

IDŐJÁRÁS

SZERKESZTŐ BIZOTTSÁG:

AMBRÓZY P. (Budapest), F. BAUR (Bad Homburg), BÉLL B. (Budapest), BODOLAI I. (Budapest), M. BOSSOLASCO (Genova), M. ČADEŽ (Beograd), CZELNAI R. (Budapest), F. F. DAVITAJA (Tbiliszi), H. ERTEL (Berlin), SZ. P. HROMOV (Moszkva), S. JAHO (Tirana), P. KASNECI (Tirana), KÉRI M. (Budapest), M. KONČEK (Bratislava), L. KRASTANOV (Szófia), A. MÄDE (Halle/Saale), W. OKOLOWICZ (Warszawa), OZORAI Z. (Budapest), J. PASZYŃSKI (Warszawa), F. STEINHAUSER (Wien), K. TAKEUCHI (Tokyo)

FELELŐS SZERKESZTŐ:

DÉSI F. (BUDAPEST)

SZERKESZTŐ:

KAKAS J. (BUDAPEST)

70. ÉVFOLYAM

2

1966. MÁRCIUS—ÁPRILIS

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET
HIVATALOS LAPJA

INDEX 26,361

IDŐJÁRÁS

ПОГОДА

WEATHER

TEMPS

WETTER

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

TARTALOM

Dési Frigyes: Az európai szocialista országokban folyó közös tudományos kutatómunka néhány időszerű kérdéséről	65
Tánczer Tibor: A nagyméretű divergencia és a függőleges sebesség meghatározása (orosz nyelven)	69
Bucsy József: A Budapest és Bécs fölött rádióteodolittal mért szélesebségek összehasonlítása (német nyelven)	81
Bán Mihály: Budapest és Bécs magaslégköri nedvesség-adatainak összehasonlítása.....	96
Simon Antal: A közepes- és nagy-ionok koncentrációja	100
Gótz Gusztáv—Pápainé Szalay Gabriella: Zivatarvétekenység a nyári félévben Magyarországon	106

IRODALOM

Nagy István György: Űrkutatás, űrtechnika (Aujeszky L.)	117
Wagner Richárd (szerk.): Acta Climatologica (Béll B.)	117
Pop, Gheorghe: Éghajlattan (Dunay S.)	119
Gajvoronszkij, I. I.: Mesterséges beavatkozások a felhőkön és ködökön (Aujeszky L.)	120

KRÓNIKA

Dr. G. F. Prihotyko, 1913—1965 (Kakas J.) — A Magyar Meteorológiai Társaság XXXVIII. közgyűlése (Lépp I.) — A Magyar Meteorológiai Társaság Tudományos Tanácsa (Ambrózy P.) — A 10. Szovjet Antarktisz Expedíció (Hirling Gy.) — Meteorológiai észlelések szántóföldi kísérletekben (Papp B.) — A CIMO IV. ülése Tokióban (Czelnai R.) — Magyar meteorológus előadásai Csehszlovákiában (Ambrózy P.) — Idei WMO ösztöndíjasaink (Ambrózy P.) — Repülésmeteorológiai szeminárium Moszkvában (Kapovits A.) — A hótakaró maximális vastagságáról és tartamának gyakorisági értékeiről (Endrődi G.)

121

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

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

MEGJELENIK KÉTHAVONKÉNT

EGYES SZÁM ÁRA 8 Ft

Dési Frigyes:

Az európai szocialista országokban folyó közös tudományos kutatómunka néhány időszerű kérdéséről*

On some up-to date problems of the mutual scientific research-work in the European Socialist Countries. The author analyses the problems connected with the increase of the efficiency of the scientific research-work. He points out that there are many incorrect attitudes in this subject. He illustrates his statement with concrete examples, then he appreciates in details, the increasing significance of the automation and mathematics on the different fields of the meteorology. He states the topics of the mutual scientific research-work going on in the European Socialist Countries and gives informations about the national and foreign institutes who take part in this work. He emphasizes that we have to concentrate our powers in favour of more effective research-work from the point of view of content and organization. He outlines the steps made for this purpose and justifies the necessity of disrupting — to a certain extent — the scientific research departments operating within the frame of the National Meteorological Service.

×

О некоторых современных вопросах совместной научно-исследовательской работы в Европейских странах социалистического лагеря. Анализируются проблемы, связанные с увеличением эффективности научно-исследовательских работ. Автор утверждает, что в дискуссиях по указанной теме, все еще существуют неправильные точки зрения. Он иллюстрирует свое утверждение на конкретных примерах, а затем дает подробную оценку все возрастающего значения применения автоматизации и математики в различных областях метеорологии. Излагаются темы совместной научно-исследовательской работы, проводящейся в Европейских социалистических странах, и дается информация о заграничных и отечественных организациях, участвующих в этой работе. Подчеркивается необходимость концентрации усилий для повышения эффективности научно-исследовательской работы с точки зрения ее содержания и организации. Излагаются принятые для этой цели мероприятия и дается обоснование необходимости уже частично осуществленной реорганизации научно-исследовательских отделов Государственной метеорологической службы.

×

Tudományos életünkben már évek óta építő szenvedélyességgel folynak olyan eszmecserek, amelyek a kutatómunka hatékonysága növelésének útjait keresik, elméleti és gyakorlati szempontból egyaránt. A tapasztalatok azt mutatják, hogy e bonyolult probléma szövevényei közt nehéz a rendező elvekre rátalálni. Még nagy a lelkendező túlzók és torzítók száma. Sokan hiszik, hogy egy-két ötlet kész megoldást szül. Akadnak olyanok, akik csak bonyolultságot emlegetnek, de egyetlen ötlettel

*) Elnöki megnyitó a Magyar Meteorológiai Társaság 1966. január 27-én tartott XXXVIII., évi rendes közgyűlésén.

sem képesek a megoldáshoz hozzájárulni. A szervezés mindent megold, — vélik egyesek; a tudomány aligha tervezhető, — vallják mások. E jelenségek arra utalnak, hogy az említett viták nem mentesek a naívan szélsőséges véleménykülönbségektől sem.

Egyéb nézetek tisztázása terén is találunk tennivalót. Olvasható pl. olyan dolgozat, melyben a szerző nyomatékosan ajánlja az alap kutatás gyorsabb ütemű átültetését a gyakorlatba. Szót ejthetünk természetesen erről a kívánalomról is, de talán nem ebben a némiképp félreérthető fogalmazásban, és nem is az első sorban. Mint ismeretes, az alap kutatás fogalmának egyik fő jegye arra a tényre figyelmeztet, hogy az alap kutatás eredményeinek gyakorlati hasznát — *in statu nascendi* — nem látjuk, s az idézett szerző éppen azért érthető félre, mert e fontos fogalmi karakterisztikát nem említi. Úgy tűnik, mintha az alap kutatás eredményeinek gyakorlati hasznát tüstént látná, ámde ebben az esetben azt a logikai kötelezettséget is vállalnia kellene, hogy — az említett fogalmi jegy elhagyásával — az alap kutatás fogalmának új meghatározását nyújtsa. Abban természetesen egy pillanatra sem kételkedünk, hogy az alap kutatás eredményei — előbb vagy utóbb — valóban realizálódnak a gyakorlatban, és azt sem vonjuk kétségbe, hogy századunkban e folyamat üteme gyorsult, időtartama rövidült: valamikor évszázadnyi idő alatt érlelődött az alap kutatás eredménye gyakorlattá, viszont ma már évtizedek is elegendők ehhez. Helyes, gyorsítsuk tovább az ütemet, szűkítsük az időtartamot, de — úgy vélem — van ennél manapság sürgetőbb tennivalónk, sőt jogos türelmetlenkedésre is van okunk, különösen akkor, ha azt látjuk éppen, hogy az alkalmazott és a műszaki feljesztést szolgáló kutatások eredményei lassan, vagy egyáltalán nem valósulnak meg népgazdasági terveink gyakorlatában, ha kullogunk e téren, s nem állunk helyt a nemzetközi versengésben.

Nem egyszerű feladat a némi túlzással tudományok tudományának nevezett tudománytan elveinek valós megfogalmazása, s gyakorlati alkalmazása a tudományos kutatómunka fejlesztésének érdekében. A bevezetőnkben fölvetett gondolatok is eléggé érzékeltetik ezt a megállapítást. E helyt nem lehet célunk, erőinket messze meghaladná, hogy teljességre törekedjünk, de még egy aspektus rövid fölvetése talán nem lesz minden haszon nélkül való. Az adatok rohamos szaporodására gondolunk, arra, hogy áradásukon úrrá kell lennünk. Mint ismeretes, — egy-két évszázaddal ezelőtt —, éppen a rendszeresen végzett kísérletek, észlelések és megfigyelések nyújtotta adatok megjelenése és hasznosítása okozott gyökeres fordulatot a természettudomány fejlődésének történetében, ma azonban már e korszaknak ellentmondásos tendenciáját éljük: meg akarunk szabadulni a gyorsuló ütemben szaporodó adatoktól, természetesen csak a fölöslegesektől, és egyúttal rendet szeretnők teremteni a szükségesegeknek olykor rendezetlen sorai között. Fölösleges annak bizonyíthatása, hogy ezek a gondok a meteorológust különösképp terhelik, s ezért kutatjuk szüntelen az adatok gyűjtésének, tárolásának és feldolgozásának racionális, gazdaságos módjait. Egyre intenzívebben élünk az automatizálás lehetőségével, a gépi adatfeldolgozás eszközével, az elektronikus számítógépek használatával, s hogy mindezt jól végezhessük: járatosaknak kell lennünk a matematikai logikában, különös tekintettel a kibernetika és az információ-elmélet területére. S mint már annyiszor, most sem mulaszthatjuk el annak hangsúlyozását, hogy csak matematikai tudásunk szakadatlan mélyítése révén végezhetünk valóban korszerű és színvonalas természettudományos kutatómunkát. Ehhez azt fűzzük hozzá, hogy még a társadalomtudományi kutatómunka sem mellőzheti a matematikát, mert az már régen „betört” a társadalomtudomány területére is. Éppen ezért, ha a tudományok osztályozásának kérdését elemeznők, végső következtetésünk egyértelmű lenne: a matematika helyét valahol a természet- és társadalomtudomány között jelölnek meg.

E néhány általánosabb jellegű probléma tárgyalása után beszámolunk arról, hogy mit tettünk a közelmúltban a meteorológiai kutatómunka hatékonysága növe-

lésének érdekében, s ráterünk arra is, hogy — véleményünk szerint — vajon mit tehet e téren a Magyar Meteorológiai Társaság. Hazai és nemzetközi tárgyalásainkon arra törekedtünk, hogy tudományos kutatómunkánk — tartalmi és szervezeti vonatkozásaiban — koncentráltabbá váljék. Az európai szocialista országok meteorológiai szolgálatának igazgatói mindössze tíz témát tűztek a közös kutatási program napirendjére, és ötéves távlatban is csak azért ilyen keveset, mert szabadulni akartak a felszínességet szülő témabőségétől, az erők szétforgácsolódásától, hogy biztosítsák a valóban komplex, de egyúttal az erősen specializált területeken folyó elmélyültebb tudományos kutatómunka föltételeit. Tartalmi, minőségi javulást várunk ettől az intézkedéstől, s valamit attól is, hogy az Országos Meteorológiai Szolgálat keretében működő tudományos osztályok szervezetét — bizonyos mértékben — megbontottuk. Kutatócsoportokat, kollektívákat hoztunk létre, a téma-felelősök köré tömörítettük legjobb specialistáinkat. Ilyen módon különböző tudományos kutató osztályokhoz tartozó szakemberek — pl. szinoptikusok, klimatológusok, agrometeorológusok, stb. — kerültek egymás mellé, azzal a megbízatással, hogy a kitűzött téma (pl. a légszennyeződés) vizsgálatát speciális szakterületük (szinoptika, klimatológia, agrometeorológia, stb.) szempontjából végezzék. A tíz témához kapcsolódó kutatócsoportokban a speciális szakterületeknek legkülönbözőbb kombinációi fordulnak elő, attól függően, hogy a téma tartalmi vonatkozásai milyen specialisták együttműködését igényli elsősorban.

Ebben a koncepcióban a tudományos osztályvezetők feladata átértékelődik. Személyük — az esetek többségében — nem esik egybe a téma-felelősével, s a jövőben nem valamely szűkebb kutatási területen elért eredményüket tartjuk majd munkásságuk legfőbb értékmérőjéül, hanem a meteorológia egy ágát átfogó szakműveltségüket, azt a képességüket, hogy munkatársaikat a valóban korszerű problematika és metodika mesgyéjén vezessék, hogy szakavatott bírálói és értékelői legyenek az elért eredményeknek. A téma-felelőstől viszont azt kívánjuk, hogy az általa irányított témára vonatkoztatva ismerje kiválóan a korszerű problematikát és metodikát, tehát szinopszisának — az osztályvezetőével ellentétben — a meteorológia több speciális területére kell kiterjednie. Kutató, téma-felelős és osztályvezető, ez a három típus rajzolódott ki előttünk, jól elhatárolható feladattal, azzal a tanulással, hogy a valóban jól képzett és tudományos munkát végző szakembernek e hármast meg kell oldania. Gyakorlatilag olyan formában valósítható meg ez az elképzelés, hogy az egyes kutató — besorolási kulcsszámától függetlenül — az imént felsorolt három feladatkört váltva végezné munkáját. Elemzésünk természetesen még tovább folytatható: elmélkedhetnénk még a koordináló, a szervező, a tudományt igazgató nem kevésbé fontos feladatairól is, de e helyt, mert a gondolatok sok részletet vetnek föl, nem térünk ki ezekre. Megjegyezzük, hogy a felvázolt problémák helyes megoldásával mindenképpen törődniünk kell, mert csak így tudunk maradéktalanul eleget tenni az európai szocialista országok között kötött azon megtisztelő megállapodásnak, amelynek értelmében az MNK Meteorológiai Szolgálat koordinálja — négy esztendőn át — az európai szocialista országokban folyó meteorológiai kutatást, a már említett tíz közös téma területén.

Íme, következék e témák rövid ismertetése.

1. A hőmérséklet, a szél és a csapadék rövid- és hosszúlejárata előrejelzésének szinoptikai, szinoptikus-statisztikai és hidrodinamikai módszerei.

2. Agrometeorológiai erőforrások az európai szocialista országok területén.

3. A felhőfizika tanulmányozása a jégesők, alacsony felhőzet és ködök mesterseges befolyásolása céljából.

4. Az alacsony felhőzet, a köd, a vízszintes és ferde látás, valamint a 12 km magas légréteg szélviszonyainak előrejelzési módszerei.

5. A csapadékeloszlás, a hőmérséklet és szélviszonyok tanulmányozása a Kárpátok térségében.

6. A zúzmaraképződés idő- és térbeli különbségeinek vizsgálata és a mérőmódszerek egységesítése.

7. Meteorológiai mezők statisztikai szerkezetének vizsgálata a hálózat állomásainak racionális elhelyezése céljából.

8. A légszennyeződés meteorológiai feltételeinek vizsgálata.

9. Az alapvető meteorológiai megfigyelések új módszerei és új eszközei az állomáshálózatban.

10. Számítások és mérések a szocialista országok vízháztartásának vizsgálatára.

A koncentráltabb és hatékonyabb tudományos kutatómunka kibontakoztatása, s a felsorolt témák sokoldalú, komplex és alapos vizsgálata céljából az MNK Meteorológiai Szolgálat — mind nemzetközi, mind pedig hazai viszonylatban — számos külföldi és hazai intézménnyel létesített kooperációt. Ezek a következők:

Az európai szocialista országok meteorológiai szolgálata igazgatóinak konferenciája, amely 11 esztendővel ezelőtt kezdte meg rendszeres tevékenységét; a legközelebbit ez év februárjában tartjuk Moszkvában (1—10. téma);

Meteorológiai Világszervezet, figyelemmel a Hidrológiai Decennium programjára is (2., 5., 7. és 10. téma);

Kárpát-országok konferenciája (5. téma);

Bolgár Tudományos Akadémia Geofizikai Intézete (3. téma);

Csehszlovák Tudományos Akadémia Léggörfizikai Intézete (3. téma);

Jugoszláv Hidrometeorológiai Szolgálat (5. téma);

az Országos Távlati Tudományos Kutatási Tervet Koordináló Bizottságok (2., 3., 8., 9. és 10. téma);

Budapesti Levegőtisztasági Bizottság (8. téma);

Országos Közegészségügyi Intézet (8. téma);

ELTE Meteorológiai Tanszék (1., 5., 7. és 10. téma);

Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (2., 5., 7. és 10. téma).

Fejtetésünknek az volt a célja, hogy néhány, a tudományos életünket általában érintő és időszerű problémát vessünk fel, de arra is törekedtünk, hogy viszonylag átfogó, bár vázlatos képet nyújtsunk a meteorológia területén folyó jelenlegi kutatómunka tartalmi vonatkozásairól és szervezeti kereteiről. Bizonyosok vagyunk abban, hogy az eddigieknél jobb megoldások felkutatásában az MTA Meteorológiai Tudományos Bizottsága is, amely a közelmúltban kezdte meg tevékenységét, gyümölcsözően működik majd közre. Bőven van még lehetőség munkánk további elmélyítésére, s — még hazai viszonylatban is — a kooperáció kiszélesítésére, a koordináció csiszolására és finomítására. Nem kétséges, hogy e tennivalókból a Magyar Meteorológiai Társaság — a maga hasznára — bőven meríthet: az 1966-ra tervezett programja bizonyítja, hogy már élt is ezzel a lehetőséggel.

E gondolatok szellemében nyitom meg a Magyar Meteorológiai Társaság XXXVIII. közgyűlését!

Определение макромасштабной дивергенции и вертикальной скорости

The determination of the large-scale divergence and the vertical velocity. The author analyses the theoretical problems of the divergence calculation carried out on the basis of wind-field. He concludes those requirements which have to be satisfied by divergence calculation methods to supply representative divergence values to the large-scale processes. He summarizes the divergence calculation methods used so far. With reference to this he recommends a new method that completes the computation of the field of divergence by means of a grid having equilateral hexagons ($d = 540$ km). The essence of the computational nomogram is a square having the same side length as the double grid distance, on the basis of which the radial component of the wind data interpolated to the grid points can be easily determined. In the second half of the study he deals with the calculation of the vertical velocity based on the wind field. He pays particular attention to the determination of the vertical velocity at the 850 mb level. He obtains the result, that in this besides the frictional convergence the 850 mb divergence plays a more important role than it was first assumed.

×

Вычисление дивергенции скорости может проводиться двумя способами: (I) по полю ветра и (II) с помощью уравнения вихря. В настоящей работе рассматривается вычисление дивергенции только по полю ветра, т. е. описываемый ниже метод входит в первую группу. В таких методах, приближенное определение дивергенции осуществляется по наблюдаемым значениям ветра. Для решения этой задачи в пределах математической точности необходимо учитывать ограничения, связанные с выводом уравнения неразрывности.

Поскольку поле ветра не может быть описано просто функцией координат места, вычисление дивергенции (образование производных) может проводиться только путем конечно-разностного приближения. Однако в связи с этим возникают серьезные трудности. При гидродинамической дивергенции (при выводе уравнения неразрывности) изменения скорости должны быть линейными вдоль длин элементарных граней. В то же время для поля ветра это условие выполняется далеко не всегда; часто наблюдаются резкие изменения даже на сравнительно небольших расстояниях. А вычисление дивергенции из поля ветра справедливо только в тех случаях, когда в пределах элементарной площади, принятой для вычисления дивергенции, изменение скорости ветра может считаться линейным.

При изучении дивергенции, определяющей развитие макросиноптических процессов, т. е. так назыв. крупномасштабной дивергенции, должны учитываться только компоненты векторов ветра, обуславливающие макромасштабные процессы. Однако известно, что в свободной атмосфере поле ветра подвергается возмущающему влиянию гравитационных волн и турбулентности. Это влияние отрицательно сказывается на анализе макропроцессов, в том числе на вычислении дивергенции. С другой стороны, горизонтальная дивергенция представляет собой малую (меньшую на один порядок) разность двух сравнительно больших величин. Для получения дивергенции с точностью до 10% производные должны определяться с точностью 1%. Однако точность наблюдений над ветрами не достигает такой величины. Следовательно, фактические данные о ветре не являются пригодными для непосред

ственного вычисления дивергенции. Погрешность вычисления дивергенции по наблюдениям над ветрам может быть такого же порядка, как и сама дивергенция. В связи с этим, при вычислении дивергенции прежде всего необходимо освободить данные о ветре от указанных выше возмущений и от возможных погрешностей измерения. Для этой цели наиболее эффективным является, очевидно, сглаживание поля ветра [1].

Одним из основных вопросов при вычислении атмосферной дивергенции является подбор «элементарных» длин, т. е. вопрос о том, на каком расстоянии от данной точки, в которой вычисляется дивергенция, следует брать данные о ветре. Что касается математической стороны вопроса, необходимо следить за тем, чтобы в пределах площади, определяемой данными о ветре, используемыми для вычислений, поле ветра было непрерывным, его изменение — линейным. При подробном расстоянии для вычисления (в дальнейшем: расстояние сетки) следует иметь в виду еще одно обстоятельство, а именно, что с увеличением расстояния сетки разность скоростей изменяется в сравнительно незначительной мере [2].

Таким образом порядок величины дивергенции определяется в первую очередь величиной расстояния сетки. Следовательно данные о ветре, взятые с различных расстояний, могут привести к неправильным результатам, поскольку они содержат парциальные дивергенции различного порядка. Под парциальной дивергенцией подразумевается доля дивергенции, приходящаяся на отдельные данные о ветре, используемые при вычислении дивергенции.

С учетом вышеизложенного, методы вычисления дивергенции должны удовлетворять следующим требованиям: 1. используемые данные о ветре должны браться по возможности на равных расстояниях от точки вычисления; 2. данные о ветре должны охватывать площадь, в пределах которой поле ветра изменяется линейно и получаемые величины дивергенции показательны для макромасштабных процессов; 3. перед проведением вычислений, для исключения возмущений поля ветра и погрешностей измерений, необходимо выполнить сглаживание поля ветра; 4. использовать достаточное количество данных, чтобы возможные погрешности отдельных данных влияли значительно на величину расчетной дивергенции и, наконец, что требуется по практическим причинам, 5. метод вычислений должен быть как можно более эффективным для построения поля дивергенции (напр. возможность применения одних и тех же данных для вычислений по нескольким пунктам) и не должен быть слишком трудоемким.

В методах вычисления дивергенции по полю ветра применяется одно из следующих вполне идентичных соотношений:

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}, \quad (1)$$

$$D = \frac{1}{F} \frac{dF}{dt}, \quad (2)$$

$$D = \frac{1}{F} \int_F V_r \cdot ds, \quad (3)$$

где F — элементарная площадь, принятая для вычисления диверген-

ции; V_r — радиальная составляющая скорости; ds — элементарный отрезок линии, взятой вдоль замкнутой кривой.

Ниже дается краткий обзор методов (1), применяемых в настоящее время для вычисления дивергенции.

1. Вычисление дивергенции по (1) является одним из наиболее удобных способов вычисления. Входящие в формулу производные заменяются отношениями конечных разностей. При применении этого метода прежде всего определяются компоненты x , y векторов ветров, другими словами, проводится «анализ u , v » поля ветра. Тем самым одновременно выполняется сглаживание поля ветра. Однако, при этом необходимо следить за тем, чтобы в величины v ввести соответствующие поправки на конвергенцию меридианов.

2. Беллами [3] предложил применять для вычисления дивергенции формулу (2), причем наиболее простое решение для площади получается, если взять ее треугольной. Относительное изменение площади треугольника изучается указанным автором по скоростям ветра, дующим в вершинах треугольника. В этом случае формула (2) соответствует соотношению

$$D = \frac{V_{An}}{h_A} + \frac{V_{Bn}}{h_B} + \frac{V_{Cn}}{h_C},$$

где V_{Ax} , V_{Bn} , V_{Cn} — компоненты ветра, перпендикулярные противоположной стороне, h_A , h_B , h_C — высоты, опущенные на соответствующие стороны. Треугольник может быть взят с таким расчетом, чтобы его вершины совпадали с шаропилотными пунктами; но могут применяться и равносторонние треугольники постоянного размера (Грэхем, [4]), пригодные при вычислениях поля дивергенции. В последнем случае вычислительные работы облегчаются при предварительном проведении изотахо-изогонального анализа, что одновременно влечет за собой сглаживание поля ветра.

3. Метод линий тока [5] исходит также из формулы (2). Предпосылкой его применения является проведение линий тока. Кроме этого необходимо построить т. н. ортогональные траектории, т. е. линии, перпендикулярные линиям тока. Произведениями расстояний между линиями тока на величину скорости ветра определяется площадь, относительное изменение которой по (2) дает дивергенцию.

4. Выражение (3) предложено для вычисления дивергенции Мерцаловым [6]. За элементарную площадь он выбирает круг, подразделенный на 8 одинаковых секторов с углом 45° каждый. Из каждого сектора на расстоянии 250—750 км, берется одно измерение ветра. Образуется радиальный компонент ветра и изучается изменение под воздействием последней площади многоугольника, образуемого указанными 8 данными о ветре. При вычислении дивергенции отдельные данные берутся с весом $(1/8)$. $(2V_r/r)$. Проведению вычислений способствует применение номограммы.

Если рассматривать перечисленные методы в свете вышеприведенных требований, предъявляемых к объективному вычислению дивергенции, то оказывается, что трудно найти метод, в котором все эти требования выполняются. Мы старались найти решение этого вопроса путем разработки метода, в котором указанные требования выполняются в оптимальной мере. При этом мы пришли к выводу о том, что нашим

целям лучше всего соответствует соотношение (3). Последнее позволяет вовлечь в расчеты большое количество данных о ветре, причем вычисления ограничиваются образованием радиальных составляющих ветра. Число применяемых данных было определено в 6, поскольку при использовании равностороннего шестиугольника вычисление поля дивергенции в значительной мере упрощается. Однако, в вершинах шестиугольников в пунктах сетки приходится проводить интерполяцию по данным о ветре, взятым из окружности. Эта процедура одновременно влечет за собой необходимость сглаживания ветра как по направлению, так и по величине. Шесть пунктов оказываются достаточными

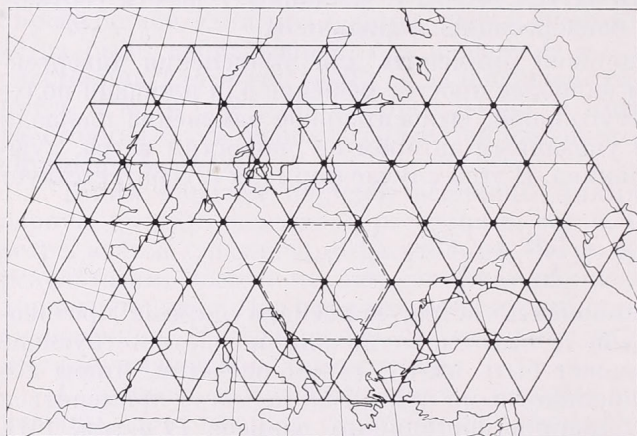


Рис. 1. Шестигранная сетка (состоящая из реугольников) использованная для вычисления дивергенции

1. ábra. A divergencia számításához használt hatszögű (6 háromszögből álló) rácshálózat

для снижения до минимума влияния возможных погрешностей измерения и процессов меньших масштабов. При наличии достаточно густой сети шаропилотных пунктов интерполяция может проводиться с необходимой точностью. Однако там, где число данных о ветре слишком мало, нет основания для проведения ни интерполяции, ни вычисления дивергенции.

Эффективность вычисления дивергенции в значительной мере зависит от расстояния сетки. По *Пановскому* [7] репрезентативная величина крупномасштабной дивергенции получается в случае, если при наличии прямоугольной сетки производные ветра вычисляются по данным взятым с расстояний не менее 500 км друг от друга. Применяя метод *Беллами*, *Ландерс* [1] выбрал величину h равной всего — 180 км. В работе [8] автор, при вычислении дивергенции также по методу *Беллами*, взял для h величину 375 км. *Мерцалов* [6] использовал данные о ветре, находящиеся на расстояниях 250—750 км от точки расчета. При вычислениях дивергенции и вертикальной скорости, основанных на применении уравнений вихря [9], применяются прямоугольные сетки с расстоянием 500 км. Исходя из всего изложенного в данном случае расстояние сетки (d) было взято также около 500 км; точнее, по практическим причинам, 540 км. На рис. 1. показана сетка, состоящая из равносторонних треугольников с длиной стороны $d = 540$ км, при помощи которой дивергенция вычисляется для шестиугольника (проведенного пунктиром), состоящего из шести треугольников вокруг точки расчета.

Оценив векторы ветра в точках сетки, можно приступить к вычислению составляющих радиальной скорости, что в значительной мере упрощается благодаря применению равных расстояний сетки. Построим квадрат с сторонами — $2d = 1080$ км (на карте масштаба $1 : 10 \cdot 10^6$ это составляет 10,8 см) и проведем в нем одну из биссекторных прямых (рис. 2). Исходя из нее отмерим в обоих направлениях расстояние $x = d \cdot \cos(90 - \alpha)$, подставляя значения α через каждые 10° . Поместим центр квадрата (o) в точку расчета, причем квадрат вращается до тех пор, пока направление искомого вектора ветра не будет параллельным прямой $x = d \cdot \cos(90 - \alpha)$. Тогда значение угла, отсчитываемое по

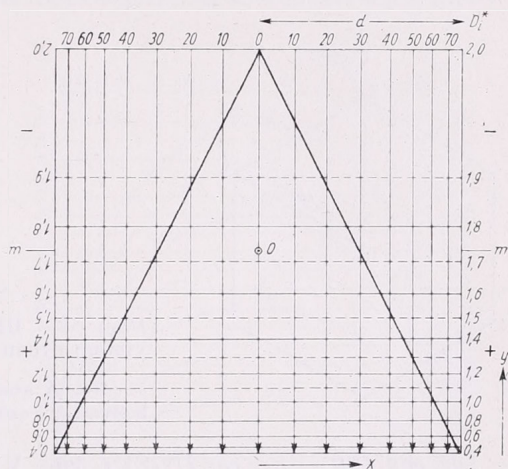


Рис. 2. Номограмма (А) для вычисления значений парциальной дивергенции (D_i)

2. ábra. Nomogram (A) a parciális divergencia értékek (D_i) kiszámítására

оси x , дает угол, образуемый вектором ветра и радиусом (угол α на рис. 3). Если придать прямой направленность согласно ее всегда с направлением ветра, можно определить знак парциальной дивергенции, в зависимости от того, на какое полупространство от средней линии (m) приходится данные о ветре. Верхняя половина квадрата означает отрицательный, а нижняя — положительный знак.

Квадрат может быть очень просто использован для вычисления величины радиальной составляющей скорости и в связи с этим для определения парциальной дивергенции, поскольку, если вектор ветра совпадает с направлением радиуса (т. е. $\alpha = 0$), то по Мерцалову [6] парциальная дивергенция будет равной $(1/6) \cdot (2V/5,4) \cdot 10^5 \text{ сек}^{-1}$, а если отклоняется от него, то величина дивергенции получается при умножении указанного значения на $\cos \alpha$. При условии, что на оси y линейно нанесены парциальная дивергенция, различным значениям скоростей соответствуют различные косинусоидальные кривые. Номограмма составлена для скоростей до 20 м/сек, и отдельные кривые проведены с сечением 2,5 м/сек. Таким образом, значение парциальной дивергенции получается, если место пересечения прямой, совпадающей с направлением вектора ветра, и косинусоидальной кривой, соответствующей величине вектора ветра отсчитываем по оси y . Для облегчения использования расчетных значений дивергенции при вычислении вертикальной скорости, на номограмму (А) наносились $(1/6) 3,2 \cdot 10^6$

кратные значения парциальной дивергенции (D_i). Обозначим это символом D_i^* . В данном случае

$$D_i^* = \frac{3,2 \cdot 10^6}{6} D_i \quad (4)$$

При этом значение D_i^* будет представлена точно двукратной величиной радиального компонента скорости. Полная дивергенция получается как арифметическое среднее парциальных дивергенций:

$$D = \frac{1}{3,2 \cdot 10^6} (D_1^* + D_2^* + \dots + D_6^*).$$

Для шкалы D_i^* можно осуществить трансформацию, при которой косинусоидальная кривая переходит в прямую, при подробе $y =$

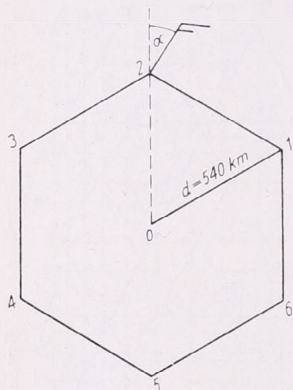


Рис. 3. Шестигранный расчета. β -величины углов, отсчитываемых с оси номограммы

3. ábra. A számítási hatszög. β a nomogram x skáláján leolvasható szögérték

$= 2d \cdot \cos (90 - \text{arc cos } D^*/2V)$, где V — произвольная величина скорости. Однако в этом случае квадрат может использоваться только для единственного значения (V). Если это значение принять равным 1 м/сек, то получаемые значения D_i^* должны быть умножены в отдельности на фактическую величину скорости ветра. Номограмма (В), построенная для скорости $V = 1$ м/сек, показана на рис. 4.

