

## اثر الگوی دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR) بر وردایی کم‌بسامد وردسپهر در جنوب غرب آسیا

مهیار مقصودی فلاح<sup>1</sup>، فرهنگ احمدی گیوی<sup>2</sup>، علیرضا محب‌الحجه<sup>2\*</sup> و محمدعلی نصرافهانی<sup>3</sup>

<sup>1</sup>دانش‌آموخته کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>2</sup>دانشیار، گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>3</sup>استادیار، گروه مهندسی آب، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(تاریخ دریافت: 94/01/23، تاریخ پذیرش: 95/02/18)

### چکیده

الگوی دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR) یکی از پدیده‌های جوی کم‌بسامد است که بر اقلیم اروپا و آسیا، به‌ویژه در فصول سرد سال تأثیر می‌گذارد. در این مقاله، به بررسی اثر این الگوی موجی-مداری بر آب‌وهوای جنوب غرب آسیا پرداخته می‌شود. برای انجام این پژوهش، از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR از سال 1950 تا 2012 مربوط به فصل زمستان نیمکره شمالی شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه و برای شاخص ماهانه EA-WR از داده‌های مرکز پیش‌بینی اقلیم (CPC) استفاده شده است. اثر دورپیوند EA-WR با استفاده از نتایج کاربست نقشه‌های ترکیبی ارائه می‌شود. با در نظر گرفتن ماه‌های بحرانی مثبت و منفی برای این دورپیوند، وضعیت میانگین کمیت‌های مهم وردسپهر برای هر کدام از ماه‌ها با دیدگاه همدیدی بررسی شده است. نتایج حاصل نشان‌دهنده اثر قابل توجه نوسانات این پدیده بر آب‌وهوای خاورمیانه، به‌ویژه ایران است. در مقایسه با فاز منفی، در فاز مثبت حضور یک ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی در وردسپهر میانی در خاورمیانه همراه با تقویت جریان جتی جنب‌حاره‌ای جنوب غرب آسیا و ترابرد مناسب رطوبت در وردسپهر زیرین زمینه مناسب‌تری را برای تکوین و اثرگذاری سامانه‌های همدیدی بر روی ایران فراهم می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR)، بی‌هنجاری، ارتفاع ژئوپتانسیلی، جریان جتی، تابش طول موج بلند خروجی

## 1 مقدمه

الگوهای دورپیوند به‌مثابه پدیده‌های اقلیمی کم‌بسامد نقش عمده‌ای در وردایی بزرگ‌مقیاس جو دارند. برای مثال، نوسان اطلس شمالی (NAO) دارای اثر مهم در تغییرات فصلی و دهه‌ای گردش جو در نیمکره شمالی است (هارل، 1995). از دیگر الگوهای جوئی کم‌بسامد، دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR) است که اروپا و آسیا را در طول سال، به‌ویژه فصول سرد، تحت تأثیر قرار می‌دهد. این دورپیوند را اولین بار بارنستون و لایوزی (1987) با به‌کار بردن روش تحلیل مؤلفه اصلی چرخیده به شکل بی‌هنجاری ارتفاع که بیشتر در عرض‌های میانی نیمکره شمالی با بزرگ‌ترین دامنه بی‌هنجاری در شرق اطلس شمالی و غرب روسیه ظهور می‌یابد، با نام دورپیوند اوراسیا 2 (با اختصار EU2) معرفی کردند. این الگو شامل چهار مرکز بی‌هنجاری اصلی در مقیاس بزرگ به شکل یک قطار موج و با گسترش در راستای مداری از اقیانوس اطلس شمالی تا شمال چین در نظر گرفته شده است. سازوکارهای فیزیکی مربوط به رفتار این دورپیوند به‌طور کامل شناخته نشده است. کریچاک و همکاران (2002) معتقدند که ممکن است تغییرات آن ناشی از فرایندهایی در آب‌کره یا یخ‌کره باشد. موقعیت مراکز اصلی EA-WR به شکل بی‌هنجاری ارتفاع در وردسپهر، به‌ترتیب از غرب به شرق در راستای مداری شامل مراکزی واقع بر اطلس شمالی، اروپا، عرض‌های بالاتر از شمال دریای خزر و شمال چین است.

با تعریف دو فاز مثبت و منفی EA-WR، اثرات آن بر آب‌وهوای مناطق مختلف شامل بخش‌هایی از اروپا و مدیترانه مورد مطالعه قرار گرفته است (کریچاک و همکاران، 2002؛ کریچاک و آلبرت، 2005). فاز مثبت این پدیده همراه با بی‌هنجاری ارتفاع مثبت بر روی اروپا و شمال چین، و بی‌هنجاری ارتفاع منفی بر روی مرکز اطلس شمالی و غرب روسیه است؛ این در حالی است که

فاز منفی عکس فاز مثبت رفتار می‌کند. در قیاس با دیگر الگوهای کم‌بسامد، مطالعات نسبتاً کمی در باره این پدیده انجام شده است. نتایج معدود مطالعات انجام گرفته (بارنستون و لایوزی، 1987؛ کریچاک و همکاران، 2005؛ کریچاک و آلبرت، 2005) حاکی از اثر قابل‌توجه آن بر آب‌وهوای اروپا، منطقه مدیترانه و نواحی همجوار آن و خاورمیانه است. با این حال جدا از مطالعاتی که منجر به شناسایی دورپیوند EA-WR در وردایی کم‌بسامد نیمکره شمالی شده است، تحقیقاتی با هدف مطالعه آماری و بررسی احتمال وجود ارتباط و همبستگی بین EA-WR و آب‌وهوای مناطق مختلف، و در برخی از موارد تحلیل دینامیکی آن، نیز صورت گرفته است.

کریچاک و همکاران (2002) الگوی EA-WR را به شکل یک دوقطبی در بی‌هنجاری ارتفاع و فشار سطح دریا با دو مرکز مخالف بر روی دریای خزر و غرب اروپا در نظر گرفتند که در فاز مثبت (منفی) اغلب شرایط آب‌وهوایی خشک‌تر (مرطوب‌تر) از وضعیت میانگین بر بخش وسیعی از منطقه مدیترانه حاکم است. در مطالعه‌ای دیگر حسنین (2004) با بررسی چندین الگوی کم‌بسامد نشان داد که دمای مصر بیشتر تحت تأثیر الگوی EA-WR در فصل زمستان است. برانوا و هوت (2008)، EA-WR را به عنوان یکی از پنج مُد وردایی مؤثر بر دما و بارش در فصل زمستان برای 112 ایستگاه در اروپا بررسی کرده و نشان دادند که همبستگی مثبت معناداری بین شاخص این الگو و دما در ایستگاه‌های شمال اروپا و رشته کوه آلپ وجود دارد. به‌علاوه، در نتایج آنها همبستگی منفی در دورترین ایستگاه‌ها واقع در جنوب‌شرق اروپا دیده می‌شود و بارش در بسیاری از ایستگاه‌ها به ویژه در رم ایتالیا همبستگی منفی با الگوی EA-WR دارد.

برای شناخت اثر دهه‌ای EA-WR بر بارندگی منطقه مدیترانه، کریچاک و آلبرت (2005) بر مبنای مطالعه دوره

همجوار آن و خاورمیانه دارد. از این رو شناخت بیشتر رفتار و چگونگی عمل آن بر وضعیت آب‌وهوای حوزه فعالیت و نواحی مجاورش ضرورت می‌یابد. ذکر این نکته لازم است که بیشتر مناطق جنوب غرب آسیا، به ویژه ایران، دارای اقلیم نیمه‌خشک تا خشک بوده و بیشترین بارش آنها در فصول سرد سال رخ می‌دهد که در اثر تغییرپذیری کم‌سامد آب‌وهوایی ناشی از الگوهای گردشی، ممکن است با تغییر رژیم بارش، شرایط منطقه به سمت خشکسالی یا ترسالی رود. بنابراین بررسی هرچه بیشتر الگوهای کم‌سامد مؤثر در منطقه از جمله EA-WR که دارای اثر کنترل‌کننده بر میزان تغییرات بارش و همچنین دما هستند (پاناگیا توپولس و همکاران، 2002)، از اهمیت بالایی برخوردار بوده و می‌تواند کمک فراوانی به پیش‌بینی بلندمدت در جهت مدیریت هرچه بهتر در زمینه‌های کشاورزی، اقتصادی و شهری کند.

