

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

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

ELNÖK:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

LŐRINCZ A. (BUDAPEST)

79. ÉVFOLYAM

5

1975. SZEPTEMBER—OKTÓBER

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT BUDAPEST

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT

IDŐJÁRÁS

79. ÉVFOLYAM

5

1975. SZEPTEMBER—OKTÓBER

BUDAPEST

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

TARTALOM

Réthy Antal	261
<i>Levkov, L. — Genadiev, N. — Konde, N.</i> : Az Agl és CuS részecskék jégképző hatása (orosz nyelven)	262
<i>Mészáros E. — Várhelyi G.</i> : A szulfát részecskék koncentrációja, nagyság szerinti eloszlása és tartózkodási ideje az alsó troposzférában (angol nyelven)	267
<i>Erdős L.</i> : Párolgás csupasz és fedett talajfelszínen	274
<i>Major Gy.</i> : Tapasztalatok a hosszúhullámú hitelesítővel	284
<i>Bende E. — Szabó A.</i> : A növények sugárszennyezettségét befolyásoló tényezők variancia analízise	291
<i>Petik P.</i> : A nagy- és óriás légköri szulfát-részecskékről	294
<i>Boros J. — Bárány I.</i> : Néhány adat egy bükki tőbor keleti és nyugati lejtőjének fölmelegedéséhez	297
<i>Fekete I.</i> : Anticiklonok függélyes hőmérsékleti rétegzettsége	301
<i>Péczy Gy.</i> : A hazai meteorológusképzés negyedszázados jubileuma	306

Irodalom

<i>Oke, T. R.</i> : Az 1968 és 1973 között végzett városklimatológiai kutatások áttekintése (<i>Durayné Vértesy Mária</i>)	309
<i>Iribarne, J. V. — Godson, W. L.</i> : Légköri termodinamika (<i>Rákóczi Ferenc</i>)	310
<i>Mucsnik, V. M.</i> : A zivatarok fizikája (<i>Aujeszky László</i>)	311

Krónika

A Meteorológiai Világszervezet VII. kongresszusa (*Elek B. — Mohácsi M.*) — Boros József 1939—1975 (*Péczy Gy.*) — A XVIII. COSPAR kongresszus (*Tánczer T.*) — Radarmeteorológiai szakértők értekezlete (*Kapovits A.*) Földrajzi vándorgyűlés Magyarország és Szlovákia keleti részén (*Kéri M.*) — RGK ülés Drezdában (*Farkas A.*) — A légszennyezettség kontinentális méretű vizsgálata — kutatási tanulmányút Svédországban (*Szepesi D.*) — „Tájfún” expedíció a Csendes-óceánon (*Ivanov, V.*) — A repüléséghajlati szerkesztő bizottság harmadik ülése (*Ozorai Z.*) — A meteorológiai elemek hatásának vizsgálata a troposzféra alsó rétegeiben a mikrohullámok terjedésére (*Simon A.*)

312

IDÓJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

CONTENTS — INHALT — SOMMAIRE — СОДЕРЖАНИЕ

Antal Réthly	261
<i>Левков, Л. — Генадиев, Н. — Конде, Н.: О льдообразующей активности AgI и CuS (По-русски)</i>	262
<i>Mészáros, E. — Várhelyi, G.: On the Concentration, Size Distribution and Residence Time of Sulfate Particles in the Lower Troposphere (English Text)</i>	267
<i>Erdős, L.: Evaporation from Bare and Covered Surfaces</i>	274
<i>Major, Gy.: Experiences with a Long-Wave Calibrating Camera</i>	284
<i>Bende, E. — Szabó, A.: Variance Analysis Examination of Factors Effecting Radioactive Pollution of Plants</i>	291
<i>Petik, P.: On Big and Giant Sulphate Particles</i>	294
<i>Boros, J. — Bárányi, I.: Some Data to the Warming up of the Eastern and Western Slopes of a Sink-hole in the Bükk-Mountains</i>	297
<i>Fekete I.: Vertical Temperature Stratification of Anticyclones</i>	301
<i>Péczely, Gy.: 25th Anniversary of the Training of Meteorologists in Hungary</i>	306
Literature	
<i>Oke, T. R.: Review of Urban Climatology 1968—1973 (Mária D. Vértessy)</i>	309
<i>Iribarne, J. V. — Godson, W. L.: Atmospheric Thermodynamics (Ferenc Rákóczi)</i>	310
<i>Мучник, В. М.: Физика грозы (László Aujeszky)</i>	311
Chronicle	312

IDŐJÁRÁS

ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT FOLYÓIRATA

E SZÁM SZERZŐI

LEVKOY, L. kandidátus és GENADIEV, N. a Bolgár Tudományos Akadémia Geofizikai Intézete tudományos munkatársai, Szófia; KONDE, N. a Kubai Tudományos Akadémia Légekőrfizikai Intézetének tud. munkatársa, *Havanna*; dr. MÉSZÁROS ERNŐ a földtudományok doktora, a Központi Légekőrfizikai Intézeti igazgatóhelyettese, *Budapest*; VÁRHELYI GABRIELLA a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. munkatársa, *Budapest*; ERDŐS LÁSZLÓ kandidátus, az Eötvös Loránd Tudományegyetem adjunktusa, *Budapest*; dr. MAJOR GYÖRGY kandidátus a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. osztályvezetője, *Budapest*; BENDE EDE okl. vegyész-mérnök, analitikus és SZABÓ ANDRÁS okl. vegyész-mérnök, radiológus, Megyei Élelmiszerellenőrző és Vegyvizsgáló Intézet, *Győr*; PETIK PÉTER a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. segédmunkatársa, *Budapest*; **BOROS JÓZSEF** adjunktus, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszék, *Szeged*; BÁRÁNY ILONA adjunktus, József Attila Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszék, *Szeged*; FEKETE ILONA a Központi Légekőrfizikai Intézet tud. segédmunkatársa, *Budapest*; dr. PÉCZELY GYÖRGY a földtudományok doktora, tszv. egy. tanár, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszék, *Szeged*

Az Időjárás Szerkesztő Bizottsága mély megilletődéssel közli, hogy folyóiratunk több éven át volt szerkesztője

RÉTHLY ANTAL

a földrajztudományok doktora, az Orsz. Meteorológiai és Földmágnesei Intézet nyug. igazgatója, műegyetemi ny. r. tanár, életének 97. évében 1975. szeptember 21-én, hosszabb betegeskedés után elhunyt.

Háromnegyed évszázadot átívelő, sokoldalú tudományos munkássága a közel- s távolabbi múltban ismételtlen méltatásra került lapunk hasábjain. Mégis most, amikor végleg lezárult eredményekben oly gazdag életpályája, fájdalmasan nehéz szavakat találnunk 75 éven át példát mutatóan termékeny szakmai tevékenységének méltatására. 1901 januárja óta, amikor az Intézet munkatársainak sorába lépett, életét teljességgel a meteorológia szolgálatának szentelte: 34 éven át példás szorgalmú szaktisztviselőként, majd – gondokban-küzdelmekben, de hazai és nemzetközi elismerésben, sikerekben sem szűkölködő – 14 esztendőn át fáradságot, megalkuvást nem ismerő irányító-szervező igazgatóként tette nevét ismertté itthon s külföldön egyaránt. Amikor pedig elérkeztek számára a jól megérdemelt nyugalom évei, egyre gyengülő egészségi állapota sem tudta megtörni lankadatlan munkakedvét: további negyedszázadon át kedvenc stúdiumának, a klimatológiának, de határtudományainak szakirodalmát is újabb értékes kötetekkel, tanulmányokkal gazdagította.

*Kegyelettel, megindult lélekkel emlékezünk a hajdani vezetőre, a szakmai lelkesedéstől áthatott, arany- és gyémántdiplomás professzorra, a magyar föld éghajlatának a Munka Érdemrend arany fokozatával kitüntetett, fáradhatatlan kutatójára, kinek személyében a Magyar Meteorológiai Társaság egyik alapító és tiszteleti tagját, a Magyar Földrajzi Társaság tiszteletbeli elnökét, folyóiratunk pedig hét évtizeden át buzgó szakíróját, hazánk felszabadulása utáni újra-
indítóját gyászolja.*

О льдообразующей активности частиц AgI и CuS

Л. ЛЕВКОВ, Н. ГЕНАДИЕВ, *Геофизический институт БАН, София,*
Н. КОНДЕ, *Институт физики атмосферы, Академия наук Кубы, Гавана*

Az AgI és CuS részecskék jégképző hatása. A szerzők AgI és CuS szuszpenzió cseppjeit, valamint e reagensekkel felületileg szennyezett cseppeket fagyasztottak. A cseppek hűtése hűtőkamrában folyékony nitrogén segítségével történt. A cseppek fagyásának megállapított középhőmérsékletét összehasonlítják az AgI és CuS részecskék hozzáadásakor túlhűtött köd kristályosodási hőmérsékletével.

*

The ice forming activity of AgI and CuS particles. Droplets of AgI and CuS suspension as well as droplets superficially polluted by these reactants have been frozen by the authors. The cooling of the droplets was carried out in a chamber by the aid of liquid nitrogen. A comparison of the freezing temperature of the droplets with the crystallization temperature of fog droplets supercooled by introducing AgI and CuS particles is given.

*

1. Введение

В связи с практическими работами по засеву облаков йодистым серебром и сернистой медью нами был проведен ряд лабораторных опытов. Целью этих опытов является определение температур, при которых возможно образование льда при воздействии этими реагентами на переохлажденные облака, а также и выяснение некоторых рациональных сторон в использованных методиках. Механизм льдообразования под влиянием частиц AgI в переохлажденных облаках широко рассматривается в литературе по физике облаков [1]. В последнее время мы получили [2] некоторые данные о льдообразовании в больших каплях под действием AgI и CuS. Эти опыты были расширены новыми экспериментами по воздействию на переохлажденный туман частицами тех же реагентов. В настоящем сообщении систематизирована экспериментальная информация, полученная нами и делается попытка оценить температурный порог, при котором появляется ледяная фаза в переохлажденной водной среде в результате различных физических процессов.

2. Экспериментальная техника и способ работы

А) Частицы аэрозолей AgI и CuS захватываются поверхностью единичных водяных капель диаметром около 2 мм. Медный цилиндрический сосуд (рис. 1) вместимостью 17 литров служит для приготовления аэрозоля путем испарения технического AgI вольтовой дугой или сжиганием пиротехнического состава AgI. С внутренней стороны крышки этого цилиндрического сосуда прикреплено приспособление для загрязнения водяных капель аэрозолем. Приспособление представляет Т-образную латунную трубку. Один конец горизонтальной трубки открыт, а другой заканчивается наконечником, который соединен с помощью резиновой трубочки с шприцем, который находится вне сосуда. Вертикальная часть приспособления заканчивается нормальным шлифом, который также находится вне сосуда. В шлиф можно поставить обратный шлиф, к которому прикреплена термопара, помещенная в стеклянную оболочку. Спай термопары попадает в геометрическую ось горизонтальной трубки. Капли, которые будут исследованы, подвешиваются на термопару. Собственно замораживающее действие стеклянной оболочки термопары не проявляется при температурах выше -20°C . Термопара вместе

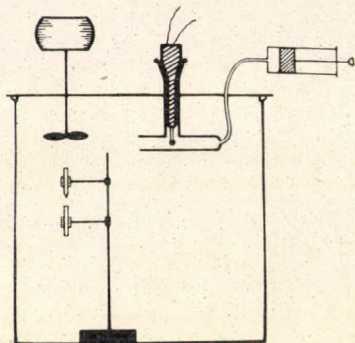


Рис. 1. Медный цилиндрический сосуд для получения аэрозоля

со шлифом может быть смонтирована таким же способом к охлаждающей камере, к верхней стороне которой прикреплен обратный шлиф. При монтаже двух шлифов термopара вместе с подвешенной к ней каплей устанавливается в геометрическом центре камеры.

В аэрозольный сосуд поставлено приспособление для получения вольтовой дуги, состоящее из двух вертикальных углей. В конце нижнего угля имеется гнездо, в которое помещается 0,1 г технического серебра. Сосуд закрывается крышкой и дуга воспламеняется снаружи в продолжении 1—2 сек. В другой серии опытов в этом же сосуде получается и аэрозоль путем сгорания пиротехнического состава эквивалентного 0,1 г AgI.

Камера для охлаждения (рис. 2) представляет собой латунный цилиндрический блок высотой 70 мм, по протяжению которого пробито отверстие диаметром 16 мм. Это отверстие, закрытое с нижней стороны, представляет собой рабочее пространство. Около этого отверстия расположены симметрично 8 каналов, по которым проводятся небольшие количества жидкого азота с помощью специального механического приспособления. Таким способом можно достичь равномерного охлаждения камеры, при котором температура понижается линейно со временем (мы охлаждали со скоростью от 3 до 5°C в минуту).

Работа производилась следующим способом:

Капля бидистиллированной воды подвешена на термopаре и поставлена в аэрозольный сосуд, где предварительно подготовлен аэрозоль AgI. Шприцем всасывается 10 см³, причем капля обтекается аэрозолем при его прохождении через горизонтальную трубку.

Затем термopара вместе с загрязненной таким способом каплей помещается в охлаждающую камеру. Включается охладительная система до момента замерзания капли. Регистрируется температура замерзания T_3 пишущим гальванометром. Этот цикл повторяется с 25 каплями, загрязненными кристаллами технического AgI испаренного вольтовой дугой и с 25 каплями, загрязненными кристаллами AgI полученными при сгорании пиротехнического состава. Концентрация AgI в каплях, в обеих сериях опытов, была вычислена [3] порядка 0,01 г/литр. (Под концентрацией здесь понимается общее количество AgI, в капле, небольшая часть которого содержится в растворе, а остальная представляет нерастворимые частицы.)

Подобным способом капля бидистиллированной воды обдувается воздушной струей, в которой содержится аэрозоль CuS. После этого капля помещается в охлаждающую камеру и замораживается. Определяется температура замерзания серии из 25 капель.

Б) *Капли гидрозоли AgI и CuS.* В двухлитровую колбу с длинным горлышком налито 0,5 л бидистиллированной воды. Через горлышко колбы проведено

приспособление для испарения определенного количества AgI на вольтовой дуге. После испарения это приспособление вынимается, колба закупоривается и содержимое сильно разбалтывается в продолжении нескольких минут для того чтобы было поглощено водой максимальное количество аэрозоля. Если предположить, что 1/2 поставленного количества AgI превращается в аэрозоль и что 1/2 его поглощается водой, то для того чтобы получилась суспензия с концентрацией $c = 0,01$

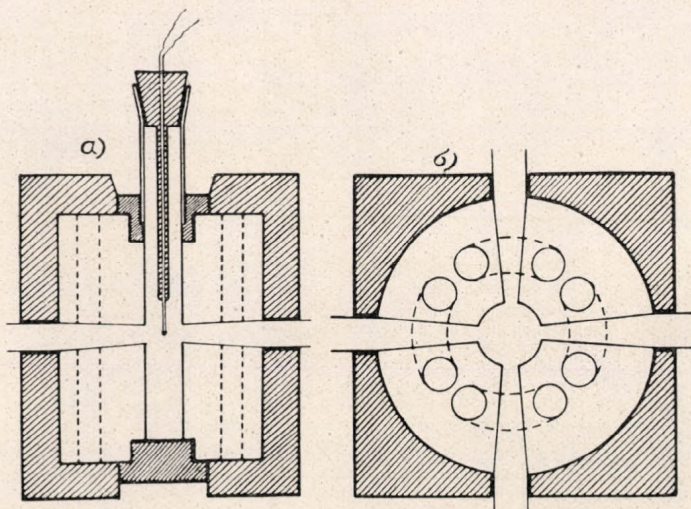


Рис. 2. а) Вертикальный и б) горизонтальный разрез охлаждающей камеры

г/л отношение между использованным для испарения AgI и бидистиллированной водой должно быть в 4 раза больше. В данном случае мы испаряли 0,02 г AgI над 0,5 л бидистиллированной воды. (В данном случае, мы предположили коэффициент при горении 0,5, а также коэффициент поглощения водой 0,5. Такие самые общие вычисления не лишены основания, имея в виду другие наши исследования [2, 3].

Приготовлены были и водяные суспензии AgI и CuS с той же концентрацией с помощью всыпания порошка в воду.

Средние температуры замерзания 20 капель суспензии приготовленных разными способами дано в *табл. I*. В этой же таблице даны и средние температуры замерзания, полученные в предыдущих экспериментах с каплями, при которых частицы AgI или CuS находятся на поверхности капли.

В) *Контактное замораживание.* а) *Эксперименты с CuS.* Используя эту же охлаждающую камеру, капля бидистиллированной воды переохлажденная до

ТАБЛИЦА I.

	Поверхностное загрязнение			Суспензия		Контактная нуклеация
	аэрозоль вольтовой дуги	аэрозоль пиротехнического состава	аэрозоль из порошка	гидрозоль вольтовой дуги	гидрозоль из порошка	
AgI	-6,4	-7,2	—	-10,0	-10,0	-5,5
CuS	—	—	-6,4	—	-11,9	-6,1

определенной температуры замораживаем прикосновением стеклянной нитки, в конце которой имеется несколько десятков частиц CuS. Опыт проводится путем замораживания нескольких серий капель. Каждая серия из 30 капель и капли одной и той же серии переохлаждены приблизительно до одинаковой температуры, которая поддерживается в охлаждающей камере с точностью до $\pm 0,5^\circ\text{C}$. Температура переохлаждения первой серии выбирается достаточно низкой (около $-6,5^\circ\text{C}$) так чтобы все капли, до которых дотронулись стеклянной ниткой, при этой температуре замерзали. После этого для каждой следующей серии температура повышается на 1° , пока в последней серии ни одна из капель не замерзнет (около $-3,5^\circ\text{C}$). Для каждой серии из 30 капель определен процент капель замерзающих при прикосновении.

б) *Эксперименты с AgI.* На термомпару подвешивается капля бидистиллированной воды вносится в камеру и охлаждается до определенной температуры T. В аэрозольной камере, описанной выше, сгорает пиротехнический состав эквивалентный 0,1 г AgI. Камера с аэрозолем ставится в холодильник, температура которого поддерживается на $1-2^\circ\text{C}$ выше температуры охлажденной капли. С помощью шприца, который темперирован из холодильника с этой же температурой, берется определенное количество воздуха содержащего аэрозоль и вносится в охлаждающую камеру, в которой находится подвешенная на термомпару капля. Если в этом положении капля замерзнет, то это отмечается на ленте пишущего гальванометра (который связан с термомпарой) резким перемещением пера с температуры переохлаждения на 0°C . После этого камера согревается до комнатной температуры и хорошо вычищается. После очистки, на термомпару снова подвешивается новая капля бидистиллированной воды опыт повторяется при температуре капли в камере и внесенного аэрозоля на 1° ниже предыдущей. После каждых 5—6 опытов аэрозольная камера была вычищена пылесосом и приготавливался новый аэрозоль. Средние температуры 50 опытов с AgI и 120 опытов с CuS, проведенных при различных температурах контакта (при различных температурах капель), взятые с весом, равным относительной частоте случаев замерзания и суммированные, даны в *табл. I*. Эти температуры показывают с достаточной точностью настоящую среднюю температуру для пробы вещества, которая дается выражением

$$T_m = \int_c^{\infty} T f(t) dt$$

где $n = f(t)$ закон распределения.

Г) Эксперименты в холодной камере для тумана. В то же время было проведено опыты для измерения температурного порога льдообразующей активности (порог кристаллизации) аэрозолей из AgI и CuS в камере с туманом. С этой целью был использован домашний холодильник вместимостью 30 л с отверстием сверху. На крышке было сделано стеклянное окно для наблюдения и отверстие для введения водяного пара и аэрозолей. Температура в холодильнике измеряется чувствительным ртутным термометром. Чтобы устранить температурные колебания, которые не могут быть зарегистрированы термометром из-за его тепловой инерции, после достижения желаемой температуры в камере, мы ждали определенный интервал времени и потом начинали эксперимент. Для получения аэрозоля использовалась пластмассовая полулитровая бутылка, на дно которой был насыпан порошок AgI или CuS. В пробку, плотно закрывающую бутылку, была проведена стеклянная трубочка. Бутылка сильно разбалтывается в продолжении полминуты. Затем устанавливается неподвижно на 2 минуты, после чего вынимается с помощью шприца 100 мл аэрозоля и этот аэрозоль вводится в камеру.

Чтобы добиться известной информации относительно распределения частиц по величине, было выпущено из шприца такое же количество аэрозоля на чистую пластинку, поставленную на расстоянии 5 см от шприца. Находящиеся частицы на единице площади пластинки были сортированы по размерам с помощью микроскопа с увеличением в 360 раз. Гистограммы (рис. 3) предлагаемые нами представляют только иллюстрацию спектра и нельзя утверждать, что они точно представляют закон распределения, существующий в действительном случае.

Работа производилась следующим способом:

Камера охлаждалась до одной определенной температуры. Из колбы, в которой кипит вода, выходят за короткое время водяные пары, которые конденсируются и образуют туман. (Поток пара всегда выходит примерно с одной и той же интенсивностью в одно и то же время.) После чего ждали стабилизацию температуры и в переохлажденный туман была введена одна и та же доза аэрозоля, полученная по описанному способу. Эventуальное получение ледяного кристалла наблюдаем в световом потоке электрической лампы конденсором. Появление или непоявление ледяных кристаллов отмечено соответствующей температуры в табл. II, где даны результаты 113 опытов для определения пороговой температуры льдообразования порошка соответственно AgI и CuS.

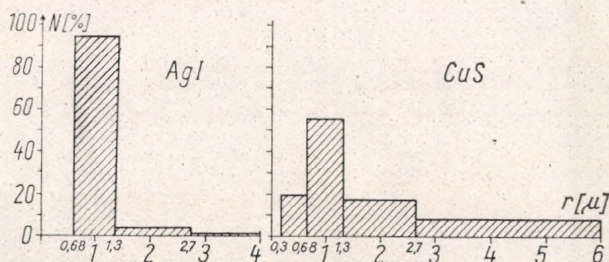


Рис. 3. Гистограмма радиусов частиц AgI и CuS

ТАБЛИЦА II.

Воздействие AgI

Температура воздействия	-2,8	-3,0	-3,2	-3,4	-3,6	-3,8	-4,0
Количество случаев с ледяными кристаллами	3	11	9	11	8	3	5
Количество случаев, когда не наблюдаются ледяные кристаллы	8	2	2	2	3	0	0

Воздействие CuS

Температура воздействия	-5,2	-5,4	-5,6	-5,8	-6,0
Количество случаев, когда наблюдаются ледяные кристаллы	3	10	11	5	6
Количество случаев, когда не наблюдаются ледяные кристаллы	7	2	1	1	0

3. Результаты и дискуссии

В табл. II даны результаты 67 опытов с порошком AgI, введенного в переохлажденный туман и 46 опытов с CuS. Производит впечатление, что наблюдается большая активность пылинки AgI, которая проявляется в отдельных случаях даже при $-2,8^{\circ}\text{C}$. Мы не можем принять, что это пороговая температура порошка AgI, так как условия опыта разрешают в некоторых областях камеры получить переохлаждение на несколько десятых градуса ниже, чем отмечено по термометру. Это переохлаждение не может быть отмечено термометром из-за неомогенности в камере из-за тепловой инерции термометра. Мы считаем, что в данном случае пороговая температура AgI должна была бы быть около -4°C . Конечно эта пороговая температура относится к частицам AgI с размерами от одного до двух порядков больших чем размеры частиц AgI полученных при сгорании пиротехнического состава или при возгонки на вольтовой дуге. По этой причине наиболее вероятно, что температура, при которой получается лед в переохлажденном тумане ($\approx -4^{\circ}\text{C}$) более высокая чем температура при которой замораживаются индивидуальные капли в охлаждающей камере ($-6,4, -7,2^{\circ}\text{C}$).

Что касается данных о CuS в табл. II и табл. I, то они относятся, как было упомянуто выше, к частицам этого вещества и получены из одинакового материала и с одинаковой дисперсностью. Из сказанных выше условий измерения пороговой температуры, мы считаем наиболее достоверной пороговую температуру около -6°C . Как видно, средняя температура замерзания для поверхностно загрязненных капель CuS (-6°C) и при контакте ($-5,5^{\circ}\text{C}$) близка к этим значениям (с учетом ошибок). Показанные в двух случаях средние температуры замерзания (при поверхностно загрязненных каплях и при контакте) представляет собой результат замерзания под действием большого количества частиц, при котором замерзание проявляется под влиянием самых активных частиц из множества. По этой причине, таким образом определенные температуры двух различных способов взаимодействия являются близкими к пороговой температуре. Это дает нам основание считать, что в трех различных по существу экспериментах мы определяем один и тот же параметр — температуру замерзания под действием самых активных ледяных ядер.

Здесь мы должны обратить внимание, что одни из описанных наших опытов проведены с большими каплями ($d=2-2,5$ мм), а другие с туманом, что могло бы вызвать сомнение о влиянии других посторонних эффектов, а именно:

1. Эффект Флетчера о влиянии радиуса кривизны капель. Этот эффект следовало бы исключить, так как туман содержит во всех случаях капли диаметром от 5 до 20 μ .

2. Эффект растворения ядер AgI или CuS в больших каплях. Во всех случаях, капли загрязненные поверхностно или капли из приготовленной суспензии, содержали ядра AgI или CuS на несколько порядков больше весового количества, чем возможная растворяющая способность капли. Таким образом, капли во всех случаях содержали большое число нерастворимых ядер.

3. При опытах относящихся к контактной нуклеации, процесс происходит с такой быстротой, что растворение ядра должно быть исключено [4, 5].

4. При изучении явлений замерзания наши эксперименты проводились при таких условиях, при которых ядра не претерпевали изменения между моментом установления контакта с окружающей их средой и моментом нуклеации.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Gokhale N. R., The Mechanics of Ice-Nucleation induced by AgI Particles in a Supercooled Cloud (1969), proc. of 7th Int. Conf. on Cloud and Ice Nuclei, Prague and Vienna, Sept 18-24, p. 200-205.
- [2] Генадиев Н. и Л. Левков, Върху замръзването на водни капки под действието на AgI, PbI₂ и CuS, (1973), т. 19, Изв. на Геофизичния институт на БАН.
- [3] Guenadiev, N., Sur le comportement des noyaux naturels et artificiels lors de congélations réitérées, J. de Rech. Atm., vol V, No 3 p. 137-147. (1971).
- [4] Fletcher, N. H., On Contact Nucleation, (1970) J. of the Atm. Sci. v. 27, No 7, p. 1098.
- [5] Gokhale, N. and Levinter, O., (1971) J. Appl. Meteor., vol. 1. No 3, p. 469.

On the Concentration, Size Distribution and Residence Time of Sulfate Particles in the Lower Troposphere

E. MÉSZÁROS—G. VÁRHELYI, *Institute for Atmospheric Physics, Budapest*

A szulfát részecskék koncentrációja, nagyság szerinti eloszlása és tartózkodási ideje az alsó troposzférában. A tanulmány repülőgépes felszállások eredményeit mutatja be. A felszállásokat Magyarország vidéki területei felett 3000 m-es magasságig hajtották végre. A mérések célja a szulfát részecskék tömegkoncentrációjának és nagyság szerinti eloszlásának meghatározása volt. A kémiai analízisekhez a részecskéket három nagyság-tartományban fogták fel egyszerű repülőgépes mintavevők segítségével. A szerzők ebben a cikkben a nyári és téli félévre vonatkozó koncentráció profilokat és nagyság szerinti eloszlásokat értékelik. Megállapítják, hogy a szulfát részecskék többsége az Aitken-féle nagyság-tartományban van. A kapott eredmények, illetve régebbi csapadékkémiai analízisek alapján a szulfát részecskék ülepedési sebességét és tartózkodási idejét is meghatározzák.

*

Концентрация частиц сульфата, их распределение по размерам и их время пребывания в нижней тропосфере. В работе приводятся результаты, полученные при самолетных подъемах над провинциальными районами Венгрии на высотах до 3000 м. Целью проведенных исследований было определение концентрации сульфатных частиц и их распределения по размерам. Для проведения химического анализа частицы улавливались в трех диапазонах размеров при помощи простых самолетных пробозаборников. Авторы анализируют профили концентрации для летнего и зимнего полугодий, а также величины распределения частиц по их размерам. Делается вывод о том, что большинство частиц приходится на айткеновский диапазон. Исходя из полученных результатов, а также из данных ранее проведенных химических анализов осадков, были определены скорость осаждения сульфатных частиц, а также их время пребывания.

*

1. Introduction

It was recently demonstrated that the activity of mankind disturbs considerably the atmospheric sulfur cycle. In global scale the anthropogenic emission is about the third of the total strength of sulfur sources (*Kellog et al.*, 1972; *Friend*, 1973). However, in continental areas (p.e.: in Western Europe, see: *Rodhe*, 1972a), where the industrial activity is concentrated, the quantity of "artificial" sulfur in the atmosphere can be significantly higher than that of natural compounds.

It is also well documented (see the above references) that the sulfur dioxide emitted by anthropogenic sources transforms in the air to particulate matter (sulfates) which can modify the radiation balance, the optical properties and the cloud forming activity of the atmosphere.

In spite of this fact relatively few informations were gained in the past on the tropospheric concentration, size distribution and residence time of sulfate particles. Thus *Georgii* (1970) and his group in Germany as well as *Rodhe* (1972b) in Sweden measured during their aircraft ascents the total mass concentration of sulfate ions, while *Georgii* and *Vitze* (1971) determined the number concentration and size distribution of large and giant sulfate particles in the lower part of the troposphere. The collection of particulate matter in different size ranges for subsequent elemental analysis (including sulfur) was carried out by *Gillette* and *Blifford* (1971) over the U.S.A.

In this paper the results of aircraft measurements made over Hungary to determine the mass-concentration and size distribution of sulfate particulate are discussed. On the basis of these results and data obtained by chemical analysis of precipitation water, the deposition velocity and residence time of sulfate particles are also calculated and presented.

2. Experimental

The particles were collected in different size ranges by a simple set of aircraft collectors. The total population of particles was captured on micro-sorb filters, while the samples of large and giant ($r \geq 0,2 \mu\text{m}$) as well as those

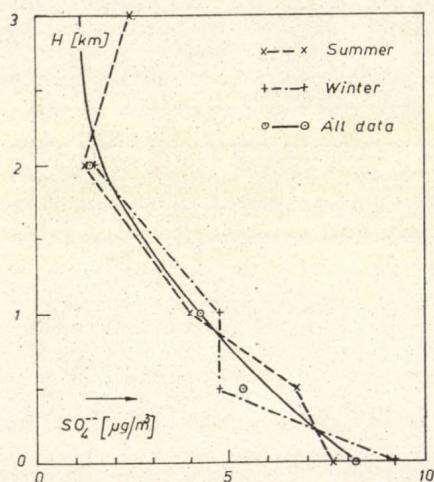


Fig. 1: Vertical profile of the mass-concentration of sulfate particles over rural area of Hungary. „H” is the height above the ground level

of giant ($r \geq 1,0 \mu\text{m}$) particles were separately taken by ribbons of different widths using the inertia principle. After a sufficiently long sampling time (about two hours), the collectors were washed out in distilled water which was analysed for sulfate and sometimes for ammonium ions. From the results of analyses, the mass-concentration of ions mentioned could be deduced for three particle size ranges. The details of this procedure was elsewhere published (Mészáros, 1974a).

