

IDŐJÁRÁS

67. ÉVFOLYAM

6

1963. NOVEMBER – DECEMBER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26.361

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.

Dr. BODOLAI I.

Prof. dr. M. BOSSOLASCO
(Genova)

Dr. S. BRANDEJS (Prága)

Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)

Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Tbiliszi)

Prof. dr. D ÉSI F. felelős szerkesztő

Prof. dr. H. ERTEL (Berlin)

Dr. HILLE A.

Prof. dr. Sz. P. HRMOV (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. R. SCHERHAG (Berlin)

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. TAGDJ. BEF. SZÁMLÁN)

★

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Koch, H. G. (Jena): A tropopauza évi járása a Balkán légterében (német nyelven).....	321
Milosev, G. N. (Szófia): Az abszorpció hatása a kristály-csírák képződésére izomorf kondenzációs magvak esetén (francia nyelven)	333
Mezősi Miklós: Rádiótáv mérő készülék a potenciálgradiens abszolút értékének megállapítására (angol nyelven)	339
Péczely György: A helyi éghajlati zónák kijelölésének néhány kérdése	346
Zemplényiné Tárkányi Zsuzsanna: A budapesti légszennyeződés és a levegő homályossági együtthatója	352
Kissné Tóth Erzsébet: A turbulencia szerepe a felszínközeli légrétegek energiagazdálkodásában	355
Pap Géza, — Orbán László (Kolozsvár): A földmágneses elemek változásainak kapcsolata az időjárással	362
Felméry László: Adatok a talajközeli légrétegek nedvességi viszonyaihoz	368
Kálmánné Cseh Éva: A középtávú előrejelzések néhány újabb módszere	372
<i>Irodalom</i>	
Hille A. (szerk): A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken (Gajzágó L.)	377
Israél, H.: Légköri elektromosság (Simon A.)	378
Szommel, G.: A Golf-áram (Aujeszky L.)	378
Hendl, M.: Bevezetés a fizikai klimatológiába (Sz. Lőrincz A.)	379
Krónika	380

H. G. Koch (Jena)*:

Zum Jahrgang der Tropopause im Balkanraum

A Contribution to the Problem of Annual Variation of the Tropopause in the Balkan Region. On the basis of data from 9 radiosounding stations obtained during the years 1953 to 1957, heights and temperatures of the main contour surfaces and of the troposphere are discussed. While all of the stations are exhibiting, during the winter period, uniformly low tropopauses of the "polar" type, this kind of tropopause gradually disappears, beginning at the stations Belgrad and Bucarest, and is totally replaced in Athens during the months of July and August by the equatorial type of the tropopause. Sounding stations situated at the northern boundary of the two tropopause regions are possessing, in the mid-summer months — as well as the southern stations in the spring and the autumn —, in the frequency distribution of tropopause heights, a conspicuous bi-cuspidal structure which is yielding a good picture of the mechanism of the atmospheric transformation taking place in the summer period.

*

Im Sommer vollzieht sich über Südeuropa in scharfem Umbruch der Übergang von der polaren Tropopause der höheren Breiten zur hochliegenden äquatorialen Form der Tropopause, die in niedersten Breiten ganzjährig vorhanden ist. Die sommerliche Ausweitung des Roßbreitenhochs und die Verlagerung der gesamten tropischen Zirkulation nach Norden hat zur Folge, daß sowohl über Spanien, als auch Italien, dem Balkan und Kleinasien die polare Tropopause verschwindet und *von etwa Mitte Juni an bis in den September hinein entweder zeitweise oder ganz der hohen Tropopause der niederen Breiten weicht*. Von 36 bis 38° Breite an nordwärts erfolgt in den Hochsommermonaten Juli und August deren Auftreten zunehmend sporadisch, und nördlich von rund 47° tritt sie praktisch überhaupt nicht mehr in Erscheinung. Da ihr Vorkommen am polwärtigen Rand dieses sommerlichen Übergangsgebietes mit der Großwetterlage, insbesondere der Luftmassenverteilung, wechselt, ist ein kontinuierliches Absinken der Stratosphärenuntergrenze nicht vorhanden, sondern *die Tropopausenzone weist in dem Grenzsaum eine ausgesprochen blätterige Struktur auf*. Zur Darstellung dieser Diskontinuitäten erweisen sich Häufigkeitsauszählungen am vorteilhaftesten, da Mittelwerte die wirklichen Verhältnisse verschleiern und wie die älteren Arbeiten auf diesem Gebiet ein allmähliches Absinken vortäuschen. Mit jenem Verfahren ist es aber besonders im Balkanraum sehr reizvoll, an Hand der heute dort zahlreich zur Verfügung stehenden Radiosonden das Vordringen der tropischen Tropopause gegen den Bereich der polaren zu verfolgen. Infolge gewisser kontinentaler Effekte, die eine globale Übersicht des gesamten Mittelmeerraumes [1] an dessen östlichen Rand zwischen 32 und 47° N genau erkennen

* Der Verfasser ist Prof. Dr. H. G. Koch, Direktor des Meteorologischen Instituts der Friedrich Schiller-Universität (Jena, Deutsche Dem. Republik).

läßt, dringt von Arabien und dem Orient her die tropische Tropopause besonders weit und häufig nordwärts vor und führt zu einer *Aufsteilung innerhalb des sommerlichen Grenzsaumes gerade über der Balkanhalbinsel*. Während auf Grund der Auszählungen Athen (38° N) fast drei Sommermonate hindurch ungestört die hohe Tropopause aufweist, tritt diese in Bukarest (441/2°) nur etwa in der Hälfte aller Sommertage, in Budapest (47 1/2°) aber fast niemals auf. Allerdings kommen selbst in Mitteleuropa innerhalb stationärer Wärmehochs tropischen Ursprungs im Juli und August noch vereinzelt Fälle äquatorialer Tropopausen mit Temperaturen um —60 bis —70° vor (gutes Beispiel hierfür die Situation vom 13. VIII. 1952 mit 15.610 Dekameter in Lindenberg).

Die Lage der Balkanstaaten in diesem schmalen Grenzsaum läßt eine Beschäftigung mit dem Aeroklima Südosteuropas besonders reizvoll werden.

Als Beobachtungszeitraum wurden die Jahre 1953/57 gewählt, weil von Wien [2] und Budapest [3] für diese Periode zwei Veröffentlichungen vorlagen, außerdem aber zur Zeit der Bearbeitung die aerologischen Daten von Ungarn und Rumänien den bereits veröffentlichten Jahrbüchern [4, 5] entnommen werden konnten. Für die Radiosondenmeßstellen Belgrad und Sofia, Istanbul, Ankara und Athen wurden die „Waether maps“ des U. S. Weather Bureau [6] ausgewertet. Hier fehlte jedoch der Jahrgang 1954. Wegen der größeren Stationsdichte (Zagreb, Split, Thessaloniki), der erhöhten Zuverlässigkeit und Regelmäßigkeit und der erst später täglich gesicherten Gipfelhöhe der Aufstiege im Tropopausenniveau hätte im Interesse eines lückenlosen Materials der Beginn der Auswertungen zweckmäßiger auf das Jahr 1956 festgelegt werden sollen; doch war dies aus Gründen der Unterlagenbereitstellung nicht möglich.

Zur Kennzeichnung der Druck- und Temperaturverhältnisse seien von den Stationen, für welche gute Unterlagen zur Verfügung standen, einige Mittelwerte des betrachteten Zeitraumes angeführt.

TABELLE I. — I. TÁBLÁZAT

Höhen der wichtigsten Hauptdruckflächen in gpm, Nachtaufstiege 1953/57

A legfontosabb főnyomásszintek magassága geopotenciális dekaméterben, éjszakai felszállások 1953/57

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
<i>700 mb</i>													
Budapest	2 939	2 896	2 981	2 974	3 027	3 081	3 091	3 096	3 095	3 071	3 029	2 986	3 021
Cluj	2 920	2 897	2 978	2 979	3 025	3 086	3 088	3 099	3 093	3 076	3 013	2 960	3 019
Bukarest	2 961	2 927	2 987	3 001	3 040	3 087	3 108	3 115	3 108	3 090	3 053	2 971	3 036
Istanbul	2 980	2 973	3 005	2 993	3 056	3 099	3 112	3 125	3 117	3 109	3 071	3 017	3 054
Ankara	2 983	2 972	2 990	3 017	3 061	3 162	3 116	3 113	3 118	3 108	3 057	3 018	3 060
Athen*	2 979	2 981	3 011	3 038	3 074	3 117	3 120	3 126	3 132	3 080	3 050	3 020	3 060
<i>500 mb</i>													
Budapest	5 434	5 381	5 334	5 515	5 606	5 710	5 732	5 737	5 716	5 676	5 568	5 513	5 590
Cluj	5 401	5 396	5 497	5 522	5 603	5 715	5 735	5 739	5 718	5 682	5 568	5 477	5 764
Bukarest	5 472	5 440	5 503	5 552	5 631	5 726	5 763	5 774	5 746	5 705	5 588	5 484	5 616
Istanbul	5 499	5 488	5 512	5 543	5 648	5 743	5 784	5 800	5 760	5 727	5 648	5 574	5 644
Ankara	5 509	5 498	5 515	5 581	5 661	5 749	5 797	5 785	5 764	5 720	5 626	5 564	5 647
Athen*	5 519	5 524	5 554	5 613	5 684	5 750	5 800	5 817	5 800	5 723	5 626	5 588	5 668
<i>300 mb</i>													
Budapest	8 904	8 836	9 001	9 029	9 180	9 370	9 430	9 416	9 387	9 295	9 092	9 027	9 166
Cluj	8 917	8 877	9 017	9 061	9 189	9 388	9 436	9 433	9 390	9 310	9 146	8 971	9 191
Bukarest	8 962	8 929	9 033	9 107	9 229	9 409	9 463	9 488	9 425	9 344	9 158	8 984	9 212
Istanbul	8 995	8 979	9 011	9 072	9 242	9 409	9 515	9 520	9 430	9 353	9 213	9 119	9 238
Ankara	8 997	8 995	9 026	9 130	9 262	9 429	9 558	9 526	9 450	9 356	9 191	9 091	9 251
Athen	9 038	9 034	9 093	9 176	9 306	9 450	9 545	9 563	9 483	9 369	9 218	9 138	9 287
<i>100 mb</i>													
Budapest	15 872	15 843	15 895	16 077	16 258	16 399	16 485	16 519	16 557	16 195	15 977	15 976	16 161
Cluj	15 938	15 940	16 000	16 102	16 273	16 483	16 652	16 523	16 514	16 296	16 006	15 814	16 178
Bukarest	15 948	15 924	15 997	16 115	16 292	16 567	16 669	16 466	16 477	16 302	16 008	15 961	16 226
Istanbul	16 069	15 982	15 947	—	15 387	15 480	15 637	15 654	16 447	16 275	16 170	16 148	—
Ankara	15 953	15 982	15 925	—	16 340	16 508	16 704	16 600	16 465	16 174	16 113	16 024	—
Athen*	16 068	16 107	16 078	16 172	16 293	16 499	16 622	16 631	16 527	16 334	16 106	16 035	16 289

* 1951/55 aus [8]

TABELLE II. — II. TÁBLÁZAT

Temperaturen der 700-, 500- und 100 mb-Fläche, Nachtaufstiege 1953/57

Hőmérsékletek a 700, 500 és 100 mb nyomásszinteken, éjszakai felszállások 1953/57.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
<i>700 mb</i>													
Budapest	-12,1	-13,2	- 9,8	- 8,5	- 4,0	0,9	2,2	1,9	0,5	- 1,4	- 6,7	- 9,1	- 5,1
Cluj	-12,0	- 5,8	- 4,1	- 7,6	- 1,0	1,4	2,5	2,4	0,6	- 1,7	- 2,4	-10,2	- 4,5
Bukarest	-10,7	-10,9	- 9,8	- 4,4	- 1,4	1,6	3,3	3,5	1,1	- 1,0	- 6,6	- 9,6	- 3,6
Istanbul	- 9,4	- 8,8	- 8,7	- 6,2	- 1,6	3,3	6,0	6,3	2,9	0,8	- 3,6	- 6,3	- 2,1
Ankara	- 9,5	- 9,0	- 8,7	- 4,7	- 1,1	3,5	7,0	6,2	3,7	0,2	- 4,9	- 7,7	- 2,1
Athen*	- 7,3	- 6,7	- 6,1	- 3,5	0,2	3,9	6,3	6,6	5,1	0,7	- 3,7	- 5,7	- 0,9
<i>500 mb</i>													
Budapest	-28,0	-29,1	-25,8	-24,3	-19,8	-14,8	-12,9	-13,1	-14,7	-17,4	-22,7	-25,3	-20,7
Cluj	-27,4	-27,4	-24,7	-23,3	-19,0	-14,2	-12,4	-12,9	-14,7	-17,0	-21,5	-25,6	-20,1
Bukarest	-26,4	-26,1	-24,9	-24,6	-18,7	-13,9	-11,6	-11,7	-14,0	-16,3	-21,7	-25,3	-19,4
Istanbul	-26,2	-26,1	-25,6	-23,0	-19,2	-14,4	-10,5	-10,7	-13,7	-16,6	-20,8	-22,4	-19,1
Ankara	-27,2	-25,8	-25,3	-21,8	-18,2	-13,0	- 9,5	-10,4	-13,4	-16,5	-21,2	-23,6	-18,8
Athen*	-24,8	-24,2	-23,5	-21,3	-16,8	-12,9	- 9,8	- 9,0	-11,6	-15,6	-20,2	-22,5	-17,7
<i>100 mb</i>													
Budapest	-61,8	-57,0	-57,2	-54,2	-52,9	-54,8	-52,8	-53,4	-54,2	-59,8	-59,8	-59,6	-56,7
Cluj	-57,0	-54,4	-58,6	-55,4	-55,5	-53,4	-53,3	-55,1	-57,9	-59,7	-63,0	-60,8	-57,0
Bukarest	-57,1	-56,4	-57,8	-55,7	-55,2	-53,9	-54,9	-56,1	-54,5	-60,4	-61,1	-61,9	-57,2
Istanbul	-54,2	-57,2	-57,6	-	-53,8	-54,9	-61,7	-59,6	-59,4	-60,7	-60,6	-58,2	-
Ankara	-58,1	-58,4	-59,5	-	-57,3	-58,1	-63,7	-64,3	-61,8	-61,4	-62,3	-60,6	-
Athen	-60,9	-59,8	-58,5	-58,2	-58,0	-61,1	-66,9	-65,0	-63,4	-61,6	-61,5	-62,0	-61,4

Die Situation, der zufolge im Sommer die polare Tropopause um so häufiger verschwindet, je weiter südlich die Station liegt, wird sehr anschaulich durch die Temperaturdifferenz 100 minus 200 verdeutlicht. Diese nimmt um so höhere negative Beträge an, je häufiger die troposphärische Temperaturabnahme oberhalb 200 mb anhält, d. h. immer dann, wenn die polare Tropopause fehlt.

TABELLE III. — III. TÁBLÁZAT

Temperaturdifferenz 100 minus 200 mb in °C, Nachtaufstiege 1953/57

A 100 és 200 mb-os szint hőmérsékletkülönbsége °C-ban, éjszakai felszállások, 1953/57.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Lindenberg	- 0,7	- 1,8	0,2	0,5	1,3	2,1	- 0,4	- 0,9	0,1	- 1,5	- 0,1	- 1,2	- 0,2
Budapest	2,9	0,6	3,5	2,2	2,3	0,6	- 2,4	- 2,0	0,6	- 2,2	1,0	- 0,1	0,5
Bukarest	1,7	0,7	0,4	0,5	0,4	- 0,3	- 5,4	- 5,4	0,6	- 1,3	- 0,7	- 3,0	- 1,0
Istanbul	3,4	0,1	0,5	- 2,0	- 0,3	- 2,7	-13,3	- 9,6	- 5,0	- 2,7	0,0	- 1,4	- 2,8
Athen*	- 3,5	- 9,8	- 1,8	- 1,2	- 1,1	- 7,3	-15,3	-15,6	- 9,9	- 3,5	- 2,0	- 4,3	- 5,8
Kjartoum**	-23,5	-24,3	-25,5	-26,1	-24,6	-22,0	-23,1	-23,7	-24,5	-24,2	-22,7	-23,0	-23,9

** 1953/55

Da es sich im Sommer, wenn allein die hohe Tropopause auftritt, nicht um ein Ansteigen der polaren, sondern um ein Auflösen bzw. nordwärtiges Zurückweichen derselben handelt, wechseln Höhen und Temperaturen von Tag zu Tag oft in sehr hohen Beträgen. An den Meßstellen, die in beiden Hochsommermonaten ausschließlich die äquatoriale Tropopause aufweisen (für die Balkanhalbinsel ist die nördlichste von ihnen Athen; nach Süden folgen Nikosia, Habbaniya, Beer Yakov, Benina, Marsa Matruch, Cairo/Heluan u. a.), zeigen sich die hohen Tropopausen gewöhnlich erstmalig im April/Mai, aber nur vereinzelt und bei besonderen Wetterlagen. Mitte bis Ende Juni, in Einzeljahren stark schwankend, verschwindet, durch häufigeres, aber noch sporadisches Auftauchen der äquatorialen angekündigt, die polare Tropopause von einem Tag zum anderen. *Tropopausensprünge von 11 bis 12 auf 16 bis 17 km sind typisch.* Dieser Vorgang ist großwetterlagenbedingt und erfaßt oft den gesamten Übergangsraum der Subtropen gleichzeitig, falls sich der Statistik während der Übergangszeit nicht erst Fälle von Mehrfachschichtungen zur Auswertung anbieten, die in dieser Zeit besonders häufig vorkommen.

Das Wiedererscheinen der tiefen Tropopause nach Abschluß des Hochsommers geht nicht so abrupt wie deren Abbau vor sich. Es beginnt meist Mitte bis Ende September und läuft, da die zyklonale Tätigkeit und der Vorstoß polarer Luftmassen diskontinuierlich einsetzen, mit zahlreichen Rückfällen, Um- und Neuschichtungen ab.

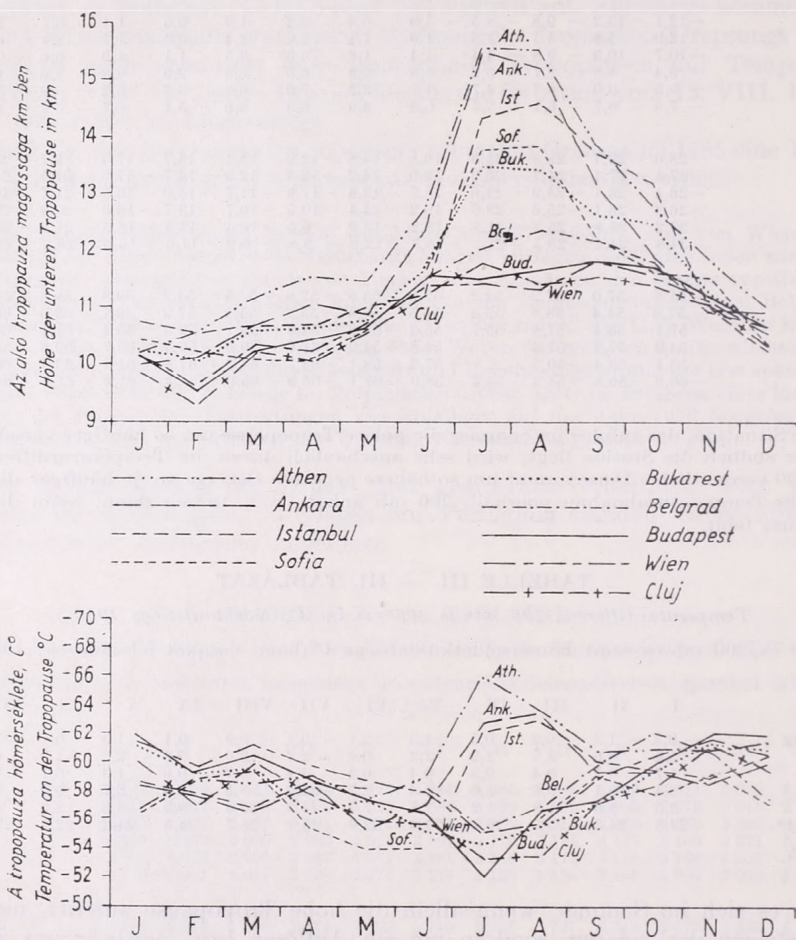


Abb. 1: Oben Monatsmittel der Tropausenhöhen, unten Monatsmittel der Tropausentemperaturen 1953/1957 für 9 Radiosondenstationen Südosteuropas (Nachtaufstiege)

1. ábra: Fent a tropopauza-magasságok havi közepéi, alul a tropopauza-hőmérsékletek havi középértékei az 1953/1957. évekből, 9 délkelet-európai rádiószondaállomás alapján (éjszakai felszállások)

Bei Betrachtung der in Tab. IV und Abb. 1 für die Radiosondenstationen des Untersuchungsraumes angeführten Monatsmittelwerte der Tropausenhöhen und -temperaturen ist zu beachten, daß der kontinuierliche Anstieg der Höhen von Nord nach Süd bzw. das Absinken der Temperaturen nicht real, sondern nur als ein Effekt der zunehmenden Häufigkeit äquatorialer Tropausen aufzufassen ist. Wie ersichtlich, ist für Stationen im ganzjährigen Herrschaftsbereich der polaren Tropopause (Lindenbergl, Wien, Budapest, Cluj) ein Jahresgang mit einem Minimum im Februar und einem Anstieg zum Hochsommer deutlich ausgeprägt. Wie in [1] gezeigt wird, weist die äquatoriale Tropopause einen fast genau inversen Jahresgang mit einem

Maximum der Höhe im Winter (Aden) oder Frühjahr (Khartoum) auf, so daß sich im Hochsommer beide Jahreskurven sehr nahe kommen, im Winter aber extrem weit voneinander entfernen. Es wird ebenfalls in [1] gezeigt, daß in den südliche Teilen des Mittelmeerraumes (z. B. Athen, Nikosia, Algier, Gibraltar u. s. w.), wo im Juli und August keinerlei tiefe Tropopausen aufzutreten pflegen, noch immer ein gewisses meridionales Gefälle der Tropopausenhöhen und -temperaturen ausgeprägt ist. So ergeben sich für Juli/August in Athen Mittelwerte von 1560 gpdm bzw. $-64,7^{\circ}\text{C}$, in Nikosia 1616 und $-78,2$ und in Aden 1670 und $-81,5$. Erst von den Breiten an, in denen auch im Winter die polare Tropopause ganz verschwunden ist, also von etwa 20°N an (Khartoum), haben die sommerlichen Tropopausenhöhen ihre höchsten Werte und die -temperaturen ihre tiefsten erreicht.

TABELLE IV. — IV. TÁBLÁZAT

Monats und Jahresmittel der Höhen der untersten Tropopause in gpdm. Nachtaufstiege 1953/57
Az első (legalsó) tropopauza magasságának havi és évi középértékei geopotenciális dekaméterben, éjszakai felszállások, 1953/57

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Lindenberg	1002	951	1020	1014	1037	1114	1115	1092	1129	1136	1107	1029	1062
Wien	1012	967	1037	1027	1076	1139	1145	1132	1182	1155	1113	1055	1087
Budapest	1017	957	1030	1047	1068	1160	1154	1172	1181	1175	1120	1067	1104
Cluj	985	928	1021	1009	1058	1128	1173	1143	1158	1136	1102	1031	1064
Bukarest	996	984	1042	1025	1082	1156	1264	1256	1214	1219	1112	1082	1118
Istanbul	1075	1052	1062	1066	1101	1129	1439	1464	1278	1208	1096	1026	1161
Ankara	1000	1009	1070	1104	1092	1233	1560	1617	1501	1195	1098	1091	1214
Athen	1055	1042	1078	1153	1211	1355	1658	1673	1597	1233	1117	1145	1276

Tabelle IV und Abb. 1 lassen erkennen, daß in der kalten Jahreszeit die Kurven aller Stationen stark gebündelt verlaufen und sich nur Athen mit höheren Werten herauszuheben beginnt. In der warmen Jahreszeit ist die Staffelung von Wien über Budapest—Belgrad—Bukarest—Sofia—Istanbul—Ankara bis Athen genau den Breitengraden entsprechend zu erkennen, eine Wirkung weniger der ansteigenden Untergrenze der äquatorialen Tropopause als vielmehr eine Folge der südwärts zunehmenden gesteigerten Häufigkeit derselben.

TABELLE V. — V. TÁBLÁZAT

Monats- und Jahresmittel der Temperatur an der untersten Tropopause in $^{\circ}\text{C}$. Nachtaufstiege 1953/57

Az első (legalsó) tropopauza hőmérsékletének havi és évi középhőmérséklete, $^{\circ}\text{C}$, éjszakai felszállások, 1953/57

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Lindenberg	-59,9	-58,1	-59,3	-58,5	-56,1	-56,1	-54,1	-54,5	-56,8	-59,4	-61,5	-59,6	-57,8
Wien	-61,4	-59,7	-61,2	-59,8	-58,8	-58,0	-55,2	-55,7	-59,0	-60,5	-61,7	-60,5	-59,3
Budapest	-61,7	-59,4	-60,5	-58,8	-57,4	-56,6	-52,1	-56,8	-57,5	-60,1	-62,0	-61,9	-58,7
Cluj	-59,9	-57,1	-59,7	-57,8	-56,1	-55,8	-53,3	-53,6	-57,0	-58,3	-61,0	-59,3	-57,4
Bukarest	-58,7	-58,8	-59,2	-56,2	-57,3	-54,7	-52,8	-54,1	-56,1	-59,7	-60,9	-61,0	-57,5
Istanbul	-58,7	-58,1	-56,8	-58,7	-58,1	-53,1	-62,1	-63,0	-60,1	-59,6	-59,0	-60,4	-59,0
Ankara	-58,6	-57,9	-56,6	-58,6	-55,4	-57,0	-62,7	-63,5	-59,4	-59,4	-58,5	-60,0	-59,0
Athen	-56,4	-58,9	-58,6	-59,1	-57,3	-59,1	-66,1	-63,3	-60,8	-61,0	-60,8	-57,3	-59,9

Immerhin ist es erstaunlich festzustellen, daß in einer Lage wie Budapest ($47\ 1/2^{\circ}\text{N}$) mit seinen heißen Sommern (Mitteltemperatur des heißesten Monats über 22°C — Klimatyp „a“ nach Köppen) die hohe Tropopause so selten auftritt und lediglich eine stärkere Aufwölbung der Jahreskurve gegenüber denen von Lin-

denberg und Wien vorhanden ist. Die höchste bisher in Budapest angetroffene Tropopause ist die vom 16. VII. 1959 mit einer Höhe von 16,1 km. Zwischen den Werten der Tab. IV und den in [3] mitgeteilten mittleren Höhen 1953/57 bestehen als Folge der individuellen Auswertung geringfügige Abweichungen, indem jene generell etwas höher liegen. Das Vormaximum im Juni, die Depression im Juli/August und das Hauptmaximum im September sind jedoch in beiden Arbeiten zu finden, obwohl hier keine klimatische Eigenheit von Ungarn, sondern ein witterungsbedingter statistischer Effekt vorliegt.

Die *Monatsmittel der Tropopausentemperatur* (Tab. V und Abb. 1 unten) lassen bis weit in den sommerlichen Grenzsaum zwischen polaren und äquatorialer Tropopause den Jahresgang der höheren Breiten mit dem Maximum im Juli erkennen. Selbst Bukarest und Sofia, obwohl im Juli und August schon z. T. ein sehr verbreitetes Auftreten der äquatorialen Tropopause andeutend, haben im Sommer noch eine wärmere Tropopause als im Winter. Istanbul, gefolgt von Ankara und Athen, ist die erste Balkanstation, die in den Bereich der sommerlich kalten Tropopause hineinreicht. Auf jeden Fall ist der meridionale Temperaturgradient an der Stratosphärenuntergrenze im Untersuchungsraum am stärksten aufgesteilt, wie eine an anderer Stelle zu veröffentlichte Isothermenkarte des gesamten Mittelmeerraumes und Nordafrikas erkennen läßt. An der westeuropäischen Küste von der Biskaya bis Marokko beträgt im Mittel des Juli/August der Temperaturabfall in der Tropopausenzone zwischen 45 und 30° N 8°, zwischen Schwarzmeerküste und Nildelta auf gleiche Distanz aber 15°. Die *kontinentale Überwärmung Vorder- (und Zentral-) Asiens* macht sich also fühlbar geltend. Aus diesem Grunde gewinnt der schmale, aber scharf ausgeprägte Grenzsaum zwischen Rumänien und Ägypten für vorliegende Betrachtungen erhöhtes Interesse.

Es trifft sich günstig, daß mit den beiden rumänischen Radiosonden Cluj (46° 46'N) und Bukarest (44° 30'N) zwei Stationen erfaßt sind, zwischen denen sich *auf eine Nordsüddistanz von nur 250 km der Übergang zwischen der ganzjährig polaren und der sommers schon sehr häufig vorhandenen äquatorialen Tropopause vollzieht!* Zwischen den rein subtropisch getönten sommerheißen Steppen der Moldau und Walachei und — getrennt durch die Klimascheide des Karpathenbogen — den sommerfeuchteren Agrargebieten Transsilvaniens scheint sich der Übergang besonders scharf abzuzeichnen, eine Tatsache, die für die Zweiteilung des Großklimas Rumäniens besonders bezeichnend erscheint. Aus den Zeichnungen der Abb. 1 oben und unten und aus den Tabellen IV und V, in denen die Monatsmittel dieser beiden rumänischen Radiosonden, die über ein einwandfrei vergleichbares Material verfügen, untereinander eingetragen sind, läßt sich dieser so anschaulich hervortretende Abfall leicht ersehen.

Alle diese bisher aufgeführten Effekte am sommerlichen Nordrand des äquatorialen Troposphärenbereiches sind im Wechsel zwischen beiden Tropopausenarten an deren Häufigkeit des Auftretens gebunden, so daß *die Monatsmittel nachstehend noch häufigkeitsstatistisch aufgelöst werden müssen.* So enthält *Abb. 2* für alle Monate des Jahres die relative Häufigkeit aller in den fünf Beobachtungsjahren aufgetretenen untersten Troposphärenniveaus an fünf ausgewählten Balkanstationen bei einer Klassengröße von 50 geopt. Dekametern; *Abb. 3* die entsprechenden Diagramme für die Temperaturen bei einer Klassengröße von 2° C; in *Abb. 4* sind für 9 Balkanstationen die Häufigkeitsprozente vierteljährlich zusammengefaßt und in geographischer Abfolge von Nord nach Süd untereinander angeordnet, so daß von oben nach unten ein regionaler Vergleich für das unterschiedliche Vorkommen beider Arten leicht möglich ist. Alle Prozente sind auf die täglichen Messungen der Jahre 1953/57 bezogen, und zwar sind, um Strahlungsfehler zu vermeiden, aus-

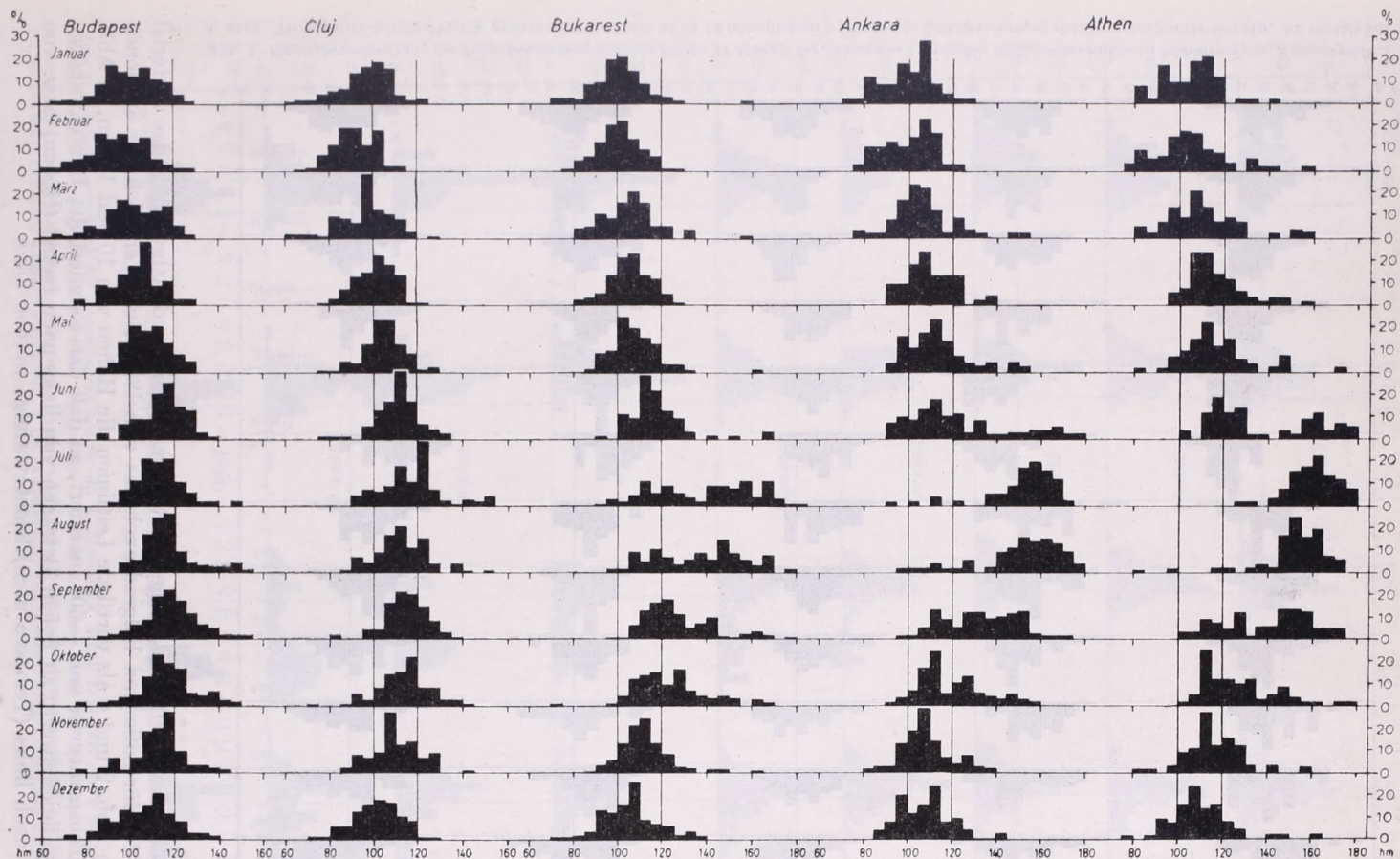


Abb. 2: Häufigkeitsverteilung der unteren Tropopausenhöhen für die 12 Monate des Jahres, Mittel 1953/1957 von 5 typischen Rad isonodenstationen Südosteuropas. Klassengröße 5 gpdm (Nachtaufstiege)

2. ábra: Az alsó tropopauza magasságának gyakorisági eloszlása az év 12 hónapjában, 1953/1957. évi középértékek 5 jellegzetes délkelet-európai rádiószondaállomásról (éjszakai felszállások)

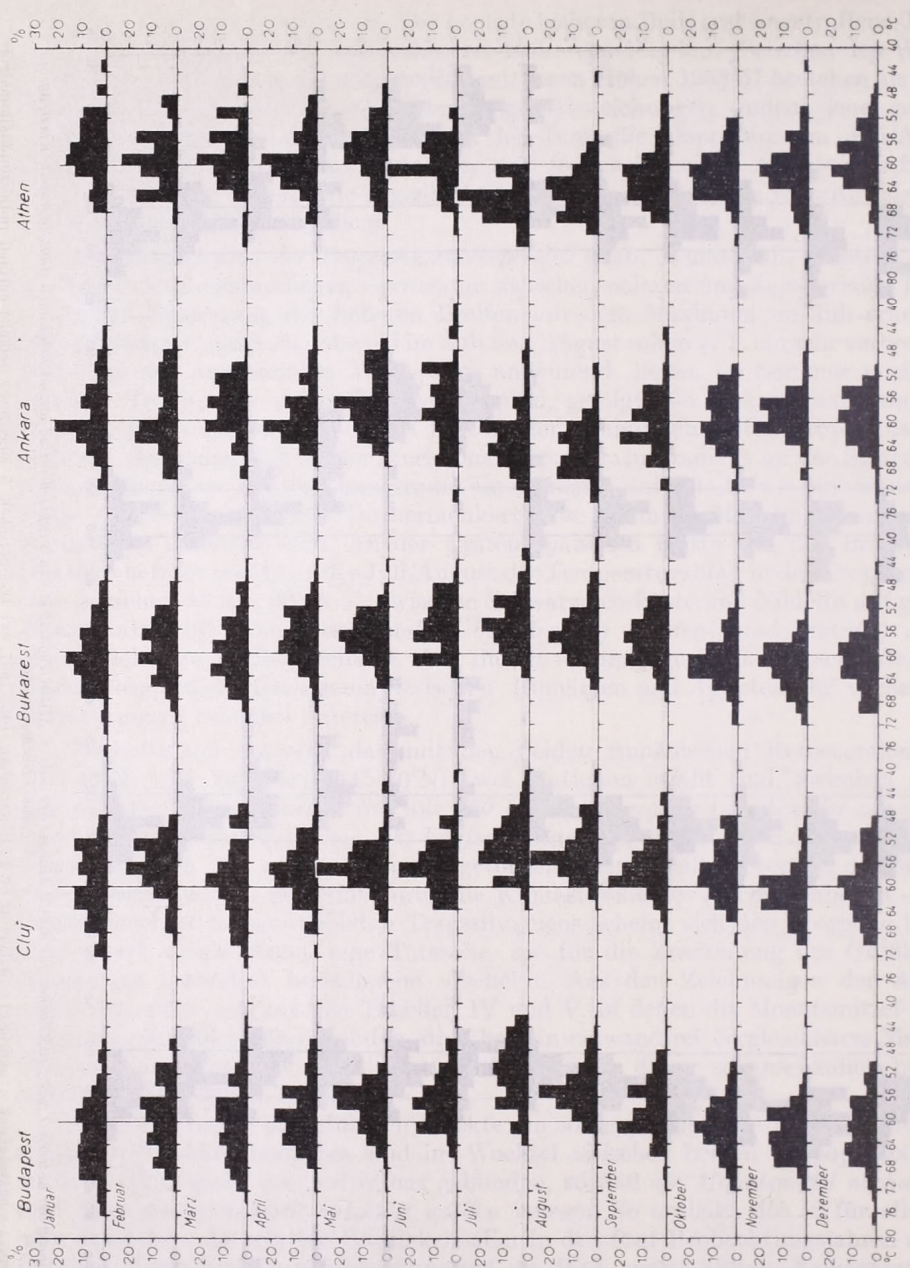


Abb. 3. Häufigkeitsverteilung der Tropausestemperaturen für die 12 Monate des Jahres von 5 typischen Radiosondenstationen Südeuropas. Klassengröße 2°C
 3. ábra: Tropopauza-hőmérsékletok gyakorisági eloszlása az év 12 hónapjában 5 jellegzetes délkelet-európai rádiószondaállomás alapján. Az osztályköz 2°

schließlich Nachtaufstiege ausgewertet. Für Ankara und Athen fehlt das Material von 1954, für Sofia und Belgrad auch das von 1953. Zum Vergleich der Stationen sind in Abb. 2 und 4 als vertikale Leitlinien die Höhen von 10 und 12 km, in Abb. 3 die Temperaturen von -60° markiert, so daß das sommerliche Herauswandern der Häufigkeitswerte zu hohen Beträgen von links nach rechts (Höhen) bzw. von rechts nach links (Temperaturen) leicht verfolgt werden kann.

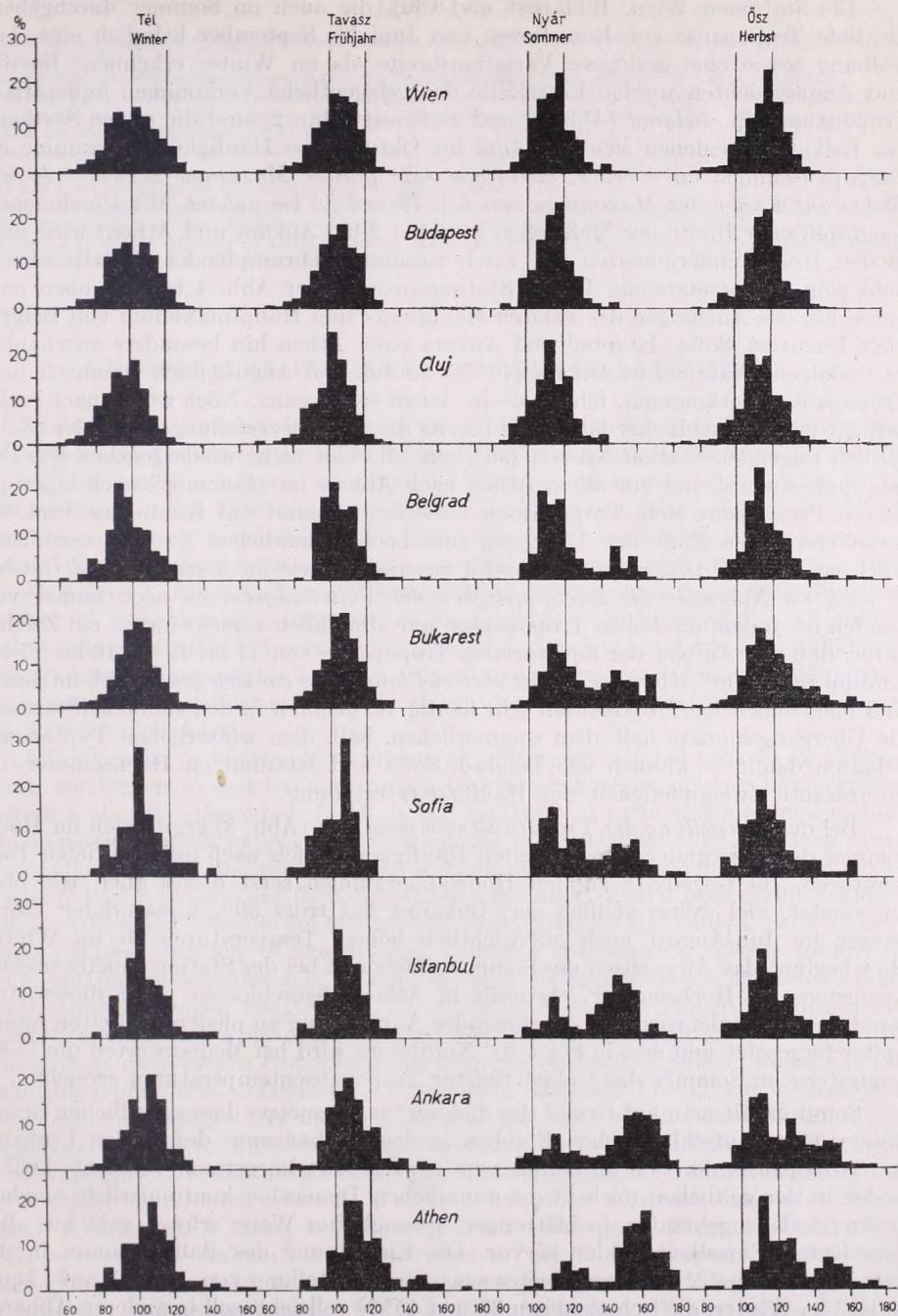


Abb. 4: Hűufigkeitsverteilung der Tropopausenhöhen für die 4 Jahreszeiten, Mittel 1953/1957 von 9 Balkanstationen, von oben nach unten geographisch geordnet. Höhenstufen 100 und 120 gpm durch Vertikalstriche gekennzeichnet
 4. ábra: A tropopauza-magasságok gyakorisági eloszlása a 4 évszakra, 1953/1957. évi középértékek 9 balkáni állomásról, felülről lefelé előhaladó földrajzi sorrendben. A 100 és 120 geopotenciális dekaméternek megfelelő szinteket függőleges vonalak tüntetik fel

Die Stationen Wien, Budapest und Cluj, die auch im Sommer durchgehend die tiefe Tropopause behalten, lassen von Juni bis September lediglich eine Auswölbung sowie eine geringere Variationsbreite als im Winter erkennen. Im Juli und August deuten wenige Einzelfälle das gelegentliche Vorkommen äquatorialer Tropopausen an. *Belgrad* (Abb. 4) und *Bukarest* (Abb. 2) sind die ersten Stationen des Balkans, bei denen sich von Juni bis Oktober die Häufigkeitsdiagramme der Tropopausenhöhe *ein zweites, allerdings sehr flaches Maximum zwischen 14 und 18 km auf Kosten des Maximums zwischen 10 und 12 km anbaut*. Mit abnehmender geographischer Breite der Meßstellen (in Abb. 2 bei Ankara und Athen) wird jenes in den Hochsommermonaten mit rasch zusammenschrumpfender Variationsbreite bald zum *Hauptmaximum*. In der Stationsauswahl der Abb. 4 ist von oben nach unten hin das Aufsteigen des zweiten Maximums zum Hauptmaximum von Belgrad über Bukarest, Sofia, Istanbul und Ankara nach Athen hin besonders anschaulich zu verfolgen. Während in Ankara (40° N) im Juli und August noch vereinzelt hohe Tropopausen vorkommen, fehlen sie in Athen schon ganz. Noch weiter nach rechts gerückt und viel schlanker fällt dann bereits die Sommerverteilungskurve der nächst südlich folgenden Station Nikosia (35°) aus, die hier nicht wiedergegeben ist. Daß Istanbul, Ankara und vor allem Athen nach Abb. 4 im „Sommer“ noch einen gewissen Prozentsatz tiefe Tropopausen aufweisen, kommt auf Konto des Juni, der meist erst gegen Ende den Übergang zum hochsommerlichen Zustand vermittelt. Auch ist aus den Diagrammen 2 und 4 zu ersehen, wie im *September und Oktober, ja auch im November die Zweigipfeligkeit der Verteilungskurven* noch immer vorhanden ist, indem die hohen Tropopausen nur allmählich verschwinden, ein Zeichen dafür, daß der Aufbau der äquatorialen Tropopause von 11 bis 12 auf 16 bis 17 km im Juni rasch, ihr *Abbau im Herbst aber viel langsamer vor sich geht*. Auch im Herbst sind mehrschichtige Tropopausen sehr häufig. So gehören in den südlichen Stationen die Übergangsmomente halb dem sommerlichen, halb dem winterlichen Typ an und behalten damit — ähnlich wie Belgrad, Sofia und Istanbul im Hochsommer, die interessante Zweigipfeligkeit der Häufigkeitsverteilung.

Bei der *Darstellung der Tropopausentemperaturen* (Abb. 3) ergibt sich im Hochsommer das Auswandern eines zweiten Häufigkeitstgipfels nach links zu tiefen Temperaturen. Im Gegensatz zu den Höhendigrammen setzt dieses aber, wie oben angedeutet, viel weiter südlich ein: Bukarest hat trotz 50% äquatorialer Tropopausen im Juli/August noch offensichtlich höhere Temperaturen als im Winter. Hier beginnt das Anwachsen des Sommergipfels erst bei der Station Ankara und ist, wenigstens im Hochsommer, ebenfalls in Athen abgeschlossen. Aber dieses Auswandern nach links wird mit zunehmender Annäherung an niederste Breiten immer weiter fortgesetzt und erst in etwa 20° Nordbreite wird bei Medianwerten um —80° wenigstens im Sommer das Gebiet tiefster Tropopausentemperaturen erreicht.

Somit erhält man auf Grund des dichten Stationsnetzes dieses nördlichen Grenzsaumes einen aufschlußreichen Einblick in den Mechanismus des großen Umbaus der Tropopause, der sich im Sommer im ganzen Mittelmeerraum vollzieht. Daß er weder in der zeitlichen noch in der räumlichen Dimension kontinuierlich, sondern großwetterlagegebunden, in blättriger, sprunghafter Weise erfolgt, geht aus allen dargelegten Einzelheiten klar hervor. Die Einordnung des Balkanraumes in das ganze System des Mittelmeergebietes sowie die Umstellung von „polar“ auf „äquatorial“ im Winter, die sich zwischen 30 und 15° N vollzieht, soll in anderen Abhandlungen zur Diskussion gebracht werden.

(Manuskript am 17. Sept. 1963 erhalten.)

- [1] Koch, H. G.: Zum Jahresgang der Tropopausenhöhe und -temperatur im Mittelmeerraum in statistischer Sicht. Leipzig in Druck.
- [2] Steinhäuser, F.: Statistische Untersuchung der Tropopause über Wien. Z. f. M. 12 (1958), s. 111/129.
- [3] Borbély, Edith: Statistische Untersuchung der Tropopausen über Budapest. Időjárás 63 (1959), S. 333/343.
- [4] Annales de l'Institutul Météorologique Hongrois, Publication officielle Ann. 1953-1957. II. Résultats des observations aérologiques. Budapest, 1954-1958.
- [5] Comitetul de stat al apelor, Institutul Meteorologic. Anuarul aerologic. Voll. XIII-XVII Bukarest.
- [6] US Department of commerce Weather Bureau: Daily Series Synoptic. Weather Maps Northern Hemisphere Party II Sea Level and upper air data tabulations. Washington D. C.
- [7] Bell, B.: A szabadlégkör hőmérséklete Budapest fölött (Mittlere Werte der Temperatur in der freien Atmosphäre über Budapest). Kgl. Ung. Reichsanstalt f. Met. u. Erdmagnet. Neue Reihe No. 10. Budapest, 1941.
- [8] Kingdom of Greece, Ministry of national defense, National Meteorological Service: Upper Air data of Athens Radiosonde station 1951-55. Athen Juni 1960.

*

A TROPOPAUZA ÉVI JÁRÁSA A BALKÁN LÉGTERÉBEN

Nyáron hirtelen átalakulással megy végbe Dél-Európa felett az átmenet a magasabb szélességek poláris típusú tropopauzájából a tropopauzának abba az ekvatoriális alakjába, amely a nagyon alacsony szélességeken egész éven át áll fenn. Mind Spanyolország, mind Olaszország, a Balkán és Kis-Ázsia felett eltűnik a poláris típusú tropopauza és helyét körülbelül június közepétől szeptember végéig vagy időlegesen, vagy tartósan is az alacsony szélességek magasfekvésű tropopauzája foglalja el. A 36-38 fokos szélességtől észak felé ez a tropopauza egyre sporadikusabban lép fel nyár derekán, júliusban és augusztusban, és körülbelül a 47. foktól északra már egyáltalán elő sem fordul. Arabia és a keleti országok felől különösen gyakran és erőteljesen történik meg a trópusi tropopauza észak felé való előnyomulása és a tropopauzafelület meredekké válását idézi elő a nyári határkörzetben éppen a Balkán-félsziget felett.

A légnyomási és hőmérsékleti viszonyok jellemzése céljából azokról az állomásokról, amelyekben jó észlelési sorozatok állnak rendelkezésre, néhány középpértéket közlünk a vizsgált időszakból (I., II. és III. táblázat). A nyomásszintek magasságai és hőmérsékletei egyik napról a másikra sokszor nagy értékkel változnak meg. Azokon az állomásokon, amelyekben a nyár derekán mindkét hónapban állandóan ekvatoriális jellegű a tropopauza (a Balkán-félszigeten ezek közül a legészakibb fekvésű állomás Athén; ezt követik dél felé többek között Nikosia, Habbaniya, Beer Yakov, Benina, Marsa Matruch, Kairo-Heluan) a magas tropopauzáék először többnyire április-májusban jelentkeznek, de csak egyes különleges időjárási helyzetek alkalmával. Június közepén vagy végén, az egyes években erős időbeli ingadozásokat mutatva, egyik napról a másikra végleg eltűnik a poláris tropopauza, és ezt már előbb hírül adja az ekvatoriális tropopauzának még bár sporadikus jellegű, de már egyre gyakoribb felmerülése. Jellegzetes a tropopauza felugrása 11-12 km magasságról 16-17 km magasságra. Az alacsony tropopauza nyár végén bekövetkező újbóli megjelenése nem olyan hirtelenül megy végbe, mint a tavaszi eltűnése. A IV. táblázatból valamint az I. ábrából kitűnik, hogy a hideg évszakban minden állomásnak a görbéi erősen összefonódva futnak le és csak Athénben kezdenek magasabb tropopauzáék jelentkezni. A meleg évszakban a Wien-Budapest-Belgrád-Bukarest-Szófia-Isztambul-Ankara-Athén sorozatban olyan fokozatosság mutatkozik, amely pontosan megfelel az állomások szélességi fekvésének, kifejezve a trópusi tropopauzáék gyakoriságában dél felé fennálló növekedést. Mindenesetre meglepő, hogy olyan fekvésű állomáson, mint Budapest (47.5° északi szélesség), és olyan éghajlatban, amely meleg nyárral jár együtt a legmelegebb hónap középhőmérséklete 22° felett, Köppen-féle *a*-klímátípus) a magas tropopauza annyira ritkán fordul elő és nem tapasztalunk egyebet, mint az évi magassági görbének valamivel erősebb

kidodorodását Lindenberg és Wien görbéjéhez viszonyítva. A Budapesten eddig észlelt legmagasabb tropopauza 1959. július 16-án fordult elő 16,1 km-es fekvésben. A IV. táblázatban közölt és a [3] alatt idézett 1953/57. évi közepes tropopauza-magasságok közt bizonyos csekély eltérések mutatkoznak az egyéni kiértékelési módok következtében, amennyiben az utóbbiak általában valamivel magasabb értékeket mutatnak. A júniusban fellépő előmaximum, a július—augusztusi visszaesés és a szeptemberre eső főmaximum azonban mindkét értékezés anyagában megtalálhatók, jóllehet itt nem Magyarország valamilyen éghajlati sajátosságáról, hanem egy időjárási vonatkozású statisztikai jelenségről van szó. A 2. ábrán megtaláljuk az év minden hónapja számára 5 kiválasztott balkáni állomásra az 5 éves megfigyelési időszakban észlelt első tropopauzák magasságáról készült gyakorisági eloszlást 50 geopotenciális dekaméternyi osztályközök alapján; a 3. ábra a megfelelő hőmérsékleti értékek gyakoriságait tünteti fel 2 fokos osztályközökkel; a 4. ábra 9 balkáni állomás számára a gyakorisági százalékokat negyedévenkénti összefoglalásban adja meg, az egyes állomások adatait földrajzi sorrendben északról dél felé haladóan közölve.

Wien, Budapest és Kolozsvár állomásokon, ahol az alacsony tropopauza nyáron át is megmarad, júniustól szeptemberig mindössze a magassági görbe nyári kidomborodását, valamint a téli értékekhez képest az ingadozási tágasság csekély csökkenését tapasztaljuk. Júliusban és augusztusban néhány különálló eset képviseli az ekvatoriális tropopauza előfordulását. Belgrád (4. ábra) és Bukarest (2. ábra) az első olyan állomások a Balkánon, ahol július és október között egy második, ámbar egészen lapos maximum jelentkezik 14 és 18 km között, mégpedig a 10 és 12 km közti maximum rovására. Az állomások földrajzi szélességének csökkenésével (a 2. ábrán Ankarában és Athénben) a most említett másodlagos maximum a nyár derekán főmaximummá válik, és egyben az ingadozási tágasság is gyorsan csökken. Az is kitűnik a 2. és 4. ábráról, hogy szeptemberben és októberben, sőt még novemberben is fennáll az eloszlási görbék kétmaximumos jellege, amennyiben a magasfekvésű tropopauzák csak lassan tűnnek el, jelölül annak, hogy bár a 11—12 kilométeres tropopauzának 16—17 kilométeres ekvatoriális tropopauzára való átváltása júniusban gyorsan játszódik le, az őszi visszaalakulása viszont sokkal lassabban megy végbe. Ősszel is nagyon gyakoriak a többszörös tropopauzák. Így tehát a déli fekvésű állomásokon az átmeneti hónapok félig a nyári, félig pedig a téli típusba tartoznak és ezért megtaláljuk rajtuk — mind Belgrádban, mind Szófiában és Izstambulban nyár derekán — az érdekes kétmaximumos gyakorisági eloszlást. A tropopauzahőmérsékleteknek a 3. ábrán közölt diagramján megnyilvánul a nyár derekán egy második gyakorisági szint, amely balra az alacsony hőmérsékletek felé tolódik el. Ellentétben a magassági diagramokkal, a hőmérsékleteknél ez a jelenség, mint fentebb már említettük, csak sokkal messzebb délen következik be.

Bukarestben júliusban—augusztusban, annak ellenére, hogy a tropopauzák 50%-a ekvatoriális jellegű, a hőmérsékletek mégis nyilvánvalóan magasabbak mint télen. Itt a nyári csúcsérték kialakulása csak Ankara állomáson indul meg és legálábbis a nyár derekán Athénben le is zárul.

L'influence de l'absorption sur la formation d'embryons de cristal sur des noyaux de condensation isomorphes

Илияние абсорбции при образовании кристаллических зародышей на изоморфных ядрах конденсации. В статье рассматривается одновременное влияние абсорбции посторонних веществ и подкладки на равновесную форму и работу для образования двух- и трехмерных зародышей, когда кристаллический зародыш не охватывает ядро полностью. Выведенные формулы являются самыми общими и при соответствующих граничных условиях дают обобщение существующих выражений для двух- и трехмерных зародышей при естественных условиях и при абсорбции.

*

La formation d'un embryon de cristal cubique tridimensionnel et isomorphe en l'absence de l'absorption sur des noyaux des condensation imparfaitement mouillables et le cas quand l'embryon de cristal n'enrobe pas entièrement le noyau, ont été étudiés pour la première fois dans les travaux [1, 2]. Ce problème a été également examiné en détail pour les embryons carrés bidimensionnels par *Kaischew* et *Mutaftschiew* [3].

La formation d'embryons bidimensionnels et tridimensionnels en phase gazeuse homogène et en présence de l'absorption des substances étrangères a été étudiée par *Bliznakov* [4], tandis que l'influence simultanée de l'absorption et du support sans structure sur la forme d'équilibre des embryons, ainsi que le travail de leur formation, ont été examinés en détail pour la première fois par *Kandilarov* [5]. Le développement ultérieur et la mise au point de la cinétique de la formation des embryons sont exposés dans les travaux de *Knacke* et *Stranski* [6] et de *Kaischew* et *Mutaftschiew* [7]. Nous étudierons ici la formation des embryons bidimensionnels et tridimensionnels sur des noyaux de condensation, sous l'influence simultanée de l'absorption et du support, à l'aide de la méthode des travaux moyens d'arrachement de *Stranski* et *Kaischew* [8]. Nous évaluerons l'influence de l'absorption au moyen de la grandeur W , qui représente le travail d'absorption moyen sur la surface correspondant à un élément de la i -ème face du cristal. Pour simplifier, nous supposerons que le support n'absorbe pas.

Examinons la formation de l'embryon tridimensionnel en fonction des forces se trouvant entre les plus proches voisins du réseau. ψ et ψ' sont respectivement les travaux de rupture des liaisons entre deux atomes voisins dans le cristal au cours de la déposition et entre un atome du cristal en déposition et un atome du noyau isomorphe. W est le travail d'absorption moyen sur la longueur correspondant à un élément.

Étudions le cas le plus général représenté à la *fig. 1a*.

Le travail de la formation de l'embryon est donné par l'expression

$$A = N \bar{\varphi} - \sum_1^N \varphi_i \quad (1)$$

où $N = n^3 - H_1 H_2 H_3$ est le nombre des atomes déposés, et $\sum_1^N \varphi_i$ l'énergie de leur liaison. Les travaux moyens d'arrachement des quatre faces seront respectivement

* L'auteur de l'article est Georgi Nicolov *Milochev*, collaborateur scientifique de l'Institut de Géophysique de l'Académie des Sciences de Bulgarie (Sofia).

$$\begin{aligned} \bar{\varphi}_1 &= 3\psi - 2\frac{\psi - 2W}{n}, & \bar{\varphi}_2 &= 3\psi - \frac{2n(\psi - 2W) - (H_1 + H_2)(\psi' - W)}{n^2 - H_1 H_2}, \\ \bar{\varphi}_3 &= 3\psi - \frac{2n(\psi - 2W) - (H_1 + H_3)(\psi' - W)}{n^2 - H_1 H_3}, \\ \bar{\varphi}_4 &= 3\psi - \frac{2n(\psi - 2W) - (H_2 + H_3)(\psi' - W)}{n^2 - H_2 H_3}. \end{aligned} \quad (2)$$

L'énergie de liaison entre les atomes du réseau cristallin et entre eux et le noyau isomorphe sera

$$\sum_1^N \varphi_i = 3n^3\psi - 3n^2\psi - 3H_1 H_2 H_3\psi + (H_1 H_3 + H_2 H_3)(\psi' - W) + 6n^2W \quad (3)$$

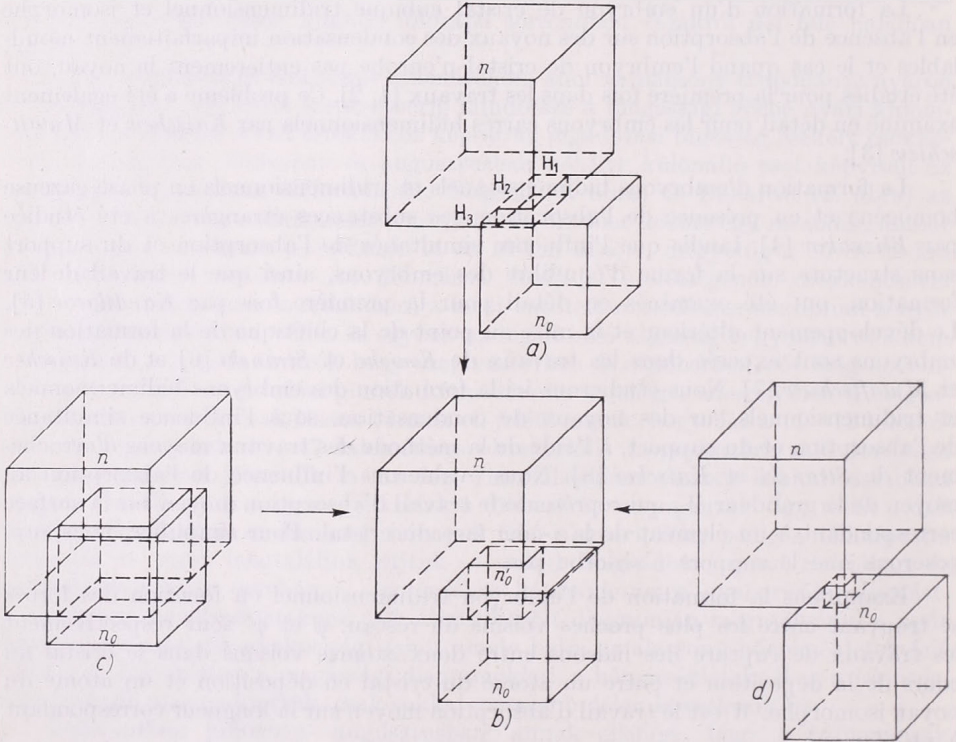


Fig. 1 - 1. ábra

En substituant (2) et (3) dans l'expression (1) nous obtenons pour le travail de formation de l'embryon [9]:

$$\begin{aligned} A_{1a} &= n^2\psi \left[\left(1 - 2\frac{W}{\psi}\right) - \left(\frac{H_1 H_3}{n^2} + \frac{H_2 H_3}{n^2} + \frac{H_1 H_2}{n^2}\right) \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) + \right. \\ &\quad \left. + 2\frac{H_1 H_2 H_3}{n^3} \left(1 - 2\frac{W}{\psi}\right) \right] \end{aligned} \quad (4)$$

Nous différencions (4) suivant H_1 , H_2 et H_3 et nous obtenons

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{1a}}{\partial H_1} &= 2 \frac{H_2 H_3}{n^3} \left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_3}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_2}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right), \\ \frac{\partial A_{1a}}{\partial H_2} &= 2 \frac{H_1 H_3}{n^3} \left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_3}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_1}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right), \\ \frac{\partial A_{1a}}{\partial H_3} &= 2 \frac{H_1 H_2}{n^3} \left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_2}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) - \frac{H_1}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right). \end{aligned} \quad (5)$$

Nous annulons les trois dérivées et nous résolvons le système obtenu. Nous arrivons ainsi à la condition

$$H_1 = H_2 = H_3 = n'_o \quad (6)$$

Il s'en suit que la partie du noyau qui « pénètre » dans l'embryon est nécessairement cubique. En substituant la condition (6) dans l'expression (4) nous avons

$$A_{1b} = n^2 \psi \left[\left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) - 3 \frac{n'_o{}^2}{n^2} \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) + 2 \frac{n'_o{}^3}{n^3} \left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) \right] \quad (7)$$

Il faut déterminer la valeur de n'_o qui caractérise le degré de « pénétration » du noyau dans l'embryon. En différenciant (7) suivant n'_o et en annulant, nous obtenons la valeur de n'_o pour laquelle l'expression (7) a un minimum ($\partial^2 A_{1b} / \partial n'_o{}^2 > 0$) c'est-à-dire nous obtenons « le degré de pénétration »

$$\frac{n'_o}{n} = \frac{\psi' - W}{\psi - 2W} = x' \quad (8)$$

Par conséquent les embryons, formés sur les noyaux de longueur n'_o et pour lesquels la condition (8) est remplie, seront en équilibre et auront une forme cubique. Lorsque les dimensions du noyau sont supérieures ou inférieures aux dimensions d'équilibre pour des valeurs données de ψ et ψ' (*fig. 1c, d*) il y aura respectivement « refoulement » ou « succion » du noyau par l'embryon jusqu'à sa grandeur d'équilibre n'_o . Les conditions de l'équilibre de la configuration de la *fig. 1a* peuvent être également obtenues par l'égalité des travaux moyens d'arrachement (2) de toutes les faces du cristal $\varphi_1 = \varphi_2 = \varphi_3 = \varphi_4$. Nous arrivons ainsi de nouveau aux conditions (6) et (8). En substituant (8) dans (7) nous obtenons le travail minimum ou le travail de formation de l'embryon en équilibre

$$A_{1b} = n^2 \psi \left[\left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) - 3 \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi}\right) x'^2 + 2 x'^3 \left(1 - 2 \frac{W}{\psi}\right) \right] \quad (9)$$

Considérons à présent le rapport des deux arêtes du cristal. Nous avons :

$$\frac{n - n'_o}{n} = 1 - \frac{\psi' - W}{\psi - 2W} \quad (10)$$

Pour $\psi' = \psi/2$ la forme d'équilibre ne dépendra pas de l'absorption et restera inchangée alors que $n - n'_o = 1/2 n$ c'est-à-dire la face qui se trouve en contact avec le support sera deux fois plus courte que celle qui se trouve à l'interface avec la phase gazeuse. La face $(n - n'_o)$ disparaîtra lorsque $W = \psi - \psi'$. Il n'est pas difficile d'obtenir d'après [5, 7] la condition d'apparition de la face (11).

