

A. Halabian, PhD
M. Shabankary, PhD

E.mail: halabian_a@yahoo.com

امیرحسین حلبیان، عضو هیات علمی دانشگاه پیام نور
مهران شبانکاری، دکترای اقلیم‌شناسی دانشگاه اصفهان

شماره مقاله: ۷۸۷

شماره صفحه پیاپی ۱۶۲۹۱-۱۶۳۲۶

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران

چکیده

در این پژوهش، نخست رفتار مکانی و زمانی پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با استفاده از داده‌های روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT پایگاه داده (NCEP/NCAR) و با تفکیک مکانی $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی در یک دوره زمانی ۵۵ ساله، شامل ۲۰۰۸۹ روز، از اول ژانویه سال ۱۹۵۱ / ۱۱ دی ماه ۱۳۲۹ تا ۳۱ دسامبر سال ۲۰۰۵ / ۲۰ دسامبر ۱۳۸۴ بررسی گردید. ابتدا برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار جنب حاره و نحوه تعامل آن با الگوهای مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت ۱۲ GMT 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 چهار الگوی گردشی اصلی در قالب دوره‌های سرد، گذار و گرم در نیمکره شمالی قابل تشخیص است. به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار جنب حاره، با انتخاب چارچوب پوش مناسب، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال برای هر یک از روزهای تقویم خورشیدی ۱۳۸۳-۱۳۳۰ محاسبه و استانداردسازی شد. بدین ترتیب، ماتریسی به ابعاد 1×19724 به دست آمد که شامل ناهنجاری‌های فاز مثبت و منفی (تشدید و تضعیف پرفشار جنب حاره) در هر روز بود. مقایسه فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت با فراوانی روزهای رویداد فاز منفی در تراز مورد بررسی، نشان داد که در طی نیم سده گذشته روزهای تشدید و حضور قوی پرفشار جنب حاره نسبت به روزهای تضعیف این

سامانه پوششی (دینامیکی) افزایش یافته است. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه آماره کای دو (χ^2) در طول دوره آماری (۱۳۸۳-۱۳۳۰) نشان داد که رخداد بارش تقریباً در ۳/۳٪ از ایستگاه‌های بررسی شده (۳۵ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره است. این ایستگاه‌ها عمدتاً کرانه‌ها و پسرانه‌های جنوبی خزر و نواحی شمال غرب کشور را در بر می‌گیرند. از سوی دیگر، رخداد بارش تقریباً در ۹۶/۷٪ ایستگاه‌های مورد بررسی (۱۰۳۱ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره نیست و به شدت تحت کنترل پرفشار جنب حاره در زمان حاکمیت این سامانه بر روی ایران است.

واژه‌های کلیدی: ایران، پرفشار جنب حاره، ارتفاع ژئوپتانسیل، تحلیل خوشه‌ای، جدول توافقی، آماره کای دو (χ^2)، بارش روزانه.

مقدمه

اساساً، چارچوب و استخوان‌بندی اقلیم هر محل را سامانه‌هایی که در مقیاس کلان تأثیر گذاری دارند؛ تعیین می‌کنند. پرفشار جنب حاره، سامانه پوششی (دینامیکی) بزرگی در مقیاس سیاره‌ای است که کانون آن بر روی اقیانوس اطلس شمالی قرار دارد. در دوره گرم سال زبانه‌ای از این پرفشار جنب حاره بر روی ایران استقرار می‌یابد. قلمرو عملکرد این زبانه از تراز ۷۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال گسترش دارد و سبب حاکمیت هوایی گرم و خشک بر بخش بزرگی از ایران می‌شود.

تاکنون درباره تأثیر الگوهای گردشی هواسپهر بر عناصر اقلیمی، تحقیقاتی در مقیاس‌های زمانی و مکانی مختلف در جهان انجام شده است؛ با این حال، در مورد چگونگی ارتباط پرفشار جنب حاره فوق با بارش روزانه در ایران، پژوهش‌های مستقیم چندانی صورت نگرفته است؛ هرچند در این خصوص، مطالعاتی در مقیاس‌های محلی و منطقه‌ای در ادبیات اقلیم‌شناسی موجود است. هاریس و همکاران^۱ (۱۹۶۲) تغییرات روزانه باد، فشار و دما در وردسپهر و

پوش سپهر را بر روی آזור برای هر ماه از سال در ۳۰ تراز از سطح زمین تا ۱۰ هکتوپاسکال بررسی کردند. 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 به دست آمده، همخوانی دارد.

پریزراکوس^۲ (۱۹۸۴) با استفاده از نقشه‌های میانگین تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، نقشه‌های هم‌ضخامت و نقشه‌های نابهنجاری آنها، گسترش پرفشار آזור را به سمت منطقه بالکان و یونان بررسی نمود. به نظر وی، گسترش پرفشار آזור، عمدتاً مرهون وزش تاوایی نسبی منفی به طرف بالکان به سبب وجود یک فراز نسبتاً بزرگ بوده است. حجازی زاده (۱۳۷۲) 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، به تغییر فصل بر روی ایران و در نهایت، آغاز بارندگی در ماه سپتامبر یا اکتبر منجر می‌شود. کاتسولیس و همکاران^۳ (۱۹۹۸) 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 جابه‌جایی فصلی واچرخند آזור است. حییبی (۱۳۷۷) ضمن بررسی و شناسایی توده‌های هوایی که به ایران تهاجم می‌کنند؛ 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 پرفشار به وضعیت و نحوه قرار گرفتن تاوه قطبی در وردسپهر فوقانی و محور رودباد بستگی دارد. خوش‌اخلاق (۱۳۷۷) 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. خوشحال دستجردی (۱۳۷۸) با بررسی تأثیر پرفشار جنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب شرق و سواحل جنوبی ایران، معتقد است که میزان و وسعت

2 - Prezerakos

3 - Katsoulis et al

بارندگی در سواحل جنوبی و جنوب شرق ایران، به موقعیت کم فشار حرارتی سطح زمین بر روی کشور، به خصوص نیمه جنوبی و جنوب شرق کشور و موقعیت، ارتفاع و وسعت پرفشار جنب حاره در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی نیمه جنوبی فلات ایران بستگی دارد.

کریچاک و همکاران^۴ (۲۰۰۰) ارتباط الگوهای همدید و دوره‌های پربارش و کم بارش شرق مدیترانه

را بررسی کرده‌اند. بر اساس یافته‌های این پژوهش، ناهنجاری‌های فشار تراز دریا (SLP) و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، تبیین کننده رخداد دوره‌های پربارش و کم بارش در شرق مدیترانه است. لیتمن^۵ (۲۰۰۰) با بهره‌گیری از روش تحلیل خوشه‌ای، داده‌های فشار و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را پردازش و طبقه‌بندی و ارتباط تیپ‌های هوای حاصله را با بارش‌های مدیترانه بررسی نموده است. از نتایج قابل توجه در این پژوهش، شناسایی ۲۰ تیپ هوای مختلف است که تا حدود زیادی پراش الگوهای بارش مدیترانه را تبیین می‌نمایند. مفیدی (۱۳۷۹) با بررسی ارتباط بارش‌های کشور و ارتفاع فرود دریای سیاه در دوره آماری (۱۹۸۴-۱۹۸۸) نتیجه گرفته است که بیشترین همبستگی بین فرود در منطقه دریای سیاه، به ویژه نیمه شرقی دریا و بارش ایران در غرب تا شمال غرب کشور مشاهده می‌شود. فهامی (۱۳۸۰) ضمن بررسی پرفشار جنب حاره و ارتباط آن با تابستان‌های گرم ایران، نشان داد که موقعیت محور، مرکز ارتفاع زیاد جنب حاره و جهت باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برای وقوع دمای حداکثر و میزان ابرناکی و فرارفت هوا برای تعیین دمای حداقل، عوامل مهمی هستند. علیجانی (۱۳۸۱) 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، تقریباً تمام منطقه را فرا می‌گیرند؛ اما در دوره گرم سال، ضعیف‌تر می‌شوند و به

4 - Krichak et al

5 - Littmann

تحلیل همدید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۵۱

جای آنها پرفشار جنب حاره گسترش می‌یابد که جابه‌جایی آن ویژگی اصلی توپوگرافی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در این دوره است.

زنگویل و همکاران^۶ (۲۰۰۳) ارتباط بین میانگین فصلی ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و الگوهای فشار تراز دریا را با توزیع مکانی بارش در شرق مدیترانه بررسی کرده‌اند. این پژوهش، نشان داد که سامانه‌های همدید تأثیرگذار بر روی بارش فصلی شرق مدیترانه را می‌توان در سه نمونه A، B و C تقسیم بندی نمود. در نمونه A محور ناوه از شمال غرب به جنوب شرق، در نمونه B از شمال به جنوب و در نمونه C از شمال شرق به جنوب غرب کشیده شده است. توموزیو و همکاران^۷ (۲۰۰۵) ارتباط الگوهای گردشی جوی بزرگ مقیاس را با تغییر پذیری مکانی بارش زمستانی در رومانی مطالعه کرده‌اند. براساس این پژوهش، فاز مثبت نوسان اطلس شمالی (NAO) و کاهش فعالیت بلو کینگ زمستانی می‌تواند یکی از عوامل کاهش بارش زمستانی در رومانی باشد. سانتوز و همکاران^۸ (۲۰۰۵) با بهره‌گیری از روش خوشه بندی غیرسلسله مراتبی یا ناپایگانی (K میانگین)، رژیم‌های هوایی و ارتباط آن با بارش‌های زمستانی پرتغال را بررسی نموده‌اند. بر اساس یافته‌های این پژوهش، پنج رژیم هوایی W، C، NAO₋، NAO₊ و E از یکدیگر متمایز گردیدند. در این میان، ویژگی عمده رژیم NAO₊ تشدید پرفشار آزور است که با گسترش بر روی شبه جزیره ایبری عموماً شرایط اقلیمی خشک را به دنبال می‌آورد.

داده‌ها و روش‌شناسی

هدف از مطالعات همدید، تبیین اندرکنش‌های کلیدی میان جو و محیط سطحی و به عبارتی، کشف رابطه میان الگوهای جریان‌های جوی با رویدادهای محیطی است (یارنال^۹، ۱۹۹۳؛ مسعودیان، ۱۳۸۵: ۱). داده‌های جوی لازم برای انجام این پژوهش، از پایگاه داده مرکز

6- Zangovil et al

7 - Tomozeiu et al

8 - Santos et al

9 - Yarnal

ملی پیش‌بینی‌های محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده امریکا (NCEP/NCAR) برداشت شده است. در این ارتباط و به منظور شناسایی الگوهای گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال از داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل این تراز استفاده گردید. 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 144×37 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 GMT ۱۲ که به وقت رسمی ایران معادل ساعت ۱۵/۵ است؛ به دلیل نزدیکی به میانه اقلیمی روز (حدود ساعت دو بعد از ظهر محلی) استفاده شده است.

مطالعاتی که تاکنون در زمینه شناسایی الگوهای گردش انجام گرفته، غالباً در برگیرنده یک دوره زمانی ده ساله یا کوتاهتر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۴: ۴). در این پژوهش، برای شناسایی الگوهای گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در ساعت GMT ۱۲ از اول ژانویه ۱۹۵۱ / ۱۱ دی ماه ۱۳۲۹ تا ۳۱ دسامبر ۲۰۰۵ / ۱۰ دی ماه ۱۳۸۴؛ یعنی یک دوره ۵۵ ساله شامل ۲۰۰۸۹ روز انتخاب و بررسی شد. بنابراین، داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل در این تراز یک ماتریس 20089×5328 را تشکیل 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 $2/5$ درجه قوسی هستند. بنابراین، ماتریس حاصله دارای آرایش S است. برای تحلیل رفتار مکانی سامانه پرفشار جنب حاره و نحوه تعامل آن با الگوهای مجاور، میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت GMT ۱۲ در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال برای همه 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:

$$HGT_{j,i}: \text{نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل روز } i \text{ ام از سال } j \text{ ام است} \\ (i=1 \dots 366, j=1951 \dots 2005)$$

پس از محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال برای تک تک روزهای تقویم خورشیدی، به منظور دستیابی به الگوهای گردشی 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 ادغام «وارد» بهره گرفته شد.

در این پژوهش، با توجه به موقعیت متوسط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، چارچوب پوش مناسب برای شناسایی و تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار از ۱۷/۵ درجه شرقی تا ۶۰ درجه غربی و ۱۰ تا ۳۵ درجه شمالی در نظر گرفته شد. با توجه به این که تفکیک مکانی داده‌ها ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی است، در فاصله ۱۰ تا ۳۵ درجه شمالی، ۱۱ یاخته عرضی و در فاصله ۱۷/۵ درجه شرقی تا ۶۰ درجه غربی، ۳۲ یاخته طولی و در مجموع ۳۵۲ یاخته وجود دارد. چون مساحت یاخته‌ها با افزایش عرض جغرافیایی کاهش می‌یابد، برای محاسبه میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، کسینوس عرض جغرافیایی به عنوان وزن داده‌ها در نظر گرفته شد. آن‌گاه، ابتدا به منظور تحلیل رفتار زمانی پرفشار جنب حاره، مقدار شاخص این سامانه پرفشار (STI) برای هر روز در طی دوره آماری ۵۵ ساله (۱۹۵۱-۲۰۰۵) از طریق فرمول زیر محاسبه گردید:

$$STI_j = \frac{1}{\sum_{i=1}^{352} w_i} \sum_{i=1}^{352} w_i HGT_{i,j} \quad (2)$$

$$w_i = \cos(Lat_i) \quad (3)$$

در رابطه فوق:

STI_j : مقدار شاخص پرفشار جنب حاره برای روز j ام.

$HGT_{i,j}$: مقدار ارتفاع ژئوپتانسیل یاخته i ام در روز j ام ($i=1...352, j=1...20089$).
در ادامه، مقدار شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره (SSTI) به عنوان معیاری

برای تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار از طریق رابطه زیر برآورد گردید:

$$SSTI_j = \frac{STI_j - AVG}{SD} \quad (۴)$$

در رابطه فوق:

$SSTI_j$: مقدار شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره برای روز j ام ($j=1...20089$).

STI_j : مقدار شاخص پرفشار جنب حاره برای روز j ام.

AVG : میانگین ۵۵ ساله مقدار شاخص پرفشار جنب حاره.

SD : انحراف معیار ۵۵ ساله مقدار شاخص پرفشار جنب حاره.

پس از استانداردسازی مقادیر شاخص پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال از طریق فرمول (۴)، ماتریسی با آرایش P و به ابعاد ۲۰۰۸۹×۱ به دست می‌آید که شامل ناهنجاری‌های مقادیر شاخص پرفشار جنب حاره در هر روز است. این ناهنجاری‌ها بدون بعد است. مقادیر مثبت بر روی این ماتریس، نشان دهنده افزایش مقدار شاخص این سامانه پرفشار از حد میانگین و مقادیر منفی، نشانه کاهش آن است. در این پژوهش، به منظور آشکارسازی ارتباط همدید پرفشار جنب حاره با بارش روزانه در ایران، ضمن بهره‌گیری از اطلاعات ۱۴۳۷ ایستگاه سینوپتیک، کلیماتولوژی و باران سنجی کشور با دوره آماری (۲۰۰۴-۱۹۵۱) عمدتاً از داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌هایی که دارای طول دوره آماری حداقل پنج سال بوده‌اند، استفاده شد. بر این اساس، داده‌های بارش روزانه تعداد ۱۰۶۶ ایستگاه کشور انتخاب و تجزیه و تحلیل گردید. از آن جایی که طول دوره آماری مورد استفاده برای محاسبه شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره، ۵۵ سال (۲۰۰۵-۱۹۵۱) و بازه دوره آماری داده‌های بارش، ۵۴ سال (۲۰۰۴-۱۹۵۱) بود، ضمن انطباق زمانی این دو پارامتر، یک دوره آماری مشترک ۵۴ ساله (۲۰۰۴-۱۹۵۱ / ۱۳۸۳-۱۳۳۰) مشتمل بر ۱۹۷۲۴ روز انتخاب گردید. آن‌گاه، به منظور تحلیل ارتباط پرفشار جنب حاره با بارش روزانه در ایران، از روش جدول توافقی بهره گرفته شد. در روش جدول توافقی، آماره

تحلیل همبستگی ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۵۵

آزمون به صورت زیر تعریف می‌شود (باتاچاریا و جانسون، ۱۹۷۷؛ ابن شهر آشوب و میکائیلی، ۱۳۶۹ : ۵۰۵):

$$\chi^2 = \sum \frac{(n_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}}, \quad E_{ij} = \frac{n_{i.} n_{.j}}{n} \quad (5)$$

در روابط فوق داریم:

χ^2 : آماره کای دو.

n_{ij} : فراوانی مشاهده شده روی سطر i ام و ستون j ام.

E_{ij} : فراوانی مورد انتظار تحت فرض صفر (استقلال) روی سطر i ام و ستون j ام.

بر این اساس، فرض صفر (استقلال) و فرض مقابل را به زبان ریاضی می‌توان به

صورت زیر نوشت:

$$H_0: n_{ij} = E_{ij} \quad (6)$$

$$H_1: n_{ij} \neq E_{ij}$$

تعداد درجه آزادی برای آماره χ^2 نیز در یک جدول توافقی $r \times c$ (تعداد ستون‌ها \times

تعداد سطرها) برابر است با:

$$d.f = (r-1)(c-1) \quad (7)$$

دنباله بالایی توزیع χ^2 با $d.f = (r-1)(c-1)$ به عنوان ناحیه رد به کار می‌رود. در

روش جدول توافقی، هر گاه χ^2 مشاهده شده (حاصل از محاسبات بالا) بزرگتر از مقدار χ^2

χ جدول χ^2_{α} باشد، فرض صفر (استقلال) در سطح معنا دار بودن α رد می‌شود. در

عین حال، چنانچه χ^2 مشاهده شده کوچکتر از مقدار χ^2_{α} جدول χ^2_{α} باشد، فرض

صفر (استقلال) در سطح معنا دار بودن α رد نمی‌شود. α اندازه ناحیه بحرانی است که

غالباً ۰/۰۱ یا ۰/۰۵ انتخاب می‌گردد.

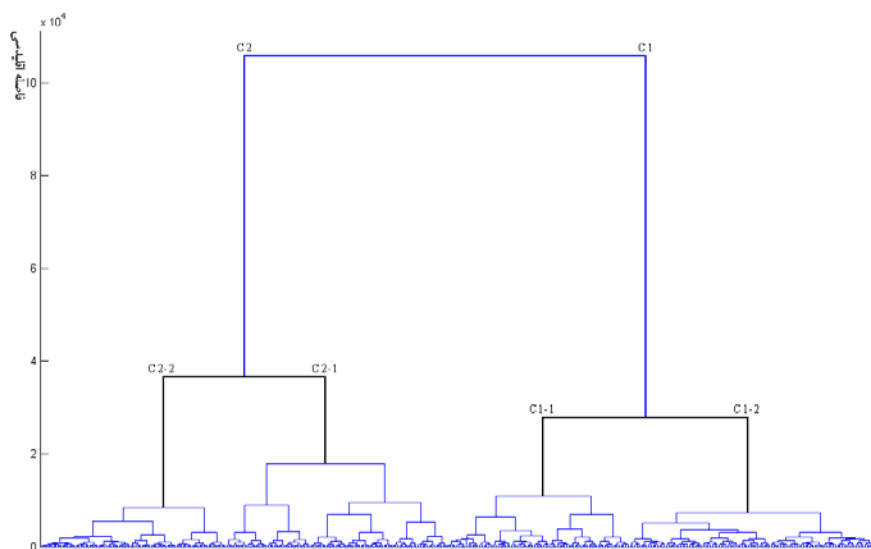
تحلیل رفتار مکانی پرفشار جنب حاره

برای دستیابی به الگوهای گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال، یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به شیوه ادغام «وارد» بر روی مقادیر میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل ساعت GMT ۱۲ انجام گرفت. بر پایه این تحلیل، چهار الگوی گردش اصلی بر اساس درجه همانندی یا ناهمانندی و متناسب با زمان رخداد در نیمکره شمالی شناسایی گردید (شکل ۱).