3. Results

During a flight always one sampling was carried out at a predetermined level over rural area of Hungary. The sampling altitudes were as follows: 500 m, 1000 m, 2000 m and 3000 m above the ground level of airport Budaörs (130 m a.s.l.). The flights were made between Budapest (Budaörs is near Budapest) and Szeged in midday hours. The distance between Budapest and Szeged is about 180 km. This latter town is located from Budapest in SSE direction. In both places regular radiosonde measurements were done during the sampling time.

TABLE I

Number of samplings at different levels and in different half-years

Height [m]	500	1000	2000	3000
Summer	1	4	4	4
Winter	3	3	3	—

In the period December 1972 to September 1974 twenty two samples were taken. *Table I* gives the distribution of samples among the levels mentioned for summer and winter half-years, while *Fig. 1* represents the average concentrations measured as a function of the height. In the figure the curve labeled "all data" is a smoothed vertical distribution. The ground level data are average sulfate concentrations measured in the garden of our institute during a long time period. These ground level samplings were also made with microsorban filters in midday hours. Although this institute is located in suburban Budapest (outside the built-up area), these ground level data agree well with the vertical profiles measured over rural territories.

One can see from data of *Fig. 1* that seasonal variations of the sulfate concentration in the lower troposphere can be neglected in agreement with

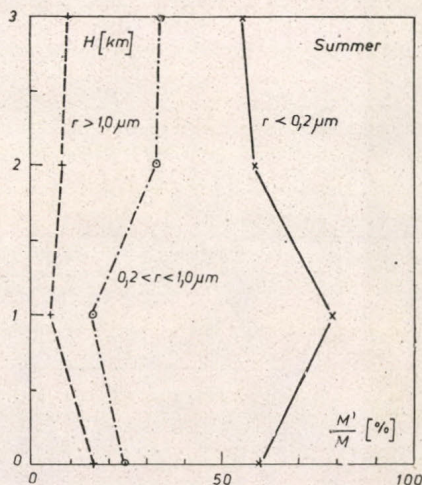


Fig. 2: Relative fraction of the sulfate mass (M') expressed in percents in different particle size ranges as a function of the height. Summer half-year

earlier ground level observations (*Mészáros, 1970*). It is believed that the uniformity of the concentration during the year (at least at ground level) can be explained by the interaction of different transformation processes of sulfur gases (*Mészáros, 1974b*). Taking into account that at these levels the SO_2 concentrations are smaller in summer than in winter (*Jost, 1974*), it may be concluded that the reactions induced photochemically during summer daylight (*Mészáros, 1973*) are faster than heterogeneous processes acting in winter months (*Mészáros, 1974b*). In this respect the relatively high summer concentration at 3000 m must also be emphasized. The increase between 2000 m and 3000 m is particularly interesting since the same phenomenon was observed by *Georgii and Vitze (1971)* by measuring the number of large sulfate particles. They propose that this increase is probably caused by photochemical reactions of SO_2 .

The average smoothed curve shows that the sulfate concentration reduces to the half of its ground level value in an altitude of about 1 km. With increasing altitude the gradient of the concentration decreases. It follows from the figure that for the middle troposphere a value of $1-2 \mu\text{m}^3/\text{m}^3$ can be expected. The concentration measured in the lower troposphere are somewhat lower than those reported for Germany (*Jost, 1974*), but they are a little bit higher than Swedish values (*Rodhe, 1972b*). This pattern may easily be interpreted by the spatial distribution of sulfur sources. However, in contrast to

Georgii's finding (Georgii, 1970), above an inversion layer the sulfate concentrations are generally smaller than below it. This phenomenon is particularly characteristic in winter months (Mészáros, 1974a).

The average size distribution of sulfate particulate as a function of the altitude is given in Figs. 2 and 3. (in Fig. 2 the single summer measurement at 500 m level is not included). In these figures the appropriate ground level data obtained previously by means of a cascade impactor backed up by membrane filters (Mészáros, 1971) are also plotted. It can be seen that, in qualitative agreement with Gillette and Blifford (1971), the greater part of particulate

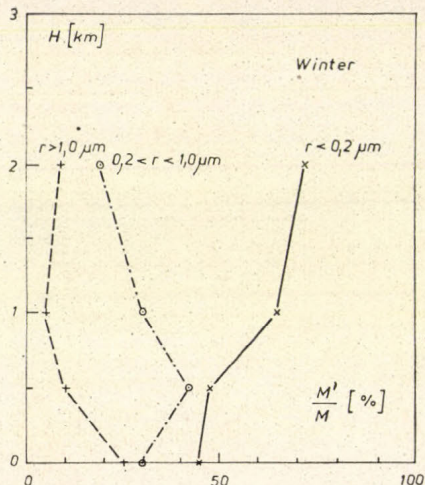


Fig. 3: Relative fraction of the sulfate mass („M'") expressed in percents in different particle sizeranges as a function of the height. Winter half-year

ulfur is associated with very small particles (however, these American authors report larger sulfur fraction in $r < 0,2 \mu\text{m}$ range).

In winter the relative amount of sulfate ions in the Aitken range increases with increasing altitude. In summer-time, however, above 1000 m an inverse relation was found. It is not easy to explain these differences in a satisfactory manner, mainly if one accepts the proposition that sulfate particles are probably forming in summer daylight by homogeneous gaseous reactions (see above).

It was previously found that in the air near the ground level the size distribution of sulfate particles is controlled by the relative humidity (Mészáros, 1970). To investigate this problem for higher levels the relative quantity of sulfate mass in the Aitken size range was determined as a function of the relative humidity of the air during samplings (humidity data are average values

TABLE II

$\text{NH}_4^+/\text{SO}_4^{--}$ ratios indifferent particle size ranges for summer and winter half-year at two atmospheric levels

Size range μm	Surface		2000 m	
	Summer	Winter	Summer	Winter
$r < 0,2$	0,69	0,66	0,79	0,47
$0,2 \leq r < 1,0$	0,89	0,31	0,30	0,17
$r \geq 1,0$	0,34	0,06	0,37	0,14
Total	0,68	0,40	0,60	0,39

measured by radiosondes over Budapest and Szeged). Although a tendency for smaller ratios in the case of higher humidities was emerged the relation is not unambiguous, which is perhaps explained by the small amount of data.

It seemed to be interesting to compare the sulfate concentrations with available quantity of ammonium ions to estimate the possible composition of sulfur compounds in particulate material. Table II contains the $\text{NH}_4^+/\text{SO}_4^-$ ratios for ground level (Mészáros, 1971) and for an altitude of 2000 m. These ratios are given for different size ranges. One can see that conditions are very similar for these two levels. In summer at both levels there is a considerable

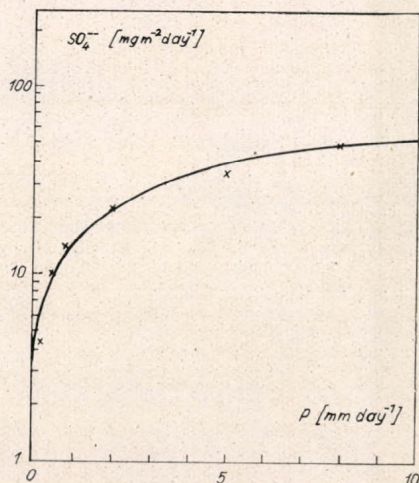


Fig. 4: Relation between precipitation quantity (P) and the sulfate deposition

ammonium excess in the case of total concentrations which is caused by ratios relative to smaller particles. In winter the ratio is close to the stoichiometric value of ammonium sulfate. However, it strongly depends, as this follows from Table II, on the size range considered. The seasonal dependence of $\text{NH}_4^+/\text{SO}_4^-$ ratio is evidently caused by greater ammonium concentrations measured in summer. The finding that NH_4 concentrations are higher in summer than in winter is in agreement with the results recently gained by Georgii and Müller (1974) according to which NH_3 gas concentrations are higher in the lower part of the troposphere under hot weather conditions.

It follows from the results discussed above that there are still many problems which cannot be explained in a satisfactory manner at present. Thus much more research is needed in the future in this field. It was demonstrated, however, by these measurements, and this is the main point of this paper, that the sulfate sulfur is accumulated on regional scale as very small aerosol particles.

4. Calculation of the deposition velocity and residence time of sulfate particles

In the garden of the Institute for Atmospheric Physics during three years (1965–1967) daily precipitation samples were collected to determine the chemical composition of precipitation water. The sampler was open not only during precipitation falls. In Fig. 4 the average relation between the amount of daily precipitation and the sulfate deposition is given. This relation was calculated separately for summer and winter half-year, but very similar results were received. For this reason only the yearly average is plotted in the figure.

The curve was extrapolated to zero precipitation quantity to obtain the dry deposition.

On the basis of the curve of *Fig. 4* and the average yeraly ground level concentration the “ v ” deposition rate was calculated by the following formula (*Junge, 1963*):

$$v = \frac{D}{M}$$

where “ D ” is the deposition, while “ M ” is the mass-concentration in the air. *Table III* gives the results obtained in this way for different daily precipitation quantity. The value for zero precipitation represents obviously the dry deposition velocity. The rate of deposition in the case of different precipitations was calculated by assuming that 25% of sulfate ions in precipitation water comes from particulate sulfate. This values is based on the results of model wash-out experiments of *Beilke and Georgii (1968)*. It was also assumed, which is not strictly true, of course, that “ M ” is independent of precipitation quantity. It should also be noted that the rate for a given daily precipitation amount is the sum of the dry and wet deposition rate.

By using these “ v ” values the “ τ ” residence time of sulfate particles was also calculated (*Junge, 1963*):

$$\tau = \frac{H}{v}$$

The meaning of the “ \bar{H} ” hypotehtical height is as follows: by multiplying the ground level concentration with this height the total mass of sulfate ions in an air column with 1 m² surface is obtained. This “ \bar{H} ” value was calculated from the average concentration profile (*Fig. 1*) for an air layer between the ground level and 3000 m ($\bar{H} = 1260$ m) and for the total troposphere ($\bar{H} = 1980$ m). In this latter case it was supposed that the concentration profile upto 3000 m can be extrapolated to the tropopause level. This assumption was based partly on *Junge’s* finding (*Junge, 1963*) according to which the number concentration of Aitken particles – containing the majority of sulfate mass – is practically constant in the middle and upper troposphere, and partly on sulfur profiles measured by *Gillette and Blifford (1971)* over the North American continent. It should be emphasized, however, that these values, also included in *Table III*, have to be considered with some reservation.

One can see from data in *Table III* that the wet deposition rates are much higher than that of dry deposition. In the case of a daily precipitation amount of 5 mm, which can be considered as “normal”, the removal rate is about four times higher than the dry deposition velocity. It can also be seen that the residence time of sulfate particles in the lower troposphere (upto 3000 m) and that

TABLE III

Deposition velocity (“ v ”) and residence time (“ τ ”) of atmospheric sulfate particles as a function of the precipitation quantity between 0–3000 m and 0–10 000 m

P[mm.day ⁻¹]	v [km/day]	τ_{3000} [day]	τ_{trop} [day]
0	0,41	3,2.	4,8
5	1,5	0,88	1,3
10	1,8	0,73	1,1

for the total troposphere are rather similar. The estimated tropospheric residence time varies between 1–5 days in the precipitation quantity range considered. In days without precipitation, by assuming a 40 km/hr average wind velocity, the sulfate particles after their formation can travel in the troposphere about 5000 km and even in the case of 5 mm daily precipitation the corresponding value is more than 1000 km.

On the other hand the half-time of sulfur dioxide—during which the SO₂ concentration reduces to half of its original value because of homogeneous reactions in summer-time—was estimated to be around 2–3 hours over Hungary (Lodge and Mészáros, 1975). By comparing this latter value with the residence time of sulfate particles, one can conclude that sulfur compounds cannot move away significantly from their sources in gaseous form. This fact must be taken into consideration in the study of the atmospheric transport and cycle of sulfur components.

5. Acknowledgements

The authors of this paper are indebted to the pilots of National Hydrological Service (S. Katona, G. Újvári and L. Katona) for their valuable assistance during flights. The ribbon collector for large and giant particles was made by L. Bregovics and T. Héni, while the chemical analyses of the samples are due to Mrs. I. Weingartner (all from Institute for Atmospheric Physics). The microsorban filters and the filter holder were provided by T. Várkonyi (Institute for Hygiene of Budapest). Their help is gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Beilke, S. and Georgii, H. – W., 1968: Investigation of the incorporation of sulfur-dioxide into fog- and rain-droplets. *Tellus*, 20, 435–442.
- Friend, J. P., 1973: The global sulfur cycle. In „*Chemistry of the lower atmosphere*. (ed.: S. I. Ro-sool). Plenum Press, New York and London.
- Georgii, H. W., 1970: Contribution of the atmospheric sulfur budget. *J. Geophys. Res.*, 75, 2365–2371.
- Georgii, H. W. and Müller, W. J., 1974: On the distribution of ammonia in the middle and lower troposphere. *Tellus*, 26, 180–184.
- Georgii, H. W. and Vitzke, W., 1971: Global and regional distribution of sulfur component in the atmosphere. *Időjárás*, 75, 294–299.
- Gillette, D. A. and Blifford, I. H., 1971: Composition of tropospheric aerosols as a function of altitude. *J. Atmoshp. Sci.*, 1199–1210.
- Jost, D., 1974: Aerological studies on the atmospheric sulfur budget. *Tellus*, 26, 206–210.
- Junge, C. E., 1963: *Air chemistry and radioactivity*. Academic Press, New York and London.
- Kellog, W. W., Cadle, R. D., Allen, E. R., Lazrus, A. L. and Martell, E. A., 1972: The sulfur cycle. *Science*, 175, 587–596.
- Lodge, J. P. and Mészáros, E., 1975: Sulfur dioxide-sulfate relationships in Budapest. Paper submitted to *Atmospheric Environmental*
- Mészáros, E., 1970: Seasonal and diurnal variations of the size distribution of atmospheric sulfate particles. *Tellus*, 22, 235–238.
- Mészáros, E., 1971: The size distribution of water soluble particles in the atmosphere. *Időjárás*, 75, 308–314.
- Mészáros, E., 1973: Evidence of the role of indirect photochemical processes in the formation of atmospheric sulphate particulate. *J. Aerosol Sci.*, 4, 429–434.
- Mészáros, E., 1974 a: Aircraft measurements of the concentration and size distribution of atmospheric sulfate particles. *Special Environm. Rep.*, No. 3., WMO-No. 386. 276–281.
- Mészáros, E., 1974 b: On the formation of atmospheric sulphate particulate in the winter months. *J. Aerosol Sci.*, 5, 483–485.
- Rodhe, H., 1972 a: A study of sulfur budget for the atmosphere over northern Europe. *Tellus*, 24, 128–138.
- Rodhe, H., 1972 b: Measurements of sulfur in the free atmosphere over Sweden 1969–1970. *J. Geophys. Res.*, 77, 4494–4499.

Párolgás csupasz és fedett talajfelszínén

ERDŐS LÁSZLÓ, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Meteorológiai Tanszék, Budapest

Evaporation from Bare and Covered Surfaces. The basis of the study is the 10-year data series (1960—1970) of bare surface evaporation measured with small lysimeters at Martonvásár-Erdőhát. In the first chapter the yearly and daily course of evaporation is surveyed. The yearly course is characterized by a very great oscillation with the minimum in December and the maximum in June—July; the rates of evaporation of winter + growth season are $\frac{1}{4} + \frac{3}{4} = 1.0$. The rounded average yearly evaporation is 400 mm. The relative yearly course of surface evaporation is similar to that of other meteorological elements but the relative course of precipitation is more levelled. The annual variation of surface evaporation is very great (30 per cent) surpassed only by that of precipitation from the meteorological elements. The daily course of evaporation may be of three types (Table IV.) with great differences in the rates of evaporation. In the second chapter the evaporation of surface covered with gravel layer and that of maize stand are examined. The effect of gravel layer on the decrease of evaporation is greater in spring and smaller in summer but cannot be neglected. A systematic difference between the evaporation of uncovered and covered ground is proved. When evaporation in general is low, its value in stand is greater than on uncovered ground; when evaporation in general is strong, its value in stand is smaller than on bare ground. Regarding a mean value of several years or an average of a longer period this systematic difference is levelled, so the two kinds of evaporation can be substituted for each other. The conclusions drawn from the investigation of evaporation in maize stand must not be referred to other kinds of stand.

*

Испарение с непокрытой и покрытой поверхностями. В основе работы лежит десятилетний ряд данных об испарении по измерениям малыми лизиметрами (1960—1970 гг., Мартонвашар — Эрдехат). В первом разделе рассматривается годовой и суточный ход испарения. Для годового хода характерна весьма значительная амплитуда, причем минимум приходится на декабрь, а максимум — на июль. Доли испарения зимой и в вегетационный период составляют $\frac{1}{4} + \frac{3}{4} = 1,0$. Среднее годовое испарение равно с округлением 400 мм. Относительный годовой ход испарения с поверхности почвы подобен годовому ходу других метеорологических элементов, но относительный ход осадков более равномерен. Годовая изменчивость испарения весьма значительна (ок. 30%); из прочих метеорологических элементов только изменчивость количества осадков превышает эту величину. Выделено три типа суточного хода испарения с поверхности почвы (таблица IV) с большими различиями в степени испарения. Во втором разделе рассматривается испарение с поверхности почвы, покрытой слоем гравия и с поверхности с кукурузным насаждением. Влияние слоя гравия на уменьшение испарения больше весной и меньше летом, но и летом им нельзя пренебречь. Между испарением с непокрытой поверхности почвы и испарением с насаждений выявлено систематическое различие. При низких величинах испарения эти величины более значительны на поверхностях с насаждением, чем на непокрытых поверхностях, а при больших величинах испарения для насаждений характерны пониженные величины по сравнению с непокрытыми поверхностями. В среднем за несколько лет или за более длинный период это систематическое отклонение выравнивается, так что величины испарения с двух видов поверхностей могут быть заменены между собой. Выводы, сделанные на основе изучения испарения в кукурузном насаждении, нельзя распространять на другие растения.

*

A csupasz talajon a párolgás és általában a vízháztartás vizsgálata a hazai kutatásokban kevés figyelemben részesül. Vannak, akik öncélúnak tartják a csupasz talaj vizsgálatát, mivel a mezőgazdasági termelésben a talaj és növény mindig együtt, és egymással kölcsönhatásban fordul elő. A mélyebb analízis érdekében azonban mindig célszerű egy összetett folyamatot — ha lehet — több

egyszerűbb modellre bontani. A csupasz talajon az evaporáció, illetve az evapotranspiráció a mezőgazdasági vízháztartás ilyen egyszerűsített modelljének tekinthető.

A talaj fizikai tulajdonságai és pillanatnyi állapota a párolgás sebességét háromféleképpen befolyásolhatja: 1. meghatározza a vízzárlás sebességét a párolgási szint irányában, 2. szabályozza a sugárzási energia-elnyelés arányait, 3. korlátozza a vízgőz, illetve a hőenergia átbocsátását a párolgási felszín irányában, vagy fordítva (Penman et al., 1967.).

A talajpárolgás voltaképpen a talaj vízvesztése, azaz a talaj száradása. Ez a megfogalmazás csak akkor pontos, ha zárt talajoszlopra, vagy olyan nem zárt talajoszlopra vonatkoztatjuk, amelyben a be- és kiszivárgó vízmenyiség éppen egyenlő. A talajpárolgáshoz a talajban szükségszerűen kapcsolódó vízáramlás, illetve vízgőzáramlás jellege szerinti (stacionárius, vagy nem stacionárius áramlás, állandó vagy csökkenő sebességű szakaszok, véges mélységű vagy félig-végtelen talajoszlopra értelmezett folyamatok stb.) egyszerűsített modellek sokoldalúan jellemzik a talaj kiszáradását. Ilyen modellek figyelembevételével sokkal könnyebben és biztosabban ismerhetjük fel a természetes párolgás összetett folyamataiban az alapvető tendenciákat, a legfőbb törvényszerűségeket, határfeltételeket.

Vizsgálataink alapja az (Erdőháton) kisliziméterekkel csupasz talajon mért párolgás 10 évi (1961–70) adatsora. A mérés szisztémáját és a jelentősebb hibaforrásokat már korábban részletesen ismertettük (Erdős, 1964). Amikor a liziméterrel mért párolgást a természetes talaj valóságos párolgásával azonosítjuk, akkor elméletileg a véges mélységű és a félig-végtelen talajoszlop párolgását kell egyenlőnek elfogadnunk. A kiszáradás első szakaszában a párolgás egyforma mindkét esetben, de a továbbiakban a véges oszlopban, amikor az oszlop zárt, alsó végén is fogyni kezd a nedvesség, a nedvesség-áram hirtelen csökkenni kezd, míg a félig-végtelen oszlop párolgására jellemző, hogy a csökkenő sebességű időszakban a párolgás összege egyenesen arányos az idő négyzetgyökével, a nedvesség-áram, a párolgás fordítva arányos az idő négyzetgyökével (Gardner, 1959, Klute, 1965). A száradás sebességét, azaz a párolgás időfüggvényét tapasztalati úton, egymástól függetlenül, többen meghatározták már, és egyöntetűen azt kapták, hogy a kiszáradás az idővel fordítva arányos (Wiegand, 1962., Erdős, 1966 és Penman et al., 1967 stb.)

A 10 évi párolgás-adatsorunk a hiányzó észlelések következtében nem teljesen homogén. A téli félévben egyik hónapban sincs meg a 10 év, januárban négy, februárban öt, decemberben hat, márciusban hét, novemberben nyolc és októberben kilenc évből áll. A téli félévben a hiányokat nem pótoltuk. A tenyészidőszakban a hiányokat többszörös grafikus interpolációval a következőképpen szüntettük meg: mindig a párolgás pentádösszegeit tekintettük alapadatnak. Ha valamelyik év, hónap vagy pentád-adata hiányzott, akkor a többi években a megfelelő észlelt pentád adatokat (tehát legfeljebb 9 adatot) valamelyik, a párolgást hatékonyan befolyásoló meteorológiai elem (pl. a csapadék, a telítési hiány, levegő hőmérséklete) függvényében ábrázoltuk. A kiegyenlítő görbét, vagy egyenest vizuális becslés alapján rajzoltuk fel. Utána a keresett párolgásértéket az ismert meteorológiai elemérték függvényében a görbéről leolvastuk. A hiányt pótló párolgásérték a három, egymástól függetlenül elvégzett interpolációból kapott érték középértéke lett. A 10 év hatvan hónapjából összesen öt hónap párolgását interpoláltuk így (mint pentádok összegét), további öt hónapban pedig egy vagy két pentádértéket. A később végzett sokféle összefüggés-vizsgálat azt igazolja, hogy az interpolált adatok harmonikusan illeszkednek az észlelt adathalmazba.

Ez a 10 évi párolgássorozat a téli félévben, a hiányok miatt, nyilván kevésbé reprezentatív, mint a tenyészidőszakban, de együtt mégis olyan több évi és teljes sorozat, amely a magyar szakirodalomból eddig hiányzott.

A talajpárolgás időbeli eloszlása.

Az alábbiakban részletesen vizsgáljuk a talajpárolgás évi és napi menetét, egyúttal összehasonlítjuk olyan meteorológiai elemek időbeli változásával, amelyek törvényszerűségeit már jobban ismerjük, illetve, amelyek a talajpárolgással okozati összefüggésbe hozhatók.

a.) A talajpárolgás évi menete az I. táblázatban látható. A havi átlagok között a májusi és októberi értékek feltűnően alacsonyak. Az évi ingás igen nagy. A minimumot decemberben, a maximumot június—júliusban kapjuk,

I. TÁBLÁZAT

A talajpárolgás és a Wild-féle műszerrel mért párolgás havi, évi és félévi átlagértékei, valamint a kettő közötti relatív eltérések

Talajpárolgás: E = átlagos, E_{max} = legnagyobb havi összeg, E_{min} = legkisebb havi összeg; Wild-féle párolgás: P_1 = erdőháti mérések (1961–70), P_2 = Bacsó által közölt budapesti adatok (1912–1941) átlagai

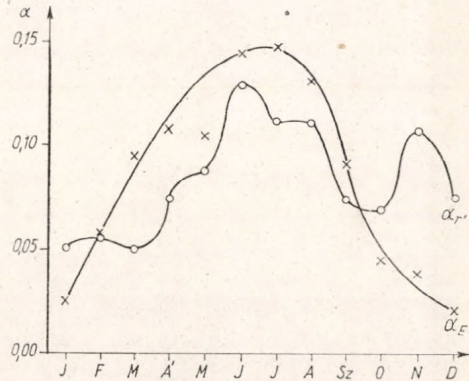
	E	E_{max}	E_{min}	P_1	P_2	E/P_1	E/P_2
I.	9,6	11,1	7,7	12,3	9,0	0,780	1,067
II.	21,1	24,6	15,7	22,1	13,0	0,955	1,623
III.	36,1	45,4	23,3	47,1	25,0	0,766	1,444
V.	41,4	52,5	22,7	77,3	42,0	0,536	0,986
VI.	40,7	52,5	24,6	87,8	46,0	0,464	0,885
VII.	55,3	97,0	27,6	91,1	62,0	0,607	0,892
VII.	55,8	72,2	35,5	98,4	76,0	0,567	0,734
VII.	52,5	81,1	15,9	91,6	65,0	0,573	0,806
IX.	34,5	57,2	10,9	65,1	44,0	0,530	0,784
X.	17,5	25,8	10,1	46,6	25,0	0,376	0,700
XI.	15,5	27,1	9,2	22,9	13,0	0,677	1,192
XII.	8,0	12,6	4,8	13,2	9,0	0,606	0,889
Év	388,0	559,1	208,0	675,5	429,0	0,575	0,904
Nyár	280,2	412,5	137,2	511,3	335,0	0,546	0,848
Tél	107,8	146,6	70,8	164,2	94,0	0,693	1,153

a kettő aránya: $\max/\min \sim 7$. A párolgás évi összegének túlnyomó része a tenyészidőszakban van, de a téli félév párolgása sem elhanyagolható, értéke az eddigi becsléseknél lényegesen nagyobb. A téli + tenyészidőszak párolgásának arányai: $1/4 + 3/4 = 1,0$. Érdekes az, hogy a globálsugárzás évi eloszlásában ugyanezeket az arányokat találjuk. Feltűnő még az is, hogy a III–V. hónapokban alig változik a párolgás középértéke és hasonlóképpen a nyári hónapokban (VI–VIII) szintén közel azonos. Ez azonban csak a középértékekre jellemző. Az egyes években a nyári hónapok közötti ingás egy a kettőhöz arányt is elérhet, a csapadék ingásához hasonlóan.

Az előfordult legnagyobb és legkisebb havi értékekből is képezhetünk évi meneteket és felhasználhatjuk a szélsőségek ábrázolásához. Ezek az évi menetek tendenciájukban pontosan követik az átlagok évi menetét. Láthatjuk, hogy a legnagyobb havi értékek nyáron 80 mm körül, illetve azon is felül találhatók, ugyanakkor a minimumok menetében a tenyészidőszakra kb.

20–25 mm-es középértéket kaphatunk. A szélsőségek arányai (egymáshoz képest) tehát nyáron kb. 4:1, illetve 3:1, de télen ennél határozottan kisebbek, évi összegeinek a különbsége (az abszolút maximális ingás = 351,1 mm) közel akkora, mint a talajpárolgás közepes évi összege (388,0 mm). A talajpárolgás és a csapadék eloszlásának ez is egy közös, hasonló tulajdonsága.

Feltevésünk szerint, a talajpárolgás évi menete tartalmaz olyan torzításokat is, amelyeket az *I. táblázatban* közvetlenül nem vehetünk észre. A kiszámításokkal (mindössze 25 cm mélységű talajoszlop) mért párolgás nyáron, száraz időjárás idején, alábecslésre vezethet. Nedves időjárás esetén van egy



1. ábra: A talajpárolgás és a csapadék relatív évi menetei (Erdohát, 1961–70)

kompenzáló hibaforrás is. Valószínű mégis, hogy a nyári középértékek a valóságosnál valamelyest alacsonyabbak lehetnek. A téli félévben kapott átlagok (október és november kivételével) szükségképpen túlbecsült értékek. Ugyanis télen akkor szakadtak meg a párolgásészlelések, amikor a párolgási feltételek a legkedvezőtlenebbek voltak (kemény fagyok, vastag hótakaró stb.). Az alacsonyabb párolgásértékek hiányoznak tehát a téli sorozatunkból. A téli és a nyári torzítások tendenciája ellentétes, vagyis az évi összegben kompenzáló hatású. Bizonyítás és mennyiségi becslések nélkül feltételezzük, hogy a nyári torzítás a télit meghaladja, és a mért évi összeg még csekély alábecslést tükrözhet. Amikor kerekén 400 mm-es évi összegről beszélünk, erre a feltevésre támaszkodunk.

Eddig nálunk csak a Wild-féle műszerrel mérték teljes évi párolgássorozatokot. Ilyen zárt felállásban (tehát hőmérőházban elhelyezett műszerrel) mért évi menetet ismertet Bacsó, (1963) (*I. táblázat P₂ sor*) és ugyanilyen az erdőháti is (*I. táblázat P₁ sor*). Igen meglepő, hogy a talajpárolgás (*E*) és a *P₂* évi menete szorosan igazodik egymáshoz, relatív eltérésük évi átlagban alig 10% ($E/P_2 = 0,904$), viszont a Wild-féle műszerrel helyben mért párolgás (*P₁*) menete (amint várható) gyökeresen eltérő. Bacsó a *P₂* sorozatot mintegy a természetes párolgás jellemzésére közli, és igazolhatóan igen jól meg is felel ennek. Mérési szempontból viszont képtelenségnek tűnik. Feltételezhető, hogy valamilyen jól eltalált spekulatív korrekcióval előállított sorozatról van szó. Emellett érvelnek az alábbi szempontok: A *P₂* sorozat Wild-féle párolgásnak képtelenül alacsony, pedig korábbi elemzésekben Bacsó is a Wildre jellemző magas értékű sorozatokat mutatott be (Bacsó, 1950). Meglepő a *P₂* sorozatban a téli félév tökéletes szimmetriája. Hiányzik viszont a *P₂* menetéből a talajpárolgás évi menetében föltételezett évszakos torzulás, tehát télen a relatív értékei alacsonyabbak, nyáron magasabbak, mint a talajpárolgásé (*I.*, *II. táblázat*).

