

تأثیر نوسان شبهدوسالانه بر شکست امواج روی سرمهدیترانه و غرب آسیا از دیدگاه عرضهای بحرانی

محمد مهدی خدادادی^{*}، محمد مرادی^۱، مجید آزادی^۲ و عباس رنجبر سعادت آبادی^۳

۱. دانش آموخته دکتری، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران
۲. دانشیار، پژوهشگاه هواشناسی و علوم جو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۳/۴، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۱۰/۲۰)

چکیده

jet حاره وابسته به نوسان شبهدوسالانه QBO (Quasi Biennial Oscillation) به عنوان یک عامل تأثیرگذار بر جنبهای وردسپهرزبرین مطرح است. در این پژوهش اثر QBO بر شکست امواج روی سرمهدیترانه و غرب آسیا از دیدگاه عرضهای بحرانی بررسی می‌شود. با استفاده از داده‌های بازتحلیل ERA-Interim بین سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸، کمیت‌های شار فعالیت موج و شیوه تاوایی پتانسیلی شبهدزمینگرد در فازهای شرقی و غربی نوسان شبده دوسالانه QBO محاسبه و بررسی شده‌اند. نتایج نشان داد که در شکست امواج روی غرب آسیا همراه با استقرار و تقویت جت‌ها در بالادست و پایین‌دست ناوه‌ها، مقادیر منفی شیوه تاوایی پتانسیلی شبهدزمینگرد در شبهدزمینگرد شکل می‌گیرند. در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO جت‌ها و مقادیر منفی شیوه تاوایی پتانسیلی شبهدزمینگرد در بالادست و پایین‌دست ناوه‌ها بیشتر تقویت می‌شوند. بنابراین در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO تقویت بازتاب استواسوی ناوه از عرضهای بحرانی موجب افزایش گردش واچرخندی و نفوذ بیشتر ناوه به عرضهای پایین‌تر می‌شود. در شکست چرخندی امواج نیز jet حاره شرقی وابسته به QBO سبب تقویت جت‌ها در عرضهای میانی می‌شود. بنابراین افزایش بازتاب قطبسوی ناوه از عرضهای بحرانی در بالادست و پایین‌دست ناوه سبب تقویت گردش چرخندی ناوه در فاز شرقی می‌شود. در نتیجه در فاز شرقی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه افزایش می‌یابد و شکست امواج روی غرب آسیا در فاز شرقی قوی‌تر از فاز غربی صورت می‌گیرد. در حالی که در شکست واچرخندی امواج روی سرمهدیترانه jet حاره غربی وابسته QBO سبب تقویت عرضهای بحرانی نسبت به فاز شرقی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: نوسان شبهدوسالانه، عرضهای بحرانی، شکست امواج، تاوایی پتانسیلی شبهدزمینگرد، شار فعالیت موج، ناوه، قطبی.

۱. مقدمه

مکناس داتیر و هینز، ۱۹۹۶؛ خدادادی و همکاران، ۱۹۹۳؛ مکناس داتیر و هینز، ۱۳۹۹. در این مدت شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه LC1 (LC2) استواسو (قطبسو) می‌باشد و پس از این مدت شکست واچرخندی (چرخندی) موج سبب تضعیف و میرایی ناوه LC1 (LC2) می‌شود. معمولاً در شکست واچرخندی امواج تاوایی پتانسیلی از پوشش سپهر زیرین به وردسپهرزبرین و در شکست چرخندی امواج تاوایی پتانسیلی از وردسپهرزبرین به پوشش سپهر زیرین نفوذ می‌کند (ابات زگلو و مکناس داتیر، ۲۰۰۶؛ مکناس داتیر و هینز، ۱۹۹۸؛ برهانی و احمدی گیوی، ۱۳۹۷).

دانکرتن و بالدوین (۱۹۹۱) با توجه به نظریه HTE (هولتن

دوره زندگی امواج کُفشار (Life-Cycle of Baroclinic-Wave) در عرضهای میانی به دو نوع دوره زندگی با گردش واچرخندی ناوه (LC1) و گردش چرخندی ناوه (LC2) طبقه بندی می‌شوند. شروع دوره زندگی LC1 با رفتار چرخندی ناوه آغاز می‌شود و سپس طی حدود چهار روز گردش واچرخندی و استواسوی موج، یک ناوه باریک در راستای NE-SW در جنوب jet شکل می‌گیرد. در حدود پنج روز اولیه دوره زندگی LC2 گردش چرخندی و قطبسوی موج سبب استقرار یک ناوه پهن در راستای NW-SE در شمال jet می‌شود (مارتیوز و همکاران، ۲۰۰۷؛ تورن کرافت و همکاران،

امواج بلند OLR (The outgoing longwave radiation) اظهار داشتند که گردش ثانویه ناشی از جت حاره شرقی وابسته به نوسان شبیدوسالانه در پوشن سپهر زیرین سبب کاهش پایداری ایستایی، صعود هوا (Upwelling) و افزایش ارتفاع ژئوپتانسیلی در وردسپهر زیرین شده و به همراه آن موجب رشد ابرهای همرفتی حاره روی اقیانوس هند شده که سبب کاهش رشد ابرهای همرفتی در جنوب حاره می‌شود. هنسن و همکاران (۲۰۱۶) نشان دادند که در فازهای مختلف نوسان شبیدوسالانه QBO، موقعیت جت‌های وردسپهر زیرین و در نتیجه موقعیت شیوه تاویی پتانسیلی در شکست امواج روی اقیانوس اطلس و آرام تغییر می‌کند. گارفینکل و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از خروجی پنج مدل، تأثیر نوسان شبیدوسالانه QBO را بر وردسپهر شبیه‌سازی کرده و نشان دادند که در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، فشار نیز در نواحی قطبی افزایش و در جنوب حاره کاهش می‌یابد. اسبقی و همکاران (۱۳۹۴الف، ۱۳۹۴ب) با استفاده از داده‌های روزانه NCEP/NCAR شکست امواج در لبه تاوه قطبی را بررسی کردند آنها نشان دادند که آهنگ تغییر جرم تاوه قطبی در هر دو فاز QBO در لبه تاوه قطبی بیشتر و در نتیجه شکست امواج در لبه تاوه قطبی بیشتر است. سیفی و همکاران (۱۳۹۷) با استفاده از داده‌های باز تحلیل ERA-Interim شیوه تاویی پتانسیلی را در سطح همدمازی پتانسیلی (K₅₈₀₋₃₈₀) محاسبه کرده و نشان دادند که شکست امواج بلند در لبه تاوه قطبی در فاز شرقی بیشتر از فاز غربی QBO است. اسبقی و همکاران (۲۰۱۶) در مورد تأثیر نوسان شبیدوسالانه پوشن سپهری (QBO) بر انرژی امواج وردسپهری در مسیر طوفان‌های مدیترانه و اطلس مطالعه کردند. آنها با محاسبه جملات گرایش انرژی پیچکی امواج EKE (Eddy Kinetic Energy) در فازهای متفاوت QBO، به این نتیجه رسیدند که در اوایل زمستان، نوسان شبیدوسالانه بر طوفان‌های مدیترانه به همان میزان طوفان‌های اطلس تأثیرگذار می‌باشد. در اواخر زمستان طوفان‌های مسیر اطلس از این نوسان تأثیر بیشتری می-

و تن، ۱۹۸۰)، شکست امواج در پوشن سپهر میانی (۳۰-۵۰ hPa) را بررسی کردند آنها نشان دادند که در فاز شرقی QBO، شار الیاسن-پالم امواج راسی و همگرایی آنها در عرض‌های میانی و در نتیجه وقوع گرم شدگی جزئی تاوه قطبی نسبت به فاز غربی QBO بیشتر می‌باشد. اسیلوان و یانگ (۱۹۹۲) با استفاده از شبیه‌سازی عددی نشان دادند که جت حاره شرقی وابسته به QBOe سبب تضعیف امواج راسی در عرض‌های میانی و جابه‌جایی قطب‌سی امواج نسبت به QBOW می‌شود. گارفینکل و هارتمن (۲۰۱۱) از مدل عمومی جو the WACCM (whole Atmosphere community climate model) استفاده کرده و نشان دادند که در نیمکره شمالی جت‌های وابسته به نوسان شبیدوسالانه در پوشن سپهر زیرین (۸۰-۵۰ hPa) بر جت‌های وردسپهر حاره و جنوب حاره تأثیر دارند. گردش نصف‌النهاری ناشی از حفظ توازن باد گرمایی در جت حاره شرقی وابسته به QBOe موجب تقویت و جابه‌جایی نصف‌النهاری جت جنوب حاره و شیوه تاویی پتانسیلی ناشی از جت جنوب حاره در وردسپهر زیرین می‌شود. در نتیجه موجب بازتاب امواج به عرض‌های بالاتر می‌شود. همچنین آنها نشان دادند که در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، در منطقه همگرایی Inter Tropical Convergence (ITCZ) درون حاره (Zone) روی اقیانوس آرام (۱۶۰E-۱۶۰W) همرفت‌ها قوی‌تر، گستردگی‌تر و میزان بارش بیشتر است و در عرض‌های جنوب حاره (N₃₀₋₂₀) وردسپهر زیرین (hPa₁₅₀₋₁₃₀) جت جنوب حاره ضعیف می‌شود. شفرد ERA-Interim (۲۰۱۴) با استفاده از داده‌های باز تحلیل در سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۲ نشان دادند که در QBOe گردش ثانویه ناشی از حفظ توازن باد گرمایی در مجاورت جت حاره شرقی وابسته به QBO، سبب تضعیف سرعت مداری جنوب حاره و تقویت سرعت مداری در عرض‌های میانی می‌شود و به نظر می‌رسد جت‌های جنوب حاره به عرض‌های بالاتری جابه‌جا می‌شوند. کلیمور و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از داده‌های ۲۳ سال داده‌های تابش

تهیه شده است. شاخص های مربوط به ترازهای مختلف نوسان شبیدوسالانه QBO از وبگاه دانشگاه برلین (<http://www.geo.fu-berlin.de/met/ag/strat/>) produkte/qbo/qbo.dat) دریافت شده است. با استفاده از میانگین روزانه داده های ارتفاع ژئوپتانسیل، دما، سرعت باد و تاوایی پتانسیلی در ترازهای ۳۰۰، ۲۰۰، ۱۵۰، ۱۰۰ و ۵۰ هکتوپاسکال، کمیت های تاوایی پتانسیلی شبیدزمینگرد، شیو نصف النهاری تاوایی پتانسیلی، شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج برای تمام روزهای زمستان گسترد (15Nov-15Apr) سال های ۱۹۷۹-۲۰۱۸، در منطقه غرب اقیانوس اطلس تا غرب آسیا (۶۰W-۶۰E) محاسبه شده است. در این تحقیق شکست و اچرخندی و چرخندی امواج با عدد موج ۴ تا ۶ تحلیل شده است. به این منظور از پالایه میان گذر لنسکوز (Lanczos) برای حذف امواج دیگر استفاده شده است (ریوری و ارلانسکس، ۲۰۰۷). با محاسبه شناسه شکست برای شکست های و اچرخندی و چرخندی امواج در عرض های ۲۰-۵۰N، محاسبه و تحلیل شده است. سپس کمیت ها در دو فاز شرقی و غربی نوسان شبیدوسالانه (QBO) برای شکست امواج محاسبه و تحلیل شده است. معمولاً در شکست امواج تبادل هوای پوشن سپهرزیرین و وردسپهرزیرین و تبادل تکانه از ترازهای بالایی به ترازهای پایینی وردسپهر شکل می گیرد. علاوه بر این تغییر عرض جغرافیایی امواج ناشی از گردش و اچرخندی و چرخندی امواج سبب پاسنگی تاوایی پتانسیلی امواج به عرض جغرافیایی می شود. در نتیجه معادله موج در شکست امواج با تقریب شبیدزمینگرد در شاره دو لایه محاسبه می شود. در شاره دو لایه با فرض پاسنگی تاوایی پتانسیلی شبیدزمینگرد امواج ($\frac{Dq}{Dt} = 0$) تابع موج راسی در مختصات کروی به صورت $\psi(\lambda, \phi, z, t) = \psi(\phi, z) e^{is[\lambda - (c/a \cos(\phi))]t}$ به دست می آید. رابطه پاسنگی موج بر حسب مؤلفه نصف النهاری

پذیرند و اکثر طوفان های مدیترانه ای محلی می باشند. در فاز غربی نوسان شبیدوسالانه به خصوص در آخر زمستان، طوفان های مسیراطلس قوی تر و تمام جملات گرایش انرژی نیز نسبت به فاز شرقی نوسان شبیدوسالانه بزرگ تر می باشند و تبادل انرژی از شمال غرب اطلس به شرق مدیترانه، بیشتر می باشد. خدادی و همکاران (۱۳۹۹) کمیات شار فعالیت امواج و همگرایی شار فعالیت امواج روی اروپا را در فازهای مختلف QBO محاسبه کردند و نشان دادند که در فاز غربی QBO، شار استواسوی (قطب سوی) فعالیت موج در شکست های واچرخندی (چرخندی) امواج روی اروپا نسبت فاز شرقی بیشتر (کمتر) است. همچنین آنها تغییر موقعیت جت جنب حاره و در نتیجه تغییر موقعیت امواج روی اروپا را فازهای مختلف QBO بررسی کردند. در این تحقیق با محاسبه کمیت های شیو تاوایی پتانسیلی و شار فعالیت موج در شکست امواج وردسپهرزیرین روی غرب آسیا در فازهای متفاوت QBO، تغییر و جابه جایی جت ها و عرض های بحرانی در پایین دست و بالا دست ناوه ها (۲۰۰ hPa) در فازهای مختلف QBO بررسی و تحلیل می شود. سپس تأثیر تغییر جت ها و عرض های بحرانی در فازهای مختلف QBO بر مقدار شار فعالیت امواج روی غرب آسیا بحث و تحلیل می شود. همچنین در بخش پنجم نیز میانگین شار فعالیت موج در پایین دست ناوه ها و میانگین عرض های بحرانی در شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا با شکست امواج در غرب مدیترانه و اروپا در فازهای مختلف QBO مقایسه و تحلیل می شود.

۲. داده ها و روش تحقیق

داده های مورد استفاده برای انجام مطالعه حاضر، داده های باز تحلیل ERA_Interim با تفکیک افقی ۱۲UTC (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶) برای ساعت ۰/۷۵ در فصل زمستان (ماه های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس) در بازه زمانی ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ می باشد که از مرکز اروپایی پیش بینی میان مدت وضع هوا (ECMWF)

$$q^e = \frac{1}{a^2 \cos^2(\phi)} \frac{\partial^2 \psi^e}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos^2(\phi)} \frac{\partial}{\partial \phi} \left(\cos(\phi) \frac{\partial \psi^e}{\partial \phi} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} \frac{\theta^e}{\Theta_p^0} \quad (2)$$

در مرحله بعد شیو نصفالنهاری تاوایی پتانسیلی شبهزمینگرد ($\frac{\partial q^e}{a \partial \phi}$) در هر روز دوره آماری حساب و با استفاده از رابطه پاشندگی موج (۱) مؤلفه نصفالنهاری ضریب شکست (l^2) در هر روز محاسبه می‌شود. برای بررسی و تحلیل عرض‌های بحرانی طی فرایند شکست امواج با عدد موج ۶ تا ۴ کمیت‌های شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج در دو صفحه عمود بر هم در ناحیه شکست موج محاسبه و تحلیل می‌شوند. شیو افقی شیو شار فعالیت موج از رابطه $F = \frac{\partial F_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial F_\varphi}{\partial \varphi}$ و شیو قائم شار فعالیت موج از رابطه $\nabla_{\perp} F = \frac{\partial F_\varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial F_p}{\partial p}$ استفاده شده است که مؤلفه‌های شار فعالیت موج از رابطه (۳) به دست می‌آید (پالمر، ۱۹۸۱؛ مکین تایر و پالمر، ۱۹۸۳؛ اسلر و هیتز، ۱۹۹۹).

$$F = \frac{a \cos \varphi}{2} \begin{bmatrix} \frac{2U^0 A}{a \cos \varphi} + \frac{1}{2} \left(\psi^e q^e - v^e \xi^e \right) + v^e - \frac{\psi^e v_\lambda^e}{a \cos \varphi} \\ -u^e v^e + \frac{\psi^e u_\lambda^e}{a \cos \varphi} \\ \frac{f}{\Theta_p^0} \left(v^e \theta^e - \frac{\psi^e \theta_\lambda^e}{a \cos \varphi} \right) \end{bmatrix} \quad (3)$$

در معادله (۳) (F) شار فعالیت موج، بر حسب مؤلفه‌های پیچکی کمیت‌های سرعت مداری (u^e)، سرعت نصفالنهاری (v^e)، تابع حریان موج (ψ^e)، بی‌هنگاری تاوایی پتانسیلی پیچکی (ξ^e) و دمای پتانسیلی (θ^e) به دست می‌آید (اندروز و همکاران، ۱۹۸۷؛ اسلر و هیتز، ۱۹۹۹).

شیو تاوایی پتانسیلی ($\frac{\partial q}{\partial \phi}$ ، فرکانس کوریولیس (f) و مؤلفه عدد موج مداری (k) به صورت زیر به دست می‌آید (هلتون، ۲۰۰۴؛ ولیس، ۲۰۱۷).

$$m^2 + \frac{N^2}{f_0^2} l^2 = \left[\frac{\partial q / a \partial \phi}{U - ca \cos(\phi)} - \frac{f^2}{4H^2 N^2} - \frac{k^2}{a^2 \cos^2(\phi)} \right] / \sin^2(\phi) \quad (1)$$

در معادله (۱) λ و φ طول و عرض جغرافیایی، a شعاع زمین، N^2 فرکانس شناوری جو، H و U میانگین ارتفاع و سرعت، l^2 و m^2 مؤلفه نصفالنهاری و قائم بردار عدد موج در حال شکست می‌باشد. ضریب شکست به صورت تابعی از شیو نصفالنهاری تاوایی پتانسیلی ($q_y = \frac{\partial q}{\partial y}$) و بسامد شناوری تعریف می‌شود. تغییرات تابع موج با عدد موج ۶ تا ۴ در راستای قائم نسبت به تغییرات تابع موج در راستای نصفالنهاری تقریباً ناچیز است و طرف راست رابطه پاشندگی موج تقریباً معادل مؤلفه نصفالنهاری ضریب شکست موج است. در صورتی که $l^2 > 0$ به دست آید مؤلفه نصفالنهاری حرکت موج وجود دارد. در حالی که $l^2 < 0$ ، بیانگر جذب موج توسط شار زمینه در راستای نصفالنهاری است و $l^2 = 0$ بیانگر سطوح انعکاس نصفالنهاری در عرض‌های بحرانی می‌باشد.

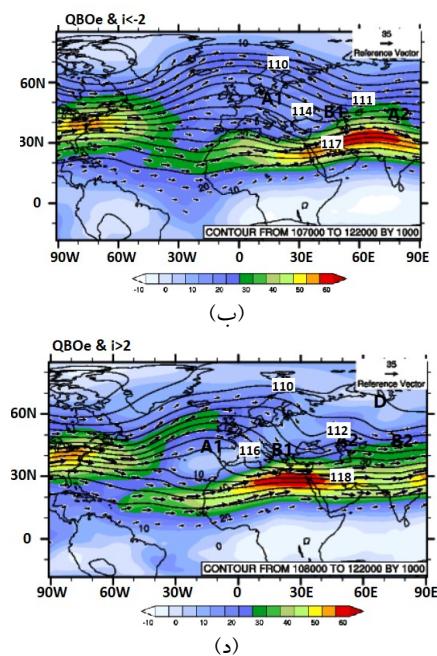
به منظور محاسبه عرض‌های بحرانی ($l^2 \leq 0$) ابتدا پریشیدگی تابع جریان ψ^e و دمای پتانسیل θ^e نسبت به میانگین فصلی در طول زمستان‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ برای ترازهای فشاری hPa ۵۰۰-۱۵۰ محاسبه سپس با جایگذاری این کمیات در رابطه (۲) پریشیدگی تاوایی پتانسیلی برای هر روز حساب می‌شود (اندروز، ۱۹۷۶؛ ولیس، ۲۰۱۷).

بررسی و تحلیل می شود و سپس در بخش پنجم شکست امواج بین دو ناحیه غرب و شرق مدیترانه مقایسه می شود و در انتهای به بحث و نتیجه گیری پرداخته می شود.

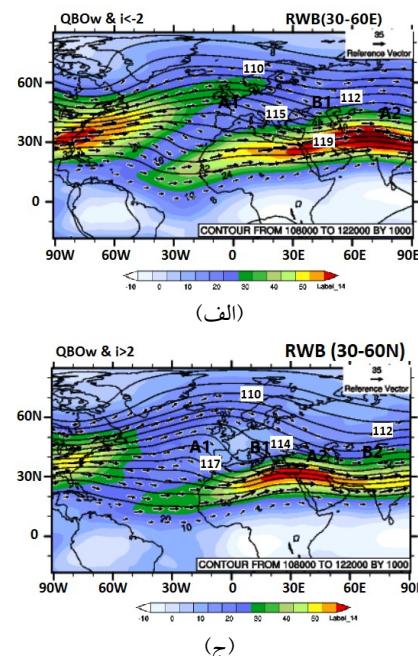
۳. تحلیل کمیت های دینامیکی برای شکست امواج در فازهای غربی و شرقی QBO

۳-۱. ارتفاع و سرعت مداری در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۱ کمیات ارتفاع و سرعت مداری تراز ۲۰۰ hPa شکست امواج در غرب آسیا را برای فازهای مختلف QBO نشان می دهد. مطابق شکل ۱-الف در شکست واچرخندی امواج غرب آسیا در فاز غربی QBO، جت در پایین دست ناوه B1 روی شرق ایران و شبه قاره هند با بیشینه m/s ۶۰ با محور شمال شرقی - جنوب غربی و روی غرب اروپا (A1) جت مداری با سرعت حدود $50 m/s$ شکل مداری با سرعت حدود $25 m/s$ شکل می گیرد.



میانگین کمیت ها در شکست امواج در دوره آماری ۱۹۷۹-۲۰۱۸ و عرض های $50-20N$ روی غرب آسیا و اروپا محاسبه و تحلیل شده اند که در این تحقیق با استفاده از روش اسلر و هیتز (۱۹۹۹) ۶۰ مورد شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا به دست آمده که ۴۰ مورد در فاز شرقی (غربی) QBO می باشد و ۴۳ مورد شکست چرخندی امواج استفاده شده که ۱۵ (۲۸) مورد در فاز شرقی (غربی) QBO می باشد. همچنین ۶۸ مورد شکست واچرخندی امواج روی اروپا به دست آمده که ۲۳ (۴۵) مورد در فاز شرقی (غربی) QBO می باشد و ۴۵ مورد شکست چرخندی امواج استفاده شده که ۱۵ (۳۰) مورد در فاز شرقی (غربی) QBO می باشد (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹). در بخش سوم کمیات ارتفاع، سرعت جت تراز ۲۰۰ hPa و شیوه توایی پتانسیلی در لایه hPa ۱۵۰-۳۰۰، در شکست امواج روی غرب آسیا در فاز شرقی و غربی QBO بررسی می شود؛ سپس عرض های بحرانی برای شکست امواج روی شرق و غرب مدیترانه محاسبه و تفاوت آن در فازهای مختلف بررسی می شوند. بخش چهارم شار فعالیت موج و همگرایی آن در پایین دست ناوه ها در عرض $N 50-20$ روی غرب آسیا

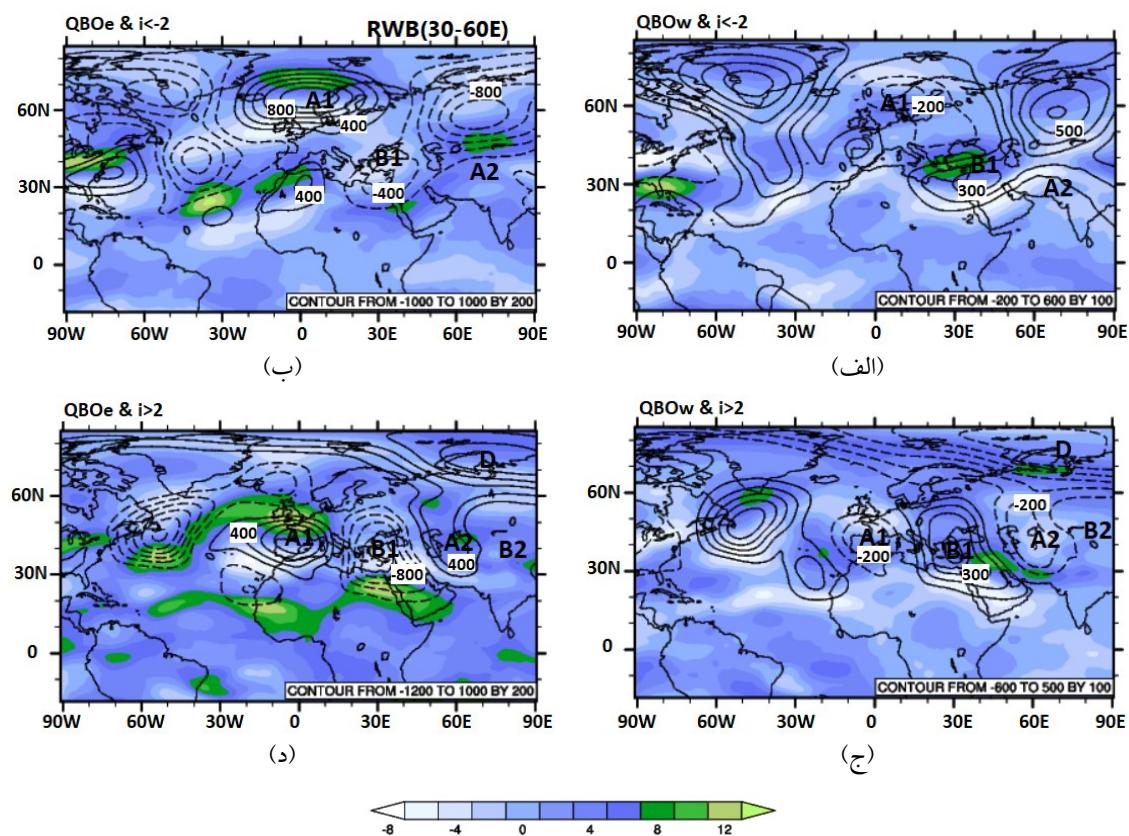


شکل ۱. ارتفاع ژئوپتانسیلی (پریندها، ژئوپتانسیل متر)، سرعت افقی (ناحیه رنگی، m/s) و میدان سرعت (بدرارها) تراز ۲۰۰ hPa در شکست چرخندی امواج در فاز غربی (الف)، شرقی (ب) واچرخندی در فاز غربی (ج) و شرقی (د) روی غرب آسیا.

واچرخندي امواج روی غرب آسيا، پشته A1 روی اقيانوس اطلس و اروپا تا حدود ۱۰۰۰ (۲۰۰) ژئوپتانسييل متر قوي تر (ضعيف تر) در شمال (مرکز) اقيانوس و اروپا استقرار می يابد. ناوه B1 روی شرق اروپا و اوراسيا (۸۰۰) ژئوپتانسييل متر تقويت (تضعييف) می شود. در فاز شرقی (غربي) ناوه و پشته تقويت (تضعييف) شده و ناوه به عرض پایين تر (بالاتر) و پشته به عرض بالاتر (پایین تر) کشیده می شود. جت در پایين دست پشته در عرض بالاتر (پایین تر) روی شمال (مرکز) اطلس و اروپا و جت در پایين دست ناوه از غرب (شرق) مدیترانه به شرق (غرب) مدیترانه جابه جا می شود. در شکست و اچرخندي امواج روی اروپا، تأثير فاز غربي QBO بر شکست و اچرخندي برخلاف فاز شرقی است و موجب تقويت امواج و جتها و جابه جايی آنها می شود (شكل آورده نشده است).

با توجه به شكل ۱-ج شکست چرخندي امواج غرب آسيا در فاز غربي QBO، در بالادست ناوه B1 روی غرب اروپا ب1 جت با بيشينه حدود ۳۰ m/s و در پایين دست ناوه B1 روی شرق دريای مدیترانه با بيشينه سرعت ۶۰ m/s استقرار می يابد. پشته A2 روی مدیترانه و ناوه B2 روی شرق اوراسيا شکل می گيرند. شکل ۱-د استقرار پشته A1 روی اقيانوس اطلس، ناوه B1 روی اروپا، پشته A2 روی شرق ايران و ناوه B2 روی شرق اوراسيا را در شکست های چرخندي امواج غرب آسيا در فاز شرقی QBO نشان می دهد. جت در بالادست ناوه B1 با بيشينه سرعت حدود ۶۰ m/s و در پایين دست ناوه B2 با بيشينه حدود ۵۵ m/s گسترش می يابد.

با توجه به شكل ۲-ب (الف) در مقایسه شکست و اچرخندي امواج در فاز شرقی (غربي) با ميانگين شکست



شكل ۲. بي هنجاري ارتفاع ژئوپتانسييلي (پريندها، ژئوپتانسييل متر)، سرعت افقی (ناحیه رنگی، m/s) تراز ۲۰۰ hPa نسبت به ميانگين شکست چرخندي امواج روی غرب آسيا در شکست چرخندي فاز غربي (الف)، شرقی (ب) نسبت به ميانگين و اچرخندي در فاز غربي (ج) و شرقی (د). خطوط پر مقادير مثبت و خط چين مقادير منفي است.

(غرب آسیا) فاز شرقی (غربی) سبب تضعیف و جابه جایی استواسوی جت در بالادست ناوه و سبب تضعیف و جابه جایی شرق سوی جت در پایین دست ناوه نسبت به فاز غربی (شرقی) می شود. در شکست چرخندی امواج روی اروپا و غرب آسیا فاز شرقی سبب تقویت دامنه امواج (پشته و ناوه) و فاز غربی سبب تضعیف دامنه امواج می شود. فاز شرقی سبب تقویت جت ها در بالادست و پایین دست ناوه در عرض بالاتر نسبت به فاز غربی می شود (شکل ۲).

دامنه امواج در شکست چرخندی کمتر از دامنه در شکست واچرخندی است. در شکست چرخندی، گردش چرخندی ناوه همراه با حرکت قطب سوی ناوه بوده و مسیر حرکت امواج تمايل به سمت قطب دارد. در فاز شرقی، امواج با شکست چرخندی در عرض بالاتری تقویت می شوند و به همراه آن جت در بالادست ناوه نیز به عرض بالاتری روی اروپا می رود. در حالی که در شکست واچرخندی، گردش واچرخندی ناوه همراه با حرکت استواسوی ناوه بوده و مسیر حرکت امواج تمايل به سمت استوا دارد. در فاز شرقی، امواج با شکست واچرخندی به سمت جنوب شرق کشیده می شوند و به همراه آن جت ها در بالادست ناوه نیز به سمت جنوب شرق جابه جا می شوند.

با توجه به شکل ۲-د (ج) در مقایسه شکست چرخندی در فاز شرقی (غربی) با میانگین شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، پشته A1 روی اروپا حدود ۸۰۰ (۴۰۰) ژئوپتانسیل متر تقویت (تضعیف) و در غرب دریای مدیترانه حدود ۲۰۰ ژئوپتانسیل متر تقویت (تضعیف) می شود. ناوه B1 روی شرق اروپا حدود ۴۰۰ ژئوپتانسیل متر تقویت (تضعیف) و ناوه D روی شرق اوراسیا حدود ۸۰۰ ژئوپتانسیل متر تقویت (تضعیف) می شود. در شکست چرخندی ناوه و پشته تقویت (تضعیف) شده و به سمت قطب (استوا) کشیده می شوند. جت در پایین دست پشته در عرض بالاتری روی شرق اروپا و جت در پایین دست ناوه از شرق اروپا تا اوراسیا تقویت (تضعیف) می شود. در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، تأثیر فاز غربی QBO بر شکست چرخندی بر خلاف فاز شرقی است و موج تضعیف امواج و جت ها می شود.

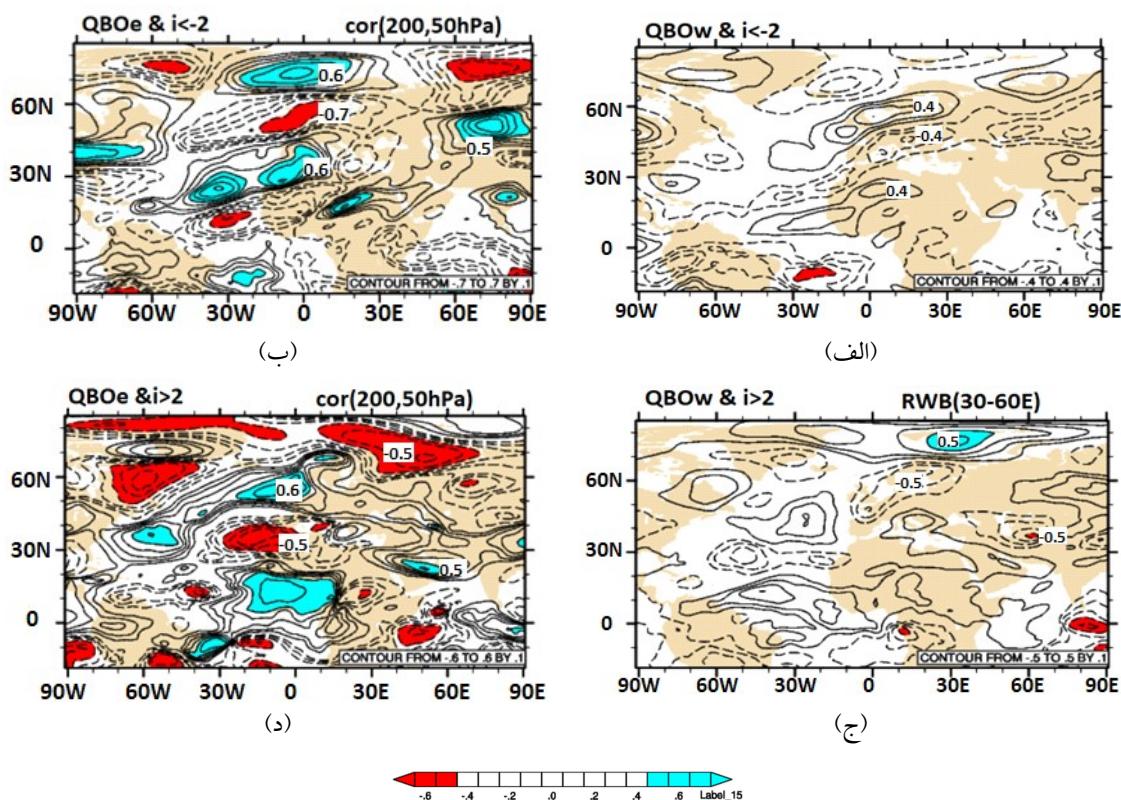
در جدول ۱ بیشینه پریشیدگی ارتفاع امواج (پشته و ناوه) در شکست امواج در فازهای مختلف QBO نسبت به میانگین کمیات در شکست آورده شده است. در شکست واچرخندی امواج روی اروپا (غرب آسیا) فاز شرقی سبب تضعیف (تقویت) دامنه امواج (پشته و ناوه) و فاز غربی سبب تقویت (تضعیف) دامنه امواج می شود. در اروپا

جدول ۱. بیشینه پریشیدگی ارتفاع پشته ها و ناوه ها ناشی از شکست واچرخندی (چرخندی) امواج در فاز شرقی و غربی QBO نسبت به میانگین ارتفاع در شکست واچرخندی (چرخندی).

Ano-Geo(gp) in RWB		Anticyclonic break			Cyclonic break		
		A1	B1	A2	A1	B1	A2
(۰-۳۰E)	QBOe	-۱۴۰۰	۸۰۰	-۶۰۰	۸۰۰	-۱۰۰۰	۴۰۰
	QBOw	۶۰۰	-۹۰۰	-۴۰۰	-۶۰۰	۶۰۰	۱۵۰
(۶۰-۳۰E)	QBOe	۱۰۰۰	-۶۰۰	۰۰	۶۰۰	-۸۰۰	۴۰۰
	QBOw	-۲۰۰	۶۰۰	۰۰	-۲۰۰	۳۰۰	-۲۰۰

تراز ۲۰۰ hPa می‌شود. در حالی که مطابق شکل ۳-ج در فاز غربی همبستگی قابل اعتماد شکل نمی‌گیرد در نتیجه جت حاره غربی وابسته به QBO روی جت‌های امواج با شکست چرخندی وردسپهر تقریباً تأثیرگذار نیست. با توجه به شکل ۳-ب در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا در فاز شرقی، همبستگی سرعت جت‌ها بین دو تراز ۲۰۰ hPa و ۵۰ در عرض‌های بالا روی شمال اروپا و در عرض‌های پایین روی شمال ایران و اوراسیا شکل می‌گیرد و تقویت سرعت افقی در تاوه قطبی سبب تقویت جت‌ها در بالادست و پایین‌دست ناوه در شکست واچرخندی می‌شود. در حالی که مطابق شکل ۳-الف در فاز غربی همبستگی با سطح اطمینان بالای ۸۵ درصد بین دو تراز شکل نمی‌گیرد و جت حاره غربی وابسته به QBO بر تقویت جت‌های امواج در شکست واچرخندی تأثیر ناچیزی دارد.

در شکل ۳ همبستگی سرعت افقی جت‌های تراز ۲۰۰ و ۵۰ hPa محاسبه شده است که نواحی رنگی سطح اعتماد بالاتر از ۸۵ درصد دارند که با استفاده از رابطه آزمون t-test بین دو سری زمانی سرعت افقی در دو تراز ۲۰۰ و ۵۰ hPa، نواحی رنگی دارای سطح اعتماد بالاتر از ۸۵ درصد هستند (سولومون و پلوانی، ۲۰۱۶) (شکل‌های مربوط به ارتفاع و سرعت مداری تراز ۵۰ hPa آورده نشده است). مطابق شکل ۳-د در شکست چرخندی امواج در فاز شرقی همبستگی مثبت بین جت‌ها در پایین‌دست ناوه روی عربستان و شرق مدیترانه و بالادست ناوه در روی عرض‌های میانی روی اروپا با سرعت جت قطبی در پایین‌دست ناوه تراز ۵۰ hPa همبستگی مثبت شکل می‌گیرد. بنابراین در فاز شرقی تقویت جت قطبی تراز ۵۰ hPa سبب تقویت جت‌ها در بالادست ناوه روی عرض‌های میانی و در پایین‌دست ناوه



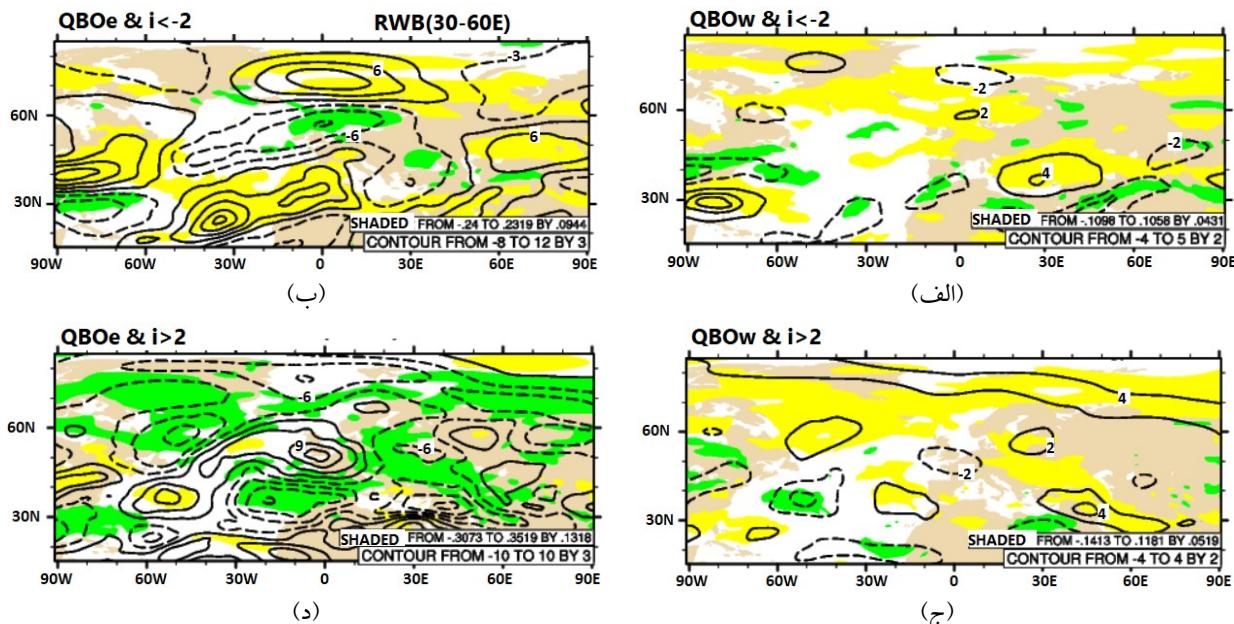
شکل ۳. همبستگی پریشیدگی سرعت افقی بین ترازهای ۲۰۰ و ۵۰ hPa در شکست چرخندی و فاز غربی (الف)، شرقی (ب)، در شکست واچرخندی و فاز غربی (ج) و شرقی (د)، خطوط پر مقادیر مثبت، خطچین مقادیر منفی است و نواحی رنگی سطح اعتماد بالاتر از ۸۵ درصد دارند.

می‌شوند. در غرب آسیا عرض‌های بحرانی در فاز شرقی همراه با جابه‌جایی شرق‌سوی خود به عرض‌های بالاتری نسبت به فاز غربی جابه‌جا می‌شوند. مطابق شکل ۴-ج و د مقایسه شکست چرخندی امواج در فازهای مختلف QBO با میانگین شکست چرخندی نیز نشان می‌دهد در غرب آسیا عرض‌های بحرانی در فاز شرقی به عرض‌های بالاتری نسبت به فاز غربی جابه‌جا می‌شوند.

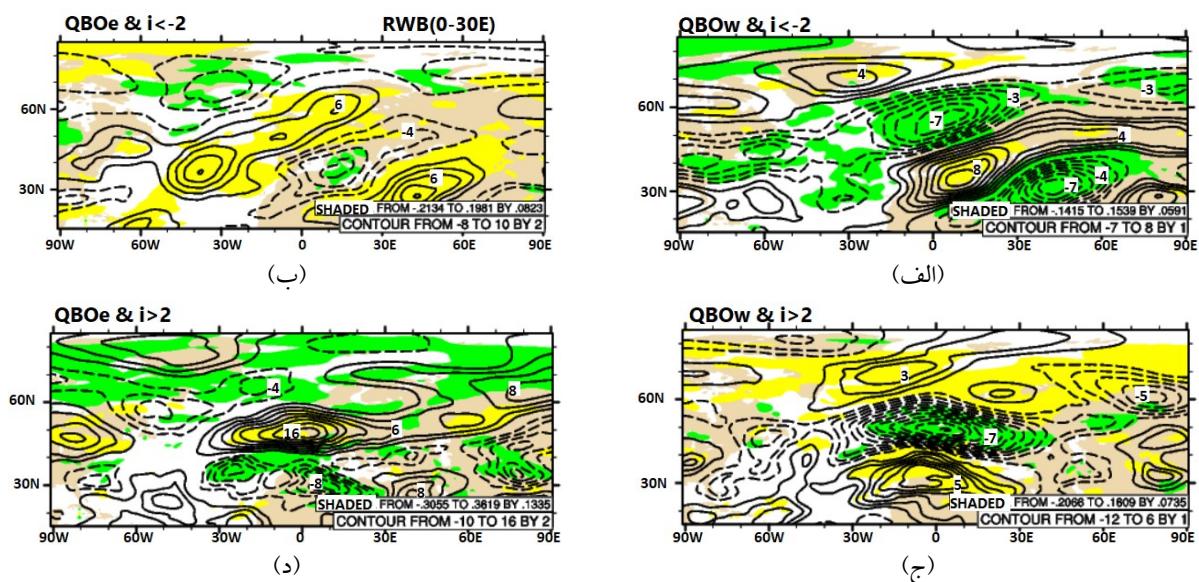
شکل‌های ۵-الف و ۵-ب مقایسه عرض‌های بحرانی شکل گرفته ناشی از شکست واچرخندی امواج روی اروپا در فازهای مختلف QBO را نسبت به میانگین کمیت در شکست واچرخندی نشان می‌دهد. در اروپا عرض‌های بحرانی در فاز شرقی همراه با جابه‌جایی شرق‌سوی خود به عرض‌های پایین‌تری نسبت به فاز غربی جابه‌جا می‌شوند. مطابق شکل ۵-ج و ۵-د مقایسه عرض‌های بحرانی شکل گرفته در شکست چرخندی امواج در فازهای مختلف QBO را با میانگین در شکست چرخندی نشان می‌دهد. در اروپا عرض‌های بحرانی در فاز شرقی به عرض‌های بالاتری نسبت به فاز غربی جابه‌جا می‌شوند و مقدار آنها حدود ۰/۱ واحد بیشتر است.

۲-۳. عرض‌های بحرانی در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال

شکل ۴ عرض‌های بحرانی شکل گرفته ناشی از شکست امواج در فازهای مختلف QBO نسبت به میانگین عرض‌های بحرانی در شکست امواج روی غرب آسیا را نشان می‌دهد. شکل ۴-ب عرض‌های بحرانی و بی‌هنجری سرعت افقی برای شکست واچرخندی موج روی غرب آسیا در فاز شرقی QBO است. با توجه به شکل در بالادست ناوه روی شمال اروپا و در پایین‌دست ناوه روی شرق ایران سرعت مداری تا 10 m/s نسبت به میانگین افزایش می‌یابد و شکل گیری شیو تاوایی پتانسیلی تا حدود $10/3 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ - سبب تشکیل عرض‌های بحرانی در بالادست و پایین‌دست ناوه می‌شود. مطابق شکل ۴-الف در فاز غربی QBO، بی‌هنجری سرعت و شیو تاوایی پتانسیلی کاهش می‌یابد. توجه به شکل ۴-د نشان می‌دهد شکست چرخندی امواج در غرب آسیا در فاز شرقی همراه با شیو تاوایی حدود $10/4 \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ - واحد است در حالی که با توجه به شکل ۴-ج در فاز غربی QBO، شیو تاوایی به $10/1$ - کاهش می‌یابد و عرض‌های بحرانی ضعیف



شکل ۴. بی‌هنجری سرعت افقی (m/s) و شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی (نوایی سبز مقدار مثبت و زرد مقدار منفی، $\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$) تراز 200 hPa برای شکست واچرخندی امواج در فاز غربی (الف)، شرقی (ب) نسبت به میانگین شکست واچرخندی و برای شکست چرخندی در فاز غربی (ج) و شرقی (د) نسبت به میانگین شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا. خطوط پر مقدار مثبت و خط‌چین منفی است.



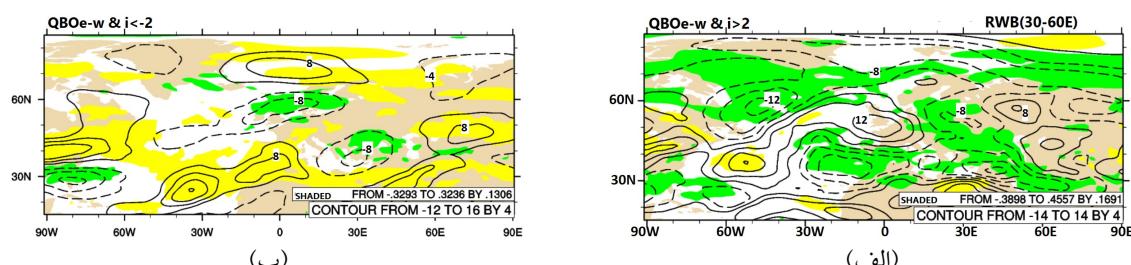
شکل ۵. مشابه شکل ۴ ولی برای شکست امواج روی اروپا.

توسط ابات زگلو و مگناس داتیر (۲۰۰۶) به نظر می‌رسد شکست چرخندی در فاز شرقی QBO در حالت انعکاسی و در حالت واچرخندی غیرانعکاسی است.

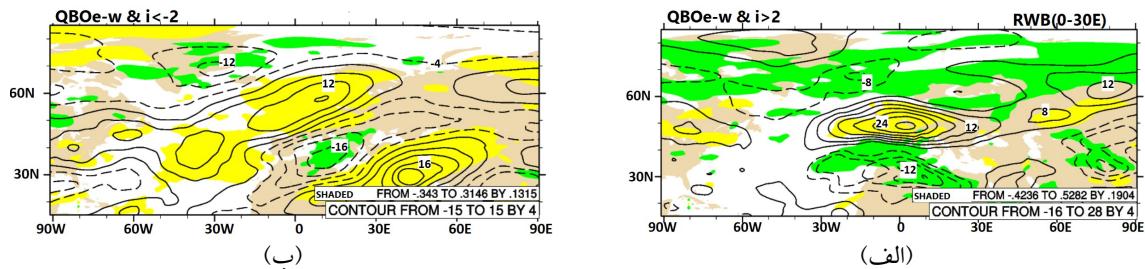
با توجه به شکل ۶-الف در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، در فاز شرقی سرعت مداری در عرض‌های میانی روی اروپا تقویت می‌شود در حالی که در فاز غربی جت در عرض پایین‌تری روی شمال آفریقا تقویت می‌شود، به نظر می‌رسد فاز شرقی سبب جابه‌جایی قطب‌سوی جت‌ها در جنوب‌حراره به عرض‌های میانی می‌شود و در نتیجه در فاز شرقی عرض‌های بحرانی در بالادست ناوه به عرض بالاتری جابه‌جا می‌شوند. در شکل ۷ تفاوت شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد همراه با بی‌هنگاری سرعت بین فازهای شرقی و غربی QBO در شکست امواج روی غرب آسیا محاسبه شده است. با توجه به شکل ۶-ب در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا، بی‌هنگاری سرعت در بالادست ناوه روی شمال اروپا و در پایین‌دست ناوه روی ایران و اوراسیا در فاز شرقی حدود ۱۰ m/s بیشتر از فاز غربی است. در عرض‌های میانی روی شرق اروپا سرعت حدود ۱۰ m/s کاهش می‌یابد. با توجه به نتایج شفرد (۲۰۱۴) فاز شرقی سبب تقویت جت‌ها در عرض‌های میانی روی اوراسیا می‌شود و افزایش سرعت در پایین‌دست ناوه سبب تقویت عرض‌های بحرانی و نفوذ بیشتر ناوه به روی شمال عربستان و ایران می‌شود. با توجه به دسته‌بندی شکست‌ها

۳-۳. تفاوت عرض‌های بحرانی بین فازهای شرقی و غربی QBO

در شکل ۶ تفاوت شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی شبه‌زمینگرد همراه با بی‌هنگاری سرعت بین فازهای شرقی و غربی QBO در شکست امواج روی غرب آسیا محاسبه شده است. با توجه به شکل ۶-ب در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا، بی‌هنگاری سرعت در بالادست ناوه روی شمال اروپا و در پایین‌دست ناوه روی ایران و اوراسیا در فاز شرقی حدود ۱۰ m/s بیشتر از فاز غربی است. در عرض‌های میانی روی شرق اروپا سرعت حدود ۱۰ m/s کاهش می‌یابد. با توجه به نتایج شفرد (۲۰۱۴) فاز شرقی سبب تقویت جت‌ها در عرض‌های میانی روی اوراسیا می‌شود و افزایش سرعت در پایین‌دست ناوه سبب تقویت عرض‌های بحرانی و نفوذ بیشتر ناوه به روی شمال عربستان و ایران می‌شود. با توجه به دسته‌بندی شکست‌ها



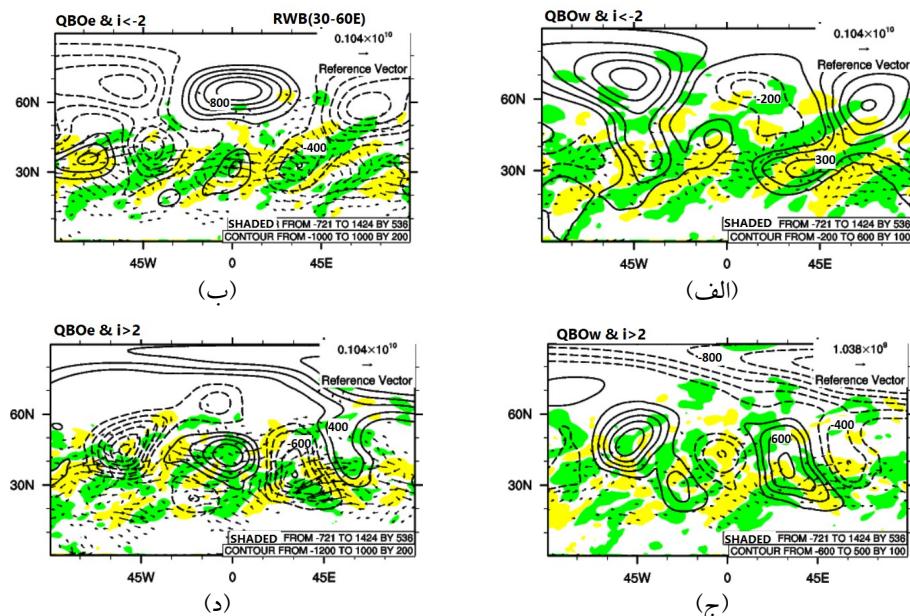
شکل ۶. تفاوت سرعت افقی (پربندها، m/s)، شیو نصف‌النهاری تاوایی پتانسیلی (ناوه) زرد مقادیر منفی و سبز مثبت، $m^{-1}s^{-1}$ (تراز ۲۰۰ hPa) بین فازهای شرقی و غربی QBO برای شکست چرخندی (الف) واچرخندی (ب) امواج روی غرب آسیا. خطوط پر مقادیر مثبت و خط‌چین منفی است.



شکل ۷. مشابه شکل ۶ ولی برای شکست امواج روی غرب مدیترانه.

شرقی جت‌ها در عرض بالاتری نسبت به فاز غربی QBO تقویت می‌شوند و به همراه آن عرض بحرانی در بالادرست ناوه نیز در عرض بالاتری تقویت می‌شود. تقویت سرعت افقی در عرض‌های میانی در فاز شرقی QBO، سبب جابه‌جایی قطب‌سوزی جت جنوب‌حراره و عرض بحرانی در شکست چرخندی می‌شود.

۴. تحلیل شار فعالیت موج در شکست امواج غرب آسیا
۴-۱. شار فعالیت موج در لایه ۱۵۰-۳۰۰ هکتوپاسکال شکل ۸ بی‌هنگاری کمیت‌های ژئوپتانسیل متر، شار فعالیت موج و همگرایی شار فعالیت موج ناشی از شکست امواج در فازهای غربی و شرقی QBO نسبت به میانگین کمیت‌ها در شکست امواج را نمایش می‌دهد.



شکل ۸ بی‌هنگاری ارتفاع ژئوپتانسیلی (پریندها، ژئوپتانسیل متر) تراز ۲۰۰ hPa، میانگین مؤلفه افقی شار فعالیت موج (بردارها، $m^3 s^{-3}$)، همگرایی شار فعالیت موج (نواحی سبز همگرایی و زرد واگرایی، ms^{-2}) در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa (ms) در لایه ۱۵۰-۳۰۰ hPa برای شکست چرخندی در فاز غربی (الف)، شرقی (ب) نسبت به میانگین شکست چرخندی و برای شکست چرخندی در فاز غربی (ج) و شرقی (د) نسبت به میانگین شکست چرخندی امواج. خطوط پر مقادیر مثبت و خط‌چین منفی است.

با توجه به شکل ۷-ب در شکست چرخندی موج روی اروپا، افزایش سرعت و شیو منفی تاوایی در فاز شرقی نسبت به فاز غربی، در بالادرست ناوه روی اقیانوس و در پایین‌درست ناوه روی شرق دریای مدیترانه تا شمال عربستان و ناحیه کاهش سرعت در مرکز ناوه در عرض پایین‌تری روی جنوب اروپا جابه‌جا می‌شود. با توجه به نتایج شفرد (۲۰۱۴) سرعت‌های افقی در فاز شرقی در عرض‌های میانی تقویت می‌شوند. به نظر می‌رسد در شکست چرخندی موج نیز، فازشرقی سبب افزایش سرعت جت‌ها در عرض میانی و درنتیجه جابه‌جایی استواسوی جت‌ها و عرض‌های بحرانی به عرض‌های پایین‌تری نسبت به فاز غربی QBO می‌شود. مطابق شکل ۷-الف در شکست چرخندی امواج روی اروپا در فاز

ژئوپتانسیل بین فاز شرقی و غربی QBO مشابه شکل ۲ آورده شده است. بیهنجاری شار قطبسوی فعالیت موج در فاز شرقی بیشتر از شار قطبسو در فاز غربی است و در فاز شرقی در دو ناحیه واگرایی جدا گانه در شرق اروپا مربوط به ناوه B1 و روی اوراسیا مربوط به ناوه B2 شکل گرفته است. شکل ۹-ب نشان می‌دهد که اختلاف شار QBO استواسوی فعالیت موج بین فازهای شرقی و غربی طی فرایند شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا، برداری استواسو در پایین دست ناوه B1 است و شار استواسوی فعالیت موج در فاز شرقی بیشتر از شار استواسو در فاز غربی است. ناحیه واگرایی روی اوراسیا تا عرض‌های پایین‌تر روی شمال عربستان و ایران مربوط به ناوه B1 شکل می‌گیرد همچنین شار استواسوی بهسبب تقویت پشته A1 و ناوه B1 روی شرق اروپا است.

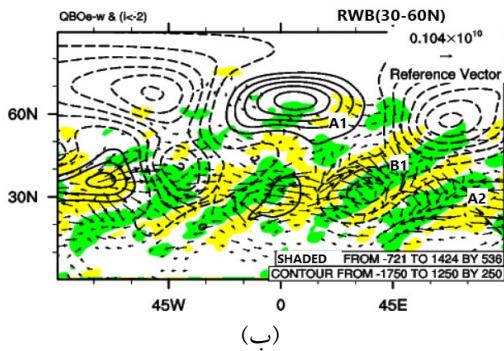
مطابق نظرات ابات زگلو و مگناس دایر (۲۰۰۶) و هینز و مکین تایر (۱۹۸۷) شکست واچرخندی امواج راسبی همرا با نفوذ تاوایی پتانسیلی از پوشن‌سپهر زیرین به وردسپهر زیرین و شکست چرخندی امواج راسبی همرا با نفوذ تاوایی پتانسیلی از وردسپهر زیرین به پوشن‌سپهر زیرین می‌باشد (هینز و مکین تایر ، ۲۰۱۶). در گرددش واچرخندی (چرخندی) امواج، شار استواسوی (قطبسوی) فعالیت موج در کل لایه (۷۰۰-۱۰۰ hPa) در دو ناحیه در پایین دست ناوه‌ها شکل می‌گیرد؛ به طوری که به نظر می‌رسد شکست موج سبب شکل‌گیری دوموج جدید در دوعرض متفاوت می‌شود (خدادی و همکاران، ۱۳۹۹). در شکل ۱۰ تفاوت سطح مقطع قائم شار فعالیت موج در پایین دست ناوه B1 (۶۰-۳۰ N) بین فاز شرقی و غربی محاسبه شده است. مطابق شکل ۱۰-ب در شکست‌های واچرخندی، شار استواسوی فعالیت موج در عرض‌های میانی و جنب حاره در فاز شرقی بیشتر از فاز غربی می‌باشد. مطابق شکل ۹-الف در عرض‌های میانی و بالاتر از 40°N شار قطبسوی ناشی از شکست چرخندی در فاز شرقی بیشتر از شار قطبسو در فاز غربی است و در عرض‌های جنب حاره پایین‌تر از 40°N شار استواسوی

با توجه به نتایج تورن کرافت و همکاران (۱۹۹۳) شکست واچرخندی (چرخندی) امواج همرا با شار استواسوی (قطبسوی) فعالیت موج می‌باشد. خدادی و همکاران (۱۳۹۹) نشان دادند که پایین دست ناوه در حال شکست، در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa دو ناحیه چشم‌چاهه فعالیت موج در عرض‌های مختلف شکل می‌گیرد (شکل ۸). اما مقایسه همگرایی شار فعالیت موج در فاز غربی نسبت به میانگین همگرایی شار فعالیت در شکست واچرخندی در شکل ۸-الف نشان می‌دهد که فاز غربی سبب تضعیف ناوه و پشته‌ها و واگرایی شار فعالیت موج به بالادست ناوه در عرض بالاتری می‌شود و شار استواسوی فعالیت موج در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا را تضعیف می‌کند. در حالی که با توجه به شکل ۸-ب فاز شرقی سبب واگرایی شار به عرض‌های پایین‌تر در پایین دست ناوه و سبب تقویت شار استواسوی فعالیت موج در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا می‌شود. مقایسه همگرایی شار فعالیت موج در فاز غربی QBO نسبت به میانگین همگرایی شار فعالیت در شکست چرخندی در شکل ۸-ج نشان می‌دهد که فاز غربی سبب تضعیف ناوه‌ها و پشته‌ها و واگرایی شار فعالیت به عرض‌های پایین‌تری می‌شود و شار قطبسوی فعالیت موج در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا را تضعیف می‌کند. در حالی که با توجه به شکل ۸-د فاز شرقی سبب واگرایی شار، فعالیت موج به عرض‌های بالاتر و تقویت شار قطبسوی فعالیت موج در شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا می‌شود.

۴-۲. تفاوت شار فعالیت امواج بین فازهای شرقی و غربی QBO

مطابق شکل ۹-الف اختلاف شار قطبسوی فعالیت موج بین فازهای شرقی و غربی QBO طی فرایند شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا، برداری قطبسو روی اوراسیا در پایین دست ناوه B2 و در پایین دست ناوه B1 روی شرق اروپا است. در این شکل تفاوت ارتفاع

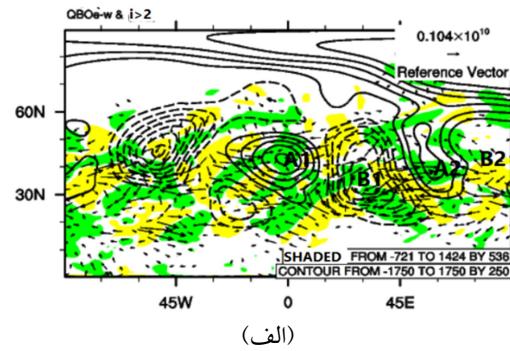
شکست به بیشینه خود می‌رسد، تا حدود پنج روز پس از شکست به مقدار اولیه کاهش می‌یابد. شار استواسوی ناشی از شکست واچرخندی حدود ۵ واحد ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$) بیش از شار قطبسوی شکست‌های چرخندی است. به نظر می‌رسد، شکست‌های چرخندی ضعیف‌تر از شکست‌های واچرخندی هستند. مطابق شکل ۱۱-ب طی فرایند شکست واچرخندی موج روی اروپا شار استواسو در فاز شرقی (رنگ آبی) حدود ۲ واحد ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$) کمتر از شار در فاز غربی (رنگ سبز) است و طی فرایند شکست چرخندی شار قطبسو در فاز شرقی حدود ۲ واحد ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$) بیشتر شار از فاز غربی است.



(ب)

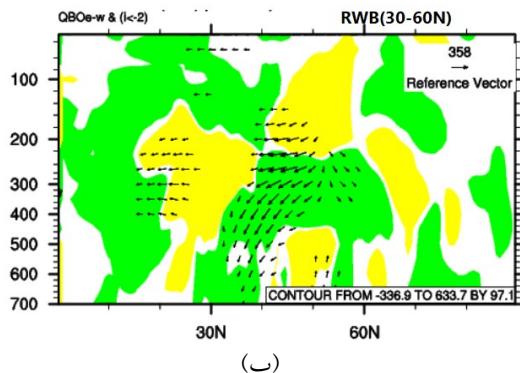
فعالیت امواج در فاز شرقی بیشتر است و پیچک‌های ناشی از گذرا امواج در عرض‌های جنوب حاره در فاز شرقی بیشتر از فاز غربی هستند. در عرض‌های میانی شار فعالیت امواج به دو سمت عرض‌های پایین‌تر و بالاتر واگرا می‌شود.

در شکل ۱۱ میانگین سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت امواج طی ۱۴ روز قبل تا ۱۴ روز بعد از شکست موج در فازهای غربی و شرقی QBO در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa در پایین دست ناوه‌ها محاسبه شده است. مطابق شکل ۱۱ در شکست امواج برایند مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت در پایین دست موج از حدود چهار روز قبل از شکست شروع به افزایش کرده و در روز

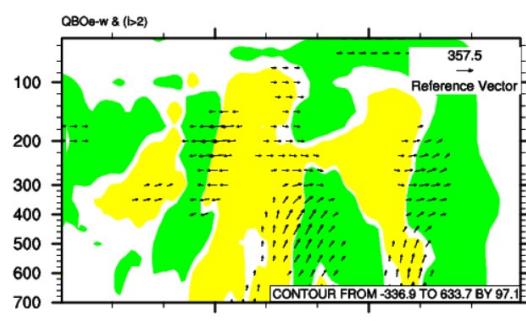


(الف)

شکل ۹. تفاوت ارتفاع زنوتانسیلی (پریندها، زنوتانسیل متر) تراز ۲۰۰ hPa، میانگین مؤلفه افقی شار فعالیت موج ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$), همگرایی شار فعالیت موج (نواحی سبز مقادیر مثبت و زرد منفی، ms^{-2}) در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa در پایین دست ناوه‌ها (الف) و واچرخندی (ب) امواج روی غرب آسیا. خطوط پر مقادیر مثبت و خط‌چین منفی است.

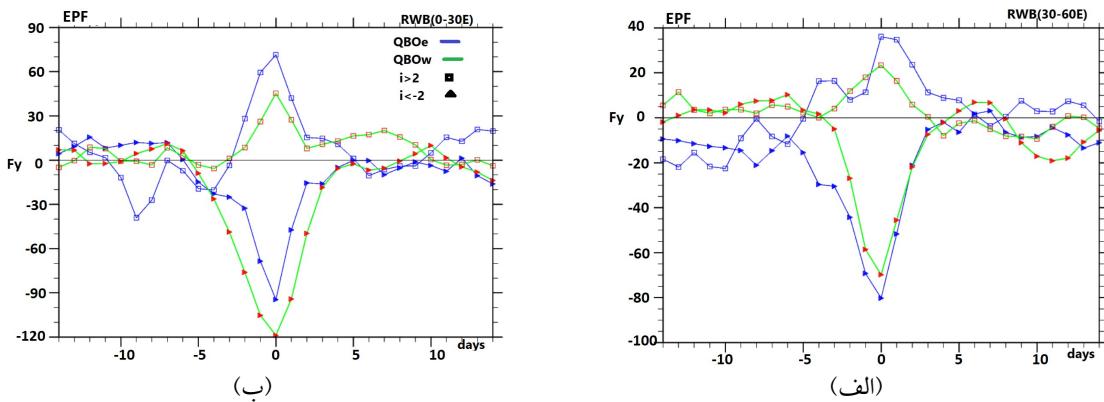


(ب)



(الف)

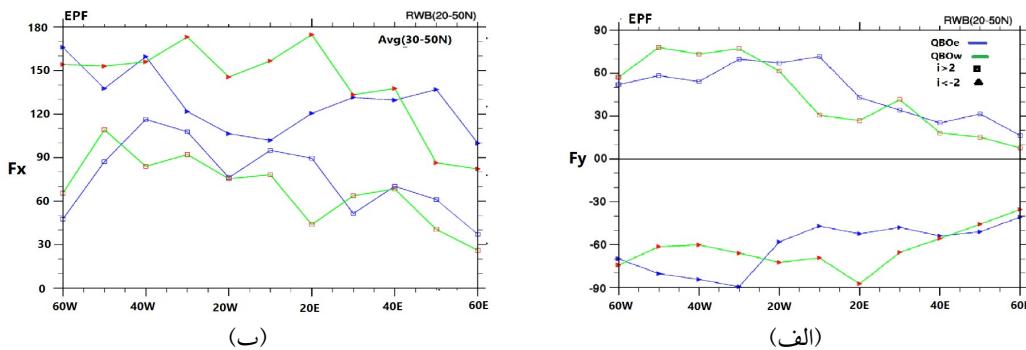
شکل ۱۰. سطح مقطع قائم (نصف‌النهاری-قائم) میانگین مداری تفاوت بردار شار فعالیت موج ($10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$) و همگرایی شار فعالیت موج (ناحیه رنگی، $10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$) در پایین دست ناوه روی غرب آسیا بین فاز شرقی و غربی QBO در شکست واچرخندی امواج (ب) و چرخندی (الف).



شکل ۱۱. میانگین سری زمانی مؤلفه نصفالنهاری شار فعالیت موج ($m^2 s^{-2}$) در پایین دست ناوه‌ها در لایه $300-150$ hPa بین عرض‌های $55-35^{\circ}N$ برای شکست واچرخندی و عرض‌های $N 60-40$ برای شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا (الف)، اروپا (ب) و در فاز غربی و شرقی QBO از چهارده روز قبل تا چهارده روز پس از وقوع شکست موج.

مدیترانه کاهش می‌یابد. روی شرق اقیانوس و مدیترانه مقدار شار استواسوی (قطبسوی) ناشی از شکست واچرخندی (چرخندی) در فاز غربی حدود 20 واحد $m^2 s^{-2}$ ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) بیشتر (کمتر) از شار در فاز شرقی است. روی شرق مدیترانه و غرب آسیا نیز مقدار شار استواسوی (قطبسوی) ناشی از شکست واچرخندی (چرخندی) در فاز غربی حدود 20 ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) واحد کمتر از شار در فاز شرقی است. با توجه به شکل ۱۲-ب مقدار مؤلفه مداری شار فعالیت موج در شکست‌های واچرخندی امواج روی اقیانوس اطلس و مدیترانه ($60^{\circ}W-20^{\circ}E$) حدود 150 واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) که برای امواج روی غرب آسیا ($60^{\circ}-20^{\circ}E$) به حدود 90 واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) کاهش می‌یابد. در شکست چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس و مدیترانه حدود 120 واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) است که برای امواج روی غرب آسیا به حدود 60 واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) کاهش می‌یابد. شار فعالیت مداری امواج طی روزهای قبل تا بعد فرایند شکست در پایین دست ناوه‌ها همواره مثبت و مقدار آن برای شکست‌های واچرخندی امواج بیشتر از شار در شکست‌های چرخندی است.

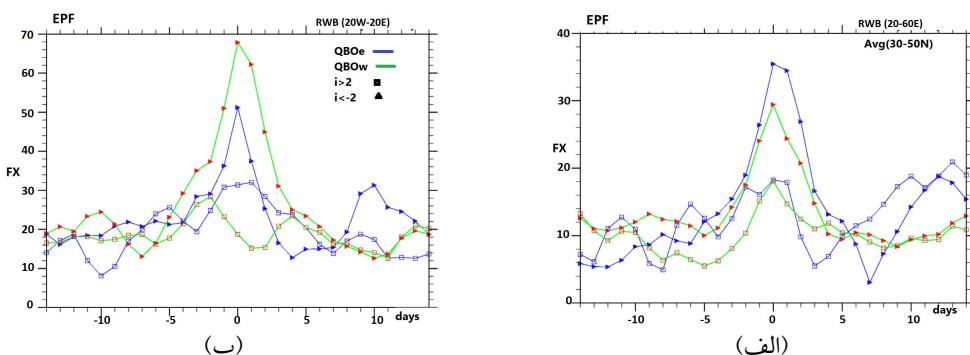
۵. بررسی میانگین شار فعالیت امواج در نواحی مختلف در شکل ۱۲ میانگین مؤلفه مداری شار فعالیت موج در پایین دست ناوه‌های B1 در ده ناحیه مختلف با عرض حدود 15 درجه بین $60^{\circ}W-60^{\circ}E$ و لایه شکست $300-150$ hPa محاسبه شده است. بالدوین و همکاران (۲۰۰۱) نشان دادند که شکست‌های واچرخندی امواج در عرض‌های پایین تری نسبت به شکست‌های چرخندی اتفاق می‌افتد بنابراین میانگین شار نصفالنهاری فعالیت موج در پایین دست ناوه B1، در عرض‌های ($60-40^{\circ}N$) برای شکست چرخندی و ($50-30^{\circ}N$) برای شکست واچرخندی امواج حساب می‌شود. مطابق شکل ۱۲-الف در فاز شرقی QBO، میانگین مؤلفه نصفالنهاری شار فعالیت موج در پایین دست ناوه‌ها روی شرق اقیانوس اطلس و مدیترانه در شکست واچرخندی حدود 70 - واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) و برای شکست چرخندی حدود 60 واحد ($10^{-7} m^2 s^{-2}$) است که شار نصفالنهاری ناشی از شکست امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا تقریباً به نصف مقادیر شار روی شرق اقیانوس اطلس و غرب



شکل ۱۲. میانگین مؤلفه نصفالنهاری (الف)، مداری (ب) شار فعالیت موج (10^{-7} m s^{-2}) در پایین دست ناووهها در شکست چرخندی (مریع)، واچرخندی (مثلث)، در فاز غربی (سبز) و شرقی (آبی) QBO روی ده منطقه ۶۰W-۶۰E.

شکست چرخندی موج روی اطلس و مدیترانه در فاز غربی QBO به حدود ۲۵ واحد (10^{-7} m s^{-2}) می‌رسد که حدود ۵ واحد نسبت به بیشنه شار در فاز شرقی کمتر است و طی فرایند شکست چرخندی شار مداری در پایین دست ناووه همواره در فاز غربی کمتر از فاز شرقی است.

مطابق شکل ۱۳-الف طی فرایند شکست واچرخندی روی غرب آسیا شار مداری در پایین دست ناووه همواره در فاز غربی کمتر از فاز شرقی است و بیشنه شار مداری ناشی از شکست واچرخندی موج روی غرب آسیا در فاز غربی QBO به حدود ۳۰ واحد (10^{-7} m s^{-2}) می‌رسد که حدود ۵ واحد نسبت به بیشنه شار در فاز شرقی کمتر است. طی فرایند شکست چرخندی نیز شار مداری در پایین دست ناووه در فاز شرقی بیشتر از مقدار شار در فاز غربی است و بیشنه شار ناشی از شکست چرخندی موج روی غرب آسیا در فاز غربی QBO به حدود ۲۰ واحد (10^{-7} m s^{-2}) می‌رسد که تقریباً از بیشنه شار در فاز شرقی بیشتر است.



شکل ۱۳. میانگین سری زمانی مؤلفه مداری شار فعالیت موج (10^{-7} m s^{-2}) در پایین دست ناووهها در لایه ۳۰۰-۱۵۰ hPa (۱۴ روز قبل تا ۱۴ روز بعد از QBO) در فاز غربی و شرقی QBO.

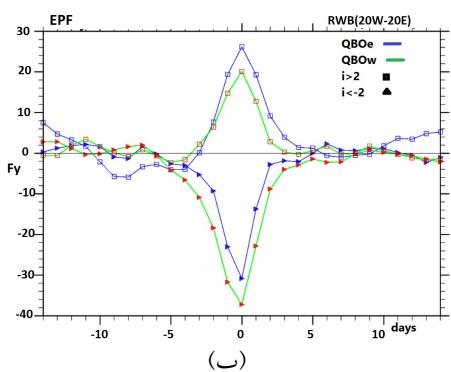
در فاز غربی QBO، شار فعالیت مداری امواج ناشی از شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه بیشتر (کمتر) از مقدار شار در فاز شرقی است که روی غرب آسیا برعکس می‌شود.

در شکل ۱۳ میانگین سری زمانی مؤلفه مداری شار فعالیت موج در پایین دست ناووهها روی اقیانوس اطلس و مدیترانه (۶۰-۲۰E) و در شرق مدیترانه و غرب آسیا (۲۰W-۲۰E) جداگانه محاسبه شده است. مقایسه شکل‌های ۱۳-الف و ب نشان می‌دهد که مقدار شار مداری در پایین دست ناووهها از غرب به شرق مدیترانه تقریباً به نصف کاهش می‌یابد. مطابق ۱۳-ب بیشنه شار مداری ناشی از شکست واچرخندی موج روی اقیانوس اطلس و مدیترانه در فاز غربی QBO به حدود ۷۰ واحد (10^{-7} m s^{-2}) می‌رسد که حدود ۲۰ واحد (10^{-7} m s^{-2}) نسبت به بیشنه شار در فاز شرقی بیشتر است و طی فرایند شکست واچرخندی شار مداری در پایین دست ناووه روی اطلس و مدیترانه همواره در فاز غربی بیشتر از فاز شرقی است. بیشنه شار ناشی از

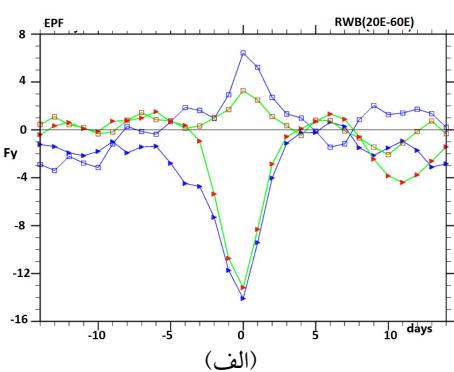
چرخندی امواج در فاز غربی است.

در شکست‌های واچرخندی، جت‌ها در بالادست ناوه‌ها روی شمال اروپا و اطلس و در پایین‌دست ناوه روی شرق مدیترانه در راستای شمال‌شرقی–جنوب‌غربی شکل می‌گیرند. با توجه به نتایج گارفینکل و هارتمن (۲۰۱۱) و شفرد (۲۰۱۴) بی‌هنگاری سرعت افقی در عرض‌های میانی وردسپهر زبرین ناشی از حفظ توازن باد گرمایی جت‌حارة شرقی وابسته به QBO در پوشن‌سپهر زیرین، سبب تقویت سرعت جت‌ها در عرض‌های میانی می‌شود. در نتیجه برای شکست واچرخندی امواج روی اروپا، در فاز شرقی بی‌هنگاری سرعت جت‌ها و به همراه آن تشکیل عرض‌های بحرانی در شمال اروپا ضعیفتر از فاز غربی QBO است. به نظر می‌رسد فاز شرقی QBO سبب جابه‌جایی استواسوی جت‌ها و عرض‌های بحرانی می‌شود و راستای جت‌ها و عرض‌های بحرانی شبی کمتری نسبت به فاز غربی دارند. در حالی که برای شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا، در فاز شرقی بی‌هنگاری سرعت جت‌ها و به همراه آن تشکیل عرض‌های بحرانی روی شمال اروپا قوی‌تر از فاز غربی QBO است و به نظر می‌رسد فاز شرقی QBO سبب تقویت جت‌ها و عرض‌های بحرانی می‌شود و راستای جت‌ها و عرض‌های بحرانی شبی بیشتری نسبت به فاز غربی دارند. در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا، شکل‌گیری پشه پهن در عرض‌های میانی روی اروپا سبب نفوذ ناوه باریک در غرب آسیا می‌شود.

شکل ۱۴ سری زمانی مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه‌ها برای شکست امواج روی اقیانوس اطلس و مدیترانه ($20^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$) و در شرق اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه ($60^{\circ}-20^{\circ}\text{E}$) را نشان می‌دهد. با توجه به شکل‌های ۱۴-الف و ب مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج در شکست امواج از غرب به شرق دریای مدیترانه به حدود نصف کاهش می‌یابد. مطابق شکل ۱۴-ب شار استواسو (قطب‌سو) طی فرایند شکست واچرخندی (چرخندی) امواج روی اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه در فاز غربی QBO حدود ۵ واحد بیشتر (کیلومتر) از شار در فاز شرقی است. مطابق شکل ۱۴-الف مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج ناشی از شکست چرخندی امواج روی غرب آسیا در فاز شرقی QBO حدود ۵ واحد بیشتر از شار در فاز غربی است. شار نصف‌النهاری در شکست واچرخندی امواج روی غرب آسیا در فازهای شرقی QBO تقریباً بیشتر از شار در فاز غربی است. به نظر می‌رسد رفتار شکست امواج در روی اقیانوس اطلس و غرب دریای مدیترانه با رفتار امواج روی شرق دریای مدیترانه و غرب آسیا در فازهای شرقی و غربی QBO متفاوت است. به طوری که شکست‌های واچرخندی امواج روی اقیانوس اطلس و غرب مدیترانه در فاز شرقی ضعیفتر از شکست واچرخندی امواج در فاز غربی است. در حالی که شکست واچرخندی امواج روی شرق دریای مدیترانه و غرب آسیا در فاز شرقی قوی‌تر است. شکست‌های چرخندی امواج روی اقیانوس اطلس تا غرب آسیا در فاز شرقی قوی‌تر از شکست



شکل ۱۴. مشابه شکل ۱۳ ولی برای مؤلفه نصف‌النهاری شار فعالیت موج.



تأثیر تغییر جت‌ها و شیو تاوایی پتانسیلی (عرض‌های بحرانی) شکل گرفته روی شار فعالیت امواج در حالت‌های مختلف بحث و تحلیل شده است.

در فاز شرقی و طی شکست‌های واچرخندی امواج روی غرب آسیا و شرق مدیترانه، جت در بالادست ناوه روی اروپا به عرض‌بالاتری در شمال اروپا نسبت به فاز غربی جابه‌جا می‌شود در حالی که در شکست چرخندی و فاز غربی، جت در بالادست ناوه روی غرب مدیترانه به عرض بالاتری روی اروپا جابه‌جا می‌شود. درنتیجه در مقایسه فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO، دامنه امواج در شکست‌های واچرخندی (چرخندی) امواج روی غرب آسیا افزایش داشته است. فاز شرقی در شکست واچرخندی سبب افزایش ارتفاع در بالادست ناوه روی اروپا و کاهش ارتفاع در پایین‌دست ناوه روی شرق اروپا و مدیترانه می‌شود و همین‌طور سبب افزایش ارتفاع در بالادست ناوه روی شرق اقیانوس اطلس می‌شود. در شکست چرخندی فاز شرقی سبب افزایش ارتفاع در بالادست ناوه روی غرب مدیترانه و کاهش ارتفاع در پایین‌دست ناوه روی شرق مدیترانه می‌شود.

در فاز شرقی QBO ناوه در عرض‌های میانی تقویت می‌شود به‌طوری که در شکست واچرخندی جابه‌جایی استواسوی ناوه به عرض‌های میانی سبب افزایش شار استواسوی فعالیت موج در پایین‌دست ناوه می‌شود و در شکست چرخندی جابه‌جایی قطب‌سوی ناوه به عرض‌های میانی سبب افزایش شار قطب‌سوی فعالیت موج در پایین‌دست ناوه می‌شود. در نتیجه در اختلاف بین فاز شرقی و غربی QBO، واگرایی شار فعالیت موج از عرض‌های میانی و همگرایی شار فعالیت موج در عرض‌های بالاتر شکل می‌گیرد که نشان می‌دهد شکست واچرخندی (چرخندی) موج روی غرب آسیا در فاز شرقی قوی‌تر از شکست در فاز غربی است.

مقایسه شکست امواج در فازهای شرقی و غربی QBO، نشان می‌دهد که روی شرق اطلس و غرب مدیترانه شار استواسوی ناشی از شکست واچرخندی امواج در فاز

ارتفاع تاوه در فاز شرقی QBO، بیشتر از فاز غربی است و ارتفاع پشته پهن در عرض‌های میانی روی اروپا در فاز شرقی بیشتر از فاز غربی است و بهمین علت در فاز شرقی، جت در عرض حدود 60° در شمال اروپا تقویت می‌شود و عرض‌های بحرانی قوی‌تری در بالادست ناوه روی غرب آسیا با شکست واچرخندی شکل می‌گیرند. همان‌طور که ابات زگلو و مگناس داتیر (۲۰۰۶) شکست امواج را به حالت انعکاسی و غیر انعکاسی طبقه‌بندی کردند. شکل گیری عرض‌های بحرانی در بالادست ناوه‌ها در شکست‌های واچرخندی امواج روی اروپا، در فاز غربی (شرقی) حالت انعکاسی (غیرانعکاسی) و بر عکس برای ناوه‌ها روی غرب آسیا در فاز غربی (شرقی) حالت غیرانعکاسی (انعکاسی) می‌باشد. در شکست‌های غیرانعکاسی (انعکاسی) می‌باشد. در شکست‌های چرخندی، جت‌ها در بالادست ناوه روی اروپا و در پایین‌دست ناوه روی شرق مدیترانه در راستای شمال‌غربی-جنوب‌شرقی شکل می‌گیرند. در فاز شرقی جت‌ها در بالادست ناوه در عرض‌های بالاتری تقویت می‌شوند و بهمراه آن عرض‌های بحرانی جابه‌جایی استواسو دارند. شکست چرخندی در فاز شرقی حالت انعکاسی و در فاز غربی QBO حالت غیرانعکاسی است.

۶. بحث و نتیجه گیری

در این پژوهش تأثیر جت‌حاره وابسته به QBO بر فرایند شکست امواج راسبی روی مدیترانه و غرب آسیا تحقیق شده است به این منظور از میانگین روزانه داده‌های باز تحلیل ERA-Interim در سال‌های ۱۹۷۹-۲۰۱۸ برای محاسبه و تحلیل کمیت‌های شیو تاوایی پتانسیلی شبزمینگرد و شار فعالیت موج در فازهای شرقی و غربی نوسان شبیدوسالانه QBO استفاده شده است. نتایج به‌دست آمده در دو مرحله بیان شده است. ابتدا تأثیر فازهای شرقی و غربی QBO بر دامنه امواج و جت‌های شکل گرفته و شار فعالیت موج در پایین‌دست ناوه‌ها در شکست واچرخندی و چرخندی امواج در دو ناحیه شرق و غرب مدیترانه بررسی و مقایسه شدند. سپس در انتها

غربی است. در فاز شرقی QBO دامنه امواج نسبت به فاز غربی افزایش می‌یابد. در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO بی‌هنگاری ارتفاع ناشی از ناوه‌ها و پشه‌ها بیشتر است که سبب تقویت سرعت افقی در عرض‌های میانی می‌شود. در نتیجه در فاز شرقی شیوتاوایی پتانسیلی افزایش و عرض‌های بحرانی در این نواحی بیشتر تقویت می‌شوند. تقویت عرض‌های بحرانی در بالادست و پایین‌دست ناوه‌ها در فاز شرقی سبب افزایش انتشار قطب‌سوی ناوه‌ها و تقویت گردش چرخندی ناوه‌ها می‌شود که در نتیجه مؤلفه قطب‌سوی شار فعالیت موج ناشی از شکست‌های چرخندی در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO تقویت می‌شود.

مراجع

- اسپقی، ق.، جفتایی، م. و محب الحجه، ع.، ۱۳۹۴الف، بررسی اثر نوسان شبهدوسالانه QBO بر ساختار تاوه قطبی در ابتدای زمستان، کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۶، ۳۶۲-۳۶۶.
- اسپقی، ق.، جفتایی، م. و محب الحجه، ع.، ۱۳۹۴ب، بررسی اثر نوسان شبهدوسالانه (QBO) بر وردسپهر برون حاره‌ای در اوایل زمستان از دیدگاه انرژی، نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی، سال ششم، ۲۳-۲۴.
- برهانی، ر. و احمدی گیوی، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل آماری-دینامیکی تاشدگی‌های وردایست در منطقه جنوب‌غرب آسیا در سال‌های ۲۰۰۰-۲۰۱۵، م. ژئوفیزیک ایران، ۲، ۱۲۷-۱۴۶.
- سیفی، ز.، میرکنی، س. م.، جفتایی، م. و محب الحجه، ع.، ۱۳۹۷، بررسی اثر نوسان شبهدوسالانه QBO بر تاوه قطبی روی پوشن سپهر پایینی و میانی، کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۰، ۶۰۹-۶۰۷.
- خدادی، م. م.، آزادی، م.، مرادی، م. و رنجبر، ع.، ۱۳۹۹، اثر نوسان شبهدوسالانه بر شکست امواج راسی روی اروپا و غرب آسیا از دیدگاه فعالیت موج زمین و فضا، ۴۶(۳)، ۶۲۱-۶۴۲.

غربی بیشتر از شار در فاز شرقی است چرا که تاوه قطبی در فاز غربی قوی‌تر از فاز شرقی است. دامنه امواج با شکست و اچرخندی در فاز غربی QBO بیشتر از دامنه امواج در فاز شرقی است. در فاز غربی بی‌هنگاری سرعت جت‌ها و به همراه آن عرض‌های بحرانی در شمال اروپا نیز قوی‌تر نسبت به فاز شرقی QBO شکل می‌گیرند. در حالی که در شکست و اچرخندی امواج روی غرب آسیا و شرق مدیترانه در فاز غربی دامنه امواج کمتر و عرض‌های بحرانی ضعیف‌تر نسبت به فاز شرقی است. در نتیجه شار استواسوی ناشی از شکست و اچرخندی در فاز غربی کمتر از شار در فاز شرقی است.

در شکست و اچرخندی امواج روی شرق اطلس و غرب مدیترانه در فاز شرقی QBO، در عرض‌های جنوب‌قطب ارتفاع ناوه بیشتر از ارتفاع آن در فاز غربی است. در نتیجه بی‌هنگاری سرعت جت در بالادست ناوه کمتر و عرض‌های بحرانی شکل‌گرفته روی شمال اروپا در فاز شرقی ضعیف‌تر از فاز غربی بوده و بازتاب استواسوی شار فعالیت موج ناشی از شکست و اچرخندی در فاز شرقی ضعیف‌تر از فاز غربی است. در حالی که در شکست و اچرخندی امواج روی شرق مدیترانه و غرب آسیا، شکل‌گیری پشت‌به بسیار پهن در عرض‌های میانی روی اقیانوس اطلس تا شرق اروپا سبب تقویت ناوه روی اوراسیا و نفوذ آن به عرض‌های پایین‌تر روی ایران می‌شود. ارتفاع پشت‌به در فاز شرقی نسبت به فاز غربی QBO در عرض‌های میانی روی اروپا بیشتر است و سبب افزایش بی‌هنگاری سرعت افقی در بالادست ناوه می‌شود و در نتیجه سبب تقویت عرض‌های بحرانی روی اروپا و نفوذ بیشتر ناوه به عرض‌های پایین‌تر می‌شود و بازتاب استواسوی شار فعالیت موج ناشی از شکست امواج روی غرب آسیا و شرق مدیترانه در فاز شرقی نسبت به فاز غربی بیشتر می‌شود.

در شکست چرخندی امواج شار قطب‌سوی فعالیت موج در پایین‌دست ناوه‌ها در فاز شرقی بیشتر از شار در فاز

- Andrews, D. G., Holton, J. R. and Leovoy, C. B., 1987, Middle Atmosphere Dynamics, International Geophysics Series., 6, 125-136.
- Abatzoglou, T. J. and Magnusdottir, G., 2006, Planetary Wave Breaking and Nonlinear Reflection: Seasonal Cycle and Interannual Variability. *J.Geophys.Res.*, 19, 6139-6159.
- Asbaghi, G., Joghataei, M. and R. Mohebalhojeh, A., 2016, Impacts of the QBO on the North Atlantic and Mediterranean storm tracks: An energetic perspective. *J. Geophys. Res.*, 44, 1-8.
- Baldwin, M. P. and Gray, L. J. Dunkerton, T. J., Hamilton, K., Haynes, P. H., Randel, W. J., Holton, J. R., Alexander, M. J., Hirota, I., Horinouchi, T., Jones, D. B. A., Kinnersley, J. S., Marquardt, C. and Sato, K., 2001, The quasi-biennial oscillation., *J.Geophys.Res.*, 39, 2, 179-229.
- Collimore, C. C., Martin, D. W., Hitchman, M. H., Huesmann, A. and Waliser., D. E., 2003, On the relationship between the QBO and tropical deep convection., 2003, *J. Climate*, 16, 2552–2568.
- Dunkerton, T. J. and Baldwin, M. P., 1991, Quasi-biennial modulation of planetary-wave fluxes in the Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1043–1061.
- Esler, J. G. and Haynes., P.H., 1999, Mechanisms for Wave Packet Formation and Maintenance in Quasigeostrophic Two-Layer Model. *J. Atmos. Sci.* Vol. 56, No. 15.
- Garfinkel, C.I. and Hartmann., D. L., 2011, The Influence of the Quasi-Biennial Oscillation on the Troposphere in Winter in a Hierarchy of Models., *J. Atmos.Sci.*, Vol. 68, 1273-1289.
- Holton, J. R. and Tan, H.-C., 1980, The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2200–2208.
- Holton, J. R., 2004, An Introduction Dynamic Meteorology. International Geophysics Series., 6, 140-181.
- Haynes, P. H. and McIntyre., M. E., 1987, On the Representation of Rossby Wave Critical Layers and Wave Breaking in Zonally Truncated Models, *J Atmos Sci.*, 44, 17.
- Hansen, F., Matthes. K. and Wahl, S., 2016, Tropospheric QBO–ENSO Interactions and Differences between the Atlantic and Pacific. *J. Climate.*, 29(4). 1353-1368.
- Kalnay, E., kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Weawen, D., Gandin, L., Irrdel, M., Saha, S., White, G., Woolen, J., Zho, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. and Joseph, D, 1996, the NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull.am.Meteorol. Soc.*, 77, 437-72.
- McIntyre, M. E. and Palmer., T. N., 1983, breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*. Vol. 305.593-600.
- Magnusdottir, G. and Haynes., H., 1996, Waves activity diagnostics applied to barocilinc wave Cycles. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 53, No. 16, 2317-2353.
- Magnusdottir, G. and Haynes, P. H., 1998, Reflection of Planetary Waves in Three-Dimensional Tropospheric Flows. *J. Atmos. Sci.*, 56(4), 652-669.
- Martius, O., Schwarz, C. and Davies., H. C. 2007, Breaking waves at the tropopause in the wintertime Northern Hemisphere: Climatological analyses of the orientation and the theoretical LC1/2, classification. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2576–25929.
- O.sullivan, D. and Young., R. E., 1992, Modeling the quasi-biennial oscillation effect on the winter stratospheric circulation. *J. Atmos.Sci.*, 49, 24, 2437-2448.
- Palmer, T. N., 1981, property of eliassen-palm flux for planetry scale motion. *J. Atmos. Sci.*, 39, 992-997.
- Riviere, G. and Orlanski, I., 2007, Characteristics of the Atlantic Storm-Track Eddy Activity and Its Relation with the North Atlantic Oscillation., *J. Atmos.Sci.*, 64, 241-266.
- Shepherd, T. G., 2014, Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections. *Nature Geoscience.*, 7, 703-708.
- Solomon, A. and Polvani, L. M., 2016, Highly significant responses to anthropogenic forcings of the midlatitude jet in the Southern hemisphere. *Journal of Climate.*, 29 (9), 3463–3470.
- Troncroft, C. D. and Hoskins, B. J. and McIntyre., M. E., 1993, Two paradiags of baroclinic wave life-cycle beahaviour., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119,17-55.
- Vallis, G. K., 2017, Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics Fundamental and Large-Scale Circulations, Cambridge University Press Cambridge, 2013.

The QBO effect on the wave breaking over the east of mediterranean and west Asia: Critical Latitude Aspect

Khodadi, M. M.^{1*}, Moradi, M.², Azadi, M.² and Ranjbar Saadat Abadi, A.²

1. Ph.D. Graduated, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

2. Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center (ASMERC), Tehran, Iran

(Received: 25 May 2021, Accepted: 10 Jan 2022)

Summary

In the present study, using the ERA-INTERIM reanalysis data for geopotential height, horizontal wind speed and relative vorticity at 300, 200, 150, 100 and 50hPa levels, the quasi geostrophic potential vorticity, the quasi geostrophic potential vorticity gradient ,the wave activity and wave activity flux for cyclonic and anticyclonic Rossby wave breaking events that occurred over Europe during the winter time 1979-2018 in the westerly and easterly phase of quasi biennial Oscillation, were calculated and analyzed. The mechanism of Rossby wave breaking during five days before to five days after the wave break were analyzed. The Results show that in the anticyclonic breaking event over west Asia in the QBOe, the poleward displacement of jet in the upstream of trough to upper latitude over the Europe is more consistent than for the QBOw. Whereas in the cyclonic break in the westerly phase, jet on the upstream of trough over the west of Mediterranean sea displace to lower latitude over the Europe more than that pf the easterly phase. Therefore in the anticyclonic wave breaking over the west Asia in the QBOe compared that of to QBOw, the amplitude of the waves increase. The QBOe in the anticyclonic breaking causes increasing altitude on the upstream trough over the Europe and decreasing altitude on the downstream trough over the east Europe and Mediterranean and also causes increasing altitude over the east of Atlantic ocean. In the cyclonic breaking, QBOe causes increasing altitude on upstream of trough over the west of Mediterranean and decreasing altitude on the downstream of trough over the east of Mediterranean region.

In the anticyclonic wave breaking on the west Asia and east Mediterranean in the QBOe, anomaly jets velocity and following the formation of critical latitude on north Europe is stronger than the critical latitude in the QBOw. The QBOe causes poleward displacement the jets and critical latitude as compared to that of the QBOw. In the anticyclonic wave breaking over west Asia, formation of extended ridge over Atlantic ocean and Europe causes settlement of the narrow trough on the west Asia. In the QBOe, the jet intensifies over north of Europe and critical latitude on the upstream of trough form stronger, QBOw. Equatorward wave activity flux due to anticyclonic breaking in the QBOe is more than that of the QBOw. Therefore the anticyclonic wave breaking in QBOe is stronger than QBOw.

In the cyclonic waves breaking, jets on the upstream of trough over Europe and jet on the downstream of trough over east Mediterranean are formed across north westerly- south easterly. In the QBOe, jet on the upstream of trough intensifies on the upper latitude as compared to the QBOw. Following this the critical latitude have poleward displacement. In the QBOe, north westerly-south easterly slope of trough is more than QBOw and the trough on the Mediterranean and east Europe has lower altitude compared to that for the QBOw. The poleward wave activity flux due to cyclonic wave breaking is more in QBOe compared to that for the QBOw. Therefore the cyclonic wave breaking is stronger in QBOe compared to that for the QBOw.

Whereas in the anticyclonic wave breaking over west Mediterranean in the QBOw compared to that for the QBOe and the meridional gradient of quasi geostrophic potential vorticity is stronger and meridional wave activity flux is more. Therefore the anticyclonic wave breaking over west Mediterranean in the QBOw is stronger compared to that for the QBOe.

Keywords: Quasi Biennial Oscillation ,Critical latitude, Wave Break, Quasi-geostrophic Potential vorticity, Wave Activity Flux, Polar votex.

* Corresponding author:

khodadim@gmail.com