

## IX. A szabadlégkör kutatásának főbb eredményei Magyarországon.

Irta: *Béll Béla* vendég.

A 8—14. ábrával.

Bemutatta a Szent István Akadémia IV. oszt. 1943 október 22-én tartott ülésén.

A magas légkör közvetlen kutatásának ezidőszerint két gyakorlati feladata van. Az egyik a felsőbb rétegekben a levegő áramlásának, az ú. n. magassági szélnek mérése, a másik a levegő független állapotjelzőinek, a nyomásnak és a hőmérsékletnek, valamint a levegő vízgőztartalmának meghatározása.

A magassági szél mérése világszerte hidrogénnel töltött gumiléggömbökkel, az ú. n. pilotballonokkal történik. A meghatározott felhajtóerővel rendelkező léggömb ismert és közel állandó sebességgel emelkedik s iránymérő távcső segítségével helyzete bármely időpillanatban meghatározható. Az időegység alatt történt vízszintes elmozdulása a szélvektort adja meg abban a magassági rétegben, amelyen éppen áthaladt.

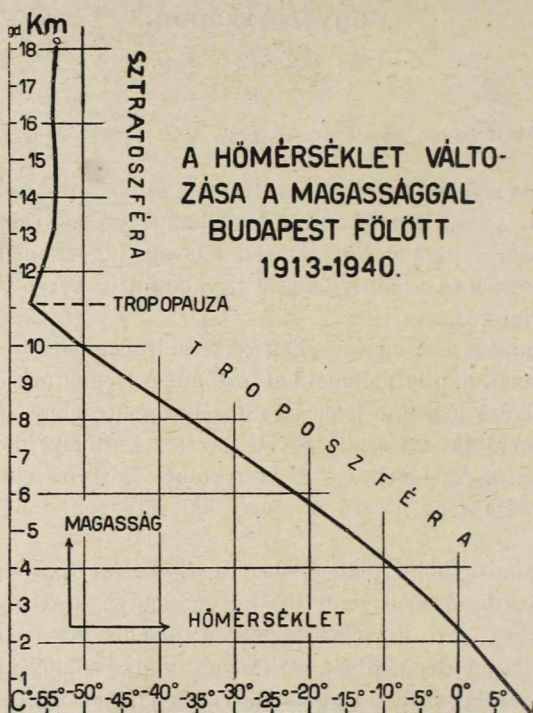
A légnyomás, hőmérséklet és nedvesség mérése öniró műszerekkel, az ú. n. meteorográfokkal, vagy kicsiny és könnyű elektroncsöves adóberendezésekkel, az ú. n. rádiószondákkal történik. A meteorográfokat szabad vagy kötött léggömbök, sárkányok, vagy repülőgépek, a rádiószondákat kizárólag szabad léggömbök viszik a magasba. A meteorográfok adatai csak a műszer megtalálása, vagy a kötött léggömb, sárkány, illetőleg a repülőgép visszaérkezése után hasznosíthatók, a rádiószonda már felszállása közben jelzi a nyomást, hőmérsékletet és nedvességet.

A felsőbb légrétegek vizsgálatának ezen — nyilván legkorszerűbb — eszközzel a háborús körülmények miatt Magyarországon még nem folynak kutatások. A magassági szélmérés és a műszeres szabadléggömbökkel való kutatás azonban már három évtizedes multra tekinthet vissza. *Dr. Róna Zsigmond* kezdeményezésére *Marczell György* és *Tóth Géza* voltak lelkes munkásai az elmúlt 30 évben ennek a kutatásnak. Ezekkel a mérésekkel párhuzamosan *dr. Hille Alfréd* a m. kir. Légügyi Hivatal műszeres repülőgépfeszállításait indította meg.

A szabadléggömbökkel felbocsátott műszerek 15—20 km magas-

ságig hatolnak a felsőbb légrétegekbe s a légállapot nagy magasságokig terjedő analizését teszik lehetővé. A mindennapos repülőgépfelzárások pedig az időjárás előrejelzéséhez, valamint a repülőforgalom biztosításához nyújtanak a légkör alsó 4—5 kilométeréről ma már nélkülözhetetlen adatokat.

Tavaly mult 50 esztendeje, hogy két francia kutató: *Hermite* és



8. ábra. A hőmérséklet változása a magassággal Budapest fölött 1913—1940 között.

*Besançon* szabadlégkömbbel Richard-féle légnyomás- és hőmérséklet-írókat bocsátottak a magasba, hogy a szabadlégkör hőmérsékletét különböző magasságokban megmérjék.