Lorsqu'une nouvelle face apparaît, on peut utiliser, comme mesure de l'influence de l'absorption, la valeur suivante:

$$\Delta \left(\frac{n - n'_o}{n} \right) = \left(\frac{n - n'_o}{n} \right)_{ads.} - \left(\frac{n - n'_o}{n} \right) = \frac{W (\psi - 2\psi')}{\psi (\psi - 2W)} \quad (11)$$

(7) représente l'expression la plus générale, étant donné que pour les conditions aux limites correspondantes, elle devient identique aux expressions connues du travail de formation d'embryon en absence et en présence de l'absorption. Ainsi, si $n'_o = 0$ l'expression (7) devient identique au travail de formation d'un embryon cubique dans une phase gazeuse homogène en présence de l'absorption donné par *Bliznakov* [4]:

$$A^o_{ka (crist.)} = n^2 \psi \left(1 - 2 \frac{W}{\psi} \right) \quad (12)$$

En absence de l'absorption ($W = 0$) nous obtenons le travail pour la formation d'un embryon cubique sur un noyau imparfaitement mouillé, lorsque ce dernier n'est pas entouré de toutes parts par l'embryon [2].

$$A^*_{k (crist.)} = n^2 \psi \left(1 - 3 \frac{n'_o{}^2 \psi'}{n^2 \psi} + 2 \frac{n'_o{}^3}{n^3} \right) \quad (13)$$

Lorsque $n'_o = 0$ nous arrivons au travail de formation de l'embryon cubique en phase gazeuse homogène en l'absence de l'absorption obtenu par *Gibbs* [10].

$$A^o_{k (crist.)} = n^2 \psi \quad (14)$$

Lorsque $\psi = \psi'$ l'expression (7) devient identique au travail de formation de l'embryon de cristal autour d'un noyau de condensation parfaitement mouillable de *Kaischew* et *Mutaftschiew* [7]

$$A_{k(crist.)} = n^2 \psi \left(1 - 3 \frac{n'_o{}^2}{n^2} + 2 \frac{n'_o{}^3}{n^3} \right) \quad (15)$$

Par une procédure analogue nous obtenons le travail de formation de l'embryon carré en présence de l'absorption sous l'influence des forces étant entre les plus proches voisins du réseau donné d'après le modèle le plus général de la fig. 2a.

$$A_{2a} = n \psi \left[\left(1 - \frac{2W}{\psi} \right) - \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi} \right) \left(\frac{H_1}{n} + \frac{H_2}{n} \right) + \left(1 - \frac{2W}{\psi} \right) \frac{H_1 H_2}{n^2} \right] \quad (16)$$

Pour que ce dernier soit en équilibre il est nécessaire que les travaux moyens d'arrachement de toutes ses faces soient égaux, c'est-à-dire $\bar{\varphi}'_1 = \bar{\varphi}'_2 = \bar{\varphi}'_3$. En tenant compte que

$$\bar{\varphi}'_1 = 2\psi - \frac{\psi - 2W}{n} \quad \bar{\varphi}'_2 = 2\psi - \frac{\psi - \psi' - W}{n - H_1} \quad \bar{\varphi}'_3 = 2\psi - \frac{\psi - \psi' - W}{n - H_2} \quad (17)$$

il s'ensuit de leur égalité $H_1 = H_2 = n'_o$ (carré) et de nouveau les conditions (8) et (10). En substituant (8) dans (16) nous obtenons le travail de formation de l'embryon en équilibre (fig. 2b).

$$A_{2b} = n \psi \left[\left(1 - 2 \frac{W}{\psi} \right) - 2 \left(\frac{\psi'}{\psi} - \frac{W}{\psi} \right) x' + \left(1 - 2 \frac{W}{\psi} \right) x'^2 \right] \quad (18)$$

Pour les conditions aux limites correspondantes, par exemple, lorsqu'il n'y a pas de noyau de condensation ($n'_o = 0$) ou en l'absence de l'absorption ($W = 0$) nous obtenons à partir de (18):

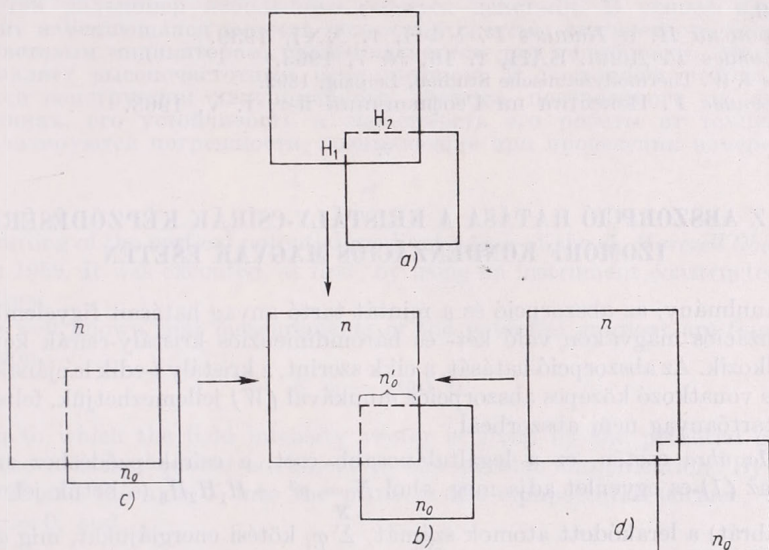


Fig. 2 — 2. ábra

$$A^o_{ka (cris.)} = n \psi \left(1 - \frac{2W}{\psi} \right) \quad (19)$$

$$A^*_{k (cris.)} = n \psi \left(1 - 2 \frac{n'_o}{n} \frac{\psi'}{\psi} + \frac{n'^o_2}{n^2} \right) \quad (20)$$

respectivement pour la phase gazeuse homogène en présence de l'absorption de *Bliznakov* [4] et pour l'embryon carré sur un noyau de condensation qui n'est pas entièrement enrobé par l'embryon. Dans ce dernier cas il n'y a pas d'absorption (*Kaischew et Mutaftschiew* [3]).

Si $n'_o = 0$ et $\psi = \psi'$ cette dernière expression conduit aux relations

$$A^o_{k (cris.)} = n \psi \quad (21)$$

$$A_{k (cris.)} = n \psi \left(1 - 2 \frac{n'_o}{n} + \frac{n'^o_2}{n^2} \right) \quad (22)$$

Il existe, bien entendu, d'autres configurations du noyau et de l'embryon dans les cas bidimensionnels et tridimensionnels [11] qui peuvent être aisément déduites. Certaines d'elles sont en équilibre en cas d'autres conditions et feront l'objet d'une publication ultérieure.

(Date de l'arrivée du manuscrit: 10. juillet 1963.)

- [1] Милошев Г. Докл. БАН, т. 16, № 5, 1963.
 [2] Милошев Г. Докл. БАН, т. 16, № 6, 1963.
 [3] Кашиев Р. и Б. Мутафчиев (под печат).
 [4] Близнаков Г. Известия на БАН сер. физическа, т. III, 1954.
 [5] Кандиларов Б. Известия на БАН сер. физическа, т. VI, 1956.
 [6] Кнаске О. и Г. Н. Stranski Z-Elektrochem. 60. 1956.
 [7] Кашиев Р. и Мутафчиев Б. Известия на Химическия институт, т. VII, 1959.
 [8] Странски Н. и Кашиев Р. УФН, т. XXI, 1939.
 [9] Милошев Г. Докл. БАН, т. 16, № 7, 1963.
 [10] Gibbs I. W. Thermodynamische Studien, Leipzig, 1892.
 [11] Милошев Г. Известия на Геофизичния и-т, т. V, 1963.

*

AZ ABSZORPCIÓ HATÁSA A KRISTÁLY-CSÍRÁK KÉPZŐDÉSÉRE IZOMORF KONDENZÁCIÓS MAGVAK ESETÉN

A tanulmány, az abszorpció és a mintát tartó anyag hatásait figyelembe véve, a kondenzációs magvakon való két- és háromdimenziós kristály-csírák képződésével foglalkozik. Az abszorpció hatását, a cikk szerint, a kristály i -edik lapjának felület-egységére vonatkozó közepes abszorpciós munkával (W) jellemezhetjük, feltételezve, hogy a tartóanyag nem abszorbeál.

Az *Ia ábra* esetén, ez a legáltalánosabb eset, a csíráképződéshez szükséges munkát az (1)-es egyenlet adja meg, ahol $N = n^3 - H_1 H_2 H_3$ (a betűk jelentéséhez lásd az ábrát) a lerakódott atomok számát, $\sum_1^N \varphi_i$ kötési energiájukat, míg $\bar{\varphi}$ a négy felület közepes szakítási munkáját [8] jellemzi.

Az (1)-es formulából levezethető a (4)-es, ahol ψ és ψ' a kristály két szomszédos atomja, illetve a keletkező kristály és az izomorf mag egy-egy atomja közti kötés megszüntetéséhez szükséges munkát jelenti. H_1 , H_2 és H_3 szerint deriválva (5) és a deriváltakat nullával téve egyenlővé a (6)-os feltételekhez jutunk, ami azt jelenti, hogy a csírában levő mag szükségszerűen kockaalakú (*Ib ábra*). (4) és (6) egybevetése a (7)-es egyenletet eredményezi, mely a legáltalánosabban alkalmazható, n'_o , mely a mag csírabahatolásának fokát adja meg, a (8)-ból vehető ki (x' csúpan jelölés). A mag dimenziójának és az egyensúlyi méreteknak a viszonya szabja meg, adott ψ és ψ' esetén, hogy a csíra felé, vagy a csírától alakul-e ki anyagáramlás (*Ic és Id ábra*). A (9)-es formula, mely az előzőkből következik, a csíráképződés egyensúlyi munkáját, vagyis a minimális munkát adja meg. Új felület megjelenésekor az abszorpció hatásának mértékéül a kristály két élének arányváltozása szolgál [5, 7] (lásd *II*)).

$n'_o = 0$ esetén [4] (nincs kondenzációs mag) a (7)-es egyenlet a (12)-be, míg $W = 0$ esetén [2] (nincs abszorpció) a (13)-ba megy át. Ha n'_o és W egyidejűleg nulla, akkor (14)-t [10], míg $\psi = \psi'$ esetén a (15)-t [7] kapjuk.

Hasonló eljárással kiszámíthatjuk a négyzetes csírák képződési munkáját is. Legáltalánosabb esetben (*2a ábra*) ezt a munkát a (16)-os kifejezés adja meg. Egyensúly esetén (*2b ábra*) a (18)-as formula érvényes. Ebben az esetben, ha $n'_o = 0$, a (19)-t, ha $W = 0$, a (20)-t kapjuk. Ha $n'_o = 0$, illetve $\psi = \psi'$, a (20) kifejezés a (21)-ben, illetve a (22)-ben megadott alakot veszi fel.

(Magyar kivonat: Mészáros E.)

Measurement of Potential Gradients by Using a Radio Remote Recording Device

Радиодальномер для определения абсолютной величины градиента потенциала. В обсерватории им. Марцела Дьердя проводится регистрация градиента потенциала и для определения его абсолютной величины разработан дальномер небольшого радиуса действия. В основе измерений лежит изменяющаяся емкость подвешенной системы статического вольтметра со световым индикатором, применяющегося для калибровки. Эта емкость управляет высокочастотным осциллятором. В настоящей работе описывается конструкция дальномерного датчика, построенного на полупроводниках, его устойчивость и зависимость его работы от температуры. Анализируются погрешности, возникающие при проведении измерений.

*

Recording of the vertical potential gradient began at the *G. Marcell Observatory* in March 1959. It was executed, at first, by using an instrument constructed in the Observatory.

It is well known that measurements of the potential gradient are founded on the relation

$$E = - \text{grad } U$$

according to which the field intensity vector is given by the potential gradient. Indeed, the equation quoted is subject to considerable simplification. By placing the axis X and the axis Y into the plane of the equipotential surface, we have $E_x = E_y = 0$, and

$$E_z = - \frac{dU}{dz}$$

or, by replacing the differential quotient by a quotient of finite differences for the sake of more easy handling,

$$E_z = - \frac{\Delta U}{\Delta z}$$

Thus, *field intensity* is equal to the difference of potentials between two points placed along a line perpendicular to the equipotential surface. One possibility of the measurement consists in the introduction of an electric conductor into the field, perpendicularly to the equipotential surfaces, under the assumption that the field could be treated as a homogeneous one. Then, a radioactive source, -called a collector- is placed on the apex of the conductor that is ionizing the air in its vicinity and is thus brought to the same potential as possessed by its environment, a value which can be easily measured with the aid of a statical instrument.

It is readily shown that, by this method, *absolute* values of the potential gradient are only obtained in the case of a perfectly *homogeneous field*. Otherwise, merely an information on relative variations is yielded, according to the fact that the equipotential surfaces are greatly deformed by natural obstacles which are present on the earth's surface. Determination of the absolute values is carried out by means of a peculiar *calibration*, consisting in measurements by a second instrument the collector of which is placed at a height of 1 metre over a level surface, and in the subsequent comparison of the data of the absolute value of the potential gradient obtained in this way to the simultaneous records by the continually used first instrument. In this way, a reduction factor, k , is deduced which, applied to the values

of the recorded potential, is yielding absolute values of the potential gradient in units of V/m. The quantity k is possessing a small seasonal variation [1, 2, 3], and therefore, it is not satisfactory to execute the calibration only once at a given place, but there appears the necessity of reiterating it from time to time.

At the Observatory, owing to the lack of a second instrument and collector, the values of the reduction factor could not yet been determined. The most promising solution of the problem seemed to consist in the use of an electrostatic voltmeter or *electrometer with light-spot projection*. Some difficulties presented themselves barely concerning the reading of the instrument: namely, the instrument cannot

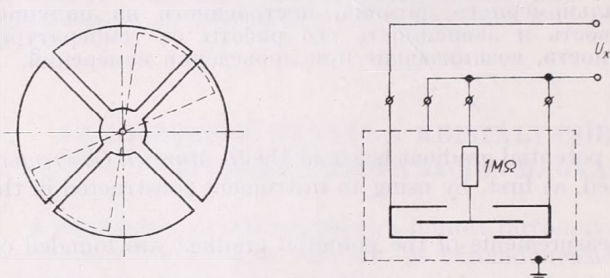


Fig. 1. Electrometer in idiostatic coupling

1. ábra. Elektrométer idiosztatikus kapcsolásban

be approached by any person without the lines of forces being disturbed. As the electrometer is possessing a sloped scale and the distances to be maintained are rather considerable ones, there was no possibility of using readings by a telescope.

After such preliminaries it was decided to develop a *remote recording instrument with a small range of action* that will be able to transmit, without the use of a wire communication, the measured values yielded by the electrometer to distances of a few hundred metres.

At a first glance, the undertaking of the search for a parameter in a static instrument suitable to be used as a transducing quantity for remote recording without any disturbance of the static character of the device appeared to us as a rather unpromising venture. Electrostatical voltmeters are based on the action of Coulomb forces as shown on Fig. 1: by inserting the potential difference U_x that is to be determined between a stator consisting of quadrants and a pendulum suspended on a stressed wire, we have

$$D = \frac{1}{2} U_x^2 \frac{dc}{d\alpha}$$

for the momentum produced, the later elading to an angular deviation which is proportional to the square of the potential difference and to the variation in capacity produced by the unit of angular deviation. Such an installation is called an *idiostatic coupling* and is possessing the important property that it is sufficient to *insulate statically only one pair of the quadrants*, the pendulum and the remaining pair of quadrants, being earthed through a shielding resistance. This circumstance was leading us to the idea that *the variation in capacity*, occurring between the swinging pendulum and the free pair of quadrants, could be used in constructing the remote recording device. The basic values of capacity have been 22 picofarads for the 0-Volt-position and 17 picofarads for the final deviation at 140 Volts, the relative variation being of 23%. According to the above principle, remote recording is realized by a *distuning* of the circuit of a high-frequency oscillator, the distuning occurring in proportion to the angular deviation of the instrument.

A block diagram of the remote recording transmitter is given on *Fig. 2*. The signals emanating from the oscillator are not transmitted immediately to the aerial system, an *output stage* having been inserted. This solution has been adopted partly for assuring a greater stability in frequency and partly for the reason of increasing — when needed — the output power from 1 milliwatt to 15 milliwatts. The *modulator device* is used only for identification purposes. Indeed, the signals received from the small transmitter are easily confused with interference signals and other kinds of noises, and therefore it is an absolute necessity to have some method of identification. By the modulator, the transmission is interrupted at regular intervals with a frequency of 1,5 Hz thus assuring an easy identification.

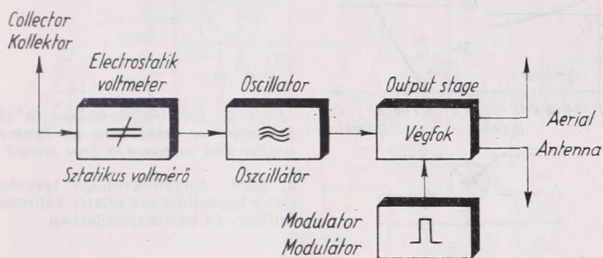


Fig. 2. Block diagram of the transmitter used in remote recording

2. ábra A távmérő adó tömbvázlata

The choice of oscillator frequency has been influenced by considerations on the variations of the electrometer capacity, by the accuracy to be obtained and by the possibilities of assuring a sufficient stability. Actually, *practical considerations* were of fundamental importance: by using the same frequency as adopted in the *Váüisälä-type radio-sonde* (25 MHz) there is no need of constructing a particular extended-band receiving apparatus of great stability, as the receiving devices for the radio-sondes can be immediately used.

It is obvious that the whole *success* of the remote recording apparatus is depending on the quality of the oscillator, and, therefore, great care has been applied to this part of the equipment. For the oscillator, it is necessary, to fulfil the following requirements:

1. On the system pendulum-quadrant of the electrometer, no greater high-frequency voltages than of 1 to 1,5 Volts can be allowed, corresponding to 1% of the voltage U_x that is to be measured. Statical instruments are measuring high-frequency voltages in an excellent way, even up to frequencies of 30 to 50 MHz, leading therefore to errors caused by high-frequency voltages transmitted from the pendulum via the dispersing capacities to the statical pair of quadrants.

2. Alimentation from batteries, small current consumption.

3. Good frequency stability, insensibility towards variations of supply voltage and towards variations in temperature.

4. The transmitter is to be incorporated in the casement of the electrometer.

According to these points of view, we decided for the adoption of the alternative solution in which *transistors* are used: advantages of this solution, include merely 1 V of high-frequency voltage in the circuit, small dimensions, and an alimentation from two electric-torch batteries. However, stability in frequency, and dependence from supply voltage and temperature variations are important factors to be discussed in more detail.

The most serious problem arises in connection with the well-known *sensitivity of transistors to temperature variations*: with increasing temperatures, the basic current and, as a consequence, also the emitter current is increased, leading to a variation in

the internal capacities of the transistor, which are, coupled either in series or in parallel, forming part of the transmitter circuit.

For the two main types of oscillators, using common base or common emitter, respectively, capacity conditions are, according to an available manufacturer's list (4) as presented of Fig. 3.: In the curves *a* and *c*, the influence of variations in the supply voltage is demonstrated, showing in both cases a strong variation in C_0 , and it follows that by placing the transmitter circuit inside the collector circuit, a distuning is pro-

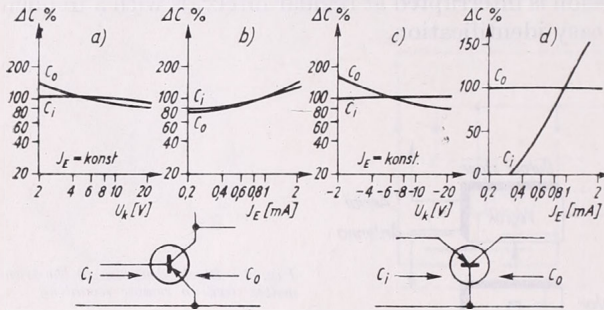


Fig. 3. Relative variations in the capacities of transistors in common emitter and in common base circuit

3. ábra. Nagyfrekvenciás tranzisztorok kapacitásának relatív változása emitter- és báziskapcsolásban

duced. In the oscillators actually constructed, we placed the transmitter circuit on the input part of the apparatus, with the result that for a variation of $\pm 20\%$ of the supply voltage, frequency variations only of the order of 10^{-4} have been produced.

According to the curves *b* and *d*, the emitter current is causing, in the case of a common base, no variation of capacity in the collector circuit, while in the case of common emitter, a slight distuning effect is to be expected. As to the influence of temperature variations, though this effect is in common base still smaller, it must be stated that, by using a parallel transmitting circuit, frequency stability is not so good as in the case of a Clapp oscillator with common emitter. The *Clapp oscillator* is, among the quartz-controlled transmitting devices, possessing the highest degree of stability, which property is enabling its use even in short-wave communication transmitters. It has been incorporated in our transmitter and its sensitivity to temperature changes was rather eliminated by compensation.

A complete block diagram of the transmitter is given in Fig. 4. The condenser in the transmitter circuit of the Clapp oscillator consists of the electrometer capacity and an additional shunting capacity. Feedback is taken from L_2 through a capacitive distributor. For the sake of *temperature compensation*, there has been used, in addition to a base network with low impedance a diode of type *OA 1161*. The output stage is possessing a common base, for the Japanese transistors of type *2 SA 58* are yielding only in this way a power increase. The collector circuit is tuned to mid-band, having a very flat resonance curve. The aerial coupling is an asymmetric one, for this enabled us to use the existing outlet of the electrometer in connecting the the supply voltage and the aerial. The modulator, working, as a blocking oscillator, is interrupting the transmission at a frequency of 1.5 Hz by yielding positive impulses on the base of T_2 . The modulator is by no means a precision circuit, the interruption frequency being rather strongly dependent on temperature conditions and on supply voltages; however, no error in the measurements is ensuing, as the modulator is serving only to identification purposes.

The aerial circuit is not particularly *adapted*, consisting only of insulated wire 1 metre in length and placed on the ground. Other types of aeriels, such as whip and dipole aeriels, are not suitable, because they would interfere with the measurements

of the static field. Another pleasing solution seems to consist in the use of an aluminum tube of 1 metre height — which holds the collector — as a radiator; in this case, however, the aerial solenoids should be provided with a static insulation and on the electrometer, the measuring quadrant should be liberated of high-frequency disturbances by means of a shunt capacity. This later problem is indeed an insoluble one: actually, the insertion of a shunt capacity would increase the time-constant of the electrometer in such a way that the collector would be unable of charging it.

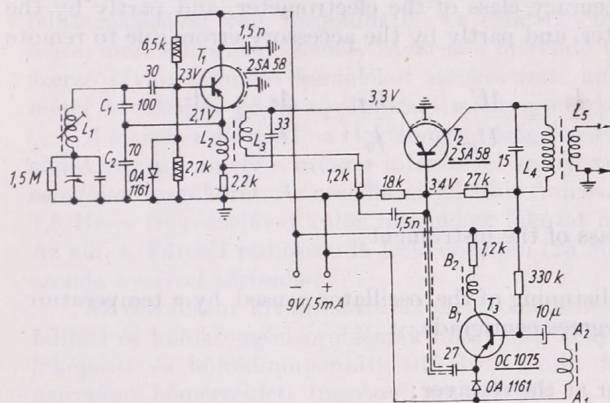


Fig. 4. Complete block diagram of the transmitter used for remote recording

4. ábra. A távmérő adó teljes kapcsolási rajza

The possibilities inherent in the output stage have been by no means exhausted. As it is installed at present, only a power of 1 mW is obtained at the aerial, which is sufficient for the use of the apparatus on a distance of several hundred metres. The output stage is used mainly for purposes of stabilization; it is inhibiting the back-feeding effect of the aerial circuit on the oscillator.

The temperature sensitivity of the oscillator has been investigated in detail. The obtaining of a full compensation would be a rather difficult task, for the temperature effect is depending on the following parameters: the capacity of the transistor C_i , the inductivity of the oscillator circuit, the capacity of the system pendulum-quadrant of the electrometer, the shunt capacity, and the capacities C_1 and C_2 of the feed-back condensators. From the corresponding effects, only the variation of the transistor capacity, ΔC_i , can be decreased by stabilization of I_E . The remaining temperature effect can be simply eliminated by the adoption of an appropriate method of measurement: when the basic frequency is altered by a few per cents, the absolute value of the distuning which is occurring proportionally to the deviation, remains practically unaltered. Accordingly, at the beginning and at the end of a measuring run, a base line is recorded during some minutes — yielding a deviation corresponding to 0 V — and, following the first recording of the base line, the radioactive collector is mounted to its place and the distuning observed on the receiver is evaluated by using a computation ruler, a process yielding the wanted voltage values.

Reception of the transmitted signals is assured by the receiving apparatus of the Väisälä radio-sonde through the usual method. The original quadratic scale of the electrometer remained unaltered by the insertion of the small transmitting device.

The stability of the oscillator has been found to be, at room temperature, rather a satisfying one: $\Delta f < 3 \text{ kHz/hr.}$, corresponding to a relative error of the order of 10^{-4} per hour. The temperature effect has been found to be $\Delta f_T = 2.8 \text{ kHz/C}^\circ$ or roughly 10^{-3} per degrees centigrade.

For determining the errors in potential gradient measurements corresponding to the above given degrees of stability, the following computation has been executed.

The measurements are based on the relation

$$E = \frac{U}{z}$$

E being the electrical field force, U the potential and z the length of the conductor that is supporting the collector. The error in the voltage obtained (under the assumption of an ideal collector, of a homogeneous field and a perfectly insulated instrument) is determined partly by the accuracy class of the electrometer, and partly by the accuracy class of the electrometer, and partly by the accessory errors due to remote recording. The error function is

$$\left| \frac{\Delta E}{E} \right| = \left| \frac{\Delta U}{U} \right| + \left| \frac{\Delta z}{z} \right| = \left| \frac{\Delta U_m}{U_m} \right| + \left| \frac{\Delta f_T}{f_0} \right| + \left| \frac{\Delta s}{s} \right| + \left| \frac{\Delta z}{z} \right|$$

explained in detail as follows:

$$\left| \frac{\Delta U_m}{U_m} \right| = 1\%, \text{ accuracy class of the instrument;}$$

$$\left| \frac{\Delta f_T}{f_0} \right| = 1,5\%, \text{ frequency distuning of the oscillator caused by a temperature variation of 15 degrees centigrade ;}$$

$$\left| \frac{\Delta s}{s} \right| = 1,5\%, \text{ reading error at the receiver;}$$

$\left| \frac{\Delta z}{z} \right| = 2\%$ error in the determination of the length of the conductor, due to the difficulties of defining, for the electrometer, the basis level over which the emplacement at a height of 1 m is realized.

As a final result, we have

$$\frac{\Delta E}{E} = \pm 5\%$$

From this consideration of the occurring errors it appears that the accessory error caused by the process of remote recording is only of 2%, which could be regarded, for the case of an analogue method, as rather a satisfactory result, particularly when it is taken into account that, in the method adopted, temperature variations as large as 15 degrees centigrade are not obligatorily occurring in the course of the measurements.

Several measurements with the remote recording electrometer have been already executed at the Observatory, and the reduction factor of the recordings has been calculated. According to the body of experience accumulated up to now, the instrument could be used for determining the influence of various natural objects on the atmospheric electrical field.

(MS received: Oct. 11, 1963.)

REFERENCES

- [1] Chalmers, J. Alan: Atmospheric Electricity. Pergamon Press, London, 1957. 90. o.
- [2] Israel, H.: Atmosphärische Elektrizität. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig, 1961. 268., 343. o.
- [3] von Kılınski, E.: Lehrbuch der Luftelektrizität. Leipzig, 1958. 60. o.
- [4] Hitachi Transistors. Hitachi Ltd, Tokyo, 1962. CT — 604.

RÁDIÓTÁVMÉRŐ KÉSZÜLÉK A POTENCIÁLGRADIENS ABSZOLUT ÉRTÉKÉNEK MEGHATÁROZÁSÁRA

A szerző a potenciálgradiens abszolút értékben történő mérésére kidolgozott kishatósugarú távmérő készüléket ismerteti.

A *Marcell György Obszervatóriumban* a potenciálgradiens regisztrálása még 1959-ben megindult, azonban csak *relatív* egységekben, mivel az *abszolút érték* megállapításához szükséges második radioaktív kollektor és műszer nem állt rendelkezésre. A hitelesítés problémája legegyszerűbben a meglévő *fénymutatós elektrométer* felhasználásával volt megoldható. Az elektrométerhez azonban *távleolvasás* szükséges, mert a leolvasó személy zavarná a mérendő villamos teret. A távleolvasásra a szerző olyan távmérő készüléket szerkesztett, amely vezeték nélkül, néhány száz méter távolságra képes továbbítani a fénymutatós elektrométerrel mért adatokat.

A *táv mérés alapjául* az elektrométer lengő-kvadráns rendszerének változó kapacitása szolgál, amely a műszer kitérésével arányosan elhangolja egy *nagyfrekvenciás oszcillátor* rezgőkörét. Az oszcillátor jelét kis tranzisztoros adó sugározza ki; az adást, 1,5 Hz-es frekvenciával külön modulátor fokozat megszakítja ismertetőjel gyanánt. Az adó a *Väisälä* rádiószonda frekvenciáján (25 MHz) működik, mert így a vétel a szonda vevővel történhet.

Az oszcillátor kiválasztása az elektrométerhez való csatlakozás, valamint stabilitási és hőfokfüggési problémák miatt elég kényes kérdés. A Clapp oszcillátorral kiképzett és hőfokkompenzált adó 10^{-4} rendű frekvenciastabilitással és $10^{-3}/C^{\circ}$ nagyságú hőmérsékleti függéssel rendelkezik. A mérés alatt 15° -os hőmérsékletváltozást feltételezve a műszerrel a potenciálgradiens értéke elvileg 5%-os relatív hibával mérhető, amiből csupán 2% a távmérés hibája.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz !

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológia Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61,764) kérjük.

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

Egyben felkérjük Tagjainkat arra is, hogy az IDŐJÁRÁS és a társasági meghívók zavar-talan szétküldése érdekében esetleges címváltozásukat Társaságunkkal idejekorán közöljék.

TITKÁRSÁG

A helyi éghajlati zónák kijelölésének néhány kérdése

Some Problems Concerning the Delimitation of Local Climatological Zones. Presentation of a method allowing, by simultaneous consideration of climatological points of view as well as of the principles of mathematical statistics, an easy procedure for delimitating the local climatological zones existing within a minor area of landscape. An advantage of the method consists in the fact that a relatively small number of observations is sufficient for an easy delimitation of zones by using temperature and atmospheric humidity data. An example is given for the practical application of the method, emphasizing the circumstance that the method is mainly intended for acquiring within a short time a preliminary picture on the distribution of the local climatic zones.

*

О некоторых проблемах, связанных с выделением местных климатических зон. В работе дается описание метода, при помощи которого с одновременным учетом климатологических соображений и принципов математической статистики, легко выделяются местные климатические зоны в небольших участках ландшафта. Преимущество метода заключается в том, что местные климатические зоны легко определяются этим способом по данным о температуре и влажности, даже при наличии сравнительно небольшого количества измерений. Применение метода иллюстрируется практическим примером, который показывает, что главная цель метода — за короткое время получить предварительную картину распределения местных климатических зон.

*

Terepklimatológiai vizsgálatoknál gyakran fölmerül az a probléma, hogy a mérések szintéziseként megszerkesszük egy-egy kisebb tájrészlet, terepszakasz helyi éghajlati zónáinak térképét. A feladat megoldása során számos nehézség jelentkezik s ezek lényege az, hogy a felmérés során rendelkezésre álló adathalmazból milyen szempont szerint emeljünk ki olyan jellemző értékeket, melyek segítségével *éghajlatilag reális* területfelosztást végezhetünk. A dimenzionális különbségektől eltekintve hasonló problémával állunk szemben akkor is, ha nagyobb földrajzi egységek éghajlati tájbeosztását kell elvégeznünk. Miután az éghajlat fizikai és földrajzi tényezők *összhatását* tükrözi, az éghajlatosztályozás csak akkor tekinthető reálisnak, ha a minősítés a legkomplexebb klimatényezők alapján történik, melyek egyrészt több éghajlati elem együttes hatását tükrözik, másrészt rámutatnak a felszín és a légkör közötti kölcsönhatást kifejező energetikai folyamatokra. E megfontolás alapján nyilvánvaló, hogy a *hő- és vízháztartás tényezőinek számértékei azok, melyek alapján elvileg bármely nagyságrendű terület éghajlati felosztását elvégezhetjük.*

A kifejtett elvi megfontolásból kiindulva, s eltekintve itt a nagyobb földrajzi egységekre vonatkozó éghajlatosztályozás általános problémáitól, fordítsuk figyelmünket a *helyi éghajlati zónák kijelölésének* kérdésére.

Figyelembevéve azt a körülményt, hogy terepklimatológiai felmérések során a hő- és vízháztartás komponenseinek meghatározását nem tudjuk annyi helyen elvégezni, amennyi e tényezők térképes ábrázolásához szükséges lenne, a hő- és vízháztartásra jellemző számértékeket általában csak *közvetett úton* mérlegelhetjük. A hő- és vízháztartás tényezőit helyi éghajlati felosztásoknál véleményünk szerint legjobban a *hőmérséklet és nedvesség* alapján vehetjük figyelembe. A hőmérséklet helyi különbségeit a különböző irányú és hajlásszögű lejtőkre jutó változatos hőenergia-eloszlás, a különböző hőgazdálkodású talajfajták, a növényzettel borítottság különböző mértéke, a felszín formagazdagsága (pl. homorú, domború felszínformák) idézik elő, míg a légnedvesség helyi változásai egyrészt a talaj fizikai tulajdonságával (vízfelszín, különböző nedvességtartalmú talajok), másrészt a felszínformák által

kiváltott vízösszefolyással vagy erősebb lefolyással, végül a növényzet párologtatásával állanak kapcsolatban. Miután valamely felszín hő- és vízháztartása egymástól nem független, indokolt, hogy a *hőmérséklet és nedvesség értékeinek együttes figyelembevételével* állapítsuk meg a helyi éghajlat jellemző zónáit.

Metodikailag legcélszerűbb és véleményünk szerint éghajlati szempontból is indokolt, ha a hőmérséklet és nedvesség adatok alapján mindkét elem értékeit néhány, lehetőség szerint kevésszámú osztályba soroljuk, majd ezen osztályok alapján megállapított különböző jellegek lehetséges kombinációit képezzük. Ez által elértük azt, hogy a hő- és vízháztartásra legjellemzőbb elemek *komplexumát* vesszük figyelembe. A helyi éghajlati felosztás célja elsősorban az, hogy a vizsgált kis területen belüli *relatív különbségekre* mutasson rá, ezért leghelyesebben akkor járunk el, ha a hőmérséklet és nedvesség adatoknak osztálybasorolásánál nem előre meghatározott küszöbértékekből indulunk ki, hanem ha a minősítés alapját képező számértékeket a vizsgált területre vonatkozó *összes adatból* vezetjük le.

Ezekután ismertetjük módszerünket, melyet a fenti megfontolások figyelembevételével a helyi éghajlati zónák kijelölésére dolgoztunk ki. A zónák meghatározását hőmérséklet és nedvesség adatok alapján végezzük, s arra törekedtünk, hogy eljárásunk már kevésszámú megfigyelés esetén is alkalmazható legyen.

A mérések során a különböző mérőpontokról egybegyűjtött és előzetesen bizonyos szempontok szerint csoportosított (pl. nappali és éjszakai időszak) hőmérséklet és nedvesség adatokból állítsuk elő azok empirikus eloszlásfüggvényét, melyeket az *i*-edik mérőpont esetén *n* elemű mintánál az alábbi szimbólumokkal jelölünk:

Hőmérséklet: $T_{i,n}(x)$

Nedvesség: $R_{i,n}(x)$

A feldolgozásnál arra kell ügyelnünk, hogy minden mérőhelyről azonos *n* elemű minta álljon rendelkezésünkre, s annak elemei azonos $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ időpontokra vonatkozzanak. Az empirikus eloszlásfüggvény alapján könnyen meghatározhatjuk a minták *alsó és felső kvartilisét*, melyeket T_a, T_f illetve R_a és R_f -el jelölünk. Képezzük ezután a

$$\bar{T}_a = \frac{T_{1,a} + T_{2,a} + \dots + T_{i,a} + T_{m,a}}{m}, \text{ stb.}$$

átlagos kvartilis értékeket. Az esetben, ha páronként teljesednek az alábbi feltételek:

$$\begin{aligned} T_{i,a} < T_a \text{ és } T_{i,f} < T_f \\ T_{i,a} > T_a \text{ és } T_{i,f} > T_f \\ R_{i,a} < R_a \text{ és } R_{i,f} < R_f \\ R_{i,a} > R_a \text{ és } R_{i,f} > R_f \end{aligned}$$

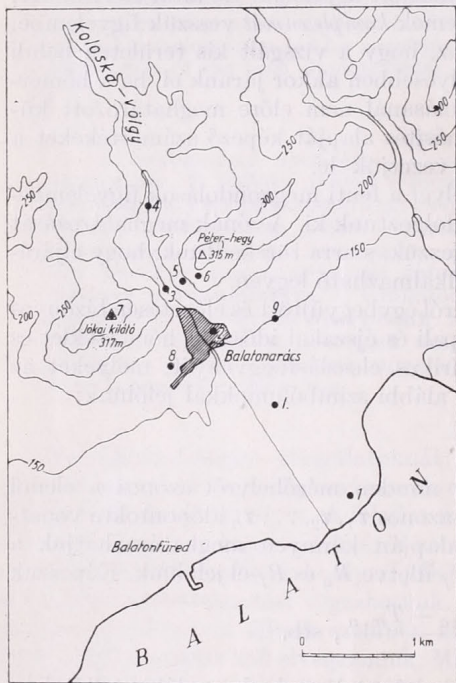
az adatsorok alapján az általuk reprezentált hőmérséklet- és nedvességrendszer az előző sorrend szerint a következő minősítéssel jelöljük meg: hűvös, meleg, száraz, nedves.

A kvartilisok alapján történő minősítés előnyét az átlaggal szemben abban látjuk, hogy a minta terjedelmét is figyelembe veszi, s olyan mérőhelyeknél, melyek egy-egy jellegzetes zóna közötti átmeneti sávba esnek, rögtön felfedi ezt a tényt, miután ez a hely pl. a hőmérsékletnél egyszer a hűvös, másszor a meleg zónába tolódván, az interkvartilis féltérjedelem nagyobb tágasságával tűnik ki. Olyan adatsoroknál tehát, ahol a kvartilisok átlagtól vett eltérése alapján a fenti besorolás nem végezhető el (pl. az alsó kvartilis kisebb, a felső nagyobb, mint a kvartilisok átlaga), átmeneti jellegre következtethetünk, s itt a minősítést — ha az egyáltalán lehetséges — az alábbi megfontolás alapján végezhetjük el: az átmeneti jellegűnek talált mintát hasonlítsuk össze a kvartilisok alapján minősített mintákkal, s ha valamely minősített kontrollminta és a vizsgált minta empirikus eloszlásfüggvénye nem zárja ki azt a

feltevést, hogy a két minta ugyanabból a statisztikai sokaságból származik, a vizsgált mintát ugyanolyannak minősíthetjük, mint a szóbanforgó kontrollmintát. Amennyiben a vizsgálat azzal az eredménnyel zárul, hogy egyik típusú kontrollmintával sem sikerül azonosságot kimutatni, megerősíthetjük azt a megállapítást, hogy a vizsgált minta átmeneti jellegű, nem minősíthető.

A két minta azonosságát elvi és gyakorlati szempontok együttes figyelembevételével legcélszerűbben egy, a kis-elemszámú mintákra kidolgozott eloszlásmentes

rendstatistikai vizsgálati módszerek, az ún. „abszolút *D*” kritériumnak alkalmazásával dönthetjük el [1]. Az említett matematikai-statisztikai eljárás ismertetését illetően utalunk a megjelölt irodalomra, itt röviden vázoljuk még a módszer terepklimatológiai alkalmazásának egy másik lehetőségét. Botanikusok részéről gyakran fölmerül az a probléma, hogy valamely speciális növénytársulás szigetszerű előfordulásánál mérlegelni kell, a megjelenés oka mennyiben keresendő a leőhely sajátos mikroklímájában, vagy milyen mértékben játszanak abban szerepet különböző biológiai, talajtani, stb. tényezők. Ilyenkor az extrapozíció és a közeli jellegzetes előfordulási hely körzetében párhuzamosan végzett klimatológiai mérések alapján csupán azt kell eldöntenünk: a két helyről származó adatsorokból előállított minták azonos sokaságból származóknak tekinthetők-e? A kérdésre adandó válaszukat legcélszerűbben szintén az *abszolút D* kritérium alkalmazásával támaszthatjuk alá, ha ugyanis a két összehasonlított helyről származó minták azonosnak tekinthetők, a nö-



1. ábra. Mérőhelyek és a vizsgált terep vázlatos térképe

vénytársulás extrapozíciójának okát nagy valószínűséggel a helyi klíma azonosságában kereshetjük.

Módszerünk ismertetése után bemutatjuk annak gyakorlati alkalmazását. Balatonarács körzetében, a Koloska-völgy és a Balaton között lévő területen végzett időszakos hőmérséklet- és nedvességmérések alapján jelöljük ki az 1. ábrán feltüntetett terület helyi éghajlati zónáit (a térképvázlaton megjelöltük a mérőpontokat és az 50 m-es szintvonalakat). A feldolgozott időszakos mérések az 1963. július 31. és augusztus 2. közötti túlnyomóan derült, anticiklonális jellegű 3 napon át folytak 11—15 és 19—22 óra között félóránként, 9 mérőhelyen. A nappali mérésekből 27, az esti mérésekből 22 adatot dolgozhattunk föl, ezenkívül a térképvázlaton I-vel jelölt ideiglenes mérőhelyről 1 napon át végzett mérésekből 9 nappali és 7 esti adattal rendelkezünk. Nappali és esti napszak szerint csoportosított adatsoraink alsó és felső kvartilisait az 1. táblázatban közöljük.

A kvartilisok alapján a minősítés a mérőhelyek nagy részére elvégezhető, s ezek a pontok tekinthetők a különböző jellegek legmarkánsabb képviselőinek. Nem volt megadható egyértelmű besorolás a nappali hőmérsékletnél a 8. és 9. mérőpontokra,

I. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet és nedvesség alsó és felső kvartilisa

Mérőpont	Hőmérséklet, C°			Nedvesség, %		
	alsó kvartilis	felső kvartilis	Jelleg	alsó kvartilis	felső kvartilis	Jelleg
a) nappal						
1.	23,6	25,5	hűvös	60	73	nedves
2.	24,6	26,7	meleg	49	65	—
3.	23,6	26,2	hűvös	54	65	nedves
4.	23,7	25,6	hűvös	50	72	nedves
5.	25,1	28,6	meleg	39	55	száraz
6.	24,4	27,3	meleg	46	56	száraz
7.	22,0	24,1	hűvös	51	67	nedves
8.	23,5	26,9	—	45	62	száraz
9.	22,9	26,9	—	48	63	száraz
Átlag:	23,7	26,4		49	64	
b) este						
1.	19,4	22,5	meleg	67	92	nedves
2.	19,2	23,2	—	56	91	—
3.	17,5	19,7	hűvös	83	91	nedves
4.	16,5	18,7	hűvös	90	98	nedves
5.	19,6	23,4	meleg	55	84	száraz
6.	20,4	23,2	meleg	59	82	száraz
7.	21,2	23,2	meleg	57	72	száraz
8.	20,0	22,3	meleg	68	85	—
9.	20,8	23,8	meleg	62	82	száraz
Átlag:	19,4	22,2		66	86	

a nappali nedvességnél a 2. mérőhelyre, az esti hőmérsékletnél a 2. mérőhelyre, az esti nedvességnél pedig a 2. és 8. mérőpontokra. A tipikus hűvös, meleg, illetve nedves, és száraz jellegű pontok adataival az *abszolút D kritérium* alapján történő összehasonlítás után arra az eredményre jutottunk, hogy mindössze a 2. mérőhely esti nedvesség adatsorát lehetett azonosítani a nedves jellegű adatsorokkal, a többi sorozat sem a hőmérséklet, sem pedig a nedvesség esetében nem volt besorolható egyik típushoz sem. Az I. mérőhely rövid adatsorát szintén az abszolút D kritérium alkalmazásával hasonlítottuk össze a környező mérőhelyek azonos rövidebb adatsorával.

Az egyes sorozatok hőmérséklet és nedvesség alapján megállapított jellegét az alábbi összeállításban tüntetjük föl:

Mérőpont	N a p p a l	E s t e
1.	hűvös, nedves	meleg, nedves
2.	meleg	nedves
3.	hűvös, nedves	hűvös, nedves
4.	hűvös, nedves	hűvös, nedves
5.	meleg, száraz	meleg, száraz
6.	meleg, száraz	meleg, száraz
7.	hűvös, nedves	meleg, száraz
8.	száraz	meleg
9.	száraz	meleg, száraz
I.	meleg	meleg, száraz

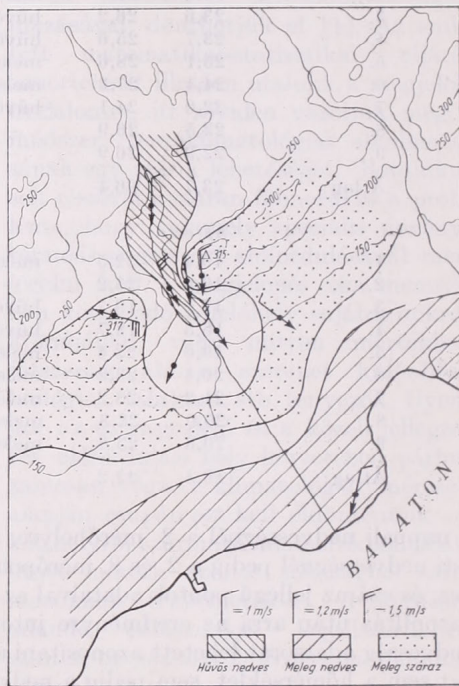
A vizsgált körzet helyi éghajlati sajátosságai alapján három típusba sorolható: I=hűvös, nedves, II=meleg, száraz, III=meleg, nedves. Azokat a helyeket, ahol csak az egyik elem alapján lehetett egyértelmű besorolást elvégezni, úgy tekinthetjük,

hogy átmeneti jelleget képviselnek a fenti típusok között. A két elem két osztályából alkotható négy kombináció közül a hűvös-száraz kombináció hiányzik, ez feltehetőleg csak a magasabb hegycsúcsok nappali helyi klimatikus sajátosságait reprezentálná.

A mérőhelyek helyi éghajlati jellegének megállapítása után szerkesztjük meg a Koloska-völgy és Balaton közötti terület helyi éghajlati zónáinak térképét. A zónák kijelölésénél a domborzati térkép analízisével a konkrét mérési adatokon túlmenő bizonyos általánosításokat kellett tennünk, ez azonban természetes velejárója minden



2. ábra. Helyi éghajlati zónák, nappal



3. ábra. Helyi éghajlati zónák, este

ilyen kiértékelésnek, ahol további segítséget jelenthet a növénytársulás típusainak felmérése is [2]. A 2. és 3. ábrán feltüntetjük a helyi éghajlati zónák térképét, ahol a kép komplexebbé tétele céljából az eredő szélvektorokat is ábrázoltuk, melyek értékét a hőmérséklet- és nedvességmérésekkel párhuzamosan folyt félóránkénti szél-észlelésekből határoztuk meg.

Nappal (2. ábra) legmelegebb a völgytorkolat fölötti kopár, sziklás, délnyugati kitétségű lejtő, s általában a délies lejtők, ahol a meleg-száraz zónát találjuk. Ezzel szemben a völgyfenék nedves talaja miatt ott hűvös-nedves zóna alakul ki, s a Balaton víztömegének hűtő hatása miatt ugyanez a jelleg észlelhető a parti sávban is. A légáramlás a tavi szél kifejlődését jelzi, a tó felől fújó szél legerősebb a szabadon lévő Jókai-kilátón (7. mérőpont), ezenkívül kimutatható a völgytorkolatban történő felerősödése is. Este (3. ábra) szembetűnő a völgytorkolat és a völgy mélyebb fekvésű részeinek alacsony hőmérséklete és magas légnedvessége, továbbá a lejtők, hegyoldalak, csúcsok meleg-száraz jellege. A helyi éghajlati zónák ilyen elrendeződése kétségkívül a völgyben meginduló esti-éjszakai hideglefolyással magyarázható, mely

élesen kitűnik a völgytorkolatban észlelt erős légáramlásból is. Figyelemre méltó, hogy az erős hidegkifolyás csak a völgytorkolatban jelentkezik, a völgy távolabbi, kiszélesedő részén alig észlelhető mérhető légáramlás az esti órákban. A völgytorkolat összeszűkülése miatt felgyorsult talajmenti légáramlás a völgyből történő kifolyás után divergál, mi által a szélesség ismét kisebbé válik. A parti sáv most a melegnedves zónába esik, ami a viszonylag meleg víztömeg hatását jelzi.

Úgy véljük, az itt bemutatott példával megvilágítottuk módszerünk gyakorlati alkalmazását. Célunk az volt, hogy gyors előzetes tájékoztatás céljára alkalmas és e mellett éghajlati és statisztikai szempontból egyaránt kielégítő vizsgálati eljárást dolgozzunk ki. A módszer elsősorban rövid megfigyelési sorok kiértékelésére alkalmas. Előzetes felméréseknél is célszerű, ha a megfigyeléseket több jellegzetes időjárási helyzet esetén végezzük. Így egyrészt tájékozódunk arról, hogy derült, csendes időjárás esetén, amikor a helyi különbségek a legélesebben kifejlődnek, milyen a helyi éghajlati zónák elrendeződése, másrészt arra vonatkozó adatokat is nyerünk, hogy szeles, borult időjárás esetén képes-e a vizsgált térség markáns helyi klimatikus különbségek létrehozására. További szempontként kell megjelölnünk azt, hogy a mérések elosztása olyan legyen, hogy az év különböző jellegzetes időszakáról nyújtson tájékoztatást. Itt különösen a vegetáció megindulása (pl. erdők lombosodása) idézhet elő jellegzetes hatásokat. Módszerünk mindezen szempontok szerint végrehajtott mérések kiértékelésére alkalmazható, azonban ismételten hangsúlyozzuk, hogy az *előzetes* gyors tájékozódás célját szolgálja elsősorban. Előnye tehát abban található, hogy viszonylag egyszerűen végrehajtható, csekélyebb műszeres felkészülést kívánó expedíciók mérési anyagának objektív értékelését segíti elő. Véleményünk szerint az ilyen jellegű helyi klimatikus felmérések még komplexebbé tehetők, ha hőmérséklet és nedvesség méréseken túl még szélészleléseket is végzünk. A hőmérséklet és nedvességadatokra támaszkodó helyi éghajlati felosztást kiegészítő áramlási kép klimatológiai és gyakorlati szempontból egyaránt komplex jellemzést tesz lehetővé.

(A kézirat beérkezett: 1963. okt. 21-én.)

IRODALOM

- [1] *Juvancz Iréneusz—Lipták Tamás*: A matematikai-statisztika orvosi-biológiai alkalmazásának néhány problémájáról. MTA Alkalmazott Matematikai Intézetének Közleményei, Budapest, 1953.
- [2] *Wagner Richárd*: A mikroklimák földrajzi elrendeződése Hosszúbércen. Beszámoló az Orsz. Meteorológiai Intézet 1955. évi kutatásairól, 197. o. Budapest, 1955.

A budapesti légszennyeződés és a levegő homályossági együtthatója

Air-Pollution at Budapest in Relation to the Turbidity Factor. From actinometric observations, made at the Observatory situated in a suburb of Budapest, at a distance of about 5 km from greater industrial districts, turbidity factors have been determined by the method of Schüpp and it was found that the turbidity factor is increased on the average by about 50% when the wind is blowing, in the lowest 300 metres of the atmosphere, from the direction of the metropolitan area, as compared to values obtained under circumstances in which no air-pollution of local origin is reaching the observation point. In the case of relatively stable air-masses, the increase in the turbidity factor is smaller; under unstable conditions, an increase as high as of 70% may be reached. The increase in the turbidity factor is due to a corresponding increase in the number of aerosol particles with radii between 0,1 to 1,0 microns.

*

О связи загрязненности воздуха в Будапеште с фактором мутности. Из актинометрических наблюдений, выполненных в Обсерватории в пригороде Будапешта, на расстоянии примерно 5 км к юговостоку от больших промышленных районов города, были определены по методу Шюппа факторы мутности. Оказалось что когда ветер в нижних 300 метрах дует со стороны города, фактор мутности увеличивается в среднем на 50% в сравнении с величинами, полученными в условиях, когда загрязнения воздуха местного происхождения не достигают места наблюдения. В случае сравнительно устойчивых воздушных масс возрастание фактора мутности меньше; в случае неустойчивой стратификации возрастание может достигнуть 70%. Увеличение фактора мутности обусловлено соответствующим увеличением числа аэрозольных частиц с радиусами от 0,1 до 1,0 микрона

*

Szűrőkkel végzett aktinométeres napsugárzás-erősség-mérések alapján mennyiségi következtetéseket vonhatunk a légkörben levő aeroszol-részecskék és a vízgőz jelenlétére, mivel ezek a vendéganyagok a különböző hullámhosszakon leérkező sugárzás erősségét gyengítik.

A λ hullámhosszon a földfelszínre érkező I_λ sugárzás a Lambert-féle törvény értelmében

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \cdot e^{-k_\lambda}$$

ahol I_λ az extraterresztrikus sugárzás erőssége a λ hullámhosszon, k_λ pedig a sugárzásnak a légkörön át megtett teljes úthosszára vonatkozó extinkciós együttható.

Mivel a felszínre érkező közvetlen napsugárzást háromféle gyengítő hatás éri, a tiszta, száraz, ún. Rayleigh-féle légkör levegőmolekuláinak szórása, a levegőben lebegő szilárd és cseppfolyós, ún. aeroszol-részecskék extinkciója, valamint a légköri gázok szelektív abszorpciója, k_λ ezeknek megfelelően három összetevőre bontható

$$k_\lambda = k_1 + k_2 + k_3$$

Az aeroszol-részecskék extinkciós együtthatója Angström [1] szerint

$$k_2 = \beta \lambda^{-\alpha}$$

Angström feltevése szerint α az aeroszol-részecskék nagyságának valamiféle mértéke. β a légkörben jelenlevő aeroszol-részecskék mennyiségét jellemzi; β -t Angström után homályossági együtthatónak nevezik.

A továbbiakban a Schüep-módszerrel [2] számított, tizes alapú B homályossági együtthatóval foglalkozunk, ami az Angström-féle β együtthatóval

$$B = M\beta^{2^a}$$

összefüggésben áll ($M=0,4343$). Mivel optikai hatásuk alapján a $0,1 \leq r \leq 1,0\mu$ sugarú részecskék ragadhatók meg, B ezeknek számával kapcsolatba hozható. A Schüep-féle B paraméter és a függőleges légoszlopban levő aeroszol-részecskék N száma között Volz [3] szerint az

$$N = 9,7 \cdot 10^8 B \text{ [cm}^{-2}\text{]} \sim 10^9 B \text{ [cm}^{-2}\text{]}$$

összefüggés áll fenn, az $r > 0,1\mu$ tartományban, ha $\alpha=1$. Ha azonban az aeroszol-részecskék törésmutatójával Volz [4, 5, 6] vizsgálatai alapján megállapított, ún. effektív értéket vesszük tekintetbe, akkor a fenti összefüggés közelítőleg minden hullámhosszkivételre érvényes [7].

A Schüep-módszer megkívánta követelményeknek a Pestlőrincen, 1961. júniustól 1963-ig gyűjtött, több, mint 700, OG1 és RG8 szűrővel végzett mérés tesz eleget; alábbi feldolgozásunk ezen az adatsoron épül. A homályossági együttható kiszámításánál a [8]-ban ajánlott szűrőtényezőket és a [9]-ben ismertetett eljárást alkalmaztuk. Az így kapott homályossági együtthatóra vonatkozó hibaszámítás szintén [9]-ben található.

A levegő homályosságával kapcsolatos alábbi vizsgálatunk célja mindenekelőtt annak megállapítása, milyen mértékben befolyásolja Budapest, mint szennyező forrás az ideérkező levegő szennyezettségét. Ennek ismerete, tekintettel a levegő tisztaságának egészségügyi vonatkozásaira, igen fontos. A város befolyásának ismeretében azután kiküszöbölve mérési adatainkból ezt a változó mértékű, helyi hatást, egy további lépésben a Kárpát-medencében uralkodó homályossági viszonyokra jellemző adat-sorunkat alkalmassá tehetjük más természetű vizsgálatokra is.

A város befolyásának kimutatásánál feltételeztük, hogy az főleg azokban az esetekben jelentkezik, amikor a szél a város felől fúj, azaz iránya a W és N irányok köre esik. A szélirány szerinti vizsgálatnál a 300 m magas rétegben fellépő irányokat fogadtuk el jellemzőnek arra a rétegre, amelyben a városi szennyeződés még biztosan érvényesül.

Ha azonban ezekután úgy jártunk volna el, hogy összes homályossági együttható adatunkat a 300 m-es rétegben fellépő szélirányok szerint válogatjuk szét, nem értünk volna célt. Közelítőleg ui. helytálló ez a megállapítás, miszerint annál homályosabb a levegő, mennél délebből érkezik. Így tehát az adatok összességében a város hatása abban jelentkezett volna, hogy az északias és délies irányokból érkező levegő közötti valóságos különbség homályossági együttható szempontjából meglehetősen kiegyenlítődtött volna, de a kritikus irány valószínűleg inkább kisebb, mintsem a város hatását alátámasztó, nagyobb értékkel tűnt volna ki.

Meg kell tehát különböztetnünk egymástól azokat az eseteket, amelyekben a homályossági együttható már eleve, a város mesterséges befolyásától függetlenül különböző, ill. az egyes eseteket aszerint, hogy milyen irányból érkezik a levegő a Kárpát-medencébe. Mivel az Meteorológiai Intézet központi előrejelző osztályán készülő légtömegnaptárban szereplő kategóriák éppen aszerint nyerne megállapítást, hogy honnan, milyen úton érkezik a Kárpát-medencébe az ún. légtömegfajta, kiindulás a légtömegnaptárt használtuk fel. A légtömeg fogalmát [10]-ben részletezett értelemben használjuk és rövidítéseink is megegyeznek annak jelöléseivel.

Ezen megfontolás után a homályossági együtthatókat az egyes légtömegeken belül válogattuk külön, két csoportra aszerint, hogy a szél a 300 m magas rétegben a város felől fúj-e, vagy nem. Az eredményeinket bemutató táblázatban közöljük a

I. TÁBLÁZAT

Az egyes légtömegek közepes Schüepp-féle homályossági együtthatói (I), és megnövekedésük a város felől fújó szél hatására (II), a többi irányokhoz képest, Pestlőrincen

	m_c^{AM}		m_c^{KM}		m_c^M		m_c^{WM}		m^{TM}		Átlag
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
10 ³ B homályossági együttható	79	134	89	152	110	186	155	192	168	190	
esetek száma	44	28	39	30	148	44	110	14	128	45	
10 ³ B megnövekedése a város hatására		55		63		76		37		22	50
százalékos megnövekedés		70		71		69		24		13	49

10³B homályossági együttható megnövekedését abszolút értékben és százalékosan kifejezve, légtömegenként külön-külön. A város hatásától feltehetőleg érintetlen homályossági együtthatók az I., a város felől fújó szél alkalmával nyert értékek pedig a II. cszlopban állnak. A város, ill. ipartelep mesterséges befolyása — mint látható — nem azonos értékkel járul hozzá a levegő meglévő homályossági együtthatójának növeléséhez a különböző légtömegek esetén. Az adatok tendenciájából arra következtethetünk, hogy a melegebb, tehát stabilisabb légtömegek átlátszóságára a város kisebb hatást gyakorol, ami nyilvánvalóan a gyengébb kicserélődéssel függ össze, mert ennek következtében a felszínről viszonylag kevesebb részecske kerül a légkörbe. A %-os megnövekedés természetesen annál nagyobb, mennél tisztább a levegő-fajta eredetileg. Tiszta, sarki levegőben a város felől fújó szél átlagban kb. 70 %-kal emeli meg a homályossági együttható értékét. Mivel a Schüepp-féle *B* paraméter és a függőleges légoszlopban levő, aeroszol-részecskék száma között fennáll a már említett összefüggés, ez azt jelenti, hogy egy Budapesthez hasonló nagy iparteleptől kb. 5—10 km távolságban, kedvezőtlen szélirány esetén a függőleges légoszlopban levő, $0,1 \leq r \leq 1,0 \mu$ sugarú aeroszol-részecskék száma 70 %-kal több, mint amennyi a természetes szintnek megfelelően. Az összes esetek átlagában ez az emelkedés közel 50%. Ez az érték bent a városban valószínűleg még valamivel magasabb, bár a város felől fújó szél esetét úgy tekinthetjük, mintha Pestlőrinc felett a nagyváros szennyezett levegője helyezkedne el, mivel a $0,1 \geq r \geq 1,0 \mu$ sugarú részecskék nem szedimentálnak, hanem lebegnek a levegőben.

Eredményeink nem vonatkoznak az $r > 1,0 \mu$ részecskékre, amelyek pedig a város belsejében még jelentősebb szerepet játszanak a szennyeződésben, de a várostól távolodva az ülepedés miatt számuk gyorsan csökken.

(A kézirat beérkezett 1963. október 30-án).

IRODALOM

- [1] *Angström, A.*: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. Geografiska Annaler 11. k. Stokholm, 1929. 156—166. old.
- [2] *Schüepp, W.*: Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometermessungen. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B sorozat, I. k. Wien, 1949. 257—346. o.
- [3] *Volz, F.*: Photometer mit Selen-Photoelement zur spektralen Messung der Sonnenstrahlung und zur Bestimmung der Wellenlängenabhängigkeit der Dunsttrübung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B sorozat, 10. k. Wien, 1959. 100—132. old.

- 4] Volz, F.: Die Optik und Meteorologie der Atmosphärischen Trübung. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr 13. Bad Kissingen, 1954.
- [5] Volz, F.: Die Brechzahl des natürlichen Aerosols und ihre Abhängigkeit von relativen Luftfeuchtigkeit. Annalen der Meteorologie, 7. k. Hamburg, 1955/56. 96. old.
- [6] Volz, F.: Optik der Tropfen. I. Optik des Dunstes. Handbuch der Geophysik. 8. k. Borntraeger, Berlin, 1956. 822. old.
- [7] Valkó, P.: Untersuchung über die vertikale Trübungsschichtung der Atmosphäre. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B sorozat, 11. k. Wien, 1961. 143–210. old.
- [8] A. G. I.: 1957–1958. Manuel d'Intruction; Instruments et Mesures de Rayonnement. Uccle.
- [9] Valkó, P.: Vereinfachtes Auswerteverfahren für die Schieppsche Methode zur Bestimmung der atmosphärischen Trübung. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B sorozat, 11. k. Wien, 1961. 75–107. old.
- [10] Berkes Z.: Légtömeg- és front-fajták a Kárpát-medencében. Időjárás, 65. évf. Budapest, 1961. 289–293. old.

Kissné Tóth Erzsébet :

A turbulencia szerepe a felszínközeli légrétegek energiagazdálkodásában

The Role of Turbulence in the Energy Balance of the Air Layers near the Surface. Relying on the terrain-climatological measurements made in 1962 at Siófok above water and land, the autor examines the exchange coefficient, using *Timofeev's* method [1] for its computation. The average daily course of the exchange coefficient for July and August is illustrated in figures showing that the daily changes are much greater above land than above water. The author accounts for the considerable daily changes mainly by the influence of temperature stratification upon the intensity of turbulent mixing. The concluding part of the treatise deals with heat transfer developing above water and land. For the computations the author used *Obukhov* and *Monin's* turbulent diffusion method [2] and found that by turbulent heat exchange by day the land transmits heat to the air, and the water surface obtains heat from the upper layers, i. e. the heat transfer above the two different surfaces takes place in opposite directions and in widely varying amounts.

×

О роли турбулентности в энергетическом балансе приземных слоев атмосферы. Основываясь на результатах полевых климатологических измерений, проведенных в 1962 г. в г. Шиофок над водой и сушей, автор анализирует коэффициент обмена, для вычисления которого она использует метод *Тимофеева* [1]. На графиках показан суточный ход коэффициента обмена для июля и августа месяцев. Суточный ход коэффициента оказывается гораздо больше над сушей, чем над водой. Значительный суточный ход обусловлен главным образом действием температурной стратификации на интенсивность турбулентного обмена. В заключение обсуждается вопрос о переносе тепла над водой и сушей. Для вычислений применяется метод турбулентной диффузии *Обухова* и *Молина* [2]. Полученные результаты показывают, что днем, благодаря турбулентному переносу тепла, суша передает тепло воздуху, в то время как поверхность воды получает тепло от верхних слоев. Следовательно перенос тепла над двумя типами поверхностей имеет противоположное направление; в количестве переносимого тепла также намечается большое различие.

×

A turbulencia tanulmányozásának időszerű volta a meteorológiai folyamatok energetikai karakterisztikáival foglalkozó kutatók számára a hő, a momentum és a vízpára vagy latens hő átviteli sajátosságainak jelentőségében rejlik. E mennyiségek turbulens áramlása a függőlegesen általában messze meghaladja a vízszintes irányú turbulens áramlásokat, különösen az alacsonyabb légrétegekben, bár a horizontális áramlás jelentős olyan problémák esetében, mint amilyen az általános cirkuláció fenntartása, vagy a kontinensek hő- és vízháztartásának meghatározása. Az átviteli

folyamatok vizsgálatának elsődleges eszköze a profilok tanulmányozása, éppen ezért ezekben a témakörökben egyre nagyobb mértékben alkalmazzák az érdes felszín fölötti turbulens légáramlásban kialakult hőmérséklet-, nedvesség- és szélprofilokból levezetett összefüggéseket. A törvényszerűségeken és a turbulens kicserélődés elméletén alapszik a hőátvitel és a párolgás meghatározásának turbulens diffúziós módszere is.

Sutton „Micrometeorology” (1953) című művének megjelenése óta, amelyet az irodalomban mint a mikrometeorológiára vonatkozó jelentős kézikönyvet tartanak számon, elméleti és gyakorlati téren egyaránt nagy haladás tapasztalható a talaj és légkör közötti energiacsere vizsgálatában. A felszín és a légkör kvantitatív egymásrahatásának megismeréséhez visznek közelebb bennünket azok a hőháztartásmérések is amelyeket kutatásaink során 1958 óta végzünk a Balaton térségében, különböző időszakokban, különböző felszínek fölött.

A felszín hőháztartását az

$$R + LE + Q_t + Q_f = 0 \quad (1)$$

ismert összefüggés írja le. Ebben az egyenletben R a sugárzási egyenleg, LE a párolgásra fordított hő, Q_t a szabad hő vertikális áramlása, Q_f a talaj vagy a víz hőforgalma. A párolgásra fordított hő és a turbulens hőcsere vizsgálata rendszerint együttesen történik, mivel a vízpára átvitelének törvényszerűségei a felszín és a magasabban fekvő légrétegek között hasonlóak az ebben a rétegben lefolyó hőátvitel törvényszerűségeihez. Amint említettük, mindkét tag értékének meghatározására alkalmas a turbulens diffúziós módszer. Ezzel a módszerrel kapcsolatban kerül előtérbe a turbulens keveredés törvényszerűségeinek kérdése, s minthogy a turbulencia intenzitását a kicserélődési együttható határozza meg, alapvető feladat e tényező behatóbb vizsgálata.

Jelen tanulmányunkban, amelynek célja a kicserélődés szerepének tisztázása a felszínközeli légrétegek energiagazdálkodásában, az 1962-ben Siófokon víz és szárazföld felett végzett terepklimatológiai méréseinkre támaszkodva vizsgáljuk a kicserélődési együtthatót.

A vízfelszín fölötti mérések a parttól mintegy 20 méter távolságban történtek úgy, hogy a műszereinket a tóba benyúló mólón, illetve a mólóra épített árbocon helyeztük el. A szárazföldön a parttól 1200 méter távolságra nyitott, rövid fűvel borított talaj fölött mértünk óránként. Mindkét mérőhelyen regisztráltattuk a teljes besugárzást és a visszavert sugárzást, 50 és 200 cm-es szintben mértünk száraz-nedves hőmérsékletet Assman-féle pszihrométerrel, és négy szintben (50, 100, 200, 300 cm) a szélesebbeséget kézikanalas szélmérővel. Több szintben történtek talaj-, illetve vízhőmérséklet-megfigyelések.

A kicserélődési együttható kiszámítására *Tyimofejev* módszerét alkalmaztuk [1]. A módszer szerint az 1 m-es szintre vonatkozó kicserélődési együtthatót a

$$K_1 = \frac{k^2 u_1}{\ln \frac{z_1}{z_{00}}} \left[1 + A \frac{\Delta T}{u_1^2} \right] \quad (2)$$

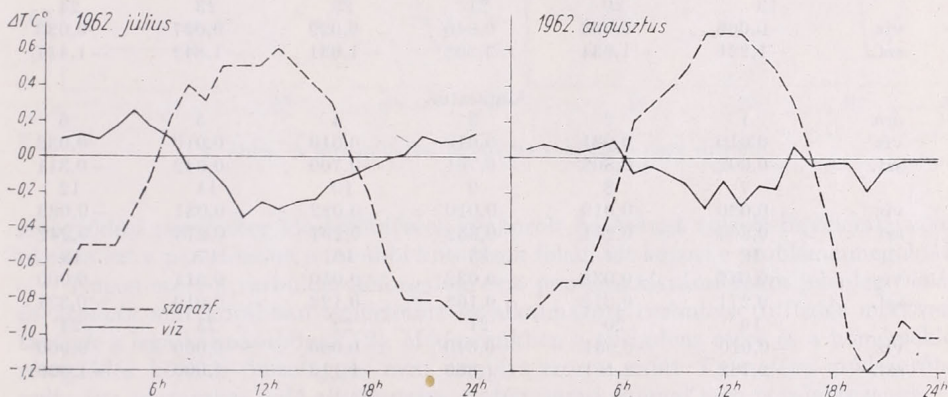
képlet írja le, ahol k a Kármán-konstans, u_1 a z_1 szinten mért szélesebbesség, z_{00} pedig az érdességi paraméter. A formulában az első szorzótényező az egyensúlyi rétegződésre vonatkozó kicserélődési együtthatót adja, a másik tényező egy javítás, amely függ a hőmérsékleti rétegződéstől. A $\Delta T/u_1^2$ a rétegződés paramétere (arányos a Richardson-számmal), az A együttható értéke függ a ΔT hőmérsékletkülönbség mérésének szintjeitől és az u_1 szélesebbeségtől. Amint látható, a kicserélődési együt-

ható meghatározásához szükségünk van az érdességi paraméter és a hőmérsékleti rétegződés ismeretére.

Az érdességi paramétert a szélesség magassággal való eloszlása alapján határozzuk meg a profil extrapolációjának útján addig a szintig, amelyen a szélesség nullává válik. Minthogy a módszer több szintben, egyforma érzékenységgű szélmérőkkel folytatott mérést követel meg, számításainkra a gyakorlatban általánosan alkalmazott

$$z_{00} = z_1 \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^{\frac{u_1}{u_2 - u_1}} \quad (3)$$

formulát használtuk fel, ahol u_1 és u_2 a z_1 és z_2 szinteken mért szélességet jelenti. A tó felszíne fölött z_{00} júliusban és augusztusban is $0,2 \cdot 10^{-4}$ m, míg a szárazföldi állomáson e paraméter értéke júliusban $0,8 \cdot 10^{-3}$ m, augusztusban pedig $0,6 \cdot 10^{-3}$ m volt. Minthogy a turbulenciát meghatározó tényezők jelentős mértékben befolyásolják a keveredést, az érdesség miatt a szárazföld fölötti keveredés nagyobb, bár a két felszín közötti z_{00} -ban csupán egy nagyságrendi különbség van.



1. ábra. A hőmérsékleti gradiens ($\Delta T = T_{50} - T_{200}$) átlagos napi menete.

A termikus rétegződés szintén alapvetően befolyásolja a turbulens keveredés intenzitását, mivel itt további erők lépnek fel, amelyek gyengítik vagy erősítik a turbulenciát.

Az 1. ábrán bemutatjuk a hőmérsékleti rétegződés napi menetét az expedíciós mérések folyamán gyűjtött gradiensmegfigyelések alapján. A közölt értékek összehasonlítása rámutat a szárazföld fölötti teljesen más jellegű termikus rétegződésre a vízfelszínhez képest. Amíg a víz fölött nappal, július és augusztus hónapokban inverzió fordul elő, amely gyengíti a turbulencia fejlődését, addig a szárazföld fölött nagy adiabatikus fölötti gradienseket figyeltünk meg, amelyek viszont fokozzák a turbulenciát. Az is kitűnik a termikus rétegződés napi menetének a vizsgálatából, hogy vízfelszín fölött a rétegződés közel neutrális az egész nap folyamán, a szárazföldi állomáson ezzel szemben igen nagymértékben változik.

A hőmérsékleti rétegződésnek a keveredés intenzitására gyakorolt hatását a kicserélődési együttható meghatározására alkalmazott Tyimofejev-féle formulában a $\Delta T/u_1^2$ kifejezés jellemzi. Ha a ΔT az 50 és 200 cm-es szintek hőmérsékletkülönbségét jelenti, s az u szélesség az 1 m-es szintre vonatkozik, akkor a (2)-ben szereplő A (a mérési szintektől függő konstans) értéke 7,5. Így a formulából következik,

hogy $\Delta T/u_1^2 = 0,001$ esetében a kicserélődési együttható változása az egyensúlyi feltételek között előforduló értékéhez képest kisebb, mint 1%, és csak $\Delta T/u_1^2 = 0,01$ esetében lesz 7%-nál több, azaz a hőmérsékleti rétegződésnek a keveredésre gyakorolt hatása csak azokban az esetekben lesz jelentős, amikor $(\Delta T/u_1^2) > 0,01$.

I. TÁBLÁZAT

A $\Delta T/u_1^2$ rétegződési paraméter átlagos napi menete

Július

óra	1	2	3	4	5	6
víz	0,024	0,026	0,027	0,044	0,075	0,051
szf.	-1,090	-0,780	-0,780	-0,780	-0,610	-0,200
	7	8	9	10	11	12
víz	0,033	-0,017	-0,011	-0,024	-0,048	-0,036
szf.	0,312	0,401	0,182	0,202	0,223	0,223
	13	14	15	16	17	18
víz	-0,044	-0,050	-0,052	-0,034	-0,024	-0,011
szf.	0,234	0,222	0,201	0,183	0,000	-0,202
	19	20	21	22	23	24
víz	-0,006	0,003	0,046	0,029	0,027	0,033
szf.	-1,221	-1,634	-3,202	-1,631	-1,842	-1,411

Augusztus

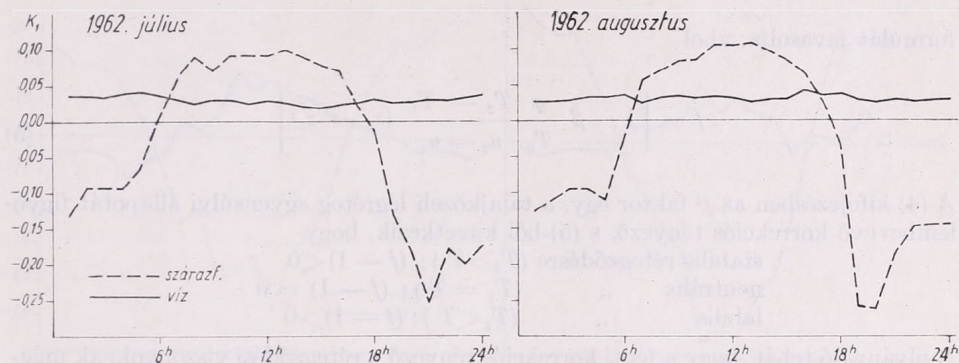
óra	1	2	3	4	5	6
víz	0,010	0,031	0,010	0,010	0,010	0,032
szf.	-0,902	-0,803	-0,701	-0,700	-0,942	-0,311
	7	8	9	10	11	12
víz	-0,020	-0,010	-0,010	-0,022	-0,031	-0,023
szf.	0,204	0,251	0,332	0,294	0,273	0,242
	13	14	15	16	17	18
víz	-0,041	-0,033	-0,032	-0,010	-0,011	-0,000
szf.	0,271	0,212	0,193	0,122	-0,010	-0,331
	19	20	21	22	23	24
víz	-0,010	-0,031	-0,010	0,000	0,000	0,000
szf.	-2,782	-2,451	-1,360	-1,113	-1,000	-1,000

Az I. táblázatban a $\Delta T/u_1^2$ napi menetét mutatjuk be. A táblázat adataiból nyilvánvalóan látszik, hogy vízfelszín felett a rétegződésnek csak éjszaka van jelentősebb hatása a kicserélődésre. Szárazföld fölött ez a hatás kihangsúlyozott, s napi menete a vízfelszín fölött tapasztaltnál képest ellentétes.

Az érdeességi paraméter, a rétegződés, valamint a szélesség adatai alapján a (2) formula segítségével meghatároztuk a kicserélődési együttható értékeit a tó és a szárazföld fölött, és a 2. ábrán bemutatjuk ezen értékek júliusi és augusztusi átlagos napi menetét. A közölt adatok alapján megállapítható, hogy a kicserélődési együttható napi változása a szárazföld fölött sokkal nagyobb, mint a víz fölött, ahol a rétegződés közel neutrális. A tó fölött a napi változás jelentéktelennek tűnik, mivel a szélesség, amely ebben az esetben a turbulencia egyetlen tényezője, a nap folyamán keveset változik. A K_1 szárazföld fölötti erős napi változását főleg a stabilitás tényezőjének a turbulens keveredés intenzitására gyakorolt hatásával magyarázhatjuk meg.

A számítások során nyert adatok alapján az is megállapítható, hogy a kicserélődési együttható napi menete a kétféle felszín fölött ellentétes, vagyis szárazföldön legnagyobb értékei nappal fordulnak elő, míg víz fölött a turbulenciának jelentősebb hatása csak az éjszakai és hajnali órákban vannak. A tó esetében ugyanis a konvekció nem az alsó rétegek fölmelegedése miatt jön létre, hanem a felső rétegek lehűlése következtében.

Vízfelszín fölötti viszonyokat figyelembevéve a kicserélődési együttható kiszámítására alkalmazott módszer megbízhatónak bizonyult. Szárazföld felett, ahol napal a felszín és az alsó légrétegek erősebb fölmelegedése következtében labilis a légrétegződés, a kicserélődés intenzitása a neutrális rétegződés mellett előforduló mértékéhez képest többszörösére megnövekszik. Azokban az esetekben azonban, amikor derült, szélesedő éjszakákon a nagy negatív hőmérsékleti gradiensek kis szélesség-értékekkel együtt fordulnak elő, a kicserélődési együttható kicsi, sőt gyakran negatív érték lesz, ami fizikailag nem értelmezhető. Véleményünk szerint a



2. ábra. A kicserélődési együttható átlagos napi menete

rétegződési paraméter kicserélődésére gyakorolt hatásának túlzott figyelembe vétele okozza ezt a paradoxont, s további kutatások feladatát képezi e probléma megoldása.

Éppen ezért a turbulens hőforgalom és a párolgás kiszámítására jelenleg *Obuhov* és *Monyin* már korábban ismertetett és alkalmazott turbulens diffúziós módszerét tartjuk a legalkalmasabbnak [2]. Módszerükben a turbulens esere és a hőmérsékleti rétegződés közötti összefüggés nem annyira szoros, mint *Tyimofejev* módszerében volt, így adatainkra való alkalmazása esetén paradoxonnal nem is találkozunk.

Mint minden kicserélődési elméleten nyugvó turbulens diffúziós módszer, úgy ez is a felületegységen időegység alatt átáramló tulajdonságmennyiség kicserélődési egyenlettel való meghatározásából indul ki. A kicserélődési együttható meghatározásakor a legtöbb gondot itt is a hőmérsékleti rétegződés hatásának a figyelembevétele okozza, a másik problémát az jelenti, hogy mivel a vízgőz és a hó vertikális áramlására vonatkozó kicserélődési együttható közvetlen módon való meghatározása nagyon nehéz, ezért a vertikális impulzusáramra vonatkozó kicserélődési együtthatóval helyettesítjük.

E módszer alkalmazásakor alapvető kérdés annak eldöntése, hogy okozunk-e hibát akkor, ha számításainkban a vízgőzre vagy hóra vonatkozó kicserélődési együtthatót egyenlőnek vesszük az impulzusáramra vonatkozó átviteli koefficienssel. *Priestley* [3] szerint ez a feltevés nem egészen helytálló, mert az egyes elemek profilja bizonyos időjárási helyzetekben lényegesen eltérhet egymástól. *Pasquill* [4] kutatásai során azt találta, hogy ha a neutrális viszonyokra érvényes szélprofil törvény helyett a *Deacon* által módosított szélprofil egyenletet használjuk [5], amikor az impulzusáramra vonatkozó kicserélődési együtthatót meghatározzuk, akkor a kicserélődési együtthatók egyenlőségének a feltételezése a talaj közelében teljesen jogosult.

Monyin és *Obuhov* [6] hidrodinamikai vizsgálatok és dimenzió-analitikai feltevések alapján a talajközeli szél-, hőmérséklet- és nedvességprofilokra elméletileg új egyenletet vezetett be, amelyet bármely légrétegződés esetén érvényesnek tekint.

Tanulmányunk befejező részében a víz és szárazföld fölött kialakuló turbulens hőszállítással foglalkozunk, s az 1962-ben gyűjtött adataink alapján mutatjuk be a Q_l átlagos napi menetét júliusban és augusztusban.

Monyin és Obuhov módszere ([2]-ben ismertetve) a hőátvitel kiszámítására a

$$Q_l = f^2 c_p \rho \frac{k^2 (T_1 - T_2) (u_2 - u_1)}{(\ln z_2/z_1)^2} \quad (4)$$

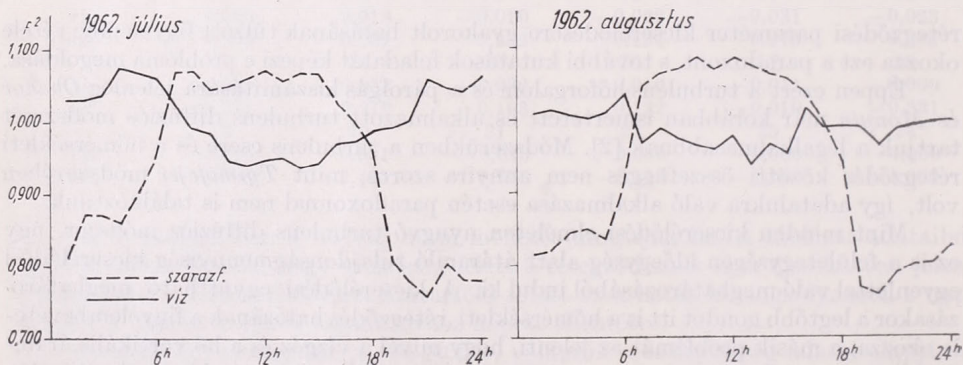
formulát javasolja, ahol

$$f = \left[1 - \beta \frac{g}{T_0} \frac{T_2 - T_1}{u_2 - u_1} (z_2 - z_1) \right] \quad (5)$$

A (4) kifejezésben az f^2 faktor egy, a talajközeli légréteg egyensúlyi állapotát figyelembevevő korrekciós tényező, s (5)-ből következik, hogy

stabilis rétegződésre ($T_2 > T_1$); ($f - 1$) < 0
 neutrális „ ($T_2 = T_1$); ($f - 1$) = 0
 labilis „ ($T_2 < T_1$); ($f - 1$) > 0

Nyilvánvaló tehát, hogy a fenti korrekciós tényező a rétegződési viszonyoknak megfelelően csökkenti (stabilis) vagy növeli (labilis) a Q_l -t a semleges egyensúlyi állapot mellett előforduló értékéhez képest.



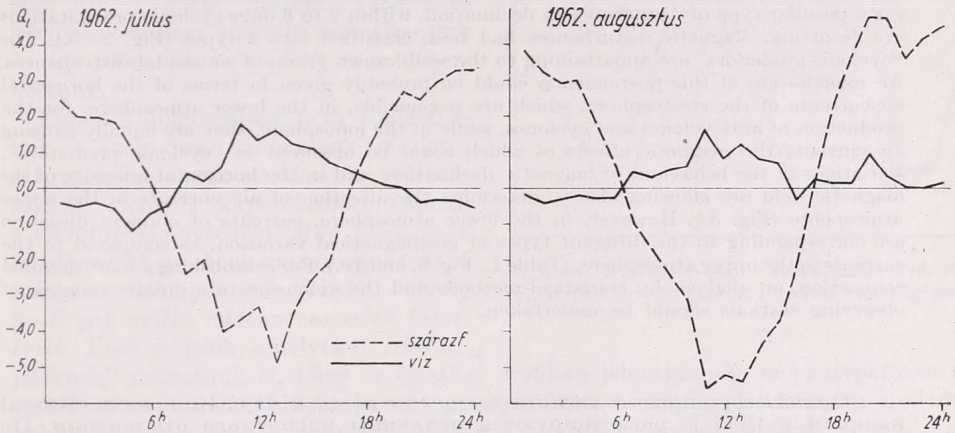
3. ábra. Az f^2 átlagos napi menete

A 3. ábrán az f^2 átlagos napi menetét közöljük, amely szárazföld fölött nagyobb napi változást mutat, a menete a vízfelszínre vonatkozó f^2 -hez képest ellentétes, igazolva azt a korábban említett tényt, hogy a kétféle felszín fölött a hőmérsékleti rétegződés, s egyúttal annak a turbulens átviteli folyamatokra gyakorolt hatása is lényegesen különbözik egymástól.

A 4. ábrán a turbulens hőáramlás átlagos napi menete látható, s számításaink alapján az alábbi következtetéseket tehetjük: nappal a szárazföld turbulens hőforgalom révén hőt ad át a levegőnek, ugyanakkor a vízfelszín hőt kap a felső rétegektől, tehát a kétféle felszín fölött a hőszállítás ellentétes irányú és mennyiségben is igen eltérő. A talajfelszín a napsugárzás útján nyert energiájából átlagosan egy nap alatt júliusban 29 cal-t, augusztusban 35 cal-t adott át turbulens hőszállítás útján a levegőnek, a vízfelszín pedig júliusban 6, augusztusban 2 cal-t, de ezt a hőmennyiséget

nem felszínének fölmelegedése, hanem a felső légrétegek erősebb lehűlése következtében éjszaka adja át. A talajhoz éjszaka hővesztésének pótlására 28, illetve 43 cal hő áramlik a levegőből, a vízfelszín ellenben nappal nyert hőt turbulens hőszállítás útján, mégpedig júliusban 10, augusztusban 9 cal-t, cm²-enként.

Eddig végzett vizsgálataink alapján is belátható, hogy a víz és a szárazföld hógazdálkodása alapvetően különbözik egymástól. s e különbség következtében a



4. ábra. A turbulens hőáramlás átlagos napi menete.

fölköttük levő légrétegekben létrejövő átviteli folyamatok is másként alakulnak. Mindenesetre a további feladatunkat képező teljes hőháztartás-számítások alapján tehetünk csak jelenleg is nyilvánvaló, de akkor már alaposabb következtetéseket a víz és a szárazföld hógazdálkodásának eltérő tulajdonságairól.

(A kézirat beérkezett 1963. május 28-án).

IRODALOM

- [1] Tyimofejev, M. P.: Meteorologiceszkij rezsim ozera Szevan. Hidrometeorológiai Kiadó, Lenin-grád 1960. 161–171. old.
- [2] Antal Emánuel: Levendulaállomány evapotranspirációjának kiszámítása turbulens diffúziós módszerrel. Beszámoló az 1960-ban végzett tudományos kutatásokról. Orsz. Meteorológiai Intézet Hiv. Kiadványai XXIV. kötet. Budapest, 1961.
- [3] Priestley, C. H. B.: Turbulent-transfer coefficients near the ground. Quart. J. of the Roy. Met. Soc. Vol. 78. 1952.
- [4] Pasquill, F.: Some estimates of the amount and diurnal variation of evaporation from a clay-and pasture in fair spring weather. Quart. J. of the Roy. Met. Soc. Vol. 75. 1949.
- [5] Deacon, E. L.: Vertical diffusion in the lowest layers of the atmosphere. Quart. J. of the Roy. Met. Soc. Vol. 75. 1949.
- [6] Brogmus, W.: Zur Theorie der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt. No. 21. Hamburg, 1959.

A földmágneses tér változásainak kapcsolata az időjárással

A Relation Between Variations in the Geomagnetic Field and the Weather. By using declination data obtained since the year 1955 and horizontal intensity data obtained later at Cluj, it was possible to establish a connection between geomagnetical variations and the evolution of weather processes. As early as in the autumn of 1955, we observed that, following a peculiar type of disturbance in declination, within 2 to 6 days cyclonic precipitations are occurring. Magnetic disturbances had been classified into 4 types (Fig. 2–5.). The “cyclonic predictors” are appertaining to the well-known group of sinusoidal disturbances. An explanation of this phenomenon could be probably given in terms of the horizontal air-currents of the stratosphere, which are responsible, in the lower atmosphere, for the production of anticyclones and cyclones, while in the ionosphere, they are equally causing air currents the magnetic effects of which could be observed as “cyclonic predictors”. Variations in the behaviour of magnetic declination and in the horizontal intensity of the magnetic field are allowing also to determine the direction of air currents in the upper atmosphere (Fig. 8.). However, in the lower atmosphere, currents of opposed direction are corresponding to the different types of geomagnetical variation, as compared to the currents in the upper atmosphere. (Table I., Fig. 9. and 10.). For establishing a more detailed connection, an analysis by statistical methods and the extension to a greater number of observing stations should be undertaken.

*

О связи вариаций геомагнитного поля с погодой. В г. Коложвар (Клуж) начиная с 1955 г. регистрируются величины магнитного отклонения. По этим данным — а затем и по величинам горизонтальной составляющей поля — были выявлены связи между вариациями геомагнитного поля и процессами погоды. Уже осенью 1955 г. было отмечено, что за возмущениями магнитного отклонения определенного типа спустя 2–6 дней следуют циклонические осадки. Магнитные возмущения подразделяются авторами на 4 группы (фиг. 2–5). «Циклоническим признакам» соответствуют хорошо известные из литературы синусоидальные возмущения. Причиной этого явления может быть то, что создающиеся в стратосфере горизонтальные воздушные течения с одной стороны вызывают в нижней части атмосферы антициклоны и депрессии, а с другой стороны в ионосфере они же создают воздушные течения, магнитные эффекты которых и являются «циклоническими признаками». Вариации отклонения и горизонтальной составляющей магнитного поля позволяют определить направление воздушных течений в верхней части атмосферы (фиг. 8). Однако, в нижней атмосфере различным типам возмущений соответствуют течения противоположные по направлению течениям, характерным для верхней атмосферы (таблица I, фиг. 9 и 10). Для уточнения этих связей необходим статистический анализ для возможно большего числа станций.

*

Ismert tény, hogy a naptevékenység szoros kapcsolatot mutat a földmágneses elemek változásaival és az időjárás menetével is. Ebből kiindulva, 1955. februárjában a kolozsvári mezőgazdasági intézet fizikai tanszékén mágneses deklinográfot szereltünk fel, amellyel az említett kapcsolatot kívántuk tanulmányozni. A műszert egy tükrös galvanométerből alakítottuk át, az asztatikus mágnesű és a lengéscsillapító leszerelése által. (A mágnesű mágneses momentuma a mérések szerint kb. $M=19,4$ CGS egység.) A heti regisztráló-dobot a műszer tükrétől 5 m-re, míg a napi regisztráló műszert 3,22 m-re helyeztük el.

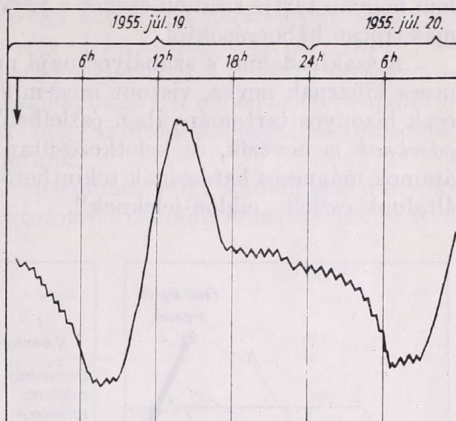
1962. februárjában még egy horizontális mágneses variométert is felállítottunk, a galvanométer másik mágnesűjének felhasználásával. Mivel nem sikerült kvarc-

* A tanulmány szerzője: Pap Géza (Cluj, Str. Danton Nr. 17.) és Orbán László (Cluj, Pt. Abatorului Nr. 2.), a kolozsvári „Dr. Petru Groza” Intézet lektora, ill. asszisztense.

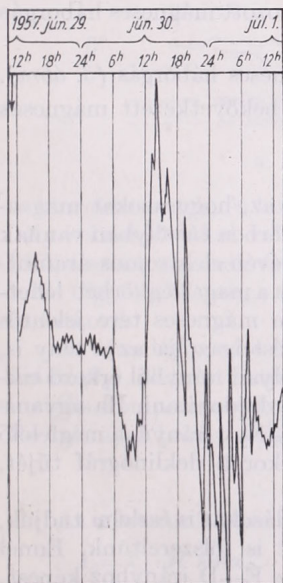
szálat szereznünk, a mágnesű 90°-os elcsavarását egy fix mágnessel valóstítottuk meg.

A napi és heti regisztráló műszerek távolságai ugyanazok, mint a deklinográfnál. A műszerek érzékenysége kb. 1 körül mozog. Vasmentes környezetet nem sikerült biztosítanunk és így abszolút méréseket sem végezhetünk.

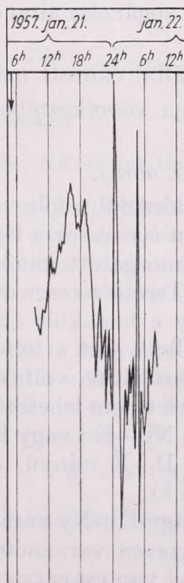
Ebben a dolgozatban nem foglalkozunk a mágneses háborgások részletes tárgyalásával, csak azokkal a változásokkal, amelyek kapcsolatban vannak a ciklontevékenységgel. Már 1955 őszén megfigyeltük *vi.*, hogy egy bizonyos típusú mágneses háborgás után (lásd 5. ábrát) 2—6 nap múlva ciklonos csapadék következik. Ezek a jelek, amelyeket „ciklonjeleknek” neveztünk el, főleg az éjszakai órákban jelentkeznek, mert napközben a szabályos napti menet elnyomja vagy gyengíti őket. A megfigyelések során nyilvánvalóvá vált az a tény is, hogy a ciklonoknak nincsen mágneses hatásuk, mert a ciklonok közeledtével, illetőleg áthaladásukkor nemhogy erősödtek volna a mágneses jelek, hanem gyengültek vagy teljesen eltűntek. Ezért már kezdetben feltételeztük, hogy a ciklontevékenység egy olyan magaslégköri folyamattal kapcsolatos, amelynek mágneses hatásai is vannak. Meg kellett keresnünk ezek után, hogy a szakiroda-



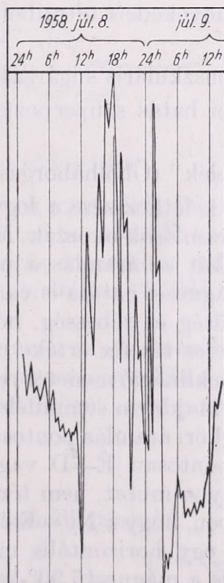
1. ábra. Normális napi menet (Kolozsvárott regisztrált deklinogram, eredeti nagyságban)



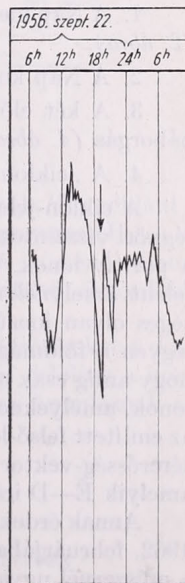
2. ábra. Fény természetű mágneses vihar deklinogramja, kisebbitve



3. ábra. Korpuszku-láris természetű mágneses vihar deklinogramja, kisebbitve



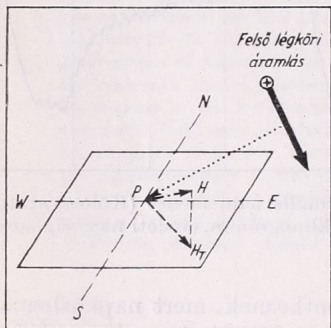
4. ábra. Vegyes természetű mágneses vihar deklinogramja, kisebbitve



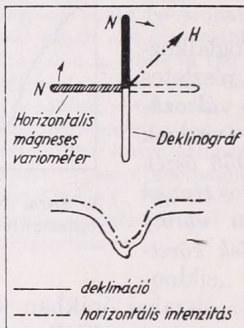
5. ábra. Ciklon jel (nyílal jelölve) a kolozsvári deklinogrammon, kisebbitve

lom hogyan tartja számon ezeket a jeleket, és hogyan különböztethetők meg e jelek más típusú háborgásoktól.

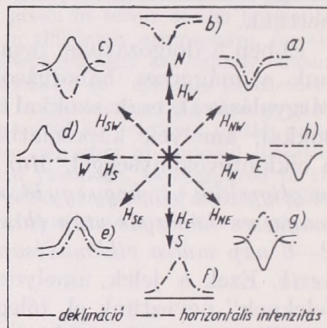
A szakirodalom a szabályos napi menetben jelentkező minden háborgást mágneses viharoknak nevez, viszont megemlíti, hogy egyes mágneses viharok a Földnek csak bizonyos tartományában észlelhetők. Ezeket a mágneses viharokat *öbölháborgásoknak* is nevezik, és keletkezésükre vonatkozólag felteszik, hogy ionoszférikus áramok mágneses hatásainak tekinthetők. Ezek a mágneses viharok felelnek meg az általunk észlelt „ciklon-jeleknek”.



6. ábra. Felső légköri áramlás által keltett mágneses térerősség vektor helyzete



7. ábra. A műszerek tüéinek kitérései egy bizonyos térerősségre és a megfelelő regisztrált jelek



8. ábra. Különböző ciklon-jel típusok

A jelek megkülönböztetése szempontjából a mágneses viharokat 4 típusba soroltuk (a deklináció normális napi menetét az 1. ábra mutatja):

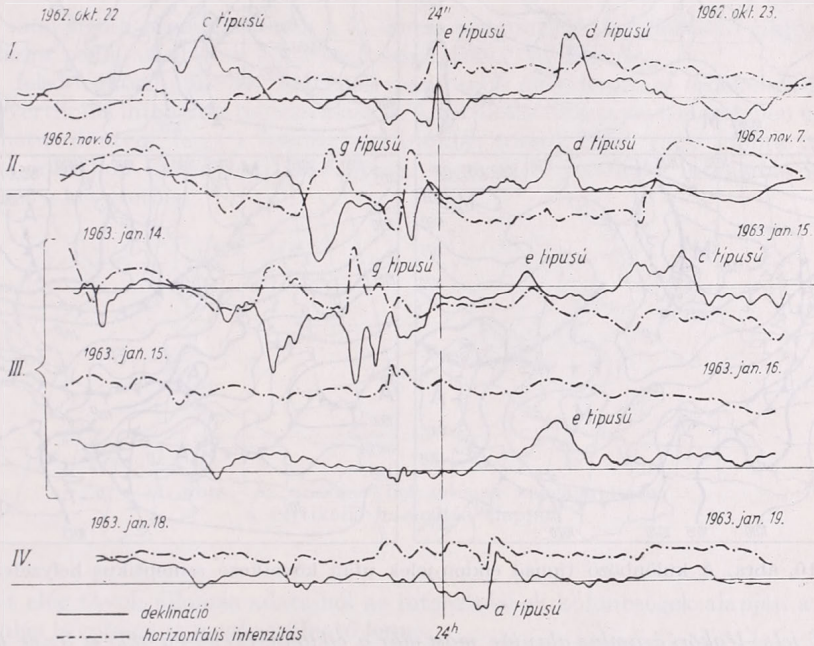
1. A Nap megnövekedett ultraibolya sugárzása által okozott mágneses háborgás (2. ábra).
2. A Nap korpuszkuláris sugárzása által okozott mágneses háborgás (3. ábra).
3. A két előbbi hatás szuperpozíciója következtében bekövetkezett mágneses háborgás (4. ábra).
4. A „ciklon-jelek” (Öbölháborgás, 5. ábra).

A ciklon-jelek keletkezésére a legvalószínűbb föltevés az, hogy azokat magas-légköri vízszintes áramlások okozzák. Mint ismeretes, a légkörben túlsúlyban vannak a pozitív ionok, tehát az áramlás, a megmozgatott ionok révén elektromos áramot-jelent, amelynek mágneses hatása is van. Természetesen csak a magaslégrében lehetséges olyan ionsűrűség és sebesség, hogy a kialakult áram mágneses tere jelentős legyen a földmágneses tér fix értéke mellett. Ezt a föltevést igazolja az a tény is, hogy amíg csak a deklináció menetét regisztráltuk, voltak olyan irányból érkező ciklonok, amelyeknek majdnem semmiféle jelet nem lehetett tulajdonítani. Ha ugyanis az említett felső-légköri áramlás pontosan Ny—K-i vagy K—Ny-i irányú, a megfelelő térerősség-vektor pontosan É—D vagy D—É irányú, akkor a deklinográf tűjét, amelyik É—D irányba mutat, nem téríti ki.

Annak érdekében, hogy a Ny—K-i vagy K—Ny-i áramlásokat is észlelni tudjunk, 1962. februárjában egy horizontális mágneses variométert is felszereltünk. Ennél a műszernél ugyanis a mágnesű 90°-kal el van csavarva az É—D irányhoz képest, így tehát egy É—D vagy D—É irányú mágneses tér kitérését okoz, amikor a deklinográf tűje mozdulatlan. A két műszer alapján mostmár lehetségessé vált a föltételezett felső-légköri áramlás pontos irányának a megállapítása.

A 6. ábra alapján belátható, hogy például egy ÉNy-i áramlás által keltett mágneses térerősség vektorának horizontális összetevője (H) a megfigyelési pontban (P) az ÉK-i szektorba esik, ha feltesszük, hogy az illető magasságban a pozitív töltések vannak túlsúlyban. A 7. ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a H ebben az esetben mindkét műszer tűjét jobbra csavarja el; így feltéve, hogy az áramlás fokozatosan erősödik, majd gyengül, a 7. ábrán feltüntetett jelhez jutunk.

Hasonló megfontolások alapján mostmár megadható, hogy a különböző irányokból jövő áramlások által keltett mágneses vektorok horizontális komponensei milyen



9. ábra. Különböző típusú ciklon-jelek

szektorokba esnek, és hogy milyen jelek felelnek meg nekik (8. ábra). Míg például a DNy-i áramlás által keltett mágneses térvektor horizontális komponense (H_{SW}) az ÉNy-i szektorba esik és a horizontális intenzitás menetében lefelé töltendő elmozdulás figyelhető meg, addig a deklináció menetében felfelé történő elmozdulás mutatkozik.

Az áramlás pontos iránya is megadható, lemérve a maximális kitéréseket a deklináció (l_d), illetve a horizontális intenzitás (l_i) menetében. Ha α -val jelöljük a horizontális komponensnek az É-i iránnyal bezárt szögét, míg ϱ -vel az áramlásnak az É-i iránnyal bezárt szögét, írhatjuk:

$$\varphi = \alpha - 90^\circ$$

Az α kiszámítására az l_d és l_i értékeket használhatjuk fel.

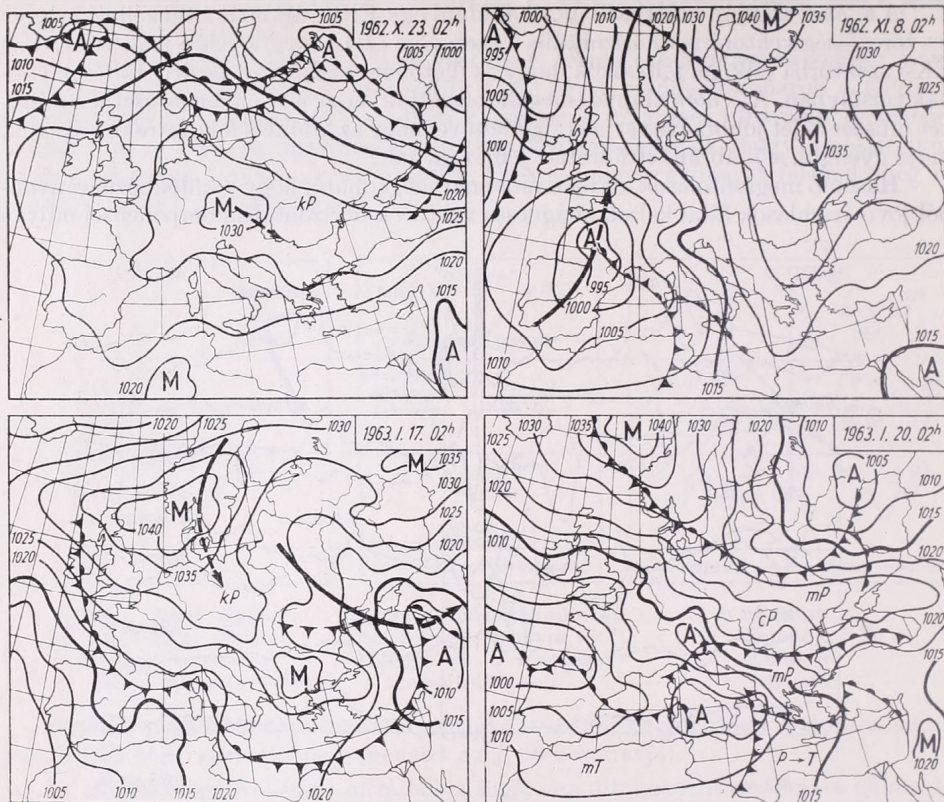
$$l_d = k_1 \cdot H \sin \alpha$$

és

$$l_i = k_2 \cdot H \cdot \cos \alpha$$

$$\text{ahonnan } \operatorname{tg} \alpha = \frac{k_2 \cdot l_d}{k_1 \cdot l_i}$$

A k_1 és k_2 a műszerek érzékenységtől függő állandók.



10. ábra. A különböző típusú ciklon-jelek után következő szinoptikus helyzetek

E felső-légköri áramlás alapján most már a ciklontevékenység akként lenne magyarázható, hogy a felső-légköri áramlás nyomán átrendeződött légtömegek depressziókat és maximumokat hoznak létre. Ha feltesszük, hogy a mágneses jeleket az ionoszférikus áramlások keltik, akkor a ciklontevékenység előbb említett értelmezésére két eshetőség kínálkozik:

1. Az elsődleges áramlás a sztratoszférában indul meg, és egyrészt a troposzférában a ciklontevékenységet kelti, másrészt az ionoszférában háborgásokat okoz, amelynek mágneses jelei vannak.

2. Az elsődleges áramlás az ionoszférában indul meg, és innen tevődik át a sztratoszférára, majd a troposzférára.

(Az első föltevés valószínűbbnek látszik, mert a második feltevés szerint nagyobb késések és eltolódások volnának várhatók, holott ilyeneket nem tapasztalunk.)

Sokkal meglepőbb az a tény, hogy megfigyeléseink alapján a 8. ábrán látható jeleknek az alsó légkörben — legalább is Délkelet-Európában — éppen ellenkező szélirányok felelnek meg (I. táblázat).

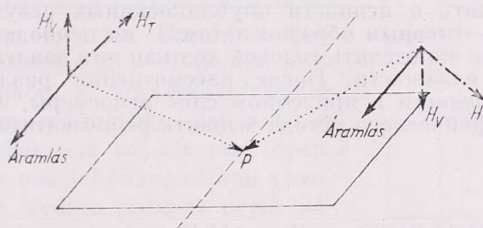
Az ellentmondást kétféleképpen lehetne magyarázni: 1. Az alsó légkörben az áramlás iránya ellenkező a felső irányával (ez a feltevés valószínű); 2. a felső áramlásban nem a pozitív, hanem a negatív ionok vannak túlsúlyban és az alsó áramlás iránya megegyezik a felsőével.

I. TÁBLÁZAT

A jel típusa, a 8. ábra szerint	Az alsó légkörben az áramlás iránya	A jel típusa, a 8. ábra szerint	Az alsó légkörben az áramlás iránya
a)	SE	e)	NW
b)	E	f)	W
c)	NZ	g)	SW
d)	N	h)	S

A mondottak szemléltetésére a 9. ábrán bemutatunk 4 különböző ciklonjelet, a 10. ábrán pedig az utánuk következő szinoptikus helyzeteket.

A felső-légköri áramlás helyének pontosabb megállapítása érdekében fontos volna a vertikális intenzitás regisztrálása is. A vertikális intenzitás ismeretében ugyanis el lehetne dönteni, hogy a felsőlégköri áramlás tőlünk balra vagy jobbra van, az áramlási irányhoz viszonyítva (11. ábra); ugyanis a vertikális intenzitás iránya különböző e két esetben.



11. ábra. Az áramlás helyzetének megállapítása a vertikális intenzitás alapján

Két elég távoli állomás adataiból az intenzitásbeli különbségek alapján azután az áramlás távolsága is megbecsülhető lenne.

Szinoptikus megfigyelésekkel kombinálva, ez a módszer az eddiginél jobb eredményt szolgáltatna az időjárás előrejelzésére, mert a mágneses jelek alapján a vonulás iránya és a ciklontevékenység intenzitása is megadható lenne.

A jelen dolgozatban az 1955-től folyó megfigyeléseinknek csak minőségi tárgyalását adtuk. A mennyiségi feldolgozásnál nehézséget jelent, hogy egyrészt a mágneses háborgatottság mértékét pontosabban kellene meghatározni, mint ahogyan az a szakirodalomban történik, másrészt az illető nap ciklonosságának mértékét is számszerűleg kell jellemezni. Úgy véljük azonban, hogy sikerült mindkét nehézségre megoldást találnunk és a statisztikai feldolgozás most már csak idő kérdése.

(A kézirat beérkezett: 1963. július 1-én.)

Adatok a talajközeli légrétegek nedvességi viszonyaihoz

Some Data on Atmospheric Humidity Conditions in the Near-the-Ground Air Layer. From microclimatological observations, conducted during a number of years at the Observatory Erdőhátpuszta (18°49' E, 47°21' E) of the Chair of Meteorology at the L. Eötvös University, a series of three years is here discussed. The opulence of this material is sufficient for drawing conclusions on the validity of the available observations made only for periods of a few days and mainly in the summer season; and for establishing annual variation curves both for vapour pressure and for relative humidity. After a description of the types of humidity distribution in the near-the-ground air layers, it is attempted to find out, by the use of a logarithmical method, the representativeness of data obtained at the observation point.

*

Некоторые данные о режиме влажности в приземном слое атмосферы. В работе анализируются данные о влажности, полученные за три года в процессе микроклиматических измерений, проводящихся уже несколько лет в Эрдехатпуганской обсерватории (—10°49'; —47°21') кафедры метеорологии Университета им. Лоранда Этвеша. Полученный материал позволяет заключить о ценности опубликованных результатов измерений, выполненных — главным образом летом — по периодам в несколько дней каждый, а также определить годовой ход как для давления пара, так и для относительной влажности. После рассмотрения различных типов распределения влажности в приземном слое атмосферы, автор пытается при помощи логарифмического метода выявить репрезентативность полученных данных.

*

A mikroklimatológia kézikönyvében [1] R. Geiger az egyes elemek tárgyalása során eljutván a légnedvességhez a napi menetről még csak tud valamit mondani *Hamberg* (1875. 4 júliusi éjszaka), *Rossi* (1930. július 10—16.), *Fransillà* (1934. 3 agusztusi nap) és *Ramdas* mérései alapján, de évi menetekről ilyenek hiányában semmit. Az erdőhátpusztai obszervatóriumban több éve folyó mikroklíma megfigyelések lehetővé teszik — egyéb problémák vizsgálata mellett — a mikroklimatográfiai kép részletesebb megrajzolását is. Így került sor a talajközeli légrétegek hőmérsékleti viszonyainak analízisére [2], majd ezt követően tavaly a légnedvességi viszonyok részletes elemzésére [3].

Vizsgálódásunkhoz három év megfigyeléseit használtuk fel. A méréseket vízszintesen felállított Assmann-pszichrométrekkel végezték 10, 50, 100 és 200 cm-es talajfölötti magasságokban reggel 7 órától este 21 óráig két óránként. Az egyik évben 3 órától 23 óráig folytak a mérések és a mikroadvekcio hatásának csökkentésére, a leolvasások pontosságának fokozására többszöri leolvasások átlagolásával nyertük az adatokat. Megemlíthető, hogy a közelmúltban témánkhoz hasonló vizsgálatokat végeztek 3 éven keresztül Angliában is [4]. Míg vizsgálataink a közvetlen talajközeli 2 méteres légrétegre terjedtek ki, az angliai méréseket 107 méteres légrétegben — a talajközeli sajátosságoktól eltekintve — végezték és más mérőmódszert alkalmaztak.

A fentemlített szerzők néhány napos nyári megfigyelései alapján Geiger típusokat állított fel: A gőznyomás napi menetére egy úgynevezett normál típust, a relatív nedvességre pedig normál-, nedves- és száraz-típust. Normál típusú párányomás eloszláson Geiger azt a kombinációt érti, hogy éjjel és hajnalban lefelé, nappal pedig felfelé irányul a páraszállítás. A relatív nedvesség normál típusának azt az eloszlást nevezi, amikor nappal száraz típus, éjjel nedves típus alakul ki. Nedves típusnál egész nap a talajközeli nedvesebb, száraz típusnál egész nap a talajközeli szárazabb. Szovjet szerzők viszont, a mikroklimatológia tankönyvében [5] két típust adnak a

gőznyomás-eloszlásra és egyet a relatív nedvességre. Az 1. ábrán megkíséreltük a vonatkozó szakirodalomban leírt típusok összesítését.

Észerint nyáron a párányomás eloszlásnak két típusa van: 1. Éjjel-nappal nedves típusú, nagy pozitív gradiensekkel 8 órától 16 óráig. Mindkét szinten észrevehető a déli másodminimum. 2. Vegyes típusú (Geiger-féle normál típus) nappal nagy pozitív, éjjel gyenge negatív gradiensekkel. A relatív nedvesség eloszlásának 1. típusa olyan, hogy 8 órától kb. 15 óráig száraz típus, ezután a magasabb szint nedvességváltozásának késése miatt nedves típus jön létre délutánra. Éjszaka pedig természetes a nedves típus fennállása. (Hasonlít a Geiger-féle normál típushoz). 2. típus és 3. típus azonos a Geiger-féle nedves illetve száraz típusossal.

A [3] utalásban a légnedvesség részletes vizsgálata a következőképpen történt: az év minden egyes hónapjára háromévi átlagadatok alapján képeztük a légnedvesség (párányomás és relatív nedvesség) napi menetét. Ezenkívül minden hónapból kiválasztottunk 1—2 derült, szélcsendes napot, amikor a sugárzás-mérlegnek megfelelő, zavartalan mikroklíma alakul ki. A téli hónapokból kiválasztott két-két nap olyan, hogy egyik hórétéges, másik hórétég nélküli viszonyokat mutasson be. Nyáron pedig az egyik jellemző napot száraz talajállapot, a másikat nedves talajállapot jellemzi. Az átlagos napi menetek és a jellemző napi menetek elemzése után a párányomás-gradiensek gyakorisági eloszlását vizsgáltuk meg. Ezen terjedelmes vizsgálati anyag alapján, most csak abból a szempontból vizsgálódjunk, hogy az 1. ábrán az irodalom alapján összeállított nyári menetek mennyire helytállóak nálunk és milyen érvényességet lehet azoknak tulajdonítani az év egyéb hónapjaiban?

A párányomás viszonyokról az alábbi táblázat tájékoztat:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XI
3	0,0	-0,10	0,0	+0,10	0,0	-0,10	0,0	-0,10	0,0	-0,10	0,0	-0,10
5	-0,10	-0,10	-0,10	0,0	+0,30	+0,10	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	+0,10
7	-0,03	-0,14	+0,07	+0,14	+0,17	+0,27	+0,47	+0,34	+0,34	+0,14	-0,23	-0,07
9	+0,01	-0,06	+0,10	+0,27	+0,47	+0,43	+0,36	+0,34	+0,40	+0,17	+0,06	-0,04
11	+0,07	+0,17	+0,16	+0,34	+0,66	+0,44	+0,63	+0,50	+0,34	+0,26	+0,14	+0,04
13	+0,10	+0,06	+0,17	+0,23	+0,33	+0,56	+0,47	+0,74	+0,83	+0,30	+0,10	+0,07
14	+0,14	+0,10	+0,20	+0,53	+0,30	+0,53	+0,67	+0,56	+0,50	0,0	+0,24	+0,43
15	+0,10	+0,17	+0,17	+0,27	+0,37	+0,30	+0,36	+0,53	+0,27	+0,30	+0,14	+0,03
17	0,0	+0,07	+0,27	+0,27	+0,30	+0,30	+0,43	+0,53	+0,67	+0,27	+0,10	0,0
19	0,0	0,0	+0,03	+0,20	+0,17	+0,40	+0,20	+0,34	+0,23	+0,13	0,0	-0,03
21	-0,03	+0,04	0,0	+0,13	+0,17	+0,13	+0,27	+0,20	+0,23	+0,07	-0,07	-0,04
23	-0,10	-0,20	0,0	+0,10	0,0	-0,40	+0,10	0,0	+0,20	+0,10	-0,20	-0,10



1. ábra. A nedvességeloszlás típusai nyáron (Geiger és Drozdov nyomán). Folytonos vonal: talajközelségben, szaggatott vonal: makroklímában

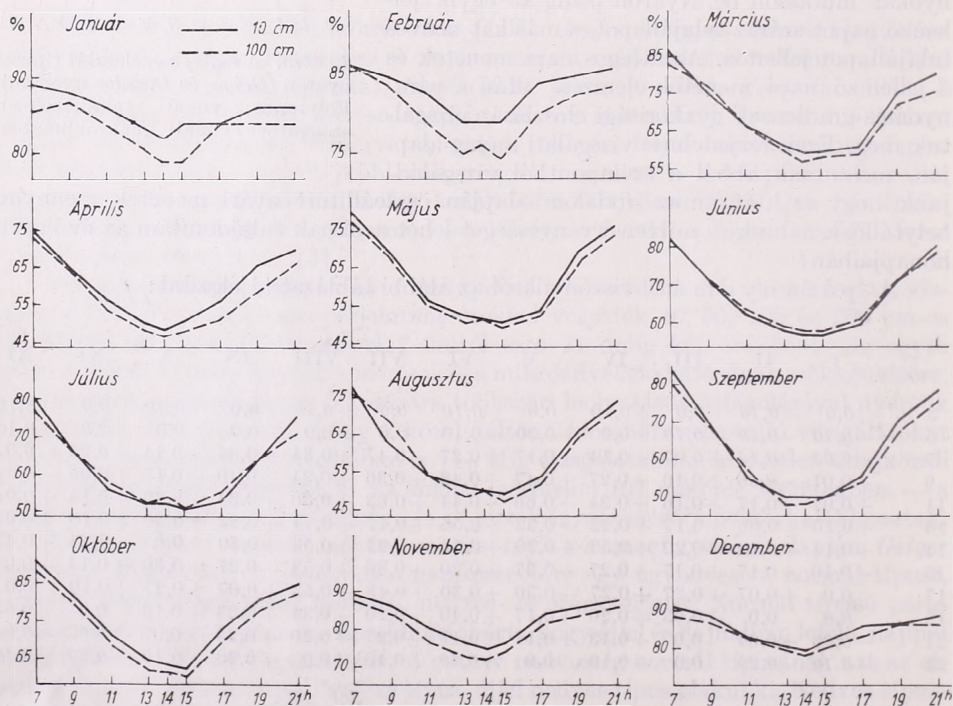
Az év minden-egyik hónapjára összeállított oszlopokban a gradiensek napi menetét látjuk 3 évi átlagok alapján.

Késő ősztől kora tavaszig az a jellemző, hogy kb. 8 órától 19 óráig nedves típusú gradiensek, az éjszakai félnap folyamán pedig száraz típusú gradiensek ($\Delta e \leq 0$) állnak fenn, meghatározván a megfelelő irányú páraszállítást, amely a csekély abszolút értékű gradiensek miatt nem lehet nagy. A téli hónapokból kiválasztott 1—1 „jellemző” (derült, szélcsendes) napon a páranomás gradiens napi menete hórétég nélküli felszín esetén egész nap nedves típusú; míg hórétég fölött reggel és este negatív vagy 0, napközben pozitív gradiensek észlelhetők. Tehát az átlagos téli napi menetek a hórétég fölött létrejövő napi menetekhez hasonlóak.

A nyári félév átlagos viszonyait tekintve szinte kizárólagos a nedves típus uralma. A reggeli és esti órákban is pozitívek ($\Delta e > 0$) a gőznyomás-gradiensek, csupán az éjjeli körüli órákban lehet gyenge negatív gradiensekre számítani. A mikroklimatikusan önálló „jellemző” napokon is ez a helyzet. Mind a száraz, mind a nedves talajállapot esetén a gradiensek pozitívek, annyi a különbség, hogy nedves talajállapot esetén a nagyobb értékű gradiensek korábban észlelhetők.

Táblázatunkban a maximális pozitív gradiens érték 0,83 mm szeptemberben 13 órakor található. A nagyfokú gradiensek kifejlődésének a szélélénküléssel fokozódó kiesérlődés szokott korlátot szabni. A vizsgált években szeptember aránylag szélcsendes volt. Hasonló maximális értékkel (0,67 mm) júliusban 14 órakor számolhatunk. Nem átlagosan, hanem egyes eseteket tekintve a 10 és 100 cm-es szintek között maximálisan 2,8; 3,0 mm gőznyomáskülönbségek észlelhetők július, augusztus déli óráiban.

Elmítésre méltó, hogy a makroklimatikus megfigyelések szintjében a páranomás napi menetének jellegzetes kettős hullámalakja, mely hazánk éghajlati viszo-



2. ábra. A relatív nedvesség napi menete 10 cm-es és 100 cm-es szintekben, háromévi átlag-
adatok alapján, minden hónap közepes napjára

nyai között áprilistól-októberig áll fenn [6], a 100 cm szinten, sőt csökkent amplitúdóval a 10 cm-es szinten is követhető [3].

A relatív nedvesség évi menetét az egyes hónapokra megrajzolt közepe napi menetekkel a 2. ábrán mutatjuk be.

Áttekintvén az egész évet szinte kizárólagosnak találjuk az egész napra szóló nedves típus érvényességét. Csak június—július hónapokban és kismértékben augusztusban mutatkozik száraz típusú nedvességeloszlás a délkörűli órákban. Nem átlagos viszonyok között, hanem egyes derült-szélesendes napokon a legkülönbözőbb hónapokban is néhány órára létrejöhet száraz típusú eloszlás, főleg 0-ás talajállapot esetén.

Ezek után visszatérve az 1. ábrán bemutatott típusokhoz megállapíthatjuk, hogy azok a nyári hónapokban, főleg a derült és szélesendes napokon érvényesek. De milyen alapon lehet a Geiger-féle normál típusú párányomás eloszlást „normál”-nak ismerni el? A nyári hónapok közepe napjain a párányomás eloszlása egész nap nedves típusú; a kiemelt „jellemző” napok is többnyire ilyenek. Úgy tűnik a téli hónapok átlagos napjai felelnének meg a Geiger-féle normál típusnak, déli másod-minimumok nélkül. Ha már normál típusról kívánunk beszélni, erre javasolható ábránkon a legfelső rajz. Az év folyamán sokkal általánosabb érvényű. Még inkább vitatható a relatív nedvességnél megállapított normál típus. A részletes vizsgálódásnál kiderült, hogy a Geiger-féle normál típus előfordulhat — ha ritkán is — a legkülönbözőbb hónapokban, de átlagos viszonyok között csak VI. VII. és VIII. hónapokban. Következésképpen „normál” jelzővel helyesebb ellátni 1. ábránkon a negyedik görbepárt, meleg kifejezi a nedves típus egész napos fennállását, mely — mint a 2. ábrán láttuk — szinte az egész évre érvényes.

A [3]-as munkánkból még egy kérdést ismertessünk. A szakirodalomból ismeretes, hogy alkalmas körülmények között a talajközeli légrétegekben a nedvesség logaritmikus eloszlású. Kísérleti jelleggel kiválasztván olyan időpontot, amikor elméletileg ezt várhatnánk, megvizsgáltuk a júliusban 14 órakor előálló átlagos párányomás eloszlását:

e [mm]:	13,1	12,6	12,5	12,5
z [cm]:	10	50	100	200
$\ln z$:	2,3	3,9	4,6	5,3

Amennyiben logaritmikus az eloszlás, a magasság logaritmusaival véve, egyenest kell kapnunk. Kiegyenlítő számítással meghatároztuk ennek az egyenesnek az egyenletét és az eltérések négyzeteinek összege lesz a mértéke a logaritmikus eloszlástól való különbözőségnek. A számítás menete a következő:

$$\begin{array}{ll}
 \mathbf{b} (13,1; 12,6; 12,5; 12,5) & \mathbf{a}_1 \mathbf{a}_1 = 69,8 \\
 \mathbf{a}_1 (2,3; 3,9; 4,6; 5,3) & \mathbf{a}_1 \mathbf{a}_2 = 16,1 \\
 \mathbf{a}_2 (1, 1, 1, 1) & \mathbf{a}_2 \mathbf{a}_1 = 16,1 \\
 & \mathbf{a}_2 \mathbf{a}_2 = 4,0 \\
 & \mathbf{a}_1 \mathbf{b} = 203,0 \\
 & \mathbf{a}_2 \mathbf{b}_2 = 50,7 \\
 & \mathbf{b}^2 = 642,9
 \end{array}$$

Egyenessel való közelítés esetén a megfelelő normál egyenletek:

$$\begin{array}{l}
 69,8\xi_1 + 16,1\xi_2 = 203 \\
 16,1\xi_1 + 4 \xi_2 = 50,7 \\
 \text{Innen} \quad \xi_1 = -0,2 \text{ és } \xi_2 = 13,5
 \end{array}$$

Keresett egyenesünk egyenletére adódik:

$$y = -0,2x + 13,5$$

$$\text{Minimum } \nabla^2 = 0,04$$

Tehát adott időpontban a nedvesség-eloszlás egészen jó közelítéssel logaritmikus. A 0,04 numerikus érték jellemzi a logaritmikus eloszlástól való eltérésnek a mértékét. Úgy tűnik, hogy a min. ∇^2 -nek egy olyan szerepet lehetne tulajdonítani, mely egy mikroklíma függő vagy független voltának eldöntésében nagy segítséget jelentene. További kutatási feladat lehet — kapcsolódván [2]-höz — annak a vizsgálata, hogy mikor volna célszerű a min. ∇^2 ilyen szerepkörű alkalmazása, milyen határokat lehetne jellemzőnek megadni.

(A kézirat beérkezett 1963. október 10-én.)

IRODALOM

- [1] Geiger R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1961.
- [2] Dobosi Z.: Vizsgálatok a talajközeli légrétegek hőmérsékleti viszonyairól. Budapest, 1955. (Kandidátusi disszertáció.)
- [3] Felméry L.: Vizsgálatok a talajközeli légrétegek nedvesség viszonyairól. Budapest, 1962. (Doktori disszertáció.)
- [4] Best—Knighiting—Pedlow—Stormonth: Temperature and humidity gradients in the first 100 m over SE-England. Geophys. Mem. 89, London, 1952. (Geiger nyomán.)
- [5] Drozdov, O. A.: Mikroklimat. (Kursz klimatologii I. 6.) Leningrád, 1952.
- [6] Kakas J.: A levegő nedvessége. (Magyarország éghajlata. 6. f.) Budapest, 1953.

Kálmánné Cseh Éva:

A középtávú előrejelzések néhány újabb módszere

New Methods of Medium Range Weather Forecasting (Summary). A report on some methods of medium range weather forecasting — mainly those of Reuter and Kleiter — has already been given by the author in a previous paper. The present paper deals with the respective Soviet methods: with those of Kats, Stabova, and mainly with Rafailova's circulation method for the forecasting of field anomalies of 500/1000 mb thickness lines. This method has been extended by Rafailova also on the forecasting of surface temperature; the verification of these forecasts is also contained in the paper.

*

A gyakorlati igények hatására egyre több országban foglalkoznak a középtávú időjárás-előrejelzések módszerének

kidolgozásával, illetőleg a már alkalmazott módszerek javításával. Ezek közül különösen ki kell emelni Reuter és Kleiter munkáját, amelyeket részletesen ismertettünk egy régebbi dolgozatunkban [1].

Hazánkban a szinoptikus folyamatok extrapolálása útján kísérletképpen 1958—61 között adtak ki közepes időtartamra, 2—3 napra szóló előrejelzéseket, ún. *távolabbi kilátásokat*. Ezeknek a prognózisoknak bizonytalan beválása miatt [2] azonban az előrejelzések kiadását megszüntették. Célszerű azonban ennek a munkaterületnek részletesebb tanulmányozása, mert a néhány napos

előrejelzés nagy gyakorlati fontosságú. Az alábbiakban néhány olyan újabb külföldi módszert ismertetünk, amelyek segítséget nyújthatnak a 3—7 napos előrejelzések készítésénél.

A néhány napra szóló időjárás-előrejelzéshez nem elegendő csupán a kiinduló nap szinoptikus térkép anyagának ismerete, mert ezeken gyakran még nincsenek meg azok a bárikus képződmények és frontok, amelyek kialakítják majd az adott körzet távolabbi időjárását. Nehezíti a problémát az a körülmény is, hogy a szinoptikus helyzetek nemcsak folyamatos fejlődést mutatnak, hanem ugrászerű átalakulásokat is. A 3—7 napra szóló előrejelzések összeállításához tehát ugyancsak szükséges a makroszinoptikus folyamatok fejlődési törvényszerűségeinek tanulmányozása, mint a rövid tartamú előrejelzésekhez.

A középtávú előrejelzések módszerét A. L. Kac továbbfejlesztette [3]. Véleménye szerint a 3—7 napra szóló előrejelzések összeállításához az alábbi térképek szükségesek: 1. talajközeli szinoptikus térképek; 2. A főizobárfelületek abszolút topográfiái; 3. az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál térképe. Az abszolút topográfiák alapján összeállítanak kiegészítő térképeket is. Ezek a következők: a) különböző időszakokra vonatkozó átlagtérképek; b) izallohipsza-térképek; c) különböző szintek örvényességi térképei. Az 500/1000 mb-os RT alapján az alábbi térképeket állítják össze: a) az átlagtérképek különböző fajtáit; b) izallohipsza térképeket; c) a sokévi átlagtól való eltérések napi térképeit.

A 3—7 napra szóló előrejelzések összeállítására leggyakrabban a szinoptikus folyamat abszolút vagy relatív topográfiájának átlagtérképeit használják. A talajon kifejlődő szinoptikus folyamatok sematizálására két különböző fajtájú gyűjtőtérképet alkalmaznak: a *statikus* és a *kinematikus gyűjtőtérképet*. Azt a térképet, amelyen a bárikus képződmények egyezményes jelei és demarkációs vonalai vannak, statikus gyűjtőtérkép-

nek nevezik. A demarkációs vonal nemcsak a ciklonális és anticiklonális mezők elválasztóvonalára, hanem a légkör alsó rétegeiben levő légtömegek tartósabb át-helyeződését is tükrözi. A kinematikus gyűjtőtérkép a képződmények mozgását és fejlődését feltűntető egyezményes jelek gyűjtőtérképe. A kinematikus gyűjtőtérkép még abban is különbözik a statikus gyűjtőtérképtől, hogy nemcsak a bárikus képződmények helyzetét, hanem a folyamat kinematikáját és a képződmények életeciklusát is tükrözi.

Az 1000 és a 300 mb-os szint közötti réteg átlagos topográfiáját jellemzi az ún. *háromszintű közepes térkép*. Ezt a térképet a következőképpen szerkesztik meg: a szinoptikus periódus első napjának térképei alapján egyenletes eloszlású pont-hálózatot jelölnek ki a 700, az 500 és a 300 mb-os topográfiákon. A 700, 500 és 300 mb-os szint geopotenciál értékeit rendre 0,5, 0,4 és 0,2-vel szorozzák, majd pontonként összegezik. Az ily módon nyert értékek alapján szerkesztik meg az 1000 és a 300 mb-os szintek által határolt réteg közepes térképét. A háromszintű közepes térkép a szinoptikus periódus első napjának adatai alapján eléggé jól tükrözi mind a bárikus centrumok eloszlását, mind a frontálzóna elhelyezkedését és intenzitását. A háromszintű közepes térkép alkalmazása lehetővé teszi, hogy már az első napon összeállítsuk a szinoptikus periódus hátralevő napjaira az általános előrejelzést.

A légköri cirkuláció sajátosságainak mennyiségi értékelése a szinoptikus gyakorlatban egyre jobban meghonosodott az utóbbi években. A ciklon- vagy anticiklon-tevékenység számszerű értékeléséhez a térképet $5^{\circ}\text{N} \times 10^{\circ}\text{E}$ területre osztják, és meghatározzák a cirkulációs indexeket, amelyeket e terület közép-pontjára számítanak ki. A ciklonális és az anticiklonális cirkuláció indexeinek algebrai összegét a *légköri cirkuláció indexének* nevezzük. Ez az eljárás a cirkuláció jellegét (zonalitás, meridionalitás) tünteti fel.

Az elemi szinoptikus folyamat első

napjának talaj és magassági bárikus mező adataiból sokszor előrejelezhetjük e mezők alakulását a következő 3 napra. A magassági bárikus-mező előrejelzéséhez *A. I. Stabova* a következő tapasztalati szabályokat ajánlja [4]: Ha a magassági ciklonális képződményeknek (ciklonok és teknők) negatív izallohípszák felelnek meg, akkor az esetek 92—96%-ában a következő elemi szinoptikus folyamat során is fennmaradnak, pozitív izallohípszák esetén pedig úgy töltődnek fel, hogy a ciklonok teknőbe mennek át, míg a teknőket magassági gerincek váltják fel. Ha a magassági anticiklonális képződményeknek (anticiklonok és gerincek) pozitív izallohípszák felelnek meg, akkor az esetek 89%-ában a következő elemi szinoptikus folyamat során is megmaradnak, ha viszont az izallohípszák negatívek, akkor az esetek többségében az anticiklonok magassági gerincekké alakulnak, a magassági gerinceket pedig teknők váltják fel.

A talajközeli bárikus-mező 3 napos előrejelzésére az alábbi szabályok alkalmazhatók [4, 5]: azokban az esetekben, amikor a magassági frontálzóna tölcésének zérus izallohípszák felelnek meg, úgy, hogy a negatív izallobárikus góc a ciklon területén található, a pozitív góc pedig az anticiklon területén, akkor a következő elemi szinoptikus folyamat során a magassági frontálzóna tölcésére alatt a talajközeli az esetek 76%-ában gerinc, míg 19%-ában anticiklon alakul ki. Hasonló szabályok érvényesek a magassági frontálzóna deltájára is, amikor a deltának zérus izallohípszák felelnek meg. A talajközeli elemi szinoptikus folyamat során e delta alatt az esetek 48%-ában teknő alakul ki, az esetek 43%-ában pedig egyedülálló ciklonmag jelenik meg.

A cirkulációs viszonyok tetszőleges 3 napra való előrejelzésének módszerét — függetlenül bármelyik makrofolyamat határától — *H. H. Rafailova* dolgozta ki [6]. Bizonyos egyszerűsítések után a talajközeli légnyomás lokális időbeli vál-

tozásának termikus összetevője a következő formában írható lef:

$$\left(\frac{\partial p_0}{\partial t}\right)_T = -\varrho R \ln \frac{p_0}{\bar{p}} \frac{\partial T'}{\partial t} = -k \frac{\partial T'}{\partial t},$$

ahol a T' a \bar{p} és p_0 izobárfelület között levő réteg hőmérsékletének a normáltól való eltérése, \bar{p} a közepek szint nyomása.

Reális viszonyok között a troposzféra közepek szintje általában az 500 mb-os felület környezetében található. Ezért a p_0 és a \bar{p} felület közötti légréteg hőmérsékleti anomáliájának lokális változása gyakorlatilag nem más, mint az adott pontban levő 500/1000 mb-os RT anomália változása. Tehát a fenti egyenlet alapján a talajközeli nyomás termikus okokból eredő változását minőséileg megítélhetjük az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál anomáliájának időbeli változása alapján. Az egyenletből következik, hogy az 500/1000 mb-os RT pozitív anomáliáinak növekedésénél, vagy a negatív anomáliák csökkenésénél a talajnyomás a termikus tényezők hatására csökken, míg a negatív anomáliák növekedésénél és a pozitív anomáliák csökkenésénél növekszik.

Az 500/1000 mb-os relatív topográfian a zérus izanomáliák a sebességörvény maximális áthelyeződésének területeit jelzik. *Rafailova* megállapította, hogy az esetek 90 %-ában zárt cirkulációjú ciklon és anticiklon képződmények a zérus izanomáliák körzeteiben, azaz a légtömegek közötti maximális hőmérsékleti kontrasztjának és az örvény maximális advekciónak zónájában jönnek létre.

Az 500/1000 mb-os RT anomália-térképeket felhasználva a bárikus képződmények áthelyeződési irányának előrejelzésére a következő szabályokat állapította meg:

1. Ha a zérus izanomália a frontálzónán áthalad és azzal párhuzamos, akkor az esetek 92%-ában bárikus képződmények a következő 3 napon azon zérus izanomália mentén helyeződnek át, amely a kiinduló napon abárikus képződmények középpontjain haladt keresztül.

2. Ha a zérus izanomália a frontálzónát átszeli, akkor az esetek 81%-ában a bárikus képződmények centrumai a következő napon a zérus izanomália különleges pontjának új helyzeteivel esnek egybe. (Különleges pont: a szomszédos pozitív és negatív előjelű anomália-középpontokat összekötő egyeneseknek a zérus izanomáliával való metszéspontja).

3. Ha a zérus izanomália a frontálzónán nem halad keresztül, és az anomália értékei a magassági frontálzóna fölött 20 dkm-nél kisebbek, az áramlás intenzitása pedig a frontálzónában 50—60 km/ó-nál nagyobb, akkor a következő 3 nap során a bárikus képződmények a kiinduló nap frontálzónájának áramlási irányába helyeződnek át; a zérus izanomália deformálódik és a frontálzóna irányához simul.

4. Ha a zérus izanomália a frontálzónán nem halad keresztül, és az anomália értékei a magassági frontálzóna fölött 20 dkm-nél nagyobbak, az áramlás intenzitása pedig a frontálzónában 50 km/ó-nál kisebb, akkor a bárikus képződmények a következő 3 nap során azon zérus izanomália mentén helyeződnek át, amely a kiinduló napon a bárikus képződmény középpontján haladt keresztül; a frontálzóna deformálódik és a kiinduló nap zérus izanomáliájának irányát veszi fel.

A bárikus képződmények mind a talajon, mind a magasban lényegében a zérus izanomália különleges pontja körzetében alakulnak ki. A magassági bárikus centrumok áthelyeződési sebessége egyenesen arányos a zérus izanomáliák különleges pontjainak áthelyeződési sebességével. A magassági bárikus képződmények áthelyeződési sebességének és irányának néhány napra szóló előrejelzése tehát az 500/1000 mb-os RT anomália-mező fejlődésének előrejelzésén alapszik.

Az 500/1000 mb-os RT anomália-mező fejlődésének kutatása azt mutatta, hogy az anomália főleg advektív tényezők következtében változik meg. Ezért az 500/1000 mb-os RT anomália-mező előre-

jelzési módszerének kidolgozásánál a fő figyelmet a horizontális áthelyeződés tanulmányozására fordították. Az 500/1000 mb-os RT anomália-gócok útvonala a 700 és 500 mb-os szélmezők alapján állapítható meg.

Ahhoz, hogy a következő 3 napra előre jelezhessük a bárikus-mező fejlődését, a kiinduló 500/1000 mb-os RT anomália térképén kívül — amely a bárikus-mező 24 órára szóló előrejelzését adja meg — fel kell még használni a következő két nap anomália-térképét is. Amikor az 500/1000 mb-os RT anomália térképének alapján új magassági képződmények kialakulását nem várjuk, akkor az áramlás stabilis marad, az anomália-gócok és a zérus izanomáliák a második napon a kiinduló nap 700 mb-os szintjének áramlási irányában a megfelelő sebességgel áthelyeződnek. Ha pedig az 500/1000 mb-os RT anomália kiinduló térképe szerint a következő napon új magassági képződmények jönnek létre, vagy a magassági frontálzóna jelentős deformációja figyelhető meg, akkor az anomália-gócok és a zérus izanomáliák a második napon a mező deformációjának megfelelően helyeződnek át azokba a körzetekbe, ahol feltételezzük az új képződmények kialakulását.

Az anomália-mező alakulását befolyásolják a vertikális légmozgások is. Ahhoz, hogy a vertikális mozgásoknak az 500/1000 mb-os RT anomália-mező fejlődésére gyakorolt hatását megvizsgáljuk, a napi anomália-térképek és a megfelelő vertikális sebességek térképeinek együttes analízise szükséges. Az utóbbi térképek a 700 mb-os felületre készülnek. A vizsgálat azt mutatta, hogy az anomália pozitív góca felett levő légoszlopban a leszálló mozgás az esetek 85%-ában négy sőt több napig, az esetek 54%-ában hat sőt több napig is tartott. Azokban az esetekben, amikor az 500/1000 mb-os RT anomália pozitív góca felett a levegő felszálló mozgását figyelték meg, akkor az esetek 92,3%-ában a harmadik napon az anomália értékei erősen gyengültek, és az adott körzet felett már negatív anomáliák jelentkeztek. Hasonló fejlődés-

désen megy át az anomália negatív centruma is.

Plymódon a magassági szelek gradiens nélküli mezejének körzetében, azaz olyan körzetekben, ahol erőteljesebb advekción hiányzik, a vertikális mozgások jellegének alakulása igen hasznos útmutatóként szolgálhat az anomália-mező további fejlődésére. A fenti tapasztalatok alkalmazásával a talajmenti bárikus mezőt a természetes és elemi szinoptikus periódus határaitól függetlenül előrejelezhetjük.

A hőmérséklet 3 napra szóló előrejelzésére *Rafailova* egy újabb cikkében ad útmutatást [7]. Ehhez a munkához szintén az 500/1000 mb-os réteg adatait használja fel. Ismeretes, hogy a

$$t_0 \approx \frac{H_{500}}{2},$$

azaz a talajközeli hőmérséklet közelítőleg az 500/1000 mb-os réteg hőmérsékletének a felével egyenlő. Ha a talajközeli tényleges hőmérséklet (t_0) értéke és a geopotenciál (H_{1000}^{500}) tényleges értéke helyett ezeknek az éghajlati törzsértékektől (t_0 és H_{1000}^{500}) számított eltéréseit vesszük, akkor

$$t_0 + \Delta t_0 \approx \frac{H_{1000}^{500}}{2} + \frac{\Delta H_{1000}^{500}}{2}$$

A hőmérséklet és a geopotenciál törzsértéke (klímaértéke) 3 nap folyamán lényegesen nem változik, ezért ezek csekély változását az egyenletben elhanyagolhatjuk. Ekkor a talajközeli hőmérséklet és a H_{1000}^{500} geopotenciál anomáliái között az alábbi összefüggést nyerjük:

$$\Delta t_0 \approx \frac{\Delta H_{1000}^{500}}{2}$$

A fenti összefüggés szerint a talajközeli hőmérsékleti anomália közelítőleg az 500/1000 mb-os réteg hőmérsékleti anomáliájának felével egyenlő.

Az operatív szolgálatban azonban nem a középhőmérsékletet, hanem a maximum és minimum hőmérsékletet kell előrejelezni 3 napra. *Rafailova* ezek előrejelzésére a következő egyszerű kapcsolatot ajánlja:

$$t_{max} = t_{cp} + \frac{A_m}{2}$$

$$t_{min} = t_{cp} - \frac{A_m}{2}$$

ahol t_{max} és t_{min} a 24 órára előrejelzett maximum és minimum hőmérsékletet jelenti, t_{cp} az előrejelzett napi középhőmérséklet, A_m a napi középhőmérséklet sokévi átlagértéke. A előrejelzéshez először A_m értékét kell meghatározni arra az állomásra, amelyre az előrejelzést készítjük.

A fenti módszerrel *Rafailova* 25 hőmérsékleti prognózist készített Moszkvára (1960. január folyamán). Az előrejelzett hőmérsékleteket 5 fokos közben adta meg. Az így készült előrejelzések beválása 92—96%-os volt.

(A kézirat beérkezett: 1963. nov. 26-án.)

IRODALOM

- [1] Kálmánné, Cs. É.: A középtávú előrejelzések mai állása. Beszámoló az 1962-ben végzett tudományos kutatásokról, Budapest, 1963.
- [2] Lépp, I. - Vissy, K.: A középtartamú prognózisok beválása Magyarországon. Időjárás, 66. évf. 3. szám, 1962.
- [3] Рап. А.Л.; Предсказание погоды на три-семь дней. Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, 1958.
- [4] Штабова, А.И.: К вопросу о способе составления прогноза погоды на 3 дня. Труды ЦИП, вып. 63. 1957.
- [5] Пагава, С.Т.: Основы синоптического метода долгосрочных прогнозов малой заблаговременности. Труды НИУ, сер II, вып. 20. 1946.
- [6] Рафаилова, X.X.: Применение ежедневных карт аномалии OT 500/1000 к прогнозам на три дня. Труды ЦИП, вып. 64. 1958.
- [7] Рафаилова, X.X.: Об особенностях связи между аномалиями H 500/1000 и температурой воздуха и использование ее для прогноза температуры на каждый из трех дней. Труды ЦИП, вып. 119. 1962

HILLE ALFRÉD (szerk.): **A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken.** A Magyar Meteorológiai Társaság kiadása. Budapest, 1963. 78 (A/5) oldal, 17 ábra, 3 táblázat.

A Magyar Meteorológiai Társaság vándorgyűlésein elhangzott előadások és hozzászólások nyomtatásban való megjelenését immár negyedízben üdvözölhetjük. Az OMI háziyomdájában 1963-ban elkészült szerény, de ízléses kivitelű könyvecske 78 oldal terjedelemmel az 1962. augusztus 10–12. között Veszprémben tartott VIII. vándorgyűlés anyagát öleli fel. A kiadványhoz *Hille Alfréd*, az MMT elnöke írt előszót.

A vándorgyűlés elnöki megnyitója után — melyben *Hille Alfréd* Veszprém város és a Bakony nevezetességeiről, a levegő szennyeződésének világmetretű probléméjáról, az úrkutatásról és a meteorológia fejlődéséről emlékezett meg, illetőleg adott számot, — a Bakony térségének légszennyeződésével, mint főtémával foglalkozó előadások sorozatát *Kakas József* „Néhány szó a Bakony éghajlatáról” című előadása vezette be. A Bakony hegység tájainak geográfiai ismeretése után bemutatta és jellemezte az itt fellelhető klímakörzeteket, majd újszerű módon, a hagyományos éghajlat-leíró előadások adathalmazait mellőzve, jellemző adatok tükrében mutatta be azokat a jelenségeket, melyekkel az emberi termelő munkának számolnia kell a Bakonyban: télen a hófűvás következtében előálló közlekedési akadályokkal, a nagy zuzmára gyakorisággal, olvadáskor és felhőszakadások alkalmával jelentkező talajlepustulással és árvízveszéllyel, újabban pedig a nagymértékű légszennyeződéssel.

Szepesi Dezső előadása a meteorológiai, domborzati és talajfelszíni, valamint ipari tényezőknek a szennyező anyagok terjedésére gyakorolt hatását ismertette a külföldi szakirodalomban napvilágot látott elméletek, modellek és nomogramok alapján, végül kis statisztikát mutatott be a budapesti talajközeli inverziókról. Jól felépített előadásában azokat a képleteket és nomogramokat, melyeket az időjárási helyzetek nagy változékonysága miatt a gyakorlat a legtöbbször nem igazol, kommentár és kritika nélkül ismertette. Ez a probléma leegyszerűsítésének lehetőségét és annak jogosságát látszik igazolni, és így sokakat megtéveszthet. Hogy ez így van, azt tanúsítja több városunk levegőjének szinte tragikus mértékű szennyezettsége, ahol a tervezők a fenti formulák alapján helyezték el a szennyező objektumokat a „legkedvezőbb” helyre. E szempontból figyelemre méltó és fent kifejtett álláspontunkat igazolja *Mórik József* hozzászólása (melynek azonban egy mondatával: „Pedig egy megfelelő magasságú kémény jó védelmet nyújt a levegőszennyeződés ellen...” csak fenntartással érthetünk egyet).

Goll György a vegyipari légszennyező anyagok keletkezéséről és terjedéséről tartott előadásában elsősorban a klórfenollal, a Balaton-környék egyik legjellegzetesebb levegőt-rontó anyagával foglalkozott, melyet a növények megkötnek és azok fogyasztásra alkalmatlanná válnak. Hangsúlyozta a vegyi üzemek jó elhelyezésének fontosságát. Megállapította, hogy Fűzfő esetén ez nem a legszerencsésebben sikerült. A légszennyeződések különböző felszínek fölötti terjedésére vonatkozó személyes megfigyelései érdekesek.

Páter János a levegőszennyeződés egészségügyi vonatkozásairól tartott előadásában a különböző halmazállapotú szerves és szervesetlen szennyező anyagok élő szervezetbe kerülésének módjait, majd a lakóterületek, valamint ipari és közlekedési területek külső levegőjében megengedett maximális szennyezőanyag koncentrációkat ismertette (a tartósan megengedett maximális koncentráció általában ezeknek csak egyharmadát). Hangsúlyozta a higiénikus, a meteorológus és az ipari tervező szakemberek együttműködésének fontosságát már a tervezés fázisában.

Mórik József a levegőszennyeződést előidéző objektumokat (gyárak, erőművek, bányák, salakhányók, közlekedés) vette sorra előadásában. A KÖJÁL-lal közösen végzett mérései alapján ismertette a megye levegőegészségügyi helyzetét. A vizsgálatok szerint különösen Fűzfő környéke mutatkozik aggasztónak, ahol a vegyi gyárak bűze több balatoni üdülőhely létét veszélyezteti és a környék szőlő- és gyümölcsstermését is szinte élvezhetetlenné teszi.

A légszennyeződések az erdőgazdaság terén okozott kártételéről *Papp László* tartott előadást. Kiemelte az inotai alumíniumkohó fluorgázai által előidézett erdőpusztulást, jól érzékeltetve a károk térbeli változásának éles vonalakkal elhatárolható voltát és különböző mértékét.

A főtéma kívül a kiadvány még három előadás szövegét tartalmazza: *Fekete Zoltán* előadását a szántóföld, a szőlő és a gyümölcsös talajvédelméről, mely igen fontos és aktuális prob-

lémát vet fel; *Mohácsi Mária* és *Szepesi Dezső* közös munkáját, a meteorológia technikai segéd-eszközöknek fejlődését bemutató, a meteorológiai mesterséges hordak adatainak repülésmeteorológiai felhasználásáról szóló előadást; végül *Pécsi Márton*nak a vándorgyűlés Bakonyban tett tanulmányi kirándulása közben tartott előadásának rövidített szövegét a lejtőn hóolvadás és fagy hatására létrejövő jelenkori felszínalakító folyamatokról és talajlepusztulásról. Ez utolsó előadás közlése már sorrendi szempontból is megdöbbenő lett volna, annál is inkább, mert a szerző az előző, e témába vágó előadásokhoz fűződő hozzászólásai után már csak önmagát ismétli, bár igaz, hogy erre az ismétlésre a tési fennsíkron látottak kellő okot adtak. Az ismétlést talán szerkesztői beavatkozással el lehetett volna kerülni.

A kiadvány végén található a vándorgyűlésen elfogadott ajánlások jegyzéke, az elnöki zárszó és rövid ismertetés a tanulmányi kirándulásról.

A kötet egésze a vándorgyűlés helyes és igen aktuális témaválasztását mutatja. Az előadók a központi témát sok oldalról megvilágították és az egyes előadásokat az értékes hozzászólások jól kiegészítették. Tekintve, hogy a kiadvány a főtéma nyomán kapta címét, helyesebb lett volna az utolsó három előadást szerkezetileg különválasztani. Ennek nem mond ellent az, hogy az elnöki megnyitóban már jelezték voltak. (Ilyen különválasztó s egyben a 3 utolsó előadást mégis összefogó cím lehetett volna pl.: „A vándorgyűlésen elhangzott egyéb előadások”, vagy „Függelék”, stb.). Ez a megoldás természetesen semmit sem vont volna le az előadások értékéből. A tetszetős könyv elállításáért az OMI házi nyomdáját illeti dicséret. Csak két értelemzavaró sajtóhibát sikerült felfedeznem: a 26. old. 19. sorában széndioxid áll kéndioxid helyett, a 34. oldalon levő táblázat 9. sorában pedig lebegő por helyett levegő por.

A kiadvány nemcsak a meteorológusok és levegőhigiénikusok, hanem az ipari és közigazgatási szakemberek számára is igen hasznos, mert fontos elméleti és gyakorlati feladatok megoldásának lehetőségére hívja fel a figyelmet.

Gajzágó László

ISRAËL, H.: *Atmosphärische Elektrizität. Teil II. (Légköri elektromosság)* Akademische Verlagsgesellschaft, Geest & Portig K. G. Leipzig, 1961. 504 oldal. A „Probleme der kosmischen Physik” sorozat XXIX. kötete.

A kötet az 1957-ben megjelent hasonló című munka folytatása. Az első kötet a légköri elektromosság alapjaival, a vezetőképességgel és a légköri ionokkal, míg a jelenlegi a lélegelektromos térrel, a töltésekkel és a légkörben folyó elektromos áramokkal foglalkozik.

Az utóbbi két évtizedben a légköri elektromosság kutatása lényeges fejlődésnek indult. E fejlődés főleg a nagytérű és függőleges irányú vizsgálatokban hozott jelentős mennyiségű új eredményt. A vizsgálatok lehetőségeit adtak arra is, hogy olyan speciális meteorológiai, aerológiai kérdéseket, mint pl. a turbulencia és kieserélődés vizsgálatokat, légköri elektromos mérésekkel közelítsék meg. További lökést adott a fejlődésnek a maghasadási folyamatok szerepének tisztázása a légköri elektromosságban. Végül a Nemzetközi Geofizikai Év feldolgozásai lendítették előre e szakterületet. A felsorolásból kitűnik, miért várt a szerző több évet az első kötet megjelenése után a folytatás nyomdába adásával. *Israël* új könyve tulajdonképpen a felsorolt eredmények igen széleskörű összefoglalása, elemzése és rendszerezése. Teljességre való törekvését kidomborítja a majdnem 1100 irodalmi utalás is.

Az ötödik fejezet (a második kötet első fejezete) a légköri elektromos tér stacionárius és nemstacionárius jelenségeivel foglalkozik. E rész felépítése olyan, hogy a talált változások elemzésével fokozatosan közelíti meg a szerző a lélegelektromos tér fennállására felállított újabb hipotézist, a „zivatargenerátor” elméletet. A légköri elektromosság keletkezésére irányuló régebbi hipotézisek nem nyújtottak megnyugtató magyarázatot. A legújabb vizsgálatok azonban már a meteorológiai változások során fellépő felhőfizikai-légkörfizikai változásokkal okolják meg a légköri elektromosság keletkezését. A légkör elektromossága tehát nem a Föld statikus, hanem a légkör stacionárius tulajdonsága — a kötetben kifejtett elmélet szerint. A nemstacionárius jelenségek közül a szféríksz vizsgálatok ismertetését kell kiemelniünk.

A hatodik fejezet a töltésekkel foglalkozik. Itt részletes áttekintést kapunk a tértöltésekről és a kódok, ill. felhők töltéséről. A különböző fázisú csapadékok során keletkező töltésekkel hangsúlyozottan foglalkozik e fejezet. A fellépő nagy mérési problémák miatti kevés számszerű eredményt jól összefoglalva találjuk e részben.

A hetedik fejezetben a szerző a légkörben folyó három áramcsoporttal külön-külön részletesen foglalkozik. A töltéshordozók vándorlása miatti áramok: a vezetési áramok, melyekhez a vertikális áramok, esúcskisülési és villámáramok tartoznak; és a konvekciós áramok, ahova a csapadék áramokat, a tértöltések meteorológiai folyamatokban (kieserélődés, turbulencia) történő átvitele miatt fellépő áramokat és a diffúziós folyamatokat követő áramokat sorolhatjuk, továbbá a légkörben folyó nem ionos eredetű, a potenciálgradiens változásai miatt fellépő eltolási áramok vizsgálatának már klasszikusnak tekinthető eredményeit találhatjuk e fejezetben. A könyvnek ez az a fejezete, melyben a legkevesebb új eredményt kapja az olvasó.

A nyolcadik fejezetben a kiegészítő területekről kapunk képet, főleg a biometeorológiai

vonatkozásokról és a természetes és mesterséges eredetű radioaktivitás lélegelektromos kapcsolatairól. A kötetet nélkülözhetetlen gyakorlati segédtablázatok és a lélegelektromos irodalom decimális osztályozására tett javaslat zárja. A lipcei, igen nemes hagyományokkal rendelkező nyomdai-
ipar termékét képviselő kötetet minden szakember azzal a jó érzéssel teheti le kezéből, hogy
szakterületén felmerülő problémáira e könyv még hosszú ideig szolgálhat ösztönző tanácsadóul.

Simon Antal

СТОММЕЛ, Г. : Гольфетрим (A Golf-áram.) Angol eredetiből fordította O. I. Ka-
majeva. 228 (21,5 × 14 cm) oldal, 82 szöveggközi ábrával. Külföldi irodalmi Kiadó, Moszkva,
1963. Ár: 1,08 rubel.

A meteorológiai kutatás több ága szoros kapcsolatban van a tengeráramlások jelenségeivel. Az éghajlatban, a makroszinoptikában, a rövidtávú előrejelzés elméletében és gyakorlatában, valamint a távprognozistikában egyaránt gyakran találkozunk az európai szempontból legfontosabb tengeráramlásnak, a Golf-áramnak a meteorológiai kihatásaival. Ennek ellenére a Golf-áram sajátosságaira, méreteire, fizikai paramétereire vonatkozóan mindeddig meglehetősen kevés megbízható forrás állt rendelkezésünkre. Ezért a meteorológusok körében is öröndetes szakirodalmi eseménynek számított, amikor Henry Stommel, a Golf-áram egyik legkiválóbb kutatója, 1960-ban közreadta „*The Gulf Stream*” című részletes leíró jellegű munkáját, amely a következő alcímet viselte: „*A Physical and Dynamical Description*” Az előttünk fekvő monográfia ennek a fontos forrásmunkának az orosznyelvű kiadása.

