جغرافیـــا و برنامـــه‌ریـــزی محیطـــی
سـال ۲۷، پیـاپی ٦١، شـماره ۱، بهـار ۱۳۹۵

روند وردایی بسامد رخداد بارش‌های سنگین در ایران زمین

محمد دارند*: استادیار گروه آب و هواشناسی، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه کردستان، کردستان، ایران

وصـول: ۱۳۹۳/۳/۲۱ پـذیرش:۱۳۹۳/٦/۱۷ ، صص ٤٢-۲۹

چکیده

پایش زمانی بسامد رخدادهای فرین بزرگ بارش با بهره‌گیری از دنباله توزیع فراوانی‌ها بـر روی یـک نقطـه و مکـان از جمله نمایه‌های واکاوی تغییر اقلیم در آن مکان به شمار می‌رود. بزرگی گستره پیامدهای وردایی در ویژگـی‌هـای نمایـه یـاد شده بسیار فراگیرتر از تغییرات در میانگین بارش است. در این پژوهش داده‌های میان‌یابی شده‌ی بارش پایگاه داده اسـفزاری[i] طی بازه‌ی زمانی ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ به مدت ۱۵۹۹۲ روز بر روی یاخته‌های ۱۵×۱۵ کیلومتر به کار گرفته شد. یک پایگاه داده گاه‌جای در ابعاد ۷۱۸۷×۱۵۹۹۲ ایجاد شد که بر روی سطرها زمان(روز) و بر روی ستون‌ها مکان(یاخته‌ها) قـرار داشتند. برای هر روز تقویمی از سال، صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم بارش برای هر کدام از یاخته‌ها جداگانه حساب شـد. طـی دوره آماری مورد مطالعه روزی که بارش بر روی یاخته مورد نظر برابر یا بیشتر از صدک‌های محاسـبه شـده بـود، بـه عنـوان روز همراه با بارش سنگین در نظر گرفته شد. بسامد ماهانه و سـالانه بـرای هـر یاختـه جداگانـه شـمارش شـد. بـه کمـک روش ناپارامتریک من‌کندال روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین در سطح اطمینان ۹۵ درصد آزمـون شـد. یافتـه‌هـا نشـان داد کـه بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر روی ایران زمین روند معناداری در سطح اطمینان ۹۵ درصد از خود نشان می‌دهند. در مـاه شهریور گسترهٔ روند منفی در ایران زمین به اوج خود می‌رسد. در تیرماه روند رخداد بارش‌های سنگین در نیمهٔ شمالی کشور روبه افزایش است. در ماه‌های آذر و اسفند بسامد رخداد بارش‌های سنگین در نیمهٔ غربی و جنوب‌غرب کشور افزایش یافتـه است.

واژه های کلیدی: روند،میان‌یابی، بارش سنگین، ایران

پیشگفتار

ازمهم‌ترین پیامدهای گرمایش جهانی و رخداد تغییر اقلیم در اثر افزایش نشر گازهای گلخانه‌ای، افزایش بسامد و شدت رویدادهای فرین بارشی است (جوشی و راجیوان،۲۰۰٦). در هیدرولوژی و اقلیم‌شناسی واکاوی روند برای بررسی و تحلیل سناریوهای تغییر اقلیم مورد توجه اغلب پژوهشگران بوده است (صیدی و همکاران،۲۰۱۳). بر پایهٔ سناریوهای جهانی و مدل‌های اقلیمی اقلیم گرمتر، افزایش بسامد رخدادهای فرین بارش را در پی خواهد داشت (کارل و همکاران،۱۹۹۵؛ هوگتون و همکاران،۲۰۰۱). به نظر می‌رسد همگان این واقعیت را پذیرفته‌اند که تغییر اقلیم تنها افزایش مقادیر فرین نیست بلکه افزایش بسامد رخداد مقادیر فرین را نیز شامل می‌شود. پژوهش‌های اخیراسترلینگ و همکاران (۲۰۰۰) نشان می‌دهد که بر روی بسیاری از مناطق

*نویسنده مسؤول: m.darand@uok.ac.ir

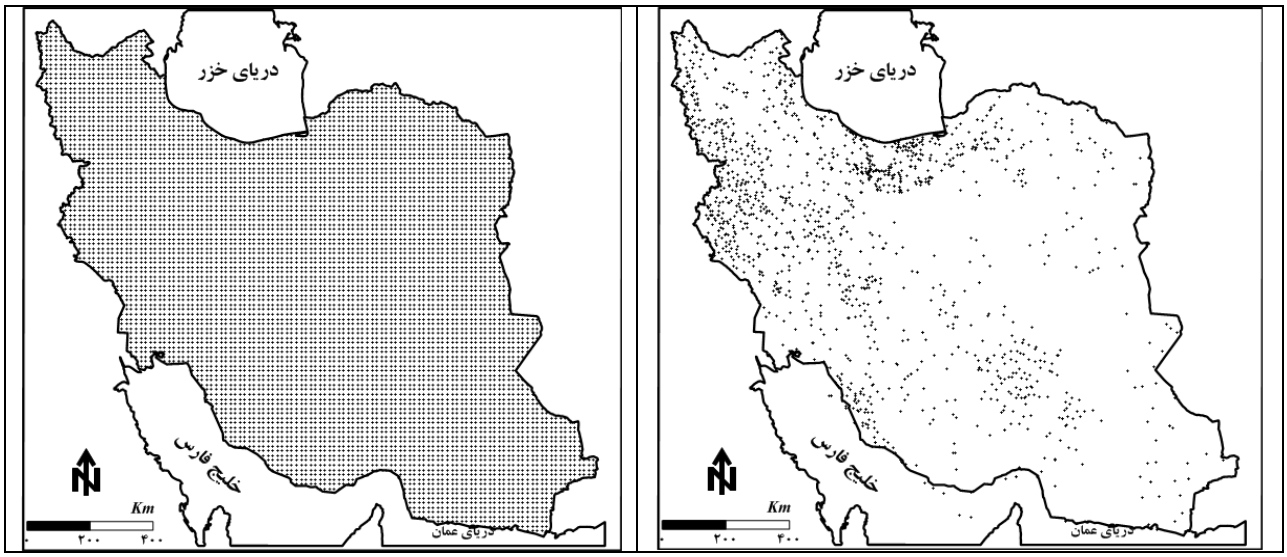
جهان فراوانی مقادیر حدی بارش افزایش یافته است، این در حالی است که بر روی برخی نقاط شاهد کاهش رخداد فرین‌های بارش هستیم. نمایه‌های فراوانی برای ارزیابی رخداد فرین‌های بارشی وجود دارد (پترسون و همکاران، ۲۰۰۱). تیم کارشناسی شناسایی تغییر اقلیم و نمایه‌ها(ETCCDI) ۱۱ نمایه فرین بارشی را پیشنهاد کرده است. گروه کاری مشترک شناسایی تغییر اقلیم سازمان هواشناسی جهانی (WMO-CCL) و برنامه‌ی پژوهشی تغییر اقلیم و پیش-بینی (CLIVAR) ۱۵ نمایه‌ی فرین بارشی را معرفی کرده‌اند که با نمایه‌های تیم کارشناسی شناسایی تغییر اقلیم و نمایه‌ها اشتراکات فراوانی دارد. به نظر می‌رسد که برای اینکه قضاوت درستی در مورد رخداد فرین هر سنجه‌ی جوی در هر نقطه‌ای (مکان) از کره زمین طی زمان خاصی از سال داشته باشیم، بهتر است آن رویداد را نسبت به میانگین بلند مدت آن سنجه در آن مکان و طی همان زمان مقایسه و ارزیابی کنیم. برای نمونه در مناطق مرکزی ایران زمین رخداد بارش ۱۰ میلی‌متر طی یکی از روزهای پاییزی یک پدیده فرین و حدی است درحالیکه در جنوب‌غرب دریای خزر چنین رویدادی یک پدیده‌ای معمول و عادی به حساب می‌آید. بنابراین درستی ادعای رخداد یک رویداد حدی در یک مکان منوط به مقایسه آن رویداد با ویژگی‌های آن سنجه در همان مکان و زمان است. استفاده از نمایه‌های چندکی رویکردی مناسب برای ارزیابی رویدادهای حدی به شمار می‌رود. پژوهش‌های متعددی در ایران و خارج از ایران بر پایهٔ شاخص‌های چندکی برای واکاوی رخداد تغییر اقلیم و فرین‌های اقلیمی انجام شده است. عسگری و رحیم‌زاده (۱۳۸۵) تغییرپذیری بارش ایران را طی دهه‌های اخیر مطالعه کردند. ایشان ۳٤ ایستگاه همدید را طی بازه زمانی ۱۹۵۱ تا ۱۹۹۱ بررسی کردند. علیرغم تصور عمومی، کشور شاهد هر دو روند کاهشی و افزایشی در جمع بارش سالانه ایستگاه‌های سینوپتیک بوده است. همچنین روندهای بارش فصلی در هیچ یک از ایستگاه‌های مطالعه شده به صورت موازی رخ نداده است. عسگری و همکاران (۱۳۸٦) روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران را مطالعه کردند. در این تحقیق به منظور بررسی مقادیر حدی بارش از داده های روزانه بارش ۲۷ ایستگاه سینوپتیک با داده های مطمئن و قابل پوشش دوره نرمال استاندارد ۱۹۹۰-۱۹٦۱ استفاده شد. یافته‌ها نشان داد که دربرخی از مناطق مانند هرمزگان، اصفهان و تهران روند اکثر نمایه‌ها مثبت و هماهنگ با یافته های هیات بین الدول تغییر اقلیم (IPCC) حاکی از احتمال تعداد رخدادهای بارش‌های حدی به ویژه در مناطق حاره بوده، در برخی از مناطق مانند آذربایجان و فارس نیز روند اکثر نمایه ها منفی و برخلاف آن تشخیص داده شده است. منتظری (۱۳۸۸) به تحلیل زمانی-مکانی بارش‌های فرین روزانهٔ ایران پرداخت. وی به کمک داده‌های یاخته‌ای نشان داد که ایران را می‌توان به چهار قلمرو به لحاظ نسبت بارش فرین روزانه به بارش سالانه تقسیم کرد. ایران‌نژاد و همکاران (۱۳۸٦) سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش ایران را طی بازه زمانی ۱۹٦۱-۲۰۰۱ واکاوی کردند. در این پژوهش از داده های بارش سالانه ۳۸ ایستگاه در ایران طی دوره یاد شده برای بررسی توزیع مکانی روند های بارش در کشور استفاده شد. نتایج نشان داد که روند بارش فصل بهار در اغلب ایستگاه‌ها کاهشی و فصل پاییز افزایشی است .در پاره‌ای از ایستگاه ها سیر صعودی از روند کاهشی در بارش‌های خفیف به سمت روند افزایشی بارش‌های سنگین

ملاحظه می شود که با روند افزایشی قوی و اغلب معنی دار بارش کل سالانه یا فصلی مطابقت دارد. در بعضی ایستگاه ها نیز سیر نزولی از روند افزایشی در بارش‌های خفیف به سمت روند کاهشی در بارش‌های سنگین دیده می شود که با روند کاهشی قوی و غالبا معنی دار بارش کل سالانه یا فصلی هماهنگ است. در یک پژوهشی دیگر ایران‌نژاد و همکاران (۱۳۸۸) توزیع مکانی روند بارش سالانه در ایران را طی دورهٔ ۱۹۶۰تا۲۰۰۱ مطالعه کردند. نتایج نشان می دهد که در طی این دوره، بارش سالانه در منطقه غرب و شمال غرب دارای روند منفی و در مناطق مرکزی و جنوبی دارای روند مثبت بوده است. محمدی(۱۳۹۰) روند بارش سالانه‌ی ایران را بررسی کرد. یافته‌های وی نشان داد که در سری زمانی میانگین ایستگاهی و شبکه‌ای بارش ایران روند افزایشی یا کاهشی معناداری در سطوح اطمینان ۹۵ و ۹۹ درصد دیده نشد. علیجانی(۱۳۹۰) در یک پژوهشی به تحلیل فضایی دماها و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران پرداخت. یافته‌های وی نشان داد که دماهای بالا در سواحل جنوب و مناطق مرکزی فراوان هستند اما بحران‌های سرما در نواحی کوهستانی شمال‌غرب و مناطق کوهستانی زیاد است. بحران‌های بارشی در همه جای کشور پراکنده هستند. شیرمحمدی و همکاران(۱۳۹۱) ارتباط پدیده انسو(ENSO) با مقادیر حدی بارش‌های فصلی استان‌های خراسان را بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که شاخص نوسان جنوبی(انسو) با بارش‌های فرین نشان داد که شاخص‌های بارش فصل بهار و پاییز بیشترین همبستگی در وقفه زمانی ۱ ماهه نشان می‌دهند. بارش‌های فرین فصل زمستان بیشترین همبستگی را با وقفه یک ساله با شاخص انسو دارند. فیروزی و همکاران (۱۳۹۱) روند بارش در ایستگاه‌های منتخب استان فارس را مدل‌سازی و پیش‌بینی کردند. یافته‌ها نشان داد که در بین سه روش باکس جنکینز، تجزیه و هلت وینترز، مدل باکس جنکینز مدل مناسب برای پیش‌بینی بارش در اغلب ایستگاه‌های استان است. عساکره و همکاران (۱۳۹۱) ویژگی‌های زمانی-مکانی بارش‌های روزانه فرین بالا در شمال‌غرب ایران را مطالعه کردند. ایشان به کمک داده‌های ۷۲۹ ایستگاه‌های همدید، اقلیمی و باران سنجی مقادیر بارش را بر روی یاخته‌های ۳۳×۳۳ کیلومتر میان‌یابی کردند. برای شناسایی بارش‌های فرین روزانه از آستانه‌ی صدک ۹۰ بهره گرفته شد. یافته‌ها بیانگر روند کاهشی معناداری برای بارش‌های فرین تنها برای بارش‌هایی با گسترهٔ ۲۰-۳۰ درصد دیده شد. درحالی که بارش‌های فرین با گسترهٔ بیشتر ایستا بوده‌اند. در پژوهشی دیگر عساکره (۱۳۹۱) تغییر در توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان را مورد مطالعه قرار داد. ایشان به کمک مشاهدات روزانه چهار نمایهٔ فرین بارش زنجان (بیشینه بارش، پنج بارش بزرگ، صدک پنجم و نودوپنجم) و نیز سهم آن‌ها در بارش سالانه طی دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۶ را با بهره‌گیری از توزیع فرین تعمیم‌یافته (GEV) واکاوی کرد. یافته‌های پژوهش نشان داد که اگرچه تحلیل روند بیانگر ایستایی فرین‌ها بود ولی ناایستایی در مشاهدات رخ داده است. این ناایستایی‌ها به صورت چرخه‌ها، جهش و نیز تغییر در توزیع فراوانی قابل رویت است. مسعودیان و دارند(۱۳۹۲) تغییرات نمایه‌های بارش فرین ایران را طی دهه‌های اخیر شناسایی و بررسی کردند. ایشان از داده‌های میان‌یابی شده پایگاه داده اسفزاری در بازهٔ زمانی ۱۹۶۲/۱/۱ تا ۲۰۰۴/۱۲/۳۱ استفاده کردند و به کمک ۱۱ نمایهٔ حدی بارش نشان دادند که در مناطق جنوب‌غرب و

غرب کشور روند نمایه‌ها مثبت و بر روی نوار باریکی در شمال ایران روند منفی است. نمایه‌ها در نیمهٔ شرقی کشور روندی از خود نشان نمی‌دهند. نه تنها فراوانی رخداد بارش‌های فرین در مناطق جنوب‌غرب و غرب روبه افزایش است، بلکه شدت و میزان بارش ناشی از آن‌ها نیز بیشتر شده است. کارل و همکاران (۱۹۹۵) و کارل و نایت (۱۹۹۸) در ایالات متحده امریکا روند مثبت معناداری در بسامد بارش‌های فرین روزانه(بیشتر از ۵۰ میلیمتر در روز) را طی چند دهه اخیر مشاهده کردند. در استرالیا سوپیا و هینسی (۱۹۹٦) و هینسی و همکاران (۱۹۹۹) نشان دادند که صدک‌های ۹۰ و ۹۵اُم بارش افزایش معناداری از خود نشان می‌دهد درحالیکه پلومر و همکاران(۱۹۹۹) افزایش معنادار صدک ۹۹اُم را گزارش کرده‌اند.کیسلی و پایک (۲۰۰۷) فراوانی بارش‌های سنگین در نواحی مستعد سیلاب در جمهوری چک را به کمک تحلیل فراوانی منطقه‌ای حداکثر بارش با تداوم ۱ الی ۷ روزه مدلسازی کردند. این پژوهشگران برای مدل‌سازی بارش از مدل کاپا بهره گرفتند. بوردی و همکاران (۲۰۰٦) مقادیر فرین بارش و نمایه‌های استاندارد شده فرین بارش دوره‌های خشک و تر در سیسیل ایتالیا را واکاوی کردند. یافته‌ها نشان داد که شاخص استاندارد شده بارش برای واکاوی دوره‌های خشک و تر بهتر از مقادیر بارش هستند. شانگ و همکاران(۲۰۰۱) روند بارش‌های فرین ارتفاعات شمال‌غرب اتیوپی را بررسی کردند. یافته‌ها نشان داد که شواهد آشکاری در مورد رد فرض صفر(عدم وجود روند افزایشی بارش فرین) مشاهده نشد. هدف از انجام این پژوهش واکاوی روند وردایی بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر روی ایران زمین است.

داده و روش‌شناسی

برای انجام این پژوهش داده‌های یاخته‌ای روزانهٔ بارش پایگاه دادهٔ اسفزاری طی بازهٔ زمانی ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ بکار گرفته شد. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که با میان‌یابی داده‌های بارش بر روی ۱٤۳۷ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی فراهم شده است. برپایه‌ی تفکیک مکانی یاد شده در داخل گسترهٔ ایران زمین(۷۱۸۷یاخته) قرار می‌گیرد. شکل۱ موقعیت ایستگاه‌ها و یاخته‌های حاصل از میان‌یابی را بر روی ایران زمین نشان می‌دهد. یک پایگاه داده(گاه‌جای) در ابعاد۷۱۸۷×۱۵۹۹۲ایجاد شد که بر روی ردیف‌ها روز و بر روی ستون‌ها یاخته‌ها قرار گرفتند. برای هر روز تقویمی از سال(۱/۱ (اول فروردین) تا ۱۲/۳۰(سی‌اُم اسفند)) میزان صدک۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم برای هر یاخته جداگانه حساب شد که حاصل آن سه ماتریس مقادیر صدک‌ها در ابعاد ۷۱۸۷×۳٦٦ بود. سپس مقادیر بارش ۱۵۹۹۲ روز بر روی هر یاخته با مقادیر صدکی بارش یاختهٔ مورد نظر در همان روز مقایسه شد. برای هر ماه از سال تعداد روزهایی که میزان بارش بر روی هر یاخته از صدک۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم آن بیشتر بود، شمارش شد. سه ماتریس جدید در ابعاد ۷۱۸۷×۵۱۲ ایجاد شد که بر روی سطرها ماه‌ها و بر روی ستون‌ها یاخته‌ها جای داشتند. بر روی سری زمانی ماهانهٔ بسامد رخداد روزهای همراه با بارش سنگین آزمون ناپارامتریک من‌کندال برازش داده شد و در سطح اطمینان ۹۵ درصد معناداری روند مورد ارزیابی و آزمون قرار گرفت.



شکل۱- موقعیت ایستگاه‌های همدید، اقلیمی و باران‌سنجی(راست) و یاخته‌های ۱۵×۱۵کیلومتر(چپ) بر روی ایران زمین

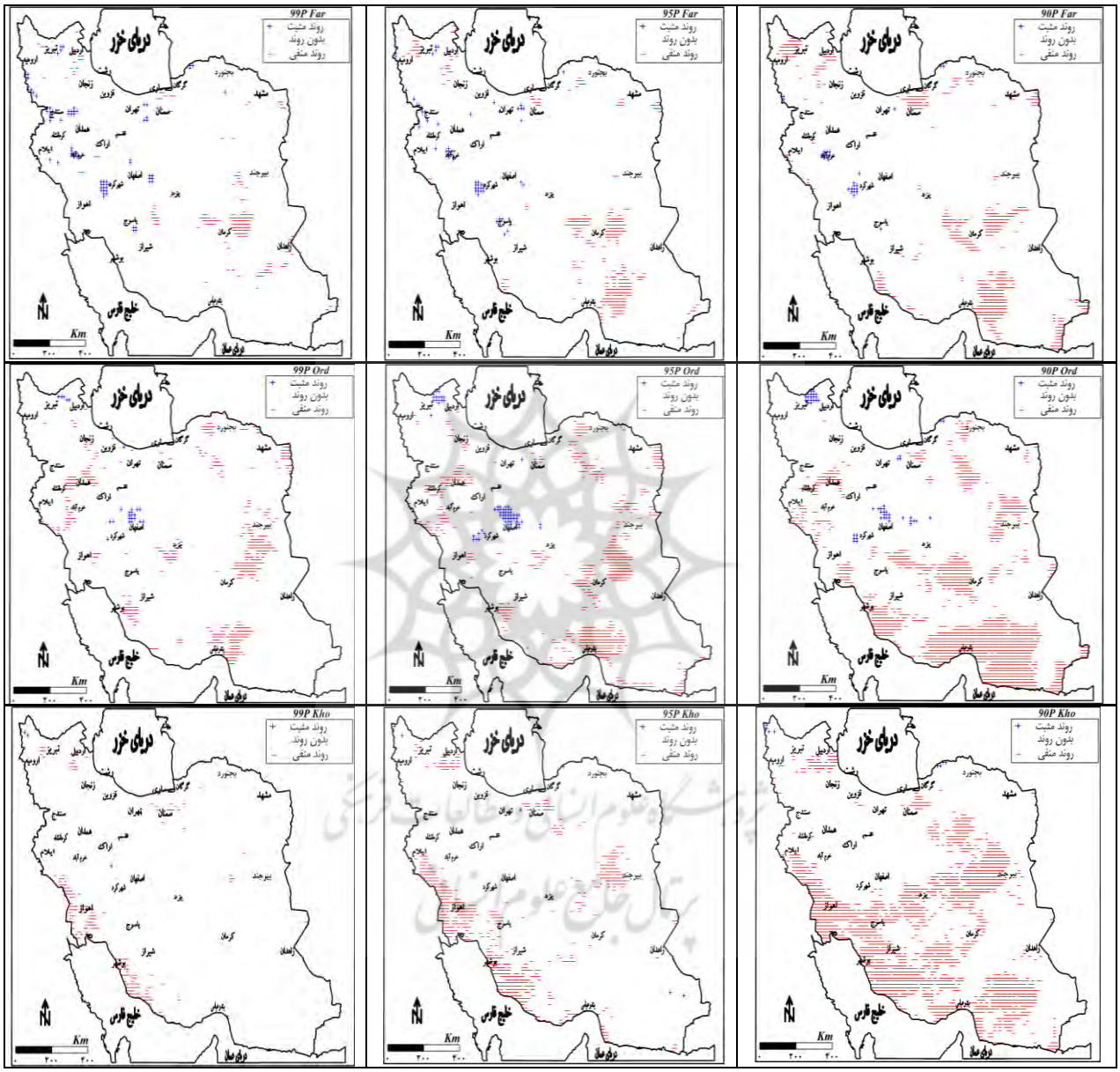
یافته‌های پژوهش

همان‌طور که یاد شد روند وردایی بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر پایهٔ آستانه‌های صدکی ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم برای هر ماه از سال به لحاظ آماری در سطح اطمینان ۹۵ درصد مورد آزمون قرار گرفت و برای تحلیل مکانی نقشه مربوط به هر ماه جداگانه ترسیم شد.

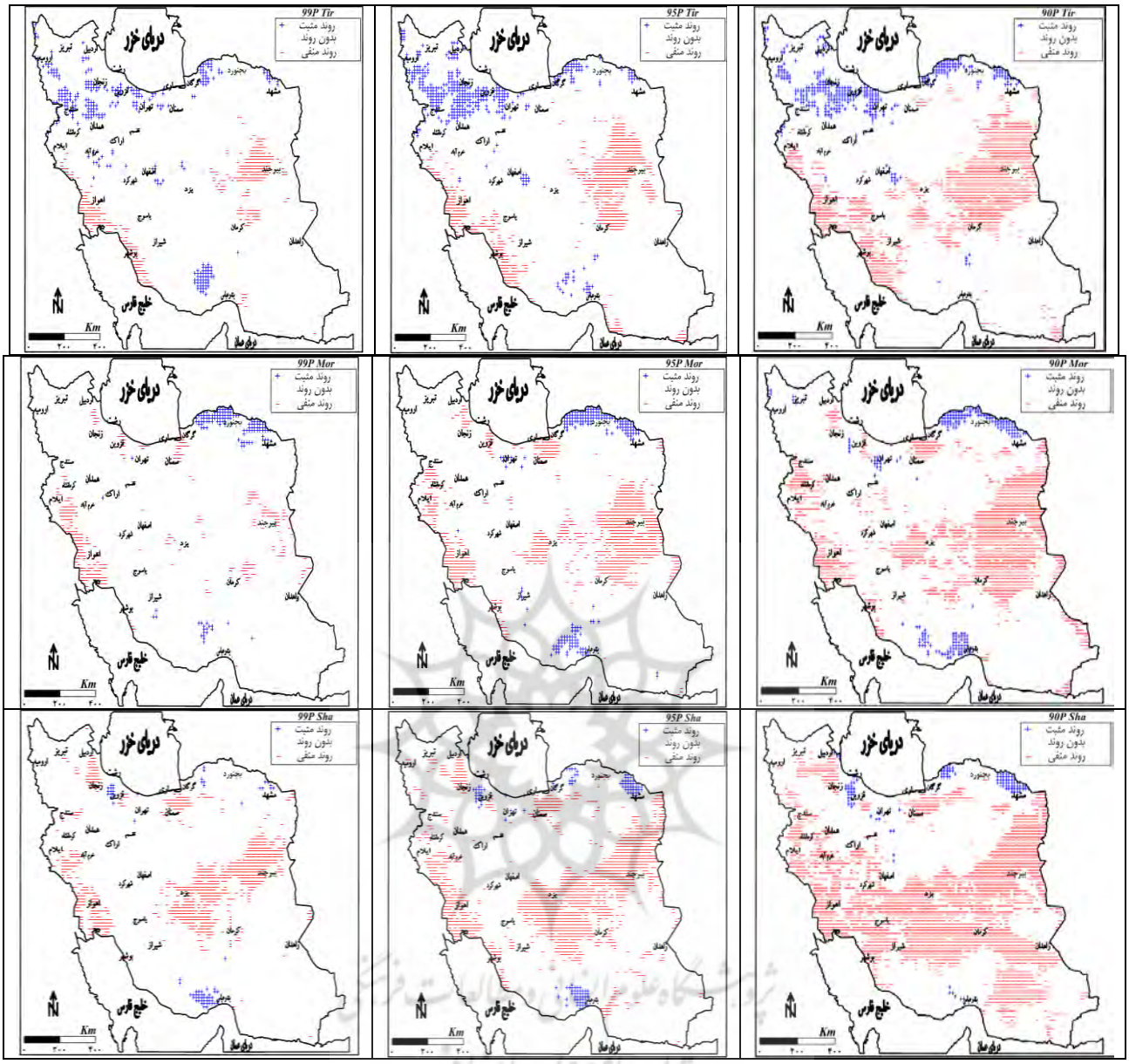
فصل بهار

شکل ۲ روند وردایی تغییرات در بسامد رخداد بارش‌های سنگین را در فصل بهار نشان می‌دهد. در ماه فروردین روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر پایهٔ صدک‌های۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم به ترتیب بر روی ۰/٤، ۰/۸ و ۱/۱ درصد از گسترهٔ ایران زمین مثبت است که به لحاظ مکانی بر روی بلندی‌های شهرکرد، سنندج و تهران قرار دارند. گسترهٔ روند منفی بسامد اینگونه بارش‌ها در ماه فروردین بیشتر از گسترهٔ روند مثبت است. بر پایهٔ صدک‌های۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم روند منفی به ترتیب بر روی ۸، ٤/٤ و ۲/٤ درصد از پهنه ایران زمین دیده می‌شود که بر روی مناطق پست و هموار دشت‌های جنوب و شمال و شمال‌غرب کشور(کرمان، شرق بندرعباس، جنوب گرگان و ساری، تبریز و اردبیل) قرار دارند. در ماه اردیبهشت گسترهٔ روند معنادار نسبت به ماه فروردین افزایش یافته است. در این ماه سال بر روی ۲۰/۵، ۱۰/۵ و ٦/٤ درصد از گسترهٔ ایران به ترتیب روند صدک‌های ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم در سطح اطمینان ۹۵ درصد منفی است. روند منفی بر روی مناطق پست و هموار نیمهٔ جنوبی کشور مشاهده می‌شود. روند مثبت فراوانی رخداد بارش‌های سنگین بر روی گسترهٔ کوچکی از ایران به ترتیب بر روی ۰/۸، ۰/۹ و ۰/۳ درصد پهنهٔ ایران دیده می‌شود. در ماه خرداد گسترهٔ روند منفی بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر پایهٔ صدک ۹۰اُم نسبت به دو ماه دیگر فصل بهار افزایش یافته است و ۲٦ درصد از پهنه‌ی ایران زمین روند منفی معناداری را در سطح اطمینان ۹۵ درصد نشان می‌دهد. روند مثبت

فراوانی بارش‌های سنگین بر پایهٔ سه صدک مورد نظر در این ماه از سال تنها بر روی ۰/۱ درصد دیده می‌شود و نسبت به دو ماه دیگر فصل بهار کاهش یافته است. روند منفی بسامد رخداد این‌گونه بارش‌ها بر پایهٔ دو صدک ۹۵ و ۹۹اُم به ترتیب بر روی ۸/٤ و ۲/٤ درصد از گسترهٔ ایران زمین دیده می‌شود.



شکل۲- روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم در فصل بهار

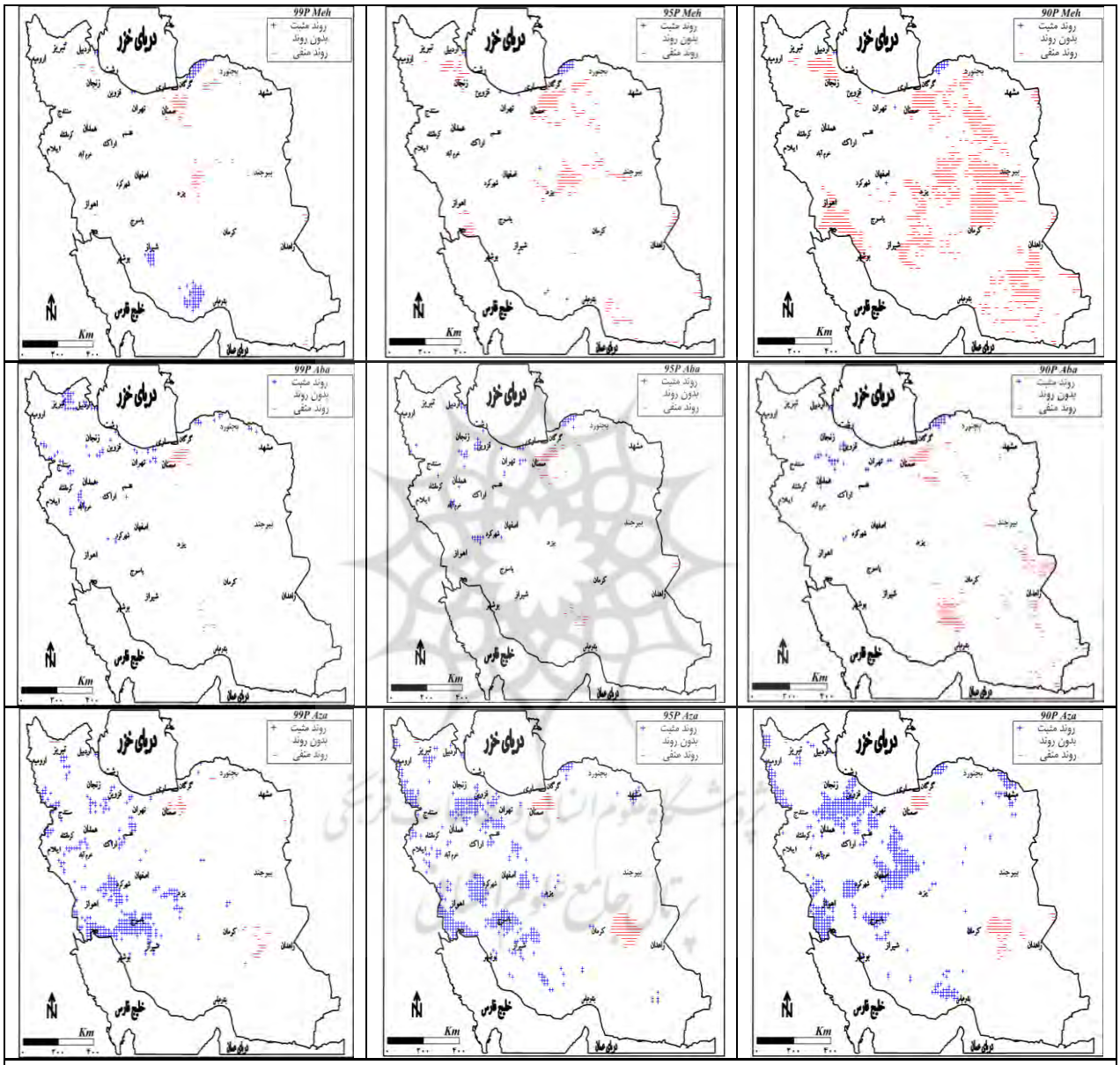


شکل۳- روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم در فصل تابستان

فصل تابستان

در بین فصول مختلف سال در فصل تابستان گسترهٔ روند نزولی بسامد رخداد بارش‌های سنگین بیشتر و چشم‌گیر است. همچنین گسترهٔ روند مثبت رخداد این گونه بارش‌ها نیز به فصل بهار افزایش یافته است. در تیرماه روند مثبت رخداد بارش‌های مورد مطالعه بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم به ترتیب بر روی ٤/۹، ٥/٦ و ٤/۱درصد از گسترهٔ ایران زمین مثبت است و نسبت به دو ماه مرداد و شهریور پهنهٔ بیشتری را در بر دارد. به لحاظ مکانی روند مثبت بر روی بلندی‌های نیمهٔ شمالی کشور و بر روی برخی بلندی‌های پراکنده در نیمهٔ غربی کشور و بخش‌های غرب بندرعباس دیده می‌شود. با نزدیک شدن به فصل پاییز از گسترهٔ روند مثبت معنادار بسامد رخداد

بارش‌های سنگین کاسته شده، درحالیکه بر گسترهٔ روند منفی معنادار افزوده می‌شود. در ماه شهریور گسترهٔ روند منفی بارش‌های فرین و سنگین بر اساس صدک‌های ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم به ترتیب بر روی ۳۸/۸، ۲۱/۸ و ۱۲ درصد از گسترهٔ ایران زمین معنادار است



شکل٤- روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم در فصل پاییز

فصل پاییز

با آغاز فصل بارش ایران زمین به ویژه در فصل پاییز(ماه های آبان و آذر) بسامد رخداد بارش‌های سنگین کشور رفتار متفاوتی با فصول گرم سال(بهار و تابستان) نشان می‌دهند. گسترهٔ روند منفی معنادار رخداد و بسامد بارش‌های سنگین ایران زمین به

شدت کاهش یافته است و برعکس گسترهٔ روند مثبت معنادار بارش‌های فرین روبه افزایش است. این گونه تغییرات در ماه آذر از فصل پاییز به اوج خود می‌رسد. در ماه مهر و آبان گسترهٔ روند معنادار منفی و مثبت رخداد بارش‌های مورد مطالعه (به جز صدک ۹۰اُم در ماه مهر) تقریباً یکسان هستند. اگرچه گسترهٔ روند منفی رخداد بارش‌های سنگین در ماه مهر نسبت به فصل تابستان کاهش یافته است ولی گسترهٔ آن از گسترهٔ روند مثبت بیشتر است. در آذر ماه اوج گسترهٔ روند مثبت بسامد رخداد بارش‌های سنگین است. در این ماه از سال رخداد بارش‌های سنگین در نیمهٔ غربی کشور روبه افزایش است.

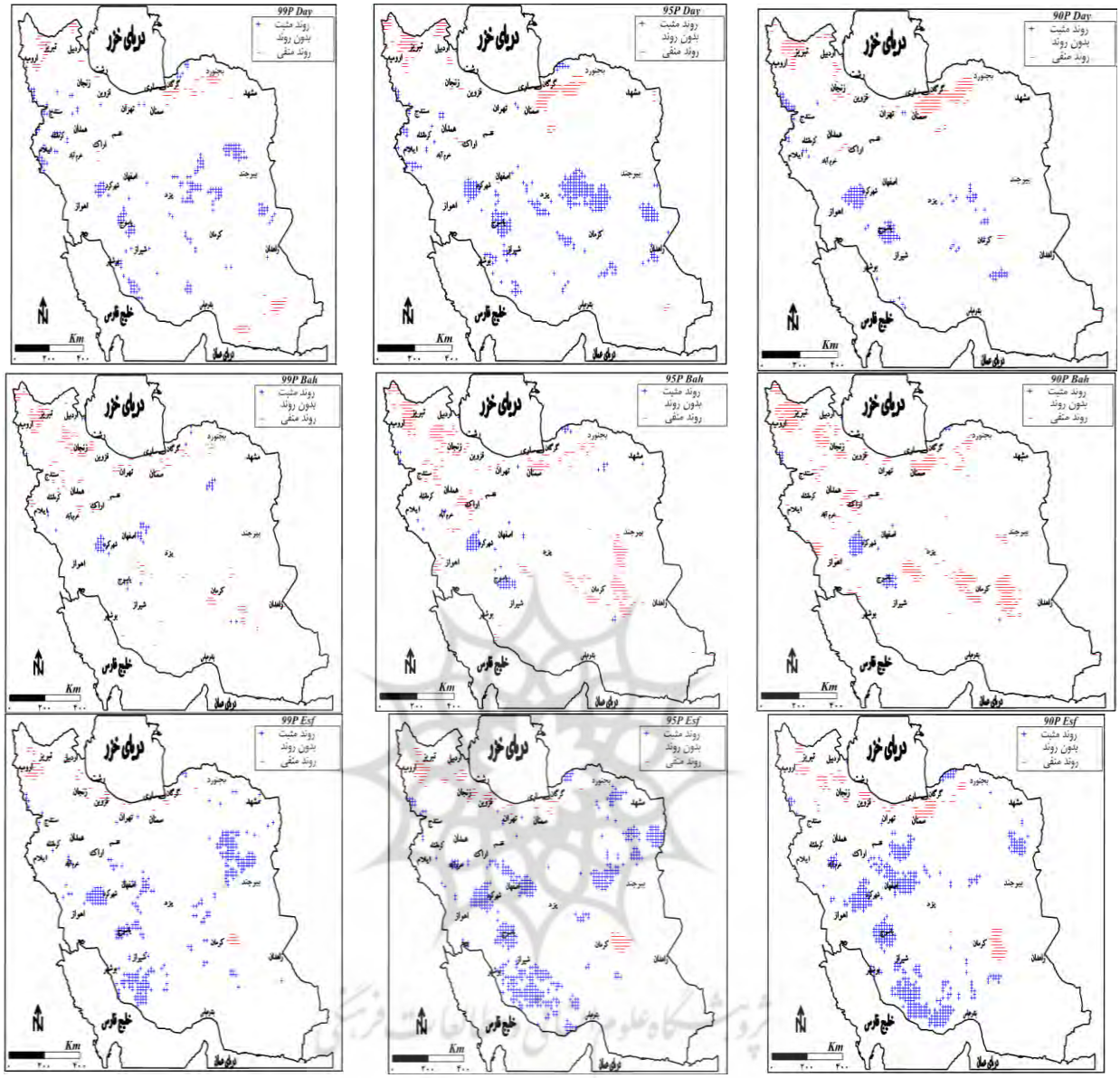
فصل زمستان

در دی‌ماه گسترهٔ روند منفی و مثبت بسامد رخداد بارش‌های سنگین یکسان است. اغلب گسترهٔ ایران زمین روند معناداری از خود نشان نمی‌دهند. روند منفی معنادار اینگونه بارش‌ها در نیمهٔ شمالی کشور به صورت پراکنده قرار دارند و روند مثبت بر روی نیمهٔ جنوبی کشور(بلندی‌های شهرکرد و یاسوج و به صورت پراکنده بر روی بلندی‌های زاگرس و شرق یزد) قرار دارند. در بهمن ماه گسترهٔ روند منفی معنادار بیشتر از گسترهٔ روند مثبت است و روند مثبت بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر پایهٔ سه آستانه‌ی صدکی مورد نظر محدود به بلندی‌های شهرکرد و یاسوج است و حدود ۱ درصد از پهنه ایران زمین را در بر دارد. روند منفی به صورت پراکنده بر روی شمال، شمال‌غرب و جنوب‌کشور دیده می‌شود. در ماه اسفند گسترهٔ روند مثبت معنادار بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین در سطح اطمینان ۹۵ درصد افزایش یافته است. در این ماه از سال همانند ماه آذر در فصل پاییز گسترهٔ روند مثبت معنادار نسبت به سایر ماههای سال در اوج خود قرار دارد. به لحاظ مکانی روند مثبت معنادار در جنوب‌غرب کشور قرار دارند و در راستای شمال‌شرقی گسترده شده‌اند.

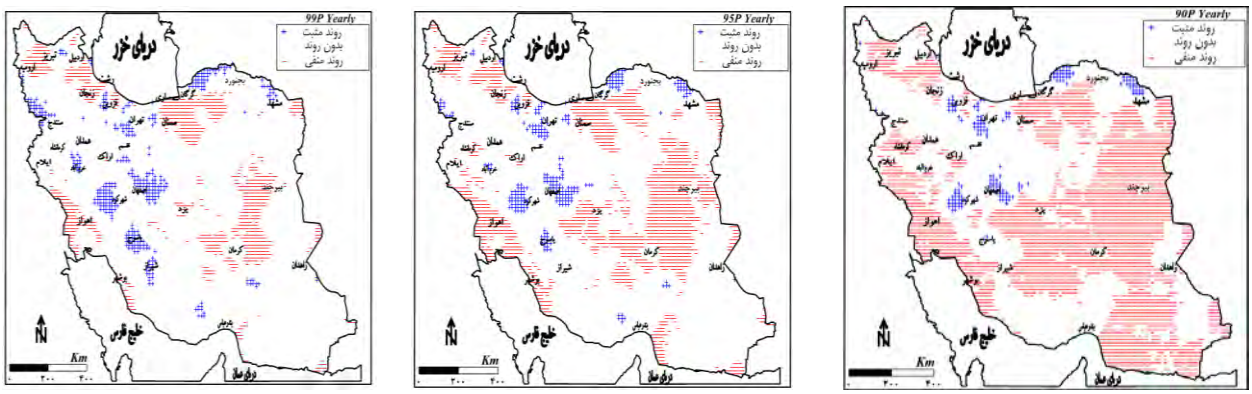
سالانه

یافته‌ها نشان داد که بسامد سالانه‌ی رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰اُم بر روی حدود نیمی از پهنه ایران روند منفی معناداری از خود نشان می‌دهد. روند مثبت بر پایهٔ این آستانه تنها بر روی گسترهٔ کوچکی از ایران زمین، بر روی ارتفاعات و بلندی‌های شهرکرد، اصفهان، شمال مشهد، تهران و قزوین دیده می‌شود. روند منفی بر روی سرزمینهای پست و هموار نیمهٔ شرقی، جنوب، مرکز ، جنوب‌غرب و شمال‌غرب کشور مشاهده می‌شوند. به لحاظ مکانی روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین بر پایهٔ صدک ۹۵اُم نیز همانند صدک ۹۰اُم است ولی گسترهٔ مناطق دارای روند معناداری منفی کاهش یافته و بر گسترهٔ روند مثبت افزوده شده است. بر پایهٔ صدک ۹۹اُم وردایی و تغییرات بارش‌های سنگین ایران زمین نسبت به دو آستانه‌ی دیگر گسترهٔ روند مثبت افزایش یافته و گسترهٔ روند منفی کاسته شده است. به لحاظ پراکنش مکانی همانند دو آستانه‌ی قبلی بر روی بلندیها روند مثبت و بر روی زمین‌های پست و هموار روند منفی مشاهده بر روی بلندی‌ها فراوانی و بسامد رخداد بارش‌های سنگین افزایش یافته است

.



شکل۵- روند بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم در فصل زمستان



شکل٦- روند سالانه‌ی بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بر پایهٔ صدک ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم

جدول۱- گسترهٔ روند معنادار صدک‌های ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم بارش ایران برحسب درصد

صدک	روند	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	سالانه
۹۰	مثبت	۰/٤	۰/۸	۰/۱	٤/۹	۲/۹	۱/٦	۰/۳	۰/۸	۹/٤	۲/۲	۰/۹	۷/۸	۲/٤
	ب.روند	۹۱/٦	۷۸/۸	۷۳/۹	۷۵	۷٤	۵۹/٦	۸٦/٦	۹۵/۷	۸۹/۳	۹۵/۲	۹۲/۸	۸۹/۹	٤۹
	منفی	۸	۲۰/۵	۲٦	۲۰/۱	۲۳/۲	۳۸/۸	۱٦/۱	۳/۵	۱/۳	۲/٦	٦/۳	۲/۳	٤۸/٦
۹۵	مثبت	۰/۸	۰/۹	۰/۱	۵/٦	۲/۸	۱/۸	۰/٤	۱	۷/٦	۵/۵	۱/۱	۸/۲	۳/۸
	ب.روند	۹٤/۸	۸۸/٦	۹۱/۵	۸٤/۱	۸۳/۱	۷٦/۳	۹۵/٦	۹۸/۱	۹۰/۷	۹۲/۲	۹۳/۷	۹۰/۱	۷۱/۵
	منفی	٤/٤	۱۰/۵	۸/٤	۱۰/۳	۱٤/۲	۲۱/۸	٤	۰/۹	۱/۷	۵/۵	۵/۲	۱/۸	۲٤/۷
۹۹	مثبت	۱/۱	۰/۳	۰/۱	٤/۱	۱/۸	۱	۱/۲	۱/٤	۵	۳/٦	۰/۸	۵	۵/٤
	ب.روند	۹٦/۵	۹۳/۲	۹۷/۵	۹۰/۸	۹۳/۸	۸۷	۹۷/۵	۹۸/۱	۹٤/۳	۹٤/۷	۹٦/۲	۹٤	۸۱/٦
	منفی	۲/٤	٦/٤	۲/٤	۵/۱	٤/٤	۱۲	۱/۳	۱/٤	۰/۷	۱/٦	۲/۹	۱	۱۳

ب.روند: بدون روند

نتیجه‌گیری

به دلیل دخالت‌های بی‌رویه انسان و تغییرپذیری طبیعی سامانه‌ی اقلیم فرض پایایی به خودی خود باطل است (کارپوزوس و همکاران، ۲۰۱۰). هدف این پژوهش واکاوی وردایی بسامد رخداد بارش‌های سنگین در ایران زمین بود. از داده‌های میان‌باشی شدهٔ بارش پایگاه داده‌ی اسفزاری بر روی یاخته‌های۱۵×۱۵کیلومتر (۷۱۸۷یاخته) طی بازه زمانی ۱۳٤۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱(۱۵۹۹۲روز) بهره گرفته شد. بر پایهٔ صدک‌های ۹۰، ۹۵ و ۹۹اُم بارش‌های سنگین برای هر یاخته طی روزهای تقویمی سال حساب شد. بسامد رخداد بارش‌های سنگین برای هر ماه از سال شمارش شد. به کمک آزمون ناپارامتریک من‌کندال معناداری روند برای هر کدام از یاخته‌ها در سطح اطمینان ۹۵ درصد ارزیابی شد. یافته‌های این پژوهش نشان داد که بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین طی بازه‌ی زمانی مورد مطالعه به لحاظ آماری وردایی معناداری از خود نشان می‌دهند. در نیمهٔ گرم سال گسترهٔ روند منفی بسامد رخداد بارش‌های سنگین ایران زمین بیشتر از گسترهٔ روند مثبت است. به لحاظ مکانی روند منفی در نیمهٔ جنوبی کشور مشاهده می‌شود. بارش‌های نیمهٔ جنوبی کشور در نیمهٔ گرم سال بیشتر حاصل فعالیت سامانه‌های چرخندی مونسونی و خلیج‌فارس است. کاهش شدت فعالیت سامانه‌های یاد شده طی دهه‌های اخیر بویژه طی دوره-ی گرم سال کاهش ناپایداری‌ها و بارش‌های سنگین را در نیمهٔ جنوبی کشور به دنبال خواهد داشت(دارند،۱۳۹۳). برخلاف نیمهٔ جنوبی در تیرماه بر روی نیمهٔ شمالی کشور فراوانی رخداد بارش‌های سنگین روبه افزایش است. یافته‌های حاصل از تحلیل روند بر روی سری زمانی فشار تراز دریای سامانه‌ی واچرخندی سیبری نشان می‌دهد که طی دوره گرم سال(بویژه تیرماه) بر روی چهارچوب‌پوش مکانی فعالیت آن فشار تراز دریا روند افزایشی و معنادار قابل توجهی(۰/۸ به ازای هر دهه) را از خود نشان می‌دهد(دارند، ۱۳۹۳). به نظر می‌رسد که افزایش فشار تراز دریا بر روی کرنل فعالیت سیبری در تیرماه منجر به تقویت و تشکیل سامانه‌ی واچرخندی شده و با نفوذ زبانه آن به بخش‌های شمالی کشور و دریای خزر، گرادیان فشار، ناپایداری و بارش‌های قابل

ملاحظه‌ای را در بخش‌های شمالی در پی خواهد داشت.

در ماه‌های سرد سال بویژه در ماه‌های آذر، دی و اسفند گسترهٔ روند مثبت بیشتر از گسترهٔ منفی است. اوج گسترهٔ مکانی روند مثبت بسامد رخداد بارش‌های سنگین در ماههای آذر و اسفند و اوج گسترهٔ مکانی روند منفی در ماه شهریور مشاهده شد. به لحاظ پراکندگی مکانی افزایش بسامد رخداد بارش‌های سنگین بیشتر در نیمهٔ غربی و جنوب‌غرب کشور دیده می‌شود. پیامد افزایش گازهای گلخانه‌ای و گرمایش جهانی افزایش تبخیر از سطح آبها و افزایش حجم رطوبت در جو است. در نیمهٔ سرد سال با عقب نشینی سامانه‌ی واچرخندی آزور به سمت جنوب و غرب و ورود امواج بادهای غربی و سامانه‌های چرخندی برون حاره‌ای، احتمال ناپایداری‌ها در ایران زمین افزایش خواهد یافت. اگرچه یافته‌ها نشان می‌دهند که کنش و فعالیت این سامانه‌ها نیز طی سال های اخیر کاهش یافته است ولی به نظر می‌رسد که حجم بالای رطوبت در جو در اثر گرمایش یاد شده با ناپایداری‌های احتمالی ناشی از سامانه‌های چرخندی زمینه را برای رخداد بارش‌های سنگین فراهم می‌کند. در جنوب‌غرب ایران زمین به دلیل مهیایی شرایط یاد شده رخنمود بارش‌های سنگین بیشتر از سایر مناطق ایران زمین است. با نگاهی به پراکنش مکانی روند بارش در ایران زمین(عساکره،۱۳۸٦؛ مسعودیان و دارند،۱۳۹۲) می‌توان دریافت که به لحاظ مکانی افزایش و کاهش بسامد رخدادهای بارش سنگین هماهنگ با روند افزایشی و کاهشی مقدار کل بارش در ایران زمین است. در جنوب‌غرب ایران این ارتباط آشکارتر است.

منابع

ایران‌نژاد، پرویز، کتیرایی، پری سیما و حجام، سهراب (۱۳۸۸)، توزیع مکانی روند بارش سالانه در ایران را طی دورهٔ ۱۹٦۰-۲۰۰۱، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره۳۵(٤)، ص.۹٤-۷۹.

ایران‌نژاد، پرویز، کتیرایی، پری سیما و حجام، سهراب (۱۳۸۸)، سهم تغییرات فراوانی و شدت بارش روزانه در روند بارش در ایران طی دورهٔ ۱۹٦۰-۲۰۰۱، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره۳۳(۱)، ص.۸۳-٦۷.

شیرمحمدی، زهرا، اکبرخانی، علی، انصاری، حسین، علیزاده، امین و محمدیان، آزاده (۱۳۹۱)، بررسی ارتباط پدیده انسو(ENSO) با مقادیر حدی بارش‌های فصلی در استان‌های خراسان، مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، شماره ۱۹،ص.٦۱-۸۰

عساکره، حسین(۱۳۸٦)، تغییرات زمانی-مکانی بارش ایران زمین طی دهه‌های اخیر، جغرافیا و توسعه، شماره۱۰، ص.۱٦٤-۱٤٥.

عساکره، حسین(۱۳۹۱)، تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره پیاپی(٤٥) ۱، ص.٦٦-٥۱.

عساکره، حسین، ترکارانی،فاطمه و سلطانی، صغری(۱۳۹۱)، مشخصات زمانی-مکانی بارش‌های روزانه فرین بالا در شمال‌غرب ایران، تحقیقات منابع آب ایران، شماره۳،ص. ۵۳-۳۹.

عسگری، احمد، رحیم‌زاده، فاطمه، محمدیان، نوشین و فتاحی، ابراهیم(۱۳۸٦)، تحلیل روند نمایه‌های بارش‌های حدی در ایران، تحقیقات منابع آب، شماره ۳، ص. ۵۵-٤۲.

عسگری، احمد و رحیم‌زاده، فاطمه(۱۳۸۵)، مطالعه تغییرپذیری بارش دهه‌های اخیر ایران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره۵۸، ص.۸۰-٦۷.

علیجانی،بهلول(۱۳۹۰)، تحلیل فضایی دماها و بارش‌های بحرانی روزانه در ایران، نشریه تحقیقات کابردی علوم جغرافیایی، شماره ۲۰، ص.۳۰-۹.

فیروزی، فاطمه، نگارش، حسین و خسروی، محمود(۱۳۹۱)، مدل‌سازی، پیش بینی و بررسی روند بارش در ایستگاههای منتخب استان فارس، فصلنامه علمی-پژوهشی برنامه‌ریزی منطقه‌ای، شماره۷، ص. ۷۷-۹۱.

محمدی، بختیار(۱۳۹۰)، تحلیل روند بارش سالانه ایران، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره پیاپی(۴۳)۳،ص.۱۰۶-۹۵.

مسعودیان،سیدابوالفضل و دارند، محمد(۱۳۹۲)، شناسایی و بررسی تغییرات نمایه‌های بارش فرین ایران طی دهه‌های اخیر، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، شماره۲۰، ص.۲۵۷-۲۳۹.

منتظری،مجید(۱۳۸۸)، تحلیل زمانی-مکانی بارش‌های فرین روزانه در ایران، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره پیاپی(۲۴)۲، ص.۱۴۰-۱۲۵.

Bordi,I.,Fraedrich,K., Petitta,M. and Sutera,A. (2006), Extreme value analysis of wet and dry periods in Sicily. Theor.Appl.Climatol. 84, pp. 195-198.

Easterling, D. R., Evans, J. L., Groisman, P. Y., Karl, T. R., Kunkel, K. E., and Ambenje, P. (2000), Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review, B. Am. Meteorol. Soc., 81, 417˚425.

Joshi, U.R., Rajivan, M. (2006), Trends in precipitation extremes over India, National climate center, Research report No. 3/2006.pp.25.

Hennessy, K. J., Suppiah, R., and Page, C. M. (1999), Australian rainfall changes, 1910˚ 1955, Aust. Meteorol. Mag., 48, 1˚13.

Houghton Jr, Ding Y, Griggs Dj, Noguer M, Van der Linden PJ, Dai X, Maskell K, Johson CA (eds)., (2001), Climate Change 2001 The Scientific Basis , Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Karl, T. R. and Knight, R. W. (1998), Secular trends of precipitation amount frequency and intensity in the United States, B. Am. Meteorol. Soc., 79, 231˚241.

Karl, T. R., Knight, R. W., and Plummer, N. 1995. Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century, Nature, 377, 217˚220.

Karpouzos, D. K., Kavalieratous, S., and Babajimopoulos, C. (2010), Trend analysis of precipitation data in Pieria Region (Greece), Eur. Water, 30, 31˚40.

Kysely, J., Picek, J., (2007), Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic. Climate Research 33, 243˚ 255.

Peterson, T. C, Folland, C., Gruza, G, Hogg, W., Mokssit, A and Plummer, (2001), Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs 1998 ˚ 2001. WMO Rep. WCDMP 47, WMO ˚ TD 1071, Geneva, Switzerland 143 pp.

Plummer, N. J., Salinger, A., Nicholls, N., Suppiah, R., Hennessy, K., Leighton, R. M., Trewin, B., Page, C. M., and Lough, J. M. (1999), Changes in climate extremes over the Australian region and New Zealand during the twentieth century, Clim. Change, 42, 183˚202.

Saidi, H, Ciampittiello, M, Dresti, C and Ghiglieri, G. (2013), Observed variability and trends in extreme rainfall indices and Peaks-Over-Threshold series, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 10, 6049˚6079

J.(1996), Trends in the intensity.

Shang, H. , Yan, J., Gebremichael, M. and Ayalew S. M. (2010), Trend analysis of extreme precipitation in the northwestern Highlands of Ethiopia with a case study of Debre Markos, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 8587˚8605.

Suppiah, R. and Hennessy, K. and frequency of heavy rainfall in tropical Australia and links with the Southern Oscillation, Aust. Meteorol. Mag., 45, 1˚17.

[i]-پایگاه داده اسفزاری توسط دکتر مسعودیان در دانشگاه اصفهان تهیه شده است.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی