

بررسی ماهیت و ساختار وردش‌های جوی به هنگام بارش‌های بهاری فراگیر ایران

اسماعیل حقیقی* - دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، گروه جغرافیای طبیعی
محمدحسین قلی‌زاده - استادیار گروه آب و هواشناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کردستان
مهدی دوستکامیان - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه زنجان، گروه جغرافیای طبیعی
فاطمه قادری - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشگاه تبریز، گروه جغرافیای طبیعی

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۱/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۸/۷

چکیده

هدف از این مطالعه واکاوی وردش‌های جوی بارش‌های بهاری فراگیر ایران طی نیم قرن اخیر است. بدین منظور داده‌های بارش روزانه ۲۸۳ ایستگاه سینوپتیکی طی دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ از سازمان هواشناسی کشور استخراج و مرتب شد. پس از استخراج بارش‌های روزانه فصل بهار (فروردین، اردیبهشت، و خرداد)، به منظور شناسایی الگوهای بارش فراگیر، داده‌های فشار سطح زمین از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی استخراج شد. سپس با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار سطح زمین الگوهای هم‌دید بارش‌های فراگیر بهاره شناسایی، بررسی، و تجزیه و تحلیل شد. نتایج حاصل از این مطالعه بیانگر آن است که بارش‌های بهاره، ضمن برخورداری از افت و خیز روزانه، ضریب تغییرات مکانی بسیار زیادی دارند؛ در این بین، به سمت ماه خرداد این تغییرات چشم‌گیرتر خواهد بود. نتایج حاصل از واکاوی وردش‌های جوی بارش‌های بهاری فراگیر ایران نشان داد که چهار الگوی کم‌فشار عربستان - کم‌فشار ایران مرکزی، کم‌فشار اروپا - کم‌فشار سودان، کم‌فشار خلیج فارس - پرفشار سیبری، و الگوی چندهسته‌ای کم‌فشار خاورمیانه بیشترین نقش را در بارش‌های بهاری فراگیر ایران ایفا می‌کنند.

کلیدواژه‌ها: بارش فراگیر بهاره، شمار رطوبت، جبهه‌زایی، آب قابل بارش، همگرایی و واگرایی.

مقدمه

الگوهای گردشی جوی نقش زیادی در توزیع و پراکندگی جغرافیایی بارش دارند. بر اساس دیدگاه‌های محققان، تغییرات الگوهای گردش آب و هوایی کنترل‌کننده تغییرات نوسانات و شدت بارش و همچنین تغییرات محتوای رطوبت جو می‌باشند (ترنبرث، ۱۹۹۹: ۳۲۷؛ ایموری و براون، ۲۰۰۵)؛ به طوری که افزایش دمای اتمسفر افزایش محتوای رطوبتی را به دنبال خواهد داشت (ترنبرث، ۱۹۹۹: ۳۳۹؛ میل و همکاران، ۲۰۰۷). از طرفی دیگر، تغییر در الگوی بارشی ممکن است تحت تأثیر دی‌اکسید کربن باشد. اینکه افزایش گازهای گلخانه‌ای تا چه حد فرایندهای آب‌وهوا شناسی را تحت تأثیر قرار می‌دهد هنوز مورد بحث است؛ اما بر کسی پوشیده نیست که افزایش تراکم غلظت گازهای گلخانه‌ای به طور مستقیم و غیرمستقیم عناصر آب‌وهوایی را هم به لحاظ مکانی هم به لحاظ زمانی تحت تأثیر خود قرار داده است (کولینز، ۲۰۱۳:

۶۱۰؛ چادویک و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۲۶). این در حالی است که بسیاری از مطالعات نشان دادند که الگوهای بارش‌های ناحیه گرمسیری به‌ویژه بر روی اقیانوس‌ها به‌شدت تحت تأثیر تغییر درجه حرارت^۱ (SST) الگوهای سطح دریا قرار دارد (ژی و همکاران، ۲۰۱۰؛ چادویک و همکاران، ۲۰۱۳: ۳۸۰۳؛ ما و ژئی، ۲۰۱۳: ۲۴۸۲؛ هانگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۹۶۶). تجزیه و تحلیل تغییرات اخیر در میزان بارندگی در ناحیه گرمسیری نشان‌دهنده افزایش قابل توجه بارش در مناطق مرطوب و کاهش بارندگی در مناطق خشک نیمه‌گرمسیری است (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷: ۴۶۱؛ آن و سودن، ۲۰۱۰: ۱۴۸۱؛ آدلر و همکاران، ۲۰۰۸: ۱-۱۵؛ ونز و همکاران، ۲۰۰۷: ۲۳۳). این خود یکی از ویژگی‌های آب و هوایی فصلی بارش، با بارش‌های تابستانه (موسمی) و افزایش بارش‌های زمستانه (فصل خشک) است (جورجی و بی، ۲۰۰۵؛ چو و همکاران، ۲۰۱۳؛ گوانجی و همکاران، ۲۰۱۳: ۴۰۱۸). با این حال، تغییرات الگوهای گردشی عوارض متعددی را به دنبال دارد؛ مثلاً بعضی از محققان بر آن‌اند که تغییر الگوهای گردشی بارش می‌تواند به تغییرات گسترده در اکوسیستم، محیط زیست، و به تبع آن رفاه بشریت منجر شود (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۳: ۶۱۰). بررسی گردش عمومی جو، به‌عنوان مطالعه‌ای بنیادی، رکن بسیار مهم بررسی‌های آب و هوایی و کلیدی برای بحث‌های مربوط به تغییر اقلیم است. به همین علت، یکی از موارد اساسی مطالعاتی محققان بررسی ماهانه، فصلی، سالانه، و میانگین بلندمدت گردش عمومی جو، تعیین مراکز بزرگ چرخش جو، و تعیین مراکز عمل^۲ است (شاهرخوندی، ۱۳۸۶: ۸۵-۱۰۰). به‌طور کلی، توده‌های هوا حجم بزرگی از هواست که از نظر توزیع افقی عناصر آب و هوایی مانند دما و رطوبت از تجانس نسبی برخوردار است. برای اینکه چنین حجم بزرگی از هوا این یکنواختی را حاصل کند، باید مدت زیادی در منطقه‌ای وسیع و متجانس ساکن بماند (آپرت، ۱۹۸۶: ۱۴۱۳). پس از شکل‌گیری چنین توده‌های هوایی، سازوکارهای دینامیکی و ترمودینامیکی که سبب تشکیل این سامانه‌های فشار می‌شود و همراه خود نوع توده‌های تشکیل‌شده را در مسیر حرکت خود هدایت می‌کند بر نواحی‌ای که سامانه مزبور عبور می‌کند اثر می‌گذارد. به عبارت دیگر، حرکت این الگوهای فشار به مناطق دیگر یا ارسال زبانه‌های این مراکز فشار سبب جابه‌جایی توده‌های هوا و پیشروی آن به جاهای دیگر می‌شود (فتاحی و حجازی‌زاده، ۱۳۸۴: ۱۳۵). توده‌های هوایی به وسیله سامانه چرخندی و واچرخندی یا گسترش زبانه‌های آن به ایران می‌رسند و شرایط رطوبتی و دمایی هوای روزمره را تعیین می‌کنند؛ به‌طوری‌که تکرار این سامانه‌ها آب و هوای هر ناحیه را در درازمدت به‌وجود می‌آورند (امام هادی و علیجانی، ۱۳۸۰: ۳۳-۵۳). بسیاری از پژوهش‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که الگوهای گردشی جو نقش بسیار مهمی در وقوع، مقدار، و توزیع مکانی بارندگی دارد. بررسی‌ها همچنین نشان می‌دهد که تغییرات عناصر اقلیمی، به‌ویژه دما و بارش، از الگوهای گردشی جو پیروی می‌کنند (باردوسی، ۱۹۹۰: ۱۲۷۴؛ بوگاردی، ۱۹۹۴: ۲۴۵). از این‌رو، گردش جوی، به‌عنوان عاملی بلافصل، نقش مهمی در تعیین شرایط اقلیمی هر منطقه ایفا می‌کند. در واقع، در هر منطقه‌ای الگوی غالب گردش جو می‌تواند بیانگر شرایط غالب در آن مکان باشد (مفیدی و زرین، ۲۰۰۶: ۴۵). از این‌رو، شناخت وردش‌های جوی و الگوهای حاکم بر بارش روزانه فراگیر آن از اهمیت زیادی برخوردار است.

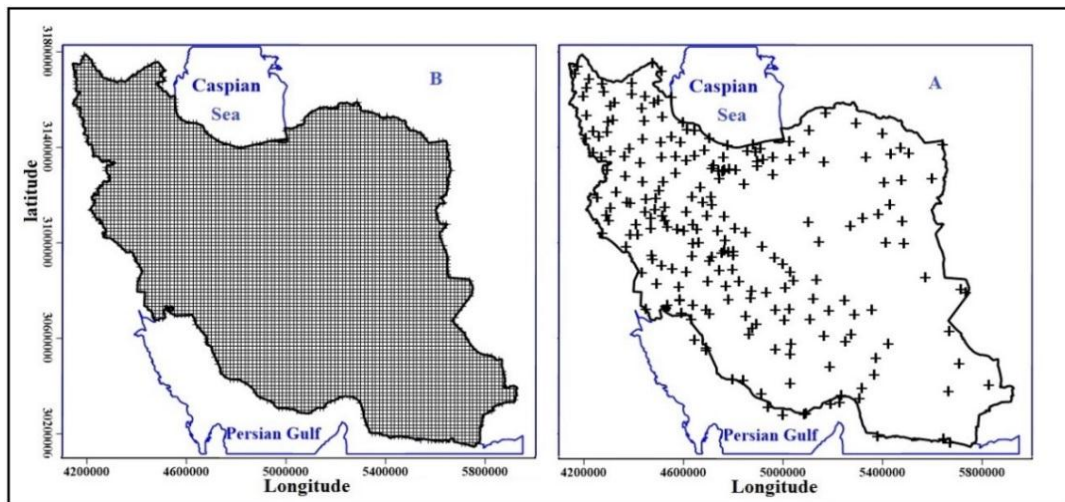
مواد و روش‌ها

به منظور اجرای تحلیل‌های بارش‌های فراگیر بهاره ایران، در این پژوهش از دو گروه داده محیطی و جوی استفاده شده است؛ این داده‌ها به شرح زیرند:

۱. داده‌های محیطی: این گروه از داده‌ها از طریق میان‌یابی مقادیر ایستگاهی بارش روزانه فصل بهار در ماه‌های فروردین (آوریل)، اردیبهشت (می)، و خرداد (ژوئن) در پهنه کشور و برای دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۱۰ (۴۶۵۰ روز) به‌دست آمده است. داده‌های محیطی مورد استفاده از داده‌های میان‌یابی‌شده بارش روزانه برای دوره آماری مذکور دارای

1. Sea Surface Temperature
2. Center of Action

تفکیک مکانی 15×15 کیلومتر است و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی^۱ تولید شده و در قالب یک ماتریس 15992×7187 S (زمان در سطرها و مکان در ستون‌ها) مرتب شده است. سپس، در محیط نرم‌افزار متلب، داده‌های مربوط به فصل بهار (۴۶۵۰ روز) از کل داده‌ها استخراج شد (شکل ۱). در نهایت، ابعاد ماتریس کل دوره مورد بررسی 4650×7187 به دست آمد. در این مطالعه روز بارش به روزی گفته شده است که حداقل در روز یک میلی‌متر و بیشتر را تجربه کرده باشد. بعد از شناسایی روزهای بارشی درصد پوشش (فراگیر بودن بارش) مد نظر قرار گرفت که برای این منظور با توجه به اینکه در بیشتر مطالعات ۵۰ درصد پوشش برای بارش‌های فراگیر ملاک قرار گرفته است، در این مطالعه نیز روز بارش فراگیر به روزی گفته شد که حداقل ۵۰ درصد مساحت ایران را دربر گرفته باشد. سرانجام، ۲۶۵ روز انتخاب و بررسی و تجزیه و تحلیل شد.



شکل ۱. توزیع مکانی ایستگاه‌های مورد مطالعه (A)؛ شبکه‌بندی منظم پیکسل‌ها با ابعاد 15×15 کیلومتر (B)

۲. داده‌های جوی: این بخش از داده‌ها شامل داده‌های فشار تراز دریا و ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و داده‌های بادمداری و نصف‌النهاری است که از پایگاه داده مرکز ملی پیش‌بینی محیطی و مرکز ملی پژوهش‌های جوی^۲ دریافت شده است. قدرت تفکیک مکانی این داده‌ها $2/5 \times 2/5$ درجه قوسی است و در این پژوهش از داده‌های روزانه این پایگاه استفاده شده است. با توجه به موضوع پژوهش و به منظور نمایش کامل سامانه‌های مؤثر در شکل‌گیری بارش‌های بهاری فراگیر در کشور، محدوده مطالعه سامانه‌های جوی از ۱۰ درجه طول غربی تا ۱۰۰ درجه طول شرقی و ۱۰ تا ۷۰ درجه عرض شمالی تعیین شد که این محدوده با ۸۳۶ یاخته پوشش پیدا می‌کند. در گام بعدی با هدف اجرای طبقه‌بندی بر روی داده‌های فشار تراز دریا و شناسایی روزهای نماینده، به تحلیل خوشه‌ای بر روی این داده‌ها اقدام شد. تحلیل خوشه‌ای روشی است که در آن متغیرها بر اساس ویژگی‌های مورد نظر ما در گروه‌های خاصی طبقه‌بندی می‌شوند. هدف از اجرای تحلیل خوشه‌ای پیدا کردن دسته‌های واقعی افراد و کاهش حجم داده‌هاست. در این روش گروه‌بندی داده‌ها بر اساس فاصله یا شباهت بین آن‌ها صورت می‌گیرد. برای اندازه‌گیری فاصله بین داده‌ها روش‌های مختلفی وجود دارد که یکی از پرکاربردترین این روش‌ها روش فاصله اقلیدسی است که صورت ریاضی آن بدین شکل است (یارنال ۱۳۹۰: ۱۰۰-۱۴۶):

1. Lambert Conformal Conic Projection

2. National Centers for Environmental Prediction National Center for Atmospheric Research

$$d_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{ij} - x_{ik})^2} \quad \text{رابطه ۱}$$

در رابطه ۱، d_{jk} بیانگر فاصله اقلیدسی، x_{ij} مقدار متغیر موردنظر در نقطه اول، و x_{ik} مقدار همان پارامتر در نقطه دوم است که با به دست آمدن تفاضل آن‌ها میزان فاصله دو نقطه مشخص و با محاسبه فاصله اقلیدسی برای تمام نقاط موردنظر ماتریس فاصله‌ها تشکیل می‌شود. پس از به دست آمدن این ماتریس، باید عملیات ادغام روی مقادیر آن انجام بگیرد. در پژوهش‌های اقلیمی معمولاً از روش ادغام وارد^۱ (کمینه واریانس) استفاده می‌شود. در این روش، طی هر مرحله از تحلیل، کمبود اطلاعاتی را، که بر اثر دسته‌بندی افراد در دسته‌ها به وجود می‌آید، می‌توان توسط کل مجموع مربعات انحرافات هر نقطه از میانگین دسته‌ای که به آن تعلق دارد به دست آورد؛ بدین صورت که نخست هر فرد به عنوان عضو واحد یک دسته با مجموع مربعات خطای صفر در نظر گرفته می‌شود. سپس، در هر دسته‌بندی مجموع مربعات خطا یک جفت دسته یا گروه ممکن تعیین می‌شود و افرادی که در یک جفت از دسته‌ها دارای حداقل مجموع مربعات خطا هستند در یک دسته قرار می‌گیرند. در ادامه این بخش با اجرای تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌ها توسط نرم‌افزار متلب، نمودار دارنمای^۲ آن‌ها ترسیم شد و با مقایسه نقشه‌های گروه‌های مختلف و با استفاده از روش آزمون و خطا محل مناسب برای برش نمودار و انتخاب تعداد گروه‌های نهایی مشخص شد. پس از طبقه‌بندی داده‌های فشار تراز دریا، محل مناسب برای برش و تعیین روزهای نماینده مشخص شد. بدین منظور با استفاده از اسکریپت‌نویسی در محیط متلب همبستگی بین نقشه‌های روزهای مختلف هر طبقه (۲ تا ۹ گروهی) با ضریب ۰/۵ محاسبه شد. برای محاسبه همبستگی از روش لوند استفاده شده است که در آن از روش همبستگی گشتاوری پیرسون (r_{xy}) استفاده می‌شود و درجه همانندی هر زوج نقشه به دست خواهد آمد. با توجه به توضیحات بالا، در نهایت روزی که با سایر روزهای هر طبقه در سطح همبستگی ۰/۵ بالاترین همبستگی را نشان می‌داد روز نماینده انتخاب شد. در پژوهش حاضر، به منظور اجرای تحلیل‌های همدید در مورد چگونگی شکل‌گیری و تأثیرگذاری الگوی همدید بهاره، از چند گروه نقشه مربوط به روزهای نماینده استفاده شده است که شامل نقشه ضخامت جو، شار رطوبت، مؤلفه مداری و نصف‌النهاری باد، همگرایی و واگرایی جو، جبهه، و آب قابل بارش است.

یافته‌های تحقیق

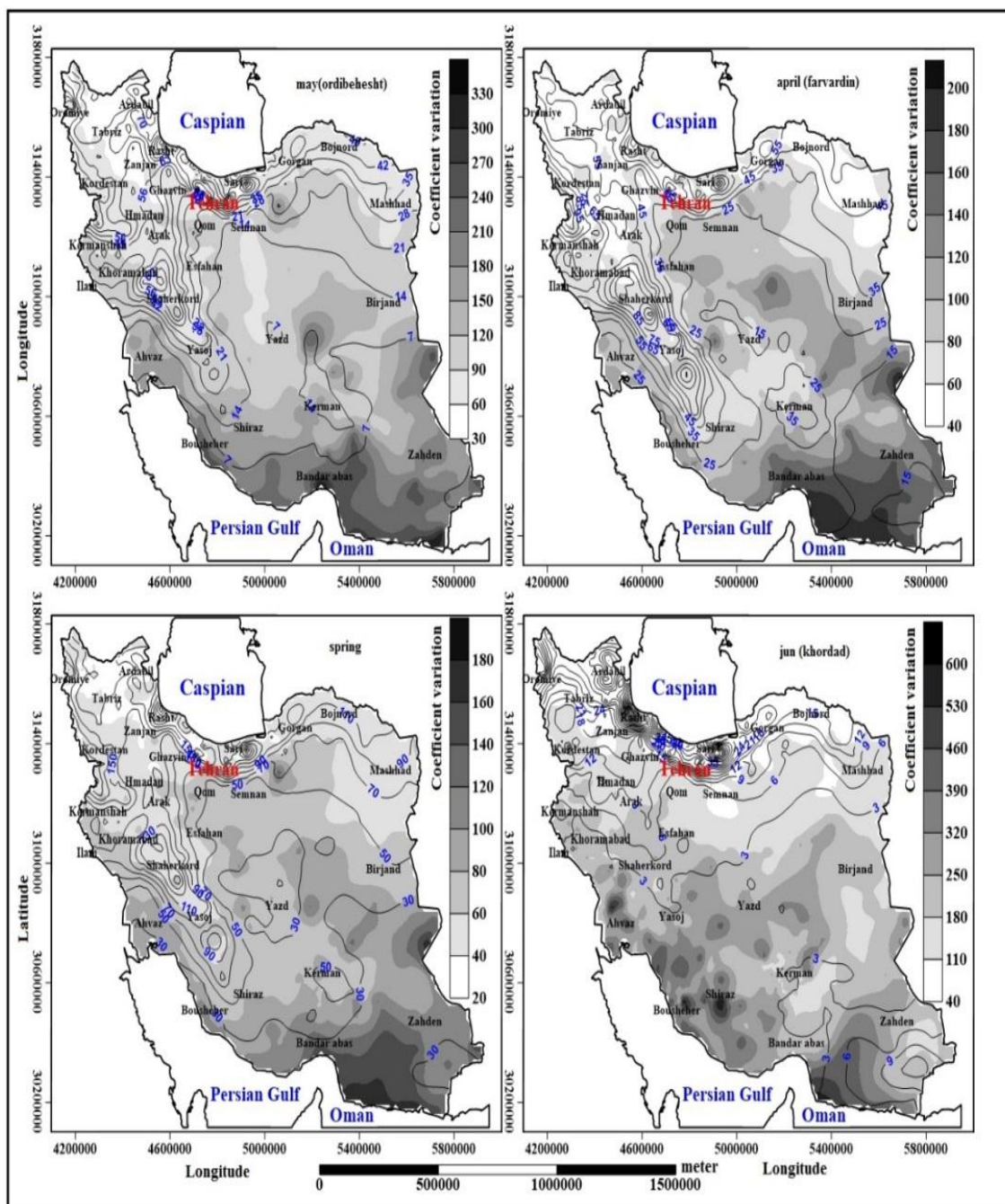
جدول ۱ بعضی از مشخصات زمانی بارش‌های بهاره را نشان می‌دهد. بر اساس جدول ۱، میانگین بارش بهاره ایران ۶۴/۴۴ میلی‌متر است که از این مقدار ۳۵/۰۱ میلی‌متر آن به طور متوسط در ماه فروردین (آوریل) رخ می‌دهد؛ این در حالی است که فقط ۶/۸۹ میلی‌متر آن در ماه خرداد (ژوئن) ریزش خواهد داشت. بنابراین، میانگین ریزش‌های جو در فصل بهار به سمت تابستان به شدت کاسته می‌شود. این وضعیت شاید به این دلیل باشد که به سمت خردادماه پُرفشار پویشی (دینامیکی) جنب حاره بر مناطق وسیعی از ایران گسترش پیدا کرده است (مسعودیان، ۱۳۹۰: ۳۰؛ علیجانی، ۱۳۹۰: ۸۵). هرچند که شدت این سامانه در مناطق مختلف ایران متفاوت است، در بیشتر مواقع مانعی برای ریزش‌های بارش جو به‌ویژه در مناطق جنوبی (عرض‌های ۳۰ درجه به پایین) می‌شود (سلیقه و صادقی‌نیا، ۱۳۸۹: ۸۳؛ سارونی و زیو، ۲۰۰۰: ۱۹۱؛ آلپرت و همکاران، ۱۹۹۲: ۹۳).