Összehasonlítjuk a talajpárolgás évi menetét más meteorológiai elemek változásaival is. Az *I. ábrán* a talajpárolgás és a csapadék relatív időbeli változásait vetjük össze (a relatív érték α = havi összeg/évi összeg). A talajpárolgás relatív évi menete majdnem szabályos görbe, csak a májusi és októberi

II. TÁBLÁZAT

Meteorológiai elemek relatív évi menete (Erdőhát, 1961–70)
 E = havi/évi összeg, r' = csapadék (1951–70), S = globálsugárzás

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
E	0,025	0,054	0,093	0,107	0,105	0,142	0,144	0,135	0,089	0,045	0,040	0,021
r'	0,049	0,055	0,050	0,073	0,087	0,132	0,113	0,114	0,071	0,070	0,110	0,074
S	0,025	0,036	0,073	0,106	0,134	0,149	0,151	0,128	0,093	0,061	0,025	0,018
P_1	0,018	0,033	0,070	0,115	0,130	0,135	0,146	0,136	0,096	0,069	0,034	0,020
P_2	0,021	0,030	0,058	0,098	0,107	0,145	0,177	0,152	0,103	0,058	0,030	0,021

igen alacsony értékek zavaróak, míg a csapadék relatív évi menete egészen szeszélyes, két maximum és több apróbb hullám is mutatkozik. A kettő közül mégis a csapadék évi relatív eloszlása egyenletesebb (azaz a relatív amplitúdója kisebb), mint a talajpárolgásé. Tavasszal-nyáron a párolgás és a csapadék is növekszik, de a talajpárolgás relatív növekedése a nagyobb, ősszel a csapadék másodmaximumára a talajpárolgás már nem reagál stb. A *II. táblázat* adataira támaszkodva további kézenfekvő összehasonlításokat végezhetünk.

Jellemezzük végül a talajpárolgás évenkénti változékonyságát is, összehasonlítva más meteorológiai elemek változékonyságával. Célszerű ehhez a variációs koefficienseket felhasználni, amelyeket a tízévi (1961–70) adatsorokból hónapokra számítottunk ki. Elegendő azonban csak a *III. táblázatban* közölt évi, évszakos középértékekre figyelni. A szembetűnő sajátosságok a következők. Általánosan jellemző a meteorológiai elemekre (a talajpárolgás kivételével), hogy télen nagyobb a változékonyságuk, nyáron kisebb, vagy sokkal kisebb (gyakori arányok: 3:1, 2:1). A talajpárolgás változékonysága 30%

III. TÁBLÁZAT

Meteorológiai elemek közepes variációs tényezői [CV = %]. Erdőhát, 1961–70.

A jelölések mint az *I. táblázatban*, T – a levegő hőmérséklete, T_5 – talajhőmérséklet 5 cm mélységben, e – gőznyomás

Időszak	E	P_1	r'	S	T	T_5	e
Év	29,8	33,6	63,2	12,4	19,6	16,8	11,2
Nyár	31,6	25,5	58,2	7,2	8,3	8,6	8,2
Tél	27,9	41,7	68,2	17,7	30,9	25,1	14,2

körüli, évszaktól függetlenül. A téli érték valamivel kisebb, de igen valószínű, hogy a téli adathiány nélkül a közepes téli-nyári variációs koefficiensek még pontosabban megegyeznének egymással. A talajpárolgás és a *Wild*-féle párolgás évi változékonysága átlagban kb. megegyező, de évszakosan már kevésbé. A csapadék változékonyságánál pl. sokkal kisebb, télen-nyáron annak kb. a fele, a többi meteorológiai elem változékonyságánál pedig sokkal nagyobb. Télen nem olyan tipikus a különbség, de nyáron kétségbevonhatatlan; a meteorológiai elemek variációs tényezői (CV) mind 10% alattiak, a talajpárolgásé pedig 30% fölöttiek. A talajpárolgás tehát évről évre szeszélyesen és széles határok között változó meteorológiai elem. Ebben nyilvánvalóan a csapadék hatása fejeződik ki.

b.) *A talajpárolgás napi menetének* a vizsgálatát gyakorlati szempontból nem tekinthetjük az évi menetével egyenlő jelentőségűnek. Számos napi menetet mérésüket végeztük el, de mindig csak nyáron (július és augusztus hónapokban), és mindig csak háromóránként 07 10, 13, ... 04, 07 órákor. Így a valódi napi menetet csak közelítőleg rekonstruálható. Reálisabb a párolgás napszakos eloszlására következtetni, bár a napszakokat is csak torzítva tudjuk előállítani (de.: 4–13^h; du.: 13–19^h; é.: 19–04^h).

A párolgás napi menete különböző típusú lehet. A típust leginkább meghatározó feltételek: az évszak, a talajfelszín nedvessége, az időjárási feltételek (meleg, hűvös, derült, borult, szeles, stb.). Nekünk három nyári típust sikerült elég megbízhatóan elkülöníteni (IV. táblázat).

Ha a talajfelszín eléggé nedves (1. típus), akkor a párolgás napi összege a száraz típusokénak (2., 3. típus) három-négyszeresét is eléri.

A napi összegnek a túlnyomó része, legalább 80–85%-a általában a nappali szakaszra esik. Az éjjeli párolgás tehát alárendelt szerepet játszik, sőt le-

IV. TÁBLÁZAT

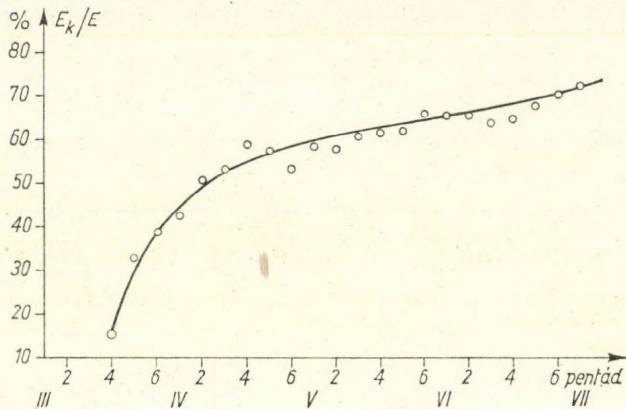
A párolgás napi menetének típusai, Erdőhát [mm]

07 ^h	de. 10 ^h	13 ^h	du. 16 ^h 19 ^h		22 ^h	éjjel 01 ^h	04 ^h	$\Sigma_{07^h-07^h}$
1. típus: nedves, meleg, derült-borult, változó szél, n=6 nap								
0,20	0,47	1,05	1,18	0,57	0,20	0,35	0,07	4,09
2. típus: száraz, meleg, borult, változó szél, n=3 nap								
0,03	0,53	0,27	0,23	0,13	0,17	0,17	-0,10	1,43
3. típus: száraz, meleg, derült, szélcsend, n=7 nap								
0,14	0,30	0,26	0,24	0,16	0,03	-0,04	-0,07	1,02

het nulla vagy negatív is. Sokszor előfordul az, hogy az éjszaka egyik felében még van párolgás, a másik felében viszont már a kondenzáció a nagyobb. Különösen száraz, derült, szélcsendes (3. típus) éjszakákon kifejezetten a nulla, illetve negatív párolgás a jellemző. Nálunk a kondenzáció (a harmat) a párolgás napi összegének 7–8%-át nem haladta meg.

A párolgás nappali eloszlása a fontosabb kérdés. A párolgás maximuma a nappali szakaszra esik, de típusonként változó időpontra. Az első típusban van elég nedvesség a talajfelszínen, ezért a párolgás menete (a maximuma is) az energiabevétel nappali menetét követi, a párolgás maximuma a déli-koradélutáni órákra esik. Ha a talajfelszín már száraz (2. és 3. típus), akkor a párolgás maximuma mindig délelőtt (még a déli órák előtt) lép fel. Ennek az oka világos. Ilyenkor a talaj már nem képes egész napon keresztül a párolgási szükségletnek elegendő vizet szállítani a párolgási felszínig. Éjjel azonban egyensúly jöhet létre, sőt a párolgási felszín környezetében bizonyos feltöltődéssel kell számolni (a harmat, amit mérünk és alulról a vízáramlás és talajharmat, amelyeket a liziméterrel nem mérünk, mert csak rendszeren belüli átrendeződést jelentenek). Ez a vízmennyiség a reggeli órákban nagyobb intenzitással párolog el, utána viszont már csak „a száraz egyensúlynak” megfelelő lehet a párolgás sebessége. A fentiekből következik, hogy a különböző típusokban a párolgás napszakos arányainak és abszolút értékeinek lényegesen különbözők kell. pl; a délutáni/délelőtti arány az 1. típusban kerekén egy, de a 2. és

3. típusban csak kb. $\frac{1}{2}$ (a nedvességhiány miatt), hasonlóan a délelőtti/nappali arányok az 1. típusban pontosan 50%, és a 2. és 3. típusban közelítőleg 75%, a délelőtti párolgás abszolút értékei a típusok sorrendjében csökkenők (1,72; 0,83; 0,70 mm), de a délelőtti/napi relatív értékek éppen növekvők (42,1%; 58,0%; 68,6%). Az első típusban éjjel (01^h) látszólagos maximum mutatkozik, de ez nem törvényszerű, hanem egyetlen alkalommal elkövetett kiugró mérési hibának a következménye. Mivel a liziméter összegező műszer, ezért a mérési



2. ábra. A csupasz (E) és a kavicsréteggel takart (E_k) talajpárolgás arányának időbeli változása (Erdőhát, 1967)

hiba időbeli sorozatban mindig kompenzálódik. Az 1. típusban az éjjeli párolgás-összeg már torzításmentesnek tekinthető.

Talajpárolgás speciális feltételek esetén

A párolgás szinte mindig megjelölhető speciális feltételek mellett játszódik le a természetes környezetben is. A talajpárolgás szempontjából döntő feltételek pl. a talajfajták, a talajművelés módjai, az öntözés, talajfestés, a talajfelszín takarása, az árnyékolás (aerodinamikai, illetve sugárzási). Mi csak a talajtakarás (a) és az árnyékolás (b) hatását vizsgáltuk, igen szerény keretek között.

a.) *A talajtakarás* (a takaró anyaga, fizikai minősége és vastagsága szerint) sokféle lehet. Ennek megfelelően az egyes takarók hatása, hatás-mechanizmusa is nagyon eltérő. Lehet a takarásnak hőháztartási, párolgáscsökkentő és többféle egyéb célja is. Mi a kisliziméterek felszínét kb. 1 cm-es – finom, 10 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsékből álló – folyami kavicsréteggel fedtük be és ennek a párolgáscsökkentő hatását vizsgáltuk.

Következtetéseinket néhány napi menet, továbbá egy hosszabb évszakos menet (1967. III. 16. – VII. 5.) mérési anyagának az elemzéséből vontuk le (2. ábra). Az ábrán az E_k és E összeggörbék hányadosait mutatjuk be. A kapott görbe a fő tendenciát hűen tükrözi, bár nem mentes bizonyos szabálytalan, látszólag ellentmondásos részlettől sem. Az eredeti adatok hányadosai még több szabálytalanságot mutatnának, de havi összegekben már az ábrabeli tendenciát tükrözik (tehát E_k/E márc.: 40%, ápr.: 60%, máj. – jún.: 80% körül). Az összeggörbék hányadosa július elejére szintén túllépi a 70%-ot. Egyértelműen következik tehát, hogy a kavicsréteg párolgáscsökkentő hatása, a nyár felé

haladva csökken (abszolút és relatív értékben egyaránt). A három és fél hónapos időszakban (III. 16. – VII. 5.) a kavicsréteg miatt el nem párolgott vízmennyiség kerekén 50 mm volt ($E - E_k = 178,9 - 129,1 = 49,8$ mm), ami megfelel egy közel átlagos havi csapadékösszegnek vagy egy hatalmas zivatar vízhozamának. Mivel az észlelések júliustól nem folytatódtak, csak feltevésekre hagyatkozhatunk. Valószínű, hogy a későbbiekben az E_k/E görbe (2. ábra) valahol 70–80% között tetőzik, majd őszi felé csökkenő tendenciát vesz fel.

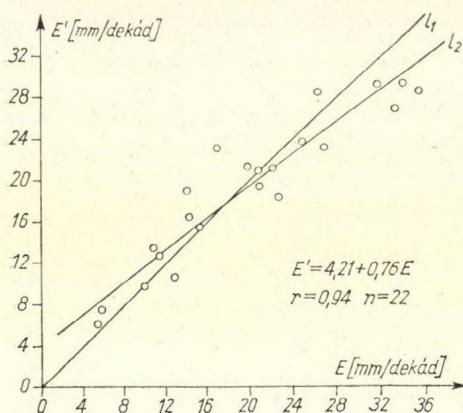
A fenti jelenségekben a megfelelő törvényszerűségek felismerése nem okozhat nehézségeket. Ha a talaj bőségesen nedves és a párolgási energia kevesebb, akkor az E_k/E arány kisebb, fordított feltételek esetén pedig az arány nagy. A durva szemcsés kavicsréteg alig tárol vizet, a párolgási felszín gyakorlatilag mindig alatta található. A kavicsréteg kevesebb sugárzási energiát nyel el (nagyobb az albedó), rosszabb a hő- és vízvezetőképessége mint a csupasz talajé, ezért a párolgást csökkentő, illetve késleltető hatása igen jelentős. Amikor a kiszáradás előrehaladtával, a csupasz talajon az ún. felszíni szárazréteg létrejött, a csupasz talajon a kavicsréteghoz hasonlóan (mutatis mutandis) párolgást korlátozó hatású. Ilyenkor a kétféle párolgás sebességének a különbsége szükségszerűen csökken. Tavasszal és nyár felé egyre gyakrabban képződik felszíni szárazréteg és egyre tartósabban fennmarad, ezért az E_k/E aránynak szükségszerűen nőnie kell. Mivel a védőrétegekben (a szárazréteg és a kavicsréteg) kiszáradás idején, a vízvezetőképesség gyorsan és nem lineárisan csökken, ez meghatározza, illetve létrehozza a talajbéli áramok (víz- vagy vízgőz-áram) bizonyos határsebességét. Nyilvánvalóan a kétféle rétegben a határsebességek nem lehetnek azonosak, amíg a talaj hozzáférhető vizet tartalmaz. Úgy is mondhatjuk, hogy a kavicsrétegnek mindig marad „valami” hatása. Méréseink és becslésünk szerint, a határsebességek relatív különbsége (adott kavicsréteg, adott talaj stb. feltételek mellett) csak 20%-nál kisebb lehet.

b.) A talajpárolgás tipikus speciális fajtája az *evaporáció a növényállományokban*. Az állománybéli talajpárolgásnak öt lényeges, speciális feltételét sorolhatjuk fel (a csupasz, *nem művelt* talajával szemben): 1. az aerodinamikai árnyékolás, a turbulens diffúzió módosított feltételei; 2. a sugárzásokkal szembeni árnyékolás; 3. a csapadék egyenlőtlen térbeli eloszlása (csapadéktapadás, szárléfolyás, levelekről, ágakról lecsepegés stb.); 4. a talajnedvesség egyenlőtlen térbeli eloszlása (a csapadék eloszlása, valamint a gyökerek szívása, a transpiráció miatt); 5. a talajművelés (és növényápolás) párolgást befolyásoló hatásai. Ha liziméterrel mérjük állományban az evaporációt, mindegyik (fenti) speciális feltétel hatása érvényesül, csak a szárléfolyástól és a gyökerek szívásától mentesül a monolit.

Kukoricaállományban kisliziméterekkel (3 db) mértük a talajpárolgást (E'), 1968–72 között a nyári hónapokban (VI–VIII.). A mérések három évben csak szakaszosak, az utóbbi két évben azonban folyamatosak voltak. Összesen 58 pentád mért adata áll rendelkezésünkre. Korábban arra a következtetésre jutottunk, hogy a csupasz talajon és a kukoricaállományban mért talajpárolgás (bizonyos feltételek mellett) szignifikánsan nem különbözik egymástól, azaz egymást helyettesíthetik (Erdős *et al.* 1974). Az alábbi részletesebb vizsgálataink is megerősítik ezt a következtetést.

Amikor az E és E' sorozatok hosszabb összeggörbéit, vagy nagyobb összegeit hasonlítjuk össze, mindig elhanyagolhatóan kicsi különbségeket kapunk. Például, az egyes években a nyári összegek különbségei: 1972-ben 7,8 mm =

4,0%; 1971-ben 4,1 mm = 3,2%; 1970-ben 3,4 mm = 2,7%; stb. Havi összegek között kb. ugyanekkorák az abszolút különbségek, de szükségszerűen nőnek a relatív különbségek. A napi adatok összehasonlítása eléggé durva eredményekre vezet, ezt mennyiségileg nem is fejezzük ki. A pentád és dekád adatok összehasonlíthatóságának van leginkább gyakorlati jelentősége. Dekád adatokat használtunk fel a kukorica transpirációjának a kiszámításához (Erdős et al. 1974.).



3. ábra. A csupasz és a kukoricaállománybeli (E') talajpárolgás összefüggése (Erdőhát, 1970–72.)

A 3. ábrán bemutatjuk a csupasz és állománybeli talajpárolgás regressziós kapcsolatát. Szembetűnik, hogy a regressziós egyenes (l_2) és a $E' = E$ egyenes (l_1) az empirikus értéktartomány közepe táján metszi egymást és nem elhanyagolhatóan kicsi szöveget zárnak be egymással ($7^\circ 39'$). A kétféle párolgás között tehát szisztematikus eltérés van. Az l_2 egyenes helyzete világosan szemlélteti, hogy az állománybeli talajpárolgás egyenletesebb, kisebb az ingása, mint a csupasz talajpárolgásé. Ez a szisztematikus eltérés, az empirikus értéktartományon belül, amikor a párolgás kicsi, meghalad 10%-ot, amikor a párolgás nagy, kb. eléri a 10%-ot. Közepes párolgás esetén a szisztematikus eltérés zérushoz tart.

A kétféle párolgás közötti kapcsolat szoros ($r = 0,94$), a véletlen hiba a pontok szóródása alapján, vizuálisan becsülhető (3. ábra). Korábbi számításunk szerint, a csupasz talajpárolgás pentádösszegeit (hat liziméterrel) átlagosan 13,1%-os relatív hibával ($P = 5\%$ szinten) tudjuk mérni (Erdős, 1964). Feltehető, hogy az állománybeli evaporáció dekádösszegeit három liziméterrel kb. hasonló véletlen hibával határozhatjuk meg.

Mindent egybevetve, végső következtetésünk az alábbi lehet. Amikor a kétféle párolgást egymással helyettesítjük, nem követünk el nagyobb véletlen hibát, mint akármelyik párolgás mérésekor az átlagos véletlen hiba. A szisztematikus hiba tartósan egy irányban szélsőséges időjárás (erősen száraz vagy nedves) esetén szükségképpen jelentkezik, azonban hosszabb időszakban (hónap vagy egész évszak) a változó időjárás következtében igen pontosan kompenzálódik. Ezért egyes években a helyettesített párolgás hosszabb időszak-összegeit, vagy a pentád és dekád adatok több éves középértékeit tekintetjük csak a szisztematikus hibától mentesnek.

Feltétlenül óvakodnunk kell attól, hogy a kukoricaállomány evaporációjának a vizsgálatából levont következtetéseinket, függetlenül a növény fajá-

tól, az állomány szerkezetétől, egyéb párolgást befolyásoló tulajdonságaitól, bármilyen állományra általánosítsuk. Világos, hogy az evaporáció, a kukoricánál sűrűbb, zárt állományokban csak lényegesen alárendeltebb szerepet játszhat.

IRODALOM

- Bacsó, N. (1950): A szabad vízfelszín párolgása. *Időjárás*, 54. (9/10) p. 272–277.
- Bacsó, N. (1963): Bevezetés az agrometeorológiába, Budapest.
- Erdős, L. (1964): A csupasz talaj párolgásának mérése liziméterrel, *Időjárás*, 68. (4) p. 201–210.
- Erdős, L. (1966): A potenciális párolgás különböző nedves felszíneken, *Időjárás*, 70. (4) p. 219–228.
- Erdős, L. és Huynh Nguyen Lan (1974): A kukorica természetes és potenciális evapotranspirációja, *Időjárás*, 78. (2) p. 69–81.
- Gardner, W. R. (1959): Solutions of the flow equation for the drying of soils and other porous media, *Soil. Sci. Soc. Amer. Proc.* 23 p. 183–187.
- Klute, A., et al. (1965): Numerical solution of the flow equation for water in a horizontal finite soil column, *Soil Sci. Amer. Proc.* 29 p. 353–358.
- Penman, H. L., et al. (1967): Evapotranspiration, *Irrig. of Agric. Lands*, Section VIII p. 483–555.
- Wiegand, C. L. (1962): Drying patterns of a sandy clay loam in relation to optimal depth of seeding, *Agron. J.* 54 p. 473–476.
-

Tapasztalatok a hosszúhullámú hitelesítővel

MAJOR GYÖRGY, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Experiences with a Long-wave Calibrating Camera. At the Institut for Atmospheric Physics a camera has been built for calibrating the net-radiometers in the long-wave range of the spectrum. In this paper the construction and the essential physical properties of this device are described altogether with the method of usage formed by evaluating the first experiences. The small temperature difference between the radiometer and the walls of the camera should be taken into account in calculating the sensitivity. The system composed from the Yanishewsky-type net-radiometer No 153 and from the galvanometer No 1621 showed 1.80 scal div. per langley per hour sensitivity in the camera, while 1.81 from the factory calibration certificates. Previously in Hungary the network net-radiometers long-wave calibration factor was determined from the short-wave one by increasing the later by 20 percent. Comparing the two types of calibration the camera method gives lower sensitivity by 2.3 percents. The new type Shulze net-radiometer No 667 showed 11 percents difference between the long-wave and short-wave sensitivity.

*

Опыты с длинноволновым калибратором. В Институте физики атмосферы камера была конструирована для калибровки радиометров в длинноволновой области спектра. В статье описается конструкция и физические характеристики калибратора вместе с методом работы оформленным на основе опыта первых измерений. Небольшая разница температуры радиометра и стен камеры должна быть учитывана при расчета чувствительности. Система составлена с балансомера Янишевского № 153 и с гальванометра № 1621 показала чувствительность 1,80 деление шкалы про кал/см²час в камере, а на основе свидетельств из завода получилась 1,81. Раньше во Венгрии фактор калибровки сетевых радиометров определялся так, что коротковолновый фактор повышался на 20 процентов. Сравнивая результаты этих двух процедур получилось, что чувствительность по камерным методом меньше на 2,3 процента. Новый модель балансомера Шульце № 667 показал разницу 11 процента между длинноволновой и коротковолновой чувствительностями.

*

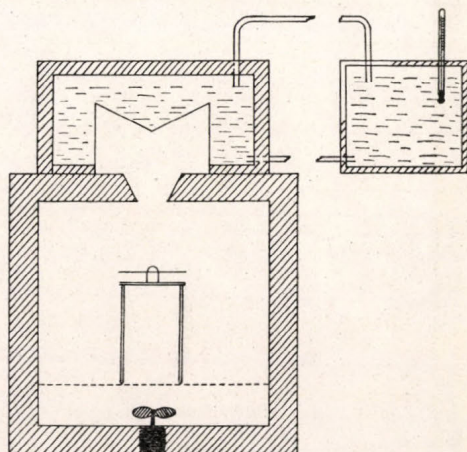
Hazánkban a sugárzási egyenleg hosszúhullámú összetevőinek mérése 1964-ben kezdődött. A sugárzásmérők hosszúhullámú érzékenységének megállapítása igen sok nehézséget okozott és már a mérések megindulásakor felmerült egy hosszúhullámú hitelesítő berendezés szükségessége (Kovácsné és Zemplényiné 1966).

Hitelesítő berendezés nélkül az érzékenység megállapítására két lehetőség kínálkozott: A pirgeométerrel való összehasonlítás — ez igen bizonytalan eredményeket adott —, a másik lehetőség a lupolenbúra hosszú- és rövidhullámú átbocsátóképességének meghatározásán alapul (Kovácsné és Zemplényiné 1966). Ez utóbbi eljárással az adódott, hogy a lupolen hosszúhullámú áteresztőképessége átlagosan 20%-kal kisebb a rövidhullámúnál. Ugyanerre az eredményre jutott Paulsen (1966) is. Azonban a lupolen átbocsátására kapott egyedi értékek szórása nagy, tehát a 20% eltérés csak sok lupolen átlagát jellemzi, az egyes esetek ettől eltérnek.

Ezek tudatában a Sugárzási Osztály munkatársai törekedtek egy hosszúhullámú hitelesítő berendezés elkészítésére. MacDowall (1955) és Funk (1961) leírásait felhasználva, a berendezés fő jellemzői birtokában a tervezés és építés megkezdődött. Kollektív munka eredményeként 1972 januárjában elkezdhetjük a munkát az új hitelesítő berendezéssel.

A berendezés leírása, elvi működése

A hosszúhullámú hitelesítő sematikus (nem méretarányos) rajza az 1. ábrán látható. A felső hőszigetelt tartályban a — jobb oldalon külön jelzett — ultratermosztát meghatározott hőmérsékletű folyadékot áramoltat. A tartály belső fala vörösréz, a befelé néző oldala feketére van festve. A folyadéktartály alatt, a hőszigetelt hitelesítőkamrában, állítható magasságú állványon helyezhető el a hitelesíteni kívánt sugárzásmérő. A kamra alsó részében ventilátor keveri a levegőt, amely a perforált lemezen keresztül az egész belső térben lassan és egyenletesen áramlik. A kamra belső fala szintén feketére festett vörösréz, ezért a fal mentén csak kis hőmérsékletesés fordulhat elő.

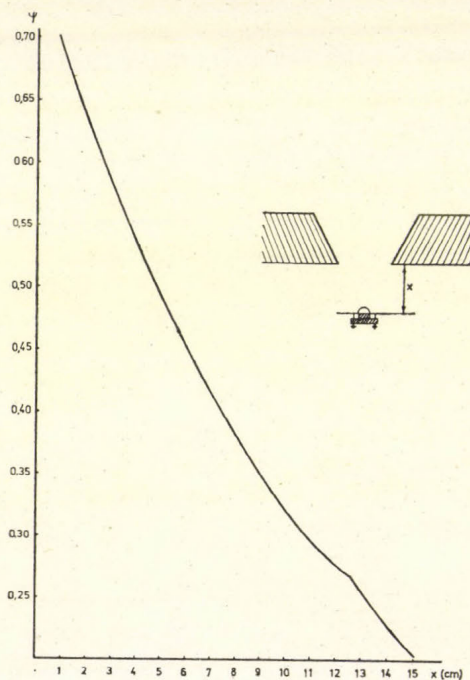


1. ábra. A hosszúhullámú hitelesítő berendezés sematikus metszeti rajza

A hitelesítés elve a következő: a sugárzásérzékelő és a környezete közötti sugárzásforgalom mérlege a megfelelő hőmérsékletek ismeretében kiszámítható; az így kapott értékkel elosztva a sugárzásmérő kimenő jelét, a sugárzásmérő érzékenységét megállapítottuk. A következőkben bemutatjuk az érzékelő sugárzássegyenlegének kiszámítását.

Ha mind az alsó, mind a felső térrészben azonos a hőmérséklet, akkor a sugárzási érzékelő bizonyos idő elteltével fölveszi ezt a hőmérsékletet, nem cserél hőt a környezetével sem vezetéssel, sem sugárzással. Ekkor természetesen nem ad sugárzási jelet. Ha a folyadéktartályban megindítjuk a cirkulációt és pl. emeljük a folyadék hőmérsékletét, akkor a tartály és a kamra között megindul a hőcsere. Ideális esetben ez a sugárzási hőcsere olyan, hogy a kamra fala mentén nem lép fel hőmérsékleti gradiens, és a műszer hőmérséklete sem tér el a falhőmérséklettől. Ebben az esetben a sugárzásmérő műszer érzékelője csak a folyadéktartály falával bonyolít le sugárzási energiacserét. Az energiaforgalom számításakor a folyadéktartály feketére festett fala által képezett üreg helyettesíthető egy fekete koronggal, amely a diafragma helyén van. Mivel a Stefan—Boltzmann-törvény az egységnyi felületdarabra a teljes féltérből érkező energiát adja meg, ezért esetünkben figyelembe kell venni, hogy az érzékelőre vonatkozó féltérnek a diafragma csak kis részét tölti ki, tehát a felületi szögviszony fogalmát kell alkalmaznunk. A felületi szögviszony az a szám, amely megadja, hogy a diafragmán keresztül az érzékelőre jutó sugárzás

hányad része a teljes féltérből érkező sugárzásnak, izotróp sugárzás esetén. A Magyarországon alkalmazott sugárzásmérők érzékelőire vonatkozó felületi szögviszony-értékeket kiszámítottuk *Pastiels* (1959) tételének felhasználásával, és ezeket felrajzoltuk a diafragmától vett távolság függvényében. Ugyanezt elvégeztük pontszerű érzékelőre is. Az így kapott görbék szerint a szóba jövő távolságtartományon belül a felületi szögviszony-értékeket 1% hibával egyetlen görbével megadhatjuk. A 2. ábrán tüntettük fel, hogy a pontszerű érzékelő



2. ábra. A felületi szögviszony függése az érzékelő-diafragma távolságtól

re a diafragmán át érkező sugárzás hányadrésze a féltérből érkezőnek, attól függően, hogy mekkora az érzékelő-diafragma távolság.

A fenti megfontolások alapján, ideális esetben, a sugárzásmérők hitelesítési tényezőjét a következő összefüggésből kaphatjuk meg:

$$K = \frac{\psi (\sigma T_f^4 - \sigma T_m^4)}{L}$$

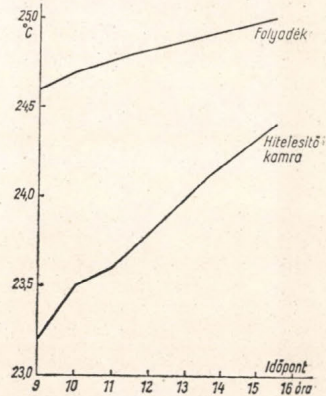
ahol ψ : a felületi szögviszony,
 T_f : a folyadék hőmérséklete,
 T_m : a műszer (és a kamra) hőmérséklete,
 L : a sugárzásmérő által adott jel.

Fizikai vizsgálatok

Mielőtt a hitelesítéseket megkezdtük, megvizsgáltuk, hogy a felépített hitelesítő berendezés mennyire közelíti meg az előző részben vázolt ideális tulajdonságokat. Ezért a kamrában több ponton mértük a fal hőmérsékletét ellenállás hőmérőkkel, ugyanígy mértük a sugárzásmérő hőmérsékletét is.

