

Analyzing Spatial Autocorrelation Patterns of Heavy and Super Heavy Showers of Iran

*S. H. Mirmousavi

**M. Doostkamian

***F. Sootoodeh

Abstract

Rainfall is the most variable climatic elements. The changes occur in the location and the time dimension in the form of regional climate. The purpose of this study was to investigate the spatial autocorrelation of Iran's heavy and super heavy changes. For this purpose, the daily rainfall data of 664 meteorological stations during the period 1950-2010 have been used. In order to analyze changes in rainfall within a decade, geostatistical techniques such as spatial autocorrelation analysis of hot spots, statistics Getis-Ord Gi along with programming in Matlab environment and the Surfer and the GIS were used. The results of this study indicated that the Caspian coast, North West and West along the western foothills of the Zagros Mountains of Iran, the inner regions of Iran and southern parts of South East and North East of Iran had the highest precipitation of heavy and super heavy requirements. Spatial pattern of heavy precipitation showed that the maximum positive spatial autocorrelation pattern of heavy precipitation, despite their different periods of oscillation, but includes areas of West, North West and West coast of the Caspian Sea. While this is a negative spatial autocorrelation pattern of heavy precipitation, it is observed frequently in central Iran and parts of the East, particularly in Zabol. Patterns of heavy precipitation are similar to heavy precipitation.

Keywords: Heavy and Super Heavy precipitation, Spatial Autocorrelation, Getis-Ord GI index, Iran.

*Professor, University of Zanjan, Iran.

**PhD Candidate, University of Zanjan, Iran.

***MA, Kharazmi University, Tehran, Iran.

بررسی و تحلیل الگوی فضایی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین ایران

حسین میرموسوی: دانشیار گروه جغرافیا دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

مهدی دوستکامیان*: دانشجوی دکتری دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

فاطمه ستوده: دانشجوی دکتری دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

وصول: ۱۳۹۳/۱۱/۲۱ پذیرش: ۱۳۹۴/۳/۱۹، صص ۸۶-۶۷

چکیده

بارش از متغیرترین عناصر اقلیمی است. این تغییرات هم در بعد مکان و هم در بعد زمان در قالب اقلیم منطقه رخ می‌دهد. هدف از این مطالعه، بررسی خودهمبستگی فضایی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین ایران طی نیم قرن اخیر است. به این منظور، داده‌های بارش روزانه با استفاده از ۶۶۴ ایستگاه همدیدی و اقلیمی طی دوره ۱۳۹۰-۱۳۴۰ استخراج و به‌عنوان پایگاه داده‌ها (داده‌های اسفزاری^۱) استفاده شد. به‌منظور دستیابی به تغییرات درون‌دهه‌ای بارش ایران از روش‌های زمین‌آمار، مانند خودهمبستگی فضایی از تحلیل لکه‌های داغ^۲، آماره گتیس-آرد جی (G*) و از امکانات برنامه‌نویسی در محیط Matlab و Surfer و GIS بهره گرفته شده. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد، که کرانه‌های ساحلی دریای خزر و امتداد دامنه‌های غربی زاگرس، دارای بیشینه وقوع بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین است. الگوی فضایی بارش‌های سنگین نشان می‌دهد، بیشینه الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت بارش‌های سنگین به‌لحاظ مکانی و زمانی باوجود اینکه در دوره‌های مختلف نوساناتی داشته است، اما بیشتر شامل نواحی غرب، شمال غرب و کرانه‌های ساحلی دریای خزر می‌شود. این در حالی است که الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش‌های سنگین بیشتر مربوط به نواحی مرکزی و لکه‌های شرقی کشور به‌ویژه زابل است. الگوی بارش‌های فوق‌سنگین مشابه بارش‌های سنگین است. با این تفاوت که از گستره مکانی آنها کاسته شده است.

واژه‌های کلیدی: بارش سنگین و فوق‌سنگین، الگوی فضایی، شاخص G، ایران

^۱- این داده‌ها را با تفکیک مکانی ۱۵ در ۱۵ کیلومتر، دکتر مسعودیان در دانشگاه اصفهان تهیه کرده است.

2- Hot Spot Analysis

مقدمه

بارش یکی از عناصر اقلیمی مهم است و پیچیدگی‌های خاصی دارد. اهمیت و بررسی پدیده بارش، زمانی آشکارتر است که یک مکان شاهد ریزش ناچیز یا قابل توجه حجم زیادی از بارش باشد (مسعودیان، ۱۳۸۶: ۷۱-۸۹). بارش پدیده حاصل از اندرکنش‌های پیچیده جو است. شناخت دقیق‌تر سازوکار بارش و نحوه الگوی گردشی جو تأثیر زیادی در برنامه‌ریزی‌های کلان و پروژه‌های اقتصادی، صنعتی و کشاورزی بر مبنای الگوهای طولانی مدت بارش دارد. از این رو، بارش در میان رویدادهای اقلیمی، با توجه به نقش حیاتی آن اهمیت ویژه‌ای دارد (علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۴۵)؛ به طوری که نسبت به پدیده‌های اقلیمی دیگر از پیچیدگی رفتاری چشمگیرتری برخوردار است. ویژگی اصلی بارش‌های ایران تغییرپذیری آنهاست. در واقع تغییرات بارشی، ناشی از تغییرات عوامل تولیدکننده آنهاست. بی‌نظمی موجود، در عوامل ایجاد بارش است که به توزیع مکانی و زمانی بارش منتقل شده است (علیجانی، ۱۳۹۰).

ایران از جمله مناطقی است که شاهد رفتار ناهنجار و بی‌قاعدگی بارش است (محمدی و مسعودیان، ۱۳۸۹: ۴۷-۷۰) و به دلیل برخورداری از توپوگرافی‌ها، شرایط مناسبی را برای امکان وقوع رخداد بارش سنگین و فوق‌سنگین دارد؛ به طوری که به عقیده بعضی از دانشمندان بیشتر بارش‌های سنگین در امتداد نواحی کوهستانی رخ می‌دهد (چن^۱ و همکاران، ۲۰۰۲: ۲۹-۱۴۹؛ کاتو^۲ و همکاران، ۲۰۰۳: ۱-۴؛ دیمیترو^۳،

همکاران، ۲۰۰۹: ۳۰-۳۸ و اشجعی باشکند، ۱۳۷۹: ۹۰-۹۴). علاوه بر این، بعضی از دانشمندان نقش دمای سطح دریا را در وقوع بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین مؤثر می‌دانند (لانا و همکاران، ۲۰۰۷: ۳۲-۲۷). با وجود این، تغییر در فرین آب و هوایی تأثیرات مهمی دارد، به طوری که یکی از مسائل اساسی در زمینه تغییر اقلیم است (ومو، ۲۰۰۹). برای مثال، در مطالعه الکساندر و همکاران، تمایل شاخص بارش نسبت به شرایط مرطوب در قرن ۲۰ زیاد است (الکساندر^۴ و همکاران ۲۰۰۶: ۲۵-۳۶). وقوع چنین پدیده‌هایی با وقوع سیل (چانگون^۵ و همکاران، ۲۰۰۱: ۵۹۷-۶۰۸)، فرسایش خاک (علیجانی، ۱۳۹۰: ۱۸۹)، تخریب سازه‌های آبی و همچنین بالارفتن حجم بالای منابع آب در کوتاه‌مدت به ویژه در مناطق خشک همراه است (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۶۲-۱۴۳). در متون اقلیمی، تعاریف متعدد و مقادیر متفاوتی برای «بارش شدید» و «بارش حدی» ارائه شده است و پژوهش‌هایی که تاکنون در کشور صورت گرفته، تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای را از نظر معیار تعیین بارش‌های شدید و حدی نشان می‌دهد؛ برای مثال، در این شاخص (بارش‌های حدی) بر اساس تجربیات محلی، آستانه خاصی برای بارش‌های شدید و حدی تعیین می‌شود (گریوسمن^۶ و همکاران، ۱۹۹۹: ۱۳۲۶-۱۳۵۰، پترسن^۷ و همکاران، ۲۰۰۱؛ به نقل از مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۵۴-۱۳۱). بعضی از دانشمندان هم بارش ۶۰ میلی‌متر را آستانه بارش سنگین و ۱۰۰ میلی‌متر را آستانه بارش فوق‌سنگین می‌دانند (جنسا و

⁴ - Alexander

⁵ - Changnon

⁶ - Groisman

⁷ - Peterson

¹ - Chen

² - Kato

³ - Dimitrova

تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و وزش رطوبت چنین برمی‌آید که ناپایداری شدید از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال باعث صعود شدید و بارش سنگین شده است. رطوبت مورد نیاز برای این بارش از آب‌های دریای مدیترانه، دریای سرخ و خلیج فارس تأمین شد. با توجه به موقعیت کوهستانی منطقه مورد مطالعه، این بارش سبب جریان روان‌آب با شدت فراوان و شکل‌گیری دبی ۵,۷ متر مکعب در ثانیه در زمانی کمتر از ۶ ساعت شد (فرج‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۶۲-۱۴۳). بررسی و مطالعه‌ی هم‌دید و دینامیکی بیشترین بارش روی منطقه خراسان نشان داد، سامانه‌های واپرخندی با حرکت نسبتاً سریع و هسته سرد هستند که از کشورهای اسکاندیناوی و اروپای مرکزی، در طی فصول سرد سال، در جهت شرق یا جنوب شرق حرکت می‌کنند. این سامانه‌ها ابتدا بر دریای خزر و سپس بر منطقه خراسان تأثیر می‌گذارند که بارش آنها نسبتاً کم، ولی با سرمای زیادی همراه هستند و حداکثر حدود ۲۴ تا ۳۶ ساعت بعد، از روی منطقه خارج می‌شود (اردکانی و همکاران، ۱۳۸۷: ۱۰۷-۱۰۲۳). این در حالی است که واکاوی ترمودینامیکی بارش‌های سنگین ناشی از پدیده سردچال در نواحی مرکزی و جنوب غرب ایران نشان داد، میزان ناپایداری در حد قابل توجهی برای ایجاد بارش سنگین بوده است؛ همچنین، نقشه نم ویژه بیانگر آن بود که در روز بارش شدید، نم ویژه از میزان بالایی برخوردار بوده است که از طریق آنتی‌سیکلون مستقر بر روی عربستان رطوبت دریای سرخ، دریای عرب و خلیج عدن به جنوب غرب و نواحی مرکزی ایران تزریق شده است و رطوبت این بارش را تأمین کرده است (امیدوار و همکاران، ۱۳۹۲: ۱-۱۹). بارش‌های بحرانی در

همکاران، ۲۰۰۱: ۴۳-۵۷)، با وجود این، در هر منطقه متناسب با میانگین بارش سالانه آستانه‌ها ممکن است متفاوت باشد؛ برای مثال منطقه شمال ایران با میانگین بارش نزدیک به ۱۸۰۰ میلیمتر، ممکن است بارش ۲۰ میلیمتری در این منطقه یک بارش عادی باشد، اما همین مقدار در نواحی شرقی ایران با توجه به میانگین بارش ۷۰ میلیمتری ممکن است منجر به سیلاب و خسارات زیادی شود؛ بنابراین، در آستانه بارش‌های سنگین و فوق سنگین علاوه بر جنس خاک، شرایط توپوگرافی منطقه هم مؤثر است.

در زمینه بررسی و تحلیل بارش‌های سنگین، مطالعات مختلفی در ایران انجام شده است. برای تحلیل شرایط هم‌دید و دینامیک رویدادهای بارشی سنگین سواحل جنوبی خزر در مقایسه با ایران زمین نشان داد، تشدید شیو فشار بین الگوی پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار شرق مدیترانه و بین الگوی پرفشار دریای سیاه و کم‌فشار شمال شرق خزر، در رخداد این بارش‌ها در غرب، جنوب غرب ایران و سواحل جنوبی خزر مؤثر بود. بررسی نقشه‌های ژئوپتانسیل نشان داد، در طول دوره مورد مطالعه، دو الگوی اصلی وجود دارد که نقش فرود نسبتاً عمیق شمال دریاچه خزر (بخشی از فرود بلند مدیترانه) بسیار مهم است (نوری و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۹۷-۲۳۶). در همین رابطه، تحلیل شرایط سینوپتیک رخداد سیل در بارش‌های سنگین در شهرستان کوه‌رنگ نشان داد، مرکز کم‌فشاری بر روی کشور یونان شکل گرفته است و با عمیق‌شدن تا عرض‌های ۲۵ درجه کم‌فشار حرارتی واقع بر روی سودان و عربستان را تبدیل به کم‌فشار دینامیکی کرده و تا غرب کشور گسترش یافته است. بر اساس نقشه‌های فشار سطح زمین، ارتفاعی

مقیاس‌های مختلف زمانی به‌ویژه روزانه، خسارت سنگینی به جوامع انسانی به‌خصوص مناطق پرجمعیت شهری و زیست‌بوم (اکوسیستم) شهر وارد می‌کنند. مطالعه و شناسایی دقیق آنها برای زندگی آرام و پایدار انسان و حفظ تعادل محیط زیست لازم است. با توجه به آنچه گفته شده است، تاکنون در رابطه با تغییرات درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین مطالعه‌ای انجام نشده است؛ از این‌رو، هدف از این مطالعه بررسی تغییرات فضای درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین طی دوره‌های مختلف است.

مواد و روش

در این مطالعه به‌منظور بررسی فراوانی و تغییرات درون‌دهه‌ای بارش سنگین و فوق‌سنگین، داده‌ها حاصل میان‌یابی مشاهدات بارش روزانه ۱۴۳۷ ایستگاه همدیدی و کلیماتولوژی از ابتدای سال ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ از پایگاه داده‌های اسفزاری (ویرایش نخست این داده‌ها را در دانشگاه اصفهان، دکتر سیدابوالفضل مسعودیان طراحی کرده است)، استفاده شده است. تفکیک مکانی داده‌ها ۱۵×۱۵ کیلومتر است که در سیستم تصویر لامبرت مخروطی هم‌شکل نگاشته شده‌اند. به‌منظور افزایش تفکیک زمانی پایگاه داده مذکور، مشاهدات روزانه بارش از سال ۱۳۸۳ تا انتهای ۱۳۹۰ با استفاده از همان روش و همان تفکیک مکانی، میان‌یابی و به پایگاه داده‌های مذکور افزوده شده است. سپس برای تغییرات درون‌دهه‌ای بارش ایران، دوره آماری مورد مطالعه به چهار دوره مساوی (۱۳۶۰-۱۳۷۰، ۱۳۵۰-۱۳۶۰، ۱۳۶۰-۱۳۷۰، ۱۳۸۰-۱۳۹۰) تقسیم شده است. در این مطالعه، صدک ۹۵ برای بارش‌های سنگین و

صدک ۹۹ برای بارش فوق‌سنگین انتخاب شده است. روش کار به این طریق بوده است که بعد از اینکه کل مناطق ایران به پیکسل‌های مختلفی تقسیم شد، برای هر پیکسل در هر روز شاخص آستانه ۹۵ و ۹۹ در نظر گرفته شد؛ سپس به‌منظور استخراج مقادیر بالاتر از آستانه‌ها برای هر یاخته از نرم‌افزار Matlab و به‌منظور ترسیم و توزیع فضایی آنها از نرم‌افزار surfer و GIS بهره گرفته شده است. به‌منظور اینکه اطلاعات دقیق‌تری نسبت به بارش سنگین و فوق‌سنگین ایران به‌دست بیاید، ناهنجاری‌های بارش سنگین و فوق‌سنگین طی دوره‌های مختلف بررسی و تجزیه و تحلیل شد. در این رویه، انحرافات بارش سنگین و فوق‌سنگین برای هر دوره از حالت نرمال اقلیمی با استفاده از فن جبر نقشه، نسبت به دوره ماقبل خود مقایسه و با تفاضل آنها، ناهنجاری‌های مربوط محاسبه شد؛ برای مثال دوره دوم از دوره اول کم شد. چنانچه در یک پیکسلی فراوانی بارش سنگین و فوق‌سنگین از همان پیکسل در دوره قبل خود بیشتر باشد، به‌عنوان ناهنجاری مثبت به حساب می‌آید.

در ادامه به‌منظور بررسی الگوی خود همبستگی فضایی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش سنگین و فوق‌سنگین از محدوده خوشه بندی و ارزش‌های یک متغیر از تحلیل لکه‌های داغ، آماره گتیس-آرد جی (G^*) بهره گرفته شده است (عسگری، ۱۳۹۲: ۴۵). آماره $Gi(d)$ برپایه رابطه زیر محاسبه می‌شود (آرد و گتیس، ۱۹۹۵):

$$G_i(d) = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j}{\sum_j x_j} \quad j \neq i \quad (1)$$

که در آن $w_{ij}(d)$ متناسب با ماتریس وزن فضایی یک یا صفر خواهد بود. عبارت یادشده در صورتی

$$\bar{x}_i = \frac{\sum_j x_j}{(n-1)} \quad (3)$$

$$s^2(i) = \frac{\sum_j x_j^2}{(n-1)} - [\bar{x}(i)]^2 \quad (4)$$

و پراش G_i به کمک رابطه زیر نیز به دست می‌آید:

$$Var(G_i) = \frac{W_i(n-1-W_i)}{(n-1)^2(n-2)} \left[\frac{s(i)}{\bar{x}(i)} \right]^2 \quad (5)$$

مقادیر G و G^* از طریق این عمل آماری $W_i/(n-1)$

I و محاسبه ریشه دوم پراش آن استاندارد می‌شوند.

$$G_i(d) = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j - W_i \bar{x}(i)}{s(i) \left\{ \left[\frac{(n-1)S_{1i}}{n} - W_i^2 \right] / (n-2) \right\}^{\frac{1}{2}}}, j \neq i \quad (6)$$

اگر ما وزن خود نقطه i را نیز در نظر بگیریم

$(w_{ii} \neq 0)$ ، آماره استاندارد شده G^* به کمک رابطه

زیر به دست خواهد آمد.

$$G_i^*(d) = \frac{\sum_j w_{ij}(d)x_j - W_i^* \bar{x}}{s(i) \left\{ \left[\frac{(nS_{1i}^*)}{n} - W_i^{*2} \right] / (n-2) \right\}^{\frac{1}{2}}}, j = i \quad (7)$$

در رابطه‌های ۶ و ۷، $W_i^* = W_i + w_{ii}$

که در آن $S_{1i} = \sum_j w_{ij}^2$ و $j \neq i$ و $S_{1i}^* = \sum_j w_{ij}^2$

در آن $j=i$ و \bar{x} و s^2 به ترتیب میانگین و پراش نمونه

را نشان می‌دهند. مقادیر استاندارد شده G یا G^* بر

پایه جدول نمره Z تفسیر می‌شوند.

یافته‌ها

شکل ۱ توزیع مکانی فراوانی بارش‌های سنگین ایران

را طی دوره ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۰ نشان می‌دهد. همان‌گونه

که در نقشه مشهود است، دو قلمرو حداکثر وقوع

تعداد روزهای بارش سنگین در کشور مشاهده می-

شود: قلمرو اول، کرانه‌های جنوبی دریای خزر و

دومین قلمرو، دامنه‌های غربی کوه‌های زاگرس است.

بعضی از دانشمندان علت وقوع بارش‌های سنگین

کرانه دریای خزر را حاکمیت پشته‌ای قوی بر روی

دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه

و حضور ناوه عمیق در شرق دریای سیاه می‌دانند

(محمدی ۱۳۸۱: ۶۱). با وجود این، در قلمرو

کرانه‌های جنوبی دریای خزر، تعداد روزهای بارشی از

غرب به شرق کاهش یافته است؛ به طوری که نتایج

مطالعه علیجانی (۱۳۸۵: ۳۸-۶۹) و مسعودیان

(۱۳۹۰: ۷۸) تأییدی بر این گفته است. هسته بیشینه

تعداد روزهای بارش سنگین در کرانه‌های ساحلی

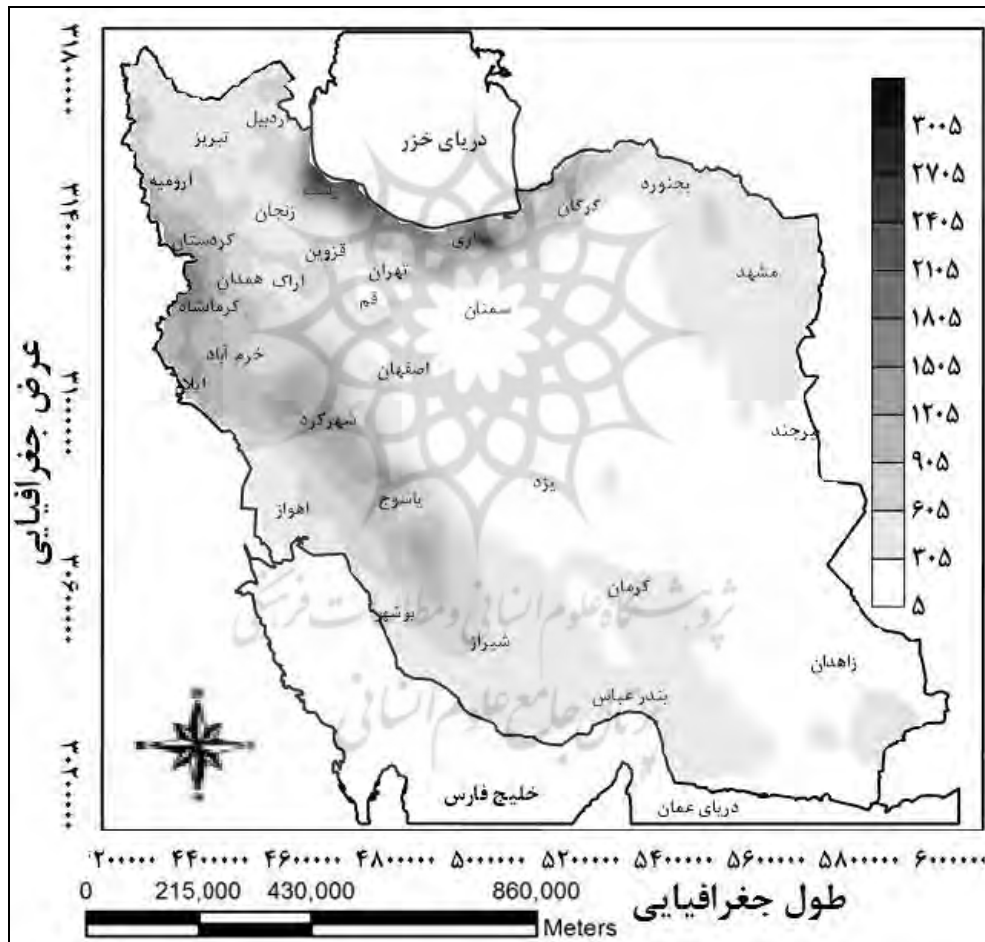
دریای خزر به ویژه گیلان (انزلی) قرار دارد. هسته

بیشینه دیگر، اما با تعداد روزهای کمتر در مازندران

(ساری) مشاهده می‌شود و به سمت گرگان و شمال

بارش سنگین، غرب کوه‌های زاگرس است، دو هسته پیشینه فراوانی وقوع این بارش‌ها در اطراف کرمانشاه و شهرکرد مشاهده می‌شود (شکل ۱). وقوع این‌گونه بارش‌ها را در این منطقه می‌توان نتیجه تقویت و تشدید فعالیت مرکز کم‌فشار مونسون سودانی و منطقه همگرایی دریای سرخ و تبدیل آن به سیستم دینامیکی و ترمودینامیکی دانست (لشکری، ۱۳۷۵: ۱۵۶-۱۵۹ و عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱-۱۲).

شرق کشور از فراوانی وقوع بارش‌های سنگین این منطقه کاسته شده است (شکل ۱). در ساحل دریای خزر، هوای مرطوب به همراه بادهای غربی در دره گرگان به طرف شرق پیشروی کرده و سپس از منطقه پست بین کوه‌های هزارمسجد و بینالود تا مشهد نفوذ کرده است. به همین دلیل، کاهش بارندگی منطقه خزری به طرف مشرق روند تدریجی دارد، ولی در جهات جنوب و مغرب به دلیل استقرار دیواره البرز ناگهانی است (علیچانی، ۱۳۷۴: ۱۲۱). قلمرو دوم فراوانی وقوع



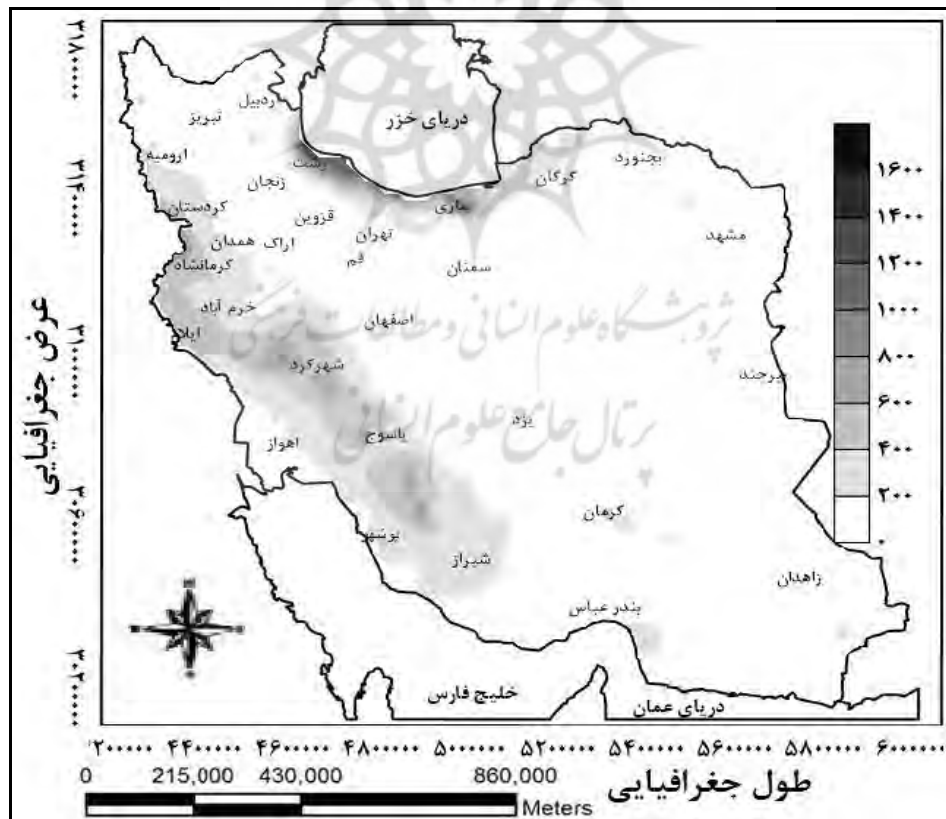
شکل ۱- توزیع مکانی فراوانی بارش‌های سنگین ایران طی دوره ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۰

زاگرس در فراوانی وقوع بارش‌های این قلمرو نقش مهمی ایفا می‌کنند. بیشترین مقدار بارندگی در محل ورود بادهای غربی به داخل کشور و در دامنه بادگیر

البته همان‌گونه که در نقشه کاملاً پیداست، فراوانی وقوع بارش‌های سنگین منطقه غرب زاگرس کمتر از قلمرو کرانه‌های جنوبی دریای خزر است. کوه‌های

مطالعه داشته است. در این نقشه نیز دو قلمرو حداکثر وقوع فراوانی بارش‌های فوق سنگین با قلمرو فراوانی بارش‌های سنگین مطابقت دارد (شکل ۲). هسته پیشینه بارش‌های فوق سنگین در قلمرو کرانه‌های جنوبی دریای خزر در گیلان دیده می‌شود و به سمت شرق و جنوب به شدت از فراوانی وقوع آن کاسته شده است (شکل ۲). همچنین، نقشه گویای کاهش شدید فراوانی وقوع بارش‌های فوق سنگین نسبت به فراوانی بارش‌های سنگین در شمال غرب کشور، در امتداد دامنه شرقی ارتفاعات زاگرس، دامنه جنوبی سلسله کوه‌های البرز و همچنین در نواحی قلمرو داخلی کشور تا شمال غرب کشور تا به میزان ۲۰۰ روز است.

موانع کوهستانی قرار دارد. با وجود این، عامل افزایش بارندگی در غرب ایران تنها کوه نمی‌تواند باشد و باید در جست‌وجوی عوامل دیگری بود که از بین آنها می‌توان به مسیر ورود سیکلون‌های مدیترانه و بادهای غربی اشاره کرد (علیجانی، ۱۳۷۴، ۱۲۵). در نقشه یک قلمرو دیگر نیز وجود دارد که مربوط به کمترین فراوانی وقوع بارش‌های سنگین است، که این قلمرو، قلمرو نواحی داخلی کشور است که بنا به عقیده بسیاری از پژوهشگران علت آن دوری از منابع رطوبتی است (علیجانی، ۱۳۸۴، ۱۲۳؛ منتظری، ۱۳۸۸، ۱۲۵). شکل ۲، توزیع مکانی فراوانی بارش‌های فوق سنگین ایران را طی دوره مورد مطالعه نشان می‌دهد. بارش‌های فوق سنگین در مقایسه با بارش‌های سنگین، فراوانی وقوع کمتری را طی سال‌های مورد

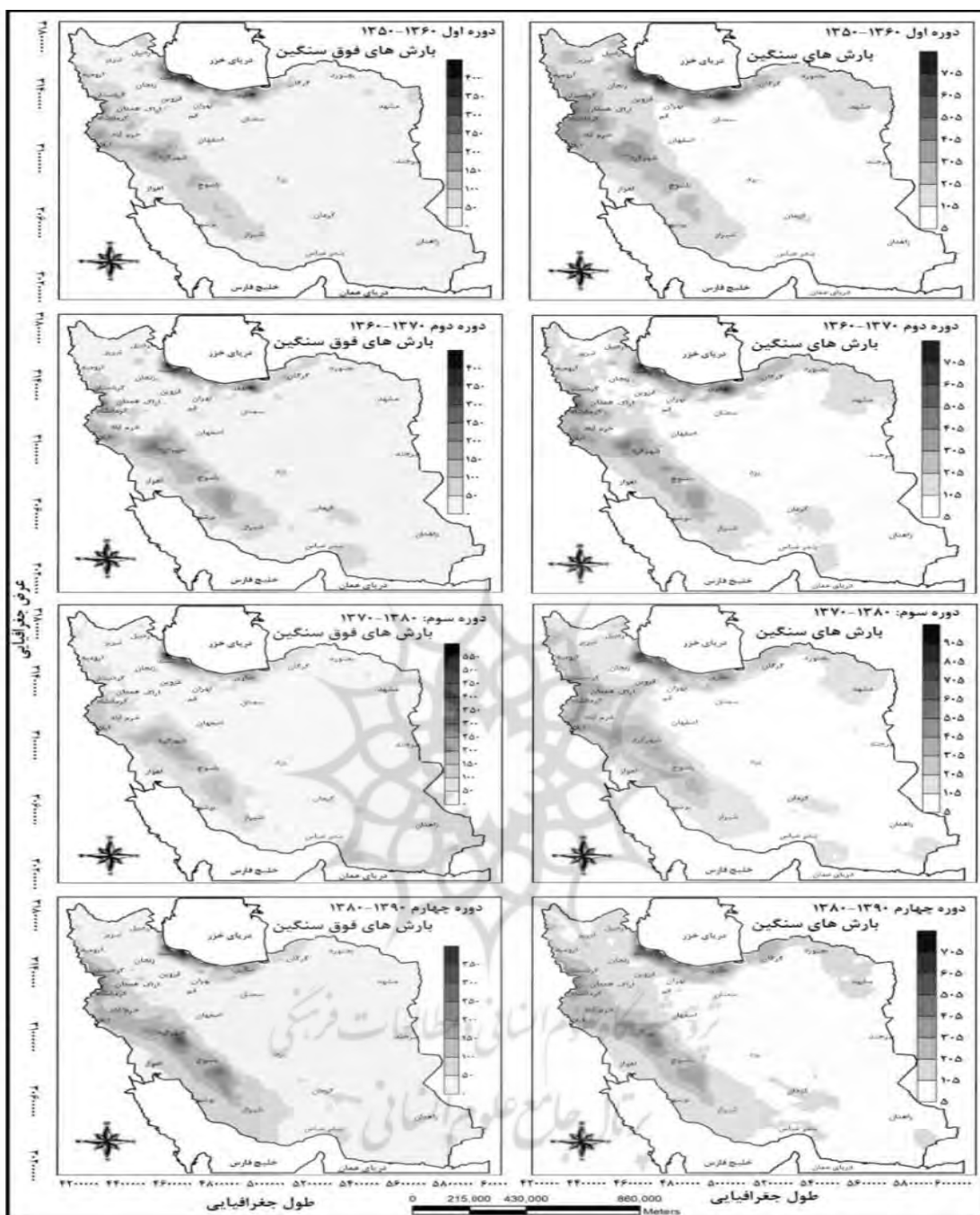


شکل ۲- توزیع مکانی فراوانی بارش‌های فوق سنگین ایران طی دوره ۱۳۵۰ تا ۱۳۹۰

این بخش از کشور پیشگیری می‌کند. همچنین، در پهنه‌هایی از کشور که فراوانی وقوع بارش‌های سنگین زیاد است، بارش‌های فوق‌سنگین نیز به حداکثر میزان خود می‌رسد. درواقع مکان‌های وقوع بارش‌های فراوانی فوق‌سنگین از مکان‌های فراوانی وقوع بارش‌های سنگین تبعیت می‌کند و کاملاً وابستگی پهنه‌های وقوع بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین را از نقشه‌ها می‌توان استنباط کرد. بیشترین فراوانی این‌گونه بارش‌ها در کرانه‌های ساحلی دریای خزر دیده می‌شود که در این بین استان گیلان هسته بیشینه تعداد روزهای بارشی فوق‌سنگین (۴۱۶ روز) و بارش سنگین (۷۸۱ روز) را به خود اختصاص داده است (شکل ۳).

برآورد بارش‌های سنگین در دوره دوم (۱۳۷۰-۱۳۶۰) بیانگر کاهش فراوانی وقوع این بارش‌ها در نواحی شمالی و شمال غرب، غربی، قسمت‌های از شمال شرق و جنوب شرق کشور نسبت به دهه ۱۳۶۰-۱۳۵۰ است که این مطلب را در نقشه ناهنجاری بارش دهه دوم (شکل ۳) به وضوح می‌توان مشاهده کرد. به‌ویژه از فراوانی حداکثر این بارش‌ها در پهنه‌های وسیعی در گیلان و مازندران کاسته شده است. همان‌طور که در نقشه پیداست، افزایش تعداد روزهای بارشی در طول سواحل جنوب و برخی از قسمت‌های داخلی و شمال شرق کشور اتفاق افتاده است. در نواحی جنوبی و جنوب شرق، وقوع بارش‌های سنگین از ۱۲ روز به ۵۶ روز افزایش یافته است. بارش‌های فوق‌سنگین نیز عملکردی مشابه بارش‌های سنگین در دوره مذکور دارند؛ یعنی تقریباً از پهنه‌های وقوع این بارش‌ها در مناطقی که در دوره قبل به آن اشاره شد، کاسته شده است.

به‌منظور تحلیل دقیق‌تر توزیع فراوانی بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین طی دوره‌های مختلف (۱۳۵۰-۱۳۴۰، ۱۳۶۰-۱۳۵۰، ۱۳۷۰-۱۳۶۰، ۱۳۸۰-۱۳۷۰ و ۱۳۹۰-۱۳۸۰) بررسی شد که نتایج آن در شکل ۳ نشان داده شده است. توزیع مکانی بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین در دوره اول (۱۳۶۰-۱۳۵۰) بیانگر فراوانی بیشتر در سواحل جنوبی دریای خزر، در امتداد کوه زاگرس با جهت شمال غرب به جنوب شرق، نواحی شمال غرب و غرب و همچنین شمال شرق کشور است. همان‌گونه که از شکل ۳ پیداست، تمرکز بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین و یا به بیانی دیگر هسته بیشینه فراوانی این بارش‌ها در کرانه‌های ساحلی دریای خزر به‌خصوص در گیلان به حداکثر (بارش‌های سنگین به ۴۱۶ روز) میزان خود می‌رسد. از هسته بیشینه فراوانی وقوع بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین گیلان (انزلی)، به‌طرف شرق و جنوب کاسته شده است. این مسئله را می‌توان با سازوکار همرفت وزشی که از سازوکارهای عمده بارش‌های پاییزه گیلان به‌شمار می‌رود، تبیین کرد (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۰، ۲۴۷)؛ اما در پهنه وسیعی از کشور در نواحی داخلی و مناطق جنوبی و جنوب شرق، فراوانی وقوع این بارش‌ها (بارش‌های سنگین ۱۲ روز و بارش‌های فوق‌سنگین ۶ روز) به کمترین میزان رسیده است (شکل ۳). طبق نظر سایر پژوهشگران کشور (مسعودیان، ۱۳۸۸: ۷۹) کمبود بارش در نواحی داخلی ایران شامل کویرهای مرکزی و شرقی، از یکسو به‌سبب حاکمیت پرفشار جنب حاره در دوره گرم سال و از سوی دیگر به‌علت قرارگیری در سایه بارش رشته‌کوه زاگرس است که از تأثیر سامانه‌های غربی بر



شکل ۳- توزیع مکانی فراوانی بارش‌های سنگین و فوق سنگین دوره‌ای ایران

تعداد روزهای بارش سنگین (۷۷۳ روز) و بارش فوق سنگین (۴۱۱ روز) در پهنه گیلان و مازندران به اطراف رشت، انزلی و ساری محدود شده است. در کل، نقشه ناهنجاری این دوره گویای این حقیقت است که تعداد روزهای بارشی سنگین در ۶/۹ درصد

همچنین در این دهه، در قسمت‌های زاهدان، یزد، کویر داخلی ایران از ۱۲ روز بارش سنگین به ۶ روز و از ۶ روز بارش فوق سنگین به ۲ روز تقلیل یافته است و فراوانی آن در نواحی جنوب شرق کشور به نسبت دوره قبل افزوده شده است. هسته بیشینه فراوانی

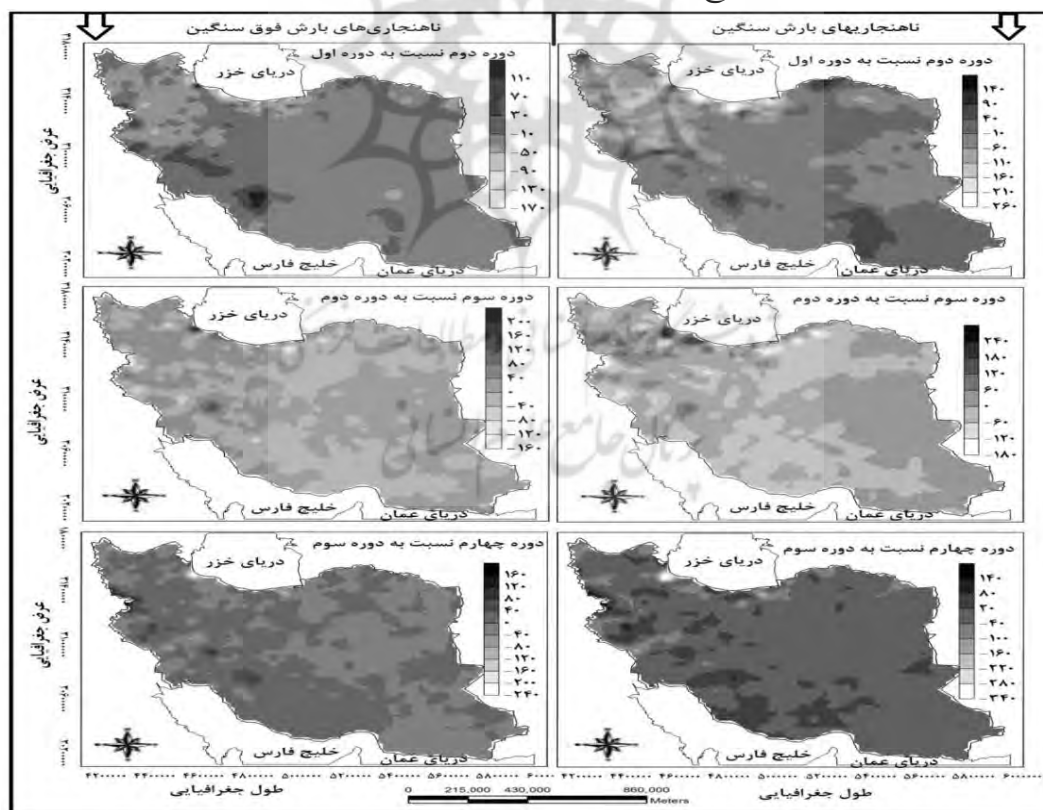
بخش‌های غربی و شمال غربی کشور متمرکز شده‌اند. سازوکار وقوع حداکثر تعداد روزهای بارشی سنگین و فوق‌سنگین در کرانه‌های ساحلی دریای خزر به ویژه گیلان را این‌گونه تبیین کرده است که این بارش‌ها را آنتی چرخندهای مهاجر تولید می‌کنند و فقط زمانی پرفشار سیبری می‌تواند بارش‌های سنگین را ایجاد کند که یک هسته فشار ۱۰۳۵ هکتوپاسکالی در شمال دریای خزر بسته شده باشد و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال نیز یک ترف عمیق‌تر روی این ناحیه قرار گرفته باشد (قشقایی، ۱۳۷۵: ۷۸). علت تمرکز این بارش‌ها در امتداد ارتفاعات زاگرس نیز طبق مطالعه بسیاری از پژوهشگران به دلیل ورود بادهای غربی از این بخش به داخل کشور و وجود ارتفاعات زاگرس است که به صورت مانعی در جهت ورود بادهای غربی عمل می‌کنند و باعث ریزش بارش‌ها در دامنه‌های غربی این ارتفاعات است. آنچه در مورد ناهنجاری فراوانی وقوع بارش‌ها در این دهه جالب توجه است، اینکه آنومالی منفی نسبت به دهه گذشته در فراوانی تعداد روزهای بارشی سنگین کاهش داشته و در ۳۶/۸ درصد مساحت کشور رخ داده است (جدول ۱)؛ ولی در مورد بارش‌های فوق‌سنگین ۴۵/۲ درصد از مساحت کشور ناهنجاری منفی داشته‌اند و این میزان در هر دو بارش، عکس دوره گذشته در امتداد سواحل جنوب کشور رخ داده است. ناهنجاری مثبت در بارش‌های سنگین ۶۱/۴ درصد مساحت کشور و بارش‌های فوق‌سنگین در ۴۸/۵ درصد مساحت کشور رخ داده است که در بخش‌های شمالی، شمال غرب و غرب کشور مشاهده می‌شود. توزیع مکانی فراوانی بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین ایران در دوره ۱۳۹۰-۱۳۸۰ نشان می‌دهد، مانند دهه‌های گذشته وقوع فراوانی بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین در امتداد سواحل جنوبی دریای خزر، شمال غرب و در امتداد

مساحت کشور کاهش و ۵۱/۶ درصد از مساحت کشور هم افزایش داشته است که این افزایش تا میزان ۱۵۳ روز بارش سنگین است و نکته جالب توجه که این افزایش در بخش‌های جنوبی کشور دیده می‌شود و هسته بیشینه آن طرف فارس قرار دارد. این در حالی است که کانون آنومالی منفی با هسته بیشینه ۲۹۷- روز کاهش بارش سنگین در بخش‌های شمالی کشور قرار دارد. در مورد بارش‌های فوق‌سنگین نیز ۳۷/۵ درصد مساحت کشور با هسته بیشینه آنومالی منفی ۱۷۴- در بخش‌های شمالی کشور و آنومالی مثبت در ۵۷/۵ درصد مساحت کشور با کانون بیشینه ۱۱۰ روز در بخش‌های جنوبی کشور به خصوص اطراف فارس متمرکز شده است (شکل ۴).

همان‌طور که از نقشه آنومالی (شکل ۴) در دهه سوم (۱۳۸۰-۱۳۷۰) آشکار است، به وضوح افزایش فراوانی وقوع روزهای بارش سنگین و فوق‌سنگین نسبت به دهه دوم (۱۳۷۰-۱۳۶۰) مشاهده می‌شود. گرچه فراوانی حداکثر روزهای بارشی سنگین (۹۴۴ روز) و فوق‌سنگین (۵۹۹ روز) در گیلان (در حوالی انزلی) متمرکز شده است. آنچه حایز اهمیت است اینکه، بیشتر قسمت‌های سواحل جنوب کشور نسبت به دهه قبل کاهش فراوانی روزهای بارش سنگین و بارش فوق‌سنگین را داشته‌اند. در این دهه حدود ۵۶/۲ درصد از مساحت کشور که شمال دامنه‌های جنوبی البرز و دامنه‌های غربی زاگرس و بخش‌های وسیعی از مناطق داخلی و جنوبی کشور است، فراوانی روزهای بارشی کمتر از ۱۰۰ روز را داشته‌اند؛ اما ۹۲/۸ درصد از مساحت کشور تعداد روزهای بارشی فوق‌سنگین کمتر از ۱۰۰ روز را تجربه کرده‌اند. همان‌گونه که در نقشه‌ها کاملاً مشهود است، تعداد روزهای بارشی سنگین و فوق‌سنگین بیش از ۱۰۰ روز در سواحل شمالی دریای خزر و در ارتفاعات زاگرس و

ارتفاعات زاگرس بیشتر از سایر نقاط کشور بوده است؛ اما میزان آن نسبت به سه دهه قبل، وسعت کمتری داشته که برای بارش‌های سنگین ۵۵/۳ درصد و برای بارش‌های فوق سنگین ۹۰/۷ درصد مساحت کشور فراوانی وقوع بارش‌های کمتر از ۱۰۰ روز را داشته است (جدول ۱). بنابراین، در بارش‌های فوق سنگین فقط در ۹/۳ درصد از مساحت کشور و در بارش‌های فوق سنگین در ۴۴/۷ درصد مساحت کشور فراوانی روزهای بارشی بیش از ۱۰۰ روز بوده است. همچنین نقشه آنومالی نشان می‌دهد، آنومالی منفی بارش‌های سنگین بیشتر در بخش‌های شمالی به خصوص هسته بیشینه آن با ۱۳۶ روز در گیلان، غرب، شمال غرب، شمال شرق، جنوب شرق و به صورت پراکنده در سطح کشور دیده می‌شود که مساحت آنومالی منفی در این دوره در سطح کشور به

۵۰/۱ درصد می‌رسد (شکل ۴). آنومالی مثبت هم با ۴۷/۵ درصد از مساحت کشور به صورت پراکنده در بخش‌های از سواحل جنوب، بخش‌های داخلی و شرق کشور و نیز ارتفاعات زاگرس جنوبی و به صورت سلول‌های پراکنده در شمال غرب و غرب دیده می‌شود. در بارش‌های فوق سنگین آنومالی منفی در ۴۱/۹ درصد و آنومالی مثبت در ۵۱/۷ درصد از پهنه ایران رخ داده است (شکل ۴). آنومالی منفی مانند بارش‌های سنگین در سواحل شمال، بخش‌هایی از شمال غرب و جنوب شرق و آنومالی مثبت در امتداد ارتفاعات زاگرس و سواحل جنوب و بخش‌هایی از شمال غرب و غرب دیده می‌شود که هسته بیشینه آن نیز در بارش سنگین ۱۳۶ و فوق سنگین ۱۵۹ روز در اطراف فارس دیده می‌شود.



شکل ۴- توزیع مکانی ناهنجاری‌های بارش‌های سنگین و فوق سنگین طی دوره‌های مختلف

جدول ۱- درصد ناهنجاری‌های بارش سنگین و فوق‌سنگین طی دوره‌های مختلف

درصد ناهنجاری بارش فوق‌سنگین			درصد ناهنجاری بارش سنگین			ناهنجاری‌ها
دهه چهارم نسبت به سوم	دهه سوم نسبت دوم	دهه دوم نسبت به اول	دهه چهارم نسبت به سوم	دهه سوم نسبت دوم	دهه دوم نسبت به اول	
۴۱/۹	۴۵/۲	۳۷/۵	۵۰/۱	۳۶/۸	۴۶/۹	منفی
۵۱/۷	۴۸/۵	۵۷/۵	۴۷/۵	۶۱/۴	۵۱/۶	مثبت

جدول ۲: درصد مساحت وقوع روزهای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین در ایران

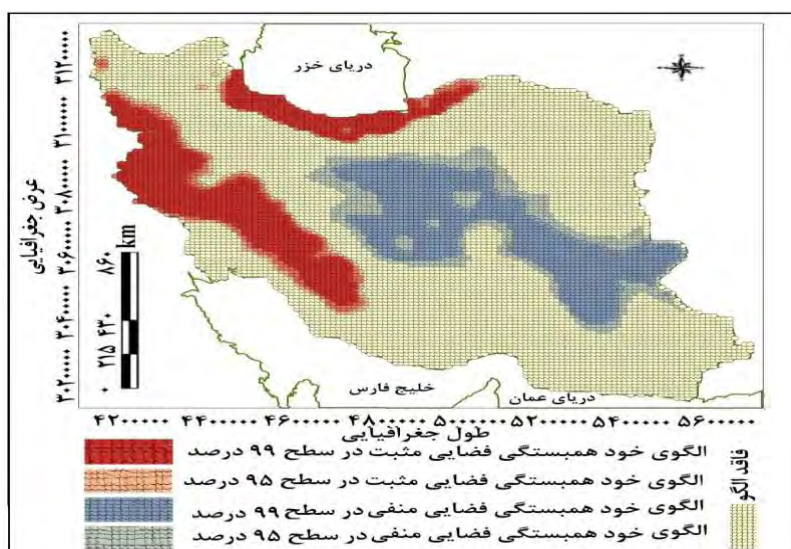
دهه چهارم	دهه سوم	دهه دوم	دهه اول	فراوانی بارش	بارش‌های سنگین (به درصد)
۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	بدون بارش	
۲۵/۰	۲۴/۶	۲۵/۷	۲۹/۴	$1 < p \leq 50$	
۳۰/۲	۳۱/۶	۳۳/۰	۳۰/۳	$50 < p \leq 100$	
۴۴/۲	۴۳/۱	۴۰/۸	۳۹/۳	$100 < p \leq 500$	
۵/۰	۷/۰	۵/۰	۹/۰	$p > 500$	
۸/۰	۴/۰	۱/۴	۱/۶	بدون بارش	بارش‌های فوق‌سنگین (به درصد)
۷۴/۵	۸۰/۲	۷۷/۶	۷۹/۳	$1 < p \leq 50$	
۱۵/۴	۱۲/۲	۱۲/۹	۱۳/۸	$50 < p \leq 100$	
۹/۳	۷/۲	۸/۱	۵/۳	$100 < p \leq 500$	
۰/۰	۰/۰	۰/۰۴	۰/۰	$p > 500$	

شکل ۷ و ۸ نتایج حاصل تحلیل فضایی Hotspot را برای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین را طی دوره‌های مختلف نشان می‌دهد.

در شکل ۵ در تمام دوره‌ها بارش‌های سنگین در سطح ۹۹ درصد در کرانه‌های ساحلی دریای خزر و همچنین امتداد کوه‌های زاگرس، تشکیل الگوی خوشه‌ای بالا یا به عبارتی خودهمبستگی فضایی مثبت می‌دهند. در حالی که، در سطح ۹۵ درصد در به‌صورت لکه‌های کم‌رنگ‌تر در اطراف همین نواحی مشاهده می‌شود (شکل ۵)؛ بنابراین، احتمال رخداد بارش سنگین در این مناطق بر اساس مدل هات‌سپات بسیار زیاد است. الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در تمام دوره‌ها در سطح ۹۹ و ۹۵ درصد بیشتر بخش‌های از جنوب شرق و نواحی مرکزی ایران را شامل می‌شوند؛ بنابراین، این نواحی به لحاظ بارش‌های سنگین بسیار فقیر هستند.

تحلیل الگوی فضایی بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین

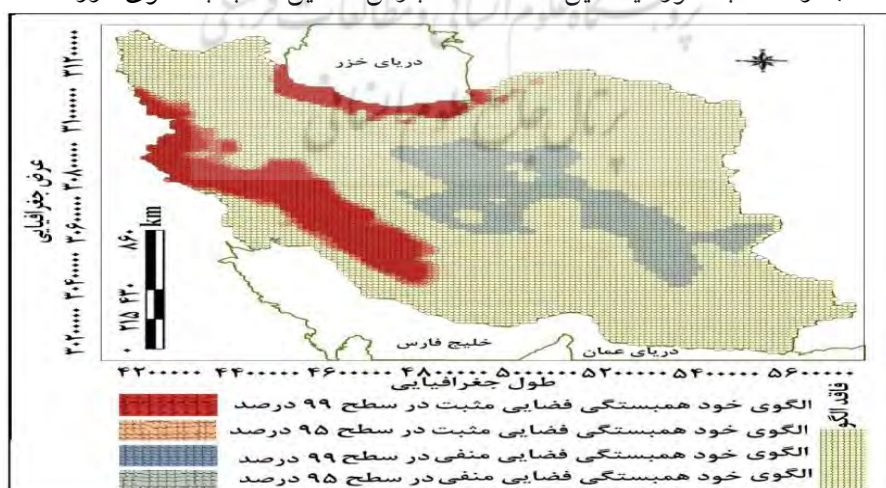
در این مطالعه به منظور بررسی تغییرات درون‌دهه‌ای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین از تحلیل خودهمبستگی فضایی شاخص Hotspot استفاده شده که نتایج آن در شکل ۵ و ۶ ارائه شده است. آماره GI که برای هر عارضه موجود در داده‌ها محاسبه می‌شود، نوعی امتیاز Z است. برای امتیاز Z مثبت و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z بزرگتر باشد، مقادیر بالا به میزان زیادی خوشه‌بندی شده و لکه داغ (یا به عبارتی دارای خودهمبستگی فضایی مثبت) تشکیل می‌شود. برای امتیاز Z منفی و معنادار از نظر آماری، هر چه امتیاز Z کوچکتر باشد، به معنای خوشه‌بندی شدیدتر مقادیر پایین (خودهمبستگی فضایی منفی) خواهد بود و اینها در حقیقت لکه‌های سرد را نشان می‌دهند. در



شکل ۵- توزیع خودهمبستگی فضایی بارش سنگین ایران طی دوره ۱۳۹۰-۱۳۵۰

درصد از مساحت کشور بارش سنگین از الگوی خوشه‌ای پایین در سطح ۹۵ و ۹۹ درصد برخوردار بوده است. بر این اساس به‌طور متوسط ۱۳ درصد از مساحت کشور در سطح ۹۵ و ۹۹ از الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت (الگوی خوشه‌ای بالا) برخوردار بوده است. در تمام دوره‌ها بارش سنگین تقریباً در ۶۲ درصد از مساحت کشور از هیچ‌گونه الگوی خاصی پیروی نمی‌کند (شکل ۳). الگوی سالانه بارش سنگین مشابه با الگوی دوره‌هاست.

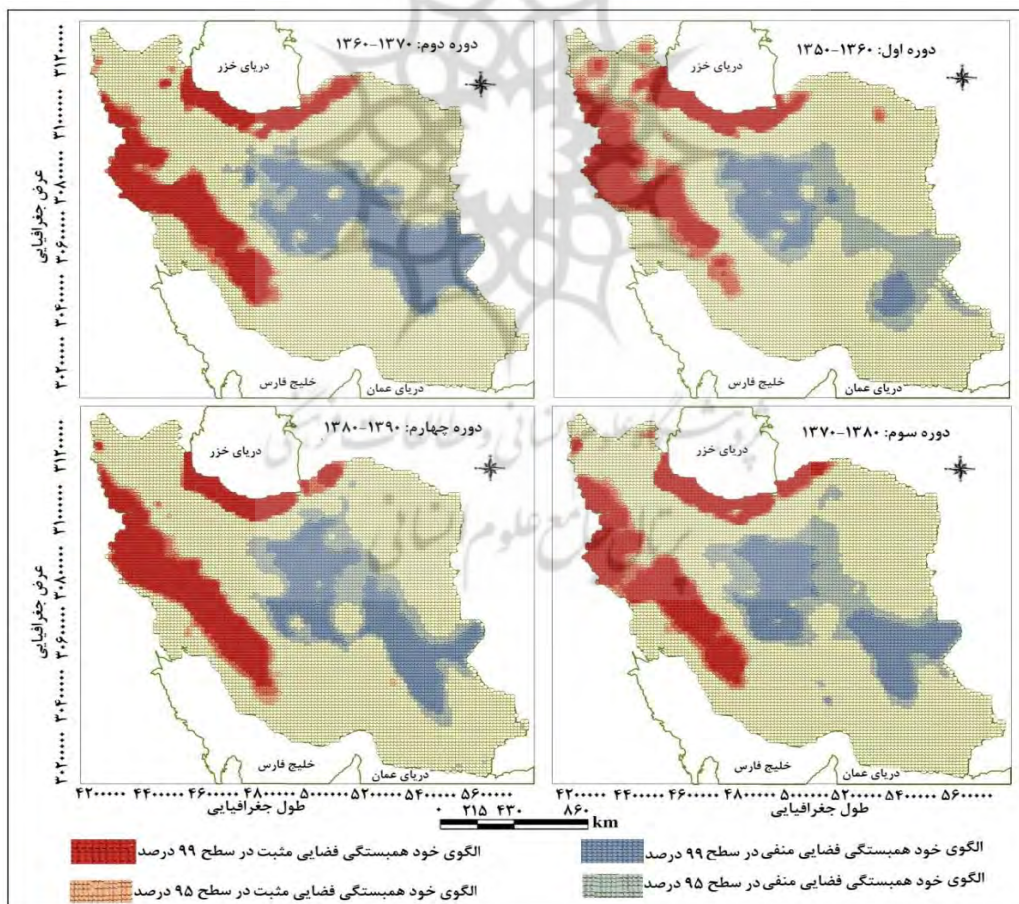
تحلیل مقایسه الگوی خودهمبستگی بارش‌های سنگین در دوره‌های مختلف بیانگر نوسان اندک جابه‌جایی مکانی بارش‌های سنگین است؛ اما به لحاظ سطح معناداری تغییرات قابل توجهی داشته‌اند؛ برای مثال، در دوره اول ۱۳/۴ درصد از مساحت کشور دارای الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد بوده، در حالی که در دوره دوم ۷/۳ درصد از مساحت کشور دارای الگوی خوشه‌ای پایین در سطح ۹۵ درصد بوده است (جدول ۳). به‌طور میانگین، ۲۱



شکل ۶- توزیع خودهمبستگی فضایی بارش فوق سنگین ایران طی دوره ۱۳۹۰-۱۳۵۰

فوق‌سنگین برعکس بارش‌های سنگین فقط در سطح ۹۵ درصد معنادار است که بیشتر شامل بخش‌هایی از نواحی مرکزی و همچنین قسمت‌هایی از جنوب شرق کشور به‌ویژه زابل است (شکل ۷)؛ بنابراین، این قسمت از کشور به لحاظ رخداد بارش‌های فوق‌سنگین بسیار فقیر است. در دوره اول و سوم به ترتیب ۷/۷ و ۶/۱ درصد از مساحت کشور بارش فوق‌سنگین از الگوی خوشه‌ای پایین (خودهمبستگی فضایی منفی) برخوردار بوده است. بارش‌های فوق‌سنگین همانند بارش‌های سنگین تقریباً در ۷۵ درصد از مساحت کشور از هیچ‌گونه الگوی خاصی پیروی نمی‌کند (شکل ۸).

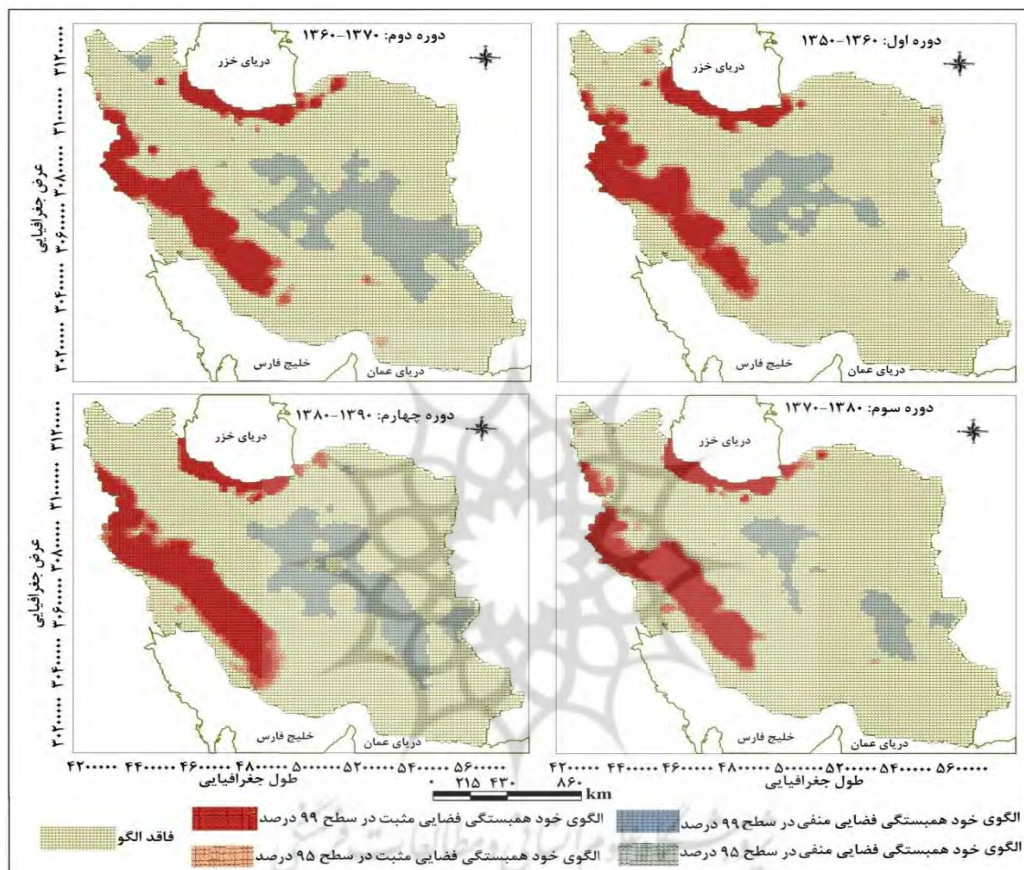
شکل ۶ توزیع فضایی الگوی بارش‌های فوق‌سنگین را نشان می‌دهد. الگوی بارش فوق‌سنگین همانند الگوی بارش‌های سنگین در کرانه‌های ساحلی دریای خزر و امتداد کوه‌های زاگرس از الگوی خوشه‌ای بالا (خودهمبستگی فضایی مثبت) برخوردار است، با این تفاوت که در بارش‌های فوق‌سنگین از مساحت کمتری برخوردار است؛ برای مثال، به‌طور متوسط در تمام دوره‌ها تقریباً ۱۰/۵ درصد از مساحت کشور، بارش‌های فوق‌سنگین دارای توزیع خودهمبستگی فضایی مثبت بوده است که نسبت به بارش‌های سنگین تقریباً ۲ درصد کاهش داشته است (جدول ۱). الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش‌های



شکل ۷- توزیع خودهمبستگی فضایی بارش‌های سنگین ایران طی دوره‌های مختلف

تغییرات محسوسی داشته است؛ بنابراین، رخداد بارش‌های سنگین بیشتر در نواحی غرب، شمال غرب و کرانه‌های دریای خزر تشکیل خوشه‌ای بالا را می‌دهند و برعکس در نواحی مرکزی و بخش‌های از شرق کشور تشکیل خوشه‌ای پایین می‌دهند.

بنابراین تغییرات خودهمبستگی فضایی منفی بجز در دوره اول و سوم که کاهش محسوسی داشته‌اند، در سایر دوره‌ها از نوسانات ناچیزی برخوردار بوده است؛ اما تغییرات خودهمبستگی فضایی به لحاظ تغییرات مکانی نوسانات بسیار اندک، اما به لحاظ زمانی



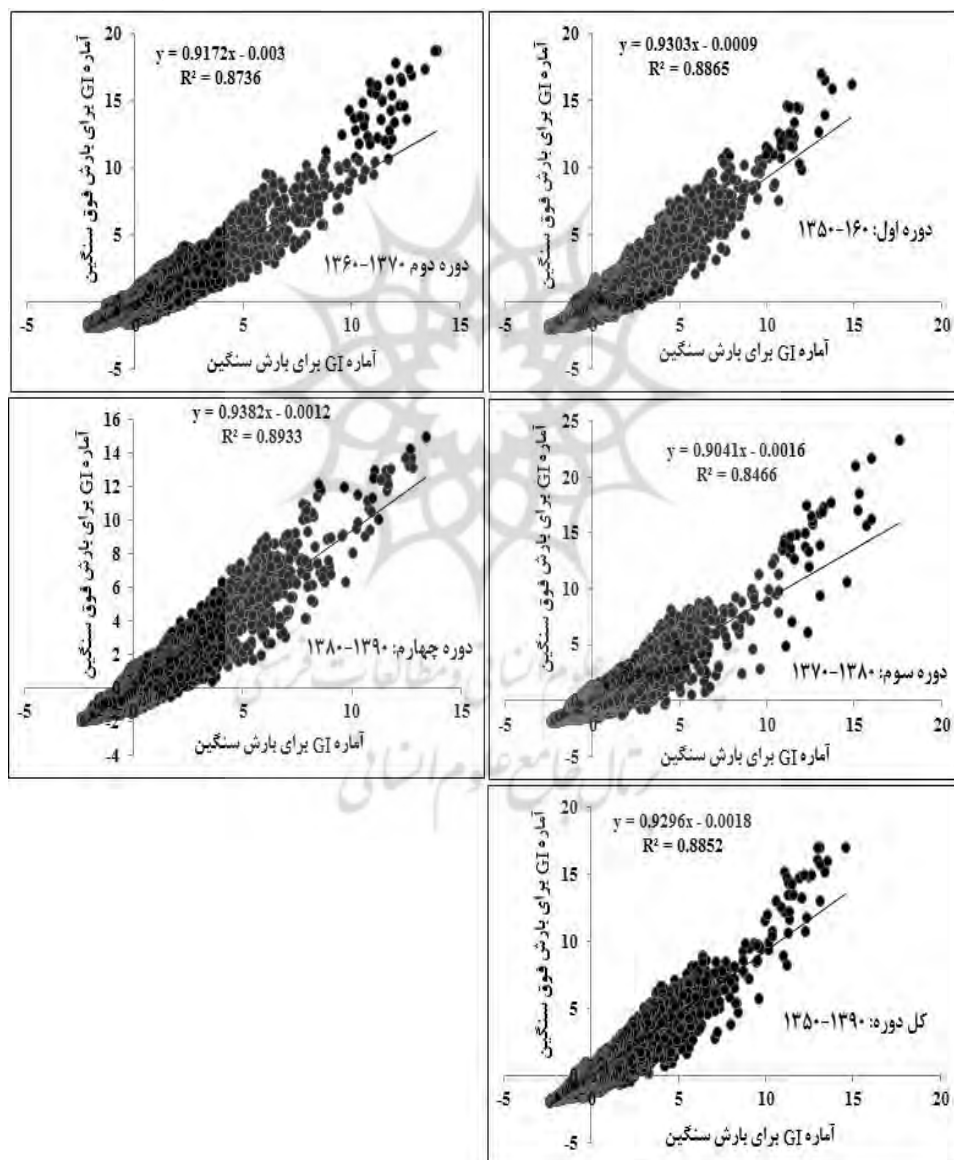
شکل ۸- توزیع خودهمبستگی فضایی بارش‌های فوق سنگین ایران طی دوره‌های مختلف

جدول ۳- درصد مساحت تحت پوشش الگوی خودهمبستگی فضایی بارش‌های سنگین و فوق سنگین

بارش‌های سنگین					
نوع الگو					
کل دوره	دوره چهارم	دوره سوم	دوره دوم	دوره اول	
۱۴	۱۲/۵	۱۱/۴	۱۴/۶	۷/۲	خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد -2.58 و بیشتر
۸/۲	۹/۹	۱۰/۹	۷/۳	۱۳/۴	خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد -2.58 ، -1.96
۶۲/۳	۶۲/۲	۶۱/۶	۶۲/۳	۶۴/۲	بدون الگوی معناداری -1.65 ، 1.65
۲/۷	۲/۴	۲/۹	۲/۸	۳/۹	خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد 1.96 ، 2.58
۱۲/۸	۱۲/۹	۱۲/۷	۱۲/۳	۱۱/۲	خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد 2.58 و بیشتر

سنگین و فوق‌سنگین را نشان می‌دهند. همان‌طور که مشاهده می‌شود بین آماره GI بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین در تمام دوره‌ها رابطه‌ای مستقیم و معناداری در سطح ۹۵ درصد وجود دارد. این نشان می‌دهد، وقوع و رخداد بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین وابسته به هم هستند، به طوری که با افزایش بارش‌های سنگین، بارش‌های فوق‌سنگین هم افزایش پیدا می‌کند و برعکس آن هم صادق است (شکل ۵).

