اثرات خورشیدگرفتگی بر جو زمین

رضا اسماعیلی*

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

مقدمه

طی خورشیدگرفتگی که تابش خورشید به طور ناگهانی قطع می‌شود، فرصت مناسبی برای مطالعه‌ی واکنش اتمسفر فراهم می‌آید. در حالت عادی، بعضی از این تغییرات به صورت تدریجی هنگام شب اتفاق می‌افتند. کل خورشیدگرفتگی تقریبا سه ساعت طول می‌کشد که بیشترین کاهش انرژی آن به یک دوره‌ی ۹۰ دقیقه‌ای محدود می‌شود. هنگام خورشیدگرفتگی، واکنش‌هایی از لایه‌های زیر خاک تا لایه‌های بالای جو صورت می‌گیرند. در این مقاله سعی شده است، برخی از مهم‌ترین اثرات خورشیدگرفتگی روی اتمسفر زمین مورد توجه قرار گیرند. مهم‌ترین این واکنش‌ها عبارت‌اند از تغییرات دما، باد، ابر، بیلان انرژی در سطح و تغییرات یونوسفر که در این جا بررسی می‌شوند.

تغییرات دما

دما طی خورشیدگرفتگی افت می‌کند. وقتی نیمی از سطح خورشید دچار گرفتگی شد، کاهش دمای هوا شروع می‌شود و از ۵ تا ۲۰ دقیقه بعد از میانه‌ی گرفتگی، به حداکثر خود می‌رسد. تغییرات دمای هوا در همه ی مناطق یکسان نیست و به عوامل متفاوتی مانند زمان خورشیدگرفتگی در روز، نوع اقلیم، محل خورشیدگرفتگی، پوشش گیاهی اطراف آن و باد بستگی دارد [آندرسون، ۱۹۹۹]. به عنوان نمونه، دمای سطح زمین در «احمدآباد» هند در کسوف ۱۱ آگوست ۱۹۹۹، تقریباً ۰/۵ درجه‌ی سلسیوس کاهش یافت. این منطقه نیمه بیابانی است و کسوف در عصر همان روز اتفاق افتاد. [کریشنان و همکاران ۲۰۰۴] در صورتی که کاهش دمای هوا در همین خورشیدگرفتگی

در قسمت جنوب غربی آلمان، بین ۰/۸ تا ۲/۷ درجه‌ی سلسیوس گزارش شد [آهرنز و همکاران، ۲۰۰۱]. در چندین خورشیدگرفتگی که از سال ۱۹۱۸ تا ۱۹۹۴ به وقوع پیوستند، تغییر دما از ۹/۷ درجه‌ی سانتی گراد در ۰/۱۳ متر بالاتر از سطح زمین تا ۰/۴ درجه‌ی سانتی گراد در ۲۰ متر بالاتر از سطح زمین ثبت شد [آندرسون، ۱۹۹۹].

دمای خاک زیرسطحی هم در واکنش به گرفتگی، تغییر دما را نشان می‌دهد. مشاهدات دمای خاک در ۴ سطح (۵، ۱۰، ۲۰ و ۴۰ سانتی متری) نشان می‌دهد که دمای خاک در سطوح پایین‌تر (۲۰ و ۴۰ سانتی متری)، حداقل تأثیر را از کسوف می‌پذیرد، اما تغییرات دما در عمق تقریباً ۵ سانتی متری، تابع تغییرات دمای هوا تا سطح ۳ متری از زمین است [کریشنان و همکاران، ۲۰۰۴].

تغییر دما در لایه‌های بالایی جو هم صورت می‌گیرد. مولر و دراگ و همکارانشان (۱۹۹۸)، حداکثر کاهش دما را در لایه‌ی تروموسفر برای عرض‌های جغرافیایی ۳۰، ۵۰ و ۷۰ درجه‌ی شمالی به ترتیب ۳۰، ۴۵ و ۲۰ درجه‌ی کلوین اندازه‌گیری کردند. این کاهش نسبت به میانگین دما در این لایه که حدود ۱۲۰۰ درجه‌ی کلوین است، به ترتیب ۲/۵، ۳/۸ و ۱/۷ درصد کاهش را نشان می‌دهد.