Először arra kerestünk választ, hogy a külső (berendezésen kívüli) hőmérséklet változása mennyire mutatkozik meg a hitelesítő berendezés belsejében. A 3. ábrán mutatjuk be a folyadék és a kamra hőmérsékletének menetét reggeltől délutánig. Mindkét hőmérséklet a szoba hőmérsékletéhez közelít, tehát a falak hőszigetelése nem annyira jó, hogy a külső hőmérséklet változása ne mutatkozná meg a berendezés belsejében.

A következő lépésben a ventilátor által termelt hő szerepét elemeztük.



3. ábra. A teljesen zárt, kikapcsolt rendszer hőmérsékletének változása a külső hőmérséklet hatására

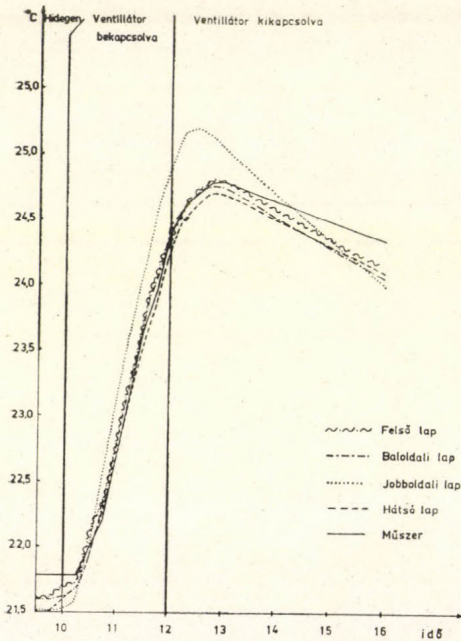
A 4. ábrán az első függőleges osztóvonalától balra eső görbeszakaszok az előző napi mérések után másnap reggelre beállt alapállapotot jelzik. A folyadék nem hűlt le annyira, mint a kamra, és a hitelesítendő sugármérő műszer sem. A ventilátor bekapcsolása után (a folyadék hőmérsékletét nem változtattuk) a kamra különböző falain elhelyezett hőmérők élénk hőmérséklet-emelkedést jeleztek, annak ellenére, hogy a ventilátor motorja a hőszigetelésen kívül helyezkedik el. A villanymotor fűtő hatását különösen jól mutatja a hozzá legközelebb eső hőmérő (jobb oldali lap) által szolgáltatott görbe. Tehát a ventilátor tengelyének bevezetésénél hő áramlik a berendezésbe, s ez a falak mentén hőmérséklet-különbséget hoz létre. A ventilátor kikapcsolása után a hőmérsékletek még egy ideig emelkednek, majd meredeken esni kezdenek. Itt is az mutatkozik meg, hogy a külső térrel viszonylag jó a hővezetési kapcsolat. Egyértelműen megmutatkozik az érzékelőnek és házának a falakénál nagyobb hőtehetetlensége. Az ábra alapján az a következtetés vonható le, hogy a kamrában nem elegendő a műszer hőmérsékletét mérni, hanem mérni kell a fal hőmérsékletét is, mivel a két test nem minden időpontban azonos hőmérsékletű. Igaz, a ventilátor keverő hatása csökkenti a fal különböző pontjai közötti, valamint a fal és a műszer közötti hőmérséklet-különbséget, azonban a hitelesítés biztonsága megkívánja, hogy ismerjük az esetleges hőmérséklet-különbséget.

Végül a ventilátor keverő hatását vizsgáltuk (5. ábra). Az előzőéhez hasonló alapállapotból indulunk, most azonban a folyadékot kezdjük el fűteni és cirkuláltatni, a ventilátor bekapcsolása nélkül. Az folyadék emelkedő hőmérsékletével együtt emelkednek a kamra falának különböző pontjain mért hőmérsékletek is, de eredeti különbségeik megmaradnak. Amikor a folyadék elérte a kívánt 40 fokos hőmérsékletet, bekapcsoltuk a ventilátort. Előzőleg már lassult a hőmérséklet emelkedésének üteme a kamrában, a ventilátor bekapcsolása után viszont ismét felgyorsul az emelkedés. Számunkra azonban fontosabb, hogy a műszer és a falak hőmérséklete közötti különbség csökken.

A fizikai vizsgálatok alapján azt találtuk, hogy a műszer és a kamra falának hőmérséklete nem azonos. Ekkor a sugárzásmérő hitelesítési tényezőjét a következőképpen kapjuk meg:

$$K = \frac{\psi (\sigma T_f^4 - \sigma T_m^4) + (1 - \psi) (\sigma T_v^4 - \sigma T_m^4)}{L}$$

ahol T_v : az érzékelővel szemben levő fal hőmérséklete.



4. ábra. A rendszer hőmérsékletének változása a ventilátor hatására

Összefoglalva: az előzetes vizsgálatokból megállapíthattuk, hogy a hosszúhullámú hitelesítők hőszigetelése nem eléggé tökéletes, így hővezetés lép föl. A ventilátor hőtermelése zavaró, de a keverő hatására szükség van. Mivel a termooszlopok tehetetlensége az itt fellépő hőáramok időbeli változékonyságához képest kicsi, ezért ezek a hibák a hitelesítést csak annyiban nehezítik, hogy külön mérni kell az érzékelővel szemben levő fal hőmérsékletét.

Tapasztalati munkamódszer

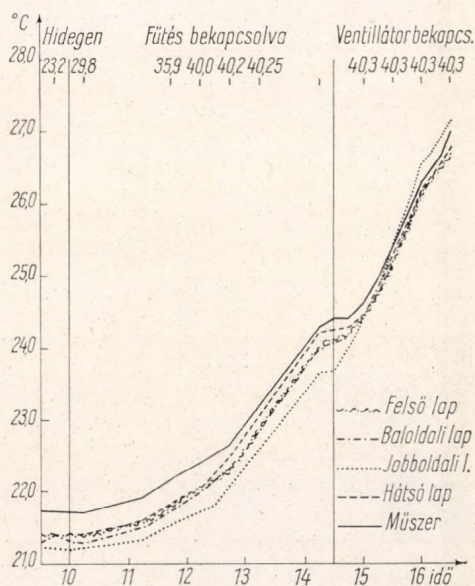
A hitelesítő elkészülte óta mintegy 20 darab sugárzásmérő hitelesítését, illetve újrahitelesítését végeztük el. Mivel hővezetési szempontból a berendezésünk nem kifogástalan, a mérési tapasztalatok alapján a tényleges sajátosságokat figyelembe vevő mérési módszert alakítottunk ki:

1. Ügyelni kell arra, hogy az érzékelő pontosan a diafragma középpontja alatt helyezkedjék el. Az érzékelő-diafragma távolság általában 10 cm; ha e távolságnál az érzékelő 2 cm-rel eltér a középponti helyzettől, akkor a kapott érzékenység 5–8%-kal tér el a valóditól.

2. Az érzékelő-diafragma távolságot 1–2 mm-es pontossággal kell meghatározni. 5 mm-es hiba a hitelesítési tényező 4%-os eltérését okozza.

3. A hőmérsékletek mérésekor 0,2 – 0,3 fokonál nagyobb hiba nem engedhető meg.

4. A hitelesítendő sugárzásmérőt a hideg berendezésbe kell helyezni. Miután ellenőriztük, hogy az érzékelő a diafragma középpontja alatt van-e, megmérjük az érzékelő-diafragma távolságot, majd a kamra ajtaját bezárva megindítjuk a levegő és a folyadék cirkulációját és bekapcsoljuk a folyadék fűtését. Mivel a fűtés hatására a folyadék hőmérséklete gyorsan változik, fűtés



5. ábra. A rendszer hőmérsékletének változása a folyadékfűtés, valamint a folyadékfűtés és a ventilátor együttes hatására

alatt nem célszerű hitelesítő mérések végzése. Amint a folyadék már legalább fél órája fölvette a maximális (40 – 45 fok) hőmérsékletet, megkezdhetjük a hitelesítő méréseket, azaz leolvassuk és följegyezzük a folyadék, a felső kamrafal és a műszer hőmérsékletét. Ezután a folyadék fűtését kikapcsoljuk és a további hitelesítő méréseket az 5–6 óras lehűlés alatt végezzük oly módon, hogy a folyadék hőmérsékletének minden 2–3 fokos csökkenésekor 4–5-szörös ismétlésben följegyezzük a szükséges hőmérsékleteket és a sugárzásmérő által adott jelet.

Összehasonlítás más módon nyert érzékenységekkel

A korábban említett 20 műszer legtöbbjénél régebbi hitelesítési tényező nem állott rendelkezésünkre. Néhány műszerrel összehasonlítottuk a berendezés segítségével nyert, és a korábban más módon meghatározott érzékenységet.

Az I. táblázatban a Központi Légekfizikai Intézet területén működő sugárzásmérők hosszúhullámú hitelesítési tényezőit közöljük. A kétféle módon nyert érzékenységek eltérést mutatnak: a korábban alkalmazott hitelesítési eljárás átlagosan 2,3%-kal nagyobb hosszúhullámú érzékenységet ad, mint az új.

I. TÁBLÁZAT

A hitelesítő berendezéssel és a korábbi eljárással nyert hitelesítési tényezők összehasonlítása

Műszer	hitelesítő be- rendezéssel, 30 °C-on	korábbi eljárással 30 °C-on	új
			rég
Schulze 558 globál	0,488	0,500	0,976
Schulze 558 reflex	0,395	0,413	0,956
Moll termooszlop No. 91.	0,642	0,650	0,988
		Átlag:	0,977

Célszerű lenne berendezésünk segítségével más országokban hitelesített és használt sugárzási egyenlegmérőket újrakalibrálni, hogy képet kapjunk arról, milyen hibák lépnek föl a nemzetközi hálózatban a hitelesítési módszerek eltérése miatt. Egyelőre más ország hálózatában használt műszerek vizsgálatára nem volt lehetőségünk, ezért a vásárolt új egyenlegmérők gyári hitelesítésével vetettük össze a berendezéssel végzett hitelesítést.

A 153. számú Janisevskij-típusú egyenlegmérőből és az 1621. számú galvanométerből álló mérőrendszer hitelesítési tényezője a gyárból származó hitelesítési bizonylatok alapján 1,81 osztásrész-cal/cm²óra⁻¹; a berendezésünkkel 1,80 adódott. A 667. számú Schulze-típusú egyenlegmérőnek nem érkezett gyári hitelesítési bizonylat. Ennek az egyenlegmérőnek a szerkezete némiképpen eltér a táblázatban szereplő 558. számú műszerétől. Az újabb változatot *Däke* (1972) írta le részletesen. Az érzékelők kör alakúak, középső részük fehérre festett, hogy a hosszú- és rövidhullámú érzékenység közötti különbség megszűnjék. Hitelesítéseink szerint az egyenlegmérő hosszúhullámú érzékenysége 11%-kal kisebb a rövidhullámú érzékenységénél. (A régi, fehér folt nélküli típusnál ez a különbség 18%.)

Befejezésül szeretnénk megemlíteni, hogy a magyar meteorológiai szolgálat birtokában van három Angström-pirheliométer, amelyekkel a nemzetközi pirheliometrikus skála biztonságosan fenntartható, ezáltal sugárzásmérőink rövidhullámú érzékenysége pontosan meghatározható. A hosszúhullámú érzékenység megállapítására szolgáló berendezésünk elkészültével a hazai sugárzásmérők hitelesítése biztonságosan elvégezhető. A további fejlődés útja az automatikus óránkénti középértékképzéshez vezet.

IRODALOM

- Däke, C. U.* 1972: Über ein neues Modell des Strahlungsbilanzmessers nach Schulze. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 16, Nr. 126.
- Funk, J. P.* 1961: A Note on the Long-wave Calibration of Convectively Shielded Net Radiometers. *Archiv für Met. Geophys. Biokl. Serie B*, 11, 1, 70–74.
- Kovácsné Pataki Márta és Zemplényiné Tárkányi Zsuzsanna*, 1966: A sugárzásegyenleg-mérés jelenlegi helyzete és problémái. *Beszámoló a 1965-ben végzett kutatásokról*. OMSZ, Budapest.
- MacDowall, J.* 1955: Total-radiation Fluxmeter. *Meteorological Magazine*, 84, 65–71.
- Pastels, R.* 1959: Contribution à l'étude du problème des méthodes actinométriques. *Publications, IRMB, série A*, 11.
- Paulsen, H. Sch.* 1966: Some Experiences with the Calibration of Radiation Balance Meters. *Archiv für Met. Geophys. Biokl. Serie B*, 15, 156–174.

A növények sugárszennyezettségét befolyásoló tényezők variancia analízise

BENDE EDE és SZABÓ ANDRÁS, Megyei Élelmiszerellenőrző és Vegyvizsgáló Intézet, Győr

Variance Analysis Examination of Factors Effecting Radioactive Pollution of Plants. The authors give an account of the variance analysis examination of radioactivity of crops of Győr-Sopron County. The reference time is 1968–1973. From the point of view of radioactive pollution the effects of years, sampling points (Győr, Mosonmagyaróvár) and seasons were analyzed as causes of differences. It was stated that the level of radioactive pollution in the plants is significantly effected by the years, i. e. by the different meteorological factors of the years (mainly the amount of precipitation). So the radioactive pollution of the biological chain of plant-animal-man is also effected by the same factors.

*

Изучение факторов, влияющих на радиоактивное загрязнение растений методом вариационного анализа. В работе сообщаются исследования, проведенные вариационным анализом радиоактивности некоторых кормовых растений в районе Дьёр-Шопрон. Период приведения — 1968—1973 гг. При изучении величин радиоактивного загрязнения в качестве причин различий в этих величинах, анализировались эффекты различных годов, сезонов года и мест сбора проб (гг. Дьёр и Мошонмадьаровар). Установлено, что на уровень радиоактивного загрязнения растений в значительной мере влияют годы, т.е. различия метеорологических условий в разные годы (прежде всего различия в количестве осадков). Следовательно, те же факторы оказывают решающее влияние на радиоактивное загрязнение и в биологической цепи растение-животное-человек.

*

Bevezetés „A növények radioaktív szennyezettsége és a csapadékmennyiség közötti összefüggés” c. dolgozatunkban [1] adatokat közöltünk az 1968–1973 közötti időszakra vonatkozóan a növényekben mérhető kontaminációs szint, valamint a területre hullott csapadék mennyisége közötti korreláció mértékéről. Megállapítottuk, hogy — mivel a mesterséges radioaktív izotópok elsősorban nedves ülepedéssel jutnak a földfelszínre [2], [3], [4] — a csapadék mennyiségének szignifikáns a hatása a növényekben mérhető sugárszennyezettségi szintre. Ugyanez kimutatható egyébként a tej radioaktivitására vonatkozóan is [5]. Jelen dolgozatunkban a takarmánynövények sugárszennyezettségét befolyásoló tényezők variancia analízissel történő vizsgálatáról számolunk be.

Anyag és módszer. Mérőberendezésünk és mérési módszerünk az előző publikációnkban [1] ismertetettel teljesen azonos volt. A takarmánynövényekből havonta vettünk mintát Győrött és Mosonmagyaróvárott, az átlagos aktivitási értékeket az *I. táblázatban* foglaljuk össze. Az összes aktivitáson kívül megadjuk a minták káliumtartalmából adódó természetes K–40 izotóp aktivitátszintjét, valamint a mesterséges sugárszennyezettséget reprezentáló Sr–90 + Y–90 aktivitást. Ez utóbbit nemcsak g szárazanyagra vonatkoztatva, hanem a szakirodalomban nagyon gyakori pCi/g Ca-ban is megadjuk. A radioaktivitási értékek közlésénél különválasztottuk a téli (okt.–márc.) és a nyári (ápr.–szept.) időszakra eső mérési eredményeket. Az *I. táblázatból* megállapítható, hogy az összaktivitás döntő hányadát a természetes K–40 izotóp aktivitása képezi, a nukleáris kísérletekre utaló Sr–90 + Y–90 szennyezettség ennél mintegy egy nagyságrenddel kisebb.

Vizsgálati eredmények. A takarmányok fajlagos aktivitási értékeinek vizsgálata során az eltérések okaként a következő tényezőket vizsgáltuk:

a) az évek hatását, amelyben elsősorban a légkörből a csapadékkal a talajra kerülő mesterséges eredetű radioaktivitás szerepe tükröződik,

b) az évszakok hatását (téli-nyári periódus), amelyben a szarvasmarhák által a különböző évszakokban fogyasztott, s esetleg eltérő aktivitásszintű takarmány szerepe tükröződik, s így a takarmány—tej rendszer sugárszennyeztségének változására, azaz az eltérő takarmányozásra utalhat,

c) a mintavételi helyek hatását, ami főleg a különböző talajviszonyok és az eltérő földrajzi környezet meghatározó szerepét fejezi ki.

I. TÁBLÁZAT

Takarmánynövények radioaktivitása Győr-Sopron megyében 1968–1973 között

Időszak	aktivitás pCi/g szárazanyag						Sr-90+Y-90 akt.	
	összes		K-40		Sr-90+Y-90		pCi/g CA	
	Győr	Magyar- óvár	Győr	Magyar- óvár	Győr	Magyar- óvár	Győr	Magyar- óvár
1968 tél	11,1	23,4	8,1	16,0	1,2	1,2	94	60
	13,7	16,4	10,2	13,0	2,1	3,3	231	306
1969 tél	11,6	19,6	9,8	16,5	1,7	2,7	113	101
	15,6	23,4	12,9	16,7	1,2	1,8	132	87
1970 tél	14,3	17,6	10,0	11,2	2,4	2,3	331	251
	18,5	18,8	13,1	13,1	3,1	2,7	423	242
1971 tél	13,4	18,7	10,2	14,2	1,1	1,5	79	92
	18,6	19,1	14,6	15,1	1,3	1,2	102	107
1972 tél	13,5	27,1	9,9	24,1	1,6	1,7	405	184
	18,8	27,1	14,4	24,1	3,5	1,7	505	240
1973 tél	18,2	22,9	12,0	15,2	2,4	3,0	182	194
	15,7	19,8	11,4	15,5	1,5	1,4	137	88

Ezen tényezők vizsgálatát variancia analízissel végeztük, a *Felix és Bláha* [6] könyvében részletezett elvek szerint. Számításaink eredményét a *II. táblázatban* ismertetjük. A táblázat csupán a számítások legvégső eredményeit mutatja be, tehát a nem szignifikáns hatásokat beolvasztottuk a maradék tagba. Külön vizsgáltuk az összes aktivitást, valamint a g szárazanyagra és a g Ca-ra vonatkoztatott Sr-90+Y-90 aktivitást. A transzformált értékeket — az *I. táblázatban* közölt átlagos radioaktivitási értékek figyelembevételével — úgy választottuk meg, hogy az így kapott y_i értékek lehetőleg minél kisebbek legyenek, s ugyanakkor a numerikus számolás is egyszerűsödjék. A transzformált értékek a következők voltak

$$y_i = 20 - x_i; \quad x_i = \text{összes aktivitás, pCi/g szárazanyag}$$

$$y_i = 10/2,0 - x_i; \quad x_i = \text{Sr-90+Y-90 aktivitás, pCi/g szárazanyag}$$

$$y_i = 200 - x_i; \quad x_i = \text{Sr-90+Y-90 aktivitás, pCi/g Ca}$$

Az eredmények értékelése. A *II. táblázat* alapján megállapítható, hogy a három tényező hatását külön-külön vizsgálva, az évek hatása mindhárom aktivitásértéknél szignifikáns, legerősebb a szignifikanciaszint a g Ca-ra vonat-

kozottatott Sr-90 + Y-90 aktivitásnál. A hely az összes aktivitás és a g Ca-ra számított Sr-90 + Y-90 aktivitás esetében szignifikáns. Az évszakok csak a g Ca-ra vonatkoztatott aktivitást befolyásolják szignifikáns módon. Figyelembe véve viszont az egyes tényezők között fennálló kölcsönhatásokat, látható, hogy az összes aktivitás esetében az évszak és a hely, a g szárazanyagra számított Sr-90 + Y-90 aktivitásnál az év és az évszak, a g Ca-ra vonatkozó Sr-90 + Y-90 aktivitásnál pedig az év és a mintavételi hely hatása nem független egymástól. Az interakciók mélyrehatóbb elemzését mellőzzük, az viszont

II. TÁBLÁZAT

A takarmánynövények fajlagos radioaktivitási értékeit befolyásoló tényezők variancia analízisének eredménye

(A = évek hatása; B = évszakok hatása; C = mintavételi helyek hatása; SQ = négyzetösszeg; FG = szabadsági fok; V = variancia; F = F-érték; P = szignifikancia szint)

Aktivitás pCi	Forrás	SQ	FG	V	F	P %
Összes g szárazanyagra	A	80	5	16	2,42	10
	C	204	1	204	30,79	0,1
	BC	28	1	28	4,23	10
	maradék	106	16	6,6	—	—
Sr-90 + Y-90 g szárazanyagra	A	384	5	76,8	2,82	10
	AB	535	5	107,0	3,93	2,5
	maradék	354	13	27,2	—	—
Sr-90 + Y-90 g Ca-ra	A	199 874	5	39 975	23,04	0,1
	B	18 481	1	18 481	10,65	2,5
	C	16 748	1	16 748	9,65	2,5
	AB	43 921	5	8 784	5,06	5
	AC	47 095	5	9 419	5,43	5
	maradék	10 407	6	1 735	—	—

megállapítható, hogy a sugárszennyezettségi értékek szignifikáns korrelációban vannak az évekkel, bár az eredeti szignifikanciaszintet a vizsgált tényezők között fennálló kölcsönhatások torzíthatják. A variancia analízissel kapott eredményeinket összefoglalva megállapítottuk, hogy a takarmánynövényekben mérhető sugárszennyezettségi szintekre az évekek szignifikáns a hatásuk, tehát az évek hatásában jelentkező meteorológiai tényezők (elsősorban a csapadék mennyisége) döntően befolyásolják a növények, s ebből adódóan a növény-állat-ember biológiai lánc sugárszennyezettségét.

IRODALOM

- [1] Szabó A., Bende E.: A növények radioaktív szennyezettsége és a csapadékmennyiség közötti összefüggés. *Időjárás*, 78, 356–369, 1974.
- [2] Simon A.: A csapadék hatása a mesterséges radioaktív aeroszol koncentrációra. *Időjárás*, 68, 151–156, 1964.
- [3] Simon A.: A mesterséges radioaktív anyagok ülepedése a Kárpát-medencében 1964-ben. *Időjárás*, 69, 168–174, 1965.
- [4] Mészáros E., Simon A.: A mesterséges eredetű radioaktív részecskék száraz és nedves kihullása a troposzférából. *Időjárás*, 71, 86–90, 1967.
- [5] Szabolcs L., Szabó A., Bende E.: A tej aktivitásának alakulása Győr-Sopron megyében 1968–1973 között. *Tejipar*, 23, 26–33, 1974.
- [6] Félix, M., Bláha, K.: Matematikai statisztika a vegyiparban. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1964.

A nagy- és óriás légtörési szulfát-részecskékről

PETIK PÉTER, Központi Légtörési Intézet, Budapest

On Big and Giant Sulphate Particles. In the study a method is presented for the definition of the concentration and size distribution of sulphate particles greater than $0.5 \mu\text{m}$ in diameter. The particles are caught on gelatine layer made more sensitive by barium-chloride using impactor. Beside the description of the method some preliminary results are presented as well.

*

A számos légtörési folyamatot befolyásoló szulfát-részecskék kimutatása történhet klasszikus kémiai analízissel, elektronmikroszkópos morfológiai vizsgálattal, valamint ún. zselatinos eljárással. A fénymikroszkópos nagyságtartományban alkalmazható zselatinos eljárás alapja a $\text{Ba}^{++} + \text{SO}_4^{--} \rightarrow \text{BaSO}_4$ reakció. Ez esetben ugyanis az aeroszol-részecskéket bárium-kloriddal érzékenyített zselatinrétegben fogjuk fel, ahol a szulfát-részecskék a bárium-kloriddal reakcióba lépnek. A keletkezett mikroméretű csapadék-gyűrűk sötétlátóteres mikroszkóppal figyelhetők meg.

A módszer *Lodge* és *Fanzo* (1954), továbbá *Vittori* (1955) dolgozták ki, illetve *Podzimek* (1961) és *Mészáros* (1963) alkalmazták. Az említett szerzőnek azonban csak az $1 \mu\text{m}$ -es és az annél nagyobb sugarú szulfát-részecskéket sikerült kimutatniuk. Újabban *Georgii*, *Jost* és *Vitze* (1971) ismertették olyan preparálási eljárást, mellyel – a szerzők szerint – a $0,18 \mu\text{m}$ sugarú szulfát-részecskék kb. $1 \mu\text{m}$ átmérőjű reakciógyűrűi is észlelhetők. A csapadékgyűrűk sugarának és a szulfát-részecskék ún. száraz sugarának aránya megadja a kiértékeléshez szükséges nagyítási tényezőt. Az I. táblázat ezeket a nagyítási tényezőket tartalmazza a részecske-nagyság függvényében, *Georgii*, *Jost* és *Vitze* (1971) szerint.

Munkánkhoz a *Vitze*-féle reagenst használtuk, amelynek összetételét a

II. táblázat adja meg. A II. táblázatban levő komponenseket tartalmazó oldatot kb. 80°C -ra melegítjük, üveg-szűrőn átszűrjük, majd tiszta mikroszkóp-fedőlemezekre kenjük. Száradás után ezeket a lemezeket a mintavételre szolgáló impaktorba helyezük. Az impaktor (Cásella impaktor 3. fokozata) az alkalmazott mintavételi feltételek mellett az $r \geq 0,2 \mu\text{m}$ -es részecskéket fogja fel. Megfelelő mennyiségű levegő átszívása után a lemezeket az impaktorból kivesszük, majd a zselatinrétegre immerziós oldatot csepegtetve, mintánkat mikroszkóppal értékeljük ki. A kiértékelésnél sötétlátóteres megvilágítást használunk, amit igen gondosan kell beállítani, mivel részben ettől függ a legkisebb (leghalványabb) reakciógyűrűk észlelhetősége.

Méréseinkhez Zeiss-Amplival mikroszkópot használtunk 16/0,4-es apochromat objektívvel és $25\times$ nagyítású okulárral, ami $400\times$ össznagyítást jelent. A levegőben, illetve a mikroszkóp látómezejében levő nagyszámú „nem szulfát” részecske miatt a $2-3 \mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű reakciógyűrűket nem észlelhetjük, így a

I. TÁBLÁZAT

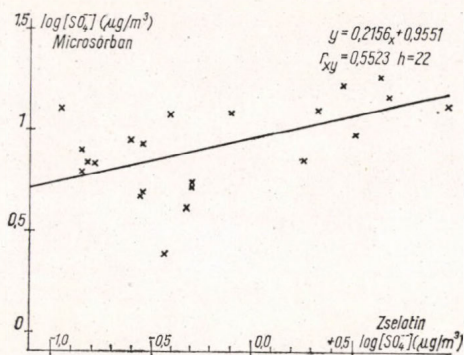
A nagyítási tényezők a részecske-nagyság függvényében

szulfát-részecske sugara	Nagyítási tényező
$2,6 \leq r < 4,2 \mu\text{m}$	$2,9 \times$
$4,2 \leq r < 5,0 \mu\text{m}$	$3,0 \times$
$5,0 \leq r < 6,5 \mu\text{m}$	$4,5 \times$
$6,5 \leq r < 8,4 \mu\text{m}$	$5,0 - 7,0 \times$

II. TÁBLÁZAT

A *Vitze*-féle reagens összetétele

Zselatin	5 g
Deszt. víz	55 ml
Bárium-klorid	3 ml, telített oldat
Glicerin	12 ml
Sósav (25%)	2,5 pH-ig adagolandó



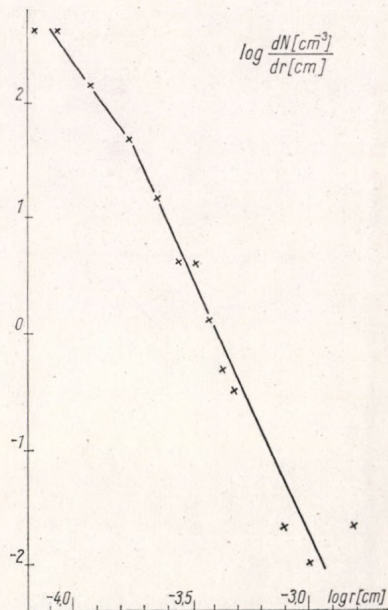
1. ábra. A Microsorban-szűrővel mért össz-szulfát koncentráció és a zselatinos technikával mért szulfát-koncentráció ($r \geq 0,5 \mu\text{m}$) közötti összefüggés

Georgii, Jost és Vitze (1971) által közölt érzékenységet nem tudtuk elérni. Megjegyezzük, hogy Georgii és munkatársai nem a talajon, hanem 200–5000 m magasságban vettek mintákat, ahol a szennyező részecskék száma kisebb lévén, nem zavarták a kiértékelést. Az említett gyakorlati nehézségek következtében méréseink tehát csak a $0,5 \mu\text{m}$ -nél nagyobb sugarú szulfát-részecskékre terjedtek ki.

1974. március 5-től augusztus 5-ig a Központi Légekfizikai Intézet kertjében 2 m-es magasságban 48 mintavételt végeztünk. Java részük „nyári” időjárású napokon történt. Mintáinkat egységesen 14 órakor vettük. Az említett időszakban mérések történtek az aeroszol össz-szulfát tartalmának megállapítására is. Ezeknél a levegőt Microsorban-típusú szűrőkön szívtuk át és a mintát kémiai úton analizáltuk. A kémiai analízisek, valamint a zselatinos mérések között elfogadható korrelációt kaptunk, mely az 1. ábrán látható. A kapott korrelációs együttható $0,5523$, $n = 22$ adatpárból. A regressziós egyenes egyenlete: $y = 0,2156x + 0,9951$, ahol x a zselatinos méréssel, y a kémiai analízissel meghatározott koncentráció ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) logaritmus. A méréseinkből kapott átlagos nagyságeloszlás a 2. ábrán látható. Az eloszlás dőlésének

megváltozása a kisebb részecskéknél valószínűleg részben mérési nehézségekkel magyarázható: a legkisebb reakciógyűrűk észlelését zavarják a „nem szulfát” részecskék szórt fényei. Az is elképzelhető, hogy az impaktor felfogási hatékonysága nem éri el ebben a mérettartományban a gyártó cég által közölt 80% -ot. A mért átlagos koncentráció a $0,5 \mu\text{m}$, valamint az $1,0 \mu\text{m}$ fölötti nagyságtartományban $23/\text{liter}$, illetve $10/\text{liter}$. A nagyság szerinti eloszlás alapján számított átlagos tömegkoncentráció a fenti nagyságtartományokban rendre $1,07 \mu\text{g}/\text{m}^3$, illetve $1,03 \text{g}/\text{m}^3$. Megjegyzendő, hogy az észlelt szulfát-részecskék kb. 90% -a ún. vegyes részecske, tiszta szulfát-reakciógyűrűket főleg csak a kisebb méretűek között találtunk.