Теперь можем перейти к рассмотрению вопроса о вычислении вертикальной скорости. В основе большинства методов вычисления вертикальной скорости лежит использование уравнения неразрывности, выражаемого в системе x, y, p, t соотношением

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = - \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

Интегрируя это соотношение по давлению, получим:

$$\omega_2 = \omega_1 - \int_{p_1}^{p_2} D \cdot dp. \quad (5)$$

Таким образом на заданной изобарической поверхности вертикальная скорость (ω_2) связана с вертикальной скоростью (ω_1) у подстилающей поверхности и с интегралом дивергенции по давлению, относящимся к промежуточному слою. Так в конечном итоге определение вертикаль-

ной скорости сводится к вычислению дивергенции, т. е. получаются тем более точные поля вертикальной скорости, чем точнее определяются поля дивергенции. Для приближения к интегрируемому обычно принимается среднее арифметическое значение дивергенций на нижней и верхней границах слоя. В этом случае соотношение (5) примет вид

$$\omega_2 = \omega_1 + \frac{D_1 + D_2}{2} (p_1 - p_2). \quad (6)$$

Если величина дивергенции дана в размерности сек⁻¹, а толщина слоя выражена в мб, то вертикальная скорость получается в единицах мб сек⁻¹. На практике величины вертикальной скорости на главных

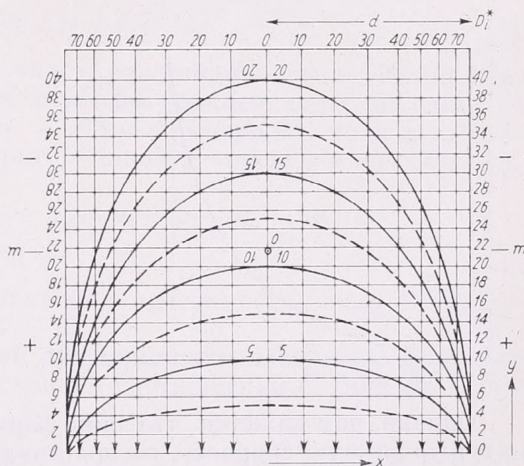


Рис. 4. Номограмма (B) для вычисления значений парциальной дивергенции (D_i)

4. ábra. Nomogram (B) a parciális divergencia értékek (D_i) kiszámítására

изобарических поверхностях принято выражать в мб/12 часов. В соответствии с этим, согласно (6), можно написать:

$$\omega_{850} = \omega_{1000} + 3,2 (D_{1000} + D_{850}) \text{ мб/12 часов} \quad (7)$$

$$\omega_{700} = \omega_{850} + 3,2 (D_{850} + D_{700}) \text{ мб/12 часов} \quad (8)$$

$$\omega_{500} = \omega_{700} + 4,3 (D_{700} + D_{500}) \text{ мб/12 часов} \quad (9)$$

где D_{1000}, \dots, D_{500} — величины дивергенции на изобарических поверхностях, отмеченных индексами, выраженные в единицах 10^{-6} сек⁻¹.

В связи с вычислением ω_{850} возникает ряд затруднений. Первым из них является определение ω_{1000} ; однако благодаря близости поверхности земли она может приниматься равной нулю. Во вторых, в связи с тем, что поверхность 1000 мб существует во многих случаях только виртуально, D_{1000} вычисляется, как правило, по данным о ветре у поверхности земли. Однако ветер у поверхности земли в значительной мере подвергается влиянию шероховатости подстилающей поверхности. Так средняя дивергенция для слоя, заключенного между поверхностями 850—1000 мб (в дальнейшем: слой трения), определяемая с использованием ветра у земли, будет нереальной и может при-

вести к ошибочным результатам. В слое трения часть дивергенции возникает за счет приземного турбулентного трения (дивергенции трения), что является прямо пропорциональным оператору Лапласа от давления на поверхности земли [9]:

$$D_s = a_1 \cdot \Delta p_t. \quad (10)$$

Вследствие проблем, связанных с определением D_{1000} , в формулу (7) введена величина D_s , в соответствии с нижеследующим:

$$\omega_{850} = -3,5 \Delta p_t + 3,2 D_{850} \quad (11)$$

Постоянная $-3,5$ относится к случаю, когда величина Δp_t вычисляется в единицах мб/(500 км)².

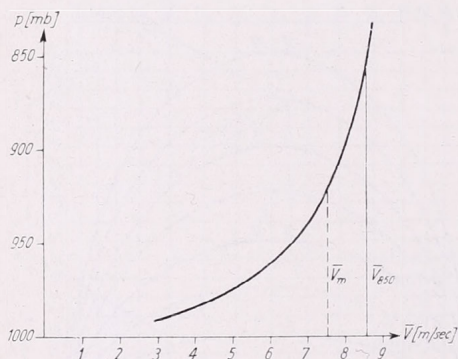


Рис. 5. Изменение ветра в слое трения по данным о измерениях высотного ветра, проведенных в Будапеште за 1929—1953 гг.

5. ábra. A szél változása a sűrűlódási rétegben a Budapesten 1929—53 között végzett szélmérések alapján

Однако, нам кажется, что даже формула (11) не выражает правильно вертикальную скорость, господствующую на верхней границе слоя трения (850 мб), поскольку при $\Delta p_t = 0$, согласно (11), 850 зависит исключительно от дивергенции на уровне 850 мб. По смыслу (6) это означает, что в слое трения дивергенция, вызванная динамическими процессами, симметрично (напр. линейно) уменьшается до нуля в направлении вниз, т. е. на поверхности земли только дивергенция трения оказывает влияние. Мы лучше приблизимся к истинным условиям, если предположим, что в слое трения — кроме изменения ветра по спирали Экмана — происходят динамические и кинематические процессы, аналогичные процессам, протекающим на уровне 850 мб. Предположим, что от уровня 850 мб в направлении вниз происходит снижение скорости, соответствующее снижению средней силы ветра с высотой, и что степень вращения влево вследствие трения является везде постоянной. В этом случае в слое трения господствуют условия дивергенции, совпадающие с дивергенцией на уровне 850 мб, причем величина дивергенции уменьшается до приземного слоя в соответствии со средней скоростью ветра. Примем среднее давление у поверхности земли равным 1000 мб, а высоту приземного слоя — 950 мб (≈ 40 м). Допустим далее, что в связи с шероховатостью подстилающей поверхности, в приземном слое дивергенции выравниваются между собой в пределах сравнительно небольшой площади, благодаря чему ими можно пренебречь. На рис. 5 показан средний профиль ветра, подсчитанный для слоя трения по изменениям высотного ветра, проведен-

ным в Будапеште за 1929—1953 гг. [10]. Из рисунка получим для скорости ветра, в слое трения осредненной по давлению, что $V_m = 0,88 \cdot V_{850}$. По другим станциям были получены подобные результаты. Следовательно, в соответствии с вышеизложенными соображениями, можно предположить, что

$$\bar{D}_{995}^{850} = 0,88 \cdot D_{850},$$

где D_{995}^{850} — средняя по давлению дивергенция для слоя 850—995 мб, не содержащая дивергенцию трения. Подставляя этот результат в (5) и учитывая дивергенцию трения (10), получим:

$$\omega_{850} = -3,0 \Delta p_t + 5,5 D_{850}. \quad (12)$$

где коэффициент Δp_t относится уже к расстоянию сетки 540 км. Первый член (12) связан, очевидно, с конфигурацией поля давления на поверхности земли, а второй член — с преобразованием поля давления. При шестигранной решетке оператор Лапласа определяется соотношением

$$\Delta p_t = \frac{2}{3} \frac{p_1 + p_2 + p_3 + p_4 + p_5 + p_6 - 6p_0}{d^2}$$

где p_0, p_1, \dots, p_6 — значения давления поверхности земли в точках, отмеченных на рис. 3.

При выполнении вычислений при помощи номограммы, приведенной в данной работе, с использованием соотношений (4), (8), (9) и (12) и вводя обозначение

$$\hat{p} = p_1 + p_2 + p_3 + p_4 + p_5 + p_6 - 6p_0,$$

получим следующие формулы для вертикальной скорости на главных изобарических поверхностях:

$$\omega_{850} = -2\hat{p} + 1,7 D_{850}^* \text{ мб/12 часов} \quad (13)$$

$$\omega_{700} = \omega_{850} + D_{850}^* + D_{700}^* \text{ мб/12 часов}$$

$$\omega_{500} = \omega_{700} + 1,3(D_{700}^* + D_{500}^*) \text{ мб/12 часов}$$

В заключение приношу благодарность научному сотруднику П. Амбрози за ценные указания, сделанные им в процессе выполнения данной работы. (Перевод: Б. Элек)

IRODALOM

- [1] Landers, H.: A three-dimensional study of the horizontal velocity divergence. *Journal of Meteorology*, Vol. 12. No. 5. 1955.
- [2] Panofsky, H. A.: Methods of computing vertical motion in the atmosphere. *Journal of Meteorology*, Vol. 3. No. 2. 1946.
- [3] Bellamy, J. C.: Objective calculations of divergence, vertical velocity and vorticity. *Bulletin of American Meteorological Society* Vol. 30. No. 2. 1949.
- [4] Graham, R. D.: A new method of computing vorticity and divergence. *Bulletin of American Meteorological Society*. Vol. 34. No. 2. 1953.
- [5] Fujita, T.: Results of detailed synoptic studies of squall lines. *Tellus*, Vol. 7. No. 4. 1955.

- [6] Мерцалов, А. П.: Номограмма для расчета дивергенции и вихря скорости ветра. *Метеорология и Гидрология*, 1958. № 2.
- [7] Panofsky, H. A.: Large scale vertical velocity and divergence. *Compendium of Meteorology*. Boston, 1951.
- [8] Tanczer, T.: A légköri divergencia. *Beszámolók az 1962-ben végzett tudományos kutatásokról*. Budapest, 1963.
- [9] Руководство по краткосрочным прогнозам погоды, I. Гидрометеонздат, Ленинград, 1964.
- [10] Bell, B.: A troposféra éghajlata Magyarország fölött. Budapest, 1954.

*

A NAGYMÉRETŰ DIVERGENCIA ÉS A FÜGGŐLEGES SEBESSÉG MEGHATÁROZÁSA

A nagyméretű függőleges sebességnek döntő szerepe van az időjárás alakulásában, elsősorban a nagy területre kiterjedő felhő- és csapadékképződési folyamatokban. Ezzel szemben meghatározása a legnehezebb meteorológiai feladatok közé tartozik. A függőleges sebesség számítási módszereinek többsége a kontinuitási egyenletet használja fel. Ezen keresztül a függőleges sebesség számítás divergencia számítási feladattá válik, vagyis a számított függőleges sebességi mező pontossága a divergencia számítás pontosságától függ.

A légköri divergencia kiszámításával kapcsolatban azonban komoly nehézségek merülnek fel. Minthogy a szélmezőt nem írhatjuk le egyszerűen a helykoordináták függvényében, a divergencia kiszámítását csak véges különbségi közelítéssel tudjuk végrehajtani. A széllderiváltak képzésénél felhasznált „elemi” távolságot úgy kell megválasztanunk, hogy ennek mentén a szélmező változása lineáris legyen, továbbá hogy a nagyméretű folyamatokat kialakító divergenciára, azaz a nagyméretű divergenciára kapjunk reprezentatív értéket. A számítási távolság növelésével a sebességkülönbségek viszonylag kis mértékben változnak, ezért a divergencia nagyságrendjét elsősorban a számítási távolság nagysága szabja meg. Panofsky szerint a nagyméretű divergenciára reprezentatív értéket akkor kapunk, ha derékszögű rácshálózat esetén a széllderiváltakat egymástól legalább 500 km-re fekvő széladatok alapján számoljuk.

A horizontális divergencia kifejezésében szereplő tagok általában ellentétes előjelűek, így a divergencia viszonylag két nagy mennyiségnek kicsiny (egy nagyságrenddel kisebb) különbsége, úgyhogy kiszámításához rendkívül pontos szélészlelésekre lenne szükség. Ezenfelül, ha a nagyméretű divergenciát akarjuk kiszámítani, nyilvánvalóan a szélvektoroknak csak azokra a komponenseire van szükség, amelyek a nagyméretű folyamatokat kialakítják. Ismeretes azonban, hogy a szabadlégkörben a szélmező ki van téve a gravitációs hullámok és a turbulencia perturbáló hatásának. Ezek károsan befolyásolják a nagyméretű folyamatok analízisét, közöttük a divergencia kiszámítását. Mindebből következik, hogy a tényleges széladatok közvetlenül nem alkalmasak a divergencia kiszámítására. A szélmegfigyelésekből számított divergencia számítási hibája esetleg ugyanakkora nagyságrendű lehet, mint maga a divergencia. Emiatt a divergencia számításánál a széladatokat mindenekelőtt mentesíteni kell az említett zavaroktól, valamint az esetleges mérési hibáktól. Erre a célra a legmegfelelőbbnek látszik a szélmező simítása.

Az elmondottak alapján az objektív divergencia számítási módszereknek az alábbi követelményeknek kell elegendően tenniük: 1. a széladatokat a számítási ponttól lehetőleg azonos távolságban fektessék, 2. a széladatokat akkora területet fogjanak közre, hogy azon belül a szélmező változása lineáris legyen és a kapott divergencia értékek a nagyméretű divergenciára legyenek reprezentatívak, 3. a számítás előtt a szélmező zavarainak és a mérési hibáknak kiszűrése céljából el kell végeznünk a szélmező simítását, 4. elegendő számú széladatot vegyünk fel, hogy egy-egy széladat esetleges

hibája ne befolyásolja jelentős mértékben a számított divergencia értékét és végül, amit a gyakorlati számítás igénye diktál 5. a számítási módszer a divergencia mezejének az előállítására technikai szempontból minél alkalmasabb legyen (pl. egyazon széladatot több pontra végzett számításnál fel tudjuk használni) és ne legyen túlságosan munkáigényes.

A szélmező alapján végzett divergencia számítási módszerek („u, v analízis”, Bellamy módszer, áramvonalas módszer, Mercalov módszer) az egymással teljesen analóg (1), (2), (3) összefüggéseket használják fel. Bár valamennyi divergencia számítási módszernek megvan a maga előnye, mégis meg kell állapítanunk, hogy az említett követelmények maradéktalanul egyik módszernél sem teljesülnek.

Ennél az oknál fogva kísérletet tettünk olyan módszer kidolgozására, amely a fenti követelményeket a lehető legnagyobb mértékben kielégíti. Arra a következtetésre jutottunk, hogy a célnak a legjobban a (3) összefüggés felel meg, amely elegendő számú széladat bevonását teszi lehetővé, emellett a számítás mindössze a szélesebesség radiális összetevőjének képzésére szorítkozik. A felhasznált széladatok számát 6-ban állapítottuk meg. Egyenlőoldali hatszögek felvételével ugyanis a területi számítás nagyon leegyszerűsödik. A rácsávolságot célszerűségi okokból 540 km-nek vettük fel. A $d = 540$ km hosszú egyenlőoldali háromszögekből álló rácsalázatot, amelynek segítségével a divergenciát a rácspontok körüli 6 háromszögből álló (szaggatott vonallal jelzett) hatszögre számoljuk, az 1. ábrán mutatjuk be. A hatszögek csúcsaiban, a rácspontokban azonban a szelet interpolálnunk kell a környező széladatok alapján. Ez a lépés szükségszerűen maga után vonja, hogy egyidejűleg végrehajtjuk a szélmező simítását is, mind irányra, mind nagyságra nézve. A hat pont elegendőnek látszik ahhoz, hogy az esetleges szélhibák és a kisebb méretű folyamatok hatása minimálissá váljék. Az interpoláció megfelelő sűrűségű szélmérőhálózat esetén kellő pontossággal elvégezhető. Ahol azonban a szélmérőhálózat ritka, ott sem az interpoláció, sem a divergencia számítás nem jogosult.

A radiális sebességi összetevő, illetve a parciális divergencia (az egyes széladatokból származó divergencia rész) kiszámítására nomogramot szerkesztettünk. Ez egy kétszeres rácsávolság, azaz $2d = 1080$ km ($M = 1:10 \cdot 10^6$ méretű térképen 10,8 cm) oldalhosszúságú négyzet (2. ábra). A négyzetbe behúzott függőleges egyenesek az oldalfelező egyenestől $x = d \cdot \cos(90 - \alpha)$ távolságban fekszenek, ha az α értékeit 10 fokként helyettesítjük be. Ezeket az egyeneseket irányítotttsággal is elláttuk. Helyezzük a négyzet középpontját (0) a számítási pontba és forgassuk a négyzetet mindaddig, amíg a szélvektor iránya ezen egyenesek irányába nem mutat. Ekkor a szélvektorhoz tartozó, x tengelyen leolvasható szögérték megadja a szélvektornak a rádiusszal bezárt szögét (3. ábrán α szög). Attól függően pedig, hogy a szóbanforgó széladat a középvonaltól (m) melyik térfélre esik, eldönthető a parciális divergencia előjele. A négyzet felső fele a negatív, alsó fele a pozitív előjelet jelenti. Ha a szélvektor a számítási ponttal megegyező vagy azzal éppen ellentétes irányba mutat (azaz $\alpha = 0$), akkor a parciális divergencia Mercalov szerint $(1/6) \cdot (2V/5,4)T \cdot 10^5 \text{ sec}^{-1}$ lesz, ha pedig attól eltér, akkor ennek az értéknek $\cos \alpha$ -val való szorzata. Így ha az y tengelyre lineárisan a parciális divergenciát visszük fel, akkor a különböző sebességi értékekhez más-más cosinus görbe tartozik. A szélesebességi értékhatárt 20 m/sec-ig terjesztettük ki, és az egyes görbéket 2,5 m/sec-os közönként jelöltük be. A parciális divergencia értékét tehát megkapjuk, ha a szélvektor irányával egybeeső egyenes és nagyságának megfelelő cosinus görbe metszés pontjának helyét leolvassuk az y tengelyen. Hogy a számított divergencia értékek minél könnyebben felhasználhatók legyenek a függőleges sebesség kiszámításánál, a parciális divergencia értékeknek $(1/6) \cdot 3,2 \cdot 10^6$ -szorosát vittük fel a nomogramra, jelölve ezt D_i^* -gal, miáltal D_i értéke a radiális sebességi összetevőnek éppen a kétszerese lesz. A teljes

divergenciát a parciális divergenciák matematikai átlaga, vagyis a D_i értékek összegének $(1/3,2) \cdot 10^6$ -szorosa szolgáltatja. Elkészíthető a D_i^* skálának olyan transzformációja, amelynél a cosinus görbe egyenesbe megy át (4. ábra), ekkor azonban a kapott $(1/m/\text{sec-ra vonatkozó}) D_i^*$ értékeket a tényleges szélességgel rendre meg kell szoroznunk.

A függőleges sebességre a kontinuitási egyenlet alapján az (5) összefüggést kapjuk. Az integrandust a réteg alsó és felső határán levő divergencia értékek matematikai átlagával szokásos megközelíteni (6). Ezzel a közelítéssel a főizobárfelületeken a függőleges sebességet mb/12 óra egységekben a (7), (8), (9) formulák írják le, amelyekbe a divergenciák 10^{-6} sec^{-1} dimenzióban helyettesítendőek. (7)-ben a talajfelszín közelsége miatt ω_{1000} -t zérusnak vesszük, továbbá D_{1000} -t általában a talajfelszíni szelek alapján számolják. Tekintettel azonban, hogy a talajfelszíni szél nagymértékben a talajfelszín érdességének hatása alatt áll, a 850 mb-os szintre így számított függőleges sebesség várhatóan hibás lesz. Megközelíthetjük a kérdést más oldalról is, nevezetesen azzal, hogy a sűrűlódás rétegben a divergenciának egy része a talajközeli turbulens sűrűlódás következménye, amely egyenesen arányos a talajnyomás Laplace-operátorával (10). Ezt beépítve (7)-be a (11) formulára jutunk.

Véleményünk szerint azonban a (11) formula sem korrekt. Eszerint ugyanis, hogyha a sűrűlódási vergenciát nem tekintjük, a dinamikai folyamatokból származó vergencia a 850 mb-os szinttől a talaj felé haladva zérusra csökken, holott a talajközeli légrétegben is lehet a szélmezőnek divergenciája. A valóságos viszonyok megközelítésére ezért feltételeztük, hogy a sűrűlódási rétegben — eltekintve a szélnek az Ekman spirál szerinti változásától — a 850 mb-os szinthez hasonló kinematikai és dinamikai folyamatok zajlanak le. Tegyük fel továbbá, hogy a 850 mb-os szinttől lefelé az átlagos szél magassággal való csökkenésének megfelelő sebességesökkenés uralkodik és a balrafordulás mértéke mindenütt ugyanakkora. Ekkor a sűrűlódási rétegben a 850 mb-os divergenciával megegyező vergencia viszonyok találhatók és a divergencia nagysága az átlagos szélnek megfelelően csökken a talajközeli határrétegit, amelynek magasságát 995 mb-nak vettük. A talajközeli határrétegtől eltekintettünk, minthogy ott a földfelszíni kiemelkedések következtében a vergenciák várhatólag kis területen belül kiegyenlítik egymást. Így az átlagos vertikális szélprofil (Budapestre az 5. ábra) felhasználásával azt kaptuk, hogy a 850 mb-os szint alatti réteg átlagos divergenciája a 850 mb-os szinten levő divergenciának 0,88-szorosa. Ezt az eredményt beépítve (5)-be a 850 mb-os szinten uralkodó függőleges sebességre a (12) formulát nyertük. Ha a divergencia számításokat a dolgozatban bemutatott nomogram alapján végezzük el, a (4), (8), (9) és (12) összefüggések figyelembevételével, a főizobárfelületeken a függőleges sebességre a (13), (14) és (15) formulákat kapjuk.

Felhívás a Meteorológiai Társaság Tagjaihoz!

A Társaság fejlődése érdekében kérjük Tagjainkat, hogy tagdíjaikat pontosan egyenlítsék ki. A postautalványon történő befizetéseket a Társaság címére (Budapest V. Szabadság tér 17.), csekkfizetéseket pedig a Társaság tagdíjbefizetési számlájára (Magyar Meteorológiai Társaság tagdíjbefizetési számla Budapest, 61.764) kérjük.

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

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

TITKÁRSÁG

Ein Vergleich der über Budapest und über Wien mit der Hilfe des Radiotheodolits gemessenen Windgeschwindigkeiten

The comparison of the velocities of wind measured over Budapest and Vienna by radiotheodolites. The author demonstrates that 5 and 3 years' series of average wind velocities measured by two different kinds (Malachit and GMD-1) of radiotheodolites in the troposphere over Budapest and Vienna — apart from about 1 and a half km deep air layer near to the surface — correspond well. Over Budapest near to the tropopause (wind maximum at 300, 250 mb) the average velocities are significantly smaller in winter, larger in summer, however, at the medium level of the stratosphere (at 100 mb) over Budapest the high wind velocities occur more frequently in the stratosphere (in both terms) and less frequently in the troposphere (in winter) than over Vienna. There are significant deviations between the simultaneous measurements in that sense, that Budapest measures higher velocities than Vienna does in most of the cases (they are significant at 100 mb). The author attributes the reason of the deviations to the fault of the Budapest radiotheodolite, because a considerable difference arises between the velocities over Budapest and Vienna according as well to the fact that the measurements were carried out in Budapest above 16° angle of elevation (these are the reliable cases), or under 16° (unreliable cases).



Nach der allgemeinen Erfahrung der Synoptik sind die Unterschiede, die zwischen den aerologischen Messungen über einem grösseren Gebiet beobachtet werden können, nur teilweise eines meteorologischen Ursprungs, da ein Teil derselben auf zufällige Fehler, welche durch Instrumentenfehler verursacht werden, zurückgeführt werden kann. Die letzteren kommen im allgemeinen dadurch zu Stande, dass im aerologischen Beobachtungsnetz Forschungsgeräte (Radiosonden und Radiotheodolite) verschiedener Art und verschiedener Fabrikation verwendet werden, deren Angaben nur binnen gewisser (oft recht weiten) Messgrenzen eine Übereinstimmung aufweisen. Aus diesem Grunde sind die internationalen Bestrebungen von höchster Wichtigkeit, die darauf gerichtet sind, dass die aerologischen Geräte eine Vereinheitlichung erfahren sollen, oder zumindest ein Vergleich der Messergebnisse vorgenommen werde.

In dem Rahmen des ungarischen Meteorologischen Dienstes werden solche vergleichende Arbeiten seit einer Reihe von Jahren durchgeführt, und zwar werden einestheils die Angaben der zwei hierzulande zur Verwendung gelangenden Radiosonden (namentlich Väisälä-Sonden und A-22 Sonden) miteinander verglichen [1], andererseits werden aber Vergleiche zwischen den eigenen Aufstiegen und den Aufstiegen der benachbarten Länder [2, 3] angestellt. Diese Untersuchungen haben sich bisher in der Hauptsache auf die Ergebnisse der Temperaturmessung beschränkt. Nun ist aber die Rolle, die von den Windmessungen in der aerologischen Forschung eingenommen wird, von einer nicht geringeren Wichtigkeit. Somit ergab sich die Notwendigkeit, die zur Verfügung stehende Reihe der mit der Hilfe eines Radiotheodolits erhaltenen Höhenwindmessungen mit dem entsprechenden Zahlenmaterial der aerologischen Aufstiegsstelle Wien zu vergleichen.

Durch die theoretischen und praktischen Arbeiten, die sich auf die Genauigkeit der zu Zwecken der Höhenwindmessung ausgearbeiteten elektrischen Verfahren (Radar-Verfolgung mit oder ohne der Verwendung einer Radiosonde, Radiotheodolitenbeobachtung mit einer Radiosonde oder mittels Basismessungen) beziehen, wurde es gezeigt, [4], dass die Genauigkeit der Radiotheodolitenmessung um 20 bis 30% von der Genauigkeit der Radarmessungen überboten wird, und unter den verschiedenen Arten der Radiotheodoliten diejenigen vorteilhafter sind, welche eine höhere Frequenz verwenden. Die Fehler, die bei den auch heute noch zur Verwendung gelangenden Radiotheodoliten auftreten, welche eine niedrigere Frequenz als 500 Mc/s besitzen, (namentlich bei den Radiotheodoliten SCR 658 und Malachit) entstammen in erster Reihe der Unsicherheit, die bei der Messung des Höhenwinkels vorhanden ist. Die schädliche Reflexionen der kurzen Wellen, die vom Erdboden und von den Feldobjekten ausgehen, sowie die Interferenz derselben führen zu dem Ergebnis, dass bei der Einstellung des Gerätes auf einen Höhenwinkel, der geringer als 16° ist, Winkel gemessen werden, die kleiner als die tatsächlichen Werte

der betreffenden Winkel ausfallen und dadurch entsteht im Laufe der Auswertung der Geschwindigkeiten ein recht bedeutender Fehler. Nach den Beobachtungen und Berechnungen, die durch *de Jong* ausgeführt wurden [5], erfolgt bei der Abnahme des Höhenwinkels eine kräftige Zunahme des erwähnten Fehlers und bei einem Wert des Höhenwinkels von 10° kann der Fehler in der Windgeschwindigkeit schon einen solchen Wert annehmen, der um 40 bis 50% höher ist als bei 15° . Aus diesem Grunde verliert die Auswertung der Windgeschwindigkeit bei 10° und hauptsächlich bei noch geringeren Werten des Höhenwinkels jegliche praktische Bedeutung.

Am Aerologischen Observatorium Budapest wird seit März 1959 ein Radiotheodolit Malachit (auf einer Wellenlänge von 1,5 m) verwendet und derselbe ist auch mit einem solchen Fehler behaftet. Zur zahlenmäßigen Feststellung dieses Fehlers durch einen Vergleich mit gleichzeitigen optischen Messungen wurden in den vergangenen Jahren mehrere Versuche unternommen. Aus den durch *G. Hirling* ausgeführten Messung [6] geht es hervor, dass der Wert der erhaltenen Winkelkorrekturen eine kräftige Abhängigkeit von der Jahreszeit, vom Bodenzustande, vom dem Vorhandensein der in verschiedenen Himmelsrichtungen liegenden Feldobjekte usw. aufweist. Bei der Auswertung der routinemässig durchgeführten dienstlichen Messungen bleiben

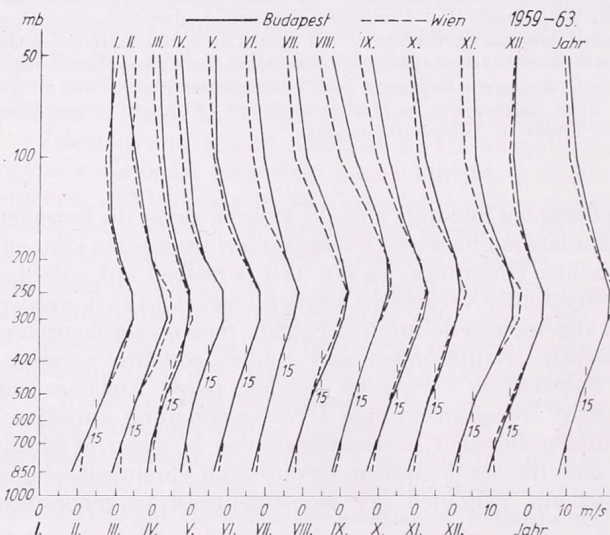


Abb. 1: Mittelwerte der Windgeschwindigkeiten in Budapest und Wien für die Hauptisobarenniveaus

1. ábra: Budapest és Bécs szélesebség-közéértékei a főizobárszinteken

diese Gesichtspunkte unberücksichtigt und bei einem Höhenwinkel, der geringer als 16° ist, wird eine einheitliche Verbesserung verwendet in dem Sinne, dass an den Ablesungen der Winkelwerte eine Vergrößerung vorgenommen wird, die bei der Abnahme des Höhenwinkels linear zunimmt. Bei 16° besitzt diese Korrektur den Wert 0, und bei 10° einen Wert von $1,8^\circ$. Nun kommen neben diesem systematischen Instrumentenfehler auch noch zufällige Fehler infolge der unrichtigen Winkeleinstellung und der unrichtigen Ablesungen vor, und dieselben werden in zeitabhängiger Weise auf einem graphischen Wege ausgeglichen in allen Fällen, wenn ein Sprung zwischen den aufeinanderfolgenden Ablesungen vorhanden ist.

Unter Verwendung dieser beiden Korrekturmethode wurden unsere Radiotheodolitenmessungen in jedem Falle ausgewertet und bei der Verarbeitung wurden alle zur Verfügung stehenden Angaben beachtet. Somit entsteht der Verdacht, dass unsere Ergebnisse, bzw. eine längere Reihe derselben, durch der verwendeten Auswertungsmethode (vor allem im Falle der Höhenwinkel, die geringer als 16° sind) beeinflusst werden. Die erste Aufgabe der vorliegenden Arbeit besteht in der Klärung dieser Frage.

Zur Lösung dieser Aufgabe wurde das Windbeobachtungsmaterial der benachbarten Radio-sondenstation Wien als eine Vergleichsgrundlage herangezogen. In Wien werden seit September 1954 die Windmessungen mit der Hilfe eines Radiotheodolites GMD-1 zu den Hauptterminen 00 und 12 GMT ausgeführt [7]. Der auf einer Wellenlänge von 18 cm arbeitende Radiotheodolit besitzt eine hohe Genauigkeit: bis auf eine Entfernung von 200 km beträgt der wahrscheinliche Fehler des Höhenwinkels bei Winkelwerten über 6° nur $\pm 0,05^\circ$ [8]. Durch den Vergleich der Messungen, die an den beiden Stationen ausgeführt wurden, wird auch die Gelegenheit geboten, die eventuellen Abweichungen aufzudecken, welche sich im Windbeobachtungsmaterial der durch die beiden allgemeingebäuchlichen Arten der Radiotheodolite (namentlich durch den in den europäischen sozialistischen Staaten gebäuchlichen, in der Sowjetunion hergestellten Theo-

politén Malachit einerseits und des im grössten Teil der westeuropäischen Staaten verwendeten Theodolits GMD-1 andererseits) gewonnenen Angaben ergeben könnten. Wir sind der Meinung, dass die Entfernung von 200 km zwischen Budapest und Wien nicht genügend gross ist um das Entstehen eines bedeutenden klimatischen Einflusses in den Geschwindigkeiten der Höhenwinde zu erlauben.

Aus der fünfjährigen Arbeitsperiode des Budapester Aerologischen Observatoriums vom März 1959 bis Ende Februar 1964 stehen uns die Reihen der Häufigkeitswerte und Mittelwerte der Windgeschwindigkeit (und der Windrichtung) für die Hauptisobarenniveaus zur Verfügung [9]. Wir haben für den selben Zeitraum auch die Reihe für Wien errechnet, unter Verwendung der aerologischen Monatsberichte der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik [10]. Bei der Ermittlung der Durchschnittswerte wurden für beide Stationen die selben Beobachtungstermine

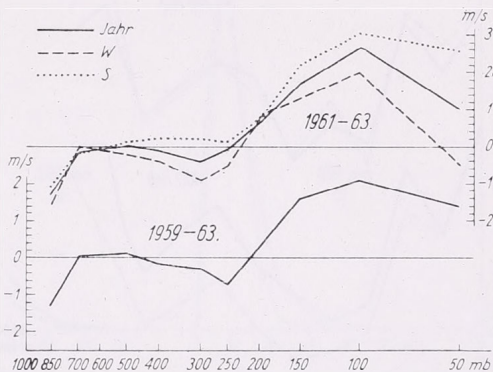


Abb. 2: Abweichungen zwischen den mittleren Windgeschwindigkeiten von Budapest und Wien für das Winter(W) und Sommerhalbjahr (S), sowie für das ganze Jahr, auf Grund der Untersuchungszeiträume von 5 bzw. 3 Jahren

2. ábra: Budapest és Bécs átlagsebességei közti eltérések a téli (W) és a nyári (S) félévben, valamint az év folyamán az 5 és 3 éves periódus alatt

herangezogen: namentlich wurden aus dem Zeitraum März 1959 — Dezember 1960 nur die Ergebnisse der Mitternachtsaufstiege verwendet (da es in Budapest zu dieser Zeit täglich nur einen Aufstieg gab), und für den Zeitraum Januar 1961 — März 1964 wurden die Angaben von täglich zwei Hauptterminen verarbeitet. Die so gewonnenen Mittelwerte der Geschwindigkeiten werden in monatlicher und jährlicher Zusammenstellung dargestellt (Abb. 1). Aus den Untersuchungen wurden der Bodenvind und die Winde der untersten 1 km starken Luftschicht ausgeschaltet, da diese Grössen aller Wahrscheinlichkeit nach eine starke lokale und umgebungsabhängige Beeinflussung aufweisen dürften. Ein geographischer Einfluss kommt sogar noch an der 850 mb-Fläche in dem Sinne zur Geltung, dass in Budapest die Windgeschwindigkeiten niedrigere Werte annehmen als in Wien. In grösseren Höhen der Troposphäre findet man eine gute Übereinstimmung in den Windgeschwindigkeiten, doch kommen in der Gegend der Tropopause, und hauptsächlich in der Stratosphäre, abermals zunehmende Abweichungen zwischen den beiden Beobachtungsreihen zum Vorschein. Bei der Untersuchung der Realität dieser Abweichungen muss es beachtet werden, dass in Budapest nur eine geringere Zahl der Aufstiege grosse Höhen erreicht hatte, wie in Wien. In Budapest gab es Messungen auf der 300 mb-Fläche in 96%, an der 200 mb-Fläche in 88%, an der 100 mb-Fläche in 60% und an der 50 mb-Fläche nur in 29% aller Fälle, während in Wien die 50 mb-Fläche von praktisch allen Aufstiegen erreicht wurde. Um den Fehler, der dadurch entsteht, zu beseitigen, wurde der dreijährige Zeitraum 1961—1963 aus den Budapester (und aus den Wiener) Aufstiegen ausgewählt, da zu dieser Zeit die Aufstiege hierzulande eine grössere Höhe erreichen konnten. Für diesen dreijährigen Zeitraum wurden für beide Stationen und für beide Haupttermine neue Reihen gebildet, in welchen die gleichen Abweichungen festgestellt werden können als in den fünfjährigen Reihen (Abb. 2). Die Vorzeichen der

Abweichungen wurden im Sinne „Budapest minus Wien“ angegeben, d. h. die Abweichung gilt als positiv falls der Wert für Budapest höher ist als der Wert für Wien. Im Jahresdurchschnitt findet man aus beiden Zeiträumen, dass im Raum zwischen den 700 und 400 mb-Flächen die beiden Reihen fast gänzlich übereinstimmen, in grösseren Höhen hat man aber über Budapest fortschreitend geringere Geschwindigkeiten bis zu einer Höhe von 300 oder 250 mb. Von hier angefangen nimmt die Abweichung wieder ab und in der Gegend der 200 mb-Fläche erfolgt ein Vorzeichenwechsel in der Abweichung. In der Stratosphäre melden sich ausgesprochen höhere Geschwindigkeitswerte in den Messungen über Budapest im Vergleich zu den Messun-

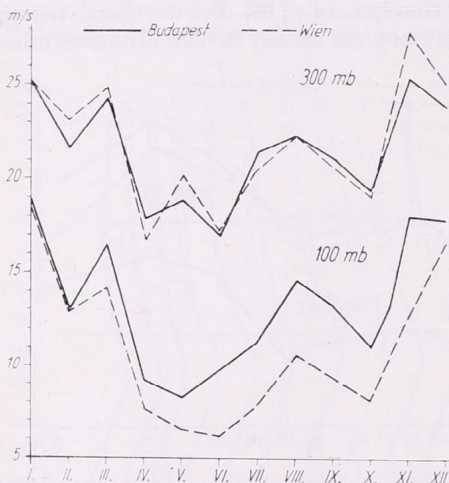


Abb. 3: Jahresgänge der über Budapest und Wien gemessenen Windgeschwindigkeiten

3. ábra: Budapest és Bécs fölött mért szélességek évi menete

gen über Wien. Die grösste Abweichung, mit einer Zahl von rund 2 m/s, findet sich in der Umgebung der 100 mb-Fläche. Dann erfolgt wieder eine Abnahme der Abweichung, doch gibt es noch an der 50 mb-Fläche einen Wert von rund 1 m/s. Der Unterschied zwischen den Winter- und Sommerhalbjahren besteht darin, dass im Sommer im Raume zwischen 700 und 250 mb eine fast vollkommene Übereinstimmung der beiden Angabenreihen vorhanden ist, doch ist es auffallend, dass in der Stratosphäre die Abweichung im Sommer um 1 m/s grösser ist als im Winter.

Zur Entscheidung der Frage, ob die Abweichungen, die zwischen den Reihen der Mittelwerte für beide Stationen vorhanden sind, als signifikant angesehen werden dürfen, wurde die X-Probe nach Van der Waerden [11] angewendet. Wird die Probe für beide Angabenreihen auf Grund der 6-monatlichen (halbjährigen) Mittelwerte, also an 12 Elementen angewendet, so erhält man das Ergebnis, dass die beiden Reihen sowohl für den 5-jährigen wie auch für den 3-jährigen Zeitraum im Falle der 850 mb-Fläche in beiden Jahreshälften und im Falle der 100 und 50 mb-Flächen nur im Sommerhalbjahr als von einander unabhängig auf einem Wahrscheinlichkeitsniveau von 95% betrachtet werden können. In den übrigen Fällen liegen die Abweichungen unterhalb des 95%-igen Wahrscheinlichkeitsniveaus.

In der Folge befassen wir uns nur mit den Angaben, die sich auf die Hauptisobarenflächen beziehen, an welchen eine wesentliche Abweichung verzeichnet werden konnte: namentlich handelt es sich um die Angaben an den Isobarenflächen 300, 250 und 100 mb. Eine Untersuchung der lokal bedingten Einflüsse in 850 mb liegt ausserhalb des Interessenkreises der gegenwärtigen Arbeit. Durch die Angaben der einander nahe liegenden Flächen 300 und 250 mb wollen wir die unsicheren Ergebnisse

überprüfen, welche sich in der Gegend der Tropopause (des Windmaximums) ergeben. Im Niveau von 100 mb, das zur Kennzeichnung des mittleren Zustandes der Stratosphäre herangezogen werden kann, gab es innerhalb des 3-jährigen Zeitraumes nur in 74 bzw. 71% der Fälle Messungen. Obwohl die 50 mb-Fläche im Winter in 41% der Fälle und im Sommer in 47% der Fälle erreicht wurde, stellte es sich heraus, dass diese Zahl noch immer ungenügend war, um eine Untersuchung durchführen zu können.

Es ist von Interesse, die Jahresgänge der mittleren Geschwindigkeiten an den 300 und 100 mb-Flächen für beide Beobachtungsorte anzuführen (Abb. 3). An den

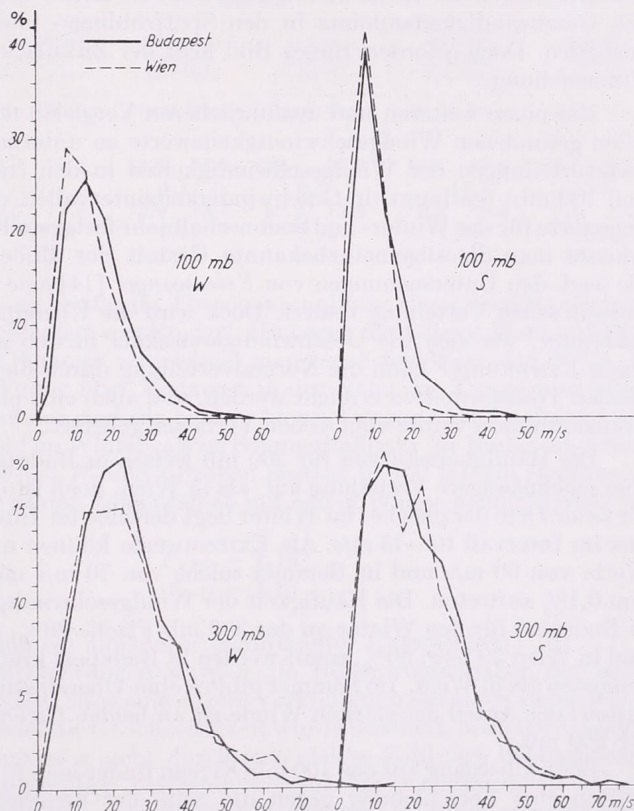


Abb. 4: Häufigkeitsverteilungen der über Budapest und über Wien gemessenen Windgeschwindigkeiten für Winter- (W) und Sommerhalbjahr (S)

4. ábra: Budapest és Bécs fölött mért szélességek gyakorisági eloszlása (%-ban) a téli (W) és a nyári (S) félévben

Kurven der 300 mb-Fläche kann die Übereinstimmung gut erkannt werden, in 100 mb findet man die Widerspiegelung der früher oben schon festgestellten Abweichungen, und zwar in den Sommermonaten in einer mehr und in den Wintermonaten in einer weniger ausgeprägten Weise. Im Jahresgange hat man über beiden Orten und in beiden Höhen die folgenden Besonderheiten: Wintermaximum, Frühjahrsminimum, ausserdem sekundäres Maximum im Sommer und sekundäres Minimum im Herbst (namentlich in Oktober). Dies steht in einer guten Übereinstimmung mit dem Jahresgange der Häufigkeit der Winde von grosser Geschwindigkeit, namentlich von einer Geschwindigkeit über 30 m/s, wie dies auf Grund einer früheren Untersuchung [12] festgestellt werden konnte. Die Parallelität wird begreiflich, wenn man es überlegt, dass bei der Ausbildung des Mittelwertes der Geschwindigkeiten in erster Reihe die grossen Geschwindigkeiten eine Rolle spielen. Der erwähnte Gang wird in der

Literatur [13] mit den beiden über Europa tätigen Höhenfrontalzonen, mit dem polaren und dem subtropischen Strahlstrome in Zusammenhang gebracht, von denen der erste in einer nördlichen und der zweite in einer südlichen Lage seine geschwindigkeitserhöhende Wirkung ausübt. Im Winter und im Sommer können sich beide Höhenfrontalzonen besser einander annähern oder kommt im Winter die eine Frontalzone (die polare) und im Sommer die andere Frontalzone (die subtropische) in Mitteleuropa besser zur Geltung. Dadurch könnte die Ausbildung der beiden Maxima erklärt werden. In den Übergangsjahreszeiten dürfte eine Verschiebung der Frontalzonen (der Strahlströme) in eine grössere Entfernung, nach Norden bzw. nach Süden, erfolgen. In solcher Weise könnten die auf eine schwächere Luftzirkulation beruhenden Geschwindigkeitsminima in den Spätfrühlings- und Frühherbst-Monaten sich ausbilden. Doch erfordert dieses Bild über der Zirkulation noch eine ausführlichere Untersuchung.

Um einen weiteren und ausführlicheren Vergleich der über Budapest und über Wien gefundenen Windgeschwindigkeitswerte zu unternehmen, wurden die Häufigkeitsverteilungen der Windgeschwindigkeiten in den fraglichen Niveaus (300, 250 und 100 mb) bestimmt (in Geschwindigkeitsintervallen von 5 m/s), sowie die Streuungswerte für das Winter- und Sommerhalbjahr festgestellt. In den Häufigkeitskurven erkennt man die allgemein bekannte Gestalt der Höhenwindverteilung (*Abb. 4*), die nach den Untersuchungen von *Essenwanger* [14] eine gewisse Ähnlichkeit zu der Poisson'schen Verteilung besitzt. Doch wird die Übereinstimmung im selben Masse schlechter, wie sich die Geschwindigkeitsskala in den grösseren Höhen ausdehnt. Nach *Essenwanger* kann die Normalverteilung durch die Anwendung einer quadratischen Transformation erreicht werden, und auch eine physikalische Deutung dieser Transformation wurde vom selben Verfasser geliefert.

Die Häufigkeitskurven für 300 mb weisen in Budapest in beiden Jahreshälften eine regelmässigeren Verteilung auf, als in Wien, doch ist der häufigste Wert (Modus) für beide Orte der gleiche: im Winter liegt derselbe im Intervall 20—25 m/s, im Sommer im Intervall 10—15 m/s. Als Extremwerte können an beiden Orten im Winter Werte von 90 m/s und im Sommer solche von 70 m/s mit einer Wahrscheinlichkeit von 0,1% auftreten. Die Häufigkeit der Windgeschwindigkeiten über 30 m/s beträgt in Budapest für den Winter an der 300 mb-Fläche 26%, an der 250 mb-Fläche 27% und in Wien 29 bzw. 30%, somit werden in Budapest kräftige Winde um 3% seltener gemessen als in Wien. Im Sommer gibt es eine Übereinstimmung der beiden Häufigkeiten: der Anteil der starken Winde ist an beiden Orten 19% für 300 mb und 14% für 250 mb.

Beim Übergang auf das 100 mb-Niveau findet man in Budapest für beide Jahreshälften eine Verschiebung gegen die Seite der höheren Geschwindigkeiten. Der Modus-Wert befindet sich im Winter für Budapest im Geschwindigkeitsintervall 10—15 m/s, während in Wien derselbe im Intervall 5—10 m/s liegt. Im Sommer ist der Modus-Wert für die beiden Orte gleich hoch, doch kommen die höheren Geschwindigkeiten in Wien häufiger vor wie in Budapest. Die 15 m/s übertreffenden Windgeschwindigkeiten finden sich im Winter über Budapest mit einer Wahrscheinlichkeit von 49%, in Wien mit einer solchen von 36%, im Sommer hat man hingegen Wahrscheinlichkeiten von 23 bzw. 9%.

Somit findet man bei dem Vergleich der Geschwindigkeitshäufigkeiten von Budapest und Wien, dass im Winter grosse Windgeschwindigkeiten in Budapest in der Umgebung der Stratosphäre seltener, in den höheren Schichten der Stratosphäre hingegen öfter vorkommen, als im Luftraume von Wien.

Obzwar die Geschwindigkeitshäufigkeit keine Gauss'sche Normalverteilung aufweist, haben wir der allgemeinen Gepflogenheit folgend dennoch den Versuch unter-

nommen, eine Signifikanz-Untersuchung zwischen den beiden Reihen auch auf Grund der Verwendung der F - und t -Proben vorzunehmen. Die zu einer solchen Untersuchung notwendigen Angaben, namentlich die Mittelwerte der Windgeschwindigkeit (\bar{v}), die relativen Abweichungen ($d\bar{v}$), sowie die Streuungswerte (s) sind in *Tabelle I.* zu finden.

TABELLE I — I. TÁBLÁZAT

Kenngrößen der Windgeschwindigkeiten (1961—1963)

A szélsébségek jellemzői (1961—1963)

	300 mb				250 mb				100 mb			
	Winter- halbjahr Téli félév		Sommer- halbjahr Nyári félév		Winter- halbjahr Téli félév		Sommer- halbjahr Nyári félév		Winter- halbjahr Téli félév		Sommer- halbjahr Nyári félév	
	Bpest	Wien	Bpest	Wien	Bpest	Wien	Bpest	Wien	Bpest	Wien	Bpest	Wien
\bar{v} (m/s)	23,4	24,1	19,9	19,5	23,6	24,0	20,7	20,6	16,1	13,8	10,6	7,9
$d\bar{v}$ (%)	3,0		2,0		1,7		0,5		15		30	
s (m/s)	12,7	14,2	11,9	11,9	13,0	13,7	12,2	12,4	9,3	8,3	7,4	5,0
F	1,25		1,00		1,11		1,03		1,25		2,18	
t	1,67		1,11		0,98		0,03		8		13	

Die relative Abweichung besitzt im Tropopausenniveau einen derartig niedrigen Wert, dass dieselbe vernachlässigt werden darf. Hingegen wird dieser Wert in 100 mb schon sehr bedeutend (im Sommer verzeichnet man sogar den Wert von 30%). Die Streuungswerte sind im Winter über Budapest in der Nähe der Tropopause kleiner als über Wien, und im Sommer sind die beiden Abweichungen übereinstimmend. In 100 mb hat man aber sowohl im Winter- als im Sommerhalbjahr für Budapest grössere Werte als für Wien. Nach den F - und t -Proben besteht in 100 mb ein signifikanter Unterschied zwischen den beiden Zahlenreihen mit einem Wahrscheinlichkeitsniveau von 95%, namentlich ist

$$F_{krit} = 1,13$$

$$t_{krit} = 1,97$$

Ferner ergab sich in 300 mb ein annähernd signifikanter Unterschied.

In den bisherigen Betrachtungen wurden die Höhenwindangaben der beiden Stationen gesondert behandelt, ohne eine engere Verknüpfung der einen Reihe mit der anderen vorzunehmen. Weder die Gleichzeitigkeit wurde beachtet, noch der Umstand, dass die einzelnen Höhengniveaus nicht durch eine gleiche Zahl von Beobachtungen in den beiden Beobachtungsreihen vertreten werden. Im Nachfolgenden befassen wir uns nur mit den gleichzeitig ausgeführten Messungen, wodurch es auch sichergestellt wird, dass für beide Stationen die gleiche Zahl von Fällen für die verschiedenen Niveaus verwendet wird. Somit wurden im Rahmen des dreijährigen Untersuchungszeitraumes fallweise Vergleiche zwischen den über Budapest und Wien um 00 und 12 GMT festgestellten Windgeschwindigkeitswerten vorgenommen. Das Vorzeichen der Abweichungen wurde auch in diesem Falle nach der Formel „Budapest minus Wien“ festgelegt und die Abweichungen wurden auch diesmal nach Winter- und Sommerhalbjahren eingeordnet. Die Anzahl der verwendeten Angabenpaare (n) wird aus folgender Zusammenstellung ersichtlich:

	300 mb		250 mb		100 mb	
	Winter- halbjahr	Sommer- halbjahr	Winter- halbjahr	Sommer- halbjahr	Winter- halbjahr	Sommer- halbjahr
n	1058	1047	1012	1024	805	758
%	97	96	92	93	73	69

Die prozentuellen Häufigkeiten der Abweichungen wurden für Geschwindigkeitsintervalle von 5 m/s errechnet (Abb. 5). Die grösste Variationsbreite befindet sich bei 300 und 250 mb, wo im Winter selbst Abweichungen von ± 50 bzw. ± 45 m/sec zwischen den an den beiden Stationen gleichzeitig bestimmten Geschwindigkeiten auftreten können. Oberhalb dieses Niveaus begegnet man einer Einschränkung der Variationsbreite: in 100 mb gibt es Abweichungen, welche sich von minus 20 bis $+30$ m/s erstrecken. Im Sommer ist die Variationsbreite für alle untersuchten Niveaus eine engere. Diese Tatsachen sind lediglich Folgeerscheinungen des Umstandes, dass im Winter in der Umgebung der Tropopause (des Windmaximums) grössere Windgeschwindigkeiten sich ausgestalten als im Sommer und offenbar

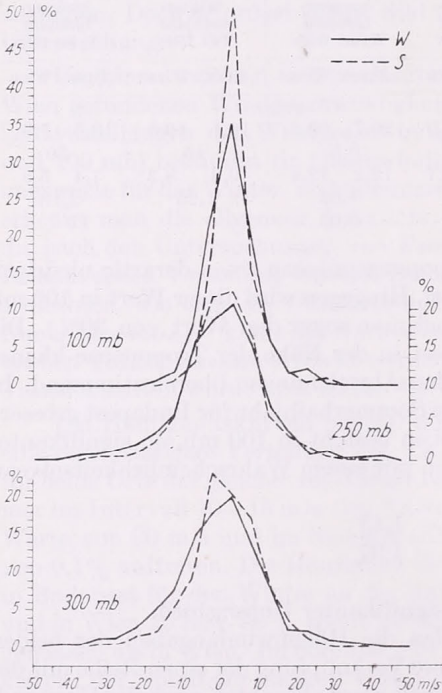


Abb. 5: Abweichungen zwischen den über Budapest und Wien gleichzeitig gemessenen Windgeschwindigkeiten im Winter- (W) und Sommerhalbjahr (S)

5. ábra: Budapest és Bécs fölött egyidejűleg mért szélesebségek közti eltérések a téli (W) és nyári (S) félévben

müssen auch die Geschwindigkeitsunterschiede zwischen den beiden Orten ebenfalls zu dieser Zeit ihren höchsten Wert erreichen.

In Zusammenhang mit der variablen Windgeschwindigkeit, und in einem reziproken Verhältnis zu derselben, findet man die maximalen Werte des Modus in 100 mb, und zwar in der Umgebung der Abweichungen von der Grösse 0 mit einem Wert von 35% im Sommer und 50% im Winter. Im Niveau der Tropopause hat man ebenfalls in der Umgebung der Abweichungswerte 0 einen Betrag von 20% im Winter und 22—23 % im Sommer. Es ist auffallend, dass im Winter der Modus-Wert sich auf der positiven Seite befindet, im Sommer aber in 300 mb auf die negative Seite verschoben wird und in 250 mb hat man ebenfalls eine Tendenz zu einer solchen Verschiebung. Im Winter kommt somit am häufigsten eine solche Lage zu Stande, dass in Budapest um einige Prozente höhere Windgeschwindigkeiten gemessen werden als in Wien, im Sommer erhält man hingegen um den selben Betrag geringere Werte. Die Häufigkeitskurven (für 300 und 250 mb) weisen offensichtlich eine etwas verzerrte Normalverteilung auf. Diese Verzerrung besteht darin, dass insoweit der

Modus-Wert auf der positiven Seite sich befindet, so erscheinen auf der negativen Seite höhere Häufigkeitswerte (im Winter), und im Sommer hat man den entgegengesetzten Fall. Im Jahresdurchschnitt verschwindet die Verzerrung und es darf erwartet werden, dass man eine Normalverteilung erhält, die eine Symmetrie in Bezug auf die O-Linie besitzt.

Infolge dieser Unterschiede zwischen den Winter und Sommerhalbjahren haben wir auch die prozentuale Häufigkeit der positiven Abweichungen bestimmt. Diese Werte (n_+), sowie die Abweichungen der Geschwindigkeit-Mittelwerten ($d\bar{v}$) und deren Streuungen (s_d) wurden in *Tabelle II* zusammengefasst.

TABELLE II — II. TÁBLÁZAT

Kenntgrößen der gleichzeitig gemessenen Windgeschwindigkeiten
Az egyidejűleg mért szélességek közti különbség jellemzői

	300 mb		250 mb		100 mb	
	Winter- halbjahr Téli félvév	Sommer- halbjahr Nyári félvév	Winter- halbjahr Téli félvév	Sommer- halbjahr Nyári félvév	Winter- halbjahr Téli félvév	Sommer- halbjahr Nyári félvév
n_+ (%)	49,5	50,8	51,0	51,5	65,1	76,0
$d\bar{v}$ (m/s)	-0,72	0,55	-0,45	0,20	2,2	3,1
s_d (m/s)	12,0	9,4	11,4	9,7	6,8	5,6
t	1,97	1,90	1,26	0,66	9,20	15,4

Nach den Angaben der Tafel treten die positiven Abweichungen in den untersuchten Niveaus mit einer höheren Häufigkeit auf (mit der Ausnahme des 300 mb-Niveaus im Winter) als die negativen Abweichungen. Um festzustellen, welcher Grad der Realität den gefundenen Verhältniszahlen beigemessen werden darf, wurden die von der Zahl der Fälle abhängigen Werte der Konfidenzgrenzen des Auftretens einer 50%-igen relativen Häufigkeit errechnet und wir erhielten das Ergebnis, wonach diese Werte bei einem Wahrscheinlichkeitsniveau von 95% und unter Verwendung von 900—1000 Fällen 46—54% betragen [15]. Demzufolge kann die gefundene Anzahl der positiven Abweichungen für das Tropopausenniveau als stark signifikant betrachtet werden, hingegen könnten die Abweichungen in den Niveaus 300 und 250 mb auch durch eine Zufallsverteilung hervorgerufen werden. Es kann somit behauptet werden, dass in Budapest in einer Höhe von 100 mb in der Mehrzahl der Fälle grössere Windgeschwindigkeiten gemessen werden als in Wien, hingegen darf die selbe Behauptung für das Niveau der Tropopause (des Windmaximums) nicht mit voller Gewissheit aufgestellt werden, obzwar eine solche Tendenz (im Sommer) erkannt werden kann.

Ein im Ganzen ähnliches Bild wird auch von den Abweichungen der Mittelwerten ($d\bar{v}$) geboten. In 100 mb hat man auch im Durchschnitt eine positive Abweichung, in Übereinstimmung mit den Unterschieden, die zwischen den Mittelwerten der Geschwindigkeiten gefunden wurden, hingegen hat man aber in der Umgebung der Tropopause im Winter eine negative, im Sommer aber eine positive Abweichung.

Die Streuungswerte der Abweichungen (s_d) besitzen im Winter einen höheren Wert als im Sommer. Durch eine Signifikanz-Untersuchung der mittleren Abweichungen mit Hilfe der t -Probe wurde gefunden, dass der einem Wahrscheinlichkeitsniveau von 95% entsprechende kritische Wert (1,97) nur für das 100 mb-Niveau höher ausfällt als t , und in 300 mb findet man nur eine Annäherung an t . Nach diesen Berechnungen ist die in 100 mb gefundene Abweichung auch auf Grund der gleichzeitigen Messungen signifikant positiv (sogar für das Wahrscheinlichkeitsniveau von 99%),

wogegen in 300 mb eine annähernde Signifikanz vorliegt, und zwar im Winter in einem negativen und im Sommer in einem positiven Sinne.

Um zu untersuchen, in welcher Weise die signifikant höheren Durchschnittswerte in 100 mb verursacht und die Tendenz für ein entgegengesetztes Verhalten in den Winter- und Sommerhalbjahren hervorgerufen wird, wurde die Voraussetzung angenommen, dass in den mit Hilfe des Radiotheodolits in Budapest gemessenen Windgeschwindigkeiten eine Unsicherheit bei Höhenwinkel, die unterhalb 16° liegen, vorhanden sei. Dementsprechend wurde das Zahlenmaterial über die Geschwindigkeitsabweichungen (für 300, 250 und 100 mb) in zwei Gruppen eingeteilt: in eine Gruppe der verlässlichen und in eine Gruppe der unsicheren Fälle, je nachdem die Beobachtungen mit einem Höhenwinkel ausgeführt wurden, der grösser oder geringer als 16° war. Die prozentuelle Verteilung der so gewonnenen Gruppen, sowie die Charakteristiken der beiden Zahlenmengen werden in *Tabelle III* zurückgegeben.

TABELLE III — III. TÁBLÁZAT

Angaben der zuverlässigen (') und der unsicheren (") Messungen
A megbízható (') és bizonytalan (") mérések adatai

	300 mb		250 mb		100 mb	
	Winter- halbjahr Téli félév	Sommer- halbjahr Nyári félév	Winter- halbjahr Téli félév	Sommer- halbjahr Nyári félév	Winter- halbjahr Téli félév	Sommer- halbjahr Nyári félév
n' (%)	89,0	95,1	84,9	90,5	86,8	92,6
n'' (%)	11,0	4,9	15,1	9,5	13,2	7,4
n'_+ (%)	51,3	51,0	52,0	51,2	64,2	76,0
n''_- (%)	66,0	53,0	58,9	49,5	33,1	22,0
\overline{dv} (m/s)	-0,15	0,59	0,35	0,29	1,9	2,6
$\overline{dv''}$ (m/s)	-5,30	-0,22	-3,60	-0,67	4,5	9,6
$\overline{s'_d}$ (m/s)	10,6	8,9	9,7	8,7	5,8	4,4
$\overline{s''_d}$ (m/s)	19,2	15,8	18,1	16,9	11,2	11,4
F (s'^2/s''^2)	1,27	1,10	1,39	1,25	1,36	1,41

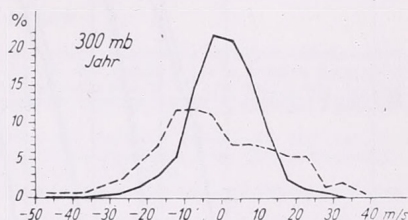
Die als unsicher angenommenen Fälle bilden einen verhältnismässig bedeutenden Anteil (n'') unseres Windmessungsmaterials, die relative Häufigkeit derselben beträgt im Winter 11—15%, im Sommer 5—10%. Nach den Messungen der verlässlichen Gruppe gibt es im Niveau der Tropopause im Allgemeinen öfter Fälle, bei denen in Budapest ein höherer Geschwindigkeitswert auftritt (n'_+), als bei einer Betrachtung der Gesamtfälle (siehe Tabelle II, n_+) und in beiden Halbjahren besitzen solche Fälle eine Wahrscheinlichkeit, die grösser als 50%, aber nicht signifikant ist. Hingegen hat man in den als unsicher angesehenen Fällen ein Überwiegen der negativen Geschwindigkeitsabweichungen (n''_-), welche im Winter eine Signifikanz auf einem Wahrscheinlichkeitsniveau von 95% besitzen. Die Häufigkeitsverteilung der aus den zuverlässigen Fällen errechneten Abweichungswerte ergibt eine regelrechte Gauss'sche Kurve (*Abb. 6*, ausgezogene Kurve), wogegen die unsicheren Messungen eine Verteilung aufweisen, welche in der Richtung der negativen Werte stark verzerrt ist. Bei den verlässlichen Messungen sind die mittleren Abweichungen (\overline{dv}) höher als für die Gesamtmessungen, die Streuungswerte ($\overline{s'_d}$) sind hingegen geringer. Bei den unsicheren Messungen sind die Mittelwerte der Abweichungen ($\overline{dv''}$) in beiden Jahreshälften negativ (und im Winter sind dieselben signifikant). Aus allen diesen Ausführungen kann der Schluss gezogen werden, dass die unsicheren Messungen in Budapest kleinere Werte der Windgeschwindigkeit im Tropausenniveau ergeben als die Wiener Messungen. In 100 mb besteht aber eine entgegengesetzte

Sachlage: in den unsicheren Messungen von Budapest kommen in dieser Höhe in signifikanter Weise öfter Geschwindigkeiten vor, die grösser wie die in Wien gemessenen Geschwindigkeiten sind, als in den zuverlässlichen Messungen, und gleichzeitig führen die unsicheren Messungen zur Ausgestaltung höherer Mittelwerte.

Zusammenfassend kann es festgestellt werden, dass in Budapest die bei einem 16° nicht erreichenden Höhenwinkel ausgeführten Höhenwindmessungen im Tropopausenniveau geringere, im 100 mb-Niveau aber höhere Windgeschwindigkeiten liefern als die in Wien ausgeführten Messungen. Dieser Umstand hat für die aus der Gesamtheit aller Aufstiege errechneten Mittel- und Streuungswerte im Tropopausenniveau einen vermindernenden und im 100 mb-Niveau einen vergrößernden Einfluss.