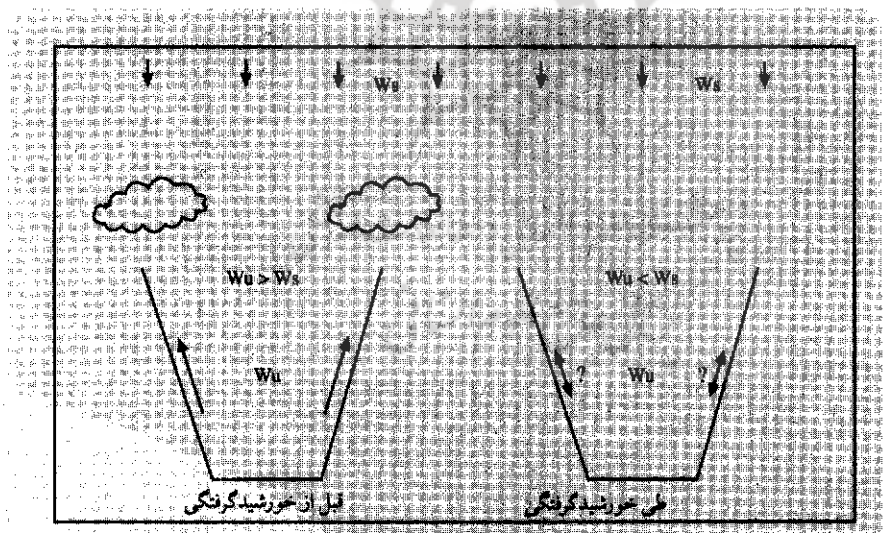
سرعت باد

به‌طور منطقی، سرد شدن تدریجی لایه‌ی مرزی، هم‌چنان که باعث پایداری اتمسفر می‌شود، موجب کاهش باد طی خورشیدگرفتگی نیز می‌شود. **فرناندز و همکارانش** (۱۹۹۶)، سرعت باد را قبل از کسوف ۲/۵ m/s اندازه‌گیری کردند. اما طی خورشیدگرفتگی و چند دقیقه بعد از کاهش دما، سرعت باد به ۱m/s کاهش یافت. البته همه‌ی اندازه‌گیری‌های انجام شده طی خورشیدگرفتگی‌ها، کاهش واضحی را در سرعت باد نشان نمی‌دهند، زیرا عوامل متفاوتی مانند نوع منطقه، در سرعت باد مؤثرند. به عنوان نمونه، هیچ تغییر مشخصی در سرعت باد در خورشیدگرفتگی ۲۶ فوریه ۱۹۷۹ روی علفزارهای «پریری» کانادا رخ نداد که این احتمالاً به علت پایداری ذاتی توده‌ی هوای قطبی در زمستان است.

ابرناکی

ابرهای همرفتی کوچک، در مراحل اولیه‌ی خورشیدگرفتگی، در نتیجه‌ی کاهش دمای سطحی، ضعیف یا ناپدید می‌شوند. ابرهای همرفتی بزرگ نیز همانند ابرهای طوفانی، فقط ضعیف می‌شوند؛ زیرا مدت خورشیدگرفتگی برای ناپدید کردن آن‌ها کافی نیست. در منطقه‌ی حاره‌ای «جاوا»، ابرهای کومولوس و کومولوس برجی شکل بین اولین تماس و دومین تماس در خورشیدگرفتگی سال ۱۹۸۳، به سرعت کاهش یافتند [آندرسون، ۱۹۹۹]. همه‌ی ابرها در خورشیدگرفتگی کاهش نمی‌یابند. ابرهای سطوح میانه و بالا معمولاً بدون تغییرات مهمی باقی می‌مانند.

مشاهدات عینی، کاهش و نهایتاً حذف پوشش ابری را بر رشته‌ی کوهستان طی خورشیدگرفتگی ۱۱ آگوست ۱۹۹۹ در دره‌ی «ریورا» در سوئیس جنوبی نشان می‌دهند. عقب‌نشینی یا واژگونی جریان هوا روی دیواره‌ی دره به سمت بالا در زمان گرفتگی باعث شد که فعالیت همرفتی کاهش یابد. شکل ۱ حالت‌های قبل از گرفتگی و طی آن را به صورت شماتیک نشان می‌دهد. فرونشینی در مقیاس سینوپتیک به صورت فلش‌های رو به پایین مشخص می‌شود. حرکت رو به بالای جریان هوا به صورت W_u و حرکت رو به پایین هوا به صورت W_s نشان داده شده است [د. وکر و همکاران، ۱۹۹۹].



شکل ۱. الگوی مفهومی حذف ابر طی خورشیدگرفتگی (د. وکر و همکاران، ۱۹۹۹)

بیلان انرژی سطح

گروس و هنز (۱۹۹۹)، «شار»[۱] انرژی سطح را که به صورت مجموع تابش و شارهای انرژی محسوس و نهان است، بررسی کردند. آن‌ها در شرایط تابستانی اروپای مرکزی، کاهش زیادی را در شار انرژی سطح، با مقدار میانگین $۱۲۰ w/m^2$ و مقدار

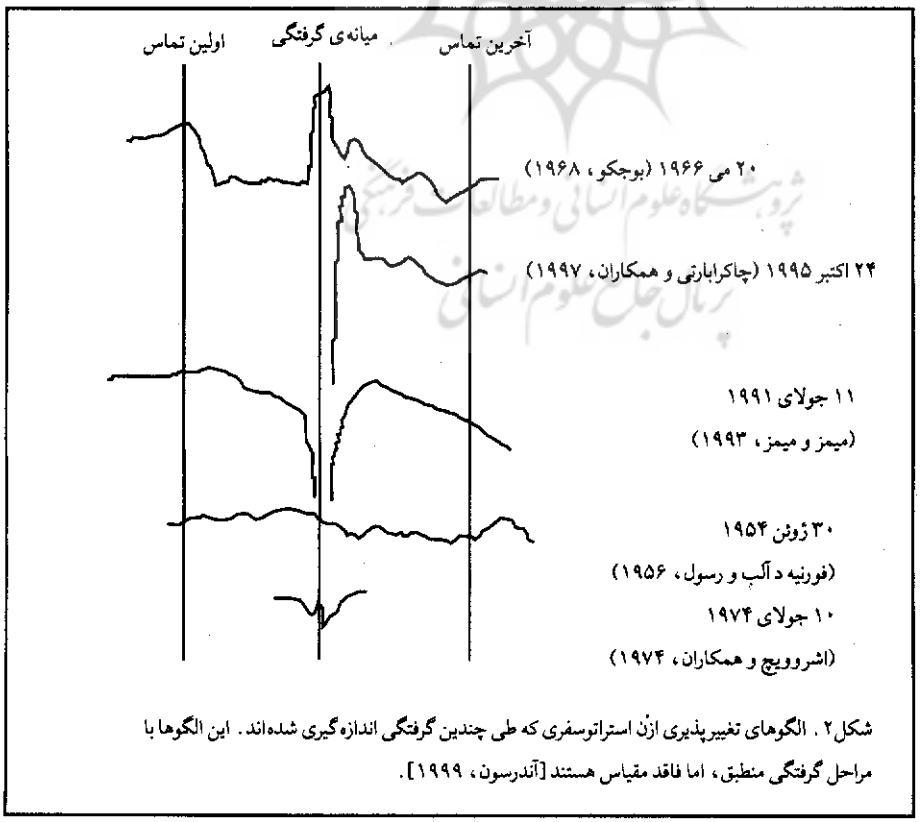
حداکثر از w/m^2 ۲۵۰ تا w/m^2 ۳۰۰ ، اندازه‌گیری کردند. د. وکر و همکارانش(۱۹۹۹)، کاهش مقدار تابش خالص را از w/m^2 ۵۵۰ به حدود w/m^2 ۵۰ ثبت کردند. شارگرمای خاک از w/m^2 ۴۰ به w/m^2 ۱۰، شارگرمای نهان و گرمای محسوس نیز از w/m^2 ۲۰۰ و w/m^2 ۱۰۰، به حدود w/m^2 ۰ کاهش یافت. در ارتفاعات بالای کف دره، مقادیر منفی شار گرمای محسوس باعث تشکیل لایه‌ی پایدار طی خورشیدگرفتگی شد.

ازُن (O_3)

همان‌طور که با کسوف، امواج ثقلی ایجاد می‌شود، غالباً تغییرات ازُن استراتوسفری نیز گزارش می‌شود، اما این تغییرات روند یکسانی را نشان نمی‌دهند. مشاهدات انجام گرفته با ابزارهای زمینی، انواع واکنش‌ها را نسبت به خورشیدگرفتگی نشان می‌دهند(شکل۲).

در یک الگوی نمونه، مقدار ازُن در میانه‌ی خورشیدگرفتگی، کاهش آهسته‌ای را نشان می‌دهد: حداکثر (پیک تند) فقط بعد از گرفتگی کلی رخ داده و سپس به طور آهسته به مقدار قبل از گرفتگی برگشته است [بوجکو، ۱۹۸۶؛ چاکر باری و همکاران، ۱۹۹۷؛ اوشرویچ و همکاران، ۱۹۷۴]. این الگو منطبق با الگوی فتوشیمیایی است که توسط هانت (۱۹۶۵) برای پیش‌بینی این حداکثر مورد استفاده قرار گرفت. در این الگو، پیک کوچک مقدار ازُن در میانه‌ی خورشیدگرفتگی، با کاهش حداقل ضعیفی قبل از چهارمین تماس همراه است و سپس بازیافت به حالت اولیه اتفاق می‌افتد. به هرحال، سایر متخصصان کاهش ضعیفی را طی خورشیدگرفتگی ثبت کرده‌اند [اسوسنون، ۱۹۵۷] یا هیچ اثری را در کل گرفتگی پیدا نکرده‌اند [فورینر د آلب و رسول، ۱۹۵۶]. مشاهدات مستقیم به وسیله‌ی هواپیمای U2 در ارتفاع ۱۹/۸ کیلومتری هم، هیچ تغییری را در غلظت ازُن اندازه‌گیری نکرد [آندرسون، ۱۹۹۹]. در خورشیدگرفتگی ۱۱ جولای ۱۹۹۱، میمز (۱۹۹۳) کاهش ۷/۵ درصدی ازُن را در میانه‌ی گرفتگی، و یک نوسان کوتاه‌مدتی را در سطح ازُن بعد از اتمام گرفتگی کلی با استفاده از ازُن‌سنج، گزارش کردند. این وسیله نوسانات مشابهی را طی گرفتگی حلقوی ۱۰ می ۱۹۹۴ کشف کرد [آندرسون، ۱۹۹۹].

آهرنز و همکارانش (۲۰۰۱)، غلظت ازُن را در هوای سطح در گرفتگی ۱۹۹۹ اندازه‌گیری کردند. نتیجه‌ی کار آن‌ها، کاهش تقریباً ۲۷ درصدی غلظت ازُن با افزایش مشابه NO_2 را در بعضی از ایستگاه‌های جنوب آلمان نشان می‌دهد. این اثر احتمالاً به علت خورشیدگرفتگی و درنتیجه‌ی واکنش شیمیایی هوا به صورت محلی بوده است. در ایستگاه دیگری طی همین گرفتگی، کاهش O_3 بدون تغییر در غلظت رخ داده است. این کاهش مقدار ازُن نسبت به الگوی میانگین روزانه‌ی آن می‌تواند به علت کاهش تابش کل در ترکیب با کاهش فرایندهای فتوشیمیایی O_3 طی خورشیدگرفتگی باشد.



شکل۲. الگوهای تغییرپذیری ازُن استراتوسفری که طی چندین گرفتگی اندازه‌گیری شده‌اند. این الگوها با مراحل گرفتگی منطبق، اما فاقد مقیاس هستند [آندرسون، ۱۹۹۹].

تغییرات یونوسفری

پرتوهای پر انرژی خورشید (ماورای بنفش، اشعه‌ی ایکس و هم‌چنین تابش‌های ذره‌ایی) که از فضای خارج به طبقات بالایی اتمسفر وارد می‌شوند، باعث گسستگی پیوند یا یونیزاسیون مولکول‌ها و اتم‌ها می‌شوند. بر اثر یونیزاسیون الکترون آزاد می‌شود و باقیمانده اتم به صورت یون درمی‌آید. وجود الکترون‌ها در یونوسفر، باعث بازتاب امواج رادیویی می‌شود. هرچه تراکم الکترون‌ها بیشتر باشد، بازتاب امواج کوتاه‌تر بیشتر خواهد بود [کاویانی و علیجانی، ۱۳۷۸].

طی گرفتگی کلی ۷ مارس ۱۹۷۰، تمرکز یونی تا ۵۰ درصد در یونوسفر پایینی و بیش از ۳۰ درصد در سطوح بالایی افت کرد. در تجربه‌ی دیگری در گرفتگی مشابه، کاهش ده برابری تراکم الکترون در ارتفاع ۸۰ کیلومتری از سطح و کاهش کمتری در ارتفاعات بالاتر اندازه‌گیری شد [آندرسون، ۱۹۹۹].

مولر و دارگ (۱۹۹۸) کاهش تراکم O و N_2 را در یونوسفر بررسی کردند. آن‌ها دریافتند که افت دما تنها عامل کاهش این تراکم نبوده است، بلکه نزول یا حرکت گازها به سمت پایین هم در این تغییرات نقش دارد. نزول یک فرایند همگرایی افقی بادها در اطراف مناطق گرفتگی است و باعث شار به سمت پایین می‌شود. پس سرد شدن به همراه عامل نزول، باعث تغییر در سطح فشار در لایه‌های بالایی جو (یونوسفر) می‌شود.

نتیجه

در این مقاله برخی از اثرات خورشید گرفتگی بر جو زمین به طور خلاصه عنوان شد. تأثیر خورشید گرفتگی بر زمین احتمالاً با واکنش‌های گیاهان و جانوران، نوسانات جزر و مد، تغییرات شتاب ثقل و غیره همراه است که بررسی آن‌ها توسط محققان علوم گوناگون طی خورشید گرفتگی، تا حدی می‌تواند این خلأ اطلاعاتی را در کشور پر کند.

* عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

زیرنویس

1. Flux

منابع

۱. کاویانی، محمدرضا و علیجانی، بهلول. ۱۳۷۸. مبانی آب و هواشناسی. انتشارات سمت. چاپ دوم.

2. Ahrens, D., Iziomon, M. G., Laeger, L, Matzarakis, A. and Mayer, H. 2001, Impacts of the solar eclipse of 11 August 1999 on routinely recorded meteorological and air quality data in south-west Germany. Meteorologicalsche Zeitschnit, Vol. 10, No.3, pp 215-223.

3. Anderson, J., 1999, Meteorological changes during a solar eclipse. Weather, Vol 54, No. 7. pp 207-215.

4. De Wekker, s.f.s, DG., Rotach, M.w Andertta, M. and Zapppa, M. (1999). effects of the 11 August 1999 solar eclipse on boundary Layer processes during the map-rivera field study.

5. Eaton, F. D., Ltines, J. R, Hatch, W. H., Cionco, R. M, Byers, J. and Garrey, D. 1997, Solar eclipse effects observed in the planetary boundary layer over a desert-boundary layer meteorology 83, 331-346.

6. Fernandez, W., Ltidalgo, H., Coronel, G. and Morales, E. 1996, Changes in meteorological variables in coronel oriedo, Paraguay, during the total solar eclipse of 3 November 1994. Earth Moon and Planets, 74, pp 49-59.

7. Gross, p. Hense, A, (1999); Effects of a total solar eclipse on the mesoscale atmospheric circulation over Europe-a model expriment-metorol. Atmosphys. 71, 229-242.

8. Krishnan, p., Kunhikrishnan, p. K, Muraleedhran-Nair, S., Ravindran, S., RamAchandran, R., Subrahamanyam, D. B, and Ramana, M. V. 2004. Observation of the atmospheric surface layer parameters over a semi and region during the solar eclipse of August 11 th, 1999 proc. Indian. sci. (Earth planet. sci.), No.3 pp: 353-363.

9. Muller-wodarg, I. C. F, Ayward, A. D. and Lockwood, M., 1998. Effects of a Mid-Latitude solar Eclipse on the thermosphere and ionosphere- A modeling study. Geophysical Research Letters, vol. 25, No. 20, pp 3787-3790.

10. Anderson. j, 1999. Meteorologecal changes dureng a solarelipes. weather. Vol. 10. No. 3. PP 215-223.