

ELEKTRIČNA SVOJSTVA ATMOSFERE

Electrical properties of the atmosphere

BOŽENA VOLARIĆ

Geofizički zavod Andrija Mohorovičić
Prirodoslovno-matematički fakultet Sveučilišta u Zagrebu
Zagreb, Horvatovac bb

Primljeno 23. ožujka 2004., u konačnom obliku 3. svibnja 2005.

SAŽETAK. Nakon otkrića električne naravi munje sredinom 18. stoljeća slijede otkrića i ostalih električnih pojava u atmosferi. Ponajprije je otkriveno električno polje lijepog vremena stalno prisutno u neporemećenim područjima iznad kopna i oceana. Srednja mu jakost u prizemnoj atmosferi iznosi oko 130 Vm^{-1} . S visinom naglo opada približno po eksponencijalnom zakonu, te na visini od oko 10 km iznosi oko 3 Vm^{-1} . Grmljavinsko električno polje većeg je iznosa dosežući katkada i desetke tisuća volta po metru. Usmjereno je uglavnom od tla u vis, obrnuto smjeru polja u neporemećenim područjima, gdje ide prema tlu. Na površini Zemlje nalazi se negativni naboj površinske gustoće oko $1,15 \cdot 10^{-9} \text{ Cm}^{-2}$. Atmosfera je ionizirana i električki vodljiva. U prizemnim slojevima vodljivost je oko $2,5 \cdot 10^{-14} \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$. S udaljevanjem od tla raste, ponajprije polagano, zatim sve brže. Prostorni naboj u atmosferi pozitivan je. S visinom se naglo smanjuje. U prizemnom sloju iznosi oko $3,2 \cdot 10^{-12} \text{ Cm}^{-3}$, dok na 10 km visine oko $1,29 \cdot 10^{-14} \text{ Cm}^{-3}$. U neporemećenim područjima atmosfere, okomito prema tlu, neprekidno teče električna struja, tzv. *vertikalna struja*, gustoće oko $3 \cdot 10^{-12} \text{ Am}^{-2}$ neovisno o visini. Pri donjoj granici ionosfere, na visini oko 80 km nalazi se *sloj izravnjanja*, izvanredne električne vodljivosti. Taj sloj, kao i *vertikalna struja*, pripada globalnom atmosferskom električnom krugu, što ga uspostavlja i stalno obnavlja grmljavinski generator.

Cljučne riječi: prostorni naboj, vertikalna struja, sloj izravnjanja, globalni električni krug, globalni grmljavinski generator

Abstract: The electrical nature of lightning was established in mid-18th century. Since, other electrical features of the atmosphere have been discovered. The first among them is the fair-weather electrical field, which is always present above both land and ocean. This field, directed always toward the Earth's surface, decreases exponentially with elevation from the ground. It amounts to about 130 Vm^{-1} at ground level and to about 3 Vm^{-1} at 10-km altitude. The thundercloud electrical field is much bigger, it sometimes reaches an order of magnitude of more than 10^4 Vm^{-1} and is directed mostly from the ground upward. Negative electricity of a density $1,15 \cdot 10^{-9} \text{ Cm}^{-2}$ is spread over the Earth's surface. The atmosphere is ionized and is electrically conductive. The conductivity of the atmospheric layers near the Earth's surface is $2,5 \cdot 10^{-14} \Omega^{-1}\text{m}^{-1}$ and increases with altitude. The space charge in the atmosphere, which is positive, decreases rapidly with elevation from ground level: at ground level it amounts approximately to $3,2 \cdot 10^{-12} \text{ Cm}^{-3}$; at an elevation of 10 km it decreases to $1,29 \cdot 10^{-14} \text{ Cm}^{-3}$. In the undisturbed regions of the atmosphere there is a permanent electrical current, the so called "vertical current", of a density of $3 \cdot 10^{-12} \text{ Am}^{-2}$ independent of altitude and directed vertically downwards. At an altitude of 80 km, at the lower edge of the ionosphere there is an "equalizing layer" (Aussgleichsschicht) which is extremely conductive. Both layers as well as the vertical current are parts of the global atmospheric electrical circuit sustained by the thunder generator.

Key words: space charge, vertical current, equalizing layer, global electrical circuit, global thunderstorm generator

1. UVOD

Misao o porijeklu i postojanju električnog polja u Zemljinoj atmosferi zaokupljala je odavna pažnju znanstvenika. Mnogobrojna istraživanja dovela su do spoznaje o povezanosti električnog stanja atmosfere u područjima izvan domašaja grmljavinskih procesa, tzv. *područja lijepoga vremena*, i onih pogodnih grmljavinskom aktivnošću, tzv. *poremećena područja*. Time su naizgled nerješiva pitanja postajala jasnija iako u konačnici još nisu dovela do potpuno zadovoljavajućeg rješenja.

2. ATMOSFERSKO ELEKTRIČNO POLJE

Sredinom 18. stoljeća (1752.), u razmaku od mjesec dana, eksperimentalno dokazuje električnu narav munje ponajprije T.F. Dalibard u Francuskoj (Marly kod Pariza) po zamisli B. Franklina, a zatim i sam B. Franklin u Sjevernoj Americi (Philadelphia) pomoću svojega glasovita eksperimenta sa zmajem, i ne znajući za već postignut uspjeh u Francuskoj (Golde, 1977).

Iste godine slijedi značajno otkriće Lemonnieria u Francuskoj o električnom stanju atmosfere pri potpuno vedru vremenu. Spoznalo se da električne pojave u atmosferi nisu ograničene na grmljavinske dane, nego da atmosfera stalno, tj. i pri lijepom vremenu, ima električna svojstva, iako slabije jakosti.

Pri lijepu neporemećenu vremenu električno polje usmjereno je prema Zemljinoj površini. Prosječna mu jakost u prizemnim slojevima atmosfere iznosi oko 130 Vm^{-1} . Naprotiv, kod grmljavinskih oluja električno polje u atmosferi uglavnom je usmjereno od tla prema bazi oblaka postižući katkada vrijednosti i do desetak tisuća volta po metru, pa i više, ovisno o jačini električnih procesa u grmljavinskom oblaku.

Električno je polje *planetarno* svojstvo Zemlje tj. svojstvo Zemlje kao cjeline, što potvrđuju mnogobrojna mjerenja.

Uobičajilo se da se atmosfersko električno polje označava kao *pozitivno*, ako je usmjereno prema tlu (Chalmers, 1949). Prema tom dogovoru električno polje lijepoga, neporemećenoga vremena pozitivno je, dok je grmljavinsko polje uglavnom negativno. Kod oblačnog i kišovito vremena smjer električnog polja nije izričito određen, može poprimiti jedan ili drugi smjer.

3. PROMJENA POLJA S VISINOM

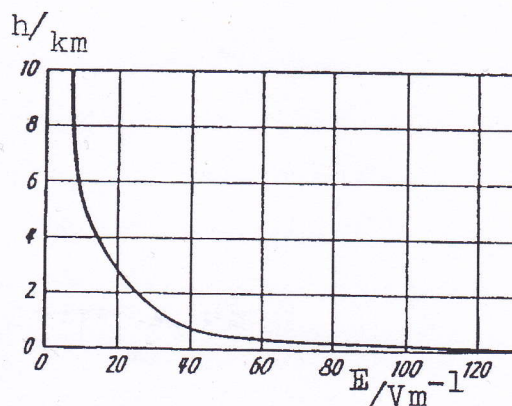
U početnoj fazi istraživanja atmosferskog elektriciteta smatralo se da se radi o elektrostatskom polju uzrokovanu električki nabijenom Zemljom. Električno polje E oko kugle naboja Q , smještena u njezinu središtu na udaljenosti R , prikazuje jednačba

$$E = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \cdot \frac{Q}{R^2} \quad (1)$$

gdje je ϵ_0 dielektrična konstanta vakuuma, koja iznosi $8,85 \cdot 10^{-12} \text{ C}^2 \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2}$, a skoro je jednaka dielektričnosti za zrak.

Uz pretpostavku da se u atmosferi nalazi elektrostatsko polje jakost bi mu prema izrazu (1) sporo opadala s udaljavanjem od površine Zemlje. Tek na visini od oko 40 km smanjila bi mu se jakost za manje od 1%, uzevši da srednji polumjer Zemlje iznosi 6300 km. Međutim, stvarna mjerenja pokazuju naglo visinsko opadanje, tako da na 2 km iznad tla jakost polja iznosi oko 1/5 prizemne vrijednosti, dok na visini 10 km tek nekoliko volta po metru (sl. 1).

Jakost električnog polja smanjuje se visinom približno po eksponencijalnom zakonu. Na većim visinama vrijednost mu se asimptotski približava nuli. Neki istraživači odredili su empirijske jednačbe za izračunavanje visinskih promjena jakosti atmosferskog električnog polja. Dajemo onu po Gishu:



Slika 1. Jakost atmosferskog električnog polja E kao funkcija visine h (Krivulja izrađena na temelju velikog broja pojedinačnih mjerenja; prema Israël, 1957a).

Figure 1. The atmospheric electric field strength E as a function of altitude h . The curve is the result of a great number of individual measurements (Israël, 1957a).

$$E_h = 81,8 \cdot e^{-4,52 \cdot 10^{-3} h} + 38,6 \cdot e^{-0,375 \cdot 10^{-3} h} + 10,27 \cdot e^{-0,121 \cdot 10^{-3} h} \quad (2)$$

gdje je visina h izražena u metrima, a E_h u voltima po metru.

4. ATMOSFERSKI IONI

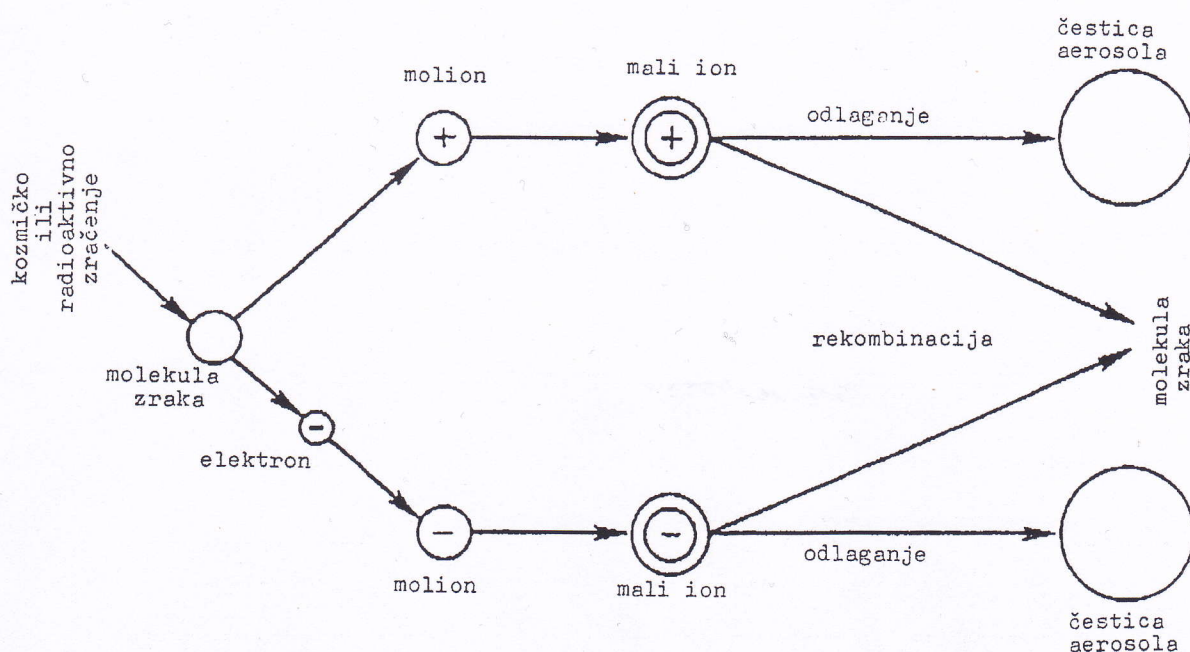
Dugo se smatralo da je atmosfera izolator iako je ponašanje električnog polja ukazivalo na postojanje električnog naboja u donjim slojevima atmosfere. Francuski fizičar Coulomb već je krajem 18. stoljeća (1785.) ukazivao na gubitak elektriciteta kod nabijenih tijela, izolirano postavljenih u prirodi. Ispravno tumačenje Coulombova pokusa, poslije nazvana *rasap elektriciteta*, uslijedilo je tek nakon više od sto godina, otkrićem nabijenih čestica u atmosferi, nazvanih *atmosferski ioni* (Elster i Geitel, oko 1895. g.).

U atmosferi ioni nastaju procesom ionizacije, pri kojem vanjsko zračenje izbije elektron iz vanjske elektronske ljuske molekule / atoma zraka. Rad potreban za izbijanje elektrona daje kinetička energija sudarenih čestica ili energija fotona elektromagnetskog zračenja. Oslobođeni elektron kao i pozitivni ostatak mole-

kule nestabilne su tvorevine pri normalnim atmosferskim uvjetima, pa se velikom brzinom smještaju na neutralne molekule zraka. Elektron pri tome najčešće sjeda na molekulu kisika ili vode. Tako nastali *molioni* obaju predznaka također nisu postojani u atmosferi. Međutim, oni polariziraju okolne neutralne molekule zraka, od kojih zadrže oko sebe 10–30 najbližih djelovanjem električne sile između centralne ionizirane molekule i okolnih polariziranih, formirajući na taj način nakupinu molekula (engl. *cluster*) nazvanu *mali ion* (sl. 2.).

Sve tri faze nastajanja malih iona – otkidanje elektrona, njihovo odlaganje na neutralne molekule i okupljanje polariziranih molekula – odvija se vrlo brzo, za vrijeme kraće od 10^{-6} sekunda.

U atmosferi postoje i *veliki ioni*, odnosno *Langevinovi ioni*, nazvani po francuskom fizičaru Langevinu, koji ih je otkrio 1905. g. u Parizu. Veliki ioni nastaju odlaganjem malih iona na aerosole, raspršene više-manje posvuda u atmosferi. Ali mogu nastati i direktnom ionizacijom, primjerice raspršivanjem vodenih kapljica kod vodopada (Lenardov efekt). Istovjetno nastaju i udaranjem valova o morsku obalu ili kidanjem kapljica pri jakim uzlaznim zračnim strujama u grmljavinskom oblaku. Veliki ioni nastaju i kod plamena izgaranjem materije, naročito kod šumskih požara, također i kod



Slika 2. Shematski prikaz stvaranja i razaranja atmosferskih malih iona (prema Gringel *et al.*, 1986.).

Figure 2. The production and annihilation of atmospheric small ions (Gringel *et al.*, 1986).

snježne vijavice drobljenjem snijega, ali i trenjem u uzvitanom prašini ili lančanom reakcijom pri udarnoj ionizaciji u jakom električnom polju i slično.

Pored tih u atmosferi postoje i *srednji ioni*. Otkrio ih je 1909. g. Pollock u Sidneyju u Australiji. Po veličini se nalaze između velikih i malih iona. U atmosferi ih je znatno manje nego velikih iona. Nastaju pretežno u industrijskim predjelima gdje je atmosfera onečišćena česticama sumporne kiseline.

Atmosferski ioni međusobno se ne razlikuju po količini elektriciteta, koja je kod svih jednaka elementarnom naboju elektrona ($e = 1,6 \cdot 10^{-19} \text{ C}$), nego se oni razlikuju po masi. Vrlo rijetko, samo u iznimnim slučajevima, veliki ioni mogu imati više od jednog elementarnog naboja.

5. IONIZACIJA ATMOSFERE

U troposferi i donjoj stratosferi ionizacija nastaje uglavnom kozmičkim zračenjem. Iznad kopna, u prizemnim slojevima atmosfere, debljine oko 1–2 km, ionizirajuće djeluje još i radioaktivno zračenje. Dapače, u dovoljno malim visinama ono je i glavni ionizator. U vrlo velikim visinama, u području ionosfere, ionizacija prvenstveno nastaje ultraljubičastim Sunčevim zračenjem.

Tim glavnim ionizatorima pridružuju se katkada, u nesvakidašnjim situacijama, i sporedni ionizatori, koji ne djeluju stalno, već se javljaju povremeno (t. 4, nastajanje velikih iona).

5.1. Glavni ionizatori

Najvažnija je značajka glavnih ionizatora to što oni djeluju neprekidno i svugdje u atmosferi. Iako je ionizacija radioaktivnog i ultraljubičastog Sunčeva zračenja ograničena na određene slojeve atmosfere, ipak ih se ubraja u glavne ionizatore zbog njihova neprekidnog djelovanja.

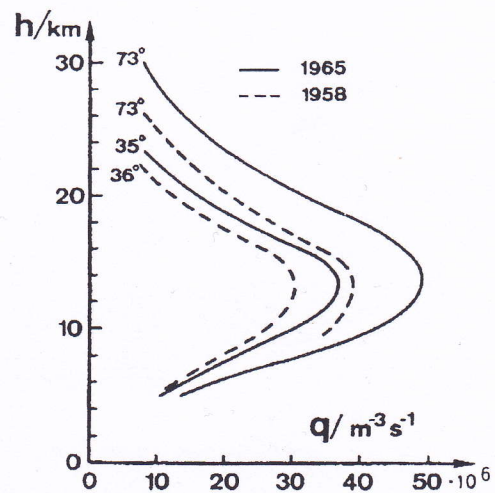
5.1.1. Kozmičko zračenje

Na Zemlju, danju i noću, kontinuirano padaju kozmičke zrake sa svih strana iz svemira, neprekidno ionizirajući atmosferu. Prodiranjem u atmosferu ioniziraju je sve jače što dublje prodiru zbog dodatnog ioniziranja njihove sekundarne komponente. Maksimalnu ionizaciju postižu na visini oko 13 km iznad Zemljine

površine, gdje jačina ionizacije q , tj. broj nastalih ionskih parova u 1 m^3 zraka u 1 sekundi, iznosi $5 \cdot 10^7$. Pri daljnjem napredovanju prema tlu i nailasku na sve gušće atmosferske slojeve slabi im ionizacijska moć tako da na razini mora kod 0°C i tlaka zraka 1000 hPa u umjerenim zemljopisnim širinama proizvedu u prosjeku $1\text{--}2 \cdot 10^6$ ionska para u 1 m^3 zraka u 1 sekundi.

Jačina ionizacije q kozmičkih zraka ne pokazuje dnevnu oscilaciju, ali varira s geomagnetskom širinom i 11-godišnjim ciklusom Sunčeve aktivnosti. Ovisnost o zemaljskom magnetizmu u skladu je s poimanjem da su kozmičke zrake električki nabijene čestice koje su zbog gibanja u magnetskom polju otklonjene od prvobitnog smjera. Pojava je nazvana *geomagnetski efekt*. Najjače se očituje oko geomagnetskog ekvatora, gdje je otklon najjači. Idući prema većim geomagnetskim širinama otklon slabi, ionizacija jača, pa na visini oko 14 km (prema sl. 3) na 73° geomagnetske širine jačina ionizacije q iznosi oko $50 \cdot 10^6$ dok na 35° svega $36 \cdot 10^6$ ionskih parova u 1 m^3 po sekundi.

Za vrijeme minimalnog broja Sunčevih pjega ionizacija kozmičkih zraka u atmosferi iznad 30 km raste s udaljenošću od geomagnetskog ekvatora prema polu skoro dva puta brže ne-



Slika 3. Jačina ionizacije q kozmičkih zraka kao funkcija visine h za različite geomagnetske širine (36° i 73°) u godinama minimuma (1965) i maksimuma (1958) u 11-godišnjem ciklusu Sunčeve aktivnosti (prema Gringel *et al.*, 1986).

Figure 3. Ionization q (in number of ions per m^3 per s) produced by cosmic rays as a function of altitude h at the geomagnetic latitude of 36° and 73° for the two extremes of the 11-year solar activity cycle (i.e. for its minimum in 1965 and its maximum in 1958); (Gringel *et al.*, 1986).

go za vrijeme maksimalnog broja pjega na Suncu (Reid, 1986). I uz nekoliko hipoteza, pojava još nije u potpunosti razjašnjena.

Nije zapažena ovisnost ionizacije kozmičkih zraka o meteorološkim uvjetima, osim u svezi s promjenama tlaka zraka. Poraste li tlak zraka na morskoj razini za oko 3/4 hPa, jačina ionizacije smanji se za 7–8%. Ta se pojava naziva *barometarski efekt*.

5.1.2. Radioaktivno zračenje

Posvuda na Zemlji nalaze se u tragovima radioaktivni elementi. Količina im varira ovisno o vrsti tla. U prosjeku na jedan gram kamena dolazi $1 \cdot 10^{-5}$ g torija, urana $3 \cdot 10^{-6}$ g, radija $1-2 \cdot 10^{-12}$ g. U oceanima također ima radioaktivnih elemenata, ali u mnogo manjim količinama; u 1 cm^3 morske vode ima samo $1 \cdot 10^{-15}$ grama radija.

Kao ionizatori atmosfere radioaktivni elementi djeluju dvojako: direktnim zračenjem iz tla i zračenjem emanacijama raspršenih u atmosferi.

Direktna ionizacija ograničena je na sloj zraka uz tlo i ovisi o vrsti zračenja. Iako α -zrake imaju najveću energiju, apsorpcijom u tlu one ju gube, stoga im je domet u atmosferi, a time i ionizacija zanemariva. Slično vrijedi i za β -zrake. Naprotiv, γ -zrake, kao elektromagnetski valovi, imaju znatno veću sposobnost prodiranja, te na udaljenosti 1 m od tla proizvedu u jednoj sekundi prosječno $4-5 \cdot 10^6$ ionskih parova u 1 m^3 zraka iznad eruptivnog kamenja, odnosno $2-3 \cdot 10^6$ iznad sedimentnog.

Emanacije su plinoviti potomci radija, torija i aktinija. Nazvani su radon, toron i aktinon po

analogiji na plemenite plinove. Emanacije u atmosferu dolaze iz pora i pukotina tla. Turbulentne i vertikalne uzlazne zračne struje raznose ih po atmosferi. Za ionizaciju atmosfere najvažniji je radon, jer među emanacijama ima najdulje poluvrijeme raspadanja: 3,82 dana, dok toron ima 54,6 sekunde, a aktinon svega 3,9 sekunde, pa je taj posljednji kao ionizator nevažan. Najdjelotvornije su pri tome α -zrake. U prizemnom sloju debljine 1–2 m jačina ionizacije iznosi im oko $2 \cdot 10^7$ ionskih parova u 1 m^3 po sekundi (Hoppel *et al.*, 1986).

Kruti, radioaktivni potomci emanacija dugovječni su, pa su stoga i oni kao ionizatori zanemarivi jer ih iz atmosfere *ispere* oborina prije nego što uspiju dati svoj doprinos ionizaciji atmosfere.

Ionizacija atmosfere proizvedena emanacijama i njihovim potomcima vrlo je promjenljiva – ovisi ne samo o njihovoj količini već i o njihovoj raspršenosti po atmosferi odnosno o meteorološkim uvjetima, poglavito o stratifikaciji atmosfere. U hladnim noćima s temperaturnim inverzijama, emanacije su obično zaustavljene i koncentrirane u prizemnom sloju. Naprotiv, tijekom nestabilnog stanja uz snažno konvektivno strujanje mogu dospjeti i do nekoliko kilometara iznad tla.

5.1.3. Ultraljubičasto Sunčevo zračenje

U visokoj atmosferi glavni ionizator je ultraljubičasto Sunčevo zračenje. Na visinama oko 70–80 km stvara jako vodljiv električni sloj, koji igra važnu ulogu u električnim zbivanjima Zemljine atmosfere. U stratosferi, posebice u ozonosferi, na visinama 40–50 km, ozon jako

Tablica 1. Bilanca srednje jačine ionizacije q za prizemnu atmosferu.

Table 1. Contribution of many sources of ionization to the atmosphere layer near the ground.

| ZRAČENJE | Iznad kopna $q \cdot 10^6$ | Iznad oceana $q \cdot 10^6$ |
|-----------------|-------------------------------|--------------------------------|
| KOZMIČKO | 1,5-1,8 | 1,5-1,8 |
| RADIOAKTIVNO: | | |
| tlo | 4,0 | 0 |
| emanacije | 4,6 | 0 |
| ULTRALJUBIČASTO | 0 | 0 |
| SUMA | 10,1-10,4 | 1,5-1,8 |

apsorbira ultraljubičasto Sunčevo zračenje, pa u donje slojeve atmosfere dopire tek u neznatnim količinama, gdje je njegovo ionizirajuće djelovanje zanemarivo.

Doprinos pojedinih glavnih ionizatora u stvaranju iona u prizemnim atmosferskim slojevima prikazuje Tablica 1, u kojoj jačina ionizacije q označuje broj nastalih iona u 1 m^3 zraka u 1 s.

Primarni izvor ionizacije atmosfere iznad oceana jesu kozmičke zrake. Isto vrijedi i za atmosferu iznad kopna, osim za prizemne slojeve i visoku atmosferu.

5.2. Sporedni ionizatori

Kod nastanka velikih iona prethodno su poimence nabrojani sporedni ionizatori (t. 4). Budući da djeluju samo pod naročitim okolnostima, prigodnog su karaktera. Usprkos katkada snažnoj ionizaciji, ipak nemaju globalno značenje, jer im je djelovanje i vremenski i prostorno ograničeno.

6. RAZARANJE ATMOSFERSKIH IONA

Uz ionizaciju u atmosferi istodobno djeluju i procesi koji razaraju ione. U neporemećenim vremenskim situacijama broj razorenih iona u jediničnom volumenu zraka u 1 s razmjernan je broju prisutnih iona.

Razaranje iona nastaje uslijed:

- rekombinacije malih iona suprotnih predznaka u neutralnu molekulu;
- kombinacije malog i velikog iona suprotnih predznaka u neutralnu kondenzacijsku jezgru i neutralnu molekulu;
- kombinacije malog iona s neutralnom kondenzacijskom jezgrom u veliki ion.

Uz uvjet da je prisutan isti broj malih iona suprotnog predznaka, tj. $n^+ = n^- = n$, kao i jednak broj velikih iona $N^+ = N^- = N$, zakon rekombinacije ima oblik

$$\frac{dn}{dt} = q - \alpha n^2 - \eta_1 n N - \eta_2 n N_o \quad (3)$$

u kojem su

dn = broj razorenih malih iona u vremenu dt
 q = jačina ionizacije, tj. broj malih iona proizvedenih u 1 m^3 zraka u 1 sekundi
 n = broj malih iona u 1 m^3 zraka

N = broj velikih iona u 1 m^3 zraka

N_o = broj kondenzacionih jezgara u 1 m^3 zraka

α = koeficijent rekombinacije malih iona

η_1 = koeficijent kombinacije malih iona s velikim ionima

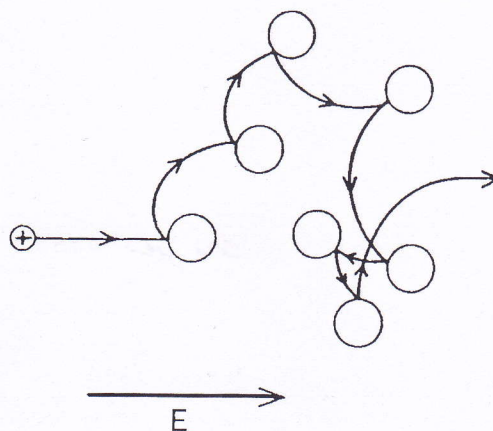
η_2 = koeficijent aglomeracije malih iona s kondenzacijskim jezgrom.

Medusobna rekombinacija velikih iona događa se rijetko, zbog njihove tromosti, stoga se obično zanemaruje. Isto vrijedi i za srednje ione, tim više što ih u atmosferi ima relativno malo. Prisutnost i velikih i srednjih iona kao i njihov doprinos u izračunu veličina atmosferskog elektriciteta ne uzima se u obzir, osim u iznimnim situacijama.

7. POKRETLJIVOST IONA

Ioni se u atmosferi gibaju pod djelovanjem električnog polja. Ujedno sudjeluju i u toplinskom nesređenom Brownovu gibanju sudarajući se s molekulama zraka. Gibanje im stoga postaje složeno, te putanja između dva sudara nije pravac kao kod neioniziranih molekula zraka, nego je to parabola. Pošto nakon svakog sudara gibanje započinje ponovno po paraboli od njezina tjemena (sl. 4), to konačni zbroj pojedinih djelića putanje daje u prosjeku jednoliko gibanje u smjeru električnog polja.

Brzina v prosječnog gibanja iona u električnom polju razmjerna je jakosti polja E , tj. $v = k \cdot E$. Konstanta razmjernosti k označuje se kao *pokretljivost* iona i pokazuje brzinu kojom se



Slika 4. Gibanje iona u atmosferskom električnom polju (prema Liljequist and Cehak, 1979).

Figure 4. The movement of ions in the atmospheric electrical field (Liljequist and Cehak, 1979).

ioni gibaju u atmosferskom električnom polju jedinične jakosti.

Pokretljivost je najvažnija značajka iona. Za male ione iznosi $1-2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ V}^{-1} \text{ s}^{-1}$, dok je za velike ione znatno manja, oko $1/5000$ pokretljivosti malih iona.

Zoran prikaz o pokretljivosti pojedinih vrsta iona daje izračun koji kaže koliko im je vremena potrebno da pod djelovanjem atmosferskog električnog polja prijeđu zadani put. Mali ion u polju jakosti $E = 130 \text{ V m}^{-1}$ prevali put od 1 m za nešto više od jedne minute, dok je velikom potrebno više od četiri dana.

8. VODLJIVOST ATMOSFERE

Prisustvo iona i električnog polja u atmosferi čini atmosferu električki vodljivom. U smjesi raznih molekula zraka i iona ukupna vodljivost atmosfere λ jednaka je sumi vodljivosti za svaku vrst iona obaju predznaka

$$\lambda = e \cdot \left(\sum_i n_i^+ k_i^+ + \sum_i n_i^- k_i^- \right) \quad (4)$$

gdje je e = elementarni naboj, n_i = broj iona i -te vrste po jedinici volumena, k_i = pokretljivost iona.

Veliki i srednji ioni ne samo što malo doprinose električnoj vodljivosti atmosfere, nego ju dapače indirektno kombinacijom s malim ionima i umanjuju.

U odnosu na metale i ostale vodiče elektricite- ta vodljivost atmosfere gotovo je zanemariva. Srednja joj vrijednost u prizemnim slojevima iznosi oko $2,5 \cdot 10^{-14} \Omega^{-1} \text{ m}^{-1}$. Uspoređujući je s izolatorima, recimo s jantarom, čija je vodljivost reda veličine 10^{-18} , atmosfera se usprkos lošoj vodljivosti ne može uvrstiti među izolatore. Naprotiv, kod mjerenja elemenata atmosferskog elektricite- ta treba posebno voditi računa o izolaciji instrumenata.

Vodljivost atmosfere raste s visinom. U prizemnoj troposferi do nekih 3 km visine mijenja se neznatno. S daljnjim uzdizanjem započinje njen nagao porast i već na 10 km visine vrijednost joj je 12 do 15 puta veća nego u prizemnom sloju (Israël, 1957b).

Gornja je atmosfera dobar vodič elektricite- ta uslijed snažne ionizacije ultraljubičastog Sunčeva zračenja. Tomu naročito doprinose slo-

bodni elektroni, koji u tom dijelu atmosfere zbog njezine male gustoće imaju razmjerno dugo trajanje života. Ispod 50 km visine njihov doprinos ukupnoj električnoj vodljivosti atmosfere zanemariv je, ali iznad 60 km oni su glavni čimbenik (Reid, 1986).

Na visini od oko $70-80 \text{ km}$, obuhvaćajući gornje dijelove mezosfere i donje ionosfere, nalazi se sloj znatne električne vodljivosti, ekvivalentan dobrom vodiču elektricite- ta. Dosegnuvši visinu tog sloja električni naboj će ubrzo, za manje od minute, biti jednoliko raspoređen oko cijele Zemlje. Stoga je dobio naziv *sloj izravnjanja* (Israël i Kasemir, 1949; Israël, 1952).

Uzevši u obzir nedovoljnu električnu vodljivost nižih dijelova atmosfere, *sloj izravnjanja* i površina Zemlje, koja je također relativno dobar vodič elektricite- ta, sačinjavaju obloge koncentričnog kuglastog kondenzatora. Uslijed ioniziranosti, atmosfera među oblozima kondenzatora nije idealan izolator, pa oblozi nisu potpuno izolirani jedan od drugoga. Kada ih se električki nabije, struja teče između njih, znači da kondenzator *curi*. Homogenost električnog polja unutar kondenzatora modificiraju dodatne električne struje, koje nastaju u atmosferi pri izvanrednim vremenskim situacijama, naročito pri grmljavinskim procesima.

9. PROSTORNI NABOJ

Ionizacijom u atmosferi nastaje jednak broj iona obaju predznaka. Uslijed njihove nejednake mase različito se očituje djelovanje električnog polja na njih. Dolazi do prostornog odvajanja i nejednolike raspodjele iona u atmosferi. Tome osobito pogoduju meteorološki čimbenici, naročito zračne struje raznoseći ih posvuda u atmosferi.

Višak iona jednog predznaka u jediničnom volumenu zraka naziva se *prostorni naboj* atmosfere. Definiran je izrazom

$$\rho = e \cdot (n^+ + n^-) \quad (5)$$

gdje je: ρ = prostorni naboj, e = elementarni naboj elektricite- ta, n^+ odnosno n^- = broj pozitivnih odnosno negativnih iona u jediničnom volumenu zraka.

S visinom prostorni naboj atmosfere naglo opada. Pođe li se od Poissonove jednadžbe,

dobije se veza između promjene električnog polja E s visinom h i prostornog naboja atmosfere ρ u obliku

$$\frac{dE}{dh} = \frac{1}{\epsilon_0} \rho \quad (6)$$

koja u kombinaciji s deriviranom jednadžbom za visinski tijek električnog polja (relacija 2) daje izraz za visinsku promjenu prostornog naboja

$$\begin{aligned} \rho = & 3,26 \cdot 10^{-12} \cdot e^{-4,52 \cdot 10^{-3} \cdot h} + \\ & + 1,28 \cdot 10^{-13} \cdot e^{-3,75 \cdot 10^{-4} \cdot h} + \\ & + 1,1 \cdot 10^{-14} \cdot e^{-1,21 \cdot 10^{-4} \cdot h} \end{aligned} \quad (7)$$

u kojem je ρ izražen u Cm^{-3} , a visina h u metrima.

Pri neporemećenim vremenskim situacijama u atmosferi prostorni naboj ρ pozitivan je, što potvrđuje i smjer atmosferskog električnog polja. Koncentracija prostornog naboja ide – u prosjeku – od nekih $3,2 \cdot 10^{-12} \text{ Cm}^{-3}$ u blizini tla do nekih $1,29 \cdot 10^{-14} \text{ Cm}^{-3}$ na 10 km visine. U pojedinih slučajevima, posebno u donjim dijelovima atmosfere, mogu biti znatna odstupanja od srednjaka uslijed izraženog utjecaja meteoroloških uvjeta.

Ukupan zbroj pozitivnog prostornog naboja ρ sadržana u vertikalnom stupcu zraka presjeka 1 m^2 iznosi od tla do 9 km visine oko $1,11 \cdot 10^9 \text{ C}$ (Israël, 1957b, prema Benndorfu).

10. POVRŠINSKA GUSTOĆA

Na površini Zemlje u neporemećenim područjima nalazi se negativan naboj. Potvrđen je brojnim mjerenjima širom svijeta. Između gustoće naboja σ na površini vodiča i jakosti električnog polja E postoji odnos

$$\sigma = \epsilon_0 E \quad (8)$$

Pri jakosti atmosferskog električnog polja $E = 130 \text{ Vm}^{-1}$, što predstavlja prostornu i vremensku srednju vrijednost za prizemnu atmosferu, površinska gustoća negativnog naboja iznosi $1,15 \cdot 10^{-9} \text{ Cm}^{-2}$, te je približno jednaka ukupnom prostornom pozitivnom naboju sadržanu

u otprilike 9 km visokom vertikalnom stupcu atmosfere presjeka 1 m^2 .

Zemlja, dakle, u cjelini djeluje prema svemirskom prostoru približno kao električki neutralno tijelo.

11. VERTIKALNA STRUJA

Električna struja koja neprekidno teče kroz atmosferu donoseći u neporemećenim područjima pozitivni naboj na površinu Zemlje zove se *vertikalna struja lijepoga vremena* ili kraće *vertikalna struja*. Gustoća joj je neznatna, svega $3 \cdot 10^{-12} \text{ Am}^{-2}$ na svim razinama. Prema tome na Zemlju pritječe ukupno oko 1600 A, odnosno svake sekunde stiže oko 1600 C pozitivnog naboja.

U stacionarnom ravnotežnom stanju vertikalnu struju i , vodljivost atmosfere λ i jakost električnog polja E međusobno povezuje Ohmov zakon:

$$i = \lambda \cdot E \quad (9)$$

Tablica 2 donosi visinske promjene električnog polja i vodljivosti prema mjerenjima Wiganda, dok je vertikalna struja izračunata prema relaciji (9).

Za razliku od ostalih veličina vertikalna struja se ne mijenja s visinom. Mala odstupanja njenih vrijednosti u Tablici 2 pripisuje se greškama pri mjerenju.

Vertikalna struja, iako neznatne jačine, igra značajnu ulogu u atmosferskim električnim odnosima. Dovodeći neprekidno pozitivni naboj na Zemlju neutralizirala bi njen negativni naboj za oko 6 minuta.

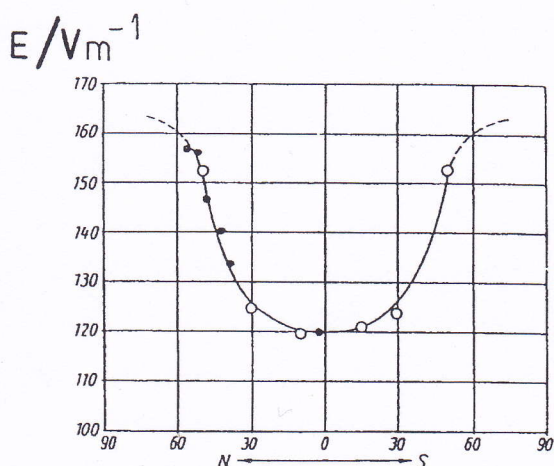
U stvari neutralizacija bi trajala nešto dulje, jer postepenim neutraliziranjem pozitivnog prostornog naboja atmosfere i negativnog naboja Zemlje slabilo bi atmosfersko električno polje. Ujedno bi slabila i vertikalna struja, tj. pritjecanje pozitivnog naboja, usporavajući proces neutralizacije. Proces bi ipak bio završen za manje od pola sata.

Usprkos opisanim električnim zbivanjima električno polje i nadalje neprekidno postoji svugdje u atmosferi. To znači da postoji suprotni proces koji ga stalno obnavlja i održava.

Tablica 2. Jakost polja E , vodljivost λ , vertikalna struja i kao funkcija visine h (Prema Israël, 1957b, mjerenja Wigand).

Table 2. Strengths of the electric field E , conductivity λ and current i as functions of altitude h ; (Israël, 1957b, measurements Wigand).

| Visina (m) | Vrijednosti | | |
|---------------|---|---|---|
| | Izmjerene | | Izračunate |
| | Jakost polja, E (Vm^{-1}) | Vodljivost, λ ($\cdot 10^{-14} \Omega^{-1} \text{m}^{-1}$) | Vertikalna struja, i ($\cdot 10^{-12} \text{Am}^{-2}$) |
| 0 | 136 | 1,22 | 1,7 |
| 2500 | 27 | 5,3 | 1,4 |
| 4400 | 18 | 9,1 | 1,6 |
| 6500 | 8,8 | 14,0 | 1,2 |



Slika 5. Širinski efekt jakosti električnog polja (Vm^{-1}) iznad oceana. Kružići: srednje vrijednosti Carnegiejeva mjerenja; točke: izračunate vrijednosti (prema Israël and Dolezalek, 1973).

Figure 5. The latitude effect of the atmospheric electric field (Vm^{-1}) above the ocean. Circles: the mean values of the Carnegie measurements. Points: computed values; (Israël and Dolezalek, 1973).

12. PROMJENA POLJA SA ZEMLJOPISNOM ŠIRINOM

Jakost električnog polja u prizemnoj atmosferi varira od mjesta do mjesta odstupajući katkada znatno od vrijednosti 130Vm^{-1} , što je srednjak za cijelu Zemlju. U blizini gusto naseljenih krajeva jakost je iznad srednje vrijednosti; primjerice na opservatoriju KEW blizu Londona iznosi 363Vm^{-1} za razdoblje 1898–1931. U manjim mjestima ili izvan njih poprima niže

vrijednosti, tako na opservatoriju Uppsala u Švedskoj iznosi 70Vm^{-1} za godine 1912–1914.

Iznad oceana jakost polja nije prostorno toliko varijabilna, ali pokazuje izrazitu vezu sa zemljopisnom širinom (sl. 5).

Pojava je nazvana *širinski efekt jakosti polja*. Nastaje uslijed djelovanja magnetskog polja koje otklanjajući kozmičke zrake sprječava njihovo prodiranje u područje oko ekvatora do otprilike 60° sjeverne i južne širine. S tim u svezi oslabljena je ionizacija atmosfere, što dovodi do smanjenja jakosti atmosferskog električnog polja.

Iznad kopna ta pojava nije zapažena. Zasižno postoji, ali je prekrivena drugom, jače izraženom pojavom, vjerojatno izazvanom promjenama meteoroloških parametara.

13. OSCILACIJE ATMOSFERSKOG ELEKTRIČNOG POLJA

Tražeci odgovor na pitanje što održava električno polje unatoč razarajućem djelovanju vertikalne struje, posebno su analizirane vremenske promjene atmosferskog elektriciteta, posebice električnog polja. Već su početna istraživanja ukazala na njegovu pravilnu dnevnu oscilaciju, a zatim i godišnju (Lemonnier u Francuskoj, Beccaria u Italiji; vidi Israël, 1957b).

13.1. Dnevna oscilacija

Prema obliku dnevne oscilacije atmosferskog električnog polja razlikuje se oceanska i konti-

entalna. Ta posljednja javlja se u tri oblika, pa ih imamo ukupno ove:

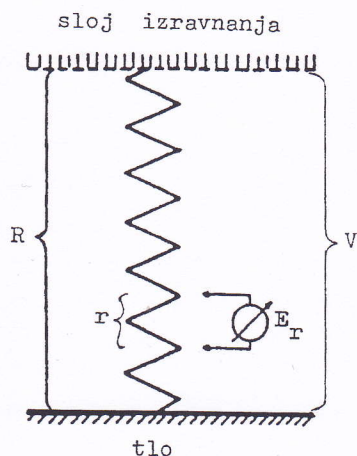
- oceanski tip
- kontinentalni tip s jednostrukim periodom
- kontinentalni tip s dvostrukim periodom
- kontinentalni tip prijelazni

Uzrok raznolikosti između oceanskog i kontinentalnog tipa otkriva usporedba globalnog i lokalnog gledišta atmosferskog elektriciteta tj. razmatranje odnosa potencijala V ionosfere i otpora R stupca zraka jediničnog presjeka visine od tla do ionosfere s jedne strane prema razlici potencijala ΔV jediničnih djelića spomenutog stupca zraka i specifičnog otpora r_i tih djelića s druge strane (sl. 6), gdje je:

$\Delta V =$ jakost polja E_r ,

$$R = \int_0^H r_i dh$$

$H =$ visina donje granice ionosfere



Slika 6. Shematski prikaz parametara koji opisuju električno stanje atmosfere: $V =$ razlika potencijala između sloja izravnanja i tla, $R =$ otpor stupca zraka jediničnog presjeka između sloja izravnanja i tla, $r =$ specifični otpor pojedinog segmenta stupca zraka otpora R , $E_r =$ jakost električnog polja izmjerena kao razlika potencijala ΔV na segmentu specifičnog otpora r (prema Israël, 1950).

Figure 6. Schematic representation of the parameters describing the electrical features of the atmosphere: $V =$ potential difference between the atmospheric electrical equalization layer and the ground, $R =$ resistance of the unit area column of air between the equalization layer and the ground, $r =$ specific resistance of the segment of the air column of resistance R , $E_r =$ electric field strength as measured by the potential difference ΔV on the segment of resistance r (Israël, 1950).

Odnos veličina naznačenih na slici 6 jest ovaj:

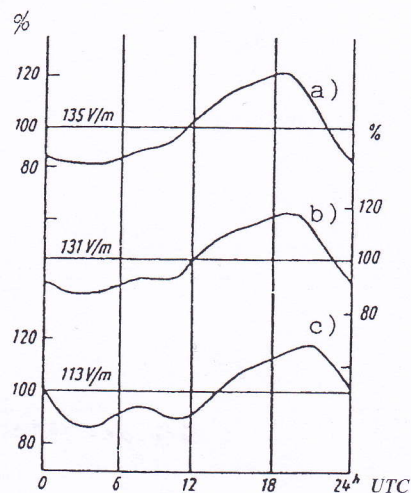
$$E_r = \frac{r}{R} V \quad (10)$$

Potencijal V ionosfere uslijed njene izvanredne električne vodljivosti poprma u prvaj aproksimaciji istu vrijednost istodobno iznad svih dijelova Zemlje, te je *globalnog* karaktera. Kvocijent r/R podliježe mjesnim dnevnim promjenama meteoroloških uvjeta i *lokalnog* je karaktera.

Utjecaj pojedinog čimbenika iz relacije (10) na promjene električnog polja tijekom dana pokazuje sljedeća analiza:

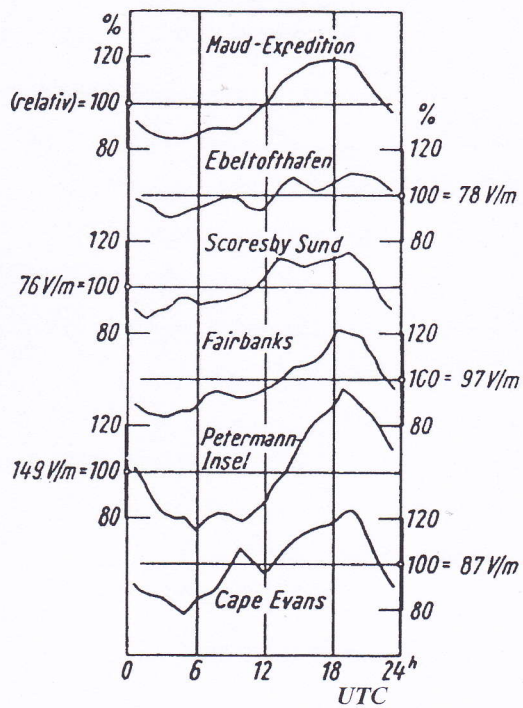
$$\frac{dE}{dt} = \frac{r}{R} \frac{dV}{dt} + \frac{V}{R} \frac{dr}{dt} - \frac{V}{R} \frac{r}{R} \frac{dR}{dt} \quad (11)$$

Budući da se meteorološki elementi iznad prostrane, jednolične površine oceana tijekom dana ne mijenjaju znatno, to su neznatne promjene i električnih parametara r i R , koji su ovisni o meteorološkim uvjetima. K tome je i kvocijent r/R približno konstantan tijekom dana, pa je dnevna oscilacija električnog polja oceanskog tipa ovisna samo o promjenama ionosferskog potencijala V , te je globalnog karaktera. Stoga ima isti oblik iznad svih oceana.



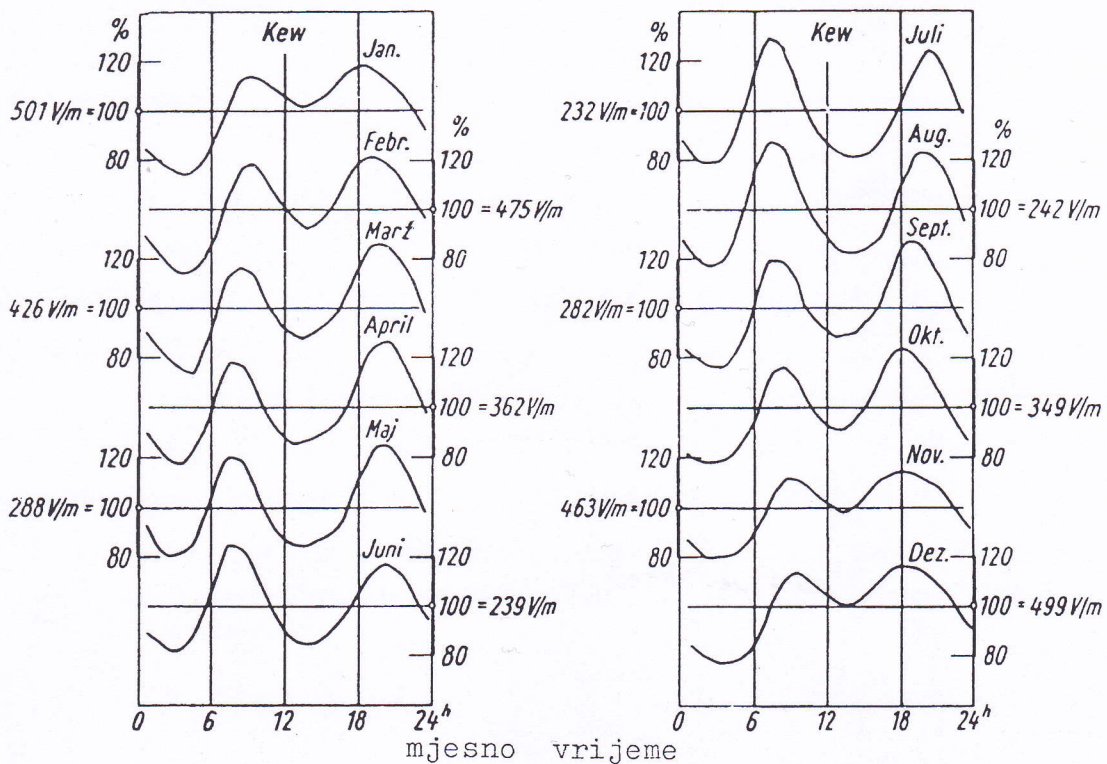
Slika 7. Srednja dnevna oscilacija atmosferskog električnog polja iznad oceana: a) zima, b) proljeće i jesen, c) ljeto (prema Israël and Dolezalek, 1973).

Figure 7. Mean diurnal oscillation of the atmospheric field above the ocean: a) winter, b) spring and autumn, c) summer; (Israël and Dolezalek, 1973).



Slika 8. Srednja dnevna oscilacija atmosferskog električnog polja za arktičke i antarktičke postaje: a) ekspedicija Maud, Arktik, b) Ebeltofhafen, Spitzbergen (79,1°N, 11,6°E), c) Scoresby Sund, Grenland (70,5°N, 22,0°W), d) Fairbanks, Aljaska (64,9°N, 147,8°W), e) Petermann-Insel, Grahamova zemlja (65,2°S, 64,2°W), f) Cape Evans, Antarktik (77,6°S, 166,5°W) (prema Israël and Dolezalek, 1973).

Figure 8. Mean diurnal oscillation of the atmospheric electric field above Arctic and Antarctic stations: a) Maud expedition, Arctic, b) Ebeltofhafen, Spitzbergen (79,1°N; 11,6°E), c) Scoresby Sound, Greenland (70,5°N; 22,0°W), d) Fairbanks, Alaska (64,9°N; 147,8°W), e) Petermann Island, Graham Land (65,2°S; 64,2°W), f) Cape Evans, Antarctica (77,6°S; 166,5°E); (Israël and Dolezalek, 1973).



Slika 9. Srednja dnevna oscilacija atmosferskog električnog polja, opservatorij KEW (Engleska, 1898–1931.), prema Israël and Dolezalek, 1973.

Figure 9. Mean diurnal oscillation of the atmospheric electric field for KEW (England), 1898–1931.; (Israël and Dolezalek, 1973).

Prema svjetskom vremenu (UTC) ekstremi posvuda nastupaju istodobno (sl. 7).

Analogno tomu, tj. bez znatnijih dnevnih promjena meteoroloških elemenata i dnevna oscilacija električnog polja iznad ledenih prostranstava Arktika i Antarktika ima oblik jednostrukog perioda s nastupom prema UTC istovjetno oceanskom tipu (sl. 8).

Za razliku od polarnih područja, iznad ostalog dijela kopna meteorološki elementi imaju izraziti lokalni dnevni hod, osobito u toplom dijelu godine. S tim u svezi nastaju dodatne dnevne promjene u električnim atmosferskim odnosima, što se očituje u obliku dnevne kontinentalne oscilacije električnog polja s dva minimuma i dva maksimuma (sl. 9).

U tom slučaju dnevna promjena električnog polja jest funkcija ne samo dnevne promjene ionsferskog potencijala, već i dnevnih promjena i globalnog i lokalnog otpora stupca zraka jediničnog presjeka.

Prijepodnevi maksimum pripisuje se djelovanju ljudske aktivnosti, dok je poslijepodnevni minimum posljedica dnevnog razvoja meteoroloških čimbenika, prvenstveno pojačane turbulencije i uzlaznih zračnih struja, koje u to doba dana postižu maksimalni razvoj. Uzlazno strujanje odvodi ione iz prizemnih slojeva u visinu izazivajući promjenu električne vodljivosti i pad električnog polja pri tlu.

Kod dnevne kontinentalne oscilacije s dvostrukim periodom jutarnji se minimum javlja

tijekom cijele godine oko 4 sata, dok se oba maksimuma ravnaju po izlazu i zalazu Sunca uz kolebanje poslijepodnevnog minimuma oko 14 sati. Kako je položaj maksimuma ovisan o duljini svjetlosnog dijela dana razmak među njima varira tijekom godine (sl. 10). Zimi razmak iznosi oko 7 sati, ljeti oko 12.

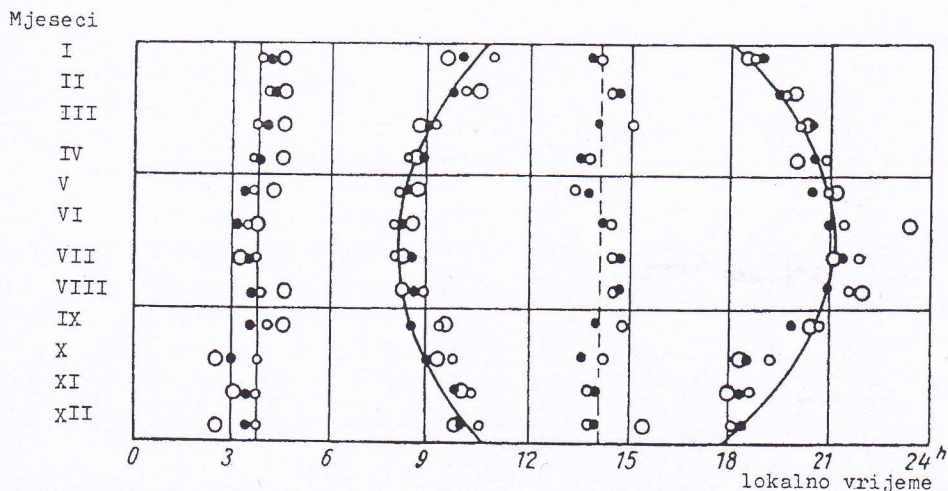
Pomak maksimuma u dnevnoj oscilaciji električnog polja potvrđuje da nastup tih ekstrema tijekom godine ovisi o promjenama meteoroloških parametara izazvanih dnevnim položajem Sunca (sl. 10).

Prijelazni oblik kontinentalne dnevne oscilacije pokazuje smjenu oblika s jednostrukim periodom u dvostruki suglasno godišnjim dobima (sl. 11).

Od spomenutih oblika kontinentalne dnevne oscilacije (t. 13.1.) prijelazni je oblik najčešći. Preostala dva rjeđa su, osobito prvi. Taj u pravilu nastupa na mjestima s razmjerno malim sadržajem suspendiranih aerosola u atmosferi i neznatnim dnevnim razvojem meteoroloških parametara čemu pogoduje jednolika podloga kao u slučaju polarnih područja. Izostaje lokalni utjecaj i dnevna se oscilacija očituje kao 24-satni titraj.

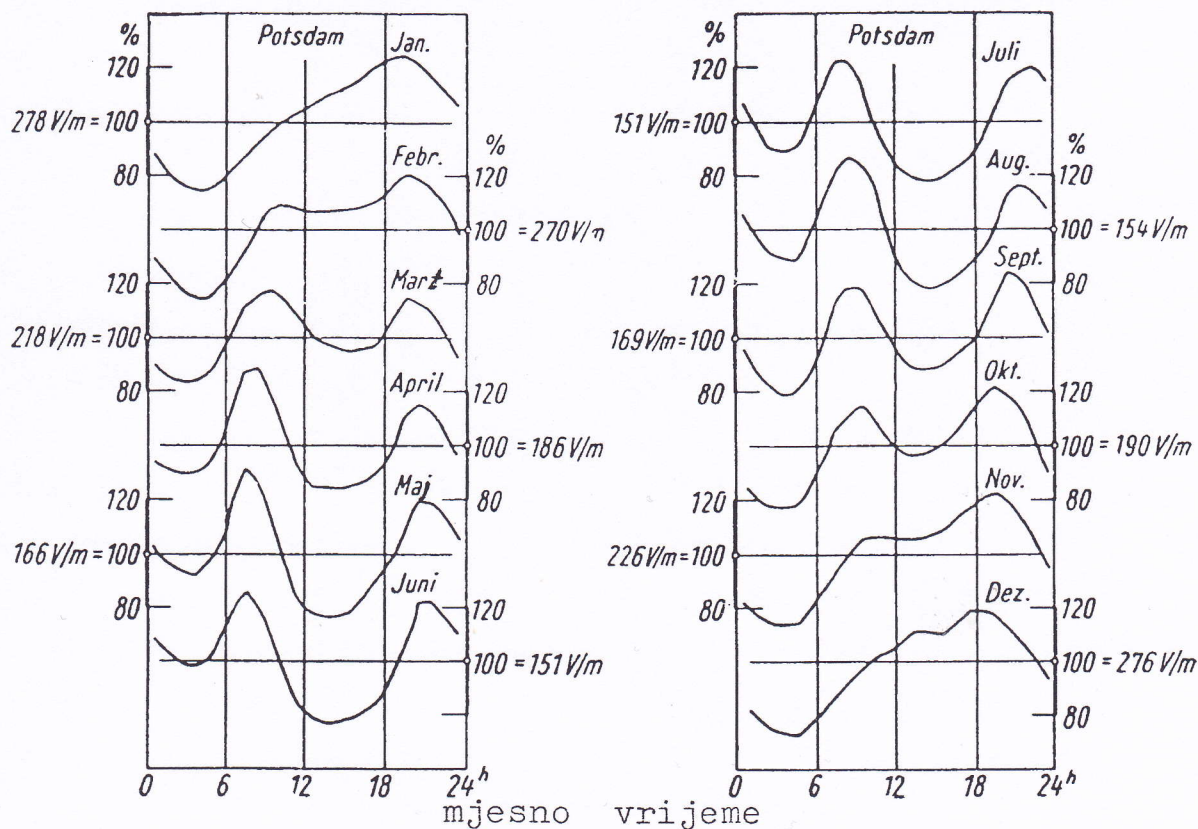
13.2. Dvostruki period dnevne oscilacije - nestanak s visinom

Dnevna kontinentalna oscilacija dvostrukog perioda ograničena je na prizemne slojeve. S visinom slabi utjecaj podloge, stoga izostaje titraj kraće periode, što potvrđuju brojna mjere-



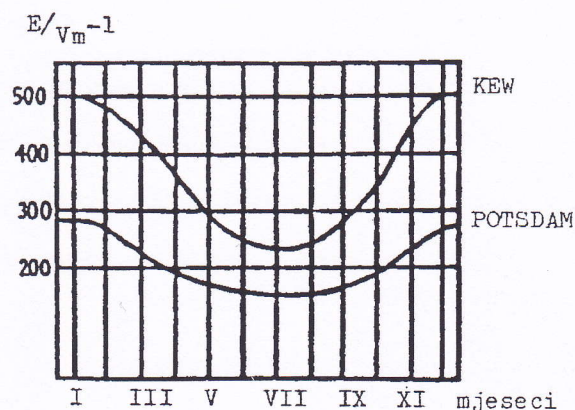
Slika 10. Godišnji položaj ekstrema u dnevnoj oscilaciji atmosferskog električnog polja za Potsdam (manji kružić: o), KEW (točka: ·) Wahnsdorf (veći kružić: O); (prema Israël, 1950)

Figure 10. The position of the annual extremes of diurnal oscillations of the atmospheric electric field for: POTSDAM (small circle), KEW (point) and WAHNSDORF (large circles) (Israël, 1950).



Slika 11. Srednja dnevna oscilacija atmosferskog električnog polja (prijelazni oblik), opservatorij Potsdam (Njemačka, 1904–1923.); (prema Kähler, 1925)

Figure 11. Mean diurnal oscillation of the atmospheric electric field at POTSDAM, Germany, 1904–1923 (Kähler, 1925).



Slika 12. Godišnja oscilacija atmosferskog električnog polja: a) opservatorij KEW, Engleska, b) opservatorij Potsdam, Njemačka (prema Chalmers, 1949)

Figure 12. Annual oscillation of the atmospheric electric field at: a) KEW (England), b) POTSDAM (Germany) (Chalmers, 1949).

nja širom svijeta. U Parizu, primjerice, simultana mjerenja na podnožju i vrhu Eiffelova tornja pokazala su postojanje dnevne oscilacije s dvostrukim periodom samo uz podnožje, dok je na vrhu tornja imala oblik jednostrukog perioda (Chauveau, 1922/25). Na otoku Samoi nestaje dvostruki period u dnevnoj oscilaciji već na 15 m iznad tla (Angenheister, 1914, 1924), u Uppsali još i bliže tlu, na svega 9 m (Norinder, 1922).

13.3. Godišnja oscilacija

Tijekom godine jakost se atmosferskog električnog polja pravilno mijenja pokazujući izrazitu godišnju oscilaciju. Na sjevernoj hemisferi maksimum se javlja u zimskim mjesecima, minimum u ljetnim (sl. 12), dok im je na južnoj obrnut redosljed.

Kod godišnje, kao i kod dnevne oscilacije preklapaju se dva utjecaja: globalni i lokalni. Prvi djeluje istodobno na cijeloj Zemlji, dok drugi, u suglasju s izmjenom godišnjih doba, uvjetuje suprotan oblik godišnje oscilacije na sjevernoj od one na južnoj hemisferi.

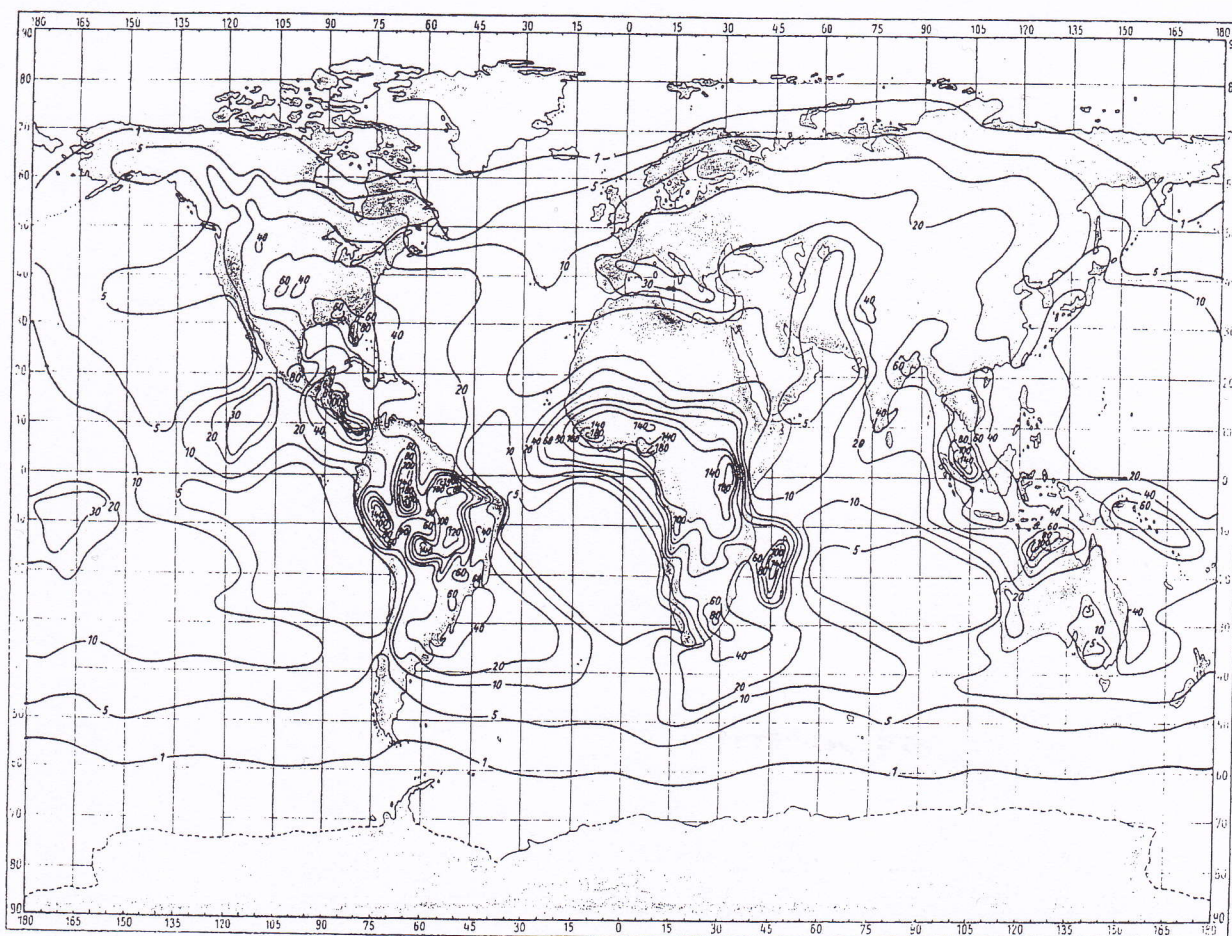
14. GRMLJAVINSKI PROCESI KAO ELEKTRIČNI GENERATOR

Istodobno nastupanje ekstrema iznad cijele Zemlje u dnevnoj oscilaciji atmosferskog električnog polja ukazuje na postojanje snažnog mehanizma, svjetskih razmjera, koji u određeno doba dana uvjetuje jačanje odnosno slabljenje polja posvuda u atmosferi kako iznad oceana (sl. 7), tako i iznad polarnih područja (sl. 8). U potrazi za tim mehanizmom istodobno i istoznačno djelotvornim na cijeloj Zemlji, pojavila se slutnja o uzročno-posljedičnoj vezi između električnog stanja atmosfere u područjima lijepog, neporemećenog vremena i onih pogođenih grmljavinskim procesima. Takovu slutnju, među prvima, iznio je 1921. Wilson, fizičar i svestrani istraživač atmosferskog elektriciteta.

U prvi mah takovo gledište izgleda nerealno jer se polazi od toga da su grmljavinske pojave

razmjerno rijedak događaj. Međutim, statistički podaci Svjetske meteorološke organizacije (WMO, 1956), govoreći o prostornoj raspodjeli grmljavinskih oblaka, pokazuju da oni svake sekunde u prosjeku prekrivaju oko 0,36% Zemljine površine. Pri tome se ističe tropsko područje kao glavno grmljavinsko izvorište sa središtima u ekvatorskim predjelima Amerike i Afrike, te područja Indonezije (sl. 13).

U tim središtima prema slici 13 godišnji maksimalni broj grmljavinskih dana kreće se u prosjeku od 100 (centralna Amerika), 140 (Indonezijsko područje), 180 (Afrika), pa do 200 (Južna Amerika). Znanstvenik Malan, međutim, spominje kako u Africi područje oko Viktorijina jezera spada u najintenzivnije grmljavinsko žarište, gdje Kampala u Ugandi ima godišnje u prosjeku 242 grmljavinska dana (Malan, 1963, str. 112). Udaljavanjem od tropa prema višim zemljopisnim širinama smanjuje se godišnji srednjak broja grmljavinskih dana. U



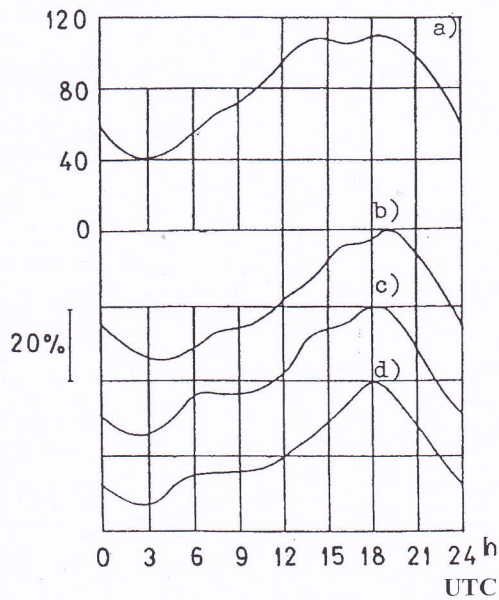
Slika 13. Zemljopisna raspodjela srednjeg godišnjeg broja grmljavinskih dana (prema WMO/OMM - No.TP.21, 1956).

Figure 13. Geographic distribution of the annual mean number of thunderdays; (WMO/OMM - No.21.TP, 1956).

srednjoj Europi iznosi 20–30 dana godišnje, dok u sjevernoj Skandinaviji samo 5 dana na godinu (Liljequist and Cehak, 1979.).

U Zagrebu prema podacima opservatorija Grič za razdoblje 1862–1990. godišnji srednjak iznosi 32 dana. Maksimalan broj od 55 grmljavinskih dana zabilježen je 1963. godine, a minimalni od 5 dana 1863. Izuzev u siječnju i prosincu tijekom 1963. grmjelo je svakog mjeseca, što je neobično s obzirom na kontinentalni položaj Zagreba. U 1863. godini grmljavinska aktivnost bila je ograničena uglavnom na ljetne mjesece srpanj i kolovoz (Penzar *et al.*, 1992).

Prema Brooksovoj globalnoj statistici o čestini grmljavinske aktivnosti (Brooks, 1925) na cijeloj se Zemlji u godinu dana odigra oko 16 milijuna grmljavina, odnosno dnevno oko 44.000 ili oko 1.800 po satu. Na temelju registracija kod West Norwooda u Engleskoj (Marriot, 1908), gdje je zabilježeno 98 munja u 28 minuta, procjenjuje Brooks 200 munja po satu kao



Slika 14. Dnevna oscilacija: a) globalne grmljavinske čestine, b) jakosti električnog polja iznad oceana, c) jakosti električnog polja iznad polarnih područja, d) jakosti električnog polja iznad kopna (srednjak za veliki broj postaja) (prema Liljequist and Cehak, 1979).

Figure 14. Diurnal oscillations of the: a) global frequency of thunder days, b) electric field strength above the ocean, c) electric field strength above the polar regions, d) electric field strength above the continents (mean values obtained for many stations) (Liljequist and Cehak, 1979).

najvjerojatniju vrijednost za snažne grmljavine umjerenih zemljopisnih širina, odnosno za tropske grmljavine srednje jačine.

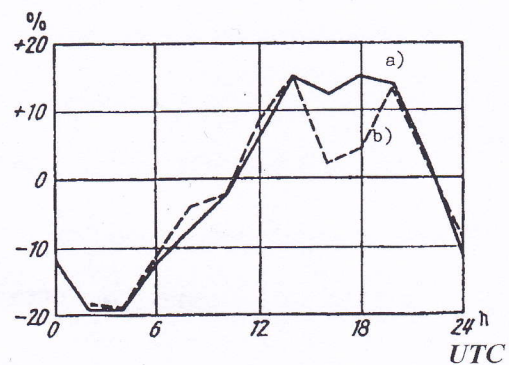
Na Zemlji, prema Brooksu izbija svake sekunde oko 100 munja. Od toga otpada oko 10% na udar groma. Ostatak se odnosi na električno izbijanje unutar oblaka ili između dva oblaka.

Kasniji istraživači (Spangenberg, 1938) smatraju previsokom Brooksovu procjenu od 200 munja po grmljavini i satu. Prema njihovim istraživanjima realnija je vrijednost 60 munja za umjerene zemljopisne širine.

Raspodjela grmljavinske čestine po satima tijekom dana (WMO, 1956) ukazuje na 24-satnu oscilaciju s minimumom u jutarnjim satima i maksimumom u poslijepodnevnom. Primijećujući i na te podatke svjetsko vrijeme (UTC), dobivena krivulja paralelna je dnevnoj oscilaciji atmosferskog električnog polja (sl. 14).

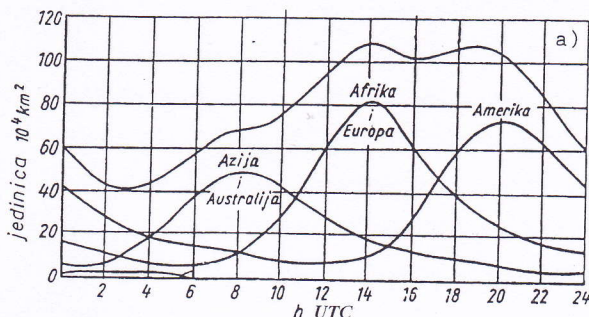
Radi detaljnije analize i usporedbe dnevne oscilacije globalne grmljavinske čestine s jačinom atmosferskog polja nanosene su obje krivulje u povećanom mjerilu jedna preko druge, s time da su prethodno u jednu krivulju spojene oceanska i polarna dnevna oscilacija jakosti polja (sl. 15).

Vremenska podudarnost pojavljivanja ekstrema u dnevnoj oscilaciji globalne grmljavinske aktivnosti i atmosferskog električnog polja (sl. 15) potvrđuje njihovu uzročno-posljedičnu vezu, pa se grmljavine u globalu mogu shvatiti



Slika 15. Usporedba dnevnih oscilacija: a) atmosferskog električnog polja iznad oceana i polarnih područja (—), b) globalne grmljavinske čestine (- - -) (prema Israël, 1957a).

Figure 15. Comparison of diurnal oscillations of the atmospheric electric field: a) above the ocean and the polar region (—), b) global frequency of thunder days (- - -); (Israël, 1957 a).



Slika 16. Dnevna oscilacija grmljavinske čestine po kontinentima i skupna za cijelu Zemlju (krivulja a) (prema Malan, 1963).

Figure 16. Diurnal variation of thunderstorm activity over the continents and over the whole world. The area covered at any time by thunderstorms is plotted in 10^4 km^2 ; (Malan, 1963).

kao proces koji stalno obnavlja električno polje usprkos razarajućem djelovanju vertikalne struje lijepoga vremena.

Privremeno opadanje poslijepodnevne grmljavinske aktivnosti nastaje zbog pripadnosti njihovih središta različitim vremenskim zonama u kojima 16 sati UTC označuje doba dana po lokalnom vremenu, nepovoljnom za razvoj grmljavinskih oblaka (sl. 16).

U središnjoj Americi i tropskom dijelu Južne Amerike 16 sati UTC označuje prijepodnevne sate, kada je prerano za snažan razvoj konvektivnih zračnih struja, neophodnih za nastanak oblaka s vertikalnom strukturom kao što je grmljavinski oblak *cumulonimbus*. Naprotiv, u grmljavinskom središtu Afrike uzlazne struje oko 16 sati UTC već posustaju, osobito uz istočnu obalu, gdje pomalo i zamiru, a u području Indonezije već su i zamrle.

Konačni učinak zemljopisne raspodjele glavnih grmljavinskih središta jest smanjenje grmljavinske aktivnosti oko 16 sati po UTC, što rezultira i privremenim smanjenjem jakosti atmosferskog električnog polja u to doba dana (sl. 14 i 15).

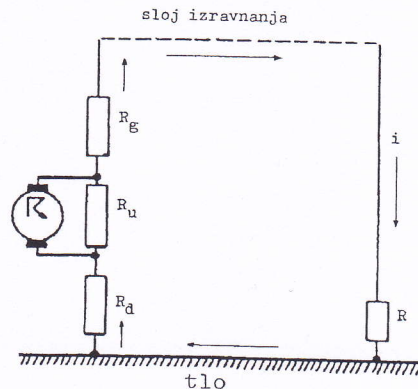
15. GLOBALNI ELEKTRIČNI KRUG U ATMOSFERI

Istraživanja električne strukture kumulonimbusa pokazala su nakupljanje negativnog naboja uz bazu oblaka pri izotermama između -10°C i -20°C . Taj temperaturni okvir tipičan je za visine između 6 i 8 km kod ljetnih grmljavinskih oluja, a oko 2 km za zimske.

Glavnina pozitivnog naboja, smještena uz vrh oblaka, nema tako jasan odnos s temperaturnim prilikama. Obično se pojavljuje između -25°C i -60°C na visinama između 8 i 16 km ovisno o razvijenosti oblaka.

U kumulonimbusu postoje poput dimnjaka uska, oštro ograničena područja, tzv. ćelije, unutar kojih su snažno razvijene uzlazne i silazne zračne struje. Pri vrhu ćelije uzlazna brzina prelazi preko 100 kmh^{-1} (Malan, 1963). Broj ćelija u kumulonimbusu varira. Ovisno o njegovoj horizontalnoj rasprostranjenosti može sadržavati i više ćelija u različitom stanju razvoja, koji se dijeli u tri stadija: kumulusno, zrelo i stanje rasapa.

Rezultantnim djelovanjem uzlaznih zračnih struja i gravitacijske sile dolazi do prostornog odvajanja suprotno nabijenih čestica oblaka. Uz bazu uglavnom zaostaju negativno nabijene, dok su pri vrhu oblaka pretežno rasprostranjene pozitivne čestice nakon što ih uzlazne struje silovito izbace iz ćelija. Nastaje tako bipolaran oblak iako u većini slučajeva uz bazu, na mjestu jake uzlazne struje nastane još i ma-



Slika 17. Shematski prikaz globalnog atmosferskog električnog kruga u kojem klimatološki grmljavinski simbol $\mathcal{T}^{\mathcal{K}}$ predstavlja električni generator. Ostali simboli znače: R_u = unutarnji otpor generatora, R_g = otpor između vrha oblaka i ionosfere, R_d = otpor između baze oblaka i tla, R = otpor stupca zraka u neporemećenom području od tla do ionosfere, i = vertikalna struja lijepoga vremena (prema Roble and Tzur, 1986).

Figure 17. Global atmospheric electric circuit: $\mathcal{T}^{\mathcal{K}}$ = electric generator, R_u = internal resistance of the generator, R_g = resistance between the ionosphere and the top of the cloud, R_d = resistance between the base of the cloud and the ground, R = resistance of the unit area column of air between the ground and the ionosphere in an undisturbed region, i = vertical current in an undisturbed weather (Roble and Tzur, 1986).

li, pomoćni centar pozitivnog naboja, pa je oblak tripolaran.

Razmak između negativnog centra pri dnu i pozitivnog pri vrhu oblaka funkcija je mnogih čimbenika. Uglavnom ovisi o strukturi atmosfere, zatim o svojstvima oblaka: o njegovom vertikalnom protezanju, stadiju razvoja, vrsti (lokalni ili frontalni), lokaciji (iznad oceana ili kopna: ravničarski ili goroviti dio), zemljopisnoj širini i slično.

Kumulonimbus se može u pojednostavnjenom obliku shvatiti kao generator u kojem se termodinamička, mehanička, a možda i kemijska energija pretvara u električnu. Ukupno djelovanje svih grmljavina ne samo što stalno obnavlja atmosfersko električno polje, nego uspostavlja i održava globalni električni krug, u skladu s klasičnom slikom atmosferskog elektriciteta (sl. 17).

Globalnim djelovanjem kumulonimbusa nabija se ionosfera na potencijal od nekoliko stotina volta prema površini Zemlje. Uslijed razlike potencijala poteče električna struja, i , od ionosfere prema tlu u svim neporemećenim područjima, koja je poznata kao vertikalna struja lijepoga vremena. Gustoća joj varira suglasno razlici ionosferskog potencijala i otporu zraka između ionosfere i tla. Horizontalna struja teče pri dnu ionosfere u sloju izjednačenja kao i uzduž električki dobro vodljive Zemljine površine. Struja sa smjerom prema gore teče od vrha grmljavinskog oblaka prema ionosferi, ali isto tako i u poremećenom području, gdje ide od tla prema bazi oblaka zatvarajući na taj način globalni električni krug u atmosferi (sl. 17).

Uslijed burnih meteoroloških i električnih procesa u kumulonimbusu i oko njega transport naboja obavljaju osim struje u globalnom krugu još i dodatne, prigodne struje, tzv. *kondukcijske* i *konvektivne*. Kondukcijske su struje uzrokovane električnim silama, a konvektivne neelektričnima, kao što su sila teža, vjetar, uzlazne zračne struje i slično. Među kondukcijske spadaju struje šiljaka i munje. Pribraja im se i struja pomaka izazvana promjenama električnog polja, iako ta struja ne predstavlja transport naboja. U konvektivne se struje ubrajaju oborinska i struja vjetra, kao i struja uzlaznih zračnih gibanja u atmosferi.

Shematski prikaz globalnog električnog kruga dobro ilustrira osnovnu ideju, iako nedostaje

kvantitativna dokumentacija za pojedine grane kruga. Postoje mišljenja o lokalnim električnim generatorima čije se djelovanje slijeva u globalni krug, ali za sada bez dovoljnog uvida u njihov međusobni odnos.

Za uspostavu globalnog strujnog atmosferskog kruga, osim grmljavinskih procesa, prethodno mora biti ispunjen važan preduvjet, a to je postojanje iona u atmosferi. Ionizaciju atmosfere uzrokuju uglavnom kozmičke zrake, osim u prizemnom sloju i dijelu više atmosfere. S druge strane za razvoj kumulonimbusa potrebne su snažne konvektivne zračne struje uz oslobađanje latentne topline pri isparavanju vodene pare, a sve to ovisi o Sunčevu zračenju. Dakle, i električne pojave i električni procesi u atmosferi nastaju u prvom redu djelovanjem Sunčeva zračenja i kozmičkih zraka.

Za ilustraciju opisanih pojava prikazane su u Tablici 3 broječne vrijednosti nekih parametara spomenutog globalnog kruga (Roble and Tzur, 1986).

16. ZAKLJUČAK

Električno stanje atmosfere ne zapaža se neposredno ljudskim osjetilima iako ljudski organizam, osobito bolesni, reagira na promjene tog stanja. Elementi kojima se očituju električna svojstva atmosfere imaju niske vrijednosti i mogu se zapaziti samo instrumentima. Od svih atmosferskih električnih pojava jedino je munja popraćena snažnim, uočljivim efektima – svjetlosnima i zvučnima. I tek nakon eksperimentalnog dokaza o njejoj električnoj naravi uslijedila su svestrana istraživanja atmosferskog elektriciteta, s postepenim otkrivanjem električnih svojstava atmosfere, koja ona stalno ima, bez obzira na prisutnost grmljavinskog elektriciteta.

Ponajprije je utvrđeno električno polje posvuda u atmosferi, kao i negativni naboj na površini Zemlje. Naglo opadanje jakosti polja s visinom odbacilo je prvobitnu zamisao da se radi o elektrostatskom polju oko električki nabijene Zemlje. Otkriće atmosferskih iona dovelo je do otkrića prostornog naboja u atmosferi i spoznaje da taj naboj u sudjelovanju s negativnim površinskim nabojem Zemlje uzrokuje atmosfersko električno polje. Osim toga kroz atmosferu teče vertikalna struja lijepoga vremena neprekidno donoseći na tlo pozitivni naboj. Usprkos tom stalnom dotoku nije neutralizirano

Tablica 3. Osnovna svojstva globalnog električnog kruga u atmosferi (Prema Roble and Tzur, 1986).

Table 3. Basic features of the global electric circuit in the atmosphere (Roble and Tzur, 1986).

| | |
|---|----------------------|
| Ukupni broj grmljavinskih oluja u bilo koje doba dana | 1.500 – 2.000 |
| Struja iznad kumulonimbusa (A) | |
| a) raspon | 0,1 – 6 |
| b) srednjak | 0,5 – 1 |
| Globalna struja (A) | 750 – 2.000 |
| Ionosferski potencijal (kV) | |
| a) raspon | 150 – 600 |
| b) srednjak | 280 |
| Otpor stupca zraka na NN ($\Omega \cdot m^{-2}$) | |
| a) niže zemljopisne širine | $1,3 \cdot 10^{17}$ |
| b) više zemljopisne širine | $3 \cdot 10^{17}$ |
| c) Tibet i Antarktik | $2 \cdot 10^{16}$ |
| Ukupni otpor (Ω) | 230 |
| Gustoća struje ($A \cdot m^{-2}$) | |
| a) nastanjena i industrijska područja | $1 \cdot 10^{-12}$ |
| b) prirodni okoliš i pustinje | $2,4 \cdot 10^{-12}$ |
| c) postaja na Južnom polu | $2,5 \cdot 10^{-12}$ |
| Jakost električnog polja ($V \cdot m^{-1}$) | |
| a) ekvator | 120 |
| b) 60° zemljopisne širine | 155 |
| c) Južni pol | 71 |
| d) industrijska područja | 300–400 |
| Ukupni naboj na Zemlji (C) | 500.000 |
| Električna vodljivost ($\Omega^{-1} \cdot m^{-1}$) | |
| a) na NN | 10^{-14} |
| b) tropopauza | 10^{-13} |
| c) stratopauza | 10^{-10} |

ran negativni površinski naboj Zemlje, iako bi prema proračunu neutralizacija uslijedila za manje od pola sata. U atmosferi dakle djeluje suprotni mehanizam uz neprekidno obnavljanje uvjeta potrebnih za održanje atmosferskog električnog polja, koje nije statičko poput geomagnetskog ili gravitacijskog, već predstavlja ravnotežno stanje između procesa njegove izgradnje i razgradnje.

Tijekom dana polje pokazuje izrazitu dnevnu oscilaciju, ali različita oblika iznad oceana ili iznad kontinenta. Razlike potječu od toga što je oceanska ovisna samo o dnevnim promjenama potencijala visoke atmosfere, dok na kontinentalnu utječe osim tog globalnog faktora još i lokalni, jako ovisan o meteorološkim uvjetima. Udaljavanjem od tla slabi utjecaj lokalnog faktora, pa već na relativno malim visinama nestaju razlike između oceanske i kontinentalne oscilacije atmosferskog električnog polja.

Utvrđena je podudarnost između dnevnih oscilacija globalne grmljavinske aktivnosti i električnog polja kako po obliku tako i po nastupu ekstrema. Na temelju toga zaključilo se da je globalna grmljavinska aktivnost ishodište atmosferskog električnog kruga svjetskih razmjera i jedan od glavnih uzročnika električnih zbivanja unutar atmosfere od tla do ionosfere.

Budući da ionizacija atmosfere nastaje uglavnom djelovanjem kozmičkih zraka, a poticaj za razvoj grmljavinskih oblaka daje toplinska Sunčeva energija, to su procesi, primarni za atmosferski elektricitet do sloja izravnjanja, u prvom redu kozmičkog porijekla.

LITERATURA

- Angenheister, G., 1914, 1924: Luftelektrische Beobachtungen am Samoa Observatorium. (in H. Israël, 1961, *Atm.Elekt.*, Teil II, p.48), Leipzig, Akad.Verlages., 503 str.
- Bhartendu, 1969: The Atmospheric Electric Potential Gradient Variation at Land Stations. *Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A*, **18**, 345–363.
- Bhartendu, 1971: Correlations of Electric Potential Gradients at Land Station and their Implication on the Classical Picture of Atmospheric Electricity, *PAGEOF*, **84**, 13–26.
- Benndorf, H. 1926: Zur Raumladungsmessung in der freien Atmosphäre. *Phys. Z.*, **27**, 576–578.
- Brooks, C.E.P., 1925: The Distribution of Thunderstorms over the Globe. *Geophys. Memoirs*, London III, **24**, 147–164.
- Chalmers, J.A., 1949: Atmospheric Electricity. Oxford Clarendon Press, 175 str.
- Chaveau, B., 1922/25: Eletricité atmospherique. 3 Bde, Paris.
- Dolezalek, H., 1960: Zur Berechnung des Luftelektrischen Stromkreises III, Kontrolle des Ohmschen Gesetzes durch Messung. *PAGEOF*, **46**, 125–144.
- Dolezalek, H., 1972: Discussion of Fundamental Problem of Atmospheric Electricity. *PAGEOF*, **100**, 8–43.
- Gish, O.H., 1951: Universal Aspects of Atmospheric Electricity, in: Compendium of Meteorology, (edit. T.F. Malone, Boston, Mass.), 101–119.
- Golde, R.H., 1977: Lightning. London Academic Press, Vol. I, 496 str.
- Gringel, W., J.M. Rosen and D.J. Hofmann, 1986: Electrical Structure from 0 to 30 Kilometers. Studies in Geophysics: The Earth's Electrical Environment, National Academy Press, Washington, D.C., 166–182.
- Hoppel, W.A., R.V. Anderson and J.C. Willet, 1986: Atmospheric Electricity in the Planetary Boundary Layer. Studies in Geophysics: The Earth's Electrical Environment, National Academy Press, Washington, D.C., 149–165.
- Imyanitov, I.M. and E.V. Chubarina, 1971/I : On Earth-Air Exchange of Charges and on the Mechanism of Establishing Electric Field Changes Common over the Whole Globe. *PAGEOF*, **84**, 109–111.
- Israël, H. und H.W. Kasemir, 1949: In welcher Höhe geht weltweite luftelektrische Ausgleich vor sich?, *Ann. de Géophys.*, **5**, 313–324.
- Israël, H., 1950: Zur Entwicklung der luftelektrischen Grundanschaungen. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. A., Bd. **3**, 1-16.
- Israël, H., 1952: Die Höhe der luftelektrischen Ausgleichsschicht. *Ann. de Géophys.*, 253–257.
- Israël, H., 1957a : Luftelektrizität und Radioaktivität. Berlin, Springer-Verlag, 125 str.

- Israël, H., 1957b : Atmosphärische Elektrizität. Teil I, Leipzig, Akadem. Verlagsgesellschaft, 370 str.
- Israël, H. und H. Dolezalek, 1957: Lufterlektrizität, Grundlagen und Messmethoden (in Baur, F., *Meteor. Taschenb.* Bd. **III**, Akadem. Verlagsgesellschaft, 78–193.
- Israël, H. and H. Dolezalek, 1973: Atmospheric Electricity. Keter Press Binding: Wiener Bindery Ltd, Jerusalem, 796 str.
- Israëlsson, S., 1978: On the Conception "Fair Weather Condition" in Atmospheric Electricity. *PAGEOF*, **116**, 149–158.
- Kähler, K., 1925: Das lufterlektrische Potentialgefälle in Potsdam 1904–1923. *Met. Zeit.*, **42**, 69–71.
- Kasimir, H.W., 1972: Atmospheric Electric Measurements in the Arctic and Antarctic. *PAGEOF*, **100**, 70–80.
- Liljequist, G.H. und K. Cihak, 1979: Die atmosphärische Elektrizität. (in Allgemeine Meteorologie), Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig, 175–194.
- Malan, D.J., 1963: Physics of Lightning. The English Universities Press Ltd, London, 176 str.
- Marriott, W., 1908: Brontometer Records at West Norwood. *Q.J.R.Met.Soc.*, **34**, 210–212.
- Norinder, H., 1922: Über die Änderung des lufterlektrischen Potentialgefälles mit der Höhe in den untersten Luftschichten. (Ref.K. Kähler). *Met. Z.*, **39**, 117–120.
- Penzar, I., J. Juras and A. Marki, 1992: Long-term Meteorological Measurements at Zagreb: 1862–1990. *Geofizika*, **9** (Suppl.), Zagreb, Croatia, 1–171.
- Reid, G.C., 1986: Electrical Structure of the Middle Atmosphere, Studies in Geophysics: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press, Washington, D.C., 183–194.
- Roble, R.G. and I. Tzur, 1986: The Global Atmospheric-electrical Circuit, Studies in Geophysics: The Earth's Electrical Environment. National Academy Press, Washington, D.C., 206–231.
- Spangenberg, W.W., 1938: Über Blitzzählungen. *Met. Z.*, 109–111.
- World Meteorological Organization WMO/OMM, 1956: World Distribution of Thunderstorm Days. Nr.21 TP 21.