Abb. 6: Relative Häufigkeiten der Abweichungen zwischen gleichzeitig gemessenen Windgeschwindigkeiten an der 300 mb-Fläche, errechnet aus den zuverlässlichen Messungen (ununterbrochene Kurve) und aus den unsicheren Messungen (unterbrochene Kurve)

6. ábra: Az egyidejűleg mért szélesebbégek közti eltérések relatív gyakorisága 300 mb-on a megbízható (folytonos) és a bizonytalan mérések (szaggatott görbe) alapján



Nach diesen Ausführungen kann die eingangs aufgeworfene Frage, in welcher Weise die Berücksichtigung der bei 16° nicht erreichenden Höhenwinkelwerten ausgeführten Messungen sich auf die Gestaltung der Beobachtungsreihe der Windgeschwindigkeiten auswirkt, auf Grund von Vergleichen beantwortet werden, die zwischen der Verteilung der Abweichungen ausgeführt werden, welche unter den Ergebnissen der zuverlässlichen Messungen und der gesamten Messungen bestehen. Zu diesem Zwecke wird hier die Summenkurve für die prozentuelle Häufigkeitsverteilung der Abweichungen dargestellt, die auf einen Gauss'schen Normalvordruck für alle untersuchten Höhenlagen und für beide Jahreshälften ausgeführt wurde (Abb. 7.) Auf der senkrechten Achse befindet sich eine Skala für die summierten Werte der Häufigkeitswerte einer Normalverteilung, auf der waagerechten Achse hat man gleichmässige Intervalle der Geschwindigkeitsabweichungen. Wird eine Verteilung in diesem Koordinatensystem durch eine Gerade dargestellt, oder durch eine Kurve, die nur wenig von der Geraden abweicht, dann kann die betreffende Verteilung als eine Normalverteilung angesehen werden. Aus der Abbildung können alle kennzeichnende Eigenschaften und Kenngrössen der Verteilung (namentlich die Mittel- und Streuungswerte, die Decilis-Werte usw.) entnommen werden. Auf Grund dieser Darstellung unserer Ergebnisse geht es hervor, dass durch die Verteilungen der aus den zuverlässlichen Messungen errechneten Abweichungen (unterbrochene Kurven) eine bessere Annäherung an die Normalverteilung gewonnen wird, als durch die Verteilungen, die unter Einbeziehung aller Fälle hergestellt wurden (ununterbrochene Kurven). Im Intervall zwischen 5% und 95% gibt es sogar bei den Kurven für die zuverlässlichen Fälle eine vollkommene Übereinstimmung mit der Normalverteilung. Ausserdem weisen die zuverlässlichen Messungen auch einen engeren Variationsstreifen und geringere Streuungswerte auf, als das Material der gesamten Messungen.

Um zu entscheiden, ob die Verteilungen der Abweichungen, die aus den gesamten und den zuverlässlichen Messungen errechnet werden, identisch mit einander sind oder nicht, wurde die *F*-Probe angewendet (Tabelle III). Da bei einem Signifikanzniveau von 5% der kritische Wert von *F* den Betrag von 1,12 besitzt, so kann ausgesagt werden, dass die beiden Verteilungen für alle untersuchten Druckniveaus signi-

fikant von einander abweichen (an der 300 mb-Fläche hat man im Sommer einen Wert, der genau an der Signifikanzgrenze steht). Dies bedeutet, dass durch den Einfluss der Beobachtungen, welche bei einem 16° nicht erreichenden Höhenwinkel ausgeführt werden, die Häufigkeitsverteilung der zwischen den beiden Stationen bestehenden Abweichungen in signifikanter Weise verändert wird sowohl für das Topopausenniveau als auch für das Niveau von 100 mb.

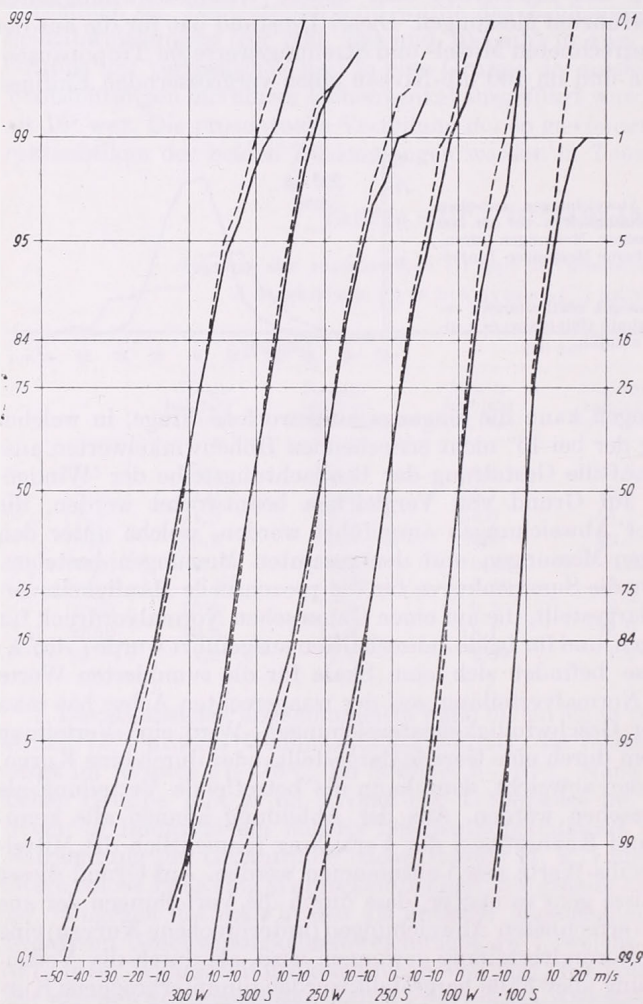


Abb. 7: Summationskurven der Verteilung der Abweichungen zwischen gleichzeitig gemessenen Windgeschwindigkeiten, errechnet aus der Gesamtheit aller Fälle (ununterbrochene Kurve) und aus den zuverlässigen Messungen (unterbrochene Kurve) für die untersuchten Höhenlagen im Winter (W) und im Sommer (S)

7. ábra: Az egyidejűleg mért szélsebességek közti eltérések eloszlásának összeggörbéi az összes (folytonos) és a megbízható (szaggatott görbe) mérések alapján a téli (W) és nyári (S) félévben a vizsgált szinteken

Die Tatsache, dass in den Lufträumen von Budapest und Wien die Abweichungen zwischen gleichzeitig durchgeführten Windgeschwindigkeitsmessungen und auch deren Streuungen signifikant geringer sind für die als zuverlässlich angesehenen Fällen als in den Gesamtfällen und als in den Fällen der unsicheren Messungen, lässt darauf schliessen, dass der Radiotheodolit in Budapest bei Höhenwinkel, die geringer als 16° sind, selbst unter Anwendung der erwähnten Korrektur fehlerhafte Angaben liefert. Die Grösse dieses Fehler besitzt im Tropopausenniveau noch keine Signifikanz, doch ist dieselbe im 100 mb-Niveau signifikant, was dadurch erklärt werden kann,

dass die Korrektionen, welche im sogenannten absteigenden Aste d. h. bei von Minute zu Minute abnehmenden Werten des Höhenwinkels (in der Umgebung der Tropopause) angebracht werden, in dem sogenannten aufsteigenden Aste (d. h., im 100 mb-Niveau) nicht mehr verwendet werden dürfen. Fallweise können die in der Stratosphäre auftretenden gewaltigen Geschwindigkeitsunterschiede auch durch das fehlerhafte Funktionieren des Druckmessgerätes verursacht werden, das zu der irrigen Annahme einer zu hohen Steiggeschwindigkeit führt. Das Ziel der vorliegenden Arbeit bestand darin, Vergleiche zwischen den Ergebnissen der an beiden Stellen ausgeführten Windmessungen anzustellen; zu einer Aufdeckung der Ursachen der bestehenden Unterschiede sind noch weitere Untersuchungen erforderlich.

(Übersetzung: L. Aujezsky)

SCHRIFTTUM — IRODALOM

- [1] *Mészáros, Frau A.*, A Väisälä-típusú magyar és az A-22-III típusú szovjet rádiószonda adatainak összehasonlítása a Budapesten végzett kísérleti felszállások alapján. (Ein Vergleich der Angaben der in Ungarn hergestellten Radiosonde nach Väisälä mit den Angaben der sowjetischen Radiosonde A-22-III auf Grund von Versuchsaufstiegen, welche in Budapest ausgeführt wurden). *Beszámoló az 1960-ban végzett tudományos kutatásokról*. Budapest, 1961, S. 17–25.
- [2] *Mészáros, Frau A.*, Vergleich der Höhentemperaturen über Wien und Budapest. *Időjárás* 65, 142–147., 1961.
- [3] *Bán, M.*, Néhány megjegyzés a magaslégré Budapest és Bécs fölötti hőmérsékletéhez. (Einige Bemerkungen zu den Höhentemperaturen über Budapest und Wien). *Időjárás* 69, 271–276., 1965.
- [4] *World Meteorological Organization*, Guide to International Meteorological Instruments and Observing Practices Nr. 8, TP 3, Kapitel 12.
- [5] *Pantzke, E.*, Betrachtungen und praktische Versuche zur Genauigkeit von Windmessungen in der freien Atmosphäre. *Meteorologische Abhandlungen* Bd. XXXIII/Heft 4, Berlin 1963, S. 2–5.
- [6] *Hirling, G.*, A Marczell György Aerológiai Observatórium rádióteodolitjával mért szögkoordináták pontossága. (Genauigkeit der Winkelkoordinatenmessung mit dem Radiotheodolite des Aerologischen Observatoriums Georg Marczell). *Beszámoló az 1962-ben végzett tudományos kutatásokról*. Budapest, 1963, S. 389–399.
- [7] *Steinhauser F.—Cihak, K.*, Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen und Windgeschwindigkeiten über Wien bis 30 km Höhe. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Publikation Nr. 177, Wien 1962, S. I–IX.
- [8] *Baur, F.*, Links Meteorologisches Taschenbuch, Neue Ausgabe III., Leipzig 1957, S. 416.
- [9] *Aeronautical Climatological Tables of the Free Atmosphere*. Budapest—Lörinc, Budapest, S. 1/1–1/65.
- [10] *Aerologische Berichte*, Radiosondenaufstiege und Höhenwindmessungen. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- [11] *Van der Waerden, B. L.*, Mathematische Statistik Berlin-Göttingen-Heidelberg, 1957.
- [12] *Buesy, J.*, A troposzfériai szélmaximum előfordulása Budapest fölött. (Austreten des troposphärischen Windmaximums über Budapest). *Beszámoló az 1964-ben végzett tudományos kutatásokról*, Budapest, 1965. I., S. 6–22.
- [13] *Hille, A.*, Fútoáramlások és magassági frontális zónák. (Strahlströme und Höhenfrontalazonen). *Időjárás*, 58, 90–95, 1954.
- [14] *Essenwanger, O.*, Probleme der Windstatistik. *Meteorologische Rundschau*, XII, 37–47, 1959.
- [15] *Életlő, Ö.—Ziermann, Frau M.*, Matematikai statisztika (Mathematische Statistik). Budapest, 1964, S. 64.



A BUDAPEST ÉS BÉCS FÖLÖTT RÁDIÓTEODOLITLAL MÉRT SZÉLSEBESSÉGEK ÖSSZEHA-SONLÍTÁSA

A magyar aerológiai szolgálatban évek óta folyó összehasonlító munkálatok eddig egyrészt a felszállásra használt kétféle típusú (Väisälä és A-22) rádiószonda adatai [1], másrészt a hazai és a legközelebbi külföldi állomás, Bécs magasléggkőri anyaga között [2,3] főképpen a hőmérsékletmérés eredményeire vonatkoztak. Szükségesnek mutatkozik azonban a Budapest fölött mért széladatok, nevezetesen a szélsebességi értékek realitásának elemzése is az ugyancsak megbízhatónak tartott bécsi szélanyaggal való összevetés útján.

A magassági szélmérésekre általában alkalmazott elektromos módszerek pontosságára vonatkozó elméleti és gyakorlati vizsgálatok szerint [4] a radarmérések megbízhatósága jelentékenyen felülmúlja a rádióteodolitos mérésekét, az utóbbiak között pedig a nagyobb frekvenciákon működő készülékek vannak előnyben. Az 500 Mc/s-nál kisebb frekvenciájú rádióteodolitok (tehát a magyar szolgálatban rendszeresített Malachit típusú is) 16° magassági szög alatt általában kisebb szögeket mérnek a ténylegesnél. Emiatt a szélsebességben jelentkező hiba csökkenő magassági szögekkel erősen növekszik [5] és 10° alatt a szélkiértékelés gyakorlatilag értelmetlenné válik.

A budapesti aerológiai obszervatóriumban használt rádióteodolit hibájának meghatározására optikai távcsővel végzett egyidejű megfigyelések révén több kísérletet végeztünk [6] és ezek eredményeinek megfelelően 16° -nál kisebb magassági szögek esetén a szögleolvasásokat lineárisan növekvő korrekciós értékkel nagyobbítjuk. (A javítás értéke $16,0^\circ$ -nál $0,0^\circ$, és $10,0^\circ$ -on $+1,8^\circ$). E szisztematikus műszerhiba mellett véletlen hibaként jelentkező szögbeállítási és szögleolvasási hibákat az idő függvényében grafikusán simítjuk.

E dolgozat egyik célja, hogy a vázolt javítási módszer helyességét megvizsgáljuk Bécs rádiószondázó állomás szelvényének felhasználásával. A bécsi szelvény joggal tekinthető összehasonlítási alapnak, mert a szélmérések ott 18 cm hullámhosszúságon működő GMD-1 jelű nagy pontosságú rádióteodollal történnek [7], amelynél a magassági szög valószínű hibája 6° fölött $\pm 0,05^\circ$ [8].

Összehasonlítás céljára Budapesten rendelkezésünkre áll 1959. márciusától 1964. február végéig eltelt időszakról a szélességek gyakorisági és középértékeinek sorozata a főzobárszinteken [9]. Ugyanerre a periódusra számítottuk ki a bécsi sorozatot is a bécsi Meteorológiai Intézet aerológiai havijelentései [10] alapján. Az ötéves periódusra vonatkozó havi és évi sebességközépértékek (1. ábra), valamint a viszonylag több adatot tartalmazó 3 éves sebességátlagok közötti eltérések (2. ábra) egyértelműen azt mutatják, hogy a két sor évi átlagban — a talajközeli másfél-két km-es légréteget leszámítva — 400 mb magasságig szinte teljesen megegyezik, előlött Budapesten a tropopauzában kisebb, a sztratoszférában pedig fokozatosan nagyobb sebességek jelentkeznek, mint Bécs légterében. A Van der Waerden-féle X próba szerint [11] a két sorozat mindkét periódusban (a 95%-os valószínűségi szinten) szignifikánsan különbözök tekinthető a 850 mb-on mindkét félévben és 100, valamint 50 mb-on a nyári félévben.

A helyi hatásoknak kitett 850 és a kevés adatot tartalmazó 50 mb-os szint kivételével a továbbiakban csak azokkal a főzobárfelületekkel foglalkozunk, amelyekben lényeges eltérés mutatkozik. A 300, 250 és 100 mb-os szinteken mért szélességek jellemzői (1. táblázat) azt mutatják, hogy a két hely átlagsebességei (\bar{v}) közötti relatív eltérése ($\bar{d}\bar{v}$) a tropopauza szintjén elhanyagolható, 100 mb-on azonban már jelentékeny (nyáron a 30%-ot is eléri), a szórásértékek (s) Budapesten a tropopauza környékén általában kisebbek, 100 mb-on nagyobbak, mint Bécs fölött. Az F és t próba szerint is 100 mb-on szignifikáns különbséget találunk a két sorozat között (a 95%-os valószínűségi szinten), 300 mb-on pedig (télen) közel szignifikánsat. A 300 és 100 mb-os felület sebességközépértékei mindkét hely fölött (3. ábra) határozott évi menetet jeleznek téli maximummal és tavaszi minimummal, továbbá nyári másodmaximummal és őszi (nevezetesen októberi) másodminimummal. E kettős hullám, amely jól megegyezik a 30 m/s-ot meghaladó nagysebességű szelek előfordulásának évi menetével [12], az Európa területén működő két frontálzóna, a poláris és szubtrópusi futóáramlások hatásának következtében alakul ki [13].

A sebességgyakorisági görbék (4. ábra) a magassági szélességgeloszlás általánosan ismert típusát mutatják, amely *Essenwanger* vizsgálatai szerint [14] a Poisson-féle eloszláshoz hasonlít. Ezekből kitűnik, hogy télen Budapesten a tropopauza közelében ritkábban, a sztratoszféra középső szintjén pedig gyakrabban jelentkeznek a mérésekben nagy szélességgértékek, mint Bécs fölött.

A két állomás közötti sebességeltérések pontosabb elemzése céljából a továbbiakban csak az egyidejűleg végzett mérések adatait vesszük figyelembe. Az egyidejű adatpárok közti különbségek százalékos eloszlása (5. ábra) azt mutatja, hogy télen a tropopauza szintjén leggyakrabban az az eset fordul elő, hogy Budapest néhány m/s-mal nagyobb sebességet mér, mint Bécs, nyáron pedig ugyanennyivel kevesebbet. A téli és nyári félévek e különbözősége miatt meghatároztuk a pozitív eltérések száza-

ékos előfordulását (n_+) és annak konfidencia határait [15], valamint a sebességértékek eltéréseit ($d\bar{v}$) és szórásértékeit (s_d) és a t értéket (II. táblázat). Ezek szerint Budapesten 100 mb-on az esetek többségében valóban nagyobb sebességeket mérünk, mint Bécsben, a tropopauza szintjén azonban ez nem állítható bizonyossággal, legfeljebb csak hajlandóságot találunk rá nyáron.

A további vizsgálat céljából a sebességkülönbségek halmazát (300, 250 és 100 mb-on) két csoportra: a megbízható és bizonytalan esetek halmazára osztjuk aszerint, hogy a budapesti sebességértékeket 16° magassági szög fölött, vagy alatta nyertük (III. táblázat). Megbízható méréseink ('') szerint a tropopauza szintjén Budapesten általában többször fordul elő nagyobb sebességérték (n'_+), mint Bécs fölött (de nem szignifikánsan), míg a bizonytalanak minősített esetekben ('') a negatív sebességeltérések (n'') vannak túlsúlyban. A biztos esetekből számított eltérések gyakorisági eloszlása 300 mb-on az egész évre vonatkozóan szabályos Gauss-görbét ad (6. ábra), míg a bizonytalan mérések a negatív értékek felé erősen torzult eloszlást mutatnak. A megbízható és bizonytalan mérésekből számított jellemzőszámok alapján azt mondhatjuk, hogy Budapesten 16° -nál kisebb magassági szögek esetén végzett mérések a tropopauza szintjén kisebb, 100 mb-on nagyobb szélesebbeségeket eredményeznek a bécsi adatokénál.

Az összes és megbízható mérésekből számított eltérések összevetése pedig azt mutatja (7. ábra), hogy a megbízható mérések közti eltérések eloszlásai jobban megközelítik a normáeloszlást, mint az összes eseteket reprezentáló eloszlások. A két-féle eloszlásra alkalmazott F próba szerint (III. táblázat) a 16° magassági szög alatt végzett szélmérések a két állomás közti eltérések gyakorisági eloszlását a 95%-os valószínűségi szinten szignifikánsan megváltoztatják, mind a tropopauza szintjén, mind pedig 100 mb-on.

Mindezek az eredmények arra engednek következtetni, hogy a budapesti rádioteodolit 16° -os magassági szög alatt az alkalmazott korrekció ellenére is hibásan mér. A hiba nagysága a tropopauza szintjén elenyésző, de 100 mb-on már számottevő. Ez azzal magyarázható, hogy az egymásutáni percekben leolvasott magassági szögek esökkenő értékeire (a tropopauza környezetében) alkalmazott korrekciók nem használhatók a magassági szögek növekedése esetén (a 100 mb-os szint körül). A sztratoszférában előálló különbség esetenként visszavezethető még a nyomásmérő-egység nagy emelkedési sebességet jelző hibás működésére is. A jelen dolgozat célja elsősorban a két helyen végzett szélmérések eredményeinek összehasonlítása volt, a meglevő különbségek okának részletesebb felderítése további vizsgálatokat igényel.

Budapest és Bécs magaslégköri nedvesség-adatainak összehasonlítása

Сравнение данных о влажности в высоких слоях атмосферы над Будапештом и Веной. После анализа температурных данных, полученных при помощи радиозондов А—22, применяемых в венгерской аэрологической службе в этой работе автор изучает данные о влажности по будапештским радиозондированием, причем эти данные сопоставляются с трехлетним материалом измерений в Вене (в 0 и 12 ч.) для главных изобразических поверхностей. В результате получаются более высокие значения влажности над Будапештом. Различия влажности по двум упомянутым станциям возрастают от поверхности до 500 мб; выше они остаются неизменным или обнаруживают тенденцию к медленному понижению. Из такого изменения ступенчатости можно делать заключения об инерции измерительного элемента.

*

Az aerológiai állomásokon folyó rádiószondás felszállások eredményeinek összehasonlítását rendkívül megnehezíti az a körülmény, hogy a különböző típusú rádiószondák mérőelemei által szolgáltatott adatok között számottevő az eltérés.

Ezért összehasonlításuk csak az adatsorok statisztikai vizsgálatával valósítható meg.

A magyar aerológiai szolgálatban jelenleg használt szovjet gyártmányú, А—22 típusú szonda hőmérsékleti adatainak vizsgálata már megtörtént [1]. Jelen dolgozatunk célja a nedvesség-adatokra vonatkozó, hasonló jellegű munkáról a beszámoló. Az összehasonlításhoz a Bécsben használt АМТ—4В típusú amerikai rádiószonda nedvességadatait használtuk fel [2]. Az említett szonda nedvességmérő eleme elektrolitikus úton lithium-kloriddal bevont lemez, amely a vízgőz abszorbeíójára ellenállás-változással reagál. A nedvességmérő elem mérési pontossága függ a hőmérséklettől. Ezt a körülményt a műszer hitelesítésekor figyelembe vesszük. A beállási gyorsaság függ a nedvességváltozás irányától, nagyságától és a nedvesség értékétől a változás kezdetén. A mérés alsó hőmérsékleti határa $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$. Az А—22 szondában szerves hártya méri a nedvességet olyan módon, hogy a nedvesség változása a hártya alakváltozását vonja maga után. A hártya érzékenysége a normális és a hengerelt hajszál érzékenysége között van.

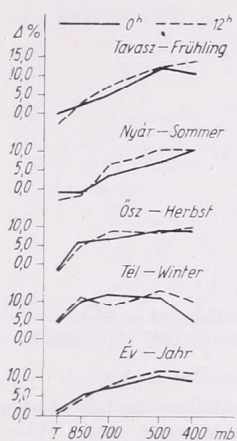
A nedvességadatok összehasonlítását Budapestnek és Bécsnek 1961—1963-ban történt 0 és 12 órai felszállásaiból végeztük el, a talaj, valamint a 850, 700, 500 és 400 mb-os főzobárszintek nedvességértékei alapján. Nagyobb magasságokra vonatkozólag azért nem lehetett összehasonlításokat végezni, mivel a bécsi aerológiai anyag a fentebb már említett okok miatt csak a 400 mb-os szintig tartalmaz nedvesség-adatokat. Az összehasonlítás úgy történt, hogy az eltérések pozitívak, ha Budapesten mértek nagyobb nedvességet.

I. TÁBLÁZAT — TABELLE I.

A budapesti és bécsi nedvességek eltéréseire számított X-értékek; a küszöbérték: $\pm 3,63$
Die auf die Abweichungen der Budapestner und Wiener Feuchteangaben gerechneten X-Werte;
Schwellenwert: $+3,63$

	0 ^h					12 ^h				
	T	850	700	500	400	T	850	700	500	400
Tavaszi — Frühling	—0,26	1,53	2,39	6,39	6,39	—2,88	3,19	5,44	5,67	5,86
Nyári — Sommer	—1,13	—0,25	1,60	5,02	5,44	—1,64	1,12	4,24	6,39	6,39
Őszi — Herbst	—0,53	2,98	3,79	4,28	5,00	0,03	3,09	3,86	3,48	4,61
Téli — Winter	4,38	5,14	5,04	5,59	3,79	4,61	5,27	5,17	5,25	5,17

Mindenekelőtt elvégeztük a *van der Waerden*-féle X-próbát [3] annak eldöntésére, hogy a két állomás adatai között mutatkozó eltérések szignifikánsak-e. Az adatok csoportosításának alapján kapott 18 elemnek megfelelő 5%-os szignifikancia-határ $\pm 3,63$ (I. táblázat). Az X-értékek e határt 500 mb-tól minden esetben meghaladják, sőt a 0 órára vonatkozó eseteknél összel 700 mb-tól, télen minden esetben, a 12 órai értékek-nél pedig tavasszal, nyáron és összel 700 mb-tól, míg télen ugyancsak minden esetben szignifikáns eltéréseket találunk. (A táblázatban dőlt betűs adatok.) Ha összehason-

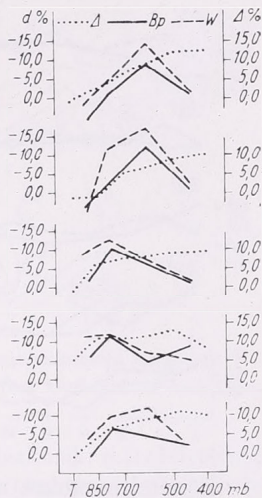


1. ábra. A budapesti és bécsi nedvességadatok eltéréseinek változása a magassággal

Abb. 1. Änderung der Feuchtigkeitswerte von Budapest und Wien mit der Höhe

2. ábra. A budapesti és bécsi nedvességadatok eltéréseinek (Δ), és a nedvesség egyes szintek közötti különbségének (d) összefüggése

Abb. 2. Zusammenhang zwischen der Abweichung der Budapester und Wiener Feuchtigkeitswerte und der Feuchtdifferenz zwischen den einzelnen Flächen (d)



lításképpen megnézzük a két állomás nedvességének évszakos középértékei között fennálló eltéréseket (II. táblázat) azonnal szembevetünk, hogy általában ezeknek 5%-nál nagyobb értékei esetén az X-értékek megközelítik, sőt az esetek túlnyomó többségében meg is haladják a szignifikancia-határt.

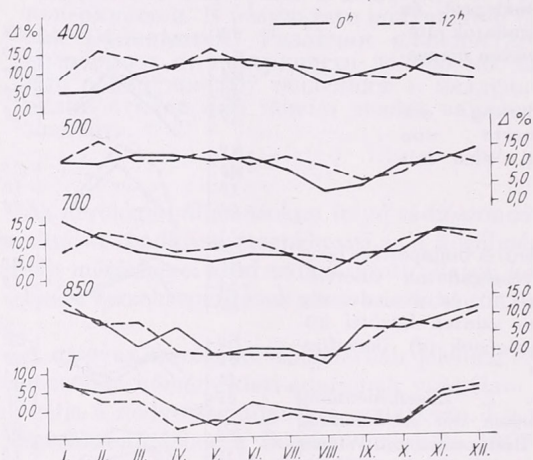
További vizsgálat céljából tekintünk meg a nedvesség eltéréseinek magassággal való változását. (1. ábra.) A talajtól kiindulva az eltérések általában növekszenek és 500 mb-nál 10%-os, vagy ennél nagyobb értékeket is elérhetnek. 500 mb után ez a növekedés mérséklődik, vagy megáll, esetleg gyenge csökkenéssé változik. Az eltéréseknek a magassággal való ilyen változása alapján feltételezhető, hogy a jelenség oka, akárcsak a szonda bimetalljának esetében, itt is a mérőelem tehetetlensége. A szerves hártya tehát az emelkedés során nem képes elég gyorsan beállni a tényleges nedvesség-

II. TÁBLÁZAT — TABELLE II.

Eltérés a budapesti és a bécsi magaslégköri nedvesség évszakos középértékei között, 1961—1963.
Abweichungen der jahreszeitlichen Mittelwerte der Feuchteangaben der hohen Atmosphäre über Budapest und Wien, 1961—1963

	0h					12h				
	T	850	700	500	400	T	850	700	500	400
Tavasz — Frühling	0,1	2,4	5,0	12,1	11,7	-1,8	3,2	7,6	13,3	14,0
Nyár — Sommer	0,6	-0,5	4,2	8,2	9,8	-3,0	-1,2	6,5	10,6	10,7
Ősz — Herbst	-1,6	6,3	7,3	9,0	9,3	-1,9	5,8	8,2	8,7	9,7
Tél — Winter	5,1	10,6	12,0	11,8	5,9	5,1	11,1	9,7	12,7	11,8
Év — Jahr	0,8	4,7	7,1	10,1	9,2	-0,5	4,7	8,2	11,2	11,6

értékre és ennek következményeképpen a nedvességcsökkenéskor pozitív, a nedvesség emelkedésekor negatív eltérések állnak elő. *Varga Miklósnak* az A 22 és a Váisálá-típusú rádiószondák nedvességadatainak összehasonlításával foglalkozó tanulmányában [4] *W. Hesse* nyomán közölt táblázat szerint a szerves hártya beállási ideje -10C° on 50, -20C° -on 100, -30C° -on pedig már 200 sec, ami a szonda 300 m/min átlagos emelkedési sebességét feltételezve 250, 500, illetve 1000 m-es szintkülönbségnek felel meg.



3. ábra. A budapesti és bécsi nedvességadatok eltéréseinek változása az év folyamán

Abb. 3. Änderungen der Abweichungen der Budapest und Wiener Feuchteangaben im Laufe des Jahres

Föltételezésünket megerősíti a nedvesség-adatok eltéréseinek kapcsolata azon különbségekkel, amelyek Budapesten és Bécsben az egyes szintek között fennállnak. (2. ábra.) Tekintve, hogy a 0 és 12 órai nedvességek egymástól csak kevéssé különböznek, itt nem teszünk különbséget a két terminus értékei között. Amint látható, a nedvesség-adatok eltéréseinek növekedtekor az egyes szintek közötti különbség is nő, mérsékelten emelkedő eltérés-értékek esetén pedig ez a különbség csökken.

Az adatok számának kicsinyége ellenére megkísérelhetjük a nedvesség-adatok eltérései, valamint a Budapestre, illetve Bécsre vonatkozó, egyes szintek közötti különbségek által alkotott értékpárok további vizsgálatát abból a célból, hogy közöttük számszerű kapcsolatot állapítsunk meg. Ha koordinátarendszerben ábrázoljuk az említett értékpárokat és meghatározzuk a pontthalmazokon átmenő egyenesek egyenletét, a nedvességeltéréseknek az egyes szintek közötti különbségekre vonatkozó, általában negatív korrelációját kapjuk. A regressziós együtthatókat és szórás-értékeiket a III. táblázat tartalmazza.

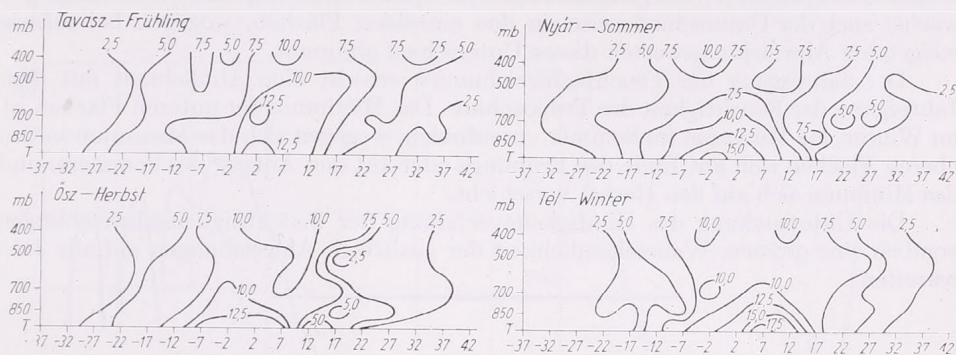
A nedvesség-adatok eltéréseinek évi járása már a vizsgált 3 év anyaga alapján is nagy hasonlóságot mutat a troposzféra nedvességének évi járásával [5]. Az alsóbb szintekben télen van maximum, és nyáron minimum, míg magasabban a maximum tavasz végére, nyár elejére, a minimum pedig őszihez toródik el (3. ábra).

III. TÁBLÁZAT — TABELLE III.

A regressziós együtthatók és szórásaik — Die Regressionskoeffizienten und ihre Streuungen

	Tavaszi Frühling	Nyári Sommer	Őszi Herbst	Téli Winter	Évi Jahr
Budapest	$-1,2 \pm 0,224$	$-1,2 \pm 0,224$	$0,5 \pm 0,153$	$-0,2 \pm 0,417$	$0,2 \pm 0,139$
Wien	$-5,9 \pm 0,259$	$-3,0 \pm 0,111$	$1,6 \pm 0,141$	$-1,4 \pm 0,107$	$-0,3 \pm 0,099$

Megvizsgáltuk végül a nedvesség-adatok eltéréseinek gyakorisági eloszlását. Eből a célból minden egyes napon, minden egyes szintben képeztük a különbségeket és 5%-os közönként meghatároztuk az osztályközepek gyakoriságát. Itt a 2, 7, 12, 17, ... %-os értékekhez a 0—4, 5—9, 10—14, 15—19, ... intervallumok tartoznak. A nedvesség-adatok eltéréseinek valószínűségi izoplétáit a 4. ábránkon mutatjuk be. Az eltérések nagyobb valószínűséggel fordulnak elő a pozitív oldalon minden évszakban. Különösen érvényes ez a téle, amikor a nedvesség a talajtól fölfelé igen gyakran



4. ábra. A budapesti és bécsi nedvességadatok eltéréseinek valószínűségi izoplétái

Abb. 4. Wahrscheinlichkeitsisoplethen der Abweichungen zwischen den Budapester und Wiener Feuchteangaben

csökken. Nyáron viszont negatív irányba való eltolódás mutatkozik, mivel ilyenkor a nedvesség a talaj fölött bizonyos magasságig növekszik és így negatív eltérések jönnek létre. Az eltérések túlnyomó többsége a -39 és 54% közötti intervallumban helyezkedik el, ennél nagyobb értékek a 10664-ből 397 esetben fordulnak elő, vagyis az esetek 3,6%-ában.

IRODALOM

- [1] *Bán Mihály*: Néhány megjegyzés a magaslégtér Budapest és Bécs fölötti hőmérsékletéhez. Időjárás, 69. évf. (1965) 4—5. szám. 271—276. o.
- [2] *Gruber, A.*: Eine Modification der amerikanischen Radiosonde AMT—4 zur Behebung von Messfehlern durch Feuchtigkeitsbeschlag. Archiv für Meteorologie, Geophysik and Bioklimatologie, serie A, Band 12. Springer-Verlag Wien, 1962. 474—481. o.
- [3] *Van der Waerden, B. L.*: Mathematische Statistik. Springer Verlag Berlin—Göttingen—Heidelberg 1957.
- [4] *Varga Miklós*: Az A—22—III. és a Väisälä típusú rádiószondák nedvesség adatainak összehasonlítása.
- [5] *Béll Béla*: A troposzféra légnyomásának, hőmérsékletének és nedvességének évi járása Budapest fölött 1951—1960. OMI kisebb kiadványai 35. sz. Budapest, 1965.



EIN VERGLEICH DER FEUCHTEWERTE DER HOHEN ATMOSPHÄRE VON BUDAPEST UND WIEN

Nach der Untersuchung der Temperaturwerte der im Ungarischen Aeralogischen Dienste verwendeten Radiosonde A-22 beschäftigt sich der Verfasser in dieser Arbeit mit der Analyse der durch diese Sonde ermittelten Feuchtigkeitswerte, wobei diese Angaben mit den über Wien gemessenen Feuchtigkeitswerten verglichen werden, auf Grund des Materials der 3 Jahre hindurch um 0 und 12 Uhr ausgeführten Aufstiege bezüglich der verschiedenen Hauptdruckfelder.

Die zwischen den zwei Stationen bestehenden Abweichungen haben sich im Falle von 5% übersteigenden Werten in allgemeinem als signifikant erwiesen. Die Abweichungen zeigen eine mit der Höhe wachsende Tendenz bis 500 mb, über diese Fläche finden wir unveränderte oder langsam fallende Werte. Aus dieser Änderung dieser Abweichungswerte mit der Höhe kann auf die Trägheit des Messelementes gefolgert werden. Diese Annahme kann auch durch den Zusammenhang bekräftigt werden, welcher zwischen den Feuchteabweichungen und den Unterschieden zwischen den in Budapest und Wien gemessenen Flächen besteht. Bei steigenden Abweichungen wächst auch der Unterschied zwischen den einzelnen Flächen, wogegen bei mässig steigenden Abweichungswerten dieser Unterschied abnimmt.

Der Jahresgang der Feuchteabweichungen erweist eine Ähnlichkeit mit dem Jahresgang der Feuchtigkeit der Troposphäre. Das Maximum der unteren Flächen ist im Winter, ihr Minimum im Sommer vorzufinden, wogegen sich das Maximum in den oberen Flächen sich auf Ende des Frühlings oder auf den Anfang des Sommers, und das Minimum sich auf den Herbst verschiebt.

Die Untersuchung der Häufigkeitsverteilung der Feuchthigkeitsabweichungen ergaben eine grössere Wahrscheinlichkeit der positiven Abweichungen auf alle Jahreszeiten.

Simon Antal:

A közepes- és nagy-ionok koncentrációja*

The concentration of the medium- and large-ions. The study presents the results of the ion-concentration measurements carried out through a year in the Marczell György Aerological Observatory at Budapest. The measurements of the medium- and large-ions were carried out by Israel's ion counter. The study analyses the yearly march of the ion-concentration and its dependence upon some meteorological elements. Finally from the ion-concentration it calculates — by the computation carried out on the basis of Junge's considerations (2) — the complete aerosol concentration falling into the radius range between $5 \cdot 10^{-6}$ and $1 \cdot 10^{-5}$ cm.

*

Концентрация средних и тяжелых ионов. Излагаются результаты измерений концентрации ионов, проведенных в течение одного года в Будапештской аэрологической обсерватории им. Д. Марцелла. Концентрации средних и тяжелых ионов измерялись при помощи счетчика ионов Израэля. Рассматривается вопрос о годовом ходе ионной концентрации и зависимость его от некоторых метеорологических элементов. В заключение по ионной концентрации дается расчет полной концентрации аэрозолей с радиусом в диапазоне от $5 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}$ см, причем вычисления основываются на соображениях Юнге (2).

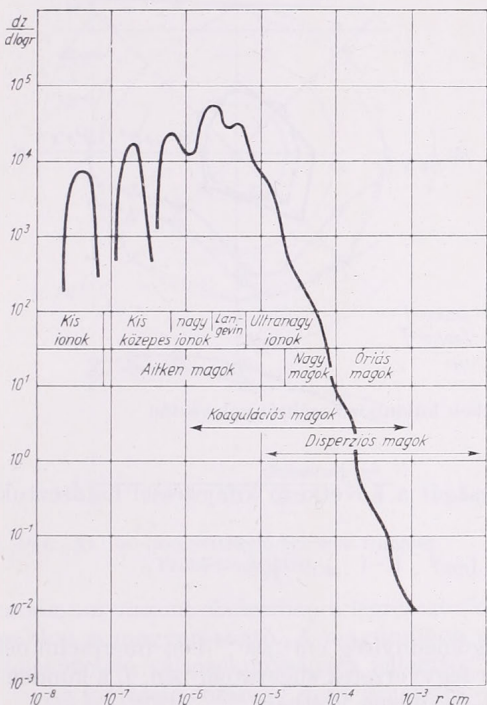
*

A Magyarországon folyó légkörfizikai kutatások egyik fontos területe a légekőri aeroszolok tulajdonságainak vizsgálata. A budapesti Aerológiai Obszervatóriumban eddig elsősorban a mikroszkópikus tartományban végeztünk méréseket ($r > 0,1 \mu$) [1], ezúttal a szubmikroszkópikus tartományba sorolható, elektromosan töltött aeroszolok koncentrációjának néhány méréseredményét, valamint az ezekből számítható teljes aeroszol koncentráció értékeket ismertetjük.

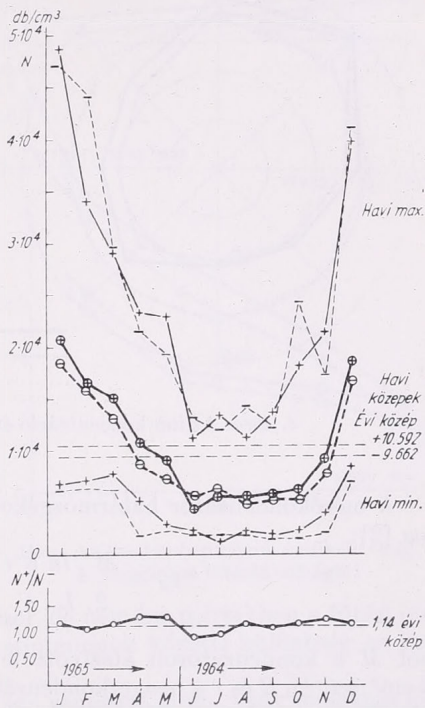
* A Magyar Meteorológiai Társaság felhőfizikai ankétján (Budapest, 1965. szeptember 8—10.) elhangzott előadás.

A korpuszkula sugárzással, elektromágneses sugárzással, vagy ütközési ionizációval keletkező molekula-ion nagy instabilitása miatt rövid idővel az ionizáció után (10^{-6} sec) több molekulával egyesül és megjelennek a gáztérben (levegőben) a néhány-szoros molekulasugárral rendelkező komplexek, a *kis-ionok*, mint az első, viszonylag állandó képződmények.

Langevin (1905-ben) és Pollák (1909-ben) megállapították [2], hogy a légkörben a kis-ionokon kívül *nagy*, illetve *közepes-ionok* is vannak. Ezek az ionok a légköri szuszpenziók és kis-ionok koagulációja útján jönnek létre. Tehát a közepes- és nagy-



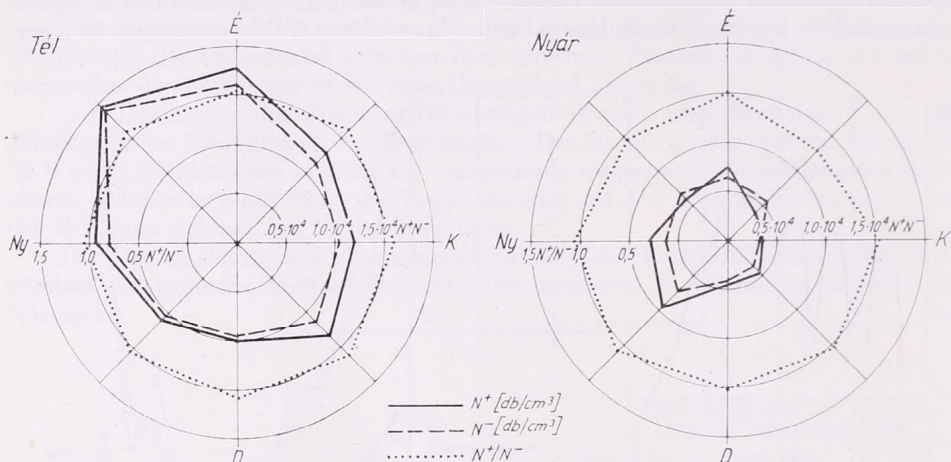
1. ábra. A légköri aeroszolok nagyságeloszlása Junge [2] szerint



2. ábra. Az ion-koncentrációk évi menete Budapesten

ionok minden esetben töltött aeroszol-részecskék. A különböző méretű légköri ionok és részecskék nagyság szerinti eloszlását Junge és Israél [2] mérései szerint az 1. ábrán mutatjuk be. Ionkoncentráció méréseink során az $5 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$ cm-ig terjedő sugár-tartomány — a közepes- és nagy-ion tartomány — összesített koncentrációját mértük. Ismeretes, hogy jelenleg az $r < 0,1 \mu$, az ún. szubmikroszkópikus tartományba eső részecskék nagyság szerinti eloszlását főként elektromos úton, a különböző mozgékonyaságú ionok szétválasztásával határozzák meg. Ionméréseinkkel nekünk is az az elsőrendű célunk, hogy az ebbe a tartományba tartozó légköri aeroszol-részecskék nagyság szerinti eloszlását és koncentrációját meghatározzuk. E munka első lépése volt az ionkoncentráció mérés módszerének kidolgozása, majd e tartomány teljes aeroszol koncentrációjának meghatározása és végül ion mozgékonyaság spektrum segítségével a szubmikroszkópikus részecskék nagyság szerinti eloszlását kívánjuk meghatározni. Az $r < 0,1 \mu$ -os légköri részecskék nagyság szerinti eloszlását a fentiekén kívül, elektronmikroszkóppal és ultramikroszkóppal is vizsgálni kívánjuk.

Ionkoncentráció méréseinket egy Spindler és Hoyer gyártmányú, Izrael-féle ion-számlálóval végeztük. Az aspirációs kondenzátor elven működő számlálót feltöltési kapcsolásban használtuk, tehát a kondenzátor nulla-potenciálon levő lemezét a rajta átszívott iontartalmú levegőből leválasztott ionok folyamatosan feltöltik. A mérőkondenzátoron a töltésváltozást Lindemann-féle elektrométerrel mértük, amely 0,005 Volt/osztás érzékenységre volt beállítva.



3. ábra. Az ion-koncentráció értékek különböző szélirányok esetén

A mérőkondenzátor határmozgékonyosságát a következő kifejezéssel határoztuk meg [2]:

$$k_g = \frac{M \cdot \ln R/r}{2 \cdot L \cdot V} \quad [cm^2 \cdot V^{-1} \cdot sec^{-1}]$$

ahol M a kondenzátoron átszívott levegőmennyiség $cm^3 \cdot sec^{-1}$ -ben (méréseinknél $50 cm^3 \cdot sec^{-1}$), R és r a hengerkondenzátor fegyverzetek sugara cm -ben, L a kondenzátor hossza cm -ben, és V az alkalmazott feszültség Voltban.

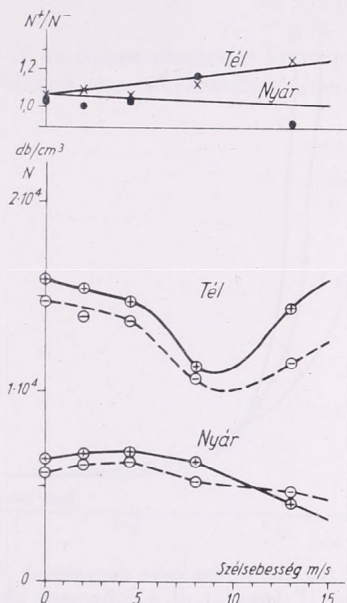
A vizsgált iontartomány koncentrációja az

$$N = \frac{C \cdot dV}{300 \cdot M \cdot e \cdot t} \quad [cm^{-3}]$$

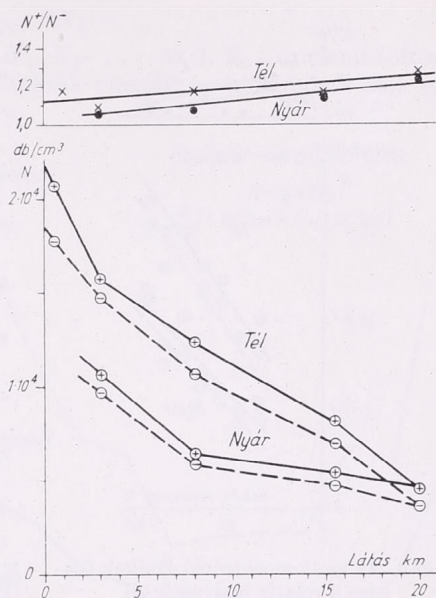
egyenlettel adható meg, ahol C a mérőrendszer teljes kapacitása cm -ben (esetünkben $157,5 cm$), dV a t sec alatti feszültség változás Voltban és $e = 4,8 \cdot 10^{-10}$ e. s. e. az elemi töltés.

Az ionkoncentráció évi menetére vonatkozólag a következőkben az 1964. június 1. és 1965. június 1. közötti egy év, napi egyszeri, helyi középidejűben 12 órakor (GMT+1^h) végzett mérések eredményeit ismertetjük. A méréseket általában fél óra hosszat végeztük, eközben váltakozva 5 pozitív és 5 negatív koncentráció meghatározással. Az 5—5 mérés középértékét tekintettük a 12 órára vonatkozó koncentrációnak. A déli méréskor van általában az ionkoncentráció napi menetének minimuma, a kicserélődés maximuma miatt. Ezt a hatást az abszolút értékek értékelésekor szintén figyelembe kell venni.

A 2. ábrán a pozitív, ill. negatív ionkoncentráció évi menetét adtuk meg havi középértékekkel, továbbá a havi maximumokat és minimumokat, valamint a pozitív—negatív ionkoncentrációk havi közepeinek hányadosát a budapesti aerológiai obszervatóriumban mérve. Az ionkoncentráció évi menete tehát egyhullámú és nyári minimummal rendelkezik. Az évi menetet két hatás alakíthatja ki. A nyári minimum a déli 12 órákor már igen erőteljes konvekció miatti kicserélődéssel kapcsolatos. A téli



4. ábra. Az ion-koncentráció értékek függése a szélességtől



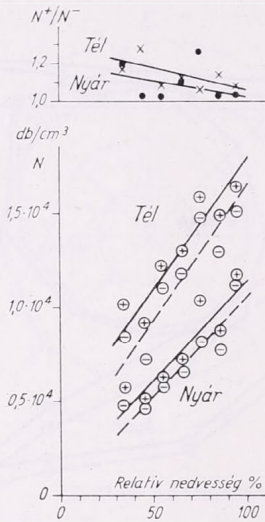
5. ábra. Az ion-koncentráció értékek függése a vízszintes látástávolságtól

maximum viszont elsősorban a légrétegződéssel, de nem kis mértékben a fűtési időszakokkal is magyarázható. A maximumok és minimumok közötti különbség az ionkoncentráció változékonyságára jellemző.

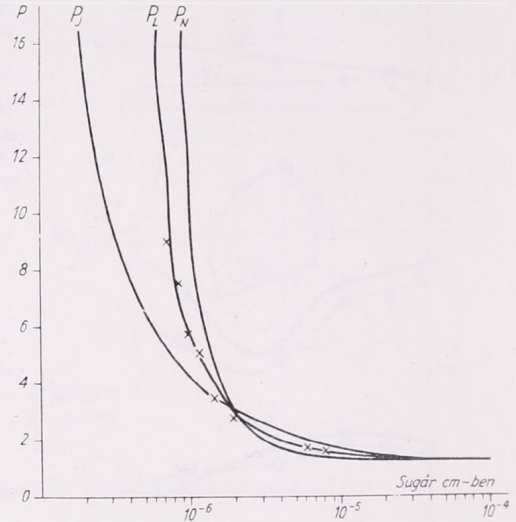
Az ionizáció során — mint ismeretes — egy semleges atom, vagy molekula két töltött részre oszlik. E két résznek az újraegyesülésig állandóan meg kellene maradnia. A mérések szerint a légkörben nem ez a helyzet. Évi átlagban 1,14-szer több pozitív, mint negatív ion van jelen a légkörben. A két ionkoncentráció hányadosa az év folyamán sem állandó, hanem a 2. ábra szerint tavasszal éri el maximumát és nyáron a minimumát. Az őszi és téli hónapokban pedig kis változásokkal a középérték körül ingadozik. A légkörben található pozitív ion főlegre eddig még végleges magyarázatot nem találtak, azonban a nyári alacsony értékek arra engednek következtetni, hogy a zivatarok koncentrált elektromos folyamatai is jelentősen résztvesznek a légkör ion-egyensúlyának kialakításában. A továbbiakban néhány meteorológiai elemmel kapcsolatban is megvizsgáljuk az ionkoncentráció változását.

Az ionkoncentráció függ egyes meteorológiai elemektől. A téli és nyári félévben a különböző szélirányoknál mért ionkoncentrációkat a 3. ábrán adtuk meg. Télen az uralkodó ÉNy-i szélirányban jelentkezik az ionkoncentráció maximuma. Ez az irány egyben a mérőhelyhez képest legsűrűbben beépített város iránya is, így lehetséges egy kifejezett városhatás. Nyáron a koncentráció maximuma DNy-i irányba helyeződik át. Mérőhelyünkön tehát nyáron a szabad területekre jellemző ionkoncentrációkat mérjük.

Az ionkoncentráció szélességtől függő változását a 4. ábrán láthatjuk 0—15 m/s-os szélességek között. Télen 8—10 m/s-ig a koncentráció értékek egyenletesen csökkennek, majd nagyobb szélességeknél emelkedés tapasztalható. Meg kell jegyeznünk, hogy a téli féléves átlagos pozitív ionszám ($14,3 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$) pontosan megegyezik a 11—15 m/s-os szélesség tartomány közepes ionszámával. A nyári görbe egyértelmű. A mérés idején már általában erőteljes konvekció 6—8 m/s-ig



6. ábra. Az ion-koncentráció értékek függése a relatív nedvességtől



7. ábra. A P függése a részecske nagyságtól Junge (P_J) és Lassen (P_L) szerint, ill. a Boltzmann törvényből (P_N) számolva

állandó talajközeli koncentrációt okoz, majd nagyobb sebességeknél csökkenni kezd a köbcentiméterenkénti ionszám.

Az 5. ábrán az ionkoncentráció és a látástávolságnak az összefüggése mindkét félévben egyértelmű. A látástávolság növekedtével csökken az ionszám. Mindazok a meteorológiai folyamatok, amelyek a látástávolságot növelik, természetesen résztvesznek az ionkoncentráció csökkentésében.

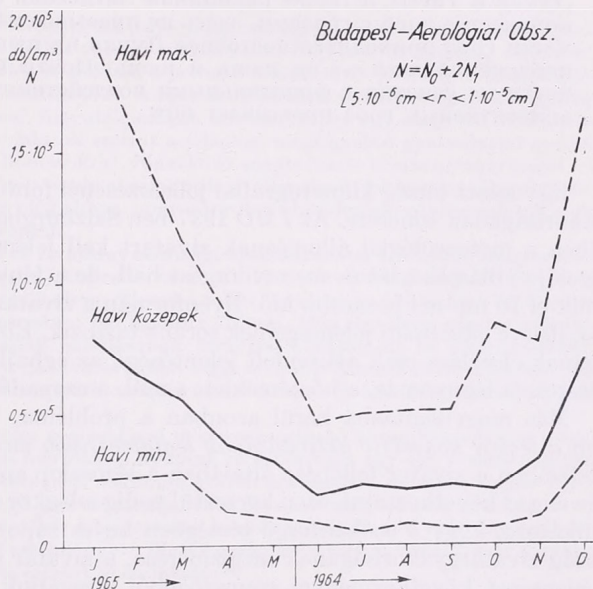
A 6. ábrán az ionkoncentrációt a relatív nedvesség függvényében ábráztuk. A szélirány, szélesség, és látástávolság görbéinél kis szórással kaptuk meg az elem-párok összefüggését. A relatív nedvesség esetében már nem kaptunk kis szórást, hanem a növekvő relatív nedvességekhez tartozó koncentráció értékek mindkét félévben emelkedő egyenes körül szóródnak.

Eddigi vizsgálatainkat összefoglalva tehát megállapíthatjuk, hogy a napi egyszeri ionkoncentráció mérésekből egyszeres hullámú évi menetet kaptunk. A közepes koncentráció értéktől a szélső értékek $\pm 300\%$ -os eltéréseket is mutattak, tehát az ionkoncentráció időben igen változékony lehet. A pozitív és negatív cm^3 -enkénti ionszámok hányadosa évi középértékben 1,14, tehát a légkörben általában pozitív ion fölösleg mutatkozik a közepes- és nagy-ion tartományban. A pozitív ionok száma évi középértékben 10592 cm^{-3} . Ez az érték nagyságrendben megfelel a más nagyvárosok peremén mért ionkoncentrációnak. Télen a közeli nagyváros befolyásolta a mérések eredményeit, nyáron ellenben a szabad területekre jellemző koncentráció értékeket kaptuk. Az ionkoncentráció értékek néhány meteorológiai elemmel kapcsolatban azt mutatták, hogy az ionok száma főleg a légköri mozgások erősségétől függ.

A közepes- és nagy-ion tartományba eső aeroszol részecskék koncentrációja tekintetében Junge [3] megállapította, hogy az $r \geq 3 \cdot 10^{-6}$ cm-s nagyságtartományban természetes viszonyok között az ionegyensúly fél óra alatt áll be. E megállapítás alapján számította ki a P függvényt, amely az összes részecske és a töltött részecskék arányát adja meg, különböző részecske nagyságra:

$$P = P(r) = \frac{N}{2N_1 + 2N_2 + \dots}$$

ahol N az összes részecske koncentrációja, N_1, N_2, \dots az 1, 2, ... elemi töltéssel rendelkező részecskék koncentrációja. Az általunk vizsgált tartományban csak egy-



8. ábra. A teljes aeroszol koncentrációk évi menete Budapesten

szerezen töltött részecskék vannak, így a nevezőben csak az első tagot kell figyelembe vennünk. A különböző szerzők által megválasztott η egyesülési koefficiensekkel számított P értékek részecske-nagyság függését a 7. ábránk mutatja be. Az általunk mért ion-tartományban a P értéke 2-nek vehető.

A 8. ábrán adtuk meg a leírt módon számított összes részecske-koncentráció évi menetét és szélső értékeit. Az évi menetet nyilvánvalóan az ionkoncentráció évi menete szabja meg. Évi középértékében $0,41 \cdot 10^5$ cm^{-3} aeroszol koncentrációt kapunk. A szélső értékek $19,26 \cdot 10^5$ — $0,07 \cdot 10^5$ cm^{-3} között változnak az év folyamán. Valószínűleg a teljes aeroszol koncentráció is az ionszámhoz hasonlóan változik az egyes meteorológiai elemekkel.

További vizsgálataink során az ionok mozgékonyági spektruma és a mérőkondenzátor előtti és utáni mag-koncentrációk mérésének segítségével kívánjuk a szubmikroszkópikus tartományban az aeroszol-részecskék nagyság szerinti eloszlását és koncentrációját meghatározni.

IRODALOM

- [1] Mészárosné, Nagy Á.: Ultramembrán szűrővel felfogott légköri aeroszol részecskék nagyság szerinti eloszlása. *Időjárás*. 69. évf. 2. sz. 71—76 o. Budapest, 1965.
- [2] Israël H.: *Atmosphärische Elektrizität*. Teil 1. Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig; 1957.
- [3] Junge Ch.: *Air Chemistry and Radioactivity*. Academic Press, New York and London, 1963.

Zivatartevékenység a nyári félévben Magyarországon

Грозовая деятельность за летнее полугодие в Венгрии. Для исключения погрешностей, вызванных недостаточностью использованных десятилетних рядов наблюдений (1956—1965), территория страны разделяется на квадраты площадью 30 x 30 км и пространственное распределение грозовой деятельности анализируется авторами по этим квадратам путем сравнения повторяемости числа дней с грозами на отдельных частных площадях. Наибольшее количество гроз приходится на сравнительно высокие горные территории страны; количество дней с грозами здесь составляет в среднем за летнее полугодие — 50—55. Наиболее бедны грозами район междуречья Дуная и Тиссы, а также равнинная Затисская область; в некоторых местах количество дней с грозами, здесь не превышает 26—28. Максимум повторяемости гроз приходится восточнее Дуная на июнь, а в большей части Задунайской области — на июнь и июль. Почти половина грозовой деятельности не связана с фронтальными воздействиями; в горных районах доля конвективных гроз превышает 60%.

*

Egy adott térség klimatográfiai jellemzésénél fontos szerepet játszik a zivatark gyakoriságának ismerete. Az *IMO* 1937-ben Salzburgban elfogadott határozata értelmében a meteorológiai állomásnak zivatart kell jelentenie, ha az észlelőhely megfigyelője villámlást lát és mennydörgést hall, de a fény- és hangjelenség között nem múlik el 10 mp-nél hosszabb idő. Ilyenformán a zivatar elsődlegesen a légkör *elektromos*, illetve *akusztikai* jelenségeinek sorába tartozik. Ebben a vonatkozásban gyakoriságának eloszlása csak alárendelt jelentőségű az éghajlati képet kialakító alap-paraméterek (a légnomítás, a hőmérséklet, a szél, a csapadék, stb.) mellett.

Más megvilágításba kerül azonban a probléma, ha a zivatart úgy tekintjük, mint a *légkör konvektív aktivitásának legintenzívebb megnyilvánulási formáját*. Ilyen értelemben a zivatar fellépése általában a légoszlop szélsőséges termikus instabilitására enged következtetni, ezen keresztül pedig a légkör azon potenciális adottságának indikátora, hogy a szóbanforgó térségben heves zápor, esetleg jégeső alakul ki. Az ország zivatargyakoriságának megismerése, a zivatar gócainak felderítése tehát, ha a jelenséget következményei szemszögéből vizsgáljuk, már a vízháztartás és ezen keresztül a gyakorlati klimatográfia egésze szempontjából is fontossá válik, hiszen hazánk évi csapadékösszegének jelentékeny részét éppen a nyári konvektív aktivitás folyamatai szolgáltatják.

Nem kevésbé érdektelen a kérdés szinoptikai vetülete sem. A zivatart az esetek nagy részében a szabad légkörben erős turbulencia, a talajon pedig a csapadék hulláson kívül hirtelen hőmérsékletcsökkenés és heves szélrohamok kísérik. A zivatark előrejelzése ilyenformán a nyári félévben a prognózis-szolgálatok munkájának egyik középponti feladatává válik. A konvektív aktivitás előrejelzésénél — és ezen belül első sorban a légtömegben belül fellépő konvektív zivatark prognosztizálásánál — módszertanilag igen fontos az előrejelzési körzet átlagos zivatarhajlamának ismerete.

Az elméleti problémán túl a zivatargyakoriság ismeretének gyakorlati, népgazdasági vonatkozású jelentősége is van. A földi létesítmények villámvédelme, a jégeső elleni aktivitás (a folyamat mechanizmusának módosítását célzó) küzdelem nem nélkülözheti az olyan felmérést, amely egy adott körzetben az erős konvektív aktivitás fellépésének valószínűségére vet fényt.

A zivatarstatisztikák összeállításánál a legnagyobb nehézséget a műszernélküli megfigyelések természetéből fakadó problémák okozzák. Megkerülésükre a jövőben az egyetlen megoldást a kiterjedt radar- és szférikusmérések bevezetése, valamint a villámszámlálók alkalmazása fogja jelenteni. Addig is a feldolgozások metodikájának megválasztásakor a fő szempontnak a megfigyelés fogyatékosságából eredő hibák lehetőség szerinti minimálisra szorításának kell lennie.

A zivatarvékenység gyakoriságának meghatározása a gyakorlati kívánalmaknak megfelelően általában két részre választható szét. Az első esetben határozottan *egy adott pont* zivatarosságának jellemzőire keressük a választ. Ez a probléma vár megoldásra többek között akkor, amikor bármely földi berendezés (például a rádiós vagy televíziós adótoronyok) villámveszélyeztettségére vonatkozóan kell adatokkal szolgálni, vagy amikor repülőterek zivatarviszonyait kell meghatározni. Ilyen esetekben a kérdéses ponton végzett *folyamatos szinoptikai észlelések* alapján elkészített statisztikák hű képet rajzolhatnak a zivatarok időbeli alakulásáról. Ezt a módszert követte a nemzetközi ajánlásoknak megfelelően *Adámy és Máhr* [1] Nyíregyháza és Szeged, *Ozora* [2] pedig Budapest közforgalmi repülőtere zivatarosságának felmérésénél. A zivatarok szinoptikai jellemzése (napszak szerinti gyakoriságának, időtartamának, a hozzájuk tartozó szélezhomoknak, hőmérsékleti viszonyoknak és csapadékhozamnak tanulmányozása) természetszerűen szintén csak egyes állomások zivatarfigyelései alapján képzelhető el. A Balaton térsége zivatarviszonyainak ilyen szinoptikai leírását például *Götz* [3] Keszthely és Siófok adatainak felhasználásával kísérte meg.

A második esetben egy *körülhatárolt körzet* (tájegység, országrész vagy ország) zivatargyakoriságára, ennek területi eloszlására kell a választ megadnunk. Repülési útvonalak, elektromos távvezetékek nyomvonalának kijelölésére például a javaslat a konvektív jelenségek szemszögéből egyedül egy ilyen felmérés alapján készíthető el. A zivatarok területi valószínűségének megállapítása azonban az említett megfigyelési fogyatékokkal szemben egy alapvető módszertani problémát helyez előtérbe. A tapasztalatok szerint a jelenlegi megfigyelési gyakorlattal gyűjtött adatok alapján adott pontokra (állomásokra) vonatkozó megbízható zivatargyakoriságot előállítani általában nem lehet. Kivételt csak a szinoptikus állomások folyamatos megfigyelései képeznek, ezek sűrűsége viszont nem elég ahhoz, hogy a területi elrendeződésről is részletes, a gyakorlati igényeket kielégítő képet kapjunk.

Az egyes állomásokra levezetett zivatargyakorisági számadatokon keresztül Magyarország zivatarviszonyainak leírását *Hajósy* [4] kísérte meg. Az 1901-től 1940-ig terjedő időszakban működő 775 állomás közül mindössze 59 olyan állomást talált, amelyre az évi, és csak 30 állomás, amelyre a havi átlagos zivatargyakoriságot elő lehetett állítani. Még egy ilyen gondos válogatás sem tette lehetővé a zivataros napok eloszlásának térképes ábrázolását és elkerülhetetlenül arra a megállapításra vezetett, hogy „a zivatarokban leggazdagabb állomás Szerep, évente több, mint 40 zivatarral, ez azonban talán inkább csak az ottani kitűnő észlelő lelkiismeretességének következménye”.

A *Hajósy* által követett módszer segítségével megszerkeszthető zivartartérképekre tehát a megengedettnél lényegesen nagyobb mértékben nyomná rá a bélyegét egy-egy észlelő lelkiismeretessége, és a képet végeredményben nem a klimatográfiai adottságok determinálnák. Így áll elő az a paradoxon, hogy éppen egy *gondos* megfigyelést leszünk kénytelenek kétségbe vonni. Emellett a megfigyelések olyan mértékű szelekciójára kényszerülünk, ami már önmagában is a térképes ábrázolás lehetetlenségét eredményezi, illetve csak egészen nagyvonalú, már a gyakorlati érték rovására menő kép megrajzolását teszi lehetővé.

A fennálló adottságok mellett a megoldást a zivatargyakoriságnak egy négyzet-rács olyan rácsterületeire vonatkozó megállapítása jelenti, amelyeken belül lehetőleg több megfigyelő állomás működik, a rácsterület azonban egy bizonyos — a zivatarok horizontális dimenziói által meghatározott — határt nem lép túl. Amellett, hogy egy ilyen módszerrel a lehető legnagyobb mértékben függetleníthetjük a feldolgozás eredményét az egyedi esetekben elkövetett gondatlan megfigyelésektől, a *területi* zivatar-eloszlás megszerkesztéséhez ez az egyetlen fizikailag helyes eljárás. Ellentétben ugyanis a numerikus értékekkel jellemzett időjárás elemekkel (hőmérséklet, szélsébség, stb.), amelyek szigorúan véve természetszerűen csak a mérési helyre vonatkoznak, és amelyek érvényességi körzetét az állomás reprezentatív felállítására útján végeredményben önkényesen terjesztjük ki több kilométerre, a zivatar eleve *területi* fogalom. Egy lokális zivatarcella horizontális mérete 1 km nagyságrendű, a mezo-skálájú konvektív rendszerek horizontális méretének alsó határa pedig 20–30 km. Az, hogy egy ilyen nagyságú zivatarfelhőben végeredményben pontosan hol lépnek fel az elektromos kisülés gócai, fizikailag véletlenszerű, tehát a zivatarvalószínűség meghatározásához egy többszáz km²-es területet kell az adott esetben zivataros napként elkönyvelni.

A területi zivatargyakoriság előállításának vázolt módszere megfelel a gyakorlati igényeknek is. Az elektromos távvezetékek esetében például nem egy-egy pont, hanem egy adott szakasz villám-veszélyeztetettsége lehet a fontos, és ez az, amire a meteorológus elsősorban választ tud

adni. Ha a távvezeték 10 km-es szakaszaira a villámcsapások gyakorisága ismeretes, azt összevetve a megfelelő terület átlagos zivatarvalószínűségével, eldönthető a többi között, hogy az adott körzetben a zivatarok nagyobb gyakorisága, vagy egyéb okok (például talajtani adottságok) felelősek-e a fokozott veszélyeztetettségért.

A területi eljárást elsőként *Héjas Endre* [5], újabban pedig *Besze Jenő* [6] követték. *Héjas* az 1896—1905 közötti 10 év megfigyelései alapján a zivataros napok területi eloszlását egy olyan rácsálózatra vonatkozóan állapította meg, amelyben az egyes négyzetek hosszúságát a Ferrótól számított egy-egy egész fokos délkör, szélességét pedig két, egymástól 0,5 fokos értékben különböző földrajzi szélességi kör távolsága határozta meg. *Besze* a földrajzi szélességi és hosszúsági körök mentén $27,5 \times 38$ km-es téglalapokra osztotta fel az ország területét és erre képezte az 1955—1959 közötti öt év zivataros napjainak átlagát. *Besze* az egyes területrészekre vonatkozóan csak akkor minősített valamely napot zivatarosnak, „ha területének legalább a fele a zivatarzóna határán belül volt”. Egy ilyen megszorítás azonban sem fizikailag, sem a megfigyelő hálózat sűrűsége alapján nem látszik indokoltnak.

Jelen feldolgozás során Magyarország térségét egy 30×30 km-es területű négyzetekből álló rácsálózattal osztottuk fel. Ez a ráctávolság a zivatarok — mint mezoszkálájú légköri folyamatok — horizontális térdimenziójának alsó határát képviseli. Minden olyan esetben, amikor valamely négyzet területén belül a nap folyamán az éghajlati vagy csapadékjelentő állomások legalább egy pontban zivatart figyeltek meg, ezt a napot az egész területre vonatkozóan zivatarosnak tekintettük. Fizikailag ezt a metodikát a ráctávolság említett megválasztása indokolja, statisztikailag viszont csak ilyen módon nyílt lehetőség egyrészt a lokális (1 km-es horizontális nagyságrendű) zivatarok figyelembevételére, másrészt a pontatlan megfigyelésekből eredő hibák kiküszöbölésére.

Ilyenformán a feldolgozás egy-egy terület zivatargyakoriságát, tehát egy adott pontra vonatkozóan ennek felső határát szolgáltatja, mivel a nyert számadatokból arra következtethetünk, hogy az adott időszak során a területen belül hány zivatar kitörésére lehet számítani. Ez a szám tehát lényegesen magasabb, mint a területen belül egy adott pontra (állomásra) vonatkozó zivatarvalószínűség, ellenben megfelel a zivatar fellépése fizikai véletlenszerűségének és mindazoknak a szinoptikai és gyakorlati igényeknek, amelyek egy adott pont helyett sokkal inkább egy véges körzet zivatarvalószínűségére kíváncsiak.

A leírt elvek szerint Magyarország zivatarviszonyait az 1956—1965 közötti 10 év nyári félévére (április—szeptember) vonatkozóan az Országos Meteorológiai Intézet teljes állomáshálózatának megfigyelései alapján dolgoztuk fel. A 30×30 km-es területű négyzetekből álló rácsálózatot (amely az ország területén 115 négyzetet foglal magában) úgy fektettük a térképre, hogy az országhatár mértanilag szabálytalan menete a legkevésbé zavarja a területek egyenlőségét, ugyanakkor nagymértékben tekintettel voltunk a *Magyarország Éghajlati Atlaszában* definiált természetes tájakra.

A nyári félév során zivatarokban leggazdagabb hónap általában a *június*, a legkevésbé zivatar pedig *szeptemberben* fordul elő. A zivatarok területi eloszlása a félév hónapjaiban a következőképpen alakul (*I. ábra*):

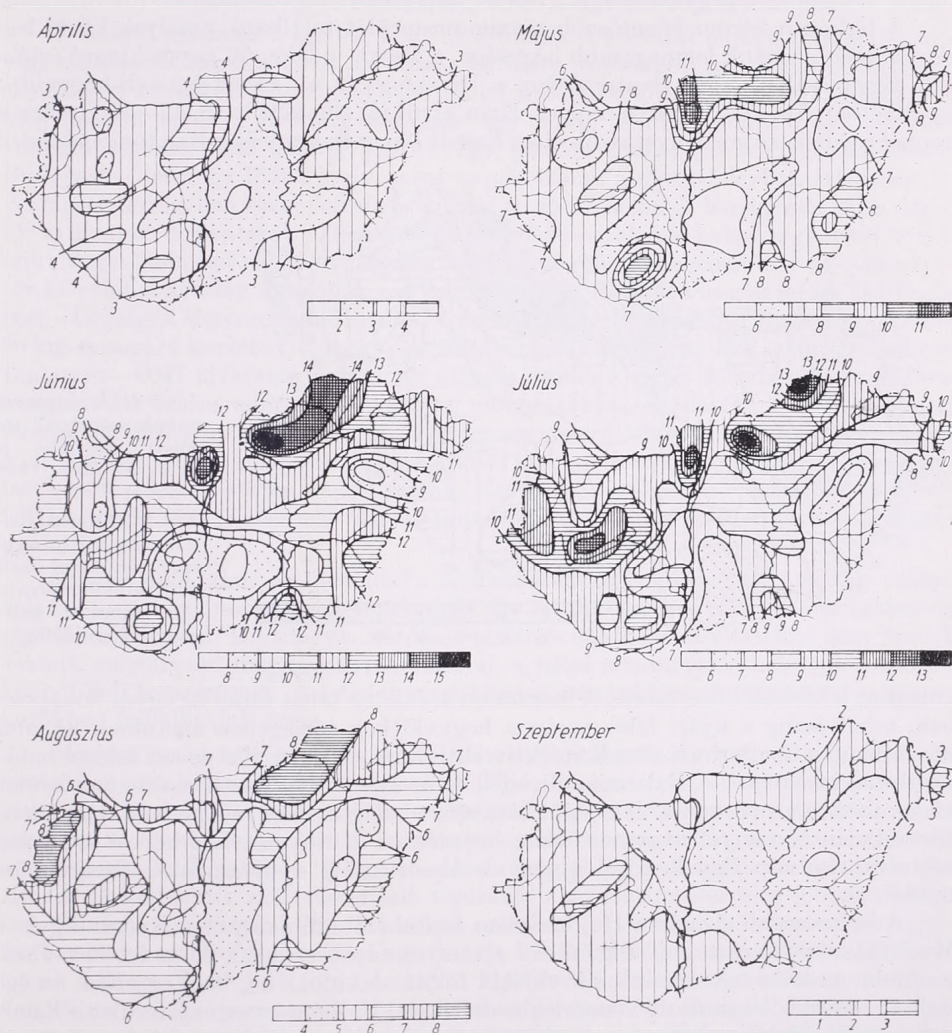
Áprilisban az egyes területek átlagos zivatargyakorisága 2 és 5 nap között ingadozik. A legtöbb zivatar a Mátra, a Dunazug-hegység, a Mecsek, a Bakony, a Balaton és a Berettyó vidéke, valamint Belső-Somogy területén fordul elő. Zivatarokban legszegényebb a Kiskunság közepe és a Hajdúság.

Májusban az átlagos zivatargyakoriság 5—12 napra nő meg. A maximum-terület a Mátra és a Dunazug-hegység fölött, van, míg a legkevésbé zivatart most is a Kiskunság középső részén és a Hajdúságban, továbbá a Kisalföld északi részén figyelik meg.

Júniusban éri el az egyes területek zivatargyakorisága maximális értékét: a Mátában 15 nap felett van, de még a Kisalföld északi részén és a Mezőföld középső területén, valamint a Hajdúság és a Kiskunság középső vidékén — tehát a minimum

térségében — is több, mint 7 nap. Viszonylag sok a zivatar ebben a hónapban még a Dunazug-hegység, a Mecsek és a Fehér Körös vidékén.

Júliusra a zivatargyakoriság az ország nagy részén már némileg csökken: általában 6 és 14 nap között ingadozik. A legtöbb zivatar az Észak-borsodi-hegyvidéken és a Mátrában van, míg a minimum területe a Hajdúság és a Berettyó-vidék északi részén található.



1. ábra. A zivataros napok számának területi eloszlása április—szeptemberben (1956—1965)

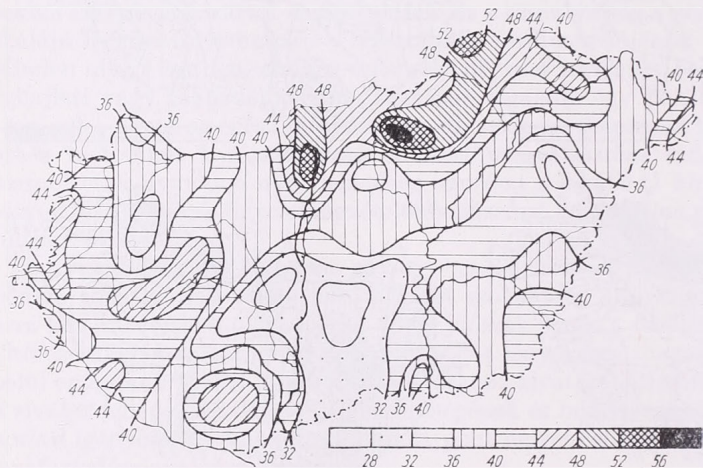
Fig. 1. The areal distribution of the average number of days with thunderstorm in the different summer months (1956—1965)

Augusztusban tovább csökken a zivatark száma. Az átlagos gyakoriság 4—9 nap között van. Maximális zivatartevékenység a Mátrában észlelhető, de 8-nál több-zivataros napra lehet számítani a Dunazug-hegység területén, valamint a Nyugat-magyarországi domb- és hegyvidéken is. A legkevesebb zivatar a Somogyi-dombvidék északkeleti és a Mezőföld délnyugati részére eső területen van.

Szeptemberben már csak 1—3 zivataros nap várható. A maximum területe a Bakony és a Közép-dunántúli süllyedék nyugati részére és az Ecsedi láp vidékére esik. A Kiskunság középső és a Körösök vidékének nyugati részén átlagosan már az 1 napot sem éri el a zivatargyakoriság értéke.

A nyári félév zivatargyakoriságának eloszlásában természetesen az egyes hónapokra nyert főbb jellemvonások tükröződnek (2. ábra). Az ország egyes területeinek átlagos zivatargyakorisága 26 és 56 nap között ingadozik.

A térképen három jelentősebb maximum-terület található, amelyek közül legzivatarosabb hazánk legmagasabb hegysége, a Mátra vidéke, 56 napos kiugró értékkel. Ugyancsak gazdag zivatárokból a Dunazug, és az Észak-borsodi-hegyvidék is, átlagosan 51—53 zivataros nappal. Ezen kívül jól elhatárolható, 47—48 zivataros nappal rendelkező góc helyezkedik el az Ecsedi láp, a Bakony és a Balatoni süllyedék



2. ábra. A zivataros napok számának területi eloszlása a nyári félévben (1956—1965)

Fig. 2. The areal distribution of the average number of days with thunderstorm in the summer half-year (1956—1965)

valamint a Meesek körzetében. A maximum-területek tehát mind az egyes hónapokban, mind pedig a nyári félév során a hegyvidékek térségében alakulnak ki, ami közvetlenül a domborzatnak a konvektív aktivitást előidéző, illetve azt fokozó hatásával magyarázható. A Balatoni süllyedék és az Ecsedi láp feletti maximum-terület kialakulásában a paradusabb levegőt biztosító vízfelszín, illetve a nedves talaj jelenléte minden bizonnyal nagymértékben hozzájárul. Környezetéhez képest aránylag sok zivataros nap figyelhető meg még az Alpok keleti nyúlványán és Szeged környékén is.

A legkevesebb zivatar a Hajdúságban fordul elő (26 nap), de a Kiskunság és a Mezőföld középső részein is alig éri el a zivataros napok száma a 28-as értéket. Ezek a minimum-körzetek hazánk sík vidékei fölött alakulnak ki, ahol egyúttal az éghajlati adatokból számított vízmérleg is deficités [7]. Zivatarszegény terület a Zalaidombvidék délnyugati része, a Kisalföld és a Felső-Bakonyalja, valamint az Alsó-Cserháthalja és Alsó-Mátraalja nyugati része is. Ezen utóbbi minimum-terület minden hónap zivatareloszlását bemutató térképén megtalálható, de zárt izokeraunikus vonallal elhatárolva csak júniusban és júliusban mutatkozik. A zivatárokból a Mátra és az Alsó-Mátraalja térsége közötti igen nagy különbségek miatt az izokeraunikus vonalak itt minden időszakban sűrűn futnak.

A nyári zivatároknak a 2. ábrán föltüntetett területi gyakorisága Hajósy [4] adataival az előzőkben már kifejtett okok következtében az abszolút értékek tekintetében semmiféle azonosságot nem mutathat. Összevetve az általunk nyert össz-

képet a [4] tanulmányból levezetett eredményekkel, megállapíthatjuk, hogy a zivatargócok és a zivatárokból szegény területek elhelyezkedésére első közelítésben ugyan a *Hajósy* által közölt adatok alapján is lehet némileg következtetni, az országnak éppen a legzivatárosabb vidéke azonban az ő adatsorában elmosódva, csupán viszonylagos maximumként jelentkezik. Ez a körülmény többek között a *Hajósy* által követett módszer egyik legfőbb hiányosságának folyománya: a szükségessé vált nagyfokú szelektáció következtében ezt a térséget egyedül Kékestető reprezentálja.

Felmerül mármost a kérdés, hogy az általunk is követett területi zivatargyakorisi eloszlásból hogyan lehet az ország bármely tetszőleges pontjának zivatárvalószínűségére következtetni. Ennél a kérdésnél mindenekelőtt megégyeszer hangsúlyozni kell, hogy a területi zivatargyakorisi egy adott pontra vonatkozóan a zivatár valószínűségének felső határát jelenti. Így például *Ozorai* [2] feldolgozása szerint Budapest—Ferihegy fölött a zivatáros napok száma a nyári félévben átlagosan 30. Budapest térségében ezzel szemben, mint a 2. ábrán látható, lényegesen több napon tör ki zivatár. A zivatárok valószínűsége a Budai-hegységek felé haladva gyorsan növekszik: Nagy-Budapest valamely pontján végeredményben átlagosan már 44—48 napon tör ki valahol zivatár. Igazolják ezt a körülményt *Béll* [8] vizsgálatai is, aki Budapest—Országos Meteorológiai Intézet, továbbá Nagy-Budapest és Budapest—Lőrinc 50 km-es sugarú körzete zivatargyakorisiágáról közöl adatokat. *Béll* számításai szerint Budapest—OMI zivatáros napjainak átlagos száma a nyári félévben 31, ami összhangban áll *Ozorai* adataival és a fent mondottakkal. Budapest 20 km-es sugarú térségében *Béll* szerint már 57-re, az 50 km-es sugarú körzetben pedig 91-re nő meg a zivatáros napok száma. *Götz* [3] számításai szerint Keszthelyen május és szeptember között 23 a zivatáros napok száma, Keszthely térségében (elsősorban a Keszthelyi-hegység fölött) ellenben már 40 nap körül van ebben az időnyben a zivatárok gyakorisága.

Számos gyakorlati problémánál a területi zivatargyakorisi az, amelyre választ kell adnunk, bizonyos esetekben azonban egy meghatározott pont zivatárvalószínűsége lehet a fontos. Minthogy a kérdéses pontra vonatkozóan általában nem rendelkezünk megbízható megfigyelési sorozattal, a helyi zivatárvalószínűsége a területi képből kell levezetnünk. A feladat megoldására irányuló gondolatmenetet a következőkben foglalhatjuk össze.

Magyarország térségében a konvektív aktivitásnak mintegy 50%-a frontális eredetű és instabilitási vonalak mentén föllépő olyan zivatár, amelyről feltételezhetjük, hogy ha a kérdéses 30×30 km-es területű tartomány egy pontját elérte, azon keresztül is vonul, tehát a terület minden pontjában zivatár tör ki. A zivatártevékenység eseteinek felében tehát 100%-os valószínűséggel lép fel a terület minden pontján zivatár. A konvektív aktivitás másik típusánál a zivatártevékenység jobbra lokális képződmény, amelynek karakterisztikus méreteit és vonulási jellemvonásait figyelembevéve, a szóbanforgó terület egy pontja fölött kitérő zivatár a 900 km²-es területnek átlagosan 40%-át fogja érinteni. Ilyenformán az ország bármely pontjára vonatkozó lokális zivatárvalószínűség a tanulmányunkban szereplő területi zivatargyakorisiágának körülbelül a $(100 + 40)/2 = 70\%$ -a lesz. Így például Budapest—Ferihegy körzetében a területi zivatargyakorisiág a 2. ábra szerint 40 nap, ennek 70%-a 28 nap, jó megegyezésben az *Ozorai* [2] által más vizsgálati időszakokra nyert 30 napos értékkel. Budapest—OMI területi zivatargyakorisiága a 2. ábra szerint már 48 nap, amely érték 70%-a 33 nap; *Béll* [8] erre a pontra — ugyancsak más vizsgálati időszakból kiindulva — 31 zivatáros napot nyert. Siófok körzetében a területi zivatargyakorisiág május és szeptember között 38 nap; erre az időnyre *Götz* [3] az állomásra vonatkozóan átlagosan 27 zivatáros napot kapott, ami a területi értéknek 71%-a.

Véleményünk szerint a jelenlegi megfigyelési gyakorlat mellett a leírt módszer az egyedül követhető eljárás a lokális zivatargyakoriság viszonylag megbízható és fizikailag megalapozott előállítására. Orográfiaiban jobban tagolt vidékek fölött, ahol — mint később látni fogjuk — megnő a lokális zivatarok relatív száma és gyakoribbak a helyhez kötött, nem-vonuló konvekciós cellák, feltételezhetően az arány-szám is megváltozik. Hegyes területeken azonban a helyi zivatarvalószínűséget a domborzati sajátosságok is erősen befolyásolják, úgyhogy itt célszerűbb a területi zivatargyakoriságot alapul venni, mivel a pontos helyi adottságok felméréséhez expedíciós vizsgálatok is szükségesek.

Megjegyezzük, hogy ha egy adott pont zivatarviszonyaira várunk választ, akkor rendszerint már nem is a zivataros napok száma, hanem maguknak a zivataroknak a száma válik fontossá. E két számérték távolról sem azonos egymással. Így például *Adámy és Máhr* [1] feldolgozása szerint a zivatarok átlagos száma a nyári félévben Nyíregyházán 37 (*Hajósy* szerint a zivataros napok száma itt 19), Szegeden pedig 35 (*Hajósy* szerint itt 18 zivataros nap van). A zivataros napok száma és a zivatarok száma közötti viszonyra további adatokat a [2] és [3] tanulmány tartalmaz.

A nyári félév zivatargyakoriságát feltüntető térképen az izokeraunikus vonalak konfigurációja legjobban a júniusi képhez hasonlít. Ez a tény azzal a körülménnyel magyarázható, hogy az ország legnagyobb részén (a Duna vonalától keletre eső egész országrészben, továbbá a Győr—Komáromi-síkságon, a Dunazug-hegyvidék és a Vértes területén, a Somogyi-dombvidék keleti felében valamint a Soproni-medence térségében) június a zivatarokban leggazdagabb hónap (3. ábra). A Dunántúl többi részén a fő zivatar-szezon két hónapos időtartamra húzódik szét: a június és a július azonos zivatargyakoriságú. Kivétel csak a Szigetköz és a Hanság egy része, valamint a Vasi-dombvidék és a Kemeneshát; ezeken a területeken határozottan júliusra tolik át a maximális zivatargyakoriság.

Mind elméletileg, mind pedig több gyakorlati vonatkozásban is, nem érdektelen megvizsgálunk azt a kérdést, hogy az ország különböző vidékein mennyi az egyes hónapokban, illetve az egész nyári félévben a *maximálisan előfordulható* zivataros napok száma. A maximális értékeket feltüntető izokeraunikus görbék a fentebb vázolt átlagos zivatareloszláshoz hasonló képet mutatnak. 10 év megfigyelései alapján a maximálisan várható zivataros napok számának területi eloszlása az egyes hónapokban a következő:

Áprilisban az ország egyes vidékein 3—10 zivataros napra lehet számítani. Legtöbb zivataros nap a Börzsöny térségében fordulhat elő, a legkevesebb pedig a Mezőföld és a Kiskunság középső részén várható.

Májusban már 8 és 22 nap között ingadozik a vizsgálati időszak során maximálisan előfordult zivataros napok száma. Legzivatarosabb a Bükk vidéke (22 nap), majd sorrendben a Mátra és a Börzsöny térsége következik 21, illetve 20 zivataros nappal. A minimum területe ebben a hónapban is a Mezőföld középső részén, valamint Kecskemét környékén található.

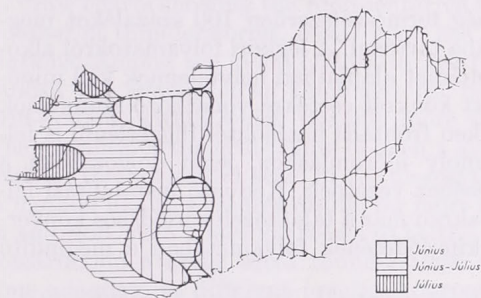
Júniusban a Mátrában maximálisan 23 zivataros napra kell számítani; sok zivatar várható a Nagyberek és az Ecsedi láp vidékén is. A Kiskunság középső része 11 zivataros nappal szerepel.

Júliusban a maximálisan várható zivataros napok száma az Észak-borsodi-hegyvidék fölött 21, míg a Hajdúságban mindössze 10. Viszonylag kevés, mintegy 13 zivataros nap várható csak az Alsó-Mátraalja vidékén.

Augusztusban 7—18 napra csökken az országban a várható zivataros napok maximuma. A legtöbb zivataros nap a Cserhát vidékén és Budapest térségében fordul elő. A Veszprémi-fennsíkon, a Börzsöny és a Pilis körzetében 17 a zivataros nap. A minimum-terület a Sió középső folyása mentén és a Kiskunságban van.

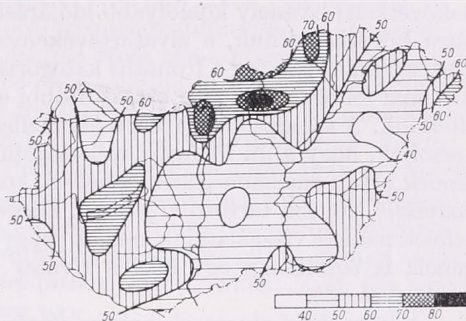
Szeptemberben legfeljebb 3—8 olyan nap fordulhat elő, amelyeken zivatar tör ki. Legzivatarosabb a Mátra, a Bakony nagy része, a Mecsek és az Ecsedi láp térsége. A Hajdúságban és a Közép-Kiskunság területén ősz elején már legfeljebb csak 3 napon figyelhető meg zivatar.

Az egész *nyári félév* folyamán (4. ábra) a várakozásnak megfelelően a Mátra térségében lehet a legtöbb, számszerint 84 zivataros napra számítani. E terület után nagyságrendben a Dunazug-hegyvidék következik 79 zivataros nappal. A Bakony és a Közép-dunántúli süllyedék térségében maximálisan 65 zivataros nap várható, de a Mecsek és az Ecsedi láp vidékén is van 60-nál több zivataros napra kilátás. Ezzel szemben a Hajdúságban és a Kiskunság középső részén mindössze 34—38 zivataros nap fordulhat elő maximálisan az áprilistól szeptemberig terjedő időszakban. Az



3. ábra. A legzivatarosabb hónapok területi eloszlása Magyarországon (1956—1965)

Fig. 3. The areal distribution of the months with maximum thunderstorm frequency (1956—1965)



4. ábra. A zivataros napok maximális értékeinek területi eloszlása a nyári félévben (1956—1965)

Fig. 4. The areal distribution of the highest number of days with thunderstorm in the summer half-year (1956—1965)

Alsó-Cserhátalja és az Alsó-Mátraalja körzetében legfeljebb 47 zivataros nap, tehát a Mátrában maximálisan előfordulható zivataroknak mindössze alig több, mint a fele lehetősége.

Befejezésül megemlítjük még röviden a hazánk térségében a nyári félévben fellépő zivatarok típusainak gyakoriságát. A Kárpát-medencében kialakuló zivatarokat kifejlődésük mechanizmusa szerint két fő típusba sorolhatjuk. Az egyik típust a légtömegben belül, frontális emelőhatásoktól függetlenül fellépő, *konvektív zivatarok* alkotják; ide soroljuk a nagytérségű ciklonális és a lokális orografikus effektusok által létrehozott, illetve támogatott, valamint az instabilitási vonalak mentén kialakuló zivatarokat is. A másik típust a frontfelületeken képződő, *frontális zivatarok* alkotják; túlnyomó többségük hideg frontokhoz kapcsolódik.

A zivartartevékenységnak még ilyen nagyvonalú osztályozását is nagyon megnehezíti az a körülmény, hogy feldolgozásainkban csak zivataros napok szerepelnek, a kitörés időpontja pedig meglehetősen bizonytalan, holott tudvalevő, hogy ugyanazon napon belül mindkét zivatar-fajta esetleg többször is előfordulhat. Egy előzetes felmérésünk azonban — amelyet az 1960-tól 1964-ig terjedő ötévi időszak májustól szeptemberig tartó szakaszára hajtottunk végre —, feltételezhetően nem tér el lényegesen a valóságos viszonyoktól. E feldolgozás arra az eredményre vezetett, hogy a Magyarországon fellépő zivataroknak átlagosan valamivel több, mint a fele konvektív zivatar.

Ez a következtetés meglepőnek látszik, ha azokra a gyakran hangoztatott elképzelésekre gondolunk, amelyek szerint hazánk zivartartevékenységeinek túlnyomó több-

segét frontális hatások eredményezik, vagy ha azzal a felfogással vetjük egybe, amely szerint Budapest térségében a zivataroknak mintegy 98%-a frontális természetű. Ennyire ellentmondó eredmények okainak keresése természetesen már túlnő a feldolgozás metodikai kérdésein és a légköri frontok értelmezésének elvi boncolgatását teszi szükségessé.

Ha a légköri frontokat (frontálzónákat) ciklonrendszerekhez kapcsolódó választófelületeknek tekintjük, amelyek mentén a meteorológiai paraméterek (elsősorban a szél, a hőmérséklet és a nedvesség) térbeli mezőiben karakterisztikus ugrás (számottevő gradiens) figyelhető meg, az időjárásnak egy adott helyen bekövetkező alakulását pedig — tehát a zivatarvekenységet is — a frontális hatás *következményeként* fogjuk fel, akkor a zivatarok típusaira irányuló feldolgozások az általunk nyert arányszámokra vezetnek. Ha azonban az eljárás menetét megfordítjuk és az adott pontban bekövetkező bármely komolyabb időjárási esemény alapján *közvetlenül* frontátvonulásra következtetünk, a zivatarvekenység természetesen 100 százalékot megközelítő arányban fog a frontális kategóriába tartozni. A légköri folyamatokról alkotott mai felfogás tükrében ezt az utóbbi eljárást alapjaiban helytelennek kell minősítenünk. A szinoptikus tapasztalat mellett konkrét esetekre vonatkozó számítások igazolják, hogy a mi földrajzi szélességeinken frontális hatásoktól függetlenül is fellépnek olyan emelőmozgások, amelyek komoly időromláshoz, jelen dolgozatban a *konvektív* típusba tartozó zivatarok kitöréséhez vezetnek. Kedvező instabilitási feltételek mellett vizsgálataink szerint [9] gyakran már a talajközeli sűrűlódásos konvergencia is betölti egy-egy lokális zivatar kifejlődésének folyamatában a megindító hatás szerepét.

A konvektív zivatarok aránya hazánk sík területein a nyári hónapokban átlagosan 55% körül mozog. Ennél magasabb, 60% feletti arányszámot csak az orográfiai-
lag jobban tagolt vidékek fölött találunk. Így a Mecsek térségében 62, a Dunazug-hegységben 65—66, a Mátrában és a Bükkben 67, a Börzsönyben pedig az összes zivataroknak átlagosan a 70%-a konvektív eredetű. E területek nagyobb zivatarhajlama ugyanis elsősorban a nem-frontális szinoptikus helyzetekben dominál, amikor a napsütötte hegyoldalak intenzívebb besugárzása, valamint az orografikus kényszeremelés döntő tényező lehet a zivatarvekenység megindításában.

A közölt arányszámok a nyári időszaktól távolodva természetesen rohamosan megváltoznak. Augusztus végétől gyorsan növekszik a frontális zivatarok aránya, szeptemberben és tavasszal többségében már frontális hatásokra vezethető vissza a légkör heves konvektív aktivitása. Hazánk aránylag ritka *téli zivatarait* a megváltozott föltételeknek megfelelően csaknem kizárólag frontális emelés fellépése képes kiváltani.

IRODALOM

- [1] *Adámy László—Máhr Jenő*: Néhány statisztikai adat Nyíregyháza és Szeged zivatarclimájáról. *Időjárás*, 67. 4. 226. 1963.
- [2] *Ozorai Zoltán*: A zivatarok gyakorisága Budapest—Ferihegy repülőtéren. *Időjárás*, 69. 6. 375. 1965.
- [3] *Gótz Gusztáv*: A balatoni zivatarok szinoptikája. (Megjelenés alatt.)
- [4] *Hajósy Ferenc*: Magyarország csapadékviszonyai, 1901—1940. *Magyarország éghajlata*, 6. szám. Budapest, 1952.
- [5] *Héjas Endre*: A zivatarok földrajzi eloszlása Magyarországon. *Földrajzi Közlemények*, XXXVII. 410. 1909.
- [6] *Besze Jenő*: Magyarország zivatarviszonyainak vizsgálata. Villamos Energetikai Kutató Intézet. Budapest, 1960.
- [7] *Kakas József—Szepesiné Lőrincz Anna*: Éghajlatunk vízháztartási kérdései. *Időjárás*, 67. 2. 75. 1963.
- [8] *Béll Béla*: Über das Verhalten der an Isothermenflächen festgestellten Labilitätsenergie. *Időjárás*, 66. 5. 257. 1962.
- [9] *Gótz Gusztáv—Pápaiiné Szalay Gabriella*: Nem-frontális zivatarok kapcsolata a tengerszintű bárikus mező jellegével. *Beszámoló az 1965-ben végzett kutatásokról*. Budapest, 1966.

THUNDERSTORM ACTIVITY DURING THE SUMMER HALF-YEAR OVER HUNGARY

In the climatological characterization of a given area the frequency of the thunderstorms plays an important role. The determination of the frequency of the thunderstorms, according to the practical requirements, can be divided into two parts. First, the thunderstorm characteristics of a *given point* must be determined. Supposing, this point (station) is in possession of a correct and sufficiently long set of synoptical observations, reliable results can be expected from the statistical data processing. In the other case, the areal distribution of the average number of thunderstorms over a *well-defined region* (county or country) is to be constructed. The thunderstorm observation method used during the past years and even now doesn't generally permit to draw charts showing the representative local frequency differences of the average number of thunderstorms, based upon the records from some given meteorological stations. Among the given circumstances the only solution of the problem is to establish the average *areal* thunderstorm frequency for the areas of a symmetrical grid-system, within which possibly more than 4—5 observing stations are located. The distance of the grid-points of such a system should not be larger than the lower limit of the horizontal scale of the mesosynoptical convective systems, (20—30 km). A method like this assures results far more independent from observation errors, and, in addition, such a method seems to be the only physically correct one aiming at the construction average areal thunderstorm frequency charts, which is at the same time adequate to different practical purposes too.

In this paper a square-grid-system was laid over the map of Hungary, with grid-areas corresponding to 30×30 km. This choice of the distance of the grid-points can be compared with the lower limit of the horizontal dimensions of thunderstorms as meso-scale weather disturbances. In each case, when a thunderstorm was observed at any (even one) point within a grid-area, this day was looked upon as a "day with thunderstorm" for the whole area. According to this method, the obtained results would show the number of days with thunderstorm over distinct *areas*. This number is definitely larger than the number of days with thunderstorm over a *given station* within the area, but it is in accordance with the physical incidence of the thunderstorm occurrence over a point and with all the synoptical and practical demands which require the probability of the thunderstorm occurrence for a restricted area rather than that of a given point.

Following the procedure just described, the thunderstorm conditions of Hungary during the summer half-year (April—September) have been investigated. The data presented in this paper are based upon 10 years of records (between 1956 and 1965) of the whole meteorological network of the Hungarian Meteorological Service. This network consists of nearly 1000 synoptical, climatological and rain-gauge stations.

During the summer half-year the thunderstorms have a pronounced maximum generally in June, while the minimum of the days with thunderstorm occurs everywhere in September. The areal distribution of the average number of thunderstorms is shown in *Figure 1*.

In *April* the average frequency of thunderstorms is between 2 and 5 days. In *May* the frequency is somewhat higher: between 5 and 12 days. *June* is the richest in thunderstorms nearly everywhere in the country: the number of days with thunderstorm is over the mountain Mátra above 15, but even in the minimum-area there are more than 7 days with thunderstorm.

In *July* the frequency of the thunderstorms is somewhat less: it is generally between 6 and 14 days. During *August* the number of the thunderstorms shows a

further decrease. The frequency is between 4 and 9 days. In *September* there are only 1—3 days, in which thunderstorms occur in Hungary.

The areal distribution of the average thunderstorm frequency during the whole summer half-year does not show pronounced differences from the pattern got for the individual summer-months (*Fig. 2*). The average frequency of the thunderstorms varies between 26 and 56 days. The greatest frequency can be found over the highest mountain of Hungary: in the area of the Mátra there are 56 days with thunderstorm. Other mountain-areas (the Dunazug-mountains and the mountains in North-Borsod) are also rich in thunderstorms: the average number is 51—53 days. The relatively high number of thunderstorms over these mountain-areas in the individual months and during the whole summer-period too can be explained with the convective activity inducing or strengthening effect of the orography.

The smallest number of thunderstorms occurs in the area of the Hajdúság (26 days) and in the centre of Kiskunság and Mezőföld (about 28 days). These minimum-regions are located over the plain areas of Hungary, where the water-balance determined from the climatological data shows a deficit too.

The question arises now, how to draw a conclusion from the pattern of the *areal* frequency of thunderstorms to the probability of the thunderstorm of a given *station*. By solving this problem the next mental process was followed.

Over Hungary about 50% of the thunderstorms are either associated with frontal disturbances or develop along instability lines. These are definitely moving line thunderstorms, consequently they can be assumed to cross each time the whole of an area of 30×30 km, once a boundary point of the area is attained. According to this, in 50% of the areal frequency of thunderstorms the probability of a thunderstorm occurrence over *one point* is in the same area 100%.

In the other type of the convective activity the thunderstorms are mostly local disturbances. Taking into account the characteristic features of their motion and order of horizontal magnitude one can conclude them to affect about 40% of an area of 900 km², once one of them is observed to be developed over one point of this area.

Consequently, the *local probability* of a thunderstorm occurrence over any point of the country is about $(100 + 40)/2 = 70\%$ of the *areal frequency* of the thunderstorms in the vicinity of that point, according to the distribution shown in *Figure 1* or *2*.

The month having the highest thunderstorm activity is shown in *Figure 3*.

In the view-point of different theoretical and practical demands, it is important to investigate the highest frequency of the thunderstorm occurrence possible over the different parts of Hungary during a summer half-year. According to our data, as many as 84 days with thunderstorm can be awaited in the vicinity of the Mátra during this six month period, when all the weather circumstances are the most favourable for the development of a strong convective activity. Among the same circumstances, the plain territories have a far smaller frequency of thunderstorms: in the Hajdúság and in the middle part of the Kiskunság the highest thunderstorm frequency is only 34—38 days (*Fig. 4*).

Finally we make some remarks on the frequency of the different types of thunderstorms in the summer half-year over Hungary. In the vicinity of the Carpathian basin the thunderstorms can be divided according to the governing process of their development into two types. Thunderstorms within more or less uniform air masses without any effect on frontal lifting are classified, as *convective thunderstorms*. On the other side, thunderstorms released by the upglide motion associated with frontal zones will be referred to as *frontal thunderstorms*.

NAGY ISTVÁN GYÖRGY: *Űrkutatás, űrtechnika*. Budapest, 1965, Zrínyi Könyvkiadó. 194 (20×14 cm) old., 42. ábra.

Ez a könyv oldalszám szerint csekély terjedelme ellenére is az űrhajózás kérdéseinek egész spektrumát felöleli és igen szerencsés kézzel minden területről a leglényegesebb ismereteket emeli ki. Tagozódása a következő: I. A fantáziától a valóságig (az űrhajózás története). II. A tudomány új fegyvere, az űrkutatás. III. A mesterséges égitestek. IV. Rakéta technika. V. Irányítástechnika. VI. Híradástechnika. VII. Műszertechnika. VIII. Az űrtechnika néhány más feladata (biotechnika, űrgépészet). IX. Űrhádatechnika.

Szűkebb értelemben vett meteorológiai vonatkozások elsősorban a „tudomány új fegyvere” feliratú II. fejezetben találhatók. Ezek a meteorológiai jellegű részek mind kifogástalan szabab-
tossággal vannak megfogalmazva és a magaslégtér kutatás legújabb eredményeit híven tükrözik. A szerző közli a légkör anyagi összetételét és megállapítja, hogy a légkör sűrűsége a földfelszíntől távolodva rohamosan csökken. „A teljes légtömeg fele 5,8 kilométernyi, 97%-a pedig 29 kilométernyi magasság alatt foglal helyet, a még hiányzó 3% pedig megközelítően 20 ezer kilométer magasságig terjed. 70—80 km magasságig a légsűrűség még elég nagy ahhoz, hogy a hordozófelületek újtján való repülést lehetővé tegye. Az űrhajózás eszközei, a mesterséges holdak és űrhajók 150 km magasság alatt nem keringhetnek a Föld körül anélkül, hogy mozgásukat a légkör lényegesen ne akadályozná”. Kimondja ezek után, hogy a magnetoszféra még a Földhöz, illetőleg a légkörhöz tartozik, részt vesz bolygónk tengelykörüli forgásában és a Nap körüli keringésében.

Bár a munka elismeri, hogy a légkör körülbelül húszezer kilométer magasságig terjed, mégis hajlandó arra a kompromisszumra, hogy a 150 kilométer feletti rétegeket már a „világűr-höz” számítja, ami megfelel az asztronautikai szakirodalomban kialakult szóhasználatnak. Hangsúlyozza azonban, hogy ez az elhatárolás önkényes jellegű és nem a természeti tényeknek a kifejezője.

A munkát a világos fogalmazás és könnyű érthetőség jellemzi. A függelékben az irodalmi források becses összefoglalása található. Az idézett munkák mindegyike a jelen évtizedből, vagy a múlt évtized legvégéről származik. A könyvet a magasszintű tudományos ismeretterjesztés értékes példájának tekintjük.

Aujesky László

ACTA CLIMATOLOGICA. Acta Universitatis Szegediensis, Pars climatologica scientiarum naturalium. Tom. II—III. Fasc. 1—4. (*Éghajlattani közlemények*. A Szegedi Egyetem kiadványai. Természettud. Kar, Éghajlattani Intézet. II—III. kötet, 1—4. füzet. Szerk.: Wagner Richárd). Szeged, 1963. 80 B/5 old. Számos képpel és ábrával.

A Szegedi Tudományegyetem tudományos kiadványainak sorozatában (Acta Universitatis Szegediensis) az Acta Climatologica I. kötete 1959-ben jelent meg s az egyetemi Éghajlattani Intézet munkatársai által végzett mikroklíma-kutatások különböző területeiről (rizsföldek, homoktalajok, dunai artézi terület, ipari üzemek mikroklímája) 5 német, ill. angol nyelven írt dolgozatot tartalmazott. A sorozat II—III. kötete 80 oldal terjedelemben 4 újabb dolgozattal járul hozzá a mikroklimatológia irodalmához. A dolgozatok német nyelven jelentek meg.

A felszínnek, illetőleg a mikroklíma irodalmában polgárjogot nyert szóhasználattal a *szubsztrátumnak* nagy változatossága s a méréseknek, általában az adatfelvételnek nagy száma. viszonylag nagy térbeli és időbeli sűrűsége jellemzi leginkább a mikroklimatológia módszertanát a meteorológia más tudomány területeivel szemben. Éppen ez a nagy változatosság, ezenkívül a talajközeli légrétegek, kis légterek, munkahelyek stb. szoros kapcsolata a gyakorlati élettel, a mezőgazdasággal, egészségügygel a mikroklimatológiában különösen fontossá teszi a célkitűzés és az ezzel összefüggő módszertani kérdések tisztázását. Az Acta Climatologica első kötetében már ezt a törekvést látjuk s a metodikához, a gyakorlati feladatok célszerű megoldásához ad további irányelveket az eredményeken kívül a II—III. kötet is.

A kettős kötet első dolgozata: *Horváth I., Précésényi I., Fehér V. I.*: „Matematikai-statisztikai módszerek alkalmazása a mikroklíma-térségek elhatárolásában” (3—12. old.). A dolgozat jól használható módszert mutat be különböző mikroklíma-térségek objektív elhatárolására:

Buzsák környékén egy tó és egy füves térség mikroklímájának összehasonlításával. A követett módszer azon a helyes feltételezésen alapszik, hogy a mikroklíma a helyiklíma és a szubsztrátum kölcsönhatásának eredménye. A szubsztrátum fölött azt a légréteget tekintik a helyiklímahoz tartozónak, amelyben a szubsztratum hatása az egyes állomások fölött a légállapot karakterisztikáiban (hőmérséklet, nedvesség, légmozgás stb.) bizonyos szignifikanciaszinten már nem mutatható ki. Erre a célra a matematikai statisztikából ismert Wilcoxon-, χ^2 -próbát alkalmazza. A következő lépésben egy állomás adatait az így talált standard-szinttel összehasonlítva megvizsgálja, hogy milyen rétegek különíthetők el a mikroklíma-térben a jellemzők értékei és változásai alapján, ugyancsak a fenti statisztikai próbák alkalmazásával. Végül az ún. előjelpróba alkalmazásával megvizsgálja, hogy két állomás ugyanazon szintjében a helyiklimával szemben talált eltérések szignifikánsan különböznek-e egymástól. Az így talált eltérés alapján abban az esetben tekintik a két mikroklíma-térseget elkülönítendőnek, ha a megegyezés valószínűsége csekélyebb, mint 30%. A bemutatott módszer jól érthető, s a gyakorlatban jól alkalmazható a mikroklíma-térsegek exakt elhatárolása.

A második dolgozatban (13.—31. oldal) „Adalékok a lillafüredi barlangok mikroklímájához” Szabó Gyula a hazai barlangkutatások számára nyújt értékes adatokat a lillafüredi István- és Forrás-barlang mikroklímájának feltárásával. A környezeti éghajlatát négy meteorológiai állomás (Miskolc, Lillafüred, Hollóstető és Bánkút) 40, illetőleg 50 éves adatsora alapján ismerteti. A hőmérsékletet, a nedvességet és a légmozgást 1960- és 1961-ben a barlangok jellegzetes pontjain (az István-barlangban 19 helyen, a Forrás-barlangban 13 helyen) végezték. Az István-barlangban mérték — a külső csapadékkal való kapcsolatkeresés céljából — a barlang mennyezetéről lecesepegő karsztvíz mennyiségét is. A mérések alapján az István-barlangban megkülönböztették: a barlang külső részét, amelyben a hőmérséklet, a nedvesség és a légmozgás közvetlen kapcsolatban van a külső tér időjárásával, továbbá két belső zónát. Az utóbbiak egyikében az évszakos lassú felmelegedés és lehűlés mutatta a külső térrel való kapcsolatot, másikében a hőmérsékletnek és a nedvességnek csak nagyon csekély ingadozását észlelték. A Forrás-barlangban hasonló alapon csak két zónát lehetett megkülönböztetni.

A harmadik dolgozat (33.—47. oldal) „Adalékok a pótharaszti Forrás-terület mikroklímájához”, szerzője Boros József. A Monortól nyugati irányban 8 km-re fekvő pótharaszti erdő természetvédelmi terület. Jellegzetes növényvilága alkalmas botanikai vizsgálatokra s ezeket hasznosan egészítik ki a dolgozatban közölt mikroklíma-kutatások. A mikroklíma méréseket négy különböző növénytársulásban Wagner—Galys típusú elektromos ellenálláshőmérőkkel a talaj fölött 3, a talajban 5 szinten végezték.

A hőmérsékleten kívül természetesen mérték a nedvességet, szelet, csapadékat, stb., s megfigyelték a mérési időszak időjárási jellegzetességeit is. Az 1960. július 15—20. között végzett megfigyelésekből és mérésekből a mikroklíma jellemzésére a három utolsó nap anticiklonális időjárása adott alkalmat. Az ellenálláshőmérők alkalmazása lehetővé tette az óránkénti egyidejű hőmérséklet-leolvasásokat, a napimenet jellegzetességeinek megállapítását a talajban és a talajközeli légrétegben a különböző növényi társulásokban. A dolgozat nagyon körültekintően, a makroklíma, a talajviszonyok, a növényállomány figyelembevételével elsősorban az időjárási elemek napi változásának jellegzetességein keresztül mutatja ki a szubsztrátum és az időjárás kölcsönhatását.

A negyedik dolgozat (49.—80. oldal) „A levegő hőmérsékletének napi menete a Bükk-hegység egyik dolinájában”. Szerzője Wagner Richárd, a szegedi mikroklíma-kutatások vezetője. A dolgozat az 1953—55. évek nyári hónapjaiban (május—szeptember) a Bükk-hegységben végzett komplex biocönológiai és mikroklimatológiai kutatásokhoz csatlakozik, amelyeknek célja a Bükk-hegység növénytársulásaiban kialakult mikroklíma-térsegek rendszerezése, osztályozása volt. Az önálló mikroklíma-térsegek (melyekben a szubsztratum sajátosságai, az orográfiai, morfológiai, sugárzási viszonyok közel azonosak) érintkezési zónájában átmeneti mikroklíma volt megállapítható, melyre az érintkező mikroklíma-térsegek kölesönhatása a jellemző, egybefonódva az ún. mikroklíma-fronttal kapcsolatos jelenségekkel. A megállapított mikroklíma térsegeken belül tipikusan alakult a Bükk-hegységre jellemző, nagyméretű dolinák mikroklímája. Ennek vizsgálata alkalmat adott a szerzőnek egyrészt a mikroklíma és a dolina növényzete közötti kölesönhatás vizsgálatára, másrészt a vizsgált tér nagyságával szorosan összefüggő módszertani kérdések (a mérések száma, állomások sűrűsége) tisztázására.

A méréseket elektromos ellenálláshőmérőkkel végezték, amelyek a kb. 150 m átmérőjű dolina legmélyebb pontján levő víznyelőlől kiindulva a szintvonalakra nagyjából merőleges nyomvonalakon voltak elhelyezve. Ezt a hálózatot szélműszerekkel, radiációs hőmérőkkel, pszichrométerekkel, talajhőmérőkkel és a dolinán kívül felállított makroklíma-állomással egészítették ki. A dolinában kb. 80 helyen mérték a hőmérsékletet, a műszereket a gyors változások miatt negyedóránként olvasták le. A mérési időszak 1959. augusztus 11-től 31-ig tartott. A dolgozat vízszintes és függőleges vetületben megszerkesztett izoterma-térképek útján a dolina fölmelegedésének és lehűlésének körülményeit, a hideg légtömeg kialakulását s a víznyelő különleges mikroklímáját vizsgálja. Derült augusztusi éjszakán a dolina meredek fala mentén alig 30 m vízszintes

távolságon 5—6 fokos hőmérsékletkülönbségek léptek fel, a hőmérsékleti minimumokban pedig ennek a nagy hőmérsékleti gradiensek kétszeresét is észlelték. Délben még élesebb különbségek (kb. 5°/10- m-es vízszintes gradiensek) alakultak ki, különösen a dolina alsó részében. A dolina alján kb. 20°, az erdővel védett külső szélén csak 10° volt a hőmérséklet navi ingása. A fölmelegedési és lehülési folyamatokat jelentősen befolyásolta az expozíció, az árnyékoltság, a szélvédelem. Az időben és térben sűrű mérések alkalmat adtak ezen hatások részletes tanulmányozására. Feltételezhető, hogy a dolina víznyelője különböző légjáratok útján kapcsolatban lehet barlangok, földalatti üregek légterével s mikroklímáját a kiegyenlítettőbb hőmérsékletű belső légterek befolyásolják. A kistehtetlenségű elektromos hőmérők kimutatták, hogy ha van is ilyen hatás, aktív légcsera a víznyelő és a belső légterek között nem alakul ki s a víznyelő levegőjének hőmérsékletét elsősorban a sugárzási viszonyok, a falak hőmérséklete, növénytakarója szabályozza. A dolgozat részletesen foglalkozik a hideg légtavak különböző típusaival s a lehülést kísérő halmazállapotváltozások (harmat, talajmenti ködök) mikroklimatikus hatásaival.

Az Acta Climatologicában megjelent dolgozatok, amellett, hogy különböző tudományos és gyakorlati problémák megoldására, alátámasztására irányultak, a mikroklimatológia még eléggé nem tisztázott módszereivel, a fogalmak konkretizálásával kapcsolatban számos gondolatot vetnek fel és gyakorlati megoldást mutatnak be. Kívánatos lenne a jól megoldott hőmérséklet-mérés mellett a többi elem (szél, nedvesség, sugárzás, fény) világszerte nehézséget jelentő mikroklimatikus mérőmódszereinek kidolgozása és alkalmazása is.

A kötet nyomdai kiállítása tetszetős, ábrái gondos munkára vallanak. A német nyelven kiadott kötet, különösen módszertani vonatkozásban, nemzetközi érdeklődésre tart számot.

Béll Béla

POP, GHEORGHE: *Climatologie (Éghajlattan)*. Editura Didaactică și Pedagogică. Bukareszt 1964. 164 (B/5) oldal, 46 ábra. Ára: 9,60 lei.

A kiadvány a kolozsvári „Babes—Bolyai” egyetem földrajz szakos hallgatói részére készült tankönyv. Folytatását képezi az 1963-ban megjelent „Meteorologie Generala” (Általános Meteorológia) című tankönyvnek, ezért a szerző nem tér ki a különböző légköri jelenségek és időjárás-i folyamatok fizikai magyarázatára, csupán éghajlatkialakító szerepüket elemzi.

Minthogy egyetemi tankönyvről van szó, elsődlegesen azt tartották szem előtt, hogy a könyv tartalma és színvonala megegyezzen az előrelátható tantervvel és igen nagy súlyt helyeztek a didaktikai sorrendre, nemkülönben a hallgatók dialektikus gondolkodásmódjának formálására.

HIRDETMÉNY!

A Magyar Meteorológiai Társaság 1966. évre is meghirdeti a szokásos szakirodalmi és fényképpályázatát.

A szakirodalmi pályamunkák közül a Társaság a két legjobbat

**2500 Ft első díjjal és
1000 Ft második díjjal** jutalmazza.

A fényképpályázatra beküldött felvételek közül a legjobbat

700 Ft első díjban,

a további legjobb felvételeket pedig

1 db **400 Ft második** és
2 db **200 Ft harmadik díjban** részesíti a Társaság.

A pályázatnak nem előfeltétele a társasági tagság, mert megfelelő meteorológiai tárgyú dolgozattal vagy különleges meteorológiai jelenséget vagy annak következményét ábrázoló felvétellel bárki pályázhat. A részletes pályázati hirdetményt folyóiratunk következő számában tesszük közzé.

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
TITKÁRSÁGA

A szerző a bevezetőben az éghajlat meghatározását tárgyalja, ismerteti az éghajlati elemeket, majd kitér a klimatológia szakágazataira.

A következő fejezetekben az éghajlatkialakító elemeket veszi sorra: a sugárzás, a különböző felszínek, továbbá a dinamikus (cirkulációs) tényezők hatását és összefüggéseit taglalja, majd rövid fejezetet szentel az ember éghajlatmódosító tevékenységének.

A könyv második részében a könyv írója a hőmérséklet, a nedvesség, a felhőzet, valamint a cseppfolyós és a szilárd halmazállapotú esapadék földrajzi eloszlását tárgyalja és mutatja be 24 világtérképen, végül rátér a különböző éghajlatosztályozásokra. Körvonalazza *Supan*, *Köppen*, *Vojejkov*, *Thornthwaite* és *Budiko* klímaklasszifikációjának lényegét és főbb vonásait, majd külön-külön, részletesen ismerteti *Köppen*, *De Martonne*, *Berg* és *Alisov* osztályozását, térképet mellékelvén az éghajlati körzetek területi eloszlásának illusztrálására.

A könyv céljának megfelel. Az éghajlati elemek részletesebb tárgyalása nem indokolt, hiszen a földrajz szakos hallgatóknak a klimatológia melléktereg, s így a szerző — mint előljáróban említi is — csupán a tananyag felőlélésére szorítkozott.

Dunay Sándor

ГАЙВОРОНСКИЙ, И. И. (ред): Искусственные роздействия на облака и туманы (Mesterséges beavatkozások a felhőkön és ködökön). Труды Центральной Аэрологической Обсерватории, выпуск 65, 107 (26×16,5 cm) oldal. (Hidrometeorológiai Kiadó, Moszkva, 1965.

A Központi Aerológiai Obszervatórium kiadványsorozatában megjelent füzet 7 kutatás beszámolót tartalmaz a mesterséges felhőbefolyásolás és ködoszlatás köréből.

Az első tanulmány szerzői I. I. *Gajvoronszkij*, B. N. *Leszkov* és Ju. A. *Szeregin*. Összefoglalja azokat a tapasztalatokat, amelyeket a túlhűlt ködök szétosztatásának klasszikus módszerével a szovjet repülőtereken szereztek. A kísérletek a moszkvai Vnukovo és Seremetyevo repülőtereken, valamint Alma-Atá-ban történtek. A használt ködoszlató anyag szilárd széndioxid volt. A kísérletek bebizonyították a módszer sikerességét és gazdaságos voltát.

A. D. *Szolovjev* értekezése az előző dolgozatban tárgyalt klasszikus ködoszlatási eljárásokkal ellentétben új utakat keres: a pozitív hőmérsékletű ködök szétosztatásával foglalkozik, amelyeket a nukleációs módszerek útján nem lehet szétosztatni. Ismerteti a külföldön történt kísérleteket. Kitér a melegítéses („Fido”), permetező és ultraszonikus eljárásokra és foglalkozik a Franciaországban elért ködoszlatási eredményekkel. A dolgozat 60 címből álló irodalmi jegyzékre támaszkodik.

A harmadik értekezés N. O. *Praugye*-től és A. D. *Szolovjev*-től való. Tárgya a nagy fajlagos felszínű részecskének a szerepe a felhőnukleálás és a ködoszlatás végrehajtásában. Fajlagos felszín alatt a részecske felszínének és tömegének a hányadosát érti. Nagy fajlagos felszínű részecskék egyrészt az igen kis átmérőjű füst- és porszemek, másrészt pedig a nagyobb átmérőjű buborékok is, ha vékony a falvastagságuk. Minthogy a mesterséges felhőbefolyásolási és ködoszlatási műveletek nagyrésztben felszíni hatásokon alapulnak, azért az ilyen részecskék alkalmazásától fokozott eredményt, illetőleg anyagmegtakarítást remélhetünk.

I. I. *Gajvoronszkij* és Ju. A. *Szeregin* a jégeső elleni küzdelemre szánt hatóanyagoknak a felhőkbe való bevitelével foglalkozik. Tárgyalja az új szovjet jégellenes rakétát, amely az „Ab-lako” nevet viseli, a jégeső keletkezésére vonatkozó újabb ismeretek alapján készült és igen nagyfokú hatékonysággal rendelkezik. Ez a rakéta egyébként nemcsak a jégesőelhárítás céljára alkalmas, hanem a mesterséges eszékeltés vagy felhőoszlatás céljából végzendő nukleálások számára is, vagyis univerzális jellegű eszköze a felhőfizikai hatóanyagok feljuttatásának. A dolgozat a rakétáról 3 fényképfelvétele is tartalmaz.

L. I. *Bodunova*, L. P. *Zacépina* és A. D. *Szolovjev* laboratóriumi kísérletekről számolnak be oldhatatlan részecskének a vízcseppecskékből álló aeroszolra való hatására vonatkozólag.

A hatodik dolgozatban N. O. *Plaugye* a jégesítő aeroszolak néhány tulajdonságára vonatkozó mérési eljárásokkal foglalkozik.

A gyűjtemény utolsó értekezésében G. Sz. *Voronov* azokról a jégeső-kutatásokról számol be, amelyek az Alazanszk-i völgyben folynak. Ennek a területnek a rendkívüli jégeső-klimájára jellemző, hogy a jégeső ott többnyire 14—18 mm átmérőjű jéggömbök alakjában esik le. Fajsúlyuk 0,85 és 0,89 gramm/köbcentiméter között ingadozik. A megfigyelések azt bizonyítják, hogy a jégeső minden egyes esetben csakis a nagy cseppeket tartalmazó Cumulonimbus-cellákak a hátsó részéből hullott ki.

Aujeszký László

DR. G. F. PRIHOTYKO 1913—1965

Még nyomdában volt az *Időjárás* G. F. Prihotykonak „A mesterséges csapadékkeltés lehetőségei gomolyfelhők esetén” című tanulmányát közlő száma, amikor jött a szomorú hír szerzőjének haláláról: Gennadij Fjodorovics *Prihotyko*, a földrajzi tudományok doktora, az Ukrán Hidrometeorológiai Tudományos Kutató Intézet igazgatója 1965. november 25-én eltávozott az élők sorából.

Élete delén, 52 éves korában tört rá az alattomos kór, derékba törve a halkszavú, de annál aktívabb, energikusabb, izig-vérig meteorológus, kutató-szervező tudós életét.

Tudományos pályája töretlenül ívelt fölfelé. A harkovi hidrometeorológiai intézetben töltött két év után, 1940-ben a háború a Szovjetunió északi flottájához szolgáltatta. Itt dolgozott a flotta hidrometeorológiai prognózis-szolgálatá vezetőjének kezdetben helyetteseként, később vezetőjeként. 1947-ben tért vissza Ukrajnába: előbb a kijevi geofizikai obszervatórium helyettes igazgatója, majd a kijevi állami egyetem a meteorológia és klimatológia docense lett. 1954-ben nevezték ki az Ukrán Hidrometeorológiai Tudományos Kutató Intézet igazgatójává, ahol nevéhez fűződik az ukrainai hidrológiai és agrometeorológiai kutatások alapjainak megteremtése.

Termékeny irodalmi működését közel 50 tanulmány jelzi, melyek közül a legjelentősebbek a köd- és felhőképződés folyamataiba történő beavatkozás módszertani problémáival foglalkoznak. E feladat megoldására nagyarányú kísérleti-szervező tevékenységet fejtett ki az Ukrán Tudományos Akadémia keretében és más állami bizottságok élén. S hogy nem eredménytelenül, azt ismételt kitüntetései bizonyítják.

G. F. *Prihotyko*t szívélyes kapcsolat fűzte a magyar meteorológiai szolgálathoz. Már első nálunk-jártakor, 1961 novemberében, a Budapesten tartott II. Kárpátmeteorológiai Konferencián, meleg barátság fejlődött ki közte s a magyar meteorológusok között. A Kárpátok hidrometeorológiájára vonatkozó ukrainai kutatásokat ismertető előadásából egész kutatói-szervezői tevékenységére jellemző alaphangként esendült ki a kollektív munka keretében, nemzetközi összefogással is folyó kutatásokra való törekvés. Ennek útját egyengette az

európai szocialista államokban folyó meteorológiai kutatásokat koordináló munkabizottság budapesti első ülésén is, 1964 októberében, a koordinálás elvi és gyakorlati kérdéseinek megoldására élesen rávilágító állásfoglalásával. Ezeknek az elveknek a gyakorlati megvalósítása jegyében készült harmadszor is hozzánk: a Magyar Meteorológiai Társaság elmúlt év szeptemberében rendezett felhőfizikai ankétjára. Am előadását itt már másnak kellett felolvasnia, váratlan betegsége meggátolta személyes részvételét. Már ekkor növekvő aggodalommal vettük a híreket egészségi állapotának gyors romlásáról, melyet a legsúlyosabb orvosi beavatkozás sem tudott megállítani.

Korai halála a szovjet hidrometeorológiai szolgálatot nagy tudású, értékes vezető-egyéni-ségtől, a nemzetek közötti meteorológiai együttműködés előmozdításáért lankadatlanul munkálkodó kutatótól, a magyar meteorológiai szolgálatot — szakmai-emberi tekintetben egyaránt — őszinte, melegszívű jóbaráttól fosztotta meg.

G. F. *Prihotyko* emléket folyóiratunkban megjelent tanulmányai s magyar barátainak kegyelete sokáig megőrzi.

(Kakas J.)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG XXXVIII. KÖZGYŰLÉSE

Fennállásának 41. évében a Magyar Meteorológiai Társaság 1966. január 27-én tartotta rendes évi közgyűlését a Technika Házában.

Dési Frigyes a tudományos kutatás jelenlegi problémáit ismertető, lapunk más helyén közölt elnöki megnyitója után *Szakály József* főtítkár számolt be a Társaság 1965. évi munkájáról. Megállapította, hogy a Társaságnak kitűzött céljait az alapelvek mindenkorai figyelembevételével sikerült teljesítenie. A jó téma-választás elősegítette, hogy az előadói ülések iránti érdeklődés megnövekedett. Különösen nagy volt az érdeklődés a Társaság külföldi tanulmányúton járt, ill. expedíciót részt vett tagjainak: *Szepesti Dezsőnek*, *Titkos Ervinnek* és *Varga H. Zoltánnak* szakmai és élménybeszámolója iránt.

Élőnk érdeklődéssel találkozott a mesterséges holdaknak a meteorológiában történő felhasználásával foglalkozó ankét. Kiemelkedő ese-

mény volt a szeptember 8—10. között lezajlott felhőfizikai ankét, amelyen hat külföldi szakember is részt vett, közöttük *L. Krasztanov* professor, a Bolgár Tudományok Akadémia elnöke, a MTA tiszteletbeli tagja; előadásokkal nagymértékben hozzájárultak az ankét sikeréhez. Jól sikerült az V. Meteorológiai Világnap alkalmával tartott előadás, valamint a vele egyidőben megrendezett meteorológiai kiállítás is, amelyet *Dési Frigyes* ünnepélyes keretek között nyitott meg március 22-én a Technika Házában. A kiállítás tájékoztatta a nagyközönséget a magyar meteorológiai szolgálat és a kutatás fejlődéséről az eltelt 20 év folyamán, valamint a nemzetközi együttműködés fontosságáról. Sikeres volt az augusztus 26—29. között Gyulán megtartott XI. vándorgyűlés is. A résztvevők a környék szakembereivel a helyi meteorológiai vonatkozású kérdéseket vitatták meg, különös tekintettel az öntözésre és a termálvizek hasznosítására. Nagyszámú látogatója volt a gyulai várban augusztus 20-án megnyílt meteorológiai kiállításnak is.

A szakosztályok működésének ismertetése során rámutatott a főtítkár arra, hogy a szakosztályok tevékenysége kissé csökkent, a Társaság nyújtotta lehetőségeket nem használják ki kellően. A Repülésmeteorológiai Szakosztály pl. az elmúlt évben nem tartott előadást. Kevés az aktív tag. Az Orvosmeteorológiai Szakosztálynak is csak egy előadása volt, viszont komoly előkészületeket tettek az ebben az évben Budapesten megrendezésre kerülő Biometeorológiai Konferencia sikere érdekében. Az Agrometeorológiai Szakosztály egy szakmai élménybeszámoló és egy szakelőadást tartott. A legtevékenyebb az április 8-án megalkult turbulencia-csoport volt, amely három alkalommal tartott összejövetelt, és itt négy előadás hangzott el. Külön kiemelte a főtítkár a szegedi Szakosztály működését, amely az év folyamán két alkalommal tartott előadást.

A hazai és külföldi tudományos társaságokkal, intézményekkel fennálló kapcsolatáról szólva a főtítkár elmondotta, hogy a Társaság nemzetközi kapcsolatai tovább fejlődtek az elmúlt év folyamán. Ennek keretében több külföldi szakember tartott nálunk előadást, *Dési Frigyes* és *Réthly Antal* pedig a Csehszlovák Meteorológiai Társaság tiszteleti tagjává választotta. A Társaság képviselésében több magyar meteorológus vehetett részt külföldi Társaságok által rendezett tudományos konferenciákon.

Beszámolt a főtítkár arról is, hogy a Társaságnak jelenleg 452 tagja van, aktív tagnak azonban mindössze 120—150 tekinthető. A Társaság Tájékoztatója negyedévenként rendszeresen megjelenik. A soproni és gyulai vándorgyűlés anyagát tartalmazó kiadványok rövidesen megjelennek.

Az 1966. évi munkatervet ismertetve hangsúlyozta a főtítkár, hogy a Társaság céljait

tűzte ki a tudományos és a társadalmi munka hatásfokának további növelését, s ennek érdekében programját a mértékadó nemzetközi ajánlások, a MTESZ VI. Közgyűlésének határozatait, valamint a távlati kutatási tervek messzemenő figyelembevételével állította össze. A külföldi kapcsolatok további bővítését a Társaság a fiatal szakemberek csereelőadásainak lehetővé tételével kívánja elérni.

Bekapcsolódik a Társaság a március 23-i VI. Meteorológiai Világnap programjába is, előadóülés rendezésével, amelynek témája a meteorológiai világhálózat tervezett felépítésének és feladatának ismertetése lesz. Március 24—25. között kerül megrendezésre Budapesten a Nemzetközi Biometeorológiai Konferencia, s erre a Társaság meghívta *S. W. Tromp*-ot, a Nemzetközi Biometeorológiai Szövetség főtítkárait. Májusban tartja a Társaság az MTA közreműködésével az 1965. évi árvízrel foglalkozó ankétját. Augusztus 12—14. között Esztergomban rendezi meg a Magyar Meteorológiai Társaság XII. vándorgyűlését. A légszennyeződési ankét ugyancsak az MTA közreműködésével kerül megrendezésre november 10-én. A Társaság ezenkívül lehetővé teszi, hogy képviselői részt vegyenek a szeptember 2-án Drezdában tartandó tudományos szimpoziumon, a Német Meteorológiai Társaság potsdami ünnepségein, valamint a Szovjetunióban megrendezendő tudományos konferenciákon.

A főtítkári beszámoló után a Gazdasági Bizottság nevében Gaál Elek olvasta fel jelentését a múlt évi költségvetésről, amely a tervnek megfelelően zárult. A jelentést a közgyűlés elfogadta.

Ezek után a jelölő bizottság javaslataival egyetértve *Berkes Z.*, *Flórián E.*, *Hajósy F.*, *Kéri M.*, *Ozoraí Z.*, *Csaplak A.*, *Láng S.*, *Papp L.* és *Salamán P.* választmányi tagokat a közgyűlés egyhangúlag újra megválasztotta.

Hosszú évek fáradhatatlan tudományos munkásságának elismerésül a közgyűlés *Flórián Endrét*, a fizikai tudományok kandidátusát a Steiner Lajos-emlékéremmel tüntette ki. A Bizottság javaslatára és a Társaság elismerésül *Réthly Antal*nak másodízben nyújtotta át az elnök az Emlékérmét. *Veress Lászlónak* a repülésmeteorológia terén kifejtett lelkes munkájáért a jelenlevők ugyancsak egyhangúlag odaítélték az emlékérmét. Az éghajlatkutató állomáson 15 évet meghaladó időn át kifejtett észlelői tevékenységéért, valamint a csapadékmérő állomáson 30 évet meghaladó észlelői ténykedéséért a közgyűlés többeknek a Steiner Lajos-emléklapot adományozta.

Az 1965. évi szakirodalmi pályázatra a beküldött pályamunkák elbíráló bizottság jelentését *Béll Béla* ismertette. A pályázatra csak „A burgonya dinamikai vízigénye” című, egyetlen pályaművet nyújtottak be. A közgyűlés a bíráló bizottság javaslatára a tanulmányt díjszerűen részesítette.

Ezek után került sor a fényképpályázatra beküldött képek jutalmazására. A bíráló bizottság nevében *Valent Erzsébet* a következő díjak odaítélésére tett javaslatot: 700 Ft-os I. díjra *Simon Antal* „A repülőgép kondenzcsikja”, 400 Ft-os II. díjra *Végh Elek* „Őszi kód”, a 2 db 200 Ft-os díjra *Szentkuthy István* „Szélsend” és *Gombás Jenő* „Bükk hegység” c. képeit, valamint a 3 db 50 Ft-os anyagutalványra *Simon Antal*, *Végh Elek* és *Szentkuthy István* képeit javasolta. A közgyűlés a javaslatot elfogadta.

A Társaság céljaiért kifejtett tevékenységük elismeréseképpen az elnök *Ambrózy Pál*, *Czelnai Rudolf*, *Simon Antal*, *Bartha Bertalan* és *Pacséri Katalin* társasági tagokat jutalomban részesítette.

Végül a főtítokár, munkatársainak köszönetet mondva, bejelentette, hogy a közgyűlést a jövőben is minden évben meg kell tartani. Közölte, hogy 1968-ban teljes vezetőségválasztás lesz, mindaddig a választmányi tagok mandátuma érvényben marad.

Befejezésül *Dési Frigyes* elnök a Társaság idei programját még néhány gondolattal kiegészítette. Hangsúlyozta annak fontosságát, hogy a tudományos munka ezentúl még fontosabb helyet kapjon a Társaság életében és tevékenységében.

(*Lépp I.*)

*

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG TUDOMÁNYOS TANÁCSA

1966. február 10-én ülést tartott, amelynek két napirendi pontja volt: 1. az augusztusban megrendezendő XII. vándorgyűlés programjának kialakítása, 2. az árvizek hidrometeorológiai kérdéseivel foglalkozó ankét tematikájának megvitatása.

A Tudományos Tanács megállapodott abban, hogy az Esztergomban tartandó vándorgyűlés fő témái a Dunakanyar bioklimatológiai és hidrometeorológiai problémái legyenek és ezekhez csatlakozzék egy-egy előadás az úrkutatásról és a legújabb déli-sarki expedícióról. Ez utóbbi kettő — a gyulai vándorgyűlés sikeres antarktiszi beszámolójához hasonlóan — az esti órákban, a nagy nyilvánosság előtt kerüljön előadásra.

Az év második negyedévére tervezett árvízi ankét tematikájára alternatív javaslat született, attól függően, hogy az ankétot a Társaság önállóan, vagy más egyesületekkel közösen rendezi meg. A Tudományos Tanács megbízta a Társaság elnökét, hogy az ankét önálló vagy közös lebonyolítására vonatkozóan a lehetőségek mérlegelése után hozzon döntést.

(*Ambrózy P.*)

Földünk leghidegebb és legismeretlenebb kontinensének felderítésére évről évre számos expedíció indul a világ minden tájáról. Közöttük tisztes helyet foglalt el a 10. szovjet jubileumi expedíció. Előkészítése még 1964 elején megkezdődött, majd novemberben az expedíció külföldi résztvevői is csatlakoztak a Leningrádban útra készülődő expedícióhoz. Az expedíciós hajók indulásáig a résztvevők felszerelésével, orvosi és elméleti előkészítésével telt el az idő.

November 26-án az *Ob* jégtörő elindult 40 napos tengeri útjára, fedélzetén az expedíció felszerelésével és legénységével az expedíció részével. Az *Ob* Afrika nyugati oldalán, Dakar érintésével hajózott az Antarktiszig.

A másik expedíciós hajó, az *Esztonia*, december 4-én hajózott ki Leningrád kikötőjéből. A külföldi résztvevők az *Esztonián* utaztak. A hajó a La Manche-csatorna, Földközi-tenger, Vörös-tenger, Áden, Indiai-óceán útvonalon jutott el Ausztrália nyugati partjára. Fremantleben csatlakozott az expedícióhoz két japán kutató, akik a konzervált, antarktiszi állomásuk ellenőrzésére készültek.

Nyolc nappal később az *Esztonia* keresztülvágyva magát az úszó jéghegyek és jégtörmelék koszorúján, 1965. január 11-én 25 km-re Mirnijtől kikötött annak a csatornának a partjánál, amelyet a korábban érkezett *Ob* vágott a tengeri jégmezőbe.

Mivel az időjárás megfelelő volt, rögtön megkezdődött a hajók kirakodása, ami az expedíció minden résztvevőjétől fizikai erejük teljes megfeszítését követelte. A kététes kirakodás utolsó napjait szélvihar zavarta meg. A kirakodás kényszerzsunetében sem múlt tétlenül az idő. Megkezdődött a műszerek kieszárolása. A kirakodás befejezése után az új expedíció átvette a munkát, a 9. Szovjet Antarktiszi Expedíció (SZAE) pedig hazakészülődött. Január 24-én az *Esztonia* fedélzetén a 9. SZAE tagjaival, közöttük *Titosz Ervinnel*, a 9. expedíció magyar tagjával, hazaindult. Az *Ob* pedig elhajózott *Mologyozszna* és *Novolazarevszkaja* állomások felé, fedélzetén az állomások legénységével és anyagszükségletével.

Ezalatt *Mirnijből* rövidebb, geológiai mérőexpedíciók indultak a kontinens belseje felé. Feladatuk a jégtakaró vastagságának, a jégmező mozgási sebességének mérése volt. Repülőgépek zúgásától volt hangos a napfényben szikrázó tengerpart. *Vosztok* állomásra 30 repülőút vezetett, így biztosították a teljes váltást.

Március közepén az *Ob* visszatért Mirnijbe. A 9. SZAE még ittmaradt tagjait, a szezonra érkezettek és az utolsó postát a fedélzetre véve hazaindult. A négy állomáson minden anyag, élelem biztosítva volt az antarktiszi telelés számára. Az időjárás hidegre fordult,



Aerológiai részleg Mirnijben

gyakorlatilag márciusban megkezdődött a „telelés”.

Vosztokon 15, Mologyozsnaján 46, Novolazarevszkaján 14 személy maradt és végzett meteorológiai, geofizikai méréseket, kutatásokat. Mologyozsnaján *dr. Hans Wirth* és *Klaus Linder* német, Novolazarevszkaján *Stephan*

Pinter csehszlovák geofizikus kapcsolódott a szovjet sarkkutatók munkájába.

Mirnijben 70 személy készülődött a télre. A következő osztályokban végezték munkájukat: aerometeorológiai, geofizikai, rádiós, szállító, gazdasági osztály, elektromos állomás, mechanikai műhelyek, kórház.

Az aerometeorológiai osztályban a következő tudományágak munkatársai dolgoztak: meteorológia, aktinometria, aerológia, ozonometria, csapadék- és levegő-radioaktivitás, glaciológia, hidrológia, prognosztika. A geofizikai osztály geomagnetikus, ionoszféra, sarkifény, földáram, szeizmikus, kozmikus, rádióhullámterjedési kérdésekkel és mérésekkel foglalkozott.

Mirnijben három külföldi szakember töltötte a telet: *Dr. George Meyer* amerikai mikrobiológus, *dr. Włodzimierz Chelwowski* lengyel aktinometrikus és *Hirling György* magyar aerológus.

Az életkörülményeket kitűnően jellemzik Mirnij talajmenti meteorológiai észleléseinek havi adatai, melyek a 10. expedíció méréseiből származnak. (Decemberi átlagértékek az expedíció visszaindulása miatt nem készültek.)



Császárpingvinek kolóniája

1965.	Hőmérséklet			Szélirány	Szélesség	
	Közép C°	Max. C°	Min. C°		Közép m/s	Max. m/s
I.	- 1,0	4,7	- 8,7	ESE	7,2	20
II.	- 3,6	2,8	-13,5	ESE	9,2	31
III.	-10,6	-1,3	-24,1	ESE	8,9	22
IV.	-14,8	-1,4	-30,9	SE	11,2	30
V.	-15,1	-3,7	-25,9	SE	14,0	48
VI.	-19,9	-3,8	-31,2	SSE	11,2	26
VII.	-18,3	-3,8	-31,2	SSE	12,4	31
VIII.	-17,5	-2,9	-33,2	SE	14,5	42
IX.	-20,6	-7,8	-32,6	SSE	10,8	45
X.	-13,6	-4,3	-24,2	SE	11,0	46
XI.	- 9,6	ä0,9	-21,6	SE	9,5	42

Viharos szél (sebesség nagyobb 15 m/s-nál) és hófúvás gyakorisága:

1965.	Viharos szél	Hófúvások
I.	0 nap	4 nap
II.	3	10
III.	7	9
IV.	21	23
V.	24	22
VI.	17	18
VII.	19	23
VIII.	31	24
IX.	19	15
X.	20	16
XI.	14	18

Mirnijben nem az alacsony léghőmérséklet (minimum $-33,2\text{ C}^\circ$) okozta a legnagyobb nehézséget, hanem a szél. A közepes és a maximális szélesebességek nagy értékei, a viharos napok, hófúvások nagy száma mutatja Mirnij klímájának szigorúságát.

A szigorú klíma kialakításában döntő szerepet játszott az ún. *sztok*, ami a hideg levegőnek a kontinens magasabban fekvő területeiről való gravitációs lefolyása. A hideglefolyás a tengerparton érte el maximális sebességét. Amikor a lefolyás komponenséhez a ciklonmozgásból származó szélkomponens hozzáadódott, a szél sebessége elérte az „életveszélyes” fokozatot.

Az aerometeorológiai osztály aerológiai csoportja 5 főből állt. Feladatuk napi két rádiószonda felbocsátása volt 00^h és 12^h GMT-kor. Világnapokon napi négy rádiószonda került felbocsátásra. Az időjárási feltételek nagymértékben nehezítették az aerológusok munkáját. A különösen erős talajmenti szél sokszor kényszerítette őket a felbocsátások ismétlésére. Négy esetben az aerológusok nem tudtak megbírkózni a 30–40 m/s-os szél okozta nehézségekkel: Mirnij nem sugározta a légállapotmérés eredményeit tartalmazó TEMP-távira-



Üzemanyagrafordítás Mirnijtől 2 km-re

tot. Egy hónap kivételével minden hónapban túlszárnyalták az eddig Mirnijben elért legnagyobb, havi közepes magasságokat. Novemberben egy alkalommal 45 km-es rekordmagasságig emelkedett a rádiószonda.

Az antarktisi élet és munka alapvető feltételei a nehézségek ellenére folyamatosan biztosítva voltak. A munkahelyek elsőrendű felszerelése, a lakóházak központilag irányított elektromos vízfűtése, az épületek automatikus



Mirnij-környéki táj

tűzbiztosítása, a speciális ruházat megbízható sága, a távirat-küldés és -érkezés folyamatos lehetősége, az élelmezés bősége és a lehetőségekhez mérten változatos sága, a mindenkit összefogó bajtársi szellem és segítőkészség segítették át az obszervatórium munkatársait az antarktisi élet nehézségein.

1965. december 7-én a helyi rádióközpont örömhírral kezdte napi műsorát. Az *Ob* expedíciós hajó, fedélzetén az otthonról érkezett küldeményekkel és a 11. SZAE egy részével kikötött Mirmijtől 30 km-re a tengerjég szélénél.

Kirakodás után, amelyet hat napig tartó hóvihár szakított félbe, a 10. SZAE ötven tagja elfoglalta helyét az *Ob* kabinjaiban. December 23-án nehéz manőverezés után az *Ob* északnak fordította orrát, majd könnyen keresztülvágva magát a törmelékjégen, Ausztrália felé vette irányát.

December 30-án a hajó kikötött Fremantle-ben, ahová időközben a 11. SZAE második része IL-18-as repülőgépen megérkezett. Közöttük volt *Barát József* magyar meteorológus.

A két expedíció az *Ob* fedélzetén közös ünnepet bűcsűztatta az 1965-ös esztendő.

1966. január 2-án az *Ob* a 11. SZAE-val visszaindult Mirmijbe. A hazatérők pedig Perthben repülőgépre szálltak és Darwin, Djakarta, Colombo, Karachi, Taskent érintésével, négy napos út után, megérkeztek Leningrád repülőterére, ahol -25°C hidegben ugyan, de annál forróbb fogadtatásban részesültek.

(*Hirling Gy.*)

(A szerző a fenti témáról nagyszámú hallgatóság előtt külön előadást is tartott a Magyar Meteorológiai Társaság 1965. február 24-i előadólülésén. Szerk.)

✱

METEOROLÓGIAI ÉSZLELÉSEK SZÁNTÓFÖLDI KÍSÉRLETEKBEN

Osváth János, az MTA Martonvásári Mezőgazdasági Kutató Intézetének munkatársa hosszabb ideje foglalkozik mezőgazdasági kísérletek tervezésével. 1965. december 2-án a Magyar Meteorológiai Társaság Agrometeorológiai Szakosztályának előadói ülésén ismertette a szántóföldi kísérletek keretében folyó meteorológiai észlelések terén a tapasztalati adatszerezés történetét. Kiemelte a megfigyelések, különösen az előre megtervezett kísérletekben szerzett adatok jelentőségét.

Több numerikus példát mutatott be a meteorológiai adatok gyűjtésére különböző szántóföldi kísérletekben. Ismertette a faktoriális elv alkalmazását mezőgazdasági kísérletekben, beszélt a többtényezős (klimatikus, biológiai, agrotechnikai, termőhelyi stb.) hatások és

interakcióik megállapításáról. Vázolta a komplex feldolgozás előnyeit, nehézségeit, szót a további lehetőségekről.

Az ülés résztvevői részletes és sokoldalú ismertetést hallhattak az elektronikus számológépek mezőgazdasági felhasználásáról. Sajnálatos, hogy hazánkban egyelőre még nem indultak hasonló feldolgozások vagy programok.

Az előadó nyomatékosan hangsúlyozta, hogy az adatok feldolgozása mellett mennyire jelentős az információk tárolása és dokumentálása (archivum). A korszerű, lyukkártyás eljárás ugyanis lehetővé teszi, hogy a keresett adatokat — különösebb manuális előkészítés nélkül — a további feldolgozásokhoz közvetlenül megkapjuk.

Az ülés hallgatósága nagy érdeklődéssel fogadta az előadást. A megjelent meteorológusok s a társtudományok képviselői hosszú és sokoldalú vita során mutattak rá a szükséges kísérletek és a gépi adatfeldolgozás mielőbbi megindításának fontosságára.

(*Papp B.*)

✱

A CIMO IV. ÜLÉSE TOKIÓBAN

A Meteorológiai Világszervezet *Műszerek és Megfigyelési Módszerek Bizottsága* (CIMO) 1965. október 4. és 15. között tartotta IV. ülést Tokióban. A Technikai Bizottságok ülése mindig egy esemény a Világszervezet életében. A szakemberek két-két ülés között, négy éven át, fokozódó érdeklődéssel várják az alkalmat a véleményeserékre, és arra, hogy a tudományok legidősebb problémáinak megoldásához hozzájárulhassanak. Ezúttal azonban talán a szokottnál is nagyobb várakozás előzte meg az ülést, mivel a *meteorológiai világhálózat*-program megvalósítása komoly műszertechnikai problémákat vet föl, s ez a tény észrevehetően fokozta a bizottság aktivitását az utóbbi években. A most megtartott ülésen 14 munkacsoportot hoztak létre, amelyek közül egy munkacsoportot azzal bíztak meg, hogy a *világhálózat*-program végrehajtásához szükséges műszertechnikai szakemberek kiképzését előkészítse, illetve a szükséges oktatási eszközöket, kézikönyveket stb. kiválogassa.

Az üléseken *Dr. L. S. Mathur* elnökölt, helyetteseként pedig a vendéglátó japán szolgálat részéről *Dr. M. Yoshitake* tevékenykedett. Az ülés 70 résztvevője 25 országot és négy nemzetközi szervezetet képviselt. A rendkívül szétágazó problémakört 15 munkacsoport és 2 szakértő reporter beszámolója határolta körül.

A megtárgyalt kérdések között a legnagyobb hangsúlyt azok a speciális mérés technikai problémák kapták, amelyek a szuperszonikus repülőgépek megjelenésével aktuálissá váltak. Ezek között szerepelt a „clear-air” turbulencia

felderítésének problémája, valamint a radar-meteorológia számos időszerű kérdése. Érdekes javaslatot fogadtak el a sugárzásmérésekkel kapcsolatban. Eszerint egy vagy két sugárzásmérési világmérvényt kell létrehozni, és ezeket kell megbízni a műszerek nemzetközi összehasonlításának feladatával. Az aerológiai műszerek terén szintén több probléma került meg tárgyalásra. Ismételen fölvetődött a referencia-szondák kérdése. Szó volt az ejtőszondákkal és horizontális szondákkal kapcsolatos mérés-technikai kérdésekről. Nem utolsó sorban napirendre került a kisméretű meteorológiai rakétákkal szerzett tapasztalatok kölcsönös kiegészítése, valamint a mérések pontosságának és biztonságának problematikája.

Ájánlás született arra vonatkozólag, hogy a Világszervezet támogassa a különféle műszer-összehasonlítások végrehajtását. E támogatáson természetesen pénzügyi segítséget értettek.

Új feladatként jelentkezett az Antarktisz-kutatás Tudományos Tanácsának (SCAR) kívánságára a sarkvidéki körülmények között végrehajtott mérések követelményeinek vizsgálata. A sarkvidékre jellemző erős szél, alacsony hőmérséklet, erős sugárzás és intenzív hóesés olyan speciális kérdéseket vet föl, amelyeknek vizsgálatára külön munkacsoportot kértek fel, s ezt megbízták a „*Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices*” megfelelő kiegészítésével.

Az ülés befejezése után, október 18. és 20. között a *Japán Meteorological Agency* székházában tudományos előadássorozat hangzott el, amelynek programjában főként a nagy tengerszint fölötti magasságok elérésére szolgáló rádiószonda-rendszerek és a rakéták, valamint műholdak műszerei szerepeltek. Mind az ülés, mind pedig az azt követő tudományos előadás-sorozat általános megelégedéssel zárult, s a résztvevők a jól végzett munka érzésével tértek haza Tokióból.

(Czelnai R.)

*

MAGYAR METEOROLÓGUS ELŐADÁSAI CSEHSZLOVÁKIÁBAN

A Csehszlovák és a Magyar Meteorológiai Társaság vezetői még 1963 novemberében együttműködési egyezményt kötöttek, amelynek egyik pontja előadók rendszeres cseréjét irányozta elő. Ennek keretében került sor *Szakály József*-nek, a Magyar Meteorológiai Társaság főtitkárának meghívására Csehszlovákiába. Rajta kívül ugyanakkor még egy vendég-előadó szerepelt, *Rudolf Zawadil* osztrák meteorológus, aki a bécsi Városerépítési Hivatalban dolgozik.

A meghívottak három ízben tartottak előadást: január 17-én Pozsonyban a Csehszlovák Meteorológiai Társaság házi kollokviumán *M.*

Koncsek professzor elnöklétével, 19-én Brünnben a Csehszlovák Biometeorológiai Társaság ülésén (elnök *N. Novák* professor), végül január 21-én Prágában, ahol *A. Gregor* professzor nyitotta meg az előadóülést.

Szakály József „A növényfenológiai kutatások magyarországi eredményei” című, német nyelvű előadásának bevezetőjében áttekintést nyújtott a fenológiai kutatások múltjáról és jelenéről — kiemelve a jelentős kutatókat és eredményeiket — majd a gabonafélék (őszi búza, rozs, őszi árpa) fenológiai viszonyait, a fejlődési szakaszok tartamának függését a hőmérséklettől és a csapadékösszegetől, s végül a fejlődési szakaszok effektív hőösszegeit ismertette.

Rudolf Zawadil „Kleinklima von Wien” című előadásában Bécs és környékének hőmérsékleti, csapadék-, napfénytartam-, felhőzet- és a párolgás-viszonyait mutatta be hosszú megfigyelési sorok gyakorisági feldolgozásán keresztül.

A hallgatóság mindhárom alkalommal élénk figyelemmel kísérte az előadásokat és az érdeklődési körtől függően a vitába is bekapcsolódott.

A meghívás módot nyújtott arra, hogy a két előadó saját szakterülete hazai kutatási eredményeiről áttekintést nyújtson a hallgatóság számára s egyben értékes tapasztalatszerzésre is volt alkalom. Joggal remélhető, hogy a jövőben is jelentős összekötő kapocs lesz a Csehszlovák és a Magyar Társaság között az előadók cseréje, amely nagymértékben járul hozzá az együttműködés elmélyítéséhez.

Brünnben mód nyílt a mezőgazdasági főiskola bioklimatológiai tanszékének meglátogatására, majd az ottani tudományegyetem meteorológiai tanszékén folyó kutató munka tanulmányozására is. Prágában a Hidrometeorológiai Szolgálat agrometeorológiai osztályának munkájával ismerkedtek a vendégek, végül Prága történelmi nevezetességeinek megtekintése tette teljessé a programot.

(Ambrózy P.)

*

IDEI WMO ÖSZTÖNDÍJASAINK

Az ENSZ technikai segélynyújtási programjának keretében ismét lehetővé vált, hogy néhány magyar meteorológus hosszabb külföldi tanulmányúton vegyen részt. Az idei ösztöndíjasok közül hárman februárban kezdték meg egyéves tanulmányútjukat, a negyedik ösztöndíjas októberben indul el.

Koppány György, *Tünczer Tibor* és *Wirth Endre* február 23-án utazott Moszkvába 6 hónapos időtartamra.

Koppány György Moszkvában és Leningrádban a hosszútávú előrejelzés módszereit tanulmányozza. *Tünczer Tibor* a meteorológiai mes-

terséges holdak adatainak szinoptikus és dinamikus meteorológiai alkalmazásával ismerkedik. *Wirth Endre* tanulmányi témája a felhőfizika, különös tekintettel a jégesőelhárításra és más mesterséges beavatkozásokra.

(*Ambrózy P.*)

*

REPÜLÉSMETEOROLÓGIAI SEMINÁRIUM MOSZKVÁBAN

A repülésmeteorológusok szakképzésének érdekében a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálat repülésmeteorológiai szemináriumot rendezett Moszkvában 1965. december hó 16. és 24. között az európai szocialista országok repülésmeteorológusai részvételével. A Magyar Meteorológiai Szolgálat részéről *Kapovits Albert* tudományos munkatárs vett részt a szemináriumon.

Az elhangzott előadások a repülésmeteorológia alapvető kérdéseivel, mint például a köd, a látástávolság, az alacsony felhőzet és a zivatar előrejelzésével foglalkoztak. Több előadás is elhangzott a repülőgép-dobálást kiváltó légköri turbulencia analizéséről és előrejelzéséről. E témakörhöz csatlakozva tartott előadást e sorok írója is „Szokatlanul erős repülőgép-dobálás előfordulás a Straubing—Linz útvonalszakaszon” címmel. A troposzféra felső felének és a sztratoszféra alsó részének figyelemre méltó jelenségéről, a futóáramlásokról *N. V. Petrenko* tartott előadást. Nagy érdeklődést váltott ki a túlhűlt ködök és a felhők (alacsony réteges felhőzet és zivatar felhők) mesterséges befolyásolásáról szóló előadás, amelyben az e téren elért gyakorlati eredményekről számolt be az előadó. Két előadás a szuperszónikus repülőgépekkel történő személyszállítás meteorológiai kérdéseivel foglalkozott. A beszámolókból kitűnt, hogy milyen fontos, nélkülözhetetlen szerepet játszik e kérdés technikai megoldásában a meteorológiai tájékoztatás.

A hat napon át tartó előadásorozat befejezéséül a résztvevők meglátogatták a moszkvai repülésmeteorológiai központot a vnukovói repülőtéren, valamint a seremetyevói repülőter repülésmeteorológiai szolgálatát. Rövid látogatást tettek továbbá a Központi Prognosztikai Intézet előrejelző osztályán.

A neves előadók, közöttük *K. G. Abramovics*, *N. V. Petrenko*, *I. G. Peselko* hasznos munkát végeztek, s a szeminárium résztvevői értékes tudásanyaggal gazdagodtak. Sajnálatos, hogy az elméleti előadásokat nem követték gyakorlati foglalkozások, amelyek fokozták volna az elhangzott anyag elsajátítását. Az előadások szüneteiben élénk szakmai viták alakultak ki, és új szakmai barátságok születtek. Köszönet illeti a Szovjetunió Hidrometeorológiai Szolgálatát a szeminárium rendezéséért és a szívélyes vendéglátásért.

(*Kapovits A.*)

*

A HÓTAKARÓ MAXIMÁLIS VASTAGSÁGÁRÓL ÉS TARTAMÁNAK GYAKORISÁGI ÉRTÉKEIRŐL

tartott előadást a Magyar Meteorológiai Társaság 1966. január 13-i ülésén *Péczely György*, az Országos Meteorológiai Intézet Hidrometeorológiai osztályának vezetője. 85 állomás 32 évi hőmegfigyelései alapján bemutatta a telenye Magyarországon előforduló maximális hóvastagság és a hótakarós napok gyakoriság-eloszlásának főbb jellemzőit (minimum, 75, 50, 25%-os valószínűséggel meghaladott értékek, maximum). E két, hidrometeorológiai szempontból fontos jellemző kvantilis-értékeinek térbeli elemzése hóviszonyaink több olyan sajátosságára felhívja a figyelmet, amelyek a rövidebb adatsorok alapján nem voltak kimutathatók.

Az előadás rámutatott a hótakarós napok átlagos száma, az átlagos maximális hóvastagság és a hótakarós napok változékonyságának a térszín magasságával való összefüggésére, továbbá a hótakarós napok száma és az átlagos maximális hóvastagság, valamint a téli évszak középhőmérséklete és átlagos csapadéka közötti kapcsolatra. Végezetül a feldolgozott anyag alapján mértékadó görbéket mutatott be az előadó a hótakarós napok száma és a maximális hóvastagság gyakoriság-eloszlásának közvetett úton történő meghatározására. A feldolgozás hidrológiai szempontból is érdeklődésre tarthat számot, különösen a hóolvadáskor várható vízhozam becslése tekintetében.

(*Endrődi G.*)

660057

Athenaeum Nyomda, Budapest
Felelős vezető: Soproni Béla igazgató

AZ ORSZÁGOS METEOROLÓGIAI INTÉZET HIVATALOS LAPJA

A szerkesztésért felel: az Orsz. Meteorológiai Intézet igazgatója

Felélős kiadó: Lapkiadó Vállalat, Budapest VII., Lenin körút 9—11. Telefon: 221-285

Felélős vezető: Sala Sándor igazgató

Megjelent 900 példányban

A MAGYAR METEOROLÓGIAI TÁRSASÁG
VÁNDORGYÜLÉSEINEK ANYAGÁT

tartalmazó kötetek korlátozott példányszámban még
kaphatók:

	ÁRA	
Az Ipari meteorológia kérdései	31	Ft
Hévízfürdő természeti viszonyai és gyógyászatának néhány részlete	18	Ft
Alkalmazott éghajlattani kutatások Délkelet-Dunántúlon	26	Ft
A légszennyeződés a Veszprém megyei iparvidéken	26	Ft
A Balaton meteorológiájának és hidrológiájának néhány kérdése	26	Ft
Az erdészeti meteorológia néhány kérdése	26	Ft

A kiadványok megvásárolhatók a Magyar Meteorológiai Társaság titkárságán (Budapest V., Szabadság tér 17.), vagy megrendelhetők postai úton az összeg egyidejű befizetésével a „Magyar Meteorológiai Társaság, Budapest; bevételi számla” 171.249-70 sz. csekk-számlára.

INHALT—SOMMAIRE—CONTENTS—СОДЕРЖАНИЕ

<i>Dési, F.</i> : On some up-to date problems of the mutual scientific research-work in the European Socialist Countries	65
<i>Tánczer, T.</i> : The determination of the large-scale divergence and the vertical velocity (Russian text).....	69
<i>Bucsy, J.</i> : The comparison of the velocities of wind measured over Budapest and Vienna by radiotheodolites (German text)	81
<i>Bán, M.</i> : Ein Vergleich der Feuchtwerte der hohen Atmosphäre von Budapest und Wien (Ungarischer und deutscher Text)	96
<i>Simon, A.</i> : The concentration of the medium- and large-ions	100
<i>Götz, G.—P. Szalay, G.</i> : Thunderstorm activity during the summer half-year over Hungary (Hungarian and english text)	106

LITERATURE

<i>Nagy, I. G.</i> : Space-exploration, Space-technics (<i>Aujeszký, L.</i>)	117
<i>Wagner, R. (red.)</i> : Acta Climatologica (<i>Béll, B.</i>)	117
<i>Pop, G.</i> : Climatologie (<i>Dunay, S.</i>)	119
Гайворонский, и. и. (ред.): Искусственные роздействия на облака и туманы (<i>Aujeszký, L.</i>)	120

CHRONICLE	121
-----------------	-----