

# شناسایی تنوع آرایش جوی در ورد سپهر میانی و اندر کنش الگوهای همدید موثر بر ایران

دریافت مقاله: ۱۳۸۹/۱۲/۱ پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۶/۲۲

صفحات: ۱۵۶-۱۳۱

امیرحسین حلبیان: استادیار، عضو هیات علمی دانشگاه پیام نور<sup>۱</sup>

Email: halabian\_a@yahoo.com

## چکیده

در این پژوهش، آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT پایگاه داده (NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ تا دهم دی‌ماه (۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی‌ماه ۱۳۸۴) بررسی گردید. ابتدا برای تحلیل آرایش فضایی و نحوه تعامل این الگوها، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲GMT برای تمام روزهای تقویم خورشیدی محاسبه گردید. آنگاه، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» بر روی این مقادیر انجام گرفت. بر پایه این تحلیل آشکار گردید که پنج آرایش گردشی در قالب دوره‌های سرد، گذار و گرم در نیمکره شمالی قابل تشخیص است. آرایش گردشی دوره سرد سال در مجموع، تضعیف حداکثری پرفشار جنب حاره و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای را بر ایران آشکار می‌سازد. آرایش گردشی دوره گرم سال نیز اوج کنش پرفشار جنب حاره و حاکمیت این سامانه را بر ایران نشان می‌دهد.

کلیدواژگان: آرایش گردشی، پرفشار جنب حاره، بادهای غربی، فرود مدیترانه، ارتفاع ژئوپتانسیل،

## مقدمه

اساساً، اقلیم هر قلمرو متأثر از سامانه‌هایی است که در مقیاس کلان نقش آفرینی می‌کنند. ایران با توجه به موقعیت عرض جغرافیایی که در آن واقع شده است؛ عمدتاً به عنوان یک منطقه گذار برای دو سامانه

<sup>۱</sup>. نویسنده مسئول: آدرس: اصفهان، خیابان سپهسالار، نبش چهارراه مسرور، مجتمع مسکونی مهر، طبقه سوم.

جوی کلان مقیاس از عناصر گردش عمومی هوا سپهر محسوب می‌گردد. این سرزمین در طول سال دو بار به تناوب در معرض گسترش پرفشار جنب و حاره جریان‌های غربی قرار می‌گیرد. میزان و زمان جابجایی این دو سامانه، تعیین‌کننده اصلی دوره‌های خشک و مرطوب ایران به حساب می‌آید. در واقع، در دوره گرم سال زبان‌های از پرفشار جنب حاره بر روی ایران استقرار می‌یابد که عملکرد آن سبب حاکمیت هوایی گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود. در دوره سرد سال با پسروی رودباد جنب حاره از منطقه خاورمیانه، بادهای غربی ضمن ورود به این منطقه، سامانه‌های ناپایدار را به ایران وارد می‌کنند و به همراهی جبهه مدیترانه‌ای ایران را عرصه فعالیت اغتشاشات جوی می‌سازند (مسعودیان و کویانی: ص ۲۵).

هاریس و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۶۲: ص ۱۴۹-۱۳۶) تغییرات روزانه باد، فشار و دما در وردسپهر و پوش سپهر را بر روی آژور برای هر ماه از سال در ۳۰ تراز از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال مورد بررسی قرار دادند. به نظر آنها، تغییرات روزانه دما که به دلیل تغییرات ارتفاعی در پوش سپهر رخ داده است؛ در مجموع با نتایجی که به کمک نظریه تابش بدست آمده (وقوع بیشینه دما در حوالی ظهر و یا چند ساعت پس از آن) همخوانی دارد. پریزراکوس<sup>۲</sup> (۱۹۸۴: ص ۲۲۷-۲۱۷) با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم‌ضخامت و نقشه‌های ناهنجاری آنها، گسترش پرفشار آژور را به سمت منطقه بالکان و یونان مورد بررسی قرار داد. به نظر وی، گسترش این پرفشار عمدتاً مرهون وزش تلاویی نسبی منفی (به عنوان یکی از عوامل ایجاد و اچرخند آژور) به طرف بالکان به سبب وجود یک فراز نسبتاً بزرگ بوده است. هارمان<sup>۳</sup> (۱۹۹۱) به صورت دستی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در تلافی‌های ۵ درجه‌ای از روی نقشه‌های روزانه ساعت GMT ۱۲ در دوره ۸۷-۱۹۴۶ استخراج و به صورت میانگین‌های ماهانه ترسیم نمود. حجازی زاده (۱۳۷۲: ص ۲۶۰-۲۵۵) با بررسی نوسان‌های پرفشار جنب حاره و تأثیر آن در تغییر فصل ایران، نتیجه گرفته است که نوسان‌های دو مؤلفه پرفشار جنب حاره و تاوه قطبی منجر به تغییر فصل بر روی ایران و در نهایت آغاز بارندگی در ماه سپتامبر یا اکتبر می‌شود. کورت و دیگران<sup>۴</sup> (۱۹۹۵: ص ۵۰-۱۱۳۵) در پژوهشی با عنوان رژیم‌های چرخش بزرگ اقلیم و ناهنجاری‌های سطحی در مدیترانه نتیجه‌گیری کرده‌اند که تحلیل استاندارد همبستگی ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال می‌تواند روش مناسبی برای ارزیابی ناهنجاری‌ها باشد. گالامبوسی و همکاران<sup>۵</sup> (۱۹۹۶: ص ۴۷-۴۰) در پژوهشی تحت عنوان ارزیابی و تحلیل الگوهای گردش روزانه ارتفاع

<sup>1</sup> .Harris et al

<sup>2</sup> .Prezerakos

<sup>3</sup> .Harman

<sup>4</sup> .Corte et al

<sup>5</sup> .Galambosi et al

ژئوتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر فراز جنوب غربی آمریکا با استفاده از تحلیل مؤلفه اصلی (PCA) و تحلیل خوشه‌ای در هر فصل ۸ تا ۹ تیپ هوا را برای منطقه مورد مطالعه شناسایی نموده‌اند. اوزلکان و همکاران<sup>۱</sup> (۱۹۹۸: ص ۱۴۲-۱۲۷) به طبقه‌بندی چند منظوره فازی از الگوهای بزرگ مقیاس گردش جوی جهت مدل‌سازی بارش پرداخته‌اند. در این پژوهش، داده‌های روزانه ۴۲ ساله ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به مقیاس فازی تبدیل شد و پنج حالت مختلف شکل گرفت. سپس، تیپ‌های الگوهای جوی به طور نسبی در فصول مختلف سال تعیین و برای هر یک، شماره طبقه و آستانه مشخص گردید. در تحلیل حساسیت نیز حالت‌های پنج‌گانه به‌دست آمده از تحلیل فازی به صورت فصلی مورد مقایسه قرار گرفت.

کاتسولیس و همکاران<sup>۲</sup> (۱۹۹۸: ص ۵۹-۵۱) با بررسی الگوهای واچرخندی ماهانه در جنوب اروپا و ناحیه مدیترانه دریافتند که پراکندگی مراکز واچرخندی بر روی بخش‌های غربی ناحیه مطالعاتی در تمام طول سال متأثر از جابجایی فصلی واچرخند آזור است. حبیبی (۱۳۷۷: ص ۶۶-۴۸) ضمن بررسی و شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند؛ اظهار می‌دارد که ایران با قرار گرفتن در بین عرض‌های ۲۵ تا ۴۰ درجه شمالی تحت تأثیر پرفشار جنب حاره است و حرکت محور این سامانه پرفشار به وضعیت و نحوه قرار گرفتن تاوه قطبی در وردسپهر فوقانی و محور رودباد بستگی دارد. خوش‌اخلاق (۱۳۷۷: ص ۱۶۸-۱۶۲) با تعیین فراوانی‌های مربوط به خشکسالی‌های فراگیر ایران نتیجه گرفته است که تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره، بارندگی بخش‌های جنوبی کشور را نسبت به بخش‌های شمالی و غربی به طور محسوسی کاهش می‌دهد. ویبگ<sup>۳</sup> (۱۹۹۹: ص ۶۶-۴۸) با انجام تحلیل مؤلفه اصلی بر روی داده‌های ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال پنج تیپ گردشی را برای اروپا ترسیم نمود.

هوث<sup>۴</sup> (۲۰۰۰، ص ۱۸-۱) یک روش طبقه‌بندی برای الگوهای گردشی ارتفاع ژئوتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با بهره‌گیری از روش (PCA) ارائه نمود. از جمله مزایای این طبقه‌بندی، یکی امکان مقایسه گروه‌های با داده‌های روزانه پایه متفاوت و دیگری انجام تحلیل بر روی حجم زیاد داده‌های روزانه می‌باشد. همچنین به کمک این طبقه‌بندی می‌توان واکنش‌های تغییرات اقلیمی را مورد مطالعه قرار داد. داده‌های این پژوهش از پایگاه NCAR با تفکیک مکانی ۵×۵ درجه گرفته شده است.

<sup>۱</sup>. Ozelkan et al

<sup>۲</sup>. Katsoulis et al

<sup>۳</sup>. Wibig

<sup>۴</sup>. Huth

لیتمن<sup>۱</sup> (۲۰۰۰: ص ۱۷۱-۱۶۱) با بهره‌گیری از روش تحلیل خوشه‌ای، داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را پردازش و طبقه‌بندی کرده است. از نتایج قابل توجه در این پژوهش، شناسایی ۲۰ تیپ هوای مختلف می‌باشد. علیجانی (۱۳۸۰: ص ۵۰-۲۱) تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران را به کمک داده‌های پایگاه NCEP/NCAR و با استفاده از روش تحلیل عاملی با ماتریس همبستگی آرایه S و چرخش عمودی<sup>۲</sup> مورد مطالعه قرار داده است. نتایج این تحقیق نشان داد که داده‌های بازسازی شده NCEP از دقت و صحت بالایی برخوردارند و برای مطالعه پراکندگی فشار ایران مناسب هستند. همچنین علیجانی (۱۳۸۱: ص ۲۹-۷) با مطالعه همدید الگوهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در خاورمیانه با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی، نتیجه گرفته است که در دوره سرد سال، بادهای غربی قوی‌تر بوده و تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند؛ اما در دوره گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به جای آنها پرفشار جنب حاره‌ای آזור گسترش می‌یابد که جابجایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره می‌باشد.

اسپانوس و همکاران<sup>۳</sup> (۲۰۰۳: ص ۱۶۷-۱۷۸) در پژوهشی پیرامون اقلیم‌شناسی همدید کم‌فشارهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرکز و شرق ناحیه مدیترانه در خلال دوره‌های گرم و خشک سال، داده‌های پایگاه NCEP/NCAR را برای دوره ۱۶ آوریل تا ۱۵ اکتبر به مدت ۴۰ سال مورد بررسی و تحلیل قرار دادند. این داده‌ها مربوط به ساعات صفر، ۶، ۱۲ و ۱۸ UTC با تفکیک مکانی  $2/5 \times 2/5$  درجه می‌باشد. بر اساس یافته‌های این پژوهشگران، فراوانی رخداد چرخندی در تمام ناحیه یک تغییرپذیری سالانه بدون روند معنی‌دار را نشان می‌دهد. همچنین سه مرکز فعالیت اولیه؛ یعنی ترکیه، دریای سیاه و جنوا<sup>۴</sup> به عنوان کانون‌های حداکثر فراوانی وقوع تعیین شدند. مرکز ترکیه اگرچه بیشترین فراوانی را در میان سه مرکز یاد شده دارد؛ اما شامل کم‌فشارهای کم‌عمق می‌باشد؛ در حالی که مرکز دریای سیاه که از لحاظ فراوانی در رتبه دوم قرار گرفته؛ شامل کم‌فشارهای عمیق‌تری است. مرکز جنوا که از نظر فراوانی در مرتبه سوم قرار دارد بیشترین تغییرپذیری را در میان کم‌فشارهای مورد بررسی از لحاظ شدت دارد.

سانتوز و همکاران<sup>۵</sup> (۲۰۰۵: ص ۳۳-۵۰) با بهره‌گیری از روی خوشه‌بندی غیرسلسله‌مراتبی یا ناپایگانی (K میانگین)، رژیم‌های هوایی موثر بر پرتغال را مورد بررسی قرار دادند. بر اساس یافته‌های این پژوهش، پنج رژیم هوایی NAO، NAO.W.C و E از یکدیگر متمایز گردیدند. در این بین ویژگی عمده

<sup>۱</sup> . Littmann

<sup>۲</sup> . Varimax rotation

<sup>۳</sup> . Spanos et al

<sup>۴</sup> . Genoa

<sup>۵</sup> . Santos et al

رژیم  $NAO_+$  تشدید پرفشار آزور است که با گسترش بر روی شبه جزیره ایبری عموماً شرایط اقلیمی خشک را به دنبال می‌آورد.

تیسویلی و زنگویل<sup>۱</sup> (۲۰۰۵: ص ۲۰۱۵-۱۹۹۷) به تحلیل اقلیمی همدید فرود<sup>۲</sup> دریای سرخ به عنوان یکی از الگوهای گردشی جوی غالب بر روی جنوب شرق مدیترانه پرداختند. نتایج حاصله نشان داد که فرود دریای سرخ در اکتبر و نوامبر فراوان تر بوده، در آوریل دارای یک حداکثر ثانوی است و از ژوئن تا اوت فراوانی مزبور ناچیز و بی‌اهمیت می‌باشد. یک فراز<sup>۳</sup> یا جریان مداری در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همزمان با رخداد فرود دریای سرخ خشک مشاهده می‌شود؛ در حالی که فرود دریای سرخ مرطوب با یک فرود عمیق در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال همراه است که از دریای سیاه تا شمال مصر کشیده می‌شود.

از آن جایی که شناخت تغییرات مکانی و زمانی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی برای شناخت و مقابله با خشکی، کم‌آبی و پیش‌بینی شرایط اقلیمی گستره جغرافیایی ایران ضرورتی انکارناپذیر است؛ در این پژوهش اهتمام بر آن است تا این تغییرات به همراه آرایش مکانی الگوهای همدید مؤثر بر کشور مد نظر قرار گیرد.

### داده‌ها و روش‌شناسی

داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی‌های محیطی-مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR) برداشت شده است. در این ارتباط و به منظور شناسایی تنوع آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز استفاده گردید. انتخاب تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به عنوان لایه میانی جو بدین دلیل است که در مجموع این تراز بهتر می‌تواند الگوهای جوی را نشان دهد (علیچانی، ۱۳۸۱: ص ۱۲۲). با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها  $2/5 \times 2/5$  درجه قوسی است؛ در محدوده نیمکره شمالی یعنی در فاصله صفر تا ۹۰ درجه شمالی ۳۷ یاخته عرضی و در فاصله ۱۸۰ درجه غربی تا ۱۸۰ درجه شرقی ۱۴۴ یاخته طولی وجود دارد. به این ترتیب، هر یک از نقشه‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز، یک ماتریس  $144 \times 37$  و در مجموع شامل ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. از آن جایی که برای هر روز، چهار دیده‌بانی در ساعات همدید (صفر، شش، دوازده، هجده) وجود دارد؛ تنها از داده‌های ساعت ۱۲ GMT که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است؛ به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز استفاده شده است.

<sup>1</sup>. Tsvieli & Zangvil

<sup>2</sup>. Trough

<sup>3</sup>. Ridge

مطالعاتی که تاکنون در زمینه شناسایی الگوهای گردش انجام گرفته؛ غالباً در برگزیده یک دوره زمانی ده ساله یا کوتاه‌تر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۴: ص ۴). در این پژوهش برای دستیابی به آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت ۱۲ GMT از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ (یازدهم دی ماه ۱۳۲۹) تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ (دهم دی ماه ۱۳۸۴) یعنی یک دوره ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز تشکیل یک ماتریس  $5328 \times 20089$  را می‌دهد که شامل ۲۰۰۸۹ یاخته زمانی و ۵۳۲۸ یاخته مکانی است. سطرهای ماتریس ارتفاع ژئوپتانسیل، نماینده زمان بر حسب روز و ستون‌های این ماتریس، نماینده مکان بر حسب فواصل ۲/۵ درجه قوسی هستند. بنابراین، ماتریس حاصله دارای آرایش  $S$  می‌باشد. برای تحلیل تنوع آرایش گردشی جو و چگونگی تعامل الگوهای همدید، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تمامی روزهای تقویم خورشیدی (از اول فروردین تا سی‌ام اسفند) به روش زیر محاسبه گردید:

$$MDHGT_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1951}^{2005} HGT_{j,i} \quad (1)$$

در رابطه فوق:

