

بررسی هم‌دیدی سازگار تشکیل چرخند‌های بادپناه رشته کوه زاگرس در ایران

حسن حاج محمدی^۱، رضا دوستان^{۲*}، مجید حبیبی نوخندان^۳

^۱ کارشناسی ارشد آب و هواشناسی سینوپتیک، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۲ استادیار اقلیم شناسی گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۳ دانشیار اقلیم شناسی، پژوهشکده اقلیم شناسی، مشهد، ایران

تاریخ دریافت: ۹۹/۰۲/۲۳ ، تاریخ پذیرش: ۹۹/۰۵/۲۸

چکیده

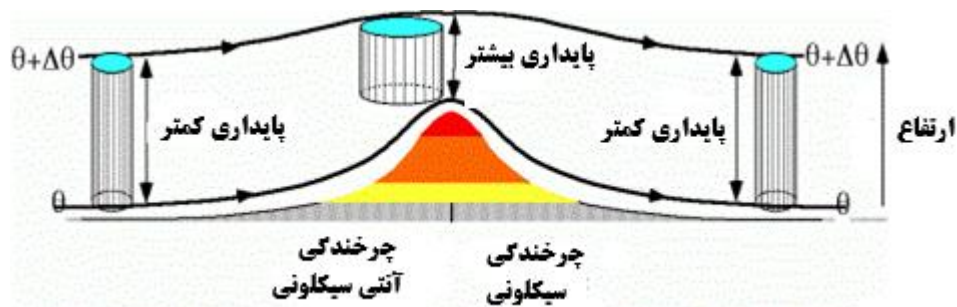
به منظور بررسی سازگار حاکم بر تشکیل چرخند‌های بادپناهی در ایران طی یک دوره ۱۸ ساله (۲۰۱۷-۲۰۰۰)، از داده‌های رقمی مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و تحقیقات جوی آمریکا (NCEP/NCAR) با توان تفکیک ۲٫۵ درجه جغرافیایی و مرکز پیش‌بینی میان‌مدت جو اروپایی (ECMWF) با توان تفکیک ۰٫۱۲۵ درجه جغرافیایی استفاده شد. بررسی ساختار دینامیکی با دو پارامتر تاوایی پتانسیل بر روی سطوح همدرگاشت و فرارفت تاوایی نسبی و شاخص‌های تشکیل چرخند بادپناهی (ریچاردسون، اسکور و فرود) انجام گردید. با شناسایی چرخند‌های بادپناهی خصوصاً در شرق زاگرس (ایران مرکزی)، مکانسیم عمده حاکم بر تشکیل و ساختار سه نمونه چرخند نشان داد، با هسته پرفشار در دامنه رو به باد کوهستان با افزایش تاوایی نسبی منفی در سطح زمین و قرارگیری پشته شبه ساکن در سطح میانی تروپوسفر به عنوان شرط عمده در دامنه رو به باد، و ناوه با گردایان ژئوپتانسیل شدید بر روی کوهستان از سطح میانی تا سطح فوقانی تروپوسفر، چرخندها شکل می‌گیرند. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ایران مرکزی، افزایش فرارفت تاوایی نسبی، حاکی از افزایش تاوایی نسبی مثبت دارد. همچنین کانون‌های فرارفت منفی از شرق ترکیه تا جنوب عراق و عربستان، نشان از ساکن بودن بسته هوا در منطقه و افزایش تاوایی منفی در زمان تشکیل چرخندها است. مناسب‌ترین سطح برای پیش‌بینی و پایش چرخند‌های بادپناهی سطح ۳۲۵ درجه کلون می‌باشد.

کلمات کلیدی: چرخندزایی بادپناهی، فرارفت تاوایی نسبی، تاوایی پتانسیل، رشته کوه زاگرس

در حرکت جریان جوی در سطوح پایین جو، جهت حرکت تحت تاثیر کوه تغییر می کند و بعضاً ویژگی توده هوا و وضعیت جو مرتبط با آن در اثر حرکات صعودی عوض می شود. رشته کوه ها با خصوصیات فیزیکی و هندسی بر جریان های هوا در امتداد افقی به فاصله چند صد کیلومتر و در امتداد عمودی، تا مسافت چند کیلومتر اثرگذارند. در مواجهه با موانع کوهستانی، با تغییر در مولفه مداری و نصف النهاری و بالاسو در اغلب موارد حرکات موجی شدید بر روی کوه ها ایجاد می شود. از طرفی در بادپناه کوه ها، پدیده هایی در محور افقی با قطری از چند صد متر تا چند صد کیلومتر می توانند بوجود آیند. عواملی نظیر ارتفاع، پهنای ناهمواری و نحوه برهمکنش جریان ها با کوه بر سامانه های جوی مؤثرند. معمولاً در مناطق کوهستانی امواجی از نوع امواج گرانی، در وردسپهر و پوشش سپهر تاثیر مهمی بر روی شار قائم تکانه و وجود تلاطم هوای صاف دارند (قائمی و همکاران، ۱۳۹۳). در طی قرن بیستم مطالعات گسترده ای در ارتباط با اثرات کوهستان های مرتفع بر جریان های جوی انجام شد. که در مقیاس خرد، میان مقیاس و بزرگ مقیاس بر جریان های جوی تاثیر دارد. از آثار ناهمواری ها در مقیاس میانی و همدید، تشکیل و انتشار امواج کوهستان در اثر دو شاخه شدن جریان، هنگام برخورد با مانع کوهستان، اثر کشالی، چرخندهای بادپناهی، انتقال تکانه توسط پریشیدگی های لی، انسداد پاد جریان سو، رژیم های باد محلی از قبیل: فون، میسترال، بادها و توفان های دامنه های روبه باد و بادپناه کوهستان را می توان نام برد. چنانکه جانب بادپناه رشته کوه های بزرگ واقع در عرض های میانی، از مناطق مناسب برای چرخندزایی هستند (پیترسن، ۱۹۵۶؛ ریتان، ۱۹۷۴؛ زیسکا و اسمیت، ۱۹۸۰). از جمله رشته کوه های آلپ در شمال ایتالیا و رشته کوه های راکی در امریکا، که شرایط چرخندزایی در بادپناه این کوه ها وجود دارد (هایس و همکاران، ۱۹۸۷). در دامنه بادپناه رشته کوه های بلند با جریان قوی در مقیاس همدید، به وفور ناوه و چرخند شکل می گیرد، که با جریان قوی

پایین سو همراه با گرمایش است. این وضعیت با افزایش ارتفاع رابطه معکوس و در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بسیار ضعیف می شود. حرکت سامانه فشار، قبل از رسیدن به کوهستان کند و واچرخند سرد در مقابل سد کوهستانی متوقف می شود. تجمع هوای سرد در دامنه رو به باد، اختلاف فشاری شدیدی را در دو طرف کوه سبب می شود که تحت چنین شرایطی، در دامنه رو به باد تقویت واچرخند و در سمت پشت به باد، چرخند تقویت می شود. بنابراین اثر رشته کوه روی سامانه های جوی در مقیاس محلی سبب تفاوت اقلیمی دو طرف دامنه می شود (اتکینسون، ۱۹۸۹). در مناطق غیر اشباع جو، امواج گرانی لختی با دامنه و انرژی مناسب می توانند بسته هوا را تا حد اشباع یا حتی سطح همرفت آزاد حرکت دهند و بدین ترتیب همرفت را راه اندازی و ساماندهی کنند. انتقال قائم و افقی جرم، تکانه و انرژی از نتایج انتشار امواج گرانی لختی است. در اثر عبور جریان از روی تپه ها و کوه ها در مقیاس های متفاوت، از برهمکنش امواج سیاره ای با رشته کوه های بزرگ و وسیع گرفته تا عبور یک اغتشاش کوچک از روی یک تپه، گردش های جوی ظاهر می شوند که اندازه و گسترش افقی آنها به ابعاد و اندازه مانع و نیز شرایط جوی همچون باد و پایداری قائم بستگی دارد (مرادی و همکاران، ۱۳۸۷).

چرخندهای بادپناهی بر اساس مدل خطی تولید موج باروکلینیک توسط کوهستان در زمان چینش بالای جریان هوا در دامنه رو به باد کوه بوده و سازوکار تشکیل و توسعه چرخند بادپناهی در دو بعد زمان و مکان تشکیل و بر اساس تئوری شبه زمینگرد شکل می گیرد. (اسمیت، ۱۹۸۴ و ۱۹۸۶). شار (۱۹۹۰) با شبیه سازی منطقه تاوایی پتانسیل سطح زیرین بر اساس اصل شبه زمینگرد، در ساختار و نحوه چگونگی تشکیل چرخند بادپناهی نقش مهمی دارد. ابیشار و شار (۱۹۹۸) در شبیه سازی با مدل ریزمقیاس به یک جریان تاوایی پتانسیل پایین سو به شکل نوار باریکی بر روی کوهستان آلپ رسیده، که با تغییر جهت و یک سویه شدن باد در مقیاس همدیدی امکان دارد. همچنین هورواس و همکاران (۲۰۰۹) با



شکل ۱. طرحواره ای از شارش هوا بر روی یک پشته کوهستانی مقیاس همدید (کارلسون، ۱۹۹۳).

و بارش، خصوصاً در نواحی غربی و بعضاً مرکزی ایران برعکس نواحی جنوبی دارد. سازوکار چرخندزایی بادپناه زاگرس با داده های ERA Interim، دو سازوکار متفاوت چرخندزایی در شرق زاگرس را شناسایی کرد. در نوع اول وزش زمینگرد سرد با اندرکنش ناوه بادپناه، جبهه سرد و سامانه واپرخند کوهستان زاگرس که دامنه اختلافی این وزش سرد زمینگرد در راستای قائم مثبت است، و بندایی چرخند اولیه در غرب زاگرس و تشکیل جبهه ساکن در شرق کوه، پدید آمدن جریان جتی سطح پایین در راستای شمالی جنوبی به عنوان سازوکار تشکیل این چرخند شناسایی گردید (جهانبخش و همکاران، ۱۳۹۵). هدف اصلی این مطالعه، بررسی سازوکار دینامیکی و همدیدی حاکم بر چرخندهای بادپناهی زاگرس در ایران است.

مواد و روش‌ها

در ارتباط با هدف مطالعه، برای تعیین چرخندزایی و مطالعه همدیدی آنها در منطقه زاگرس طی یک دوره ۱۸ ساله (۲۰۱۷-۲۰۰۰)، داده های دوباره تحلیل شده مرکز ملی پیش بینی محیطی/پژوهش های جوی آمریکا (NCEP/NCAR) با تفکیک افقی 2.5×2.5 درجه (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) برای تعیین شرایط همدیدی در مقیاس منطقه ای (سازکار منطقه ای) و داده های ساعتی مرکز پیش بینی میان مدت جو (ECMWF^۲) با توان تفکیک 0.125×0.125 درجه (دی و همکاران، ۲۰۱۱)، برای تبیین سازوکار محلی و میان مقیاس، تعیین چرخندها استفاده گردید. بنابراین به این منظور متغیرهای ارتفاع ژئوپتانسیل متر (Hgt)، فشار سطح

ارزیابی ناهنجاری تاوایی پتانسیل در شناسایی سیکلون بادپناهی منطقه مدیترانه و شبیه سازی عددی آن، نشان داد مدل های ریزمقیاس جزئیات را بارزسازی کرده و با مدل عددی، قدرت و عمر چرخندها قابل پیش بینی است. کاوان و همکاران (۲۰۱۰) به بررسی و توسعه چرخندهای بادپناهی در خلیج جنوا پرداختند. آنها انتقال جریان حاره ای و همگام شدن آن با چرخند بادپناهی را مورد مطالعه قرار دادند و نتیجه گرفتند که بیشینه تاوایی پتانسیل مرتبط با تشکیل چرخند در بادپناه کوهستان است. شوماخر و همکاران (۲۰۱۵) اثر توپوگرافی در شکل امواج لی و کم فشارها در بادپناه کوهستان با وجود کوه راکی و حذف آن نشان داد، که این موجب تغییر الگوی همدیدی و انحراف و تمرکز گرایی بارش در بادپناه کوهستان می شود. در ایران، خلیج (۱۳۸۱) با بررسی تاثیر رشته کوه زاگرس بر سیستم همدیدی نشان داد، با تشکیل پر ارتفاع در سطح میانی در دامنه رو به باد زاگرس با بلوکه شدن هوا، توسعه شرق سوی سامانه ها متوقف می گردد. گیوی و نجیبی فر (۱۳۸۳) چرخندزایی در دامنه پشت به باد کوه های آلپ و اثر آن بر اقلیم خاورمیانه، نشان داد رفتار چرخندهای لی در فصول مختلف متفاوت بوده و تعداد چرخندهای خلیج جنوا (ضعیف و قوی) در فصل سرد بیشتر از فصل گرم است. چرخندهای لی فصل سرد، بارش برف سنگین، عمدتاً شمال غرب ایران را سبب می شود. همچنین سلطانزاده و همکاران (۱۳۸۶) با بررسی تأثیر رشته کوه زاگرس بر جریان میان مقیاس شرق زاگرس با مدل منطقه ای نشان داد، رشته کوه زاگرس نقش اساسی در الگوی تاوایی، همگرایی سطوح پایین

دریا (Slp)، دمای هوا (T)، مولفه مداری (U) و نصف النهاری باد (V) و در ادامه با محاسبه پارامتر دمای پتانسیل (Pt)، تاوایی پتانسیل (Pv) بر روی سطوح همدرگاشت، تاوایی نسبی (Rv) و فرارفت تاوایی نسبی، استفاده گردید. در ابتدا به منظور تعیین شرایط همدیدی به بررسی شرایط جوی در زمان تشکیل و توسعه چرخندهای بادپناهی پرداخته شد. برای تعیین و بررسی شرایط دینامیکی چرخندهای بادپناهی از شاخص های دینامیکی زیر استفاده گردید: پارامتر اسکور به عنوان فراسنجی برای شکل گیری موج بادپناه (اسکور، ۱۹۴۹)، عدد فرود برای اثر جریان شاره چینه بندی شده از روی کوهستان (گیل، ۱۹۸۲)، عدد ریچاردسون برای نسبت شناوری به چینش قائم، و یک پارامتر اساسی در تلاطم (مایلز، ۱۹۶۱)، تاوایی پتانسیل به دلیل چگونگی تشکیل ناوه ها در بادپناه کوهستان و میرایی آنها (شر و اسمیت، ۱۹۹۳؛ ترپ و همکاران، ۱۹۹۳ و شر و دوران، ۱۹۹۷)، چنانکه شبیه سازی های عددی با مدل های با تفکیک زیاد، روی کوه های آلپ نیز نشانگر وجود نوار های باریک و طولی از تاوایی پتانسیلی سطوح زیرین در بخش پشت به باد توپوگرافی های بلند است (ابی شر و شر، ۱۹۹۸). به منظور شناسایی سازوکار حاکم بر تشکیل و تکوین چرخندهای بادپناهی در ایران از یک روش ترکیبی برای شناسایی این نوع چرخندها استفاده شد. بدین صورت که در قسمت رو به باد کوهستان با تشکیل هسته پرفشار و افزایش تاوایی نسبی منفی در سطح زمین و از طرفی قرارگیری یک پشته شبه ساکن در سطح میانی تروپوسفر به عنوان شرط عمده، در دامنه رو به باد کوهستان بود. از طرفی با افزایش فرارفت تاوایی منفی که به عنوان یک پارامتر مهم در پایش این نوع چرخندهاست، نشان از آن داشت که طی ۱۸ الی ۲۴ ساعت سیستم پرفشار رو به باد کوهستان در حالت تقویت و با چینش قائم شدید بسته هوا است. در آن سوی کوهستان زاگرس، با افزایش شیب فشار در سطح های زیرین و شارش یافتن بسته هوا از روی کوهستان به مناطق پشت به باد کوهستان، ناهنجاری مثبتی از تاوایی

نسبی و از طرفی با سلول بسته فشاری با هسته چرخندگی مثبت در سطح و افزایش فرارفت تاوایی نسبی در سطح های فوقانی تر همراه است. همچنین مناطقی که مقدار عدد ریچاردسون در آنها کمتر از ۲۵ درصد بوده، مناطق مناسب وقوع تلاطم اند (داتن و پانوفسکی، ۱۹۷۰)، و نمایه ی قائم پارامتر اسکورر با ارتفاع به عنوان فراسنجی برای شکل گیری و مشخصه ی موج بادپناه استفاده شد (اسکور، ۱۹۴۹). بنابراین مقدار بزرگ L^2 در سطح های زیرین و مقدار کمتر این پارامتر در سطوح بالای جو برای شکل گیری موج های بادپناه مناسب است. در واقع شرط شکل گیری موج بادپناه در جوی که به صورت دو لایه ای در نظر گرفته می شود و یکی از شاخص هایی که شرایط موج را بر اثر جریان شاره ی چینه بندی شده از روی کوهستان تعیین می کند، عدد فرود (Fr) است. از طرفی پارامتر تاوایی پتانسیلی در یک شاره کژفشار و تراکم پذیر در حین حرکت سه بعدی بی دررو، عامل مهمی در حرکت بزرگ مقیاس جوی است. میدان تاوایی پتانسیلی برای تحول الگوهای جریان در طول رویداد همدیدی، برخی فرایند جوی را با هم کنش بی هنجاری تاوایی پتانسیلی در ساختار زمینه جو است (احمدی گیوی، ۱۳۸۵). برای محاسبه تاوایی و فرارفت داده های اولیه، مؤلفه شرق سوی و شمال سوی باد سطح جوی استفاده شد. فرارفت تاوایی انتقال افقی و قائم تاوایی به وسیله میدان باد است. فرارفت تاوایی (مطلق یا نسبی) برابر با منفی حاصل ضرب داخلی بردار باد و شیو (گرادیان) تاوایی (مطلق یا نسبی) است (کارلسون، ۱۹۹۱؛ داتن، ۱۹۹۵؛ هولتون، ۲۰۰۴). بسیاری از دانشمندان هواشناسی گسترش و تقویت سامانه ها را در نتیجه فرارفت تاوایی مثبت در سطح میانی جو می دانند. نظیر کارلسون که تقویت کم فشار سطح زمین را در شرایط کژفشار در نتیجه فرارفت تاوایی مثبت در سطح میانی جو می داند (کارلسون، ۱۹۹۱).

نتایج و بحث

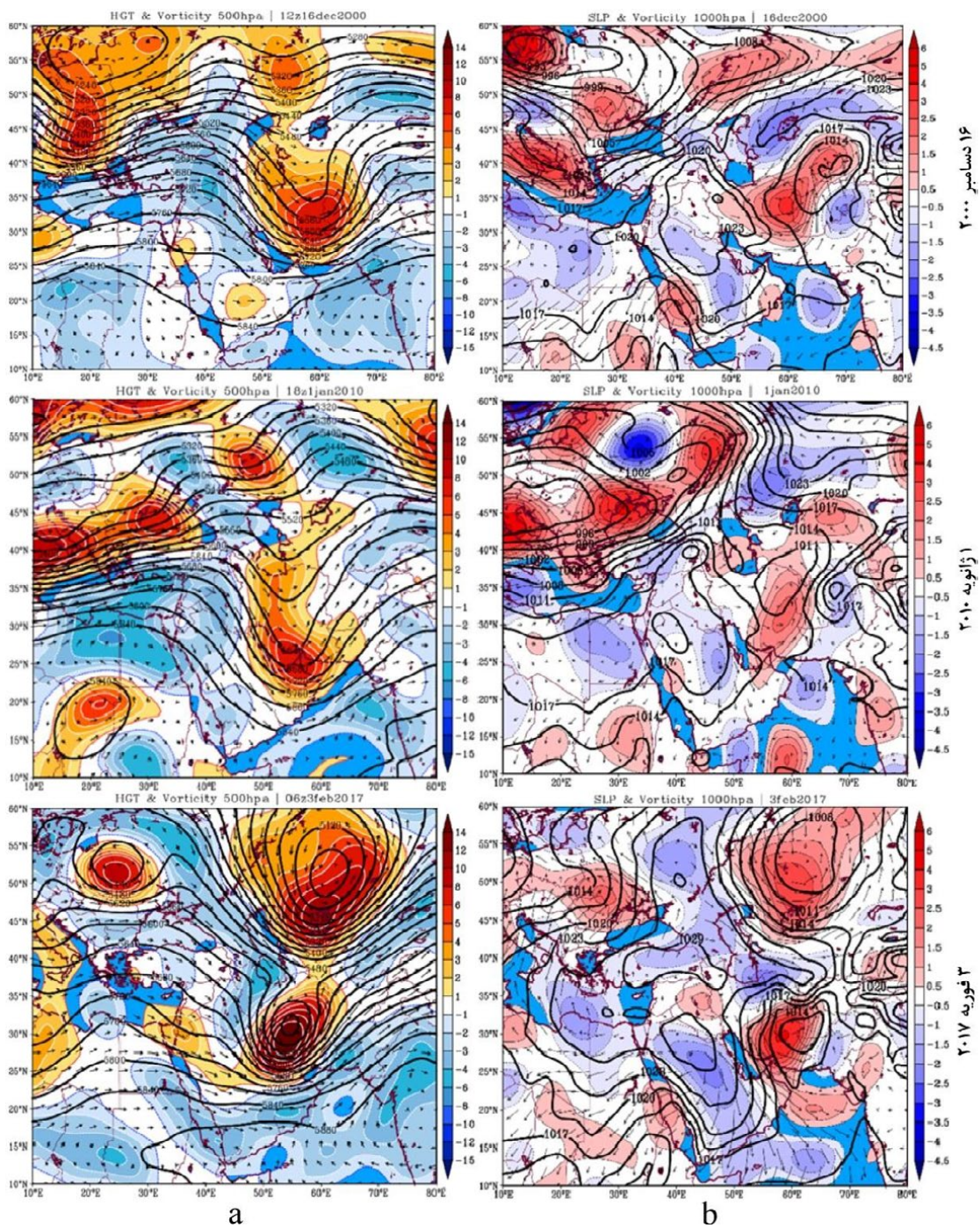
در دامنه رو به باد کوهستان با تشکیل هسته پرفشار و افزایش تاوایی نسبی منفی در سطح زمین و از طرفی

دارد، در مرحله بعد با انتقال به سطح فوقانی تر، شارش و گسترش پایین سوی تاوایی پتانسیل استراتوسفری را نیز به همراه دارد. بدین صورت که موج تشکیل شده نه تنها آثار محلی بر جای گذاشته بلکه با گسترش عمودی نیز کل ستون جو از تروپوسفر زیرین تا استراتوسفر را مرتبط کرد. چرخند ۱: در بررسی نقشه فشار سطح دریا در روز اول ژانویه ۲۰۱۰ حاکمیت یک جریان پرفشار در قسمت رو به باد کوهستان با فشار مرکزی ۱۰۲۰ هکتو پاسکال با تاوایی منفی شرایط پایدار را در منطقه رقم زده است. قرارگیری این پرفشار در قسمت های شرقی ترکیه تا شمال عربستان سبب شده تا هسته تقویت شده و جوی ساکن را به ارمغان آورد. با بررسی قسمت های بادپناه کوهستان مشخص شد یک هسته ای کم فشار با فشار مرکزی ۱۰۱۱ هکتو پاسکال تشکیل شده که این کم فشار قسمت هایی از ایران مرکزی شرق و شمال شرق ایران را تحت سلطه خود دارد از طرفی وجود بیشینه تاوایی مثبت در ایران مرکزی نشان از آن دارد که وقوع چرخند های باد پناهی در منطقه دقیقاً منطبق بر هسته های کم فشار نیست. با بررسی نقشه فشار سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای روز اول ژانویه ۲۰۱۰ تشکیل یک پر ارتفاع در محدوده غربی خاورمیانه سبب شده یک جریان نزولی بسیار قوی در محدوده وسیع به وجود آید در بررسی خطوط ارتفاع ژئوپتانسیل ملاحظه می شود با عبور از رشته کوه زاگرس با یک تغییر ناگهانی ورودی بسیار عمیق را تجربه می کنند. بدین صورت که با افت ژئوپتانسیل بر روی ایران یک جریان تاوایی مثبت بسیار قوی منطقه را فرا گرفته است به طوری که با حاکمیت این جریان یک جریان جنوبی بسیار قوی در قسمت های جنوب و جنوب غرب ایران مشاهده می شود. اغتشاش به وجود آمده بر روی خطوط ارتفاع ژئوپتانسیل نشان می دهد این وضعیت تا عرض های بالاتر گسترش یافته و فقط یک عامل محلی و منطقه ای نمی باشد. چرخند ۲: در روز ۳ فوریه ۲۰۱۷ یکی از قوی ترین چرخند های پناهی در ایران شکل گرفت. بررسی نقشه فشار سطح دریا و تاوایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نشان داد(شکل ۲)، در محدوده

قرارگیری پشته شبه ساکن در سطح میانی تروپوسفر وجود دارد. از طرفی با افزایش فرارفت تاوایی منفی، طی ۱۸ الی ۲۴ ساعت سیستم پرفشار رو به باد کوهستان در حالت تقویت و با چینش قائم شدید بسته هوا همراه است. در دیگر دامنه زاگرس، با افزایش شیب فشار در سطح زیرین و شارش یافتن بسته هوا از روی کوهستان به مناطق پشت به باد کوهستان، ناهنجاری مثبتی از تاوایی نسبی ایجاد گردید. که با سلول بسته با هسته چرخندگی مثبت در سطح و افزایش فرارفت تاوایی نسبی در سطح فوقانی تر همراه بود. طی چنین شرایطی در بازه زمانی ۱۸ ساله فقط ۳ مورد چرخند و چرخندزایی بادپناهی تشکیل گردید. شرایط همدیدی در این سه چرخند بادپناهی نشان داد(شکل ۲)، در روز ۱۶ دسامبر ۲۰۰۰، چرخند بادپناه زاگرس در ساعت ۱۲ گرینویچ تشکیل شد. چنانکه هسته چرخندگی بسیار قوی در شرق ایران با هسته واقع در جنوب شرق آرال ادغام گردید. کمینه فشار در هسته این کم فشار کمتر از ۱۰۱۱ هکتوپاسکال است. همزمان هسته پرفشار در قسمت رو به باد زاگرس، از جنوب ترکیه تا شمال عربستان و شرق سوریه تا غرب ایران، جوی ساکن، پایداری را موجب می شود. با استقرار این سامانه در منطقه، یک جریان غربی با هسته پرفشار و سرعت پایین بوده، اما با ورود به ایران مرکزی و افزایش گرادیان فشار بر روی زاگرس با جهش ناگهانی، افزایش سرعت دارد. در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال پشته قوی با ارتفاع ۵۵۲۰ ژئوپتانسیل مترو تاوایی منفی در محدوده وسیعی است. در دامنه رو به باد کوهستان با عبور جریان هوا از روی زاگرس، ناه عمیق در منطقه ایجاد و هسته بیشینه چرخندگی مثبت را با افزایش گرادیان ژئوپتانسیل موجب گردید. گسترش این اغتشاش تا عرض بالاتر، تاوایی مثبت در ایران مرکزی با هسته چرخندگی مثبت واقع در شمال دریای خزر ادغام گردید. بنابراین به طور کلی، پس از شارش هوا از روی کوهستان به داخل ایران مرکزی، یک شارش قوی دیگری از عرض های بالاتر وجود دارد، که گواه بر انتقال تکانه از اغتشاش موج کُرفشاری بر روی کوهستان تا اغتشاش در سطح فوقانی گسترش

گردید. شکستگی خطوط بر روی رشته کوه البرز و زاگرس موجب مورب شدن خطوط فشار از شمال و شمال شرق کشور تا جنوب و جنوب غرب ایران گردید و با افزایش گرادیان فشار در ایران مرکزی و تشکیل کم فشار با فشار

بسیار وسیع از عرض ۱۵ درجه تا ۶۰ درجه شمالی و طول ۲۰ درجه تا ۵۰ درجه شرقی سلول پرفشار مستقر با تاوایی منفی و فشار یش از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال است. این ناهنجاری موجب چگال و ساکن شدن بسته هوا

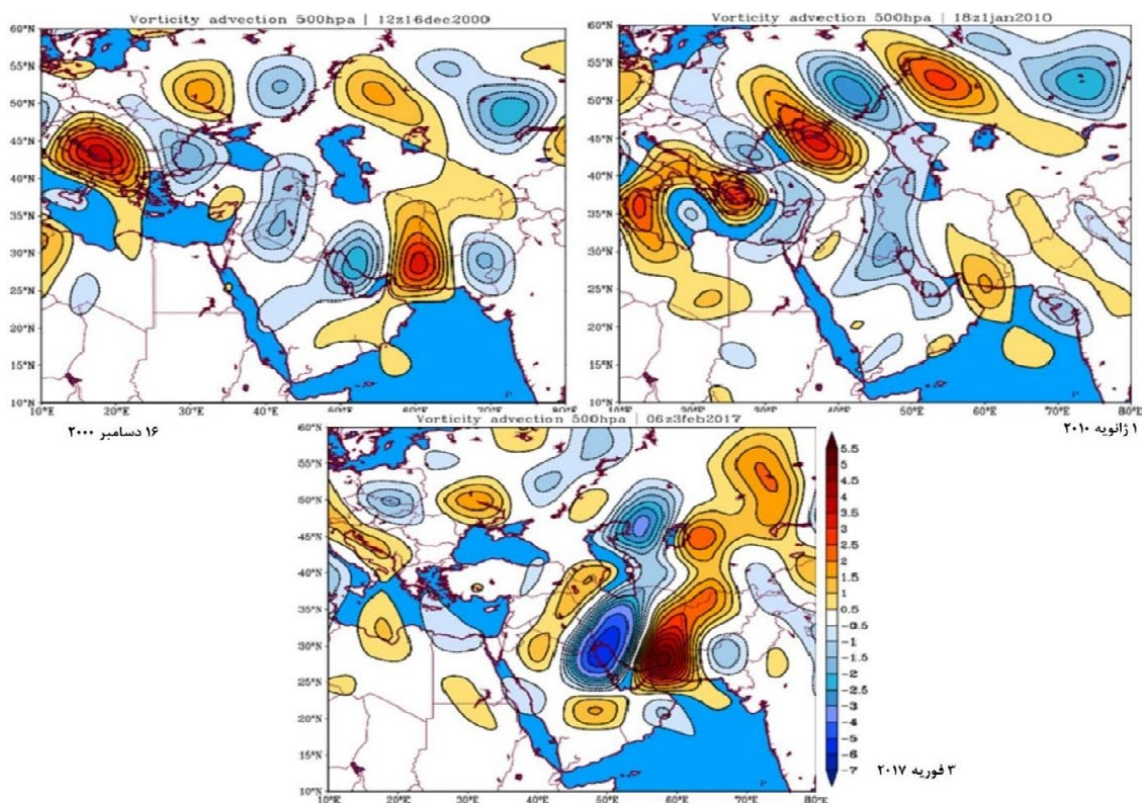


شکل ۲. ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال (a)، فشار سطح دریا و تاوایی نسبی ($10^{-5} s^{-1}$) سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (b).

۱۰۱۱ هکتوپاسکال همزمان است. وجود تاوایی مثبت بسیار قوی با بیش از ۵ واحد در محدوده شرق و جنوب شرق ایران نشان می دهد با ناهنجاری در مقیاس بزرگ و حاکمیت یجریان غربی و شمالی، اهمیت آن در تشکیل تقویت چرخندهای باد پناهی آشکار است. چنانکه ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، نفوذ جریان شمالی با پشته عمیق در شرق اروپا و نفوذ هوای سرد از عرض بالاتر از ۶۰ درجه و با سردچال همراه است. نفوذ هوای سرد و ناوه عمیق با افزایش تاوایی نسبی در شرق ایران نقش مهمی دارد. با شیب ارتفاع در غرب و شمال غرب ایران و شکستگی ناگهانی جریانات از روی ارتفاعات غربی موجب ناهنجاری در سطح میانی جو در ایران گردید. چرخند ۳: طی ۱۸ ساعت قبل از تشکیل چرخند باد پناهی روز ۳ فوریه ۲۰۱۷، فشار سطح دریا افزایش داشته و در ساعت ۶ این روز به بیش از ۱۰۳۱ هکتوپاسکال می رسد. از طرفی در ساعت ۱۸، تاوایی نسبی با شیبی تند کاهش یافته و به جریانی آنتی سیکلونی در منطقه تبدیل گردید. در قسمت بادپناه کوهستان فشار سطح دریا به تدریج از ساعت ۱۲ روز دوم فوریه کاهش یافته و این کاهش سبب شد تا یک جریان چرخند در منطقه حاکم گردد. پایین بودن فشار سطح دریا به کمتر از ۱۰۰۰ و ۱۰۱۴ هکتوپاسکال نشان می دهد تشکیل چرخند های باد پناهی علاوه بر افت فشار و تشکیل یک سلول فشار تخت تاثیر یک موج با جریان سیکلونی با ماندگاری بالا است.

شاخص فرارفت تاوایی نسبی در زمان تشکیل چرخند مورد نظر در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در محدوده ایران مرکزی با افزایش مثبت تاوایی نسبی در بعد زمان و مکان دارد. همزمان کانون فرافت منفی در شرق ترکیه تا جنوب عراق و خلیج فارس متمرکز است. در بررسی نیمرخ قائم نقشه ترکیبی حاصل از خروجی فرارفت تاوایی نسبی، از طرفی بررسی خطوط دمای پتانسیل نشان داد بیشینه چینش قائم باد از سطح ۶۰۰ تا ۲۵۰ هکتوپاسکال در دامنه رو به باد کوهستان وجود دارد. همچنین با عبور جریان هوا از ستیغ کوهستان در سطح ۵۰۰ و از طرفی

بیشینه تاوایی مثبت در دامنه بادپناه کوهستان با جریانات بالا سوی قوی همراه است. تشکیل دو هسته منفی و مثبت فرارفت، یک هسته بیشینه سرعت در ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی و هسته دیگر آن بین طول های ۵۵ تا ۷۰ درجه شرقی متمرکز است (شکل ۳). در بررسی چرخند دوم، جریان منفی فرارفت تاوایی نسبی از عرض ۵۵ درجه شمالی تا ۲۵ درجه شمالی و دو جریان مجزا از یکدیگر در شمال دریای خزر و جنوب و جنوب شرق ایران مشهود است. از طرفی جریان تاوایی منفی واقع در غرب این جریان مثبت، به سه سلول جداگانه تقسیم شده ولی در داخل یک جریان که در راستای نصف النهاری گسترش یافته است. با بررسی نمایش قائم فرارفت تاوایی نسبی و دمای پتانسیل، با عبور جریان از تاج کوهستان در بالاتر از سطح ۴۰۰ هکتوپاسکال با ناهنجاری قوی در دمای پتانسیل در بالاتر از سطح ۴۰۰ همراه است. در چرخند سوم، فرارفت تاوایی نسبی در سطح میانی تروپوسفر حاکی از تقویت پشته رو به باد زاگرس با فرا رفت منفی در شمال دریای خزر، روی خلیج فارس و زاگرس مرکزی وجود دارد و از سویی در شرق ایران و به خصوص جنوب شرق آن با تقویت کژفشاری با بیشینه جریان های بالا سو سبب افزایش مثبت تاوایی نسبی گردید. افزایش فرارفت تاوایی نسبی در سطوح فوقانی تر سبب شده حداکثر فرارفت تاوایی منفی در محدوده جنوب غرب ایران شکل گیرد. با افزایش گرادیان ارتفاع ژئوپتانسیل به فاصله چندین کیلومتر موج پایدار از حالت ایستایی، تغییر کرده و به یک موج ناپایدار در محدوده شرق و جنوب شرق ایران گسترش یافته است. همچنین یک جریان شمال غرب به جنوب شرق موجب تشکیل و تقویت اثر کوهساری بر روی ایران گردید. در بررسی نیمرخ قائم در بالاتر از سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال، توده هوا چگال تر و در بالای کوهستان با یک بی هنجاری شدید همراه است. این شرایط با کاهش دما در دمای پتانسیل بسته هوا همراه است، به طور مثال پربند دمای ۲۷۲ درجه کلون که در قسمت رو به باد کوهستان در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال بوده بر روی تاج کوهستان با یک

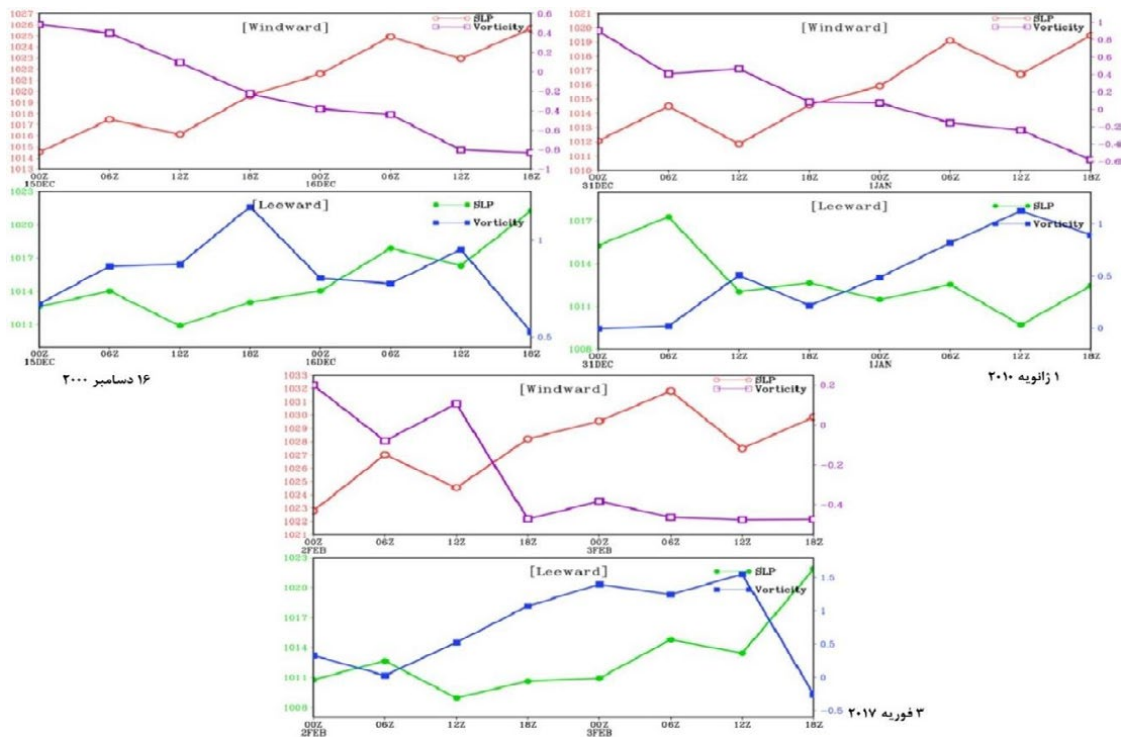


شکل ۳. فرافت تاوایی نسبی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در روزهای مینا

ساعت ۶ ژانویه به ۱۰۲۰ هکتوپاسکال می رسد. تشکیل این پرفشار در قسمت رو به باد کوهستان سبب رابطه معکوس با کاهش تاوایی نسبی گردید. مقادیر تاوایی نسبی در ۲۴ ساعت قبل از تشکیل چرخند باد پناهی با شیبی ملایم رو به کاهش گذارده و در ساعت ۱۸ اول ژانویه به -۰.۶ واحد است. در چرخند سوم، در قسمت بادپناه کوهستان شرایط تاوایی نسبی در ابتدا از ساعت صفر تا ساعت ۱۲ ۳۱ دسامبر روندی رو به افزایش و با افزایشی ۰.۵ واحدی همراه است، پس از آن در شش ساعت بعدی با نوسان منفی و دوباره به تدریج افزایش و در ساعت ۱۲ اول ژانویه، بیشترین مقدار را دارد. در بررسی متوسط فشار سطح دریا مشخص شد، در کمتر از ۴۸ ساعت فشار منطقه از ۱۰۱۷ هکتوپاسکال به نزدیک به ۱۰۰۰ و ۱۰۰۹ هکتوپاسکال کاهش دارد.

در ارتباط با شاخص تاوایی و دمای پتانسیل مشخص گردید(شکل ۵)، در سطح ۳۲۵ درجه کلونین مناسب

پرش ناگهانی تا سطح ۱۵۰ هکتوپاسکال گسترش بالا سود دارد. این وضعیت سبب شده تا جت به دو شاخه شرقی و غربی تقسیم گردد شاخه غربی که تا سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال کشیده شده بیشینه فرافت تاوایی منفی و نیمه شرقی با بیش از ۶ واحد برثانیه با حداکثر فرافت تاوایی نسبی همراه است. در بررسی هافمولر تاوایی نسبی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا نشان داد(شکل ۴)، متوسط فشار سطح دریا در دامنه رو به باد کوهستان از ساعت صفر روز ۱۵ دسامبر به تدریج افزایش داشته و مقدار تاوایی نسبی سطح دریا کاهش دارد. همچنین در باد پناه، ابتدا با کاهش فشار و بعد افزایش ۳ هکتوپاسکالی در ساعت ۱۵ با حداکثر تاوایی نسبی است. در ساعت ۶ الی ۱۸ تاوایی با نوسان و فشار سطح دریا نیز افزایشی است(شکل ۴). مدل هافمولر در چرخند دوم حاکی است، در دامنه رو به باد کوهستان، متوسط فشار از ساعت صفر ۳۱ دسامبر به تدریج افزایش و در

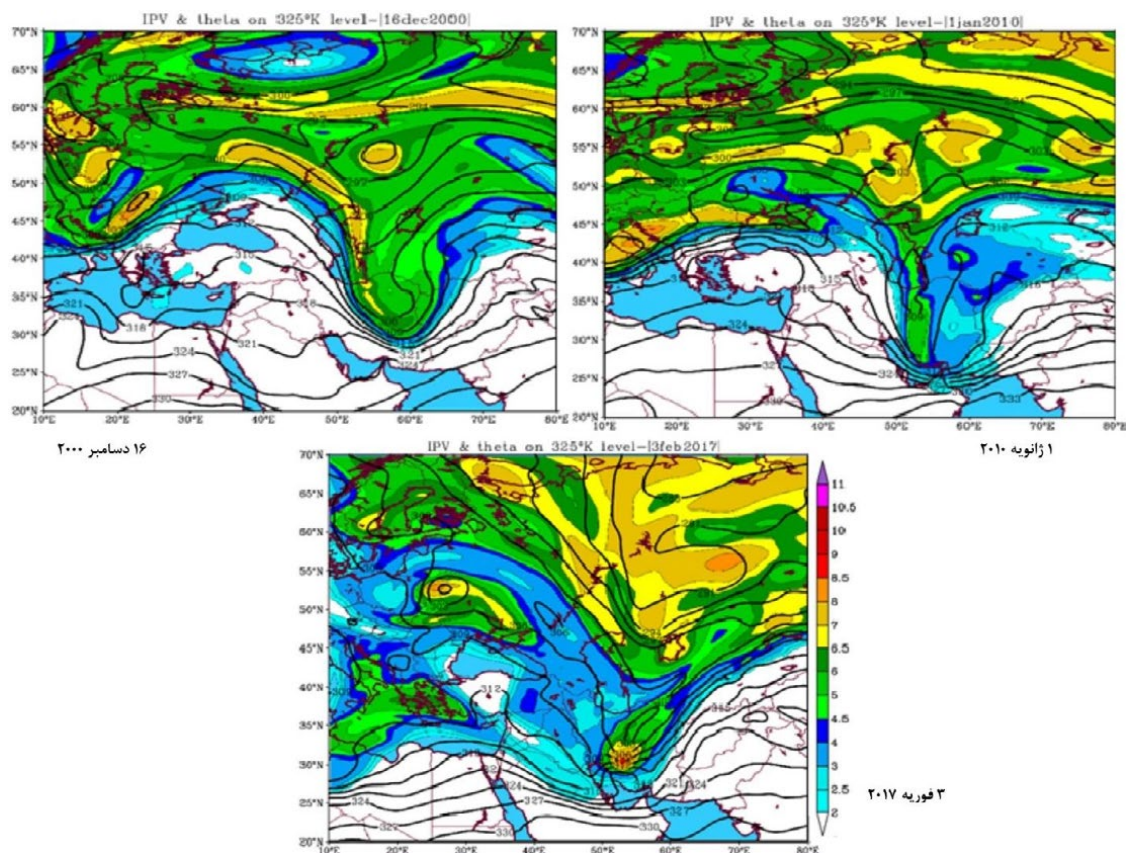


شکل ۴. نمودار هافمولر تاوایی نسبی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا در رو به باد و بادپناه کوهستان برای روز قبل تا روز مبنا

موج به سطوح فوقانی تر و گسترش فضایی در راستای عرض جغرافیایی موجب تاوایی پتانسیل استراتوسفری به سطح زیرین شد. چرخندزایی باد پناهی در روز ۳ فوریه ۲۰۱۷، یکی از شدیدترین نمونه هاست. چنانکه حداکثر تاوایی پتانسیلی، در ایران مرکزی مربوط به فعالیت موج بر روی منطقه و شارش تاوایی پتانسیل عرض بالا موجب ناپایداری جوی باموج بزرگ مقیاس است. با بررسی دمای پتانسیل بر روی زاگرس، ناهنجاری امواج در شمال غرب و جنوب ناحیه خزری با کاهش تاوایی پتانسیل کمتر از ۲/۵ واحد و سپس افزایش بیش از ۴ الی ۹ واحدی در جنوب ایران است.

عدد ریچاردسون در چرخندها حاکی است (شکل ۵)، حداکثر چینش قائم در سطح زیر تروپوسفر و در دامنه رو به باد کوهستان است. طوری که در نیمرخ قائم، بیشینه مقدار این پارامتر بیش از ۹ الی ۱۰ واحد بوده و حداکثر آن در سطح ۹۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال مشاهده می‌شود. وضعیت این پارامتر به گونه ای است که با نزدیک

ترین سطح برای مطالعه چرخندهای بادپناهی و پایش و پیش بینی آنها است. چنانکه با تشکیل ناوه بسیار عمیق در روز ۱۶ دسامبر ۲۰۰۰ در نیمه شرقی ایران، جریان تاوایی پتانسیل با بیش از چهار و نیم واحد بر روی منطقه شارش یافته است. این شارش از شمال دریای سیاه شروع و تا ایران مرکزی ادامه دارد. با نزدیکی خطوط همدمای پتانسیل، در بادپناه کوهستان زاگرس، گواهی بر وقوع ناهنجاری مثبت در تاوایی پتانسیل است، که انتقال آن به وسیله پشته غرب مدیترانه تا شمال دریای سیاه و غرب ایران است، که حداکثر فعالیت تابع پتانسیل در رأس این پشته است. همچنین در روز یک ژانویه ۲۰۱۰، جریان تاوایی پتانسیل، جریان شمال - جنوب بوده که در دامنه های شرقی زاگرس شارش شده و تا شمال خلیج فارس ادامه دارد. مقادیر بالایی دو واحد تاوایی پتانسیل در نیمه شرقی با پیشینه از شمال دریای خزر تا جنوب ایران با پهنای بیش از ۱۵۰ کیلومتر مشهود است. بنابراین با تشکیل ناوه و بی هنجاری در دمای پتانسیل، انتقال تکانه



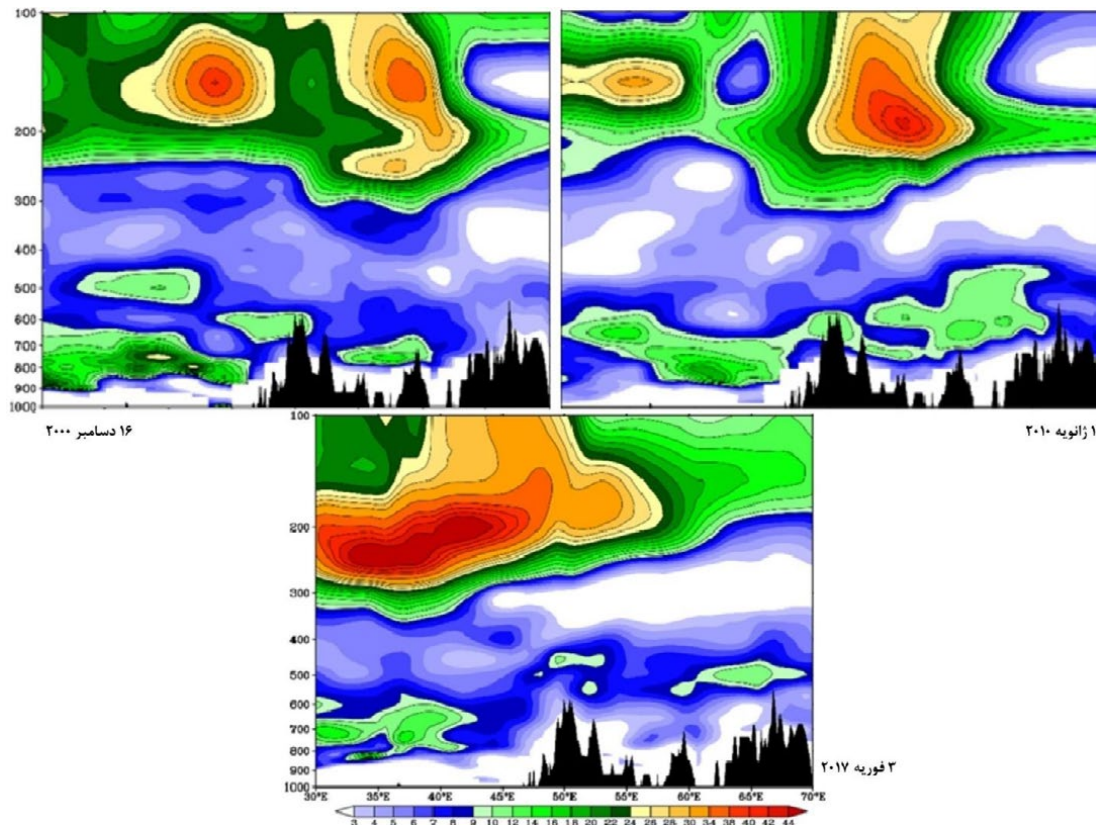
شکل ۵. وضعیت تاوایی پتانسیل و دمای تانسیل سطح ۳۲۵ درجه کلون

همچنین در بررسی عدد ریچاردسون، نقش امواج گرانی در لایه‌های زیرین تروپوسفر کاملاً مشهود است. از این رو به کارگیری این شاخص‌ها بایستی معطوف به لایه تروپوسفر بوده و بالاتر از آن بایستی با پارامترهای همچون تاوایی پتانسیل بررسی گردد.

عدد فرود و پارامتر اسکور در بررسی عبور موج از روی کوهستان و تشکیل چرخند حاکی از آن است (جدول ۱)، که تمامی تغییرات در سطح‌های ۷۵۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال، در یک نقطه قبل و بعد از رشته کوه در زمان تشکیل چرخندهای بادپناهی وجود دارد. علت انتخاب این سطح‌ها، حذف تأثیرات وردایست^۳ است، چرا که همان‌طور که در بخش قبل مشاهده شد (عدد ریچاردسن)، بیشترین اثر صورت پذیرفته بر روی موج در لایه‌های زیرین بوده و از آنجایی که متوسط ارتفاع منطقه

شدن به رأس کوهستان مقدار آن افزایش، و در بادپناه کوهستان با فاصله چندین کیلومتر، کاهش و دوباره روند افزایشی دارد. شرایط غالب در سطوح زیرین تروپوسفر نشان می‌دهد اغتشاشات حاصل از موج تشکیل شده و اثرات عوارض کوهستانی زاگرس در تشکیل و تقویت موجب بادپناه نمایان است. اما در سطح بالاتر از ۳۰۰ هکتوپاسکال شرایط متفاوتی از چینش قائم باد و تکانه مشاهده می‌شود. چنانکه در زمان تشکیل چرخندهای باد پناهی در سه منطقه، حداکثر مقدار عدد ریچاردسون مشاهده شد. اولین منطقه مبین طول ۳۰ تا ۵۰ درجه شرقی که محدوده وسیعی را در بر گرفته، محدوده دوم ما بین ۴۵ تا ۶۰ درجه شرقی و محدوده سوم که به صورت دو هسته جداگانه بین ۴۰ تا ۴۵ درجه شرقی و دیگری بین ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی تشکیل می‌گردد.

3 Tropopause



شکل ۶. نیمرخ قائم پارامتر عدد ریچاردسون، متوسط گیری شده برای عرض های ۳۰ تا ۳۲/۵ درجه جغرافیایی.

جدول ۱. مقادیر عدد فرود و پارامتر اسکور در دو دامنه زاگرس

P (hPa)		۷۵۰	۷۰۰	۶۵۰	۶۰۰	۵۵۰	۵۰۰	۴۵۰	۴۰۰	۳۵۰	۳۰۰
رو به	Fr	۰/۳	۰/۴۴	۰/۸	۱/۳	۱/۴۵	۱/۶	۱/۸	۲	۲/۵	۳/۳
باد	$l^2 (km^2)$	۷/۳	۶	۴/۱	۱/۷	۰/۹	۰/۳	۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۲۵	۰/۰۱
بادپناه	Fr	۰/۴	۰/۶	۰/۸۵	۱	۱/۲	۱/۵	۱/۹۵	۳/۳	۳	۱/۶
	$l^2 (km^2)$	۲/۹	۱/۳	۰/۸	۰/۴۵	۰/۲	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱۳

گیری امواج لی در سمت پشت به باد کوه است.

جمع‌بندی

سازوکار حاکم بر تشکیل و توسعه چرخندهای باد پناهی در ایران چنان است که، رشته کوه زاگرس و البرز، قابلیت مانع با چینه بندی قائم بسته هوا و تشکیل چرخند را دارند. با به دام افتادن امواج راسبی در دامنه رو به باد کوهستان، پشته ای عظیم با تاوایی منفی تشکیل شده که فشار سطحی و جریان هوا را کنترل می کند. بنابراین جریان ساعتگرد قوی(پرفشار چگال) از

۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متر می باشد، بهترین تراز ها برای تشکیل امواج باد پناهی سطح بین تراز ۷۵۰ تا ۳۰۰ هکتوپاسکال است(کلانتری و همکاران، ۱۳۹۶). لازم به توضیح است که مقادیر محاسبه شده برای سه نمونه چرخند، انتخابی بوده و بصورت متوسط است. محاسبات مورد نظر برای برای دامنه رو به باد و بادپناه کوهستان، در بیشتر سطح ها مقدار عدد فرود از مقدار بحرانی ۱ بیشتر بوده و امکان عبور موج از روی ارتفاعات زاگرس و شکل گیری امواج بادپناه برقرار است. با بررسی پارامتر اسکور مشاهده می شود پارامتر اسکور با ارتفاع کاهش یافته و حاکی از شکل

بررسی همدیدی سازگار تشکیل چرخند های بادپناه رشته کوه زاگرس در ایران

موجب می شود. چنانکه پشته تشکیل شده در دامنه رو به باد کوهستان و حاکمیت جریان ساعتگرد با افزایش فشار سطحی در منطقه، از ابزار مناسب برای پیش بینی احتمال وقوع موج حاصل از برهمکنش کوهستان است. بدین صورت که بین کاهش ناگهانی تاوایی نسبی سطحی و افزایش فشار در منطقه رو به باد با افزایش تاوایی نسبی بادپناه کوهستان انطباق وجود دارد. بنابراین به طور کلی چرخندهای بادپناهی مستقل از پدیده های مقیاس همدیدی نیست، بلکه با هم مرتبط می باشند، و شرایط همدیدی حاکم بر منطقه، موجب تشکیل یا عدم تشکیل، ضعف و تقویت چرخندهای بادپناهی می گردد.

مراجع

- ۱- احمدی گیوی، ف؛ محب الحجه، ع؛ قراپلو، م؛ ۱۳۸۵، مطالعه دینامیک سامانه های چرخندی روی ایران از دیدگاه تاوایی پتانسیلی: مطالعه موردی برای آذر ماه ۱۳۸۲. م. فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، ۱۳-۱.
- ۲- احمدی گیوی، ف؛ نجیبی فری؛ ۱۳۸۳. مطالعه چرخندزایی در پشت به باد کوه های آلپ و اثر آن بر آب و هوای خاورمیانه برای دوره یک ساله، م. فیزیک زمین و فضا، شماره ۲، ۱-۱۹.
- ۳- سلطانه، الف؛ ایران نژاد، پ؛ احمدی گیوی، ف؛ ۱۳۸۶، بررسی سه ماهه تأثیر رشته کوه های زاگرس بر جریان های میان مقیاس منطقه شرق زاگرس با استفاده از مدل منطقه ای RegCM، م. فیزیک زمین و فضا، شماره ۱، ۳۱-۵۰.
- ۴- جهانبخش، س؛ خورشید دوست، ع؛ میرهاشمی، ح؛ ۱۳۹۵، مطالعه سازوکار چرخندزایی بادپناه کوهستان زاگرس، پایان نامه دکتری، دانشگاه تبریز.
- ۵- قائمی، ه؛ محب الحجه، ع؛ آزادی، م؛ خوش اخلاق، ف؛ ۱۳۹۳، هواشناسی- همدیدی دینامیکی. انتشارات آب و هوا.
- ۶- قائمی، ه؛ خیراندیش، م؛ خلج، ع؛ ۱۳۸۱، تحلیلی بر تاثیر رشته کوه زاگرس بر روی سیستم های سینوپتیکی موثر بر اقلیم ایران مرکزی، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۷- مرادی، م؛ ۱۳۸۷، هواشناسی دینامیکی مقدماتی. انتشارات رجا، تهران.
- 8-Aebischer. U. Schar.C.۱۹۹۸. Low-level potential vorticity and cyclogenesis to the lee of the Alps. Atmos. Sci. 55. 186-207.
- 9-Atkinson. B. W. 1989. Meso Scale Atmospheric Circulations. Academic Press. 495.
- 10-Bosart. L. F. Bracken. W. E. Seimon. A.1998. a study of cyclone mesoscale structure with emphasis on a large-amplitude inertigravity wave, Mon. Wea. Rev. 126. 1497-1527.
- 11-Bluestein. H. R. 1992. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitude. Oxford University Press. 594.
- 12-Carlson. T. N. 1993. Mid-latitude weather systems. Cambridge University Press. 507.
- 13-Carlson. T. N. 1991. Mid-Latitude Weather

شمال دریای سیاه تا جنوب عربستان سبب شده تا چینه بندی بسته هوا به صورت کاملاً مستقل با غلبه سلول پرفشار باشد. با این آرایش جدید در جریان هوا، بسته هوای ساکن در بالاتر از سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال میل به عبور از سد کوهستانی دارد. بنابراین عبور بسته هوا با پرش ناگهانی بر روی خط الرأس کوهستان همراه است. این پرش هیدرواستاتیکی سبب گسترش فضایی چند صد کیلومتری موج و گسترش قائم تا سطح فوقانی تروپوسفر و زیر استراتوسفر می گردد. چنین فرآیندی سبب بی هنجاری عظیم در دامنه بادپناه کوهستان می شود، چنانکه در زمان تشکیل موج حاصل تقابل بسته هوا با سد کوهستانی، ناپایداری ناگهانی در مقیاس همدید و میانی، موجب هسته قوی چرخندگی مثبت در منطقه گردید. هر چرخند باد پناهی در ایران، مستلزم استقرار سلول کم فشار در منطقه است. بنابراین در ابتدا با وجود کم فشار و افزایش گرادیان فشار بین دو سوی کوهستان، تاوایی مثبت افزایش داشته و در ادامه با کاهش فشار و ماندگاری چندین ساعته، تبدیل به سلول بسته کم فشار میشود. با توجه به شرایط دینامیکی و همدیدی فوق، سه ناحیه از ایران قابلیت تشکیل چرخندهای بادپناهی را داراست، از آنجمله، ناحیه اول در ایران مرکزی، ناحیه دوم در جنوب و جنوب شرق ایران و ناحیه سوم در شمال شرق در بادپناه دو رشته کوه بزرگ زاگرس و البرز می باشد. بنابراین افزایش فرارفت تاوایی منفی در دامنه رو به باد کوهستان و تقویت آن، موجب شیب دما و ژئوپتانسیل متر در منطقه می گردد، به گونه ای که در دامنه بادپناه کوهستان به فاصله کمتر از ۱۰۰ کیلومتر، نشانه هایی از فرارفت تاوایی مثبت با تمرکز هسته قوی منطبق بر هسته چرخند سطحی وجود دارد. مناسب ترین سطح برای رخداد این پدیده جوی، سطح ۳۲۰ درجه کلون بوده و افزایش تاوایی پتانسیل در دامنه بادپناه با جهت شمال به جنوب از عوامل موثر است. همچنین نفوذ تاوایی پتانسیل استراتوسفری با افزایش فعالیت موج در منطقه به لایه های زیرین تروپوسفر و ادغام آن با تاوایی پتانسیل تروپوسفری، شرایط را برای تقویت این چرخندها

- Weather analysis and forecasting. Mc Graw-Hill, New York. 428.
- 25-Reitan. C. 1974. Frequencies of cyclones and cyclogenesis for North America.1951-1970. Mon. Wea. Rev. **102**. 861-868.
- 26-Smith. R.B. 1984. A theory of lee cyclogenesis. Journal of the atmospheric sciences. **41**.1159-1168.
- 27-Smith. R. B. 1986. Mesoscale mountain meteorology in the Alps. Alpex. 108.
- 28-Schär. C.1990.Quasi-geostrophic lee cyclogenesis. Journal of the atmospheric sciences.**47**. 3044-3066.
- 29-Scorer. R. S. 1949. Theory of waves in the Lee of Mountain. Roy. Meteor. Soc. **75**. 41-56.
- 30-Schar. C. Durran. D. R.1997.Vortex formation and vortex shedding in continuously stratified flows past isolated topography. Atmos. Sci. **54**. 534-554.
- 31-Schar. C. And smith. R.B.1993.Shallow-water flow past isolated topography. Vorticity production wake formation. Atmos. Sci. **50**. 1373-1400.
- 32-Scorer. R. S.1949.Theory of waves in the Lee of Mountain. Roy. Meteor. Soc. **75**.41-56.
- 33-Schumacher.R.S. Schultz.D.M. Knox. J.A. 2015. Influence of terrain resolution on banded convection in the lee of the Rocky Mountains. Monthly Weather Review. **143**.1399-1416.
- 34-Thorpe. A. J. Volkert. H. and Heimann. D. 1993. Potential vorticity of flow along the Alps. Atmos. Sci. **50**.1573-1590.
- 35-Zishka. K.M.Smith. P.J. 1980. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950-77. Monthly Weather Review. **108**.387-401.
- System. University Press. Cambridge. 342- 403.
- 14- Dutton. J. A. 1995. Dynamics of Atmospheric motion. Dover Publications. 617.
- 15-Dee. D.P. Uppala. S.M. Simmons. A.J. Berrisford. P. Poli. P. Kobayashi, S. Andrae, U. Balmaseda. M.A. Balsamo. G. Bauer. D.P. and Bechtold, P. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Royal meteorological society. **137**. 553-597.
- 16-Gill. A.E. 1982. Atmosphere- Ocean Dynamics. Academic press.
- 17-Holton. J. R. 2004. An Introduction to Dynamic Meteorology. 3dr Ed. Academic Press. 535.
- 18-Haltiner. G. J.Williams. R. T. 1980. Numerical Prediction and Dynamic Meteorology John Wiley. 477.
- 19-Hayes. J. L. Williams. R. T. Rennick. M. A. 1987. Lee cyclogenesis. Part I. Analytic studies. Atmos. Sci. **44**.432-442.
- 20-Horvath. K. Ivančan-Picek. B. 2009. A numerical analysis of a deep Mediterranean lee cyclone. Sensitivity to mesoscale potential vorticity anomalies. Meteorology and atmospheric physics. **103**. 161-171.
- 21-Kalnay. E. Kanamitsu. M.Kistler. R. Collins. W.Deaven. D. Gandin. L. Iredell. M. Saha. S. White. G. Woollen. J. Zhu. Y. Chelliah. M. Ebisuzaki. W. Higgins. W. Janowiak. J. Mo. K. C. Ropelewski. C.Wang. J. Leetmaa. A. Reynolds. R. Jenne. R. Joseph. D. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc. **77**. 437-471.
- 22-McTaggart-Cowan. R. Galarneau Jr. T.J. Bosart. L.F. Milbrandt. J.A. 2010. Development and tropical transition of an Alpine lee cyclone. Part II: Orographic influence on the development pathway. Monthly Weather Review.**138**.2308-2326.
- 23-Miles. J. W. 1961. On the stability of heterogeneous shear flows. Fluid Mech. **10**. 496-508.
- 24-Petterssen. S. 1956. Motion and motion systems.

Synoptic Study of formation mechanism of the Lee Cyclones of the Zagros Mountains in Iran

Hasan Hajmohamadi¹, Reza Doostan^{2*}, Majid Habibi Nokhandan³

¹ Master of Synoptic Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Assistant Professor of Climatology, Geography Department, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Associated Professor of Climatology, Climatological Research Institute of Iran, Mashhad, Iran

*Corresponding Author Email: doostan@um.ac.ir

Received: 12 May 2020, accepted: 18 August 2020

ABSTRACT

In order to investigate the formation mechanism of lee cyclogenesis in Iran over an 18-year period (2000-2017) using data from the National Center for Environmental Forecasting and Research (NCEP / NCAR) with a resolution of 2.5 degrees and the center The European Atmospheric Forecast (ECMWF) was used with a resolution of 0.125 Geographical degree. The dynamic structure was investigated with two potential vorticity parameters and lee cyclogenesis formation indices (Richardson, Score and Landing). By identifying lee cyclogenesis, especially in the east of Zagros (Central Iran), showed the main mechanism governing the formation and structure of three sample of cyclone revealed, with a high-pressure core in the mountain windward slope and increase relative negative vorticity at ground level and quasi-static ridges in The middle of the troposphere as the main condition in the windward slope, and trough with strong geopotential gradient on the mountain from the middle to the upper level of the troposphere, the lee cyclones are formed. At the level of 500 hPa in the central part of Iran, the increase in relative vorticity advection indicates increase of the positive relative. Also centers of negative vorticity advection from eastern Turkey to southern Iraq and Saudi Arabia indicate that the air package is staying in the region and increases the negative vorticity during the formation of cyclones. The most suitable level for forecasting and monitoring of the lee cyclogenesis is 325 Kelvin level.

Keywords: the lee cyclogenesis, relative vorticity advection, potential vorticity, Zagros Mountains.

HOW TO CITE THIS ARTICLE

Hajmohamadi, H.; Doostan, R.; Habibi Nokhandan, M. (2020). Synoptic Study of formation mechanism of the Lee Cyclones of the Zagros Mountains in Iran. *J. Meteorol. Atmos. Sci.*, 3(3): 242-254

COPYRIGHTS

Copyright for this article is retained by the author(s), with publication rights granted to the JMAS Journal. This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

