

تحلیل آماری - دینامیکی تاشدگی های وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سال های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵

رضا برهانی^۱، و فرهنگ احمدی گیوی^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲ دانشیار گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۱/۱۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۲۴)

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی آماری - دینامیکی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا بین سال های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ انجام شده است. تاشدگی های وردایست به کمک الگوریتم ارائه شده توسط شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) و با استفاده از داده های میان یابی شده مدل IFS (Cy31r2) مربوط به ECMWF شناسایی شده اند. سری زمانی انواع تاشدگی وردایست نشان می دهد که فراوانی تاشدگی در دوره مورد مطالعه روند افزایشی دارد. توزیع فصلی تاشدگی وردایست نیز بیانگر آن است که بیشترین میزان فراوانی تاشدگی در فصل تابستان و کمترین مقدار آن در پاییز وجود دارد. در فصل تابستان، تاشدگی های کم عمق و متوسط و در زمستان، تاشدگی های عمیق فراوانی نسبی بیشتری دارند. نتایج ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و کمیت های دینامیکی، نشان دهنده تأثیر ناپایداری کژ فشار در تشکیل تاشدگی های زمستانه و تأثیر عوامل ترمودینامیکی در تاشدگی های تابستانه است. برای بررسی دینامیکی تاشدگی در فصل زمستان، ماه های ژانویه ۲۰۰۱ و ۲۰۰۴ و در فصل تابستان، ماه های ژوئن ۲۰۰۷ و ۲۰۱۵ که به ترتیب کمترین و بیشترین فراوانی را در بین ماه های متناظر داشتند، انتخاب و تحلیل شدند. بررسی شار افقی فعالیت موج تراز میانی وردسپهر در ژانویه ۲۰۰۴، همزمان با وجود یک چشمه موج قوی در غرب مدیترانه، وجود چاهه موجی را روی اروپا آشکار می سازد. در ژانویه ۲۰۰۱، شار فعالیت موج ضمن تضعیف به دو شاخه تقسیم شده که یکی از شاخه ها در عرض های میانی و دیگری در جنب حاره است. مؤلفه استواسوی شاخه جنوبی، سبب انتقال انرژی موج به نواحی جنوب غرب آسیا شده است. قوی و ضعیف بودن چشمه ها و چاهه های فعالیت موج در این دو ماه را می توان به ترتیب به فراوانی زیاد و کم تاشدگی وردایست مربوط دانست. در فصل تابستان، فعالیت موج عرض های میانی به شدت تضعیف شده است و همزمان با تقویت موسمی هند، در عرض های جنب حاره و روی اقیانوس هند، چشمه ها و چاهه های موج ضعیف تری شکل می گیرند.

واژه های کلیدی: تاشدگی وردایست، جنوب غرب آسیا، تاوایی پتانسیلی، تحلیل دینامیکی، فعالیت موج، ناپایداری کژ فشار

۱ مقدمه

براساس مطالعات انجام شده، تاشدگی وردایست دینامیکی نشانه‌ای از تشکیل امواج کثرفشار است که با بی‌هنجاری مثبت و قوی تاوایی پتانسیلی (PV) وردسپهر زبرین همراه است (برای نمونه، بوش و پلتیر، ۱۹۹۴). این بی‌هنجاری در ترازهای زبرین گردش چرخندی ایجاد می‌کند که به‌صورت بالقوه می‌تواند تا سطح زمین نیز برسد (تورپ، ۱۹۹۷ و راسل و همکاران، ۲۰۱۲). لذا تاشدگی وردایست می‌تواند باعث جفت‌شدگی ترازهای زبرین و زبرین وردسپهر، ایجاد چرخندهای انفجاری و تقویت جت شود (برای نمونه، یوسلینی، ۱۹۹۰ و ورنلی و همکاران، ۲۰۰۲). منطقه جنوب‌غرب آسیا یکی از مناطقی است که بی-هنجاری مثبت فراوانی تاشدگی نسبت به مقدار میانگین نیمکره شمالی دارد (برهانی و همکاران، ۱۳۹۶). گردش کلی جو در این منطقه از جریانات فرونشینی بزرگ‌مقیاس (زیو و همکاران، ۲۰۰۴) و جریانات شمال‌شرقی و شمالی ایتسین (Etesians) در ترازهای میانی و زبرین، به‌ویژه روی مدیترانه شرقی و ایران-افغانستان متأثر است که از کوهساری پیچیده این منطقه ناشی می‌شود (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). به‌عبارت دقیق‌تر، موسمی هند نقش اصلی را در ایجاد گردش کلی تابستانه در این منطقه دارد، درحالی‌که تغییرات کوتاه‌مدت‌تر، تحت کنترل دینامیک عرض‌های میانی و جریانات شمالی ناشی از آن قرار دارد. در این مطالعه با استفاده از تعریف وردایست دینامیکی به بررسی شرایط دینامیکی همراه با تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا پرداخته شده است. وردایست دینامیکی به‌عنوان سطحی با تاوایی پتانسیلی ثابت تعریف می‌شود که این مقدار ثابت در مطالعات مختلف از ۱ تا ۴ واحد تاوایی پتانسیلی (یک واحد برابر با $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ Kkg}^{-1}$) متفاوت است (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵ و کانز و همکاران، ۲۰۱۱). از آنجا که در مناطق جنب‌حاره‌ای اغلب مقدار PVU ۲ برای وردایست دینامیکی در نظر گرفته

می‌شود (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴)، در این پژوهش نیز از این مقدار به‌عنوان مشخصه وردایست دینامیکی استفاده شده است. پس از مقاله بنیادی و جامع هاسکینز و همکاران (۱۹۸۵) در خصوص اهمیت و کاربرد نقشه‌های تاوایی پتانسیلی، پژوهش‌های مستمری در سه دهه اخیر با کاربست کمیت تاوایی پتانسیلی به‌عنوان یک ابزار دینامیکی مهم در زمینه‌های گوناگون هواشناسی انجام شده است. مزیت استفاده از تاوایی پتانسیلی، داشتن سه خاصیت بارز پایستاری لاگراژی در غیاب فرایندهای بادرو و اصطکاک، توزیع اقلیمی ویژه و وارون‌پذیری است؛ یعنی با داشتن بی‌هنجاری تاوایی پتانسیلی در هر نقطه و تعیین شرایط مرزی، می‌توان با وارون کردن این کمیت، میدان‌های همبسته با آن مانند ارتفاع ژئوپتانسیلی، باد، دما، دمای بالقوه و سرعت قائم را به‌دست آورد.

۲ داده‌ها و روش کار

این تحقیق با استفاده از داده‌های بازتحلیل میان‌یابی شده (دی و همکاران، ۲۰۱۱) مدل IFS (Cy3Ir2) مرکز اروپایی پیش-بینی میان‌مدت وضع هوا (ECMWF) در بازه زمانی ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ انجام شده است. داده‌های به‌کاررفته برای تعیین تاشدگی وردایست شامل میدان باد، دما و ارتفاع ژئوپتانسیلی با تفکیک افقی یک درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری و به فواصل زمانی شش ساعته در شصت تراز مدل در راستای قائم (از سطح زمین تا سطح ۰/۱ هکتوپاسکال) است که حدود نوزده تراز آن ناحیه تاشدگی وردایست (از ۱۰۰ تا ۶۰۰ هکتوپاسکال) را پوشش می‌دهد. محاسبه فعالیت موج و شار افقی آن براساس فرمول‌بندی پلام (۱۹۸۵) است که برای کاهش نوفه‌های تولید شده از داده‌های میان‌یابی با تفکیک افقی $2/5 \times 2/5$ درجه استفاده شده است. رابطه فعالیت موج به‌صورت زیر است (پلام، ۱۹۸۵):

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{M}_T = S_M, \quad (1)$$

وردایست دینامیکی به صورت هندسی از تقاطع چندباره وردایست با استفاده از نیمرخ قائم تاوایی پتانسیلی در هر یک از نقاط شبکه تعیین می شود. مطابق جدول ۱، تاشدگی های وردایست بر مبنای گسترش قائم آنها به سه دسته تقسیم می شوند. درصد فراوانی تاشدگی وردایست در هر ماه یا فصل از نسبت تعداد تاشدگی های تشخیص داده شده به تعداد کل گام های زمانی شش ساعته مورد استفاده (در یک ماه $120 = 30 \times 4$ و در یک فصل $360 = 120 \times 3$) محاسبه می شود.

جدول ۱. دسته بندی تاشدگی های وردایست بر حسب گسترش قائم آنها (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴).

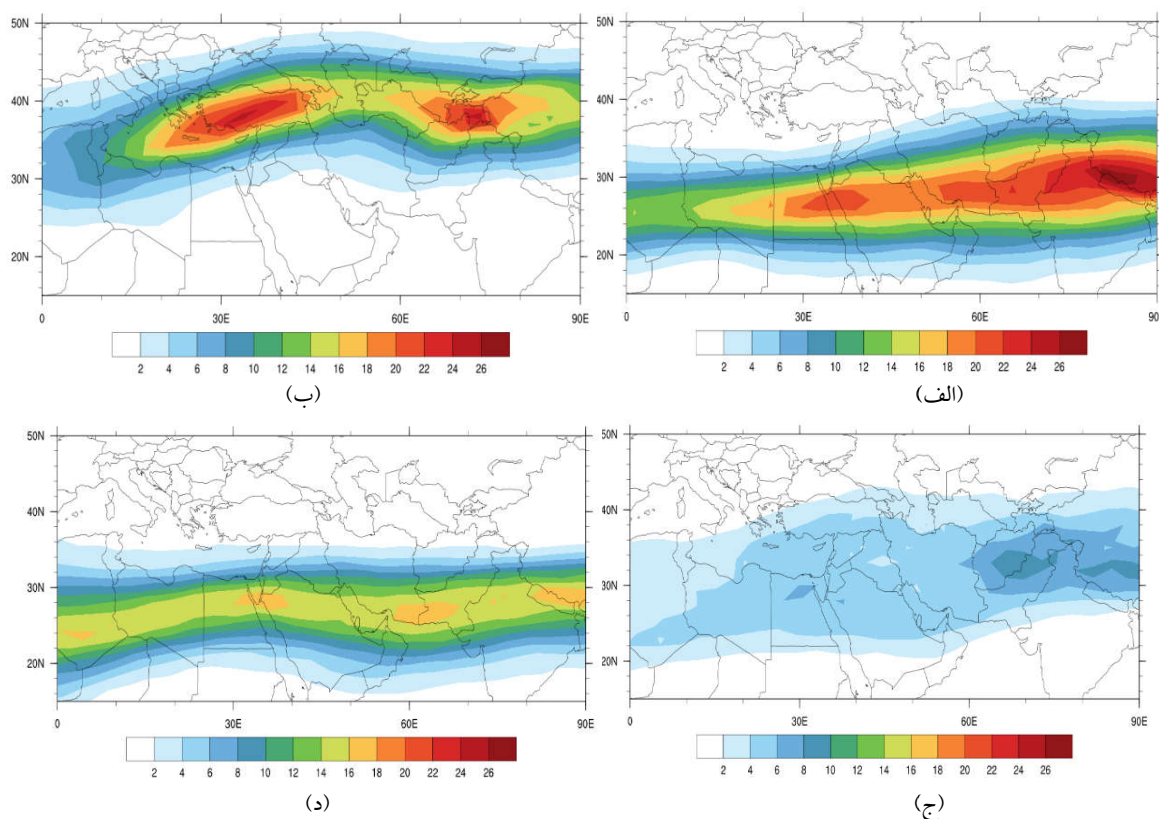
نوع تاشدگی	گسترش قائم (p)
کم عمق	$50 \text{ hPa} \leq p < 200 \text{ hPa}$
متوسط	$200 \text{ hPa} \leq p < 350 \text{ hPa}$
عمیق	$p \geq 350 \text{ hPa}$

۳ توزیع زمانی تاشدگی های وردایست

توزیع میانگین فصلی فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا در دوره مورد مطالعه نشان می دهد که بیشترین میزان فراوانی تاشدگی در نواری به موازات عرض جغرافیایی و در محدوده ۲۰ تا ۴۰ درجه رخ داده است (شکل ۱). در فصل بهار، بیشترین رخداد تاشدگی از شرق دریای سرخ تا غرب چین مشاهده می شود. در تابستان همزمان با تقویت موسمی هند، توزیع فراوانی تا حدودی حالت گسترش مداری خود را از دست داده و در دو کانون، یکی روی شرق مدیترانه و دیگری در شمال افغانستان متمرکز است. با تضعیف اثر موسمی در فصل پاییز، کمترین فراوانی تاشدگی در منطقه جنوب غرب آسیا دیده می شود. در فصل زمستان، همزمان با تقویت ناپایداری های کژ فشاری، توزیع جغرافیایی فراوانی تاشدگی وردایست یکنواخت تر شده و در

که M چگالی فعالیت موج، $\frac{\partial M}{\partial t}$ اثرات گذرای فعالیت موج و S_M واداشت های ناپایستار موج، مانند گرمایش بادرو و اصطکاک است. در این رابطه M_T شار کلی فعالیت موج است که از مجموع شار تابشی و شار فرارفتی حاصل می شود. بنابراین واگرایی M_T به پیچک های گذرای محلی (که برای پیچک های مانا صفر فرض می شود) و چشمه ها و چاه های محلی ناپایستار فعالیت موج وابسته است. شار M_T و فعالیت موج M به گونه ای تعریف می شوند که در تقریب Wentzel-Kramers-Brillouin (WKB)، رابطه $M_T = c_g M$ بین شار فعالیت موج با فعالیت موج و سرعت گروه، c_g ، برقرار باشد (در این تقریب، تغییرات شارش میانگین نسبت به زمان و مکان در مقایسه با تغییرات دامنه موج، آرام و ملایم است). به این ترتیب، M_T خاصیت سرعت گروه را دارد و بیانگر انتشار فعالیت موج است. شایان ذکر است که برای فعالیت موج و شار آن، چندین نوع رابطه از سوی پژوهشگران مختلف ارائه شده است که ما در اینجا از رابطه پلام (۱۹۸۵) استفاده می کنیم. برای آشنایی بیشتر با جزئیات روابط ریاضی و مفهوم دینامیکی فعالیت موج و شار آن می توان به احمدی گیوی و همکاران (۲۰۱۴) و رضاییان و همکاران (۲۰۱۶) مراجعه کرد. در دو مرجع یاد شده با استفاده از این کمیت ها به فرایابی و تحلیل انتشار بسته موج های راسبی در اقیانوس اطلس شمالی و منطقه مدیترانه در فازهای مثبت و منفی NAO پرداخته شده است.

برای تشخیص تاشدگی وردایست، ابتدا یک شبکه منظم افقی در راستای دو محور x و y (به ترتیب مداری و نصف النهاری) تعریف می شود. فاصله بین نقاط این شبکه یک درجه است. سپس با اقتباس از روش شرلاک و همکاران (۲۰۱۴) که توسعه یافته روش اسپرنگر و همکاران (۲۰۰۳) و گری (۲۰۰۳) است، تاشدگی

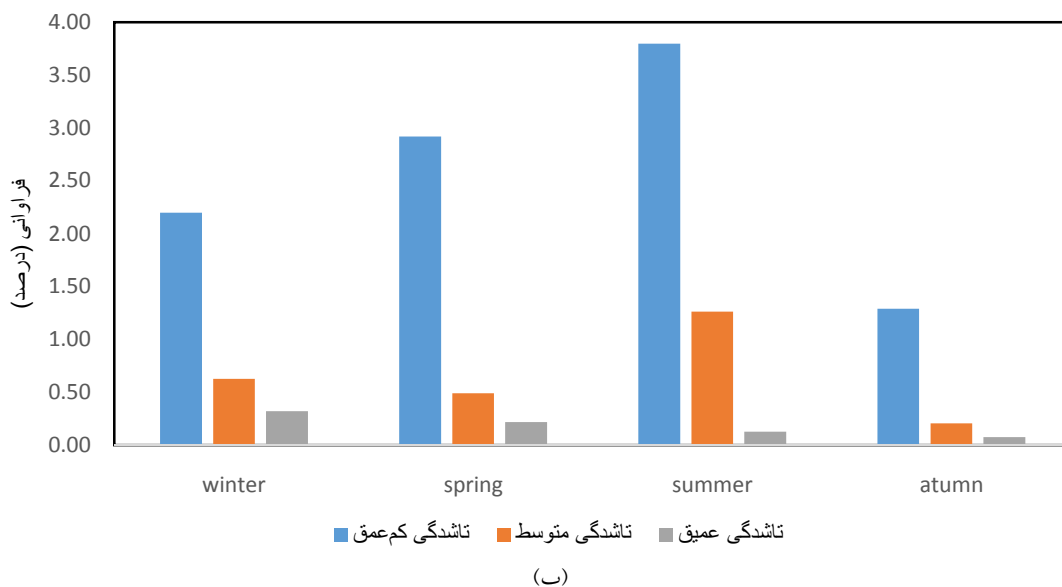
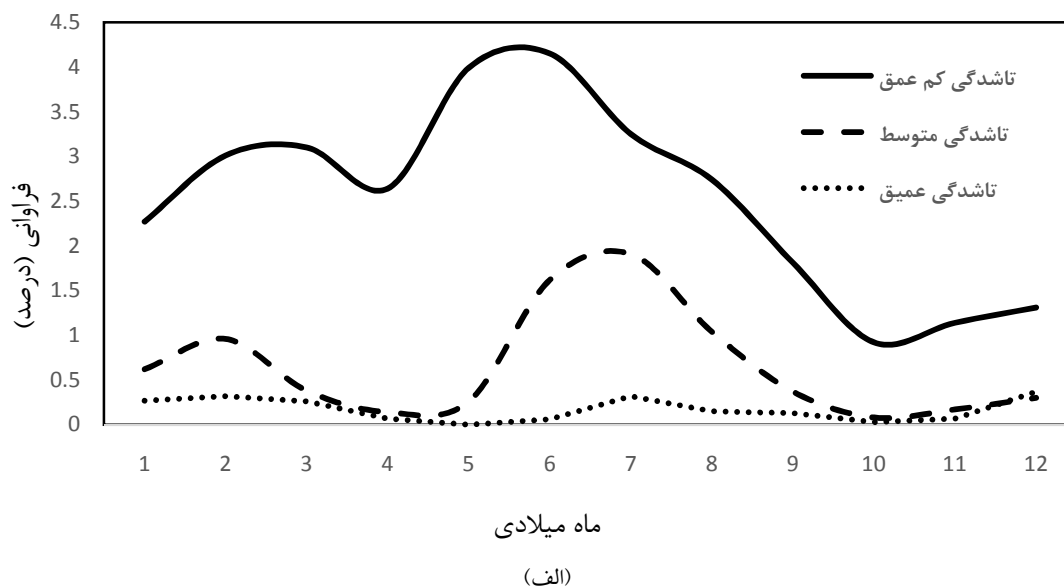


شکل ۱. توزیع فصلی تابندگی و دریاست منطقه جنوب غرب آسیا در فاصله سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵ در فصل‌های (الف) بهار، (ب) تابستان، (ج) پاییز و (د) زمستان.

فراوانی حدود یک‌پنجم) به ماه اکتبر تعلق دارد. همچنین بیشترین فراوانی تابندگی از نوع متوسط و عمیق به ترتیب در ماه‌های ژوئیه و دسامبر مشاهده می‌شود. به‌طور کلی، فراوانی تابندگی و دریاست در منطقه جنوب غرب آسیا در فصل‌های گرم سال، نسبت به فصل‌های سرد، بیشتر است. بیشترین فراوانی تابندگی و دریاست در این منطقه در تابستان است و فصل‌های بهار، زمستان و پاییز در رتبه‌های بعدی قرار دارند (شکل ۲-ب). نکته قابل ذکر دیگر آنکه در فصل تابستان، تابندگی‌های کم عمق و متوسط و در زمستان تابندگی‌های عمیق، فراوانی نسبی بیشتری دارند.

عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر نسبت به فصل تابستان قرار دارد. از آنجاکه تابندگی‌های و دریاست بیشتر در مجاورت جت‌ها رخ می‌دهند، یکی از دلایل جابه‌جایی عرضی محل تشکیل تابندگی و دریاست می‌تواند جابه‌جایی فصلی موقعیت جت استریم باشد (هولتون و همکاران، ۱۹۹۵).

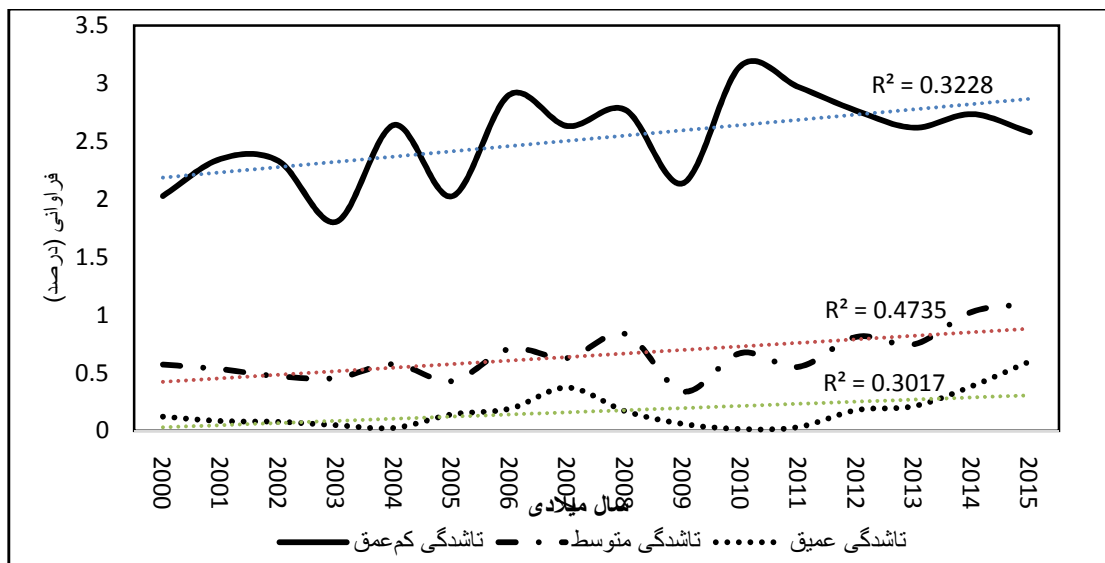
توزیع میانگین ماهانه و فصلی فراوانی انواع تابندگی که بین عرض‌های ۱۵ تا ۵۰ درجه شمالی و طول‌های ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی میانگین‌گیری شده است، به ترتیب در شکل‌های ۲-الف و ۲-ب آمده است. مطابق شکل ۲-الف، بیشترین فراوانی تابندگی و دریاست در منطقه جنوب غرب آسیا به ماه ژوئن و کمترین آن (با نسبت



شکل ۲. توزیع میانه‌گین (الف) ماهانه و (ب) فصلی انواع تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا در دوره مورد مطالعه. برای مقایسه بهتر نتایج، مقادیر درصد فراوانی تاشدگی های متوسط و عمیق در این دو شکل به ترتیب در ۱۰ و ۱۰۰ ضرب شده است.

میزان ۳/۱۵ درصد و کمترین مقدار آن در سال ۲۰۰۳ رخ داده است. نکته حائز اهمیت در این شکل آن است که در چهار سال انتهایی دوره مورد مطالعه، علی‌رغم کاهش میزان تاشدگی کم عمق، فراوانی تاشدگی های متوسط و عمیق افزایش یافته است.

شکل ۳ سری زمانی تغییرات انواع تاشدگی در منطقه جنوب غرب آسیا در دوره مورد مطالعه را نشان می دهد. همان‌طور که در شکل دیده می شود، فراوانی تاشدگی وردایست هر سه نوع تاشدگی در این منطقه روند افزایشی دارد. بیشینه فراوانی تاشدگی کم عمق در سال ۲۰۱۰ به



شکل ۳. سری زمانی فرآوانی تاشدگی وردایست منطقه جنوب غرب آسیا در سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵. خطوط نقطه چین رنگی در سه نمودار معرف روند تغییرات خطی سه نوع تاشدگی وردایست و R^2 و ابازش مربوط به آنها است. فرآوانی تاشدگی های متوسط و عمیق به ترتیب در ۱۰ و ۱۰۰ ضرب شده اند.

۴ تحلیل آماری

در این بخش، تحلیل آماری با محاسبه ضریب همبستگی پیرسون بین میانگین ماهانه فرآوانی تاشدگی وردایست و عوامل دینامیکی ترازهای مختلف وردسپهر از ژانویه ۲۰۰۰ تا دسامبر ۲۰۱۵ انجام شده است. برای پوشش ترازهای مختلف وردسپهر، ضریب همبستگی در سه تراز زیرین، میانی و سطح زمین برای مؤلفه مداری باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار تراز دریا محاسبه شده است.

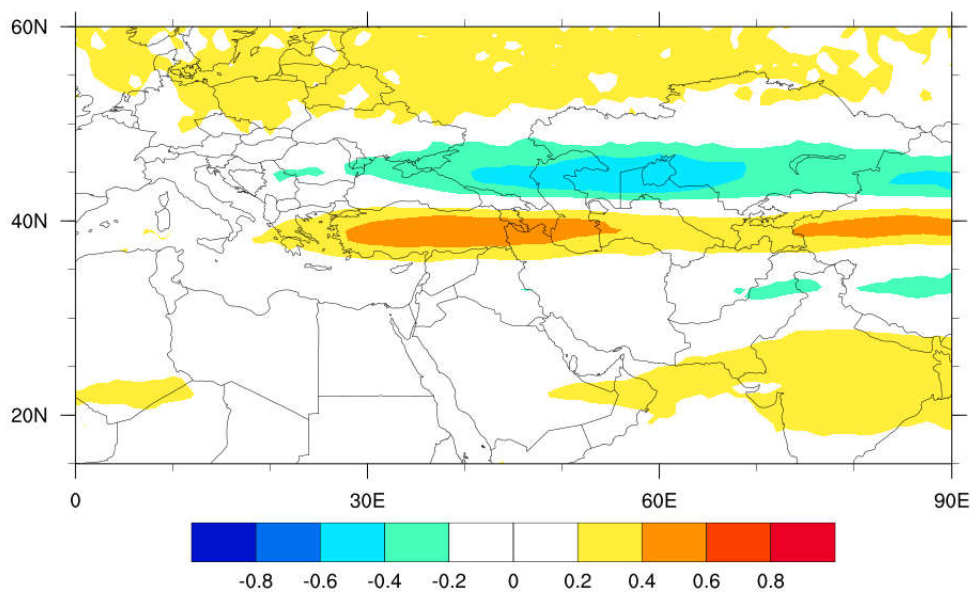
۱-۴ همبستگی بین میانگین ماهانه فرآوانی

تاشدگی و مؤلفه مداری باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال شکل ۴ توزیع جغرافیایی ضریب همبستگی بین فرآوانی تاشدگی وردایست و مؤلفه مداری باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را نشان می دهد. مطابق شکل، در منطقه جنوب غرب آسیا دو نوار عرضی بین ۳۵ تا ۵۰ درجه شمالی وجود دارد که در آنها ضریب همبستگی بین ۰/۶-

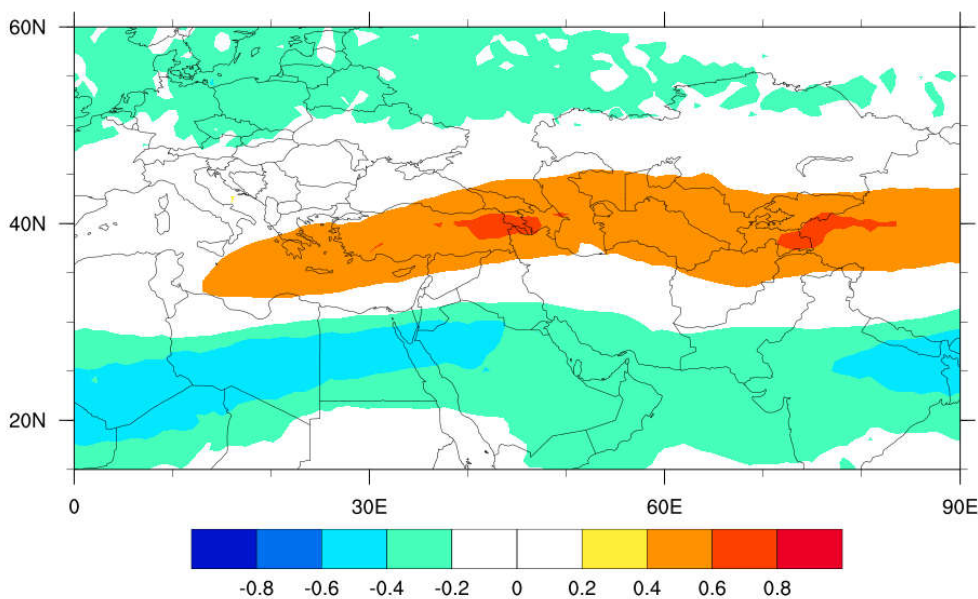
تا ۰/۶ متغیر است. در عرضهای جغرافیایی بالاتر و پایین تر از این محدوده، ضریب همبستگی کاهش می یابد که یکی از دلایل آن می تواند فرآوانی کمتر تاشدگی وردایست در این مناطق باشد. بیشترین همبستگی مثبت روی نواری قرار دارد که از شرق مدیترانه تا غرب چین، حوالی عرض ۴۰ درجه شمالی، کشیده شده است. با توجه به شکل ۴ و مطالب فوق می توان بیان داشت که همراه با افزایش فرآوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا، بادهای غربی در عرض حدود ۴۰ درجه تقویت و در دو نوار عرضی بالاتر و پایین تر تضعیف می شوند. به عبارت دیگر، چینش افقی مؤلفه مداری باد و در نتیجه جت تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال در این ناحیه تقویت می شود.

۲-۴ همبستگی بین میانگین ماهانه فرآوانی

تاشدگی و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال توزیع جغرافیایی ضریب همبستگی پیرسون بین فرآوانی تاشدگی وردایست و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰



شکل ۴. توزیع ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و مؤلفه مداری باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال.



شکل ۵. توزیع ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال.

بزرگترین ضرایب همبستگی مثبت مربوط به مناطقی است که در تابستان بیشترین فراوانی تاشدگی را دارند (شکل ۱-ب). ضریب همبستگی مثبت به معنای افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی و تشکیل پشته همراه با افزایش فراوانی تاشدگی در این فصل است، حال آنکه در فصل زمستان،

هکتوپاسکال در شکل ۵ ارائه شده است. با توجه به شکل، دو نوار عرضی بارز در منطقه مشاهده می شود که اولین نوار با مقادیر مثبت بین عرض های ۳۵ تا ۴۵ درجه شمالی واقع است و نوار دیگر که ضرایب همبستگی منفی دارد، عرض های جغرافیایی کمتر از ۳۰ درجه را دربرمی گیرد.

افزایش فراوانی تاشدگی است. بیشترین همبستگی در محدوده عرض جغرافیایی ۴۰ درجه واقع است و از شرق ترکیه تا شرق افغانستان و چین کشیده شده است. به عبارتی، همراه با تقویت گردش‌های چرخندی در سطح زمین، فراوانی رخداد تاشدگی و ردایست در این ناحیه افزایش می‌یابد. برای تحلیل کامل‌تر وضعیت و ردسپهر در زمان رخداد تاشدگی، در بخش بعد به بررسی دینامیکی کمیت‌های مهم ترازهای مختلف و ردسپهر پرداخته شده است.

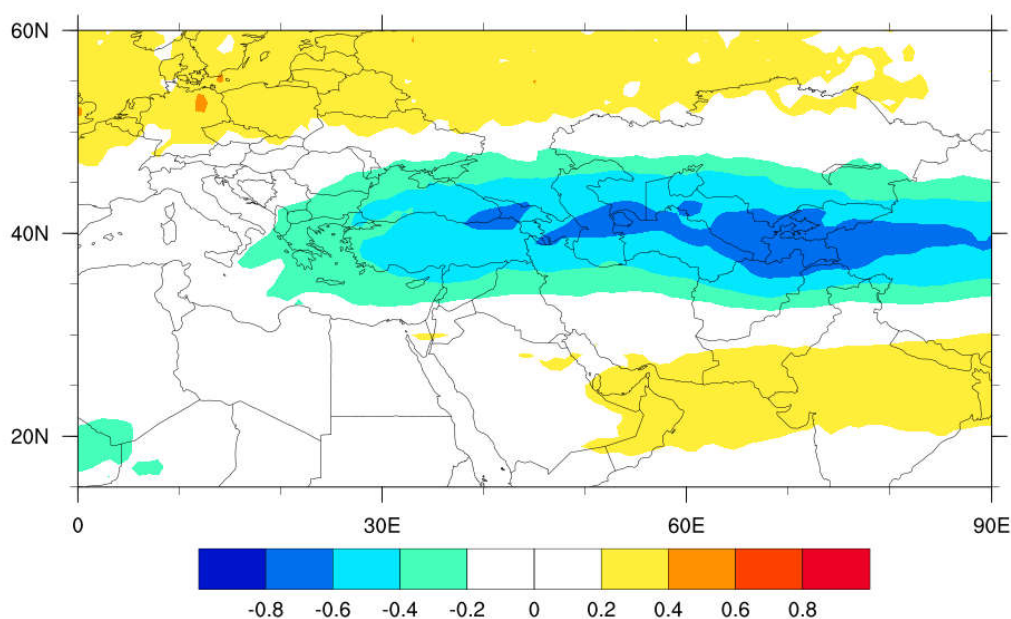
۵ تحلیل دینامیکی

تاشدگی‌های و ردایست که در عرض‌های میانی همراه با توسعه ناپایداری کژفشار جریان‌های جت غربی شکل می‌گیرند، با جبهه‌زایی در ترازهای زیرین و ردسپهر و نیز اغلب با چرخندزایی در سطح زمین توأم هستند (هاسکینز و همکاران، ۱۹۸۵). این تاشدگی‌ها توانایی لازم را برای تحریک پدیده‌های جوی میان‌مقیاس دارند (برای مثال، برونینگ و رینولدز، ۱۹۹۴؛ تورپ، ۱۹۹۷؛ گریفیث و

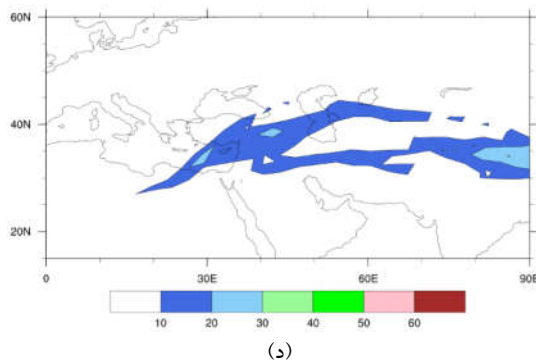
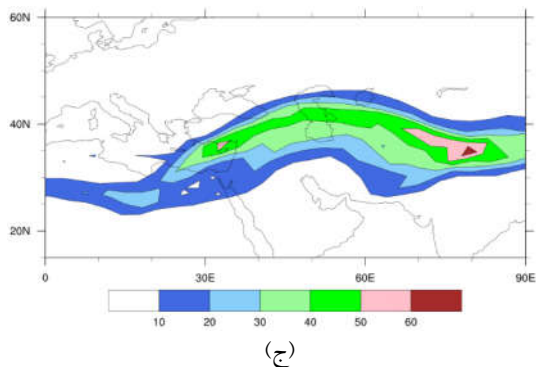
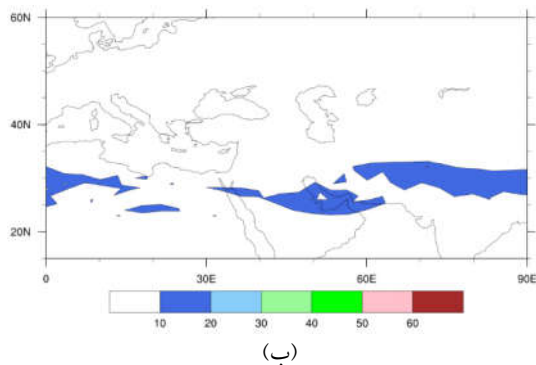
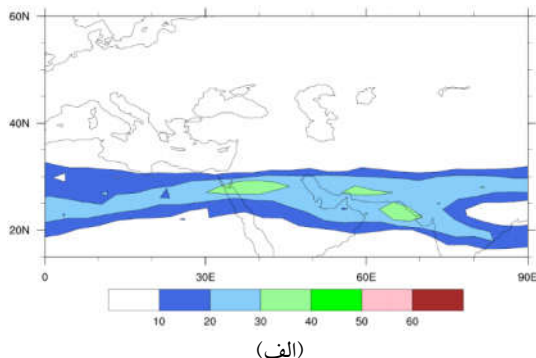
افزایش فراوانی تاشدگی با کاهش ارتفاع ژئوپتانسیلی و تشکیل ناوه همراه است (شکل ۱-د). این تغییر علامت ضرایب همبستگی می‌تواند دلیلی بر نقش بیشتر (کمتر) ناپایداری کژفشار در تشکیل تاشدگی‌های زمستانه (تابستانه) باشد.

۳-۴ همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و فشار تراز دریا

در شکل ۶، توزیع جغرافیایی ضریب همبستگی بین میانگین فراوانی تاشدگی و فشار تراز دریا مشاهده می‌شود که این توزیع، الگویی تا حدودی مشابه ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ولی با علامت متفاوت دارد. در مناطق جنب‌حاره (عرض‌های پایین‌تر از ۳۰ درجه) ضرایب همبستگی مثبت وجود دارد که بیانگر تقویت جریان‌ات و اچرخندی همراه با افزایش فراوانی تاشدگی در منطقه جنوب غرب آسیا است. در عرض‌های میانی (۳۰ تا ۴۵ درجه)، ضرایب همبستگی منفی است و مقادیر بزرگ‌تری دارد که نشان‌دهنده تقویت جریان‌ات و اچرخندی همراه با



شکل ۶. توزیع ضریب همبستگی بین میانگین ماهانه فراوانی تاشدگی و فشار تراز دریا.



شکل ۷. توزیع درصد فراوانی تاشدگی وردایست در (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۱۵ و (د) ژوئن ۲۰۰۷.

همکاران، ۲۰۰۰)؛ لذا شکل گیری امواج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تقویت جریان جتی و متعاقب آن توسعه چرخندهای سطحی، همگی فرایندهایی مرتبط با یکدیگر هستند.

برای تحلیل دینامیکی رخداد تاشدگی وردایست در فصل زمستان، ماه های ژانویه ۲۰۰۴ و ۲۰۰۱ و در فصل تابستان، ماه های ژوئن ۲۰۱۵ و ۲۰۰۷ انتخاب و نقشه های مربوطه تحلیل می شود. علت انتخاب این ماه ها آن است که به ترتیب بیشترین و کمترین فراوانی تاشدگی را بین ماه های متناظر در دوره مورد مطالعه (۲۰۱۵-۲۰۰۰) دارند. انتظار می رود با انتخاب ماه های دارای بیشینه بی هنجاری مثبت و منفی فراوانی تاشدگی، بتوان تغییرات کمیت های دینامیکی مورد بررسی را بهتر آشکار کرد. در این بخش نیز مشابه بخش قبل، نقشه های مربوط به کمیت های دینامیکی در سه تراز زیرین، میانی و زیرین ارزیابی و تحلیل می شود. این نقشه ها شامل میانگین مؤلفه مداری باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، فشار تراز دریا، تابش طول موج بلند خروجی، فعالیت موج، شار فعالیت موج و واگرایی آن است.

شکل ۷ فراوانی تاشدگی وردایست در چهار ماه انتخابی را نشان می دهد. با توجه به شکل های ۷-الف و ۷-ب، بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست در دو ماه ژانویه در منطقه جنوب غرب آسیا و در ناحیه محدود به عرض های جغرافیایی ۲۰ تا ۳۵ درجه شمالی قرار دارند. فراوانی تاشدگی در ژانویه ۲۰۰۴ در شمال دریای سرخ، جنوب شرق ایران و شرق دریای عمان بیش از ۴۰ درصد است، در حالی که در ژانویه ۲۰۰۱ بخش عمده ای از این منطقه فراوانی کمتر از ۱۰ درصد و در برخی نواحی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد دارد.

۲۰۰۴ (شکل ۸-الف)، جریان جتی کاملاً تقویت شده و هسته آن با بیشترین سرعت، با مقدار بیش از ۵۵ متر بر ثانیه، بین عرض‌های ۲۰ تا ۳۰ درجه واقع و از شرق آفریقا تا روی دریای سرخ و غرب ایران کشیده شده است. در ژانویه ۲۰۰۱ (شکل ۸-ب)، هسته جریان جتی ضمن تضعیف، به سمت شرق جابه‌جا شد و از شرق ایران به سوی افغانستان و پاکستان امتداد داشت. با جابه‌جایی شرق‌سوی جت، از میانگین مؤلفه افقی سرعت باد روی دریای سرخ حدود ۱۵ متر بر ثانیه کاسته شده و به همین میزان بر سرعت باد در منطقه شرق ایران و پاکستان افزوده شده است. همزمان با تضعیف جت جنب‌حاره‌ای، کاهش فراوانی تاشدگی وردایست در این منطقه دیده می‌شود به طوری که بیشترین کاهش فراوانی تاشدگی روی دریای سرخ اتفاق می‌افتد. بنابراین می‌توان گفت که بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست در مناطقی وجود دارد که میانگین زمانی سرعت باد بیشینه است.

کج‌شدگی محور جریان جتی در اثر فعالیت موسمی هند در ماه ژوئن (شکل‌های ۸-ج و ۸-د)، سبب جابه‌جایی موقعیت تاشدگی‌ها در راستای این محور و در عرض‌های بالاتر می‌شود (شکل‌های ۷-ج و ۷-د). در ژوئن ۲۰۱۵ (شکل ۸-ج)، ضمن اینکه جت جنب‌حاره نسبت به ماه ژانویه تضعیف شده، هسته جریان جتی نیز حدود ده درجه به سمت قطب جابه‌جا شده است. در این ماه، پربند بیشترین سرعت مداری با مقدار بیش از ۳۰ متر بر ثانیه روی شرق مدیترانه تا دریای خزر و جنوب آرال کشیده شده است و در عرض‌های حاره‌ای بادهای شرقی مشاهده می‌شود. در ژوئن ۲۰۰۷ (شکل ۸-د)، سرعت جریان جتی در غرب کاهش داشت ولی در ناحیه شرق دریای خزر تا جنوب آرال، کماکان سرعت بادهای غربی در هسته جریان جتی قوی بود و به بیش از ۴۰ متر بر ثانیه رسید. نکته قابل ذکر دیگر در شکل‌های ۸-الف و ۸-ب آن است که گرادیان نصف‌النهاری دمای پتانسیلی در

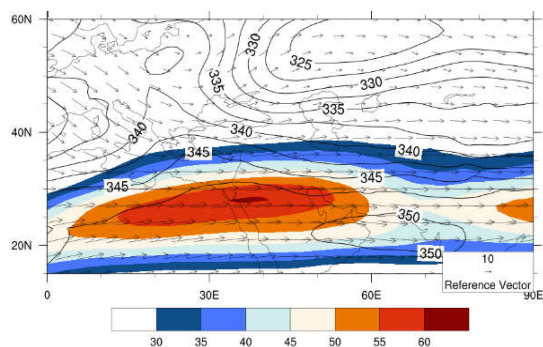
در دو ماه مربوط به تابستان (شکل‌های ۷-ج و ۷-د)، میزان فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا نسبت به زمستان افزایش یافته و فراوانی در شرق مدیترانه و شرق دریای خزر بیش از ۵۰ درصد و در شمال‌شرق افغانستان بیش از ۶۰ درصد است. در ژوئن ۲۰۱۵ (شکل ۷-ج)، بیشترین فراوانی تاشدگی در نوار باریکی واقع بود که از شرق مدیترانه تا روی دریای خزر و شمال افغانستان امتداد دارد. در ژوئن ۲۰۰۷ (شکل ۷-د)، موقعیت جغرافیایی فراوانی تاشدگی‌ها نسبت به ژوئن ۲۰۱۵ تغییر زیادی نداشته ولی مقدار آنها به شدت کاهش یافته است. در این ماه، بیشترین فراوانی در شرق مدیترانه، شمال ترکیه و فلات تبت به میزان ۲۰ تا ۳۰ درصد به‌دست آمده است. توزیع تاشدگی‌ها در فصل تابستان و در منطقه جنوب‌غرب آسیا تا حد زیادی وابسته به عدم تقارن ناشی از موسمی هند است (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴).

۱-۵ میانگین مؤلفه مداری باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال
 نتایج مطالعات گذشته نشان‌دهنده ارتباط دینامیک تاشدگی‌های عمیق با تشکیل امواج کژفشار در عرض‌های میانی است (مانند بوش و همکاران، ۱۹۹۳ و کانز و همکاران، ۲۰۰۱). این امواج کژفشار در منطقه همگرایی ورودی جریان جتی دیده می‌شوند (نیلسن، ۲۰۰۱). در شکل ۸ میانگین مؤلفه مداری باد و دمای پتانسیلی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای چهار ماه انتخابی ارائه شده است. از مقایسه این شکل با توزیع جغرافیایی فراوانی تاشدگی (شکل ۷) ملاحظه می‌شود که از نظر جغرافیایی، موقعیت بیشترین فراوانی تاشدگی وردایست تا حد زیادی وابسته به موقعیت تشکیل هسته جت جنب‌حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال است. شایان ذکر است که الگوی بیشینه سرعت افقی باد (هسته جریان جتی) تا حد زیادی با الگوی بیشینه مؤلفه مداری سرعت باد در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال مطابقت دارد (شکل نشان داده نشده است). در ژانویه

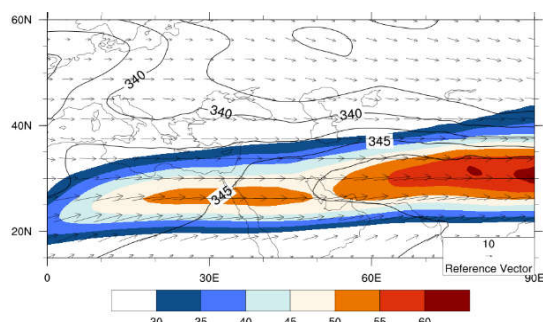
ژانویه ۲۰۰۴ نسبت به ژانویه ۲۰۰۱ قوی تر است. در ژانویه ۲۰۰۴، یک هسته هوای سرد قوی در عرض های میانی و بر روی روسیه دیده می شود که با حضور مرکز هوای گرم واقع بر اقیانوس هند سبب تقویت گرادیان نصف النهاری دما در منطقه جنوب غرب آسیا شده است. در ژانویه ۲۰۰۱، این هسته هوای سرد تضعیف شده و با کاهش گرادیان دما، سرعت جت نیز کاهش یافته است. در ژوئن ۲۰۰۷ و ۲۰۱۵ نیز گرادیان دمای پتانسیلی بر روی شرق مدیترانه و شمال دریای خزر تا شمال افغانستان افزایش یافته که سبب تقویت جت جنب حاره در این ناحیه شده است.

۲-۵ فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

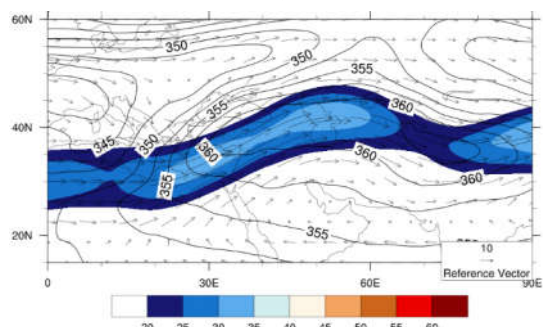
شکل ۹ توزیع میانگین ماهانه فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مورد بررسی را برای چهار ماه انتخابی نشان می دهد. مطابق شکل های ۹-الف و ۹-ب مربوط به ماه های ژانویه، یک مرکز پرفشار قوی در شرق دریای اژه و روی قزاقستان بسته شده و گرادیان نصف النهاری فشار در عرض های پایین تر افزایش یافته است. علی رغم کاهش میانگین فشار تراز دریا، کم فشار مشخصی در محل ناشدگی ها مشاهده نمی شود. در هر دو شکل، گرایان مداری فشار در منطقه جنوب غرب آسیا ضعیف بوده و تفاوت بارز الگوی فشاری موجود در این دو ماه، گرادیان نصف النهاری فشار قوی تر در ژانویه ۲۰۰۴ نسبت به ژانویه ۲۰۰۱ است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۹-الف)، یک ناوه ارتفاعی قوی در عرض های میانی در ژانویه ۲۰۰۴ به چشم می خورد که بیانگر افزایش ناپایداری کژفشاری در منطقه اروپا و همچنین روی مدیترانه است. انتقال جرم از روی اقیانوس اطلس به جنوب غرب آسیا سبب تقویت امواج در این منطقه و شکل گیری حرکات پایین سو واقع در



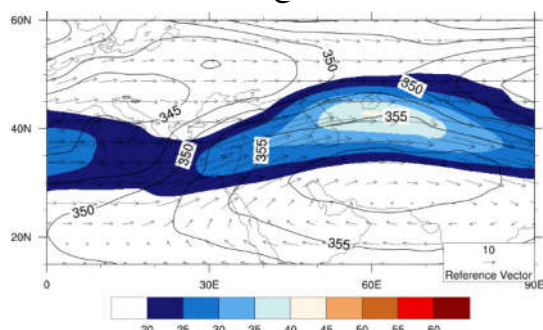
(الف)



(ب)



(ج)



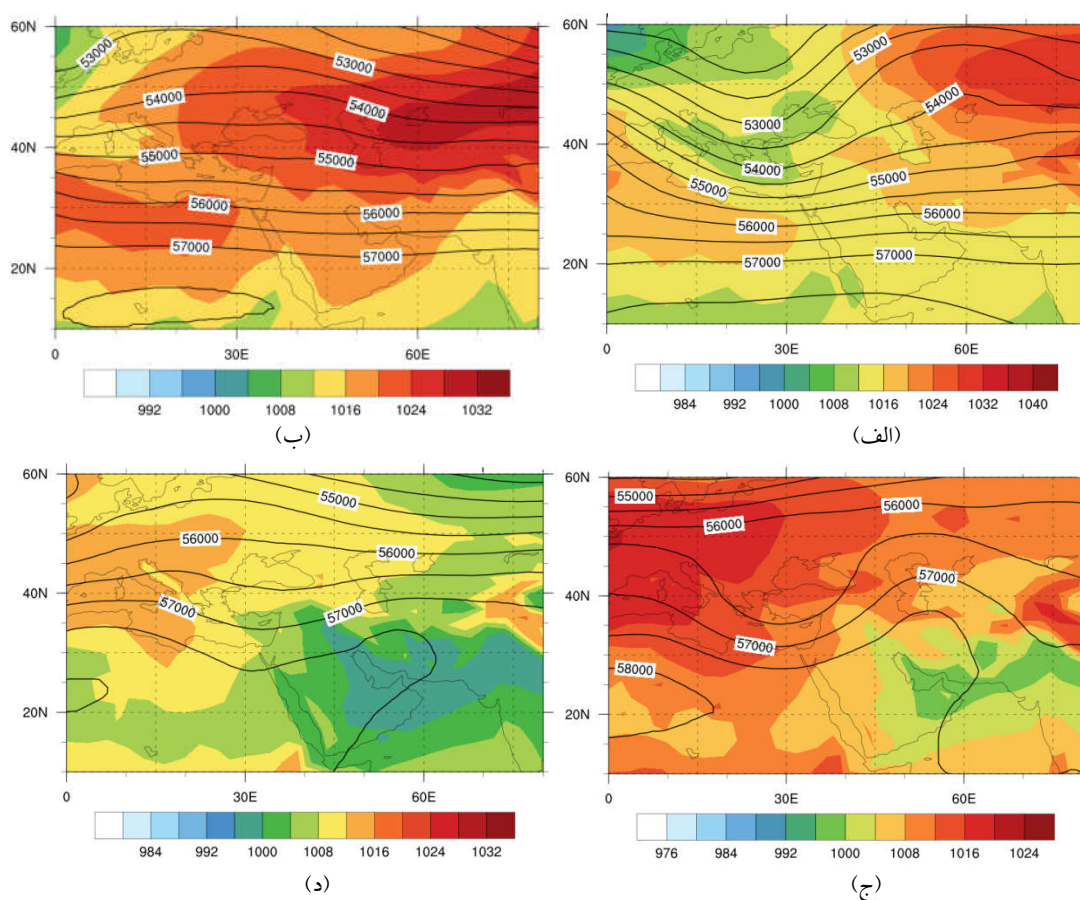
(د)

شکل ۸. میانگین مؤلفه مداری باد (سایه رنگی برحسب متر بر ثانیه)، دمای پتانسیلی (پریندها برحسب کلونین) و بردار باد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۰۷ و (د) ژوئن ۲۰۰۷.

بودن کم فشار موسمی در فصل تابستان، در ژوئن ۲۰۱۵ (شکل ۹-ج)، کمینه فشار تراز دریا با میانگین کمتر از ۱۰۰۲ هکتوپاسکال در منطقه اقیانوس هند و نواحی متأثر از فعالیت کم فشار موسمی شامل جنوب ایران، شرق عربستان و کشور پاکستان مشاهده می شود. در شمال غرب نواحی فوق، روی اروپا و غرب مدیترانه، میانگین فشار افزایش یافته است. در ژوئن ۲۰۰۷ (شکل ۹-د)، بخش بزرگی از منطقه مورد بررسی تحت تأثیر جریانات چرخندی قرار دارد و کمینه میانگین فشار تراز دریا با مقدار کمتر از ۱۰۰۲ هکتوپاسکال باز هم روی اقیانوس هند، جنوب ایران، پاکستان و شرق عربستان شکل گرفته است که وسعت آن نسبت به ژوئن ۲۰۱۵

پادجریان سوی ناوه در شرق مدیترانه می شود. در ژانویه ۲۰۰۱ (شکل ۹-ب)، عبور ناوه های ارتفاعی از منطقه مدیترانه کاهش یافته و با افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی و دما در این منطقه، کمتر امکان عبور امواج کثرفشار و تأثیر آن بر جنوب غرب آسیا ایجاد شده است. تاشدگی ها اغلب در پایین دست جریانات ناشی از سامانه پرفشار سطح زمین و همچنین در زیر محور ناوه تراز میانی و در جریان سوی آن رخ می دهند.

در دو ماه مربوط به فصل تابستان (شکل های ۹-ج و ۹-د)، گرادیان نصف النهاری فشار به میزان درخور توجهی تضعیف شده و گرادیان مداری فشار در عرض های جنب حاره افزایش یافته است. با توجه به فعال



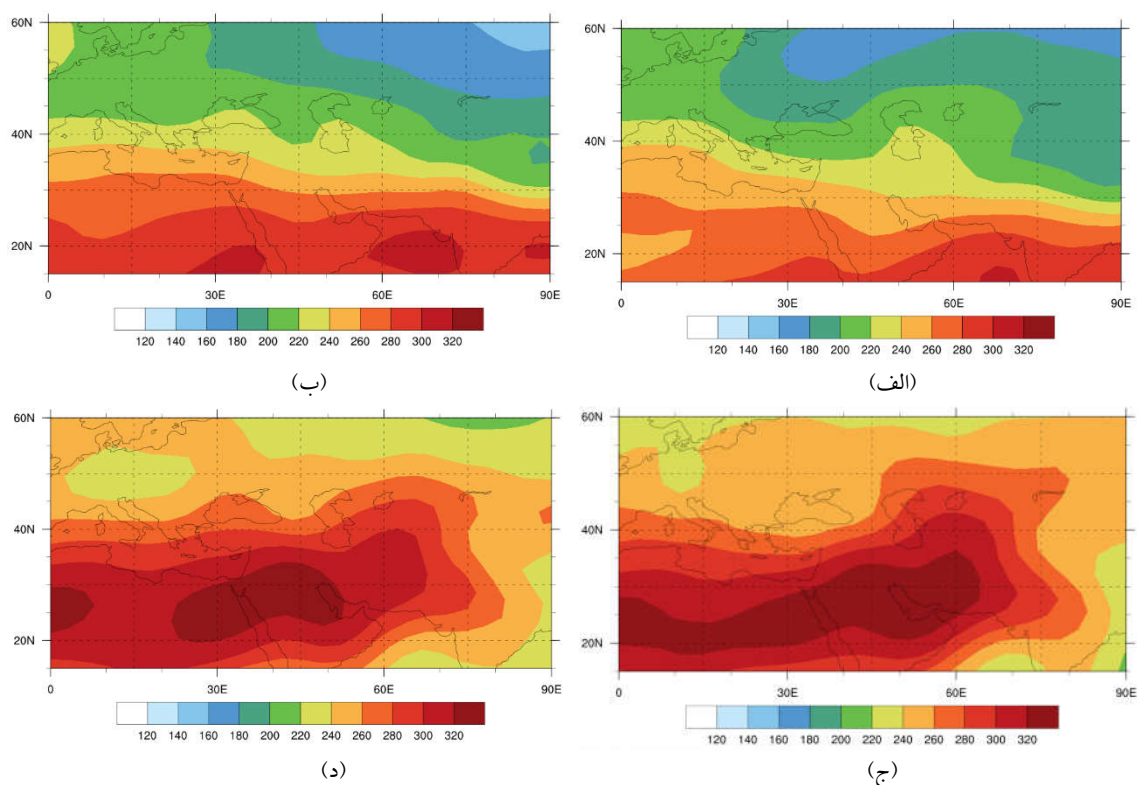
شکل ۹. میانگین فشار تراز دریا (سایه رنگی برحسب هکتوپاسکال) و ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (برحسب متر) برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۱۵، (د) ژوئن ۲۰۰۷.

توجه به ساختار ترمودینامیکی حاکم بر منطقه جنوب غرب آسیا در فصل تابستان، فراوانی تاشدگی‌های عمیق کاهش یافته و بیشتر تاشدگی‌ها از نوع کم عمق و متوسط هستند. با تضعیف ساختار موجی در ژوئن ۲۰۰۷ (شکل ۹-د)، فراوانی تاشدگی ورودیست نیز نسبت به ژوئن ۲۰۱۵ کاهش یافته است.

۳-۵ تابش طول موج بلند خروجی

تابش طول موج بلند خروجی - که با توجه به تغییرپذیری زیاد بارش، برای بررسی تعیین شده است - می‌تواند معرف بهتر و واقعی تری از میزان ابرناکی و رطوبت باشد. در شکل ۱۰، میانگین ماهانه تابش طول موج بلند خروجی برای ماه‌های انتخابی آورده شده است. با تقویت جریانات چرخندی و عبور ناوهای ارتفاعی قوی تر در ژانویه

افزایش دارد. روی اروپا و غرب مدیترانه همچنان فعالیت و اچرخندی غالب است. با مقایسه الگوهای فشاری در دو ماه تابستان مشاهده می‌شود که گرادیان فشاری در ژوئن ۲۰۱۵ نسبت به ژوئن ۲۰۰۷ بزرگ تر است. تقویت جریانات شرقی همزمان با موسمی هند و همچنین توپوگرافی منطقه، دو عامل مهمی هستند که می‌توانند سبب تشدید جریانات نزولی و افزایش فراوانی تاشدگی ورودیست در فصل تابستان شوند (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). همزمان، ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در فصل تابستان نیز افزایش نشان می‌دهد. در ژوئن ۲۰۱۵ (شکل ۹-ج)، ساختار موجی ضعیفی در الگوی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در عرض‌های میانی دیده می‌شود. در این الگوی ارتفاع، ناوهای روی اروپا و شرق مدیترانه و پشته‌ای روی آفریقا و ایران مستقر است. با



شکل ۱۰. میانگین ماهانه تابش طول موج بلند خروجی (برحسب وات بر متر مربع) برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۱۵ و (د) ژوئن ۲۰۰۷.

آن با مرکز تشکیل ناوه (شکل ۹-الف)، بیانگر تشکیل امواج کژفشار قوی در تراز میانی جو است که باعث تقویت جریانات فرونشینی در پادجریان سوی ناوه و در نتیجه، افزایش فراوانی وقوع تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا می شود. در ژانویه ۲۰۰۱ (شکل ۱۱-ب)، از میزان فعالیت موج در این منطقه به میزان درخور توجهی کاسته شده و مرکز بیشینه‌ای با گسترش محدودتر روی شمال دریای خزر تشکیل شده است. به علاوه، یک مرکز ضعیف‌تر فعالیت موج در غرب ایران و روی کشور عراق مشاهده می شود. با توجه به توزیع تاشدگی‌های وردایست در این ماه، به نظر می رسد که مرکز بیشینه فعالیت موج عرض‌های شمالی، تأثیر زیادی در رخداد تاشدگی وردایست ندارد ولی مرکز واقع در عرض‌های جنوبی‌تر باعث ایجاد تاشدگی‌های وردایست در جنوب غرب آسیا شده است. همزمان با تضعیف نسبی فعالیت موج در مقایسه با ژانویه ۲۰۰۴، فراوانی تاشدگی در این منطقه نیز کاهش یافته است. در دو ماه ژوئن بررسی شده (شکل‌های ۱۱-ج و ۱۱-د)، فعالیت موج در عرض‌های میانی کاهش یافته است ولی در نواحی حاره‌ای افزایش فعالیت موج با شدت کمتری دیده می شود.

واگرایی شار افقی فعالیت موج نشان‌دهنده چشمه موج (مکان گسیل بسته‌موج) و همگرایی آن بیانگر چاه موج (محل میرایی موج) است؛ بنابراین محاسبه این کمیت می تواند در شناسایی چشمه و چاه امواج و مسیر انتشار آنها بسیار مفید باشد. به بیان دیگر، واگرایی شار فعالیت موج سبب ایجاد شتاب مثبت (افزایش تکانه) و همگرایی شار موج سبب ایجاد شتاب منفی (کاهش تکانه) در مؤلفه مداری باد می شود (ولیس، ۲۰۰۶). میانگین ماهانه شار افقی فعالیت موج و واگرایی آن در چهار ماه انتخابی در شکل ۱۲ ارائه شده است. در ژانویه ۲۰۰۴ (شکل ۱۲-الف)، واگرایی شار فعالیت موج (چشمه موج) در غرب

۲۰۰۴، انتظار می رود که رطوبت و ابرناکی در منطقه جنوب غرب آسیا نسبت به ژانویه ۲۰۰۱ افزایش داشته باشد که این امر به خوبی از مقایسه شکل ۱۰-الف با شکل ۱۰-ب استنباط می شود. همان طور که در این دو شکل ملاحظه می شود، در عرض‌های ۱۵ تا ۳۰ درجه، میزان تابش خروجی ژانویه ۲۰۰۴ نسبت به ژانویه ۲۰۰۱ کاهش دارد که بیانگر تقویت ناپایداری‌های کژفشار و ابرناکی در این منطقه است.

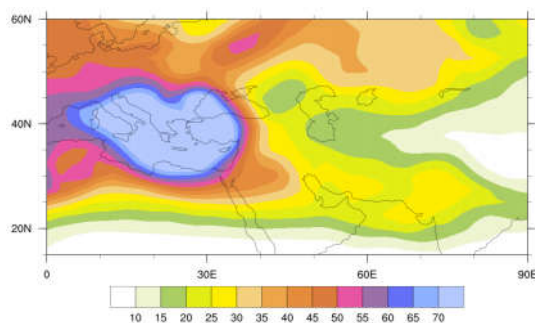
به علت غالب بودن رژیم بارشی زمستانه در عرض‌های فراحاره‌ای، میزان تابش طول موج بلند خروجی در فصل زمستان نسبت به تابستان کمتر است ولی روی اقیانوس هند، میزان تابش خروجی تابستانه کاهش دارد. دلیل کاهش تابش خروجی تابستانه در این ناحیه می تواند ناشی از افزایش میزان ابرناکی و بارش حاصل از تقویت سلول‌های همرفتی باشد (شکل‌های ۱۰-ج و ۱۰-د). با مقایسه دو شکل مربوط به ماه ژوئن، تغییر چشمگیری در توزیع جغرافیایی و همچنین میزان تابش خروجی جو در جنوب غرب آسیا مشاهده نمی شود.

۴-۵ تحلیل از دیدگاه فعالیت موج

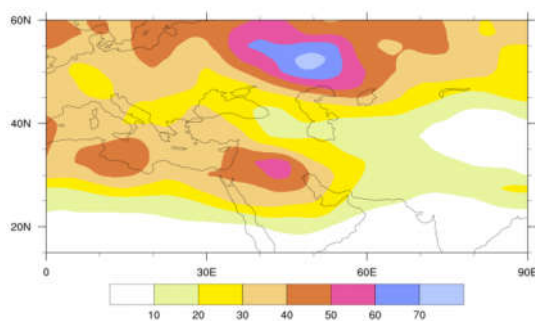
یکی از موارد مهمی که در مطالعه امواج با بسامدهای مختلف همواره مدنظر قرار می گیرد، چگونگی انتشار موج در راستای افقی و قائم و نحوه برهم کنش موج با جریان میانگین پایه است. فعالیت موج، شار فعالیت موج و واگرایی آن کمیت‌های مناسبی هستند که محاسبه آنها چگونگی برهم کنش موج و شارش میانگین را نشان می دهد. در واقع، فعالیت موج یک ابزار دینامیکی برای بررسی و ردگیری انتشار بسته‌موج است. در شکل ۱۱، میانگین ماهانه فعالیت موج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ماه‌های موردنظر دیده می شود. در ژانویه ۲۰۰۴ (شکل ۱۱-الف)، بیشینه فعالیت موج روی مدیترانه و مرکز اروپا مستقر است. تقویت فعالیت موج در این نواحی و انطباق

مدیرانه ایجاد شده و همزمان، همگرایی شار فعالیت موج (چاهه موج)، از اروپا تا ترکیه و دریای سیاه را دربر گرفته است. وجود زوج قوی مراکز واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج در این ماه، به معنای زوجی از نواحی گسیل-دریافت موج یا همان بسته‌موج است و نشان‌دهنده مسیر انتشار امواج در عرض‌های میانی است. در ژانویه ۲۰۰۱ (شکل ۱۲-ب)، ضمن تضعیف چشمه‌ها و چاهه‌های موج، زوج مراکز واگرایی-همگرایی به صورت دو شاخه، در عرض‌های میانی و جنب‌حاره دیده می‌شود. شار فعالیت موج در این ماه نیز تفکیک شار به دو شاخه و ضعیف بودن آن را نشان می‌دهد. شاخه شمالی تر که بیشتر در راستای مداری کشیده شده، باعث انتشار انرژی موج در عرض‌های میانی شده است ولی شاخه ضعیف‌تر جنوبی با مؤلفه استواسوی خود سبب گسیل موج به نواحی جنوب غرب آسیا می‌شود. در دو ماه ژوئن مورد بررسی (شکل‌های ۱۲-ج و ۱۲-د)، فعالیت موج عرض‌های میانی به شدت تضعیف شده است و همزمان با تقویت موسمی هند، در عرض‌های جنب‌حاره و روی اقیانوس هند، مراکز واگرایی-همگرایی شار فعالیت موج ایجاد شده‌اند.

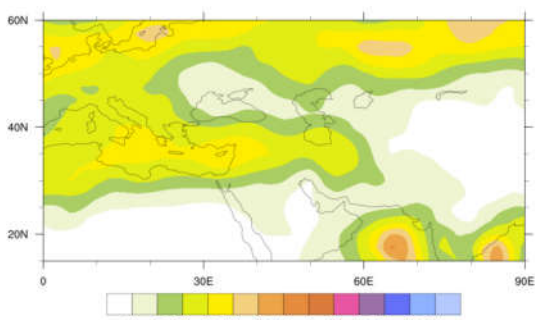
یکی از رهیافت‌های مهم در بررسی شار فعالیت موج و واگرایی آن، استفاده از نقشه‌های سطح مقطع نصف‌النهاری-قائم این کمیت‌ها است. در واقع، میانگین مداری این سطح مقطع‌ها نشان‌دهنده چگونگی انتشار بسته‌موج نسبت به عرض جغرافیایی و ارتفاع و همچنین ویژگی‌های انتشار فعالیت موج و برهم‌کنش پیچک-شارش میانگین به صورت محلی است. در شکل ۱۳، برش قائم شار فعالیت موج و واگرایی آن در راستای نصف‌النهاری دیده می‌شود که بین ۰ تا ۹۰ درجه شرقی میانگین‌گیری شده است. در دو ماه ژانویه مورد بررسی، انتشار موج در ترازهای پایین و ردسپهر اغلب بالاسو است. در ژانویه ۲۰۰۴ (شکل ۱۳-الف)، یک مرکز واگرایی



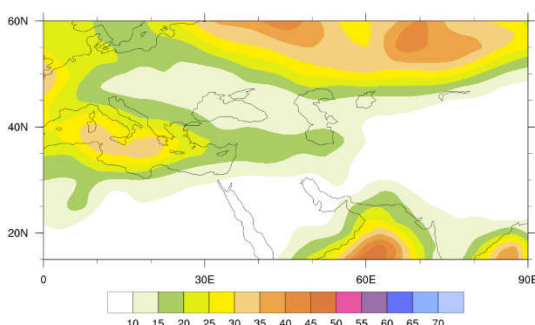
(الف)



(ب)



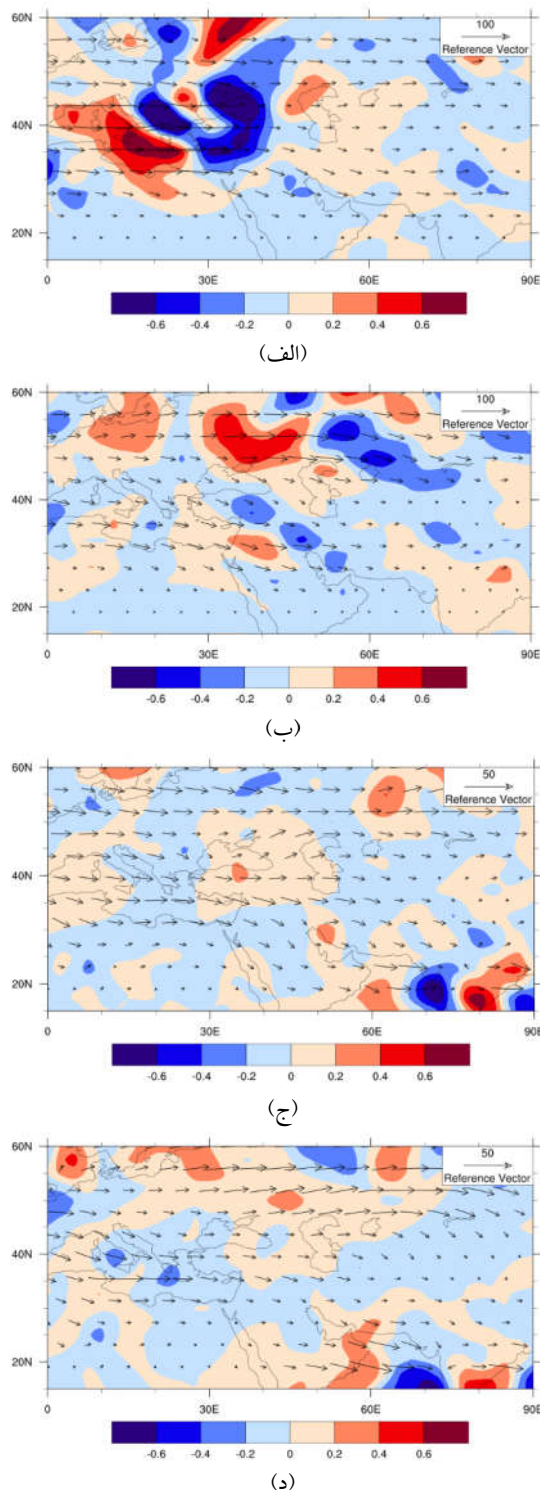
(ج)



(د)

شکل ۱۱. میانگین ماهانه فعالیت موج (برحسب متر بر ثانیه) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۰۱ و (د) ژوئن ۲۰۰۷.

ضعیف شار فعالیت موج در نزدیکی سطح و یک مرکز همگرایی در وردسپهر میانی در عرض‌های جغرافیایی بالاتر از ۴۰ درجه تشکیل شده است. علاوه بر این، مرکز واگرایی قوی‌تری در وردسپهر زیرین مشاهده می‌شود که بین عرض‌های ۳۰ تا ۵۰ درجه شمالی گسترش دارد و بردار شار در این ناحیه تغییر جهت داده و پایین‌سو شده است. در عرض‌های پایین‌تر از ۳۰ درجه، شار فعالیت موج در وردسپهر میانی و زیرین ضعیف و اغلب استواسو است. از آنجا که نواحی واگرایی شار فعالیت موج نشان‌دهنده مراکز گسیل موج است، دو مرکز گسیل موج، یکی در نزدیک سطح و دیگری در وردسپهر زیرین شکل گرفته که مرکز دوم قوی‌تر و منطبق بر مرکز جت است و مناطق رشد کثرفشاری امواج را نشان می‌دهد. نواحی همگرایی شار فعالیت موج (یا مراکز منفی) نیز نشان‌دهنده نواحی دریافت و شکست موج است و همان‌طور که دیده می‌شود، بیشترین مقادیر آن در لبه قطب‌سوی جت جنب‌حاره واقع شده است. به عبارتی، بیشترین دریافت انرژی موج و شکست موج در لبه قطب‌سوی جت جنب‌حاره رخ می‌دهد (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳ و ویلس، ۲۰۰۶). در ژانویه ۲۰۰۱ (شکل ۱۳-ب)، دو زوج مراکز مثبت و منفی واگرایی، یکی در عرض‌های بالاتر از ۴۵ درجه و دیگری بین ۲۰ تا ۴۰ درجه تشکیل شده است که به نوعی انتشار امواج ضعیف‌تر در دو شاخه شمالی و جنوبی را، مشابه الگوی شکل ۱۲-ب نشان می‌دهد. با مقایسه شکل‌های ۱۳-الف و ۱۳-ب می‌توان گفت امواج کثرفشار عرض‌های میانی در ژانویه ۲۰۰۴ قوی‌تر و به صورت الگوی واحد تشکیل شده است، در حالی که در ژانویه ۲۰۰۱، این امواج ضعیف‌تر بوده و به دو شاخه، یک شاخه در عرض‌های پایین‌تر و دیگری در عرض‌های بالاتر تقسیم شده‌اند. نکته شایان ذکر دیگر در ژانویه ۲۰۰۱ آن است که انتشار استواسوی شار فعالیت موج در وردسپهر زیرین به شکل بارزتری مشاهده می‌شود که حاکی از

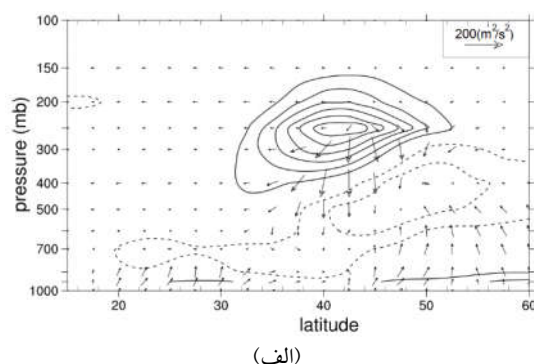


شکل ۱۲. میانگین ماهانه واگرایی شار افقی فعالیت موج (برحسب $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}^2$) و بردار شار فعالیت موج (برحسب m^2/s^2) در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۱۵ و (د) ژوئن ۲۰۰۷.

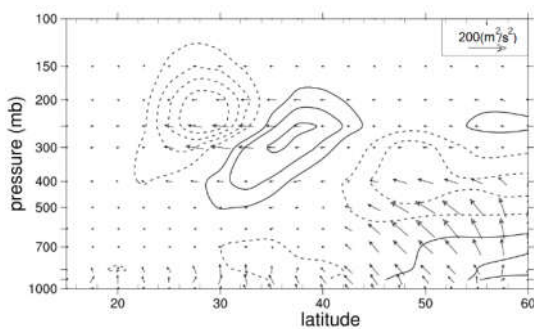
شکست و اچرخندی موج است (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳). در ماه های ژوئن (شکل های ۱۳-ج و ۱۳-د)، شار فعالیت موج و همچنین شدت مراکز همگرایی و واگرایی شار نسبت به ماه های ژانویه کاهش یافته که نشانه تضعیف امواج کژفشاری در فصل تابستان در منطقه جنوب غرب آسیا است. به علاوه، در عرض های حاره ای (کمتر از ۲۵ درجه) شار پایین سوی امواج با مؤلفه استواسو دیده می شود که با مراکز واگرایی و همگرایی ضعیف، به ترتیب در وردسپهر زیرین و نزدیک سطح همراه است. تشکیل این زوج مراکز واگرایی-همگرایی تابستانه می تواند ناشی از تشکیل یاخته های همرفتی در ناحیه همگرایی میان حاره ای (ITCZ) باشد. به طور کلی، با توجه به الگوهای شار فعالیت موج و محل مراکز واگرایی (چشمه ها) و همگرایی (چاهه-ها) آن و همچنین مقایسه این مراکز با موقعیت رخداد تاشدگی ها در منطقه جنوب غرب آسیا، می توان استنباط کرد که در فصل زمستان، تشکیل امواج کژ فشار قوی در وردسپهر میانی و زیرین در عرض های جغرافیایی بالا سبب تقویت جت جنب حاره و در پی آن شکست امواج و افزایش فراوانی تاشدگی های عمیق در این منطقه می شود. در فصل تابستان، با تضعیف کژفشاری جو در منطقه جنوب غرب آسیا، از فراوانی تاشدگی های عمیق کاسته شده و تاشدگی ها بیشتر به صورت کم عمق و در ترازهای بالای وردسپهر تشکیل می شوند.

۶ جمع بندی و نتیجه گیری

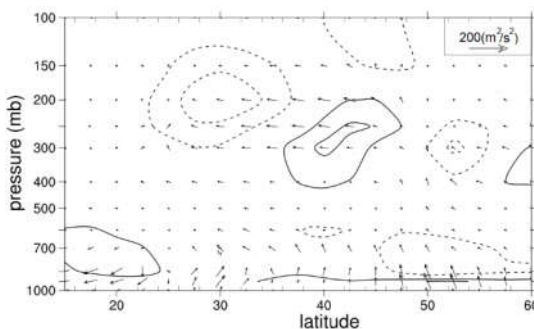
منطقه جنوب غرب آسیا یکی از مناطقی است که بی-هنجاری مثبت فراوانی تاشدگی نسبت به مقدار میانگین نیمکره شمالی دارد. لذا در این پژوهش سعی شده است ضمن بررسی توزیع ماهانه و فصلی انواع تاشدگی ورودیست در یک دوره شانزده ساله (۲۰۰۰ تا ۲۰۱۵) در این منطقه، به تحلیل آماری و دینامیکی کمیت های هواشناختی مرتبط با تاشدگی ورودیست پرداخته شود.



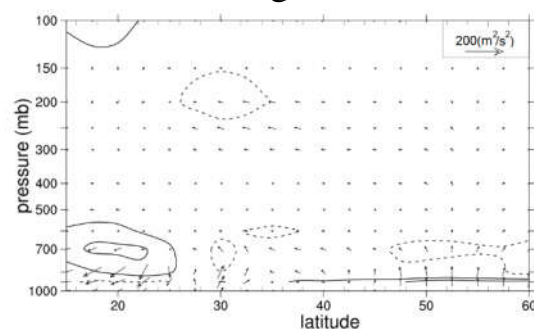
(الف)



(ب)



(ج)



(د)

شکل ۱۳. سطح مقطع نصف النهاری میانگین ماهانه شار فعالیت موج (مقیاس و واحد بردارها در بالا و سمت راست شکلها آورده شده است) و واگرایی آن (پریندها با فاصله $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$) برای (الف) ژانویه ۲۰۰۴، (ب) ژانویه ۲۰۰۱، (ج) ژوئن ۲۰۱۵، (د) ژوئن ۲۰۰۷. مقادیر مثبت واگرایی با خطوط پر و مقادیر منفی با نقطه چین نشان داده شده اند.

نتایج بررسی فراوانی رخداد تاشدگی وردایست در دوره مورد مطالعه، حاکی از روند افزایشی در فراوانی هر سه نوع تاشدگی در جنوب غرب آسیا است. به طور کلی، فراوانی تاشدگی وردایست در این منطقه، در فصل های گرم سال نسبت به فصول سرد بیشتر است. در فصل تابستان، تاشدگی های کم عمق و متوسط و در زمستان تاشدگی های عمیق فراوانی نسبی بیشتری دارند که دلیل آن را می توان به تقویت ناپایداری های کژ فشار در این فصل ارتباط داد. افزایش تاشدگی وردایست تابستانه می تواند در اثر تقویت موسمی هند و فرارفت های عمیق ناشی از آن باشد که باعث افزایش کژ فشاری در ترازهای زیرین وردسپهر می شود (تیرلس و همکاران، ۲۰۱۴). نتایج پژوهش تیرلس و همکاران (۲۰۱۳) نشان می دهد که همزمان با تقویت موسمی هند، جریانات قوی روی دریای اژه تشکیل می شود که با بی هنجاری مثبت تاوایی پتانسیلی در ترازهای بالا و تاشدگی وردایست (کاهش ارتفاع از سطح زمین) و افزایش جریان فرونشینی همراه است. توزیع جغرافیایی ضرایب همبستگی بین میانگین ماهانه تاشدگی های وردایست و کمیت های فیزیکی و دینامیکی جو مرتبط نشان دهنده نقش بارز ناپایداری کژ فشار در رخداد تاشدگی های زمستانه از یک سو و نقش اساسی عوامل ترمودینامیکی در رخداد تاشدگی های تابستانه از سوی دیگر در منطقه جنوب غرب آسیا است. نتایج تحلیل دینامیکی نیز نشان می دهد که تاشدگی وردایست زمستانه با شکل گیری امواج قوی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تقویت جریان جتی و متعاقب آن ایجاد چرخندهای سطحی همراه و مرتبط است. با افزایش فراوانی تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا، مشاهده می شود که چینش نصف النهاری مؤلفه مداری باد و در نتیجه، جریان جتی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تقویت می شود و با جابه جایی فصلی جریان جتی جنب حاره، موقعیت تشکیل تاشدگی ها حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه در راستای عرض جغرافیایی جابه جا می شود.

نتایج محاسبه فعالیت موج در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای ژانویه ۲۰۰۴، وجود بیشینه ای از فعالیت موج را روی مدیترانه و مرکز اروپا نشان می دهد که در ژانویه ۲۰۰۱، از میزان فعالیت موج در این منطقه به میزان درخور توجهی کاسته شده و مرکز بیشینه ای با گسترش محدودتر روی شمال دریای خزر تشکیل شده است. در ژانویه ۲۰۰۴، واگرایی شار فعالیت موج (چشمه موج) در غرب مدیترانه و همگرایی آن (چاهه موج) دیده می شود که اروپا تا ترکیه و دریای سیاه را دربر گرفته است. وجود این زوج قوی از نواحی گسیل - دریافت موج، حاکی از مسیر انتشار امواج در عرض های میانی است. در ژانویه ۲۰۰۱، ضمن ضعیف شدن چشمه ها و چاهه های موج، هم این زوج مراکز و هم شار فعالیت موج به صورت دو شاخه، یکی در عرض های میانی و دیگری در جنب حاره به چشم می خوردند. شاخه شمالی تر با گسترش مداری، باعث انتشار موج در عرض های میانی شده است ولی شاخه ضعیف تر جنوبی با مؤلفه استواسوی خود، سبب گسیل موج به نواحی جنوب غرب آسیا می شود. انتشار استواسوی شار فعالیت موج در وردسپهر زیرین نشان دهنده شکست و اچرخندی موج است (تورنکرافت و همکاران، ۱۹۹۳). در دو ماه ژوئن مورد مطالعه، فعالیت موج عرض های میانی به شدت تضعیف شده و همزمان با تقویت موسمی هند، در عرض های جنب حاره و روی اقیانوس هند، مراکز واگرایی - همگرایی شار فعالیت موج شکل می گیرند. به طور کلی، با مقایسه محل تشکیل مراکز واگرایی - همگرایی شار فعالیت موج و موقعیت تاشدگی ها می توان نتیجه گرفت که تاشدگی های زمستانه در منطقه جنوب غرب آسیا، بیشتر تحت تأثیر ناپایداری های دینامیکی ناشی از شکست امواج در عرض های میانی قرار دارد، در حالی که در تابستان نقش سازوکارهای دینامیکی در تشکیل تاشدگی ها ضعیف می - شود و این عوامل ترمودینامیکی موسمی هند است که نقش اصلی را در تشکیل تاشدگی وردایست در منطقه جنوب غرب آسیا عهده دار است.

- Holton, J. R., Haynes, P. H., McIntyre, M. E., Douglass, A. R., Rood, R. B., and Pfister, L., 1995, Stratosphere-troposphere exchange: Review of Geophysics, **33**, 403–439.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W., 1985, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society., **111**, 877–946.
- Kunz, A., Konopka, P., Müller, R. and Pan, L. L., 2011, Dynamical tropopause based on isentropic potential vorticity gradients: Journal of Geophysical Research, **116**, D01110, doi:10.1029/2010JD014343.
- Nielsen-Gammon, J. W., 2001, A visualization of the global dynamic tropopause: American Meteorological Society, **82**, 1151–1167.
- Plumb, R. A., 1985, On the three-dimensional propagation of stationary waves: Journal of the Atmospheric Sciences, **42**, 217–229.
- Rezaeian, M., Mohebalhojeh, A. R., Ahmadi-Givi, F., and Nasr-Esfahany, M. A., 2016, A wave-activity view of the relation between the Mediterranean storm track and the North Atlantic Oscillation in winter: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **142**, 1662–1671.
- Russel, A., Vaughan, G., and Norton, E. G., 2012, Large scale potential vorticity anomaly and deep convection: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **138**, 1627–1639.
- Škerlak, B., Sprenger, M., and Wernli, H., 2014, A global climatology of stratosphere-troposphere exchange using the ERA-Interim data set from 1979 to 2011: Atmospheric Chemistry and Physics, **14**, 913–937.
- Sprenger, M., Croci Maspoli, M., and Wernli, H., 2003, Tropopause folds and cross-tropopause exchange: A global investigation based upon ECMWF analyses for the time period March 2000 to February 2001: Journal of Geophysical Research, **108**(D12), 8518.
- Thorncroft, C. D., Hoskins, B. J., and McIntyre, M. E., 1993, Two paradigms of baroclinic life cycle behavior: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **119**, 17–35.
- Thorpe, A. J., 1997, Attribution and its application to mesoscale structure associated with tropopause folds: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **123**, 2377–2399.
- منابع
برهانی، ر.، احمدی گیوی، ف.، قادر، س. و محب الحججه، ع. ر.، ۱۳۹۶، مطالعه فراوانی و توزیع تاشدگی ورودیست و تغییرات فصلی آن در سال‌های ۲۰۱۵–۲۰۱۳ با تأکید بر منطقه جنوب غرب آسیا، مجله فیزیک زمین و فضا، پذیرفته شده در نوبت انتشار.
- Ahmadi-Givi, F., Nasr-Esfahany, M. A., and Mohebalhojeh, A. R., 2014, Interaction of North Atlantic baroclinic wave packets and the Mediterranean storm track: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **140**, 754–765.
- Browning, K. A., and Reynolds, G. 1994 Diagnostic study of a narrow cold frontal rain band and severe winds associated with stratospheric intrusion: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **120**, 235–257.
- Bush, A. B. G., and Peltier, W. R., 1994, Tropopause folds and synoptic-scale baroclinic wave life cycles: Journal of the Atmospheric Sciences, **51**, 1581–1604.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F., 2011, The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **137**(656), 553–597.
- Gray, S. L., 2003, A case study of stratosphere to troposphere transport: The role of convective transport and the sensitivity to model resolution: Journal of Geophysical Research., **108**, 45–90.
- Griffiths, M., Thorpe, A. J., and Browning, K. A., 2000, Convective destabilization by a tropopause fold diagnosed using potential-vorticity inversion: Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **126**, 125–144.

- Newton and E. O., Holopainen: American Meteorological Society, 81–105.
- Vallis, G. K., 2006, Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, Cambridge University Press, 745 pp.
- Wernli, H., Dirren, S., Liniger, M. A., and Zilling, M., 2002, Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm “Lothar” (24–26 December 1999): Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **128**, 405–429.
- Ziv, B., Saaroni, H., and Alpert, P., 2004, The factors governing the summer regime of the eastern Mediterranean: International Journal of Climatology, **24**, 1859–1871.
- Tyrlis, E., Lelieveld, J., and Steil, B., 2013, The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: Influence of the South Asian Monsoon: Climate Dynamics, **40**, 1103–1123.
- Tyrlis, E., Škerlak, B., Sprenger, M., Wernli, H., Zittis, G., and Lelieveld, J., 2014, On the linkage between the Asian summer monsoon and tropopause fold activity over the eastern Mediterranean and the Middle East: Journal of Geophysical Research., **119**, 3202–3221.
- Uccellini, L. W., 1990, Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones, in Extratropical Cyclones. The Erik Palmén Memorial Volume, C. W.,

A statistical-dynamical analysis of tropopause folds in the southwest Asia during 2000-2015

Reza Borhani¹, and Farhang Ahmadi-Givi^{2*}

¹Ph. D. student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 06 April 2018, Accepted: 15 September 2018)

Summary

In general, the southwest Asia is one of the regions with positive anomalous values of tropopause folding frequency compared to the annual average of the northern hemisphere. The frequency of folding in this region in warm seasons is higher than in cold seasons. This research was carried out with the aim of statistical and dynamical analysis of the atmospheric processes associated with the tropopause folds in the southwest Asia during 2000–2015. Identification of tropopause folding is based on the algorithm developed by Sprenger et al. (2003) and Gray (2003) and refined by Škerlak et al. (2014). The detected folds are divided into three categories as shallow, medium, and deep based on their vertical extensions.

The time series analysis of all types of tropopause folds shows that the frequency of folding events has an increasing trend during the period of study. The most frequent folding type is as shallow or medium in the summer season but as deep in the winter. The geographical distribution of the correlation coefficients between the monthly mean folding frequencies and some relevant dynamical quantities indicates that baroclinic instability mechanism plays the main role in the occurrences of tropopause foldings in the winter, while the effects of thermodynamic factors are dominant in the summer.

Dynamical study of tropopause folds in both winter and summer seasons was conducted using January 2001 and 2004 as well as June 2007 and 2015 data sets. Results show that the winter tropopause foldings are associated with the formation of intense baroclinic waves in mid-levels of troposphere, strengthening of jet streams in upper levels and subsequently the formation of surface cyclones. Also, together with the seasonal displacement of the jet, the positions of tropopause folds are moving about 10 to 15 degrees latitudinally.

The analysis of horizontal wave activity flux in January 2004, reveals the presence of a strong wave source (divergence of wave activity flux) in the Western Mediterranean and, at the same time, a wave sink (convergence of flux) over Europe. In January 2001, the wave activity flux was weakened and divided into two branches, one located in middle latitudes and the other in subtropical regions that transmitted wave energy to the southwest Asia. Furthermore, the strong equatorward wave propagation in this month indicates the anticyclonic wave breaking. In the two June months, as the baroclinic waves were weakened, the intensities of wave activity flux as well as the convergence and divergence centers in the southwest Asia were decreased compared to the January cases.

Comparing the above results, it can be deduced that in winter, intense baroclinic wave packets in middle latitudes cause the strength of the subtropical jet, and consequently intensification of wave breaking which are associated with the occurrences of deep tropopause folds in the southwest Asia. In summer, the weakening of baroclinic activities leads to the reduction of deep folding frequency and the folds are formed mainly as shallow type at high levels.

Keywords: tropopause folding, southwest Asia, potential vorticity, dynamical analysis, wave activity, baroclinic instability

*Corresponding author: