

IDŐJÁRÁS

2

1958. MÁRCIUS – ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)

Dr. BÉLL B.

Dr. BERKES Z.

BODOLAI I., a fiz. tud.
kandidátusa

Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)

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

Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő

Dr. HILLE A.

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

S. JAHÓ (Tirana)

Dr. KAKAS J. szerkesztő

P. KASNECI (Tirana)

Dr. KÉRIM.

Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)

Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)

Prof. dr. J. LUGENON (Zürich)

Dr. A. MÄDE (Halle a. d. Saale)

Prof. dr. W. OKOLOVICZ
(Warszawa)

Dr. OZORAI Z.

Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)

Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)

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. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 FT

TARTALOM

<i>Takács Lajos</i> : Normalwerte der Globalstrahlung in Budapest (A globálsugárzás normálértékei Budapestben)	65
<i>F. Baur (Bad Homburg)</i> : Die jahreszeitliche und geographische Verteilung der blockierenden Hochdruckgebiete auf der Nordhalbkugel nördlich des 50. Breitenkreises im Zeitraum 1949—1957 (Lezáró anticiklonok évszakos és földrajzi eloszlása az 50. szélességi foktól északra az 1949—1957 időszakban)....	73
<i>Rákóczi Ferenc</i> : Kísérlet a hőmérsékleti minimum előrejelzésére a 850/1000 mb-os relatív geopotenciál alapján derült napokon	83
<i>Götz Gusztáv—Tánczer Tibor</i> : Az áramlási mező számszerű előrejelzésének hidrodinamikai alapjai.....	90
<i>Petrasovits Imre</i> : A rizs különböző mélységű árasztóvizének hőmérsékleti hatásáról	99

SZEMLE

Az idei március hűvösségéről (<i>Berkes Zoltán</i>)	108
Az éghajlat kontinentalitásának kérdéséről (<i>Felméry László</i>).....	109
A tropopauza típusai és meghatározásuk (<i>Borbély Edit</i>).....	110
Grafikus segédeszköz a tropopauza meghatározására (<i>Béll Béla</i>)	113
A futóáramok tanulmányozásának legújabb eredményeiről (<i>Koppány György</i>)	115
Az advektív hőmérsékleti tendenciák alkalmazása a relatív topográfiai előrejelzésében (<i>Stábel György</i>)	116
A meteorológiai hálózat ellenőrzéséről (<i>Hille Alfréd</i>)	118
Az ibolyántúli sugárzás mérésének új módszere (<i>Frank Miklós</i>).....	121

IRODALOM

<i>Brandejs, S.</i> : Bevezetés a számszerű idő-előrejelzés tanba (<i>Dési F.</i>).....	122
<i>Haltiner, G. L.—Martin, F. L.</i> : Dinamikus és fizikai meteorológia (<i>Krammer M.</i>)	122
<i>Kibél, I. A.</i> : Bevezetés a rövidtávú időjárás-előrejelzés hidrodinamikai módszereibe (<i>Ambrózy P.</i>).....	123
<i>Löbsack, T.</i> : A föld lehellete: a levegő csodái és rejtélyei (<i>Aujeszký L.</i>).....	124
<i>Kasza J. (Szerk.)</i> : Teljesítményrepülők könyve (<i>Kakas J.</i>).....	125

KRÓNIKA	126
---------------	-----

L. Takács*:

Normalwerte der Globalstrahlung in Budapest

Normal values of global radiation at Budapest. Normal values calculated on the latitude of Budapest (47,5) on basis of Albrecht's formule show a rather close conformity with the daily amounts of global radiation recorded by means of a recalibrated Robitzsch-pyranograph during clear weather in the course of 4 years in the Meteorological observatory in Budapest. This conformity enables them to serve as normal values also for recordings carried out since 1937.

*

Der international einheitlich angenommenen Begriffsbestimmung und dem Sprachgebrauch gemäss wird auch im ungarischen unter *Globalstrahlung* die Gesamtheit der auf die horizontale Fläche von oben fallenden Strahlungsenergien, d. h. also die direkte Sonnenstrahlung, die diffuse Strahlung des blauen Himmels, die von den Wolken reflektierte Strahlung, die von der Erdoberfläche reflektierte und vom Himmelsgewölbe wieder auf die Erdoberfläche zurückgestrahlte Energie (Rückstrahlung der Atmosphäre) — all dies insgesamt — verstanden. Die Benennung „Globalstrahlung“ ist richtiger als der früher gebrauchte Ausdruck „Sonnen- und Himmelsstrahlung“, denn derart enthält der Begriff sämtliche — und nicht bloss die wesentlichsten — Komponente der auf die horizontale Fläche in der Gestalt von Strahlung gelangenden Energie.

Die Bestimmung der Globalstrahlung ist von einer noch grösseren Wichtigkeit, als die Messung der direkten Sonnenstrahlung und der Sonnenscheindauer, und zwar aus den folgenden Gründen:

Die Globalstrahlung kann in jedem beliebigen Zeitpunkte des mit der Dämmerung verlängerten Tages — auch bei völlig bedecktem Himmel — gemessen werden, wogegen eine rationelle Sonnenstrahlungsmessung nur dann ausgeführt werden kann, wenn sich vor der Sonnenscheibe keine Wolke befindet.

Die Globalstrahlung umfasst jene durchaus beträchtliche Energiemenge (im Jahresdurchschnitt etwa 50—55%) welche nicht von der Richtung der Sonne unmittelbar, sondern von dem ganzen Himmelsgewölbe (vom Halbraumwinkel) auf Umwegen als zerstreute, diffuse Strahlung auf die Erdoberfläche gelangt.

Die Maximalwerte der Globalstrahlung sind im Sommer rund sechsmal so gross als im Winter, während die maximale Sonnenscheindauer des sommer-

*Verfasser des Artikels ist dr. Lajos Takács, Leiter der Strahlungsabteilung am Aerologischen Observatorium „Marcell György“ Budapest.

lichen Solstitiums nur das zweifache des winterlichen beträgt (16 Stunden gegenüber 8 Stunden). Die Globalstrahlung gibt derart ein bedeutend treueres und ausführlicheres Bild von den auf die Erdoberfläche gelangenden Energiemengen, als die Sonnenscheindauer.

Aus den oben angegebenen Gründen ist nicht nur seitens der Meteorologie, sondern auch auf den Gebieten der Medizin, Gesundheitswesen, Landwirtschaft, Gartenbau, Forstwesen usw. ein sich von Jahr zu Jahr steigernde Interesse und Bedürfnis an Angaben bezüglich der Globalstrahlungswerte in Ungarn zu beobachten.

Da in den meteorologischen Diensten die zur Messung und Registrierung der Globalstrahlung geeigneten und untereinander nicht immer streng vergleichbare Angaben liefernden Instrumente sich bloss in den letzten 3—4 Jahrzehnten ausbildeten und zur Verbreitung gelangten, verfügen wir verständlicherweise nirgends auf der Welt über solche langen und zuverlässigen Angabenserien, wie an dem Gebiete der bedeutend früher Bürgerrecht erlangten Klimaelemente.

In unserem Lande wurde mit der systematischen Publikation von registrierten Angaben der Globalstrahlungswerte im Jahre 1937 auf Grund einiger Strahlungsschreiber vom Typ *Robitzsch* begonnen [1]. Diese mechanisch registrierenden — zuvor Bimetall-Aktinograph, heutzutage einheitlich *Pyranograph* genannten — Instrumente liefern selbst im Falle von sorgfältiger Eichung höchstens Angaben von einer relativen Pünktlichkeit von $\pm 5-10\%$ [2]. Erfahrungsmässig konnte festgestellt werden [3], dass nach einer Betriebsdauer von etwa 4—5 Jahren die Messempfindlichkeit derartige Änderungen erleiden kann, welche selbst die untereinander erfolgende Vergleichbarkeit der Angaben gefährdet.

Während des zweiten Weltkrieges und nach Beendigung desselben konnte in Ungarn — an Mangel von eigenem Absolutinstrument — das Nacheichen der Instrumente nicht mit der erforderlichen Genauigkeit ausgeführt werden, sondern bloss mittels Michelson-Martens Bimetallaktinometer, die ebenfalls einer Eichungskontrolle bedürfen [4]. Die Homogenität der Angabenreihen konnte im Wege der zeitweiligen Ablösung der gebrauchten Instrumente mit unberührten Exemplaren ebenfalls nur teilweise gesichert werden — solange überhaupt solche Instrumente vorrätig waren. Aus diesen unüberwindlichen Gründen sind bedauerlicherweise die in den monatlichen Berichten und Jahrbüchern der Zentralanstalt für Meteorologie [1] publizierten Angaben wahrscheinlich mit einem grösseren Fehlerprozent belastet, als die von dem Robitzsch-Aktinograph aus technischen Gründen bedingten $\pm 10\%$. Im Potsdamer Meteorologischen Hauptobservatorium im Jahre 1956 ausgeführten Eichungsmessungen ist es gelungen das Michelson-Martens'sche Aktinometer No. 584 des Budapester Aerologischen Observatoriums zu dem Potsdamer Eichmass auf Grund der Smithsonian Skala (1913) anzuknüpfen. Im folgenden Jahre hat das Aerologische Observatorium auch einen Angström'schen Absolutapparat aus Stockholm bekommen. Dadurch wurde die weitere Eichung der Aktinographen und anderer sekundärer Instrumente, sowie der Übergang auf die vom 1. Januar 1957 allgemein angenommene neue internationale Pyrheliometerskala ermöglicht. Die Eichung der den Forschungszwecken des Internationalen Geophysikalischen Jahres [5] dienenden Aktinometer, Solarimeter und Pyranographen wurde bereits nach der neuen internationalen Pyrheliometerskala durchgeführt und die Verlässlichkeit der Angaben bewegt sich zwischen den von der Beschaffenheit der Instrumente zugelassenen Grenzen.

Da wir zur Zeit der Zusammenstellung des Manuskriptes des Jahrbuches des Observatoriums [6] vom Jahre 1956 bereits über genügendes Eichmaterial verfügten, konnten ausser den Angaben des an der Reihe stehenden Jahres nachträglich auch die Registrierungen der vorangehenden zwei Jahre publiziert werden. Diese Angaben benötigen hoffentlich keine Revision, dagegen sind aber die Globalstrahlungsangaben in den Jahrbüchern des Zentralinstituts [1] seit 1951 vorläufig mit einer gewissen Vorsicht zu betrachten.

In der Hoffnung einer bis zu einem gewissen Grade erfolgenden Wiederherstellung der Homogenität der früheren Angaben von Budapest und als Prüfstein zur Überprüfung der Verlässlichkeit der neueren Angaben scheinen die sog. Normalwerte der Globalstrahlung ein geeignetes Mittel zu bieten.

Normalwerte (Albrecht'sche Normalwerte) [7] werden die bei vollkommen klarem Wetter und unbewölktem Himmel mittels empirischer Formel errechneten Werte der Globalstrahlung genannt.

Wenn die Formel gut und die Registrierung verlässlich ist, müssen wir natürlich annähernd gleiche Werte für die Tagessumme der Globalstrahlung erhalten sowohl auf Grund der Errechnung als auch aus den Angaben der bei klarem Wetter ausgeführten Registrierungen. Diese maximalen Tageswerte der Strahlung können also auch aus den registrierten Strahlungskurven erhalten werden. Dies ist etwa die selbe Methode, die dann angewandt wird wenn die mögliche maximale Sonnenscheindauer eines Ortes nicht anhand astronomischer Rechnungen und Horizontmessung, sondern aus den tatsächlichen Registrierungen festgestellt wird. Auf Grund von heiteren Tagen einer längeren Serie kann der Jahresgang der möglichen maximalen Besonnung, die den Kalendertagen entsprechende Angabenreihe natürlich auch in diesem Wege erhalten werden. Bei kürzeren Serien läuft man aber Gefahr, dass immer neue Rekorde auftauchen können. Andererseits haben diese Serien den Nachteil, dass die heiteren Tage im Laufe des Jahres ungleichmässig auftreten und derart die Interpolation erschweren.

Umso mehr besteht diese Lage auf dem Gebiete der maximalen Globalstrahlung, da ja die Durchlässigkeit der Atmosphäre auch bei vollkommen klarem Himmel verschieden sein kann und demzufolge ist auch die Grösse und Proportion der direkten und diffusen Strahlung verschieden. Die zu Kalendertagen fixierte und auf dieser Weise einmal festgestellte Wertenserie ist auf dem in Rede stehenden Beobachtungsorte als ein von Jahr zu Jahr unveränderter Normalwert zu betrachten, um welcher die einzelnen Maximalwerte noch eine kleinere Streuung aufweisen können, wenn als Grund der Feststellung die durchschnittlichen Werte der heiteren Tage angenommen wurden.

Der erste Versuch zur Feststellung von Normalwerten auf diesem praktischen Wege und aus in Ungarn registriertem Material wurde im Jahre 1946 unternommen. Die aus Mittelwerten vollkommen heiterer Tage ermittelten Resultate erschienen graphisch und in Tabellenform auf Seite 48—49 der Monographie „Das Klima von Budapest“ von A. Réthly.

Diese praktische Methode der Feststellung der Normalwerte setzt natürlich verlässliche und homogene Messungs- resp. Registrierungsangaben voraus. Diese Methode wurde bei der aus Messungen ermittelten Bestimmung der Globalstrahlungswerte von G. Perl [8], F. Albrecht [9] in 1935 und nach ihnen auch von vielen anderen angewandt. G. Perl bringt von an 80 verschiedenen Orten ermittelten Werten nach Breitegraden geordnete Normalwerte. F. Albrecht forschte anhand der in der Gobi-Wüste und in Potsdam ausgeführten

Messungen nach empirische Zusammenhänge. Im Jahre 1931–32 hat *Haude* in der trockenen Luft der Gobi-Wüste bei vollkommen heiterem Wetter zahlreiche Globalstrahlungsmessungen durchgeführt. Nach der Einführung der Werte der Globalstrahlung und der dem Zeitpunkte der Messung entsprechenden Sonnenhöhe in einem rechtwinkligen Koordinatensystem, kann festgestellt werden, dass zwischen den zwei Werten ein enger Zusammenhang besteht [10]. Der zwischen den Intensitätswerten der Globalstrahlung und den Sinus der Sonnenhöhe bestehende Zusammenhang wurde von F. Albrecht in 1935 in der folgenden empirischen Gleichung ausgedrückt:

$$G = (I + D)_0 = a \sin h \left(b - \frac{1}{\sqrt{\sin h}} \right)$$

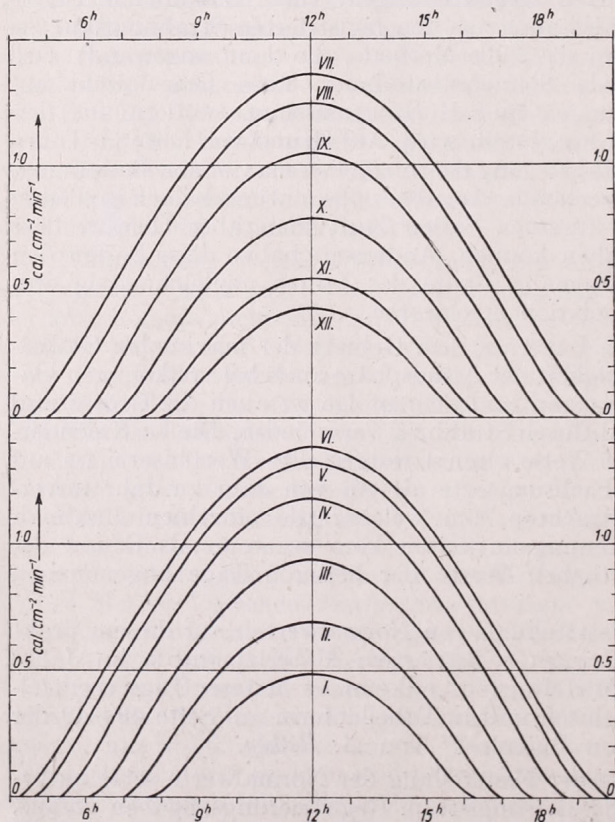
wo die Konstante a und b in Abhängigkeit vom Beobachtungsort und der Jahreszeit sich unterschiedlich gestalten.

F. Albrecht und einige der nachfolgenden Forscher versuchten diese empirische Formel zu verfeinern und die Konstante mit einer möglichsten

Allgemeingültigkeit anzugeben. Die derart errechneten Globalstrahlungswerte sind in der Fachliteratur unter der Benennung „Albrecht'sche Normalwerte“ bekannt. Die theoretische Begründung der empirischen Formel stammt ebenfalls von F. Albrecht [10].

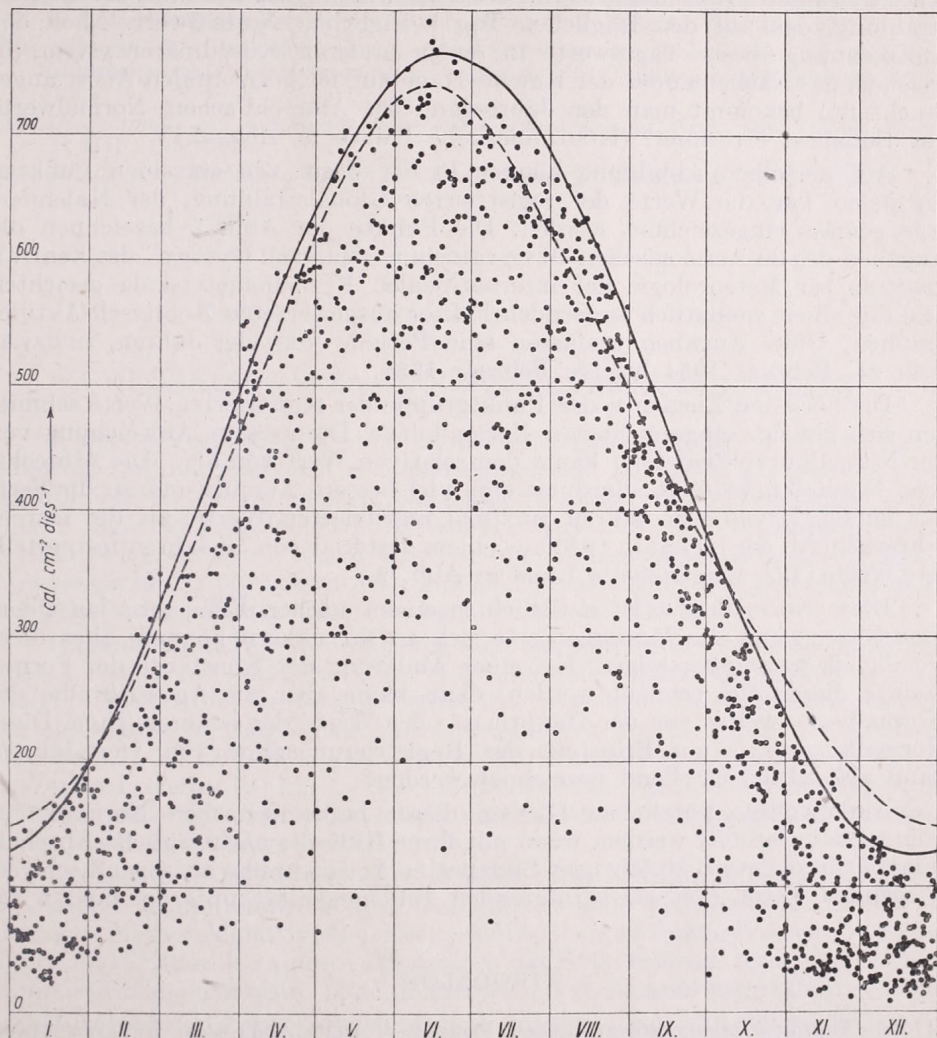
Die mit Inbetrachtung der Meereshöhe des Beobachtungsortes, der mittleren Erde-Sonne Entfernung, des am Boden gemessenen Dunstdruckes des Albedos der Bodenoberfläche und der Rückstrahlung der Atmosphäre korrigierte Formel wird von vielen als einerecht gute Annäherung und sich als zweckmässig erweisende Arbeitshypothese [7] angenommen, andere [11] beweisen dagegen, dass die Allgemeingültigkeit der Formel an ihrem Angabenmaterial nicht bestätigt wird.

Wenn man in der modifizierten Albert'-



1. ábra — *Abb. I.* A globálsugárzás napi járása felhőtlen időben Budapesten (a hónap középső napjára számított normalértékek). — Täglicher Gang der Globalstrahlung bei wolkenfreiem Wetter in Budapest (auf den mittleren Tag des Monats gerechnete Normalwerte).

sehen Formel auf die Konstante solche numerischen Werte annimmt, welche sich unter den gemässigten Breitengraden im allgemeinen als gültig erwiesen haben [7], so können z. B. auf Budapest die zu den einzelnen Sonnenhöhen gehörenden Strahlungswerte von 0 bis 66° bis zu dem höchsten Kulmi-



2. ábra — Abb. 2. A globálisugárzás Budapestre számított normálértékei (—). Derült napok átlagértékei Budapesten a Meteorológiai Intézetben, 1937—1946 (---). Regisztrált napi összegek Budapesten az Aerológiai Observatóriumban, 1954—1957 (.....). — Die auf Budapest gerechneten Normalwerte der Globalstrahlung (—). Durchschnittswerte der klaren Tage in der Zentralanstalt für Meteorologie in Budapest für die Periode 1937—1946 (---). Registrierte Tageswerte in Budapest im Aerologischen Observatorium in der Periode 1954—1957 (.....).

nationswert errechnet werden. Wenn wir an einzelnen ausgewählten Tagen auf z. B. alle halbe Stunden im Wege von Errechnung oder von einem Nomogramm die zu dem entsprechenden Zeitpunkte gehörenden Sonnenhöhen fest-

stellen und die zu diesen Stundenwerten gehörenden Intensitätswerte in einem Koordinatensystem auftragen, kommen die Tages-Normalkurven unserer *Abb. 1.* zustande.

Die unter den einzelnen Kurven befindlichen Gebiete z. B. mit graphischer Planimetrierung integrierend erhalten wir die Tagessumme der Globalstrahlung, den auf den fraglichen Tag bezüglichen Normalwert. Nach der Aufzeichnung dieser Tageswerte in einem anderen Koordinatensystem (in welchem das Nacheinander der Kalendertage auf der horizontalen Achse angebracht ist) bekommt man den Jahresgang der Albrecht'schen Normalwerte auf Budapest errechnet. (Kontinuierliche Kurve in *Abb. 2.*)

Auf derselben Abbildung können in der Form von einzelnen Punkten für jeden Tag die Werte der registrierten Globalstrahlung, der Kalenderlage gemäss eingezeichnet werden. Die Punkte der *Abb. 2* bezeichnen die Angaben des im Aerologischen Observatorium „Marcell György“ des Zentralinstituts für Meteorologie der internationalen Pyrheliometerskala geeichten und mit einem monatlich ändernden Faktor ausgewerteten Robitzsch-Aktinographen. Diese Angaben umfassen eine Periode von vier Jahren, und zwar vom 24. Februar 1954 bis 23. Februar 1958.

Die höchsten Elemente der Punktgruppe der registrierten Werte schmiegen sich gut zur eingezeichneten Normalkurve. Die grösste Abweichung von der Normalkurve übersteigt kaum den relativen Wert von 5%. Die Albrecht'sche Normalkurve zeigt allerdings eine viel bessere Annäherung an die Serie der im Laufe von vier Jahren maximal registrierten Werte, als die Durchschnittskurve der im Jahre 1946 aus einem Material von 10 Jahren festgestellten Werte [12]. (Gestrichelte Linie in *Abb. 2.*)

Diese Normalkurve ist natürlich in einem solchen Falle ganz besonders brauchbar, wenn die Messungswerte sich zu ihr nähern können, aber diese womöglich nicht übersteigen. Mit einer Änderung der Konstante der Formel könnte dieses Ziel erreicht werden, dann käme aber die Angabenreihe der Normalwerte weiter von der Hauptmasse der Werte der heiteren Tage. Diese Normalkurve, als ein Prüfstein der Registrierungsreihe von vier Jahren, kann als zufriedenstellend bezeichnet werden.

Anderweitige nützlichen Dienste dieser halbempirischen Normalkurve können dann erhofft werden, wenn mit ihrer Hilfe die nachträgliche Abschaffung der in der rund 20 jährigen Budapester Angabenreihe auf Grund schwerwiegenden Verdachtes zu vermutenden Inhomogenität unternommen wird.

IRODALOM

- [1] Az Országos Meteorológiai Intézet Évkönyvei 1937—1956. évf. Időjárási Havi-jelentés Magyarországról 1937—1957. évf.
- [2] *Mörkofer, W.*: Meteorologische Strahlungsmessmethoden 4106 o. Abderhaldens Handbuch d. biol. Arbeitsmethoden, Abt. II, Teil 3, 2. Hälfte, 1939.
- [3] *Thams, Chr.*: Über die Konstanz des Eichfaktors beim Bimetallaktinographen Fuess-Robitzsch. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, 1943.
- [4] *Takács L.*: A Robitzsch-rendszerű sugárzásíró, Időjárás 1939.
- [5] *Béll B.*: Magyarország részvétele a Nemzetközi Geofizikai Év meteorológiai munkájában. Időjárás 60, 97, 1956.
- [6] Az Országos Meteorológiai Intézet „Marcell György” Aerológiai Observatóriumának Évkönyvei, III. köt. 1956. évf.

- [7] *Gräfe, K.* : Über Möglichkeiten der Bestimmung, Berechnung der Globalstrahlung am Erdboden, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, 5, 358, 1954.
- [8] *Perl, G.* : Zur Kenntnis der wahren Sonnenstrahlung in verschiedenen geographischen Breiten. Met. Zeitschr. 52, 85, 1935.
- [9] *Albrecht, F.* : Untersuchungen über die spektrale Verteilung der Himmelstrahlung und die Strahlungsbilanz der Atmosphäre, Met. Zeitschr. 52, 454, 1935.
- [10] *Albrecht, F.* : Intensität und Spektralverteilung der Globalstrahlung bei klarem Himmel, Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B, 3, 223, 1951.
- [11] *Goldschmidt, J.* : Untersuchungen zur Globalstrahlung, Arch. Met. Geoph. Biokl., B III, 249, 1951.
- [12] *Réthly A.* : Budapest éghajlata (The Climate of Budapest), 1947. S. 48.

*

A GLOBÁLSUGÁRZÁS NORMÁLÉRTÉKEI BUDAPESTEN

A nemzetközileg egységesen elfogadott fogalomalkotáshoz és nyelvhasználathoz simulva magyarul is globálsugárzásnak nevezzük a vízszintes síkra felülről érkező sugárzó energiák összességét : a közvetlen napsugárzást, a kék égbolt sugárzását, a felhőkről visszavert sugárzást, a földfelszínről visszaverődő és az égboltról újra a földfelszínre visszasugárzó energiát, (a légkör visszasugárzását) együttesen. A „globálsugárzás” elnevezés helyesebb, mint a régebben használatos „nap- és égboltsugárzás” kifejezés.

Hazánkban 1937-ben indult meg a globálsugárzásra vonatkozó regisztrált adatok rendszeres közlése néhány Robitzsch-féle sugárzásíró működése alapján [1]. Ezek a mechanikusan regisztráló, régebben bimetall-aktinográfnek, ma egységesen piranográfnek nevezett műszerek gondos hitelesítés esetén is legfeljebb $\pm 5-10\%$ -os relatív pontosságú adatokat szolgáltatnak [2]. A tapasztalatok szerint [3] kb. 4-5 évi működés után a műszerérzékenység olyan mértékű változást szenvedhet, amely már az adatok egymásközi összehasonlíthatóságát is veszélyeztetheti.

A második világháború alatt és után saját abszolút műszer hiányában a műszerek utánhitelesítése nem történhetett kellő pontossággal. Emiatt az Országos Meteorológiai Intézet havi jelentéseiben és Évkönyveiben [5] közreadott újabb adatok sajnos valószínűleg nagyobb hibával terhelték, mint a Robitzsch-féle sugárzásíró által műszertechnikai okokból megszabott $\pm 10\%$.

A régebbi adatok homogenitásának bizonyos mértékű helyreállítása reményében és az újabb adatok megbízhatóságához próbaköül való felhasználásra alkalmasnak látszanak a globálsugárzás ún. normálértékei. Normálértéknek (Albrecht-féle normálértéknek) nevezzük a globálsugárzásnak teljesen derült időben, felhőtlen égbolt esetén tapasztalati formulával számítás útján nyerhető értékeit [7, 8, 9].

Ha jó a formula és megbízható a regisztrálás, akkor természetesen közel azonos értékeket kell kapnunk a globálsugárzás egésznapra számítás útján és a derült időben végzett regisztrálások adataiból egyaránt. Tehát ezeket a maximális sugárzási napi értékeket megkaphatjuk magukból a regisztrált sugárzási görbékből is

F. Albrecht 1935-ben a globálsugárzás intenzitásértékei és a napmagasság szinuszai között a következő empirikus egyenletet állította fel:

$$G = (I + D)_0 = a \sin h \left(b - \frac{1}{\sqrt{\sin h}} \right)^*$$

ahol az a és a b konstansok a megfigyelés helyétől és az évszaktól függően változnak.

F. Albrecht és utána többen mások ezt az empirikus formulát igyekeztek finomítani és a konstansokat lehetőleg egyetemes érvényűen megadni. Az így kiszámított globálsugárzás-értékeket a szakirodalom Albrecht-féle normálértékeknek nevezi. Az empirikus formula elméleti megalapozását szintén F. Albrecht adta meg 1951-ben [10].

A formulát igen sokan elfogadják, mint nagyon jó közelítést és célszerűnek bizonyuló munkahipotézist [11], — mások viszont kimutatják [12], hogy az ő számanyaguk nem erősíti meg a formula egyetemes érvényességét.

A módosított Albrecht-féle formulában a konstansokra olyan numerikus értékeket elfogadva ($a = 0,32$, $b = 5,8$), amelyek a mérsékelt szélességek alatt általában érvényesnek bizonyultak [7], kiszámíthatók minden hónap közepső napjára a napi menetet ábrázoló normálgörbék (1. ábra).

Az egyes görbék alatti területet pl. grafikus planimetráással integrálva megkapjuk a globálsugárzás egész napi összegét. Ezeket a napi összegeket egy másik koordináta-rendszerben felrajzolva előttünk áll az Albrecht-féle normálértékek évi járása Budapestre kiszámítva. (2. ábra folytonos vonallal kihúzott görbéje.)

Ugyanerre az ábrára egyes pontok alakjában felrajzolhatjuk a naptári helyzetnek megfelelően minden egyes napon a regisztrált globálsugárzás értékeit. A 2. ábra pontjai az Országos Meteorológiai Intézet „Marcell György” Obszervatóriumában a nemzetközi pirheliométeres skála szerint hitelesített, havonként változó szorzószámmal kiértékelt Robitzsch-rendszerű sugárzásíró adatai 1954. február 24—1958. február 23-ig terjedő négy év alatt.

A regisztrált értékek pontfelhőjének legmagasabb elemei általában igen jól símulnak a kihúzott normálgörbéhez. A legnagyobb eltérés a normálgörbétől alig haladja meg az 5% relatív értéket. Az Albrecht-féle normál görbe mindenesetre sokkal jobban megközelíti a négy év alatt maximálisan regisztrált értékek sorozatát, mint az 1946-ban 10 év anyagából megállapított normálértékek átlaggörbéje [12]. (A 2. ábrán szaggatottan rajzolt görbe.)

Természetesen az ilyen normálgörbe akkor igazán előnyös, ha a mérési értékek megközelíthetők, de lehetőleg nem lépik túl. A formula konstansainak megváltoztatásával el lehetne érni ezt a célt, de akkor a derült napok értékeinek zömétől távolabb kerülne a normálértékek adatsora. Ezt a normálgörbét, mint a négyéves regisztrálási sor jóságának próbakövét igen megnyugtatónak tarthatjuk.

Die jahreszeitliche und geographische Verteilung der blockierenden Hochdruckgebiete auf der Nordhalbkugel nördlich des 50. Breitenkreises im Zeitraum 1949–1957

The seasonal and geographical distribution of blocking Highs on the Northern Hemisphere to the north of the 50th parallel in the period of 1949–1957. It will be determined primarily which highs and ridges of high pressure shall be counted. Subsequently a new division in 8 seasons, consisting of 45 or 46 days each, will be proposed and justified. Finally the blocking highs which appeared during the nine years to the north of the 50th parallel are coordinated with these 8 seasons and with a network of 160 fields which are each of 10 degrees longitude in length and of 5 degrees latitude in width between 50 degrees and 80 degrees N, whereas they are of 30 degrees longitude in length between 80 degrees and 85 degrees N and consisting of 4 equally sized spherical triangles between 85 and 90 degrees N.

This is the result: the frequency of appearance of blocking highs is the least in midwinter (January 1–February 14). It increases rather steadily from season to season until reaching the highest frequency in midsummer (July 1–August 15). At the same time the frequency increases at high latitudes, too. In midsummer (July 1–August 15) between 50 degrees and 70 degrees N, there is a frequency 3–4 times higher than the frequency in midwinter (January 1–February 14) and between 70 degrees and 90 degrees N it is 10 times as much. After midsummer the frequency decreases rapidly until midfall and after that only a slow decrease can be noted. This annual variation of frequency of the blocking highs is explained by the annual variation of the incoming solar radiation.

Regarding the distribution according to geographical longitude, three maxima become distinctly evident throughout all seasons: one (in west-easterly direction) in front of the North American west coast and the Rocky Mountains, one in front of the European west coast, and one in front of the Ural Mountains. Moreover, in midsummer there are accumulations of appearance of steering highs over Greenland (between 65 and 75 degrees latitude) and to the west of the Ochotsk Ocean (between 50–60 degrees longitude). With this dependency of the local distribution of blocking highs on the constitution of the surface of the earth it is proved that the influence of friction and temperature differences of the lower airmasses — caused by the dishomogeneous surface of the earth — reaches up to the middle and upper troposphere.

×

Es ist eine bekannte Erfahrungstatsache, daß die blockierenden (und steuernden) Hochdruckgebiete zu bestimmten Zeiten des Jahres in gewissen Gegenden der Nordhalbkugel mit besonderer Häufigkeit auftreten, während sie in anderen Gebieten nur selten in Erscheinung treten. Solche gedächtnismäßige Feststellungen bergen aber immer die Gefahr einer Unter- oder Überschätzung in sich, weil das Festhalten in der Erinnerung von viel zu viel Zufälligkeiten abhängt. Um ein von persönlichen Erlebnissen unabhängiges, objektives Bild über die Häufigkeit des Auftretens steuernder Hochdruckgebiete zu gewinnen, wurde daher mit den 3287 Karten der absoluten Topographie der 500 mbar-Fläche über der Nordhalbkugel des neunjährigen Zeitraums 1949–1957 eine umfangreiche Auszählung der steuernden Hochdruckgebiete durchgeführt.

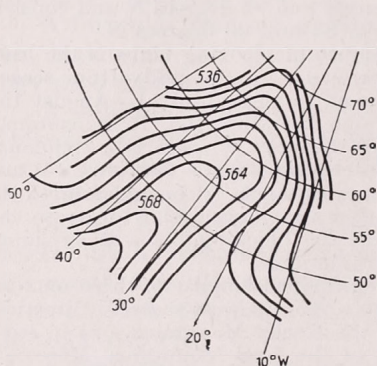
Hierzu war es zunächst erforderlich, eine klare Definition zu geben, welche Hochdruckgebiete ausgezählt werden sollten. Diese Definition wurde durch die folgenden *Bedingungen* aufgestellt:

* Verfasser des Aufsatzes ist Dr. Franz Baur, Honorarprofessor an der Universität Frankfurt a. M. und Leiter der Forschungsstelle für Großwetterkunde in Bad Homburg.

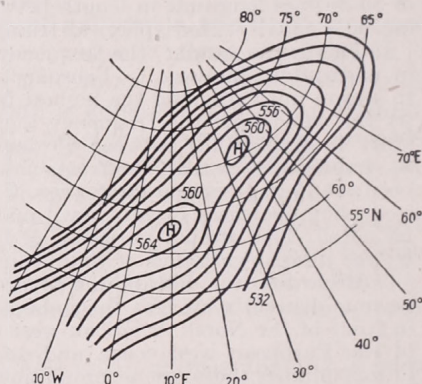
1. Es sind nur Hochdruckgebiete auszuzählen, deren Kern im Niveau der 500 mbar-Fläche nördlich des 50. Breitenkreises oder auf diesem liegt.

2. Im Kern des Hochdruckgebietes muß die 500 mbar-Fläche mehr als 552 Dekameter über dem Meeresniveau liegen.

3. Als blockierende Hochdruckgebiete zählen auch Hochdruckrücken, in denen zwischen zwei Isobaren bzw. Isopotentialen ein großer Zwischenraum ist, so daß man dort ein sekundäres Hoch annehmen kann. Voraussetzung ist dabei, daß westlich und östlich des Hochdruckrückens die Isobaren eng zusammengedrückt sind, so daß die Umlenkung der Strahlströmung deutlich in Erscheinung tritt. Gemäß diesen Festsetzungen wurde z. B. für den 12. Februar 1952 ein steuerndes Hochdruckgebiet zwischen 50° und 55° N, 40° und 30° W in Rechnung gestellt (vgl. Abb. 1a).



1/a ábra — Abb. 1/a. Az 500 mb szintű abszolút topográfiája az Észak-atlantikum fölött 1952. február 12-én geopotenciális dekaméterekben. — Absolute Topographie der 500 mbar-Fläche über dem Nordatlantik am 12. Februar 1952 in geopot. Dekametern



1/b ábra — Abb. 1/b. 500 mb szintű abszolút topográfia Észak-Európa fölött 1956. február 3-án geopotenciális dekaméterekben. — Absolute Topographie der 500 mbar-Fläche über Nordeuropa am 3. Februar 1956 in geopot. Dekametern

4. Wenn in einem umfangreichen Hochdruckgebiet oder Hochdruckrücken zwei Kerne auftraten, so wurden diese beide als Hochdruckgebiete ausgezählt, wenn sie meridional um mehr als 10 Breitengrade oder zonal um mehr als 20 Längengrade auseinanderlagen. Letzteres gilt jedoch nur, wenn mindestens einer der beiden Kerne zwischen 50° und 65° N lag. Als Beispiel diene der 3. Februar 1956 (vgl. Abb. 1b). Hier wurde ein Hochdruckgebiet zwischen 60° und 65° N, 0° und 10° E, ein zweites zwischen 70° und 75° N, 30° und 40° E in Rechnung gestellt.

5. Im Zweifelsfalle war ausschlaggebend, ob am Vortag oder Nachttag an der gleichen Stelle ein Hochdruckgebiet lag.

Die jahreszeitliche Verteilung

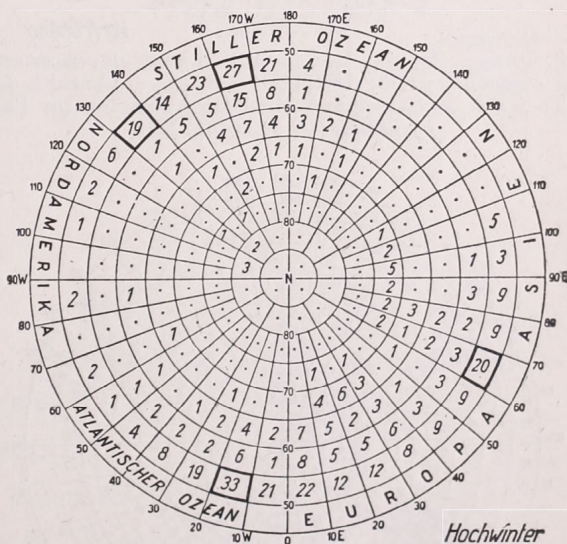
Noch bei keiner eigenen oder fremden Untersuchung habe ich so sehr die Überzeugung gewonnen, daß die übliche Monats- und Jahreszeiteinteilung den mittleren Vorgängen in der Natur nicht gerecht wird, wie bei dem Versuch, die Abhängigkeit der geographischen Verteilung der blockierenden Hochdruckgebiete von der Jahreszeit darzustellen. Die *Monateinteilung* hat — gerade bei *Häufigkeits*-auszählungen, weniger bei Mittelwerten — immer

den Nachteil, daß der kürzeste Monat um rund 10% kürzer ist als der längste Monat. Im vorliegenden Fall spricht gegen die Monateinteilung, wenigstens im Winter, auch der noch geringe Umfang des Beobachtungsmaterials, da ja nur 9 Jahre zur Verfügung stehen. Auch die Einteilung in vier Jahreszeiten hat schwere Nachteile. Die astronomischen Jahreszeiten haben zwar wenigstens sinnvolle Anfänge: tiefster Sonnenstand — Tag- und Nachtgleiche — Höchster Sonnenstand — Tag- und Nachtgleiche, sie sind aber aus bekannten Gründen für eine meteorologische Jahreszeiten-Einteilung nicht brauchbar. Bei der üblichen meteorologischen Jahreszeiten-Einteilung sind Beginn und Ende der Jahreszeiten ziemlich willkürlich. Außerdem sind die vier Jahreszeiten zu lang, so daß wettermäßig grundverschiedene Jahresabschnitte in ein und derselben Jahreszeit liegen, z. B. im Sommer die erste Junihälfte und die zweite Augushälfte oder im Herbst die erste Septemberhälfte mit einer mittleren Temperatur von 14,6° C (im mittleren Norddeutschland) und die zweite Novemberhälfte mit einer mittleren Temperatur von nur 2,1° C. Dies macht die Jahreszeiten-Einteilung sinnlos.

Die erwähnten Nachteile werden durch folgende neue Jahreszeiten-Einteilung zwar nicht vollkommen, aber doch weitgehend ausgeschaltet. Diese neuen acht natürlichen Jahreszeiten umfassen alle entweder 45 oder 46 Tage; die kürzeste unterscheidet sich in der Länge von der längsten daher nur um rund 2%. Klimatologisch gesehen haben sie ein einheitlicheres Witterungsprägnanz als die bisherigen dreimonatigen meteorologischen Jahreszeiten.

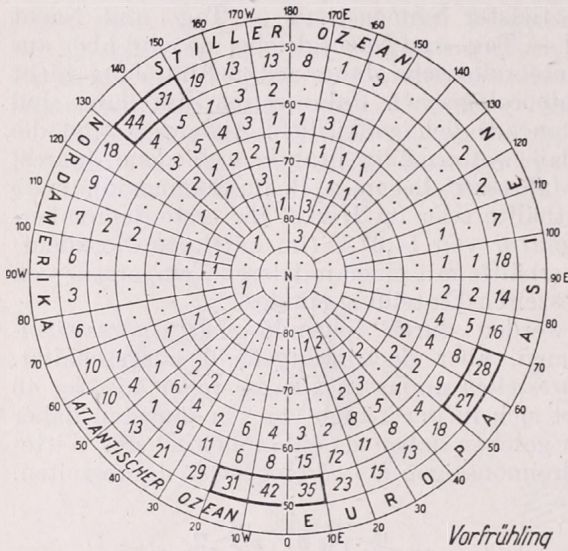
Das zeigt sich darin, daß bei einigen an ihrem Anfang und an ihrem Ende ein Regelfall (eine „Singularität“) für eine länger anhaltende Umgestaltung der Großwetterlage liegt, aber niemals in ihrem Inneren, und in der Erhaltungsneigung des Vorzeichens der Temperatur-Abweichung von Halbmonat zu Halbmonat, die über die 6 Halbmonate der großen Jahreszeiten nicht durchweg vorhanden ist. Im einzelnen Jahr können selbstverständlich auch innerhalb der natürlichen Jahreszeiten große Umgestaltungen vorkommen, aber im langjährigen Durchschnitt haben sie doch jede für sich eine charakteristische, ziemlich einheitliche Eigenart. Die 8 Jahreszeiten sind:

1. Der *Hochwinter* vom 1. Januar bis 14. Februar (45 Tage). Im langjährigen

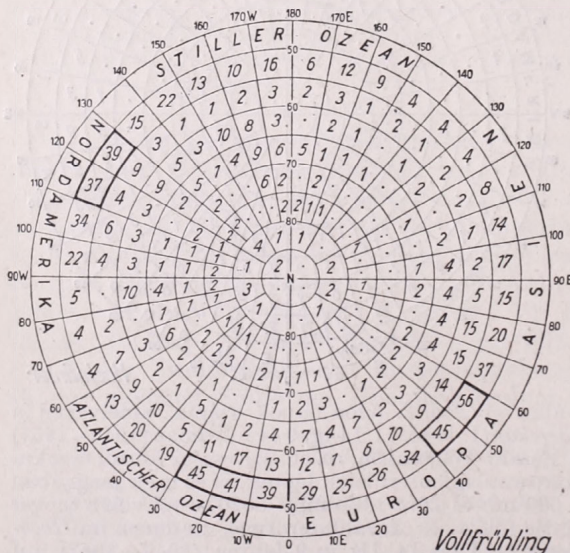


2. ábra — Abb. 2. Azon napok száma, amelyeken a télderekán (I. 1.-től II. 14-ig) 9 év folyamán (1949—1957) az Északi Félgömbön, az 50. szélességi körtől északra lezáró anticiklonterületek léptek fel és ezek magvában az 500 mb-os szint több mint 5520 m-rel volt a tenger szintje fölött. — Anzaml der Tage, an denen im Hochwinter (I. I bis 14. II) in 9 Jahren (1949—1957) auf der Nordhalbkugel nördlich des 50. Breitenkreises blockierende Hochdruckgebiete auftraten, in deren Kern die 500 mbar-Fläche mehr als 5520 m über dem Meeresspiegel lag.

Durchschnitt im Binnenland der gemäßigten Zone die kälteste Jahreszeit. In ihr tritt in der gemäßigten Zone in der Mehrzahl der Jahre der kälteste Tag des Winterhalbjahres auf. Geringste Häufigkeit von steuernden Hochdruckgebieten nördlich des 50. Breitenkreises (vgl. Tabelle 1).



3. ábra — Abb. 3. Lezáró anticiklonos napok száma a tavaszelőben (II. 15-től III. 31-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im Vorfrühling (15. II bis 31. III)



4. ábra — Abb. 4. Lezáró anticiklonos napok száma tavaszderékán (IV. 1-től V. 16-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im Vollfrühling (1. IV bis 16. V)

2. Der *Vorfrühling* vom 15. Februar bis 31. März (45 Tage, in Schaltjahren 46 Tage). Übergangsjahreszeit vom Winter zum Frühling. In manchen Jahren und Gegenden besser als „Spätwinter“ bezeichnet. Erstes Erwachen der Vegetation. In südlichen Gebieten der gemäßigten Zone Jahreszeit des größten Temperaturanstiegs.

3. Der *Vollfrühling* vom 1. April bis 16. Mai (46 Tage). In der gemäßigten Zone Hauptblütezeit. In Mitteleuropa und in den nördlichen Gebieten der gemäßigten Zone Jahreszeit der stärksten Temperatur-Zunahme. In Mitteleuropa letzte Jahreszeit mit Nachtfrost (von höheren Lagen abgesehen). Am Ende der Jahreszeit häufig grundlegende Änderung der europäischen Großwetterlage (negative Korrelation aufeinanderfolgender Zehntagemittel des Luftdrucks).

4. Der *Vorsommer* vom 17. Mai bis 30. Juni (45 Tage). In dieser Jahreszeit und *nur* in dieser Beginn des Sommermonsuns in Indien. Weiterer, immer noch starker Temperaturanstieg in der gemäßigten Zone. In der letzten Dekade häufig grundlegende Umgestaltung der Großwetterlage (negative Korrelation aufeinanderfolgender Zehntagemittel des Luftdrucks; vgl. F. Baur, Physikalisch-statistische Re-

geln als Grundlagen für Wetter- und Witterungsvorhersagen, II. Band, Abbildung 18).

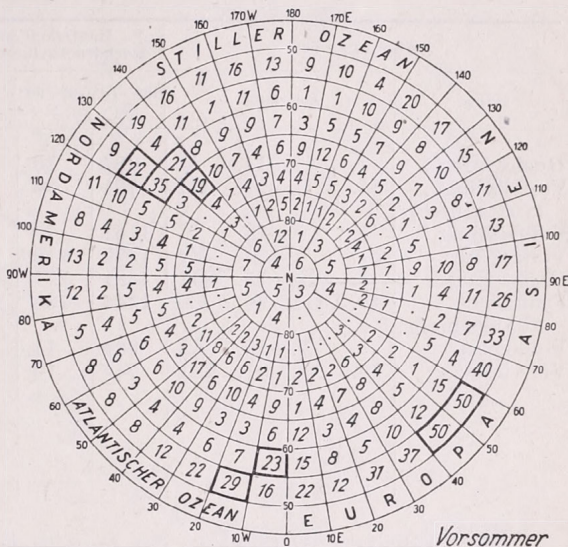
5. Der *Hochsommer* vom 1. Juli bis 15. August (46 Tage). Im langjährigen Durchschnitt im Binnenland der gemäßigten Zone die wärmste Jahreszeit. In ihr tritt in der Mehrzahl der Jahre in der gemäßigten Zone der wärmste Tag des Jahres ein. Größte Häufigkeit von steuernden Hochdruckgebieten sowohl zwischen 50° und 70° N als auch zwischen 70° und 90° N (vgl. Tabelle 1). Der Hochsommer wird eingerahmt von zwei Zeitspannen, die in Europa zu Umgestaltungen der Großwetterlage neigen: Umschlagsneigung im dritten Junidrittel und Umschlagsneigung Mitte August.

6. Der *Frühherbst* vom 16. August bis 30. September (46 Tage). Übergangsjahreszeit vom Sommer zum Herbst. In manchen Jahren und Gegenden besser als „Spätsommer“ bezeichnet. Erste Anzeichen der erlöschenden Vegetation.

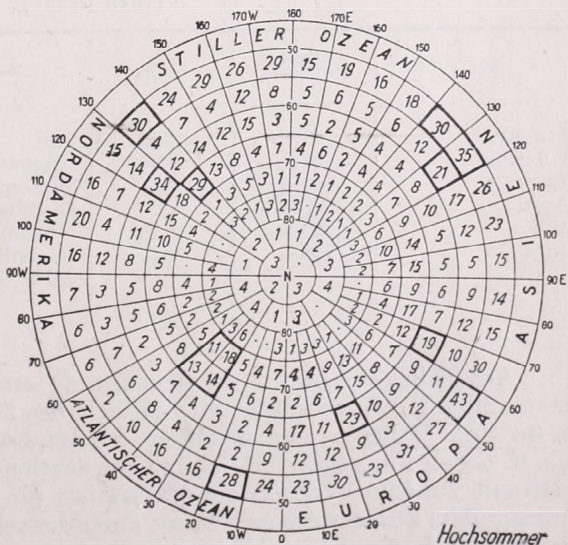
7. Der *Vollherbst* vom 1. Oktober bis 15. November (46 Tage). Auch diese Jahreszeit beginnt in Europa häufig mit einer Umgestaltung der Großwetterlage. In der gemäßigten Zone Jahreszeit der stärksten Temperatur-Abnahme.

8. Der *Vorwinter* vom 16. November bis 31. Dezember (46 Tage). In dieser Jahreszeit und nur in dieser Beginn des Wintermonsuns in Indien. In Mitteleuropa in fast allen Jahren Auftreten der ersten Schneedecke.

Die zeitliche Verteilung der steuernden Hochdruckgebiete auf diese 8 Jahreszeiten ergibt sich aus folgender Tabelle:



5. ábra — Abb. 5. Lezáró anticiklonos napok száma a nyárelőben (V. 17-től VI. 30-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im *Vorsommer* (17. V bis 30. VI)



6. ábra — Abb. 6. Lezáró anticiklonos napok száma a nyárderekán (VII. 1-től VIII. 15-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im *Hochsommer* (1. VII bis 15. VIII)

Tabelle 1

Häufigkeit steuernder Hochdruckgebiete auf der Nordhalbkugel nördlich des 50. Breitenkreises in den 8 natürlichen Jahreszeiten (*Summen* über die 9 Jahre 1949—1957). Mittlere Temperatur in Potsdam und Temperatur-Änderung Mitteleuropas in diesen Jahreszeiten (100jährige Mittelwerte).

Jahreszeit		Häufigkeit steuernder Hochdruckgebiete in 9 Jahren				Mittlere Temperatur in Potsdam	Temperatur-Differenz zwischen letztem und erstem Tag der Jahreszeit in Mitteleuropa*
Name	Zeitraum	50°-70° N	70°-90° N	insgesamt	je Tag		
Hochwinter	1. I—14. II	494	25	520	1,3	-0,8°	+1,1° C
Vorfrühling (Spätwinter)	15. II—31. III	791	26	817	2,0	2,3°	+6,5°
Vollfrühling	1. IV—16. V	1167	70	1237	3,0	8,9°	+7,0°
Vorsommer	17. V—30. VI	1377	219	1596	3,9	15,5°	+4,2°
Hochsommer	1. VII—15. VIII	1681	271	1952	4,7	17,6°	+0,2°
Frühherbst (Spätsommer)	16. VIII—30. IX	1344	130	1474	3,6	14,5°	-5,8°
Vollherbst	1. X—15. XI	984	14	998	2,2	7,2°	-9,0°
Vorwinter	16. XI—31. XII	744	10	754	1,6	0,8°	-4,2°

*(Frankfurt
a. M. +
+ Berlin +
+ Wien)

Die 9-jährigen Mittelwerte der *monatlichen* Häufigkeiten sind in Tabelle 2 enthalten.

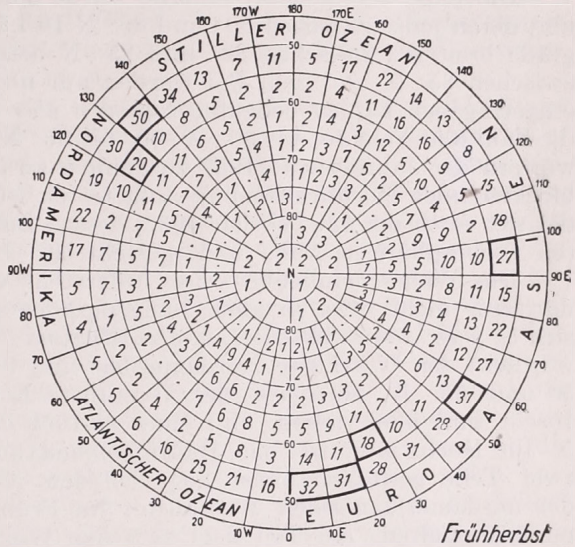
Tabelle 2

Monatliche Häufigkeiten der steuernden Hochdruckgebiete nördlich des 50. Breitenkreises (1949—1957)

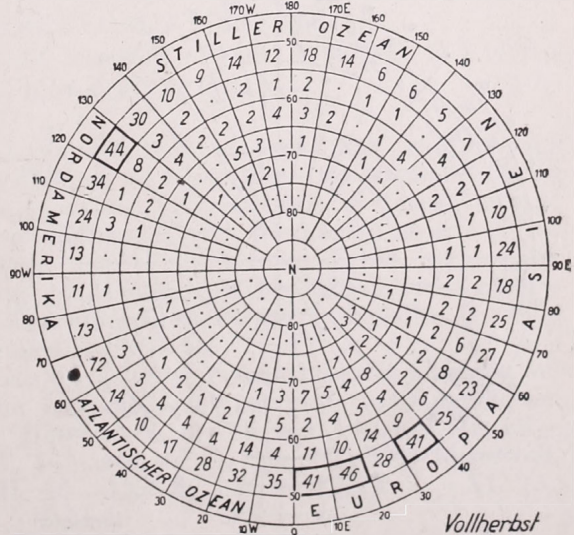
Monat	9-jähriger Mittelwert	je Tag	Monat	9-jähriger Mittelwert	je Tag
Januar	41,2	1,33	Juli	153,8	5,0
Februar	37,9	1,34	August	123,0	4,0
März	69,4	2,2	September	103,9	3,5
April	90,3	3,0	Oktober	81,7	2,6
Mai	96,3	3,1	November	58,1	1,9
Juni	128,1	4,3	Dezember	54,9	1,8
			Jahr	1038,7	2,8

Aus Tabelle 1 und 2 ist deutlich zu ersehen, daß das Auftreten von steuernden Hochdruckgebieten nördlich des 50. Breitenkreises in den Jahreszeiten und Monaten mit positiver Sonnendeklination sehr viel häufiger ist als in denen mit negativer Deklination der Sonne. Das hat seinen Grund darin, daß mit zunehmender Sonnendeklination die Zone stärkster Sonneneinstrahlung und im Zusammenhang damit auch die schmale rings um die ganze Nordhalbkugel laufende Strahlströmung („jet stream“) nordwärts rückt, so daß auch die am Nordrand der Strahlströmung sich bildenden antizyklonischen Wirbel in höheren Breiten auftreten. Dazu kommt, daß in der Ozonosphäre in der Zeit der größten Sonnendeklination die meiste ultraviolette Strahlung

im Polargebiet absorbiert wird, wodurch in 20 bis 25 km Höhe ein Luftdruckgefälle vom Pol zum Äquator entsteht, das gleichfalls die Entstehung von Hochdruckgebieten in der oberen Troposphäre in hohen Breiten begünstigt. Es ist aber beachtenswert, daß die Zu- und Abnahme der Häufigkeit steuernder Hochdruckgebiete in der mittleren und oberen Troposphäre in hohen Breiten nicht genau parallel mit der Zu- und Abnahme der Sonnen-deklination verläuft, sondern gegenüber dieser nachhinkt. Wie aus Tabelle 1 zu entnehmen ist, hat die Häufigkeit zwischen 50° und 70° N ihr Minimum nicht im Vorwinter sondern im Hochwinter, obwohl die Deklination der Sonne im Vorwinter, in welchem das Wintersolstitium liegt, im Mittel kleiner ist als im Hochwinter. Zwischen 70° und 90° N liegt das Minimum allerdings in Vorwinter. Entsprechend ist die Häufigkeit der steuernden Hochdruckgebiete nördlich des 50. Breitenkreises im Hochsommer größer als im Vorsommer (und zwar auch zwischen 70° und 90° N), während die Sonnendeklination im Mittel in diesem größer ist als im Hochsommer. Man sieht daraus, daß die langsamen Änderungen der Sonnenstrahlung in der Erdatmosphäre großräumig verarbeitet werden und daher längere Zeit brauchen, bis sie sich auswirken. Die kurzen, intensiven Strahlungsstöße der Sonne dagegen wirken auf ein kleineres Gebiet, dafür aber bereits in wenigen Tagen (vgl. „Időjárás“, 5/1957, Seite 331 und 389).



7. ábra — Abb. 7. Lezáró anticiklonos napok száma az őszelőben (VIII. 16-től IX. 30-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im Frühherbst (16. VIII bis 30. IX)



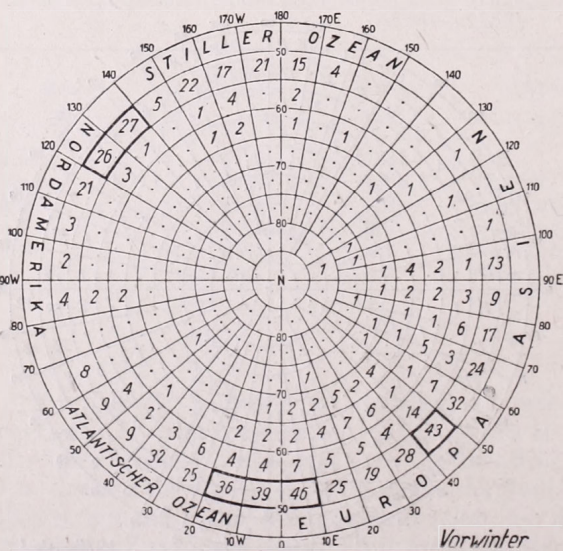
8. ábra — Abb. 8. Lezáró anticiklonos napok száma az őszderekán (X. 1-től XI. 15-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im Vollherbst (1. X bis 15. XI)

Aus den Abbildungen 2 bis 9 ist zu ersehen, wie das Auftreten der Hochdruckgebiete in der mittleren Troposphäre nach geographischer Länge und Breite verteilt ist.

Die Lage der Hochdruckkerne wurde einem Netz von Feldern zugeordnet, deren jedes zwischen 50° und 80° N 10 Längengrade lang und 5 Breitengrade breit ist. Zwischen 80° und 85° N beträgt die Länge der Felder 30°, zwischen 85° N und dem Pol wurden nur noch 4 Felder unterschieden. Die eingetragenen Zahlen bedeuten *Summen über alle 9 Jahre*. So bedeutet z. B. die Zahl 8 in Feld 40° bis 30° W, 50° bis 55° N in Abb. 2, daß in den 9 Hochwintern der Jahre 1949–1957 zusammen an acht Tagen in diesem Feld ein blockierendes Hochdruckgebiet aufgetreten ist. Unter diesen 8 Tagen befindet sich auch der 12. Februar 1952, dessen Luftdruckverteilung in der mittleren Troposphäre in Abb. 1a dargestellt ist.

Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines blockierenden Hochs ist durchaus nicht etwa in allen Längengraden gleich groß, sondern es zeigen sich *in jeder Jahreszeit* deutlich *drei Maxima der Häufigkeit*: Eines *vor* (d. h. westlich) der Westküste Nordamerikas und vor dem Felsengebirge zwischen 50 und 55° N, eines *vor* der Westküste Europas, westlich der Britischen Inseln und über diesen, und eines *westlich* des Urals zwischen 50 und 55° N. Im Hochwinter ist das Häufigkeitsmaximum im Pazifischen Ozean in zwei Teile gespalten, einer liegt bei den Aleuten, einer unmittelbar vor der nordamerikanischen Westküste. Im Frühherbst ist das russische Maximum gespalten, ein Teil liegt zwischen Wolga und Ural, ein Teil vor und über dem Sajanischen Gebirge (zwischen 90° und 100° E). Im Vorsommer, Hochsommer und Spätsommer (Frühherbst) sind die Häufigkeitsmaxima, die sonst zwischen 50° und 55° N liegen, bis 60 oder 70° N ausgedehnt. Dabei

sind die Maxima in den höheren Breiten über Europa entsprechend dem Verlauf der Küste von Südwest nach Nordost ostwärts verschoben. Im Frühherbst und Vollherbst ist auch in 50 bis 55° N das atlantisch-europäische Häufigkeitsmaximum nach Osten verschoben. Im Frühherbst liegt es zwischen 0° und 20° E, im Vollherbst dehnt es sich gar bis 40° E aus. Dafür ist in dieser Jahreszeit das russische Häufigkeitsmaximum nur schwach angedeutet. Im Vollherbst traten in den Jahren 1949 bis 1957 zwischen 50 und 55° N und zwischen 20° W und 40° E an 223 Tagen, durchschnittlich in jedem Vollherbst an 25 Tagen, also an mehr als



9. ábra — Abb. 9. Lezáró anticiklonos napok száma a télelőben (XI. 16-tól XII. 31-ig). — Anzahl der Tage mit blockierenden Hochdruckgebieten im Vorwinter (16. XI bis 31. XII)

der Hälfte der Tage, steuernde Hochdruckgebiete in der mittleren Troposphäre auf. Der Hochsommer ist die einzige Jahreszeit, in der neben den drei genannten Häufungsstellen noch zwei weitere Maxima des Vorkommens steuernder Hochdruckgebiete vorhanden sind. Das eine liegt westlich des Ochotskischen Meeres, zwischen 120° und 140° E, das andere über Grönland, zwischen 50° und 30° W, 65° und 75° N. In den neuen Hochsommern traten über Grönland an 56 Tagen steuernde Hochdruckgebiete auf, in jedem Hochsommer durchschnittlich also an 6 Tagen.

Die in den Abbildungen 2 bis 9 zum Ausdruck kommende Abhängigkeit der Wahrscheinlichkeit des Auftretens hochreichender, blockierender Hochdruckgebiete von der Land- und Meerverteilung und den orographischen Verhältnissen ist ein Beweis dafür, daß die unterschiedliche Gestaltung der Erdoberfläche bis in die mittlere und hohe Troposphäre hinein wirkt. Die Tatsache, daß Häufigkeitsmaxima nur an den beiden Westerändern der Kontinente, nicht aber an deren Osträndern auftreten, — wenn man von dem Hochsommer-Maximum westlich des Ochotskischen Meeres absieht —, und daß eines auch im Inneren des Kontinents, in Rußland und Innerasien, vorkommt, spricht dafür, daß die Wirkung der Inhomogenität der Erdoberfläche auf die Entstehung der steuernden Hochdruckgebiete in erster Linie in den mit ihr verbundenen unterschiedlichen Reibungsverhältnissen liegt, und zwar ist die Häufigkeit der Hochdruckgebiete dort am größten, wo die Reibung von Westen nach Osten *zunimmt*. Andererseits kann aus den Verlagerungen der Häufigkeitsmaxima in den einzelnen Jahreszeiten der Schluß gezogen werden, daß doch auch die Unterschiede in Temperatur und Wärmekapazität der Erdoberfläche eine Rolle spielen.

*

LEZÁRÓ ANTICIKLONOK ÉVSAKOS ÉS FÖLDRAJZI ELOSZLÁSA AZ 50. SZÉLESSÉGI FOKTÓL ÉSZAKRA AZ 1949—1957 IDŐSZAKBAN

A tanulmány az 500 mb-os topográfia térképek 9 évi (3287 napi) anyaga alapján megvizsgálja és bizonyítja azt a szinoptikus tapasztalatot, hogy a lezáró (blokáló) anticiklonok bizonyos időszakokban és meghatározott földrajzi területeken nagyobb gyakorisággal lépnek fel. Lezáró anticiklonnak csak olyant tekint, amelyik: 1. az 500 mb-os szinten az 50. szélességtől északra helyezkedik el, 2. magjának magassága legalább 5520 méter. A magaslévköri gerincek, illetve kettős maximumok esetét külön taglalja. Ezeknek egy-egy példáját az *Ia* és *Ib* ábrákon mutatja be.

A vizsgálat céljaira a szokásos havi, illetve évszak beosztás alkalmatlannak bizonyult, ezért 8 új évszakot vezet be, amelynek időtartama egységesen 45—46 nap. Ezek a következők: *téldereka* (I. 1.—II. 14.), *tavaszelő* (II. 15.—III. 31.), *tavaszdereka* (IV. 1.—V. 16.), *nyárelő* (V. 17.—VI. 30.), *nyárdereka* (VII. 1.—VIII. 15.), *őszelő* (VIII. 16.—IX. 30.), *őszdereka* (X. 1.—XI. 15.) és *télelő* (XI. 16.—XII. 31.).

Az új évszakok jellemzői: *Téldereka* a szátazföld belsejében az év leghidegebb szakasza legtöbbször az évi abszolút minimális hőmérsékletekkel. A *Tavaszelő* átmeneti időszak, sokhelyen „télutó”. A vegetáció kezdete. A mérsékelt öv déli részein a legerősebb hőmérséklet-emelkedés ideje. *Tavaszdereka*

dereka a virágzás ideje. Közép-Európában a legerősebb hőemelkedés, egyben a késő tavaszi fagyok időszaka. *Nyárelő* a monszun időszaka. *Nyárdereka* legtöbbször az év legmelegebb időszaka, az évi maximális hőmérsékletekkel. Az *Őszelő* átmeneti időszak, néha „nyárutó” jelleggel. A vegetáció megszűnésének kezdete. *Őszdereka* a legerősebb hőmérséklet csökkenés időszaka. *Télelő* a téli monszun kezdete Indiában. Közép-Európában az első hótakaró jelentkezésének időszaka.

A vizsgálat eredményeit 8 félgömbi térkép mutatja be amelyeken az 50. szélességtől északra levő gömbsüveg 160 gömbnégyszögre bontott. Ezek az 50. és a 80. szélességek között 10 hosszúsági és 5 szélességi fok kiterjedésűek, a 80. és 85. szélességek között 30×5 fok nagyságúak, a Sark körül pedig 4 gömbháromszöggé alakulnak át. A térképekből megállapítható, hogy félgömbünknek az 50. szélességtől északra eső területein a lezáró (kormányzó) anticiklonok leggyakrabban nyár derekán lépnek fel, legritkábban pedig télderekán. A minimum a sarkkörön túl a télelőben jelentkezik. A *lezáró anticiklonok gyakorisága tehát követi a besugárzás évi változását*. A gyakoriság télderekától nyárderekáig az 50. és 70. szélességek között 3–4-szeresre nő, a 70. és 90. szélességek között pedig a növekedés eléri a 10-szeres arányt is. (Részletes számadatok, közép-európai hőmérsékletek feltüntetése mellett az 1. és 2. táblázatban található.)

A lezáró anticiklonok földrajzi hosszúság-szerinti eloszlása három határozottan kitüntetett helyen mutat halmozódást, és pedig valamennyi évszakban: 1. az észak-amerikai *Sziklás-hegység* nyugati oldala előtt, 2. a nyugat-európai partok (*Irország*) előtt, valamint az *Ural* hegység előtt. A kormányzó anticiklonok nyárderekán gyakrabban jelennek meg még *Grönland* felett a 65. és 75. szélességek között, valamint az *Ohocki-tenger* nyugati részén az 50. és 60. szélességek között.

Az eredményekből megállapítható, hogy a lezáró anticiklonok földrajzi hosszúságszerinti eloszlásában a nyugat-keleti áramlás súrlódási viszonyainak az említett helyeken történő *megnövekedése* tükröződik. *A tenger-szárazföld eloszlás tehát az északi féltekén lényeges befolyást gyakorol a lezáró anticiklonok képződése szempontjából*. Az évszakai eloszlás viszont a sugárzás szerepére utal, amivel kapcsolatban a talajfelszín hőkapacitása is figyelembe veendő. Ami viszont a lezáró anticiklonok erős gyarapodását illeti, nyáron a magasabb szélességeken, két ok is említhető. Először is a legerősebb besugárzás és ezzel a „*jet-stream*” zóna nyár derekára erősen észak felé tolódik el. A futóáramok északi szélén keletkező anticiklonális örvények tehát növelhetik a lezáró anticiklonok gyakoriságát. Másodszor nyáron a sarki térségekben nő az ozonoszféra ultraviola besugárzása és így a 20–25 km magas légrétegekben egy, a Sarktól az Egyenlítő felé mutató nyomásgradiens lép fel, ami szintén kedvez a magas légnyomású képződmények északra történő áthelyeződésének.

Kísérlet a hőmérsékleti minimum előrejelzésére a 850/1000 mb-os relatív geopotenciál alapján derült napokon

Összefoglalás. A szerző budapesti aerológiai felszállások alapján hőmérsékleti minimumokra vonatkozó előrejelzési formulát állít fel. Kimutatja, hogy a hőmérsékleti minimum és az előzetes napi adatból nyert 850/1000 mb-os relatív topográfia geopotenciál között szoros kapcsolat van. Végül megállapítja, hogy a kapott formula, a kívánt feltételek mellett, kielégíti a szinoptika igényeit.

*

Ein Versuch der Vorhersage von Temperaturminima auf Grund des relativen Geopotentials von 850/1000 mb an heiteren Tagen. Auf Grund von in Budapest ausgeführten Radiosondenaufstiegen wird eine Formel zur Vorhersage von Temperaturminima aufgestellt. Es wird festgestellt, dass zwischen dem Temperaturminimum und dem aus dem Werte des vorhergehenden Tages ermittelten Geopotential von RT 850/1000 ein enger Zusammenhang besteht. Es kann festgestellt werden, dass an Hand der erhaltenen Formel — und im Falle der erwünschten Vorbedingungen — die Anforderungen der Synoptik befriedigt werden können.

*

A szinoptika, a mezőgazdaság, valamint az ipar számára a minimum hőmérsékletek kiszámítása igen fontos feladat. Számos kutató elméleti úton, vagy empirikus formulával próbálja megoldani a problémát. A kérdést bonyolulttá teszi az a sok tényező, mely az éjszakai lehülést befolyásolja. Ha minden tényezőt figyelembe veszünk, akkor az elméleti úton való megoldás — ha van ilyen — nagyon bonyolult, gyakorlatban alkalmatlan formulához vezet. Ha viszont leegyszerűsítjük a problémát, nem várhatunk pontos eredményeket. Így elméleti megoldások esetén is kénytelenek a szerzők egyszerűsítő feltételeket kikötni [1], [2], de még az így kapott formulák sem mentesek a helyi hatásoktól.

Az empirikus formulák — figyelembe véve a fent említett nehézségeket — tapasztalat útján próbálják a közelítő megoldást keresni. Természetesen az empirikus formulákra méginkább érvényes az, hogy ezek csak arra a helyre és olyan körülmények között érvényesek, amelyekre a szerző felállította őket.

A minimum hőmérsékletek kiszámítására vonatkozó elméleti és empirikus formulák megegyeznek abban, hogy az éjszakai lehülést az effektív kisugárzásra vezetik vissza. E célból nagy gondot fordítanak a talaj és levegő viszonyaira, a levegő nedvességére, a felhőzetre és a szélviszonyokra. Ez természetes is, hiszen tapasztalatból tudjuk, hogy az éjszakai lehülés kedvező feltételei:

- a) derült ég,
- b) szélcsend,
- c) alacsony gőznyomás.

Egy korábbi dolgozatunkban [6] kimutattuk, hogy jól kifejezett kapcsolat van derült időben az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál és a hőmérsék-

leti maximum között. Ennek a kapcsolatnak a feltárása közben vetődött fel annak a gondolata, hogy hasonló kapcsolatnak kell fennállnia a hőmérsékleti minimum és az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál között is.

A feldolgozásra kerülendő anyag kiválasztásánál ügyeltünk azokra a fizikai feltételekre, amelyek a hőmérsékleti minimumok kialakításához szükségesek. Az 1953—55. évek rendelkezésünkre álló anyagából kiválasztottuk azokat a napokat,

- a) amelyeken a felhőzet az egész éj folyamán nem volt 4 tizednél nagyobb ;
- b) amelyeken a talajmenti szél sebessége a 2 m/sec-ot nem haladta meg ;
- c) amelyeken nem volt csapadék ;
- d) amely napokat megelőzően a délutáni rádiószonda felszállás rendelkezésünkre állott.

A fenti feltételeket kielégítő napok számát és eloszlását az I. táblázat tünteti fel.

I. TÁBLÁZAT

*A hőmérsékleti minimum és a geopotenciál közötti kapcsolat során felhasznált derült, szél-
csendes napok havonkénti eloszlása*

Év	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Σ
1953	0	2	12	8	8	3	5	11	6	10	6	2	73
1954	3	5	2	0	6	4	2	8	12	0	4	1	47
1955	0	1	2	5	6	2	4	5	16	4	1	0	46
Σ	3	8	16	13	20	9	11	24	34	14	11	3	166

A geopotenciálra vonatkozó adatokat a budapesti aerológiai felszállásokból, a hőmérsékleti minimumokat pedig az Országos Meteorológiai Intézet észlelőkertjében felállított hőmérőházikó adataiból nyertük.

Amint már korábban említettük, kísérletet tettünk a hőmérsékleti minimumok és az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál kapcsolatba hozására. Felrajzolva az összetartozó geopotenciál és hőmérsékleti minimum értékpárjait, arra a megállapításra jutottunk, hogy bár kétségtelenül felismerhető a két értékpár között a lineáris kapcsolat, a pontok szórása azonban tetemes. Az aerológiai tapasztalat azt sugallta, hogy ne az 500/1000 mb-os relatív geopotenciált, hanem alacsonyabb réteget, pl. a 850/1000 mb-os relatív geopotenciált hozzuk kapcsolatba a hőmérsékleti minimummal. Így grafikusán ábrázoltuk az összetartozó hőmérsékleti minimumokat és a délutáni felszállásból nyert 850/1000 mb-os relatív geopotenciál értékeket. Az abszcisszán a geopotenciál értékeit, az ordinátán pedig a hőmérsékleti minimumokat tüntettük fel. Az összetartozó pontok eloszlását a mellékelt ábrán láthatjuk.

Az ábrából világosan kitűnik, hogy sztochasztikus kapcsolat van a hőmérsékleti minimum és a 850/1000 mb-os relatív geopotenciál között. A sztochasztikus kapcsolat lineáris volta is minden kétséget kizár. Az ábrán kihúzott — középértéknek megfelelő — egyenes körül a pontok szórása olyan kicsiny mértékű, hogy ajánlatosnak tűnik statisztikai módszer segítségével kapcsolatot keresni a szóbanforgó két értékpár között.

Amint ismeretes, egy egyenes körül kis szórással elhelyezkedő pontok lineáris összefüggését vonatkozási egyenlettel írhatjuk le. A vonatkozási egyenlet lehetővé teszi, hogy a független változó ismeretében a függő változó legvalószínűbb értékét kiszámítsuk. Meg kell említenünk, hogy a sztochasztikus kapcsolat természetéből kifolyóan, ilyen vonatkozási egyenlettel a függő változó ismeretében nem határozhatjuk meg a független változót. Itt ugyanis valószínűségi összefüggésről lévén szó, semmi sem biztosít arról, hogy egyik elem fellépési valószínűsége ugyanaz, mint a másik elem előfordulásáé [3]. Esetünkben a két valószínűségi változó: a hőmérsékleti minimum és a 850/1000 mb-os relatív geopotenciál. Vonatkozási egyenletünkben a várható legvalószínűbb hőmérsékleti minimumot, mint függő változót, az előző délutáni rádiószonda felszállásból nyert 850/1000 mb-os relatív geopotenciálból, mint független változóból fogjuk meghatározni.

A vonatkozási egyenes meghatározására ismeretes elmélet szerint lineáris kapcsolat esetén az alábbi alakú megoldást keressük:

$$y - \bar{y} = b(x - \bar{x}), \quad (1)$$

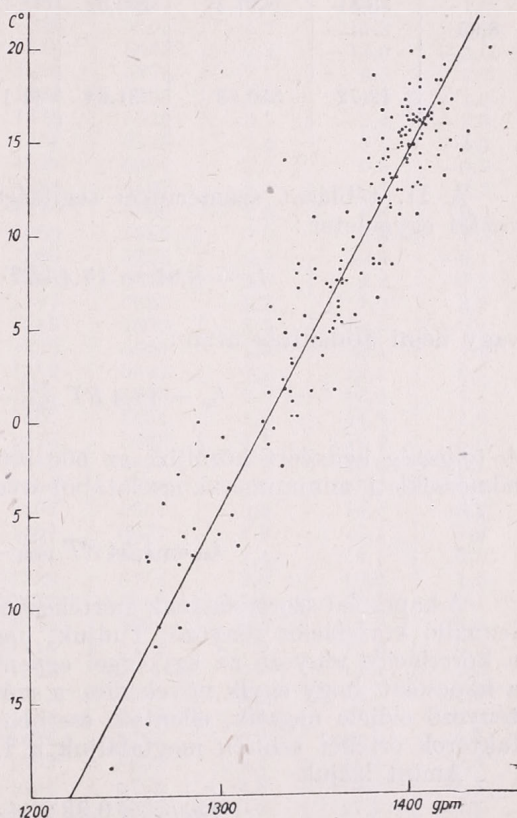
itt \bar{y} az egyik, \bar{x} a másik értékpár középvértékét, b pedig a keresett egyenes iránytangensét jelenti. Az iránytangens értékét az alábbi formula segítségével határozhatjuk meg:

$$b = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sum (\Delta x)^2}, \quad (2)$$

ahol $\Delta x = x - \bar{x}$, $\Delta y = y - \bar{y}$, $(\Delta x)^2 = (x - \bar{x})^2$.

A továbbiak során x -nek a 850/1000 mb-os relatív geopotenciált, y -nak pedig a hőmérsékleti minimumot felel meg. A 850/1000 mb-os relatív geopotenciált a továbbiakban RT_{1000}^{850} -rel, a hőmérsékleti minimumot pedig t_m -mel fogjuk jelölni. A vonatkozási egyenlet karakterisztikáinak értékét a II. táblázatban találjuk.

A II. táblázatban és képleteinkben szereplő geopotenciálok értékei geopotenciális hektométerekben szerepelnek.



A 850/1000 mb-os relatív geopotenciálok és a hőmérsékleti minimumok eloszlása

II. TÁBLÁZAT

A vonatkozási egyenlet karakterisztikáit meghatározó állandók

t_m	\overline{RT}	$\Sigma \Delta t_m \Delta RT$	$\Sigma (\Delta RT)^2$	$\Sigma (\Delta t_m)^2$	r	
8,95	55,51	1817,27	400,02	11 117,38	0,86	RT ⁵⁰⁰ mb-ra vonat- 1000 közö adatok
8,95	13,72	550,63	31,64	11 117,38	0,93	RT ⁸⁵⁰ mb-ra vonat- 1000 közö adatok

A II. táblázat számértékei segítségével felírhatjuk a keresett vonatkozási egyenletet :

$$t_m - 8,95 = 17,4 (RT_{1000}^{850} - 13,72) , \quad (3)$$

vagy némi átalakítás után :

$$t_m = 17,4 RT_{1000}^{850} - 229,78. \quad (3a)$$

A teljesség kedvéért közöljük az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál és a hőmérsékleti minimum kapcsolatából nyert vonatkozási egyenletet is :

$$t_m = 4,54 RT_{1000}^{500} - 252,02 \quad (4)$$

A kapcsolat szorosságának mértékszámát a két valószínűségi változó között fennálló korrelációs tényező. Tudjuk, hogy függvényszerű kapcsolat esetén a korrelációs tényező az egységgel egyenlő. Ha a két változó között olyan a kapcsolat, hogy egyik növekedése a másik csökkenésével jár, a korrelációs tényező előjele negatív, ellentett esetben pozitív. Esetünkben a korrelációs tényezők értékét szintén megtaláljuk a II. táblázatban.

Amint látjuk

$$r_{850/t_m} = 0,93 ; r_{500/t_m} = 0,86$$

Az r_{850/t_m} igen közel van az egységhez, ami nagyon szoros kapcsolatot jelent. Pozitív előjele pedig azt mutatja, hogy a 850/1000 mb-os relatív geopotenciál növekedése a hőmérséklet növekedésével jár.

Tekintettel arra, hogy vonatkozási egyenletünk a délutáni rádiószonda felszállásból nyert relatív geopotenciál és az ezt követő hajnalon fellépő hőmérséklet minimum között ír le kapcsolatot, előrejelzési formulaként használható. Természetesen amint azt már bevezetőnkben is mondtunk empirikus formulákkal kapcsolatban, egyenletünk csak olyan időjárási feltételek mellett érvényes, amilyenek alapján meghatároztuk.

A következőkben az 1956. évre (3a) és (4) képletünk segítségével hőmérsékleti minimumokra vonatkozó prognózist adunk. A prognózisra felhasznált napok kiválasztásánál szem előtt tartottuk, hogy azok kielégítsék a korábban leírt négy kívánalmat. Számításaink eredményét a III. táblázatban közöljük.

III. TÁBLÁZAT

Hőmérsékleti minimumok előrejelzésének karakterisztikái az 1956. évre

Dátum	t_m	$t_{m, 500}$	RT_{1000}^{850}	RT_{1000}^{500}	$t_m - t_{m, 500}$	$t_{m, 850}$	$t_m - t_{m, 850}$
I. 23.	3,1	3,7	1331	5438	-0,6	1,8	1,3
II. 1.	-15,8	-10,0	1231	5131	-5,8	-14,8	-1,0
II. 4.	-16,0	-11,3	1229	5103	-4,7	-15,8	-0,2
II. 16.	-16,6	-14,2	1240	5042	-2,4	-14,0	-2,6
II. 27.	-11,2	-3,5	1283	5276	-7,7	-6,5	-3,7
III. 29.	-0,2	3,4	1332	5455	-3,6	1,8	-2,0
III. 30.	1,1	7,8	1346	5526	-6,7	3,4	-2,3
III. 31.	2,2	5,6	1358	5495	-3,4	6,5	-4,3
IV. 6.	0,3	-2,4	1324	5302	2,7	0,6	-0,3
IV. 8.	-2,5	-3,9	1296	5197	1,4	-4,7	2,2
IV. 21.	2,7	0,3	1330	5360	2,4	1,8	0,9
V. 6.	8,1	1,2	1360	5380	6,9	6,8	1,3
V. 7.	10,2	1,0	1380	5375	9,2	10,3	-0,1
V. 17.	8,7	7,2	1368	5512	1,5	9,2	-0,5
V. 28.	13,1	13,3	1377	5625	-0,2	9,8	3,3
V. 29.	11,6	6,7	1388	5502	3,9	11,7	-0,1
V. 30.	14,2	11,3	1396	5606	2,9	13,1	1,1
V. 31.	13,1	12,9	1392	5637	0,2	12,4	0,7
VI. 1.	13,5	9,9	1391	5573	3,6	12,4	1,1
VI. 5.	15,9	14,2	1401	5664	1,7	14,0	1,9
VI. 6.	16,4	15,3	1415	5696	1,1	16,4	0,0
VII. 1.	15,5	15,3	1410	5691	0,2	15,6	-0,1
VII. 8.	15,0	15,9	1409	5704	-0,9	15,4	-0,4
VII. 10.	13,7	14,1	1402	5661	-0,4	14,1	-0,4
VII. 13.	16,4	14,5	1407	5674	1,9	15,1	1,3
VII. 27.	17,7	15,3	1411	5690	2,4	15,7	2,0
VII. 29.	20,5	18,2	1430	5754	2,3	19,0	1,5
VIII. 7.	17,0	20,2	1432	5798	-3,2	19,1	-2,1
VIII. 9.	13,2	12,6	1385	5631	0,6	11,2	2,0
VIII. 10.	14,7	16,7	1410	5722	-2,0	15,6	-0,9
VIII. 16.	13,0	12,1	1392	5620	0,9	12,4	0,6
VIII. 17.	16,8	16,0	1412	5707	0,8	15,7	1,1
VIII. 18.	18,1	16,3	1422	5713	1,8	17,7	0,4
VIII. 29.	19,2	19,7	1432	5787	-0,5	19,1	0,1
VIII. 31.	12,8	12,9	1392	5639	-0,1	12,4	0,4
IX. 1.	12,2	16,0	1401	5706	-3,8	14,0	-1,8
IX. 2.	14,5	13,9	1420	5725	0,6	17,3	-1,8
IX. 3.	16,7	23,2	1430	5862	-6,5	19,0	-2,3
IX. 6.	12,6	15,2	1410	5688	-2,6	15,6	-3,0
IX. 7.	16,1	11,7	1394	5612	4,4	12,7	3,4
IX. 8.	16,9	10,0	1386	5596	6,9	11,4	5,5
IX. 9.	14,7	12,9	1402	5637	1,8	14,1	0,6
IX. 10.	14,3	16,2	1412	5710	-1,9	15,7	-1,4
IX. 15.	6,2	11,3	1362	5603	-5,1	7,2	-1,0
IX. 16.	8,5	11,9	1378	5616	-3,4	9,0	-0,5
IX. 19.	6,6	9,9	1376	5572	-3,3	7,6	-1,0
IX. 20.	4,8	11,1	1359	5598	-6,3	6,6	-1,8
IX. 22.	6,9	11,5	1404	5607	-4,6	14,5	-7,6
IX. 23.	8,2	11,2	1377	5600	-3,0	9,8	-1,6
IX. 24.	10,0	11,7	1383	5612	-1,7	10,8	-0,8
IX. 25.	10,7	10,8	1364	5591	-0,1	7,6	3,1
IX. 30.	11,9	12,9	1393	5638	-1,0	12,6	-0,7
X. 1.	12,0	12,1	1393	5621	-0,1	12,6	-0,6
X. 2.	11,8	16,2	1406	5711	-4,4	13,1	-1,3
X. 7.	5,5	-1,5	1328	5321	8,0	1,3	4,2
X. 9.	3,6	3,9	1338	5443	-0,3	3,0	0,6

Dátum	t_m	$t_{m, 500}$	RT_{1000}^{850}	RT_{1000}^{500}	$t'_m - t_{m, 500}$	$t_{m, 850}$	$t'_m - t_{m, 850}$
X. 10.	5,7	4,2	1338	5452	1,5	3,0	2,7
X. 11.	1,5	- 4,6	1327	5231	6,1	1,3	0,2
X. 12.	2,1	6,4	1338	5497	- 4,3	3,0	- 0,9
X. 16.	2,2	9,2	1344	5556	7,0	4,1	- 1,9
X. 17.	2,3	7,4	1340	5517	- 5,1	3,3	- 1,0
X. 18.	2,3	7,9	1350	5529	- 5,6	5,1	- 2,8
X. 22.	7,0	14,7	1372	5672	- 7,7	8,9	- 1,9
X. 23.	6,4	12,7	1368	5633	- 6,3	8,5	- 2,1
XII. 9.	- 2,7	- 2,1	1286	5352	- 0,6	- 6,0	3,3
XII. 10.	- 3,0	- 1,4	1299	5363	- 1,6	- 3,8	0,8

A III. táblázatban az észlelt t'_m és 850/1000 mb-os relatív geopotenciállal ($t_{m, 850}$), valamint az 500/1000 mb-os relatív geopotenciállal számított ($t_{m, 500}$) hőmérsékleti minimumokat, ezek különbségeit $t'_m - t_{m, 500}$, $t'_m - t_{m, 850}$ és a 850/1000 mb-os, valamint az 500/1000 mb-os relatív geopotenciálok értékeit találjuk.

A III. táblázatot értékelve azt tapasztalhatjuk, hogy a 850/1000 mb-os relatív geopotenciállal számított értékek — amint az várható is volt — jobban megközelítik az észlelt értékeket. Ezt mutatja az eltérések abszolút értékeinek aritmetikai közepe is:

$$\frac{\sum \Delta t|_{850}}{n} = 1,5 \text{ C}^\circ; \quad \frac{\sum \Delta t|_{500}}{n} = 2,8 \text{ C}^\circ$$

Érdekes III. táblázatunknak az a sajátossága is, hogy a kétféle geopotenciállal számított hőmérsékleti minimum és az észlelt hőmérsékleti minimum közti eltérés a legtöbb esetben azonos előjelű. Ennek a rendszeresen fellépő eltérésnek az okát nem sikerült tisztázni.

Érdeklődésre tarthat számot az egyes eltérések százalékos előfordulása. A százalékos előfordulás értékeit a IV. táblázatban adjuk meg. A táblázat a 850/1000 mb-os relatív geopotenciállal számított értékekre vonatkozik.

IV. TÁBLÁZAT

Az előrejelzés beválási valószínűsége

Eltérések	Esetek száma	%
≤ 0,1 C°	14	21%
≤ 1,0	29	44%
≤ 1,5	38	58%
≤ 2,0	48	74%
≤ 2,5	52	80%
≤ 3,0	57	87%
≤ 3,5	58	89%
≤ 4,0	62	95%
≤ 7,6	65	100%

A IV. táblázatból kitűnik a módszer színoptikai felhasználásának lehetősége is. Ugyanis, ha azt kívánjuk, hogy a szokásos 3°-os intervallumon belül maradjon az előrejelzés pontossága, akkor mintegy 87% valószínűséggel prognosztizálhatunk módszerünk segítségével.

Néhány szót kell még szólnunk a 3°-nál nagyobb eltérésekről. Számuk, amint az a IV. táblázatból is kiderül, kevés. Részletesebb aerológiai vizsgálatokból kitűnik, hogy minden nagy eltérésnek advektív oka van. Ezért — amennyiben formulánkat előrejelzésre kívánjuk felhasználni — ajánlatos tekintettel lennünk az advektációs viszonyokra is.

A feldolgozott anyagból az is látható, hogy az éjszaka hossznövekedésének nincs olyan, a kisugárzást megnövelő szerepe, amelyet általában tulajdonítanak neki. Ezen eredményünk csak első pillanatban meglepő. Ha a kisugárzás mélyebb fizikai tartalmára gondolunk, akkor figyelemmel kell lennünk arra is, hogy télen, amikor az éjszakák időtartama a nappalok rovására megnövekszik, alacsonyabb a kisugárzó közeg — földfelszín, levegő — hőmérséklete, mint nyáron. A két hatás: a kisugárzás időtartamának növekedése és a kisugárzásban résztvevő közeg hőmérséklete egymással ellentétes módon nyilvánul meg. Ezek kompenzálhatják, adott esetben túlkompenzálhatják egymást.

Eredményeinket összehasonlítva más szerzők eredményeivel [1], [2], [7], arra a megállapításra juthatunk, hogy bár pontosság tekintetében nem jutottunk olyan jó megegyezésre a számított és észlelt hőmérsékleti minimumot illetően, az eredmények mégis kielégítőek. Részben azért, mert az említett szerzők csupán rövid szakaszokra, azonos évszakokra végeztek vizsgálatot, másrészt mivel módszerünk — minden fogyatékosága mellett is — kevésbé munkaigényes. Ha a relatív geopotenciál adatok rendelkezésünkre állnak, a várható legvalószínűbb hőmérsékleti minimum értékét igen rövid időn belül kiszámíthatjuk.

A nyert összefüggés szorosságának okát abban látjuk, amint azt már a hőmérsékleti maximumok előrejelzési formulájánál is megemlítettük [6], hogy a 850 és 1000 mb közötti légoszlop középhőmérséklete alapvetően megszabja a kisugárzás miatt fellépő inverzió mértékét. Feltételezésünk bizonyítására [6]-ban több okra rámutattunk. Most ezekhez hozzátehetjük, hogy a hőmérsékleti minimumokra vonatkozó vizsgálatunk elgondolásunk helyesége mellett tesz bizonyosságot, annál is inkább, mivel a hőmérsékleti minimumok a 850/1000 mb-os relatív geopotenciállal mutatnak szorosabb kapcsolatot, megfelelően a hajnali inverziók magasságának.

Végezetül óvakodnunk kell eredményeink túlbecslésétől, mivel azok csak korlátozott számú esetre és az említett feltételek bekövetkezése mellett érvényesek.

IRODALOM

- [1] *Reuter, H.*: Die Modifikation einer Luftmasse durch nächtliche Abkühlung der Erdoberfläche. Archiv für Met. Ser. A., Bd. I., Wien 1949.
- [2] *Reuter, H.*: Forecasting Minimum Temperatures. Tellus, 1951, 3.
- [3] *Bogárdi J.*: Korrelációs számítás és alkalmazása a hidrológiában. Budapest, 1952.
- [4] *Scherhag, R.*: Wetteranalyse und Wetterprognose. Berlin, 1948.
- [5] *Lamp, W.*: Angenäherte Bestimmung des Temperaturminimums bei Ausstrahlungsnächten auf dem Flughafen Rhein-Main. Met. Rundschau. 10,5.
- [6] *Rákóczi F.*: Az 500/1000 mb-os relatív geopotenciál kapcsolata a napi hőmérsékleti maximummal derült napokon. Időjárás 61. évf. 6. sz. Budapest, 1957.
- [7] *Kozma F.*: A harmatpont és a helyi fagyelőrejelzések. Időjárás 60. évf. 3. sz. Budapest, 1957.

Az áramlási mező számszerű előrejelzésének hidrodinamikai alapjai

Összefoglalás. A szerzők összeállítják azt a hidrodinamikai alapot, amelyen a légkör áramlási mezejének számszerű előrejelzése jelenleg nyugszik. Kiindulnak abból a tételtől, hogy az örvény- és divergenciamező a sebesség vektorát egyértelműen meghatározza. Az örvény- és divergenciamezőt ekkor a vorticity és a divergencia differenciálegyenletének a prognózis-intervallum időtartamára történő integrálásával számíthatjuk ki. Gyakorlati szempontból alkalmazható prognózis-egyenletet úgy nyerünk, hogy az örvényességet a használt légköri modell mozgásegyenleteiből a sebesség összetevőivel fejezzük ki, és a differenciálegyenletet a geopotenciál lokális változására oldjuk meg.

*

Hydrodynamical bases of a numerical forecasting of the flow pattern. Hydrodynamical bases are set up serving as a starting-point for up-to-date numerical forecast of the atmospheric flow pattern. The authors start from the thesis that the vector of velocity is determined by the vorticity- and divergence-field. Vorticity- and divergence-fields can be computed thus by integrating the differential equations of the vorticity and divergence on the period of the interval of the prognosis. A prognostic equation apt for practical purposes can be obtained by expressing the vorticity from the equations of motion of the applied atmospheric model by means of the components of velocity, and by solving the differential equation on the local variation of the geopotential.

I. Bevezetés

A dinamikus meteorológia jelenleg legfontosabb célkitűzése a légkör háromdimenziós áramlási képeinek, illetve az ezzel szoros összefüggésben álló légnymási rendszerek fejlődésének mennyiségi előrejelzése. E feladat megoldása ugyanis nélkülözhetetlen a többi időjárás elem (hőmérséklet, felhőzet, csapadék, stb.) várható alakulásának számszerű meghatározásához. Az elmúlt évtized ezen a téren nem várt eredményeket hozott. A közép-troposzféra áramlási mezejének előrejelzése lényegében megoldottnak tekinthető. A domborzati tényezők figyelembevétele, a választófelületeken végbemenő mozgásfolyamatok, valamint a tropopauza közelében kialakuló futóáramlások mechanizmusa ugyan még sok tisztázatlan kérdést rejt magában. Az egységes hidrodinamikai alap azonban, amelyen az áramlási mező előrejelzése nyugszik, lehetővé teszi, hogy a tényleges légköri folyamatokat messzemenő pontossággal számításba vegyük.

Dolgozatunk célja az, hogy átfogó képet adjon erről az alapról és vázolja azokat a lehetőségeket, amelyeket ez a dinamikai módszer az előrejelzés szempontjából nyújt.

II. A sebességi mező meghatározása adott örvény- és forrásmezőből

Legyen adott az áramló folyadék (levegő) időben állandó \mathbf{v} sebességi tere:

$$\mathbf{v}(x, y, z) = \mathbf{i}u + \mathbf{j}v + \mathbf{k}w, \quad (1)$$

ahol \mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} egységvektorok az x , y , z jobbsodrású derékszögű koordináta-rendszerben, u , v , w pedig a \mathbf{v} vektor megfelelő összetevői.

Tételezzük fel, hogy \mathbf{v} a térkoordináták lineáris függvénye, azaz

$$d\mathbf{v} = \mathbf{i} \frac{\partial u}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial v}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (2)$$

Ebben az esetben a \mathbf{v} vektortérhez tartozó *örvénytér* egyértelműen meghatározható a sebesség-összetevőknek a vonatkozási rendszer tengelyei mentén vett differenciálásával. Ha az örvényvektort \mathbf{R} -rel jelöljük,

$$\mathbf{R} = \text{rot } \mathbf{v}, \quad (3a)$$

amelynek összetevői

$$\left. \begin{aligned} R_x &= \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \\ R_y &= \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \\ R_z &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (3b)$$

Éppen ilyen egyszerű adott \mathbf{v} mellett a D divergencia meghatározása:

$$D = \text{div } \mathbf{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (4)$$

A rotáció és a divergencia terének (3) és (4) előállítására (1)-ből általánosan ismert. Célunk most a *fordított* feladat megoldása, nevezetesen *adott* \mathbf{R} örvényeloszlásból és a D divergenciából a folyadék *sebesség-vektorát* a tér minden egyes pontjára meghatározni.

1. *Térbeli eset körülhatárolt tartományra.* Legyen ismeretes az F zárt felület által határolt τ tartomány minden (ξ, η, ζ) örvény-, illetve forráspontjában a $\mathbf{v}(x, y, z)$ vektortér *rotációjára* és *divergenciájára*:

$$\text{rot } \mathbf{v} = \mathbf{R}(\xi, \eta, \zeta), \quad (5)$$

$$\text{div } \mathbf{v} = D(\xi, \eta, \zeta). \quad (6)$$

Ezen felül ismernünk kell az F felület minden (a, b, c) koordinátájú pontjában a \mathbf{v} sebesség *normális összetevőjét*:

$$v_n = \mathbf{v} \cdot \mathbf{n} = f(a, b, c), \quad (7)$$

ahol \mathbf{n} az F felület külső normálisa. *Keressük az (5–7) feltételi egyenleteket kielégítő* $\mathbf{v}(x, y, z)$ vektorteret.

Számításaink során feltételezzük, hogy

1. a τ tartomány véges számú olyan részterületre bontható, amelyek mindegyikében mind az \mathbf{R} és D függvények, mind pedig első parciális differenciálhányadosaik egyenletesen folytonosak és korlátosak;

2. maga a \mathbf{v} mindenütt folytonos, de

3. \mathbf{v} deriváltjai véges számú felületen (a forrás- és örvénypontokban) szakadások lehetnek;

4. ugyanígy megengedhető, hogy \mathbf{R} tangenciális összetevője az F -felületen szakadásos legyen, normális menti komponensének azonban a választófelületen is folytonosnak kell maradnia;

5. végül az (5–7) rendszer megoldhatóságának szükséges feltétele a

$$\text{div rot } \mathbf{v} = 0$$

összefüggés és a

$$\iiint_{\tau} \text{div } \mathbf{v} \, d\tau = \iint_F v_n \, dF$$

Gauss-tétel érvényessége.

A felsorolt öt feltétel teljesülése mellett bizonyítható, hogy az (5–7) rendszernek $\mathbf{v}(x, y, z)$ -re *egy és csak egy megoldása létezik.*

A keresett \mathbf{v} vektor három sebességvektor *összegeként* fogható fel:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_2 + \mathbf{v}_3, \quad (8)$$

ahol \mathbf{v}_1 az (5) egyenletet kielégítő *divergenciamentes* áramlási tér vektora, \mathbf{v}_2 a (6) egyenletet kielégítő *rotációmentes* áramlási tér vektora, \mathbf{v}_3 pedig annak a *divergencia- és rotációmentes* sebességi térnek a vektora, amely a (7) egyenletnek tesz eleget.

Nézzük az egyes vektorok kiszámítását.

a) *A divergenciamentes \mathbf{v}_1 vektor meghatározása.* A \mathbf{v}_1 vektor előállításához (5)-ből a

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{div} \mathbf{v}_1 &= 0 \\ \operatorname{rot} \mathbf{v}_1 &= \mathbf{R} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

egyenletrendszer áll rendelkezésünkre. A \mathbf{v}_1 divergenciamentes áramlási térre, mint tudjuk, léteznie kell egy olyan *A áramfüggvénynek* (vektorpotenciálnak), amelynek rotációja a sebességet adja:

$$\operatorname{rot} \mathbf{A} = \mathbf{v}_1. \quad (10)$$

Helyettesítsük be (10) összefüggést a (9) második egyenletébe:

Mint ismeretes,

$$\operatorname{rot} \operatorname{rot} \mathbf{A} = \mathbf{R}.$$

$$\operatorname{rot} \operatorname{rot} \mathbf{A} = [\nabla[\nabla\mathbf{A}]] = \nabla \cdot \nabla \mathbf{A} - \nabla \nabla \cdot \mathbf{A} = \operatorname{grad} \operatorname{div} \mathbf{A} - \Delta \mathbf{A}, \quad (11)$$

ahol $[\]$ a vektori szorzás,

$$\nabla \equiv \mathbf{i} \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial y} + \mathbf{k} \frac{\partial}{\partial z} \quad \text{a Hamilton-operátor,}$$

$$\nabla^2 = \Delta \equiv \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \quad \text{a Laplace-operátor jele.}$$

A (11) figyelembevételével tehát

$$\operatorname{grad} \operatorname{div} \mathbf{A} - \Delta \mathbf{A} = \mathbf{R}. \quad (12)$$

Bizonyítható, hogy esetünkben nem jelenti az általánosság megsértését, ha feltételezzük, hogy

$$\operatorname{div} \mathbf{A} = 0.$$

Márpedig ekkor (12)-ből a

$$\Delta \mathbf{A} = -\mathbf{R} \quad (13)$$

alakú *vektoriális Poisson-egyenletre* jutunk, amely a három

$$\left. \begin{aligned} \Delta A_x &= -R_x \\ \Delta A_y &= -R_y \\ \Delta A_z &= -R_z \end{aligned} \right\} \quad (13a)$$

skaláris Poisson-egyenlettel egyenértékű.

A (13) egyenlet megoldása, mint a hidromechanikából ismeretes,

$$\mathbf{A}(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \iiint_{\tau} \frac{\mathbf{R}(\xi, \eta, \zeta)}{r} d\tau, \quad (14)$$

ahol $r = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2 + (z - \zeta)^2}$ a vizsgált (x, y, z) koordinátájú pontnak az örvénytér (ξ, η, ζ) pontjától mért távolsága.

Ha a (14) eredményt a (10) egyenlettel összevetjük, a keresett \mathbf{v}_1 *divergencia mentes sebességvektor* :

$$\mathbf{v}_1(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \operatorname{rot} \iiint_{\tau} \frac{\mathbf{R}(\xi, \eta, \zeta)}{r} d\tau. \quad (15)$$

b) *A rotációmentes \mathbf{v}_2 vektor meghatározása.* A \mathbf{v}_2 vektort a (6) alapján felírt

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{rot} \mathbf{v}_2 &= 0 \\ \operatorname{div} \mathbf{v}_2 &= D \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

egyenletrendszer segítségével határozzuk meg. A \mathbf{v}_2 rotációmentes vektor terére találhatunk egy olyan φ (skaláris) sebességi potenciálfüggvényt, amelynek gradiense a sebesség :

$$\operatorname{grad} \varphi = \mathbf{v}_2. \quad (17)$$

Behelyettesítve (17)-et a (16) második egyenletébe,

$$\operatorname{div} \operatorname{grad} \varphi = \nabla \nabla \varphi = D,$$

tehát a φ függvény kiszámítására a

$$\Delta \varphi = D \quad (18)$$

skaláris Poisson-egyenletet nyerjük.

A (18) egyenlet megoldását a következő alakban írhatjuk fel :

$$\varphi(x, y, z) = -\frac{1}{4\pi} \iiint_{\tau} \frac{D(\xi, \eta, \zeta)}{r} d\tau. \quad (19)$$

Itt r a forrás- (nyelő-)pontnak a vizsgált ponttól mért távolságát jelöli.

A \mathbf{v}_2 *örvénymentes vektortérre* tehát (19) és (17) alapján :

$$\mathbf{v}_2(x, y, z) = -\frac{1}{4\pi} \operatorname{grad} \iiint_{\tau} \frac{D(\xi, \eta, \zeta)}{r} d\tau. \quad (20)$$

c) *A divergencia- és rotációmentes \mathbf{v}_3 vektor meghatározása.* A \mathbf{v}_3 vektorra, mint láttuk,

$$\left. \begin{aligned} \operatorname{div} \mathbf{v}_3 &= 0 \\ \operatorname{rot} \mathbf{v}_3 &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

Ezért léteznie kell egy ψ sebességi potenciálnak, amelyre

$$\operatorname{grad} \psi = \mathbf{v}_3.$$

Ezt a kifejezést (21) első egyenletébe helyettesítve

$$\operatorname{div} \operatorname{grad} \psi = \nabla \nabla \psi = 0.$$

Feladatunk tehát a

$$\Delta \psi = 0 \quad (22)$$

Laplace-egyenletet megoldani olyan ψ függvényekre, amelyekre (7) szerint

$$\text{grad } \psi \cdot \mathbf{n} = f(a, b, c).$$

Ennek az ún. *Neumann-feladatnak* a megoldása :

$$\psi(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \iint_F H(x, y, z, a, b, c) \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right)_{(a, b, c)} dF, \quad (23)$$

ahol H egy olyan

$$H(x, y, z; \xi, \eta, \zeta) = \frac{1}{r} + h(x, y, z; \xi, \mu, \xi)$$

alakban felírható függvény, amelyre a τ tartományban és az ezt határoló F felületen

$$\Delta H = 0,$$

$$\left(\frac{\partial H}{\partial n} \right)_{(a, b, c)} = \frac{4\pi}{F},$$

továbbá

$$\iint_F H(x, y, z; a, b, c) dF = 0.$$

A (23) alapján a keresett \mathbf{v}_3 vektor :

$$\mathbf{v}_3(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \text{grad} \iint_F H(x, y, z; a, b, c) \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right)_{(a, b, c)} dF. \quad (24)$$

Az F zárt felület által határolt τ tartomány \mathbf{v} áramlási terét az adott (5–7) egyenletrendszerből tehát (8) szerint a következő egyenlettel határozhatjuk meg :

$$\begin{aligned} \mathbf{v}(x, y, z) &= \text{rot } \mathbf{A} + \text{grad } \varphi + \text{grad } \psi = \\ &= \frac{1}{4\pi} \left(\text{rot} \iiint_{\tau} \frac{\mathbf{R}}{r} d\tau - \text{grad} \iiint_{\tau} \frac{D}{r} d\tau + \text{grad} \iint_F H \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right)_F dF \right) \end{aligned} \quad (25)$$

2. *Térbeli eset végtelen tartományra.* Abban az esetben, ha \mathbf{R} -nek és D -nek a τ tartományban (13)-mal és (18)-cal előírt értékeit a tartományon kívül tetszőlegesen vesszük fel (például zérusnak), akkor a Poisson-egyenleteket az egész végtelen térre megoldhatjuk. A végtelen térben a rotáció és a divergencia egymaga egyértelműen meghatározza a \mathbf{v} vektor terét, azaz

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_2$$

alapján

$$\mathbf{v}(x, y, z) = \frac{1}{4\pi} \text{rot} \iiint_{\tau_{\infty}} \frac{\mathbf{R}}{r} d\tau - \frac{1}{4\pi} \text{grad} \iiint_{\tau_{\infty}} \frac{D}{r} d\tau. \quad (26)$$

3. *Síkbeli eset végtelen tartományra.* Legyen a $\mathbf{v}(x, y)$ vektormező minden pontban párhuzamos az (x, y) -síkkal és független a z -koordinátától (úgynevezett *planparallel* vektormező). Ekkor az áramlás \mathbf{v} vektorát egyértelműen meghatározza $\mathbf{k}R_z$, a rotáció vektorának z -tengelymenti komponense és D_s ,

a kétdimenziós divergencia. Az áramlás vektorára az S végtelen siktartományban a (26)-tal analóg kifejezést kapunk:

$$\mathbf{v}(x, y) = \frac{1}{2\pi} \operatorname{rot} \iint_{S_\infty} \frac{\mathbf{k} R_z(\xi, \eta)}{r} dS - \frac{1}{2\pi} \operatorname{grad} \iint_{S_\infty} \frac{D_s(\xi, \eta)}{r} dS, \quad (27)$$

ahol $r = \sqrt{(x - \xi)^2 + (y - \eta)^2}$ a vizsgált (x, y) koordinátájú pontnak az örvény- illetve forráspont (ξ, η) helyétől mért távolsága.

III. A léggör örvény- és divergenciaegyenlete.

A II. fejezetben vázolt hidrodinamikai tétel a léggör kinematikai tere mennyiségi előrejelzésének egységes fizikai alapjául szolgál. A szélmező elrendeződése és a térkoordináták között zárt formában egzakt függvénykapcsolat felállítása ugyanis a meteorológia mai állása mellett elképzelhetetlen, s így ennek a függvénykapcsolatnak a prognózis-intervallumra történő integrálásáról sem beszélhetünk. Ezzel szemben eljárhatunk a következőképpen.

Az állomáshálózat megfigyelései alapján a szélmező a troposzféra bármely szintjére megszerkeszthető. Az így rendelkezésünkre álló adatokból tetszőleges számú pontra meghatározható a (3) és a (4) összefüggések alapján a szélmező t_0 pillanatnyi rotációja és divergenciája. Ha mármost sikerül a rotációra és a divergenciára egy olyan hidrodinamikai differenciálegyenletet felállítani, amelyet a pillanatnyi helyzetből kiindulva a prognózis-intervallum $t_0 + \Delta t$ időtartamára integrálni tudunk, az előrejelzés $t_0 + \Delta t = t$ időpontjára a rotáció és a divergencia várható értéke helyről-helyre meghatározható, ebből pedig a II. fejezetben leírt módon maga a szélmező megszerkeszthető. Minthogy a Neumann-probléma megoldása léggöri viszonyok mellett kikerülhetetlen nehézségekbe ütközik, prognózis-feladatoknál pedig eleve lehetetlen (hiszen éppen az előrejelzendő szélvektornak a prognózis-tartomány határára vonatkozó normális összetevője ismeretét tételezi fel), továbbá a háromdimenziós tárgyalási mód — bár elvi akadályai nincsenek — a kérdést rendkívül bonyolulttá teszi, a feladatot kétdimenziós mezőre oldjuk meg, az áramlás vektorát pedig a (27) egyenlet segítségével állítjuk elő. Mivel a (27) egyenlet — mint láttuk — végtelen tartományra érvényes, úgy szokás eljárni, hogy a prognózis-tartományon kívül eső területre az áramlást a szinoptikailag legvalószínűbb értékekkel helyettesítjük.

Feladatunk tehát az elmondottak értelmében a rotáció összetevője és az (x, y) -síkra vonatkozó divergencia differenciálegyenletének felállítása.

1. Az örvény-egyenlet felállítása. Induljunk ki a súrlódásmentes léggör horizontális mozgásegyenletrendszerének Euler-féle alakjából:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{aligned} \right\} \quad (28)$$

A (28) egyenletrendszerben

x, y, z a Descartes-féle derékszögű jobbsodrású koordinátarendszer tengelyei, amelyek irányítása a szokásos: $x \rightarrow$ kelet,

$y \rightarrow$ észak,

$z \perp (x, y)$, azaz \rightarrow zenit;

u, v, w a \mathbf{v} áramlásvektor tengelymenti összetevői,

ρ a sűrűség,
 p a nyomás,
 $f = 2 \Omega \sin \varphi$ a Coriolis-paraméter (Ω a Föld szögsebességvektorának abszolút értéke, φ a földrajzi szélesség);
 t az idő.

Elméleti és gyakorlati szempontból egyaránt célszerű, ha a Descartes-féle vonatkozási rendszerről ún. p -rendszerre térünk át, amelyben *független változónak* a vertikális z -koordináta helyett a p nyomást tekintjük. Az ismert koordináta-transzformációs eljárással ekkor

$$\left. \begin{aligned}
 u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} &= \left(u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right)_p + \omega \frac{\partial}{\partial p} \\
 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial x} \\
 - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= - \frac{\partial \Phi}{\partial y}
 \end{aligned} \right\} \quad (29)$$

ahol $\omega = \frac{dp}{dt}$ az ún. általánosított (generalizált) függélyes sebesség, vagy függélyes p -sebesség,
 $\Phi = g z$ a geopotenciál,

a p -index pedig azt jelöli, hogy a „horizontális” advekióképzést a p -rendszerben állandó nyomáson kell végrehajtani.

A (29)-cel a mozgásegyenletek p -rendszerben a következő alakot veszik fel:

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - f v &= - \frac{\partial \Phi}{\partial x} \\
 \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + f u &= - \frac{\partial \Phi}{\partial y}
 \end{aligned} \right\} \quad (30)$$

Ennek az egyenletnek *vektori formája*, amint azt könnyen beláthatjuk:

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \nabla_p \mathbf{v} + \omega \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} - \eta [\mathbf{v} \mathbf{k}] = - \nabla_p \Phi, \quad (31)$$

ahol $\nabla_p = \left(\mathbf{i} \frac{\partial}{\partial x} + \mathbf{j} \frac{\partial}{\partial y} \right)_p$ az izobárikus nabla-operátor,

$\eta = \mathbf{k} [\nabla_p \mathbf{v}] + f$ az abszolút örvényesség,

\mathbf{k} a p -tengely irányába mutató egységvektor.

Ha mármost a (31) egyenletre alkalmazzuk a $\mathbf{k} [\nabla_p, \dots]$ örvény-operátort, akkor a következő egyenletre jutunk:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \mathbf{v} \nabla_p \eta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \mathbf{k} \left[\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p}, \nabla_p \omega \right] - \eta \nabla_p \mathbf{v} \quad (32)$$

ahol $\zeta = \mathbf{k} [\nabla_p \mathbf{v}]$ a rotáció vektorának vertikális összetevője.

A (32) az örvényesség differenciálegyenlete, amely az irodalomban *vorticity-egyenlet* néven ismeretes (ζ a relatív vorticity).

A relatív örvényesség időbeli megváltozását egy rögzített hely fölött a (32) egyenlet szerint előidézhetheti az abszolút örvényesség horizontális advekcója, a relatív örvényesség függőleges advekcója, a horizontális örvénylés vertikális tengely mentén bekövetkező átalakulása, az áramlási mező divergenciája. Bővebben az egyes tényezők vizsgálatára itt nem térünk ki.

2. A divergencia-egyenlet felállítására. A mozgásegyenlet (31) vektori alakjára a ∇_p -operátort skalárisan alkalmazva a horizontális divergencia-egyenletet nyerjük:

$$\frac{\partial D_p}{\partial t} = -\mathbf{v} \nabla_p D_p - D_p \nabla_p \mathbf{v} - \nabla_p \left(\omega \frac{\partial v}{\partial p} \right) - 2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial y} \right) + f\zeta + \frac{df}{dy} u - \nabla_p^2 \Phi, \quad (33)$$

ahol $D_p = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)_p$ az izobárfelületen képezett divergencia.

A divergencia lokális megváltozását tehát okozhatja a divergencia- és a szélmező áthelyeződése, az áramlási mező vertikális gyorsulásának horizontális divergenciája, a vertikális p -sebesség advekcója, nyírási és görbületi örvényhatások, az izohipsza-gradiens horizontális divergenciája, stb. Az egyes tagok részletesebb elemzése most sem feladatunk.

IV. Az örvény-egyenlet prognosztikai jelentősége

Ha a teljes (32) és (33) differenciálegyenleteket az előrejelzés időtartamára integrálni tudnánk, az elmondottak szerint a szélmező várható átalakulásának prognosztizálását hidrodinamikai szempontból megoldottnak tekintetnénk. Azonban — amint ezt sejtethetjük is —, a vázolt elméletnek a gyakorlatban történő maradéktalan keresztülvitele számtalan nehézséggel jár. A felmerülő bonyodalmakra most — minthogy célunk az *elvi alapok* ismertetése volt — nem térünk ki. Most csupán a módszernek *egy* gyakorlati alkalmazását szeretnénk bemutatni a legegyszerűbb, *barotróp légköri modell* esetében.

Mindenekelőtt leszögezzük, hogy a gyakorlatban csak az örvényegyenletet alkalmazzuk *prognózis-egyenletként*. A levegő áramlási terét első közelítésben mindig divergencia-mentesnek tekintjük (ekkor az áramlást a vorticity egymaga meghatározza), a második, harmadik, s. i. t. közelítésekben pedig a vergenciát az örvényegyenlethez rendelt tagokkal (egyenletekkel) vesszük figyelembe. Ilyen kiegészítő egyenlet például az ún. *egyensúlyi (balansz-) egyenlet*, amelyre úgy jutunk, hogy a (33) divergencia-egyenletben a sebesség vergenciáját explicite tartalmazó tagokat elhagyjuk.

Nézzük mármost a leírt módszer alkalmazását a legegyszerűbb modell esetében. Barotróp légkörben a szél geostrofikus és független a magasságtól, s így a (32) örvényegyenlet a

$$\frac{\partial \zeta_g}{\partial t} + \mathbf{v}_g \nabla_p \eta_g = 0 \quad (34)$$

alakra redukálódik. A geostrofikus szélösszefüggés szerint

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x},$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y},$$

$$\zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2_p \Phi,$$

$$\eta_g = \frac{1}{f} \nabla^2_p \Phi + f.$$

Ezeket az egyenleteket (34)-be helyettesítve

$$\nabla^2_p \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial \Phi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{f} \nabla^2_p \Phi + f \right) - \frac{\partial \Phi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{f} \nabla^2_p \Phi + f \right)$$

Az egyenlet jobboldala nem más, mint a geopotenciál és a geosztrófikus abszolút örvényesség Jacobi-féle függvénydeterminánsa:

$$\nabla^2_p \frac{\partial \Phi}{\partial t} = J \left(\Phi, \frac{1}{f} \nabla^2_p \Phi + f \right). \quad (35)$$

A (35) egyenlet a barotróp légkör lokális geopotenciál-változásának Poisson-típusú prognózis-egyenlete, amelyben a jobboldal a pillanatnyi Φ topográfia térképéből kiszámítható. Az egyenlet a prognózis időtartamára mind numerikusan, mind egyszerű grafikus módszerekkel integrálható, és az 500 mb-os abszolút topográfia számszerű előrejelzésének egyik leginkább használatos képlete. Láthatjuk tehát, hogy a (32) örvény-egyenletből megfelelő átalakításokkal gyakorlatilag alkalmazható prognózis-egyenletre juthatunk.

A relatív vorticity-nek a geopotenciál lokális változásával történő helyettesítését mindig az alkalmazott légköri modell mozgásegyenlet-rendszerének segítségével hajtjuk végre. Példánkban erre a célra geosztrófikus szél-összefüggést használtuk fel. E helyettesítésnek az a nagy jelentősége, hogy a prognózis-egyenlet integrálásával közvetlenül a szinoptikus gyakorlatban alkalmazott topográfiák geopotenciál-értékeit nyerjük. Így a (27) egyenlet kiértékelésével járó bonyodalmas számítási munkát nem kell elvégezni.

Befejezésül még egyszer hangsúlyozzuk, hogy célunk most csupán a számszerű előrejelzés hidrodinamikai alapjainak felvázolása volt, minthogy a dinamikus meteorológia ezen fiatal, alig két évtizedes ágának fizikai elveit a tárgyaltakéhoz hasonló jellegű irodalommal nem találkoztunk. A prognózis-egyenletek felállításának és integrálásának konkrét meteorológiai körülményeit más alkalommal ismertetjük.

IRODALOM

- [1] Charney, J. G.: Dynamic Forecasting by Numerical Process. Compendium of Meteorology, 470—482. Boston, 1951.
- [2] Eliassen, A.: The Quasi-static Equations of Motion with Pressure as Independent Variable. Geofys. Publ. Vol. 17. No. 3. Oslo, 1949.
- [3] Fazekas Ferenc: Vektoranalízis. (Műszaki Matematikai Gyakorlatok, B I—III.) Budapest, 1957.
- [4] Hinkelmann, K. O., Essenwanger, G., Reymann, F., Wippermann: Physikalisch-mathematische Grundlagen der Numerischen Integration in einer baroklinen Atmosphäre. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, No. 38. 1952.
- [5] Kotschin, N. J., I. A. Kibel, N. W. Rose: Theoretische Hydromechanik. Bd. I. Berlin, 1954.
- [6] Reuter, H.: Methoden und Probleme der Wettervorhersage. VI. fejet. Wien, 1954.
- [7] Sherman, L.: On the Scalar-vorticity and Horizontal-divergence Equations. Journal of Meteorology, Vol. 9. No. 5. 359. 1952.

A rizs különböző mélységű árasztóvizének hőmérsékleti hatásáról

Összefoglalás. A rizs öntözővizének változó mélység esetén mutatkozó hatásait (sekély víz — nagyobb ingadozások, mély víz — kisebb ingadozások) számszerű adatokkal igazolja a tanulmány. Az árasztóvíz fölötti légrétegre, az állomány bel-sejére és a talaj különböző szintjeire is kiterjesztett mérések a fentiekkel összhang-ban egészítik ki az eredményeket.

*

О температурном влиянии поливной воды риса при различных глубинах. Влияние переменной глубины оросительной воды риса (в случае мелкой воды большие колебания, а при глубокой воде меньшие) доказывається в статье на основе цифровых данных. Эти результаты сообразно дополняются и результатами измерения атмосферного слоя над поливной воде, а также измерениями насчет внутренности растительности и разных уровней почвы.

*

1955 óta az Öntözési és Rizstermesztési Kutató Intézetben vizsgálatot folytatunk a rizs árasztóvízréteg optimális magasságának megállapítására. Kutatásaink célja alapvetően növénytermesztési. A növény és a környezet egységére vonatkozó ökológiai tétel alapján azonban több szerző ama meg-állapításából indultunk ki, hogy *a vízrétegnek a rizstermesztésben fontos meteoro-lógiai szerepe is van.* A szerzők egyrésze [1, 2] a víz ilyen irányú szerepét *melegtöbbletet adó,* másrésze [3, 5] inkább *hőingadozást csökkentő* hatásában látja. Az árasztóvíz mélység különbözőségének hatását a rizs környezetének hőmérsékleti viszonyaira tudomásunk szerint csupán Olaszországban vizs-gálták [4], a rendelkezésünkre álló közlemény szerint ott is csak a borító víz-réteg vastagsága és hőmérséklete közötti összefüggések tekintetében, és mind-össze 1 hónapon át. Az alábbiakban 1955. és 1956. évi kísérleteinknek a ter-minus értékek alapján számított adatait, továbbá egy bokrosodáskori és bugahányáskori teljes 24 órás hőmérsékleti megfigyelések adatait ismertetjük.

Kísérletünket 1955-ben Kisújszálláson, 1956-ban pedig Kisújszálláson és Szarvason állítottuk be, *Dunghan Shali, Precoce Allorio* és *Kendzo* rizsfajtákkal.

A kijelölt területen, a szükséges tereprendezés elvégzése után négy 800 m²-es kalitkában vetettük el az egyes fajtákat (egyenként 80 m²-es parcellában) három sorozatban. A négy kalitka vízellátása a következő volt: a II. kalit-kában vízréteg nem volt, e helyett két-három naponként futtató árasztással, állandó szántóföldi vízkapacitás körüli víztelítettségben tartottuk (jelzése: *VK*). A III. kalitkában a vízréteg magassága 5 cm (jelzése: *5 cm vb*), a IV. kalitkában 15 cm (jelzése: *15 cm vb*), az V. kalitkában 25 cm volt (jelzése: *25 cm vb*). Ezekén kívül növényzet nélküli szabad, száraz területen is végez-tünk összehasonlító hőmérsékleti megfigyeléseket (I. kalitka), hőmérőházikó-ban, 2 m magasságban elhelyezett hőmérővel.

A vízréteg magassága a kelés befejeztével egész tenyészidő alatt a meg-adott szinteken ± 1 cm-es ingadozással állandó volt.

Mindegyik kalitkában — műszerek hiányában csak a *Dunghan Shali* állományban — egy-egy ötödfokos beosztású higanyos hőmérőt helyzetünk el a talajban 15 és 5 cm mélységben, a vízréteg középszintjén (*VK* kezelésnél

nem, a többi kezelésnél a talajszinttől 2,5, 7,5, illetve 12,5 cm magasságban) és a levegőben (az állományban) a talajfelszíntől 50 cm magasságban.

A 24 órás megfigyeléseinket a vízfelszín fölötti 10 cm-es levegő, továbbá a talaj és a víz találkozási szintjének mérésére is kiterjesztettük.

A hőmérséklet mérésén kívül a párolgást (Piche-féle műszerrel) és a levegő nedvességét (hajszálas higrométerrel és Assmann-féle pszichrométerrel) is mértük. Ezeket az adatokat azonban jelen dolgozatunk keretében mellőzzük.

A hőmérőket az árasztó vízréteg szélétől 4 m-re, a növényállomány belsőjében helyeztük el. Megközelítésükre a víz fölé helyezett deszkapalló szolgált. A hőmérők elhelyezésére, árnyékolására, leolvasására, korrekciójára és a feldolgozásra vonatkozóan a meteorológiai szakirodalomban részletesen leírtak szerint jártunk el. A hőmérőket naponta háromszor, a megfelelő terminus időpontokban olvastuk le.

Terminus észleléseken kívül minden fenofázisban mindkét évben teljes 24 órás megfigyeléseket is végeztünk.

A kísérlet eredményeiről az I. táblázatban foglalt áttekintések jó tájékoztatást nyújtanak. Különösen a biometriai mutatókban jutnak élesen kifejezésre azok a tények, amelyek az árasztóvíz mélységének változtatása útján a növényfejlődés időbeli és mennyiségi különbségeiben mutatkoznak.

I. TÁBLÁZAT

Fenológiai és biometriai mutatók

Dunghan Shali	VK	5 cm vb	15 cm vb	25 cm vb
Kisújszállás, 1955.				
Vetés	V. 5.	V. 5.	V. 5.	V. 5.
Kelés	V. 23.	V. 23.	V. 23.	V. 23.
Árasztás		VI. 17.	VI. 17.	VI. 17.
Bokrosodás	VII. 25.	VII. 19.	VII. 21.	VII. 25.
Bugahányás	VIII. 27.	VIII. 23.	VIII. 23.	VIII. 24.
Érés	IX. 20.	IX. 7.	IX. 9.	IX. 9.
Állománysűrűség 1 m ² /tő árasztás után	104	100	80	92
Bokrosodási koef.	2,05	3,70	2,95	3,05
Magasság cm-ben a bokrosodás végén	36,5	53,0	59,0	70,0
a bugahányás végén	61,2	81,4	89,4	94,2
Szarvas, 1956.				
Vetés	V. 5.	V. 5.	V. 5.	V. 5.
Kelés	V. 24.	V. 24.	V. 24.	V. 24.
Árasztás		VI. 7.	VI. 7.	VI. 7.
Bokrosodás	VII. 16.	VII. 6.	VII. 9.	VII. 18.
Bugahányás	VIII. 15.	VIII. 7.	VIII. 8.	VIII. 17.
Érés	IX. 3.	VIII. 30.	VIII. 30.	IX. 10.
Állománysűrűség 1 m ² /tő árasztás után	300	256	202	202
Bokrosodási koef.	2,7	3,1	2,7	2,1
Magasság cm-ben a bokrosodás végén	40,1	41,0	47,8	60,2
a bugahányás végén	55,1	61,8	76,6	81,0

A II. táblázatban közöljük a hőmérsékletnek terminusértékekből számított havi közepes ingását és azt a napi ingás közelítő kifejezőjeként fogtuk fel.

II. TÁBLÁZAT

A napi ingadozások havi átlagai (C°)

	Mérési magasság a talajszinttől	Május 6-31.	Június		Július	Augusztus	Szeptember 1-20.
			árasztás				
			előtt	után			

Kisújszállás, 1955. Vetés : V. 6., árasztás : VI. 17.

VK-ig telített	50 cm	9,0	7,7	7,5	5,4	7,9	10,4
	— 5 cm	9,0	7,9	7,0	6,4	6,3	5,3
	—15 cm	4,4	3,5	3,2	2,9	2,9	2,8
5 cm-es vízborítás	50 cm	8,4	6,7	8,2	5,4	8,1	10,2
	2,5 cm			8,6	7,7	7,4	7,0
	— 5 cm	8,6	7,2	4,3	4,1	3,2	2,8
—15 cm	4,4	3,0	1,8	1,6	1,3	1,2	
	50 cm	8,8	7,2	6,6	5,4	7,1	10,1
	7,5 cm			8,3	6,5	5,5	4,9
15 cm-es vízborítás	— 5 cm	8,8	7,7	3,9	3,4	2,4	1,9
	—15 cm	4,2	2,9	1,2	1,0	1,3	1,5
	50 cm	8,8	7,1	6,5	5,7	7,3	9,6
25 cm-es vízborítás	12,5 cm			7,0	5,5	4,3	3,5
	— 5 cm	8,5	6,6	3,1	2,4	1,8	1,6
	—15 cm	4,0	2,7	1,3	0,9	0,7	0,5
Megfigyelő állomás	200 cm	10,1	8,7	7,1	5,9	7,1	8,7

Szarvas, 1956. Vetés : V. 5., árasztás : VI. 7.

VK-ig telített	50 cm	7,5	8,5	6,1	8,2	11,2	11,5
	— 5 cm	5,7	7,2	5,6	8,3	8,6	8,7
	—15 cm	2,8	3,7	2,6	4,2	4,1	3,7
5 cm-es vízborítás	50 cm	7,8	8,5	6,0	8,0	9,6	10,4
	2,5 cm			7,7	11,9	8,4	8,4
	— 5 cm	5,9	6,9	4,3	4,7	2,7	2,4
—15 cm	3,0	3,4	2,4	2,4	1,3	1,2	
	50 cm	7,8	8,6	5,9	7,9	9,4	9,3
	7,5 cm			6,5	9,1	6,5	5,6
15 cm-es vízborítás	— 5 cm	6,0	6,1	3,1	4,0	2,6	2,0
	—15 cm	2,8	2,9	1,3	1,7	1,1	0,8
	50 cm	7,6	7,6	5,5	7,5	9,0	9,0
25 cm-es vízborítás	12,5 cm			5,3	7,4	5,9	5,0
	— 5 cm	6,3	7,3	2,9	3,6	2,1	1,1
	—15 cm	3,4	3,0	1,3	1,1	0,7	0,4
Szabad, száraz terület	50 cm	7,7	9,5	7,2	8,9	10,6	11,2
	— 5 cm	7,6	9,7	5,5	7,4	7,8	7,7
	—15 cm	3,2	3,6	2,4	4,0	3,4	4,1
Megfigyelő áll.	200 cm	6,4	7,4	4,7	7,5	9,6	10,4

Mindkét évben, illetve helyen azt tapasztaltuk, hogy a hőmérséklet napi ingása — fokozatosan csökkenő tendenciával — árasztás utántól mind-egyik vízellátottságnál más és más június—júliusban, mint augusztus—szeptemberben (a táblázatokban vastagon szedve). Június—júliusban a víz-hőmérsékletének ingadozása nagyobb volt, mint a levegőé 50 cm-en. A növény-állomány záródásával augusztus—szeptemberben ez a sorrend megváltozik s a legnagyobb hőmérsékleti ingadozás a levegő 50 cm-es szintjében jelentkezik.

III. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet havi és tenyészidő-átlagai:

	Mérési magasság a talajszinttől	Május 6—31.	Június		Július	Aug.	Szept. 1—20.	Közép	
			árasztás					árasztás után	május 6— szept. 20.
			előtt	után					
<i>Kisújszállás, 1955. Vetés : V. 6., árasztás : VI. 17.</i>									
VK-ig telített	50 cm	15,8	19,4	23,1	21,9	21,5	19,9	21,6	20,2
	— 5 cm	16,3	18,6	21,3	21,5	20,9	19,6	20,8	19,7
	—15 cm	15,2	16,7	19,7	20,5	19,8	19,0	19,8	18,6
5 cm-es vízborítás	50 cm	15,0	18,6	22,2	21,3	20,5	19,6	20,9	19,5
	2,5 cm			23,2	22,9	22,2	20,7	22,3	22,3
	— 5 cm	16,5	17,9	22,5	22,9	21,8	20,4	21,9	20,5
	—15 cm	15,7	16,4	21,1	22,0	21,2	20,0	21,1	19,6
15 cm-es vízborítás	50 cm	15,2	18,5	22,3	21,5	20,3	19,6	20,9	19,6
	7,5 cm			23,0	23,2	22,2	21,1	22,4	22,4
	— 5 cm	16,1	17,8	22,1	22,7	21,8	20,5	21,8	20,3
—15 cm	15,8	16,6	20,6	21,9	21,6	20,6	21,2	19,7	
25 cm-es vízborítás	50 cm	15,2	18,2	22,4	21,6	20,9	19,7	21,2	19,6
	12,5 cm			22,5	23,1	22,2	21,1	22,3	22,3
	— 5 cm	16,0	17,4	22,2	23,0	22,0	20,8	22,0	20,4
—15 cm	15,8	16,3	21,3	22,5	21,9	20,9	21,7	20,0	
Megfigyelő állomás	— 5 cm	18,3	21,5	24,6	24,0	21,5	19,8	22,5	21,5

Szarvas, 1956. Vetés : V. 5., árasztás : VI. 7.

VK-ig telített	50 cm	16,3	22,0	19,3	22,7	22,3	18,4	20,7	20,2
	— 5 cm	16,0	21,2	19,8	22,9	21,2	18,5	20,6	19,7
	—15 cm	15,4	20,3	19,5	21,0	20,9	18,3	19,9	19,2
5 cm-es vízborítás	50 cm	16,5	21,9	19,1	22,4	21,3	18,0	20,2	20,0
	2,5 cm			19,4	24,5	22,5	18,4	21,8	21,8
	— 5 cm	16,1	21,4	21,2	23,7	22,4	19,0	21,6	20,8
	—15 cm	15,9	20,6	21,1	22,7	22,4	19,3	21,4	20,5
15 cm-es vízborítás	50 cm	16,3	22,1	19,0	22,3	21,0	18,3	20,2	19,8
	7,5 cm			19,6	24,5	22,4	18,7	21,9	21,9
	— 5 cm	16,4	22,1	21,2	24,3	22,8	19,3	21,9	21,2
—15 cm	15,6	20,7	20,8	23,3	22,2	19,2	21,4	20,5	
25 cm-es vízborítás	50 cm	17,5	21,6	19,1	22,4	22,1	18,3	20,5	20,0
	12,5 cm			19,9	24,4	22,8	18,8	22,0	22,0
	— 5 cm	16,3	22,3	21,2	24,1	23,2	19,7	22,1	21,2
—15 cm	15,6	20,6	20,9	23,4	22,7	19,9	21,7	20,8	
Szabad, száraz terület	50 cm	16,2	21,8	19,1	22,7	21,8	18,8	20,6	20,0
	— 5 cm	16,7	22,8	20,5	23,6	22,7	19,4	21,6	21,0
	—15 cm	16,1	21,3	20,2	23,1	22,7	19,8	21,5	20,7

A vízréteg vastagságának növelése az átlagos hőmérsékleti ingás-értéket a vízben és talajban fokozatosan csökkenti.

Magának a vízrétegnek a hőingadozása egyrészt a tenyészidő előrehaladtával, másrészt magasságának növekedésével fokozatosan csökkent. Ugyanakkor a makroklima állomáson (2 m magasságban) mért léghőmérséklet ingása hónapról-hónapra nőtt. Hasonló összefüggés mutatkozott 1956-ban is, azzal a különbséggel, hogy a legnagyobb ingás-értéket nem júniusban, hanem júliusban kaptuk.

A III. táblázat a havi terminusközepeket tartalmazza. Eszerint a vízréteg hőmérséklete 1955-ben — vastagságtól függetlenül — mindig magasabb volt, mint a levegőé 50 cm-en vagy a talaj átlag hőmérséklete. 1956-ban azonban — főként augusztus—szeptemberben — a talaj melegebb volt, mint a víz.

Ha a különböző mélységű vízrétegek egész tenyészidőre számított hőmérsékleti középértékeit hasonlítjuk össze, azt tapasztaljuk, hogy azok között — egyazon évben — lényeges eltérés nincs. Ugyanakkor az 50 cm-es állomáyszint a tenyészidő alatt mindkét évben jelentősen hidegebb volt, mint a víz.

Az egyes hónapok vízhőmérsékleti középértékeinek összehasonlítása azt mutatta, hogy valamennyi vízmélységnél a legmagasabb értékek július hónapban voltak (1955-ben az 5 cm-es vízborításnál a júniusi volt). A tenyészidő ezt követő hónapjaiban a havi középértékek jelentős mértékben csökkennek. A csökkenés mértékében ugyanazon évben a különböző mélységű vízrétegeknél nincs lényegesebb eltérés.

*

A továbbiakban a főbb fenofázisok során végzett hőmérsékleti megfigyelések közül egy bokrosodáskori és egy bugahányáskori, sugárzási időjárásban, végzett 24 órás megfigyelés eredményeit ismertetjük.

Az 1. ábra 1956. július 11-i kisújszállási mérési adatokat tünteti fel.

Az időjárás jellemzése: A hónap átlagos időjárásának megfelelő csendes nyári nap. A nappali felmelegedés erős, (a maximum 30 C°) a rákövetkező éjszaka enyhe (minimum 17,4 C°). Napközben gyenge déli szél 1—2 Beaufort-fok erősséggel. Estétől szélesend. Egész nap közepes felhőzet, cumulosokból. 12-én reggelre közepes erősségű északkeleti szél.

Fenofázis: bokrosodás.

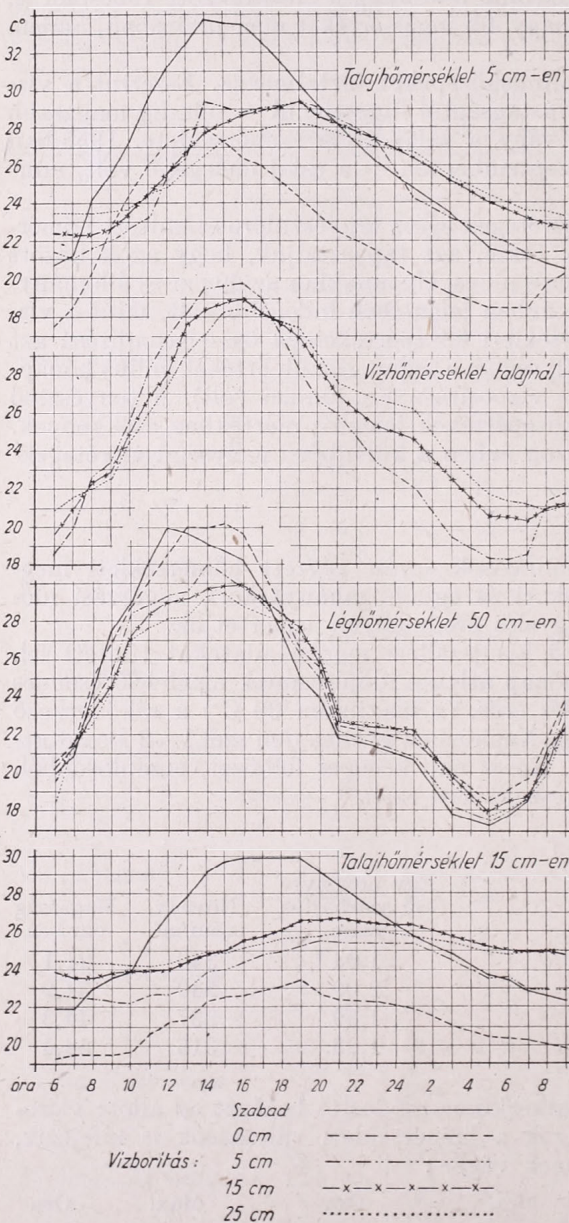
Fenológiai jellemzők:

	Egy növényre eső szárahajtás szám	Növény szám/m ²	Magasság cm-ben
VK-ig telített talajban	1,04	340	21,1
5 cm-es vízborítás	2,09	340	34,9
15 cm-es vízborítás	1,59	337	44,3
25 cm-es vízborítás	1,23	315	54,4

A különböző mélységű víz mikroklíma-módosító hatását az adott viszonyok között hozzávetőlegesen azok a hőmérsékleti változások is kifejezik, amelyek magában a vízben mennek végbe:

	Min.	Óra	Max.	Óra
5 cm-es vízborítás	18,2	5—6	33,2	16
15 cm-es vízborítás	20,4	7	32,0	16
25 cm-es vízborítás	20,9	8	31,7	16

A vizsgálati szakasz folyamán reggel volt leghidegebb a víz; a mélyebb víz jóval kevésbé és később hűl le, mint a sekélyebb. Mindhárom vízmélységnél egy időben kb. 16 órákor volt legmelegebb a víz. A napi vízhőmérséklet ingadozása fentiekből kitűnően a vízmélység növekedésével csökkent. Az irgadozás értékei a következők voltak: 15,0, 12,4 és 10,8 C°.



1. ábra. Az egyes állományszintek napi hőmérsékleti menete Dunghan Shali állományban, Kisújszálláson, 1956. VII. 11-én.

A nap 24 órájából az 5 cm-es víz 14 órán át hidegebb, 10 órán pedig melegebb volt, mint a másik kettő. A 25 cm mélységű víz 10 órán keresztül volt hidegebb és 14 órán keresztül melegebb az 5 és 15 cm mély víz hőmérsékleténél. Az 5 cm mély víz a nagy nappali meleget hamar leadta, mert 18 órán át mind egyiknél hidegebb, viszont a reggeli napsugárzás másnap 8 órára már a másik kettőnél magasabb fokra melegíti.

A vízréteg különböző magasságának és a vizsgálat időpontjában az egyes vízkezelésekben már eltérő tömegű, de még nem zárt növényállomány hatására a talajfelszíntől mért 50 cm-es levegőszint hőmérsékleti viszonyai is határozottan módosultak. Míg ugyanis pl. a napi maximum a szabadfelület felett 12 órákor állt be, és 33,1 C° értéket ért el, addig a rizs növényállomány felett a jóval később, a VK-nál 14 órákor 33,2 C°, 5 cm-es vízborításnál 14 órákor 31,0 C°, a 15 cm-es vízborításnál 17 órákor 30,0 C°, a 25 cm-es vízborítás felett 16 órákor 29,5 C°-kal mutatkozott.

A talajhőmérséklet minimuma a VK kezelésű parcellán a legalacsonyabb. Sem a szabad terület, sem a víz alatti terület taljai nem hűlnek le annyira, mint a szántóföldi vízkapacitás

körülmértékig vízzel telített (VK) talaj. Ez egyik magyarázata annak, hogy vízréteg tartása nélkül a mi viszonyaink között a jelenleg köztermesztésben levő fajtáknál a rizs víz- vagy hőigényét nem lehet folyamatosan kielégíteni. Az állomány és a vízréteg együttes hőszabályozó szerepét mutatják, hogy a napi hőmérsékleti maximumok először a vízben, azután az állomány belsejében, majd pedig a talajban alakulnak ki. Ezek időbeli jelentkezését a mélyebb víz a sekélyebb szemben némileg kitolja. A hőmérsékleti minimumok először az állomány belsejében, majd a vízrétegben és legkésőbb a talajban jelentkeznek.

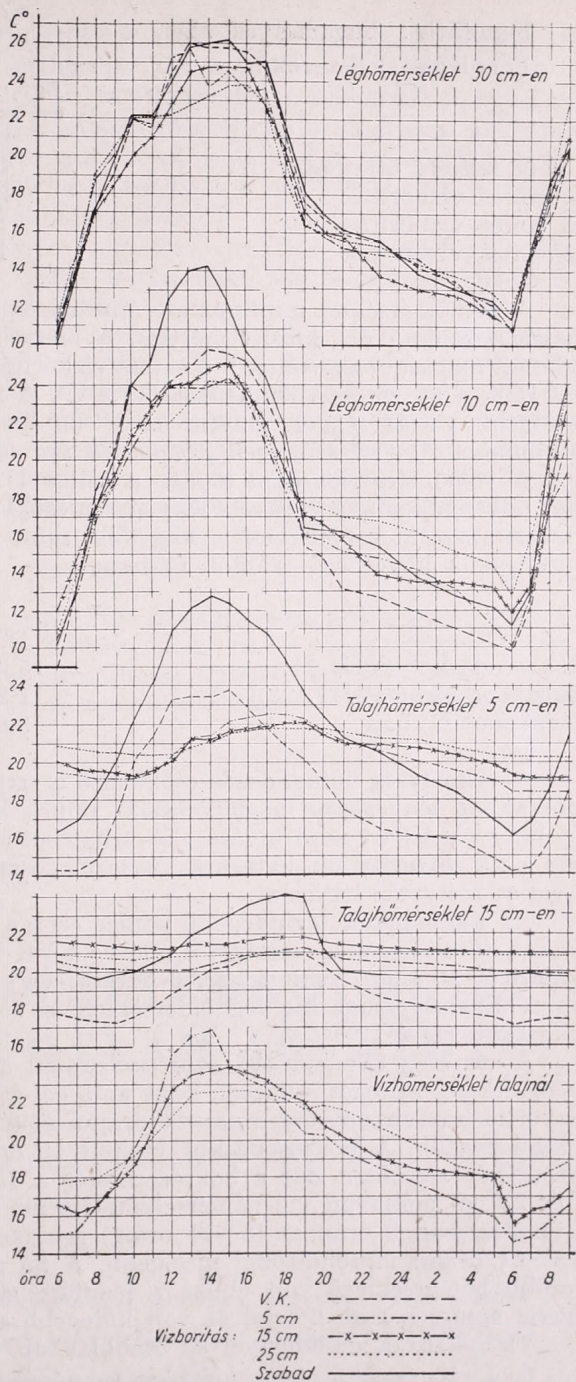
A bugahányáskori hőmérsékleti változások ismertetésére az 1956. augusztus 31-i megfigyelésünk adatait a 2. ábrán mutatom be.

Kisújszálláson az egész hónap száraz volt, a 21-26-i frontátvonulások is csak igen kevés csapadékot adtak. A következő napokban a tartós keleties áramlást csaknem viharos északnyugati szél váltotta fel. A hőmérséklet havi csúcsértékét 30-án mérték, 36,7 C°-ot. 31-én csendes, derült, mikroklíma kialakulására alkalmas az időjárás.

Napközben kevés felhő és közepes erősségű (északkeleti, 3-4 Beaufort-fok) szél. Délután felhősülés, este és éjjel teljesen derült.

Az éjjel folyamán a szél újból feltámadt és reggelre 4 B fokra erősödött.

Erős éjszakai lehülés 10,6 C° minimummal.



2. ábra. Az egyes állományszintek napi hőmérsékleti menete Dunghan Shali állományban, Kisújszálláson, 1956. VIII. 31-én.

Fenofázis : bugahányás vége.

Fenológiai jellemzők :

	Egy növényre eső szárhajtás szám	Magasság cm-ben
VK-ig telített talajban	1,58	51,3
5 cm-es vízborítás	2,45	69,7
15 cm-es vízborítás	1,76	74,3
25 cm-es vízborítás	1,86	79,5

A vízhőmérséklet minimumait mindhárom vízmélységben ebben a fenofázisban is 6—7 óra között mértük. A mélyebb vízben a minimum értékei ekkor is magasabbak voltak : 5 cm-es vízborításnál 14,2, 15 cm-es vízborításnál 15,6, a 25 cm-es vízborításnál 17,3 C°. A 25 cm mély víznek 2,6 C°-kal melegebb voltát reggel, amikor 18 C°-on lényegesen aluli vízhőmérsékleti minimumokról van szó, *igen jelentősnek kell tartanunk.*

A vízhőmérséklet napi *ingása* a július 11-i állapothoz képest a zárttá vált növényállomány hatására lényegesen csökkent. Ez a csökkenés a mélyebb vízben abszolút értékekben is nagyobb, mint a sekélyebb vízben volt. Ezt mutatják a következő számok C°-ban.

	V í z m é l y s é g		
	5 cm	15 cm	25 cm
Bokrosodáskor (VII. 11.)	15,0	12,4	10,8 C°
Bugahányáskor (VIII. 31.)	11,2	8,3	5,4 C°
Csökkenés C°-ban	3,8	4,1	5,4 C°

A vízmélység hőingadozás csökkentő szerepe ebben az amúgy is kritikus időszakban lényegesen megnövekszik. Ennek következtében a vízhőmérséklet bokrosodáskori napi ingása elsősorban az állomány zártsága következtében a 25 cm mély víz hatására viszonylagosan és jobban csökken, mint az 5 cm-es mély víz hatására.

Az állományok leghidegebb pontja ezen a napon minden kezelésnél és a szabad területen is a vízszinttől, illetve a VK-ig telített területen a talajtól számított 10 cm-es szint reggel 6 órakor. Ugyanebben az időpontban az 50 cm-es állománymagasság léghőmérséklete a 25 cm-es víz felett volt a legmagasabb (11,2 C°).

A vízréteg hőhátartási sajátosságaiban a záródott állomány hatására bekövetkező változást tükrözi, hogy az 5 cm-es vízborítás a 15 és a 25 cm-es vízborításhoz viszonyítva a nap 15 óráján át a leghidegebb és csak 5 órán át a legmelegebb. A bokrosodáskor viszont 10 órán át volt melegebb, mint a másik két vízréteg. Bár a bokrosodáskor a 15 cm mély víz hőmérséklete 5 és 25 cm mélységű víz hőmérsékleti értékei között helyezkedett el, ebben a fenofázisban 3 órán át (8—11 óráig) mindkettőnél hidegebb és 6 órán át (15—21 óráig) mindkettőnél melegebb. A 25 cm mély víz viszonylag kedvezőbb hőmérsékletű volt ebben a fenofázisban, mert a bokrosodáskori 10 órával szemben csak 6 órán át volt hidegebb a többinél.

Vizsgálatunk eredményei az alábbiakban foglalhatók össze :

1. A rizs árasztó vízréteg átlagos hőmérsékleti ingása egyrészt a tenyészidő előrehaladtával, másrészt a mélyebb vízben fokozatosan csökkent, ugyanakkor a 2 m-es levegőszint hőingása a tenyészidő előrehaladtával hónapról-hónapra nő.

2. A tenyészidő hőmérsékleti középértékei azt mutatták, hogy a víz hőmérséklete mindkét évben melegebb volt mind az 5 cm-es talajszint, mind a (állomány) levegő 50 cm-es szintjének hőmérsékleténél.

3. A vízréteg vastagságának különböző volta elsősorban nem a vízréteg hőmérsékleti középértékeire, hanem főként a talajzóna hőmérsékletére — különösen hóingására — volt módosító hatással, a tenyészidő első és második szakasza alatt, mennyiségileg különbözőképpen.

4. A mélyebb árasztóvíz lényegesen csökkenti a víz, de különösen a talajrétegek éjszakai lehülését, de lehülés esetén lassabban és kevésbé engedi felmelegedni, mint a sekélyebb vízréteg.

A víz- és talajszintek napi hőingása a mélyebb vízű állományokban általában kisebb (alacsonyabb maximumok — magasabb minimumok). A mély víz hőingadozást csökkentő hatása a talajban és a vízben (a növényállomány teljes kifejlődése és zártsága esetén) bugahányáskor lényegesen nagyobb, mint bokrosodáskor. Az állománynak — a talajszinttől 50 cm-re mért hőmérsékleti ingadozása azonban — a víz és a talajszintekkel ellentétben, az állomány beálltával, a bugahányáskor nagyobb, mint a bokrosodáskor volt.

IRODALOM

- [1] *Jakuskin, I. V.* : Növénytermelés. I. Rizs (Mezőgazdasági Kiadó, Budapest 1950.).
- [2] *Kondrasev, Sz. K.* : Öntözéses földművelés. A rizs c. fejezet (magyar nyelvű fordítása).
- [3] *Piacco, R.* : L'irrigazione delle risaie. (Roma L'Italia Agricola 7. 1955.)
- [4] *Piacco, R.* : Temperatura dell'acqua in rapporto all'alterza. (Il Riso. 3. marzo 1957. Milano).

A II. ORVOSMETEOROLÓGIAI TANFOLYAM JEGYZETE

54 forint példányonkénti árban megrendelhető a Magyar
Meteorológiai Társaság titkárságánál:
Budapest, II. Kitaibel Pál utca 1.

Az I. orvosmeteorológiai tanfolyam jegyzeténél jelentékenyen
bővebb anyagot felölelő jegyzetet a Társaság tagjai 30 Ft-os
mérsékelt áron kaphatják meg.

Az idei március hűvösségéről

Időjárásunk szeszélyessége egyre fokozódik. Ezen állításunk bizonyítására — a szubjektív tapasztaláson felül — bemutatjuk a budapesti 100 évi hőmérsékleti sorozat alapján a havi anomáliák abszolút értékeinek, valamint a viszonylagos napfoltszámoknak 20 éves átlagértékeit:

K ₂₀ :	1856—75	1876—95	1896—1915	1916—35	1936—55	Átlag
△ :	1,66	1,46	1,51	1,57	1,60	1,56 °C
R :	57,2	37,6	27,4	42,2	67,7	46,4

Amint láthatjuk, az 1870-es évektől kezdve egyenletes a szeszélyességet kifejező számértékek emelkedése. Ezt az emelkedést nem indokolhatjuk a hőmérő-felállítás mezoklimatikus környezetváltozásaival (városiasodás), amit pedig a hőmérséklet ugyancsak egyenletes emelkedésével kapcsolatban feltételezhetnénk. Bizonyítják azonban a szeszélyesség fokozódását az utóbbi évtizedek időjárási eseményei is. 1946—47-ben rendkívüli forró, aszályos nyarak és a legmelegebb szeptember (1947) lépett fel. 1948-ban évszázadunk második legenyhébb januárja jelentkezett, majd 1950—51-ben a legenyhébb tél. 1952—53-ban igen erős és hosszantartó májusi fagyokat jegyezhattünk fel, majd következtek az „árvizes” nyarak (1953-ban a felhőszakadásos június, 1954-ben az árvizes július, 1955-ben pedig a rekord-csapadékú augusztus). Ezeket követte 1956-ban — igen enyhe januára — a második leghidegebb februárunk. 1957-ben példanélküli volt a július első feléről a másodikra bekövetkezett hőcsökkenés. (1952-ben pedig kirívó volt a hideg márciust követő igen meleg április.)

Az 1958-as év első negyede szintén erőteljes hőváltozásokkal tűnt ki. Az igen enyhe februárra ugyanis teljesen télies jellegű március következett. Budapesten a február havi középhőmérséklet 3,5 °C volt, a márciusé viszont csak 1,8 °C! A hőcsökkenés tehát 1,7 fok, ami majdnem 7 fokkal maradt el a normális mértékű fölmelegedéstől.

A márciusi középhőmérséklet önmagában is elég alacsony, de 179 éves sorozatunkban találunk ennél 10 hidegebbet is. Volt ugyanis 3 márciusunk negatív átlaggal is (1785 = -2,9, 1800 = -0,6, és 1808 = -1,2 °C), kettő pedig +0,3 °C-nyi értékkel (1845 és 1875).

A mostaninál hidegebb volt még a március 1840-ben (+1,2), 1865-ben (+1,1), 1883-ban (+1,4), évszázadunkban pedig csak 1932-ben (+1,7 °C). 1796-ban a középérték a mostanival megegyezett. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ezek közül csak 2 esetben volt a megelőző február a normálisnál melegebb (1796-ban 2,4, 1883-ban pedig 1,5 °C-nyi átlagokkal). Ez az utóbbi tény emeli ki leginkább az idei március rendkívüliségét, mert hűvös március általában hideg telekre szokott következni. A március télies jellegét fokozta az is, hogy a második fele viszonylag hidegebb volt mint az első (a félhavi anomáliák -3,5, illetve -4,5 °C), amihez járult még a 20. és 25. közötti nagyobb havazás, helyenként hófúvással és néhol közel félméteres hóréteg keletkezése is.

Még egy jellemzés a havi középhőmérsékletek alapján: 179 év alatt a mostani márciusnál 72 melegebb február fordult elő (4 azonos hőmérsékletű volt) és 21 melegebb január is található a sorozatban.

Jól jellemezhető a hónap rendkívülisége a februárról-márciusra vett hőcsökkenéssel is. Sorozatunkban 10 esetben fordult elő februárnál hidegebb március (1783, 1796, 1800, 1808, 1843, 1849, 1867, 1883, 1900, 1925; 1785-ben a két hónap átlaga megegyező volt). Ezek között azonban a mostaninál erősebb hőcsökkenés (2,8 fok) csak egy esetben, 1843-ban fordult elő. Ez volt azonban a legmelegebb februárunk

(6,9 °C), amelyik melegebb volt a normális márciusoknál is.

A mostanihoz legközelebb álló hőcsökkenés 1900-ban jelentkezett, 1,5 fokkal, de ekkor mindkét hónap melegebb volt (4,8, illetve 3,3 C).

Érdekes még, hogy 1899-ben szintén komoly havazás volt március végén, vagyis mostani márciusi időjárásunk leginkább a kb. 60 évvel ezelőttihez hasonlított. Az elmondottakat összefoglalva megállapíthatjuk, hogy — noha az idei március hűvösege nem példanélkül álló — mégis nagyon ritkán fordul elő, különösen meleg február után. Ekkora hőcsökkenés februárról-márciusra csak évszázadonként egyszer várható.

A jelenségek szinoptikai körülményeivel, okaival ma még bővebben nem foglalkozhatunk. Erre majd csak a Geofizikai Év anyagának feldolgozása után kerülhet sor. Rámutathatunk azonban arra, hogy az idei igen hűvös, alacsony nyomású (advektíve hideg) március jól beleillik abba a 2–3 évi ritmusba, amely időjárásunkat leginkább kormányozza. Más helyen kimutattuk, hogy a márciusi légnyomáseloszlás Európában az utóbbi 40 évben olyan 5 éves ritmusban változott, amely még egy 2 + 3 évi periódusra is bontható (OMI Beszámolók: 1955). Ott láthattuk, hogy a napfoltmaximum évében Közép-Európában nyomáshiány jelentkezik, északon pedig nyomás-többlet. Az idei március nyomásmeloszlása szintén ilyen volt. Leszögeztük azt is, hogy a 2–3 évi ritmus a sarki térség nyomásváltozásaiban jelentkezik legtisztábban.

A jelenség tehát feltétlenül kapcsolatban áll a naptevékenység változásaival, amit megint csak egy statisztikai ténnyel igazolhatunk. Sorozatunk alapján ugyanis kimutatható, hogy a március a maximum évében szinte kivétel nélkül hidegebb, mint a megelőző évben. Ez a szabály a legutóbbi 16 napfoltmaximum alapján 13:3 arányban vált be! Kivétel csak 1893-ban, 1848-ban és 1788-ban jelentkezett, évszázadunkban tehát nem. (1957 szintén a napfoltmaximum éve.)

A 2 évi ritmus mellett szól az a rendkívüli hőcsökkenés is, ami 1956 januárjártól-februárjára következett be (l. Péczely Gy.: Az 1956-os február hőmérséklete az éghajlati valószínűségek tükrében. Időjárás 1956. 2.).

A naptevékenységgel való kapcsolat mellett szól végül a ciklünk elején közölt megállapítás is. A szeszélyesség fokozódása ugyanis közel párhuzamosan változott a naptevékenység általános tendenciájával. 1883 óta a napfoltmaximumok értéke egyre nőtt. 1870-ben a mostanival kb. azonos nagyságú volt, és a szeszélyességi mérőszámunk is kb. megegyezik. Bizonyosnak látszik tehát, hogy a *rendkívüli ségek halmazódása időjárásunkban összefüggésben áll a Nap fokozódó tevékenységével*. Az utóbbi tény abban is megnyilvánul, hogy hazánkban egyre többször jelentkezik a sarki-fény jelensége. Legutóbb február 11-én volt ilyen tüneményben részünk. A jelenség-sorozat pontos szinoptikai és energetikai mechanizmusának felfedezése azonban még a jövő feladata.

Berkes Zoltán

Az éghajlat kontinentalitásának kérdéséről

A múlt század nyolcvanas éveitől kezdve számos kísérlet történt az éghajlat kontinentalitás jellegének rövid index formájában való jellemzésére. Ezen előállított indexekben mindig szerepel a hőmérséklet évi amplitúdója, mert annyira nyilvánvaló az összefüggés a hőmérséklet évi járása és az illető terület kontinentalitása között. Az évi hőmérsékleti amplitúdó azonban közvetlen felhasználásra mégsem tökéletes, mert ezt nemcsak a földrajzi fekvés kontinentalitása határozza meg, hanem a földrajzi szélesség is (sőt szerepet kap a tengerszint feletti magasság is). A földrajzi szélesség hatását kiküszöbölendő, *Gorczyński* (1918) a következő indexszámot javasolja a kontinentalitás mértékül:

$$k = \frac{1,7}{\sin \varphi} (A - 12 \sin \varphi) = \frac{1,7 A}{\sin \varphi} - 20,4,$$

ahol A az illető helyen a hőmérséklet évi amplitúdója. Formuláját úgy alkotta, hogy a kontinentalitás 0 értékű az óceánok számára és 100% Verhojansk számára. (Üi. 30° és 60° φ között az óceánok fölött az évi „közepes óceáni amplitúdó” értéke $12 \sin \varphi$; így a kifejezés értéke az óceánok számára 0).

Ezen képlet felhasználásával *Hajósy* 1933-ban 1871–1930 közötti 60 év terminusközép adataiból azt találta, hogy k értéke Magyarországon 30–36% között van. *Bacsó* pedig 1901–1930. évi adatokból (valódi közép) k értékére 26–34% talált.

Figyelemre méltó rövid értekezést olvashatunk erről a kérdésről *Hromovtól* az *Izvesztija Vsesz. Geogr. Obscs.* 1957. évi 3. számában. Foglalkozik N. N. Ivanov kontinentalitási indexével, majd a *Gorczyński-féle* index hibáit elemezve és abból kiindulva ő maga javasol egy új, a kontinentalitást teljesebben kifejező formulát és ennek segítségével térképet szerkeszt az egész földfelszínről.

Ivanov (1953) formulája :

$$k = A - A_{\varphi}$$

Eszerint a kontinentalitást jellemzi az adott hely évi hőmérsékleti amplitudójának eltérése az adott hely földrajzi szélességének az átlagos évi amplitudójától. Ez a jellemzés egyszerű, kézzelfogható és kisebb területi különbségek bemutatására alkalmas. De planetáris méretekben nem használható. Már a definíció is sebezhető: elkerülhetetlen a negatív kontinentalitás, ami terminológialilag elfogadhatatlan. 0 kontinentalitás csak a kontinentalitás (szárazföldi hatás) lehető legkisebb foka lehet, vagy éppen a kontinentalitás hiánya. *Ivanov* formulájában pedig az éghajlat kontinentalitása ott 0, ahol a szárazföld és óceán hatása egyenlő. (Ez inkább valamiféle 50%-os kontinentalitás.) Még nagyobb hibája a formulának, hogy különböző szélességekre elvileg össze nem hasonlítható értékeket ad.

Hromov tehát visszatér *Gorczyński* formulájához, amely bizonyos javításokkal planetáris méretekre is alkalmazható. *Gorczyński* 0 kontinentalitást ad az óceánokra, így csak a szárazföldekre alkalmazható. Ahogy a szárazföldeken is érvényesül az óceánok hatása, úgy az óceánokon is meg lehet találni a kontinensek hatását. Ahhoz, hogy az óceánokon a szárazföldi értékekkel összehasonlítható értékeket nyerjen,

Hromov elvetette a „közepes óceán amplitudót” és helyette megkereste a „tisztán óceáni amplitudót”. A szárazföldek és tengerek eloszlásából, valamint az általános légköri köréből arra lehetett következtetni, hogy ilyen amplitudó alakul ki a Csendes-óceán déli felének középső részén 48° d. sz. Itt kb. 4° C az évi hőingás. Ha feltesszük, hogy az egyenlítőn $A_m = 0$, akkor megkapjuk a földrajz szélességtől függő „tisztán óceáni amplitudó” A_m egyenletét :

$$A_m = 5,4 \sin \varphi$$

Az index világos fizikai értelmet nyer *Hromov*-nál azáltal, hogy — *Gorczyński*-val szemben — az $A - A_m$ különbséget nem $\sin \varphi$ -vel, hanem A -val arányosítja. Így k index megmutatja, hogy adott helyen az évi hőmérsékleti amplitudó mely része tudható be a szárazföld jelenlétének, mennyi a kontinentális hatás az évi hőmérsékleti amplitudóban.

Hromov formulája :

$$k = \frac{A - A_m}{A} = \frac{A - 5,4 \sin \varphi}{A}$$

Ennek segítségével megszerkesztette a kontinentalitás mértékét az egész Földre. k értéke az óceánok peremterületei felé, majd a szárazulatok belseje felé nő, a 100%-ot sehol nem éri el. Pl. Izland déli partszégyelyén 50%, Verhojanszknál 92%. Nálunk 82% az értéke. (Bécs 81%, Kiev 83%.) Ezekből az adatokból egyúttal a módszer gyenge oldala is megmutatkozik: kisebb területi különbségeket nem tud kirajzolni. Előnye viszont az, hogy reális fizikai alapon megadja a kontinentális hatásos mértékét az óceánok éghajlatára is és ezzel összehasonlíthatóvá teszi az éghajlati viszonyokat a Föld egész felszínén

Felméry László

A tropopauza típusai és meghatározásuk

A léggömbökkel átkutatott légkörnek jellegzetes kettéválását troposzférára és sztratoszférára, már *Teisserence de Bort* ismertette 1702-ben. A kettő közötti határ a tropopauza, amely bizonyos esetekben jellegzetesen, máskor azonban elmosódottan jelenik meg az aerológiai felszálásokban.

A tropopauza helyének és különböző típusainak megállapításával már több meteorológus foglalkozott. A különböző típusok szerinti felosztás visszanyúl *Schmauss*hoz, aki 1909-ben közzétett dolgozatában három típust különböztetett

meg. Egy másik munkájában 1912-ben kiegészíti ezeket a negyedik típussal. Az I. típust normális típusnak nevezi, ennél a sztratoszférában nagyjából állandó a hőmérséklet, a II. típusnál felfelé emelkedik a hőmérséklet, a III. típus pedig az I. és II. típusok keveréke. A IV. típus tropopauzája nagyon alacsonyan fekszik és környezetének hőmérsékleti gradiense fokozatosan tér el a troposzféra gradiensétől (1. ábra).

A további kutatások arra irányultak, hogy összefüggéseket állapítsanak meg a tropopauza jellemzői és a talajmenti idő-

járási tényezők között. Egész sor kutató végezte el ennek elemzését. A viszonyok alapján véve hasonlóságot mutatnak Európa és Amerika között.

Schedler a magaslégtéri megfigyelési anyagot annak megfelelően csoportosította, hogy milyen helyzetű az izallobárikus terület az észlelési helyhez viszonyítva. Ezekből megállapítható, hogy a talajmenti légnyomás emelkedése, ill. süllyedése összefüggésben van a troposzféra minden szintjén a hőmérséklet emelkedésével, ill. süllyedésével. Ez megegyezik azzal az ismeretes ténnyel, hogy az anticiklonokban általában magasabb, a ciklonokban alacsonyabb a hőmérséklet és hogy az anticiklon erősödésével hőmérséklete emelkedik.

Szoros az összefüggés a felső troposzféra légnyomása és az alacsonyan fekvő légszlop hőmérséklete között is. Fordított összefüggés állapítható meg a tropopauza hőmérséklete és magassága között. A további vizsgálatok azt is kiderítették, hogy a tropopauza az egyenlítőn általában igen magasan helyezkedik el, a sarkokon pedig alacsonyan.

E sokféle összefüggést kapcsolatba hozva a légnyomási képződményekkel, ismeretese vált, hogy a ciklonok elülső és az anticiklonok hátoldali részén magas, az ellentett részekben pedig alacsony tropopauza található. A tropopauza magasságának változásai a ciklonok és anticiklonok átvonulása során tehát hullám jellegűek.

A tropopauza hullámzásával kapcsolatban *Bjerknes* és *Palmén* kutatásai méltók figyelemre. A kutatások eredménye két egymást kiegészítő elmélet lett, az egyik a *Bjerknes*-féle kinematikai, a másik a *Palmén*-féle dinamikai elmélet.

Bjerknes 1932-ben hozta nyilvánosságra kutatási eredményeit, amely szerint a tropopauza hullámok keletkezése a troposzférikus front által okozott egyszerű délkörmenti tropopauza-áthelyeződéssel kapcsolatos. Elméletét a poláris frontfelületen fellépő örvénylésekből vezette le. Amíg a poláris frontfelület nyugalomban van, addig a tropopauza magassága nagyjából nem változik. Ez azonban csak egy ideális állapot. A poláris frontfelületen állandó örvénylések vannak, amelyek ciklonok keletkezésére vezetnek. Ciklonális képződmény esetében a ciklon előoldalán észak felé a délen szokásos magas és hideg tropopauza, hátoldalán pedig dél felé az északi alacsony meleg tropopauza helyeződik át. Anticiklonnál pedig fordított a helyzet.

A másik jelentős elmélet a *Palmén*-féle dinamikus elmélet. Feltételezése szerint a tropopauza magasságának ingadozásai-

ban a levegő vertikális mozgásai is szerepet játszanak. Ezeket elsősorban a 8 km-nél magasabb szinteken a tropopauza előfordulási zónájában kell figyelembe venni. Ciklonoknál a troposzférában felfelé, a sztratoszférában pedig lefelé irányuló légáramlás van. A lefelé szálló légáramlásnál az adiabatikus meledés miatt magas inverzió formájában alacsonyabban alakul ki a tropopauza, mint ahol a mozgást megelőző nyugalmi állapotban volt. Anticiklonnál viszont fordított a helyzet, magasabbra tolódik a tropo-

•	Schmauß	Hesse	Met. Off. London	Flahn és Penndorf	WMO	Palmén
A B	I.	I.	1*	N	1	1.
C B	II.	II.	0	H	< 5	2.
D B	III.	III.			3	3.
E B	IV.	IV.	2	S		
F B		V.	3			

A < 0.7 C°/1000 m
B > -2 C°/1000 m
C > 3 C°/1000 m
D ≥ 0.7 és ≤ 3 C°/1000 m
E ≥ -0.7 és ≤ -2 C°/1000 m
F = B

pauza. *Palmén* foglalkozott a tropopauza típusaival is. Három típust határozott meg, amelyek azonban a Schmauss-féle típusokkal – az első kivételével – nem egyeznek. Az I. típust ő is, mint normáltípust említi normálnyomáson, míg a II. típust fejlett ciklonokhoz és a III. típust fejlett anticiklonokhoz rendeli (1. ábra).

Ezt az elgondolást megerősítik a greifswaldi rádiószondás felszállások anyagából vett gyakorisági számítások (K. W. Grober). Ennek alapján az inverziós típus a leggyakoribb minden talajnyomáson és így ez a többi típusokat középpértékben elfedi. Azoknak a felszállásoknak közepes tropopauzája pedig, amelyeknél a talajnyomás ≈ 1010 mb, általában a II. típusba tartozik, míg a nagyobb nyomással induló felszállások tropopauzája a III. típust közelíti meg. Így a II. típus rendszerint ciklonális, a III. pedig anticiklonális esetekben fordul elő.

1949-ben *Hesse* foglalkozott a tropopauza vizsgálatával és 5 típust állított fel, mégpedig a Schmauss-féle 4 típushoz még egy ötödiket is csatolt, a többszörös tropopauzát, anélkül azonban, hogy pontosabb definíciót adott volna róla.

1950. január 1-től a Német Szövetségi Köztársaság időjárási szolgálatában 4 tropopauzatípust vezettek be. Ezeket 0, 1,

2, 3-as számmal jelölték (l. ábra). Ezekhez csatlakozik még egy x típus, amelyet akkor adnak meg, ha a 4 típus egyike sem alkalmazható az előfordult tropopauzára, vagy ha a felszállás csücsmagassága csak kevéssel nyúlik a tropopauza fölé.

Flohn és Penndorf 1950-ben 3 típust állított fel. Vizsgálataikban megkülönböztették a normáltípust (N) stacionár időjárási helyzetnél, az emelkedő típust (H) mind meleg advekciónál, mind meleg anticiklogenezisnél és a süllyedő típust (S) a troposzférikus hideg advekciónál és a hideg alacsony nyomású képződmény centrumában is. Többszörös tropopauza mindkét típusnál előfordulhat.

1952-ben számolt be R. Holzappel a tropopauzatípusok gyakoriságáról. Vizsgálataiban három német állomás szerepelt, eredményei nagyjából megegyeztek az előbbiekkal.

1953-ban a torontói konferencián a WMO több fontos kérdés keretében a tropopauza definíciójával is foglalkozott. Itt rámutattak annak szükségességére, hogy a tropopauza kijelölésében az egymástól eltérő módszerek helyett egységes definíciót vezessenek be. Ez a definíció lett az alapja annak a meghatározásnak, amelynek használatát 1957-ben az Aerológiai Bizottság párizsi ülésén javasolták különös tekintettel a Nemzetközi Geofizikai Évre. Mielőtt azonban ezt az ajánlást kiadták, igen alapos megfontolásokra volt szükség. A definíciónak a WMO előírásai szerint ki kell elégítenie a következő feltételeket:

1. ne legyen homályos, többértelmű,
2. alkalmazni lehessen minden egyes megfigyelésre,
3. objektív legyen,
4. alkalmazható legyen a Föld bármelyik részén.

A definíció végleges kialakításához szükség volt a Föld különböző pontjain működő meteorológiai állomások tapasztalataira. Ezért felszólítottak egyes kiválasztott állomásokat, hogy 1954. január 1-től alkalmazzák ezt az ideiglenes jellegű definíciót, s tegyék meg az ezzel kapcsolatos észrevételeiket.

1955-ben a típusokra vonatkozólag is történtek javaslatok. Három számmal jellemzett típust jelöltek meg (l. ábra). Ezek a típusok ma is használatosak az időjárási táviratban.

Később a Világszervezet minden tagállomának megküldték a definíció javasolt formáját, s véleményt kértek ennek alkalmazhatóságáról.

A felszólításra a WMO Munkabizottsághoz igen sok válasz érkezett be a világ

minden részéről. Ezek közül több válasz rámutat azokra a különbségekre, amelyek a WMO javasolt definíciója és a saját szolgálatuk által kialakított és használt definíció között mutatkoznak.

A német időjárási szolgálat pl. a nedvességi adatokat is használja a tropopauza magasságának meghatározásánál. Ez tudományos szempontból előnyös volna, azonban ennek az az akadály, hogy a különböző országok által használt sokféle rádiószondatípus nincs felszerelve olyan nedvességmérővel, amely a felső troposzférában mindig pontos, vagy kielégítő ahhoz, hogy a felszállásból a tropopauza szintjét meg lehessen határozni.

A Japán Központi Meteorológiai Observatórium gyakorlata szerint a tropopauza lehet:

1. azon a szinten, ahol a legalacsonyabb a hőmérséklet,
2. azon a szinten, ahol a hőmérsékleti gradiens hirtelen változik 0 és 2 °C/km közötti értékre,
3. azon a szinten, ahol a hőmérsékleti gradiens fokozatosan éri el a 2. típusnál közölt értéket.

A beérkezett válaszok összegezése alapján az Aerológiai Bizottság párizsi ülése a tropopauza meghatározására a következő definíciót fogadta el:

a) az első tropopauza az a legalacsonyabb szint, amelyen a hőmérsékleti gradiens 2 °C/km-re, vagy ennél kisebb értékre csökken, feltéve, hogy ezen szint és minden 2 km-en belüli magasabb szint között az átlagos hőmérsékleti gradiens nem haladja meg a 2 °C/km-t.

b) ha az első tropopauza felett előfordul olyan szint, amelytől számított 1 km magas rétegben az átlagos hőmérsékleti gradiens meghaladja a 3 °C/km értéket, akkor előlött második tropopauza definiálható az a) feltételeknek megfelelően. Ez a második tropopauza benne lehet a fenti 1 km vastagságú rétegben, de lehet előlött is. A javaslat részletesen tartalmazza kétes esetekben is a pontos magasság meghatározását.

Sajnos a szondatípusok sokfélesége még mindig jelentékenyen eltérő adatokat szolgáltat a magasabb rétegekről, de ezzel a definícióval legalább a tropopauza egységes értelmezése biztosítva van. Az egységesség különösen fontos most, a Nemzetközi Geofizikai Év időtartamára, amikor az adatok összeegyeztetése fokozottabb mértékben történik, s igen fontos kutatások alapjául szolgálhat.

Borbély Edit

Grafikus segédeszköz a tropopauza meghatározására

A tropopauza tudvalevőleg a troposzféra és a sztratoszféra közti, térben többé-kevésbé összefüggő, helyenként szakadásokat mutató határfelület. A vertikális légáramlások miatt a sztratoszféra gyakran réteges szerkezetű, ennek megfelelően egymás fölött több tropopauza alakulhat ki.

A troposzféra és a sztratoszféra gyakran élesen elkülönülnek egymástól, ilyenkor a tropopauza (T) kijelölése nagyon egyszerű (1. ábra a görbe). Az ilyen, jól meghatározható határfelület helyett sok esetben több km vastag átmeneti zóna választja el a troposzférát a sztratoszférától, amelyben nem lehet a tropopauzát egyértelműen meghatározni (1. ábra b görbe).

A tropopauza kijelölése az elmúlt évtizedekben meglehetősen önkényes volt. Az egyes országok aerológiai szolgálatában errevonatkozólag többféle, egymástól kisebb-nagyobb mértékben eltérő gyakorlat alakult ki (lásd *Borbély* Edit: A tropopauza típusai és ezek meghatározása, *Időjárás* jelen számában). Ezek általában megegyeztek abban, hogy a troposzféra és a sztratoszféra közti határt ott jelölték ki, ahol a függőleges hőmérsékleti gradiens a felső troposzférában gyakori 7–8 °C/km értékről a 2 °C/km értékre vagy ez alá csökkent. Ez a meghatározás nem volt mindig kielégítő. Ezzel szemben kívánatosá vált mind az aerológiai szinoptikus gyakorlatban, mind az aeroklimatológiai feldolgozásokban a tropopauza magasságának, hőmérsékletének, nyomásának egyértelmű megállapítása és közlése. A WMO aerológiai bizottsága ennek a hiánynak pótlására gondosan kidolgozta a tropopauza definícióját (1957 Párizs). Ez mindenekelőtt meghatározza az ún. „első tropopauzát”. Ezen azt a legalacsonyabb szintet értjük, amelyen a hőmérsékleti gradiens 2 °C/km-re vagy ez alá csökken, feltéve, hogy ezen szint és minden 2 km-en belüli magasabb szint között az átlagos hőmérsékleti gradiens nem haladja meg a 2 °C/km-t. Valamely réteg átlagos hőmérsékleti gradiense alatt a réteg alsó és felső határán vett hőmérsékletek különbségének és a réteg vastagságának hányadosát értjük tekintet nélkül a rétegben előforduló gradiensváltozásokra.

A definícióból következik, hogy nem elégítik ki a tropopauza kritériumait azok a troposzférikus inverziók, amelyek kicsiny függőleges kiterjedésűek s a legtöbb esetben frontális zóna jelenlétére mutatnak.

Az első tropopauzát az aerológiai fel-
szállások feldolgozására használt diagramm-

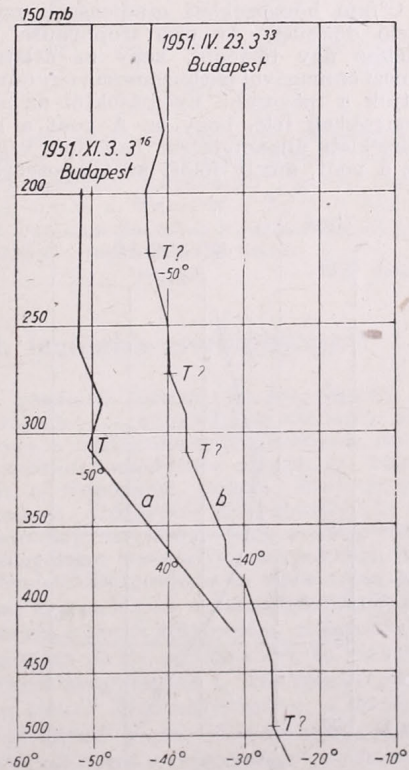
papíron, pl. az emagrammon egyszerűen kereshetjük ki a következő segédeszközzel (2a ábra). Az átlátszó lemezre karcolt 0 jelzésű vonal és a t jelzésű vonalak között az emagramm függőleges logaritmikus nyomásbeosztásán 2 km-nek megfelelő nyomáskülönbség van, ha a lemezt úgy helyezzük az emagrammpapírra, hogy a vonalak párhuzamosak a vízszintes (hőmérsékleti) tengellyel. Ha a 2 km vastag légréteg alsó határán a nyomás p_1 , felső határán p_2 , akkor a barometrikus magasságképletből:

$$\log p_1 - \log p_2 = \frac{29,66}{T_{vk}}$$

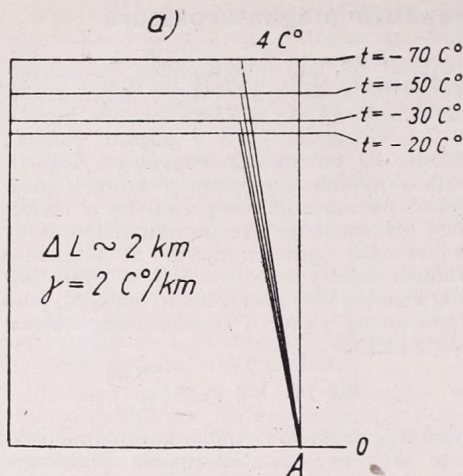
ahol T_{vk} a réteg virtuális középhőmérséklete. Ha az emagrammpapír függőleges tengelyén az 1000 mb és a 100 mb osztópontok közti távolság L_{cm} , akkor a 2 km magasságkülönbségnek az emagrammpapíron

$$\Delta L = L (\log p_1 - \log p_2) = 29,66 \frac{L}{T_{vk}}$$

cm-ekben kifejezett távolság felel meg.

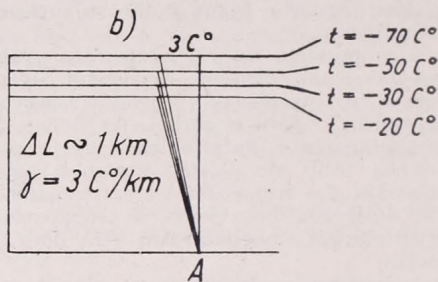


1. ábra



Emagramm – papír

$L = 36,15\text{ cm}$



2. ábra

A 2a ábra a ΔL távolságokat természetes nagyságban mutatja olyan emagrammpapíron, amelynél a 100 mb-os vonal 36,15 cm-re van az 1000 mb-os vonaltól. A 0-vonal A pontjából kiinduló egyenesek $2\text{ C}^\circ/\text{km}$ hőmérsékleti gradiensnek megfelelő dőlésűek. Az első tropopauza kijelölése úgy történik, hogy az átlátszó lemezt önmagával párhuzamosan úgy csúsztatjuk a magasabb nyomásoktól az alacsonyabbak felé, hogy az A pont a hőmérsékleti állapotgörbén haladjon végig. Az a pont, amely fölött az állapotgörbé-

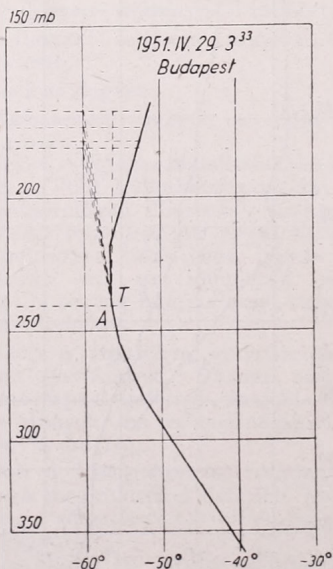
nek a 0-vonal és a megfelelő t-vonal közé eső darabja sehol sem lép át a gradiensvonal baloldalára, kijelöli az első tropopauzát (3. ábra).

A sztratoszféra réteges szerkezete esetén második tropopauza is kijelölhető az eddigiekkel azonos módon, de csak akkor, ha az első tropopauza fölött bármilyen magasságban található olyan szint, amelytől számított 1 km magas rétegben az átlagos hőmérsékleti gradiens meghaladja a $3\text{ C}^\circ/\text{km}$ értéket. Az átlátszó lemez ismertetett a) részét (2. ábra) ezért ki kell egészíteni egy b) résszel, amelyben a párhuzamos vonalak egymástól való távolsága 1 km-es magasságkülönbségnek felel meg az emagrammpapíron, azaz

$$\Delta L = 14,83 \frac{L}{T_{vk}},$$

a gradiensvonalak pedig a $3\text{ C}^\circ/\text{km}$ hőmérsékleti gradiensnek megfelelő dőlésűek. Használatánál az átlátszó lemezt az előbbi módon az alacsonyabb nyomások felé csúsztatjuk úgy, hogy az A pont az első tropopauzától kezdve végigcsússzon az állapotgörbén. Az a pont, amely fölött az állapotgörbe a megfelelő t-vonalat a gradiensvonalról balra metszi, jelzi a második tropopauza megjelenését valahol ezen pont fölött. A második tropopauza megkeresése az átlátszó lemez a) részével az ismert módon történik.

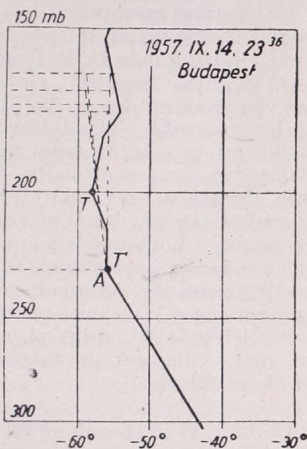
Ismeretes, hogy a tropopauza alsó felében (500 mb alatt) előfordulhatnak olyan nagyméretű frontális zónák, valamint az anticiklonoknak olyan kiterjedt zsugorodási inverziói, amelyek a fenti feltételeket kielégítik. Ezért a definíció a továbbiakban megjegyzi, hogy 500 mb alatt csak



3. ábra

akkor tekintünk egy szintet tropopauzának, ha a fenti feltételeket a legalább 200 mb-ig nyúló felszállásban csupán az a szint elégíti ki és fölötte nem található olyan, legalább 1 km vastag réteget, amely-

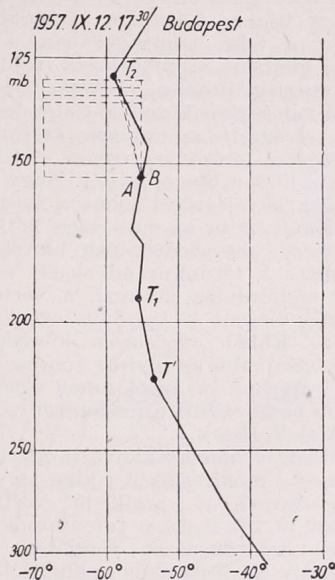
jelölte volna ki a sztratoszféra alsó határának, az ismertetett feltételeket azonban nem ez, hanem a T pont elégíti ki. Az 5. ábrában a T' pont nem tropopauza, a T₁ pont az első tropopauza, fölötte a B



4. ábra

ben az átlagos hőmérsékleti gradiens meghaladná a 3 C°/km értéket. Az ismertetett grafikus segédeszköz ennek a feltételnek a megvizsgálására is alkalmas, alkalmazása az előbbiekből következik.

A 3., 4. és 5. ábra egy-egy jellegzetes esetben a segédeszköz alkalmazását mutatja. A 3. ábra T-vel jelzett pontja a folytonos hőmérsékleti változással jellemezhető átmeneti zónában a szaggatott vonallal jelzett segédeszközzel megtalálható tropopauzát jelzi. A 4. ábrában a régi aerológiai gyakorlat a T' pontot



5. ábra

pont jelzi a második tropopauza megjelenését. A T₂ pont azonban csak a „valószínű második tropopauza” nevet kaphatja, mivel a felszállás a T₂ pont fölött nem érte el a definíció kifogástalan alkalmazásához megkívánt 2 km-t.

Béll Béla

A futóáramok tanulmányozásának legújabb eredményeiről

Az általános légkörzésnek az utóbbi időkben igen gyakran vizsgált speciális problémája a futóáramok kérdése. Elsősorban elméleti szempontból váltott ki nagy érdeklődést, hogy miként jönnek létre a troposzféra magasabb rétegeiben és az alsó sztratoszférában a rendkívül nagy szélességet mutató, keskeny, jelentős vertikális és horizontális szélnyírású áramlási zónák. Másrészt, ugyancsak elméletileg, egyes szerzők foglalkoztak a futóáramoknak a ciklon- és anticiklonképződéssel való kapcsolatának kérdésével. Gyakorlati szempontból a futóáramok földrajzi elterjedése és a repülésre gyakorolt hatása jelent érdekességet.

A futóáramok tanulmányozásának legkézenfekvőbb módja a vertikális metsze-

tek készítése. Ezeken jól szemlélhető a szélesség és hőmérséklet vertikális eloszlása, a maximális szélességnek, azaz a futóáram tengelyének magassága, valamint a tropopauza szintje. Mint H. P. Pogoszján vizsgálataiból kiderült [1], a futóáramok magassága függ a hőmérséklet függőleges eloszlásától, nevezetesen, ha a hőmérsékleti gradiens az egész troposzférában egyértelműen a magasnyomástól az alacsony nyomás felé mutat, a futóáram magassága 10 km-nél nagyobb, ha viszont bizonyos magasságban a hőmérsékleti gradiens iránya ellenkezőre fordul, a magasság 10 km-nél kisebb. A szélesség általában arányos a troposzféra egészében uralkodó hőmérsékleti kontraszttal.

A nagy szélesség keletkezését a J. Namias- és Ph. F. Clapp-féle ún. konfluencia-elmélet a következőképpen magyarázza [2]: Az áramlás baloldalán (hideg légtömegben) hidegadvekción, a jobb oldalán (meleg légtömegben) melegadvekción megy végbe. Ezáltal a hőmérsékleti, valamint a felső troposzférában a légnyomási gradiens megnövekszik (termikus rétegvastagságváltozás), a szélesség pedig — a valósághoz közelálló föltételezések mellett elvégzett számítások szerint — többszörösré erősödik, egyes esetekben elérheti a 100 m/sec-ot is [2]. Nagy szélességek létrejötténél tehát a termikus advekciónak, mint az egy- vagy kétoldali konfluencia részjelenségének fontos szerepe lehet. A termikus advekciót a magassági szélfordulás jellemzi, a vertikális szélnyírás viszont a baroklinitást karakterizálja. Ebből végősoron következik, hogy a vertikális szélnyírás fontos kifejlődési kritérium a futóáramok fölerősödésére és ezzel együtt a magassági bárikus mező átalakulására.

Az advektív hőmérsékletváltozást azonban némileg módosítják a ciklon- és anticiklonrendszerekben uralkodó vertikális mozgások [3, 2]. Ezért a futóáramok tengelyének deformációját vizsgálva, csak az advektív és dinamikus analízistől várhatunk pontosabb eredményeket.

Energetikai szempontból a futóáram a kinetikus energia maximális készletének zónája. A maximális kinetikus energia helyeit összekötő görbe, a futóáram *tengelye*. Ha a kinetikus energia lokális változására kapott formulát fölhasználjuk *Petersen* extrapolációs képletében, akkor

megkapjuk az akciócentrumok áthelyeződésének sebességét. Ez két tagból áll: 1. áthelyező, 2. dinamikus tagból. Az utóbbi az előbbinek kb. 40%-át teszi ki és általában ellentétes előjelű [4]. A futóáramok energetikai-szinoptikai elemzése tehát prognosztizálható.

Végül megemlítjük még H. P. *Pogoszján*-nak a futóáramok területi eloszlására vonatkozó vizsgálati eredményeit [5]. A futóáramok leggyakoribb előfordulási zónája a 300 és 200 mb-os szinten télen a 25° és 40° N között van, nyáron ettől 10–15°-kal északabbra. Általában ott találjuk a legnagyobb gyakoriságokat, ahol a troposzférában legélesebb a hőmérsékleti kontraszt. Így pl. télen a hideg szárazfölköz és meleg óceánok találkozásánál. Szembetűnően kicsiny a gyakoriság a kiterjedt, termikusan egységes területek fölött, mint pl. a Csendes-óceán déli, valamint a szárazfölköz északi területei fölött.

IRODALOM. [1] H. P. *Pogoszján*: Magassági frontálzónák és futóáramok a légkörben. Met. i Hidr. 1957. júl. 3–11. o. — [2] H. *Dahler*: Zur Entstehung des Jet-streams und einige Folgerungen. Met. Rundschau, 1957. máj.–jún. 93–101. o. — [3] H. P. *Pogoszján*: Futóáramok mozgó légneműjének képződmények rendszerében. Időjárás, 1957. nov.–dec. 6. sz. 401–407. o. — [4] E. P. *Boriszenkov*: A futóáram helyzetének és intenzitásának diagnózisa és prognózisa. Met. i Hidr. 1957. aug. 21–27. o. — [5] H. P. *Pogoszján*: A futóáramok eloszlásának évszakos sajátosságai Északi-félgömbön. Met. i Hidr. 1957. szept. 3–14. o.

Koppány György

Az advektív hőmérsékleti tendenciák alkalmazása a relatív topográfiák előrejelzésében

A kutatók egész sora foglalkozott már azzal a problémával, hogy olyan módszert adjanak a gyakorlati szinoptikusok kezébe a különböző meteorológiai elemek előrejelzésének kiszámítására, melyet a rendszeres időjárási szolgálat lehetőleg rövid időn belül megoldhat.

A relatív topográfiák előrejelzésére T. *Duvedal* [1] dolgozott ki ilyen módszert. Ezeknek a térképeknek prognózisát az előrejelző szolgálat számos területén felhasználhatjuk. Megadhatjuk többek között a különböző nyomású szintek abszolút topográfiájának előrejelzését, ha rendelkezésünkre áll a talajnyomási mező prognózisa. A relatív topográfiák előrejelzését felhasználhatjuk ezenkívül arra, hogy eldöntsük a frontok jövőbeni elhe-

lyezkedését, sőt támpontot kaphatunk arra is, hogyan változtatják a nyomási képződmények intenzitásukat, azaz a talajnyomási mező előrejelzéséhez is segítséget nyújtanak.

A módszer lényege röviden abban áll, hogy a termobárikus térképekből meghatározzuk a hőmérsékleti advekciót az alábbi összefüggés alapján:

$$\frac{\partial \Delta}{\partial t} = k \cdot \sin \varphi \cdot v_1 \cdot v_2 \cdot \sin \alpha,$$

ahol Δ az 500 és 1000 mb nyomású szintek közötti távolság gpm-ekben, $\partial \Delta / \partial t$ az előbbinek a hőmérsékleti advekción révén bekövetkező megváltozása bizonyos időintervallumban, v_1 és v_2 a szélesség a réteg alsó és felső szintjén, k az egy-

segek megválasztásától függő állandó. Ha a v_1 és v_2 szélességeket m/sec-okban mérjük, és a változásokat gpm/3 órára számoljuk, akkor a k értéke $8,5 \cdot 10^{-2}$, $\varphi =$ a földrajzi szélesség, α az alsó és felső szintben mért szélirányok közötti szög, amely pozitív, ha növekvő magassággal a szél jobbra fordul.

Fenti képletünkkel az 500/1000 mb-os rétegben határozzuk meg az advekciót. Ennek ellenére az alsó szint szelétül nem az 1000 mb-os szinten uralkodó szelét vesszük, mert ezt erősen befolyásolja a talajközeli sűrűlódás. A legjobb eljárás az, ha a v_1 értékét a sűrűlódási réteg felső határán uralkodó szélből számítjuk, vagy ha ebből a szintből nem áll rendelkezésünkre mérés, leolvassuk a szelét az 1000 mb-os szinten, illetve a talajon, valamint a 850 mb-os szinten, és e két mérés eredményét közepeljük.

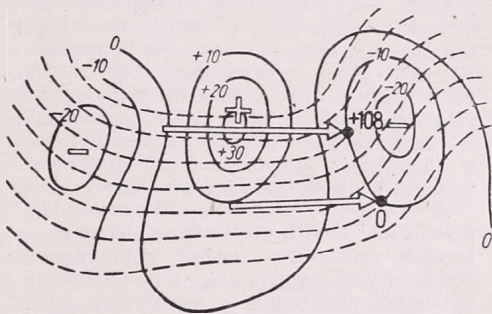
Az 500/1000 mb-os relatív topográfia megváltozását az előbbi képlet segítségével 3 órás időtartamra számoljuk ki. (Ábra.) A prognózis szempontjából viszont 24 órás változásokra van szükségünk. Ezért ezt a 3 órás változást az 1000 mb-os és az 500 mb-os szintek közötti réteg átlagos áramlásával áthelyezzük. Tétélezzük fel, hogy ez az átlagos áramlás jól megegyezik a 700 mb-os szint izohipszáinak irányával. Az ábrán a nyíl mutatja a 700 mb-os szintben uralkodó szél sebességével történő 24 órás áthelyeződést. Tétélezzük fel még azt is, hogy ez az áthelyeződés változás nélkül megy végbe, vagyis mind az individuum, mind a „vezető-áramlás” változatlan marad a 24 óra folyamán. Így a 700 mb-os szint izohipszáit mentén megrajzolt nyilat nyilván 8 egyenlő részre kell felosztanunk. Az advektív hőmérsékleti tendenciákat a nyíl minden egyes felosztott pontjában leolvassuk (a végpontban nem!), és képezzük az algebrai összegüket. Ezáltal megkapjuk a nyíl végpontjában, azaz a kérdéses pontban, melyre számolunk, a relatív topográfia hőmérsékleti advekcióból eredő 24 órás megváltozásának közelítő értékét.

A következőkben összefoglaljuk azokat a közelítéseket és feltevéseket, melyeken a relatív topográfiai előrejelzésének fenti módszere alapul:

Feltételezzük, hogy a relatív topográfia csak a hőmérsékleti advekció következtében változik meg. A lokális hőmérsékletváltozás további tényezőit elhanyagoltuk (a függőleges légmozgások, a vízszintesen mozgó légrézecske nyomásváltozása, valamint a sugárzás és turbulencia révén keletkező hőáramlás okozta hőmérsékletváltozásokat). Feltételezzük ezenkívül, hogy a szél geosztrófikus, valamint azt is, hogy a 700 mb-os szinten uralkodó szél jól

reprezentálja az átlagos áramlási viszonyokat a relatív topográfia rétegében.

A fent leírt prognosztikai módszer által kapott helyzet és a ténylegesen bekövetkezett helyzet között egyes esetekben meglepően jó korrelációt kaphatunk, annak ellenére, hogy igen sok közelítést alkalmaztunk a számolási eljárásban. A legdurvább hibát nyilvánvalóan akkor követjük el, amikor elhanyagoljuk a függőleges légmozgásokból eredő hőmérsékletváltozásokat. Ez nyilvánvalóan ahhoz vezet, hogy a számolt $\partial A/\partial t$ értékek túl nagyok lesznek. Ez abból következik, hogy a felmelegedő területeknél levő meleg advekciójánál a felszálló mozgásokból következő hűlést, lehűlő területeknél levő hideg



A 3 órás advektív tendenciák átvitele a 700 mb-os szint izohipszáit segítségével. A folytonos vonalak a 3 órás advektív hőmérsékletváltozásokat, a szaggatottak a 700 mb-os szint izohipszáit, a nyílak pedig a 24 órás áthelyeződés irányát és nagyságát jelölik.

advekciójánál pedig a leszálló légmozgásokból eredő hőmérsékletemelkedést nem számoltuk be a relatív topográfia megváltozásába. Ennek ellenére a gyakorlati alkalmazásoknál nem találkozunk túl nagy 24 órás változásokkal, amely valószínűleg azzal a ténnyel függ össze, hogy a $\partial A/\partial t$ analíziséhez felhasznált mérési eredmények nem mindig tartalmazzák a maximum és minimum értékeket.

Hajlamosak lehetünk arra, hogy a számszerű előrejelzés mai fejlett, számológépekkel tevékenykedő korszakában az előbb elmondott módszert lebecsüljük. Nyilvánvaló, hogy a fejlettebb szinoptikus szolgálatokban, ahol az előrejelzést többnyire gépi úton oldják meg, — itt megemlíthetjük a Szovjetuniót, az Amerikai Egyesült Államokat, Németországot, Svédországot — a relatív topográfiai előrejelzésének ez a módszere már eléggé elavultnak tekinthető. Nálunk és még számos más külföldi országban, ahol a számológépes eljárást egyelőre még nem lehet alkalmazni, ez az előrejelzési módszer tájékoztató jellegű lehet. Természetesen ki kell emelnünk, — mint azt már az előbb

s láthattuk —, hogy eredményeink a sok egyszerűsítés következtében nem lehetnek pontosak. Különösen nagy hibát követünk el akkor, ha a függőleges légmozgásokból eredő hőmérsékletváltozásokat elhanyagoljuk, amelyek pedig különösen a nyomási képződmények középpontjában lehetnek jelentékenyek. A legújabb szinoptikus vizsgálatok szerint a függőleges légmozgásokból eredő hőmérsékletváltozások 24 óra alatt 10—18 fokot is elérhetnek, amelyek az 500—1000 mb-os relatív topográfián 200—360 gpm-nek felelnek meg. A függőleges légmozgásokból eredő hőmérsékletváltozások különösen anticiklonokban lehetnek jelentősek, mégpedig az alsó rétegekben, ahol a leszálló légmozgásokból következő hőmérsékletemelkedést a meleg évszakban a magas napállásból és a hosszú nappalokból következő hőnyereség még növeli. Ciklonokban, ahol a felszálló légmozgások által létrejött hűlést a kikapódnál felszabaduló kondenzációs hő ellensúlyozza, a függőleges légmozgásokból eredő hőmérsékletváltozás lényegesen kisebb lesz.

A lokális hőmérsékletváltozások hőáramlásból eredő növekedését, vagy esőkenését sem volna szabad elhanyagolni. Meleg, nyári nappalokon, vagy a hosszú, hideg téli éjszakákon a légtömegek jelentős transzformáción mennek keresztül. Ezt az effektust módszerünk szintén nem veszi figyelembe.

Mindezekon kívül az előrejelzés eredményét rontja még az is, hogy az advektív hőmérsékleti tendenciákat egy teljes 24 órára úgy helyezük át, hogy közben feltételezzük a vezető-áramlás stationárius voltát. Ez természetesen szinte sohasem valósul meg, különösen ott nem, ahol jelentős hőmérsékletváltozások tapasztalhatók.

Mindamellett nem szabad lebecsülnünk a módszer jelentőségét. A középhőmérséklet eloszlását az 500 mb-os és 1000 mb-os szintek közötti légrétegben néha sikerül egészen jól előrejelezni. A módszer előnye még abban mutatkozik meg, hogy rendkívül gyorsan számolható vele a változások.

A gyakorlati szinoptikus ezzel olyan módszer birtokába jutott, amellyel könnyen meghatározhatja a várható változásokat a relatív topográfián, és ezt pontosabbá teheti azáltal, hogy hozzávetőlegesen figyelembe veszi azokat a faktorokat is, amelyeket számolásunk egyszerűbbé tétele érdekében elhanyagoltunk.

IRODALOM: [1] *T. Duvedal*: A quantitative prognostic method for thickness charts using advective tendencies. *Tellus*, Vol. 6, Nr. 2. — [2] *O. Lönnqvist*: To the comparison between numerical methods and methods now in use for forecasting meteorological charts. *Tellus*, Vol. 4, Nr. 3.

Stábel György

A meteorológiai hálózat ellenőrzéséről

A meteorológiai állomáshálózat jó működésének alapvető fontossága a meteorológusok körében általánosan elismert. Nemcsak a gyakorlatihoz kapcsolódó, legszélesebb operatív munka szempontjából fontos, hanem méginkább a kutatás szempontjából, legyen az éghajlati vagy időjárás-természetű. Sőt, az elméleti levezetéseknek is szükségük van a hálózati munka eredményeire, vagy kiindulási céljára, vagy a levezetett tételeknek a valósággal való összehasonlítása végett, ami pedig a levezetés pontosságának megfelelő minőségű észleléseket kíván meg. Mindebből az következik, hogy a meteorológiai hálózat működésére nagy gondot kell fordítani, ami azonban nem egyszerű feladat. A hálózat egyes állomásait a szakkövetelmények szem előtt tartásával kellő sűrűségben el kell helyezni, a felszerelést megfelelően biztosítani, az állomás működését hivatásos vagy megbízott személyzettel fenntartani és az észlelések gyors továbbadásának a feltételeit megteremtteni. Ter-

mészetes, hogy mindez jelentékeny költség-fedezetet is kíván, amelynek a tudomány és a népgazdaság fejlődése szerint bizonyos arányban emelkednie kell. A meteorológiai állomásokon dolgozó észlelők munkájával szemben folytonosan növekvő követelmények a meteorológiai központokat fokozatosan hivatásos észlelők beállítására ösztönzik, akik kellő módon kiképezhetők, munkájukért hivatalból felelőssé tehetőek, más állomásra áthelyezhetőek stb. Világos, hogy az erősen korlátozott feladatkörű csapadékmérő állomásokon nem lenne indokolt a hivatásos észlelő beállítása.

A meteorológiai hálózatok Európában általában történeti alapon fejlődtek. Az állomások elhelyezésének lehetőségét az önkéntes észlelők jelenléte és a felállítás megfelelő körülményeinek a találkozása adta meg. A megkezdett megfigyelési sorozat azután az csetleges átszervezések végrehajtását körülményessé tette. Viszont vannak a Földnek bőven olyan területei, amelyeken a meteorológiai meg-

figyelő hálózat szervezése elmaradott volt vagy egyáltalán hiányzott. Ilyen területeken a tudomány korszerű követelményeinek megfelelően csak hivatásos személyzetre alapozva lehet meteorológiai hálózatot megszervezni és megszervezni.

A dolgozó hálózatok karbantartása anyagilag és szakmüködés szempontjából komoly feladatot jelent. A legkülönbözőbb okok folytán a műszerek megbízhatósága változhat, törések, kiesések fordulnak elő, az észlelők munkája hiányos lehet, a továbbításban zavarok mutatkozhatnak, a környezet alkalmatlanná válhatik (pl. beépítés folytán). Az észlelői munkára kedvező körülmények megteremtése céljából a központi intézetek a hálózat állomásainak működését utazó ellenőrök által biztosítják. Az ellenőröknek rendelkezésre állanak azok a szabályzatok és utasítások, melyek az állomások szervezését, működését, a műszerek kezelését, jelentések továbbítását stb. megszabják, de amelyek sajátlagosan az ellenőrzéssel nem foglalkoznak behatóbban. A Szovjetunióban jelent meg 1955-ben *D. F. Nyezgyurov* professzor tollából tudomás szerint elsőként egy olyan átfogó munka „*Inspekcija meteoerológiczeszközj szetyi*” cím alatt, mely 316 oldalon átfogóan foglalkozik a hálózat ellenőrzésével — természetesen a Szovjetunió viszonyainak szem előtt tartásával. Erre való tekintettel nem lesz talán érdektelen mondanivalóit kissé közelebbről megismernünk. A könyv részben a főiskolák meteorológiai hallgatóinak a figyelmét akarja a felmerülő kérdésekre felhívni (akikből esetleg a látogató ellenőrök ki fognak kerülni), másrészt — és főképpen — magánál a tényleges ellenőrzésnél követendő módszerekre és alkalmazásukra szolgál segédletül.

A bevezető részben az oroszországi meteorológiai hálózat fejlődésének ismertetéséből megtudjuk, hogy — amint az másfelé is történt — az első irányító, a Központi Geofizikai Obszervatórium és vezetője, *Wild* igazgató csak a helyi körülményekkel való sok megalkuvás és nehézség árán tudott egy gyér önkéntes észlelői hálózatot fenntartani, míg 1913-ban az első állami hitelek az észlelők díjazásának céljára megkapták. — A kevéssel utóbb kitört I. világháború azonban jóformán az egész szervező munkát megakasztotta. A Szovjetunió megalakulása lényeges változást hozott, mely a fejlődés több fokozatán át 1929-ben az országos és egyedüli hidrometeorológiai szolgálat felállításához vezetett. Ennek élén a hidrometeorológiai szolgálat főigazgatója áll, körzeti vezető szervei pedig a hidrometeorológiai szolgálat igazgatóságai. A hálózat további szer-

vezése — lehetőség szerint minél több hivatásos észlelővel — szigorúan szakmai racionális alapon megy végbe az államhatalom megértő támogatása mellett. Kidolgozták az észlelőhálózat racionális sűrűségének tervét, alapul véve a hőmérséklet és a csapadék inperpolálási lehetőségeit. A hőmérsékleti vizsgálatok elemzése azt mutatta, hogy az összes éghajlati elemeket mérő *meteorológiai állomások* közötti távolság a különböző domborzatú tájaknak megfelelően 55–80 km lehet (kivételesen esetleg kevesebb), a *csapadékmérő állomások* között pedig átlagban és kerekben 20 km, mely indokolt esetben — hegyes terepen — 2–5 km-ig is lemehet. Az 1946-ban előirányzott meteorológiai állomások száma meghaladja a 10 000-et, a csapadékmérő állomásoké pedig 25 000 körül jár. Tekintetbe véve a Szovjetunió hatalmas kiterjedését, a tervezett hálózat maradéktalan létesülése után minden 2200 km²-nyi területre fog jutni egy meteorológiai állomás (Magyarország jelenlegi állomás-sűrűsége: minden 775 km²-re jut egy meteorológiai állomás. *Szerk.*). Az ázsiai részen a meteorológiai állomások sűrűsége csak 20%-kal lesz kisebb, mint az európai részen.

A Szovjetunióban bevezetendő új osztályozás szerint a meteorológiai állomások háromféle rendűek lehetnek. Elsőrendű az olyan állomás, amelynek felügyelete alá bizonyos számú más állomás is tartozik. A másodrendű állomások nem gyakorolnak felügyeletet egyéb állomások felett, de tájékoztató és különleges jelentő feladataik számottevők. Harmandrendűek az egyszerű éghajlati állomások, egyéb külön feladat nélkül. A csapadékmérő állomások szintén első- vagy másodrendűek felszerelésüknek és feladataiknak megfelelően.

Minden állomáson, nagy súlyt kell fektetni arra, hogy az állomás adatai *reprezentatívak* legyenek saját körzetükre és elhelyezésre az illető körzet táji jellegét tekintve *típusos* legyen, tehát ne olyan helyen állíthassák fel, amelynek közvetlen környezete elüt a körzet általános táji jellegétől.

Az állomások felállítása, valamint felszerelésüknek és működésüknek helyszíni felülvizsgálata a látogató ellenőrök feladata. Az első ellenőri státusshelyet 1884-ben létesítették a Központi Geofizikai Obszervatóriumnál. *Wild* igazgató már akkor megállapította, hogy az ilyen ellenőröknek nemcsak jó meteorológusoknak, hanem általában széles ismeretkörrel rendelkező egyéneknek is kell lenniük, mert azok, akikkel ellenőrző útjaik során érintkeznek, nemcsak meteorológiai kérdésekre várnak tőlük választ, hanem igen sokszor

a tudomány más területeihez tartozó kérdésekre is. Azóta sok állomás munkaköre jelentősen bővült. Végeznek aerológiai, aktinometriai, agrometeorológiai, hidrológiai méréseket és megfigyeléseket is. Az ellenőröknek — ha nem is lehetnek specialisták minden ágazatban — a mérések és megfigyelések módját pontosan kell ismerniük, sőt elméleti alapjukban is némi jártassággal kell bírniuk. Az ellenőrnek készen kell lennie arra is, hogy különböző helyi szervezetekben, kolhozokban, klubokban kisebb előadást, beszédet tartson. Az utazó ellenőri státushelyek a körzeti hidrometeorológiai szolgálati igazgatóságoknál vannak beállítva és a vonatkozó szabályzat szerint „az ellenőr a hidrometeorológiai igazgatóság egyik legfontosabb munkatársa, amiért is erre munkára a legtehetségesebb és legképzettebb specialisták osztandók be”. A követelmények természetesen attól is függenek, hogy milyen típusú állomások látogatása képezi az illető feladatát. A felülvizsgáló munkába bevonhatók az elsőrendű állomások specialistái is.

Fontos, hogy az ellenőr tapintatos legyen, viselkedjék olyan idősebb munkatársként, aki segít bármilyen kérdésben, amivel hozzá fordulnak. Egyszerű munkatársi jószóval, őszinte véleménycserével sokszor könnyebb elérni valamit, mint adminisztratív rendszabályokkal.

Az állomások látogatása történhet rendszeresen és alkalmasszerűen. Utóbbit a felmerülő szükség teszi időszerűvé és ilyenkor az ellenőrzés legtöbbször csak részleges, viszont az előbbinél alapos és teljes. Ez olyan beosztás szerint történik, hogy átlagban 3 évenként minden meteorológiai állomás felülvizsgálatra kerül. A csapadékmérő helyek ellenőrzése évenként ajánlatos, de ezt részben az elsőrendű állomások vezetői végzik.

Az ellenőrző látogatásról szóló jelentés 2 példányban készül. A „munkapéldány” az ellenőrzés folyamán állítandó össze, ennek első másolatát pedig a körzeti hidrometeorológiai szolgálati igazgatósághoz kell felterjeszteni.

A bevezetés után a szerző 5 részben és 26 fejezetben tárgyalja a látogatással kapcsolatos feladatokat és megoldásukat. Első a szervezés, az állomás helyének megállapítása, felszerelése, a munka elindítása, fényképezés, helyzeti leírás: az állomás megnyitásának formásága. A műszerkert mérete általában 26×26 m, a kerítés magassága 140 cm. Az összes műszerek a pilotózó hellyel, fényszóróval stb. együtt a kerítésen belül lehetnek. Minden műszerhez kényelmes út vezessen. A szélzászló tartóárbóca mind gyakrabban

vasból készül. Az árbóc magassága sík talaj felett egységesen 10 m. Az árbóc rendszerint lehajtható. A csapadékmérő felfogó peremének a talaj felett 2 m magasságban kell lennie. A felszíni talajhőmérők körül a növénytakarót eltávolítják és fellazítják a földet, a hőérteget meghagyják, a hőmérőket könnyű, felvehető pallórol olvassák le. Az 5—20 cm-es hőmérőket télire felszedik. A mélységi hőmérőknél meghagyják a természetes növénytakarót. A leolvasás kis hidról történik, melynek magassága a hótakaró vastagsága szerint változtatható. Nagy gondal kell végezni a látási célpontok kijelölését, és bemérését. Csapadékmérő helyeken, melyeknek többnyire nincsen kikülönített észlelője, természetesen minden jóval egyszerűbb. A hidrológiai észleléseket végző kis állomások ellenőrzését hidrológus-technikusok intézik, külön utasítás és szabályzat szerint.

A könyv további része behatóan ismerteti a már dolgozó állomás tényleges ellenőrzésére való felkészülés kellékeit, az ellenőrzés sorrendjét, a pontos idő megállapítását, azután pedig áttér az egyes időjárási elemekre. Hogyan kell ellenőrizni a hőmérséklet, nedvesség, felhőzet, csapadék, hótakaró, jegesedés, látás, szél, légnyomás, talajhőmérséklet, napfénytartam műszereit, mérését, megfigyelését. Kitér a klímavek vezetésének és az irodai munkának az ellenőrzésére is. Azután a csapadékmérő állomások felülvizsgálatával, az aerológiai (pilotszélmérs), sugárzasmérési, agrometeorológiai ellenőrzéssel foglalkozik.

A művet kisebb *tankönyveszerű* rész zárja le, mely a terepfelvételről, a fényképezés technikájáról, a meteorológiai-hálózati rádióvevő készülékekről valamint kisebb javítások, szerelési munkák elvégzéséről ad rövid áttekintést.

Nyeggyurov professzor könyve hézagpótló a maga nemében. Nem teszi fölöslegessé az ellenőrök részére a többi utasítás ismeretét, hiszen gyakran hivatkozik rájuk műszereknél, mérési módnál vagy jelentések szerkesztésénél. Viszont kétségtelen, hogy abból, amit magában foglal sok minden benne van a különböző utasításokban. A felülvizsgálói, az ellenőrzési szempont előtérbe állítása azonban megmutatja, hogy más dolog elrendelni, utasításokba foglalni, a meteorológiai észleléseket, és megint más megkeresni a legcélszerűbb módszereit annak, hogy miről, milyen sorrendben, miképpen kell meggyőződnünk, ha meg akarjuk ítélni, hogy az állomás működése a követelményeknek megfelelően folyik-e? A vizsgálatot pedig el kell végezni, mert a hálózati munka

pontosságát a lehetőségig biztosítani, sőt fokozni kell. Ebben az új könyv — mindenre kiterjedő részletessége folytán — nagy segítséget nyújt. Bár a Szovjetunió hálózatában való alkalmazásra készült nagyon sok másutt is érvényesíthető, okulásra szolgáló megállapítást, értékes útmutatást tartalmaz. Annak ellenére,

hogy a meteorológiai állomások működésében nemzetközi viszonylatban is messze menő egységesítés létesült, mégis az egyes országok hálózatának sajátos viszonyai, műszereinek kivitele, állomásainak típusa feladataik terjedelme még mindig különbözik annyira, hogy hasonló útmutatást országonként kell megírni.

Hille Alfréd

Az ibolyántúli sugárzás mérésének új módszere

Az ibolyántúli sugárzás mérésére szolgáló eljárások részben elektromos mérőműszerek, részben fotokémiai eljárások. Legelterjedtebbek a különböző fémbevonattal készült — cadmium, titan, stb. — fotocellák; ezek mérési eredményei azonban gyártástechnikai okokból egymással nem hasonlíthatók össze. Az ismertebb fotokémiai eljárások (Hill, Bender, I. G. fotometer) nem váltak be, mert a végbenő kémiai folyamat reversibilis, ill. hőmérsékleti behatással szemben érzékeny. A fotocellás készülékek a sugárzás erősségéről csak pillanatfelvételt nyújtanak és az eredmények abszolút értékekben nem fejezhetőek ki. Előállításuk költsége, kezelésük körülményes.

Az ideális sugárzásmérő készüléknek a következő szempontokat kell kielégíteni:

Legyen szerkezeti megoldása egyszerű; kezeléséhez ne legyen különösebb szakmai előképzettségre szükség; előállításra legyen olcsó és hazai nyersanyagokkal megvalósítható. Mérje hosszabb időtartamok ibolyántúli sugárzásának összegét; az egyes készülékek mérési eredményei legyenek egymással közvetlenül összehasonlíthatók és az ibolyántúli sugárzás mennyiségét abszolút egységekben lehessen kifejezni.

A fenti követelményeknek kívántam elegend tenni az új eljárás kidolgozásával és sugárzásmérő készülék prototípusának elkészítésével.

Ammóniumoxalat és sublimat oldata között ferriklorid katalizátor jelenlétében ibolyántúli sugárzás hatására kémiai reakció megy végbe, amelynek eredményeképpen kalomel válik ki. A keletkezett kalomel mennyiségét a szokástól eltérően nem gravimetrikusan, hanem megfelelő átalakítás után titrálással (ezüstnitráttal) határozom meg. Az ibolyántúli sugárzást áteresztő és a látható sugárzást kirekesztő külföldi, nehezen beszerezhető üvegfilterek helyett nickelszulfát és kobaltszulfát oldatának keverékéből álló folyadékfiltert alkalmazok (Bäckström filter), amely a biológiai aktív Dorno sugárzást bocsátja csak át. A fotometer oldatot hazai gyárt-

mányú, szélesszájú termosz edényben helyeztem el, amelynek köpenye műanyagból készült a sublimat oldat agresszív hatása miatt. A csavarmentell ellátott fődélben van elhelyezve a folyadékfiltert tartalmazó küvetta, amelynek homályosított felső lapja a beeső sugárzást szétszórja, hogy szórt sugárzás érje a fotometer oldatot.

Az ibolyántúli sugárzás mennyiségét kifejezhetem: az elhasznált ezüstnitrát-milliméterek számával; megadhatom a keletkezett kalomel mennyiségével — milligrammokban, továbbá a kémiai reakció során keletkező reakcióhő figyelembe vételével, grammealoriátan.

Az eljárás elvi alapjainak tisztázása Tihanyban történt 1955-ben, a Meteorológiai Intézet Sugárzási Csojtályának ellenőrzése mellett. Ezután került sor a készülék összeállítására. 1957-ben a lőrcinei obszervatóriumban végzett sorozatos mérések a Dorno-készülék mérési adataihoz viszonyítva kifejezett korrelációt mutattak.

Az ibolyántúli sugárzás kvantitatív viszonyainak felmérése mind tudományos mind gyakorlati szempontból nagyfontosságú. Nem ismerjük hazánk sugárzásklimáját és ennek következtében üdülőhelyek telepítése, sanatóriumok létesítése alkalmával nincsenek adatok valamely terület ibolyántúli sugárzási viszonyairól. Nincs adatunk annak megállapítására sem, milyen mértékben csökkentenek le a gyárak városainkban a lakosság és elsősorban gyermekek részére nélkülözhetetlen biológiai aktív sugárzás mennyiségét.

Dolgozónk egészségének védelme érdekében nem áll módunkban a szükséges megelőző intézkedések fogantatosítása, mert nem ismerjük egyes ipartelepek, bányavidékek és munkahelyek sugárzási klimáját.

Nélkülözhetetlen az ibolyántúli sugárzás kvantitatív viszonyainak rendszeres mérése mind a növénytermesztés, mind az állattenyésztés szolgálatában is.

A készülék prototípusát a Műszaki Egyetem Műanyagkutató Intézete (Prof. Balló Rudolf) készítette.

Frank Miklós

BRANDEJS, STANISLAV: *Úvod do početní předpovědi počasí (Bevezetés a számszerű idő-előrejelzés tanba)*. 156 (B/5) oldal, 23 ábra, 23 táblázat, Práce Geofyzikálního Ústavu Československé Akademie Věd, Párga, 1957.

E kerekben tíz ívre terjedő tanulmány remek összefoglalója a bárikus és termobárikus mezők számszerű és grafikus előrejelzési módszereinek.

Az első rész történeti bevezetőjét a z - és p -rendszer transzformációs vonatkozásainak tárgyalása követi. A z -rendszerben x , y , z és t , a p -rendszerben x , y , p és t szerepel független változóként. Ezután a p -rendszer hidrosztatikai egyenletének levezetésére kerül sor és azon összefüggések meghatározására, amelyek — állandó nyomás feltételezésével — a különböző termodinamikai mennyiségek idő- és térbeli változásai között állanak fenn. Világosan megírt fejezetek tartalmazzák a mozgásegyenletek, s a geosztrófikus-, ageosztrófikus- és gradiens-szél néhány tulajdonságának elemzését, különös tekintettel az izobár felületekre. A légkör ciklo- és anticiklogenetikus mechanizmusának bemutatását a folytonssági, vorticity- és divergencia-egyenlet levezetése előzi meg, majd a 100 cb-os abszolút topográfia tendencia-egyenletének meghatározása következik és a relatív topográfia tendencia-egyenletének értelmezése. A T_v stabilitási tömeg kiszámítása fejezi be az első részt.

Olyan légköri modellek vizsgálatával kezdődik a második rész, amelyeket bárikus és termobárikus mezők számszerű és grafikus előrejelzése esetén használunk fel. Nagy figyelmet fordít a szerző a légkör barotróp, divergencia-mentes modelljének tanulmányozására, prognosztikai egyenleteinek numerikus és grafikus integrálására éppúgy, mint e modell alkalmazására a rövid- és középtávú előrejelzések területén. Néhány baroklin modell bemutatása és *Eliassen* advekcións modellje prognosztikai egyenleteinek ismertetése *Sutcliffe* fejlődési elméletének diszkussziójával folytatódik, néhány olyan probléma részletezésével, amelyet *Sutcliffe* szemléletmódja vet fel. Az állandó szél-nyíródási irányt feltételező *Sawyer*- és *Bushby*-féle légköri modellek tárgyalása részletes és alapos. Néhány megjegyzést is olvashatunk a három-dimenziós légköri modellekkel kapcsolatban, majd a magassági térképek objektív elemzésének lehetőségeiről és módszereiről esik szó, oly módon, hogy a szerző behatóan elemzi a számszerű és grafikus előrejelzések statisztikai bevalását, a hibák fizikai értelmezését. A tanulmány utolsó fejezete — a számszerű előrejelzés területén — a „balance”-egyenlet alkalmazásával foglalkozik.

Brandejs dolgozatának nagy része már 1955-ben elkészült, s amit azóta a szerző még kiegészítésként írt, az a matematikai-fizikai előrejelző-módszerek további fejlődését jellemzi. Önálló és eredeti gondolatok ezek: fölvetik egy egyszerű baroklin légköri modell prognosztikai egyenletei grafikus integrációjának lehetőségét, és elvezetnek egy mozgó divergencia-mentes szinttel rendelkező baroklin modell prognosztikai egyenleteinek levezetéséhez.

E kiváló dolgozattal kapcsolatban még azt jegyezzük meg, melegen ajánljuk, hogy szinoptikusaink mielőtt tanulmányozzák *Brandejs* legújabb művét.

Dési Frigyes

HALTINER, G. L.—MARTIN, F. L.: *Dynamical and Physical Meteorology (Dinamikus és fizikai meteorológia)*. 500 old. Mc Graw-Hill kiadása. London, 1957.

A könyvet szerzői a tengerész meteorológusoknak szánták, számukra kísérelték meg négy és felszáz oldalon összefoglalni mindazt, amit fizikai szempontból a légkörről ma el tudunk mondani. A cél, a tengerésztisztek kiképzése, lehetőleg egyszerű matematikai eszközöket kíván. A szerzők a differenciál és integrálszámítás alkalmazásán nem mennek túl, ahol az anyag tárgyalása magasabb matematikai felkészültséget kívánna, probléma és eredmény ismertetésre szorítkoznak. A vektor fogalmát, számos fizikai kérdés szemléletessé tétele érdekében természetesen felhasználják: az olvasót az előrebocsátott 1. fejezet ismerteti meg e fogalommal, s a vektoralgebra és analízis felhasznált szabályaival, amennyiben ezen ismereteknek híjával lenne.

Egy könyv felépítése, a fejezetek egymásutánja mindig jó próbája a szerző logikai érzékének, a teljes tudományág-területről való szemléletének, különösen, ha e sorrend, mint itt, eltér a hasonló tárgyú művekben eddig honos szerkezettől. E szerkesztés jó vagy nem jó volta, habár megvalljuk, nekünk igen tetszik, egyszeri olvasás után nem ítéltető megsz, ezt az ítéletet, tankönyvről lévén szó, év vagy évek múltán tanulók és oktatók lesznek hivatottak meghozni. Nekünk meg kell elégednünk e felépítés ismertetésével.

A már említett vektorszámításba bevezető 1. fejezet után a 2—4. fejezet a száraz levegő termodinamikájával, a nedves levegővel, illetve a hidrosztatikus egyensúllyal foglalkozik, az 5. fejezet a konvekcióról szól, a 6—10. a sugárzás természetét, szerepét a Földlégkör rendszerben, a felszín hosszúhullámú sugárzását, a sugárzási egyenleget, s ezek néhány szinoptikai következményét tárgyalja. Ezután a 11. fejezetben vezetnek be szerzők a mozgásegyenleteket, amit a sűrűlődnélküli és sűrűlődasos áramlásról, s a szélmező sajátosságairól szóló fejezetek követnek. A 15. és 16. fejezetben az olvasó a hő és a vízgőz, valamint a légköri szennyezettség diffúziójáról kap képet, majd a 17—21. fejezetek az amerikai szinoptikai iskola elgondolását foglalják össze a frontogenezisről, frontokról, a nyomásváltozás mechanizmusáról, rotációról, cirkulációról. A számszerű előrejelzésről szóló 22. fejezet után az általános cirkulációnak szentelt 23. zárja be a művet, melyet világos stílusú, s a fejezetek után közölt irodalmi utalások szakemberek számára is kellemes és hasznos olvasmánnyá tesznek.

Krammer Márton

КИБЕЛЬ, И. А.: Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды (Bevezetés a rövidtávú időjárás-előrejelzés hidrodinamikai módszereibe). Государственное Издательство техникотеоретической литературы. Москва, 1957. 376 (A/5) oldal, 98 ábra.

Régóta nélkülözött könyv került a numerikus előrejelzéssel foglalkozó meteorológusok kezébe. Kibel professzor könyve részletes és világos képet ad ennek a viszonylag fiatal tudományágnak jelenlegi állásáról. A könyv alapját a moszkvai Lomonoszov egyetemen tartott előadássorozat alkotja. Logikusan, lépésről-lépésre vezet el a mozgásegyenletek felírásától a prognosztikai egyenletek integrálásáig, miközben minden módosító hatást számításba vesz (sűrűlődas, hegyek hatása, ageosztrofia, frontálzónák, stb.).

A mű elsősorban a moszkvai Prognosztikai Intézet dinamikus meteorológiai osztályán végzett kutatómunkát ismerteti, de nagy figyelmet szentel a külföldi eredményeknek is.

A bevezetésben a hidrodinamikai előrejelzési módszerek fejlődéséről olvashatunk. A szerző külön kiemeli, hogy e tudományág fejlődésének még csak alapjainál járunk, és csak ezután kerülhet majd sor az egyes meteorológiai elemek numerikus előrejelzésére.

Az első fejezet megismerteti a gömbi koordinátarendszerben felírt hidrodinamikai egyenletekkel, majd részletesen foglalkozik a hőmérsékleti határreteg kérdésével, a sugárzásból és kondenzációból eredő hőáram problémájával.

Az elvégzendő feladatok jellegétől függően kívánatos más és más koordinátarendszerben felírni a mozgásegyenleteket. A könyv leginkább az x , y , p koordinátarendszert használja, melyben a hidrodinamikai egyenletek egyszerűbb formát öltenek. Ennek, és más koordinátarendszereknek vizsgálatával foglalkozik a II. fejezet.

A teljes hidrodinamikai egyenletrendszer matematikai megoldása igen nagy nehézségekbe ütközik. Az egyes tényzők nagvságrendjének megbecslése lehetővé teszi a jelentéktelen tagok elhanyagolását, s ezáltal az egyenletek egyszerűsítését (III. fejezet).

A IV. fejezet foglalkozik a prognózis-feladat felvetésével. A határ és kezdeti feltételek felállítását után részletesen megvizsgálja a szélnek a geosztrofikushoz való alkalmazkodását.

Az V. fejezetben találhatjuk a legegyszerűbb lineáris prognosztikai egyenletek levezetését mind derékszögű, mind szférikus koordinátákban, a légkör ún. közepes szintjére (ekvivalens barotróp szint).

A VI. fejezetben a szerző tovább bővíti a prognosztikai egyenletek pontosságát és érvényességi területét. A lineáris előrejelzési feladatot térbelileg oldja meg, és megadja a kváziszolenoidosság fogalmát.

A VII. fejezet már az általános, nem-lineáris egyenletrendszerrel foglalkozik, de a légkör kvázigeosztrofikus voltát továbbra is feltételezi.

A két következő fejezetben az ekvivalens barotróp szintre vonatkozó, illetve térbeli, nem-lineáris előrejelzési feladatok gyakorlati megoldási módszereit találhatjuk. Röviden tárgyalja a grafikus eljárásokat, majd egy-egy kísérleti sorozaton keresztül bemutatja a szovjet, angol, amerikai és svéd módszereket. A könyv terjedelménél és

célkitűzéseinél fogva nem ismerteti részletesen egy-egy feladat végrehajtásának lépéseit, csak általános, elvi tájékoztatást nyújt.

A X. fejezet újra megvizsgálja a mozgásegyenletekben szereplő tagok nagyságrendjét a frontálzónák, frontok jelenlétének figyelembevételével. Ugyanitt foglalkozik a kváziszolenoidosság kérdésével is. A XI. fejezet a hegycsúcsok és a sűrűlódás hatását foglalja össze.

A XII. fejezetben a talajközlemben végbemenő hőmérsékleti transzformáció és turbulens hővezetés, majd pedig a párolgás figyelembevételének kérdésével foglalkozik a szerző.

A Befejezésben röviden összefoglalja, melyek azok a kutatási területek, ahol a közeljövőben komoly fejlődésre lehet számítani. Legfontosabbnak talán azt tartja, hogy a kutatók igyekezzenek figyelmen kívül hagyni a légkör kvázigeosztrófikus voltának feltételezését.

A könyv, összefoglaló jellegénél fogva igen nagy segítséget nyújt a numerikus előrejelzéssel foglalkozó meteorológusok számára. Az egyes részfeladatok megértéséhez speciális matematikai problémákkal kell megismerkedni, de — és ez a mű egyik nagy érdeme — ugyanazt a módszert használja az egész tárgyalás során. Azt is feltétlenül meg kell jegyezni, hogy a legújabb kutatások eredményei is szerepelnek az egyes fejezetekben.

A mű összeállításában Kibel professzor két munkatársa, V. V. Bükov és Sz. L. Bje-loutsov igen komoly munkát végzett. A könyv szolid, tetszetős kiállítása, az ábrák gondos kidolgozása az olvasó szépérzékét is kielégíti.

Ambrózy Pál

LÖBSACK, THEO: *Der Atem der Erde: Wunder und Rätsel der Luft (A Föld lehellete: a levegő csodái és rejtélyei)*. München 1957, Biederstein, 304 oldal, számos képtáblával és színes mellékletekkel.

Az időjárás szüntelenül folyó színjátéka a legváltozatosabb jelenségek szakadatlan sorával ajándékoz meg bennünket. Ezért csak természetes, hogy már sok év óta nagy számban jelennek meg népszerű könyvek az időjárás és éghajlat érdekes kérdéseiről. Úgy érezzük, hogy ezeknek a népszerű meteorológiai könyveknek a tengeréből — amely több értékes munka mellett egyes felületesen készült, elavult könyveket is tartalmaz — előnyösen emelkedik ki a most ismertető kötet, sőt (nézetünk szerint) a népszerű tudományos irodalom egyik szép alkotásával állunk szemben.

Két szempont teszi jogosulttá, hogy ennek a könyvnek megkülönböztetett helyet juttassunk a népszerű meteorológiai könyvek között. Először is, a szerző nem riadt vissza attól a nehéz feladattól, hogy megkísérlelje szakmánk új és legérdekesebb vívmányainak ismertetését. Így például az általános légcirkuláció, a futóáramok (jet stream-ek), az atmoszferogónia (légkörünk kialakulása) kérdései, az első élőlények helyzete az őslégkörben, a naprendszer többi bolygójának meteorológiája, a biometeorológia és orvosi meteorológia problémái nemcsak szóba kerülnek, hanem részletes tárgyalást kapnak. Abban a nagy szerencsében volt része, hogy munkájában olyan kiváló és nagy tapasztalatú meteorológus közreműködését vehette igénybe, mint O. Moese, a hamburgi Seewetteramt munkatársa, akinek tudvalevően nagy része van a mai időlejtés gyakorlatának megalapításában. Ezenkívül az érintett geofizikai és biológiai határtudományok kiváló művelőinek egész sora támogatta alapos útmutatásokkal a munka megírását.

Az igen érdekes munka további méltatása helyett a könyv tartalmi kivonatát ismer-tetjük. A könyv három fő részre oszlik: I. *A légóceán* (ez a légkör általános leírása, néhány különösen érdekes kérdés részletesebb megbeszélésével); II. *A nyughataian levegő* (itt az időjárás lebilincselő színjátéka kerül bemutatásra); III. *Az ember és a légkör* (itt a légkör és az éghajlat hatásairól és a belőlük származó problémákról van szó).

Az I. rész a következő érdekes fejezetekre tagozódik: 1. Az őslégkör és a mai légkör. 2. A légkör emeletei. 3. Felhők, szivárványok, égszíneződés. 4. Légtüközések. 5. Sarki fény. 6. A növények és állatok meghódítják a levegőt. 7. Hangjelenségek. 8. A többi bolygók légköre. 9. A légkör jövő sorsa. (Látható, hogy a szerző nem rendszeresen ismerteti a Föld légkörét, hanem érdekes részletproblémákat választ ki, hogy széleskörű olvasóközönségben keltse fel a meteorológiai kérdések iránt való érdeklődést.)

A II. rész következő fejezetekből áll: 10. Időjárás és időelőjelzés. II. Mesterséges időjárás. 12. A szelek birodalma. 13. A tornádó. 14. Az orkánok. 15. A futóáramok rejtélye. 16. Zivatar, villámok.

Különleges szeretettel és elmélyedéssel íródott meg a III. rész. A jómegválasztott fejezetcímek következőképpen hangzanak: 18. A lélegzés. 19. A levegő elszennyeződése. 20. Az emberi értelem legyőzi a levegőt. 21. Emberkéz alkotta csillag. (Ez a kissé nehezen érthető címet viselő fejezet azokról a laboratóriumi kísérletekről szól, amelyek az éjszakai égboltfény keletkezését mesterségesen utánozzák.) 22. Időjárás és betegség. 23. Megváltozik-e az éghajlatunk? 24. Rádióaktív por a légkörben.

A könyv képanyag és külső kiállítása mindenben méltó az értékes tartalomhoz. Azzal az érzéssel tesszük le a munkát, hogy a szó legjobb értelmében vett népszerű meteorológiai irodalom egyik sikerült alkotása került a kezünkbe.

Aujesky László

KASZA JÓZSEF (szerk.): Teljesítményrepülők Könyve. Kossuth Könyv- és Lapkiadó, Budapest, 1957. 376 (A/5) oldal, 195 szöveggözüti ábrával.

A meteorológusok érthetően mindig érdeklődéssel vesznek kezükbe repüléssel foglalkozó szakkönyvet: a repülés elemére, a légkörre irányuló kutatómunkájuknak eredményeit a legközvetlenebbül a repülés hasznosítja: A vitorlázó repülésnek a problémái pedig a technikaiaknál is jobban csoportosulnak a meteorológiaiak köré. Innét van az, hogy a repülők számára írt szakkönyvekből sohasem hiányozhatnak a meteorológiai fejezet, sőt a repülés technikai kérdéseit tárgyaló fejezeteket is lépten-nyomon átszövik a meteorológiai vonatkozások. Ezért vettük érdeklődéssel kezünkbe a legújabb magyar repülő-szakkönyvet, a „Teljesítményrepülők Könyv”-t.

Amilyen sokrétű, bősékalájú az az ismeretanyag, amit a teljesítményrepülőnek a vitorlázórepülés aerodinamikájáról és mechanikájáról, vagy a lejtőrepülésen kívül a viharfront-, a hullám- és a termik-repülésről éppenúgy, mint ezek meteorológiai föltételeiről s a magassági repülés élettanáról tudnia kell, olyan változatosan sokrétű maga ez a hét szerző által írott könyv is.

A nyolc fejezetből álló könyv ugyanis hét szerző műve. A szerkesztő Kasza Józsefnek — nézetünk szerint — bizony nem sikerült a stílusban, szakmai-irodalmi igényességben egymástól nagyon is különböző írásokat egységes, harmonikus művé olvasztania. Innét van talán az, hogy a sok értékes, sőt éppen mert korszerű, ma már nélkülözhetetlen ismeret közlése folytán nagyon hasznos a könyvnek a tanulmányozása, átolvasása azonban nem nyújt zavartalan kedvtelést. Mindjárt az I. fejezet, a vitorlázórepülésnek — minden történetírói érzék nélkül megírt — története, majdnemhogy elveszi az igényesebb olvasó kedvét a könyv továbbolvasásától. Bizonyos irodalmi színvonalat, a kifejezés-módok némi választékosságát még szakkönyvnek sem szabad nélkülöznie.

Szerencsére a további fejezetek többsége kárpótolja az olvasót a nyitó fejezet kevés meggyőződéssel, hevenyészetten összerótt voltaért. A sikerültebb fejezetek sorából ki kell emelnünk a Mitter Imre által a hegyvidéki teljesítményrepülésről írott, V. fejezetet: a benne fölvetett problémák bizonyítják, mennyire hiányzik még hazánk éghajlatának háromdimenziós kutatása terén a függőlegesen tagolt felszín áramlást módosító szerepének vizsgálata.

Úgyesen, jól megírt fejezet a IV., a teljesítményrepülők meteorológiájáról és a vitorlázó repülés légköri energiaforrásairól; még jobb a III. fejezet, a teljesítménygépeink fejlődéséről szóló. Mindkettő Tardos Béla írása. Kitűnő a VII. fejezet: Mester László foglalja össze mindazt, ami a távrepülés elméletéhez és gyakorlatához tartozik. A fejezet minden során érződik, hogy Mester szereti is, érti is a szakmát, nagyon „otthon van” a távrepülésben, következőképpen jól is ír róla. A műnek meteorológusok számára ez a legtanulságosabb fejezete.

A többi fejezet hol vonatott, didaktikailag sem a legszerencsésebb, hol tanfolyami „jegyzet-ízű”, hol meg az irodalmi stílusnak annyira híjával van, hogy nem tudjuk: a sok pongyola fogalmazás, vagy a sok értelemzavaró sajtóhiba az elkedvetlenítőbbé bennük. Úgy érezzük, vitorlázó repülésünk mindenképpen megérdemelte volna, hogy a Kossuth Kiadó — megfelelő szak- és nyelvhelyességi lektori munkával — több segítséget adjon a szerkesztőnek a legalább kifogástalan szakirodalmi színvonal biztosítása végett. A könyvet ennek ellenére ajánljuk meteorológusaink figyelmébe.

Kakas József

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET KÖNYVTÁR- ÉS KIADVÁNYÜGYI BIZOTTSÁGA (*Commission for Bibliography and Publications — CBP*) Párizsban tartotta meg második ülészakát 1957. november 5—22-ig. Az ülésen a következő tagállamok képviseltették magukat: Belgium, Egyesült Államok, Franciaország, Hollandia, Nagy-Britannia és Észak-Irország Egyesült Királysága, Német Szövetségi Köztársaság, Spanyolország, Szovjetunió és Venezuela. Mivel a képviseltetett tagállamok száma az állandó szakértőt kijelölt tagállamok számának egyharmadánál kisebb volt, ezért az ülés nem volt szavazóképes és a hozott határozatokat és javaslatokat utólag írásbeli szavazatokkal emelték érvényre. Az ülésen az Egyesült Nemzetek Nevelésügyi, Tudományos és Kulturális Szervezetét (UNESCO), a Nemzetközi Dokumentációs Szövetséget (FID), a Nemzetközi Szabványügyi Szervezetet (ISO) és a Nemzetközi Könyvtárszövetséget (IFLA) megfigyelők képviselték.

A Bizottság a napirend összes pontjait megtárgyalta és 11 javaslatot és 3 határozatot szerkesztett. Két munkabizottságot állítottak fel az ülészak folyamára, az egyik *dr. A. Vandenplas* vezetésével foglalkozott a lexikon-tervezet angol és francia változatának a kiegészítésével. A másik csoport — amelynek munkáját *dr. K. Keil* irányította — általános kérdéseket vitatott meg, mint pl. a Meteorológiai Világ-bibliográfia, az UDC (egyetemes decimális osztályozás) 551,5 részének a tökéletesítése, a Technikai Szabályzatok I. kötet, 9. fejezetének (Bibliográfia és Kiadványügy) revíziója, transliteráció stb.

A *meteorológiai lexikon tervezetét* a Terminológia-munkacsoport terjesztette elő francia és angol nyelven. Egy-egy kötet kb. 300 oldalból áll. A munkacsoport tagjai hatalmas munkát végeztek, különösen *Sz. P. Hromov* (Szovjetunió) és *I. Font* (Spanyolország), akik a megfelelő kifejezéseket megadták a másik két hivatalos nyelven. Mint ismeretes ui., a WMO hivatalos nyelve az angol, francia, orosz és spanyol. *G. A. Bull* (Egyesült Királyság) és *J. E. Caskey* (Egyesült Államok) az angol nyelvű terminusokat

és definíciókat vizsgálták felül. A Bizottság elhatározta, hogy ennek a lexikon-tervezetnek az *International Meteorological Vocabulary* (Nemzetközi Meteorológiai Szótár) elnevezést adja. A tervezetet már el is küldték a tagállamoknak véleménynyilvánítás végett. Az *Orsz. Meteorológiai Intézet WMO könyvtárában a tervezet minden érdeklődőnek betekintésre rendelkezésére áll.* Ezt a WMO kiadványt nagyon hasznosnak tartjuk; a benne megadott szabatos definíciók segítségével már több vitás kérdés sikeres elintézését nyert. Reméljük, hogy még ez évben végleges formában kiadásra kerül.

Ugyancsak a Terminológia Munkacsoport fáradozik egy *többnyelvű meteorológiai szótár* összeállításán, ennek a Bizottság határozatilag a „*Multilingual Meteorological Nomenclature*” elnevezést adta.

A *meteorológiai világbibliográfia* ügyében a bizottság már az első ülészakon javasolta, hogy a WMO publikáljon egy meteorológiai világbibliográfiát. A Végrehajtó Bizottság több ülésen foglalkozott e kérdéssel, a kiadvány finanszírozására azonban nem találtak alkalmas megoldást. A Végrehajtó Bizottság 9. ülésén Sir Graham Sutton, az angol meteorológiai szolgálat vezetője, igen érdekes megoldást javasolt, mégpedig azt, hogy a WMO a Meteorological Office havi bibliográfiája alapján készítsen világbibliográfiát. Az így elkészített bibliográfia azután kiegészíthető lenne a WMO-ba 6 havonként vagy évenként beküldendő és a nemzeti összeállításokat tartalmazó pótfüzetek adataival. Ez az elgondolás alapján a Bizottság két javaslat-tervezetet készített: az első egy ideiglenes meteorológiai bibliográfia készítését javasolja a fenti elvek alapján, a második pedig azt ajánlja, hogy az ideiglenes bibliográfiát már a közeljövőben váltsa fel egy végleges bibliográfia a WMO kiadásában. A bibliográfia egyelőre címjegyzékes formában jelennek meg tekintettel arra, hogy egy leíró bibliográfia kiadására nem áll rendelkezésre a szükséges anyagi fedezet.

A Bizottság első ülése óta a meteorológia terén bekövetkezett fejlődés szükségessé tett néhány módosítást az *egyetemes decimális osztályozás* 551.5 részében is. Azon-

kívül a FID is javasolt változtatásokat. Az idevonatkozó vita eredményéről is javaslat-tervezetet készítettek.

A nem egységesen használt betűátírás sok zavart okoz a meteorológiai irodalomban. A Bizottság javasolta, hogy a *Cirillbetűk átírásánál* minden meteorológiai dokumentumban és kiadványban az ISO rendszer szolgáljon alapul.

Az UNESCO, ISO, FID és az IFLA megfigyelői igen hatásosan és aktívan működtek közre a megbeszéléseken. Az alapos és eredményes munkát az is igazolja, hogy azok a szakértők, akik valamilyen okból kifolyólag nem lehettek jelen a Bizottság II. ülészakán, utólagosan kivétel nélkül megszavazták a javaslat-tervezeteket, amelyek ezzel jogerőre is emelkedtek. (B. J.)

*

AZ IDŐJÁRÁS SZÁMSZERŰ ELŐREJELZÉSÉRŐL a Magyar Meteorológiai Társaság 1958. április 10-i előadóülésén *Ambrózy Pál*, az Orsz. Meteorológiai Intézet tud. munkakarsa tartott előadást. Részletesen fejtegette az elmúlt két évtized azon kutatásait, amelyek eredményeképpen az időjárási elemek, s elsősorban a légnyomás, a hidrodinamika tételein nyugvó differenciálegyenletek megoldása útján numerikusan előrejelezhetők. Rámutatott arra, hogy a prognózis-egyenletek kiértékelése roppant nagy számolási munkát igényel, aminek elvégzése kézi számolással elképzelhetetlen. Különböző grafikus eljárások kidolgozásával az előrejelző munka ideje lényegesen csökkenthető, a problémát azonban csakis az elektronikus számológépek alkalmazása oldhatja meg véglegesen. Ezért feltétlenül szükséges, hogy az előrejelző meteorológus is megismerkedjék a számológépek elvi felépítésével. A számológépek működésének vázolása után az előadó a Szovjetunióban tett kéthónapos tanulmányútjáról számolt be.

A nagy érdeklődéssel kísért előadást élénk vita követte. *Aujeszký László* örömet fejezte ki, hogy az elektronikus számológépek működéséről a Társaságon belül is hangzott el ismertetés. *Götz Gusztáv* kifejtette, hogy célszerű lenne, ha a prognózis-készítés ezen új módszere az *időjárási elemek dinamikus előrejelzése* néven terjedne el; beszélt a prognózis-egyenletek egyértelműségéről és megoldhatóságáról, majd a ráctávolság és az időlépcső megválasztásának kérdéséhez fűzött néhány megjegyzést. *Bodolai István* felszólalásában rámutatott arra a tényre, hogy a numerikus előrejelzések bevállása lényegesen függ az időjárási helyzettől, s éppen a légkör legfontosabb, *átalakulási* folyamatait tudjuk jelenleg matematikailag a

legkevésbé megfogni. *Tánczer Tibor* az Intézetben megindult kísérleti grafikus előrejelzések során felmerült problémákat ismertette. *Szepesi Dezső* felhívta a figyelmet az *Alpok és Kárpátok módosító hatása* vizsgálatának szükségességére. Ehhez a kérdéshez kapcsolódva *Endrődi Gabriella* rámutatott arra, hogy ezen a téren a *szinoptikus klimatológiai feldolgozások* igen nagy segítséget nyújthatnak, s az ezen irányú munkák az Éghajlati osztályon már meg is indultak. *Kallós Irméné* szintén indokoltnak látja a Kárpát-medence sajátos aeroszinoptikai viszonyainak vizsgálatát, annál is inkább, mivel a fakszimilén érkező angol és német előrejelzések erre a térségre sokszor hibásak. *Bodolai Istvánné* a *Kibel-féle* vezetőáramlási szint és *Sutcliffe* divergencia-mentes szintje hipotézisének ellentmondására mutat rá. *Kozma Béla* hiányolja, hogy az előrejelzések tisztán hidrodinamikai modelleken alapulnak és nem veszik figyelembe a légkör termodinamikai struktúrájából, elsősorban a hőtan II. főtételeiből adódó transzformációkat. Javasolja, hogy a prognózis-egyenleteket a légkörben adott természetes határfeltételek figyelembevételével kellene megoldani.

A feltett kérdésekre *Ambrózy Pál* válaszolt, majd az ülés az elnöklő *Aujeszký László* zárószavaival ért véget. (Götz G.)

*

A NEMZETKÖZI POLGÁRI LÉGIKÖZLEKEDÉSI SZERVEZET (*International Civil Aviation Organization — ICAO*) és a Meteorológiai Világszervezet (*World Meteorological Organization — WMO*) együttes ülészakot rendezett 1958. évi február 24—március 8-ig Genfben, a Nemzetek Palotájában. Az ülészak fő célja a két szervezetet egyaránt éledeklő európai meteorológiai telekommunikációs problémák megvitatása volt.

Az ülésszakra 29 tagállam és 3 nemzetközi szervezet küldte el képviselőjét. *André Viaut*, a WMO elnöke, nyitóbeszédében kihangsúlyozta a két szervezet közötti baráti együttműködést, amelynek bizonyítéka ez az összejövetel is.

Régóta elismert tény, hogy a meteorológiai telekommunikáció jelen rendszere nem elégíti ki a repülés egyre növekvő igényeit. Az emberi erőben, műszertben és rádiófrekvenciákban tapasztalható, nem gazdaságos és felesleges kettősség elkerülése céljából a tájékoztató szolgálat nagymértékű egységesítésére és koordinálására van szükség. A kérdés megoldása egyre sürgetőbbé válik, mivel a nemzetközi vonalakon egyre több *gázturbinás repülőgép* van forgalomban és ezek üzemel-

tetése gyakoribb és részletesebb meteorológiai eligazítást kíván meg.

Az ülés folyamán megvizsgálták az általános előrejelzési és a repülési célokat szolgáló meteorológiai jelentéseknek az összes jelenleg létező telekommunikációs rendszeren keresztül történő kicserélését és ezzel kapcsolatban több határozatot hoztak. A legfontosabbakat röviden az alábbiakban ismertjük.

A repülőgép repülés közbeni tájékoztatására egy új rádiótelefonikus rendszert javasoltak, amely igen magas frekvencián (VHF) működik. Az első javaslat alapvető tervet ismertet a VFH VOLMET kisugárzásokra, amelyet fokozatosan kell életbe léptetni 1956. április 1-ig. Illetékes budapesti hatóságok figyelmét az 1/4. sz. javaslattal hívják fel folyamatos VHF VOLMET kisugárzások szükségességére.

Repülési tájékoztatások (részletes adatok a repülőtéren uralkodó időjárásról, időjárás előrejelzések) talaj-állomások közötti cseréje céljából a jelenlegi vonalas teleprinter-hálózaton kívül egy új vonalas teleprinter-hálózatot javasoltak, amely az Európa-régiót 10 körzetre osztja. A körzetek megállapításánál a légi-közlekedés útvonalain kívül figyelembe vették a már létező teleprinter-hálózatot, a természetes földrajzi akadályokat és a politikai felosztást. Kilenc körzetben az adatszerét a terv szerint vonalas teleprinter-hálózat, a tizedikben: a Földközi-tenger keleti vidékén, rádióteleprinter-hálózat fogja biztosítani. *Magyarország* a hatos körzetben van, ide tartozik még Albánia, Jugoszlávia, Románia és Bulgária. A tízes körzet államai: Szovjetunió, Kelet-Németország, Lengyelország és Csehszlovákia. A javaslat szerint ennek az új rendszernek 1960. április 1-ig kell életbe lépnie.

Az együttes ülés javasolta egy ideiglenes szakértő munkacsoport felállítását, amelynek feladata a fenti igen fontos program koordinálása és a működésbehozatal biztosítása. A végleges munka-

csoport, az ún. MOTNE-koordináló csoport (MOTNE — Meteorological Operation Telecommunication Network Europe) a tíz körzet továbbító-központjainak képviselőiből fog állani és feladata elsősorban a továbbított anyag koordinálása, továbbá az új rendszer kifogástalan működésének ellenőrzése lesz.

Az alapvető meteorológiai adatai egyre növekvő követelményeit kielégítendő, sürgős szüksége mutatkozik az adatközlés meggyorsításának. Igen nagyarányú gyorsítás érhető el a rádióteleprinter-rendszer bevezetésével, ezért javasolják az elavult Morse-rendszer helyett rádióteleprinter-hálózat létesítését. A kontinentális kisugárzó állomás London lenne, speciális adóállomás Frankfurt/M, és szubkontinentális központok: London, Moszkva, Róma és Párizs.

Felülvizsgálva a fac-simile-adásokat, megállapítást nyert, hogy a talajszinti és a magaslégköri analízis és prognózis térképek továbbítására ez a rendszer igen alkalmas és javasolják, hogy a fac-similével rendelkező állomások folytassák a készülékek működtetését és kísérleti alapon próbálják ki kulcsbefoglalt adatok és diagrammok továbbítását is.

Az Európa-régió által megkívánt alapvető meteorológiai anyag összegyűjtésével és szétosztásával kapcsolatban javasolták, hogy a WMO 1959 közepéig készítsen el egy módosított tervet. A módosított telekommunikációs tervet és annak bevezetését az Európa-Bizottság III. ülészakán fogják megvitatni.

A WMO/ICAO együttes ülészakán végén a WMO *Európa-Bizottsága megtartotta második plenáris ülését* és elfogadta a közösen hozott javaslatokat és határozatokat. *M. Perovics*, a jugoszláv meteorológiai szolgálat igazgatója, a RA-VI alelnöke záróbeszédében megállapította, hogy az ülészak munkáját sikerrel végezte, amennyiben aránylag rövid idő alatt igen nehéz és fontos problémákat oldottak meg. (B. J.)

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG PÁLYÁZATI HIRDETMÉNYEI

I. Szakirodalmi pályázat

A Magyar Meteorológiai Társaság a meteorológiai kutatások elmélyítése, a magyar meteorológiai szakirodalom további fejlesztése érdekében az 1958. évre is pályázatot hirdet, *önálló, tudományos értékű dolgozatok megírására*. Pályamunkák nyújthatók be a mezőgazdaság és az egészségügy érdekeit előmozdító meteorológiai kutatások területéről.

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

Pályázati feltételek:

1. A pályaművek terjedelme legfeljebb 1 szabvány ív (40 000 n, kb. 20 gépelt oldal).
2. Az MNOSz 9651—51 „Nyomdakézirati Szabvány” előírásai szerint, 2 példányban leírt jellegű pályaművek benyújtásának határideje: 1958. október 31.

3. A szerző nevét és címét tartalmazó lezárt boríték kíséretében benyújtandó pályaművek postai úton küldendők be a *Társaság Titkárságának címére (Budapest II. Kútábel Pál u. 1.)*
4. A díjnyertes dolgozatok kiadásának joga a Társaságot illeti, de a szerzőt a tanulmányának az „IDŐJÁRÁS”-ban leendő közlésekor még az 500 560/1951. OT sz. rendelet 12. §-a szerinti szerzői díj illeti meg.

II. Fénykép-pályázat

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

Pályázati feltételek:

1. A pályázatra olyan meteorológiai tárgyú fényképfelvételek küldhetők be, amelyek kiadási és tulajdonjoga felett a beküldő teljes mértékben rendelkezik.
2. A Társaság címére beküldött fényképeken pontosan feltüntetendő a felvétel helye, időpontja (év, hó, nap, lehetőleg az óra is, vagy legalább a napszak) és tájkepeknel az égtáj is, amely felé a felvétel készült. A fényképen, valamint a lezárt borítékon — amelyben a szerző neve és címe szerepel — fel kell tüntetni a jelígt is.
3. A pályázó a kép beküldésével aláveti magát a pályázati feltételeknek, különösen pedig beleegyezését adja, hogy a képeket a Társaságtól nem kapja vissza, továbbá jogosult, a képeket saját, vagy az Országos Meteorológiai Intézet helyiségeiben a felvevő nevét fel-

tüntető címkével ellátva kifüggeszteni, a Társaság, vagy az Országos Meteorológiai Intézet bármely kiadványában a szokásos szerzői díj ellenében közzétenni.

4. A pályázatra beküldendő képek mérete 9×12, vagy 18×24 cm.
5. A tudományos és ismeretterjesztő szempontból kiemelkedő értékű képek pályadíjai
2 db első díj 4 200,— Ft
2 db második díj 4 100,— Ft
4 db harmadik díj 4 50,— Ft.

Hasonló értékű felvételeknél előnyben részesülnek azok, amelyekhez a pályázó az eredeti felvétel negatívját is mellékelte.

6. A pályázatra beküldött képek mindennemű szerzői és tulajdonjoga a 3. alatt említettek felül is, a Társaságra száll át.
7. A jellegű pályamunkák beadási határideje: 1958. október 31.

Mindkét pályázat eredményeinek kihirdetésére, valamint a jutalmak kiosztására 1958. november második felében, a Társaság nyilvános ülésén kerül sor.

Budapest, 1957. november

Titkárság

INHALT — SOMMAIRE — CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ

<i>Takács, L.</i> : Normal values of global radiation at Budapest (Original text in German language)	65
<i>Baur, F. (Bad Homburg)</i> : The seasonal and geographical distribution of blocking Highs on the Northern Hemisphere to the north of the 50th parallel in the period of 1949—1957 (Original text in German language).....	73
<i>Rákóczi, F.</i> : Ein Versuch der Vorhersage von Temperaturminima auf Grund des relativen Geopotentials von 850/1000 mb an heiteren Tagen.....	83
<i>Götz, G.—Tánczer, T.</i> : Hydrodynamical bases of a numerical forecasting of the flow pattern	90
<i>Петрашович, И.</i> : О температурном влиянии поливной воды риса при различных глубинах	99

REVIEW

The coolness of March 1958 (<i>Z. Berkes</i>).....	108
On the continentality of the climate (<i>L. Felméry</i>).....	109
Types of the tropopause and their determination (<i>E. Borbély</i>)..	110
A graphical aid for the determination of the tropopause (<i>B. Béll</i>)	113
Recent results of jet-stream studies (<i>G. Koppány</i>).....	115
Application of advective temperature-tendencies in forecasting thickness charts (<i>G. Stábel</i>)	116
Inspection of the meteorological network (<i>A. Hille</i>)	118
A new method of UV-measurements (<i>M. Frank</i>)	121

LITERATURE

<i>Brandejs, S.</i> : Úvod do početni předpovědi počasí (<i>F. Dési</i>)....	122
<i>Haltiner, G. L.—Martin, F. L.</i> : Dynamical and Physical Meteorology (<i>M. Krammer</i>).....	122
<i>Кубель, И. А.</i> : Введение в гидродинамические методы краткосрочного прогноза погоды (<i>P. Ambrózy</i>).....	123
<i>Löbsack, T.</i> : Der Atem der Erde: Wunder und Rätsel der Luft (<i>L. Aujeszký</i>).....	124
<i>Kasza, J. (ed.)</i> : Book of performance-flyers (<i>J. Kakas</i>)	125

CHRONICLE	126
-----------------	-----