$HGT_{j,i}$ : نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل روز  $i$  ام از سال  $j$  ام است ( $i=1 \dots 366, j=1951 \dots 2005$ ).  
پس از محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای تک تک روزهای تقویم خورشیدی، به منظور دستیابی به تنوع آرایش گردشی جو در این تراز یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی با روش ادغام «وارد» در نرم افزار متلب (Matlab) بر روی این مقادیر انجام گرفت. به منظور محاسبه درجه همانندی از فاصله اقلیدسی و برای ادغام مقادیری که بالاترین همانندی را نشان می‌دهند؛ از شیوه پیوند «وارد» بهره گرفته شد. روشن است که برای  $n$  مشاهده  $\frac{n(n-1)}{2}$  فاصله قابل محاسبه است. فرض کنید  $x_r$  بردار مشاهدات بر روی  $r$  و  $x_s$  بردار مشاهدات بر روی  $s$  باشد در این صورت فاصله اقلیدسی در بالا بصورت زیر محاسبه می‌شود.

$$d_{rs}^2 = (X_r - X_s)(X_r - X_s)' \quad \text{فاصله اقلیدسی:}$$

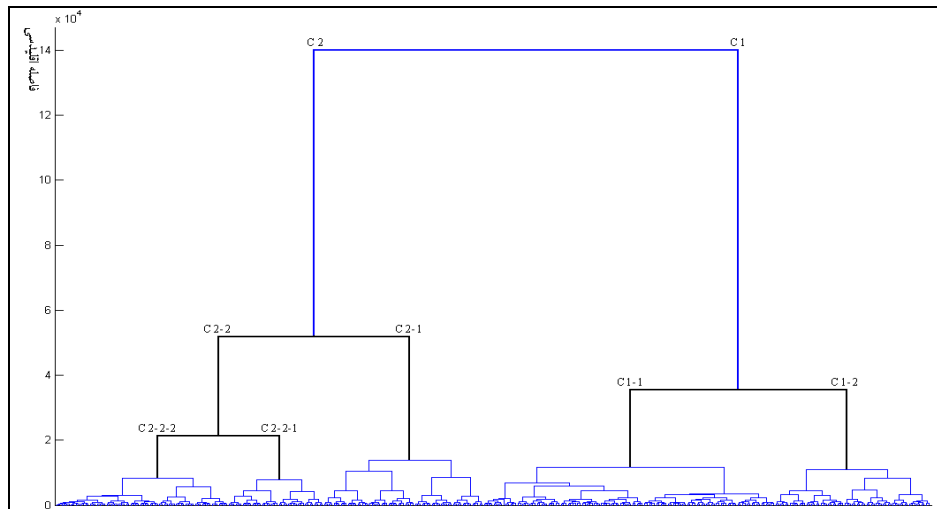
در روش «وارد» گروه‌های  $r$  و  $s$  در صورتی ادغام می‌شوند که افزایش پراش ناشی از ادغام آنها نسبت به ادغام هر یک از آنها با دیگر گروه‌ها کمینه باشد؛ یعنی:

$$d(r, s) = \frac{n_r n_s d_{rs}^2}{(n_r + n_s)}$$

در اینجا  $d_{rs}^2$  فاصله بین گروه  $r$  و گروه  $s$  است که به روش پیوند مرکزی بدست آمده باشد. از آن جایی که هدف اصلی خوشه‌بندی کاهش تنوع یا واریانس درون گروهی و افزایش واریانس بین گروهی است؛ باید توجه نمود که این هدف پژوهشگر با کدام مرحله خوشه‌بندی و با چند خوشه برآورد می‌شود؟ یکی از دقیق‌ترین و صحیح‌ترین روش‌ها برای تعیین تعداد خوشه‌ها این است که خوشه‌بندی مشاهدات اجرا شود و تفکیک نهایی و تعداد خوشه‌ها بر اساس مشاهده همانندی درون گروهی و فاصله میان مشاهدات هر خوشه هنگام انجام پیوند مشخص گردد. در طی این فرایند، مقدار تغییرات میزان همانندی درون گروهی و فاصله میان مشاهدات بررسی می‌شود؛ در هر قسمت از مسیر که میزان تغییرات، ناگهانی بود و به ناگاه کاهش زیادی در شباهت درون گروهی و افزایش زیاد در فاصله میان مشاهدات دیده شد؛ ادامه مسیر پیوند قطع می‌شود و تعداد خوشه‌های موجود در این مرحله، تعداد نهایی خوشه‌ها قلمداد می‌گردد (لانس و ویلیامز: ۱۹۶۷).

#### تنوع آرایش گردشی جو و تحلیل اندرکنش الگوهای همدید مؤثر بر ایران

همانگونه که پیش‌تر بیان گردید؛ برای دستیابی به تنوع آرایش گردشی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، یک تحلیل خوشه‌ای انباشتی پایگانی به شیوه پیوند «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT انجام گرفت. بر پایه این تحلیل آشکار گردید که پنج آرایش گردشی اصلی در قلمرو مطالعاتی قابل شناسایی است (شکل ۱).



شکل (۱) خوشه‌بندی آرایش گردشی جو در وردسپهر میانی

### آرایش جوی دوره سرد (۱-۱)

این الگو که از نظر زمانی منطبق بر دوره سرد سال است؛ از روز هشتم آذر آغاز و تا نهم فرودین به مدت ۱۲۱ روز تداوم می‌یابد. در زمان کنش و بالتندی این الگو، انتقال پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۲۳ درجه و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۲۳ درجه نمودی آشکار دارد. این موضوع می‌تواند مویید نظر حجازی زاده (۱۳۷۲: ص ۲۶۰-۲۵۵) باشد که معتقد است؛ نوسان مؤلفه پرفشار جنب حاره منجر به تغییر فصل بر روی ایران می‌شود. پرفشار جنب حاره در طی استقرار الگوی گردشی مزبور با محور غربی- شرقی فاقد کانون ترجیحی است و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر که از آن سوی شرق دریاچه چاد در افریقا تا جنوب مکزیک در جهت مداری گسترش یافته است می‌تواند نشانگر وجود این سامانه پرفشار قلمداد گردد (شکل ۲). مقایسه این الگو با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی پاییزی) نشان می‌دهد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار اندکی به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) متمایل می‌شود. در عین حال، این پرفشار با آغاز دوره سرد سال ضمن تضعیف شدید، گستره مداری خود را نیز کاهش می‌دهد. در این ارتباط، پرفشار جنب حاره در زمان استقرار و حاکمیت این الگو از طرف شرق تقریباً تا نیمه غربی سودان و از سمت غرب تا روی خلیج تهوانتپک<sup>۱</sup> در جنوب مکزیک گسترش می‌یابد که نشان از کاهش گستره مداری این سامانه نسبت به زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی پاییزی) دارد. در مجموع، این الگوی

<sup>۱</sup> - Tehuantepec Gulf



گردشی تضعیف حداکثری این سامانه پرفشار را آشکار می‌نماید. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار جنب حاره را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

بادهای غربی در زمان رخداد این الگوی گردشی ضمن گسترش قلمرو نفوذ خود تا عرض‌های پایین، تمایل بیشتری به وزش مداری دارند. کاهش بسامد امواج رزبای در الگوی مزبور گویای این موضوع است. این امواج بر اثر انحنای خطوط هم‌ارتفاع ایجاد شده‌اند. بادهای تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به موازی این خطوط هم‌ارتفاع می‌وزند و مسیر منحنی‌وار ایجاد می‌کنند. آرایش موج منحنی‌های هم‌ارتفاع و تغییرات مسیر وزش بادهای غربی برآیند تغییرات مؤلفه‌های تاوایی مطلق و ثابت بودن آن در طول مسیر حرکت این بادهای است (علیچانی، ۱۳۸۱: ص ۷۴-۷۳). در واقع، رخداد این الگوی گردشی حاکمیت و گسترش حداکثری قلمرو بادهای غربی را تبیین می‌کند؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۲-۱ (گذار پایانی پاییزی) به ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در این الگو تبدیل شده است. به عبارت دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب سرمایش شدید حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی تقریباً از میان دریای سرخ و جنوب دریای عمان می‌گذرد؛ از این رو، ایران به طور کامل تحت سیطره بادهای غربی قرار می‌گیرد. الگوی مزبور در واقع نشانگر پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد خود است. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در روی خلیج فارس و جنوب ایران ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر است که در کرانه‌های جنوبی خزر و شمال غربی کشور به ۵۶۰۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. این الگو نمایانگر وجود آرایش‌های فراز و فرود متوالی در حلقه بادهای غربی عرض‌های میانه به تاسی از تأثیر پویایی ناهم‌واری‌ها و تغییرات حرارتی اقیانوس‌ها است. وجه تمایز این الگوهای فراز و فرود متوالی نیز در محل استقرار و عمق آنها است. نزدیکی فراز و فرودها به سطح زمین در این الگوی گردشی نشان از امکان گسترش اثر آنها به سطح زمین از نظر پویایی (دینامیکی) دارد. مکان‌های غالب استقرار فرود تقریباً شامل ۱۱۰ درجه شرقی تا ۱۶۰ درجه غربی، صفر تا ۴۵ درجه شرقی و ۳۰ تا ۱۰۰ درجه غربی است. البته در این الگو فرودهایی نیز بر روی مرکز و جنوب غرب خلیج کالیفرنیا و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه استقرار دارند. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نواحی ۶۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی، صفر تا ۳۰ درجه غربی و ۱۰۰ تا ۱۶۰ درجه غربی را شامل می‌شود. در عین حال، فرازهایی نیز بر روی غرب اقیانوس اطلس شمالی در جنوب شرق آمریکا و در اطراف قطب شمال حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت مشاهده می‌شود. آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در واقع الگوی سه موج بلند دوره سرد نیمکره شمالی (موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) را نشان می‌دهد. در میان این سه موج بلند، فرود

بلند شرق آمریکا عمیق تر و فرود بلند شرق آسیا طویل تر از دو فرود دیگر به نظر می‌رسد. در مجموع، فرود مدیترانه نسبت به دو فرود دیگر چندان عمیق نیست؛ زیرا، فرود شرق آمریکا متأثر از اختلاف دمای اقیانوس اطلس شمالی و خشکی آمریکا و فرود شرق آسیا متأثر از تباین دمای اقیانوس آرام شمالی و خشکی آسیا است. فشردگی منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده استقرار فرودهای بلند شرق آمریکا و شرق آسیا مبین تباین زیاد دما و فشار و شدت سرعت بادها در عرصه نمود این فرودها نسب به فرود مدیترانه است. رخداد این الگو نشان از استقرار فرود بر روی مدیترانه و دریای سیاه و در عین حال، حاکمیت جریان‌های مداری بر روی کشور دارد. از این رو، ایران به سبب قرارگیری در قسمت جلو موج بلند مدیترانه از شرایط ناپایداری برخوردار است. فرود مدیترانه در طی حاکمیت این الگوی گردشی به سطح زمین نزدیک است. بنابراین به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم (کمتر از ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر) می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد ناپایداری و تولید بارش در ایران داشته باشد (شکل ۲). بر اساس این الگوی گردشی محور فرود مدیترانه تقریباً از غرب دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی **کرت** عبور می‌نماید. در این شرایط، بخش‌های شمال‌غربی و غرب اروپا شاهد یک الگوی فرازی است. از این رو، هوای سرد اروپا می‌تواند بر روی مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر مدیترانه در دوره سرد سال امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. در عین حال، به سبب شکل‌گیری و حاکمیت فرود بر روی مدیترانه شرایط پویایی ناپایداری آماده می‌شود؛ در نتیجه، همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای بستر لازم برای تشکیل سامانه‌های باران‌زا (کم‌فشارهای مدیترانه‌ای) مهیا می‌گردد. این سامانه‌ها همراه با بادهای غربی ضمن ورود به ایران از طرف غرب به رخداد بارش در کشور می‌انجامند. در مجموع، فرود مدیترانه با هدایت سامانه‌های همدید برون حاره به طرف ایران تا حدود زیادی اقلیم دوره سرد کشور را کنترل می‌کند. با توجه به این که توزیع زمانی بارش در اغلب نقاط کشور حاکی از رژیم بارشی زمستانه است؛ به نظر می‌رسد؛ بارش ایران ارتباط نزدیکی با رخداد این الگوی گردشی که از نظر زمانی دوره سرد سال را در بر می‌گیرد داشته باشد.

#### آرایش جوی گذار آغازین بهاری - گذار پایانی پاییزی (۱-۲)

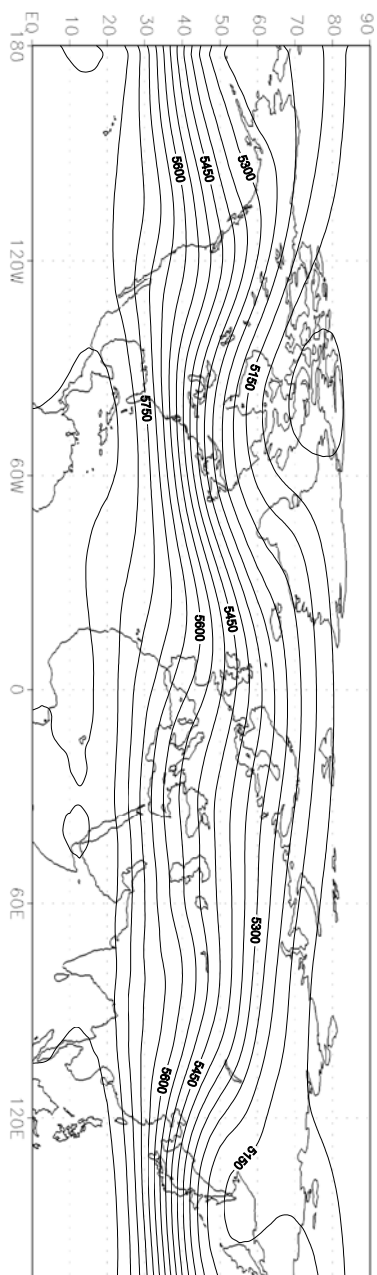
این الگو دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمان اول رخداد آن از روز دهم فروردین تا چهارم اردیبهشت به مدت ۲۶ روز و زمان دوم وقوع آن از روز بیست و نهم مهر تا هفتم آذر به مدت ۳۹ روز به طول می‌انجامد. با توجه به رخداد این الگوی گردشی در دو بازه زمانی بعد و پیش از دوره سرد می‌توان آن را الگوی گذار آغازین بهاری - گذار پایانی پاییزی نامید.

الگوی مزبور در زمان کنش، انتقال پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۲۷ درجه و سیطره حلقه بادهای غربی همراه با امواج بلند رزبای در عرض‌های بالاتر از ۲۷ درجه را آشکار می‌سازد. در زمان استقرار این الگو پرفشار جنب حاره با محور غربی- شرقی کانون ترجیحی ندارد و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌تواند نشانگر نمود این سامانه پرفشار تلقی گردد (شکل ۳). مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد (۱-۱) نشان می‌دهد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) متمایل می‌شود. در عین حال، این پرفشار دراز با پایان یافتن دوره سرد سال ضمن تقویت، گستره مداری خود را نیز افزایش می‌دهد. در این ارتباط، پرفشار جنب حاره از طرف شرق تا غرب دریای عرب و از سوی غرب تا شرق اقیانوس آرام شمالی در جنوب مکزیک گسترش می‌یابد. این موضوع مبین افزایش قلمرو مداری این سامانه در این الگو نسبت به الگوی دوره سرد (۱-۱) است. در مجموع، رخداد زمان اول این الگو (گذار آغازین بهاری) تقویت پرفشار جنب حاره را در مقایسه با الگوی دوره سرد (۱-۱) آشکار می‌سازد. چنانچه زمان دوم رخداد الگوی ۲-۱ (گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) مورد مقایسه قرار گیرد؛ مشخص می‌شود که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهاری ضمن پیروی بیشتر و تشدید تضعیف گستره مداری خود را نیز کاهش می‌دهد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید. از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد (۱-۱) نشان از پیروی حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر دارد؛ به گونه‌ای که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۰۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره سرد (۱-۱) به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد این الگو (گذار آغازین بهاری) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از روی غرب خلیج فارس و بخش‌های جنوبی ایران عبور می‌کند که حاکی از پیروی و کاهش قلمرو نصف‌النهاری بادهای غربی نسبت به الگوی دوره سرد (۱-۱) است. با این حال، همچنان سیطره بادهای غربی بر ایران نمودی بسیار آشکار دارد. از طرفی، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو (گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) بیانگر تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است (شکل ۳). بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر سرمایش شدید حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) به ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رویداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی پاییزی) تبدیل شده

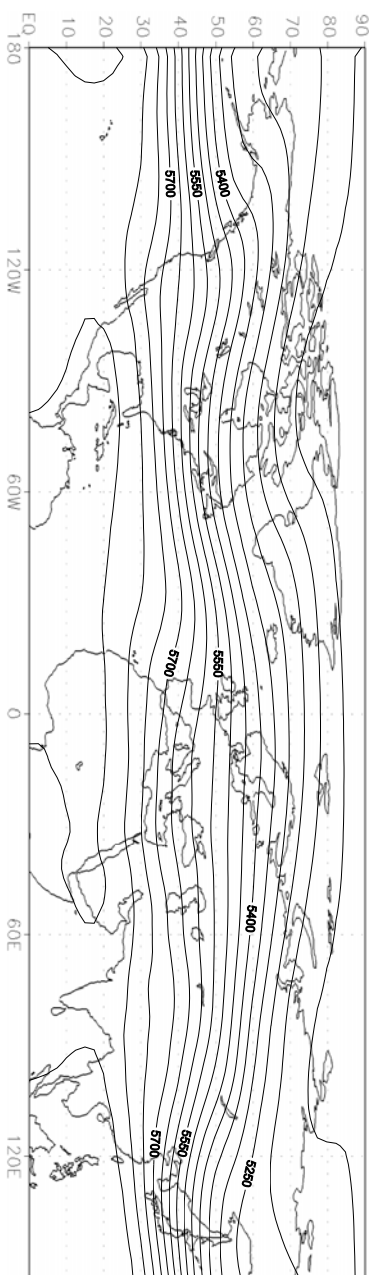
است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از نیمه شمالی کشور در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) به غرب خلیج فارس و بخش‌های جنوبی ایران در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی پاییزی) نشان‌دهنده پیشروی و گسترش نصف‌النهاری قلمرو بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است. در مجموع، با استقرار و حاکمیت الگوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی (۱-۲) میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در جنوب ایران ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است که در شمال کشور به ۵۷۰۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد (شکل ۳).

آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در این الگوی گردشی نیز نمایانگر الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی به سبب تأثیر پویایی ناهم‌واری‌ها و تغییرات دمایی اقیانوس‌ها است. مکان‌های غالب تشکیل فراز تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، شمال غرب آمریکا، گرینلند، شمال اروپا، شرق اقیانوس اطلس شمالی و حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت را در بر می‌گیرد. با توجه به زمان رخداد این الگوی گردشی (قبل و بعد از دوره سرد سال) سه موج بلند عرض‌های میانه نیمکره شمالی در دوره سرد (موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) در این الگو نیز آشکارا نمود دارند. البته، فرودهایی نیز بر روی جنوب غرب آمریکا و شرق اقیانوس آرام شمالی، شمال دریای سرخ، شمال شبه قاره هند، دریای اختسک و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و شمال شرق کانادا استقرار دارند. در واقع الگوی گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی (۱-۲) به نوعی به الگوی دوره سرد (۱-۱) شباهت دارد. مقایسه سه موج بلند عرض‌های میانه نیمکره شمالی در این الگوی گردشی نشان‌دهنده عمیق‌تر بودن فرود شرق آمریکا و بلندتر بودن فرود شرق آسیا نسبت به دو فرود دیگر است. در عین حال، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد (۱-۱) مبین کاهش عمق این سه موج بلند و مقایسه زمان دوم رخداد آن (گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم وقوع الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) نشان‌دهنده عمیق‌تر شدن این سه فرود بلند است.

در زمان رخداد این الگو با استقرار فرود بر روی مدیترانه و به لحاظ قرارگیری ایران در قسمت جلو این موج بلند شرایط ناپایداری بر کشور حاکم می‌شود. بر اساس این الگو محور فرود مدیترانه تقریباً از روی یونان و غرب جزیره کرت می‌گذرد. فرود مدیترانه در زمان رخداد این الگوی گردشی نیز به سطح زمین نزدیک



شکل (۱) آرایش گرمشی وردسپهر میانی در دوره سرد (۱-۱)



شکل (۲) آرایش گرمشی وردسپهر میانی در گذار آغازین بهاری - گذار پایانی بهیزی (۲-۱)

است و به سبب عمق نسبتاً مناسب و ارتفاع کم (کمتر از ۵۷۵۰ ژئوپتانسیل متر) می‌تواند نقش مؤثری در تعیین شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد سازوکارهای ناپایداری و تولید بارش در ایران داشته باشد. از سوی دیگر، در این الگوی گردشی فرودی نمادین نیز بر روی بخش شمالی دریای سرخ استقرار دارد (شکل ۳). در این شرایط نیز گذر هوای گرم افریقای شمالی از روی این پهنه آبی و کسب رطوبت می‌تواند زمینه برای تشکیل سامانه‌های باران‌زا به سبب تصادم این هوای گرم و مرطوب با هوای سرد اروپایی مهیا نماید. این سامانه‌ها به صورت منفرد و یا ضمن ترکیب با کم‌فشارهای مدیترانه‌ای می‌توانند همراه و در بستر بادهای غربی وارد ایران شوند و تولید بارش نمایند. در مجموع، گمان می‌رود بارش ایران در دوره‌های گذار آغازین بهاری و گذار پایانی پاییزی ارتباط نزدیکی با رخداد این الگوی گردشی داشته باشد.

#### آرایش جوی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی (۱-۲)

این الگو نیز دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمان اول رخداد آن از روز پنجم اردیبهشت تا هشتم خرداد به مدت ۳۵ روز و زمان دوم وقوع آن از روز بیست و هشتم شهریور تا بیست و هشتم مهر به مدت ۳۲ روز تداوم پیدا می‌کند. رخداد این الگوی گردشی در دو بازه زمانی از یک سو منطبق بر آخرین گذار بهاری و از سوی دیگر مقارن با نخستین گذار پاییزی است؛ از این رو می‌توان آن را الگوی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی نامید.

این الگو در زمان کنش، استقرار پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۰ درجه و نمود بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه را نشان می‌دهد. پرفشار جنب حاره در زمان حاکمیت این الگو با محور غربی - شرقی همچنان فاقد کانون ترجیحی است و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر می‌تواند تداعی کننده وجود این سامانه پرفشار قلمداد گردد (شکل ۴). مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) آشکار می‌سازد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار اندکی به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) جابجا می‌شود. در عین حال، این پرفشار با افزایش تدریجی دما در نیمکره شمالی ضمن تقویت مضاعف گستره مداری خود را نیز افزایش می‌دهد. بر این اساس، پرفشار جنب حاره از طرف شرق تا شمال دریای عرب و از سوی غرب تا روی اقیانوس آرام شمالی در جنوب غرب مکزیک گسترده می‌شود که نشان از گسترش قلمرو مداری این سامانه نسبت به زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) دارد. در مجموع، رخداد زمان اول این الگو (گذار پایانی بهاری) استمرار تقویت این پرفشار را در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) آشکار می‌سازد. مقایسه زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (پس دوره گرم) نشان از این دارد که پرفشار جنب حاره از نظر نصف‌النهار ضمن

جابجایی و پسروی بیشتر به طرف جنوب تضعیف می‌گردد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگوی گردشی منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) بیانگر پسروی بیشتر حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر است؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۱۵۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب گرمایش حدود ۱۵۰ ژئوپتانسیل متر افزایش نشان می‌دهد. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از روی نیمه شمالی ایران عبور می‌نماید که نشان از تضعیف و پسروی بیشتر بادهای غربی نسبت به زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) دارد. در این شرایط، تقریباً نیمه شمالی ایران تحت سیطره بادهای غربی و بخش‌های جنوبی کشور تحت استیلای پرفشار گسترده جنب حاره است. گذر منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان نماد این پرفشار دراز از بخش‌های جنوبی کشور مصداق بارز این موضوع است. از سویی، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو (گذار آغازین پاییزی) با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (پس دوره گرم) نشان‌دهنده تقویت و گسترش قلمرو بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر از نظر نصف‌النهاری است (شکل ۴). از این رو، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر کاهش دما و سرمای حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (پس دوره گرم) به ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) تبدیل شده است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر از روی نیمه جنوبی دریای خزر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (پس دوره گرم) به نیمه شمالی ایران در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) نشان از تقویت و نفوذ نصف‌النهاری حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد. در مجموع، با استقرار الگوی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی (۱-۲) نیمه شمالی ایران تحت تأثیر بادهای غربی مواج و نیمه جنوبی کشور متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی تقریباً مرکز آلاسکا، نیمه غربی کانادا، شمال آمریکا، گرینلند، شمال اروپا، حدفاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت، شرق اقیانوس اطلس شمالی و شمال ایران مکان‌های عمده تشکیل فراز هستند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز جنوب غرب آمریکا در شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، شرق مدیترانه و شرق آسیا را در بر می‌گیرد. البته، فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و

شمال خلیج هودسن استقرار دارند. تداوم نمود دو فرود بلند شرق آمریکا و شرق آسیا و نبود آشکار فرود بلند مدیترانه در این الگوی گردش تا اندازه‌ای به این واقعیت باز می‌گردد که این دو فرود اساساً به سبب عمق و بلندی بیشتر نسبت به فرود مدیترانه از دوام زیادتری برخوردارند. در زمان حاکمیت این الگوی گردش بر روی بخش شرقی مدیترانه استقرار یک فرود مشاهده می‌شود. محور فرود شرق مدیترانه در این الگو تقریباً از غرب دریای سیاه آغاز می‌شود و از غرب جزیره قبرس عبور می‌کند. فرود شرق مدیترانه در زمان بالندگی این الگوی گردش به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاع آن کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است (شکل ۴). این فرود به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش زیادی در تعیین شرایط جوی سطح زمین به ویژه ایجاد ناپایداری و تولید بارش در قلمروهای غربی، شمال غربی و شمالی ایران داشته باشد. در مجموع، به نظر می‌رسد؛ بارش ایران در دوره‌های گذار بهاری و پاییزی تا حدود زیادی مرهون رخداد دو الگوی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی (۱-۲) و گذار آغازین بهاری- گذار پایانی پاییزی (۲-۱) است. به عبارت دیگر، این دو الگوی گردش می‌تواند تا حدود زیادی پراش بارش کشور را در دوره‌های گذار تبیین نماید.

#### آرایش جوی پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم (۱-۲-۲)

این الگو نیز دارای یک توزیع زمانی دونمایی است که زمان اول رخداد آن از روز نهم خرداد تا بیست و نهم خرداد به مدت ۲۱ روز و زمان دوم وقوع آن از روز نهم شهریور تا بیست و هفتم شهریور به مدت ۱۹ روز به طول می‌انجامد. رویداد این الگوی گردش در دو قلمرو زمانی قبل و بعد از دوره گرم از یک سو مبین ورود به این دوره و از سوی دیگر بیانگر خروج از آن است؛ از این رو، می‌توان آن را الگوی پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم نامید.

این الگو در زمان کنش و فعالیت، استقرار پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۳۵ درجه و سیطره بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۳۵ درجه را آشکار می‌سازد. پرفشار جنب حاره در این الگوی گردش با محور غربی- شرقی کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شمال مالی متمرکز می‌نماید. این سامانه پرفشار در زمان اول رخداد این الگو (پیش از دوره گرم) نسبت به زمان اول رویداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) افزون بر استقرار کانون نمادین بر روی شمال مالی ضمن تقویت و افزایش شدت، قلمرو خود را از جهت نصف‌النهار به طرف عرض‌های شمالی بسط و توسعه می‌دهد. زبانه شرقی پرفشار جنب حاره نیز با عبور از جنوب مدیترانه، شمال و جنوب دریای سرخ ضمن گذر از بخش‌های زیادی از ایران، خلیج فارس و دریای عمان، سرانجام تا غرب پاکستان گسترش می‌یابد (شکل ۵). از طرف دیگر، مقایسه زمان دوم رخداد این الگوی گردش (پس از دوره گرم)

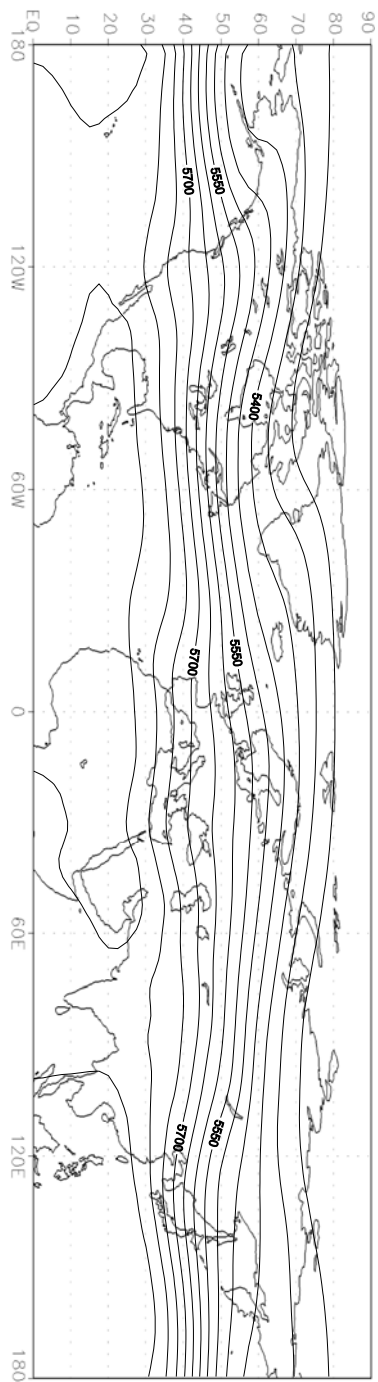


با الگوی دوره گرم (۲-۲-۲) نمایانگر این است که این سامانه پرفشار از نظر نصف‌النهاری اندکی به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) جابجا می‌شود؛ در عین حال، گستره مداری خود را نیز اندکی به طرف شرق کاهش می‌دهد. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو می‌تواند منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۵۰ ژئوپتانسیل متر مشخص نماید.

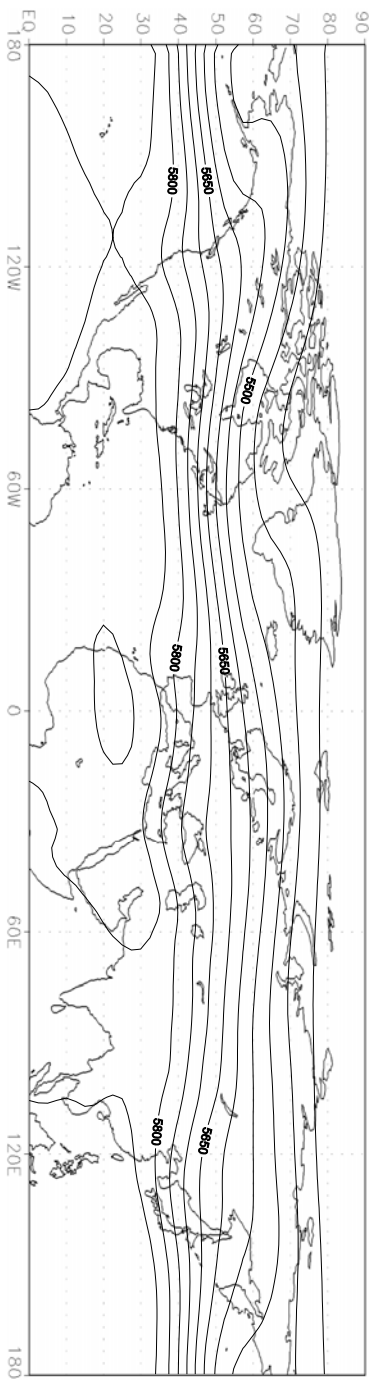
مقایسه زمان اول رخداد این الگو (پیش از دوره گرم) با زمان اول رویداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) بیانگر استمرار پسروری بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر و در عین حال، تضعیف این بادهای است (شکل ۵). بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما و گرمایش حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۳۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رویداد الگوی ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) تبدیل شده است. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی در نصف‌النهار ایران از حوالی ۳۹ درجه می‌گذرد. به بیان دیگر در حاشیه استوایی، این منحنی هم‌ارتفاع از نیمه جنوبی دریای خزر عبور می‌کند. این موضوع نشان می‌دهد که در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) تقریباً تمامی ایران به استثناء پهنه شمال‌غربی کشور از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود و تحت سیطره پرفشار گسترده جنب حاره قرار می‌گیرد. از سوی دیگر، مقایسه زمان دوم رخداد این الگو (پس از دوره گرم) با الگوی گردشی دوره گرم (۲-۲-۲) نشان از تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره گرم (۲-۲-۲) به ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پس از دوره گرم) تبدیل شده است (شکل ۵). به عبارت دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر کاهش دما و سرمایش حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی در این تراز از نیمه شمالی دریای خزر در الگوی دوره گرم (۲-۲-۲) به نیمه جنوبی این دریا در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پس از دوره گرم) نمایانگر پیشروی و گسترش قلمرو بادهای غربی از لحاظ نصف‌النهاری به طرف عرض‌های پایین‌تر است.

در زمان حاکمیت این الگوی گردشی تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، گرینلند، شمال اروپا، شرق و شمال‌شرق روسیه مکان‌های عمده تشکیل فراز هستند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز تقریباً جنوب‌غرب آمریکا در شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، شرق اقیانوس اطلس شمالی، دریای سیاه- مدیترانه و شرق آسیا را در بر می‌گیرد. نبود آشکار فرود بلند مدیترانه در این الگو نیز دوام کمتر

آن را نسبت به دو فرود بلند شرق آمریکا و شرق آسیا بازگو می‌کند. بر اساس این الگو فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال بر روی جزیره بافین، تنگه هودسن و دریای برینگ استقرار دارند. در طی رویداد این الگوی گردشی بخش جنوبی دریای سیاه و منتهی‌الیه شرقی مدیترانه شاهد استقرار یک فرود است. در عین حال، فرازی نیز در شرق دریای سیاه تقریباً بین دریای خزر و دریاچه آرال مشاهده می‌شود. فرود دریای سیاه-مدیترانه در زمان کنش و فعالیت این الگوی گردشی به سطح زمین نزدیک بوده و ارتفاع آن کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر است (شکل ۵). از این رو، به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین ایفا نماید و در عین حال، امکان ایجاد ناپایداری و رخداد بارش را در پهنه‌های شمال‌غربی و شمالی کشور فراهم سازد. گمان می‌رود؛ بارش این نواحی در قبل و بعد از قلمرو زمانی دوره گرم مرتبط با رویداد این الگوی گردشی باشد.



شکل (۴) آرایش گردش وردسپهر میانی در گدار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی (۲-۱)



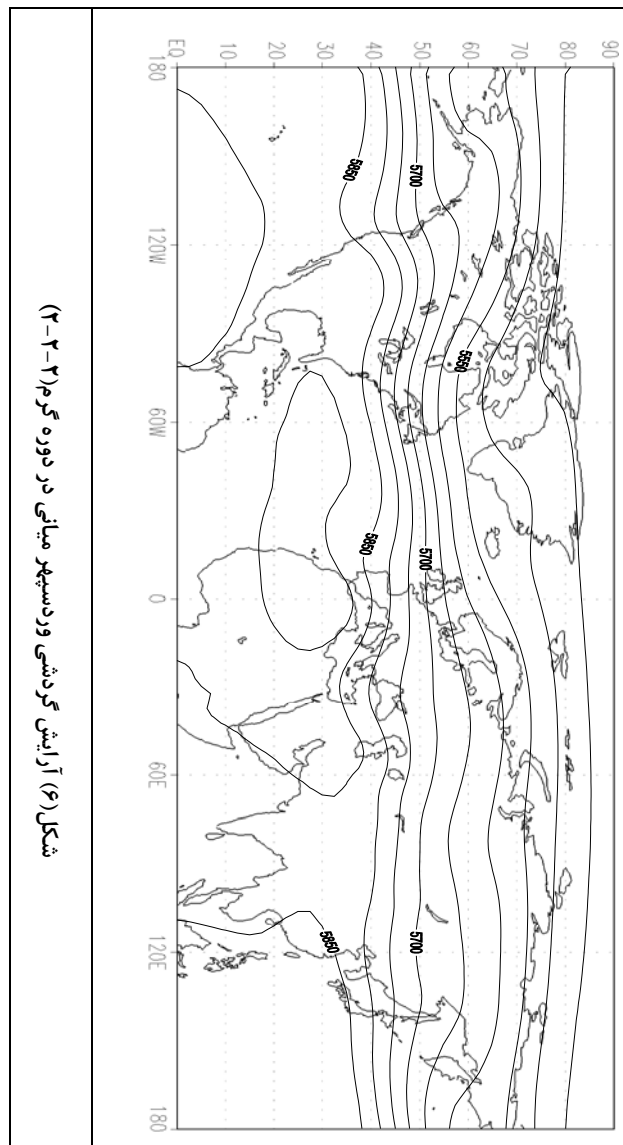
شکل (۵) آرایش گردش وردسپهر میانی در پیش از دوره گرم - پس از دوره گرم (۲-۲)

### آرایش جوی دوره گرم (۲-۲-۲)

این الگو که از روز سیام خرداد تا هشتم شهریور به مدت ۷۲ روز تداوم می‌یابد نشان از رویداد دوره گرم سال در نیمکره شمالی دارد. الگوی مزبور استقرار و حاکمیت پرفشار جنب حاره در جنوب مدار تقریباً ۴۲ درجه و نمود بادهای غربی در عرض‌های بالاتر از ۴۲ درجه را نشان می‌دهد. پرفشار جنب حاره در این الگو با محوری طویل که از جانب غرب به شرق قرار می‌گیرد؛ کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شرق اقیانوس اطلس شمالی متمرکز می‌نماید (شکل ۶). کانون مرکزی این پرفشار هم‌زمان با دوره گرم سال در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) از نظر نصف‌النهار اندکی به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) و از لحاظ مداری به طرف اقیانوس اطلس شمالی تغییر موقعیت می‌دهد. زبانه شرقی این سامانه پرفشار با عبور از روی مدیترانه، نیمه جنوبی دریای خزر، خلیج عدن و دریای عمان ضمن استقرار بر روی تقریباً تمامی ایران به استثناء نواحی شمال غربی کشور، سرانجام تا مرکز پاکستان گسترش می‌یابد. مقایسه این الگو با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) حکایت از افزایش تدریجی وسعت کانون این سامانه پرفشار به سبب انباشت هوا در وردسپهر فوقانی و سپس تزریق آن از بالا به پایین دارد. این الگوی گردشی نشان‌دهنده گسترش قلمرو نصف‌النهاری و مداری پرفشار جنب حاره و در واقع، نماد اوج کنش این سامانه است. به نظر می‌رسد؛ مرز بیرونی پرفشار جنب حاره در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۵۹۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

در مجموع، این الگوی گردشی بیانگر اوج کنش و گسترش پرفشار پویشی جنب حاره و پسروری حداکثری بادهای غربی مواج در نیمکره شمالی است (شکل ۶). در زمان رخداد این الگو بسامد امواج رزبای افزایش می‌یابد و بادهای غربی بسیار تضعیف می‌گردند. به بیان دیگر، بادهای غربی در دوره گرم به سبب نبود تباین دمای دوره سرد ضمن تضعیف به طرف عرض‌های بالاتر پسروری می‌نمایند. از این رو، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب افزایش دما و گرمایش حدود ۵۰ ژئوپتانسیل متر افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۵۴۰۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) به ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره گرم (۲-۲-۲) تبدیل می‌گردد. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی در نصف‌النهار ایران از حوالی ۴۲ درجه می‌گذرد. به بیان دیگر در حاشیه استوایی، این منحنی هم‌ارتفاع از نیمه شمالی دریای خزر عبور می‌نماید. این موضوع نشانگر این است که ایران در زمان رخداد الگوی دوره گرم (۲-۲-۲) تقریباً به طور کامل از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود (شکل ۶). الگوی مزبور در واقع مبین پسروری بادهای غربی به شمالی‌ترین حد خود است. این موضوع موید نظر علیجانی (۱۳۸۱، ص ۲۹-۷) است که با مطالعه همدید الگوهای تراز ۵۰۰

هکتوپاسکال در خاورمیانه نتیجه گرفته است که در دوره سرد سال، بادهای غربی قوی تر بوده و تقریباً تمام منطقه را فرا می گیرند؛ اما در دوره گرم سال، ضعیف تر می شوند و به جای آنها پرفشار



جنب حاره گسترش می‌یابد که جابجایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره می‌باشد. در عین حال، این الگوی گردشی تعدد مکان‌های استقرار فراز و فرود و نامنظم بودن بادهای غربی را نیز آشکار می‌سازد؛ به طوری که تقریباً مرکز آلاسکا، نیمه غربی کانادا، شمال غرب آمریکا، گرینلند، مرکز اقیانوس اطلس شمالی، شمال اروپا و نیمه شرقی روسیه مکان‌های عمده استقرار فراز را در این الگوی گردشی تشکیل می‌دهند. مکان‌های غالب استقرار فرود نیز تقریباً شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، دریای سیاه، شمال دریاچه بالخاش و شرق چین را در بر می‌گیرد. علاوه بر این، فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال در حد فاصل خلیج بافین تا دریای لابرادور و دریای برینگ نمودی آشکار دارند.

در زمان رخداد این الگوی گردشی آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در شمال و جنوب دریای سیاه نشان از استقرار فرود بر روی این دریا دارد. در عین حال، فرازی نیز در شرق دریای سیاه تقریباً بین دریای خزر و دریاچه آرال مشاهده می‌شود (شکل ۶). فرود دریای سیاه در زمان حاکمیت این الگوی گردشی به سبب عمق مناسب و نزدیکی به سطح زمین (ارتفاع کمتر از ۵۸۰۰ ژئوپتانسیل متر) می‌تواند نقش مؤثری در تعیین شرایط جوی سطح زمین ایفا نماید و در عین حال، موجبات ایجاد ناپایداری و بارش را به ویژه در قلمرو شمال غربی ایران مهیا سازد. به نظر می‌رسد؛ رخداد بارش‌های دوره گرم سال به ویژه در پهنه شمال غربی کشور مرتبط با استقرار این الگوی گردشی باشد. در مجموع، اقلیم ایران در دوره‌های گرم و پیش از دوره گرم- پس از دوره گرم توسط دو الگوی ۲-۲ و ۲-۱-۲ کنترل می‌شود و تا حدود زیادی متأثر از تغییرات سال به سال آنها است.

### نتیجه‌گیری

این پژوهش نشان داد که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» توانمندی تفکیک آرایش گردشی دوره‌های سرد، گذار و گرم سال در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار فضایی الگوهای هم‌دید مؤثر بر ایران در این تراز است. بر پایه این تحلیل روشن شد که اگر درجه همانندی آرایش گردشی هر یک از روزها را به کمک روش فاصله اقلیدسی از روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل در هر روز محاسبه کنیم؛ ۳۶۵ روز سال را می‌توان در تراز مورد بررسی در چندین خوشه اصلی جای داد. بر این اساس، گردش عمومی جو در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال از لایه وردسپهر در قلمرو مورد بررسی پنج آرایش گردشی متنوع را در قالب دوره‌های سرد، گرم و گذار در بر می‌گیرد. آرایش گردشی ۱-۱ که منطبق بر دوره سرد سال است؛ تضعیف پرفشار جنب حاره و سیطره بادهای غربی بر ایران را آشکار می‌سازد. الگوی مزبور در واقع نشانگر پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد

خود است. رخداد زمان اول آرایش ۱-۲ (گذار آغازین بهاری) نشان از تقویت پرفشار جنب حاره و پسروری حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر دارد؛ با این حال، همچنان سیطره بادهای غربی بر ایران نمودی بسیار آشکار دارد. رخداد زمان دوم این آرایش (گذار پایانی پاییزی) پسروری بیشتر و تشدید تضعیف پرفشار جنب حاره را در مقابل تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر نشان می‌دهد. در آرایش (۱-۲)، رخداد زمان اول این الگو (گذار پایانی بهاری) استمرار تقویت این پرفشار و رخداد زمان دوم آن (گذار آغازین پاییزی) پسروری بیشتر و تضعیف آن را آشکار می‌سازد. در مجموع، با استقرار آرایش گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی (آرایش ۱-۲) نیمه شمالی ایران تحت تأثیر بادهای غربی موج و نیمه جنوبی کشور متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است. در زمان اول رخداد آرایش ۱-۲-۲ (پیش از دوره گرم) تقریباً تمامی ایران به استثناء پهنه شمال غربی کشور از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود و تحت سیطره پرفشار گسترده جنب حاره قرار می‌گیرد. این در حالی است که زمان دوم رخداد این آرایش (پس از دوره گرم) نشان از تقویت و گسترش قلمرو حلقه بادهای غربی دارد. آرایش گردشی ۲-۲-۲ که از نظر زمانی مصادف با دوره گرم سال است؛ اوج کنش پرفشار جنب حاره و حاکمیت این سامانه را بر ایران نشان می‌دهد (جدول ۱). الگوی مزبور در واقع مبین پسروری بادهای غربی به شمالی‌ترین حد خود است.

جدول (۱) ویژگی‌های سامانه‌ها در الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

ردیف	الگو سامانه	(۱-۱)	(۱-۲)	(۲-۱)	(۲-۱)	(۲-۲)
۱	پرفشار جنب حاره	▲ ▼	▲ گذار آغازین بهاری ▲ گذار پایانی پاییزی	▲ گذار پایانی بهاری ▲ گذار آغازین پاییزی	▲ پیش دوره گرم ▲ پس دوره گرم	▲ *
۲	فرود بلند مدیترانه	▲ *	▲ گذار آغازین بهاری ▲ گذار پایانی پاییزی	▲ گذار پایانی بهاری ▲ گذار آغازین پاییزی	▲ پیش دوره گرم ▲ پس دوره گرم	△
۳	فرود بلند شرق آسیا	▲ *	▲ گذار آغازین بهاری ▲ گذار پایانی پاییزی	▲ گذار پایانی بهاری ▲ گذار آغازین پاییزی	▲ پیش دوره گرم ▲ پس دوره گرم	▲ ▼
۴	فرود بلند شرق آمریکا	▲ *	▲ گذار آغازین بهاری ▲ گذار پایانی پاییزی	▲ گذار پایانی بهاری ▲ گذار آغازین پاییزی	▲ پیش دوره گرم ▲ پس دوره گرم	▲ ▼

نیست △ هست ▲ تقویت ▲ اوج کنش \* تضعیف ▼ تضعیف شدید ▼

## منابع و مأخذ

- ۱- حبیبی، فریده (۱۳۷۷) بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند، مجله نیوار، شماره ۳۹.
  - ۲- حجازی‌زاده، زهر (۱۳۷۲) بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
  - ۳- خوش‌اخلاق، فرامرز (۱۳۷۷) تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.
  - ۴- علیجانی، بهلول (۱۳۷۸) تغییرات الگوهای جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال در منطقه مدیترانه و خاورمیانه و اثر آن بر اقلیم ایران در دوره (۱۹۹۰-۱۹۶۱)، طرح پژوهشی مرکز ملی اقلیم‌شناسی، سازمان هواشناسی کشور.
  - ۵- علیجانی، بهلول (۱۳۸۰) تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه یزد (کاوش‌نامه)، شماره ۳.
  - ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱) اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، تهران.
  - ۷- گروه واژه‌گزینی ژئوفیزیک و هواشناسی (۱۳۷۷) واژه‌نامه ژئوفیزیک و هواشناسی، ویراستار رضا منصوری، مرکز نشر دانشگاهی، تهران.
  - ۸- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴) پیش‌بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی استانداری چهارمحال و بختیاری.
  - ۹- مسعودیان، سیدابوالفضل و کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷) اقلیم‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Corte, R. and et al (1995) *large scale circulation regimes and surface climate anomalies over the Mediterranean area*, Int.J. Climatol, 15:1135-50.
- Galambosi, A. and et al (1996) *Evaluation and analysis pressure field over the Southwest USA*, Atmospheric Research, 40:40-70.



Harman.R.J (1991), *Synoptic climatology of the Westerlies: process and patterns*, Washington DC, American Associan of Geographers.

Harris.M, F.G Finger and s.Teweles.(1962), *Diurnal variation of wind, pressure and temperature in the troposphere and stratosphere over the Azores*, Journal of the Atmospheric Sciences, volume 19:136-149.

Huth, R. (2000) *a circulation classification scheme applicable in GCM studies*, Theor. Appl. Climatol, 67: 1-18.

Katsoulis.B.D.and et al(1998), *Monthly anticyclonicity in Southern Europe and Mediterranean region*, Journal of Theoretical and Applied Climatology, 59:51-59.

Lance and Williams, W.T. (1967), *a general theory of classificatory sorting strategies, I. Hierarchical systems*, Computer Journal, 9, 373380.

Littmann, T. (2000), *an empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall*, Journal of Theoretical and Applied Climatology, 66:161-171.

Ozelkan,E.C., Galambosi.A.(1998), *A multi- objective fuzzy classification of large scale atmospheric circulation patterns for precipitation modeling*, Applied Math and Comp, Vol.90, pp.127-142.

Prezerakos. N.G. (1984) *Does the extension of the Azores anticyclone to wards the Balkans really exist?*, National Meteorological Service, Helliniko, Greece, ser.A33:217-227.

Santos.J.A, J Corte-real. And S.M. Leite (2005) *Weather regimes and their connection to the winter rainfall in Portugal*, International Journal of Climatology, 25:33-50.

Spanos, S. and et al (2003) *Objective climatology of 500hpa cyclones in central and East Mediterranean region during warm-dry period of the year*, Theor. Appl. Climatol, 75:167-178.

Tsvieli, Y. and Zangvil, A. (2005), *Synoptic climatological analysis of wet and dry Red sea troughs over Israel*, Int.J. Climatol, 25:1997-2015.

Wibig, J. (1999), *Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500hpa level*, Journal of the Royal Meteorological Society