

شبیه‌سازی توزیع ذرات گردو خاک در مقیاس جهانی و تاثیر آنها بر شارش‌های

تابشی با استفاده از مدل WRF/Chem

فرنوش عطایی^۱، پرویز ایران‌نژاد^{۲*}، مجید مزرعه‌فراهانی^۲ و امید علیزاده چوبی^۳

۱. کارشناس ارشد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. استادیار، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۴/۹، پذیرش نهایی: ۹۴/۱۱/۱۱)

چکیده

در تحقیق حاضر توزیع ذرات گردو خاک و تاثیر مستقیم آنها بر شارش‌های تابشی در مقیاس جهانی با استفاده از مدل عددی WRF-Chem، جفت شده با طرحواره گسیل گردو خاک GOCART، برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه ۲۰۱۱ شبیه‌سازی با دو پیکربندی اجرا شده است: پیکربندی بدون ذرات گردو خاک و پیکربندی که شامل ذرات گردو خاک و تاثیر مستقیم آنها بر تراز تابشی است. اختلاف نتایج دو آزمایش عمق نوری ذرات گردو خاک و پربشیدگی تابش طول موج کوتاه و بلند با ذرات گردو خاک را به دست می‌دهد. میانگین جهانی عمق نوری ذرات گردو خاک در $0.55 \mu m$ برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه به ترتیب 0.046 و 0.069 برآورد شد که بیانگر بیشتر بودن ذرات گردو خاک معلق در جو در ماه ژوئیه نسبت به ژانویه است. میانگین جهانی پربشیدگی تابش طول موج کوتاه با ذرات معلق گردو خاک و در شرایط آسمان صاف در سقف جو و سطح زمین در ژانویه به ترتیب -1.84 Wm^{-2} و -2.07 Wm^{-2} و در ژوئیه به ترتیب -2.38 Wm^{-2} و -4.14 Wm^{-2} محاسبه شد. پربشیدگی تابش طول موج بلند مثبت، و در ژانویه 1.34 Wm^{-2} در سقف جو و 0.82 Wm^{-2} در سطح زمین و در ژوئیه 0.86 Wm^{-2} در سقف جو و 1.02 Wm^{-2} در سطح زمین برآورد شد. این مقادیر نشان می‌دهد که پربشیدگی تابش خالص ناشی از ذرات گردو خاک در سطح زمین و سقف جو منفی است، یعنی این ذرات باعث سرمايش سامانه زمین جو می‌شوند. پربشیدگی تابشی منفی در سطح زمین ناشی از خاموشی (پراکنش و جذب) تابش خورشیدی ورودی توسط ذرات گردو خاک و پربشیدگی تابشی منفی در سقف جو عمدتاً ناشی از افزایش طول موج کوتاه خروجی است.

واژه‌های کلیدی: ذرات گردو خاک، عمق نوری گردو خاک، چشمه‌های گسیل گردو خاک، پربشیدگی تابشی، WRF/Chem.

۱. مقدمه

گردو خاک در مقیاس جهانی به میزان $17/4$ تا $35/9$ تریلیون گرم (Tg) برآورد شده است (گینو و همکاران، ۲۰۰۱؛ تگن و همکاران، ۲۰۰۲؛ لو و همکاران، ۲۰۰۳؛ زندر و همکاران ۲۰۰۳). از این رو در مناطق بیابانی و نیمه بیابانی و در طی رویدادهای گردو خاک، می‌توان از سهم هواویزهای دیگر در برابر هواویزهای گردو خاک چشم‌پوشی کرد (مشایخی و همکاران، ۱۳۸۸).

گردو خاک با جذب و پراکنش تابش طول موج کوتاه و جذب و گسیل طول موج بلند به طور مستقیم بر سامانه اقلیم تاثیر می‌گذارد (مک کورمیک و لودویگ، ۱۹۶۷؛ میلر و تگن، ۱۹۹۸). این ذرات با جذب تابش، که

هواویزها ذرات جامد یا مایع معلق در جو هستند که از چشمه‌های طبیعی و بشر ساخته گسیل می‌شوند و نقش مهمی در ترازمندی تابشی جو ایفا می‌کنند. این ذرات از یک سو با جذب و پراکنش تابش طول موج کوتاه و از سوی دیگر با جذب و گسیل تابش طول موج بلند بر ترازمندی تابشی جو اثر می‌گذارند (تگن و همکاران، ۱۹۹۶؛ میلر و تگن، ۱۹۹۸؛ هی وود و همکاران، ۲۰۰۵). در میان هواویزهای معلق در جو، گردو خاک گسیل شده از چشمه‌های طبیعی و بشر ساخته سهم قابل توجهی در میزان هواویزهای موجود در جو دارند (تکستور و همکاران، ۲۰۰۶)، به نحوی که میانگین سالانه ذرات معلق

تغییر ساختار دمای جو و تبخیر قطره‌های ابر و در نتیجه کاهش پوشش ابر را در پی دارد، به‌طور نیمه‌مستقیم (هانسن و همکاران، ۱۹۹۷؛ اکرم‌ن و همکاران، ۲۰۰۰) بر ترازمندی تابش اثر می‌گذارند. همچنین ذرات گردو خاکی که با ذرات نم‌گیر احاطه شده‌اند؛ با تغییر دادن خواص نوری ابرها، به‌صورت غیر مستقیم بر تراز تابشی تاثیر می‌گذارند. این تغییر به این صورت است که ذرات گردو خاک احاطه شده با ذرات نم‌گیر می‌توانند به‌صورت هستک‌های تراکمی ابر عمل کنند که افزایش تعداد قطره‌ها و در نتیجه افزایش سطح مقطع ابر (اما در عین حال کوچک‌تر شدن اندازه قطره‌های ابر) را در پی دارد و در نتیجه باعث افزایش قابلیت بازتاب ابر می‌شود (گان و فیلیس، ۱۹۵۷؛ سو و همکاران، ۲۰۰۸). این فرایند به‌عنوان اثر غیرمستقیم اول هواویزها شناخته می‌شود. کوچک‌تر شدن قطره‌های ابر جلوگیری از بارش گرم را در پی دارد (فرک و همکاران، ۲۰۰۰؛ روزنفلد، ۲۰۰۰)، که می‌تواند منجر به تشدید فرایندهای مرتبط با بارش سرد شود (کورن و همکاران، ۲۰۰۵؛ ۲۰۱۰). علاوه بر این، ذرات گردو خاک، نقش عمده منفی در کیفیت هوا و سلامتی انسان (چن و همکاران، ۲۰۰۴) دارند. همچنین، ذرات گردو خاک گسیل شده از چشمه‌های طبیعی حاوی مقادیر زیادی آهن هستند که با نهشت روی اقیانوس‌ها ماده‌ای مغذی برای فیتوپلانکتون‌ها را فراهم می‌کنند (فانگ و همکاران، ۲۰۰۰). از آنجا که فیتوپلانکتون‌ها کربن موجود در جو را مصرف می‌کنند، رشدشان منجر به کاهش کربن جو می‌شود (جیکلس و همکاران، ۲۰۰۵).

مهم‌ترین چشمه‌های گردو خاک در نیمکره شمالی روی کمربند گردو خاک کره زمین واقع‌اند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲). اصلی‌ترین چشمه‌های گردو خاک به ترتیب شامل مناطق صحرا و ساحل در شمال آفریقا، خاورمیانه، و همچنین مناطق جنوب غرب، مرکز و شرق آسیا هستند (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ گینو و همکاران، ۲۰۱۲). گردو خاک گسیل شده از این مناطق ممکن است تا مسافت‌های طولانی از چشمه‌ها

منتقل شود و تاثیر قابل توجهی بر اقلیم محلی و جهانی بگذارد. چشمه‌های محلی به نسبت کوچکی هم وجود دارند که اقلیم را در مقیاس محلی و منطقه‌ای تحت تاثیر قرار می‌دهند. در بین آنها استرالیا مهم‌ترین چشمه گردو خاک در نیمکره جنوبی به شمار می‌رود (پروسپرو و همکاران، ۲۰۰۲؛ گینو و همکاران، ۲۰۱۲).

با وجود نقش پُراهمیت ذرات گردو خاک در مقیاس منطقه‌ای و جهانی، هنوز عدم قطعیت بزرگی در مدل‌سازی توزیع فضایی این ذرات و تاثیرشان بر ترازمندی تابشی وجود دارد (IPCC, ۲۰۰۷). تحقیق پیش‌رو تلاشی است برای درک بهتر توزیع گردو خاک در مقیاس جهانی و تاثیر مستقیم آن بر شارش‌های تابشی. برای این منظور از مدل WRF-Chem (Weather Research and Forecasting with Chemistry) در مقیاس جهانی استفاده شده است. یکی از نوآوری‌های مقاله حاضر بسط مدل منطقه‌ای WRF-Chem برای کاربرد در مقیاس جهانی است که به تازگی علیرزاده چویری و همکاران (۲۰۱۵) آن را به کار برده‌اند، اگر چه مدل WRF را پیش‌از این، ریچاردسون و همکاران (۲۰۰۷) در مقیاس جهانی بسط داده و نتایج شبیه‌سازی با مدل WRF در مقیاس جهانی را ژانگ و همکاران (۲۰۱۲) مورد ارزیابی قرار داده بودند. بنابراین، این مقاله می‌تواند در حکم مرجعی برای استفاده از مدل WRF-Chem در مقیاس جهانی مورد استناد تحقیق‌های آینده قرار گیرد.

۲. توصیف مدل

مدل WRF-Chem به دلیل دارا بودن طرحواره‌های هواویز و شیمی گوناگون و برهم‌کنش هواویزها با میدان‌های هواشناسی پیشرفته‌ترین مدل عددی حاضر محسوب می‌شود (ژانگ، ۲۰۰۸). این مدل شامل یک ماژول شیمی است که توانایی شبیه‌سازی هم‌زمان گسیل، پخش تلاطمی، انتقال و تغییر شکل هواویزها را در فرایندهای انتقالی دارد.

مدل WRF-Chem شامل هسته دینامیکی،

خُردفیزیک ابر به ترتیب از طرحواره‌های Grell 3D (گرل، ۱۹۹۳) و Morrison 2-mom (موریسون و همکاران، ۲۰۰۹) استفاده شده است. مدل‌های انتقال تابش سریع بهینه‌سازی شده برای تحقیقات گردش کلی جو (RRTMG) برای محاسبه تابش طول موج کوتاه و بلند به کار رفته است (وایلند و همکاران، ۲۰۰۰).

مدل برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه ۲۰۱۱ و در مقیاس جهانی با ۳۳۵×۱۶۸ نقطه شبکه‌ای و در ۲۸ تراز قائم اجرا شده است. برای شرایط آغازین و مرزی در این شبه‌سازی، از داده‌های بازتحلیل ۶ ساعته (Final Analysis) (FNL) مراکز ملی پیش‌بینی محیطی (The National Centers for Environmental Prediction) (NCEP) استفاده شده است. همان‌طور که در بالا اشاره شد، برای شبه‌سازی گسیل گردو خاک از طرحواره هواویزی ساده (GOCART) (Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport)، که حجم محاسباتی آن نسبت به دیگر طرحواره‌های موجود مدل کمتر است، استفاده شده است. مدل GOCART که گینو و همکاران (۲۰۰۱؛ ۲۰۰۴) آن را گسترش دادند، هواویزهای مهم جو از جمله سولفات، گردو خاک، کربن آلی، کربن سیاه و نمک دریا را شبه‌سازی می‌کند. طرحواره GOCART در مدل WRF-Chem تاثیر سرعت باد در نزدیکی سطح زمین، میزان رطوبت خاک و اندازه ذرات را برای شبه‌سازی گسیل گردو خاک در نظر می‌گیرد و شارش قائم گردو خاک را از رابطه (۱) محاسبه می‌کند:

$$F = C S s_p u_{10}^2 (u_{10} - u_{tp}) \quad \text{for } u_{10} \geq u_{tp} \quad (1)$$

که در آن C ثابت تجربی است و با توجه به تحقیق علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۵) به مقدار $۱/۹ \mu\text{g s}^2 \text{m}^{-5}$ تنظیم شده است، u_{10} سرعت باد در ۱۰ متری از سطح زمین، u_{tp} سرعت آستانه برای گسیل ذره با اندازه p (برای سرعت‌های باد کمتر از این آستانه گسیل صورت نمی‌گیرد)، s_p کسر گردو خاک گسیل شده مربوط به هریک از دسته‌بندی‌ها براساس اندازه و S کسری از رسوب‌های انباشته شده در چشمه‌های گردو خاک است. در طرحواره GOCART پنج دسته‌بندی مجزا از نظر

پارامترسازی‌های فیزیکی و واکنش‌های شیمیایی است. در این مدل تحقیقاتی، از دستگاه مختصات قائم فشاری-هیدروستاتیک خشک با قابلیت تغییر در شبکه قائم استفاده شده است که پایین‌ترین تراز در سطح زمین و بالاترین تراز دارای فشار ثابت است. معادله‌های حاکم در مدل از معادله‌های کاملاً غیر هیدروستاتیک اویلری و تراکم‌پذیر با پایداری متغیرهای نرده‌ای است. شبکه افقی مدل، شبکه جابه‌جا شده C-آراکوا است. چهار نوع تصویر نقشه برجسته‌نگاشت قطبی، مخروطی لامبرت، استوانه‌ای مرکاتور و طول-عرض جغرافیایی برای شبه‌سازی داده‌ها در مدل وجود دارد.

هسته فیزیکی مدل شامل خُردفیزیک ابر، پارامترسازی ابر کومه‌ای، لایه مرزی سیاره‌ای، مدل سطح و تابش است. نقش بخش فیزیکی، آماده‌سازی متغیرهای لازم مانند دما، فشار و ضخامت لایه برای نقاط شبکه مدل است. این بخش همچنین گرایش مولفه‌های سرعت، دمای پتانسیلی و میدان‌های رطوبت را محاسبه می‌کند.

بخش شیمی مدل شامل ماژول‌های متفاوتی است که امکان شبه‌سازی و پیش‌بینی فرایندهای جو را با در نظر گرفتن واکنش‌های شیمیایی که در جو صورت می‌گیرد، فراهم می‌کند و این قابلیت است که مدل WRF-Chem را از دیگر مدل‌های پیش‌بینی متمایز می‌کند. در این بخش محاسبه‌های مربوط به سازوکارهای شیمیایی، تجزیه نوری ذرات هواویز، فرایندهای گسیل ذرات هواویز از سطح زمین به جو، فرایندهای مربوط به حذف ذرات معلق و طرحواره‌های پارامترسازی فرایندهای خُردفیزیکی، دینامیکی و ترمودینامیکی ذرات هواویز گنجانده شده است.

۳. پیکربندی مدل و داده‌ها

طرحواره‌های فیزیکی به کار رفته در این شبه‌سازی شامل طرحواره لایه مرزی دانشگاه یونسای (YSU) (هانگ، ۲۰۱۰)، مدل سطح زمین NOAA (اک و همکاران، ۲۰۰۳) و طرحواره لایه سطحی مونین-ابوخوف (ابوخوف، ۱۹۷۱) است. برای فرایندهای همرفت و

عمده‌ترین چشمه گردو خاک است مرجع قرار داده شده و بخش موهومی شاخص شکست براساس مقدار به دست آمده برای آن تنظیم گردیده است.

در تحقیق حاضر دو شبیه‌سازی اجرا شده است: پیکربندی که در آن ذرات گردو خاک لحاظ نشده‌اند (آزمایش کنترلی) و پیکربندی که شامل ذرات گردو خاک، تاثیر مستقیم آنها بر تراز تابشی و در نتیجه بازخورد به جو است (آزمایش برهم‌کنشی). اختلاف نتایج این دو آزمایش عمق نوری ذرات گردو خاک معلق در جو و پریشیدگی تابش طول موج کوتاه و بلند توسط ذرات گردو خاک را به دست می‌دهد.

۴ نتایج شبیه‌سازی‌ها

۴.۱. بررسی در مقیاس جهانی

در این بخش به بررسی و تحلیل کمی و کیفی نتایج عددی و شبیه‌سازی‌های حاصل از مدل WRF-Chem می‌پردازیم. از آنجا که نتایج شبیه‌سازی با پیکربندی مشابه را پیش از این علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۵) ارزیابی کرده‌اند، در این تحقیق به آن پرداخته نمی‌شود. شایان ذکر است از آنجا که شبیه‌سازی‌ها با استفاده از تصویر لمبرت صورت گرفته است، نتایج به دست آمده در عرض‌های بالاتر از ۶۰ درجه، چندان قابل اعتماد نیست.

۴.۱.۱. توزیع گردو خاک در مقیاس جهانی

با توجه به این که انتقال ذرات گردو خاک در جو باعث می‌شود که این ذرات مناطق وسیعی خارج از منطقه چشمه را نیز در بر گیرند، بررسی توزیع زمانی و مکانی غلظت این ذرات در مقیاس جهانی در درک بهتر پدیده‌های گردو خاک به ما کمک می‌کند. عمق نوری ذرات گردو خاک، معیار مناسبی برای برآورد غلظت آن در جو به شمار می‌رود. شکل ۱ عمق نوری میانگین گردو خاک برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه ۲۰۱۱ را که با مدل WRF-Chem شبیه‌سازی شده است نشان می‌دهد.

همان‌طور که در شکل ۱ مشخص است، بیشترین توزیع گردو خاک در نیمکره شمالی مشاهده می‌شود.

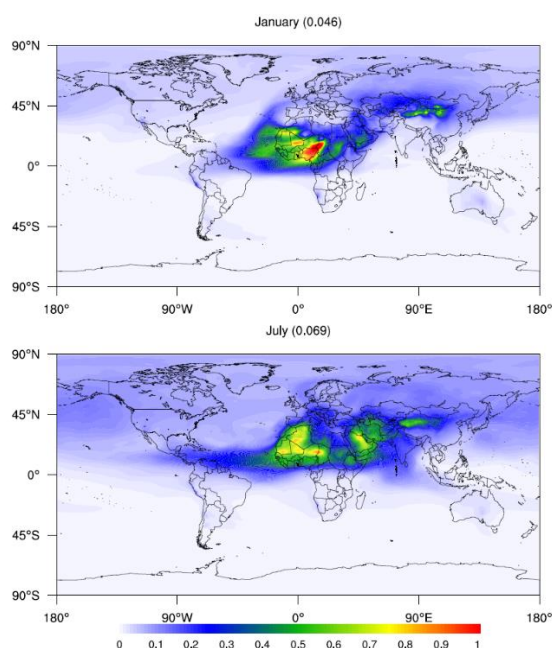
اندازه برای ذرات گردو خاک، که به صورت کروی فرض شده‌اند، در نظر گرفته شده است که شعاع‌شان بین ۰/۱ تا ۱۰ μm قرار دارد. این پنج دسته‌بندی عبارت است از ۰/۱-۱، ۱-۲، ۲-۳، ۳-۶ و ۶-۱۰ میکرومتر، که با شعاع‌های مؤثر ۰/۷۳، ۱/۴، ۲/۴، ۴/۵ و ۸ μm متناظرند.

شاخص شکست ذرات گردو خاک برای طول موج کوتاه مستقل از طول موج در نظر گرفته و مقدار آن $k = 1.55 + 0.003i$ تنظیم شد (علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۵). شاخص شکست ذرات گردو خاک برای تابش طول موج بلند همان پیش‌فرض مدل WRF-Chem در نظر گرفته شد، به نحوی که وابسته به طول موج است و مقادیر متفاوتی برای ۱۶ نوار طیفی دارد. به‌طور کلی شاخص شکست مورد استفاده برای هر هواویز از دو بخش حقیقی و موهومی تشکیل شده است، که بخش حقیقی نشان‌دهنده معیاری از میزان پراکنش تابش و بخش موهومی معیاری از میزان جذب تابش آن هواویز را به دست می‌دهد. با توجه به تحقیقات گسترده گذشته، مقدار عددی قسمت حقیقی برای تابش طول موج کوتاه تقریباً تثبیت شده است و مقادیر نزدیک به ۱/۵۵ برای ذرات گردو خاک پیشنهاد شده است (ژائو و همکاران، ۲۰۱۰؛ علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۵). باین حال مقدار موهومی مربوط به ذرات گردو خاک معلق در جو بسیار متغیر است و بستگی زیادی به جنس و رنگ خاک دارد، به طوری که گستره‌ای از مقادیر بین $0.0004i$ تا $0.006i$ برای آن پیشنهاد شده است (برای مثال، دابویک و همکاران (۲۰۰۲)). برای صحرای آفریقا، ژائو و همکاران (۲۰۱۰) مقدار $0.003i$ را مورد استفاده قرار دادند، در حالی که، برای مثال، خاک موجود در بیابان‌های استرالیا حاوی آهن بیشتری است (۱/۸ برابر آهن موجود در بیابان‌های صحرای آفریقا؛ کین و میچل، ۲۰۰۹)، بنابراین برای مقدار موهومی باید عدد بزرگ‌تری در نظر گرفته شود (علیزاده چوبری و همکاران، ۲۰۱۳). در عمل، از آنجا که در حال حاضر امکان در نظر گرفتن مقادیر متفاوت برای بیابان‌های گوناگون دنیا در مدل وجود ندارد، صحرای آفریقا که گسترده‌ترین و

آفریقای مرکزی دیده می‌شود. پژوهش‌های گذشته (برای مثال، شپانسکی و همکاران، ۲۰۰۹) نیز نشان می‌دهد که طوفان‌های گردو خاک در منطقه گودی بودله (Bodélé Depression) در چاد در زمستان فعالیت بیشتری دارند. نتایج تحقیق حاضر نیز روشن می‌سازد که شدت گسیل گردو خاک این چشمه در ماه ژانویه بسیار چشم‌گیر است، در حالی که در ماه ژوئیه فعالیت آن به‌طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. در زمستان منطقه همگرایی درون حاره‌ای (ITCZ) به عرض‌های جنوبی‌تر جابه‌جا می‌شود که کاهش میزان بارش در منطقه بودله را در پی دارد. به‌واسطه کاهش بارش و در نتیجه کاهش رطوبت سطحی در این منطقه در ماه ژانویه، سطح خشک خاک، بستر مناسبی برای افزایش گسیل گردو خاک را فراهم می‌آورد. از طرف دیگر، وجود بادهای به‌نسبت قوی در زمستان باعث فرسایش بیشتر خاک و در نتیجه افزایش گسیل گردو خاک در منطقه بودله در شمال آفریقا می‌شود. در بخش‌های مدیترانه‌ای شمال مصر نیز طوفان‌های گردو خاک در زمستان قوی‌تر هستند.

از آنجا که انتظار می‌رود میزان گردو خاک روی چشمه‌ها بیشتر باشد، در مناطقی که میزان عمق نوری گردو خاک بیشتر است، در حکم چشمه گردو خاک به شمار می‌روند. با توجه به توزیع عمق نوری گردو خاک در شکل ۱، چشمه‌های اصلی گردو خاک به ترتیب اولویت روی صحرا و ساحل در شمال آفریقا، منطقه خاورمیانه و آسیای شرقی، به‌ویژه چین و مغولستان قرار دارند. پروسپرو و همکاران (۲۰۰۲) و گینو و همکاران (۲۰۱۲) نیز در تحقیقات خود به نتایج مشابهی دست یافتند. صحرا بزرگ‌ترین چشمه طبیعی گردو خاک روی کره زمین به‌شمار می‌رود (شکل ۱). میزان گسیل گردو خاک از این چشمه ۶۷۰ مگاتن در سال برآورد شده است (راجو و همکاران، ۲۰۰۸). گسیل گردو خاک از صحرا ۶۴٪ از گسیل چشمه‌های آفریقا و ۴۲٪ از گسیل جهانی را در بر می‌گیرد. شار قابل توجه گردو خاک در این منطقه ناشی از گستردگی پوشش بیابانی آن و نیز بادهای قوی فصلی روی شمال آفریقا است (سو و تون، ۲۰۱۱).

شکل ۱ نشان می‌دهد که در ماه ژانویه بیشترین غلظت گردو خاک روی مناطق بیابانی صحرای آفریقا در



شکل ۱. میانگین ماهانه عمق نوری ذرات گردو خاک (ستون کلی قائم گردو خاک از سطح زمین تا سقف جو) در ماه‌های ژانویه و ژوئیه سال ۲۰۱۱ برای طول موج $0.55 \mu\text{m}$ که با مدل WRF-Chem شبه‌سازی شده است. میانگین‌های جهانی عمق نوری ذرات گردو خاک برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه در پراوتر آورده شده است.

۴.۱.۲. پَریشیدگی شارش‌های تابشی طول موج کوتاه

توسط گردو خاک

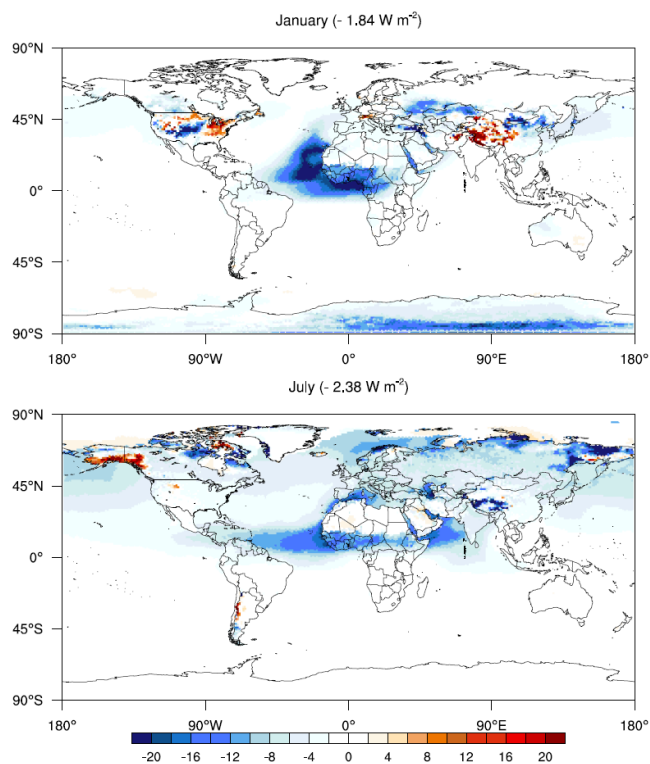
ذرات گردو خاک با جذب و پراکنش تابش طول موج کوتاه خورشیدی نقش مهمی در ترازمندی تابش طول موج کوتاه در جو ایفا می‌کنند. شکل‌های ۲ و ۳ تاثیر ذرات گردو خاک در پَریشیدگی مستقیم شارش‌های تابشی طول موج کوتاه را به ترتیب در سقف جو و سطح زمین نشان می‌دهد. میانگین جهانی پَریشیدگی تابش طول موج کوتاه در سطح زمین بزرگ‌تر از اثر آن در سقف جو است و این اختلاف ناشی از جذب تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردو خاک معلق در جو است. در سقف جو شاهد پَریشیدگی تابش طول موج کوتاه به میزان $1/84 \text{ Wm}^{-2}$ در ماه ژانویه و $2/38 \text{ Wm}^{-2}$ در ماه ژوئیه هستیم، در حالی که مقادیر آن در سطح زمین $2/07 \text{ Wm}^{-2}$ در ماه ژانویه و $4/14 \text{ Wm}^{-2}$ در ماه ژوئیه برآورد شده است.

ذرات کوچک‌تر گردو خاک طول عمر بیشتری در جو دارند و مسافت‌های بیشتری را می‌توانند طی کنند. به همین علت پَریشیدگی تابش طول موج کوتاه در مناطقی دور از چشمه‌ها نیز قابل مشاهده است. شکل ۴ نشان می‌دهد که با وجود اینکه در مناطق بیابانی شمال آفریقا و در روی چشمه‌ها عمق نوری ذرات گردو خاک بسیار بیشتر از مقدار آن روی اطلس شرقی است (شکل ۱)، میزان پَریشیدگی تابش طول موج کوتاه روی اقیانوس اطلس و چشمه‌ها تفاوت چندانی با هم ندارد. ذرات گردو خاک گسیل شده از این بیابان‌ها به علت رنگ روشن، دارای قابلیت بازتاب بیشتری نسبت به سطح آب اقیانوس زیرین هستند. این ذرات در حین انتقال و عبور از روی اقیانوس اطلس، مقدار زیادی از تابش طول موج کوتاه را بازتاب و پراکنده می‌کنند و از این راه مانع از رسیدن آن به سطح اقیانوس می‌شوند. به همین علت، این ذرات با افزایش قابلیت بازتاب کلی، موجب افزایش تابش موج کوتاه بالاسو در سقف جو و در نتیجه پَریشیدگی تابشی منفی قابل توجهی در این منطقه می‌شوند.

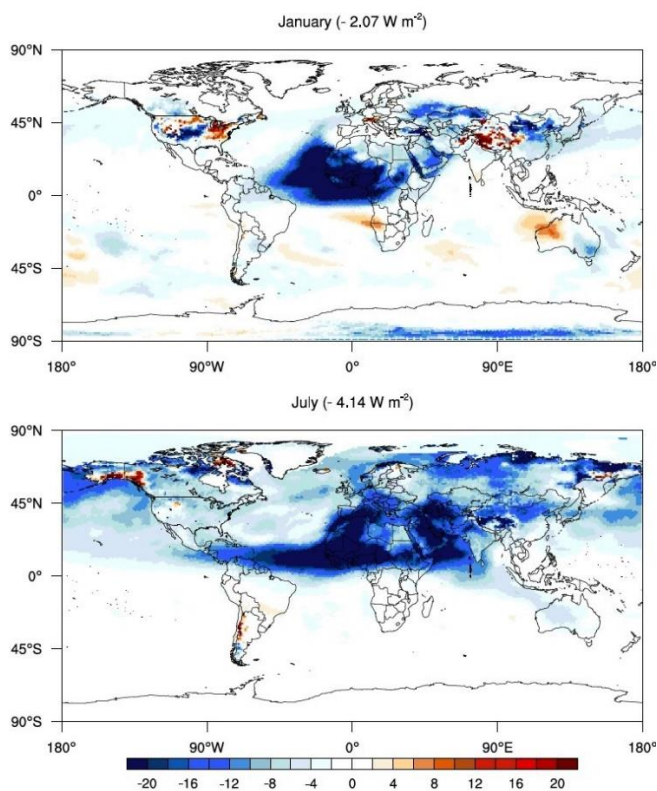
در مقابل، چشمه‌های دیگر خاورمیانه شامل عراق، سوریه، ایران و به ویژه شبه جزیره عربستان در ماه ژوئیه، به علت خشکی خاک و وجود بادهای شدید، فعالیت بیشتری دارند، در حالی که میزان گسیل گردو خاک از این چشمه‌ها در زمستان به طور قابل ملاحظه‌ای کاهش می‌یابد. در بخش‌های شمال چین غلظت گردو خاک در ماه ژانویه به علت جریان‌های باد به نسبت قوی، قابل توجه است، اما فعالیت این چشمه در ماه ژوئیه کاهش می‌یابد. بیشترین میزان گسیل گردو خاک مربوط به صحرای گبی در چین و مغولستان است که با سرعت زیاد باد در این منطقه همبسته است (شانو و دانگ، ۲۰۰۶).

جریان‌های جو، ذرات گردو خاک را به فواصل بسیار دورتر از چشمه‌ها، در مقیاس‌های منطقه‌ای و قاره‌ای، منتقل می‌کنند، به طوری که این ذرات گاهی یک گردش کامل جهانی را طی می‌کنند (اونو و همکاران، ۲۰۰۹). ذرات گردو خاک شمال آفریقا در تابستان با بادهای تجاری شرقی در سراسر مناطق حاره‌ای اطلس شمالی به سمت دریای کارائیب، آمریکای مرکزی و جنوب ایالات متحد منتقل می‌شوند، در حالی که در زمستان به سمت آمریکای جنوبی حرکت می‌کنند (شکل ۱). این نتایج با یافته‌های گریفین و همکاران (۲۰۰۲) و پروسپرو و لم (۲۰۰۳) سازگار است. ذرات گردو خاک گسیل شده از چشمه‌های شرق آسیا به سمت عرض‌های میانی حرکت می‌کنند و با گذر از روی اقیانوس آرام به سواحل غربی آمریکای شمالی می‌روند.

