

A troposzféra és az alsó sztratoszféra interdiurnus hőmérsékletváltozásai és szezonális hőcseréje Budapest fölött

BÉLL BÉLA, Országos Meteorológiai Szolgálat, Budapest

Interdiurnal Temperature Variations and Seasonal Heat Exchange in the Troposphere and the Lower Stratosphere at Budapest. After a review of the foreign and Hungarian publications concerning interdiurnal temperature variations, which are extending to a period of nearly a century, an investigation based on the aerological observations executed at Budapest is carried out on the interdiurnal temperature variations occurring in the troposphere and in the lower stratosphere taking into account the layer between the earth's surface and the 50 mb level. The results are compared to the advective heat exchange obtained from the variation of the wind vector with altitude. It is found that, within the troposphere, maximum coolings are found in the winter, and the minimum of temperature increases and decreases are found in summer, the later ones occurring at the 500 mb level, while in the winter, the maximum temperature increases are occurring at the 850 mb level. The absolute maximum of the thermal variability of the troposphere and the lower stratosphere is occurring near the 200 mb level. Average values of thermal advection are surpassing the average values of actual temperature variations, due to a compensating effect of adiabatic and non-adiabatic components. The maximum of seasonal and annual heat exchange is occurring during the winter, at the 850 mb level. At the same altitude, according to investigations in which the direction of air-flow is taken also into account, the processes of heat exchange are essentially of an advective character.

✱

Междусуточная изменчивость температуры и сезонный теплообмен тропосферы и нижней стратосферы над Будапештом. После обзора почти 100-летней международной и венгерской литературы о междусуточной изменчивости температуры, по данным аэрологических измерений, проведенных в Будапеште в период с 1961 по 1965 г. автор анализирует междусуточную изменчивость температуры в тропосфере и нижней стратосфере между почвой и поверхностью 50 мб, а также вычисленный из этих данных сезонный и годовой теплообмен. Результаты сопоставляются с адвективным потоком тепла, получаемым по данным об изменениях вектора ветра с высотой. Оказывается, что в тропосфере приходится максимум похолоданий зимой, минимум потеплений и похолоданий летом находится на поверхности 500 мб, в то время, как максимум потеплений зимой приходится на поверхность 850 мб. Абсолютный максимум изменчивости температуры в тропосфере и нижней стратосфере находится около поверхности 200 мб. Средние величины температурной адвекции, под компенсирующим воздействием адиабатической и диабатической составляющих, превышают средние величины фактической изменчивости температуры. Максимум сезонного и годового теплообмена зимой приходится на поверхность 850 мб. Исследования, проведенные с учетом направления потока показывают, что здесь процессы, обуславливающие тепловой поток, имеют — по сути дела — адвективный характер.

✱

Közel 100 évvel ezelőtt, 1875-ben mutatta be *J. Hann* az Osztrák Tudományos Akadémia ülésén azóta klasszikussá vált dolgozatát a hőmérséklet változékonyságáról [1]. Ennek a fontos éghajlati jellemzőnek számszerű kifejezésére bevezette a „napközi (interdiurnus) változékonyság” fogalmát, amelynek statisztikai elemeit a napi középhőmérsékletnek egyik napról a másikra bekövetkezett változásai adják. A hőmérséklet változékonysága ezek havi, évszakos, évi stb. közép- és gyakorisági értékeivel és más statisztikai paraméterekkel jellemezhető.

Hann 90, különböző éghajlati zónában fekvő állomásra számította ki a napközi változékonyság abszolút értékeinek havi és évi átlagait s a következőket állapította meg:

A hőmérséklet változékonysága a trópusi övtől kiindulva (évi közép. kb. 1°/nap) a földrajzi szélességgel általában nő. Maximumát az északi félgömbön a nagy kontinensek belsejében, a

Hudson-öböl térségében ($4,0^\circ/\text{nap}$), illetve Nyugat-Szibériában ($3,5^\circ/\text{nap}$), azaz a 60° N szélességi kör tájékán éri el. A pólus felé a változékonyság csökken (a sarki övezetben kb. $1^\circ/\text{nap}$).

Kontinentális jellegére utal, hogy értéke a szárazföldek nyugati partjain kisebb, mint a keleti partokon (Lisszabon $1,5^\circ/\text{nap}$, Peking $2,0^\circ/\text{nap}$), s a tengertől való távolsággal nő.

Ugyancsak növekszik a változékonyság a tszf.-i magassággal (az Alpok térségében 100 m-enként kb. $0,02^\circ/\text{nap}$ -pal).

Hann kezdeményezése gyümölcsözőnek bizonyult. Adatait a következő évtizedekben számos helyi kiegészítéssel bővítették. Így maga *Hann* Ausztriáról, *Wahlen* Oroszországról, *Kremser* Németországról, *Scott* Angliáról, *Knipping* Japánról közli a változékonyság jellemzőit.

Mindezeket megelőzve a magyar *Hegyfoky Kabos* már 1883-ban [2], majd 1885-ben [3] és 1890-ben [4] közli a hőmérséklet (később a légnyomás, a felhőzet, a csapadék és a szél) változékonyságának számos jellemzőjét: így a lehülések és felmelegedések közép- és gyakorisági értékeit, a változások átlagos időtartamát stb. *Hegyfoky* munkáját nagyobb anyag birtokában *Róna Zsigmond* és *Fraunhofer Lajos* folytatja [5]. A hazai eredményekből Magyarországra — a későbbiek során megerősített — következtetéseket *Róna* 1909-ben kiadott klasszikus munkájában foglalta össze [6].

E szerint a változékonyság évi középértéke Magyarországon kb. $1,8^\circ/\text{nap}$. Határozott évi menetekben a maximum télen ($2,1-2,8^\circ$), a minimum ősszel ($1,2-1,7^\circ$) van. Az egyes hónapok összehasonlítása azt mutatta, hogy mind télen, mind nyáron — érthető módon — a leghidegebb hónapok egyúttal a legváltozókényabbak is.

Róna a 24 óra alatt bekövetkezett legnagyobb hőmérsékletváltozást a budapesti észlelésekben 18° -nak találta, érdekes módon júliusban, egy intenzív lehülés alkalmával, de Magyarország területén lehetségesnek tartja a $24^\circ/\text{nap}$ változást is. A lehülések évi átlaga ($2,10^\circ/\text{nap}$) nagyobb a felmelegedéseknél ($1,83^\circ/\text{nap}$), amiből egyszersmind következik, hogy egy átlagos évben a lehülések a felmelegedéseknél ritkábbak. A régi feldolgozások a lehülések átlagos időtartamát $2,81$ napnak, a felmelegedéseket $3,16$ napnak, a teljes hőmérsékleti hullámét kerekén 6 napnak találták, a lehülés tehát a felmelegedésnél ritkább, de gyorsabb és erősebb. *Hann* szerint [7] Nyugat-Ausztriában a lehülés közepes időtartama $2,2$ nap, a felmelegedés $2,5$ nap, a teljes változás $4,7$ nap, rövidebb, mint Budapesten. Ausztriában havonta $6-7$ hőmérsékleti hullám fordul elő. *Berthold* Szászországra a teljes hőmérsékleti hullám évi átlagos időtartamát 5 napnak találta és megállapította, hogy tavasszal és ősszel az átlagos időtartam hosszabb, télen és nyáron rövidebb, a különbség kb. $0,5$ nap.

Hegyfoky feldolgozásai azt mutatják, hogy Budapesten a lehülések gyakorisága csak a 3 ószi hónapban múlja felül $2-8\%$ -kal a felmelegedések számát, a többi hónapban (maximálisan nyáron) a lehülések gyakorisága a túlnyomó (a többlet a nyári hónapokban átlagosan 40%). *Róna* ennek alapján megállapítja, hogy „a lehülés gyakorisága voltaképpen csak októbertől kezdve jut kifejezésre, jöllehet a hőmérséklet évi menete szerint azt várni, hogy a lehülések már július után gyakoribbak a felmelegedéseknél.”

Az évi menetből eredő napi hőmérsékletváltozások alárendelt szerepére az interdiurnus változékonysággal szemben már *Hann* (1875) rámutatott azzal, hogy Bécsben az évi periodikus hőmérsékleti ingásból az 1 napra számított átlagos hőmérsékletváltozás nem éri el az aperiodikus napközi változékonyságnak $1/10$ -ét sem, sőt még a szélsőségesen kontinentális éghajlatú Irkutzkban is az utóbbinak csak $1/5-1/9$ -ét teszi ki.

Erre a fontos körülményre a magyar irodalomban az első világháború után megjelent dolgozatok újból rámutattak. *Fábiánics* [8] négy magyarországi állomás 40 évi adatsorát dolgozta fel s a *Róna* munkásságával záródó régebbi kutatások eredményeinek megerősítésén kívül megállapítja, hogy az interdiurnus változékonyság nagyságrendileg nagyobb az évi menetből leszármaztatható napi változásnál, így „az egymás utáni napok hőmérsékletének kialakításában csaknem kizárólagos szerepet játszik”.

Berkes az 50-es években újból feleleveníti ezt az érdekes kérdést s az évi járásból eredő napi hőmérsékletváltozás és az interdiurnus változékonyság arányából ($0,2:2,0$) arra következtet, hogy az előbbi a sugárzási viszonyokat, az utóbbi pedig — jöllehet

a nála nagyságrendben kisebb sugárzási tényezőt is tartalmazza — túlnyomó mértékben az advektív változásokat tükrözi [9].

Ugyanitt közli *Berkes* Budapest hőmérsékleti változékonyságának évszázados (1855—1955) törzserőtekeit. A világviszonylatban is hosszú éghajlati sor az évi menet jellemzőivel (évi közép $1,813^\circ/\text{nap}$, a havi közepek maximuma januárban $2,004^\circ/\text{nap}$, minimuma szeptemberben $1,573^\circ/\text{nap}$) megerősíti *Hegyfok*y régebbi megállapításait. A hosszú sorozat felhasználásával *Berkes* kimutatta, hogy a naptevékenység és a hőmérséklet változékonyságának szekuláris menete között reális kapcsolat van és az utóbbi 7 évtizedben a napfoltszámok növekedését a változékonyság csökkenése követte. *Berkes* feltételezése szerint a nagyobb naptevékenység élénkíti a zónális áramlást, ennek következtében — különösen télen — nem alakulhatnak ki nálunk erős hőmérsékleti szélsőségek és mérséklődik a hőmérséklet napközi ingadozása is.

Mindenesetre a cirkuláció intenzitása és a változékonyság közötti kapcsolat az év folyamán nem egyértelmű. Magyarországon a változékonyság januári főmaximuma nyilván a tenger és a szárazföld közötti nagy hőmérsékletkülönbséggel függ össze s ez gyengébb zónális cirkuláció esetén erősödik, de a kevésbé változékonny télutót követő tavaszi másodmaximum nyilván az élénkebb cirkuláció következménye. Erre mutat *Bacsó* megállapítása is az 50-es évek végén [10]. E szerint az ország szélső (nyugati és keleti) területein az élénkebb légerszelet miatt nagyobb a hőmérsékletváltozékonysága, mint a csendesebb középső országrészen (évi közép az 1901—40 adatsorból: Sopronban $1,98^\circ/\text{nap}$, Budapesten $1,75^\circ/\text{nap}$, Debrecenben $1,87^\circ/\text{nap}$).

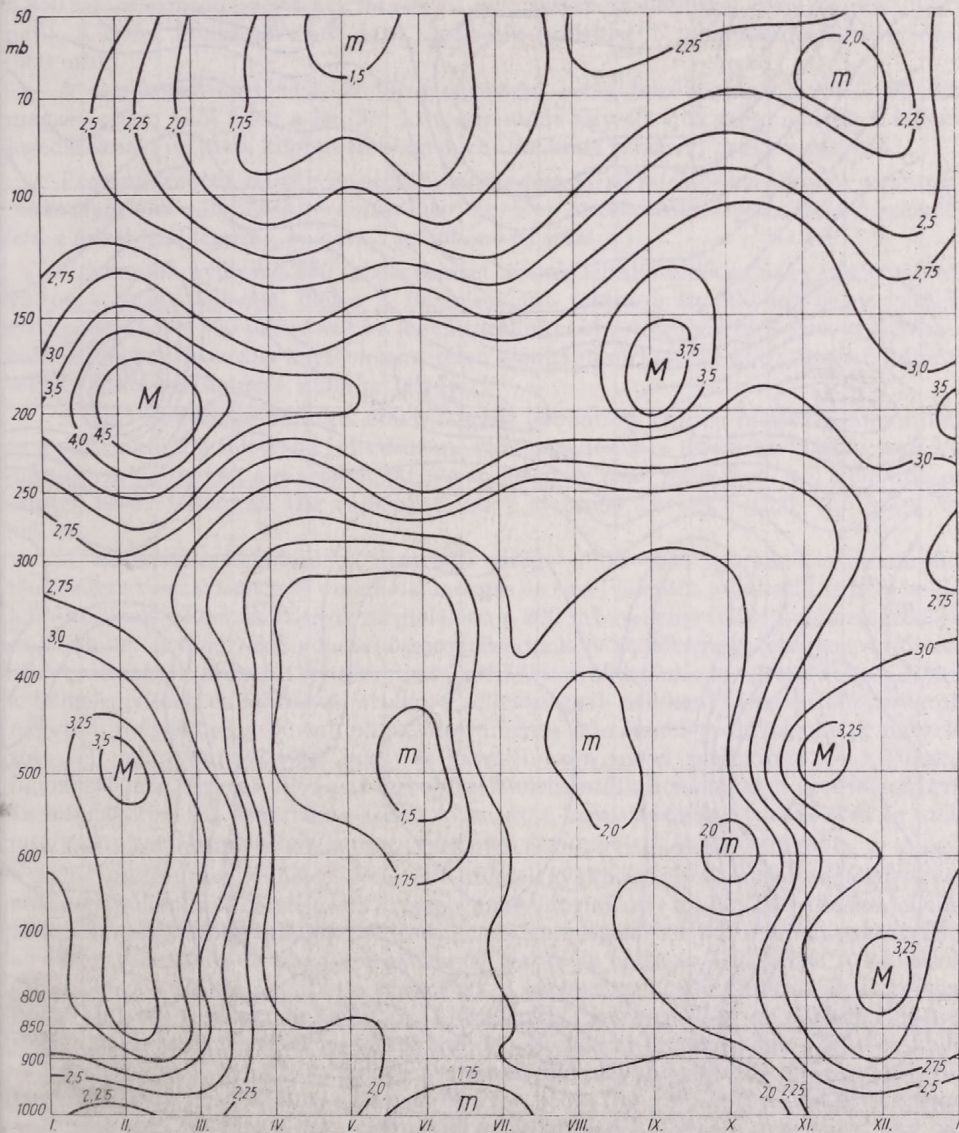
A 60-as években a magyar szakirodalomban újból felszínre került a hőmérsékletváltozékonyságának kérdése. Az eddigiektől eltérően *Koflanovits Erika* 3, majd 12 állomás 10 évi (1951—1960) adatsorán szinoptikus klimatológiai módszerekkel vizsgálta a hőmérsékletváltozékonyságát [11,12] és a kutatásokat kiterjesztette a Budapest fölötti troposzférikus szintekre is [13,14]. A cirkuláció szerepét világítja meg az a megállapítása, amely szerint valamennyi napközi hőmérsékletváltozás számításba véve nyáron a felmelegedések, télen a lehűlések gyakoribbak, de az intenzív ($3^\circ/\text{nap}$ -nál nagyobb) felmelegedések gyakorisága a téli félévben, az ugyanakkora lehűléseké a nyári félévben nagyobb. Minthogy az erős ($5^\circ/\text{nap}$ -nál erősebb) változások gyakoriságában ez az évszakos különbség még észrevehetőbb, nyilvánvaló, hogy a jelentősebb hőmérsékletváltozások túlnyomóan advektív eredetűek. Ebben az éghajlati jellegzetességben felismerhetjük az élénk szelek iránygyakoriságában túlnyomó nyugati áramlás, végeredményben a tengeri hatás érvényesülését, amely a vizsgált 10 éves időszakban Magyarország időjárásában kétségtávolan uralkodó jellegű volt.

A nyári félévben túlnyomó W-irányítású makroszinoptikus helyzetekben a lehűlések során kialakult horizontális hőmérsékleti gradienst *Koflanovits* az ország nyugati részén mintegy 25%-kal nagyobbak találja, mint keleten és ebből arra következtet, hogy nyáron a nyugatról érkező lehűlések élesebb (nagyobb és rövidebb időtartamú) lehűlést okoznak a Dunántúl, mint az ország keleti felében. Következtetése összhangban van *Bacsó* már említett megállapításával. A jelentéktelen ($1^\circ/\text{nap}$ -nál kisebb) hőmérsékletváltozások ritkábbak voltak a troposzférea magasabb rétegeiben, mint a talajon. A jelentősebb ($5^\circ/\text{nap}$ -nál nagyobb) változások természetesen sokkal gyakoribbak a magasban 5 km fölött. A változékonyság abszolút értékének maximuma az egész troposzférea télen, minimuma nyáron és összességében a változékonyság a magassággal nőtt: leg-erősebben télen (januárban a talajon $2,7^\circ/\text{nap}$, 5—7 km között $4,0^\circ/\text{nap}$). A szinoptikus folyamatok térbeli struktúrájával jól magyarázható a szerzőnek az a megállapítása, amely szerint az alsó (1,5 km-es) rétegben a lehűlések, a felsőbb szintekben a felmelegedések átlagértékei a nagyobbak. Az eltérés kicsiny, ritkán érte el a $0,5$ — $0,6^\circ/\text{nap}$ -ot.

*Koflanovits*nak említett vizsgálatai kiterjedtek az egyes szinteken egyidejűleg észlelt hőmérsékletváltozások kapcsolatára is. Kimutatta, hogy a talaj és a magasabb szintek hőmérsékletváltozásai között januárban kb. 2 km-ig a magassággal csökkenő, de reális kapcsolat van, júliusban pedig — nyilván a hatékonyabb konvektív hatások miatt — a kapcsolat realitása még 7 km magasságban is igazolható. A troposzférea középső és magasabb szintjeinek hőmérsékletváltozásai között a kapcsolat még szorosabb, de a korrelációs koefficiensnek sajátságos módon télen nagyobbak, mint nyáron. Az eredmények rávilágítanak a troposzférea turbulens átkeveredésének évszakos különbözőségére, a Kárpát-medencében télen kialakuló hideg légpárnának s az alsó troposzférikus inverzióknak keveredést gátló hatására.

A 60-as évek magasabb rádiószonda-felszállásai és rádiós (RAWIN) szélmerései lehetővé teszik az interdiurnus felmelegedések és lehülések vizsgálatát, valamint a légáramlás figyelembevételét a Budapest fölötti sztratoszférikus szintekben is. Megbecsülhetjük továbbá a légköri energiaforgalom egyik fontos komponensét: azt a szabad hőmennyiséget, amelyet a légkör a vizsgált szinteken az interdiurnus hőmérsékletváltozások révén befogad, illetőleg elveszít. Erre a célra az 1961–1965 között a 0^h GMT-kor felbocsátott rádiószondák adatait használtuk fel.

A kiválasztott időszak troposzférikus szélviszonyait — a megelőző évtizeddel összehasonlítva — tavasszal, nyáron és az év átlagában az előző tíz évinél kisebb, télen nagyobb N komponensek.

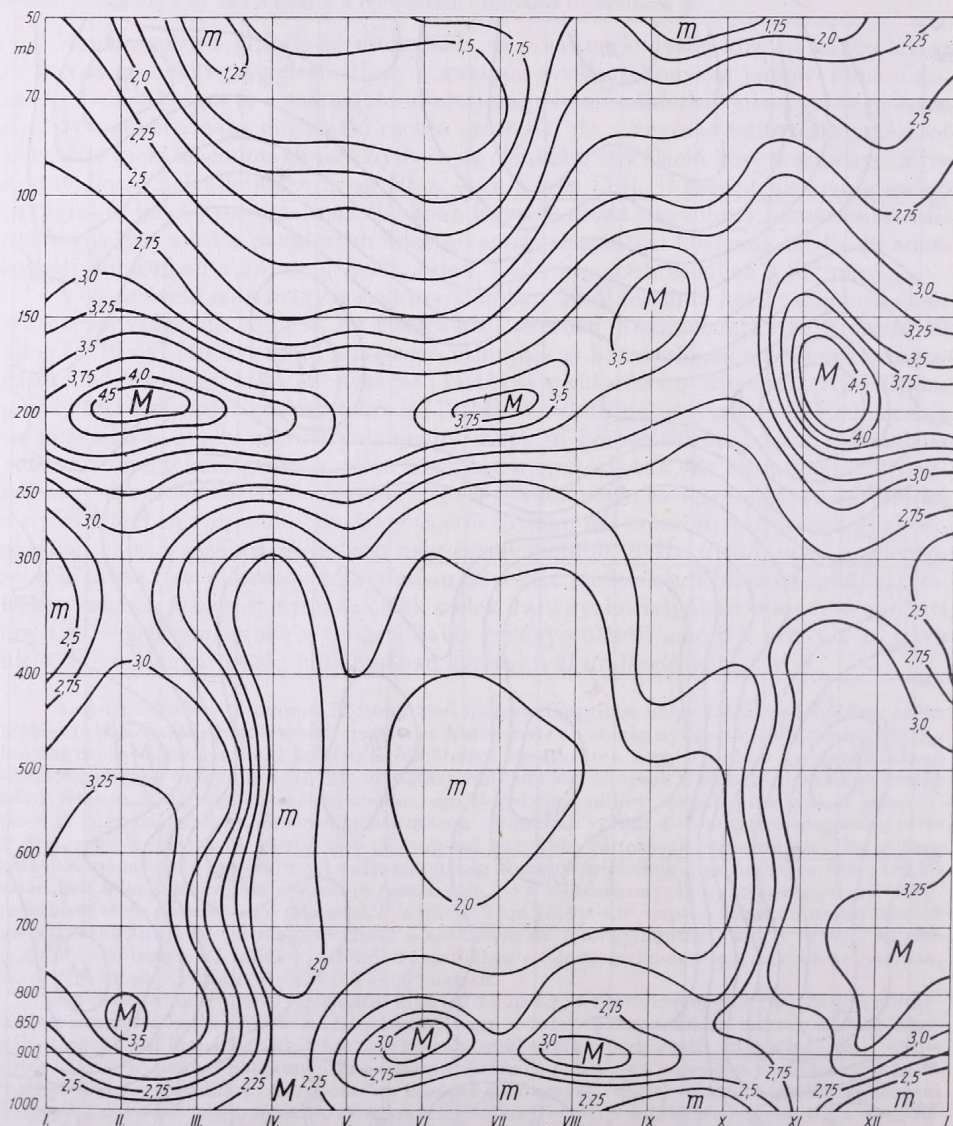


1. ábra. Az interdiurnus felmelegedések évi és magasság szerinti változása Budapest fölött (1961—1965). M = Maximum, m = minimum

összel a S komponens erőteljesebb megjelenése és az előző tíz évvel megegyező W komponensek jellemzik. Az időszak hőmérsékleti viszonyaira legjellemzőbb az őszi jelentős pozitív hőmérsékleti eltérése az előző 10 évhez képest. Ez a körülmény és az őszi SW eredő szelek a mediterrán hatás érvényesülését mutatják az időszak őszi hónapjaiban. Általában öt éves időszakunk a tengeri hatás érvényesülése mellett melegebb volt a megelőző 10 évnél.

Az interdiurnus hőmérsékletváltozásokat 0^h–24^h GMT időpontok között az Aerológiai Főobszervatórium 143 m tengerszint feletti magasságban fekvő talajszintjére s a standard izobárszintekre számítottuk ki.

Az interdiurnus felmelegedéseknek és lehüléseknek az év folyamán és a különböző



2. ábra. Az interdiurnus lehülések évi és magasság szerinti változása Budapest fölött (1961–1965). M = Maximum, m = minimum

szinteken mutatkozó jellegzetességeit jól szemlélteti az *I.* és *2. ábra*. Mind a felmelegedések, mind a lehülések egyenértékű görbéi 150–250 mb között határozottan elkülönítik a troposzférikus és a sztratoszférikus rétegeket. A troposzférában a felmelegedések és lehülések maximuma (*M*) télen, minimuma (*m*) nyáron van. A két szélsőérték között, március–áprilisban, illetőleg október–novemberben a görbék sűrű futása a tavaszi és az őszi gyors átmenetet mutatja a változékonyabb tél és az állandóbb jellegű nyár között. A felmelegedések troposzférikus téli maximuma ($3,6^\circ/\text{nap}$) és nyári minimuma ($1,5^\circ/\text{nap}$) a vizsgált évek átlagában az 500 mb-os szinten van.

A lehülések troposzférikus téli maximuma a felmelegedésekenél alacsonyabban, a 850 mb-os szinten ugyancsak februárra esik, értéke az előbbivel közel azonos ($3,5^\circ/\text{nap}$). A nyári minimum ($1,8^\circ/\text{nap}$) egybeesik a legkisebb felmelegedések szintjével (500 mb).

A talajközeli sűrűlódási, illetőleg sugárzási réteg felső határán: 900–850 mb magasságban, ahol télen a lehülések maximumát figyelhetjük meg, nyáron a felmelegedéseknek, de jóval kifejezettebben a lehüléseknek is másod-maximuma van.

Végeredményben mind a napközi felmelegedést, mind a lehülést tekintve a troposzférában legkevésbé változékony évszak a nyár, és ebben az évszakban legállandóbb hőmérsékletű a talajközeli légréteg, valamint az 500 mb-os szint.

Ugyancsak nyáron a 850 mb-os szintet az erős lehülések révén nagy hőmérsékleti változékonyság jellemzi. Télen a felmelegedést tekintve az 500 mb-os, a lehülés szempontjából a 850 mb-os szint a legváltozékonyabb. A troposzféra ezen sajátágaiban elsősorban frontális hatásokat, a télen élénkebb cirkuláció és az élesebb hőmérsékleti kontraszt hatását ismerhetjük fel.

A felső troposzférában, kb. 300 mb-ig, az 500 mb-os szinten talált téli maximum és nyári minimum felett, az interdiurnus felmelegedések és lehülések átlagai csak kis mértékben változnak a magassággal, s a troposzféra felső rétegében, kb. a 300 mb-os szinten az év folyamán alig változó, relatíve alacsony értéket ($\pm 2,0 - 2,5^\circ/\text{nap}$) érnek el.

A tropopauza-ingadozások átmeneti rétegét (150–250 mb között) dinamikus tényezőkre visszavezethető vertikális mozgás és ezzel jelentős adiabaticus hőmérsékletváltozások jellemzik. Ennek megfelelően a 200 mb-os szint fölött a felmelegedések és lehülések egyenértékű vonalai összesűrűsödnek és az átmeneti rétegben a hőmérsékletváltozások abszolút maximumai ($\pm 4,5^\circ/\text{nap}$) alakulnak ki. A sztratoszférában a felmelegedések és lehülések értéke a magassággal csökken, télen kisebb, nyáron nagyobb mértékben s 50 mb-on az interdiurnus hőmérsékletváltozásoknak határozott téli maximuma ($\pm 2,5^\circ/\text{nap}$) és tavaszi, kora nyári minimuma ($\pm 1,3^\circ/\text{nap}$) figyelhető meg. Az ok nyilván a nagyobb téli horizontális hőmérsékleti gradiensekben, az intenzívebb téli áramlási viszonyokban és a hemiszférikus hőmérsékleti és szélmezőnek a sztratoszférában is megnyilvánuló aszimmetriájában keresendő.

Az interdiurnus felmelegedések és lehülések gyakoriságának és nagyságának elemzése céljából az *I.* és *II. táblázat*a) részében összefoglaltuk ezek évszakos és évi jellemzőit. Az *I. táblázat*ban találjuk az interdiurnus felmelegedések (n_+) relatív gyakoriságát az összes esetek (N) %-ában a négy évszakban és az egész év átlagában. A lehülések gyakorisága ezt a számot 100-ra egészíti ki. A táblázat adatai is kimutatják a napközi hőmérsékletváltozásoknak különböző időszakokból már régebben megállapított sajátosságát, amely szerint a felmelegedések minden évszakban gyakoribbak a lehüléseknél. A felmelegedések túlnyomó jellege a vizsgált időszak tavaszán és nyarán az egész troposzférában érvényesült, de ősszel és télen 850–700 mb fölött a lehülések száma volt nagyobb. Jóllehet a két gyakorisági érték közötti különbség nem nagy, alig haladja meg egyes troposzférikus szinteken a véletlen ingadozási intervallum határait, mégis a talajközeli rétegnek különböző időszakokban egyértelműen megmutatkozó

sajátságát: a felmelegedések gyakoribb jellegét jellemzőnek fogadhatjuk el a 850 mb alatti légrétegre. A troposzféra magasabb szintjein, még inkább a sztratoszférában, a felmelegedések és lehűlések száma alig különbözik egymástól, közöttük szignifikáns eltérés nem állapítható meg.

Az interdiurnus felmelegedéseknek (ΔT_+) és lehűléseknek (ΔT_-) a II. táblázatban közölt átlagos értékei igazolják a régebbi kutatások azon megállapítását, amely szerint a talajközeli rétegben a gyakoribb felmelegedéseket a ritkább, de erősebb lehűlések kompenzálják. Az alsó légrétegnek ez a jellege 850 mb-ig a vizsgált anyagban is kimutatható, a troposzféra magasabb rétegeiben azonban felfelé haladva mind

I. TÁBLÁZAT

A napközi tényleges felmelegedéseknek (a) és a szélvektor függélyesmenti jobbra fordulásának (b) relatív gyakorisága (n_+ %) és az adatok száma (N)

Budapest

a)

1961–1965

m/mb	Tavas		Nyár		Ősz		Tél		Év	
	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N
143 m	56,5	460	53,5	460	52,5	453	51,0	451	53,4	1824
850 mb	56,2	460	58,7	460	52,1	453	52,3	451	55,0	1824
700 mb	53,3	460	51,6	460	49,1	453	51,6	451	51,4	1824
500 mb	53,5	460	52,3	460	48,3	453	47,8	451	50,5	1824
300 mb	54,4	450	52,0	446	50,6	431	49,7	441	51,7	1768
200 mb	49,1	411	52,2	401	48,7	390	49,9	395	50,0	1597
100 mb	51,7	283	51,1	265	51,1	237	49,2	275	50,7	1060
70 mb	47,9	184	45,5	158	52,3	136	57,6	151	50,7	629
50 mb	50,0	138	48,5	109	48,4	93	50,7	83	49,4	423

b)

mb	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N	n_+	N
850–700	54,9	916	52,0	918	56,7	909	56,5	904	55,0	3647
700–500	52,5	913	49,9	918	53,0	908	53,5	893	52,2	3632
500–300	53,0	907	49,0	909	58,0	907	52,3	887	53,0	3607

kisebb mértékben érvényesül, a sztratoszférában pedig — valószínűleg a kompenzáció ismert elvének érvényesülése miatt — ellenkezőjére fordul. (Az utóbbi megállapítás általános érvénye statisztikailag csak nagyobb adatanyag birtokában igazolható).

A hőmérsékletváltozások átlagos értékei, amint azt az 1. és 2. ábrán már láttuk, az egész troposzférában és általában a sztratoszférában is legnagyobbak télen, legkisebbek nyáron; a régebbi vizsgálatok során a talajközeli rétegnek több szerző által megállapított és időjárásunk téli, nyári jellegével jól magyarázható sajátsága. Az adatoknak az átlagköriuli négyzetes szórása ugyancsak télen a legnagyobb (a troposzférában kb. $3,4^\circ/\text{nap}$), nyáron pedig a legkisebb ($2-3^\circ/\text{nap}$).

Az 5 év folyamán előfordult szélső értékek a talajon a $\pm 12^\circ/\text{nap}$ -ot, 850 mb-on a $\pm 16^\circ/\text{nap}$ -ot, 500 mb-on és 200 mb-on a $\pm 18^\circ$ -ot nem haladták meg, a többi troposzférikus és sztratosférikus szinten a hőmérsékletváltozások szűkebb értékközökbe ($50\text{ mb-on csak } -8 \text{ és } +11^\circ/\text{nap}$) közé estek.

A felmelegedések és lehűlések átlagértékeihez hasonlóan változik a magassággal az adatok négyzetes szórása is. Főmaximuma ($5-6^\circ/\text{nap}$) a tropopauza-ingadozások szintjében: 200 mb-on van, másodmaximuma pedig ($3-4^\circ/\text{nap}$) a 800 mb-os szinten, ahol a hőmérsékletváltozások másodmaximumát is megtaláltuk.

A II. táblázatban a troposzférikus szinteken feltüntetettük az évszakok hőmérsékletének átlagos alakulásában az interdiurnus felmelegedések és lehűlések összesített eredményeként jelentkező átlagos (eredő) 24 órás hőmérsékletváltozást (ΔT) is. Az utóbbi adatok azt mutatják, hogy az évi menetnek megfelelő tavaszi felmelegedés,

őszi lehülés és a csekély téli, nyári hőmérsékletváltozás az egész troposzférában nagyságrendileg kisebb a lehülések és felmelegedések átlagainál. Érvényes tehát az a megállapítás, hogy az egymást követő napok hőmérsékletének kialakításában az évi menetből leszámaztatható és a sugárzási viszonyokat tükröző komponens a többi (advektív és dinamikus) tényező mellett az egész troposzférában alárendelt szerepet játszik.

Ugyanezen 5 éves időszakra napi 2 RAWIN-mérésből előzőleg végzett vizsgálataink [15,16] arra irányultak, hogy a lokális hőmérsékletváltozás egyik komponensét, a hőmérséklet advektív megváltozását a légáramlás függélyesmenti struktúrájából kiszámítsuk.

II. TÁBLÁZAT

A napközi hőmérsékletváltozásoknak (a) és ezek advektív komponensének (b) évszakos és évi állaga (C°/nap)

Budapest

a)

1961–1965

m/mb	Tavas z			Nyár			Ősz			Tél			Év		
	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$
143 m	2,06	2,23	0,19	1,83	2,10	0,00	1,98	2,49	-0,14	2,12	2,31	-0,05	2,00	2,29	0
850 mb	2,33	2,52	0,20	1,88	2,73	-0,02	2,34	2,77	-0,11	2,99	3,39	-0,07	2,36	2,87	0
700 mb	2,28	2,30	0,14	2,02	2,14	0,01	2,46	2,55	-0,09	2,97	3,30	-0,06	2,43	2,57	0
500 mb	2,27	2,38	0,11	1,81	1,95	0,01	2,54	2,55	-0,08	3,23	3,04	-0,04	2,44	2,49	0
300 mb	2,01	2,22	0,08	2,12	2,20	0,04	2,26	2,59	-0,13	2,55	2,51	0,01	2,23	2,38	0
200 mb	3,73	3,71	—	3,28	3,45	—	3,55	3,65	—	4,03	4,09	—	3,64	3,72	—
100 mb	1,92	2,04	—	2,03	2,02	—	2,79	2,79	—	2,45	2,60	—	2,28	2,35	—
70 mb	1,91	1,41	—	2,05	2,00	—	2,14	1,93	—	2,33	2,34	—	2,11	1,88	—
50 mb	1,52	1,42	—	1,98	1,94	—	2,48	1,69	—	2,48	2,08	—	2,04	1,75	—

b)

	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$	ΔT_+	ΔT_-	$\overline{\Delta T}$
350–700 mb	4,9	5,0	0,4	4,3	5,1	-0,1	6,1	5,7	0,8	6,9	-6,0	1,3	5,6	5,4	0,6
700–500 mb	3,7	3,7	0,2	3,3	3,5	-0,1	4,4	4,7	0,2	5,3	5,6	0,3	4,2	4,4	0,1
500–300 mb	5,1	4,7	0,5	5,2	4,6	-0,2	5,8	5,3	1,0	7,7	5,9	1,8	5,8	5,1	0,8

Ismeretes ugyanis, hogy bizonyos — a légkörben túlyomóan megvalósuló — feltételek mellett a horizontális szélvektornak a magassággal bekövetkező jobbrafordulása melegebb levegőnek, balrafordulása hidegebb levegőnek horizontális áthelyeződésével, advektiójával jár (északi félgömb). A szélfordulást magában foglaló légréteg középhőmérsékletének az áthelyeződéssel kapcsolatos s az időegységre vonatkoztatott lokális megváltozását *hőmérsékleti advektiónak* nevezzük és rendszerint C°/nap egységekben fejezzük ki.

A számítások eredményét a troposzférikus izobárszintek között az I. és II. táblázat b) részében találjuk.

A hőmérsékleti advektió gyakorisági és átlagértékei természetesen nem egyeznek meg a hőmérséklet tényleges interdiurnus változékonyságával. A hőmérséklet lokális megváltozását ugyanis nemcsak az advektió okozza, hanem ezen kívül más adiabatikus és diabatikus (a hőmérséklet megváltozásával járó) folyamatok együttes hatása hozza létre. Általánosságban a hőmérsékletnek az időegységre eső lokális megváltozása így fejezhető ki:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_l = \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{adv} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{adi} + \left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{dia},$$

ahol a jobboldal első tagja az advektív hőmérsékletváltozást, második és harmadik tagja a hőmérsékletnek adiabatikus, illetve diabatikus folyamatokból származó megváltozását jelenti. A kifejezés második tagja azon lokális hőmérsékletváltozásokból tevődik össze, amelyek a nyomás helyi adiabatikus változásaiból, továbbá a levegő vízszintes és függőleges áthelyeződésével járó adiabatikus nyomásváltozásokból származnak. A diabatikus tag egyesíti a molekuláris hővezetés, a turbulens hőcsere, a víz fázisváltozásai, valamint a sugárzási egyenleg révén felvett, vagy leadott hő

okozta lokális hőmérsékletváltozásokat. Az utóbbival inkább az alsó troposzféra rétegeiben (sugárzás, termikus konvekció, sűrűlódási és orografikus turbulencia stb.), az előbbivel (felsiklás, zszugorodás) a felső troposzférában kell számolnunk.

Az I. táblázat *b)* részében találjuk a pozitív hőmérsékleti advekciók gyakoriságát. Látható, hogy a tényleges hőmérsékletváltozásokhoz hasonlóan a vizsgált időszakban a nyár kivételével minden évszakban gyakoribb volt a meleg, és ritkább a hidegadvekció. A melegadvekció túlnyomó jellege főként ősszel és télen az alsó troposzférában érvényesült és 95% valószínűséggel már nem a véletlennek, hanem a hely és az időszak jellegzetességének ítéltető. A melegadvekció túlsúlya tavasszal kisebb, nyáron egyáltalában nem érvényesül. A leírt évszakai különbség az uralkodó *W* (ősszel *SW*) áramlás révén a kontinens belsejébe messze behatoló óceáni advektív hatással magyarázható [17].

Az interdiurnus hőmérsékletváltozások és a hőmérsékleti advekció átlagai közötti különbség a II. táblázat *b)* részéből tűnik ki. Mind a pozitív, mind a negatív hőmérsékleti advekció átlagértékei a troposzférában meghaladják a tényleges hőmérsékletváltozások átlagát. Feltehetően az advektív folyamatokat a lokális hőmérsékletváltozások másik két tényezőcsoportja bizonyos mértékben kompenzálja. Nyen kompenzáló folyamatnak fogadhatjuk el a melegebb levegő áthelyeződésével kapcsolatos emelkedő és a hidegebb levegő advekciójával együttjáró süllyedő légmozgásnak az advekcióival ellentétes hőmérsékleti következményét. Ugyancsak kompenzálja nyáron a nyugati szelek óceáni eredetű advektív hűtőhatását a pozitív sugárzási mérleg, és az advekció végeredményeként jelentkező csekély hűtőhatás ($\overline{\Delta T}$) a tényleges hőmérsékletváltozásban nem jut kifejezésre.

Ősszel és télen a már említett s az öt éves időszakra jellemző mediterrán és óceáni hatás következményeként az advektív folyamatok végeredményben hőt adtak át mindhárom troposzférikus rétegnek. Ennek ellenére — a hőmérséklet évi alakulásának megfelelően — ősszel nagyobb, télen kisebb mértékben hűlt a troposzféra a vertikális mozgásokkal járó adiabatikus folyamatok, valamint a negatív sugárzási egyenleg következményeként.

Az év átlagában az advektív folyamatok végeredményben hőt adtak át a Budapest fölötti szabad troposzférának. Ez a körülmény megegyezésben van azzal, hogy Magyarország északra fekszik a Föld és légkörének pozitív és negatív sugárzási egyenleggel jellemezhető zónáit elválasztó határtól ($35^\circ - 40^\circ$ N), abban a zónában, amelynek a negatív sugárzási mérleg miatti hőhiányát nagyrészt az általános cirkuláció advektív hőszállítása pótolja. A tényleges napközi hőmérsékletváltozások évi végeredménye már a vizsgált 5 év átlagában a reális pontosságon belül megközelíti a nullát az évi hőháztartás egyensúlyának megfelelően.

A napközi hőmérsékletváltozások ismeretében kiszámítható az a hőmennyiség is, amelyet az egyes izobárszinteken a térfogat egységnyi levegő az egyes évszakok és az egész év folyamán nyer, illetőleg elveszít. Ha a p izobárszinten a levegő sűrűségét ρ_p -vel, a hőmérséklet megváltozását ΔT_p -vel jelöljük, akkor a hőmérsékletváltozásnak megfelelő hőbevitel, illetőleg veszteség

$$\Delta Q_p = c_p \cdot \rho_p \cdot \Delta T_p$$

ahol $c_p = 0,241 \text{ cal.gr}^{-1} \text{ fok}^{-1}$, a levegő állandó nyomáson vett fajhője. Az egyes évszakokra és az egész évre számított hőösszegek átlagait $10^{-4} \text{ cal. cm}^{-3} \text{ né}^{-1} (\text{év}^{-1})$ egységekben tartalmazza a III. táblázat. Várható, hogy tavasszal a troposzféra felmelegedésekor a hőbevitel, ősszel a hőveszteség jelentősen nagyobb a nyár csekély és az alsó rétegben negatív hőegyenlegénél, hasonlóképpen az ennél nagyobb téli hőveszteségeknél is. A hőforgalom maximumát télen, a 850 mb-os szinten találjuk. Ugyanitt van ősszel, télen és az egész év átlagában a hőforgalom magasság szerinti

maximuma is, annak megfelelően, hogy itt mind a hőmérséklet változékonysága, mind a levegő sűrűsége viszonylag nagy.

A sztratoszférában a hőcsere két komponense, valamint a tényleges hőegyenleg kicsiny a troposzféra hőtartalmának változásaival szemben. Az interdiurnus hőmérsékletváltozások magassági eloszlásának, valamint a levegő sűrűségének megfelelően a hőbevétel és leadás értékei a magassággal csökkennek, de a 200 mb-os szinten — a már leírt nagy interdiurnus hőmérsékleti változékonyság következményeként — másodmaximum figyelhető meg. A sztratoszférában ősszel és télen a kompenzációs effektusokra visszavezethető hőnyereség jelentkezett a troposzférikus hőveszteséggel szemben.

III. TÁBLÁZAT

A napközi hőfelvétel, hőleadás és hőegyenleg nekedévi és évi átlagos összegei (a) és a troposzféra 1 cm² keresztmetszetű légoszlopának hőmérlege (b).

B u p a p e s t

1 9 6 1 — 1 9 6 5.

	T a v a s z			N y á r			Ő s z			T é l			É v		
a)															
10 ⁻¹ kcal. cm ⁻² né ⁻¹ (év ⁻¹)															
m/mb	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣQΔ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ
143	318,6	265,1	53,5	258,5	258,7	-0,2	279,0	318,1	-39,1	300,1	314,3	-14,2	1156,2	1156,2	0
850	310,7	264,0	46,7	254,4	259,6	-5,2	282,1	308,2	-26,1	370,0	385,4	-15,4	1217,2	1217,2	0
700	243,6	215,6	28,0	205,0	202,5	2,5	237,3	255,0	-17,7	307,1	319,9	-12,8	993,0	993,0	0
500	187,3	170,2	17,1	140,9	138,9	2,0	183,1	196,0	-12,9	237,1	243,3	-6,2	748,4	748,4	0
300	111,4	103,1	8,3	106,1	101,8	4,3	108,9	122,2	-13,3	127,5	126,8	0,7	453,9	453,9	0
200	129,2	130,0	-0,8	120,8	113,9	6,9	122,2	129,5	-7,5	143,7	142,5	1,2	515,9	515,9	0
100	36,0	35,9	0,1	37,4	35,8	1,6	50,7	48,3	2,4	42,1	46,2	-4,1	166,2	166,2	0
70	21,3	19,6	1,7	21,6	20,1	-1,5	26,8	25,6	1,2	31,6	27,0	4,6	101,3	101,3	0
50	13,1	14,2	-1,1	16,4	19,8	-3,4	19,6	16,3	3,3	21,4	20,2	1,2	70,5	70,5	0

b)

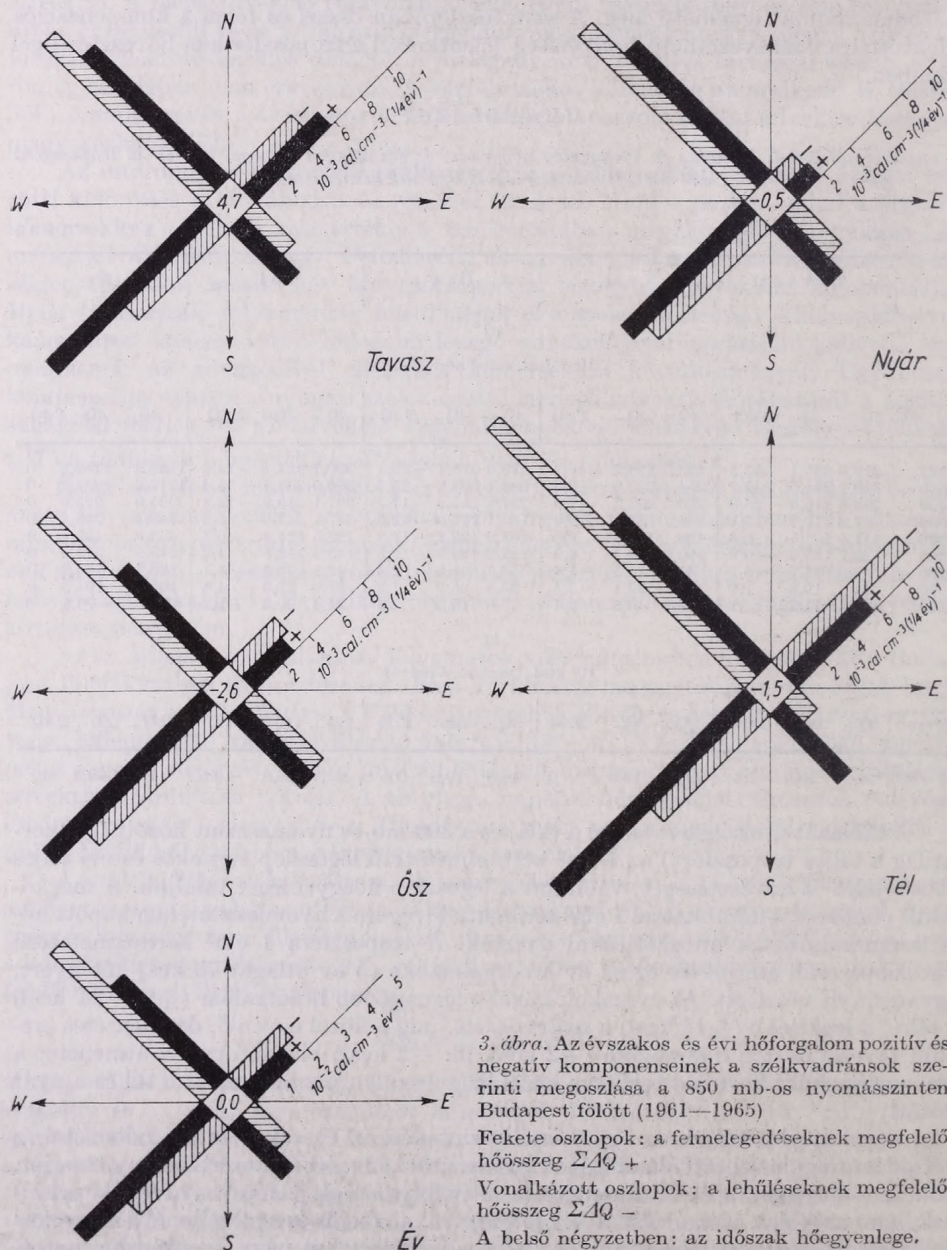
10³ kcal. cm⁻² né⁻¹ (év⁻¹)

m/mb	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣQΔ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ	ΔQ ₊	ΔQ ₋	ΣΔQ
143-300	19,3	16,9	2,4	15,6	15,6	0	18,0	19,8	-1,8	23,0	23,6	-0,6	75,9	75,9	0

A táblázat utolsó sorában (b) a talaj és a 300 mb-os nyomásszint között (gyakorlatilag a teljes troposzféra) az 1 cm² keresztmetszetű légoszlop évszakos és évi teljes hőbevételét és hőveszteségét, valamint a légoszlop hőegyenlegét találjuk. A megközelítő pontosságú adatokat az 1 cm³ térfogatú levegőre a nyomásszinteken kapott hőtartalom-változások integrálásával nyertük. A troposzféra 1 cm² keresztmetszetű légoszlopa ezek szerint az egész év hőforgalmában (5 év átlaga) 76 kcal hőt nyert, ugyanennyit veszített. Az évszakok közül a legnagyobb hőforgalom (±23-24 kcal) a télre, a legkisebb (±16 kcal) a nyárra esett, míg a közel egyenlő, de ellentétes eredőjű tavaszi és őszi hőforgalom (+2 kcal, ill. -2 kcal) biztosította az átmenetet a troposzféra hőháztartását tekintve közel kiegyensúlyozott évszakok: a tél és a nyár között.

Végül megkíséreljük az egyes izobárszinteken az évszakos és évi hőbevétel és hőleadás átlagának szétválasztását az izobárszinteken mért légáramlás iránya szerint. Miután a tényleges hőszállításban az advektív folyamatok jelentékeny részt képviselnek, s az utóbbiak vizsgálatánál két főtengelyt: a zónális és a meridionális irányokat kell elsősorban figyelembe vennünk, azért a szélirányokat négy kvadránsba osztot-

tuk: 1–90° (NE), 91–180° (SE), 181–270° (SW), 271–360° (NW). Az egyes szélkvadránsokba sorolt hőbevétel és hőleadás negyedévi és évi összegeinek átlagait mutatja be a 3. ábra a maximális hőforgalom szintjében, 850 mb-on. Az ábrán az egyes kvadránsokban felrajzolt oszlopok hossza a középső négyzet oldalaitól kiindulva a befogadott (fekete oszlopok) és leadott (vonalkázott oszlopok) hőmennyisé-



3. ábra. Az évszakos és évi hőforgalom pozitív és negatív komponenseinek a szélkvadránsok szerinti megoszlása a 850 mb-os nyomásszinten Budapest fölött (1961—1965)

Fekete oszlopok: a felmelegedéseknek megfelelő hőösszeg $\Sigma \Delta Q +$

Vonalkázott oszlopok: a lehüléseknek megfelelő hőösszeg $\Sigma \Delta Q -$

A belső négyzetben: az időszak hőegyenlege.

geket ábrázolja. A négyzetbe írt szám ezek algebrai összegét, tehát az 1 cm^3 térfogatú levegő negyedévi és évi hőegyenlegét (5 év átlagában) adja meg.