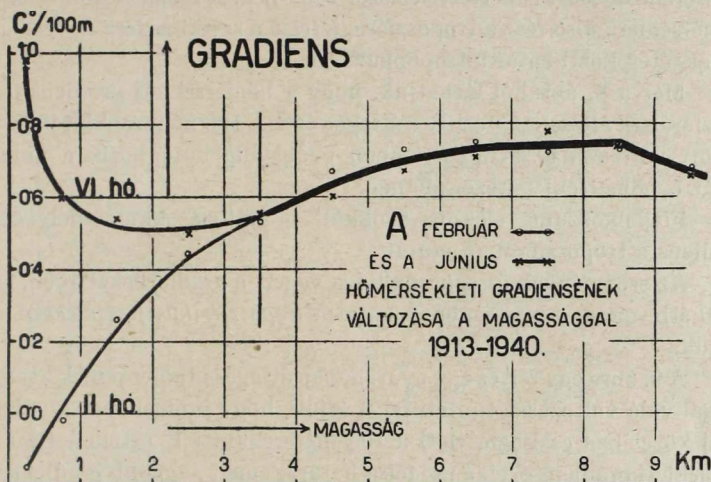
Ezt megelőzően több kutató, ezek között elsősorban *Glaisher*, *Assmann*, *Süring* és *Berson* maguk is helyet foglaltak a légkömb kosarában s közülük *Assmann* nagyjelentőségű felfedezéseivel mai ismereteink alapját rakta le.

A magaslégkör rendszeres kutatásának útját azonban *Hermite* és *Besançon* utas nélküli, műszeres légkömbjének felbocsátása mutatta.

Munkájukat *Teisserenc de Bort, L. Roich*, majd Assmann folytatta a trappesi, a blue hilli, illetőleg lindenbergi obszervatóriumban. Méréseik a levegő nyomásán és hőmérsékletén kívül a légnedvességre is kiterjedtek.

A kutatás nemzetközi szervezését és irányítását 1896-ban a *Nemzetközi Meteorológiai Szervezet* légkörkutató bizottsága vette kézbe. Azóta az ú. n. nemzetközi napokon (évente legalább 18 alkalommal) a kutatómunkához csatlakozott meteorológiai központok ugyanabban az időben bocsátják fel kutató léggömbjeiket.

Magyarország pontosan 30 éve vesz részt a szabadlégkör kutatásá-



9. ábra A februári és júniusi hőmérsékleti gradiens változása a magassággal 1913—1940 között.

ban. *Dr. Róna Zsigmond* igazgató fáradozásainak eredményeképpen *Marczell György* vezetésével indultak meg a műszeres léggömb-felszállások. 1934-től 1942-ig *Tóth Géza* vezette, újabban pedig *dr. Béll Béla* irányítja ezt a munkát. A kb. 2 méter átmérőjű gumiléggömb vesszőfonatú kosárban viszi fel a Hergesell-Bosch mintájú meteorográfot. A légnyomás, hőmérséklet és nedvesség változásait jelző mutatók óraművel mozgatott kormozott alumíniumhengerre írnak.

Magyarországon a megfigyelési anyag feldolgozására — elegendő felszállás megtörténte után — 1941-ben kerülhetett sor.<sup>1</sup>

A következőkben a függőleges hőmérsékleti gradiens néhány tulajdonságával foglalkozunk. *Ezalatt, a következőkben röviden gradienseknek*

<sup>1</sup> *Béll Béla*. A szabad légkör hőmérséklete Budapest fölött. Budapest, 1941.

*nevezendő fogalom alatt a meteorológiai gyakorlatban a függőlegesen felfelé irányuló, 100 méterre eső hőmérsékletcsökkenést értjük. Értéke tehát pozitív, ha a hőmérséklet felfelé csökken, negatív, ha emelkedik.*

Minden egyes felszállásból megkaphatjuk a hőmérsékletnek a magassággal való változását. Ennek átlagos értékét mutatja számításaim alapján Budapest fölött az 8. ábra. Láthatjuk, hogy a hőmérséklet kb. 11 kilométer magasságig 100 méterenként átlagosan 0.5—0.7 fokkal csökken, innen kezdve a magassággal csak kis változásokat mutat.

A műszerekkel átkutatott légkörnek ezt a jellegzetes kettéválását Teisserenc de Bort ismertette először 1902-ben. A magassággal csökkenő hőmérsékletű alsó rész a troposzféra, a felső a sztratoszféra nevet kapta. A két réteg közti határ a tropopauza.

