

## SZPORADIKUS $E$ IONIZÁCIÓ KÖZEPES FÖLDRAJZI SZÉLESSÉGEN

BENCZE PÁL

П. БЕНЦЕ

СПОРАДИЧЕСКАЯ ИОНИЗАЦИЯ  $E$  НА СРЕДНИХ ШИРОТАХ

Опираясь на самую надежную теорию образования спорадической ионизации  $E'$  на теорию ветрового сдвига, автор рассматривает зависимость спорадической ионизации  $E$  от величин, корреляция с которыми была обнаружена раньше. В годовой вариации кажущейся высоты спорадической ионизации ( $h'E_s$ ) отчетливо выделяется максимум в зимние-весенние месяцы и минимум в сентябре – октябре. Это явление приписывается к подобной годовой вариации суммарного содержания озона в атмосфере. Поглощая солнечную радиацию, озон вызывает повышение температуры, пропорциональное его содержанию, что приводит к расширению атмосферы. В связи с этим высота зоны ветрового среза, обуславливающего перераспределение ионов, изменяется в соответствии с изменением содержания озона в атмосфере.

P. BENCZE

SPORADIC  $E$  AT MEDIUM LATITUDES

Backed by the wind-shear theory, i.e. the most promising theory of the generation of the ionospheric sporadic  $E$ , the connection between sporadic  $E$  and those quantities, to which formerly it was found to have been related, is studied. It is shown that the annual variation of the apparent height of the sporadic  $E$  ( $h'E_s$ ) has definitely a maximum during the winter and spring months and a minimum in September and October. This phenomenon is ascribed to the annual variation of the total amount of ozone, which has an annual variation similar to that of  $h'E_s$ . Ozone, absorbing the Sun's radiation, causes an increase of the temperature proportional to its amount, which leads to the expansion of the atmosphere. In consequence, the height of the wind-shear zone redistributing the ions varies according to the variation of the amount of ozone.

A szporadikus  $E$  réteg rendszeres tanulmányozása az 1957–58-as Nemzetközi Geofizikai Évben indult meg. Szporadikus  $E$  ionizációról akkor beszélünk, ha az ionogrammon nem csak a szabályos  $E$  rétegről érkező reflexiókat észleljük. A visszaverődéseket az elektronsűrűség egyenetlen változása a magassággal, vagy a környezetükétől eltérő elektronsűrűségű beágyazódások okozhatják. Az észlelt visszaverődések ezek szerint háromféle rétegszerkezetel állhatnak kapcsolatban:

a) az  $E$  réteg magasságára jellemző skálamagasságnál vékonyabb és környezetüknél nagyobb elektronsűrűségű rétegekkel;

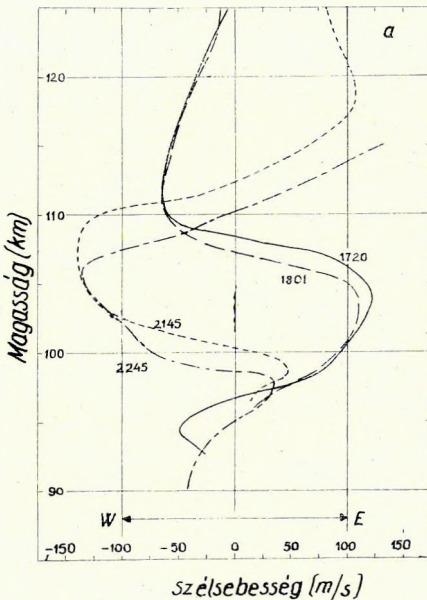
b) az elektronsűrűség magassági eloszlásában jelentkező nagy gradiensű szakaszokkal (a visszaverődések ebben az esetben részlegesek);

c) az  $E$  réteg közegébe beágyazott, környezetüknél nagyobb elektronsűrűségű foltokkal, inhomogeneitásokkal (ezek a szondázó berendezés által kisugárzott hullámok szóródását idézik elő; a szóródás következtében az inhomogeneitások feletti kisebb elektronsűrűségű rétegekről is érkeznek visszaverődések).

Mivel ismereteink az NGÉ időszakában nagyrészt a szporadikus  $E$  ionizációnak az ionogramon észlelt megjelenési formáira korlátozódtak, az URSI World – Wide Ionospheric Soundings bizottsága egy, az előbbin alapuló osztályozást vezetett be (WRIGHT, KNECHT és DAVIES, 1957).

Ennek alapján közepes földrajzi szélességen a szporadikus  $E$  visszaverődéseknek négy fő típusát különböztetjük meg. Az  $l$ -típus nappal a szabályos  $E$  réteg alja alatt fellépő reflexió, a  $c$ -típus az  $E$  réteg alja és elektronsűrűség-maximuma közötti magasságban jelentkező visszaverődés, a  $h$ -típus az  $E$  réteg elektronsűrűségmaximuma felett észlelhető, míg az  $f$ -típusnak az a jellemzője, hogy a frekvencia növekedésével a visszaverődés magassága nem változik. Tapasztalat szerint az  $l$ ,  $c$  és  $h$  típus csak nappal, az  $f$  típus főleg az éjszakai órákban fordul elő (THOMAS és SMITH 1959).

A szporadikus  $E$  réteg kialakulásához ionizáló és ionizálható közegre, illetve az ionizáció észlelt elrendeződését okozó tényezőre van szükség. Az ionizáló közeg, valamint az elrendeződést okozó tényező időbeli változásának összhangban kell lennie a szporadikus  $E$  ionizáció gyakoriságának időbeli változásával. A nappal észlelt szporadikus  $E$  ionizációt tekintve, az ionizáló és ionizálható közeggel kapcsolatban nincs probléma. Az ionizációról a hullámtermészetű sugárzás gondoskodik. A szporadikus  $E$  réteg fennmaradását az éjszakai órákban a rekombináció ellenére azonban csak akkor tudták megmagyarázni, amikor a felső légkör összetételének megállapítására indított rakétamérések éjszaka az  $E$  tartományban  $Mg^+$ ,  $Ca^+$ ,  $Fe^+$  és  $Si^+$  ionok vékony rétegeinek jelenlétét mutatták ki (ISTOMIN, 1963) és ezekről kiderült, hogy rekombinációs tényezőjük igen kicsi (LEHMANN és WAGNER, 1966). Ami az ionizáció újrendeződését illeti, WRIGHT és munkatársai (1967) a szél-méréseknek a szélnyírás-elméletre támaszkodó vizsgálata alapján kimutatták, hogy éjszaka az ionizáció újren-



1. ábra. a) A szélesség zónális ( $K-Ny$ ) komponensének változása a magassággal 1962 dec. 3-án a görbék mellett jelzett különböző időpontokban (KANTOR és COLE, 1964).

Fig. 1. a) Вращении зональной (широтной) составляющей скорости ветра с высотой 3 декабря 1962 г., в различные времена, указанные на кривых (Кантор и Кол, 1964)

Fig. 1. a) Variation of the zonal ( $E-W$ ) component of the wind velocity with the altitude, on 3<sup>rd</sup> Dec. 1962, in different time instants marked at the curves (KANTOR and COLE, 1964);

deződését a szélnyírás hozza létre. Valószínűnek tartják, hogy az újrendeződést nappal is a szélnyírás okozza. A szélesebbég vízszintes komponensének nagysága és iránya kb. 100 km felett a magassággal oszcillációszerű változást mutat (1a ábra). Olyan zóna alakul ki, ahol a szél iránya két egymás felett fekvő rétegben ellentétes, tehát szélnyírás észlelhető. Az észlelések tanúsága szerint a szélesebbég értékét a magasság függvényében feltüntető szelvények jellemző pontjainak, vagyis a szélnyírást jelző előjelváltási pontoknak a magassági helyzete a nap folyamán változik. KANTOR és COLE (1964) ezt a jelenséget a légkör éjszakai összehúzódásával, illetve nappali kiterjedésével hozta összefüggésbe.

Az alsó ionoszférában ugyanis a töltésképződés és megsemmisülés egyensúlyát kifejező

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \alpha N^2 - \operatorname{div}(N\mathbf{v})$$

egyenlet jobboldalának utolsó tagja a töltéssűrűségnek a töltések elszállítódása következtében előálló változását adja. Itt  $N$  az elektronsűrűség,  $q$  az elektronképződés sebessége,  $\alpha$  a rekombinációs tényező és  $\mathbf{v}$  az elektronok mozgásának sebessége. A függőleges töltéeloszlás vizsgálatánál a mozgás vízszintes komponenseit figyelmen kívül hagyhatjuk, ezért ez a tag  $\frac{\partial N\mathbf{v}}{\partial z}$ -el egyenlő. Mivel a töltések közepes gyorsulását zérusnak tekinthetjük, azok

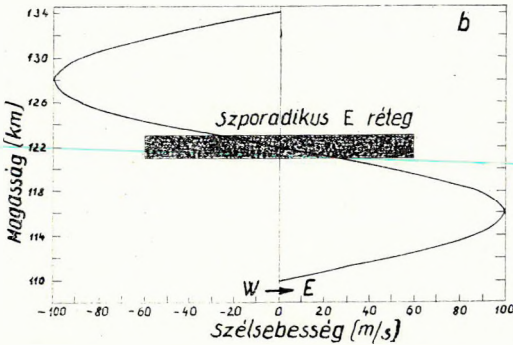
$$m_{ie}\nu_{ie}(\mathbf{1} - \mathbf{v}_{ie}) + e\mathfrak{E} + e(\mathbf{v}_{ie} \times \mathfrak{B}) = 0 \quad (1)$$

mozgásegyenletéből következik, hogy mozgásukat állandó  $\mathfrak{B}$  mágneses térben a semleges részecskék mozgásának  $u$  sebessége (szél) és az  $\mathfrak{E}$  elektromos tér határozza meg,  $e$  az elektron töltése,  $m_{ie}$  és  $\nu_{ie}$  a töltések (elektronok, ionok) tömege, illetve ütközésének frekvenciája a semleges részecskékkel. Az elektromos tér lehet mesterséges (pl. rádióhullám elektromos tere) és természetes. A természetes elektromos tér keletkezhet helyben dinamóhatás következtében (polarizációs elektromos tér), de lehet az az ionosféra magasabb rétegeiből a földmágneses tér erővonalai mentén átveződött tér is.

WHITEHEAD (1961) abból kiindulva, hogy a sporadikus  $E$  ionizáció gyakorisága a földmágneses tér vízszintes komponensével korrelációt mutat, kimutatta, hogy a szélesebbég vízszintes komponensének változása a magassággal az ionsebesség függőleges komponensének változását, az ionok sűrűsödését (konvergenciáját) okozhatja. A semleges részecskék mozgásának függőleges komponense és a polarizációs elektromos tér ( $\mathfrak{E}$ ) által okozott mozgást első közelítésben elhanyagolják és feltételezik, hogy az ionkonvergencia ellen dolgozó egyetlen folyamat az ambipoláris diffúzió. Így az ionok függőleges sebessége ( $v_z$ ) és a szél keleti ( $u_E$ ) és ( $u_N$ ) északi komponense közötti összefüggés (MAC LEOD, 1966)

$$v_z = \frac{\omega_i^2 \cos I}{\omega_i^2 + \nu_{in}^2} \left( u_E \frac{\nu_{in}}{\omega_i} - u_N \sin I \right). \quad (2)$$

Tehát az ionok alulról és felülről a felé a szint felé fognak mozogni, ahol  $v_2$  első-sorban  $u_E$  és  $u_N$  magassággal való változása következtében, pozitívról negatív előjelre (keletről nyugatira, illetve északiról délire) vált (1. b. ábra). Itt  $I$  az inklináció,  $\omega_i$  az ionok girokörfrekvenciája és  $\nu_{in}$  az ütközés frekvenciája a semleges részecskékkel. Az egyenletből az is kiolvasható, hogy az ionok konvergenciáját okozó keleti és északi szélességkomponens részaránya erősen függ az ütközési frekvenciának magassági változásától.



1. ábra. b) Idealizált szélesség-magasság szelvény a sporadikus E réteg keletkezési helyének feltüntetésével (MATSUSHITA és REDDY nyomán)

Фиг. 1. б) Идеальный график скорость ветра – высота, с указанием места образования спорадического слоя E (по Матсусита и Редди)

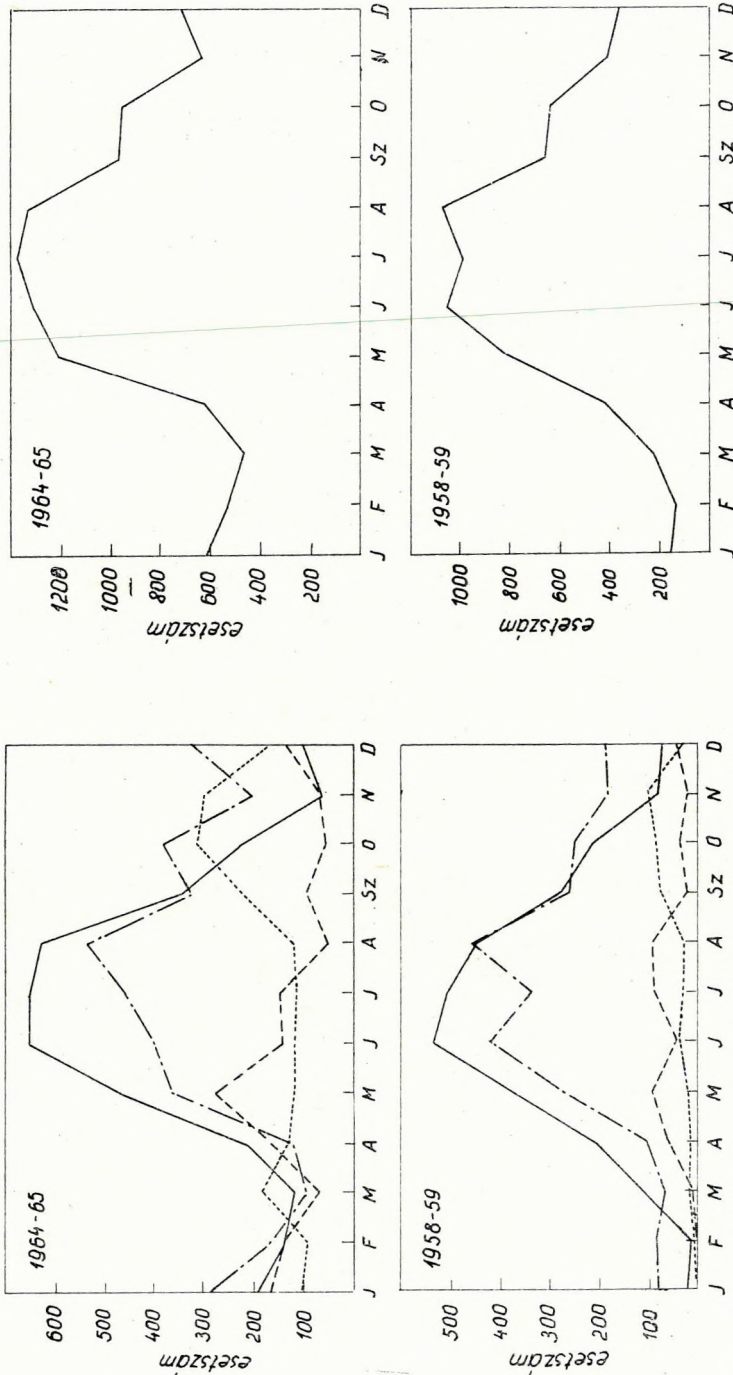
Fig. 1. b) Idealized wind-velocity altitude section, with indication of the place of origin of the sporadic E layer (After MATSUSHITA and REDDY).

lációt. Úgy gondoljuk, hogy a sporadikus E ionizáció és a már említett jelenségek között régebben talált összefüggéseket a szélnyíráselmélet alapján elemezve a sporadikus E ionizációval kapcsolatos problémákat közelebb hozhatjuk a megoldáshoz.

A zivatarvekenységgel talált korrelációnak mai ismereteink szerint két oka is lehet. Ionizáló szerepet játszhat a zivatarvekenység a zivatarfelhő és az ionoszféra között kialakuló villámok útján (ISTED, 1955), de PIERCE és CORONITI (1966) szerint a légköri elektromos kisülések, mint a szélnyírási zónákat kialakító belső gravitációs hullámok forrásai is számításba jöhetnek. A zivatarcellában a kezdeti (cumulus) állapotban ugyanis tekintélyes sebességű, függőleges légáramlás lép fel. A felemelkedő légtömeg sebessége következtében, először az egyensúlyi helyzetének megfelelő magasságnál nagyobb magasságig emelkedik, majd visszasüllyed és így kb. a felhőzet tetejének magasságában oszcilláció alakul ki. Az így keltett gravitációs hullámok, periódusuknál (~10 perc) fogva a troposzférából az ionoszféráig is eljuthatnak. A zivatarvekenységnek természetesen elsősorban a nappali sporadikus E ionizációhoz lehet köze.

A meteortevékenységgel tapasztalt összefüggés az előzőek alapján nyilvánvaló, amennyiben a meteortevékenység szolgáltatja az éjszakai órákban is észlelhető sporadikus E réteget alkotó, lassan rekombinálandó fémes ionokat. Így elsősorban az éjszakai sporadikus E ionizációnak kell vele szoros korrelá-

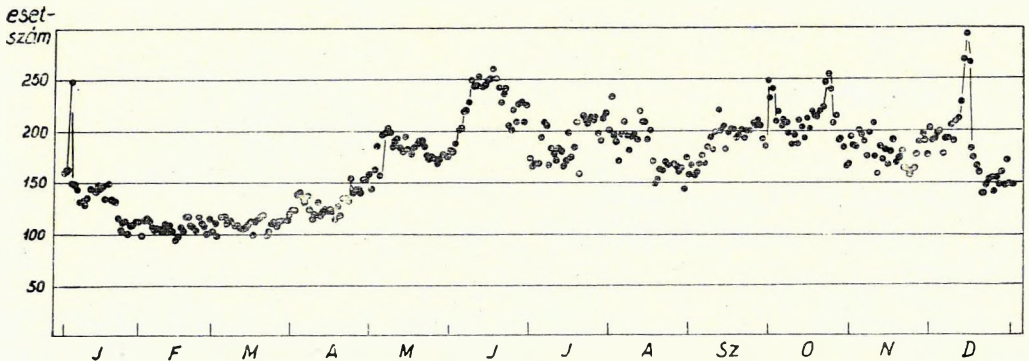
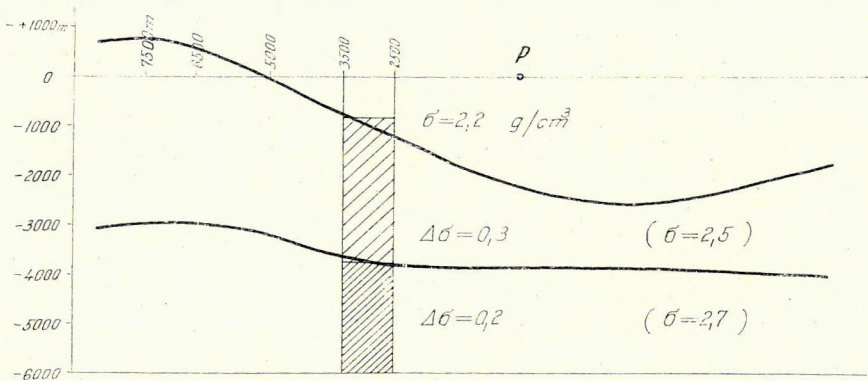
ció,  $\omega_i$  az ionok girokörfrekvenciája és  $\nu_{in}$  az ütközés frekvenciája a semleges részecskékkel. Az egyenletből az is kiolvasható, hogy az ionok konvergenciáját okozó keleti és északi szélességkomponens részaránya erősen függ az ütközési frekvenciának magassági változásától. A szélességészaki komponensének hatása 100 km magasságban még elhanyagolható, de jelentősége az ütközési frekvencia csökkenése miatt a magassággal gyorsan nő. 100 km alatt turbulencia akadályozza a réteg kialakulását. A sporadikus E ionizáció sok mennyiséggel (zivatar tevékenység, meteortevékenység, sarki fény, mágneses hatások, naptevékenység, a Nap és a Hold által a légkörben okozott ár-apály és más ionoszférikus jelenségek) mutat korre-



2. ábra. A szporadikus E ionizáció-észlelések számának évi változása 1964-65 (napfoltmaximum) és 1958-59 (napfoltminimum) években, valamint a c (—), l (.....), h (---) és f (---) típusú reflexiók évi változása ugyanezekben az időpontokban  
 Фиг. 2. Вариации количества наблюдений над спорадической ионизацией E в 1964-65 гг. (максимум солнечных пятен) и в 1958-59 гг. (минимум солнечных пятен) и годовые ва риации отражений типа с (—), l (.....), h (---) и f (---) за эти же годы

Fig. 2. Annual variation of the number sporadic E-ionization recordings in the years 1964-1965 (solar spot maximum) and (1958 solar spot minimum), further the annual variation of the (—), l (.....), h (---) and f (---) type reflexions in the same time.

ciót mutatnia. Ezt WRIGHT (1967) vizsgálatain kívül a Budapest (47°26'N, 19°11'E), illetve Békéscsaba (46°40'N, 21°10'E) ionoszféraállomáson észlelt éjszakai szporadikus E ionizáció (f típusú reflexió) gyakoriságának évi változása is mutatja (2. ábra), amely a meteortevékenység évi változásához hasonló menetet mutat mind 1958–59-ben, mind 1964–65-ben. Bizonyítékként a 3. ábrán közöljük a meteortevékenység 1958–62 közötti, radarmérések alapján megállapított évi átlagos változását. A szporadikus E ionizáció gyakorisága évi menetének a meteortevékenységhez hasonlóan február, márciusban van a minimuma. Az 1958–59-es évben júniusra és augusztusra eső kettős maximum jelentkezik, amely az év második felében gyakori meteorzápороk hatására csak fokozatosan éri el a márciusi minimumot. Különösen szembetűnő ez az 1964–65-ös év adatai alapján szerkesztett görbén, A nyári maximumot követő szakasznak az azt megelőző szakaszhoz viszonyított enyhébb lefutása még a szporadikus E ionizáció típusainak gyakoriságát összegező görbén is jól látható.



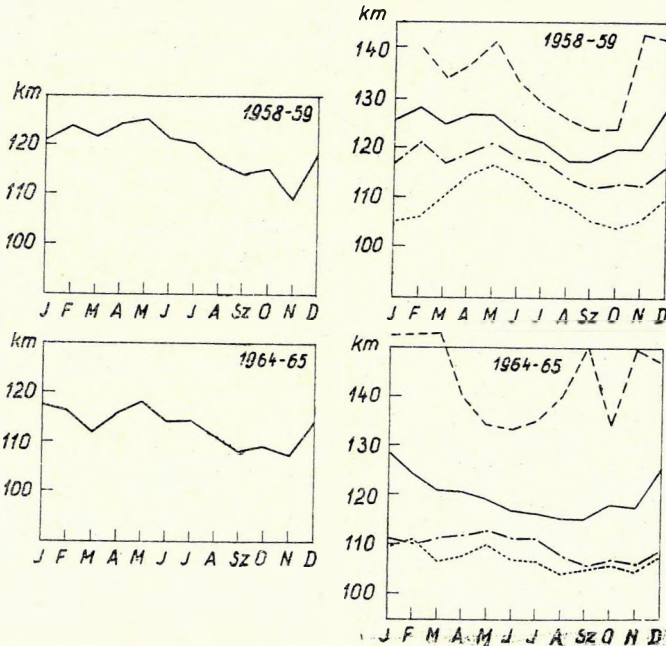
3. ábra. A meteortevékenység évi átlagos változása 1958 és 1962 között radarmérések alapján (MILLMAN és MCINTOSH, 1964)

Fig. 3. Среднегодовые вариации метеорной активности в период с 1958 по 1962 гг. по данным радарных измерений (Милман и МакИнтош, 1964)

Fig. 3. Annual average variation of meteor activity between 1958 and 1962, according to radar measurements (MILLMAN and MCINTOSH, 1964).

Az éjszakai sporadikus  $E$  ionizáció ( $f$  típusú reflexió) látszólagos magasságának ( $h'E_s$ ) évi változása mind 1958–59-ben, mind 1964–65-ben szeptember-október hónapokra eső minimumot mutat, ami az újrendeződést okozó szélnyírási zóna magasságának évi változásával állhat összefüggésben (4. ábra).

Az éjszakai sporadikus  $E$  ionizáció kialakulásának magassága a lassan rekombinálandó fémes ionok utánpótlását biztosító meteoromolekulák elgőzölgésének magasságától is függ. Ezt a meteorok sebességén kívül a levegő sűrűsége szabja meg. Azonban két tény is utal arra, hogy az éjszakai sporadikus  $E$  ionizáció magasságának évi változását elsősorban nem ez okozza. Az észlelések tanúsága szerint a meteorok elgőzölgése, sebességüktől függően, egy kb. 20 km vastagságú rétegben jön létre, amelyen belül az elgőzölgés mértéke, az elgőzölgő molekulák által közvetlenül előidézett ionizációból ítélve, eléggé egyenletes. A sporadikus  $E$  ionizáció látszólagos magasságának évi változása max. 9 km. Továbbá a  $c$  és  $l$  típusú reflexiók is, főleg az 1958–59.



4 ábra. A sporadikus E réteg látszólagos magasságának ( $h'E_s$ ) évi változása napfoltminimum (1964–65) és napfoltmaximum (1958–59) idején, valamint a  $c$  (—),  $l$  (.....),  $h$  (---) és  $f$  (-.-.-) típusú reflexiók látszólagos magasságának évi változása ugyanezekben az időpontokban.

Фиг. 4. Годовая вариация кажущейся высоты ( $h'E_s$ ) спорадического слоя  $E$  в период минимума солнечных пятен (1964–65 гг.) и в период максимума солнечных пятен (1958–59 гг.), а также годовая вариация отражений типа  $c$  (—),  $l$  (.....),  $h$  (---) и  $f$  (-.-.-) за эти же периоды

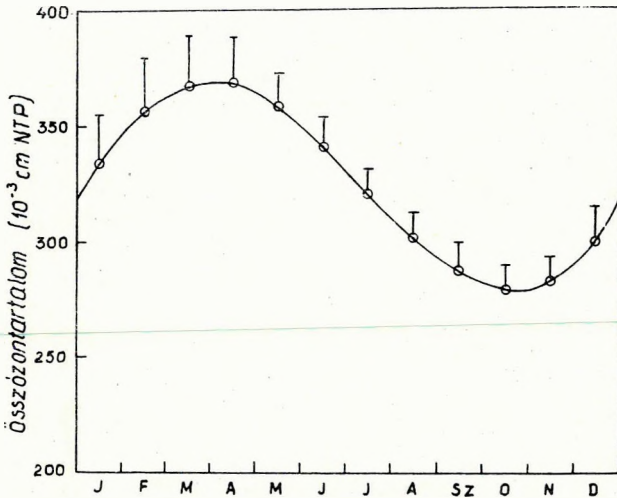
Fig. 4. Annual variation of the apparent altitude of the sporadic  $E$ -layer during solar spot minimum (1964–65) and solar spot maximum (1958–59), further the annual variation of the apparent altitude of the reflexions of types  $c$  (—),  $l$  (.....),  $h$  (---) and  $f$  (-.-.-) in the same periods.

évben az  $f$  típusú visszaverődések látszólagos magasságának évi menetéhez hasonló évi változást mutatnak. (Ennek megfelelően a különböző típusú reflexiók látszólagos magassága évi menetének egyesítésével nyert görbének is szeptember–októberre eső minimuma van.) Nappal a Nap hullámtermészetű sugárzása biztosítja az elektronsűrűség fennmaradását. Az elektronsűrűség elsősorban nem a meteortevékenységgel összefüggő, lassan rekombinálandó ionok függvénye. Ennek következtében a szporadikus  $E$  ionizáció magasságának évi változását az elektronsűrűség újrarendeződését biztosító szélnyírási zóna magasságának évi változása okozhatja. Az is megfigyelhető (4. ábra), hogy a tárgyalt évi változás nagysága a magasság növekedésével csökken, majd jelleget változtat. 1958–59-ben az  $l$  típusú, tehát a legalacsonyabban jelentkező szporadikus  $E$  ionizáció látszólagos magasságának évi változása (13 km) a legnagyobb. A magasabban fellépő  $f$ , illetve  $c$  típusok látszólagos magasságának évi változása már kisebb (9 km), míg az ezeknél is magasabban észlelhető  $h$  típus látszólagos magasságának évi menete már más jellegű és lényegesen nagyobb (19 km), mint az előbbieké. 1964–65-ben az  $l$  és  $f$  típus látszólagos magasságának évi változása észrevehetően kisebb (7 km), mint 1958–59-ben, a  $c$  típusé pedig már átmenetet képez az előbbiekre jellemző változás és a  $h$  típus látszólagos magasságának évi menete között. A  $h$  típus az október havi érték kivételével a maximális ionizáció szintjének évi változásához hasonló, amely a Nap zenittávolságának évi változását követve júniusban éri el minimumát. A leírt jelenség arra enged következtetni, hogy a  $h'E_s$  évi menetét egy, a légkör alacsonyabban fekvő tartományaiban bekövetkező változás okozza, amely a magasság növekedésével elenyészik, illetve más hatónak adja át a helyét.

A szporadikus  $E$  ionizáció látszólagos magassága tapasztalt évi változásának oka után kutatva feltűnő, hogy a légkör alacsonyabban fekvő tartományaiban az összózon tartalom (1 cm<sup>2</sup> alapterületű légoszlop O<sub>3</sub> tartalma) évi változása a  $h'E_s$  évi menetével azonos (5. ábra). Az ózon tartalom eloszlására vonatkozó vizsgálatok azt mutatják (CRAIG, DE LUISI és STICKSEL, 1967), hogy az összózon tartalom 60%-a 18 és 30 km közötti magasságban található. Az ózon eloszlásban mutatkozó egyetlen maximum magasságában (23 km) az ózon sűrűsége az előbbihez hasonló évi változást mutat. A maximum magasságában csak kis mértékű, 2 km körüli évi ingadozást észleltek. Ismeretes, hogy az ózon erősen abszorbeálja a Nap hullámtermészetű sugárzásának 2000–3000 Å közötti részét. Az elnyelt energia a sztratoszférában a hőenergia fő forrása és a sztratoszféra felső részében a hőmérséklet jól ismert emelkedését idézi elő. Az elnyelt energia, illetve az ebből származó hőmérséklet emelkedés az ózonsűrűség függvénye. Az ózonsűrűség növekedésével járó hőmérséklet emelkedés feltehetően a légkör kiterjedéséhez vezet, amely az elektronsűrűség újraeloszlását létrehozó szélnyírási zóna magasabbra tolódását idézheti elő. Tehát a téli, tavaszi hónapokban a maximális ózonsűrűséget követő feltételezett expanzióknak megfelelően a szporadikus  $E$  réteg látszólagos magasságának évi változása az ózonsűrűség évi menetét követi; a téli, tavaszi hónapokban nagyobb, mint a nyári, őszi hónapokban.

A sarki fénytevékenységnek, illetve az ezzel összefüggő korpuszkuális sugárzásnak közepes földrajzi szélességen, még nagy naptevékenységű években is csak elenyésző hatása lehet a szporadikus  $E$  ionizációra.





5. ábra. Az összozontartalom évi átlagos változása Arosa-ban (Svájc) 1926 és 1958 között. A függőleges vonalak hossza a havi középértékek átlagtól való eltéréseinek négyzetösszegéből vont négyzetgyök értékével arányos (CRAIG, 1965).

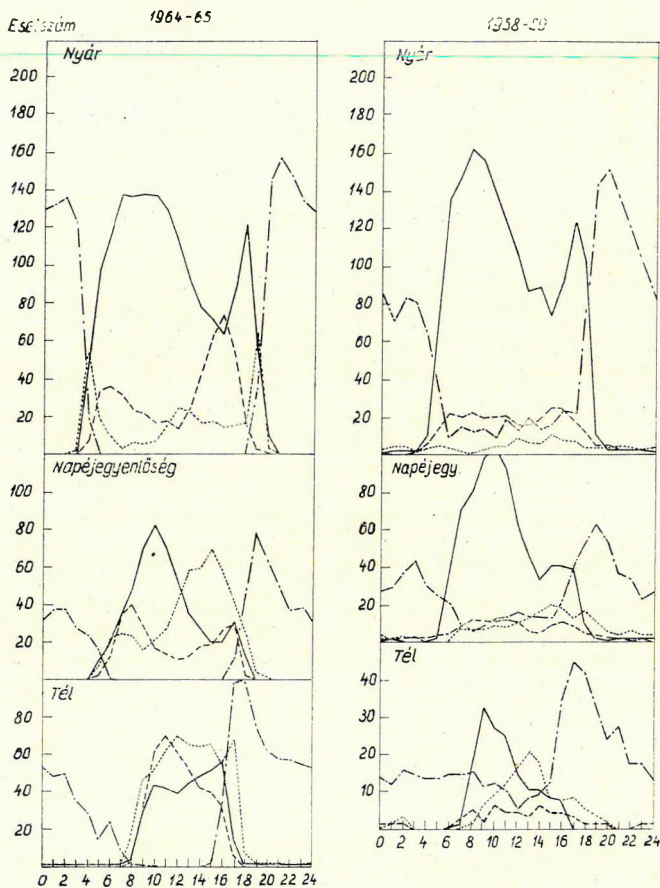
Fig. 5. Среднегодовые вариации общего содержания озона в атмосфере в Арозе (Швейцария) в период с 1926 по 1958 гг. Длина вертикальных линий пропорциональна квадратному корню из суммы квадратов отклонений среднемесячных величин от средних величин (Крейг, 1965)

Fig. 5. Annual variation of the total ozone-content in Arosa (Switzerland) between 1926 and 1958. The length of vertical lines is proportional to the value of the square root drawn from the square sum of the deviation of monthly mean values from the average (CRAIG, 1965).

A sporadikus  $E$  ionizáció térbeli eloszlását valószínűleg a Föld permanens mágneses tere szabályozza. A (2) egyenlet tanúsága szerint a töltések függőleges vándorlási sebessége mind a földmágneses tér vízszintes ( $\cos I$ ), mind függőleges ( $\sin I$ ) komponensének függvénye. A földmágneses tér Nap-napi és Hold-napi változásának a sporadikus  $E$  ionizációra gyakorolt hatása a megfelelő áramrendszereket létrehozó dinamó-elektromos és polarizációs térrel, illetve végeredményben a Nap és Hold által a légkörben okozott ár-apály jelenséggel függ össze (MATSUSHITA, 1953, 1962; MATSUSHITA és REDDY, 1967). Az (1) egyenlettel kapcsolatban ugyanis meg kell jegyezni, hogy az abban szereplő  $v$  sebesség a semleges részecskékkal történő ütközés következtében nyert sebesség ( $u$ ) és az elektromos terek által okozott mozgás sebességének eredője. Az előbbi, KOCHANSKI (1964) szerint, az alsó ionoszféra szóbanforgó részében az uralkodó szélnek megfelelő mozgás, szabályos (periodikus) és szabálytalan mozgások szuperpozíciójának az eredménye. Az uralkodó szél és a légköri ár-apálymozgás vízszintes komponensének egymáshoz viszonyított változása a magassággal a sporadikus  $E$  ionizációt létrehozó szélnyírás erősségének és magasságának (az ár-apály periódusa által megszabott) változásához vezethet. A szélnyírás zóna magasságának napi változása (nappal magasabban van, mint éjjel) ellentétes az  $E$  réteg maximális ionizáció-szintjének a Nap zenit-távolságával járó napi mozgásával (nappal alacsonyabban van, mint éjjel). Ez azt jelenti, hogy a két szint egymást a reggeli és esti órákban harántolja. Sporadikus  $E$  ionizáció észlelhetőségének valószínűsége nyilvánvalóan ezekben

az időpontokban a legnagyobb. A 6. ábrán a budapesti ionoszféraállomáson 1958 – 59-ben, illetve a Békéscsabán 1964 – 65-ben észlelt szporadikus  $E$  reflexió-típusok gyakoriságának napi menetét látjuk. Látható, hogy ha az összes típus eredőjét vesszük, akkor a napfoltminimumnak megfelelő tél kivételével mindig kettős maximumot kapunk. Ez, napfoltmaximum idején kifejezettebb, mint napfoltminimum idején.

A mágneses tevékenység és a szporadikus  $E$  ionizáció közötti kapcsolat még nem tisztázott. Az eddigi eredmények azt mutatják, hogy közepes föld-



6. ábra. A szporadikus  $E$  ionizáció-észlelések számának napi változása 1964 – 65 (napfoltminimum) és 1958 – 59 (napfoltmaximum) években, valamint a  $c$ (—),  $l$ (.....),  $h$ (---) és  $f$ (-.-.-) típusú reflexiók számának napi változása ugyanezekben az időpontokban.

Fig. 6. Суточные изменения наблюдений над спорадической ионизацией  $E$  в 1964 – 65 гг. (минимум солнечных пятен) и в 1958 – 59 гг. (максимум солнечных пятен),  $c$ (—),  $l$ (.....),  $h$ (---) и  $f$ (-.-.-) за эти же периоды

Fig. 6. Daily variation of the number of sporadic  $E$ -ionization recordings in the years 1964 – 65 (solar spot minimum) and 1958 – 59 (solar spot maximum), further the daily variation of the reflexions of type  $c$ (—),  $l$ (.....),  $h$ (---) and  $f$ (-.-.-) in the same time.

rajzi szélességen a sporadikus  $E$  ionizáció gyakorisága mágneses szempontból nyugodt napokon nagyobb, mint zavart napokon. Ezzel kapcsolatban utalunk a 2. ábrára, amelyen az  $l$  típus gyakoriságának évi változása napfoltminimum idején a mágneses tevékenység legaktívabb időszakainak megfelelő napjegy-egyenlőségi hónapokban szintén maximumot mutat. Az eredő görbén azonban ez már nem észlelhető. Emlékeztetve arra, hogy a mágnesesen zavart napok száma napfoltmaximum idején nagyobb, mint napfoltminimum idején, a 2. ábra is a sporadikus  $E$  ionizáció gyakoriságának a mágneses tevékenység növekedésével való csökkenését bizonyítja. Egyébként az 5 MHz-nél nagyobb kritikus frekvenciájú sporadikus  $E$  réteg gyakorisága és a napfoltok száma között negatív korrelációt találtak (CHADWICK, 1962).

A sporadikus  $E$  ionizáció és a mágneses tevékenység közötti összefüggés vizsgálata további érdekes eredményeket ígér, amennyiben ennek az összefüggésnek a kapcsán várható a sporadikus  $E$  ionizáció különböző típusai és az ionoszférikus háborgások, illetve a napi változásnál kisebb periódusú mágneses változások eredetének, terjedésének tisztázása.

## IRODALOM

- CHADWICK, W. B., 1962: Variations in frequency of occurrence of sporadic  $E$ , 1949–1959. In Ionospheric Sporadic  $E$ . Ed. by E. K. Smith and S. Matsushita. Pergamon Press, London
- CRAIG, R. A., 1965: The upper atmosphere. Meteorology and Physics. Academic Press, New York
- CRAIG, R. A. – DE LUISI, J. J. – STICKSEL, PH. R., 1967: Ozone distribution over Tallahassee Florida. J. Geophys. Res. 72, 1661.
- ISTED, A. G., 1955: Irregularities in the  $E$  region caused by atmospheric electricity. The Physics of the Ionosphere. Conf. Phys. Soc. London
- ISTOMIN, V. G., 1963: Ions of extraterrestrial origin in the earth's ionosphere. Space Res. 3
- KANTOR, A. J. – COLE, A. E., 1964: Zonal and meridional winds to 120 kilometers. J. Geophys. Res. 69, 5131.
- KOCHANSKI, A., 1964: Atmospheric motions from sodium cloud drifts. J. Geophys. Res. 69, 3651
- LEHMANN, H. R. – WAGNER, C. U., 1966: Meteoritic ions in the lower ionosphere. J. Atm. Terr. Phys. 28, 617.
- MAC LEOD, M. A., 1966: Sporadic  $E$  theory 1, Collision-geomagnetic equilibrium. J. Atmospheric Sci. 23, 96.
- MATSUSHITA, S., 1953: Lunar tidal variation in the sporadic  $E$  region. Rep. Ionosph. Res. Japan VII, 45.
- MATSUSHITA, S., 1962: Interrelations of sporadic  $E$  and ionospheric currents. In Ionospheric Sporadic  $E$ . Ed. by E. K. Smith and S. Matsushita. Pergamon Press, London
- MATSUSHITA, S. – REDDY, C. A., 1967: A study of blanketing sporadic  $E$  at middle latitudes. J. Geophys. Res. 72, 2903.
- MILLMAN, P. M. – MCINTOSH, B. A., 1964: Meteor radar statistics. Cyn. J. Phys. 42, 1730.
- PIERCE, A. D. – CORONITI, S. C., 1966: A mechanism for the generation of acoustic-gravity waves during thunderstorm formation. Nature, 210, 1209.
- THOMAS, J. A. – SMITH, E. K., 1959: A survey of the present knowledge of sporadic- $E$  ionization. J. Atm. Terr. Phys. 13, 295.
- WHITEHEAD, J. D., 1961: The formation of the sporadic- $E$  layer in the temperate zones. J. Atm. Terr. Phys. 20, 49.
- WRIGHT, J. W. – KNECHT, R. W. – DAVIES, K., 1957: Ionospheric vertical soundings. Annals of the IGY, vol. III. Part I
- WRIGHT, J. W. – MURPHY, C. H. – BULL, G. V., 1967: Sporadic  $E$  and the wind structure of the  $E$  region. J. Geophys. Res. 72, 1443.
- WRIGHT, J. W., 1967: Sporadic  $E$  as an indicator of wind structure in the lower ionosphere and the influx of meteors. J. Geophys. Res. 72, 4821

