

بررسی هم‌دید کنش‌های چرخندی و همبستگی آنها با بارش کشور در سال ۱۳۷۲

سعید موحی، استادیار گروه جغرافیا دانشگاه اصفهان

محمد براتی*، دانشجوی کارشناسی ارشد رشته اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

وصول: ۱۳۹۰/۱۱/۲۷ پذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۱۱، صص ۴۰-۲۱

چکیده

در این مطالعه به بررسی هم‌دید و سه‌بعدی مراکز چرخندزایی و همبستگی آنها با بارش کشور به شیوه مقایسه‌ای در ترازهای مختلف جو در سال ۱۳۷۲ پرداخته شده است. بررسی چرخندها در مقیاس‌های مختلف و به شیوه‌های گوناگون و با استفاده از انواع معیارها در جهت شناسایی توده‌های بارش‌زا، طوفان‌ها و ... در یک منطقه صورت می‌گیرد تا از این طریق الگوهای جوی موجود این توده‌های هوا و چرخندها مطالعه و مسیرهای چرخندی و عوامل گوناگون تأثیرگذار بر روی آن تحلیل شود. برای شناسایی و مکانیابی چرخندها از الگوریتم طراحی شده در محدوده مورد مطالعه؛ یعنی طول جغرافیایی ۳۰ درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و از داده‌های بازکاوی شده ارتفاع ژئوپتانسیل پایگاه داده‌ای NCEP/NCAR با تفکیک زمانی ۶ ساعته روزانه (۰۰ و ۰۶ و ۱۲ و ۱۸ زولو) و تفکیک مکانی ۲/۵ در ۲/۵ درجه استفاده شده است. برای مکان‌یابی چرخندها از نرم‌افزار گردز و برای واکاوی و ترسیم نقشه‌ها از نرم‌افزار متلب، سرفر و اکسل استفاده شده است. نتایج مطالعه حاکی از آنست که در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال چرخندهای بیشتری نسبت به ترازهای مابین آنها وجود دارد. در ترازهای بالائی جو همبستگی بیشتری بین چرخندها و بارش در مناطق شمال‌غربی و غربی کشور دیده می‌شود. همچنین در مناطق جنوب‌شرق و شرق کشور همبستگی بین بارش و چرخندها در ترازهای پایین جو نمود بیشتری دارد. **واژه‌های کلیدی:** چرخند، مراکز چرخندزایی، بارش، هم‌دید، همبستگی.

مقدمه

۱۰). در رویکرد گردشی به محیطی داده‌های محیطی براساس الگوهای گردشی ارزیابی می‌شوند که در پژوهش حاضر از این رویکرد استفاده شده است یعنی اینکه اول اقدام به بررسی الگوهای گردشی جو شده و سپس به مطالعه تأثیرات این الگوها بر روی سطح زمین پرداخته شده و در ارتباط با بارش کشور بررسی شده است. ولی در رویکرد محیطی به گردشی ابتدا به بررسی داده‌های سطح زمین پرداخته و سپس براساس این داده‌ها الگوهای گردشی پدید آورنده آنها شناسایی شده است. الگوهای گردش جوی مانند چرخندها (کم‌فشارها) و واچرخندها (پرفشارها) با عبور خود از مناطق مختلف باعث ناپایداری و ریزش‌های جوی یا پایداری هوای آن مناطق می‌گردند. برای آگاهی از این الگوهای جوی و جلوگیری از تأثیرات مخرب (خشکسالی، سیل، یخبندان، طوفان و...) و یا برنامه‌ریزی بهتر برای استفاده از آنها (بارش، باد، انرژی تابشی و...) نیاز به بررسی و شناخت تأثیرات مکانی و زمانی آنها است. چرخندها سامانه‌های همدیدی هستند که در آنها فشار هوا کم، جریان هوا صعودی و جهت وزش باد (در نیمکره شمالی) پادساعت‌گرد است. به دلیل حرکات عمودی هوا در چرخندها امکان پیدایش ابر، بارش و حتی طوفان تندری فراهم می‌شود (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۲۷). از نظر شرایط پیدایش، چرخندهای غیر جبهه‌ای (حرارتی) در تابستان روی خشکی‌ها و در زمستان روی آب‌های گرم تشکیل می‌گردد. علت پیدایش چرخندهای حرارتی، گرم شدن غیر یکنواخت سطح زیرین و پیدایش حرکات صعودی و یکنواخت هوا، در منطقه-

عوامل کنترل کننده آب‌وهوای ایران به دو دسته محلی و بیرونی تقسیم می‌شوند، عوامل محلی به عواملی مانند موقعیت جغرافیایی، وضعیت ناهمواری‌ها و پوشش طبیعی زمین گفته می‌شود که در محل مورد نظر وجود دارند و تغییر نمی‌کنند. عوامل بیرونی آنهایی هستند که در داخل ایران مستقر نیستند و از بیرون وارد کشور شده و اقلیم آن را کنترل می‌کنند. ورود این سامانه‌ها به ایران تابع سیستم‌های آورنده آنهاست، مثلاً یک سال ممکن است بر اثر ورود زیاد چرخندهای مدیترانه‌ای، بارش زیاد و سال دیگر به دلیل نیامدن آنها هیچ بارانی رخ ندهد (علیجانی، ۱۳۸۵: ۸). این عوامل در قالب سامانه‌های گردش عمومی هوا، آب‌وهوای ایران را تحت تأثیر خود قرار داده است. گردش عمومی هوا بر اثر اختلاف فشار بین منطقه حاره و نواحی برون حاره به وجود می‌آید (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۷). دریافت نایکنواخت انرژی تابشی خورشید در مناطق مختلف کره زمین، سبب تفاوت‌های مکانی حرارت و در نتیجه اختلاف فشار شده است. تفاوت فشار در توده‌های هوایی گوناگون باعث شکل‌گیری الگوهای گردشی مختلفی در اتمسفر کره زمین می‌شود. یکی از اهداف اصلی علم اقلیم شناسی همدید^۱ بررسی نقش تغییرات جوی در تغییرات محیط سطحی است (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۲). در همه مطالعات همدید از دو رویکرد اصلی استفاده می‌شود، این دو رویکرد را می‌توان رویکرد گردشی به محیطی و محیطی به گردشی نامید (مسعودیان، ۱۳۸۵:

۲۸۷). دریای مدیترانه به عنوان منطقه دارای چرخندزایی بالا در جهان که معمولاً برای ایجاد سامانه‌های کمفشار ضعیف مساعد است به حساب می‌آید. با این وجود این منطقه گهگاهی مستعد چرخندزایی عمیق است که باعث رخداد یک مجموعه از رویدادهای هوای شدید می‌گردد (هوروات^۱ و همکاران، ۲۰۰۴: ۳۷۳) چرخندهای تشکیل شده بر روی منطقه مدیترانه و یا چرخندهای مهاجری که از این منطقه عبور کرده و بر روی مناطق خاصی از آن تقویت می‌شوند بیشتر رطوبت کشور ما را تأمین می‌کنند. این چرخندها بیشتر در فصول سرد سال بر روی هوا و اقلیم کشور ما تأثیر می‌گذارند. بسیاری از فرایندهای مرتبط با معضلات محیطی (آلودگی هوا، باران اسیدی، کمیت و کیفیت آب) بشدت تحت تأثیر گردش‌های جوی هستند (مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱). از آنجایی که پهنه‌های زیادی از مساحت کشور ما در منطقه خشک و نیمه خشک واقع گردیده و از نظر نزولات جوی و منابع آبی با کمبود روبرو هستند ضرورت شناسایی گردش‌های جوی و آن دسته از توده‌های هوایی که از خارج از قلمرو ایران وارد کشور ما می‌شوند و با نزولات جوی همراه هستند مطرح می‌گردد. لذا در این پژوهش سعی شده است تا آن دسته از گردش‌های جوی (چرخندها و مناطق چرخندزایی) حوضه مدیترانه که منابع آبی کشور ما را تأمین می‌نمایند شناسایی شده و از نظر فراوانی و توزیع ماهانه، فصلی و سالانه مورد مطالعه قرار گیرد. در این ارتباط اقدام به شناسایی مراکز چرخندزایی

ای نسبتاً بزرگ با شعاع ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری و همچنین ظهور منطقه افت فشار در محل است. در این مناطق که میدان‌گردیان فشار ضعیف است گردش چرخندی بوجود می‌آید (فرج‌زاده، ۱۳۸۶: ۱۷۳). چرخندهای حرارتی جابجایی زیادی پیدا نمی‌کنند و اگر پشتوانه دینامیکی نداشته باشند، زود از بین می‌روند و تأثیر آنها محلی است. امواج کژفشار و چرخندها و اچرخندهایی که در سطح زمین با آنها همراهی می‌کنند از عمده‌ترین سامانه‌های جوی‌اند که ترازهای میانی و زیرین مناطق عرض‌های میانی راحت تأثیر قرار می‌دهند (محب‌الحجه و همکاران، ۱۳۸۴). چرخندهای منطقه برون حاره ساختمان مشخص و یکسانی دارند که عمدتاً شامل جبهه‌های سرد و گرم و دو توده هوایی متفاوت است. بیشتر ناپایداری‌های منطقه برون حاره بوسیله این چرخندها اتفاق می‌افتد (علیجانی، ۱۳۸۵: ۱۸). مرز بین دو توده هوای متفاوت را جبهه می‌نامند. برخلاف توده‌های هوا که از هوای تقریباً باروتروپیک (پایدار) تشکیل شده‌اند، جبهه‌ها هوایی باروکلینیک (ناپایدار) دارند (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۶: ۲۸۲). در زمستان نیمکره شمالی، سه ناحیه عمده جبهه‌ای وجود دارد که باعث تشکیل چرخندها می‌گردد. این سه ناحیه عبارتند از: جبهه قطبی اقیانوس اطلس، جبهه قطبی اقیانوس آرام و جبهه قطبی آسیا اروپا. در خشکی اوراسیا به علت وسعت زیاد، هوای سرد به طرف جنوب سرازیر می‌شود و در حاشیه شمالی مدیترانه، با هوای نسبتاً گرم روی مدیترانه برخورد می‌کند که نتیجه آن ایجاد جبهه قطبی و چرخندزایی است (کاویانی و علیجانی، ۱۳۸۶:

عمده بر روی حوضه مدیترانه و همچنین در اطراف کشور ما در بازه‌های زمانی و مکانی متفاوت گردیده و سپس در ارتباط با بارش یاخته‌ای کشور مطالعه شده است.

روش پژوهش استفاده شده، ترکیبی از روش‌های استدلالی، توصیفی، تجربی و تکنیک تحلیل آماری است. با استفاده از داده‌های رقومی تارنمای www.cdc.noaa.gov، فعالیت‌های چرخندی و مراکز چرخندزایی شناسایی شده و درصد فراوانی آنها برای دوره یک ساله در سال ۱۳۷۲ در ۶ تراز مختلف جو مکانیابی و نقشه‌های آنها ترسیم و واکاوی گردید. برای این منظور از نرم افزارهای گرس^۱، سرفر^۲، متلب^۳ و اکسل^۴ استفاده شده است. مناطقی که بیشترین تراکم را در تعداد چرخندها نشان داده‌اند به عنوان مراکز چرخندزایی انتخاب شده‌اند. فعالیت چرخندی برون‌حاره‌ای نقش مهمی در سیستم اقلیم بازی می‌کند. چرخندها معمولاً با وضعیت‌های هوای بد همراه هستند و همچنین یک مکانیسم اولیه از انتقال رطوبت و حرارت به سمت قطب را نشان می‌دهند. یک تغییر نظام‌مند در هر موقعیت جغرافیایی یا شدت/فراوانی فعالیت‌های چرخندی باعث ناهنجاری‌های وسیع بارش علاوه بر دیگر تأثیرات آن در اقلیم منطقه می‌شود. چون جریان‌های سیاره‌ای مقیاس به مسیرهای طوفانی مرتبط هستند جابجایی مسیرهای چرخندی، با ناهنجاریهایی در جریان

سیاره‌ای مقیاس همراه خواهد بود (وانگ^۵ و همکاران، ۲۰۰۶: ۳۱۴۵). مطالعات فراوانی در این زمینه توسط محققان خارجی و داخلی انجام گرفته است از اولین مطالعات در این زمینه در حوضه مدیترانه، کار پترسون^۶ (۱۹۵۶) است که فراوانی کم‌فشارهای تأثیرگذار بر روی منطقه شرق مدیترانه را بررسی کرده است. او نشان داده است که مدیترانه به طور کلی و خلیج جنوا به طور ویژه مناطقی هستند که تراکم بالایی را در چرخند و چرخندزایی در زمستان نیمکره شمالی دارا هستند (نیکولایدس^۷ و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۱۷). تریگو^۸ و دیویس (۱۹۹۹)، به شناسایی و مسیریابی برونسوی چرخندها برای یک دوره ۱۸ ساله در منطقه مدیترانه با استفاده از داده‌های خوش تفکیک ۱/۱۲۵ درجه در ۱/۱۲۵ درجه پایگاه داده‌ای ECMWF پرداختند. نتایج کار آنها آشکار ساخت که مناطقی به مانند خلیج جنوا و جنوب کوه‌های اطلس که چرخندزایی آنها به طور عمده توسط ناهمواری کنترل می‌گردد، به عنوان مناطق شدیدترین رویدادها به شمار می‌روند. کاراجا^۹ و همکاران (۲۰۰۰) مسیرهای چرخندی تأثیرگذار بر روی ترکیه را مطالعه کرده و به این نتیجه رسیدند که ۵ مسیر چرخندی اصلی بر روی ترکیه وجود دارد و با بررسی بارش ایستگاه‌های واقع در مسیر چرخندها، رابطه مستقیم بین بارش و مسیرهای چرخندی را به ویژه در زمستان آشکار ساختند. برخی از پژوهشگران نیز به بررسی

5 Wang

6- Petterssen

7 Nicolaidis

8- Trigo

9 Karaca

1 Grads

2 Surfer

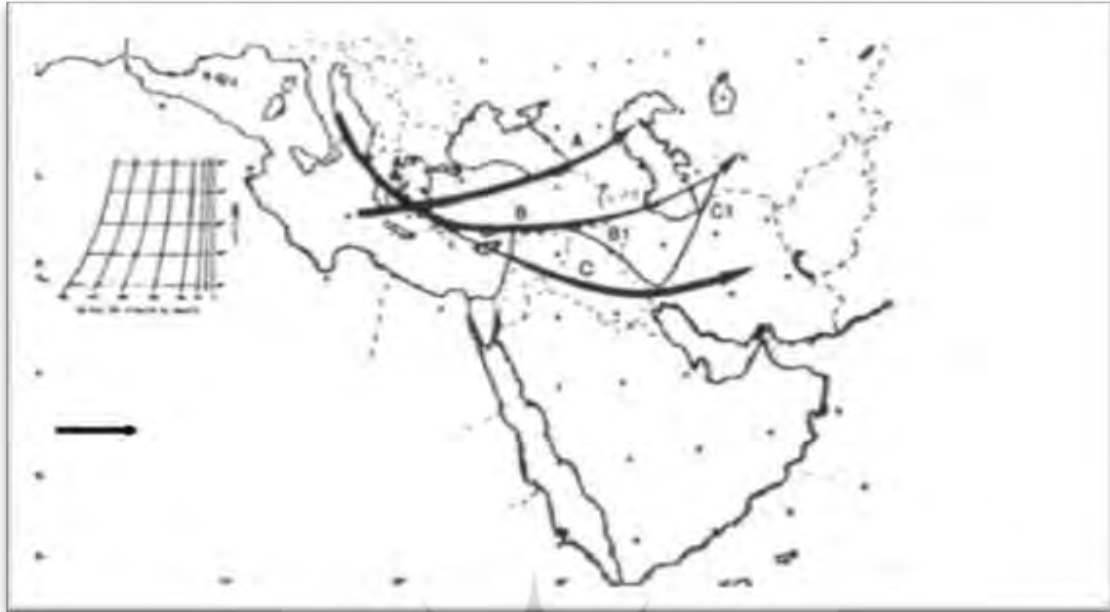
3 Matlab

4 Excel

بارش تولید شده بر روی اسرائیل را تعیین می‌کند. چرخندهای قرار گرفته بر روی شرق قبرس اساساً برای بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه بسیار ثمربخش هستند. در حالی که آنهایی که در غرب و شمال اسرائیل قرار گرفته اند برای شمال این کشور سودمند هستند. حساسیت بالای بارش در مکان چرخندهای سطحی نقش مهمی که انتقال رطوبت سطوح پایین‌تر در شکل‌گیری بارش بازی می‌کند را تأکید می‌نماید. در داخل کشور مطالعات اندکی در مورد مکانیابی، شناسایی و مسیریابی چرخندها صورت گرفته است، اولین بررسی مسیره‌ای چرخندی در داخل کشور توسط علیجانی در سال ۱۳۵۷ انجام گرفته است (شکل ۱) او از روی نقشه‌های هوای ساعت ۱۲ گرینویچ مسیره‌ای چرخندی خاورمیانه را به صورت دستی تعیین کرد و نشان داد که چرخندهای خاورمیانه در چهار مرکز اصلی چرخندزایی شکل گرفته و در سه مسیر اصلی وارد منطقه می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۷: ۱۹).

تغییرات حاصل از چرخندها پرداخته‌اند. پیکرنل^۱ و همکاران (۲۰۰۱)، یک پایگاه داده‌ای خودکار HIRLAM-0.5 را برای شناسایی و ارزیابی چرخندهای متوسط مقیاس مدیترانه غربی و شرح مسیر آنها بکار بردند. این روش یک شرح از مشخصات این چرخندها، از قبیل فراوانی رخداد، توزیع جغرافیایی و ابعاد افقی آنها را ارائه می‌نماید که در مطالعه حرکت و تکامل تدریجی چرخندها مفید می‌باشد. آنها آشکار ساختند که مکان بیشینه تراکم مراکز چرخندی نزدیک رشته‌کوه‌ها است که دلالت بر آن دارد که آنها تحت تأثیر اوروگرافی شکل گرفته‌اند. دیاز^۲ و همکاران (۲۰۰۷)، تغییرپذیری بارش‌های حاصل از چرخندهای حاره‌ای در شمالغرب مکزیک و رابطه آن با SOI^۳ و PDO^۴ را بررسی کردند. مطالعه آنها نشان داد که شیب تأثیرات چرخندهای حاره‌ای از جنوب به شمال مخصوصاً در منطقه شبه جزیره کاهشی بوده است. همچنین آنها دریافتند که محرک شاخص نوسان جنوبی (SOI) برای بخش شمالی منطقه قویتر است در حالی که تأثیر نوسان دهه‌ای اقیانوس آرام (PDO) بر روی بخش جنوبی قویتر است. سارونی^۵ و همکاران (۲۰۰۹)، ارتباط بین رژیم‌های بارشی در اسرائیل و موقعیت و شدت فروبارهای قبرس را بررسی کردند. مطالعه آنها نشان داد که بارش فصلی و روزانه وابستگی بالایی به عمق چرخندها دارند. موقعیت چرخندها توزیع فضایی

1- Picornell
2 Diaz
3 Southern Oscillation Index
4 Pacific Decadal Oscillation
5 Saaroni



شکل (۱) مسیرهای چرخندی ایران (علیجانی ۱۹۷۹)

چرخندزایی به مراتب بیشتر از هدایت مسیرهاست. چرخندها از سه مسیر اصلی و سه مسیر فرعی وارد ایران می‌شوند. مهمترین مسیر، غرب مرکزی است. فراوانی وقوع چرخندها در دوره مورد مطالعه روندی افزایشی داشته و در مقابل الگوی نوسان سالانه میانگین فشار چرخندهای مشاهده شده روندی نزولی داشته است.

داده‌ها و روش پژوهش

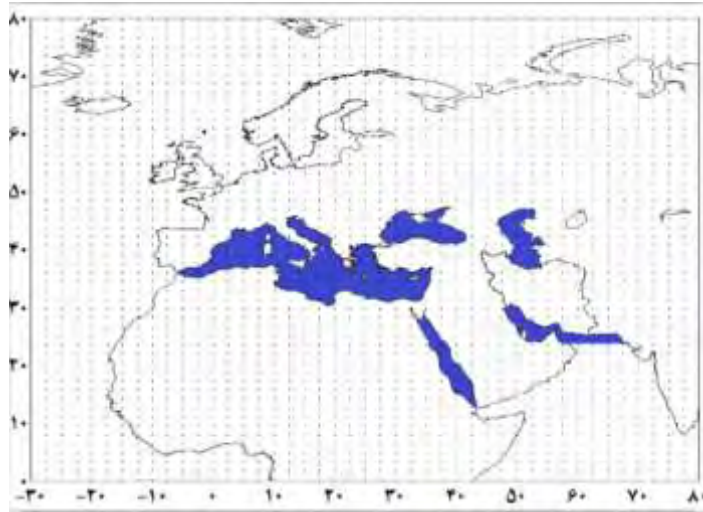
در این پژوهش برای شناسایی و مکانیابی چرخندها از داده‌های واکاوی شده ارتفاع ژئوپتانسیل پایگاه داده‌ای NCEP/NCAR¹ در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در سال ۱۳۷۲ استفاده شده است. تفکیک مکانی این داده‌ها

احمدی گیوی و نجیبی فر (۱۳۸۳)، تشکیل و رفتار چرخندهای واقع در بادپناه کوه‌های آلپ و تأثیر احتمالی آنها در آب‌وهوای خاورمیانه و ایران در دوره‌های مختلف سرد، گرم و معتدل را برای یک دوره یکساله (۲۰۰۲) بررسی کرده و نتیجه گرفتند که رفتار این چرخندها در فصول مختلف سال متفاوت است. تعداد چرخندهای واقع در خلیج جنوا در فصول سرد سال به طور قابل توجهی نسبت به فصول گرم بیشتر است. همچنین چرخندهای واقع در فصول سرد، بیشتر آب‌وهوای ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند. این در حالی است که چرخندهای فصول گرم به علت حرکت در عرض‌های بالاتر تأثیر چندانی روی ایران ندارند. صداقت (۱۳۸۵)، در پژوهشی به صورت رقومی مسیرهای چرخندی خاورمیانه را در دوره سرد سال (۱۹۹۳-۲۰۰۳) بررسی کرد. طبق نتایج بدست آمده، تأثیر ناهمواری‌ها در تشکیل نواحی

¹-National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research.

حجم داده‌ها زیاد بوده و برای واکاوی آنها بصورت دستی نیاز به صرف زمان بسیار طولانی است. شناسایی برونسوی چرخندها ممکن است با استفاده از روش اویلری یا لاگرانژی انجام گیرد. روش اویلری مسیرهای طوفانی را در مناطقی که فعالیت موجهای ناپایدار خیلی شدید است با استفاده از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۰۰ هکتوپاسکال تعیین می‌کند و روش لاگرانژی، طول عمر چرخندها را از بدو تشکیل تا مرحله زوال بررسی می‌نماید و در این بازه زمانی تغییرات ویژگیهای آنها را بررسی می‌نماید (بارثولی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۳۳). با توجه به تفکیک مکانی مورد نظر، داده‌های این پهله چارچوبی به اندازه ۴۵ یاخته طولی و ۳۳ یاخته عرضی است که در مجموع ۱۴۸۵ یاخته مکانی را در بر می‌گیرد (شکل ۲). به این ترتیب داده‌های جوی این پژوهش آرایه‌ای به ابعاد ۱۴۸۵×۱۴۶۰ بوده است. رقم ۱۴۶۰ نیز حاصل ضرب ۳۶۵ روز سال در ۴ دیده‌بانی در هر شبانه‌روز است. در این آرایه، سطرها نماینده دیده‌بانی‌های زمان و ستون‌ها نماینده یاخته‌های مکان است. الگوریتم مورد استفاده در این پژوهش بر مبنای روش بلندر و شوبرت (۲۰۰۰) است که خصوصیات متفاوت مسیرهای چرخندی را با استفاده از داده‌های با تفکیک‌های زمانی و مکانی متفاوت مطالعه کرده‌اند. برای شناسایی چرخندها دو شرط قرار داده شده است که عبارتند از: (۱) ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته مورد بررسی نسبت به هر ۸ همسایه پیرامونش کمینه باشد که در این صورت کد یک به آن داده می‌شد (شکل ۳):

درجه جغرافیایی و تفکیک زمانی آنها به صورت ۶ ساعته روزانه (۰۰، ۰۶، ۱۲ و ۱۸ زولو) است. چهارچوب منطقه مورد مطالعه دربرگیرنده همه پهله‌هایی است که ممکن است چرخندهای پدید آمده در آن از ایران گذشته و آب‌وهوای آن را تحت تأثیر قرار دهد. از این رو داده‌های طول ۳۰- درجه غربی تا ۸۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی از تارنمای www.cdc.noaa.gov استخراج و واکاوی شد. شناسایی الگوهای گردشی جو به دو روش انجام می‌گیرد. در روش درونسو که به آن روش دستی نیز گفته می‌شود پژوهشگر با استفاده از داده‌ها، نقشه‌های الگوهای گردشی را ترسیم کرده و به بررسی و مطالعه آنها می‌پردازد. این روش در اوایل ظهور علم اقلیم‌شناسی سینوپتیک مورد استفاده قرار می‌گرفت. در این روش نیاز به صرف وقت فراوان برای بررسی نقشه‌های الگوهای جوی است و چنانچه مطالعه الگوهای جوی در درازمدت مد نظر باشد نیاز به استفاده از یک گروه کاری مجرب و صرف وقت فراوان در این زمینه است. با پیشرفت علوم کامپیوتری و استفاده از نرم‌افزارهای گوناگون در ترسیم و تحلیل الگوهای گردشی جو، روش برونسو (خودکار) رواج پیدا کرد. در این روش با استفاده از داده‌های رقومی جو بالا و با استفاده از کامپیوتر و الگوریتم‌های طراحی شده محقق می‌تواند پژوهش خود را در مدت زمان کم و در بازه‌های زمانی بلندمدت اقلیمی انجام دهد. بنظر می‌رسد که استفاده از الگوریتم طراحی شده از اهمیت زیادی در این روش برخوردار است، زیرا



شکل (۲) موقعیت مکانی ۱۴۸۵ یاختی واکاوی شده به ابعاد ۴۵×۳۳.

۰	۰	۰
۰	۱	۰
۰	۰	۰

شکل (۳) نقاط هشت همسایگی پنجره کرنل.

در معادلات جوی از مختصات متریک طول و عرض جغرافیایی استفاده می‌شود و مقدار متریک عرض جغرافیایی متناسب با مقدار Cos مختصات کروی عرض جغرافیایی است که مقدار آن در هر مدار متفاوت است. بنابراین به هر عرض جغرافیایی وزن متناسب با مقدار متریک آن داده شده است، سپس میانگین وزنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل پنجره کرنل مربوط محاسبه شد. میانگین وزنی از فرمول زیر محاسبه شد:

$$\overline{GF} = \frac{1}{\sum_{i=1}^9 W_i} * \sum_{i=1}^9 W_i GF_i$$

$$W_i = \frac{1}{4} (Cos\varphi_s + Cos\varphi_n)$$

شکل (۲) میانگین منطقه‌ای بزرگی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی ۹ یاخته موجود در پنجره کرنل دست کم ۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر باشد، به این ترتیب چرخندهای حرارتی و دینامیکی ضعیف حذف گشته‌اند. شیو ارتفاع ژئوپتانسیل به طریق زیر محاسبه گردید، در تابع زیر بیانگر مختصات متریک طول جغرافیایی و λ بیانگر مختصات متریک عرض جغرافیایی است:

$$GF = -\left(\frac{\partial\varphi}{\partial x}\hat{i} + \frac{\partial\varphi}{\partial y}\hat{j}\right)$$

$$\varphi = hgt \times g$$

$$m.s^{-2} = G$$

انواع مختلفی از چرخندها می‌شوند چرخندهای بیشتری را نسبت به ترازهای میانی دارا هستند. علت این امر آن است که در تراز فشار سطح دریا؛ یعنی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بویژه در فصول گرم (بهار و تابستان) چرخندهای حرارتی بیشتری تشکیل می‌شوند که این چرخندها به علت منشأ حرارتی خود از قدرت و شدت کمی برخوردار بوده و گسترش ارتفاعی کمتری داشته‌اند. در نتیجه در ترازهای بالاتر در نقشه‌های ترسیم شده دیده نمی‌شوند. همچنین علت اینکه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشترین تعداد چرخندها را در بین تمامی ترازها داراست این است که در این تراز چرخندهای دینامیکی زیادی وجود داشته‌اند که البته این چرخندها نیز به علت ضعیف بودن گسترش عمودی کمی به ترازهای پائین پیدا کرده‌اند، در نتیجه ترازهای میانی از تعداد چرخندهای کمتری نسبت به ترازهای ابتدایی و انتهایی جو برخوردار هستند.

\overline{GF} = میانگین وزنی منطقه‌ای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل.

Wi = وزن هر یاخته.

φS = مدار گذرنده از جنوب یاخته.

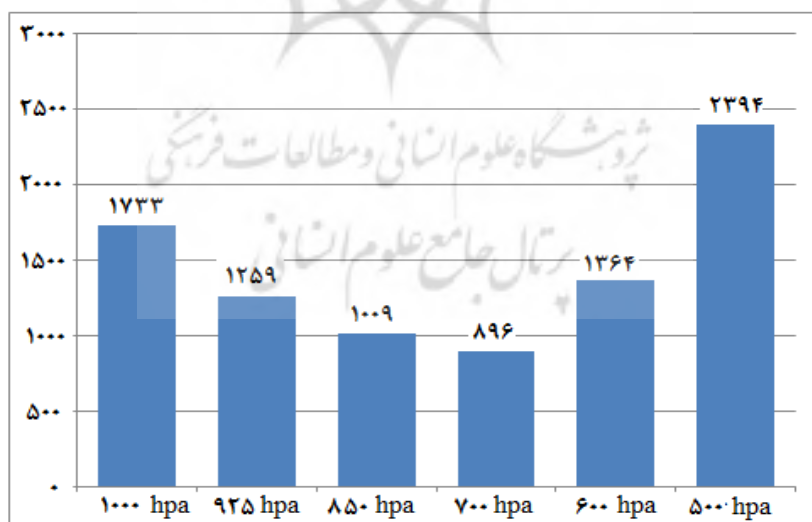
= مدار گذرنده از شمال یاخته. با اعمال این دو

شرط در نرم افزار گردز، مراکز چرخندزایی آشکار شد.

φn

واکاوی همدید نقشه‌ها در ترازهای مختلف جوی

نقشه‌های مراکز چرخندزایی ترسیم و فعالیت آنها به صورت سالانه در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال با یکدیگر مقایسه شده است. بیشترین فراوانی چرخندها مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و کمترین فراوانی مربوط به تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال است (نمودار ۱) ترازهای انتهایی و ابتدایی مورد بررسی جوی یعنی ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، به علت اینکه خود باعث شکل‌گیری



نمودار (۱) فراوانی چرخندها در هر یک از ترازهای شش‌گانه

چرخند کمتر باشد نشان دهنده عمق بیشتر چرخند است؛ یعنی چرخند از شدت بالایی برخوردار است و

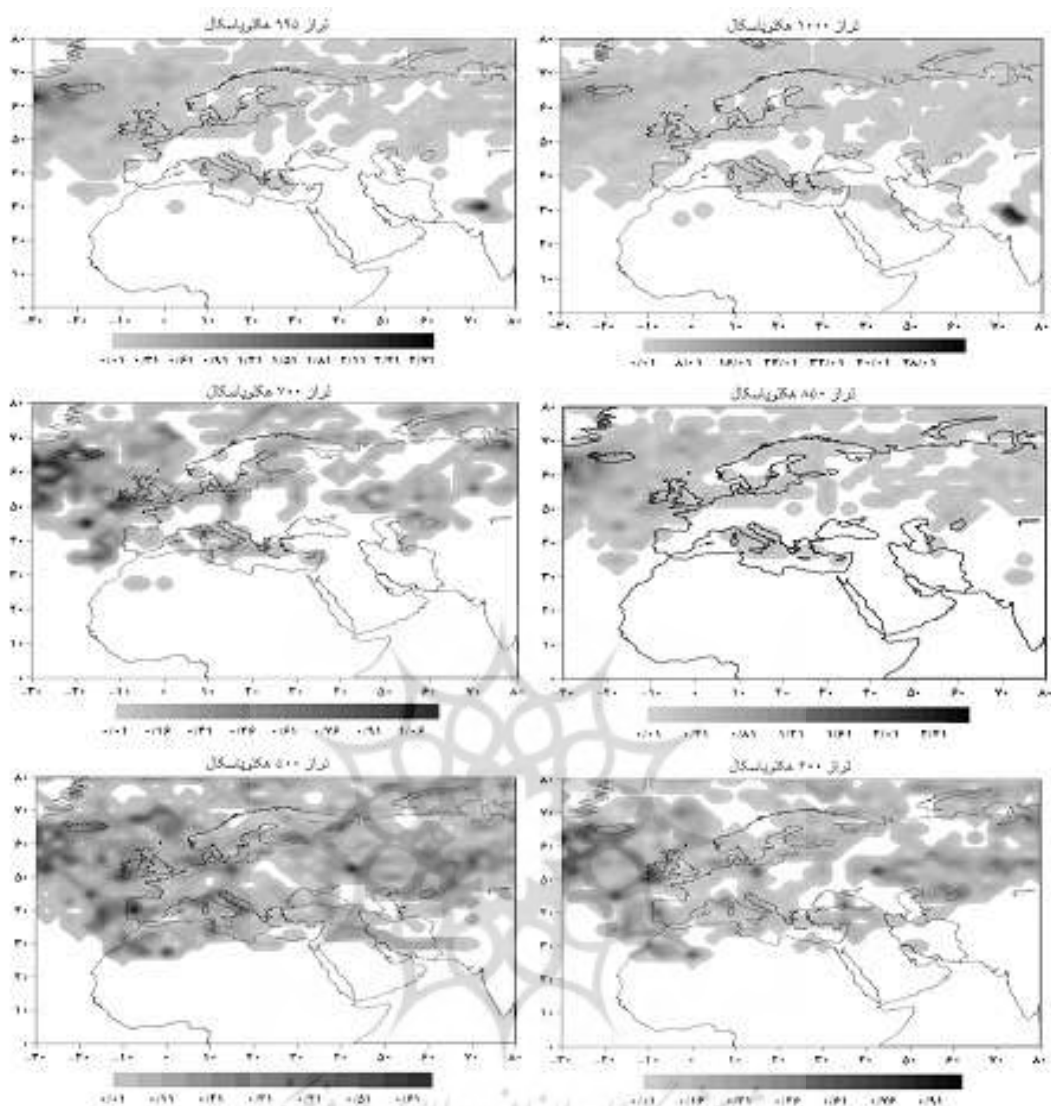
ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده فشار مرکزی چرخند در ترازهای بالایی جو است. هر چه ارتفاع ژئوپتانسیل

هر چه به ارتفاع ژئوپتانسیل آن اضافه گردد چرخند کم عمق‌تر شده، در واقع از قدرت آن کاسته شده و ضعیف‌تر می‌گردد. از آنجایی که منشأ کم‌فشارها، سطح زمین است در نتیجه قویترین چرخندها در تراز فشار سطح دریا قرار دارند و هر چه از ترازهای پائینی به ترازهای بالاتر برویم چرخندها از نظر قدرت و شدت تضعیف می‌گردند، هر چند که در ترازهای بالا عوامل دینامیکی نیز به افزایش شدت چرخندها کمک می‌کنند. معمولاً چرخندها هر چه از منبع رطوبت دور شوند و یا از روی خشکی‌ها و مخصوصاً ناهمواری‌ها عبور نمایند به علت از دست دادن رطوبتو یا تخلیه آن، از شدت آنها کاسته می‌شود، همچنین طول عمر چرخند نیز از دیگر معیارهای مهم در تعیین میزان بارش است، زیرا هر چه که از تشکیل چرخند مدت زمان بیشتری سپری شده باشد، تضاد حرارتی موجود در توده‌های هوای چرخندها کمتر شده که این امر منجر به بارش کمتر و در نهایت از بین رفتن آنها می‌شود.

واکاوی نقشه‌های سالانه مراکز چرخندزایی در ترازهای شش گانه

در مجموع در سال ۱۳۷۲، ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تعداد چرخندهای بیشتری را نسبت به ترازهای میانی جو دارا هستند. در حوضه مدیترانه در ترازهای ۱۰۰۰، ۹۲۵ و ۸۵۰ هکتوپاسکال مرکز

چرخندزایی جنوب ایتالیا و خلیج جنوا مهمترین مراکز چرخندزایی هستند. اما در ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، جای این دو مرکز چرخندزایی عوض شده و شدت مرکز چرخندزایی خلیج جنوا از جنوب ایتالیا بیشتر می‌گردد. در ترازهای ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، در غرب دریای مدیترانه مرکز چرخندزایی اسپانیا- پرتغال دیده می‌شود که در ترازهای پایین‌تر جو وجود نداشت. این مرکز چرخندزایی با شدت و فراوانی بسیار زیادی در این دو تراز ظاهر گشته و گستره وسیعی را اشغال می‌نماید. همچنین مرکز چرخندزایی دریای سیاه در ترازهای ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نمود پیدا کرده و بر شدت آن افزوده می‌شود. در ترازهای ۷۰۰، ۶۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال در خارج از حوضه مدیترانه مراکز چرخندزایی دریای سلتیک و اقیانوس اطلس تشدید می‌گردند و عارضه عمده‌ای را در کل محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهند. کم‌فشار گنگ نیز با فراوانی بالا در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال و به میزان کمتر در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، در شرق کشور خودنمایی می‌کند و در ترازهای بالاتر جو به طور کامل از بین می‌رود. در آسیای میانه مرکز چرخندزایی دریاچه خوارزم در تمامی ترازها وجود دارد و در ترازهای بالاتر بر شدت و گستره آن افزوده می‌شود که عارضه عمده‌ای را در شمال کشور تشکیل داده و زبانه‌هایی از آن به شمالشرق کشور ما ارسال می‌گردد.



شکل (۴) موقعیت مراکز چرخندزایی سالانه در ترازهای شش گانه

ژئوپتانسیل نسبت به هشت همسایه خود و داشتن شیو ارتفاع ژئوپتانسیل برابر یا بیش از ۱۰۰ متر در ۱۰۰۰ کیلومتر) در این پژوهش مطابقت دارند. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل ۴۰۰ متر است که ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰۰ متر با ۲۹ درصد، بیشترین درصد فراوانی را داراست. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز ۲۰۰ متر است. از نظر ارتفاع ژئوپتانسیل، مراکز چرخندی مشاهده شده

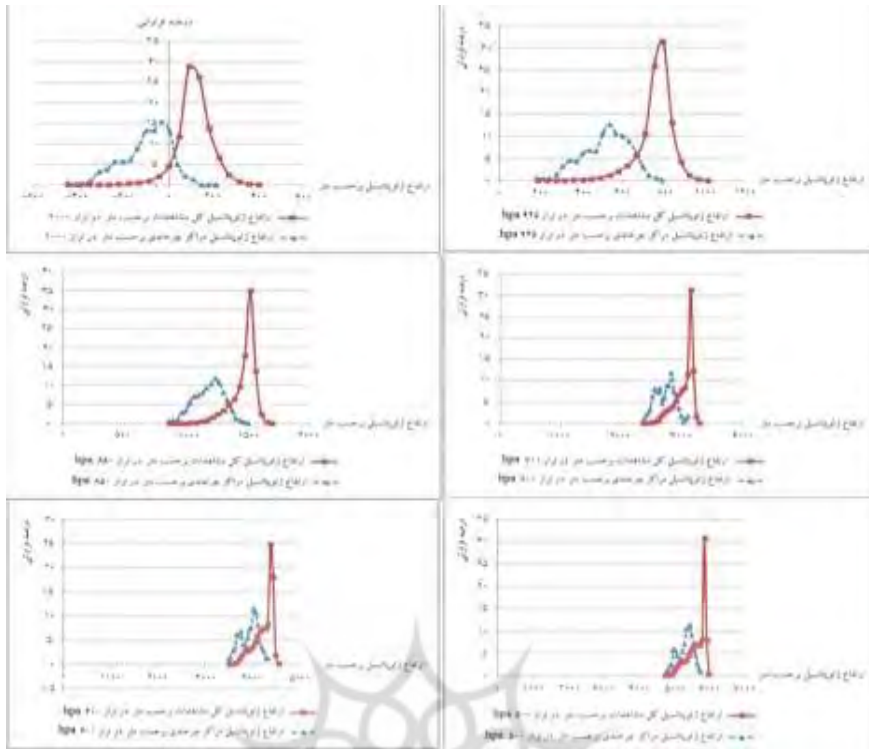
واکاوی نمودارهای ارتفاع ژئوپتانسیل و شیو ارتفاع ژئوپتانسیل در ترازهای شش گانه در نمودار ارتفاع ژئوپتانسیل (نمودار ۲)، دو منحنی وجود دارد. منحنی پیوسته شامل همه مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده شده در هر یک از ترازهای این پژوهش است. منحنی منقطع نیز دربرگیرنده مقادیر ارتفاع ژئوپتانسیل آن دسته از مراکز چرخندی است که با شروط تعیین شده (یعنی کمینه بودن ارتفاع

از توزیع مقارنی برخوردار هستند. ارتفاع ژئوپتانسیل ۴۶۹- متر کمترین ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی است که این چرخند، قویترین چرخند شناسایی شده در این پژوهش نیز است. در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات ۱۰۲۵ متر است که ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۰۰ متر با ۳۲ درصد فراوانی، بیشترین درصد فراوانی را دارا است. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز ۸۰۰ متر است که بیشترین درصد فراوانی مراکز چرخندی با ۱۳ درصد، در ارتفاع ژئوپتانسیل ۵۴۵ متر دیده می‌شود. دامنه تغییرات ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی نیز بین ۱۸۰ تا ۸۰۰ متر است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات ۱۷۰۰ متر است و ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۵۲۰ متر با ۳۵ درصد فراوانی، بیشترین درصد فراوانی را داراست. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز ۱۵۱۵ متر است که ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۲۵۰ متر، با ۱۲ درصد فراوانی دارای بیشترین درصد فراوانی است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل ۳۳۰۰ متر است. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز ۳۱۵۰ متر است که ارتفاع ژئوپتانسیل ۲۸۱۰ متر با ۱۲ درصد فراوانی، بیشترین درصد فراوانی را دارد. ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی از توزیع مقارن برخوردار نیست، به طوری که ابتدا با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیل، درصد فراوانی چرخندها نیز افزایش می‌یابد، اما سپس یک روند کاهشی در آن رخ داده و دوباره یک روند افزایشی در آن بوقوع می‌پیوندد. در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات

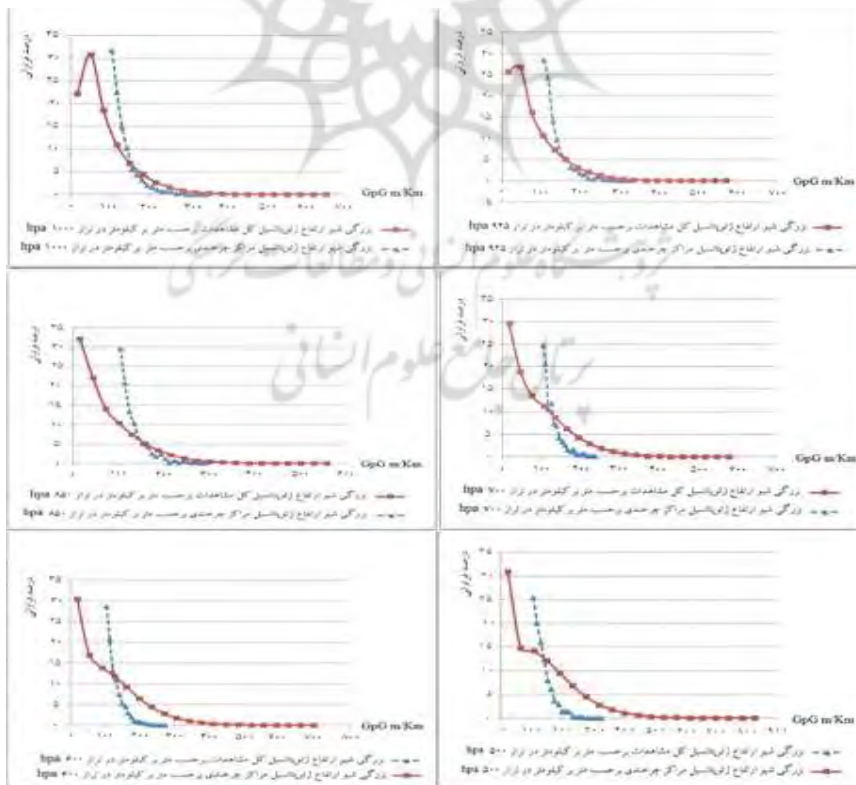
در حدود ۴۵۵۰ متر است و ارتفاع ژئوپتانسیل ۴۳۵۰ متر با ۲۵ درصد فراوانی، بیشترین درصد فراوانی را دارد. ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز از توزیع مقارنی برخوردار نیست. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات ۶۰۰۰ متر است و ارتفاع ژئوپتانسیل بین ۵۹۰۰ تا ۶۰۰۰ متر با ۳۱ درصد، دارای بیشترین درصد فراوانی است. بیشینه ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده در حدود ۵۸۰۰ متر است که بیشترین درصد فراوانی آن نیز با ۱۲ درصد در حدود ۵۳۰۰ تا ۵۴۰۰ متر است. در نمودار شیو ارتفاع ژئوپتانسیل نیز دو منحنی وجود دارد که منحنی پیوسته، شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات بر حسب متر بر کیلومتر بوده و منحنی منقطع، شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده بر حسب متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. منحنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی بین قسمت‌های ابتدایی و انتهایی منحنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات قرار دارد. زیرا شیو ارتفاع ژئوپتانسیل در قسمت ابتدایی منحنی کل مشاهدات کمتر از ۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. در نتیجه شرط دوم این پژوهش را دارا نیستند. مقادیر شیو ارتفاع ژئوپتانسیل واقع در قسمت انتهایی نمودار نیز معمولاً به دلیل نداشتن شرط اول این پژوهش یعنی کمینه بودن نسبت به هشت همسایه خود در بین چرخندهای شناسایی شده جای نگرفته و در نتیجه منحنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی، آنها را در بر نمی‌گیرد. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات در حدود ۶۶۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است (نمودار ۳). بیشینه شیو

مشاهدات در حدود ۵۹۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. مقدار بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی نیز در حدود ۲۴۵ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. مقادیر شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بین ۲۴۵-۵۹۰، شرط اول این پژوهش را دارا نبوده‌اند، در نتیجه به عنوان چرخند شناسایی نشده‌اند. بطور کلی دامنه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی این تراز کم است. مقدار بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در حدود ۷۱۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است که بیشینه مقدار شیو ارتفاع ژئوپتانسیل چرخندهای شناسایی شده در حدود ۲۸۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. مقادیر شیو ارتفاع ژئوپتانسیل واقع شده بین این مقادیر (۲۸۰-۷۱۰)، شرط اول این پژوهش را دارا نیستند، در نتیجه به عنوان چرخند شناسایی نشده‌اند. همچنین در قسمت ابتدایی نمودار نیز مشاهداتی وجود دارد که شرط دوم پژوهش را دارا نبوده‌اند، یعنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل آن‌ها کمتر از ۱۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است، در نتیجه به عنوان چرخند شناسایی نشده‌اند. شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به حدود ۸۵۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر نیز می‌رسد که بیشترین شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مشاهده شده را در بین ترازهای شش گانه این پژوهش داراست، اما شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی در مقدار بیشینه خود تنها تا به حدود ۳۵۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر می‌رسد.

مراکز چرخندی مشاهده شده نیز در حدود ۳۵۵ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است؛ یعنی مقادیر بیش از این مقدار شرط اول این پژوهش یعنی کمینه بودن ارتفاع ژئوپتانسیل نسبت به هشت همسایه خود را دارا نبوده و در بررسی و محاسبه چرخندها حذف گشته‌اند. شیو ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰۰ متر با ۳۱ درصد، بیشترین درصد فراوانی را دارد و با افزایش شیو ارتفاع ژئوپتانسیل تعداد چرخندها کاهش می‌یابد. در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات در حدود ۵۸۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. چرخندهایی که هر دو شرط این پژوهش را دارا بوده‌اند شیو ارتفاع ژئوپتانسیلی بین ۱۰۵ تا ۳۱۵ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر دارند. بیشترین درصد فراوانی را نیز شیو ارتفاع ژئوپتانسیل ۱۰۵ متر، با ۲۹ درصد فراوانی داراست. به مانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بیشتر چرخندهای این تراز نیز ضعیف هستند و با افزایش شیو ارتفاع ژئوپتانسیل از تعداد آنها کاسته می‌شود. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال، بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل مشاهدات در حدود ۵۷۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است که کمترین مقدار شیو ارتفاع ژئوپتانسیل را در بین همه ترازها دارد. بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی نیز ۳۰۰ متر بر ۱۰۰۰ کیلومتر است. کمترین شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی شناسایی شده نیز ۱۱۰ متر بر کیلومتر است. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، بیشینه شیو ارتفاع ژئوپتانسیل کل



نمودار (۲) ارتفاع ژئوتانسیل مراکز چرخندزایی در ترازهای شش گانه



نمودار (۳) شیو ارتفاع ژئوتانسیل مراکز چرخندزایی در ترازهای شش گانه

همبستگی بین درصد فراوانی چرخندها با بارش ماهانه

چرخندها توده هوایی هستند که در صورت مهیا بودن شرایط موجب بارش می‌شوند. در نتیجه با عبور از روی مناطق مختلف، هوا و در دراز مدت اقلیم آن را تحت تأثیر قرار می‌دهند. مطالعات انجام شده بر روی چرخندها نیز با هدف بررسی تأثیرگذاری آنها بر روی بارش و منابع آبی انجام می‌گیرد. به همین منظور در مطالعات گوناگون ابتدا اقدام به شناسایی گذرگاه‌های چرخندی نموده و سپس تأثیر آنها بر بارش منطقه مورد مطالعه، بررسی می‌نمایند. برای بررسی همبستگی بین چرخندها و بارش در این پژوهش ابتدا درصد بارش ماهانه کشور محاسبه و

سپس همبستگی آن بطور جداگانه با درصد فراوانی چرخندهای ماهانه هر تراز محاسبه شد (جدول ۱). همانطور که از این جدول نیز مشخص است مقدار همبستگی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ۰/۴۷ است که می‌توان گفت همبستگی نسبی‌ای بین بارش و تعداد چرخندها برقرار است. در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال مقدار همبستگی کمتر می‌شود (۰/۳۲). در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال مقدار همبستگی ۰/۳۷ است که این مقدار همبستگی نیز چندان معنادار نیست. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال مقدار همبستگی ۴۸/۵ است که به مانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال حاکی از وجود همبستگی نسبی بین چرخندها و بارش است.

جدول (۱) مقدار همبستگی و r^2 در ترازهای شش گانه.

ترازها	مقدار همبستگی	مقدار r^2
hpa ۱۰۰۰	۰/۴۷۰	۰/۲۲۱۸
hpa ۹۲۵	۰/۳۱۸۱	۰/۱۰۱۲
hpa ۸۵۰	۰/۳۷۱۶	۰/۱۳۸۱
hpa ۷۰۰	۰/۴۸۴۸	۰/۲۳۵
hpa ۶۰۰	۰/۵۵۰۳	۰/۳۰۲۹
hpa ۵۰۰	۰/۲۸۵۱	۰/۰۸۱۳

تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با همبستگی ۰/۵۵ بیشترین مقدار همبستگی را در بین همه ترازها دارا است که نشان از همبستگی بالاتر بین بارش و چرخندها در این تراز است، این مقدار همبستگی از نظر آماری مهم

بوده و حاکی از معنادار بودن آن است. در نهایت در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مقدار همبستگی ۲۸/۵ است که کمترین مقدار همبستگی را در بین ترازهای شش گانه دارا است. همبستگی بین تعداد چرخندها و بارش

کشور در ترازهای گوناگون متفاوت است، به طوری که هیچگونه روند و یا الگوی خاصی را نمی‌توان از آن استنباط نمود. با توجه به همبستگی بدست آمده می‌توان گفت که همبستگی بین چرخندها و بارش در سال ۱۳۷۲ به جز در ترازهای ۱۰۰۰، ۷۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال کم است، به طوری که نمی‌توان نتیجه قابل اطمینانی از آن استخراج نمود.

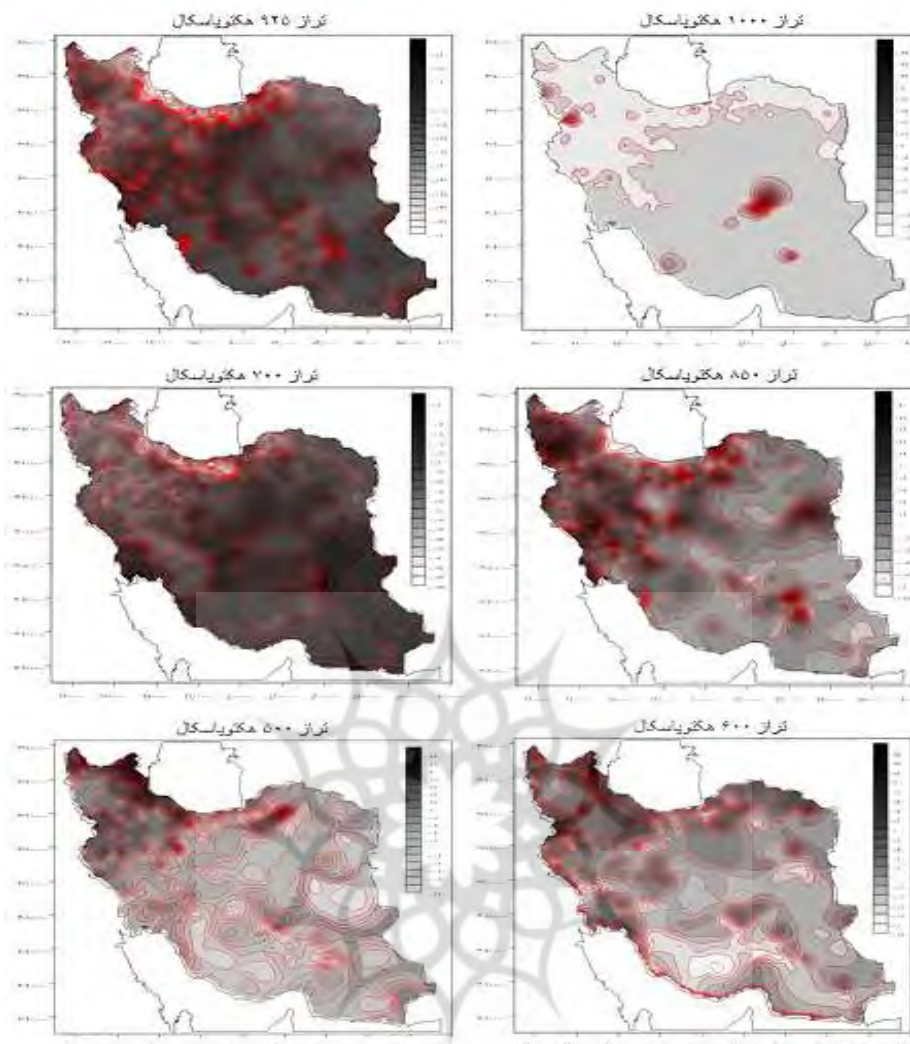
بررسی همبستگی تعداد چرخندها با بارش یاخته‌ای مناطق مختلف کشور

منشأ اغلب چرخندهای تأثیرگذار بر روی هوا و اقلیم کشور ما منطقه مدیترانه است. همانگونه که در این پژوهش نیز آشکار گردید مراکز چرخندزایی خلیج جنوا، جنوب ایتالیا، دریای سیاه، اسپانیا- پرتغال و قبرس در ماه‌ها و فصول مختلف سالکشور ما را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند. این مراکز چرخندزایی که بویژه در دوره سرد سال به منطقه خاورمیانه و کشور ما نفوذ می‌کنند، بیشتر بارش و رطوبت آن را تأمین می‌نمایند. لذا به منظور بررسی دقیق‌تر تأثیرگذاری چرخندها بر منابع آبی کشور اقدام به مطالعه همبستگی میان تعداد چرخندها در ترازهای گوناگون با بارش یاخته‌ای مناطق مختلف کشور شد. برای این منظور ابتدا تعداد چرخندها در ترازهای گوناگون مشخص شده، سپس بارش‌های موجود بر روی ۷۱۸۷ یاخته کشور در سال ۱۳۷۲ استخراج گردید. در مرحله بعد، همبستگی بین تعداد چرخندهای هر تراز با بارش‌های یاخته‌ای کشور به طور جداگانه گرفته شد. سپس این مقادیر را به همراه

مختصات طول و عرض جغرافیایی هر یاخته به نرم افزار سرفر انتقال داده و نقشه همبستگی چرخندها و بارش یاخته‌ای کشور ترسیم شد، که هر یک به طور جداگانه واکاوی شده است. همانگونه که در شکل (۵) مشخص است بین چرخندهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و بارش یاخته‌ای کشور همبستگی وجود دارد، هر چند که این همبستگی نسبتاً ضعیف است و در مقدار بیشینه خود به ۰/۲۴ می‌رسد. با توجه به این نقشه، در مناطق شمالغرب و غرب کشور (مناطق تیره‌تر)، همبستگی بیشتری بین چرخندها و بارش نسبت به مناطق دیگر کشور وجود دارد. در برخی نقاط نیز این همبستگی منفی می‌گردد (مناطق روشن‌تر). با توجه به نقشه همبستگی بارش با تعداد چرخندهای تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، می‌توان دریافت که مقدار بیشینه همبستگی ۰/۲۶ است. در این تراز بطور کلی همبستگی بیشتری بین چرخندها با بارش یاخته‌ای کشور وجود دارد. مناطق شمالغرب، شمال، شمالشرق و غرب کشور همبستگی بیشتری را با بارش چرخندی نشان می‌دهند (مناطق تیره‌تر) در این تراز نیز در برخی مناطق همبستگی منفی بین بارش و چرخندها وجود دارد (مناطق روشن‌تر). همبستگی بین بارش یاخته‌ای و تعداد چرخند در تراز ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال از نظر اقلیمی منطقی به نظر می‌رسد، زیرا چرخندهای تشکیل شده بر روی حوضه مدیترانه که اغلب رطوبت کشور ما را تأمین می‌نمایند در مسیر خود از مناطق غرب و شمالغرب کشور عبور می‌کنند در نتیجه پس از برخورد به توده‌های کوهستانی این مناطق و صعود از روی آنها، منجر به ایجاد بارش

حاکی از نبود همبستگی بین چرخندها و مقدار بارش در این تراز است. در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، بیشینه مقدار همبستگی بین چرخندها و بارش ۰/۲۶ است، که همبستگی‌های بالاتر در مناطق جنوب‌شرقی، شرقی و مرکزی کشور مشاهده می‌گردد و همبستگی‌های پایتتر و مقادیر منفی در قسمت‌های غربی، شمال‌غربی و شمالی کشور دیده می‌شود. در مورد تأثیرگذاری چرخندها بر بارش در این تراز، از آنجایی که این نقشه مربوط به تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است می‌توان اینگونه نتیجه گرفت که چون مناطق جنوب‌شرق، شرق و مرکزی ایران به کم‌فشار گنگ نزدیک‌تر هستند و این کم‌فشار نیز در ترازهای پایینی جو از شدت بالایی برخوردار است در نتیجه همبستگی بالای بین چرخندها و بارش را در این مناطق به تأثیرگذاری این مرکز چرخندزایی نسبت داده می‌شود که در مواقع گسترش خود به خصوص در فصول گرم، مناطق شرقی و مرکزی کشور ما را در بر می‌گیرد و باعث ریزش نزولات جوی در این مناطق می‌گردد.

فراوانی می‌شوند. پس از گذر از این مناطق به علت تخلیه رطوبتی و به دلیل کم ارتفاع و پست بودن مناطق مرکزی و شرقی ایران، بارش بسیار کمی را در این مناطق ایجاد می‌نمایند. در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، همبستگی بین چرخندها و بارش یاخته‌ای کشور بسیار پایین است به طوری که مقدار بیشینه آن به دو صدم درصد می‌رسد، در نتیجه می‌توان گفت هیچگونه همبستگی بین چرخندها و بارش وجود ندارد. در نقشه همبستگی بارش و تعداد چرخندهای تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال نیز، بیشینه مقدار همبستگی ۰/۲ است. در این تراز نیز به مانند تراز ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال در مناطق غرب و شمال‌غرب کشور همبستگی بیشتری را بین چرخندها و بارش می‌توان یافت. همچنین مقادیر منفی همبستگی نیز در مناطق مرکزی، جنوب‌شرقی و شرقی کشور مشاهده می‌گردد. به طور کلی مقدار همبستگی بارش و چرخندها در این تراز نیز معنی‌دار است. در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال، مقدار همبستگی بسیار ضعیف است که بیشینه آن ۱۲ صدم درصد است. این مقدار همبستگی نیز معنی‌دار نبوده و



شکل (۵) نقشه همبستگی تعداد چرخندها با بارش یاخته‌ای کشور در ترازهای مختلف

نتیجه‌گیری

عمودی کمی برخوردارند، به طوری که هر چه به طرف ترازهای میانی جو پیش می‌رویم از تعداد چرخندها کاسته می‌شود. به عنوان مثال کم‌فشار حرارتی گنگ تنها در ترازهای ۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال دیده می‌شود و در ترازهای میانی و بالایی جو اثری از آن وجود ندارد. در مقیاس زمانی فصلی به جز تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بیشترین تعداد چرخندها در فصل پائیز وجود دارند. فصول زمستان و بهار و تابستان نیز به ترتیب در رتبه‌های بعدی هستند.

با شناسایی مراکز چرخندی آشکار گردید که در ترازهای ۵۰۰ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تعداد چرخندهای بیشتری نسبت به ترازهای میانی جو (۹۲۵، ۸۵۰، ۷۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال) وجود دارد. همچنین تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال کمترین تعداد چرخندها را در بین ترازهای شش‌گانه دارد. چرخندهای شناسایی شده در ترازهای پایین (۱۰۰۰ و ۹۲۵ هکتوپاسکال) در دوره گرم سال، بیشتر منشأ حرارتی داشته و از گسترش

پرتغال- اسپانیا قرار دارد. با توجه به نقشه‌های همبستگی بارش یاخته‌ای کشور با تعداد چرخندهای هر یک از ترازهای جوی، اینگونه می‌توان نتیجه گرفت که همبستگی نسبی‌ای بین تعداد چرخندها و بارش وجود دارد که در برخی مناطق و ترازها معنادار است، به طوری که مقدار این همبستگی در ترازهای ۵۰۰ و ۶۰۰ هکتوپاسکال قوی‌تر بوده و در مناطق شمال‌غرب، غرب و شمال کشور همبستگی مثبت وجود دارد که این همبستگی، تأثیرات مثبت چرخندهای منطقه مدیترانه را در مقدار بارش این مناطق بازگو می‌کند. در نقطه مقابل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، در مناطق جنوب‌شرق، شرق و مرکز کشور همبستگی مثبت بین چرخندها و بارش وجود دارد که تأثیرات مثبت چرخندهای کم‌فشار گنگ را در بارش این مناطق نشان می‌دهد، زیرا گردش موسمی جو در دوره گرم سال باعث حرکت این چرخندها به این مناطق شده و بر بارش آنها تأثیر می‌گذارد.

منابع

احمدی گیوی، فرهنگ؛ نجیبی‌فر، یونس (۱۳۸۳). «مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه‌های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای یک دوره یک ساله»، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۰، شماره ۲.

صداقت، مهدی (۱۳۸۵). «مسیریابی سیکلون‌های خاورمیانه (در دوره سرد سال)» استاد راهنما زهرا حجازی زاده، استاد مشاور زین‌العابدین جعفرپور؛ پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه

همچنین در فصول سرد سال، بیشتر مراکز چرخندزایی شناسایی شده بر روی دریا قرار گرفته‌اند (خلیج جنوا، جنوب ایتالیا، دریای سیاه و قبرس) که دلالت بر آن دارد که تضاد حرارتی ایجاد شده توسط جریان‌های هوای حاره و قطبی در حوضه مدیترانه در شکل‌گیری این چرخندها سهم بسیار زیادی دارد. در نقطه مقابل در فصول گرم، بویژه در تابستان که بادهای غربی به طرف عرض‌های بالاتر عقب‌نشینی می‌کنند تعداد چرخندها در عرض‌های پایین کمتر شده و بیشتر مراکز چرخندزایی، در روی خشکی‌ها دیده می‌شوند (شمال آفریقا، گنگ، جنوب‌غرب و غرب ایران) که گویای آن است که این چرخندها بیشتر منشأ حرارتی دارند و بر روی خشکی‌های شمال آفریقا و کشورهای خاورمیانه از جمله عراق و کشور پاکستان که در طول روز به شدت گرم می‌شوند شکل می‌گیرند که این مراکز نسبتاً ضعیف بوده و از عمق کمتری برخوردارند.

بطور کلی مراکز چرخندزایی اصلی شناسایی شده در هر شش تراز عبارت از خلیج جنوا، جنوب ایتالیا، پرتغال- اسپانیا، دریاچه خوارزم، دریای سیاه و قبرس هستند. مراکز چرخندزایی شناسایی شده در این پژوهش با کار آلپرت و همکاران (۱۹۹۰) و آناگنوس- توپولو و همکاران (۲۰۰۶) که مراکز اصلی چرخندزایی حوضه مدیترانه را خلیج جنوا، جنوب ایتالیا و قبرس معرفی کرده‌اند با اندکی تفاوت مطابقت دارد، بدین صورت که مراکز چرخندزایی اصلی حوضه مدیترانه در این پژوهش نیز خلیج جنوا و جنوب ایتالیا است با این تفاوت که سومین مرکز چرخندزایی در این پژوهش بر روی کشورهای

- Meteorologisches Institut, University Hamburg, Hamburg, Germany: 377° 384.
- Karaca, Mehmet, Ali Deniz and Mete Tayanc, 2000: **Cyclone Track Variability over Turkey in Association With Regional Climate**, Int. J. Climatol. 20: 1225° 1236.
- Diaz S C, Salinas C A- Zavala and S. Hernandez-Vazquez, 2007: **Variability Of Rainfall From Tropical Cyclones in Northwestern Mexico and its Relation to SOI and PDO**. Atmosfera 21(2), 213-223(2008).
- Horvath K, Fita L, Romero R, Ivancan-picek B and Stiperski I, 2006: **Cyclogenesis in The Lee Of The Atlas Mountain: A Factor Separation Numerical Study**. Advances of Geosciences, 7, 327-331.
- Nicolaides K, Savvidou K, Orphanou A, Nicolaides S.C, Constantinides P, Papachristodoulou C and Savvides M, 2008: **An investigation Of a Baroclinic Depression That Affected The Area of Cyprus**. Advances of Geosciences, 16, 117-124.
- Picornel M.A, Jansa A, Genoves A and Campins H, 2001: **Automated Database Of Mesocyclones From the Hirlam (INM)-0.5° Analyses in The Western Mediterranean**. International journal of climatology, 21: 335-354.
- Saaroni, a H. * N. Halfon, b B. Ziv, c P. Alpert and H. Kutiel, 2009: **Links Between The Rainfall Regime in Israel and location and Intensity Of Cyprus lows**. International Journal of Climatology, 30: 1014° 1025 (2010).
- Trigo I and Davies T.D, 1999: **Objective Climatology Of Cyclones in the Mediterranean Region**. Journal of climate, 12, 1685-1696.
- Wang X.L, Swall Val.R and Zwiers W.F, 2006: **Climatology and Change of Extratropical Cyclone Activity: Comparison Of ERA-40 With NCEP/NCAR Reanalysis For 1958-2001**. Journal of climate(2006).3145-3165.
- Www.cdc.Noaa.Gov.
- تربیت معلم تهران، گروه جغرافیا، اقلیم و برنامه ریزی محیطی.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵). «اقلیم شناسی سینوپتیک»؛ تهران، انتشارات سمت.
- علیجانی، بهلول (۱۳۸۷). «آب و هوای ایران»، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- فرج زاده، منوچهر (۱۳۸۶). «تکنیک‌های اقلیم-شناسی»، انتشارات سمت.
- کاویانی، محمدرضا؛ بهلول علیجانی (۱۳۸۶). «مبانی آب و هواشناسی»، تهران، انتشارات سمت.
- محب‌الحجه، علیرضا؛ احمدی گیوی، فرهنگ؛ یآوری، میترا (۱۳۸۴). مطالعه بسته موج‌های کژ فشار در فوریه ۲۰۰۳: شناسایی بسته‌های موج به روش‌های مختلف و بررسی ویژگی‌های آنها. مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۳۱، شماره ۲، ۴۵-۵۸.
- مسعودیان، سید ابوالفضل (۱۳۸۷). «اقلیم‌شناسی ایران»؛ اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- یارنال، برنت (۱۳۸۵). «کاربرد اقلیم‌شناسی در برنامه‌ریزی محیطی»، مسعودیان، سید ابوالفضل؛ اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان، چاپ اول.
- Bartholyj, Pongracz R and Pattanyus-Abraham M, 2008: **Analyzing The Genesis, intensity, and Tracks of Western Mediterranean Cyclones**. Theoretical and applied climatology. 96:133-144.
- Blender R and M. Schubert, 2000: **Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions**,