نتایج تحقیق حاضر نشان می‌دهد که در نیمکره جنوبی، مهم‌ترین چشمه روی استرالیا و در حوضه آیر (Eyre Basin) قرار دارد. گردو خاک در این منطقه با بادهای پیش‌جبهه‌ای شمال غربی به سمت جنوب شرق، بادهای پس‌جبهه‌ای جنوب غربی به سمت شمال و بادهای تجاری جنوب شرقی به شمال غرب استرالیا و اقیانوس هند منتقل می‌شود. نتایج به دست آمده با نتایج مک‌گوان و همکاران (۲۰۰۰) و علیزاده چوبری و همکاران (۲۰۱۲) همخوان است.



شکل ۲. میانگین ماهانه پیش‌بینی مستقیم تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردوخاک معلق در جو در سقف جو در شرایط آسمان صاف برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه سال ۲۰۱۱ که با مدل WRF-Chem شبه‌سازی شده است. میانگین‌های جهانی پیش‌بینی مستقیم تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردوخاک برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه در پراتز آورده شده است.



شکل ۳. مشابه شکل ۲، اما روی سطح زمین

در شکل ۳ پریشیدگی تابشی منفی قابل ملاحظه‌ای در نواحی منطبق بر چشمه‌های گسیل گردوخاک، به ویژه روی بیابان‌های شمال آفریقا مشاهده می‌شود. عمق نوری زیاد ذرات گردوخاک در این مناطق باعث کاهش قابل توجهی در شار تابش طول موج کوتاه پایین سوی رسیده به سطح شده است. این امر به اثرات پراکنش و جذب تابش توسط ذرات گردوخاک مربوط می‌شود. همان‌طور که انتظار می‌رود، در نزدیکی چشمه‌ها پریشیدگی تابش طول موج کوتاه، منفی و بزرگ است. اندازه پریشیدگی تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردوخاک روی بیابان‌های شمال آفریقا از -20 Wm^{-2} نیز تجاوز می‌کند. پریشیدگی منفی تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردوخاک که در تحقیق حاضر حاصل شد با تحقیقات سوکولیک و تون (۱۹۹۶)، وودوارد (۲۰۰۱) و مایره و همکاران (۲۰۰۳) در توافق است. این در حالی است که، در مقابل، تگن و لیسز (۱۹۹۶) مقدار مثبتی برای واداشت تابشی جهانی ذرات گردوخاک برآورد کرده‌اند.

در شکل‌های ۲ و ۳ مناطقی نیز با پریشیدگی‌های تابشی مثبت، به ویژه در زمستان‌های هر دو نیمکره، مشاهده می‌شود. نهشت ذرات گردوخاک روی پوشش برفی مناطق مرتفع هیمالیا، نواحی شمالی ایالات متحد و بخش‌هایی از اسکاندیناوی در زمستان نیمکره شمالی و نیز مناطق غربی آمریکای جنوبی در زمستان نیمکره جنوبی (ماه ژوئیه) موجب می‌شود در این مناطق قابلیت بازتاب تابش طول موج کوتاه کاهش یابد. تفاوت میانگین‌های جهانی پریشیدگی‌های تابشی طول موج کوتاه در سقف جو و سطح زمین برای ماه ژانویه Wm^{-2} ۰/۲۳ و برای ماه ژوئیه $1/76 \text{ Wm}^{-2}$ است که نشان‌دهنده میزان تابش طول موج کوتاه جذب شده توسط ذرات گردوخاک معلق در جو است. تفاوت مقادیر ماه ژانویه و ژوئیه را تا اندازه‌ای می‌توان ناشی از بیشتر بودن میانگین جهانی عمق نوری ذرات گردوخاک در ژوئیه نسبت به ژانویه (شکل ۱) دانست، ولی به نظر می‌رسد که بزرگ‌تر

بودن شار تابش ورودی خورشیدی در ماه ژوئیه نیمکره شمالی، نسبت به ماه ژانویه، علت عمده تفاوت تابش طول موج کوتاه جذب شده توسط ذرات گردوخاک معلق در جو، طی این دو ماه باشد.

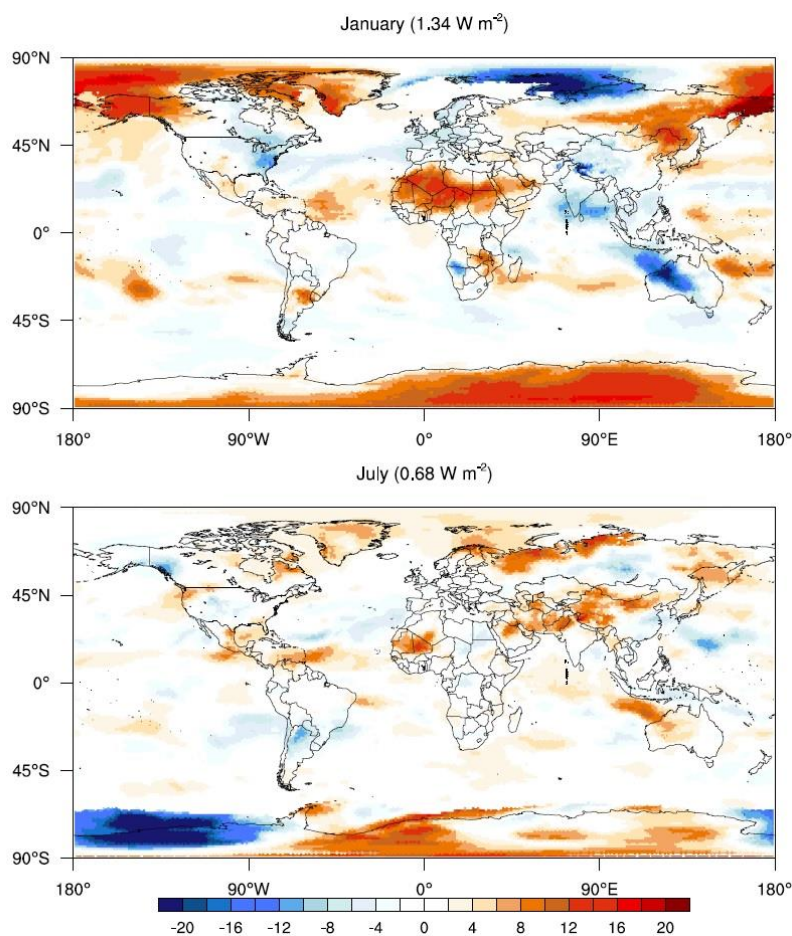
۴.۱.۳. پریشیدگی شارش‌های تابشی طول موج بلند توسط ذرات گردوخاک

ذرات گردوخاک با جذب امواج فروسرخ تابش شده از سطح زمین و بازگسیل آن در ترازمندی تابش طول موج بلند تاثیر می‌گذارند، به نحوی که وجود گردوخاک در جو باعث ایجاد پریشیدگی مثبت تابش طول موج بلند در جو می‌شود. وانگ و همکاران (۲۰۱۳) برآورد کرده‌اند که میانگین سالانه جهانی واداشت تابشی طول موج بلند ناشی از گردوخاک در سقف جو برای آسمان صاف $0/94 \text{ Wm}^{-2}$ است. تحلیل‌های تجربی نشان می‌دهد که واداشت تابشی فروسرخ ذرات گردوخاک روی سطح گرم بیابان‌ها در شرایط بدون ابر به 50 Wm^{-2} هم می‌رسد (هی وود و همکاران، ۲۰۰۵). مشاهده‌ها نشان می‌دهد که تاثیر سرمایش ناشی از واداشت تابشی طول موج کوتاه در سطح، بیشتر از اثر گرمایشی واداشت تابشی طول موج بلند است. برای مثال، یوشیوکا و همکاران (۲۰۰۷) واداشت تابشی طول موج بلند و طول موج کوتاه گردوخاک را برای شمال آفریقا و در سطح زمین به ترتیب $14/74+$ و $15/47 \text{ Wm}^{-2}$ برآورد کرده‌اند.

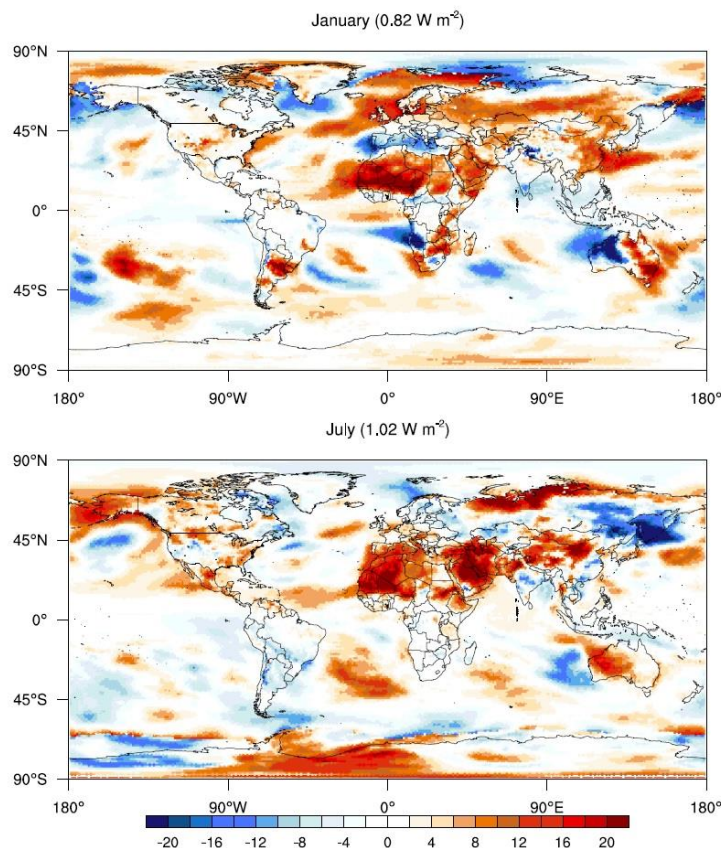
نتایج تحقیق حاضر که در شکل‌های ۴ و ۵ آورده شده است نیز بیانگر مثبت بودن پریشیدگی تابش طول موج بلند ناشی از ذرات گردوخاک در سطح زمین و سقف جو است. در سقف جو میانگین جهانی پریشیدگی تابش طول موج بلند توسط ذرات گردوخاک در ماه ژانویه $1/34 \text{ Wm}^{-2}$ و در ماه ژوئیه $0/86 \text{ Wm}^{-2}$ شیب‌سازی شده است. مقادیر پریشیدگی در سطح زمین به Wm^{-2} ۰/۸۲ در ماه ژانویه و $1/02 \text{ Wm}^{-2}$ در ماه ژوئیه می‌رسد (شکل‌های ۴ و ۵). شایان ذکر است که روی چشمه‌های شمال آفریقا و بخشی از خاورمیانه، میزان پریشیدگی

تابش گرمایی برای جو است و میزان گسیل تابش طول موج بلند از سطح پوشیده از برف و یخ بسیار کم است. گردو خاک می‌تواند به دو شکل موجب افزایش تابش موج بلند خروجی از مناطق پوشیده از برف و در نتیجه پریشیدگی منفی تابش طول موج بلند شود. نخست اینکه نهشت گردو خاک بر سطح یخ و برف سپیدی سطح را کاهش و جذب تابش موج کوتاه را افزایش می‌دهد، در نتیجه موجب افزایش دمای سطح می‌شود. دوم اینکه در مناطق پوشیده از یخ و برف معمولاً دمای هوا از دمای سطح بالاتر است. در این صورت وجود گردو خاک در جو موجب افزایش جذب تابش خورشیدی در جو، افزایش دمای جو و در نتیجه افزایش گسیل بالاسوی تابش طول موج بلند از جو می‌شود.

تابش طول موج بلند ذرات گردو خاک در سقف جو در ماه ژانویه به طور قابل توجهی بیشتر از ماه ژوئیه است (شکل ۴). در ماه ژانویه به علت کاهش بارندگی در این منطقه، از میزان رطوبت سطح کاسته می‌شود، که به همراه بادهای به نسبت شدید موجب افزایش گسیل ذرات گردو خاک از سطح می‌شود. در مقابل، در ماه ژوئیه به علت حرکت منطقه همگرایی درون حاره‌ای به عرض‌های شمالی‌تر، میزان بارندگی در نواحی بیابانی شمال آفریقا افزایش و قابلیت گسیل گردو خاک از سطح کاهش می‌یابد. همچنین، در مناطق کوهستانی شمال و غرب چین، شمال ایالات متحد و بخش‌هایی از کانادا و روی چشمه‌های گسیل گردو خاک آمریکای جنوبی در ماه ژانویه پریشیدگی تابش طول موج بلند منفی شبیه‌سازی شده است. سطح زمین چشمه اصلی گسیل



شکل ۴. مشابه شکل ۲، اما برای طول موج بلند



شکل ۵. مشابه شکل ۲، اما در سطح زمین و برای طول موج بلند

موج بلند به سمت سطح، مانع گسیل آزاد تابش موج بلند از سطح به ترازهای بالایی جو می‌شوند و در نتیجه بر ترازمندی تابش موج بلند در سطح چشمه‌ها تاثیر بیشتری می‌گذارند.

جدول ۱ میانگین ماهانه مقادیر شبیه‌سازی شده پخشیدگی تابش‌های طول موج کوتاه و بلند توسط ذرات گردو خاک را در مقیاس جهانی در سطح زمین و سقف جو نشان می‌دهد. همان‌طور که مشخص است اثر گردو خاک بر تابش طول موج کوتاه بیشتر از اثر آن بر تابش طول موج بلند است و از این رو تاثیر منفی بزرگ‌تری دارد. بنابراین، پخشیدگی تابش‌های طول موج کوتاه و بلند توسط ذرات گردو خاک معلق در جو، به‌طور کلی، منجر به سرمایش سامانه زمین-جو می‌شود که با نتایج برخی از پژوهش‌های پیشین (برای مثال، میلر و تگن، ۱۹۹۸) در توافق است.

شکل‌های ۴ و ۵ همچنین نشان می‌دهند که اگرچه در ماه ژانویه اندازه میانگین پخشیدگی طول موج بلند در سطح زمین کمتر از مقدار آن در سقف جو است، اما مقادیر بیشینه روی چشمه‌ها در هر دو ماه ژانویه و ژوئیه به‌طور قابل توجهی در سطح بیشتر از مقادیر آن در سقف جو هستند. سطح داغ بیابان‌ها تابش طول موج بلند بیشتری گسیل می‌کند. از آنجاکه ذرات گردو خاک درشت گسیل‌شده از این چشمه‌ها نمی‌توانند مسافت زیادی را طی کنند و به علت سنگینی نمی‌توانند تا ترازهای بالای جو برده شوند، معمولاً غلظت آنها در جو نزدیک سطح چشمه‌ها بیشینه است. از این رو، دمای این ذرات تفاوت چندانی با دمای سطح زیرین ندارد و به همین علت شار تابش موج بلند بالاسوی آنها نزدیک به شار تابش بالاسوی سطح زیرین است. این امر موجب می‌شود که واداشت تابشی موج بلند آنها در سقف جو چندان بزرگ نباشد. از طرف دیگر این ذرات با جذب و بازگسیل تابش

جدول ۱. میانگین ماهانه جهانی پریشیدگی مستقیم تابش‌های طول موج کوتاه و بلند توسط ذرات گردو خاک معلق در جو برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه ۲۰۱۱ که با مدل WRF-Chem شبیه‌سازی شده‌اند.

	ژانویه		ژوئیه	
	سقف جو	سطح زمین	سقف جو	سطح زمین
پریشیدگی تابش طول موج کوتاه ($W m^{-2}$)	-۱/۸۴	-۲/۰۷	-۲/۳۸	-۴/۱۴
پریشیدگی تابش طول موج بلند ($W m^{-2}$)	۱/۳۴	۰/۸۲	۰/۶۸	۱/۰۲
پریشیدگی تابش خالص (کوتاه + بلند) ($W m^{-2}$)	-۰/۵	-۱/۲۵	-۱/۷	-۳/۱۲

۵. نتیجه‌گیری

این پژوهش عمدتاً به بررسی توزیع ذرات گردو خاک در جو در مقیاس جهانی و پریشیدگی مستقیم تابش‌های طول موج کوتاه و بلند توسط این ذرات در سطح زمین و سقف جو با استفاده از مدل WRF/Chem پرداخته است. طرحواره هواویز به کار رفته در اجرای مدل، طرحواره GOCART است. مدل برای ماه‌های ژانویه و ژوئیه ۲۰۱۱ در مقیاس جهانی با ۱۶۸×۳۳۵ نقطه شبکه‌ای و ۲۸ تراز قائم با تفکیک افقی ۱۲۰ کیلومتر اجرا شده است.

نتایج نشان داد که بیشینه عمق نوری ذرات گردو خاک در نیمکره شمالی مشاهده می‌شود و میانگین جهانی آن در ماه ژوئیه بیشتر از ماه ژانویه است. چشمه‌های اصلی گردو خاک در مناطق شمال آفریقا، خاورمیانه و شرق آسیا شناسایی شد، در حالی که اصلی‌ترین چشمه گردو خاک در نیمکره جنوبی در استرالیا قرار دارد. ذرات گردو خاک پس از گسیل از این چشمه‌ها، با جریان‌های جوی به مناطق دور از چشمه نیز منتقل می‌شوند.

ذرات گردو خاک در جو با جذب و پراکنش تابش طول موج کوتاه و جذب و گسیل تابش طول موج بلند بر ترازمندی تابشی تاثیر می‌گذارند. نتایج شبیه‌سازی‌های نشان داد که میانگین پریشیدگی تابش طول موج کوتاه توسط ذرات گردو خاک در سطح زمین و سقف جو منفی است. به این معنی که ذرات گردو خاک معلق در

جو و بر همکنش آنها با تابش طول موج کوتاه (جذب و پراکنش) باعث سرد شدن سامانه زمین-جو می‌شود. در مقابل، میانگین پریشیدگی تابش طول موج بلند توسط این ذرات در سطح زمین و سقف جو مثبت است. به عبارت دیگر، ذرات گردو خاک با به دام انداختن تابش طول موج بلند گسیل شده از سطح زمین، اثر گرمایشی دارند. از آنجاکه سرمایش ناشی از پریشیدگی طول موج کوتاه بیشتر از اثر گرمایشی ناشی از پریشیدگی طول موج بلند است، تاثیر نهایی ذرات گردو خاک معلق در جو، سرد شدن سامانه زمین-جو است. تاثیر گردو خاک در پریشیدگی تابش، به ویژه در مناطقی که غلظت ذرات گردو خاک بیشتری مشاهده می‌شود، مشهودتر است. میانگین پریشیدگی تابش خالص توسط ذرات گردو خاک در سطح زمین مقدار منفی بزرگتری از مقدار آن در بالای جو است. این امر نشان‌دهنده گرمایش جو به واسطه جذب تابش توسط ذرات گردو خاک است، اگر چه ذرات گردو خاک به طور کلی باعث سرمایش سامانه زمین-جو می‌شوند.

مراجع

مشایخی، ر.، ایران‌نژاد، پ. و علی‌اکبری بیدختی، ع.ع.، ۱۳۸۸، شبیه‌سازی هواویزها و واداشتهای تابشی ناشی از آنها با استفاده از مدل جفت‌شده هواویز HAM و مدل میان‌مقیاس پیش‌بینی وضع هوا WRF،

م. فیزیک زمین و فضا، ۳۱(۲)، ۹۱-۱۰۷.

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V. and Welton, E. J., 2000, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288(5468), 1042-1047.
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2012, Atmospheric forcing of the three-dimensional distribution of dust particles over Australia: a case study, *J. Geophys. Res.*, 117, D11, 206.
- Alizadeh Choobari, O., Zawar-Reza, P. and Sturman, A., 2013, Simulation of the spatial distribution of mineral dust and its direct radiative forcing over Australia, *Tellus B*, 65, 19856.
- Alizadeh Choobari, O., Sturman, A. and Zawar-Reza, P., 2015, Global distribution of mineral dust and its impact on radiative fluxes as simulated by WRF-Chem, *Meteorol. Atmos. Phys.*, doi: 10.1007/s00703-015-0390-4.
- Chen, Y. S., Sheen, P. C., Chen, E. R., Liu, Y. K., Wu, T. N. and Yang, C. Y., 2004, Effects of Asian dust storm events on daily mortality in Taipei, Taiwan. *Environ. Res.*, 95, 151-155.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M.D., Tanré, D. and Slutsker, I., 2002, Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59(3), 590-608.
- Ek, M. B., Mitchell, K. E., Lin, Y., Rogers, E., Grunmann, P., Koren, V., Gayno, G. and Tarpley, J. D., 2003, Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction, Operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res.*, 108(D22), 8851.
- Ferek, R. J., Liu, Q. F., Albrecht, B. A., Babb, D., Garrett, T., Hobbs, P. V., Strader, S., Johnson, D., Taylor, J. P., Nielsen K., Ackerman A. S. and Kogan Y., 2000, Drizzle suppression in ship tracks, *J. Atmos. Sci.*, 57(16), 2707-2728
- Fung, I. Y., Meyn, S. K., Tegen, I., Doney, S. C., John, J. G. and Bishop, J. K. B., 2000, Iron supply and demand in the upper ocean, *Global Biogeochem. Cycl.*, 14(1), 281-295.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O. and Lin, S. J., 2001, Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, 106(D17):20255-20273.
- Ginoux, P., Prospero, J., Torres, O. and Chin, M., 2004, Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation., *Environ. Model. Software*, 19(2), 113-128.
- Ginoux, P. A., Prospero, J. M., Gill, T. E., Hsu, C. and Zhao, M., 2012, Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.*, 50, RG3005.
- Grell, G. A., 1993, Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, 121(3), 764-787.
- Griffin, D. W., Kellogg, C. A., Garrison, V. H. and Shinn, E. A., 2002, The global transport of dust, *American Scientist*, 90(3), 228.
- Gunn, R. and Phillips, B. B., 1957, An experimental investigation of the effect of air pollution on the initiation of rain, *J. Meteorol.*, 14(3), 272-280.
- Hansen, J., Sato, M. and Ruedy, R., 1997, Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, 102(D6), 6831-6864.
- Haywood, J. M., Allan, R. P., Culverwell, I., Slingo, T., Milton, S., Edwards, J. and Clerbaux, N., 2005, Can desert dust explain the outgoing long wave radiation anomaly over the Sahara during July 2003. *J. Geophys. Res.*, 110, D05105, doi:10.1029/2004JD005232
- Hong, S. Y., 2010, A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(651), 1481-1496
- IPCC, 2007, *Climate Change 2007- The Physical Science Basis*, Contribution of the Working Group I to the Fourth Assessment Report Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M. B., Tignor, M. and Miller, H. L., Cambridge Univ. Press, Cambridge United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jickells, T. D., Hunter, K. A., Kawahata, H., Kubilay, N., laRoche, J., Liss, P. S., Mahowald, N., Prospero, J. M., Ridgwell, A. J., Tegen, I., Torres, R., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J. J., Boyd, P. W. and Duce, R. A., 2005, Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308(5718), 67-71.
- Koren, I., Kaufman, Y. J., Rosenfeld, D., Remer, L. A. and Rudich, Y., 2005, Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 32(L14), 828.
- Koren, I., Remer, L., Altaratz, O., Martins, J. and Davidi, A., 2010, Aerosol induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming, *Atmos. Chemis. Phys.*, 10(10), 5001-5010.
- Luo, C., Mahowald, N. M. and del Corral, J.,

- 2003, Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution, *J. Geophys. Res.*, 108(D15), 4447
- McCormick, R. A. and Ludwig, J. H., 1967, Climate modification by atmospheric aerosols, *Science*, 156(3780), 1358-1359.
- McGowan, H. A., McTainsh, G. H., ZawarReza, P. and Sturman A. P., 2000, Identifying regional dust transport pathways: application of kinematic trajectory modelling to a Trans-Tasman case, *Earth Surf. Proc. Landforms*, 25(6), 633-647.
- Miller, R. L. and Tegen, I., 1998, Climate response to soil dust aerosols, *Atmos. Env.*, 24A, 3247-3267.
- Morrison, H., Thompson, G. and Tatarskii, V., 2009, Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one- and two-moment schemes, *Mon. Wea. Rev.*, 137(3), 991-1007.
- Myhre, G., Grini, A., Haywood, J., Stordal, F., Chatenet, B., Tanre, D., Sundet, J. K. and Asaksen, I. S. A., 2003, Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign. *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8579.
- Obukhov, A. M., 1971, Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature, *Boundary-Layer Meteorol.*, 2(1), 7-29.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E. and Gill, T. E., 2002, Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product., *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002.
- Prospero, J. M. and Lamb, P. J., 2003, African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications, *Science*, 302(5647), 1024-1027.
- Qin, Y. and Mitchell, R. M. 2009, Characterisation of episodic aerosol types over the Australian continent. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(6), 1943-1956.
- Rajot, J. L., Triquet, S., Maman, A., Mouget, N., Zakou, A., Formenti, P., Alfaro, S., Desboeufs, K., Chevaillier, S., Chatenet, B., Gaudichet, A., Journet, E. and Marticorena, B., 2008, AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite, *J. Geophys. Res.*, 113(D23), D00C14.
- Richardson, M. I., Toigo, A. D. and Newman, C. E., 2007, Planetwrf: a general purpose, local to global numerical model for planetary atmospheric and climate dynamics, *J. Geophys. Res.*, 112, E09, 001.
- Rosenfeld, D., 2000, Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science* 287(5459), 1793-1796
- Schepanski, K., Tegen, I. and Macke, A., 2009, Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(4), 1173-1189.
- Shao, Y. and Dong, C. H., 2006, A review on East Asian dust storm climate, modelling and monitoring. *Glob. Planet. Change*, 52(1), 1-22.
- Sokolik, I. and Toon, O., 1996, Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols., *Nature*, 381(6584), 681-683.
- Su, L. and Toon, O. B., 2011 Saharan and Asian dust: similarities and differences determined by CALIPSO, AERONET, and a coupled climate-aerosol microphysical model, *Atmos. Chem. Phys.*, 11(7), 3263-3280.
- Su, J., Huang, J., Fu, Q., Minnis, P., Ge, J. and Bi, J., 2008, Estimation of Asian dust aerosol effect on cloud radiation forcing using Fu-Liou radiative model and CERES measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 8(10), 2763-2771.
- Tegen, I. and Lacis, A. A., 1996, Modeling of the particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 99D, 22897-22914.
- Tegen, I., Lacis, A. A. and Fung, I., 1996, The influence on climate forcing of mineral aerosols from disturbed soils, *Nature*, 380, 419-422.
- Tegen, I., Harrison, S. P., Kohfeld, K., Prentice, I. C., Coe, M. and Heimann, M., 2002, Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: results from a model study, *J. Geophys. Res.* 107(D21), 4576.
- Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., Bernsten, T., Berglen, T., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, H., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Kristjansson, J. E., Krol, M., Lauer, A., Lamarque, J., Liu, X., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., Takemura, T. and Tie, X., 2006, Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within Aerocom, *Atmos. Chem. Phys.*, 6(7), 1777-1813.
- Uno, I., Eguchi, K., Yumimoto, K., Takemura, T., Shimizu, A., Uematsu, M., Liu, Z., Wang, Z., Hara, Y. and Sugimoto, N., 2009, Asian dust transported one full circuit around the globe, *Nat. Geosci.*, 2(8), 557-560.
- Wang, Z., Zhang, H., Jing, X. and Wei, X., 2013, Effect of non-spherical dust aerosol on its direct radiative forcing, *Atmos. Res.*, 120-

- 121, 112-126.
- Wild, O., Zhu, X. and Prather, M. J., 2000, Fast-J: Accurate simulation of in- and below-cloud photolysis in tropospheric chemical models, *J. Atmos. Chem.*, 37(3), 245-282.
- Woodward, S., 2001, Modeling the atmosphere life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadly Center climate model, *J. Geophys. Res.*, 106, 18155-18166.
- Yoshioka, M., Mahowald, N. M., Conley, A. J., Collins, W. D., Fillmore, D. W., Zender, C. S. and Coleman, D. B., 2007, Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming, *J. Climate*, 20, 1445-1467.
- Zender, C. S., Bian, H. and Newman, D., 2003, Mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4416
- Zhang, Y., 2008, Online-coupled meteorology and chemistry models: history, current status, and outlook., *Atmos. Chem. Phys.*, 8(11), 2895-2932.
- Zhang, Y., Hemperly, J., Meskhidze, N. and Skamarock, W. C., 2012, The global Weather Research and Forecasting (GWRf) model: model evaluation, sensitivity study, and future year simulation, *Atmos. Clim. Sci.* 2(3), 231-253.
- Zhao, C., Liu, X., Leung, L. R., Johnson, B., McFarlane, S. and co-authors, 2010, The spatial distribution of mineral dust and its shortwave radiative forcing over North Africa: modeling sensitivities to dust emissions and aerosol size treatments, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(18), 8821-8838.

Distribution of mineral dust on the global scale and its impacts on radiation fluxes as simulated by the WRF/Chem model

Ataie, F.¹, Irannejad, P.^{2*}, Mazraeh Farahani, M.² and Alizadeh Chobari, O.³

1. M.Sc. Graduated, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

3. Assistant Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 30 Jun 2015, Accepted: 31 Jan 2016)

Summary

Mineral dust is produced from both natural and anthropogenic sources. Dust aerosols can be transported over long distances in the atmosphere. They reduce the incident shortwave radiation to the surface by absorbing and scattering the solar radiation; thereby leading to a cooling effect at the surface and lower tropospheric temperature. On the other hand, by absorption and re-emission of longwave radiation, they increase the net surface longwave radiation at the surface. This direct interaction of dust aerosols with shortwave and longwave radiation, known as the direct radiative impact, plays a key role in the radiation budget of the atmosphere. Although mineral dust is one of the most significant aerosols in the atmosphere, according to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, 2007), uncertainty in its spatial distribution and radiative forcing, remains as a great challenge in climate studies. In the present study, the Weather Research and Forecasting with Chemistry (WRF-Chem) regional model is used to simulate distribution of mineral dust and its impacts on radiation fluxes on the global scale. The model was executed using 335×168 horizontal grid points with a horizontal spacing of 120 km, and 28 vertical levels for January and July 2011. The National Centers for Environmental Prediction (NCEP) Final Analysis (FNL) re-analysis data were used as meteorological initial conditions. The GOCART (Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport) simple aerosol scheme was used for the simulation of dust emission and airborne dust distribution. Two experiments were conducted: the control simulation with no dust; and the interactive simulation for which dust aerosols feedback to the atmosphere. Differences between these two simulations indicate the perturbation of radiation by dust. Results indicate that the concentration of dust particles is generally much higher in the Northern Hemisphere than the Southern Hemisphere. The main sources of dust are located over the Sahara and Sahel, the Middle East, and East Asia, especially the Gobi Desert of China and Mongolia. The Eyre Basin in central Australia was identified as the most important source of dust in the Southern Hemisphere. Over the Sahara, dust emission was most intense in January, but substantially decreased in July. In contrast, in response to drier soils and higher wind speeds, sources of dust in the Middle East were more active in July than January. The Gobi Desert was also found to have much more dust activity in January than July, primarily due to stronger wind speeds during this month. On the global scale, monthly-averaged dust optical depth (DOD) was estimated to be 0.046 and 0.069 in January and July, respectively. Globally, perturbation of shortwave and longwave radiation by dust at the top of the atmosphere (TOA) was estimated to be -1.84 and 1.34 W m^{-2} in January, and -2.38 and 0.68 W m^{-2} in July, respectively. At the surface, it was estimated that perturbation of shortwave and longwave radiation to be -2.07 and 0.82 W m^{-2} in January, and -4.14 and 1.02 W m^{-2} in July, respectively. It was also found that perturbation of radiation is larger closer to the sources of dust. For instance, the perturbation of shortwave radiation exceeds -20 W m^{-2} over the Sahara. Globally, we identified that dust has a negative effect on the shortwave, but a positive effect on the longwave radiation at the surface. However, in snow covered regions (such as over the Tibetan Plateau, northern parts of the Scandinavia and the United States in January) deposition of dust on the surface increases the net shortwave radiation reaching the surface (due to reduction of surface albedo) and decreases net longwave radiation by increasing outgoing longwave radiation from the surface.

Keywords: Mineral dust, Dust optical depth, Dust emission, Perturbation of radiation, WRF/Chem.