elfogadott ± 40 gpm-es hibahatárt alapul véve.

A módszer részletesebb tanulmányozásához a szóbanforgó ötven naphól három olyan hatnapos időszakot választottunk ki (május 12—17., május 26—31. és június 16—21.), amelyek során az európai térség fölött jelentős átalakulások mentek végbe, a három időszak együttese azonban nem tér el lényegesen az ötven nap átlagától. Erre a három kísérleti időszakra a 700 mb-os szint kiindulási térképéből számított $B = \text{const}$ átviteli vonalak mentén a 850 és az 500 mb-os felület izovonalait is áthelyeztük. Az így elkészített előrejelzések statisztikai jellemzőit az *I. táblázat* tünteti fel (σ_x az előrejelzett geopotenciálváltozás szórása, σ_y a bekövetkezett geopotenciálváltozás szórása, ε az előrejelzés hibájának a szórása, $K = \varepsilon/\sigma_y$, r a korrelációs koefficiens, $e_m = \Sigma|e|/n$ a közepes hiba, $v_m = \Sigma|y|/n$ a közepes változékonyság).

A divergenciamentes szint magasságának kérdéses elhelyezkedése miatt megkíséreltük a 700 és az 500 mb-os izohipszáknak az 500 mb-os $B = \text{const}$ görbék menti áthelyezését is. Az 1958. május 26—31. közötti időszakra végrehajtott számítások eredményeit a *II. táblázat* mutatja be. A 700 mb-os topográfia előrejelzésének sikertelensége a mező túl gyors áthelyezésében keresendő.

A B és B^* átviteli függvénnyel szerkesztett 700 mb-os előrejelzések beválási karakterisztikáit az *I. táblázattal* való összehasonlíthatóság kedvéért a kísérleti időszakokra mutatjuk be (*III. táblázat*).

Végeredményben az eddigi feldolgozások alapján azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a 700 mb-os szint $B = \text{const}$ görbéi mentén advektált 850, 700 és 500 mb-os topográfiai kielégítően tükrözik a szabad légkörben ténylegesen végbement átalakulásokat. A módszer egyszerű és gyors, és mint a tapasztalatok mutatták, eredményesen alkalmazható a napi prognózis-szolgálatban.

A globális sugárzás területi eloszlása Magyarországon

Összefoglalás : A munka a globális sugárzásnak az 1901—50 időközre redukált eloszlását mutatja be. A sugárzásértékeket a regisztrált napfénytartam és a globális sugárzás közötti összefüggések alapján számították ki a szerzők.

×

Территориальное распределение глобальной радиации в Венгрии. Авторы показывают распределение глобальной радиации на период 1901—1950. Значения радиации были вычислены на основе связей между зарегистрированной длительностью инсоляции и глобальной радиацией.

×

A globális sugárzás, mint ismeretes, a vízszintes felszín 1 cm² nagyságú területére érkező közvetlen (direkt) napsugárzás és szórt (diffúz) égboltsugárzás összege. A besugárzott energia mennyiségét valamely időtartam alatt grammkalória/cm², illetve kilogrammkalória/cm² egységekben szokás kifejezni. Ennek az elemnek az egész Földre vonatkoztatott területi eloszlásáról már elég jó — bár csak nagyvonalú — képünk van. A meglevő, viszonylag kevés számú mérőállomás adatainak interpolációja révén szerkesztett egyenlő globális sugárzást szemléltető görbék természetszerűleg még nem adhatnak felvilágosítást kisebb területek, pl. hazánk részletesebb sugárzási viszonyairól. Az egyik legmodernebb eloszlási térkép alapján csupán annyit állapíthatunk meg, hogy nálunk a globális sugárzás átlagos évi összege 100 és 120 kcal/cm² között van [1].

E két határ közötti pontosabb értékeknek és területi eloszlásuknak a megállapítása jelen munkánk célja.

Mivel hazánkban közvetlen sugárzásregisztrálás csak kevés helyről és rövid időközből áll rendelkezésre, — a globális sugárzás meghatározásának ahhoz a szokásos közvetett útjához folyamodtunk, amely a meglevő, néhány rövid észlelési sorozat felhasználásával a napfénytartam éghajlati adatainak figyelembevétele révén állapítja meg az ily módon hosszabb időközre és nagyobb területre vonatkoztatott átlagos sugárzási értékeket.

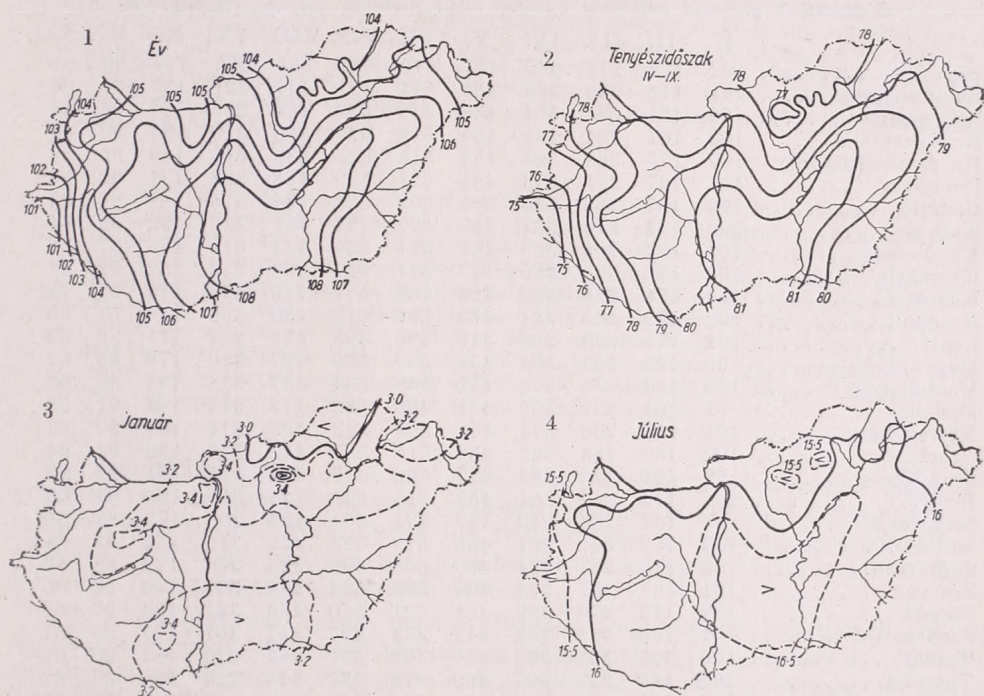
A tapasztalat szerint a regisztrált napfénytartam és a globális sugárzás napi összegei között igen szoros sztochasztikus kapcsolat van. A közöttük számított korrelációs koefficiens értékei meghaladják a 0,90-es értéket, egyes hónapokban 0,95, sőt 0,98 fölött vannak [2]. Ez a szoros kapcsolat lehetővé tette, hogy az év minden hónapjára, a két elem napi összegei között hazánk egész területére érvényes összefüggési egyenleteket állapítsunk meg [2]. Ezek felhasználásával az említett kapcsolat szorosságától függő hibahatárok között megállapítható a *globális sugárzás* mindazon helyekre, amelyekről napsütésadatok állnak rendelkezésre. Ezzel az eljárással nemcsak területileg terjesztettük ki adatainkat, hanem azokat arra a hosszabb időtartamra is redukáltuk, amelyből a felhasznált napfénytartamértékek származnak.

A felhasznált összefüggési egyenleteket a Nemzetközi Geofizikai Év kutatásai során gyűjtött újabb adatokon ellenőriztük. Az ország 14 helyére (bár csak egy év alapján) számított összefüggési egyenletek igen jó megegyezést tanúsítanak a felhasznált egyenletekkel.

A globális sugárzás kiszámítására alapul azok az 1901—1950. évekre vonatkoztatott napfénytartam-törzserképek szolgáltak, amelyek a nemzeti klímaatlasz számára az esetleges helyi horizontkorlátozás figyelembevételével készültek [3].

A globális sugárzás számítás útján nyert értékeit kétféle módon mutatjuk be: táblázatosan és eloszlási térképeken.

Az 1. táblázatban a globális sugárzás *átlagos napi összegei* szerepelnek 50 éves (1901—1950) alapperiódusra számítva havonkénti részletezéssel 29 állomásról. A térképek (1—4. ábra) szerkesztésére felhasznált állomások száma 45.



1.-4. ábra: A számított globális sugárzás területi eloszlása Kcal/cm² egységekben

Általában minden hónapban és minden évszakban sugárzásban legszegényebb az ország nyugati része: Sopron, Szombathely, Szentgotthárd, Lenti vidéke, valamint az északi részeken Salgótarján környéke. A legtöbb sugárzást a déli területek: Kalocsa, Baja, Szeged, valamint keleten Debrecen és Békéscsaba kapják.

A globális sugárzás évi összege számításaink szerint hazánk területén 100—108 Kcal/cm² (1. ábra) — teljes összhangban Budiüko világméretű térképével. Az április 1-től szeptember 30-ig számított *nyári félévnek*, — amely általában mezőgazdasági növényeink tenyészidőszakával azonos, — 75—81 kilogrammkalória közötti értékészlete ugyanolyan területi eloszlást mutat (2. ábra), mint az egész évi összeg.

A téli hónapokra jellemző *januári* eloszlástérképen (3. ábra) a déli ország-részekével vetekszik, sőt a legmagasabb helyeken ezt felül is múlja középhegységeink viszonylagos sugárzásbősége. A nyári hónapok jellemzésére kiválasztott *július* eloszlási térképe (4. ábra) lényegében ugyanazt a képet nyújtja, mint az 1—2. ábra: a nyári félév, sőt az egész év sugárzáséghajlati

különbségeit döntő módon a három nyári hónap alakítja ki, mert télen (az értékek és a különbségek kicsinyek lévén) mérsékelt magasságú hegyeink alig jutnak módosító szerephez.

A sugárzás évi menetéről a táblázat nyújt bővebb felvilágosítást, ahol az átlagos napi értékek képzése a hónapok egyenlőtlen hosszúságának hatását

1. TÁBLÁZAT

A számított globális sugárzás átlagos napi összegei cal/cm² egységekben

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
Baja	102	172	274	365	457	519	531	451	332	194	96	64
Balatonfüred	101	172	273	365	455	514	521	442	321	183	91	66
Békésesaba	99	161	264	361	448	516	530	438	319	188	94	63
Budapest OMI	100	167	264	368	456	518	529	440	316	184	90	60
Bp. Szabadsághegy	107	175	265	364	452	515	525	436	316	188	96	66
Debrecen	101	167	271	373	461	521	529	438	322	191	90	62
Gödöllő	103	167	269	360	449	508	523	434	316	183	87	63
Kalocsa	102	174	276	367	457	522	537	452	332	193	95	64
Kecskemét	101	167	262	368	461	521	535	444	319	188	97	62
Keszthely	101	174	271	365	447	511	517	436	318	182	92	64
Kékestető	114	171	265	352	423	483	501	416	312	188	97	73
Kompolt	102	173	265	361	453	508	514	420	306	188	91	65
Lenti	101	171	263	350	418	480	495	415	292	171	89	63
Magyaróvár	99	164	266	364	450	507	509	427	310	179	88	62
Martonvásár	100	167	275	376	451	508	534	437	324	184	88	62
Miskolc	91	161	272	359	451	496	523	418	315	184	87	59
Nyíregyháza	101	162	266	371	455	508	513	429	314	187	90	63
Orosháza	100	166	263	362	453	515	527	442	317	190	94	64
Parádfürdő	99	164	272	364	437	506	512	424	315	181	89	62
Pécs	104	174	264	361	453	515	531	448	315	189	94	65
Salgótarján	94	162	265	359	439	494	504	423	309	179	86	60
Siófok	102	172	267	361	456	518	523	439	315	184	92	64
Sopron	100	166	267	364	450	505	499	425	305	172	88	62
Szarvas	101	167	267	371	463	522	534	448	329	196	94	66
Szeged	102	172	270	369	461	521	540	456	331	196	97	65
Szentgotthárd	101	166	269	362	411	474	497	417	301	177	95	61
Tarcal	100	163	262	363	457	499	509	429	310	184	90	62
Tiszaörs	102	166	272	367	460	528	537	443	326	194	99	62
Zirc	103	170	272	364	451	521	527	440	320	187	97	66

a havi összegekre kiküszöböli. Az évi *minimum* az alacsony napállásból és a hónap magasfokú borultságából természetszerűleg következőve decemberre esik. Ennek a hónapnak a sugárzásösszege kisebb az évi összeg 2%-ánál. Az átlagos napi összeg 60—66 cal/cm², Kékestetőn 73 cal/cm². Az inverziós helyzetekben gazdagabb januárban legmagasabb megfigyelőhelyünk kb. 14%-os viszonylagos sugárzásbőségével tűnik ki a mélyebben fekvő területekhez képest.

Az évi *maximum* nem júniusban, a legmagasabb napállás idején következik be, hanem júliusban, amikor az évi összeg 15—16%-a érkezik a vízszintes sík felületegységére. A nyári napforduló hónapjának kisebb sugárzási értéke nyilvánvalóan a júniusi hőcsökkenéssel kapcsolatos nagyobb fokú felhőzet következménye.

IRODALOM

- [1] *Budüko, M. I.*: Atlasz tyeplovovo balansa, Leningrád, 1956.
- [2] *Dobosi, Z.*: A napfénytartam és a globális sugárzás összefüggése Magyarországon Időjárás 61. (1957) 357.
- [3] *Takács L.*: A regisztrált napsütés átszámítása eszményi horizonra. Időjárás 62. (1958) 259.

A természetes felszín evapotranspirációja a Balaton térségében

Összefoglalás. Terepklimatológiai méréseink egyik legfontosabb célkitűzése a különböző felszínek energiaháztartásának feltárása. Ennek érdekében meghatároztuk az evapotranspiráció napi menetét és összegét a Balaton térségében fekvő három különböző földrajzi környezetű helyen. Kiszámítottuk a párolgásra fordított hó napi menetét és összegét is. A kapott eredmények az 1958. évi Balaton-kutatás július 29-től augusztus 23-ig terjedő időszakának viszonyait tükrözik. Végül az evapotranspiráció napi menetét összehasonlítottuk a telítési hiány napi menetével és következtetéseket vontunk le a Wild-párolgásmérő adatainak használatára vonatkozóan.

*

Evapotranspiration of natural surfaces in the area of the lake Balaton. One of the most important objects of our topographic climatological measurements is the research of the energy-balance of different surfaces. With this aim the daily march and quantity of the evapotranspiration was determined by us on three places of different geographical environment in the Balaton-area. The daily march and amount of the heat bent to evaporation was also computed. The obtained results reflect the conditions of the period of Balaton-researches between the 29th July and the 23rd August 1958. Finally the daily march of evapotranspiration was compared with the daily march of the lack of saturation, inferences were drawn concerning the use of the data of the Wildatometer.

*

A különböző felszínekről elpárolgó vízmennyiség meghatározása számos korszerű meteorológiai kutatásnál nélkülözhetetlen. Különösen a terepklimatológiai vizsgálataink során felmerülő hőháztartási problémák megoldásához szükséges, mert a párolgásra fordított hó fontos szerepet játszik a különböző felszínek hőháztartásának kialakulásában.

A szárazföld párolgását legcélszerűbben meghatározó módszer kérdése azonban még nem tekinthető véglegesen megoldottnak. A párolgás és a többi légköri fizikai folyamat, valamint a földrajzi környezet között ugyanis igen bonyolult összefüggés áll fenn.

A felszíni elpárolgás meghatározása kétféle módszerrel történhet: 1. *k ö z v e t l e n ü l* (liziméteres mérésekkel), 2. *k ö z v e t e t t ú t o n* (számításokkal).

A liziméteres méréseknek nagy a jelentőségük, de a mi szárazságra hajló éghajlatunkon nem adnak kielégítő eredményt, s nagy hátrányuk az hogy a liziméterben mesterséges, a természetes talajától eltérő állapotot teremtünk. Ez a módszer tehát csak speciális célok érdekében használható eredményesen.

Általánosabb érvényű eredményeket érhetünk el a közvetett úton. A közvetett módszerek közül a legegyszerűbb a *vízháztartási egyenleten* alapszik. Alkalmazásánál, ha csupán rövidebb időszakot veszünk figyelembe, s vizsgálatunk mindössze pár száz m²-re terjed ki, nagy hibát követhetünk el, mert a felszín alatti elfolyás számításba vétele majdnem lehetetlen. A valósághoz közelebb álló eredményt kaphatunk *a párolgás és az éghajlati törzserterek* (általában csapadék, léghőmérséklet és szél) *közötti empirikus összefüggést megállapító egyenletekkel*. Bár segítségükkel sok értékes eredményt értek el, mégis ezek az eljárások sem olyan pontosak, mint azok, amelyek az empirikus összefüggéseken kívül *fizikai törvényszerűségeket* is figyelembe vesznek.

Az említett számítási eljárásokkal csak a hosszú időszakra vonatkozó (sokévi átlagos) párolgást határozhatjuk meg kielégítő eredménnyel. A gya-

korlati életnek azonban sokszor szüksége van a különböző, legtöbbször növényzettel borított felszínekről rövidebb időszakon belül történő tényleges (nem átlagos) párolgás megállapítására. A növényzettel borított felszín párolgását *evapotranspirációnak* nevezzük.

Jelenleg két általánosan elterjedt módszert használunk az evapotranspiráció pillanatnyi értékének meghatározására: a *turbulencia-módszert* és a *hőháztartási módszert*.

A turbulencia-módszer aerodinamikus megközelítés, amely függ a légkör diffúzió, illetőleg turbulens és konvektív tulajdonságaitól. A módszer akkor alkalmazható, ha a talajközeli légkörre áll az alábbi három állítás:

$$1. \quad u_z = \frac{I}{k} \left(\frac{\tau_0}{\rho} \right)^{1/2} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right),$$

ahol u_z a szélesség a z ($z > z_0$) magasságban, τ_0 a nyíróerő közvetlenül a talaj fölött, ρ a levegő sűrűsége, z_0 az érdességi paraméter, k a Kármán-konstans és d a nullponteltolódás.

2. A nyíróerő a magassággal nem változik.

3. A mozgás turbulens átvitele elvileg azonos a vízgőz turbulens átvitelével.

Az első feltétel adiabatikus légrétegződés mellett áll fenn, természetes talajfelszín fölött, a talajközeli légrétegben. A nyíróerő magassággal való állandóságát sok kutató vizsgálta és majdnem egyöntetűen bizonyították az állítás igaz voltát. A mozgásmennyiség és a vízgőz turbulens átvitelének azonosságát *Pasquill* [1], *Rider* és *Robinson* [2] igazolta. E három feltételre alapozzák a légkörben levő diffúzió számos kifejezését. A talajközeli légrétegből elszállított vízgőzmennyiséget is ezekből a feltételekből levezetett egyenlettel számítjuk:

$$P_i = \frac{\rho k^2 (q_1 - q_2) (u_2 - u_1)}{\left[\ln \left(\frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad (1)$$

ahol P_i az evapotranspiráció intenzitása, q a specifikus nedvesség, u a szél sebessége, az 1 és 2 index a z_1 , z_2 magasságot jelenti. Tekintve, hogy az első feltétel csak indifferens viszonyok között áll fenn, ezért a párolgás intenzitásának kiszámítására kapott egyenlet is ennek a feltételnek van alávetve. Nyáron azonban a talajközeli légrétegződés csak rövid ideig indifferens a nap folyamán, tehát a formula általános használata — légrétegződésre való tekintet nélkül — nyilvánvalóan téves párolgási adatokat szolgáltat. Nevezetesen labilis viszonyok között alkalmazva kisebb értéket kapunk a ténylegesnél, stabilis légrétegződésnél viszont nagyobbat.

A hibát kiküszöbölendő, *Pasquill* megállapította [3], hogy a *Deacon* [4] által általánosított szélprofil-törvény, a

$$\frac{\partial u}{\partial z} = a z^{-\beta},$$

kielégítő alapot nyújt az (1) egyenlet módosításához. Labilis viszonyok között tehát a *Pasquill* [3] által módosított egyenlettel határozhatjuk meg az evapotranspiráció sebességét, amit a következő formában írhatunk le:

$$P_i = \frac{\rho k^2 (1 - \beta)^2 (q_1 - q_2) (u_2 - u_1) z_0^{2(1-\beta)}}{[(z_2 - d)^{1-\beta} - (z_1 - d)^{1-\beta}]^2} \quad (2)$$

ahol a β a talajközeli légréteg labilitását jellemzi, értéke pedig függ a két szintben mért szélesség arányától, valamint a z_0 és d értékétől. Az utóbbi egyenlettel való számítás azonban elég bonyolult, mert a β meghatározása nehézkes. Az (1) egyenlettel és a módosított egyenlettel számított párolgás a labilitás mértékétől függően 10—20%-os különbséget mutat. Ez annyit jelent, hogy az indifferens viszonyokra érvényes összefüggéssel számítva 10—20%-kal kevesebb párolgást kapunk a ténylegesnél.

A párolgás turbulencia-módszerét *Konsztantyinov* is kidolgozta [5]. Kiindulási alapul a következő egyenletet választotta :

$$P_K = -\rho \alpha_e \beta_e K \frac{\partial q}{\partial z},$$

ahol P_K az evapotranspiráció intenzitása, ρ a levegő sűrűsége, β_e a vízgőz aktivitását turbulens légállapotnál figyelembe vevő paraméter, α_e a légkör stabilitásának jellemzője, K pedig a turbulens cseretényező és $\partial q/\partial z$ a levegő fajlagos nedvességének gradiense.

A ρ , α_e , β_e és K értékeit behelyettesítve, s 20 és 200 cm-es mérési szintet választva, a következő, gyakorlati számításokra alkalmas összefüggést nyerjük :

$$P_K = 0,21 \cdot 10^{-4} \left[1 + b \frac{T_{20} - T_{200}}{(u_{200} - u_{20})^2} \right] (e_{20} - e_{200})(u_{200} - u_{20}) \text{ mm/sec} \quad (3)$$

A b értéke a hőmérsékleti gradiens pozitív vagy negatív voltától függő állandó.

A fenti három számítási módszer ismeretében kitűzött célunk annak eldöntése, hogy a vízgőznek a természetes felszínek fölötti diffúzióját az egyes számítási módokkal külön-külön meghatározva, melyik a legalkalmasabb arra, hogy segítségével közvetett úton közelítsük meg a tényleges evapotranspiráció mértékét és ütemét a különböző felszíneken.

Ennek eldöntésére alkalmasnak látszik az 1958. során a *Balaton térségében folytatott terepklimatológiai kutatásaink keretében gyűjtött* megfigyelési anyag. A Balaton éghajlati tanulmányozásának keretében végrehajtott mérések eredményei között ui. rendelkezésünkre áll mindaz az adat, ami az ismertett számítási módok bármelyikének alkalmazásához elengedhetetlenül szükséges.

E terepklimatológiai mérések egyik alapállomásán gyűjtött adatok felhasználásával mindhárom formulával kiszámítottuk az evapotranspiráció óránkénti értékeit (*I. táblázat*). Ezzel lehetővé vált a nappali órákban elpárolgott vízmennyiségnek a meghatározása. Az összehasonlítás kedvéért feltüntettük táblázatunkban a 200 cm-es szinten elhelyezett *Piche*-párolgásmérő adatát is, valamint a mérések időszakában hullott csapadék összegét is. A táblázat alapján megállapíthatjuk, hogy a (3) formulával számított evapotranspiráció közelíti meg legjobban a *Piche*-párolgásmérőről elpárolgott vízmennyiséget és a lehullott csapadékösszeget is.

Az evapotranspiráció *napi menete* mindhárom formula szerinti számítással teljesen azonos. Az adatokból azonban világosan kitűnik, hogy a menet meg- egyezése ellenére is az *értékek eltérők*. Legkisebb párolgási összeget az indifferens légrétegződésre vonatkozó egyenlettel kaptunk. Ez teljesen érthető, ha meggondoljuk, hogy az indifferens rétegződésre vonatkozó (1) formula *labilis* légállapot mellett a ténylegesnél kevesebb összeget ad, és ha figyelembe vesszük azt, hogy egy átlagos időjárású nap folyamán az indifferens légállapot csak néhány percig áll fenn ; nyáron ugyanis a nappali órákban általában labilis a légrétegződés.

Óra	Semleges	Labilis	Konsztantyinov formulája szerint :
	légállapotra érvényes formula szerint : mm		
6	0,020	0,022	0,033
7	0,040	0,044	0,052
8	0,045	0,049	0,059
9	0,054	0,061	0,087
10	0,075	0,085	0,103
11	0,085	0,099	0,126
12	0,083	0,095	0,124
13	0,079	0,091	0,118
14	0,066	0,075	0,116
15	0,065	0,072	0,094
16	0,051	0,057	0,059
17	0,045	0,049	0,036
18	0,028	0,031	0,020
Σ 6h—18h	0,736	0,840	1,027
Párolgás 26 napon át a nappali órákban	19,14	21,84	26,70
Párolgás a Picheről 26 napon át		30,3 mm	
26 napon át lehullott csapadék		29,8 mm	

A légrétegződésnek a semleges állapottól való eltérését, s ezzel egyúttal azt, hogy az (1) egyenlet mikor nem használható, a *Richardson*-számmal állapíthatjuk meg,

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}$$

ahol g a nehézségi gyorsulás, T az abszolút hőmérséklet, Γ az adiabatikus gradiens, $\partial T/\partial z$ a tényleges hőmérsékleti gradiens és $\partial u/\partial z$ a szél sebességének gradiense. A mérésekből megállapítható, hogy 08 órától 16 óráig — az általunk vizsgált időszakban és felszín fölött — a talajközeli légrétegben labilis volt a rétegződés. Ha tehát ebben az időszakban alkalmazzuk az indifferens viszonyokra érvényes párolgás kiszámítására szolgáló formulát, a ténylegesnél kevesebb párolgást számítunk, mert a fölfelé irányuló áramlás, s vele egyúttal a vízgőzszállítás intenzívebb, mint a semleges légállapotnál.