عوامل و فرایندهای مختلف در وردایی پدیده‌های بزرگ‌مقیاس دخیل هستند که باعث می‌شود ساختار آنها پیچیده باشد. این ویژگی سبب شده که مطالعه آنها با روش‌ها و دیدگاه‌های گوناگونی انجام گیرد. در این زمینه، افزایش طول دوره آماری داده‌ها، پیشرفت روزافزون روش‌ها و فن‌های آماری-ریاضی و کشف سازوکارهای فیزیکی مرتبط و مؤثر، شناخت ما را از پدیده‌های بزرگ‌مقیاس افزایش داده است. در این پژوهش سعی شده است با دیدگاه همدیدی، کمیت‌های مهم وردسپهر طی فازهای مثبت و منفی دورپیوند EA-WR مقایسه و بررسی شود.

## 2 داده‌ها و روش کار

برای انجام این پژوهش از داده‌های بازتحلیل مراکز ملی پیش‌بینی محیطی-مرکز ملی پژوهش‌های جوئی (NCEP/NCAR) (کالنی و همکاران، 1996) در فصل زمستان شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه استفاده شده

1950 تا 2000، ابتدا همبستگی معنی‌داری بین بارش ماهانه و شاخص این پدیده در فصل زمستان (دسامبر تا فوریه) به دست آوردند. آنها با در نظر گرفتن دو جفت دوره 10 ساله از شاخص EA-WR به منزله زمستان‌های قوی و ضعیف و با تفسیر میدان‌های تاوایی نسبی و فرارفت رطوبت، سازوکار بارش‌های اروپا و منطقه مدیترانه را بررسی کرده و برای بخش شرقی منطقه مدیترانه نتایج مهمی به دست آوردند. طبق نتایج آنها، در زمستان‌های قوی (ضعیف)، به‌طور میانگین فرارفت از سوی اروپای مرکزی (اقیانوس اطلس) به شرق منطقه مدیترانه انجام می‌گیرد. بنابراین به دلیل نامناسب (مناسب) بودن انتقال رطوبت، در زمستان‌های قوی (ضعیف) این مناطق با کاهش (افزایش) بارندگی همراه است.

نیشن و همکاران (2010) در مطالعه اقلیم‌شناسی چرخندزایی همراه با اثر الگوهای بزرگ‌مقیاس جو در چرخندزایی منطقه مدیترانه و اروپا نشان دادند که میزان تأثیر EA-WR قابل مقایسه با NAO بوده، به طوری که تعداد چرخندهای عبوری از شمال مدیترانه و منطقه بریتانیا در فاز منفی نسبت به فاز مثبت افزایش دارد. این در حالی است که منطقه لوانت با چرخندهای بیشتری در فاز مثبت EA-WR نسبت به فاز منفی تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

در ایران نیز تحقیقات اندکی در باره اثر دورپیوند EA-WR انجام شده است. حسین پور (1388) در مطالعه بی‌هنجاری‌های جهانی زمستان 2007-2008 که از بارزترین افت‌وخیزهای اقلیمی در دهه‌های اخیر بوده است، همراهی فاز مثبت NAO با فاز مثبت EA-WR را موجب پیدایش بی‌هنجاری سرد کم‌سابقه بر روی ایران در ژانویه 2008 می‌داند. مقصودی فلاح و همکاران (1393) ارتباط معنی‌داری را بین نوسانات EA-WR و آب‌وهوای جنوب غرب آسیا نشان دادند. بنا بر پژوهش‌های گفته شده، روشن است که EA-WR نقش تأمل‌برانگیزی در شرق اطلس شمالی، قاره اروپا، دریای مدیترانه و نواحی

حاضر)، تعداد ماه‌های بحرانی مثبت و منفی به ترتیب 20 و 18 است.

جدول 1. مشخصات ماه‌های بحرانی مثبت و منفی الگوی EA-WR که به ترتیب صعودی مقدار شاخص مرتب شده‌اند.

ردیف	ماه‌های بحرانی مثبت	مقدار شاخص	ماه‌های بحرانی منفی	مقدار شاخص
1	فوریه، 1976	0/86	دسامبر، 1950	-2/31
2	فوریه، 2003	0/87	فوریه، 1969	-2/12
3	فوریه، 1992	0/92	ژانویه، 1984	-2/06
4	دسامبر، 1975	0/92	دسامبر، 2010	-1/99
5	ژانویه، 1991	0/93	دسامبر، 1960	-1/97
6	ژانویه، 1973	1/06	فوریه، 1984	-1/78
7	ژانویه، 1989	1/14	دسامبر، 1976	-1/78
8	فوریه، 1994	1/14	فوریه، 1977	-1/73
9	دسامبر، 1987	1/22	فوریه، 1957	-1/73
10	ژانویه، 1983	1/31	فوریه، 1955	-1/69
11	دسامبر، 2006	1/31	فوریه، 1951	-1/66
12	فوریه، 1982	1/32	فوریه، 1974	-1/65
13	فوریه، 1975	1/35	دسامبر، 1981	-1/62
14	دسامبر، 1994	1/35	ژانویه، 1971	-1/57
15	دسامبر، 1986	1/42	دسامبر، 2008	-1/46
16	فوریه، 1965	1/46	فوریه، 1952	-1/46
17	دسامبر، 2002	1/6	فوریه، 1988	-1/44
18	دسامبر، 1971	1/63	ژانویه، 2009	-1/33
19	ژانویه، 1997	1/68	فوریه، 1996	-1/29
20	فوریه، 1993	1/83	فوریه، 1968	-1/26
21	دسامبر، 1991	1/99	ژانویه، 1994	-1/21
22	فوریه، 1959	2/2	فوریه، 2009	-1/17
23	ژانویه، 1992	2/49	دسامبر، 1980	-1/17
24	ژانویه، 1964	2/14	فوریه، 1970	-1/15
25	ژانویه، 1950	2/29	فوریه، 1981	-1/13
26	فوریه، 1998	2/72	دسامبر، 1965	-1/13
27			ژانویه، 1995	-1/11
28			ژانویه، 1986	-1/11
29			ژانویه، 1988	-1/09

برای تعیین بی‌هنجاری، ابتدا میانگین بلندمدت زمستانی (دسامبر، ژانویه و فوریه) در طی دوره 63 ساله برای هر یک از کمیت‌های مورد نظر محاسبه و سپس این

است. تفکیک فضایی افقی این داده‌ها  $2/5 \times 2/5$  درجه در راستای طول و عرض جغرافیایی است که برای مطالعه پدیده‌های کم‌بسامد در مقیاس سیاره‌ای مناسب است. سری زمانی داده‌های NCEP/NCAR بعد از سال 1948 به صورت چهار مرتبه در روز در ساعت‌های 00، 6، 12 و 18 گریونویچ بوده و به شکل روزانه و ماهانه در دسترس است. در مطالعه حاضر، 63 سال (1950 تا 2012 میلادی) از مجموعه داده‌های فوق بر روی شبکه منظم با گسترش کامل مداری از 20 تا 90 درجه شمالی برای بررسی آثار دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه در جنوب‌غرب آسیا استفاده شده است. علت انتخاب این شبکه، گستردگی زیاد مداری این دورپیوند و بررسی جامع‌تر و دقیق‌تر اثرات آن است.

با تفکیک فازهای EA-WR بر مبنای ماه‌های بحرانی سعی بر آن است که نتایج قطعی‌تری از مقایسه دو فاز حاصل شود. برای این منظور از تعریفی که نصراصفهان‌ی و همکاران (1387) برای ماه بحرانی در مورد دورپیوند NAO به کار برده‌اند، استفاده شده است. از این رو اگر شاخص ماهانه EA-WR در یک ماه از مجموع میانگین بلندمدت زمستانی شاخص ماهانه و انحراف معیار آن بیشتر باشد، ماه بحرانی مثبت و اگر از میانگین بلندمدت زمستانی منهای انحراف معیار آن کمتر باشد، به مثابه ماه بحرانی منفی در نظر گرفته می‌شود. میانگین بلندمدت زمستانی شاخص ماهانه EA-WR از «مرکز پیش‌بینی اقلیم» (موسوم به CPC از زیرمجموعه‌های NCEP) استخراج و انحراف معیار آن برای دوره مورد مطالعه محاسبه شد که مقدار آنها به ترتیب تقریباً 0/12- و 0/97 به دست آمد. بدین ترتیب از 189 ماه در طی دوره 63 ساله، 26 ماه بحرانی مثبت و 29 ماه بحرانی منفی تعیین شد که مشخصات آنها در جدول 1 ارائه شده است. لازم به ذکر است از سال 1974 که داده‌های تابش طول موج بلند خروجی جو در دسترس قرار گرفته‌اند تا سال 2012 (پایان دوره مطالعه

مقدار از مقدار ماهانه کمیت مربوطه کسر می‌شود:

$$A' = A - \bar{A}, \quad (1)$$

که کمیت مورد نظر،  $A$  و میانگین بلندمدت زمستانی آن  $\bar{A}$  است. پس از تعیین بی‌هنجاری ماهانه کلیه کمیت‌های مورد بررسی، میانگین آنها در طی ماه‌های بحرانی مثبت و منفی به دست آمد که نتایج آن در ادامه ارائه می‌شود.

### 3 بحث

در ادامه، نقشه‌های چندین کمیت مهم هواشناختی در طی دو فاز مثبت و منفی الگوی EA-WR به صورت میانگین بلندمدت و میانگین بی‌هنجاری بررسی می‌شود. این کمیت‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال، فشار سطح دریا، تندی باد افقی در سطح 300 هکتوپاسکال، ضخامت بین ترازهای 500 و 1000 هکتوپاسکال و خطوط جریان تراز 700 هکتوپاسکال است. علت انتخاب این کمیت‌ها ارائه فشرده وضعیت دینامیکی حاکم در سه قسمت زیرین، میانی و زبرین و رددسپهر است. به علاوه، برای تکمیل اطلاعات دینامیکی پایه فوق، میدان تابش موج بلند خروجی و آهنگ رشد کثرفشار نیز تحلیل می‌شود.

#### 3-1 ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال

شکل 1 میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال را نسبت به میانگین بلندمدت (63 سال) فصل زمستان برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی نشان می‌دهد. در شکل 1-الف الگویی از مراکز بی‌هنجاری به شکل قطار موج در راستای مدارهای مربوط به ماه‌های بحرانی مثبت دیده می‌شود. ناحیه اطلس شمالی دارای بی‌هنجاری ارتفاع منفی است که مرکز آن با مقدار 60 ژئوپتانسیل متر در جنوب غرب گرینلند قرار دارد و میدان بی‌هنجاری آن تا مرکز اطلس شمالی گسترش یافته است. در سراسر اروپا

و شرق اطلس شمالی بی‌هنجاری ارتفاع مثبت با مرکز بیشینه حدود 100 ژئوپتانسیل متر واقع بر بریتانیا نمایان است. بی‌هنجاری ارتفاع منفی دیگری در غرب روسیه وجود دارد که مرکز آن با کمینه 100- ژئوپتانسیل متر در عرض‌های بالاتر از شمال دریای خزر واقع شده است. این بی‌هنجاری در ناحیه خاورمیانه و شرق مدیترانه بین 10- تا 40- ژئوپتانسیل متر است و در جنوب دریای عمان بی‌هنجاری 10 ژئوپتانسیل متر دیده می‌شود. بی‌هنجاری ارتفاع مثبت دیگری با مرکز 40 ژئوپتانسیل متر در شمال شرق چین قرار دارد. به علاوه، دو مرکز یکی با مقدار 30 ژئوپتانسیل متر و دیگری با مقدار بین 10- تا 20- ژئوپتانسیل متر، جدا از چهار مرکز اصلی EA-WR به ترتیب در جنوب شرق ایالات متحده و نواحی غرب آمریکای شمالی به چشم می‌خورد.

شکل 1-ب مربوط به ماه‌های بحرانی منفی است که میانگین بی‌هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال را نسبت به میانگین بلندمدت آن نشان می‌دهد. همانند ماه‌های بحرانی مثبت، الگوی قطار موج دیده می‌شود. نکته قابل توجه، در مورد ناحیه اطلس شمالی است که مرکز واقع بر جنوب غرب گرینلند به عرض‌های پایین‌تر در نزدیکی مرکز اطلس شمالی جابه‌جا شده و مقدار بی‌هنجاری ارتفاع آن به 40- ژئوپتانسیل متر رسیده است. برعکس ماه‌های مثبت، در سراسر اروپا و شرق اطلس بی‌هنجاری ارتفاع منفی وجود دارد و مرکز کمینه این ناحیه با مقدار 70- ژئوپتانسیل متر بدون تغییر موقعیت در بریتانیا واقع است. در غرب روسیه، بی‌هنجاری ارتفاع مثبت دیده می‌شود که مرکز آن با بیشینه 70 ژئوپتانسیل متر هم‌چنان در عرض‌های بالاتر از شمال دریای خزر قرار دارد. بی‌هنجاری ارتفاع در نواحی خاورمیانه و شرق مدیترانه بین 10 تا 30 ژئوپتانسیل متر بوده و در شمال شرق چین بی‌هنجاری ارتفاع حدود 30- ژئوپتانسیل متر است. همانند شکل 1-الف، مراکز از

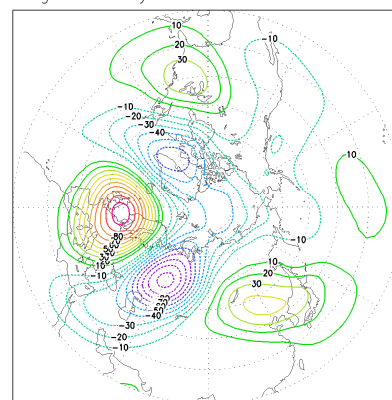
در شکل 2 میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال در دو فاز مثبت و منفی EA-WR به منظور مشخص نمودن الگوهای موجی شکل گرفته ناشی از این دورپیوند ارائه شده است. وضعیت میانگین اقلیم شناختی متناظر را می توان برای نمونه در والاس (1983) یافت. در ماه های بحرانی مثبت (شکل 2-الف)، الگوی موجی با عدد موج سه، به ویژه در عرض های میانی، به سهولت قابل تشخیص است. یک پشته با طول موج بلند در شرق اطلس شمالی دیده می شود و پشته ای دیگر در شمال آسیای مرکزی وجود دارد. از سیمای مهم در فاز مثبت می توان به پشته واقع در شمال غرب آمریکای شمالی، دو ناوه مستقر در شمال شرق کانادا و شرق چین (پیکسوتو، 2007)، ناوه ای ضعیف در غرب آمریکای شمالی، و ناوه غرب روسیه و خاورمیانه اشاره کرد.

شکل 2-ب مربوط به میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال در ماه های بحرانی منفی است. با توجه به شکل، در غرب و شمال غرب آمریکای شمالی، الگوی موجی پشته نمایان است و نسبت به میانگین اقلیم شناختی (شکل نشان داده نشده)، ناوه واقع بر شمال شرق کانادا اندکی تضعیف و ناوه شرق چین به دلیل بی هنجاری منفی ارتفاع در شمال شرق چین، کمی به این ناحیه کشیده شده است. در سراسر اروپا و غرب مدیترانه یک ناوه و در دو طرف آن دو پشته، یکی در غرب روسیه و دیگری در مرکز اطلس شمالی دیده می شود. حضور این ناوه شرایط را برای وقوع ناپایداری در سراسر اروپا فراهم می کند. در شمال آفریقا و منطقه خاورمیانه، به ویژه ایران، جریانات تقریباً مداری هستند.

با بررسی مقایسه ای دو فاز EA-WR می توان نتیجه گرفت که بی هنجاری مثبت ارتفاع (منفی) در غرب روسیه یک الگوی پشته (ناوه) به وجود می آورد. در فاز مثبت، در شرق اطلس شمالی پشته و در فاز منفی، در سراسر اروپا ناوه وجود دارد. آنچه که در خاورمیانه از اهمیت ویژه ای

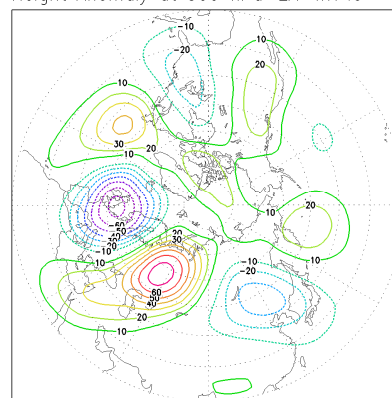
بی هنجاری در مناطق دیگر شامل سه مرکز واقع بر جنوب شرق ایالات متحده، غرب آمریکای شمالی و غرب جزیره آلویشن به ترتیب با مقادیر 20-، 20+ و 20+ ژئوپتانسیل متر و مرکزی در جنوب چین با مقدار 10+ ژئوپتانسیل متر مشاهده می شود. در مجموع، مقایسه مقادیر بی هنجاری در دو فاز مثبت و منفی حاکی از آن است که شدت بی هنجاری در فاز مثبت بیشتر از فاز منفی است. دو مرکز بی هنجاری بریتانیا و عرض های بالاتر از شمال دریای خزر قوی ترین مراکز دورپیوند EA-WR هستند و در جنوب غرب آسیا، مقادیر چشمگیر بی هنجاری در هر دو فاز وجود دارد.

Height Anomaly at 500 hPa EA-WR&gt;0



(الف)

Height Anomaly at 500 hPa EA-WR&lt;0



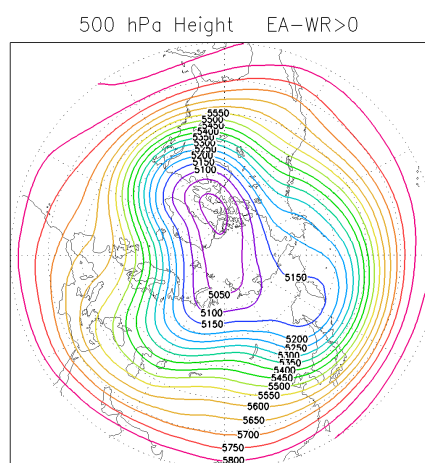
(ب)

**شکل 1.** میانگین بی هنجاری ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال (با فاصله پربندی 10 ژئوپتانسیل متر) برای ماه های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب). مقادیر منفی با خط چین نشان داده شده و خط صفر حذف شده است.

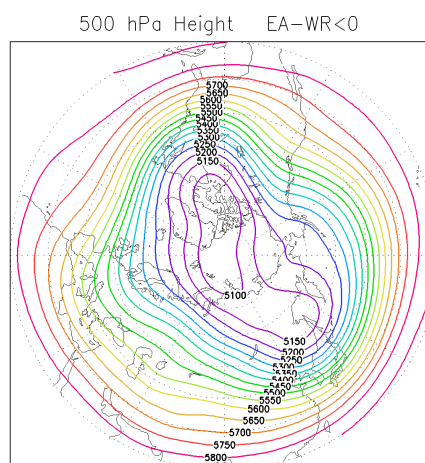
دارد. در اروپا و شرق اطلس، بی‌هنجاری فشار مثبت با مرکزی واقع در بریتانیا با مقدار 7 هکتوپاسکال دیده می‌شود. همبسته با ناوه کشیده شده از غرب روسیه تا شمال شرق آفریقا در ورددسپهر میانی، این بی‌هنجاری تا شمال آفریقا و غرب خاورمیانه با مقداری بین 1 تا 3 هکتوپاسکال کشیده شده است. در غرب روسیه، بی‌هنجاری فشار منفی با کمینه‌ای حدود 6- هکتوپاسکال تا مرکز روسیه، محل استقرار پرفشار سبیری، گسترش دارد. در شمال شرق چین، بی‌هنجاری فشار مثبت ضعیفی وجود دارد. نکته مهم در اینجا، کاهش فشار در نواحی قطبی به میزان 4 هکتوپاسکال، به‌طور مشترک بین شمال اطلس شمالی و غرب روسیه است. در محل معمول استقرار پرفشار جنب‌حاره‌ای آزرز نیز هیچ‌گونه تغییر فشاری که نشان از برهمکنش میان آشفتگی‌های EA-WR و این پرفشار مهم داشته باشد، دیده نمی‌شود. هم‌چنین اثر مهمی از آشفتگی EA-WR بر میدان فشار سطح دریا بر روی ایران وجود ندارد.

در شکل 3-ب میانگین بی‌هنجاری فشار سطح دریا در ماه‌های بحرانی منفی EA-WR آورده شده است. در این شکل در نواحی اطلس شمالی و غرب روسیه مراکز بی‌هنجاری فشار مثبت به‌ترتیب با مقادیر 3 و 4 هکتوپاسکال و در اروپا و شرق اطلس مراکز بی‌هنجاری فشار منفی با مقدار 5- هکتوپاسکال در بریتانیا دیده می‌شود. در ناحیه شمال چین هیچ‌گونه بی‌هنجاری فشار به‌چشم نمی‌خورد. نکته قابل توجه، وجود بی‌هنجاری مثبت حدود 3 هکتوپاسکال در غرب مکان معمول کم‌فشار آلوشن است که سازگار با بی‌هنجاری ارتفاع موجود در این منطقه است. در بیشتر مناطق خاورمیانه، تقریباً تغییراتی در فشار سطح دریا نسبت به میانگین بلندمدت آن وجود ندارد. بدین ترتیب براساس نتایج این قسمت می‌توان گفت که در ناحیه جنوب‌غرب آسیا بی‌هنجاری فشار سطح دریا در هر دو فاز الگوی شرق

برخوردار است، کشیده شدن ناوه از غرب روسیه تا شمال شرق آفریقا در فاز مثبت و مداری بودن جریان در فاز منفی است.



(الف)



(ب)

شکل 2. میانگین ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال (با فاصله پربندی 50 ژئوپتانسیل متر) برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب).

### 2-3 فشار سطح دریا

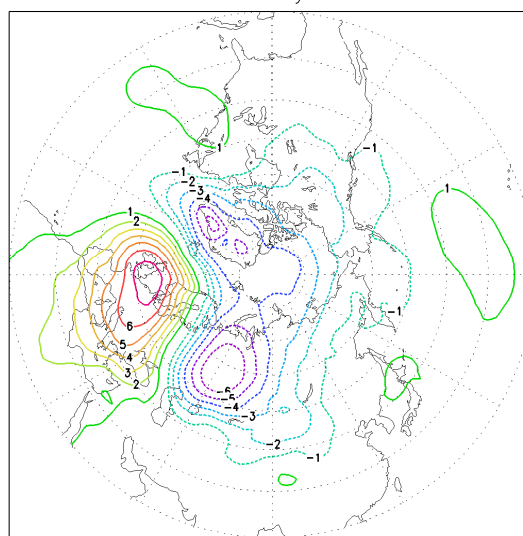
شکل 3 میانگین بی‌هنجاری فشار سطح دریا را در هر دو فاز EA-WR نشان می‌دهد. با توجه به شکل 3-الف که مربوط به ماه‌های بحرانی مثبت است، بی‌هنجاری فشار منفی در اطلس شمالی با مقدار 6- هکتوپاسکال در جنوب گرینلند و در نزدیکی کم‌فشار ایسلند با الگوی بی‌هنجاری ارتفاع تراز 500 هکتوپاسکال در همین ناحیه مطابقت

### 3-3 میدان باد

میانگین بی‌هنجاری میدان باد افقی و خطوط جریان در تراز 700 هکتوپاسکال برای هر دو فاز EA-WR در شکل 4 مشاهده می‌شود. بررسی میدان باد افقی و خطوط جریان به دلیل اهمیت فرارفت دما و فرارفت رطوبت در وردسپهر زیرین لازم می‌آید. هرچند برای این کار، بررسی وضعیت در تراز 850 هکتوپاسکال مرسوم است، به علت وجود رشته کوه‌های مرتفع در منطقه خاورمیانه، در اینجا از تراز 700 هکتوپاسکال استفاده شده است. شکل 4-الف میانگین بی‌هنجاری میدان برداری باد را در ماه‌های بحرانی مثبت دورپیوند نشان می‌دهد. با توجه به شکل، در غرب روسیه الگوی چرخندی و در سراسر اروپا، شرق اطلس شمالی و مدیترانه الگوی واچرخندی حاکم است. الگوی چرخندی واقع در شمال اقیانوس اطلس شمالی ضعیف‌تر از الگوی چرخندی غرب روسیه و الگوی واچرخندی واقع در شمال شرق چین ضعیف‌تر از الگوی واچرخندی شرق اطلس است. در ناحیه مرز بین اروپا و آسیا، بی‌هنجاری قوی باد جنوب‌سو دیده می‌شود و همسویی خطوط جریان (شکل 4-ج) در شمال این نواحی و مسیر آن را می‌توان نشانه‌ای از فرارفت هوای سرد از عرض‌های بالا به عرض‌های پایین‌تر تا نواحی شمال و شمال‌غرب ایران دانست. همین جریان هوا مسئول انتقال رطوبت به مناطق شرق دریای مدیترانه است. در ناحیه خاورمیانه، الگوی بی‌هنجاری میدان برداری باد، همسو با الگوی چرخندی غرب روسیه بوده و بی‌هنجاری میدان باد از دریای سرخ تا شمال شرق ایران از نظر مقدار حدود 2 تا 5 متر بر ثانیه و از نظر جهت جنوب‌غربی است. از بررسی وضعیت خطوط جریان می‌توان چنین استنباط کرد که انتقال گرما و رطوبت در ناحیه خاورمیانه، به‌ویژه ایران، از جریان جنوب‌غربی همبسته با آشفتگی EA-WR تأثیر می‌پذیرد. الگوی واچرخندی ضعیفی نیز در جنوب شرق ایالات متحده دیده می‌شود.

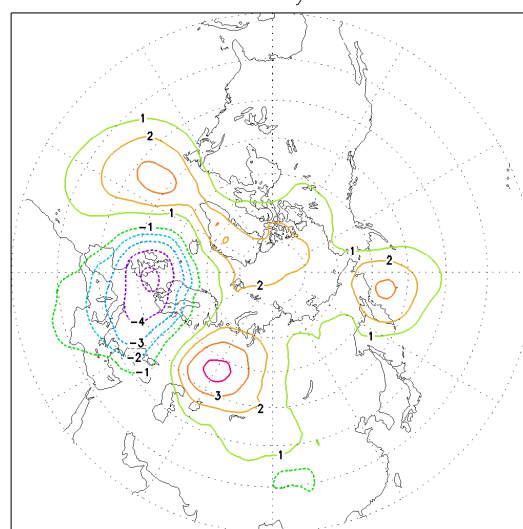
اطلس-غرب روسیه کوچک است. به‌علاوه بین مراکز اصلی بی‌هنجاری فشار و بی‌هنجاری ارتفاع، به‌جز شمال چین، در هر دو فاز سازگاری وجود دارد. این سازگاری، به‌ویژه در مورد موقعیت مکانی مراکز بریتانیا و عرض‌های بالاتر از شمال دریای خزر بارزتر است.

Sea Level Anomaly EA-WR>0



(الف)

Sea Level Anomaly EA-WR<0



(ب)

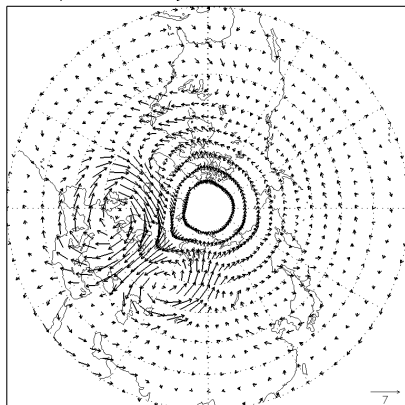
شکل 3. میانگین بی‌هنجاری فشار سطح دریا (با فاصله پربندی 1 هکتوپاسکال) برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب). مقادیر منفی با خط چین نشان داده شده و خط صفر حذف شده است.



است. بی‌هنجاری دیگری در میدان بردار باد در جنوب شرق ایالات متحده، شمال غرب آمریکای شمالی و غرب جزیره آلویشن وجود دارد. آنچه که رخداد آن در دو فاز EA-WR دارای اهمیت بیشتر می‌باشد، وجود جریاناتی است که در فاز مثبت و در جنوب غرب آسیا منجر به انتقال هوای سرد قطبی به مناطق همجوار شمال و شمال غرب ایران شده و با امکان انتقال رطوبت از شرق مدیترانه و دریای سرخ به ایران، می‌تواند شرایط را برای بارش آماده کند.

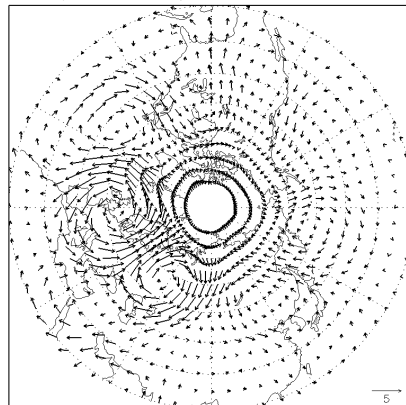
میانگین بی‌هنجاری میدان باد و خطوط جریان برای فاز منفی EA-WR به ترتیب در شکل‌های 4-ب و 4-د نشان داده شده است. در مرکز اطلس شمالی الگوی واچرخندی، در سراسر اروپا و شرق اطلس شمالی الگوی چرخندی، در غرب روسیه الگوی واچرخندی و در شمال شرق چین الگوی چرخندی ضعیف دیده می‌شود. هم‌چنین در مرز بین اروپا و آسیا بی‌هنجاری میدان برداری باد شمالی است. برخلاف فاز مثبت، در منطقه خاورمیانه الگوی بی‌هنجاری میدان برداری باد و خطوط جریان، واچرخندی بوده و مسیر آن در ایران عکس فاز مثبت

Wind Speed Anomaly at 700 hPa EA-WR&gt;0



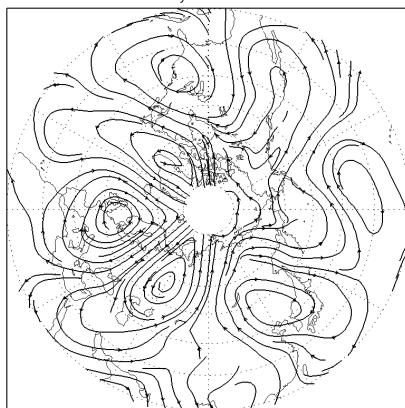
(ب)

Wind Speed Anomaly at 700 hPa EA-WR&lt;0



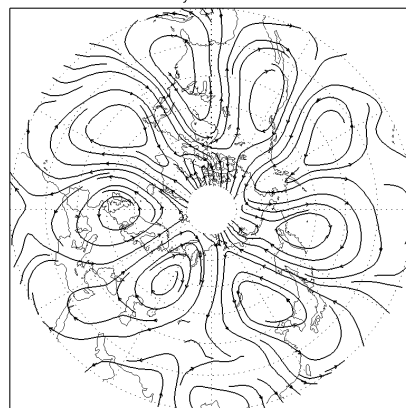
(الف)

Stream Line Anomaly at 700 hPa EA-WR&gt;0



(د)

Stream Line Anomaly at 700 hPa EA-WR&lt;0

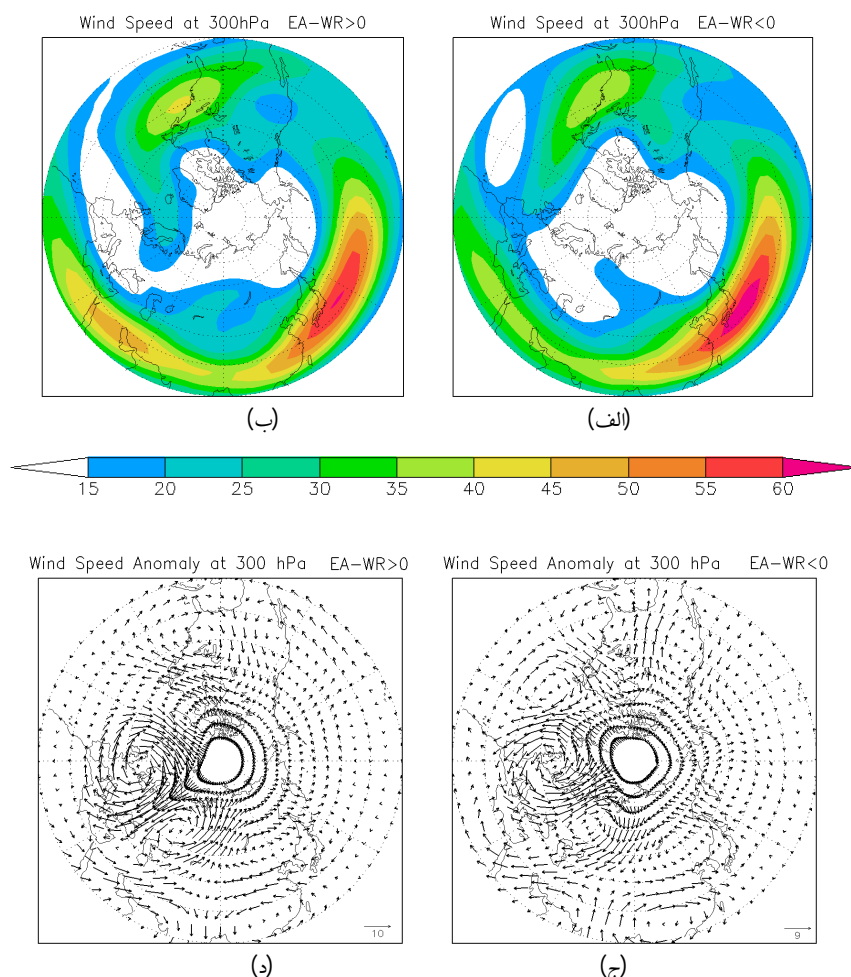


(ج)

**شکل 4.** میدان بی‌هنجاری بردار باد افقی (بر حسب متر بر ثانیه) و خطوط جریان در تراز 700 هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف و ج) و منفی (ب و د). مقیاس بردار باد در پایین شکل‌های الف و ب نشان داده شده است.

اطلس از طریق اسکاندیناوی به داخل اروپا کشیده می‌شود و در این قسمت دارای تندى 15 تا 20 متر بر ثانیه است. در فاز منفی، خروجی جریان جتی اطلس به منتهی‌الیه غرب اروپا و در منطقه‌ای جنوبی‌تر نسبت به فاز مثبت محدود می‌شود. جریان جتی جنب‌حاره‌ای در جنوب غرب آسیا، در فاز مثبت حدود 10 متر بر ثانیه قوی‌تر از فاز منفی و پهنای آن نیز بیشتر است. هم‌چنین اختلاف تندى باد بین دو فاز برای جریان جتی قطبی در حدود 5 متر بر ثانیه است. قوی‌تر بودن جریان جتی جنب‌حاره‌ای در مکان معمول خود در جنوب غرب آسیا در فاز مثبت می‌تواند موجب ناپایداری کزفشار (هولتون، 2004) بیشتر و در

شکل 5 مربوط به میانگین تندى باد و میانگین بی‌هنجاری بردار باد در تراز 300 هکتوپاسکال برای فازهای مثبت و منفی EA-WR است. الگوهای میانگین بی‌هنجاری بردار باد در تراز 300 هکتوپاسکال (شکل‌های 5-ج و 5-د)، به‌جز تندى، مشابه بی‌هنجاری بردار باد تراز 700 هکتوپاسکال است. در شکل‌های 5-الف و 5-ب موقعیت جریان جتی قطبی در غرب اقیانوس اطلس، جریان جتی جنب‌حاره‌ای در جنوب غرب آسیا و جریان جتی اقیانوس آرام کاملاً مشهود است. سازگار با بی‌هنجاری میدان باد (شکل‌های 5-ج و 5-د)، در فاز مثبت دورپیوند، خروجی جریان جتی قطبی واقع بر روی



شکل 5. میانگین تندى باد و بی‌هنجاری بردار باد در تراز 300 هکتوپاسکال (بر حسب متر بر ثانیه) در ماه‌های بحرانی مثبت (الف و ج) و منفی (ب و د). مقیاس بردار باد در پایین شکل‌های ج و د نشان داده شده است.

به دست آوردن مقادیر پارامتر ایدی در دو فاز مثبت و منفی EA-WR، می‌توان مناطقی که در آنها آهنگ رشد کژفشار بین دو فاز تغییر می‌کند را تعیین کرد.

شکل 6-الف مربوط به میانگین بی‌هنجاری آهنگ رشد کژفشار برای ماه‌های بحرانی مثبت است. با توجه به شکل، بیشترین اثر فاز مثبت دورپیوند بر ناپایداری کژفشار در جنوب گرینلند، شمال اسکاندیناوی، مرکز عربستان و غرب قزاقستان وجود دارد. افزایش آهنگ رشد کژفشار در جنوب گرینلند و شمال اسکاندیناوی بیشتر در ارتباط با نزدیک شدن خروجی جریان جتی قطبی به این مناطق است. هم‌چنین می‌توان افزایش این پارامتر در مکان جریان جتی جنوب غرب آسیا را به بی‌هنجاری قوی جریان باد و تشدید جریان جتی جنب‌حاره‌ای و افزایش آن در غرب قزاقستان را به اثر بی‌هنجاری قوی جریان باد نسبت داد. در غرب اروپا و شمال چین، اندکی کاهش در آهنگ رشد کژفشار مشاهده می‌شود. بر روی منطقه مدیترانه اثر محسوسی از فاز مثبت دورپیوند بر تغییر آهنگ ناپایداری کژفشار دیده نمی‌شود. بدین ترتیب نمی‌توان اثری از تغییر شدت مسیر توفان مدیترانه بر روی منطقه خاورمیانه و ایران انتظار داشت. در شکل 6-ب برای ماه‌های بحرانی منفی، تغییرات کمی در آهنگ رشد کژفشار وجود دارد و از موارد بارز آن تنها می‌توان به اندکی افزایش در جنوب غرب اروپا، بر روی بخش غربی منطقه مدیترانه، و اندکی کاهش در جنوب غرب آسیا اشاره کرد. هرچند کوچک، ولی کاهش اخیر با سایر نتایج از جمله ضعیف‌تر بودن جت جنب‌حاره در جنوب غرب آسیا در فاز منفی همخوانی دارد.

از مقایسه وضعیت بی‌هنجاری آهنگ رشد در دو فاز مختلف EA-WR می‌توان نتیجه گرفت که شرایط برای وقوع ناپایداری کژفشار در فاز مثبت این دورپیوند، به‌ویژه در جنوب غرب آسیا و غرب قزاقستان، بیشتر فراهم است. دلیل دینامیکی این موضوع به افزایش سرعت باد در

نتیجه چرخندزایی بیشتر در منطقه خاورمیانه شود. این امر با مشاهدات نیسن و همکاران (2010) در باره عبور چرخندهای بیشتر در فاز مثبت از منطقه لوانت در خاورمیانه مطابقت دارد. به‌علاوه، در فاز منفی دورپیوند، تندی جریان جتی اقیانوس آرام در جنوب شرق آسیا نسبت به فاز مثبت اندکی تضعیف نشان می‌دهد. از دیگر نکات قابل ذکر، جریاناتی با تندی 20 متر بر ثانیه در غرب قزاقستان است که با بی‌هنجاری‌های بردار باد از دریای سرخ تا شمال روسیه (شکل 5-ج) مطابقت دارد. نتیجه مهمی که در جنوب غرب آسیا می‌توان استنباط کرد، آن است که بی‌هنجاری‌های ناشی از تغییر رفتار دورپیوند شرق اطلس - غرب روسیه می‌تواند در تقویت (تضعیف) جریان جتی جنب‌حاره‌ای در فاز مثبت (منفی) سهم باشد.

### 3-4 آهنگ رشد کژفشار

برای تعیین تغییرات آهنگ رشد کژفشار ناشی از الگوی EA-WR و در نتیجه برآوردی از اثر این دورپیوند بر توزیع ناپایداری کژفشار، از پارامتر ایدی استفاده می‌شود. هاسکینز و والدز (1990) با محاسبه این پارامتر در زمستان نیمکره شمالی که معرف آهنگ رشد کژفشار است، نشان دادند که بیشینه این پارامتر در ورودی مسیره‌های توفان اقیانوس اطلس و اقیانوس آرام قرار دارد. پارامتر ایدی به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\sigma = 0.31 \frac{f}{N} \left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right|, \quad (2)$$

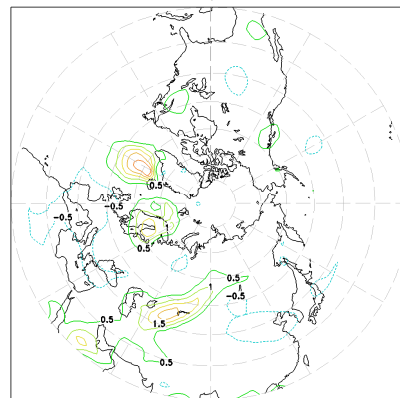
که  $f$  پارامتر کوریولیس یا بسامد لختی،  $N$  بسامد شناوری و  $\left| \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right|$  بزرگی چینش قائم باد است. لازم به ذکر است که پارامترهای  $f$  و  $N$  با روابط شناخته شده آنها در نقاط شبکه‌ای محاسبه می‌شوند. آهنگ رشد کژفشار ( $\sigma$ ) در تراز 800 هکتوپاسکال محاسبه شده و تغییرات سرعت باد در راستای قائم در رابطه فوق بین دو تراز 900 و 700 هکتوپاسکال در نظر گرفته شده است. بنابراین با

بی‌هنجاری تابش طول موج بلند خروجی برای دو فاز EA-WR نشان داده شده است. با توجه به شکل 7-الف مشاهده می‌شود که بی‌هنجاری این کمیت در فاز مثبت دورپیوند در منطقه خاورمیانه، به‌جز ترکیه، منفی است؛ یعنی تابش طول موج بلند گسیل شده به جو نسبت به میانگین بلندمدت زمستان بین 2 تا 6 وات بر مترمربع کمتر است که از روی آن می‌توان میزان ابرناکی و بارش بیشتر از میانگین را استنباط کرد. این وضعیت در ایران بارزتر است و حکایت از عبور بیشتر سامانه‌های بارشی دارد. در سراسر اروپا شرایط خشک‌تر از میانگین کاملاً آشکار است. در نواحی اطلس شمالی، غرب روسیه، دریای خزر و شرق آن و کرانه جنوبی دریای مدیترانه شرایط مرطوب‌تر و بارش بیشتر از میانگین و در شمال و شمال‌شرق چین، غرب دریای مدیترانه شرایط خشک‌تر از میانگین وجود دارد. هم‌چنین در مناطق شرقی دریای مدیترانه، بی‌هنجاری منفی این کمیت مشاهده می‌شود که با نتایج کریچاک و آلبرت (2005) مبنی بر وجود بارش در شرق دریای مدیترانه در فاز مثبت EA-WR مطابقت دارد.

در فاز منفی EA-WR (شکل 7-ب)، بی‌هنجاری تابش طول موج بلند خروجی در ناحیه خاورمیانه، قسمت‌هایی از غرب روسیه و مرکز اطلس شمالی هوای خشک‌تر از میانگین را نشان می‌دهد؛ این در حالی است که در اروپا، غرب مدیترانه و شمال چین شرایط مرطوب‌تر از میانگین به همراه بارش بیشتر دیده می‌شود. براساس نتایج فوق می‌توان گفت که کاهش تابش طول موج بلند خروجی در خاورمیانه، به‌ویژه ایران، نشان از شرایط ابرناکی بیشتر در این نواحی است که دلیل آن تراژد رطوبت همراه با تشکیل سامانه‌های همدیدی بارشی می‌باشد. این موضوع در تحلیل بی‌هنجاری میدان باد و خطوط جریان (شکل‌های 4-الف و 4-ج) مشاهده شد. لازم به ذکر است که برای بررسی مقدار بارش در مناطق

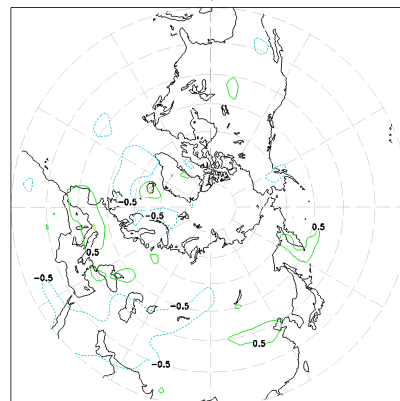
نواحی فوق و نیز سایر عوامل موثر بر ناپایداری کژفشار مربوط است. این عوامل دینامیکی می‌تواند در ادامه پژوهش حاضر به‌شکل دقیق‌تر و جزئی‌تر بررسی شود.

Baroclinic Growth Rate Anomaly at 800 hPa EA-WR&gt;0



(الف)

Baroclinic Growth Rate Anomaly at 800 hPa EA-WR&lt;0

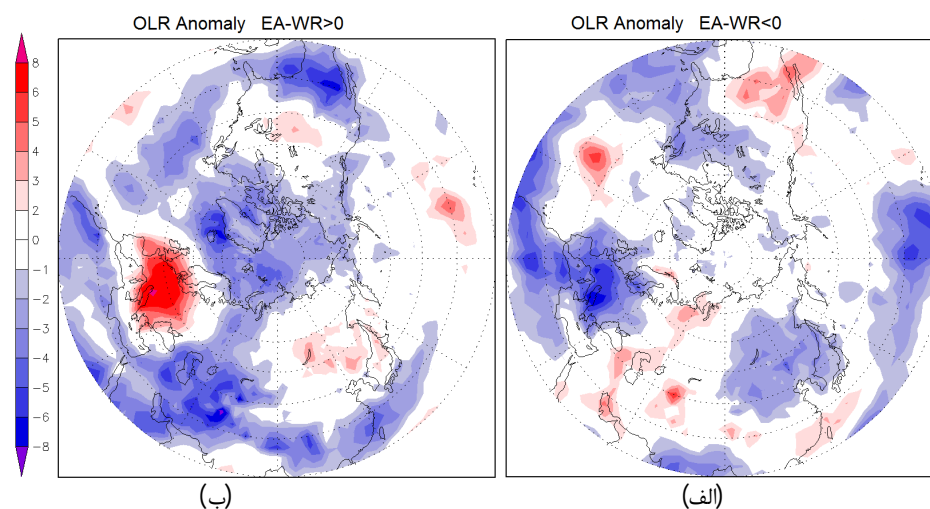


(ب)

شکل 6. میانگین بی‌هنجاری آهنگ رشد کژفشار (برحسب 0/1 بر روز) برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب). فاصله بین خطوط 0/5 بر روز است و خط صفر رسم نشده است.

### 3-5 میدان تابش طول موج بلند خروجی

به‌طور معمول، توزیع میانگین تابش طول موج بلند خروجی همبستگی منفی با مقدار بارش در سراسر جهان دارد و به‌مثابه سنجه‌ای از میزان ابرناکی استفاده می‌شود (شیه و آرکین، 1998). در واقع این کمیت ابزار خوبی برای بررسی غیرمستقیم توزیع مکانی بارش و نیز ردیابی مسیر عبور سامانه‌های بارشی است. در شکل 7 میانگین



شکل 7. میانگین بی‌هنجاری تابش طول موج بلند خروجی (برحسب وات بر مترمربع) برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب).

با علامت منفی در غرب روسیه و خاورمیانه مشاهده می‌شود که به معنای وجود دماهای پایین‌تر از میانگین در این مناطق است. از عوامل مهم این هوای سرد در جنوب غرب آسیا، به‌ویژه در شمال غرب ایران، همان‌طور که در بخش 2-3 برای خطوط جریان شرح داده شد، فرارفت هوای سردی است که از همسویی جریان‌ات در مرز بین الگوی چرخندی شمال دریای خزر و واچرخندی بریتانیا ایجاد می‌شود. در شمال چین، بی‌هنجاری ضخامت مثبت است و هم‌چنین تغییرات اندکی در دریای عمان با علامت مثبت و جنوب چین با علامت منفی به چشم می‌خورد.

الگوی بی‌هنجاری ضخامت در ماه‌های بحرانی منفی (شکل 8-ب) برخلاف ماه‌های بحرانی مثبت است. با توجه به شکل، الگوی بی‌هنجاری‌ها در غرب آمریکای شمالی، شمال شرق کانادا و مناطق اقیانوسی جنوب گرینلند افزایش ضخامت را نشان می‌دهد. در شرق ایالات متحده، شرق اطلس شمالی و اروپا، به‌جز شرق آن، کاهش دما نسبت به میانگین بلندمدت دیده می‌شود. افزایش ضخامت در غرب روسیه و بیشتر نواحی خاورمیانه حاکی از افزایش دما در این مناطق است و در شمال چین عکس این وضعیت وجود دارد. همانند فاز مثبت، تغییرات ضخامت ناچیزی در دریای عمان و جنوب چین و

متأثر از نوسانات این دورپیوند، بهتر است خود کمیت بارش به‌عنوان یک کمیت مجزا مورد استفاده قرار گیرد؛ اما به دلیل عدم دسترسی به داده‌های لازم، این موضوع فقط به‌طور غیرمستقیم بررسی شده است.

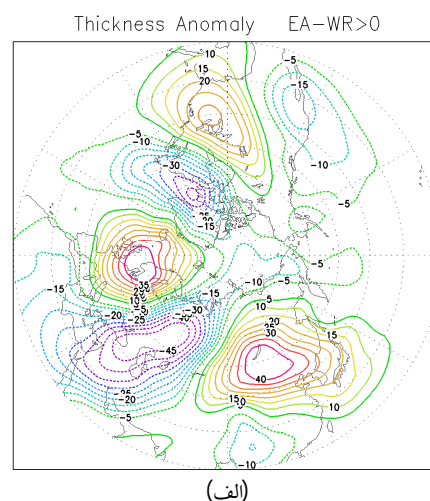
### 3-6 ضخامت

در این بخش، میدان ضخامت بین ترازهای 500 و 1000 هکتوپاسکال به‌مثابه معیاری از میانگین قائم دمای وردسپهر زیرین مورد بررسی قرار می‌گیرد. بر مبنای ترازمندی آب‌ایستایی (هیدرواستاتیک) و استفاده از معادله حالت به راحتی می‌توان نشان داد که ضخامت میان دو سطح فشاری متناسب با میانگین قائم دما میان آن دو سطح است (هولتون، 2004). شکل 8 میانگین بی‌هنجاری ضخامت را بین ترازهای 500 و 1000 هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت و منفی EA-WR نشان می‌دهد. در ماه‌های بحرانی مثبت (شکل 8-الف)، الگوی بی‌هنجاری ضخامت نشان‌دهنده اندکی کاهش دما در غرب آمریکای شمالی و افزایش در شرق آن بوده و در شمال اطلس شمالی و کمتر از میانگین است. در شرق اطلس شمالی و اروپا، به‌جز شرق آن، بی‌هنجاری مثبت ضخامت همراه با هوای گرم‌تر از میانگین حاکم است. بیشترین تغییرات ضخامت

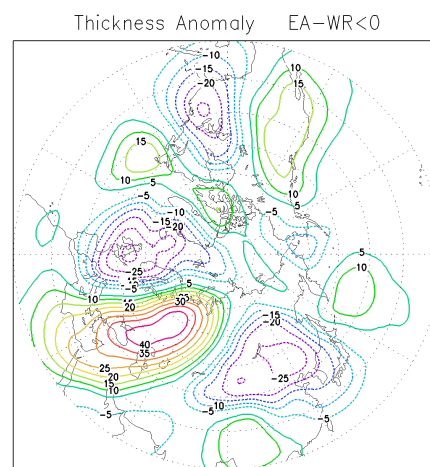
کمیت‌های مهم هواشناختی وردسپهر در فازهای مثبت و منفی این دورپیوند بوده و از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR در فصل زمستان شامل ماه‌های دسامبر، ژانویه و فوریه از سال 1950 تا 2012 میلادی در شبکه‌ای منظم از 20 تا 90 درجه شمالی استفاده شده است. به‌طور کلی، بررسی و مقایسه نقشه‌های میانگین بی‌هنجاری کمیت‌های هواشناختی نشان می‌دهد که تغییرات و نوسان الگوی موجی مداری EA-WR در فازهای مثبت و منفی، نسبت به میانگین بلندمدت، موجب تغییر کمیت‌های هواشناختی، به‌ویژه در عرض‌های میانی و بیشتر در اروپا، آسیا، خاورمیانه و اطلس شمالی می‌شود؛ به‌گونه‌ای که در این مناطق شدت تغییرات ناشی از دورپیوند EA-WR در فاز مثبت بیش از فاز منفی است. به‌علاوه، بیشترین مناطق تحت تأثیر این پدیده، شامل غرب روسیه و شرق اطلس شمالی بوده است. در خاورمیانه، اثر محلی دورپیوند EA-WR بر وردسپهر میانی و زیرین روی میدان‌های باد و ارتفاع ژئوپتانسیلی محسوس است.

در ماه‌های بحرانی مثبت EA-WR، یک ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی تراز 500 هکتوپاسکال در غرب روسیه تا خاورمیانه و یک پشته در شرق اطلس شمالی حضور دارد، حال آن که در ماه‌های بحرانی منفی، در غرب روسیه پشته، در اروپا ناوه و در خاورمیانه جریانات تقریباً مداری مشاهده می‌شود. تندی جریان جتی جنب‌حاره‌ای در جنوب‌غرب آسیا در ماه‌های بحرانی مثبت حدود 10 متر بر ثانیه بیش از ماه‌های بحرانی منفی است و خروجی جریان جتی قطبی تا مرز بین آسیا و اروپا گسترش دارد که همراه با بی‌هنجاری میدان باد در این ناحیه، منجر به فرارفت هوای سرد به نواحی شمال‌غرب ایران می‌شود. به‌علاوه، وجود جریان جتی جنب‌حاره‌ای قوی‌تر در ماه‌های بحرانی مثبت در جنوب‌غرب آسیا، جنوب‌غرب ایران و عربستان همراه با آهنگ رشد کژفشاری و در نتیجه ناپایداری کژفشاری بیشتر است. نقشه‌های خطوط

هم‌چنین افزایش ضخامت اندکی در غرب جزیره آکوشن مشاهده می‌شود. به‌طور کلی از بررسی تغییرات ضخامت متأثر از الگوی قطار موج EA-WR می‌توان نتیجه گرفت که تغییر دمای بارزی در وردسپهر زیرین در خاورمیانه رخ می‌دهد.



(الف)



(ب)

**شکل 8.** میانگین بی‌هنجاری ضخامت بین ترازهای 1000 و 500 هکتوپاسکال برای ماه‌های بحرانی مثبت (الف) و منفی (ب). فاصله بین خطوط 5 ژئوپتانسیل متر و خط صفر حذف شده است.

#### 4 نتیجه‌گیری

در این پژوهش، اثر دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه (EA-WR) بر آب‌وهوای جنوب‌غرب آسیا از دیدگاه همدیدی مطالعه شده است. روش تحقیق بر مبنای مقایسه

- winter: *Int. J. Climatol.*, **28**, 139–158.
- Hasanean, H. M., 2004, Wintertime surface temperature in Egypt in relation to the associated atmospheric circulation: *Int. J. Climatol.*, **24**, 985–999.
- Holton, J. R., 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*: Elsevier Academic Press, 535 pp.
- Hoskins, B. J., and Valdes, P. J., 1990, On the existence of storm-tracks: *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1854–1864.
- Hurrell, J. W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation: *Science*, **269**, 676–679.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Repelowski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R., and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project: *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Krichak, S. O., and Alpert, P., 2005, Decadal trends in the East Atlantic–West Russia pattern and Mediterranean precipitation: *Int. J. Climatol.*, **25**, 183–192.
- Krichak, S. O., Kishcha, P., and Alpert, P., 2002, Decadal trends of main Eurasian oscillations and the Mediterranean precipitation: *Theor. Appl. Climatol.*, **72**, 209–220.
- Nissen K. M., Leckebusch, G. C., Pinto, J. G., Renggli, D., Ulbrich, S., and Ulbrich, U., 2010, Cyclones causing wind storms in the Mediterranean: Characteristics, trends and links to large-scale patterns: *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 1379–1391.
- Panagiotopoulos, F., Shahgedanova, M. and Stephenson, D. B., 2002, A review of Northern Hemisphere winter-time teleconnection patterns: *J. Phys. IV.*, **12**, 27–47.
- Peixoto, P. J., 2007, *Physics of Climate*: Springer, 564 pp.
- Xie, P., and Arkin, P. A., 1998, Global monthly precipitation estimates from satellite observed outgoing longwave radiation: *J. Climate.*, **11**, 137–164.
- Wallace, J. M., 1983, The climatological mean stationary waves: Observational evidence: in *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere*, eds. Hoskins, B. J., and Pearce, R. P., Academic Press, 397 pp.
- www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml
- جریان در وردسپهر زیرین برای ماه‌های بحرانی مثبت نیز نشان‌دهنده شار رطوبت از دریای سرخ و شرق دریای مدیترانه به منطقه خاورمیانه و ایران است که وجود آنها و همراهی با حضور ناوه ارتفاع ژئوپتانسیلی در خاورمیانه، شرایط را برای فعالیت سامانه‌های همدیدی و بارش بیشتر مهیا می‌کند. کاهش تابش طول موج بلند خروجی در این منطقه گواه این مطلب است. نتیجه دیگر آن‌که تغییرات الگوی ضخامت بین ترازهای 500 و 1000 هکتوپاسکال، استقرار هوای سردتر (گرم‌تر) از میانگین بلندمدت را در ماه‌های بحرانی مثبت (منفی) در خاورمیانه نشان می‌دهد. بنابراین از بررسی نقشه‌های بی‌هنجاری تمام کمیت‌های هواشناختی در هر دو فاز EA-WR می‌توان تأثیر چشمگیر این پدیده کم‌سامد بر آب‌وهوا در جنوب‌غرب آسیا، به‌ویژه ایران، را نتیجه گرفت.
- منابع**
- حسین‌پور، ف.، 1388، بررسی بی‌هنجاری آب‌وهوایی زمستان 1386 از دیدگاه بزرگ‌مقیاس: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- مقصودی فلاح، م.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، 1393، ارتباط دورپیوند شرق اطلس-غرب روسیه با آب‌وهوای جنوب‌غرب آسیا: شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، 23–25 اردیبهشت، تهران، 61–57.
- نصراصفهانی، م. ع.، محب‌الحجه، ع. ر. و احمدی گیوی، ف.، 1387، اثر نوسان اطلس شمالی (NAO) بر برخی کمیت‌های هواشناختی وردسپهر در خاورمیانه و جنوب‌غرب آسیا: مجله ژئوفیزیک ایران، **2**، 51–64.
- Barnston, A. G., and Livezey, R. E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns: *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1083–1126.
- Beranov, R., and Huth, R., 2008, Time variations of the effects of circulation variability modes on European temperature and precipitation in