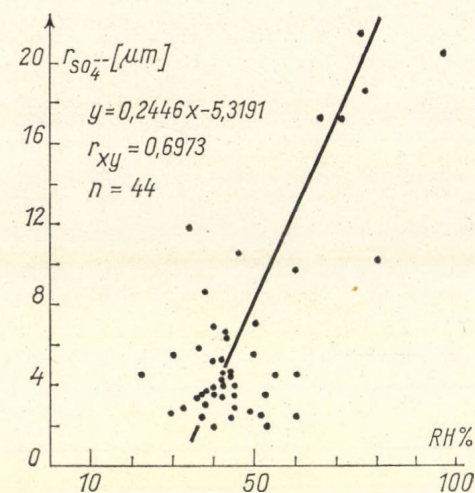
Az adatok értékelése során korrelációt kerestünk a számított tömegkoncentráció, valamint egyes meteorológiai, illetve levegőkémiai paraméterek értékei között. Ily módon a következő eredményeket kaptuk: ösz-



2. ábra. A méréseinkből kapott átlagos szulfát-nagyságeloszlás

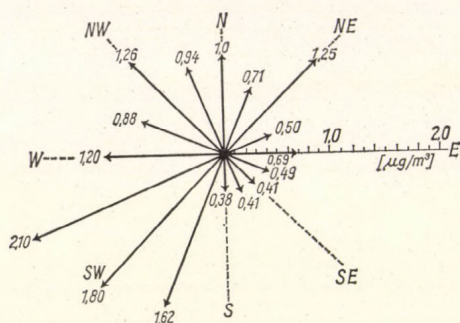
szefüggés mutatkozott a szélirány és a szulfát-tömegkoncentráció között, amit a 3. ábra mutat be. Mint látható, a legnagyobb tömegkoncentrációt nyugat-délnyugati, délnyugati irányból várhatjuk, 1,6–2,0 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ értékkel. Az irány megfelel a főbb ipartelemek, illetve a város irányának. Egyéb városi irányokból (nyugat, délnyugat, észak) fújó szelek esetén átlagosan 1,0–1,2 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ koncentrációkat mérünk. A legkisebb értékeket déli, délkeleti légáramlásból kaptuk, 0,4–0,5 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ -t mérve. A 10 literes minta átvizsgálásakor mért legnagyobb szulfát-részecskék sugara és a relatív nedvesség közötti kapcsolatot a 4. ábránk mutatja be; az ábra szerint nagy (70% fölötti) relatív nedvesség esetén 16–20 μm sugarú szulfát-részecskéket is találtunk.

Végül megemlítjük, hogy a zselatinos technikával meghatározott szulfát-koncentráció és a kén-dioxid-koncentráció között pozitív korrelációt kaptunk, ami arra utal, hogy a tanulmányozott részecskék valószínűleg gázreakciókkal keletkeztek. A többi meteorológiai paraméterrel (pl. sugárzás intenzitása, hőmérséklet, légnedvesség stb.) nem találtunk korrelációt, ami azt jelenti, hogy a nagy és óriás szulfát-részecskék pontosabb keletkezési mechanizmusának megismeréséhez további vizsgálatok szükségesek.



4. ábra. A minta legnagyobb részecskéjének sugara, valamint a relatív nedvesség közötti összefüggés

Összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy a bemutatott eljárással a 0,5 μm -nél nagyobb sugarú légköri szulfát-részecskék koncentrációja és nagyság szerinti eloszlása határozható meg. Módszerünk kombinálása elektronmikroszkópos analízisekkel a jövőben lehetővé teszi a szulfát-részecskék közel teljes spektrumának tanulmányozását.



3. ábra. A légáramlás iránya és a szulfát-koncentráció közötti összefüggés

IRODALOM

- Georgii, H. W., Jost, D., Vitze, W. 1971: Konzentration und Grössenverteilung des Sulfataerosols in der unteren und mittleren Troposphäre. Univ. Frankfurt am Main, Berichte No. 23.
- Lodge, J. P., Fanzo, H. 1954: Extension of gelatine method for the detection of micron-sized particles. *Anal. Chem.* 26, 1829–1831.
- Mészáros, E. 1963: Mesure de la concentration des noyaux géants des sulfates dans l'atmosphère. *Journal de Rech. Atm.* 1, 151–155.
- Podzimek, J., Černoch, I. 1961: Höhenverteilung der Konzentration von Riesenkernen aus Chloriden und Sulfaten. *Geofis. pura applicata.* 50, 96–101.

Néhány adat egy bükki töbör keleti és nyugati lejtőjének fölmelegedéséhez

BOROS JÓZSEF, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszéke,
BÁRÁNY ILONA, József Attila Tudományegyetem Természeti Földrajzi Tanszéke, Szeged

Some Data to the Warming up of the Eastern and Western Slopes of a Sink-hole in the Bükk Mountains. In the study the ground temperature on the eastern and western slopes of the sink-hole in question at levels of 3, 6, 9, 12 and 15 m from the bottom are analyzed. The measurements were made at depths of 10, 20, 25 and 30 cm with electrical soil thermometers. In addition the global radiation with Kipp's instrument was measured. The conclusions were drawn from the measurements of six clear days in August of 1971. According to the results the eastern slope gets less radiation but the warming-up begins earlier and is more intensive; in the extreme values of ground temperature the difference in the uppermost layer is greater on the eastern than on the western slope. This fact is supposed to be the cause of the eastern slopes' being steeper than the western ones, in many cases deprived of soil with crumbled stone surfaces and xerophilous plant communities only.

*

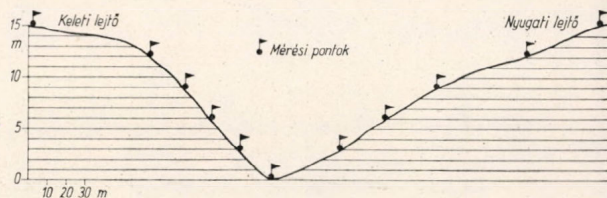
Tanulmányunkban egy bükki töbör nyugati és keleti kitétségű lejtőjének talajhőmérsékletét vizsgáljuk a mikroterek lejtőin lejátszódó lepusztulási folyamatok szempontjából. Mészkefelfelzárkók a mállási folyamatok szabályozásában fontos szerepe van a kőzetfelszínt borító talajok hőgazdálkodásának. A hőmérséklet szélső értékei (ingás) más tényezők mellett részt vesznek a természetes vegetáció kialakításában s a lejtők erdősítési lehetőségeit is befolyásolják. Mindezek tudatában feldolgozásunkban különös gondot fordítunk a talaj-

hőmérséklet extrém-értékeinek elemzésére.

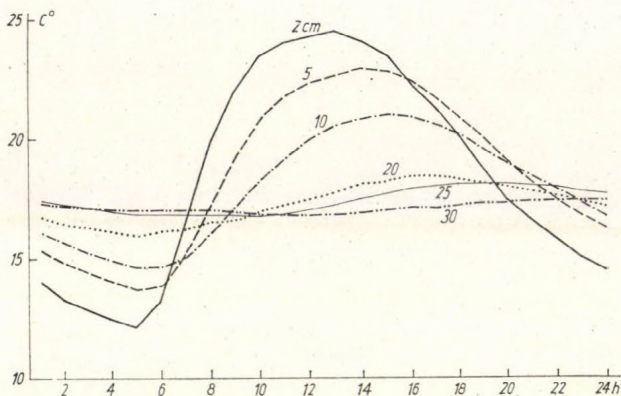
Vizsgálatunk alapjául a JATE Éghajlattani Tanszékének 1971 nyarán a Bükk-hegységben végzett terepklíma-mérései szolgálnak. A közel egyhavi észlelési anyagból 6 derült napot (VIII. 7., 10., 11., 14., 15. és 18.) választottunk ki. Az elektromos talajhőmérők mindkét expozíción a 3, 6, 9, 12 és 15 m relatív magasságban (0 m a töbörfenék), 2, 5, 10, 20, 25 és 30 cm mélységben voltak elhelyezve (1. ábra). A méréseket óránként végeztük.

Előrebocsátjuk, hogy a mérési eredmények áttekintéséből az az általánosan megmutató tény olvasható ki, hogy a talajhőmérséklet szabályozásában fontos szerepe van a talajfelszín feletti 10 cm-es légréteg hőmérséklet-járásának. A töbör 3 m-es szintjén a nyugati expozíción a maximum (27,6 °C), 0,6°-kal magasabb, míg a minimumok mindkét lejtőn azonosak (1,6°). A maximum az E-expozíción 12 órakor, a W-expozíción 14 órakor következik be.

6 és 9 m-en az E-expozíción már 11 óra 30 perckor beállt a maximum, s értéke magasabb, mint a W-expozíción. Ez utóbbin a vizsgált időszakban 14 órakor mértük a legmagasabb hőmérsékletet. A minimumok 10-



1. ábra. A kurtabérci töbör keleti-nyugati metszete



2. ábra. A talajhőmérséklet napi menete a keleti lejtő 3 m-es szintvonalánál (6 derült nap átlaga)

20 perces időbeli eltéréssel következtek be.

Éjszaka a lejtőn felfelé haladva melegebb az E-, mint a W-expozíció. A léghőmérséklet napi menetében az E-expozíció délelőtti gyorsabb felmelegedése tűnik ki. 12 órától estig viszont a W-expozíción magasabb a hőmérséklet.

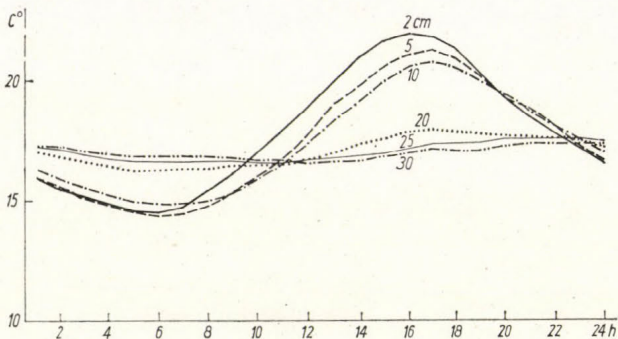
A talajhőmérséklet napi meneteiben a 3 és 6 m-es szinten a két expozíción jelentős különbségeket találunk (2., 3. ábra). 3 méteres magasságban az E-expozíción a 2 cm-es talajrétegben már reggel 5 órakor megindul a gyors fölmelegedés, a nap átlagában 3 óra alatt 8,0 C°-ot emelkedett a hőmérséklet. A W-expozíción a gyors fölmelegedési szakasz 1–2 órával később kezdődik és maximális intenzitása nem éri el a keleti lejtőjét. Az átlagos maximum a keleti lejtőn 24,5° (13 órakor), a nyugatin 22,6° (16 óra-

kor). A keleti lejtőn a vizsgált 6 napon a 2, 5 és 10 cm mélységben délután 16 óráig hőmérsékleti többlet mutatkozott a nyugati lejtőhöz képest.

A 6 m-es szinten a maximumok a W-lejtőn magasabbak, bekövetkezésük ideje megegyezik a 3 m-es szinten tapasztaltakkal.

A talajhőmérsékletek sajátos menete a lejtők eltérő sugárzásbeviteléből adódik. Ezt bizonyítják a lejtőkre jutó globálsugárzás 6 napi átlagértékei (4. ábra). A méréseket Kipp-féle globálsugárzás mérővel végeztük a 9 m-es szinten.

A globálsugárzás mennyisége az E-expozíción már 8 és 9 óra között eléri a legnagyobb összeget: 64,2 gcal/cm² óra, ugyanekkor a W-expozíción még csak 37,5 gcal/cm² óra. A töbörfenék, ami közelítőleg vízszintes felületnek felel meg, ekkor 45,3



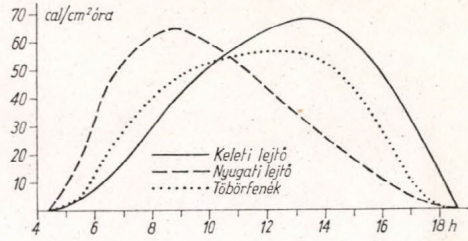
3. ábra. A talajhőmérséklet napi menete a nyugati lejtő 3 m-es szintvonalánál (6 derült nap átlaga)

gcal/cm²óra globálsugárzást kap. A W-expozíció a globálsugárzás 13 és 14 óra között a legnagyobb, 67,0 gcal/cm²óra, tehát valamivel több, mint az E-expozíció maximuma. A napi átlagos globálsugárzás az E-expozíció 467,1 gcal/cm², a W-expozíció 559,5 gcal/cm². A 94,4 gcal/cm²-nap többlet az átlagos napfénytartamokban is tükröződik, a napfénytartam a W-expozíció 1,8 órával több, mint az E-expozíció (I. táblázat).

I. TÁBLÁZAT

A napfénytartam a vizsgált augusztusi napokon

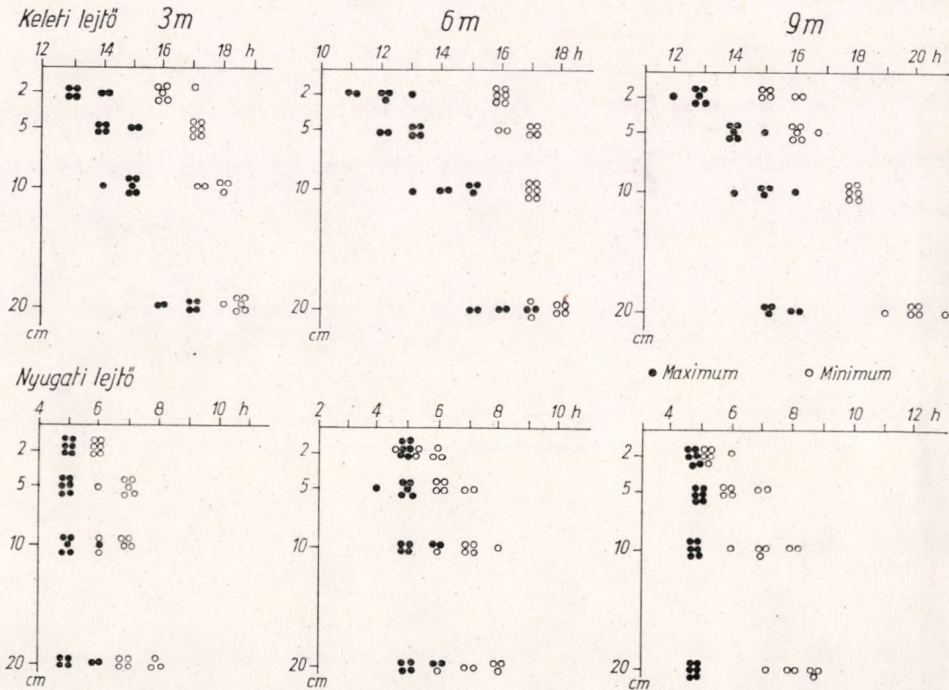
Nap	Keleti lejtő	Nyugati lejtő
1971. aug. 7.	9,6 óra	11,1 óra
aug. 10.	6,1 óra	8,8 óra
aug. 11.	10,4 óra	11,9 óra
aug. 14.	9,6 óra	11,0 óra
aug. 15.	9,8 óra	11,4 óra
aug. 18.	10,4 óra	11,1 óra
Átlag	9,3 óra	11,1 óra



4. ábra. A globálsugárzás napi menete (6 nap átlaga)

Az expozíciós különbségek jól tükröződnek a szélső értékek időpontja bekövetkezésének eltolódásaiban (5. ábra). A töbörfenékhez közelebb (a 3 és 6 m-es szinten), 2 és 5 cm mélyen a két expozíció közötti fáziskülönbség a maximumokban 3 óra. A nagyobb mélységeken a fáziskésés 1–2 órára csökken (mindig a W-expozíció következik be később a maximum).

A 9 m-es szinten az E-expozíció a jó hővezetőképeségű sziklás felszín



5. ábra. A talajhőmérséklet szélső értékei bekövetkezésének időpontja a töbör keleti és nyugati lejtőjének különböző szintjein, a talajréteg 2, 5, 10, 20 cm mélységében

fölött nagyon vékony talajréteg van, ennek következtében a hővezetés is gyorsabb, így a mélyebb rétegekben a két expozíció fáziskülönbsége nagyobb, mint az előzőkben (30 cm-en 4 óra). 15 m magasságban a fáziseltérés már csak 1 óra.

A minimumok esetében kisebb mélységekben nincs lényeges időbeli eltérés a két expozíción, a mélységgel azonban nő az expozíciós fáziskülönbség (megjegyzendő, hogy az E-expozíció talajminőségi különbsége a minimumokban minden szintben tükröződik). Mind a minimumok, mind a maximumok az E-expozíción jelentkeznek korábban, ami a reggeli korábbi napsütés, illetve a délutáni korai önárnyék következménye.

A maximumok és az ingások a 3 m-es szintben nemcsak átlagban, hanem minden derült napon az E-expo-

zíción nagyobbak 20 cm mélységig (II. táblázat).

A 6 m-es szintben már csak az ingás nagyobb, 2 és 5 cm mélységben az E-expozíción. 10 cm-től lefelé, egy derült napot kivéve, mindig a W-expozíción voltak magasabbak a szélső értékek és nagyobbak a napi ingások is. Itt minden mélységben a W-expozíció a melegebb, s ez jellemző a 9 m-es szintre is, azzal a különbséggel, hogy az E-expozíción a talaj mélyebb rétegeiben a vékony talajtakaró miatt már a kőzet jobb hővezetése jut érvényre, ezért ez melegebb, mint a W-expozíció. Természetesen 20 cm mélységben már alig haladja meg az expozíciós különbség az 1 C°-ot. A 12 m-es szintben újra az E-expozíción alakul ki magasabb hőmérséklet. 15 m-en, a töbörperemnek megfelelő szinten, nincs lényeges eltérés a két expozíció között.

Összegezve megállapíthatjuk, hogy a vizsgált töbörben a nyugati és keleti kitettséggű lejtőn a talajhőmérséklet napi menetén mutatkozó különbség a két lejtőre jutó sugárzás különbségéből ered, a különbség reggel, az intenzív fölmelegedés időszakában a legnagyobb. *A talaj hőgazdálkodása a keleti lejtőn a lepusztulási folyamatok intenzitását növeli, s ez a magyarázata annak, hogy a keleti expozíciójú lejtő a töbrök többségében meredekebb, így ott gyakran talaj nélküli, mállott kőzetfelszíneket találunk, szárazságkedvelő és -tűrő növénytársulásokkal.*

II. TÁBLÁZAT

*A talajhőmérséklet jellemző adatai
1971. aug. 7-én*

Expozíció	Max.	Min.	Ingás
		2 cm-en	
Nyugati lejtő	24,0	15,9	8,1 C°
Keleti lejtő	27,6	14,2	13,4
Különbség	-3,6	1,7	-5,3
		5 cm-en	
Nyugati lejtő	23,1	15,7	7,4 C°
Keleti lejtő	25,4	15,4	10,0
Különbség	-2,3	0,3	-2,6
		10 cm-en	
Nyugati lejtő	22,3	16,1	6,2 C°
Keleti lejtő	23,1	16,0	7,1
Különbség	-0,8	0,1	-0,9

Anticiklonok függélyes hőmérsékleti rétegzettsége

FEKETE ILONA, Központi Légekfizikai Intézet, Budapest

Vertical Temperature Stratification of Anticyclones. An aeroclimatological treatment of anticyclones with their centre over Hungary during the period of 1951–1960 is presented in the study. The calculations are made on the basis of night radio-soundings. The yearly and monthly mean temperatures of the anticyclones on the standard levels and the lapse rates between them are determined. A comparison between these results, and the monthly and yearly mean temperatures and lapse rates calculated by *Béll* from the data of the same period and the same soundings is made. The conclusion drawn is that the temperature differences are governed by radiation in the lower 2000–3000 m layer and the downward current above this.

1. Bevezetés

Magyarországon 1950-ben indult meg a rendszeres napi rádiószondás észlelés Budapesten. A nyert adatokból *Béll* két aeroklimatológiai feldolgozást készített, először az 1950–1953 (*Béll*, 1954), majd az 1951–60 (*Béll*, 1965) időszakokra.

Mind Magyarországon, mind külföldön történtek már speciális időjárási helyzetekre vonatkozó aeroklimatológiai feldolgozások is, amelyek elsősorban a függélyes hőmérsékleti profilt vizsgálták. Magyarországra vonatkozó makroszinoptikus helyzetek szerinti feldolgozást *Péczely* (1961) készített. Megadta – többek között – az anticiklonok hőmérsékletének átlagtól való eltérését évszakonként, 5 km magasságig.

Jelen feldolgozás célja az anticiklonok vertikális hőmérsékleti szerkezetének számszerű jellemzése, az anticiklonok hőmérsékleti viszonyainak összehasonlítása az 1951–60. idő-

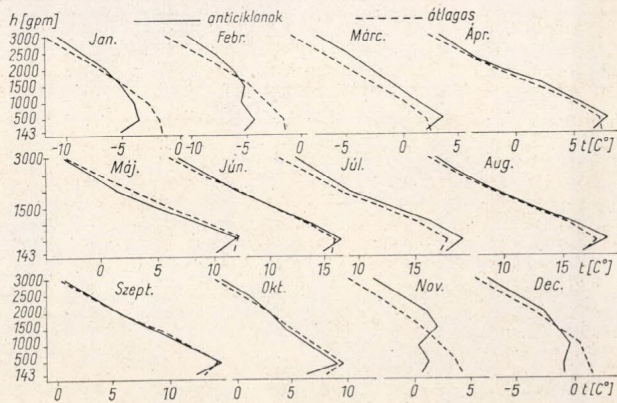
szakra kapott összesített átlagértékekkel (*Béll*, 1965), és az anomáliák oksági vizsgálata. Hangsúlyoznunk kell, hogy az általunk számított adatok Budapest légtérére összehasonlítás céljából ugyancsak az éjszakai órákra vonatkoznak, és az 1951–60-as időszakot ölelik fel.

Az anticiklonok kiválasztása a *Péczely*-féle makroszinoptikus osztályozás (*Péczely*, 1957) alapján történt. Kizárólag az „A”-val jelölt esetek kerültek feldolgozásra, amikor az anticiklon centruma Magyarország fölött volt. Ennek megfelelően a következőkben az „anticiklon”-ra tett megállapítások voltaképpen az anticiklon Magyarország fölött elhelyezkedő központi térségére vonatkoznak. A feldolgozott felszállások időpontja 1957. március 31-ig 03^h GMT, 1957. április 1-től 00^h GMT. A feldolgozásnál legcélszerűbb volt – és a számítógép használata ezt lehetővé tette –, hogy a főszintek (geopotenciál-felületek) adatait a markánsponatok adataiból logaritmikus interpolációval határozzuk meg.

2. Függőleges hőmérsékleti profil

A hőmérsékleti profil alakulását tehát az éjszakai rádiószonda-felszállások anyaga alapján vizsgáltuk meg. A továbbiakban külön tárgyaljuk a 3000 m alatti és a fölötté elhelyezkedő légréteget. Az alsó 2000–3000 m-en ugyanis a sugárzási viszonyok különbözősége, 3000 m fölött pedig a leszálló légmozgás látszik döntőnek az átlagostól vett hőmérsékleti eltérések kialakításában.

Az alsó 3000 m-en, az ún. alaprétegben a hőmérsékleti profil alakulását az 1. ábra szerinti. Január, február, november és december folyamán jóval hidegebb a talajszinten az anticiklon az átlagosnál, és 500–1000 m-en is igen nagy



1. ábra. Függőleges hőmérsékleti profil az alsó 3000 m-en. Budapest, 1951–1960.

az eltérés, bár a magassággal fokozatosan csökken. 1500–2000 m-en ezekben a hónapokban a hőmérséklet eléri, sőt meghaladja az átlagos értéket. A felszínközeli rétegben július és augusztus kivételével a többi hónapokban is hidegebb, azonban 500 m-en általában már melegebb. Ezután 1000–2000 m-ig csökken a különbség. 1000 és 2000 m között az anomália-görbének márciustól októberig minden hónapban minimuma van. Ezután a magassággal emelkedik az anticiklonok hőmérséklete az átlagokhoz viszonyítva, 3000 m-en már május kivételével minden hónapban az anticiklon melegebb.

Az egyes hónapokban az anomáliák jelentősen különböznek egymástól. Májusban pl. a legtöbb szinten hidegebb az anticiklon, márciusban pedig a talajszint kivételével minden szinten jóval melegebb az átlagnál. Az eltérések nagyságát az egyes hónapokban számos ismert tényező, advekción viszonyok, fennállás időtartama, borultság különbözősége stb. be-

folyásolja. Ennek ellenére a hőmérsékleti anomáliáknak igen szoros a kapcsolata az alsó 2000 m-es rétegben a sugárzási viszonyok alakulásával. A talajszinten a sugárzási egyenleg napi járása, 500 m-től 1000–2000 m-ig pedig az évi járása döntő a hőmérsékleti anomáliák kialakításában.

Ismeretes (Péczely, 1961), hogy a magyarországi anticiklonokban minden hónapban kevesebb a felhőzet az összesített havi átlagoknál. Ennek hatására, amikor erős a besugárzás, és a nappalok hosszúak, a talajközelségben az anticiklon erősebben fölmelegszik, ezzel szemben télen, amikor a kisugárzás a döntő, és az éjszakák hosszúak, az anticiklon jobban lehűl. Mindez jól tükröződik az anomáliák alakulásában is.

November, december, január és február folyamán a hőmérsékleti anomália a fokozott kisugárzás miatt 1500–2000 m-ig negatív. Legnagyobb az eltérés a talajszinten, ahol a sugárzási viszonyok befolyása a legerősebb, és

I. TÁBLÁZAT

A hőmérséklet (C°) havi és évi átlagai (fölül) és anomáliáik (alul) a főgeopotenciál-szinteken, a Magyarország fölötti anticiklonok központi térségében, Budapesten, 1951–60-ban

h[ghpm]	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	év
143	-5,1 -3,5	-5,2 -3,8	2,0 -0,5	6,7 -0,7	10,1 -1,7	14,9 -0,7	17,8 0,5	16,7 0,0	12,2 -0,9	6,4 -1,8	0,5 -3,8	-1,0 -2,4	6,3 -1,6
500	-3,5 -1,7	-4,3 -2,7	3,6 1,5	8,0 0,8	12,0 -0,2	16,6 0,7	19,4 1,5	19,0 1,0	14,6 0,2	9,1 -0,6	1,2 -2,5	-1,0 -2,1	7,9 -0,3
1 000	-4,0 -1,2	-5,5 -2,4	1,3 1,2	5,2 0,5	8,6 -0,8	13,8 0,3	16,5 1,3	15,9 0,5	11,6 -0,2	6,5 -0,8	0,2 -2,0	-0,5 -0,9	5,8 -0,4
1 500	-5,0 -0,4	-5,2 -0,5	-0,8 1,6	1,9 0,4	4,9 -1,2	10,3 0,0	12,8 0,9	12,2 0,1	8,4 -0,3	4,3 -0,6	2,0 1,4	-1,5 0,0	3,7 0,1
2 000	-6,5 0,3	-6,3 0,7	-3,0 1,8	-1,7 0,1	1,6 -1,3	7,0 -0,1	9,5 0,8	9,1 0,2	5,5 -0,2	2,8 0,9	0,9 2,3	-2,8 0,8	1,3 0,4
2 500	-8,5 -0,7	-8,0 1,5	-5,0 -2,2	-4,4 0,5	-0,7 -0,4	4,3 0,3	6,8 1,2	6,1 0,2	3,2 0,2	1,0 0,6	-1,3 2,2	-5,1 0,9	-1,0 0,8
3 000	-10,8 0,9	-10,4 1,9	-7,7 2,2	-6,8 0,9	-3,3 -0,2	1,6 0,5	4,3 1,5	3,8 0,7	0,6 0,2	-1,6 0,5	-3,8 2,1	-7,5 1,1	-3,5 1,0
4 000	-17,2 0,6	-16,0 2,3	-13,3 2,5	-12,2 1,5	-9,0 0,1	-3,8 0,7	-1,1 1,7	-1,5 1,1	-4,1 0,8	-6,8 0,7	-8,9 2,6	-13,2 1,2	-8,9 1,3
5 000	-23,5 0,8	-22,4 2,5	-19,8 2,7	-18,7 1,6	-15,5 -0,1	-9,8 0,8	-6,9 1,7	-7,5 0,9	-10,0 0,8	-12,7 1,0	-15,9 2,0	-19,6 1,2	-15,2 1,3
6 000	-30,5 0,8	-29,1 3,1	-27,0 2,8	-26,0 1,5	-22,5 0,0	-16,2 1,0	-13,6 1,4	-13,2 1,6	-16,7 0,6	-19,1 1,4	-22,9 2,1	-26,6 1,4	-22,0 1,4
7 000	-38,0 1,0	-36,5 3,1	-34,9 2,3	-33,7 1,4	-30,0 -0,1	-23,2 1,2	-20,7 1,2	-21,2 0,6	-23,8 0,5	-26,2 1,6	-30,7 1,8	-34,4 1,1	-29,4 1,3
8 000	-45,3 1,0	-44,2 2,5	-42,4 2,2	-41,5 1,2	-37,5 0,1	-30,5 1,4	-28,0 1,3	-28,5 0,7	-31,3 0,5	-34,4 0,9	-38,5 1,7	-42,1 1,0	-37,0 1,2
9 000	-52,1 0,9	-51,6 1,4	-49,5 1,9	-48,7 1,2	-45,8 -0,4	-37,9 1,7	-35,5 1,4	-35,7 1,2	-39,0 0,4	-42,2 0,6	-45,9 1,7	-49,5 0,8	-44,5 1,0
10 000	-57,4 -0,1	-57,4 -0,5	-55,9 0,3	-55,2 -0,3	-53,0 -1,2	-44,9 2,1	-43,0 0,8	-43,2 1,0	-45,9 0,3	-49,4 0,0	-52,7 1,1	-55,7 0,0	-51,1 0,3

a magassággal fokozatosan csökken. Nyáron 1500–2000 m-en az eltérésnek minimuma van. Itt a besugárzás és a leszálló légmozgás melegítő hatása is csekély. Az éjszakai, nyári fel szállások szerint az eltérés maximuma nem a talajszinten, hanem 500 m-en van. A talajszinten a fokozott éjszakai kisugárzás hatására az egész évben a két legmelegebb nyári hónap, július és augusztus kivételével hidegebb az anticiklon. Az említett két hónapban olyan erős a nappali fölmelegedés, hogy azt a fokozott éjszakai lehűlés a rövid éjszakákon nem tudja ellensúlyozni.

