

## پاسخ فرایندهای خردفیزیکی ابر و بارش به حضور هواویزها طی یک رویداد بارش همرفتی در جنوب غرب ایران

پریسا فتاحی مسرور<sup>۱</sup>، مریم رضازاده<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران،

parisafattahimasroor@gmail.com

<sup>۲</sup>دانشیار، گروه علوم غیرزیستی جوی و اقیانوسی، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران، rezazadeh@hormozgan.ac.ir

### چکیده

در این مطالعه یک رویداد بارش همرفتی، با استفاده از طرحواره‌ی خردفیزیکی حساس به هواویز در مدل WRF مورد بررسی قرار گرفت. دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده انجام شد. اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم هواویزها نقش عمده‌ای در بودجه انرژی جو ایفا می‌کند. تأثیر غلظت هواویزها بر توسعه ابر در این شبیه‌سازی که دارای همگرایی بیشتر شار قائم رطوبت و سرعت‌های باد بیشتر در منطقه مورد مطالعه است، قابل توجه است. با توجه به همگرایی شار قائم رطوبت، بخار آب بیشتری برای میعان کردن روی ذرات هواویز وجود دارد و منجر به افزایش محتوای آب ابر می‌شود. چگالی عددی قطره‌ک ابر در آزمایش آلوده در مقایسه با آزمایش کنترلی بیشتر است. افزایش مقدار یخ و برف که نشان‌دهنده بلند شدن بیشتر قطرات آب تا سطح انجماد است، می‌تواند به دلیل همگرایی شار قائم رطوبت منفی باشد و کاهش محتوای آب ابر به دلیل واگرایی رطوبت در این مناطق رخ داده است. اختلاف میزان بارش در دو آزمایش آلوده و کنترلی در بیشتر نقاط حوزه مقادیر مثبت را نشان می‌دهد که به این دلیل است که در جو مرطوب بخار آب به اندازه کافی برای میعان روی ذرات هواویز وجود دارد که موجب تشکیل قطره‌ک‌های بزرگتر ابر می‌شود. در نتیجه، قطره‌ک‌های ابر برخورد‌های مؤثرتری دارند و بارش افزایش می‌یابد.

**واژه‌های کلیدی:** برهم کنش هواویز-ابر، قطرات ابر، هواویزهای آبدوست، اثرات هواویز بر بارش، طرحواره‌ی خردفیزیکی.

## Cloud microphysical and precipitation response to the aerosols during a convective event over Southwestern Iran

### Abstract

A convective precipitation event in southwestern Iran is examined in this study using the aerosol-aware bulk microphysical scheme implemented in the Weather Research and Forecasting (WRF) model. Two simulations were conducted for this event, which included the control and polluted simulations. In the control simulation, the concentration of aerosols in the current climate is considered. In contrast, the aerosol concentration was increased by a factor of 5 at all grid points in the polluted simulation. The aim is to study the effects of aerosols on cloud microphysics and precipitation. The simulated vertical temperature and wind speed profiles are compared with the radiosonde data, and the model well simulates temperature and wind speed. During the convective event, southerly to southwesterly warm and dry winds dominated, causing a substantial transport of aerosols and humidity. The reflection of shortwave radiation by clouds in the innermost domain increases in the polluted experiment, indicating that the first indirect effect of aerosols has a significant impact on the radiative balance of the atmosphere. In contrast to the effect of clouds on shortwave radiation, the effect of clouds on longwave radiation is positive at the top of the atmosphere (TOA) because clouds reflect longwave radiation emitted by the earth's surface. The impact of an increase in the concentration of aerosols on cloud development is substantial in this simulation, which contains a high convergence of vertical moisture flux and strong winds over the region. The convergence of the vertical moisture flux indicates that more water vapor is available to be condensed on aerosols, which increases the cloud water content. Thus, the number density of cloud droplets is higher in the polluted compared to the control simulation. The altitude of the maximum mass density of cloud droplets is between 3 and 6 km; due to higher specific humidity at these altitudes, higher water vapor can be condensed on condensation nuclei. Also, the mass density of rain drops is higher in the polluted compared to the control simulation up to the altitude of 3 km, which is due to a higher collision of cloud droplets in the polluted simulation. An increase in ice and snow, which indicates a higher lifting of droplets to the freezing level, is seen in this simulation with the negative convergence of vertical moisture flux. This indicates that these regions may help the large-scale collection of moisture and its lifting. On the other hand, with a divergence of moisture in the northern and the whole domain, the cloud water content decreases. In addition, with a high moisture difference, there is higher precipitation in the polluted compared to control simulations because, in the humid atmosphere, there is enough water vapor to be condensed on aerosols, which leads to the formation of larger cloud droplets. Thus, the collision of cloud droplets is more efficient, and precipitation increases. In addition, due to a lower cloud base, there is less chance for the evaporation and melting of precipitation.

**Keywords:** Aerosol-cloud interactions, Cloud droplets, Hygroscopic aerosols, Aerosol effects on precipitation, microphysics schemes

## ۱ مقدمه

هواویزها از طریق عمل به عنوان هسته‌ی چگالش ابر یا هسته‌ی یخ اثرات مختلف خود را بر روی ابرها اعمال می‌کنند. برهم‌کنش هواویز-ابر-بارش (ACP)<sup>۱</sup> عمدتاً به عنوان یک اثر غیرمستقیم هواویز از دیدگاه اقلیمی در نظر گرفته می‌شود (لی و همکاران، ۲۰۱۶؛ کانت و همکاران، ۲۰۱۹). مایر و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که عدم قطعیت در واداشت تابشی تولید شده توسط هواویزها بسیار بیشتر از سایر ساز و کارهای واداشت دیگر است. علاوه بر اثر تابشی هواویزها، هواویزها به عنوان هسته‌های میعان برای تشکیل ابر عمل می‌کنند و بنابراین می‌توانند بارش را به روش‌های مختلف تحت تأثیر قرار دهند (آندریا و روزنفیلد، ۲۰۰۸). برای ابرهای گرم، اثر "تومی" (به‌عنوان مثال، کاهش اندازه‌ی قطرات و افزایش بازتاب از ابرها به دلیل افزایش تعداد قطرات برای یک مسیر آب مایع ثابت) که حدود چهار دهه پیش ارائه شد (تومی، ۱۹۷۷) نسبتاً خوب شناسایی شده است. از آن زمان اثرات غیرمستقیم متفاوت و زیادی از هواویزها مطرح شده است، از جمله افزایش طول عمر ابر و ابرناکی (آلبرشت، ۱۹۸۹) و توقف باران (روزنفیلد، ۱۹۹۹) که هر دو با کاهش اندازه‌ی قطرات و طیف محدودتر قطرات کنترل می‌شوند. از طرف دیگر، مطالعات مشاهداتی بیشماری افزایش ارتفاع قله‌ی ابر و پوشش ابر را با افزایش میزان غلظت عددی هواویزها نشان می‌دهند (آندریا و همکاران، ۲۰۰۴؛ کورن و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیو و لی، ۲۰۱۲). با این حال، باید توجه داشت که بیشترین میزان افزایش سپیدایی ابر در پاسخ به کاهش اندازه قطرات، در ابرهای کم عمق اتفاق می‌افتد، زیرا ابرهای عمیق و غنی از آب، بدون توجه به اندازه قطرات آنها، بیشتر تابش خورشید را منعکس می‌کنند (پلتنیک و تامی، ۱۹۹۴).

برای درک بهتر سازوکارهای چگونگی برهم‌کنش هواویزهای گردو خاک با ابرهای همرفتی حاره‌ای، مطالعات دقیق مدل سازی لازم است. اخیراً، چند مقاله‌ی مروری در ارتباط با برهم‌کنش هواویز-ابر خلاصه تلاش‌های گذشته را شامل می‌شود که شامل نظریه‌های بنیادی (تاو و همکاران، ۲۰۱۲)، بازخورد خردفیزیک-دینامیک (آلتاراتز و همکاران، ۲۰۱۴)، مشاهدات (روزنفیلد و همکاران، ۲۰۱۴)، مدلسازی تفکیک‌کننده ابر (CRM)<sup>۲</sup> (لی و همکاران، ۲۰۱۴) و پارامتریزه‌سازی‌های خردفیزیکی ابر (خین و همکاران، ۲۰۱۵) است. در جوهای آلوده، از آنجا که مقدار بیشتری از هسته‌های میعان برای رطوبت یکسان وجود دارد، قطرات ابر کوچک‌تر هستند و بنابراین هواویزها مانع بارندگی می‌شوند. کندتر شدن تبدیل ابر - قطره - باران به قطرات اجازه می‌دهد تا به بالای سطح انجماد منتقل شوند و بنابراین گرمای نهان آزاد شده در انجماد، همرفت را تشدید می‌کند. با این حال، این رفتار بسته به منطقه می‌تواند به صورت محلی تغییر کند. در واقع، درک و توصیف نقشی که هواویزها در ایجاد ابرهای همرفتی ایفا می‌کنند، امروزه یک چالش علمی پیشرفته است (ارچر-نیکولاس و همکاران، ۲۰۱۶).

مطالعات گذشته نشان می‌دهند که رطوبت نسبی، چینش باد و انرژی پتانسیل در دسترس در همرفت مهم‌ترین عوامل مؤثر بر اهمیت تأثیر هواویز بر شدت همرفت، بارش و واداشت تابشی ابر است (خین و همکاران، ۲۰۰۸؛ خین، ۲۰۰۹؛ فن و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲؛ تاو و همکاران، ۲۰۱۲؛

<sup>1</sup> Aerosol-cloud-precipitation

<sup>2</sup> Cloud Resolving Model

استورر و همکاران، ۲۰۱۰؛ استورر و ون دن هیور، ۲۰۱۳). زیرا این عوامل فرایندهای خردفیزیکی غالب و بازخوردهای دینامیک - خردفیزیک را تنظیم می کنند.

تامپسون و ایدهامر (۲۰۱۴) یک طرحواره ی خردفیزیکی حساس به هواویز را در مدل WRF برای بحث در مورد اثرات هواویز در توسعه ابر و بارش در یک توفان زمستانی بزرگ در **مقیاس قاره ای** به کار بردند. آنها دریافتند که اثرات هواویز بر میزان بارش در مناطقی که میزان بارندگی کم دارند بسیار بیشتر است. آنها همچنین به تغییر مکان بارش به دلیل اثرات هواویز اشاره کردند.

داسیلوا و همکاران (۲۰۱۸) از این طرحواره ی خردفیزیکی ابر اثرات متقابل هواویز-ابر در مدل WRF برای تخمین اثر غیر مستقیم هواویزها و تأثیر آن بر میزان بارش تابستان در منطقه یورو-مدیترانه استفاده کرد و نتیجه گرفتند که **مقادیر بالاتر غلظت عددی** هواویز منجر به کاهش میزان بارندگی می شود. همچنین بسیاری از مطالعات نقش کل آب قابل بارش و رطوبت لایه مرزی را بر استحکام و تکامل همرفت های عمیق هم بر روی زمین های **حاره ای** و هم مکان های اقیانوسی بررسی کرده اند (چیرو و همکاران، ۲۰۱۶؛ هالوی و نلین، ۲۰۰۹). علاوه بر این، مطالعات فراوانی وجود دارد که نشان می دهد رطوبت وردسپهر آزاد برای تکامل همرفتی عمیق مهم است (وایت و خویدر، ۲۰۱۰؛ ژانگ و کلین، ۲۰۱۰؛ کومار و همکاران، ۲۰۱۳، شروود و همکاران، ۲۰۰۴).

علیزاده چوبری و قریلو (۲۰۱۷) فعل و انفعالات هواویز-ابر را برای یک سیستم ابری همرفتی در عرض جغرافیایی میانی با استفاده از طرحواره ی میکروفیزیک دوزمانه تامپسون (۲۰۱۴) در مدل تحقیق و پیش بینی آب و هوا (WRF<sup>3</sup>) مورد بررسی قرار دادند. نتایج آنها نشان داد که افزایش غلظت عددی هواویزها منجر به ایجاد قطره های ابر با اندازه های کوچکتر شده است که به دلیل آن خواص نوری ابرها تغییر کرده است. همچنین برای اولین بار، مشخص شد که ابرهای آلوده ارتفاع پایه ابر بالاتری دارند. از طرفی آنها یافتند که در جو آلوده، باران خفیف کاهش می یابد، در حالی که باران های متوسط و شدید شدت می یابد.

زارعی و همکاران (۱۳۹۶) تاثیر هواویزها بر بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت را با استفاده از مدل WRF بررسی کردند. نتایج شبیه سازی آنها نشان داد که افزایش فراهنجها در جو آلوده منجر به افزایش بارش سطحی می شود. همچنین نتایج آنها نشان داد که در ساعت هایی که رطوبت نسبی جو زیاد است و بخار آب به اندازه ی کافی در جو وجود دارد، افزایش تعداد هواویزهای آبدوست سبب افزایش بارش سطحی می شود. همچنین مصطفوی و همکاران (۱۴۰۱) با بررسی چگونگی تأثیر هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش با استفاده از طرحواره دومؤلفه ای خردفیزیک ابر تامپسون به این نتیجه دست یافتند که با افزایش رطوبت نسبی و تعداد هواویزها، هسته زایی بیشتر قطرک های ابر صورت می گیرد و در نتیجه، گرمای نهان میعان بیشتری آزاد می شود که موجب افزایش رشد قائم ابر و افزایش هسته زایی یخ و بنابراین تولید بیشتر بلورهای یخ می شود.

مطالعاتی در ایران بر روی توسعه ابرهای همرفتی با استفاده از داده های مشاهداتی سطح زمین انجام شده است ولی نقش هواویزها در تکامل همرفت در جنوب غرب ایران مورد تجزیه و تحلیل قرار نگرفته است. علاوه بر این مطالعات به صراحت در فصلی که رطوبت کمتر است و غلظت هواویزها می تواند بیشتر باشد تمرکز نداشته اند.

از این رو، در این کار، نقش  $ACI^4$  در بارش و ابرناکی در جنوب غربی ایران به طور کامل بررسی شده است. برای این منظور، شبیه‌سازی‌های وضع هوای منطقه‌ای (۲۰۲۰) برای حوزه جنوب غرب ایران با استفاده از مدل WRFv4.3.1، که به طور گسترده‌ای برای شبیه‌سازی منطقه‌ای وضع هوا استفاده می‌شود و به منظور در نظر گرفتن تأثیر هواویزهای جوئی بر متغیرهای فوق انجام شد. هدف این مقاله در ابتدا ارزیابی شبیه‌سازی مدل بدون فعال کردن هواویزها است و سپس سازوکارهای برهم‌کنش‌های هواویز-ابر-بارش ارزیابی می‌شود.

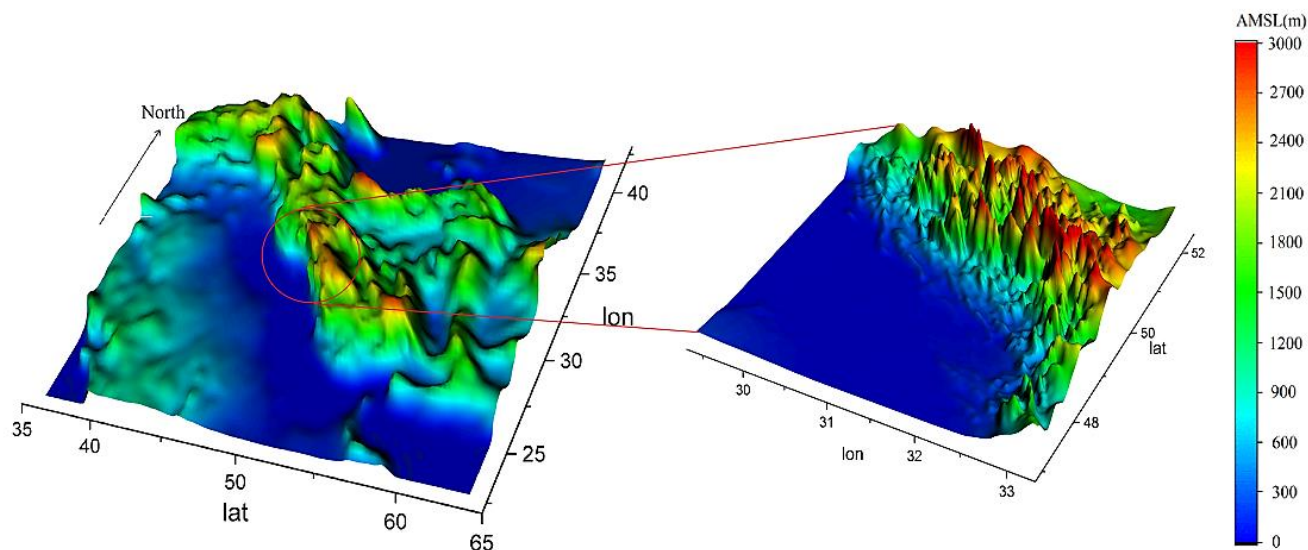
## ۲ روش پژوهش

### ۲.۱ مدل‌سازی عددی

هدف ما بررسی واکنش ویژگی‌های ابر به تغییرات در غلظت‌های عددی هواویزها در طول یک رویداد بارش همرفتی بهاری است. رخداد بارش همرفتی با استفاده از مشاهده‌ی توسعه ابرهای همرفتی و بارندگی بر روی جنوب غرب ایران در تاریخ ۲۹ آوریل تا ۱ مه سال ۲۰۲۰ انتخاب شد. برای به حداقل رساندن تأثیر شرایط اولیه، فقط نتایج ۳۰ آوریل (که بعداً به عنوان دوره شبیه‌سازی نامیده می‌شود) مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. برای این رویداد دو شبیه‌سازی کنترلی و آلوده انجام شد. غلظت عددی هواویزها در شبیه‌سازی کنترلی نشان دهنده‌ی شرایط حال حاضر است. از طرفی در شبیه‌سازی آلوده به منظور تجزیه و تحلیل اثر غلظت بالای هواویزها بر خردفیزیک ابر و بارش، در تمام نقاط شبکه مدل غلظت عددی هواویزها با ضریب ۵ افزایش دادیم. علاوه بر این، هیچ تغییری در غلظت هواویزهای هسته یخ غیرآبدوست (گردوخاک) به منظور به حداقل رساندن هر گونه تغییر ناشی از هسته یخ در این آزمایش‌ها ایجاد نشد.

شبیه‌سازی‌ها در این مطالعه با مدل WRF (نسخه ۱-۳-۴) انجام می‌شود (فرناندز و همکاران، ۲۰۲۱). دامنه‌ی اجرای مدل WRF دارای  $145 \times 151$  نقطه شبکه‌ای است و با سه شبکه‌ی تو در تو به ترتیب با تفکیک‌های افقی ۲۷۰۰۰، ۹۰۰۰ و ۳۰۰۰ متر (دارای نسبت ۱:۳)، با ۳۳ تراز قائم در مختصات سیگما تا تراز ۵۰ هکتوپاسکال به مدت ۵۴ ساعت از ساعت UTC ۱۲ روز ۲۹ آوریل تا ساعت UTC ۱۸ روز ۰۱ مه سال ۲۰۲۰ اجرا شد. برای به حداقل رساندن اثر شرایط اولیه، فقط نتایج ۳۰ آوریل که بعداً به عنوان دوره شبیه‌سازی نامیده می‌شود (۱۲ ساعت اول به عنوان spin-up مدل در نظر گرفته شده است) مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. پیکربندی دامنه اجرای مدل WRF در شکل ۱ نشان داده شده است.

<sup>4</sup> Aerosol Cloud Interaction



(الف)

(ب)

شکل ۱. اراضی‌نگاری (کوهساری) (الف) دامنه مادر (d01) و (ب) داخلی‌ترین دامنه (d03). نوار رنگی ارتفاع بالاتر از سطح متوسط دریا (AMSL) را نشان می‌دهد.

شبیه‌سازی‌ها توسط داده‌های بازتحلیل ERA5 (pressure level)<sup>۵</sup> (هرسپچ و همکاران، ۲۰۱۸) با تفکیک افقی  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  و تفکیک عمودی با ۳۳ تراز قائم فشاری انجام شدند. غلظت هواویزها در جو به دست آمده از شبیه‌سازی‌های جهانی در بازه زمانی ۲۰۰۱-۲۰۰۷ با تفکیک پذیری ۰/۵ درجه طول جغرافیایی و ۱/۲۵ درجه عرض جغرافیایی (کلارک و همکاران، ۲۰۱۰)، با استفاده از مدل شیمی انتقال و تابش هواویز گودارد (GOCART<sup>۶</sup>) (گینوکس و همکاران، ۲۰۱۰) استخراج و به مدل خورنده می‌شود. در آزمایش‌های مدلسازی وضع هوای منطقه‌ای، از طرحواره خردفیزیکی حساس به هواویز (تامپسون و ایدهامر، ۲۰۱۴) استفاده شده است. طرحواره‌ی برهم‌کنش هواویز-ابر بر اساس طرحواره‌ی تامپسون است که از پنج گونه هواآب استفاده می‌کند: آب ابر، یخ ابر، باران، برف و گویچه برف.

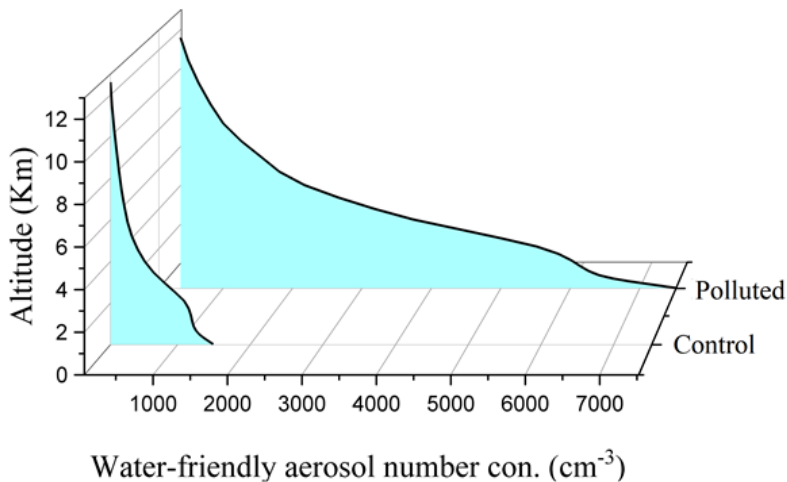
در تمام شبیه‌سازی‌ها از داده‌های جغرافیایی land-use و توپوگرافی به دست آمده از مجموعه داده‌های استاندارد (USGS) (سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده) با توان تفکیک ۳۰-arc ثانیه (۰/۹ کیلومتر) برای داخلی‌ترین حوزه استفاده شده است. فیزیک مدل که در آزمایش‌ها استفاده شده است شامل: فرایندهای همرفت برای دامنه‌ی مادر است که با استفاده از طرحواره‌ی Kain-Fritsch پارامتره شده‌اند (کین، ۲۰۰۴). همچنین از طرحواره‌ی پخش گرمای فیزیک سطحی پنج لایه و طرحواره‌ی اصلاح شده‌ی لایه سطحی نظریه همانندی MM5 (جیمز و همکاران، ۲۰۱۲) استفاده شد و فرایندهای لایه مرزی با استفاده از طرحواره‌ی غیر محلی دانشگاه یونسی (YSU) پارامتره شدند (هونگ و همکاران، ۲۰۰۶). تمام پارامترسازی‌های هواویز-تابش با استفاده از طرحواره‌ی انتقال تابشی سریع (RRTM)؛ یا کونو و همکاران، ۲۰۰۸) برای شبیه‌سازی تابش موج

<sup>5</sup> ECMWF Reanalysis v5 (ERA5)

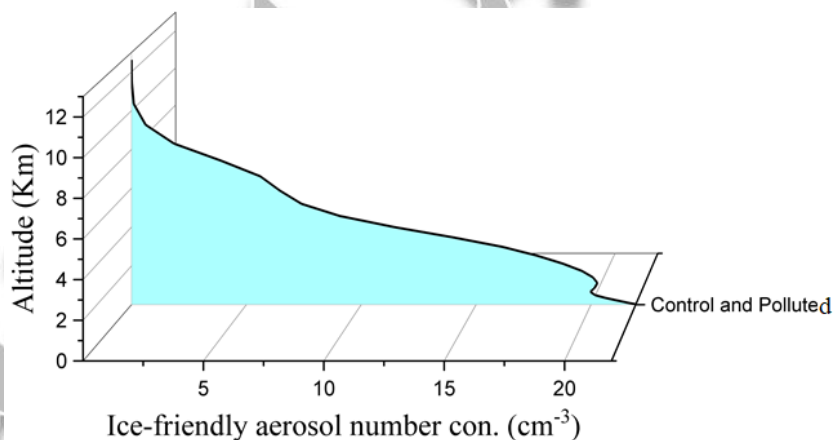
<sup>6</sup> Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport



کوتاه و بلند استفاده می شود که با اجرای اثر متقابل هواویز - تابش در برهم کنش هواویز-ابر طرحواره ی خردفیزیک ابر تامپسون سازگار است. نیمرخ های قائم مقام غلظت های عددی ورودی یخ دوست و آبدوست میانگین گرفته شده روی کل دامنه برای دو شبیه سازی کنترلی و آلوده در شکل ۲ نشان داده شده است.



(الف)

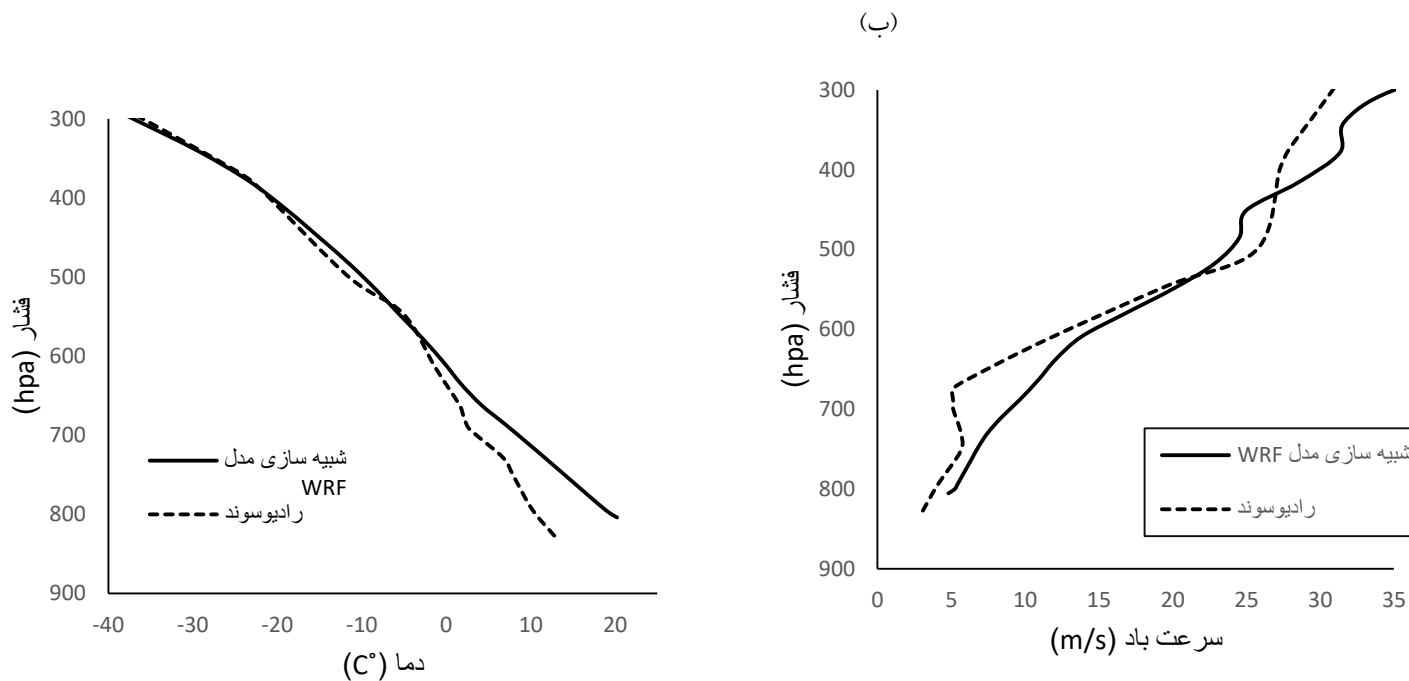


(ب)

شکل ۲. نمایه های قائم مقام میانگین غلظت عددی اولیه ی (الف) هواویزهای آبدوست (cm<sup>-3</sup>) و (ب) هواویزهای یخ دوست (cm<sup>-3</sup>) در داخلی ترین دامنه برای آزمایش های کنترلی و آلوده .

## ۲.۲ ارزیابی مدل

ارزیابی شبیه‌سازی مدل برای محصولات سطح با استفاده از داده‌های رادیوسوند انجام می‌شود. نیمرخ قائم دمای هوا و سرعت باد شبیه‌سازی شده در ساعت‌های ۰۶، ۱۲ و ۱۸ UTC روز ۳۰ آوریل با داده‌های به‌دست آمده از رادیوسوند در ایستگاه همدیدی کرمان (۳۰.۲۵ درجه شمالی، ۵۶.۹۶ درجه شرقی) مقایسه شده است (شکل ۳). تغییرات زمانی نیمرخ‌های دما (شکل ۳-الف) به خوبی توسط مدل شبیه‌سازی شده است.



شکل ۳. نمایه‌های قائم (الف) دمای هوا ( $^{\circ}\text{C}$ ) و (ب) سرعت باد ( $\text{m s}^{-1}$ ) در ۱۲:۰۰ UTC برای ۳۰ آوریل ۲۰۲۰ در ایستگاه هواشناسی کرمان (۳۰.۲۵ درجه شمالی، ۵۶.۹۶ درجه شرقی) مشاهده شده توسط رادیوسوند (خطوط نقطه چین) و شبیه‌سازی شده توسط آزمایش کنترلی در خارجی ترین دامنه مدل WRF (خط مشکی).

همانطور که در شکل ۳-ب مشاهده می‌شود مدل کمی مقادیر سرعت باد را بیشتر تخمین زده است. به طور کلی مدل به خوبی دما و سرعت باد را شبیه‌سازی کرده است.

### ۳ بحث

#### ۱.۳ شرایط همدیدی

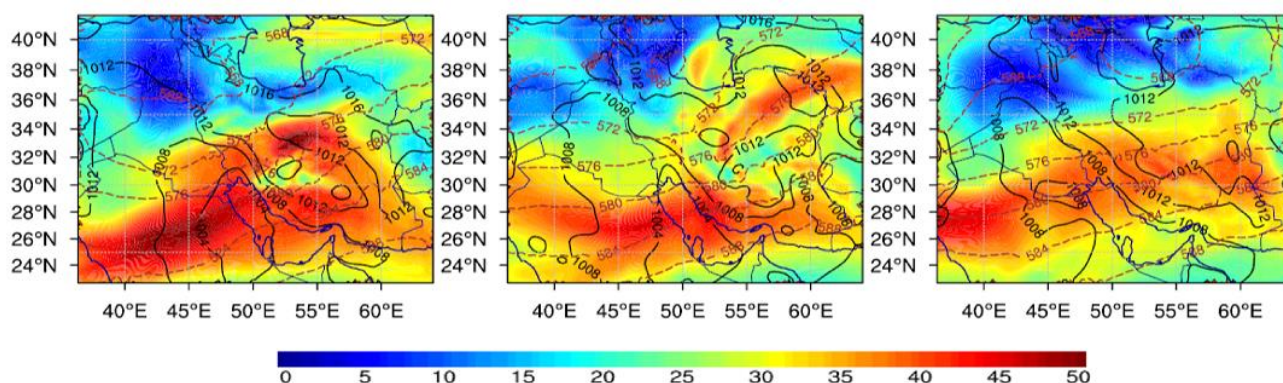
تکامل همدیدی در طول رویداد بارش شدید در دوره‌ی شبیه‌سازی در جنوب غربی ایران به طور طر ح وار در شکل ۴ نشان داده شده است.

در مرحله اول (شکل ۴-الف)، ۱۲ ساعت قبل از زمان شبیه‌سازی، پرفشاری روی غرب خزر قرار گرفته است. در زمان شبیه‌سازی، این پرفشاری دقیقاً بر روی دریای خزر حرکت می‌کند و زبانه‌های آن به سمت جنوب غربی ایران گسترش می‌یابد. به نظر می‌رسد که این تحول در توزیع فشار نقش مهمی در تشکیل رویداد بارشی دارد.

در همین زمان (شکل ۴-ب)، کم‌فشاری در عربستان حرکت شمال شرقی دارد و به سمت بالا حرکت می‌کند. در این زمان نیز (شکل ۴-ب)، مشاهده می‌شود که سرعت باد روی غرب ایران به طور معناداری کاهش یافته است.



به طور کلی، این شرح بیشتر به درک تغییرات در توزیع فشار هوا و جریانات باد در طول زمان شبیه‌سازی می‌پردازد و سعی دارد عوامل مختلفی که ممکن است در تشکیل رویداد بارش شدید در جنوب غربی ایران نقش داشته باشند، را تبیین کند. تداخل بین مناطق با کم‌فشاری در عربستان و پرفشاری در شرق دریای خزر می‌تواند تأثیرات قابل توجهی بر جریانات هوا و هواشناسی منطقه داشته باشد. این تداخلات به شکل‌گیری سیستم‌های هواشناسی خاصی منجر شده و به عنوان یک عامل مهم در توسعه و تحولات بارش شدید ایفا کنند. مناطق با فشار کم، هوای گرم و رطوبت زیادی دارند و این افت واردات هوا به مناطق با فشار بالا را در پی دارد. این تداخلات می‌توانند در ایجاد جریان‌های باد و تغییرات فشار هوا تأثیرگذار باشند. باد از مناطق با فشار بالا به مناطق با فشار پایین حرکت می‌کند و این جریانات هوا می‌توانند جابه‌جایی‌های دینامیکی در جو ایجاد کنند. همچنین، تغییرات فشار هوا در اثر تداخلات، به تغییرات در دینامیک جوی و دما منجر می‌شوند. تأثیرات این تداخلات بر بارش نیز می‌تواند بسیار مهم باشد. تغییرات در فشار هوا و جریانات باد ممکن است شرایط مساعدی را برای تشکیل ابرها و بارش شدید ایجاد کنند. این تعاملات می‌توانند به عنوان پیش‌نمونه‌هایی برای درک عوامل موثر در ایجاد شرایط هواشناسی خاص و بارش‌های شدید مورد بررسی قرار گیرند.

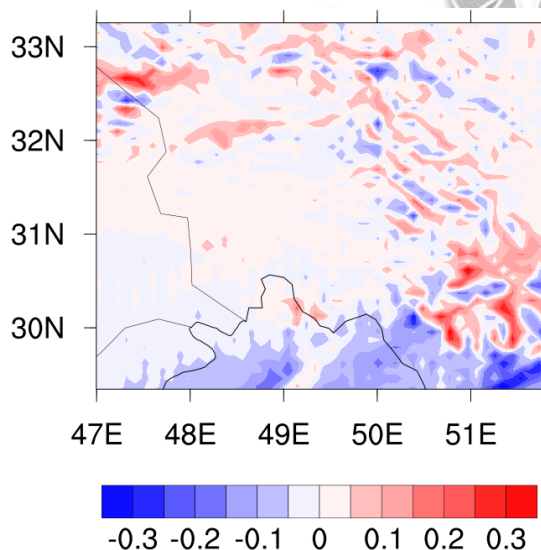


(الف)

(ب)

(ج)

شکل ۴. فشار متوسط سطح دریا (پریندهای مشکی، فاصله پریندی ۴ hPa)، ارتفاع ژئوپتانسیلی در ۵۰۰ hPa (خطوط قهوه‌ای، خط چین، فاصله همبند ۴ dm) و سرعت باد در ۳۰۰ hPa (رنگی،  $m s^{-1}$ ) در دامنه‌ی مادر در (الف) ۰۰۰۰ UTC (ب) ۱۲۰۰ UTC ۳۰ آوریل و (ج) ۰۰۰۰ UTC ۱ مه ۲۰۲۰.



شکل ۵. میانگین همگرایی شار رطوبت یکپارچه قائم (از سطح تا ۳۰۰ hPa) ( $MFC_{advection} + MFC_{convection}$ ) در طول دوره شبیه‌سازی در درونی‌ترین دامنه.

