

برآورد نوع و مقدار بارش با استفاده از سنجنده TMI ماهواره TRMM

مرحوم جواد بذاق جمالی^{۱*}، سهیلا جوانمرد^۲، سحر تاجبخش^۳

۱. دانشیار، دانشکده محیط زیست

۲. دانشیار، پژوهشکده هواشناسی

۳. استادیار، پژوهشکده هواشناسی

چکیده:

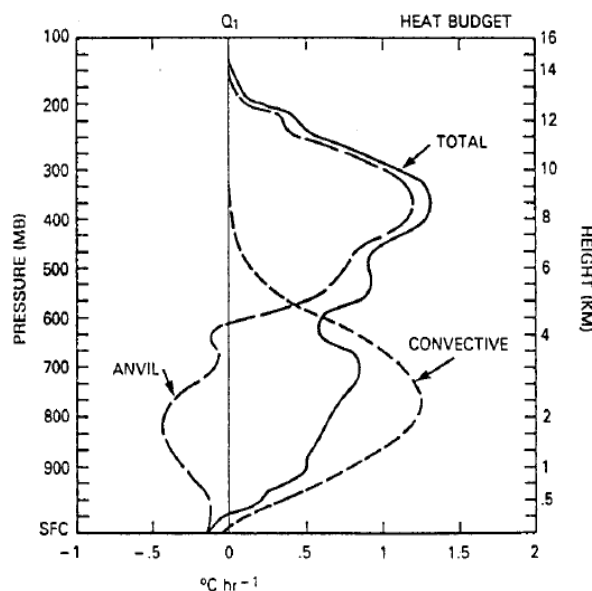
هدف این مقاله بررسی و شناسایی میانگین ماهانه بارش‌های همرفتی و پوششی با استفاده از داده‌های سنجنده TMI ماهواره TRMM مبتنی بر میزان گرمای نهان آزاد شده طی دوره آماری ۱۳ ساله (۲۰۱۰-۱۹۹۸) می‌باشد. تفکیک دو رژیم بارشی همراه با ابرهای همرفتی و پوششی به علت پیچیدگی سازوکار آن‌ها و در نظر گرفتن داده‌های دیدبانی ایستگاهی محدود موجود، تا کنون، در کشور انجام نشده است. به همین منظور، در این مقاله به مطالعه ماهانه توزیع مکانی-زمانی ابرهای همرفتی و پوششی که می‌تواند راهنمای مناسبی برای شناسایی رژیم بارش در کشور باشد، پرداخته شده است. نقشه‌های پهنه بندی میانگین ماهانه رخداد دو نوع بارش همرفتی و پوششی با استفاده از داده‌های TRMM_TMI پردازش شده توسط نرم-افزار GrADS تحت سیستم عامل لینوکس، ترسیم شده اند. نتایج نشان دادند که تمرکز زیاد بارش‌های همرفتی به ترتیب در ارتفاعات شمال غرب کشور، زاگرس میانی و البرز مرکزی رخ داده است. بارش‌های پوششی نیز الگوی مشابهی با بارش‌های همرفتی دارند اما مقادیر بارش به مراتب کمتر از بارش همرفتی است و با توجه به شرایط فصلی، بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلی‌متر بین این دو بارش اختلاف دیده می‌شود. بیشینه مقدار بارش همرفتی فصل بهار (مارس، آوریل، و می)، در مناطق غرب، شمال غرب و سواحل غربی دریای خزر رخ داده است. برای ۸ ماه از سال، بیشینه بارش همرفتی کشور در شمال غرب، ارتفاعات کردستان و ارتفاعات زاگرس میانی مشاهده شد. بیشینه بارش پوششی نیز عمدتاً در مناطق مرتفع رشته کوه زاگرس رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: بارش همرفتی، بارش پوششی، گرمای نهان، ماهواره TRMM، سنجنده TMI

مقدمه

ابرها به شکل‌های مختلف و در ارتفاعات مختلف جو دیده می‌شوند و گوناگونی آن‌ها نتیجه شدت و سرعت تراکم است. اگر صعود هوا به آرام صورت گیرد، ابرهایی با پوشش سراسری و گسترده ایجاد می‌شود که به ابرهای پوشنی معروفند. اما اگر صعود هوا سریع و ناگهانی باشد یا هوا خیلی ناپایدار شود، ابرهای گل‌کلمی شکل به وجود می‌آید که به‌طور کلی آن‌ها را ابر همرفتی می‌نامند. در هر دو مورد، چون تراکم در لایه‌های پایین ابر بیشتر است، غلظت ابرها در لایه‌های پایینی از قسمت‌های بالایی بیشتر است. در نتیجه، قسمت‌های پایین ابرها یا ابرهای تشکیل شده در ارتفاع پایین، آبدارتر از ابرهای تشکیل شده در ارتفاعات

بالتر هستند (کومرو و بانس، ۱۹۹۸). ابرهای همرفتی گسترش افقی ناچیزی دارند. اینگونه ابرها از ستون‌های مجزا، منفرد و دارای گسترش قائم تشکیل می‌شوند. رشد قائم این ابرها به ناپایداری لایه‌های جو بستگی دارد. علامت مشخصه ابرهای پوشنی گسترش افقی آن‌هاست و به وضوح بیشتر از گسترش قائم آن‌ها است. علاوه بر تفاوت‌های یادشده، در ویژگی‌های بارشی همراه با ابرهای همرفتی و پوشنی تفاوت قابل ملاحظه‌ای در نمایه قائم گرمای نهان آزاد شده دارند. شکل ۱ نمودار گرمای نهان آزاد شده همراه با بارش‌های همرفتی و پوشنی را نشان می‌دهد (هانگ و همکاران، ۱۹۹۸ و گلدنبرگ و همکاران، ۱۹۹۰).



شکل ۱- تفاوت نیمرخ‌های قائم گرمای نهان آزاد شده ناشی از بارش همرفتی و پوشنی (سندان) (تائو و سیمپسون، ۱۹۸۹)

رخ می‌دهد که موجب سرد شدن لایه پایینی جو می‌شوند (تائو و سیمپسون، ۱۹۸۹). بنابراین دسته‌بندی نواحی همرفتی و پوشنی برای بازیابی نمایه‌های گرمای نهان آزاد شده ضروری می‌باشد. به این ترتیب به نظر می‌رسد مطالعه گرمای نهان آزاد شده برای شناسایی بارش‌های ناشی از ابرهای همرفتی و پوشنی روش مناسبی باشد.

از سوی دیگر، با توجه به توزیع و پراکنندگی نا همگون شبکه‌ی دیدبانی زمینی، پوشش داده‌های دیدبانی بارش در

از نقطه نظر امکان‌سنجی بارورسازی ابرها، ابرهای همرفتی در مقایسه با ابرهای پوشنی به دلیل اینکه حاوی میزان آب قابل بارش بیشتری هستند پتانسیل بیشتری برای باروری دارند لذا شناسایی و تفکیک نوع بارش همرفتی و پوشنی در امکان‌سنجی باروری ابرها از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. در ابرهای همرفتی، فرآیندهای چگالش/ بلوری شدن برای بارش فرایندهای غالب می‌باشند. در حالی که بارش‌های همراه با ابرهای پوشنی عموماً به علت فرآیند تبخیر

الگوریتم گرمایی در توافق خوبی با دیگری می‌باشد. مطالعات بیشماری در خصوص عملکرد این ماهواره در برآورد بارش ها، ابرها و الگوریتم های آن در دنیا انجام شده است. به عنوان مثال فرارو و همکاران (۲۰۱۰) ویرایش هفتم الگوریتم بارش زمینی TMI را برای تولیدات ماهواره TRMM بهبود بخشیدند. زانگ و همکاران (۲۰۱۰) بر اساس بایابی اطلاعات TRMM، گرمای نهان سیگنالهای MJO را بررسی نمودند. یانگ و ولف نیز تخمین بارش های TRMM را با استفاده از اندازه گیری های ایستگاه های زمینی در ایالت فلوریدا ارزیابی نمودند (ولف و همکاران، ۲۰۱۱). ناومان و همکاران نیز در سال ۲۰۱۲ شرایط رخداد خشکسالی را در آفریقا با استفاده از داده های TRMM بررسی نمودند. در سال ۲۰۱۵ اقلیم شناسی رخداد توفان های تندری و آذرخش به کمک اطلاعات ماهواره TRMM در مناطق حاره ای توسط سسیل و همکاران شناسایی شد. لپرت و همکاران نیز در سال ۲۰۱۶ چرخه عمر توفان های حاره ای را به کمک اطلاعات این ماهواره دیدبانی و پایش کردند. ارزیابی بارش های اقیانوسی ماهواره TRMM توسط هندرسون و همکاران در سال ۲۰۱۷ انجام شده است. شناسایی عملکرد ماهواره های مختلف در سنجنش مقدار باران و پارامترهای فیزیک جو در ایران نیز انجام شده است و مطالعات متعددی در این خصوص صورت گرفته است. حجازی زاده و همکاران (۱۳۹۱) در صحت سنجی خروجی این ماهواره با داده های ایستگاه های همدیدی و اقلیم شناسی به این نتیجه رسیدند که نتایج به طور متوسط برای بارش های اندک بیش برآورد و برای بارش های زیاد کم برآورد را نشان می دهد. دقت این داده ها در جنوب و غرب بالاتر از نواحی جنوب البرز و مرکز است.

به منظور مقایسه داده های ماهواره با داده های ایستگاهی در هر نقطه شبکه جوانمرد و همکاران (۱۳۹۰؛ ۱)، سری داده های بارش شبکه بندی شده با قدرت تفکیک مکانی ۰/۲۵×۰/۲۵ درجه و زمانی (روزانه) بالا با استفاده از داده های باران سنجی ایستگاههای همدیدی سازمان هواشناسی کشور برای دوره درازمدت (۲۰۰۶-۱۹۹۸) با ۱۳۰ ایستگاه ایجاد نمودند. نقشه توزیع مکانی میانگین سالانه و فصلی

سطح زمین یکنواخت نبوده و اطلاعات دقیقی از میزان بارش در مناطق فاقد ایستگاههای دیدبانی زمینی در دسترس نیست (پورباقر کردی، ۱۳۸۵). از این رو استفاده از فناوری سنجنش از دور از جمله سنجنده های ماهواره ها که پوششی جهانی فراهم می نمایند از دهه ی ۱۹۷۰ به عنوان مکمل دیدبانی های زمینی توسعه یافت و پتانسیل جدیدی برای برآورد بهتر و دقیق تر پارامترهای مورد نظر در نواحی که اندازه گیری ها و دیدبانی های زمینی محدود هستند، ایجاد شد. (کاپیانی و علیچانی، ۱۳۸۵). ماهواره TRMM^۲ (عملیات اندازه گیری بارش گرمسیری) یکی از مهمترین ابزارهای سنجنش از دور برای مطالعات مرتبط با ابرها می باشد. این ماهواره مأموریت مشترک سازمان ملی هوانوردی و فضایی ایالات متحده آمریکا (NASA^۳) و آژانس اکتشافات هوا فضای ژاپن (JAXA^۴) می باشد که در ۲۷ نوامبر ۱۹۹۷ با اهداف پایش و مطالعه ی بارش مناطق گرمسیری و چگونگی تاثیر این بارش بر آب و هوای عمومی به فضا پرتاب شد. تاو و همکارانش (۲۰۰۰) برای اولین بار از داده های بارش ماهواره TRMM در تخمین ساختار گرمای نهان در مناطق حاره ای برای ماه فوریه ۱۹۹۸ استفاده کردند. نمایه های گرمای نهان بر فراز پنج ناحیه اقیانوسی (قسمت مرکزی اقیانوس آرام، قسمت جنوبی اقیانوس آرام، قسمت شرقی اقیانوس آرام، اقیانوس هند و اقیانوس اطلس) و سه ناحیه اقلیمی (آمریکای جنوبی، آفریقای مرکزی و استرالیا) تخمین زده شده و مورد مطالعه قرار گرفت. نیمرخ قائم دمای بدست آمده از نتایج مطالعات بر فراز محدوده وسیعی از مناطق جغرافیایی به منظور مقایسه و اعتبارسنجی غیر مستقیم الگوریتم های گرمایی (CSH)، (GPROF) و (HH) مورد استفاده قرار گرفت و نشان داده شد که توزیع افقی با الگوهای گرمای نهان آزاد شده ی بازیابی شده توسط این سه روش مختلف بسیار شبیه به هم هستند و هر سه قادر به تشخیص نواحی عمده فعالیت های همرفتی در مناطق حاره می باشند. همچنین مقدار گرمای نهان آزاد شده ی تخمینی توسط هر سه

^۲ Tropical Rainfall Measuring Mission

^۳ National Aeronautics and Space Administration

^۴ Aerospace and Exploration Agency

بارش سنجنده TRMM رابطه معنی دار 0.73 برقرار می باشد. در این مطالعه نیز کوشش شده است با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای TRMM-TMI انواع بارش همرفتی و پوششی در بازه زمانی بلند مدت ارزیابی و تحلیل شوند و از نتایج آنها برای امکان سنجی بارورسازی ابرها در مناطق مختلف ایران استفاده شود. به همین منظور در ادامه این بخش به معرفی داده ها و روش انجام کار پرداخته می شود . در بخش سوم این مقاله نتایج حال از این داده ها و محاسبات تحلیل و ارزیابی شده و در نهایت نتیجه گیری های مرتبط، در بخش چهارم مقاله ارائه می شود.

داده و روش کار

به منظور تحلیل توزیع مکانی و زمانی بارش همرفتی و بارش پوششی در سطح کشور ایران، میانگین بلند مدت ماهانه (۲۰۱۰-۱۹۹۸) این بارش ها با استفاده از محصولات TRMM-3A12 از سری داده های ماهواره‌ای TRMM-TMI با استفاده از برنامه نویسی در نرم افزار GrADS^۵ تحت سیستم عامل لینوکس بدست آمد.

منطقه مورد مطالعه

کشور ایران به لحاظ موقعیت جغرافیایی و همجواری با پر فشار جنب حاره ، علاوه بر اندک بودن بارش، رژیم بارشی پرنوسانی دارد. بارش ها در مکانهای متفاوت تغییر می کند و این تفاوت به مسیر و منشاء توده‌های هوایی که ایران را تحت تأثیر قرار می دهند و همچنین موقعیت رشته کوه های گسترده در کشور بستگی دارد. ویژگی عمده پراکنش بارندگی در ایران اختلاف چشمگیر بارش سالانه هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی است در حالی که میزان بارش سالانه در سواحل خزر، زاگرس و البرز به ترتیب حدود ۱۵۶۰ ، ۹۳۰ و ۵۳۰ میلی‌متر می‌باشد، در مناطق مرکزی به ۶۳ میلی متر می رسد که علاوه بر پراکنش ناهمگون مکانی، تغییرات شدید زمانی در آن به چشم می خورد. جهت غالب ورود توده های هوا در بیشتر ماه های سال از غرب و از جنوب غرب کشور می‌باشد. چندین سامانه جوی کشور ایران را در طول سال تحت تاثیر قرار می دهند که مهمترین آنها عبارتند از: سامانه کم فشار مدیترانه‌ای که

بارش برای کل کشور طی دوره زمانی ۹ ساله دو هسته بارشی اصلی در سواحل جنوبی دریای خزر و رشته کوههای زاگرس را نشان دادند به طوریکه میانگین بیشینه بارش سالانه ۳.۵ mm/day و فصلی ۶ mm/day برآورد شده است. از طرف دیگر جوانمرد و همکاران (۱۳۹۰؛۲) نشان دادند که توزیع مکانی بارش و زمانی بارش با استفاده از داده های TRMM-TMI نواحی رشته کوههای زاگرس، شمال غرب ، و سواحل جنوبی دریای خزر بیشترین بارش با مقادیر متوسط ۳ تا ۶ میلی متر بر روز در اکثر ماهها دریافت می کنند در حالی که نواحی جنوب شرقی، شرق، و قسمتهای مرکزی ایران با دریافت مقادیر بارشی در محدوده کمتر از ۰.۲ mm/day کم بارش ترین مناطق در تمام سال می باشد. سپس جوانمرد و همکاران (۲۰۱۰) به منظور ارزیابی داده های سطح سه ماهواره (TRMM- TRMM 3B42) در منطقه ایران، مقایسه ای بین داده ای ماهواره مذکور و داده های شبکه بندی شده بارش ایستگاهی با قدرت تفکیک مکانی ۰.۲۵×۰.۲۵ درجه ، که در بالا ذکر شده ، انجام دادند. توزیع مکانی بارش متوسط سالانه و فصلی در هر دو سری داده‌ها از ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۶ دو الگوی بارش اصلی در سواحل جنوبی دریای خزر و رشته کوههای زاگرس نشان دادند. نمودارهای پراکنش بارش متوسط سالانه ایستگاهی بر حسب داده های TRMM_3B42 در هر نقطه شبکه نشان دادند که ضریب همبستگی بارش سالانه برای در کل کشور ، سواحل جنوبی دریای خزر، بر رشته کوههای زاگرس به ترتیب ۰.۷۷ ، ۰.۵۷ و ۰.۷۵ است و همبستگی زمانی آنها برای منطقه زاگرس و سواحل جنوبی دریای خزر و مناطق کویری به ترتیب حدود ۰.۸ و ۰.۶ است . همچنین مقادیر بارش سالانه را به ترتیب برای کل کشور، سواحل جنوبی دریای خزر، و رشته کوههای زاگرس در حدود ۰.۱۷ ، ۰.۵۷ و ۰.۷۵ mm/day کمتر از میزان واقعی برآورد کرده است . از طرفی این ماهواره در فصل گرم نتایج بهتری از فصل سرد نشان می‌دهد(Tian et al,2007). حاجی میررحیمی و فیضی زاده (۱۳۸۷) به بررسی بررسی دقت داده‌های تولید شده این ماهواره پرداختند. آنها نشان دادند که بین بارش برخی ایستگاه‌های زمینی در شمال غرب کشور و برآورد

از سوی غرب در طول سال جریان دارد، سامانه پر فشار سیبری که بیشتر در زمستان از سوی شمال به کشور جریان دارد و سامانه کم فشار جنب حاره‌ای که از جنوب غربی جریان دارد (مفیدی، ۱۳۷۹).

داده‌های مورد استفاده

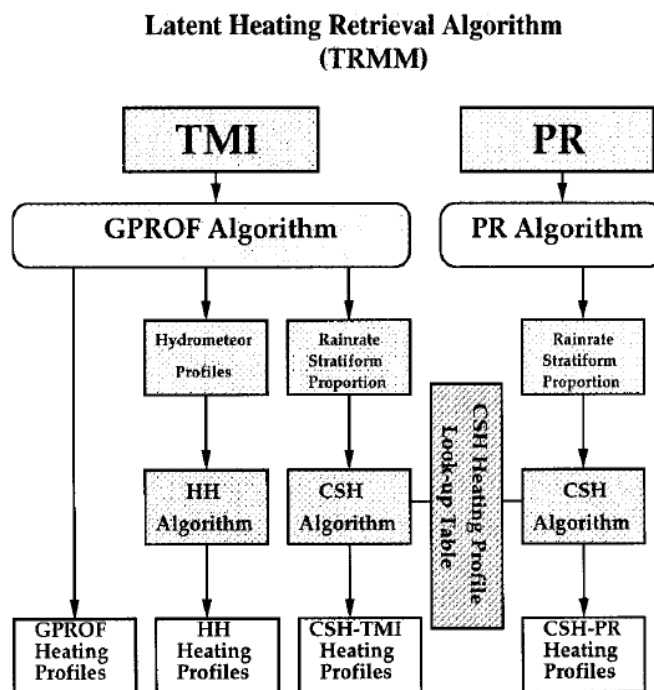
ماهواره TRMM حامل ابزار تصویربرداری میکروموج TMI^۶ که اطلاعاتی در مورد محتوای ستون بارش، آب محتوای ابر، یخ محتوای ابر، شدت بارش، و انواع بارش تولید می‌کند، رادار بارش PR^۷ که توزیع سه بعدی باران را اندازه‌گیری می‌کند و اسکنر فروسرخ و مرئی VISIR^۸ که مشاهداتی با تفکیک بالا در مورد پوشش ابر، نوع ابر و دماهای بالای ابر فراهم می‌کند، و همچنین دو ابزار سیستم تصویربرداری CERES^۹ و LIS^۹ و سیستم انرژی تابشی زمین و ابرها CERES^{۱۰} به منظور تهیه اطلاعاتی فرعی می‌باشد (کومرو و بانس ۱۹۹۸ و جونگ ۲۰۰۲). سنجنده TMI به علت اندازه و وزن به نسبت کم (۶۵ کیلوگرم)، انرژی مصرفی پایین (۵۰ وات) و پهنای نوار ۷۵۸٫۵ کیلومتری یکی از ابزار قدرتمند ماهواره TRMM محسوب می‌شود. TMI تابش سنج میکروموج غیرفعال است که بر پایه‌ی سنجنده‌ی SSM/T^{۱۱} که از سال ۱۹۸۷ بر روی ماهواره‌های برنامه هوشناسی دفاعی DMSP^{۱۲} به فضا پرتاب می‌شدند، طراحی شده است. گرمای نهان در این ابزار به طور غیر مستقیم با استفاده از نمایه‌های قائم دما و میدان‌های سه بعدی باد اندازه‌گیری شده توسط شبکه‌ی داده‌های موجود قابل محاسبه است (هوز ۱۹۹۷، جانسون ۱۹۸۴ و یانایی و همکاران ۱۹۷۳). به دلیل این که تغییرات فاز بخار آب، مستقیماً قابل آشکار سازی نمی‌باشد، مدل‌های^{۱۳} CRMs یکی از مهمترین ابزارهای مورد استفاده در ایجاد روابط کمی بین گرمای با دررو و بارش می‌باشند و برای فراهم نمودن سری داده‌های ابر برای پایگاه داده‌های الگوریتم بازیابی

TRMM، مورد استفاده قرار می‌گیرد. پنج الگوریتم گرمای نهان بسط داده شده برای بازیابی نمایه‌های گرمای نهان با استفاده از محصولات بارش TRMM عبارتند از: الگوریتم-های گرمای همرفتی-پوشنی گدارد^(۱۴) (CSH)، گرمای نمایه گدارد^(۱۵) (GPROF)، گرمای آبشهاب^(۱۶) (HH)، گرمای نهان طیفی^(۱۷) (SLH) و گرمای بارش رادار^(۱۸) (PRH) (تائو و همکاران، ۲۰۰۱). الگوریتم HH نمایه‌های گرمای نهان ابرها/ سیستم‌های ابر را بعنوان تابعی از مشتق قائم نمایه‌های آب موجود در جو بازیابی شده، تخمین می‌زند. استخراج و ارزیابی الگوریتم HH بر پایه‌ی شبیه سازی CRM بوده و نیازمند اطلاعاتی درباره‌ی نمایه‌های قائم اندازه‌ی ذرات آب و یخ ابر و بارش است، که همگی توسط بازیابی پروفایلر TMI قابل دستیابی است. همچنین سرعت سقوط ذرات بزرگ (بارش) ابر (باران، برف و تگرگ) برای الگوریتم HH مورد نیاز است (یانگ و اسمیت، ۱۹۹۹). روش دوم، الگوریتم CSH تنها به اطلاعات آهنگ بارش در سطح زمین، آهنگ بارش پوششی و نوع و محل سیستم‌های ابر مشاهده شده نیازمند است. اگرچه که، یک جدول انتخابی محتوای نمایه‌های گرمای نهان همرفتی و پوششی نرمالیزه شده توسط آهنگ بارش کلی سطحی برای انواع گوناگون سیستم‌های ابر مورد نیاز است. این نمایه‌ها اغلب توسط شبیه‌سازی CRM بدست می‌آیند. در روش سوم، شبیه سازی CRM آب موجود در جو/ نمایه‌های قائم گرمای نهان که ویژگی‌های تابشی سازگار با سری ناشی از مشاهدات تابش سنجی میکروموج باند چند کاناله داشتند، برای بهترین تخمین از نمایه‌های مشاهده شده ترکیب شدند (GPROF) (آلسون و همکاران، ۱۹۹۹). الگوریتم SLH نیز بر مبنای نتایج مدل GCE پایه‌گذاری شده است، که از اطلاعات بارش رادار PR (لایه ذوب شونده، ارتفاع قله بارش، آهنگ و نوع بارش) برای انتخاب نمایه‌های گرما استفاده می‌کند (شایگ و همکاران، ۲۰۰۴). الگوریتم PRH همچنین از اطلاعات بارش رادار PR بدون استفاده از

۶ TRMM Microwave Imager
7 Precipitation Radar
۸ Visible and Infrared Scanner
9 Lightning Imaging Systems
۱۰ Clouds and Earth's Radiant Energy System
10 Special Sensor Microwave/Imager
11 Defense Meteorological Satellite Program
۱۳ Cloud Resolving Models

۱۴ Convective-Stratiform Heating
۱۵ the Goddard Profiling
۱۶ the Hydrometeor Heating
۱۷ the Spectral Latent Heating
۱۸ the Precipitation Radar Heating

هیچگونه شبیه‌سازی نمایه‌های گرمایی توسط CRMs، روش استخراج نمایه گرمای نهان با استفاده از الگوریتم‌های استفاده می‌کند (ستوه و نودا، ۲۰۰۱). شکل ۲ شان دهندهی گرمایی HH، CSH و GPROF می‌باشد.



شکل ۲- روش استخراج نمایه گرمای نهان با استفاده از الگوریتم‌های گرمایی HH، CSH و GPROF می‌باشد. محصولات بارشی مختلف مورد نیاز برای این سه الگوریتم گرمایی نشان داده شده‌اند (تائو و همکاران، ۲۰۰۱)

در این تحقیق از محصولات TRMM-3A12 مربوط به سنجنده TRMM_TMI شامل میانگین ماهانه‌ی پارامترهای آهنگ بارش پوششی (میلی متر بر ماه) و آهنگ بارش همرفتی (میلی متر بر ماه) در سطح زمین است که جزئیات بیشتر آنها در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱- ویژگی‌های محصولات TRMM-3A12

TRMM-3A12		نام محصول
تاریخ شروع: ۱۹۹۸،۰۱،۰۱		پوشش زمانی
عرض جغرافیایی: ۴۰° S - ۴۰° N		پوشش مکانی
طول جغرافیایی: ۱۸۰° W - ۱۸۰° E		تفکیک زمانی
ماهانه		تفکیک مکانی
۰،۵° × ۰،۵°		فرمت فایل داده
باینری		

پوششی در فصل بهار (مارس - آوریل و می)

فصل بهار زمان گذار از الگوهای زمستانی به تابستانی است و هوای نزدیک به سطح زمین در حال گرم شدن است. از این رو شرایط جوی برای رخداد همرفت مساعد است. لذا به نظر می‌رسد بیشترین بارش‌های همرفتی در این فصل

نتایج و بحث

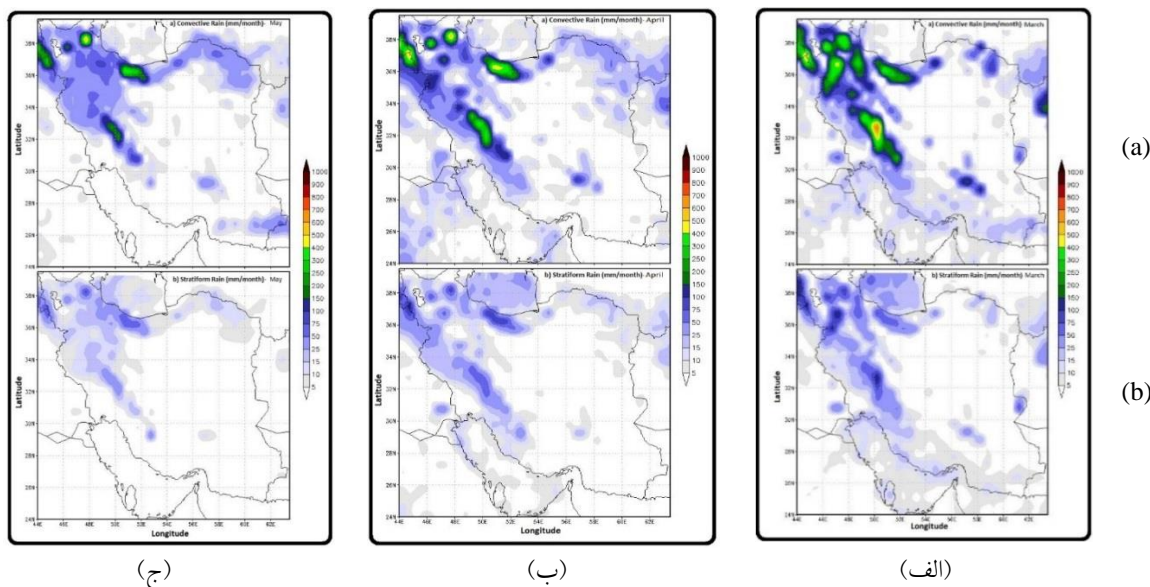
در این بخش به بررسی و تحلیل الگوهای بارش همرفتی و پوششی برای ۴ فصل سال که به تفکیک ماه استخراج شده‌اند، پرداخته می‌شود.

بررسی الگوی مکانی ماهانه بارش همرفتی و

همانند ماه های قبل در شمال غرب، غرب، شمال و شمال شرق بوده است. مراکز حداکثری این بارش در زاگرس میانی، ارتفاعات شمالی آذربایجان و البرز مرکزی است و بیشینه بارش ها تا ۴۰۰ میلی متر در ماه می باشد (شکل ۳-ا-ج).

بارش پوششی رخ داده در ارتفاعات رشته کوه زاگرس در ماه آوریل به ۱۵۰ میلی متر و کمتر از آن می رسد و در سایر نواحی هسته های کوچک بیشینه در نواحی سهند تا ۱۵۰ میلی متر و نیز در دماوند با مقداری مشابه دیده می شود (شکل ۳-ب-الف). الگوی بارش پوشش در این فصل نیز، بیشینه مقادیر بارشها را در ارتفاعات رشته کوه های زاگرس و البرز نشان می دهد. مقدار بارش ها نیز (مشابه بارش های همرفتی) به ترتیب در ماه مارس بیشینه است و به ترتیب در ماه های آوریل و می از مقدار آن کاسته می شود به گونه ای که در نقشه بارش پوششی ماه می، بیشینه بارش به ۷۵ تا ۱۰۰ میلی متر در منطقه رشته کوه البرز مرکزی محدوده شده است (شکل ۳-ب-ج).

اتفاق افتد. همان گونه که در شکل ۳-ا-الف دیده می شود، بارش همرفتی فصل بهار، در مناطق غرب، شمال غرب و سواحل میانی دریای خزر بیشترین مقدار است به گونه ای که در ارتفاعات زاگرس میانی بارش دریافتی همرفتی در ماه مارس، به بیش از ۷۰۰ میلی متر رسیده است و یک هسته با بیشینه بارش تقریباً ۵۰۰ میلی متر در شمال غرب کشور قابل مشاهده است. ارتفاعات البرز مرکزی نیز جزو مناطق پر بارش محسوب می شود و هسته های بارش با مقادیر تا ۴۰۰ میلی متر در این مناطق قابل رویت است. در ارتفاعات استان های کرمان، خراسان شمالی هسته های کوچکی با بارش بیشینه ۱۵۰ میلی متر بسته شده است و سایر نواحی بارش همرفتی دریافتی کمتری داشته اند. الگوی ماه های آوریل و می (شکل های ۳-ا-ب و ج) نیز مشابه ماه مارس می باشد اما مقادیر بارش در ماه آوریل بیشتر است. در ماه می، تقریباً یک چهارم مساحت کشور از بارش همرفتی بیشتر از ۲۵ میلی-متر بهره مند شده است. تمرکز بارش ها در این ماه نیز



شکل ۳- الگوی مکانی میانگین ماهانه آهنگ بارش همرفتی (a) و پوششی (b) در فصل بهار در سطح زمین بر حسب میلی متر بر ماه (الف) - مارس (ب) - آوریل (ج) - می طی دوره ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

غرب و شمال ایران متمرکز است. این مناطق در برگزیده حوضه های کارون در غرب، ارس و ارومیه (شمال غرب) و هراز و سفیدرود (شمال) می باشند.

جدول ۲ توزیع مکانی و زمانی این دو بارش را برای فصل بهار نشان می دهد. همان گونه که در این جدول دیده می شود، بیشینه مقادیر بارش و هسته اصلی آنها در ارتفاعات رشته کوه های البرز و زاگرس و در مناطق غرب، شمال

جدول ۲- خلاصه نتایج توزیع مکانی-زمانی مقادیر بیشینه دو رژیم بارندگی پوششی و همرفتی در فصل بهار دوره ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ در ایران

نوع بارش		ماه
بارش همرفتی	بارش پوششی	
موقعیت کلی هسته‌های بارشی امتداد زاگرس (حوضه‌های آبریز: کارون و کرخه)، شمال غرب با هسته بیشینه در اطراف سهند (حوضه آبریز: سفیدرود)، هسته‌های پربارش با مقادیر تا ۴۰۰ میلی متر به صورت هسته‌های پراکنده بر روی سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود)، دماوند (حوضه‌های آبریز: هزار و قره سو) و ارتفاعات شمالی آذربایجان (حوضه‌های آبریز: ارومیه و ارس)، بر فراز کرمان (حوضه آبریز: درانجیر) و خراسان (حوضه آبریز: قره قوم) نیز هسته‌های کوچکی با بارش ۱۵۰ میلی متر، زابل (حوضه آبریز: هیرمند)	موقعیت کلی هسته‌های بارشی زاگرس میانی (حوضه آبریز: کارون)، شمال غرب (حوضه‌های آبریز: ارومیه و سفیدرود)، سواحل جنوبی دریای خزر (حوضه آبریز: هزار)، زابل (حوضه آبریز: هیرمند)	مارس
امتداد زاگرس (حوضه آبریز: کارون)، شمال غرب (حوضه‌های آبریز: ارومیه و سفیدرود)، البرز (حوضه آبریز: هراز)، کرمان (حوضه آبریز: درانجیر)	البرز میانی (حوضه‌های آبریز: هراز و سفیدرود)، زاگرس میانی (حوضه آبریز: کارون)، ارتفاعات سبلان و سهند و شمال زنجان (حوضه‌های آبریز: ارس، ارومیه و سفیدرود)	آوریل
در شمال غرب (حوضه آبریز: سفیدرود)، امتداد رشته کوه البرز (حوضه‌های آبریز: قره سو و گرگان)، امتداد رشته کوه زاگرس (حوضه‌های آبریز: کارون و کرخه)	نیمه شرقی منطقه شمال غرب (حوضه آبریز: سفیدرود)، سواحل جنوبی دریای خزر (حوضه آبریز: هراز)	می

تابستان، جریان موسمی همراه با کم فشار گرمایی از شرق و جنوب شرق ایران، تقریباً کل کشور را متأثر می کند به گونه ای که انتقال رطوبت از کشور های همسایه شرقی، می تواند در شکل گیری هسته های بارشی در شرق و جنوب شرق ایران موثر باشد. اسنید (۱۹۶۸) در تعیین تیپ بارش های جنوب غرب پاکستان وقوع بارش تابستانه منطقه بلوچستان

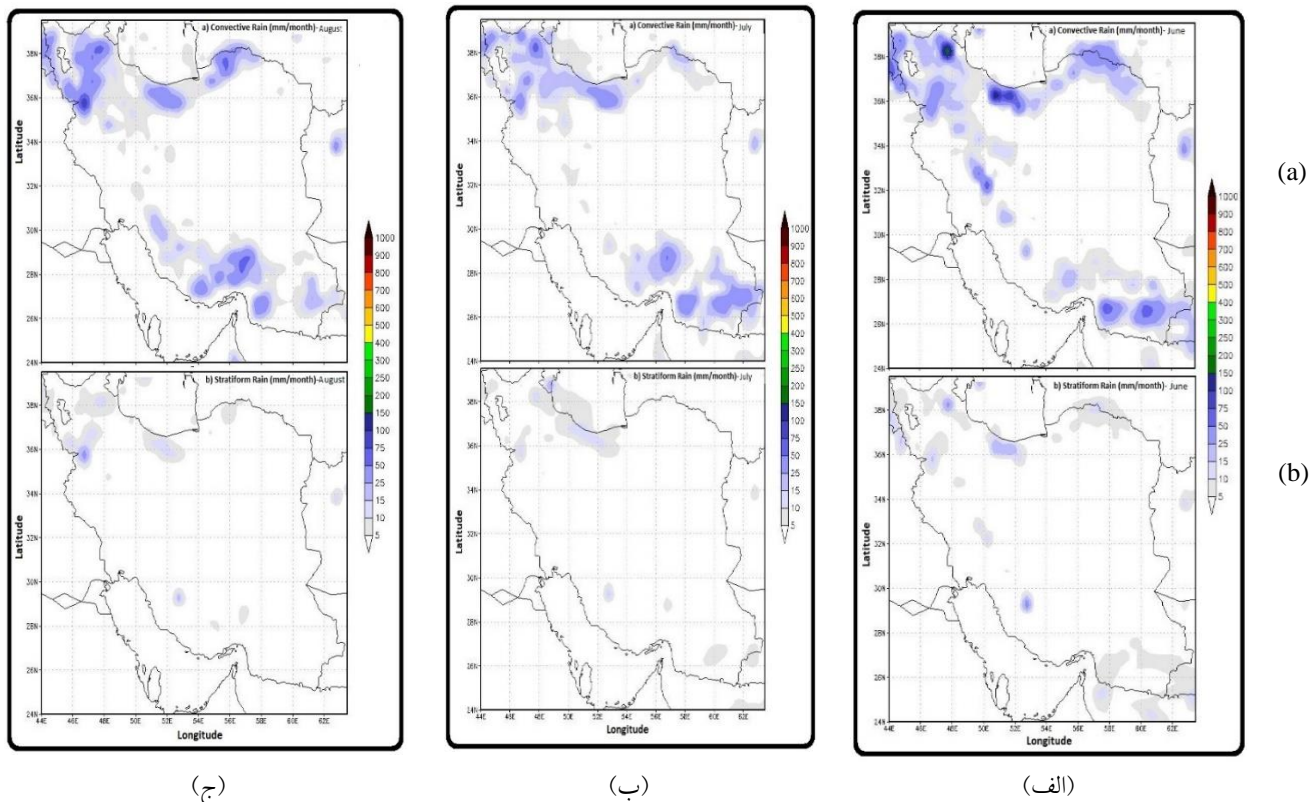
بررسی الگوی مکانی ماهانه بارش همرفتی و

پوششی در فصل تابستان (ژوئن، ژوئیه و اوت)

با شروع فصل گرم سال و فعالیت سامانه های متفاوت جوی علاوه بر کاسته شدن از میزان بارش های همرفتی و پوششی، الگوی مکانی وقوع آن نیز قدری تغییر می کند. در فصل

غرب کشور و البرز مرکزی می‌باشد و پس از آن ارتفاعات جنوب شرق ایران بیشترین مقادیر بارش را نشان می‌دهد که البته همگی کمتر از ۱۰۰ میلی‌متر می‌باشند. در ماه اوت (شکل ۴-ا-ج) بارش همرفتی در منطقه شمال غرب، ارتفاعات البرز مرکزی، شرق دریای خزر و همچنین ارتفاعات هرمزگان دیده می‌شود و در مقایسه با ماه ژوئیه (شکل ۴-ا-ب) به مراتب بیشتر است. پراکنش مکانی رخداد بارش همرفتی در جنوب کشور نسبت به ماه ژوئیه اندکی متفاوت است به گونه ای که در این ماه، بارش‌های این منطقه به سمت غرب جابجایی داشته است. در نقشه‌های مربوط به بارش پوشنی، چنانچه مشاهده می‌شود، کاهش شدیدی در مقادیر بارش رخ داده است و هسته‌های کوچک با بارش تقریباً ۲۵ میلی‌متر در ماه ژوئن دیده می‌شوند (شکل ۴-ب-الف). در ماه ژوئیه، بارش پوشنی بسیار کم است (همان گونه که انتظار می‌رود) و تنها در سواحل غربی خزر آن هم به میزان کمتر از ۲۵ میلی‌متر دیده می‌شود (شکل ۴-ب-ب). در ماه‌های ژوئیه و اوت بارش‌های پوشنی در کل کشور به صورت میانگین تقریباً معادل صفر می‌باشد و هیچ‌گونه فعالیت بارشی همراه با ابرهای پوشنی در منطقه روئیت نمی‌شود (شکل‌های ۴-ب-ب و ۴-ب-ج).

پاکستان و سواحل جنوب شرق ایران را در درجه اول ناشی از وقوع توفان‌های همرفتی و سپس ناشی از گسترش غرب-سوی کم فشارهای موسمی هند دانسته است. از سوی دیگر ساویر (۱۹۹۴) نیز معتقد بود که تقویت فعالیت همرفتی و افزایش میزان صعود رطوبت در زیر پرفشار جنب‌حاره‌ای کف لایه وارونگی را به ارتفاع بالاتری انتقال می‌دهد و در نهایت به وقوع بارش‌های همرفتی منجر می‌شود. علیجانی و همکاران (۱۳۹۰) نیز در بررسی بارش‌های جنوب شرق ایران معتقدند، بارش‌های جنوب شرق به دنبال گسترش شرق‌سوی مرکز پرفشار جنب‌حاره ایران در ترازهای میانی و ردسپهر و افزایش گردش و اچرخندی بر جانب شمالی شبه قاره هند و پاکستان، جابجایی غرب سوی کم فشارهای موسمی و ورود آنها به منطقه دریای عرب امکان پذیر شده است. با توجه به گرمایش سطح زمین، امکان فعالیت‌های همرفتی بیشتر از فعالیت بارش‌های همراه با ابرهای پوشنی است که در شکل‌های مرتبط نیز دیده می‌شود (شکل ۴-ا و ۴-ب). بر اساس بررسی‌های انجام شده در مطالعه پیش رو، در ماه ژوئن ارتفاعات رشته کوه‌های البرز و زاگرس همچنان یکی از مراکز هسته‌های بارش همرفتی می‌باشند اما در ارتفاعات شمال شرق و جنوب شرق ایران، نیز هسته‌هایی از بارش همرفتی مشاهده می‌شود (شکل ۴-ا-الف). بیشینه مقادیر بارش‌ها متعلق به ارتفاعات شمال



شکل ۴- الگوی مکانی میانگین ماهانه آهنگ بارش همرفتی (a) و پوشنی (b) فصل تابستان در سطح زمین بر حسب میلی‌متر بر ماه (الف)- ژوئن (ب)- ژوئیه (ج)- اوت طی دوره ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

حوضه های آبریز سفیدرود در شمال و کارون در غرب و همچنین بندر عباس و بلوچستان در شرق ایران، مهمترین مراکز بارشی برای بارش های همرفتی می باشند . در خصوص بارش های پوشنی هم به نظر می رسد مقادیر بارشی چندان قابل ملاحظه نباشند.

در جدول ۳ نیز موقعیت هسته های بارشی و بیشینه مقادیر آنها ارائه شده است. هسته های بارشی در فصل تابستان علاوه بر ارتفاعات البرز و زاگرس در جنوب شرق ایران نیز مستقر شده اند. همان گونه که انتظار می رود، مقدار بارشها به میزان قابل توجهی نسبت به فصل بهار کاهش یافته است

جدول ۳- خلاصه نتایج توزیع مکانی-زمانی مقادیر بیشینه دو رژیم بارندگی پوششی و همرفتی در فصل تابستان طی دوره آماری ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

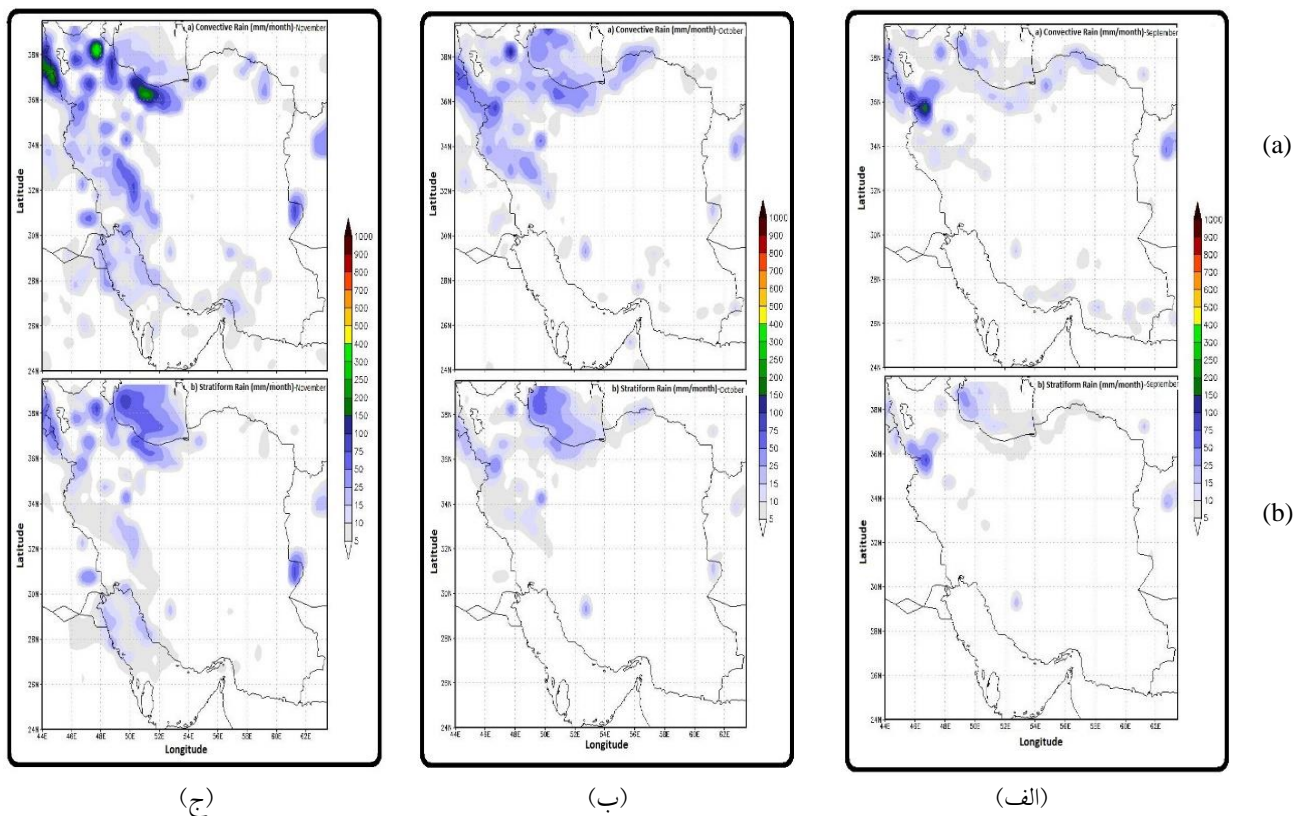
نوع بارش		ماه	
بارش همرفتی	بارش پوششی	ژوئن	ژوئیه
موقعیت کلی هسته‌های بارشی	موقعیت کلی هسته‌های بارشی	موقعیت کلی هسته‌های بارشی	موقعیت کلی هسته‌های بارشی
رشته‌کوه البرز (حوضه‌های آبریز: قره سو و هراز)، زاگرس میانی (حوضه آبریز: کارون، جنوب شرق (حوضه- های آبریز: بندرعباس و بلوچستان)	موقعیت بیشینه رخداد هسته‌های با بارش کمتر از ۵۰ میلی متر در ماه در حوالی سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود)، دماوند (حوضه آبریز: هراز) و ارتفاعات زاگرس جنوبی (حوضه آبریز: مند)	ارتفاعات سبلان، شمال زنجان و کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود)، البرز میانی (حوضه آبریز: قره سو)، جنوب شرق (حوضه‌های آبریز: بندرعباس، بلوچستان و جازموریان)	منطقه شمال غرب (حوضه آبریز: سفیدرود)، البرز میانی (حوضه آبریز: قره سو)، خراسان شمالی (حوضه آبریز: اترک)، نیز ناحیه جنوبی (حوضه آبریز: مهران)
حوالی سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۲۰۰ میلی متر در ماه	حوالی سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۱۰۰ میلی متر	شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) و زاگرس جنوبی (حوضه آبریز: مند) هسته‌های بسیار کوچک	شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۱۰۰ میلی متر
شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) و زاگرس جنوبی (حوضه آبریز: مند) هسته‌های بسیار کوچک	شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۱۰۰ میلی متر	شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۱۰۰ میلی متر	شمال کردستان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۱۰۰ میلی متر

دما در ماه‌های اکتبر و نوامبر، شدت فعالیت‌های همرفتی نیز محدود می‌شود و الگوی بارش همرفتی در این دو ماه، (اکتبر و نوامبر) تمرکز این نوع بارش‌ها را در نواحی شمال غرب و تا حدی شمال کشور (البرز مرکزی) نشان می‌دهد به گونه‌ای که بارش همرفتی ماه اکتبر در بیشینه خود (حدود ۱۰۰ میلی‌متر) در شمال غرب و ارتفاعات البرز رسیده (شکل ۵-a-ب) و برای ماه نوامبر نیز به کمتر از این مقدار کاهش یافته است (۵-b-ج).

۳-۳- بررسی الگوی مکانی ماهانه بارش همرفتی و پوششی در فصل پاییز (سپتامبر-نوامبر و اکتبر) با گذر از فصل تابستان و تضعیف کم فشار گرمایی و اثرات موسمی در ایران، هسته‌های بارشی همرفتی جنوب شرق کشور از بین می‌روند و بشینه فعالیت‌های بارشی به مناطق مرتفع شمال و شمال غرب ایران محدود می‌شود. به گونه‌ای که در ماه سپتامبر مرکز پربارش با مقدار بیشینه ۲۰۰-۲۵۰ میلی‌متر در ارتفاعات البرز و سبلان دیده می‌شود (شکل ۵-a-الف). با توجه به سرد شدن هوا و کاهش

بارش پوشنی در این فصل ناچیز است و هسته بارشی به طور مشخص در غرب دریای خزر (به ویژه برای ماه سپتامبر) متمرکز شده است. بیشینه مقدار بارش برای این ماه حدود ۷۵ میلی متر است. یک هسته بارشی نیز در منطقه زابل دیده می‌شود (شکل ۵-b-الف). این الگو برای ماه های اکتبر و نوامبر نیز همچنان ادامه دارد اما شدت بارش ها بسیار کاهش یافته است. در ماه اکتبر تنها چهار هسته منفرد بارشی در کردستان، آذربایجان شرقی، همدان و فارس دیده می‌شود (شکل ۵-b-ب). در نقشه مربوط به بارش پوشنی ماه نوامبر نیز بیشینه بارش، تنها در ناحیه کردستان حدود ۷۵ میلی متر است و در سایر نواحی بارش بسیار کم بوده است (شکل ۵-b-ج).

بارش پوشنی در این فصل ناچیز است و هسته بارشی به طور مشخص در غرب دریای خزر (به ویژه برای ماه سپتامبر) متمرکز شده است. بیشینه مقدار بارش برای این ماه حدود ۷۵ میلی متر است. یک هسته بارشی نیز در منطقه زابل دیده می‌شود (شکل ۵-b-الف). این الگو برای ماه های اکتبر و نوامبر نیز همچنان ادامه دارد اما شدت بارش ها



شکل ۵: الگوی مکانی میانگین ماهانه آهنگ بارش همرفتی (a) و پوشنی (b) فصل پاییز در سطح زمین بر حسب میلی متر بر ماه (الف) - سپتامبر (ب) - اکتبر (ج) - نوامبر طی دوره آماری ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

در جدول ۴ نیز موقعیت هسته های بارشی و بیشینه مقادیر آنها در فصل پاییز دیده می شود. همان گوه که در این جدول دیده می شود مقادیر بیشینه بارش ها چندان قابل ملاحظه نمی باشد و موقعیت هسته های بارشی برای هر دو نوع همرفتی و پوشنی همچنان در شمال غرب و شمال ایران متمرکز است.

جدول ۴- خلاصه نتایج توزیع مکانی-زمانی مقادیر بیشینه دو رژیم بارندگی پوشنی و همرفتی در فصل پاییز طی دوره آماری ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

نوع بارش		ماه	
بارش همرفتی	بارش پوشنی	سپتامبر	اکتبر
موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه های آبریز: سفیدرود و مرزی)، سبلان(حوضه آبریز: سفیدرود) شمال غرب(حوضه آبریز: سفیدرود)، غرب(حوضه‌های آبریز: کرخه و مرزی)، البرز میانی(حوضه های آبریز: هراز و قره سو)، خراسان شمالی(حوضه آبریز: اترک) شمال غرب(حوضه آبریز: سفیدرود)، البرز میانی(حوضه- های آبریز: هراز و قره سو)، زاگرس میانی(حوضه آبریز: کارون)، زابل(حوضه آبریز: هیرمند)	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی) هسته‌های ناچیز در کردستان(حوضه آبریز: زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت بیشینه رخداد سنندج(حوضه آبریز: تا ۱۰۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی)، زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه
موقعیت بیشینه رخداد سنندج(حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۲۰۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی) هسته‌های ناچیز در کردستان(حوضه آبریز: زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت بیشینه رخداد سنندج(حوضه آبریز: تا ۱۰۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی)، زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه
حوالی سبلان(حوضه‌های آبریز: هراز و قره سو) و دماوند(حوضه آبریز: هراز) تا ۲۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی) هسته‌های ناچیز در کردستان(حوضه آبریز: زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت بیشینه رخداد سنندج(حوضه آبریز: تا ۱۰۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی)، زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه
حوالی سبلان(حوضه‌های آبریز: هراز و قره سو) و دماوند(حوضه آبریز: هراز) تا ۲۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی) هسته‌های ناچیز در کردستان(حوضه آبریز: زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه	موقعیت بیشینه رخداد سنندج(حوضه آبریز: تا ۱۰۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی استان کردستان(حوضه آبریز: مرزی)، زاگرس جنوبی(حوضه آبریز: مند)، لرستان و سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۵۰ میلی متر در ماه

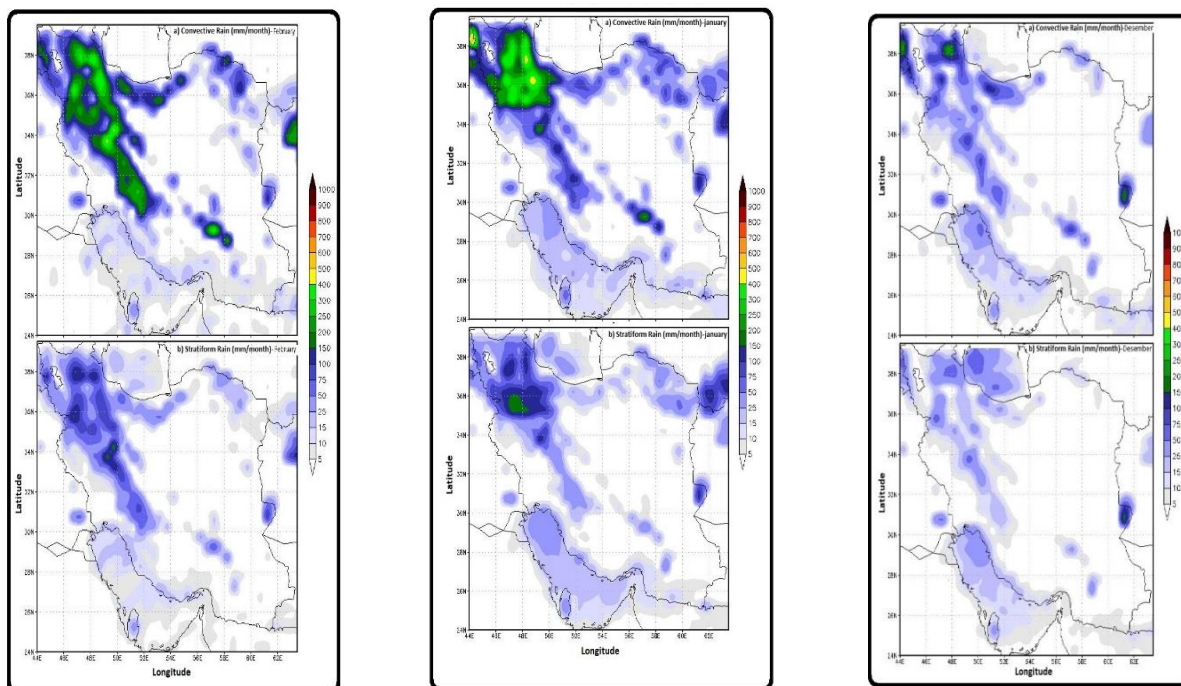
خورد(شکل ۶-a-الف). در ماه ژانویه با توجه به افزایش فعالیت سامانه های زمستانی، شرایط برای ایجاد بارش نسبت به سایر ماه‌های زمستان در بخش های شمال غرب ایران بیشتر می‌شود. و مناطق زیادی از شمال غرب کشور این فرصت را دارند که از بارش های این ماه بهره‌مند گردند. چنانچه در شکل ۶-a-ب مشاهده می‌شود، بیشینه بارش این ماه با میزان بالغ بر ۵۰۰-۴۰۰ میلی‌متر در ماه در بخش وسیعی از شمال غرب کشور نزول می‌کند. همچنین در امتداد رشته کوه زاگرس بارش بین ۲۰۰-۷۵ میلی‌متر در ماه دیده می‌شود. در ارتفاعات کرمان و ارتفاعات شمالی زاگرس نیز هسته بیشینه بارشی تا ۴۰۰ میلی‌متر دیده می‌شود. در ارتفاعات جنوبی زاگرس و همچنین نواحی مرکزی و شرقی رشته کوه البرز نیز هسته های بارشی با مرکز حداکثر ۱۵۰ میلی‌متر مشاهده می‌شود. در سایر مناطق کشور

بررسی الگوی مکانی ماهانه بارش همرفتی و پوشنی در فصل زمستان (دسامبر-ژانویه و فوریه)

با استقرار زبانه های پرفشار سرد سیبری روی کشور به ویژه در نیمه شمالی، هوای سرد در کل منطقه حاکم می‌شود و فعالیت های سامانه های زمستانی روی ایران شکل می‌گیرد. به همین علت، با بررسی نقشه‌های مربوط به بارش همرفتی در ماه دسامبر دیده شد که مقادیر بیشینه این نوع بارش با دو سلول کوچک در شمال غرب ایران متمرکز شده است. ضمن اینکه برای سواحل جنوبی دریای خزر و دامنه های رشته کوه زاگرس نیز هسته های پرباران مشاهده می‌شود. همچنین در منطقه زابل، یک هسته بیشینه همراه با هسته‌های پراکنده‌ای در جنوب شرق و شمال شرق ایران به چشم می‌آید.

کوه‌های البرز و زاگرس، بیشینه بارش‌ها دیده می‌شود اما شدت بارش‌ها در شمال غرب ایران متمرکز است و بیشینه آن از ۷۵ میلی‌متر بیشتر نمی‌باشد (شکل ۶-ب-الف). در ماه ژانویه، ضمن اینکه منطقه شمال غرب ایران، همچنان بیشینه دریافتی را نشان می‌دهد، مقادیر بارش‌های همراه با ابرهای پوشنی در این ماه، ۱۵۰-۲۰۰ میلی‌متر می‌باشد که در ارتفاعات کردستان و زنجان دیده می‌شود. (شکل ۶-ب-ب). بیشینه بارش‌های همراه با ابرهای پوشنی در ماه فوریه، نیز در مناطق مرتفع کشور (زاگرس شمالی) دیده می‌شود و دو سلول بارشی با بیشینه ۴۰۰ میلی‌متر در دامنه‌های مرکزی زاگرس (محدوده استان همدان و لرستان) می‌باشد. (شکل ۶-ب-ج)

بارش همرفتی دریافت شده بسیار کم و زیر ۲۵ میلی‌متر بوده است. ماه فوریه، بارش بیشینه همرفتی، تقریباً در سراسر امتداد رشته کوه‌های زاگرس و البرز دیده می‌شود به گونه‌ای که مقادیر ۴۰۰-۵۰۰ میلی‌متر بارش در ارتفاعات رشته کوه زاگرس و ۱۵۰-۵۰ میلی‌متر بارش در ارتفاعات رشته کوه البرز دیدبانی شده است (شکل ۶-ا-ج). در شمال شرق کشور نیز بیشینه‌های ۱۵۰ میلی‌متری مشاهده می‌شود. برای سایر نواحی کشور بارش همرفتی قابل توجهی دیدبانی نشده است. الگوی بارش پوشنی در این فصل نیز کم و بیش مشابه الگوی بارش همرفتی است اما مقدار بارش به میزان قابل توجهی کاهش یافته است. در ماه دسامبر در ارتفاعات رشته



(ج) - فوریه

(ب) - ژانویه

(الف) - دسامبر

شکل ۶: الگوی مکانی میانگین ماهانه آهنگ بارش همرفتی (a) و پوشنی (b) فصل زمستان در سطح زمین بر حسب میلی‌متر بر ماه (الف) - دسامبر (ب) - ژانویه (ج) - فوریه طی دوره آماری ۱۹۹۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

فصل زمستان بیشینه مقادیر همرفتی در شمال غرب و غرب ایران دیده می‌شود در حالی که برای بارش‌های پوشنی بیشینه این مقادیر تنها در منطقه شمال غرب است.

جدول ۵ موقعیت هسته‌های بارشی و بیشینه مقادیر آنها در فصل زمستان را نشان می‌دهد. در این جدول علاوه بر موقعیت هسته‌های بارشی، مقادیر بیشینه بارش‌ها برای هر دو رژیم بارشی همرفتی و پوشنی آورده شده است. برای

جدول ۵- خلاصه نتایج توزیع مکانی-زمانی مقادیر بیشینه دو رژیم بارندگی پوششی و همرفتی در فصل زمستان طی دوره آماری ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ بر روی کشور ایران

نوع بارش				ماه
بارش پوششی	بارش همرفتی	بارش همرفتی	بارش پوششی	
موقعیت بیشینه رخداد زابل (حوضه آبریز: هیرمند) تا ۲۰۰ میلی متر در ماه	موقعیت کلی هسته‌های بارشی شمال غرب (حوضه‌های آبریز: ارومیه، ارس و سفیدرود)، امتداد زاگرس (حوضه‌های آبریز: کرخه . کارون)، ساحل غربی دریای خزر (حوضه‌های آبریز: هزار و تالش)، زابل (حوضه آبریز: هیرمند)	موقعیت بیشینه رخداد حوالی سبلان (حوضه آبریز: سفیدرود) تا ۲۵۰ میلی متر	موقعیت کلی هسته‌های بارشی شمال-غرب (حوضه های آبریز: ارومیه، ارس و سفیدرود)، امتداد زاگرس (حوضه‌های آبریز: کرخه . کارون)، البرز میانی (حوضه‌های آبریز: هراز و قره سو)، ارتفاعات کرمان (حوضه آبریز: درانجیر)، زابل (حوضه آبریز: هیرمند) شمال غرب کشور (حوضه‌های آبریز: ارومیه، ارس و سفیدرود)، در امتداد رشته کوه زاگرس (حوضه‌های آبریز: کرخه و کارون) بین ۲۰۰-۷۵ میلی متر در ماه، در ارتفاعات کرمان (حوضه آبریز: درانجیر) یک هسته بیشینه بارشی تا ۲۰۰ میلی متر، در رشته کوه البرز (حوضه‌های آبریز: قره سو و هزار) و نیز خراسان بزرگ (حوضه‌های آبریز: قره قوم و اترک) در ارتفاعات کپه داغ- هزارمسجد و آلاداغ-بینالود ۱۵۰-۲۵ میلی متر بارش، در جنوب شرق ایران هسته بارشی کوچکی در حوالی زابل	دسامبر
کردستان و زنجان (۱۵۰ تا ۲۰۰ میلی متر) - (حوضه‌های آبریز: مرزی و سفیدرود)	شمال غرب (حوضه‌های آبریز: ارومیه، مرزی و سفیدرود)، ارتفاعات زاگرس میانی (حوضه‌های آبریز: کرخه و کارون)، زابل (حوضه آبریز: هیرمند)، خراسان رضوی (حوضه آبریز: قره قوم)	حوالی سبلان و بزغوش در شمال غرب (۵۰۰-۴۰۰ میلی متر) - (حوضه‌های آبریز: ارس و سفیدرود)		ژانویه

(حوضه آبریز: هیرمند)

امتداد رشته‌کوه زاگرس

(حوضه‌های آبریز: کارون و

کرخه) و البرز (حوضه‌های

آبریز: تالش، قره سو و هزار)،

ارتفاعات زاگرس میانی

کوه‌های کرمان (حوضه آبریز:

درانجیر)، ارتفاعات بینالود

(حوضه‌های آبریز: اترک و قره

قوم)، زابل (حوضه آبریز:

هیرمند)

در امتداد زاگرس (حوضه‌های

آبریز: کارون و کرخه) ۲۰۰-

۲۵ میلی متر، ارتفاعات زرنند

۱۵۰-۲۰۰ میلی متر در لرستان (حوضه

کرمان (حوضه آبریز:

درانجیر)، زابل (حوضه آبریز:

هیرمند)

نتیجه گیری

بارندگی یکی از مهم‌ترین عناصر تعیین کننده هر نوع اقلیمی می‌باشد که همواره مورد توجه متخصصان رشته‌های مختلف قرار گرفته است. روش‌های سنتی که برای اندازه‌گیری بارش مورد استفاده قرار می‌گیرند، معمولاً مبتنی بر ایستگاه‌های اقلیم‌شناسی، همدیدی و باران‌سنجی‌ها بوده و دارای مشکلاتی از قبیل هزینه‌بر بودن، کمبود ایستگاه و عدم امکان استقرار دستگاه‌های ثبت کننده در مناطق صعب‌العبور می‌باشند و از آنجایی که بیشتر مناطق ایران دارای اقلیم خشک و نیمه‌خشک می‌باشند، آگاهی از مقدار و تغییرات زمانی باران در هر منطقه می‌تواند برای برنامه‌ریزی و مدیریت منابع آب سطحی بسیار مفید باشد. بدین جهت با توجه به این که فرآیند بارش با سامانه بزرگ مقیای جوی، تبدلات انرژی بین سطح زمین و هوا و اقیانوس‌ها مرتبط می‌باشد، بارندگی به عنوان یکی از مهم‌ترین پدیده‌های جوی و بارش‌های حاصل یکی از بنیادی‌ترین عناصر اقلیمی تلقی می‌شود. تغییرات زمانی و مکانی بارش می‌تواند ویژگی‌های محیطی هر ناحیه جغرافیای را کنترل کند. بعلاوه در سناریوی ظهور و فعالیت ابرها، بارندگی به عنوان اصلی‌ترین خروجی محسوب می‌گردد که در چرخه آب‌شناختی و اقلیم جهان نقش اصلی را به عهده دارد. بررسی منابع تحقیقاتی بیان کننده این واقعیت است که جنبه‌های کاربردی مختلفی نظیر: پیش‌بینی شرایط جوی، محیط‌زیست، آب‌شناسی، کشاورزی، مدیریت حوضه‌های آبریز، برآورد احتمال وقوع سیلاب و حتی بررسی تغییرات اقلیمی در

اقصى نقاط دنیا با مقوله بارندگی در ارتباط گذاشته شده است. در این راستا تخمین بارندگی بوسیله داده‌های ماهواره‌ای یکی از راهکارهای نوین تولید محصول بارش می‌باشد. در حال حاضر محصول‌های بارندگی بدست آمده از ماهواره TRMM به‌طور قابل ملاحظه‌ای در مطالعات هواشناسی به‌کار برده می‌شوند. این اطلاعات قبل از استفاده عملیاتی لازم است با اطلاعات زمینی مقایسه، اعتبارسنجی و تا حد امکان کالیبره شوند. در همین راستا ایستگاه‌های اعتبارسنجی گسترده‌ای در سراسر جهان اقدام به اعتبارسنجی این داده‌ها می‌نمایند.

هدف مقاله حاضر بررسی جداگانه بارش‌های همرفتی و پوششی رخ داده در کشور برای دوره آماری ۱۹۸۸ تا ۲۰۱۰ میلادی به منظور کاربرد آنها در پروژه‌های بارور سازی ابرها می‌باشد. داده‌های مرتبط از منابع اطلاعاتی موجود در ماهواره یاد شده دریافت شده اند. این داده‌ها مطابق الگوریتم تفکیک دو نوع رژیم بارشی همرفتی و پوششی که مبتنی بر گرمای نهان تبخیر می‌باشد، تفکیک شده اند. سپس استخراج نقشه‌های توزیع مکانی بارشها به صورت میانگین ماهانه طی دوره آماری مذکور در نرم افزار GrADS تحت سیستم عامل لینوکس انجام شده است.

با توجه به اینکه الگوریتم تفکیک دو نوع بارش بر اساس ساز و کار گرمای نهان تبخیر عمل نموده است، بارش‌های که دارای سازوکار همرفتی بوده (شامل بارش‌های جنبه‌ای، چرخندی و کوهستانی) تماماً همرفتی فرض شده است. در واقع فرایندهای همرفتی نسبتاً پیچیده می-

گردیده است. نتایج ثبت شده از ماهواره TRMM تا حدود زیادی قابل اعتماد جلوه می‌کنند. به علت عدم وجود ایستگاه‌های اندازه‌گیری در ارتفاعات و همچنین پراکنش نامناسب آن‌ها، داده و اطلاعات ماهواره‌ها به‌خوبی قادر به تکمیل این خلاء اطلاعاتی می‌باشند هرچند که می‌توانند در برخی موارد خطاهایی نیز به همراه داشته باشند. به عنوان مثال بر اساس داده‌های دریافتی از ماهواره TRMM، در منطقه جنوب غرب ایران تخمین مناسبی از برآورد بارش مشاهده نمی‌شود.

در نهایت باید یادآور شد که بهترین نتایج برای برنامه-ریزی‌های کلان در رابطه با بارش مناطق مختلف وقتی قابل دسترسی خواهد بود که از منابع مختلف تولید داده در دسترس بدرستی بهره برده شود. بدین جهت در این مطالعه به منظور تفکیک دو رژیم بارش همرفتی و پوششی از داده‌های ماهواره TRMM استفاده گردید. تفکیک این دو رژیم بارشی به علت پیچیدگی سازوکار آن‌ها تا کنون در کشور با استفاده از داده‌های ایستگاهی صورت نگرفته است. از طرفی بهترین تفکیک این دو رژیم توسط ماهواره مزبور ارائه گردیده است و تا به حال مورد بهتری جایگزین نگردیده است. در واقع در این مطالعه با توجه به اهمیت رژیم بارش که در واقع به صورت پنهان در برگیرنده نوع ابر بوده و یکی از شاخصهای مهم در امکان سنجی بارورسازی ابرها می‌باشد.

کشور ایران به لحاظ موقعیت جغرافیایی و همجواری با پرفشار جنب حاره، علاوه بر اندک بودن بارش، رژیم بارشی پرنوسانی دارد. بارش‌ها در مکانهای متفاوت تغییر می‌کند و این تفاوت به مسیر و منشاء توده‌های هوایی که ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند و همچنین موقعیت رشته کوه‌های گسترده در کشور بستگی دارد.

از نقطه نظر امکان سنجی بارورسازی ابرها، ابرهای همرفتی در مقایسه با ابرهای پوششی به دلیل اینکه حاوی میزان آب قابل بارش بیشتری هستند پتانسیل بیشتری برای باروری دارند لذا شناسایی و تفکیک نوع بارش همرفتی و پوششی در امکان سنجی باروری ابرها از اهمیت به‌سزایی برخوردار است.

باشند و نباید تنها ناشی از گرمای محسوس سطحی فرض گردند. با توجه به آنچه گفته شد، بررسی نقشه‌های ماهانه در ۱۲ ماه سال در نقشه‌های استخراج شده (با در نظر گرفتن الگوریتم تفکیک) نتایج جالب و قابل توجهی را در بر داشت. گاهی این نتایج با آنچه طبق مطالعات پیشین در رابطه با وقوع بارش‌های همرفتی در مکان یا زمان خاصی گفته شده بود، در تناقض بوده است که باید یادآور شد که این عدم همخوانی به دلیل تفاوت در تعریف الگوریتم تفکیک می‌باشد. تنها در برخی موارد نظیر جنوب غرب ایران داده‌ها قادر به نمایش بارش رخ داده نبوده است. بارش همرفتی در تمام ماه‌ها بیشتر از بارش پوششی بوده است. همان‌طور که ذکر شد این امر به‌واسطه نحوه تعریف الگوریتم صورت گرفته و تمام بارش‌هایی که سازوکار همرفت داشته اعم از بارش‌های چرخندی و بارش‌های جبهه سرد و نیز جبهه گرم در زمان برخورد با کوهستان در این دسته جا گرفته‌اند. به عنوان نمونه در منطقه خزری نفوذ جبهه سرد چرخندهای برون‌حاره‌ای (مفیدی، ۱۳۷۹) یا شکل‌گیری جبهه‌ی موسوم به نسیم دریا در حد فاصل دریا و خشکی (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶) سبب ساز بارش-های این منطقه می‌باشند و تحقیقات متعددی نیز بیانگر وقوع بارش‌های همرفتی ناشی از فرارفت جنوب‌سوی هوای سرد روی دریای خزر، به ویژه در طول فصل پاییز به واسطه نفوذ زبانه پرفشار سبیری (علیجانی، ۱۳۷۲، مرادی، ۱۳۸۳، براتی و عاشوری، ۱۳۸۶) می‌باشد، لذا در نقشه‌های بارشی استخراج شده سهم بیشتر بارش متعلق به بارش همرفتی بوده است. همچنین در زاگرس کم فشارهای جنوبی رگبارهای شدیدی ایجاد می‌کند، از طرف دیگر قرارگیری در مسیر چرخندهای مدیترانه‌ای از علل عمده افزایش بارش زاگرس است و این دلایل سبب افزایش نسبی بارش همرفتی نسبت به بارش پوششی در نقشه‌ها در امتداد این رشته کوه گردیده است. قرارگیری مناطق شمال غرب کشور در مسیر بادهای غربی و رخداد جبهه‌های سرد در این منطقه از سویی و ورود چرخندهای مدیترانه به این بخش از دیگر سو، سبب پررنگ شدن مقادیر بارش همرفتی در ماه‌های سرد در این ناحیه شده است. وقوع ناپایداری محلی در بهار نیز سبب ساز مقادیر بیشتر بارش همرفتی

روی کشور ایران با استفاده از داده‌های ماهواره TRMM-TMI، مقالات کامل همایش ملی تغییر اقلیم و تاثیر آن بر کشاورزی و محیط زیست، ارومیه.

۴. حاجی میررحیمی، م. و فیضی راده، ب.، ۱۳۸۷، بررسی دقت داده‌های رادار زمینی و TRMM در برآورد بارش.

۵. حجازی زاده، ز. و کریمی، م. و ضیایان، پ. و رفعتی، س.، ۱۳۹۳، بررسی سامانه‌های همرفتی میان مقیاس با استفاده از تصاویر دمای درخشندگی در جنوب غرب ایران، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال چهاردهم، شماره ۳۲، ۶۹-۴۵.

۶. کاویانی، م. علیجانی، ب. ۱۳۸۵. مبانی آب و هواشناسی. چاپ پنجم. تهران. انتشارات سازمان مطالعه و تدوین کتب دانشگاهی (سمت).

۷. مفیدی، ع.، ۱۳۷۹، بررسی همیدی نقش دریای سیاه در بارش‌های ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.

8. Cecil, D., J., D., E. Buechler, and R., J. Blakeslee, 2015, TRMM LIS Climatology of Thunderstorm Occurrence and Conditional Lightning Flash Rates, Journal of Climate, Vol. 28, No. 16, pp 6536-6547.

9. Gopalan, K., N., Wang, R., Ferraro, and Ch., Liu, 2010, Status of the TRMM 2A12 Land Precipitation Algorithm, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 27, No. 8, pp 1343-1354.

10. Henderson, D., S., Ch., D. Kummerow, D., A. Marks, and W., Berg, 2017, A Regime-Based Evaluation of TRMM Oceanic Precipitation Biases, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 34, No. 12, pp 2613-2635

11. Hong, Y., C. D. Kummerow, W. S. Olson, 1998, Separation of Convective and Stratiform Precipitation Using Microwave Brightness Temperature, Journal of Applied Meteorology, 38, 1195-1213.

12. Houze, R. A., Jr., 1997, Stratiform precipitation in regions of convection A meteorological paradox, Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2179-2196.

13. Javanmard, S., A. Yatagai, M. I. Nodzu, J. Bodaghjamali, H. Kawamoto, 2010, Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall

فصل بهار زمان گذار از الگوهای زمستانی به تابستانی است و هوای نزدیک به سطح زمین در حال گرم شدن است. از این رو شرایط جوی برای رخداد همرفت مساعد است. لذا به نظر می‌رسد بیشترین بارش‌های همرفتی در این فصل اتفاق افتد.

با استقرار زبانه‌های پرفشار سرد سیبری روی کشور به ویژه در نیمه شمالی، هوای سرد در کل منطقه حاکم می‌شود و فعالیت‌های سامانه‌های زمستانی روی ایران شکل می‌گیرد. به همین علت، با بررسی نقشه‌های مربوط به بارش همرفتی در ماه دسامبر دیده شد که مقادیر بیشینه این نوع بارش با دو سلول کوچک در شمال غرب ایران متمرکز شده است.

قدردانی

این مقاله برگرفته از پروژه "مطالعه، بررسی و امکان‌سنجی استفاده از فناوری بارورسازی ابرها برای استحصال آب در حوضه‌های آبریز ایران" است و بدین وسیله از موسسه تحقیقات آب برای تامین منابع مالی آن در پژوهشکده هواشناسی تشکر می‌شود. از آقایان دکتر جوادیان زاده، رئیس سابق مرکز ملی باروری ابرها و مهندس گلکار، رئیس فعلی این مرکز برای هماهنگی، نظارت و داوری پروژه، تشکر و قدردانی می‌گردد.

منابع

۱. پورباقر کردی، مهدی. ۱۳۸۵. امکان‌سنجی استفاده از داده‌های رادیوساوند و تصاویر ماهواره‌ای MODIS در برآورد آب قابل بارش کلی (منطقه مورد مطالعه: ناحیه‌ی تهران)؛ پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

۲. جوانمرد، سهیلا. ج. بلاق جمالی، م. پیرحیاتی، ۱۳۹۰؛ ۱، ایجاد سری داده‌های شبکه بندی شده بارش روزانه با قدرت تفکیک مکانی و زمانی بالا برای کشور، مقالات کامل همایش ملی تغییر اقلیم و تاثیر آن بر کشاورزی و محیط زیست، ارومیه.

۳. جوانمرد، سهیلا. س. گلستانی، ی. عابدینی، ۱۳۹۰؛ ۲، مطالعه و بررسی بر روی توزیع مکانی و زمانی بارش بر

- Meteorological Society of Japan, 68, No.1 (1990) 37-63.
22. Satoh, S. and A. Noda, 2001, Retrieval of latent heating profiles from TRMM radar data, Proceeding of 30th International Conf. On Radar Meteorology, Munich, Germany, 19-24 July 2001, 340-342.
 23. Sawyer, J. S., 1974, the structure of the intertropical front over NW India the SW monsoon, Quart, J. Roy. Meteorol. Soc., 73, 346-369.
 24. Shige, S., Y. N. Takayabu, W.-K. Tao and D. Johnson, 2004, Spectral retrieval of latent heating profiles from TRMM PR data. Part I: Development of a model-based algorithm, J. Applied Meteor.
 25. Snead, R., 1968. Weather patterns southern West Pakistan, Arch. Meteorol. Geophys. Bioclimatol., Ser.B, 16, 316-346.
 26. Tao, W.K. Lang, S. Olson, W.S. Yang, S. Simpson, J. Kummerow, C. Smith, E. 2001, Retrieved Vertical Profiles of Latent Heat Release Using TRMM Rainfall Products for February 1988, Journal of Applied Meteorology. 40(6): 957-982.
 27. Tao, W. K., and J. Simpson, 1989, Modeling study of a tropical squall type convective line, J. Atmos. Sci., 46, 172-202.
 28. Yanai, M., S. Esbensen and J. Chu, 1973, Determination of average bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, J. Atmos. Sci., 30, 611-627.
 29. Yang, S., and E. A. Smith, 1999a, Moisture budget analysis of TOGA-COARE area using SSM/I retrieved latent heating and large scale Q2 estimates, J. Atmospheric and Oceanic Technology, 16, 633-655.
 30. Zhang, Ch., J., Ling, S., Hagos, W., Tao, S., Lang, Y., N. Takayabu, Sh., Shige, M., Katsumata, W., S. Olson, and T., L'Ecuyer, 2010, MJO Signals in Latent Heating: Results from TRMM Retrievals, Journal of the Atmospheric Sciences, Vol. 67, No. 11 , pp 3488-3508.
 - estimates of TRMM-3B42 over Iran, Adv. Geosci, 25, 119-125.
 14. Jianxin Wang J. and D., B. Wolff, 2012, Evaluation of TRMM Rain Estimates Using Ground Measurements over Central Florida, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 51, No. 5, pp 926-940
 15. Johnson, R. H., 1984, Partitioning tropical heat and moisture budgets into cumulus and mesoscale components: Implication for cumulus parameterization, Mon. Wea. Rev., 112, 1656-1665.
 16. Kim, Min-jeong. 2002. Comparison of surface rainfall retrievals from the TRMM microwave radiometer and the Kwajalein radar, A thesis in Master of Science. University of Washington.
 17. Kummerow, C and Baanes, W. 1998, The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package, Journal of Atmospheric and Oceanic technology, Vol.15: 809-817.
 18. Leppert II K., D., and D., J. Cecil, 2016, Tropical Cyclone Diurnal Cycle as Observed by TRMM, Monthly Weather Review, Vol. 144, No. 8 , pp 2793-2808.
 19. Naumann, G., P. Barbosa, H. Carrao, A. Singleton, and J. Vogt, 2012, Monitoring Drought Conditions and Their Uncertainties in Africa Using TRMM Data, Journal of Applied Meteorology and Climatology, Vol. 51, No. 10, pp 1867-1874.
 20. Olson, W. S., C. D. Kummerow, Y. Hong and W.-K. Tao, 1999, Atmospheric latent heating distributions in the Tropics derived from passive microwave radiometer measurements, J. Appl. Meteor., 38, 633-664.
 21. S. B. Goldenberg, R. A. Houze, Jr. and D. Churchill; "Convective and Stratiform Components of a Winter Monsoon Cloud Cluster Determined from Geosynchronous Infrared Satellite Data, Journal of the