Amint látjuk, a szélrózsa egyes kvadránsaiból érkező légáramláshoz a hőforgalomnak nagyon különböző komponensei és eredő hőösszegei kapcsolódnak. Az északi kvadránsokból (NE, NW) fújó szelek esetén évi átlagban kb. 32%-kal haladta meg a lokális hővesztés a nyereséget, s a hőegyenleg $2,1 \cdot 10^{-2} \text{ cal. cm}^{-3} \text{ év}^{-1}$ vesztéssel zárult. A vesztéset a déli kvadránsokból fújó szelek esetében végeredményként befogadott hő egyenlítette ki. A napoknak ebben a csoportjában a hőnyereség 37%-kal meghaladta a vesztéset. Hasonló értelmű az északi és a déli szélkvadránsok csoportjában az évszakos hőforgalom pozitív és negatív komponenseinek viszonya. Kimondhatjuk, hogy az 5 év átlagában az északi komponensű légáramlásokhoz minden évszakban hővesztés, a déli komponensűekhez hőnyereség kapcsolódott, amely az év átlagában az előbbit kiegyenlítette.

A keleti kvadránsokból fújó szelekhez a nyugatiakkal szemben aránylag kicsiny hőváltozások kapcsolódnak. A keleti komponensű szelek csoportjában a hőnyereség alig 29%-át, a hővesztés pedig csak 26%-át teszi ki a teljes hőforgalom megfelelő komponenseinek. Bizonyos szezonális különbségekkel hasonlóak az arányok az egyes évszakokban is. Azt mondhatjuk tehát, hogy a vizsgált szinten a hőforgalmat lényegében a nyugati komponensű szelekhez kapcsolódó hőmérsékletváltozások határozzák meg, a keleties szelek a hőforgalom kialakításában évi átlagban kb. 26–29%-ban vettek részt.

A hőforgalomnak az egyes szélkvadránsokhoz fűződő jellegzetességei az általános cirkuláció hőtávitelének Magyarország térségében ismert sajátosságaival (hidegebb északias, melegebb délies szelek, a nyugatias szelek túlsúlya) teljesen összhangban vannak. Hasonló megállapításokra jutottunk az egyes kvadránsokból fújó szelek advektív hőszállítására vonatkozólag is. Ebből arra következtethetünk, hogy a Budapest fölötti légkör maximális hőforgalmának szintjében az interdiurnus változások és a hőforgalmat lebonyolító folyamatok lényegükben advektív természetűek. Hasonló vizsgálatoknak a kisebb hőforgalmú szintekre történő kiterjesztése csak nagyobb észlelési anyag birtokában vezet eredményre.

Eredményeinket a következőkben foglalhatjuk össze:

Az interdiurnus lehülések maximuma a troposzférában télen az 500 mb-os nyomásszint környezetében van. Ugyanitt találjuk nyáron a lehülések és a felmelegedések minimumát, míg a felmelegedések maximuma télen, alacsonyabban: a 850 mb-os szint környezetében van.

A 850 mb-os szinten, a sűrűlási, ill. sugárzási réteg fölött a lehüléseknek, kisebb mértékben a felmelegedéseknek magasság szerinti másodmaximuma volt megfigyelhető.

A troposféra és az alsó sztratosféra napközi hőmérsékletváltozásainak abszolút maximuma a tropopauza-ingadozások következményeként a 200 mb-os szint környezetében alakul ki.

A sztratoszférában a felfelé csökkenő hőmérsékletváltozásoknak téli maximuma és tavaszi, kora nyári minimuma figyelhető meg. Az alsó troposzférában a gyakoribb felmelegedéseket a ritkább, de erősebb lehülések kompenzálják. A felmelegedések és lehülések eltérő jellege a felső troposzférában kevésbé érvényesül, az alsó sztratoszférában pedig — valószínűleg kompenzációs hatások miatt — ellenkezőjére fordul.

A troposzférában s az alsó sztratoszférában az egymás utáni napok hőmérsékletének kialakításában az évi menetből leszármaztatható és a sugárzási viszonyokat tükröző komponens a többi advektív és dinamikus tényező mellett elhanyagolható.

Mind a pozitív, mind a negatív hőmérsékleti advekciók átlagértékei a troposzférában meghaladják a tényleges hőmérsékletváltozások átlagait. Feltehetően az ad-

vektív folyamatok hatását a lokális hőmérsékletváltozások adiabatikus és diabatikus komponensei bizonyos mértékben kompenzálják.

Az évszakos és évi hőforgalom maximumát télen, a 850 mb-os szinten találjuk. Ugyanitt van ősszel, télen és az egész év átlagában a hőforgalom magasság szerinti maximuma.

A hőforgalomnak az áramlás iránya szerint végrehajtott vizsgálata során kitűnt, hogy

a) a maximális hőforgalom szintjében (850 mb) az északi komponensű szelekhez kapcsolódó hőveszteséget a délies szelekhez tartozó hőbevétel kompenzálja,

b) a hőforgalmat lényegében a nyugatias szelekhez kapcsolódó hőmérsékletváltozások határozzák meg,

c) Budapest fölött a légkör maximális hőforgalmának szintjében a hőforgalmat lebonyolító folyamatok lényegükben advektív természetűek.

IRODALOM

- [1] *Hann, J.*: Ueber die Veränderlichkeit der Tagestemperatur. Sitz. ber. d. Kais. Akad. d. Wiss. Bd. IXXI, II. Abt. April 1875.
- [2] *Hegyföky, K.*: Die Veränderlichkeit der Tagestemperatur in Budapest. Zs. für Met. XVIII (1883), 168—169.
- [3] *Hegyföky, K.*: Veränderlichkeit einiger meteorologischen Elemente von einem Tage zum anderen zu Budapest 1873—1882. Zs. für Met. XX (1885), 486—497.
- [4] *Hegyföky, K.*: Az idő változékonysága. Term. Tud. Köz. 22 (1890), 192.
- [5] *Fraunhoffer, L.—Róna, Zs.*: Magyarország hőmérsékleti viszonyai. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. VI (1904), Budapest.
- [6] *Róna, Zs.*: Éghajlat. II. Rész. (1909), Budapest.
- [7] *Hann, J.*: Lehrbuch der Meteorologie. (1901). Leipzig.
- [8] *Fábiánics, F.*: A levegő felmelegedése és lehülése egyik napról a másikra. Időjárás 45 (1941), 201—210.
- [9] *Berkes, Z.*: A hőmérséklet napközi változékonysága Budán. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XX (1955), 120—128.
- [10] *Bacsó, N.*: Magyarország Éghajlata (1959), Budapest.
- [11] *A. Koflanovits, E.*: Magyarországon a nyári északnyugati irányítottaságú időjárási helyzetekben előforduló lehülések vizsgálata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXVII (1964), 57—62.
- [12] *A. Koflanovits, E.*: A napi középhőmérséklet interdiurnus változékonyságának szinoptikus-klimatológiai vizsgálata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXIX (1966) II. 47—56.
- [13] *A. Koflanovits, E.*: A hőmérséklet változékonysága a troposzférában. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXXIII (1967), 310—329.
- [14] *A. Koflanovits, E.*: A troposféra különböző szintjein észlelt hőmérsékletváltozások kapcsolata. Orsz. Met. Int. Hiv. Kiadv. XXXIV. (1968), 324—328.
- [15] *Béll, B.*: Die vertikale Windänderung über Budapest im Zusammenhang mit der thermischen Advektion. Ann. d. Met. N. F. Nr. 3 (1967) 81—85.
- [16] *Béll, B.*: Die Bedeutung des advektiven Wärmetransportes in der Energiebilanz des Luft-raumes des Karpatenbeckens. Acta Climat. Tom. VIII. Fasc. 1—4 (1969), 3—31. Szeged.
- [17] *Béll, B.*: Kontinentalität und Ozeanität in der freien Atmosphäre über Ungarn. Időjárás 73 (1969), 193—206.