۱- الگوی گردش گذار پایانی پاییزی - گذار آغازین بهاری (۱-۱)

این الگو از نظر زمانی دارای یک توزیع دو نمایی است. زمان اول رخداد این الگو از

روز ۲۹ مهر



شکل (۱): دارنمای الگوهای گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

تا ۷ آذر به مدت ۳۹ روز و زمان دوم آن از روز ۲۶ اسفند تا ۵ اردیبهشت به مدت ۴۰ روز تداوم می‌یابد. با توجه به رخداد این الگوی گردش در دو بازه زمانی قبل و بعد از دوره سرد، می‌توان آن را الگوی دو نمایی گذار پایانی پاییزی - گذار آغازین بهاری نامگذاری نمود. الگوی مزبور در زمان کنش، انتقال سامانه‌های پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۳۰ درجه و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند راسبی را در عرض‌های بالاتر از ۳۰ درجه

نشان می‌دهد. در زمان استقرار این الگوی گردشی پرفشار جنب حاره با محور غربی-شرقی دارای دو کانون با شدت یکسان است. کانون شرقی این پرفشار به نام آזור که گسترده‌گی بیشتری نسبت به کانون غربی دارد، با ارتفاع مرکزی ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی شرق سنگال و کانون غربی آن به نام برمودا و با ارتفاع مرکزی برابر با کانون شرقی بر روی اقیانوس اطلس شمالی در شمال شرق ونزوئلا متمرکز می‌شود (شکل ۲). شکل‌گیری و نمود آشکار این کانون غربی سبب می‌شود تا سامانه مزبور را در این الگوی گردشی پرفشار آזור-برمودا نامگذاری نماییم.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم وقوع الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) نشان می‌دهد که کانون شرقی این سامانه پرفشار، ضمن کاهش شدت از نظر نصف‌النهار به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) و از لحاظ مداری اندکی به طرف غرب در اقیانوس اطلس شمالی تغییر موقعیت داده است. زبانه شرقی این سامانه پرفشار نیز در زمان اول استقرار و حاکمیت این الگو پس از عبور از روی بخش‌های غربی و مرکزی افریقا و ضمن گذر از نیمه جنوبی دریای سرخ با عبور از روی خلیج عدن^{۱۱}، سرانجام تا غرب دریای عرب^{۱۲} در شرق عمان گسترش می‌یابد که در مقایسه با زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) ضمن کاهش گستره مداری خود به طرف شرق، اندکی نیز به سمت جنوب (عرض‌های پایین‌تر) متمایل می‌گردد. در مجموع، رخداد زمان اول این الگو (گذار پایانی پاییزی) تضعیف پرفشار جنب حاره را نسبت به زمان دوم رویداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) آشکار می‌سازد. چنانچه زمان دوم رخداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد (۱-۲) مقایسه گردد، مشخص می‌شود که این سامانه پرفشار ضمن افزایش شدت از نظر نصف‌النهار اندکی به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) تغییر مکان می‌دهد. در عین حال، این پرفشار با پایان یافتن دوره سرد سال، ضمن تقویت و افزایش تدریجی شدت، گسترش مداری

11- Aden Gulf

12- Arabian Sea

بیشتری به دو سوی شرق و غرب دارد. به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار جنب حاره را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید. در این الگوی گردشی سامانه پرفشار جنب حاره گسترده‌ای نیز در شرق آسیا با محور تقریباً شرقی - غربی

و با کانونی با ارتفاع مرکزی ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اقیانوس آرام شمالی تقریباً در شمال شرق فیلیپین نمودی آشکار دارد (شکل ۲). زبانه غربی این سامانه پرفشار نیز پس از عبور روی فیلیپین و دریای چین جنوبی تا جنوب برمه (شرق خلیج بنگال) کشیده می‌شود. مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگوی گردشی منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی پاییزی) با زمان دوم وقوع الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) نشان از تقویت و گسترش حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد؛ به گونه‌ای که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۳۹۸۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) به ۳۸۶۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رویداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز جوی ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر سرمایش شدید حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از روی خلیج فارس و جنوب ایران عبور می‌نماید و در مجموع، ایران به طور کامل تحت استیلای بادهای غربی قرار می‌گیرد. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از جنوب دریای خزر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) به خلیج فارس و جنوب ایران در زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) حاکی از پیشروی و گسترش حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است (شکل ۲). از طرفی، مقایسه زمان دوم رخداد این الگوی گردشی (گذار آغازین بهاری) با الگوی دوره سرد (۱-۲) بیانگر این است که بادهای

غربی موج در آستانه تضعیف قرار می‌گیرند و در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های بالاتر پسروی می‌نمایند. بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز جوی ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر افزایش دما حدود ۶۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. به عبارت دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۳۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره سرد (۱-۲) به ۳۸۶۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی گردش ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) تبدیل شده است. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از شمال دریای عرب در الگوی دوره سرد (۱-۲) به خلیج فارس و بخش‌های جنوبی ایران در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) نشان‌دهنده پسروی و کاهش قلمرو نصف‌النهاری بادهای غربی است. در مجموع، با استقرار و حاکمیت الگوی گذار پایانی پاییزی- گذار آغازین بهاری (۱-۱) میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در جنوبی‌ترین بخش ایران، ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر است که در منتهالیه شمال‌غربی کشور به ۴۲۶۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در این الگوی گردش نیز نمایانگر الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی است. مکان‌های غالب تشکیل فراز تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، شمال‌غرب آمریکا، گرینلند، شمال و غرب اروپا و حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت را در بر می‌گیرد. از آن جایی که زمان رخداد این الگوی گردش قبل و بعد از دوره سرد سال است، سه موج بلند دوره سرد نیمکره شمالی (موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا) در این الگو نمودی آشکار دارند (شکل ۲). البته، فرودهایی نیز تقریباً بر روی جنوب غرب آمریکا و شرق اقیانوس آرام شمالی، شمال دریای سرخ، دریای اختسک و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و شمال شرق کانادا استقرار دارند. در واقع، این الگوی گردش به نوعی به الگوی دوره سرد (۱-۲) شباهت دارد. فشردگی منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده استقرار فرودهای شرق آمریکا و شرق آسیا، مبین تباین زیاد دما و فشار و شدت سرعت بادهای در عرصه نمود این فرودها نسبت به فرود مدیترانه است. بر اساس این الگو، محور فرود

مدیترانه تقریباً از مرکز دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی جزیره قبرس در شرق مدیترانه می‌گذرد. نواحی شمال‌غربی و غرب اروپا نیز شاهد یک الگوی فرازی است. در این شرایط، هوای سرد اروپایی ضمن ریزش بر روی مدیترانه در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر مدیترانه امکان تشکیل جبهه را فراهم می‌آورد.

در عین حال، همگام با استقرار و حاکمیت فرود بر روی مدیترانه شرایط پویشی (دینامیکی) ناپایداری آماده می‌شود. بر این اساس، همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای، بستر لازم برای تشکیل سامانه‌های باران‌زا (کم‌فشارهای مدیترانه‌ای) مهیا می‌گردد. از طرف دیگر، در زمان حاکمیت این الگوی گردش، فرودی نیز بر روی نیمه شمالی دریای سرخ استقرار می‌یابد. در این شرایط هوای گرم و مرطوب افریقای حاره‌ای نیز در برخورد با هوای سرد اروپایی، امکان تشکیل سامانه‌های باران‌زا را فراهم می‌نماید. این سامانه‌ها به صورت منفرد یا ضمن ترکیب با کم‌فشارهای مدیترانه می‌توانند در بستر بادهای غربی موج با ورود به ایران موجبات بارش را فراهم سازند. در مجموع، به نظر می‌رسد بارش ایران در دوره‌های گذار پایانی پاییزی و گذار آغازین بهاری، ارتباط نزدیکی با رخداد این الگوی گردش به سبب شکل‌گیری فرودهای مدیترانه و دریای سرخ و نیز ارتفاع کم این فرودها داشته باشد.

۲- الگوی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی (۱-۲)

این الگو نیز در دو بازه زمانی مجزا نمود و حاکمیت پیدا می‌کند. زمان اول رخداد این الگو از روز ۶ اردیبهشت تا ۲۸ خرداد به مدت ۵۴ روز و زمان دوم آن از روز ۱۷ شهریور تا ۲۸ مهر به مدت ۴۳ روز است. رویداد این الگوی گردش در دو بازه زمانی، از یک سو منطبق بر آخرین گذار بهاری و از سوی دیگر، مصادف با نخستین گذار پاییزی است؛ بر این اساس، می‌توان آن را الگوی دو نمایی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی نامید.

این الگو در زمان کنش، استقرار سامانه‌های 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 زمان حاکمیت این الگوی گردشی با محوری طویل که از جانب غرب به شرق قرار می‌گیرد، دارای کانونی با ارتفاع مرکزی ۴۴۴۰ ژئوپتانسیل متر بر روی غرب مالی است (شکل ۳). پرفشار فوق در زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) نسبت به زمان دوم رویداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) از نظر نصف‌النهار به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) و از لحاظ مداری به طرف شرق در افریقا تغییر موقعیت می‌دهد. زبانه شرقی این سامانه پرفشار نیز با عبور از جنوب مدیترانه، شمال و جنوب دریای سرخ و خلیج عدن، ضمن استقرار نمادین بر روی ایران، خلیج فارس و دریای عمان، سرانجام تا جنوب پاکستان امتداد می‌یابد که نشان‌دهنده گسترش قلمرو مداری آن نسبت به زمان دوم رخداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) است.

در مجموع، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) با زمان دوم رویداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) نشان می‌دهد که بتدریج شدت پرفشار جنب حاره به سبب انباشت هوا در وردسپهر فوقانی و سپس جریان آن از بالا به پایین افزایش یافته، بر وسعت آن نیز افزوده می‌شود. چنانچه زمان دوم رخداد این الگو (گذار آغازین پاییزی) با الگوی گردشی دوره گرم (۲-۲) مقایسه گردد، مشخص می‌شود که این سامانه پرفشار ضمن تضعیف و کاهش شدت از نظر نصف‌النهار به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) و از لحاظ مداری اندکی به طرف اقیانوس اطلس شمالی تغییر مکان می‌دهد. به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار جنب حاره را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

در زمان حاکمیت این الگو، پرفشار جنب حاره گسترده‌ای نیز در شرق آسیا با محور تقریباً شرقی- غربی کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۴۴۴۰ ژئوپتانسیل متر بر روی اقیانوس آرام شمالی متمرکز می‌نماید (شکل ۳). زبانه غربی این پرفشار نیز بر روی

اقیانوس آرام شمالی، ضمن گذر از دریای چین جنوبی تقریباً تا روی ویتنام گسترش می‌یابد. به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگوی گردشی منحنی هم-ارتفاع ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

از نظر زمانی، مقایسه زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) با زمان دوم رویداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) بیانگر استمرار تضعیف حلقه بادهای غربی و مهاجرت این بادهای به طرف عرض‌های بالاتر است. بر این اساس، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب گرمایش حدود ۱۲۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. به بیان دیگر، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۳۸۶۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) به ۳۹۸۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رویداد این الگو (گذار پایانی بهاری) تبدیل شده است. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی در نصف‌النهار ایران از حوالی ۳۵ درجه می‌گذرد. به عبارت دیگر، در حاشیه استوایی، این منحنی هم‌ارتفاع از جنوب دریای خزر در ایران عبور می‌نماید که حکایت از پسروی بیشتر بادهای غربی نسبت به زمان دوم رخداد الگوی ۱-۱ (گذار آغازین بهاری) دارد. این موضوع نشان می‌دهد که بخش‌های زیادی از ایران به استثنای قلمروهای شمال‌شرقی، شمالی و شمال‌غربی کشور در زمان اول رخداد این الگو (گذار پایانی بهاری) از تسلط بادهای غربی خارج می‌شود و تحت سیطره پرفشار گسترده جنب حاره قرار می‌گیرد (شکل ۳). از سوی دیگر، مقایسه زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) با الگوی گردشی دوره گرم (۲-۲) نشان از تقویت و گسترش حلقه بادهای غربی در جهت نصف‌النهاری به طرف عرض‌های پایین‌تر دارد؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۴۰۸۰ ژئوپتانسیل متر در الگوی دوره گرم (۲-۲) به ۳۹۸۰ ژئوپتانسیل متر در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی بر اثر کاهش دما و

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۶۳

سرمايش حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در عین حال، انتقال منحنی هم-ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از میان دریای خزر در الگوی دوره گرم (۲-۲) به جنوب این دریا در زمان دوم رخداد الگوی ۱-۲ (گذار آغازین پاییزی) بیانگر تقویت و گسترش نصف‌النهاری حلقه بادهای غربی به طرف عرض‌های پایین‌تر است. در مجموع، با استقرار الگوی گذار پایانی بهاری-گذار آغازین پاییزی (۱-۲) بخش‌های زیادی از ایران به استثنای تقریباً یک سوم شمالی کشور متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است (شکل ۳).

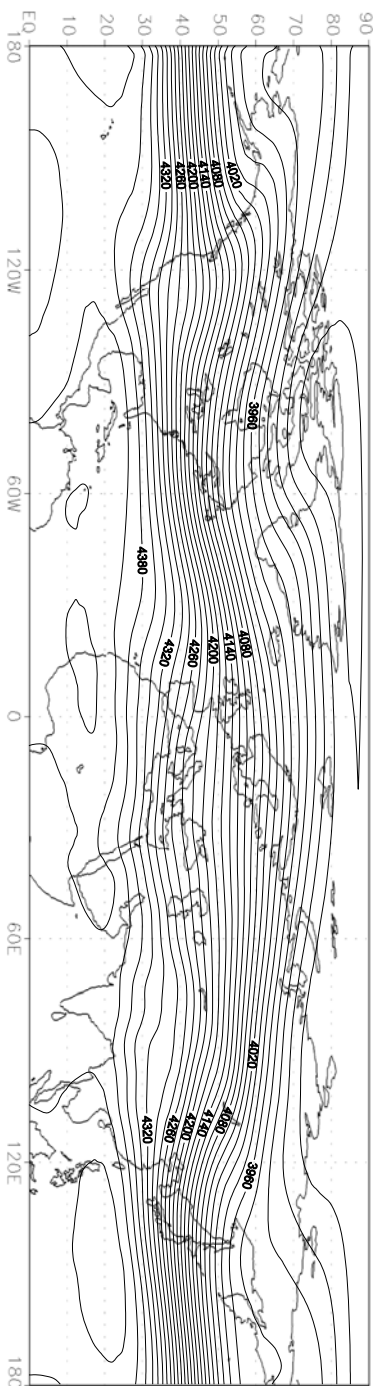
در زمان حاکمیت این الگوی گردش شرق اقیانوس آرام شمالی در جنوب غرب آمریکا، شرق آمریکا، شرق اقیانوس اطلس شمالی در جنوب غرب اروپا، شرق مدیترانه، شرق هندوستان و شرق آسیا مکان‌های غالب تشکیل فرود هستند. بر اساس این الگوی گردش، بر روی بخش شرقی دریای مدیترانه استقرار یک فرود مشاهده می‌شود. محور فرود شرق مدیترانه تقریباً از مرکز دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی جزیره قبرس می‌گذرد. فرود شرق مدیترانه در زمان بالندگی این الگو به سطح زمین نزدیک و ارتفاع آن از ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر کمتر است (شکل ۳). از این جهت، به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین، ایجاد ناپایداری و تشکیل بارش در ایران، به ویژه در کرانه‌ها و پسرانه‌های جنوبی خزر و شمال غربی کشور داشته باشد. در این الگوی گردش، فرودهایی نیز در اطراف قطب شمال تقریباً بر روی جزیره بافین، شمال سیبری و دریای برینگ استقرار دارند. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، گرینلند و شمال شرق روسیه را در بر می‌گیرد. افزایش مکان‌های استقرار فراز و فرود در این الگو، نشانه نامنظم بودن بادهای غربی است. البته، در این ارتباط، نیمکره غربی به سبب سیطره بیشتر آب‌ها، نسبت به نیمکره شرقی با ثبات‌تر است.

رخداد این الگو به سبب شکل‌گیری فرود شرق مدیترانه منطبق بر وقوع بارش‌های بهاره و پاییزه، به ویژه در کرانه‌ها و پسرکانه‌های جنوبی خزر و شمال‌غرب کشور است. در مجموع، گمان می‌رود بارش ایران در دوره‌های گذار بهاری و پاییزی ارتباط نزدیکی با رویداد دو الگوی گردش‌ی ۱-۲ و ۱-۱ داشته باشد.

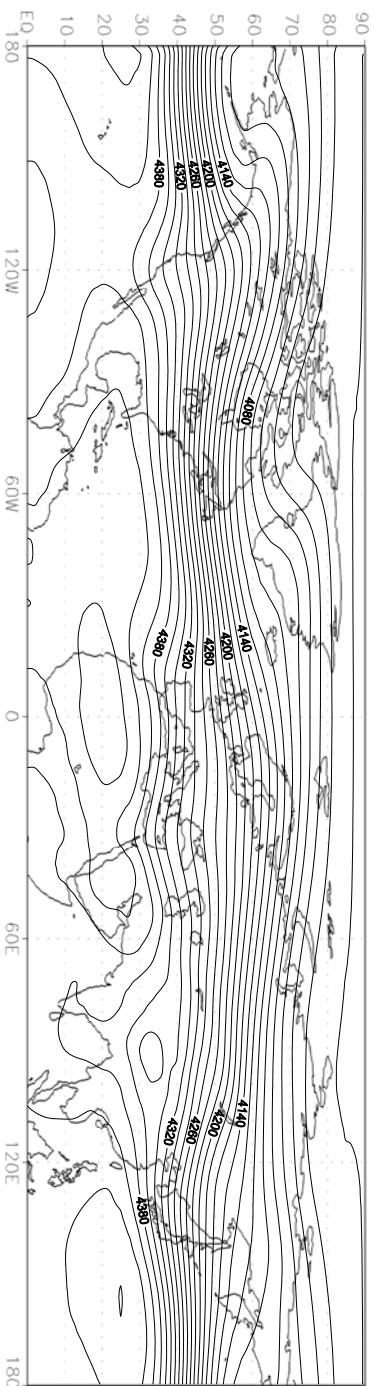
۳- الگوی گردش‌ی دوره گرم (۲-۲)

این الگو که از نظر زمانی منطبق بر دوره گرم سال است، از روز ۲۹ خرداد آغاز و تا ۱۶ شهریور به مدت ۸۱ روز تداوم می‌یابد. الگوی مزبور در زمان کنش، حاکمیت سامانه‌های پرفشار جنب حاره در جنوب مدار 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 ۴۴۸۰ ژئوپتانسیل متر بر روی غرب الجزایر متمرکز می‌نماید (شکل ۴). این پرفشار همزمان با دوره گرم سال، در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) از نظر نصف‌النهار به طرف شمال (عرض‌های بالاتر) و از لحاظ مداری اندکی به طرف شرق در افریقا تغییر موقعیت می‌دهد. زبانه شرقی این سامانه پرفشار نیز با عبور از روی مدیترانه، شمال و جنوب دریای سرخ و ضمن گذر از خلیج فارس بر روی ایران استقرار می‌یابد. مقایسه این الگو با زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) نشان می‌دهد که بتدریج شدت کانون این سامانه پرفشار به سبب انباشت هوا در وردسپهر فوقانی و سپس جریان آن از بالا به پایین افزایش یافته، بر گسترده‌گی آن در جهت نصف‌النهار نیز افزوده می‌شود. در واقع، این الگو نماد اوج کنش پرفشار جنب حاره است. به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌کند.

تحلیل همبستگی ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۶۵



شکل (۱): آرایش گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار الگوی گذار پایانی پائیزی - گذار آغازین بهاری (۱-۱)



شکل (۲): آرایش گردش تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار الگوی گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پائیزی (۲-۱)

در زمان استقرار الگوی گردشی فوق پرفشار جنب حاره گسترده‌ای نیز با محور شرقی- غربی کانون خود را با ارتفاع مرکزی ۴۴۴۰ ژئوپتانسیل بر روی اقیانوس آرام شمالی متمرکز می‌نماید (شکل ۴). زبانه غربی این سامانه پرفشار نیز بر روی اقیانوس آرام شمالی تا جنوب ژاپن کشیده می‌شود. در مجموع، این الگو نشان‌دهنده اوج فعالیت این سامانه پرفشار است. به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو منحنی هم- ارتفاع ۴۴۲۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

این الگو، در واقع بیانگر اوج فعالیت و گسترش سامانه‌های پرفشار پویشی (دینامیکی) غیر سطحی و پسروی حداکثری بادهای غربی مواج در نیمکره شمالی است. در زمان رخداد این الگو بادهای غربی با توجه به کاهش شیو نصف‌النهاری دما و فشار بسیار تضعیف می‌گردند (شکل ۴). به عبارت دیگر، در دوره گرم سال نیمکره شمالی گرم می‌شود و در نتیجه، تباین دمای دوره سرد سال وجود ندارد؛ از این رو، بادهای غربی ضمن تضعیف بسیار به طرف عرض‌های بالاتر پسروی می‌نمایند. در این هنگام، جریان وزش غالباً نصف‌النهاری است. این الگوی گردشی در واقع نمایانگر افزایش تعداد مکان‌های استقرار فراز و فرود است؛ به طوری که شرق اقیانوس آرام شمالی، شرق آمریکا، دریای سیاه- مدیترانه، جنوب هندوستان و شرق دریاچه بایکال مکان‌های غالب تشکیل فرود هستند. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی دریای سیاه و منتهی‌الیه بخش شرقی مدیترانه شاهد استقرار یک فرود است که قلمرو شمال‌غربی ایران را نیز در بر می‌گیرد. در عین حال، فرازی نیز در شرق دریای سیاه تقریباً بین دریای خزر و دریاچه خوارزم ظاهر می‌شود. به عبارت دیگر، بر اساس این الگو دریای سیاه- مدیترانه مکان ترجیحی استقرار فرود و بخش‌های بین دریای خزر و دریاچه خوارزم محل ترجیحی استقرار فراز است. فرود دریای سیاه- مدیترانه در زمان بالندگی این الگوی گردشی به سطح زمین نزدیک بوده، ارتفاع آن از ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر کمتر است (شکل ۴). از این جهت به سبب عمق مناسب و ارتفاع کم می‌تواند نقش تعیین‌کننده‌ای در شرایط جوی سطح زمین، به ویژه ایجاد ناپایداری و تولید بارش در پهنه شمال‌غربی کشور داشته باشد. این مطلب،

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۶۷

بدین معناست که در زمان رخداد این الگو، شرایط جوی دیگر قلمروهای ایران غالباً متأثر از پرفشار گسترده جنب حاره است که بر روی بخش‌های زیادی از کشور حاکمیت خود را دیکته می‌کند.

در این الگو، فرودهایی نیز در عرض‌های بالاتر بر روی شمال روسیه، دریای برینگ و حد فاصل دو خلیج بafین و هودسن نمودی آشکار دارند. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نیمه غربی کانادا، آلاسکا، گرینلند و شمال اروپا را در بر می‌گیرد. افزایش مکان‌های استقرار فراز و فرود در این الگو، نمایانگر نامنظم بودن بادهای غربی است. بررسی این الگو، در مجموع نشان‌دهنده تضعیف شدید و پسروی حداکثری بادهای غربی است؛ به طوری که در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب گرمایش شدید حدود ۱۰۰ ژئوپتانسیل متر افزایش یافته است. در این ارتباط، داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۳۹۸۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۲ (گذار پایانی بهاری) به ۴۰۸۰ ژئوپتانسیل متر در این الگو تبدیل شده است. در حاشیه بیرونی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر در نصف‌النهار ایران از حوالی ۴۲ درجه می‌گذرد. به بیان دیگر، در حاشیه استوایی، این منحنی هم-ارتفاع تقریباً از میان دریای خزر عبور می‌نماید. این موضوع نشان می‌دهد که ایران در زمان حاکمیت این الگو تقریباً به طور کامل از زیر نفوذ حلقه بادهای غربی خارج می‌شود. الگوی مزبور در واقع نشان‌دهنده پسروی بادهای غربی به شمالی‌ترین حد خود است (شکل ۴). به نظر می‌رسد، رخداد بارش‌های دوره گرم سال، به ویژه در قلمرو شمال‌غربی ایران ارتباط نزدیکی با استقرار این الگوی گردشی داشته باشد. در مجموع، اقلیم ایران در دوره گرم سال به شدت تحت کنترل این الگوی گردشی و متأثر از تغییرات سال به سال آن است.

۴- الگوی گردشی دوره سرد (۱-۲)

این الگو که از نظر زمانی مصادف با دوره سرد سال است؛ از روز ۸ آذر آغاز و تا ۲۵ اسفند به مدت ۱۰۸ روز تداوم می‌یابد. الگوی مزبور در زمان کنش، انتقال سامانه‌های پرفشار جنب حاره به جنوب مدار تقریباً ۲۵ درجه و سیطره بادهای غربی در عرض‌های

بالا تر از ۲۵ درجه را آشکار می‌سازد. در زمان استقرار این الگو پرفشار جنب حاره با محور تقریباً غربی - شرقی فاقد کانون ترجیحی است و تنها منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر که از آن سوی شرق دریاچه چاد در افریقا تا جنوب مکزیک در جهت مداری گسترده شده است، می‌تواند نماد این سامانه پرفشار تلقی گردد (شکل ۵).

مقایسه این الگو با زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی)، تغییر موقعیت و جابه‌جایی اندک پرفشار جنب حاره به طرف جنوب (عرض‌های پایین‌تر) را از نظر نصف‌النهاری نشان می‌دهد. این پرفشار در زمان استقرار و حاکمیت این الگو از طرف شرق، ضمن در بر گرفتن بخش‌های غربی و مرکزی افریقا، سرانجام تا مرکز سودان در آن سوی شرق دریاچه چاد گسترش می‌یابد که در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) نشان از کاهش گستره مداری این سامانه به سمت شرق دارد. بر اساس این الگو، هم‌زمان با مهاجرت پرفشار جنب حاره به طرف عرض‌های پایین‌تر و کاهش شدت و وسعت این سامانه، روند تضعیف این پرفشار پویشی (دینامیکی) در مقایسه با زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) آهنگ سریع‌تری به خود می‌گیرد؛ به طوری که تضعیف حداکثری پرفشار مزبور در این الگو آشکار می‌گردد (شکل ۵). به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار جنب حاره را در این الگوی گردشی منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

در زمان حاکمیت این الگو، پرفشار جنب حاره واقع در شرق آسیا با محور شرقی - غربی نیز کانون ترجیحی ندارد. گمان می‌رود، تنها منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر که از میان اقیانوس آرام شمالی تا جنوب

برمه در جهت مداری گسترش یافته است، می‌تواند تداعی‌کننده وجود این سامانه پرفشار تلقی گردد (شکل ۵). به نظر می‌رسد، مرز بیرونی پرفشار مزبور را در این الگو منحنی هم‌ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر مشخص می‌نماید.

در زمان کنش این الگو، حاکمیت و سیطره بادهای غربی همراه با امواج بلند راسبی در عرض‌های بالاتر از ۲۵ درجه نمودی آشکار دارد. بادهای غربی با توجه به افزایش

شیو نصف‌النهاری دما و فشار در طی استقرار این الگوی گردشی که دوره سرد سال را در بر می‌گیرد، تشدید می‌شوند. در این الگو، امواج بادهای غربی بر اثر انحنای خطوط هم-ارتفاع موجودیت یافته؛ بادهای تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال به موازات این خطوط هم‌ارتفاع می‌وزند و مسیر منحنی‌وار ایجاد می‌نمایند. این نوع آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع و تغییرات مسیر وزش بادها برآیند تغییرات مؤلفه‌های تاوایی مطلق و ثابت بودن آن در طول مسیر حرکت بادهاست. بادهای غربی در زمان حاکمیت این الگو که اختلاف دما در سطح زمین زیاد است و حلقه آنها تا عرض‌های پایین گسترش می‌یابد، علاوه بر شدت، بیشتر تمایل به وزش مداری دارند. این الگو، در مجموع نشان از حاکمیت و گسترش حداکثری قلمرو بادهای غربی دارد؛ به طوری که داخلی‌ترین منحنی با ارتفاع ۳۸۶۰ ژئوپتانسیل متر در زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) به ۳۸۰۰ ژئوپتانسیل متر در این الگو تبدیل شده است. به بیان دیگر، در حاشیه درونی بادهای غربی ارتفاع تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در منطقه قطبی به سبب سرمایش شدید حدود ۶۰ ژئوپتانسیل متر کاهش یافته است. در حاشیه استوایی نیز منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی حلقه بادهای غربی از میان دریای سرخ و شمال دریای عرب عبور می‌کند و در مجموع، ایران تحت نفوذ و سیطره کامل بادهای غربی مواج قرار می‌گیرد. در عین حال، انتقال منحنی هم‌ارتفاع ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر به عنوان مرز بیرونی بادهای غربی از روی خلیج فارس و جنوب ایران در زمان اول رخداد الگوی ۱-۱ (گذار پایانی پاییزی) به شمال دریای عرب در الگوی دوره سرد (۱-۲) نشان از پیشروی بادهای غربی به جنوبی‌ترین حد خود در این الگو دارد (شکل ۵).

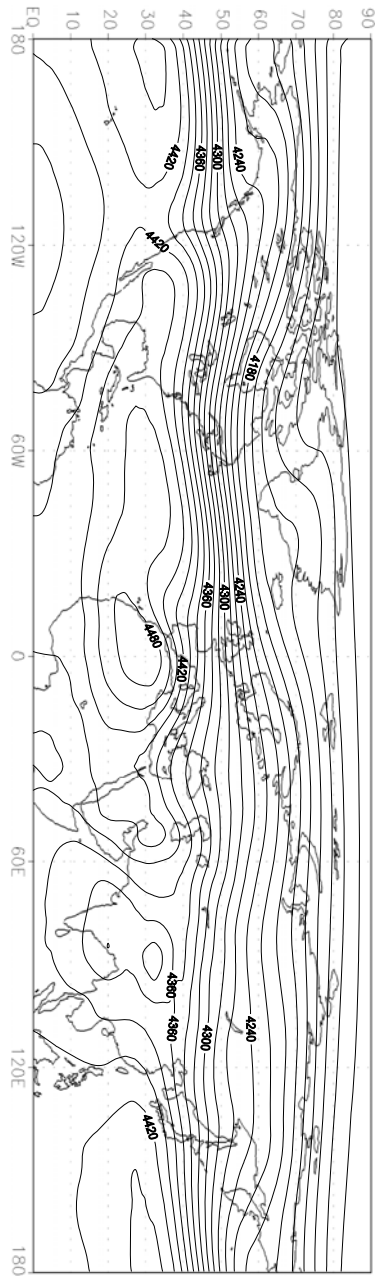
در زمان استقرار الگوی دوره سرد (۱-۲) میانگین ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در جنوبی‌ترین بخش ایران حدود ۴۳۶۰ ژئوپتانسیل متر است که در انتها الیه شمال غربی کشور تقریباً به ۴۲۰۰ ژئوپتانسیل متر می‌رسد. این الگوی گردشی نشان‌دهنده الگوهای فراز و فرود متوالی در بادهای غربی عرض‌های میانه است. نزدیکی فراز و فرودها به سطح زمین در این الگو از لحاظ پویشی (دینامیکی) امکان

گسترش اثر آنها به سطح زمین را افزایش می‌دهد. مکان‌های غالب تشکیل فرود تقریباً شامل ۱۲۰ درجه شرقی تا ۱۵۰ درجه غربی، صفر تا ۵۰ درجه شرقی و ۳۰ تا ۱۰۰ درجه غربی است. البته، بر اساس این الگو فرودهایی نیز بر روی منتهالیه بخش شرقی اقیانوس آرام شمالی در جنوب غرب آمریکا، دریای اختسک و در اطراف قطب شمال بر روی شمال روسیه و خلیج هودسن استقرار دارند. مکان‌های غالب تشکیل فراز نیز تقریباً نواحی ۶۰ یا ۱۲۰ درجه شرقی، صفر تا ۳۰ درجه غربی و ۱۱۰ تا ۱۵۰ درجه غربی را شامل می‌شود. در عین حال، فرازهایی نیز تقریباً بر روی آلاسکا و حد فاصل دریای سیبری شرقی تا دریای بوفورت مشاهده می‌شود. آرایش منحنی‌های هم‌ارتفاع در تراز جوی ۶۰۰ هکتوپاسکال برای دوره سرد سال نشان از الگوی سه موج بلند در نیمکره شمالی دارد. این سه موج بلند شامل موج بلند مدیترانه، موج بلند شرق آسیا و موج بلند شرق آمریکا است (شکل ۵). در میان این سه موج بلند، فرود بلند شرق آمریکا نسبتاً عمیق‌تر از دو فرود دیگر به نظر می‌رسد؛ زیرا فرود شرق آمریکا از اختلاف دمای اقیانوس اطلس شمالی و خشکی آمریکا متأثر می‌شود. فرود مدیترانه در مقایسه با فرود دیگر چندان عمیق نیست؛ زیرا فرود شرق آسیا نیز از تباین دمای شدید آب نیرو می‌گیرد. به عبارت دیگر، ورود هوای سرد سیبری به آب‌های نسبتاً گرم اقیانوس آرام شمالی در شرق آسیا باعث افزایش تاوایی مثبت می‌گردد؛ در صورتی که فرود مدیترانه از چنین وضعیتی برخوردار نیست. فشردگی منحنی‌های هم‌ارتفاع در محدوده استقرار فرودهای شرق آمریکا و شرق آسیا تباین زیاد دما، فشار و شدت سرعت بادهای را در محل تشکیل این فرودها نسبت به فرود مدیترانه تبیین می‌کند. بر اساس این الگو، استقرار فرود بر روی مدیترانه و حاکمیت جریان‌های مداری بر روی ایران نمودی آشکار دارد. محور فرود مدیترانه در این الگوی گردشی تقریباً از غرب دریای سیاه آغاز می‌شود و از روی جزیره کرت^{۱۳} در نیمه شرقی مدیترانه می‌گذرد. بخش‌های شمال‌غربی و غرب اروپا نیز شاهد یک الگوی فرازی است. در این شرایط، هوای سرد اروپایی ضمن ریزش بر روی مدیترانه در برخورد با هوای گرم و مرطوب مدیترانه در دوره سرد سال شرایط تشکیل جبهه را فراهم می‌آورد. در عین حال، استقرار و حاکمیت فرود بر روی مدیترانه

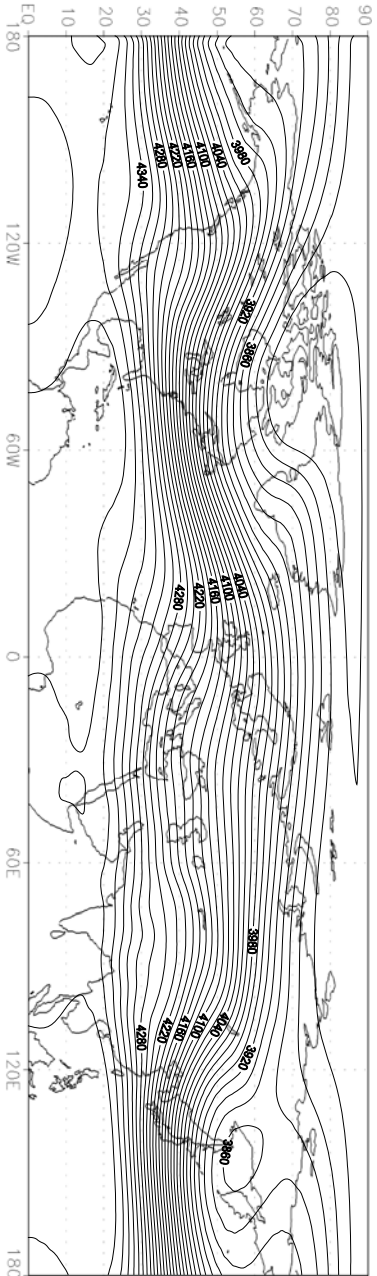
شرایط پویشی (دینامیکی) ویژه و لازم برای ناپایداری را آماده می‌نماید؛ در نتیجه، همراه با ناپایداری حاصل از ناپیوستگی جبهه‌ای زمینه برای تشکیل سامانه‌های باران-زا (کم‌فشارهای مدیترانه‌ای) مهیا می‌گردد. این سامانه‌ها می‌توانند همراه و در بستر بادهای غربی از طرف غرب به ایران وارد شوند و ایجاد بارش نمایند. رخداد این الگو در دوره سرد سال منطبق با فصل ریزش در ایران است. به نظر می‌رسد، این الگو بتواند بخش بزرگی از پراش بارش ایران را در قلمروهایی که از رژیم بارشی زمستانه برخوردارند، تبیین نماید. از آن جایی که بارش‌ها در اغلب نقاط کشور زمستانه‌اند، گمان می‌رود بارش ایران با این الگوی گردش که از نظر زمانی منطبق بر دوره سرد سال است، ارتباط نزدیکی داشته باشد. در مجموع، اقلیم ایران در دوره سرد سال توسط این الگوی گردش کنترل می‌شود و تا حدود زیادی متأثر از تغییرات سال به سال آن است.

تحلیل رفتار زمانی پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال

به منظور تحلیل رفتار زمانی سامانه پرفشار جنب حاره در دوره زمانی ۱۹۵۱-۲۰۰۵ با محاسبه مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال و ضمن انطباق زمانی دو تقویم میلادی و خورشیدی، ماتریسی به ابعاد 1×19724 برای دوره زمانی (۱۳۸۳-۱۳۳۰) به دست آمد که شامل ناهنجاری‌های مقدار شاخص پرفشار جنب حاره در هر روز خورشیدی است. شکل ۶ سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده این سامانه پرفشار را در دوره زمانی مورد بررسی نشان می‌دهد. رخداد فاز مثبت نشان‌دهنده تشدید پرفشار جنب حاره و وقوع فاز منفی مبین تضعیف آن است. تشدید این سامانه پرفشار به معنای افزایش شدت و به تبع آن گسترش وسعت پرفشار مزبور است؛ در حالی که تضعیف این سامانه پرفشار به مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف کانون آن است. بالاترین ناهنجاری موجود در دوره زمانی مورد بررسی برابر با $2/5+$ و پایین‌ترین ناهنجاری معادل با $3/3-$ بوده است. بالاترین ناهنجاری فاز مثبت در تاریخ ۲۵ مرداد ۱۳۸۰ و پایین‌ترین ناهنجاری فاز منفی در تاریخ ۲۳ بهمن ۱۳۴۳ رخ داده است (شکل‌های ۷ و ۸).

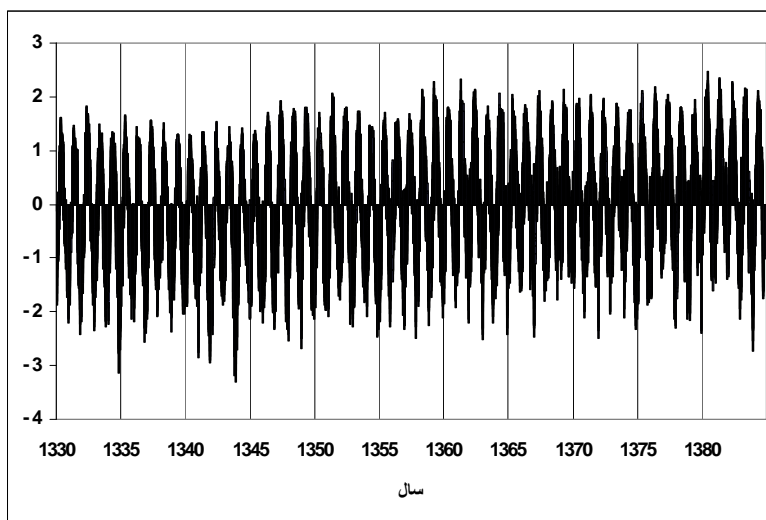


شکل (۴): آرایش گر دشی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار الگوی گرم (۲-۲)

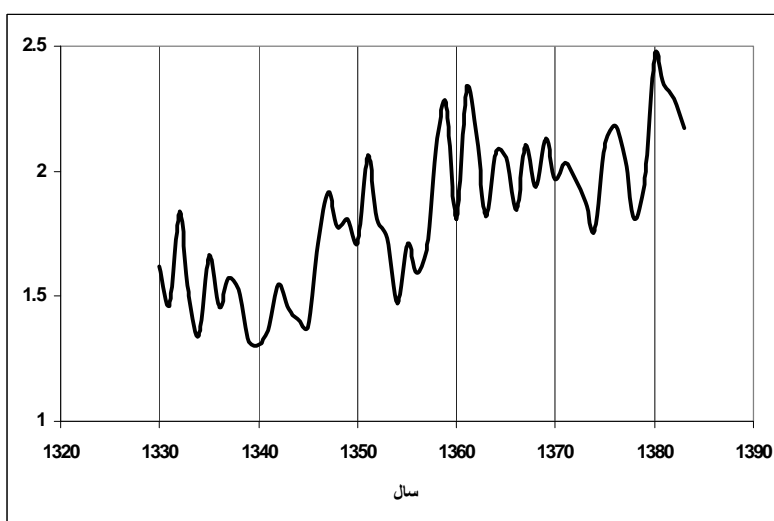


شکل (۵): آرایش گر دشی تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال در زمان استقرار الگوی سرد (۲-۱)

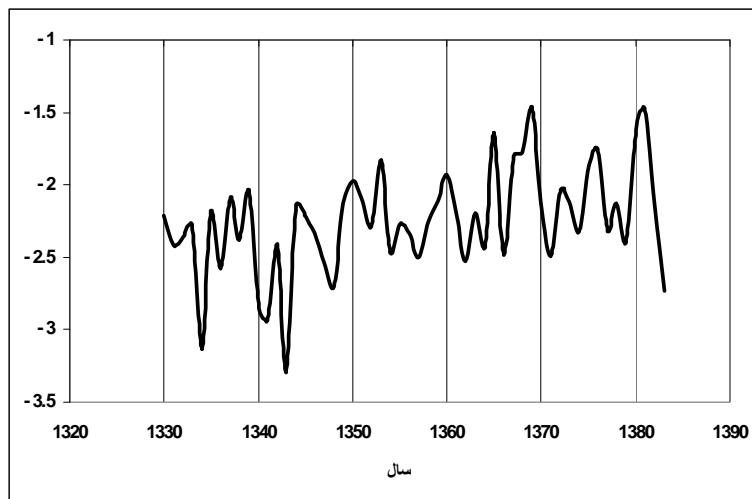
تحلیل همبستگی ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۷۳



شکل (۶): سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال



شکل (۷): بیشینه شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در زمان رخداد فاز مثبت



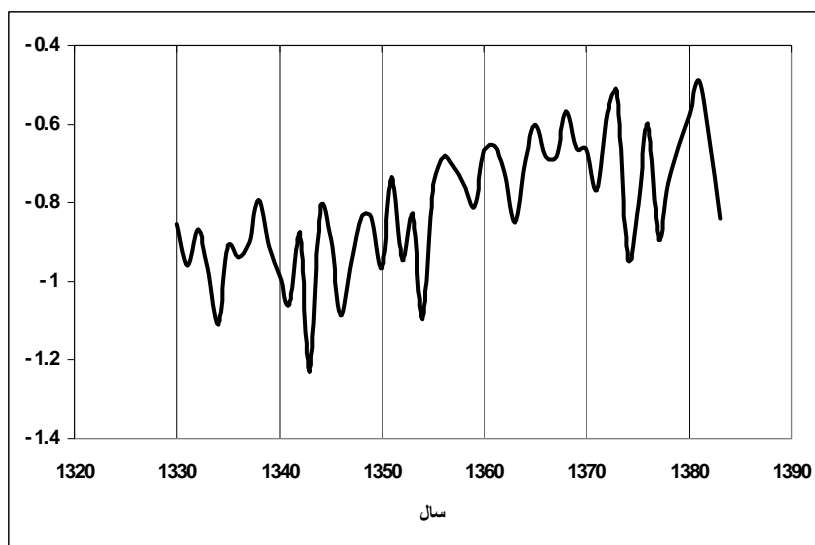
شکل (۸): کمینۀ شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در زمان رخداد فاز منفی

بررسی سری زمانی مقادیر شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در این تراز جوی نشان می‌دهد که این شاخص در طول دوره مورد بررسی در ۴۸٪ موارد، فاز مثبت و در ۵۲٪ موارد، فاز منفی را تجربه کرده است. میانگین شدت شاخص استاندارد شده این سامانه پرفشار در طی فاز مثبت برابر با $+۰/۸۷$ و در طی فاز منفی معادل با $-۰/۸۱$ بوده است (شکل‌های ۹ و ۱۰). اگر چه در همه سال‌های مورد بررسی، امکان رخداد فاز مثبت و منفی وجود داشته است؛ اما گمان می‌رود فاز منفی این سامانه پرفشار، اندکی از بسامد بیشتری برخوردار بوده؛ به طوری که میانگین پایستگی فاز مثبت تقریباً ۱۷۵ روز و میانگین پایستگی فاز منفی در حدود ۱۹۰ روز بوده است. مدت پایستگی فاز منفی در طول دوره زمانی مورد بررسی کوتاهتر از ۱۳۵ روز (در سال ۱۳۸۱) و بلندتر از ۲۳۶ روز (در سال ۱۳۴۲) نبوده است (شکل ۱۱). کمترین مدت پایستگی در مورد فاز مثبت، ۱۲۹ روز (مربوط به سال ۱۳۴۲) و بیشترین آن ۲۳۰ روز (مربوط به سال ۱۳۸۱) بوده است (شکل ۱۲).

تحلیل همبستگی ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۷۵



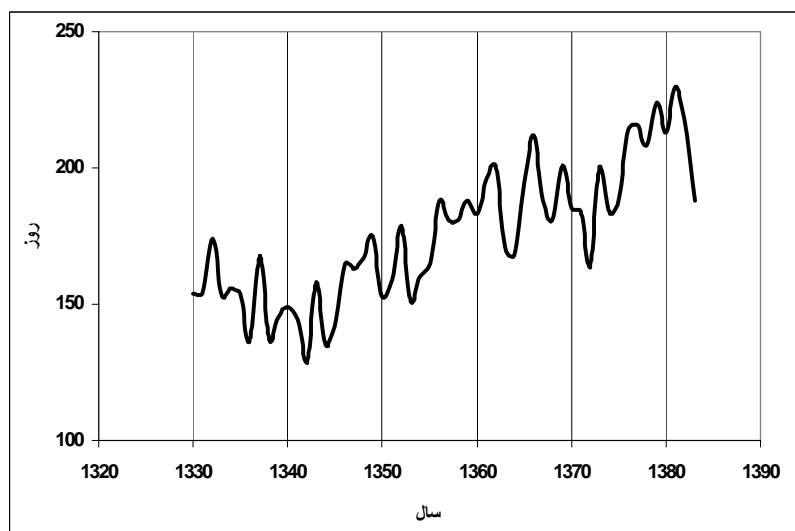
شکل (۹): میانگین شدت شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در زمان رخداد فاز مثبت



شکل (۱۰): میانگین شدت شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره در زمان رخداد فاز منفی



شکل (۱۱): فراوانی روزهای رخداد فاز منفی شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره



شکل (۱۲): فراوانی روزهای رخداد فاز مثبت شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره

در مجموع، بررسی فراوانی روزهای رخداد فاز منفی نشان از میل به یک روند کاهشی، و بررسی فراوانی روزهای رویداد فاز مثبت، حکایت از گرایش به یک روند

تحلیل همبند ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۷۷

افزایشی در طول دوره زمانی مورد مطالعه دارد (شکل ۱۱ و ۱۲). به عبارت دیگر، این بررسی نشان داد که در نیم سده گذشته روزهای تشدید پرفشار جنب حاره افزایش یافته است.

تحلیل همبند ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران

اساساً، سامانه‌های پرفشار کلان مقیاس سیاره‌ای، نقش تعیین کننده‌ای در چگونگی توزیع مکانی بارش ایفا می‌کنند. با این بینش، قلمروهایی که در نیمکره شمالی در تمامی طول سال یا بخشی از آن تحت سیطره و حاکمیت پرفشار جنب حاره قرار می‌گیرند؛ غالباً کم بارش‌ترین مناطق جهان هستند. به عبارت دیگر، فرونشینی هوا در این پرفشار گرم پویشی (دینامیکی) مانع حرکات صعودی هوا می‌شود و عمدتاً امکان تشکیل ابر و بارش را نمی‌دهد. به منظور دستیابی به هدف نهایی این پژوهش - که همانا، تحلیل و بررسی همبند ارتباط پرفشار جنب حاره با بارش روزانه در ایران است - از روش جدول توافقی استفاده گردید. جدول ۱، این موضوع را از دید توصیفی قبل از بسط هرگونه تجزیه و تحلیل آماری رسمی نشان می‌دهد.

جدول (۱): جدول توافقی داده‌ها به منظور تحلیل همبند ارتباط پرفشار جنب حاره با بارش روزانه ایران

جمع کل سطر	رخداد فاز منفی شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره	رخداد فاز مثبت شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره	
n_{10}	n_{12}	n_{11}	رخداد بارش (روزهای بارانی)
n_{20}	n_{22}	n_{21}	رخداد بارش (روزهای غیربارانی)
n	n_{02}	n_{01}	جمع کل ستون

در این تجزیه و تحلیل آماری، رخدادهای مثبت مبین تشدید و حاکمیت پرفشار جنب حاره و وقوع فاز منفی به مفهوم تغییر موقعیت یا تضعیف این سامانه پرفشار است. در عین حال، منظور از رخداد بارش، روزهای همراه با بارندگی برابر یا بیشتر از ۰/۱ میلیمتر است. اجرای روش جدول توافقی و محاسبه آماره χ^2 در نرم افزار متلب (Matlab) در طول دوره آماری ۵۴ ساله مورد بررسی (۱۹۵۱-۲۰۰۴) نشان داد که رخداد بارش تقریباً در ۳/۳٪ از ایستگاه‌های بررسی شده (۳۵ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر سامانه پرفشار جنب حاره است. این موضوع بدین معناست که در مورد بعضی از ایستگاه‌های مورد بررسی، فرض صفر (استقلال) در سطح اطمینان ۹۵٪ رد نمی‌شود. به عبارت دیگر، χ^2 مشاهده شده از مقدار χ^2 جدول ($\chi^2_0 < \chi^2_T$) کوچکتر است. شکل (۱۳) پراکندگی ایستگاه‌هایی را که رخداد بارش در آنها به سبب وجود سازوکارهای متفاوت تأمین‌کننده بارش مستقل از تأثیر این سامانه پرفشار است، آشکار می‌سازد. این ایستگاه‌ها که غالباً قلمرو خزری شامل کرانه‌ها و پسکرانه‌های جنوبی این دریا و نیز قلمرو آذری در شمال غرب کشور مشتمل بر نواحی آذربایجان شرقی و غربی، اردبیل و زنجان را در بر می‌گیرند، یادآور بخش‌های پربارش و نیمه پربارش ایران هستند. در مجموع، تأثیر توده‌های بزرگ آبی خزر، دریای سیاه و مدیترانه بر رطوبت جو و رویداد بارش در این قلمروها با وجود سیطره پرفشار جنب حاره بر روی گستره وسیعی از ایران، نمودار اهمیت فراوان این پهنه‌های آبی گسترده در تأمین بارش نواحی مزبور است. قلمروهای خزری و آذری در این تراز جوی بر اساس الگوی دو نمایی گذار پایانی بهاری- گذار آغازین پاییزی (الگوی گردش ۱-۲) از نفوذ پرفشار جنب حاره بیرون هستند. بر این اساس، به نظر می‌رسد رخداد بارش در این دو قلمرو تا اندازه زیادی با فرود شرق مدیترانه در این الگوی گردش مرتبط باشد. در عین حال، رویداد بارش در قلمرو آذری در شمال غرب کشور، می‌تواند ارتباط نزدیکی نیز با فرود دریای سیاه-مدیترانه در الگوی گردش دوره گرم (۲-۲) در این تراز جوی داشته باشد. به عبارت دیگر، این دو فرود به سبب عمق

تحلیل هم‌دید ارتباط پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال با بارش روزانه در ایران ۷۹

مناسب و ارتفاع کم (کمتر از ۴۳۸۰ ژئوپتانسیل متر) می‌توانند موجبات ایجاد ناپایداری و رخداد بارش را در قلمروهای مزبور فراهم سازند.

رخداد بارش دوره‌های گذار پایانی بهاری و آغازین پاییزی در قلمرو خزری، حاصل مهیایی رطوبت خزری و مدیترانه‌ای، سازوکارهای متفاوت صعود و نیز متأثر از فرود شرق مدیترانه است. فرآوری بارش‌های دوره گرم سال در قلمرو خزری نیز با وجود عبور منحنی بیرونی پرفشار جنب حاره به ارتفاع ۴۴۰۰ ژئوپتانسیل متر از نیمه جنوبی خزر می‌تواند محصول مشترک رطوبت دریای خزر و صعود همرفتی به سبب گرمایش سطح زمین و در عین حال، متأثر از بلندی‌های پیوسته و مرتفع البرز (صعود کوهستانی) باشد. البته، استقرار نسیم دریا و تفاوت اصطکاک دریا و خشکی با جریان‌های اتمسفری نیز می‌تواند نقش مؤثری را در رویداد بارش‌های دوره گرم قلمرو خزری ایفا نماید.

قلمرو آذری در دوره گرم و دوره‌های گذار پایانی بهاری و آغازین پاییزی، خارج از استیلای سامانه پرفشار پویشی (دینامیکی) جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال است. از این رو، به نظر می‌رسد رخداد بارش در این قلمرو ارتباط نزدیکی با فرود دریای سیاه-مدیترانه در الگوی دوره گرم (الگوی گردشی ۲-۲) و فرود شرق مدیترانه در الگوی گذار پایانی بهاری و آغازین پاییزی (الگوی گردشی ۱-۲) در این تراز جوی داشته باشد. در مجموع، بارش قلمرو آذری در این دوره‌ها تحت تأثیر توده‌های بزرگ آبی دریای سیاه و مدیترانه روی می‌دهد. در عین حال، استقرار فرود دریای سیاه-مدیترانه و فرود شرق مدیترانه از یک سو و همرفت حرارتی (معمولی و دامنه‌ای) از سوی دیگر، بستر مناسب را برای ایجاد ناپایداری و رخداد بارش در این قلمرو فراهم می‌سازد.

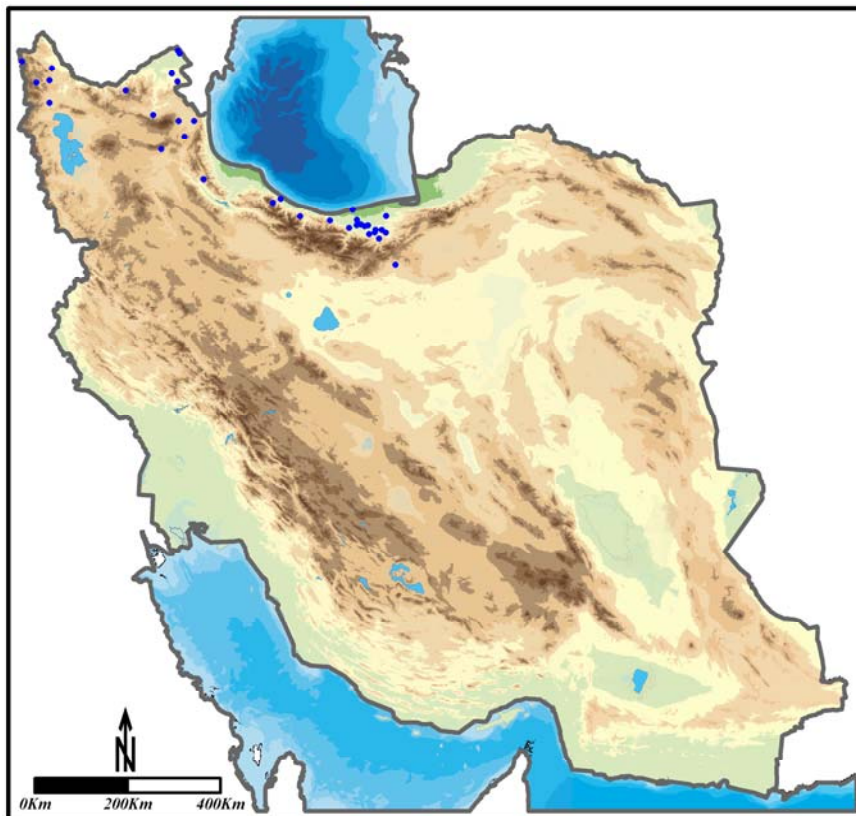
بر مبنای این تحلیل آماری، رخداد بارش تقریباً در ۹۶/۷٪ از ایستگاه‌های مورد بررسی (۱۰۳۱ ایستگاه از مجموع ۱۰۶۶ ایستگاه) مستقل از تأثیر پرفشار جنب حاره نیست و به عبارتی، بین این دو پدیده ارتباط معناداری وجود دارد. از این رو، فرض مقابل نیز در سطح اطمینان ۹۵٪ رد نمی‌شود. این بدان معناست که رخداد بارش در قلمرو جغرافیایی ایران به استثنای دو قلمرو خزری و آذری، به شدت تحت کنترل پرفشار جنب

حاره در مدت استقرار و حاکمیت این سامانه بر روی گستره وسیعی از ایران است. به عبارت دیگر، توقف بارش در گستره وسیعی از ایران نشان از غلبه این سامانه پرفشار پویشی بر بخش‌های زیادی از کشور دارد (شکل ۱۳). در مجموع، رخداد بارش در ایران در دوره‌های گرم و گذار پایانی بهاری - گذار آغازین پاییزی توسط دو الگوی گردش این تراز جوی (۲-۲ و ۲-۱) کنترل می‌شود و به میزان زیادی متأثر از تغییرات سال به سال آنهاست.

نتیجه‌گیری

این پژوهش نشان داد که تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام «وارد» توانایی تفکیک الگوهای گردش دوره‌های سرد، گذار و گرم سال در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال را دارد و ابزار سودمندی برای تحلیل رفتار مکانی پرفشار جنب حاره در این تراز است. از سوی دیگر، شاخص استاندارد شده پرفشار جنب حاره که در این پژوهش تعریف و محاسبه گردید؛ این توانایی را نشان داد که به عنوان معیاری برای تحلیل رفتار زمانی این سامانه پرفشار استفاده گردد. کاربرد روش جدول توافقی و محاسبه آماره χ^2 نیز در طی دوره آماری ۱۳۸۳-۱۳۳۰ حکایت از توانمندی این شیوه در تحلیل چگونگی ارتباط پرفشار جنب حاره با بارش روزانه در ایران دارد. اجرای این روش نشان داد که رخداد بارش در ایران به استثنای قلمرو خزری که با فرود شرق مدیترانه مرتبط است و پهنه آذری که متأثر از دو فرود شرق مدیترانه و دریای سیاه - مدیترانه است؛ در دیگر بخش‌های کشور به شدت تحت

کنترل پرفشار گسترده جنب حاره در زمان حاکمیت و نمود این سامانه بر روی ایران است و عملاً متوقف شده است.



شکل (۱۳): ایستگاه‌هایی که رخداد بارش در آنها مستقل از تأثیر پرفشار جنب حاره در تراز ۶۰۰ هکتوپاسکال است.

منابع

- ۱- باتاجاریا، گوری ک و جانسون، ریچارد ا، ابن شهر آشوب، مرتضی و میکائیلی، فتاح. (۱۳۶۹). مفاهیم و روش‌های آماری، جلد دوم، مرکز نشر دانشگاهی تهران.
- ۲- حبیبی، فریده. (۱۳۷۷). «بررسی و نحوه شناسایی توده‌های هوایی که ایران را مورد تهاجم قرار می‌دهند»، مجله نیوار، ش ۳۹.
- ۳- حجازی‌زاده، زهرا. (۱۳۷۲). بررسی نوسانات فشار زیاد جنب حاره در تغییر فصل ایران، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ۴- خوش‌اخلاق، فرامرز. (۱۳۷۷). تحقیق در خشکسالی‌های فراگیر ایران با استفاده از تحلیل‌های سینوپتیکی، رساله دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز.
- ۵- خوشحال‌دستجردی، جواد. (۱۳۷۸). تأثیر پرفشار جنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب شرق و سواحل جنوبی ایران، مجله علمی و پژوهشی دانشگاه اصفهان، ش ۱۸ و ۱۹.

- ۶- 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 اقلیم شناسی، سازمان هواشناسی کشور.
- ۷- فهامی، لیدا. (۱۳۸۰). بررسی و مطالعه پرفشار جنب‌حاره و ارتباط آن با تابستان‌های گرم در ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- ۸- مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۴). پیش‌بینی و برآورد سیلاب در استان چهارمحال و بختیاری، طرح پژوهشی استانداری چهارمحال و بختیاری.
- ۹- مفیدی، عباس. (۱۳۷۹). بررسی سینوپتیکی نقش دریای سیاه در بارش ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد واحد تهران مرکز.
- ۱۰- یارنال، برنت، مسعودیان، سیدابوالفضل. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی، دانشگاه اصفهان.

- 11- Harman.R.J(1991), Synoptic climatology of the Westerlies: process and patterns, Washington DC, American Associan of Geographers.
- 12-Harris.M, F.G Finger and s.Teweles.(1962), Diurnal variation of wind, pressure and temperature in the troposphere and stratosphere over the Subtropical, Journal of the Atmospheric Sciences, volume 19:136-149.
- 13- Katsoulis.B.D.&et al(1998), Monthly anticyclonicity in Southern Europe and Mediterranean region,Journal of Theoretical and Applied Climatology,59:51-59.
- 14-Krichak.S.O.,M. Tsidulko and P. Alpert(2000), Monthly synoptic patterns associated with wet/dry conditions in the Eastern Mediterranean, Journal of Theoretical and Applied Climatology, 65:215-229.
- 15-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.
- 16-Prezerakos. N.G. (1984), Does the extension of the Subtropical anticyclone to wards the Balkans really exist?, National Meteorological Service, Helliniko, Greece, ser.A33:217-227.
- 17- 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.
- 18- Tomozeiu,R.&et al(2005), Winter precipitation variability and larg-scale circulation patterns in Romania, Journal of Theoretical and Applied Climatology, 81:193-201.
- 19- Zangvil.A, S.karas and A. sasson(2003), Connection between Eeastern Mediterranean seasonal mean 500 hpa height and sea-level pressure pattern and the spatial rainfall distribution over Israel, International Journal of Climatology, 23:1567-1576.