

مطالعه عددی اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه و بلند: مطالعه موردی

امید علیزاده چوبری*

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

(دریافت: ۹۵/۱/۲۸، پذیرش نهایی: ۹۵/۳/۲۵)

چکیده

هواویزها از طریق تغییر تعداد و اندازه قطره‌های ابر، اثرهای پیچیده‌ای بر خواص تابشی ابرها دارند که تعادل تابشی زمین و در نتیجه دمای هوا را تغییر می‌دهند. با استفاده از آزمایش‌های عددی، اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه، بلند و خالص برای یک سامانه ابر همرفتی مورد مطالعه قرار گرفته است. برای این منظور، سه آزمایش عددی (مرجع، پاک و آلوده) با غلظت‌های متفاوتی از هواویزها و استفاده از مدل WRF و به‌کارگیری یک طرحواره خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای اجرا شد. برای آزمایش مرجع، غلظت هواویزها از شبیه‌سازی‌های جهانی مدل GOCART استخراج شد، درحالی‌که در آزمایش‌های پاک و آلوده، غلظت هواویزها به 0.2 و 5 برابر غلظت آن‌ها در آزمایش مرجع تغییر یافت. در آزمایش آلوده افزایش غلظت هواویزهایی که به عنوان هسته‌های میعان عمل می‌کنند، باعث افزایش سپیدایی ابر می‌شود؛ بنابراین تابش طول موج کوتاه کمتری به سطح زمین می‌رسد. در مقابل، در آزمایش پاک کاهش غلظت هواویزها، کاهش سپیدایی ابر را در پی دارد؛ بنابراین تابش طول موج کوتاه بیشتری به سطح زمین می‌رسد. برخلاف تفاوت قابل ملاحظه‌ی واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر، تغییر در تعداد و اندازه هسته‌های میعان ابر، تأثیر اندکی بر واداشت تابشی طول موج بلند ابر می‌گذارد، به نحوی که واداشت تابشی خالص ابر، سرمایه‌ی زمین- جو برای شرایط آلوده است. مقایسه دمای هوا در نزدیکی سطح زمین نشان داد که افزایش و کاهش سپیدایی ابر در آزمایش‌های آلوده و پاک، به ترتیب کاهش و افزایش دمای هوای سطحی را در پی دارد.

واژه‌های کلیدی: اثر غیرمستقیم هواویزها، سپیدایی ابر، طرحواره خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای، هسته‌های میعان ابر.

۱. مقدمه

۱۹۹۹؛ روزنفلد و وودلی، ۲۰۰۰؛ خین، ۲۰۰۴؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۵؛ تامپسون و ایدهمر، ۲۰۱۴؛ علیزاده چوبری و قرایلو، ۲۰۱۷) و گردش جو در مقیاس‌های منطقه‌ای و جهانی (آراکاوا، ۲۰۰۴) بینجامد. از آنجایی که هواویزهای جو تأثیر قابل توجهی روی خردفیزیک ابر و در نتیجه کلان‌فیزیک ابرها می‌گذارند (نگاه کنید به فان و همکاران، ۲۰۱۳)، مطالعه تأثیر هواویزها بر ابرها مورد توجه روزافزون جامعه علمی قرار گرفته است (برای مثال، اندرآ و همکاران، ۲۰۰۴؛ روزنفلد، ۲۰۰۶؛ کافمن و کورن، ۲۰۰۶؛ فان و همکاران، ۲۰۱۳).

کوچک‌شدن شعاع مؤثر قطره‌ها به‌واسطه افزایش غلظت هواویزها، افزایش سطح مقطع و در نتیجه سپیدایی ابر را در پی دارد که به عنوان اثر غیرمستقیم اول هواویزها شناخته می‌شود و اولین بار توسط تومی (۱۹۷۷) برای ابرهایی که محتوای آب بارش‌شان ثابت می‌ماند، مطرح شد. مطالعه‌های گذشته، میانگین جهانی اثر غیرمستقیم اول هواویزها را بین -0.5 تا -1.9 W m^{-2}

تقریباً ۶۰ درصد از سطح زمین توسط ابرها پوشیده شده است (روسو و همکاران، ۱۹۹۳)؛ بنابراین هر گونه تغییری، هرچند اندک، در خواص خردفیزیک (اندازه قطره‌ها و فاز ابر (گرم و سرد)) و کلان‌فیزیک (macrophysics) ابرها (پوشش، ساختار و ارتفاع) می‌تواند تأثیر درخور توجهی بر سامانه اقلیمی داشته باشد (کالینز و همکاران، ۱۹۹۴). هسته‌سازی همگن جهت شکل‌گیری قطره‌های ابر، به ابر اشباع بسیار بالایی نیاز دارد که در جو اتفاق نمی‌افتد؛ به همین دلیل هسته‌سازی ناهمگن که در آن هواویزهای جو به عنوان هسته‌های میعان ابر عمل می‌کنند، نقش عمده‌ای در شکل‌گیری ابرها دارد.

با افزایش غلظت هواویزهای جو، تعداد هسته‌های میعان ابر افزایش، اما شعاع مؤثرشان کاهش می‌یابد (تومی، ۱۹۷۷). این تغییرات اثرهای پیچیده‌ای روی خردفیزیک ابر (فان و همکاران، ۲۰۱۳) و تراز تابشی می‌گذارند (کافمن و کورن، ۲۰۰۶) که می‌تواند به تغییر در چرخه آب‌شناختی (آلبرجت، ۱۹۸۹؛ روزنفلد،

تخمین زده‌اند (لوهمن و فیچتر، ۲۰۰۵)؛ بنابراین سرمایش ناشی از اثر غیرمستقیم اول هواویزها بخشی از گرمایش ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای را جبران می‌کند. از سوی دیگر، افزایش تعداد هسته‌های میعان ابر و کاهش شعاع مؤثر قطرک‌های ابر به کاهش برخورد و هم‌آمیزی قطرک‌های ابر منجر می‌شود (آلبرچت، ۱۹۸۹؛ روزنفلد و لترکی، ۱۹۹۸؛ روزنفلد و همکاران، ۲۰۰۱) که جلوگیری از بارش گرم در ابرها (روزنفلد، ۱۹۹۹) و در نتیجه افزایش طول عمر ابرها را در پی دارد (آلبرچت، ۱۹۸۹). افزایش طول عمر ابرها به بازتاب بیشتر تابش طول موج کوتاه خورشیدی می‌انجامد که به‌عنوان اثر غیرمستقیم دوم هواویزها شناخته می‌شود و اولین بار توسط آلبرچت (۱۹۸۹) مطرح گردید. تخمین زده شده است که تأثیر این اثر غیرمستقیم دوم بر تراز تابشی تقریباً به بزرگی اثر غیرمستقیم اول است (لوهمن و فیچتر، ۲۰۰۵).

جلوگیری از بارش گرم در ابرهای آمیخته باعث می‌شود که قطرک‌های ابر به ارتفاع‌های بیشتری برسند که یخ‌زدن قطرک‌های ابر، آزادشدن بیشتر گرمای نهان ناشی از انجماد، قله‌های ابر مرتفع‌تر و افزایش بارش سرد را در پی دارد (روزنفلد و وودلی، ۲۰۰۰؛ لی و همکاران، ۲۰۱۱). این فرایندها نیز که بر بارش اثر می‌گذارند، به عنوان بخشی از اثر غیرمستقیم دوم هواویزها شناخته می‌شوند و در مقایسه با اثر غیرمستقیم اول پیچیدگی‌های بسیار بیشتری دارند (تائو و همکاران، ۲۰۱۲) زیرا تغییر بارش در نتیجه تغییر غلظت هواویزها، به‌شدت به شرایط محیطی نظیر رطوبت (خین و همکاران، ۲۰۰۸؛ استورر و همکاران، ۲۰۱۰) و چینش باد (فن و همکاران، ۲۰۰۹؛ لی و همکاران، ۲۰۱۲؛ لبو و موریسون، ۲۰۱۴) و همچنین نوع ابر (لی و همکاران، ۲۰۰۸) وابسته است.

با وجود مطالعات بسیار در گذشته، به دلیل پیچیدگی فرایند، اثر غیرمستقیم هواویزها همچنان مورد سؤال است؛ به‌نحوی که بررسی دقیق این اثر برای شرایط محیطی متفاوت و همچنین در مناطقی که مورد مطالعه قرار نگرفته ضروری است. از آنجا که اثر غیرمستقیم دوم

هواویزها به‌شدت به شرایط محیطی وابسته است (خین و همکاران، ۲۰۰۸؛ فن و همکاران، ۲۰۰۹؛ استورر و همکاران، ۲۰۱۰؛ لی و همکاران، ۲۰۱۲؛ لبو و موریسون، ۲۰۱۴)، در مطالعه حاضر برای اولین بار اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه و بلند روی منطقه تهران با استفاده از روش‌های عددی مطالعه شده است. برای این منظور از مدل منطقه‌ای WRF (Weather Research and Forecasting) استفاده شده است که در آن طرحواره خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای که تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر را لحاظ می‌کند (تامپسون و ایدهمر، ۲۰۱۴)، به کار گرفته شده است.

مقاله حاضر به بخش‌های زیر تقسیم می‌شود: در بخش ۲ پیکربندی مدل و طرحواره‌های استفاده‌شده توصیف شده‌اند. در بخش ۳ ارزیابی مدل انجام گرفته است. نتایج در بخش ۴ بحث شده است که شامل اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه و بلند و تأثیری است که بر دمای سطحی می‌گذارد. خلاصه و نتیجه‌گیری در بخش ۵ ارائه شده است.

۲. توصیف مدل

در مطالعه حاضر از نسخه 3.7 مدل WRF استفاده شده است. به‌منظور بررسی تأثیر تغییر غلظت هواویزها بر واداشت تابشی ابرها، سه شبیه‌سازی مرجع، آلوده و پاک انجام گرفته‌اند که از نظر شرایط اولیه دینامیکی و ترمودینامیکی مشابه هستند، اما غلظت هواویزهایی که به عنوان هسته‌های میعان ابر عمل می‌کنند، در این سه آزمایش متفاوت است. در آزمایش مرجع، هواویزها در جو از میانگین هفت‌ساله شبیه‌سازی‌های جهانی (کلارکو و همکاران، ۲۰۱۰) مدل جهانی GOCART (Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport)؛ گینو و همکاران، ۲۰۰۱) استخراج و به مدل WRF که حوزه اول آن روی منطقه ایران تنظیم شده است، خورانده می‌شوند. غلظت هواویزهای استخراج‌شده در آزمایش مربوط به شرایط آلوده به ۵ برابر و در آزمایش مربوط به شرایط پاک به ۰/۲

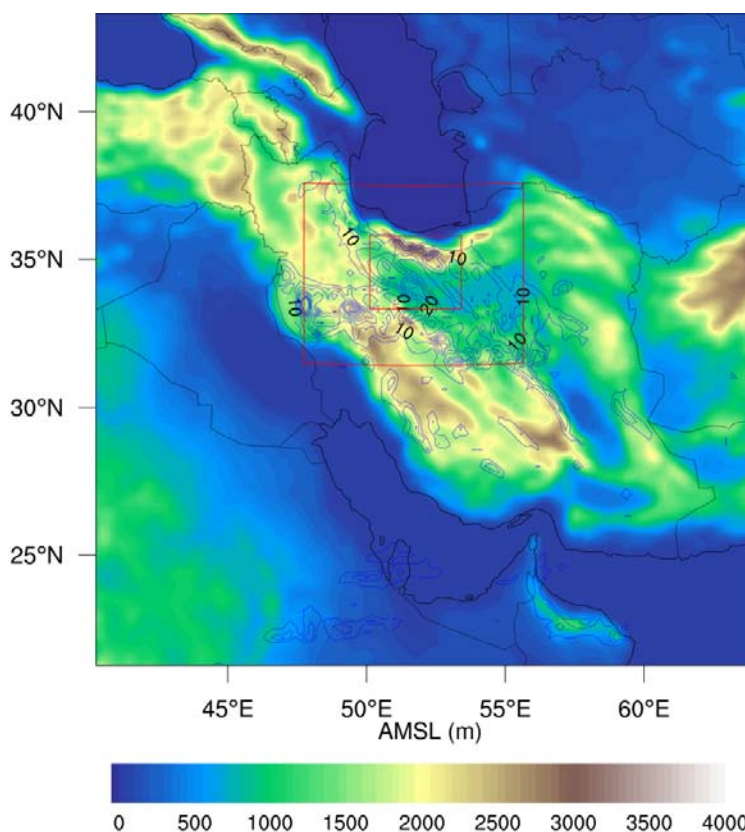
ساعت استخراج شده‌اند. داده‌های مربوط به کاربری زمین و عوارض سطح زمین از داده‌های استاندارد USGS (United States Geological Survey) استخراج شده است.

طرحواره‌های فیزیکی استفاده‌شده در شبیه‌سازی‌ها به شرح زیر هستند. طرحواره خردفیزیک کپه‌ای دو مؤلفه‌ای تامپسون و ایدهمر (۲۰۱۴) استفاده شده است که به‌طور صریح هسته‌سازی قطره‌های ابر و بلورهای یخ را شبیه‌سازی می‌کند و پنج دسته از حالت‌های مختلف آب در جو شامل آب ابر (cloud water)، یخ ابر (cloud ice)، باران، برف و گویچه برف-تگرگ (graupel-hail) را در نظر می‌گیرد. شایان ذکر است که برای مطالعه تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش نمی‌توان از طرحواره‌های تک مؤلفه‌ای خردفیزیک ابر استفاده کرد، بلکه باید از طرحواره‌های دو مؤلفه‌ای (یا سه مؤلفه‌ای) خردفیزیک ابر موجود در مدل WRF استفاده شود، زیرا این طرحواره‌ها قادرند نسبت اختلاط جرم و تعداد قطره‌های هواآب‌ها (hydrometeors) را محاسبه کنند. هسته‌سازی هواویزها برای تشکیل ابر بر اساس تئوری فعال‌سازی کوهرلر (کوهرلر، ۱۹۳۶) است و توزیع گاما برای قطره‌های ابر در نظر گرفته شده است. فرایندهای همرفتی برای دو حوزه اول مدل با استفاده از طرحواره‌های خین-فریتسچ (خین، ۲۰۰۴) پارامترسازی شده است، درحالی‌که برای درونی‌ترین حوزه مدل به‌طور صریح مدل‌سازی شده است. برای تابش طول موج کوتاه و بلند، به ترتیب طرحواره‌های داده‌ها (دادها، ۱۹۸۹) و RRTM (Rapid Radiative Transfer Model؛ ملاور و همکاران، ۱۹۹۷) استفاده شده‌اند. همچنین، طرحواره سطح زمین پخشی حرارتی پنج لایه‌ای و طرحواره لایه سطحی نظریه همانندی MM5 استفاده شده‌اند (ژانگ و آنتیس، ۱۹۸۲)، در حالی که فرایندهای لایه مرزی با استفاده از طرحواره دانشگاه یونسی (YSU، هونگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ هونگ، ۲۰۱۰) پارامترسازی شده‌اند.

برابر غلظت هواویزها در آزمایش مرجع می‌رسند. در مدل جهانی GOCART، ذراتی که توسط منشأ‌های طبیعی و بشرساخت گسیل شده‌اند، به‌طور صریح و با توجه به اندازه‌شان مدل‌سازی می‌شوند. داده‌های هواویزی که به عنوان ورودی به مدل خورنده می‌شوند، شامل نسبت‌های اختلاط سولفات، نمک دریا، کربن آلی، گردوخاک و کربن سیاه هستند که از شبیه‌سازی‌های مدل GOCART با تفکیک افقی 0.5° در راستای طول جغرافیایی و $1/25^\circ$ در راستای عرض جغرافیایی به دست آمده‌اند. جهت کاهش قابل ملاحظه عملیات محاسباتی، تمام این هواویزها به‌جز گردوخاک در مدل WRF ترکیب می‌شوند و می‌توانند به عنوان هسته‌های میعان ابر عمل کنند. ذرات گردوخاک با اندازه‌های مختلف نیز با یکدیگر ترکیب می‌شوند و در صورتی که جرمشان بزرگ‌تر از 0.5 میکرومتر شود، می‌توانند به عنوان هسته‌های یخی عمل کنند.

شبیه‌سازی‌ها برای یک سامانه ابر همرفتی بارشی در فصل بهار روی سه حوزه تو در تو که متقابلاً با یکدیگر برهم‌کنش می‌کنند، با تفکیک‌های افقی 21 ، 7 و km $2/333$ انجام شده‌اند (شکل ۱). تعداد نقاط شبکه برای سه حوزه عبارتند از 120×120 ، 100×121 و 121×121 و 45 تراز قائم تا ارتفاع 50 هکتوپاسکالی استفاده شده است که فاصله ترازها در نزدیکی سطح زمین 68 متر و در وردسپهر میانی تقریباً 500 متر است. شبیه‌سازی‌ها برای 30 ساعت انجام گرفته‌اند که از ساعت UTC 1800 روز 13 آوریل 2012 آغاز می‌شود، اما

برای اینکه تأثیر شرایط اولیه به حداقل رسانده شود، تنها نتایج مربوط به 0000 UTC روز 14 آوریل تا 0000 UTC روز 15 آوریل بررسی شده‌اند (از این پس به عنوان دوره شبیه‌سازی نام برده می‌شود). شرایط اولیه و مرزی برای حوزه اول مدل از داده‌های NCEP/FNL (National Center for Environmental Prediction) با تفکیک افقی 1° و فاصله زمانی 6



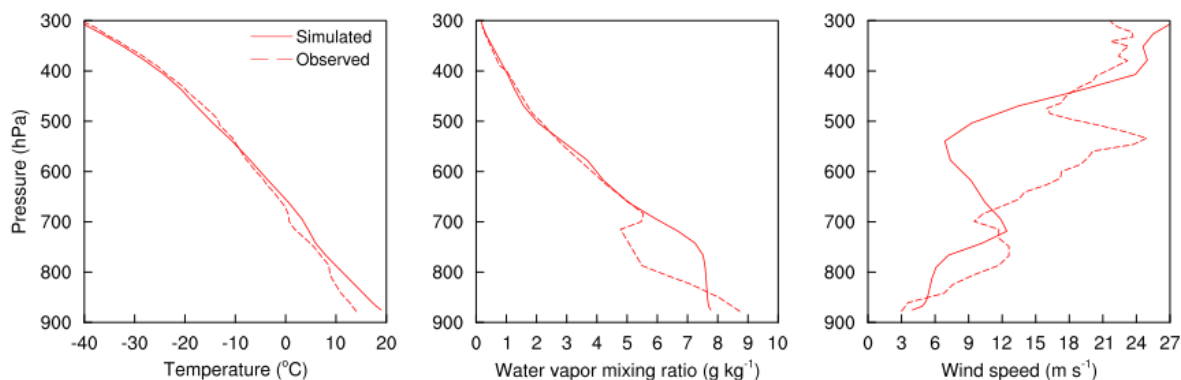
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی سه حوزه مدل با تفکیک‌های افقی ۲۱، ۷ و $2/333$ km، به همراه ارتفاع از تراز دریا بر حسب متر در منطقه مورد مطالعه و بارش تجمعی بیست و چهار ساعته (خطوط پرنده) در طول دوره شبیه‌سازی از ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۱۴ آوریل تا ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲.

۳. ارزیابی مدل

جهت ارزیابی نتایج مدل، در شکل ۲ نمایه‌های قائم دما، نسبت اختلاط بخار آب و سرعت باد که در ساعت UTC ۱۲۰۰ توسط آخرین حوزه مدل با تفکیک افقی $2/333$ km شبیه‌سازی شده‌اند، با مقادیری که توسط رادیوگمانه در ایستگاه همدیدی مهرآباد تهران ($35/7^{\circ}N$ ، $51/3^{\circ}E$ و ارتفاع $1190/8$ متر بالاتر از تراز دریا) اندازه‌گیری شده‌اند، مقایسه شده‌اند.

برای نمایه قائم دما، به جز در نزدیکی سطح زمین که مدل دما را بیشتر از مقدار مشاهده نشان می‌دهد، در بقیه ارتفاع‌ها دمای شبیه‌سازی شده توسط مدل و اندازه‌گیری شده توسط رادیوگمانه همخوانی بسیار خوبی دارند. نمایه‌های قائم نسبت اختلاط بخار آب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده، در لایه‌های فوقانی‌تر جو (بالاتر از 700 هکتوپاسکال) به خوبی با یکدیگر مطابقت دارند. در لایه‌های زیرین جو، مقادیر شبیه‌سازی شده نسبت به مشاهده فرابیش‌بینی دارند؛ در حالی که در

نزدیکی سطح، مقادیر شبیه‌سازی شده کمتر از مقادیر مشاهده هستند. اختلاف قابل ملاحظه بین نسبت اختلاط بخار آب شبیه‌سازی شده و مشاهده شده در لایه‌های زیرین و ردسپهر، چشمه‌ها و چاهک‌های بخار آب و همچنین عوارض زمین (که به خوبی توسط شبیه‌سازی با تفکیک افقی $2/333$ km نمی‌تواند شناسایی شوند) می‌تواند تأثیر قابل توجهی بر توزیع بخار آب بگذارند. مقایسه نمایه‌های قائم سرعت باد نشان می‌دهد که به جز در لایه‌های میانی و ردسپهر که سرعت باد فرابیش‌بینی دارد، در بقیه لایه‌های و ردسپهر، سرعت باد شبیه‌سازی شده با مشاهده همخوانی خوبی دارد. دلیل اینکه مدل‌ها در پیش‌بینی مواردی مثل سرعت باد که عمدتاً بر اساس قوانین دینامیکی (و نه ترمودینامیکی مثل دما) به دست می‌آیند، ضعیف عمل می‌کنند، به توضیحات مفصلی نیاز دارد که از حوصله مقاله حاضر خارج است، برای توضیحات بیشتر به شفر (۲۰۱۴) رجوع شود.



شکل ۲. نمایه‌های قائم دما (°C)، نسبت اختلاط بخار آب (g kg^{-1}) و سرعت باد (m s^{-1}) در ساعت ۱۲۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۲ که در ایستگاه مهرآباد تهران توسط آزمایش مرجع مدل شبیه‌سازی (خطوط توپر) و توسط رادیوگمانه اندازه‌گیری (خط‌چین‌ها) شده‌اند.

جو آلوده تعداد هسته‌های میعان ابر افزایش می‌یابد. در صورت ثابت ماندن آب محتوای مایع ابر، افزایش تعداد هسته‌های میعان ابر با کاهش شعاع مؤثر قطرک‌ها همراه است. این شرایط که به‌عنوان تغییر در خردفیزیک ابر شناخته می‌شود، افزایش سطح مقطع ابر و در نتیجه سپیدایی آن را در پی دارد، که اولین بار توسط تومی (۱۹۷۷) مطرح شد. به همین دلیل، واداشت‌های تابشی منفی بزرگ‌تری برای آزمایش آلوده ($111/0 \text{ W m}^{-2}$) در مقایسه با آزمایش پاک ($-94/8 \text{ W m}^{-2}$) شبیه‌سازی شده است. با افزایش سپیدایی ابر، تابش‌های طول موج کوتاه کمتری به سطح زمین می‌رسند، بنابراین در جو آلوده اثر غیرمستقیم اول هواویزها، به سرمایه‌ش جو در نزدیکی سطح زمین می‌انجامد. این اثر سرمایه‌ش در نزدیکی سطح زمین می‌تواند فرایندهای همرفتی را تضعیف کند که با گذشت زمان می‌تواند پوشش ابر را در برخی مناطق کاهش دهد. بنابراین، اثر غیرمستقیم هواویزها فرایند بسیار پیچیده‌ای است، به‌نحوی که به‌طور محلی هر دو فرایند گرمایش و سرمایه‌ش در نزدیکی سطح زمین یا عدم تغییر قابل ملاحظه دما در نزدیکی سطح زمین ممکن است اتفاق بیفتد. از آنجایی که مقادیر جدول ۱ میانگین زمانی برای کل دوره شبیه‌سازی‌ها و میانگین مکانی روی حوزه درونی مدل هستند، بنابراین اثر غیرمستقیم اول هواویزها به‌طور کلی باعث سرمایه‌ش سطح زمین می‌شود.

۴. اثر غیرمستقیم هواویزها بر تابش طول موج کوتاه و بلند

شکل ۳ واداشت تابشی طول موج کوتاه، بلند و خالص (طول موج کوتاه + طول موج بلند) ابر را برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده روی درونی‌ترین حوزه مدل که در طول دوره شبیه‌سازی میانگین‌گیری شده است، نشان می‌دهد. جدول ۱ نیز مقادیر عددی واداشت تابشی طول موج کوتاه، بلند و خالص ابر را برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده که روی درونی‌ترین حوزه مدل و طول دوره شبیه‌سازی میانگین‌گیری شده‌اند، نشان می‌دهد. شکل ۳ نشان می‌دهد که مطابق انتظار به دلیل بازتاب تابش خورشیدی توسط ابر، در هر سه آزمایش، واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر منفی است، اما واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر در آزمایش عددی آلوده، بیشترین و در آزمایش پاک کمترین مقدار را دارد. جدول ۱ نیز بیشترین و کمترین واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر را به ترتیب برای آزمایش آلوده و پاک نشان می‌دهد. همان‌طور که در جدول ۱ نشان داده شده است، مقادیر میانگین مکانی-زمانی واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده به ترتیب برابر با $-94/8$ ، $-105/9$ و $-111/0 \text{ W m}^{-2}$ هستند. بیشترین واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر در آزمایش آلوده (که بیانگر بیشترین سپیدایی ابر نیز هست) به این دلیل است که در

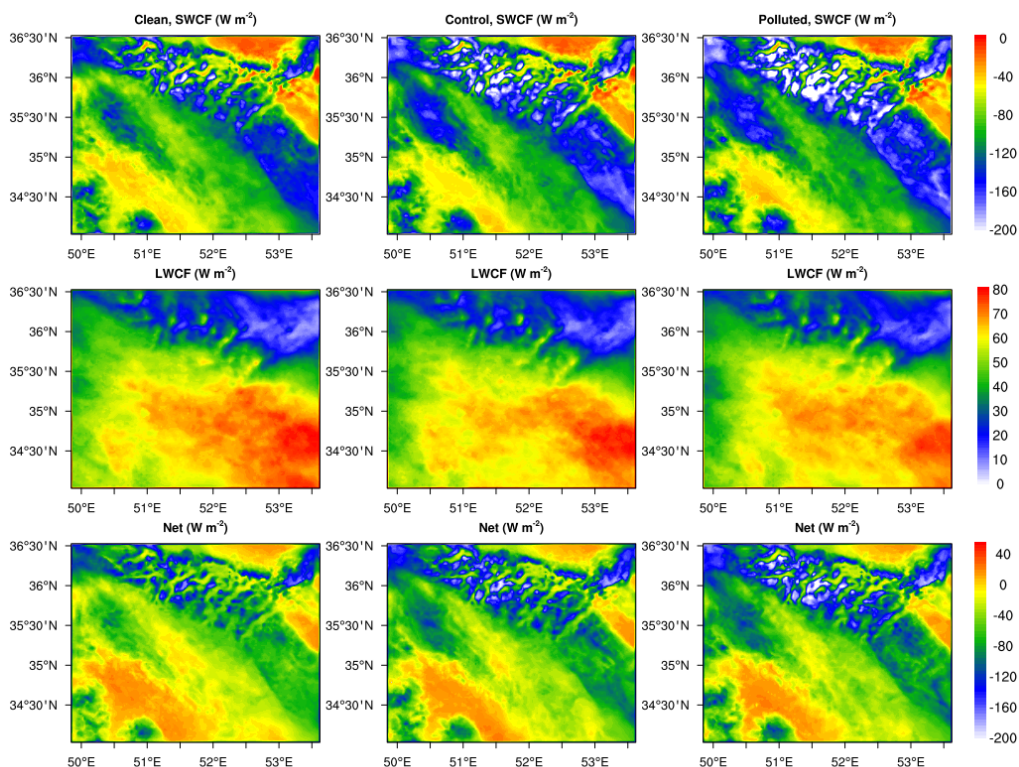
جدول ۱. واداشت تابشی طول موج کوتاه، بلند و خالص ابرها ($W m^{-2}$) در سقف جو برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده که در طول دوره شبیه‌سازی (از ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل تا ساعت ۰۰:۰۰ UTC روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲) روی درونی‌ترین حوزه مدل میانگین‌گیری شده است.

واداشت تابشی خالص ابر ($W m^{-2}$)	واداشت تابشی طول موج بلند ابر ($W m^{-2}$)	واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر ($W m^{-2}$)	
-۴۴/۱	۵۰/۷	-۹۴/۸	شبیه‌سازی پاک
-۵۶	۴۹/۹	-۱۰۵/۹	شبیه‌سازی مرجع
-۶۰/۷	۵۰/۳	-۱۱۱/۰	شبیه‌سازی آلوده

ابر آلوده هستند، قابلیت جذب و بازتاب تابش طول موج بلند توسط آن‌ها نیز بیشتر است.

شکل ۳ و جدول ۱ همچنین نشان می‌دهند که مقادیر منفی واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر در مقایسه با مقادیر مثبت واداشت تابشی طول موج بلند ابر به طور قابل ملاحظه‌ای بیشتر است (تقریباً دو برابر آن است). در نتیجه، واداشت تابشی خالص ابر برای هر سه آزمایش منفی است که به ترتیب مقادیر $-۴۴/۱$ ، -۵۶ و $-۶۰/۷ W m^{-2}$ برای آزمایش‌های پاک، مرجع و آلوده محاسبه شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود با افزایش غلظت هواویزها در آزمایش آلوده، واداشت تابشی خالص ابر (که منفی است) به مقدار $۴/۷ W m^{-2}$ در مقایسه با آزمایش مرجع افزایش یافته است، درحالی‌که با کاهش غلظت هواویزها در آزمایش پاک واداشت ابر به مقدار $۵/۹ W m^{-2}$ کاهش یافته است. بنابراین همان‌طور که قبلاً اشاره شد، در نتیجه افزایش غلظت هواویزها اثر غیرمستقیم اول هواویزها سرد شدن سامانه زمین-جو را در پی دارد. شایان ذکر است که مطالعه حاضر به بررسی اثر غیرمستقیم اول هواویزها برای یک سامانه همرفتی روی منطقه تهران پرداخته است و نتایج ممکن است برای سامانه‌های بزرگ مقیاس جبهه‌ای و همچنین برای مناطق دیگر متفاوت باشد.

شکل ۳ و مقادیر جدول ۱ نشان می‌دهند که برخلاف آنچه برای طول موج کوتاه گفته شد، واداشت تابشی طول موج بلند ابر مثبت است، زیرا ابرها تابش طول موج بلند را که عمدتاً از سطح زمین گسیل می‌شود، جذب و بازتاب می‌کنند. همچنین، برخلاف واداشت تابشی طول موج کوتاه ابر که تغییرپذیری زیادی را در سه آزمایش مورد بررسی نشان می‌دهد، تغییرپذیری بسیار اندکی در واداشت تابشی طول موج بلند ابر برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده مشاهده می‌شود. این نتیجه بیانگر آن است که تغییر در تعداد و اندازه هسته‌های میعان ابر تأثیر ناچیزی بر واداشت تابشی طول مول بلند ابر دارد که با نتایج آلبرچت (۱۹۸۹) مطابقت دارد. مطالعات منون و همکاران (۲۰۰۲) و روتستاین و پتر (۲۰۰۱) نیز نشان می‌دهد که تأثیر تغییر غلظت هواویزها بر واداشت تابشی طول موج بلند ابر کمتر از $۰/۱ W m^{-2}$ است. مطابق مقادیر جدول ۱، میانگین‌های مکانی-زمانی واداشت تابشی طول موج بلند ابر برابر با $۵۰/۷$ ، $۴۹/۹$ و $۵۰/۳ W m^{-2}$ برای آزمایش‌های پاک، مرجع و آلوده هستند. این مقادیر بیانگر آن است که واداشت ابر بر تابش طول موج بلند برای آزمایش پاک به میزان جزئی بیشتر از دو آزمایش دیگر است. در واقع، از آنجایی که هسته‌های میعان در ابر پاک درشت‌تر از

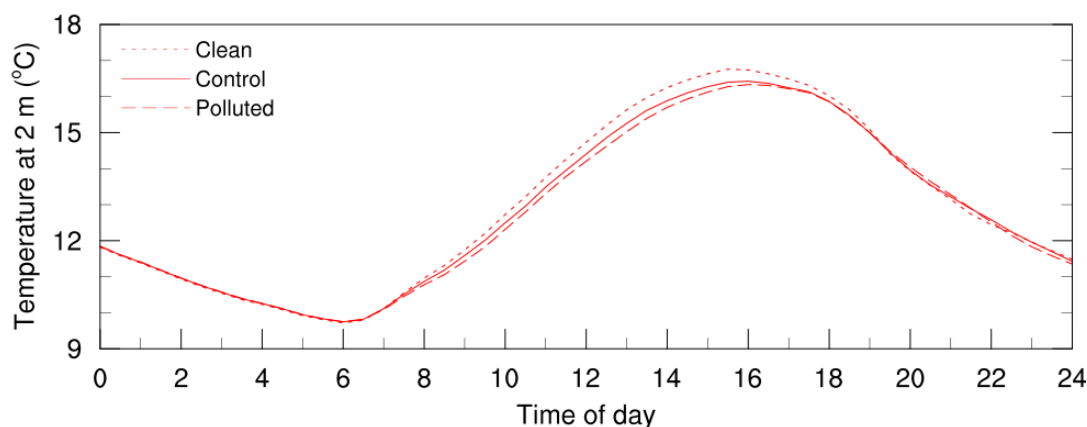


شکل ۳. واداشت تابشی طول موج کوتاه (تصاویر بالایی)، طول موج بلند (تصاویر میانی) و خالص (تصاویر پایینی) ابرها ($W m^{-2}$) در سقف جو روی درونی ترین حوزه مدل که برای سه آزمایش پاک (تصاویر سمت چپ)، مرجع (تصاویر میانی) و آلوده (تصاویر سمت راست) در طول دوره شبیه‌سازی (از ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۱۴ آوریل تا ساعت ۰۰۰۰ UTC روز ۱۵ آوریل ۲۰۱۲) میانگین‌گیری شده‌اند.

ناچیزی را برای سه آزمایش پاک، مرجع و آلوده نشان داد، دما در نزدیکی سطح زمین برای این سه آزمایش در طول شب که تنها تأثیر بر طول موج بلند وجود دارد، بسیار نزدیک به یکدیگر است.

سرمايش ناشی از اثر غیرمستقیم اول هواویزها در مناطق آلوده شهری و صنعتی می‌تواند تا حدی اثر گرمایشی ناشی از گازهای گلخانه‌ای را در طول روز تعدیل کند. به عبارت دیگر، اگر سرمايش ناشی از اثر غیرمستقیم اول هواویزها وجود نداشت، دمای هوا در مناطق شهری و صنعتی بسیار بیشتر از آنچه اکنون وجود دارد، می‌شد. شایان ذکر است همان‌طور که اشاره شد از آنجایی که هواویزها طول عمر بسیار کوتاهی (معمولاً یک تا دو هفته) در مقایسه با گازهای گلخانه‌ای دارند، توزیع آنها بر خلاف گازهای گلخانه‌ای تغییرپذیری منطقه‌ای زیادی دارد؛ بنابراین اثر سرمايشی آنها و تعدیل گرمایش ناشی از گازهای گلخانه‌ای عمدتاً در مناطقی که چشمه‌های مناسبی از هواویزها وجود دارد (نظیر مناطق شهری و صنعتی) قابل ملاحظه است.

اثر غیرمستقیم اول هواویزها که به ترتیب به افزایش و کاهش سپیدایی ابرها در شرایط آلوده و پاک منجر می‌شود به خوبی در شکل ۴ که دمای هوا را در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین برای آزمایش‌های مرجع، پاک و آلوده نشان می‌دهد، منعکس شده است. در آزمایش آلوده، افزایش سپیدایی ابر باعث می‌شود که تابش طول موج کوتاه کمتری به سطح زمین برسد؛ بنابراین در طول روز آزمایش آلوده دمای کمتری را در نزدیکی سطح زمین در مقایسه با دو آزمایش دیگر نشان می‌دهد. در مقابل، از آنجایی که در آزمایش پاک سپیدایی ابرها کاهش می‌یابد، تابش طول موج کوتاه بیشتری به سطح زمین می‌رسد و در نتیجه دما در نزدیکی سطح زمین در مقایسه با آزمایش‌های مرجع و آلوده در طول روز افزایش یافته است. به دلیل همین تأثیر سرمايشی اثر غیرمستقیم هواویزها، بیشتر مدل‌های اقلیمی به گونه‌ای تنظیم می‌شوند که اثر سرمايش ناشی از هواویزها در آنها لحاظ شود تا نتایج آنها با دمای مشاهداتی همخوانی داشته باشد (لوهمن و فیچتر، ۲۰۰۵). از آنجایی که تأثیر ابرها بر طول موج بلند تغییر بسیار



شکل ۴. تغییرات شبانه‌روزی دمای هوا (°C) در ۲ متری از سطح زمین برای سه شبیه‌سازی پاک (خط نقطه‌چین)، مرجع (خط توپر) و آلوده (خط چین) در روز ۱۴ آوریل ۲۰۱۲. مقادیر دما روی درونی‌ترین حوزه مدل میانگین مکانی گرفته شده‌اند.

۵. نتیجه‌گیری

سه آزمایش عددی با غلظت‌های متفاوتی از هواویزها که بیانگر شرایط مرجع، پاک و آلوده هستند، اجرا شدند. در این شبیه‌سازی‌ها از مدل WRF برای بخش هواشناسی آن استفاده شد، درحالی‌که غلظت هواویزها در جو از میانگین هفت‌ساله شبیه‌سازی‌های جهانی مدل جهانی GOCART استخراج و برای آزمایش مرجع استفاده شدند. به‌منظور مطالعه اثر غیرمستقیم اول هواویزها، غلظت هواویزها در آزمایش‌های آلوده و پاک به ترتیب به ۵ برابر و ۰/۲ برابر غلظتشان در آزمایش مرجع تغییر یافتند.

نتایج نشان داد که با تغییر غلظت هواویزهایی که می‌توانند به عنوان هسته‌های میعان ابر عمل کنند، سپیدایی ابر به شدت تحت تأثیر قرار می‌گیرد؛ به‌نحوی که واداشت تابشی طول کوتاه ابر در سقف جو دارای بیشترین مقدار در آزمایش آلوده ($W m^{-2}$) و کمترین مقدار در آزمایش پاک ($W m^{-2}$) است. در مقابل، نتایج مطالعه حاضر نشان داد که تغییر در تعداد هسته‌های میعان ابر تأثیر بسیار ناچیزی بر واداشت تابشی طول موج بلند ابر می‌گذارد، اگرچه به دلیل بزرگ‌تر بودن قطرک‌ها در ابر پاک، در این ابرها واداشت تابشی طول موج بلند ابر اندکی بیشتر از آزمایش‌های مربوط به شرایط مرجع و آلوده است. در نتیجه، واداشت تابشی خالص ابر (تابش طول موج

کوتاه + طول موج بلند) دارای بیشترین مقدار برای آزمایش آلوده ($-6.0/7 W m^{-2}$) و کمترین مقدار در آزمایش پاک ($-4.4/1 W m^{-2}$) است. از آنجاکه سپیدایی ابر در آزمایش آلوده در مقایسه با آزمایش مرجع، افزایش و در آزمایش پاک کاهش می‌یابد؛ بنابراین افزایش غلظت هواویزها و اثر غیرمستقیم اول ناشی از آن، سرمایش دما در نزدیکی سطح زمین و به‌طور کلی سرمایش سامانه زمین-جو را در پی دارد. نتایج مطالعه حاضر برای اولین بار نشان داد که دمای تهران در نزدیکی سطح زمین در طول روز، در آزمایش آلوده کاهش و در آزمایش پاک افزایش می‌یابد. بنابراین، به دلیل سرمایش ناشی از اثر غیرمستقیم اول هواویزها، بخشی از روند گرمایشی ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای و شهرسازی روی منطقه شهری تهران جبران می‌شود.

از آنجا که اثر غیرمستقیم هواویزها به شدت به شرایط محیطی مانند رطوبت هوا و چینش باد بستگی دارد، در مطالعات آینده تأثیرپذیری اثر غیرمستقیم هواویزها از شرایط محیطی مختلف بررسی می‌شود. همچنین در مطالعه حاضر تنها تغییر در واداشت تابشی ابر در نتیجه اثر غیرمستقیم اول هواویزها بررسی شد. تغییر در تراز تابشی سامانه زمین-جو و همچنین میزان بارش به‌واسطه اثر غیرمستقیم اول و دوم هواویزها نیز می‌تواند نتایج حائز اهمیتی به‌دنبال داشته باشد.

مراجع

- Albrecht, B. A., 1989, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science* 245 (4923), 1227–1230.
- Alizadeh-Choobari, O. and Gharaylou, M., 2017, Aerosol impacts on radiative and microphysical properties of clouds and precipitation formation. *Atmos. Res.* 185, 53–64.
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M. and Silva-Dias, M. A. F., 2004, Smoking rain clouds over the Amazon. *Science* 303 (5662), 1337–1342.
- Arakawa, A., 2004, The cumulus parameterization problem: Past, present, and future. *J. Clim.* 17 (13), 2493–2525.
- Colarco, P., Silva, A. d., Chin, M. and Diehl, T., 2010, Online simulations of global aerosol distributions in the NASA GEOS-4 model and comparisons to satellite and ground-based aerosol optical depth. *J. Geophys. Res.* 115, D14207.
- Collins, W. D., Conant, W. C. and Ramanathan, V., 1994, Earth radiation budget, clouds, and climate sensitivity, in: *The chemistry of the Atmosphere: Its Impact on Global Change*, edited by: J. G. Calvert, pp. 207–215. Blackwell Scientific Publishers, Oxford, UK.
- Dudhia, J., 1989, Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.* 46 (20), 3077–3107.
- Fan, J., Leung, L. R., Rosenfeld, D., Chen, Q., Li, Z., Zhang, J. and Yan, H., 2013, Microphysical effects determine macrophysical response for aerosol impacts on deep convective clouds. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* 110 (48), E4581–E4590.
- Fan, J., Yuan, T., Comstock, J. M., Ghan, S., Khain, A., Leung, L. R., Li, Z., Martins, V. J. and Ovchinnikov, M., 2009, Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds. *J. Geophys. Res.* 114, D22206.
- 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.
- 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.
- Hong, S. Y., Noh, Y. and Dudhia, J., 2006, A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Weather Rev.* 134 (9), 2318–2341.
- Kain, J. S., 2004, The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteorol.* 43 (1), 170–181.
- Kaufman, Y. J. and Koren, I., 2006, Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science* 313 (5787), 655–658.
- Khain, A. P., BenMoshe, N. and Pokrovsky, A., 2008, Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification. *J. Atmos. Sci.* 65 (6), 1721–1748.
- Köhler, H., 1936, The nucleus in and the growth of hygroscopic droplets. *Trans. Faraday Soc.* 32, 1152.
- Lebo, Z. J. and Morrison, H., 2014, Dynamical effects of aerosol perturbations on simulated idealized squall lines. *Mon. Weather Rev.* 142 (3), 991–1009.
- Lee, S. S., Donner, L. J., Phillips, V. T. J. and Ming, Y., 2008, The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability. *J. Geophys. Res.* 113, D16202.
- Lee, S. S., Feingold, G. and Chuang, P. Y., 2012, Effect of aerosol on cloud-environment interactions in trade cumulus. *J. Atmos. Sci.* 69 (12), 3607–3632.
- Li, Z., Niu, F., Fan, J., Liu, Y., Rosenfeld, D. and Ding, Y., 2011, Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. *Nature Geosci.* 4 (12), 894 – 888.
- Lohmann, U. and Feichter, J., 2005, Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chemis. Phys.* 5 (3), 715–737.
- Menon, S., Genio, A. D. D., Koch, D. and Tselioudis, G., 2002, GCM simulations of the aerosol indirect effect: Sensitivity to cloud parameterization and aerosol burden. *J. Atmos. Sci.* 59 (3), 692–713.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J. and Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102 (D14), 16663–16682.
- Rosenfeld, D., 1999, TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys. Res. Lett.* 26 (20), 3105.
- Rosenfeld, D., 2006, Aerosol-cloud interactions control of earth radiation and latent heat release budgets. *Space Sci. Rev.* 125, 149–157.
- Rosenfeld, D. and Lensky, I. M., 1998, Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 79 (11), 2457–2476.
- Rosenfeld, D., Rudich, Y. and Lahav, R., 2001, Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *Proc.*

- Natl. Acad. Sci. USA 98 (11), 5975–5980.
- Rosenfeld, D. and Woodley, W. L., 2000, Deep convective clouds with sustained supercooled liquid water down to -37.5 degrees C. *Nature* 405, 440–442.
- Rossow, W. B., Walker, A. W. and Garder, L. C., 1993, Comparison of ISCCP and other cloud amounts. *J. Clim.* 6 (12), 2394–2418.
- Rotstayn, L. D. and Penner, J. E., 2001, Indirect aerosol forcing, quasi forcing, and climate response. *J. Clim.* 14 (13), 2960–2975.
- Storer, R. L., van den Heever, S. C. and Stephens, G. L., 2010, Modeling aerosol impacts on convective storms in different environments. *J. Atmos. Sci.* 67 (12), 3904–3915.
- Shepherd, T.G., 2014, Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nat. Geosci.* 7, 703–708. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO2253>.
- Tao, W. K., Chen, J. P., Li, Z., Wang, C. and Zhang, C., 2012, Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Rev. Geophys.* 50 (2).
- Thompson, G. and Eidhammer, T., 2014, A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. *J. Atmos. Sci.* 71 (10), 3636–3658.
- Twomey, S., 1977, The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* 34 (7), 1149–1152.
- Zhang, D. and Anthes, R. A., 1982, A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteorol.* 21 (11), 1594–1609.
- Zhang, J., Lohmann, U. and Stier, P., 2005, A microphysical parameterization for convective clouds in the ECHAM5 climate model: Single-column model results evaluated at the Oklahoma Atmospheric Radiation Measurement Program site. *J. Geophys. Res.* 110, D15S07.

Numerical investigation of aerosol indirect effects on shortwave and longwave radiation: A case study

Alizadeh-Choobari, O.*

Assistant Professor, Space Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran

(Received: 16 Apr 2016, Accepted: 14 Jun 2016)

Summary

Through modifying the number concentration and size of cloud droplets, aerosols have complex impacts on radiative properties of clouds, which consequently change the radiation balance of the Earth, and modify the atmospheric air temperature. By conducting numerical experiments for a mid-latitude cloud system in April, the indirect effects of aerosols on shortwave and longwave radiation, and subsequent impacts on the near-surface air temperature are investigated over Tehran. To this end, three numerical experiments (control, clean and polluted) with initial identical dynamical and thermodynamic conditions, but different cloud-nucleating aerosol concentrations were conducted using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Simulations were conducted over three nested domains with two-way interactions (nesting ratios: 1:3:3; horizontal resolutions: 21, 7 and 2.333 km). A two-moment aerosol-aware bulk microphysical scheme, recently developed, discussed and tested by Thompson and Eidhammer (2014), was used. In the control experiment that represents conditions of the current era in terms of the aerosol number concentrations, concentrations of atmospheric aerosols were derived from 7-yr global simulations of the Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport (GOCART) model which include mass mixing ratios of sulfate, dust, black carbon (BC), organic carbon (OC), and sea salt. Hygroscopic aerosol number concentrations were reduced to one-fifth in the clean experiment, and increased by a factor of 5 in the polluted experiment. The meteorological initial and lateral boundary conditions in the three experiments were derived from the National Center for Environmental Prediction final analysis (NCEP/FNL) data at 1° horizontal resolution and 6 h temporal intervals. Results indicate that increasing (decreasing) cloud-nucleating aerosol concentrations in the polluted (clean) experiment is associated with more (less) numerous cloud droplets of overall smaller (larger) size. Indeed, mean cloud droplet number concentrations (effective radius of cloud droplets) in cloudy grid points averaged over the innermost domain and during the simulation period were found to be approximately 46, 158 and 417 cm⁻³ (8.5, 6.1 and 5.2 μm) in the clean, control and polluted experiments, respectively. Thus, the total droplet cross-sectional area of cloud droplets increases in the polluted experiment, leading to an enhancement in the shortwave cloud radiative forcing (or cloud albedo), such that less shortwave radiation reaches to the Earth surface. In contrast, the total droplet cross-sectional area of cloud droplets decreases in the clean experiment, leading to a reduction in shortwave cloud radiative forcing (or cloud albedo). In contrast to the significant changes in the shortwave cloud radiative forcing by aerosols, results indicate that changing the number and size of cloud condensation nuclei in the polluted and clean experiments has little impact on longwave cloud radiative forcing. Values of shortwave and longwave cloud radiative forcing indicate that as the positive longwave cloud radiative forcing in all experiments are nearly half of the negative shortwave cloud radiative forcing, clouds have an overall cooling effect on the climate system, counteracting the warming caused by increases in concentrations of the atmospheric greenhouse gases. Comparing the near-surface air temperature of the three experiments reveals that the enhancement of cloud albedo in the polluted experiment leads to a reduction in the near-surface air temperature, while reduction of cloud albedo in the clean experiment leads to the enhancement of the near-surface air temperature.

Keywords: Aerosol indirect effects, Two-moment bulk microphysical scheme, Cloud condensation nuclei, Cloud albedo.