

شناسایی ابرهای بارش‌زا در جنوب و جنوب‌غرب ایران با استفاده از مشاهدات ماهواره

CALIPSO و CloudSat

فاطمه فلاح‌زاده^۱، حسن لشکری^{۲*}، علیرضا محمودیان^۳ و علی‌اکبر متکان^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲. استاد، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

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

۴. استاد، گروه سنجش از دور و GIS، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۹/۱۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۳/۴)

چکیده

هدف اصلی این مطالعه، تشخیص ابرهای بارش‌زا و تحلیل ساختار قائم آنها در جنوب و جنوب‌غرب ایران با استفاده از مشاهدات ماهواره CALIPSO و CloudSat است. نخست با استفاده از بارش روزانه ایستگاه‌های همدیدی منطقه مطالعاتی طی دوره آماری ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶ نمونه‌های بارشی و روزهای اوج بارش آنها استخراج شد. سپس جهت اطمینان از وقوع بارش همزمان با لحظه گذر مدار ماهواره‌ها از روی منطقه، از بارش شبکه‌ای ماهواره TRMM استفاده شد. با بررسی مقادیر بارش شبکه‌ای روزهای اوج، سه نمونه بارشی که بارش منطبق بر مسیر ماهواره‌ها رخ داده بود، برای تحلیل ساختار ابر آنها انتخاب شد. چهار ویژگی شامل لایه‌های تضعیف مجموع بازپراکنش در طول موج ۵۳۲ نانومتر، نسبت دیپلاریزاسیون، نسبت رنگی و بازپراکنش رادار با استفاده از داده‌های سنجنده CALIOP و CPR تهیه شد. نتایج تحلیل‌ها نشان داد که در نمونه اول (مسیر A) برخلاف ضخامت زیاد ابر (تقریباً ۱۰ کیلومتر)، حجم بارش کمتر از دو نمونه دیگر است. لایه‌های ابر در راستای قائم به اندازه کافی متراکم و یکپارچه نیست. همچنین ذرات هواویز و بلورهای یخ موجود در ابر به لحاظ تعداد کمتر و از نظر اندازه نیز کوچک‌تر است. در حالی که در دو نمونه دیگر به‌خصوص در مسیر C ضمن این که ابر ضخیم و متراکمی جو منطقه را پوشانده است، غلظت هواویزها و کریستال‌های یخ نیز به مراتب بیشتر است. در مجموع یافته‌های تحقیق نشان داد که با استفاده از مشاهدات ماهواره CloudSat تشخیص ابرهای بارش‌زا و شدت بارش امکان‌پذیر است و داده‌های ماهواره CALIPSO جهت شناسایی دقیق ارتفاع قله ابر و به‌خصوص تمایز ابر از هواویز کاربرد بهتری دارد.

واژه‌های کلیدی: ابر بارش‌زا، بازپراکنش رادار، کالیپسو، کلودست.

۱. مقدمه

از دور می‌توان زمینه درک عمیق‌تر از شرایط جوی منطقه به‌خصوص در مواقع بارش‌های شدید و فراگیر را فراهم آورد و از این طریق ضمن افزایش دقت پیش‌بینی‌های بارش، کاربران را در اتخاذ تصمیمات به‌موقع یاری داد. تاکنون تحقیقات متعددی در خصوص ویژگی‌های فیزیکی ابر با استفاده از سنجنده‌های فعال و غیرفعال ماهواره‌های فضایی صورت گرفته است. به‌عنوان مثال سوزوکی و استفن (۲۰۰۸) در زمینه تشخیص فرایندهای میکروفیزیکی ابر گرم در مقیاس جهانی مطالعه کرد. در این تحقیق با استفاده مشترک از داده‌های سنجنده CPR ماهواره CloudSat و سنجنده‌های MODIS و AMSR-E،

تشکیل ابر اولین شرط لازم برای ایجاد بارش می‌باشد ولی شرط کافی برای آن نیست. چون وقوع بارش نیازمند رشد قطرات درون ابر و وقوع مکانیسمی است که نیروی گرانش بر شناوری قطرات در درون ابر غلبه پیدا کرده و قطره ضمن تبخیر در مسیر بین ابر و زمین پایدار باقی‌مانده و بر سطح زمین سقوط کند. بنابراین این پدیده به سازوکار درونی ابر برای رشد قطرات و ترمودینامیک داخل ابر برای توسعه قائم و افقی آن بستگی دارد. ابرها با توجه به مکانیسم‌های همدیدی و ترمودینامیکی حاکم در مناطق مختلف رفتار و ویژگی‌های متفاوتی دارند. با شناخت این ویژگی‌ها با استفاده از ابزارهای دقیق سنجش

ارتباط بین میانگین بازپراکنش رادار لایه ابر (Z_e) با شعاع مؤثر ذرات ابر بررسی شد. برآورد میانگین فصلی داده‌ها نشان داد که در مقادیر $-10 < Z_e$ dBZ، اساساً فرایند رشد ذرات داخل ابر از طریق میعان صورت می‌گیرد و برای مقادیر $-10 > Z_e$ dBZ، فرایند غالب رشد ذرات درون لایه ابر محسوب می‌شود. تحقیقات وی با بررسی ارتباط بین بازپراکنش رادار (Z_e) و مقیاس زمانی تشکیل باران گرم در یک مدل جهانی ابر (سوزوکی و استفن، ۲۰۰۹)، شناخت فرایندهای میکروفیزیکی ابر گرم از جمله کارایی رشد ذرات و تراکم قطره با استفاده از ترکیب مشاهدات CloudSat و MODIS (سوزوکی و همکاران، ۲۰۱۰) ادامه یافت. همچنین در مطالعه دیگری، سوزوکی و همکاران (۲۰۱۱) روند تشکیل باران گرم را مدل‌سازی کرد. وی بر اساس بازپراکنش رادار لایه‌های ابر نزدیک سطح زمین، سه گروه بارشی شامل گروه بدون بارش، ریزباران و بارشی را طبقه‌بندی کرد و احتمال وقوع بارش را به‌عنوان تابعی از ویژگی‌های ابر شامل اندازه قطره، ضخامت نوری، تراکم قطره، و مسیر آب مایع برآورد کرد.

کاواموتو و سوزوکی (۲۰۱۳) با استفاده از داده‌های رادیومتر و رادار فضایی، خصوصیات ابرهای مایع در عرض‌های میانه را بین ابرهای خشکی و اقیانوسی مقایسه کرد. ویژگی‌های بارش بر مبنای حداکثر بازپراکنش رادار (Z_e) درون لایه ابر به گروه‌های بدون بارش، ریزباران، و بارشی تقسیم‌بندی شد. مقادیر آستانه حداکثر Z_e برای گروه بدون بارش ($Z_e < -15$ dBZ)، ریزباران ($-15 < Z_e < 0$ dBZ) (مقدار باران کمتر از ۰/۰۳ میلی‌متر بر ساعت)، و بارشی ($Z_e > 0$ dBZ) در نظر گرفته شد. همچنین وی در ادامه این پژوهش، رفتار بازپراکنش رادار ۹۴ گیگاهرتز با تغییرپذیری ویژگی‌های ابرهای مایع مانند شعاع مؤثر قطره، ضخامت هندسی و مسیر آب مایع را بر فراز شمال غرب اقیانوس آرام و چین مطالعه کرد (کاواموتو و سوزوکی، ۲۰۱۵).

ونگ و همکاران (۲۰۱۷) بر اساس مشاهدات ماهواره

CloudSat روش جدیدی را برای تشخیص شروع بارش در ابرهای گرم دریایی توسعه داد. در این روش از شیب بازپراکنش رادار نزدیک قله ابر استفاده شد، که با وقوع ریزباران به تدریج معکوس می‌شود. بر اساس یافته‌ها، آستانه بازپراکنش رادار برای شروع بارش در مقیاس جهانی از ۱۸- تا ۱۳- dBZ متغیر است و میانگین جهانی آن ۱۶- dBZ است. علاوه بر این بر مبنای نتایج محاسبات آماری، میانگین جهانی آستانه مسیر آب مایع برای شروع بارش ۱۹۰ گرم بر مترمربع است، که مقدار آن در مناطق مختلف از ۱۵۰ تا بیش از ۳۰۰ گرم بر مترمربع تغییر می‌کند. استفن و هاینس (۲۰۰۷) با ترکیب انواع گوناگون داده‌ها شامل داده‌های سنجنده MODIS و CloudSat، وسیله‌ای برای تخمین فرایند انعقاد باران گرم در مقیاس زمانی را فراهم آورد که بر اساس نتایج حاصل از آن بین ۲۶ دقیقه تا ۳ ساعت متغیر است.

از نمونه تحقیقات دیگر، مطالعاتی است که در خصوص اهمیت میکروفیزیکی و ماکروفیزیکی باران گرم در ابرهای دریایی لایه‌های زیرین جو و نیز اهمیت این متغیرها در شدت و فراوانی وقوع ریزباران در مناطق حاره‌ای و جنب حاره‌ای صورت گرفت (وود و همکاران، ۲۰۰۹؛ کوبار و همکاران، ۲۰۰۹). کیکوچی و سوزوکی (۲۰۱۹) ساختار قائم ذرات را برای طیفی از ابرهای بارش‌زا از کومولوس کم‌عمق تا ابر همرفت عمیق را با استفاده از مجموعه داده‌های چندین سنجنده ماهواره‌های فضایی مطالعه کرد. شناسایی ویژگی‌های فیزیکی ابر استراتوکومولوس بارشی و غیربارشی چین شرقی (لی و همکاران، ۲۰۱۸)، مطالعه خصوصیات ماکروفیزیکی و میکروفیزیکی ابرهای گرم در نیمکره شمالی با استفاده از مشاهدات ماهواره CALIPSO و CloudSat (گائو و همکاران، ۲۰۱۳)، و همچنین بازیابی ریزش باران بر فراز اقیانوس با استفاده از باند W رادار فضایی ماهواره CloudSat (هاینس و همکاران، ۲۰۰۹) از جمله پژوهش‌های دیگری است که در اینجا می‌توان نام برد.

نانومتر عمل می‌کند (وینگر و همکاران، ۲۰۰۷؛ ۲۰۰۹). این سنجنده به دلیل طول موج ریز آن، ابرهای جامد و هواویزها را با توان تفکیک بالا از تراز دریا تا ارتفاع ۴۰ کیلومتری اندازه‌گیری می‌کند (اریک و همکاران، ۲۰۲۰؛ کوما، ۲۰۱۰). قدرت تفکیک اصلی نمونه‌برداری این سنجنده در جهت عمودی ۳۰ متر و افقی ۳۳۳ متر است (هاستلر و همکاران، ۲۰۰۶).

در این تحقیق از داده‌های استاندارد سطح 1B سنجنده CALIOP شامل تضعیف مجموع بازپراکنش در طول موج ۵۳۲ نانومتر، تضعیف بازپراکنش عمودی و موازی در طول موج ۵۳۲ نانومتر، تضعیف بازپراکنش در طول موج ۱۰۶۴ نانومتر، نسبت دیپلاریزاسیون و نسبت رنگی استفاده شد.

ماهواره CloudSat در اواخر آوریل ۲۰۰۶ به فضا پرتاب شد. این ماهواره مجهز به رادار با طول موج ۳/۲ میلی‌متری است که CPR نامیده می‌شود. هدف این سنجنده مشاهده ساختار قائم ابرها و بارش از فضا است. محصولات رادار از تراز دریا تا ارتفاع ۳۰ کیلومتری تولید می‌شود (مرکاند و همکاران، ۲۰۰۸؛ استفن و همکاران، ۲۰۰۲؛ کوما، ۲۰۱۰).

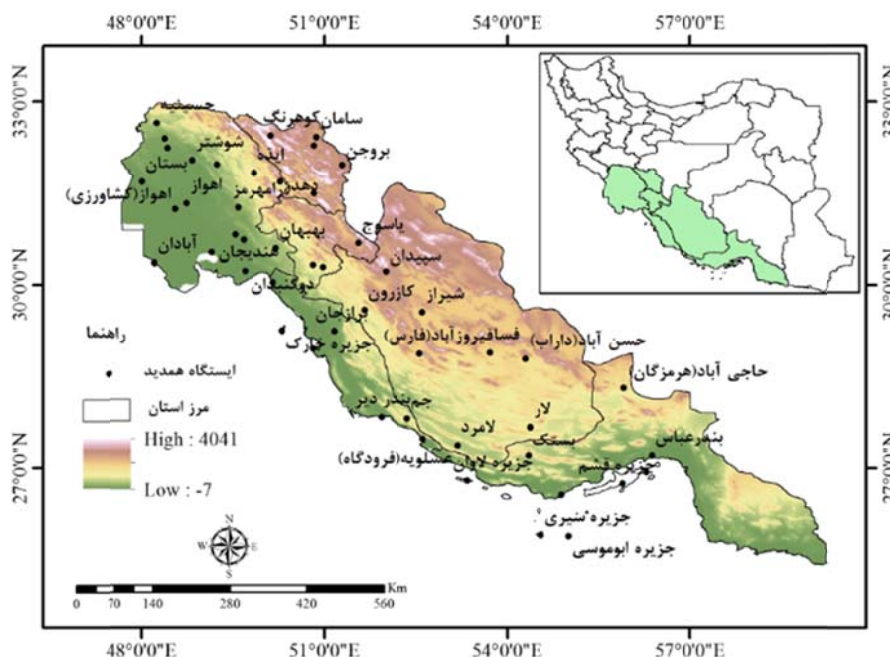
هدف اصلی این مطالعه تمرکز بر روی ساختار قائم ابر بارش‌زا می‌باشد. جهت مشاهده ویژگی‌های عمودی ابر معمولاً به سنجنده‌های فعال مانند لیدار و رادار احتیاج است که بارزترین نمونه آنها ماهواره CALIPSO و CloudSat است (لو و همکاران، ۲۰۱۷). به همین دلیل در تحقیق پیش رو از مشاهدات هر دو ماهواره برای دستیابی به هدف مذکور استفاده شده است.

منطقه هدف، بخش‌هایی از جنوب و جنوب‌غرب ایران که محل ورود سامانه‌های بارشی به‌ویژه از سمت دریای سرخ است برای تحلیل ابر آن انتخاب شد. ایستگاه‌های همدیدی به گونه‌ای انتخاب شدند که پراکنش مناسبی در استان‌های کهگیلویه و بویراحمد، چهارمحال و بختیاری، خوزستان، بوشهر، هرمزگان و فارس داشته باشند.

۲. مواد و روش

۲-۱. مواد

ماهواره CALIPSO در تاریخ ۲۸ آوریل ۲۰۰۶ با هدف مشاهده توزیع قائم ابرها و هواویزهای جوی به فضا پرتاب شد. CALIOP، نخستین سنجنده ماهواره CALIPSO مبتنی بر لیزری است که در دو طول‌موج ۵۳۲ و ۱۰۶۴



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی و ایستگاه‌های همدیدی.

و قدرت تفکیک مکانی ۰/۱ در ۰/۱ درجه است استفاده شد.

علاوه بر این، از داده بارش روزانه ۴۹ ایستگاه همدیدی منطقه مطالعاتی طی دوره آماری ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶ که از سازمان هواشناسی کشور دریافت شد جهت انتخاب نمونه‌های بارشی استفاده شد.

۲-۲. روش

در این پژوهش نخست با استفاده از داده بارش روزانه ایستگاه‌های همدیدی منطقه مطالعاتی طی دوره آماری ۱۱ ساله (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۶) نمونه‌های بارشی استخراج شد. انتخاب این نمونه‌ها بر مبنای دو پارامتر میانگین بارش سامانه و تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش صورت گرفت. میانگین بارش سامانه، از نسبت مجموع بارش دریافتی کل ایستگاه‌ها در یک روز به تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش در همان روز به دست آمد. جهت حذف نمونه‌های بارشی ضعیف، برای پارامترهای مذکور آستانه بارشی تعیین شد. بدین گونه که حداقل در یکی از روزهای فعالیت سامانه بارشی، تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش از ۱۵ ایستگاه و میانگین بارش سامانه از ۱۵ میلی‌متر کمتر نباشد و به عنوان روز اوج بارش نامیده شد. در مجموع خروجی این معیارها، ۷۴ سامانه بارشی بود که از یک روز تا یک هفته دوام داشته‌اند. از این تعداد سامانه ۱۰۷ روز بارش با مشخصات فوق استخراج شد.

در مرحله بعد، از بین ۱۰۷ روز اوج بارش، روزهایی که مدار ماهواره CALIPSO و CloudSat همزمان از روی منطقه عبور کرده باشد و بارش سامانه نیز در اوج بوده است. ۱۰ نمونه به عنوان نماینده این سامانه‌ها انتخاب شد. تا این مرحله، انتخاب نمونه‌ها و روزهای اوج بارش بر اساس بارش روزانه صورت گرفت. در ادامه داده شبکه‌ای بارش سطح 3B ماهواره TRMM که با فاصله زمانی ۳۰ دقیقه در دسترس بود با لحظه گذر مدار ماهواره‌ها در ۱۰ روز باقی‌مانده مقایسه شد. در نهایت ۳ نمونه بارشی با مسیرهای متفاوت گذر مدار ماهواره (مسیر A، B و C) از

داده‌های سطح 2B-GEOPROF سنجنده CPR که دارای مقادیر بازپراکنش رادار در یک توان تفکیک افقی ۱/۷ کیلومتر (طول مسیر) در ۱/۴ کیلومتر (عرض مسیر) و ۲۴۰ متر توان تفکیک قائم است (ونگ و همکاران، ۲۰۱۷) بخش دیگری از داده‌ها را تشکیل می‌دهد.

ماهواره CALIPSO و CloudSat از ماهواره‌های مجموعه A-train هستند که در ارتفاع ۷۰۵ کیلومتری با زاویه میل ۹۸/۲ درجه و یک چرخه ۱۶ روزه در مدار زمین قرار دارند (وینگر و همکاران، ۲۰۰۷؛ ۲۰۰۹). ماهواره CloudSat حدود ۶۰ ثانیه پشت سر ماهواره Aqua و ۱۵ ثانیه جلوی ماهواره CALIPSO حرکت می‌کند (برای خاصی و همکاران، ۲۰۱۸). پالس‌های سنجنده CALIOP به قطرات ریز ابر و بلورهای یخ خیلی حساس است و به راحتی ابرهای نازک مانند سیروس و لایه‌های فوقانی ابرهای متراکم را شناسایی می‌کند، برخلاف سیگنال‌های سنجنده CPR که به قطرات بزرگ ابر و ذراتی در اندازه بارش حساس است و قادر به نفوذ در ابرهای ضخیم و متراکم است (لو و همکاران، ۲۰۱۷). با توجه به قابلیت هر یک از سنجنده‌های مذکور و همپوشانی داده‌ها، جهت دستیابی به نتیجه مطلوب و قابل اعتماد از ترکیب مشاهدات هر دو ماهواره استفاده شد.

ماهواره TRMM در ۲۷ نوامبر ۱۹۹۷ به فضا پرتاب شد. این ماهواره در ارتفاع ۳۵۰ کیلومتری از سطح زمین قرار دارد و به دلیل زاویه میل پایین مدار آن (۳۵ درجه نسبت به خط استوا) یک پوشش عالی از مناطق حاره‌ای را برای مشاهده باران فراهم می‌کند. این ماهواره حامل چندین سنجنده است که به پایش بارش اختصاص دارد و به دلیل دقت قابل قبول محصول بارش آن به میزان زیادی مورد استفاده قرار گرفته است (کیخسروی کیانی و همکاران، ۲۰۲۰؛ کومرو و همکاران، ۲۰۰۰؛ ادلر و همکاران، ۲۰۰۰). به منظور اطمینان از وقوع بارش در لحظه گذر ماهواره، از داده شبکه‌ای بارش سطح 3B ماهواره TRMM که دارای مقادیر بارش در فاصله زمانی ۳۰ دقیقه

تهیه شد. بر اساس لایه‌های مذکور ارتفاع قله و پایه ابر استخراج شد. در مرحله پایانی در هر یک از مسیرهای سه‌گانه، پیکسل‌هایی که در طول مسیر ماهواره بیشترین بارش را دریافت کردند، به‌عنوان نمونه‌های مطالعاتی با ضخامت ابر در همان نقاط مورد ارزیابی قرار گرفت. در نهایت ارتباط بین ضخامت ابر و بارش و اختلاف‌هایی که از این لحاظ بین نمونه‌ها وجود داشت با استفاده از لایه‌های استخراجی از سنجنده‌ها تحلیل شد.

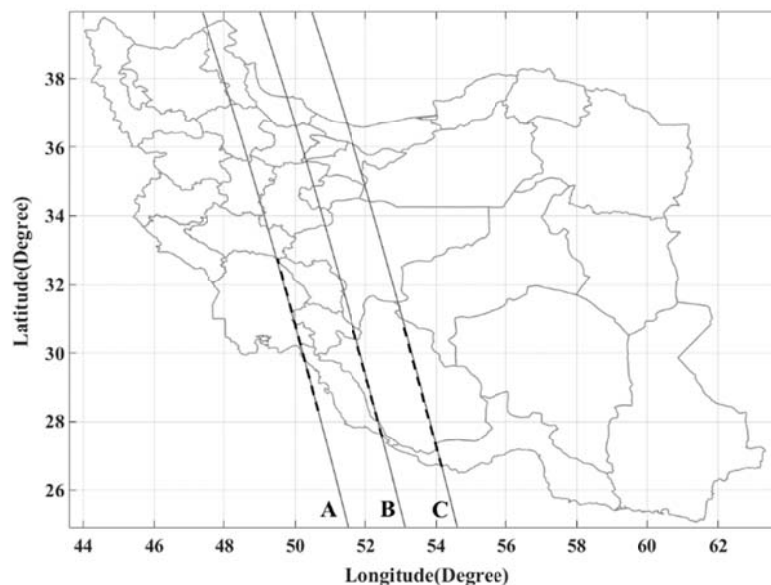
۳. بحث و نتایج

۳-۱. ارزیابی سامانه‌های بارشی

همان‌طور که بیان شد، بر اساس روش بالا، توده‌های ابر سه نمونه بارشی برای تحلیل ویژگی‌های آن انتخاب شد. به‌منظور بررسی دقیق توده ابر، فقط بخشی از مدار ماهواره‌ها که از روی منطقه عبور کرده است، برای مطالعه در نظر گرفته شد که در شکل ۲ با خطوط بریده بریده نشان داده شده است. مختصات جغرافیایی این خطوط در هر یک از مسیرهای مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است.

روی منطقه هدف جهت تحلیل نهایی ابر انتخاب شد. سپس در هر یک از مسیرهای فوق در قالب نقشه‌های جداگانه، شدت و وسعت فعالیت سامانه‌های بارشی به‌لحاظ بارش ایستگاهی بررسی شد و هسته‌های بارش مشخص شد. بر مبنای بارش شبکه‌ای در هر سه مسیر، بارش پیکسل‌هایی که در موقعیت منطقه هدف منطبق بر مدار ماهواره بودند استخراج شد و به‌شکل نمودار ارائه شد.

در گام بعدی، با استفاده از داده‌های استاندارد سطح IB لیدار ماهواره CALIPSO، سه ویژگی شامل تضعیف مجموع بازپراکنش در طول‌موج ۵۳۲ نانومتر (β_{532})، تضعیف عمودی بازپراکنش در طول‌موج ۵۳۲ نانومتر ($\beta_{532, \perp}$) و تضعیف بازپراکنش در طول‌موج ۱۰۶۴ نانومتر (β_{1064}) استخراج شد. همچنین سه ویژگی شامل تضعیف بازپراکنش موازی در طول‌موج ۵۳۲ نانومتر ($\beta_{532, \parallel}$)، نسبت دیپلاریزاسیون (δ) و نسبت رنگی (χ) از داده‌های مذکور محاسبه شد. علاوه بر این، با استفاده از داده‌های رادار ماهواره CloudSat ویژگی بازپراکنش رادار (Z_e) استخراج شد. خروجی ویژگی‌های بالا به شکل پروفیل‌هایی برای مسیرهای فوق به‌صورت جداگانه



شکل ۲. مسیر مدارهای ماهواره CALIPSO و CloudSat در روزهای بارشی مورد مطالعه.

جدول ۱. مختصات جغرافیایی مسیرهای ماهواره‌ای مورد مطالعه.

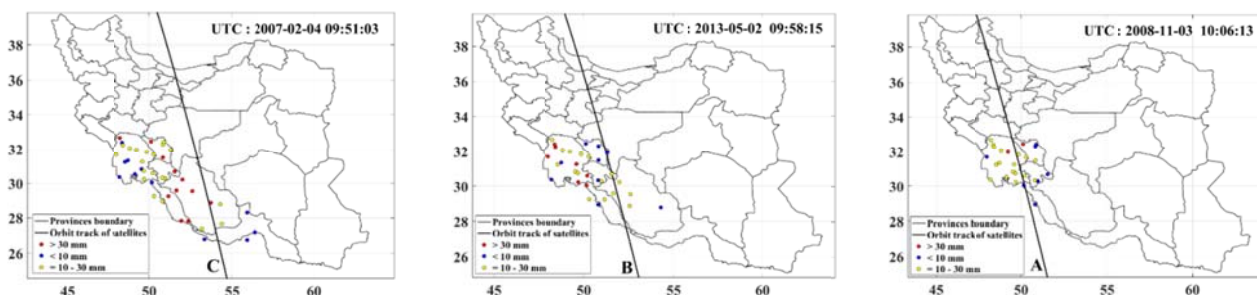
مختصات جغرافیایی انتهای مسیر		مختصات جغرافیایی ابتدای مسیر		مسیرهای مورد مطالعه
طول	عرض	طول	عرض	
۴۹/۴۸	۳۲/۷۵	۵۰/۶۱	۲۸/۴۵	A
۵۱/۶۵	۳۰/۵۵	۵۲/۳۴	۲۷/۸۴	B
۵۳/۰۵	۳۰/۹۶	۵۴/۱۴	۲۶/۶۹	C

ثبت شده است.

در مسیر B سامانه بارشی سه روز تداوم یافته است که اوج آن در روز ۲ می ۲۰۱۳ بوده است. مجموع بارش سامانه ۷۰۸ میلی‌متر است. شدت بارش این سامانه نسبت به نمونه قبلی بیشتر است. هسته بارش بر روی استان خوزستان قرار دارد ولی مسیر فعالیت آن به سمت بخش‌های میانی منطقه نیز گسترش پیدا کرده است. دو ایستگاه فیروزآباد فارس با عرض ۳۰/۶۹ درجه و ایستگاه بروجن در عرض ۳۱/۹۷ درجه در مسیر عبور ماهواره واقع شده‌اند که مقدار بارش روزانه آنها به ترتیب ۱۹ و ۷/۲ میلی‌متر گزارش شده است. در مسیر C که بارش در روز ۲ فوریه ۲۰۰۷ به اوج خود رسید، جزو نمونه‌های بارشی است که تقریباً یک هفته دوام داشت. مجموع بارش سامانه به ۹۴۵ میلی‌متر رسید که تقریباً تمام ایستگاه‌های منطقه را درگیر کرد. شدت و وسعت فعالیت این سامانه نسبت به دو نمونه قبلی بیشتر است به گونه‌ای که فقط ایستگاه‌های واقع در انتهای جنوبی منطقه در استان هرمزگان حداقل بارش دریافتی را نشان می‌دهند. ایستگاه فسا در عرض ۲۸/۸۹ درجه منطبق بر مسیر ماهواره در یک شبانه‌روز ۳۵ میلی‌متر بارش دریافت کرده است.

با هدف درک روشنی از شدت و وسعت فعالیت سامانه‌ها، پراکنش جغرافیایی ایستگاه‌ها و مقادیر بارش روزانه آنها به تفکیک روزهای بارشی نمونه در شکل ۳ نشان داده شده است. دایره‌های قرمز نشان‌دهنده ایستگاه‌هایی است که بیش از ۳۰ میلی‌متر بارش دریافت کرده‌اند. دایره‌های زرد بین ۱۰ تا ۳۰ و دایره‌های آبی کمتر از ۱۰ میلی‌متر را نشان می‌دهند. همچنین مجموع بارش سامانه در هر یک از این نمونه‌ها و حجم بارش دریافتی منطقه به تفکیک استان‌ها در جدول ۲ آورده شده است.

در مسیر A، اوج بارش سامانه در روز ۳ نوامبر ۲۰۰۸ رخ داده است که طبق روش به‌کاررفته در این تحقیق جزء نمونه‌های بارشی دو روزه محسوب می‌شود. مجموع بارش سامانه در کل منطقه ۳۸۰ میلی‌متر است که با درگیر کردن ۲۶ ایستگاه، میانگین بارش ۱۵ میلی‌متر محاسبه شد. هسته بارش در شمال منطقه به‌ویژه استان خوزستان قرار دارد. از مجموع ایستگاه‌های هم‌دید، دو ایستگاه در مسیر عبور ماهواره‌ها واقع شده است. ایستگاه ایذه در استان خوزستان با عرض جغرافیایی ۳۱/۸۴ درجه در طول شبانه‌روز ۲۱ میلی‌متر بارش دریافت کرده است و ایستگاه بندر دیلم در استان بوشهر در عرض ۳۰/۰۵ درجه، ۱/۴ میلی‌متر بارش



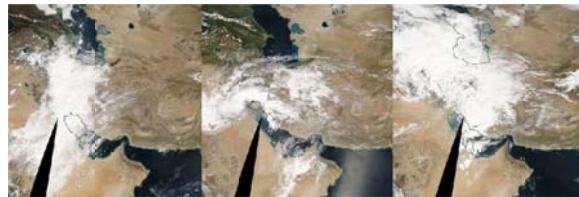
شکل ۳. ایستگاه‌های هم‌دید درگیر بارش روزانه در نمونه‌های بارشی.

جدول ۲. مشخصات سامانه‌های بارشی در تمام مسیرهای مورد مطالعه.

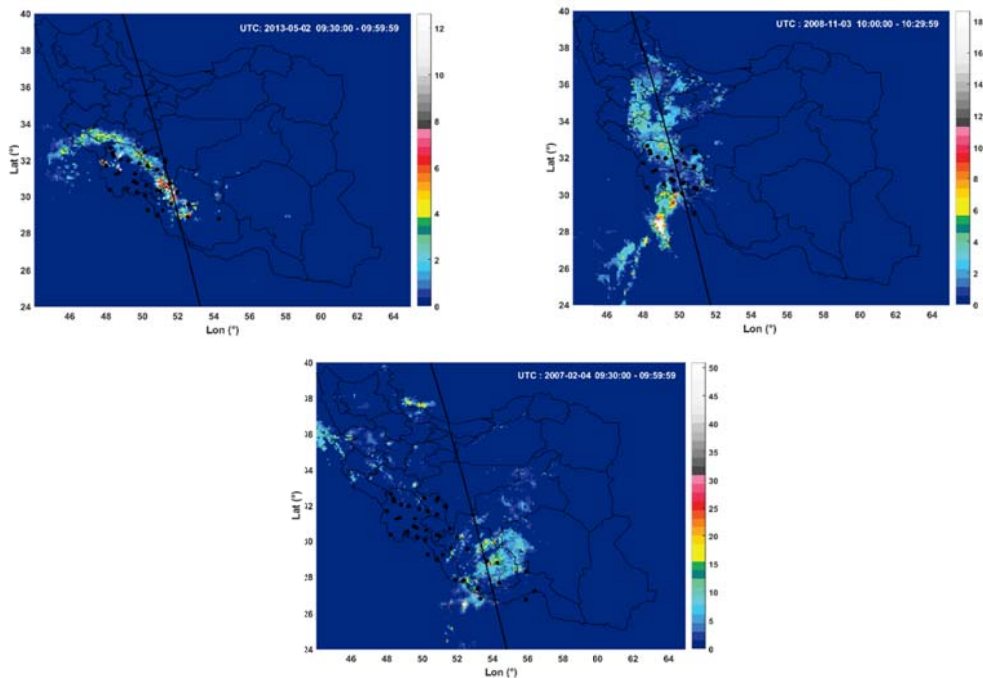
تعداد ایستگاه‌های درگیر بارش	میانگین بارش	مجموع بارش	مقدار بارش استان‌ها بر حسب میلی‌متر					روز اوج بارش	مسیر	
			فارس	کهگیلویه و بویراحمد	چهارمحال و بختیاری	هرمزگان	بوشهر			خوزستان
۲۶	۱۵	۳۸۰/۲	۰	۱۷	۷۰/۱	۰	۴/۴	۳۸۸/۷	۲۰۰۸/۱۱/۰۳	A
۳۲	۲۲	۷۰۸/۸	۷۹/۴	۳۸/۱	۲۵/۷	۰	۱۰۲/۶	۴۶۳	۲۰۱۳/۰۵/۰۲	B
۴۲	۲۲	۹۴۴/۶	۲۳۸/۸	۸۶	۱۵۹/۱	۱۵/۲	۱۸۳/۹	۲۶۱/۶	۲۰۰۷/۰۲/۰۴	C

شکل ۵، متوسط نرخ بارش سطح زمین (میلی‌متر بر ساعت) نمونه‌های بارشی را با توان تفکیک زمانی ۳۰ دقیقه نشان می‌دهد. در این شکل محور افقی و عمودی به ترتیب طول و عرض جغرافیایی، خط مشکی موقعیت مسیر ماهواره و دایره‌های مشکی، ایستگاه‌های درگیر بارش روزانه را نشان می‌دهند. مجموع بارش پیکسل‌هایی که منطبق بر گذر ماهواره‌ها از روی منطقه هدف است در مسیرهای A، B و C به ترتیب ۴۰/۶، ۶۴ و ۱۶۶ میلی‌متر است (جدول ۳).

تصویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS از توده‌های ابر به ترتیب از سمت چپ، مسیر A، B و C را نشان می‌دهد (شکل ۴). در هر سه مسیر پوشش افقی ابر با فعالیت سامانه بارشی در طی روزهای اوج بارش در منطقه منطبق است. با توجه به این‌که گذر مدار ماهواره‌ها از روی منطقه در لحظه‌ای از طول شبانه‌روز صورت می‌گیرد، از این‌رو برای آگاهی از مقدار و پهنه بارش دریافتی منطقه در نزدیک‌ترین فاصله زمانی به گذر ماهواره‌ها از داده شبکه‌ای بارش سطح 3B ماهواره TRMM استفاده شد.



شکل ۴. تصویر ماهواره‌ای سنجنده MODIS مسیرهای مورد مطالعه.



شکل ۵. متوسط نرخ بارش سطح زمین (میلی‌متر بر ساعت) با فاصله زمانی ۳۰ دقیقه در نمونه‌های بارشی.

جدول ۳. بارش پیکسل‌های منطبق بر مسیر ماهواره منطقه هدف در تمام مسیرها.

مسیر A		مسیر B		مسیر C	
عرض جغرافیایی	بارش (mm)	عرض جغرافیایی	بارش	عرض جغرافیایی	بارش
۲۹/۷۵	۱/۳	۲۸/۷۵	۲/۱	۲۷/۵۵	۷/۱
۲۹/۹۵	۱/۴	۲۸/۸۵	۳/۶	۲۷/۶۵	۴/۳
۳۰/۰۵	۱/۲	۲۸/۹۵	۴/۷	۲۷/۸۵	۳/۲
۳۰/۱۵	۲/۹	۲۹/۶۵	۱/۶	۲۷/۹۵	۴/۳
۳۰/۲۵	۱/۲	۲۹/۷۵	۲/۳	۲۸/۰۵	۵/۹
۳۰/۳۵	۱/۹	۲۹/۸۵	۵/۷	۲۸/۱۵	۵/۱
۳۱/۴۵	۱	۲۰/۹۵	۱/۳	۲۸/۲۵	۶/۷
۳۱/۵۵	۱/۱	۳۰/۰۵	۸/۷	۲۸/۳۵	۶/۹
۳۱/۷۵	۱/۴	۳۰/۱۵	۱۱/۹	۲۸/۴۵	۷/۹
۳۱/۸۵	۱/۵	۳۰/۲۵	۹/۸	۲۸/۵۵	۱۳/۹
۳۱/۹۵	۱/۹	۳۰/۳۵	۶/۱	۲۸/۶۵	۷/۳
۳۲/۰۵	۱/۶	۳۰/۴۵	۱/۶	۲۸/۷۵	۱۱/۳
۳۲/۱۵	۲/۷	۳۰/۵۵	۴/۷	۲۸/۸۵	۳/۱
۳۲/۲۵	۳/۵			۲۹/۲۵	۱۵/۸
۳۲/۳۵	۵/۴			۲۹/۳۵	۳
۳۲/۴۵	۴/۶			۲۹/۴۵	۷/۲
۳۲/۵۵	۴/۱			۲۹/۵۵	۱۴/۸
۳۲/۶۵	۲			۲۹/۶۵	۱۲/۹
				۲۹/۷۵	۶/۵
				۳۰/۰۵	۶
				۳۰/۱۵	۳/۳
				۳۰/۸۵	۳/۶
				۳۰/۹۵	۶/۲
مجموع بارش	۴۰/۶	مجموع بارش	۶۴/۱	مجموع بارش	۱۶۶

بازپراکنش موازی و عمودی در طول موج ۵۳۲ نانومتر است که از رابطه ۱ به دست می‌آید (هاستلر و همکاران، ۲۰۰۶).

$$\beta_{532, \text{Total}} = (\beta_{532, \parallel} + \beta_{532, \perp}) T_{532}^2 \quad (1)$$

در شکل ۶، تصاویر سمت چپ، لایه $\beta_{532, \text{Total}}$ را در هر یک از مسیرهای ماهواره نشان می‌دهد. توان سیگنال‌ها به صورت کدهای رنگی نشان داده شده است. شدت رنگ‌ها نشان‌دهنده بازپراکنش‌های قوی‌تر ابر است (جزئیات بیشتر را در لینک زیر مشاهده کنید: https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/browse/in-dex.php). پالس‌های سنجنده CALIOP به دلیل طول موج ریزی که دارد قادر است لایه‌های فوقانی ابرهای متراکم را با توان تفکیک بالا تشخیص دهد ولی نمی‌تواند به درون ابرهای ضخیم نفوذ کند و به سرعت تضعیف

در ادامه به ساختار ابر منجر به این بارش‌ها می‌پردازیم، برای این منظور پروفیل‌هایی که با استفاده از داده‌های لیدار و رادار ماهواره CALIPSO و CloudSat از توده ابرهای بارش‌زای منطقه تهیه شده است بررسی می‌شود.

۲-۳. استخراج ویژگی‌ها

در این بخش به بررسی ویژگی‌های خروجی از داده سنجنده CALIOP شامل تضعیف مجموع بازپراکنش در طول موج ۵۳۲ نانومتر، نسبت دیپلاریزاسیون و نسبت رنگی و نیز ویژگی خروجی از سنجنده CPR که شامل بازپراکنش رادار است، می‌پردازیم.

۱-۲-۳. لایه تضعیف مجموع بازپراکنش

تضعیف مجموع بازپراکنش (β_{532})، ترکیب سیگنال‌های

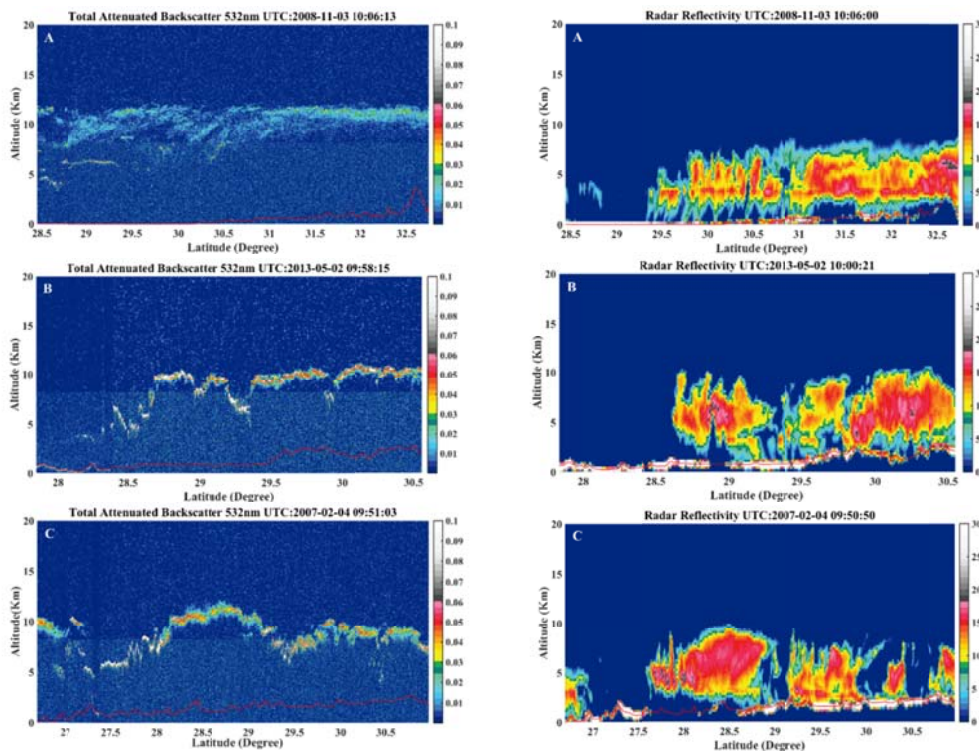
$0 \text{ dBZ} < Z_e < 15 \text{ dBZ}$ (مقدار باران کمتر از 0.3 mm) میلی‌متر بر ساعت)، و بارشی ($Z_e > 0 \text{ dBZ}$) در نظر گرفته شد. یا این که سوزوکی و استفن (۲۰۰۸) در بررسی ارتباط بین میانگین بازپراکنش رادار لایه ابر (\bar{Z}_e) با شعاع مؤثر ذرات ابر به این نتیجه رسید که در مقادیر $\text{dBZ} < -10$ \bar{Z}_e اساساً فرایند رشد ذرات داخل ابر از طریق میعان صورت می‌گیرد و برای مقادیر $\text{dBZ} > -10$ \bar{Z}_e انعقاد، فرایند غالب رشد ذرات درون لایه ابر محسوب می‌شود. علاوه بر تشخیص شدت بارش، از این لایه برای برآورد ارتفاع پایه ابر نیز استفاده می‌شود که در اینجا مدنظر قرار گرفته است.

شکل ۶، تصاویر سمت راست، لایه Z_e را برای مسیرهای مورد مطالعه نشان می‌دهد. برای تهیه این لایه فقط مقادیر $Z_e > 0 \text{ dBZ}$ جهت وضوح بیشتر تصاویر و حذف نویزها در نظر گرفته شد. مقادیر نزدیک 30 dBZ که به رنگ سفید نشان داده شده است ناشی از اثرات انعکاس سطح زمین بر روی سیگنال‌های رادار است و به‌عنوان نویز محسوب می‌شود. در تمام تصاویر این شکل خط ممتد قرمز پستی و بلندی‌های سطح زمین را نشان می‌دهد.

می‌شود؛ بنابراین در تحقیق حاضر از این لایه جهت برآورد ارتفاع قله ابر با دقت بالاتری استفاده شده است.

۳-۲-۲. لایه بازپراکنش رادار

لایه بازپراکنش رادار (Z_e) از محصولات استاندارد سطح 2B-GEOPROF سنجنده CPR استخراج شد. پالس‌های سنجنده CPR به ذرات درشت ابر و قطرات در اندازه بارش حساس است. محققان در مطالعات خود در مقیاس جهانی و منطقه‌ای با استفاده از محصولات این سنجنده آستانه‌هایی را برای توان بازپراکنش رادار جهت تشخیص شدت بارش ابر تعیین کرده‌اند. به‌عنوان مثال بر اساس یافته‌های ونگ و همکاران (۲۰۱۷)، آستانه بازپراکنش رادار برای شروع بارش در مقیاس جهانی از -18 تا -13 dBZ متغیر است و میانگین جهانی آن -16 dBZ است. کواموتو و سوزوکی (۲۰۱۳؛ ۲۰۱۵) ویژگی‌های بارش بر مبنای حداکثر بازپراکنش رادار (Z_e) درون لایه ابر مایع در عرض‌های میانه را به گروه‌های بدون بارش، ریزباران، و بارشی تقسیم‌بندی کرد. مقادیر آستانه حداکثر Z_e برای گروه بدون بارش ($Z_e < -15 \text{ dBZ}$)، ریزباران



شکل ۶. ویژگی‌های استخراج شده از سنجنده CALIOP و CPR شامل: $\beta_{532, \text{Total}}$ و Z_e در تمام مسیرها.

(so_users_guide/browse/index.php)

۳-۲-۳. لایه نسبت دیپلاریزاسیون

نسبت دیپلاریزاسیون (δ)، نسبت تضعیف بازپراکنش کانال‌های عمودی به موازی در طول موج ۵۳۲ نانومتر است که با استفاده از رابطه ۲ تعیین می‌شود (ووقان و همکاران، ۲۰۰۵). این نسبت درجه نامنظمی ذرات را نشان می‌دهد و شاخص مفیدی برای تمایز ذرات با اشکال نامنظم (مانند ریزگرد و بلور یخ) از ذرات کروی شکل است. نسبت دیپلاریزاسیون بزرگ نشان‌دهنده ذرات غیرکروی است (لیو و همکاران، ۲۰۱۷؛ براخاصی و همکاران، ۲۰۱۸).

$$\delta = \frac{\beta_{532, \perp}}{\beta_{532, \parallel}} \quad (2)$$

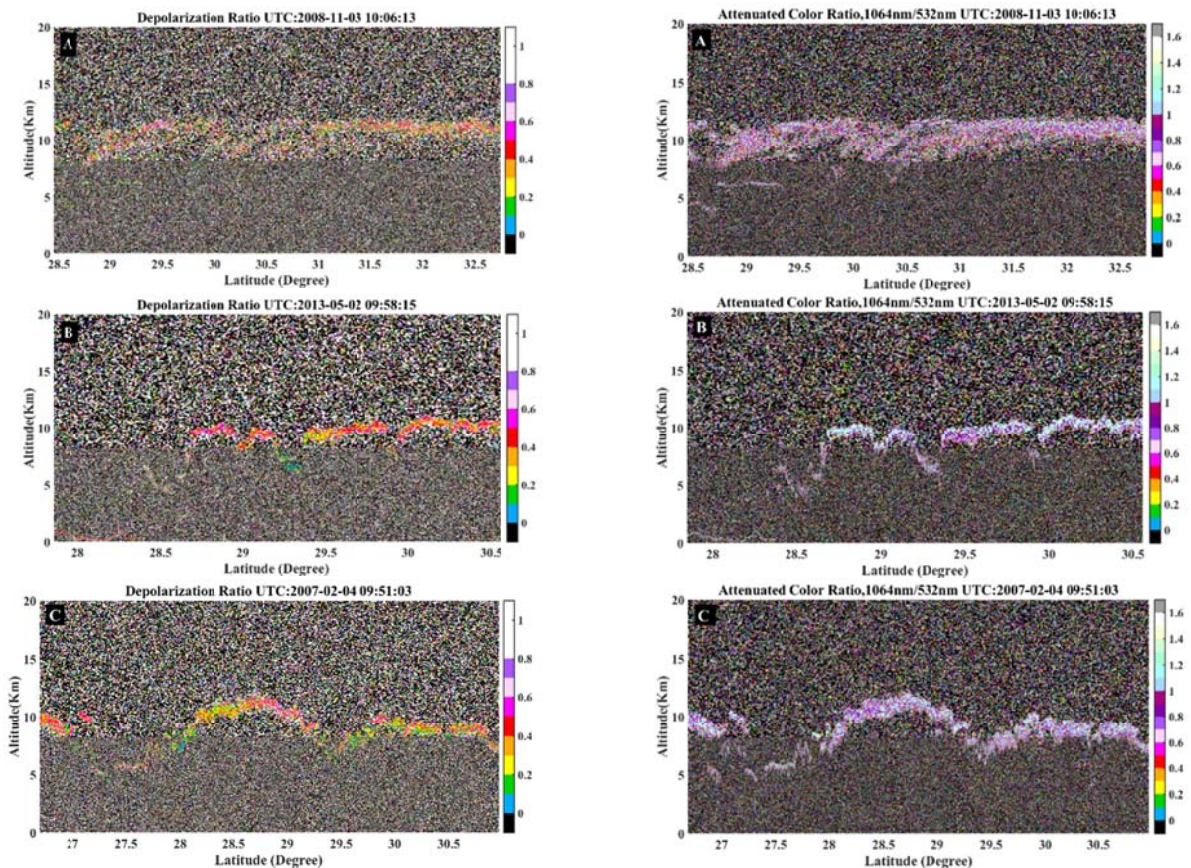
به‌طور کلی نسبت دیپلاریزاسیون ابرهای یخی مانند سیروس در محدوده ۰/۲۵ تا ۰/۴ و هواویزهای گرد و غبار معمولاً در محدوده تقریبی ۰/۱۵ نشان داده می‌شوند (برای مطالعه جزئیات بیشتر به لینک زیر مراجعه کنید: <https://www.calipso.larc.nasa.gov/resources/calip>)

۳-۲-۴. لایه نسبت رنگی

نسبت رنگی (χ)، نسبت تضعیف بازپراکنش در طول موج ۱۰۶۴ نانومتر به تضعیف مجموع بازپراکنش در طول موج ۵۳۲ نانومتر است که از رابطه ۳ به دست می‌آید (ووقان و همکاران، ۲۰۰۵). نسبت رنگی، اندازه‌گیری متداول اندازه ذرات است. یک نسبت رنگی بزرگ نشان‌دهنده اندازه بزرگ ذرات است (لیو و همکاران، ۲۰۱۷). به‌طور کلی ابرها دارای ضرایب بازپراکنش و نسبت‌های رنگی ($\chi \sim 1$) بزرگ‌تر در مقایسه با هواویزها هستند. از این ویژگی‌های بازپراکنش برای تمایز ابرها از هواویزها استفاده می‌شود (لیو و همکاران، ۲۰۰۵).

$$\chi = \frac{\beta_{1064}}{\beta_{532}} \quad (3)$$

در شکل ۷، تصاویر سمت چپ، لایه δ و تصاویر سمت راست، لایه χ را برای مسیرهای A، B و C نشان می‌دهد.

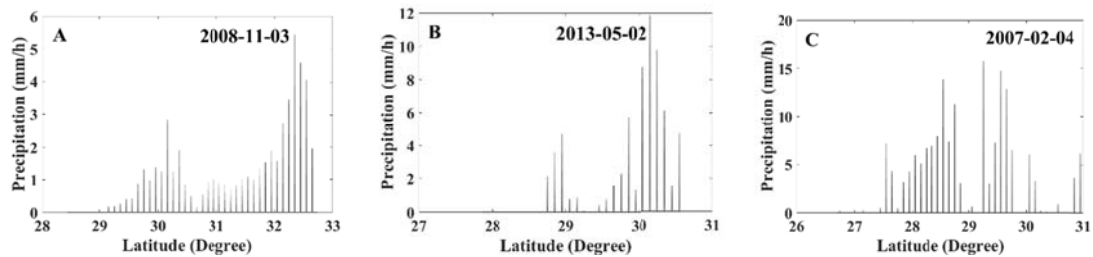


شکل ۷. ویژگی‌های استخراج شده از سنجنده CALIOP شامل: δ و χ در تمام مسیرها.

۳-۳. استخراج ضخامت ابر

بیشتری را دریافت کرده اند، به‌عنوان نمونه انتخاب شدند (شکل ۸) و نتایج استخراج پارامترها در هر کدام از این نمونه‌ها در جدول ۴ ارائه شد. همان‌گونه که از جدول مذکور و نمودار بارش مسیرهای مورد مطالعه مشاهده می‌شود، در روز ۳ نوامبر ۲۰۰۸ (A) سه پیکسل بارش بیشتری را در مسیر ماهواره ثبت کرده‌اند. مقدار بارش پیکسل‌ها ۵/۴، ۴/۶ و ۴/۱ میلی‌متر است. ضخامت ابر در این نقاط به ترتیب ۹/۷، ۹/۷ و ۹/۲ کیلومتر است. در مسیر B حداکثر بارش ثبتی ۱۱/۹، ۹/۸ و ۸/۷ میلی‌متر است. ضخامت ابر در همین نقاط به ترتیب ۸/۸، ۸/۱ و ۸/۱ کیلومتر است. در مسیر C نیز بارش پیکسل‌ها ۱۵/۸، ۱۴/۸، ۱۳/۹، ۱۲/۹ و ۱۱/۳ میلی‌متر ثبت شده است و ضخامت ابر به ترتیب ۷/۲، ۶/۴، ۹/۷، ۶/۵ و ۱۰/۳ کیلومتر است.

همان‌گونه که بیان شد بر مبنای لایه‌های Z_e و $\beta_{532, Total}$ ارتفاع قله و پایه ابر در مسیرهای A، B و C قابل استخراج است. لازم به‌ذکر است در این سه نمونه بارشی تشخیص ارتفاع پایه ابر در لایه‌های مجاور سطح زمین به‌ویژه در ارتفاعات به دلیل تداخل بازپراکنش رادار از سطح زمین و کف ابر نیاز به دقت بیشتری دارد. زیرا در برخی از نقاط مرتفع کف ابر تقریباً چسبیده به سطح زمین است؛ بنابراین در تحقیق حاضر در موارد مذکور، پایه ابر با فاصله یک یا دو لایه از سطح زمین بر اساس توان تفکیک عمودی سنجنده CPR در نظر گرفته شد. در این بخش به منظور درک بهتر ارتباط بین ضخامت ابر و بارش، در هر یک از مسیرهای فوق پیکسل‌هایی که بارش



شکل ۸. نمودار بارش دریافتی پیکسل‌های مسیرهای مورد مطالعه.

جدول ۴. نمونه‌های استخراج ضخامت ابر و بارش در تمام مسیرها.

	عرض جغرافیایی	بارش (mm)	ارتفاع قله ابر (km)	ارتفاع پایه ابر (km)	ارتفاع سطح زمین (km)	ضخامت ابر (km)
مسیر A	۳۲/۳۵	۵/۴	۱۱/۶	۱/۹	۱	۹/۷
	۳۲/۴۵	۴/۶	۱۱/۶	۱/۹	۱/۲	۹/۷
	۳۲/۵۵	۴/۱	۱۱/۶	۲/۴	۲/۴	۹/۲
مسیر B	عرض جغرافیایی	بارش (mm)	ارتفاع قله ابر	ارتفاع پایه ابر	ارتفاع سطح زمین	ضخامت ابر
	۳۰/۰۵	۸/۷	۱۰/۷	۲/۶	۱/۷	۸/۱
	۳۰/۱۵	۱۱/۹	۱۱	۲/۲	۱/۹	۸/۸
	۳۰/۲۵	۹/۸	۱۰/۷	۲/۶	۲/۳	۸/۱
مسیر C	عرض جغرافیایی	بارش (mm)	ارتفاع قله ابر	ارتفاع پایه ابر	ارتفاع سطح زمین	ضخامت ابر
	۲۸/۵۵	۱۳/۹	۱۱/۶	۱/۹	۱/۲	۹/۷
	۲۸/۷۵	۱۱/۳	۱۲	۱/۷	۱/۲	۱۰/۳
	۲۹/۲۵	۱۵/۸	۹/۴	۲/۲	۱/۷	۷/۲
	۲۹/۵۵	۱۴/۸	۸/۶	۲/۲	۱/۵	۶/۴
	۲۹/۶۵	۱۲/۹	۸/۷	۲/۲	۱/۵	۶/۵

فیزیکی ابر در راستای قائم و توسعه عمودی آن در وقوع بارش نقش غیرقابل انکاری دارد. بنابراین با توجه به این که اندازه‌گیری ضخامت ابر و ساختار درونی آنها در هنگام وقوع بارش‌های سیل‌آسا امری دشوار است و در اندازه‌گیری‌های انجام شده توسط سازمان هواشناسی، دیده‌بانان به رصد چشمی اکتفا کرده و اندازه کف و سقف ابر عموماً با تقریب زیاد بیان می‌شود، در این مطالعه سعی شد قابلیت سنجنده‌های فعال ماهواره CALIPSO و CloudSat در شناسایی ابرهای بارش‌زا مورد ارزیابی قرار گیرد. در نتیجه پس از انتخاب تعداد ۷۴ نمونه بارشی فراگیر و شدید از تمام منطقه مطالعاتی، تعدادی از نمونه‌ها که با گذر ماهواره از روی منطقه منطبق بوده است گزینش شد. با توجه به شباهت‌ها و همچنین نزدیک‌ترین هسته بارشی به گذر ماهواره، سه نمونه بارشی در سه مسیر متفاوت که همزمان با گذر مدار ماهواره‌ها از روی منطقه رخ داده بود انتخاب شدند. بر اساس یافته‌های این تحقیق، سنجنده CPR ماهواره CloudSat قادر به تشخیص ابرهای ضخیم و متراکم و نیز شدت بارش آنها می‌باشد. این سنجنده فقط در لایه مجاور سطح زمین به دلیل اثر انعکاس سطح بر روی پالس‌های رادار، دارای نویز و خطا می‌باشد. همچنین، سنجنده مذکور قادر به تشخیص ویژگی‌های فیزیکی ابر است که در اینجا به آنها پرداخته نشد و می‌تواند مبنای پژوهش‌های بعدی قرار گیرد.

سنجنده CALIOP ماهواره CALIPSO قادر به تشخیص لایه‌های فوقانی ابرهای ضخیم و متراکم است و به دلیل توان تفکیک بالاتری که نسبت به سنجنده CPR دارد، با دقت بیشتری ارتفاع قله ابر را تشخیص می‌دهد. علاوه بر این، نسبت دیپلاریزاسیون و نسبت رنگی که از داده‌های این سنجنده محاسبه شد، در تمایز بین ابر و هواویز و نیز آگاهی از شکل و اندازه ذرات در همان لایه‌های فوقانی ابر بسیار مفید است و نقش هواویزها را در ایجاد هسته‌های تراکم لازم برای وقوع و شدت بارش آشکار ساخت. بررسی‌های اولیه از سامانه‌های بارشی نماینده، بر مبنای بارش‌های ایستگاهی و شبکه‌ای نشان داد که حجم بارش

مقایسه ضخامت ابر و مقدار بارش در نمونه‌های بارشی فوق نشان می‌دهد که در روز ۳ نوامبر ۲۰۰۸ (مسیر A)، به‌رغم ضخامت زیاد ابر، حجم بارش نسبت به دو نمونه دیگر کمتر است. با بررسی لایه $\beta_{532, Total}$ (شکل ۶، تصاویر سمت چپ) تفاوت ابر این نمونه بارشی کاملاً آشکار است. در این لایه‌ها شدت رنگ پیکسل‌ها نشان‌دهنده رشد و تراکم بیشتر ابر است. این در حالی است که شدت رنگ در این نمونه به‌مراتب کمتر از دو نمونه دیگر است. علاوه بر این وجود پیکسل‌های به رنگ آبی‌تیره در بین لایه‌های ابر نمونه مذکور حاکی از عدم یکپارچگی و پراکنده‌تر بودن ابر در راستای قائم است.

مقایسه لایه نسبت دیپلاریزاسیون (δ) (شکل ۷، تصاویر سمت چپ) روز ۳ نوامبر ۲۰۰۸ با دو نمونه دیگر نیز نشان می‌دهد که هم تعداد کریستال‌های یخ موجود در ابر کمتر است و هم تراکم کمتری دارند. همچنین وجود ذرات هواویز در این ابر کمتر به چشم می‌خورد. این در حالی است که در دو نمونه دیگر به‌خصوص در روز ۴ فوریه ۲۰۰۷ (مسیر C) غلظت هواویزها در ابر به مراتب بیشتر است (تراکم پیکسل‌های به رنگ زرد و سبز) و همین امر در رشد ابر و شدت بارش‌ها اثر غیرمستقیم دارد. در نهایت لایه نسبت رنگی (χ) (شکل ۷، تصاویر سمت راست) مسیر A نشان می‌دهد که ذرات تشکیل‌دهنده ابر کوچک‌تر از دو نمونه دیگر است و به اندازه کافی رشد نکرده است.

۴. نتیجه‌گیری

بارش‌های شدید و سیل‌آسا در جنوب و جنوب‌غرب ایران همواره برای کارشناسان و حتی ساکنان منطقه مورد سوال بوده است. با وجود این که تاکنون مطالعات متعددی در زمینه ویژگی‌های همدیدی و ساختار دینامیکی بارش‌های این منطقه انجام شده است، در مورد ساختار ابرهایی که منجر به بارش‌های مهیب و سیل‌آسا می‌شود مطالعات زیادی صورت نگرفته است. تغییرپذیری ویژگی‌های

ابر ضخیم و متراکمی جو منطقه را پوشانده است، شدت و تمرکز هواویزها و بلورهای یخ در لایه‌های ابر کاملاً آشکار است. غلظت هواویزها حتی در ارتفاعات بالای ابر و نیز اندازه ذرات ابر نشان‌دهنده وجود عامل صعود قوی و همرفت شدید درون لایه‌های ابر است. همین عامل به‌طور غیرمستقیم در فرایند وقوع بارش و تشدید آن نقش مؤثری دارد و زمینه شکل‌گیری ابرهای همرفت عمیق را فراهم آورده است. رشد قابل‌ملاحظه ابر که منجر به ظهور و رشد هسته‌های یخی در درون ابر شده است به‌دلیل ترمودینامیک ایجاد شده در درون ابر به رشد هرچه بیشتر ابر منجر شده و رشد هرچه بیشتر قطرات را فراهم می‌کند.

به‌منظور دست‌یابی به نتایج دقیق‌تر و نیز مدل‌سازی ابر، بررسی سری زمانی داده‌ها و کاربرد تکنیک‌های سنجش از دور لازم است. همچنین جهت بررسی ارتباط و محاسبه همبستگی بین مقدار بارش و تغییرپذیری پارامترهای ابر، استفاده از داده‌های بارش رادار زمینی پیشنهاد می‌شود.

مراجع

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Curtis, S. and Nelkin, E. J., 2000, Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12), 2007-2023.
- Brakhasi, F., Matkan, A., Hajeb, M. and Khoshelham, K., 2018, Atmospheric scene classification using CALIPSO spaceborne lidar measurements in the Middle East and North Africa (MENA), and India. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 73, 721-735.
- Eric, E., Wandjie, B. B. S., Lenouo, A., Monkam, D. and Manatsa, D., 2020, African summer monsoon active and break spells cloud properties: Insight from CloudSat-CALIPSO. *Atmospheric Research*, 237, 104842.
- Haynes, J. M., L'Ecuyer, T. S., Stephens, G. L., Miller, S. D., Mitrescu, C., Wood, N. B. and Tanelli, S., 2009, Rainfall retrieval over the ocean with spaceborne W-band radar. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(8), 1-18.
- Hostetler, C. A., Liu, Z., Reagan, J., Vaughan, M., Winker, D., Osborn, M., Hunt, W. H., Powell, K. A. and Trepte, C., 2006, CALIOP algorithm theoretical basis document, calibration and level 1 data products: Cloud-Aerosol Lidar Infrared Pathfinder Satellite Observations PC-SCI-201, 1-66.
- Kawamoto, K. and Suzuki, K., 2013, Comparison of water cloud microphysics over mid-latitude land and ocean using CloudSat and MODIS observations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 122, 13-24.
- Kawamoto, K. and Suzuki, K., 2015, Distributional correspondence of 94-GHz radar reflectivity with the variation in water cloud properties over the northwestern Pacific and China. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 153, 38-48.
- Keikhosravi Kiany, M.S., Masoodian, S.A., Balling, R. C. and Montazeri, M., 2020, Evaluation of the TRMM 3B42 product for extreme precipitation analysis over southwestern Iran. *Advances in Space Research*, 66(9), 2094-2112.
- Kikuchi, M. and Suzuki, K., 2019, Characterizing

در مسیر A از دو نمونه دیگر کمتر و بالعکس در مسیر C بارش سنگین و فراگیری رخ داده است؛ بنابراین جهت تحلیل و مقایسه ابرهای نمونه‌های فوق به لحاظ ضخامت ابر و شدت بارش از لایه‌های استخراج شده از هر دو سنجنده استفاده شد. استخراج ارتفاع قله و پایه ابر با استفاده از لایه‌های تضعیف مجموع بازپراکنش در طول موج ۵۳۲ نانومتر و لایه بازپراکنش رادار صورت گرفت. همچنین از لایه‌های نسبت دیپلاریزاسیون و نسبت رنگی جهت تمایز ابر از هواویز و نیز شکل و اندازه ذرات تشکیل‌دهنده ابر استفاده شد. یافته‌های تحقیق نشان داد که در مسیر A علی‌رغم ضخامت زیاد ابر، حجم بارش نسبت به دو نمونه دیگر کمتر است. مقایسه لایه‌های استخراجی هر سه مسیر با یکدیگر نشان داد که ابر مسیر A با ابر دو مسیر دیگر متفاوت است. لایه‌های ابر این مسیر در راستای قائم به اندازه کافی متراکم نیست و ابر یکپارچه‌ای را به‌ویژه در عرض‌های پایین‌تر تشکیل نمی‌دهد. همچنین ذرات هواویز و کریستال‌های یخ در این ابر کمتر مشاهده می‌شود و از لحاظ اندازه نیز کوچک‌تر هستند. در حالی که در دو مسیر دیگر و به‌خصوص مسیر C ضمن این‌که

- vertical particle structure of precipitating cloud system from multiplatform measurements of A-train constellation. *Geophysical Research Letters*, 46(2), 1040–1048.
- Kubar, T. L., Hartmann, D. L. and Wood, R., 2009, Understanding the importance of microphysics and macrophysics for warm rain in marine low clouds. Part I: Satellite observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(10), 2953–2972.
- Kuma, P., 2010, Visualising data from CloudSat and CALIPSO satellites. 1–73.
- Kummerow, C., Simpson, J., Thiele, O., Barnes, W., Chang, A. T. C., Stocker, E., Adler, R. F., Hou, A., Kakar, R., Wentz, F., Ashcroft, P., Kozu, T., Hong, Y., Okamoto, K., Iguchi, T., Kuroiwa, H., Im, E., Haddad, Z., Huffman, G. and Nakamura, K., 2000, The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit. *Journal of Applied Meteorology*, 39(12), 1965–1982.
- Li, S., Li, Y., Sun, G. and Lu, Z., 2018, Macro- and microphysical characteristics of precipitating and non-precipitating stratocumulus clouds over Eastern China. *Atmosphere*, 9(7), 1–14.
- Liu, B., Ma, Y., Gong, W. and Zhang, M., 2017, Observations of aerosol color ratio and depolarization ratio over Wuhan. *Atmospheric Pollution Research*, 8(6), 1113–1122.
- Liu, Z., Omar, A., Hu, Y., Vaughan, M. and Winker, D., 2005, Part 3: Scene classification algorithms: CALIOP Algorithm and Theoretical ..., 1–56.
- Luo, Z. J., Anderson, R. C., Rossow, W. B. and Takahashi, H., 2017, Tropical cloud and precipitation regimes as seen from near-simultaneous TRMM, cloudsat, and CALIPSO observations and comparison with ISCCP. *Journal of Geophysical Research*, 122(11), 5988–6003.
- Marchand, R., Mace, G. G., Ackerman, T. and Stephens, G., 2008, Hydrometeor detection using Cloudsat-An earth-orbiting 94-GHz cloud radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(4), 519–533.
- Stephens, G. L. and Haynes, J. M., 2007, Near global observations of the warm rain coalescence process. *Geophysical Research Letters*, 34(20), 1–5.
- Stephens, G. L., Vane, D. G., Boain, R. J., Mace, G. G., Sassen, K., Wang, Z., Illingworth, A. J., O'Connor, E. J., Rossow, W. B., Durden, S. L., Miller, S. D., Austin, R. T., Benedetti, A. and Mitrescu, C., 2002, The cloudsat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(12).
- Suzuki, K., Nakajima, T. Y. and Stephens, G. L., 2010, Particle growth and drop collection efficiency of warm clouds as inferred from joint cloudsat and MODIS observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(9), 3019–3032.
- Suzuki, K. and Stephens, G. L., 2008, Global identification of warm cloud microphysical processes with combined use of A-Train observations. *Geophysical Research Letters*, 35(8), 1–5.
- Suzuki, K. and Stephens, G. L., 2009, Relationship between radar reflectivity and the time scale of warm rain formation in a global cloud-resolving model. *Atmospheric Research*, 92(4), 411–419.
- Suzuki, K., Stephens, G. L., Van Den Heever, S. C. and Nakajima, T. Y., 2011, Diagnosis of the warm rain process in cloud-resolving models using joint cloudsat and MODIS observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68(11), 2655–2670.
- Vaughan, M. A., Winker, D. M. and Powell, K. A., 2005, CALIOP algorithm theoretical basis document part 2 : feature detection and layer properties algorithms. *Science*, 1–87.
- Wang, Y., Chen, Y., Fu, Y. and Liu, G., 2017, Identification of precipitation onset based on Cloudsat observations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 188, 142–147.
- Winker, D. M., Hunt, W. H. and McGill, M. J., 2007, Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19), 1–5.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H. and Young, S. A., 2009, Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(11), 2310–2323.
- Wood, R., Kubar, T. L. and Hartmann, D. L., 2009, Understanding the importance of microphysics and macrophysics for warm rain in marine low clouds. Part II: Heuristic models of rain formation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66(10), 2973–2990.

Identification of precipitating clouds in the south and southwest of Iran using CALIPSO and CloudSat satellite observations

Fallahzade, F.¹, Lashkari, H.^{2*}, Mahmoudian, A. R.³ and Matkan, A. A.⁴

1. Ph.D. Student, Department of Natural Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Natural Geography, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

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

4. Professor, Remote Sensing and GIS Center, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

(Received: 6 Dec 2020, Accepted: 25 May 2021)

Summary

The main purpose of this study is to detect precipitating clouds and to analyze their vertical structures in the south and southwest of Iran using CALIPSO and CloudSat satellite observations. At First, events with high precipitation rates using the daily precipitation data of the synoptic stations in the area of interest during the statistical period from 2006 to 2016 were selected. The selection of these samples is based on two parameters: the average precipitation of the synoptic system and the number of stations involved in precipitation. The average precipitation of the system was calculated by the ratio of the total precipitation of all stations in one day to the number of stations involved in precipitation on the same day. In order to eliminate light precipitating samples, a precipitation threshold was set for the mentioned parameters. So that at least in one of the days of precipitating system activity, the number of stations involved in precipitation is not less than 15 stations and the average precipitation of the system is not less than 15 mm. This threshold is defined as the day of peak precipitation. In total, 74 precipitating systems that lasted from one day to one week were determined and 107 days of precipitation with the above specifications were selected. In order to ensure the occurrence of precipitation at the same time as the satellite orbit passing through the area, TRMM satellite level 3B precipitation data was used. These data have precipitation values in a temporal interval of 30 minutes and spatial resolution of 0.1 by 0.1 degrees. Considering the network precipitation values of peak days, three precipitating samples in three different paths where the precipitation occurred along the satellite path, were selected to analyze their cloud structures. Precipitation characteristics of the mentioned systems were extracted based on station and network precipitation values. In the next stage, three features including the total attenuated backscatter at 532 nm, the depolarization ratio and the color ratio were obtained by the use of CALIOP lidar level 1B data. The radar reflectivity feature was also extracted using data of CPR sensor of CloudSat. Then, using layers extracted from CALIOP and CPR sensors, the clouds of these samples were compared and analyzed in terms of cloud thickness and precipitation intensity. The results of the analysis showed that in the first sample (Path A), despite the large thickness of the cloud (approximately 10 km), the amount of precipitation is less than the other two samples. The cloud of this sample is different from the other two samples. Cloud layers in the vertical direction are not dense and integrated enough. Also, aerosol particles and ice crystals in the cloud are fewer and smaller. While in the other two samples, especially in path C, while the thick and dense cloud covers the atmosphere of the region, the concentrations of aerosols and ice crystals are much higher.

Keywords: precipitating cloud, radar reflectivity, CALIPSO, CloudSat.

* Corresponding author:

h-lashkari@sbu.ac.ir