Már a 8. ábrából láthatjuk, hogy a hőmérsékleti gradiens a troposzférában általában pozitív s átlagos értéke 100 méterenként 0.5—0.7° között változik, a sztratoszférában pedig alig különbözik a nullától, tehát a hőmérséklet közel állandó.

Foglalkozunk először azokkal a változásokkal, melyeket a gradiens a troposzférában mutat.

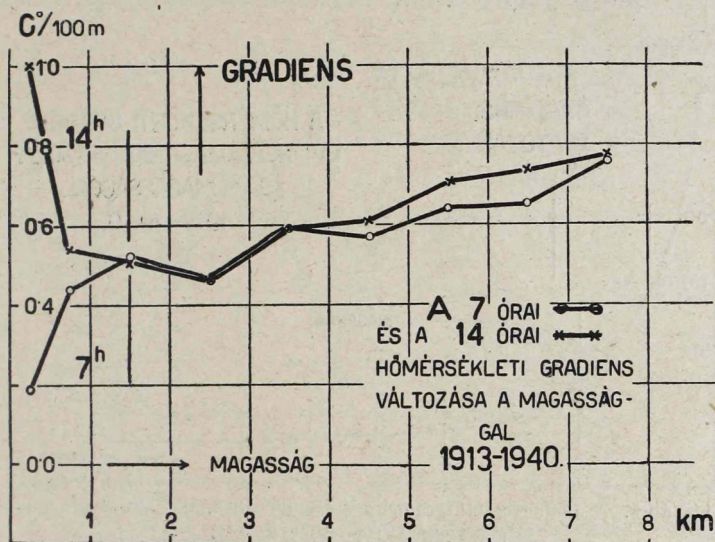
Az eredmények összehasonlítása végett a gradienseket 1000, 2000, 3000 stb. méter magasságban, az ú. n. *troposzférikus fősíntekben* vizsgáljuk.

A 9. ábra egy téli és egy nyári hónap átlagos gradienseinek a magassággal való változását tünteti fel. Látjuk, hogy júniusban a gradiens a talaj közelében csaknem eléri a 100 méterenkénti 1° értéket. Ez a hőmérsékleti gradiens értékének felső határa, ennél nagyobb gradiensenél a levegő egyensúlyi állapota bizonytalan. Ezt a nagy gradiensértéket a nyári hónapokban a talaj és a vele érintkező talajmenti levegő erős felmelegedése hozza létre. A vezetés útján felmelegedett levegő csereáramlás formájában a magasba jut, emelkedés közben adiabatikusan, azaz 100 m emelkedés után 1°-kal lehül. Amikor a felmelegedés folyamata a csereáramlással egyensúlyba jut, a talajhoz közeleső rétegben ezt az adiabatikus gradienst találjuk. A magasság növekedésével csökken a csereáramlás erőssége, ennek megfelelően csökken a gradiens értéke is. A csereáramlás hatása a gradiens havi átlagában 2000 m fölött eltűnik, innen kezdve a gradiens lassú emelkedése figyelhető meg.

A februári gradiensek a tél hatását mutatják az alsó rétegekben. A talajtól kb. 1000 m-ig negatív a gradiens átlagértéke, azaz a hőmérséklet ebben a rétegben a magassággal nő. Ennek a jelenségnek fizikai magyarázatát a talajmenti lehülésben kereshetjük. A lehült talajmenti réteget gyakran alacsony köd, vagy 1000 m alatt fekvő vékony felhőréteg választja el a fölötte elhelyezkedő melegebb levegőtől. A téli

napoknak ez a negatív hőmérsékleti gradiense gyakran megfigyelt jelenség az 1000 m fölé nyúló hegyeinkben is. A magyar irodalomban ezt hőmérsékleti visszasságnak (rendellenességnek) nevezzük.

Láthatjuk a 9. ábrából, hogy a talaj évszakos fellemelegedése és lehülése 3000 m fölött a gradiensekben nem érezteti hatását. Innen kezdve a gradiens a nagyobb magasságok felé növekvő értéket mutat. Legnagyobb értéket 8 és 9 km között éri el, e fölött a sztratoszférának gradiensecsökkentő hatása mutatkozik. A troposzférikus gradiensnek a magassággal való



10. ábra. A 7 órai és 14 órai hőmérsékleti gradiens változása a magassággal az 1913—1940. évek között.

növekedése valószínűleg a nedvességtartalom csökkenésével függ össze. A troposzférára jellemző függőleges mozgások ugyanis nagyobb hőmérsékletcsökkenéssel járnak a vízgőzben szegény magasabb rétegekben, mint a nedvesebb alsó szintekben, ahol az emelkedő légmozgás könnyebben idéz elő kicsapódást s a felszabaduló rejtett hő az emelkedéssel járó lehülést mérsékli.

\* \* \*

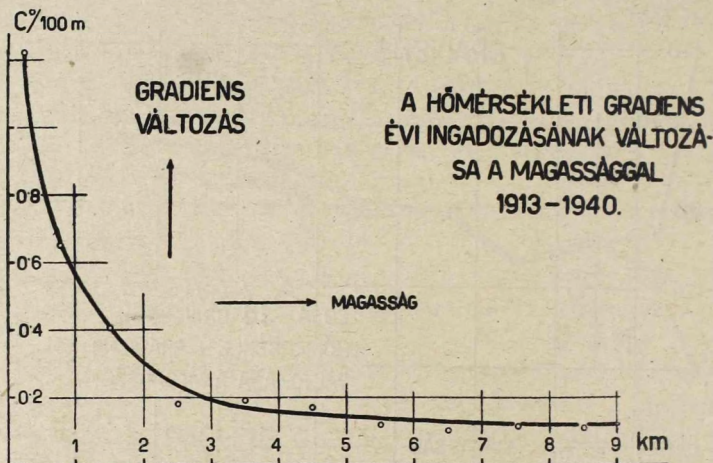
A 10. ábra a 7 és 14 órai gradiensek átlagának a magassággal való változását tünteti fel. Látjuk, hogy a talaj éjszakai fellemelegedésének és lehülésének hatása az évszakos fellemelegedéshez és lehüléshez hasonló. Az évszakos hatás a hőmérsékleti gradiensekben 3 km-ig volt kimutatható, a napszakos hatás pedig 1 és 2 km között megszűnik. Ennek megfelelően,

amint a 11. ábrában láthatjuk, a gradiens évi ingása az alsó 3 km-ben jelentékeny, a talaj és 500 m között  $1.0^\circ$ , 1 km-ben  $0.6$ , 2 km-ben  $0.3$ , 3 km fölött pedig  $0.2^\circ$  alá süllyed.

\* \* \*

*Foglalkozunk ezután a sztratoszféra gradienseinek sajátágaival.*

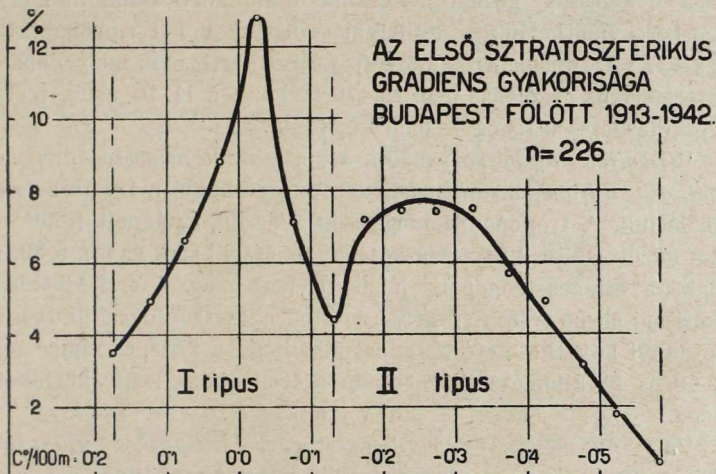
A troposzféra gradienseit a talajtól számított 1—2—3 stb. kilométerben, a tropozférikus főszintekben vizsgáltuk. Ha a hőmérsékleti gradiensek a sztratoszférában mutatkozó tulajdonságait akarjuk vizs-



11. ábra. A hőmérsékleti gradiens évi ingadozásának változása a magassággal 1913—1940 között.

gálni, ez a módszer nem vezet eredményre. A sztratoszféra alsó határa, a tropopauza ugyanis nagy változásokat mutat, Budapest fölött 8 és 14 km között ingadozik. Előfordul tehát, hogy a talajtól számított valamely magassági szintben magas tropopauza esetén tropozsférikus gradienst, alacsony tropopauza esetén pedig sztratoszférikus gradienst találunk. Abból a célból, hogy minden egyes esetben — a tropopauza magasságától függetlenül — sztratoszférikus gradienseket hasonlítsunk össze, új alapszintet: magát a tropopauzát vezetjük be. További vizsgálatunk célja az új alapszinttől, a tropopauzától számított 1000, 2000, 3000 stb. méter távolságban a hőmérsékleti gradiensek vizsgálata. Nevezzük el ezeket a magassági szinteket a tropopauzától számítva *első, második, harmadik stb. sztratoszférikus főszinteknek*. Az első sztratoszférikus főszint például az egyes felszállásokban a talaj fölött különböző magasságban fekszik, de a saját tropopauzája fölött mindegyik

1000 m távolságban van. A tropopauza és az első sztratoszférikus fősztint közti hőmérsékleti gradienst nevezzük el *első sztratoszférikus gradiensnek*, a következőt második, harmadik stb. sztratoszférikus gradienseknek. Hasonlítsuk össze egymással a különböző felszállásokból nyert első, majd a második stb. sztratoszférikus gradienseket. Az egyes felszállásokat megvizsgálva azt találjuk, hogy míg a troposzféra felső rétegeiben alig egy-két tizedfok ingadozás tapasztalható a gradiens értékében, addig az első sztratoszférikus gradiens már jelentékeny ingadozást mutat. Az első, vagyis a tropopauza fölötti sztratoszférikus gradiens a buda-



12. ábra. Az első sztratoszférikus gradiens gyakorisága Budapest fölött az 1913—1942. évek között.

pesti mérések szerint a 100 méterre számított  $0.20$  és  $-1.10^\circ$  között változik. Vizsgáljuk meg, hogy ezen két határérték között az egyes gradiensértékek egyenlő, vagy rendszertelen gyakorisággal fordulnak-e elő, vagy vannak köztük kitüntetett értékek, melyek az egyes felszállásokban feltűnő gyakran ismétlődnek.

Ezt a vizsgálatot az első sztratoszférikus gradiensekre végeztem el, ezek között mutatkoznak ugyanis a legnagyobb eltérések.

A 12. ábra az első sztratoszférikus gradiens gyakoriságát tünteti fel. A vízszintes tengelyen az egyes gradiensértékek, a függőlegesen a hozzájuk tartozó százalékos gyakoriságok vannak felmérve.

Látjuk, hogy a gyakorisági görbe két kifejezett maximumot mutat s a köztük levő minimummal a görbe két részre választható. Az egyik görberész határozott éles maximumot mutat a  $0.00$  és a  $-0.05^\circ$  közötti gradiensértéknél. A másik, ennél szélesebb értéksávra kiterjedő maximum  $-0.20$  és

—  $0.30^\circ$  közé esik. A gyakorisági görbe tehát nem egy kitüntetett gradiens-értéket jelöl meg, hanem arra enged következtetni, hogy a megfigyelések szaporításával az első sztratoszférikus gradiensek két érték körül sűrűsödnek. Ezt úgy is mondhatjuk, hogy az első sztratoszférikus gradiens gyakorisági eloszlása a sztratoszféra alsó rétegében két típust enged meg.

Az első típus (I. típus) tropopauzái fölött a gradiens nullának tekinthető, azaz a tropopauza átlépése után a hőmérséklet 1 kilométeren keresztül nem mutat lényeges változást, a II. típust pedig a tropopauza fölötti negatív gradiens, azaz a felfelé emelkedő hőmérséklet jellemzi.

A gyakorisági görbét a két maximum közti minimummal két részgörbére bonthatjuk s különválaszthatjuk a két típusba tartozó eseteket. Az I. típusba azok a sztratoszférák tartoznak, melyeknek első sztratoszférikus gradiense  $0.20$  és  $-0.14$  közé, a II.-ba azok, melyeknek gradiense  $-0.15$  és  $-0.55$  közé esik.

Vizsgáljuk meg hasonló módon a tropopauzák magasságának gyakoriságát, azaz a tropopauza ingadozását. Az eredményt a 13. ábra a) görbében látjuk. A tropopauza magassága eszerint Budapest fölött 8 és 14 km között változik. Ezek a határok az északi sark és kb. a 30. szélességi kör átlagos tropopauzájának felelnek meg. A széles közben a gyakorisági görbe erősen zavart, a pontok nagy szóródása miatt mindössze annyi következtetést vonhatunk, hogy a közepes magasságokban, 10 és 11 kilométer között van a tropopauza leggyakoribb magassága.

Válasszuk most szét az előbb nyert I. és II. típushoz tartozó tropopauzákat. Ha ezek magasságának gyakoriságát kiszámítjuk, a b) és c) görbét nyerjük. Látjuk, hogy a gyakorisági görbe zavart jellege az I. típusnál megmarad, a II. típus gyakorisági görbéje azonban kifejezett kettős maximumot mutat és a pontok kicsiny szóródása újabb következtetést enged meg.

A 13. ábra eredményei tehát a következők:

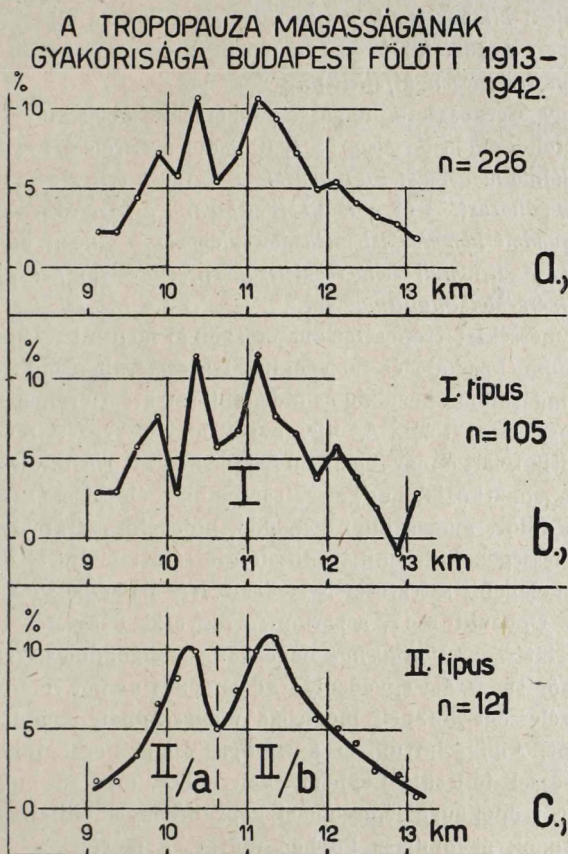
1. Az I. típusú, tehát a sztratoszféra alsó részében a hőmérséklet állandóságával jellemezhető tropopauza 8 és 14 kilométer között az egyes magasságokban erősen ingadozó gyakorisággal fordul elő, leggyakoribb magasságát 11 kilométerben állapíthatjuk meg.

2. A II. típusú, tehát a sztratoszféra alsó rétegében a hőmérséklet felfelé irányuló emelkedésével jellemezhető tropopauza két altípusra bontható, egyiknek, melyet II/a-*val* jelölünk, leggyakoribb magassága 10.300 m, a másiknak, II/b. jelöléssel, 11.300 m. A két típust a gyakorisági görbe két maximuma között levő minimum abszcisszája: a 10.600 méteres tropopauza-magasság választja el. Itt találjuk az előfordulások sűrűsödése között a legkisebb gyakoriságú helyet.



Az eddigi eredményeket a következőkben foglalhatjuk össze :

Az első sztratoszférikus gradiens értéke alapján a tropopauzákat két csoportba osztottuk. Az első csoportot jelképező I. típust a sztratoszféra alsó szintjében a felfelé állandó hőmérséklet, a II. típust a felfelé irányuló hő-



13. ábra. A tropopauza magasságának gyakorisága Budapest fölött az 1913–1942. évek között.

mérsékletemelkedés jellemzi. Az utóbbit a tropopauza magassága alapján egy alacsonyabb II-a. és egy magasabb II-b. altípusra bontottuk.

Állapítsuk meg ehhez a három típushoz tartozó tropopauzák átlagos magasságát, átlagos hőmérsékletét és mindhárom típus átlagos első, második stb. sztratoszférikus gradienseit. Ilyen módon három troposzféramagasságot, hőmérsékletet és három csoport sztratoszférikus gradienst kapunk. Ha most

a három átlagos tropopauzát alapszinteknek választjuk, a sztratoszférikus gradiensek segítségével megszerkeszthetjük a hőmérsékletnek a magassággal való változását a három típus sztratoszférájában. Ha ezt a számolást a tropopauzától lefelé is folytatjuk, megkaphatjuk a hőmérsékletnek a magassággal való változását az egyes típusok troposzférájában is. A számítást a talajtól számított 3 kilométerig folytathatjuk, innen kezdve a gradiensek nagy ingadozása ezt a számolási módot már nem engedi meg, amint azt említett munkámban részletesen kifejtettem.

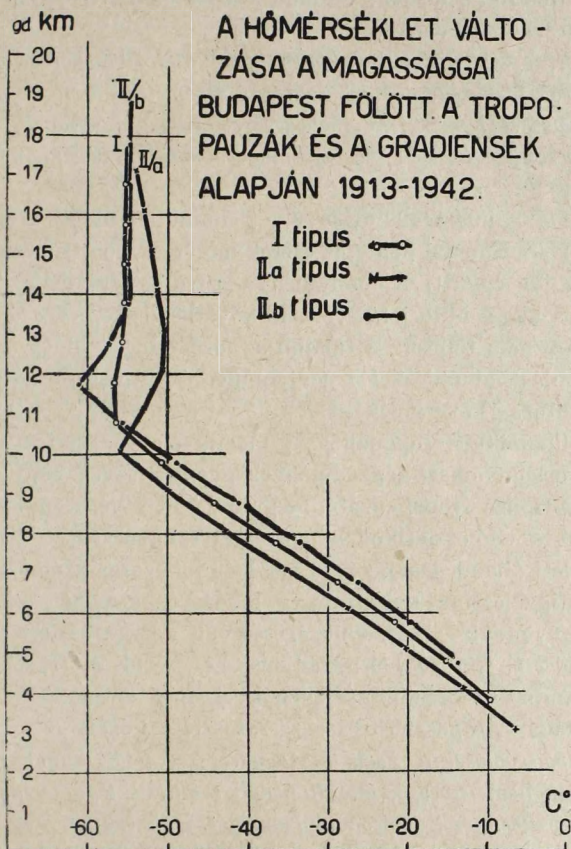
Az így szerkesztett magassághőmérséklet-görbékét a 14. ábrán tüntettük fel. Láthatjuk, hogy az I. típusnál a sztratoszféra alsó rétegére jellemző állandó hőmérséklet a magasabb rétegekben sem mutat a magassággal lényeges változást. A II/a. és a II/b. típusnál a sztratoszféra alsó rétegében megkezdődött hőmérsékletemelkedés átlagosan 2 km-en át tart, innen kezdve a II/a. típusnál hőmérsékletcsökkenés, a II/b-nél pedig felfelé állandó hőmérséklet állapítható meg.

A hőmérséklet troposzférikus értékeiből látjuk továbbá, hogy az alacsonyabban kezdődő és melegebb sztratoszférához hidegebb troposzféra, a magasabban kezdődő és hidegebb sztratoszférához pedig melegebb troposzféra tartozik. Az ugyanazon helyen végzett megfigyelések is megerősítik tehát a már régebben felállított ú. n. *ellentétességi szabályt*, amely arra vonatkozik, hogy az alacsonyabb szélességeken a melegebb troposzféra fölött magasabban kezdődő, hidegebb sztratoszféra, a magasabb szélességek hidegebb troposzféraja fölött pedig alacsonyabban kezdődő, melegebb sztratoszféra fekszik. (A tropopauza átlagos magassága az Egyenlítőn 17, a sarkon pedig csak 8 km.)

Eszerint — a *sztatikusnak* nevezhető — elgondolás szerint, melynek a légkör sugárzási egyensúlya ad elméleti alapot, a Föld minden pontján szélességi körének megfelelő magasságban megtalálhatjuk a tropopauzát. Amint láttuk, ez az átlagos állapot csak több-kevesebb megközelítéssel teljesül. Legjelentékenyebbek azok az ingadozások, melyeket a tropopauza légnyomási képződmények, kifejlett ciklonok és anticiklonok átvonulása közben mutat. A mérések azt mutatják, hogy a ciklonok előoldalán és az anticiklonok mögött, ahol a troposzféra meleg, a tropopauza magasán fekszik és hideg. A légnyomási képződmények másik oldalán pedig a hideg troposzféra fölött alacsony és meleg tropopauzát találunk.

*Palmén* vizsgálatai valószínűvé tették, hogy a tropopauza magasságváltozásainál függőleges légmozgások játszák a vezetőszerepet. A légnyomási képződmények fölött 8—14 km magasságban olyan függőleges légmozgásokra következtethetünk, melyek ebben a magasságban a függőleges hőmérsékleti gradiens növekedésére, vagy csökkenésére

vezetnek. Miután a tropopauza nem más, mint a felfelé irányuló hőmérsékletcsökkenésnek, azaz a gradiensnek 10 km táján bekövetkező meggyengülése, illetőleg hőmérsékletemelkedésbe való átmenete, beláthatjuk, hogy ebben a magasságban bekövetkező függőleges légmozgás a sztatikus tropopauzát meg-



14. ábra. A hőmérséklet változása a magassággal Budapest fölött a tropopauzák és a gradiensek alapján az 1913—1942. évek között.

szüntetheti s kisebb, vagy nagyobb magasságban új sztratoszférahátárt hozhat létre.

Palmén számításai szerint az így létrejött, *dinamikusnak* nevezhető tropopauzák fölött a hőmérséklet a magassággal jellegzetesen változik. Előregedett frontnélküli ciklonokban az alacsony tropopauza fölött a hőmérséklet kezdetben emelkedik, azután süllyedésbe megy át,

anticiklonokban pedig ugyancsak kezdeti emelkedés után a magassággal nem mutat változást.

Láthatjuk, hogy Palmén ciklonális dinamikus tropopauzája fölött a hőmérséklet úgy változik a magassággal, mint az általunk talált II/a. sztratoszfératípusnál; Palmén anticiklonális tropopauzája pedig megfelel a II/b. típusnak.

*Eszerint ciklonoknak és anticiklonoknak hatáskörében a sztratoszfératahérok tartományában — 8 és 13 kilométer között — olyan dinamikus jelenségek lépnek fel, amelyek a sztatikus tropopauzát megszüntethetik s alacsonyabban a II/a., vagy magasabban a II/b. típusú tropopauzát hozzák létre.*

A II/a. típus kialakulásával — amint láttuk — troposzférikus lehülés, a II/b. típussal pedig az esetek nagyrésztében troposzférikus felmelegedés jár együtt. Amennyiben a sztratoszféra és a troposzféra között ez a kiegyenlítő jelenség nem következik be, azaz az ellentéteségi szabály nem teljesül, a talajon az alsó rétegek hideg, vagy meleg levegőáramlásával (adrekció) nem magyarázható sztratoszférikus légnyomásváltozás következik be.

A dinamikus tropopauza a megfigyelések szerint rövid élettartamú, a légnyomási képződmények gyengülésével, vagy átvonulása után az I. típusú tropopauzába megy át, amely végeredményben nem más, mint a troposzférikus hőmérsékletcsökkenésnek a sztratoszféra hőmérsékleti állandóságába való lassú és fokozatos átmenet.

Megfigyeléseink szerint ez a fokozatos átmenet az I. típusra jellemző, olyannyira, hogy szükségessé vált a sztratoszféra meghatározására a  $0.2\text{ C}^\circ/100\text{ m}$  határgradienst bevezetni. A II. típusú tropopauzák, amint az dinamikus jellegüknek meg is felel, éles határként jelentkeznek a troposzféra és a sztratoszféra között.

*Nagyon valószínű, hogy a Magyarország fölött kialakult I. típusú tropopauzák nem a végső, megállapodott sztatikus tropopauzákat jelentik. Ebben az esetben ezek a tropopauzamazasságok csupán kis ingású évi-menetet mutatnának, nem pedig a megfigyelt nagy ingadozást. A sztatikus tropopauza a mérsékelt övi ciklonok és anticiklonok sűrű egymásutánja következtében — úglátszik — nálunk ritkán, vagy sohasem alakul ki. A Budapest fölött megfigyelt I. típusú tropopauzák — valószínűleg — a különböző magasságban létrejött dinamikus tropopauzák visszaalakuló folyamatában csupán egy átmeneti állapotot rögzítenek meg. Ezzel magyarázható ennek a tropopauzatípusnak nagy magassági ingadozása, valamint az a körülmény, hogy gyakorisági görbéjében a II/a. és II/b-típusok átlagos magassága körül kiemelkedő gyakorisági értékeket veszünk észre.*

A Budapest fölött megfigyelt tropopauzák másik nagy csoportja, a kifejlődött dinamikus tropopauzák 35%-a a II/a., 65%-a pedig a II/b-típusba tartozik. Tehát 35%-ban ciklonális, 65%-ban pedig anticiklonális jellegűek. Ez az arány megmagyarázható az anticiklonoknak a magyar medence fölötti erős fejlettségével és tartósságával, másrészt a ciklonok rövidebb ideig tartó uralmával. Ezenkívül az Észak-Európán átvonuló mély ciklonok hatása az útirányuktól délre eső magyar medence fölött gyengébben érvényesül, mint Európának tőlünk nyugatra és északra eső területein. Ezzel s a túlnyomóan dinamikus tropopauzával magyarázható az a túlmagasnak látszó budapesti átlagos tropopauza, amely Wagner tisztán statisztikai jellegű összefoglaló feldolgozásában: «*Klimatologie der freien Atmosphäre*» feltűnést keltett. Az itt közölt adatok szerint Budapest átlagos tropopauzája 11.510 m, míg pl. a Frankfurt-Oder mellett fekvő Lindenberg fölött csak 10.430 m.

Ezt a látszólag túlmagas tropopauza-átlagot nem számítási, vagy észlelési hibával, vagy az esetek kevés számával, hanem a dinamikus tropopauzák két típusának a magyar medencére jellemző s a nyugat- és észak-európai viszonyoktól valószínűleg eltérő megoszlásával magyarázhatjuk meg.