

Atmospheric conductivity and effects of global electrical current on clouds layer electricity

Borhanian, J. 

Department of Physics, Faculty of Science, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran.

Corresponding Author E-mail: borhanian.sci@gmail.com

(Received: 1 July 2025, Revised: 3 Aug 2025, Accepted: 18 Oct 2025, Published online: 16 Dec 2025)

Summary

The atmospheric conductivity, the most important parameter in atmospheric electricity, is modeled using up to date data and models for ionization agents. Then the space charge production in clouds layer is investigated based on this conductivity model. In the troposphere and the lower stratosphere, cosmic rays and radioactive materials are primarily sources of ionization and ions production in the Earth's atmosphere. Here, the ionization rate induced by cosmic rays is calculated based on the Monte Carlo CRAC: CRII model that is able to compute it in the atmosphere at any given location and time, provided the energy spectrum of incoming cosmic rays is known. The ionization rate caused by radioactive materials, mainly in atmospheric boundary layer, is determined in virtue of a semi-empirical model which is based on more recent data presented in literature. The profile of ionization rate induced by cosmic rays as well as total ionization rate are provided and their dependence on latitude is thoroughly investigated. In order to calculate the atmospheric conductivity, the data was obtained for ionization rate is utilized alongside the existing models for ion-ion recombination coefficient, ion attachment coefficients to aerosols and droplets, and ions mobility. Dependence of atmospheric conductivity on various parameters is inspected. It is shown that, close to the Earth's surface, conductivity decreases when the altitude increases, but at higher altitudes its behavior is different; conductivity increases with altitude and reaches a maximum at top of the troposphere. One of the main goals of this paper is to investigate the space charge production at the boundaries of clouds layer (strati-form). To do so, the charge continuity and Poisson equations are employed to obtain an equation that relates space charge to vertical derivative of atmospheric conductivity. Then, it is shown that the flow of global electric current through the cloud causes space charges to be created at the upper and lower boundaries of clouds layer. This occurs because cloud commutativity is about an order of magnitude greater than the conductivity of clear air. Then, when global current flows through the boundaries, according to Gauss's law, space charge accumulation takes place because of existence of a gradient in electric field inside and outside of cloud boundaries. Calculations show that the upper cloud edge acquires positive charge and the lower cloud edge obtains negative charge, with the upper layer charge density being slightly larger. It is also shown that the amount of space charge in both boundaries depends on latitude as well as to cloud altitude and to its thickness. The different charge accumulation at upper and lower boundaries of cloud layer bears a resemblance to an electric dipole moment that can be defined using standard definition. The values of these dipole moments depend on the characteristics of the cloud and the dipole moments per square meter of various clouds that are calculated for various clouds. Finally, a brief discussion is presented based on the findings. The presence of space charge at cloud layer boundaries is equivalent to charging of droplets there. Charging of droplets can affect cloud microphysics, i.e. it can affect droplet activation, droplet evaporation, and droplet-droplet collision which usually results in collection efficiency enhancement. Enhancing the collection efficiency can also shorten the droplet growth time scale. Moreover, the acquired electrical structure of clouds layer reinforces the fact that they should be considered as an important element in modeling global electric circuit.

Keywords: Clouds Layer, Space Charge, Thunderstorms.

Cite this article: Borhanian, J. (2025). Atmospheric conductivity and effects of global electrical current on clouds layer electricity. *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(3), 649-663. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.397565.1007700>



© Authors Retain the Copyright and Full Publishing Rights.

Publisher: University of Tehran Press.

DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2025.397565.1007700>

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

رسانندگی جو و تأثیر جریان الکتریکی جهانی بر الکتریسیته ابرهای لایه‌ای

جعفر برهانیان ✉

گروه فیزیک، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: borhanian.sci@gmail.com

(دریافت: ۱۴۰۴/۴/۱۰، بازنگری: ۱۴۰۴/۵/۱۲، پذیرش نهایی: ۱۴۰۴/۷/۲۶، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۹/۲۵)

چکیده

با استفاده از به‌روزترین داده‌ها، آهنگ یونیزاسیون حاصل از مواد رادیواکتیو و پرتوهای کیهانی در جو، از سطح زمین تا سطوح تحتانی یونسفر محاسبه شده است. وابستگی آهنگ یونیزاسیون کل به عرض جغرافیایی بررسی شده و سپس با استفاده از آن و با کمک مدل‌سازی‌های موجود برای آهنگ بازترکیب بین یون‌ها، آهنگ اتصال بین یون‌ها با هواویزها و قطرات و تحرک‌پذیری یون‌ها، رسانندگی جو تعیین و نمایه تغییرات آن بر حسب ارتفاع و عرض جغرافیایی محاسبه شده است. تأثیر ارتفاع، ضخامت ابر و عرض جغرافیایی بر رسانندگی مورد مطالعه قرار گرفته است. یکی از مهم‌ترین اهداف این پژوهش بررسی ایجاد بار فضا در مرزهای بالا و پایین ابرهای لایه‌ای می‌باشد که برای دستیابی به آن رابطه‌ای برای چگالی بار تعیین و مقدار بار فضا در لبه‌های فوقانی و تحتانی ابر محاسبه شده است. وابستگی این بار فضا به ارتفاع و ضخامت ابر و همچنین به عرض جغرافیایی مورد کنکاش قرار گرفته است. جدایی بار در داخل ابر لایه‌ای باعث می‌شود که بتوان یک ممان دوقطبی الکتریکی برای آن تعریف کرد. مقدار ممان دوقطبی بر واحد سطح ابر که به مشخصات ابر وابسته است برای تعدادی از آنها محاسبه شده است. در نهایت با توجه به نتایج به‌دست آمده بحث مختصری در مورد اهمیت یافته‌های این تحقیق ارائه شده است. حضور بار فضا در داخل ابر معادل با باردار بودن قطرات است که تأثیرات قابل‌ملاحظه‌ای بر خردفیزیک ابر بر جای می‌گذارد.

واژه‌های کلیدی: ابرهای لایه‌ای، بار فضا، توفان‌های تندری.

۱. مقدمه

رسانایی نتیجه یونیزاسیون حاصل از برهم‌کنش پرتوهای کیهانی و یا پرتوهای گسیل شده از مواد رادیواکتیو با مولکول‌های هوا است (رایکرافت و همکاران، ۲۰۰۸). در اثر برهم‌کنش این ذرات و پرتوها با مولکول‌های جو که اغلب مولکول‌های نیتروژن و اکسیژن هستند، خوشه‌های یونی با بار مثبت و منفی ایجاد می‌شوند (یون‌های کوچک) که نقش هدایت الکتریکی در مدار الکتریکی جهانی را بر عهده دارند. در لایه‌های پایین‌تر از یونسفر، الکترون‌های حاصل از یونیزاسیون بلافاصله به مولکول‌ها چسبیده و یون‌های منفی را ایجاد می‌کنند. وقتی هواویزها و یا قطرات حضور داشته باشند، یون‌های کوچک می‌توانند به آنها چسبیده و در نتیجه بار خود را به آنها انتقال دهند. در این حالت، با توجه به پایین بودن تحرک‌پذیری این ذرات نسبت به یون‌های کوچک، رسانایی جو به شدت کاهش پیدا می‌کند. بار الکتریکی خالص محلی در جو که حاصل جمع جبری بار

جو زمین به‌صورت مداوم شاهد حضور میدان و جریان الکتریکی ضعیفی است که بین دو پوسته‌ی رسانا که یکی سطح زمین و دیگری لایه‌ی پایینی یونسفر است برقرار می‌باشد. توفان‌های تندری و همچنین سایر ابرهایی که جدایی بار در آنها رخ می‌دهد، مولد اصلی این جریان به‌شمار می‌روند. ابرهای نوع اخیر که جدایی بار در آنها اتفاق افتاده ولی همراه با آذرخش نیستند را ابرهای رگباری (shower clouds) گویند (سینگ و همکاران، ۲۰۲۳). این مجموعه مداری را تشکیل می‌دهند که به مدار الکتریکی جهانی معروف است (سینگ و همکاران، ۲۰۲۳). متغیرهای مختلف اقلیم و فرایندهای مرتبط با هوا و اقلیم طوری با مدار الکتریکی جهانی در هم تنیده هستند که اخیراً سازمان جهانی هواشناسی، توفان‌های تندری را جزء متغیرهای اقلیم به‌شمار آورده است (آیچ و همکاران، ۲۰۱۸). جریان الکتریکی جاری در جو زمین به‌دلیل رسانایی نسبتاً ضعیفی است که در آن وجود دارد. این

هریسون و همکاران، ۲۰۱۵؛ رایکرافت و همکاران، ۲۰۱۲). بار الکتریکی قطرات می‌تواند باعث افزایش برخورد و اختلاط بین قطرات در داخل ابر شود (گو و زو، ۲۰۲۱؛ خیین و همکاران، ۲۰۰۴)، فرایند تشکیل ابر را بهبود بخشد (هریسون و آمبام، ۲۰۰۸) و در نهایت بر بارش تأثیرگذار باشد (هریسون و همکاران، ۲۰۲۰ a).

با توجه به مطالب ذکر شده، روشن می‌شود که الکتریسیته ابرهای لایه‌ای از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است، به‌خصوص این که تعیین جدایی بار و انباشت آن (بارفضا) در مرز فوقانی و تحتانی ابر و همچنین مقدار بار موجود بر روی قطرات در داخل و مرز ابرها، پارامترهای بسیار تعیین‌کننده در شناخت الکتریسیته ابرهای لایه‌ای می‌باشد (هریسون و نیکول، ۲۰۲۲). مشاهدات تجربی نیز نشان می‌دهند تجمع بار مثبت در بخش فوقانی ابر و بار منفی در بخش تحتانی این ابرها رخ می‌دهد (نیکول و هریسون، ۲۰۱۶؛ هریسون و همکاران b، ۲۰۲۰). مدل‌سازی ایجاد بارفضا در مرز ابرهای لایه‌ای توسط زو و تینسلی (۲۰۰۷ و ۲۰۱۲) به انجام رسیده است. آنها معادلات پیوستگی حاکم بر تحولات چگالی ذرات باردار، قطرات و هواویزها را با استفاده از برخی تقریب‌ها به‌صورت عددی حل کردند و نشان دادند که تجمع بارفضای مثبت در بخش فوقانی ابر و بارفضای منفی در بخش تحتانی ابر به‌وجود می‌آید. سیوستاوا و تریپاتی (۲۰۱۰) کار زو و تینسلی را با ملاحظات و دقت کمتر تکرار کردند. با توجه به این که مهم‌ترین پارامتر در تعیین الکتریسیته ابرهای لایه‌ای رسانندگی آن است، لذا این تحقیق بر آن است تا با استفاده از به‌روزترین داده‌های موجود بتواند رسانندگی را در داخل و خارج ابر محاسبه و با استفاده از آن بارفضا را در داخل ابرهای لایه‌ای محاسبه کند.

۲. مبانی نظری ایجاد بارفضا در ابرهای لایه‌ای

به دلیل متفاوت بودن رسانندگی در داخل و خارج ابر (گذار در رسانندگی)، بارفضا در لبه‌های فوقانی و تحتانی ابرهای لایه‌ای به‌وجود می‌آید. به عبارت دیگر، رسانندگی در مرز افقی بین ابر و محیط اطراف شاهد گرادیان در امتداد قائم خواهد بود که این خود باعث ایجاد گرادیان قائم در میدان

یون‌های کوچک، هواویزها و قطرات باردار است توسط پارامتری به نام بارفضا مشخص می‌شود که به‌صورت بار خالص بر واحد حجم تعریف می‌شود.

از دیدگاه الکتریسیته جو، با توجه به حضور و یا عدم حضور توفان‌های تندری و ابرهای رگباری، جو زمین به دو بخش مختل و آرام تقسیم‌بندی می‌شود. در بخش ناآرام جو که ابرهای تندری و رگباری حضور دارند جریان الکتریکی قابل‌توجهی، در حدود یک آمپر از هر ابر (ماچ و همکاران، ۲۰۱۱)، از زمین به طرف یونسفر شارش پیدا می‌کند ولی در بخش آرام آن که شامل هوای صاف (fair weather) است جریانی ضعیف و پایا با چگالی در حدود چند پیکوآمپر از لایه پایینی یونسفر، با ارتفاع تقریبی ۶۰ کیلومتر، به طرف سطح زمین وجود دارد که اندازه آن با ارتفاع تغییر نمی‌کند (مارکسون، ۲۰۰۷). بر این اساس شرایط الکتریکی آرام اشاره به نواحی از جو دارد که در آن جدایی بار قابل‌توجهی رخ نمی‌دهد. در چنین نواحی ابرهای دیگری به غیر از ابرهای تندری و رگباری می‌توانند حضور داشته باشند که به دلیل قرارگرفتن در میدان و جریان الکتریکی مدار الکتریکی جهانی با آن در تعامل خواهند بود. از بین این ابرها آنهایی که دارای گستردگی افقی قابل‌توجهی هستند، به‌خصوص ابرهای پوشنی، نقش مهم‌تری را بازی می‌کنند. این ابرها که ابرهای لایه‌ای یا پوشنی‌دیس (layer or stratiform) نامیده می‌شوند حدود ۳۰ درصد از آسمان زمین را پوشانده (کلین و هارتمن، ۱۹۹۳) و نقش مهمی در بودجه تابشی زمین و جو ایفا می‌کنند. به‌صورت تجربی (نیکول و هریسون، ۲۰۰۹) و همچنین از طریق مدل‌سازی (بومگاردنر و همکاران، ۲۰۱۴) نشان داده شده است که جریان الکتریکی که در شرایط آرام از جو عبور می‌کند، در داخل ابرهای لایه‌ای نیز شارش دارد. این فرایند به‌صورت تجربی در مورد مه نیز به اثبات رسیده است (بنت و هریسون، ۲۰۰۹). نتیجه عبور چنین جریانی این است که به دلیل تفاوت در رسانندگی بین داخل و خارج ابر، تجمع بار در لبه‌های تحتانی و فوقانی ابر به‌وجود می‌آید. یکی از مهم‌ترین پیامدهای این فرایند ایجاد قطرات تک قطبی در فصل مشترک بین ابر و نواحی اطراف آن است که می‌تواند خردفیزیک ابر را تحت تأثیر قرار دهد (تینسلی، ۲۰۰۰؛

که در آن n_+ (n_-) چگالی عددی یون‌های مثبت (منفی)، e بار الکتریکی بنیادی و μ_+ (μ_-) تحرک پذیری یون‌های مثبت (منفی) می‌باشد. با تعریف چگالی متوسط یون‌ها به صورت $n = (n_+ + n_-) / 2$ ، معادله حاکم بر تحولات آن در جو و در حضور هواویزها و قطرات چنین خواهد بود (پراپاچر و کلت، ۱۹۹۷؛ هریسون و کارسلو، ۲۰۰۳):

$$\frac{dn}{dt} = q - \alpha n^2 - (\beta_a N_a + \beta_d N_d) n \quad (۷)$$

که در آن q آهنگ تولید یون (یونیزاسیون) بر واحد حجم، α ضریب باز ترکیب یون-یون، β_a (β_d) ضریب اتصال یون-قطره (یون-هواویز) و N_a (N_d) چگالی عددی قطرات (هواویزها) می‌باشد. در حالت پایا که چگالی با زمان ثابت می‌ماند، از معادله (۷) خواهیم داشت:

$$n = \frac{-(\beta_a N_a + \beta_d N_d) + \sqrt{(\beta_a N_a + \beta_d N_d)^2 + 4\alpha q}}{2\alpha} \quad (۸)$$

که با استفاده از آن رسانندگی جو از طریق رابطه:

$$\sigma = en(\mu_+ + \mu_-) \quad (۹)$$

قابل محاسبه خواهد بود. با توجه به این که چشمه ایجاد یون‌ها، q ، و همچنین چاهه آنها یعنی هواویزها و قطرات دارای تغییرات قائم هستند، لذا رسانندگی جو نیز متغیر و وابسته به ارتفاع خواهد بود. به علاوه این که ضریب باز ترکیب و تحرک پذیری نیز وابسته به دما و فشار می‌باشند. لازم به ذکر است که مختصات جغرافیایی، به خصوص عرض جغرافیایی نیز در تعیین برخی پارامترهای مرتبط با رسانندگی مؤثر است که در ادامه در حد لازم به آن اشاره خواهد شد. ادامه این بخش به نحوه محاسبه پارامترهای مختلف در معادله (۸) می‌پردازد.

آهنگ یونیزاسیون q مهم‌ترین نقش را در تعیین چگالی یون‌ها دارد. منابع اصلی یونیزاسیون در جو شامل تابش رسیده از خورشید در محدوده طول موج UV و یا طول موج‌های کوچک‌تر، ذرات پرانرژی اشعه کیهانی و مواد رادیواکتیو موجود در خاک و هوا می‌باشد. مواد رادیواکتیو موجود در خاک فقط قادر به ایجاد یونیزاسیون تا ارتفاع چند متری از سطح زمین است در حالی که گاز رادون و به خصوص

الکتریکی می‌شود (جکسون، ۱۹۹۸). به دور از توفان‌های تندری و ابرهای رگباری، هیچ چشمه و چاهه‌ای برای بار الکتریکی وجود نداشته و معادله پیوستگی بار به صورت زیر حاکم خواهد بود (گریفیث، ۲۰۲۴):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0, \quad (۱)$$

که در آن ρ چگالی بار و $\vec{J} = \sigma \vec{E}$ چگالی جریان الکتریکی است که با استفاده از قانون اهم با ضریب رسانندگی σ به میدان الکتریکی مربوط شده است. با فرض تغییرات یک بعدی در امتداد قائم، که از این به بعد با محور z نشان داده خواهد شد و با تعریف پتانسیل الکتریکی توسط رابطه $\vec{E} = -\vec{\nabla} \phi$ ، معادله پیوستگی (۱) در حالت پایا به شکل زیر ساده می‌شود:

$$\frac{d}{dz} \left(\sigma(z) \frac{d\phi(z)}{dz} \right) = 0, \quad (۲)$$

که در آن فرض بر این است که رسانندگی σ فقط به مختصات قائم وابسته باشد. همچنین چگالی جریان و میدان الکتریکی نیز که فقط مؤلفه قائم دارند توسط روابط زیر تعیین می‌شوند:

$$j_z = -\sigma \frac{d\phi}{dz}, \quad (۳)$$

$$E_z = -\frac{d\phi}{dz} = \frac{j_z}{\sigma}, \quad (۴)$$

و در نهایت چگالی بار فضا با استفاده از قانون گاوس به صورت زیر قابل محاسبه می‌باشد:

$$\rho = \epsilon_0 \frac{dE_z}{dz} = \epsilon_0 j_z \frac{d}{dz} \left(\frac{1}{\sigma} \right) = -\frac{\epsilon_0 j_z}{\sigma^2} \frac{d\sigma}{dz}, \quad (۵)$$

با توجه به روابط بالا مشخص می‌شود که رسانندگی مهم‌ترین پارامتر در الکترسیته ابرهای لایه‌ای به شمار می‌رود. در زیربخش بعدی نحوه محاسبه این پارامتر به تفصیل آورده شده است.

۳. رسانندگی در جو و ابرها

رسانندگی الکتریکی جو که نتیجه حضور یون‌های کوچک مثبت و منفی در آن است توسط رابطه زیر تعریف می‌شود (رایکرافت و همکاران، ۲۰۰۸):

$$\sigma = e(n_+ \mu_+ + n_- \mu_-) \quad (۶)$$

روند صعودی پیدا می کند تا این که در پوشن سپهر به بیشینه مقدار خود رسیده و بعد از آن روند نزولی در پیش می گیرد. این بیشینه که به بیشینه رزرن-پاتزر (رزرن و پاتزر، ۱۹۳۵) معروف است، به دلیل شروع تابش کیهانی ثانویه (آبشار نوکلئونی) در ارتفاع ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری اتفاق می افتد. در لایه های بالاتر، به دلیل عدم حضور فرایند آبشاری و در لایه های پایین تر، به دلیل کاهش فرایند آبشاری، آهنگ یونیزاسیون کاهش پیدا می کند. آهنگ یونیزاسیون همچنین وابستگی قابل توجهی به عرض جغرافیایی دارد به طوری که در استوا کمترین آهنگ یونیزاسیون را شاهد بوده و با حرکت به طرف قطب بر آهنگ یونیزاسیون افزوده می شود. بیشتر بودن آهنگ یونیزاسیون در عرض های بالا، به ویژه در نواحی قطبی به دلیل مقادیر بالای شار پرتوهای کیهانی کم انرژی است که به صورت مستقیم موجب یونیزه شدن جو می شوند. میدان مغناطیسی زمین مانع از رسیدن این ذرات کم انرژی به عرض های پایین شده و به همین خاطر آهنگ یونیزاسیون به نسبت کمتر خواهد بود.

همان طور که قبلاً اشاره شد، عامل دیگر که در ایجاد یونیزاسیون در جو پایین و به ویژه در لایه مرزی از اهمیت به سزایی برخوردار است، فعالیت های رادیواکتیوی است. برای در نظر گرفتن نقش این عامل از مدلی که توسط تینسلی و زو (۲۰۰۶) ارائه شده است استفاده می شود که آهنگ یونیزاسیون حاصل از اثرات رادیواکتیو q_r را به صورت زیر مدل سازی می کند:

$$q_r = q_{rd} \exp\left(-\frac{z}{0.2}\right) + 0.8q_{ro} \exp\left(-\frac{z}{3}\right) + 0.2q_{ro} \exp\left(-\frac{z}{6}\right) \quad (10)$$

که در آن q_{rd} آهنگ یونیزاسیون حاصل از ذرات آلفا، بتا، گاما و گاز رادون ۲۲۰ با نیمه عمر ۵۴ ثانیه بوده، q_{ro} آهنگ یونیزاسیون حاصل از گاز رادون ۲۲۲ و z نیز ارتفاع از سطح زمین بر حسب کیلومتر است. مقدار q_{rd} ثابت و برابر ۱۰ جفت یون بر ثانیه بر سانتی متر مکعب در نظر گرفته شده (تینسلی و زو، ۲۰۰۶) و مقدار q_{ro} نیز که وابسته به مختصات جغرافیایی است به وسیله داده های ارائه شده توسط گلوبنکو و

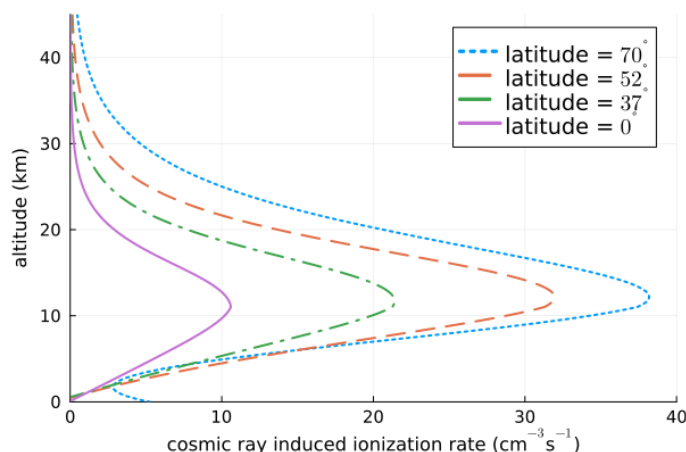
ایزوتوپ رادون ۲۲۲ به همراه پرتوهای کیهانی مهم ترین نقش را در یونیزاسیون لایه مرزی دارند. در ارتفاعات بالاتر تا نزدیکی های لایه یونسفر، مهم ترین عامل یونیزاسیون پرتوهای کیهانی بوده ولی در جو بالا، تابش های رسیده از خورشید علت اصلی یونیزاسیون جو به شمار می رود.

پرتوهای کیهانی ذرات پر انرژی، اغلب پروتون و هلیوم هستند که منشأ کهکشانی و خورشیدی داشته و به صورت مداوم جو زمین را بمباران می کنند و تأثیرات فیزیکی و شیمیایی قابل توجهی بر آن می گذارند. وقتی این ذرات به جو زمین می رسند با مولکول های جو برخورد کرده و انرژی خود را صرف یونیزاسیون می کنند (بازلیفکا و همکاران، ۲۰۰۸). مدل سازی های مختلفی برای یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی وجود دارد که یکی از مهم ترین و به روزترین آنها مدل CRAC:CRII می باشد که بر پایه شبیه سازی مونت کارلو استوار بوده و از کدهای CORISKA و FLUKA استفاده می کند (اوسوسکین و کووالسکف، ۲۰۰۶ و ۲۰۲۴).

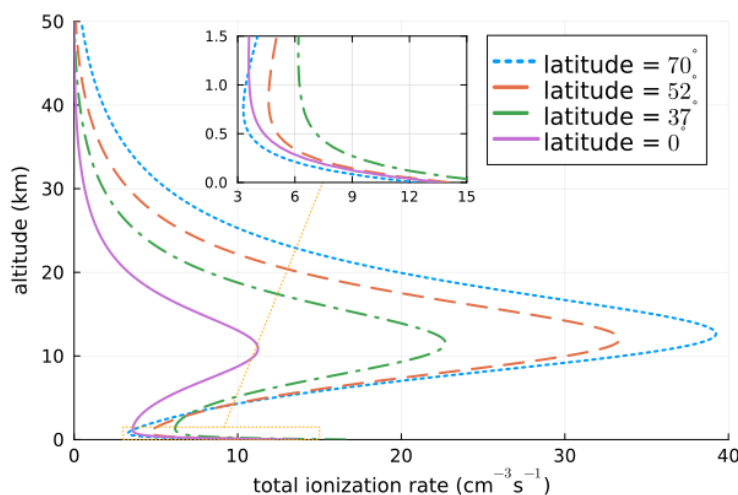
نتایج این شبیه سازی در زمان، مکان و عمق جو معین به صورت جدول های به روز در اختیار قرار می گیرد که حاوی آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی بر حسب جفت یون بر گرم بر ثانیه است. با ضرب این اعداد در چگالی جرمی جو، آهنگ یونیزاسیون در واحد حجم به دست می آید. در این پژوهش، برای مشخص کردن چگالی جو، از مدل استاندارد جو آمریکا ۱۹۷۶ (کویسا، ۱۹۷۶) استفاده شده است. شکل ۱ نمایه تغییرات آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی بر حسب ارتفاع را برای طول جغرافیایی ۱/۵ درجه شرقی و در عرض های جغرافیایی مختلف نشان می دهد که با استفاده از داده های ماه دسامبر ۲۰۱۰ مدل CRAC:CRII ترسیم شده است. زمان فوق و همچنین طول جغرافیایی ۱/۵ درجه شرقی که متناظر با موقعیت جغرافیایی شهر نانتینگهام کشور انگلستان است بدین دلیل انتخاب شده اند تا بتوان نتایج این پژوهش را با نتایج تجربی ارائه شده توسط نیکول و هریسون (۲۰۱۰) مقایسه کرد. عرض جغرافیایی این مکان ۵۲ درجه شمالی است. همان طور که از شکل ۱ پیدا است، آهنگ یونیزاسیون پرتوهای کیهانی در نزدیکی های سطح زمین ناچیز بوده ولی با افزایش ارتفاع

همکاران (۲۰۲۰) تعیین می‌شود. شکل ۲ آهنگ یونیزاسیون کل q که حاصل از پرتوهای کیهانی و اثرات رادیواکتیوی است را نشان می‌دهد. اولین نکته‌ای که از این شکل آشکار می‌شود این است که رفتار دوگانه آهنگ یونیزاسیون در لایه‌های نزدیک سطح زمین (لایه مرزی) در مقایسه با لایه‌های بالاتر است. در لایه‌های دورتر از سطح زمین با افزایش عرض جغرافیایی، آهنگ یونیزاسیون افزایش پیدا می‌کند در حالی که در لایه مرزی این رفتار معکوس می‌شود که ناشی از نقش مؤثر مواد رادیواکتیو می‌باشد. ذکر این نکته نیز لازم است که بر اساس داده‌های گلوبنکو و همکاران (۲۰۲۰) برای آهنگ یونیزاسیون رادون ۲۲۲، آهنگ یونیزاسیون حاصل از رادون در نواحی دور از استوا با کاهش عرض جغرافیایی افزایش می‌یابد ولی در نواحی استوایی این رفتار نیز بر عکس می‌شود. به همین خاطر نمودار

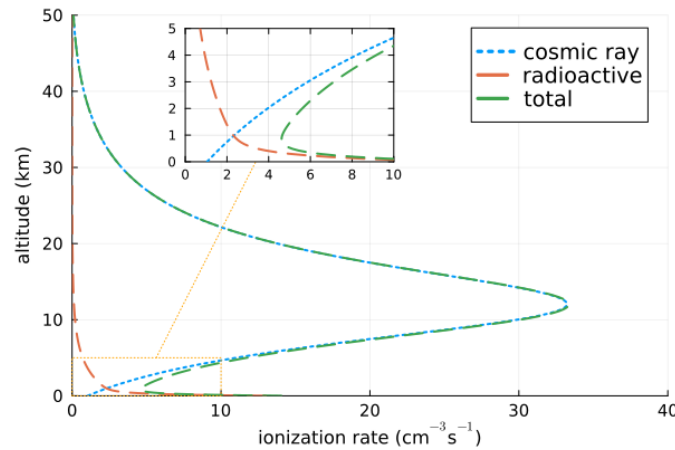
مربوط به خط استوا (عرض صفدرجه) بین عرض‌های ۷۰ و ۵۲ درجه قرار گرفته است. این نوع رفتار برای تمام طول‌های جغرافیایی صادق می‌باشد. همچنین با مقایسه شکل‌های ۱ و ۲ به وضوح آشکار می‌شود که در لایه مرزی یونیزاسیون حاصل از مواد رادیواکتیو غالب بوده ولی با افزایش ارتفاع نقش پرتوهای کیهانی در یونیزاسیون جو بیشتر می‌شود. این مقایسه به وضوح در شکل ۳ به نمایش درآمده است. بر روی سطح زمین در هر ثانیه حدود ۱۰ زوج الکترون یون در هر سانتی‌متر مکعب از هوا تولید می‌شود که اغلب ناشی از مواد رادیواکتیو است. با افزایش ارتفاع ابتدا این آهنگ به حدود ۴/۵ کاهش پیدا می‌کند که ناشی از تضعیف شدن نقش عوامل رادیواکتیو در یونیزاسیون است. ولی با دور شدن از لایه مرزی پرتوهای کیهانی توانایی بالایی برای یونیزاسیون پیدا کرده و این آهنگ به حدود ۳۳ در ارتفاع ۱۳ کیلومتری می‌رسد.



شکل ۱. نمایه تغییرات یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی بر حسب ارتفاع در عرض‌های جغرافیایی متفاوت (ماه مه ۲۰۲۴). طول جغرافیایی برابر ۱/۵ درجه غربی در نظر گرفته شده است.



شکل ۲. نمایه تغییرات یونیزاسیون کل حاصل از پرتوهای کیهانی و اثرات رادیواکتیو بر حسب ارتفاع. تمام شرایط مانند شکل ۱ است.



شکل ۳. نمایه تغییرات آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی (cosmic rays)، مواد رادیواکتیو (radioactive) و مجموع آنها (total) برای مکانی با طول جغرافیایی ۱/۵ درجه شرقی و عرض ۵۲ درجه شمالی.

(۲۰۰۷):

$$\mu_i = \mu_{i0} \frac{p_0}{p} \left(\frac{T}{T_0} \right)^{0.5} \left(\frac{T_0 + 120}{T + 120} \right) \quad (12)$$

که در آن $i = p, n$ (یون‌های منفی و مثبت) بوده و μ_{i0} بیانگر تحرک پذیری یون در سطح دریا است که به ترتیب برای یون‌های مثبت و منفی برابر $1.4 \times 10^{-4} m^2 / V.s$ و $1.9 \times 10^{-4} m^2 / V.s$ در نظر گرفته شده است. همچنین T_0 , p_0 نیز نشانگر فشار و دما بر سطح دریا هستند که مقادیر آنها به ترتیب برابر ۱۰۱۳ هکتوپاسکال و ۲۸۸/۱۶ کلوین فرض شده است. مقادیر T , p نیز که بیانگر فشار و دما در ارتفاع معینی از جو هستند توسط مدل استاندارد جو آمریکا تعیین خواهد شد. به این ترتیب، تمام پارامترهای تعیین کننده فراهم است تا بتوان رسانندگی جو در ارتفاع و موقعیت جغرافیایی معین را توسط رابطه (۹) مشخص کرد. شکل ۴ نمایه تغییرات رسانندگی جو، σ ، بر حسب ارتفاع را برای عرض‌های مختلف جغرافیایی نشان می‌دهد. در این شکل از حضور قطرات آب (ابرها) صرف نظر شده است ولی هواویزها در جو موجود می‌باشند. به تبعیت از رفتار دوگانه آهنگ یونیزاسیون (مراجعه شود به شکل ۲)، رفتار رسانندگی با ارتفاع در لایه‌های نزدیک سطح زمین با رفتار آن در لایه‌های بالاتر متفاوت است. در لایه‌های نزدیک سطح زمین با افزایش ارتفاع رسانندگی کاهش پیدا می‌کند ولی با افزایش ارتفاع این رفتار معکوس شده و رسانندگی دچار افزایش می‌شود. به صورت نوعی میزان رسانندگی بر روی سطح زمین از ۰/۰۵

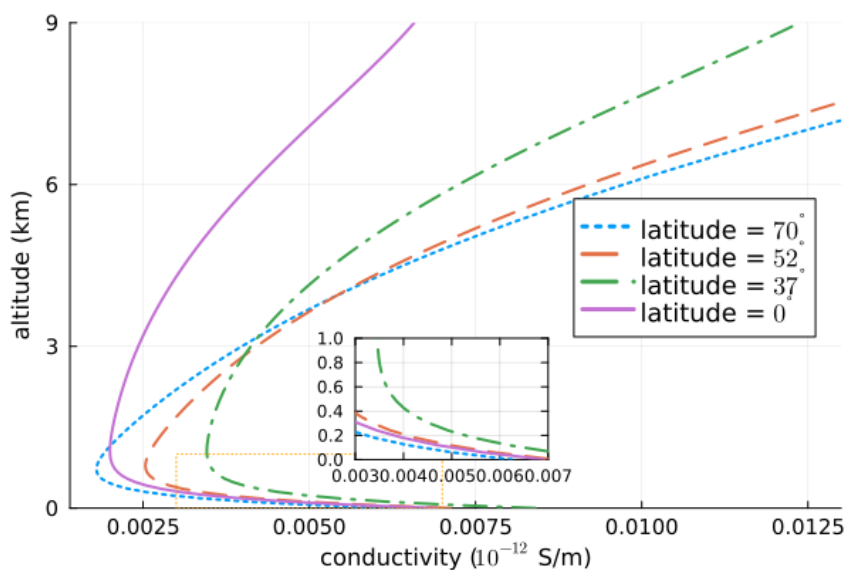
ضریب باز ترکیب α با استفاده از داده‌های ارائه شده توسط زونر و همکاران (۲۰۲۲) محاسبه شده است. مقدار ضریب اتصال بین یون و هواویز β_a که وابسته به شعاع هواویزها r است نیز با استفاده از فرمول پیشنهادی هوپل (۱۹۸۵) به صورت زیر تعیین می‌شود:

$$\beta_a = \begin{cases} 4.36 \times 10^{-5} r - 9.2 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1} & \text{for } r \geq 0.01 \mu\text{m} \\ 10^{1.243 \log(r) - 3.978} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1} & \text{for } r < 0.01 \mu\text{m} \end{cases} \quad (11)$$

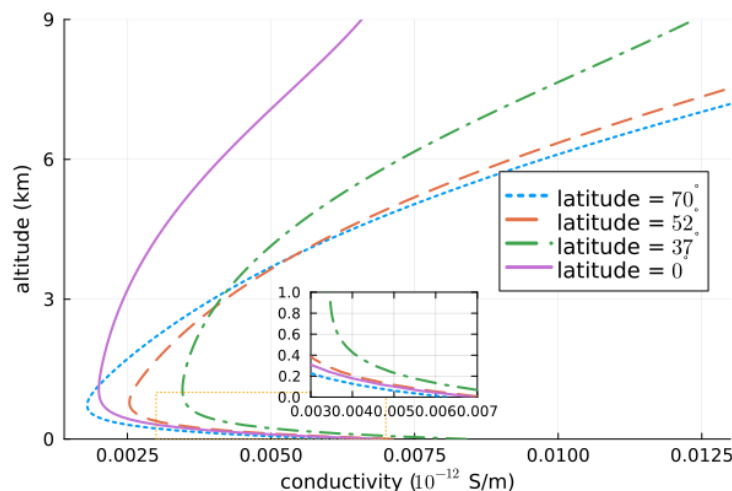
در این تحقیق شعاع متوسط هواویزها ۰/۰۵ میکرومتر در نظر گرفته شده (هریسون و بنت، ۲۰۰۷) و مطابق پیشنهاد ساپکوتا و وارشنیا (۱۹۹۰) چگالی عددی آنها نیز به صورت $N_a = N_{a0} \exp(-z)$ تغییر می‌کند که در آن N_{a0} چگالی هواویزها بر روی سطح زمین بوده و وابسته به موقعیت جغرافیایی است. در اینجا مقدار N_{a0} با استفاده از داده‌های تینسلی و زو (۲۰۰۶) برابر ۵۰۰۰ بر سانتی متر مکعب در نظر گرفته شده است. پروپاچر و کلت (۱۹۹۷) رابطه‌ای به صورت $\beta_d = 4\pi D r_d$ برای ضریب اتصال بین یون‌ها و قطرات به دست آوردند که در آن $D = (\mu_p + \mu_n) k_B T / 2e$ ضریب پخش برای یون‌ها، e بار الکترون و k_B ثابت بولتزمن می‌باشد. در اینجا شعاع قطرات r_d برابر ۱۰ میکرومتر و چگالی آنها N_d نیز برابر ۲۰۰ قطره بر سانتی متر مکعب فرض شده است (پروپاچر و کلت، ۱۹۹۷). در نهایت تحرک پذیری یون‌ها نیز بر پایه رابطه زیر محاسبه می‌شود (زو و تینسلی،

پیکو زیمنس بر متر شروع شده و در ارتفاع ۵۰۰ متری به حدود ۰/۰۳ کاهش پیدا می‌کند. سپس با افزایش ارتفاع این مقدار به حدود چند ده پیکو زیمنس بر متر در ارتفاع چند ده کیلومتر می‌رسد که افزایش حدود چند صد برابری را نشان می‌دهد. همان‌طور که در مقدمه اشاره شد حضور قطرات باعث تجمع یون‌های باردار بر روی قطرات شده و به واسطه پایین‌بودن تحرک‌پذیری قطرات نسبت به یون‌ها رسانندگی جو شدیداً افت پیدا می‌کند. برای بررسی کمی این موضوع رسانندگی جو در حضور قطرات (ابرها) و همچنین هواویزها در شکل ۵ نشان داده شده است. رفتار کلی رسانندگی در حضور قطرات تقریباً مشابه رفتار آن در عدم حضور قطرات است با این تفاوت که مقدار رسانندگی در حدود چند ده برابر کمتر شده است. به‌عنوان مثال با مقایسه شکل‌های ۴ و ۵ به این نتیجه می‌رسیم که در استوا و در ارتفاع ۲ کیلومتری از سطح زمین رسانندگی جو بدون حضور قطرات آب در حدود ۲۵ برابر بیشتر از مقدار آن در حضور قطرات آب می‌باشد. این میزان کاهش در رسانندگی ابر نسبت به محیط پیرامون در تطابق با مراجع دیگر است (نیکول و هریسون، ۲۰۰۹؛ زو و تینسلی، ۲۰۱۰). شایان ذکر است نمایه رسانندگی جو فقط برای لایه وردسپهر ترسیم شده است چون با توجه به این‌که

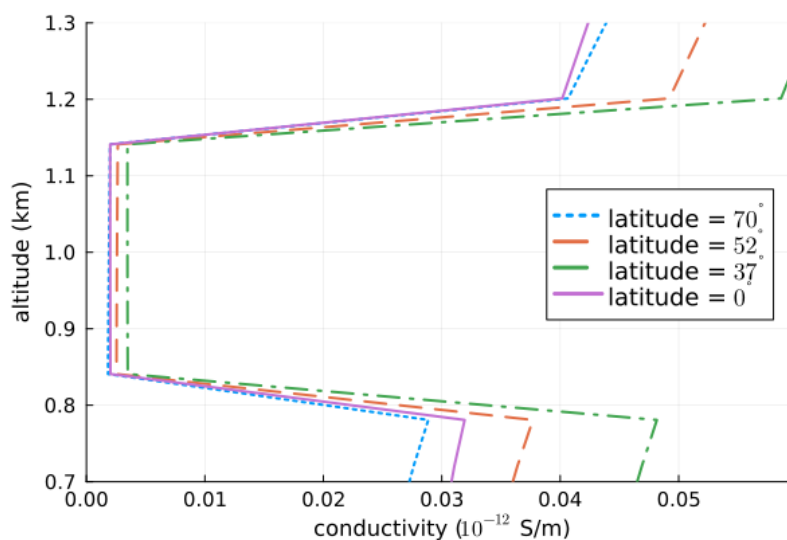
اغلب ابرها در وردسپهر تشکیل می‌شوند لذا محاسبه رسانندگی الکتریکی جو در وردسپهر برای تحقیق حاضر کفایت می‌کند. شکل ۴ (شکل ۵) نشان‌دهنده تغییرات رسانندگی با ارتفاع در لایه وردسپهر بدون در نظر گرفتن حضور قطرات آب (با نظر گرفتن حضور قطرات آب) است. وقتی ابر حضور داشته باشد رسانندگی داخل ابر همانند روندهای شکل ۵ و در خارج از آن شبیه روندهای شکل ۴ خواهد بود. اکنون به‌عنوان نمونه ابری با ارتفاع پایه ۸۰۰ متر و ضخامت ۴۰۰ متر را در نظر می‌گیریم (مطابق با ابرهای بررسی شده توسط نیکول و هریسون (۲۰۱۰)). در این صورت نمایه تغییرات رسانندگی جو با ارتفاع و در حضور ابر در شکل ۶ نشان داده شده است. از این شکل آشکار می‌شود که در گذار از ناحیه خارج ابر به داخل آن، یک ناپیوستگی در رسانندگی اتفاق افتاده و مقدار رسانندگی کاهش پیدا می‌کند. میزان کاهش وابسته به عرض جغرافیایی است به‌طوری‌که با کاهش عرض جغرافیایی مقدار ناپیوستگی افزایش می‌یابد ولی در نزدیکی‌های استوا این مقدار دوباره رو به کاهش می‌گذارد که این نوع رفتار ریشه در نحوه رفتار آهنگ یونیزاسیون دارد که قبلاً توضیح داده شده است.



شکل ۴. نمایه تغییرات رسانندگی الکتریکی جو بر حسب ارتفاع در عرض‌های جغرافیایی مختلف. هوا فقط حاوی هواویزها در نظر گرفته شده ولی از حضور قطرات (ابر) صرف‌نظر شده است. بقیه شرایط مانند شرایط شکل ۱ می‌باشد.



شکل ۵. نمایه تغییرات رسانندگی الکتریکی جو بر حسب ارتفاع در عرض‌های جغرافیایی مختلف. هوا حاوی هواپیزها و همچنین حاوی قطرات آب (ابرها) در نظر گرفته شده است. بقیه شرایط مانند شرایط شکل ۱ می‌باشد.



شکل ۶. نمایه تغییرات رسانندگی الکتریکی جو بر حسب ارتفاع در عرض‌های جغرافیایی مختلف در حضور ابری با ارتفاع پایه ۸۰۰ متر و ضخامت ۴۰۰ متر.

۴. نتایج بار فضا در ابر لایه‌ای

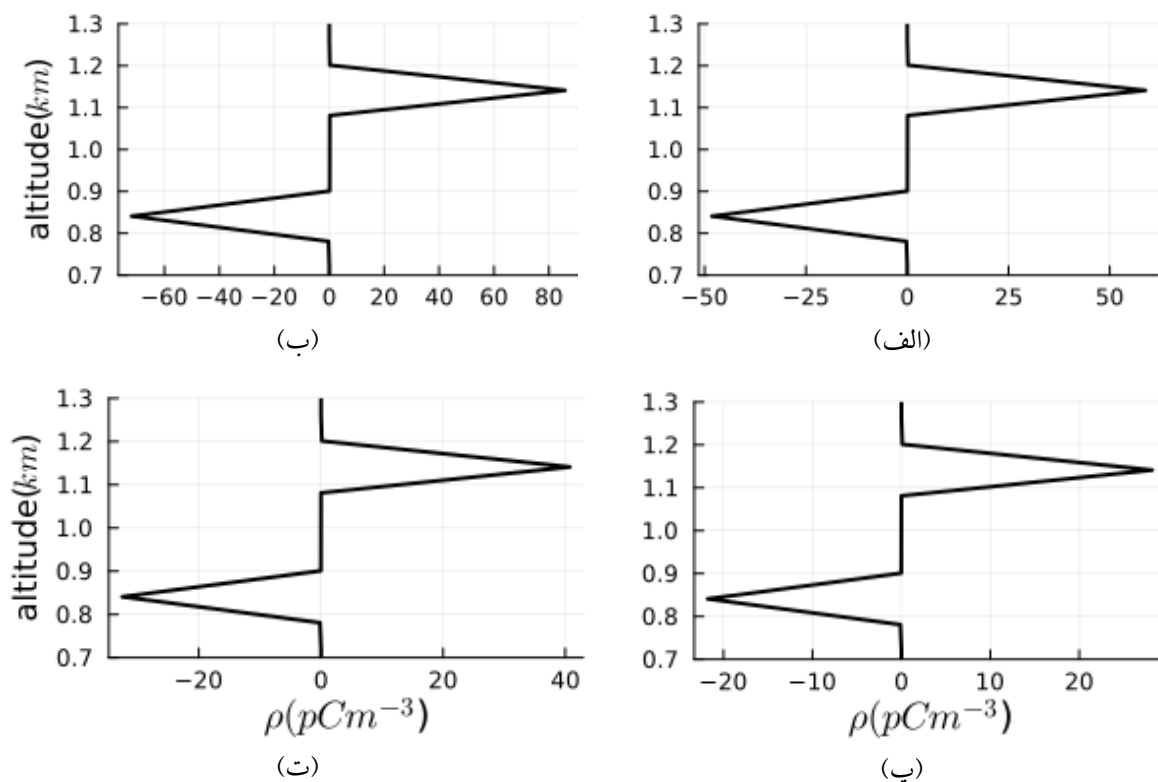
همان‌طور که در بخش قبل نشان داده شد، در مرز بین ابر و محیط اطراف (مرز بالا و پایین) گسستگی در رسانندگی به وجود می‌آید. با توجه به ثابت بودن چگالی جریان الکتریکی (نیکول و هریسون، ۲۰۰۹)، از دیدگاه الکتروپدینامیک کلاسیک این گسستگی معادل با گسستگی میدان الکتریکی است که لازمه آن حضور چگالی بار در نواحی مرزی بوده و می‌توان با استفاده از رابطه (۵) آن را محاسبه کرد. با فرض این که $j_z = -2pAm^{-2}$ باشد (مارکسون، ۲۰۰۷) چگالی بار فضا برای چهار نوع ابر با ارتفاع پایه ۸۰۰ متر و ضخامت یکسان ۴۰۰ متر ولی در عرض‌های

جغرافیایی مختلف در شکل ۷ نشان داده شده است. از این شکل نحوه توزیع بار در داخل ابر به روشنی پیدا است. در قسمت پایین ابر بار فضایی منفی و در بخش بالای ابر بار فضایی مثبت ایجاد شده است. همان‌گونه که نتایج تجربی نشان می‌دهند در اغلب موارد مقدار بار فضایی مثبت در لبه بالایی ابر اندکی بیشتر از چگالی بار فضایی منفی در لبه پایینی ابر می‌باشد (نیکول و هریسون، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۶) که این یافته از شکل ۷ نیز قابل درک است. مقدار بار فضایی ایجاد شده به پارامترهای مختلف از جمله به ارتفاع ابر، عرض جغرافیایی و اندکی به ضخامت ابر وابسته است ولی به صورت کلی مقدار بار فضا حدود چند ده پیکو کولن بر متر مکعب اندازه‌گیری

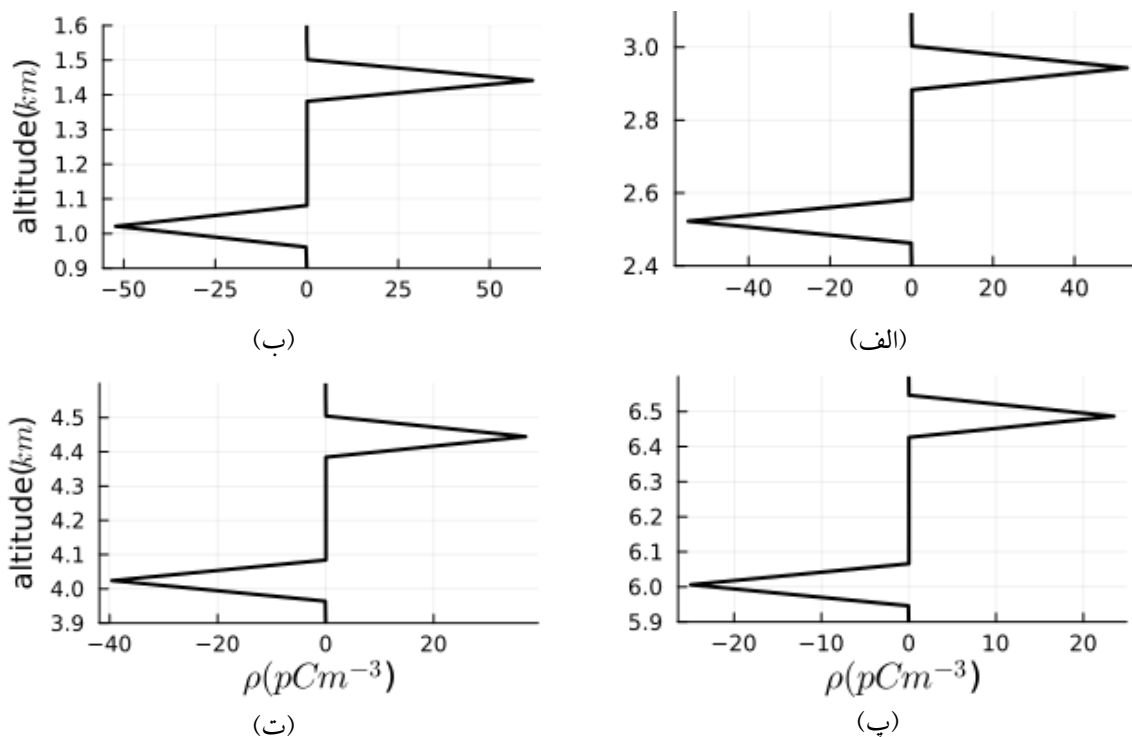
آنگاه میزان بارفضا رو به فزونی می‌گذارد. هرچند عوامل دیگری مانند چگالی قطرات و هواویزها و همچنین اندازه آنها نیز می‌توانند دخیل باشند ولی علت اصلی این رفتار ناشی از متفاوت بودن شیب تغییرات آهنگ یونیزاسیون در ارتفاعات مختلف است. در ارتفاعات بالاتر مهم‌ترین عامل مؤثر در یونیزاسیون جو پرتوهای کیهانی است که باعث می‌شود شیب تغییرات رسانندگی کوچک‌تر باشد، در حالی که با کاهش ارتفاع یونیزاسیون حاصل از مواد رادیواکتیو نیز مهم شده و ترکیب این دو باعث افزایش شیب رسانندگی و در نتیجه افزایش چگالی بارفضا می‌شود. انتظار بر این است که اندازه چگالی بارفضا به ضخامت ابر نیز بستگی داشته باشد. به همین منظور وابستگی چگالی بار فضایی ایجاد شده در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌طور که از این شکل مشخص است با افزایش ضخامت ابر اندکی بر میزان بارفضا در بخش فوقانی ابر افزوده می‌شود (توجه شود که ارتفاع پایه ابر ثابت فرض شده است). بنابراین تأثیر ارتفاع ابر بر مقدار بارفضایی ایجاد شده در داخل آن بیشتر از تأثیر ضخامت ابر می‌باشد.

می‌شود (نیکول و هریسون، ۲۰۱۰) که این نیز از شکل ۷ آشکار است. همان‌طور که واضح می‌باشد مقدار بارفضا وابسته به عرض جغرافیایی است به‌طوری‌که با کاهش عرض جغرافیایی مقدار بارفضا نیز کاهش پیدا می‌کند. به‌عنوان نمونه، برای ابرهای با مشخصات یکسان مقدار بارفضا در عرض ۷۰ درجه شمالی از مقدار حدود ۸۰ پیکو کولن بر متر مکعب به مقدار حدود ۳۰ در نزدیکی‌های استوا رسیده است. وابستگی مقدار بارفضا به عرض جغرافیایی و به سایر پارامترها ریشه در وابستگی رسانندگی و شیب آن به این پارامترها دارد که خود رسانندگی نیز توسط آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی و مواد رادیواکتیو کنترل می‌شود. بنابراین مقدار بار فضایی ایجاد شده و همچنین نوع رفتار آن با تغییر پارامترهای یاد شده در اصل توسط آهنگ یونیزاسیون کنترل می‌شود.

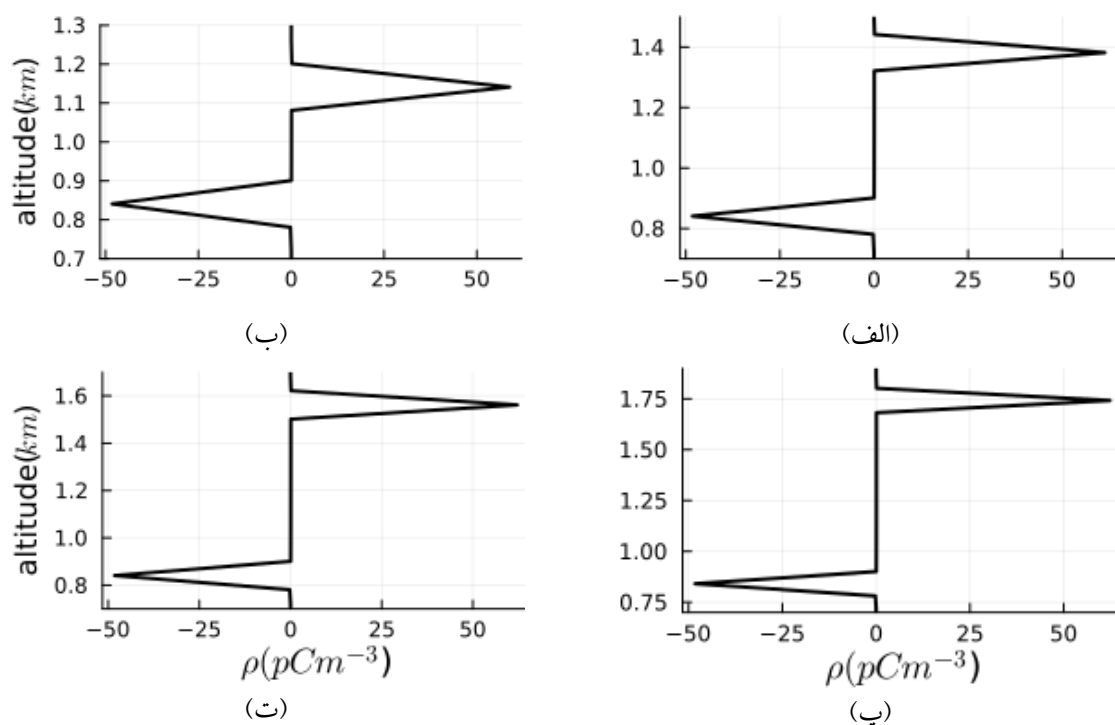
بارفضایی ایجاد شده در داخل ابر علاوه بر عرض جغرافیایی به ارتفاع ابر و همچنین ضخامت آن نیز وابسته می‌باشد که این وابستگی در شکل ۸ نشان داده شده است. از این شکل پیدا است که وقتی ارتفاع پایه ابر کاهش می‌یابد



شکل ۷. نمایه چگالی بار فضا با ارتفاع ابر برای چهار پایه ۸۰۰ متر و ضخامت ۴۰۰ متر که در عرض‌های جغرافیایی (الف) ۵۲ درجه، (ب) ۷۰ درجه، (پ) صفر درجه و (ت) ۳۷ درجه قرار گرفته‌اند.



شکل ۸. نمایه بارفضای ایجاد شده در چهار نوع ابر با ارتفاع پایه مختلف (الف) ۲/۵ کیلومتر (ب) ۱ کیلومتر، (پ) ۶ کیلومتر و (ت) ۴ کیلومتر و ضخامت یکسان ۵۰۰ متر که همه در عرض جغرافیایی ۵۲ درجه شمالی قرار گرفته‌اند.



شکل ۹. نمایه چگالی بارفضا برای ابرهای با ارتفاع پایه یکسان ۸۰۰ متر ولی با ضخامتهای مختلف (الف) ۶۰۰ متر، (ب) ۴۰۰ متر، (پ) ۱۰۰۰ متر و (ت) ۸۰۰ متر. ابرها در عرض جغرافیایی ۵۲ درجه شمالی در نظر گرفته شده است.

باعث به‌وجود آمدن یک دوقطبی الکتریکی در داخل ابر لایه‌ای می‌شود. ممان این دوقطبی الکتریکی را می‌توان از

با توجه به مطالب عنوان شده می‌توان فهمید شارش جریان الکتریکی جهانی که به جریان ویلسون نیز معروف است،

طریق رابطه زیر محاسبه کرد:

$$p_z = \int_{z_b}^{z_t} \rho(z) dz \quad (۱۳)$$

که در آن p_z ممان دوقطبی الکتریکی بر واحد سطح، ρ چگالی بار فضا و z_t, z_b نیز به ترتیب ارتفاع پایه و فوقانی ابر می باشد. ممان دوقطبی الکتریکی ابر با ضخامت های مختلف و همچنین با ارتفاع پایه متفاوت در جدول ۱ آورده شده است. با ضرب کردن مساحت ابر در p_z ، ممان دوقطبی ابر P_z به دست می آید که مقدار آن برای ابرهایی با ابعاد یک صد کیلومتر در یک صد کیلومتر در ستون سمت راست جدول ۱ به نمایش گذاشته شده است. همان طور که مشخص است، ممان دوقطبی نوعی برای ابرهای لایه ای در حدود چند صد کولن متر می باشد که عدد قابل توجهی به شمار می رود.

۵. خلاصه و بحث

هدف این تحقیق محاسبه مقدار بار فضای ایجاد شده در سطح تحتانی و فوقانی ابرهای لایه ای با استفاده از به روزترین داده ها و مدل ها بوده است. همان طور که در متن به تفصیل توضیح داده شده است، لازمه چنین کاری دانستن اندازه و تغییرات قائم رسانندگی در داخل ابر و محیط اطراف آن می باشد. برای رسیدن به این مقصود لازم است که ابتدا آهنگ یونیزاسیون حاصل از دو عامل مهم یعنی مواد رادیواکتیو و پرتوهای کیهانی و همچنین ضریب باز ترکیب یون ها با یون ها و ضریب اتصال یون ها به قطرات و هواویزها محاسبه شود. با بهره گیری از مدل CRAC:CRII که مبتنی بر شبیه سازی مونت کارلو است، آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی در عرض های جغرافیایی متفاوت محاسبه شد. نشان

داده شد که بیشینه آهنگ یونیزاسیون حاصل از پرتوهای کیهانی در ارتفاع حدود ۱۰ کیلومتری (بخش فوقانی وردسپهر) رخ می دهد که مقدار آن وابسته به عرض جغرافیایی است. این آهنگ در استوا در حدود ۱۰ یونیزاسیون بر سانتی متر مکعب بر ثانیه بوده و با افزایش عرض جغرافیایی به بیشتر از ۳۰ در حوالی قطب می رسد. عامل مهم دیگر برای یونیزاسیون جو که در لایه مرزی اهمیت دارد حضور مواد رادیواکتیو به خصوص گاز رادون می باشد. یونیزاسیون حاصل از مواد رادیواکتیو با استفاده از مدل ارائه شده توسط تینسلی و زو (تینسلی و زو، ۲۰۰۶) ولی با استفاده از داده های به روز محاسبه شد. حضور مواد رادیواکتیو بر روی سطح زمین بیشترین میزان یونیزاسیون را در حدود ۱۰ ایجاد می کند ولی با افزایش ارتفاع نقش این مواد در یونیزاسیون کم رنگ تر شده و بعد از آن گاز رادون وظیفه اصلی را برای یونیزاسیون بر عهده می گیرد. لذا در لایه مرزی با افزایش ارتفاع آهنگ یونیزاسیون کاهش پیدا کرده به طوری که در نواحی استوایی به حدود ۴ نیز می رسد ولی با افزایش عرض جغرافیایی میزان کاهش به مراتب کمتر است. برای محاسبه رسانندگی علاوه بر آهنگ یونیزاسیون باید ضریب باز ترکیب و ضریب اتصال و همچنین تحرک پذیری یون ها نیز محاسبه شود که از طریق مدل های معرفی شده در متن این کار صورت گرفته شده و در نهایت نمایه تغییرات رسانندگی جو بر حسب ارتفاع به دست آمده است. نشان داده شد که رسانندگی جو با افزایش ارتفاع به صورت غیر خطی تغییر می کند که میزان تغییرات آن نیز وابسته به عرض جغرافیایی است به طوری که با افزایش عرض جغرافیایی بر میزان رسانندگی افزوده می شود.

جدول ۱. ممان دوقطبی الکتریکی بر واحد سطح و ممان دوقطبی الکتریکی ابرهایی با گسترش افقی یک صد کیلومتر در یک صد کیلومتر.

$z_b (km)$	$z_t (km)$	$p_z (nC / m)$	$P_z (C.m)$
۱	۱/۲	۶/۵۲	۶۵/۲
۱	۱/۴	۱۴/۳	۱۴۳
۱	۱/۶	۲۲/۸	۲۲۸
۱	۱/۸	۳۱/۹	۳۱۹
۲	۲/۵	۲۵	۲۵۰
۳	۳/۵	۲۴/۸	۲۴۸
۴	۷/۵	۹۹/۶	۹۹۶

هم‌چگالی بارفضای محاسبه‌شده توسط مدل حاضر برای مرز ابرهای لایه‌ای نزدیکی بسیار خوبی با گزارش‌های تجربی دارد.

ابرهای لایه‌ای در هر لحظه از زمان بخش وسیعی از آسمان زمین را می‌پوشانند و با توجه به مطالب عنوان شده می‌توانند خواص الکتریکی محیط پیرامون خود را تحت تأثیر قرار دهند. تاکنون در مفاهیم و مدل‌های مربوط به مدار الکتریکی جهانی ابرهای لایه‌ای منظور نشده‌اند و با توجه به قابلیت آنها در ایجاد تغییرات در رسانندگی و پتانسیل الکتریکی بخش آرام جو، باید به عنوان عنصر مهم در مدل‌سازی و محاسبات مربوط به مدار الکتریکی جهانی مد نظر قرار داده شوند که خود این مدار عامل مهمی در مدل‌سازی اقلیم و تغییرات آن به‌شمار می‌رود. از طرف دیگر محاسبات فوق نشان دادند که در لبه این نوع از ابرها چگالی بار قابل توجهی به‌وجود می‌آید که این بارها اغلب بر روی قطرات حضور پیدا می‌کنند. باردار شدن قطرات تأثیرات قابل توجهی بر خردفیزیک ابر بر جای می‌گذارد، از جمله این که علاوه بر تأثیر آن بر فعال‌سازی قطرات، از طریق مداخلاتی که در آهنگ پخش قطرات و همچنین بر برخورد بین قطرات با ذرات و قطرات دیگر می‌گذارد، می‌تواند به واسطه بهبود در بازده جمع‌آوری، مدت زمان رشد قطرات را کوتاه‌تر کرده و به‌همین دلیل شانس بارش را افزایش دهد.

مراجع

- Aich, V., Holzworth, R., Goodman, S., Kuleshov, Y., Price, C., & Williams, E. (2018). Lightning: a new essential climate variable. *Eos* (Washington, DC) 99, <https://doi.org/10.1029/2018EO104583>.
- Baumgaertner, A. J. G. & Lucas, G. M., Thayer, J. P., & Mallios, S. A. (2014). On the role of clouds in the fair weather part of the global electric circuit. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 8599–8610.
- Bazilevskaya, G. A., Usoskin, I. G., Flückiger, E. O., Harrison, R. G., Desorgher, L., Bütikofer, R., & Kovaltsov, G. A. (2008). Cosmic Ray Induced Ion Production in the Atmosphere. *Space Sci Rev* 137, 149–173.
- Bennett, A. J., & Harrison, R. G. (2009). Evidence for global circuit current flow through water

با استفاده از نمایه تغییرات رسانندگی جو نشان داده شد که به‌دلیل گذار در رسانندگی در مرز بین ابر و محیط اطراف، بارفضا ایجاد می‌شود. چگالی این بارفضا وابسته به عرض جغرافیایی، ارتفاع و ضخامت ابر است و همچنین علامت آن در بخش فوقانی و تحتانی ابر متفاوت می‌باشد. در بخش فوقانی ابر، بارفضا مثبت ولی در بخش تحتانی بارفضا منفی است. مقدار بارفضا در بخش تحتانی در حدود چند ده پیکوکولن بر سانتی‌متر مکعب و در بخش فوقانی مقدار بارفضا کمی بیشتر از آن ولی با علامت مثبت می‌باشد. با افزایش ارتفاع ابر مقدار بارفضای ایجاد شده کاهش پیدا می‌کند. ضخامت ابر نیز تأثیرات اندکی بر مقدار این بارفضا دارد به‌طوری‌که ابرهای با ضخامت بیشتر بارفضای بیشتری را شاهد خواهند بود. همچنین عرض جغرافیایی عامل مهم دیگری است که بر مقدار بارفضای ایجاد شده تأثیر دارد به‌طوری‌که با کاهش عرض جغرافیایی مقدار مطلق بار فضایی ایجاد شده در ابر نیز کاهش پیدا می‌کند. در نهایت با استفاده از داده‌های موجود ممان دوقطبی الکتریکی بر واحد سطح ابرهای لایه‌ای محاسبه شد که به‌صورت نوعی حدود چند ده نانوکولمب بر متر به‌دست آمد. نتایج مدل‌سازی ارائه شده در این پژوهش همخوانی قابل قبولی با نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها دارد که توسط نیکول و هریسون (۲۰۱۰ و ۲۰۱۶) گزارش شده است. بدین معنی که هم‌علامت بارفضای ایجاد شده توسط مدل ارائه‌شده در این نوشتار مطابق با اندازه‌گیری‌ها توسط بالون می‌باشد و

- droplet layers, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71, 1219-1221.
- Coesa, U. S. (1976). Standard atmosphere, 1976. US Government Printing Office, Washington, DC, 40, 56.
- Golubenkov, K., Rozanov, E., Mironova, I., Karagodin, A., & Usoskin, I. (2020). Natural sources of ionization and their impact on atmospheric electricity. *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2020GL088619.
- Griffiths, D. J. (2024). *Introduction to electrodynamics* (5th ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Guo, S., & Xue, H. (2021). The enhancement of droplet collision by electric charges and atmospheric electric fields. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 69-85.
- Harrison, R. G., & Carslaw, K. S. (2003). Ion-

- aerosol-cloud processes in the lower atmosphere, *Rev. Geophys.*, 41, 1012.
- Harrison, R. G., & Bennett, A. G. (2007). Cosmic ray and air conductivity profiles retrieved from early twentieth century balloon soundings of the lower troposphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, 515.
- Harrison, R. G., & Ambaum, M. H. P. (2008). Enhancement of cloud formation by droplet charging. *Proc. R. Soc. A.*, 464, 2561–2573.
- Harrison, R. G., Nicoll, K. A., & Ambaum, M. H. P. (2015). On the microphysical effects of observed cloud edge charging, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 14, 2690–2699.
- Harrison, R. Giles, Nicoll, Keri A., Slyunyaev, N., & Rycroft, M. J. (2020a). Precipitation Modification by Ionization. *Phys. Rev. Lett.*, 124, 198701.
- Harrison, R. G., Nicoll KA, Mareev, E., mbaum, M. H. P., Marlton, G. J., Aplin, K. L., & Lockwood, M. (2020b). Extensive layer clouds in the global electric circuit: their effects on vertical charge distribution and storage. *Proc. R. Soc. A.*, 476, 20190758.
- Harrison, R.G., & Nicoll, K.A. (2022). The electricity of extensive layer clouds. *Weather*, 77, 379–383.
- Hoppel W. A., (1985). Ion-aerosol attachment coefficients, ion depletion, and the charge distribution on aerosols, *J. Geophys. Res.*, 90(D4), 5917–5923.
- Jackson, J. D., (1998). *Classical Electrodynamics*, 3rd Ed. New York, Wiley.
- Khain, A., Arkhipov, V., Pinsky, M., Feldman, Y., & Ryabov, Y. (2004). Rain Enhancement and Fog Elimination by Seeding with Charged Droplets. Part I: Theory and Numerical Simulations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 43, 1513–1529.
- Klein, S. A., & Hartmann, D. L. (1993). The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds, *Journal of Climate*, 6, 1587 – 1606.
- Mach, D. M., Blakeslee, R. J., & Bateman, M. G. (2011). Global electric circuit implications of combined aircraft storm electric current measurements and satellite-based diurnal lightning statistics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116, D05201.
- Markson, R. (2007). The Global Circuit Intensity: Its Measurement and Variation over the Last 50 Years. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88, 223 – 242.
- Nicoll, K. A., & Harrison, R. G. (2009). Vertical current flow through extensive layer clouds, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71, 2040–2046.
- Nicoll, K.A., & Harrison, R.G., (2010). Experimental determination of layer cloud edge charging from cosmic ray ionization, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13802.
- Nicoll, K.A., & Harrison, R.G., (2016). Stratiform cloud electrification: comparison of theory with multiple in-cloud measurements. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 142, 2679–2691.
- Pruppacher, H. R., & Klett, J. D., (1997). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Berlin, Springer.
- Regener, E., & Pfozter, G., (1935). Vertical intensity of cosmic rays by threefold coincidences in the stratosphere. *Nature*, 136, 718–719.
- Rycroft, M. J., Harrison, R. G., Nicoll, K. A., & Mareev, E. A. (2008). An Overview of Earth's Global Electric Circuit and Atmospheric Conductivity. *Space Sci Rev*, 137, 83–105.
- Rycroft, M. J., Nicoll, K. A., Aplin, K. L., & Harrison, R. G. (2012). Recent advances in global electric circuit coupling between the space environment and the troposphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 90–91, 198–211.
- Sapkota, B. K., & Varshneya, N. C. (1990). On the global atmospheric electrical circuit, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 50, 1–20.
- Siingh D., Singh R. P., Victor N. J. & Kamra, A. K. (2023). The DC and AC global electric circuits and climate., *Earth-Science Reviews*, 244, 104542.
- Srivastava, A.K., & Tripathi, S.N. (2010). Numerical study for production of space charge within the stratiform cloud. *J Earth Syst Sci*, 119, 627–638.
- Tinsley, B.A., (2000). Influence of Solar Wind on the Global Electric Circuit, and Inferred Effects on Cloud Microphysics, Temperature, and Dynamics in the Troposphere. *Space Science Reviews*, 94, 231–258.
- Tinsley, B. A., & Zhou, L. (2006). Initial results of a global circuit model with variable stratospheric and tropospheric aerosol. *J. Geophys. Res.*, 111, D16205.
- Usoskin, I. G., & Kovaltsov, G. A. (2006). Cosmic ray induced ionization in the atmosphere: full modeling and practical applications. *J. Geophys. Res.*, 111: D21206.
- Usoskin, I. G., Kovaltsov, G. A., & Mishev, A. L. (2024). Updated model of cosmic-ray-induced ionization in the atmosphere (CRAC:CRII_v3): Improved yield function and lookup tables, *J. Space Weather Space Clim.* 14 20.
- Zauner-Wieczorek, M., Curtius, J., & Kurten, A., (2022). The ion-ion recombination coefficient α : comparison of temperature and pressure dependent parametrizations for the troposphere and stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 12443–12465.
- Zhou, L., & Tinsley, B. A. (2007). Production of space charge at the boundaries of layer clouds, *J. Geophys. Res.*, 112, D11203.
- Zhou, L., & Tinsley, B. A. (2010). Global circuit model with clouds, *J. Atmos. Sci.*, 67, 1143.
- Zhou, L., & Tinsley, B. A. (2012). Time dependent charging of layer clouds in the global electric

circuit, *Advances in Space Research*, 50, 828-842.