

بررسی همید کنش های چرخندی در طی ۱۳۸۲-۱۳۴۰ خورشیدی^۱

دکتر سید ابوالفضل مسعودیان^۲

چکیده

چرخندهای عرض میانه از در فراهم آوردن بارش ایران نقش با ارزشی دارند. بررسی ۴۳ سال داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در طی سال‌های اخیر تعداد چرخندها به سبب گرمایش جهانی افزایش یافته است. در این پژوهش یک مرکز چرخندی با دو ویژگی آشکارسازی شد: ارتفاع ژئوپتانسیل در نقطه بررسی نسبت به هشت همسایه‌ی آن کمینه باشد و میانگین وزنی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی نقطه‌ی بررسی و هشت همسایه‌ی آن دست کم ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر بر هزار کیلومتر باشد. در این پژوهش یک مرکز چرخندی بر روی عراق شناسایی شد که به سبب تأثیر بر اقلیم ایران شایان توجه است.

کلید واژه‌ها: چرخند برون حاره، مرکز چرخندی، ارتفاع ژئوپتانسیل، ایران

پیشگفتار

ایران با ۲۵۰ میلی‌متر بارش سالانه کشور بسیار کم بارشی است. از سوی دیگر پراکنش مکانی همین بارش اندک نیز بسیار نایک‌نواخت است. در حالی که بارش برخی نقاط شرقی ایران به ۵۰ میلی‌متر هم نمی‌رسد دردل زاگرس نقاطی با بارش بیش از ۱۴۰۰ میلی‌متر دیده می‌شود. پراکنش زمانی بارش نیز در ایران عمدتاً بسیار متمرکز است. به بیان دیگر در بخش بزرگی از سال بارش رخ نمی‌دهد و در مقابل بخش بزرگی از بارش در بازه زمانی کوتاهی فرو می‌بارد. همه این ویژگی‌ها سبب شده است که ایران نسبت به تغییرات اقلیمی و گرمایش جهانی بسیار حساس باشد. بررسی‌های پژوهشگران نشان داده است که در پیرامون ایران کانون‌های چرخندزایی ویژه‌ای وجود دارند و در طی دهه‌های گذشته بر تعداد چرخندهایی که در این کانون‌ها پدید آمده افزوده شده است. در این پژوهش کوشیده‌ایم تا نخست روش‌های جایابی و ردگیری چرخندها را روشن سازیم و سپس به بررسی ویژگی‌های زمانی و مکانی کانون‌های چرخندزایی ایران و پیرامون ایران بپردازیم.

پیشینه پژوهش

چرخندها از مهم‌ترین سامانه‌های برهم زنده آرامش جو در عرض‌های میانه هستند. به همین سبب در علوم جوی به نام اغتشاشات جوی شناخته می‌شوند. چرخندهای برون حاره سامانه‌هایی زنده به شمار می‌آیند. هیوسون (۲۰۰۸) چرخه‌ی حیات چرخندهای برون حاره را مشتمل بر هفت مرحله دانسته است (نگاره‌ی ۱). چنان که از این نگاره بر می‌آید جوانه چرخندهای برون حاره بر روی جبهه زده می‌شود. در دید هواشناسان و اقلیم شناسان مکتب

۱- این مقاله برگرفته از طرح فرصت مطالعاتی در دانشگاه کالیفرنیا ارواین است.

۲- استاد اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

برگن نیز جبهه زمینه و سرآغاز پیدایش چرخندهای برون حاره دانسته شده است. گرچه در مکتب برگن چرخه حیات چرخندهای برون حاره متفاوت از چیزی است که هیوسون (۲۰۰۸) پیشنهاد کرده است (نگاره ۲).



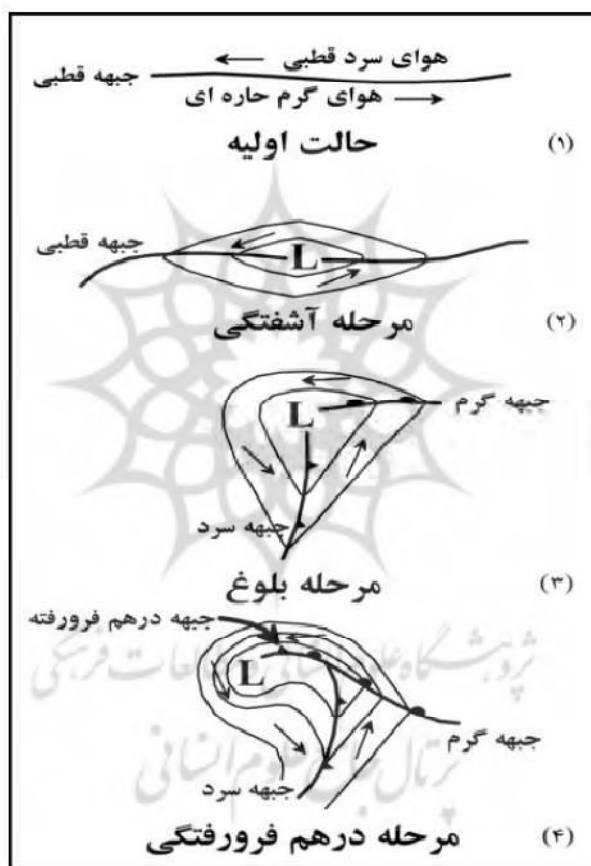
نگاره ۱: مراحل چرخه حیات چرخندها از دید هیوسون (بازآفرینی بر اساس هیوسون ۲۰۰۶)

محور اصلی مدل نظری چرخند در مکتب برگن را جبهه قطبی تشکیل می‌دهد. جبهه قطبی را کمربند بسیار نازکی می‌پنداشتند که دور تا دور زمین و در تمام ضخامت وردسپهر کشیده شده و هوای سرد قطبی را از هوای گرم حاره‌ای جدا می‌کند (نگاره ۲). این مدل را جرکنس و سولبرگ (۱۹۲۲) در مقاله تأثیرگذاری که منتشر کردند معرفی نمودند و بدون تبیین دلایل و شواهد اعلام کردند که آشفتگی‌های تاوه‌ای گاه و بی‌گاه در راستای همین جبهه قطبی شکل می‌گیرند. همین تاوه‌ها جبهه قطبی را تغییر شکل داده و در پاره‌ای مناطق هوای گرم حاره‌ای را به سوی قطب و هوای سرد قطبی را به سوی استوا هدایت می‌کنند. در این مدل سازوکاری که سبب تقویت این آشفتگی تاوه‌ای می‌شود دقیقاً بیان نشده ولی گفته شده که رشد مداوم این آشفتگی‌ها سبب تغییر شکل شدیدتر جبهه قطبی می‌شود و در مرکز آشفتگی، فشار تراز دریا کمتر خواهد شد. در این مرحله که آن را مرحله بلوغ می‌نامند جبهه قطبی چنان تغییر شکل می‌یابد که چرخند به ساختار جبهه‌ای ویژه‌ی خود دست پیدا می‌کند یعنی در وجه حاره‌ای کانون کم‌فشار چرخند، جبهه سرد و در وجه شرقی آن جبهه گرم شکل می‌گیرد. منطقه‌ای که بین این دو جبهه قرار گرفته و از دمای یکدست برخوردار است قطاع گرم نامیده می‌شود. تقویت مداوم چرخند سبب می‌شود که جبهه سرد به طرف جبهه گرم پیشروی کرده و در نهایت از آن پیشی بگیرد (به نقل از مارتین ۲۰۰۶).

مارتین (۲۰۰۶) با نقد مدل برگن چرخه حیات چرخندهای برون حاره را از دیدگاه دینامیکی بررسی کرده و زمینه‌های کلان مقیاس پیدایش آن‌ها را به شایستگی شرح داده است. این گونه آگاهی‌ها برای شناسایی خودکار چرخندها بسیار سودمند است. زیرا از یک سو کمک می‌کند تا متغیرهای مناسبی برای شناسایی چرخند برگزینیم و از سوی دیگر شناسایی چرخند را بر مبنای حجت‌های قوی دینامیکی قرار دهیم.

با این که جبهه پیش‌زمینه و از اجزای اصلی چرخندهای برون حاره است اما پژوهشگرانی که به جایابی و ردگیری چرخندها پرداخته‌اند جبهه و فراسنج‌های مربوط به آن را اساس قرار نداده‌اند. در عوض متغیرهایی مانند هسته‌ی کمینه‌ی فشار تراز دریا یا کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل و هسته‌ی بیشینه‌ی تاوایی اساس جایابی و ردگیری چرخندها قرار گرفته‌اند (جدول ۱).

گرچه ردگیری خودکار چرخندها از روی داده‌های رقومی جوی پیشرفت بزرگی است اما برون داد این روش‌های خودکار به شدت تابع تفکیک زمانی و مکانی پایگاه داده‌های جوی است (بلندر و شوپرت ۲۰۰۰:۳۷۷). به همین سبب همچنان که برون داد روش‌های درونسو به ورزیدگی پژوهشگر بستگی دارد و باید با احتیاط با آن روبرو شد بهره‌برداری از برون داد روش‌های برونسو نیز نیازمند همان اندازه احتیاط هست.



نگاره‌ی ۲: مراحل چرخه‌ی حیات چرخندهای برون حاره از بینشگاه مکتب برکن (برگرفته از مارتین ۲۰۰۶)

بسیاری از پژوهشگران (مانند ریتز ۱۹۷۵) مسیرهای چرخندی را در مقیاس فصلی بررسی کرده‌اند و بویژه به مقایسه فصول زمستان و تابستان و فصول بهار و پاییز پرداخته‌اند. با این حال به باور آلپرت و همکاران (۱-۱۹۹۰) در مناطقی همچون مدیترانه که زمین از آرایش پیچیده‌ای برخوردار است بررسی‌های فصلی نمی‌تواند نماینده‌ی وردش‌های ماه به ماه مسیرهای چرخندی مدیترانه را به روش برونسو شناسایی کردند و با حذف چرخندهایی که جابجایی ناچیزی داشتند عملاً چرخندهای گرمایی و چرخندهای ایستا را کنار گذاشتند. بر اساس بررسی ایشان در دسامبر و ژانویه چرخندها از دو مسیر مدیترانه را ترک می‌کنند: یکی از شرق و

دیگری از مسیر دریای اژه و دریای سیاه با این تفاوت که در دسامبر مسیر شرقی و در ژانویه مسیر شمالی فعال تر است. از سوی دیگر چرخندهایی که در بادپناه کوه‌های اطلس در شمال غرب آفریقا پدید می‌آیند بسته به زمان، در سه مسیر حرکت می‌کنند.

جدول ۱: معیارهای شناسایی چرخندها از دیدگاه پژوهشگران گوناگون

پژوهشگر	داده های پایه	روش شناسایی چرخند در ابتدای تشکیل
جونز ۱۹۶۲	نقشه	امواج جبهه‌ای و بارش مربوط به آن
کولوچی ۱۹۷۶	نقشه	همفشارهای بسته (که در بازه‌ی ۴ هکتوپاسکال ترسیم شده باشد)
مورای و سیموندز ۱۹۹۱	مدل	بیشینه‌ی تاوایی نسبی زمینگرد در سطح زمین
نیلسن و دال ۱۹۹۲	نقشه	همفشارهای بسته (که در بازه‌ی ۱ هکتوپاسکال ترسیم شده باشد)
هوجز ۱۹۹۵	مدل	بیشینه‌ی تاوایی نسبی در تراز ۸۰ هکتوپاسکال
رنفرو و همکاران ۱۹۹۷	نقشه	امواج جبهه‌ای
ریوالز و همکاران ۱۹۹۸	مدل	همفشارهای بسته (که در بازه‌ی ۲ هکتوپاسکال ترسیم شده باشد)
چابورو و تورپه ۱۹۹۹	مدل	جبهه‌های ترسیم شده به روش برونسوی، بیشینه‌ی تاوایی نسبی در تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال
گروتجان و همکاران ۱۹۹۹	مدل	تحلیل موجک، همفشارهای بسته (که در بازه‌ی ۱ هکتوپاسکال ترسیم شده باشد)
آیرالت و جولی ۲۰۰۰	مدل	بیشینه‌ی تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال پس از پالایش زمانی
هاسکینز و هوجز ۲۰۰۲	مدل	کمینه‌ی فشار سطحی، بیشینه‌ی تاوایی نسبی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال پس از پالایش زمانی و چند پیش پردازش دیگر

این چرخندها در می‌مسیری شمال شرقی دارند، در دسامبر و ژانویه مسیر شمال شرق را می‌پیمایند اما در فوریه مسیری شرقی را در پیش می‌گیرند. به همین دلیل با آغاز بهار مسیرهای چرخندی از روی مدیترانه به سوی شمال آفریقا جابجا می‌شوند به طوری که در مارس فراوانی چرخندها در دو مسیر برابر است اما در آوریل مسیر آفریقایی فعال تر می‌شود. در تابستان با حاکمیت پرفشار جنب حاره تنها شاهد چرخندهای ایستای ضعیفی هستیم که احتمالاً ناشی از رانه‌های (forcing) لایه‌ی مرزی هستند (آلپرت و همکاران، ۱۹۹۰: ۱۴۷۵).

آناگنوستوپولو و همکاران (۲۰۰۶: ۱۳) دریافتند که مدل گردش عمومی جوی مرکز هدلی (Hadly Center) (Had AM3P) توانایی ارزیابی فراوانی و شدت چرخندهای قوی (با فشار مرکزی کمتر از هزار هکتوپاسکال) مدیترانه را ندارد. با این حال ایشان با بکارگیری همین مدل نشان داده‌اند که در بازه‌ی ۲۰۷۱-۲۱۰۰ فراوانی این گونه چرخندهای مدیترانه‌ای در فصول زمستان، بهار و پاییز کاهش خواهد یافت. ایشان دلیل این روند کاهشی را جابجایی شمال سوی کمربند جنب حاره بر اثر گرمایش جهانی (ماسکولوس و جیکوب ۲۰۰۵) دانسته‌اند. به باور ایشان پیامدهای دمایی گرمایش جهانی به افزایش فراوانی رویدادهای چرخندی بر روی قبرس خواهد انجامید. بنگتسون و همکاران

(۲۰۰۶:۳۵۲۲) به کمک داده‌های ERA-40 و مدل ECHAM5 تاوایی نسبی‌تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال را برای یافتن چرخندها بررسی کردند. به باور ایشان آرایش جغرافیایی کانون‌های چرخندزایی نیمکره‌ی شمالی نشان می‌دهد که ناهموازی زمین و شار محلی گرمای نهان و محسوس اقیانوسی نقش مهمی در چرخندزایی بازی می‌کنند. پیدایش کانون چرخندزایی در دامنه‌های شرقی تبت و در شرق ژاپن از کارکرد همین دو عامل حکایت می‌کند. ایشان با واکاوی داده‌های ERA-40 یک کانون چرخندزایی در غرب مدیترانه دیده‌اند در حالی که شرق مدیترانه و روسیه‌ی مرکزی محل چرخندزایی هستند. از سوی دیگر همانندسازی‌هایی که با مدل ECHAM5 انجام داده‌اند نشانگر یک کانون چرخندزایی بر روی دریای خزر است. البته ایشان پیدایش این کانون را به دلیل ناتوانی مدل در همانندسازی پوشش یخی بر روی دریای خزر دانسته‌اند.

ویژگی‌های دمایی آب و ارتباط آن با الگوهای گردشی در مورد دیگر توده‌های بزرگ آبی نیز گزارش شده است. مثلا لولیس و همکاران (۲۰۰۸) بر این باورند که گردش‌های جوی مدیترانه در ووردسپهر پایینی به ویژگی‌های دمایی و رطوبتی سطح زمین (آب و خشکی) وابسته است در حالی که در ووردسپهر میانی اثر ویژگی‌های دمایی سطح زمین بر گردش‌های جوی ضعیف‌تر است و پدیده‌هایی همچون انسداد و یا کم ارتفاع‌های بالایی نقش مهم‌تری دارند.

بلندر و همکاران (۱۹۹۷:۲۲۱) برای شناسایی چرخندهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال از روی داده‌های ECMWF با تفکیک مکانی حدود $1/1 \times 1/1$ درجه بررسی دو شرط را کافی دانسته‌اند: (۱) هسته‌ی کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل در پنجره‌های 3×3 یاخته دیده شود و (۲) شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی پنجره‌ی 1000×1000 کیلومتری در پیرامون هسته‌ی کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل دست‌کم به اندازه‌ی نمایه‌ی دگر ریختی رزبای باشد. ایشان به دلیل بهره‌گیری از داده‌های خوش تفکیک، بر خلاف آلپرت و همکاران (۲-۱۹۹۰) و مورای و سیموندز (۱۹۹۱) برای مکان یابی چرخندها میانمایی را لازم ندانسته‌اند. در عین حال چون میدان تاوایی در مقیاس‌های کوچک بسیار پرنوفه است شرط وجود هسته‌ی بیشینه‌ی تاوایی را بررسی نکرده‌اند. با این حال ایشان با استناد به کونینگ و همکاران (۱۹۹۳) و هوجز (۱۹۹۴) بهره‌گیری از میدان تاوایی را در مورد داده‌های رقومی درشت یاخته سودمند دانسته‌اند. برای ردگیری چرخند شعاع جستجو را متناسب با بیشینه‌ی تندی جابجایی ۸۰ کیلومتر در ساعت در نظر گرفتند. بررسی‌هایی که مندرس و مندرس (۲۰۰۴) بر روی جابجایی مداری (x)، نصف النهاری (y) و میزان جابجایی کلی در طی زمان t چرخندهای اقیانوس اطلس انجام داده‌اند نشان داده است که میانگین مربعات جابجایی چرخندها از قانون نمایی پیروی می‌کند.

$$dx^2(t) + dy^2(t) \approx t^k$$

برای سامانه‌های گذاری مقدار k برابر $1/6$ و برای سامانه‌های ایستا برابر یک است.

از سوی دیگر بررسی میدان تاوایی گذشته از آن که ابزار سودمندی برای ردگیری چرخندهای برون حاره است می‌تواند نمایه‌ی خوبی هم برای دسته‌بندی چرخندها به دو گروه چرخندهای بالنده و میرنده باشد. چرخندهایی که تاوایی نسبی آن‌ها از $10^{-4} s^{-1}$ کمتر است عمر کوتاهی دارند و بزودی می‌میرند اما چرخندهایی که تاوایی نسبی آن‌ها از آستانه‌ی یادشده بیشتر است چرخه‌ی زندگی خود را کامل می‌کنند (داکر و گری ۲۰۰۹:۱۰۲).

سینکلر (۱۹۹۴:۲۲۴۱) نشان داده‌است که بهره‌گیری از هسته‌ی کمینه‌ی فشار برای جایابی چرخنده‌های گذاری سبب می‌شود چرخند اندکی متمایل به مناطق کم‌فشارتر جایابی شود. مسئله‌ی مهم‌تر آن است که با مبنا قرار دادن هسته‌ی کمینه‌ی فشار برای جایابی چرخنده‌ها تنها سامانه‌های قوی و یا کم سرعت (مانند کم‌فشار ایسلند و آلوشین) شناسایی می‌شوند و بسیاری از سامانه‌های گذاری ضعیف از چشم پنهان می‌مانند؛ چرا که چرخنده‌های گذاری زمانی دارای یک هسته‌ی کمینه‌ی فشار می‌شوند که یا مدتی از چرخندزایی گذشته باشد و یا سرعت جابجایی چرخند کم شده باشد. بر اساس همین دلایل است که او پیشنهاد می‌کند برای جایابی چرخنده‌ها بجای هسته‌ی کمینه‌ی فشار از هسته‌ی بیشینه‌ی تاوایی بهره‌گیری شود. وی برای نیمکره‌ی جنوبی تاوایی برابر یا کمتر از $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ را معیار جایابی چرخنده‌ها قرار داده است. از آنجا که میدان تاوایی پر از هسته‌هایی است که از خط‌های تحویل فشار تراز ایستگاه به فشار تراز دریا، اثرات ناهمواری و کم‌فشارهای گرمایی ناشی شده‌اند وی روابطی برای اصلاح آستانه‌ی یادشده پیشنهاد کرده است. برای بررسی چرخنده‌ها در نظر آوردن تفاوت ویژگی‌های چرخنده‌هایی که در مناطق جغرافیایی مختلف شکل می‌گیرند شایان توجه است. مثلاً چرخنده‌های مدیترانه در مقیاس همدید و میان مقیاس دیده می‌شوند اما از چرخنده‌های اقیانوس اطلس کوچک‌ترند (کمپینز و همکاران ۲۰۰۶).

کمپینز و همکاران (۲۰۰۶) از داده‌های HIRLAM-INM-0.5 با تفکیک مکانی 0.5×0.5 درجه بهره بردند و برای جایابی چرخنده‌های غرب مدیترانه بر روی میدان هموار شده‌ی فشار تراز دریا دوش شرط قرار دادند: (۱) هسته‌ی کمینه‌ی فشار تراز دریا؛ (۲) شیو فشار برابر یا بیش از 0.5 هکتوپاسکال بر هر صد کیلومتر. ایشان برای شناسایی چرخنده‌ها در ترازهای هم‌فشار نیز همین روش را در پیش گرفتند یعنی هسته‌ی کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل و شیو برابر یا بیش از 4 ژئوپتانسیل متر بر صد کیلومتر را مبنا قرار دادند. چرخنده‌هایی که در میدان جریان پرسرعت قرار دارند هسته‌ی کمینه‌ی فشار یا هسته‌ی کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل ندارند. این ناوه‌ها یا چرخنده‌های باز را می‌توان به یاری تاوایی زمینگرد جایابی کرد. از آنجا که میدان ارتفاع ژئوپتانسیل سرشار از چینش و یا انحناست هسته‌های بیشینه‌ی تاوایی زمینگرد پرشمارند. با انجام هموارسازی بر روی میدان تاوایی یا گم‌کردن آستانه ایبرای گردش زمینگرد می‌توان از مقدار نوفه‌ها کاست. کمپینز و همکاران (۲۰۰۶) آستانه‌ی $10^{-5} m^2 s^{-1}$ را برای جایابی چرخنده‌های باز پیشنهاد کرده‌اند. گاهی به دلیل وجود موانع کوهستانی نشانه‌های چرخند نه در میدان فشار و نه در میدان ژئوپتانسیل به روشنی قابل تشخیص نیست. کائو و ژنگ (۲۰۰۴:۸۳۰) برای حل این مشکل بهره‌گیری از داده‌های ترازهای بالاتر جو را پیشنهاد کرده‌اند. به باور ایشان تاوایی بالقوه‌ی مرطوب نمایه‌ی خوبی برای ردگیری چرخنده‌ها در چنین موقعیت‌هایی است. این نمایه در عین سادگی سرشار از اطلاعات دینامیکی، ترمودینامیکی و فرایندهای رطوبتی جو در سه بعد مکانی است. برخلاف تاوایی بالقوه، تاوایی بالقوه‌ی مرطوب در طی فرایند گرمایش ناشی از چگالش پایسته می‌ماند. بررسی‌ها نشان داده است که در چرخنده‌های برون حاره، سامانه‌های جبهه‌ای و سامانه‌های همرفتی میان مقیاس، مقدار تاوایی بالقوه‌ی مرطوب منفی است. همین ویژگی، تاوایی بالقوه‌ی مرطوب را ابزار سودمندی برای ردگیری چرخنده‌های برون حاره می‌سازد. شرط بهره‌گیری از این ابزار سودمند آن است که بتوان پیوند میان تاوایی مطلق سطحی را با منفی شدن تاوایی بالقوه‌ی مرطوب پیدا کرد. کائو و ژنگ (۲۰۰۵:۸۱۸) راه برقراری این پیوند را معرفی کرده و نشان داده‌اند که مسیر چرخنده‌های برون حاره با مسیر هسته‌های بیشینه‌ی تاوایی بالقوه‌ی مرطوب

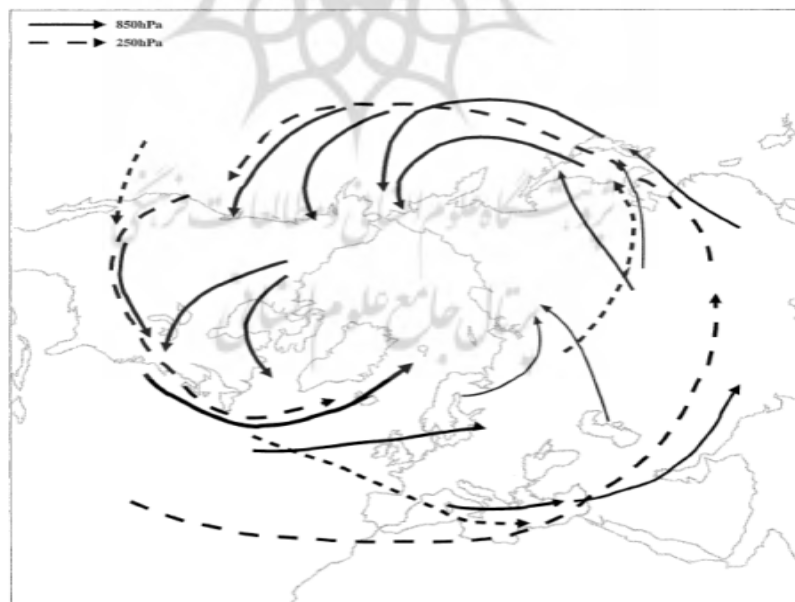
منفی هماهنگ است. در گذشته چرخندزایی را محصول رشد تقریباً نمایی اغتشاش‌های کم دامنه می‌دانستند (چارنی ۱۹۴۷) اما پترسن و سمبی (۱۹۷۱) و سندرز (۱۹۸۸) نشان داده‌اند که غالباً پیش از آغاز گسترش در سطح زمین اغتشاش‌های پر دامنه‌ای در وردسپهر بالایی پدیدارند. از سوی دیگر گذر سامانه‌های جوی از روی توده‌های کوهستانی سبب وارد آمدن گشتاور به آن‌ها می‌شود و به این ترتیب تکانه‌ی زاویه‌ای آن‌ها کاهش می‌یابد. از سوی دیگر آزاد شدن گرمای نهان تبخیر در جریان صعود سامانه از توده‌ی کوهستانی سبب کاهش گشتاور می‌شود (اگر و هویکا ۲۰۰۱). به همین سبب است که در بادپناه کوه‌ها چرخندهای بادپناهی شکل می‌گیرند. برای نمونه چرخندهای ساها را در بادپناه کوه‌های اطلس شکل می‌گیرند و به سوی شرق به حرکت در می‌آیند (آلپرت و زیو ۱۹۹۰). نتایجی که فلوکاس و همکاران (۲۰۰۱) از بررسی پراکنش زمانی و مکانی تاوایی نسبی در بعد افقی و عمودی در مدیترانه بدست آورده‌اند جالب توجه است. بررسی ۴۰ سال داده‌های NCEP/NCAR نشان داد که دو هسته‌ی بیشینه‌ی تاوایی نسبی یکی بر روی خلیج جنوا و جنوب ایتالیا و دیگری بر روی دریای اژه پدیدار است. در ترازهایی بالایی، سراسر مدیترانه در حاکمیت تاوایی چرخندی است. بویژه در تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال به دلیل نقش دینامیکی رودبادها تاوایی چرخندی در شرق مدیترانه در طی زمستان و بهار افزایش می‌یابد. در تابستان تاوایی چرخندی بر فراز مدیترانه به شدت کاهش می‌یابد. در تابستان همراه با گسترش فرود خلیج فارس هسته‌ی بیشینه‌ی تاوایی در شرق مدیترانه پدیدار می‌شود. تفاوت رفتار زمانی تاوایی نسبی در شرق و غرب مدیترانه بازتاب تفاوت ساز و کارهایی است که در ترازهای پایینی جو در پیدایش چرخندهای این دو منطقه نقش دارند. گنگ و سوگی (۲۰۰۳) نشان داده‌اند که تغییرات کنش‌های چرخندی به تغییرات کژفشاری لایه‌های پایینی ورد سپهر بستگی دارد. کژفشاری نیز به نوبه‌ی خود وابسته به ساختار افقی و عمودی دمای جو است. به همین جهت است که گرمایش ناشی از افزایش گازهای گلخانه‌ای بر کنش‌های چرخندی اثر می‌گذارد. ایشان نشان داده‌اند که کاهش کژفشاری در عرض‌های میانه‌ی نیمکره‌ی شمالی عمدتاً ناشی از کاهش شیو نصف النهاری دما خواهد بود. ایشان در بررسی‌های پیشین خود نشان داده بودند که فراوانی، شیو فشار کانون چرخند، تندی جابجایی و آهنگ تعمیق چرخندهای اطلس شمالی طی دوره‌ی ۱۹۵۸-۱۹۹۸ روند افزایشی داشته‌اند (گنگ و سوگی ۲۰۰۱). این دستاوردها مؤید همان نظریه‌ی سنتی است که چرخندزایی را محصول رشد تقریباً نمایی اغتشاش‌های کم‌دامنه می‌دانستند (چارنی ۱۹۴۷).

آهنگ تعمیق گذشته از آن که یکی از ویژگی‌های کلیدی چرخندهاست معیاری برای طبقه‌بندی آن‌ها نیز به شمار می‌آید. سندرز و گیاکوم (۱۹۸۰) رابطه‌ی زیر را برای استانداردسازی آهنگ تعمیق چرخندها پیشنهاد کرده‌اند.

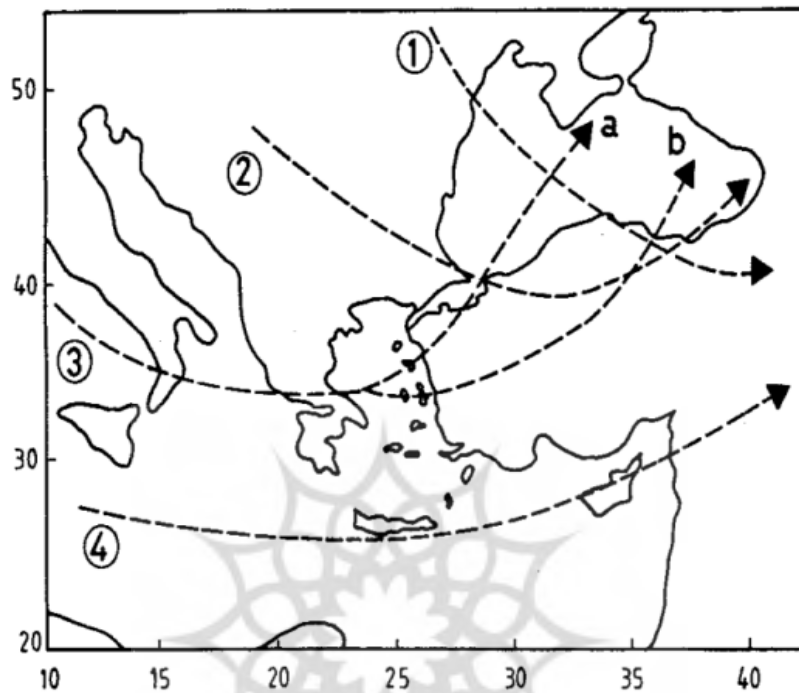
$$NDR = (\Delta p \times \sin 60) / (24 hpa \times \sin \varphi)$$

Δp مقدار افت فشار در طی ۲۴ ساعت و φ عرض جغرافیایی محل مورد نظر است. NDR آهنگ تعمیق استاندارد شده بر حسب برژرون است. هرگاه NDR بزرگ‌تر از یک برژرون باشد چرخندزایی را شتابان یا انفجاری می‌نامیم. در این صورت اگر در عرض جغرافیایی اصفهان مقدار فشار با آهنگ بیش از ۱۵ هکتوپاسکال در ۲۴ ساعت افت کند با چرخندزایی شتابان روبرو هستیم. برخی سامانه‌های همید در شتاب‌گیری آهنگ تعمیق چرخندها نقش مهمی بازی می‌کنند. برای نمونه لاگوواردوس و همکاران (۲۰۰۶) شرایط همید پیدایش عمیق‌ترین چرخند مدیترانه

(دوم بهمن ۱۳۸۲) را بررسی کرده و نقش فرودهای عمیق تراز میانی جو و رودبادهای بسیار قوی ترازهای بالای وردسپهر را در آهنگ تعمیق شتابان آن نشان داده‌اند. مک کابه و همکاران (۲۰۰۱) نیز نشان داده‌اند که گرچه عمق چرخندهای زمستانی نیمکره‌ی شمالی در طی دوره ی ۱۹۹۷-۱۹۵۹ روند افزایشی داشته اما در همین دوره تعداد چرخندها در عرض‌های بالا افزایش و در عرض‌های پایین کاهش یافته است. گنگ و سوگی (۲۰۰۱) به پیشنهاد بلندر و شوبرت (۲۰۰۰) پیش از جایابی چرخندها از روی داده‌های شش ساعته‌ی NCEP/NCAR به کمک روش میانیابی درجه سه داده‌های $2/5 \times 2/5$ را بر روی شبکه‌ی جدیدی با یاخته‌های $1/125 \times 1/125$ چگال‌سازی کردند. بزرگی اندازه‌ی یاخته‌ها برای ردگیری چرخندها نیز مشکل ساز می‌شود. هرگاه تندی جابجایی چرخندها از مقدار میانگین (ژو و همکاران ۱۹۸۱) پایین‌تر باشد چرخند نمی‌تواند ظرف شش ساعت خود را به یاخته‌ی بعدی برساند و به این ترتیب ردگیری آن عملی نمی‌شود. به همین سبب چنان که یارنال (۱۹۹۳) نیز یادآور شده است بین تفکیک مکانی و زمانی داده‌ها از یک سو و رفتار زمانی و مکانی پدیده‌ی اقلیمی از سوی دیگر وجود هماهنگی ضروری است. بر اساس بررسی‌های هاسکینز و هوجز (۲۰۰۲) در ترازهای پایینی وردسپهر یک مسیر اصلی سامانه‌های بارانزا از غرب ایتالیا تا قبرس و از قبرس تا پاکستان کشیده شده است. این مسیر از جنوب ایران می‌گذرد (نگاره ۳). کاراجا و همکاران (۲۰۰۰) نیز بخشی از همین مسیر را نشان می‌دهد (نگاره ۴). در ترازهای بالایی وردسپهر مسیری که از روی اطلس آغاز می‌شود با گذر از جنوب مدیترانه میانه‌ی ایران را در می‌نوردد و از ایران بیرون می‌رود.



نگاره ۳: مسیرهای اصلی سامانه‌های بارانزای وردسپهر پایینی (خط پر) و بالایی (خط بریده) برگرفته از هاسکینز و هوجز (۲۰۰۲)



نگاره ۴: مسیره‌های چرخندی ترکیه. بر گرفته از کاراجا و همکاران (۲۰۰۰)

وجود مسیره‌های چرخندی نشانه‌ی این واقعیت است که برخی مناطق برای پیدایش چرخند مناسب‌ترند. برای نمونه مدیترانه هم کانون چرخندزایی است و هم در مسیر چرخندهای گذاری است که از اقیانوس اطلس و از ساها را سرچشمه می‌گیرند. ماهراس و همکاران (۲۰۰۲) سه مورد از این مناطق چرخندزایی را در مدیترانه بازشناسی کرده‌اند. این سه کانون چرخندزایی عبارتند از خلیج جنوا، جنوب ایتالیا و قبرس. ایشان به نقش عوامل دینامیکی و ناهموازی زمین در پیدایش این چرخندها اشاره کرده‌اند. بررسی ایشان نشان می‌دهد که در زمستان و بهار هسته‌ی کمینه‌ی فشار چرخندهای قبرس در بادپناه کوه‌های توروس هم شکل می‌گیرد. یافته‌های ماهراس و همکاران (۲۰۰۱) نشان می‌دهد که فراوانی چرخندهای خلیج جنوا بویژه چرخندهای قوی در زمستان بیشتر است. در این منطقه ناهموازی‌ها نقش مهم‌تری در چرخندزایی دارند. در جنوب ایتالیا چرخندهای متوسط فراوان‌ترند و در سراسر سال شب هنگام تشکیل می‌شوند. با این حال فراوانی چرخندها در زمستان بیشتر است. در مورد چرخندهای قبرس در هنگام شب نقش دریا و در روز نقش کوه‌های ترکیه در چرخندزایی مهم‌تر است. فراوانی زیاد چرخندهای تابستانی قبرس به سبب تقویت و گسترش فرود خلیج فارس دانسته شده است. فراوانی چرخندهای مدیترانه در مجموع روندی کاهشی نشان می‌دهد.

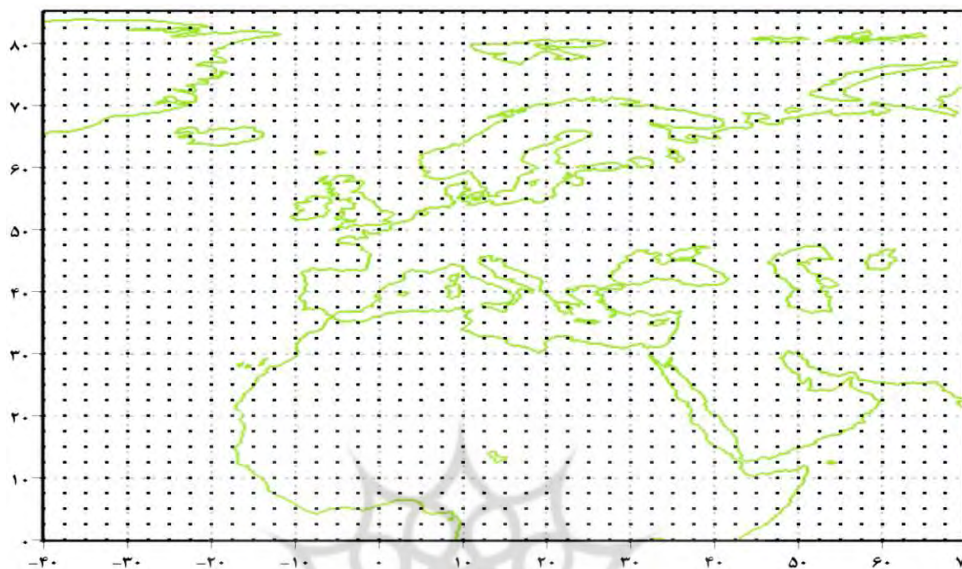
هودسون و هیوتسون (۱۹۹۷) برای شناسایی هسته‌های کمینه‌ی فشار تراز دریا لاپلاسین فشار را مبنا قرار دادند. ایشان یاخته‌هایی را نامزد مرکز چرخندی دانستند که مقدار لاپلاسین فشار آن از هشت همسایه‌ی آن و از یک مقدار آستانه‌ی گمارشی (۴ هکتوپاسکال) بالاتر باشد.

کوتیل و همکاران (۲۰۰۰) بارش‌های شرق مدیترانه را عمدتاً وابسته به سامانه‌های پرفشار آזור و سیبری دانسته‌اند. از سوی دیگر در سال‌های حاکمیت انسو رودباد جنب حاره قوی‌تر شده و به استوا نزدیک‌تر می‌شود و از این طریق بر بارش شرق مدیترانه اثر می‌گذارد. این یافته با نتایج کاراجا و همکاران (۲۰۰۰) که فراوانی چرخندها در ترکیه را به موقعیت رودباد وابسته دانسته بودند همخوانی دارد.

داده‌ها

برای جایابی چرخندها از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل NCEP/NCAR در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی و تفکیک زمانی شش ساعته بهره برده‌ایم (کالانی و همکاران ۱۹۹۶). در این پایگاه داده ارتفاع ژئوپتانسیل برای ۱۷ تراز مختلف موجود است. این داده‌ها بر حسب ژئوپتانسیل متر و با دقت یک متر عرضه شده‌اند. در هر روز داده‌های چهار دیده‌بانی در ساعت‌های ۰۰ و ۰۶ و ۱۲ و ۱۸ زولو که برابر $3/5$ و $9/5$ و $15/5$ و $22/5$ محلی به وقت ایران است بررسی شده‌اند. با توجه به این که هم اکنون داده‌های بارش روزانه‌ی پایگاه داده اسفزاری ۱۳۴۰/۰۱/۰۱ تا ۱۳۸۲/۱۲/۲۹ موجود است داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل را نیز برای همین بازه‌ی زمانی استخراج کردیم. این بازه‌ی زمانی دربردارنده‌ی ۱۵۷۰۵ روز یا ۶۲۸۲۰ دیده‌بانی است.

از آنجا که هدف این پژوهش شناسایی کنش‌های چرخندی در قلمرو ایران و بویژه در بادپناه زاگرس بوده است چارچوب پوش را چنان برگزیده‌ایم که دربرگیرنده‌ی همه‌ی پهنه‌هایی باشد که ممکن است چرخندهای پدید آمده در آن‌ها از ایران بگذرد. به همین جهت داده‌های طول جغرافیایی ۴۰ درجه‌ی غربی تا ۷۰ درجه‌ی شرقی و صفر تا ۸۵ درجه شمالی را استخراج و واکاوی کردیم. با توجه به تفکیک مکانی داده‌ها این پهنه چارچوبی به اندازه‌ی ۴۵ یاخته‌ی طولی و ۳۵ یاخته‌ی عرضی است که در مجموع 1575×62820 یاخته‌ی مکانی را دربر می‌گیرد (نگاره‌ی ۶). به این ترتیب داده‌های جوی این پژوهش آرایه‌ای به ابعاد 1575×62820 بوده است. در این آرایه سطرها نماینده‌ی دیده‌بانی‌ها (زمان) و ستون‌ها نماینده‌ی یاخته‌ها (مکان) بوده‌اند. برای جایابی چرخندها تک تک داده‌های این آرایه‌ی زمانی مکانی واکاوی شده‌اند. با توجه به این که در این پژوهش داده‌های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال را بررسی کرده‌ایم چرخندهای سطحی شناسایی و جایابی شده‌اند.



نگاره ۶: موقعیت مکانی ۱۵۷۵ یاخته‌ی واکاوی شده به ابعاد ۴۵×۳۵

روش

برای جایابی چرخنده‌های تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال دو شرط قرار دادیم: (۱) ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته‌ی مورد بررسی نسبت به هشت همسایه‌ی خود کمینه باشد؛ (۲) میانگین شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بر روی یاخته‌ی مورد بررسی و هشت همسایه‌ی آن برابر یا کمتر از صد متر بر هزار کیلومتر باشد. شرط دوم تمامی چرخنده‌های ضعیف را حذف کرد. به دیگر سخن شرط دوم شرطی سوگیرانه به سود چرخنده‌های ایستا (خواه دینامیکی و خواه گرمایی) بود و تعداد زیادی از چرخنده‌های ضعیف گرمایی و چرخنده‌های گذاری را کنار می‌گذاشت. به همین سبب در مرحله‌ی بعد تمامی محاسبات را بدون شرط دوم تکرار کرده و تصمیم‌گیری درباره‌ی آستانه‌ی شیو مناسب را به بررسی چرخنده‌های شناسایی شده واگذاشتیم.

به این ترتیب برای هر یک از دیده‌بانی‌ها (سال، ماه، روز، ساعت دیده‌بانی) یعنی ۶۲۸۲۰ دیده‌بانی طول و عرض جغرافیایی، ارتفاع ژئوپتانسیل، میانگین منطقه‌ای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز چرخندی (مراکز کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل) بدست آمد. این پایگاه داده که ویژگی‌های مراکز چرخندی را در خود دارد اساس واکاوی‌های بعدی چرخنده‌ها قرار گرفت.

برای محاسبه‌ی شیو منطقه‌ای ارتفاع ژئوپتانسیل مقدار شیو در مرکز کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل و هشت همسایه‌ی آن را به کمک رابطه‌ی

$$\nabla Z = \frac{\partial Z}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial Z}{\partial y} \hat{j}$$

$$|\nabla Z| = \sqrt{\left(\frac{\partial Z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial Z}{\partial y}\right)^2}$$

محاسبه و میانگین وزنی این نه شیو به عنوان شیو منطقه‌ای منظور شد. برای محاسبه‌ی شیو منطقه‌ای میانگین کسینوس مدار گذرنده از شمال و جنوب هر یاخته را به عنوان وزن هر یاخته لحاظ می‌کنیم. به این ترتیب میانگین منطقه‌ای شیو ارتفاع ژئوپتانسیل برابر است با

$$MRGPG = \frac{1}{\sum_{i=1}^9 w_i} \sum_{i=1}^9 w_i |\nabla Z|_i$$

$$w_i = \frac{1}{2} (\cos \varphi_n + \cos \varphi_s)$$

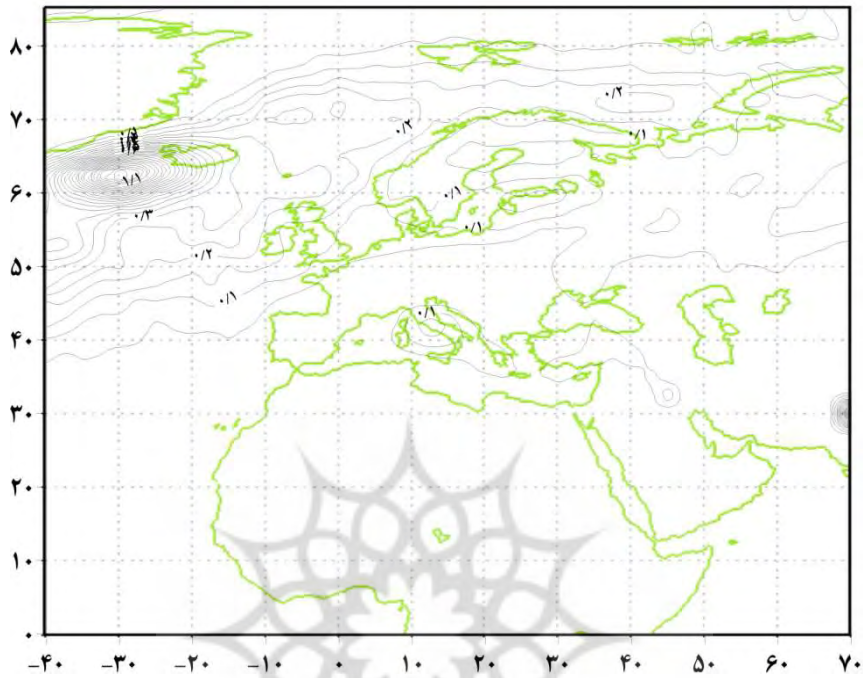
φ_n عرض جغرافیایی مدار گذرنده از شمال یاخته‌ی هدف و φ_s عرض جغرافیایی مدار گذرنده از جنوب یاخته‌ی هدف است. $|\nabla Z|_i$ مقدار شیو ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته‌ی i ام درون پنجره‌ی کرنل 3×3 است.

واکاوی (تجزیه و تحلیل)

آرایش مکانی مراکز کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشانگر فراوانی رخداد این مرکز در عرض‌های پایین جغرافیایی است. در قلمرو مدیترانه سه کانون کمینه دیده می‌شود: (۱) شبه جزیره‌ی ایبری؛ (۲) ایتالیا؛ (۳) قبرس. در قلمرو دریای سرخ دو کانون وجود دارد: (۱) کانون دریای سرخ که به صورت دوقلو با کانون سودانی به هم پیوسته‌اند؛ (۲) کانون عدن. در پیرامون ایران سه کانون کمینه دیده می‌شود: (۱) کانون خزر؛ (۲) کانون عراق؛ (۳) کانون عربستان. همه‌ی این کانون‌های کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال کم و بیش بر ایران اثر دارند (نگاره ی ۷). با این که مرکز کمینه‌ی ژئوپتانسیل در بادپناه کوه‌های اطلس در شمال آفریقا دیده می‌شود اما کانون مشابهی در بادپناه زاگرس مشاهده نمی‌شود.

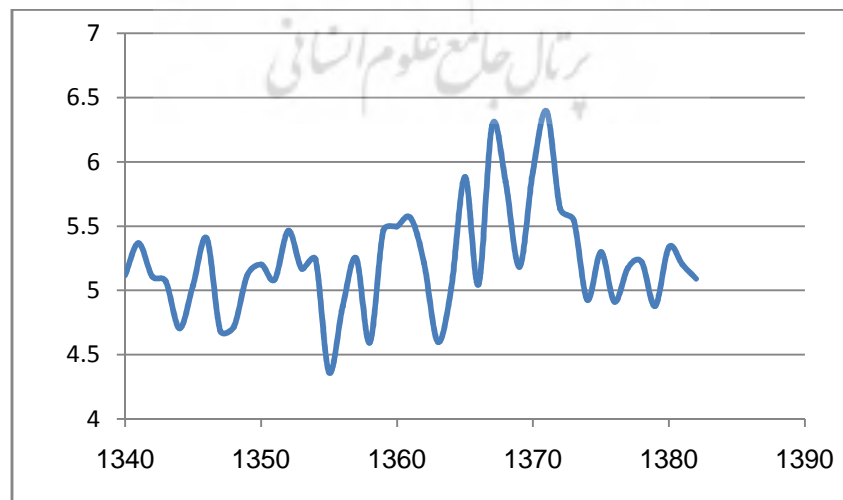
نگاره ی ۷: آرایش مکانی احتمال رخداد مراکز کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درصد

مقایسه‌ی آرایش مکانی کانون‌های چرخندی با کانون‌های کمینه‌ی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد که در عرض‌های پایین جغرافیایی شیو ارتفاع ژئوپتانسیل بسیار ضعیف است و به همین دلیل کانون‌های چرخندی در عرض‌های بالا تجمع یافته‌اند (نگاره ی ۸). بر روی مدیترانه کانون چرخندزایی ایتالیا-یونان و کانون قبرس - عراق دیده می‌شوند.



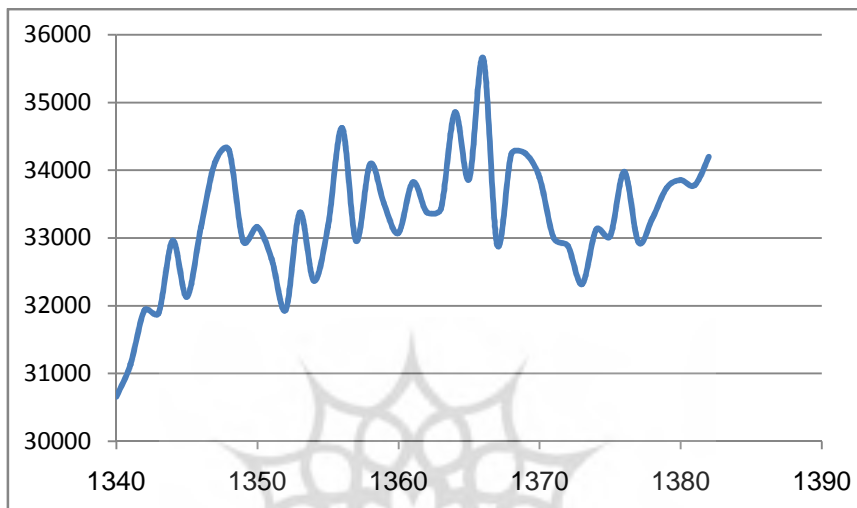
نگاره ی ۸: آرایش مکانی احتمال رخداد مراکز چرخندی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب درصد

گذشته از تضاد آرایش مکانی مراکز کمینه ی ژئوپتانسیل و مراکز چرخندی بررسی نسبت این دو سامانه نشانگر آن است که در مجموع حدود پنج درصد از مراکز کمینه ی ژئوپتانسیل به مراکز چرخندی تبدیل می شوند (نگاره ی ۹).

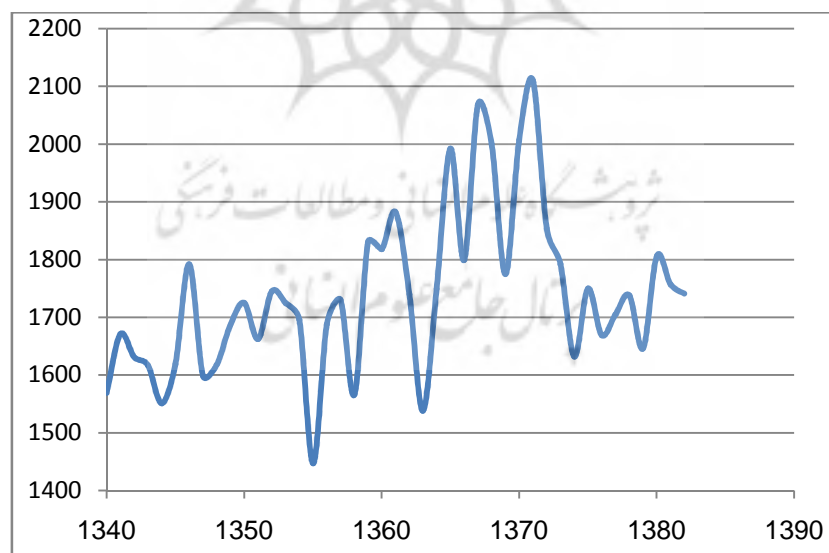


نگاره ی ۹: سری زمانی نسبت مراکز چرخندی به مراکز کمینه ی ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

با توجه به این که نسبت میان سامانه‌های کمینه‌ی ژئوپتانسیل و سامانه‌های چرخندی تغییرات زمانی چشمگیری ندارد تغییرات زمانی این دو نوع سامانه تا اندازه‌ی زیادی همسان است (نگاره ی ۱۰ و ۱۱).



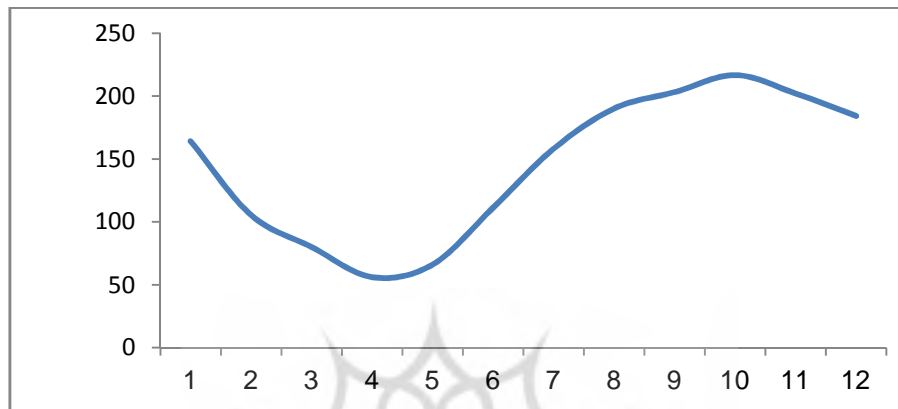
نگاره ی ۱۰: سری زمانی مراکز کمینه‌ی ژئوپتانسیل در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال



نگاره ی ۱۱: سری زمانی مراکز چرخندی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

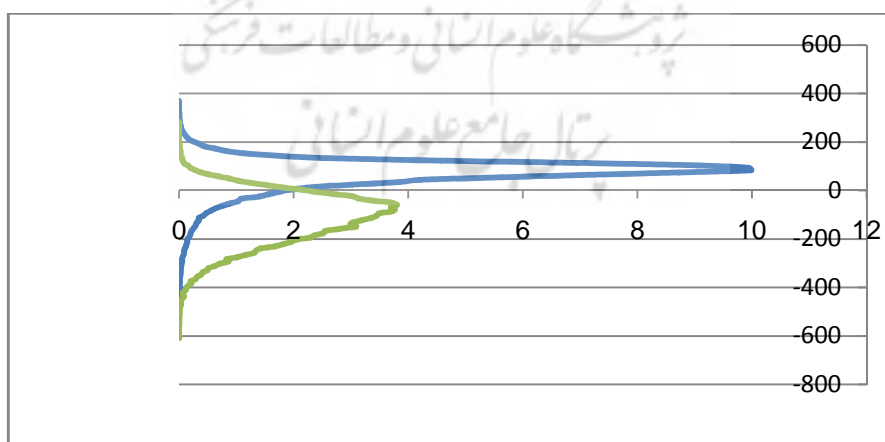
بررسی روند تعداد مراکز کمینه و مراکز چرخندی نشان داد که در طی دوره‌ی ۴۳ ساله‌ی ۱۳۴۰ تا ۱۳۸۲ بر تعداد این سامانه‌ها افزوده شده است. افزایش تعداد چرخندها و مراکز کمینه‌ی ژئوپتانسیل احتمالاً ناشی از گرمایش جهانی است.

فراوانی مراکز چرخندی دارای آهنگ سالانه‌ی زندگی است. فراوانی چرخندها در دی بیشینه است و در تیر به کمترین مقدار می‌رسد (نگاره‌ی ۱۲). هماهنگی این الگو با الگوی بارش ایران جالب توجه است.



نگاره‌ی ۱۲: میانگین فراوانی چرخندهای تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در بازه‌ی ۱۳۸۲-۱۳۴۰
محور افقی: شماره‌ی برج‌ها از فروردین تا اسفند محور عمودی میانگین تعداد چرخندها

ارتفاع ژئوپتانسیل مراکز کمینه و مراکز چرخندی به طور متوسط به ترتیب برابر ۶۱ و ۱۱۶ ژئوپتانسیل متر بوده است. نمای مراکز کمینه حدود ۸۴ و نمای مرکز چرخندی ۶۰ ژئوپتانسیل متر است (نگاره‌ی ۱۳). این مقادیر بیانگر آنند که سامانه‌های کم‌فشار ضعیف به ندرت به سامانه‌های چرخندی تبدیل می‌شوند. به بیان دیگر برای پیدایش چرخندها پشتیبانی عوامل دینامیکی لایه‌های میانی و بالایی جو لازم است.



نگاره‌ی ۱۳: توزیع فراوانی ارتفاع ژئوپتانسیل در کانون مراکز کمینه‌ی ژئوپتانسیل (منحنی بلند) و کانون مراکز چرخندی (منحنی کوچک)
محور افقی: فراوانی بر حسب درصد محور عمودی ارتفاع ژئوپتانسیل بر حسب متر

جمع بندی

جایابی مراکز چرخندی و ردگیری چرخندها از روی داده‌های رقومی دارای جنبه‌های برونسو و درونسو است. از یک سو تفکیک زمانی و مکانی داده‌ها بر نتایج پژوهش اثر می‌گذارد و از سوی دیگر معیارها و شرایطی که پژوهشگر برای جایابی و ردگیری می‌پذیرد سبب دگرگونی نتایج پژوهش می‌شود. بنابر این داوری نتایج این پژوهش‌ها باید با در نظر داشتن همین نکات انجام پذیرد.

با توجه به داده‌ها و معیارهایی که برای جایابی چرخندها بکار گرفتیم روشن شد که در دامنه‌های بادپناه زاگرس نشانی از چرخندهای بادپناهی دیده نمی‌شود. گذشته از بازشناسی مراکز چرخندزایی مدیترانه که در پژوهش‌های پیشین نیز گزارش شده بودند در این بررسی یک کانون چرخندزایی بر روی عراق شناسایی شد که احتمالاً متأثر از گرمایش جهانی است. در این پژوهش افزایش تعداد چرخندها که در پژوهش‌های پیشین نیز گزارش شده بود تأیید شد. از این گذشته نشان دادیم که آهنگ سالانه‌ی رخداد چرخندها الگوی فصلی مشخصی دارد و در تابستان کمینه و در زمستان بیشینه می‌شود.

در این پژوهش روشن شد که برای تبدیل مراکز کمینه‌ی ژئوپتانسیل به مراکز چرخندی افت ارتفاع ژئوپتانسیل دست‌کم باید از مقادیر متعارف بگذرد و مگر در مورد برخی کم‌فشارهای حرارتی قوی افت ارتفاع بدون کمک عوامل دینامیکی ترازهای میانی و بالایی جو رخ نمی‌دهد.

منابع

1. Alpert P., Neeman B.U., Shay-El Y., 1990_1: Intermonthly Variability of Cyclone Tracks in the Mediterranean. *Journal of Climate* 3: 1474–1478.
2. Alpert, P., Neeman, B. U., Shay-El, Y., 1990_2: Climatological Analysis of Mediterranean Cyclones Using ECMWF Data. *Tellus*, 42465-77
3. Alpert P., Ziv B. 1990: The Sharav cyclone: Observations and Some Theoretical Considerations. *J. Geophys. Res.* 94(D15): 18495–18514.
4. AnagnostopoulouChr., Tolika K., Flocas H., Maheras P., 2006: Cyclones in the Mediterranean Region: Present and Future Climate Scenarios Derived from a General Circulation Model (HadAM3P). *Advances in Geosciences*, 7, 9–14
5. Ayrault, F., and A. Joly, 2000: L'origine des dépressions météorologiques atlantiques: Nouvelle perspective climatologique (The origin of depressions over the Atlantic: A new climatological perspective). *C. R. Acad. Sci., Ser. II: Sci. Terre Planètes*, 330, 173–178
6. Bengtsson, L., Hodges, K.I., Roeckner, E. 2006: Storm Tracks and Climate Change, *Journal of Climate*, 19, 3518-3543
7. Bjerknes, J., and H. Solberg, 1922: Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. *Geophys. Publ.*, 3(1), 1–18
8. Blender, R., Fradrich K., Lunkeit F., 1997: Identification of Cyclone-track Regimes in the North Atlantic, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 727-741
9. Blender, R., Schubert, M., 2000: Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions, *Mon. Weather Rev.*, 128, 377-384
10. Campins, J., Jansa, A., Genoves, A., 2006: Three-Dimensional Structure of Western Mediterranean Cyclones, *J. Climatol.* 26: 323–343
11. Cao, Z., Zhang, D., 2004: Tracking Surface Cyclones with Moist Potential Vorticity, *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol. 21, NO. 5, 830–835
12. Cao, Z., Zhang, D., 2005: Sensitivity of Cyclone Tracks to the Initial Moisture Distribution: A Moist Potential Vorticity Perspective, *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol. 22, NO. 6, 807–820
13. Chaboureaud, J.-P., and A. J. Thorpe, 1999: Frontogenesis and the Development of Secondary Wave Cyclones in FASTEX. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125, 925–940
14. Charney, J.C., 1947: The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current, *J. Meteor.*, 4, 135-163
15. Colucci, S. J., 1976: Winter Cyclone Frequencies over the Eastern United States and Adjacent Western Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 548–553
16. Dacre, H. F., Gray, S. L., 2009: The Spatial Distribution and Evolution Characteristics of North Atlantic Cyclones, *Mon. Weather Rev.*, 137, 99-115
17. Egger, J., Hoinka, K., 2008: Mountain torques and synoptic systems in the Mediterranean, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134: 1067–1081
18. Flocas, H.A., Maheras, P., Karacostas, T.S., Patrikas, I., Anagnostopoulou, C., 2001: A 40-Year Climatological Study of Relative Vorticity Distribution over The Mediterranean, *Int. J. Climatol.* 21: 1759–1778

19. Geng, Q., Sugi, M. 2003: Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols—Study with a High-Resolution AGCM, *Journal of Climate*, 16,2262-2274
20. Geng, Q., Sugi, M. 2001: Variability of the North Atlantic Cyclone Activity in Winter Analyzed from NCEP–NCAR Reanalysis Data, *Journal of Climate*, 14, 3863-3873
21. Grotjahn, R., D. Hodyss, and C. Castello, 1999: Do Frontal Cyclones Change Size? Observed Widths of North Pacific Lows. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 1089–1095
22. Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1999: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 77, No. 3, 437-471
23. Hewson, T. D., 2008: Diminutive Frontal Waves—A Link between Fronts and Cyclones, *Journal of The Atmospheric Sciences*, 66, 116-132
24. Hudson, D. A., and B. C. Hewitson, 1997: Mid-Latitude Cyclones South of Africa in the GENESIS GCM, *International Journal of Climatology*, Vol. 17, 459–473
25. Hodges, K. I., 1994: A General Method for Tracking Analysis and its Application to Meteorological Data. *Mon. Weather Rev.*, 122,2573-2586
26. Hodges, K., 1995: Feature Tracking on the Unit Sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 3458–3465.
27. Hoskins, B. J., and K. I. Hodges, 2002: New Perspectives on the Northern Hemisphere Winter Storm Tracks. *J. Atmos. Sci.*, 59, 1041–1061
28. Jones, D. C. E., 1962: Formation of Waves on Warm Fronts in the Vicinity of the British Isles. *Meteor. Mag.*, 91, 297–304
29. Karaca, M., A. Deniz, and M. Tayanc, 2000: Cyclone Track Variability over Turkey in Association with Regional Climate, *Int. J. Climatol.* 20: 1225–1236
30. Koenig, W., Sausen, R., Sielmann, F., 1993: Objective identification of cyclones in GCM simulations, *Journal of Climate*, 6,2217-2231
31. Krichak, S. O., M. Tsidulko, and P. Alpert, 2000: Monthly Synoptic Patterns Associated with Wet/Dry Conditions in the Eastern Mediterranean, *Theor. Appl. Climatol.* 65, 215-229
32. Lagouvardos, K. , V. Kotroni, and E. Defer, 2006: Synoptic Environment Related to Rapid Cyclogenesis in the Eastern Mediterranean, *Advances in Geosciences*, 7, 115–119
33. Lolis, C. J., D. A. Metaxas and A. Bartzokas, 2008, On the Intra-annual Variability of Atmospheric Circulation in the Mediterranean Region, *Int. J. Climatol.* 28: 1339–1355
34. Maheras, P., H. A. Flocas, Chr. Anagnostopoulou, I. Patricas, 2002: On the Vertical Structure of Composite Surface Cyclones in the Mediterranean Region, *Theor. Appl. Climatol.*, 71, 199-217
35. Maheras, P., H. A. Flocas, I. Patricas, Chr. Anagnostopoulou, 2001: A 40 Year Objective Climatology of Surface Cyclones in the Mediterranean Region: Spatial and Temporal Distribution, *Int. J. Climatol.* 21: 109–130
36. Martin, J.E., 2006: *Mid-Latitude Atmospheric Dynamics*, John Wiley and Sons, West Sussex, pp. 324
37. McCabe, G. J., M.P. Clark, and M. C. Serreze, 2001: Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity, *Journal of Climate*, Vol. 14, 2763-2768
38. Mendes, D., and M.D., Mendes, 2004: Climatology of Cyclones, Anticyclones and Storm Tracks: Revision of Concepts, *Revista Brasileira de Geofísica*, 22(2): 127-134
39. Murray, R. J., and I. Simmonds, 1991: A numerical Scheme for Tracking Cyclone Centres from Digital Data. Part I: Development and Operation of the Scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, 39, 155–166
40. Muskulus, M. and Jacob, D., 2005: Tracking Cyclones in Regional Model Data: The Future of the Mediterranean Storms, *Adv. Geosci.*, 2, 13-19

42. Nielsen, J. W., and R. M. Dole, 1992: A Survey of Extratropical Cyclone Characteristics during GALE. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1156–1168
43. Petterssen, S., Smebye, S.J., 1971: On the Development of extratropical Cyclones, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 97, 457-482
44. Reiter, E. R., 1975: Handbook for Forecasters in the Mediterranean. Tech. pap. No. 5-75, 344 pp. Environmental Prediction Research Facility, Naval Postgraduate School, Monterey, CA 93940
45. Renfrew, I. A., A. J. Thorpe, and C. H. Bishop, 1997: The Role of the Environmental Flow in the Development of Secondary Frontal Cyclones. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 1653–1675
46. Rivals, H., J.P. Cammas, and I. A. Renfrew, 1998: Secondary cyclogenesis: The Initiation Phase of a Frontal Wave Observed over the Eastern Atlantic. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124, 243–267.
47. Sanders, F., 1988: Life History of Mobile Troughs in the Upper Westerlies, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2629-2648
48. Sanders, F. and Gyakum, J. R., 1980: Synoptic-dynamic Climatology of the Bomb, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589–1606
49. Sinclair, M. R., 1994: An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere, *Mon. Weather Rev.*, 122, 2239-2256
50. Yarnal, B., 1993: *Synoptic Climatology in Environmental Studies*, John Wiley and Sons, New York
51. Zhu, Q., J. Lin, and S. Shou, 1981: *Principles and Methods in Synoptic Meteorology* (in Chinese). China Meteorological Press, 533