

2 IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

77. ÉVFOLYAM

3

1973. MÁJUS—JÚNIUS



ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

77. ÉVFOLYAM

3

1973. MÁJUS—JÚNIUS

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

H. GRIESSEIER dr., egy. tanár, berlini egyetem Elméleti Meteorológiai Intézet, *Berlin*; A. LEHMANN, tud. munkatárs, a Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatának Klimatológiai Főosztálya, *Potsdam*; TÁNCZER TIBOR kandidátus, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; J. KALPAZANOV és G. KURCSATOVA, a szófiai Közegészségügyi és Munkavédelmi Tudományos Kutató Intézet munkatársai, *Szófia*; JUSTYÁK JÁNOS kandidátus, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének tszv. docense, *Debrecen*; TAR KÁROLY egy. tanársegéd, a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Meteorológiai Intézetének munkatársa, *Debrecen*; OZORAI ZOLTÁN kandidátus, az Országos Meteorológiai Szolgálat tud. tanácsadója, *Budapest*; VADASFALVYRNÉ AJTAY ÁGNES tud. munkatárs, Központi Előrejelző Intézet, *Budapest*; BARTÁNÉ KMETYKÓ KATALIN, a Központi Előrejelző Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*.

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

<i>Griesseier, H.</i> : A konvektív baroklin planetáris határréteg dinamikája (német nyelven)	133
<i>Lehmann, A.</i> : Immissziós mezők számszerű meghatározása területi tervezések céljára (német nyelven)	149
<i>Tánczer T.</i> : Ciklonok borultsági viszonyai a mediterrán térségben műholdas megfigyelések alapján (orosz nyelven)	155
<i>Kalpazanov, J.—G. Kurcsatova</i> : A légszennyeződés összefüggése meteorológiai paraméterekkel (német nyelven)	161
<i>Justyák J.—Tar K.</i> : A déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata	165
<i>Ozorai Z.</i> : Az objektív diagnosztikai és prognosztikai módszereknek a térképvetületekkel összefüggő néhány problémája	175
<i>Ajtay Á.—Kmettykó K.</i> : Az időjárás hatása a kukorica és a burgonya termésmennyiségére	185

Irodalom

<i>Smetyer, Sz. M.</i> : A konvektív felhők fizikája (<i>Aujeszky László</i>)	188
<i>Geohlanjan, T. H.</i> : A felmelegedések jellege a sztratoszférában (<i>Aujeszky László</i>)	188

Krónika

A nemzetközi meteorológiai együttműködés 100 éve (*Szakály J.*) — Péczely György a szegedi egyetem professzora (*Kakas J.*) — 25 éves a Dunabizottság (*Ozorai Z.*) — Zsigovits István (1928—1973) (*Ambrózy Pál*) — Ürkutatói ülések (*Major Gy.—Orendi K.—Borbély E.—Tánczer T.—Kozák B.—Ambrózy P.*) — A Magyar Meteorológiai Társaság évváró ülése (*Simon A.*)

189

IDÓJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS—INHALT—SOMMAIRE—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Griesseier, H.</i> : Zur Dynamik konvektiver barokliner planetarischer Grenzschichten (Deutscher Text)	133
<i>Lehmann, A.</i> : Die rechnerische Ermittlung von Immissionsfelder als Bewertungs- grundlage für die Territorialplanung (Deutscher Text)	149
<i>Тэнцер, Т.</i> : Исследования условий облачности циклонов в средиземноморской зоне на основании наблюдений, проведенных спутниками (По-русски) ...	155
<i>Kalpasanov, J.—Kurtschatowa, G.</i> : Statistische Untersuchung der Rolle einiger mete- orologischen Faktoren für den Grad der Luftverunreinigung (Deutscher Text)..	161
<i>Justyák J.—Tar K.</i> : Relations Existing between the Direct Radiation Amounts Re- ceived on a Souther Slope and on the Horizontal Surface	165
<i>Ozorai Z.</i> : About Some Problems of the Objektive Diagnostic and Prognostic Me- thods in Connection with the Map Projections	175
<i>Ajtay Á.—Kmetykó K.</i> : Weather Influences and the Abundance of the Maize and Potato Crops	185
 Literature	
<i>Шметер, С. М.</i> : Физика конвективных облаков (<i>Aujeszky László</i>)	188
<i>Гэохланиян, Т. Х.</i> : О природе зимних стратосферных потеплений (<i>Aujeszky László</i>)	188
Chronicle	189

IDŐJÁRÁS

77. ÉVFOLYAM 3. SZÁM. 1973. MÁJUS—JÚNIUS

Zur Dynamik konvektiver barokliner planetarischer Grenzschichten

H. GRIESSEIER, Institut für Theoretische Meteorologie der Freien Universität, Berlin

A konvektív baroklin planetáris határréteg dinamikája. Abból a célból, hogy meghatározzuk azt a hatást, amelyet a légkör baroklinitása és (vagy) konvektív aktivitása a planetáris határréteg stacionáriusnak és kvázi-gyorsulásmentesnek feltételezett mozgásmezejére gyakorol, a planetáris határréteg dinamikáját leíró egyenletrendszer az alábbi feltételezések mellett integráltuk: 1. a geosztrofikus szél a magassággal sebességét és irányát is változtatja, 2. a sűrűlési gyorsulás egy turbulens és egy gyengén konvektív részből tevődik össze. A kapott megoldások és a planetáris határrétegre e megoldásokból levezetett jellemzőszámok világossá teszik, hogy a légkör baroklinitásának figyelembevétele a klasszikus *Ekman*-féle elméletet bizonyos fokig módosítja ugyan, de egyáltalán nem küszöböli ki az elmélet fő hiányosságait. A talajmenti eltérítési szögnek az egyenlítő keresztező folyamatos alakulását és a sűrűlési magasság közvetlen szomszédságában levő irreális szupergeosztrofikus szél redukálását úgy érhetjük csak el, ha a konvektív sűrűlési tagot bevonjuk a vizsgálatba. Ez a bevonás úgy történik, hogy az *Euler*-féle mozgásegyenleteket kétszeresen szűrjük és egyszerű kinematikai megfontolások alapján a konvektív sűrűlési tagot

* $\kappa (\partial v_n / \partial z)$ alakra hozzuk. Az ilyenfajta vizsgálatok mikrometeorológiai és mikroklimatológiai kérdések szempontjából egyaránt érdekesek. Ezeket kivül a vizsgálat elsősorban az általános légkörzés numerikus szimulációjával, illetve valamilyen klímaelmélet kidolgozásával kapcsolatban is érdekes lehet ott, ahol a planetáris határréteg tulajdonságait reprezentáló középértékekre parametrizált formában van szükség.

*

О динамике конвективного бароклинного планетарного пограничного слоя. Для определения влияния бароклинности и (или) конвективной активности атмосферы на поле движений планетарного пограничного слоя (предполагаемое стационарным или квази-свободным от ускорения), система уравнений, описывающая динамику этого слоя, была проинтегрирована с допущениями, что 1) геострофический ветер изменяет свою скорость и направление с высотой; 2) ускорение трения состоит из турбулентной и слабоконвективной составляющих. Полученные решения и выведенные по ним характерные параметры планетарного пограничного слоя показывают, что учет бароклинности атмосферы хотя и вносит определенные изменения в классическую теорию *Экмана*, но ни в коем случае не приводит к устранению основных недостатков этой теории. Непрерывность в изменении приземного угла отклонения над экватором и уменьшение нереального сверхгеострофического ветра в непосредственной близости к уровню трения достигаются только путем учета конвективного члена трения; для этого уравнения *Эйлера* подвергаются двукратной фильтрации НЧ, а конвективный член трения, по простым кинематическим соображениям, приводится к виду * $\kappa (\partial v_n / \partial z)$. Исследования подобного рода представляют собой интерес как для микрометеорологических, так и для микроклиматологических вопросов, прежде всего в связи с численным моделированием общей циркуляции атмосферы, или для разработки теории климата, когда нужно иметь репрезентативные средние величины свойств планетарного пограничного слоя в параметризованной форме.

1. Das Problem und seine formale Lösung

Für das Geschehen in der planetarischen Grenzschicht, der Mittlerin des dynamischen und energetischen Kontaktes zwischen der freien Atmosphäre und der Erdoberfläche, werden in erster Linie Prozesse verantwortlich gemacht, die sich im small-scale-Bereich der atmosphärischen Bewegungsvorgänge abspielen. Daneben dürften, worauf die Spektren der Windfluktuationen innerhalb der planetarischen Grenzschicht hindeuten (V. N. Kolesnikova u. A. S. Monin [8]), aber auch noch die Prozesse im Übergangsbereich zwischen dem small-scale- und dem convective-scale-Bereich von Bedeutung sein, weshalb es angebracht erscheint, in das Gleichungssystem

$$f \mathbf{k} \times (\mathbf{v}_h - \mathbf{v}_{h,g}) = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{z,h}}{\partial z}, \quad (1)$$

$$-\nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h) = \frac{\partial (\rho v_z)}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\mathbf{v}_h(z \rightarrow 0) \rightarrow 0 \quad (3)$$

und

$$\mathbf{v}_h(z \rightarrow \infty) \rightarrow \mathbf{v}_{h,g}(z \rightarrow \infty), \quad (4)$$

das die Dynamik einer stationären ($\partial \mathbf{v} / \partial t = 0$) und quasibeschleunigungs-freien ($\mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} \approx 0$) Grenzschicht beschreibt, einen Schubspannungsvektor

$$\tau_{z,h} = \rho K \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial z} + \rho \kappa^* \mathbf{v}_h = \tau \quad (5)$$

einzuführen, der neben der Wirkung der kleinräumig-mechanischen Turbulenz (1. Term) auch den einfluß der dynamischen Konvektion (2. Term) zu erfassen versucht (H. Griesseier [3], H. Griesseier u. I. Jacobsen [7]).

Die Gleichungen (1) bis (4) sind auf ein mit der rotierenden Erde fix ver-bundenes kartesisches Rechtssystem bezogen, dessen x , y -Ebene die Erdober-fläche in einem Punkte der geographischen Breite φ tangiert (\mathbf{i} , \mathbf{j} , \mathbf{k} = Einheits-vektoren in Richtung der positiven x , y , z -Achse; $x \rightarrow E$, $y \rightarrow N$, $z \rightarrow$ Zenit). Die in diesen Gleichungen benutzten Bezeichnungen haben folgende Bedeutung: \mathbf{v}_h = durch Zeit- und Flächenmittelung ausgeglichener (wahrer) Windvektor, $\mathbf{v}_{h,g}$ = geostrophischer Windvektor als Äquivalent für den horizontalen Gra-dienten des Luftdruckes p ; ρ = Luftdichte; $\tau_{z,h}$ = durch Zeit- und Flächen-mittelung ausgeglichener Schubspannungsvektor; K , κ^* = Turbulenzkoeffi-zienten; $f = 2\omega \sin \varphi$ = Coriolis-Parameter, ω = Drehvektor der Erdrota-tion; ∇_h = zweidimensionaler Nabla-Operator.

Mit dem Schubspannungsvektor (5) und einem geostrophischen Wind-vektor

$$\mathbf{v}_{h,g}(z) = \mathbf{i} v_{x,g}(z) + \mathbf{j} v_{y,g}(z), \quad (6)$$

der mit der Höhe z sowohl Betrag als auch Richtung ändern möge, ergibt sich aus Gl. (1) für den Geschwindigkeitsvektor \mathbf{v}_h eine Vektor-Differentialgleichung, deren Lösung unter Zugrundelegung der konventionellen Annahmen $\rho = \text{const}$,

$K = \text{const}$ und $\kappa^* = \text{const}$ formal in der Gestalt

$$\mathbf{v}_h(z) = [\mathbf{i} v_{x,g}^{\circ} a_1(z) + \mathbf{j} v_{y,g}^{\circ} a_2(z)] + \mathbf{k} \times [\mathbf{i} v_{x,g}^{\circ} b_1(z) + \mathbf{j} v_{y,g}^{\circ} b_2(z)] \quad (7)$$

geschrieben werden kann, womit für den Schubspannungsvektor gemäß Gl. (5) – ebenfalls formal – der Ausdruck

$$\tau(z) = [\overset{\circ}{i}v_{x,g} e_1(z) + \overset{\circ}{j}v_{y,g} e_2(z)] + \mathbf{k} \times [\overset{\circ}{i}v_{x,g} f_1(z) + \overset{\circ}{j}v_{y,g} f_2(z)] \quad (8)$$

($\overset{\circ}{\mathbf{v}}_{h,g}$ = geostrophischer Windvektor im Niveau $z = 0$, das der „Rauhigkeitshöhe“ entspreche) folgt (H. Griesseier [6]).

Die Höhenabhängigkeit der in den Gleichungen (7) und (8) auftretenden Funktionen a und b sowie e und f ist einerseits durch die Konvektivität und andererseits durch die Baroklinität der Atmosphäre bestimmt, die ihrerseits durch den konvektiven Turbulenzkoeffizienten κ^* bzw. durch die Struktur des geostrophischen Windfeldes charakterisiert werden.

Zur Konkretisierung dieser Funktionen werden im weiteren unter Benutzung der Abkürzungen

$$f/K = 2a^2 = c^2 \sin(2\vartheta) \quad (9)$$

und

$$(\kappa^*/2K)^2 = (Qc)^2 = c^2 \cos(2\vartheta), \quad (10)$$

in denen die Hilfsgrößen c und ϑ durch die Beziehungen

$$c^4 = (2a^2)^2 + (Qc)^4 \quad (11)$$

und

$$\operatorname{tg} \vartheta = \frac{2a^2}{c^2(1 + Q^2)} \quad (12)$$

definiert sind, zwei Typen von geostrophischen Windfeldern untersucht, in denen $\mathbf{v}_{h,g}$ mit der Höhe einmal linear entsprechend dem Gesetz

$$v_{x,g} = \overset{\circ}{v}_{x,g} (1 + m_x z) \quad (13a)$$

und

$$v_{y,g} = \overset{\circ}{v}_{y,g} (1 + m_y z) \quad (13b)$$

und zum anderenmal exponentiell nach dem Gesetz

$$v_{x,g} = \overset{\circ}{v}_{x,g} \frac{1 - p_1 e^{-q_1 z}}{1 - p_1} \quad (14a)$$

und

$$v_{y,g} = \overset{\circ}{v}_{y,g} \frac{1 - p_2 e^{-q_2 z}}{1 - p_2} \quad (14b)$$

variiert. Hierin sind m_x und m_y bzw. p_1 , q_1 und p_2 , q_2 die Maßzahlen für die Baroklinität der Atmosphäre bzw. der planetarischen Grenzschicht.

2. Gestalt der Lösung im Falle eines linearen geostrophischen Windprofils

Erfolgt die Änderung des geostrophischen Windes mit der Höhe z gemäß Gl. (13), so ergeben sich für die Funktionen $a(z)$ und $b(z)$ bzw. $e(z)$ und $f(z)$ die Darstellungen

$$a_1(z) = \{A_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta)cz} [B_1 \cos(zc \sin \vartheta) - C_1 \sin(zc \sin \vartheta)]\} \quad (15a)$$

und

$$b_1(z) = - \{D_1 - e^{-(Q + \cos \vartheta)cz} [B_1 \sin(zc \sin \vartheta) + C_1 \cos(zc \sin \vartheta)]\} \quad (16a)$$

mit

$$A_1(z) = (1 + m_x z), \quad B_1 = 1$$

$$C_1 = m_x \frac{z}{f}, \quad D_1 = m_x \frac{z}{f}$$

sowie

$$a_2(z) = \{A_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_2 \cos (zc \sin \vartheta) - C_2 \sin (zc \sin \vartheta)]\} \quad (17a)$$

und

$$b_2(z) = - \{D_2 - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_2 \sin (zc \sin \vartheta) + C_2 \cos (zc \sin \vartheta)]\} \quad (18a)$$

mit

$$A_2(z) = (1 + m_y z), \quad B_2 = 1$$

$$C_2 = m_y \frac{z}{f}, \quad D_2 = m_y \frac{z}{f}$$

bzw.

$$e_1(z) = \varrho Kc \{E_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [F_1 \cos (zc \sin \vartheta) - G_1 \sin (zc \sin \vartheta)]\} \quad (19a)$$

und

$$f_1(z) = - \varrho Kc \{H_1 - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [F_1 \sin (zc \sin \vartheta) + G_1 \cos (zc \sin \vartheta)]\} \quad (20a)$$

mit

$$E_1(z) = [2Q(1 + m_x z) + m_x/c],$$

$$F_1 = [(Q - \cos \vartheta) - m_x \frac{z}{f} \sin \vartheta],$$

$$G_1 = [m_x \frac{z}{f} (Q - \cos \vartheta) + \sin \vartheta],$$

$$H_1 = 2Q m_x \frac{z}{f}$$

sowie

$$e_2(z) = \varrho Kc \{E_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [F_2 \cos (zc \sin \vartheta) - G_2 \sin (zc \sin \vartheta)]\} \quad (21a)$$

und

$$f_2(z) = - \varrho Kc \{H_2 - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [F_2 \sin (zc \sin \vartheta) + G_2 \cos (zc \sin \vartheta)]\} \quad (22a)$$

mit

$$E_2(z) = [2Q(1 + m_y z) + m_y/c],$$

$$F_2 = [(Q - \cos \vartheta) - m_y \frac{z}{f} \sin \vartheta],$$

$$G_2 = [m_y \frac{z}{f} (Q - \cos \vartheta) + \sin \vartheta],$$

$$H_2 = 2Q m_y \frac{z}{f}$$

die sich für $z = 0$ (Erdoberfläche) auf

$$a_1(0) = b_1(0) = a_2(0) = b_2(0) = 0 \quad (23a)$$

bzw.

$$e_1(0) = \rho K c \left[(Q + \cos \vartheta) \left(1 + \frac{m_x}{c \cos \vartheta} \right) \right] \quad (24a)$$

und

$$f_1(0) = \rho K c \left[\sin \vartheta - m_x \frac{z}{f} (Q + \cos \vartheta) \right] \quad (25a)$$

sowie

$$e_2(0) = \rho K c \left[(Q + \cos \vartheta) \left(1 + \frac{m_y}{c \cos \vartheta} \right) \right] \quad (26a)$$

und

$$f_2(0) = \rho K c \left[\sin \vartheta - m_y \frac{z}{f} (Q + \cos \vartheta) \right] \quad (27a)$$

reduzieren.

3. Gestalt der Lösung im Falle eines exponentiellen geostrophischen Windprofils

Ändert sich der geostrophische Wind mit der Höhe z gemäß Gl. (14), so resultieren für die Funktionen $a(z)$ und $b(z)$ sowie $e(z)$ und $f(z)$ die Ausdrücke

$$x_1(z) = \frac{1}{1-p_1} \left\{ A_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_1 \cos(zc \sin \vartheta) - C_1 \sin(zc \sin \vartheta)] \right\} \quad (15b)$$

und

$$b_1(z) = - \frac{1}{1-p_1} \left\{ D_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_1 \sin(zc \sin \vartheta) + C_1 \cos(zc \sin \vartheta)] \right\} \quad (16b)$$

mit

$$A_1(z) = \left(1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 e^{-q_1 z} \right), \quad B_1 = \left(1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 \right), \quad C_1 = \frac{2a^2}{Z_1} p_1 q_1 (2Qc - q_1)$$

$$D_1(z) = \frac{2a^2}{Z_1} p_1 q_1 (2Qc - q_1) e^{-q_1 z}, \quad Z_1 = [(2Qc - q_1) q_1]^2 + (2a^2)^2$$

sowie

$$x_2(z) = \frac{1}{1-p_2} \left\{ A_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_2 \cos(zc \sin \vartheta) - C_2 \sin(zc \sin \vartheta)] \right\} \quad (17b)$$

und

$$b_2(z) = - \frac{1}{1-p_2} \left\{ D_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} [B_2 \sin(zc \sin \vartheta) + C_2 \cos(zc \sin \vartheta)] \right\} \quad (18b)$$

mit

$$A_2(z) = \left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 e^{-q_2 z} \right), \quad B_2 = \left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 \right), \quad C_2 = \frac{2a^2}{Z_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2),$$

$$D_2(z) = \frac{2a^2}{Z_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2) e^{-q_2 z}, \quad Z_2 = [(2Qc - q_2) q_2]^2 + (2a^2)^2$$

bzw.

$$e_1(z) = \frac{\rho Kc}{1 - p_1} \left\{ E_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} \left[F_1 \cos (zc \sin \vartheta) - G_1 \sin (zc \sin \vartheta) \right] \right\} \quad (19b)$$

und

$$f_1(z) = -\frac{\rho Kc}{1 - p_1} \left\{ H_1(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} \left[F_1 \sin (zc \sin \vartheta) + G_1 \sin (zc \cos \vartheta) \right] \right\} \quad (20b)$$

mit

$$E_1(z) = \left[2Q - \frac{4a^4}{cZ_1} p_1 (2Qc - q_1) e^{-q_1 z} \right]$$

$$F_1 = \left[1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 \right] (Q - \cos \vartheta) - \frac{2a^2}{Z_1} p_1 q_1 (2Qc - q_1) \sin \vartheta$$

$$G_1 = \left[\frac{2a^2}{Z_1} p_1 q_1 (2Q - q_1) (Q - \cos \vartheta) + \left(1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 \right) \sin \vartheta \right]$$

$$H_1(z) = \frac{2a^2}{cZ_1} p_1 q_1 (2Qc - q_1)^2 e^{-q_1 z}$$

sowie

$$e_2(z) = \frac{\rho Kc}{1 - p_2} \left\{ E_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} \left[F_2 \cos (zc \sin \vartheta) - G_2 \sin (zc \sin \vartheta) \right] \right\} \quad (21b)$$

und

$$f_2(z) = -\frac{\rho Kc}{1 - p_2} \left\{ H_2(z) - e^{-(Q + \cos \vartheta) cz} \left[F_2 \sin (zc \sin \vartheta) + G_2 \cos (zc \sin \vartheta) \right] \right\} \quad (22b)$$

mit

$$E_2(z) = \left[2Q - \frac{4a^4}{cZ_2} p_2 (2Qc - q_2) e^{-q_2 z} \right]$$

$$F_2 = \left[\left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 \right) (Q - \cos \vartheta) - \frac{2a^2}{Z_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2) \sin \vartheta \right]$$

$$G_2 = \left[\frac{2a^2}{Z_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2) (Q - \cos \vartheta) + \left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 \right) \sin \vartheta \right]$$

$$H_2(z) = \frac{2a^2}{cZ_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2)^2 e^{-q_2 z},$$

die für $z = 0$ (Erdoberfläche) in

$$a_1(0) = b_1(0) = a_2(0) = b_2(0) = 0 \quad (23b)$$

bzw.

$$e_1(0) = \frac{\rho Kc}{1 - p_1} \left\{ \left(1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 \right) (Q + \cos \vartheta) + \frac{2a^2}{cZ_1} p_1 q_1 \left[2a^2 + (2Qc - q_1) c \sin \vartheta \right] \right\} \quad (24b)$$

und

$$f_1(0) = \frac{\rho K c}{1 - p_1} \left\{ \left(1 - \frac{4a^4}{Z_1} p_1 \right) \sin \vartheta + \frac{2a^2}{c Z_1} p_1 q_1 (2Qc - q_1) \left[q_1 - (Q + \cos \vartheta) c \right] \right\} \quad (25b)$$

sowie

$$e_2(0) = \frac{\rho K c}{1 - p_2} \left\{ \left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 \right) (Q + \cos \vartheta) + \frac{2a^2}{c Z_2} p_2 q_5 \left[2a^2 + (2Qc - q_2) c \sin \vartheta \right] \right\} \quad (26b)$$

und

$$f_2(0) = \frac{\rho K c}{1 - p_2} \left\{ \left(1 - \frac{4a^4}{Z_2} p_2 \right) \sin \vartheta + \frac{2a^2}{c Z_2} p_2 q_2 (2Qc - q_2) \left[q_2 - (Q + \cos \vartheta) c \right] \right\} \quad (27b)$$

übergehen.

4. Charakteristische Parameter

Aus den Lösungen für $\mathbf{v}_h(z)$ bzw. $\tau(z)$, die zum Ausdruck bringen, daß der (mittlere) Wind in der planetarischen Grenzschicht (auf der Nordhalbkugel) unter Zunahme der Geschwindigkeit mit der Höhe nach rechts dreht und daß die Verbindung der Endpunkte der mit wachsender Höhe aufeinanderfolgenden Geschwindigkeitsvektoren eine logarithmische Spirale (*Ekman-Spirale*) ergibt, lassen sich gewisse Kennzahlen ableiten, die für die Dynamik der (stationären) planetarischen Grenzschicht charakteristisch sind und die im Zusammenhang mit der mathematisch-physikalischen Behandlung großräumiger atmosphärischer Bewegungsvorgänge Interesse besitzen.

So gelten z. B. für die Beträge von $\mathbf{v}_h(z)$ und $\tau(z)$ die Darstellungen

$$v_h(z) = \sqrt{v_x(z)v_x(z) + v_y(z)v_y(z)} \quad (28)$$

bzw.

$$\tau(z) = \sqrt{\tau_x(z)\tau_x(z) + \tau_y(z)\tau_y(z)}, \quad (29)$$

die sich für $z = 0$ (Erdoberfläche) auf

$$v_h(0) = 0 \quad (30)$$

(Erfüllung der Randbedingung (3) gemäß den Gleichungen (23a) bzw. (23b)) und

$$\tau(0) = \sqrt{\tau_x(0)\tau_x(0) + \tau_y(0)\tau_y(0)} \quad (31)$$

reduzieren. Die Komponenten von $\mathbf{v}_h(z)$ bzw. $\tau(z)$ sind dabei mit Rücksicht auf die Gleichungen (7) und (8) durch die Ausdrücke

$$\overset{\circ}{v}_x(z) = v_{x,g} a_1(z) - \overset{\circ}{v}_{y,g} b_2(z) \quad (32a)$$

und

$$\overset{\circ}{v}_y(z) = v_{y,g} a_2(z) + \overset{\circ}{v}_{x,g} b_1(z) \quad (33a)$$

bzw.

$$\overset{\circ}{\tau}_x(z) = v_{x,g} e_1(z) - \overset{\circ}{v}_{y,g} f_2(z) \quad (34a)$$

und

$$\overset{\circ}{\tau}_y(z) = v_{y,g} e_2(z) + \overset{\circ}{v}_{x,g} f_1(z) \quad (35a)$$

bestimmt, die wegen der aus der *Abb. 1.* ablesbaren geometrischen Relationen

$$v_{x,g}(z) = v_{h,g}(z) \cos [\beta(z)] \quad (36)$$

und

$$v_{y,g}(z) = v_{h,g}(z) \sin [\beta(z)] \quad (37)$$

($\beta =$ Winkel zwischen $\mathbf{v}_{h,g}$ und $+x$ -Achse) auch in der Gestalt

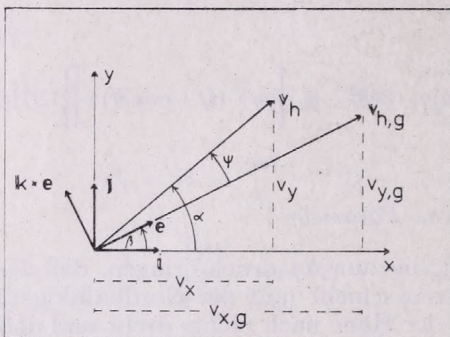


Abb. 1 Zur Herleitung einiger geometrischer Beziehungen zwischen dem meteorologisch und dem geostrophisch orientierten Koordinatensystem

und

$$v_x(z) = [a_1(z) \cos(\beta_0) - b_2(z) \sin(\beta_0)] v_{h,g}^0 \quad (32b)$$

bzw.

$$v_y(z) = [a_2(z) \sin(\beta_0) + b_1(z) \cos(\beta_0)] v_{h,g}^0 \quad (33b)$$

und

$$\tau_x(z) = [e_1(z) \cos(\beta_0) - f_2(z) \sin(\beta_0)] v_{h,g}^0 \quad (34b)$$

geschrieben werden können.

$$\tau_y(z) = [e_2(z) \sin(\beta_0) + f_1(z) \cos(\beta_0)] v_{h,g}^0 \quad (35b)$$

Der Winkel $\psi(z)$, den die Richtungen von $\mathbf{v}_h(z)$ und $\mathbf{v}_{h,g}(z)$ miteinander einschließen, kann, wie gleichfalls der *Abb. 1* zu entnehmen ist, aus der Beziehung

$$\operatorname{tg} \psi = \operatorname{tg}(\alpha - \beta) = \frac{\operatorname{tg} \alpha - \operatorname{tg} \beta}{1 + \operatorname{tg} \alpha \operatorname{tg} \beta} \quad (38a)$$

($\alpha =$ Winkel zwischen \mathbf{v}_h und $+x$ -Achse) ermittelt werden, die mit

$$\operatorname{tg} \alpha = v_y/v_x \quad (39)$$

und

$$\operatorname{tg} \beta = v_{y,g}/v_{x,g} \quad (40)$$

für $\psi(z)$ den Ausdruck

$$\operatorname{tg} \psi = \frac{v_{x,g} v_y - v_{y,g} v_x}{v_{x,g} v_x + v_{y,g} v_y} = \frac{\mathbf{k} \cdot \mathbf{v}_{h,g} \times \mathbf{v}_h}{\mathbf{v}_{h,g} \cdot \mathbf{v}_h} \quad (38b)$$

liefert. Der Bodenablenkungswinkel ψ_0 folgt hieraus durch den Grenzübergang

$$\operatorname{tg} \psi_0 = \lim_{z \rightarrow 0} \{ \operatorname{tg} \psi(z) \},$$

der für ψ_0 die Beziehung

$$\operatorname{tg} \psi_0 = \frac{(Z_1 + Z_2) - Z_3}{(N_1 + N_2) + N_3} \quad (41)$$

ergibt, worin zur Abkürzung

$$Z_1 = \cos(\beta_0) \cos(\beta_0) f_1(0) \quad (41a)$$

$$Z_2 = \sin(\beta_0) \sin(\beta_0) f_2(0) \quad (41b)$$

$$Z_3 = \sin(\beta_0) \cos(\beta_0) [e_1(0) - e_2(0)] \quad (41c)$$

$$N_1 = \cos(\beta_0) \cos(\beta_0) e_1(0) \quad (41d)$$

$$N_2 = \sin(\beta_0) \sin(\beta_0) e_2(0) \quad (41e)$$

$$N_3 = \sin(\beta_0) \cos(\beta_0) [f_1(0) - f_2(0)] \quad (41f)$$

gesetzt wurde.

Die Höhe H schließlich, in der die Richtungen von \mathbf{v}_h und $\mathbf{v}_{h,g}$ erstmalig übereinstimmen, ist mittels der aus der Bedingung $\operatorname{tg} \psi(H) = 0$ resultierenden transzendenten Gleichung

$$v_{x,g}(H)v_y(H) - v_{y,g}(H)v_x(H) = 0 \quad (42)$$

zu bestimmen.

Neben den bisher genannten charakteristischen Maßzahlen der planetarischen Grenzschicht verdienen noch die im Innern bzw. an der Obergrenze dieser Schicht zu beobachtenden horizontalen und vertikalen Massenflüsse besonders erwähnt zu werden.

Der mit Rücksicht auf Gl. (1) durch die Beziehung

$$\mathbf{m}(z) = \rho \mathbf{v}_h(z) = \rho \mathbf{v}_{h,g}(z) - \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} \quad (43)$$

darstellbare horizontale Massenfluß in einem Niveau $z = \text{const}$ geht infolge der reibungsbedingten Abweichung des wahren Windes vom geostrophischen Wind schräg zu den Isobaren vor sich. Er kann deshalb in zwei Komponenten parallel m_i und senkrecht m_{ai} zu den Isobaren aufgespalten werden, die sich durch skalare Multiplikation der Gleichung (43) mit den Einheitsvektoren in der Tangenten- und Normalenrichtung des geostrophischen Windes

$$\mathbf{e}(z) = + \mathbf{i} \cos \beta + \mathbf{j} \sin \beta = \mathbf{t}_{h,g}(z) \quad (44)$$

und

$$\mathbf{k} \times \mathbf{e}(z) = - \mathbf{i} \sin \beta + \mathbf{j} \cos \beta = \mathbf{n}_{h,g}(z) \quad (45)$$

(siehe hierzu Abb. 1) zu

$$m_i(z) = \rho v_{h,g}(z) - \frac{1}{f} \mathbf{t}_{h,g} \cdot \mathbf{k} \times \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} \quad (46)$$

bzw.

$$m_{ai}(z) = - \frac{1}{f} \mathbf{n}_{h,g} \cdot \mathbf{k} \times \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} \quad (47)$$

berechnen. Die entsprechenden Komponenten des totalen horizontalen Massenflusses durch eine vertikale Fläche der Höhe H und der Breite 1 sind dann durch die Gleichungen

$$M_i(H) = M_g(H) + \frac{1}{f} \int_0^H \mathbf{n}_{h,g}(z) \cdot \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} dz \quad (48)$$

und

$$M_{ai}(H) = - \frac{1}{f} \int_0^H \mathbf{t}_{h,g}(z) \cdot \frac{\partial \tau(z)}{\partial z} dz \quad (49)$$

gegeben, wobei

$$M_g(H) = \int_0^H \rho v_{h,g}(z) dz \quad (50)$$

den totalen geostrophischen Massenfluß durch die betrachtete Fläche bedeutet.

Der durch die Gleichung (49) bestimmte anisobare Massenfluß ruft bei gekrümmten Isobaren Vergenzen hervor, die aus Gründen der Kontinuität mit vertikalen Massentransporten verknüpft sind, zu deren Berechnung neben der Kontinuitätsgleichung (2) die aus der Bewegungsgleichung (1) zu gewinnende Beziehung

$$-\nabla_h \cdot (\rho \mathbf{v}_h) = - \frac{1}{f} \mathbf{k} \cdot \nabla_h \times \frac{\partial \tau}{\partial z} \quad (51)$$

zur Verfügung steht.

Gleichsetzen der rechten Seiten von (2) und (51) und Integration der resultierenden Gleichung zwischen den Grenzen $z = 0$ und $z = H$ unter Beachtung der kinematischen Grenzflächenbedingung $v_z(0) = 0$ liefert für den (bei schwachen Isobarenkrümmungen) an der Obergrenze der planetarischen Grenzschicht zu erwartenden vertikalen Massenfluß den Ausdruck

$$v_z(H) = \frac{1}{f\rho} \mathbf{k} \cdot \nabla_h \times [\tau(0) - \tau(H)], \quad (52a)$$

der nach Einarbeitung der für den Schubspannungsvektor gefundenen Beziehung (8) in

$$v_z(H) = \frac{1}{f\rho} \left\{ \left[e_2(0) - e_2(H) \right] \mathbf{k} \cdot \nabla_h \times \mathbf{j} \dot{v}_{y,g} + \left[e_1(0) - e_1(H) \right] \mathbf{k} \cdot \nabla_h \times \mathbf{i} \dot{v}_{x,g} \right\} + \frac{1}{f\rho} \left\{ \left[f_2(0) - f_2(H) \right] \nabla_h \cdot \mathbf{j} \dot{v}_{y,g} + \left[f_1(0) - f_1(H) \right] \nabla_h \cdot \mathbf{i} \dot{v}_{x,g} \right\} \quad (52b)$$

und nach Einführung der geostrophischen Relation

$$f \mathbf{k} \times \rho \dot{\mathbf{v}}_{h,g} = - \nabla_h p_0 \quad (53)$$

(p_0 = Luftdruck im Niveau $z = 0$) in

$$v_z(H) = \frac{1}{(f\rho)^2} \left\{ \left[e_2(0) - e_2(H) \right] \frac{\partial^2 p_0}{\partial x^2} + \left[e_1(0) - e_1(H) \right] \frac{\partial^2 p_0}{\partial y^2} \right\} + \frac{1}{(f\rho)^2} \left\{ \left[f_2(0) - f_2(H) \right] - \left[f_1(0) - f_1(H) \right] \right\} \frac{\partial^2 p_0}{\partial x \partial y} \quad (52c)$$

übergeht.

Von den verschiedenen charakteristischen Kenngrößen, die in diesem Abschnitt behandelt wurden, dürfte die zuletzt genannte die bedeutsamste sein,

da sie als untere Randbedingung den Einfluß der Bodenreibung in den numerischen Modellen der großräumigen atmosphärischen Bewegungen und Prozesse zu berücksichtigen gestattet.

5. Spezialfälle

Eine merkliche Vereinfachung erfahren die Gleichungen für $\mathbf{v}_h(z)$ und $\tau(z)$ sowie für die aus ihnen abgeleiteten Kenngrößen, wenn der geostrophische Wind mit der Höhe nur den Betrag, nicht aber auch die Richtung ändert. In einem solchen Falle gehen die Ansätze (13) und (14) für den geostrophischen Windvektor $\mathbf{v}_{h,g}(z)$ wegen $m_x = m_y = m$ bzw. wegen $p_1 = p_2 = p$ und $q_1 = q_2 = q$ in

$$\mathbf{v}_{h,g}(z) = \dot{\mathbf{v}}_{h,g} (1 + m z) \quad (54)$$

und

$$\mathbf{v}_{h,g}(z) = \dot{\mathbf{v}}_{h,g} \frac{1 - pe^{-qz}}{1 - p} \quad (55)$$

über, während sich die Gleichungen (7) und (8) wegen $a_1(z) = a_2(z) = a(z)$ und $b_1(z) = b_2(z) = b(z)$ bzw. $e_1(z) = e_2(z) = e(z)$ und $f_1(z) = f_2(z) = f(z)$ auf

$$\mathbf{v}_h(z) = a(z) \dot{\mathbf{v}}_{h,g} + b(z) \mathbf{k} \times \dot{\mathbf{v}}_{h,g} \quad (56)$$

und

$$\tau(z) = e(z) \dot{\mathbf{v}}_{h,g} + f(z) \mathbf{k} \times \dot{\mathbf{v}}_{h,g} \quad (57)$$

reduzieren (*H. Griesseier* [4, 5]). Für die abgeleiteten Größen gilt

$$v_h(z) = \dot{v}_{h,g} \sqrt{a(z)a(z) + b(z)b(z)} \quad (58)$$

und

$$\tau(z) = \dot{v}_{h,g} \sqrt{e(z)e(z) + f(z)f(z)} \quad (59)$$

mit

$$v_h(0) = 0 \quad (60)$$

und

$$\tau(0) = \dot{v}_{h,g} \sqrt{e(0)e(0) + f(0)f(0)} \quad (61)$$

sowie

$$\operatorname{tg} \psi = b(z)/a(z) \quad (62)$$

mit

$$\operatorname{tg} \psi_0 = f(0)/e(0). \quad (63)$$

Ferner

$$b(H) = 0 \quad (64)$$

sowie

$$M_{i(H)} = M_g(H) - \frac{1}{f} [\tau(0) - \tau(H)] \cdot \mathbf{n}_{h,g} \quad (65a)$$

oder

$$M_{i(H)} = M_g(H) - \frac{1}{f} [f(0) - f(H)] \dot{v}_{h,g} \quad (65b)$$

bzw.

$$M_{ai(H)} = \frac{1}{f} [\tau(0) - \tau(H)] \cdot \mathbf{t}_{h,g} \quad (66a)$$

oder
$$M_{ai}(H) = + \frac{1}{f} [e(0) - e(H)] \overset{\circ}{v}_{h,g} \quad (66b)$$

und schließlich
$$v_z(H) = \frac{e(0) - e(H)}{f \rho} \mathbf{k} \cdot \nabla_h \times \overset{\circ}{v}_{h,g} \quad (67a)$$

oder
$$v_z(H) = \frac{e(0) - e(H)}{(f \rho)^2} \nabla_h^2 p_0 \quad (67b)$$

Weitere interessante Spezialfälle ergeben sich durch besondere Annahmen über den Grad der Baroklinität sowie über die Intensität der (dynamischen) Konvektivität der Atmosphäre. So gehen z. B. für $\kappa^* = 0$ aus (7) und (8) bzw.

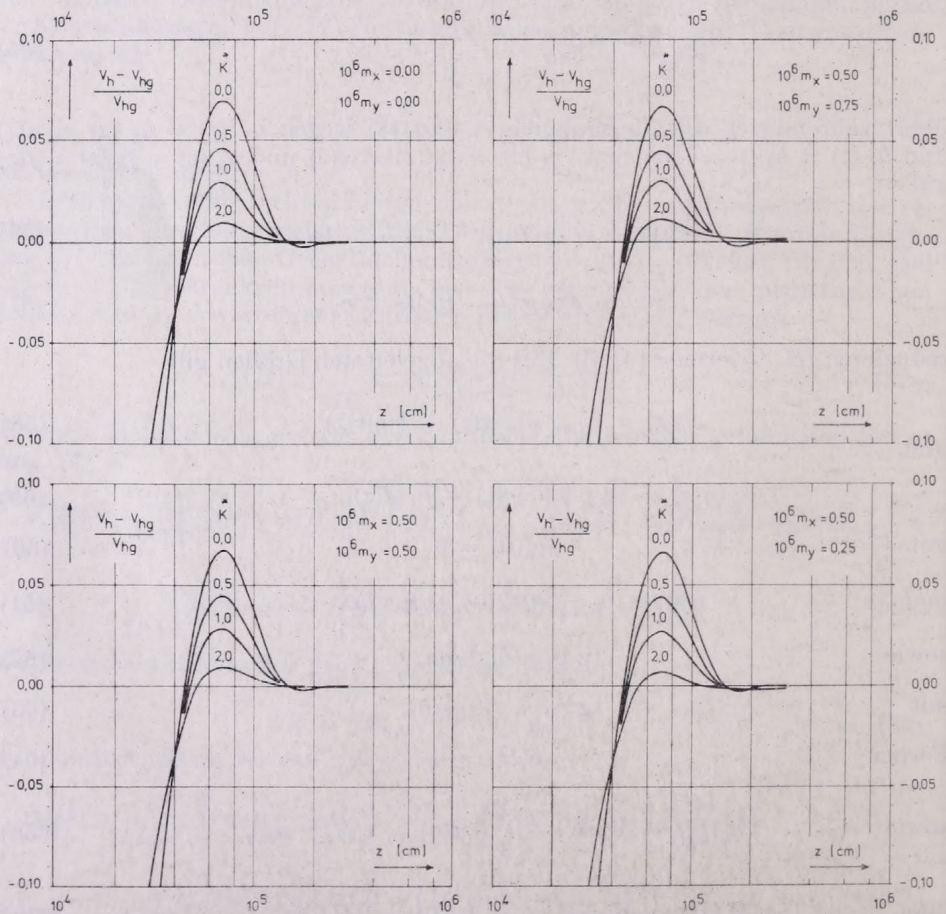


Abb. 2 Relative Windänderung mit der Höhe z in der planetarischen Grenzschicht in Abhängigkeit von den Baroklinitätsparametern m_x und m_y sowie vom Konvektionsparameter κ^* für $\varphi = 45^\circ$ und $K = 5.10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$

(56) und (57) Gleichungen hervor, die das Bewegungsfeld in einer konvektionsfreien baroklinen planetarischen Grenzschicht beschreiben (H. Fortak [2], H. Griesseier [4]). Für $m_x = m_y = 0$ bzw. $p_1 = p_2 = 0$ ergeben sich dagegen

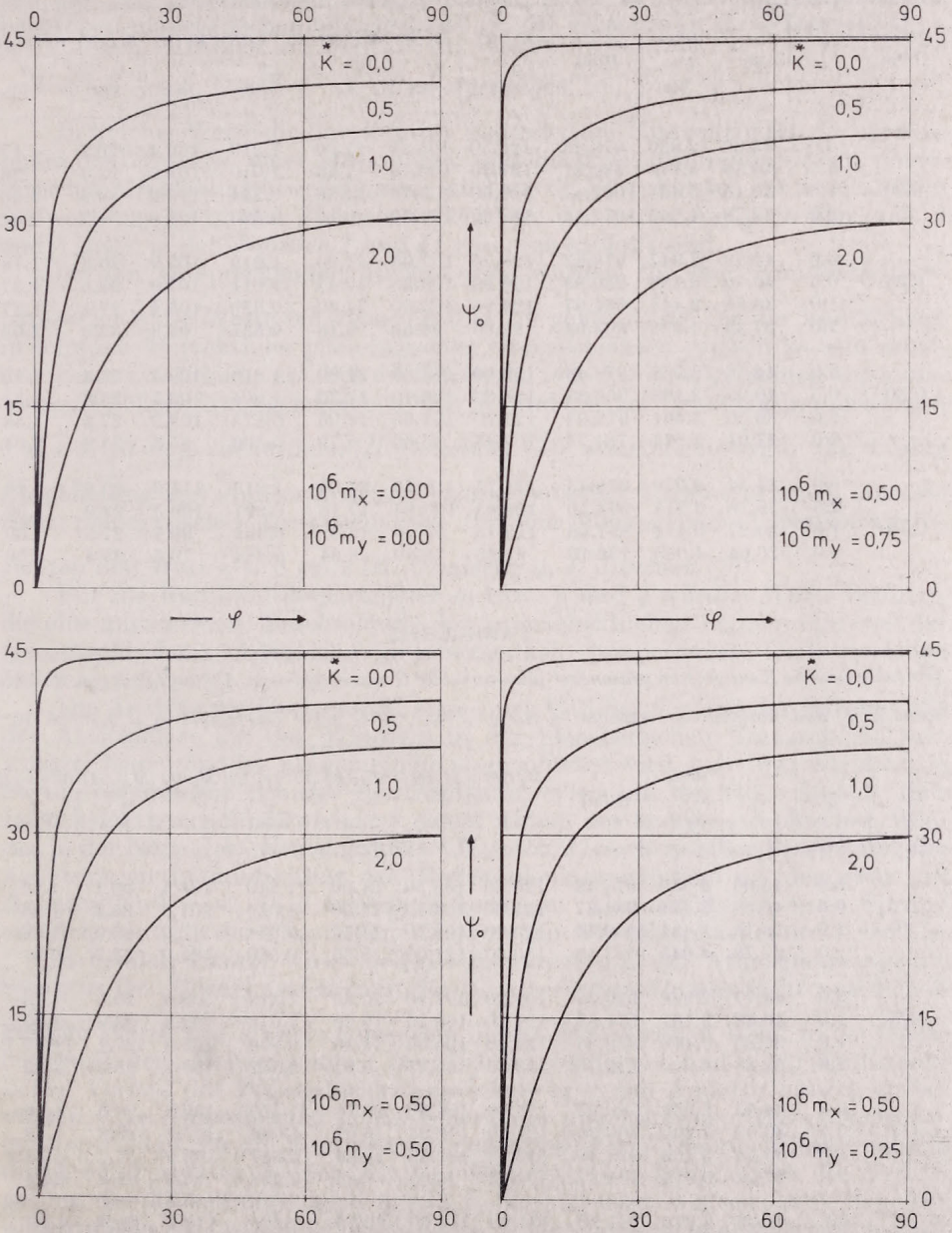


Abb. 3 Abhängigkeit des Bodenablenkungswinkels ψ_0 von φ , m_x , m_y und κ für $K = 5.10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$

TABELLE I

Charakteristische Kenngrößen stationärer planetarischer Grenzschichten in Abhängigkeit von Baroklinität m und konvektiver Aktivität κ^* für $\varphi = 45^\circ$ und $K = 5 \cdot 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$

$10^4 m$	κ^*	ψ_0	$10^2 \tau_0$	$H [m]$	$M_g (H)$	$M_1 (H)$	$M_{A1} (H)$	$10^{-11} v_z (H)$	$\bar{M}_1 (H)$	$\bar{M}_{A1} (H)$	$10^{-11} \bar{v}_z (H)$
			$\frac{0}{v_{h,g}}$		$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{\sqrt{v_{hp_0}^2}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{\sqrt{v_{hp_0}^2}}$	
0.00	0.0	45.00	2.936	978.43	126.50	105.50	21.00	1.219	106.4	20.1	1.17
	0.5	40.55	3.174	984.37	127.30	106.75	17.56	1.019	107.2	23.4	1.36
	1.0	36.15	3.434	1002.44	129.60	109.70	14.56	0.844	110.0	26.9	1.56
	2.0	27.78	4.045	1077.45	139.30	121.00	9.66	0.560	121.0	34.7	2.01
0.25	0.0	44.78	2.947	978.43	128.05	107.05	21.00	1.219	107.9	20.3	1.18
	0.5	40.29	3.186	969.83	126.90	106.35	17.43	1.011	107.0	23.6	1.37
	1.0	35.85	3.448	954.97	124.95	105.00	14.30	0.829	105.4	27.1	1.57
	2.0	27.39	4.060	863.94	112.90	94.50	9.16	0.531	94.8	35.0	2.03
0.50	0.0	44.56	2.958	978.43	129.60	108.60	21.00	1.219	109.4	20.4	1.19
	0.5	40.03	3.198	956.63	126.65	106.10	17.30	1.004	106.7	23.8	1.38
	1.0	35.56	3.461	919.95	121.70	101.65	14.05	0.815	102.2	27.3	1.58
	2.0	27.01	4.074	784.75	103.45	85.00	8.73	0.506	85.5	35.2	2.04
0.75	0.0	44.34	2.970	978.43	131.15	110.15	21.00	1.219	111.0	20.6	1.20
	0.5	39.78	3.211	944.50	126.45	105.85	17.18	0.997	106.5	23.9	1.39
	1.0	35.27	3.474	891.66	119.15	99.10	13.82	0.801	99.7	27.5	1.60
	2.0	26.64	4.088	732.10	97.25	78.80	8.34	0.484	79.5	35.4	2.06

TABELLE II

Charakteristische Kenngrößen stationärer planetarischer Grenzschichten in Abhängigkeit von Baroklinität p , q und konvektiver Aktivität κ^* für $\varphi = 45^\circ$, $K = 5 \cdot 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$ und $q = 0,10536 \cdot 10^{-5}$

p	κ^*	ψ_0	$10^2 \tau_0$	$H [m]$	$M_g (H)$	$M_1 (H)$	$M_{A1} (H)$	$10^{-11} v_z (H)$	$\bar{M}_1 (H)$	$\bar{M}_{A1} (H)$	$10^{-11} \bar{v}_z (H)$
			$\frac{0}{v_{h,g}}$		$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{\sqrt{v_{hp_0}^2}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{v_{h,g}}$	$\frac{0}{\sqrt{v_{hp_0}^2}}$	
0	0.0	45.00	2.936	978.43	126.50	105.50	21.00	1.219	106.4	20.1	1.17
	0.5	40.55	3.174	984.37	127.30	106.75	17.56	1.019	107.2	23.4	1.36
	1.0	36.15	3.434	1002.44	129.60	109.70	14.56	0.844	110.0	26.9	1.56
	2.0	27.78	4.045	1077.45	139.30	121.00	9.66	0.560	121.0	34.7	2.01
1/5	0.0	44.77	2.948	979.35	128.20	107.20	20.86	1.219	108.0	20.3	1.18
	0.5	40.28	3.187	971.88	127.20	106.70	17.26	1.012	107.2	23.6	1.37
	1.0	35.85	3.448	958.85	125.50	105.55	14.10	0.830	105.9	27.1	1.57
	2.0	27.38	4.060	870.78	113.85	95.45	8.92	0.532	95.8	35.0	2.03
1/3	0.0	44.55	2.960	980.27	129.90	108.90	20.70	1.220	109.8	20.5	1.19
	0.5	40.02	3.200	960.36	127.20	106.65	16.96	1.006	107.2	23.8	1.38
	1.0	35.55	3.462	925.86	122.55	102.55	13.66	0.817	103.0	27.3	1.58
	2.0	27.00	3.076	791.87	104.45	86.05	8.24	0.508	86.5	35.2	2.04
3/7	0.0	44.33	2.972	981.20	131.60	110.60	20.56	1.221	111.5	20.6	1.20
	0.5	39.76	3.213	949.65	127.25	106.65	16.66	0.999	107.3	24.0	1.39
	1.0	35.25	3.476	898.84	120.20	100.20	13.22	0.804	100.8	27.5	1.60
	2.0	26.61	4.092	739.16	98.30	79.85	7.60	0.486	80.5	35.5	2.06

Gleichungen, die für das Windfeld in einer konvektiven barotropen Grenzschicht charakteristisch sind (H. Griesseier [3, 4]). Und für $\kappa^* = 0$ sowie $m_x = m_y = 0$ bzw. $p_1 = p_2 = 0$ resultieren aus ihnen die klassischen Gleichungen für den geostrophisch-antitriptischen Wind in einer konvektionsfreien barotropen planetarischen Grenzschicht (V. W. Ekman [1], H. Griesseier [4]).

6. Folgerungen

In welcher Weise die Baroklinität und/oder die Konvektivität der Atmosphäre die Dynamik einer stationären und quasibeschleunigungsfreien planetarischen Grenzschicht beeinflussen, wird aus den Ergebnissen der numerischen Auswertung der obigen Formeln erkennbar, von denen einige in den Abb. 2 und 3 sowie in den Tabellen I und II zusammengefaßt sind.

In den entsprechenden Rechnungen wurden für den Konvektivitätsparameter κ^* die Werte 0,5 sowie 1,0 und 2,0 gewählt, die für die Verhältnisse in schwach konvektiven planetarischen Grenzschichten typisch zu sein scheinen. Einerseits erlaubt nämlich die Gleichung (42) den im allgemeinen angenommenen Größenordnungsbereichen von K und H den Größenordnungsbereich $0 \leq \kappa^* \leq 10$ cm/s zuzuordnen (H. Griesseier [3]), andererseits ergibt die direkte Abschätzung von κ^* unter Zugrundelegung typischer Parameter stark konvektiver planetarischer Grenzschichten für den konvektiven Turbulenzkoeffizienten den Wert $\kappa^* \approx 6$ cm/s (H. Griesseier u. I. Jacobsen [7]).

Für die Baroklinitätsparameter m bzw. p und q wurden Werte benutzt, die eine angemessene Beschreibung der unterschiedlichen Bedingungen bei der (geostrophischen) Advektion unterschiedlich temperierter Luft erwarten ließen.

Die Analyse der Rechenergebnisse zeigt, daß der Einfluß der Baroklinität der Atmosphäre auf das Windfeld in der planetarischen Grenzschicht weit weniger bedeutend ist, als gemeinhin angenommen wird, und zwar unabhängig davon, ob und wie sich der geostrophische Wind mit der Höhe ändert. Ihre Berücksichtigung führt weder zu einem Abbau des übergeostrophischen Windes in der Nähe der „Reibungshöhe“ H (Abb. 2) noch zu einer Beseitigung der äquatorialen Diskontinuität des Bodenablenkungswinkels ψ_0 , der zwar am Äquator Null wird, aber bereits in geringem Abstand davon einen Sprung erleidet, der dem der klassischen *Ekman*schen Theorie nahekommt (Abb. 3).

Erheblich stärker wirkt sich die Konvektivität der Atmosphäre auf die Struktur des Bewegungsfeldes in der planetarischen Grenzschicht aus. Schon

geringe Werte von κ^* reichen aus, den übergeostrophischen Wind in der Nachbarschaft der „Reibungshöhe“ merklich zu verringern und einen kontinuierlichen Verlauf des Bodenablenkungswinkels über den Äquator hinweg zu bewirken. Ihre Einbeziehung in die Theorie der planetarischen Grenzschicht behebt aber nicht nur die Hauptmängel der *Ekman*schen Theorie, sondern schafft durch die Vergrößerung der Windgeschwindigkeit v_h sowie durch die Verringerung der Ablenkungswinkel ψ und ψ_0 Verhältnisse, wie sie nach den Beobachtungen für instabile planetarische Grenzschichten charakteristisch sind.

Die mit zunehmender Baroklinität und sich verstärkender Konvektivität der Atmosphäre einhergehende Verringerung der Ablenkungswinkel hat eine Erniedrigung des Niveaus H zur Folge, in dem wahrer und geostrophischer

Wind erstmals in dieselbe Richtung weisen. Als Folge davon tritt eine Verkleinerung des totalen anisobaren Massenflusses $\tilde{M}_{ai}(H)$ ein, die aus Kontinuitätsgründen von einer Verringerung der Vertikalgeschwindigkeit $v_z(H)$ begleitet wird.

Die Tabellen I und II, denen dieser Sachverhalt zu entnehmen ist, enthalten außerdem noch Zahlenwerte für die Massenflüsse in der planetarischen Grenzschicht, die mit Hilfe der aus den Gleichungen (65), (66) und (52a) bzw. (67) unter der Annahme $\tau(H) \ll \tau(0)$ resultierenden Näherungsformeln

$$\tilde{M}_i(H) = M_g(H) - \frac{1}{f}(0) f \overset{\circ}{v}_{h,g} \quad (65c)$$

und

$$\tilde{M}_{ai}(H) = + \frac{1}{f} e(0) \overset{\circ}{v}_{h,g} \quad (66c)$$

bzw.

$$\tilde{v}_z(H) = + \frac{1}{(f_0)^2} e(0) \nabla_h^2 p_0 \quad (67c)$$

berechnet wurden. Diese Zahlenwerte zeigen eine gerade entgegengesetzte Abhängigkeit des anisobaren und vertikalen Massenflusses von der Baroklinität bzw. Konvektivität der Atmosphäre, was offensichtlich dadurch bedingt ist, daß der Schubspannungsvektor $\tau(z)$ in einer konvektiven Grenzschicht, in welcher sich die Reibungsbeschleunigung aus einem kleinräumig-mechanischen und einem schwachkonvektiven Anteil zusammensetzt, mit der Höhe z weit weniger schnell abnimmt als in einer konvektionsfreien Grenzschicht, in welcher die Reibungsbeschleunigung aus dem kleinräumig-mechanischen Anteil allein besteht, und was die gelegentlich geäußerte Vermutung (siehe z. B. H. Panofsky [9]) bestätigt, daß die Annahme, $\tau(H)$ könne gegenüber $\tau(0)$ als klein vernachlässigt werden, nur bedingt (z. B. im Falle einer konvektionsfreien Grenzschicht) verwendbar ist.

Bei der Beurteilung der auf $\overset{\circ}{v}_{h,g}$ bzw. $\nabla_h^2 p_0$ bezogenen Kenngrößen der Tabellen I und II ist zu beachten, daß $\text{magn} \{ \overset{\circ}{v}_{h,g} \} = 10^2 - 10^3$ und $\text{magn} \{ \nabla_h^2 p_0 \} = 10^{-12} - 10^{-11}$ ist, wenn die in die Rechnungen eingehenden Größen in cgs-Einheiten ausgedrückt werden.

LITERATUR

- [1] Ekman, V. W., On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astr. Fys.* Bd. 2 (1905) Nr. 11, 1—52.
- [2] Fortak, H., Über die barokline planetarische Grenzschicht. Institut f. Theoretische Meteorologie der FU, Berlin 1968.
- [3] Griesseier, H., Über die äquatoriale Unstetigkeit des Ablenkungswinkels im geostrophisch-antitriptischen Windfeld. *Acta Hydrophysica* Bd. 14 (1969/70) 95—106.
- [4] Griesseier, H., Stationäre Modelle barotroper und barokliner planetarischer Grenzschichten. *Meteor. Abh. Fr. Univ. Berlin* Bd. 109 (1971) H. 1, 1—67.
- [5] Griesseier, H., Über die Struktur des Windfeldes in konvektiven baroklinen planetarischen Grenzschichten. *Pageoph* Bd. 95 (1972) 226—241.
- [6] Griesseier, H., Über den Einfluß der Baroklinität der Atmosphäre auf die Struktur des Windfeldes in der stationären planetarischen Grenzschicht. *Gerl. Beitr. Geophys.* Bd. 81 (1972).
- [7] Griesseier, H., und I. Jacobsen. Versuch der Einbeziehung konvektiver Prozesse in die Theorie der EKMAN-Schicht. *Arch. Met. Geophys. Biokl.*, Ser. A, Bd. 19 (1970) 283—298.
- [8] Kolesnikova, V. N., and A. S. Monin, Spectra of meteorological field fluctuations. *Izv., Atm. Ocean Phys.* Ser., Bd. 1 (1965) 377—386.
- [9] Panofsky, H., Introduction to Dynamic Meteorology. University Press, Pennsylvania 1958, S. 198.

Die rechnerische Ermittlung von Immissionsfeldern als Bewertungsgrundlage für die Territorialplanung

A. LEHMANN, Meteorologischer Dienst der DDR, Hauptamt für Klimatologie, Potsdam

Immissziós mezők számszerű meghatározása területi tervezések céljára. A levegőtisztaság-védelmi program meteorológiai vonatkozásainak objektív figyelembevétele diffúziós modellek alapján valósulhat meg. A diffúziós modellek gazdasági megmondások eredményeit is tartalmaznia kell. A Német Demokratikus Köztársaság Meteorológiai Szolgálatára több olyan modell is kidolgozott, amelynek alapján gazdaságossági szempontokat is figyelembe vevő hatósági döntések hozhatók. A költség-haszon tényező értékelése a légszennyezőanyagok koncentrációjának túllépési valószínűsége alapján történt.

*

Определение по численности поля иммиссии с целью территориального проектирования. Метеорологические экспертизы по вопросам распространения загрязнений воздуха в атмосфере эффективны только тогда, когда они являются научно обоснованными, соответствующими потребностям и обязывающими. Целесообразными являются единицы директивы для всех экспертов относительно применения и интерпретации моделей расчёта распространения. Представляются варианты моделей, которые Метеорологическая Служба ГДР предлагает, как основу нахождения квалифицированных решений о мероприятиях для сохранения чистоты воздуха. Соблюдение отношения стоимость — польза делается возможным благодаря указанию вероятности концентраций иммиссии, которые следует ожидать.

*

Eine meteorologische Begutachtung zu Fragen der Ausbreitung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre ist nur dann effektiv, wenn sie gewissen Grundsätzen entspricht: Sie muß wissenschaftlich, bedarfsgerecht und verbindlich sein, d. h.

- die Aussagen müssen objektiv und reproduzierbar sein. Sie dürfen nicht vom Gutachter abhängen;
- die Aussagen müssen homogen sein, das bedeutet: Aussagen zu vergleichbaren Objekten müssen untereinander vergleichbar sein, und die Gültigkeit der Aussagen muß in der Regel für einen längeren Zeitraum gewährleistet sein — eine bei der Länge der Realisierungszeiten der Projekte insbesondere von Großbauvorhaben nicht unwesentliche Vorbedingung.

Zu realisieren sind diese Forderungen durch Verbindlichkeitserklärung einheitlicher Richtlinien und Regeln mit hohem wissenschaftlichen Niveau und durch eine eindeutig Regelung der Zuständigkeiten für die Begutachtung.

Um die Gutachten zeitlich und inhaltlich bedarfsadäquat abgeben zu können, ist Voraussetzung, daß die Begutachtungsgrundlagen (Richtlinien) so aufbereitet sind, daß eine Beantwortung der verschiedenen spezifischen Fragestellungen der Gutachtenanwender mit minimalem aktuellem Aufwand bei maximaler Informationsvermittlung möglich ist.

Die Anwendung der Kriterien in der Praxis bedingt, daß die Einarbeitung des jeweils neusten Wissensstandes in die Richtlinien und Regeln nur in Intervallen erfolgen kann.

Die meteorologische Begutachtung zu Fragen der Ausbreitung und Verdünnung von Luftverunreinigungen in der Atmosphäre durch den Meteorologischen Dienst der DDR befaßte sich bisher auf der Grundlage definiert ungünstiger Ausbreitungsbedingungen im wesentlichen mit der Empfehlung von

Schornsteinmindesthöhen und mit der Darstellung von Momentansituationen der Immissionsverteilung im Lee von Einzelquellen oder Quellensembles [1].

Mit der verstärkten Analyse der Systembeziehungen bei der Funktionsüberlagerung bestimmter Lebensbereiche und der gebotenen Mehrfachnutzung des Territoriums treten weitere und geänderte Fragestellungen für die Begutachtung auf, die nicht mehr mit den bisher gültigen Richtlinien beantwortet werden können.

Insbesondere mehren sich die Anforderungen, die zur qualifizierten Entscheidungsfindung über Maßnahmen zur Reinhaltung der Luft unter Beachtung der Kosten-Nutzen-Relationen Informationen darüber benötigen, mit welcher Häufigkeit bestimmte Immissionen in welchem Bereich der Umgebung vorgegebener Quellen zu erwarten sind [2]. Eine Antwort dazu ist nur durch Einbeziehung häufigkeitsstatistischer Aussagen über die Ausbreitungsbedingungen in die Ausbreitungsrechnung möglich.

Die mit Luftverunreinigungsmessungen zusammenhängenden Fragen können in diesem Zusammenhang nicht untersucht werden. Die durch Messungen zu erhaltenden Informationen sind auf jeden Fall nicht ausreichend, wenn aus einem Quellverband eine Einzelquelle zu bewerten ist oder wenn die Immissionsituation des Territoriums prognostisch eingeschätzt werden soll.

Der Meteorologische Dienst der DDR hat im Zuge der Anpassung der von ihm angewandten Rechenverfahren an die erweiterten Anforderungen der Praxis bei gleichzeitiger Neufestlegung von Bewertungsmaßstäben die Gelegenheit genutzt und insgesamt eine Überprüfung der bisher verwendeten mathematischen Modelle im Hinblick auf die Zweckmäßigkeit ihrer weiteren Nutzung unter den veränderten Aspekten vorgenommen. Daraus ergeben sich als Schlußfolgerungen:

- Die Ausbreitungsformel von *Bosanquet* und *Pearson*, die seit Beginn der Gutachtertätigkeit auf diesem Gebiet im Jahre 1958 angewandt wurde, enthält Diffusionsparameter p und q , über die statistische Informationen nur in sehr beschränktem Umfang vorliegen.
- Die geometrischen Relationen des Immissionsfeldes werden durch das Modell von *Bosanquet* und *Pearson* teilweise verzerrt wiedergegeben, was bei einer erhöhten Bedeutung der lokalen Determination der Immissionen unbefriedigend ist.

Bei der Entscheidung für ein anderes Grundmodell zur Ausbreitungsrechnung wurde dabei von folgenden Überlegungen ausgegangen: Das Modell soll eine möglichst umfassende Nutzung der in verschiedenen Ländern gewonnenen Ergebnisse aus Ausbreitungsexperimenten gestatten, es soll leicht handhabbar sein und im Interesse einer breiten Anwendbarkeit und Erweiterungsfähigkeit eine allgemeine Form haben, die mit möglichst wenig integralen Größen auskommt, so daß neue Erkenntnisse aus experimentellen Untersuchungen und meteorologische Daten stückweise impliziert werden können, ohne daß dabei das Modell gesprengt wird und seine Anwendbarkeit verliert.

Der Erweiterung der Gutachtengrundlagen im Hinblick auf die Verarbeitung häufigkeitsstatistischer Angaben über die Ausbreitungsbedingungen wird daher als Grundmodell eine zweidimensionale Gaußverteilung zugrunde gelegt, bei der die Windgeschwindigkeit in der Ausbreitungsschicht als Mittel über eine Potenzverteilung angesehen wird, die Streuparameter σ als Funktion der Quellentfernung. Sowohl die σ -Werte als auch der Vertikalgradient der Windgeschwindigkeit werden stabilitätsabhängig angenommen.

Zur Berechnung der Schornsteinüberhöhung wird eine Beziehung der allge-

meinen Form $\Delta h = CE u_h^{-B}$ verwendet, wo E eine Funktion der emissionsseitigen Parameter darstellt und C ein Korrekturglied zur Berücksichtigung des Einflusses der Stabilität der atmosphärischen Schichtung auf die Ausbildung der Effektivverhöhung. u_h ist die Windgeschwindigkeit in Schornsteinhöhe.

Der mathematische Ausdruck zur Berechnung der Immission unter konkreten Ausbreitungsbedingungen hat dann die nachstehende Form

$$\chi_{\text{iklmN}}(x_p, y_s) = \frac{10^6 Q_N (n_i + 1) z_o^{n_i}}{\pi u_k (AB)_i x'_p N^{(a+b)_i} \left[h_N + \frac{C_1 E_N z_o \beta^{n_i}}{u_k \beta h_N \beta^{n_i}} \right]^{n_i}} \exp \left\{ - \frac{\left[h_N + \frac{C_1 E_N z_o \beta^{n_i}}{u_k \beta h_N \beta^{n_i}} \right]^2}{2 B_1^2 x'_{pN} z_{b1}} - \frac{\left[Y'_{sN} \right]^2}{2 A_1^2 x'_{pN} z_{a1}} \right\}$$

mit

$$x_{pN} = (x_{oN} - x_p) \sin(\varphi_i + m\Delta\gamma) + (Y_{oN} - Y_s) \cos(\varphi_i + m\Delta\gamma)$$

$$Y_{sN} = (Y_{oN} - Y_s) \sin(\varphi_i + m\Delta\gamma) - (x_{oN} - x_p) \cos(\varphi_i + m\Delta\gamma)$$

es bedeuten:

- x_p, y_s — Rasterpunkt im ortsfesten Koordinatensystem [m]
- x_o, y_o — Quellkoordinaten im ortsfesten Koordinatensystem [m]
- χ — Immission [mg/m³]
- Q — Emittierte Schadstoffmenge [kg/s]
- u — Windgeschwindigkeit in der Höhe z_o [m/s]
- φ — Windrichtung [°]
- $m\Delta\gamma$ — Zählgröße zur Feinbestimmung der Windrichtung [grad]
- h — Schornsteinbauhöhe [m]
- E — Emissionskenngröße [m²/s]
- z_o — Aufstellhöhe des Windmeßgerätes [m]
- n — Stabilitätsabhängiger Exponent des vertikalen Windprofils
- C — stabilitätsabhängiger Korrekturfaktor zur Effektivverhöhung
- $\left. \begin{matrix} A, a \\ B, b \end{matrix} \right\}$ — stabilitätsabhängige Größen zur Berechnung der Streuung

- Indices: i — Windrichtung 1 — Stabilität
- k — Windgeschwindigkeit N — Quellnumerierung

Die Charakterisierung der Ausbreitungsbedingungen ist durch Windrichtung, Windgeschwindigkeit und Stabilitätsgrad vorgesehen, wobei letzterer aus synoptischen Wetterbeobachtungen nach dem Modell von *Uhlig* bestimmt wird, das im MD der DDR angewandelt und verbessert wurde [3].

Das Grundmodell ermöglicht die Verarbeitung von dreiparametrischen Häufigkeitsverteilungen der angegebenen Größen oder, wo diese nicht zur Verfügung gestellt werden können, von zweiparametrischen Häufigkeitsverteilungen von Windrichtung (Windgeschwindigkeit und Windgeschwindigkeit) Stabilitätsgrad. In letzterem Fall wird bei der Berechnung der Immissionsverteilung von der mathematischen Verknüpfung der bedingten Wahrscheinlichkeiten Gebrauch gemacht.

Die Berechnung der Immissionsverteilung erfolgt für Rasterpunkte so, daß die Windrichtungshäufigkeiten als linear zwischen den Windrichtungssektoren interpoliert und auf Teilsektoren umgerechnet berücksichtigt werden.

Unter Beachtung dieser Interpolation läßt sich die Häufigkeit des Auftretens einer Ausbreitungssituation wie folgt beschreiben:

$$P(x_{ikimN}(x_p, y_s)) = \left[\frac{P(\varphi_i u_k)}{\Delta\varphi} + \frac{m\Delta\gamma}{(\Delta\varphi)^2} (P(\varphi_{i+1} u_k) - P(\varphi_i u_k)) \right] \cdot \frac{P(u_k \delta_i)}{P(u_k)}$$

Es bedeuten:

- P — Häufigkeit [%]
- φ_i — Windrichtung [°]
- u_k — Windgeschwindigkeit [m/s]
- δ_i — Stabilitätsklasse
- $\Delta\varphi$ — Sektorenbreite der Windrichtungsangaben [grad]
- $m\Delta\gamma$ — Zählgröße zur Interpolation zwischen den Windrichtungsangaben [grad]

Mit dem vorliegenden Programm sind die folgenden Fragestellungen lösbar:
Variante I. Aufteilung von Immissionsschäden nach dem Verursacherprinzip. Es wird für jeden Rasterpunkt ausgewiesen, welche Konzentra-

TABELLE I

Häufigkeit der Überschreitung vorgegebener Konzentrationsschwellenwerte (Teilimmissionen)

Rasterpunkt	Quelle	Immission		
		1	2	3
x_1, y_2	N_1	Überschreitungshäufigkeiten der angegebenen Schwellenwerte [%]		
	N_2			
	.			
	.			
x_1, y_2	N_1			
	N_2			

tionen durch welche Quelle mit welcher Häufigkeit verursacht werden. Unabhängig von ihrem zeitlichen Auftreten werden die Häufigkeiten für das Auftreten bzw. Überschreiten vorgegebener Konzentrationsschwellenwerte quell-

TABELLE II

Häufigkeit der Überschreitung vorgegebener Konzentrationsschwellenwerte (Gesamtimmission)

Rasterpunkt	Immission		
	1	2	3
x_1, y_1 x_1, y_2	Überschreitungshäufigkeiten der angegebenen Schwellenwerte [%]		

bezogen summiert, so daß als Ergebnis für jeden Punkt und für jede Quelle Summenhäufigkeitsverteilungen der Immissionskonzentration vorliegen (*Tabelle I*). Für gleichartige Schadzonen, die vom Immissionschadensexperten (z.B. Land- oder Forstwirt) als solche ausgewiesen und schadensmäßig eingeschätzt sind, kann man die Informationen der Einzelpunkte zusammenfassen

und erhält so für jede Schadenszone die von jeder Einzelquelle verursachte Immissionsbelastung als Summenhäufigkeitsverteilung der Immissionswerte. Die detaillierte Information gestattet eine gewichtete Berücksichtigung auch der als im einzelnen unterkritisch bewerteten Immissionskonzentration bei der Schadensaufteilung und unterstützt die Schadensdiagnose hinsichtlich der Abgrenzung zwischen chronischen und akuten Schädigungen.

Variante 2. Immissionsklimatologie/ Belastungsberechnung. Nicht immer kann man eine Zeitunabhängigkeit bei der Immissionsbetrachtung akzeptieren. Bei vielen Fragen nach der Immissionsbelastung eines Gebietes ist die zeitlich koordinierte Überlagerung der durch viele Quellen verursachten Konzentration angesprochen. Das bedeutet die Berechnung der Gesamtimmis-

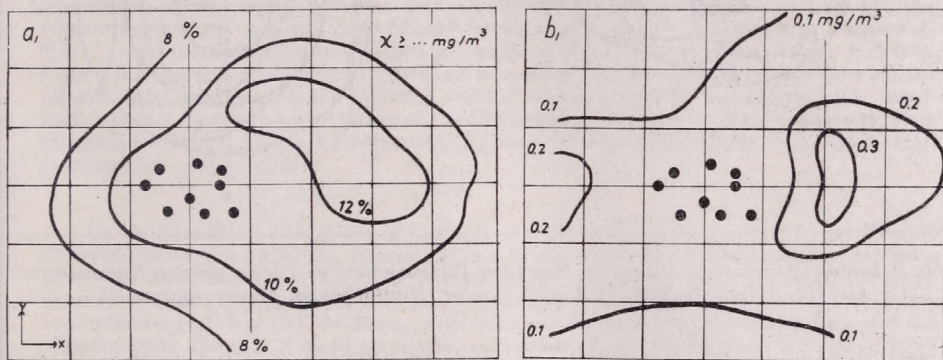


Abb.1 Immissionsverteilung im Einflussbereich vieler Quellen. a) für vorgegebene Schwellenwerte der Immission werden Karten mit Linien gleicher Überschreitungshäufigkeit gezeichnet, b) für vorgegebene Schwellenwerte der Häufigkeitsverteilung werden Karten mit Linien gleicher Immissionskonzentration gezeichnet

sion, die an einem Rasterpunkt zum gegebenen Zeitpunkt auftritt, also die Summierung der synchronen Einzelimmissionen und die Berechnung der Häufigkeitsverteilung dieser Gesamtimmission (Tabelle II).

Eine räumliche Zusammenschau der Ergebnisse ist in zweierlei Hinsicht möglich (Abb. 1.). Definiert man die Grundbelastung eines Gebietes durch einen Schwellenwert der Häufigkeitsverteilung, so hat man hiermit die Möglichkeit, rechnerisch ermittelte Grundbelastungskarten zu erhalten, ein entsprechendes Emissionskataster natürlich vorausgesetzt.

Variante 3. Langzeitmittelwert. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß für einige Probleme auch die Kenntnis der mittleren Belastung über längere Zeiträume von Wichtigkeit sein kann, wird der Mittelwert der Konzentration für jeden Punkt ausgerechnet. Es können Karten gleicher mittlerer Belastung gezeichnet werden.

Variante 4. Immissionswindrosen. Alle vorstehenden Betrachtungen sind von der Quelle zum Empfänger orientiert, d. h. quellbezogen wird die Verteilung der Emission verfolgt. Die umgekehrte Betrachtungsweise, die vom Empfänger zum Verursacher schaut, ist in Var. 1 – Schadanteilberechnung – nur in ihrer zeitunabhängigen Form angegeben. Zur Standorteinschätzung kann jedoch die Information, welche Windrichtung mit welcher Verunreinigung in

welcher Häufigkeit verbunden ist, von großem Interesse sein. Für einzelne Rasterpunkte sind die in Abb. 2 gegebenen Immissionswindrosen darstellbar, wobei je nach gewünschter Aussage die Häufigkeitsangabe in % der Zeit oder in % der jeweiligen Windrichtungshäufigkeit möglich ist.

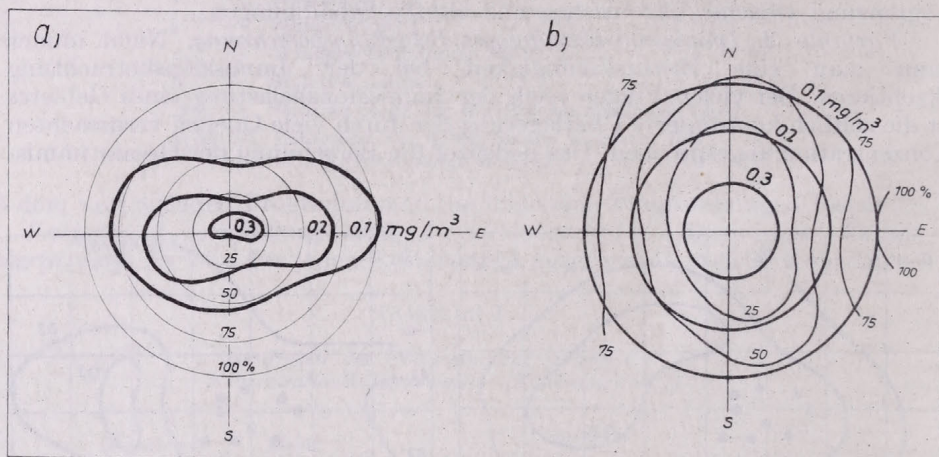


Abb. 2 Immissionswindrose für einen einzelnen Rasterpunkt. a) Linien gleicher Konzentration im Häufigkeitsgradnetz, b) Linien gleicher Häufigkeit im Konzentrationsnetz

Mit den angeführten Modellvarianten wird ein wesentlicher Beitrag zur bedarfsgerechten Information der Territorialorgane über die Luftverunreinigungssituation im Gebiet geleistet.

Da durch die Entwicklung von weitgehend programmierten Bearbeitungsstrategien und die Ausarbeitung von Technologien für die Interpretation der Ergebnisse diese ohne Großrechner undenkbareren Berechnungen routinemäßig ausgeführt werden können, ermöglichen diese Methoden optimale.

Entscheidungen insbesondere bei der Planung von Standortverteilungen luftverunreinigender Anlagen und bei der territorialen Sanierung. Darüber hinaus bieten sie die Grundlage für eine rationelle Planung der Überwachung und Kontrolle vorhandener Quellen.

LITERATUR

- [1] Richtlinien zur Aufstellung meteorologisch-lufthygienischer Gutachten MD der DDR, 1966
- [2] Kolbig, J.: Entwicklungstendenzen bei der Bearbeitung meteorologisch-lufthygienischer Gutachten Z. ges. Hyg. und Grenzgeb. 15 (1969) H. 11
- [3] Fiedler, R. — Lehmann, A.: Meteorologische Untersuchungen über die Stabilitätsverhältnisse in der DDR (Stabilitätsklimatologie) MD der DDR, 1971

Исследования условий облачности циклонов в средиземно-морской зоне на основании наблюдений, проведенных спутниками

Т. ТЭНЦЕР, Центральный Метеорологический Институт, Будапешт

Ciklonok borultsági viszonyai a mediterrán térségben műholdas megfigyelések alapján. A dolgozat 301 mediterrán ciklon illetve depresszió fölött vizsgálja a mesterséges holddal megfigyelt felhőmenyiségeket 1968 folyamán. Korrelációs kapcsolatot teremt a felhőfedettség mértéke (oktákbán kifejezve) és a légköri paraméterek között. A legjobb összefüggés az 500 mb-os geopotenciállal és a 850 mb-os hőmérséklettel adódott. Mérsékeltébb kapcsolat áll fenn az 500 mb-os geosztrófikus örvényességgel és a 850 és 500 mb-os szintek közötti hőmérséklet-különbséggel. A korrelációs koefficiensek évszakos változást mutattak. A ciklonok felhőzetében az esetek többségében jellegzetes felhőtakaró nem volt megállapítható. Külön vizsgálat történt azokra az esetekre, amikor a talajciklont a magasban felhőörvény kísérte. A ciklonok és felhőörvények eloszlásában kettős maximum található, egyik az Appennini-félsziget térségében, másik Kis-Ázsia délnyugati részén. Kiderült, hogy a felhőörvény a mediterrán térségben nem ritka jelenség, de alakja, fejlődése bonyolultabb, mint az Atlanti-óceán fölött. A felhőörvények egyes fejlődési szakaszaiban tanulmányoztuk a geosztrófikus örvényesség és hőmérsékleti advekcioi átlagos nagyságát. Megvizsgáltuk továbbá, hogy a fejlődés során hogyan változik a felhőörvényhez képest a talaj- és magassági ciklon helyzete.

*

On the Cloudiness Conditions of Cyclones over the Mediterranean Area Using Satellite Observations. In this paper the amounts of cloudiness, observed by meteorological satellites above 301 Mediterranean cyclones or depressions in 1968, are studied. The cloud coverage, in terms of octas, are correlated with some atmospheric parameters. The closest correlation is obtained correlating the cloudiness with both the 500 mb geopotentials and the 850 mb temperatures. There is a more moderate correlation of the cloudiness with the 500 mb geostrophic vorticity and the temperature difference between 850 mb and 500 mb levels. The correlation coefficients have variations with seasons. In most cases no significant cloudiness of the cyclones is observed. A special investigation is executed for those cases, when the ground cyclone is accompanied with cloud vortex aloft. In the distributions of both the cyclones and the cloud vortices a double maximum was found: first, in the region of Italy, second, in south-western part of Turkey. It has turned out, that the cloud vortices are not rare over the Mediterranean area, however, their structure and development are more complex, than over the Atlantic Ocean. The mean values of the geostrophic vorticity and the thermal advection are investigated during the life cycle of the cloud vortices. Furthermore, it is studied, how the locations of ground and upper cyclones vary relative to the cloud vortex during the development.

*

В формировании погоды Средней и Южной Европы чрезвычайно важная роль принадлежит процессам, происходящим в средиземноморской зоне. Отдельные циклогенезы в упомянутой зоне могут означать неожиданный поворот в погоде и могут привести к неуспеху целого ряда прогнозов. Анализ процессов погоды средиземноморской зоны усложняется тем, что в этой области частично вследствие покрытия морем метеорологическая сеть наблюдений довольно редкая.

С появлением метеорологических спутников открылась возможность ознакомиться с условиями облачности и погоды таких районов, по которым наши наблюдения были неполны и или даже полностью отсутствовали. Задача спутниковой метеорологии как раз и состоит в том, чтобы на основании наблюдений облачных полей, проведенных спутниками, можно было бы сделать глубокие выводы относительно самой погоды, то-есть параметров, характеризующих её. Как раз цель наших более ранних исследований [1] и состояла в том, чтобы определить связь между количеством облачности и характерными показателями атмосферы. В настоящем случае, исходя из полученных результатов, исследовалась связь для данных атмосферных образований, именно средиземноморских циклонов. Для исследования мы выбрали 1968 г.

Исходным материалом исследования служили циклоны или располагаю-

щие самостоятельной изобарой депрессии, наблюдаемые в области расположенной на 12^{GMT} синоптической карты в области между 30—60 с. ш. и 10 з. д. — 40 в. д., если в центре образования давление не превысило 1015 мб.

Следовательно от обычной практики мы отклонились в том, что анализ не только ограничивался облачными вихрями, хорошо распознаваемыми на спутниковых снимках, но и распространялся на все образования с низким давлением, которые могут анализироваться на синоптических картах. Таким образом, в течение одного года в зоне исследования были найдены 301 циклон или депрессия. Частота распределений позиций циклонов в разбивке по 5х5 градусов демонстрируется на рисунке 1. Область с наибольшей частотой распределений: площадь Аппенинского полуострова и передняя часть Малой-Азии.

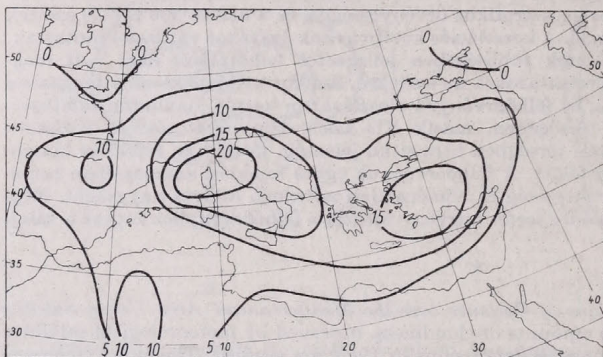


Рис. 1. Географическое распределение средиземноморских циклонов в течение 1968 года по 5 х 5 градусной системе

1. ábra. A mediterrán ciklonok földrajzi eloszlása az 1968. év folyamán 5 x 5 fokos felbontásban

В этой зоне в 1968 году имело место более 15 образований с низким давлением. Максимум находился в заливе Генуи и составлял 23 циклона.

Изучение облачности циклонов показало, что в большинстве случаев, мы не можем определить характерный облачный покров, а что касается структуры облачности, наблюдается значительное разнообразие. Поэтому мы и не пытались применять какую-либо типизацию. Тем не менее мы выделили те случаи, когда наземный циклон сопровождался облачным вихрем на высоте и по нему проводился ряд специальных исследований.

В связи с особенностью сложной структуры облачности циклонов наши исследования в первую очередь были сконцентрированы на изучение условий облачности циклонов. Облачность циклонов нами определялась таким образом, что внутри круга радиусом в 300 км, описанного вокруг центра наземного циклона, на основании телевизионных снимков, сделанных со спутников, выражалось количество облачности в октах. Для этой цели в нашем распоряжении находился материал наблюдений спутника ЕССА-6, который последовательно по дням в виде мозаик может быть найден в публикации [2]. Этот спутник проводил наблюдения над Европой в утренние часы (время пересечения экватора нисходящей веток — 0900 местного времени). Таким образом целесообразно кажется сравнение синоптических наблюдений 12^{GMT}, когда имеются и аэрологические данные наблюдений. Основная мысль исследования может быть обобщена в следующих чертах: зная условия облачности циклонов в какой мере можно сделать заключение о поведении различных атмосферных параметров и наоборот зная предсказанные величины определенных атмосферных параметров в какой мере можно сделать вывод о формировании условий облачности циклонов. Однако поскольку метеорологические наблюдения в средиземноморской зоне довольно неполные, мы вынуждены были сузить круг затрагиваемых параметров. Нами опускаются параметры влажности и кинематические параметры, поскольку проведение интерполяции на площадь циклонов по имеющимся станциям, мы считали ирреальным.

С помощью знаковой корреляции мы сделали анализ тесноты связи между облачностью и различными параметрами. Знаковая корреляция пригодна для того, чтобы мы вообще сумели измерить существование связи между отдельными явлениями. Мы должны собственно говоря довольствоваться таким срав-

нением, принимая во внимание неточность географической привязки спутниковых снимков, неопределенность крутящуюся в определении количества облачности, ошибки измерения, неточность вычисления характерных показателей атмосферы, разницу во времени между наблюдениями.

В таблице I в распределении по временам года нами демонстрируются коэффициенты знаковой корреляции между количествами облачности средиземноморских циклонов и исследуемых параметров. Для того, чтобы быть в гармонии с выше упомянутой дефиницией количества облачности, мы проводили расчёт операторов с помощью 300 км-ой решетки расстояния. Мы связали количество облачности прежде всего с давлением центра циклона (p_0) и с его оператором Лапласа (Δp). Как мы этого и ожидали по обоим параметрам во все вре-

ТАБЛИЦА I — I TÁBLÁZAT

Взаимосвязь между количеством облачности и атмосферными параметрами

Összefüggés a borultság mértéke és a légköri paraméterek között

параметры	Величины корреляционных коэффициентов				год
	весна	лето	осень	зима	
P_0	0,11	0,12	-0,11	-0,12	0,00
$\nabla^2 p_0$	0,02	0,02	0,09	0,07	0,05
H_{500}	-0,54	-0,62	-0,43	-0,13	-0,43
$\nabla^2 H_{500}$	0,21	0,44	0,21	-0,01	0,21
T_{850}	-0,49	-0,76	-0,35	-0,17	-0,44
$ \nabla T_{850} $	0,04	-0,12	0,04	0,02	0,00
$(V_g \cdot \nabla T)_{850}$	-0,05	-0,06	0,19	-0,04	-0,01
$ (V_g \cdot \nabla T)_{850} $	-0,17	-0,04	-0,01	0,12	-0,02
$T_{850} - T_{500}$	-0,30	-0,42	-0,17	-0,04	-0,23
число случаев	80	50	75	96	301

мена года чрезвычайно низкие корреляционные коэффициенты. На основании результатов ранее упомянутого анализа [1] можно было надеяться на лучшую связь с АТ 500 мб (H_{500}) или полем геострофического вихря скорости на 500 мб (ΔH_{500}). Тесная связь геопотенциала на поверхности 500 мб с количеством облачности подтвердилась и в случае средиземноморских циклонов. Исключение представлял зимний период, когда были получены только -0,13 корреляционные коэффициенты, в противовес этому летом коэффициент оказался равным -0,62. Более умеренной является связь с ΔH_{500} , где в противовес летнему коэффициенту, равному 0,44 зимой оказалась величина, равная 0,01.

Заслуживает внимания тот факт, что простые 500 мб. геопотенциальные величины снова показали лучшую корреляцию с облачностью, чем геострофический вихрь скорости на уровне 500 мб. В метеорологической литературе базируются на связь поля облачности более с полем вихря скорости на 500 мб [3], но на основании результатов наших исследований на передний план попадает определение 500 мб. абсолютной топографии непосредственно из поля облачности, наблюдаемого спутником. Поскольку довольно успешно является прогноз 500 мб. абсолютной топографии, на основании карт прогнозов мы можем попытаться, с большим или меньшим успехом, сделать прогноз условий облачности. Хотя зимняя низкая корреляция это отвергает, однако средняя облачность циклонов зимой выражалась в 6 октах и только на 27 процентов случаев имели более низкую степень покрытия облаками. Таким образом, с относительно небольшой ошибкой мы можем оценить зимние циклоны как сильно облачные. Дальнейшее уточнение может быть достигнуто тем, если мы примем во внимание, что на широтах выше 40° с. ш. всего в трёх случаях облачность оказалась ниже 6 окт.

Разделимость согласно географическим широтам в остальные времена года также имелась налицо, а именно между 40—50° с. ш. число циклонов весной было 2, летом 3, осенью 4, облачность которых находилась ниже среднего (4,2, 4,2 и 4,5). Этот факт частично объясняет высокую корреляцию между H_{500} и облачностью, а частично указывает на структуру поля облачности средиземноморских циклонов, которая в более низких широтах обычно более разорванная, более распадающаяся, чем в более высоких широтах.

Термические параметры были выведены нами из 850 мб. температурного поля. Условия облачности циклонов были связаны прежде всего с T_{850} . Результаты оказались удивительно хорошими, среднегодовая совпадает с корреляцией, полученной на H_{500} . Особенно высоким оказался корреляционный коэффициент летом ($-0,76$), а минимум пришелся на зиму ($-0,17$). А по трём следующим температурным параметрам, 850 мб. температурный градиент (∇T_{850}), на уровне 850 мб. геострофическая температурная адвекция ($V_g \cdot \nabla T_{850}$) и абсолютная величина этого на уровне 850 мб. представляли весьма низкие корреляционные коэффициенты. Снова была получена наилучшая связь с относительно наиболее простым параметром. Поскольку H_{500} и T_{850} показывают оди-

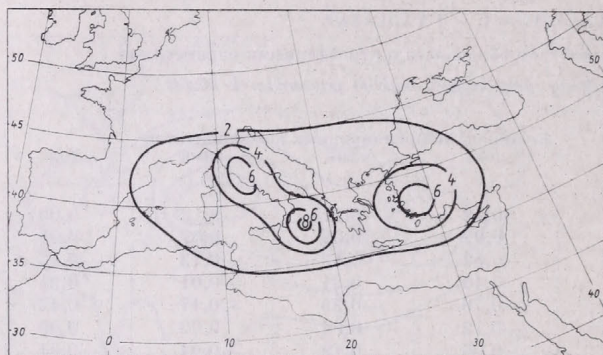


Рис. 2. Географическое распределение облачных вихрей в течение 1968 года по 5×5 градусной системе

2. ábra. A felhőörvények földrajzi eloszlása az 1968. év folyamán 5×5 fokos felbontásban

наково тесную связь с покрытостью облаками средиземноморских циклонов, необходимо, чтобы и между двумя параметрами имелась тесная взаимосвязь. Это тоже было проверено нами и за исключением зимы (0,33) были получены одинаковые корреляционные коэффициенты, равные 0,7. В качестве последнего параметра исследования мы занимались вертикальным температурным градиентом средней тропосферы, который характеризовался нами разницей температур ($T_{850} - T_{500}$), имеющейся на поверхности 850 и 500 мб. Связь этого параметра со степенью облачности циклонов дало почти тождественную корреляцию с геострофическим вихрем скорости на 500 мб, с летним максимумом, равным $-0,42$ и весьма низким зимним минимумом, равным $-0,04$. Как показывает знак коэффициента большая облачность связана с меньшим вертикальным температурным градиентом, что соответствует влажным адиабатическим процессам вертикальных движений, происходящих над циклонами.

Отдельное исследование было посвящено тем случаям, когда в облачной системе циклонов был распознаваемым определенный облачный вихрь. По облачным вихрям принималась система оценки по Виджесу [4, 5], согласно которой различаются следующие фазы развития: а) состояние фронтальной волны, б) состояние перед окклюзией, в) начало окклюдирования циклона, г) окклюдирующийся циклон, д) полностью окклюдированный, развитый циклон, е) диссипационная фаза. Ввиду того, что первые две фазы, опережающие окклюзию

ТАБЛИЦА II — II. TÁBLÁZAT

Средние величины вихря скорости и температурной адвекции в различных стадиях развития облачного вихря

Az örvényesség és hőmérsékleti advekcio átlagértékei a felhőörvény különböző fejlődési szakaszaiban

параметры	точка расчёта	расчётные величины				единицы
		в	г	д	е	
(ζ_g) земля	в центре наземного циклона	10,5	16,3	15,2	9,0	10^{-5}сек^{-1}
$(\zeta_g)_{500}$	в центре облачного вихря	9,6	13,2	12,0	10,4	10^{-5}сек^{-1}
$(V_g \nabla T)_{850}$	в центре наземного циклона	3,4	3,2	2,9	-0,4	$^{\circ}\text{C}/12\text{ч}$

(когда спиральная облачность ещё не появляется) были трудно определимы частично вследствие сложности облачности средиземноморских циклонов, частично же вследствие их менее характерной структуры, поэтому мы только различали фазы развития, связанные с окклюзией (*в*, *г*, *д*, *е*). Таким образом всего 55 наземных циклонов сопровождалась облачным.

На 2. рисунке демонстрируется географическое распределение вихрей облаков в разделении 5×5 градусов. Распределение весьма напоминает циклонное (рис. 1), площади с максимальной частотой: средняя часть Аппенинского полуострова, Ионическое море и югозападная часть Малой Азии, в то же время бросается в глаза низкое число встречаемости на Балканском полуострове.

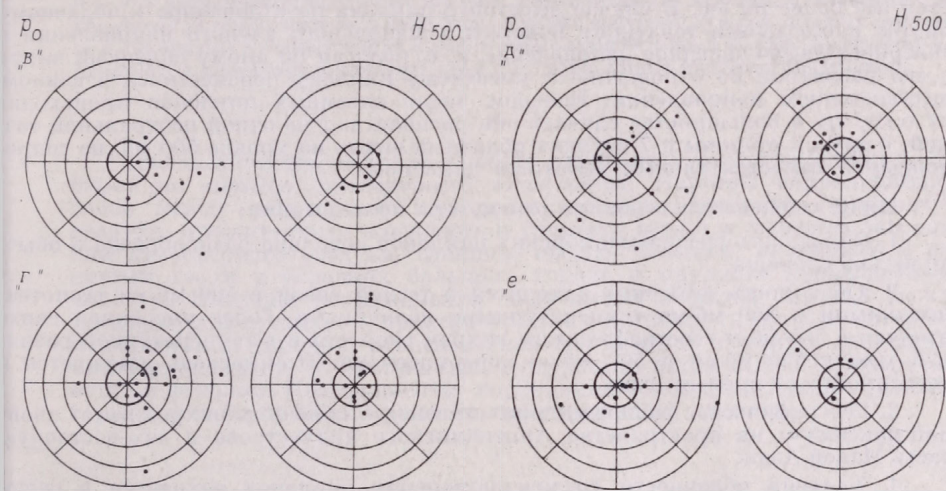


Рис. 3. Положение центров наземных и 500 мб-ных циклонов по отношению к облачному вихрю в отдельные фазы развития

3. ábra. A talajmenti és az 500 mb-os cikloncentrumok helyzete a felhőörvényhez képest a fejlődés egyes szakaszaiban

По всей определенности в формировании такого распределения большая роль принадлежит географическим условиям.

Имелось весьма большое разнообразие и между облачными вихрями, их форма обычно немного сложнее, чем над океаном. К подобным определениям пришли и другие авторы [6]. Поэтому и в данном случае мы не прибегали к типизации, тем не менее мы проанализировали тот вопрос, что в отдельных фазах развития, какие средние величины приняли определенные погодные параметры. Вследствие небольшого числа случаев (*в*—7, *г*—21, *д*—18 и *е*—9 случаев) мы к сожалению вынуждены были отказаться от разделения по временам года. Полученные таким образом средние величины сообщаются в таблице II. Над землей и на уровне 500 мб., как и предполагалось, максимум геострофического вихря скорости ζ_g находится в фазах *г* и *д*, в то время как в стадиях *в* и *е* она почти равноценен. Тот факт, что между стадиями *г* и *д* характерной разницы не удалось показать, указывает на трудность разделения этих двух фаз развития. Именно ввиду этого Минина [7] при анализе состояния развития облачных вихрей объединила эти две фазы и обозначила циклон в состоянии окклюдирования. Таким образом наши исследования повидимому подтверждают правомерность решения Мининой. 850 мб-я геострофическая термическая адвекция с прогрессированием развития показывает снижающуюся теплую адвекцию, затем в фазе *е* переходит в слабую холодную адвекцию, это соответствует процессу перехода циклона в холодный вихрь.

Наконец, нами изучалось положение наземного и 500 мб-го циклона в отдельные фазы развития по сравнению с облачным вихрем. Это демонстриру-

ется на рисунке 3. Снимки на левой стороне рисунка изображают расположение центра наземного циклона, а снимки на правой стороне рисунка 500 мб-го циклона. Прежде всего бросается в глаза, что рассеивание на уровне 500 мб ниже, чем на уровне земли. Этому могло способствовать то обстоятельство, что к облачному вихрю не всегда относился самостоятельный циклон на земле, и мы могли связать с таким циклоном, который был независимым от облачного вихря. Если наземный циклон располагается от облачного вихря на расстоянии более 800 км, вероятно что речь идет как раз о таких случаях. Вопреки большому рассеиванию из начального восточного, юго-восточного положения центра наземного циклона с его развитием была заметна тенденция его поворота в направлении северо-востока, севера, особенно при переходе в—г. Другими словами это означает, что с развитием облачный вихрь по отношению к центру циклона отклоняется всё более на юг. В случае высотного циклона по отношению к облачному вихрю наблюдалась тенденция поворота с начального южного направления в северное, северо-западное направление, т. е. излагая по иному облачный вихрь с его развитием по отношению к высотному циклону переместился в южном, юго-восточном направлении. Большое число наземных циклонов происходит от того, что в большинстве случаев они располагают не одной центральной точкой, с другой стороны в 7 случаях облачный вихрь на уровне 500 мб. не сопровождался самостоятельным высотным циклоном.

Ниже сообщаются основные результаты исследования:

1. Облачность средиземноморских циклонов довольно разнообразна и обычно весьма сложная.
2. Облачность циклонов находится в тесной связи с 500 мб-ми геопотенциальными и 850 мб-ми температурными величинами, более умеренная связь имеется с 500 мб-м геострафическим вихрем скорости и с температурной разницей между 850 мб-ой и 500 мб-ой поверхностями. Взаимосвязь изменяется в зависимости от времени года.
3. Географическое распределение циклонов и облачных вихрей имеет двойной максимум: на пространстве Аппенинского полуострова и юго-восточную часть Малой Азии.
4. Условия облачности средиземноморских циклонов находятся в связи с географической широтой, на более низких широтах циклоны менее облачны, облачный покров более разрывной, более распадающийся, чем в случае более высоких широт.
5. Облачные вихри не являются редким явлением, но их форма, развитие более сложны по сравнению с океанскими циклонами.
6. При обсуждении фаз развития облачных вихрей было бы более правильно не разделять процесса окклюдования.
7. С развитием наземный циклон по отношению к облачному вихрю показывает тенденцию поворота с начального восточного положения в северо-северо-восточное направление, а высотный циклон из начального южного направления в северное, северо-западное направление.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] *Tánczer T.*: Összefüggés a műholddal megfigyelt felhőzet és a légköri karakterisztikák között (1970. május 6—8). Beszámoló az 1971-ben végzett tudományos kutatásokról. OMSZ Hiv. kiadv. (Megjelenés alatt.)
- [2] *Meteorologische Abhandlungen, Band XCVIII/Heft 1—4. Wettersatelliten beobachtungen und ihre Auswertung Das Europäische Wetterbild 1968.* Berlin, 1970.
- [3] *Мусаелин Ш. А., Фатхуллова З. Н.*: Об одном способе использования данных об облачности получаемых с метеорологических спутников. Труды ГНИЦ СССР, вып. 11 1967.
- [4] *Widger W. R.*: A synthesis of interpretations of extratropical vortex patterns as seen by TIROS, Monthly Weather Review, 92. 6. 1964.
- [5] *Tánczer T.*: Mérsékeltövi ciklonok fejlődési szakaszai a TIROS-felvételek alapján. Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról. I. rész. Budapest, 1965.
- [6] *Станчев К. И., Шаров В. Г.*: Облачные вихри над средиземноморьем и некоторые синоптические условия, связанные с ними. Международный симпозиум по спутниковой метеорологии. Москва 25—27 февраля 1970 г.
- [7] *Минина Л. С.*: Практика нефанализа. Гидрометеоздат, Ленинград, 1970.

Statistische Untersuchung der Rolle einiger meteorologischen Faktoren für den Grad der Luftverunreinigung

J. KALPASANOV und G. KURTSCHATOWA, Vereinigtes Wissenschaftliches Forschungsinstitut für Hygiene und Arbeitsschutz, Sofia

A légszennyeződés összefüggése meteorológiai paraméterekkel. A szerzők a levegő hőmérséklete, a relatív nedvesség, a szélsébség és a légszennyeződés mértékének korrelációs összefüggéseit tanulmányozták nagyvárosi környezetben, valamint ólmot, port, fenolt, cianidokat és kén-dioxidot kibocsátó nagyipari objektumokon. A vizsgálatok folyamán 0,1—0,3 nagyságrendű korrelációt találtak: a hőmérséklet és az ólom; a hőmérséklet és a kén-dioxid; a relatív nedvesség és az ólom; a relatív nedvesség és a por; a relatív nedvesség és a kén-dioxid; a szélsébség és a por; a szélsébség és a fenol között. Nagyvárosi környezetben a korrelációs összefüggés jóval kifejezőbb, mint a nagyipari objektumon.

*

Статистическое изучение влияния некоторых метеорологических факторов на степень атмосферного загрязнения. Изучены корреляционные связи между некоторыми метеорологическими факторами (температура воздуха, относительная влажность и скорость ветра) и степенью загрязнения атмосферного воздуха, свинцом, пылью, фенолом, цианидами и сернистым газом в условиях большого города и крупного промышленного объекта. Найдены коэффициенты корреляции порядка 0,1—0,3 между: температурой и свинцом, температурой и сернистым газом, относительной влажностью и свинцом, относительной влажностью и пылью, относительной влажностью и сернистым газом, скоростью ветра и пылью, скоростью ветра и фенолом. Коэффициенты корреляции больше в условиях большого города, чем в условиях крупного промышленного объекта.

*

In den letzten Jahren erhöhte sich das Interesse für den Grad, in welchem die meteorologischen Verhältnisse die Luftverunreinigung beeinflussen. So haben zum Beispiel *Lux* [13] und *Thielman* [16] die Beziehung zwischen der Verunreinigung durch Schwefeldioxyd und Stickstoffdioxyd und der Windrichtung untersucht. Eine Korrelation zwischen der Richtung und Geschwindigkeit des Windes und der Luftverunreinigung entdeckten auch *Weisman et al.* [18]. *Thompson et al.* [17] finden schwache korrelative Beziehungen zwischen den Kohlenoxyd- und Schwefeldioxyd-Konzentrationen und der Windgeschwindigkeit, der Sonnenstrahlung, der Lufttemperatur, der relativen Feuchtigkeit und dem Luftdruck. Die Beziehung „Schwefeldioxyd-Konzentration — Windrichtung“ stellt auch *Hammje* [11] fest. *Peterson* [14] findet eine Korrelation der Grössenordnung 0,6—0,9 zwischen dem Schwefeldioxyd und der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit, und *East* [10] beweist, dass die Regression des Schwefeldioxydes durch die Lufttemperatur negativ ist. Bei uns stellen *Iwanov* und *Kurtschatowa* eine direkte Beziehung zwischen der Schwefeldioxyd-Verunreinigung und der Windrichtung, der Feuchtigkeit der Luft und dem barometrischen Druck und eine Rückbeziehung betreffs der Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit und der Niederschläge fest. Für die Stadt Sofia haben *Blaskowa* und *Kurtschatowa* [1] mit Angaben für das Jahr 1966 die summarische Häufigkeit der Schwefeldioxyd- und Staub-Konzentrationen im Winter und im Sommer, die Konzentrationen derselben Fremdstoffe zur Zeit von Inversionen, bei schönem Wetter und beim Regen sowie bei unterschiedlicher Windrichtung untersucht. Es wurde auch das Regime der Temperaturinversionen im Sofioter Feld und dessen Einfluss auf die Schwefeldioxyd-Konzentration festgestellt [2].

Vorliegende Studie bezweckt die Überprüfung des Vorhandenseins von Beziehungen zwischen den meteorologischen Elementen (Lufttemperatur, relative Feuchtigkeit, Windgeschwindigkeit) und der Luftverunreinigung durch Blei, Staub, Phenol, Zyaniden und Schwefeldioxyd in der Hauptstadt der VR Bulgarien, Sofia (Grosstadtverhältnisse) sowie in dem in der Nähe von Sofia liegenden metallurgischen Kombinat Kremikowtzi (Verhältnisse eines grossen

TABELLE I

Durchschnittswerte der chemischen Verunreinigungsstoffe

Verunreinigungsstoffe	Sofia	Kremikowtzi	Signifikanzniveaus der Abweich.
Blei	0,000968 ± 0,0000603	0,001486 ± 0,0000629	< 0,001
Staub	0,313 ± 0,0174	0,474 ± 0,0214	< 0,001
Phenol	0,0104 ± 0,00084	0,0304 ± 0,00231	< 0,001
Zyaniden	0,00115 ± 0,000185	0,00306 ± 0,000267	< 0,001
Schwefeldioxyd.	0,167 ± 0,0095	0,145 ± 0,0085	> 0,05

Industrieobjektes). Für diesen Zweck wurde eine tägliche Beobachtung im Laufe von einem Jahr (1. Juni 1971 – 31. Mai 1972) in zwei Orstpunkten je einem im Zentrum der Stadt und im Kombinat. Die chemischen Probleme, welche nach dem entsprechenden Verfahren gesammelt wurden [4, 5, 6, 7, 8], wurden mit den meteorologischen Angaben verglichen, die der Zeit nach der Probenentnahme entsprachen. Später wurden die Parallellreihen bearbeitet und die Ergebnisse für jeden einzelnen Punkt mittels moderner statistischen Kriterien bewertet [9, 12, 15].

TABELLE II

Durchschnittswerte der meteorologischen Elemente

Elemente	Lufttemp.	Relativfeucht.	Windgeschw.
Sofia	7,41 ± 0,440	79,2 ± 0,62	1,94 ± 0,134
Kremikowtzi	6,84 ± 0,62	84,7 ± 0,53	2,27 ± 0,152
Signifikanzniveaus der Abw.	> 0,05	< 0,01	> 0,05

In den *Tabellen I.* und *II.* ist die chemische und meteorologische Charakteristik beider für die beobachtete Zeitperiode angegeben.

Im chemischen Aspekt unterschieden sich die Orstpunkte wesentlich voneinander: mit Ausnahme des Schwefeldioxydes ist die Luftverunreinigung im Kombinat von Kremikowtzi bedeutend grösser.

Zwei der meteorologischen Elemente (der Lufttemperatur und der Windgeschwindigkeit) sind in beiden Punkten statistisch gleich.

Die Relativfeuchtigkeit in Kremikowtzi ist jedoch statistisch wesentlich höher (um 5,5 punkte). Jedoch ist dieser Umstand aus dem Gesichtspunkt der Praxis nicht zu überschätzen.

Tabelle III. fasst die Ergebnisse der Untersuchung der Korrelationsbeziehungen zwischen jedem meteorologischen Element und Verunreinigungsstoff einzeln zusammen.

Bemerkung! Die mit einer Linie unterstrichenen Koeffizienten haben ein Signifikanzniveau von $< 0,05$ und diese mit zwei Linien $< 0,01$.

Die erhaltenen Koeffizienten zeigen dort, wo die Korrelation statistisch

TABELLE III

Koeffiziente der Korrelation zwischen den meteorologischen Elementen und den chemischen Verunreinigungsstoffen

Met. Elemente	Ort	Verunreinigungsstoffe				
		Blei	Staub	Phenol	Zyanid	Schwefeldioxyd
Lufttemp.	Sofia	<u>-0,216</u>	0,049	0,091	-0,029	<u>-0,350</u>
	Kremikowtzi	<u>-0,158</u>	0,061	-0,007	-0,006	<u>-0,328</u>
Relativfeucht.	Sofia	<u>0,167</u>	-0,305	-0,065	-0,060	<u>0,180</u>
	Kremikowtzi	<u>0,136</u>	-0,124	0,089	0,045	<u>0,078</u>
Windgeschw.	Sofia	0,040	-0,121	0,108	0,053	-0,122
	Kremikowtzi	0,065	-0,033	-0,125	0,053	0,047

nachweisbar ist (*Tabelle III*), dass die Beziehungen in der Stadt fester sind (die Korrelationskoeffizienten sind grösser). Im Bezirk des Industrieobjektes werden sie kleiner, wobei sie in manchen Fällen unnachweisbar (nichtwahrheitsgetreu)

TABELLE IV

Determinationskoeffiziente in %

Met. Elemente	Ort	Verunreinigungsstoffe			
		Blei	Staub	Phenol	Schwefeldioxyd
Lufttemp.	Sofia	4,7	x	x	12,3
	Kremikowtzi	2,5	x	x	10,8
Relativfeucht.	Sofia	2,8	9,3	x	3,2
	Kremikowtzi	1,8	1,5	x	x
Windgeschw.	Sofia	x	1,4	x	x
	Kremikowtzi	x	x	1,6	x

werden. Eine Ausnahme ist die Beziehung „Windgeschwindigkeit – Phenol“. Die Senkung der Korrelation im Bezirk des Grossen Industrieobjektes ist wahrscheinlich ein Ergebnis der verhältnismässig kleineren Bedeutung der Meteorologie beim Vorhandensein massenhafter atmosphärischer Verunreinigungen. Diese Annahme wird auch durch die Ähnlichkeit der meteorologischen Charakteristiken beider Objekte unterstützt (*Tabelle II*).

Die Determinationskoeffizienten für die wahrheitsgetreuen Korrelationskoeffizienten sind in der *Tabelle IV*.

Diese dem Ausmass nach kleinen Indexe sprechen dafür, dass die Rolle der Lufttemperatur, der relativen Luftfeuchtigkeit und Windgeschwindigkeit für die Verunreinigung der Luft nicht hyperbolisiert werden dürfen. Ausserdem machen sie die Untersuchung überflüssig, bzw. die praktische Anwendung von Regressionsgleichungen zwischen den untersuchten meteorologischen Elementen und chemischen Verunreinigungsstoffen.

LITERATUR

- [1] *Блажекова Д.—Г. Курчатова*: Замърсяване на атмосферния въздух в София през 1966 г. в зависимост от някои метеорологични условия, *Хидрол. и метеорол.*, 17, 2, 1968, 25—34
- [2] *Блажекова Д.—Г. Курчатова—В. Андреев—П. Казасов*: Ренжим на температурните инверсии в Софийско и влиянието им въздуху замърсяването на атмосферния въздух със серен двуокис, *Изв. на И-т по хидрол. и метеорол.*, т. XIII, 1968, 103—147
- [3] *Иванов Ис.—Г. Курчатова*: Влияние на метеорологичните фактори върху замърсяването на атмосферния въздух в София със серен двуокис, *Хигиена*, 5, 1964, 43—58
- [4] *Курчатова Г.—Г. Бобев*: Метод за определяне на оловни аерозоли в атмосферния въздух, *Известия на НИХИ*, 4, 1965, 71—92
- [5] *Курчатова Г.—М. Аргирова*: Методи за определяне на атмосферни замърсители, София, 1969
- [6] *Курчатова Г.—И. Галпазанов*: Опит за количествена оценка независимостта между съдържанието на серен двуокис в атмосферния въздух в района на МК Кремиковци и София, *Хиг. и здравеоп.*, 5, 1969, 487—489
- [7] *Курчатова Г.*: Определяне на циановодород в атмосферен въздух, *Хиг. и здравеоп.*, 2, 1970, 213—217
- [8] Унифицированные методы определения атмосферных загрязнений, ч. I, Москва, 1970
- [9] *Adam J. et al.*: — Methoden der statistischen Analyse in Medizin und Biologie, Berlin, 1971
- [10] *East C.*: Sulfur dioxide emission estimated from airborne measurements, *Atmosph. Envir* 6, 1972, 399—408.
- [11] *Hammje K. et al.*: Kontinuierliche Schwefeldioxid-Messungen in Halle-Neustadt, *Z. f. die ges. Hyg.*, 4, 1972, 235—238.
- [12] *Kendal M. G.—A. Stuart*: The Advanced Theory of Statistics, London, 1969.
- [13] *Lux H.*: Ergebnisse von Luftuntersuchungen, *Z. f. die ges. Hyg.*, 3, 1970, 185—187.
- [14] *Peterson J.*: Calculation of sulfur dioxide concentrations over metropolitan St. Louis, *Atmosph. Envir.*, 7, 1972, 433—442.
- [15] *Smith G. A. B.*: Biomathematics, London, 1966.
- [16] *Thielmann H.*: Der Stickstoffdioxidgehalt der Luft in Abhängigkeit von Jahreszeit, Tageszeit und Wetter, *Z. f. die ges. Hyg.*, 3, 1970, 191—195.
- [17] *Thompson D. J.*: Air pollution, weather and the common cold, *Amer. J. of Publ. Hlth*, 4, 1970, 731—739.
- [18] *Weisman B. et al.*: — Air pollution survey for Hamilton, Ontario, *Atmosph. Envir.*, 1, 1969, 11—23.

A déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás kapcsolata

JUSTYÁK JÁNOS és TAR KÁROLY, Kossuth Lajos Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Debrecen

Relations Existing between the Direct Radiation Amounts Received on a Southern Slope and on the Horizontal Surface. A method is presented for obtaining the radiation amount received on southern slopes possessing various slope angles at a given moment or on a given day, by using the data of the radiation received on a horizontal surface, through the application of a multiplication factor. On the basis of well-known geometrical relations we constructed by a theoretical method nomograms from which the quotient of radiations received on the southern slope and on the horizontal surface, i. e. the multiplication factors i_β or p_β may be read. Multiplying these factors by the instantaneous values, or, respectively, by the instantaneous values, or, respectively, by the diurnal sums of the radiation received on the horizontal surface, the direct radiation income of a southern slope having any slope angle may be obtained. Under the assumption that the quotient of global radiations is nearly equal to the quotient of the direct radiations, even the quotient of global radiations is obtained for southern slopes having various slope angles. For the computation of the values i_β and q_β , the determination of the times of sunrise and sunset for the slope is necessary, given as functions of sunsine and sunset on the horizontal surface. The methods and the approximative nomograms are useful ones in site climatological investigation.

*

О связи прямой радиации, поступающей на южные склоны и на горизонтальную поверхность. Предлагается метод, при помощи которого интенсивность прямой радиации, поступающей на южные склоны, с различными углами наклона, вычисляется для определенного момента или дня по данным о радиации на горизонтальную поверхность. По известным геометрическим соотношениям теоретически была составлена номограмма, позволяющая отсчитывать отношение интенсивностей радиаций, поступающих на южный склон и на горизонтальную поверхность, т. е. сам коэффициент (i_β или q_β). Если мгновенное значение или суточную сумму прямой радиации, поступающей на горизонтальную поверхность, умножить на эти отношения, то получается поток прямой радиации, поступающей на южный склон любого угла наклона. Если отношение суммарных радиаций считать близким к отношению прямых радиаций, то получается количество суммарной радиации, поступающей на южные склоны с различными углами наклона. Для вычисления величин i_β и q_β необходимо определить моменты восхода и захода солнца на склоне. Метод и приведенная номограмма могут с успехом использоваться при полевых климатологических исследованиях.

*

A sugárzásnak mint termőhelyi tényezőnek jelentősége a termőhelyfeltárásban igen különböző aszerint, hogy a terep formája milyen mértékben hat a sugárzásbevételre. A sugárzás egyenleg felbontható olyan komponensekre, amelyeket a domborzat befolyásol és olyanokra, amelyek a domborzattól gyakorlatilag függetlenek. Így pl. az égsugárzás nagyjából egyetlen erősséggel érkezik az ég minden pontjából és a lejtőnek csupán a hajlásszögétől függ, irányától független. Igaz, hogy enyhén lejtős területen a lejtő hajlásának növekedésével a felszínre érkező égsugárzás csökken, de ez a csökkenés kiegyenlítődik a vízszintes felszínről visszavert sugárzásból kapott bevétel növekedésével (Kondratyev—Manolova, 1955). A visszasugárzás a terep jellemzőivel általában nincs összefüggésben. Ellenben a kisugárzást a terepforma és a terep hőmérséklet-eloszlása szabja meg. A domborzat, ill. a lejtőtulajdonságok hatása elsősorban a közvetlen sugárzásbevétel mennyiségi eloszlásában nyilvánul meg. Ez az eloszlás bármilyen lejtőszögű és kitettségszerű felszínre az ismert geometriai összefüggésekkel kiszámítható. Az elméleti összefüggéseket Schubert (1928), Kaempfert (1942), Kondratyev (1954) és mások dolgozták ki.

E számítások elvégzése azonban hosszadalmas és bonyolult. A közvetlen sugárzás meghatározása legcélszerűbben mérések útján történhetne, ha nagyszámú sugárzásmérő műszer állna rendelkezésünkre, ezek működtetése azonban igen költséges. Történtek lépések arra vonatkozóan is, hogy a különböző égtájú és hajlású lejtőkre jutó sugárzásmennyiséget grafikon segítségével határozzák meg (Kaempfert—Morgen, 1952).

A következőkben leírt módszerünk lényege az, hogy a különböző hajlásszögű déli lejtőkre jutó közvetlen sugárzás intenzitását valamely időpontra vagy napra, a vízszintes síkra érvényes adatokból számítjuk ki, egy szorzószám segítségével. Az eredmények csak derült napokon érvényesek vagy olyan időpontban, amikor a nap közvetlenül süti a lejtőt. A lejtőre és a vízszintes síkra jutó közvetlen sugárzás hányadosának vizsgálata azért célszerű, mert ha a lejtőszög nem nagy ($\beta \leq 40^\circ$), akkor ez a hányados közelítőleg a globálsugárzások hányadosa is (Muhenberg, 1965), nagyobb lejtőszögű területeken pedig, mezőgazdasági termelés – különösen nagyüzemi – már úgysem folyik.

Tagolt felszíni terepen a globálsugárzás meghatározására igen alkalmas az általunk is használt, hordozható Janisevski-féle szolariméter. A műszer bármely helyzetben azonnal vízszintesbe áll. Nem kell mást tennünk, mint a vízszintes felszínre jutó globálsugárzás értékét a megfelelő szorzószámmal megszorozni. A szorzószám az általunk készített nomogramról leolvasható.

1. A közvetlen sugárzások aránya valamely időpontban. Ismeretes, hogy a különböző hajlású és égtájjirányú lejtőkre eső közvetlen sugárzás az

$$I_L = I (\cos \beta \sin h + \sin \beta \cos h \cos (\alpha_N - \alpha_L)) \quad (1)$$

összefüggésből számítható ki. Itt I a napsugarakra merőleges síkra vonatkoztatott intenzitást, β a lejtő hajlásszögét, h a napmagasságot, α_L a lejtő normálisának, α_N pedig a Napnak azimutuszögét jelenti.

A felszínre érkező sugárzás intenzitása

$$I = I_0 q^{Tz} \quad (2)$$

ahol I_0 napállandó, q a tiszta légkör átbocsátási együtthatója, T a Linke-féle homályossági tényező, z a sugárzásnak a légkörben megtett út hossza. A vízszintes síkra eső közvetlen sugárzás intenzitását az

$$I_V = I_0 q^{Tz} \sin h \quad (3)$$

összefüggés adja.

Legyen adott egy β hajlásszögű, α_L azimutuszögű lejtő. Ennek P pontjában mérjük meg a vízszintes síkra eső közvetlen sugárzás intenzitását. Kérdés: mekkora a P pontban a lejtő síkjára eső közvetlen sugárzás?

A kettő hányadosa az (1), a (2) és a (3) alapján:

$$\frac{I_L}{I_V} = \frac{\cos \beta \sin h + \sin \beta \cos h \cos (\alpha_N - \alpha_L)}{\sin h} \quad (4)$$

Jelölje $i_{\beta\alpha_L}$ az α_L azimutú és β hajlásszögű lejtő tetszőleges P pontjában a lejtőre és a vízszintes síkra eső intenzitások hányadosát. Akkor ha $h \approx 0$, azaz nem a napkelte, ill. a napnyugta időpontjában:

$$i_{\beta\alpha_L} = \cos \beta + \sin \beta \operatorname{ctg} h \cos (\alpha_N - \alpha_L) \quad (5)$$

Ha a lejtő déli irányú, azaz $\alpha_L = 0$, akkor

$$i_\beta = \cos \beta + \sin \beta \operatorname{ctg} h \cos \alpha_N \quad (6)$$

felhasználva a

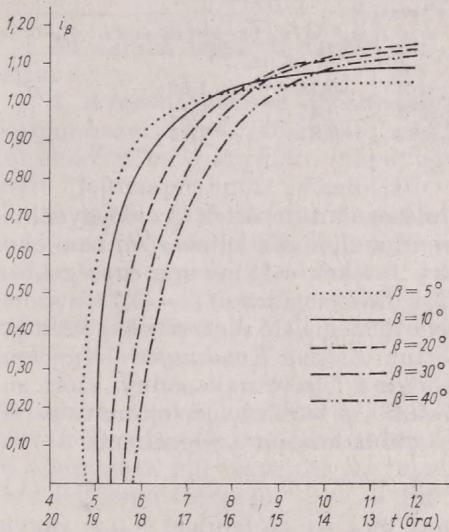
$$\cos \alpha_N = \frac{\sin \varphi \cos \delta \cos \omega - \cos \varphi \sin \delta}{\cos h} \quad (7)$$

$$\sin h = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (8)$$

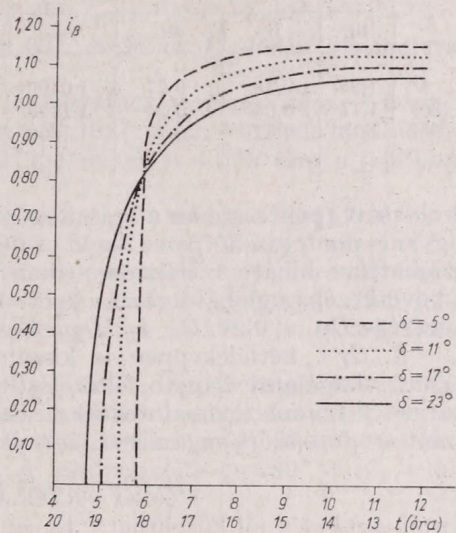
ismert összefüggéseket, az

$$i_\beta = \cos \beta + \sin \beta \frac{\operatorname{tg} \varphi \cos \omega - \operatorname{tg} \delta}{\cos \omega + \operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta} \quad (9)$$

kifejezést kapjuk, ahol φ a hely földrajzi szélessége, δ a Nap deklinációja, ω a Nap óraszöge; $-180^\circ < \omega < 180^\circ$. Az i_β értéke nulla, ha a Nap még nem, ill. már



1. ábra. A különböző hajlásszögű (β) déli lejtőkre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás hányadosának (i_β) függése az időtől (t) ($\varphi = 48^\circ$, $\delta = 19^\circ$)



2. ábra. A $\beta = 10^\circ$ -os déli lejtőre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás hányadosának (i_β) függése az időtől (t) különböző deklinációknál (δ) ($\varphi = 48^\circ$)

nem süti a lejtőt. Tehát, ha az i_β értékét minden lehetséges időpontra ki akarjuk számítani, akkor ismernünk kell a lejtőre vonatkozóan a besugárzás kezdetének („lejtőnapkelte”) és végének („lejtőnapnyugta”) időpontját vagy óraszögét. Ha ezen óraszögek valamelyike megegyezik a napkelte ($-180^\circ < \omega_1 < 0$) ill. a napnyugta ($0 < \omega_2 < 180^\circ$) óraszögével, amit a

$$\cos \omega_{1,2} = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta \quad (10)$$

összefüggésből lehet kiszámítani, akkor ezekben az időpontokban (9) értelmetlenné válik, mivel a tört nevezője nulla. Ez az eset déli lejtőnél – mint később látni fogjuk – csak nulla, ill. negatív deklináció (δ) esetén fordul elő. A (9) ekkor is alkalmazható, csak kezdő értékek nem ω_1 -et, hanem a tőle pl. 1° -kal nagyobb óraszöget választjuk.

Az i_β értékeit különböző időpontokban az 1. ábra mutatja 5, 10, 20, 30, 40 fokos déli lejtők esetében. ($\varphi = 48^\circ$, $\delta = 19^\circ$). A 2. ábra a 10° -os déli lejtőre adja meg az i_β értékeit különböző deklinációkon. Mindkét ábra $\varphi = 48^\circ$ értékkel készült.

Például: 1972. május 12-én ($\delta = 18^\circ$) Tarcalon ($\varphi = 48^\circ 09'$, $\lambda = 21^\circ 23'$) a Nagykopasz déli lejtőjén 11 óra 45 perckor megmértük a vízszintesre, az 5, 20 és 30 fokos lejtőre jutó globál- direkt-, és szórt sugárzást. A mért és a módszerünk alapján számított értékeket az *I. táblázat* mutatja. Az (i_β) a mért adatok alapján számított hányados, az i_β pedig az *I. ábráról* 12 óra 15 perckor

I. TÁBLÁZAT

Különböző hajlásszögű (β) déli lejtőkre jutó globál-, (G_L), közvetlen- (I_L) és szórt sugárzás (D_L), valamint a lejtőre és a vízszintesre eső közvetlen sugárzások hányadosának mért és számított értékei [cal/cm² min].

β	M é r t				S z á m í t o t t			
	G_L	I_L	D_L	(i_β)	i_β	$I_L = i_\beta I_V$	$G_L = G_V + (i_\beta - 1) I_V$	$G_L = i_\beta G_V$
5°	1,05	0,78	0,27	1,0400	1,0464	0,78	1,06	1,07
20°	1,11	0,85	0,26	1,1333	1,1369	0,85	1,12	1,16
30°	1,15	0,87	0,26	1,1600	1,1543	0,87	1,14	1,18

leolvasott (pontosabban a számítógép által kiszámított) érték. Az időegyenlítés ugyanis pontosan 30 perc. Az 1°-os deklinációkülönbség feltehetően nem okoz számottevő hibát. A vízszintes síkon mért értékek cal/cm² min egységekben a következők: a globálsugárzás $G_V = 1,02$, a direktsugárzás $I_V = 0,75$, a szórt-sugárzás $D_V = 0,27$. G_L , I_L , D_L a lejtőre jutó megfelelő sugárzásokat jelentik.

A G_L -t kétféleképpen is kiszámítottuk. Először *Kondratyev—Manolova* (1960) vizsgálatai alapján feltételeztük, hogy a lejtőre ugyanannyi szórt sugárzás jut, mint a vízszintes síkra. Szerintük a β hajlásszögű lejtőre és a vízszintesre jutó szórt sugárzások aránya a lejtő azimutjától függetlenül a

$$D_L/D_V = \cos^2 \beta/2 \quad (11)$$

formulával elég jól közelíthető. Ez az arány még 40°-os lejtőnél is 0,9, vagyis nem követünk el nagy hibát, ha az előbbi feltételezéssel élünk. Ekkor viszont a lejtőre és a vízszintesre jutó globálsugárzások különbsége a direktsugárzások különbségével egyenlő:

$$G_L - G_V = I_L - I_V$$

De mivel $I_L = i_\beta I_V$

$$G_L = G_V + (i_\beta - 1) I_V \quad (12)$$

Az *I. táblázat* utolsó oszlopában G_L -et *Muhenberg* (1965) méréseire támaszkodva a $G_L = i_\beta G_V$ összefüggésből számítottuk ki. A (12)-ből számított értékek pontosabbak, de kiszámításukhoz szükség van az I_V értékre. Az utóbbi esetben az eltérés átlagosan 3%, de csak a vízszintesre jutó globálsugárzást kell mérni.

Ha nem a lejtő P pontjában mérjük a vízszintes síkra eső közvetlen-sugárzást, hanem a lejtő aljánál vagy a horizontsíkon, akkor figyelembe kell venni, hogy a sugárzás erőssége a magassággal nő, irodalmi adatok szerint általában 100 m-ként kb. 1%-kal (*Baumgartner*, 1968). Vagyis, ha a horizont-síkra eső intenzitás I_H , akkor az m méterrel magasabban fekvő vízszintes síkon az intenzitás

$$I_V = I_H (1 + 10^{-4}m)$$

Az eredmények tehát így módosulnak:

$$I_L/I_H = (1 + 10^{-4}m) i_\beta \quad (13)$$

Mielőtt rátérnénk a lejtőnapkelte ill. lejtőnapnyugta időpontjának meghatározására, vizsgáljuk meg (9) szélsőértékeit. Az előbb láttuk, hogy minimuma 0, maximumát pedig az $\omega = 0$ óraszög esetén, azaz délben veszi fel. Ennek értéke:

$$i_{\beta \max} = \cos \beta + \sin \beta \operatorname{tg} (\varphi - \delta)$$

Felmerül a kérdés, hogy milyen hajlásszögű az a déli lejtő, amelyre a délben mért $i_{\beta \max}$ a legnagyobb. Szélsőértékszámítással kapjuk, hogy

$$\operatorname{tg} \beta = \operatorname{tg} (\varphi - \delta) \quad (14)$$

azaz

$$\beta_{\max} = \varphi - \delta$$

Az előbbi példánk esetén $\beta_{\max} = 30^\circ$, amit az *I. ábráról* is leolvashatunk.

2. *A lejtőnapkelte és lejtőnapnyugta időpontjának meghatározása.* A kérdéssel már hazai szerzők is foglalkoztak (*Marczell, 1927; Kiss, 1967*), de módszerüktől eltérően mi a napkelte (napnyugta) függvényében adjuk meg a lejtőnapkelte (lejtőnapnyugta) időpontját.

A lejtőre jutó energia meghatározásának egyik módja a megfelelő síkok módszere (*Gloyne, 1965*). Ennek lényege az, hogy ha a Föld egy adott (φ, λ) helyén van egy α_L, β adatokkal jellemzett lejtő, akkor megkeressük azt a (φ', λ') helyet, ahol a horizontsík párhuzamos az adott lejtősíkkal. Déli lejtő esetében $\varphi' = \varphi - \beta$, ahol β a lejtő hajlásszöge, $\lambda' = \lambda$ ill. a helyi idők különbsége $\varepsilon = 0$.

A (φ, λ) helyen levő α_L, β adatokkal jellemzett lejtő besugárzásának időtartama megegyezik tehát a (φ', λ') hely horizontsíkja besugárzásának időtartamával. Vagyis a Nap a lejtőt akkor kezdi sütni, amikor a (φ', λ') helyen felkel és addig süti, míg ugyanitt lenyugszik. A lejtőnapkelte ($-180^\circ < \omega'_1 < 0^\circ$) és a lejtőnapnyugta ($0^\circ < \omega_2 < 180^\circ$) óraszöge tehát a

$$\cos \omega'_{1,2} = -\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} \varphi' \quad (15)$$

összefüggésből számítható. Déli lejtő esetében (15)

$$\cos \omega'_{1,2} = -\operatorname{tg} \delta \operatorname{tg} (\varphi - \beta) \quad (16)$$

alakú lesz. Tekintve, hogy ebben az esetben $\varepsilon = 0$, a kapott időpontokat már csak λ -tól függően kell korrigálni.

A φ szélességen a napkelte illetve napnyugta óraszögét

$$\cos \omega_{1,2} = -\operatorname{tg} \varphi \operatorname{tg} \delta \quad (17)$$

összefüggésből lehet kiszámítani, amit λ -tól függően szintén korrigálni kell. A (16) és (17)-ből, feltéve, hogy $\varphi \cdot \delta \neq 0$

$$\cos \omega'_{1,2} = \frac{\operatorname{tg} (\varphi - \beta)}{\operatorname{tg} \varphi} \cos \omega_{1,2} \quad (18)$$

Ha tehát ismerjük pl. a napkelte t_1 időpontját, amit a Csillagászati Évkönyvből könnyen megállapíthatunk, akkor ebből a ω_1 óraszöveget meg tudjuk határozni a

$$t_1 = 12 + \omega_1/15$$

alapján. A (18) segítségével meghatározhatjuk a lejtőnapkelte ω'_1 óraszögét, ill. t'_1 időpontját β hajlásszögű déli lejtő esetén.

Az ily módon végzett számításokat a *II. táblázat* mutatja 10, 20, 30°-os déli lejtők esetében. A napkelte időpontjai Tarcalra ($\varphi = 48^\circ$, $\lambda = 21^\circ 23'$) vannak megállapítva. Lejtőnapnyugtára a számításokat hasonló módon elvégeztük.

A táblázatban szereplő értékek természetesen percre kerekített értékek, de így is leolvashatjuk a következőket: Minél korábban kel fel a Nap (minél nagyobb a deklinációja) annál nagyobb a különbség a különböző lejtők besugárzása kezdetének időpontja között. Ha pl. a napkelte időpontja 5^h 32 perc ($\delta = 1^\circ$), akkor a 10 és 20 fokos lejtőnél 6 perc, a 20 és 30 fokos lejtőnél 5

II. TÁBLÁZAT

A napkelte időpontja a horizontsikon és különböző hajlásszögű (β) déli lejtőkön — Tarcalon

Horizontsík		$\beta = 10^\circ$			$\beta = 20^\circ$			$\beta = 0^\circ$		
h	min	h	min	Δt_1	h	min	Δt_1	h	min	Δt_1
5	36	5	43	7	5	49	13	5	53	17
5	32	5	41	9	5	47	15	5	52	20
5	28	5	38	10	5	45	17	5	51	23
5	22	5	34	12	5	42	20	5	49	27
5	16	5	29	13	5	40	24	5	47	31
5	12	5	26	14	5	37	25	5	46	34
5	06	5	23	17	5	35	29	5	44	38
5	02	5	20	18	5	32	30	5	43	41
4	56	5	16	20	5	30	34	5	42	46
4	50	5	11	21	5	27	37	5	40	50
4	44	5	07	23	5	24	40	5	38	54
4	41	5	05	24	5	23	42	5	37	56
4	35	5	01	26	5	20	45	5	36	61
4	30	4	58	28	5	18	48	5	35	65
4	25	4	53	28	5	16	51	5	33	68
4	18	4	50	32	5	12	54	5	31	73
4	12	4	45	33	5	10	58	5	30	78
4	07	4	42	35	5	08	61	5	29	82
4	03	4	40	37	5	06	63	5	28	85
3	57	4	36	39	5	04	67	5	26	89
3	52	4	32	40	5	01	69	5	25	93
3	47	4	29	42	4	59	72	5	23	96
3	43	4	27	44	4	57	74	5	22	99
3	38	4	24	46	4	56	78	5	21	103

perc különbség van a lejtőnapkelte időpontja között. Ha 4^h 44 perckor kel a Nap ($\delta \approx 10^\circ$), akkor ezekre a különbségekre 14–14 perc adódik. Ha a legkorábbi napkeltét vesszük ($\delta \approx 23^\circ$), akkor 32 ill. 25 perc a különbség.

Ha a függőlegesen hasonlítjuk össze az oszlopokat (akkor a deklináció függvényében vizsgáljuk a lejtőnapkelte időpontját), azt tapasztaljuk, hogy átlagosan 1°-nyi deklináció változására a horizontsíknaál 5, 10°-os lejtőnél 3, 20°-nál 2, 30°-nál 1 perc különbség esik.

A számítások azt mutatják, hogy a napkelte és a lejtőnapkelte (ill. a napnyugta és a lejtőnapnyugta) között közel lineáris összefüggés van. Fogadjuk el ezt a feltevést, vagyis hogy

$$\omega'_{1,2} = a\omega_{1,2} + b$$

pl. ha $\beta = 20^\circ$, $\varphi = 48^\circ$, akkor kielégítő pontossággal

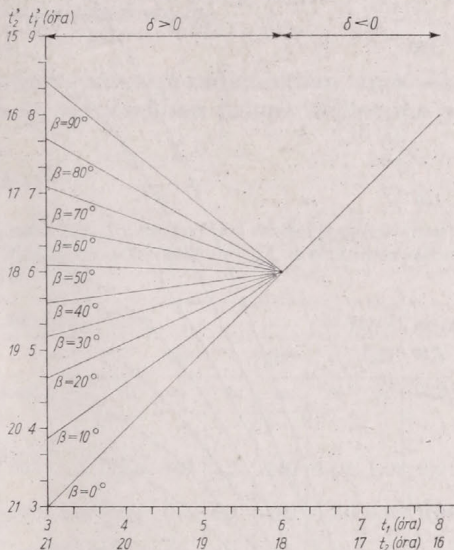
$$\omega'_{1,2} = 0,47 \omega_{1,2} \mp 3,20$$

A (18)-ből általános esetben az következik, hogy

$$a = \frac{\operatorname{tg}(\varphi - \beta)}{\operatorname{tg} \varphi}$$

A b állandó meghatározásához felhasználhatjuk, hogy, ha $\omega_1 = -90^\circ$ ($t_1 = 6$ óra), akkor $\omega'_1 = -90^\circ$ ($t'_1 = 6$ óra) tehát az egyenes átmegy a $(-90^\circ, -90^\circ)$ ponton, azaz

$$\omega'_1 + 90^\circ = a(\omega_1 + 90^\circ)$$



3. ábra. A lejtőnapkelte (t'_1) és a lejtőnapnyugta (t_2) időpontjának függése a napkelte (t_1) ill. a napnyugta (t_2) időpontjától különböző lejtőszögek mellett ($\varphi = 48^\circ$)

Ha az így kapott összefüggés mindkét oldalát elosztjuk 15-tel, akkor a lejtőnapkelte időpontját órákban kapjuk meg:

$$t'_1 = \frac{\operatorname{tg}(\varphi - \beta)}{\operatorname{tg} \varphi} t_1 + 6 \left(1 - \frac{\operatorname{tg}(\varphi - \beta)}{\operatorname{tg} \varphi} \right) \quad (19)$$

A lejtőnapnyugta időpontjának kiszámításakor a második tag szorzótényezője 18 lesz.

Ezekre az összefüggésekre csak $\delta > 0$ esetben van szükség. A $\delta \leq 0$ esetben $t'_1 = t_1$, $t'_2 = t_2$. A napkelte azimutja ugyanis a

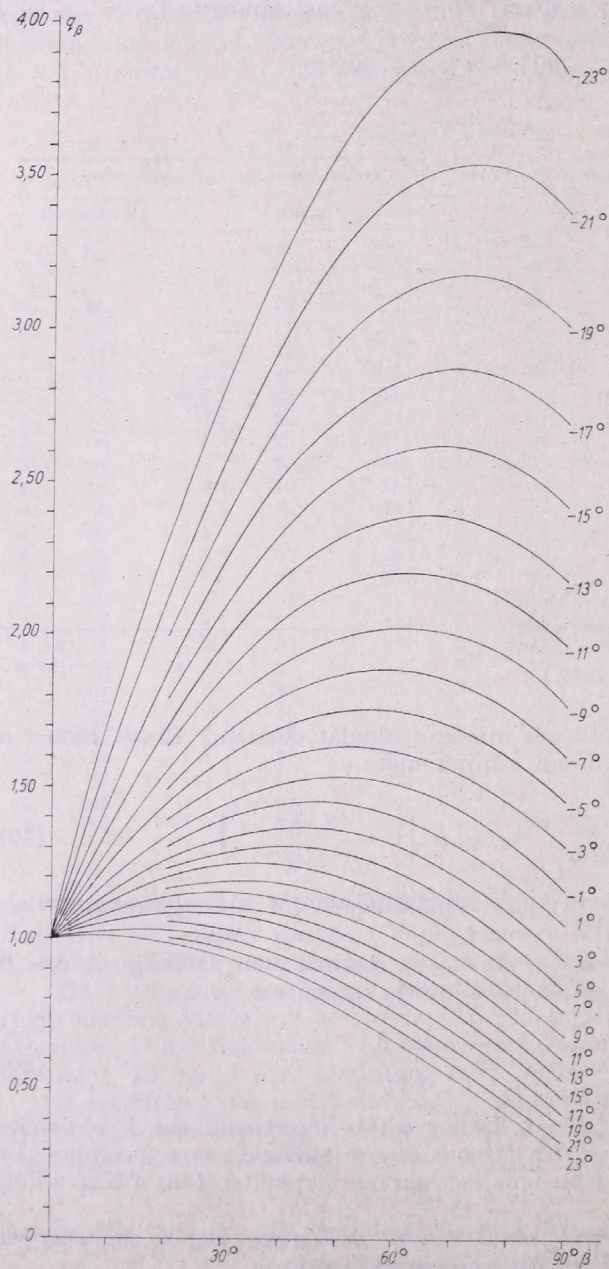
$$\cos \alpha_{N_1} = - \frac{\sin \delta}{\cos \varphi} \quad (20)$$

alakban fejezhető ki. Ha a $\delta > 0$, akkor φ -tól függetlenül $\cos \alpha_{N_1}$ értéke negatív, azaz α_{N_1} tompaszög. Ha viszont $\delta < 0$, akkor a $\cos \alpha_{N_1}$ értéke pozitív, azaz α_{N_1} hegyesszög. Ebben az esetben már napkeltétől sűt a Nap a déli lejtőre.

A (19) összefüggés felhasználásával készült a 3. ábra. Ennek segítségével állapítható meg az 1. és 2. ábra görbéinek kezdőpontja.

3. A közvetlen sugárzás napi összegének aránya. A déli lejtő egy P pontjában egy nap alatt beeső közvetlen sugárzás mennyiségét a

$$Q_{d,L} = I_{0q} \overline{Tz} \int_{\omega_1}^{\omega_2} [\sin(\varphi - \beta) \sin \delta + \cos(\varphi - \beta) \cos \delta \cos \omega] d\omega \quad (21)$$



4. ábra. A különböző hajlásszögű (β) déli lejtőkre és a vízszintes felszínre jutó közvetlen sugárzás napi összegének hányadosa (q_β) különböző deklinációnál ($\varphi = 48^\circ$)

integrál adja. Ugyanígy a P ponton átmenő vízszintes sík napi közvetlen sugárzás bevétele:

$$Q_{d,V} = I_{0q} T_z \int_{\omega_1}^{\omega_2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) d\omega \quad (22)$$

Mivel a déli lejtőnél és a vízszintes síknál $\omega_1' = -\omega_2'$ ill. $\omega_1 = -\omega_2$, az integrálás elvégzése után a $q_\beta = Q_{dL}/Q_{dV}$ jelöléssel a

$$q_\beta = \frac{\omega_1' \sin \delta \sin(\varphi - \beta) + \cos(\varphi - \beta) \cos \delta \sin \omega_1'}{\omega_1 \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_1}$$

összefüggést kapjuk.

Itt ω_1 a napkelte, ω_1' pedig a lejtőnapkelte óraszöge radiánokban, amelyek a (10) ill. a (18) képletekből számíthatók ki. Gyorsabban jutunk célhoz, ha a

III. TÁBLÁZAT

A globál (Qg), a direkt (Qd), és a szórt (Qsz) sugárzás mért (m) és számított (sz) értékei [cal/cm² nap] valamint a mért és számított értékek közötti eltérés a mért érték százalékában [%], a vízszintes síkon és a 20°-os déli lejtőn

Dátum	Deklináció (δ°)	vízszintes síkra			20°-os déli lejtőre									Qd 20°/Qd vízsz		
		Qg	Qd	Qsz	Qg					Qd			Qsz	Q20°		
		m	m	m	m	sz ₁	%	sz ₂	%	m	sz	%	m	m	sz	eltér.
1969. ápr. 29.	14	533	409	144	587	588	0,1	597	1,7	447	441	1,1	140	1,09	1,08	0,01
1969. jún. 15.	23	609	424	185	607	601	1,0	596	1,6	424	415	2,1	183	1,00	0,98	0,02
1972. okt. 27.	-13	249	193	56	398	381	4,0	418	5,0	343	324	5,6	55	1,77	1,68	0,09

Csillagászati Évkönyv alapján megállapíthatjuk t_1 -et, majd a 3. ábráról az ehhez tartozó t_1' -t, ezt követően ω_1 , ill. ω_1' értékét a

$$t = 12 + \omega/15$$

összefüggés alapján kiszámítjuk és radiánokká alakítjuk.

Ha a deklináció nulla vagy negatív, akkor az előző fejezetben elmondottak alapján a (23)-ban ω_1 helyett ω_1' -et kell írni.

A q_β értékeit különböző deklinációkon és különböző hajlásszögű lejtők esetén a 4. ábra mutatja. A számítások szerint ha pl. $\delta = -23^\circ$ és a lejtő hajlásszöge 40°-os, akkor $q_\beta = 3,2445$. Vagyis a lejtőre több mint háromszor annyi közvetlen sugárzás jut ezen a napon, mint a vízszintes síkra. Ez érthető is, hiszen a besugárzások időtartama egyenlő, viszont a lejtő expozíciója sokkal kedvezőbb.

Ha a napi direktsugárzást a lejtő alján vagy a horizontsíkon mérjük, akkor az előzőekben leírt megfontolások alapján

$$Q_{dL}/Q_{dV} = (1 + 10^{-4}m) q_\beta \quad (23)$$

ahol m a lejtő kérdéses pontjának a magassága.

Nézzünk példát a lejtőre jutó globál-, ill. direktsugárzás napi összegének meghatározására a fenti módszer segítségével!

A Nagykopasz (Tarcál) déli lejtőjén végzett méréseinkből a következő

napi adatokat használtuk fel: 1. 1969. IV. 29. ($\delta \approx 14^\circ$), 2. 1969. VI. 15. ($\delta \approx 23^\circ$), 3. 1972. X. 27. ($\delta \approx -13^\circ$).

A mért és számított értékeket és a közöttük levő eltéréseket a *III. táblázat*-ban mutatjuk be. A 20° -os déli lejtőre jutó globálsugárzás napi összegeit kétféleképpen is kiszámítottuk, s a kétféle számítás eredményét (s_{z1} , s_{z2}) szintén *III. táblázatunkban* tüntettük föl. Első számítás: ha feltételezzük, hogy a (11)-es összefüggés napi összegekre is érvényes, akkor

$$Qg_{\text{lejtő}} = Qg_{\text{vissz.}} + (q_\beta - 1) Qd_{\text{vissz.}};$$

második számítás: ha a globálsugárzások hányadosát közelítőleg azonosnak tekintjük a közvetlen sugárzások hányadosával, akkor

$$Qg_{\text{lejtő}} = q_\beta \cdot Qg_{\text{vissz.}}$$

A q_β értékei — páratlan deklinációk esetén — a *4. ábráról* olvashatók le (a páros értékeket interpolálhatjuk). Ha ezen q_β értékekkel beszorozzuk a vízszintes felszínre jutó globálsugárzás napi összegeit, amit pl. egy szolariméter-integrátor (*Kipp*-féle) segítségével már a szóbanforgó napon [cal/cm^2]-ben kaphatunk meg, akkor — könnyen belátható — igen rövid idő alatt, kb. 3%-os eltéréssel bármely hajlásszögű déli lejtő napi sugárzásbevételét előállíthatjuk.

Végül köszönetünket fejezzük ki *Kellerman Lászlóné* tudományos munkatársnak és a debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Számítóközpontja többi dolgozójának, akik a programok megírásában és lefuttatásában segítségünkre voltak.

IRODALOM

- Baumgartner, A.* (1960): Gelände und Sonnenstrahlung als Standortfaktor am Gr. Falkenstein (Bayerischer Wald). Fortsw. Cbl. 79.286—297.
- Gloyne, R. W.* (1965): A method for calculating the angle of incidence of the direct beam of the sun on a plane surface of any slope and aspect. Agr. Meteorol. 2, 401—410.
- Kaempfert, W.* (1942): Sonnenstrahlung auf Ebene, Wand und Hang. Wiss. Abh. Reichsamt f. Wetterdienst, Bd. 9. Nr. 3.
- Kaempfert, W. — Morgen, A.* (1952): Die Bessonnung, Diagramme der solaren Bestrahlung verschiedener Lagen. Zs. f. Met. 6. 138—146.
- Kondratyev, K. Ja.* (1954): Lucsisztaja energija szolnca. Leningrád.
- Kondratyev, K. Ja. — M. P. Manolova* (1955): K voproszu o prihode rasszejannoji szumarnoj radiacii na poverhnoszt szklona. Meteor. i Gidr. No 6. 31—34.
- Kiss A.* (1967): Nomographische Methoden mit Verwendung der transversalen azimutalen Projektionen des sphärischen Koordinatennetzes zur Berechnung der Sonnenhöhen über beliebig geneigten Ebenen. Acta Climat. Tom. VII. Fasc. 1—4. 67—83. Szeged.
- Marczell Gy.* (1927): Hegy és völgy napsütése. Időjárás 31. 97—105, ill. 129—140.
- Muhenberg, V. V.* (1965): Nyekatorüe oszobennosztji prihoda szolnyecnoj radiacii na naklonúje poverhnosztji. G. G. O. Trudü Vp. 179. 108—117.
- Schubert, J.* (1928): Die Sonnenstrahlung im mittleren Norddeutschland nach den Messungen in Potsdam. Meteor. Zs. 45, 1. 0—9.

Az objektív diagnosztikai és prognosztikai módszereknek a térképvetületekkel összefüggő néhány problémája

OSZORAI ZOLTÁN, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

About Some Problems of the Objective Diagnostic and Prognostic Methods in Connection with the Map Projections. In this paper some relations are deducted between the geographic co-ordinates and rectangular co-ordinates voluntarily fixed on projections used most frequently (i. e. *Lambert-Gauss'* cone-projection and stereographic projection, resp.) in the interest of the objective analysis and numerical forecast. The so-called amplification factors are also stated. Further the values of the wind components parallel to the rectangular co-ordinate system are calculated from the wind speeds and directions measured on the observing stations.

*

О некоторых проблемах диагностических и прогностических методов, связанных с проекциями карт. В целях для объективного анализа и численного прогноза, устанавливаются связи географических координат с любыми прямоугольными координатами, используемыми на наиболее широко распространенных проекциях карт (конусная проекция Ламберта—Гаусса, стереографическая полярная плоская проекция). Определяется так называемый коэффициент искажения и по направлению и скорости ветра, измеряемым на станциях наблюдения, вычисляются составляющие ветра, параллельные осям прямоугольной системы координат.

*

A légkör háromdimenziós hidrotermodinamikai szerkezetének objektív analízise és numerikus előrejelzése parciális differenciálhányadosokat tartalmazó kifejezések értékelését és parciális differenciálegyenletek megoldását teszi szükségessé. A parciális deriváltakat a gyakorlatban véges különbségekkel közelítjük, és ehhez a munkafolyamathoz az időjárás térképek meghatározott vetületén általában derékszögű rácshálózatot alkalmazunk. Ezzel kapcsolatban a következő problémákat kell megoldani:

1. Összefüggés keresendő egy földi P pont (megfigyelő állomás, rácsponstb.) földrajzi koordinátái (λ, φ) és a vetületen ennek megfelelő P_v pont derékszögű koordinátái (x, y) között.

2. Megállapítandó, hogy egy adott s földi távolságnak mekkora s_v vetületi távolság felel meg. A kettő hányadosát az irodalomban többféleképpen említik. Nevezzük ezt *torzítási tényezőnek* és jelöljük m -mel:

$$m = s_v/s.$$

3. Megállapítandó, hogy valamely észlelő állomásról jelentett szél hogyan bontható fel a vetületen felvett derékszögű koordinátarendszer tengelyeivel párhuzamos összetevőkre.

E három problémával külön-külön többen is foglalkoztak, és eltérő utakon meg is oldották ezeket. Célunk, hogy e problémák megoldását egységes módszerrel, összefoglalva adjuk a felhasználók kezébe, és ezzel a számítógépes feladásokat elősegítsük.

A lehetséges térképvetületek közül a meteorológiai kutatásban és gyakorlatban leggyakrabban használt két vetülettel, a *Lambert—Gauss*-féle kúpvetülettel és a sztereografikus poláris síkvetülettel foglalkozunk. A vetítési módokat ismertnek tételezzük fel, ezek magyarázatára nem térünk ki (lásd pl. [1]).

A számítások egyszerűsítésére tegyük fel a következőket:

1. A Föld geometriai értelemben vett R sugarú gömb. Tekintettel a Föld

lapultságára, valamint arra a tényre, hogy a troposzféra vastagsága elenyésző a Föld sugarához képest, a tengerszint feletti magasságot (pl. a magassági szél vizsgálatánál) elhanyagoljuk.

2. A vetítést mindkét vetületnél csak az északi féltekére terjesztjük ki. Ezzel nem csorbítjuk az általánosítás lehetőségét, mert az eredmények értelem-szerűen alkalmazhatók a déli féltekére is. Az egyenlítői övezetben egyik vetület sem alkalmazható.

3. A vetületen kiindulásként olyan derékszögű koordinátarendszert veszünk fel, amelynek origója egybe esik az Északi Sark (N) vetületével N_v -vel, x -tengelye pedig a 0 fokos (greenwichi) meridiánnal. A továbbiakban azonban formuláinkat transzformáljuk egy önkényesen megválasztható derékszögű rendszerre.

4. A Lambert—Gauss-féle kúpvetületnél feltételezzük, hogy a kúp a Föld felszínét a 30. és 60. szélességi kör mentén metszi, megegyezésben az általános gyakorlattal.

5. A sztereografikus poláris síkvetületnél figyelembe vesszük, hogy a térkép léptékét általában a 60. szélességi körön adják meg.

1. Lambert—Gauss-féle kúpvetület

1.1 *Összefüggés a földrajzi koordináták és a vetület derékszögű koordinátái között.* A keresett összefüggések levezetése érdekében tekintsük az 1. ábrát. Ez a Földnek és a vetületet adó kúpnek azt a metszetét mutatja be, amely a P ponthoz tartozó λ meridiánt tartalmazza. A Föld középpontja O , a P pont vetülete a kúpon P_v , a P pont földrajzi szélessége φ , a 30., ill. a 60. szélességi kör metszéspontja a λ meridiánnal A , ill. B , az \overline{AB} felező pontja D .

Az OAB egyenlőszárú háromszög magassága (\overline{OD}), mivel a csúcsnál levő szög — A és B értelmezése miatt — 30 fok, valamint a szárainak hossza R ,

$$\overline{OD} = R \cos 15^\circ,$$

de ez az ODN_v egyenlőszárú, derékszögű háromszög befogója, és így az ON_v átfogó ennek a $\sqrt{2}$ -szerese. Mindezek ismeretében az ON_vP_v háromszögből a sinus-tétel felhasználásával s némi átalakítás után megkapjuk a P pontnak az Északi Sarktól vett távolságát a vetületen:

$$N_vP_v = \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{1 + \operatorname{tg} \varphi} R$$

A 2. ábra alapján, amely a kúppalástot kiterítve ábrázolja s rajta a speciálisan választott derékszögű koordinátarendszert (lásd a Bevezetés 3. feltételezését) könnyű összefüggést találni az N_vP_v távolság és P pont derékszögű koordinátái között

$$N_vP_v = \sqrt{x^2 + y^2}$$

A következő feladatunk a kúppalástot adó körcekké középponti szögének meghatározása. Tudjuk, hogy a 60. szélességi kör kerülete ($2R \cos 60^\circ \pi = R\pi$) megegyezik a vetületen a 60. szélességi körhöz tartozó ívvel. A $\varphi = 60^\circ$ -hoz tartozó sugár a vetületen, vagyis az N_vP_v távolság, ha a P pont a 60. szélességi körön van

$$r_{60} = \frac{R}{\sqrt{2}},$$

az α középponti szöghöz tartozó ív pedig

$$R\pi = \frac{\alpha}{360} \cdot \frac{2}{\sqrt{2}} R\pi,$$

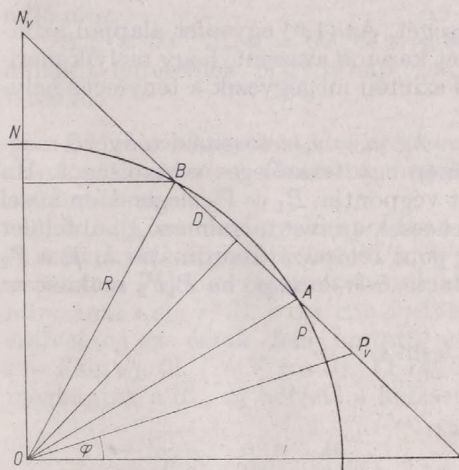
amiből

$$\alpha = 180^\circ \sqrt{2} = 254,556^\circ$$

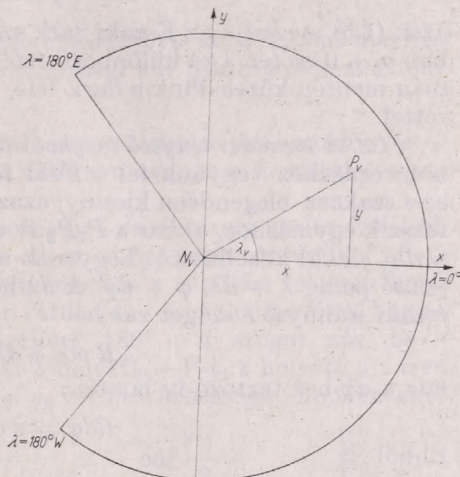
Figyelembe véve, hogy a földrajzi koordináta-rendszerben megkülönböztetünk keleti és nyugati hosszúságokat, megállapíthatjuk, hogy amíg a (λ, φ) rendszerben $-180^\circ \leq \lambda_v \leq 180^\circ$, addig a vetületen

$$-90^\circ \sqrt{2} \leq \lambda_v \leq 90^\circ \sqrt{2}$$

ahol λ_v a λ -hoz tartozó meridián vetületének az x -tengelv pozitív irányával



1. ábra



2. ábra

(a greenwichi meridiánnal) alkotott hajlásszöge. Ebből következik, hogy

$$\lambda_v = \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda, \quad (1.1)$$

vagy a 2. ábra alapján

$$\operatorname{tg} \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda = \frac{y}{x}. \quad (1.2)$$

Ez az egyenlet $x = 0$ esetén, azaz az y -tengely mentén határozatlanná válik; ezt az esetet a továbbiak során ki kell zárunk: $\operatorname{tg} \lambda$ értelmezve van, ha $0 < |x|$.

Az előbbieket alapján elemi műveletekkel meghatározhatók a keresett összefüggések a (λ, φ) földrajzi koordináták és a kúpvetületen speciálisan választott (x, y) derékszögű koordináták között:

$$x = R \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{1 + \operatorname{tg} \varphi} \cos \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda, \quad (1.3)$$

$$y = R \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{1 + \operatorname{tg} \varphi} \sin \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda; \quad (1.4)$$

illetve

$$\varphi = \operatorname{arc} \operatorname{tg} \left(R \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{x^2 + y^2} - 1 \right), \quad (1.5)$$

$$\lambda = \sqrt{2} \operatorname{arc} \operatorname{tg} y/x, \quad (1.6)$$

feltételezve, hogy $x \neq 0$. Ha $y \rightarrow 0$, vagyis az Északi Sark felé közeledünk, az (1.5) egyenlet szerint

$$\lim_{\substack{\varphi = 90^\circ \\ x = 0 \\ y = 0}} \varphi = 90^\circ$$

azaz (1.5) megadja az Északi Sark szélességét. Az (1.6) egyenlet alapján azonban $y \rightarrow 0$ esetén λ -ra különböző értékeket kapunk aszerint, hogy melyik meridián mentén közeledünk a Sark felé, ami szintén megegyezik a tényleges helyzettel.

1.2 A torzítási tényező meghatározása. Az $m = s_0/s$ torzítási tényező meghatározásához vegyünk fel a Föld felszínén egy tetszőleges s távolságot. Ha az s szakasz elegendően kicsiny, azaz két végpontja, P_1 és P_2 elegendően közel fekszik egymáshoz, akkor a P_1P_2 ív egyenessel, az ívet tartalmazó gömbfelület pedig síkkal közelíthető. Legyenek a P_1 pont földrajzi koordinátái λ , φ , a P_2 ponté pedig $\lambda + d\lambda$, $\varphi + d\varphi$. A $d\lambda$ -hoz tartozó ív hossza, ha P_1P_2 szakasz az északi irányval ε szögöt zár be

$$R \cos \varphi d\lambda = s \sin \varepsilon,$$

míg a $d\varphi$ -hez tartozó ív hossza

$$R d\varphi = s \cos \varepsilon.$$

Ebből

$$d\lambda = \frac{s \sin \varepsilon}{R \cos \varphi}, \quad (1.7)$$

$$d\varphi = \frac{s \cos \varepsilon}{R}. \quad (1.8)$$

De

$$dx = \frac{\partial x}{\partial \lambda} d\lambda + \frac{\partial x}{\partial \varphi} d\varphi, \quad (1.9)$$

$$dy = \frac{\partial y}{\partial \lambda} d\lambda + \frac{\partial y}{\partial \varphi} d\varphi. \quad (1.10)$$

Figyelembevétel az (1.3), (1.4) ill. (1.7) és (1.8) egyenleteket,

$$dx = - \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{\sin \varphi + \cos \varphi} s \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \sin \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda \sin \varepsilon + \frac{\cos \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda}{\sin \varphi + \cos \varphi} \cos \varepsilon \right), \quad (1.11)$$

$$dy = \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{\sin \varphi + \cos \varphi} s \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \cos \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda \sin \varepsilon - \frac{\sin \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda}{\sin \varphi + \cos \varphi} \cos \varepsilon \right). \quad (1.12)$$

Válasszuk meg a $P_{1,v}(x, y)$ és $P_{2,v}(x + dx, y + dy)$ vetületi pontokat úgy, hogy az s_v vetületi távolság egységnyi legyen, azaz $dx^2 + dy^2 = 1$. Akkor az (1.11) és (1.12) egyenletet négyzetre emelve és összeadva, a keresett torzítási tényező:

$$m = \frac{1}{s} = \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{\sin \varphi + \cos \varphi} \left[\frac{1}{2} \sin^2 \varepsilon + \frac{\cos^2 \varepsilon}{(\sin \varphi + \cos \varphi)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (1.13)$$

A torzítási tényező explicite nem tartalmazza a λ -t, a P pont földrajzi hosszúságát, noha nyilvánvaló, hogy más a torzítás a szélességi és a hosszúsági körök mentén. Ezt a látszólagos ellentmondást feloldja az a tény, hogy az (1.13) formulában szerepel az ε szög, vagyis a P_1P_2 távolság hajlásszöge a meridiánnal. Ha (1.13)-ba $\varepsilon = 0$ -t helyettesítünk, megkapjuk a torzítást a meridián mentén, míg $\varepsilon = 90^\circ$ helyettesítésével a formula a szélességi-körmenti torzítást adja meg.

A $\varphi = 30^\circ$, ill. $\varphi = 60^\circ$ és $\varepsilon = 90^\circ$ helyettesítésével $m = 1$, ami megfelel annak a feltételnek, hogy a kúp ezen két szélességi kör mentén metszi a földfelszínt.

1.3 *A szélkomponensek meghatározása a kúpvetületen felvett speciális derékszögű rendszerben.* A probléma megoldása csaknem azonos a torzítási tényező meghatározásával.

A $P_1(\lambda, \varphi)$ megfigyelési pontban V sebességű és d irányú szelet észleltek. A szélvektor végpontja legyen a $P_2(\lambda + d\lambda, \varphi + d\varphi)$ pont. Ahogy a P_1P_2 ív vetülete a Földhöz rögzített koordináta-rendszerben a torzítási tényező kiszámításánál $s \sin \varepsilon$, ill. $s \cos \varepsilon$, a szélvektor vetülete – figyelembevéve, hogy a szélvektor az észak felé mutató y -tengellyel $180^\circ + d$ szöget zár be – ($-V \sin d$), ill. ($-V \cos d$). (1.14) Tehát s helyett $-V$ -t, ε helyett d -t írva, megkapjuk a dx, dy helyett a keresett u_k, v_k vetületi sebességkomponenseket.

$$u_k = \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{\sin \varphi + \cos \varphi} V \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \sin \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda \sin d + \frac{\cos \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda}{\sin \varphi + \cos \varphi} \cos d \right), \quad (1.15)$$

$$v_k = - \frac{\sqrt{2 + \sqrt{3}}}{\sin \varphi + \cos \varphi} V \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \cos \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda \sin d - \frac{\sin \frac{\sqrt{2}}{2} \lambda}{\sin \varphi + \cos \varphi} \cos d \right). \quad (1.16)$$

A torzítási tényező esetében $dx^2 + dy^2 = 1$, itt azonban

$$V_k = \sqrt{u_k^2 + v_k^2} = m V, \quad (1.17)$$

ami azt jelenti, hogy a sebességvektor V_k kúpvetülete a torzítási tényezőtől függ.

A formulák használatához a következőket kívánjuk hozzáfűzni:

1. Az u_k, v_k sebességkomponenseket ugyanabban az egységekben kapjuk meg, amiben V -t megadtuk.
2. A levezetésnél a $d\lambda$ -t és $d\varphi$ -t ívmértékben vettük fel. A számításnál azonban λ -t és φ -t fokokban helyettesíthetjük be.

1.4 *Transformáció tetszőleges derékszögű rendszerre.* A vetületen felvett derékszögű koordináta-rendszert a levezetések egyszerűsítése érdekében speciálisan választottuk meg (lásd a Bevezetés 3. feltételét). Az alábbiakban megadjuk

az áttérést a vetületen tetszőlegesen felvett derékszögű rendszerre, azaz önkényesen választott derékszögű rácshálózatra. Az önkényesen választott $O' (x', y')$ rendszer origójának koordinátái a kiindulási rendszerben legyenek $O' (a, b)$ és az x' -tengely pozitív ága zárjon be az x -tengellyel α szöveget (3. ábra). A transzformációs egyenletek (amelyek levezetése megtalálható az analitikus geometriai kézikönyvekben) a következők:

$$x = x' \cos \alpha - y' \sin \alpha + a, \quad (1.18)$$

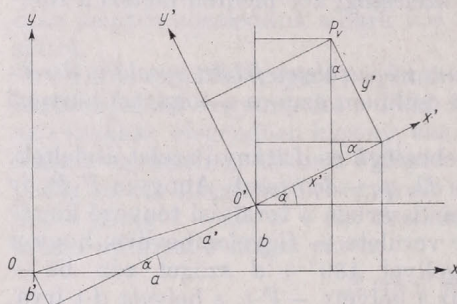
$$y = x' \sin \alpha + y' \cos \alpha + b, \quad (1.19)$$

vagy

$$x' = x \cos \alpha + y \sin \alpha + a', \quad (1.20)$$

$$y' = -x \sin \alpha + y \cos \alpha + b', \quad (1.21)$$

ahol a' és b' az O pont koordinátái az $O' (x', y')$ rendszerben. Az (1.3) és (1.4) egyenletet behelyettesítve az (1.20), ill. (1.21) egyenletbe, megkapjuk a $P(\lambda, \varphi)$



3. ábra

földi pont kúpvetületének koordinátáit tetszés szerinti derékszögű rendszerben:

$$x' = R \frac{\sqrt{2+\sqrt{3}}}{1+\operatorname{tg} \varphi} \cos \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \lambda - \alpha \right) + a', \quad (1.22)$$

$$y' = R \frac{\sqrt{2+\sqrt{3}}}{1+\operatorname{tg} \varphi} \sin \left(\frac{\sqrt{2}}{2} \lambda - \alpha \right) + b'. \quad (1.23)$$

Az (1.5) és (1.6) egyenletbe behelyettesítve az (1.18) és (1.19) egyenletet, megkapjuk, hogy valamely $P_v(x', y')$ vetületi pontnak melyik $P(\lambda, \varphi)$ földi pont felel meg:

$$\varphi = \operatorname{arc} \operatorname{tg} R \left[\frac{\sqrt{2+\sqrt{3}}}{\sqrt{(x' - a')^2 + (y' - b')^2}} - 1 \right], \quad (1.24)$$

$$\lambda = \sqrt{2} \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x' \sin \alpha + y' \cos \alpha + b}{x' \cos \alpha - y' \sin \alpha + a} \quad (1.25)$$

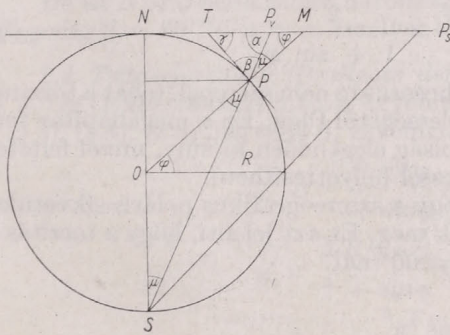
Az (1.13) torzítási tényező átírására nincs szükség, mert nem tartalmaz derékszögű koordinátákat.

Végezetül határozzuk meg a szélkomponenseket a tetszőleges rendszerben. Mínt hogy a behelyettesítés után egyszerűsítéseket nem lehet végrehajtani, ajánlatos a számítást két lépésben végrehajtani. Első lépésként az (1.15) és (1.16) egyenlet segítségével meghatározzuk az u_k, v_k sebességkomponenseket a

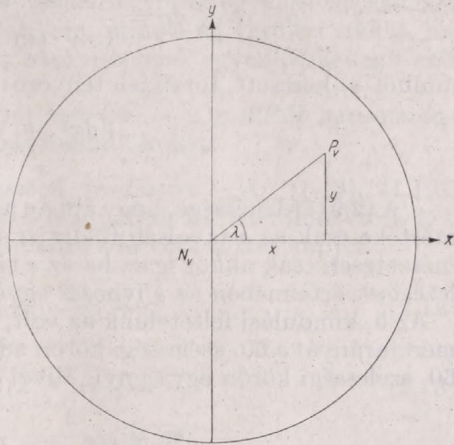
speciális $O(x, y)$ rendszerben, majd az (1.20) és (1.21) egyenletet használjuk fel az alábbi lényegtelen módosítással: a koordináták helyett a szélesség-komponenseket írjuk be ($x = u_k, y = v_k, x' = u_k'$ és $y' = v_k'$), továbbá $a' = b' = 0$, figyelembe véve, hogy ezeknek a konstansoknak idő szerinti deriváltja zérussal egyenlő.

2. Sztereografikus poláris síkvetület

2.1 *Összefüggés a földrajzi koordináták és a vetület speciális derékszögű koordinátái között.* A keresett összefüggések meghatározására a 4. és 5. ábrát használjuk fel. A 4. ábra a Földnek azt a hosszúsági kör menti metszetét ábrázolja, amelyen a vetítendő $P(\lambda, \varphi)$ pont fekszik. P_v a P pont vetülete, N az Északi Sark és S a Déli Sark, O a Föld középpontja. Az 5. ábra a vetületi síkot ábrázolja.



4. ábra



5. ábra

A 4. ábra alapján az SNP_v derékszögű háromszögből – figyelembe véve azt, hogy $2\mu = 90^\circ - \varphi$, meghatározzuk az NP_v távolságot, de ezt megkaphatjuk az 5. ábrából mint a derékszögű koordináták függvényét. Így nyerjük az alábbi egyenletet:

$$NP_v = 2R \operatorname{tg} \frac{90^\circ - \varphi}{2} = \sqrt{x^2 + y^2}, \quad (2.1)$$

továbbá

$$\operatorname{tg} \lambda = y/x \quad (2.2)$$

A (2.1) és (2.2) alapján kiszámíthatjuk a keresett összefüggéseket a földrajzi és descarteszi koordináták között. Némi átalakítással a következőket kapjuk:

$$x = \frac{2R \cos \varphi}{1 + \sin \varphi} \cos \lambda, \quad (2.3)$$

$$y = \frac{2R \cos \varphi}{1 + \sin \varphi} \sin \lambda. \quad (2.4)$$

illetve

$$\lambda = \text{arc tg } y/x, \quad (2.5)$$

$$\varphi = 90^\circ - 2 \text{ arc tg } \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{2R}. \quad (2.6)$$

A kúpvetület esetéhez hasonlóan ki kell emelnünk, hogy a (2.5) egyenlet csak akkor van értelmezve, ha $x \neq 0$.

2.2 *A torzítási tényező meghatározása.* A kiindulás megegyezik az 1.2 pontban elmondottakkal. Az (1.9) és (1.10) egyenlet átalakításához az (1.7) és (1.8) egyenleten kívül a (2.3) és (2.4) formulákat vesszük figyelembe. Így azt kapjuk, hogy

$$dx = -\frac{2s}{1 + \sin \varphi} \cos(\lambda - \varepsilon), \quad (2.7)$$

$$dy = \frac{2s}{1 + \sin \varphi} \sin(\lambda - \varepsilon), \quad (2.8)$$

amiből a keresett torzítási tényező:

$$m = \frac{\sqrt{dx^2 + dy^2}}{s} = \frac{2}{1 + \sin \varphi}. \quad (2.9)$$

A (2.9) érdekessége, hogy abban a λ hosszúság nem szerepel, tehát a torzítás mértéke csak az s távolság földrajzi szélességétől függ. Ez a megállapítás természetesen csak akkor igaz, ha az s távolság elegendően kicsiny, mivel feltételzésünk értelmében az s ívhossz egyenessel helyettesíthető.

Az 5. kiindulási feltételünk az volt, hogy a sztereografikus poláris síkvetület méretarányát a 60. szélességi körön adják meg. Ez azt jelenti, hogy a torzítás a 60. szélességi körön egységnyi. Mivel $\varphi = 60^\circ$ -nál

$$m = \frac{2}{1 + \frac{\sqrt{3}}{2}},$$

ha ennek a reciprokával megszorozzuk az előbbi torzítási tényezőt, olyan M értéket kapunk, amely kielégíti a fenti követelményt:

$$M = \frac{2 + \sqrt{3}}{2(1 + \sin \varphi)}.$$

Erre az értékre csak akkor van szükségünk, ha a térkép léptékét is figyelembe véve akarunk arról távolságot lemérni.

2.3 *A szélkomponensek meghatározása a speciális derékszögű rendszerben.* A gondolatmenet megegyezik az 1. fejezetben kifejtettel, csupán az (1.11) és (1.12) egyenlet helyett a (2.7) és (2.8) formulát használjuk fel. Így elemi számításokkal a következő képleteket kapjuk

$$u_p = \frac{2V}{1 + \sin \varphi} \cos(\lambda - d),$$

$$v_p = \frac{2V}{1 + \sin \varphi} \sin(\lambda - d),$$

amit a (2.9) torzítási tényező segítségével még egyszerűbb alakba írhatunk:

$$u_p = mV \cos(\lambda - d), \quad (2.10)$$

$$v_p = mV \sin(\lambda - d), \quad (2.11)$$

ahol a p index a poláris síkvetületre utal.

A (2.10) és (2.11) képletek jóval egyszerűbbek, mint az (1.15) és (1.16) végformulák. A jobboldalon álló $(\lambda - d)$ szög pedig arra utal, hogy a szélirány a meridiánnal az észlelési helyen és a vetülettel egyforma szöget zár be. Ez az eredmény kissé meglepő, s ezért közvetlen geometriai bizonyítást is kerestünk rá.

Az SP vetítő egyenes a λ délkörrel S síkot (a 4. ábrán a rajz síkját), a P -ben észlelt \vec{V} szélesebséggel pedig S_1 síkot határoz meg. Ha a P -ben a Földhöz egy érintősíkot illesztünk, ezen a síkon az S , illetve S_1 sík metszészvonala éppen a d szélirányt adja meg. A (2.10), illetve (2.11) formulák szerint ugyanezt a szöget kapjuk, ha az S és S_1 síkot a sztereografikus poláris vetület P_s síkjával (4. ábra) metsszük. De ez akkor lehetséges, ha az SP vetítő egyenes hajlásszöge a P ponthoz illesztett érintősíkkal ugyanakkora, mint a P_s vetületi síkkal. Ez azt jelenti, hogy a 4. ábra szerint a TPP_v háromszögnek egyenlőszárúnak kell lennie, vagyis $\alpha = \beta$.

De az NSP_v derékszögű háromszögből $\alpha = 90^\circ - \mu$, a TPM háromszögből pedig $\beta = 90^\circ - \mu = \alpha$, amelyet bizonyítanunk kellett.

2.4 Transzformáció tetszőleges derékszögű rendszerre. Az (1.18), (1.19), (1.20) és (1.21) transzformációs egyenleteket használjuk fel. Alkalmazva ezeket a (2.3), (2.4), (2.5) illetve (2.6) egyenletre, rendre a következőket kapjuk:

$$x' = \frac{2R \cos \varphi}{1 + \sin \varphi} \cos(\lambda - \alpha) + a', \quad (2.12)$$

$$y' = \frac{2R \cos \varphi}{1 + \sin \varphi} \sin(\lambda - \alpha) + b', \quad (2.13)$$

$$\lambda = \arctg \frac{x' \sin \alpha + y' \cos \alpha + b}{x' \cos \alpha - y' \sin \alpha + a}, \quad (2.14)$$

$$\varphi = 90^\circ - 2 \arctg \frac{\sqrt{(x' - a')^2 + (y' - b')^2}}{2R}. \quad (2.15)$$

A torzítási tényező átalakítására itt sincs szükség.

A szélesebség-komponensek az θ' (x' , y') rendszerben pedig a (2.10) és (2.11) alapján:

$$u_{p'} = mV \cos(\lambda - d - \alpha), \quad (2.16)$$

$$v_{p'} = mV \sin(\lambda - d - \alpha). \quad (2.17)$$

A dolgozatban nyert formulák lehetőséget nyújtanak arra, hogy a földrajzi koordináták felhasználásával az egyik vetületről áttérjünk a másik fajta vetületre és viszont. A [2] tanulmány szerint ez a feladat mechanikusan is megoldható.

IRODALOM

- [1] Láng S.: Matematikai-csillagászati földrajz és térképészet. Tankönyvkiadó, Budapest, 1953.
 [2] Tóth P.: Két különböző térképvetület mechanikus átrajzolhatóságának elvi alapjai. Időjárás, Budapest, 62. évf. 4. sz. 238—241. old. 1958.

Az időjárás hatása a kukorica és a burgonya termésmennyiségére

AJTAY ÁGNES és KMETYKÓ KATALIN, Központi Előrejelző Intézet, Budapest

Weather Influences and the Abundance of the Maize and Potato Crops. For two important agricultural crops, maize and potatoes, the average crop yields from 20 years (1951—1970) are correlated to the temperature and precipitation data of the periods which are vital for the quantitative yield. The relations existing among meteorological elements and average crop yields have been investigated by using one of the methods of multiple non-linear regression analysis, called graphical successive approximation. From the results obtained it appears that, during the flowering period, a precipitation amount of 80 to 110 millimetres is favourable for the quantitative yield of maize. The condition for an abundant potato crop is a precipitation amount exceeding 140 millimetres and a temperature below 21 degree centigrade during the period of the production of the tubers.

*

Влияние погоды на урожай кукурузы и картофеля. Авторы связывают среднюю за 20 лет (1951—1970) урожайность двух важных видов сельскохозяйственной культуры — кукурузы и картофеля, с величинами температуры и атмосферных осадков, характерными для периодов, решающим образом влияющих на урожайность. Изучение связей метеорологических элементов с средней урожайностью проводилось с использованием одного из методов многократного нелинейного регрессивного анализа — графическим методом постепенного приближения. Полученные результаты показывают, что в период цветения количество осадков равное 80—100 мм положительно сказывается на урожайности кукурузы. Условиями обильного урожая картофеля являются количество осадков выше 140 мм и температура около 21 °C за период клубнеобразо вания.

A mezőgazdasági növények termésmennyiségének alakulása számos külső és belső tényezőtől függ. A külső, környezeti tényezők egyik csoportját a meteorológiai tényezők alkotják. Az időjárás hatására bekövetkező termésváltozás (növekedés, csökkenés) meghatározásának egyik módja a meteorológiai paraméterek és a termésmennyiség közötti statisztikai összefüggésvizsgálat.

Az okozati összefüggések feltárásához a vizsgálatban szereplő termés- és meteorológiai adatok igen gondos elemzése szükséges. Ahhoz, hogy a termésadatok a helyi szélsőségektől mentesen, lehetőleg nagyobb területre is érvényesek legyenek, célszerű a közel azonos éghajlati adottsággal és termelési körülményekkel rendelkező területek termésátlagainak vizsgálata.

A meteorológiai paraméterek közül mindenkor a vizsgált növény szempontjából legdöntőbb elemek kiválasztása szükséges. A növények vegetációs időszak folyamán ugyanis vannak időszakok, amikor a növény érzékenysége olyan mértékben fokozódik az időjárás, illetve az egyes időjárási elemek hatásával szemben, hogy az már a termés mennyiségében is megmutatkozik. A statisztikai összefüggésvizsgálatoknál lényeges, hogy mind a termésmennyiség, mind a meteorológiai adatokból megfelelő hosszúságú — legalább 15—20 évi, homogén adatsor álljon rendelkezésünkre.

A termésmennyiség és időjárás közötti összefüggésvizsgálat legegyszerűbb formája az, ha egyetlen meteorológiai elem hatását vizsgáljuk a termés hozamra. A termés alakulása azonban igen összetett folyamat eredménye és ezért célszerű több meteorológiai elem vagy több más tényező együttes vizsgálata. Ez utóbbi esetben az összefüggések kiszámítására a többszörös lineáris, vagy — görbe vonalú összefüggéseknél — a többszörös nem lineáris regresszió analízis módszerei a megfelelőek.

Többváltozós lineáris összefüggéseket a következő formula segítségével határozhatjuk meg:

$$\bar{Y} = a + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 \quad (1)$$

ahol a , b_1 , b_2 , b_3 a regressziós egyenes állandói, X_1 , X_2 , X_3 független változók, Y pedig a függő változó.

A termésmennyiség összefüggése a meteorológiai elemek többségével nem lineáris, hanem görbevonalú. Ezért vizsgálatainkhoz a többszörös nem lineáris regresszió analízis grafikus szukcessziv aproximáció néven ismert (Ezekiel és Fox, 1970) módszerét választottuk. A módszer előnye, hogy a függő és független változók közötti görbevonalú összefüggések meghatározását lehetővé teszi anélkül, hogy a görbe alakjára bármilyen előzetes feltevés szükséges lenne.

A vizsgálatokat burgonyára és kukoricára – tehát országosan, nagy területen termelt növényekre – végeztük. A függő változó (Y) a vizsgált terület termésátlaga volt. A független változók között két meteorológiai elem, a csapadék (X_2) és a hőmérséklet (X_3), míg harmadik változóként az időbeli – trend (X_1) szerepelt. A vizsgálat időszaka 1951–1970 volt.

A kukorica termésátlagára Berényi (1945), Győrffy—I'só—Böloni (1965) megállapításai szerint jelentős hatással van a május havi hőmérséklet és a július hónapban lehullott csapadék mennyisége. A júliusi csapadék fontosságát Antal—Posza—Tóth (1972) vizsgálatai is megerősítik, mely szerint a kukorica napi vízszükségletének maximuma e hónapra esik. Ezért a meteorológiai elemek közül független változónak a kelést követő egy hónap (május) átlaghőmérsékletét és a virágzás idejének (július) csapadékösszegeit választottuk.

Burgonyánál a gumóképződés időszakának hőmérséklet és csapadék viszonyait hoztuk összefüggésbe a termés hozammal. Ezen időszak kiválasztásának helyességét Herskovics (1971), Mándy és Csák (1965) megállapításai is igazolták. Hazánkban a gumóképződés időszaka június 15-től augusztus 20-ig tart.

Az előkészítő számítások után – a módszernek megfelelően kétszeres grafikus közelítéssel előállítottuk a termés-csapadék, termés-hőmérséklet, termés-trend végső parciális regressziós görbéit. A független változók szerint becsült termés (Y') a (2) formulával számítható.

$$Y' = a' + f_1(X_1) + f_2(X_2) + f_3(X_3) \quad (2)$$

ahol a' a többszörös nem lineáris regressziós egyenlet állandója, $f_1(X_1)$ az időbeli-trend, $f_2(X_2)$ a csapadék, $f_3(X_3)$ a hőmérséklet szerinti parciális regressziós görbék ordináta értékei.

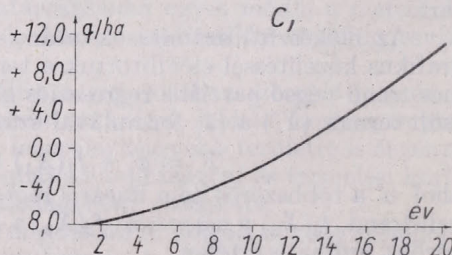
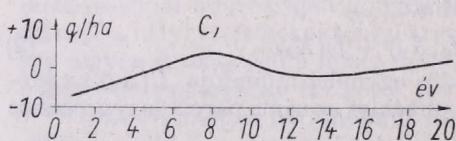
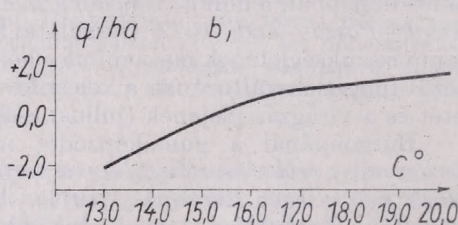
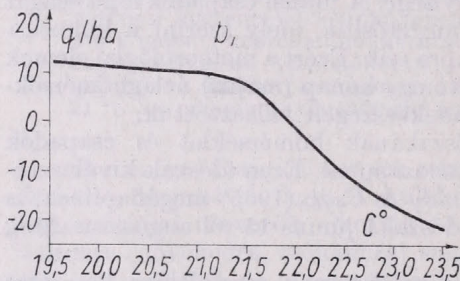
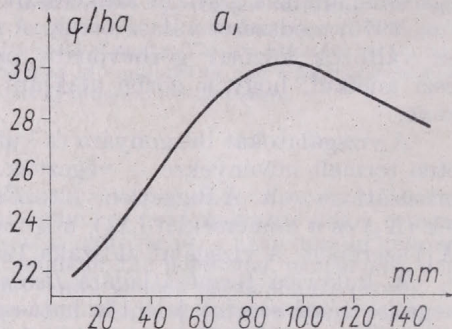
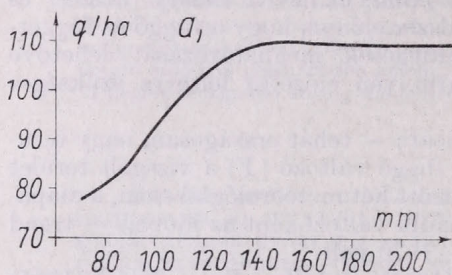
A burgonya és a kukorica termés hozama és az időjárás közötti összefüggésvizsgálatot az egész országra elvégeztük. A továbbiakban a két növényre egy-egy jellemző területen a kapott eredményeket mutatjuk be.

I. TÁBLÁZAT

Statisztikai jellemző értékek

Növény	\bar{y}	σ_y	$\bar{S}_{y1(x_1)}$	$\bar{S}_{y1(x_2)}$	I
	[g/ha]				
Burgonya	107,5	23,0	20,0	18,0	0,84
Kukorica	27,7	7,2	3,5	3,1	0,93

Az összefüggések értékeléséhez az *I. táblázatban* megadjuk a burgonyára (Somogy, Tolna megye) és a kukoricára (Somogy, Tolna, Baranya, Fejér megye) vonatkozóan – a területi termésátlagot (\bar{y}), a termésátlag szórását (σ_y), a számított értékek korrigált becült szórását első ($\bar{S}_{yf(x)_1}$) és a második közelítés ($\bar{S}_{yf(x)_2}$) szerint, valamint a korrelációs indexet (I). A szórás értékek csökkenése azt mutatja, hogy a második grafikus közelítéssel a valódi össze-



1. ábra. A burgonya termésátlagának [q/ha] összefüggése a csapadékkal (a), hőmérséklettel (b) és a trenddel (c)

2. ábra. A kukorica termésátlagának [q/ha] összefüggése a csapadékkal (a), hőmérséklettel (b) és a trenddel (c)

függést reprezentáló görbéket jobban megközelítettük. További grafikus közelítés után a szórás értékek már nem csökkentek.

Az egyes független változók szerinti parciális regressziós görbéket némi átalakítás után az *1., 2. ábra* szerinti formában adhatjuk meg. Mind a burgonya, mind a kukorica terméshozamára a csapadék hat lényegesebben. Ezért a termésmennyiséget a csapadék parciális regressziós görbéje alapján becültük (*1/a, 2/a ábra*), a hőmérséklet és a trend hatását korrekciós értékekkel vettük figyelembe (*1/b, 1/c, 2/b, 2/c ábra*).

A termésátlagokkal kapcsolatos összefüggésvizsgálataink közül Tolna,

Somogy megye térségét mutatjuk be, amely hazánk egyik jelentős burgonya-termelő körzetét reprezentálja (1. ábra). A terület csapadékkellátása jó, a gumóképződés idején átlagosan 167 mm. A hőmérséklet középértéke VI. 15. és VIII. 20. között (19,5–23,5 C°), magasabb az irodalmi adatok szerint még optimálisnak számító 18 C°-nál (Mándy—Csák, 1965). Vizsgálataink azonban azt mutatják, hogy ezen a területen csak a 21,5 C°-nál magasabb hőmérséklet terméscsökkentő hatású.

A kukorica termésmennyisége a virágzás idején lehullott csapadékmennyiséggel 80–110 mm-ig folytonosan növekszik, a csapadék további növekedésével lassan csökken (2/a. ábra). A hőmérséklet termésnövelő hatása 15–16 C° felett (2/b. ábra) egyértelműen kimutatható, jóllehet — kukorica hőigényének megfelelő — magasabb hőmérséklet még kedvezőbb lenne. A termés-trend a vizsgált 20 év alatt folytonosan emelkedik (2/c. ábra).

A burgonya és a kukorica termésátlagai, valamint a hőmérséklet és csapadék közötti összefüggésvizsgálattal közelebb jutottunk a termésre ható bonyolult időjárási hatások megismerésében. A vizsgálat bővítése több változóra, további eredményeket ígér. A módszer alapján terméselőrejelzés még nem készíthető, de igen jó információt ad a későbbi munkához.

I R O D A L O M

- Ezekiel, M.—Fox, K. A. (1970): Korreláció és regresszió analízis. Közgazdasági és Jogi Kiadó, Budapest
- Berényi D. (1945): A kukorica termelése és összefüggése az időjárással. Alföldi Magvető Kiadó, Debrecen
- Györfly B.—I'só I.—Böloni I. (1965): Kukoricatermesztés. Mezőgazdasági Kiadó, 5—399. o.
- Antal E.—Posza I.—Tóth E. (1972): A kukorica öntözésének agrometeorológiai alapjai. Időjárás 76. évf. 5—6. sz. pp 302—313.
- Хершковиц, Е. Л. (1971): Методика агроклиматического районирования картофеля на территории социалистических стран Европы. Краткие методические указания агроклиматического районирования сельскохозяйственных культур: кукурузы, сахарной свеклы, винограда и картофеля. София. ХИС.
- Mándy Gy.—Csák Z. (1965): A burgonya. Akadémiai Kiadó, Budapest.

ШМЕТЕР, С.М.: **Физика конвективных облаков** (*A konvektív felhők fizikája*). Гидрометеоздат, 1972. Ленинград, 232 oldal, ára 1 rubel 68 kopek.

A könyv a szinoptikus és dinamikus meteorológia egyik horderejű kérdéséért a legkorszerűbb felfogásban tárgyalja. A légköri konvekció a legfontosabb mezometeorológiai folyamatok közé tartozik. A földfelszín és a légkör közötti víz- és hőcsere jelentékeny részét a konvekció bonyolítja le. Jelentős szerepű a konvekció a földkerekség trópusi és mérsékelt területei közt végbemenő víz- és hőcsereiben is. Külön is jelentősége van annak a konvekciónak, amelyet gomolyfelhők vagy Cumulonimbusok keletkezése kísér, hiszen a Cumulonimbus-felhőzet a mérsékelt égöv alatt a nyári csapadékok fő forrása, a trópusokon pedig egész éven át majdnem kizárólagos forrása. A monográfia célja, a szerző szavai szerint az, hogy „bemutassa a konvektív felhők mezo-fizikai és mikrofizikai kutatásainak jelenlegi állását, és a kísérleti vizsgálatok fő eredményeit”. Részletesen ismerteti a felhőkben és a felhőmentes levegőben fellépő konvekciót kialakító fizikai folyamatokat, különösen a nagy szélnyírás idején fennálló állapotot. Végül a konvektív felhők különféle hidrodinamikai modelljeit tárgyalja.

A kötet a következő fejezetekből áll: *1. fejezet: A szabadlégköri konvekció keletkezésének és továbbfejlődésének termodinamikai feltételei* (6—31. old.); *2. fejezet: Cumulus-felhők* (32—65. old.); *3. fejezet: Cumulonimbus-felhők* (66—95. old.); *4. fejezet: A meteorológiai mezők alakulása a cumulonimbus-zónában* (96—145. old.); *5. fejezet: A Cu- és Cb- felhők mikroszerkezete és a csapadékok* (146—180. old.); *6. fejezet: A Cu-konvekció hidrodinamikai modelljei* (181—216. old.).

A bibliográfiai jegyzék rendkívül gazdag: száz szovjet és 140 egyéb irodalmi utalást tartalmaz.

Aujeszky László



ГЭОХЛАНЯН, Т. Х.: **О природе зимних стратосферных потеплений** (*A felmelegedések jellege a sztratoszférában*). Гидрометеоздат, 1972. Ленинград, 130 oldal, ára 86 kopek.

A sztratoszférában a téli hónapok folyamán bekövetkező hirtelen felmelegedések (az 1951—1952 telén felfedezett Scherhag-féle Berlin-effektus) a dinamikus meteorológia legérdekesebb kérdései közé tartozik. A szerző elemzi a ma már nagy számban rendelkezésre álló megfigyelési adatokat. Figyelembe veszi azt a lehetőséget, hogy a sztratoszférában történő hirtelen felmelegedések idején a Nap korpuszkuláris sugárzása megerősödik. Részletesen leírja a sztratoszférikus felmelegedés 1966. január—március és 1967. december—1968. január időszakokban bekövetkezett folyamatát. E vizsgálatok keretében nemcsak a szokásos abszolút topográfiákat (300, 30, 10, 5 mb) szerkeszti meg, hanem ezen felül az 1,0, 0,6 és 0,3 millibáros abszolút topográfiákat is. Ez utóbbiak a következő átlagos geometriai magasságoknak felelnek meg: 45 km, 52 km és 56 km. Tárgyalja azt a kérdést is, hogy a téli sztratoszférikus felmelegedések a déli sarkvidéken is felléphetnek-e. A szerző mindezen vizsgálatai alapján az alábbi következtetéseket vonja le.

1. A téli sztratoszférikus felmelegedés a 30 és 45 km közötti szintekben a legerősebb.
2. Nem talált meggyőző kapcsolatot a korpuszkuláris sugárzás fluxusa és a hőmérsékleti változások között.
3. Az 1960—1967-es időszakban bekövetkezett sztratoszférikus felmelegedéseket a troposzférában megszabású meridionális folyamatok kialakulása előzi meg.
4. Amikor a troposzférában már kialakult a meridionális cirkuláció, akkor ez átterjed a sztratoszférára is, és hosszabb ideig marad fenn, mint a keletkezési helyén a troposzférában.
5. Érthető, hogy a cirkulációnak ezek a megszabású átalakulásai éppen télen lépnek fel, mert a sarkvidék és a trópusok közötti hőmérsékleti különbség ekkor éri el maximális értékét mind a troposzférában, mind a sztratoszférában.

6. A sztratoszféra téli felmelegéseit advektív és dinamikus tényezők együttesen idézik elő.

7. A 300 és 30 mb közötti topográfiák elemzése alapján bizonyítható, hogy a déli sarkvidék középső területein nem lépnek föl téli sztratoszférikus felmelegedések.

A könyv az alábbi fejezetekre tagolódik: *1. fejezet: Azok a fizikai tényezők, amelyek hatást fejtenek ki a téli sztratoszférára* (8—30. old.); *2. fejezet: Kapcsolat a sztratoszféra téli felmelegedései és a felső légkör folyamatai között* (31—55. old.); *3. fejezet: Az északi-félgömb sztratoszférájának dinamikája a téli felmelegedések idején* (56—104. old.); *4. fejezet: A déli félgömb meteorológiai állapotának különlegessége a sztratoszféra téli felmelegése szempontjából* (105—115. old.).

A könyvhöz csatlakozó bibliográfiai jegyzék összesen 238 szovjet és külföldi hivatkozást sorol fel.

Aujeszky László

A NEMZETKÖZI METEOROLÓGIAI EGYÜTTMŰKÖDÉS 100 ÉVE

A Magyar Meteorológiai Társaság a XIII. Meteorológiai Világnap alkalmából 1973. március 22-én ünnepi ülést tartott.

„A nemzetközi meteorológiai együttműködés 100 éve” volt idén a Világnap központi témája, ennek megfelelően ez volt a tárgya *Czelnai Rudolf*, a Központi Meteorológiai Intézet igazgatója által tartott ünnepi előadásnak is. Az előadó felidézte *Arisztotelész* „Meteorologica” című művét, amely néhány évszázadon át Európában a légköri ismereteknek szinte egyetlen tárháza volt. A továbbiakban a meteorológiai tevékenység jelentősebb európai és hazai eseményeit sorolta fel 1873-ig, az első, bécsi nemzetközi meteorológiai kongresszusig. Részletesen elemezte az IMO megalakulásának körülményeit, a nemzetközi együttműködés fontosabb állomásait, névszerint is kiemelve azokat a személyiségeket, akiknek elnöki működése fémjelzte az egyes korszakokat.

Az ünnepi előadás harmadik részében a Meteorológiai Világszervezet — a WMO — megalakulásának és az általa szervezett nemzetközi akcióknak célját és eredményeit taglalta az előadó.

Az ünnepi ülés keretében kerültek bemutatásra a Meteorológiai Világszervezettől kölcsönzött szakmai filmek is.

Szakály J.

*

PÉCZELY GYÖRGY A SZEGEDI EGYETEM PROFESSZORA

Egyenletesen fölfelé ívelő tudományos pálya érkezett el kiemelkedő állomásához 1973 februárjában: A Művelődésügyi Miniszter *Péczely Györgyöt*, a földtudományok doktorát, az Orsz. Meteorológiai Szolgálat Központi Előrejelző Intézetének tud. igazgatóhelyettesét a szegedi József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Intézetének tanszékvezető egyetemi tanárává nevezte ki. *Péczely dr.* itt, a szegedi Egyetemi Éghajlattani Intézetben — néhai *Wagner Richard* professzor tanítványaként —, kapta az indítást arra a tudományos pályára, amelyen az ifjú földrajz-termesztetrajz szakos tanár, 1953 márciusában tudományos munkatársként az Orsz. Meteorológiai Intézet köte-

lékébe lépve, egyre elmélyültebb kutatóvá és mind termékenyebb szakíróvá fejlődött. Első, még egyetemi hallgatóként írt tanulmányával már 1951-ben bemutatkozott az *Időjárás* olvasóinak, s az azóta itt és másutt, folyóiratokban, gyűjteményes munkákban megjelent, kötetekre menő tanulmányai az éghajlattannak szinte minden ágára kiterjedő munkásságáról tesznek tanúságot. Meggyőződésünk, hogy a szegedi egyetem március 19-én ünnepélyesen beiktatott tanáraként *Péczely dr.* kutatói és irodalmi ténykedése magasszintű oktatói munkával párosulva — s e téren a tanszék távolról sem szegény örökségét gazdagítva —, sok új, értékes eredménnyel, jól képzett szakemberek nevelésével járul hozzá hazánk és Földünk éghajlatának, éghajlati erőforrásainak mind részletesebb s hasznot hajtóbb megismeréséhez.

Kakas J.

*

25 ÉVES A DUNABIZOTTSÁG

Belgrádban 1948-ban államközi szerződést kötött néhány dunai állam Közép-Európa legnagyobb víziútjának, a Dunának gazdaságos, mindenki érdekét egyaránt figyelembe vevő felhasználására. Ehhez a szerződéshez, az ún. Belgrádi Konvencióhoz néhány éven belül valamennyi dunai állam, így hazánk is csatlakozott. A Konvenció alapította meg a Dunabizottságot, amely tehát idén ünnepli 25 éves fennállását. Mivel a Dunabizottság Budapesten tartja üléseit, s itt székel az állandó Titkárság is, itt zajlott le 1973. március 23-án és 24-én a jubileumi ünnepség, amelyen a Meteorológiai Világszervezetet, annak felkérésére az Országos Meteorológiai Szolgálat egyik szakembere képviselte. A jubileumi ünnepség-sorozat díszüléssel kezdődött a Magyar Tudományos Akadémia dísztermében, ahol a Magyar Népköztársaság kormányának nevében *Timár Máttyás* miniszterelnökhelyettes üdvözölte a Dunabizottságot. Ezen az ülésen a nyolc tagország szakminisztere, valamint 13 nemzetközi szervezet (köztük a WMO) delegátusa köszöntötte az ünneplő bizottságot, és eredményes kooperációjukhoz sok sikert kívánt. Este a Parlamentben a miniszterelnökhelyettes fogadást adott a díszülés résztvevőit és a Dunabizottság Titkársága tiszteletére. Március 24-én a Közlekedési Múzeumban aktuális

kiállítás nyílt, ezt követte egy díszbéd, s végül este színházlátogatás zárta az ünnepségeket.

A jubileumi ünnepségsorozat előtt 1973. március 12. és 22. között tartotta a bizottság 31. ülészakát, amelyen a Meteorológiai Világszervezet megbízottja is résztvett 10 év előtti közös megállapodásuk alapján. Az ülésen hidrometeorológiai, navigációs, hidrotechnikai, valamint belső adminisztrációs kérdéseket (munka- és pénzügyi terv) vitattak meg.

Ozorai Z.

*

ZSIGOVITS ISTVÁN 1928—1973

Értékes, lelkiismeretes és mindnyájunk által szeretett munkatársunk távozott el az élők sorából *Zsigovits István* személyében. Fiatalon, alig 45 évesen 1973. március 21-én váratlanul ragadta el a halál.

Zsigovits István 1928-ban született. A kereskedelmi érettségi letétele után 1950-ben katonaként került a Meteorológiai Intézetbe, akkor még nem is sejtve, hogy ez lesz állandó munkahelye is. 1954-ben már főtörzsszörnesterként szerelt le. Első polgári munkahelye a Könyvtár volt, ezután pénzügyi vonalra került. 1958-ban „Államháztartási könyvelői”, majd 1963-ban „Mérlegképes könyvelői” képzést szerzett. 1964-től 1969-ig, majd 1972-től haláláig a Számviteli Osztály vezetője volt. 1969—72. között az OMSZ Titkárságán ugyancsak osztályvezetői beosztásban dolgozott. Feladata ekkor a frissen megalakult szolgálat számára pénzügyi és gazdasági irányelvek, belső utasítások kidolgozása és végrehajtásának ellenőrzése volt.

Szakmai munkája mellett társadalmi téren is nagy áldozatokat vállalt. 1955-től kisebb megszakításokkal tagja volt a Meteorológiai Intézet majd Szolgálat szakszervezeti bizottságának, sőt két periódusban annak titkára is volt. 1961 óta párttag.

Odaadó munkáját mi sem bizonyítja jobban, mint hogy már 1962-ben — az elsők között — megkapta a „Legjobb dolgozó” kitüntető címet, majd 1970-ben a „Kiváló dolgozó” kitüntetést, 1971-ben pedig a „Munka Érdemrend” ezüst fokozatát.

Munkáját mindig imponáló precizitással, nyugalommal, fáradhatatlanul végezte. Sohasem lehetett felindultnak, türelmetlennek látni. Kapcsolata mintaszerű volt közvetlen és távolabbi munkatársaival egyaránt. Emléket mindnyájan kegyelettel megőrizzük.

Ambrózy P.

ÚRKUTATÁSI ÜLÉSEK

1972 decembere és 1973 márciusa között az INTERKOZMOSZ űrkutatási együttműködés keretében több témaértekezlet, szeminárium, ülés zajlott le. Az alábbiakban időrendet követve számolunk be ezekről.

Szovjet és német űrkutatási szakemberek még 1969-ben elhatározták, hogy egy, az NDK által készített infravörös spektrométert szovjet műholdon földközeli pályára juttatnak. A műszer mérni fogja a Föld-légkör rendszer kisugárzási szinképét, amelyből kiszámítható a függőleges hőmérsékleti, nedvesség és ózon profil. 1970-ben megalakult a Kozmikus meteorológiai együttműködés 8.2 témacsoportja, amelyben a résztvevő NDK, szovjet és magyar szakemberek azt tűzték ki feladatul, hogy kidolgozzák az említett számítás részleteit.

Az első munkaülést — amelyet kettős jellege miatt konferencia-szemináriumnak neveztek — 1972. dec. 7—12. között tartották Moszkvában. Először mind a három országból a téma-vezető beszámolt az eddig végzett munkáról. Ezután, szemináriumhoz hasonlóan, tudományos előadások hangzottak el, kérdésekkel és vitával kísérve. Az elmondottak alapján kialakult az a vélemény, hogy a korábban kiadott általános program túl bő, nem teszi lehetővé az összehangolt és tervszerű munkát. Ezért a konferencia kidolgozott egy minimális programot, amelyben magyar szakemberek a következő részfeladatokat vállalták:

1. A budapesti rádiószondás felszállások alapján a hőmérsékleti és nedvességi profil szükséges statisztikai jellemzőinek kiszámítása.

2. A légköri átboctás hőmérsékleti korrekciójának meghatározására szolgáló módszer kifejlesztése.

3. Az ózon 9,6 mikronos elnyelési sávjában az abszorpciós vonalak elméleti meghatározása.

A megbeszélés igen hasznos volt a további munka menete szempontjából. A kipróbált számítógépes programoknak a műhold fellövésének idejére készen kell állni, mert csak így lehet sikeres a kísérlet.

Bulgária rendezte meg 1973 februárjában Szófiában a Kozmikus Meteorológia 3., 4., 5- és 6-os számú témáinak tudományos témavezetői ülését. Az ülésen a vendéglátó Bulgárián kívül a Szovjetunió, a Német Demokratikus Köztársaság, a Magyar Népköztársaság és a Román Szocialista Köztársaság képviseltette magát. A magyar meteorológiai szolgálat részéről *Borbély Edit* vett részt a konferencián.

A megnyitás és a napirend elfogadása után a résztvevő országok témavezetői beszámoltak az elmúlt évben végzett munkákról. A Szovjetunió részéről a rakéták mérési adatainak analízise folyik. Az NDK Meteorológiai Szolgálat a felső légkör és az alsó ionoszféra paramétereinek változása közötti kapcsolatot vizsgálja. Magyar részről a tavaszi átváltásban fontos szerepet játszó sugárzási és dinamikai ténye-

zők hatásáról, valamint a felső légkör nyomásvizonyjaiban megmutatózó és a napfizikai jellemzők közötti kapcsolatról számoltunk be. Bulgária rakétaszondázó állomás létesítéséről, a Román Szocialista Köztársaság képviselője pedig platinaszálas hőmérsékleti érzékelővel ellátott rakétaszonda kidolgozásáról adott jelentést.

A bolgár kollégák kulturális programról is gondoskodtak. A búcsúfogadáson kívül kirándulást szerveztek a Rila hegységben fekvő ősi kolostor megtekintésére.

Az űrkutatási együttműködés 3.2 témájában 1973. február 27.—március 2. között Potsdamban került sor szakértői értekezlet megtartására, ahol a magyar meteorológiai szolgálat részéről *Orendi Katalin* osztályvezető vett részt.

A szakértői értekezlet első napirendi pontként a magaslégtérkutató rakéta- és ionoszféraszondák adatainak közlésére javasolt ún. „geofizikai univerzálkód” részletproblémáit tárgyalta meg. Az új kód a nemzetközi meteorológiai hírközlésben eddig alkalmazott ötszámjegyes csoportok helyett változó számú decimális számjegyből álló, tizedesszesszót is tartalmazó számadatokat adattömbjeinek közlését javasolja. Az új típusú kód lehetővé teszi a táviratok gyors értelmezését és feldolgozását számítógép segítségével. Az egyes táviratok végén közölt kontrollosoport felhasználásával mód van a telexhálózaton megsérült adatok kijavítására, rekonstruálására is.

A szakértői értekezleten megállapodás született a rakétaszonda adatok tárolásának kérdésében is. A szovjet hidrometeorológiai szolgálat képviselője ígéretet tett arra, hogy 1973 közepéig a kutatási együttműködésben résztvevő szocialista országok rendelkezésére bocsátják azt a lyukkártyás adatkönyvtárat, amely 1964-től 1973-ig tartalmaz rakétaszonda adatokat.

A közös kutatómunka feltétele az alkalmazott kutatási módszerek, matematikai eljárások, algoritmusok egységesítése is. A szakértői értekezlet résztvevői a standard algoritmusok cseréjén túlmenően szükségessé tartották magasszintű programnyelven írt programok cseréjét is. A meteorológiai adatfeldolgozásban az egyes szolgálatoknál alkalmazott módszerekre vonatkozó tapasztalatcsereket követően *Dr. W. Häuser*, az NDK szakértője tartotta meg az értekezlet záró előadását az időfüggő matematikai szűrő kialakításáról.

A kozmikus meteorológiai együttműködés 1., 2., 7. és 8. témájában a tudományos vezetők és felelős végrehajtók találkozájára, illetve szemináriumára 1973. március 12—17. között Prágában került sor. A napirend lényegében két kérdés köré csoportosult: 1. delegációk beszámolója az 1972-ben végzett munkákról, 2. a további együttműködés formáinak megvitatása. Témaszemináriumot a kozmikus meteorológiai Állandó Munkacsoport 1972. évi bukaresti ülése alapján először rendeztek. A

delegációk részletesen ismertették az egyes témákban elért eredményeket és a témák továbbvitelére vonatkozó terveket, amelyet élénk és rendkívül hasznos viták követtek.

Az együttműködés 1. témájában a „Földközi-tengeri ciklonok a felhőzet mezijében” címmel készülő közös kiadvány szerzői megállapodtak a megírás részletkérdéseiben. A nyomdakész kézirat kialakítása három találkozóhoz tesz szükségessé, amelyek Budapesten, Krakkóban és Moszkvában kerülnek megrendezésre. A kiadvány megjelenése 1974 végére várható.

Egyöntetű vélemény alakult ki, hogy a munkaszemináriumok tartása az együttműködés legmegfelelőbb és legelőlravezetőbb formája, amely lehetővé teszi, hogy a tudományos vezetők és felelős végrehajtók részletesen tájékozódjanak egymás munkájáról, megvitassák a kapott eredményeket, a kutatási módszereket és a további terveket. Megállapították, hogy szimpozium rendezése csupán a jelenleg folyó kutatások befejezése után, 1975—76-ban válik időszerűvé.

A megbeszélések a kölcsönös megértés és együttműködés jegyében baráti légkörben folytak.

A meteorológiai mesterséges holdak adásainak vételét szolgáló földi berendezések szekciója Prágában 1973. március 11—18. között tartotta ülését, amelyen bolgár, cseh, lengyel, magyar, német és szovjet szakemberek vettek részt.

Az ülés elsőnek az elvégzett feladatokról tartott beszámolókat vitatta meg. A magyar szolgálat a vétel automatizálásának megoldását ismertette, és egyben átadta a résztvevő országoknak a megoldás műszaki dokumentációit.

Értékelte az ülés a Meteor-10 mesterséges hold kísérleti jellegű adásait és a vett felhőképeket. Ez utóbbiak jobb felbontásuk révén sokat ígértek, mind az operatív, mind a kutatómunka számára. Már a kísérleti adás során többek között kutató- és halászajók az NDK által kifejlesztett mobil vevőberendezés segítségével vették e képeket, és azok pl. úszó jéghegyek megfigyelésére is alkalmasak voltak.

A földi vevőberendezések továbbfejlesztésére számos javaslat hangzott el, amelyeket a munkacsoport fölvetett a programjába. Ezek közül külön kiemelendő az információk digitalizálásának terve, amely a számítógépes kiértékelés előfeltétele. Ugyancsak szerepel a munkatervben a közeljövőben felbocsátandó mesterséges holdak igen nagy felbontású televíziós és infra képeinek vétele is.

Az új feladatok megoldásában a magyar meteorológiai szolgálat továbbra is aktívan részt vesz.

A Kozmikus Meteorológiai Állandó Munkacsoport hatodik ülésére Prágában került sor 1973. március 19—24. között. A bolgár, cseh-szlovák, lengyel, magyar, mongol, NDK beli,

román és szovjet résztvevőket *V. Vitek*, a Csehszlovák Tudományos Akadémia Légkörfizikai Intézetének igazgatója, majd *F. Pechala*, a cseh Hidrometeorológiai Intézet igazgatója üdvözölte.

A munkacsoport meghallgatta, megvitatta, végül elfogadta a témaértekezletek, szekcióülések képviselőinek beszámolóit és határozati javaslatait. Ezekről a fentiekben már szó esett.

Az együttműködés hatékonyságának fokozásáról szóló napirendi pont keretében a munkacsoport megállapította, hogy a témaértekezletek tudományos szemináriummal alakítása eredményes volt, mert minden témacsoportban színvonalas szakmai eszmecserek zajlottak le. Nem tartják szükségesnek a szemináriumok szigorú évenkénti szervezését, viszont minden összejövetel előtt legalább egy hónappal a résztvevők rendelkezésére kell bocsátani a szemináriumok szakmai anyagát.

A munkacsoport ezután határozatot hozott az 1976—80-as évekre szóló távlati tervek összeállításáról, a jövő évi ülések, szakértői összejövetelek és tanulmányutak rendjéről és más szervezeti kérdésekről.

*Major Gy. — Orendi K. — Borbély E.
Tánczer T. — Kozák B. — Ambrózy P.*

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ÉVZÁRÓ ÜLÉSE

A Magyar Meteorológiai Társaság 1973. március 15-én tartotta évzáró ülését. *Zách Alfréd* társelnök megnyitó szavai után az 1972. évi társasági munkáról hangzott el összefoglaló értékelés. Kiemelt helyen szerepeltek a megtartott nagyobb rendezvények — a XII. Meteorológiai Világnap megünneplése, a „Balatoni viharjelzési anketé”, a nemzetközi „Aeriontherápiás szimpózium” s végül „A légszennyeződés meteorológiai aspektusai” témájú szimpózium. *Szakály József* főtitkár beszámolójában hangsúlyozta azt, hogy a nagy rendezvények igen sikeresek voltak, azokon jelentős számban jelentek meg külföldi szakemberek, és többségük beszámolót is tartott kutatási eredményeiről.

A társasági és a szakosztályi előadásokról szólva megállapította, hogy azok nagyjából a tervezetnek megfelelően kerültek megrendezésre. Az elmaradt orvómeteorológiai tanfolyamot, a szükséges előkészítés után 1973-ban kell majd megtartani. A „környezetvédelmi szakcsoport” megalakításával kapcsolatban előterjesztette *Szepeši Dezső* tud. osztályvezető írásbeli javaslatát, és ismertette az ez ügyben, a MTESZ Központi Titkársága megkeresésére tett eddigi lépéseket. A főtitkár javasolta, hogy az elhangzottak alapján a záróülés

járuljon hozzá a szakcsoport megalakításához. A továbbiakban ismertette a KTE Műsorozási szakosztályával kiépített kapcsolatokat, ezek eredménye egy állandó munkacsoport létrehozása volt, amely kidolgozta a meteorológusok és a távközlési szakemberek együttműködésének programját.

A hazai és a nemzetközi kapcsolatok, a vezető szervek munkájának áttekintése s végül a Társaság új elhelyezésével kapcsolatos problémák ismertetése zárta le a munkabeszámolót.

A Társaság 1973. évi munkatervének ismertetése során kiemelt helyen szerepelt a XVII. Vándorgyűlés és a 42. Rendes Közgyűlés előkészítése.

A vita során *Kakas József* és *Mészáros Ernő* választmányi tagok a keszthelyi vándorgyűlés tudományos előadói programjáról kértek részletesebb tájékoztatást, *Hollósi Mihály* felhívta a környezetvédelmi szakcsoport figyelmét a martfői hulladékégetés igen intenzív légszennyező hatására, majd az 50 évi éghajlati átlagok alkalmazási lehetőségeiről kért tájékoztatást.

A záróülés elfogadta a munkabeszámolót, tudomásul vette a környezetvédelmi szakcsoport megalakítását.

A főtitkár részletesen ismertette a vándorgyűlés szakmai programját, majd felkérte a tagságot, hogy aktív tevékenységgel járuljon hozzá a vándorgyűlés sikeréhez.

Az 1972. évi pénzgazdálkodásról *Simon Antal* titkár tájékoztatta a megjelenteket.

Az 1972. évi szakirodalmi nivódíjjal kapcsolatban, a felkért bizottság nevében *Ambrózy Pál* terjesztett elő javaslatot az alábbiak szerint:

„A bizottság áttekintette az 1972. évben megjelent meteorológiai tárgyú közleményeket. Közülük kettőt talált, amelyeket nivódíjra érdemesnek tart.

1. *Czelnai Rudolf*: Mintapontok alapján számított havi területi csapadéktételek konfidencia szintjei Magyarországon (Országos Meteorológiai Szolgálat).

2. In memoria Prof. Dionysii Berényi (Acta Geographica Debrecina), Szerk.: Dr. *Justyák János*. Jutalmazandónak tartjuk a mű szerzői kollektíváját a szerkesztő megítélésére szerinti részesedéssel.”

A záróülés a javaslatot elfogadta, s nevezeték részére a szakirodalmi nivódíjat az Elnökség ünnepélyesen átadta.

Az elmúlt évben végzett kiemelkedően eredményes társasági munkájukért jutalomban részesültek *Boros József* csoporttitkár (Szeged), *Böjti Béla* obsz. vezető (Siófok), *Flórián Endre* tud. tanácsadó, *Kiss Lajosné* társasági összekötő, *Major György* tud. osztályvezető, *Mezősi Miklósné* gard. ügyintéző, *Simon Antal* titkár és *Weingartner Ferenccé* társasági összekötő.

Simon A.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: dr. Dési Frigyes, az Országos Meteorológiai Szolgálat elnöke

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9 —11. Telefon: 221-285, Levélcím: 1906. postafiók 223.

Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató

Index: 26.361



73.1166 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás

Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

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

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

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

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT EGYES SZÁM ÁRA 8 FT