Az anticiklonok hőmérsékletének és anomáliáinak alakulását 3000 m fölött az *I. táblázat* alapján vizsgálhatjuk. A teljesség kedvéért az alapszint 3000 m-re is közöljük a főgeopotenciál-szintek számszerű adatait.

Az anticiklonban 3000 m-től 9000 m-ig május kivételével minden hónapban magasabb a hőmérséklet az átlagosnál. Ebben nyilván az anticiklonokkal együttjáró leszálló mozgás ját-

szik szerepet. Az eltérések $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ és $3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ között vannak, a maximum februárban és márciusban. Adott hónapban belül a magassággal csak kis mértékben változnak az anomáliák, az összesített és az anticiklonális hőmérséklet-magasság görbék közelítőleg párhuzamosak.

A májusban fellépő negatív eltérés magyarázható az advekciois viszonyokkal. Ekkor az anticiklont megelőzően igen gyakran északi, északkeleti áramlással hideg levegő érkezik hazánk területére (Péczely, 1957). 9–10 km magasságban a hőmérsékleti anomália általában már csökken, a téli és a kora tavaszi hónapokban pedig, amikor a tropopauza alacsonyan van, negatívvá válik. A gradiens csökkenése, ami szintén ekkor jelentős, arra enged következtetni, hogy anticiklonoknál is lehet már ebben a magasságban a tropopauza. A csökkenő, illetve negatív eltérést pedig a hidegebb sztratoszféra okozza.

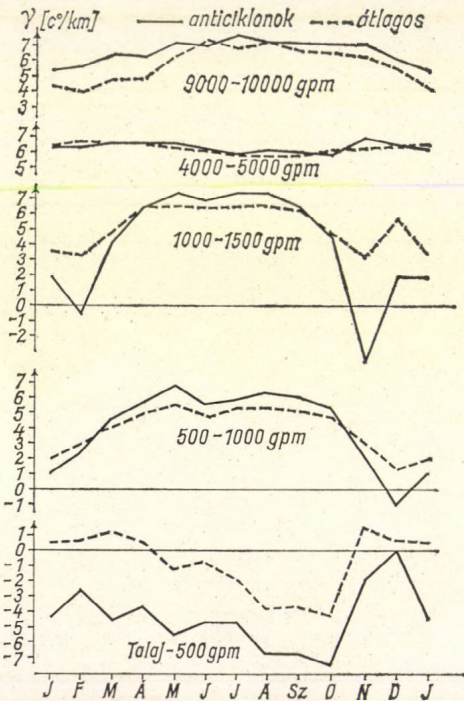
Kiszámítottuk az anticiklon hőmérsékletének évi átlagát is, az eredményeket az *I. táb-*

II. TÁBLÁZAT

A főgeopotenciál-szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradiens ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) havi és évi átlagai (fölül) és anomáliái (alul), a Magyarországon felelő anticiklonok központi térségében, Budapesten, 1951–60-ban

h [gpm]	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	XI.	XII.	év
143– 500	-4,39	-2,56	-4,49	-3,70	-5,51	-4,69	-4,66	-6,72	-6,65	-7,53	-1,97	-0,02	-4,41
	-4,92	-3,15	-5,69	-4,26	-4,25	-3,88	-2,87	-2,86	-2,90	-3,30	-3,45	-0,78	-3,53
500– 1 000	1,05	2,36	4,58	5,65	6,84	5,60	5,85	6,26	5,98	5,30	2,12	-1,00	4,22
	-0,97	-0,60	0,48	0,63	1,28	0,80	0,55	0,90	0,82	0,62	-0,90	-2,40	0,10
1 000– 1 500	1,90	-0,54	4,21	6,50	7,44	6,87	7,41	7,43	6,54	4,38	-3,61	1,96	4,21
	-1,68	-3,84	-0,65	-0,02	0,76	0,37	0,77	0,85	0,24	-0,38	-6,97	-3,82	-1,20
1 500– 2 000	3,00	2,17	4,44	7,14	6,63	6,62	6,50	6,32	5,77	2,85	2,18	2,63	4,69
	-1,36	-2,31	-0,34	0,66	0,17	0,16	-0,04	-0,06	-0,13	-1,37	-1,62	-1,59	-0,65
2 000– 2 500	4,05	3,46	4,06	5,43	4,65	5,40	5,48	5,82	4,45	3,68	4,34	4,47	4,61
	-0,79	-1,66	-0,88	-0,73	-1,59	-0,72	-0,56	-0,20	-0,91	-1,22	-0,02	-0,27	-0,79
2 500– 3 000	4,66	4,84	5,31	4,82	5,25	5,39	5,09	4,69	5,19	5,13	5,12	4,93	5,04
	-0,44	-0,70	-0,09	-0,80	-0,43	-0,47	-0,65	-0,79	-0,01	0,19	0,30	-0,37	-0,35
3 000– 4 000	6,34	5,55	5,56	5,41	5,64	5,38	5,38	5,17	4,71	5,20	5,01	5,65	5,42
	0,23	-0,41	-0,35	-0,62	-0,39	-0,22	-0,17	-0,58	-0,59	-0,15	-0,57	-0,11	-0,32
4 000– 5 000	6,33	6,36	6,56	6,51	6,50	6,08	5,84	6,14	5,95	5,94	6,91	6,44	6,30
	-0,11	-0,24	-0,09	-0,08	0,21	0,00	-0,01	0,33	0,04	-0,25	0,53	0,02	0,03
5 000– 6 000	7,01	6,69	7,49	7,33	6,95	6,40	6,60	5,71	6,69	6,58	7,18	6,97	6,80
	-0,04	-0,60	0,23	0,08	-0,15	-0,22	0,27	-0,62	0,20	-0,22	0,08	-0,19	-0,10
6 000– 7 000	7,43	7,38	7,38	7,53	7,55	6,94	7,08	7,26	7,11	7,06	7,76	7,63	7,34
	-0,20	-0,03	-0,11	0,01	0,16	-0,26	0,16	0,21	0,07	-0,27	0,28	0,10	0,01
7 000– 8 000	7,18	7,69	7,47	7,56	7,72	7,30	7,44	7,34	7,63	8,20	7,82	7,68	7,59
	-0,19	0,51	0,16	-0,10	0,00	-0,13	-0,01	-0,05	0,26	0,71	0,14	0,11	0,12
8 000– 9 000	6,93	7,16	7,10	7,28	7,72	7,34	7,58	7,17	7,68	7,63	7,85	7,50	7,41
	0,25	0,91	0,25	0,07	-0,08	-0,38	0,07	-0,50	-0,02	0,13	0,46	0,29	0,12
9 000– 10 000	5,41	5,72	6,45	6,24	7,17	7,00	7,64	7,34	7,27	7,24	7,06	6,17	6,73
	1,10	1,79	1,67	1,30	0,77	-0,39	0,69	-0,02	0,47	0,62	0,81	0,71	0,80

lázat utolsó oszlopában tüntettük fel. Az anticiklonális évi középhőmérséklet 1500 m-ig mutatkozik alacsonyabbnak az összesített évi középénél. A talajszinten a legnagyobb a negatív eltérés: $-1,6^{\circ}\text{C}$. 1500 m-től 10 000 m-ig a hőmérséklet minden szinten az anticiklonban magasabb. A hőmérséklet eltérése 6000 m-ig $n\delta$, itt eléri az $1,4^{\circ}\text{C}$ -ot, a 10 km-es szinten pedig $0,3^{\circ}\text{C}$ -ra csökken.



2. ábra. A főgeopotenciál-szintek közötti függőleges hőmérsékleti gradiens évi járása. Budapest, 1951–1960.

3. A vertikális hőmérsékleti gradiens

A légkör állapotának igen fontos jellemzője a vertikális hőmérsékleti gradiens (γ). A gradiens ugyanis, mint a termikus stabilitás mértékének kifejezője, a légköri kicserélődés egyik legjelentősebb tényezője.

A vertikális hőmérsékleti gradiens változása a magassággal az éjszakai órákban szembe-tűnően eltér a nyári és a téli hónapokban. Átlagos esetben a gradiensnek a talajszint felett minden hónapban minimuma, 6000–7000 m körül pedig maximuma van. Télen ezt a maximális értéket a görbe fokozatosan veszi fel, nyáron ellenben 1500 m körül egy másod-maximum jelentkezik. A két maximumot a pelpopauza választja el egymástól, ami az összesített aeroklimatológiai feldolgozásnál (Béll, 1954) is jelentkezik.

Az anticiklonok főgeopotenciál-szintek közötti vertikális hőmérsékleti gradienseinek havi átlagait a II. táblázatban tüntettük föl. Az anticiklon éjszaka a talajszint felett minden hónapban stabilisabb az átlagosnál, sőt minden hónapban inverzió kezdődik a talajon, míg ez az összesített havi átlagoknál csak a nyári és őszi hónapokra jellemző. 500 m-től 3000 m-ig télen az átlagosnál lényegesen stabilisabb az anticiklon a fokozott téli kisugárzás miatt, nyáron pedig a fokozott besugárzás miatt 500–2000 m között valamivel nagyobb az anticiklon gradiense. A pelpopauza gradiens-minimuma is határozottabban jelentkezik anticiklonokban, mint az összes esetek átlagaiban.

A talajmenti inverziókon kívül novemberben és februárban 1000–1500 m között, decemberben 500–1000 m között inverzió található az anticiklonoknál. Megvizsgáltuk az inverziók relatív gyakoriságait, és 1000–1500 m között februári és novemberi, 500–1000 m között pedig decemberi előfordulási maximumot kaptunk. A maximum azonban nem olyan erős, hogy egymagában szignifikáns jellemzője lehetne az anticiklonoknak.

3000 m és 9000 m között nincs jelentős különbség az összesített és az anticiklonális átlagos gradiens között. A téli és tavaszi hónapokban, amikor a tropopauza alacsonyan helyezkedik el, 7000–8000 m-től kezdődően a magasság növekedésével csökken a gradiens, ami a tropopauza közelségére utal. A gradienscsökkenés kisebb mértékű az átlagosnál, amit az anticiklonokban a magasabban elhelyezkedő tropopauza okoz.

A γ évi járását a 2. ábrán mutatjuk be. A talajszint és 500 m között hasonló a normális évi járáshoz, minimuma a nyár végén, őszi elején, maximuma télen van, az anticiklon levegője azonban minden hónapban jóval stabilisabb.

500–2000 m között az évi járás megfordul, a stabilitás maximuma télen, minimuma nyáron van. Érdekesen alakul az évi járás 1000–1500 m között, ahol a februári és különösen a novemberi inverzió erős minimumként jelentkezik. Ezt az eloszlást sikerült más vizsgálatokkal (pl. inverziógyakoriság stb.) is megerősíteni.

Magasabban az anticiklonális és a normális görbe közötti különbség elmosódottá válik. Az anticiklon kb. azonos középértékkel és amplitúdóval követi az évi járást. 9000–10 000 m között az anticiklonban július kivételével nagyobb a gradiens, mert a tropopauza magasabban helyezkedik el, mint az összesített adatok átlagaiban (Béll, 1965). Ennek ellenére a január–februári gradiens-minimum anticiklonnál is jelentkezik, csak a magasabb tropopauza miatt kevésbé határozottan.

Kiszámítottuk a hőmérsékleti gradiens évi átlagait, és a kapott adatokat a II. táblázat utolsó oszlopában tüntettük fel. Az anticiklonban a γ évi átlagban a talajszint felett (500 m-ig) – úgy mint a normál évi átlag – negatív,

azonban annál jóval kisebb. 500–1000 m között az anticiklonban valamivel nagyobb a gradiens évi középértéke, amit a márciustól októberig terjedő időszak idéz elő. 1000 m-től 4000 m-ig az anticiklon stabilisabb, fölötté 9000 m-ig a normális és az anticiklonális gradiensek között nincs jelentős különbség. 9000–10 000 m között az anticiklon gradiense a magasabban elhelyezkedő tropopauza miatt nagyobb a normális évi átlagnál.

4. Befejezés

Megállapítottuk, hogy a hőmérsékleti anomáliák havi, igen eltérő sajátosságokat mutatnak: egyes hónapokban minden szinten hidegebb az anticiklon az átlagosnál, vagy közelítőleg azonos a hőmérséklet, más hónapokban viszont jóval melegebb. Az eredmények igazolják feltételezésünket, hogy 3000 m fölött a lezálló légmozgás, az alsó 2000–3000 m-en pedig a sugárzási viszonyok különbözősége meghatározó a hőmérsékleti anomáliák kialakításában. Az anomáliák csak a talajszint közelében követik a sugárzási egyenleg napi járását. 500 m-en a felszállások éjszakai időpontja ellenére az anticiklonok nyáron melegebbek az átlagosnál. Ebben a magasságban az anomáliák a sugárzási egyenleg évi járásával megközelítőleg párhuzamosan alakulnak. A magasság növekedtével a sugárzási viszonyok befolyása csökken. 3000 m fölött az anomáliáknak szabályos évi járása nincs.

Ami a függőleges hőmérsékleti gradienst illeti, a talajszint és 500 m között az erős éjsza-

kai lehűlés miatt minden hónapban stabilisabb az anticiklon. 500 m és 1500 m között az anomáliáknak évi járása van, télen kisebb, nyáron nagyobb az anticiklon gradiense az átlagosnál. 3000 m és 9000 m között az anomáliák nem jelentősek. 9000–10 000 m között a téli és tavaszi hónapokban nagyobb az anticiklon gradiense, mert ezekben a hónapokban ebben a magasságban átlagos esetben gyakrabban figyelhető meg a tropopauza, mint anticiklonális esetekben.

November, december és február során az anticiklonális havi átlagok görbéjén a magasban inverzió jelentkezik. Az inverziók fellépésének magyarázata további vizsgálatokat igényel.

IRODALOM

- Béll, B. 1954: A troposzféra éghajlata Magyarország fölött. *Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai. 28. sz.* Budapest.
- Béll, B. 1965: Jahrgang des Luftdruckes, der Temperatur und der Feuchtigkeit in der Troposphäre über Budapest. *Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai. 35. sz.* Budapest.
- Péczeley, Gy. 1957: Grosswetterlagen in Ungarn. *Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai. 30. sz.* Budapest.
- Péczeley, Gy. 1961: Magyarország makroszinoptikus helyzeteinek éghajlati jellemzése. *Az Országos Meteorológiai Intézet Kisebb Kiadványai. 32. sz.* Budapest.

A hazai meteorológusképzés negyedszázados jubileuma

PÉCZELY GYÖRGY, József Attila Tudományegyetem Éghajlattani Tanszéke, Szeged

Az 1950/51. tanév kezdetén új szakkal bővült az Eötvös Lóránd Tudományegyetem Természettudományi Kara: miniszteri rendelet intézkedett a meteorológusképzés megindításáról. Az önálló meteorológus szak jelentős állomása volt e tudományterület hazai fejlődésének, mert létrehozatala végre megnyugtató módon biztosította az élethivatásukul meteorológiát választó fiatalok *szakszerű kiképzését*, s lehetővé tette, hogy a kellő matematikai és fizikai alapképzettség megszerzése után választott szakmájuk alapvető problémáinak elméleti és gyakorlati megismerésére fordíthassák *teljes tanulmányi idejüket*.

Meteorológiai tárgyak oktatása hazai egyeteminkon és főiskoláinkon természetesen már ezt megelőzően is folyt. A mezőgazdasági, erdészeti és műszaki szakemberképzés keretében ez az oktatás, a rendelkezésre állott viszonylag csekély óraszám ellenére, a harmincas évektől kezdve már elég rendszeres volt és határozott *gyakorlati jelleggel* történt. Az oktatásban megbízott előadókként kezdettől fogva jelentős tevékenységet vállaltak az Országos Meteorológiai Intézet szakemberei (*Réthy Antal, Bacsó Nándor, Béll Béla*).

A *tudományegyetemi* meteorológiai oktatás kezdetei hazánkban századunk első két évtizedére nyúlnak vissza. *Homoródi-Anderkó Aurél* meteorológiai (1907) és *Steiner Lajos* előbb földmágnésségtani (1907), majd később szintén meteorológiai magántanári habilitációja a budapesti Pázmány Péter Tudományegyetem Bölcsészettudományi Karán tették lehetővé azt, hogy az érdeklődő hallgatóság szakavatott tudósok tolmácsolásában ismerkedhetett meg a meteorológia válogatott fejezeteivel, kutatási problémáival. Persze még ezek a rendszeresen megtartott magántanári előadások sem pótolhatták egy önálló meteorológiai tanszék tevékenységét, hisz a magántanár nem volt kötelezhető a teljes tudományterület előadására (előadásai a mai speciálkollégiumoknak feleltek meg), s erre – nem lévén fő hivatású oktatók – egyéb elfoglaltságuk miatt lehetőségük sem volt, noha mindketten igen lelkiismeretesen, nagy ügybuzgalommal látták el oktatómunkájukat (*Homoródi-Anderkó* elsősorban a szinoptikus és általános meteorológia, *Steiner* a dinamikus meteorológia egyes problémáiról hirdette meg előadásait).

Megemlítendő, hogy először a *Tanácsköztársaság* idején merült fel határozott formában meteorológiai és klimatológiai tudományegyetemi tanszék létesítése, amire a kinevezhető személyeket is kijelölték [1]. A tervezet megvalósítására azonban a megváltozott társadalmi-politikai viszonyok miatt már nem kerülhetett sor.

A harmincas években a meteorológiából, illetve klimatológiából képesített újabb magántanárokkal bővült tudományegyetemeink előadó gárdája: a budapesti egyetemen *Száva-Kováts József* és *Aujeszký László*, a szegedi egyetemen *Hille Alfréd*, a pécsi egyetemen *Simor Ferenc*, a debreceni egyetemen pedig *Berényi Dénes* magántanári habilitációja történt meg. *Száva-Kováts* és *Berényi* később mint az éghajlattan magántanári a Földrajzi Tanszékeken intézeti tanári beosztást kaptak, s feladatuk elsősorban a földrajz szakos tanárjelöltek éghajlattani oktatása lett.

A meteorológusképzést azonban ez még természetszerűen nem oldhatta meg. A Magyar Meteorológiai Társaság 1937-ben megkereséssel fordult a vallás- és közoktatásügyi miniszterhez annak érdekében, hogy legalább egyik egyetemünkön legyen a meteorológiának és éghajlattannak tanszéke. Az előterjesztés meddő maradt, és még 1941-ben is kénytelen *Réthy*, az Orsz. Meteorológiai Intézet akkori igazgatója megállapítani: „Sajnos kérésünk nem talált meghallgatásra annak ellenére, hogy ezt a kérést a kultuskormány előtt még a Földművelésügyi Miniszter Úr ó nagyméltósága is nagyon melegen támogatta.” [2]. A Magyar Meteorológiai Társaság a következő memorandumot 1944 elején intézte a vallás- és közoktatásügyi miniszterhez meteorológiai tanszék felállítására ügyében [3]. Az emlékirat többek között rámutat arra, hogy „a meteorológia egyetemi tanszékeinek hiánya nemcsak a hazai természettudományos oktatás hibája, hanem a hiánynak súlyos gyakorlati következményei vannak és ezért – nemzeti érdekből – a hiány kiküszöbölése égetően sürgős kulturpolitikai feladat”. A memorandum – végső argumentumként – statisztikai adatokat közöl az európai országok egyetemlein 1938-ban működött meteorológiai tanszékekről, s rögzíti, hogy ekkor 17 európai állam egyetemlein és egyetemi rangú intézményein 35 egyetemi tanszék szolgált a meteorológiai oktatást.

Az emlékirat most már nem maradt háttal. Ebben minden bizonnyal nem kis mértékben a háborús igények kielégítése is szerepet játszott. 1944 szeptemberében kiírták a pályázatot a Pázmány Péter Tudományegyetem Bölcsészettudományi Karán létesítendő *Légkörtani és Éghajlattani Tanszék* tanári állására. A kiírt állás betöltése és a tanszék felállítása 1945-ben, már a felszabadulás után történt meg [4], az egyetemi tanári kinevezést négy pályázó közül (közülük három az Orsz. Meteorológiai Intézet tudományos tisztviselője) a már hosszabb egyetemi oktatói múlttal rendelkező *Száva-Kováts József* kapta meg.

Az új tanszék önmagában azonban még mindig nagyon keveset változtatott a hazai meteorológusképzés elmaradt állapotán. A csekély személyi létszám (a vezető professzoron kívül egy, majd két tanársegéd), s az önálló meteorológus szak hiánya miatt az oktatásban betöltött szerepe lényegében nem volt nagyobb annál, mint amit a megelőző évtizedben a magántanári előadások betöltöttek. Profilja is meglehetősen szűk körű volt, s azt természet szerint a vezető professzor érdeklődési köre, kutatási területe szabta meg. Így a tanszék első éveiben jobbra csak az éghajlattan területét fedte le, s csupán *Aujeszkynek* a légköri energetika és az időjelzéstani tárgyköréből tartott magántanári előadásai képviselték a légkörfizika egyes területeinek oktatását.

A tanszék 1949-ben a Természettudományi Kar létesültekor ehhez csatolták és *Meteorológiai Tanszékké* szervezték át [4]. A további jelentős fejlődést az 1950/51. tanévben megnyíló négy évfolyamos meteorológiai szak jelentette, amelynek kidolgozott tanterve lehetővé tette azt, hogy a meteorológiai pályára készülő hallgatóknak a kor szintjén álló olyan teljes értékű szakképzést adjon, amilyent a Szovjetunió és sok más állam egyetemei már régóta nyújtottak.

A megoldandó feladatot a személyi összetételében, létszámában lényegében ekkor még változatlan tanszék önjerejéből elvégezni nem tudta volna, ha az Orsz. Meteorológiai Intézet szakképzett külső előadókkal nem kapcsolódik be kezdettől fogva a képzésbe. A meteorológusképzés tanterve e mellett a szükséges alapozó matematikai és fizikai tárgyak oktatásán kívül előírta a meteorológus hallgatóknak a fontosabb határtudományok (természeti és csillagászati földrajz, hidrologia) elemeinek megismerését is. Az oktatásban most már kellő súlyt kaptak a légkörfizika, dinamikus meteorológia, szinoptikus meteorológia, aerológia, agrometeorológia és meteorológiai műszertan kérdései, s külön gon-

dot fordítottak a gyakorlati ismeretek elsajátítására is. A tanszék vezetését 1953 szeptemberében a meteorológusképzés kezdete óta külső előadóként tevékenykedő *Dési Frigyes*, az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója vette át egyetemi tanári kinevezéssel. *Dési* személyében szerencsésen egyesült az egzakt és az általános fejlődésléppést tartó, kutatásokra inspiráló professzor és a meteorológiai szolgálat korszerű fejlesztéséért felelős vezető szakember. Aktivitásával, szervező készségével elérte a tanszék jelentős személyi fejlesztését, könyvtárának nagyarányú bővítését, korszerű szintre hozását. Ekkor jött létre az az igazán szoros és gyümölcsöző kapcsolat a tanszék és a meteorológiai szolgálat között, amely a korszerű meteorológusképzés elengedhetetlen feltétele, s amely mindkét fél számára csak hasznos lehet. *Dési Frigyes* a tanszék 1970-ig vezette, ekkor *Dobosi Zoltán* egyetemi docens kapott tanszékvezetői megbízatást.

A képzés megindulásakor egyik alapvető feltétel volt a megfelelő oktatási segédletek, jegyzetek, tankönyvek biztosítása. Az oktatás segítésére a tanszemélyzet és a külső előadók 23 egyetemi jegyzetet írtak, s a szemléletes oktatás előmozdítására a tanszék szakmai irányításával két felsőoktatási film is készült. A jegyzeteken kívül megjelent *Száva-Kováts J.: Általános légkörtan* (1952) és *Dési F. — Rákóczi F.: A légkör dinamikája* (1969) című tankönyve.

Az 1950 őszen megindult négyéves meteorológusképzés rendszere 1957-ig volt érvényben. Ennek eredményeként 1954–1957 között négy évfolyam 105 végzett fiatal szakembere hagyta el az egyetemet meteorológus-diplomával. Ez a körülmény teremtette meg annak lehetőségét, hogy e négy év során az Orsz. Meteorológiai Intézet diplomás szakembereinek a létszáma több mint háromszorosára emelkedjék, s megalakulhassanak a szolgálat kutató osztályai, vidéki kutatóbázisai.

Az 1957. évi oktatási reform a meteorológusképzést összekapcsolta a matematika-fizika tanár-szakos, valamint a matematikus és fizikus hallgatók képzésével oly módon, hogy ezek speciális meteorológiai oktatásban is részesültek. A szakosodást az 5 évre emelt tanulmányi idő harmadik évétől lehetett kérni. A diplomában a meteorológusképzést is feltüntették. Ezt az intézkedést az ekkor szükségesé, hogy a kezdeti nagy létszámú meteorológus képzése után már nem volt indokolt ennek az ütemnek a fenntartása, (1963–1974 között 52-en szereztek meteorológus képesítést) s a jelentkező elhelyezkedési gondokat a kettős diplomával kívánták megszüntetni.

Az új képzési rend előnyeiről és hátrányai-

ról egyaránt lehetne szólni. Kétségtelen előnye, hogy a matematikában és fizikában erősebben képzett hallgatók jutottak meteorológus diploma birtokába, ám ez az oktatási rend mégis csak bizonyos visszatérést jelentett az önálló meteorológus szak előtti állapotokhoz. A hallgatók végül is (elsősorban a gyakorlati tárgyakban) kevesebb óraszámban kaptak meteorológiát, s kettős diplomájuk megszerzése után kedvezőbb anyagi ajánlatok hatására nem kevesen más munkaterületeken helyezkedtek el, a meteorológus utánpótlást tehát ez a képzési rend nem tudta megnyugtató módon megoldani.

Ez a tény már évek óta érlelte annak gondolatát, hogy új képzési formát kell kialakítani, amely fokozottabb mértékben veszi figyelembe egyrészt a Meteorológiai Világszervezetnek a meteorológusok képzésére vonatkozó javaslatait, másrészt a szakág gyors fejlődéséből és a határtudományokkal való szorosabb együttműködéséből eredő differenciálódás és integrálódás együttes folyamatát. Ezekon kívül további fontos szempont a hallgatók korszerű szintű számítástudományi képzése, továbbá speciális környezetvédelmi szakismeretek megadása.

Az új képzési forma, amely 1975 őszén indul meg, *egységes földtudományi alapképzésen* nyugszik, s a szakosodás a földtudományok különböző ágazataira (meteorológus, geofizikus, geológus, geográfus, térképész) a harmadik évtől kezdve történik. Ezen kívül kisebb létszámú fizikus hallgató számára speciális légkörfizikus képzést is bevezetnek. E kialakuló oktatási rend vitathatatlan előnye lesz az egységes földtudományi szemlélet, s ha a szükséges alapozó tárgyak (matematika, számítástudomány, fizika) kellő mélységű megalapozását végre tudja hajtani, minden bizonynyal jól képzett meteorológus szakemberek hagyják majd el az egyetem padjait. Nyilvánvaló az is, hogy a Meteorológiai Tanszékre újabb és nem könnyű feladatokat

ró majd ez az oktatás. Itt többek között a sztochasztikus folyamatok meteorológiai jelentőségét, a levegőkémia, az agrometeorológia és a hosszabb távú előrejelzések legújabb fejlődését ismertető kötelező előadások és speciálkollégiumok rendszeres megtartására gondolhatunk.

További feladatokat jelent majd azoknak az előadásoknak a megtartása, amelyek a többi geotudományok hallgatóinak szükséges meteorológiai ismereteit alapozzák meg.

Számos gondolat volna még fölvethető a meteorológia *nem meteorológus szakos* hallgatók számára történő egyetemi oktatásának problémáiról, eredményeiről, nehézségeiről, terveiről. Úgy véljük azonban, hogy ez a kérdés annyira szerteágazó, hogy fontossága ellenére sem vállalkozhatunk itt bővebb tárgyalására.

A hazai meteorológusképzés 25 éves jubileuma alkalmából további sikeres munkát kívánunk az ELTE Meteorológiai Tanszékén oktatóknak, s mindazoknak a külső előadóknak, akik hozzájárultak ahhoz, hogy a képzés magas szinten, eredményesen folyt. Meggyőződésünk, hogy az új képzés során is hatékony oktató- és nevelőmunkát végeznek.

IRODALOM

- [1] *Bodolai, I. – Jakus, E.*: A szinoptikus meteorológia és az előrejelző szolgálat fejlődése. Fejezetek a magyar meteorológia történetéből. (Szerk.: Sz. Lőrincz A.) p. 80. Budapest, 1970.
- [2] *Réthy, A.*: Meteorológusképzés. Időjárás 45. évf. (1941) pp. 172–173.
- [3] *Aujeszký, L. – Kéz, A.*: Emlékirat az egyetemeken létesítendő meteorológiai tanszékek ügyében. Időjárás 48. évf. (1944) pp. 24–35.
- [4] (*Főszerk.: Sinkovics I.*): Az Eötvös Loránd Tudományegyetem története 1945–1970. pp. 712–713. Budapest, 1970.

OKE, T. R.: *Review of Urban Climatology 1968-1973 (Az 1968 és 1973 között végzett város-klimatológiai kutatások áttekintése)*. Technical Note No. 134. WMO — No. 383.

A Technical Note 134. száma a COSAMC 1973-ban Bad-Homburgban tartott ülészakán a városklíma témában elhangzott beszámoló anyagát közli, amely a WMO/WHO 1968-ban megtartott *városklíma és építészeti klimatológiai szimpóziuma* óta eltelt időszakban végzett városklimatológiai kutatások összefoglalója.

Az első rész a város-légkör rendszerre vonatkozó megfigyelések eredményeit foglalja magában. Részletesen ismerteti a sugárzás-egyenleg és a vízháztartás komponenseire vonatkozó eredményeket, majd ezek figyelembevételével az energiamérleget. Végül a városi térségre jellemző energiamérleg klimatológiai hatását tárgyalja. Ennek keretében a városi léghőmérséklettel, légnedvességgel és szélviszonyokkal foglalkozik.

A második részben az energia és cirkulációs modellek következő három problémakörét tekinti át a szerző: 1. Határréteg-modellezés története; 2. felszíni energiamérleg egyenlete; 3. megoldásra váró kutatási feladatok.

A fejezet a további kutatásokra tett javaslatokkal zárul. Mindkét részt értékes információit nyújtó táblázatok egészítik ki. Kiemelendő értéke a kiadványnak, hogy az eredmények ismertetésén túl felhívja a figyelmet azokra a jelenségekre s tényezőkre, melyek további kutatására figyelmet kell fordítani, illetve a vitatott eredmények felülvizsgálatának szükségességére.

A munka összefoglaló jellegéből fakadóan nem nyújt ugyan részletes módszertani útmutatást, s a közölt eredmények mérésének körülményeit is csak vázolja, a gazdag irodalomjegyzék azonban módot ad az érdeklődőknek, hogy a különböző témakörökről bővebb információt nyerjenek.

Az eredmények ismertetésére csak vázlatosan térünk ki, hangsúlyozva az egyes témakörök megoldatlan kérdéseit.

A *sugárzási egyenlegre* vonatkozó vizsgálatok — a légköri sugárzásmérleg meghatározására irányuló egyetlen kísérlet kivételével — a felszíni sugárzásmérleg elemeire vonatkoznak. Véglegesen elfogadható eredmény azonban e témában még nincs. Részben mérések, részben számítások, becslések alapján a következő állapítható meg. A vidéki területekhez viszonyítva a városi sugárzási egyenlegben valamivel alacsonyabb bevétel mutatkozik nappal, és kicsit nagyobb veszteség éjszaka. Az eltérések mértékére eltérő eredmények adódtak, s a változás tendenciájának magyarázata sem egyszerű.

A *városi vízmérleg* kutatására a jövőben nagyobb figyelmet kell fordítani. Jelenlegi ismereteink csupán közelítő becslésre alkalmasak. A városiasodásnak tulajdonítható felszíni hidrológiai változások tendenciája még a két leglényegesebb összetevő (csapadék, evapotranspiráció) vonatkozásában is ismeretlen. A mű különösen a fűtés következtében felszabaduló vízgőz vizsgálatának szükségességére hívja fel a figyelmet.

Az *energiamérleg* műszeres meghatározása mind ez ideig csak szórványosan fordult elő, az eredmény általános következtetésre alkalmatlan. Csupán a város és vidék közötti relatív eltérés ismert. A sugárzási egyenleg gyenge deficitet mutat. A természetes sugárzási energiát azonban kiegészíti az antropogén tevékenység során felszabaduló hő (Q_F). A városi vízmérlegben kevesebb a párolgáshoz (Q_E) a vízmennyiség, ennek következtében arányosan több energia jut a turbulens kicserélődésre (Q_H) és a felszín alá irányuló hőfluxus (Q_G) számára.

Az energiamérleg tárgyalásakor mellőzik az advekcio hatásait, a csapadék általi energia-szállítást, sűrűlőást, hóolvadást. Problémát jelent Q_F meghatározása, mivel az energiaegyenleg többi tagjának közvetlen mérése magában foglalja Q_F levegőbe távozását. Q_H és Q_F meghatározásában a város-légkör rendszer határfelületének természete jelenti a legnagyobb akadályt. E két tényező meghatározására három közelítő eljárást alkalmaznak: 1. Klimatológiai közelítések; 2. egyes sugárzási fluxusok közvetlen mérését, a maradék tagok becslését; 3. pontvizsgálatokat (értékeik reprezentativitását tekintve erősen a kiválasztott hely függvényei).

Továbbra is kutatási terület a turbulens kicserélődés, valamint a mikro méretű terek és a mezoskálájú városi határréteg közötti kapcsolat.

A városi *hőtárolóképeség* értékeinek meghatározását hőfluxus lapok beépítésével kísérelték meg. Fejlődést jelentenek az izolált horizontális felületekről és épületek belsejéből kiáramló energiára vonatkozó ismeretek. Célszerű a tetőszint alatti hőtárolás meghatározása viszonylag mozdulatlan levegő és változatlan vízgőztartalom esetén.

A városi térség hatására módosult légköri *anyag- és energiaforgalom* klimatológiai hatásaira vonatkozó vizsgálatok nagy része csak a tanulmányozott városra nyújt egyedi tájékoztatást.

A *légghőmérséklet* ismertetése során tárgyalja a szerző a vertikális hőmérsékleti struktúrát, a városi határreteget kialakító folyamatot – mint megoldatlan kérdést –, a hősziget jelenségét és a hősziget intenzitásának meghatározására empirikus, szemiempirikus alapon kidolgozott egyenleteket.

A *légnedvesség* tárgyalásakor kiemeli, hogy a város és vidék közötti tényleges légnedvesség eltéréseinek megadásakor a relatív nedvesség helyett célszerűbb abszolút vagy specifikus nedvességet, keveredési arányt, gőznyomást vagy harmatpontot alkalmazni.

A *szélviszonyok* ismertetésekor kitér a szélprofil számítására alkalmas képletek városi körülmények közötti alkalmazhatóságának kérdésére. Kiemeli a városi térségre jellemző érdességi paraméter meghatározásának fontosságát, mivel az eddigi számítások eredménye hibás alkalmazásokhoz vezet. Tárgyalásra kerülnek a városi turbulencia karakterisztikájára és a városi szélmezőre vonatkozó eredmények.

A kiadványnak a *modellezéssel* foglalkozó második része beszámol a legutóbbi évek városi határreteg jelenségeinek tanulmányozására készített matematikai, fizikai modellekről, melyek a felszín termikus jellemzőinek, energiacserejének, illetve a felszín – légkör rendszer szimulálására szolgálnak.

A *határreteg modellezés története* címszó alatt a szerző felsorolja a lineáris, a két és háromdimenziós modelleket, és számba veszi, hogy az egyes modellek mely határfeltételeket hanyagolják el. A felsorolt modellek közül több felhasználja a felszíni energiamérleget; így fölmerülnek ennek modellezésével kapcsolatos problémák is. A beszámoló hangsúlyozza, hogy az energiaegyenlegben szereplő tagokat az ideális meghatározás szerint csak néhány modell foglalja magában.

A városi határreteg modellezésekor alapvető nehézség az, hogy a városi határreteg-struktúráról kevés az adat. Kérdéses az is, hogy a primitív egyenletek, vagy az örvényességi egyenletek alkalmazása célszerűbb-e. A határreteg modellezés legnehezebb problémájának a szerző az örvényszállítási koefficiens meghatározását tartja.

Befejezésül a további fejlődés feltételeit írja le.

A városklimatológiai kutatások, tanulmányok eddig ismert legértékesebb, legátfogóbb áttekintését tartalmazza e kiadvány, amely elsősorban az USA-ban végzett kutatásokra terjed ki.

Durayné Vértesy Mária

IRIBARNE, J. V. and GODSON, W. L.: *Atmospheric Thermodynamics (Légköri termodinamika)*. D. Reidel Publishing Company, 222 old. 81 ábra, 15 táblázat

A fizika egyik legalaposabban kidolgozott ága a termodinamika. A termodinamika törvényeinek fölfedezésével szinte egyidejűen megkezdődött a légköri folyamatokra történő alkalmazásuk is, így minden légkörfizikai és dinamikus meteorológiai kézikönyv szentel egy vagy több fejezetet a légköri termodinamikának. Jóllehet mind az elméleti, mind a gyakorlati munkában lépten-nyomon adódnak termodinamikai természetű problémák, mégis légköri termodinamikai kézikönyv vagy tankönyv még a nagy világnyelveken is alig született. Ez a helyzet az angol nyelvű szakirodalom területén is. Ennek a hiánynak a felszámolására törekedtek szerzők könyvük megjelentetésével, sőt arra vállalkoztak, hogy a tárgyat tankönyv formájában dolgozzák fel, és arra törekedtek, hogy könyvük anyagát a kezdő szakemberek általános termodinamikai ismeretek birtokában minden nehézség nélkül elsajátíthassák, egyúttal művük forrásmunkául is szolgálhasson mind az elmélet, mind a gyakorlat területén dolgozóknak.

A kettős célt sikeresen oldották meg, ezt részben pedagógiai jártasságuk, részint a témakör iródmának kitűnő ismerete tette lehetővé. A könyv a témakörben általánosan szokásos anyagnál tágabb ismereteket ölel fel, és meghaladja a WMO által ajánlott termodinamikai tudnivalók terjedelmét is.

A szerzők föltételezik, hogy az olvasó általános termodinamikai ismeretekkel rendelkezik, így az első fejezetekben tárgyalt alapismeretek megfogalmazásakor a túlmagyarázás helyett a világos és tömör fogalmazásra törekednek, hogy a későbbiek során a jó terminológiai előkészítettségre támaszkodhassanak. A heterogén és nyílt homogén rendszerekre vonatkozó megfontolások arra vezetnek, hogy a víz – gőz rendszer tárgyalásában, a felhő termodinamikai sajátosságainak vizsgálatában támaszkodhassanak a termodinamikai potenciál, a szabad energia és entalpia fogalmára és a kémiai potenciálra. Ilyen előkészítés után tárgyalhatják a nedves levegő és a felhő entalpiája, belső energiája és entrópiája kérdéseit.

A gyakorlati munkák végrehajtásához szükséges segédleteknek, az aerológiai diagrampapíroknak külön fejezetet szentelnek, s itt nem csupán a diagramok felépítéséről és felhasználási köréről olvashatunk, hanem az egymással való összehasonlításról is. Ez az előkészítő munka teszi lehetővé a légkörben fellépő termodinamikai folyamatok egzakt tárgyalását az izobárikus lehűléstől a kondenzáción keresztül, a horizontális és adiabatikus-izobárikus keveredésig, valamint a reverzibilis és pszeudo adiabatikus folyamatokig és végül a konzervatív tulajdonságokig.

Mivel a szerzők az energiaátalakulások termodinamikájával is megismertetik az olvasót, röviden tárgyalniuk kell a légköri sztatika törvényeit: a hidrosztatikai egyenletet, az ekvipotenciális és izobárikus felületeket, a geopotenciál fogalmát, a termikus gradienst, a homogén, az izoterm és a standard légkört. Ezután térnek rá a függőleges stabilitás kérdéseire, ahol a részecske-módszertől, a stabilitási kritériumon keresztül fokozatosan haladnak a föltételes stabilitás, a potenciális és konvektív instabilitás felé, ahol a stabilitási paraméterek időbeli változásának kérdéseivel is foglalkoznak. Számítást mutatnak be a lehetséges maximális csapadék becslésére, és könyvüket a belső és potenciális energia számításával, az energiaátalakulások folyamatának nyomonkövetésével, a hasznosítható potenciális energia taglalásával zárják le.

A gazdag tartalom jobb megértését, a gyakorlatban való felhasználhatóságát segíti elő a fejezetek végén fölvetett, az olvasó által megoldandó feladatok. A világos és széprajzú ábrák csak emelik a könyv didaktikai értékét. A kiadó is gondos munkát végzett. A könyv tanulmányozását az egyetemi hallgatóknak s a szakembereknek egyaránt ajánljuk, mivel a mű a légköri termodinamika sokoldalú, jól átgondolt összefoglalása.

Rákóczi Ferenc

МУЧНИК, В.М.: **Физика грозы** (*A zivatarok fizikája*). Leningrad, Hidrometeoizdat. 1974. 351. old., 77 ábrával. 14,5×22 cm.

A szerző a zivatarkéletkezés fizikájával, valamint azzal a hatással foglalkozik, amelyet a villamos erőter kifejt a cumulonimbus-felhőkben lejátszódó elemi folyamatokra. Azt a célt tűzte maga elé, hogy egy hiányosságot töltsön be a fenti problémának az irodalmában. Korszerű adatokat szolgáltat a felhők dinamikus szerkezetéről és különösképpen a zivatarfelhők villamos szerkezetéről. Kritikai elemzésnek veti alá a különféle zivatarméleteket és megkísérli egy összesített jellegű zivatarmélet felállítását. Adatokat közöl a „meleg” zivatarokról és megvizsgálja keletkezési föltételeiket.

A zivatarméletre és a zivatarok előrejelzésére vonatkozó gazdag szakirodalomban még nem jelent meg e műhöz hasonló részletes és átfogó monográfia. A szerző alaposágát bizonyítja, hogy az irodalmi jegyzékben nem kevesebb, mint 592 irodalmi hivatkozás található, ezekből 206 orosz nyelvű, a többi pedig legnagyobb részét angol nyelvű munkára vonatkozik.

A kötet anyagbeosztása a következő: 1. fejezet: A villamos erők hatása a felhőkben lejátszódó folyamatokra (7—91. old.) 2. A cumulonimbus-felhők felépítése és villamossági szerkezete (92—165 old.) 3. Elemi elektrifikációs folyamatok a zivatarfelhőkben (165—243. old.) 4. A zivatarvillamosság elmélete (zivatarméletek), (252—303 old.) 5. A zivatarvillamosság mesterséges úton való szabályozásának problémája (304—321. old.)

A munka nem hiányozhat egyetlen olyan kutatónak a könyvespolcáról sem, aki felhőfizikával vagy légkörivillamosságtannal foglalkozik.

Aujeszky László

A METEOROLÓGIAI VILÁGSZERVEZET VII. KONGRESSZUSA

1975. április 28-tól május 23-ig 130 ország közel 450 képviselőjének részvételével zajlott le Genfben a Meteorológiai Világszervezet VII. kongresszusa. A WMO legfőbb irányító szervének, a kongresszusnak összehívására négyévenként kerül sor. Hazánkat négytagú delegáció képviselte: *Czelnai Rudolf*, a delegáció vezetője, *Ambrozyné Mohácsi M.*, *Elek Beáta*, valamint *Starosolszky Ödön* hidrológus.

A kongresszus a Meteorológiai Világszervezet tevékenységét 6 fő program keretében tárgyalta.

1. A Meteorológiai Világszolgálat (WWW) programja

A WWW az időjárás megfigyelésének, az adatfeldolgozásnak, a nyers és feldolgozott adatok nemzetközi cseréjének koordinált, dinamikus, operatív rendszere. Minden tagállam aktívan hozzájárul ehhez a rendszerhez, ugyanakkor gyakorlati előnyeit is élvezzi, amelyről a kongresszus megállapította, hogy ez továbbra is elsőbbséget élvező, legfontosabb programja a Világszervezetnek.

A WWW lényeges új eleme az 1976–80-ra kiterjedő periódusban, hogy a *globális megfigyelési rendszer* (GOS) két alrendszerből fog állni, nevezetesen föld-bázisú és űr-bázisú megfigyelési alrendszerből. Az űr-bázisú alrendszer az első GARP globális kísérlet (FGGE) időtartama (1977–79) alatt 5 földszinkron- és 2 poláris pályán keringő mesterséges holdból tevődik majd össze. A föld-bázisú alrendszer egyik fontos adatforrása lesz az elkövetkező periódusban a repülőgépeken történő meteorológiai megfigyelés, részben a repülőszemélyzet, részben pedig automata műszerek segítségével. A kongresszus kérésére a Repülésmeteorológiai bizottság (CAeM) és az ICAO IX. Légi-navigációs konferenciája soron következő közös ülésén tárgyalni fogja a repülőgépeken végzett meteorológiai megfigyelések késedelem nélküli továbbításának megszervezését a földi állomásokhoz és onnan a meteorológiai szolgálatokhoz. A WWW GOS komponense az észak-atlanti meteorológiai állomások rendszerére (időjárás hajók) is támaszkodik, amely 1975. június 1-től már nem az ICAO, hanem a WMO égisze alatt, WMO-tagállamok által üzemeltetve folyik. A rendszer fenntartásához önkéntes felajánlás formájában a Magyar Népköztársaság is hozzájárul.

A WWW *globális adatfeldolgozó rendszerének* (GDPS) újonnan elfogadott tervében a világ-

regionális és a nemzeti meteorológiai centrumok (WMC, RMC, NMC) real-time és non-real-time funkcióját jobban meghatározzák, és a munkát könnyítő hivatkozások történnek a GDPS-kézikönyvre (*Guide on the GDPS*).

A WWW *globális távközlési rendszerének* (GTS) tárgyalásánál a következő változásokat fogadta el a kongresszus. Peking regionális távközlési központként (RTH) fog működni a fő-törzsvonalon, a Peking–Tokió közötti vonal pedig a fő-törzsvonal egy ágaként szerepel majd. A fő-törzsvonal New Delhi és Melbourne közötti ágát megszüntették, de hangsúlyozták annak szükségességét, hogy a Tokió–Melbourne szakaszon a nagy sebességű adat- és fakszimile-forgalom megkezdődjék. A célból, hogy az északi féltekén a főtörzsvonal bezáródjék, a kongresszus elfogadta, hogy a New Delhi–Tokió vonalszakasz a fő-törzsvonal részévé váljék.

A kongresszus sajnálattal állapította meg, hogy a GOS és a GTS valószínűleg nem lesz teljesen készen az 1976–79-es periódusban, ezért kérte a tagállamokat, hogy tegyenek meg mindent annak érdekében, hogy a szükséges észlelő állomások, valamint a szükséges távközlési berendezések kezdjék meg működésüket jóval az első GARP globális kísérlet előtt.

A kongresszus a Meteorológiai Világszolgálat tökéletesebb működésének biztosítására egy időnként megismétlődő ellenőrzési rendszer tervét fogadta el. Az ellenőrzés ki fog terjedni az észlelések rendszerességére, az észlelési adatok minőségére és pontos kódolására, a nemzeti meteorológiai centrumokban az észlelési adatok begyűjtésének idejére és hiánytalanságára, a WMO kód- és távközlési előírások betartására, a regionális és világ-centrumoknál az észlelési adatok begyűjtésére, az adatok és a feldolgozott információk cseréjére a regionális meteorológiai hálózatban és a fő-törzsvonalakon.

2. Kutatási és fejlesztési program

Ennek a programnak a gerincét a Meteorológiai Világszervezet és a Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsa égisze alatt működő *globális légkörkutató program* (GARP) alkotja. A GARP *atlanti trópusi kísérlet* (GATE) operatív fázisa 1974 szeptemberében lezárult, az adatok értékelése és tudományos feldolgozása azonban még hátra van. Ezenkívül a legfontosabb feladat a következő 4 éves periódusban

az első globális GARP-kísérlet (FGGE) előkészítése és megvalósítása.

A kongresszus által elfogadott tervek szerint az FGGE megfigyelő rendszere alap- és speciális észlelési rendszerből fog állni. Az alap megfigyelő rendszer magában foglalja a WWW föld-bázisú és űr-bázisú megfigyelési rendszerét. A speciális észlelési rendszer pedig a következő elemekből áll: kísérleti mesterséges holdak, hordozó- és állandó-szintű ballonok, űszó bóják, speciális automata műszerekkel ellátott repülőgépek. Ennek a hatalmas GARP-kísérletnek a sikeres végrehajtásához valamennyi WMO-tagállamnak együttes erőfeszítésére van szükség, egy részt a WWW különböző összetevőinek a bevezetésében, másrészt a FGGE speciális megfigyelési rendszeréhez történő hozzájárulásban.

A kutatási programok között érdekes megemlíteni az újonnan felvetett *időjárás-módosítási programot*, amely első ízben szerepel ilyen formában a kongresszus napirendjén. Elfogadása előtt élénk vita alakult ki, főleg a téma jogi vonatkozásainak várható bonyolultsága miatt voltak ellenzői. A kongresszus végül megállapította, minthogy évenként a különböző országokban több mint 100 millió dollárt költenek időjárás-módosítási kísérletekre, megérett arra az idő, hogy egy megfelelő tudományos és technikai tapasztalatokkal rendelkező nemzetközi szervezet – ilyen a WMO – irányítsa a tudományos tervezés, végrehajtás és kiértékelés munkáját. Ennek a programnak első konkrét megvalósítási formája a *csapadéknövelési kísérlet* lesz, amelyet a végrehajtó bizottság által meghatározandó időpontban, időtartammal és helyen fognak végrehajtani. A WMO tevékenysége egyébként ezen a területen inkább az ilyen jellegű kísérletekben részt vevő országok között a koordináló és irányító szerep lesz.

3. Alkalmazott meteorológiai és környezetvédelmi program

Az alkalmazott meteorológiai és környezetvédelmi program elsődleges célja az, hogy segítse a tagállamokat a gazdasági és szociális fejlesztés, valamint a környezetvédelem területén. Ennek a programnak a fő komponenseit az alábbiakban ismertetjük.

a) *Meteorológia alkalmazása a repülésben.* A kongresszus megállapította, hogy a WMO-nak továbbra is nagy figyelmet kell szentelnie a repülésmeteorológia fejlesztésének, különösen a repülőgépek fel- és leszállásakor fellépő meteorológiai jelenségeknek. Ilyen pl. az alsóbb rétegekben a szélnyírás és a turbulencia, valamint a ferde látás mérése és jelentése az érkező repülőgépeknek. Hosszasan tárgyalták annak lehetőségét, hogyan lehetne csökkenteni, illetve áttekinthetőbbé tenni a pilóták eligazítására szolgáló meteorológiai dokumentációt. Az ICAO képviselője felhívta a figyelmet a repülőtéri észlelések, valamint a rövidtávú leszállási

és repülőtéri előrejelzések minőségi javításának szükségességére.

b) *Meteorológia alkalmazása a mezőgazdaságban.* A kongresszus megtárgyalta az ENSZ XXIX. közgyűlésének, majd az Élelmezési Világkonferenciának kezdeményezésére felvett agrometeorológiai programot, amely a termés és az időjárás kapcsolatának tanulmányozásával kíván hozzájárulni a világ sok részén fennálló élelmezési problémák megoldásához. Ennek a programnak azonban volt egy árnyoldala is. A programban szerepelt az időjárás tényezők figyelembevételével készíthető termés-hozambecslés, amely piaci árspekulációkra adott volna lehetőséget. A Szovjetunió és a szocialista országok ezért élesen bírálták a programnak ezt a részét. A kongresszus végül elvetette az eredeti javaslatot. Az új formában elfogadott programban a Meteorológiai Világszervezet csak a meteorológiai információt szolgáltatja a FAO információs és veszélyjelző rendszeréhez. A kongresszus hangsúlyozta, hogy bár külön agrometeorológiai programra nincs szükség, a nemzeti meteorológiai szolgálatoknak figyelmet kell szentelniük az agrometeorológiai hálózat és agrometeorológiai szolgáltatások fejlesztésének, a terméshozam és az időjárás közötti kapcsolat kutatásának.

c) *A meteorológia, klimatológia és hidrológia speciális alkalmazásai.* A kongresszus felhívta a tagállamok figyelmét, hogy keltsék fel az érdeklődést a gazdasági élet különböző szektoraiban működő felhasználók körében a meteorológiai, klimatológiai és hidrológiai adatok felhasználásának lehetősége és hasznossága iránt. Végezzenek vizsgálatokat a meteorológia, klimatológia és a hidrológia alkalmazásának módszereire, és kiadványokban ismertessék ezen információkat, különösen olyan problémákra vonatkozóan, mint a földhasználat-tervezés, emberi települések tervezése, a légköri energiakészlet, humán biometeorológia.

d) *A meteorológia és hidrológia szerepe a gazdasági és társadalmi fejlődésben.* A világ élelmezési és energiahelyzetével kapcsolatos gondok bizonyítják, hogy az időjárás és az éghajlat, valamint változásuknak növekvő a hatása a gazdasági és szociális fejlődésre, mind nemzeti, mind nemzetközi szinten. Növekvő az igény a meteorológia alkalmazása iránt a modern társadalom különböző tevékenységében, és ezek az alkalmazások jelentősen hozzájárulnak az ENSZ által kezdeményezett gazdasági fejlesztéshez. A meteorológiai és hidrológiai szolgáltatások haszon – költség kapcsolatának vizsgálata, amely jelenleg néhány országban – közöttük hazánkban is – folyik, jelentősen segíti a meteorológia alkalmazásából származó nemzeti haszon kimutatását.

e) *Meteorológiai és környezetvédelmi program.* A kongresszus megvizsgálta a WMO tevékenységét a környezetszennyeződés területén. Megállapította, hogy a környezetszennyeződés egyre növekvő aggodalmat okoz az emberiség

nek, ezért a WMO-nak még nagyobb felelősséget kell vállalnia ezen a területen, mint korábban. A szennyező anyagok életciklusának jobb megértéséhez nemcsak a légszennyeződés, hanem a tenger és a szárazföldi vizek szennyeződésének vizsgálata is rendkívül fontos feladat. A WMO a szárazföldi vizek szennyeződésével kapcsolatos vizsgálatokat az *operatív hidrológiai program* keretében kívánja megvalósítani. A WMO kéri a tagállamokat regionális és alapállomások felállítására, új és javított módszerek bevezetésére a környezeti szempontból fontos szennyező anyagok mérésénél. Folytassanak vizsgálatokat – szükség esetén más tagállamokkal együtt – a szennyező anyagok cseréjére, átalakulására, terjedésére és hígulására vonatkozóan a légkörben, az óceánokban és a szárazföldi vizekben, valamint ezen közegek közötti cseréjére.

A *környezetvédelmi program* keretében került megtárgyalásra az éghajlatváltozás, és ennek a környezetre gyakorolt hatása. A kongresszus megállapította, hogy az éghajlatváltozások okainak jobb megértéséhez és előrejelezhetőségüknek meghatározásához elsősorban azokból a kutatásokból várható eredmény, amelyet az egyes nemzeti meteorológiai szolgálatok végeznek a GARP-pal kapcsolatban.

4. Hidrológiai és vízkészletfejlesztési program

Ez az újonnan felvett program elsősorban hidrológiai adatok gyűjtésének, továbbításának és feldolgozásának megszervezését, hidrológiai előrejelzési módszerek kidolgozását foglalja magában. A WMO ezen a területen szorosan együtt kíván működni az Unescoval és más nemzetközi szervezetekkel a *nemzetközi hidrológiai program* keretében.

5. Technikai együttműködési, oktatási és továbbképzési programok

A technikai programok megvalósításának pénzügyi fedezetét a WMO saját költségvetésén kívül az ENSZ *fejlesztési programja* (UNDP) keretében nyújtott támogatás és az *önkéntes segélyprogram* (VAP) biztosítja.

A kongresszus meglepéssel állapította meg, hogy a VI. pénzügyi időszakban az UNDP keretében nyújtott támogatás mintegy 23 millió dollárt tett ki, ami kb. 50%-kal haladja meg az előző négyéves időszakban kapott támogatást. Ugyancsak kedvezően alakult az önkéntes segélyprogram. A kongresszus határozata értelmében a következő pénzügyi időszakban arra kell törekedni, hogy a VAP elérje az évi 6 millió dollárt.

Az UNDP-segély iránti igény programját az egyes államok a népgazdaság minden ágára kiterjedően készítik el. Ezért a kongresszus hangsúlyozta annak szükségességét, hogy a nemzeti tervezési intézményeknél tudatosítani kell azt a fontos szerepet, amelyet a meteorológiai és

hidrometeorológiai szolgálatok játszhatnak az ország gazdasági fejlődésében. Ennek megfelelően a fenti programok elkészítésében az egyes országok kellőképpen vegyék figyelembe a szolgálatok igényeit.

A hosszú időtartamú ösztöndíjak tekintetében a kongresszus meglepéssel állapította meg, hogy a VI. pénzügyi időszakban 246 személy részesült ösztöndíjban, szemben az előző időszakban kiadott 99 hosszú időtartamú ösztöndíjjal.

A rövid időtartamú ösztöndíjak iránt a fejlődő országok részéről igen nagy az igény. Ezekre egyrészt a meteorológia egyes szakterületeire vonatkozó továbbképzés céljából, másrészt a VAP keretében segítségként nyújtott egyes, bonyolultabb berendezések üzemeltetésének elsajátítása céljából van szükség. Mivel az UNDP keretében korlátozott lehetőség van a rövid időtartamú ösztöndíjak biztosítására, a jövőben a VAP-ot ilyen ösztöndíjakra is ki kell terjeszteni.

A jelenlegi programok szerinti oktatás mellett fokozott figyelmet kell szentelni a meteorológia olyan szakterületeinek, mint a felhőfizika, az időjárás módosítása, kozmikus meteorológia, agrometeorológia, környezetvédelmi alkalmazás. Ezzel kapcsolatosan a kongresszus határozatban kérte az országokat, hogy saját államukon belül hívják fel a felsőoktatásért felelős intézmények figyelmét az ilyen irányú oktatás és továbbképzés szükségességére.

A kongresszus határozatban rögzítette, hogy növelni kell a technikai és tudományos szakképzés színvonalát a Világszervezet tevékenységének valamennyi ágazatában; támogatni kell a nemzeti és regionális oktatási programokat, valamint az egyes területeken már működő regionális oktatási intézményeket, és szükség esetén újakat kell szervezni; szélesebb körben kell kihasználni a regionális és világközpontokban rendelkezésre álló segédeszközöket; fokozni kell a WMO együttműködését az ENSZ és egyéb nemzetközi szervek olyan szakosított intézményeivel, amelyek közvetlenül vagy közvetve kapcsolatban vannak az oktatással és továbbképzéssel a meteorológia, operatív hidrológia és hidrológia terén.

A kongresszus hangsúlyozta a WMO által készített és közzétett oktatási és továbbképzési kiadványok hasznosságát. Ezt a tevékenységet fokozni kell, és ki kell terjeszteni olyan szakágazatokra, mint a kozmikus meteorológia, a meteorológia környezetvédelmi alkalmazása, a felhőfizika stb., valamint az operatív hidrológia.

6. Adminisztratív programok

A konferencia-program keretében a kongresszus idejére beérkezett meghívások figyelembevételével a kongresszus megállapította a WMO alkotmányozó testülete által a következő pénzügyi időszakban megtartandó konferenciák, ill. ülések időpontját és helyét. Így

többek között elfogadta Magyarország meghívását az RA-VI rendkívüli ülésének 1976 októberében Budapesten történő megtartására.

A kongresszus jóváhagyta a főtitkár által a következő négyéves időszakra előterjesztett kiadvány-programot, és megszabta a WMO tájékoztatási célokat szolgáló politikáját.

Együttműködés az ENSZ-szel és egyéb szervezettekkel. E napirendi pont keretében a kongresszus határozatot hozott az Afrikai Egység-szervezet és az Arab Államok Ligája által elismert nemzeti felszabadítási mozgalmak képviselőinek a WMO ülésekre történő meghívására. A gyarmati országok függetlenségének biztosításáról szóló ENSZ-határozat szellemében szavazattöbbséggel döntött a Dél-afrikai Köztársaság WMO-tagságának felfüggesztéséről.

Adminisztratív és pénzügyi kérdések. Az 1976–1979. évi VII. pénzügyi időszakra a WMO főtitkára által előterjesztett költségvetés-tervezet igen széles körű vitát váltott ki. A kongresszus résztvevőinek többsége túlzottnak tekintette a javasolt 48 millió dollár összeget. Az előző pénzügyi időszakhoz képest igen erősen megemelt költségvetési előirányzatot a főtitkár egyrészt az inflációval és árfolyam-ingadozásokkal, a munkabérek növekedésével, másrészt a Világszervezet tevékenységének szükséges fejlesztésével indokolta. A kongresszus végül szavazás útján 40,5 millió dollár összegben hagyta jóvá a VII. pénzügyi időszak költségvetését.

Általános és jogi kérdések. Az előző kongresszus határozatának megfelelően – a Világszervezet hidrológiai tevékenységének rögzítése céljából – módosítani kellett a WMO *alapotmányát*. Hosszas vita után most az alapokmány a meteorológia mellett az operatív hidrológiát jelöli meg a WMO legfontosabb tevékenységi területeként. A kongresszus ezen kívül egyéb olyan módosításokat is elfogadott, amelyek a WMO *általános szabályzatát* korszerűbbé és rugalmasabbá teszik.

Fontos eseménye volt a kongresszusnak az egyes tisztségek megújítása. A WMO elnökévé egyhangúlag újraválasztották az eddigi elnököt, *M. F. Taha*-t, az Egyiptomi Meteorológiai Szolgálat igazgatóját. A Világszervezet alelnökévé első elnökhelyettesként *A. H. Parviz Navai*-t (Irán), második és harmadik elnökhelyettesként *Ju. A. Izrael*-t (Szovjetunió), illetve *J. E. Echeveste*-t (Argentína) választották. A *Végrehajtó bizottságba* az alábbiak kerültek választás útján: *M. Ayadi* (Tunisz), *J. Bessemoulin* (Franciaország), *Chang Nai-chao* (Kína), *G. Echeverri Ossa* (Kolumbia), *W. J. Gibbs* (Ausztrália), *K. Mohri* (Japán), *J. R. H. Noble* (Kanada), *A. Nyberg* (Svédország), *B. M. Padya* (Mauritius), *M. Samiullah* (Pakisztán), *M. Seck* (Szenegál), *E. Süssenberger* (NSZK), *S. Tewungwa* (Kenya – Tanzánia – Uganda) és *R. M. White* (USA). A felsorol-

takon kívül a *Végrehajtó bizottság* teljes jogú tagjai a regionális asszociációk elnökei.

A kongresszust követően azonnal megkezdődött a *Végrehajtó bizottság* 27. ülése, amelyen már *Czelnai Rudolf* is részt vett, tekintettel arra, hogy az Európai Regionális Asszociáció elnöki tisztében *R. Schneider* (Sváje) helyébe lép, akit a *Végrehajtó bizottság* a WMO főtitkár-helyettesévé nevezett ki. A WMO főtitkárává ismét *D. A. Davies*-t választották, aki 1955 óta megszakítás nélkül tölti be ezt a tisztséget.

E napirendi pont keretében került sor az új tagfelvételi kérelmek tárgyalására is. Ennek során a kongresszus a Koreai Népi Demokratikus Köztársaság és a Vietnami Demokratikus Köztársaság tagfelvételi kérelmét igen nagy szavazattöbbséggel elfogadta.

A Kínai Népköztársaság előterjesztésére a kongresszus hivatalos nyelvként fogadta el a kínai nyelvet is. Ennek bevezetésére azonban, pénzügyi hatásaira való tekintettel, csak fokozatosan kerül sor.

Elek B. – Mohácsi M.

*

BOROS JÓZSEF 1939–1975

1975. június 20-án elhunyt *Boros József*, a szegedi József Attila Tudományegyetem Éghajlattani tanszékének adjunktusa, a Magyar Meteorológiai Társaság választmányi tagja.

Boros József Szegeden született, s a József Attila Tud. Egyetemen 1963-ban szerzett biológia – földrajz szakos középiskolai tanári oklevelet. Már egyetemi hallgató korában tevékenyen bekapcsolódott az Éghajlattani tanszék munkájába, rendszeresen részt vett a tanszék tereklimatológiai méréseiben s a mérési eredmények tudományos értékelésében. Eközben széles körű műszertani ismereteket szerzett, s behatóan foglalkozott a mikroklimatológia problémakörével. Szakdolgozatának, majd 1968-ban egyetemi doktori értekezésének témája a különböző típusú erdők mikroklimamódosító hatásának elemzése volt.

Egyetemi tanulmányainak befejezése után az Éghajlattani tanszékre került, tanársegédként, majd 1969-től adjunktusi beosztásban dolgozott. Éveken át vezette az éghajlattani gyakorlatokat, mikroklimatológiai speciálkollégiumokat tartott, s szervezte a hallgatók nyári éghajlattani terepgyakorlatait. A tanszék Actáiban több értékes dolgozata jelent meg a különböző növénytakaságok állományklimájának tárgyköréből. Emellett széles körű tudománypszerűsítő munkásságot is kifejtett. A Meteorológiai Társaság munkájába pályafutásának kezdetekor bekapcsolódott, majd a szegedi csoport

titkáráként igen jó eredménnyel tevékenykedett. A Társaság 1974-ben a választmány tagjai sorába választotta.

Boros József korai tragikus halála derékba törte kibontakozó és komoly reményekre jogosító tudományos pályafutását. Legutóbb részletes tervet dolgozott ki Szeged városklimatológiai tanulmányozására. Az első kísérleti mérések néhány figyelemre méltó eredményéről már 1974-ben a Csongrád megyei környezetvédelmi anketon be is számolt. E témakörből készült kandidátusi értekezése megírására is, ezt a munkáját azonban már nem fejezhette be.

Az Éghajlattani tanszék tevékeny munkatársát, az egyetemi hallgatóság közszerzetének örvendő oktatóját veszítette el *Boros József* adjunktus személyében. Emlékét kegyelettel megőrizzük.

Péczely Gy.

*

A XVIII. COSPAR-KONGRESSZUS

A Tudományos Uniók Nemzetközi Tanácsának (ICSU) Űrkutatási Bizottsága (COSPAR = Committee for Space Research) 1975. június 2. és 7. között Várnában tartotta XVIII. kongresszusát. 35 országból mintegy 800 küldött vett részt, ezenfelül számos nemzetközi tudományos szervezet is képviseltette magát. A kongresszus védnöke a bolgár miniszterelnök, *S. Todorov* volt, aki az ünnepélyes megnyitón személyesen is megjelent. *K. Waldheim*, ENSZ-főtávkár táviratban üdvözölte a kongresszust, és kívánt sikeres munkát. Jelentős esemény volt két szovjet űrhajósnak, *A. Gubarevnek* és *G. Greckónak* a megjelenése. A rendező bizottság elnöke *L. Krasztanov* akadémikus, titkára *K. Szerafimov* professzor volt.

A kozmikus meteorológia a COSPAR VI. munkacsoportjába tartozik, melynek elnevezése: „Az űrkutatás alkalmazása a meteorológiára és a Föld vizsgálatára”. A munkacsoport a meteorológiai tárgyú kérdéseknek négy fél-napos nyilvános előadói ülést szentelt. Témájuk a következő volt: I. meteorológiai műholdakkal kapcsolatos technikai kérdések; II. a sztratoszféra szerkezete és dinamikája; III. a hőmérséklet, nedvesség és kisebb légköri összetevők meghatározása műhoddal; IV. sugárzási egyenleg és szinoptikus felhőrendszerek.

Az előadói üléseken több mint 30 előadás hangzott el. Az Országos Meteorológiai Szolgálatot *Borbély Edit* tudományos csoportvezető, *Major György* tudományos osztályvezető és *Tünczer Tibor* tudományos fősztályvezető képviselte. *Borbély E.* a II. témakörben „Sztratoszférikus diszturbációk az 1972-es tél folyamán” címmel, *Major Gy.* a IV. témakörben „A napsugárzás légkörbeli elnyelése műholdadatok alapján” címmel tartott előadást. Ugyancsak a IV. témakör programjában szerepelt *T. Popova*, *T. Rumcanu*, *V. Sarov* és *Tünczer T.* „Mediterrán ciklonok felhőzetének vizs-

gálata műholdadatok alapján” című közös előadása.

A meteorológiai tárgyú vitáuléseken a következő fontosabb kérdések kerültek szóba:

1. A XIX. COSPAR-kongresszust megelőzően Philadelphiában nagyszabású meteorológiai szimpóziumot rendeznek. Ennek tárgya: „Meteorológiai megfigyelések a világűrben, és hozzájárulásuk az első GARP-kísérlethez”. Ebből az alkalomból a következők kiemelt témák lesznek: a) Szélmeghatározás geoszinkron holdak megfigyelései alapján. b) Műhoddal mért függőleges hőmérsékleti és nedvességi profilok alkalmazásai. c) A Föld sugárzási egyenlegének szerepe a légkör dinamikájában, beleértve az ózon, vízgőz és más kisebb összetevők hatását. d) Az időjárás és éghajlat szempontjából fontos földfelszíni karakterisztikák. e) Adatszerező rendszerek.

2. A GARP dinamikus éghajlati programja számára a munkacsoport felkért résztvevőkkel jelentést állít össze (1977) a kísérletet szervező bizottság (JOC) számára.

3. 1977-ben szimpóziumra kerül sor „Az emberi tevékenység hatása a környezetre” címmel. Ennek programján többek között a mezőgazdasági kultúrák időjárási, éghajlati befolyása is szerepel.

4. Minthogy a sztratoszféra felmelegedésének első vizsgálati időszaka alatt (1974. december 1. – 1975. február 14.) a sztratoszféra hőmérsékleti profiljának mérésére alkalmas mesterséges hold nem működött, felvetődött a kísérlet esetleges megismétlése a *Nimbus 6* fel-lövése után.

5. Kibontakozóban van a középső légkör kutatási programja (Middle Atmosphere Program), amely a tropopauzától mintegy 100 km-ig terjedő légréteg különböző folyamatainak és azok közötti kölcsönhatásoknak a vizsgálatát irányozza elő.

Tünczer T.

*

RADARMETEOROLÓGUS SZAKÉRTŐK III. ÉRTEKEZLETE

Harmadízben találkoztak a szocialista országok radarmeteorológus szakértői 1975. június 3. és 10. között Varsóban. Az Országos Meteorológiai Szolgálat részéről *Kapovits Albert* osztályvezető utazott a lengyel fővárosba.

Az értekezők áttekintették a tervezett egységes időjárási radarhálózat megvalósítása terén történt előrehaladást. Megvitatták az adatcsere lehetőségeit az EMTN-rendszerben, illetőleg egy önálló hírközlési rendszer szükségességét. Az időjárási radarhálózat automatizálásának tárgyalása során részletesen foglalkoztak a legfontosabb felhasználók, a polgári repülés és a hidrológia igényeinek kielégítésével. Áttekintették a korábbi szakértői értekezletek ajánlásait, teljesítésüket, és kijelölték a szak-

értői munkacsoport működésének további feladatait.

A lengyel számítógépgyártás fejlesztésének egyik központjában megtekintették a MERA-400 minikomputernek a radaradatok feldolgozására alkalmas konfigurációját. *Kapovits A.*

*

FÖLDRAJZI VÁNDORGYŰLÉS MAGYARORSZÁG ÉS SZLOVÁKIA KELETI RÉSZÉN

A Magyar Földrajzi Társaság XXVIII. vándorgyűlésén közel 300 résztvevő június 28 – 30-án a Tokajvidék, a Zempléni-hegység és a Bodrogköz útjait járva megismerte Kelet-Magyarország tájait, s közben a szükséges ünnepélyességről meg nem feledkezve, de a kötetlen szemlélődést sem akadályozva valóban *vándorló gyűlés* részese volt: változatos előadásokat hallgathatott ennek az országrésznek ásványkincseiről, szőlő- és borgazdálkodásáról, településeiről, történetéről, az elmúlt 30 év eredményeiről, a következő és a további öt éves tervek megvalósítása nyomán várható fejlődéséről.

A vándorgyűlés második szakaszában hazánknak ehhez a részéhez csatlakozó kelet-szlovákiai területek természeti és gazdasági földrajzi, települési sajátosságait, történeti tájait és objektumait pedig július 1 – 4. között járta be, és szemlélte a résztvevők még mindig mintegy 180 főnyi része. A vándorgyűlés megrendezésének jelentős részét is magára vállaló *Somogyi Sándor* főtitkár és *Pinczés Zoltán* tsz. docens gondoskodott arról, hogy a résztvevők a vizuális élménnyel egyidőben gazdag és sokoldalú ismeretanyag birtokába is jussanak. A bejárt hazai és szlovákiai terület nagy részére jellemző éghajlati tájékoztatást *Kakas József* adta meg, a lényegesen kisebb kiterjedésű, de a többi tájrésztől nagyon elütő Magas-Tátra legszükségesebb meteorológiai adatait *Kéri Menyhért* ismertette.

Radó Sándor Állami- és Kossuth-díjas, az MFT elnöke a vándorgyűlést bezáró rövid beszédében joggal állapította meg, hogy a rendezésben a fentiekén kívül érdemet szerzett *Miklós Gyula* titkár földrajz-szeretete is tükröződik abban, hogy az egyhetes együttlét során állandóan tapasztalt geografitikum: a még eredeti állapotában látható természeti tájtól az ember formálta műtájiig nyomom követhető fejlődés és annak dokumentumai: a Tátra vad, érintetlen szirtjei, a múltat idéző ódon felvidéki városok, a Vihorlát alatti, a mi Velencei-tavunknál nagyobb mesterséges tó egyaránt részese abban, hogy a vándorgyűlés e szakaszának résztvevői maradandó élményekkel gazdagodva szemlélhették a természet és az ember által együtt alkotott egyik legszebb földi egységet,

melynek „civilizációs” betegségeit az *ember és környezete* cím alatt végzett komplex tevékenység keretében igyekeznek világszerte megszüntetni.

Kéri M.

*

RGK-ÜLÉS DREZDÁBAN

1975. április 8 – 15. között az NDK Meteorológiai Szolgálat szervezésében, Drezdában tartották meg a szocialista országok meteorológiai és hidrometeorológiai szolgálatai Klimatológiai munkabizottságának VIII. ülését.

A vendéglátó német szolgálat igazgatója, *Böhme* professzor nyitotta meg a munkaértekezletet, amelyen a bolgár, csehszlovák, román, lengyel, magyar és szovjet meteorológiai szolgálat delegációi vettek részt. A magyar szolgálatot *Szakács Györgyné*, a KMI igazgatóhelyettese képviselte.

Az ülésszak során a leningrádi VII. RGK-ülés és a pozsonyi V./XIII. Igazgatói Konferencia ajánlásai, illetve határozatai, valamint 21 munkadokumentum alapján foglalkoztak a legfontosabb klimatológiai kérdésekkel. Megtárgyalásra került a klimatológiai megfigyelések módjának és időpontjának egyeztetése, az állomáshálózat elemenkénti optimális sűrűsége, az aeroklimatológiai kézikönyv elkészítéséhez szükséges legközelebbi tennivalók, a gépi adatfeldolgozás egységesítése, a klimatológiai meghatározások egyeztetése, a klimatológiai kutatások 1976 – 80 közötti feladatai és az RGK távlati teendői.

A *H. Käse* elnökletével vezetett RGK-ülés egyik legfontosabb programja az aeroklimatológiai kézikönyvre vonatkozó feladatok pontosítása volt. A delegátusok megállapították, hogy a kézikönyv első részének – amely az 1961 – 70 közötti évek rádiószonda adataiból számítógépes programok segítségével előállított, főizobárszintekre vonatkozó paramétereket tartalmazza – legkésőbb 1976 végéig el kell készülnie minden tagállamra vonatkozóan, hogy a további szakaszok is teljesíteni lehessen a kitűzött határidőkre, vagyis a teljes kézikönyv 1980-ig összeállítható legyen.

Részletesen megtárgyalták a klimatológiai feldolgozások, az agroklimatológia és az általános klimatológia területén használatos szak kifejezéseket, majd német és orosz nyelven rögzítették az egyes definíciókat. Megállapodtak abban is, hogy a végleges terminológiát az RGK egyes tagországai nemzeti nyelvükön is elkészítik még ez év folyamán.

A vendéglátó német szolgálat tanulmányi kirándulást szervezett az NDK-ban működő egyik automata meteorológiai állomásra, Zinnwaldba, ahol az évszakhoz képest zord időjárás sem hűtötte le a szakemberek lelkes érdeklődését. A baráti légkörben megtartott ülés résztvevőinek alkalmuk volt megtekinteni a híres

Zwingert, és Drezda egyéb nevezetességeit, valamint a közelben levő Szász-Svájcot és Königssteint.

Farkas A.

*

A LÉGSZENNYEZETTSÉG KONTINENTÁLIS MÉRETŰ VIZSGÁLATA — KUTATÁSI TANULMÁNYÚT SVÉDORSZÁGBAN

Európa planetáris határrétegében a légszennyezettség országhatárokon keresztül történő terjedésének rendszeres vizsgálatába az OMSZ Központi Léggörfizikai Intézete is bekapcsolódott. A Levegőkörnyezet Kutató Főosztály vezetője 1975. március 1. – május 31. között a Stockholmi Egyetem Bert Bolin professzor vezetése alatt álló Meteorológiai Intézetében a skandináv államokban e téren folytatott kutatások jelentős eredményeit tanulmányozta. Az eredmények szintetizálása alapján módszert dolgozott ki, mely a következők kvantitatív megválaszolását teszi lehetővé:

a) A regionális háttérszennyezettség-mérő állomások alkalmassága az országhatárokon keresztül érkező légszennyezettség mértékének vizsgálatára;

b) városok és magas kémények távoli szennyező hatása;

c) az ország légterében található antropogén kén-szennyeződés külföldi, illetve hazai forrásokból származó részaránya.

A vizsgálati módszer a következőket foglalja magába:

a) Az ország területe fölé érkező légtömegek 72 órás izobárium trajektóriáinak meghatározása a 850 mb-os topográfia szinteken, 1 évi időtartamra.

b) A trajektóriák mentén a keveredési réteg vastagságának, a derült, a felhős és a csapadékos zónák területi eloszlásának meghatározása.

c) Európa évszakonkénti kén-dioxid emisszió-sűrűségének megállapítása területi megoszlásban g/sec m² egységben.

d) A talajra, növényzetre történő szorpció, a katalitikus oxidáció és a csapadék-kimosódás figyelembevétele.

e) Távoli és lokális szennyező források hatásának összegeződése.

A háromhónapi kinntartózkodás alatt sor került a vizsgálati módszer elméleti vonatkozásainak tisztázására, elkészült a trajektóriák számítása és a kén-dioxid európai emisszió-katasztere. A módszer programozása és lefuttatása után a levegő számított összetevői összehasonlíthatók lesznek a regionális háttér-szennyezettség állomáson mért kén-dioxid koncentráció, szulfáttartalom és homályossági paraméter értékeivel.

A módszer sikeres igazolása esetén lehetővé válik az ország területén a különböző légszennyező anyagok regionális eloszlásának számító-

gépés meghatározása, illetve prognosztizált topográfia-térkép felhasználásával a regionális légszennyezettség előrejelzése is.

Az ott végzett kutatások eredményeiről a tanulmányút befejeztek a Stockholmi Egyetemen előadás hangzott el.

Szepesi D.

*

„TÁJFUN” EXPEDÍCIÓ A CSENDES-ÓCEÁNON

Ez év nyarán a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat kutató expedíciót indított a Csendes-óceánra a tájfunok természetének vizsgálatára. Az expedíció célkitűzéseiről az APN útján Vlagyiszláv Ivanovtól, a fizikai és matematikai tudományok doktorától, az expedíció parancsnokától kaptuk az alábbi írást (Szerk.):

Július végén öt szovjet hajó futott ki Vlagyivosztokból tudományos kutató céllal a Csendes-óceán egyenlítői zónájának nyugati térségébe. A hajók a 30° északi szélesség elérése után, pontosan a 131. délkör mentén – rombusz alakzatba fölfejlödvé – haladtak dél felé.

Igy kezdődött a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának 1975 júliusától októberéig végrehajtandó „Tájfun” expedíciója. Nem véletlenül kapta ezt a nevet az expedíció: Fő feladata az, hogy tanulmányozza a trópusi légkör különleges jelenségeihez tartozó tájfunnak (Nyugat-Indiában hurrikánnak) nevezett forgószélviharok keletkezését.

Mit mondhatunk az expedíció távolabbi és közeli céljáról?

Az utóbbi időben jelentősen megnövekedett az érdeklődés a földkerekség trópusi – különösen a világóceán fölötti – zónájának vizsgálata iránt. Már 1972-ben és 1974-ben két nagyszabású expedíciót hajtottak végre: a nemzeti és nemzetközi trópusi kísérletet, az ún. „Tropex”-et. A globális légköri cirkulációra kidolgozott tökéletesebb matematikai sémák azt bizonyították, ahhoz, hogy a légkör „viselkedése” helyesen előrejelezhető legyen, pontosabban kell megítélnünk, hogyan jut például a szárazföld és az óceán felszínéről energia a légkörbe.

A légkör energiaellátása tekintetében elsősorban a trópusok, itt is főként óceáni részük jönnek számításba. Az óceán felszínének minden négyzetmétere itt a nedvesség elpárolgatatásával egy 50 wattos izzólámpa táplálásához elegendő energiát ad le; a gomolyfelhők energiája pedig nagyságrendileg az atombomba robbanásokor felszabaduló energiával állítható párhuzamba.

Az ilyen energiabőség azt eredményezi, hogy az energiaátalakulás, pl. a hőenergia kinetikus energiává alakulva, olykor néhány száz kilométer átmérőjű, gigászi légforgatagokat hoz létre. Az ilyen forgatag középpontjának köze-

leben a szél elérheti az 50 – 80 m/mp sebességet, az óceán hullámai pedig 20 méter magasságig csaphatnak fel. Szárazföldre érve a légforgatag, a tájfun, forgószélviharként milliós károkat okozhat, emberéleteket követelhet áldozatul.

Természetes tehát a kérdés: Semmit sem tehetünk e roppant csapások elhárítására? Hiszen azt már megtanultuk, miként kell a folyók medrének irányát megváltoztatni, megfékezni a vizeséseket, embert küldeni a világűrbe. Mégis gyakorlatilag még képtelenek vagyunk befolyásolni a légforgatag-óriás féktelen természetét?

Az USA-ban az ún. „Stormfury-program” keretében folynak kísérletek avégből, hogy a hurrikánra erősségének mérséklése érdekében aktív hatást gyakoroljanak. Tíz év alatt azonban csak egyszer, 1969-ben sikerült a „Delby”-hurrikán esetében csökkenteni 30%-kal a szél sebességét. Ámde ez az eredmény is kétséget váltott ki: Talán nem is a ráhatásnak, hanem a hurrikán természetes evolúciójának volt a következménye a szélesebesség csökkenése.

Sajnos, a kutatók mindeddig alig értek el többet, mint —pl. műholdakról készített fényképfelvételekből— ismerve a hurrikán méreteit, energiáját és a maximális sebességét, ezeket a paramétereket matematikai képletbe foglalják és a lehetséges anyagi kárt felbecsülik.

A tájfunok, ill. hurrikánok tanulmányozásának ez idő szerint kettős az iránya. Elsősorban azért tanulmányozzák őket, hogy jobban megismerjék „erős” és „gyenge” tulajdonságaikat: egyik is, másik is miért halad erre és nem másfelé, honnan és miként tesznek szert energiára; a „mag” mérete a középpontban miért 30 km, s miért nem 3 vagy 10 km?

Másodsorban: a tájfun az óceán fölött több tízezer négyzetkilométernyi térséget foglal el; ebben a térségben intenzív csere megy végbe a légkör és a hidroszféra között. Itt a légkör nedvesség- és hőellátása százszor intenzívebb, mint a közönséges, „nem perturbált” (háborítatlan) körülmények között.

Mindkét szempont szükségessé teszi olyan matematikai modell megalkotását, amely a forgószélvihar struktúráját s a tájfunban végbemenő jelenségeket a lehető legteljesebb mértékben figyelembe veszi. Az ilyen modell lehetővé teszi a tájfun megfékezésére szolgáló különféle módszerek hatékonyságának megvizsgálását anélkül, hogy a helyszíni kísérletekre roppant összegeket kellene fordítani.

A matematikai modell megalkotásához ki kell deríteni, hogy a tájfun az óceán melyik térségéből merít energiát, mert az erre vonatkozó adatok ma még ellentmondásosak. Meg kell válaszolni még azt a kérdést is: A tájfun csak magából merít-e energiát, vagy a környező légkörből is? Ezek megválaszolása után alkothatnak majd a fizikusok és matematikusok egyszerűbb vagy bonyolultabb tájfunmodelleket.

Elképzelhető viszont, hogy egy 50 m/mp szélesebesség esetén mily nehéz az óceánon hajóról kísérleti mérések végzése. Közvetlen mérésekre egyébként sincs lehetőség, mert a hajóknak a szigorú biztonsági előírások szerint a tájfunok útjából idejében ki kell térniök. Nem lenne hát megoldás a mérések megvalósítására? Nos, kiderült, hogy van: A tájfun az óceánban „hőnyomot” hagy maga után. Ha ismerjük a hőmérsékleti mezőnek a tájfun elvonulása előtti és utáni állapotát, megkaphatjuk, hogy a tájfun mennyi energiát merít és milyen felületről.

Természetesen a „Tájfun”-expedíció feladatai ebben még nem merülnek ki. Szinoptikus kutatásokat végzünk, tanulmányozzuk a Csendes-óceán trópusi zónájának határtelegét, hidrológiai sajátosságait, nemkülönbön kikötött aerosztátok és kiegyensúlyozott léggömbök segítségével vizsgáljuk a felhők és a határteleg állapotát is.

V. Ivanov

*

A REPÜLÉSÉGHAJLATI SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG HARMADIK ÜLÉSE

A szocialista államok meteorológiai szolgálatainak Igazgatói Konferenciája (Bratislava, 1974.) határozatot hozott a repülésghajlati szerkesztő bizottság összehívására. Ennek alapján ült össze a bizottság 1975. május 27-én a Román Szocialista Köztársaság Meteorológiai és Hidrológiai Szolgálatának meghívására Bukarestben. Az ülést Z. M. Machover, a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatának munkatársa, a kollégium elnöke vezette. Részt vett az ülésen az NDK Meteorológiai Szolgálatának kiküldötte, W. Wedler, a román szolgálat delegációja C. Ranga vezetésével, valamint a magyar meteorológiai szolgálat képviselőjében Ozorai Zoltán tud. tanácsadó.

A szerkesztő bizottság feladata a szuperszonikus repülés kiszolgálásához szükséges éghajlati adatok feldolgozásának irányítása. Ennek érdekében a bizottság három dokumentumot vitatott meg, amelyek az adatfeldolgozás egységes szempontjait rögzítették. Közülük az első a topográfiai térképekről történő adatleolvasást szabályozza, a második a leolvasott adatok lyukszalagra vitelének módját írja le, a harmadik pedig a szükséges paraméterek számítógépes kiszámítására szolgáló matematikai formulákat gyűjti egybe. Az első dokumentumot a magyar, a másik kettőt a szovjet szolgálat állította össze.

A bizottság meghallgatta a sztratoszférikus fölmelegedésekkel foglalkozó, s a német szolgálat által összeállított ismertetést, és úgy határozott, hogy ezt a kiadandó kézikönyvbe fölveszi.

A munka továbbfolytatásának érdekében a szerkesztő bizottság mérlegelte egyrészt azt, hogy az adatleolvasás és -feldolgozás igen megterheli a munkában részt vevő szolgálatokat, másrészt azt, hogy az Egyesült Államok meteorológiai központjától kért adatokat előreláthatólag csak későn lehet megkapni, ezért úgy döntött, hogy a kiadandó kézikönyvhöz szükséges adatokat más úton szerzi be. Ennek érdekében felkéri a szovjet szolgálatot, hogy az ott folyó adatfeldolgozást tovább folytassa, ill. terjessze ki a még szükséges paraméterekre is. Felkéri továbbá az NDK szolgálatát, hogy határozzák meg, milyen paramétereket kell felvenni a sztratoszférikus fölmelegedésekkel kapcsolatban a kézikönyv részére.

Az élénk eszmecserekből gazdag, kedvező légkörű ülészak május 31-én ért véget.

Ozora Z.

*

A METEOROLÓGIAI ELEMELK HATÁSÁNAK VIZSGÁLATA A TROPOZFÉRA ALSÓ RÉTEGEIBEN A MIKROHULLÁMOK TERJEDÉSÉRE

címmel tartott kerekasztal megbeszélést 1975. május 20-án a Magyar Meteorológiai Társaság közös rendezésben a Híradástechnikai Tudományos Egyesülettel és a Közlekedéstudományi Egyesülettel. A megbeszélés célja az volt, hogy összehangolják a két távoli tudományterület – a meteorológia és a hullámterjedés – találkozó problémáit, és esetleges javaslatot tegyenek szorosabb együttműködés kialakítására. Az első előadó *Czigány Sebestyén* tudomá-

nyos osztályvezető (PKI) volt. Ismertette azokat a megfigyeléseket és méréseket, amelyek bizonyítják, hogy az alsó troposzféra mindenkori állapota jelentősen befolyásolja a mikro-hullámok terjedését. Inverziós helyzetben megváltozik a légkör törésmutatója, és ezzel az ún. földszugártényező is, vagyis az a járulékos, távolság jellegű mennyiség, amely a tényleges földszugárhoz adódik vagy abból levonódik a troposzférában végbemenő változások során, változtatja a rádiós horizont méreteit. A mikro-hullámú rádióberendezések üzemeltetésénél a légkör okozta szeszélyes télerősség-változások csak nagy ráfordítással lennének megszüntethetők, ha a megfelelő meteorológiai paraméterek ismeretében nem lenne előre figyelembe vehető ez a hatás.

Bucsy József tudományos osztályvezető (KMI) az alsó troposzféra és általában a magas-légkör állapotjelzőinek mérési módszereit ismertette. Rámutatott arra, hogy a rutin meteorológiai mérések nem tudják fedezni a speciális hullámterjedési problémák megoldásához szükséges mérések igényeit. Éppen ezért más módszereket más mérési gyakorisággal kell alkalmazni. Szóba jöhet lassú emelkedésű rádiószonda, kötött léggömb, rádió irányítású modell-repülőgép, meteorológiai torony, vagy egyéb megoldások, de mindenképpen egyedi és nem a jelenlegi rutin mérések.

A nagyrészt meteorológus hozzászólók részletesen tárgyalták a mérések lehetséges megoldásait. Végül felkérték a három egyesület egy-egy képviselőjét, hogy tovább foglalkozzanak e fontos témával.

Simon A.

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI SZOLGÁLAT HIVATALOS LAPJA
A szerkesztésért felel: dr. Szepesiné Lőrincz Anna

Szerkesztőség: 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1.
Levélcím: 1525 Budapest, Pf. 38. Tel.: 353-500

Kiadja a Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285. Levélcím: 1906 Budapest, Pf. 223.
Felelős kiadó: Siklósi Norbert igazgató



75.1029 Athenaeum Nyomda, Budapest — Íves magasnyomás
Felelős vezető: Soproni Béla vezérigazgató

Előfizetés: egy évre 48 Ft, a Meteorológiai Társaság tagjainak 24 Ft. Befizetés a 232-90 171-2494 tagdíjbefizetési számlán
Megrendelhető: az Országos Meteorológiai Szolgálat Pénzügyi Osztályán, 1024 Budapest, Kitaibel Pál utca 1. Levélcím:
1525 Budapest, Pf. 38. Megjelenik kéthavonként. Egyes szám ára 8 Ft.