Az orosz kiadás A. D. Dobrovolszkij rövid előszavával kezdődik, amely a munka jelentőségét méltatja. Kiemeli, hogy Stommel munkája nagyszámban tartalmaz új elgondolásokat, bőséges tényanyagot ölel fel, és kitűnően felhasználható a Szovjetunióban folyó kutatómunkák során. A munka a következő fejezetekre oszlik: 1. A Golf-áram megismerésének története. 2. Megfigyelési módszerek. (Tartalalmazza a szerző által kidolgozott korszerű műszertechnikai megoldások ismertetését, valamint a második világháborúból származó Loran rádiótájékoztatói rendszer rövid leírását). 3. A geosztrófikus összefüggés. 4. Az Északatlanti Óceán cirkulációjának makroszinoptikus képe. 5. A Golf-áram hidrológiája. 6. Az Északatlanti Óceán szélrendszere. 7. A Golf-áram lineáris elmélete. 8. A Golf-áram nem-lineáris elmélete. 9. Meanderek a Golf-áramban. 10. Időbeli ingadozások az áramlásban. 11. A termohalinikus cirkuláció (hőmérsékleti és sótartalombeli különbségek együttes hatása alatt létrejövő cirkuláció) szerepe. 12. Záró megjegyzések.

A kötet végén megtaláljuk a szakkifejezések szótárát, amely kivált a társtudományok művelői számára lényegesen megkönnyíti a munka használatát. Végül az irodalmi források bőséges jegyzéke következik. Az irodalmi jegyzékben az 1963-ban megjelent Wüst – Defant-féle cirkulációs atlasz szerzői egy nyomdahiba folytán hibásan vannak feltüntetve, amennyiben A. Defant vezetékes- és másodneve felcserélve szerepel.

Aujeszký László

HENDL, M.: Einführung in die physikalische Klimatologie Band II. Systematische Klimatologie (Bevezetés a fizikai klimatológiába II. kötet, Rendszeres klimatológia.) VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften Berlin, 1963. 40 B/5 oldal, 3 ábra, 3 melléklet.

Ismerteti a szerző az éghajlatok rendszertanában használatos, metodikailag teljesen különböző, két fő rendszerező eljárást az *effektív* és a *genetikus* klímarendszerezést, a közöttük lévő alapvető elvi különbségeket, majd saját rendszerező eljárásának alapelveit és a velük elhatárolt, az egész Földre kiterjedő 18 féle klimatikus típust.

Rendszerezésében az általános cirkulációnak regionálisan különféleképpen módosult szerkezetű típusait, a légtömegeket, a hegységek módosító hatását, valamint a mozgó, dinamikus légnyomási képződmények (ciklonok) légáramlást és időjárást módosító tevékenységét vette figyelembe, a nyomás-, szél- és csapadékemlékek komplex analízise alapján.

Hendl rendszere, mint legáltalánosabban ismert genetikus rendszerrel leginkább B. P. Aliszov művével hasonlítható össze. Hendl éghajlati felosztása a Föld éghajlati típusairól nem nyújt részletesebb képet Aliszov felosztásánál, de attól alapvetően és előnyére lényegesen különbözik abban, hogy a planetáris zónális klímák és azon belül a planetáris klímazónák kialakulásának folyamatait és tagozódásukat a felszínkülönbségek (tenger, szárazföld, hegy, síkság) alapján, fizikai szemlélettel vizsgálja tovább, amennyiben az önmagukban dinamikus, mozgó légnyomási képződmények időjárást módosító hatását, keletkezésük és megszűnésük okát és az időjárások évi rendszerét is figyelembe veszi típusainak elhatárolásakor.

Ez a kiadvány a „Bevezetés a fizikai klimatológiába” c. 3 kötetre tervezett sorozat II. köteteként jelent meg, amit a szerző utalása szerint a jövőben egy „Általános klimatológia” és egy „Regionális klimatológia” egészít majd ki, I. és III. kötetként. A II. kötet után ítélve továbbiak is számot tarthatnak a klimatológusok érdeklődésére.

Szepsziné Lőrincz Anna

MAGYAR METEOROLÓGUS AZ ANTARKTISZON

Amint a napi sajtó híradásaiból ismeretes, *Titkos Ervin* kandidátus, az Országos Meteorológiai Intézet tudományos osztályvezetője, 1963. november 25-én az *Arktikus és Antarktikus Kutató Intézet* meghívására Leningrádba utazott, hogy részt vegyen a *IX. szovjet Antarktisz-expedícióban*. Az expedíció az *Estonia* nevű hajón december 3-án indult el Leningrádból. Le Havre-ban még két francia kutató is csatlakozott az expedícióhoz, majd a hajó a Földközi tengeren és az Indiai Óceánon át folytatta útját az Antarktisz felé. Útközben Port Said-ban és Adenben kötött ki rövid időre, az ausztráliai Perth-ben pedig két napot töltött. Az *Estonia* 1964. január közepén érkezik meg az Antarktisz partjaihoz, ahol a Déli Félteke nyara 0° körüli „nappali” hőmérséklettel fogadja a hatodik földrész kutatóit. Az *Estonia* az *Ob* nevű jégtörő segítségével közelíti meg a partot, hogy az expedíció tagjai felszerelésükkel s a hajó rakományával elérjék a közeli *Mirnij*-t, a szovjet Antarktisz-kutatás központját. Az expedíció 14 hónapos időtartama alatt *Titkos Ervin* itt, a *Mirnij*-állomáson vesz részt a szinoptikus meteorológiai szolgálatban. (G. G.)

*

A CSEHSZLOVÁK ÉS A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG EGYÜTTMŰKÖDÉSE

A két társaság vezetői a szorosabb együttműködés módzatairól tanácskoztak 1963. november 25–28-án a Technika Házában. A tanácskozáson csehszlovák részről *dr. M. Koncsek* professzor (Pozsony), a Csehszlovák Meteorológiai Társaság alelnöke, egyben a Szlovák-Tagozat elnöke és *J. Podzimek* (Prága) a Csehszlovák Meteorológiai Társaság főtitkára, magyar részről pedig *Hille Alfréd* a MMT elnöke, *Aujeszký László* alelnök és *Szalkály József* főtitkár vett részt. A megbeszélés

során kölcsönösen ismertetésre került a két társaság helyzete, tevékenysége, kapcsolata a két állam meteorológiai szolgálatával, stb. A mindvégig szívélyes, baráti légkörben folyt tárgyalások befejeztével megállapodás jött létre, amely rögzíti az együttműködés részleteit, a szakemberek kölcsönös cseréjét, valamint a tanulmányutak lebonyolításának módját. A mindkét részről aláírt megállapodás alkalmas arra, hogy hathatósan előmozdítsa az egyes szakterületen működő kutatók munkájának, módszereinek, eredményeinek kölcsönös megismerését. (V. E.)

*

A METEOROLÓGIAI TÁVKÖZLÉSI MUNKACSOPORT ÜLÉSE PRÁGÁBAN

A Szovjetunió és az európai szocialista államok meteorológiai szolgálatainak igazgatói — amint arról folyóiratunkban annak idején beszámoltunk — 1961-ben létrehozták a meteorológiai távközlési állandó munkacsoportot, az RGMT-t, amely 1963. október 15. és 25. között tartotta második ülését Prágában. Az ülésen mind a hét meteorológiai szolgálat képviseltette magát összesen 11 kiküldöttel. A magyar szolgálatot *Ozorai Zoltán* főosztályvezető helyettes és *Tölgyesi István* tudományos munkatárs képviselte. Az ülés elnöki tisztét ezúttal is *Ing. M. Novotny*, a csehszlovák Szinoptikus és Repülésmeteorológiai Szolgálat vezetője töltötte be.

A tárgyalások folyamán az időszerű főbb problémákat vitatták meg. Ismeretes, hogy a meteorológiai alapadatok cseréjére két különálló géptávíróhálózat alakult ki Európában: az egyiket a szocialista államok hozták létre. Ez később a SOMS rövidítést kapta. A másik, az IMTNE a nyugati országokban épült fel. Jelenleg a két hálózat egyesítésének módzatait dolgozták ki.

Jelentős feladata volt az RGMT-nek az új SOMS-szabályzat kidolgozása, tekintettel az új nemzetközi távközlési előírásokra. Megtárgyalták továbbá a MOTNE fejlesztésével

kapcsolatos feladatokat is. A repülésmeteorológiai adatok cseréjét szolgáló MOTNE-ban ugyanis jelentős fejlesztést terveznek. Az ún. 3. fázis bevezetése után úgy megnövekszik a továbbítandó anyag mennyisége, hogy ehhez egy duplex csatorna már nem lesz elegendő. A probléma háromszög-, vagy hurok-kapcsolásokkal oldható meg. Ilyen pl. a Bécs—Prága—Budapest háromszög. Foglalkoztak még az RTT és fakszimile adásokkal is.

Az üléseket (a Csehszlovák Hidrometeorológiai Szolgálat meghívására) ezúttal is Komoranyban, a szehszlovák Szinoptikus és Repülésmeteorológiai szolgálat központjában tartották meg. A tárgyalások a szokott módon, mindvégig szívélyes, baráti légkörben folytak. (O. Z.)

✱

SUGÁRZÁSMÉRŐ STANDARD-MŰSZEREK NEMZETKÖZI ÖSSZEHAJONLÍTÁSA TASKENTBEN

Az 1963. évi, varsói igazgatói konferencia egyik ajánlásában felkérte a Szovjetunió hidrometeorológiai szolgálatát, hogy még a Nyugodt Nap Évére tervezett nemzetközi sugárzási program megindulása előtt rendezze meg az európai szocialista országok sugárzásmérő standardműszereinek összehasonlító munkakonferenciáját. A nemzetközi hitelesítés célja, hogy a Nyugodt Nap Évében nyert sugárzási adatok összevethetők, megnyugtatóan IPS-egységekben mértek legyenek.

A konferenciát 1963. december 9—21. között 2 szovjet, 2 német, 1 csehszlovák, 1 bolgár, 1 lengyel és 1 magyar delegátus részvételével, Taskentben rendezték meg. A magyar meteorológiai szolgálatot Kovácsné Pataki Márta tudományos munkatárs képviselte, az 584. és 211. sz. Michelson-Marten aktinometerekkel, mint másodlagos standard-ekkel. Megállapodás szerint, az összehasonlítás fő standard-jéül a 140. sz. Angström-pyrheliometer, potsdami alaplmszer szolgált, amelyet legutóbb 1962-ben Davosban hitelesítettek, és ezáltal csatlakoztatták a stockholmi főetalonhoz.

A résztvevők a mérések és számítások során a legnagyobb pontosságra törekedtek. Nagy figyelmet fordítottak a mérések egyidejűségére ill. egyidejűsítésére. Alapvetően jelentették ki, hogy műszerszorozásaima esetleges módosításához legalább 7 series szükséges; s mivel a kedvező időjárás 31 sorozat mérését tette lehetővé, megalapozottan jelenthették ki, hogy a 212. és 196. sz. pyrheliméterek: szovjet standard-ek, és a magyar meteorológiai szolgálat 584. sz. másodlagos alaplmszerének szorzószáma változtatlanul hagyható, míg a hitelesítésben résztvevő többi műszeré a megállapított mértékben javítandó.

A feszített ütemű összehasonlítás zavartalanlágát a Középszázi Hidrometeorológiai

Tudományos Kutatóintézet (SzANIGMI) vezetői és munkatársai valamint a leningrádi munkatársak példás segítőkészséggel biztosították. (K. P. M.)

✱

A MAGYAR METEROLÓGIAI TÁRSASÁG XXXVI. KÖZGYŰLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1963. december 12-én tartotta évi rendes közgyűlését, amelyet Hille Alfréd elnök nyitott meg. Az üdvözlő és bevezető szavak után Bodolai István az időjáráselőrejelzés néhány időszerű kérdéséről tartott előadást.

Fejtegetésében arra a kérdésre keresett feleletet, hogy mi jellemzi az időjárás rövidlejtárú előrejelzésének jelenlegi állapotát és perspektíváit.

A népgazdaság fejlődése technikai színvonalának emelkedése fokozott igényeket támaszt az időjáráselőrejelzés elé. A mai helyzetre jellemző, hogy esőkken az emberi tevékenység függése a természeti jelenségektől, ugyanakkor fokozottan lép előtérbe az ember környezetében lejátszódó időjárás jelenségek sajtószámainak pontosabb számításba vétele. Jelenlegi előrejelzéseink nem képesek a népgazdaság sokirányú követelményeinek kielégítésére — nemcsak a munka, vagy szervezési nehézségek, hanem tudományágunkból adódó objektív körülmények miatt is — állapította meg az előadó.

A rövidtávú előrejelzés elméletének és gyakorlatának fejlődését biztosító legfőbb tényező a rendelkezésre álló információs anyag terjedelme, minősége és automatizálása. A távközlési rendszerek fejlettségét bizonyítja a kisebb előrejelző szolgálatok adatfeldolgozó munkájának könnyítését célzó fakszimile adások rendszere. A nagyteljesítményű elektronikus számológépek a szinoptikus adatok objektív elemzését is elvégzik, ám ezen új módszerek ma még számos problémát is jelentenek a gyakorlatban.

Mind a szinoptikai diagnózis, mind az időjárás előrejelzésének tökéletesítése érdekében az eddig általánosan használt szinoptikus módszerekről a dinamikus meteorológia módszereinek alkalmazására kell áttérnünk, illetve a két módszernek a valóság folyamatainak megfelelően egybe kell olvadnia. Az előrejelzés problémáinak megoldása a légkörfizikai kutatások további kiterjesztését, fejlesztését sürgeti. A szinoptikus gyakorlatban eddig megoldatlan, de a légkörfizikai kutatásban megoldható problémák tisztázása nagyban fokozhatná a rövidtávú előrejelzések helyességét. Nagy fejlődést, sok új felismerést hozott a közelmúltban a mezoszínoptikus kutatás; ezen a területen különösen a veszélyek lokális előrejelzése tekintetében még sok újat várhatunk.

Az előrelépés újabb módszereinek kidolgozásában alapvető feladatként jelölte meg az előadó a regionális szinoptikai kutatásokat. Ugyancsak több figyelmet kell fordítanunk a mesterséges holdak segítségével nyert adatok felhasználására mind az előrelépés gyakorlatában, mind a kutatásban — állapította meg nagy tetszéssel fogadott előadásában *Bodolai István*.

Szakály József főtitkári jelentésében beszámolt a Társaság elmúlt évben végzett munkájáról, amely a Társaság alapszabályában foglalt célkitűzéseknek megfelelően alakult. A különböző szakosztályok összesen 8 előadást tartottak, valamennyit a meteorológiai ismeretek és újabb kutatási eredmények terjesztésének szolgálatában.

A Társaság orvosmeteorológiai szakosztályának tagjai májusban az I. orvosmeteorológiai konferencián 11 előadásban számoltak be a hazánkban folyó orvosmeteorológiai kutatások eddig elért eredményeiről. A konferencia előadásai orvostársadalmunk érdeklődésére tartanak számot, ezért nyomtatásban is megjelennek, közölte a főtitkár. Örömmel vette tudomásul a közgyűlés a Társaság önállóan működő szegedi szakosztályának munkájáról szóló jelentést. Az agrometeorológiai szakosztály ezévi munkáját szervezeti nehézségek akadályozták, ezért adós maradt a munkatervében szereplő, az agrártudományi eggyetemmel együttesen rendezendő növényvédelmi ankétal.

Az 1963. évi IX. vándorgyűlést értékelve megállapított a főtitkár, hogy a síofoki tanács jubileumi meghívásának eleget téve másodszer látogatott a Társaság vándorgyűlése Siófokra, ahol 78, nagyrészt hivatalosan kiküldött résztvevő érdeklődéssel hallgatta a Balaton és környékének meteorológiai vonatkozású problémáival foglalkozó 11 előadást. A vándorgyűlés határozata a Balaton és környékének legfontosabb kutatásai kérdéseit foglalta össze.

Nem lehetünk elégedettek a vándorgyűléssel, amennyiben a körültekintő előkészítő munka ellenére sem tudtuk felkelteni a helyi értelmiség és szakemberek érdeklődését — állapította meg a főtitkár.

A taglétszámról szólva, más egyesületekéhez hasonlóan általános jelenségnek minősítette a passzív és aktív tagok 1/3, 2/3-os arányát. Az aktív munkában való nagyobb részvételre szólította fel a tagság fiatalabb szakembereit, a Társaság jövőjének horodozóit, akik jelenleg nem használják föl a szakmai munka terén részükre biztosított lehetőségeket.

A Választmány munkájáról szólva számot adott a főtitkár az év folyamán tartott 4 üléséről, amely megvitatta a Társaság munkájával, terveivel, életével kapcsolatos problémákat. Foglalkozott az 1964. évi vándorgyűlés előkészítésével, amely az Erdészeti és Faipari

Egyesület közreműködésével 1964. augusztus 28—30. között Sopronban fog lezajlani.

A meteorológia művelésének szolgálatában a Társaság pedagógusokkal kibővített oktatási bizottsága megvitatta a középiskolákban a földrajz keretében oktandó meteorológiai kérdéseket, jelentette be a főtitkár. Beszámolt továbbá az 1963. évi külföldi tanulmányutakról, végül a külföldi kiküldetések 1964. évi terveit ismertette.

A közgyűlés tudomásul vette a gazdasági bizottság jelentését, amely szerint a Társaság pénzügyei rendben vannak. A végleges zárszámadás azonban csak a költségvetési évről készíthető el. A közgyűlés a gazdasági bizottság részére a felmentés megadásának jogát a Választmányra ruházta.

Az alapszabály értelmében a Társaság választmánya egyharmadának újraválasztására került sor. A jelölő bizottság javaslatával egyetértve a közgyűlés nyílt szavazással a régi tagokat választotta újra. *Ambrózy Pál* titkár másirányú társadalmi munkája miatt lemondott a titkári funkciójáról; helyette a jelölő bizottság javaslatára *Koppány Györgyöt* választotta titkárrá a közgyűlés.

Ezután a szakirodalmi- és fénykép pályázatok eredményhirdetésére került sor A „Róna Zsigmond” szakirodalmi pályázatra 5 dolgoza térkezett. A pályaművek szakirodalmi értéke és a dolgozatok száma szempontjából az előző évekhez hasonlítva fejlődés állapítható meg. A bíráló bizottság javaslatát elfogadva, a közgyűlés *Szijjártó Zoltán* „Csapadék-valószínűségi függvény” című dolgozatát 2500 Ft-os I. díjban részesítette. A szerző a fölös csapadékviz elvezetésének mérnöki tervezéséhez az eddigi alapként szolgáló Montanari-féle éghajlati valószínűségi függvény helyett a matematikai statisztika mai módszerével az empirikus tényadatokhoz jobban illeszkedő új függvényt állított elő.

Az 1000 Ft-os II. díjat *Péczely György*: „Szélsőségek gyakoriság-értékei Magyarországon” c. tanulmánya kapta. A dolgozat időszzerű témát sajátos, új utakat kereső módszerrel dolgozott föl.

A fényképpályázatra 30 pályázó 140 képe közül a 700 Ft-os I. díjat *dr. Szabó József* (Budapest) „Marott hó a Balaton jegén” és „Talajig érő zivatarfelhő” képe; a 400 Ft-os II. díjat *Botta Dénes* (Budapest) „Villám” felvétele; a 2 db 200 Ft-os III. díjat *Szentkúthy Istvánné* (Budapest) „Tromba” és *Srét Endre* (Budapest) „Alacsony felhőzet” című képe kapta. 50—50 forintos OFOTÉRT anyagtalvannal jutalmazta a bíráló bizottság *Bartha Bertalan* (Budapest) „Zúzmará”, *Simon István* (Fertőd) „Felhőben a Zugspitze” és *Fazekas Margit* (Budapest) „Jégbevonat” című felvételeit.

A Steiner Lajos-emlékermet odaítélő bizottság javaslatára 1963. évben az emlékermet *Aujesky László*, *Bacsó Nándor* és *Zách Alfréd*

kapta. *Aujeszy László* a magyar meteorológiai szakirodalom régi munkása. Nyugalombavonulása alkalmával, érdemei elismeréseként az emlékérmet másodszer kapta meg. *Bacsó Nándor* a meteorológiai irodalomnak régi művelője. Tanulmányain, tankönyvein, kézikönyvein kívül a közelmúltban megjelent „Magyarország éghajlata” továbbá „Agrármeteorológia” c. munkájának új kiadása teszik érdekessé a Hegyfoki-emlékérmem mellé a Steiner Lajos-éremmel való kitüntetésére. *Zách Alfréd* a Balaton szélviszonyai és a felhőzet országos eloszlásának kutatásában elért tudományos eredményei, szaktudományunk népszerűsítése, valamint a Magyar Meteorológiai Társaság működését segítő értékes gyakorlati munkássága alapján nyerte el az emlékérmem.

15, illetve 30 éves hűséges, tudományt szolgáló tevékenységükért a *Steiner Lajos emléklappal* tüntette ki a közgyűlés az alábbi éghajlatkutatók és csapadékmérő állomások vezetőit: *Blazsek István* (Szombathely), *Fábry Gyula* (Budapest), *Nagy Béla* (Karcag), *Kiss Jenő* (Kiskunfélegyháza) *dr. Szabó Gyula* (Miskolc-Diósgyőr), *Balázs János* (Szombathely), *Szabó András* (Tiszabecs), *Máté György* (Adony) *Babus Béla* (Aggtelek), *Gáspár Sándor* (Bajna), *Takács Gyula* (Bató-Rákópuszta), *Szabados János* (Battonya), *Doby Lajos* (Borzavár), *Gross Károly* (Hegyeshalom), *Somjai György* (Jakabszállás), *Pönyi István* (Kazár), *Apóthy Imre* (Szakcs), *Gőgös Árpád* (Taliándörögd), *Drexler Tibor* (Vilmány), *Lantos Hilár* (Zalavár), *Bakóczy Imre* (Zsáka).

A Magyar Meteorológiai Társaságban tartott előadásaiért *Mészáros Ernőt* és *Dobosiné Koltai Margitot*, a Társaság működését elősegítő társadalmi munkájukért *Ambrózy Pál*, *Simon Antal*, *Valent Erzsébet*, *Boross József*, *Végh Elek*, *Falkai Sándorné*, *Krizsán György* társasági tagokat pénzjutalomban részesítette a közgyűlés, amely *Hille Alfréd* elnök zárszávalával ért véget. (V. E.)

✱

DR. H. DAHLER ELŐADÁSA A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁGBAN

Dr. Hermann Dahler, a közép-német időjárás szolgálat (Lipce) tudományos munkatársa a Magyar Meteorológiai Társaság meghívására november közepén néhány napot Budapesten töltött. Megtekintette az Országos Meteorológiai Intézetet, a Lőrinci Observatóriumot, valamint a Férihegyi Előrejelző Osztályt.

November 14-én „A konfluencia és a diffluencia termikus advektív fogalmának jelentősége a futóáramlás és a ciklonképződés szempontjából” címmel tartott előadást a Meteorológiai Intézet Kultúrtermében. A konfluencia és diffluencia fogalmának definíciója után rátért ennek aeroszoptikai vizsgálatára. Kimutatta,

hogy számos jelenség az irányvergencia változásaival nem, a konfluenciával viszont könnyen megmagyarázható. Így pl. 300 mb-on a divergencia alig mutat kapcsolatot a talajnyomás változásával, a diffluencia viszont megfelelő advektációs viszonyok mellett jóval szorosabb kapcsolatban van azzal (ciklonképződés). Frontálzónák és futóáramlások a tropopauzában és a sztratoszféra alján a konfluencia hatására képződnek, és diffluencia következtében oszlanak fel. Áthelyeződésük is a deltában végbemenő konfluenciával és a töléserben lezajló diffluenciával magyarázható.

Az előadást követő vitában *Béll Béla* hangsúlyozta, hogy a konfluencia és diffluencia fogalmát, valamint az áramlási vergenciával való kapcsolatát *Dahler* tisztázta az elmúlt években. Elméletének a gyakorlatba való átvitele nagyon fontos segédeszköze lenne a szinoptikusoknak, de ehhez sűrűbb és pontosabb RAWIN mérésekre lenne szükség, különösen az óceánok fölött.

Tóth Pál az előadásban ismertetett elvi advektív áramlási modellekkel kapcsolatban fölvetette azt a kérdést, hogyan befolyásolja a modelleket a szabadlégköri belső surlódás következtében keletkező deformáció, ami kimutathatóan az advektív előjelének és intenzitásának függvénye.

Kozma Béla rámutatott arra, hogy a konfluencia létét az alacsonyabb szintű topográfiai mezejében is megvizsgálhatjuk. Tapasztalata szerint pl. a 700 mb-os felületen divergens izohipszák mellett egymást követő meleg és hideg advektív konfluencia esetén frontális jelenséghez — csapadékhöz — vezet.

Az elnök *Hille Alfréd* az előadás és a vita eredményeit összegezve röviden ismertette a futóáramlás felfedezését, a ciklonképződéssel való kapcsolatát. Hangsúlyozta, hogy a kérdésnek nagy a gyakorlati jelentősége az időjárás előrejelzésében és a repülési előrejelző szolgálatban, éppen ezért a Magyar Meteorológiai Társaság őszinte köszönetét tolmácsolta az előadónak értékes előadásáért. (A. P.)

✱

AZ MTA ELNÖKSÉGI METEOROLÓGIAI BIZOTTSÁGA

1963. május 20-i ülésén *Kéri Menyhért* ismertette a biometeorológiai kutatások helyzetét és irányait Magyarországon, valamint az Országos Meteorológiai Intézetben folyó agrometeorológiai kutatásokat. Részletesen foglalkozott a humán-biometeorológia keretében az orvosmeteorológia, a gyógy- és üdüléshely-klimatológia, a sportmeteorológia és a város-, valamint a településmeteorológia kérdéseivel. A növény- és állat-biometeorológia problémakörének áttekintése után a beszámoló részletesen ismertette a hazai biometeorológiai kuta-

tások főbb eredményeit. *Kárpáti* István felhívta a Bizottság figyelmét az erdészeti meteorológiai kutatások koordinálására.

A Bizottság szeptember 30-i ülésén *Szepesi* Dezső aspiráns beszámolt az elmúlt évben a légszennyeződés meteorológiai vonatkozásaival kapcsolatos kutató munkájáról. Az ipartelep-pek, nagyvárosok szennyezett levegőjének megtisztítása, a szennyeződés csökkentése érdekében rendkívül fontosnak ítélte a Bizottság a bemutatott vizsgálatokat s ezek folytatására a meghívott szakértők is számos gyakorlati útbaigazítást adtak. Ugyanez az ülés foglalkozott az 1964-re tervezett kecskeméti agrometeorológiai konferencia előkészítésével, az előadások témakörének kérdéseivel, s a konferencia időpontjával szeptember hónapot jelölte ki.

A Bizottság december 11-én tartott ülésén *Antal* Emánuel aspiráns beszámolt az öntözéses gazdálkodással kapcsolatos hő- és vízháztartási kérdések terén végzett kutató munkájáról. A Bizottság javasolta, hogy a szarvasi öntözési kísérletek során végzett meteorológiai kutató munka eredményeit hasznosítsák a Martonvásáron megindítandó öntözési kísérleteknél is. A Bizottság javaslatot dolgozott ki az 1964. évi akadémiai céltámogatások és akadémiai jutalmak tárgyában s ezeket az Elnökség elé terjeszti. A Bizottság örömmel vette tudomásul, hogy a MTA által Kecskeméten rendezendő agrometeorológiai konferencia sikeres lebonyolításában közreműködik az Országos Meteorológiai Intézet és a Magyar Meteorológiai Társaság is. A konferencia általános agrometeorológiai kérdésekkel foglalkozó előadásainak témakörében a Duna-Tisza közének éghajlata, a homoktalajok keletkezése, hazai fajtái és tájai, fizikai és kémiai sajátosságai, hő- és vízgazdálkodása, a homoki zöltség-, szőlő-, és gyümölcsstermelés jelentősége és agrometeorológiai vonatkozásai szerepelnek.

A Bizottság helyesléssel vette tudomásul a MTA Elnökségi Meteorológiai Bizottságának és Agrometeorológiai Bizottságának az előbbi keretében történő egyesítése tervét. (B. B.)

LÉGSZENNYEZŐDÉSI TANULMÁNYÚT CSEHSZLOVÁKIÁBAN

A szocialista országok közötti műszaki és tudományos együttműködés keretében *Szepes Dezső* aspiráns, az Országos Meteorológiai Intézet időjárás kutatóosztályának tudományos munkatársa 1963. november 4–19. között, két héten át tanulmányozta Csehszlovákiában az ipari légszennyeződés vizsgálata terén ott alkalmazott elméleti és gyakorlati módszereket.

Tanulmányútja során alkalma nyílt megismerni azokat a légszennyeződés szempontjából speciális terepmeteorológiai méréseket, amelyeket Fridlant környékén két óriás erőmű 15–20 km-es körzetében 21 megfigyelőhelyen folytatnak. Prágában az Egészségügyi Intézetet látogatta meg, ahol a mérések szervezése és az adatok feldolgozása folyik, majd az Energetikai Kutató Intézetet és a Csehszlovák Tudományos Akadémia Meteorológiai Laboratóriumát, ahol a légszennyeződési kutatások elméleti kérdései és a mérésekből kapott eredmények kritikai értékelése folyik, végül az Energo projekt tervező vállalatot, ahol a turbulens diffúzióknak elektronikus számológéppel történő kiszámítását tanulmányozta.

A csehszlovákiai légszennyeződési kutatások terén külön figyelemre méltó törekvés az, hogy a turbulens diffúziós módszer továbbfejlesztésével az ipari szennyezőanyagok terjedésének, ill. felhalmozódásának kiszámítását elektronikus számológépre programozhatóvá tegyék. Ezáltal 1–2 éven belül lehetővé válnék nagy hőerőművek 15–20 km-es körzetében a kéndioxid koncentráció év folyamán várható maximális értékének percek alatt végrehajtható meghatározása és azoknak a területeknek a kijelölése, amelyek az év folyamán leggyakrabban részesülnek egészségügyi, mezőgazdasági vagy egyéb szempontból már károsnak minősíthető légszennyezőanyag-koncentrációban. (Sz. L. A.)

640402

Athenaeum Nyomda

Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA
A kiadásért és szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Megjelent 900 példányban



INHALT—SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Koch, H. G. (Jena):</i> Zum Jahresgang der Tropopause im Balkanraum (Deutscher und ungarischer Text)	321
<i>Milocher, G. (Sofia):</i> L'influence de l'absorption sur la formation d'embryons de cristal sur des noyaux de condensation isomorphes (Texte français et hongrois)	333
<i>Mezősi, M.:</i> Measurement of Potential Gradients by Using a Radio Remote Recording Device (English and Hungarian Text)	339
<i>PéczeIy, G.:</i> Some Problems Concerning the Delimitation of Local Climatological Zones	346
<i>Z. Tárkányi, Z.:</i> Air-Pollution at Budapest in Relation to the Turbidity Factor	352
<i>K. Tóth, E.:</i> The Role of Turbulence in the Energy Balance of the Air Layers near the Surface	355
<i>Pap, G.—Orbán, L. (Oluj):</i> A Relation between Variations in the Geomagnetic Field and the Weather	362
<i>Felméry, L.:</i> Some Data on Atmospheric Humidity Conditions in the Near-the-Ground Air Layer	368
<i>K. Cseh, É.:</i> New Methods of Medium Ranges Weather Forecasting	372
L I T E R A T U R E	
<i>Hille, A. (Red.):</i> Luftverunreinigung in den Industriegebieten von Veszprém (<i>Gajzágó, L.</i>)	377
<i>Israël, H.:</i> Atmosphärische Elektrizität, Teil II. (<i>Simon, A.</i>)	378
<i>Stommel, H.:</i> The Gulf Stream (<i>Aujeszky, L.</i>)	379
<i>Hendl, M.:</i> Einführung in die physikalische Klimatologie, Band II. (<i>Sz. Lőrincz, A.</i>)	379
C H R O N I C L E	380