

Identification the Effect of Winter Temperature Changes on Cyclone Frequency and Intense in Mediterranean

T. Alizadeh

Ph.D. Student in Natural Geography, University Of Tehran, Iran

G. Azizi

Associate Proffesor, Geography Department, University of Tehran, Iran

A.R. Moheb alhojah

Associate Proffesor, GeophysicsDepartment, University of Tehran, Iran

F. Khosh akhlagh

Assistant Proffesor, Geography Department, University of Tehran, Iran

Extended Abstract

Introduction

Today, extra tropical cyclones are recognized not only for the important influence they exert on midlatitude weather conditions but also for their integral role in the earth's climate system. (Gary luckmann, 2012). Extra tropical cyclones are fundamental meteorological features and play a key role in a broad range of weather phenomena. They are a central component maintaining the global atmospheric energy, moisture, and momentum budgets. They are on the one hand responsible for an important part of our water supply, and on the other are intimately linked with many natural hazards affecting the middle and high latitudes (wind damage, precipitation-related flooding, storm surges, and marine storminess). Thus, it is important to provide for society an accurate diagnosis of cyclone activity, which includes a baseline climatology of extra tropical storms (e.g, Hoskins and Hodges 2002).

Simulations made using general circulation mod (GCM) suggest that enhanced greenhouse warming will result in a general cooling of the stratosphere and a warming of the lower troposphere. The tropospheric warming is expected to be greater in Polar Regions than in the tropics, greater over continents than oceans, and greater in winter than in summer. This differential warming results in a reduction of the pole to equator thickness gradient in the lower troposphere. Diagnostic studies, e.g, those based on the Sutcliffe–Petterssen development equation (Sutcliffe and Forsdyke 1950; Petterssen 1956) show the relevance of the thickness field on the development of cyclones. The reduced thicknesses expected with warming should lead to fewer extra-tropical cyclones, especially in winter. However, since there is also an expected increase in surface and near surface temperatures this could lead to increased evaporation and elevated levels of atmospheric humidity. This favours increased precipitation in cyclones and the increased release of latent heat would result in increased development of cyclones. Clearly, these two processes tend to oppose each other and it is not clear how the two processes might contribute to changes in the cyclone climatology in a warmer world.

Data and Methodology

For numerical cyclone detection used the ERA-Enterim database, this is last reanalysis of global atmosphere by ECMWF by Dee and etal, 2011 which available in six hours interval and with resolution 0.5*0.5 longitude and latitude in duration of 1980 to 2013. The cyclone positions are defined by local minima of the mean sea level pressure considering the

neighborhood of eight grid points. Additionally, in order to locate intense vortices, the mean vorticity of a minimum point in 300 km radius required. (Blender and Etal, 1999) The threshold of mean vorticity is $1 * 10^{-5} s^{-1}$ because in this region there are shallow and thermal low and this is the best threshold for exclude of those. For identify the effect of global warming on cyclone variability we analyzed the temperature trend of 1000Hpa level temperature in winter month. In this paper for identify of cyclone intense we calculated 5 level vorticity intense that shows in tab 1, and then observed the cyclone frequency and temporal spatial variability in this level.

Tab 1. The vorticity intense level

Vorticity intense	Value
Level 1	$1 * 10^{-5} s^{-1}$
Level 2	$3 * 10^{-5} s^{-1}$
Level 3	$5 * 10^{-5} s^{-1}$
Level 4	$7 * 10^{-5} s^{-1}$
Level 5	$10 * 10^{-5} s^{-1}$

Temporal and Spatial Distribution of Cyclones

The distribution of cyclones are in tow 17 years duration and the spatial distribution of those in this research are a same previous research (Alpert and etal 1990, Campein and etal 2011, Flocas, 2010). In this research the results show that the frequency of cyclones in Mediterranean decrease from west to east and the most concentration of those located in Genève golf and west of Italia. The cyclone center of Mediterranean don't reach in any vorticity intense to Iran area. The Mediterranean cyclone moved to east based on the movement of westerly wind but the Zagros Mountain in the west of Iran serve as obstacle to reach this cyclone center into central of Iran. The cyclone with vorticity greater than 1 are the most cyclone that created in central of Iran. As well as greater in vorticity intense the cyclone frequency on the Iran area were decreased and in vorticity greater than 7, almost there aren't any cyclone center located in Iran. One of the most high frequency cyclone center located in Lot plain in January month. The maximum frequency of cyclone occurred in January and the number of those decreased in February and March.

Temporal trend of cyclone in Mediterranean

The temperature variability in winter month in 1000 hPa level showed that mean temperature have ascend trend and the maximum of trend occurred in march. Whereas the trend of cyclogenesis only increased in January but in the February and march the frequency of cyclone have decreased the result of this research show that as well as the temperature increased the center of cyclone have decreased. The strongest cyclone with vorticity greater than 10 in this region had decreased and in any month in winter the frequency of those don't increased.

Conclusion

The result in this paper show that in any level of vorticity the center of cyclone don't across from Zagros Mountain. The cyclone center in Lot plain is center that occurred in many frequency. Also the trend of temperature in winter month have increased, that in January gradual increased to march. The frequency of cyclone had inversely correlation with temperature so that when temperature increased the cyclone frequency decreased. In the winter the temperature variability mostly occurred in March and center cyclone of those reduction. As the temperature increased in winter the reduced the gradient of pressure and

this situation cased that the speed of westerly wind slowly diminished because this wind transferred the cyclone center to Middle East.

Keyword: Algorithm Cyclongenesis, Mediterranean Sea, Vorticity

شناسایی اثر تغییرات دمایی فصل زمستان بر فراوانی و شدت مراکز چرخندها در مدیترانه

تیمور علیزاده: دانشجوی دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
قاسم عزیزی: دانشیار گروه طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
علیرضا محب الحججه: دانشیار گروه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، دانشگاه تهران
فرامرز خوش اخلاق: استادیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
وصول: ۱۳۹۳/۱۱/۲۸ پذیرش: ۱۳۹۴/۵/۲۷، صص: ۲۳۲-۲۱۷

چکیده

در این پژوهش اثر تغییر دما بر میزان روند و فراوانی مراکز چرخندی در مدیترانه مطالعه شد. برای این منظور از داده‌های ERA-Enterim در بازه زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۳ با تفکیک نیم درجه طول و عرض جغرافیای، به صورت ۶ ساعته استفاده شد. از الگوریتم عددی مراکز کمینه به همراه میانگین تاوایی نسبی برای آشکارسازی چرخندها استفاده، سپس روند ماهانه آنها به صورت دو دوره زمانی از ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۶ و ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۳ مطالعه گردید. نتایج بیانگر این است که روند دمای فصل زمستان در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مثبت بوده و در ماه ژانویه شدت کمتری نسبت به سایر ماه‌ها داشته است. اختلاف میانگین دمای دوره ۱۷ سال اول نسبت به ۱۷ سال دوم ۰٫۶۴ درجه سانتی‌گراد، و این مقدار در ماه مارس ۱٫۳ درجه سانتی‌گراد است. روند فراوانی چرخندها نشان داد که با افزایش دما فراوانی آنها کاسته شده است. همچنین در ماه ژانویه که روند افزایش دمایی کمتر بوده، تعداد مراکز چرخند افزایش یافته با این تفاوت که چرخندهای قوی کاهش یافته‌اند. تحلیل مکانی چرخندها نشان داد که مراکز چرخندی آشکار شده، بر روی ایران عمدتاً با شدت تاوایی کمتر از 10^{-5} s^{-1} بوده‌اند. این مراکز چرخندهای قوی مسیریابی شده مدیترانه نبوده بلکه با عبور کم‌فشارهای تضعیف شده مدیترانه از نواحی مرتفع ایران، تقویت شده که عمدتاً در دشت های ایران مرکزی قرار داشته و از شدت کمتری برخوردار هستند.

واژه های کلیدی: الگوریتم چرخندیابی، دریای مدیترانه، تاوایی نسبی، افزایش روند دما

مقدمه

است (لاکمن، ۲۰۱۲). چرخندهای برون‌حاره از مهم‌ترین پدیده‌های جوی بوده و نقش موثری در گسترش پدیده‌های آب‌وهوایی دارند. آنها یکی از اجزای اصلی حفظ انرژی، رطوبت و بودجه تکانه ۱ در

امروزه شناسایی چرخندهای برون‌حاره نه فقط به جهت شناسایی تاثیر حیاتی آنها در شرایط آب‌وهوای عرض‌های میانی صورت می‌گیرد، بلکه بخاطر نقش ریشه‌ای آنها در سیستم آب‌وهوایی کره زمین نیز

هواکره می‌باشند. چرخندها عامل عمده بارش و منابع آب در کره زمین می‌باشند، همچنین آنها ارتباط درونی با بسیاری از حوادث طبیعی عرض‌های میانه و بالا از جمله طوفان، بارش‌های سنگین، سیلاب‌ها و طوفان‌های دریایی دارند. (هاسکین و هاجز، ۲۰۱۳).

هدف از انجام این پژوهش شناسایی اثر تغییرات دمایی بر فراوانی چرخندزایی در دریای مدیترانه است. شناسایی پیامدهای تغییر اقلیم بر چرخندها از اهمیت به‌سزایی برخوردار است، اثرات گرمایش و تغییرات اقلیمی بر تغییر حدی چرخندهای برون‌حاره‌ای چندان مشخص نیست (میل و کاتورز، ۲۰۰۷). شبیه‌سازی با استفاده از مدل‌های گردش کلی جو نشان داده که افزایش گازهای گلخانه‌ای موجب سرمایش در پوشش سپهر و گرمایش در وردسپهر زیرین می‌شود. گرمایش در وردسپهر در قطب‌ها بیشتر از مناطق حاره، در قاره‌ها بیشتر از اقیانوس‌ها و در زمستان‌ها بیشتر از تابستان‌ها می‌باشد (لامبرت و فایف، ۲۰۰۶). این اختلاف گرمایش موجب کاهش گرادیان ضخامت یا گرادیان دما بین قطب و استوا می‌شود، در حالی که به‌طور نظری (ساتکلیف و فورس‌دایک، ۱۹۵۰، پیترسن، ۱۹۵۶)، افزایش گرادیان ضخامت موجب افزایش چرخندزایی و کاهش در گرادیان ضخامت با گرم شدن وردسپهر زیرین، موجب کاهش چرخندزایی به‌خصوص در فصل زمستان دانسته‌اند (لامبرت و فایف، ۲۰۰۶). نظریه تکوین ساتکلیف از نظریات عمده چرخندزایی است که اساس آن بر گرادیان فشار و ضخامت است. بر این اساس چرخندزایی نیازمند ارتباط بین جریانات وردسپهر زیرین و افت فشار در سطح زمین است که (ساتکلیف

و فورس‌دایک ۱۹۵۰) این ارتباط را با استفاده از معادله ضخامت (میانگین دمای مجازی) بیان کرده‌اند. بر این اساس، فرضیه این پژوهش بر نظریات فوق استوار است و عقیده دارد در یک اقلیم گرم‌تر گرادیان دمایی و فشار کاهش پیدا می‌کند و تعداد چرخندها کاهش پیدا می‌کند. از سوی دیگر در این نظریه مشخص است که گرمای نهان و رطوبت نقش ویژه‌ای در بازخورد مثبت ایفا می‌کنند. از آنجایی که افزایش میزان گرما در سطح و نزدیکی سطح زمین منجر به افزایش بخار آب و رطوبت جو بین ۱۰ تا ۲۰ درصد می‌شود، و این امر افزایش انتقال قائم گرمای نهان را در پی خواهد داشت، تصور بر آن است که افزایش بخار آب در وردسپهر، فراوانی، شدت و مکان چرخندهای عرض‌های میانه را تغییر داده و موجب افزایش بارندگی در چرخندها در اثر بیشتر شدن آزادسازی گرمای نهان و در پی آن افزایش چرخندزایی می‌شود (لاکمن، ۲۰۱۲).

مشخص است که این دو ویژگی، یعنی کاهش گرادیان فشار و افزایش رطوبت جو در پی یک اقلیم گرم، اثر متفاوتی بر روی چرخندها خواهند داشت و روشن نیست که تاثیر این دو عامل چگونه موجب تغییرات چرخندزایی در یک اقلیم گرم‌تر می‌شود (لامبرت و فایف، ۲۰۰۵). (لامبرت و فایف، ۲۰۰۶) دریافتند که فراوانی چرخندها در فصل زمستان نیمکره شمالی کاهش و شدت آنها افزایش پیدا می‌کند. (بنگسون، هاجز و راکتر ۲۰۰۵)، کاهش اندک در فراوانی چرخندها و افزایش تغییر مسیر چرخند و افزایش بارش سنگین را در عرض‌های میانی برآورد کردند. (راجر و همکاران ۲۰۰۶) در داده‌های گردش

از مدل های گردش کلی، داده‌ها، و الگوریتم‌های چرخندیابی متنوعی استفاده کرده‌اند. این امر موجب تنوع نتایج شده است و بنابراین می‌توان گفت که تنوع نتایج تا حدودی بازگوکننده تنوع روش‌ها و داده‌ها است. در مطالعات ذکر شده بخصوص بر روی دریای مدیترانه محدوده‌های مکانی مورد پژوهش، کمتر مرزهای ایران را در بر گرفته، به همین منظور در این پژوهش سعی بر آن شده که تغییرات زمانی-مکانی، چرخندها از مدیترانه تا محدوده کشور ایران بررسی گردد و تمرکز مکانی آنها در این مسیر بررسی شود.

داده‌ها و روش‌شناسی

برای تحلیل عددی چرخند در این پژوهش، از داده‌های میانگین فشار تراز دریا و باد مداری و نصف‌النهاری در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، پایگاه-ERA-Enterim استفاده شد. این داده‌ها آخرین بازتحلیل جهانی جو هستند که (ECMWF^۱) ارائه کرده است (دی و همکاران، ۲۰۱۱). گام زمانی داده‌ها ۶ ساعته بوده و در محدوده ۲۳ تا ۵۰ درجه عرض شمالی و ۱۰- تا ۶۴ درجه طول شرقی با تفکیک مکانی ۰/۵×۰/۵ درجه مورد استفاده قرار گرفتند. شناسایی تغییرات زمانی- مکانی چرخندها در بازه زمانی ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۳ در فصل زمستان انجام گرفت. برای این کار در ابتدا با یک الگوریتم عددی چرخندهای محدوده مطالعاتی شناسایی و سپس فراوانی آنها در دو بازه زمانی ۱۷ ساله بررسی شد. (یورس و همکاران ۲۰۱۳) و (رایبل ۲۰۰۷) الگوریتم‌های چرخندیابی و مسیریابی را بررسی و بیان کردند پیچیدگی

کلی جو، کاهش تراکم مسیرهای چرخندی در اروپا را به دست آورد. (کارنل و سنپور ۱۹۹۷) دریافتند که تعداد کل مسیرهای چرخندی نیمکره شمالی بر اثر افزایش گازهای گلخانه‌ای کاهش و شدت آنها افزایش یافته است.

(جیانگ و پری ۲۰۰۶) بیان کردند که تغییر اقلیم موجب افزایش مسیرهای توفان در فصل پاییز نیمکره شمالی شده است. (آلبریچ و همکاران ۲۰۰۷) با شبیه‌سازی دریافتند، افزایش گازهای گلخانه‌ای موجب افزایش امواج کژفشار در شمال شرق اقیانوس اطلس شده و کاهش امواج در جنب‌حاره و جنب‌قطبی می‌شود. در پژوهشی دیگر، (آلبریچ و همکاران ۲۰۰۹) بر این باورند که در شرایط افزایش گرمای ناشی از فعالیت انسانی، چرخندهای نیمکره شمالی در زمستان کاهش پیدا می‌کنند و فقط در اقیانوس اطلس شمالی و جزایر بریتانیا تعداد چرخندها افزایش پیدا می‌کند. (وَنگ، سویل و زویرس ۲۰۰۵) دریافتند که، چرخندها در عرض‌های شمالی اقیانوس اطلس شمالی و اقیانوس آرام، و به میزان اندکی در شمال اروپا روند افزایشی داشته‌اند. همچنین دریافتند که در عرض‌های میانی، و از جمله در عرض‌های میانی اقیانوس اطلس، روند کاهشی بوده است. (لیونلو و همکاران ۲۰۰۲) چرخندزایی مدیترانه را در شرایط دو برابر شدن CO_2 با مدل‌های گردش کلی بررسی کردند و نتیجه گرفتند که اثر آن بر تغییر چرخندزایی چندان زیاد نیست و فقط موجب کاهش چرخندهای سطحی می‌شود. نکته قابل توجه در پژوهش‌های صورت گرفته در ارتباط با اثر گرمایش جهانی و افزایش گازهای گلخانه‌ای این است که این تحقیقات

^۱ -European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

۲۰۰۸؛ هوسون و تیتلی، ۲۰۱۰). به منظور بررسی اثرات تغییر دما در فصل زمستان، دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در فصل زمستان در محده زمانی - مکانی مطالعاتی انتخاب گردید و تغییرات آن در دوره ۱۷ ساله (دوره اول از ۱۹۸۰ تا ۱۹۹۶ و دوره دوم ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۳) مورد بررسی قرار گرفت. برای بررسی شدت چرخندها از مقدار، میانگین تاوایی نسبی در ۵ سطح انتخابی در هر نقطه کمینه فشار استفاده گردید. میزان شدت این سطوح در جدول ۱، نشان داده شده است.

جدول ۱. طبقه بندی میزان تاوایی

شدت تاوایی	میزان
سطح ۱	$1 \times 10^{-2} S^{-1}$
سطح ۲	$3 \times 10^{-5} S^{-1}$
سطح ۳	$5 \times 10^{-2} S^{-1}$
سطح ۴	$7 \times 10^{-5} S^{-1}$
سطح ۵	$10 \times 10^{-2} S^{-1}$

بررسی تغییرات دما در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

جدول ۲ و ۳ تغییرات دمایی به همراه روند افزایش آنها را بصورت ماهانه نشان داده است. روند میانگین دما در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، با ضریب خطی معادله رگرسیون، ۰،۰۴۹ و با ضریب تعیین ۰،۳۲ افزایشی بوده است. مقدار میانگین دمای زمستان در دوره اول ۱۰/۹ درجه سانتی گراد بوده و در دوره دوم ۱۱/۹ درجه، که بین ۱۷ سال اول و دوم ۰/۹۹ درجه سانتی گراد دما در این ناحیه افزایش پیدا کرده است.

چرخندهای برون‌حاره‌ای چنان است که نمی‌توان گفت کدام روش دقیق‌تر است. بنیادی‌ترین این الگوریتم‌ها را (سیموند و مورای ۱۹۹۹)، (هاجز ۱۹۹۵)، (سرز ۱۹۹۵)، (بلندر و لانکیت ۱۹۹۷)، (سینکلر ۱۹۹۴)، (تریگو ۲۰۰۶) و (ایناتسو ۲۰۰۹) انجام داده‌اند. در این پژوهش از یک الگوریتم عددی برای آشکارسازی چرخندها استفاده شد، به گونه‌ای که در صورتی که یک نقطه در یک شعاع ۳۰۰ کیلومتر در مقایسه با نقاط مجاور آن دارای فشار کمینه باشد و درست در وسط این نقاط واقع گردد، به عنوان یک چرخند شناسایی می‌شود. در واقع این الگوریتم مراکز فشار بسته را در تراز دریا شناسایی می‌کند. برای شناسایی شدت چرخند و حذف چرخندهای گرمایی سطحی، میانگین تاوایی نسبی (معادله ۱)، تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال روی پهنه‌ای به شعاع ۳۰۰ کیلومتر از نقطه دارای کمینه فشار، محاسبه شد.

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

در این معادله زتا به معنایی تاوایی نسبی، که بر حسب $10^{-5} S^{-1}$ بوده و در آن مشتق جزئی ∂u مشتق جزئی مداری بر روی عرض جغرافیای و ∂v مشتق جزئی باد نصف‌النهاری بر روی طول جغرافیای است. در یک نگاه کلی نقاطی به عنوان چرخند محاسبه شدند که (الف) فشار مرکزی آنها در یک نقطه در مقایسه با ۸ نقطه مجاور آن کمینه باشد و تا شعاع ۳۰۰ کیلومتر آن مرکز کمینه دیگری وجود نداشته باشد. (سیموند و مورای ۱۹۹۶) (ب) میانگین تاوایی نسبی روی پهنه‌ای به شعاع ۳۰۰ کیلومتر در نقطه کمینه شناسایی شده در تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال بیشتر از $1 \times 10^{-5} S^{-1}$ باشد (سینکلر، ۱۹۹۴؛ رایبل و مارتا، شویرز، ورنلی و بلندر

جدول ۳. مقدار دمای ماهانه تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب سانی گراد

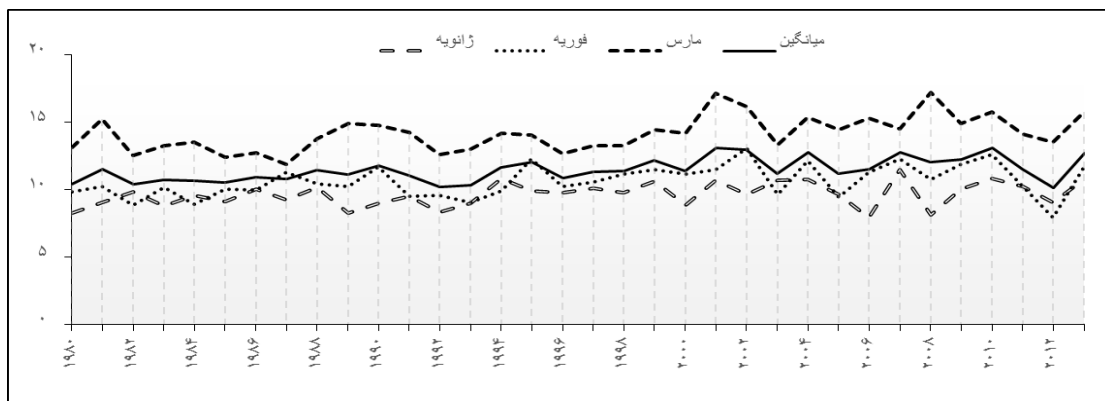
ماه	دوره اول	دوره دوم	اختلاف
ژانویه	9.305	9.931	0.625
فوریه	10.111	11.085	0.974
مارس	13.444	14.834	1.390
میانگین	10.953	11.950	0.997

شکل ۱، روند سالانه دما را در ماخ‌های زمستان نشان داده است. بیشترین مقدار میانگین دما در سال ۲۰۰۱ و ۲۰۱۰ رخ داده که مقدار میانگین دمای زمستان به بیش از ۱۳ درجه رسیده است. همچنین کم‌ترین مقدار دما در سال‌های ۱۹۹۲، ۱۹۹۳ و ۲۰۱۲ رخ داده است. همانگونه در این شکل دیده می‌شود بیشترین نوسان دمایی در ماه مارس رخ داده و طبیعتاً مقدار دمای آن هم از سایر ماه‌ها بیشتر بوده است و در برخی سال‌ها از جمله سال ۲۰۰۸ نوسال دمای ماه مارس بر خلاف ژانویه و فوریه که کاهشی بوده‌اند افزایش چشم‌گیری داشته است. در نهایت بی‌نظمی نوسان سالانه دما در ماه مارس بیش از سایر ماه‌های زمستان بوده است

همانگونه که در جدول ۲، دیده می‌شود بیشترین تغییرات روند دما در ماه مارس رخ داده است و دارای بیشترین ضریب تعیین نیز می‌باشد که نشان دهنده این است که افزایش تغییرات خطی دما در این ماه از سایر ماه‌ها از روند منظم‌تری پیروی کرده، که در دوره اول مقدار آن $13/4$ درجه سانی گراد، جدول ۳، و در دوره دوم به $14/8$ درجه سانی گراد رسیده است. اختلاف دمایی بین دوره اول و دوم در این ماه $1/3$ درجه سانی گراد بوده است. بطور کلی روند افزایش دما در ژانویه کمترین و مقدار آن در ماه‌های بعدی افزایش و در مارس به بیشترین مقدار رسیده است.

جدول ۲. روند ماهانه ۳۴ ساله دما در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

ماه	ضریب روند	ضریب تعیین
ژانویه	0.032	0.12
فوریه	۰,۰۴۵	۰,۱۴
مارس	۰,۰۷۰	۰,۲۸
میانگین	۰,۰۴۹	۰,۳۲

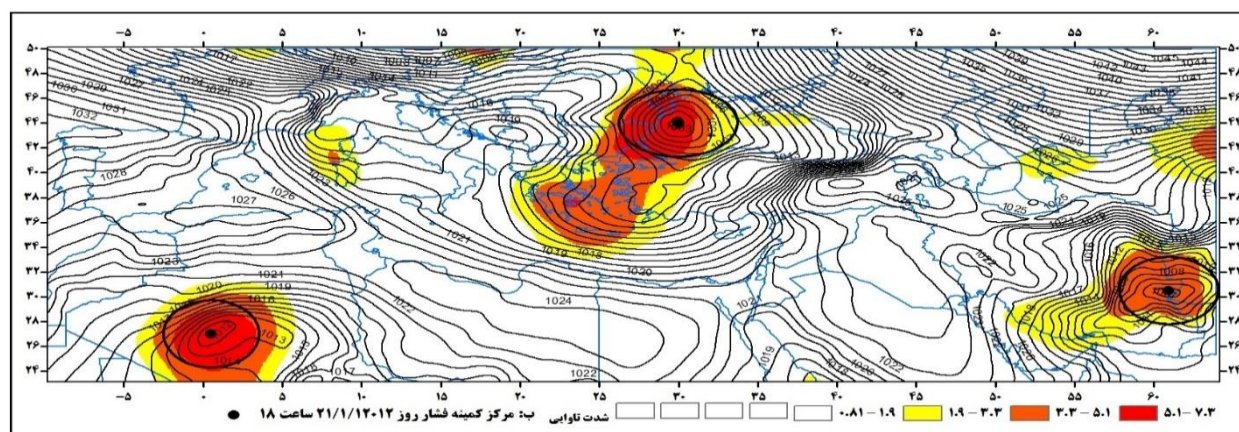
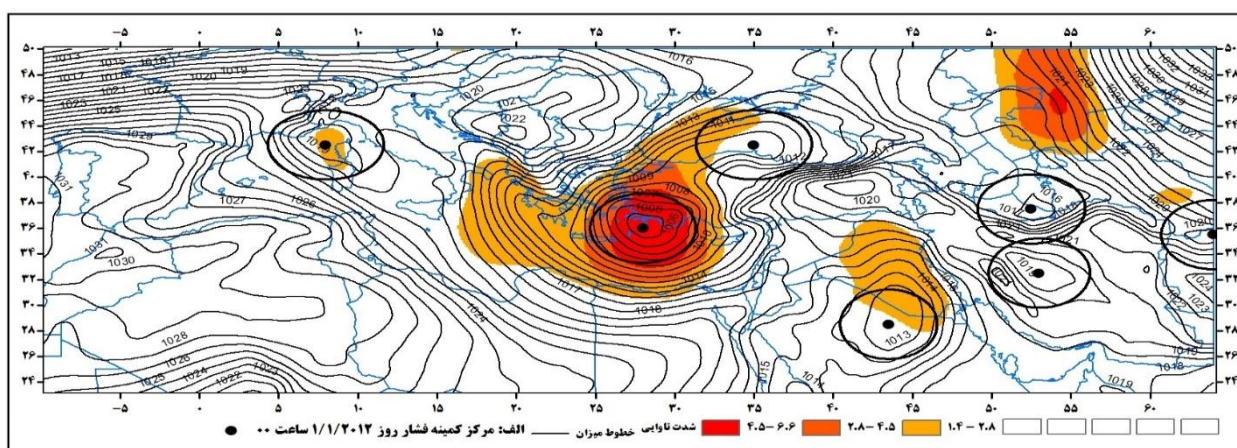


شکل ۱. روند سالانه دمای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ناحیه مورد مطالعه در ماه‌های زمستان بر حسب سانی گراد

تحلیل الگوریتم آشکارسازی چرخند

به منظور بررسی دقت الگوریتم به کار رفته در این پژوهش خروجی چرخندزایی در دو روز به طور انتخابی به همراه نقشه فشار تراز و شدت تاوایی آنها

در شکل ۲، نشان داده شده است. شکل (۲ الف)، الگوهای فشار تراز روز ۲۰۱۲/۱/۱ را در ساعت ۰۰ زولو نشان می‌دهد.



شکل ۲. خروجی الگوریتم چرخندزایی، مراکز دایره مشکی توپر مرکز کمینه فشار آشکار شده هستند، دایره مشکی رنگ دور هر مرکز با شعاع ۳۰۰ کیلومتر است، شدت تاوایی بر حسب $10^{-5} s^{-1}$ ، مربع‌های رنگی بیانگر شدت تاوایی و مربع سفید مقدار تاوایی کمتر از ۱ است.

کیلومتری آن وجود نداشته باشد یعنی به اندازه دایره مشکی رنگ پیرامون هر مرکز. این شرایط باعث حذف کم‌فشارهای سطحی و محلی می‌شود و الگوهای هم‌دید بزرگتر شناسایی می‌شوند. آنچه که در این پژوهش متفاوت اجرا گردید حذف چرخندهای که میانگین تاوایی نسبی تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، آنها در شعاع ۳۰۰ کیلومتر کمتر از ۱ است به این ترتیب

در این روز الگوریتم به‌کار گرفته شده ۷ مرکز فشار بسته را شناسایی کرده است. این مراکز عبارتند از خلیج جنوا، دریای اژه، دریای سیاه، ایران، دریای خزر، عربستان و افغانستان که با دایره توپر نشان داده شده‌اند. همانگونه که پیشتر اشاره گردید این الگوریتم در صورتی که یک مرکز را به عنوان کمینه در نظر می‌گیرد که یک نقطه کمینه دیگر تا شعاع ۳۰۰

قبرس و نقاط جتویی ترا آن قرار دارد. اما آنچه که در این پژوهش علاوه بر روند آنها بررسی گردید دوری و نزدیکی این چرخندها متناسب با شدت آنها به کشور ایران است.

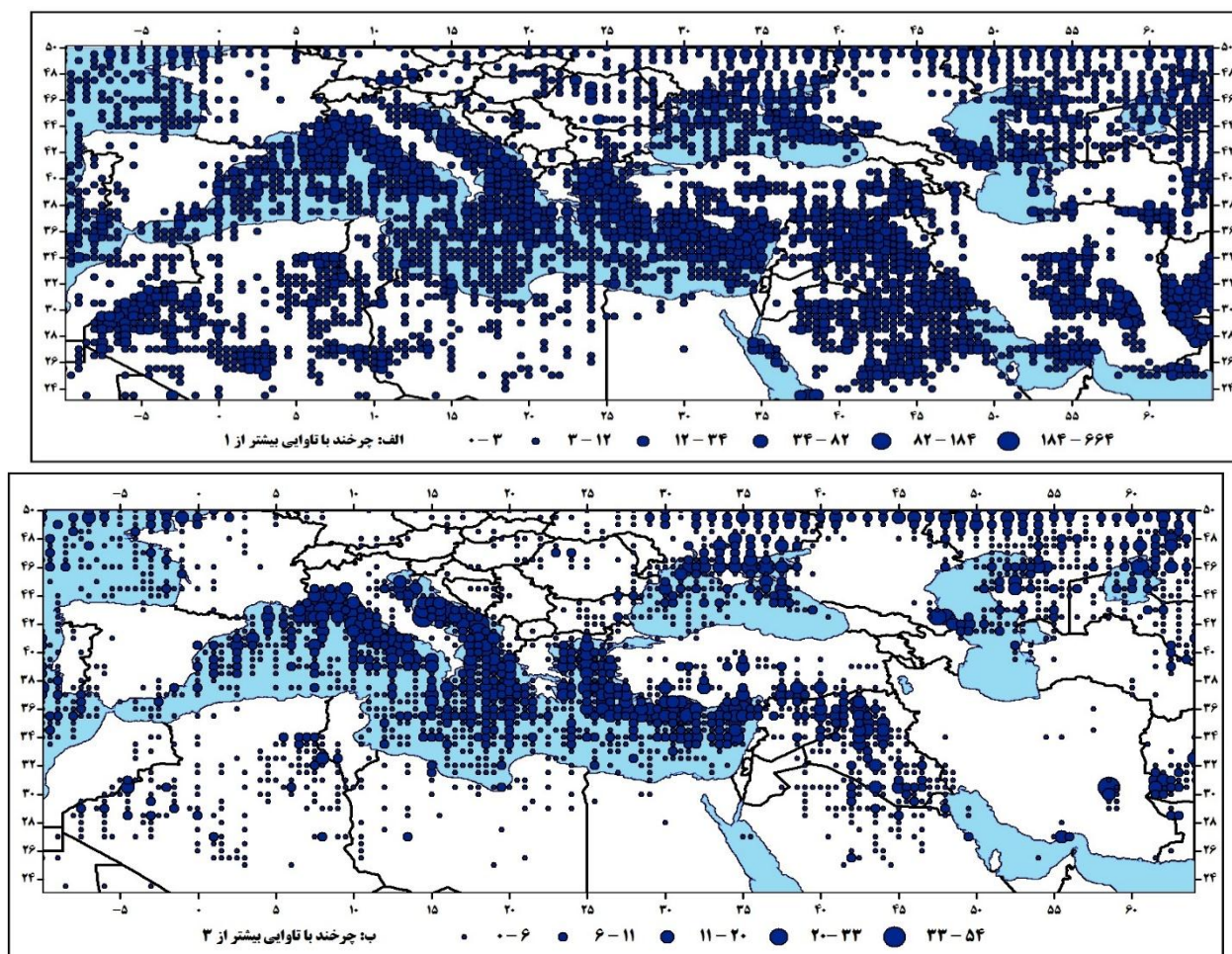
شکل ۳ الف، مراکز چرخندزایی را با میانگین تاوایی بیشتر از ۱ را نشان داده است. طبیعتاً بیشترین مراکز چرخندی با این مقدار آستانه تاوایی بوده که شامل مراکز کم فشار سطحی هستند که مقدار تاوایی آنها اندک و حتی در مناطق دور از رطوبت منجر به ریزش بارش هم نمی‌شوند. بیشترین چرخندها بر روی ایران با این مقدار تاوایی دیده می‌شوند

در میان آنچه که مشخص است این است که مراکز چرخندی مدیترانه در ضعیف‌ترین شکل خود نیز از کوه‌های زاگرس عبور نکرده و حداکثر پیشروی آنها در شمال غرب و جنوب غرب است. مراکز چرخندی از در فصل زمستان از سمت دریای مدیترانه، دریای سرخ و کشور سودان (در مطالعه پیش رو به علت قرار نداشتن در محدوده مورد مطالعه در باره آن پرداخته نمی‌شود) به سمت ایران حرکت می‌کنند. آنچه که در این پژوهش مشخص شد این است که مراکز چرخندی در مرکز ایران، شمال شرق و شرق مراکز مدیترانه ای نبوده چرا که در صورتی که این چرخندها از سمت مدیترانه به این مراکز رسیده باشند باید بر روی قبل و بعد طول ۵۰ درجه شرق که محدوده کوه‌های زاگرس است مشاهده می‌شدند. بنابراین این چرخندها در بادپنای کوه‌های زاگرس، ایران مرکزی و چرخندهای شمالی‌تر آن رشته کوه‌های البرز هستند که در دشت‌های باز مناطق داخلی ایران در فصل زمستان تشکیل می‌شوند. سایر مراکز چرخندی در اطراف ایران مراکز عربستان، پاکستان، خلیج فارس و دریای خزر هستند.

اثر الگوهای فشار محلی نیز از بین می‌رود همانند دو مرکز بسته ای که بر روی کشور ایران دیده شده ولی مقدار تاوایی آنها صفر بوده بنابراین به عنوان چرخند محاسبه نشده‌اند. بر این اساس در این روز فقط مرکز روی دریای اژه به عنوان یک چرخند در الگویتیم نهایی تعریف شده و سایر مراکز به علت نداشتن تاوایی بیشتر از یک حذف شده‌اند. شکل (۲ب) نیز الگو فشار روز ۲۰۱۲/۱/۲۱ را در ساعت ۱۸ زولو نشان می‌دهد و این روز به جهت مرکز کم فشار روی ایران انتخاب شده که در قسمت‌های بعدی تشریح شده است. در این روز نیز سه مرکز کم فشار بسته آشکار شده که به ترتیب بر روی الجزایر، جنوب رومانی و شرق ایران واقع شده اند و این مراکز به جهت داشتن میانگین تاوایی بیش از ۱ به عنوان چرخند محاسبه شده‌اند.

توزیع مکانی چرخندها

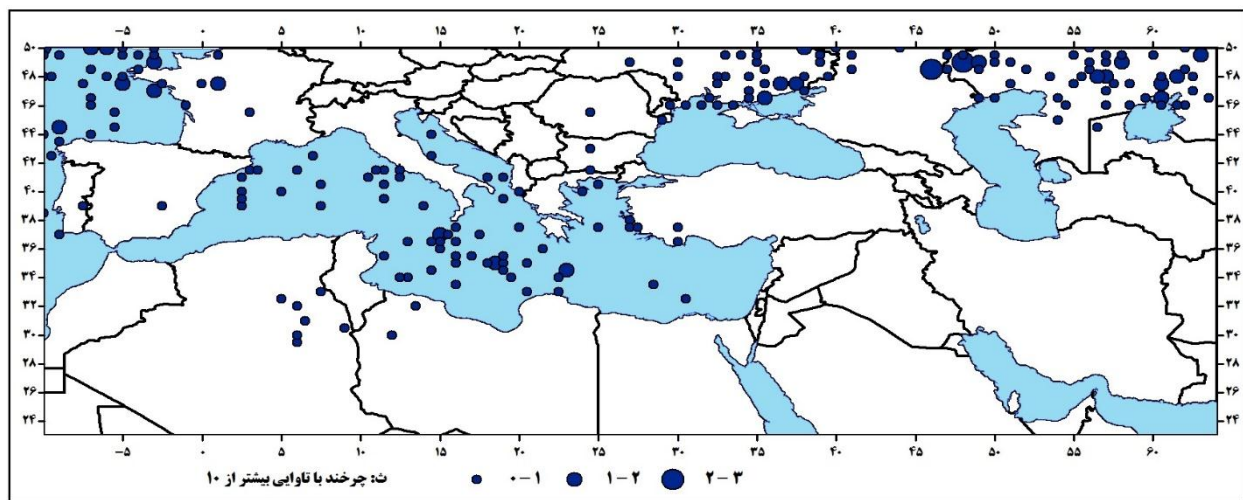
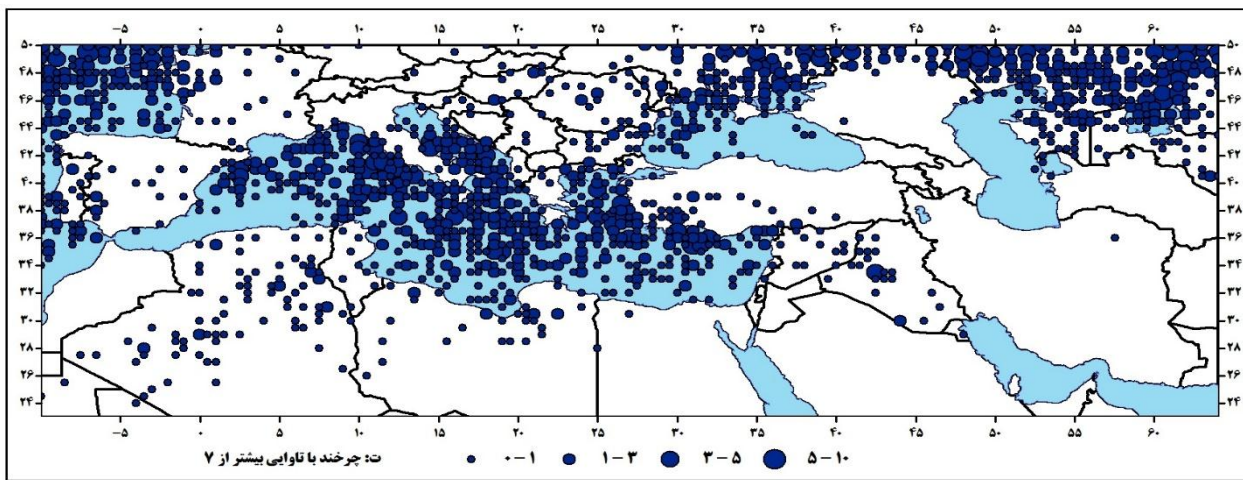
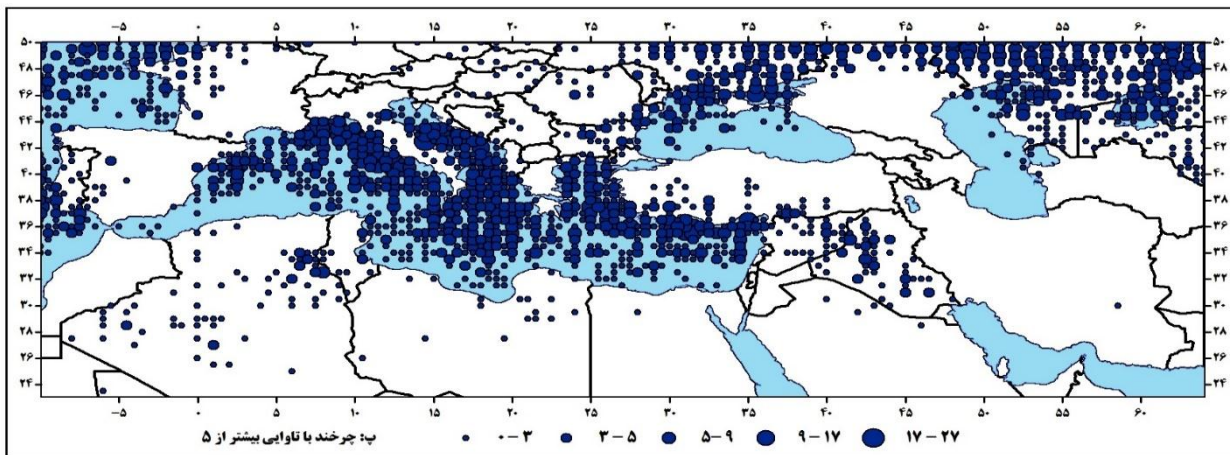
شکل ۳، توزیع مکانی جمع کل چرخندهای مدیترانه را در فصل زمستان بر حسب شدت تاوایی نسبی نمایش داده است. فراوانی مراکز چرخندزایی در این شکل بصورت دایره‌های رنگی نشان داده شده که مقیاس این دایره‌ها در شکل دیده می‌شود استنتاج کلی این پژوهش در ارتباط با توزیع مکانی- زمانی چرخندها همانند سایر مطالعات (آلپرت و نیمن، شی ایل، ۱۹۹۰a و ۱۹۹۰b؛ کمپینس، گناو، جانسا، گیجارو و رامیس ۲۰۱۱؛ فلوکاس و کاراکوستا، ۲۰۱۰؛ پیکورنل و جانسا، ۲۰۰۱؛ بارتولی، پونگراز و ابراهام ۲۰۰۹). است. مراجع ذکر شده و پژوهش حاضر نشان می‌دهند، تعداد چرخندها از غرب مدیترانه به سمت شرق آن کاهش می‌یابد، و مرکز عمده آنها در مدیترانه غربی در خلیج جنوا و غرب ایتالیا بوده همچنین تمرکز اصلی آنها در مدیترانه شرقی بر روی



شکل ۳. فراوانی مکانی چرخندها در ناحیه مورد مطالعه، بزرگی و کوچکی هر دایره در این شکل بیانگر مقدار فراوانی آن است. مقدار شدت تاوایی بر حسب $10^{-5} S^{-1}$ است

چرخندها با میانگین، تاوایی بیشتر از ۳ بر روی ایران به شدت کاسته شده و قویترین و پر رخدادترین، مرکز کم فشار بر روی ایران، در فصل زمستان بر روی نقطه‌ای در دشت لوت با مختصات ۳۰ درجه عرض شمالی و ۵۸٫۵ درجه طول شرقی قرار دارد که ۵۶۵ بار در طول دوره مطالعاتی در این ناحیه ایجاد شده است. همچنین این کم فشار ۶۶۴ بار نیز در عرض ۳۰٫۵ درجه شمالی، نیز مشاهده شده است. در ارتباط با مکانیزم شکل‌گیری این چرخند که بادپناهی، موسمی و یا حرارتی ایران مرکزی بوده نیاز به مطالعه سینوپتیک-دینامیک داشته که خارج از چارچوب این پژوهش است.

مراکز چرخندی آشکار شده در شت لوت و استان کرمان در بین مراکز آشکار شده در ایران دارای بیشترین فراوانی هستند. مشخصه این چرخندها این است که با افزایش میانگین تاوایی، از تمرکز آنها کاسته می‌شود و در زمان رخداد این چرخندها مشخص است که آنها مسیری از روی مدیترانه تا نواحی ایران مرکزی طی نکرده‌اند بلکه در ساعات قبلی تشکیل آنها از کشور عراق تا نواحی مرکزی ایران چرخندی مشاهده نشده است این امر بیانگر این است که این مراکز کم فشار ثانوی بوده که با عبور از نواحی کوهستانی تاوایی آنها تقویت شده است. شکل (۳ب)، نشان داده که فراوانی مکانی



ادامه شکل ۳

ت)، بر روی کشور عراق نیز کاسته می‌شود و مراکز چرخندی با این مشخصات عمدتاً بر روی مدیترانه، غرب اقیانوس اطلس، شمال و شرق دریای خزر قرار دارند و مراکز چرخندی سودانی و دریای سرخ در این سطح دیده نمی‌شوند. چرخندهای با میانگین تاوایی بیش از ۱۰ شکل (۲ ث)، بسیار قوی بوده و فقط بر روی دریای مدیترانه در جنوب کشور ایتالیا، شمال دریای سیاه، شمال دریای خزر و روی اقیانوس اطلس تشکیل می‌شوند و در دوره مطالعاتی حتی در یک مورد هم بر روی ایران و کشورهای اطراف آن مشاهده نشده است. با تحلیل مکانی مراکز چرخندی در ناحیه مورد مطالعه می‌توان دریافت که این چرخندهای مدیترانه با میانگین تاوایی ۱ تا ۵، به سمت شرق حرکت کرده و از قدرت آنها کاسته می‌شود و حداکثر پیشروی مراکز آنها تا قبل از کوه‌های زاگرس است و با بیشتر شدن میزان تاوایی آنها تمرکز عمده آنها در همان محدوده دریای مدیترانه است. مراکز چرخند سطحی به فراوانی در این ناحیه دیده می‌شوند که عمدتاً بر روی دشت‌های باز ایران مرکزی، عربستان و کشور پاکستان قرار دارند و منشا آنها عمدتاً حرارتی بوده بطوریکه با افزایش تاوایی تا ۵ از بین رفته و اثری از آنها دیده نمی‌شود.

روند زمانی چرخندها بر حسب شدت تاوایی

آنچه که در این پژوهش از اهمیت بسزایی برخوردار است بررسی فراوانی و روند چرخندها متناسب با افزایش دما در فصل زمستان است. فراوانی ماهانه چرخندها بر حسب شدت میانگین تاوایی آنها در جدول ۴ و روند آنها در جدول ۵ نشان داده شده است. همان‌طور که پیشتر اشاره گردید فراوانی چرخندها در دو دوره ۱۷ ساله مطالعه شده است که دوره اول از سال ۱۹۸۰ تا سال ۱۹۹۶ و دوره دوم از

با افزایش تاوایی مراکز اصلی چرخندزایی مدیترانه با تمرکز بیشتر قابل رویت هستند تمرکز اصلی چرخندها در خلیج جنوا، جنوب و غرب ایتالیا بوده و مراکز عمده دیگر مدیترانه در شرق این ناحیه در حوالی یونان و قبرس قرار دارند. حرکت چرخندهای مدیترانه‌ای سمت شرق با تاوایی بیشتر از ۳ عمدتاً در مرزهای جنوبی ترکیه و شمال عراق قرار دارند و تا سمت جنوب غرب ایران پیشروی می‌کنند. در این ارتباط می‌توان گفت که چرخندهای مدیترانه با همان قدرت شکل‌گیری اولیه به سمت شرق حرکت میکنند و حرکت مرکز یک چرخند از مرز دریای مدیترانه به سمت مرزهای ایران مستلزم عبور مسیر بین ۷۹۰ تا ۱۲۰۰ کیلومتر است که این مسیر عمدتاً ارتفاعی کمتر از ۶۰۰ متر دارند و زمانی که به مرزهای ایران می‌رسند با افزایش ارتفاع از ۶۰۰ تا حدود ۳۰۰۰ متر مواجه می‌شوند. به همین دلیل از قدرت آنها کاسته می‌شود و بیشترین تمرکز آنها با تاوایی قوی بر روی کشور عراق واقع می‌شود. البته باید گفت که جریان‌های مدیترانه‌ای در هر صورت وارد ایران می‌شوند ولی با گذر از مناطق مرتفع کم‌فشارهای ثانوی شکل می‌گیرد. از جمله مراکز چرخندی دیگری که در این سطح دیده می‌شوند چرخندزایی در غرب دریای خزر و روی پاکستان است. با افزایش تاوایی تا ۵، شکل (۳ پ)، از چرخندهای سطحی کم‌عمق کاسته می‌شود و در این شکل اثری از کم‌فشار عربستان، کم‌فشار پاکستان و چرخندهای غرب دریای خزر دیده نمی‌شود. در این شکل مرکز چرخند دشت لوت با فراوانی کمتر از ۳ بار دیده می‌شود که نشان می‌دهد این چرخند در این ناحیه از قدرت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. تمرکز مراکز چرخندی مدیترانه‌ای قوی با میانگین تاوایی بیش از ۷، شکل (۳)

۱۰در ناحیه مورد مطالعه در ۱۷ ساله دوم نسبت به دوره اول افزایش داشته اند جدول ۴، و فقط چرخندهای با تاوایی بیش از ۱۰ بوده که فراوانی آنها در دوره دوم کاهش پیدا کرده است. روند فراوانی چرخندها در جدول ۵، نیز گویای این امر است لازم است بیان شود که روند چرخندها فقط در ماه ژانویه معنادار بوده و دارای ضریب تعین قابل ملاحظه‌ای بوده و در سایر ماه‌ها ضریب روند بسیار به صفر نزدیک بوده که بیانگر عدم رابطه خطی مناسب بین فراوانی سالانه چرخندها بوده است. در قسمت پیشین مشخص شد که در ژانویه کمترین روند افزایشی دما رخ داده است و در این بخش نیز تعداد چرخندها افزایشی بوده است

سال ۱۹۹۷ تا سال ۲۰۱۳ بوده است. طبیعتاً فراوانی چرخندهای آشکار شده با افزایش شدت تاوایی شدیداً کاهش پیدا کرده اند بطوریکه چرخندهای با میانگین تاوایی ۱۰، در فصل زمستان در طی ۳۴ سال فقط ۲۳۰ بار رخ داده اند. همچنین فراوانی چرخندها در تمامی سطوح از ژانویه تا مارس به تعداد آنها افزوده می‌شود و فقط چرخندهای با تاوایی بیش از ۱۰ است که بیشینه آنها در ماه فوریه رخ داده و این امر طبیعی به نظر می‌رسد زیرا با گرمتر شدن جو گرادیان دما کاهش پیدا نموده و همچنین از سرعت بادهای غربی در این ناحیه کاسته می‌شد و میزان تاوایی کاهش پیدا می‌کند. در ماه ژانویه فراوانی چرخند با شدت های مختلف بجز تاوایی با شدت

جدول ۴، فراوانی چرخندها بر حسب شدت تاوایی، تاوایی

بر حسب 10^{-5} است

ماه	دوره اول	دوره دوم	جمع کل
ژانویه شدت تاوایی ۱	5708	6709	12417
ژانویه شدت تاوایی ۳	2553	3088	5641
ژانویه شدت تاوایی ۵	971	1229	2200
ژانویه شدت تاوایی ۷	317	352	669
ژانویه شدت تاوایی ۱۰	44	38	82
فوریه شدت تاوایی ۱	6564	6406	12970
فوریه شدت تاوایی ۳	2828	2778	5606
فوریه شدت تاوایی ۵	1130	1125	2255
فوریه شدت تاوایی ۷	345	342	687
فوریه شدت تاوایی ۱۰	50	35	85
مارس شدت تاوایی ۱	7889	7655	15544
مارس شدت تاوایی ۳	3157	3174	6331
مارس شدت تاوایی ۵	1223	1193	2416
مارس شدت تاوایی ۷	355	340	695
مارس شدت تاوایی ۱۰	35	28	63

بوده زیرا که ضریب تعیین آن بسیار پایین است. بنابراین فراوانی آنها گویای کاهش پیدا کردن فراوانی آنهاست..

با توجه به آنچه بررسی گردید مشخص شد در ماه ژانویه روند دما نسبت به فوریه و مارس اندکی افزایشی بوده ولی تعداد چرخندها افزایش پیدا کرده اند. همچنین در ماه فوریه و مارس که دما روند افزایشی بیشتری داشته است فراوانی چرخندها کاهش پیدا کرده‌اند

بنابراین می‌توان گفت که با تغییر نکردن گرادیان دمای و یا افزایش جزئی آن تعداد چرخندها افزایش پیدا کرده است. در ماه‌های فوریه و مارس در تمام سطوح شدت تاوایی، فراوانی چرخندها در دوره دوم نسبت به دوره اول کاهش پیدا کرده‌اند این شرایط در ضریب روند چرخندها در جدول ۵، نیز دیده می‌شود که در ماه مارس روند چرخندها تماماً دارای ضریب کاهش‌ی بوده ولی در فوریه وضع به گونه‌های دیگر است. ضریب روند در این ماه دارای روندی ثابت

جدول ۵، روند چرخندها بر حسب شدت تاوایی، تاوایی

بر حسب 10^{-5} است

ماه	ضریب خطی روند	ضریب تعیین
ژانویه شدت تاوایی ۱	3.22	0.25
ژانویه شدت تاوایی ۳	1.65	0.16
ژانویه شدت تاوایی ۵	0.81	0.16
ژانویه شدت تاوایی ۷	0.15	0.02
ژانویه شدت تاوایی ۱۰	-0.04	0.03
فوریه شدت تاوایی ۱	0.13	0.00
فوریه شدت تاوایی ۳	0.23	0.00
فوریه شدت تاوایی ۵	0.18	0.01
فوریه شدت تاوایی ۷	0.20	0.03
فوریه شدت تاوایی ۱۰	0.00	0.00
مارس شدت تاوایی ۱	-0.94	0.02
مارس شدت تاوایی ۳	-0.01	0.00
مارس شدت تاوایی ۵	-0.26	0.02
مارس شدت تاوایی ۷	-0.12	0.02
مارس شدت تاوایی ۱۰	-0.01	0.00

بلکه این مراکز با عبور کم فشارهای تضعیف شده بر روی مناطق مرتفع ایران شکل گرفته‌اند. البته بیشترین چرخندهای مدیترانه که وارد مرزهای ایران شده در ناحیه جنوب غرب ایران بوده است. چند مرکز کم-فشار در ایران عمدتاً در ایران مرکزی و شمال شرق در فصل زمستان وجود دارد که عمده‌ترین آنها با بیشینه فراوانی، در دشت لوت است. به دلیل اینکه روند چرخندها در کل ناحیه مطالعه شده نمی‌توان گفت که این مرکز روند افزایش و یا کاهشی داشته و این امر خود موضوع پژوهش دیگری است.

تحلیل روند دمای زمستان در ناحیه مورد مطالعه نشان داد که دما از سال ۱۹۸۰ تا ۲۰۱۳ دارای روند مثبت بوده و در بین ماه‌های زمستان نیز ماه مارس بیشترین روند را داشته است. افزایش دما در عرض میانی باعث کاهش گرادیان فشار می‌شود و این امر از قدرت بادهای غربی می‌کاهد و همچنین چرخش‌های قوی در جو ایجاد نمی‌گردد. بنابراین نتایج به دست آمده روشن گردید که روند چرخندها در ژانویه مثبت و در فوریه و مارس که روند دمایی و گرمایش بیشتری داشته‌اند منفی بوده است. بنابراین بر اساس فرضیه این پژوهش افزایش دما در فصل زمستان موجب کاهش فراوانی مراکز چرخندزایی شده است. البته نمی‌توان با قطعیت گفت که کاهش گرادیان فشار و این امر موجب کاهش چرخندزایی شده است زیرا این امر مستلزم آن است که تعداد و روند چرخندهای حرارتی با تاوایی ۱ نیز افزایش پیدا کنند که این شرایط رخ نداده است. در نهایت نتایج نشان داد که افزایش دما موجب کاهش فراوانی چرخندها با شدت‌های مختلف شده است.

اگر این کاهش تعداد چرخندها را از ژانویه تا مارس شرایط عادی چرخندزایی در فصل زمستان در نظر بگیریم با این وجود باید تعداد چرخندهای سطحی‌تر حرارتی با میانگین تاوایی ۱، در مارس نسبت به افزایش دما و نسبت به ژانویه افزایش پیدا کنند. ولی اینگونه نشده و تعداد این چرخندها نیز در ماه مارس کاهش و دارای روند منفی بوده است. از سوی دیگر افزایش دمای ماه مارس طبیعتاً موجب افزایش نم‌ویژه در جو می‌شود و با آزاد سازی گرمای نهان شدت چرخندها افزایش پیدا می‌کند ولی با بررسی روند چرخندهای با تاوایی بیش از ۱۰ مشخص شد که این روند این چرخندها نیز منفی بوده است.

نتایج

هدف از انجام این پژوهش عمدتاً شناسایی تغییرات زمانی و بررسی تغییرات فراوانی مراکز چرخندی در مدیترانه بوده و با این وجود با توجه به اهمیت تغییر این مراکز بر آب‌وهوای ایران، توزیع مکانی این مراکز نیز بررسی شد. در این ارتباط نتایج نشان داد که مراکز چرخندی مدیترانه با شدت‌های متفاوت، از کوه‌های زاگرس عبور نکرده و مراکز چرخندی مدیترانه با همان شدت و قدرت در محل شکل‌گیری، هیچ‌گاه به مراکز ایران نرسیده، بلکه حداکثر تمرکز آنها بر روی عراق و ترکیه بوده است. زیرا با بررسی مراکز آشکار شده بر روی داده‌های نیم‌درجه مشخص شد که زمانی که مراکز چرخندی بر روی نواحی مرکزی ایران شکل می‌گیرد، از روی کشور عراق تا نواحی ایران هیچ مرکز شناسایی نشده

منابع

- Gregor C. Leckebusch, Brigitte Koffi, Uwe Ulbrich, Joaquim G. Pinto, Thomas Spanghehl, Stefan Zacharias (2006) Analysis of frequency and intensity of European winter storm events from a multi-model perspective at synoptic and regional scales, *Clim Res*, Vol. 31: 59–74, 2006
- Hewson, T. D., and H. A. Titley, (2010) Objective identification, typing and tracking of the complete life-cycles of cyclonic features at high spatial resolution. *Meteor. Appl.*, 17, 355–381.
- Hodges, K. I., (1995) Feature tracking on the unit sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3458–3465
- Inatsu, M., (2009) The neighbor enclosed area tracking algorithm for extra tropical wintertime cyclones. *Atmos. Sci. Lett.*, 10, 267–272.
- Jiang, J., and W. Perrie, (2007) The impacts of climate change on autumn North Atlantic midlatitude cyclones. *J. Climate*, 20, 1174–1187.
- Lackman, G, 2012 Mid-latitude Synoptic Meteorology, America meteorology society
- Lionello, P., F. Dalan, and E. Elvini, (2002) Cyclones in the Mediterranean region: The present and the doubled CO2 climate scenarios. *Climate Res.*, 22, 147–159
- Meehl, G.A., and Coauthors, (2007) Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate change*,
- Murray, R. J., and I. Simmonds, (1991) A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, 39, 155–166.
- Petterssen, and S. J. Smebye, (1971) On the development of extra tropical cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 97, 457–482.
- Petterssen, S., (1956) *Weather Analysis and Forecasting*. 2nd ed. McGraw-Hill, 428 pp.
- Picornell, M. A., A. Jansa, A. Genoves, and J. Campins, 2001: Automated database of mesocyclones from the HIRLAM (INM) 20.58 analyses in the Western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 21, 335–354.
- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y (1990a) Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *TellusA* 42:65–77
- Alpert P, Neeman BU, Shay-El Y (1990b) Intermonthly variability of cyclone tracks in the Mediterranean. *J Clim* 3:1474–1478
- Bartholy, J., Pongracz, R., and M. Pattantyus-Abraham, (2009) Analyzing the genesis, intensity and tracks of western Mediterranean cyclones. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 133–144.
- Bengtsson, L., Hodges, K. I., and R. Erich, (2005) Storm tracks and climate change, *Journal of climate*, August 2006, Volume 19
- Blender, R., and M. Schubert (2000) Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 377–384
- Blender, R., Fraedrich, K., and F. Lunkeit(1997) Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 727–741.
- Campins, J., A. Genove S., A. Jansa, J. A. Guijarro, and C. Ramis, (2000) A catalogue and a classification of surface cyclones for the Western Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, 20, 969–984
- D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Holm, L. Isaksen, P. Kallberg, M. Kohler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park7, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thepaut and F. Vitart, (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1972–1990.
- Flocas, H. A., and T. S. Karacostas, (1996) Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identification and synoptic categories. *Meteor. Appl.*, 3, 53–61.

- Ulbrich, J. G. Pinto, H. Kupfer, G. C. Leckebusch, T. Spanghehl, and M. Reyers, (2008) Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations. *J. Climate*, 21, 1669–1679
- Ulbrich, U., G. C. Leckebusch, and J. G. Pinto, (2009) Extra-tropical cyclones in the present and future climate: A review. *Theor. Appl. Climatol.*, 96, 117–131.
- Urs Neu, Mirseid G. Akperov, Nina Bellenbaum, Rasmus Benestad, Richard Blender, Rodrigo Caballero, Angela Coccozza, Helen F. Dacre, Yang Feng, Klaus Fraedrich, Jens Grieger, Sergey Gulev, John Hanley, Tim Hewson, Masaru Inatsu, Kevin Keay, Sarah F. Kew, Ina Kindem, Gregor C. Leckebusch, Margherida L. R. Liberato, Piero Lionello, Igor I. Mokhov, Joaquim G. Pinto, Christoph C. Raible, Marco Reale, Irina Rudeva, Mareike Schuster, Ian Simmonds, Mark Sinclair, Michael Sprenger, Natalia D. Tilinina, Isabel F. Trigo, Sven Ulbrich, Uwe Ulbrich, Xiaolan L. Wang, and Heini Wernli, (2013) A Community Effort to Intercompare Extratropical Cyclone Detection and Tracking Algorithms. 2013 American Meteorological Society, (10.1175/BAMS-11-00154.2)
- Xiaolan L. Wang, Val R. Swail, and Francis W. Zwiers, (2006) Climatology and changes of extratropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP–NCAR reanalysis for 1958–2001. *J. Climate*, 19, 3145–3166.
- R. E. Carnell, C. A. Senior (1998) Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols, *Climate Dynamics* (1998) 14 : 369–383
- Raible, C. C., P. M. Della-Marta, C. Schwierz, H. Wernli, and R. Blender, (2008) Northern Hemisphere extratropical cyclones: A comparison of detection and tracking methods and different reanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 880–897.
- Serreze, M. C., (1995) Climatological aspects of cyclone development and decay in the Arctic. *Atmos.–Ocean*, 33, 1–23.
- Simmonds, I., R. J. Murray, and R. M. Leighton, (1999) A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. *Aust. Meteor. Mag.*, Special Issue, 35–49.
- Sinclair, (1997) Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. *Wea. Forecasting*, 12, 591–608.
- Sinclair, M. R., (1994) An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2239–2256
- Steven J. Lambert, John C. Fyfe (2006) Changes in winter cyclone frequencies and strengths simulated in enhanced greenhouse warming experiments: results from the models participating in the IPCC diagnostic exercise *Climate Dynamics* (2006) DOI 10.1007/s00382-006-0110-3
- Sutcliffe, R. C., and A. G. Forsdyke, (1950) the theory and use of upper air thickness patterns in forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 76, 189–217.
- Trigo, I. F., (2006) Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dyn.*, 26, 127–143.