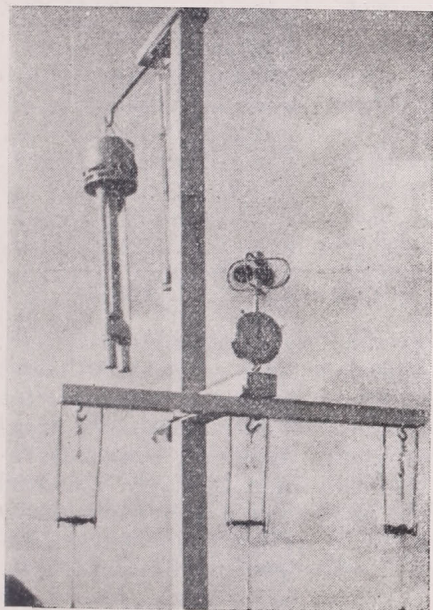
Az említett *Richardson*-kritériummal megállapítottuk még azt is, hogy a mérési időszakunk 85%-ában a talaj közelében labilis volt a légrétegződés. Ebből következik viszont az, hogy a kutatási periódusnak csak 15%-ában alkalmazható hiba nélkül az indifferens viszonyokra érvényes számítási formula. Mindezen megfontolások arra készítettek bennünket, hogy az (1) formula alkalmazását további vizsgálataink során mellőzzük.

Amint említettük, a *Pasquill* által labilis viszonyokra módosított (2) egyenlet használata viszont a β számítása miatt fölöttébb nehézkes. Ezért

vizsgálatainkban legelőnyösebbnek a *Konsztantyinov* által kidolgozott módszer kínálkozott, s ezért az evapotranspiráció meghatározására a (3) formulát alkalmaztuk.

*

Az evapotranspiráció meghatározásához szükséges adatokat három helyen gyűjtöttük. Balatonalmádiban vizenyős alatalajú, savanyúfűves felszín fölött, közvetlenül a tó partján, a Balaton partjára jellemző parti, ligetes sávban. Papkutapusztán, Siófoktól délre, a Balatontól kb. 4 km távolságban, legelőgyeppel borított lösz-altalajú felszínen. Végül Szabadságpusztán, a



1. ábra. A kézi kanalas szélmérő és az Assmann-hőmérő elhelyezése a 200 cm-es szintben



2. ábra. Műszerfelállítás Balatonalmádiban

Balatontól 10 km-re északra, a márgás-dolomitos Veszprémi-plató vékony lösztakaróját borító legelőgyepes felszínen.

Amikor a méréseket július 29-én elkezdtek, a felszín mindhárom helyen kb. 10—15 cm-es fű borította. A mérés folyamán azonban a gyeptakarót a műszerállás közvetlen környékén az észlelők letaposták.

A megfigyelést naponta 06—18 óra között végeztük, mégpedig óránként. Amint a módszer áttekintésénél láttuk, a számításokhoz szükséges a *gőznyomás gradiense*, a *szélgradiens* és a *hőmérsékleti gradiens*. Meghatározásuk érdekében a 20 és 200 cm-es szintben mértük a száraz és nedves hőmérsékletet Assmann-féle pszichrométerrel, a szélesebséget pedig kézikanalas szélesebségmérővel, ez utóbbit a 340 cm-es szintben is (1—2. ábra). Az Assmann-hőmérő-párral mért hőmérsékleti adatok kielégítő pontosságúaknak tekinthetők, bár a szívás által megzavart tér alakja különböző sebességű légáramlás esetén még elméletileg sem teljesen tisztázott. Kérdés maradt egyelőre az, hogy a

200 cm-ben felállított pszichrométerrel mért hőmérséklet és nedvesség jellemző-e a 200 cm-es légrétegre, vagy amennyiben nem jellemző, mekkora légtér átlagos hőmérsékleti és nedvességi viszonyait adja. Ennek tisztázása azonban jelenleg még nem áll módunkban.

II. TÁBLÁZAT

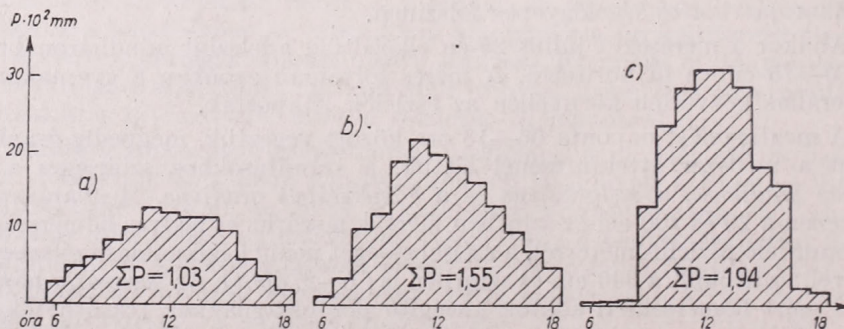
A párolgásra fordított hő napi menete, 1958. VII. 29.—VIII. 23.

Óra	Párolgásra fordított hő (grcal/cm ² óra)		
	Szabadságpusztán	Papkutapusztán	Balatonalmádin
6	1,96	0,77	0,28
7	3,09	2,07	0,30
8	3,49	5,91	0,47
9	5,14	7,03	7,63
10	6,08	11,09	13,80
11	7,39	12,82	16,78
12	7,31	11,47	18,08
13	6,87	10,59	18,14
14	6,83	9,52	16,71
15	5,53	7,53	10,59
16	3,47	5,59	9,53
17	2,09	4,03	1,24
18	1,18	2,92	1,00
Σ 6h—18h	60,43	91,34	114,55

A szélsébséget 3—3 percen át mértük és ebből számítottunk óra-átlagot. A mérés tapasztalatai szerint a szél lökésessége miatt a 3 pereig tartó mérés nem mindig tekinthető elegendőnek. Pontosabb eredményt csak a teljes szélút mérésével kapnánk, a műszer nagy igénybevétele miatt ezt a módszert azonban nem alkalmaztuk. A kézi-kanalas szélmérők nagy hibája az, hogy küszöb-érzékenységük a kalibrálás szerint 0,8—1,4 m/sec körüli, s így az egy méternél kisebb szélsébséget nem mérték. Ez a hiba különösen a szélvédett parti-lyegeti sávban (Balatonalmádiiban) figyelemreméltó. A kis szélsébségek ki-elégítő pontosságú mérése csak az elektromos szélsébségmérőktől várható.

*

Mint már említettük, a három mérési hely párolgási viszonyainak vizsgálatára *Konsztantyinov* módszerét használtuk fel. Számításaink legfőbb eredményét, az evapotranspiráció napi menetét a 3. ábrán mutatjuk be. A Σ a reggel 6-tól 18 óráig elpárologtatott összeget jelenti.



3. ábra. Az evapotranspiráció napi menete, 1958. VII. 29.—VIII. 23.

A bemutatott napi menetet az 1958. július 29-től augusztus 23-ig mért adatokból állapítottuk meg. Az evapotranspiráció maximális intenzitását a déli órákban éri el, ami érthető, ha meggondoljuk, hogy a sugárzásmérleg ekkor a legnagyobb, azaz a párolgásra felhasználható hő a déli órákban éri el maximális értékét. A szélesség napi menetéből ismeretes, hogy a szél a déli órákban fúj a legerősebben és a déli órák nagy talajközeli labilitásával együtt ez a turbulencia és a konvekció erős kifejlődését vonja maga után. A turbulencia és konvekció növekedtével együtt fokozódik a párolgás. Ez a két tényező együttesen határozza meg az evapotranspiráció napi menetét.

Reggel és este az evapotranspiráció intenzitása a déli értékeknek csak 5—10 %-a, sőt Balatonalmádiban alig éri el a 2%-át. Ez utóbbi jelenséget energetikai okokkal magyarázhatjuk. Az almádi mérőhely kb. reggel 8 óráig árnyékban volt és a párolgató felszín nem tudott úgy fölmelegedni, mint a másik két állomáson. Nyilvánvaló, hogy alacsonyabb hőmérséklet idején a párolgás intenzitása is kisebb. A hőmérsékleti gradiens napi menete Almádiban reggel 8 óráig negatív, s így az R_i kritérium szerint 6—8 óra között stabilis a talajközeli légrétegződés. Természetesen stabilis légrétegződésnél a turbulencia és konvekció gyenge, s ez azt eredményezi, hogy a talaj felszínétől csak kevés vízgőz jut magasabb rétegekbe, azaz kicsi a párolgás intenzitása. Az árnyékhatás elmúltával a hőmérsékleti gradiens gyorsan pozitívvá válik, ezzel egyúttal erőteljesebben megindul a turbulencia és a konvekció, s ennek eredményeképpen 8 órától 9 órára a párolgás intenzitása 15-szörösére növekedik.

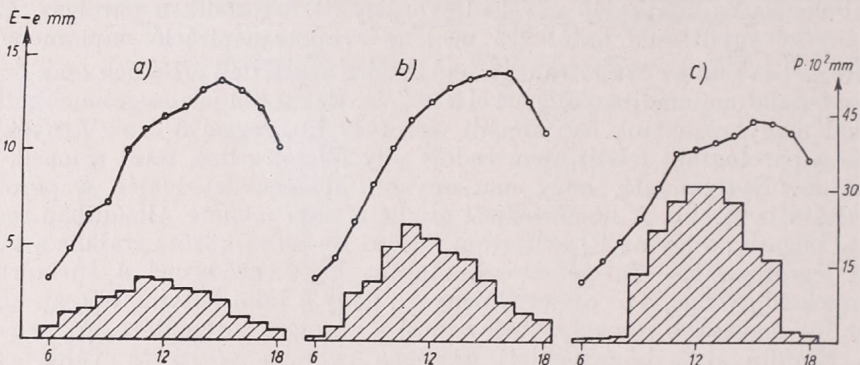
Tekintve, hogy az általunk bemutatott adatok *számított értékek*, és közvetlen úton mért párolgás-adatok — amelyekkel összehasonlíthatunk volna eredményeinket, — nem álltak rendelkezésünkre, ezért a párolgás közölt összegét csak kellő kritikával szabad fogadnunk. Célunk azonban nem csupán az volt, hogy megállapítsuk a felszín által elpárologtatott vízmennyiséget, hanem elsősorban az, hogy a *különböző* felszínek párolgásának *intenzitását* hasonlítsuk össze. Mindhárom helyen ugyanazt a módszert alkalmaztuk, tehát ha a párolgás abszolút értéke nem is lenne kielégítő pontosságúnak tekinthető, az egyes állomások közti *különbséget* elfogadhatónak minősítjük.

*

Sokszor fölmerül az a gondolat, hogy valamely hely párolgási viszonyait a *telítési hiánnyal* jellemezhetnők. E kérdés eldöntésére megvizsgáltuk mindhárom hely telítési hiányát és ennek napi menetét összehasonlítottuk a párolgás napi menetével. Az összefüggést a 4. ábrán mutatjuk be. Megállapítható, hogy a tényleges párolgás és a telítési hiány között *nem egyértelmű az összefüggés*. Azt váránk, hogy a telítési hiány növekedtével növekszik a párolgás, és az evapotranspiráció akkor éri el maximumát, amikor a telítési hiány a legnagyobb. Ilyen összefüggés azonban csak a vízfelszín fölött, vagy a vízkapacitásáig telített csupasz talaj fölött állhat fenn. Mindhárom állomáson — mint az ábrán látható — a párolgás 11 órakor éri el a maximális intenzitását, a telítési hiány maximuma pedig csak 4 órával később, 15 órakor áll be, azaz párhuzamosan halad a 2 méteres szintben mért hőmérséklettel.

Még rosszabb az összefüggés, ha nem a napi menetet vizsgáljuk, hanem különböző térségek telítési hiányát és párolgását hasonlítjuk össze. Amint az ábrán is látható, a telítési hiány a Balaton partján a legkisebb. Ez érthető, mert a tó felszínéről a talajközeli légtérbe diffundáló vízgőz megnöveli a levegő vízgőztartalmát, — a három állomás közül tehát itt a legnagyobb a gőznyomás

—, és éppen emiatt kisebb lesz a telítési hiány. Annak ellenére, hogy Balatonalmádiban a legkisebb a telítési hiány, mégis itt párolog el a legtöbb víz. Ha tehát több hely párologási viszonyait a telítési hiány szerint akarnók összehasonlítani, hibát követnénk el. A párologás ugyanis — mint tudvalevő — nemcsak a telítési hiánytól függ, hanem sokkal nagyobb mértékben a párologás rendelkezésére álló *vizkészlet*től, a függőleges keverőmozgás mértékétől, vala-



4. ábra. Az evapotranspiráció és a telítési hiány (200 cm-ben) napi menete, 1958. VII. 29—VIII. 23.

mint a párologtató felszín hőmérsékletétől. Elmúlt esztendei kutatásunk során a *talajnedvességet* még nem tudtuk mérni, ezért a talajban rendelkezésre álló *vizkészlet* és a telítési hiány, valamint a párologás intenzitása közötti összefüggés vizsgálatára nem terjeszkedhettünk ki.

A telítési hiány tehát nem víz közelebb a szárazföldi párologás mértékének megállapításához. Ennélfogva *önmagában sohasem tehető olyan általános érvényű megállapítás, hogy nagy telítési hiányhoz nagy párologási érték tartozik, mert ez még a szabad vízfelszín fölött is csak bizonyos megkötöttséggel igaz* [6].

Szárazföldi felszínnél döntő tényezőként mindig figyelembe kell vennünk az evapotranspirációra felhasználható *vizkészlet* és a *keverőmozgás intenzitását*. Ott, ahol a *természetes felszíneken nincs elegendő vizkészlet a párologás számára*, — mint a mi éghajlatunkon is —, a *telítési hiánnyal tehát nem jellemezhetjük a párologási viszonyokat*.

Előbbi megállapításainkból következik, hogy a Wild-párologásmérőről elpárologott vízmennyiség — vízfelszínről lévén szó, ahol az elpárologott vízmennyiség a telítési hiány, a keverőmozgás és a párologtató felszín hőmérsékletének függvénye — legkevésbé sem jellemezheti a felszín tényleges párologását, sőt azzal ellentétesen változik [7]. Adatai tehát legfeljebb csak a telítési hiány, a keverőmozgás, valamint a felszín hőmérsékletének együttes hatását tükrözhetik.

*

Terepklimatológiai méréseink egyik alapvető feladata a *különböző felszínek hőháztartásának* megállapítása. Hőháztartáson — mint ismeretes — a felszín hőfelvételét és hőleadását értjük, s ezt a következő általános alakban szokták megadni:

$$Q_s + Q_l + Q_t + Q_p = 0$$

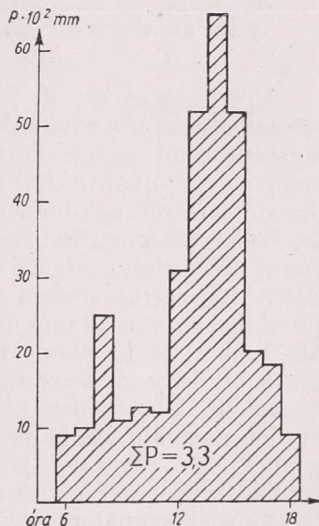
Jelen vizsgálatainkban a párolgás meghatározásával együtt meghatároztuk a hőháztartás *negyedik* tagját (Q_p), a párolgásra fordított hőt és a harmathullásnál felszabadult hőt. A párolgásra fordított hőt úgy kapjuk meg, hogy az elpárolgott vízmennyiséget (gr-ban kifejezve) megszorozzuk a párolgási hővel. Azaz

$$Q_p = Q_{ph} P,$$

ahol $Q_{ph} = 606,5 - 0,695 t$.

A II. táblázatunkban a párolgásra fordított hő napi menetét mutatjuk be. Az egyes óraértékeket összegezve megállapítható, hogy 1958-ban egy átlagos augusztusi napon Szabadságpusztán kerekén 60 greal, Papkutapusztán 90 greal és Balatonalmádiban 115 greal hőt használt fel a párolgási folyamat. A harmatlecsapódásnál felszabadult hőt csak egyes napokon tudtuk meghatározni. Ez a hő az előbbivel szemben elenyésző.

Mind a párolgásnál, mind pedig a párolgásra fordított hőnél a bemutatott értékek a kutatási periódus átlagait jelentik. Hogy az egyes napokon mennyire eltérő az energiagazdálkodás, azt egy konkrét esettel mutatjuk be. 5. ábránkon Szabadságpusztán a július 30-i párolgás napi menetét tüntetjük fel. Az átlagos 1 mm-rel szemben ezen a napon 3,3 mm párolgott el és a 60 greal-val szemben kerekén 200 greal hőt emésztett fel a párolgási folyamat. Ez a tekintélyes energiafogyasztás nagy mértékben hat a levegő hőmérsékletének alakulására. Az egyes tájegységek, illetve tájrészletek energiagazdálkodásának feltárása tehát terepklimatológiai kutatásaink el nem hanyagolható feladata.



5. ábra. Az evapotranspiráció napi menete Szabadságpusztán 1958. július 30-án.

IRODALOM

- [1] Pasquill, F. : Some estimates of the amount and diurnal variation of evaporation from a clayland pasture in fair spring weather. *Quart. J. of the R. Met. Soc.*, Vol. 75. London, 1949.
- [2] Rider, N. E.—Robinson, G. D. : A study of the transfer of heat and water vapor above a surface of short grass. *Quart. J. of the R. Met. Soc.*, Vol. 77. London, 1951.
- [3] Rider, N. E. : Evaporation from an oat field. *Quart. J. of the R. Met. Soc.*, Vol. 80. London, 1954.
- [4] Deacon, E. L. : Vertical diffusion in the lowest layers of the atmosphere. *Quart. J. of the R. Met. Soc.*, Vol. 75. London, 1949.
- [5] Константинов, А. Р.: основы методики расчета испарения в естественных, условиях. *Труды Г. Г. И.* выпуск 48. Ленинград, 1948.
- [6] Тимофеев—Огнева: Зависимость испарения от дефицита влажности воздуха. *Труды Г. Г. О.* Выпуск 78. Ленинград, 1958.
- [7] Berkes, Z. : Szabad vízfelületek és a talaj párolgásának viszonya. *Időjárás*, 53. évf. 363. old.

Messungen der Staubablagerung in Wien

Measurement of wind deposits in Vienna. Measurements on wind deposits in different parts of the area of Vienna are discussed. These measurements were carried out by exposing glasses — of the diameter of 3–15 μ with sintered-glass bottom — for a period of half a year each. On basis of these measurements the considerable differences in the amount of wind deposits in the different parts of the town, and the big differences between the winter- and summer semesters are discussed and analysed. Results of measurements made on several places of the town by the aid of Zeiss-Konimeter are discussed, showing very distinct local differences. In case of snow-cover a considerable decrease of the dust percentage of the air was observed.

✱

Vor kurzem hat F. Teichert [1] ein einfaches Verfahren angegeben, das es ermöglicht, die Staubablagerungen an einem Ort über längere Zeit hin zu sammeln und durch Feststellung des Gewichtes der abgelagerten Staubmenge diese quantitativ zu bestimmen. Das Verfahren besteht darin, daß Glassintertiegel aus Jenaer Glas frei ausgesetzt werden, in denen sich der Staub am Boden ablagert. Bei Regen kann das Wasser durch die poröse Sintergrundplatte des Auffanggefäßes durchsickern, während der Staub abgelagert bleibt. Das Auffanggefäß besteht aus einem 54 mm hohen Glasgefäß mit einem oberen Durchmesser von 33 mm und einem Durchmesser der Grundplatte von 30 mm. Als Boden ist in dieses Gefäß eine Glasfritte IG4 mit Porendurchmesser von 3 bis 15 μ eingeschmolzen. Das Gefäß ist so groß, daß auch bei starkem Regen ein Überfließen über den oberen Rand vermieden wird. Die Gläser werden ungefähr ein halbes Jahr ausgesetzt, nachdem sie vorher in vollkommen getrocknetem Zustand genau gewogen worden sind. Nach der Einholung der Glasbecher werden sie wieder gut getrocknet und abermals genau gewogen. Die Gewichtszunahme gibt die Menge des Staubniederschlags.

In Wien wurden am 31. Oktober 1957 an 26 Stellen solche Glasgefäße ausgesetzt und am 3. April 1958 wieder eingezogen. (Einige Gläser sind leider verloren gegangen). Durch Auswertung dieser Meßstellen konnte die Verteilung der Staubablagerung während des Winterhalbjahres erfaßt werden. Zur Bestimmung der Staubablagerungen während des Sommerhalbjahres waren die Glasgefäße vom 8. April bis 30. Oktober 1958 ausgesetzt. Die Meßstellen waren im allgemeinen die gleichen, an denen in einer vorhergehenden Untersuchung auch Bestimmungen des SO_2 -Gehaltes der Luft gemacht worden sind [2]. Die Verteilung der Stationen ist aus *Abb. 1* zu ersehen. Die Meßstellen Ringturm, Schottenstift, Ottakring, Hygiene-Institut¹ liegen im dicht verbauten inneren Stadtgebiet. Die Meßstelle Augarten liegt in einem großen Park, der von einem dicht verbautem Gebiet umgeben ist. Die Meßstelle Gaswerk ist naturgemäß durch die Ablagerungen von diesem Werk selbst und von dem nicht weit entfernten großen Elektrizitätswerk Simmering stark beeinflußt. Die Meßstellen Stadlau und Fultonstraße liegen am Rande des Industriegebietes jenseits der Donau. Die übrigen Stationen geben die Ver-

*Verfasser dieses Textes ist Prof. Dr. Ferdinand Steinhauser, Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.

¹Die Meßstelle Hygiene-Institut befand sich auf dem ca. 28 m hohen Turm dieses Instituts. Es kommt dort weniger die Ablagerung von Straßenstaub zur Wirkung als vielmehr die Ablagerung von Verbrennungsprodukten der Zentralheizung und von Aluminium- und Eisenstaub von der auf einer erhöhten Fahrbahn vorbei führenden Stadtbahn.

hältnisse an locker verbauten Randgebieten oder in Siedlungen bzw. im Freien außerhalb der Stadt wieder.

Die Meßwerte der einzelnen Meßstellen sind in *Tab. I* für beide Meßperioden wiedergegeben; die Verteilung der Staubablagerungen veranschaulicht sehr deutlich die *Abb. I*.

Im *Winterhalbjahr* war die Staubablagerung am größten in der Umgebung des Gaswerkes, was als Folge der Erzeugung von reichlichen Verbrennungsprodukten durch dieses Werk und durch das benachbarte große Elektrizitäts-

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A porlerakódás eloszlása Bécsben

Verteilung der Staubablagerung in Wien

Allomás-Station	Téli félév	Nyári félév
	Winterhalbjahr 31. Dez. 1957 — 3. April 1958 g/m ²	Sommerhalbjahr 8. April — 30. Okt. 1958 g/m ²
1. Ringturm — Mitteltrakt	11,23	—
2. Schottenstift	21,87	9,71
3. Hygiene-Institut	8,66	—
4. Zentralanstalt für Meteorologie	4,44	1,40
5. Hackenberg	1,29	0,82
6. Höhenstraße-Waldandacht	0,47	—
7. Schafberg	1,64	1,29
8. Ottakring, Joh.-Nepomuk-Bergerplatz	12,16	7,25
9. Schönbrunn	1,05	0,59
10. Wienerberg	3,74	3,04
11. Rothneusiedl	4,80	4,58
12. Preyer-Kinderspital	3,74	2,81
13. Kaiserebersdorf	3,74	3,51
14. Gaswerk	25,85	12,51
15. Augarten	7,13	3,27
16. Stadlau	9,94	—
17. Aspern Flugfeld	2,11	—
18. Fultonstraße Floridsdorf	11,93	—
19. Strebersdorf	3,27	—

werk Simmering verständlich ist. Von dieser lokal stark beeinflussten Meßstelle abgesehen, finden wir die stärksten Staubablagerungen im dicht verbautem inneren Stadtgebiet, wo nicht nur durch die Abfälle des im Winterhalbjahr stark entwickelten Hausbrandes sondern auch durch die Staubaufwirbelung durch den starken Verkehr im großem Ausmaß sedimentationsfähige Verunreinigungsteilchen in die Luft kommen. Die starke Staubaufsammlung im inneren Stadtgebiet im Winter wird auch dadurch begünstigt, daß in diesen Jahreszeit häufig windschwache stabile Wetterlagen vorkommen, bei denen durch die Überwärmung der inneren Stadtgebiete [3] sich eine schwache Lokalzirkulation gegen das Stadtzentrum hin entwickelt, die die Ablagerungsprodukte dorthin zusammenführt. Diese Lokalzirkulation ist an ruhigen Morgenstunden oft auch an der Konvergenz der Rauchfahnen gegen das Stadttinnere hin zu beobachten [4]. Bei windschwachen stationären Wetterlagen treten im Winterhalbjahr in Wien auch häufig schwache Winde aus südöstlichen Richtungen auf, die offenbar auch für den für das locker verbaute und mit vielen Gärten durchsetzte Villenviertel in der Umgebung der Zentralanstalt für Meteorologie im Nordwesten der Stadt verhältnismässig hohen Wert der Staubablagerung zum Teil verantwortlich sind. Im westlichen Randgebiet zwischen Stadt und Wienerwald sind dagegen auch im Winter die Staubablagerungen nur sehr gering, wie die Meßstellen Hackenberg,

Höhenstraße-Waldandacht, Schafberg und Schönbrunn zeigen. Die Unterschiede gegenüber dem Stadtinneren sind in den Staubablagerungen viel größer als z. B. im SO_2 -Gehalt der Luft [2], was darin seine Erklärung findet, daß sich die Staubteilchen rascher absetzen als die gasförmigen Beimengungen der Luft, die mit der vorherrschenden Luftströmung weiter vertragen werden können, soweit sie sich

unterwegs nicht in chemischen Reaktionen umsetzen oder durch Anlagerung an Staubteilchen abgesetzt werden. Die Staubablagerungen im

Wienerwaldrandgebiet sind auch bedeutend geringer als am Südrand der Stadt, wo Industrie und reichlicher Verkehr für eine größere Entwicklung von Staub und sonstigen Luftverunreinigungen sorgen. Dies zeigen die Werte der Meßstellen

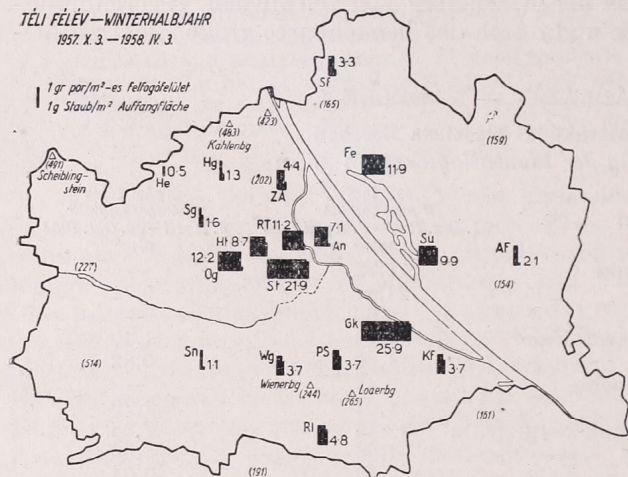
Wienerberg, Rothneusiedl, Preyer-Kinderspital und Kaiserebersdorf. Aber auch in diesem südlichen Randgebiet sind die Unterschiede der Staubablagerungen gegenüber den

Staubablagerungen im inneren Stadtgebiet wesentlich größer als die Unterschiede des SO_2 -Gehalts der Luft in beiden Gebieten. Beeinflusst durch die reichliche Industrie und durch starken Verkehr sind jenseits der

Donau an den Meßstellen Stadlau und Fultonstraße aber die Staubablagerungen groß und kommen

mengenmässig den Ablagerungen im inneren Stadtgebiet nahe. Dagegen sind die gemessenen Staubmengen auf dem Flugfeld von Aspern, das außerhalb der Stadt liegt und nur von wenigen Privatflugzeugen be-

TÉLI FÉLÉV—WINTERHALBJAHR
1957. X. 3.—1958. IV. 3.



nutzt wird, und auch in dem nordwestlich vom dicht verbaulichem Gebiet gelegenen nur locker besiedeltem Gebiet von Strebersdorf gering. Bezeichnend ist aber auch hier wieder, daß in Strebersdorf die Staubablagerungen wesentlich größer sind als auf dem Flugplatz von Aspern, worin zum Teil sicherlich auch wieder die südöstliche Strömung beteiligt ist, die aus dem dicht verbaulichem Gebiet von Floridsdorf Ablagerungsprodukte nach dem nordwestlich davon gelegenen Strebersdorf verfrachten kann, während die viel lebhafteren westlichen Winde sich im örtlich der Stadt gelegenen Aspern nicht mehr auswirken.

Im *Sommerhalbjahr* ist die Menge der Staubablagerungen an allen Meßstellen bedeutend kleiner als im Winterhalbjahr, was zum Teil auf den Ausfall des Hausbrandes, zum Teil aber auch auf die bessere Entlüftung durch den gesteigerten Vertikalaustausch zurückzuführen ist. Während der Anteil der Verbrennungsprodukte an den Ablagerungen im Sommerhalbjahr zurückgeht, steigert sich der Anteil an wirklichem Staub in dieser Jahreszeit besonders in Gebieten mit verstärktem Verkehr oder mit freien und unverbauten Flächen. Auch im Sommerhalbjahr war die Staubablagerung in der Umgebung des Gaswerkes wieder am größten; sie war aber nur mehr halb so groß wie im Winterhalbjahr. Ebenso ist auch im inneren Stadtgebiet die Menge der Staubablagerungen wesentlich kleiner geworden. Das Verhältnis der Winterablagerungen zu den Sommerablagerungen betrug im Schottenstift 2,26, im Augarten 2,17 und in Ottakring 1,98. Besonders stark ist die Staubablagerung im Sommerhalbjahr gegenüber dem Winterhalbjahr an der Zentralanstalt für Meteorologie zurückgegangen. Dort beträgt das Verhältnis des Winterwertes zum Sommerwert 3,17. Darin ist wieder die ungünstige Wirkung der südöstlichen Winde zu sehen, die im Winter bedeutend häufiger vorkommen als im Sommer und in ihrer Wirkung durch die häufigeren niedrigen Inversionslagen im Winterhalbjahr wesentlich unterstützt werden. Auch im westlichen Randgebiet zwischen Stadt und Wienerwald haben die Staubablagerungen gegenüber den dort ohnehin schon geringen Winterwerten noch weiter abgenommen. Dagegen haben die Mengen der Staubablagerungen in den südlichen Randgebieten im Sommerhalbjahr gegenüber dem Winterhalbjahr nur unwesentlich abgenommen, wie die Meßwerte von Wienerberg, Rothneusiedl und Kaiserebersdorf zeigen. Es sind dies die Gebiete, wo offenbar der Ausfall am Hausbrand durch vermehrte Staubeentwicklung ausgeglichen wird. Aus dem Gebiet jenseits der Donau stehen vom Sommerhalbjahr leider keine Meßwerte zur Verfügung.

Daß der Staubgehalt der Luft von den örtlichen Verhältnissen stark abhängt, zeigen Vergleichsmessungen, die Fräulein Dr. Dorothea *Jellinek* [5] an verschiedenen Stellen im Stadtgebiet von Wien mit einem Zeiß'schen Konimeter (Hubvolumen 75 cm³) durchgeführt hat. Der damit gezählte Staub ist zwar nicht identisch mit dem Staub, der in den Glasbechern abgelagert wird; die Messungen sind aber doch für den Vergleich des Staubgehaltes der Luft an verschiedenen Orten sehr charakteristisch.

Im Mittel aus 5 Meßfahrten durch die Stadt zeigten sich folgende Verhältnisse: Relativ gering war der Staubgehalt in den südwestlichen und südlichen Vororten (Hütteldorf 82, Antonsplatz 99, Schönbrunn 91). In der Nähe der damals noch mit Dampf betriebenen Südbahn war der Staubgehalt mit 207 gezählten Teilchen wesentlich höher als in der Nähe der bereits elektrisch betriebenen Westbahn mit nur 133 Teilchen. In der Innenstadt ist der Staubgehalt größer als in den Randgebieten aber abseits vom starken Verkehr geringer (Karlsplatz 132, Heldenplatz 129, Tiefer Graben 125, Votivplatz 115)

als auf den Hauptverkehrsflächen (Am Hof 172, Augartenbrücke 180). Im verkehrs- und industriereichen Innengebiet von Floridsdorf ist ebenfalls der Staubgehalt wesentlich größer (Am Spitz 192, Groß Jedlersdorf 180) als z. B. am Rande des Überschwemmungsgebietes der Donau (Hubertusdamm 119). Besonders groß ist der Unterschied des Staubgehalts der Luft zwischen Verkehrsstraßen und Gartenflächen, wie das Beispiel der nicht einmal sehr verkehrsreichen Hohen Warte-Straße mit 97 Staubteilchen gegenüber dem durch das Anstaltsgebäude und durch Baumbestand davon abgetrennten Garten der Zentralanstalt für Meteorologie mit nur 24 Staubteilchen zeigt.

Durch eine Schneedecke wird der Staubgehalt der Luft stark herabgesetzt, wie aus dem Vergleich der Ergebnisse einer bei Schneedecke durchgeführten Meßfahrt durch Wien mit den oben angeführten Zahlen zu ersehen ist. Bei Schneedecke wurden in Hütteldorf 62, in Schönbrunn 64, bei der Westbahn 87, am Heldenplatz 48, bei der Augartenbrücke 41, am Hubertusdamm 60, Am Spitz 69 und in Groß Jedlersdorf 45 Staubteilchen gezählt.

Diese bei einzelnen Meßfahrten festgestellten Unterschiede sind für die örtlichen Verhältnisse sehr bezeichnend, kommen aber naturgemäß in den halbjährigen Summenwerten der mit den Glasbechern gesammelten Staubmengen nicht so deutlich zum Ausdruck, weshalb zu ihrer genaueren Erfassung noch weitere Detailuntersuchungen notwendig wären.

LITERATUR — IRODALOM

- [1] *Teichert, F.* : Betrachtungen zur Staubmessungen in der Meteorologie. (Megjegyzések a portartalom méréséhez a meteorológiában.) Zs. f. Meteorol. 10, 161 (1956).
- [2] *Bangerl, A.—Steinhauser, F.* : Die Verteilung des SO₂-Gehaltes der Luft im Stadtgebiet von Wien (A levegő SO₂-tartalmának eloszlása Wien város-területén). Archiv Met. Geoph., Bikl. Derie B. 10, . . . (1959).
- [3] *Steinhauser, F.—Eckel, O.—Sauberer, F.* : Das Klima und Bioklima von Wien (Wien klímája és bioklímája). II Teil. Wien 1957.
- [4] *Tollner, H.* : Luftströmungen und Luftwirbel über dem Wiener Stadtgebiet und ihre klimatisch-hygienische Bedeutung (Légáramlások és légörvények Wien város-területe felett és éghajlat-egészségügyi jelentőségük) Mitt. d. Volksgesundheitsamtes. Wien 1932 Heft 7.)
- [5] *Jellinek, D.* : Untersuchungen über die Lufttrübung über Wien auf Grund der Ergebnisse von Strahlungs-, Licht- und Staubmessungen (Légszennyeződési vizsgálatok Wien felett sugárzás-, fény- és portartalommérések eredményei alapján). Dissertation, Wien 1957.

*

A PORLERAKÓDÁS MÉRÉSE BÉCSBEN

Rövid idővel ezelőtt *F. Teichert* egyszerű eljárást közölt, mely lehetővé teszi hosszabb időtartamon át bizonyos helyen lerakódó por gyűjtését, majd pedig a lerakódott portömeg súlyának megállapítása által annak mennyiségi meghatározását. Az eljárás abból áll, hogy jénai üvegből készült szűrőtégelyt tesznek ki a szabadba, melynek fenekére a por lerakódik. Eső idején a víz a felfogó edény porózus szűrőlemezen át ki tud szívárogni, a por viszont benne marad. Az edény 54 mm magas, felső átmérője 33 mm, alsó átmérője 30 mm. A tégely alapjába forrasztott szűrőlap pórusainak átmérője 3—15 mikron. Az edény mérete elegendő ahhoz, hogy túlfolyás a felső szélén át még erős esőnél se történhessék. A tégelyeket kb. félévig hagyják künn a szabadban, de előbb teljesen száraz állapotban pontosan megméri őket. Behozataluk

után ismét jól kiszáritják és újra gondosan megméri. A súlytöbblet adja a porlerakódás mennyiségét.

Bécsben egy téli és egy nyári félév tartamára 26 helyen tettek ki ilyen tégelyeket. A mérőhelyek eloszlását az I. ábra tünteti fel. Az állomások környezete természetesen erősen különböző, vannak belső városrészi, ipari környékű és szabad, kertés vagy mezőségi állomások is.

Az egyes mérési helyeken nyert eredmények a mérés mindkét időszakára vonatkozólag az I. táblázatban láthatók, a lerakódás mennyiségi eloszlását pedig az I. ábra érzékelteti.

A téli félévben a helyileg erős porlerakódást elősegítő környezet kivételével (pl. a Gázművek környéke) a legkiadósabb lerakódás a város sűrűn beépített belső területén található, ahol a házi tüzelés égéstermékeiből származó szennyeződést a közúti forgalom által felvert por jelentősen növeli. Hozzájárulnak ehhez a téli évszakban gyakran kifejlődő gyenge szelű időjárási helyzetek, amikor a helyi légáramlás minden irányból a melegebb városközép felé tart. Ilyenkor többször lép fel gyenge délkeleti szél is, amely a légszennyeződést a város északnyugati részei felé tereli. A nyugati peremvidéken a lerakódás igen csekély. A Duna túlsó partján az ipari üzemek és a nagy forgalom miatt a lerakódás megközelíti a belvárosi értéket. Nagyon csekély viszont a lerakódás a várostól keletre fekvő asperni repülőtéren, mert a városon átfújó nyugati szél útjában nem talál olyan iparvidéket, amely bő szennyezési forrásul szolgálhatna.

A nyári félévben a lerakódás a házi tüzelés kiesése és a jobb függélyes levegőcsere következtében mindenütt tetemesen kisebb, mint télen. A legnagyobb érték nyáron is a Gázművek környékén mutatkozik. A lerakódás általában fele a télinek, de pl. a Központi Meteorológiai Intézet közelében, a harmadára is lemegy. Vannak azonban olyan területek is, mint pl. a déli peremvidék, ahol a nyári forgalom miatti nagyobb porképződés a házi tüzelés kiesését pótolja, ezáltal a nyári lerakódás mennyisége megközelíti a téliét.

Jellinek, D., aki egy Zeiss-féle 75 cm³ szívó-térfogatú porszámológóval végzett méréseket a város különböző részein, a portartalomban szintén jelentős különbségeket talált. A városon átvezetett 5 mérőút eredménye szerint a Déli Vasút környékén és a florisdorfi ipartelepeknél a szennyezettség eléri a 200 részecske körüli értéket. Forgalmas útvonalakon 170—180 részecske fordult elő, míg növényzettel borított térségek felett a részecskék száma lement 100 alá, sőt a Központi Meteorológiai Intézet egyik, a forgalmi porosodástól védett kertjében mindössze 24 volt.

A hótakaró a levegő portartalmát jelentékenyen csökkenti. Voltak helyek, ahol a részecske-szám hótakaró mellett az egyébkéntinek felére, de voltak olyanok is, ahol a negyedére szállott le.

A mérőutak folyamán a portartalom eloszlásában talált ezen különbségek a helyi viszonyokra nagyon jellemzők, de persze a tégelyek összegezett értékeiben nem tűnhetnek elő olyan világosan, amiért is pontosabb értelmezésük-höz még további részletes kutatásokra van szükség.

Balatoni albedómérések

Ismeretes, hogy a földfelszín hőháztartásának kérdése döntő jelentőségű a meteorológia minden területén. A hőháztartás adatait használják fel többek között az agrometeorológiában a fagyás, hóolvadás előrejelzésében, a légtömegek transzformációjának számításában, a hosszútartamú prognózisok készítésében, de ezeken túl, fontos szerepet játszik a légköri cirkuláció modelljének kialakításában, sőt a fizikai földrajz általános problémáinak megoldásában is. Nyilvánvaló tehát, hogy a természeti folyamatok egymásrahatásának tanulmányozása szempontjából igen fontos, hogy megismerjük a napsugárzás földfelszínen végbemenő átalakulásának elveit, mivel a napsugárzás a végső energiaforrása minden légköri folyamatnak. Ehhez természetesen a hőháztartás komponenseit kell ismernünk; a víz állapotváltozásaival kapcsolatos hőkicserélődést, a turbulens hőcserét és a sugárzási mérleget.

Az albedó, mint ismeretes, a sugárzási mérleg egyik komponense. S a sugárzási mérleg a következő egyenlettel adható meg:

$$S = (1 - A) \cdot (S_n + S_e) + E (S_k - S_v),$$

ahol A az albedó, S_n a direkt napsugárzás, S_e a diffúz égsugárzás, E a felszín hosszúhullámú emisszióképesége, S_k a felszínnel egyező hőmérsékletű abszolút fekete test által emittált sugárzás, S_v pedig a légkör hosszúhullámú visszاسugárzása.

Albedónak nevezzük a felületről visszavert és a beeső globálsugárzás hányadosát, amit általában százalékban fejezünk ki. Tehát egy felület sugárzásforgalmában döntő jelentőségű annak visszaverőképessége. A besugárzás megváltozása és a felület reflexiótulajdonsága voltaképpen már meghatározza a rövidhullámú sugárzási egyenleget.

Sajnos, amit az albedómérés magyarországi múltjáról mondhatunk, az nagyon kevés. Történtek laboratóriumi mérések műfény megvilágítás mellett, műtalajok, ill. különböző felületek visszaverőképességének meghatározására pyranométerrel [1], valamint ládáknak elhelyezett talajminták reflexiótulajdonságának megállapítására természetes fényben, szelencellával [2], ezek az adatok azonban még csak keveset árulnak el a meghatározás szerinti, a meteorológiában, természetes körülmények között hatásos albedóról, annak változásairól. Ezekon kívül Dobosi Zoltán [3] végzett albedóméréseket Erdőháton, fekete-fehér gömbű hőmérőpárral, valamint az általa

kidolgozott módszer alapján Kozma F. és Varga H. Z. Martonvásáron [4]. Ezek a mérések egyrészt kis számuk, másrészt a használt műszer nagy beállási tehetetlensége miatt nem elégíthetnek ki minden igényt, legfeljebb előzetes tájékoztatásul szolgálhatnak. Ezekhez a mérésekhez képest a balatoni mérések minden fogyatékosságuk ellenére is nagy lépést jelentenek.

Méréseinket a Meteorológiai Intézet 1958. évi balatonkutatási programjának keretében végeztük a Balaton keleti térségében felállított állomásokon, füves felszín felett, 5—19^m-ig óránként; Papkutapusztán, Szabadságpusztán és Balatonalmádiban május 20. és június 14. között, valamint a július 29.—augusztus 23-ig terjedő időszakban két állomáson, Szabadságpusztán és Balatonalmádiban. Az első szakaszban kísérletképpen a tóban lehorogonyozott hajóról is történtek mérések pár napon keresztül.

A megfigyeléseket Moll—Gorczyński-féle termoelektromos műszerrel végeztük. Ez, a felfogófej nagy érzékenysége, kis tehetetlensége miatt a sugárzásmérésben legáltalánosabban használt műszerek egyike, amely üvegbúrával ellátva kb. a 300 nm-től 3000 nm-ig (nanométer = millimikron) terjedő tartományban azonos érzékenységgel tekinthető. Mivel azonban igen korlátozott számú termofej állt rendelkezésünkre, az egzaktt felállítást nem tudtuk megvalósítani. Szükségképpen a pyranométerként használt Moll—Gorczyński-féle műszer lefeléfordításával határoztuk meg a reflexsugárzást, és az előtte 1—2 perccel mért globálsugárzás segítségével számítottuk az albedót. Ez a számítás voltaképpen azon a feltételezésen alapul, hogy közben a globálsugárzás nem változik. Ha ugyanis időközben a napot felhő takarja el, viszonylag kisebb reflexsugárzást mérünk, és így az albedó is kisebbnek adódik a valóságosnál, ill. ha mérés közben a napkorong szabadabbá válik nagyobbbat. Mivel azonban változó felhőzet alkalmával a két eset egyenlő valószínűséggel fordulhat elő, sok mérés középértékében feltételezésünk nem vezet jelentős hibához.

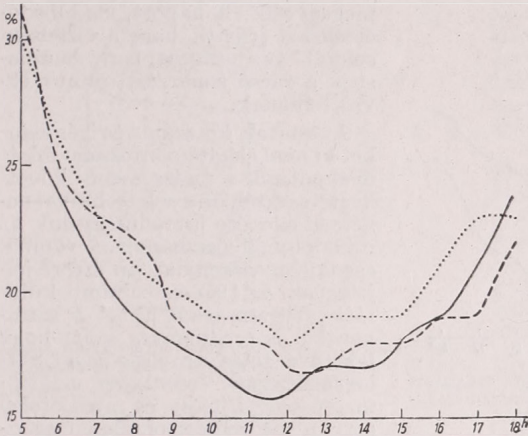
A Moll—Gorczyński-féle műszert a szovjet hőmérőházikó lépesőjének tetején fordítottuk lefelé, így a felfogófej a felülettől kb. 70 cm távolságra helyezkedett el, és a közelében állva olvastuk le a millivoltmérőt. Ebből további pontatlanság származott, mivel az észlelő leolvasás közben jelenlétével befolyásolta a felszín reflexióját. Ha az észlelő világos ruhában állt a műszer mellett, a mérési eredmény kb.

50%-kal magasabb lett, ami azt jelenti, hogy pl. 20% albedó helyett hibásan 30%-ot mértünk. Ezt kiküszöbölendő, számításainkban nem vettük figyelembe azokat az értékeket, amelyeknél az albedó egyik óráról a másikra 10%-nál többet változott.

ban különböző reflexió képességgel rendelkeznek. Klorofiltartalmú növények a zöldnek megfelelő 550 nm-en kívül az infravörösben mutatnak maximális reflexióképességet. Az alacsony napmagasságokkal kapcsolatos nagy albedóértékeket a beeső sugárzás spektrális összetételének a hosszabb hullámhosszak felé történő eltolódása okozza.

Egyes napok mérési sorozatait vizsgálva ebből a szempontból, csak derült napokon találunk sima napi menetet, változó felhőzetű napokon az egymástkövető mérések ingadozása miatt ez kissé elmosódik. Balatonalmádiban a környező fák és házak reggeli, ill. esti árnyékvetése következtében nem lehet zavartalan napi menetet kimutatni, de tájékoztató jellegűnek tekinthetjük az almádi adatok alapján készült 2. ábrát fás, lombos területek albedóingadozásának mértékére vonatkozóan.

A színképi albedó további vizsgálatára az összes szabadságpusztai mérésekből különválasztottuk a borultabb és a derültebb körülmények között nyert adatokat. *Borultabbnak* nevezük azokat az eseteket, amikor a mérés idején az összfelhőzet legalább 4 tized, vagy annál nagyobb volt, *derültebbnek* pedig a többi esetet figyelmen kívül hagyva azokat a méréseket, amikor a talajállapot 0-tól eltérő volt, azért, hogy a nedvesség feltételezhető, de ilyen kevés mérésekből pontosan ki nem mutatható befolyását kiküszöböljük. A 3. ábrán szereplő adatok borultabb esetekben 19%-os középértéket eredményeztek, derültebb órákban pedig 21%-ot, azaz két százalékkal magasabbat, mivel a direkt napsugárzás, amelynek intenzitása az infravörösben még elég nagy, jobban reflektálódik, mint a borult ég sugárzása. A 3. ábrától az is látható,



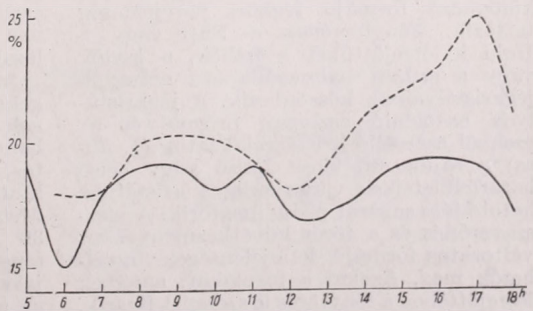
1. ábra. — Az albedó napi menete. Folytonos vonal Pap-kutapuszta, május-június (száraz fű), szaggatott vonal Szabadságpuszta, május-június (száraz fű), pontozott vonal Szabadságpuszta, június-július (zöld fű)

A tartó állvány hatása kísérletileg nem mutatható ki, tehát valószínűleg elenyésző, ugyanígy a műszer körül letiport fű, mivel színe csak kevéssé tér el a mért felületétől, nem okoz lényeges hibát.

A három, ill. a második szakaszban két állomáson mért albedóadatokból természetesen csak arra a felület típusra vonatunk le következtetéseket, ami fölött a méréseket végeztük, nevezetesen a száraz, ill. a zöld fűre nézve, a hajón mért értékeknél pedig a vízfelület albedójára nézve. A balatoni kutatási-program alatt összesen 1200 albedómérés történt, ebből 630 zöld fű, 530 száraz fű és kb. 40 vízfelület felett.

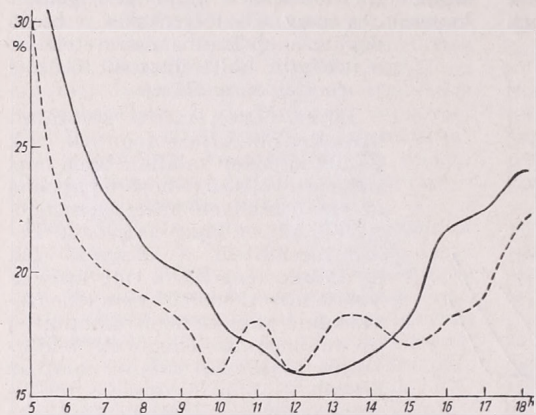
Mindenekelőtt az adatok meglehetősen nagy ingadozása ellenére is szembevetendő napi menettel kell foglalkoznunk. Ennek realitását bizonyítja mind a szabadságpusztai, mind pedig a papkutapusztai sorozat. Mindkét állomás zavartalan horizonttal rendelkezett. Mint az 1. ábrán látható, napkelte után az albedó rohamosan esik. Reggeltől délig kb. 15%-kal csökken, a déli minimum után délután újra emelkedik. Ez a napi menet a beeső sugárzás spektrális összetételének megváltozásával van kapcsolatban. Tudjuk, hogy a különböző felületek a színképi különböző tartományai-

annál nagyobb volt, *derültebbnek* pedig a többi esetet figyelmen kívül hagyva azokat a méréseket, amikor a talajállapot 0-tól eltérő volt, azért, hogy a nedvesség feltételezhető, de ilyen kevés mérésekből pontosan ki nem mutatható befolyását kiküszöböljük. A 3. ábrán szereplő adatok borultabb esetekben 19%-os középértéket eredményeztek, derültebb órákban pedig 21%-ot, azaz két százalékkal magasabbat, mivel a direkt napsugárzás, amelynek intenzitása az infravörösben még elég nagy, jobban reflektálódik, mint a borult ég sugárzása. A 3. ábrától az is látható,



2. ábra. — Az albedó napi menete Balatonalmádiban, zöld fű felett. Folytonos vonal május-június, szaggatott vonal július-
augusztus

hogy nemcsak az egyes derült, ill. borúlt napok mutatnak síma, ill. zavart napi menetet, de ez a sajátosság középértékükre is rányomja jellegét.



3. ábra. — Folytonos vonal a derültebb (0–3 tized), szaggatott vonal a borultabb (4–10 tized) órákban mért értékekből számított szabadságpusztai albedó napi menete

Az összes mérések középértékét tekintve zöld fűre 19%, száraz fűre 21% közepes albedót kaptunk; az adatok szóródása átlagban 3–4. A délkörűli órákban a szórás kisebb, 2–3, a reggeli és esti méréseké 5–6. A középérték középhibája legfeljebb 1 albedó százalék.

A hajón, vízfelszín felett végzett mérésekből kis számuk miatt nem merünk messzemenő következtetéseket levonni, sem a felhőzettel, sem a szélesebséggel való kapcsolatra vonatkozóan. A feltételez-

hető napi menet sem teljesen meggyőző, magas napállások idején mindenesetre kisebb értékeket találtunk. Az összes mérések középértékben a fűfelszínél lényegesen kisebb, 12%-os vízalbedó értéket eredményeztek, ami az irodalomban található adatokkal kb. megegyezik. A kapott, kis albedóérték azt jelenti, hogy a vízfelszín sokkal gazdaságosabban használja a ráeső sugárzást, mint a füves felületek.

Az adatok kis száma és igényeinket ki nem elégítő pontossága miatt óvakodtunk a messzemenő következtetésektől, de a sok technikai nehézség ellenére is eredményeink az irodalommal összhangban vannak és magyar viszonylatban úttörő jellegűek. Az 1958-as balatoni kutatási program tehát abból a szempontból is eredményes volt, hogy lehetővé tette az első hazai reflexszűrőre vonatkozó adattömeg összegyűjtését és nem utolsósorban sok mérés-technikai tapasztalat szerzését.

IRODALOM

- [1] *Goll György*: Adatok a különböző talajok sugárnyelvi képességének vizsgálatához. — „Mezőgazdasági Kutatások” 1936. IX. évf. 265–270. old.
- [2] *Wagner Richárd* nem publikált munkája, szíves szóbeli közlése alapján
- [3] *Dobosi Zoltán*: A talajfelszín hőháztartása és annak mérése. — *Időjárás*. 1955. 5. szám, 292. old.
- [4] *Kozma F.* és *Varga H. Z.*: A Magyar Tudományos Akadémia Agrometeorológiai Bizottságának 1958. január 22-én tartott ülésén elhangzott előadás alapján.

Béll Béla:

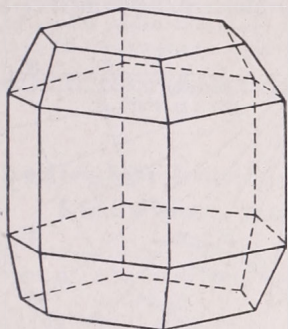
Összetett halojelenség Budapest fölött

A halojelenségek fogalmi körébe számos, különböző formájú légköri fényjelenség tartozik. Fényforrásuk a Nap vagy a Hold s létrejöttüket a felhők, a ködök vagy a szilárd halmazállapotú esőszárvok jégkristályainak köszönhetik. A jégkristályok hatoldalú oszlopai, prizmai és az ezekből összeálló kristályalakzatok (1. ábra) a rájuk eső fényt külső vagy belső határfelületeiken visszaverik, a kristályba hatoló fénysugarat pedig megtörik. A visszaverődés és a törés következményeként változatos formájú halojelenségek figyelhetők meg. Azokat a formákat, amelyek létrejöttében a fénytörés is szerepet játszik, a spektrum színei különösen feltűnőkké teszik. Érthető, hogy ezt a szép légköri jelenséget a régi történetírók is feljegyez-

ték, különösen azokból az időkben, amikor ezeket a bekövetkező események előjeleinek tekintették (pl. Octavianus bevonulása Rómába kb. 2000 évvel ezelőtt).

Annak ellenére, hogy a halók a legrégebben megfigyelt meteorológiai jelenségek közé tartoznak, sem a megfigyelt haloformák fizikai magyarázata, sem pontos, méréseken alapuló leírásuk nem tekinthető teljesnek. Az irodalom (l. *Linkes Meteorologisches Taschenbuch III.*) közel 30 különböző haloformát tart számon, amelyek közül több egyidejűleg is megjelenhet. Ennek a nagy változatosságnak az a magyarázata, hogy a halók keletkezése több fizikai okra vezethető vissza, amelyek különböző csoportosulásban valószínűsíthetők meg. Így a halojelenségek ki-

alakulásában döntő szerepe van a felhőben lebegő vagy aláhulló, esetleg tengelyük körül forgó jégkristályok alakjának, a felhőn belüli elrendeződésének, végül a fény útjának a kristályokban vagy a kristályok között.



1. ábra. Hatszöges rendszerű oszlopból és csomka piramisból összetett jégkristály függőleges fő tengellyel (sematikus kép R. Meyer nyomán)

A hatszöges rendszerben kialakult kristályok alakja különböző lehet. A tú alakú kristály fő tengelye nagyon hosszú a mellék-tengelyekhez képest; a kristálylapokban pedig a fő tengely jóval rövidebb a mellék-tengelyeknél. Nyilvánvaló, hogy a különböző alakú kristályokban különbözőképpen megy végbe a visszaverődés és a törés jelensége is.

Az összetett jégkristályok határfelületei többféle szöggel illeszkednek egymáshoz (oszlop-aldallapok, piramis-aldallapok, alaplappal és oldallappal oszlopban, alaplappal és oldallappal piramisban) s ezek a szögek a beeső fény sugar útját a törés és visszaverődés révén nagyon változtatossá teszik.

A jégkristályok különbözőképpen helyezkedhetnek el a felhőben. Turbulens légmozgás esetén a jégkristályok elhelyezkedésében nem várhatók kitüntetett irányok. Rendezett, lamináris áramlás mellett a kristálylapok és a tú alakú kristályok úgy helyezkednek el, hogy fő tengelyük párhuzamos egymással (függőleges, vízszintes, esetleg ferde). Kisebbségben előfordulhat az is, hogy a fő tengelyek megegyező állás mellett a mellék-tengelyek is azonos módon helyezkednek el a felhőben.

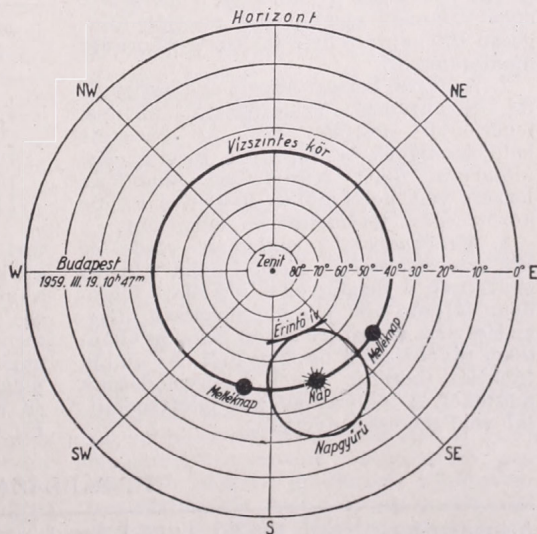
Belátható, hogy a különböző alakú és elhelyezkedésű kristályokban és a kristályok között sokféleképpen alakulhat a fény sugar útja is. A legegyszerűbb jelenségnek, a külső lapokon történő visszaverődésnek is több változata lehetséges

(oldallapokon és alaplappokon történő tükrözés). Jóval bonyolultabb a kristály belsejébe behatoló fény sugar útja, mivel a belépés és a kilépés következtében kétszeri törést szenved és színeire bomlik. Az így keletkező színes halokban a legkisebb eltérést szenvedő és ezért a Naphoz legközelebb eső vörös és a legjobban eltérített ibolya színek szög távolsága 48 perc (a szivárványnál 2 fok). Ezért a különböző színek alig különböztethetők meg a szélső, jól látható vörös és ibolya színek között.

A kristályon áthaladó fény sugar a kristály valamelyik lapján belső visszaverődést is szenvedhet. A törés és visszaverődés eredménye és így a fény sugar útja függ a fény beesési szögétől, tehát a kristálylapok elhelyezkedésétől, valamint a napmagasságtól. Érthető, hogy bizonyos haloformák a napmagasság növekedésekor egyszerűen csak megszűnnek, így például a nagygyűrű és a melléknapok 50°-nál nagyobb, napmagasságnál nagyon ritkán jelennek meg.

Feltehető, hogy egyes felhőkben ugyanolyan alakú jégkristályok azonos elrendezésben fordulnak elő, vagy hullásuk közben a légellenállás miatt súlypontjuknak megfelelő, egységes irányítottságot vesznek fel, de az is előfordulhat, hogy különböző struktúrájú jégkristályfelhők helyezkednek el egymás fölött, esetleg egymásba is nyúlhatnak.

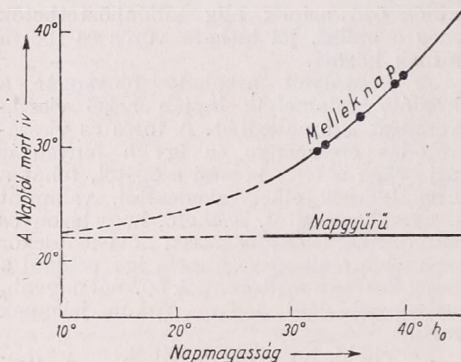
Belátható, hogy a halojelenségek változatos formái, ha ezek fizikai okai ismertek, lehetővé teszik a cirrusfelhők részletesebb tanulmányozását. Éppen ezért



2. ábra. Összetett halojelenség Budapest fölött

a ritkábban megjelenő, összetett halojelenségek megfigyelése ezek kutatása szempontjából, nagyon kívánatos.

A halojelenségek megfigyelési anyagához tesz hozzá néhány részletet ez a közlemény, amelyben a pestlőrinci Aerológiai Observatóriumban 1959. március 19-én 9–11 óra között (valódi idő) megfigyelt összetett halojelenségről számolunk be.



3. ábra. A melléknap távolodása a napgyűrűtől növekvő napmagassággal

A megfigyelt halojelenségen a következő részleteket lehetett megkülönböztetni (lásd 2. ábra).

1. A Nap körül (legalább részleteiben) állandóan megfigyelhető volt a színes, belül vörös, kívül kék színeződésű *napgyűrű*. Sugarának a Naptól mért szögtávolsága kb. 22° volt. Ez egyébként a leggyakrabban megfigyelhető halojelenség (a halojelenségek gyakorisága a mérsékelt égöv valamely megfigyelési pontján átlagosan 100 napra tehető tavaszi gyakorisági maximummal).

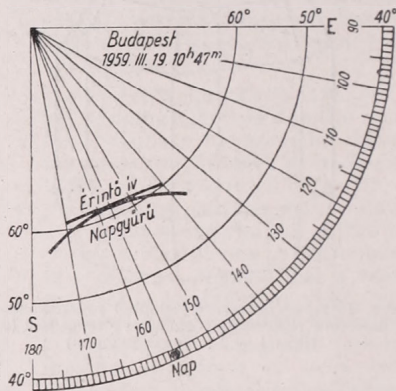
2. A Napon keresztülménő és a horizonttal párhuzamos, színeződéstől mentes, féhérfényű *vízszintes kör*. Az összetett halojelenségnek ez a része a megfigyelési időtartam alatt részleteiben állandóan látható volt, helyi időben 10^h45^m és 10^h50^m között egész terjedelmében megjelent.

3. *Melléknapok* a széleiken vörös és kék színeződéssel. A Naptól kelet felé eső melléknap a megfigyelési idő alatt állandóan látható volt s a napmagasság növekedésével a vízszintes körön haladva állandóan távolodott a napgyűrűtől. Az alábbi táblázat megadja ennek a távolodásnak mértékét. A táblázat adatait piloteodolit-tal való méréssel nyertük.

II. TÁBLÁZAT

Azimutszögek	156,4	140,0	146,0	150,0	156,0	162,0	165,0	170,0°
Magassági szögek	39,2	60,5	60,8	61,2	61,2	61,2	61,0	60,6°

Az I. táblázat második oszlopában a Nap azimutszögét ($E = 90^\circ$, $S = 180^\circ$), a harmadik oszlopban a Nap magassági szögét, a negyedik oszlopban a keleti melléknap oldalszögét találjuk. Az utolsó oszlop a melléknapnak a Naptól mért azimutttávolságát tartalmazza. Az öt mérés eredményét



4. ábra. A kiegyenesedett külső érintő ív és a napgyűrű íve

rajzban tünteti fel a 3. ábra. A görbe extrapolációja annak az ismert feltevésnek alapján készült, amely szerint 0° napmagasságnál a melléknap a 22°-os napgyűrűn jelenik meg.

4. A napgyűrűt érintő *felső érintő ív*. Ez a jelenség az egész megfigyelési idő-

I. TÁBLÁZAT

valódi idő	a_0	h_0	a_m	$a_0 - a_m$
------------	-------	-------	-------	-------------

09 ^h 38 ^m	136,5°	32,8°	106,6°	29,9°
09 43	137,7	33,3	107,3	30,4
10 14	146,6	36,4	113,9	32,7
10 47	156,4	39,2	120,8	35,6
11 03	161,4	40,0	125,1	36,3

tartam alatt látható volt. Az ív kezdetben az ismert szarv alakot mutatta, később a szarv két felhajló ága kiegyenesedett és nagy görbületi sugarú ellipszis-ívbe ment át. Valódi időben 10^h47^m-kor 156,4° napazimut és 39,2° napmagasság mellett megmértük az ív egyes pontjainak azimut- és magassági szögeit. Az eredményt a II. táblázat tartalmazza:

A mérés eredményét rajzban tünteti fel a 4. ábra. Az érintő ív is a színes halojelenségekhez tartozik.

Az összetett halojelenség 11 óra után fokozatosan halványodott. Először a vízszintes kör, majd a melléknapok és az érintő ív, utóljára pedig a napgyűrű tűnt el.

A megfigyelés időtartama alatt közepes sűrűségű Cs fil. borította az egész égboltot,

a látástávolság meghaladta a 30 km-t, a talajon 2–3 mps erősségű SE szél fújt. A magassági szél a Cirrus-nívó tájékán érdekes változást mutatott: a troposzférában kb. 7 km-ig 2–3 mps erősségű SSE szél fújt, e fölött a szél WNW-re, majd NW-re fordult, felfelé erősödött s Debrecenben 14–16 km magasságtan a szélsébség 26 mps értékre nőtt.

Pápainé Szalay Gabriella:

A szabadlégkör hőmérsékleti gradiense az alsó 500 méterben különböző makroszinoptikus helyzetekben

Számos meteorológiai feladat megoldásánál, mint pl. a turbulencia, a kicszerelődés, s a velük összefüggő gyakorlati kérdések, többek között a városok fölötti légszennyeződés felhalmozódásának éghajlati vizsgálatánál szükségünk van a talajközeli néhány száz méteres légréteg hőmérsékleti gradienseinek ismeretére. Tekintve, hogy több éves észlelésből levezetett ilyen természetű adatok csak reggeli rádiószonda felszállások alapján állanak rendelkezésünkre [1], szükségesnek tartottuk, hogy a kérdéssel kissé részletesebben foglalkozzunk, éppen az előbb említett igények jelentkezése miatt.

A gradiensek alakulását a budapesti Aerológiai Obszervatóriumban az 1954–1958 közötti 5 évben végzett napi kétszeri rádiószonda-felszállás alapján vizsgáltuk meg, a gradiensek (γ) 100 méterre vonatkoznak. A méréseket 1957 áprilisáig 03 és 15 óraker (az időpontok mindig greenwichi idő szerint értendő), 1957 áprilisától kezdve pedig 00 és 12 óraker végezték. A 3 órával korábbi mérések következtében anyagunk inhomogén lett. Az észlelési sor rövidsége miatt azonban sajnos nem áll módunkban más periódust kiválasztani. Az inhomogenitás főleg nyáron okoz eltérést a gradiensek értékében. A nyári időszakban ugyanis gyakoriak a talajközeli sekély inverziók, amelyek a hőmérsékleti minimum idején a legfejlettebbek. A 03 óraker végzett felszállás a hőmérsékleti minimum idejére esik, tehát ekkor több és erősebb inverzió észlelhető mint éjjelkor. Megjegyezzük, hogy a nyári talajközeli inverziók csak pár óra hosszat tartanak, s napfelkelte után rövidesen teljesen megszűnnek, ezáltal a mi vizsgálatunk szempontjából nincs nagyobb jelentőségük. A délutáni mérések idejének megváltozása szintén eltérést okoz, mert 12 óraker nagyobb gradiensek alakulnak ki, mint 15 óraker. Az eltérés azonban nem olyan nagy, hogy jelentősen megváltoztatná a kapott eredményeket, mert Gyevjatova vizsgálatai szerint [2] az alsó 600 méterben

10 és 16 óra között a gradiensek értéke nem sokat változik. A száraz-adiabatikus meghaladó gradiensek maximuma helyi idő szerint 14 óra körül van, ettől kezdve értékük fokozatosan és lassan csökken 16 óráig. Ezenkívül 10 és 16 óra között közel azonos gyakorisággal észlelhető 1° -ot elérő vagy meghaladó gradiens. Tekintve, hogy az eltérések nem nagyok, ezért a vizsgálatok alapján nyert jellemző számokat egyöntetűen a 03 és 15 órai felszállásokra vonatkoztatjuk, mivel a felhasznált mérések nagyobb része ekkor történt.

A hőmérsékleti gradienst a talaj (normál felállítási hőmérőházikóban észlelve) és az 500 m tengerszint fölötti magasságú szintek adataiból határoztuk meg, s tekintve, hogy az észlelőhely magassága 140 m, a gradiensek az alsó 360 m-es rétegre vonatkoznak. Vizsgálataink során a két észlelési óra átlagos gradiensein kívül meghatároztuk az inverziók és az adiabatikus gradienst elérő vagy meghaladó gradiensek valószínűségét is, amelyeknek ismerete a turbulencia-vizsgálatoknál különösen fontos, mert ez esetben a szelnyíródástól függetlenül is kialakulnak turbulens keverőmozgások a vizsgált rétegben. Más szóval: legalább olyan valószínűséggel számíthatunk turbulencia létrejöttére az egyes hónapokban, mint amekkora a $\gamma \geq 1^\circ$ esetek bekövetkezési valószínűsége.

A gradiensek havi közepeit az *I. táblázatban* tüntetjük fel. A 03 órai mérések alapján kiszámított gradiens átlagok általában a negatív értékek felé tolódnak el. A tavaszi (március–május) átmeneti időszakban, továbbá november–decemberben válik csak az átlagos gradiens pozitív előjelűvé, aminek oka egyrészt a tavaszi nagyobb szélsébség, másrészt a borús november–decemberi időjárás. A legnagyobb negatív gradiensek szeptemberben észlelhetők, ami e hónap derült, szelcsendes, sugárzási időjárásának a következménye. A 15 óraker végzett mérések alapján kiszámított gradiensek határozott

évi menetet mutatnak, amely megegyezik a hőmérséklet évi járásával. Márciustól szeptemberig a besugárzási időszakban a gradiensek átlagá eléri, sőt meghaladja a szárazdiabatikus $1^{\circ} \text{C}/100 \text{ m}$ értéket, ami a besugárzás következtében előálló erős talajközeli fölmelegedést tükrözi vissza. Májusban kisebb visszaesés tapasztalható, ez azonban minden bizonnyal a rövid adatsor következménye, amely két hideg, széles májust (1955, 1957) foglalt magában.

$\frac{2}{3}$ részében a száraz-adiabatikust elérő vagy meghaladó gradiens alakul ki a talajközeli 360 m-es légrétegben.

A következőkben bemutatjuk hogyan alakulnak a gradiensek évszakonként a különböző makroszinoptikus helyzetekben. A makroszinoptikus helyzeteket 5 fő csoportba soroltuk: 1. kelet-európai ciklonokkal, vagy a Brit-szigetek fölött elhelyezkedő anticiklonnal járó *északi* irányítású helyzetek, 2. nyugat-európai cik-

I. TÁBLÁZAT

A talajközeli légréteg (140–500 m tengerszint fölött) hőmérsékleti gradienseinek havi közepi Budapestén

Idő (GMT)	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
03	-0,12	-0,20	0,03	0,05	0,18	-0,14	-0,21	-0,38	-0,46	-0,41	0,19	0,10
15	0,49	0,68	1,04	1,07	1,00	1,07	1,13	1,08	1,06	0,95	0,85	0,50

A II. táblázatban feltüntetjük az inverziók és a száraz-adiabatikust elérő és meghaladó gradiensek valószínűségét az egyes hónapokban. Mint várható, adataink ugyanazt fejezik ki, mint az I. táblázat átlagos gradiensei, azonban tartalmuk fizikai szempontból megalapozottabb, mert gyakorisági értékek és mentések az átlag természetében rejlő fogyatékoságtól. A hajnali inverziók valószínűsége augusztus–szeptemberben a legnagyobb, november–decemberben pedig a legkisebb. Száraz-adiabatikust elérő vagy meghaladó gradiensek hajnalban minden hónapban elhanyagolható kis valószínűséggel észlelhető csak. A koradélutáni órákban inverziók csak a téli hónapokban alakulnak ki a hideg talajfelszín miatt. A $\gamma \geq 1^{\circ}/100 \text{ m}$ esetek évi meneténél a minimum december–januárban észlelhető. Márciustól szeptemberig a valószínűségi érték közelítőleg egy szinten mozog, és megállapíthatjuk, hogy ebben az időszakban az esetek mintegy

lonnal, vagy Földközi-tengeri ciklonnal és kelet-európai anticiklonnal kapcsolatos *déli* irányítású helyzetek, 3. észak-európai ciklon, ill. nyugat- és dél-európai anticiklon által előidézett *nyugati* irányítású helyzetek, 4. észak-európai anticiklonnal kapcsolatos *keleti* irányítású helyzetek, 5. a Kárpát-medence fölött elhelyezkedő anticiklon esetén kialakuló *anticiklon-centrum* helyzetek. A gradiensek makroszinoptikus helyzetek szerinti átlagait a III. táblázat tartalmazza.

Hajnalban minden évszakban az északi irányítású helyzetekben észlelhető a legnagyobb gradiens, ami jól visszatükröződik a IV. táblázat adataiban is, amely szerint ebben a helyzetben a legkisebb a hajnali inverziók valószínűsége. A jelenség oka nyilván az, hogy ebben a helyzetben élénk légmozgással hideg légtömegek áramlanak fölénk, amelyek gátolják az inverziók kifejlődését. Hasonló okkal magyarázható a keleti helyzetek téli és

II. TÁBLÁZAT

Inverziók és 1° -ot elérő vagy meghaladó gradiensek valószínűsége %

Idő (GMT)		I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.
03	$\gamma < 0^{\circ}$	41	53	40	39	56	52	55	71	72	67	35	35
	$\gamma \geq 1^{\circ}$	5	3	5	4	4	3	3	1	3	1	6	5
15	$\gamma < 0^{\circ}$	14	10	3	0	0	2	0	0	0	0	0	14
	$\gamma \geq 1^{\circ}$	16	37	63	62	59	64	64	63	69	49	33	14

III. TÁBLÁZAT

A hőmérsékleti gradiensek évszakai átlagai különböző makroszinoptikus helyzetekben

	03 GMT	N	S	W	E	A	15 GMT	N	S	W	E	A
Tavaszi	0,30	-0,18	-0,14	0,12	-0,43		Tavaszi	1,13	1,01	0,95	1,07	1,08
Nyári	0,16	-0,61	-0,10	-0,40	-0,60		Nyári	1,07	1,06	1,13	0,98	1,10
Őszi	0,49	-0,30	-0,14	-0,11	-0,67		Őszi	0,94	0,88	1,02	0,92	1,03
Téli	0,10	-0,07	-0,04	0,06	-0,34		Téli	0,76	0,39	0,57	0,75	0,45

tavaszi nagyobb gradiense, mert ilyenkor is hideg légtömegek advektálódnak. A hajnali inverziók minden évszakban az anticiklon-centrum, valamint a déli irányítású helyzetekben a legerősebbek, ami e helyzetek sugárzási jellegéből következik, ugyanis déli irányítású helyzetjeink zöme (főként ősszel és télen) anticiklon peremhelyzet, gyenge délies áramlással, a sugárzási jelleg zavartalan kifejlődésével.

A koradélutáni órák hőmérsékleti gradiensének makroszínoptikus helyzetek sze-

lehet a helyzetek szerinti differenciálódás korántsem olyan jellegzetes, mint télen.

Végeredményben megállapíthatjuk, hogy az alsó néhány száz méteres légréteg hőmérsékleti gradiensének alakulása a hajnali órákban minden évszakban, kora délután pedig a téli évszakban jellegzetes kapcsolatot mutat a makroszínoptikus helyzetekkel. A kapcsolat ismerete főleg városégajlati szempontból lényeges.

Ezeket a feldolgozásokat folyamatosan továbbra is elkészítjük, s ha majd meg-

IV. TÁBLÁZAT

Inverziók és 1° -ot elérő vagy meghaladó gradiensek százalékos valószínűsége évszakonként különböző makroszínoptikus helyzetekben

	N		S		W		E		A	
	$<0^{\circ}$	$\geq 1^{\circ}$	$<0^{\circ}$	$\geq 1^{\circ}$	$<0^{\circ}$	$\geq 1^{\circ}$	$<0^{\circ}$	$\geq 1^{\circ}$	$<0^{\circ}$	$\geq 1^{\circ}$
03 GMT										
Tavaszi	27	9	51	3	50	3	40	7	67	0
Nyár	37	5	80	1	53	3	75	0	78	0
Ősz	10	7	64	2	52	6	47	5	85	0
Tél	33	4	45	4	42	4	37	5	55	4
15 GMT										
Tavaszi	1	72	2	58	2	54	0	70	0	67
Nyár	0	58	0	66	1	68	3	59	0	65
Ősz	0	42	2	44	0	55	0	44	0	64
Tél	2	31	21	10	11	23	8	40	15	12

rinti eloszlása télen nagyon jellegzetes. Legerősebb függélyes hőcsökkenés az északi és keleti irányítású helyzetekben jön létre, ezzel szemben legkisebb a gradiens, és legnagyobb az inverz hőmérsékleti rétegződés valószínűsége a déli irányítású és az anticiklon-centrum helyzetekben. Ez a tény nagyon fontos pl. a nagyvárosok fölött felhalmozódó szennyeződés szempontjából, különösen akkor, ha tekintetbe vesszük, hogy e turbulens keverőmozgások kialakulása szempontjából kedvezőtlen két helyzet bekövetkezési valószínűsége télen elég nagy, eléri a 49%-ot [3]. Tavasszal és nyáron a gradiensek makroszínoptikus helyzetek szerinti átlagai között nem tapasztalható lényeges különbség, ami a sugárzás hatásának megerősödését és uralgóvá válását jelzi. Ősszel már ismét nagyobb különbségek alakulnak ki, jól-

felelő hosszú adatsor áll rendelkezésünkre kiegészítjük ezen vizsgálatokat. Az eredményekre majd biztosabban támaszkodhatunk, mert egyrészt több adat áll rendelkezésünkre, másrészt pedig kizárólag homogén adatsorral dolgozunk majd. A napi négyzseri felszállás segítségével pedig tájékozódhatunk a gradiensek napi menetéről, valamint az éjszakai inverziók időtartamáról is.

IRODALOM:

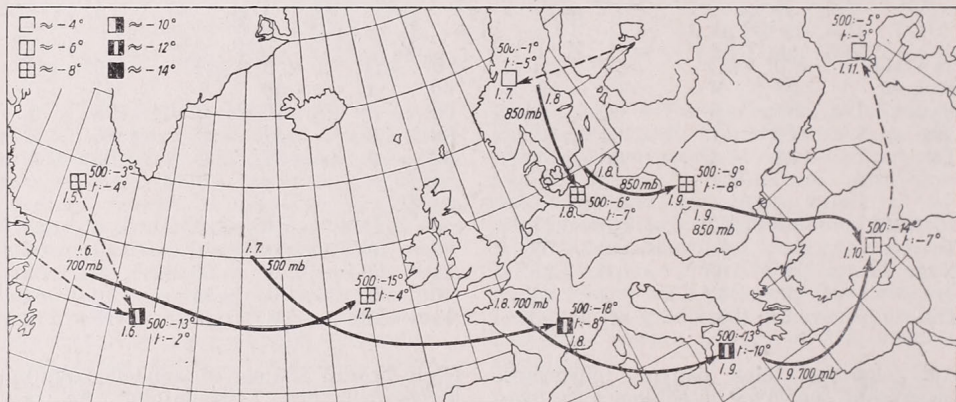
- [1] Béll B.: A troposzféra égajlata Magyarország fölött. Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb kiadványai, 28. szám. Budapest, 1954.
- [2] Деятова, В. А.: Микрولوجические исследования нижнего километрового слоя атмосферы. Ленинград, 1957.
- [3] Péczely G.: Grosswetterlagen in Ungarn. Kleinere Veröffentlichungen der Zentralanstalt für Meteorologie Budapest, Nr. 30. Budapest, 1957.

A lehülési gócek mozgása az atlanti-európai térségben

A napi szinoptikus szolgálatban, de még inkább a 36 óránál hosszabb lejáratú hőmérsékletelőrejelzések készítésénél („távolabbi kilátások” megadásánál) fontos támpontot nyújthat az 500/1000 mb-os RT 24 órás változását ábrázoló izallohípszá-térkép. Ezen a térképen szemléltethetjük a troposzféra alsó felében 24 óra alatt bekövetkezett teljes hőmérséklet-változásokat. Ezek lehetnek radiációs eredetűek (nyugvó légtömegben), bizonyos mértékig adiabátikus eredetűek is, legtöb-

lyen sebességgel mozognak (mennyi idő alatt érkezik hozzánk)? 3. Hogyan változtatják intenzitásukat vonulásuk során? 4. Milyen kapcsolatban vannak a talaj közeli léghőmérséklet változásával?

Szinte természetes, hogy a lehülési gócek (hideghullámok) csakis azokról a területekről eredhetnek, ahol hideg légtömegek kiképződnek, azaz a magasabb szélességekről, vagy télen az erősen lehűlt, kontinensekről (pl. Észak-Amerika, Grönland, Észak-Szibéria vagy Kelet-Európa)



1. ábra. Az 500/1000 mb-os RT izallohípszá-gócek mozgása 1958. január 5. és 11. között

ször azonban advekciónál származnak. Egy-egy lehülési vagy felmelegedési góce napról-napra nyomon követhető az egymásután készített izallohípszá-térképeken. Megfigyelhetjük, hogy az említett gócek mozgása követi az általános középtroposzférikus áramlás irányát. Ha minden esetben nem is, a legtöbbször azonban elég jó tájékoztatást nyújthat a várható hőmérséklet előrejelzésénél a relatív izallohípszákkal jelzett gócek vonulásának szemmelkövetése. (A talajközeli légrétegek hőmérsékletváltozása ui. nem függ okvetlenül a troposzféra magasabb rétegeinek hőmérsékletváltozásától — legalábbis a Kárpát-medencében.)

Makroszinoptikai vizsgálataink során néhány tapasztalatot sikerült összegyűjteni a lehülési gócek mozgását, eredetét és vertikális szerkezetét illetően. Kiegészítés-és összehasonlításuként különböző hónapokban és évszakokban megvizsgáltuk a lehülési gócek viselkedését. Ezzel kapcsolatban a következő kérdések merültek föl: 1. Honnan erednek a troposzférikus hideg léghullámok (lehülési gócek)? 2. Mi-

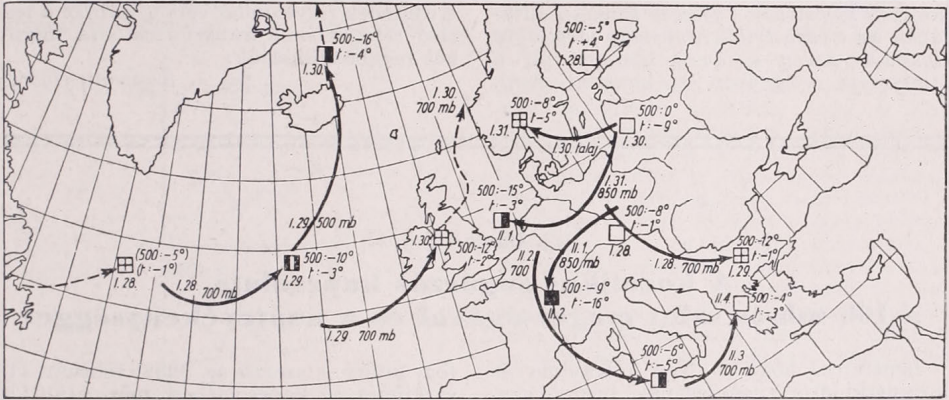
Meg kell azonban itt jegyeznünk, hogy az Európát érintő vagy rajta átvonuló hideg léghullámok eredetét elsősorban az uralkodó áramlási kép határozza meg. Minthogy szélességünkön a nyugati áramlás uralkodik, ezért a lehülési gócek nagy részének eredetét Észak-Amerika hideg-termelő területein találjuk. Az Észak-Amerikából kiinduló hideg léghullámok nemcsak Európát érik el igen gyakran (természetesen erősen transzformálódott állapotban), ha nem egyes esetekben (főleg téli hónapokban elérhetik Elő-Ázsiát, sőt az Arab-félszigetet is (1. ábra). Természetesen a normális viszonyoktól eltérő áramlások más területek (Grönland, Novaja Zemlja) hideg levegőjét is hazánk fölé szállíthatják — a Multanovszkij-féle poláris és ultrapoláris tengelyek mentén.

Az erőteljesebb lehülési hullámok az Atlanti-óceán felett igen sokszor 8–10 km magasságig terjednek, vagyis az egész troposzférában észlelhetők. Ilyen esetekben a 10 km fölötti rétegekben jelentős melegedés lép fel. A megvizsgált esetekből azt az általános tapasztalatot vonhat-

tuk le, hogy alulról fölfelé nő az interdiurnus hőmérsékletváltozás (vö. A. *Schedler*: *Beiträge zur Physik d. fr. Atm. Bd. VII.*, 1915. 88. o.). Ezt az alulról történő transformációval magyarázhatjuk meg, amely az alsó rétegekben esőkkenti a hőmérsékleti ingásokat. Minthogy az alsó troposzférában legtöbbször a 3 és 5 km közötti rétegekben találhatók a legerősebb advektív hőmérsékletváltozások, ezért az 500/1000 mb-os RT izallohípsza gócainak vonulási sebességét célszerűnek látszik a

Nyugat- vagy Délnyugat-Európa fölött nagy magasságokig hatékony magasnyomás, Kelet-Európában pedig csak alacsony anticiklon, vagy éppen ciklon helyezkedik el, akkor a lehülési góccok északnyugati áramlással benyomulnak Európa területére. Grönlandi vagy Novaja Zemlja-i eredetű lehülési góccok beérkezésének szinoptikai feltételeit a Brit szigetek fölött felépült magas anticiklon ill. Ukrajna fölött levő kímélyült ciklon teremti meg.

A lehülési góccok intenzitásának 24 óra



2. ábra. Az 500/1000 mb-os RT izallohípszagóccok mozgása 1956. január 28. és február 4. között

700 ill. 500 mb-os szintek közepes áramlásával megbecsülni. Térképeinken ezért ábrázoltuk azt az áramvonalat (ill. annak megközelítésére az izohípsztát), amely mentén mozogva egy légrézecske 24 óra alatt éppen a lehülési góce helyére érkezik. Ha az említett szintekben 15–20 m/sec-os nyugati áramlást tételezünk föl (aminek 1300–1700 km naponkénti elmozdulás felel meg), akkor az Észak-Amerikától Európáig terjedő kb. 7000 km-es utat 4–5 nap alatt teszi meg egy lehülési hullám (1. ábra). — Ábránkon a lehülési góce mellett föltüntetjük az éjszeli mérések alapján a talajon és az 500-b-os szinten észlelt 24 órás hőmérsékletváltozásokat is, továbbá mind az izallohípszacentrumot, mind az áramvonal mellett a dátumot.

Az egyes hónapokban a lehülési góccok kiindulási helye és útvonala igen különböző és az uralkodó makroszinoptikus helyzetre erősen jellemző (vö. az 1. és 2. ábrát). Ha az azori maximum gyenge, viszont a Brit szigetek közelében, vagy az európai szárazföld belsejében nagy magasságokig fölnyúló anticiklon található, akkor a lehülési góccok Európa nyugati partjainál észak felé térítődnek, és nem tudnak behatolni a kontinens belsejébe (bloking) (2. ábra). Ha viszont

alatt várható változását (erősödését vagy gyengülését) az határozza meg, hogy az általános légáramlás irányában mekkora a hőmérsékleti különbség. Nyilván melegebb területek fölé nagy sebességgel áramló hideg levegő nagyobb lehülést okoz, mint a lassúbb mozgású hideg légtömeg. A lehülés akkor is mérséklődik, ha olyan területek fölé áramlik a hideg levegő, amelyek fölött egy előbbi hideghullám megrekedt (pl. a Skócia fölött megrekedt hideg légcsepp gyakran mérsékeli az Észak-Amerika felől beérkező újabb hideghullám hatását). Gyakorlatban célszerű a legnagyobb hőmérsékleti különbségeket mutató szint áramlási viszonyait figyelembe venni. A lehülési góce intenzitását a következő napon ekkor az áramlás irányába eső (a 24 órás elmozdulás két végpontjában mért) hőmérsékletkülönbségek alapján becsülhetjük meg, míg az elmozdulás nagyságát és irányát a közepes áramlás sebessége és iránya alapján. Mind a 24 órás elmozdulás, mind a várható intenzitás megbecsülésénél a rendezetlen légáramlás („izobártalan” szinoptikus helyzet) jelent nehézségeket.

Minthogy a légáramlás iránya és sebessége az egyes rétegekben nem pontosan ugyanaz, főleg pedig a talajközeli légáram-

lás meglehetősen szabálytalan, továbbá az alsó légrétegek gyors transzformációja miatt, az eredőhelyétől eltávolodó hideg légtömeg idővel a térben erősen deformálódik. Így az Észak-Amerikából kiinduló hideg légtömegek az Atlanti óceán fölött gyorsan elveszítik egységes hideg légtömb formájukat, és elsősorban a magasabb, 2–5 km-es légrétegben okoznak komolyabb lehűlést. Ez a körülmény figyelmeztet arra, hogy a talajközeli lehűlést nem szabad közvetlenül az alsó troposzférikus lehűléssel összekapcsolni. A legalsó és középső légrétegek *egységes lehűlését* általában az *eredőhelyétől nem nagy távolságra elmozdult hideg légtömeg* okozza (pl. a Mississipp-i völgyében a kanadai Am).

Végző konklúzióként megállapíthatjuk, hogy a lehülési göcök vonulását legtöbbször a 700 ill. 850 mb-os, az óceán fölött esetenként az 500 mb-os szintek áramlási viszonyaival követhetjük és jelezhetjük előre. Nagy segítséget nyújthat e szintekben az áramlás közepes sebességének megbecslése, amiből a 24 órás elmozdulás nagyságára következtethetünk. (Vö. *Stábel Gy.*: Az advektív hőmérsékleti tendenciák alkalmazása a relatív topográfiai előrejelzésében, *Időjárás*, 1958. 62. évf. 2. sz. 116. o.) Másrészt fontos a hideghullám eredetének figyelembe vétele, amiből a legalsó rétegekben a transzformálódás mértékét megbecsülhetjük.

Koppány György

ifj. Bartha Lajos:

A kozmikus sugárzás kapcsolata a 100 mb-os szint magasságával és a naptevékenységgel

Ismeretes, hogy a Nap ultraviola és korpuszkuláris sugárzásának megnövekedése földmágneses zavarokat okozhat. Egyidejűleg a talajon mért kozmikus sugárzás-intenzitás is jelentős mértékben csökkenhet. E jelenséget *Chapman* azzal próbálta magyarázni, hogy a földmágneses tér intenzitás- és irányváltozása a kozmikus sugárzás kisebb energiájú primer-részecskéit nem engedi a légkörbe hatolni, amit a secundar-sugárzás gyengüléséből veszünk tudomásul [1]. A jelenség elméletét *Brunberg* és *Dattner* dolgozták ki részletesen [2].

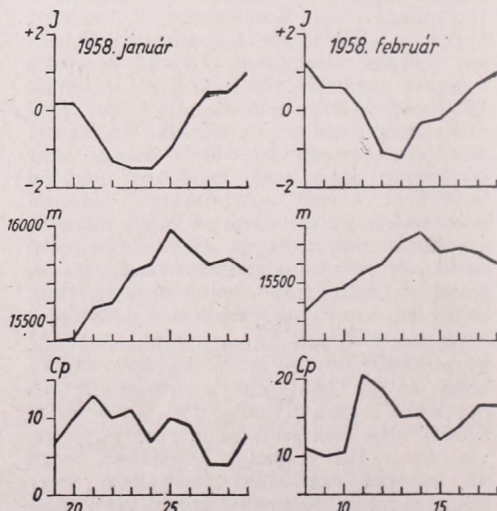
Figyelemre méltó azonban, hogy a kozmikus sugárzás intenzitás-minimuma *sokszor nem esik egybe a legerősebb mágneses zavarok időpontjaival*, hanem 1–3 nappal követi azokat. A sugárzás csökkenése már a mágneses lökés előtt megkezdődik, minimumát viszont utána éri el [3]. Feltehetjük ezért, hogy itt más hatások is közrejátszhatnak, gondolhatunk pl. a *magaslégkör szerepére* [4].

A magaslégkör szintmagassága és a talajon mért kozmikus sugárzás-intenzitás kapcsolata régóta ismert. A talajon mért sugárzás-intenzitás és a kb. 16 km magaságú 100 mb-os szint magassága között negatív korreláció áll fenn [5].

R. Scherhag 1952-ben kimutatta, hogy a Nap korpuszkuláris sugárzása mélyen behatolhat a légkörbe és ott jelentős felmelegedést idézhet elő [6]. A felmelegedés hatására a 100 mb-os szint feljebb emelkedhet. A kozmikus sugárzás tehát csökkenni

fog, amire a szerző az 1958. február 11-i sarkifénnnyel kapcsolatban már utalt [7]. A napsugárzás növekedése a magaslégkör felmelegedésén keresztül is létrehozhatja a kozmikus sugárzás gyengülését [3].

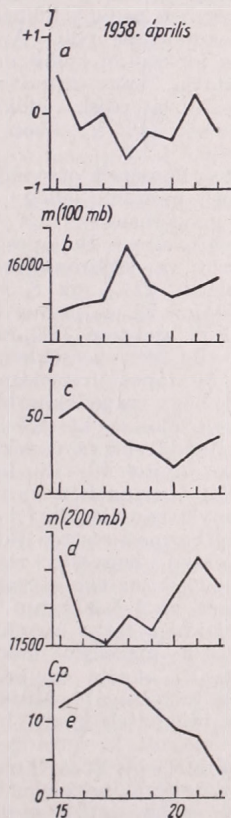
Ez az effektus jól követhető volt az 1958. január 21., február 11. és április 17-i erős mágneses zavarok alkalmával. Az 1. ábrán a moszkvai ionizációs-kamra



1. ábra: A kozmikus sugárzás intenzitásának (I) a 100 mb-os szint magasságának (m) és a mágneses zavarok (Cp) ingadozása Moszkvában 1958. január 19–28. és február 8–18. között

mérések eredményét látjuk, párhuzamosan a 100 mb-os szint magasságának változásával és a mágneses index ingadozásával. Megfigyelhető, hogy a kozmikus sugárzás és a magaslégtér szintmagassága között igen jó — fordított irányú — összefüggés mutatkozik. A sugárzás minimuma 2–3 nappal a mágneses zavar után áll be, s csak 1 nappal előzi meg a 100 mb-os szint maximumát. A szintmagasság növekedése és a sugárzás gyengülése arányosan változik, 100 m szintemelkedésre 0,8 egység sugárzás-csökkenés esik [3, 8, 9, 10].

Érdekes összehasonlítani a moszkvai és budapesti adatokat (2. ábra). *Péczely*



2. ábra : A kozmikus sugárzás, a 100 és 200 mb-os szint és a mágneses zavarok ingadozása Moszkvában és Budapesten, 1958. április 15–22. között.

- a) Ionizációs kamra mérések, Moszkva,
- b) 100 mb-os szint magassága, Moszkva,
- c) GM-Teleszkóp mérések, Budapest,
- d) 200 mb-os szint magassága, Budapest,
- e) Mágneses zavarok.

György szerint a korpuszkuláris sugárzás okozta légtér felmelegedését és fokozatosan terjed alacsonyabb szélességek felé [11]. Látható, hogy úgy a sugárzás-minimum, mint a szintmagasság-maximum előbb következik be Moszkvában, mint az alacsonyabb szélességen fekvő Budapesten. A mágneses zavar itt is a sugárzásminimum előtt jelentkezik.

A budapesti mérések GM-teleszkóppal történtek, 18 m mélységben. A negatív hőmérsékleti effektus ezek szerint a kemény komponensre is fennáll. A mérések szerint 1% magasság változás a 200 mb-os szintben 1%-os sugárzás-változást okoz.

Korai volna három megfigyelésből meszesemenő következtetéseket levonni. Mégsem tagadható azonban, hogy a Nap sugárzása következtében beálló légtér szintemelkedés és a kozmikus sugárzás gyengülése közötti összefüggés reálisnak látszik. Ez természetesen nem zárja ki a mágneses hatás létezését, mely utóbbit *Ehmer*t adatai is igazolni látszanak [1]. A kérdés részletes tanulmányozásának céljából az Uránia Csillagvizsgáló munkatársai tervebe vették a kozmikus sugárzás intenzitásváltozásának hosszabb időközre és több állomásra vonatkozó vizsgálatát.

IRODALOM

- [1] *Ehmer*, A.: A kozmikus sugárzás viselkedése. mágneses viharok idején. *Die Naturwiss.* 41. 14. 1954.
- [2] *Brunberg* és *Dattner*: A kozmikus sugárzás intenzitásváltozása mágneses viharok alatt. *Tellus.* 6. 3. 1954.
- [3] *Bartha*, L.: A kozmikus sugárzás az 1958. február 11-i sarkifény alatt. *Phys. Blätter.* 10. 9. 1959.
- [4] *Bartha*, *Berkés*, *Örményi*, *Nyitrai*: Az 1957/58-as erős naptevékenység. *Csill. Évkönyv* 1959-re. Budapest, 1958.
- [5] *Treffal* H.: A kozmikus sugárzás intenzitása és a magaslégtér hőmérséklete. *Nature* 171. 4359. 1953.
- [6] *Scherhaag*, R.: Die explosionsartigen Stratosphären-erwärmungen des Spätwinters 1951/52. *Ber. d. D. Wetterd. in d. US-Zone.* Bad Kissingen. 6. 38. S. 51. 1952.
- [7] *Bartha* L.: Az 1958. február 11-i sarkifény és a kozmikus sugárzás. *Fiz. Szemle.* 8. 10. 1958.
- [8] *Geomagnetic Planetary Indices* 1958. *Geophys. Inst. Göttingen*, 1958.
- [9] *Cosmic Data.* 1958 No. 22–28. *NIZMIR.* Moszkva, 1958.
- [10] *Tägliche Berichte* 1958. *Deutsches Wetterdienst*, Frankfurt a. M. 1958.
- [11] *Péczely Gy.*: Anticiklonok regenerálódása... *Időjárás.* 58. 2. 1953.
- [12] A budapesti kozmikus sugárzás mérések adatai a MTA Központi Fizikai Kutató Intézetéből származnak.

Az 1958. június 10. és 13. között lehullott nagy csapadék makroszintoptikai vizsgálata

Hazánk éghajlatában júniusban gyakori az ún. monszunális hőmérsékletcsökkenés, a csapadékos időjárás és a nyugati légáramlás erősödése. Ilyen volt az időjárás 1958. június (2) és (3) pentádjában is. Jelen vizsgálatunkban először is azt néztük meg, hogy az 1958-as év késő-tavaszi időjárása kedvezett-e a monszun-jelleg kialakulásának. Elkészítettük a hőmérséklet változását május (4) és május (6) pentádjá között. Lehűlést találtunk az Azóri-térségben (vagyis az Óceán fölött) és erős felmelegedést a szárazföld belsejében. A felmelegedés nagysága elérte a 10 fokot is. Ha ebből az értékből levonjuk ezen időszak általános hőmérsékleti emelkedését, még abban az esetben is 6 foknyi a változás. Tehát összefoglalva: a tenger hideg, a szárazföld nagyon meleg volt. A következő — május (6) és június (3) pentádjá közötti — időszak már ellentétes hőmérsékleti változást mutatott: erős lehűlés következett be a szárazföld belsejében. Ez jól kifejezi a szárazföld és a tenger közötti hőmérsékleti különbség kiegyenlítődését, vagyis az áramlás monszun-jellegét.

Hasonló vizsgálatot végzett Kadocsa F. [1] és Tónay F.-né [2]. Mindketten az 1953-as év rendkívüli csapadék makroszintoptikai megokolását keresték. Ezek a dolgozatok alkalmat adtak arra, hogy összehasonlítsuk a két időszakot. 1953. május 25-e körül hasonlóan nagy melegek voltak európa-szerte. A továbbiakban nemcsak a hőmérséklet menetében van hasonlóság, hanem a szintoptikus helyzetekben is. Ettől az időszaktól kezdve a Péczy-típusok mindkét évben több napon át hasonlóak voltak, szinte megegyeztek. Ebben a két esetben az erős monszun-jelleg

kialakulásának és lefolyásának nagyon egyező időjárási kép felelt meg.

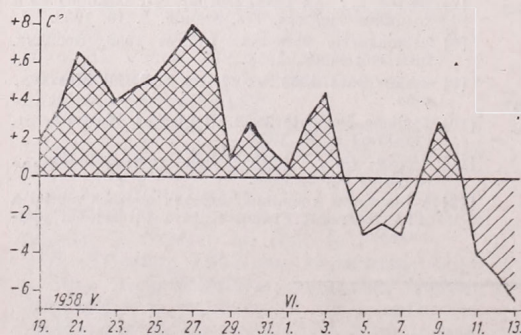
A májusi (4) és júniusi (3) pentád közötti időszak hőmérsékletét budapesti viszonylatban is megnéztük. Az 1. ábrán felrajzoltuk május 19-től június 13-ig a budapesti napi hőmérsékleti anomáliákat, amelyeket a 75 évi (1871—1945) átlagok alapján nyertünk. Május 19-től 27-ig a pozitív eltérés nagysága általában emelkedő volt, a második részben pedig a hőmérsékletnek csökkenő tendenciája volt. A majdnem egy hónapos időszakon belüli nagy kilengéseket mutatja, hogy mind a pozitív, mind a negatív eltérések rendkívüli értékeket is elértek. (Pl. V. 27-én $+8,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, VI. 13-án $-6,3\text{ }^{\circ}\text{C}$.)

Ezen adatok hőmérsékleti viszonylatban mutatják a monszun-jelleg beállását. Ugyancsak megerősíti ezt a széliránygyakoriság változása is Budapesten. Május 19—27. között a széliránygyakoriság a NW szektorban 22%, az S szektorban 78% volt. Május 28. és június 13. között viszont az NW szektoré 76%-ra nőtt, az S szektoré pedig 24%-ra csökkent. Az első szakaszbeli általános felmelegedés után várható volt, hogy csapadékosabb és hűvösebb időjárás alakul ki Közép-Európa térségében. Rendkívüli csapadékhullás következett be június 10—13. között. Az ekkor lehullott csapadék mennyiségét országos viszonylatban tünteti fel a 2. ábra. Az ország kétharmad része a júniusi átlagos csapadéknál nagyobb mennyiséget kapott. Különösen az északi vidéken volt nagy az esőzés, ahol a 300 mm-t is elérte.

A továbbiakban ezt a rendkívüli időjárást közvetlen megelőző napokat vizsgáltuk meg. Mi okozta az esőzés megindulását és tartósságát? Milyen légköri hatások működtek közre, hogy ilyen helyzet alakult ki hazánk fölött?

A június 8—14. közötti szakaszt két szintoptikus periódusra lehet felosztani. Az első, a bevezető rész 8-án déltől 10-én éjfélig tartott. A második rész pedig 11-től 14-ig, a tartós esőzés időszaka.

Nézzük meg ennek a két időszaknak a szintoptikus leírását és elemzését. Hazánk fölött — a légtömegnap-tár szerint — június 8-án délig szárazföldi levegő tartózkodott. A vizsgáltartalom a felszállások alapján 18 mm volt. Ez az érték az 1 cm keresztmetszetű függélyes légoszlopban levő nedvesség összegét jelenti gr-ban, ill. csapadék mm-ben. Ugyanis ennyi mm



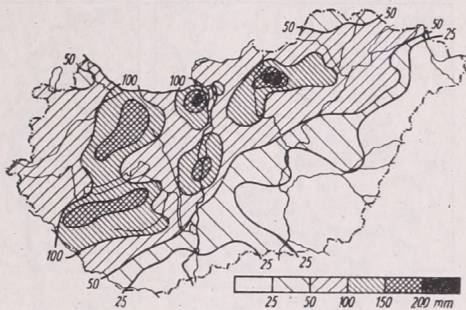
1. ábra. Budapesti napi hőmérsékleti anomáliák 1958. V. 19. és VI. 13. között

csapadék hullhatna ki a légszlopból, ha a benne levő vízgőz teljesen kicsapódnék [3]. Június 8-án délután melegfront érkezett délnyugat felől. A vízgőztartalom 9-én 0 óráig 27 mm-re növekedett. A reggeli órákban hidegabb levegő érkezett a magában nyugatról, és a Dunántúlon zivatarok törtek ki. Ezzel megkezdődött a csapadékosabb időjárás.

Az első — a bevezető — időszakban egyenletes nyomássüllyedés jelentkezett és az advekcio megerősödött Közép-Európa fölött. A lényeges átalakulás június 10-én éjjel történt meg. Ez a változás azonban a 10-i 6 óras, sőt a 12 óras talajtérfépen is nehezen volt kielemezhető. A magassági térképek sem mutattak nagyobb változást. A térképek adataiból úgy látszott, hogy gyenge fejlettségű lesz a frontálzóna hazánk légterében. Másnap az időjárásban mégis gyökeres változás állt be. Ilyen váratlan időjárás-változást elemezett ki szinoptikusan *Otta E.-né* [4] egyik tanulmányában. Az ottani megokolások ebben a helyzetben is helytállóak. A jelenlegi időjárás alakulásában is megvolt a lassú, egyenletes nyomássüllyedés, a nedvesség növekedése és hideg-advekcio Nyugat-Európa fölött. Hasonlóképpen a magában gyenge divergencia is észlelhető az Alpok és a Pó-Alföld fölött. Az advektív-dinamikus analízis szerint ilyen helyen dinamikus nyomáscsökkenés következik be és ciklon keletkezése várható. Ez meg is történt 11-ére. Ebben az időben hideg levegő nyomult előre Németországon keresztül, és 10-én éjjelre a Dunántúl északnyugati része fölé érkezett. Erre a hideg levegőre siklott fel a kialakult V/b ciklon előoldalán a Földközi-tenger felől délnyugati magassági széllel a páradús levegő. Az erőteljes meleg feláramlás hatására a hidegfront mozgása meglassúdott, sőt veszteglő lett. Ilyen eset a Kárpátok-gyűrűjében elég gyakori. A veszteglő-fronttal kapcsolatos hosszantartó és jelentős csapadékhullás szinoptikai okairól később számolunk be.

A következőkben a 10-ről 11-re történt változásokat mutatjuk be mérési és térképes adatokkal. A 11-i éjféle felszállásban melededés és a nedvesség növekedése található minden szintben. A vízgőztartalom 28 mm-re nőtt. A 700 mb-os szintre elkészített advekcio térkép szerint lehűlés volt Nyugat-Európában és a Földközi-tenger nyugati medencéjében. Meleg-advekcio található Közép-Európa és a Fekete-tenger térségében. Amint a ciklon erősödött és hazánk felé közeledett, a hőmérsékleti ellentét fokozódott. A csapadékos terület nagy kiterjedésű lett. A 11-i 9 óras talajtérfépe ezt jól mutatja. Általános esőzés volt ekkor Közép-Európában és a Balkánon.

A kialakult erőteljes frontálzóna tartóságának magyarázatára elkészítettük a változási térképeket a talajon és a 700 mb-os szintben (3. ábra). A talajon és a 700 mb-os szintben történt változások között egy-egy szakaszon belül nincs lényeges különbség Közép-Európa térségében. Az első időszakban süllyedés van Közép-Európa fölött, a második szakaszban pedig



2. ábra. 4 napos csapadékeloszlás 1958. VI. 10. 7^h-től VI. 14. 7^h-ig

a nyomás, ill. az izobár felület emelkedése található ebben a légterben. Az első periódusban történt nyomássüllyedés a második időszakban alig található. Három nap alatt 11-től 14-ig a ciklon lassan töltődött és nagyon keveset haladt kelet felé, vagyis a ciklon hazánk környezetében maradt, veszteglővé vált.

Ugyancsak erre az eredményre vezetett, amidőn a 700 mb-os AT izallohpszáit összehasonlítottuk az 500/1000 RT izallohpszáival. Az időpontok az előbb megadottak. Az első periódusban a Közép-Európán kívüli nyomásemelkedés megedéssel járt, éppúgy, mint a második szakaszban már Közép-Európa felett is. Ez azt mutatja, hogy Nyugat- és Kelet-Európában anticiklonális fejlődés volt folyamatban mindkét szakaszban. Tehát Közép-Európát körülvette egy anticiklonális gyűrű. A mi környezetünkben az első szakaszbeli ciklonális fejlődés csak nagyon lassan ment át a második szakaszba, a feltöltődési stádiumba.

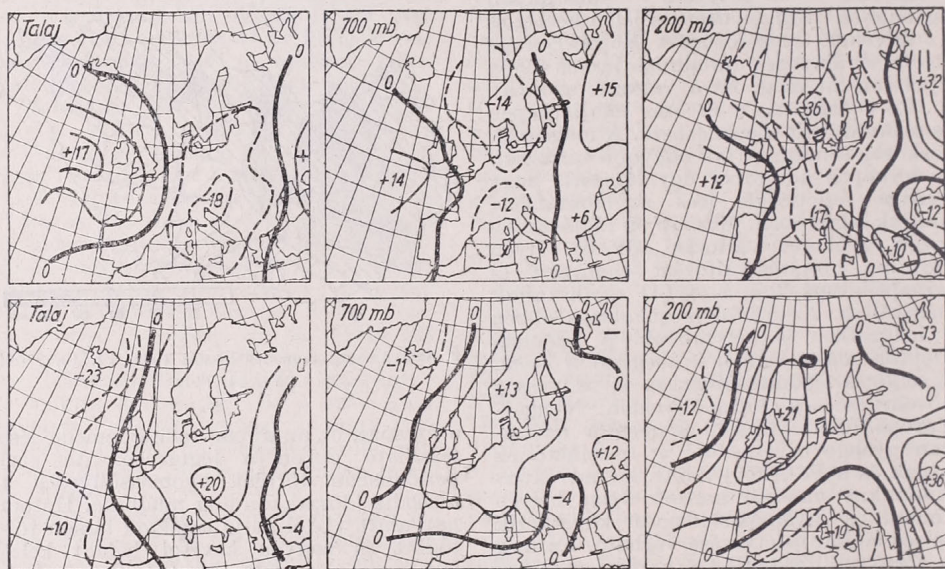
A hazánk térségében kialakult frontálzóna erősségét szépen mutatják a 700 mb-os és a 850 mb-os szinten mért hőmérsékleti értékek különbségei. Ebből egyúttal megkapjuk a hőmérséklet függőleges gradienseit is ebben a rétegben. Ez a gradiens 3 nap (június 11–13.) átlagában nem volt nagy értékű hazánk területe fölött, de kelet felé erősen növekedett. Éppen ezért keleten lehetett zivatart várni, s valóban csak ott észlelték, noha az eső intenzitása és mennyisége máshol is nagy volt. A keleti megyékben pedig, ahol zivatar is

kifejlődött, mégis 25 mm alatti csapadék hullott (2. ábra).

A troposzféra alsó felében történt változások megmutatták, hogy hazánk térségében a front vesztglóvé vált. Hasonló eredményt kaptunk, midőn a 200 mb-os AT izallohpszáit elkészítettük az előzőleg már említett két időszakra (3. ábra). Az első periódus térképe hasonló a 700 mb-os

15 mm-re csökkent. Ezzel új szinoptikai időszak kezdődött.

A 3 napos vesztgló-frontra ezekkel a megokolásokkal elég jó magyarázatot kaptunk, de a nagy csapadéka még nem. Nem elég az erős hőmérsékleti különbség, de kell hozzá komoly mennyiségű és folyton pótlódó nedvesség is. Ebben az esetben valóban sok pára volt a levegőben.



3. ábra. 1958. június 7-ről 11-re (felső sor), illetve 1958. június 11-ről 14-re (alsó sor) történt légnyomásváltozások a tengerszinten (mb-okban), valamint a 700, ill. 200 mb-os felület magasságváltozásai (geopot. dekaméterekben)

izallohpszá térképre. Skandináviától Olaszországig erős a nyomássüllyedés. A második szakaszban ellenben csak Olaszország fölött van nyomássüllyedés, viszont nyomásemelkedés található az Északi tenger és a Brit-szigetek fölött és még nagyobb emelkedés a Fekete-tenger légterében. Ez utóbbi rendkívüli felmelegedéssel is párosult. Az 500/1000 izallohpszá alapján 11°-os hőmérsékleti emelkedést kaptunk. Ez a jelenség az anticiklon erősödését jelenti és megakadályozza a hideg levegő kelet felé való haladását. Hazánk légterében 8–13 km között ezekben a napokban nem volt lényeges változás. Budapest fölött a tropopauza szintje 14.-cig nagyjából állandó maradt. Ekkor nagyobb változás következett be. Ezzel együtt a csapadékos időszak is megszűnt.

Június 11–13-a között a fagypont magassága állandóan 2700–2800 m között ingadozott, míg a legalsó — 2000 m-es — rétegben folytonos volt a lehülés. Midőn a magasban is megérkezett a lehülés, az időjárás szárazabb lett. A vízgőztartalom

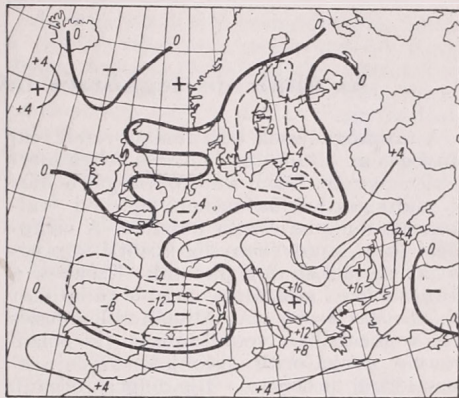
A június 11-i 12 óras talajtérkép szerint a meleg szektorban, Olaszország és az Adria térségében a talajon 19–21°-os harmatpontú levegő található, míg Németországban, Csehországban és Ausztriában csak 5–8 fok a levegő harmatpontja.

A nedvességnövekedés kiderítése érdekében kiszámítottuk Európa térségében a magassági felszállásokból a légoszlop vízgőztartalmát. A június 10-én 0 óras magassági anyag alapján a vízgőztartalom a Földközi-tenger nyugati medencéje fölött a legnagyobb. Itt a 35 mm-es értéket is elérte. A következő napon ez a páradús levegő délnyugati széllel a Balkán fölé helyeződött át. Itt a vízgőztartalom már 40 mm-nél nagyobb értéket vett fel. Június 10-ről nem készítettünk nedvesség-advekción térképet, hanem a 10-ről 11-re történő vízgőztartalom változását ábrázoltuk (4. ábra). Ezt a módszert azért alkalmaztuk, mert az advektált nedvesség mellett a tengeren áthaladt meleg levegő sok párát szedett még magába. Így sokkal jobban kidomborodik a hatalmasra nőtt

vízgőztartalom. Vízgőzgyarapodás jelentkezett a Balkánon, a Kárpátok és az Alpok térségében. A Balkánon elérte egy nap alatt a 20 mm-es növekedést is. Ez a fel-növekedett vízgőztartalom már jelentős csapadékot adhatott, és magyarázatul szolgál a június 11-én lehullott csapadékmennyiségre. Emelkedett a vízgőztartalom a Fekete-tenger térségében is. Ez a vízgőzgyarapodás azonban itt nem adhatott nagy terület fölött számottevő csapadékot, mert egyrészt a magasban az 500/1000 RT izallohípszák alapján június 11–14. között általános felmelegedés volt ebben a térségben, másrészt itt anticiklonális volt a fejlődés, és nagyobb hőmérsékleti ellentét, ill. frontálzóna sem alakult ki.

Budapesten 12-én a 0 óras felszállásból kiszámított vízgőztartalom 35 mm volt. (A júniusi havi átlag 25 mm.) Így hazánk légterében erős esőzésnek kellett lenni, mivel a hőmérsékleti ellentét tovább erősödött és ezzel együtt a kicsapódás lehetősége is. Az első 36 óras nagy csapadéokra tehát magyarázatot kaptunk, de a későbbire még nem. A további két nap újabb és még mindig jelentős csapadékhullását talán a következő megokolással lehet indokolni. A szinoptikus helyzet kedvezett a stacionárius-front fennmaradásának és egyszersmind a csapadékhullás tartósságának is. A későbbi napokban lehullott csapadékmennyiséghez már nem volt elegendő a szállított nedvesség, mert az fokozatosan kevesbedett, hanem a vizes talajról a magasba helyileg felemelt páramennyiség is szükséges volt. Az első napon ez a helyi vízgőzforgalom még nem lehetett jelentős, mert a megelőző kb. 40 nap nagyon csapadék-szegény volt.

Összefoglalásként szeretnők tehát kihangsúlyozni, hogy a nagy csapadékmennyiség keletkezéséhez nem elég az erős és tartós frontálzóna jelenléte, illetőleg a megfelelő légnyomási (szinoptikus) helyzet, hanem elegendően nagy és folyton pótlódó vízgőztartalom is kell hozzá.



4. ábra. A levegő vízgőztartalmának változása 1958. június 10-ről 11-re

IRODALOM

- [1] *Kadocsa F.*: Az 1953. év rendkívül csapadékos júniusa. Beszámoló az 1953-ban végzett tudományos kutatásokról, Budapest, 1953. 61. old.
- [2] *Tónay F.-né*: Az 1953. évi csapadékos nyár szinoptikai leírása. Beszámoló az 1955-ben végzett tudományos kutatásokról, Budapest, 1955. 91. old.
- [3] *Béll B.*: A levegő vízgőztartalmának meghatározása. Beszámoló az 1951-ben végzett tudományos kutatásokról, Budapest, 1951. 95. old.
- [4] *Otta E.-né*: Egy váratlan időjárás-változás elemzése. Időjárás 58. (1954) 77. old.

A Magyar Meteorológiai Társaság

V. vándorgyűlését

ez évben augusztus 28-30-án tartja Miskolcon

A vándorgyűlés alaptémája az ipari-meteorológia.

A programot Bükk-i tanulmányút egészíti ki, s a vándorgyűlés Egerben fejeződik be. Érdeklődőknek részletes tájékoztatót küld a Társaság titkársága (Bp. II., Kitaibel Pál u. 1., telefon 353-500).

Az általános légkörzés távprognosztikai vonatkozásai

A távprognózisok készítésénél rendkívül lényeges az általános légkörzés teljes mértékű ismerete. Több kutató vizsgálta már a ciklon-anticiklon-tevékenység évi változását, főleg az északi féltekén. A cirkuláció és a naptevékenység közötti kapcsolattal is többen foglalkoztak. Ezekhez a kérdésekhez szolgáltat újabb adatokat N. A. Bjelinszkij „Az általános légkörzés távprognosztikai vonatkozásai (Izpolzoványie nyekátoruh aszobjennosztjej atmoszférnüh processzov dljá dolgozrosznüh prognózov)” című, nemrég megjelent könyvében (Hidrometeoizdat, Leningrad, 1957. 201 oldal, 67 ábra). A munkának legnagyobb jelentősége abban van, hogy közli a szerzőnek az egész földre a ciklon-anticiklon gyakoriság és a naptevékenység közötti kapcsolat megállapítására vonatkozó kutatásait. Ő dolgozta ki ezenkívül a féltekék közötti levegőcsere elméletét is.

Bjelinszkij két módszert indítványoz a bárikus mező számszerű jellemzésére. Az első módszernél a szinoptikus térképeket viszonylag nem nagy területekre osztották fel, és területenként közepes nyomás értékeket vettek. A második módszernél a szinoptikus térképeket több körzetre osztották fel és a körzetekben levő nyomásértékek közeit indexekkel látták el. Ezek a módszerek lehetővé teszik, mind a nyomás abszolút értékének, mind az izobárok görbületének kiszámítását.

A ciklon és anticiklon-tevékenység intenzitásának évi ingadozásáról a vizsgálati során a következő megállapításokat tette: A szárazföldek és tengerek felett a ciklon-anticiklon-tevékenység ellentétes menete vonja magára a figyelmet. A szárazföld fölött a ciklon- és anticiklon-tevékenység az év hideg részében éri el a maximumát. Ebben az időszakban az óceánok fölött az anticiklon-ciklon-tevékenységnek minimuma van. Az év meleg szakában a jelenségek fordított sorrendben észlelhetők. Ez az évszakos ingadozás abban rejlik, hogy a felszínről a légkörbe áramló hő is meghatározó szerepet játszik a ciklon-anticiklon-tevékenység évi ingadozásában. Az alsó rétegekben felmelegedett levegő a sűrűségcsökkenés következtében a feláramlás

alapjául szolgál. Ilyenkor az izobárok ciklonális görbületet kapnak.

A meleg évszakban az óceánok fölött a felszínről a légkör felé irányuló hőáramlás az esetek többségében hiányzik. Ezzel szemben nyáron az óceán fölött gyakran turbulens hőáram irányul a felszín felé. Ha figyelembe vesszük, hogy ebben az időszakban a szárazföld fölött feláramlások vannak túlsúlyban, akkor az óceánok fölött a levegő folytonos volta miatt a leáramlásoknak kell dominálni.

A hideg évszakban az óceán és szárazföld szerepe megváltozik. A felszín és a levegő közötti hőmérsékletkülönbség évszakra-évszakra történő változása azt eredményezi, hogy az óceán és a szárazföld váltakozva fejt ki fűtő, illetve hűtő hatást. Ez a jelenség kitűnik a ciklon-anticiklon-tevékenység menetéből.

Az a tény, hogy a ciklon-anticiklon-tevékenység függ a felszín hőrendszerétől, lehetővé teszi, hogy a ciklon-anticiklon-tevékenység évi változása alapján képet alkossunk a felszín hőrendszeréről. Ezt a tételt erősíti meg az a jelenség is, hogy a ciklon-tevékenység nyáron és ősszel, csaknem az összes északi körzetekben megerősödik.

Természetesen nem lehet arra számítani, hogy a ciklon-anticiklon-tevékenység intenzitását egyedül csak a felszín hőrendszere határozza meg. Így pl: télen Grönland fölött a ciklon-tevékenység megerősödését nem lehet a felszín hőáramával magyarázni. Jelen esetben a ciklon-tevékenység megerősödése annak a következménye, hogy Grönland — mint orografikus akadály — feláramlásra kényszeríti a levegőt. A levegő feláramlása a magasabb rétegekbe a csapadékképződés növekedéséhez, valamint a kondenzáció és szublimációs hő felszabadulásához vezet. Ez a hő elősegíti a ciklon-tevékenység fejlődését. A ciklon-tevékenység gyengülése nyáron annak a következménye, hogy Grönland felszíne sokkal hidegebb, mint környezete.

Az egész északi féltekére elkészített szummáris görbe azt mutatja, hogy a ciklonfejlődésnek legnagyobb fejlődése júliusra, az anticiklon-tevékenységé pedig

januárra esik. Ezenkívül kitűnik még a februári másodminimum és a márciusi másodmaximum.

A ciklon-anticiklon-tevékenység kapcsolatos a légnyomás helyi változásával. A nyomás változása pedig az északi féltekén, az idő folyamán csak a légtömegek változásának eredménye lehet. A nyomás változása januártól júliusig a féltekék közti levegőcseréje mutat. Amennyivel csökken a levegő mennyisége januártól júliusig az északi féltekén, ugyanannyival kell növekednie júliusban a januárhoz viszonyítva a déli féltekén.

Az eredmények azt mutatják, hogy évenként óriási mennyiségű levegő (73.10¹¹ tonna) vándorol egyik féltekéről a másikra. Ezért a levegő mennyisége növekszik azokon a területeken, ahol a hőmérséklet csökken. Ezen következtetés fordítottja is igaz. Természetesnek tűnik, hogy az áthelyeződő levegő egyenletesen oszlik el a féltekén és függ a felszín hőrendszerétől.

A levegő áthelyeződését — egyik féltekeről a másikra — nem lehet szakadatlan levegő-áramnak tekinteni, amely csak évszakonként változtatja irányát. A valószínűségben ez az áramlás pulzál, vagyis többször felváltja irányát.

Az anticiklon-ciklon-tevékenység évről-évre történő változásának egyszerű szemléltése nem ad lehetőséget arra, hogy a sokévi menetben valamilyen törvényszerűséget vegyünk észre, mivel az anticiklon-ciklon-tevékenység értéke évről-évre igen széles határok között változik. Ahhoz, hogy megszabaduljanak a kis periódusok ingadozásától, kiszámították az 5 évenkénti anticiklon-ciklon szummákat. A legtöbb esetben 10, 11, 12 éves ciklusú ingadozások tűntek fel. Ez a körülmény arra ösztönözte *Bjelinszkijéket*, hogy megpróbálják a ciklon-anticiklon-tevékenység és a *Wolf* számmal kifejezett napfolttevékenység közötti kapcsolatot fokát is meghatározni. Ezért korrelációt számítottak az 5 évenkénti simított anticiklon-ciklon szummák és a *Wolf*-féle számnak hasonlóan simított szummái között. Eredményül — a legtöbb földrajzi körzetben — nagyon jelentős (0,75; -0,75) korrelációs koefficienseket adtak.

A korrelációs együtthatók túlnyomó része negatív. Ez azt mutatja, hogy *ha nő a napfoltok száma, akkor — főleg az alacsonyabb szélességen — erősödik a ciklon-tevékenység is.*

Az anticiklon-ciklon gyakoriság menetének vizsgálatánál világosan kimutatható volt, hogy a felszín hőállapotának változásától függően változnak a ciklon-anticiklon-tevékenység évi menetének fázisai is. Innen lehet azt a feltételezést tenni, hogy a felszín hősjátosságai nemcsak az anticiklon-ciklon évi ingadozásának fázisait

határozzák meg, hanem hatással vannak a légkörzés sokévi menetére is.

Korrelációt számítottak a cirkuláció és a *Wolf* számok között is, eredményül megint magas korrelációs koefficienset kaptak. Ez a naptevékenység és cirkuláció közötti kapcsolat fennállására nagy valószínűséggel utal.

A naptevékenység megerősödése, amely a ciklon-tevékenység megerősödését vonja maga után, az északi félteke körzeteinek téli felmelegedését eredményezi. A ciklon-tevékenység tenger fölötti megerősödésével, a szárazföld fölött az anticiklon-tevékenység nő. Ez a csapadék csökkenéséhez, a folyók vízállásának süllyedéséhez vezet.

„A légnyomás függése a naptevékenységtől” című fejezeten a következő kutatási eredményeket ismerteti a szerző: A különböző szélességekhez tartozó közepes nyomás és a naptevékenység között összefüggést állapítottak meg. A kapcsolat olyan volt, mint amilyen a *Wolf*-féle szám és a ciklon-anticiklon-tevékenység intenzitásának összehasonlításából adódott eredmény. Az 5 éves simításnál kapott koefficiensek elég pontosan mutatják a légnyomás szélességektől való függésének változását. Abban a szélességi zónában, ahol a nyomás kvázistacioner maximumai vannak, a negatív korrelációs tényezők maximálisak. Ez azt mutatja, hogy a napfoltmennyiség növekedésével a légnyomás a magasnyomású területeken csökken, azokon a területeken viszont ahol a ciklon-tevékenység van túlsúlyban, a nyomás növekszik. *A naptevékenység erősödése a szélességek közötti nyomásgradiens csökkenéséhez vezet.*

Elég sok utalás van a 2 éves ciklus létezésére is a légköri folyamatokban. Sok figyelmet fordít erre a ciklusra *Pozsgyestvenszkij, Vojekov*, stb. *Bjelinszkijék* megalapították a naptevékenység havi menetét, de nem sikerült a naptevékenységben 2 éves ciklust kimutatniuk, amelyet a *Wolf* szám jellemez. A 2 éves ciklusok a légkörben így valószínűleg saját ingásoknak tekinthetők, amelyet tisztán belső földi okok váltanak ki. A légköri folyamatok időbeli ingadozásának analizálásánál vigyelembe kell venni a 2 éves ciklust is. Ez a ciklus nálunk is nagyon erős és a mágneses háborgások 2 évi ingadozásaival áll kapcsolatban (L. az OMI. 1955. évi Beszámoló kötetében az 50. oldalt.)

A kutatások említett eredményei lehetővé tették, hogy:

1. megkíséreljék leírni az általános cirkuláció néhány alapeleme közötti kölcsönhatást,

2. megmagyarázzák a bő és kevés csapadékú évek periódusának okát,

3. magyarázatot adjanak, mi is okozza a víz és a levegő hőmérsékletének emelkedését a magas szélességeken, valamint

a tenger jegességének csökkenését az északi féltekén és a Szovjet Arktiszon.

Az előbbiekben már megismertedtünk azzal, hogy a ciklon-anticiklon-tevékenység megerősödik és gyengül a naptevékenység változásával. Azonban a kutatók nem tudtak magyarázatot adni, hogy mi a fizikai természete a ciklon-anticiklon-tevékenység és a naptevékenység közötti összefüggésnek, noha erre vonatkozólag már sok feltételezés keletkezett.

Talán elég határozottan lehet azt feltételezni, hogy a naptevékenység — ami szoros kapcsolatban van a föld elektromágneses jelenségeivel — meghatározza a légkör felső rétegeinek rendszerét. A levegő mozgása a felső rétegben átterjed a troposzférára és szuperonáldódik azokra a jelenségekre, amelyek azzal kapcsolatosak, hogy a felszint a nap egyenlőtlenül melegíti fel.

Számításokat végeztek, hogy a ciklon-anticiklon-tevékenység intenzitása, és a cirkulációs index közötti kapcsolatot megvilágítsák. Az északi félteke 35. fokától északra eső területeken 0,88 korrelációs koefficienszt kaptak. Emellett a légköri cirkuláció megerősödése együtt jár a ciklon-tevékenység növekedésével és az anticiklon-tevékenység gyengülésével. A ciklon-anticiklon-tevékenység közötti kapcsolat és a cirkuláció sajátosságai alapján, azt a megállapítást lehet tenni, hogy abban az évben, mikor erős a ciklon-tevékenység, a zónális irányú levegő áthelyeződések vannak túlsúlyban. Abban az évben pedig, mikor gyenge a ciklon-tevékenység, a meridionális folyamatok az uralkodók.

Amilyen mértékben meghatározza a ciklon-anticiklon-tevékenységet a naptevékenység, amelynek menetében ciklikus ingadozások és szekuláris menet van, ugyanolyan mértékben kell, hogy a féltekék közötti levegőcserében is legyenek ciklikus ingadozások és szekuláris menet.

Az 1930-as évtől különösen erős volt a naptevékenység. A ciklon-tevékenység az

előző évekhez képest megerősödött. Ez a levegőcseré meggyengülését eredményezte az északi és déli félteke között. A levegőcseré gyengülése nyilvánvalóan azt okozta, hogy csökken a csapadék mennyisége és emelkedett a víz és a levegő hőmérséklete az északi féltekén és fagy a jég a Jeges-tengeren. Kiszámította a párolgást és a csapadékot az északi félteke óceánjai felett. Hipotézist állított fel a klímaváltozás okairól is.

Bjelinszkij könyvének jelentősége tehát abban van, hogy elemezte a ciklon-anticiklon-tevékenység évi változását (főleg az északi féltekén), azt a megállapítást teheti, hogy a cirkuláció szorosan függ a naptevékenységtől. Hiányossága a könyvnek, — amire a szerző is felhívja a figyelmet — hogy a déli féltekén a meteorológiai megfigyelések annyira gyérek, hogy ezek alapján nem lehet sem megerősíteni, sem megcáfolni a könyvben tett feltételezéseket. A Geofizikai évnék a feladata a hiányzó adatokat pótolni. Reméljük ezen adatok pótlása megerősíti majd *Bjelinszkij* kutatási eredményeiből levont következtetéseket.

Bjelinszkij eredményeinek ismertetését azért találtuk szükségesnek, mert a magyar távprognosztikai kutatásokban és az operatív előrejelzésekben is alapvető szerepe van a naptevékenységgel összefüggő légköri változásoknak. Kutatásaink során mi is azt találtuk, hogy a naptevékenység rövidebb periódusú emelkedéseit rendszerint követi Európában a ciklon-tevékenység élénkülése. Ugyancsak részletesen foglalkoztunk a 2 éves periódussal is, amelyik a legerősebb, közel állandó ritmus időjárásunkban. Az újabb irodalom bőven foglalkozik a naptevékenységből eredő ultraviola hatás és a korpuszkuláris effektus időjárási irányító szerepével is. *Bjelinszkij* munkája szintén azt bizonyítja, hogy légrétegünk mozgását a naptevékenység figyelembe vétele nélkül nem érthetjük meg maradéktalanul. *Kálmánné Cseh Éva*

Szokatlan délelőtti sötétség Budapesten 1959. márc. 16-án

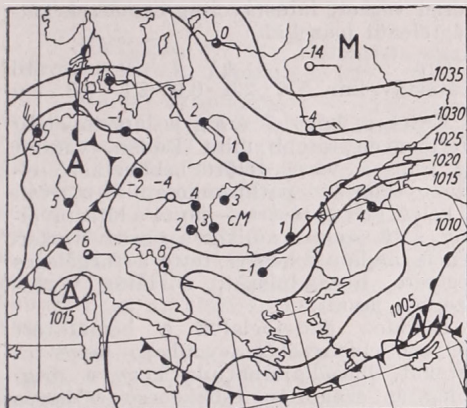
Március 16-án reggel a koradélutáni órákig tartó szokatlan sötétség borult a fővárosra. A jelenséget a város által termelt légszennyeződés felhalmozódása okozta, amely olyan mérvű volt, hogy a borús idő által amúgy is csökkentett megvilágítás minimálisra redukálódva, a város belterületén az utcákat teljesen ki kellett világítani. Nem lesz érdektelen, ha kissé részletesebben megvizsgáljuk e nap időjárását, mert a városi szennyeződés által

okozott világosságcsökkenés tipikus esetével állunk szemben.

Az említett napon Magyarországtól észak-északkeleti irányban anticiklon helyezkedett el, s a Kárpát-medence fölött mérsékelt eréjű keleties áramlást idézett elő (1. ábra). Ez a helyzet vizsgálataink szerint Budapesten különösen kedvez a légszennyeződés felhalmozódásának, tekintve, hogy a keleties áramlás a gyárnyedek füstjét a városi belső részei

föllel tereli. Az égbolttól alacsonyszintű stratus felhőzet borította be, amely 18 óra után felszakadozott, s azután csakhamar eloszlott.

A szennyeződésfelhalmozódást, s az alacsonyszintű felhőzet miatt hatására



1. ábra

bekövetkező megvilágítás csökkenést — fénymérések hiányában — a Meteorológiai Intézetben végzett óránkénti vízszintes látástávolságmérések alapján mutatjuk be (2. ábra). Az ábrán feltüntetjük a vízszintes látástávolság napi menetét, valamint az alacsonyszintű felhőzet alapjának becsült magasságát. A grafikon szerint 7 és 8 óra között indult meg a látástávolság rohamos csökkenése, ugyanakkor a felhőalap is erőteljesen süllyedt, s 10—11 óráig, a mélypont beálltáig, közel 700 m-es süllyedés — felhővastagság növekedés — következett be. A látástávolság s a felhőalap magassága 14 óra után kezdett újból növekedni, a látástávolság az alacsonyszintű felhőzet elvonulása után tovább javult, s 23 órakor már meghaladta a csökkenés előtti hajnali értéket.

A légáramlás sebessége az alsó 2000 méterben nagyon kicsiny volt, csak 15 óra után következett be kisebb szélélénkülés 1000 méter fölött, amint azt az Aerológiai Observatóriumban végzett pilótészlelések bizonyítják (a szél sebessége m/sec-ben van megadva):

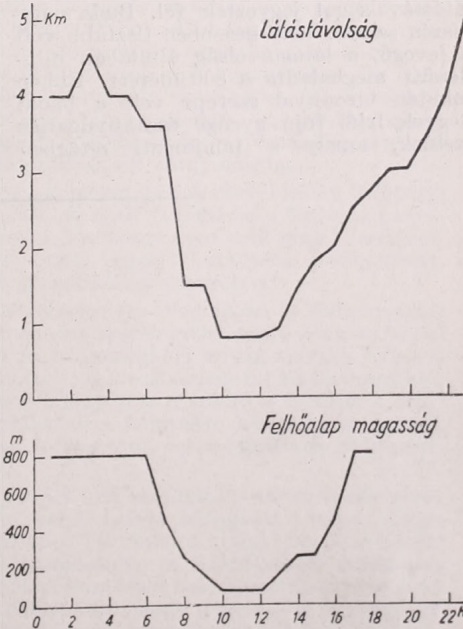
Magasság	0 óra	12 óra	15 óra	18 óra,
talaj	— 0	E ₂	SW ₂	NW ₂
500 m	W ₁	N ₁	NE ₃	NE ₁
1000 m	E ₁	N ₁	NE ₂	E ₅
1500 m	SE ₂	E ₂	SE ₅	E ₅
2000 m	E ₂	SE ₄	SE ₅	E ₅

A szél iránya a talajszintjétől eltekintve keleties, itt csak dél körül alakult ki keleti légáramlás. Érdekes, hogy Budán

a hegyek kelet-délkeleti lejtőin a Meteorológiai Intézet észlelései szerint egész nap folyamán nyugat-északnyugati irányú szél fújt a talajközéleben, azonban a szél sebessége 18 óráig még a 2 m/sec értéket sem érte el. A fent bemutatott pilótészlelések szerint éjjel a nyugati áramlás nagyobb magasságig is kiterjedt és a budai hegyektől távolabb is kimutatható volt.

A Richardson kritérium alapján az 1 és 13 órás rádiószonda mérések felhasználásával megállapítottuk, hogy az alsó 500 méterben hogyan alakult a turbulencia hajlam. Számításaink szerint 1 órakor a hőmérséklet és szél magassággal való változása nem tette lehetővé turbulens keverőmozgások kialakulását az alsó 500 méterben, tehát a szennyeződés felhalmozódásának feltétele adva volt, ezzel szemben 13 órakor a hőmérsékleti gradiens növekedése már megindíthatta a levegő függőleges átkeveredését, s adataink szerint 14 óra után valóban elkezdődött a látástávolság erőteljes javulása.

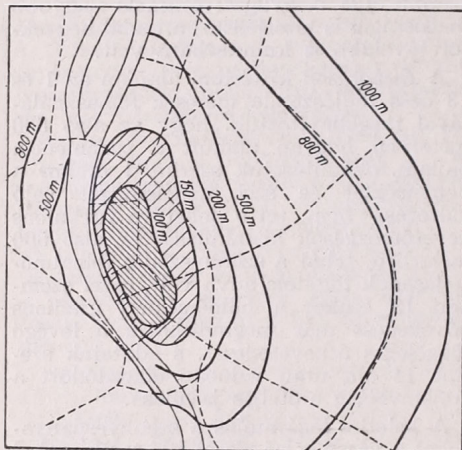
A keleties légáramlás a szennyezőanyagokat a város belső részei fölé terelte, ahol ilyenkor a budai hegyek előterében történő torlódás fokozódhat a szennyeződés felhalmozódására. Bővebb következtetéseket vonhatunk le a szennyeződésfelhalmozódás és a vele kapcsolatban levő világosságcsökkenés kialakulásáról, ha meg tekintjük a 3. ábrán feltüntetett vízszintes látástávolság eloszlását Budapest bel-



2. ábra

területe fölött az Orsz. Közegészségügyi Intézet és a BUVATI 8 és 11 óra között történt mérései alapján.

A szennyeződés góca a Nagykörút és a Duna által körülhatárolt terület, ahol a látástávolság sok helyen a 80 métert



3. ábra

sem érte el. A külső városrészek felé haladva a szennyeződés rohamosan csökkent, s a külső körúton túl már 1 km-t meghaladó látástávolságot észleltek, Pestlőrincen és a ferihegyi repülőtéren pedig a borús időnek megfelelő 2,5–3 km-es látástávolságot jegyeztek föl. Buda nagy részén szintén lényegesen tisztább volt a levegő, a látástávolság általában mindenütt meghaladta a 800 métert. Ebben minden bizonnyal szerepe volt a budai hegyek felől fújó gyenge északnyugatias szélnek, amely a talajmenti rétegben

felhalmozódó szennyezőanyagokat részben átvitte Pest fölé, s ott további látástávolság csökkenést idézett elő.

A szennyeződésfelhalmozódás következtében létrejövő világosságcsökkenés a város külső részén már egyáltalán nem volt kimutatható, amint azt a ferihegyi repülőtéren végzett látástávolság észlelések kétségtelenül igazolják:

Óra	1	4	7	10	13	16
Látástáv. km	1,8	2,0	0,9	2,5	7,0	5,0

Érdekes, hogy 7 óráig a látástávolság Ferihegyen kisebb mint Budán, viszont ez után a város fölött bekövetkező elszennyeződéssel párhuzamosan — nyilván a keleti szél hatására — javul a látástávolság, s 13 órakor a pozitív turbulencia hajlam lehetővé tette a függőleges légsere megindulását, a látás ugrás-szerűen javult.

Röviden összefoglalva a bemutatott helyzet elemzéséből levonható tapasztalatokat, megállapíthatjuk, hogy a megvilágítás szokatlan csökkenése a borús időben bekövetkező szennyeződésfelhalmozódás eredménye volt. Az időjárási helyzet olyan volt, hogy egyrészt a légáramlás iránya és sebessége, másrészt a turbulencia hajlam éjszakai és délelőtti alakulása kedvező feltételeket teremtett a gyárnegyedek kora reggel meginduló munkája következtében a levegőbe jutó szennyezőanyagok talajközeli felhalmozódásához. Az 1. ábrán bemutatott szinoptikus helyzettel együttjáró, a légszennyeződés felhalmozódásához kedvező feltételek a vizsgált napon borús idővel és alacsony felhőréteggel találkozván, szokatlanul erős délelőtti sötétséget idéztek elő, amely komoly próba elé állította a Főváros villamosenergia ellátását.

Pécze György

ZBEPEB, A. C.: *Синоптическая метеорология* (*Szinoptikus meteorológia*)
 Hidrometeoizdat, Leningrád, 1957. 558 (14x23 cm) o., 28 táblázat, 221 ábra.

Ha egy új szakkönyv — jelen esetben tankönyv — kerül kezünkbe, önkéntelenül is egy, már általunk ismert, azonos tárgyú monográfiával hasonlítjuk össze, s ebből az összehasonlításból születik a könyv bírálata. Ahhoz, hogy Zverjev „Szinoptikus meteorológia” című munkájának értékeit felbecsülhessük, állítsuk tehát párhuzamba Hromov „A szinoptikus meteorológia alapjai” című monográfiájával. Természetes, hogy ez első-sorban nem tárgyi, hanem metodikai és didaktikai összehasonlítás, hiszen a két mű megjelenése között eltelt közel egy évtized alatt jelentős lépést tett előre ez a tudományág is. Szerző a szinoptikus meteorológia alapelvei, valamint az időjárás analízisére és előrejelzésére szolgáló gyakorlati módszerek ismertetése mellett nagy figyelmet szentelt annak, hogy az időjárás változását kiváltó légköri folyamatokat modern szemzőgből vizsgálja.

A tankönyv alapjául a leningrádi Hidrometeorológiai Intézetben tartott egyetemi előadások anyaga szolgált, s ehhez főként a szovjet meteorológiai kutatás eredményeit használta fel. A szerző tárgyalási módja általában a meteorológiában már tradicionális utat követi, mint Hromov is korábban említett munkájában. Könnyedén siklik át a kényszerű bevezető fejezeteken, melyekben a szinoptikus meteorológia tárgyát és az időjárás szolgálatot (I. fejezet), valamint az időjárás térképek elkészítését és a meteorológiai elemek mezejének analízisét (II. fejezet) mutatja be. Közvetlenül ez után tér rá az egyik legfontosabb meteorológiai alapfogalom, az általános cirkuláció tárgyalására (III. fejezet). — Ez lényeges eltérést jelent a már megszokott úttól, de didaktikailag feltétlenül helyeskelhető, minthogy a cirkulációs faktor az egyik legfontosabb időjárás alakító tényező, s így az általános cirkuláció ismerete eredményesen felhasználható a meteorológiai elemek változásának okait ismertető következő (IV.) fejezetben.

Az időjárás alakulásában szerepet játszó okok közül elsődleges szerepe van a cirkulációs tényezőeknek, ezek váltják ki a légtömegek, a légköri frontok, a bárikus képződmények (ciklonok, anticiklonok) áthelyeződésével együttjáró változásokat. A meteorológiai elemek így létrejött advektív és translációs változásaira vonatkozó szabályok — mint például a vezető áramlás szabálya — hasznosak a prognózis készítésében, de tévedésekhez vezethetnek a dinamikus és evolúciós változások figyelembe vétele nélkül. Ezért a szerző a dinamikus meteorológia eredményeit hívja segítségül; így jut el e fejezet második részében Kibel módszeréhez és a modern meteorológia legfontosabb eredmények, a sebesség örvényegyenletének és alkalmazásának tárgyalásához.

A légtömegekről szóló (V.) fejezetben Zverjev jó pedagógiai érzékkel külön tárgyalja az instabil és stabil légtömegek időjárás viszonyait, és ezzel is felhívja a figyelmet arra, hogy a hideg légtömeg nem csak instabil, és a meleg légtömeg nem csak stabil rétegeződésű lehet. Ismerteti a légtömeg transzformáció terén végzett kutatások eredményeit, majd tömören összefoglalva megadja a légtömeg analízálás irányelveit.

A légköri frontok (VI. fejezet) tárgyalásánál felhasználja Pogoszjan és Taborovszkij advektív-dinamikus analízis módszerét. Ez a módszer figyelembe veszi a légköri folyamatok térbeli és időbeli fejlődését, a földközeli és magaslégköri anyag szerves felhasználásával. Ebben a szellemben vizsgálja Zverjev a frontogenezis és frontolízis kinematikai, dinamikai és termodinamikai feltételeit. Nagy súlyt helyezett a szerző a frontok aerológiai analízisére is. Röviden foglalkozik az orográfianak a frontokra kifejtett hatásával, és megemlíti a Kaukázusban előforduló érdekes folyamatot, az orografikus okkluziót, amelyet részletesen ábrázol.

Egy tankönyv szerkesztésénél különös figyelmet kell szentelni a történetiség elvének. Már a korábbi fejezetek is bizonyították a szerző helyes felfogását e téren, mégis talán a VII. fejezetben mutatkozik ez meg leginkább. Történelmi kialakulásuk sorrendjében tárgyalja a ciklonok és anticiklonok keletkezésének és fejlődésének elméleteit és végezetül áttekintést ad e kérdés mai helyzetéről. A korábban már ismertetett általános szinoptikai folyamatok törvényszerűségei után helyénvaló, hogy a szerző a folyamatok regionális sajátosságait is tárgyalja az európai, kaukázusi, ázsiai, kelet-szibériai és távolkeleti területeken. Ezzel röviden helyet kap a tankönyvben a regionális szinoptika is.

Zverjev monográfiájának utolsó két fejezetében jut el a szinoptikus meteorológia legjobb részéhez, a szinoptikus helyzet és az időjárási elemek, egyszerűen az időjárás előrejelzésének tárgyalásához. Itt kerül sor az előző fejezetekben áttekintett elméletek gyakorlati alkalmazásának ismertetésére. Megjelöli a szerző annak az útnak az állomásait, amelyet a prognosztizörnek minden egyes időjárási prognózis elkészítésénél be kell járnia.

A szinoptikus helyzetek előrejelzésénél (VIII. fejezet) a gondos analízis után a szinoptikus folyamat fejlődéséről levont minőségi-fizikai következtetéseknél lényegesen körülményesebb a mennyiségi előrejelzés problémájának megoldása. Ennek formális és fizikai extrapolációs módszerekkel történő elkészítések kedvező eredményt csak nagy sebességű vezető-áramlás esetén várhatunk. Ha azonban a hidro- és termodinamika egyenleteinek megoldásán alapuló számítási módszereket alkalmazzuk, megoldásukhoz elektronikus számológépek szükségesek, s ezek hiánya folytán pontatlanabb grafikus megoldásokra kényszerülünk. Ebben a fejezetben ismerteti a szerző az elektronikus számológépek elvi alapjait is. Kiter a szinoptikus helyzet előrejelzésének barotróp és baroklin modellel történő megközelítésére, bemutatva a feladat rendkívül nehéz voltát. Megadja a Szovjetunióban alkalmazott prognosztikai térképek elkészítésének módját, megemlíti a norvég, német, angol és amerikai iskolákban alkalmazott előrejelzési módszereket és a prognosztikai térképek elkészítéséhez szükséges műveletek receptszerű leírását is közli. A gyakorlat szemszögéből foglalkozik a szinoptikai objektumok keletkezésének, fejlődésének és áthelyeződésének kérdésével, és igen sok tapasztalati ökölszabályt sorol fel.

Prognosztizörök számára legérdekesebb a könyv utolsó (IX.) fejezete, mely számtalan — részben magának a szerzőnek kutatási eredményeit tükröző — az időjárási elemek előrejelzését megkönnyítő szabályt és grafikont tartalmaz. Zverjev először a szél előrejelzéssel foglalkozik, majd a hőmérséklet, felhőzet és csapadék előrejelzésével. Mint ahogy már Hromovnál sem volt elég világos, hogy a szerző miért a hőmérséklet előrejelzését és miért nem a hőmérséklet alakulását befolyásoló időjárási elemek előrejelzését tárgyalja először, itt újból felmerül ugyanez a kérdés, ámbar Zverjev elsőknek a szél előrejelzéssel foglalkozik, utána tér rá a hőmérsékletre, de még mindig csak ez után következik több, a hőmérséklet alakulását befolyásoló meteorológiai elem tárgyalása.

Hasznosan forgathatják a fejezet lapjait a repülési időjelző szolgálatban dolgozó szinoptikus meteorológusok is. A légiforgalom szempontjából különösen fontos felhőalap, látástávolság és zivatar előrejelzésével foglalkozó paragrafusok főként számukra jelentenek hasznos segítséget, de meg kell jegyeznünk, hogy részletesebb áttekintés még jobb lett volna. A szerző nem feledkezik meg a repülőgépekre veszélyes turbulencia és jegesedési zónák tárgyalásáról; áttekinthető és pontos ábrákon mutatja be a jegesedési zónákat hideg és meleg frontok esetén.

Végeredményben megállapíthatjuk, hogy a szerző sikerrel oldotta meg a feladatot, figyelembe vette az új elméleteket, olyan mértékben, amilyen mértékben ez egy tankönyvben lehetséges volt, a tudomány alapelveinek ismertetése mellett. Még egyszer ki kell hangsúlyoznunk a könyv utolsó fejezeteinek gyakorlati használhatóságát, a tárgy megismerését megkönnyítő sok ábrát és grafikont, s nem utolsó sorban a szerző világos, könnyen olvasható és érthető stílusát, amellyel a gyakran rendkívül bonyolult témákon is könnyen átsegíti az olvasót.

Kapovits Albert

BRADTKE, F.—LIESE, W.: *Hilfsbuch für raum- und aussenklimateische Messungen (Terem- és külsőklíma mérések segédkönyve)*. Springer Verlag, Berlin—Göttingen—Heidelberg 1952. 108 oldal, 24+12 táblázat, 37 kép.

Ez a könyv a jelenlegi orvosmeteorológiai mérő módszereket és mérési eszközöket tárgyalja. Igen jó áttekintést ad ennek a határtudománynak a jelenlegi állásáról, mindkét tudományág kutatói számára érthető és világos formába önti a mérési módszerek és eszközök alapelveit.

Az első fejezetben az emberi hőháztartás biofizikáját tárgyalja. Teljes részletességgel írja le az emberi hőháztartás fogalmát és jelentőségét. Rámutat a különböző hőzavarok miatt bekövetkező kóros elváltozásokra.

A továbbiakban az egyes klímaelemek hatásaival foglalkozik. Külön kiemeli a légmozgás, a száraz és nedves levegő és a hősugárzás hatását. A többi, kevésbé fontos elemet csak megemlíti. Foglalkozik a klíma elviselhetőségének a kérdésével és feltételeivel és az ezzel szorosan összefüggő „kellemesség érzet” fogalommal és mérési lehetőségeivel, végül a különféle hőérzeti képleteket tárgyalja.

Ebből a részből különösen ki kell emelnünk azt a részletet amelyikben rámutat arra, hogy az ún. „komfort-zóna” minden helyen — és szükségszerűen minden emberre

is — más és más. Nem lehet tehát az irodalomban leközölt adatokat minden további nélkül átvenni, hanem a méréseket az eddigi elvek szerint mindenütt el kell végezni.

Ezek után az egyes mérőeszközök leírására tér át. Itt a meteorológiában általánosan használt, alapműszerek leírását és gyakorlati alkalmazását találjuk meg. Majd áttér az egyes speciális, komplex műszerek ismertetésére. Mindegyiket külön-külön írja le és felsorolja előnyeiket és hibáikat. Ebből a részből is ki kell emelnünk azt, hogy az ilyen műszerek csak önmagukkal hasonlíthatók össze, sőt az azonos műszerfajták egyedeit is csak hosszabb idejű összehasonlítás után lehet használni. Ha ezt nem végzik el, akkor szélső esetben ötven százalékos eltérések is lehetnek a különböző műszerek adatai között.

A speciális műszerek közül a katatermométert emeli ki. Ez a legáltalánosabban elfogadott és viszonylag a legpontosabb hő-érzet mérő műszer. Nemcsak leírását, hanem elméletét és kalorimetrikus kalibrálási módját is megtaláljuk ebben a részletes leírásban.

A műszerek után a mérési módszerek ismertetésére tér át. Sajnos, szabadtéri méréseket éppen, hogy megemlíti. Részletesen csak a belső terek mérési módjairól foglalkozik. Itt viszont még a műszer szükségletet és a legcélszerűbb felállítási helyek kiválasztását is tárgyalja. A könyv céljának megfelelően az ilyen irányú kutatások részletezésén túl a meteorológiai méréseknek csak a legalapvetőbb kérdéseivel foglalkozik, ezzel szemben az emberi hőháztartást a legapróbb részletekig elének tárja.

Befejezésül a szénsav tartalom meghatározási módszereit ismerteti. Igen nagy érdeme és értéke a könyvnek az, hogy sok táblázatot közöl, az ilyen kutatásokat érintő lényeges adatok táblázatos formában mind megtalálhatók benne. Ez teszi az ilyen irányú kutatásoknak valóban a „segéd” könyvévé.

Zalavári Lajos

БРОДСКИЙ, А. В.—СПОРЫШКИНА, З. А.: Опыт оперативного метеорологического обеспечения полетов самолетов ТУ-104. (Tapasztalatok a TU104-es repülőgépek repüléseinek operatív meteorológiai biztosításával kapcsolatban.) Методическое Письмо, Главное Управление Гидрометеорологической Службы при Совете Министров С.С.С.Р., Москва, 1958. 16 (A/5) old., 3 ábra, 1 táblázat.

A gázturbinás repülőgépek beállítása a repülőgépforgalomba új feladatok elé állította a repülés-meteorológiai szolgálatok személyzetét, minthogy ezek a repülőgépek szolgálati magassága 10—12 km. Erről a rétegről pedig az utóbbi évekig csak nagyon kevés adat állott az említett szolgálatok rendelkezésére. A szerzők, a Moszkva-Vnukovói Központi Repülés-meteorológiai Állami Szolgálat (CAMSZG ЦАМСГ) vezetői a saját és munkatársaik tapasztalatainak összegyűjtésével és továbbadásával igyekeztek ezen a hiányosságon segíteni, mégpedig sikeresen. Munkájukban elsősorban bemutatják a technikai segédeszközöket, amelyek rendelkezésükre állanak a TU 104-es repülőgépek meteorológiai kiszolgálásához. Majd az egyes előrejelzendő elemeket sorra véve röviden összefoglalják azok előrejelzésének módszerét, amelynek segítségével jó eredménnyel igazítják el a TU 104-es repülőgépek személyzetét.

Bár a munkának nem célja ezeknek a módszereknek teljes elméleti ismertetése, s így nem is közli azokat, jó összefoglalásával és a gyakorlat bemutatásával hasznos eligazítást nyújt a hasonló problémákkal küzdő repülő-szinoptikusoknak.

Orzoi Zoltán

UNESCO: Arid zone research, Climatology. Reviews of research. (A száraz övezetek kutatása: Klimatologia. A kutatás ismertetése.) Paris, 1958. 190 (21×28 cm) oldal, 39 táblázat, 38 ábra.

Az „Unesco”-nak az arid területekkel foglalkozó kutatási programja 1951-ben indult meg. Ettől kezdve a Föld különböző pontjain — Ankara, Montpellier, New Delhi — szél- és napenergiával, növényökológiával, hidrológiával foglalkozó symposionokat tartottak.

Az itt elhangzott előadásokat kiadványsorozatban jelentették meg. Ennek tizedik kötete (amely a fenti címet viseli) a különböző kutatók által az ausztráliai Canberrában 1956 őszén tartott klimatológiai tárgyú előadások anyagát közli. A kötet fejezet-címei: 1. Evaporáció és vízháztartás. 2. Klimatikus tényezők az arid területek állatökológiájában. 3. Sugárzás és hőegyensúly. 4. Klíma és a vegetáció. 5. Az ember és a háziállatok „proprioklimá”-ja. 6. A mikroklíma módosítása. 7. Az éghajlat kémiai vonatkozásai és a sóteralmú talajok az arid területeken.

Ezek a tanulmányok, amint a fenti felsorolásból is látható, számos klimatológiai problémával foglalkoznak, nagy alapossággal, részletességgel. Az ismert éghajlati és mikroklimatikus törvényeket újabb mérési adatok alapján tárgyalják és világítják meg.

Az általános klimatológiával foglalkozó fejezetek ennek ellenére kevés újat mondanak. Az ember és az állat időjárással való kapcsolatáról szóló közlemények megfigyeléseken alapuló újabb, érdekes eredményeket közölnek. *Merriam, Kendeigh, Grinnell* bioklimatológiai övezetesség-meghatározása hőösszegek, légnedvesség felhasználásával, érdekes kapcsolatokat állapít meg az egyes élőlények különböző fejlődési szakaszaira. Más kutatók, mint pl. *Cook, Shelford* nagy jelentőséget tulajdonítanak az egyesített időjárás tényezők klimagrammjaiknak, mint amelyek az élőlények és az időjárás jelenségek kapcsolatát jól kifejezik. Különböző ilyen egyesített időjárás diagrammok: fitohidrogram = növényzet és csapadék; helotermogram = hőmérséklet és sótartalom; heliohidrogram = a napfénytartam a lehetséges napsütés százalékában és a csapadék; lunarhelioqram = a holdciklus és a napfénytartam a lehetséges napsütés százalékában.

Lee a „mikroklima” elnevezés helyett a „proprioklima” kifejezést alkalmazza. Ezen az ember és az állat mikroklimáját érti. A proprioklimát az életkörülményekkel, ruházattal, lakóhellyel, illetve az állati szőrzet és védelem kölcsönhatásának problémájával kapcsolatban vizsgálja.

Érdekes az éghajlat kémiai vonatkozásaival foglalkozó tanulmány, melynek tárgya hazai éghajlatkutatásunk eléggé elhanyagolt területe. Az értekezés felöleli a légkör alkotórészeinek részletes, egyenkénti vizsgálatát, a talajjal, a felszíni vizekkel, a növényzettel kapcsolatban. Az alkotórészek horizontális vizsgálata mellett, kimerítően foglalkozik azok vertikális viszonyaival is.

A kötetet számos táblázat, és a kapcsolatokat könnyebben áttekinthetővé tevő ábra és grafikon egészíti ki.

Annak ellenére, hogy a kiadvány csak az arid klímavidékekre vonatkozó előadásokat tartalmazza, más klímavidékekre is alkalmazható törvényszerűségek, mérési módszerek hasznossá teszik a nem arid területek meteorológusai számára is.

Popovics Ivánné

РЯЗАНОВ, В. А. ; Санитарная охрана атмосферного воздуха (Védekezés a légszennyeződés ellen) МЕДГИЗ, Москва 1954. 236 (A/5) oldal, 52 táblázat, 20 ábra

A levegő tisztaságáért folytatott harc az utóbbi évtizedben az emberiség fontos problémájává vált és főképpen a Szovjetunióban helyeznek nagy súlyt a levegőegészségügy tervszerű fejlesztésére és határozott lépéseket tesznek a fejlődő városok és iparvidékek levegőjének tisztábbá tételéért.

Rjzanov professzor műve nagy jelentőségű munka ezen a területen. A népszerű stílusban megírt könyv nemcsak a meteorológusok, hanem az egészségügyi és ipari tervező szakemberek számára is jelentős, az érdeklődők széles rétegeit vonja be a levegő tisztaságáért folytatott harcra.

A könyv három fő részre oszlik. Az első a levegőhigiénia alapvető kérdéseit tisztázza: a szennyeződések terjedésének feltételeit, úgymint a meteorológiai tényezőktől, a kémények magasságától, a kibocsátás intenzitásától való függést; majd áttér a légszennyeződések egészségügyi jelentőségének tárgyalására.

A második rész a szilárd halmazállapotú légszennyeződések (por, korom) tulajdonságaival, mérésük módszereivel, hőerőművek és egyéb üzemek által termelt szennyeződésekkel, valamint azok csökkentésének lehetőségeivel foglalkozik. Bővebben ismerteti a kazánokra szerelhető koromkicsapó „ciklon”-okat, melyeknek forgó része centrifugaként különválasztja a lebegő szilárd halmaz állapotú égéstermégeket, de hatékonyságuk éppen a biológiailag legkárosabb (5 μ -nál kisebb) tartományban igen csökken. A szerző állandó mottként hangoztatja a városok tisztántartását, az utak burkolását és gyakori öntözését (mely együttal a nyári meleget is enyhíti), a zöldövezetek fontosságát, a nagy forgalmú útvonalaknak a lakótelepekről való kihelyezését, a háztartásoknak villanyfűtésre való áttérését, melyek mind a város-egészségügy megjavításának alapjai.

A könyv harmadik része a légkörbe jutó cseppfolyós és gáznemű légszennyeződésekkel foglalkozik. Különösen nagy teret szentel a kéndioxidnak és az egyéb kénes vegyületeknek, majd röviden tárgyalja a gyakrabban előforduló káros vegyületeket, az ellenük folytatott és folytatandó harc módszereit.

A könyvben szereplő 20 ábra és 52 kis szövegtől táblázat szorosan kapcsolódik az anyaghoz, szemléltető példákkal támasztják alá az összefüggéseket. A könyv egyedüli hiányossága véleményünk szerint az, hogy a légszennyeződést mérő műszerekkel még vázlatosan sem foglalkozik, csupán műszertani szakkönyvekre utal.

Gajzágó László

MAGYAR METEOROLÓGUSOK KORMÁNYKITÜNTETÉSE. A Magyar Népköztársaság Forradalmi Munkás-Paraszti Kormányának hazánk felszabadulásának 14. évfordulója alkalmából eddig végzett munkájuk elismerésül „Szocialista Munkáért” érdeméremmel tüntette ki az 50. életévüket betöltő *Berkes Zoltánt*, a földrajzi tudományok kandidátusát, *Béll Belát* és *Kozma Belát* a fizikai tudományok kandidátusait.

A kormánykitüntetés a meteorológiai szolgálat élvonalában dolgozó munkatársak személyében a magyar meteorológiai szolgálat megszervezése terén kifejtett munka és a tudományos kutatásban elért eredmények méltó elismerése. Kitüntetésük arra kötelez, hogy gazdag életművük jelentősebb állomásait — ha csak vázlatos reflexió formájában is — emlékeztetbe idézzük.

Berkes Zoltán negyedszázados meteorológiai munkássága rendkívül kiterjedt és sokrétű. A meteorológiai állomáshálózat megteremtését a barométerek hitelesítésével segítette elő. Nevéhez fűződik a hazai távidőjelző szolgálat és kutatás megszervezése. Tevékeny részt vállalt a fiatal meteorológusok egyetemi oktatásában is. Kutatómunkája zömmel a klimatológia és távprognosztika területére terjedt ki. A légnyomás, hőmérséklet és csapadék több évtizedes sorozatainak klimatológiai feldolgozásával lerakta a hazai távidőjelzés alapjait. Nagy érdeme, hogy a *Multanovszkij*-féle távélőjelző módszer meghonosításán túl a módszert jelentős mértékben továbbfejlesztette. Átfogó vizsgálatokat végzett az egyes időjárási elemek és a napfoltok, valamint a Hold fázisváltozásai között fennálló összefüggések tisztázására. Merész és eredeti ötletekkel járult hozzá a sarki hideg kitérések tanulmányozásának metodikájához. Emelítésre méltók a Kárpátmedence vízháztartásának felderítését célzó vizsgálatai.

Ötletdús fantáziájára nemcsak a kutatói munka, hanem a tudományos népszerűsítés terén is gazdag eredménnyel dicsekedhetik. Szakmájának szeretete hatotta át tevékeny társadalmi munkáját is: tudománypolitikai kérdésekben sok hasznos

tanácsal segítette a hazai meteorológia fejlődését.

Béll Béla több mint negyedszázados szakmai tevékenységét a korszerű hazai magaslégtér kutatás megteremtése és sokoldalú kutatói munka fémjelzi. A szabadlégtéri szél- és meteorográf mérések szervezett megindításában és módszereinek kidolgozásában a munka oroszlanrészét végezte. A különböző aerológiai műszerek alkalmazására és a mérési eredmények gyors, célszerű feldolgozására irányuló munkája kitűnő gyakorlati, mérés-technikai érzékét dicséri. Nevéhez fűződik a hazai rádiószonda mérések megindítása. Komoly érdemei vannak a magyar rádiószonda gyártásának megteremtésében is. A légnyomás, szél, hőmérséklet és nedvesség szabadlégtéri értékeinek monográfikus éghajlati feldolgozásával megalapozta a hazai aerológiai-klimatológiát. A termikus szélre és a hőmérsékleti advekczióra, valamint a labilitási energia és a zivatarok kialakulására vonatkozó vizsgálatai komoly hozzájárulást jelentenek mind az időelőjelzés gyakorlata, mind az aerológiai-szinoptikus kutatás számára. A bányák szellőzésének meteorológiai feltételeit célzó kutatásai ipari meteorológiai ismereteink gyarapítását szolgálták.

Sokoldalú tájékozottságát a meteorológia több ágának népszerűsítése terén gazdagon gyümölesztette. Sokéves oktatói munkájával komoly részt vállalt az ifjú meteorológus nemzedék nevelésében és a rokontudományok művelői meteorológiai műveltségének emelésében. Mint a Nemzetközi Geofizikai Év keretében folyó hazai meteorológiai megfigyelések szervezője és irányítója komoly nemzetközi elismerésben részesült.

Kozma Béla a hazai meteorológia egyik legkiválóbb elméleti művelője. Több mint egy évtizedes kutatómunka eredményeként a talajközeli szélnyomás és szélút mennyiségi előrejelzésére a hagyományos módszerektől merőben eltérő új elméletet dolgozott ki. Eredményei alapkutató jellegűek, így az új szemléletmód széles perspektívát jelent a további kutatás számára. Elméleti megfontolásai túlnőnek a hazai meteorológiai kutatás keretein

nemzetközi vonatkozásban már eddig is élénk visszhangot keltettek: elméletének közelebbi megismertetése céljából a Német Demokratikus Köztársaság Tudományos Akadémiája többszöri meghívásának tett eleget.

Amikor az egyéni érdemek elismerésén túl a magyar meteorológiát is ért megítéző kormánykitüntetés alakalmából üdvözljük szolgálatunk élenjáró munkássait, azt kívánjuk, serkentse őket ez a kitüntetés további odaadó munkára tudományunk és népünk javára. (B. I.)

*

DÉSI FRIGYES egyetemi tanár, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója országgyűlési képviselői minőségében az Interparlamentáris Unió magyar parlamenti képviselőkből választott csoportjának tagja lett. A csoport alakuló ülésén *Dési Frigyes*t vezetőségi taggá választották. Kifejezzük azt a reményünket, hogy az *Időjárás* felelős szerkesztőjének ez az újabb magas funkciója további lehetőséget fog nyújtani nemzetközi kapcsolataink fejlesztéséhez, a népek közötti barátság erősítéséhez. (K. M.)

*

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET 1959 ÉVI III. KONGRESSZUSA. 1959. április 1-én kezdődött meg Genfben a világ meteorológusainak negyvenként megismétlődő legfontosabb technikai és tudományos programkidolgozó, adminisztratív és szabályalkotó összejövétele. Az ülésezések színhelye — mint az elmúlt II. kongresszusé is — az építészeti és berendezés tekintetében csodálatosan szép Nemzetek Palotája volt, a következő kongresszusok színhelye pedig most már mindig Genf lesz, mert hamarosan felépül a Meteorológiai Világszervezet külön palotája nem messze a Palais des Nations-tól, ahol a Szervezet a legmodernebb berendezésű megfelelő új otthona talál, amely a kongresszusok megtartására is alkalmas lesz.

A kongresszuson — amelyen Intézetünket *Dési Frigyes* igazgató, egyetemi tanár és *Kleszky István* képviselték — 77 ország és 23 territórium képviselői vettek részt. A négy héten át délelőtti és délutáni üléseken folytatott munka a különböző feladatkörök megoszlásának megfelelően három bizottságban folyt: a szakmai, meteorológiai problémákat az ún. *technikai* bizottságban, az általános szervezeti- valamint jogszabályalkotó- és módosítási kérdéseket a *jogi* bizottságban, a költségvetési és pénzügyi jellegűeket pedig a *pénzügyi* bizottságban tárgyalták. A mun-

ka menete az, hogy a problémák részletes feldolgozása és megvitatása a bizottságokban történik — egyes hosszabb részletmunkák elvégzését a bizottság tagjaiból alakult külön munkacsoportokra bízzák — majd a bizottság a végzett munka alapján határozati javaslatot készít és azt a kongresszus plenáris ülése elé terjeszti, amelynek feladata lényegileg a határozathozatal.

Az ülésezések a Világszervezet jellegének megfelelően általában a barátságos együttműködés és megértés szellemében zajlottak le — bár az USA ez alkalommal nem mulasztotta el, hogy a mandátumkérdés felvetésével zavart keltsen a kongresszus munkájában, ez a kísérlete azonban eredménytelen maradt.

Szakmai szempontból a kongresszus munkája igen eredményesnek mondható; a kongresszus széleskörű programot dolgozott ki a következő 4 évre az alábbi szakterületeken: az 1959. évi Nemzetközi Geofizikai Együttműködés meteorológiai vonatkozásai; a Nemzetközi Geofizikai Év adatai alapján megindítandó meteorológiai kutatások; a NGÉ adatai alapján készítendő szinoptikus térképek és aerológiai metszetek; klimatológiai atlaszok kidolgozása; meteorológiai állomáshálózatok kiépítése; több állam által közösen finanszírozott kutatási tervek és észlelőhálózatok kidolgozása és fenntartása; meteorológiai technikai program és szabványosítások; nemzetközi meteorológiai kód-rendszerek módosítása és racionalizálása; vízienergiaforrások fejlesztésének meteorológiai vonatkozásai; a hidrológia és meteorológia határterületeinek kérdései; az atomenergia békés felhasználásának meteorológiai vonatkozásai; a mesterséges bolygók által szolgáltatott meteorológiai adatok feldolgozása; az aszályos területek és a trópusok meteorológiai problémái stb.

A jogi bizottságban ugyancsak fokozott munka folyt: a Világszervezet Alapokmányának módosításain kívül jelentős átdolgozást került az Általános Szabályzat. Előbbiek közül különös figyelmet érdemel azon kérdések megállapítása, amelyek a Kongresszus kétharmados többségének döntését, vagy csak egyszerű szótöbbséget igényelnek; változtatások történtek a Végrehajtóbizottság létszámában és funkcióiban; ügymeneti, szavazási vitás kérdéseket tisztáztak stb. A szabálmódosítások irányelve a Meteorológiai Világszervezet szabályzatának a többi szakosított ENSZ szervezet szabályaival való összhangba hozása volt.

A pénzügyi vonalon a 4 évre szóló költségvetés mellett — amely a Szervezet ki-

terjedtebb és fokozottabb tevékenységének megfelelően jóval magasabb az eddigénél — újból megállapításra került a tagállamok által fizetett kvóta, stb.

A tökéletesen előkészített és kifogástalanul megrendezett és április 28-án zárult kongresszus szokásos záróakordja a Szervezet új tisztikarának megválasztása volt. Itt meglepetések adódtak. A Világszervezet elnökévé az angolszászok és szimpatizánsaik jelöltjével, az újzélandi *M. Barnetttel* szemben ismét a francia *A. Viaut-t* választották meg, bár az újbóli megválasztás teljesen eltér az eddig követett elvektől és gyakorlattól. Első alelnök a spanyol *L. Azcarraga*, második alelnök az arab *M. F. Taha*. Az elmúlt időszakban munkáját közmegelegedésre végző angol *Davies* főtitkárnak nem volt ellenjelöltje, úgyhogy ő is megmaradt funkciójában. A most már 18 fő összlétszámú Végrehajtóbizottságba *Zolotuhinnal*, a SZU Hidromet. Szolg.-nak vezetőjével együtt beválasztották a lengyel *J. Lambort*, a szudáni *A. Wahabot*, valamint a japán *L. Wadati-t*; választott tagok ezen kívül: *M. Barnett* (Újzéland), *L. Fernandez* (Argentína), *Sir G. Sutton* (Anglia), *A. Thomson* (Kanada), *Giansanti* (Olaszország). (*K. I.*)

✱

„A BUDAPESTI LEVEGŐ SZENNYEZETTSÉGE KÜLÖNBÖZŐ IDŐJÁRÁSI HELYZETEKBE” címmel *Péczely György* tartott előadást a *Magyar Meteorológiai Társaság* 1959. február 12-i előadó ülésén.

A városégajlati vizsgálódások központi problémáját — a légszennyeződést — a napfénytartam és globálsugárzás megfigyelések alapján vizsgálta. Foglalkozott az aeroszol szennyeződés mértékével is a különböző időjárási helyzetekben.

A gyakorlatilag is érdekes előadás utáni vitában *Aujeszky László*, *Szilágyi Tibor*, *Hajósy Ferenc* és *Kéri Menyhért* vettek részt. (*V. E.*)

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA 1959. március 26-án ülést tartott. A főtitkár javaslatára a Választmány határozatot hozott, amely szerint a Társaság évi rendes közgyűlését ez évtől kezdve mindig az év végén, decemberben tartja. Így a pályázatok eredményhirdetése is a közgyűlésen, ünnepélyes keretek között történhetik. Következőképpen a pályázatok határideje is a közgyűléshez igazodhat. Ez évben a szakirodalmi pályázat határideje október 15., a fényképpályázaté pedig október 31.

Élénk vita alakult az 1959. évi Miskolcra tervezett vándorgyűlés témájának meghatározása körül, amelyben a Választmány csaknem minden jelenlévő tagja részt vett. A vita után a Választmány a vándorgyűlés programjának részletes kidolgozását a Társaság Tudományos Tanácsának feladatává tette s javasolta, hogy az elnökség a Tanácsot e célból mielőbb hívja össze.

A folyó ügyekről a főtitkár tájékoztatta a Választmányt. Beszámolója szerint a műszaki meteorológiai tanfolyam megkezdésére az ősszel sor kerül. Eddig kb. 80 szakember (főleg mérnök) jelentette be részvételét. Hírt adott a Társaság költségvetési összegének emelkedéséről. Ez sok egyéb mellett lehetővé teszi a szegedi szakosztály fokozott támogatását is, — elősegítve ezáltal annak jobb munkáját. Végül a földrajz-tankönyvírókkal együttműködő 2 bizottságba 3-3 meteorológus kiküldését jelentette be. (*V. E.*)

✱

TITKOS ERVIN KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉSÉNEK NYILVÁNOS VITÁJA. A Tudományos Minősítő Bizottság által kijelölt Bíráló Bizottság előtt 1959. április 22-én folyt le *Titkos Ervin*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. s. munkatársa „*A légköri turbulencia szerkezete*” című kandidátusi értekezésének nyilvános vitája a Magyar

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest, II., Kitaibel Pál utca 1.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

A havi tagdíj összege rendes tagoknak 2,— forint, ifjusági tagoknak 1,— forint.

Egyben felkérjük tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavartalan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

Tudományos Akadémia felolvasótermében. A jelölt vázolta a homogén izotrópikus turbulencia kinematikájának és dinamikájának alapelveit, és megkísérelt a statisztikus elmélet felhasználásával a rétegzett sűrűségű folyadék mozgására vonatkozóan néhány alapvető új megállapítást tenni. Az értekezés opponensei, *Berkes Zoltán*, a földrajztudományok kandidátusa és *Béll Béla*, a fizikai tudományok kandidátusa, bírálatukban kiemelték a téma korszerűségét és fontosságát. Az értekezés stiláris részét érintő és néhány kiegészítő kérdés megválaszolása után a Bíráló Bizottság *Aujeszký László*, a fizikai tudományok kandidátusa elnökleletével az értekezést megvédettnek nyilvánította, és *Tútkos Ervint* a Tudományos Minősítő Bizottságnál egyhangú előterjesztéssel javasolta a *fizikai tudományok kandidátusa* fokozatára. (G. G.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG *Agrometeorológiai Szakosztálya* „Az elektromos talajnedvességmérés problémái” címmel 1959. III. 19-én vitaülést tartott. Előadók: *Erdős László* (ELTE) és *Pletser János* (OMI Agrometeorológiai Observatórium, Martonvásár) voltak.

Az előadók áttekintést adtak az elektromos talajnedvességmérés irodalmáról. Ismertették a Martonvásárott, gipszblokkos elektródákkal végzett kísérleteiket és a mérések során nyert tapasztalataikat.

Ravasz Tibor adjunktus (Agrárügytem), hozzászólásában kifejtette, hogy a talajnedvességmérés komplex probléma. Mérni kellene a talajnedvességet adó víz mennyiségét és a talajnedvesség dinamikus változását, amely a felső 30 cm-es rétegben a legnagyobb. Az utóbbi az előadásban ismertetett módszerrel a felső rétegben nem mérhető, ez a módszer hibája. Jav-

solta az előadónak a téma szétválasztását és a közvetlen — nem gipszblokkos — mérési módszert. *Goll György* a mérésnél használt gipsz-elektrodákkal kapcsolatban — a fizikus körütekintésével — adott értékes tanácsokat a kutatóknak.

Az előadáshoz *Kulin István* és *Takács Lajos* szóltak még hozzá. (V. E.)

*

„A TERMÉSZETES ÉS LÉGÁRAMLÁSOS SZÉNÁSZÁRÍTÁS AGROMETEOROLÓGIAI VONATKOZÁSAI” címmel *Pletser János* és *Vámosi Jenő* tartottak előadást a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztályának 1959. április 23-i ülésén.

Először a természetes, renden történő szárítást tárgyalták és a száradás menetét párhuzamosan vizsgálták a főbb meteorológiai elemek — léghőmérséklet, légnedvesség, szélsébeesség, sugárzás, esetleges csapadék — menetével illetve összegével. Ráműtattak arra, hogy a száradás menetét és időtartamát a felsorolt elemek szabják meg. Miután a renden történő szárításnál nagy a pergési és tápanyag veszteség és ez sok kézimunkaerőt igényel, indokolt a mesterséges légáramlásos szárítás alkalmazása.

A továbbiak során a külföldön és újabban hazánkban alkalmazott légáramlásos szénaszárító berendezéseket ismertették. A hozzászólások során *Baitner Károly* és *Kulin István* a kérdés fontosságát hangsúlyozták és méltatták az előadók e téren eddig elért eredményeit. (Sz. J.)

*

HIBAIGAZÍTÁS. Lapunk 1959. jan. — februári 1. számában a 12. oldalon felülről a 3—4. sorban „az átlagos pórusterfogat szintén 10 cm-kénti adatokból 1,5 mm” szövegrész helyett „az átlagos térfogsúly szintén 10 cm-kénti adatokból 1,5” olvasandó.

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

I. Szakirodalmi pályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság a meteorológiai kutatások elmélyítése, a magyar meteorológiai szakirodalom további fejlesztése érdekében az 1959. évre is pályázatot hirdet, *önálló, tudományos értékű dolgozatok megírására*. Pályamunkák nyújthatók be a gyakorlati alkalmazások érdekeit előmozdító meteorológiai kutatások területéről.

A legjobb pályamű díja 2000 Ft. Ezen kívül a további két legjobb pályaművet 1000–1000 forinttal jutalmazza a Társaság, fenntartva azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva adja ki.

Pályázati feltételek:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb 1 szabvány iv (40 000 n, kb. 20 gépelt oldal).

2. Az MNOSZ 9651-51 „Nyomdaképzési Szabvány” előírásai szerint, 2 példányban leírt jellegű pályaművek benyújtásának határideje: 1959. október 15.

3. A szerző nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a *Társaság Titkárságának címére (Bp. II. Kőtábla Pál u. 1.)*.

4. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti.

II. Fénykép-pályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság pályázatot hirdet időjárás jelenségeket ábrázoló, vagy az időjárás hatásait feltűntető olyan művészi színvonalú fényképfelvételek jutalmazására, amelyek nyomdai sokszorosításra alkalmasak és tudományos, vagy ismeretterjesztő szempontból értékesek.

Pályázati feltételek:

1. A pályázatra olyan meteorológiai tárgyú fényképfelvételek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a beküldő teljes mértékben rendelkezik.

2. A Társaság címére beküldött fényképeken pontosan feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (év, hó, nap, lehetőleg az óra is, vagy legalább a napszak) és tájképeknél az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképeken, valamint a lezárt borítékon — amelyben a szerző neve és címe szerepel — fel kell tüntetni a jellegét.

3. A pályázó a kép beküldésével aláveti magát a pályázati feltételeknek, különösen pedig beleegyezését adja, hogy a képeket a Társaságtól nem kapja vissza, továbbá jogosult a képeket saját, vagy az Országos Meteorológiai Intézet helyiségeiben a felvevő nevét feltüntető címkével ellátva kifüggeszteni, a Társaság, vagy az Országos

Meteorológiai Intézet bármely kiadványában a szerző nevének feltüntetésével közzétenni.

4. A pályázatra beküldendő képek mérete 9×12, vagy 18×24 cm.

5. A tudományos és ismeretterjesztő szempontból kiemelkedő értékű képek pályadíjai:

1 db első díj 400 Ft

1 db második díj 200 Ft

2 db harmadik díj á 100 Ft, s további

4 képet 50–50 forinttal jutalmaz a Társaság.

Hasonló értékű felvételeknél előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázó az eredeti felvétel negatívját is mellékelte. A Társaság fenntartja magának azt a jogát, hogy a pályadíjakat megosztva adja ki.

6. A pályázatra beküldött képek mindenemű szerzői és tulajdonjoga a 3. pont alatt említetteken felül is a Társaságra száll át.

7. A jellegű pályamunkák *beküldési határideje: 1959. október 31.*

Mindkét pályázat eredményeinek kihirdetésére, valamint a jutalmak kiosztására 1959. november második felében, a Társaság nyilvános ülésén kerül sor.

Budapest, 1959. február hó.

Titkárság

INHALT — SOMMAIRE — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Cehak, K. (Wien)</i> : Comparison of radio-sonde measurements carried out in Vienna and Budapest (German and Hungarian text)	65
<i>Ambrózy, P.—Götz, G.—Tánczer, T.</i> : Numerical forecasting of contour charts by the aid of Bulejev's barotropic method (Russian and Hungarian text)	74
<i>Dobosi, Z.—Takács, L.</i> : Территориальное распределение глобальной радиации в Венгрии	82
<i>Antal, E.</i> : Evapotranspiration of natural surfaces in the area of the lake Balaton	85
<i>Steinhauser, F. (Wien)</i> : Measurement of wind deposits in Vienna (German and Hungarian text)	94
<i>Tárkányi, Zs.</i> : Mesurage de l'albedo au lac Balaton	100
<i>Béll, B.</i> : Un phénomène de l'halo composé sur Budapest	102
<i>Mme Pápai, G.</i> : Le gradient de température de l'atmosphère libre dans les altitudes jusqu'au 500 m dans des situations macrosynoptiques différentes	105
<i>Koppány, Gy.</i> : Advection des centres de refroidissement dans l'espace de l'Europe atlantique	108
<i>Bartha, L. jr.</i> : Connexion de la radiation cosmique avec l'altitude du niveau de 100 mb et l'activité solaire	110
<i>Németh, T.</i> : Examen macrosynoptique de la grande précipitation tombée entre le 10 et le 13 juin 1958	112

REVUE

Rapports de la circulation atmosphérique générale avec la prévision à longue échéance (<i>Mme Kálmán, É.</i>)	116
L'obscurité singulière de l'avant-midi du 16 mars 1959 (<i>Peczely, Gy.</i>)	118

LITTÉRATURE

<i>Зверев, А. С.</i> : Синоптическая метеорология (<i>Карповits, А.</i>)	121
<i>Bradtke, F.—Liese, W.</i> : Hilfsbuch für raum- und aussenklimatische Messungen (<i>Zalavári, L.</i>)	122
<i>Бродский, А. В.—Спорышкина, З. А.</i> : Опыт оперативного метеорологического обеспечения полетов самолетов ТУ-104 (<i>Ozoraí, Z.</i>)	123
UNESCO: Arid zone research X.: Climatology (<i>Mme Popovics, I.</i>)	123
<i>Рязанов, В. А.</i> : Санитарная охрана атмосферного воздуха (<i>Gajzágó, L.</i>)	124

CHRONIQUE	125
---------------------	-----