



Research Article

Investigation of changes in spatial high-pressure intercontinental spatial autocorrelation on Iran during the years 1979 to 2018

Mahmoud Ahmadi^{1*} , Enayat Asadollahi², Kobra Shojaeizadeh¹, Nahid Bazvand¹

1-Department of Natural Geography, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2-Department of Natural Geography, Kharazmi University, Tehran, Iran

Received: 07 Dec 2020 Accepted: 14 Jun 2021

Extended Abstract

Introduction

From a climatic point of view, the main cause of drought at latitudes 30 degrees north is subtropical high pressure. Temporal and spatial changes of subtropical hypertension cause anomalies in regional and global circulation and consequently climatic anomalies. Changes are important.

Materials and Methods

In this study, in order to investigate the changes of subtropical high pressure spatial autocorrelation on Iran from daily geopotential altitude data of 500 hPa during the years 1979-1979 for the warm period of the year, ie June 22 to September 22 (July 1 to September 31) Used. The data with a pixel size of 0.25 by 0.25 degrees for the Era-Intrim version was taken from the European Center for Medium-Term Weather Forecast database.

Results and Discussion

The results showed that according to the global Moran index, subtropical high pressure changes on Iran have a high cluster state. The index showed that in all periods, there were cold spots on the northern, northwestern and northeastern strip, and hot spots on the west, southwest and areas of the south and center of the country. In the second and third periods, the distribution of the standard oval pattern was circular, but in the first period it was elongated and this state reached its maximum in the fourth period and reached a northwest-southeast state, which indicates the further expansion of subtropical hypertension over the regions. West and the upward trend to the north and the lack of expansion of this system on the eastern regions of Iran. Changes in cold spots on Iran have an increasing trend, especially in the fourth period in the eastern regions of the country has reached its peak, which indicates a change in the location of hot spots on Iran and its spread to the west and north compared to other periods.

Conclusion

This paper aims to investigate subtropical high pressure changes using spatial statistics methods. The advantage of this study over other studies on the study of subtropical hypertensive changes is the use of spatial statistics methods, so that the result is very consistent with synoptic research conducted by other researchers such as Hejazizadeh (1993), Movahedi and Et al. (2012), Asakereh and Fattahian (2015), Alipour et al. (2015), Alijani et al. It shows the changes of two surface indices (positive local Moran index) and subtropical hypertension intensity (Getis-Ardji index at 99% level) and the output of the work is increasing the surface index and subtropical hypertension intensity on Iran from the first period to the period The fourth shows its tendency to the west and northwest. The results of descriptive statistics analysis showed that the average height of geopotential level of 500 on Iran from the first to the fourth period has increased and its maximum has occurred in the fourth period.

Keywords: Iran, Subtropical High Pressure, autocorrelation, global and local Moran index, hot spot index.

Citation: Ahmadi, M. et al. 2021. Investigation of changes in spatial high-pressure intercontinental spatial autocorrelation on Iran during the years 1979 to 2018, *Res. Earth. Sci.* 12(3), (185-201) DOI: 10.48308/esrj.2021.101046

* Corresponding author E-mail address: maclimatology@gmail.com



بررسی تغییرات خود همبستگی فضایی درون دهه‌ای پرفشار جنب حاره بر روی ایران طی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸

محمود احمدی*؛ عنایت اسدالهی^۱، کبری شجاعی زاده^۱، ناهید بازوند^۱

۱- گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۹/۱۷ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۰/۳/۲۴

چکیده

هدف از این پژوهش بررسی تغییرات خود همبستگی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی ایران می‌باشد. ابتدا داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی سال‌های ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ از پایگاه داده (ECMWF) با تفکیک ۰/۲۵ در ۰/۲۵ درجه استخراج گردید. سپس به چهار دوره ده ساله تقسیم شد. برای بررسی تغییرات خودهمبستگی فضایی از شاخص‌های موران جهانی، موران محلی و گتیس - ارد جی و بیضی استاندارد جهت نمایش انحراف پراکندگی نقاط استفاده گردید. نتایج نشان داد براساس شاخص موران جهانی تغییرات پرفشار جنب حاره بر روی ایران حالت خوشه‌ای بالایی دارد. این شاخص مشخص کرد که در تمامی دوره‌ها بر روی نوار شمالی، شمال غربی و شمال شرقی لکه سرد وجود داشته و لکه‌های داغ بر روی غرب، جنوب غربی و نواحی از جنوب و مرکز کشور وجود دارد. در دوره دوم و سوم توزیع الگوی بیضی استاندارد حالت دایره‌ای داشته، اما در دوره اول حالت کشده و این حالت در دوره چهارم به حداکثر خود رسیده و حالت شمال غربی - جنوب شرقی پیدا کرده است که بیانگر گسترش بیشتر پرفشار جنب حاره بر روی نواحی غربی و روند افزایشی رو به شمال و عدم گسترش این سامانه بر روی نواحی شرقی ایران می‌باشد. تغییرات لکه‌های سرد بر روی ایران روند افزایشی داشته، به خصوص در دوره چهارم در نواحی شرقی کشور به اوج خود رسیده که حاکی از تغییر وضعیت مکانی لکه‌های داغ بر روی ایران و گسترش آن به نواحی غرب و شمال در مقایسه با سایر دوره می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: ایران، پرفشار جنب حاره، خودهمبستگی، شاخص موران جهانی و محلی، شاخص لکه داغ.

مقدمه

در امتداد مناطق جنب حاره نیمکره شمالی و جنوبی، نوارهایی از فشار یا ارتفاع ژئوپتانسیل زیاد وجود دارد که معمولاً به عنوان کمربند پرفشار جنب حاره خوانده می‌شود. سلول‌های پرفشار مذکور که از دیرباز مرکز فعالیت نامیده می‌شوند، بارزترین و دائمی‌ترین سیمای گردش و ردسپهری در این مناطق به شمار می‌روند، گردش جو و انتقال بخار آب به اطراف را تحت‌تاثیر قرار داده و وضع جوی و اقلیم را نه تنها در نواحی مجاور و در امتداد جنب حاره‌ها، بلکه بر روی کل کره زمین متأثر می‌سازند (Barry and Carleton, 2001). پرفشار جنب حاره سامانه همدید پوششی (دینامیکی) بزرگ مقیاس سیاره‌ای است که مرکز آن بر روی اقیانوس اطلس شمالی قرار دارد. این پرفشار در تراز فوقانی و ردسپهر، به ویژه در فصل تابستان کل منطقه جنوب آسیا تا شمال آفریقا را در بر می‌گیرد (زرین، ۱۳۸۶). از منظر اقلیمی عامل اصلی خشکی در عرض‌های ۳۰ درجه شمالی پرفشار جنب حاره می‌باشد. تغییرات زمانی و مکانی پرفشار جنب حاره باعث ایجاد ناهنجاری در گردش‌های منطقه‌ای و جهانی و به تبع آن ناهنجاری‌های اقلیمی می‌شود، بنابراین با توجه به موقعیت ایران نسبت به موقعیت پرفشار جنب حاره و اثر پذیری ایران از ناهنجاری‌های این پرفشار بررسی این تغییرات حائز اهمیت می‌باشد. بر این اساس در این تحقیق سعی بر آن شده که به بررسی تغییرات خودهمبستگی پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران اقدام شود. در مطالعه رفتاری پرفشار جنب حاره باید به دو شاخص سطح و شدت توجه شود، شاخص سطح وسعت منطقه که در زیر پربند هم ارتفاع ۵۸۴ ژئوپتانسیل دکامتر و بالاتر از آن می‌باشد و منظور از شاخص شدت قدرت هسته مرکزی پرفشار جنب حاره می‌باشد (حجازی زاده و جوی

زاده، ۱۳۸۹). به دلیلی وجود همبستگی فضایی بین داده‌ها، روش‌های معمولی آماری نمی‌توانند روش مناسبی برای واکاوی چنین داده‌هایی باشد (Ripley, 1977). بنابراین از روش آمار فضایی همانند خود همبستگی فضایی می‌توان برای تحلیل این داده‌ها استفاده کرد. آمار فضایی شامل آنالیز الگو، شکل، مدلسازی سطح، رگرسیون مکانی و مدلسازی آماری به همراه مقایسه آماری مجموعه داده‌های مکانی می‌باشد، بنابراین آمار فضایی جایگاه ویژه‌ای در تحلیل داده‌های مکانی دارد (انتظاری و همکاران، ۱۳۹۴). تحلیل خود همبستگی فضایی به محقق در شناخت الگوهای موجود در پهنه‌های مکانی کمک فراوانی می‌کند (پورزیدی و همکاران، ۱۳۹۸). پدیده‌ها و رخ داده‌ها در بستر مکانی یا به صورت پیوسته به هم مرتبط هستند و از الگوی خوشه‌ای خاصی تبعیت می‌کنند یا به صورت تصادفی در بستر مکان پراکنده شده‌اند (ستوده و علیجانی، ۱۳۹۴). بررسی منابع نشان می‌دهد که مطالعات انجام شده در خصوص پرفشار جنب حاره را می‌توان در سه گروه عمده مطالعات همدیدی، بررسی‌های آماری و تحلیل سازوکارهای فیزیکی - دینامیکی دسته‌بندی نمود. رید (Reed, 1937) در بررسی متغیرهای اقلیمی نظیر دمای پتانسیل، نم و ویژه و میدان باد در دو ماه ژوئیه و اوت در آمریکای شمالی بیان داشت که بین دمای سطح زمین و موقعیت پرفشار جنب حاره ارتباط معنی داری وجود دارد. جیمز (James, 1994) در بررسی پرفشار جنب حاره و سبیری با استفاده از دمای پتانسیل و وزش رطوبتی نشان داد که جابه‌جایی آن بسیار کند و رفتار آینده آن‌ها قابل پیش‌بینی است. بال و بیست (Bell and Boast, 1989) در بررسی تغییرات الگوهای مکانی پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان دادند که بیشینه ارتفاع پرفشار جنب حاره در فصل تابستان بر روی

جنوب و شرق کشیده شده به همین دلیل شرایط مناسبی برای افزایش بارش در ایران و به خصوص نیمه جنوبی فراهم گردیده است. ولی در سال‌های همراه با لائینا، سلول پرفشار آזור نسبت به حالت نرم تغییر محسوسی نداشته و سلول پرفشار عربستان تقویت و به طرف شمال و غرب جابه‌جا شده و در نتیجه از میزان بارش‌ها کاسته می‌شود. قائمی و همکاران (۱۳۸۶) در بررسی پرفشار جنب حاره از داده‌های ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل مرکز پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) با تفکیک ۲/۵ در ۲/۵ درجه برای ترازهای ۱۰۰۰، ۵۰۰، ۲۰۰ و ۱۰۰ هکتوپاسکال طی سال‌های (۲۰۰۰-۱۹۷۱) استفاده نموده و نتایج نشان داد که تفاوت آشکاری در موقعیت استقرار مرکز پرفشار جنب حاره در ترازهای زیرین، میانی و فوقانی وردسپهر وجود دارد. آن‌ها نشان دادند که مرکز پرفشار مستقر بر روی ایران در ترازهای میانی و فوقانی وردسپهر قابل ردگیری است. حلبیان و شبانکاری (۱۳۸۹) در تحلیلی به بررسی ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران پرداخته و نشان دادند که روزهای همراه با حضور قوی پرفشار جنب حاره نسبت به روزهای تضعیف آن بر روی ایران افزایش یافته است. خروجی کار آن‌ها نشان داد که بارندگی‌های کرانه و پسرکرانه جنوبی خزر و نواحی شمال غرب کشور مستقل از عملکرد پرفشار جنب حاره بوده و بارش سایر نواحی مستقل از تاثیرات این سامانه نبوده است. موحدی و همکاران (۱۳۹۱) با استفاده از آزمون روند کندال تاو به بررسی گستره و تغییرات مکانی زمانی پرفشار جنب حاره در نیمکره شمالی پرداخته و نتایج نشان داد که مساحت پرفشار جنب حاره در تمامی ماه‌ها روند افزایشی داشته است. عزیزی و همکاران (۱۳۹۳) تقویت و تغییر در موقعیت پرفشار جنب

خشکی‌های جنوب غرب آمریکا، شمال غربی آفریقا، جنوب ایران، فلات تبت و جنوب چین قرار دارد. رسیچ و همکاران (Raich et al, 2003) نشان دادند که نقش دریای مدیترانه در تامین رطوبت مورد نیاز بارش‌های تابستانه تحت‌تاثیر جابه‌جایی کمربند پرفشار جنب حاره بوده به گونه‌ای که بارش‌های فراوان تابستانه سواحل آفریقا و مانسون هند تحت‌تاثیر این جابه‌جایی رخ می‌دهد. سنتوس و همکاران (Santos et al, 2005) بیان داشتند که شرایط اقلیم خشک، از تعامل پرفشار جنب حاره و الگوهای پیوند از دور زمانی شکل می‌گیرد که نوسانات اطلس شمالی دارای فاز مثبت و پرفشار آזור بر روی شبه جزیره ایبری بسیار قویتر از شرایط نرم خود باشد. سوکارانی (Sukarin, 2010) در تحقیقی به بررسی تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره و اثرات آن بر روی دما، بارش و میزان محصول برنج در سورینامی در شمال قاره آفریقا پرداخته و نشان داد که بین آن‌ها رابطه قوی وجود دارد. حجازی زاده (۱۳۷۲)، نشان داد که پرفشار جنب حاره از نظر دو شاخص سطح و شدت گسترش یافته و سبب تغییرات اقلیم در عرض‌های متفاوت جغرافیایی شده است. وی بیان داشت که فشار هسته مرکزی پرفشار جنب حاره دارای روند افزایشی بوده و این روند در سال ۱۹۹۱ تشدید شده است. خوش اخلاق (۱۳۷۶) کم بارش بودن نواحی جنوبی نسبت به نواحی شمالی و غربی کشور را به پرفشار جنب حاره نسب داده است. فرزانه منش (۱۳۸۴) در مطالعه‌ای به بررسی اثرات نوسانات پرفشار جنب حاره بر روی بارش‌های نیمه جنوبی در سال‌هایی توام با لائینو و لائینا پرداخته و نشان داد در سال‌های وقوع لائینو، سلول پرفشار آזור قوی شده و به طرف شمال و شرق جابه‌جا شده و همزمان از میزان فشار سلول پرفشار اقیانوس آرام کاسته و سلول پرفشار عربستان تضعیف شده و به

۱۰۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال به تحلیل همدیدی آن پرداختند. نتایج کار نشان داد که در شرایط خشکسالی شدید سامانه‌های جنب حاره شامل آزور، آفریقا، عربستان و سیبری در یک راستای مداری قرار داشته این شرایط مانع ورود سامانه‌های بارشزا (کم فشار سودانی) به منطقه مطالعاتی شده است. علی پور و همکاران (۱۳۹۷) در بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران مشخص کردند که میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی ایران با آهنگ ۵/۸۷ ژئوپتانسیل متر در هر ۱۰ سال افزایش یافته و در سال ۲۰۱۵ این روند افزایشی به حداکثر میزان خود رسیده است. علیجانی و همکاران (۱۳۹۸) برای بررسی اثرات گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره از روند دماهای بالای صدک ۹۵ برای حداکثر دمای‌های روزانه ۴۹ ایستگاه بین سال‌های ۱۹۷۷ تا ۲۰۱۶ استفاده کرده و سال ۱۹۹۶ را مرز بین دوره قبل و بعد از تشدید گرمایش انتخاب کردند. سپس اقدام به ترسیم نقشه‌های پرفشار برای این دو دوره شده و مشخص گردید که میانگین بلند مدت اختلاف ارتفاع هسته پرفشار جنب حاره در دوره دوم نسبت به دوره اول ۱۰۰ متر افزایش یافته است. با توجه به آنچه که بیان شد در زمینه بررسی تغییرات خودهمبستگی پرفشار جنب حاره بر روی ایران تا به امروز تحقیقات صورت نگرفته در نتیجه در پژوهش حاضر سعی شده است که با استفاده از شاخص‌های خودهمبستگی فضایی به بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره بر روی ایران پرداخته شود.

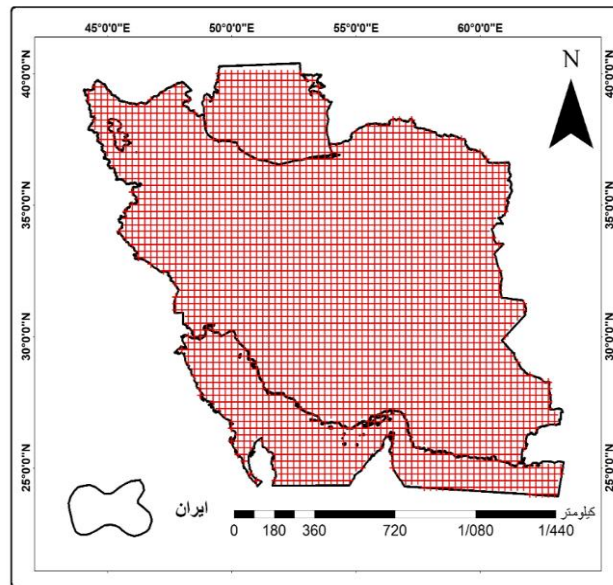
منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در این پژوهش کشور ایران با وسعت ۱۶۴۵۱۹۵ کیلومترمربع در نیمه جنوبی

حاره در طی دوره گرم سال عامل اصلی رخ داد دماهای فرین حداکثر بر روی ایران می‌باشد. عساکره و همکاران (۱۳۹۵) در مطالعه‌ای خود تحت عنوان اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران از داده‌های باز تحلیل شده (NCEP/NCAR) برای ارتفاع ژئوپتانسیل، مولفه-های مداری و نصف‌النهاری باد طی سال‌های (۱۳۹۱-۱۳۴۰) در ساعت ۱۲ GMT استفاده کردند. نتیجه کار آن‌ها نشان داد که موقعیت مرز شمالی پشته در ترازهای بالاتر از ۴۰۰ هکتوپاسکال و پایین‌تر از ۸۵۰ هکتوپاسکال قابل رؤیت نیست. بنابراین فقط از ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال استفاده کردند. و بیان داشتند که مرز شمالی پرفشار جنب حاره در دوره فعالیت خود تا بالاتر از عرض‌های ۴۰ درجه شمالی گسترش یافته است. کریمی و همکاران (۱۳۹۵) نشان دادند که بین تغییرات مکانی پرفشار جنب حاره عربستان و وقوع بارش در ایران ارتباطی وجود دارد. در فصل سرد سال زمانی که پرفشار عربستان بر روی دریای عرب، خلیج عدن و جلوی ناوه شرقی مدیترانه قرار بگیرد بر روی ایران بارش رخ می‌دهد. اما در فصل گرم همین پرفشار همانند یک سد عمل کرده و مانع ورود سامانه‌های بارشی به ایران می‌شود. عساکره و فتاحیان (۱۳۹۵) در تحلیل تغییرات سالانه پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران نشان دادند که تغییرات این پرفشار بر روی ایران روند افزایشی داشته و این روند افزایشی در بخش غرب و شمال غرب کشور بسیار زیاد می‌باشد. لشکری و همکاران (۱۳۹۶) در بررسی نقش پرفشار جنب حاره‌ای عربستان و رودباد جنب حاره در خشکسالی‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران از داده‌های بارش سالانه ۳۱ ایستگاه و شاخص‌های SPI، SIAP، RAL، PNPI و Z Score استفاده نموده و سپس با استفاده از نقشه‌های همدیدی تراز

بلندترین آن قله دماوند با ارتفاع ۵۶۱۰ متر در میان رشته کوه البرز قرار دارد، در کناره جنوبی دریای خزر ارتفاع زمین ۲۸ متر پایین‌تر از سطح دریای آزاد می‌باشد (مسعودیان، ۱۳۹۰) (شکل ۱).

منطقه معتدل شمالی بین عرض شمالی $25^{\circ}3'$ و $39^{\circ}47'$ از خط استوا و $44^{\circ}14'$ و $63^{\circ}20'$ طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار دارد. پست‌ترین نقطه داخلی با ارتفاع ۵۶ متر در چاله لوت و



شکل ۱: محدوده مورد بررسی همراه با متغیرهای جو بالا با 3219 یاخته 0.25° درجه قوسی

اعتدالی، ۱۳۹۸؛ رضیئی و ستوده ۱۳۹۴). داده‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از امکانات برنامه-نویسی گوردس به صورت عددی استخراج و ماتریسی به حالت S با ابعاد 3720×3219 که تعداد ۳۲۱۹ ستون آن (یاخته‌ها) و ۳۷۲۰ تعداد سطر(روزها) تشکیل گردیده است. سپس به منظور بررسی تغییرات خودهمبستگی فضایی اقدام به تقسیم دوره مطالعاتی به چهار دوره ده ساله (دوره اول: ۱۹۷۹ تا ۱۹۸۸، دوره دوم ۱۹۸۹ تا ۱۹۹۸، دوره سوم ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۸ و دوره چهارم ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۸) و مقایسه بین آن‌ها شده است. شاخص خودهمبستگی فضایی در جهت قانون اول جغرافیا (اصل تابلر) می‌باشد، این قانون بیان می‌کند که همه پدیده‌ها با یکدیگر در ارتباط هستند، این ارتباط بین پدیده‌هایی که به هم نزدیک‌ترند، بیشتر و بین پدیده‌هایی که از هم دورترند، کم رنگ‌تر

مواد و روش‌ها

در این پژوهش به منظور بررسی تغییرات خودهمبستگی فضایی پرفشار جنب حاره بر روی ایران از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی سال‌های ۲۰۱۸-۱۹۷۹ برای دوره گرم سال یعنی ۲۲ ژوئن تا ۲۲ سپتامبر میلادی (۱ تیرماه تا ۳۱ شهریور ماه شمسی) استفاده شده است. داده مذکور با اندازه پیکسل 0.25° در 0.25° درجه قوسی برای نسخه Era- Intrim از پایگاه داده مرکز اروپایی پیش‌بینی‌های میان مدت جوی برداشته شده است (شکل ۱). این داده‌های به‌طور کاربردی از سال ۱۹۷۹ با پوشش سراسری از ۶۰ درجه شمالی تا ۶۰ درجه جنوبی، با تفکیک 0.125° در 0.125° ، 0.25° در 0.25° ، 0.5° در 0.5° تا ۳ درجه قوسی و در مقیاس زمانی ساعتی، روزانه و ماهانه در دسترس می‌باشد (عزیزیان و

کرده و سپس میانگین کوواریانس همه اعضا را نسبت به جمع وزن‌ها به دست آورده و پاسخ را بر واریانس کل منطقه تقسیم می‌کند (علیجانی، ۱۳۹۸). فرمول کلی این شاخص به صورت رابطه ۱ بیان می‌شود:

رابطه ۱)

$$I = \frac{n \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij} z_i z_j}{S_0 \sum_{i=1}^n z_i^2}$$

در اینجا Z_i تفاضل بین مقادیر خصیصه عارضه i با میانگین آن $(\bar{x} - x_i)$ است. W_{ij} وزن فضایی بین عارضه j و i می‌باشد. n تعداد کل عوارض جغرافیایی موجود در لایه مورد استفاده بوده و S_0 جمع کل وزن‌های فضایی بوده و به صورت رابطه ۲ بیان می‌شود:

رابطه ۲)

$$S_0 = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n W_{ij}$$

نمره Z_i استاندارد برای آماره موران از طریق رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

رابطه ۳)

$$Z_i = \frac{I - E(I)}{\sqrt{V(I)}}$$

در این رابطه $S(I)$ و $V(I)$ به ترتیب میانگین و انحراف معیار موران جهانی است (علیجانی و همکاران، ۱۳۹۴؛ قاله‌ری و همکاران، ۱۳۹۴). این شاخص عددی را به دست می‌دهد که با استفاده از آن می‌توان پراکنده بودن، متمرکز بودن یا تصادفی بودن عوارض را در فضا اندازه‌گیری کرد (Mitchell, 2005). تفسیر شاخص موران جهانی به شرح زیر می‌باشد (علیجانی، ۱۳۹۸):

خودهمبستگی مثبت و متمرکز $I > 0$

توزیع تصادفی $I = 0$

خودهمبستگی منفی و توزیع پراکنده و بسیار منظم $I < 0$

موران جهانی، فقط نوع الگو را مشخص می‌کند، لذا به منظور مشخص شدن توزیع فضایی الگو به

است (علیجانی، ۱۳۹۸؛ تابلر، ۱۹۷۰). در بررسی پراکندگی مقدار نمونه‌ها از خودهمبستگی فضایی استفاده می‌شود این روش نوع توزیع داده‌ها از نظر تراکم، پراکندگی و تصادفی بودن آن‌ها را مشخص می‌کند (گریفیت، ۱۹۸۷؛ عسکری، ۱۳۹۰). خودهمبستگی فضایی به تحلیل این موضوع می‌پردازد که آیا یک متغیر در یک منطقه بر همان متغیر در مناطق همجوار تاثیرگذار است یا خیر. چنانچه این تاثیرگذاری مثبت باشد و افزایش یک متغیر در یک منطقه باعث افزایش همان متغیر در مناطق همجوار گردد، اصطلاحاً این نوع همبستگی را خودهمبستگی فضایی مثبت گویند و چنانچه وجود متغیر تاثیر منفی بر همان متغیر در مناطق همجوار داشته باشد، را خودهمبستگی فضایی منفی گویند. چنانچه رابطه خاصی بین متغیر در مناطق همجوار وجود نداشته باشد خود همبستگی فضایی وجود ندارد (Lee, J. and Wong, 2001). خودهمبستگی فضایی ابزار ارزشمند برای مطالعه چگونگی تغییر الگوهای فضایی در طول زمان می‌باشد. نتایج این نوع تحقیقات منجر به فهم بیشتری از اینکه چگونه الگوهای فضایی از گذشته تا حال تغییر کرده می‌شود. برای اندازه‌گیری همبستگی فضایی آماره‌های مختلفی وجود دارد، و در این پژوهش از آماره‌های همچون موران عمومی (GMI)، محلی (LMI) و گتیس-آرد جی (G_i^*) استفاده شده است. شاخص موران جهانی را می‌توان برای توصیف ویژگی‌های فضایی یک متغیر در کل یک ناحیه به کار برد و با استفاده از آن میانگین تفاوت فضایی بین تمام سلول‌ها فضایی و سلول‌های مجاور آن‌ها را شناسی کرد (صادقی نیا و همکاران، ۱۳۹۱). این شاخص به ضریب همبستگی معمولی شباهت دارد. یعنی کوواریانس اعضای همسایه را براساس واریانس کل منطقه می‌سنجد. در این روش ابتدا کوواریانس هر عضو را با تمامی همسایگان محاسبه

زمانی یک عارضه به عنوان لک داغ تلقی می‌شود که هم خودش و هم عارضه‌هایی که مجاور آن قرار دارند، مقادیر زیادی داشته باشند و اگر عکس این حالت باشد لکه سرد می‌باشد. این ابزار در حقیقت به هر عارضه در چارچوب عوارضی که در همسایگی‌اش قرار دارند نگاه می‌کند. برای اینکه یک عارضه لکه داغ تلقی شود و از نظر آماری معنادار نیز باشد باید هم خودش و هم عوارضی که در همسایگی آن قرار دارند دارای مقادیر بالا باشند (مظفری و همکاران، ۱۳۹۳). خروجی آماره گتیس ارد جی بین ± 1 ، ± 2 و ± 3 بوده و به ترتیب بیان کننده سطح اطمینان ۹۵، ۹۰ و ۹۹ درصد در نظر گرفته می‌شود (Becker and Jiang T, 2004). این آماره به صورت رابطه ۵ محاسبه می‌شود (Ord and Geties, 1995؛ قاله‌ری و همکاران، ۱۳۹۴؛ عسکری، ۱۳۹۰):

رابطه ۵)

$$G_i^* = \frac{\sum_{i=1}^n w_{i,j} x_j - x \sum_{i=1}^n w_{i,j}}{S \sqrt{\frac{[n \sum_{i=1}^n w_{i,j}^2 - (\sum_{i=1}^n w_{i,j})^2]}{n-1}}}$$

در این رابطه، x_j مقدار خصیصه برای عارضه z و $w_{i,j}$ وزن فضایی بین عارضه i و z و n تعداد کل عارضه هاست. برای محاسبه S از رابطه ۶ استفاده می‌شود:

رابطه ۶)

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n x_j^2}{n}} - (\bar{x})^2$$

در این تحقیق به منظور نمایش جهت انحراف پراکندگی نقاط، از بیضی استاندارد استفاده شده است. در بیضی، امتداد محور اصلی نشان دهنده حداکثر پراکندگی مرکز ثقل (بیشترین جابه‌جایی مرکز ثقل) است و محور فرعی مسیر حداقل جابه‌جایی را نشان می‌دهد (حقیقی، ۱۳۹۵). مراحل تعیین بیضی انحراف استاندارد به صورت زیر می‌باشد (عسکری، ۱۳۹۰).

صورت نقشه از شاخص موران محلی استفاده می‌شود. این شاخص برای شناسایی مکان خوشه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. آماره محلی در مقابل آماره‌های منطقه‌ای بیان می‌شوند. آمار منطقه‌ای ویژگی کل منطقه مطالعاتی مانند میانگین یا وجود روند را شناسایی می‌کند در صورتی که آماره محلی ویژگی و روابط اعضا را با همسایگان می‌سنجد (علیجانی، ۱۳۹۸). آماره محلی از ابزارهای مفید برای نمایش توزیع آماری پدیده‌ها در فضا می‌باشد. این ابزار نشان می‌دهد که در کجاها مقادیر زیاد یا کم پدیده‌ها در فضا به‌طور خوشه‌ای توزیع شده و کدام عارضه دارای مقادیری بسیار متفاوت از عوارض پیرامونشان هستند (مظفری و همکاران، ۱۳۹۳). این شاخص برای منطقه i پیوند فضایی بین یک ارزش را در I و نزدیک به آن به طریق رابطه ۴ تعریف می‌کند (علیجانی، ۱۳۹۸):

رابطه ۴)

$$I_i = \frac{(x_i - \bar{X})}{S^2} * \sum_j w_{ij} (x_j - \bar{X}) = Z_i * \sum_j w_{ij}$$

در این رابطه x_i به خصیصه عارضه i و \bar{X} میانگین خصیصه مربوط و w_{ij} وزن فضایی بین i و j می‌باشد. اگر I_i مثبت باشد نشان می‌دهد که مناطق با ارزش بالا به وسیله مناطق با ارزش پایین با ارزش پایین محصور شده است. مقدار منفی I_i نشان می‌دهد که ارزش پایین به وسیله ارزش بالا یا ارزش بالا به وسیله ارزش پایین احاطه شده است (Anselin, 1992). مقدار ضریب خودهمبستگی فضایی محلی باید بزرگتر از ضریب مورد انتظار باشد تا الگوی پراکنش فضایی مورد قبول باشد (نادیان و همکاران، ۱۳۹۷). در ادامه به منظور بررسی دقیق‌تر داده‌ها از نظر توزیع فضایی آنها از آماره گتیس-ارد جی استفاده شده است. این آماره مشخص می‌کند که توزیع لکه‌های داغ و سرد چگونه است.

با توجه به زاویه θ در مرحله سوم، می‌توان انحراف در طول محورهای y_i و x_i را با استفاده از رابطه‌های ۹ زیر محاسبه نمود:

$$\delta_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i \cos \theta - y_i \sin \theta)^2}{n}}$$

$$\delta_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i \sin \theta + y_i \cos \theta)^2}{n}}$$

محاسبه مختصات مرکز میانگین \bar{X}_{mc} و \bar{Y}_{mc} محاسبه انتقال مختصات برای هر نقطه از P_i توزیع از رابطه ۷ محاسبه می‌شود.

رابطه (۷)

$$x_i = x_i - x_{mc}$$

$$y_i = y_i - y_{mc}$$

محاسبه زاویه چرخش θ طبق رابطه ۸ محاسبه می‌شود.

رابطه (۸)

$$\tan \theta = \frac{(\sum_{i=1}^n \hat{x}i^2 - \sum_{i=1}^n \hat{y}i^2) + \sqrt{(\sum_{i=1}^n \hat{x}i^2 - \sum_{i=1}^n \hat{y}i^2)^2 + 4(\sum_{i=1}^n \hat{x}i - \sum_{i=1}^n \hat{y}i)}}{2 \sum_{i=1}^n \hat{x}i - \sum_{i=1}^n \hat{y}i}$$

جدول ۱: مشخصات توصیفی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ بر روی ایران طی چهار دوره بر حسب ژئوپتانسیل متر

توزیع‌ها	مشخصات آماری	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم
میانگین	۵۷۵۲/۷۹	۵۷۵۴/۹۴	۵۷۵۶/۰۹	۵۷۵۷/۰۶	
مد	۵۷۶۲/۴۱	۵۷۶۴/۲۷	۵۷۶۴/۹۰	۵۷۶۳/۹۰	
میان	۵۷۵۸/۰۹	۵۷۵۹/۹۹	۵۷۶۰/۸۰	۵۷۶۱/۷۸	
واریانس	۵۹۱/۸۷	۵۸۹/۹۴	۵۶۷/۳۵	۵۹۶/۳۲	
انحراف معیار	۲۲/۵۶	۲۲/۷۱	۲۲/۶۸	۲۲/۹۸	
دامنه تغییرات	۱۰۵/۲۹	۱۰۸/۸۰	۱۰۶/۴۳	۱۰۵/۱۵	
ضریب پراکندگی	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۵	
حداکثر	۵۸۴۱/۹۲	۵۸۵۰	۵۸۴۶/۲۷	۵۸۵۲/۱۹	
حداقل	۵۷۶۱/۵۴	۵۶۷۸	۵۷۶۲/۴۱	۵۷۵۰/۴۶	
چولگی	۰-/۸۰	۰-/۸۴	۰-/۷۴	۰-/۶۷	
کشیدگی	۳/۴۲	۳/۵۶	۳/۲۷	۳/۱۲	

بحث و نتایج

در جدول ۱ برخی از ویژگی‌های آماری ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی دوره‌های مختلف نمایش داده شده است. مشاهده میانگین دوره اول تا دوره چهارم در این جدول به خوبی نشان دهنده افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ بر روی ایران می‌باشد به گونه‌ای که کم‌ترین و بیش‌ترین میانگین آن به ترتیب مربوط به دوره اول به میزان ۵۷۵۴/۷۹ ژئوپتانسیل متر و دوره چهارم به میزان ۵۷۵۷/۰۶ ژئوپتانسیل متر می‌باشد. یکی از نشانه‌های نرمال بودن توزیع داده‌ها اختلاف ناچیز نمایه‌های مرکزی (میانگین، میان و مد) می‌باشد. در هر چهار دوره اختلافات تا حدودی زیاد بین

نمایه‌های مرکزی وجود دارد، که بیانگر ناهمگن بودن توزیع مکانی پرفشار جنب حاره بر روی ایران می‌باشد. کاهش اختلاف نمایه‌های مرکزی از دوره اول تا دوره چهارم نشان می‌دهد که توزیع مکانی پرفشار جنب حاره در دوره چهارم ناهمگنی کمتری نسبت به دوره اول دارد. از آنجایی که واریانس بیانگر تغییرات و نوسانات نسبت به میانگین است، بنابراین در هر چهار دوره پرفشار جنب حاره از پراکندگی زیادی برخوردار و دارای تغییرات بسیار زیاد بوده است. این تغییرات در دوره چهارم به بالاترین مقدار خود می‌رسد. ضریب تغییرات در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها بیشتر بوده و این در حالی است که بیش‌ترین دامنه تغییرات در دوره

می‌باشد. در موران جهانی، فرض صفر بر این است که هیچ خوشه‌بندی فضایی بین مقادیر عنصر مرتبط با عوارض جغرافیایی مورد نظر وجود ندارد. زمانی که مقدار P-Value بسیار کوچک و مقدار Z-Score محاسبه شده (قدر مطلق آن) بسیار بزرگ باشد (خارج از محدوده اطمینان قرار گیرد)، می‌توان فرضیه صفر را رد کرد. براساس جدول ۲ مقادیر شاخص موران جهانی برای هر چهار دوره بین ۰/۹۶ تا ۰/۹۷ می‌باشد، بنابراین می‌توان استنباط کرد که تغییرات سالانه پرفشار جنب حاره بر روی ایران در طی دوره‌های مورد بررسی دارای الگوی خوشه‌ای بالای در سطح ۹۰، ۹۵ و ۹۹ درصد بوده و بالاترین آن در دوره چهارم رخ داده است. باتوجه به مقادیر بالای Z-Score و کم بودن مقدار P-Value برای هر چهار دوره براساس جدول ۲ می‌توان فرضیه صفر را رد کرد.

دوم رخ داده است. حداکثر و حداقل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در طی تابستان ۴۰ سال مطالعاتی بر روی ایران در دوره چهارم به ترتیب به میزان ۵۸۵۲/۱۹ و ۵۷۵۰/۴۶ ژئوپتانسیل متر رخ داده است. اختلاف زیاد حداکثر و حداقل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بین دوره اول و چهارم به خوبی قوی شدن پرفشار جنب حاره بر روی ایران را در فصل تابستان نشان می‌دهد. میزان چولگی منفی برای هر چهار دوره بیانگر این موضوع می‌باشد که داده‌ها حول و حوش مقادیر بالا متمرکز هستند، یعنی مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بالاتر از میانگین، بیشتر از مقادیر کمتر از میانگین می‌باشد. ضریب کشیدگی بیانگر تخت یا مرتفع بودن منحنی توزیع می‌باشد. وقتی که ضریب کشیدگی مثبت باشد، مقادیر بالاتر از میانگین در داده‌ها زیاده‌تر از مقادیر کمتر از میانگین بوده و این امر برای هر چهار دوره کاملاً مشهود

جدول ۲: نتایج حاصل از شاخص موران جهانی برای هر دوره

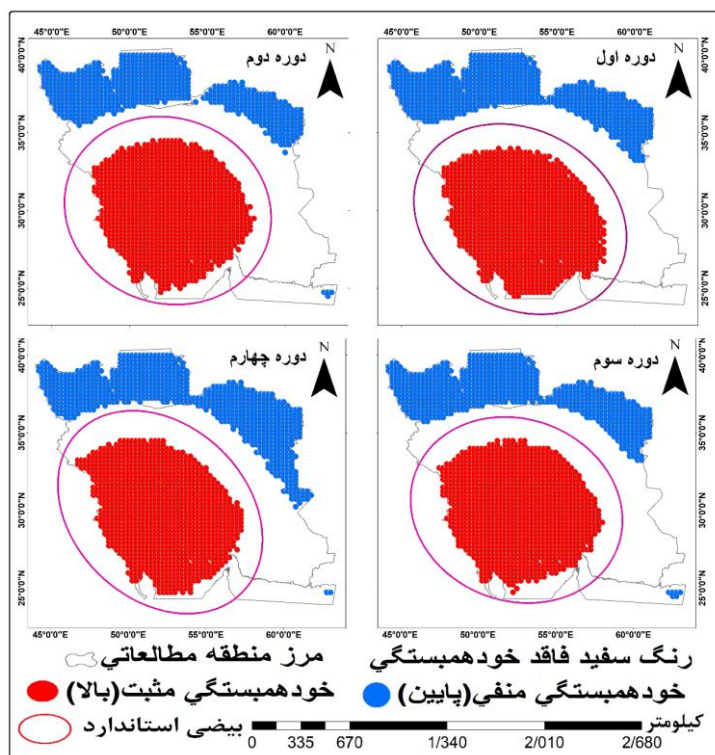
دوره	شاخص موران	شاخص موران مورد انتظار	واریانس	Z-Score	P-Value
دوره اول	۰/۹۷۲۵۱۵	-۰/۰۰۰۳۱۱	۰/۰۰۰۰۸۴	۱۰۶/۲۰۷۱۵۹	.
دوره دوم	۰/۹۶۹۹۵۶	-۰/۰۰۰۳۱۱	۰/۰۰۰۰۸۴	۱۰۵/۹۳۲۷۹۴	.
دوره سوم	۰/۹۷۲۱۴۵	-۰/۰۰۰۳۱۱	۰/۰۰۰۰۸۴	۱۰۶/۱۶۳۹۱	.
دوره چهارم	۰/۹۷۲۶۴۱	-۰/۰۰۰۳۱۱	۰/۰۰۰۰۸۴	۱۰۶/۲۰۶۷۱۸	.

فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد اطمینان می‌باشد. اما HL و LH به ترتیب نشان دهنده ناخوشه‌های می‌باشند که در آن یک مقدار زیاد توسط مقدار کم و یک مقدار کم توسط مقدار زیاد در سطح ۵ درصد اطمینان محصور شده است. بنابراین در این تحقیق خوشه‌ها با خودهمبستگی مثبت (HH) و منفی (LL) به ترتیب بیانگر حاکم بودن پرفشار جنب حاره و حاکم نبودن این پرفشار بر روی منطقه می‌باشد. در شکل ۲ شاخص موران محلی به صورت نقشه آمده و درصد مساحت تحت پوشش آن در

همان گونه که بیان شد خود همبستگی فضایی موران جهانی فقط نوع الگو را مشخص می‌کند، بنابراین برای نشان دادن توزیع فضایی الگوها باید از شاخص دیگر به نام موران محلی استفاده شود. این شاخص در چهارچوب امتیاز استاندارد محاسبه شده و در سطح معنی‌داری قابل تفسیر و تحلیل است (علیچانی و همکاران، ۱۳۹۴). در این شاخص HH بیان‌کننده خوشه‌های با همبستگی مثبت در سطح ۹۹ درصد اطمینان و LL نشان دهنده خوشه‌های با مقادیر کم یا همان خودهمبستگی

دیگر حدود ۴۰/۸۵ درصد از مساحت کشور فاقد خود همبستگی فضایی می‌باشد. در دوره دوم خوشه‌های منفی (LL) نسبت به دوره اول بر روی نواحی شمال شرقی و سواحل جنوب شرقی دریای خزر کاهش یافته و علت آن کشیدگی پرفشار جنب حاره به سمت نواحی شمالی ایران بوده است. تاییدی بر این گفته که گسترش الگوی خود همبستگی مثبت به سمت شمال و کاهش آن در نواحی غربی کشور می‌باشد. مقایسه بین الگوهای خوشه‌های مثبت و منفی نشان دهنده کاهش درصد مساحت تحت پوشش در هر دو خوشه در دوره اول نسبت به دوره دوم می‌باشد. اما مناطق تحت پوشش فاقد خود همبستگی در دوره دوم حدود ۲/۷۳ درصدی نسبت به دوره اول افزایش یافته است.

جدول ۳ برای چهار دوره مطالعاتی نمایش داده شده است. در دوره‌ای اول حدود ۳۶/۳۲ درصد از مساحت کشور در نواحی غربی، جنوب غربی و بخش‌های از نواحی مرکزی و جنوبی دارای خود همبستگی مثبت (HH) بوده و نشان دهنده قرارگیری پرفشار جنب حاره بر روی مناطق یاد شده می‌باشد. خوشه‌های منفی (LL) در دوره اول حدود ۲۲/۸۳ درصد از مساحت کشور را فراگرفته است. قرارگیری این خوشه‌ها بر روی نوار شمالی، شمال غرب و شمال شرقی کشور به خوبی عدم گسترش پرفشار جنب حاره بر روی این مناطق را نشان می‌دهد. در همین دوره بر روی نواحی شرقی، جنوب شرقی، قسمت‌های از جنوب و نواحی مرکزی و غربی هیچ گونه الگوی حاکم نبوده به عبارتی



شکل ۲: توزیع مکانی الگوی خود همبستگی فضایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال براساس الگوی موران محلی

نواحی غربی کشور می‌باشد. اما مساحت مقادیر خوشه‌های منفی در دوره سوم نسبت به دوره دوم حدود ۱/۴ درصد افزایش یافته به گونه‌ای که از نظر

این افزایش مربوط به کاهش خود همبستگی منفی در نواحی شمال شرقی و سواحل جنوب شرقی دریای خزر و کاهش خود همبستگی مثبت در

استاندارد نشان دهنده پراکندگی پرفشار جنب حاره در پهنه تحت پوشش این الگو است. در دوره‌ای دوم و سوم توزیع الگوی بیضوی استاندارد حالت دایره‌ای داشته و بیانگر توزیع فضایی متمرکز پرفشار جنب حاره بر روی نواحی جنوب غربی، غرب و نواحی از جنوب و مرکز کشور بوده و از مهم‌ترین اثرات حالت دایره‌ای بیضوی استاندارد در این دو دوره تغییرات اندک خود همبستگی مثبت (HH) و افزایش مناطق فاقد الگو بر روی نواحی شرقی کشور می‌باشد. اما در دوره اول بیضوی استاندارد حالت کشیده و بیضی شکل پیدا کرده و این حالت در دوره چهارم به حداکثر خود رسیده به گونه‌ای که حالت شمال غربی - جنوب شرقی پیدا کرده است. این حالت بیانگر گسترش بیشتر پرفشار جنب حاره بر روی نواحی غربی و روند افزایش رو به شمالی آن و عدم گسترش این سامانه بر روی نواحی شرقی کشور می‌باشد به گونه‌ای که خوشه‌های منفی در نواحی شرقی کشور در این دوره نسبت به دوره دوم و سوم گسترش یافته و این روند در دوره چهارم کاملاً مشهود می‌باشد. توزیع بیضوی استاندارد در تمامی دوره‌ها به خوبی استیلای پرفشار جنب حاره را بر روی نواحی غربی، جنوب غربی و قسمت‌های از جنوب و مرکز ایران و عدم گسترش آن بر روی نوار شمالی، شمال غربی، شمال شرقی و شرق کشور را نشان می‌دهد. بنابر آنچه بیان شد می‌توان دریافت که پرفشار جنب حاره در دوره اول تا چهارم دارای روند افزایشی در جهت غربی و رو به شمالی کشور بوده و دارای روند کاهشی در جهت شرق و نواحی جنوب شرقی می‌باشد.

مکانی خوشه‌های منفی در مناطق شمال شرقی، سواحل جنوب شرقی خزر و نواحی شرقی دریای عمان افزایش یافته است. این در حالی است که خوشه‌های منفی در دوره اول نسبت به دوره‌ای سوم تغییرات چندانی از لحاظ مساحت تحت پوشش نداشته و تفاوت آن‌ها فقط از لحاظ پراکندگی فضایی آن‌ها می‌باشد، به گونه‌ای که در دوره سوم خوشه‌های منفی بر روی شرق دریای عمان وجود داشته و در الگوی اول وجود نداشته است. خود همبستگی مثبت از نظر مساحت تحت پوشش در دوره دوم و سوم تغییرات قابل توجهی را نشان نمی‌دهد و فقط تفاوت‌های مکانی آن‌ها قابل توجه می‌باشد به گونه‌ای که در الگوی سوم از میزان خود همبستگی مثبت بر روی نواحی جنوبی خلیج فارس کاسته شده و در مقابل بر خود همبستگی مثبت رو به شمال آن افزوده شده است. اما از نکات مهم و قابل بحث در تحلیل موران محلی پرفشار جنب حاره بر روی ایران مقایسه بین دوره چهارم با سایر دوره‌ها به خصوص دوره اول می‌باشد. در دوره چهارم مساحت تحت پوشش الگوی خود همبستگی مثبت و فاقد الگو نسبت به سایر دوره‌ها کاهش یافته ولی در مقابل بر میزان مساحت الگوی خود همبستگی منفی در دوره چهارم در مقابل سایر دوره‌ها به شدت افزایش یافته است. اما از لحاظ تغییرات مکانی در دوره چهار خوشه‌های مثبت بیشتر به نواحی شمالی و غربی کشور گسترش یافته است. الگوی بیضوی استاندارد به خوبی نشان می‌دهد که جهت توزیع الگوی خود همبستگی فضای پرفشار جنب حاره بر روی ایران از دوره اول تا چهارم به چه صورت بوده است. در واقع جهت الگوی بیضوی

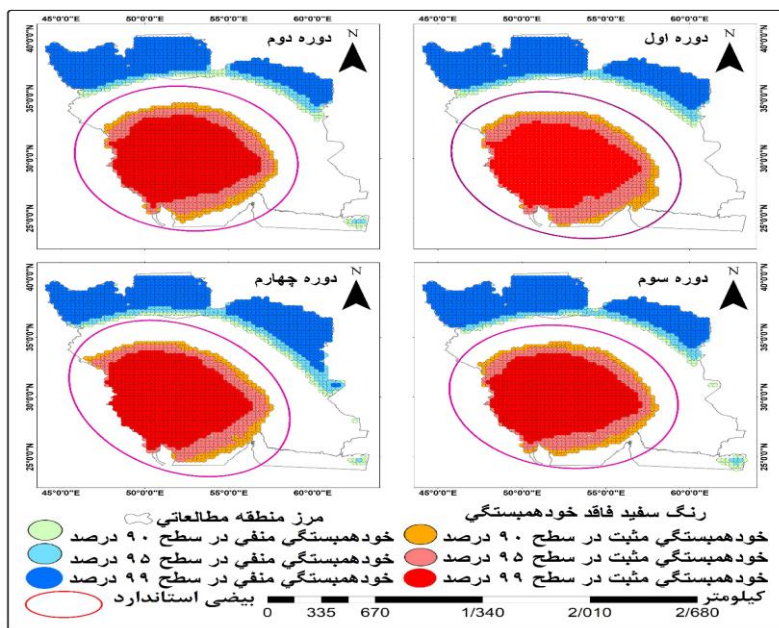
جدول ۳: درصد مساحت تحت پوشش الگوی خودهمبستگی فضایی موران محلی

نوع الگوی خودهمبستگی	دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم
الگوی خوشه‌ای مثبت (HH)	۳۶/۳۲	۳۵/۵۸	۳۵/۳۵	۳۴/۸۶
الگوی خوشه‌ای منفی (LL)	۲۲/۸۳	۲۰/۸۴	۲۲/۲۴	۲۵/۱۳

-----	-----	-----	-----	الگوی خوشه‌ای بالا در کنار الگوی خوشه‌ای پایین (HL)
-----	-----	-----	-----	الگوی خوشه‌ای پایین در کنار الگوی خوشه‌ای بالا (LH)
۴۰/۰۱	۴۲/۴۱	۴۳/۵۸	۴۰/۸۵	فاقد الگو

فاقد الگو در بین تمامی دوره‌ها می‌باشد. مساحت تحت پوشش لکه‌های داغ در سطح اطمینان ۹۰ و ۹۵ درصد در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها روند کاهشی داشته، این در حالی می‌باشد که لکه‌های داغ در سطح اطمینان ۹۹ درصد در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها روند افزایشی داشته و این افزایش از نظر توزیع فضایی آن در نواحی غربی کاملاً مشهود می‌باشد. افزایش لکه‌های داغ در سطح اطمینان ۹۹ درصد در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها به خوبی قوی شدن پرفشار جنب حاره را بر روی ایران نشان می‌دهد.

شکل ۳ که توزیع مکانی شاخص گتیس - ارد جی و جدول ۴ درصد تحت پوشش آن را نشان می‌دهد. با مشاهده شکل ۳ و جدول ۴ می‌توان دریافت که در تمامی دوره‌ها لکه‌های سرد بر روی نوار شمالی، شمال شرقی و شمال غربی وجود دارد و این گواهی بر عدم کشیدگی پرفشار جنب حاره بر روی این مناطق می‌باشد. این لکه‌ها در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها در سطح اطمینان ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد افزایش یافته و این افزایش لکه‌های سرد مربوط به کاهش درصد مساحت تحت پوشش مناطق فاقد الگو در نواحی شرقی کشور بوده به گونه‌ای که دوره چهارم دارای پایین‌ترین درصد مناطق تحت پوشش



شکل ۳: توزیع مکانی الگوی خودهمبستگی فضایی پرفشار جنب حاره براساس شاخص گتیس - ارد جی

غربی و جنوب شرقی پیدا کرده است. این حالت به خوبی افزایش لکه‌های داغ در سه سطح اطمینان ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد به سمت نواحی غربی و شمال کشور را نشان می‌دهد. این نوع کشیدگی همانند

الگوی بیضوی استاندارد در شاخص گتیس - ارد جی همانند شاخص موران محلی می‌باشد. در دوره چهارم الگوی بیضوی استاندارد نسبت به سایر دوره‌ها کشیده‌تر شده و به‌طور کامل حالت شمال

شاخص موران محلی سبب کاهش تاثیرات پرفشار جنب حاره بر روی نواحی شرقی کشور شده به گونه‌ای که لکه‌های سرد در این منطقه نسبت به سایر دوره افزایش چشم‌گیری یافته است.

جدول ۴: درصد مساحت تحت پوشش الگوی خودهمبستگی براساس شاخص گتیس - ارد جی

دوره اول	دوره دوم	دوره سوم	دوره چهارم	نوع الگوی خودهمبستگی
۱۹/۲۳	۱۷/۵۸	۱۸/۵۲	۱۹/۹۴	الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۹ درصد
۳/۳۹	۳/۰۴	۳/۳۲	۴/۳۵	الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۵ درصد
۱/۷۱	۲/۱۴	۱/۹۶	۲/۵۲	الگوی خودهمبستگی فضایی منفی در سطح ۹۰ درصد
۲۴/۳۳	۲۲/۷۶	۲۳/۸	۲۶/۸۱	مجموع مساحت خودهمبستگی منفی فاقد الگو
۳۹/۴۱	۴۱/۷۲	۴۰/۴۱	۳۷/۳۷	الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۹ درصد
۲۲/۳۴	۲۲/۶۵	۲۳/۲۱	۲۳/۹۲	الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۵ درصد
۹/۸۲	۸/۴۵	۸/۲۶	۷/۸۶	الگوی خودهمبستگی فضایی مثبت در سطح ۹۰ درصد
۴/۱۰	۴/۴۲	۴/۳۲	۴/۰۴	مجموع مساحت خودهمبستگی مثبت
۳۶/۲۶	۳۵/۵۲	۳۵/۷۹	۳۵/۸۲	

نتیجه‌گیری

این مقاله با هدف بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره با استفاده از روش‌های آمار فضایی به انجام رسیده است. نتایج حاصل از تحلیل آمار توصیفی نشان داد که میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ بر روی ایران از دوره اول تا دوره چهارم روند افزایش و حداکثر آن در دوره چهارم اتفاق افتاده است. بررسی شدت پرفشار جنب حاره بر روی اقلیم ایران در طی دوره اول تا دوره چهارم از روند افزایشی برخوردار بوده به گونه‌ای که میزان آن از ۵۸۴۱/۹۲ ژئوپتانسیل متر در دوره اول به ۵۸۵۲/۱۹ ژئوپتانسیل متر در دوره چهارم رسیده و این در حالی می‌باشد که روند تغییرات حداقل‌ها عکس حداکثرها بوده و روند کاهشی داشته است. شاخص موران جهانی نشان داد که تغییرات سالانه پرفشار جنب حاره بر روی ایران در طی چهار دوره مطالعاتی دارای الگوی خوشه‌ای بالا در سطح ۹۹، ۹۵ و ۹۰ درصد بوده و بالاترین آن در دوره چهارم رخ داده است. شاخص‌های موران محلی و گتیس - ارد جی نشان دادند که لکه‌های سرد همواره بر روی نوار شمالی، شمال غربی و شمال شرقی وجود

داشته و در دوره چهارم دارای کشیدگی به سمت نواحی شرقی بوده است. وجود لکه‌های سرد بر روی مناطق یاد شده به خوبی عدم قرارگیری پرفشار جنب حاره بر روی این مناطق و یا به عبارتی دیگر عدم تاثیر پذیری این مناطق از پرفشار جنب حاره را نشان می‌دهد. اما وجود لکه‌های داغ در تمامی دوره‌ها بر روی نواحی غربی، جنوب غربی و قسمت‌های از جنوب و نواحی مرکزی به معنای وجود پرفشار جنب حاره به صورت ثابت در طی تابستان بر روی این نواحی می‌باشد. در بررسی تغییرات مساحت تحت پوشش لکه‌های داغ، سرد و فاقد خود همبستگی می‌توان دریافت که خود همبستگی منفی و مناطق فاقد خود همبستگی در دو شاخص موران محلی و گتیس - ارد جی در طی دوره اول تا چهارم روند کاهش داشته است. اما مقایسه خود همبستگی مثبت در شاخص گتیس - ارد جی بین دوره اول و چهارم نشان دهنده کاهش درصد مساحت تحت پوشش آن بوده ولی در مقایسه بین دوره دوم، سوم با دوره چهارم حالت افزایش را نشان می‌دهد. خود همبستگی مثبت در سطح ۹۹ درصد بیان کننده قوی بودن پرفشار جنب حاره بر روی

استفاده از روش‌های آمار فضایی می‌باشد به گونه‌ای که نتیجه آن همخوانی بسیار خوبی با تحقیقات همدیدی انجام گرفته توسط پژوهشگرانی دیگر همچون حجازی زاده (۱۳۷۲)، موحدی و همکاران (۱۳۹۱)، عساکره و فتاحیان (۱۳۹۵)، علی پور و همکاران (۱۳۹۷)، علیجانی و همکاران (۱۳۹۸) که در بخش مقدمه (پیشینه تحقیق) نتایج آن‌ها بیان شده را داشته و مشخص گردید که روش‌های آمار فضایی توانسته به خوبی تغییرات دو شاخص سطح (شاخص مثبت موران محلی) و شدت پرفشار جنب حاره (شاخص گتیس - ارد جی در سطح ۹۹ درصد) را نشان داده و خروجی کار افزایش شاخص سطح و شدت پرفشار جنب حاره بر روی ایران از دوره اول تا دوره چهارم و گرایش آن به سمت غرب و شمال غرب را نشان داده است.

آن منطقه می‌باشد (شاخص شدت)، که به خوبی نشان داد در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها پرفشار مدنظر بسیار قوی بوده است. اما از لحاظ تغییرات مکانی و با توجه به بیضی استاندارد می‌توان دریافت که پرفشار جنب حاره در دوره چهارم نسبت به سایر دوره‌ها به سمت شمال و نواحی غربی ایران گسترش یافته و این امر سبب عدم اثرگذاری این پرفشار بر روی نواحی شرقی کشور شده و به تبع آن باعث افزایش خود همبستگی منفی بر روی این منطقه شده است. بررسی سوابق مطالعاتی در ایران و حتی در سطح بین‌المللی در خصوص تغییرات پرفشار جنب حاره معطوف به تحلیل همدیدی این سامانه بوده است. بنابراین برتری این مطالعه نسبت به سایر مطالعات انجام شده در خصوص بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره

پانویس

1-Subtropical High Pressure(SHP)
2-Global Moran's I(GMI)

3-Local Moran's I(LMI)
4-Getis - Ord Gi(GOG)

منابع

-حلبیان، ا.ح. و شبانکاری، م.، ۱۳۸۹. تحلیل همدید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران، تحقیقات جغرافیایی، تابستان ۱۳۸۹، شماره ۲، ص ۴۸-۸۲.
-حقیقی، ا.، ۱۳۹۵. واکاوی الگوهای همدیدی موجود بارش برف سنگین در غرب و شمال غرب ایران، رساله دکتری، دانشگاه تبریز، دانشکده جغرافیا و برنامه‌ریزی.
-خوش اخلاق، ف.، ۱۳۷۶. بررسی الگوهای ماهانه خشکسالی و ترسالی در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۵۴، ص ۴۵-۱۶۳.
-رضیئی، ط. و ستوده، ف.، ۱۳۹۴. بررسی دقت مرکز اروپایی پیش بینی‌های میان مدت جوی (ECMWF) در پیش‌بینی بارش مناطق گوناگون

-انتظاری، ع. و داداشی رودباری، ع.ع.، ۱۳۹۴. ارزیابی خود همبستگی فضایی تغییرات زمانی مکانی جزایر گرمایی در خراسان رضوی، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۱۶، ص ۱۲۵-۱۴۶.
-پورزیدی، ع.، علیجانی، ب.، سلیقه، م. و صالح گرمی، م.، ۱۳۹۷. تحلیل فضایی بارش استان مازندران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، شماره ۵۲، ص ۱-۲۰.
-حجازی زاده، ز.، ۱۳۷۲. بررسی سینوپتیکی نوسانات فشار زیاد جنب حاره، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
-حجازی زاده، ز. و جوی زاده، س.، ۱۳۸۹. مقدمه- ای بر خشکسالی و شاخص‌های آن، چاپ اول، انتشارات سمت، ۳۴۰ ص.

- اقلیمی ایران، فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، ص ۱۴۷-۱۳۳.
- زرین، ا.، ۱۳۸۶. تحلیل پرفشار جنب حاره تابستانه بر روی ایران، رساله دکتری جغرافیای طبیعی-گرایش اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران.
- ستوده، ف. و علیجانی، ب.، ۱۳۹۴. رابطه پراکندگی فضایی بارش‌های سنگین و الگوهای فشار در گیلان، نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، شماره ۲، ص ۶۳-۷۳.
- صادقی نیا، ع.، علیجانی، ب.، ضیائی، پ. و خالدی، ش.، ۱۳۹۱. کاربرد تکنیک‌های خود همبستگی فضایی در تحلیل جزیره حرارتی شهر تهران، تحقیقات کاربردی علوم جغرافیا، شماره ۳۰، ص ۳۰-۶۷.
- علیجانی، ب.، دوستکامیان، م.، اشرفی، س. و شاکری، ف.، ۱۳۹۴. بررسی تغییرات الگوهای خود همبستگی فضایی درون دهه‌های اخیر بارش ایران طی نیم قرن، جغرافیا و آمایش شهری - منطقه‌ای، شماره ۱۴، ص ۷۱-۸۸.
- علیجانی، ب.، ۱۳۹۸. روش‌شناسی کمی در جغرافیا، تهران، انتشارات سمت، چاپ اول، ۲۴۰ ص.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۳. آب و هوای ایران، چاپ ششم، انتشارات پیام نور، ۳۱۰ ص.
- علیجانی، ب.، طولابی‌نژاد، م. و کربلائی‌درئی، ع.ر.، ۱۳۹۸. رفتارسنجی اثر گرمایش جهانی بر پرفشار جنب حاره، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱، بهار ۱۳۹۸، ص ۳۳-۵۰.
- علی پور، ی.، حجازی زاده، ز.، اکبری، م. و سلیقه، م.، ۱۳۹۷. بررسی تغییرات پرفشار جنب حاره تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نیوار ایران با رویکرد تغییر اقلیم، مخاطرات محیط طبیعی، شماره ۱۸، ص ۱-۱۶.
- عسکری، ع.، ۱۳۹۰. تحلیل‌های آمار فضایی با استفاده از ARC GIS، انتشارات سازمان فناوری اطلاعات و ارتباطات شهرداری تهران، ۳۷۴ ص.
- عساکره، ح.، قائمی، ه. و فتاحیان، م.، ۱۳۹۵. اقلیم‌شناسی مرز شمالی پشته پرفشار جنب حاره بر روی ایران، پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، شماره ۲۵ و ۲۶، ص ۲۱-۳۲.
- عساکره، ح. و فتاحیان، م.، ۱۳۹۵. تحلیل تغییرات سالانه پرفشار جنب حاره بر روی ایران، نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، شماره ۶۹، ص ۱۹۱-۲۱۱.
- عزیزیان، ا. و رمضانی اعتدالی، ه.، ۱۳۹۸. پایش زمانی و مکانی داده‌های بازتحلیل شده ECMWF و منابع بارشی مبتنی بر تکنیک‌های سنجش از دور PERSIAN و TRMM، تحقیقات منابع آب ایران، شماره ۱، ص ۱۶۳-۱۷۷.
- عزیزی، ق.، میری، م. و رحیمی، م.، ۱۳۹۳. شناسایی الگوهای هم‌دیدگی موثر در شکل‌گیری ناهنجاری‌های ایران و اروپا، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۱، ص ۹۱-۱۰۴.
- فلاح قاهره، غ.، اسدی، م. و داداشی رودباری، ع.ع.، ۱۳۹۴. تحلیل فضایی پراکنش رطوبت در ایران، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۴، ص ۶۵۰-۶۳۷.
- فرزان منش، ر.، ۱۳۸۴. مطالعه سینوپتیکی نوسانات پرفشار جنب حاره در سال‌های نمونه النینو و لانینا (مطالعه موردی بارش‌های نیمه جنوبی ایران)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، تهران: دانشکده جغرافیا.
- قائمی، ه.، زرین، ا.، آزادی، م. و فرج زاده اصل، م.، ۱۳۸۶. تحلیل الگوهای فضایی پرفشار جنب حاره بر روی آسیا و آفریقا، دوره ۱۳، شماره ۱، ص ۲۲۰-۲۴۵.

- جو اقیانوسی HADCM3، هواشناسی کشاورزی، شماره ۲، ص ۴۱-۵۹.
- مسعودیان، ا.، ۱۳۹۰. آب و هوای ایران، انتشارات شریعه توس، مشهد، ۲۸۹ ص.
- موحدی، س.، کاشکی، ع.، حسینی، س.م. و فاطمی نیا، ف.س.، ۱۳۹۱. بررسی گستره مکانی پرفشار جنب حاره‌ای در نمیکره شمالی، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، شماره ۳، ص ۲۰۹-۲۲۴.
- نادیان، م.، میرزایی، ر. و سلطانی محمدی، س.، ۱۳۹۷. کاربرد شاخص خودهمبستگی فضایی موران در تحلیل فضایی - زمانی آلاینده $PM_{2.5}$ (مطالعه موردی: شهر تهران)، مهندسی بهداشت محیط، شماره، ص ۱۹۷-۲۱۳.
- James, I.N., 1994. Introduction to Circulating Atmospheres, Cambridge university press, new York, 424 p.
- Mitchell, A., 2005. The ESRI guide to GIS analysis, v. 2, spatial measurements and statistics. ESRI: Redlands [CA].
- Ord, J.K. and Geties, A., 1995. "Local Spatial Autocorrelation Statistics: Distributional Issues and an Application, Geographical Analysis, v. 27(4), p. 286-306.
- Ripley, B.D., 1977. Modelling Spatial Patterns, Journal of the Royal Statistical Society, series B (Methodological), p. 172-212.
- Reed, T.R., 1939. Thermal aspect of the high-level anticyclone. Monthly Weather Review, v. 67(4).
- Raicich, F., Pinardi, N. and Navarra, A., 2003. Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean, Int, Climatol., v. 23, p. 173-186.
- Sukarni, M., 2010. The influence of the subtropical high-pressure systems on rainfall and temperature distribution in Suriname and implications for rice
- Anselin, L., 1992. Spatial data analysis with GIS: An introduction to application in the social sciences, National Center for Geographic Information and Analysis University of California, Santa Barbara, CA 93106, Technical, 92 p.
- Barry, R.G. and Carleton, A., 2001. Synoptic and Dynamic Climatology, Routledge. London and New York. DOI: 10.1002/qj.200212858018.
- Bell, G.D. and Boast, L.F., 1989. year climatology of northern hemisphere 500 mb closed cyclone and anticyclone centers, Monthly Weather Review, v. 117, p. 10-198.
- Griffith, D., 1987. Spatial autocorrelation: A primer, Resource Publication in Geography, Association of American geographers.
- Gemmer, M., Becker, S. and Jiang, T., 2004. Observed monthly precipitation trends in China 1951-2002. Theor Appl Climatol, v. 77(1), p. 39-45.
- Lee, J. and Wong, D.W., 2001. Statistical analysis with Arc View GIS, John Wiley and Song, 385 p.

production in the Nickerie District, A research paper Degree of Master of Science in Natural Resource, The University of the West Indies.

-Santos, J.A., Corte-Real, J. and Leite, M., 2005. Weather Regimes and Their Connection to the Winter Rainfall in

Portugal, International Journal of Climatology, v. 25, p. 33-50.

-Tobler, W., 1970. A computer movie simulating urban growth in the Detroit region, Economic Geography, v. 46(2), p. 234-240.