برهم‌کنش فرایندهای جوئی و ویژگی‌های همدیدی که به صعود و انباشت رطوبت کمک می‌کنند می‌توانند دلایل شروع فرایندهای همرفت باشند. از طرفی در حضور یک جت تراز پایین، انتقال رطوبت مرتبط ممکن است به تشکیل یک لایه کاملاً ناپایدار مرطوب کمک کند که برای شروع فعالیت همرفتی مساعد است (گیرتس و همکاران، ۲۰۱۷؛ شاپیر و همکاران، ۲۰۱۸؛ تریر و همکاران، ۲۰۱۷؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۹). همگرایی شار رطوبت یکپارچه قائم ( $VIMFC^7$ ) تأثیر همگرایی افقی و تجمع رطوبت را در یک عمق مشخص ترکیب می‌کند. شکل ۵ نشان می‌دهد که مقدار قابل توجهی از همگرایی شار رطوبت در سطح پایین ( $VIMFC$  منفی) در مناطق جنوبی در شبیه‌سازی ۳۰ مارس غالب است. این نشان می‌دهد که این مناطق ممکن است به جمع‌آوری رطوبت در مقیاس بزرگ و واداشت صعود کمک کنند.

### ۲.۳ تغییرات در واداشت تابشی ابر

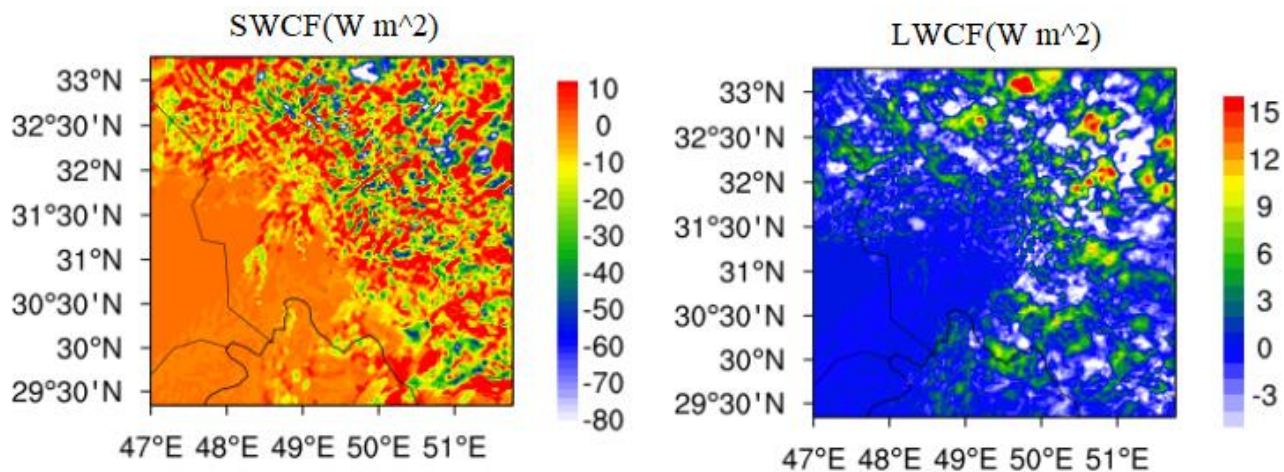
برای درک تأثیر هواویزها بر بودجه تابش، واداشت تابشی موج کوتاه ( $SWCF^8$ ) و بلند ( $LWCF^9$ ) ابر توسط هواویزها را مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. افزایش غلظت عددی به همراه کاهش اندازه‌ی قطرک‌های ابر در آزمایش آلوده، منجر به افزایش سطح مقطع کل قطرات و به دنبال آن ایجاد واداشت تابش موج کوتاه ابر شد که از آن به اثر تومی یاد می‌شود (شکل ۶). در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده در داخلی‌ترین دامنه افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم ذرات معلق در هوا نقش عمده‌ای در بودجه انرژی جو ایفا می‌کند. بازتاب بیشتر تابش خورشیدی در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی نیز به تغییرات در میانگین اندازه‌ی قطرک‌های ابر نسبت داده می‌شود.

برخلاف تأثیرات بر تابش موج کوتاه، واداشت ابر به تابش موج بلند در بالای جو مثبت است زیرا ابرها تابش موج بلند منتشر شده از سطح زمین به فضا را مسدود می‌کنند. اثر خنک‌کنندگی خالص (موج کوتاه + موج بلند) زمانی که هواویزهای آبدوست بسیار زیاد هستند می‌تواند منجر به تثبیت لایه مرزی در طول روز شود که می‌تواند تشکیل ابرهای همرفتی را تضعیف یا سرکوب کند.

<sup>7</sup> Vertically integrated moisture flux convergence

<sup>8</sup> Short-Wave Flux Convergence

<sup>9</sup> Long-Wave Flux Convergence



شکل ۶. تفاوت بین آزمایش‌های کنترل و آلوده برای میانگین تابش موج کوتاه (SWCF) و موج بلند (LWCF) در بالای جو (TOA) در درونی-ترین دامنه در طول دوره شبیه‌سازی.

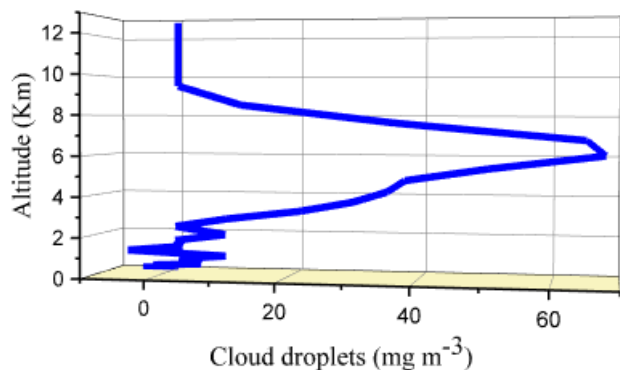
### ۳.۳ ویژگی‌های خردفیزیکی ابر

شکل ۷ اختلاف دو آزمایش آلوده و کنترلی را برای نمایه‌های قائم چگالی گرمی (میانگین‌گیری زمانی و روی حوزه داخلی) بعضی از هواآب‌ها را نشان می‌دهد. همانطور که انتظار می‌رفت غلظت هواویزهای بالاتر باعث افزایش متناظر در غلظت عددی قطرات ابر شدند (شکل ۷-الف). به این دلیل که در پاسخ به تعداد بیشتر هواویزها، تبدیل هواویزها به قطرک‌های ابر بیشتر اتفاق می‌افتد، به عبارت دیگر از آنجا که تعداد هواویزهای آلوده در آزمایش‌های آلوده بیشتر است، بخار آب بیشتری امکان میعان روی ذرات هواویز دارد و در نتیجه امکان شکل‌گیری قطرک‌های ابر بیشتر است (مصطفوی و همکاران، ۱۴۰۰). افزایش تعداد قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی آلوده با نتایج مشاهدات قبلی (برای مثال، روزنفلد، ۲۰۰۰؛ کافمن و کورن، ۲۰۰۵) و شبیه‌سازی‌های عددی (برای مثال، خین و پوکروسکی، ۲۰۰۵) سازگار است. با وجود تفاوت‌های بحث‌شده در چگالی گرمی قطرک‌های ابر محل وقوع ارتفاع بیشینه چگالی گرمی قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل برابر با ۶ کیلومتر است زیرا میعان بخار آب عمدتاً پایین‌تر از تراز انجماد اتفاق می‌افتد (لی و همکاران، ۲۰۰۸). تغییرات جمعیت قطرات آب با تغییر ذرات معلق در هوا قطعاً منجر به تغییراتی در بارش سطحی شد. با توجه به شکل ۷-ب، در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل تا ارتفاع تقریباً ۳ کیلومتری چگالی گرمی قطرک‌های باران در آزمایش آلوده از آزمایش کنترلی بیشتر است که به دلیل برخورد بیشتر هواآب‌ها در آزمایش آلوده است. همچنین رطوبت بالای جو در زیر ۳ کیلومتر در آزمایش کنترلی نسبت به آلوده در این شبیه‌سازی موجب رشد میعانی سریع قطرک‌های ابر (میعان بیشتر بخار آب روی قطرک ابر) و شکل‌گیری قطرک‌های بزرگ‌تر و در نتیجه هم‌آمیزی مؤثرتر قطرک‌ها و تبدیل آنها به قطره باران می‌شود.

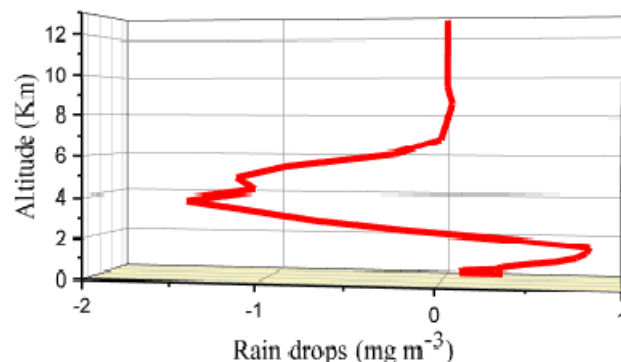
شکل ۷-ب همچنین نشان‌دهنده‌ی افزایش بارش رسیده به سطح زمین در شبیه‌سازی ۳۰ آوریل در آزمایش آلوده نسبت به آزمایش کنترلی است. این مطلب به این علت است که در این آزمایش در کمتر از ۳ کیلومتر به دلیل هم‌آمیزی بیشتر هواآب‌ها، ذرات بارشی در حالت آلوده بزرگ‌ترند. بزرگ‌تر بودن ذرات بارشی را می‌توان اینگونه توجیه کرد که هنگامی که تعداد هسته‌های میعان افزایش می‌یابند، با آزاد شدن گرمای نهان بیشتر، سرعت فراهنج‌های ذرات بارشی افزایش می‌یابد. این فرایند باعث افزایش ابراشباع می‌شود که در نتیجه‌ی آن رشد پخش‌ی قطرک

افزایش می‌یابد. بر اثر این فعل و انفعالات زمان رشد قطره ابر طولانی‌تر می‌شود و در نتیجه ذرات بارشی بزرگتر می‌شوند. بنابراین زمان سقوط از ابر و وارد شدن به محیط زیر اشباع دچار تأخیر کمتری می‌شوند.

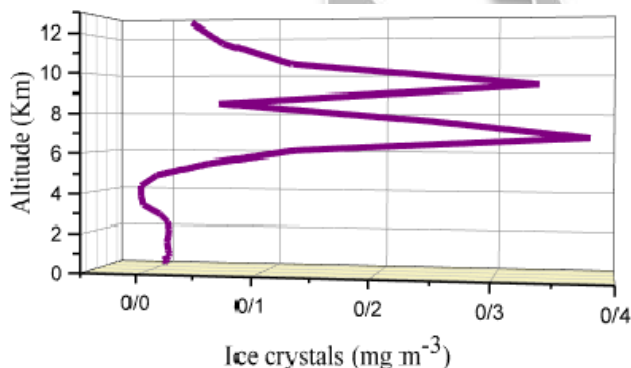
نیمرخ قائم چگالی جرمی بلور یخ در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی از ارتفاعهای ۳ تا ۶ کیلومتر افزایش یافته است. در شبیه‌سازی‌های ۳۰ آوریل وجود شار بخار آب بیشتر در جو می‌تواند به تشکیل بیشتر قطرات ابر کمک کند و در نتیجه فرایند تبدیل خودبخودی را کاهش دهد (وانگ و همکاران، ۲۰۱۶a، ۲۰۱۶b). جریان‌های همرفتی قوی‌تر به بالا بردن قطرات کوچکتر آب به ارتفاعات بالاتر کمک می‌کند و در نهایت انتظار می‌رود که قطرات یخ بزنند. افزایش مقدار یخ و برف در طول شبیه‌سازی نشان‌دهنده بلند شدن بیشتر قطرات آب تا سطح انجماد است از آنجا که برف طی فرایند انبوهش و از برخورد بلورهای یخ تولید می‌شود (شکل ۷-د).



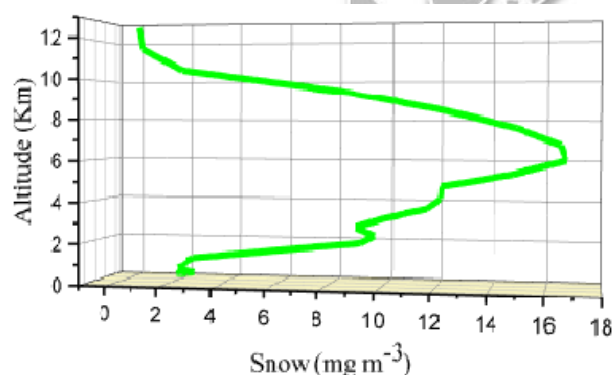
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۷. نمایه‌های اختلاف بین آزمایش‌های کنترلی و آلوده میانگین (الف) قطرات ابر، (ب) قطرات باران، (ج) بلورهای یخ و (د) محتوای برف در داخلی-ترین دامنه در طول دوره دوره شبیه‌سازی (میانگین‌ها روی نقاط شبکه داخلی‌ترین دامنه با مقادیر غیر صفر گرفته شد).

محتوای آب ابر، اندازه‌گیری جرم آب مایع موجود در واحد حجم در یک ابر است و غلظت قطرات آب مایع معلق در هوای درون ابر را کمی می‌کند. در شکل ۸ تفاوت آزمایش آلوده و کنترلی برای مقادیر محتوای آب ابر، کسر ابر و بارش تجمعی روی حوزه داخلی که در مدت شبیه‌سازی میانگین‌گیری شد، نشان داده شده است. در مطالعات قبل با تغییر غلظت هواویزها، محتوای آب ابر ثابت فرض شد (تومی و همکاران،

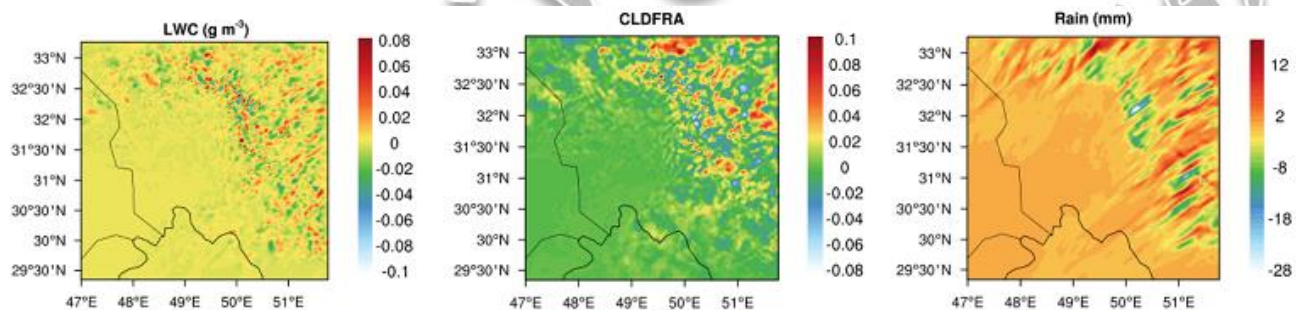


۱۹۸۴). اما همانطور که نتایج این مطالعه نشان می دهد (شکل ۸) و اولین بار توسط چارلسون و همکاران (۱۹۸۷) بیان شد، در آزمایش ۳۰ آوریل محتوای آب ابر با تغییر غلظت هواویزها بیشتر تغییر می کند. با افزایش تعداد هواویزها در شبیه سازی آلوده نسبت به کنترلی محتوای آب ابر افزایش یافته است زیرا افزایش تعداد هواویزهای فعال شده موجب چگالش بیشتر بخار آب روی هواویزها و در نتیجه افزایش محتوای آب ابر می شود.

با توجه به همگرایی شار رطوبت (شکل ۵) می توان نتیجه گرفت که همگرایی بیشتر شار رطوبت در شبیه سازی ۳۰ آوریل، بخار آب بیشتری برای میعان کردن روی ذرات هواویز وجود دارد و این منجر به افزایش محتوای آب ابر می شود.

افزایش تعداد هسته های میعان ابر در آزمایش های آلوده نسبت به کنترلی، موجب افزایش پوشش ابر شده است. در اینجا هم بیشترین اختلاف بین آزمایش آلوده و کنترلی دیده می شود. به این معنا که افزایش تعداد هواویزها موجب شکل گیری تعداد بیشتری از قطرک های ابر با اندازه های کوچک تر می شود که با سرعت کمتری از ابر ریزش می کنند و در نتیجه ابرها با سرعت کمتری ناپدید می شوند. دلیل این اتفاق می تواند این باشد که رشد قطرات ابر ممکن است فرایند برخورد-هم آمیزی را در نتیجه افزایش طول عمر ابر مهار کند و در نتیجه، گرمای نهان بیشتری را به دلیل جریان های رو به بالا قوی تر در طی میعان آزاد کند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ کانت و همکاران، ۲۰۱۹).

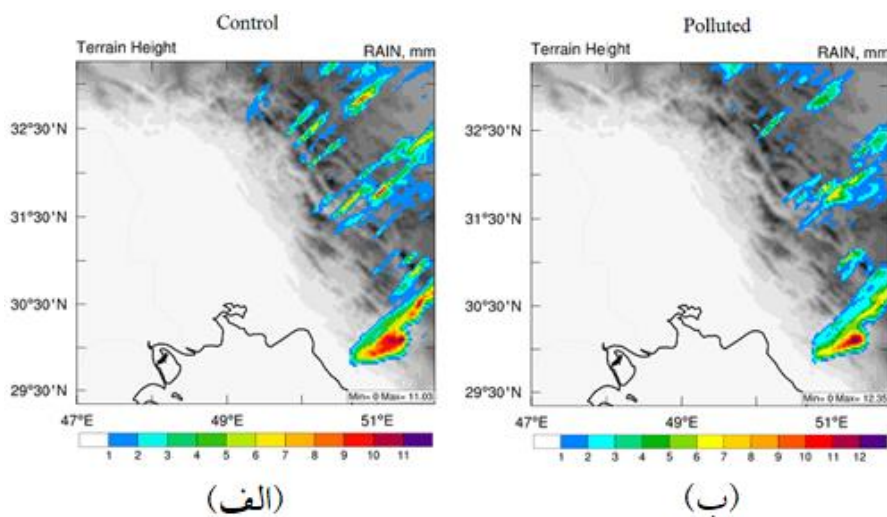
از طرفی، اختلاف میزان بارش در دو شبیه سازی آلوده و کنترلی (منفی) به بیشترین میزان می رسد. می توان به این صورت توضیح داد که افزایش تعداد هواویزها موجب افزایش تعداد قطرک های ابر و کاهش اندازه آنها می شود بنابراین فرایندهای برخورد و هم آمیزی بین قطرک ها کاهش می یابد و در نتیجه آغاز بارش گرم به تعویق می افتد که نشان دهنده اثر غیرمستقیم دوم هواویزها یا اثر آلبرشت است.



شکل ۸. اختلاف بین آزمایش های کنترلی و آلوده برای میانگین های محتوای آب مایع ( $\text{g m}^{-3}$ )، کسر ابر (CLDFRA) و بارندگی تجمعی در داخلی ترین دامنه.

### ۳.۴ برهم کنش های هواویز-بارش

در شکل ۹ بارش تجمعی در حوضه درونی مدل طی دوره شبیه سازی نشان داده شده است. مطابق نتایج، بارش ها در مناطق جنوبی حوزه مورد مطالعه اتفاق افتاده است که به دلیل عبور ناوه تراز میانی جو از این مناطق است. با توجه به شکل ۹ در آزمایش آلوده نسبت به کنترلی تغییر اندکی در مقدار بارش رخ داده است و همچنین مناطق کمتری در مرکز حوزه ی مورد مطالعه تحت تأثیر بارش قرار گرفته اند. همچنین آهنگ بارش در حالت آلوده بیشتر از کنترلی است که می تواند به دلیل حضور رطوبت بیشتر در منطقه بارش باشد که ممکن است به رشد قطرات ابر کمک کند.



شکل ۹. میانگین بارش تجمعی در شبیه‌سازی‌های کنترلی و آلوده در داخلی‌ترین دامنه در طول دوره شبیه‌سازی.

#### ۴ نتیجه‌گیری

در این مطالعه، برهم‌کنش‌های هواویز-ابر-بارش در طول یک دوره رویداد بارش بهاری که در سال ۲۰۲۰ رخ داد، با استفاده از طرحواره‌ی خردفیزیکی حساس به هواویز که توسط تامپسون و ایدهمر (۲۰۱۴) در مدل WRF آماده‌سازی شده است، مورد بررسی قرار گرفت. دو آزمایش با غلظت‌های عددی متفاوت هواویز انجام شد. آزمایش کنترلی بیانگر غلظت هواویزها در شرایط فعلی است و در آزمایش آلوده غلظت عددی هواویزها با ضریب ۵ افزایش یافته است.

در ابتدا برای صحت‌سنجی نتایج مدل، سرعت باد و دما در یک ایستگاه مشاهداتی بررسی شد و مشخص گردید که سرعت باد و دمای شبیه‌سازی شده مشابه سرعت باد و دمای استخراج شده از ERA5<sup>10</sup> است. نتایج به دست آمده از مدل مشخص کرد که وزش باد در بخش‌های غرب و جنوب غربی منطقه‌ی مورد مطالعه در غرب ایران همگرایی را نشان می‌دهند. این همگرایی می‌تواند یک سناریوی مطلوب به تجمع رطوبت و انتقال هواویزها در بخش‌های غربی و جنوب غربی ایران کمک کند. همچنین نتایج مربوط به تجمع شار رطوبت قائم نشان‌دهنده‌ی بیشترین همگرایی رطوبت است. تفاوت بین آزمایش‌های کنترلی و آلوده برای نسبت اختلاط بخار آب مثبت است که نشان می‌دهد در آزمایش آلوده رطوبت کافی برای رشد و تشکیل قطرات ابر و در نتیجه رشد هیدرومتری هواویزها وجود دارد. رشد هیدرومتری به افزایش حجم و جرم هواویزها ناشی از افزایش تراکم بخار آب در هوا و تشکیل قطرات ابر اطلاق می‌شود. این پدیده در اثر افزایش نسبت اختلاط بخار آب در هوا رخ می‌دهد.

اختلاف بازتاب تابش خورشیدی به فضا توسط ابرها در آزمایش آلوده در داخلی‌ترین دامنه افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد اولین اثر غیرمستقیم ذرات معلق در هوا نقش عمده‌ای در خنک‌کنندگی بیشتر بر سیستم جو زمین ایفا می‌کند. همچنین مشخص شد که افزایش تعداد هسته‌های میعان در آزمایش آلوده با افزایش میزان تابش خورشیدی منعکس شده به فضا همراه است، در حالی که تأثیر کمی بر تابش موج بلند شناسایی شد. به دلیل افزایش چگالی جرمی قطرک‌های ابر در شبیه‌سازی آلوده نسبت به کنترلی، جذب تابش طول کوتاه در جو میانی و فوقانی افزایش می‌-

<sup>10</sup> ECMWF Reanalysis v5 (ERA5)

یابد که موجب افزایش دمای هوا در جوّ میانی می‌شود. همچنین به دلیل افزایش سطح مقطع و در نتیجه سپیدایی ابر، تابش رسیده به سطح زمین کاهش می‌یابد که موجب کاهش دمای هوا در نزدیکی سطح زمین می‌شود. در این تحقیق مشخص شد که ارتفاع پایه ابر با تغییر غلظت عددی هواویزها تغییری نمی‌کند که این نتیجه مغایر با نتیجه عزیزاده و قرایلو (۲۰۱۷) است. علاوه بر این، همان طور که در مطالعه چارلسون و همکاران (۱۹۸۷) مشخص گردید، محتوای آب ابر با افزایش غلظت هواویزها تغییر می‌کند. افزایش محتوای آب ابر در آزمایش آلوده که در مطالعه حاضر شناسایی شده است برخلاف نتایج تومی (۱۹۷۷) است که محتوای آب ابر ثابت را در نظر گرفت، اما مشابه نتایج آلبرشت (۱۹۸۹) است.

بر اساس نتایج تحقیقات انجام شده توسط عزیزاده و همکاران (۲۰۱۷) در زمینه تأثیر آلودگی هوا بر بارش در جو، مشاهده شده است که در مواجهه با جوّ آلوده، الگوی بارش تحت تأثیر قرار می‌گیرد. در این شرایط، باران خفیف به طور معناداری کاهش می‌یابد، در حالی که باران متوسط و شدید هر دو افزایش می‌یابند. تأثیر این آلودگی مختلف بر الگوی بارش ممکن است به دلیل عوامل متعددی باشد. یکی از این عوامل تأثیر بخار آب بر ابرها است. نمایه نیمرخ‌های عمودی مرتبط با چهار مجموعه هیدرومتر هوا-آب نشان‌دهنده حضور مقدار کافی بخار آب در جو است. این حضور بخار آب به ارتفاعی بالاتر از ۶۰۰ هکتوپاسکال، ممکن است باعث تشکیل و رشد قطرات ابر شود. به عبارت دیگر، آلودگی هوا ممکن است این فرآیند را تسهیل نماید. از طرفی وجود جریان هوای صعودی قوی‌تر نیز می‌تواند به انتقال قطرات آب کوچک‌تر به ارتفاعات بالاتر کمک کند. این جریانات صعودی معمولاً به عنوان یکی از عوامل مهم در افزایش بارش شدید مطرح می‌شوند. نتایج این تحقیق به دلیل وقوع باران خفیف در تاریخ ۳۰ آوریل به وضوح توضیح داده شده‌اند. این رویداد ممکن است نقش مهمی در تغییر الگوی بارش داشته باشد و نتایج تحقیق را تحت تأثیر قرار داده باشد. همچنین مقدار قابل توجهی گرمای نهان که در طول تغییر فاز قطرات ابر منتشر می‌شود، می‌تواند سیستم‌های سامانه‌های همرفتی را تقویت کرده و در نهایت میزان بارندگی را افزایش دهد.

نتایج تحقیق نشان می‌دهند که ویژگی‌های ابر و میزان بارش به طور قابل توجهی تحت تأثیر هواویزها و توزیع ذرات معلق در هوا قرار دارند. این اثرات ممکن است از ترکیبی از فرآیندهای ترمودینامیکی، دینامیکی، و میکروفیزیکی خردفیزیکی ناشی شوند. بنابراین، درک علل فیزیکی و ترکیبی این پدیده‌ها نقش مهمی در تبیین تغییرات الگوی بارش در شرایط آلوده به آلودگی هوا دارد.

## References

زارعی، فاطمه؛ قرایلو، مریم؛ عزیزاده چوبری، امید. (۱۳۹۶). تأثیر هواویزها بر بارش در شرایط رطوبت‌های نسبی متفاوت: مطالعه موردی. مجله ژئوفیزیک ایران. ۱۱(۲)، ۱۳۵-۱۵۵.

مصطفوی، آتنا؛ عزیزاده، امید؛ ثابت قدم، سمانه. (۱۴۰۱). مطالعه موردی تأثیر هواویزها بر ویژگی‌های ابر و بارش در شرایط رطوبت نسبی متفاوت. مجله ژئوفیزیک ایران. ۱۶(۱)، ۳۳-۴۶.

Albrecht, B.A., 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923).1227-1230.

Altartatz, O., Koren, I., Remer, L.A. and Hirsch, E., 2014. Cloud invigoration by aerosols—Coupling between microphysics and dynamics. *Atmospheric Research*, 140.38-60.

Andrea, M. O., Rosenfeld, D. (2008). Aerosol–cloud–precipitation interactions. Part 1. The nature and sources of cloud-active aerosols. *Earth-Science Reviews*, 89(1-2).13–41.

Andreae, M.O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A.A., Frank, G.P., Longo, K.M. and Silva-Dias, M.D., 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *science*, 303(5662).1337-1342.

Archer-Nicholls, S., Lowe, D., Schultz, D.M. and McFiggans, G., 2016. Aerosol–radiation–cloud interactions in a regional coupled model: the effects of convective parameterization and resolution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(9).5573-5594.



- Alizadeh-Choobari, O. and Gharaylou, M. 2017. Aerosol impacts on radiative and microphysical properties of clouds and precipitation formation. *Atmospheric Research*. 185:53-64.
- Colarco, P., da Silva, A., 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D14).
- Da Silva, N., Mailler, S. and Drobinski, P., 2018, March. Aerosol indirect effects on summer precipitation in a regional climate model for the Euro-Mediterranean region. In *Annales Geophysicae*, 36(2).321-335
- Díaz-Fernández, J., Bolgiani, P., Santos-Muñoz, D., Sastre, M., Valero, F., Sebastián-Martín, L.I., Fernández-González, S., López, L. and Martín, M.L., 2021. On the characterization of mountain waves and the development of a warning method for aviation safety using WRF forecast. *Atmospheric Research*, 258.105620.
- Fan, J., Rosenfeld, D., Ding, Y., Leung, L.R. and Li, Z., 2012. Potential aerosol indirect effects on atmospheric circulation and radiative forcing through deep convection. *Geophysical Research Letters*, 39(9).
- 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. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D22).
- Geerts, B., Parsons, D., Ziegler, C.L., Weckwerth, T.M., Biggerstaff, M.I., Clark, R.D., Coniglio, M.C., Demoz, B.B., Ferrare, R.A., Gallus Jr, W.A. and Haghi, K., 2017. The 2015 plains elevated convection at night field project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(4).767-786.
- Ginoux, P., Garbuzov, D. and Hsu, N.C., 2010. Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D5).
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I. and Schepers, D., 2018. ERA5 hourly data on pressure levels from 1979 to present. Copernicus climate change service (c3s) climate data store (cds), 10.
- Holloway, C.E. and Neelin, J.D., 2009. Moisture vertical structure, column water vapor, and tropical deep convection. *Journal of the atmospheric sciences*, 66(6).1665-1683.
- Hong, S.Y., Noh, Y. and Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9).2318-2341.
- Iacono, M.J., Delamere, J.S., Mlawer, E.J., Shephard, M.W., Clough, S.A. and Collins, W.D., 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Jiménez, P.A., Dudhia, J., González-Rouco, J.F., Navarro, J., Montávez, J.P. and García-Bustamante, E., 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Monthly weather review*, 140(3).898-918.
- Kain, J.S., 2004. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of applied meteorology*, 43(1).170-181.
- Kant, S., Panda, J., Pani, S.K. and Wang, P.K., 2019. Long-term study of aerosol–cloud–precipitation interaction over the eastern part of India using satellite observations during pre-monsoon season. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1).605-626.
- Kant, S., Panda, J., Pani, S.K., Wang, P.K., 2019. Long-term study of aerosol–cloud–precipitation interaction over the eastern part of India using satellite observations during pre-monsoon season. *Theor. Appl. Clim.* 136.605–626.
- Khain, A., Rosenfeld, D. and Pokrovsky, A., 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, 131(611).2639-2663.
- Khain, A.P., 2009. Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review. *Environmental Research Letters*, 4(1).015004.
- Khain, A.P., Beheng, K.D., Heymsfield, A., Korolev, A., Krichak, S.O., Levin, Z., Pinsky, M., Phillips, V., Prabhakaran, T., Teller, A. and Van Den Heever, S.C., 2015. Representation of microphysical processes in cloud-resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization. *Reviews of Geophysics*, 53(2).247-322.
- Khain, A.P., BenMoshe, N. and Pokrovsky, A., 2008. Factors determining the impact of aerosols on surface precipitation from clouds: An attempt at classification. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(6).1721-1748.
- Koren, I., Kaufman, Y.J., Rosenfeld, D., Remer, L.A. and Rudich, Y., 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds. *Geophysical Research Letters*, 32(14).

- Koren, I., Remer, L.A., Altaratz, O., Martins, J.V. and Davidi, A., 2010. Aerosol-induced changes of convective cloud anvils produce strong climate warming. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10).5001-5010.
- Kumar, V.V., Protat, A., May, P.T., Jakob, C., Penide, G., Kumar, S. and Davies, L., 2013. On the effects of large-scale environment and surface types on convective cloud characteristics over Darwin, Australia. *Monthly Weather Review*, 141(4).1358-1374.
- Lee, D., Sud, Y.C., Oreopoulos, L., Kim, K.M., Lau, W.K. and Kang, I.S., 2014. Modeling the influences of aerosols on pre-monsoon circulation and rainfall over Southeast Asia. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(13).6853-6866.
- Li, G., Wang, Y. and Zhang, R., 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D15).
- Li, Z., Lau, W.K.M., Ramanathan, V., Wu, G., Ding, Y., Manoj, M.G., Liu, J., Qian, Y., Li, J., Zhou, T., Fan, J., Rosenfeld, D., Ming, Y., Wang, Y., Huang, J., Wang, B., Xu, X., Lee, S.S., Cribb, M., Zhang, F., Yang, X., Zhao, C., Takemura, T., Wang, K., Xia, X., Yin, Y., Zhang, H., Guo, J., Zhai, P.M., Sugimoto, N., Babu, S.S., Brasseur, G.P., 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia. *Rev. Geophys.* 121 (9), 4386–4403.
- 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 Geoscience*, 4(12).888-894.
- Myhre, G., Aas, W., Cherian, R., Collins, W., Faluvegi, G., Flanner, M., Forster, P., Hodnebrog, Ø., Klimont, Z., Lund, M.T. and Mülmenstädt, J., 2017. Multi-model simulations of aerosol and ozone radiative forcing due to anthropogenic emission changes during the period 1990–2015. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(4).2709-2720.
- Niu, F. and Li, Z., 2012. Systematic variations of cloud top temperature and precipitation rate with aerosols over the global tropics. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(18).8491-8498.
- Platnick, S. and Twomey, S., 1994. Remote sensing the susceptibility of cloud albedo to changes in drop concentration. *Atmospheric research*, 34(1-4).85-98.
- Rosenfeld, D., 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophysical research letters*, 26(20).3105-3108.
- Rosenfeld, D., 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *science*, 287(5459), pp.1793-1796.
- Rosenfeld, D., Sherwood, S., Wood, R. and Donner, L., 2014. Climate effects of aerosol-cloud interactions. *Science*, 343(6169).379-380.
- Schiro, K.A., Neelin, J.D., Adams, D.K. and Lintner, B.R., 2016. Deep convection and column water vapor over tropical land versus tropical ocean: A comparison between the Amazon and the tropical western Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 73(10).4043-4063.
- Shapiro, A., E. Fedorovich, and J. G. Gebauer, 2018: Mesoscale ascent in nocturnal low-level jets. *J. Atmos. Sci.*, 75.1403–1427.
- Sherwood, S.C., Minnis, P. and McGill, M., 2004. Deep convective cloud-top heights and their thermodynamic control during CRYSTAL-FACE. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D20).
- Storer, R.L. and Van den Heever, S.C., 2013. Microphysical processes evident in aerosol forcing of tropical deep convective clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(2).430-446.
- Storer, R.L., Van Den Heever, S.C. and Stephens, G.L., 2010. Modeling aerosol impacts on convective storms in different environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(12).3904-3915.
- Tao, W.K., Chen, J.P., Li, Z., Wang, C. and Zhang, C., 2012. Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Tao, W.K., Chen, J.P., Li, Z., Wang, C. and Zhang, C., 2012. Impact of aerosols on convective clouds and precipitation. *Reviews of Geophysics*, 50(2).
- Thompson, G. and Eidhammer, T., 2014. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. *Journal of the atmospheric sciences*, 71(10).3636-3658.
- Trier, S. B., J. W. Wilson, D. A. Ahijevych, and R. A. Sobash, 2017: Mesoscale vertical motions near nocturnal convection initiation in PECAN. *Mon. Wea. Rev.*, 145.2919–2941.
- Twomey, S., 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34.1149-1152.
- Twomey, S.A., Piepgrass, M. and Wolfe, T.L., 1984. An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus B*, 36(5).356-366.
- Waite, M.L. and Khouider, B., 2010. The deepening of tropical convection by congestus preconditioning. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(8), pp.2601-2615.

- Wang, J., Feng, J., Wu, Q., Yan, Z., 2016a. Impact of anthropogenic aerosols on summer precipitation in the Beijing–Tianjin–Hebei urban agglomeration in China: Regional climate modeling using WRF-Chem. *Adv. Atmos. Sci.* 33 (6).753–766.
- Wang, X.C., Liu, Y.M., Bao, Q., 2016b. Impacts of cloud overlap assumptions on radiative budgets and heating fields in convective regions. *Atmos. Res.* 84.122–132.
- Wang, Y., Lee, K.-H., Lin, Y., Levy, M., Zhang, R., 2014. Distinct effects of anthropogenic aerosols on tropical cyclones. *Nat. Clim. Chang.* 4.368–373.
- Zhang, M., Meng, Z., Huang, Y., & Wang, D. (2019). The mechanism and predictability of an elevated convection initiation event in a weak-lifting environment in central-eastern China. *Monthly Weather Review*, 147.1823– 1841,
- Zhang, Y. and Klein, S.A., 2010. Mechanisms affecting the transition from shallow to deep convection over land: Inferences from observations of the diurnal cycle collected at the ARM Southern Great Plains site. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(9).2943-2959.

مقاله  
فیل از انتشار  
روید استادی نشده