در بررسی رابطه میان دو متغیر، نخستین گام منطقی، ترسیم داده‌ها به صورت نقاطی در یک دستگاه مختصات متعامد است. نمودار حاصله از این دستگاه به نمودار پراکنش‌نگار معروف است. کشف رابطه بین متغیرها و چگونگی تأثیرپذیری آنها از یکدیگر یکی از اهداف این الگوست. به طوری که، متغیر بودن این عوامل باعث تغییر عامل وابسته می‌شود. شکل ۵، نمودار پراکنش‌نگار و خط برازش بین بارش‌های



شکل ۵- نمودار پراکنش‌نگار و خط برازش یافته رگرسیون آماره GI برای بارش‌های سنگین و فوق‌سنگین

بارش‌های فوق سنگین						
					خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد	-2.58 و بیشتر
۱۴/۲	۱۴/۱	۶/۱	۱۴/۷	۷/۷	خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد	-2.58 , -1.96
۷۲/۸	۷۱/۹	۸۲	۷۲/۹	۷۸/۵	بدون الگوی معناداری	-1.65 , 1.65
۲/۳	۲/۹	۲/۲	۲	۲/۷	خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد	1.96 , 2.58
۱۰/۷	۱۱/۲	۹/۷	۱۲/۹۹	۱۰/۱	خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد	2.58 و بیشتر

نتایج

آنها چشمگیرتر است و نمود بیشتری در سطح کشور دارد. تغییرات دهه‌ای رخ داده در فراوانی وقوع این رویدادها به خصوص کاهش ۲۵۰ روز فراوانی بارش سنگین و ۱۵۶ روز بارش فوق سنگین در دهه دوم نسبت به دهه اول، افزایش ۱۹۲ روز بارش سنگین و ۷۹ روز بارش فوق سنگین دهه سوم نسبت به دهه دوم و نیز کاهش ۵۷ روز بارش سنگین ۵۳ روز بارش فوق سنگین دهه چهارم نسبت به دهه سوم بسیار قابل تأمل است که باید علت آن را در تغییرات اقلیمی رخ داده در جهان جست و جو کرد. نتایج حاصل از تحلیل الگوی فضایی Hotspot بارش‌های سنگین بیانگر این است که بیشینه وقوع بارش‌های سنگین به لحاظ مکانی و زمانی با وجود اینکه در دوره‌های مختلف دارای نوساناتی بوده است، اما بیشتر شامل نواحی غرب، شمال غرب و کرانه‌های ساحلی دریای خزر می‌شود. این در حالی است که فقدان وقوع بارش‌های سنگین یا الگوی خودهمبستگی فضایی منفی بارش‌های سنگین بیشتر مربوط به نواحی مرکزی و لکه‌های از شرق کشور به ویژه زابل است. الگوی بارش‌های فوق سنگین مشابه با بارش‌های سنگین

بررسی نقشه‌های وقوع فراوانی بارش‌های سنگین و فوق سنگین در دهه‌های مورد مطالعه گویای این واقعیت است که در ایران می‌توان سه قلمرو مشخص برای وقوع این بارش‌ها مشاهده کرد: قلمرو اول، کرانه‌های ساحلی دریای خزر که اغلب هسته بیشینه هر دو نوع بارش در این قلمرو واقع شده است؛ قلمرو دوم، نواحی شمال غرب و غرب کشور در امتداد دامنه‌های غربی زاگرس است و قلمرو سوم، نواحی داخلی ایران و بخش‌های جنوبی، جنوب شرق و شمال شرق کشور را در بر گرفته است. قلمرو سوم، کمترین فراوانی وقوع بارش‌ها را دارد. همچنین، بررسی نقشه‌های ناهنجاری گویای این واقعیت است که در دهه‌ای که وقوع بارش‌های سنگین و فوق سنگین در کرانه‌های ساحلی دریای خزر آنومالی منفی دارد، در بخش‌های جنوبی (در امتداد سواحل جنوبی)، فراوانی وقوع این بارش‌ها آنومالی مثبت را نشان می‌دهد و برعکس. آنچه باید مدنظر داشت اینکه تغییرات دهه‌ای، در فراوانی وقوع بیشینه بارش‌های سنگین و فوق سنگین نسبت به فراوانی وقوع کمینه

علیجانی، بهلول و دوستکامیان، مهدی و اشرفی، سعیده و شاکری، فهیمه، (۱۳۹۴). تحلیل الگوی خودهمبستگی فضایی درون‌دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر، جغرافیا و آمایش شهری، شماره ۱۴، صص ۷۱-۸۸.

علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱). شناسایی تیپ‌های هوایی باران‌آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۳۰، صص ۱۱۴-۱۳۲.

علیجانی، بهلول، (۱۳۸۵). آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

علیجانی، بهلول، دوستکامیان، مهدی، بیات، علی، یدالله، بلیانی، و جوانمرد، آزاده، (۱۳۹۲). تحلیل فضایی بارش ایران، دومین کنفرانس بین‌المللی مخاطرات محیطی دانشگاه خوارزمی، تهران ۷-۸ آبان ۱۳۹۲.

علیجانی، بهلول و جاوری، مجید (۱۳۸۱). تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۵۴۹، صص ۲۱۷-۲۰۲.

فرج‌زاده، منوچهر و رجایی نجف‌آبادی، (۱۳۹۲). تحلیل شرایط سینوپتیکی رخداد سیل در بارش‌های سنگین (شهرستان کوه‌رنگ)، نشریه علمی و پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۴۵، صص ۱۶۲-۱۴۳.

قشقایی، قاسم، (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزه سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده جغرافیا.

کاویانی، محمد رضا و علیجانی، بهلول، (۱۳۸۰). مبانی آب و هواشناسی، انتشارات سمت.

لشکری، حسن، (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران، رساله دکتری، استاد راهنما: هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس.

محمدی، بختیار و مسعودیان، سیدابوالفضل، (۱۳۸۹). تحلیل همبستگی بارش‌های سنگین ایران؛ مطالعه موردی آبان‌ماه ۱۳۷۳، جغرافیا و توسعه، شماره ۱۹،

است، با این تفاوت که مساحت کمتری را به خود اختصاص داده است. این نتایج با مطالعه علیجانی و همکاران در مطالعه تحلیل الگوی خودهمبستگی درون‌دهه‌ای بارش ایران طی نیم قرن اخیر مطابقت دارد (علیجانی و همکاران ۱۳۹۴: ۷۱-۸۸). با وجود این، تغییرات مکانی بارش‌های فوق‌سنگین بیانگر این است که طی سال‌های اخیر کاهش محسوسی داشته‌اند، اما بارش‌های سنگین از تغییرات کمتری برخوردار بوده است؛ بنابراین بر اساس شاخص فضایی Hotspot الگوی بارش سنگین در نواحی شمالی، و غرب خوشه‌ای (خودهمبستگی فضایی مثبت) است، هرچند در بیشتر مساحت کشور (تقریباً ۷۰ درصد) هیچ‌گونه الگویی حاکم نبوده است.

منابع

اشجعی باشکند، محمد، (۱۳۷۹). بررسی و ارائه مدل‌های سینوپتیکی بارش سنگین در شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، استاد راهنما محمد خیراندیش.

عزیزی، قاسم و نیری، معصومه و جلیلیان رستمی، شیمیا، (۱۳۸۸). تحلیل سینوپتیکی بارش سنگین در غرب کشور مطالعه موردی بارش دوره ۷ تا ۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۲ اسفند ۱۳۸۵، فصلنامه جغرافیایی طبیعی، سال اول، شماره ۴، صص ۱-۱۲.

عسگری، علی، (۱۳۹۰). تحلیل آمار فضایی با ArcGIS، انتشارات سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری تهران.

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

- Switzerland, 15-143p.
- Alexander LV, Zhang X, Peterson TC, Caesar J, Gleason B, Klein Tank AMG, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagipour A, Kumar Kolli R, Revadekar JV, Griffiths G, Vincent L, Stephenson DB, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez Aguirre JL. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research ° Atmospheres* 111: D05109, DOI:10.1029/2005JD006290
- Kotto T., Araaami, K. (2000) Formation Factors of 2004 Niigata Fukushima and Fukui Heavy Rainfalls and Problems in the Predictions Using a Cloud-Resolving Model. *Journal of Geophysical Research* 105: 4771-4784
- Dimitrova, T, Mitzvahs, R., Savtchenko, A. (2000) Factors Responsible for the Type of Precipitation in the Tropics. *Journal of Atmospheric Research*, pp: 30-38.
- Chen, Ch., Lin, Ch., Chuang, Y., Yen, H. (2002) Rainfall in Taiwan during the Mei-yu season. *Journal of Meteorology*, 41: 929-149.
- Chang, C. C. (2000) Thunderstorm Activity in the United States. *Journal of the Meteorological Society*, pp: 597-608.
- Jansa, A., Genoves, A., Picornell, M, Angeles, C., Joan, R. and Carretero, approach, *Meteorol. Appl.* 8: 43-56.
- Lana, A., Camii, J., Gil, A., 2007, Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands, *Advances in Geosciences*, 12: 27-32
- صص ۴۷ - ۷۰.
- محمدی، محمدرضا، (۱۳۸۱). تحلیل همبستگی بارش‌های ساحل جنوب دریای خزر در شش ماه سرد سال، *مجله علوم و فنون دریایی ایران*، شماره ۲، صص ۷۲-۶۱.
- مسعودیان، سیدابوالفضل، (۱۳۸۸)، نواحی بارشی ایران، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۱۳، صص ۹۱-۷۹.
- مفیدی، عباس و زرین، آذر، (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران، شماره ۷۷، صص ۱۳۶-۱۱۳.
- مفیدی، عباس و زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا، (۱۳۸۶). تعیین الگوی همبستگی بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر. *مجله فیزیک زمین و فضا*، شماره ۳: صفحه ۱۵۴-۱۳۱.
- منتظری، مجید، (۱۳۸۸). تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های فرین روزانه ایران، *جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، پیاپی ۳۴، شماره ۲، صص ۱۴۰-۱۲۵.
- نوری، حمید و غیور، حسنعلی و ابوالفضل، مسعودیان و آزادی، مجید، (۱۳۹۱). بررسی ابرهای مولد بارش‌های فوق سنگین و سنگین سواحل جنوبی دریای خزر، *مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی*، شماره ۳، صص ۲۲-۱.
- Groisman, P. Y., and 13 Co-authors, 1999, Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, *Climatic Change*, 42, 243-283.
- Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., and Razuvaev, V. N., 2005, Trends in intense precipitation in the climate record, *J. Climate*, 18, 1326-1350.
- Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., and Plummer, N., 2001, Report on the activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Reporters 1998-2001, World Meteorological Organization Rep. WCDMP-47, WMO TD1071, Geneva,



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی