

IDŐJÁRÁS

4

1961. JÚLIUS – AUGUSZTUS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET

HIVATALOS LAPJA

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА * WETTER * TEMPS * WEATHER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG :

Prof. dr. F. BAUR (Bad Homburg)
Dr. BÉLL B.
Dr. BERKES Z.
Dr. BODOLAI I.
Dr. S. BRANDEJS (Prága)
Prof. dr. M. ČADEŽ (Beograd)
Prof. dr. F. F. DAVITAJA (Moszkva)
Prof. dr. DÉSI F. felelős szerkesztő
Dr. HILLE A.
Prof. dr. Sz. P. HROMOV (Moszkva)
S. JAHO (Tirana)
Dr. KAKAS J. szerkesztő
P. KASNECI (Tirana)
Dr. KÉRIM.
Prof. dr. M. KONČEK (Bratislava)
Prof. dr. L. KRASTANOV (Szófia)
Prof. dr. J. LUGEON (Zürich)
Prof. dr. A. MÄDE (Halle/Saale)
Prof. dr. W. OKOLOWICZ
(Warszawa)
Dr. OZORAI Z.
Dr. J. PASZYNSKI (Warszawa)
Prof. dr. H. PHILIPPS (Potsdam)
Prof. dr. R. SCHERHAG (Berlin)
Prof. dr. F. STEINHAUSER
(Wien)

*

SZERKESZTŐSÉG ÉS KIADÓHIVATAL:

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

*

ELŐFIZETÉS:

EGY ÉVRE 48 FT (BEFIZETÉS A 100.080-70.
ORSZ. METEOROLÓGIAI INTÉZET BEV.
SZÁMLÁN). A METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
TAGJAINAK 24 FT (BEFIZETÉS A 61.764.
METEOR. TÁRS. TAGDÍJ BEF. SZÁMLÁN)

*

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT
EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

TARTALOM

Okolowicz, W. (Warszawa): Der Begriff des Klimas (Az éghajlat fogalmáról)	193
Bodolainé Jakus Emma: A frontszerkezet változásának szerepe a csapadék térbeli és időbeli eloszlásában	202
Mészáros Ernő: Az esőcseppek eróziója	212
Szepesiné Lőrincz Anna: A talajok járhatóságának és a talajnedvességnek a kapcsolata	215
Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor: A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában	220
Zsuffa István: A csapadékmérő edények szélvédő gallérjai	225
Endrődi Gabriella: A hideg légtavak kialakulásáról	232
Aujeszky László: Eine Bemerkung zu prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen (Megjegyzés F. Baurnak a prognózisok beválási valószínűségére vonatkozó képletéhez)	235
Kapovits Albert: Richardson turbulencia-kritériumáról	239
Titkos Ervin: Néhány megjegyzés a stacionárius ciklonok szerkezetéről	243
Bodolainé Jakus Emma: Alkalmos-e a sebességi divergencia felhasználása a vertikális sebesség kiszámítására?	245
Pletser János: Gyomos és vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérséklete	246
Bartha Zsuzsa—Probáld Ferenc: Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon	249
IRODALOM	
Agrobotanika. Az Orsz. Agrobotanikai Intézet Közleményei I. kötet (Szakály J.)	252
Landsberg, H.: Fizikai klimatológia (K. Tóth E.)	253
Conklin, G.: A légkondicionált lakóház (P. Gubola M.)	253
KRÓNIKA	254

Wincenty Okolowicz (Warszawa):

Der Begriff des Klimas

Понятие климата. Автор предлагает новое определение климата: климат это характерный режим периодических и непериодических изменений всей совокупности атмосферных условий и погоды свойственных данному месту и определенной эпохе, определенный, как правило, на основании многолетних наблюдений. Это первая — декларативная часть определения; во второй — объяснительной — перечислены комплекс важнейших климатообразующих факторов. По мнению автора предложенное определение (включая объяснительную часть) полнее отвечает современному состоянию науки.

Автор предлагает принять таксономические единицы, употребляемые в географии за основу для различения пространственного масштаба в климатологии. Соответственно уже употребляемой терминологии выделяются: *микро-климат* — климат самых малых «агеографических» пространственных категорий; *топо-климат* — климат небольших пространств, являющихся несамостоятельными географическими единицами, а только компонентами таких единиц, которые могут быть представлены на детальных топографических картах, напр. склон или вершина холма, дно долины, и др.; *мезо-климат* — климат самостоятельных географических единиц (как речная долина, город и пр.); *макро-климат* — климат больших географических районов и подрайонов (климатологических районов).

С принятием этого предложения устраняются недоразумения относительно масштаба пространства, климат которого изучается. Климат каждой упомянутой пространственной категории отличается особенностями физических процессов и рядом свойств. Некоторые изменения в данном предложении по сравнению с предложенным на Всемирном Географическом Конгрессе (Стокгольм, 1960) являются результатом обсуждения с некоторыми участниками Конгресса, прежде всего с С. А. Сапожниковой.

*

Die schnelle Entwicklung der Wissenschaften hat die Notwendigkeit eines präziseren Ausdrucks der Gedanken zur Folge. Daher entsteht die Notwendigkeit der Ordnung einer Reihe von Begriffen, insbesondere der oft gebrauchten. Dies gilt auch für die Klimatologie. In dieser Wissenschaft finden wir gleichfalls Ausdrücke, die — obwohl sie mitunter seit langem angewandt werden — bisher keinen festgelegten Inhalt besitzen. Sogar das Forschungsobjekt der Klimatologie — das Klima und die abgeleiteten Varianten dieses Ausdrucks — wird verschieden verstanden und interpretiert. Zuweilen betrachten die Klimatologen die bestehenden zahlreichen Definitionen des Klimas als optimistisches Merkmal dieser Wissenschaft, als Beweis, der von ihrer ständigen Entwicklung zeugt [10]. Solch ein Urteil ist lediglich in gewissen Grenzen richtig, insofern als immer neuere Definitionen tatsächlich eine bessere, genauere Widerspiegelung des voll erkannten, aktuelleren Inhalts des definierten Ausdrucks darstellen. Schlimmer ist es jedoch in dem Falle, wenn neben den richtigen neueren Versuchen der Bezeichnung des Klimas immer wieder veraltete Formulierung-

gen wiederholt werden, oder wenn Versuche in Erscheinung treten, frühere allzu enge Bezeichnungen auf den neuen, gegenwärtig umfangreicheren und reicheren Forschungsinhalt der heutigen Klimatologie auszubreiten. Die letzteren enthalten in ihrem Kernpunkt solche Formulierungen wie „mittlerer Zustand der Atmosphäre“ oder „durchschnittlicher Verlauf der Witterung“ somit Formulierungen die in direkter Linie aus der Definition *Hann's* aus dem 19. Jahrhundert stammen [5]. Diese Definitionen, die aus den Zeiten stammen, als die Klimatologie als Wissenschaft die ersten Schritte machte, werden durch die ihnen beigefügte Empfehlung, bei den Klimaforschungen die extremen Werte der einzelnen meteorologischen Elemente u. ä. zu berücksichtigen, grundsätzlich nicht verbessert. Es ist somit richtig, dass viele zeitgenössische Klimatologen ähnliche Definitionen ablehnen [7].

Die Definitionsversuche, die der zeitgenössischen Entwicklung der Wissenschaft folgen, führen in die Klimadefinitionen Bezeichnungen wie „langjähriges Wetterregime (Witterungsregime)“ bzw. „Ganzheit und Folge der Änderungen der Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse)“ ein.

Einige Autoren ersetzen in ähnlich formulierten Definitionen die Worte „Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse)“ durch „atmosphärische Bedingungen“. Obwohl diese beiden letzten Bezeichnungen einander ziemlich nahestehen, denke ich jedoch nicht, dass ihre Bedeutung identisch wäre. Beim Begriff Wetter (Witterung) in dem von den Meteorologen in der täglichen Praxis angewandten Sinne geht es gewöhnlich um auf einem größeren Gebiet herrschende Bedingungen. Wenn wir „Wetterlage“ oder „Witterungsverhältnisse“ sagen, so geht es nicht um Unterschiede, die bei unterschiedlichen topographischen Bedingungen sogar in kleinen Entfernungen bestehen können, z. B. im Walde, an Seen, in der Stadt u. ä., im Vergleich zu dem, was ausserhalb des Waldes, der Seen oder der Stadt ist. Die in diesem Falle in Frage kommenden Unterschiede entsprechen eher den Unterschieden in den „atmosphärischen Bedingungen“, die im Walde, an Seen, in der Stadt sowie ausserhalb derselben herrschen, und nicht den Unterschieden des Wetters (der Witterung). Der Gebrauch einer der beiden Bezeichnungen kann in sich eine gewisse Suggestion hinsichtlich der Skala des betrachteten Klimas enthalten. Dies wäre in der allgemeinen Definition des Klimas, das man in beliebiger Skala betrachten könnte, unerwünscht.

Infolgedessen sollten die beiden Bezeichnungen — meines Erachtens — in der Definition nebeneinander Platz finden. Ähnlich stellt sich die Frage der Begriffe „Regime“ und „Änderungen“ oder „Veränderlichkeit“ dar, z. B. Veränderlichkeit der atmosphärischen Bedingungen, die man in verschiedenen Definitionen antrifft. Das erste Wort wird in den Naturwissenschaften als regelmässige (richtige) bzw. sich wiederholende (festgesetzte) Anordnung der Prozesse und Erscheinungen verstanden. Im Klima können dagegen solche Änderungen vorkommen, die weder regelmässig noch sich in der Weise wiederholend sind, wie dies aus diesem Worte hervorgehen könnte. Man kann sich an dieser Stelle auf die Änderungen berufen, die in der kleinen (aber nicht nur der kleinen) Skala des betrachteten Klimas stattfinden. Wenn im Laufe eines langjährigen Zeitabschnittes auf einem Gebiet ein dichtes Netz von Eisenbahnlinien mit Dampfkraft ausgebaut wird, so ändert sich in gewisser Hinsicht auf diesem Gebiet das Klima (Auftreten von grossem Rauchgehalt in der Luft).

Die zeitliche Schwankung der Grösse des Rauchgehalts in der Luft ist abhängig von der Verkehrsintensität und dem Fahrplan der Züge. Die spätere Elektrifizierung der Eisenbahn dieses Gebietes bringt eine erneute Klimaänderung mit sich, die durch das Verschwinden des Rauches aus den Lokomotiven bedingt ist. Es ist dies ein Beispiel von Änderungen, die man nicht zu den regelmässigen oder periodischen rechnen kann.

In manchen Definitionen des Klimas werden die das Klima bildenden Faktoren angegeben. In der Regel erwähnt man hierbei drei Faktoren :

- die Sonnenstrahlung
- die geographischen Verhältnisse (Lage und physischer Charakter der Erdoberfläche)
- die allgemeine Luftzirkulation [1].

Ist es jedoch nicht richtiger, wenn wir uns — falls sie überhaupt genannt werden sollen — ganz allgemein für die Erwähnung solcher Faktoren entscheiden, dann konsequent sämtliche grundlegende über das Klima entscheidende Faktoren angeben? Ich habe hier stets das Klima im Sinn, unabhängig von seiner räumlichen Grösse. Es kann sich hier ebenso gut um das Klima ganzer Kontinente und Ozeane handeln, wie um das Klima der nächsten Umgebung einer beliebigen Beobachtungsstation und sogar um das Klima kleinster Räume von geographischen Ausmassen [11]. Unter gewissen geographischen Verhältnissen kann die regionale (lokale) Luftzirkulation im Vergleich zur allgemeinen keine geringe, wenn nicht gar die entscheidende Bedeutung in der Klimagestaltung haben. Es genügt, hier die Klimate einiger Gebirgsgebiete, die Klimate einiger Inseln oder Küsten (Brisen) zu erwähnen.

In der Definition ist ebenfalls solch ein Faktor, wie es die Art und Grösse der Luftverunreinigung ist, nicht zu umgehen. Das vorher gegebene Beispiel des Rauchgehalts in der Luft weist auf seine Bedeutung in lokalen Verhältnissen hin, insbesondere der Stadt- und Industriegebiete. Die Untersuchungen der Luftverunreinigungen auf radioaktive Aerosole, auf Aerosole mit Meeresursprung und andere, die in den letzten Jahren durchgeführt wurden, beweisen, dass dieser Faktor eine wichtige Bedeutung in den Klimaforschungen auch der grössten Gebiete hat [2, 3, 9, 12]. So erhalten wir endlich die Möglichkeit, ein Konzept der Klimadefinition vorzulegen, das die vorher besprochene Postulate berücksichtigt.

Deklarierender Teil der Definition :

Das Klima ist ein charakteristisches Regime, eine periodische und unperiodische Variation des ganzen Komplexes der atmosphärischen Bedingungen und der Wetterverhältnisse (Witterungsverhältnisse), *eigentlich* für einen gegebenen Ort (Gebiet, Raum) und eine besonders bezeichnete *Zeitepoche*. Es wird gewöhnlich auf der Basis langjähriger Beobachtungen bestimmt.

Erklärender Teil der Definition :

Das Klima ist bestimmt durch *die Einstrahlung von der Sonne, die Ausstrahlung von Erde und Atmosphäre und den Wärme-Austausch zwischen Boden und Luft* ; durch *die geographische Lage eines gegebenen Ortes*, d. h. seinen Breitengrad, die Höhe über dem Meeresspiegel, die Entfernung zum Meer und/oder zu den Kontinenten, durch sein Verhältnis zu den kontinentalen Hauptreliefstrukturen und zu den Relief-einheiten seiner Umgebung, durch den physischen Charakter der Erdoberfläche und ihre Bedeckung (Pflanzen, Wasser, Schnee, Eis) ; durch *allgemeine und/oder regionale (lokale) Luftzirkulation* ; durch *die Art und den Grad der Luftverunreinigung* in der Umgebung eines gegebenen Ortes.

Diese Definition hat einen gewissen Fehler. Indem in diese Definition umfangreichere Ergänzungen zu den Grundfaktoren, die das Klima beliebiger Skala bedingen, eingeschoben werden, wird eine unbequeme Vergrösserung des Textes verursacht. Die Unbequemlichkeit wird jedoch, nach Ansicht des Autors, durch das günstige Merkmal der volleren Erfassung des ganzen Inhalts der Definition des Grundfachausdruckes des Untersuchungsgegenstandes der Klimatologie übermässig rekompensiert. Den erwähnten Fehler der Definition entfernt in gewissem Masse ihre Aufteilung in zwei Teile, den deklarierenden und den erklärenden.

Im obigen wurde einige Male unterstrichen, dass die angegebene Definition des Klimas allgemein ist und dass sie deshalb den Inhalt des definierten Ausdrucks widergeben müsste, unabhängig von seiner Skala, in der er betrachtet werden kann.

Zwecks Unterscheidung dieser Skala wurden in die wissenschaftliche Terminologie besondere Fachausdrücke eingeführt, die gegenwärtig allgemein gebraucht werden, z. B. Meso- und Mikroklima. Damit verhält es sich jedoch so, dass diese von verschiedenen Autoren in sehr beliebiger Weise angewandt werden. Anstatt dieses Problem zu vereinfachen, kommt es in diesem Abschnitt zu einer Verwicklung dieser Frage. Dem Mikroklima entspricht das Klima der bodennahen Luftschicht, die im Prinzip bis zu einer Höhe von nicht mehr als 2 m reicht. In diesem Rahmen kann man von dem Klima des Blumenbüschels, des Getreidefeldes u. ä. sprechen. Dies geht aus der bekannten Abhandlung *Geiger's* [4] hervor. Eine ähnliche Stellungnahme finden wir in dem Buch von B. *Haurwitz* und J. M. *Austin* [6—S. 157, 173]. Bei dem letzteren lesen wir auch, dass die Mikroklimatologie sich ausser mit den Untersuchungen der bodennahen Luftschicht auch mit dem Stadt- und Waldklima befasst. Die Anwendung des Ausdrucks Mikroklima für so verschiedene Kategorien der räumlichen Skala ist unannehmbar. Darauf weist ebenfalls K. *Keil* [8—S. 286, 350] hin. Es gibt Autoren, die das Lokalklima als örtliche Eigentümlichkeit des Makroklimas [1] behandeln. Fasst man sämtliche Stellungnahmen zusammen, dann kann man feststellen, dass sich die Grenzen zwischen dem Makro- und dem Mikroklima verwischt haben, dass es zwischen diesen Begriffen keine wesentlichen Unterschiede gibt. Solch eine Schlussfolgerung wäre sehr unzutreffend und schädlich. Nicht nur formelle, sondern auch sachliche Rücksichten zwingen uns die Notwendigkeit einer ähnlichen Differenzierung der Begriffe und des mit ihnen verbundenen Inhalts auf.

Der Charakter und der Bereich der dem Mikro-, Meso- und Makroklima eigentümlichen physikalischen Prozesse sind verschieden. Es genügt, die Aufmerksamkeit auf die verschiedene Art und Weise des Energie- und Wasseraustausches unter den Verhältnissen des Mikro-, Meso- und Makroklimas zu lenken. Man muss lediglich das gegenseitige Verhältnis der besprochenen Begriffe ordnen, so dass ihr Inhalt mit dem formell angenommenen Ausdruck übereinstimmt. Auf dem XIX. Internationalen Geographischen Kongress in Stockholm [11] habe ich einen Vorschlag für solch eine Anordnung dieser Ausdrücke dargelegt. Hier kann ich somit meine Vorschläge lediglich in verkürzter Form wiederholen. Indem man den physikalischen und räumlichen Aspekt des Begriffs des Klimas, behandelt in der Makro-, Meso- und Mikroskala, in Betracht zieht, kann man sie ganz logisch mit den grundsätzlich verschiedenen räumlichen Kategorien in der Geographie verbinden, die durch verschiedene Kategorien der taxonomen Einheiten in dieser Wissenschaft bezeichnet sind :

- das Makroklima — wäre laut diesem Vorschlag das Klima einer Region, Subregion oder eines Raumes von gleichwertiger Grösse ;
- das Mesoklima — entspräche dem Klima einzelner selbständiger Einheiten, die in der geographischen Taxonomie ausgesondert sind, z. B. Klima des Flusstals, des Seekomplexes, des Hügelkomplexes, des Waldkomplexes, der Stadt ;
- das Mikroklima — entspräche dem Klima von räumlichen Objekten ageographischer Ausmasse. Sie sind so klein, dass sich die Geographie schon nicht mehr mit ihnen befasst, z. B. Klima des Blattes, der Blume, der Baumkrone, des Grasbüschels, der Umgebung einzelner Steine, der Felsspalte u. ä. Die unbegrenzte Anzahl solcher mit einander verbundener Klimate kleiner und kleinster Skala, die zu einer

Ganzheit vereint ist, bildet zusammen die „Störungszone“ (lt. Geiger) oder „eine bodennahe Luftschicht, die die Einflüsse der aktiven Erdoberfläche auf die in der Atmosphäre stattfindenden Prozesse überträgt“ (und vice versa).

Im Bereich dieser „bodennahen Luftschicht“ bestehen gewisse Anordnungen, die sich in selbständige mikroklimatische Komplexe — Aggregate gliedern und die mit ihren Einflüssen ebenfalls über die unterste Luftschicht von 2 m Höhe hinausreichen. Zu solchen mikroklimatischen Komplexen gehören z. B. das Klima des Abhanges, des Roggenfeldes u. ä. Jedoch sind der Abhang, das Roggenfeld u. ä. keine selbständigen Einheiten in der geographischen Taxonomie. Der Abhang z. B. bildet nur einen Bestandteil einer übergeordneten geomorphologischen Einheit (Tal, Moränenhügel, Düne u. ä.), ohne die der Abhang allein nicht existieren kann. Das Klima des Abhanges kann man entsprechend den eben angegebenen Kriterien keinesfalls zur Kategorie des Mesoklimas rechnen, es kann auch nicht als einzelne mikroklimatische Einheit klassifiziert werden. Das Klima des Abhanges würde somit einen Komplex (Ganzheit) der Mikroklimagruppe darstellen. S. A. Sapozhnikova* hat darauf aufmerksam gemacht, dass das Klima des Abhanges und ähnlicher Einheiten eine grosse Bedeutung in der klimatologischen Praxis habe, insbesondere in den agroökologischen Untersuchungen, und dass es nicht immer bequem sein, das Klima des Abhanges in die grössere und kompliziertere Einheit, wie es das „Klima des Tales“ ist, einzufügen.

Vor zehn Jahren wurde in die wissenschaftliche Literatur dank C. W. Thornthwaite noch ein Ausdruck eingeführt — das „Topoklima“. Wenn das Mikroklima das „Klima der extrem kleinen Räume“ darstellt, dann — sagt Thornthwaite — entspricht das Topoklima dem „kleinen Raum“ [13]. Das Topoklima ist das Klima einer Stelle, eines sehr kleinen Raumes, der sich aber noch in der Topographie absondern lässt.

Indem ich diesen Ausdruck in der von mir angegebenen Konzeption festzulegen versuche, finde ich für ihn einen Platz in der niedrigsten Kategorie der Taxonomie der geographischen Begriffe — in den elementaren (unselbständigen) geographischen Einheiten, die den selbständigen Einheiten untergeordnet sind, z. B. Abhang, Talboden, Berggipfel u. ä. In diesem Sinne würde das Topoklima vielleicht am besten dem deutschen Ausdruck „Kleinklima“ [4, 8] entsprechen. Leider würde es schwierig sein, diesen Ausdruck in dieser gleichen Bedeutung in andere Sprachen einzuführen. Deshalb gebrauchte ich in demselben Sinne den von Thornthwaite eingeführten Ausdruck. Solche Einheiten kann man auf genügend detaillierten topographischen Karten finden. Solche topographisch beschriebenen Einheiten haben keine „eigene Genese“; ihre Genese ist der Genese der höheren Form, deren Komponenten sie sind, untergeordnet. Solch eine Schlussfolgerung würde, wie es scheint, den Anschauungen S. A. Sapozhnikova's entsprechen und würde — wie ich annehme — nicht der Konzeption von C. W. Thornthwaite widersprechen. Die Topoklimatologie ist nach diesem Autor eine Wissenschaft, die auf Geländeforschungen der klimatischen Eigentümlichkeiten von ausgesonderten Elementen der Geländetopographie begründet ist. Ähnlich wie im Falle der Mikro-, Meso- und Makroklimaforschungen würde auch im Falle des Topoklimas die Unterschiedlichkeit der Forschungsobjekte der Verschiedenartigkeit der Methoden entsprechen.

Die Tabelle der Einteilung und Charakteristik der verschiedenen Varianten des Ausdrucks Klima würde also 4 grundsätzliche Rubriken besitzen.

* Während des XIX. Internationalen Geographischen Kongresses in Stockholm (1960) habe ich verschiedentlich über diese Themen mit Frau S. A. Sapozhnikova diskutiert. Für diese Diskussionen und ihre Suggestionen bin ich Frau Sapozhnikova sehr dankbar.

	Mikroklima	Topoklima	Mesoklima	Makroklima
I. Räumliche Grösse	<p>1. Elementare Einheiten – begrenzt auf kleinste Gebiete und Räume von „geographischer“ Grösse</p> <p>2. als Ganzes betrachtet, sind sie auf eine bodennahe Störungsschicht begrenzt, die die Einflüsse der aktiven Erdoberfläche auf die Atmosphäre überträgt (und vice versa).</p> <p>Bemerkung: 1. kommt nicht auf dem Meere vor.</p>	<p>Begrenzt auf die elementaren Elemente von geographischer Grösse, die keine selbständige Einheit in der geographischen Taxonomie darstellen, sondern lediglich eine Komponente solch einer Einheit.</p> <p>Bemerkung: kommt nicht auf offener See vor.</p>	<p>Begrenzt auf die Grösse der Objekte, die einzelne selbständige Einheiten in der geographischen Taxonomie darstellen (ebenfalls auf die Grösse einiger Komplexe solcher, nicht grossen Objekte).</p>	<p>Angefangen von Gebieten (Räumen), die einen grossen Teil einer geographischen Region, einer Subregion oder einer Region darstellen, der einer Klimasubregion oder einer Klimaregion entspricht.</p>
II. Verteilung der physikalischen Eigenschaften	<p>Sehr allgemein, hoher Grad der Analogie, nicht auf nur einen Klimagürtel begrenzt.</p>	<p>In Prinzip sehr allgemein, grosser Grad der Analogie in den Grenzen der Klimate ähnlicher Objekttypen – elementare Elemente von geographischer Grösse (die nur eine Komponente einiger selbständiger geographischer Einheiten darstellen), nicht auf nur einen Klimagürtel begrenzt.</p>	<p>Allgemein. Abhängig vom Grad der Ähnlichkeit der physikalischen Bedingungen der Umgebungen bis zu einem hohen Grad der Analogie in den Grenzen der Klimate desselben Objekttyps (einzelne selbständige geographische Einheiten), aber im Prinzip nicht notwendig in den Grenzen eines Klimagürtels.</p>	<p>Allgemein lediglich in den Grenzen von ähnlichen Klimastrukturen und denselben Klimatypen, im Prinzip begrenzt auf nur einen Klimagürtel; eine gewisse Analogie einiger Merkmale in einer ähnlichen geographischen Lage, nicht begrenzt auf nur einen Klimagürtel.</p>
III. Unterteilung, Struktur und Verhältnis zu anderen Klimakategorien (Klimaskalen)	<p>1. keine Unterteilung; Verhältnis zu anderen Klimakategorien nur durch 2.</p> <p>2. polyelementare Struktur; ein Zwischenfaktor der Tätigkeit der Erdoberfläche, der an der Gestaltung der Topo- und Mesoklimate teilnimmt.</p>	<p>Unterteilung möglich entsprechend den Typen (Kategorien) der geographischen elementaren Elemente, z. B. Topoklima eines Abhanges, eines Getreidefeldes usw., die ein definitives Aggregat von vielen mikroklimatischen Einheiten darstellen; polyelementare Struktur; bestehend aus einem Faktor und einer Komponente, die nur die verschiedenen Typen von Lokalklimaten (Mesoklimaten) gestaltet.</p>	<p>Verschiedene selbständige Typen des Lokalklimas, z. B. Klima eines Hügel-, eines See-, eines Waldkomplexes, eines Tals, einer Stadt; Komponenten der Makroklimaregionen darstellend.</p>	<p>Unterteilung:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. homogenes Makroklima – das im Prinzip einem Mesoklimatyp (monostrukturellen Typ) entspricht, z. B. einige Steppenklimate, Seeklimate; 2. zusammengesetztes Makroklima – eine Anzahl von Mesoklimatypen enthaltend, von welchen einer einen vorherrschenden Typ (polystrukturellen Typ) darstellt, z. B. Klima einer Steppenregion, die von Tälern durchkreuzt wird, oder einem Seegebiet mit Inseln usw.; 3. Komplex einer Klimagruppe, zusammengesetzt aus einer grösseren Anzahl von Mesoklimatypen ohne bestimmtes Vorherrschen von irgendeinem Typ (voll entwickelter polystruktureller Typ), z. B. Klimate von einigen Gebirgsregionen, von einigen nachzeitlichen Landschaftsregionen usw.
IV. Methoden, Stationstypen (entsprechend der Definition der Technischen Vorschriften der World Meteorological Organization)	<p>Besondere Methoden, wenig Möglichkeiten für Standardisation; nur besondere klimatologische Stationen.</p>	<p>Besondere Methoden in Bezug auf die Typen der elementaren Elemente von geographischer Grösse; in diesen Grenzen einige Möglichkeiten für Standardisation, nur besondere klimatologische Stationen mit spezifischer Lokalisation.</p>	<p>Standardisation der Methoden möglich; prinzipielle und gewöhnliche klimatologische Stationen mit spezifischer Lokalisation, dem Objektstyp angepasst.</p>	<p>Standardisation der Methoden empfohlen; im Falle eines monostrukturellen Typs: Netz von spärlich verteilten klimatologischen Hauptstationen; im Falle eines polystrukturellen Typs: Netz von Hauptstationen und gewöhnlichen Stationen mit einer Verteilung, die der Grösse, Anzahl und dem Charakter der Komponenten entspricht.</p>

Indem man als Basis die oben vorgeschlagenen Kriterien annimmt, die durch verschiedene Kategorien von räumlichen Begriffen bezeichnet werden,

- kleinste von „geographischen“ Ausmassen,
- den grundlegenden (elementaren) Elementen des geographischen Raumes entsprechende, die keine selbständigen taxonomen Einheiten darstellen und lediglich ihren Bestandteil bilden,
- den oben erwähnten selbständigen in der Geographie ausgesonderten Einheiten entsprechende,
- dem grossen Teil einer Region, einer Subregion oder einer geographischen Region entsprechende, die sich am häufigsten aus einer Reihe von selbständigen Komponenten zusammensetzt,

kann man — wie es scheint — die erwünschte Ordnung in die klimatologische Terminologie bringen. Diese Ordnung würde auf der logischen und eindeutigen Bindung der besprochenen Ausdrücke an die einzelnen Kategorien der taxonomen Begriffe hinsichtlich der Räume in der Geographie beruhen.

SCHRIFTENVERZEICHNIS

- [1] *Alisov, B. P.—Drozdov, O. A.—Rubinstein, E. S.* : Kurs klimatologii, Leningrad, 1952. S. 11, 206—10.
- [2] *Eriksson, E.* : Le climat chimique et les sols salins dans la zone aride. Recherches sur la zone aride. „Compte Rendus“, X. Climatologie, UNESCO, 1956.
- [3] *Flohn, H.* : Probleme der Ausarbeitung radioaktiven Aerosols in der Luft. „Wasser, Luft und Betrieb“, 2. Jahrg., Heft 7, Wiesbaden, 1958.
- [4] *Geiger, R.* : Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1950.
- [5] *Gutmann, J.* : Beobachtungs- und Messmethoden des Wetterdienstes. Wien, 1948.
- [6] *Haurwitz, B.—Austin, J. M.* : Climatology. New York—London, 1944. S. 157, 173 u. a.
- [7] *Hromov, S. P.—Mamontova, L. I.* : Meteorologicheskij slovar. Leningrad, 1955. S. 167.
- [8] *Keil, K.* : Handwörterbuch der Meteorologie. Frankfurt a. M., 1950.
- [9] *Kopcewicz, T.* : Meteorological Problems connected with the development of Nuclear Research. „Acta Geophysica Polonica“ V. VII, No. 2. Warszawa, 1959.
- [10] *Landsberg, H.* : Physical Climatology. Dubois (Pennsylv.), 1958. S. VIII—XI.
- [11] *Okolowicz, W.* : Macro-, Meso- and Microclimate. „Polish Geographical Review“ V. XXXII, Supplément 1960, Warszawa, 1960.
- [12] *Rosby, C. G.—Egner, H.* : On the Chemical Climate and its Variation with the Atmospheric Circulation Pattern. „Tellus“ V. 7., 1955.
- [13] *Thornthwaite, C. W.* : Les taches qui attendent la climatologie. „Bulletin de l'O.M.M.“ V. VI., No 1. Genève, 1957. S. 5—6.

*

AZ ÉGHAJLAT FOGALMÁRÓL

A tudományok fejlődése következtében egyes fogalmakat időnként igazítani és rendezni kell. Vonatkozik ez a klimatológiában magukra az alapfogalmakra is, nevezetesen a klímára, és e kifejezés variánsaira is, mert gyakran különféleképpen értelmezik őket.

Az éghajlatnak az utóbbi 10—15 évben nyilvánosságra hozott számos definíciója között találunk néhányat, amelyek közvetlenül Hann-nak a XIX. századból származó definíciójára vezethetők vissza [5]. Magukat olyanféle formulák alkotják, mint a „légkör közepes állapota”, „az időjárás átlagos lefolyása” és hasonlók. Ezeket azonban sok mai klimatológus elveti. Kísérletek történtek arra, hogy az éghajlat fogalmát

kapcsolatba hozzák a tudomány fejlődésével és így vezették be az olyanfajta megjelöléseket, mint „az időjárás sokévi rendszere”, vagy pl. „az időjárás viszonyok változásainak összessége és egymásrakövetkezése”. Néhány ilyen definícióban az „idő-, időjárás-viszonyok” helyett a „légköri feltételek” kifejezés szerepel. Bár e két megjelölés közel áll egymáshoz, mégis kétséges, hogy jelentésük teljesen azonos-e. Az „idő” (időjárás) fogalomban — ahogyan azt a gyakorlatban értelmezzük — rendszerint jelentősebb területen uralkodó feltételekről van szó. Hasonlóképpen merül föl a „rendszer” (rezsim) és a „változékonyság” fogalmainak a kérdése. Az első szót a természettudományokban a folyamatok és jelenségek ismétlődő (meghatározott) rendjeként értelmezik. Az éghajlatban ezzel szemben olyan változások is előfordulhatnak, amelyeket nem sorolhatunk a szabályszerű vagy periodikus változások közé, különösen akkor nem, ha az éghajlatot térbeli kiterjedésétől függetlenül szemléljük. A két megjelölésnek ezért — véleményem szerint — egymás mellett kellene helyet foglalniuk a definícióban.

Az éghajlat egyes definícióiban az éghajlatot alakító tényezőkre mutatnak rá. Itt rendszerint három tényezőt említenek meg: a napsugárzást, a földrajzi viszonyokat (a földfelszín fekvését és fizikai jellegét) és az általános légcirkulációt [1]. Ámde nem helyesebb-e az, ha már ilyen tényezőket említünk, — amennyiben egyáltalán meg kell említenünk őket —, az éghajlat szempontjából döntő valamennyi alapvető tényezőt következetesen feltüntetnünk. A definícióban ui. nem mellőzhetők olyan tényezők sem, mint pl. a légszennyeződés fajtája és mérvé. Ide számítanak a radioaktív aeroszolok, a tengeri eredetű aeroszolok, amelyek nemcsak iparvidékeken, hanem a nagyobb méretű éghajlatkutatásban is fontos szerepet játszanak [2, 3, 9, 12].

Így válik végül lehetővé az, hogy olyan éghajlat-definíciót fogalmazzunk meg, amely számol a fentemlített követelményekkel, vagyis:

Az éghajlat valamely adott helyre (területre, térségre) és meghatározott *időszakra* jellemző légköri feltételeknek és időjárás-viszonyoknak olyan jellegzetes rendszere, periodikus és aperiodikus váltakozása, amelyet többnyire sokévi megfigyelések alapján határozzunk meg.

Az éghajlatot a következő tényezők határozzák meg: *A Napról jövő besugárzás, a Föld és a légkör kisugárzása, a talaj és a légkör hőcseréje; az adott hely földrajzi helyzete*, vagyis földrajzi szélessége, tengerszint fölötti magassága, a tengertől vagy a szárazföldtől számított távolsága, viszonya a lényegesebb domborzati szerkezethez és környezetének domborzati egységeihez, felszínének fizikai jellege és fedettsége (növényzet, víz, hó, jég); *az általános és regionális (helyi) légcirkuláció; az adott hely környékén fennálló légszennyeződés mennyisége és minősége.*

A tetszés szerinti skálájú éghajlatot meghatározó alaptényezők részletesebb számbavétele a definíció szövegét kényelmetlen módon megnöveli. Ezt a kényelmetlenséget azonban a szerző véleménye szerint kiegyenlíti az, hogy a klimatológia vizsgálati tárgyát teljesebben fogalmazzuk meg. E kényelmetlenség árán bizonyos mértékig kiküszöböljük a definíciónak két részre — a deklaráló és magyarázó részre — való felbontását is.

A „klíma” kifejezést különböző skálában használják. E skála megkülönböztetése céljából a klimatológiai terminológiában különleges szakkifejezéseket vezettek be, mint amilyen pl. a mezo- és mikroklíma. Itt azonban az a helyzet, hogy e kifejezéseket a kutatók nagyon ötletszerűen, tetszés szerint alkalmazzák. Ahelyett tehát, hogy a probléma egyszerűbbé válnék, inkább bonyolódik a kérdés.

A mikroklíma egyes szerzők szerint a „talajmenti légréteg klímája”, amely elvben legföljebb 2 m magasságig terjed [4]. Ilyen értelemben beszélhetünk egy virágcsomó vagy kiterjedésben hasonló kis helyek klímájáról. Azt is olvashatjuk azonban,

hogy a mikroklimatológia ezenkívül a város és az erdő éghajlatával is foglalkozik. A mikroklima kifejezésnek a térbeli skála ily különféle kategóriáira való alkalmazása elfogadhatatlan. Vannak másrészt szerzők, akik a helyi klímát (mezoklímát) a makroklima helyi sajátosságaiként tárgyalják. Az erdő klímája ugyanis — sok szerző szerint — vagy a makroklima helyi változataként, vagy mikroklimaként tárgyalható. Így viszont gyakorlatilag eltűnik a határ a makroklima és a mikroklima között. Am ha ezt vonnánk le végső következtetésként, az teljességgel helytelen, sőt káros volna nemcsak formális, hanem tárgyi szempontból is. Az utóbbi arra készlet bennünket, hogy azokat a fogalmakat, amelyek a tekintetbeveendő térségek (skálák) nagyságában fennálló különbségek alapján differenciálódnak, e fogalmak tartalmával hozzuk kapcsolatba. Ezt akkor érhetjük el, ha a térségek nagyságszerinti differenciálásakor helyes kritériumokat alkalmazunk. A térség nagyságának elvi különbözőségével rendszerint az illető térségben végbemenő fizikai folyamatok jellegének különböző volta is együtt jár.

A szerző a XIX. Nemzetközi Földrajzi Kongresszuson Stockholmban (1960) javaslatot terjesztett elő a tekintetbe jövő kifejezések ilyen rendezésére vonatkozólag. Itt csupán röviden megismételjük az ott kifejtett elképzeléseket [11].

Amidőn a klíma fogalmának fizikai és térbeli vonatkozásait tárgyaljuk a makro-, mezo- és mikroskálában, teljesen logikus módon összekapcsolhatjuk őket az elvileg különböző földrajzi térbeli kategóriákkal, amelyeket e tudomány taxonóm egységeinek különböző kategóriáival jelölnek meg :

A *makroklima* e javaslat szerint egy régió, szubrégió vagy velük nagyságra egyenértékű térség klímája lenne.

A *mezoklima* egyes önálló egységek klímájának felelne meg, amelyek a földrajzi taxonómiában el vannak különítve, mint pl. egy folyóvölgy, egy tó-, domb- vagy erdőkomplexum vagy egy város stb. klímája.

A *mikroklima* a nem földrajzi méretű térbeli objektumok klímájának felelne meg, amely objektumok olyan kicsinyek, hogy a földrajz már nem foglalkozik velük ; pl. egy levél, virág, fakorona, fűcsomó, sziklarepedés stb. klímája. Az ilyen kicsiny és legkisebb méretű, egymással összefüggő klímák sokasága, amely együtt egy egységet alkot, alkotja a „zavart zónát” (*Geiger*), vagy „egy olyan talajközeli légréteget, amely az aktív földfelszín hatásait a légkörben végbemenő folyamatokra közvetíti” (és fordítva).

Tíz évvel ezelőtt C. W. *Thornthwaite* új kifejezésként a „*topoklima*” fogalmát vezette be a szakirodalomba. Miután a mikroklima „az egészen kis térségek klímáját” jelenti — mondja *Thornthwaite* —, a „topoklima” a „kis térség”-nek felel meg [13]. A topoklima azonban nyilván olyan hely vagy kis térség klímája, amely topográfiailag még elkülöníthető.

Amidőn e kifejezést az általunk megfogalmazott elképzelésbe igyekszünk beilleszteni, számára a földrajzi fogalmak taxonómiájának legalacsonyabb kategóriájában találunk helyet, vagyis az *elemi* (nem önálló) *földrajzi egységekben*, pl. lejtő, folyóvölgy, hegycsúcs stb., amelyek más, önálló egységeknek vannak alárendelve. Ezeket az egységeket meg is találhatjuk a megfelelően részletezett topográfiai térképeken. Az ilyen, topográfiailag körülírt egységeknek nincsen „saját geneziszük”, hanem annak a magasabb formagenezisnek vannak alárendelve, amelynek összetevőjét képezik. A mikro-, mezo- és makroklimatológiai kutatásokhoz hasonlóan a kutatás tárgyának különböző volta a topoklima (terepklimatológia) esetében is a módszerbeli különbségeknek felel meg.

A „klíma” kifejezés különböző variánsainak beosztását és jellemzését feltüntetető táblázatunk tehát 4 főrovatból állana. Ha a fentemlített, s térbeli fogalmak külön-

- böző kategóriáin alapuló kritériumokat vesszük tekintetbe, akkor a térségek lehetnek:
- legkisebb, „ageografikus” méretűek,
 - a geográfiai térség alapvető elemeinek megfelelők, amelyek nem alkotnak önálló taxonóm egységeket, hanem azoknak csak részállományát képezik,
 - a fentemlített önálló, és a geográfiában elkülönített egységeknek megfelelők, végül
 - a valamely régió, szubrégió vagy egy földrajzi régió nagyrészének megfelelők, amelyek nagyon gyakran önálló komponensek egész sorából tehetők össze.
- E felosztás a szerző szerint megteremtí a rendet a klimatológiai terminológiában. Azt a rendet, amely a tárgyalt kifejezéseknek a földrajzi térségekre vonatkozó taxonóm fogalmakkal való logikus és egyértelmű összekapcsolásán alapszik.

Bodolainé Jakus Emma :

A frontszerkezet változásának szerepe a csapadék térbeli és időbeli eloszlásában

Роль изменения структуры фронта в пространственном и временном распределении осадков. Исследуется изменение структуры холодного и теплогo фронтов одного циклона вдоль индивидуальных траекторий этих фронтов в отношении тех характеристик, которые имеют значения с точки зрения механизма осадков. Характеристики, принятые во внимание: температура, температурный контраст, удаелья, влажность, недостаток насыщения. Из вертикальных движений принимаются во внимание вергентное восходящее движение и вызванное структурой фронта восходящее движение. Первое определяется на основе теории Лебедевой, последнее по теории Дюбюка графическим методом Бодолаи. Затем производится сравнение упомянутых характеристик с ходом количества осадков вдоль индивидуальных траекторий фронтов. С помощью упомянутых способов получено несколько выводов о связи между изменениями структуры фронта и пространственном и временном ходе осадков. Эти выводы важны с точки зрения диагноза и прогноза осадков.

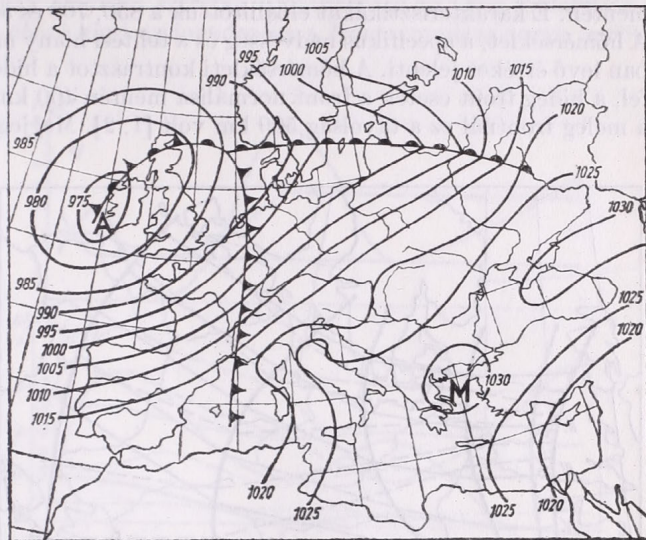
*

Több tanulmány [1, 2] már rámutatott arra, hogy sajátos mozgásformái következtében a front nem hanyagolható el a csapadékszínoptikai folyamatoknál. A frontot azonban másként kell tekintenünk, ha a csapadékkeltés szempontjából vizsgáljuk. A front szerkezetének egyes karakterisztikái ui. másként jönnek tekintetbe, ha azokat a csapadék-mezővel hozzuk kapcsolatba. A front dinamikailag lehet hatékony, csapadékkeltés szempontjából azonban inaktív. Ezért indokoltnak tartjuk, hogy a front csapadék aktivitásának alakulását figyelemmel kísérjük a front vonulása, illetve fejlődése folyamán. E problémák tisztázása irányában kívánunk lépéseket tenni az alábbi vizsgálat során.

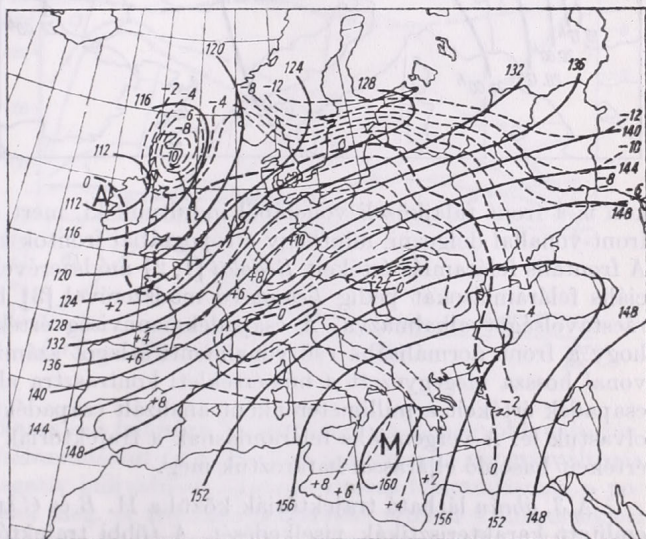
Vizsgálatunkban egy hideg és egy meleg front szerkezetének alakulását mutatjuk be azon karakterisztikák segítségével, amelyek a csapadék mechanizmusa szempontjából a legdöntőbbek. Ezt követően az említett karakterisztikák és a csapadékmennyiség térbeli eloszlását hasonlítjuk össze a két front individuális trajektóriái mentén.

A szinoptikus helyzet kiválasztásánál az a szempont vezetett, hogy a ciklonnak jól elkülöníthető hideg és meleg frontja legyen, azaz tágas meleg szektorral rendel-

kezzék. Ilyen esetben a két front szerkezeti sajátosságai és főként csapadék zónája markánsan elválik egymástól. Ezt a kívánalmat jól kielégítette az 1959. január 19—22-i időjárási helyzet. Tájékoztatásul bemutatjuk a talajmenti nyomási mezőt, a 850 mb-os abszolút topográfiát és e felület hőmérsékleti mezejét január 20-án 12 órakor (1. és 2. ábra).



1. ábra: A talajmenti szinoptikus helyzet 1959. január 20-án 12 GMT
 Fig. 1. Synoptic situation at sea level on the 20th January 1959 at 12 GMT

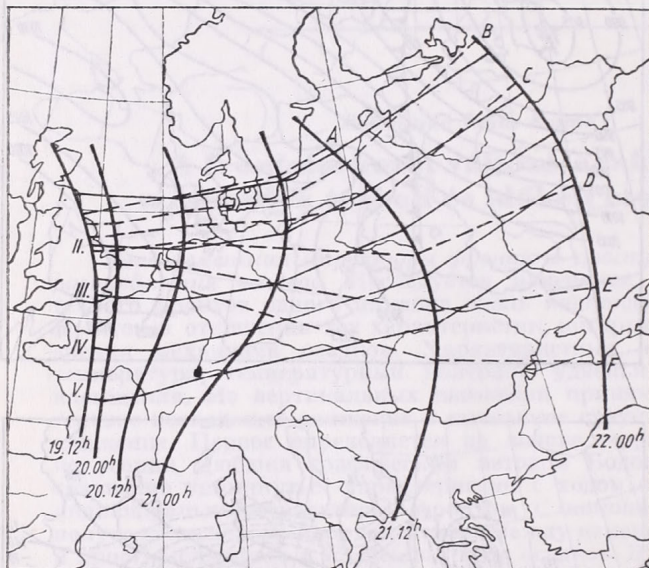


2. ábra: A 850 mb-os AT 1959. január 20-án 12 GMT. A folytonos vonalak az izohipszákat, a szaggatott vonalak az izotermákat jelölik
 Fig. 2. 850 mb contour chart on the 20th January 1959 at 12 GMT. The contours are the full lines, the isotherms are the dashed lines

A hideg front helyzetét 12 óras időközönként a 3. ábrán mutatjuk be. A periódus első harminchat órájában igen lassú volt a front mozgása, 21-én 00 órától azonban jelentősen meggyorsult. A front egyes pontjait összekötő egyenesek a front trajektóriái. Ezek közül a római számmal jelzett görbéket az okklúziós ponttól meghatározott távolságra vettük fel. Az 1-gyel jelzett görbe az okklúziós ponttól 250 km távol-

ságra helyezkedik el, s minden további görbe esetében megtartottuk ezt a távolságot. A betűkkel jelzett trajektóriák a front normálisának irányába esnek.

A front szerkezetében beálló változásokat a hőmérséklet, a hőmérsékleti kontraszt, a specifikus nedvesség, a telítési hiány, a frontális és vergenciális feláramlás, valamint a csapadékeloszlás segítségével jellemezzük a már bemutatott trajektóriák mentén. E karakterisztikákat előállítottuk a 850, 700 és 500 mb-os izobárfelületekre. A hőmérséklet, a specifikus nedvesség és a telítési hiány mindig a front adott pontjában levő értéket jelenti. A hőmérsékleti kontrasztot a hideg levegő irányában vettük fel, a hideg front esetén a front normális mentén 400 km-es távolságot alkalmazva, a meleg frontnál ez a távolság 500 km volt [1, 2]. Megjegyezzük, hogy a topográfia-



3. ábra: A hideg front helyzete és trajektóriái 1959. január 19-én és január 22-én 00h között. A római számmal jelzett trajektóriák (vékony vonalak) konvencionálisak, a betűkkel jelzett trajektóriák (szaggatott vonalak) a front normálisának irányával egyeznek meg

Fig. 3. Position and trajectories of the cold front from the 19th January 1959 12 GMT to the 22nd January 1959 00 GMT. The trajectories denoted by Roman numbers (thin lines) are conventional, those denoted by letters (dashed lines) are in accordance with the direction of the normal of front

kon is a front talajközeli vonalából indultunk ki, mert a topográfiaikon nem lehet front-vonallal dolgozni, minthogy a topográfiai frontok különböző tágasságú zónák. A frontális feláramlás értékeit *Bodolai* [1, 2] módszerével számítottuk ki. A vergenciális feláramlásokat pedig *Lebegyeva* módszerével [3] határoztuk meg 250 km-es rács-távolságot alkalmazva. A csapadékmennyiség értékeit úgy állapítottuk meg, hogy a front normálisába eső vonalmenti átlagot számítottuk oly módon, hogy a vonal hossza megegyezett a hőmérsékleti kontrasztra alkalmazott távolsággal, s a csapadék értékeit a milliméterenként analízált csapadéktérképekről 100 km-enként olvastuk le. A vergenciális feláramlásnak a trajektóriák adott pontjaira vonatkozó értékeit hasonló eljárással határoztuk meg.

A 3. ábrán látható trajektóriák közül a II. B és C trajektórián mutatjuk be az említett karakterisztikák viselkedését. A többi trajektória bemutatásától eltekintünk, viszont a belőlük eredő tanulságokat következtetéseink tartalmazzák majd.

A 4. ábrán a hideg front C trajektóriája mentén ábrázoltuk a front szerkezet alakulása és a csapadékhullás szempontjából fontos karakterisztikákat. A hőmérsékleti kontraszt (4/b ábra) a periódus elején a legerősebb, s mindhárom területen azonos menetű. Az időszak végén a magasabb rétegekben erősödik, míg a 850 mb-os területen annyira gyengül, hogy negatív értékbe megy át. A telítési hiány ($T - T_d$) eloszlása

(4/a ábra) változatos képet nyújt. Az egyes felületeken erősen különböző telítési viszonyokat találunk, az időbeli individuális változásuk is nagyon eltérő. A *specifikus nedvesség* változása (4/b ábra) az egész időszak folyamán elég kicsi, a periódus végére azonban mégis némi kiszáradást mutat. Az 500 mb-os felületen mind az abszolút értékek, mint a változások kicsik, valószínű, hogy e szint nedvességi viszonyai, főként télen, nem játszhatnak lényeges szerepet a csapadékmennyiség kialakításában. A *hőmérsékletnek* (4/b ábra) kicsi az ingadozása a front vonulása során, a 850

4. ábra: A front szerkezetét jellemző karakterisztikák eloszlása a hidegfront C trajektóriája mentén: a) A telítési hiány eloszlása; a folytonos vonal a 850, a szaggatott vonala 700, a pontozott szaggatott vonal az 500 mb-os felületre vonatkozó értékeket jelöli. b) A specifikus nedvesség (vékony vonalak); a hőmérsékleti kontraszt (középvastag vonalak); és a hőmérséklet (vastag vonalak) eloszlása. Az egyes szintek jelölése megegyezik a)-val. c) A vergenciális (vékony vonalak) és a frontális (középvastag vonalak) függőleges sebesség eloszlása mb/12 órában. A negatív értékeket a szemléletesség kedvéért vettük pozitív irányban. d) A csapadék mennyiségének eloszlása mm-ben

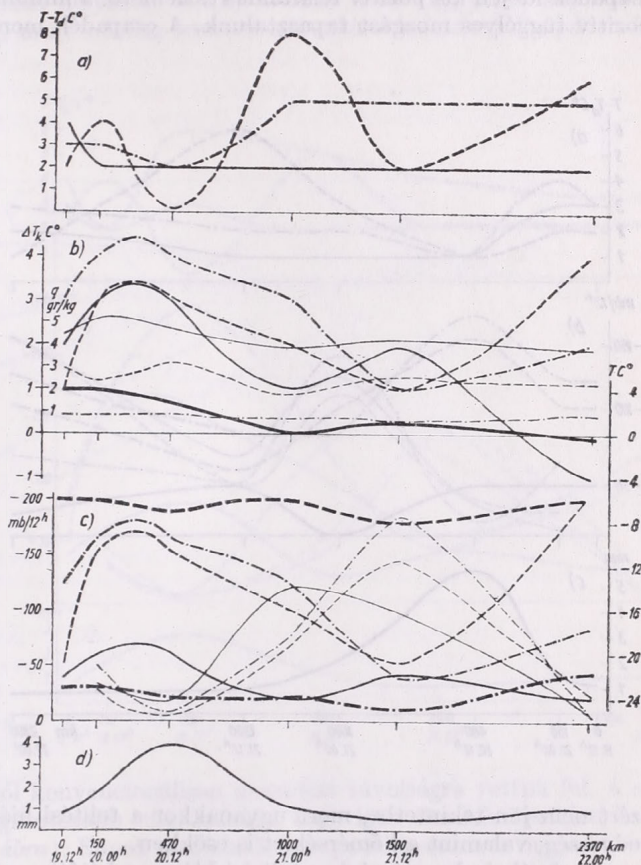
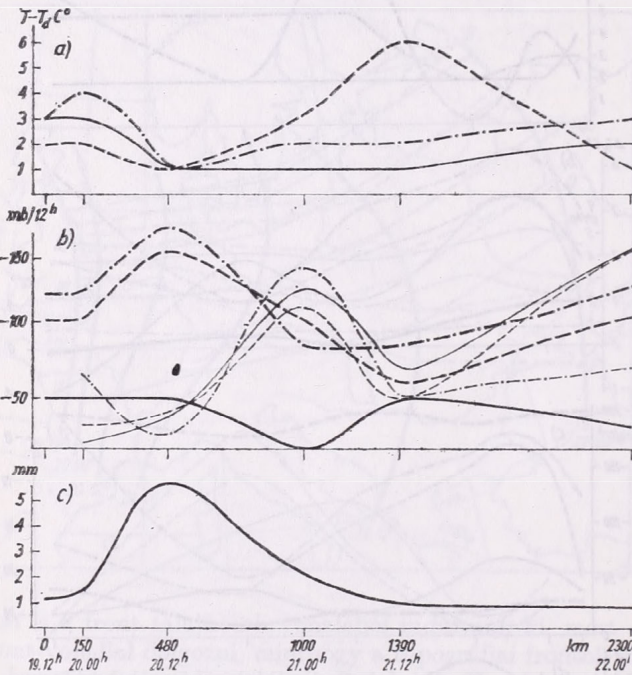


Fig. 4. Distribution of the characteristics of the frontstructure along the trajectory C of the cold front: a) Distribution of the dew-point depression; the values for 850 mb are denoted by full line, those of 700 mb by dashed line, and the values of 500 mb by dotted dashed line. b) Distribution of the specific humidity (thin lines); distribution of the temperature contrast (moderately thick lines), and the temperature (thick lines). The denotation of the levels is the same as under a). c) Distribution of the large-scale vertical velocity (thin lines) and of the frontal one (moderately thick lines), both in mb/12 h. For the clearness the negative values were taken in positive direction. d) Distribution of the quantity of precipitation, in mm

mb-os felületen 4, a 700 és 500 mb-os felületen 2 fokot tesz ki a legnagyobb változás. A *frontális és vergenciális feláramlásokat* (4/c ábra) az individuális nyomásváltozás értékeiben adtuk meg. A negatív individuális nyomásváltozás feláramlásnak, a pozitív pedig leáramlásnak felel meg. A frontális feláramlás értékei a hőmérsékleti kontraszttal arányos mennyiségek és a hőmérsékleti kontraszthez hasonló a változásuk. A legnagyobb feláramlások a vizsgált időszak első 36 órájában fordulnak elő, majd erős csökkenés után ismét növekedést tapasztalunk. A *vergenciális feláramlás* értékei (4/c ábra) a magassággal megtartják előjelüket és abszolút értékben növekednek a magassággal. Időbeli menetük azonban fordítottja a frontális feláramlásnak: ahol a frontális feláramlás értékei maximálisak, ugyanott a vergenciális feláramlás értékei minimálisak. Ha a fenti karakterisztikák menetét a *csapadék me-*

netével összehasonlítjuk (4/d ábra), látható a hőmérsékleti kontraszt, illetve a vele arányos frontális feláramlás és a telítési hiány döntő szerepe a csapadék menetének alakulásában. A frontális feláramlás maximuma egybeesik a csapadék maximummal s a csökkenő ágak is nagyjából párhuzamosak. Az egyes felületek telítési viszonyai már nem mutatnak ilyen egyértelműséget. A 850 mb-os szinten alig tapasztalunk változást, míg a 700 mb-os felületen erősen változó, a minimális telítési hiány azonban egybeesik a csapadék maximumával. A vergenciális feláramlásnak a csapadékkal való kapcsolata már nem olyan jó, mint a frontális feláramlásé. Bár a maximális csapadék idején kis pozitív feláramlás észlelhető, a minimális csapadékértéknél nagy pozitív függélyes mozgást tapasztalunk. A csapadék mennyiségénél ez valószínűleg



5. ábra: a) A telítési hiány; b) a vergenciális frontális feláramlás; c) a csapadék eloszlása a hideg front B trajektóriája mentén. (A jelölések mint a 4. ábrán)

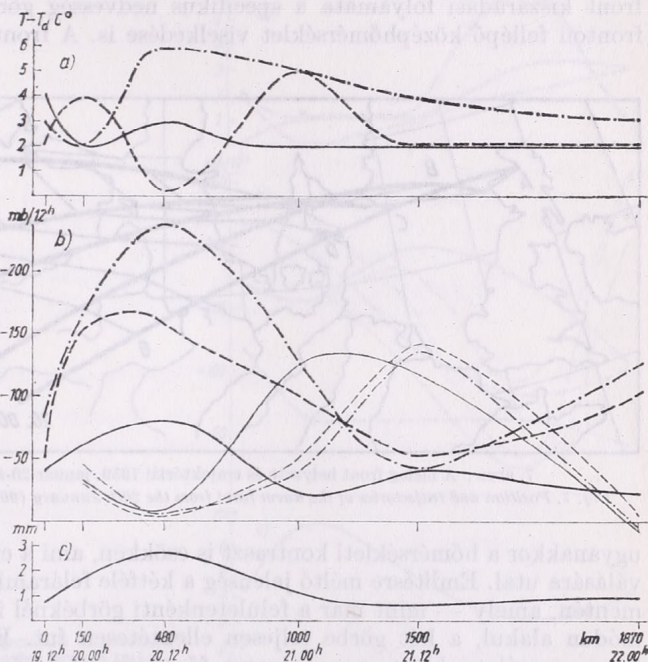
Fig. 5. Distribution of a) the dew-point depression, b) the large-scale and frontal vertical velocity, c) the precipitation, along the trajectory B of the cold front. (The denotations are the same as in Fig. 4)

azért nem jön tekintetbe, mert ugyanakkor a telítési hiány megnő, és a specifikus nedvesség, valamint a hőmérséklet is csökken.

Az 5. ábrán bemutatjuk a telítési hiány, a kétféle vertikális mozgás és a csapadék eloszlását a hideg front B trajektóriája mentén. A hőmérséklet, a hőmérsékleti kontraszt és a specifikus nedvesség menetének bemutatásától a továbbiakban eltekintünk. Ezen az ábrán is világosan látható a legfontosabb karakterisztikák és a csapadék közötti összefüggés. Eredményünk alátámasztja azt a metodikailag kissé más úton levont következtetést [1, 2], hogy a frontális csapadékot döntő módon a front termikus szerkezetéből származó feláramlás determinálja. A csapadék maximuma megfelel a frontális feláramlás maximumának és a minimális telítési hiánynak. A vergenciális feláramlás viselkedése hasonló az előző esethez. A periódus végén a telítési hiány a 700 mb-os felületen erősen csökken, ugyanakkor a frontális feláramlás is növekszik, a csapadék mennyiségében azonban ez mégsem tükröződik, amelyet a többi elem viselkedésével magyarázhatunk (a hőmérséklet és a specifikus nedvesség csökkenése).

A 6. ábrán a hideg front II. trajektóriája menti viszonyok láthatók ugyanazon karakterisztikákkal, mint az előző esetben. Ezt a trajektóriát azért mutatjuk be, mert a frontális feláramlás itt esetleg nagy csapadékmennyiséget indokolhatna, a telítési viszonyok azonban a maximális feláramlás idején kedvezőtlenek. A telítési hiány mindhárom felületen másként viselkedik. A maximális csapadék idején csak a 700 mb-os felületen van minimális telítési hiány, a 850 és az 500 mb-os felületen éppen maximális telítési hiány fordul elő. A vergenciális feláramlás értéke is nagyon kicsi az intenzívebb csapadékhullás idején.

A 7. ábrán a meleg front helyzetét és trajektóriáit mutatjuk be. E trajektóriákat úgy állapítottuk meg, mint a hideg front római számokkal jelzett trajektóriáit,



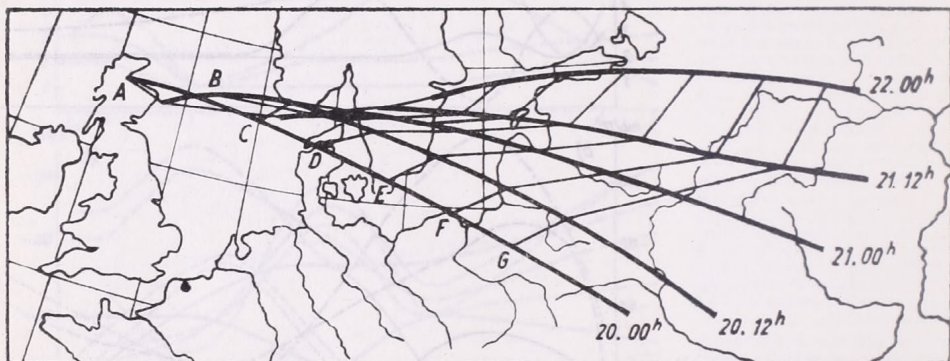
6. ábra: a) A telítési hiány; b) a vergenciális és frontális feláramlás; c) a csapadék eloszlása a hideg front II. trajektóriája mentén

Fig. 6. Distribution of a) the dewpoint depression, b) the large-scale and frontal vertical velocity, c) the precipitation along the trajectory II of the cold front

tehát az okklúziós ponttól konvencionálisan megadott távolságra vettük fel. A szóban forgó meleg front legfontosabb tulajdonsága, hogy igen éles hőmérsékleti kontraszttal rendelkezett (2. ábra). Ennek megfelelően csapadékhozama is nagyobb volt, mint a hideg frontnak.

A meleg front trajektóriái közül az E trajektóriát mutatjuk be (8. ábra). Legfontosabb tulajdonsága e trajektóriának, hogy igen éles hőmérsékleti kontraszttal rendelkezik, amely azonban nem mutat minden szinten azonos tendenciát. Ennek következtében a frontális feláramlás magasság szerinti eloszlása is változatos, a 850 mb-os felületen csaknem állandó, az 500 mb-os felületen időnként kisebb, mint a 700 mb-on. Érdekes, hogy a 700 mb-os szint feláramlása és a csapadék menete csaknem teljesen párhuzamos, majdnem ugyanez mondható a 700 mb-os szint telítési viszonyairól is. Ebben az esetben a telítési viszonyok mindhárom felületen rendkívül kedvezőek, a csapadékmaximum idején mindhárom szinten minimális a telítési hiány. A vergenciális feláramlás — szemben a hideg frontnál tapasztalt viselkedéssel — itt jó kapcsolatot mutat a csapadék menetével, s nincs meg az éles ellentét a két feláramlás időbeli menetében.

Megemlítjük, hogy a trajektóriákra elkészítettük az említett karakterisztikáknak a 850—500 mb-os rétegre vonatkozó közepes értékelőslását is. E közepes karakterisztikák vizsgálata azért tanulságos, mert a frontszerkezet alakulása és a csapadék mechanizmusa közötti kapcsolat szempontjából néhány figyelemre méltó jelenségre mutat rá. Tájékoztatásul a hideg front *C* trajektóriájának közepes karakterisztikáit közöljük (9. ábra). A görbék lényegében ugyanazokat a sajátosságokat mutatják, mint az egyes felületek esetében. Az izobárfelületek értékelőslásain azt tapasztaltuk, hogy az egyes karakterisztikák magasság szerinti eloszlása igen változatos lehet. A rétegre vonatkozó középérték viszont eltüntetheti az egyes szintek domináns voltát, amely csapadékszámításoknál nem engedhető meg. Néhány elem viselkedése azonban így karakterisztikusabb. Világosabban követhető például a front kiszáradási folyamata a specifikus nedvesség görbéjén. Figyelemre méltó a fronton fellépő középhőmérséklet viselkedése is. A fronton a hőmérséklet csökken,



7. ábra : A meleg front helyzete és trajektóriái 1959. január 20-án 00 és 22-én 00h között
 Fig. 7. Position and trajectories of the warm front from the 20th January (00h) to the 22nd January 1959 (00 h).

ugyanakkor a hőmérsékleti kontraszt is csökken, ami a ciklon hideggé és homogénné válására utal. Említésre méltó jelenség a kétféle feláramlás viselkedése a hideg front mentén, amely — mint már a felületenkénti görbéknél is említettük — nem a várt módon alakul, a két görbe teljesen ellentétesen fut. E jelenséghez nem óhajtunk jelen vizsgálatunkban magyarázatot fűzni, csupán annyit jegyzünk meg, hogy a vergenciális feláramlást az egyik legjobban bevált eljárással, *Lebegyeva* nem egyszerűsített módszerével számítottuk, megfelelően gondos geopotenciál és trajektória elemzés ségével.

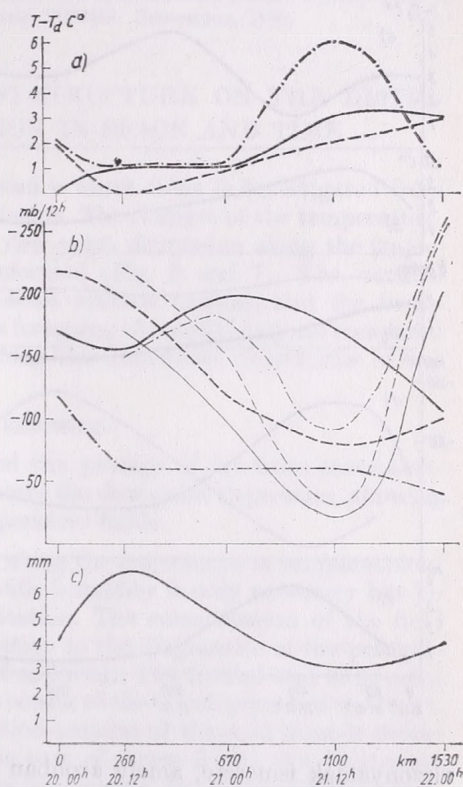
Vizsgálatunk az alábbi következtetések levonására nyújt módot :

1. A front fejlődése és mozgása során a szerkezetét jellemző karakterisztikák igen változékonyak, különösen a nedvességi és hőmérsékleti mező együttes hatását mutató telítési hiány. A megvizsgált esetekben a hideg front mentén a csapadék változása 12 óra alatt maximálisan 6 mm-t, a hőmérsékleti kontraszt változása $\pm 6^\circ$ -ot, a telítési hiány változása $\pm 10^\circ$ -ot, a hőmérséklet változása $\pm 6^\circ$ -ot ért el a trajektóriák mentén. Ugyanezen karakterisztikák a meleg front esetében : a csapadék 6,4 mm, a hőmérsékleti kontraszt $\pm 8^\circ$, a telítési hiány $\pm 5^\circ$, a hőmérséklet változása pedig $\pm 3^\circ$ volt. Esetünkben a meleg frontot élesebb hőmérsékleti kontraszt és homogénebb hőmérsékleti mező jellemezte.

2. A specifikus nedvesség ingadozása a trajektóriák mentén aránylag kicsi. A hideg front esetében a maximális 12 órás változás $-1,6$ gr/kg volt, a meleg front esetében alig érte el az 1,0 gr/kg-ot. Ez a tény arra hívja fel a figyelmünket, hogy a

nagy specifikus nedvesség csak szükséges, de nem elégséges feltétele a nagy csapadéknak. Másrészt arra is utal, hogy a topográfiákon ne a specifikus nedvességgel jelemezzük a nedvességi mezőt, mert ez önmagában kevésbé utal a csapadék lehetőségére. Ezzel szemben a telítési hiány mezejének figyelembevétele nagy segítséget nyújthat a mindennapi csapadék diagnosztikában.

A nedvességi mezővel kapcsolatban utalunk arra a körülményre, amit trajektoriáink vizsgálatánál néhány esetben tapasztalhattunk. A hideg front keletre haladában erősen lecsökkent a csapadék mennyisége, ugyanakkor a feláramlás erősödött



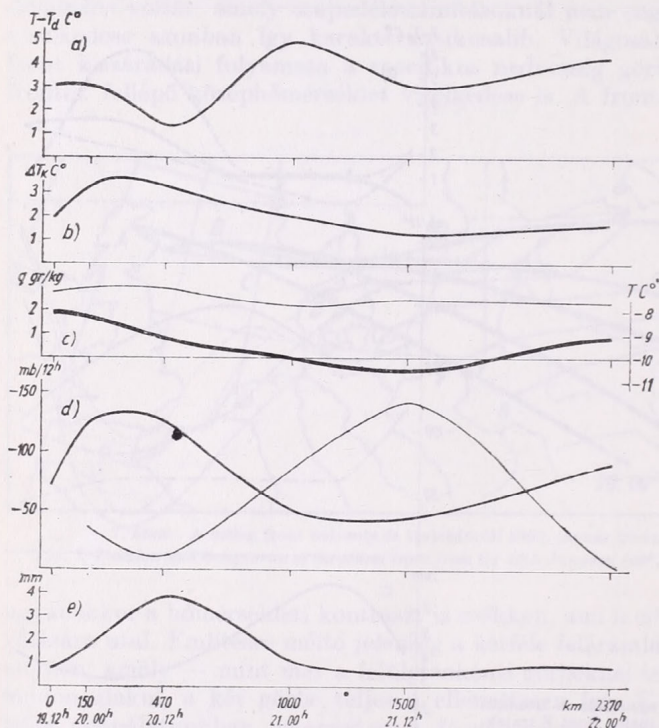
8. ábra: a) A telítési hiány; b) a vergenciális és frontális feláramlás; c) a csapadék eloszlása a meleg front E trajektoriája mentén

Fig. 8. Distribution of a) the dew-point depression, b) large-scale and frontal vertical velocity, c) the precipitation along the trajectory E of the warm front

és a telítési viszonyok sem voltak kedvezőtlenek. Ez a jelenség valószínűleg annak tulajdonítható, hogy a vizsgálatban nem számoltunk azzal a körülménnyel, hogy milyen nedvességtartalmú levegőt talál a front az adott helyre érkezve. Minden valószínűség szerint a front a kontinensen kelet felé haladva egyre szárazabb levegőt talált, s a keveredési folyamatok következtében nedvességének egy részét így elvesztette.

3. A frontális és vergenciális feláramlás eloszlása szintén nagyon változékony a front fejlődése során. Pozitív előjelét általában megtartja, menete azonban nagy amplitudójú hullámokat mutat. Úgy látszik, a frontális feláramlás elsődleges meghatározója a hideg front csapadékhozamának. A vergenciális feláramlás csapadék-keltő hatása a vizsgált esetekben nem számottevő. Amikor a vergenciális feláramlás nagy, a nedvességi feltételek már kedvezőtlenek a nagyobb csapadékmennyiség kialakítására. A meleg front esetében a vergenciális feláramlás látszik döntőbbnek.

Ennek egyik oka az, hogy ugyanazon hőmérsékleti kontraszt meleg front esetében kisebb frontális feláramlást hoz létre, mint hideg front esetében, s így bizonyos mértékben itt csökken a frontális feláramlás szerepe, azonban közel sem olyan mértékben, mint a hideg frontnál a vergenciális feláramlásé. Ezt valamennyi trajektória esetében tapasztalhatjuk. Téli hideg frontok minőségi csapadék-diagnózisához tehát elégséges lehet a frontális feláramlás figyelembe vétele a hőmérsékleti kontraszt alakulásának megállapítása révén, meleg frontnál viszont a vergenciális feláramlás ismerete is szükséges. Nyári hideg frontok esetében igen fontos a frontális konvekció



9. ábra: A közepes karakterisztikák eloszlása a hideg front C trajektóriája mentén: a) a telítési hiány; b) a hőmérsékleti kontraszt; c) a specifikus nedvesség és a hőmérséklet; d) a frontális és vergenciális feláramlás; e) a csapadék eloszlása

Fig. 9. Distribution of the mean characteristics along the trajectory C of the cold front; distribution of a) the dew-point depression, b) the temperature contrast, c) the specific humidity and temperature, d) the frontal and large-scale vertical velocity, and e) the precipitation

viszonyainak ismerete, amely azonban a fronthoz kötött csapadék egyik legnehezebb kérdése.

4. Nagy frontális csapadék akkor hullik, ha mind a két vertikális mozgásforma, valamint a telítési viszonyok együttesen és egyidejűleg kedvezőek.

5. A frontszerkezet alakulását mindhárom felületen figyelembe kell venni, mert a csapadékhozamot alapvetően meghatározó izobárfelület nem minden esetben azonos.

6. A hideg front esetében kelet felé haladva a csapadék a kiszáradás következtében csökken. Ugyanez a jelenség tapasztalható észak-déli irányban is.

7. A meleg frontnál az okklúziós ponttól távolodva csökken a csapadék mennyisége. Itt szintén a kiszáradás játszik szerepet, azonban a hőmérsékleti kontraszt is gyengül.

Jelen vizsgálatunkkal igazoltuk azt a szinoptikus tapasztalatot, hogy a frontális csapadék függ a frontszerkezet változásától, sőt annak változásait bizonyos esetek-

ben egyértelműen követi. A frontokon fellépő csapadék mennyiségi számításainál nem lehet figyelmen kívül hagyni a front által keltett feláramlásokat. A csapadék ninőségi diagnózisához, illetve prognózisához már a hőmérsékleti kontraszt és a elítési hiány térbeli eloszlásának számításbavétele is igen jó segítséget nyújt.

*

IRODALOM

- 1] *Bodolai István*: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении холодного фронта. Метеорология и гидрология, 1959. 12.
- 2] *Bodolai István*: Опыт количественного прогноза осадков при прохождении теплого фронта. 1960. 1.
- 3] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. ГИМПЗ, Ленинград, 1955.

EFFECTS OF THE CHANGE OF FRONT-STRUCTURE ON THE DISTRIBUTION OF THE PRECIPITATION IN SPACE AND TIME

The shaping of the structure of a cold and a warm front is investigated from the point of view of the mechanism of precipitation. The changes of the temperature, temperature-contrast, specific humidity and dew-point depression along the trajectories of the above-mentioned fronts are informed (Fig. 3 and 7). The vertical motions produced by the divergence (large-scale vertical motion) and the front-structure (figures 4, 5, 6, 8, 9) are studied. The foregoing characteristics are compared with the changes of precipitation-amount along the individual trajectories of the fronts (Fig. 4, 5, 6, 8, 9).

The results of the investigations are the following :

1. In the course of the development and the passage of the front the characteristics of its structure are most variable, mainly the dew-point depression, showing the common effect of the humidity- and temperature fields.

2. The variation of the specific humidity along the trajectories is comparatively small. It can be supposed, that the large specific humidity is only necessary but no sufficient condition for the intensive precipitation. The consideration of the field of dew-point depression is a better approximation to the diagnostics of the precipitation, than one of the other characteristics of moist air. The frontal and large-scale vertical motions are extremely variable in the course of the development of the front. According to the investigations the precipitation-amount of the cold front is determined by the frontal vertical motion. In the case of warm fronts the large-scale vertical motion seems to be of a more decisive importance. In the qualitative precipitation-diagnostics of cold fronts it is in the first approximation sufficient to take into consideration the frontal vertical motion but in the case of warm fronts also knowing of the large-scale vertical motion is necessary.

4. Large amount of frontal precipitation will fall if both the vertical motions and saturation conditions are commonly and simultaneously favourable.

5. The shaping of the structure of the front is to be taken into consideration on all the three isobar surfaces, because from the point of view of the formation of precipitable water there is no favoured surface.

6. In the case of cold fronts the precipitation will diminish eastward, on account of the desiccation.

7. Moving away from the point of occlusion the precipitation amount will decrease in the case of warm fronts. Here too, the desiccation will play a decisive part.

Az esőcseppek eróziója

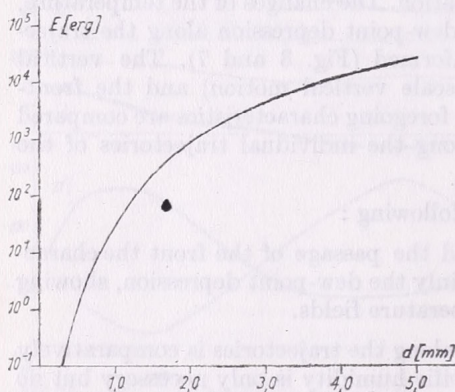
Erosion des gouttes de pluie. L'auteur s'occupe dans ce travail de la détermination de l'érosion des gouttes de pluie caractérisée par l'énergie cinétique des gouttes tombant sur l'unité d'air du sol pendant une seconde. Les valeurs calculées de la distribution spectrale des gouttes de pluie sont représentées dans la fonction de l'intensité de la précipitation.

*

Эрозия дождевых капель. В статье рассматривается эрозия дождевых капель, которая характеризуется кинетической энергией дождевых капель, падающих за единицу времени на единицу поверхности почвы. Вычисленные на основе спектрального распределения дождевых капель величины представлены в функции интенсивности осадков.

*

Az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásának, azaz spektrumának meghatározása mind elméleti, mind gyakorlati szempontból fontos. A mérések alapján meg-



1. ábra. Az esőcseppek kinetikus energiája az átmérő függvényében

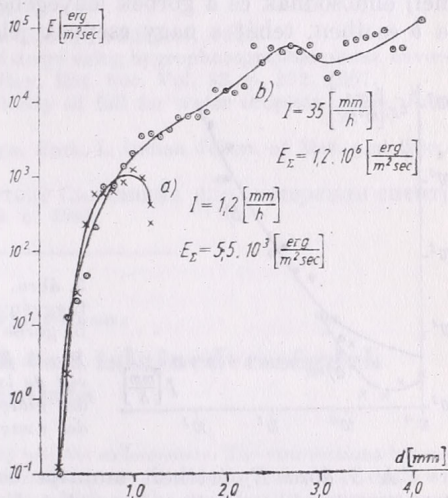
Fig. 1. Energie cinétique des gouttes de pluie en fonction de leur diamètre

tehető elméleti (tisztán meteorológiai, ill. felhőfizikai) megfontolásokat már egy előző munkában [2] leírtuk. Az esőcsepp-spektrum azonban további két fontos gyakorlati problémakörbe kapcsolódik: 1. hogyan zavarják a térfogategységben levő cseppek számuktól és nagyságuktól függően az ultrarövid rádióhullámok terjedését, 2. milyen mozgási energiával érkeznek a cseppek a talajra. Az első kérdést mérések hiányában nem tárgyalhatjuk, a második kérdésre viszont a nyert adatok [1, 2] megfelelő feldolgozásával feleletet nyerhetünk, azaz megadhatjuk a főleg geofizikai és mezőgazdasági szempontból lényeges esőcsepp-erózió nagyságát különböző esők esetén.

A talajfelszínre ható erózióknak két fajtája van [3]. Az egyiket a talajba ütköző esőcseppek kinetikus energiája szolgáltatja. Ez az esőcsepp-erózió, másnéven közvetlen, vagy *Ellison-féle* erózió. A másik a felgyülemlett esővíz lefolyása, azaz helyzeti energiája miatt lép fel (ez a klasszikus értelemben vett erózió, ugyanis régebben csak ezt vették figyelembe). A két eróziós fajta közül dolgozatunkban csupán az elsőt, az esőcsepp-eróziót tárgyaljuk, azaz meghatározzuk különböző felhőkből hulló esők esetén, az esőcseppek nagyság szerinti eloszlásától függően, a felületegységre időegység alatt jutó kinetikus energia nagyságát. Az előző, tisztán meteorológiai feldolgozásokhoz hasonlóan [1, 2], a vizsgált eseteket két fő csoportra osztottuk: a réteges és a gomolyos felhőkből hulló esők esetére. A kiszámított értékeket az eső intenzitásával hoztuk összefüggésbe. Számításainkhoz összesen

30 eloszlást használtunk fel (15 réteges, illetve 15 gomolyfelhős esetre), melyeket a higrofotografikus lemezek módszere segítségével [4, 7] határoztunk meg. Ezt a szétválasztást nyilvánvalóan az indokolja, hogy az esőfelhőknek ez a két főtípusa (N_s , ill. C_b) van.

A számítások menete a következő. Az ismert felületű és expozíciójú higrofotografikus lemezen levő foltok alapján meghatározhatjuk az 1 cm^2 -re 1 sec alatt hulló cseppek számát (n), illetve ezek nagyság szerinti eloszlását. A kinetikus energia jól ismert formulájában ($E = 1/2 mv^2$) két tényező szerepel: a tömeg és a sebesség (jelen esetben az esőcsepp tömege, ill. esési sebessége). A különböző nagyságú esőcseppek tömege a térfogatukból számítható ki, az esővíz sűrűségét egységnyinek tételezve fel. Az esési sebesség, melyet a különböző méretű cseppek egy bizonyos hosszúságú esés után felvesznek, úgy kapható meg elvileg, ha egyenlővé tesszük



2. ábra. Az esőcsepp-erózió eloszlása két individuális esetben az átmérő függvényében: a. görbe: folytonos eső (1959. XII. 7. 12^h 27'), b. görbe: záporosó (1960. VII. 21. 12^h 03')

Fig. 2. Répartition de l'érosion des gouttes de pluie dans la fonction du diamètre dans deux cas individuels: courbe a.: pluie continue (7. 12. 1959, 12^h 27'), courbe b.: averse (21. 7. 1960. 12^h 03')

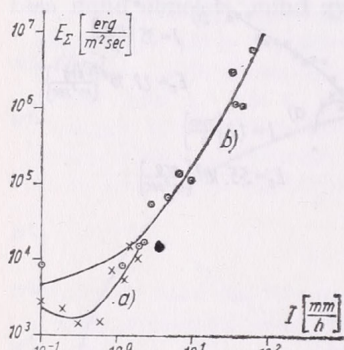
a csepp súlyát és a ráható légellenállást. Azonban ebben az esetben célszerűbbnek látszik, ha kísérleti mérésekkel nyert sebességadatokkal dolgozunk, mivel ezek gyakorlatilag megbízhatóbbnak tekinthetők (erre a célra Gunn és Kinzer mérési adatait [5] használtuk fel). Így minden cseppnagysághoz kapunk egy kinetikus energiát ($1. \text{ ábra}$), melyet ha megsorzunk a különböző nagyságú cseppekhez tartozó „ n ”-nel és az értékeket összegezzük, megkapjuk egyetlen eloszlás esetén az a felületegységre 1 sec alatt érkező kinetikus energiát. A végső számítási formula tehát a következő:

$$E_s = \frac{2}{3} \pi \sum_{i=1}^m \left(\frac{d_i}{2} \right)^3 v_i^2 \eta_i \left[\frac{\text{erg}}{\text{cm}^2 \text{ sec}} \right],$$

ahol m a maximális nagyságú cseppe utal. (Az 1. ábrán az E értékeit csak $d = 0,3 \text{ mm}$ -től kezdve tüntettük fel, mivel ennél kisebb cseppek esetén a kinetikus energia elhanyagolható. Hasonlóképpen elhanyagolhatjuk az n -nel való szorzás után a $d = 0,1 \text{ mm}$ nagyságú cseppek kinetikus energiáját. A kapott érték általában 10^{-3} — $10^{-4} \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$ nagyságrendű.)

A 2. ábra két ily módon kapott eloszlást mutat be. Az a . eloszlást rétegfelhőből hulló, átlagosnak tekinthető $1,2 \text{ mm/h}$ intenzitás esetén kapott mérésből számítottuk, míg a b . egy C_b -os esetet jellemez ($I = 35 \text{ mm/h}$). Azonnal látható az ábráról, hogy a két eloszlás között alapvető különbségek vannak. A legfontosabb ezek közül

az, hogy réteghelhők esetén a maximális cseppátmérő sokkal kisebb, mint gomolyfelhőkből hulló záporok esetén, ami az E értékében több nagyságrendbeli változást okoz, mivel, az 1. ábrát is figyelembe véve, a nagyobb cseppek egyedi kinetikus energiája nagyságrendekkel nagyobb. Így pl. az ábrázolt réteghelhős eset alkalmával $E = 5,5 \cdot 10^3 \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$, míg a második esetben $E = 1,2 \cdot 10^6 \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$ -cal egyenlő, ami három nagyságrendbeli különbségnek felel meg. Jellemző, hogy az $5,5 \cdot 10^3 \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$ -os értéket egyetlen $d = 3,2 \text{ mm}$ átmérőjű nagyobb egyedi csepp kinetikus energiája is meghaladja ($5,9 \cdot 10^3 \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$). Láthatjuk tehát, hogy az esőcsepp-erózió főleg konvektív felhők esetén jelentős, és a kinetikus energia nagyságát nem a kis cseppek nagy száma, hanem a kisebb számú, nagyobb cseppek befolyásolják lényegesen. Az jegyezhető még meg a 2. ábrával kapcsolatban, hogy az esőcsepp-spektrumban (n -ben) mutatkozó maximumok (pl. a b eloszlás esetén $d = 0,3 \text{ mm}$ -nél) elmosódnak és a görbék lényegében egyenletes emelkedést mutatnak (ez főleg a b esetben, tehát a nagy cseppek jelenléte esetén van így).



3. ábra. Az esőcseppek eróziója a csapadék-intenzitásának függvényében: a. görbe: réteges felhőkből hulló esőkre, b. görbe: gomolyos felhőkből hulló esőkre

Fig. 3. Erosion des gouttes de pluie dans la fonction de l'intensité de la précipitation: courbe a.: pour les pluies tombant des nuages stratiformes, courbe b.: pour les pluies tombant des nuages cumuliformes

A 3. ábra E_z értékeit mutatja be az intenzitás függvényében. Az ábra mindkét tengelye logaritmikus beosztású. Hasonló ábrát közölt már az indiai Kelkar [6], aki az esőcsepp-spektrum meghatározására szolgáló méréseit a mezőgazdaság igényeinek megfelelően végezte. Az a görbe Ns -ra, míg a b görbe Ob -ra vonatkozik. Az a görbe $2,0 \text{ mm/h}$, míg a b görbe 80 mm/h intenzitásértékig van kihúzva, mivel méréseink szerint ezen értékekig tekinthetők az illető felhőből hulló esők gyakoriaknak. Réteghelhők esetén a pontok valamivel szórtabbak és a görbében $0,5 \text{ mm/h}$ környékén minimum mutatkozik. Mindkét jelenség valószínűleg a viszonylag pontatlan intenzitásméréssel magyarázható. Az intenzitásértékeket ugyanis Hellmann-féle esőiró görbéiből határoztuk meg (a mérés pillanatában időjelet tettünk), melyek köztudomásúan nem megfelelő pontosságúak főleg kis intenzitásértékek esetén. Előfordult pl., hogy a mérés pillanatában az esőiró nem is jelzett még csapadékot (tehetetlensége miatt), ilyenkor $I = 0,1 \text{ mm/h}$ intenzitásértéket tettünk. A gomolyfelhőkből hulló esők esetén a pontok szórása kisebb, ezért a görbét jellemzőbbnek tekinthetjük. Ráadásul ez a görbe sokkal lényegesebb is, mivel nagy kinetikus energiák ilyenkor jutnak a talajra. Még egyszer leszögezhetjük azt is, hogy a kinetikus energia nagyságát elsősorban a nagyobb cseppek határozzák meg. Ez úgy mutatkozik az ábrán, hogy azonos intenzitások esetén az a görbe a b görbe alatt fekszik. A [2] dolgozatban pedig kimutattuk, hogy ezekben az esetekben gomolyfelhőkből hulló esők esetén a cseppszám kisebb, viszont a maximális cseppátmérő (és ez a döntő) nagyobb.

Végezetül leszögezhetjük, hogy bár a lehullott csapadék miatt felhalmozódott vizek potenciális energiája által szolgáltatott erózióknak nagyobb felszíninformáló

hatása van, azonban mezőgazdasági szempontból a léérkező esőcseppek miatt fel-
lépő esőcsepp-erózió is jelentős. Különösen hatásos ez az eróziófajta erős nyári
záporok alkalmával, amikor nagy E_T értékek fordulnak elő ($10^6 \text{ erg/m}^2 \text{ sec}$ nagyg-
rendűek), és hirtelen nagy vízmennyiség zúdul a kiszáradt talajra. Természetesen
más kérdés az, hogy hogyan hat ez az erózió a különböző talajfajtákra, munkánk-
ban csupán azt a munkavégzőképességet igyekeztünk meghatározni egy viszonylag
könnyen mérhető esőkarakterisztika (intenzitás) függvényében, mellyel a talaj
területegységére időegység alatt hulló különböző nagyságú cseppek rendelkeznek.

IRODALOM

- [1] Mészáros, E.—Wirth, E. : Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages stratiformes. Időjárás. 64. évf., 82. o. 1960.
- [2] Mészáros, E.—Wirth, E. : Distribution spectrale des gouttes des pluies tombant des nuages cumuliformes. Időjárás, 65. évf., 80. o. 1960.
- [3] Aujezsky, L. : A légkör fizikája. Akadémiai Kiadó. Budapest, 1957.
- [4] Sivadijan, J. : The sampling of rain and cloud drops using hygrophotographic plates covered with various kinds of oil. Quart. Journ. of Roy. Met. Soc. Vol. 83. p. 372. 1957.
- [5] Gunn, R.—Kinzer, G. D. : The terminal velocity of fall for water droplets in air. Journ. of Met. Vol. 6, p. 243, 1949.
- [6] Kelkar, V. N. : Size distribution of raindrops. Part. I. Indian Journ. of Met. and Geoph. Vol. 10, p. 125, 1959.
- [7] Mészáros, E.—Wirth, E. : Замечания о методе Сивадиана для измерения спектра дождевых капель. Időjárás, 63. évf., 329. o. 1959.

Szepesiné Lőrincz Anna :

A talajok járhatóságának és a talajnedvességnek a kapcsolata

Connection between the soil tractionability and the soilmoisture. The connections between the moisture content of soils and their tractionability are discussed. The author deals with categories of relations, found by Thornthwaite, which can be considered as primary conditions from the point of view of the tractionability of soils and unpaved roads. In our country — as a result of measurements executed during several years — daily values of soil moisture of the covering soil-layer of 1-m thickness during the vegetation-period have been obtained. By their aid the probability curves of moisture content of the 60 cm-thick covering layer (which can be considered as an active layer from the point of view of tractionability) are plotted by the author. The results obtained in Martonvásár are of an informative character also for the practical applicability of other soils.

*

Связь между проходимостью почвы и влажностью почвы. Рассматриваются связи между влагосодержанием почвы и проходимостью земли средствами транспорта. Излагаются категории связей, установленных Торнтуэйтом, считаемые основными условиями с точки зрения проходимости почв или незаощенных дорог. В нашей стране на основе многоле их измерений, проведенных в обсерватории в городе Мартонвашар, установились ежедневные данные влажности 1-метрового слоя почвы в вегетационном периоде. При помощи этих данных были построены кривые распределения влажности 60-сантиметрового слоя почвы, считаемого активным слоем с точки зрения проходимости почвы. Результаты, достигнутые в обсерватории Мартонвашар, имеют с точки зрения практического применения информативный характер и для других сортов почв.

*

Tanulmányunk a számított naponkénti talajnedvességadatok gyakorlati alkalmazásának lehetőségével foglalkozik. A különböző talajoknak járművekkel, emberi

lábbal stb. járható volta és az illető talajok nedvességtartalma közötti összefüggések felderítése érdekében azonban előbb foglalkoznunk kell a talajok néhány fizikai jellemzőjével, elsősorban a talajok konzisztenciájával.

Russel a talajok konzisztenciáján a különböző nedvességű talajokban különbözőképpen ható kohéziós és adhéziós, tehát fizikai természetű erők *érvényesülését* érti. Ezen erők határozzák meg először is a talajtömeg viselkedését a gravitációval, nyomással, ütéssel szemben; másodsor a talajnak azt a hajlandóságát, hogy idegen testekhez vagy anyagokhoz tapad. E meghatározás szerint a talajok konzisztenciájának fogalma a következő talajtulajdonságokat foglalja magában: „... a talaj ellenállását az összenyomó és nyíró erőkkel szemben, morzsalékosságát, képlékenységet és ragadósságát. A megfigyelések és kísérletek eredményei egyaránt azt bizonyítják, hogy a talajok konzisztenciája a szöveti összetétel, a szervesanyag-tartalom, a kolloid frakciók mennyisége szerint, bizonyos mértékig a szerkezeti állapot, *de legfőképpen a nedvességtartalom ingadozásai miatt változik*” [1].

A talajok konzisztenciáját meghatározó tulajdonságok ismeretén alapul a talajok járhatóságára vonatkozó kritériumok definiálása. A meteorológiai szakirodalomban C. W. Thornthwaite neve világszerte ismertté vált a vízháztartás vizsgálatával kapcsolatban. Az általa előállított vízmérleg egyik tényezőjének, a talajban raktározott nedvesség havonkénti vagy naponkénti értékeinek gyakorlati felhasználását kiterjesztette a talajokon vagy közvetlen utakon való járhatóság (járművel, emberi lábbal stb.) meghatározására. A talaj négy jellemzőjéből indult ki:

1. Teherbírási kapacitás. Az a terhelés, amelyet a felület alatti anyagok elbírnak anélkül, hogy összenyomódnának. A terhelést egységnyi területre vonatkoztatjuk. Pl. puha talajon a teherbírási kapacitás kicsi, ezért a terhelésnek nagy területen kell eloszolnia, hogy a súlyt az egységnyi területre eső kis ellenálló képességgel megszorozva a megterhelést elbíró kapacitás értéket kapjuk (sítalp elve).

2. Nyírási ellenállás. Az anyag (talaj, hó, jég) ellenállása a tangenciális erővel szemben. Amikor a nyírási ellenállást a megterhelés túlhaladja, az anyag összetömődik és eltolódik a helyéről. Ez a folyamat kisebb-nagyobb mértékben minden vontatási felületen végbemegy.

3. Felületi súrlódás. Azon erők arányszámának függvénye, amelyek az egyik felületnek a másik felület felett való mozgatóereje és a két felületet összenyomó erő között állanak fenn.

4. Tapadás vagy ragadósság. A talajoknak és bizonyos hófajtáknak az a tulajdonsága, hogy a járművekre rátapadva felgyülemlenek és nagy mértékben megnehezítik a járművek mozgását.

A különböző talajok e négy jellemzőjük tekintetében egymástól nagyon eltérnek, de valamennyinél közös a nedvességtartalom hatása ezekre a reakciókra. A különböző talajok nem egyforma mértékben és nem is ugyanolyan irányban reagálnak, *de minden talajnál a nedvességtartalom a determináló tényező* [2.]

Végeredményben tehát nem vonható kétségbe, hogy a talajok konzisztencia állapota, azaz a talajok járhatósága döntő módon a talaj nedvességétől függ.

Thornthwaite ismételten rámutatott arra, hogy a talaj nedvességtartalma egyrészt a csapadéktól függ, amely vizet juttat a fedőrétegbe, másrészt az evapotranspirációtól, amely vizet von el a fedőrétegből. Miután az evapotranspiráció, mint a hőmérséklet- és naphossz függvénye, éppúgy éghajlati elem, mint a csapadék kimondhatjuk, hogy minden talajon a járhatóság vagy vontatóképesség alaptényezői éghajlati jellegűek.

A talajnedvesség-tartalomra vonatkozó éghajlati elemekből előállított adatok ismerete a talajokon való járhatóság meghatározásának csak alapvetően szükséges,

de nem elégséges feltételeiként tekinthetők. A járhatóság meghatározása érdekében először is a talaj nedvességtartalma és a járhatósága közötti összefüggések alapján a talajokat két csoportra oszthatjuk: plasztikus vagy kohéziós és nem plasztikus vagy nem kohéziós talajokra. Plasztikus talajok esetében a nedvesség növekedtével a teherbíró képesség és a nyírási ellenállás csökken, azaz a járhatóság romlik, nem plasztikus talajok esetében viszont fordított a helyzet. A plasztikus és nem plasztikus talajok között a 15%-os agyagtartalmat tekintjük választó vonalnak. Ha ugyanis 15%-nál kevesebb az agyagtartalom, már nem plasztikus talajról beszélünk.

Másodszor a talajok vagy a közvetlen utak járhatóságának meghatározásához szükséges néhány, a talajfizika körében ismert nedvességkonstans figyelembevétele is. Ilyenek: a hervadási koefficiens, a szabadföldi vízkapacitás, a plaszticitás felső határa, a teljes vagy maximális vízkapacitás. Mindezek alapján *Thornthwaite* [2] a talajok járhatósága vagy teherbírása szempontjából öt kategóriát állapított meg:

1. Nagyon száraz. A felső 60 cm-es rétegben a nedvességtartalom kevesebb, mint a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség 33%-a. A talajfelszín nedvességtartalma nulla. A plasztikus talajok teherbírása ebben az állapotban kitűnő, a nem plasztikus talajoké nagyon rossz.

2. Száraz. A 60 cm-es rétegben a nedvességtartalom a szabadföldi vízkapacitás értékének 33—75%-a között van. Plasztikus talajokon a vontatóképesség jó, bár nagy záporok után a felület csúszós lehet, nem plasztikus talajokon az előző kategóriához képest némi javulás mutatkozik.

3. Nedves. A felső 60 cm-ben a szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség 75—115%-a, a talajfelszínen pedig az 50—100%-a között lehet a talajnedvesség. Plasztikus talajokon a járhatóság erősen romlik, a talaj csupán láncaltalpas járművekkel járható. A nem plasztikus, pl. homok-talajokon a járhatóság számára kedvező az állapot és a nedvesség növekedtével még tovább is javul.

4. Nagyon nedves. A szabadföldi vízkapacitásnak megfelelő nedvesség értékből a felső 60 cm-ben 115—155%, a talajfelszínen pedig 100—150% van jelen. (150% a folyékony víz határa.) Plasztikus talajokon gyakorlatilag a forgalom minden fajtája rendkívül nehéz, a nem plasztikus talajokon viszont a járhatóság ebben a csoportban kitűnő.

5. Átázott. A talaj felső 60 cm-ében a nedvességtartalom a szabadföldi vízkapacitás értékének 155—200%-a (200% = a maximális vízkapacitás), a talajfelszínen pedig 150—200%-a. A szabad víz megjelenik a felületen vagy a felülethez közel. Plasztikus talajokon a teherbírási kapacitás és a súrlódási koefficiens olyan kicsi, hogy motorhajtású vagy nehezebb járművek áthaladása teljesen lehetetlen. A nem plasztikus talajok közül is csak a leghomokosabbakon marad jó a vontatóképesség.

Ezen kategóriák ismerete lehetővé teszi, hogy a számított vagy mért talajnedvességadatokat most már a talajokon vagy közvetlen utakon való járhatóság szempontjából ítéljük meg. Ha pl. rendelkezésünkre állanak a szükséges talajrétegből (jelen esetben 60 cm) a talajnedvesség-tartalom valószínűségi görbéi, ezekből, bár csak tájékoztató jelleggel — pl. gyenge, megfelelő, jó a talajok járhatósága —, megadhatjuk a járhatóságnak az év valamely időszakában várható értékét.

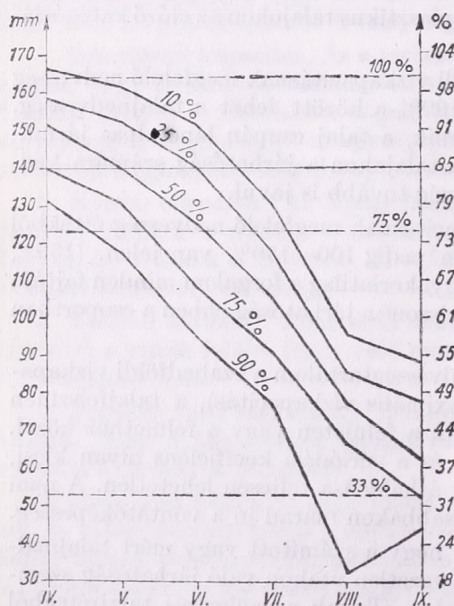
Korábbi munkánkban *Thornthwaite* módszerével éghajlati adatokból kiszámítottuk a talajnedvességet a Martonvásárott mért hőmérsékleti és csapadék adatokból az 1951-től 1958-ig terjedő 8 év tenyészidőszakának minden napjára az 1 m-es fedőrétegben [3].

A talajok járhatósága szempontjából aktív rétegeként azonban csak a talaj felső 60 cm vastagságú rétege jön tekintetbe. Ha ismernénk a martonvásári agyagos vályogtalajra jellemző tipikus talajnedvesség profilt, akkor a felső 60 cm-nyi réteg

nedvességtartalmát könnyen kapcsolatba tudnánk hozni a talaj 1 m-es rétegében foglalt nedvességtartalommal. A tipikus talajnedvesség-profil azonban még nem ismeretes, ezért a talaj felső 60 cm-nyi rétegének nedvességtartalmát úgy határoztuk meg, hogy a 8 év tenyészidőszakában történt tényleges talajnedvesség mérésekből, amelyek 10 cm-es szintekben 1 m mélységig terjedtek, meghatároztuk először a 60-cm-ben foglalt nedvességösszeget és ezt kifejeztük az 1 m-es réteg nedvességtartalmának a százalékában. Mintegy 200 mérés adatait megvizsgálva megállapíthattuk, hogy a tenyészidőszakban a martonvásári agyagos vályogtalaj felső 60 cm-ében az 1 m vastagságú réteg nedvességtartalmának átlagosan 63%-a van jelen, amint erről az alábbi táblázat adatai tanúskodnak.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Átlag	σ
Martonvásár agyagos-vályog	—	—	—	64	63	63	62	63	63	—	—	—	63	3,04
Kecskemét laza-homok	61	63	61	58	54	55	57	57	57	65	65	61	59	8,49

A szórás $\sigma = 3,04$. A megbízhatósági tartomány (konfidencia intervallum) határai 95%-os biztonsággal mellett 57—69%.



A 60 cm-es talajréteg baloldali skálán mm-ben, jobboldalin a vízkapacitásnyi nedvesség %-ában feltüntetett nedvességtartalmának valószínűségi görbéi a tenyészidőszakban (Martonvásár, 1951—1958)

Probability curves of the moisture content of the 60 cm-thick soil layer during the vegetation period: in the left-hand side scale in mm-s, in the right-hand side scale in percentage of water capacity (Martonvásár, 1951—1958)

Az összehasonlítás kedvéért Kecskemét homoktalajára is kiszámítottuk ezeket a százalékos értékeket, 4 év anyagából (1955—58) mind a 12 hónapra (táblázat második sora). Az előbbiekhöz hasonlóan szintén kb. 200 mérés adatát vizsgáltuk meg. A tenyészidőszakban itt alacsonyabb értékeket kaptunk, mint Martonvásáron, a szórás is több, mint kétszerese a martonvásári adatoknak, a konfidencia intervallum határai pedig 95%-os biztonsággal mellett csak 42—75%.

A táblázatban foglalt adatok tanúsága szerint a talajnedvesség mélységszerinti eloszlása talajfajtánként erősen változhat, de a téli és nyári félévben azonos talajfajtán belül is eltérhet egymástól.

Miután Martonvásárra a talaj felső 60 cm-ében visszatartott vízmennyiségnek az 1 m mély rétegben foglalt nedvességmennyiséghez való arányát a fent leírt módon megállapítottuk, a korábbi munkánkban 8 év tenyészidőszakának minden napjára és az 1 m mély rétegre kiszámított naponkénti talaj-nedvesség adatokat átszámítottuk 60 cm-re. Az adatsokaságból kiszámítottuk a gyakorisági eloszlást, ebből megszerkesztettük a gyakorisági eloszlás integrál görbéit, a tenyészidőszak minden hónapjára külön-külön, s ezekből már egyszerűen előállíthatók voltak a 60 cm-ben foglalt talajnedvességtartalom valószínűségi görbéi (1. ábra).

Az ábrán a függőleges tengelyen bármilyen gyakorlati szempont szerint kijelölhetünk bizonyos százalékos, vagy mm-ben kifejezett talajnedvességtartalom értékeket és megállapíthatjuk, hogy mi a valószínűsége annak, hogy a talaj nedvessége ezt az értéket a tenyészidőszak folyamán eléri vagy túlhaladja.

Jelen esetben a gyakorlati szempontunk az, hogy az utak járhatóságának várható értékét a *Thornthwaite* által megadott kategóriák alapján jellemezzük.

A *Thornthwaite* által megadott öt kategóriából, mint az az 1. ábrában is látható, Martonvásárott csak három fordult elő. Az első, a *nagyon száraz kategória*, amikor a talaj felső 60 cm-ében a vízkapacitásnyi nedvességnek 33%-a, vagy annál kisebb része van, igen kis valószínűséggel fordul elő; az esetek 90%-ában vagyis a tenyészidőszak legnagyobb részében jóval e fölött van a nedvességtartalom értéke. A valószínűségi görbék sűrűsödése a második, a *száraz* kategóriában (33—75%) jelzi, hogy az esetek legnagyobb része ebbe a tartományba esett, és a tenyészidőszak folyamán a legnagyobb valószínűséggel ebben a kategóriában várható a talajnedvességtartalom értéke. A tenyészidőszak első felében a harmadik, a *nedves* kategória (75—115%) is előfordul. Áprilisban pl. még 90% a valószínűsége annak, hogy a felső 60 cm-ben a talaj nedvességtartalma az ehhez a kategóriához tartozó nedvességtartalom alsó határát eléri vagy túlhaladja.

Mivel Martonvásár agyagos vályogtalaját plasztikus talajnak kell tekintenünk, azt mondhatjuk, hogy a járhatóság itt csaknem az egész tenyészidőszakban jó, tekintve, hogy a nedves kategória felső határát: a 115%-os nedvességtartalom értéket még a 10%-os valószínűségi görbe sem érte el.

Általában a plasztikus talajoknak teherbíróknak kell lenniük, ha a teherbírókéesség szempontjából aktív, felső 60 cm-es rétegben a talajnedvesség-tartalom 140 mm vagy annál kevesebb, és valamely szántóföldi művelet vagy vontatás sikeres végrehajtására akkor számíthatunk kellő biztonsággal, ha az ezen érték fölötti talajnedvesség-tartalom valószínűsége 1 : 10, vagy ennél kevesebb. Ábránk szerint a 10 %-os valószínűségi görbe június végén metszi a 140 mm-es talajnedvesség vonalát és innen kezdve a tenyészidőszak végéig az esetek 90%-ában a kritikus érték alatt marad a talaj nedvességtartalma. Helyi záporok vagy zivatarok átmenetileg a kritikus érték fölé emelhetik a felső réteg talajának nedvességét.

Hasonló módon bármely olyan helyre elkészíthetjük a talajnedvesség valószínűségi görbéit, amelyre a hőmérsékleti és csapadék adatokból a talajnedvesség hosszú sorozatát előállítottuk, és ahonnan a szükséges talajfizikai állandók rendelkezésünkre állnak. A talajnedvesség ily módon előállított valószínűségi értékei értékes támpontot nyújthatnak talajművelési munkák és közvetlen utakon történő vontatás, teherszállítás tervezéséhez. A módszer fejlesztésének további útja az volna, ha az utak járhatóságát nem az elmúlt feljegyzésekből nyert valószínűségi értékekkel jellemeznénk, hanem rövidebb-hosszabb időszakokkal előrejelezni tudnánk, azonban a hőmérséklet, de főleg a csapadék előrejelzésének mai pontossága ezt még nem teszi lehetővé. Itt említhetjük meg, hogy az alapul vett 8 évi időszakban Martonvásárott

a nyár közel 30%-kal csapadékosabb volt az átlagosnál. Az április, május és szeptember hónapok szárazabbak voltak a normálisnál, de az áprilistól szeptemberig tartó teljes tenyészidőszak még mindig kevéssel (~6 %) csapadékosabb [3].

IRODALOM

- [1] *Di Gleria—Klimes—Szmik—Dvoracek* : Talajfizika és talajkolloidika. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1957.
- [2] *Thornthwaite, C. W.* — *Mather, J. R.* : The Water Balance. Centerton, New Jersey, 1955.
- [3] *Szepesiné Lőrincz Anna* : A talajnedvesség-tartalom napi értékeinek meghatározása éghajlati adatok alapján. Időjárás, 63. évf. 1959. 1. szám.

Kozma Ferenc—Stollár András—Szilágyi Tibor :

A hótakaró szerepe a lég-, talaj- és növényhőmérsékletek kialakításában

The role of the snow cover in the formation of air-, soil-, and plant temperatures. Results of snow cover measurements, made by the authors during the winters of 1959/1960 and 1960/1961, are discussed. The measurements of the snow cover by the aid of electric thermometers enabled to undertake investigations without disturbing the natural structure. The measurements undertaken in January 1960 during an extraordinary cold weather in a rather thick snow cover gave interesting results on the temperature of the soil, the snow cover and the air. The measurements executed in January 1961 give informations on the temperature conditions of soils with snow cover and without it, and also on the temperatures of the soil and the air layer above the snow cover. To conclude, the temperature-characteristics of the tillering knot of the winter rye are discussed in the case of bare ground and snow cover, and it is shown that favourable protective effect can be obtained by employing plastic cover.

*

Роль снежного покрова в формировании температуры воздуха, почвы и растений. Сообщается об опытах исследования снежного покрова зимою 1959/60 и 1960/61. Измерения электрическими термометрами дали возможность исследовать снежный покров без нарушения его природной структуры. Исследования в январе 1960 года, произведенные в чрезвычайно холодную погоду при довольно высоком снежном покрове, дали интересные результаты о температуре почвы, снежного покрова и воздуха. Измерения в январе 1961 года дают представление о температурных условиях в почве под снегом и без снега, а также о температуре воздуха над обнаженной почвой и над снежным покровом. Наконец рассматриваются температурные условия узла кущения озимой ржи, покрытой снегом и без снега, и указывается на хорошее защищающее воздействие искусственных покровитий.

*

A hótakaró jelenléte vagy hiánya számos mezőgazdasági, vízgazdálkodási és nem utolsósorban meteorológiai vonatkozású kérdés vizsgálatára ad alkalmat. Nem célunk e kérdés fontosságának részletes tárgyalása, hiszen ez közismert. Dolgozatunkban az 1959/60. és az 1960/61. év telén végzett mérések tapasztalatairól kívánunk beszámolni.

Eddigi vizsgálataink főleg a hótakaró védő hatására szorítottak. *Kulin* [1], *Kozma* [2, 3], *Stollár* [4] kimutatták, hogy adott helyzetben a hótakaró 10—15 fokos védelmet is nyújthat az őszi vetéseknek. A védelemnek ez a mértéke természetesen számos tényezőtől függ, s ennél az értéknél lehet több is, kevesebb is.

A mezőgazdasági szempontokon túl, foglalkoztunk a hótakaró meteorológiai, helyesebben mikrometeorológiai kérdéseivel is. *Kozma* [2, 3] vizsgálta a hótakaró

talajhőmérsékletre gyakorolt hatását, valamint a hótakarón belüli hőmérséklet alakulását. Újabb vizsgálatokban — 1959/60 és 1960/61 telén — Kecskeméten folytattuk és finomítottuk a már évek óta folyó vizsgálatokat.

A méréseket 2 TH típusú termisztor hőmérőkkel hajtottuk végre. Így lehetőségünk nyílt a hótakaróban a mérendő közeg bolygatása nélkül, többszörös ismétlésben, távleolvasás útján hőmérsékleti adatok szerzésére.

A méréseket 1960. január 13-án 17 órakor kezdtük meg. E napon a hótakaró vastagsága 16 cm volt. Előzőleg — 8-án reggeltől — már összefüggő hótakaró borította a talajt. 8-án még fagymentes talajra hullott a hó, 13-án pedig már 30 cm mélységig $-1,4$ és $-0,1$ fok közötti fagyot észleltünk a meteorológiai állomáson, ahol a talajhőmérők környékéről a havat eltakarították. A vizsgálatban szereplő termisztoros talajhőmérsékletmérő állomáson a hótakarót sértetlenül hagytuk. Itt csupán 2 cm mélységig találtuk fagyponot alatt a talaj hőmérsékletét, s ez így is maradt a mérések befejezéséig. A meteorológiai állomáson elhelyezett talajhőmérők viszont — amelyek hótakarótól mentesek voltak — 30 cm mélységig egyre növekvő fagyponot alatti hőmérsékleten maradtak.

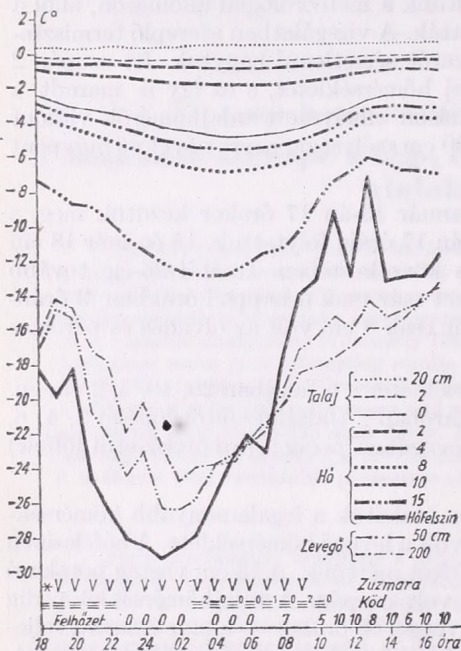
Amint említettük, a megfigyeléseket január 13-án 17 órakor kezdtük meg, s óránkénti észleléssel, megszakítás nélkül 18-án 17 óráig folytattuk. 15-én már 18 cm volt a hótakaró vastagsága a 14-i havazás következtében. 18-ától 25-éig tovább végeztük a méréseket, azonban az észleléseket már csak a nappali órákban, 3 óránként hajtottuk végre. E napon a hóréteg már csak 8 cm volt az olvadás és párolgás következtében.

A következő szintekben mértünk hőmérsékletet: a talajban 20, 10, 5, 2 cm-en, a talaj felszínén (a hótakaró alatt), a hótakaróban: (talajfelszíntől fölfelé) 2, 4, 6, 8, 10 és 15 cm-en, a hótakaró felszínén, a levegőben pedig: (a hófelszíntől fölfelé) 2, 5, 10, 20, 30, 50 és 200 cm-en.

E többnapos mérési időszak során 15-én észleltük a legalacsonyabb hőmérsékletet. 2 m magasságban 02 órakor — $24,7$ fok volt a levegő hőmérséklete. A hófelszínen ugyanakkor — $28,6$, 01 órakor pedig — $29,2$ fokot mértünk. A 18 cm vastag hótakaró alatt a talajfelszín hőmérséklete — $4,5$ fok volt csupán. A talajhőmérséklet pedig 5 cm-től lefelé fagyponot körüli értékű. 14-én reggel 08 órakor — a már előzőleg teljesen borult égből — megindult a havazás és 17 óráig csaknem egyfolytában havazott. 17 óra 15 perctől erőteljes ködképződés indult meg, majd 19 órától szélirányváltozás következtében megkezdődött a zúzmara képződés. 24 órától 02 óráig teljesen derült, tiszta volt az idő, s ekkor állt be a hőmérsékleti minimum. Ez után ismét ködképződés és erősödő felhősödés indult meg, s a hőmérséklet fokozatosan emelkedni kezdett, mind a levegőben, mind pedig a hótakaróban. A levegő és a hófelszín hőmérséklet-menetében az időjárásváltozás e hatása igen jól szemlélhető (1. ábra).

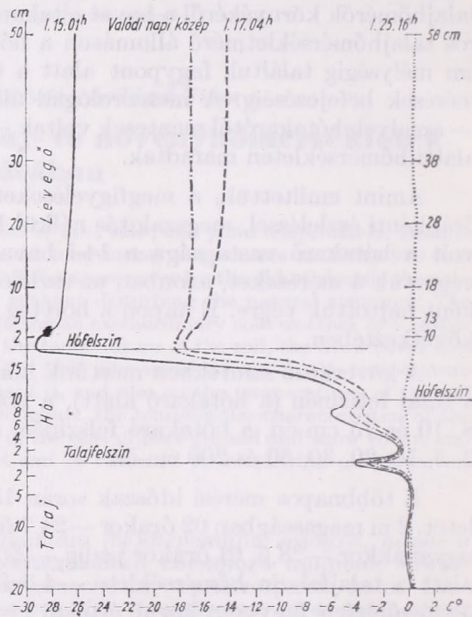
A hófelszínen e napon igen erős hőmérsékleti ingást tapasztaltunk. Mint már említettük, 01 órakor a hófelszínen — $29,2$ fokot mértünk, 13 órakor pedig — borult égboltnál — $-7,3$ fokot. A két érték közötti különbség tehát $21,9$ fokot tett ki. A hőmérőházban, 2 m magasságban, ugyanekkor csupán $8,7$ fok volt az ingás. A hótakaró alatt, a talaj felszínén viszont $2,3$ fokos ingást tapasztaltunk, természetesen némi késéssel. A méréseket ekkor már 18 cm vastagságú hótakaróban végeztük. A talaj felszínétől számított 15 cm magasságban elhelyezett termisztorokkal — tehát a hófelszíntől számított 3 cm mélységben — ez az ingás $6,7$ fokot tett ki. A frissen hullott porhó hőszigetelő hatása tehát igen jól érvényesült. Egyrészt a rossz hővezető-képesség következtében, másrészt pedig azért, mert nappal a hófelszín erős reflektáló képessége folytán kevés hőt vesz fel, éjjel viszont erősen kisugároz. Az 1. ábra jól szemlélteti a talaj, a hótakaró és a levegő hőmérséklet-alakulásának napi menetét.

A 2. ábra a már említett időszakból 4 tautochronont szemléltet. A január 15-i 01 órás görbe — a hófelszín legerősebb lehűlése időpontjában — a különböző közegekben (levegő, hófelszín, hótakaró, talajfelszín és a talaj 20 cm mélységig) mutatja be a hőmérséklet alakulását. Szembetűnik a hófelszín és a hótakaró feletti levegő 2 cm magasságban mért kiugróan alacsony értéke. Ez megérthető a már említett fizikai törvényszerűségekből — nevezetesen a hófelszín erős hőkisugárzása hatásaként. Ezen, valamint a többi görbén találunk még két érdekességet a hórétteg 8 cm-es mélységében, valamint a talaj felszínén. Itt is kiugróan alacsony hőmérsékleti értékeket találunk. A 8 cm-es réteg kiugró értékét az magyarázza, hogy a korábban,



1. ábra. A talaj, hó és levegő hőmérsékletének napi menete: Kecskemét, 1960. jan. 14—15.

Fig. 1. Daily march of the temperature of the soil, snow, and air in Kecskemét on the 14/15 January 1960



2. ábra. Hőmérsékleteloszlás talajban, hótakaróban és levegőben: Kecskemét, 1960. jan. 15—jan. 25-ig

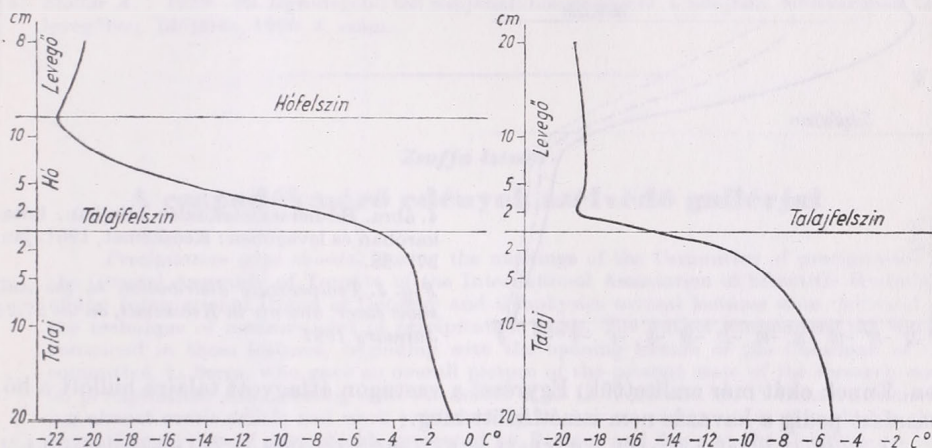
Fig. 2. Temperature distribution in the soil, snow cover, and air in Kecskemét from 15—25 January 1960

január 12-ig kialakult hótakaró vastagsága a mérésünk helyén 8 cm volt. E régebbi hótakaró felszíne kissé eljegesedett, s az újonnan hullott, friss hó erre a jeges felszínű régebbi hótakaróra hullott. A hó rossz hővezetőképessége következtében megtartotta alacsonyabb hőmérsékleti értékét. A talaj felszínén tapasztalható alacsonyabb hőmérsékleti érték hasonló körülménnyel magyarázható. A korábbi havazás 2—5 cm mélységig kissé fagyott talajt borított be. A talaj mélyebb rétegeiben fagypont körül, de 0 fok fölött volt a hőmérséklet. A talaj jobb hővezetőképessége folytán kb. 3 cm-től lefelé izotermia alakult ki és csak a felszín közeli néhány cm-es réteg hűlt fagypontra alá.

A következő tautochron a január 14-én 08 órától 15-én 07 óráig terjedő 24 óras időszak valódi napi közepét mutatja be. A görbe menete és iránya csaknem teljesen azonos a 15-i 01 órától készített görbével. Hasonló még a következő, 17-én 04 órától pontját választottuk szemléltetésre. A negyedik görbe értékeinek időpontja január

5-én 16 óra. Ebből az időszakból ez volt az utolsó mérésünk. Ekkor már folyamatban volt a hóolvadás. A mérés időpontjában és helyén már csak 10 cm volt a hóréteg vastagsága. Fagypont alatti hőmérsékletet már csak közvetlenül a hófelszín fölött és előállított görbe is. E napon a legalacsonyabb hófelszíni hőmérséklet értékének időláttal találtunk, valamint a talaj felszínén. Érdekes, hogy a korábban eljegesedett felszíni régebbi hótakaróig történt az olvadás. A hidegebb felszíni és mintegy 8 cm vastag új hóval fedett korábbi hótakaró olvadásához még több hóre volt szükség. Az olvadás folyamatáról készített görbe jól szemlélteti még ezenkívül a talajfelszín hőmérsékletéről korábban ismertetett észrevételünket is.

1961. január 26—28-a között — 39 órán keresztül — megismételtük előző évi vizsgálatainkat bizonyos kiegészítésekkel. A méréseket ugyanis nemcsak hóval borított, hanem hótakarótól mentes talajon is végrehajtottuk. A hómentesítést úgy értjük el, hogy a régebbi vizsgálatainknál is használt ún. hóketrecel (1 m² alapterületű,



3. ábra. A hőmérséklet eloszlása havas és hótakarótól mentes talajban és talaj fölött : Kecske-mét, 1961. jan. 28.

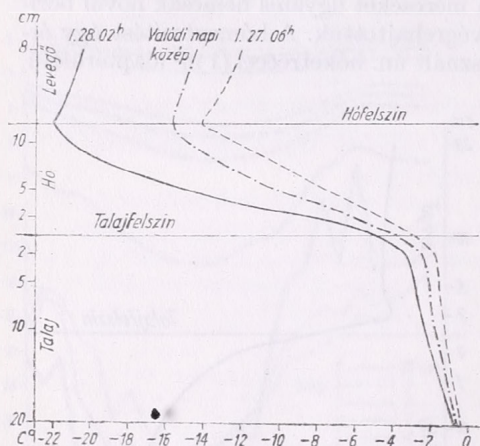
Fig. 3. Temperature distribution in and above soils with and without snow cover, in Kecske-mét on the 28th January 1961

1 mm lyukbőségű fémszitával bevont lécvázzal) borítottuk le a talajt havazás előtt. Így hóval borított és hótakarótól mentes mérőhely állt rendelkezésünkre. A vizsgálatokat őszi rozssal vetett területen hajtottuk végre. A méréseket január 26-án 17 órakor kezdtük meg. A megfigyelésünk helyén (hóval borított terület) a talajt 12 cm vastag, előző napon hullott porhó borította. A havazás előtt már kb. 1 héttel 30 cm mélységig fagyott volt a talaj. Vizsgálataink végrehajtásához több cél lebegett a szemünk előtt. Egyrészt a rozs télállóságáról kívántunk lehetőleg pontos adatokat szerezni, másrészt pedig az előző évi vizsgálatok tapasztalatai alapján fölkelte érdekünk a fagyott és nem fagyott talajra hullott hótakaró hőmérsékletének alakulása. Nem utolsósorban egy esetleg később megismétlődő havazás hatását kívántuk tanulmányozni. Erre sajnos nem került sor, a havazás nem ismétlődött meg.

A 3. ábra két tautochronon ábrázol, a január 28-i 02 órás adatokat (méréseink közben ekkor hűlt le legjobban a hófelszín). A baloldali görbe a havas, a jobboldali a hótalanított területen mért adatokat szemlélteti talajban, talajfelszínén és levegőben, illetve a hó felszínén és a hótakaróban. A levegő hőmérsékletének alakulására jellemző, hogy a hófelszín fölött — az erős kisugárzás következtében — a levegő jobban lehül, mint a hómentes talaj fölött.

A talajhőmérséklet alakulásában is különbségeket tapasztaltunk. A hó, mint már említettük, 30 cm mélyen átfagyott talajra hullott. A talajhőmérséklet minden mért szintben fagypont alatti volt. A hómentes talaj hőmérséklete azonban lényegesen alacsonyabb volt a hóborított talajével szemben. Szembetűnő még, hogy az abszolút minimum értéket a hóborított talajon a hófelszínen találjuk, addig a hómentes talaj felszíne fölött 2 cm-rel alakult ki az abszolút minimum.

A hőmérséklet eloszlása a hótakaróban nagyjából egyenletes. A 12 cm vastag hótakaróban 17 fokos az ingás. Ez évi vizsgálatainknál már nem tapasztaltuk a talajfelszínen és a hótakaróban kiugró minimum értéket, az elmúlt évi mérésekkel szem-



4. ábra. Hőmérsékleteloszlás talajban, hótakaróban és levegőben: Kecskemét, 1961. jan. 27-28.

Fig. 4. Temperature distribution in the soil, snow cover, and air in Kecskemét, on the 27/28 January 1961

ben. Ennek okát már említettük. Egyrészt a vastagon átfagyott talajra hullott a hó, másrészt pedig a havazás nem ismétlődött meg.

A 4. ábrán is feltüntettük a 2. ábrához hasonló értékeket ez évi vizsgálatainkból. A január 28-i 02 óras és a 27-i 06 óras megfigyelések tautochronjai, valamint a 24 óras valódi közép tautochronja a hőmérséklet alakulásáról igen hasonló menetet mutat. Az előző évi hasonló görbékkel szemben itt sokkal egyszerűbb a hőmérséklet alakulásának menete az előző évitől eltérő talajhőmérsékleti és hóviszonyok miatt.

I. TÁBLÁZAT

Bokrosodási csomó hőmérséklete, C°

	Valódi napi közép	Maximum	Minimum	Ingás
7 cm hótakaró alatt	-6,1	-2,2	-9,9	7,7
Hómentes talajon	-9,5	+3,1	-15,5	18,6
Műanyag lepedő alatt	-4,4	-1,1	-6,7	5,6

E mérések során vizsgáltuk a rozs bokrosodási csomójának hőmérsékletét is. Az I. táblázat közli a hótakaró alatti és a hómentes területen a bokrosodási csomó hőmérsékleti értékét. Feltüntettük a valódi napi közép, az abszolút maximum és minimum értékeit, valamint a két szélső érték közötti hőmérsékleti ingást. A táblázatban szerepel még műanyag lepedő alatt mért bokrosodási csomó hőmérséklet is. Ugyanis kétrétegű műanyag lepedővel takartuk le a termisztorvezetékek és a kábel csatlakozási helyeit, hogy az esetleges havazás vagy olvadás — elektromos mérésre gyakorolt — káros hatását megelőzzük. A mintegy 0,5 m² felületet takaró műanyag lepedő alá egy rozsnövény bokrosodási csomójához termisztor hőmérőt helyeztünk

el, hogy mint érdekességet, megvizsgáljuk az ily módon takart növény hőmérsékletét és összehasonlítsuk a többi bokrosodási csomó hőmérséklettel. Az eredmények valóban érdekesek, mert jobb szigetelőnek bizonyult a hótakarónál. Valódi napi középértéke, abszolút szélső értékei közel állnak egymáshoz.

Ez évi vizsgálatainkat a mérésre kedvezőtlen hóviszonyok következtében nem folytathattuk tovább. Méréseink ismétlése, finomítása feladataink közé tartozik.

IRODALOM

- [1] *Kulin I.* : A Mátraszentlászlói Fagykísérleti Állomás makro- és mikroklímátikus vizsgálata. Beszámoló az 1954-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1954.
- [2] *Kozma F.* : A hótakaró hógazdálkodása. Beszámoló az 1956/1957-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1960.
- [3] *Kozma F.* : A hótakaró hőmérsékleti viszonyainak vizsgálata. Beszámoló az 1959-ben végzett tudományos kutatásokról. Budapest, 1960.
- [4] *Stollár A.* : 1959–60. leghidegebb téli napjának hőmérséklete a talajban, hótakaróban és a levegőben. Időjárás, 1960. 4. szám.

Zsuffa István :

A csapadékmérő edények szélvédő gallérjai

Precipitation gage shields. During the meetings of the Committee of precipitation at the General Assembly of Toronto of the International Association of Scientific Hydrology of the International Union of Geodesy and Geophysics several lectures were delivered on the technique of measurement of precipitation gages. The author summarizes the results contained in these lectures, beginning with the opening lecture of the Chairman of the committee, L. Serra, who gave an overall picture of the present state of the research-work on precipitation. After dealing with the article of L. L. Weiss and W. T. Wilson summarizing almost every article and work published up to now on precipitation gage shields, projects of new types of gage shields presented by Pasteur and Serra at the Congress are discussed.

*

Защита осадкомеров от потерь на выдувание. На XI-ом Конгрессе Гидрологической ассоциации Международной геофизической унии в Торонто (1957) некоторые доклады были посвящены техническим вопросам измерения осадков. Настоящая работа дает краткий обзор этих докладов. Излагаются прежде всего основные положения и замечания вступительного доклада Л. Серра касающиеся современного состояния исследовательской работы по осадкам. Автор в дальнейшем подробно занимается докладом Л. Л. Вейса и В. Т. Вилсона, суммирующим результаты почти всех работ произведенных в связи с защитой осадкомеров от потерь на выдувание. В заключение приводятся предложения Пастера и Серра касающиеся конструкции нового осадкомера с защитой от потерь на выдувание.

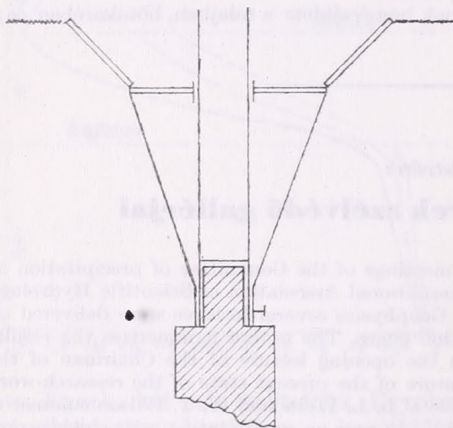
*

Sokat hangoztatott tény, hogy a tudományos kongresszusok eredményei csak jóval később, a bemutatott anyag feldolgozásakor jelentkeznek. Az eredmények hasznosítása kétirányú lehet : közvetlen, mert a legújabb tudományos eredmények felhasználásával folytathatjuk a hazai kutatómunkát, és közvetett : mert az anyag részletes ismertetése szélesebb körök, ill. a későbbi érdeklődők munkájára is termékenyítően hathat.

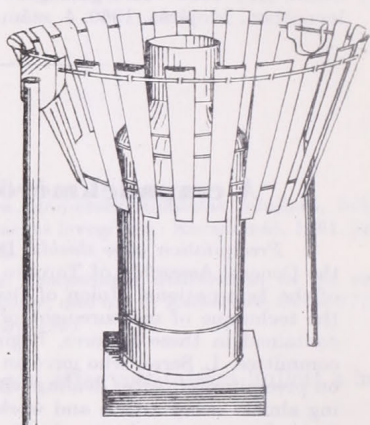
Cikkünkben a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 1957. évi Torontói Kongresszusán a Nemzetközi Hidrológiai Szövetség Csapadék-bizottságának ülésein a csapadék mérésének módszereiről elhangzott előadásokat ismertetjük.

A francia *L. Serra* elnöki bevezető előadásában a bizottság munkája iránti érdeklődés hiányával foglalkozott. Vajon azt jelenti-e ez, hogy a csapadék-kutatás területén nincs már megoldatlan probléma, vagy hogy a kutatás eredményei érdektelenek az általános hidrológia szempontjából? Egyik sem valószínű, hiszen a csapadék-kérdésekkel világszerte elsősorban hidrológusok foglalkoznak.

A mesterséges esőkeltés lehetősége talán még jobban aláhúzza a csapadékmérésre irányuló kutatások fontosságát. Az időjárás mesterséges szabályozása a korszerű meteorológia leginkább vitatott kérdése. Köztudomású, hogy e tekintetben teljesen ellentétesek a vélemények. Egyesek már határozott javaslatokat tettek mesterséges eső gazdaságos hasznosítására (Magyarországon legutóbb egy víztároló építésével kapcsolatos útítási javaslatban hallottunk ilyesmiről). Mások ugyanakkor minden beavatkozást irreálisnak tartanak. A vitában igen sok érzelmi, szubjektív



1. ábra. Nipher gallér (a szerző 1879-ben közölt ábrája)



2. ábra. Alter gallér

elem érvényesül, mert a csapadékra vonatkozó ismeretünk nem elég világosak ahhoz, hogy a kérdésre tárgyilagos választ adjunk.

A legtárgyilagosabb tanulmányok szerint mesterséges úton, bizonyos körülmények között kb. 10%-kal növelhetjük meg a természetes csapadékot. De vajon meg tudjuk-e határozni a jelenlegi mérőeszközainkkel valamely vízgyűjtőterületre hullott csapadék nagyságát 10% pontossággal? A mesterséges csapadékképződésről mindaddig nem állíthatunk biztosat, amíg mérőeszközaink, mérési módszereink „hibája” nem lesz lényegesen kisebb az elérhető „növekedéshez” képest.

Ebből az egyetlen példából is látható a csapadékkal foglalkozó kutatások jelentősége.

A Nemzetközi Hidrológiai Szövetség Csapadék-bizottságának munkaterve az alábbi fő kérdéseket tűzte napirendre :

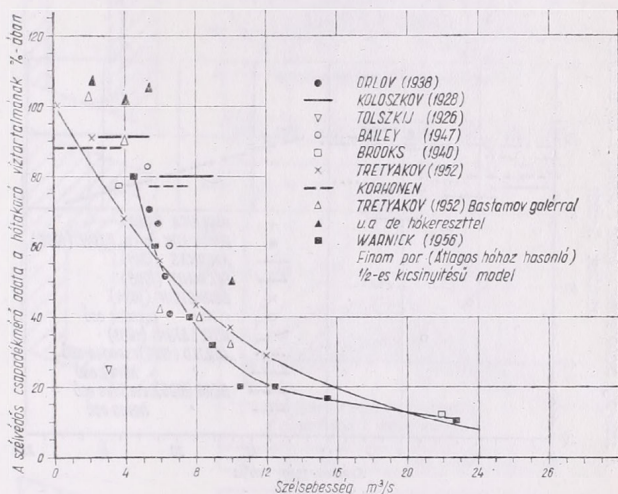
1. A csapadék mérése,
2. a csapadék változékonysága időben és térben,
3. különleges kérdések, mint a radar alkalmazása, a tengerek felszínére hulló csapadék mérése stb.

A Meteorológiai Világszervezet „műszerek és megfigyelési módszerek bizottságával” együtt Zürichben tartott értekezlet fővonaláiban tisztázta a világ legkülönbözőbb részein folyó mérések módszereit.

Az értekezlet előtt ugyanis körkérdeést intéztek 92 országhoz, amelyek közül 42, azaz csaknem 50% válaszolt. A körkérdeés eredményei szerint :

1. a csapadék mérésében semmiféle homogenitás nincs. A különböző csapadékmérők felfogó felülete 100—1000 cm², a föld feletti magassága 0,30—2,50 m-ig, a hálózat sűrűsége pedig 50—3000 km² közötti. Nincsenek egységes szabályok a műszer felállítása (az akadályoktól való távolsága) tekintetében, a hó alakú csapadék mérésére vonatkozóan, a hegyvidéki csapadékmérést illetően. Így végeredményben 5—15 % különbség is lehet az egyes országokban mért adatok megbízhatósága tekintetében, anélkül azonban, hogy meg tudnánk mondani, melyik érték van közelebb a valósághoz.

2. Megállapították azt is hogy a csapadékmérés pontossága általában nagyon korlátozott. Mégha az észlelés gondosan, 0,1 mm pontossággal történik is, a műszer



3. ábra. A szilárd gallérral védett csapadékmérőben mért hó és a közvetlen környezet hó-tartalmának viszonya különböző szélsébségeknél

elhelyezéséből vagy a műszer szerkezetéből eredő hibák ezt a pontosságot legfeljebb 10%-osra csökkentik.

Ezek a tények készítették arra a bizottságot, hogy olyan „összehasonlító” csapadékmérő edény bevezetését ajánlja, amelyből mindegyik ország felállít egy vagy több darabot. Így arányszámokat lehetne meghatározni, amelyeknek segítségével a különböző országokban mért adatokat össze lehetne hasonlítani. A Meteorológiai Világszervezet 1956. évi párizsi ülése, mint tudjuk, a brit szabványt fogadta el a fenti célra.

A zürichi értekezlet vetette fel a csapadékmérő edények szélvédő gallérjának problémáját is.

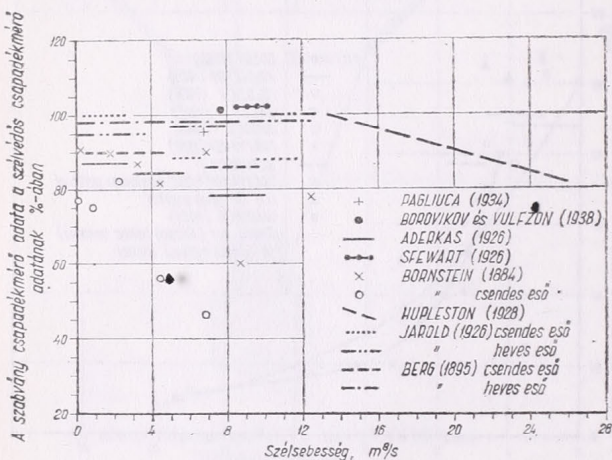
A torontói kongresszuson L. L. Weiss és W. T. Wilson több mint 250 különböző nyelven megjelent idevágó tanulmány eredményeit foglalta össze. Az általuk előadottakat alapvető jelentőségük miatt részletesen is érdemes ismertetnünk.

A szerzők azt vizsgálták, hogy mennyire közelíti meg a csapadékmérőkben mért érték a felállítás helyén a területegységre (a földfelszín vízszintes vetületére) hulló csapadékot. A csapadékmérés másik fő kérdése, az egyes pontokon mért értékek és az egész vízgyűjtőterületre hullott csapadék viszonya, nem tárgya a dolgozatoknak.

Már 1769-ben Heberden észrevette, hogy az egymás közelében, de különböző magasságokban elhelyezett csapadékmérőkben különböző mennyiségeket mérnek. A későbbiek során Bache (1838), Henry (1855—59) stb. megállapították, hogy ezt a

különbséget elsősorban a szél hatása okozta. Rendszeres laboratóriumi kísérletek és a természetben végzett méréssorozatok alapján megállapították, hogy a szél erősségén kívül még a csapadék alakja és az esőcseppek nagysága is befolyásolja a mért értéket. A hibát eleinte a felfogó edény méreteinek növelésével akarták kiküszöbölni és csak később tértek át a szélfogó gallérok alkalmazására. E szélfogó gallérok számtalan fajtája empirikus alapon készült és megbízhatóságukról a legutóbbi, szélcsatornában végzett ellenőrző mérések értékeléséig nem lehetett biztosat mondani.

Az első szélvédő gallért *Stevenson* készítette 1842-ben, aki a mérőedény felfogó felületét a talaj szintjére helyezte, és a becsapódó esőtől körülötte elhelyezett rőzserítéssel védte. Ehhez hasonló eszközt javasolt 1930-ban *Koschmieder* is. (Lásd *Lászlóffy* ismertetését, „Az Időjárás” 1930. évf. 188. old.) Az ilyen és hasonló megoldások hátránya, hogy télen nem használhatók: egyrészt az olvadó hóé beléjük esoroghat, másrészt a szél beléjük hordhatja a havat.



4. ábra. A gallérnélküli csapadékmérőben mért csapadék a szilárd gallérral felszerelt csapadékmérővel mért érték százalékában különböző szélsébségeknél

A *Henry* által 1853-ban készített, a felfogó edény peremét körülvevő vízszintes gallér — szélcsatornában végzett vizsgálatok szerint — aerodinamikailag megfelelő, de az esőcseppek befröcskölődése és a gallérra hullott hó olvadása miatt a gyakorlatban nem használható.

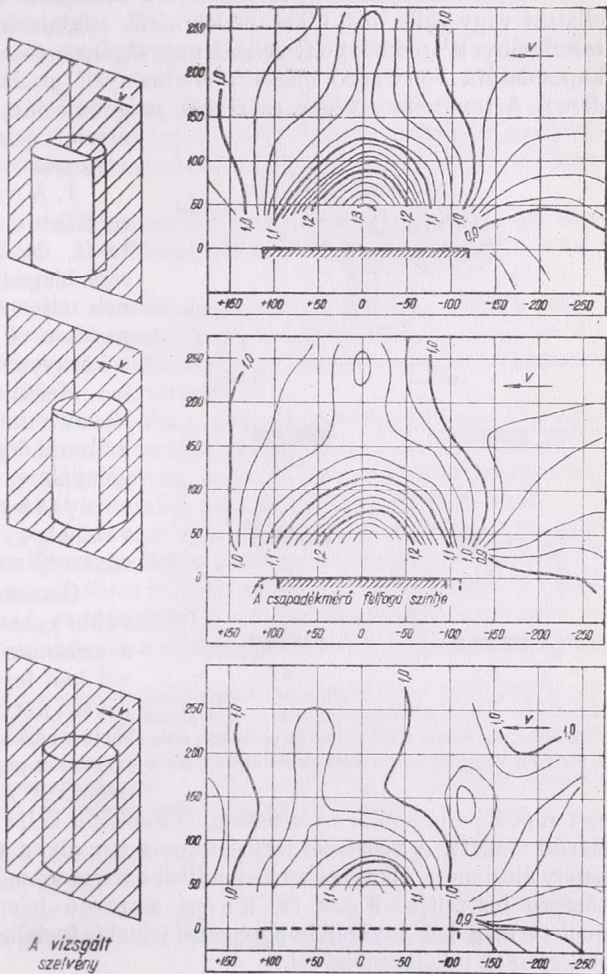
A tölcser alakú védőgallérok bevezetése *Niphertől* (1878) ered (1. ábra). Az eredeti típust újabban szélcsatornás kísérletekkel tökéletesítették.

A legújabb, elsősorban Amerikában elterjedt szélvédőt *Alter* szerkesztette 1937-ben. A Nipher-gallérhoz hasonló alakú, de felfüggesztett lemezekből készült, amelyek a szél hatására elmozdulnak és áramlástani szempontból kedvezőbb viszonyokat biztosítanak (2. ábra). A megoldás számos változata főként a lemezek alakjában és elrendezésében különbözik. Közéjük sorolható *Tretjakov* szélvédője is (1952). Ezeknek a szélvédőknek az aerodinamikai jellemzői azonban sokkal nagyobb mértékben változnak a szél erősségével, mint az Európában és a Szovjetunióban elterjedt Nipher-galléré.

A különböző típusú szélvédő gallérok ismertetése után a szerzők röviden utalnak a csapadékmérő helyének megfelelő megválasztására, majd megkísérik pontosan megfogalmazni a szélvédők feladatát, amely nem terjedhet túl a műszer által előidézett örvénylő légmozgások hatásának kiküszöbölésén (tehát nem ellensúlyozhatják a közeli vagy távolabbi környezet káros hatását). Kétségtelen, hogy a szélvédő gallér akkor látja el jól a feladatát, ha megakadályozza, hogy a műszer okozta légörvények

megzavarják a csapadéknak a felfogó edénybe jutását, és a csapadék szempontjából a felfogó edény felületén a földfelszínhez teljesen hasonló állapotot idéznek elő. Így természetesen nem lehetnek megfelelőek azok a védőgallérok, amelyek a mérőedény fölött szélszendet okoznak.

Az irodalomban közölt számos összehasonlító mérés-sorozat eredményei azonban nem használhatók fel közvetlenül a gyakorlatban, mert az összehasonlítás alapjául



5. ábra. A sebességek alakulása a csapadékmérő edény felett

A vizsgált szelvény

szolgáló adatok maguk is csak viszonylagos értékek. A védőgallér hatásfokát az egyszerű, szélvédő nélküli csapadékmérőben mért csapadékadattal való összehasonlításuk során, hó esetén pedig a közvetlen környezet hótakarójának víztartalmával való összevetéssel határozták meg. De kérdés, hogy a csapadékmennyiségnek a gallérral ellátott mérőedényben felfogott többlete jellemző-e a hatásfokra? Az a tény, hogy a gallérral ellátott csapadékmérő több csapadékot fogott fel, mint a gallér nélküli, még nem mutathatja meg számszerűen, hogy a felfogott csapadékmennyiség hogyan aránylik ahhoz a csapadékhoz, amely a műszer helyén valóban lehullott volna. Ugyanakkor pedig a számított hatásfok a szél erősségétől, a levegő nedvesség-tartal-

mától, a csapadék halmazállapotától és a csapadékszemek nagyságától függően tág határok között változik.

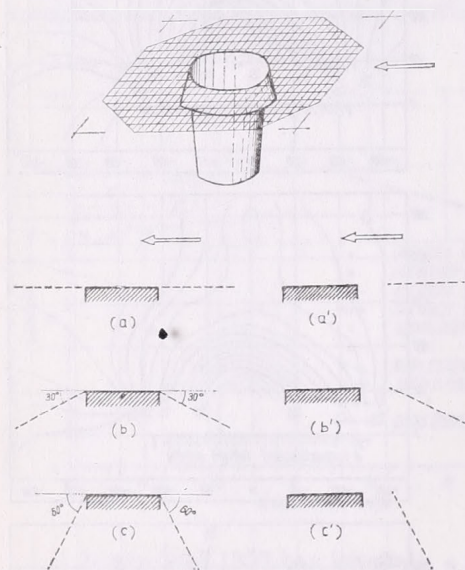
Tanulmányuk leglényegesebb részében *Weiss* és *Wilson* összefoglalják az eddigi összehasonlító mérések legfontosabb számszerű eredményeit. Először a 3 leginkább elterjedt szélvédő típussal ellátott mérőedényt és a közönséges csapadékmérők összehasonlításával foglalkozó tanulmányok eredményeit közlik táblázatosan, majd külön táblázatban foglalják össze a hótakaróra vonatkozó adatok és a különböző gallérral ellátott vagy gallér nélküli csapadékmérők adatainak összehasonlításával foglalkozó tanulmányok eredményeit. A szél nagyságának és a csapadékmérők hatásfokának kapcsolatára vonatkozó mérések eredményeit grafikonokban ábrázolják (3. és 4. ábra). A tanulmány végén a szerzők megállapítják, hogy a feldolgozott irodalom szerint valamennyi kutató egyetért a kö-

vetkezőkben :

1. A védőgallérok alkalmazása nagymértékben csökkenti a szél kedvezőtlen hatását, de 2. magában a szélvédő gallér sem biztosíthatja a mérések eredményének teljes megbízhatóságát, mert 3. a csapadékmérő helyének gondos kiválasztása, a környezet hatásának ismerete a döntő.

Megállapítják, hogy a jó szélvédő gallérnak minden irányú szélben egyformán kell működnie, külön kezelést nem szabad igényelnie, a hónap nem szabad a felfogó edény és a gallér között felhalmazódnia, továbbá hogy kis anyagigényű és kiterjedésű, egyszerű megoldásokat kell keresni.

Összefoglalójuk végén megjelölik a további kutatások irányát. Szerintük főként a szilárdan felszerelt gallérok fejlesztésével kell foglalkozni, elsősorban a minden zavaró körülménytől mentesíthető laboratóriumi szélcsatorna kísérletek alapján, természetes nagyságú, kicsinyítés nélküli modellekkel. A természetben végzett mérések



6. ábra. L. Serra által javasolt szélvédő gallér és a vizsgált különböző gallér elhelyezése

esetén pedig mindenkor szélesség-méréseket is kell végezni közvetlenül a csapadékmérők mellett. A végső cél természetesen egy olyan szabvány szélvédő kialakítása, amely általánosan bevezethető és ezáltal a csapadékmérő hálózat adatainak egyöntetűségét biztosítja. *Weiss* és *Wilson* alapvető jelentőségű összefoglaló munkája mellett még két további kongresszusi jelentés foglalkozik a csapadékmérők szélvédő gallérjainak tökéletesítésével.

F. Pasteur szerint a szélvédő gallérok alkalmazásának célszerű volta erősen vitatható, hatásuk nem kielégítő, sőt egyes esetekben a szélvédővel felszerelt műszerek rosszabb eredményeket adnak, mint az egyszerű csapadékmérők. Ezért *Pasteur* két „aerodinamikusnak” nevezett csapadékmérőt szerkesztett. E műszereken a himbaszerűen felfüggesztett vízszintes és függőleges tengely körül forgó felfogó tölcésér nyílásának síkja a szél hatására önmagától az eső irányára merőleges helyzetet vesz fel. *Pasteur* berendezéseinek jószágát hosszabb adatsorral igazolja: 20 zápor adataiból megállapítható, hogy a javasolt szerkezetek az egyszerű csapadékmérőnél 8, ill. 16 %-kal több csapadékot mértek. Az ajánlott berendezés a szabványos csapadékmérőkre is ráhelyezhető nagyobb átépítés nélkül.

A hozzászólások során természetesen azonnal kiderült az ajánlott berendezések legfőbb hibája : az eső irányára merőlegesen beálló felfogó felület nem a talajfelszínre és még kevésbé a vízszintes vetületére hulló csapadékot méri, hiszen a két sík, a talaj és a felfogó felület síkja nem párhuzamos, ill. ez utóbbi nem vízszintes. Ezért ez az eszköz hálózati műszerként nem alkalmazható. Egyes különleges állomásokon való alkalmazása esetén a feldolgozás során a berendezés felfogó felületét $400/\cos \alpha = s$ arányban redukálni kell, ahol 400 az eredeti felfogó felület cm^2 -ben, α pedig a felfogó felületnek a vízszintessel bezárt szöge. (E szög állandó automatikus feljegyzéséről külön készülékkel kellene gondoskodni.)

Végül ugyancsak a szél káros hatásának kiküszöbölésére szerkesztett berendezést mutatott be *L. Serra*.

Míg *Weiss* és *Wilson* tanulmánya gondos irodalmi kutatómunka eredménye, *Pasteur* dolgozata pedig egyszerű ötlet felvetése, addig *Serra* munkája a korszerű, nagy laboratóriumi apparátussal dolgozó, minden részletkérdésre rávilágító, módszeres kísérleti kutatás példaképe.

Serra abból indul ki, hogy a természetben elhelyezett csapadékmérő megváltoztatja a levegő-mozgás áramvonalait. A szélvédelmet tehát csak az áramlástanai viszonyok vizsgálata alapján lehet megoldani.

A szélcsatornában végzett méréssorozatokból megállapították, hogy a csapadékmérő felfogó felülete fölött erősen megnövekszik a szélesebesség (5. ábra) és ez a rendes körülmények között a csapadékmérőbe hulló esőcseppek egyrészét elragadja. Csapadékmérésünk ezért hibákkal vannak terhelve.

A hibát kétféleképpen lehet kiküszöbölni : vagy javítótényezőkkal kell a mért értéket szorozni, vagy különleges berendezésekkel, pl. fémhálóból kialakított gallérral kell a szélesebesség növekedését megakadályozni. A javító-tényezők alkalmazása a szél-erősség pontos, folyamatos észlelését követelné meg, erre aligha gondolhatunk.

A szélcsatornában végzett, gondos mérések végrehajtásához külön háromágú Pitot-csővet szerkesztettek, amellyel tetszőleges pontban a legnagyobb sebesség irányát és erősségét is meg lehet mérni. *Serra* véleménye szerint a kúpos szélvédő gallérok alkalmazása nem célravezető, mert legfeljebb a csapadékmérőtől távolabbra helyezik a szél útjába állított akadályt, de a sebességnövekedést nem szüntetik meg.

Itt megjegyezzük, hogy a lamináris sebességnövekedés önmagában nem káros, hiszen ha a csapadékmérő környezetében is nagyobb a szélesebesség, a csapadékmérőbe hulló esőcseppek száma a zavartalan állapotéhoz képest nem változik. Ezért van az, hogy a kúpalakú szélvédő gallérral felszerelt csapadékmérők nagyobb csapadékot mérnek, — tehát minden bizonnyal jobb eredményt is adnak —, mint az egyszerű edények. A gallér a légörvények függőleges összetevőjét, vagyis a turbulens szél kedvezőtlen hatását tudja a legkevésbé fékezni.

Serra a sorozatos kísérletek után végeredményben drótháló-gyűrű elhelyezését javasolja (6. ábra). A drótháló-gyűrű belső széle olyan távolságban van a felfogó edénytől, hogy az esőcseppek már nem fröcskölhetnek be az edénybe. A fémrácsan kialakuló hópárna hatásáról és az olvadó hólé becsorgásának veszélyéről a szerző nem beszél.

IRODALOM

- [1] *Serra, L.* : Exposé générale de la Comité Mixte des Précipitations. Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. *Assemblée Générale de Toronto 1957*. Gentbrugge, 1958.
- [2] *Weiss, L. L.* — *Wilson, W. T.* : Précipitation Gage Shields. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957*. Gentbrugge, 1958.
- [3] *Pasteur, F. E.* : Pluviometres aerodynamiques orientables. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957*. Gentbrugge, 1958.
- [4] *Serra, L.* : Possibilité d'amélioration des mesures de précipitations. UGGI. AIHS. *Assemblée Générale de Toronto 1957*. Gentbrugge.

A hideg légtavak kialakulásáról

Über die Bildung der Kaltluftseen. (Zusammenfassung). In der Arbeit werden die Theorien über die Bildung der Kaltluftseen behandelt und insbesondere die widersprechenden Ansichten über die Wichtigkeit des Kaltluftflusses an der Böschungfläche einander gegenübergestellt.

*

A talajközeli légrétegben a meteorológiai elemek elosztásában döntő szerepe van a terepformának. A változatos, szabdalt felszín egyes részei fölött a hőmérsékletben, nedvességben, a szélesebbég alakulásában jelentős különbségek jönnek létre mind nappal, mind éjszaka. A különbségek derült ég és gyenge légáramlás mellett, vagyis anticiklonális időjárási helyzetben a legkifejezettebbek.

A különbségek oka nappal a különböző expozíciójú lejtőkre érkező különböző sugárzásmennyiség, és az a körülmény, hogy a napsugárzásból a párolgásra és a levegő felmelegítésére fordított hőmennyiség a helyi viszonyoktól (talajfajta, növényzet) függően más és más. Általános vélemény szerint éjjel legfontosabb szerepe a lejtőmenti hideglefolyásnak van [1]. A mikroklimatológiai sajátosságokat ezért nappal és éjszaka külön-külön célszerű vizsgálnunk.

Anticiklonális időjárási helyzetekben, kisugárzási éjszakákon a kisebb-nagyobb völgyekben szerfölött szélsőséges hőmérsékletjárást észlelhetünk. A nappali erőteljes felmelegedés után a koraesti órákban a hőmérséklet rendkívül gyorsan csökken a mélyedésekben, és a környező lejtőkkel összehasonlítva szélsőségesen alacsony hőmérsékleti minimumok alakulnak ki bennük. A völgyekben és mélyedésekben a koraesti gyors hőmérsékletesökkenés és az éjszakai erőteljes lehűlés a *hideg légtavak* létrejöttéhez vezet.

A meteorológiai szakirodalomban azonban ma még nincs egyértelmű fel fogás a hideg légtavak, illetve a bennük

keletkező alacsony hőmérsékletek kialakulásáról. A problémakör eddigi tanulmányozása alapján kitűnt: legelfogadottabb az a nézet, hogy a már említett időjárási és felszínformai feltételek mellett a *hideg légtavak létrejöttének elsődleges oka a kisugárzás, a második hatótényező a lejtőmenti hideglefolyás* [2].

Ha a síkon egy, a környezetével azonos talajminőségű dombot képzelünk el, ennek keleti lejtőjén és a völgy már árnyékos részén jelenik meg leghamarabb a kisugárzás hatására a talaj közelében egy hideg levegőhártya, rendszerint már naplemente előtt [3]. A lejtő felszíne közelében levő hideg légréteg és ugyanazon magasságban a felszíntől távolabbi levegő között hőmérséklet-, illetve sűrűségkülönbség áll elő: a hideg levegő a magasabb tereprészek fölött az alacsonyabb tereprészek meleg levegője mellett fekszik [4]. A sűrűségkülönbség kiegyenlítő folyamatot indít meg. A lejtőről a hideg levegő a nehézségi erő hatására az alacsonyabban fekvő helyekhez áramlik, és a völgyben hideg légtóvá gyűlik össze. A hideg légtóban a levegő kisugárzás útján tovább hűl. A lejtőről távozó levegő a felsőbb légrétegekből melegebb levegővel pótlódik. Naplemente után a kisugárzás a völgy körüli lejtőkön és magában a völgyben is hatékonyabb, így a hideg légtó gyorsan növekszik, mind vertikális, mind horizontális irányban. A felfelé növekedés mértéke átlagosan 0,1—1 m/min.

Lehmann szerint is a hideg légtó levegője kezdettől fogva az egy és ugyanazon helyen képződött és a környező lejtőkről odafolyt hideg levegőből tevődik össze [3]. A lejtőmenti hideglefolyás még enyhe és egyenletes lejtés esetén is csak ritkán és rövid ideig jelentkezik mint egyenletes, lamináris lejtőszél; általában rendszertelenül és lökészerűen megy végbe, különböző dimenziójú hideg levegőkvantumok formájában (ún. légcseppektől a lavináig).

A hideg levegő lejtőmenti pulzációját igazolják egy enyhe lejtésű völgyben mesterségesen fejlesztett köd áramlásával kapcsolatos vizsgálatok, amelyeket *Aichele* ír le cikkében [5]. A köd mintegy láthatóvá teszi a hideg légcseppek lefolyását a völgy mentén. A köd kis sűrűsége következtében, amelyet magas hőmérséklete igazol, a hideg légrészecskéken helyezkedik el. Amikor egy hideg légcsepp a völgy hajlása következtében lefelé indul, magával viszi a ködöt is. A lecsapódás az éjszaka folyamán szabálytalan időközökben és egyre lassabban történik, mivel a völgy mélyebb része fokozatosan megtelik hideg levegővel.

A lefolyó hideg levegő a lejtésnek megfelelő kinetikus energiával rendelkezik és várható, hogy süllyedés közben adiabatikusan ($1^\circ/100$ m) fölmelegszik. Ez az effektus azonban csak nagyon erős lejtésnél, átmenetileg csökkent kisugárzás és a szabad légkörből történő erőteljes meleg levegő utánpótlás mellett okozhat fölmelegedést a lejtőn [3]. Általában kis lejtőket tekintve (a magasságkülönbség a völgy és a dombtető között legfeljebb 100—150 m) a felmelegedés nem észlelhető.

Különösképpen nem vehető észre lassú lefolyásnál, amikor a hideg levegő állapotváltozása nem adiabatikus: ugyanis a levegő saját maga is kisugároz, továbbá, ami a leglényegesebb, a talajnak és a növényzetnek is ad át hőt. Ez az oka annak, hogy a lejtőfelszín az éjszaka során kevéssé hűl le és *meleg lejtőzónáról* beszélhetünk. A turbulenciát kiváltó érdes lejtőfelszín a kisugárzás útján lehűl, a leadott sugárzási energia azonban csak részben pótlódik a talaj mélyebb rétegeiből felvezetett hővel, legnagyobb részét a lejtőszél hőkészsztéből fedeződik. Ez a körülmény rendkívül fontos a növényzet számára: a meleg lejtőzónában a fagyveszély kisebb, mint a mélyebben fekvő részeken. *Lehmann* koratavaszi éjszakai hőszőlőben végzett energiaháztartásmérések alapján kiszámította, hogy 18 cal hőmennyiség jut a lefelé áramló levegőből másodpercenként 1 m^2 növény-

zettel borított felszínre [3]. A lefelé áramló levegő adiabatikus felmelegedése természetesen nem észlelhető a hőátadás következtében, ellenkezőleg, a lejtőszél lefelé hidegebb lesz.

Ahol a hideg levegő összegyűlik (lehet az a völgyben vagy akadályok mögött), a léghőmérséklet gyorsan csökken, különösen a kisugárzó felszíneken, pl. a növényeken. Nem az áramló hideg levegő, a hideg légáram a veszélyes, hanem a hideg levegő felhalmozódása. Megfelelő növényzettel megakadályozható a lejtő egyes részeinek és a völgynek a lefolyó „advektív” hideg levegővel történő elárasztása: gazdag törzsfű magas erdő, amely napközben nagy mennyiségű hőt tartalékolhat, fölmelegíti az átvonuló lejtőszélet.

Számottevő körülmény, hogy a völgybe lefolyó levegőnek mekkora a vízgőztartalma: elősegíti-e az ott folyó harmat-, dér- és ködképződést, amellyel hó szabadul fel és a kisugárzás mérséklődik.

A hideg légtóban a stabilis légrétegződés, amely elősegíti a por és egyéb szennyezőanyagok felhalmozódását és ezen keresztül a ködképződést, gátolja a függőleges keverőmozgások létrejöttét. Számos részletes vizsgálatból azonban kitudt: a lefolyástalan zárt katlanokban levő hideg légtóban néhány méter magasságra kiterjedő cirkuláció van. A lejtőről lefolyó levegő a völgy felszíne fölötti melegebb levegőkvantumokat kiszorítja és ez a levegő a lejtő fölött néhány méter magasságban ellenáramlásoként felfelé húzódik [2, 3].

Berg a Hohe Venn-en végzett megfigyelések alapján beszél a hideg légtavak sajátos, külön cirkulációjáról, amely völgyi cirkuláció független a fennsíkról lefelé irányuló hegyi szélről [6]. A megfigyelések alapján azonban nem tartja helyesnek azt az általános elképzelést, hogy a levegő a lejtőn lehűl és nehézségi szélként folyik le a völgybe, ahol lassanként hideg légtóvá gyűlik össze [7]. Az a helyes nézet szerinte, hogy a lejtőfelszín közelében lehűl a levegő és hidegebb lesz,

mint ugyanazon magasságban a lejtőtől távolabb és így a hőmérsékletkülönbség hatására folyik le. A szabad légkör levegőjével szemben azonban nagyon kicsiny hőmérsékletkülönbség is elegendő ahhoz, hogy a leáramlás meginduljon. A lejtőfelszín fölötti levegő igen gyorsan lefolyik, nincs módja erőteljes lehülésre, a hőmérséklete tehát magasabb marad, nedvessége viszont kisebb, mint a völgyben levő levegőé. A lefolyó levegő mindig melegebb, mint a völgyben levő. *Berg* ezzel magyarázza a lejtő aljában a sugárzási éjszakákon jelentkező hőmérséklet-emelkedést. A mérések szerint a fennsík éjszaka mindig melegebb, mint a völgy és ezért a fennsík nem tekinthető a völgyben kialakuló hideg légtó számára hűvös forrásnak. A hideg légtó kialakulásában nincs szerepe a lejtőkről lefolyó levegőnek, kizárólag akként jön létre, hogy a levegő a völgyben a kisugárzás útján lehül és nincs módja elfolygni. A lejtőkről lefolyó levegő nem táplálja a hideg légtavat, hanem fölöttébb folyik, bár egyes részecskék magasabb hőmérsékletük ellenére behatolnak a völgy hideg levegőjébe, mivel a süllyedés során ehhez elegendő impulzust nyernek. *Berg* megállapításai azonban csakis a Hohe Venn-re vonatkoznak, és így kérdéses, hogy mennyiben általánosíthatók.

Plaetschke bizonyos mértékig elfogadja a *Berg*-féle felfogást, de a hideg levegő összefolyásának is szerepet tulajdonít a hideg légtavak kialakulásában [8]. *Plaetschke* szerint a völgyekben az éjszakai hőmérsékletcsökkenés okai: elsősorban a kisugárzás, mellette járulékos tényezőként szerepelnek a völgy felső részéről irányuló hideg levegő advekciónja, a kiszáradás és a harmatképződés. A lejtőkön levő hideg légrézecskek vízgőztartalma kisebb és ezzel összefüggésben sűrűségük nagyobb, mint a völgyben levő hideg levegőé. Hideg légtavak rendszerint anticiklonális időjárási helyzetben alakulnak ki, amikor a levegő nedvességtartalma csekély és a lejtőről a sűrűségkülönbség hatására lefolyó levegőt mindig a felsőbb légrétegek viszonylag száraz le-

vegője pótolja. *Plaetschke* elfogadja azt, hogy a lejtő felszíne fölött kialakuló hideg légréteg hőmérséklete magasabb, mint a völgyben levőé, de ugyanakkor feltételezi, hogy a lejtőről lefolyó levegőrészecskék (bár melegebbek) nagy impulzusuk következtében behatolnak a hideg légtóba.

A különböző hőmérsékletű és nedvességű légrézecskek keverednek és a levegő harmatpontja a kisebb nedvességtartalom miatt csökken. A levegő kisugárzás útján erőteljesen lehülhet. *Plaetschke* a lejtőt „kiszárító gépezet”-nek tekinti, amely a harmatpontot és megfelelő kisugárzásnál a hőmérsékleti minimumot csökkenti.

A hideg légtóban a hőmérséklet csökkenhet a harmatképződés miatt is. A harmatképződésének pillanatában a felszabaduló kondenzációs hő kétségtelenül ellentétes hatású, emeli a léghőmérsékletet, azonban a sekély talajinverziós rétegből vízgőz vonódik el, ezáltal csökken a harmatpont és a talajközeli légréteg kisugárzó képessége növekedik. A telítés alacsonyabb hőmérsékletnél fog bekövetkezni.

A *Plaetschke* által figyelembe vett járulékos tényezők szerepe azonban még nem teljesen tisztázott.

A fentiekből kitűnik: ahhoz, hogy megismerjük a hideg légtavakban lejátszódó jelenségeket, több tényező egyidejű vizsgálata szükséges. Ismernünk kell a lejtő és a völgy felszíne fölött néhány méter magasságig a léghőmérséklet és nedvesség eloszlását, a cirkulációs viszonyokat, továbbá figyelembe kell vennünk a lejtőszög nagyságát és esetleg a harmat mennyiségét is. Az említettek kívül van még néhány tényező, amelyeknek szerepe nem ismeretes, de időnként nem hanyagolható el a hideg levegő állapotváltozásainak vizsgálatakor. Ilyenek pl. a súrlódási hő, a lejtőn felfelé irányuló ellenáramlás látszólagos vezetése, a stabilis rétegződésű levegő molekuláris hővezetése, a széndioxidot adó talajlélegzés, és esetleg a *Ranque*-effektus [3].

A hideg légtavak sajátosságainak vizsgálata tehát rendkívül sokrétű és széleskörű kutatómunkát tesz szükségessé.

IRODALOM:

- [1] Архипова, Е. П. — Глебова, М. Я. — Ромазова, Е. Н.: Особенности микроклимата пахотных склонов. Труды ГГО. № 91. Leningrad, 1960. 3—14.
— [2] Воронцов, : Аэрологические исследования пограничного слоя атмосферы над песчаночным

рельефом целинных земель. Труды ГГО, № 73. Leningrad, 1958. — [3] Lehmann, P.: Abkühlung und Erwärmung im nächtlichen Kaltluftfluß. Ber. d. Dtsch. Wetterd. i. d. US-Zone, Nr. 38. 113 — 116. o. — [4] Geiger, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht. Braunschweig, 1942. II. rész, V. fejezet. — [5] Aichele, H.: Kaltluftpulsationen. Met. Rundschau, No. 3/4, 1953. — [6] Berg, H.: Kleinklimatologische Messungen im Hohen Venn. Z. f. Met. Bd. 5. H. 7/8, 1951, 229. — [7] Berg, H.: Beobachtungen des Berg- und Talwindes in den Allgäuer Alpen. Ber. d. Dtsch. Wetterd. Nr. 38. 105—109. — [8] Plaetschke, J.: Zur Bildung der Kälteseen in Tälern und Mulden. Z. f. Met. Bd. 7, H. 11, 1953.

Aujesky László:

Eine Bemerkung zu Prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen

Megjegyzés F. Baur-nak a prognózisok beválási valószínűségére vonatkozó képletéhez. (Összefoglalás). Baur professzor (1) elvi alapot teremtett ahhoz, hogy a statisztikai módszerrel készülő hosszú tartamú előrejelzéseket már elkészítésük idején ki lehessen egészíteni a beválási valószínűségük számszerű megadásával.

A Baur által használt valószínűségi képlet lényegében annak valószínűségét kívánja megadni, hogy ha A és B két tetszőleges meteorológiai esemény (vagy esemény-halmaz), és ezek közül A már fellépett, B azonban még nem, akkor milyen a beválási valószínűsége annak, hogy B is be fog következni. Az A és B eseményeket a valószínűségszámításban függetlennek nevezik, ha A fellépése által semmi változás nem történik a B utólagos fellépésének esélyeiben. A két esemény egymást támogató, ha az A megtörtént fellépése esetén a B utólagos fellépésének valószínűsége megnövekedik (a B úgynevezett feltételes valószínűsége nagyobb, mint az alapvalószínűsége). A Baur-féle előrejelzési módszer olyan eseménypárokra támaszkodik, amelyek nem függetlenek, hanem lényeges mértékben támogatják egymást. Ezért a Baur-réle előrejelzések bekövetkezési valószínűsége a valóságban kedvezőbb, mint amit a független esetek számára érvényes képlet szolgáltat.

*

Prof. Dr. Franz Baur hat in einem kurzen Aufsatz (1) die Grundlagen geschaffen, wonach die auf statistische Zusammenhänge aufgebauten Langfristvorhersagen schon zur Zeit der Aufstellung derselben durch einen zahlenmässig angebbaren Wahrscheinlichkeitswert ihres Eintreffens ergänzt werden konnten.

Der Aufstellung einer solchen Methode, sowie der praktischen Durchführung der ständigen Beigabe dieser Wahrscheinlichkeitsgrösse zu den in den Berliner

Wetterkarten veröffentlichten langfristigen Vorhersagen, sollte unseres Erachtens die grösste Bedeutung beigemessen werden. Eben aus diesem Grunde gestatten wir es uns, eine kurze Bemerkung an die durch Baur vorgeschlagene Berechnungsformel für die in Frage stehende Wahrscheinlichkeit anzuknüpfen. Es handelt sich um unsere Ansicht, wonach von der Baur'schen Formel ein etwas zu geringer Wert der gesuchten Eintrittswahrscheinlichkeit geliefert würde; in anderen Worten, es soll hier behauptet werden, dass die tatsächlichen Eintrittswahrscheinlichkeiten noch etwas günstiger ausfallen müssten, als die Werte, welche durch Baur's Formel gewonnen werden können.

Zur Begründung dieser unseren Behauptung wollen wir folgendes ausführen.

Sind A und B zwei ganz beliebige Ereignisse (gegebenenfalls Ereigniskomplexe) welche die Grundwahrscheinlichkeiten p_A bzw. p_B besitzen, so können ganz allgemein die drei folgenden Fälle unterschieden werden:

Fall 1.: Das Auftreten des Ereignisses B ist unabhängig vom vorherigen Auftreten oder Nichtauftreten des Ereignisses A ; d. h., die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von B wird weder vergrößert, noch vermindert durch den Umstand, dass A schon eingetreten ist. Somit besitzt die sogenannte bedingte Wahrscheinlichkeit für B , welche wir

mit w_B bezeichnen wollen*, in diesem Falle den selben Wert wie die Grundwahrscheinlichkeit p_B .

Fall 2.: Das Auftreten des Ereignisses B wird *begünstigt* durch ein vorheriges Auftreten bzw. *gehindert* durch ein vorangehendes Nichtauftreten des Ereignisses A ; d. h., die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von B wird durch den Umstand vergrößert, dass A schon aufgetreten ist, und sie wird vermindert durch den Umstand, dass A vorherig nicht eingetroffen ist. Somit besitzt die bedingte Wahrscheinlichkeit w_B in diesem Falle einen höheren Wert als die Grundwahrscheinlichkeit p_B : *es besteht die Ungleichung $w_B > p_B$.*

Fall 3.: Das Auftreten des Ereignisses B wird *gehindert* durch das vorherige Auftreten von A bzw. *gefördert* durch das vorherige Nichtauftreten von A ; so haben wir in diesem Falle die Ungleichung $w_B < p_B$.

Zu Zwecken einer Vorhersage, die auf Grund des beobachteten Eintretens von A auf das vermutliche Auftreten oder Nichtauftreten von B schliessen will, ist Fall 1. offenbar unverwendbar. Hingegen kann in den beiden anderen Fällen eine solche Vorhersage aufgestellt werden, und zwar mit umso mehr Berechtigung, je grösser der absolute Wert der Differenz $w_B - p_B$ ausfällt.

Wird nun im Falle 2. dieses Vorhersageverfahren verwendet, so kann für das Eintreffen einer solchen Vorhersage die Anzahl der günstigen und die der möglichen Fälle in der Weise abgeschätzt werden, wie dies von Baur auf S. 2. seiner Arbeit durchgeführt wird. Dabei ergibt sich die Anzahl der günstigen Fälle als ein

* Unter Verwendung der von Baur gebrauchten Bezeichnungen ist $w_B = n_B/n$ soweit wir am Grundsätze festhalten, dass Wahrscheinlichkeiten (wie es in der Arbeit Prof. Baur's ausgeführt wurde) durch genügend gesicherte relative Häufigkeiten dargestellt werden dürfen.

Hierbei bedeutet n die Zahl der Fälle im statistischen Kollektiv, in welchen A sich schon ereignet hat, und n_B die Zahl der Fälle, in welchen auch noch B aufgetreten ist.

Binom, dessen erstes Glied die Zahl der Fälle mit Eintreffen der beiden Ereignisse A und B in der zur Verfügung stehenden statistischen Beobachtungsreihe (n_B) ist; das zweite Glied soll die Expectanz für das diesmalige Eintreffen des Ereignisses B angeben und wird bei Baur durch p_B (d. h. durch den nur im *Unabhängigkeitsfall gültigen Wert!*) dargestellt. Nun ist es eben auf diesem Punkt, wo Baur (nach unserer Auffassung) einen etwas zu bescheidenen Wert bei der Abschätzung der für seine Vorhersage günstigen Fällen verwendet. Wie oben dargelegt, wird im Falle 2. die Gültigkeit der Grundwahrscheinlichkeit p_B durch die Gültigkeit der neuen Wahrscheinlichkeit w_B abgelöst, wobei $w_B > p_B$ ist.

Dadurch werden wir zur Folgerung geführt, dass die bei Baur verwendete Formel

$$p_{E,B} = \frac{n_B + p_B}{n + 1} \quad (1)$$

einen etwas zu vorsichtigen Wert für die Eintreffwahrscheinlichkeit der Vorhersage liefern muss, zumal p_B im Zähler mit vollem Rechte durch den (günstigeren) Wert w_B ersetzt werden könnte.

Nehmen wir diese, nach den obigen völlig begründete Verschärfung an der Formel 1) vor, so erhalten wir die neue, etwas höhere Werte liefernde Formel für die Eintreffwahrscheinlichkeit der Baur'schen Vorhersagen

$$p_{E,B} = \frac{n_B + w_B}{n + 1} \quad (2)$$

Mit Rücksicht auf den Zusammenhang $n_B = n w_B$ kann w_B im Zähler herausgehoben werden und man erhält für den Ausdruck 2) den Wert w_B .

Nun hat Baur in seinem interessanten Aufsätze Bedenken erhoben, welche dagegen sprechen, dass man die tatsächliche Wahrscheinlichkeit des Ereignisses B einfach als die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens der Vorhersage von B auffassen dürfte. Allerdings erscheint eine gewisse Vorsicht geboten, wenn man re-

ative Häufigkeiten, namentlich solche, welche einer nicht genügend langen Beobachtungsreihe entstammen, als genaue Werte von Wahrscheinlichkeiten behandeln wollte. Doch glauben wir, dass *im Falle eines genügend reichlichen statistischen Materials* ein solches Vorgehen doch eine völlige Berechtigung haben dürfte. *Baur* weist besonders auf die prinzipiellen Folgen des Falles hin, wenn im statistischen Material ein jedes Auftreten von A durch das Auftreten von B begleitet würde, d. h. des Falles $n_B = n$. Dann haben wir $w_B = 1$, somit würde der Vorhersage von B eine absolute Gewissheit zufallen. Dazu möchten wir bemerken, dass solche Fälle in der Praxis der prognostischen Anwendung nicht aufzutreten pflegen. Sollte sich aber einmal dennoch ein derartiger Fall ergeben, so glauben wir, dass dies noch immer nicht eine genügende Grundlage bilden würde, um ein Befremden gegen die hier abgeleitete Formel 2) hegen zu müssen. Vielmehr glauben wir, dass das Ergebnis $p_{E,B} = 1$ in diesem Falle nur folgendes besagen dürfte: *Insofern man einmal die Methode einer Vorhersage auf statistischer Grundlage angenommen hat*, (d. h. damit einverstanden ist, dass relative Häufigkeiten als Wahrscheinlichkeiten angesehen werden dürften) *dann müssen auch die Eintreffwahrscheinlichkeiten in diesem Sinne aufgefasst werden*: auch die Wahr-

scheinlichkeit der Vorhersage darf dann in der Gestalt eines Häufigkeitsquotienten ausgedrückt werden welcher im Grenzfalle den Wert 1 erreichen kann.

Diese Gedankengänge waren es, die uns zur Aufstellung der Behauptung führten, dass die Güte der durch *Baur* gegebenen Vorhersagen in Wirklichkeit noch einen höheren Wert besitze, als die durch Formel 1) errechnete Kennzahl vermuten lässt. Im Allgemeinen werden doch zur Vorhersage eben Ereigniskomplexe A und B herangezogen, welche womöglich entfernt davon sind, von einander unabhängig zu sein (d. h., die Eigenschaft $w_B = p_B$ aufzuweisen). Im Gegenteil, man trachtet Komplexe A und B zu finden, welche in möglichst enger Verbindung zu einander stehen, d. h., bei welchen der Betrag $w_B - p_B$ (absolut genommen) gross ausfällt. In solchen Fällen wird auch die Differenz zwischen den Werten 1) und 2) bedeutend sein. Wir glauben daher, dass bei der Beurteilung der Eintreffsexpectanz die günstigeren Werte 2) verwendet werden sollten, wodurch die bemerkenswerten Leistungen der *Baur'schen* Prognostik in ein gerechteres Licht gestellt werden könnten.

Schrifttum: [1] *Baur, F.*: Über die Eintreffwahrscheinlichkeit statistisch begründeter Vorhersagen. Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes, Berlin, September 1960.

Zusatz von Prof. Franz Baur:

Es ist sehr erfreulich, daß endlich von berufener Seite zu der von mir bereits 1953 im II. Band der Neuen Ausgabe von Linkes Meteorologischem Taschenbuch vorgeschlagenen Formel zur Berechnung der Eintreffwahrscheinlichkeit von Vorhersagen Stellung genommen worden ist. Die Ausführungen von Dr. *Aujeszky* sind richtig. Tatsächlich ist die relative Häufigkeit n_B/n eine optimale, „erwartungstreue“ Schätzfunktion für eine an sich unbekannte bedingte Wahrscheinlichkeit w_B , während die von mir empfohlene Näherungsgröße

$$\frac{n_B + p_B}{n + 1} \quad (1)$$

nicht erwartungstreu ist, sondern ihr Erwartungswert ist für *endliches* n ungleich

$$w_B = \lim_{n \rightarrow \infty} \frac{n_B}{n}$$

Da eine relative Häufigkeit immer nur eine „Näherungsgröße“ für eine Wahrscheinlichkeit ist, kann n_B/n auch bei $w_B < 1$ durchaus einmal = 1 ausfallen.

Dies kommt bei großräumigen und großzeitlichen Beziehungen, die auf Grund physikalisch-meteorologisch durchdachter Problemstellungen gefunden wurden und außerhalb des Zufallspielraums liegen, gar nicht so selten vor . . . Dieser Umstand war es, der mich zu der etwas abwertenden Formel veranlaßte. Man kann doch, wenn $n_B = n$ ist, nicht gut von einer Eintreffwahrscheinlichkeit = 1 (oder 100%) sprechen, da — wie schon erwähnt — jede relative Häufigkeit nur ein Näherungswert für eine Wahrscheinlichkeit sein kann. Aber es ergeben sich in diesem Fall *in der Praxis* vergleichbare Fälle, die zwar darin übereinstimmen, daß sie $n_B = n$, also nach Aujeszky ein $w_B = 1$ ergeben, in denen aber doch zweifellos Unterschiede zwischen den verschiedenen wahren w_B bestehen.

Diese Unterschiede versuchte ich mit der Formel (1) zu erfassen. An Beispielen wird dies am besten klar werden.

Bei der Voraussage des Witterungspräges des Sommers 1960 in Mitteleuropa (Beilage SO-1 zur Wetterkarte des Inst. f. Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin vom März 1960) ergab sich ein Gesamtbedingungskomplex A, der bis dahin 20 mal aufgetreten war, also $n = 20$. Auf diese 20 Fälle folgte in Mitteleuropa 17 mal ein zu nasser Sommer, dreimal ein leicht zu trockener Sommer mit den Abweichungen -4 , -8 und -11 Ltr/m². Für das Merkmal „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken“ war daher n_B ebenso = 20 wie für das Merkmal „nicht sehr trockener Sommer“, wobei unter einem sehr trockenen Sommer im Durchschnitt Mitteleuropas ein solcher zu verstehen ist, dessen Niederschlagsabweichung < -40 Ltr/m² ist. In beiden Hinsichten hätte man also nach Formel (2) in dem Aufsatz von Aujeszky von einer 100%-igen Eintreffwahrscheinlichkeit sprechen müssen. Nun ist es aber doch klar, daß, wenn einmal eine Abweichung von der durch den Sommer 1960 neuerdings bestätigten Regel eintreten wird, doch eher eine Abweichung zwischen

-12 und -40 auftritt als gleich eine solche < -40 d. h. es ist anzunehmen, daß das wahre w_B für das Merkmal „nicht sehr trocken“ noch näher an 1 liegt als für das Merkmal „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken“. Genau das ergibt sich aber unter Verwendung von Formel (1). Da die Grundwahrscheinlichkeit eines zu nassen oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trockenen Sommers 0,63, die eines *nicht sehr trockenen* Sommers aber 0,83 ist, ergibt sich als (statistische) Eintreffwahrscheinlichkeit für die Voraussage „zu naß oder höchstens um 11 Ltr/m² zu trocken“ 0,98, für die Voraussage „nicht sehr trocken“ aber 0,992. Vielleicht kann man — wie ich das auch schon an anderer Stelle getan habe — die nach (1) berechnete Eintreffwahrscheinlichkeit zum Unterschied von der nach (2) berechneten als „statistische Eintreffwahrscheinlichkeit“ bezeichnen, noch besser wäre vielleicht „statistische Schätzungsgröße der Eintreffwahrscheinlichkeit“.

Ein anderes Beispiel: Aus einer Untersuchung ergibt sich, daß ein Bedingungskomplex A in einem 100 jährigen Zeitraum 10 mal beobachtet wurde und daß darauf *immer* ein Ereignis E folgte. In demselben hundertjährigen Zeitraum ist ein Bedingungskomplex C 25 mal aufgetreten und auch ihm folgte *immer* das Ereignis E. In beiden Fällen ist, wenn die Grundwahrscheinlichkeit des Auftretens von E 0,5 ist, das ausnahmslose Erscheinen von E nach A oder C „überzufällig“ und in beiden Fällen erhält man $n_B/n = 1$. Trotzdem wird man aber der Voraussage, daß E eintreten wird, nach vorausgegangenem C noch mehr vertrauen als nach vorausgegangenem A. Auch dieser intuitive Schluß wird durch Formel (1) bestätigt. Nach ihr ergibt sich im Falle A

$$P(E, A) = \frac{10,5}{11} = 0,95,$$

im Falle C aber

$$P(E, C) = \frac{25,5}{26} = 0,98.$$

Richardson turbulencia-kritériumáról

On the turbulence-criterion of Richardson.
A description and critical evaluation of the classical theory of Richardson is given, by discussing in this connection also the most frequently used turbulence-characteristic, the Richardson-number, and its practicability.

✱

A repülés korszerű meteorológiai kiszolgálásának igénye a légköri turbulenciát a kutatás középpontjába állította. Számptalan tudományos dolgozat jelent meg, melyek általában a szabadlégköri turbulenciával, ezen belül a felhőnélküli turbulenciával vagy a *jet streamek* közelében és a bennük fellépő heves turbulens mozgásokkal, turbulencia-kritériumokkal, a turbulens rétegek felderítésével, előrejelzésével és egyáltalán azok előrejelezhetőségével foglalkoznak. E tanulmányok egyik — mégpedig nagyobbik — része a már klasszikusnak mondható *Richardsdon*-féle turbulencia elmélet alapján vizsgálja a légköri turbulenciát, másik része új utakat keres. Dolgozatunkban a klasszikus elméletet és annak kritikai értékelését ismertetjük.

A légköri turbulencia kutatás elméleti alapjait a hidrodinamika teremtette meg. Az örvény-nyírásoknak a lamináris mozgás megszűnésében és turbulenssé válásában játszott szerepét először *Reynolds* vizsgálta meg, s neki köszönhetjük az áramlás pillanatnyi sebességének felbontását is közepes és turbulens tagra. *Reynolds* turbulencia-kritériumát vízszintes csőben áramló homogén, inkompresszibilis folyadékot vizsgálva vezette le. Turbulencia-kritériumát közvetlenül a légkörre alkalmazni nem lehet, hiszen nem világos, hogy a kritérium matematikai formájába milyen karakterisztikus értékeket kell helyettesítenünk szabadlégköri viszonyok között.

Reynolds turbulencia-kritériumát *Richardson* terjesztette ki a légköri mozgásokra. *Richardson* a termodinamikai törvények alapján vizsgálta egy alulról melegített hatalmas légtömb belső, kine-

tikus és potenciális energiáinak transzformációit és így jutott légköri turbulencia-kritériumához [1].

A termodinamika első főtételeit alkalmazva a vizsgált légtömbre felírta az energiaegyensúly egyenletét :

$$\frac{(\Delta I + \Delta I' + \Delta E)}{\Delta t} = G + R + W$$

A vegetációról, a talaj- vagy tengerfelszínről a légoszlopba beáramló (G) és a sugárzási effektusokból származó (R) hőenergia, valamint a levegőtömb függőleges határfelületein a nyomóerők által végzett munka (W), tehát a légtömb belső hőenergiájának (I), potenciális (I') és kinetikus (E) energiájának megváltozására fordítódik.

Richardson számításai során elhanyagolta a sugárzási effektusokból származó hőenergiát (R), a vizsgált légtömb méreteinek megfelelően nagyra választásával pedig a tömb függőleges határfelületein a nyomóerők által végzett munka (W) a más forrásokból származó energiákhoz képest ugyancsak elhanyagolható. Feltételezte még, hogy az áramlás sebessége csak a függőlegesen változik. Minthogy vizsgálatait tiszta, száraz levegőre végezte, további egyszerűsítésekre nyílt lehetőség a rendszer belső és potenciális energiái közötti összefüggés alapján :

$$\frac{c_p \Delta_o I}{c_v \Delta t} + \frac{\Delta \bar{E}}{\Delta t} + \frac{\Delta E'}{\Delta t} = G \quad (2)$$

c_p és c_v a konstans nyomáson, illetve térfogaton vett fajhő; *Reynolds* nyomán a kinetikus energia közepes és turbulens tagra bontható, azaz $\Delta E = \Delta \bar{E} + \Delta E'$. A $c_p \Delta_o I / c_v \Delta t$ tagban az index azt a megkülönböztetést szolgálja, hogy ez a tag nem tartalmazza a molekuláris viszkozitás következtében létrejött belső energia változását.

Richardson célja az energiaegyenlet $\Delta E' / \Delta t$ tagjának, azaz az örvénylő

mozgás kinetikus energia változásának kifejezése mérhető mennyiségekkel.

Felhasználta *Reynolds* feltételezéseit, melyek szerint a nyíró erők által végzett munka a turbulens mozgás kinetikus energiájának növelésére, a folyadék (jelen esetben a levegő) molekuláris viszkozitása következtében fellépő turbulens kinetikus energia disszipáció pedig a turbulens mozgás kinetikus energiájának csökkentésére fordítódik. Azaz a

$$\mu_{xH} \left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h} \right)^2 + \mu_{yH} \left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h} \right)^2 \quad (3)$$

energianyereséggel szemben áll a

$$\begin{aligned} \mu_c \left\{ 2 \left(\frac{\partial v'_x}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v'_y}{\partial y} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v'_H}{\partial h} \right)^2 + \right. \\ \left. + \left(\frac{\partial v'_H}{\partial y} + \frac{\partial v'_y}{\partial h} \right)^2 + \left(\frac{\partial v'_x}{\partial h} + \frac{\partial v'_H}{\partial x} \right)^2 + \right. \\ \left. + \left(\frac{\partial v'_y}{\partial x} + \frac{\partial v'_x}{\partial y} \right)^2 \right\} \quad (4) \end{aligned}$$

molekuláris viszkozitás okozta kinetikus-energia disszipáció. (μ_{xH} és μ_{yH} turbulens momentum-kicserélődési együtthatók; μ_c a molekuláris viszkozitás; \bar{v}_x , \bar{v}_y a közepestes áramlás sebességkomponensei; v'_x , v'_y , v'_H a turbulens sebességkomponensek.)

Ez a két folyamat határozza meg az örvénymozgás kinetikus energiájának változását, közülük is a második a szerző szerint elhanyagolható.

Richardson megvizsgálta az örvények által okozott keveredést is. Az örvények termodinamikai gépeknek foghatók fel, amelyek révén a rendelkezésre álló hő a gépek látható mozgásává alakul át. Az örvények azonban tökéletlen gépek, mert az örvénymozgás során a különböző hőmérsékletű levegőrészek keverednek, a keveredés pedig irreverzibilis folyamat, ezért az örvénymozgás fennmaradásához újabb hőenergiára van szükség. Az örvényeket tápláló hőenergiát :

$$\frac{c_p}{c_v} \frac{\partial \bar{I}}{\partial t} - G = \iint \left[\frac{g}{c_p} \int c \frac{\partial \sigma}{\partial h} dh \right] dA, \quad (5)$$

a potenciális hőmérséklet diffúziós egyenletének segítségével állapította meg, felhasználva a potenciális hőmérséklet kifejezését, az örvényvezetőképesség egyenletét, az általános gázegyenletet, a hidrosztatika egyenletét és az entrópia változását (c a turbulens hőkicserélődési együttható; $\partial \sigma / \partial h$ az entrópia függőleges gradiense; dh és dA integrációs változók a magasságra és a területre vonatkoznak)

Az eddigiek során matematikai formában kifejezett energiaforrásokat és -nyelőket *Richardson* behelyettesítette az energiaegyensúly egyenletébe (2), hogy összehatásukat megvizsgálhassa, és így jutott turbulencia-kritériumához :

$$\begin{aligned} \frac{\partial E'}{\partial t} = \iint c \left\{ \left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h} \right)^2 + \right. \\ \left. + \left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h} \right)^2 - \frac{g}{c_p} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \right\} dh dA \quad (6) \end{aligned}$$

(*Taylor*hoz hasonlóan *Richardson* is feltételezi, hogy a turbulens momentum-kicserélődési koeficiens egyenlő a turbulens hőkicserélődési együtthatóval.)

Az energiaegyenlet alapján az örvénylő mozgás kinetikus energiájának változása, más szóval a turbulencia erősödése vagy gyengülése tehát attól függ, hogy

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial h} \right)^2 > \frac{g}{c_p} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \\ \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial h} \right)^2 < \frac{g}{c_p} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \end{aligned} \quad (7)$$

Tekintettel az egyenlőtlenség jobboldalán szereplő tényezők meghatározási nehézségeire, ma már *Richardson* turbulencia-kritériuma

$$\left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial h} \right)^2 > \frac{g}{T} (\gamma_a - \gamma) \quad (8)$$

formában használatos. (T a hőmérséklet, γ_a és γ az adiabatikus és a tényleges függőleges hőmérsékleti gradiens.)

Richardson turbulencia-kritériuma fellett rendkívül sok vita zajlott le, főként az elmúlt évtizedben. Különösen éles vita folyt *Swinbank* és *Richardson* között [2]. *Swinbank* egyrészt kifogásolta, hogy *Richardson Reynolds* eredményeit kritika nélkül alkalmazta a légkörre. További észrevételei *Richardson* levezetésének té-

ves értelmezéséből fakadnak; formálisan ugyanis (5) (2) alapján

$$\frac{c_p}{c_v} \frac{\partial_o I}{\partial t} - G = - \frac{\partial}{\partial t} (\bar{E} + E') = \int \left[\frac{g}{c_p} \int c \frac{\partial \sigma}{\partial h} dh \right] dA \quad (9)$$

formában írható fel. Ebből azt következtette, hogy a $\frac{c_p}{c_v} \frac{\partial_o I}{\partial t} - G$ energiaforrás

táplálja nemcsak a turbulens mozgás, hanem az egész mozgás kinetikus energiáját, más szóval a teljes mozgás kinetikus energiájának változása egyedül a stabilitás mértékétől függ. E helytelen értelmezés oka valószínűleg az eredeti dolgozat kellő ismeretének hiánya volt, amint arra Richardson válaszában [2] rámutatott.

Richardson dolgozatában kifogásolható, hogy a turbulens momentum- és hőkieserődési együtthatókat egyenlőnek tételezte fel. Erre a feltételezésre azonban szükség volt, mivel az említett együtthatók abban az időben nem voltak meghatározhatók.

Súlyos hiba, — és emiatt érte a legtöbb támadás a szerzőt —, hogy elhanyagolta a turbulens energia disszipációját. Saját hibás számításaira támaszkodva elvetette ezt a fontos tényezőt. Kolmogorov, Obuhov és Jugyin [3] kutatásaikban kimutatták, hogy a disszipáló turbulens energia mennyisége a turbulens áramlás legfontosabb jellemzője. Jugyin véleményét a következőkben összegezte [3]: „Az energia-disszipáció elhanyagolása a turbulens mozgás energiaháztartásának analízise alkalmával teljességgel megengedhetetlen, és Richardson kritériumát szokásos értelmezésében hibásnak kell tekintenünk. Ezzel együtt a kritérium összes lehetséges módosítása is elveszti értékét, valamint azok az eljárások is, melyeket Molcsanov, Kovalenko és más szerzők a gyakorlati felhasználás céljából fektettek le.”

Az elmondottak felhívják a figyelmet arra, hogy Richardson turbulencia-kritériumát legalábbis fenntartással kell ke-

zelnünk. Annál is inkább, mivel az elméletből hiányzik az advekcio, pontosabban az advekcio megváltozásának figyelembevétele is, ami pedig lényeges szerepet játszik a hőmérsékleti rétegzettség megváltozásában, s ezen keresztül a turbulencia erősödésében vagy gyengülésében [4]. Ezzel azonban még mindig nem zárul le a negatívumok felsorolása. A légköri örvények ugyanis ritkán degenerálódnak csak longitudinális vagy csak tranzverzális típusú örvényekké (mint pl. hullámfelhők vagy orografikus akadályok esetében), általában összetett háromdimenziós mozgások. Így tehát a horizontális szélnyírás sem elhanyagolható. Több szerző, köztük Solberg, Kleinschmidt, Van Miegheem és Arakawa kísérletet tett arra, hogy figyelembe vegye a horizontális szélnyírást. Arakawa [5] köralakú áramlási mezőben vizsgálta, hogy a turbulens mozgás mikor erősödik vagy gyengül. Elméletének ugyanúgy alapvető hibája az egyszerűség, mint Richardsonénak, mert míg Richardson csak a függőleges szélnyírást, Arakawa csak a horizontális szélnyírást tekintette a turbulencia előidézőjének. Sikeres általános turbulencia-kritérium talán e kettő összeötvöződéséből jöhetne létre.

Kiegészítésül meg kell említenünk még, hogy a Richardson-féle turbulencia-kritériumhoz nemcsak termodinamikai megfontolások útján juthatunk el. Japánban Kano és Kurihara [6] végzett ilyen irányú kísérletet az általános mozgásegyenletek alapján, felhasználva Prandtl keveredési elméletét. Az így levezetett kritérium tartalmazza a Ri-számot és még néhány járulékos tagot, ami azonban a kritérium használatát rendkívül nehézkessé teszi.

Richardson kritériuma megállapítja tehát, hogy a légköri turbulencia döntő oka a szél változása a magassággal, valamint a légkör instabil rétegzettsége. Arra vonatkozólag, hogy a turbulens energia növekszik-e vagy csökken, azaz a turbulens erősödik-e vagy gyengül, az elmélet hiányosságai folytán nem tudunk helyes választ adni.

Sokkal nagyobb jelentősége van azonban a *Richardson*-számnak, mely a turbulens energia szintjének fontos dimenzió nélküli jellemzője.

Richardson arra a célra, hogy a turbulencia megfigyeléseket osztályozza, paraméterül a következő dimenzió nélküli számot használta :

$$\text{arc tg} \left[\left\{ \left(\frac{\partial \bar{v}_x}{\partial h} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}_y}{\partial h} \right)^2 \right\} / \frac{g}{c_p} \frac{\partial \sigma}{\partial h} \right] \quad (10)$$

Az arc tg célja, hogy véges számot kapjunk akkor is, amikor az entrópia függőleges gradiense előjelet vált. *Paescke* ezt a dimenzió nélküli számot átalakította,

$$\frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{(\partial \bar{v} / \partial h)^2} \quad (11)$$

formában használta, és *Richardson*-ról nevezte el. Ez ma is a leghasználatosabb turbulencia karakterisztika, amit széles körben alkalmaznak a turbulens rétegek felkutatására, különösen az utóbbi években.

Richardson abból a feltételezésből kiindulva, hogy a turbulens momentum- és hőcserélődési együtthatók egyenlők, kritikus értéknek 1-et kapott. Észert tehát, ha számítást végzünk különböző légrétegekre, azok a rétegek, melyekben *Ri* értéke 1-nél kisebb, turbulens rétegeknek nyilváníthatók. A turbulens momentum- és hőcserélődési együtthatók azonban nem egyenlők, amint erre már a *Richardson*-kritérium tárgyalásánál rámutattunk, ez a feltevés kényszerűségből történt csupán. A különbözőség következtében a kritikus érték sem 1-gyel egyenlő. Számosan megkísérelték, hogy *Ri* kritikus értékét elméleti vagy empirikus úton meghatározzák, és a legkülönbözőbb eredményekre jutottak, melyek szerint a kritikus *Ri* érték 0,1 és 4 között bármilyen szám lehet. Elméleti megfontolások alapján ez az érték 0,1 és 1 közé esik. *Anderson* szabadlégtörési turbulencia elméletében [7] viszont empirikus úton $Ri = 1$ kritikus értéket határoz meg. A kritikus értéken belül *Anderson* még a turbulens állapot egyes fokozataiba való átmenetekre is külön „kritikus” értéke-

ket állított fel ($Ri = 0,6$ és $Ri = 0,1$). A kritikus *Ri*-szám egzakt értéke egyik a meteorológia legnyíltabb kérdéseinek.

Természetesen a *Richardson*-szám nem egyértelmű jellemzője a turbulencia fejlettségi fokának, ezért a turbulencia analízisekor figyelembe kell venni a gomolyos felhőzetet, az inverziós rétegek és hullámfelhők jelenlétét, a magasság frontálzóna fejlettségi fokát stb.

A *Ri*-szám alkalmazásánál bizonyos hibát okozott, hogy hosszú ideig a (11)-es formulát használták szárazadiabatikus és nedvesadiabatikus folyamatoknál egyaránt. *Zavarina* és *Jugyin* [8] az ebből származó hiba kiküszöbölésére a frontok nagykiterjedésű felhő- és csapadékszónáiban a *Ri*-szám meghatározásánál a nedvesadiabatikus gradienst használták. Jóllehet a nedvesadiabatikus gradiensre való áttérés ilyen egyszerű formában nem helyes, mégis az így kapott eredmények sokkal jobbak voltak.

Megállapítottuk, hogy *Richardson* turbulencia-kritériuma rendkívül óvatosan kezelendő. A felsorolt súlyos hibák ellenére jobb híján mégiscsak ennek alkalmazására kényszerülünk. Más szerzők is, felállítottak lényegében hasonló kritériumokat. Ezekkel szemben *Richardson* kritériumának az az előnye, hogy a benne szereplő változókat könnyen megkaphatjuk az aerológiai felszállásokból, míg az egyéb kritériumok nehezebben kezelhetők; gondolunk pl. *Parker* turbulencia-kritériumára [9], melyben a sebesség másodrendű differenciálhányadosa szerepel.

Richardson turbulencia-kritériumával kapcsolatban megemlítettük a *Ri*-számot, az inkompresszibilis folyadéokra vonatkozó *Reynolds*-szám légköri megfelelőjét. Hangsúlyoztuk használhatóságát a turbulens rétegek felkutatásában. Sajnos, a turbulencia *Ri*-számmal történő előrejelzésére végzett kísérletek nem jártak eredménnyel. *Medzsitov* [10] kísérleteinek eredményei alig jobbak a véletlen prognózisoknál. Erről a témáról azonban kevés dolgozatot publikáltak eddig, így a döntő szót még korai kimondani. Jelen-

leg még a legújabb szakkönyvek is a Richardson-szám alkalmazását javasolják a turbulens zónák diagnosztizálására és prognosztizálására.

IRODALOM: [1] Richardson, L. F.: The supply of energy from and to atmospheric eddies. Proc. Roy. Soc. A. 97. 1920. — [2] Swinbank, W. C. and Richardson, L. F.: The criterion of atmospheric turbulence. (Correspondence.) Quart. J. of the Roy. Met. Soc. Vol. 78, No. 337. 1952. — [3] Юдин, М. И.: Замечание о критерии и числе Ричардсона. Мет. и Гидр. 1948. Но 6. — [4] Keitz, E. L.: Differential advection as a factor in clear-air turbulence. J. Meteor. Vol. 16, No. 1. 1959. —

[5] Arakawa, H.: Severe turbulence resulting from excessive windshear in tropical cyclones. J. Meteor. Vol. 9, 1952. — [6] Kano, K.: On the Richardson's criterion concerning the increase or decrease of turbulent energy in the free atmosphere. The Geophysical Magazine. Vol. XXI, No. 3. 1950. — [7] Anderson, A. D.: Free-air turbulence. J. Meteor. Vol. 14, No. 6. 1957. — [8] Завакина, М. В. и Юдин, М. И.: Уточнение и использование числа Ричардсона для выявления зон болтанки самолетов. Мет. и Гидр. 1960. Но 2. — [9] Findlater, J.: Test of a criterion for determining the occurrence of turbulence at high level. The Met. Mag. Vol. 89, No. 1056. 1960. — [10] Меджитов, Р. М.: Применение критерия Ричардсона к прогнозу болтанки самолетов. Сборник Минской Метеорологической Обсерватории. Вып. 2. 1959.

Titkos Ervin:

Néhány megjegyzés a stacionárius ciklonok szerkezetéről

Bodolainé Jakus Emma az *Időjárás* 64. évfolyamának 4. számában „Egy stacionárius ciklon szerkezetének néhány kinematikai sajátosságáról” című tanulmányában egy stacionáriussá váló ciklon néhány kinematikai karakterisztikájának viselkedését vizsgálja a képződmény fejlődése során. A vizsgált kinematikai karakterisztikák között szerepel többiekén kívül a vertikális sebesség is. Ennek kiszámítására a sebesség horizontális divergenciájának magasság szerinti integrálja, vagyis feltételezhetően a

$$w = - \int_0^z \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (1)$$

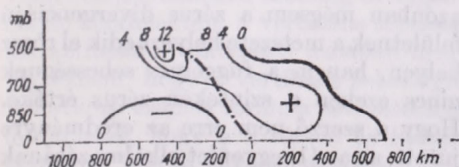
alakú összefüggés szolgált. Ismeretes, hogy ezt az egyenletet a $\text{div } v = 0$ feltétellel a kontinuitási egyenletből vezethetjük le, ha figyelembe vesszük, hogy a vertikális sebesség a földfelszínen eltűnik.

Az (1) összefüggés felhasználásával a szerző a vertikális sebességnek pl. az 1. ábránkon feltüntetett térbeli eloszlására jut. (Ez az ábra a szerző tanulmányában

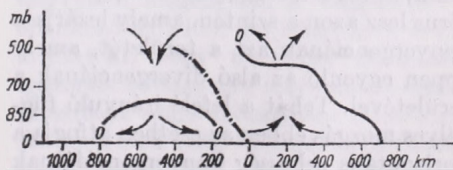
5/c jelzéssel szerepel s egy ciklon W-E metszetét tünteti fel 1956. november 30-áról.) A pontozott vonal a ciklon tengelyének helyzetét jelöli. A szerző szerint a vergencia térbeli eloszlása közel megegyezik — ellenkező előjellel — a vertikális sebesség térbeli eloszlásával.

A szóban forgó ábrából az olvasható ki, hogy a ciklon földközeli középpontjának környezete felett az alsó légrétegekben a sebességnek horizontális konvergenciája mellett függélyes feláramlás, a magasabb szintekben a sebességnek horizontális divergenciája mellett függélyes leáramlás van. A ciklon talajközeli középpontjától nyugatabbra fekvő terület felett pedig fordított a helyzet, itt a sebességnek alul van horizontális divergenciája, és ehhez leáramlás, felül van konvergenciája, amelyhez viszont feláramlás kapcsolódik.

Ezzel szemben a ciklonokkal és anticiklonokkal összefüggő cirkulációs mechanizmusokról vallott jelenlegi nézetek alapján az 1. ábrán feltüntetett helyzetben az áramlási viszonyokat mi a 2. áb-



1. ábra



2. ábra

ránknak megfelelően rajzolniuk meg. Azaz a sebességnek az alsó szintű horizontális konvergenciáját és felső szintű divergenciáját a troposzférában függélyes feláramlással, illetve fordítva, az alsó szintű divergenciáját és felső szintű konvergenciáját függélyes leáramlással kapcsolniuk össze. Az 1. ábra ettől a szemlélettől lényegesen elütő képet mutat. Talán valami új felfedezésnek vagyunk itt tanúi? Erről szó nincs. Csak az (1) egyenletnek az ilyen vizsgálatokra való alkalmatlanságának példájával állunk szemben.

A függélyes sebességnek a 2. ábrán feltüntetett cirkulációs mechanizmussal inkább összhangban álló vertikális eloszlását kapjuk már abban az esetben is, ha az (1) helyett

$$w = \frac{1}{\rho} \int \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) dz \quad (2)$$

egyenlettel számolunk, amely szintén a kontinuitási egyenletből nyerhető, ha nem a sebességkonvergenciának, hanem a tömegkonvergenciának az eltűnését tételezzük fel. Mint ismeretes, a $\text{div}(\rho v) = 0$ feltétel stacionér ciklonban, illetve anticiklonban teljesül, ahol a légoszlopba a levegőnek ugyanannyi tömege áramlik be, mint amennyi ki, illetve fordítva, és így egy szintben sincs tömegfelhalmozódás vagy tömegcsökkenés.

Ha ebben az esetben (2)-ben a változó z felső határ helyzettesítése mellett az integrálást elvégezzük, amikor is a légkör alsó szintjeiben pl. a tömegdivergencia, a felsőbbekben pedig a tömegkonvergencia területe helyezkedik el, akkor növekvő magassággal először növekvő, majd pedig attól fogva, hogy a konvergencia területére léptünk, csökkenő, lefelé irányuló függélyes sebességet kapunk, és végül a függélyes sebesség értéke zérus lesz azon a szinten, amely lezárja a konvergenciának azt a területét, amely éppen egyenlő az alsó divergenciának a területével. Tehát a lefelé irányuló függélyes mozgás ebben az esetben átfogja a horizontális sebesség konvergenciájának és divergenciájának közel egyenlő terüle-

tét, és semmi esetre sem állíthatjuk azt, amit a szóban forgó tanulmány szerzője, hogy a függélyes sebesség térbeli eloszlása nagyjából megegyezik — ellenkező előjellel — a sebesség horizontális divergenciájának eloszlásával.

Ha a nyomási mezőben fejlődés van, akkor a fenti gondolatmenet még inkább igaz, minthogy pl. a felsőbb légrétegekben kialakult horizontális sebességkonvergencia miatt a légoszlopba beáramló tömegnagyobb a sztatikus egyensúly felborulásához vezet, amiért is lefelé irányuló gyorsulások lépnek fel. És ez fordítva is igaz.

Tanulmányának végén a szerző a következtetések 3. pontjaként az alábbi mondja: Amíg a ciklonban a fel- és a beáramlás az uralkodó jellegű mozgás, addig a légnyomás csökken vagy változatlan. A jelenlegi nézetek szerint azonban a légnyomás változását nem a ciklonban, hanem a függélyes légoszlopban lejátszódó események határozzák meg, és a ciklon vertikális méreteiben többnyire nem esik egybe a függélyes légoszloppal. Az 1. ábrából valóban az olvasható ki, mintha a talaj közelében összeáramló levegő a ciklon tengelye mentén távoznék el. Kérdés azonban, hogy végül is hol áramlik szét a ciklonból a levegő. Talán a magasabb szintekben egy olyan terület kövekezik, ahol a sebességnek horizontális divergenciája van? Viszont a szerző szerint ott leáramlásnak kellene lennie. Nyilvánvaló tehát, hogy az (1) egyenlet alkalmazása félrevezető eredményeket szolgáltat.

A szerző a zérus függélyes sebesség felületét a zérus divergenciájú szinttel azonosítja. Ismeretes azonban, hogy a zérus divergenciájú szint éppen a maximális függélyes sebesség felületével esik egybe. A tanulmányban közölt ábrákon azonban mégsem a zérus divergenciájú felületnek a metszete helyezkedik el rossz helyen, hanem a függélyes sebességnek nincs ezeken a szinteken zérus értéke. Hogy a szerző nem erre az eredményre jutott, az az (1) egyenlet alkalmazásának következménye.

Alkamas-e a sebességi divergencia felhasználása a vertikális sebesség kiszámítására ?

— Válasz Tükös Ervin kandidátus vitacikkére —

Az *Időjárás* 1960/4. számában megjelent cikkemmel kapcsolatban Tükös Ervin kandidátus kifogást emelt a cikk néhány megállapításával szemben. Az alábbiakban e kifogásokra kívánok reflektálni. Bár válaszómban elégséges lenne a vitacikk szerzőjének csupán az (1) egyenlettel kapcsolatos megjegyzéseire szorítkoznom, mivel az lényegében a többi kérdésre a válaszadást szinte fölöslegessé teszi, azonban a teljességre törekvés arra készítetett, hogy a többi kérdéssel kapcsolatos reflexiómat is kifejezzem.

A vitacikk szerzője kifogásolja az 5/c ábrát, ahol a vertikális sebesség függélyes eloszlását ábrázoltam. A szerző szerint: „a cirkulációs mechanizmusokról vallott jelenlegi nézetek alapján az 1. ábrán feltüntetett helyzetben az áramlási viszonyokat mi a következőképpen rajzolnánk meg.” Sajnos, a szerző nem tesz említést arról, hogy milyen „jelenlegi nézetek” alapján készítette a 2. ábrát. Én ugyanis nem nézetek, hanem a tényleges szinoptikus szituáció kiértékelése révén jutottam az említett ábrán bemutatottakhoz. A szerző által közölt 2. ábrát csak hipotétikusnak tekinthetem, amelylyel nem áll módomban vitatkozni, miután az még bizonyításra szorul. Meg kívánom jegyezni, hogy dolgozatomban valóban nincs szó felfedezésről, csupán egy jelenség leírását kíséreltem meg, olyan eszközökkel, amelyek a szinoptikus meteorológiában rendelkezésünkre állnak. Tükös kandidátus kifogásolja, hogy dolgozatomban nem az áram-impulzus divergenciáját, hanem a sebesség divergenciáját alkalmaztam a vertikális sebesség kiszámítására. Szabadjon azonban megjegyznem, hogy a vertikális sebességre vonatkozó számos formula levezetésénél feltételezik, hogy q a térben és időben konstans, illetve kevésbé változik [1], s hogy a $\partial q / \partial t$, $u(\partial q / \partial x)$ és $v(\partial q / \partial y)$ tagok

elhanyagolhatók. Egyébként is a szám-szerű eredmények nem változnának különösebben, ha q bennmarad az egyenletben, miután q horizontális változása kicsi és a kapott eredmény előjelét az u és v komponensek eloszlása határozza meg. A magasság szerinti integrálásakor pedig q mindenképpen az integrál jelelé kerül. Itt csak a rétegek vastagságának csökkentésével finomíthatnánk számításainkat, amit viszont a jelenlegi körülmények között nem tehetünk meg (adathiány). Megnyugtatóul még azt is közölhetem, hogy más alkalommal számos összehasonlító számítást végeztünk a különböző alakú vertikális sebesség kiszámítására szolgáló formulákkal, s azt tapasztaltuk, hogyha megfelelő mennyiségű adat áll rendelkezésünkre, és az u , v analízis végrehajtható, az így nyert vergencia vagy vertikális sebesség értékek előjelre megegyeznek a más módon számítottakkal. Az abszolút értékeket illetően nincsenek illúzióink, hiszen ahány formula, annyi numerikus eredmény. Esetünkben nem is ez volt a fontos, hanem az, hogy legalább viszonylagos képet nyerjünk bizonyos kinematikai karakterisztikák viselkedéséről a ciklon fejlődése során.

A vitacikk szerzője ezután eszmefuttatást közöl arról, hogy milyen lenne a vergencia és a függélyes mozgás eloszlása, ha a (2) egyenletet használnánk a vertikális sebesség kiszámítására, majd kifogásolja dolgozatomban azt az állítását, miszerint a függélyes sebesség térbeli eloszlása nagyjából megegyezik a vergenciával, ellenkező előjellel. Itt ismét arra hivatkozhatom, hogy tényleges számítások igazolják állításomat, míg a szerző eszmefuttatását nincs módomban ellenőrizni. Itt szeretnék még valamit hozzáfűzni a zérus divergencia szinttel kapcsolatos megjegyzéséhez is : Nem azonosítottam

a zérus divergenciájú szintet a zérus függőleges sebességű szinttel (a két karakterisztika értékelésére vonatkozó megjegyzésem is csak közelítést fejez ki), azonban megjegyzem, hogy e szintet konkrét esetekben nem sikerült bizonyítani, s azt lényegében csak statisztikai jelenségnek s a Sutcliffe-modell követelményének tekinthetjük. Konkrét esetekben e szint létezését nem lehet bizonyítani, legfeljebb a minimális divergencia szintjéről beszélhetünk.

Végül azzal az állítással kapcsolatban, hogy „a jelenlegi nézetek szerint a légnyomás változását nem a ciklonban, hanem a függélyes légoszlopban lejátszódó események határozzák meg”, szeretném

megjegyezni: Ez az állítás túl merész, amennyiben a légnyomásváltozás statikai elmélete *nem jelenlegi* elmélet, s éppen ez a statikai elmélet operál a függélyes légoszlopban lejátszódó eseményekkel. A *mai* nyomásváltozási elméletek nem a függőleges légoszloppal operálnak, hanem lényegében mező-elméletek. Cikkekben a nyomásváltozásra vonatkozó megjegyzések pedig a ciklon *egészében* lejátszódó nyomásváltozásokra vonatkoznak, nem pedig a ciklon adott pontjára vonatkozó *lokális* nyomásváltozásra.

IRODALOM :

- [1] РУКОВОДСТВО ПО КРАТРОСРОЧНЫМ ПРОГНОЗАМ ПОГОДЫ. ГИМИЗ, 1955, Ленинград

Pletser János :

Gyomos és vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérséklete

Temperatur der verunkrauteten und mit Chemikalien entkrauteten Böden. (Zusammenfassung). Der Verfasser untersuchte die bodentemperaturmodifizierende Auswirkung der Unkräuter auf mittelgebundenen Lehmböden in Martonvásár während der Jahre 1958—1960. Es wurde festgestellt, dass an heiteren Sommertagen in den Mittagsstunden der entkrautete Boden in den oberen Schichten eine mit 15—16 C° wärmere Temperatur aufweist. Die tägliche Schwankung der Bodentemperatur ist im Durchschnitt von 20 heiteren Tagen das Zweifache an entkrautetem Boden, als an verunkrautetem. Die Messungen wurden mit Thermistoren ausgeführt. Durch die Unkräuter wird — infolge dessen, dass sie die Erwärmung und Abkühlung des Bodens stark mässigen, — ein für die Insekten-schädlinge günstiges Mikroklima geschaffen.

*

A gyomok főleg a tápanyag-, víz-, hő- és fény-fogyasztásukkal fejtik ki káros hatásukat a kultúrnövényekre. A mezőgazdaság termését világviszonylatban évenként mintegy egyharmaddal csökkentik. A kapitalista gazdálkodás idején nálunk a gyomok évenként 25—35%-kal, sőt még sokszor ennél nagyobb mér-

tékben is csökkentették a termést. E vizsgálatunkban a gyomok kártételei közül a talaj hőmérsékletére gyakorolt hatásaival foglalkozunk.

Baskay Tóth [1] szerint „a gyomokkal sűrűn borított terület erősebb beárnyékolása a talajhőmérséklet csökkenését okozza. Ez a vizsgálatok szerint 2,67 fok átlagos talajhőmérséklet csökkenést okoz, ami a szántóföldet mintegy 250 km-rel északra tolja el”. Sajnos, nem közli a vizsgálat helyét, módszerét és egyéb körülményeit s azt sem, hogy milyen mélységben mérték, és milyen időszak átlagában számították a fenti talajhőmérséklet különbséget. Más hazai szerzők azonban még ennyi adatot sem közölnek. Kreybig [2] csak annyit ír e témáról, hogy a gyomok megváltoztatják a mikroklímát.

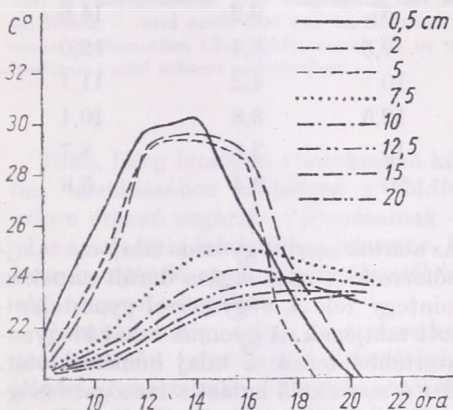
A fűtakaró mikroklímájával már több külföldi és hazai kutató foglalkozott. Az ilyen irányú méréseket azonban nem szántóföldeken, hanem többnyire meteorológiai állomásokon végezték. Itt csak azért teszünk említést erről, mert a gyep-

szint viszonyai némileg hasonlók a gyomos szántóföld viszonyaihoz. Leick és Propp [3] szerint „a legszegényesebb növényzet is alkalmas arra, hogy a talajfelület szélsőségeit csökkentse”. Két cm mélységben 1928. május 28-án du. 4 órakor Hiddensee szigetén csupasz talajban 25,0 C°-ot, moszattal és fűvel gyéren benőtt területen pedig 23,6 C°-ot mértek.

A vegyszeres gyomirtás ma már hazánkban is nagyon elterjedt és az eddigi

szik és magasabb hőmérsékletet mutat, mint a talaj hőmérséklete. Egyébként mérete miatt sem alkalmas ilyen finomabb vizsgálatokhoz, ahol 0,5 cm mélységben is mérünk talajhőmérsékletet.

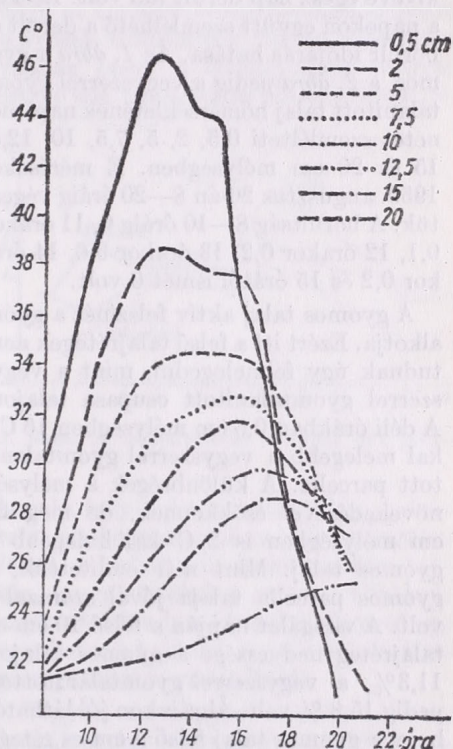
A gyomos parcellát 30–50 cm magasságú sűrű gyom borította. A gyomállományt főleg mezei folyófü (Convolvulus arvensis) és disznóparé (Amaranthus retroflexus) képezte. A kontroll parcellát simazinnal gyomtalanítottuk. A vegy-



1. ábra. A talajhőmérséklet menete gyomos talajon az egyes szintekben 1959. aug. 26-án 8—20 óra között

külföldi és hazai eredmények azt mutatják, hogy ez lesz a jövőben a gyomirtás legfőbb eszköze.

Martonvásáron Puzstai Antal kutatóval 1958 óta vizsgáljuk a gyomok módosító hatását a talajhőmérsékletre. Vizsgálatainkat 4 m²-es kisparcellákon, közép-kötött mezősegi vályogtalajon végeztük. A talaj hőmérsékletét 1958—59 és 1960 nyarán különféle időjárási helyzetekben vizsgáltuk. Esetenként 12—24 órás időtartammal, óránkénti leolvasásokkal 0,5, 2,5, 7,5, 10, 12,5, 15 és 20 cm mélységben mértünk. Méréseinket 2TH jelű Tungstram gyártmányú termisztorokkal végeztük. A higanys talajhőmérőket nem találtuk megfelelőnek e vizsgálatokhoz. Tapasztalataink szerint [4] ui. derült nappalokon a talajból kiálló üveg hőmérőtest erősen fölmeleg-



2. ábra. A talajhőmérséklet menete vegyszerrel gyomtalanított talajon az egyes szintekben 1959. aug. 26-án 8—20 óra között

szes gyomirtás lehetővé tette, hogy csak a gyomok hatását vizsgáljuk, mert a kontroll parcella talaját sem kellett semmiféle talajművelő eszközzel megbolygatni.

A vizsgálat szerint a gyomos parcella talaja állandóan jóval szárazabb volt, mint a kontrollé. A száraz és nedves talaj hőmérsékletét már több korábbi kísérle-

tüknél számos esetben vizsgáltuk [5, 6], és azt találtuk, hogy a száraz a felsőbb rétegekben jóval melegebb. Ezzel szemben ezen kísérletünkénél a gyomtakaró árnyékoló hatása miatt minden esetben a nagy nedvesség fogyasztás következtében szárazabb, gyomos talaj volt hidegebb, még 20 cm mélységben is.

Háromévi nagyszámú vizsgálatunkból egy olyan példát mutatunk be, amikor a déli órákban képződött cumulusokat kivéve egész nap derült idő volt. Ezek a napokon együtt szemlélhető a derült és borult időjárás hatása. Az 1. ábra a gyomos, a 2. ábra pedig a vegyszerrel gyomtalanított talaj hőmérsékletének napi menetét szemlélteti 0,5, 2, 5, 7,5, 10, 12,5, 15 és 20 cm mélységben. E méréseket 1959. augusztus 26-án 8—20 óráig végeztük. A borultság 8—10 óráig 0, 11 órákor 0,1, 12 órákor 0,2, 13 órákor 0,6, 14 órákor 0,2 és 15 órától ismét 0 volt.

A gyomos talaj aktív felszínét a gyom alkotja. Ezért itt a felső talajrétegek nem tudnak úgy felmelegedni, mint a vegyszerrel gyomtalanított csupasz talajon. A déli órákban 0,5 cm mélységben 16 °C-kal melegebb a vegyszerrel gyomtalanított parcella. A különbségek a mélység növekedésével csökkennek, de még 20 cm mélységben is 2 °C-kal hidegebb a gyomos talaj. Mint már említettük, a gyomos parcella talaja jóval szárazabb volt. A vizsgálat napján a felső 10 cm-es talajréteg nedvessége a gyomos talajon 11,3%, a vegyszerrel gyomtalanítotton pedig 15,8 % volt. Ábráinkon jól látható, hogy a gyomos talaj felső 5 cm-es rétege jóval melegebb az alatta levő rétegeknél, mivel — szárazabb lévén — rossz hővezető képessége miatt a felvett hőből kevesebbet vezet a mélyebb rétegekbe. A nedvesebb, és ezért jobb hővezető-képességű gyomtalanított parcellán a talajhőmérséklet egyenletesebb eloszlású volt.

A felhőzet 13 órákor 0,6-re növekedett. A vegyszerrel gyomtalanított parcellán 0,5 cm mélységben ennek hatására 2 °C-ot csökkent a hőmérséklet. A gyomos parcella ugyanezen mélységében, a gyo-

mok árnyékoló hatása miatt ekkor csak a hőmérséklet emelkedésének üteme csökkent. A csupasz parcellán a felhőzet hatására még 2 cm mélységben is csökkenés volt tapasztalható.

A talajhőmérséklet napi ingását 20 derült nyári nap adataiból számítottuk ki:

cm	gyomos	gyomtalanított
0,5	10,1	26,4
2	10,0	19,5
5	9,2	14,6
7,5	5,1	12,0
10	4,2	11,1
12,5	3,8	10,1
15	3,6	8,7
20	3,4	5,8

Az adatok szerint gyomos talajon a talajhőmérséklet napi ingása derült napokon mintegy fele a vegyszerrel gyomtalanított talajénak. A gyomok tehát kiegyenlítő hatásúak a talaj hőmérsékletét. Ezt a mérsékelő hatást a mezőgazdaságban már régóta ismerik. Sok szerző utal arra, hogy a gyomos talaj kedvező mikroklímát teremt a különféle rovarkártévek számára. Kreybig szerint [2] például a vetési bagoly-pille peterakása számára igen kedvező a gyomos tarló. A gyomok kiirtásával megváltoztatott mikroklíma igen sok veszedelmes kártevő fejlődését és szaporodását nagymértékben hátráltatja, sőt az esetek legnagyobb részében lehetetlenné teszi.

IRODALOM: [1] Baskay Tóth B.: Földműveléstan. Mezőgazd. Kiadó, Budapest 1954 144—146. o. [2] Kreybig L.: Az agrotechnika tényezői és irányelvi. Akadémiai Kiadó, Budapest 1956. 240—241. o. — [3] Leick E.—Propp G.: Bodentemperatur und Pflanzenwuchs in ihren wechselseit. Bez. auf. d. Insel Hiddensee. Mitt. a. d. Naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen 57/58, 79—113., 1930/31. — [4] Pletser J.—Pusztai A.: Talajhőmérsékletmérés termisztorokkal. Agrokémia és Talajtan 8. 1959. No. 3. 273—280. — [5] Pletser J.: A száraz és nedves talaj hőmérséklete. Időjárás 1960. 1. 48—49. o. — [6] Pletser J.: Öntözött talaj hőmérséklete. Időjárás 1960. 2. 113—114. o.

Vizsgálatok a homályossági tényező napi és évi járásáról Magyarországon

Untersuchungen über den Tages- und Jahresgang des Trübungs-faktors in Ungarn. (Zusammenfassung). In der Arbeit wird auf Grund der Strahlungsmessungsergebnisse des Geophysikalischen Jahres der Tages- und Jahresgang von Linke's Trübungs-faktor in Budapest, Siófok und Kékestető untersucht. Das Maximum des Trübungs-faktors ist im Juli, und das Minimum — mit Ausnahme von Budapest — in den Wintermonaten. Der Tagesgang hat nur in Siófok — und auch hier nur im Sommer — einen bestimmten Charakter, sonst ist es unbestimmt und schwer auswertbar.

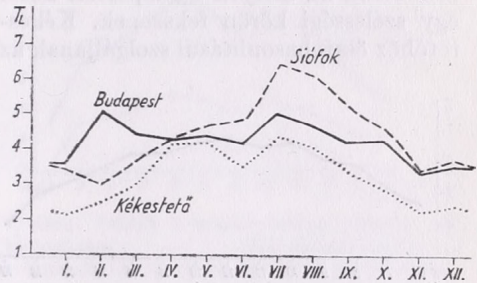
*

Több, főleg biológiai vonatkozású kérdés tisztázásához szükséges a földfelszínre érkező sugárzás változásainak — pl. napi és évi járásának — ismerete. Ez irányba teendő egyik lépés a homályossági tényező vizsgálata.

Hazai vonatkozásban a nemzetközi geofizikai év keretében a lehetőséghez képest rendszeresen végzett sugárzás-megfigyelések alapján tájékozódhatunk ezen a téren. Budapest, Siófok, Kékestető sugárzási adatai már lehetővé teszik azt is, hogy az ide vonatkozó külföldi éghajlati adatsorok teljessé tételéhez hazai anyaggal is hozzájáruljunk. Az alábbi vizsgálatok alapja az 1957—58. évekre vonatkozó 2046 sugárzásmérési adat volt, amelyet az említett három állomásról az Országos Meteorológiai Intézet a „Marcell György Obszervatórium” évkönyveiben tett közzé [1, 2]. Természetesen a vizsgált időtartam túlságosan rövid és még sok adat feldolgozása lesz szükséges ahhoz, hogy ez a kérdés lezárható legyen.

Ismeretes, hogy az egész spektrumra vonatkozó régi Linke-féle homályossági tényező (továbbiakban röviden: homályossági tényező) a valódi szennyezett légkör és az abszolút tiszta, száraz légkör extinkciós koefficiensének hányadosa. Ez a hányados közelítően azt fejezi ki, hogy hány egymásra helyezett abszolút tiszta és száraz légkör idézné elő ugyanazt a sugárzás gyengítést, mint az

adott időpontban a valóságos légkör. A légkör homályossága — mely a benne foglalt vízgőztől, vízcseppektől és különféle szennyeződésektől származik — jelentékenyen befolyásolja a földfelszínre érkező direkt napsugárzás erősségét. Ezenfelül arra nézve ad fontos támpontot, hogy az említett homályosságot előidéző tényezők a légkörben milyen mértékben vannak jelen. A homályossági tényező értéke sok tekintetben hozzátartozik va-



1. ábra. A homályossági tényező évi járása

lamely hely éghajlati jellegéhez; ismeretes pl., hogy nagyvárosok belső területe felett, a légkör erős szennyeződése folytán, kiugró értékeket mutat. Általános-ságban tehát a homályossági tényező egy-egy hely éghajlatát is jellemzi és ilyen szempontból is vizsgálható.

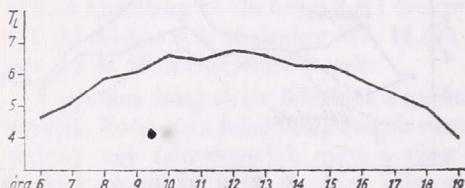
Vegyük szemügyre mindenekelőtt a homályossági tényező évi menetét, melyet mindhárom helyre (Budapest, Siófok, Kékestető) az 1. ábrán tüntettünk fel.

A három görbe csaknem párhuzamosan fut az egész év folyamán; maximum júliusban, minimum pedig a téli hónapok folyamán mutatkozik. Ettől csak Budapest évi menete mutat eltérést, ahol a téli hónapokban, különösen pedig februárban második maximum jelentkezik. Ehhez az évi menethez összehasonlítás céljából néhány külföldi adatot közlünk az I. táblázatban *Foizik—Hinzpeter* :

I. TÁBLÁZAT

Hely	Tél	Tavaszi	Nyár	Ősz	Évi átlag
Budapest	4.0	4.3	4.6	4.0	4.24
Siófok	3.4	4.2	5.8	4.4	4.46
Vársó	3.2	3.6	4.1	3.3	3.54
Aachen	3.1	3.8	4.0	3.5	3.63
Párizs	3.2	4.2	4.7	3.8	3.96
Rosztov	2.2	2.7	3.0	2.3	2.57
Firenze	3.3	3.8	4.3	3.9	3.82
Allgäu	2.4	2.8	3.1	2.6	2.70
Kékestető	2.3	3.8	4.0	2.9	3.24

Tekintve, hogy a homályossági tényező értékei a pólus felé haladva rohamosan csökkennek, olyan városok adatait választottuk ki, melyek Budapesttel közel egy szélességi körön fekszenek. Kékestetőhöz összehasonlításul szolgáljanak az



2. ábra. A homályossági tényező napi járása Siófokon a nyári hónapok átlagában

Alpokban 1200 m tengerszintfeletti magasságban fekvő Allgäu adatai. A táblázatban is feltűnő a homályossági tényező budapesti téli magas értéke, amely könnyen magyarázható lenne azzal, hogy a nagyvárosi fűtés télen sok szennyező anyagot és kondenzációs magot termel, de a többi nagyváros bemutatott adatain ilyen téli maximum nem jelentkezik, tehát a jelenség ezzel nem magyarázható. Másik feltűnő dolog, hogy a homályossági tényező Siófokon nyáron mutat kiugróan magas értéket. Ez alighanem a Balaton nyári rendkívül intenzív párolgásával, illetőleg a levegő nagyfokú párateltségével magyarázható.

Miután itt az évi menet néhány feltűnőbb sajátosságára egészen röviden rámutattunk, vizsgáljuk meg a napi menetet is.

Ezzel kapcsolatban meg kell említenünk, hogy a Linke-féle homályossági

tényező is, mint általában minden más homályossági tényező, bizonyos virtuális menetet mutat. Ez annyit jelent, hogy nem tükrözi tökéletesen a légkör homályosságát, hanem értékét az átsugárzott levegőtömeg, tehát a Nap zenittávolsága bizonyos fokig befolyásolja. Az így előálló napi menet a valódi délre szimmetrikus, amplitudója pedig — mint az a II. táblázatból is kitűnik — aránylag kicsiny, mindenesetre az alább közölt napi menetek értékelésénél esetenként ezt is figyelembe kell venni [3].

II. TÁBLÁZAT

A homályossági tényező virtuális menete közepes homályosságú légkörre számítva (Foitzik — Hinzpeter után)

Átsugárzott levegőtömeg	Homályossági tényező
1	3.77
1.5	3.47
2	3.41
3	3.37
4	3.35
6	3.36
8	3.40
10	3.42

A napi menetet úgy számítottuk ki, hogy az adatokat valódi helyi idő szerint csoportosítottuk (pl. 7.30—8.29 = 8 óra) és az azonos órák adataiból évszakonként átlagot számítottunk. Igen határozott napi menetet mutat a homályossági tényező Siófokon a nyári időszakban (2. ábra).

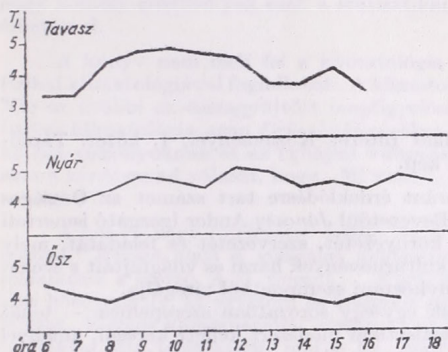
Hajnalba és este minimum, déltájban pedig maximum jelentkezik; a napi ingadozás amplitudója igen nagy. A 3. ábrán Budapest tavaszi, nyári és őszi napi menetet tüntettük fel.

Ezek a görbék korántsem olyan határozottak és jellegzetesek, mint Siófok esetében láttuk. Általánosságban csak annyit lehet róluk mondani, hogy a napi ingadozás kisebb. A maximum rendszerint déltájban van. A téli évszakra a kevés adat és a rövid mérési időszak miatt értékelhető napi menetet nem tudtunk számítani. A harmadik obszervatórium, Kékestető adataiból nyert átlagos napi menetek, a kis amplitudójú, többé-kevésbé

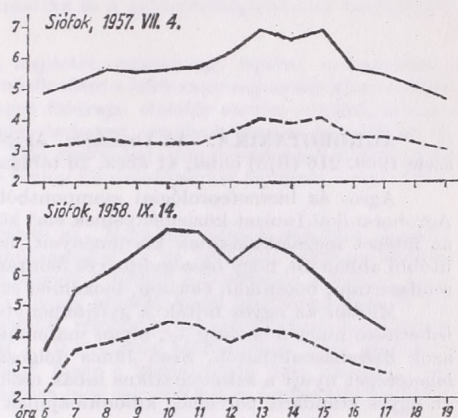
periodikus ingásokat nem tekintve, semmiféle felismerhető szabályosságot nem mutatnak. Sajnálatos, hogy itt is és a másik két helyen is igen kevés az olyan nap, amikor reggeltől estig minden órában törtétek sugárzás-mérések, és így nehéz megállapítani, hogy az egyes napi menetek az átlagos napi járással mennyire

kező értelműnek adódott, mint a homályossági tényezőé (nyáron a legjobb, télen a legrosszabb látási viszonyok).

Még egyszer hangsúlyozzuk, hogy a homályossági tényező járásával, főleg pedig a napi menettel kapcsolatos adatokat igen óvatosan kell értékelni, hiszen pl. a megfigyelésre alkalmas idő kiválasz-



3. ábra. A homályossági tényező napi járása Budapesten



4. ábra. Példák a homályossági tényező napi változására: — régi homályossági tényező, - - - új homályossági tényező

egyeznek meg. Erre nézve kiragadott példaként a 4. ábrán közlünk két napi menetet (Siófok, 1957. VII. 4. és 1958. IX. 14.). Érdekes, hogy a déli maximum mindkét esetben kettősen jelentkezik, és ez a nyári átlagos napi járás görbéjén bizonyos fokig szintén kifejeződik.

Megemlítjük még, hogy megpróbáltunk összefüggést keresni a vízszintes látástávolság és a homályossági tényező napi és évi változása között egyidejű észlelések alapján. Ilyen összefüggést azonban, legalábbis egyszerű módszerekkel, nem sikerült kimutatnunk, sőt a vízszintes látástávolság évi menete éppen ellen-

tása is sok szubjektív hibalehetőséget rejt magában. A kérdés végleges tisztázásához még sok, hosszabb ideig tartó megfigyelés lesz szükséges; mégis e cikk talán jelent ez irányban egy lépést előre.

IRODALOM

- [1] Az Orsz. Met. Int. „Marcell György” Aerológiai Observatóriumának Évkönyvei IV. 1957. évf. — [2] Az Orsz. Met. Int. „Marcell György” Aerológiai Observatóriumának Évkönyvei V. 1958. évf. — [3] Foitzik, L.—Hinzpeter, H.: Sonnenstrahlung und Lufttrübung. Leipzig, 1958.

AGROBOTANIKA. Az Országos Agrobotanikai Intézet Közleményei, I. kötet. Tápió-szele 1959. 216 (B/5) oldal, 41 ábra, 26 táblázat, 19 kép.

Agro- és biometeorológiai szempontból egyaránt érdeklődésre tart számot az Országos Agrobotanikai Intézet közleményeinek első kötete. Bevezetőül *Jánossy Andor* igazgató ismerteti az intézet megalakulásának körülményeit, helyét, környezetét, szervezetét és feladatát, mely utóbbi abban áll, hogy összegyűjtse és fenntartsa a kultúrnövények hazai és világfajtáit s ezeket rendszertani, botanikai, élettani, biokémiai és növénykörtani szempontból vizsgálja.

Miután az egyes fajták a gyűjteményben csak egy-egy sorozatban szerepelnek — tehát ismétlésre nincs lehetőség —, olyan matematikai-statisztikai módszert kellett keresni, amellyel azok összehasonlíthatók. *Sváb János* dolgozatában ismertet ilyen alkalmas módszert, amely lehetőséget nyújt a szisztematikus hibák csökkentésére s ezen túl a maradék hiba lemerésére és az egyes standard parcellák különhibájának tompítására. A szerző a módszer alkalmazására példát is közöl.

Mesch József az intézet tápió-szelei és lókuti búzafajta-gyűjtemény vizsgálatáról számol be. Tanulmányának első részében a vizsgálati anyagot ismerteti és a fenti helyekre vonatkozó hőmérsékleti és csapadékadatokat foglalja össze táblázatokon. Az egyes búzafajtákat kiválasztott standard fajtákhoz hasonlítva értékeli koraiság, télállóság, megdőlés és betegségekkel szembeni ellenállás szempontjából. *Koch Béla* három évi kísérleteiről számol be, amelyeknek az volt a célja, hogy a fajtagyűjteményben található csillagfürt fajok közül kiválassza azokat, amelyek a talaj bizonyos mérszartalmát eltűrik, s így a Duna—Tisza-közi meszes homoktalajon is jól díszlenek.

Mándy György és *Karkovszky Géza* „Csemegekukorica-fajták összehasonlító alaktani és fejlődéstani vizsgálata” című dolgozatukban ismétléses elrendezésű, 17 csemegekukorica fajtán végzett felvételezések eredményeiről számolnak be. 34 alaktani tulajdonságot vizsgáltak meg és ezen az alapon rangsorolják az egyes fajtákat, majd összehasonlítják ezek egyes fenológiai fázisainak időpontjait (kélés, hümvirágzás, nővirágzás, csemege érés, teljes érés). Növekedésütem megfigyelések alapján pl. megállapították, hogy a csemegekukoricák csapadék és hőmérséklet iránt érzékenyek s a vegetatív fejlődési szakaszban a hűvös időjárás károsan hat rájuk.

Komlóssy György a kukorica helminthosporiumos száraz levélfoltosságának kártételéről és értékesítő hatásáról számol be 1959-ben végzett megfigyelései alapján, az idevonatkozó irodalom és az eddigi hazai tapasztalatok ismertetésével. Megállapítja, hogy a levélpusztulás 3—80% között ingadozott, a termésveszteség pedig 25—40%-ot is elérhet.

Schmidt Gabriella tiz, Kalocsa vidékén elterjedt fűszerpaprika-fajta termésformájának variabilitását vizsgálta, megállapítva, hogy a termés formája összefüggésben van a jó beltartalommal. Befejezésül *Boros Ádám* négy évtizedes szakmai tapasztalata alapján 14, hazánkban vadon élő pillangós növényt és 13 pázsítfűfélélt ajánl kultúrába vételre. Ezt főként az indokolja, hogy száraz, köves, egyébként mezőgazdaságilag nem hasznosítható területeken ezek a növények értékes takarmányt szolgáltatnak.

A kötet végén található fényképek jó kiegészítői az intézet munkáját ismertető beszámolóknak és további két tanulmánynak.

Az Agrobotanikai Intézet kutatómunkáját dokumentáló beszámoló kötet témái bizonyítják, hogy botanikai, növényélettani, növénykörtani vizsgálataik során a kutatók a meteorológiai viszonyok beható ismeretét nem nélkülözhetik. E téren első lépés az, hogy a kísérleti terület olyan pontján működjék egy speciális, agrometeorológiai igényeket is kielégítő meteorológiai állomás, amelynek adatai az intézet egész területére kiterjeszthetők, s így az értékes segítséget nyújthat biológiai jelenségek és időjárási események összefüggéseinek feltárásához.

Szakály József

A könyvet először 1941-ben adták ki. Azóta több alkalommal kiegészítették a klimatológia területén elért fejlődésnek megfelelően. A második kiadás 1958-ban jelent meg, ennek módosított változata a szerző jelen könyve, amelynek az a célja, hogy útbaigazítást adjon a kezdő klimatológusoknak a fontos tudomány területén. Az elméleti részek mellett hangsúlyt helyez a technikai eljárásokra is, és foglalkozik azon problémákkal, amelyekkel a modern elektronikus számológépek korszakában találkozhat a meteorológus. Minden témára tekintélyes irodalmi utalást ad az egyes fejezetek végén, és számos gyakorlati példával teszi változatossá a könyvét. Tartalmának megértése nem követel magasabb matematikai ismereteket, azonban a szerző kimondja, hogy komoly eredmények csak a statisztikai matematika és a valószínűségszámítás ismeretében érhetők el.

A könyv nem öleli fel a klimatológia egész területét, csupán egy ágával, nevezetesen a fizikai klimatológiával foglalkozik. A klimatológia másik része a leíró vagy regionális klimatológia. Míg az utóbbi az összegyűjtött megfigyelési anyagot földrajzi eloszlás szerint rendezi, addig a fizikai klimatológia azon fizikai tényezőket vizsgálja és keresi, amelyek alapját képezik az éghajlati viszonyoknak és az éghajlat változásának. Más szavakkal, míg a regionális klimatológia arra a kérdésre ad választ, hogy „Mi van?”, addig a fizikai klimatológia azt fejtegeti, hogy „Miért van így?”

A könyv négy főfejezetre oszlik. Az I. fejezetben az „Éghajlati adatok gyűjtése és alkalmazása” címszó alatt a vizsgálat módszereivel, műszerekkel és az éghajlati megfigyelésekkel foglalkozik a szerző. A II. fejezet: „Klimatológiai elemek.” Ebben a fejezetben a légkör, a légköri hőegyensúly, az egyszerű és komplex éghajlati elemek kérdése kerül megtárgyalásra. A III. fejezet „Elemek kombinációja” címen a világ-éghajlattal, regionális klimatológiával, helyi klimatológiával stb. foglalkozik, míg a IV. fejezetet az „Alkalmazott klimatológiá”-nak szenteli a szerző. Úgy véli, célja teljesül, ha ki tudja mutatni, hogy a klimatológia nem unalmas, holt tudomány, hanem egy fejlődő, a jövő kutatásai számára még sok érdekes és fontos lehetőségeket tartalmazó terület.

A „Fizikai klimatológia” tanulmányozása az olvasóban azt az érzést kelti, hogy a szerző célját elérte, és egy igen értékes könyvvel gyarapította a klimatológia immár igen tekintélyes irodalmi anyagát.

Kissné Tóth Erzsébet

CONKLIN, GROFF: *The weather conditioned house (A légkondicionált lakóház)*. Reinhold Publishing Corporation, New York, 1958. 238 old., 91 ábra, 80 táblázat.

Conklin könyve az építészeti bioklimatológia nagyterjedelmű és alapos összefoglalása. Főleg a téma technikai oldalát domborítja ki, ugyanakkor az egyes technikai munkálatok, berendezések leírását kellő éghajlati, meteorológiai adatanyaggal és magyarázatokkal támasztja alá.

Az USA-ban a légkondicionálás első ismert esete, az evaporációs lakóház-hűtés ezelőtt 80 évvel történt. A lakóházak belső terének „komfortossá” tétele mesterséges úton a II. világháború után indult meg intenzíven és azóta nagymértékben fejlődött. A mai lakóházak technikai felszerelése csaknem tökéletes kényelmi szempontból. A légkondicionálás elvének fejlődésével nem tartott lépést — sőt talán visszafejlődés mutatkozott e téren — a külső, természetes környezeti tényezőkkel való kapcsolat. A gazdaságos légkondicionálás nem hanyagolhatja el sem az elsődleges (lég hőmérséklet, légnedvesség, szélsőesség stb.), sem a másodlagos (hang, szag, elkülönülés) környezeti tényezőket.

Conklin könyvének kilenc fejezetében a technikai problémák tárgyalásánál nagy részletességgel megtaláljuk a légkondicionálás és az elsődleges környezeti tényezők kapcsolatának számos vonatkozását.

Figyelemre méltó az egyes meteorológiai elemek és technikai kifejezések mibenlétének magyarázata, mely lehetővé teszi mind az építésznek, mint a biometeorológusok számára a szövegben előforduló szakkifejezések, magyarázatok maradéktalan megértését.

A könyv nagymennyiségű ábrát, táblázatot és magyarázó fényképet tartalmaz, melyek közül különösen értékesek az összefoglaló jellegű, sajátos feldolgozásokat tartalmazó táblázatok. A szerző 152 forrásmunkát jelöl meg.

Azzal a megállapítással számolhatunk be e könyvről, hogy az a biometeorológusnak és az építésznek egyaránt hasznos, forrásmunkának tekinthető mű, s bár meteorológiai és éghajlati adatai nem a mi klímavidékünk jellemzői, a szélsőségek kiszűrésével fenntartás nélkül hasznosíthatjuk a szerző megállapításait.

Popovicsné Gubola Mária

40 ÉVES A SZOVJETUNIÓ HIDRO-METEOROLÓGIAI SZOLGÁLATA. Moszkvában 1921. június 21-én írta alá a Kremlben Lenin a Népbiztosok Tanácsának azt a határozatát, amely elrendelte a Szovjetunió egységes hidrometeorológiai szolgálatának megszervezését. A határozatot a szovjet meteorológusok Lenini Dekrétumának nevezik. A nevezetes dátum 40. évfordulójára a Szovjetunió Hidrometeorológiai Főigazgatósága össz-szövetségi meteorológiai konferenciát hívott össze Lenin-grádba.

A június 21-től 30-ig tartó konferenciának 1200 résztvevője volt; a konferencián küldöttséggel képviseltette magát a bolgár, a cseh-szlovák, a kínai, a lengyel, a magyar, a mongol a német, a román és a vietnámi meteorológiai szolgálat is. A magyar meteorológiai szolgálatot Zách Alfréd h. igazgató és Péczely György tud. munkatárs képviselte.

A konferencia a leningrádi Geofizikai Observatórium igazgatójának: N. I. Budiko Lenin-díjas professzornak nyilatkozata szerint „a legszélesebbkörű fóruma volt az utóbbi években a szovjet meteorológusoknak és geofizikusoknak. A konferencia elnöki tisztét K. T. Logvinov, a hidrometeorológiai szolgálat helyettes vezetője töltötte be, ő is nyitotta meg a konferenciát. Az első két nap plenáris ülésekkel telt el. Ekkor hangzott el A. A. Zolotuchinnak, a Szovjetunió Minisztertanácsa mellett működő hidrometeorológiai szolgálat főigazgatósága vezetőjének: „A szovjet hidrometeorológiai szolgálat 40 éve”, E. K. Fjodorov akadémikusnak: „A klíma és időjárás átalakításának jelene és jövője”, I. N. Dolgin, D. N. Lajhtman, H. L. Ruzsin és A. F. Treznjickovnak a „Meteorológiai kutatások az Arktiszon és Antarktiszon”, V. A. Bugajev professzornak „Az időelőrejelzés szinoptikus módszerének jelene és jövője”, M. I. Jugyinnak „A numerikus előrejelzés jelenlegi módszerei és problémái”, B. A. Mirtov és I. A. Hvosztickovnak „A légkörkutatás rakéták és műholdak segítségével”, M. T. Budikonak „A Föld hőháztartása”, A. N. Obuhov akadémikusnak „A légköri turbulencia kutatása”, H. P. Pogoszjannak „Az általános légcirkuláció”, O. A. Drozdov és E.

Sz. Rubinszteinnak „A szovjet klímakutatás és eredményei”, F. F. Davitaja akadémikusnak „Agroklimakutatás a Szovjetunióban”, P. K. Jevszejevnek „A meteorológiai észlelési anyag gépi feldolgozása” című előadása.

A Szovjetunióban folyó széleskörű kutatások eredményeire jellemző, hogy a konferenciára több mint 1000 tanulmányt nyújtottak be, közülük azonban csak 420-nak az előadására kerülhetett sor. Az előadások és a viták az alábbi 8 szekcióban zajlottak le: 1. dinamikus meteorológiai, 2. szinoptikus meteorológiai, 3. klimatológiai (ez 3 alcsoportra oszlott, úgy-mint általános klimatológiai, klimatográfiai és alkalmazott klimatológiai), 4. a légköri sugárzással és optikával, 5. a talajközeli légréteg fizikájával, 6. a műszerek és megfigyelési módokkal, 7. a szabad légköri fizikával és végül 8. az agrometeorológiával foglalkozó szekcióban. A konferencia kezdetekor a résztvevők nyomtatásban megkapták a téziseket, a teljes anyag a hozzászólásokkal azonban csak később kerül kiadásra.

A szinoptikus szekcióban a magyar delegáció egyik tagja, Péczely György is tartott érdeklődéssel kísért előadást „A Kárpátok és Alpok által keltett léghullámok visszatükröződése az általános nyomáseloszlásban a Kárpát-medence területén” címmel.

A konferencián az áramlási és cirkulációs kérdések kerültek előtérbe, de számos előadás hangzott el felhőfizikai kutatásokról is. Többen foglalkoztak a rövid- és hosszútávú előrejelzések módszertani, valamint bevalásuk pontosabbá tételének kérdéseivel; a kutatások központi feladata a mezőgazdasági prognózisok módszereinek fejlesztése. Előadások hangzottak el a mesterséges eső- és felhőképződésről, valamint a jéges eseli védekezésről is.

A konferenciával kapcsolatban két részből álló nagyszabású kiállítást is rendeztek. Egyrészt a legújabbban használatba került különleges meteorológiai műszereket, másrészt rendkívül szemléltető módon, grafikonokon, fényképeken, térképeken mutatták be a 40 év fejlődését és az elért eredményeket.

A konferencia eredményei röviden a következőkben foglalhatók össze: A hidrometeor-

lógiai szolgálat fejlesztése terén ma már a Szovjetunió a legelső hely a világon. Jelenleg ui. a Szovjetunióban 20 000 ponton végeznek megfigyeléseket. Száznál több a nagyobb létesítmények, obszervatóriumok száma. A technika gyors fejlődése alapján lemérhető, hogy nemcsak az előrejelzések pontossága fog növekedni, hanem talán nincs messze az az idő sem, amikor az ember tevékenyen beavatkozhat az időjárás és az éghajlat alakításába. Az utóbbi évek során nagymértékben felhasználták e célok elérése érdekében a geofizikai rakétákat, mesterséges holdakat, űrrakétákat és az elektromos számológépeket. Azok a sikerek és eredmények, amelyeket a meteorológia területén a Szovjetunióban elértek, a lenini tudomány irányvonalának helyességét igazolják.

A Szovjetunió Hirdometeorológiai Főigazgatósága a konferencia külföldi résztvevői számára még külön gazdag kultúrprogramról is gondoskodott. A rendkívül szívélyes, baráti légkörben lefolyt kirándulások során a külföldiek többek között megtekintették a vojekovói obszervatóriumot, Leningrád után pedig Moszkvát is. (Z. A.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG VÁLASZTMÁNYA 1961. június 28-i, *Hille* Alfréd elnökletével tartott ülésén személyi kérdésekkel foglalkozva, a tiszteletbeli tagok sorába iktatta Szergej Petrovics *Hromov* professzort, a moszkvai Lomonosov Egyetem tanárát, majd a MTE SZ Propaganda Tanácsának film-bizottságába *Zách* Alfrédet, kiadványbizottságába *Kakas* József és *Szepesti* Dezsőné tagokat delegálta; elfogadta *Görgényi* Lajos lemondását tisztségéről, akinek a Társaság gazdasági bizottságában végzett pontos munkájáért a Választmány jegyzőkönyvi köszönetét fejezte ki.

Élénk vitát váltott ki *Szakály* József főtitkárnak a vándorgyűlés előadásainak számára, sorrendjére, időtartamára vonatkozó előterjesztése. *Kakas* József a Választmánynak már e tárgyban hozott korábbi határozatára hivatkozva helytelenítette a vándorgyűlés szerinte zsúfolt programjának a Választmány döntésétől eltérő, utólagos további bővítését. A vándorgyűlések célját az ismeretterjesztésen kívül tudományágunk népszerűsítésében, a rokon szakmák képviselőinek találkozásában, tapasztalatcseréjében, vitalételességében, nem kevésbé a Társaság tagjai országismeretének gyarapításában látja; s éppen e célok érdekében az előadások számának és időtartamának szűkítését, sorrendjének célszerűbb megállapítását találná helyénvalónak. Ugyanilyen értelemben foglalt állást *Fekete* Zoltán és *Láng* Sándor vált. tag is. *Túri* Istvánné, a MTE SZ főtítkárhelyettese szintén a rövid, vitaindító előadások szükségességét hangsúlyozta, s a szakmai tartalom hasznosítása, valamint az előadások látoga-

tottsága érdekében megfelelő szabaddió, piHENés, városnézés programba iktatását javasolta. *Kéri* Menyhért, *Flórián* Endre s a Választmány még több tagjának felszólalása után, a vándorgyűlés szervezésével kapcsolatban már korábban hozott határozatokkal összhangban, a Választmány a rendelkezésre álló idő jobb kihasználását, valamint az előadások időtartamának szabályozását célzó határozatokat hozott.

Befejezésül a Választmány a Társaság tagjai sorába felvette: Dr. *István* Lajos főorvost (Szombathely), dr. *Cselkő* László igazgató-főorvost (Szombathely), *Flór* Lászlóné asszisztentst (Szombathely), *Martos* András erdőmérnököt, *Szentes* György, *Vedres* László, *Zsoldos* Sándor, *Krasznovszky* Sándor, *Probáld* Ferenc és *Lőkös* Ágnes egyetemi hallgatókat. (V. E.)

*

A MAGYAR FÖLDRAJZI TÁRSASÁG Somogy megye és Kaposvár város tanácsának közreműködésével augusztus 15—17-én Kaposvárott rendezte 3 napos, tanulmányi úttal egybekötött 1961. évi, XV. vándorgyűlését.

A vándorgyűlés tagjai útközben megtekintették Sztálinvárosban a Dunai Vasművet, Pakson a téglagyár területén feltárt, eolikus akkumulációból származó, hazánk s egyben Közép-Európa legvastagabb lösztakaróját, mely 60 méteres vastagságával a teljes hazai pleisztocén rétegsort tartalmazza, ennél fogva paleoklimatológiai szempontból különlegesen értékes feltárás. Kaposvárott 15-én este a megyei tanács zsúfolásig megtelt közgyűlési termében *Almár* Iván tartott ismeretterjesztő előadást a mesterséges holdaknak a szerepéről az egyes földtudományokban.

A vándorgyűlés tudományos előadásorozatát 16-án délelőtt *Kádár* László egyet. tanárnak, a Társaság elnökének megnyitójára vezette be, majd *Koch* Ferenc egyet. tanár Afrikának a világgazdaságában és a világgazdaságban betöltött szerepét ismertető gazdaság-földrajzi előadását *Kazár* Leona főisk. tanárnak a földrajz oktatásmódszertani kérdéseit, *Földi* Emil térképésznek pedig a földfelszín ábrázolásának fejlődésével kapcsolatos kérdéseket tárgyaló előadása követte. Ez utóbbi előadás egyúttal tájékoztatóul is szolgált a Magyar Földrajzi Társaság Térképészeti Szakosztálya és a Kartográfiai Egyesület által a vándorgyűléssel egy időben Kaposvárott rendezett térképkiállítás-hoz. A délutáni programot *Szabó* Pál Zoltánnak, a Dunántúli Tudományos Intézet igazgatójának Dél-Dunántúl természeti földrajzi képét, *Bona* Imre főisk. tanárnak Somogy megye iparát, *Gertig* Béla főisk. docensnek Somogy megye mezőgazdaságát bemutató előadása töltötte ki.

17-én a vándorgyűlés tagjai Kaposvár nevezetességeit, köztük a Textilműveket és a Ruhaüzemet, majd útban Budapest felé a Orsz.

Meteorológiai Intézet siófoki obszervatóriumát tekintették meg. Itt a vándorgyűlésen az Orsz. Meteorológiai Intézet képviselőiben részt vevő *Kakas József* tud. osztályvezető tájékoztatta a vándorgyűlést az obszervatórium történetéről, feladatairól, s a balatoni terepklimatológiai kutatások keretében éppen ott folyó energia-háztartásmérések céljáról és módszereiről.

(K. J.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG ORVOSMETEOROLÓGIAI SZAKOSZTÁLYA ülésén, 1961. június 1-én „MÁV üzemi munkahelyklíma vizsgálata” címmel *Páter János*, a MÁV Kutató Laboratóriumának vezető főorvosa tartott előadást, a Technika Házában. Előadásában beszámolt az 1954 óta lefolyt több mint 500 vizsgálatról, amelyet a MÁV műhelyek különböző üzemegységeiben végeztek. Munkahelyenként és évszakonként több ismétlésben folyt az adatfelvétel a külső és belső légállapothatározók terén, valamint egyidejűleg a reumás és börgombás megbetegedésre vonatkozólag.

A mérések célja az, hogy módszert adjon az üzemorvosok részére a munkásvándorlás, a meleg munkahelyek reumás ártalmait következtében előálló betegségek megelőzésére, ezáltal a munkakiesések, tehát a táppénzes állományuk számának csökkentésére.

A bemutatott eredmények alapján felvetette az előadó az üzemorvosok részére üzemi meteorológiai tanfolyam rendezésének gondolatát. Ilyen tanfolyam keretében az orvosok kellő tájékoztatást szerezzenek az üzemi klíma munkaegészségügyi vonatkozásairól, ugyanakkor bővíthetővé válna az ipari meteorológiai megfigyelések rendszere, amely az elmúlt években számottevő haladást ért el.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás fölötti vitában *Ó Gyula* az előadás gyakorlati jelentőségét, *Predmerszky Tibor* az ipari orvosmeteorológia támogatásának fontosságát, *Kérdő István* pedig a reuma diszpozíció csökkentésének lehetőségét emelte ki az előadottakból.

A vita befejeztével *Hille Alfréd*, a Társaság elnöke, és *Kérdő István*, az orvosmeteorológiai szakosztály elnöke emlékezett meg a 10 éve fennálló orvosmeteorológiai szakosztály mun-

kásságáról és eredményeiről, reámutatva arra, hogy a szakosztálynak az elmúlt évtizedben a hazai orvosmeteorológiai kutatások terén kifejtett úttörő munkája biztató a jövő fejlődése szempontjából is. (V. E.)

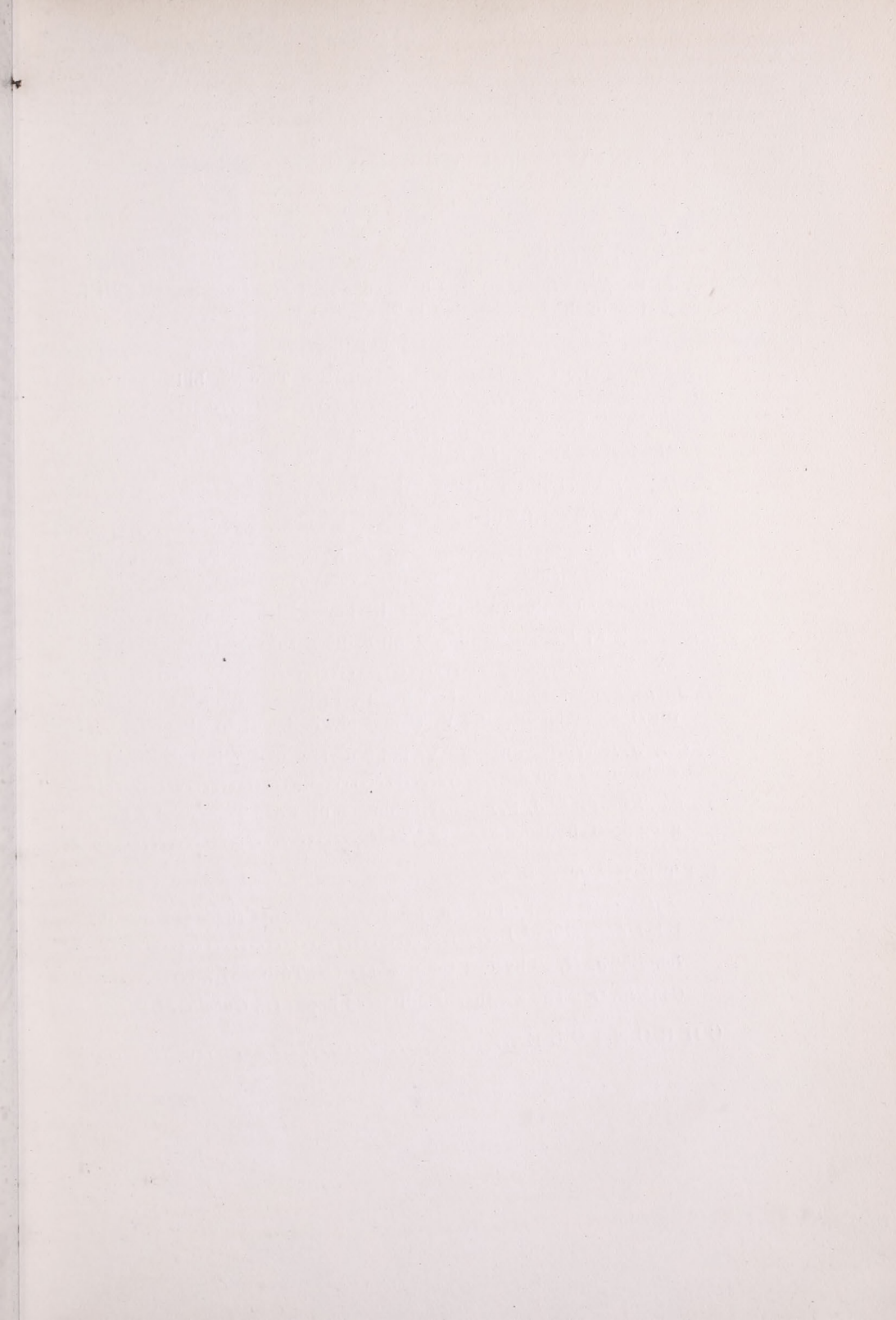
*

AGROMETEOROLÓGIAI KOMPLEX VIZHÁZTARTÁS-MÉRÉS ESZKÖZEI ÉS MÓDSZEREIRŐL tartott előadást *Erdős László* egyet. tanáregéd a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztálya 1961. június 15-i ülésén. Bevezetőben a mezőgazdasági vízháztartás mérések célját és fontosságát ismertette, majd sorra vette a hőháztartás, vízháztartás és kicserélődés egyenleteit, amelyekkel közvetett módon határozható meg a talaj felső rétegének vízháztartása. Az előadás során ismertette azt a komplex mérési módszert, amelynek segítségével a talaj vízháztartása megnyugtatóan meghatározható. E módszer elemei: hetenként két alkalommal 2 méter mélységig és naponta 50 cm mélységig történő talajmintavétel a talajnedvesség meghatározására; a talajpárolgás meghatározása liziméterekkel, a szabad vízfelszín párolgásának mérése párolgató kádakban, a talajpárolgató képesség, lefolyás, beszívargás és vízvezetőképesség meghatározása. E felsorolt elemek méréseire alkalmas műszereket az előadó behatóan ismertette és vetített képeken is bemutatta, köztük az előadó által tervezett vagy módosított több műszer is bemutatásra került.

A nagy érdeklődéssel kísért előadás utáni vitában *Sa amin Pál* nagy örömmel üdvözölte a liziméteres mérések megindulását, s hangsúlyozta, hogy e műszerek hálózatban való alkalmazása az öntözési normák megállapításához nyújtánakán népgazdaságilag is jelentős segítséget. Rámutatott arra, hogy a vízháztartás elemei közül a párolgás és a transpiráció meghatározása a legfontosabb, egyben ez a legnehezebb feladat is. *Csala István* a különböző talajművelési módok talajnedvességre gyakorolt vizsgálatára hívta fel a figyelmet, végül *Vladár Endre* és *Sandelhausen Miklós* intézett néhány kérdést az előadóhoz. Az ülést az elnöklő *Kulín Istvánnak* az előadó önálló és eredményes munkásságát méltató szavai zárták be. (Sz. J.)

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

Megjelent 950 példányban — 613499 Athenaeum (F. v. Soproni Béla)



INHALT – SOMMAIRE – CONTENTS – СОДЕРЖАНИЕ

<i>Okolovich, B. (Varшава):</i> Понятие климата	193
<i>B. Jakus, E.:</i> Effects of the Change of Front-Structure on the Distribution of the Precipitation in Space and Time.....	202
<i>Mészáros, E.:</i> Erosion des gouttes de pluie.....	212
<i>Sz. Lőrincz, A.:</i> Connection between the Soil Tractionability and the Soil-Moisture	215
<i>Kozma, F.—Stollár, A.—Szilágyi, T.:</i> The Role of the Snow-Cover in the Formation of Air-, Soil-, and Plant-Temperatures.....	220
<i>Zsuffa, I.:</i> Precipitation Gage Shields.....	225
<i>Eendrödi, G.:</i> Über die Bildung der Kaltluftseen.....	232
<i>Aujeszký, L.:</i> Eine Bemerkung zu Prof. F. Baur's Formel für die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens von Vorhersagen.....	235
<i>Kárpovits, A.:</i> On the Turbulence-Criterion of Richardson.....	239
<i>Tükös E.:</i> Einige Bemerkungen über die Struktur der stationären Zyklonen	243
<i>B. Jakus, E.:</i> Ist die Geschwindigkeitdivergenz geeignet als Grundlage für eine Berechnung der Vertikalgeschwindigkeit zu dienen?.....	245
<i>Pletzer, J.:</i> Temperatur der verunkrauteten und mit Chemikalien entkrauteten Böden	246
<i>Bartha, Zs.—Probáld, F.:</i> Untersuchungen über den Tages-und Jahresgang des Trübungsfaktors in Ungarn.....	249
L I T E R A T U R E	
<i>Agrobotanika.</i> Mitteilungen des Landesinstituts für Agrobotanik, Bd. I. (<i>Szakály, J.</i>)	252
<i>Landsberg, H.:</i> Physical Climatology (K. Tóth. E.).....	253
<i>Conklin, G.:</i> The weather conditioned house (<i>P. Gubola, M.</i>)	253
C H R O N I C L E	254