جدول ۱. ویژگی‌های مکانی بارش‌های بهاری ایران

پارامتر	فروردین	اردیبهشت	خرداد	بهار
میانگین	۳۵	۲۲.۵	۶.۸	۶۴.۴
میانه	۲۷.۳	۱۳.۵	۳.۳	۴۳.۷
مد	۹	۱.۹۱	۰.۰۳	۱۳.۳
واریانس	۴۴۱.۸	۳۸۵.۱	۸۸.۷	۲۰۶۶
انحراف معیار	۲۱	۱۹.۶	۹.۴	۴۵.۵
ضریب تغییرات	۶۰	۸۷.۱	۱۳۶.۶	۷۰.۵
دامنه تغییرات	۱۲۲.۴	۱۰۰.۵	۷۸.۷	۲۷۲.۳
چولگی	۱.۱۵	۱.۱۰	۲.۶۲	۱.۰۹
کشیدگی	۳.۸۳	۳.۰۸	۱۰.۸۱	۳.۲۵
حداکثر	۱۳۱.۴	۱۰۲.۴	۷۸.۷	۲۸۵.۶
حداقل	۹	۱.۹۱	۰.۰۳	۱۳.۳۲
چارک اول	۱۸.۸	۷.۶	۱.۴	۲۹.۳۸
چارک دوم	۲۷.۳	۱۳.۵۹	۳.۳۷	۴۳.۷
چارک سوم	۷۷.۴	۶۲.۳	۲۹.۷	۱۵۳.۷

نمایه‌های مرکزی (میانگین، میانه، و مد) برای هر سه ماه فصل بهار بسیار زیاد است که در این میان این اختلاف در خرداد (ژوئن) بیشتر به چشم می‌خورد و بیانگر آن است که بارش‌های فصل بهار ایران، ضمن برخورداری از تغییرات مکانی، از افت‌وخیزهای روزانه شدیدی برخوردار بوده است؛ به طوری که ضریب تغییرات بالای (۴۵/۵ درصد) بارش‌های بهاری تأییدی بر گفته فوق است. علاوه بر این، دامنه تغییرات بالای بارش بهاره تأییدی دیگر بر تغییرپذیر مکانی و زمانی شدید بارش‌های بهاره ایران است (جدول ۱). با وجود این، بارش‌های خردادماه، علاوه بر اینکه از میانگین کمتری برخوردار است، دارای ضریب تغییرات مکانی بسیار بالایی است. کشیدگی مثبت و تقریباً بالای بارش‌های بهاری بیانگر این است که بیشتر بارش‌های جوی در این فصل به صورت فرین‌ها رخ خواهد دارد. مثلاً، کشیدگی بارش خرداد (ژوئن) چیزی نزدیک به ۱۱ است (جدول ۱). چولگی مثبت بیانگر این است که بیشتر پهنه‌های ایران دارای میانگین بارش کمی می‌باشند.

به منظور اینکه تحلیل دقیق‌تری نسبت به بارش بهاره ایران داشته باشیم، توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات بارش‌های بهاره طی فصل بهار و ماه‌های فروردین (آوریل)، اردیبهشت (می)، و خرداد (ژوئن) در شکل ۲ آورده شده است.



شکل ۲. توزیع فضایی میانگین و ضریب تغییرات بارش‌های بهاری

همان‌طور که مشاهده می‌شود، توزیع مکانی بارش‌های بهاره در نیمه‌های شمالی کشور بیشتر است؛ با این حال، مقدار آن در ماه‌های فصل بهار ارزش‌های متفاوتی را به خود می‌گیرد. مثلاً میانگین بارش کرانه‌های ساحلی دریای خزر و شمال غرب ایران در فروردین (آوریل) به ۸۵ میلی‌متر و بالاتر رسیده است؛ در حالی که این مقدار در اردیبهشت (می) به ۷۰ میلی‌متر رسیده است. با این حال، در خرداد (ژوئن) بارش این مناطق به کمترین مقدار خود یعنی ۲۵ الی ۳۵ میلی‌متر رسیده است؛ این در حالی است که میانگین بارش‌های بهاره جنوب ایران به کمتر از ۳ میلی‌متر رسیده است. مثلاً در خرداد (ژوئن) ۹۱/۹ درصد از مساحت کشور دارای میانگین بارش بین ۰ تا ۲۰ میلی‌متر بوده است. بنابراین، علاوه بر اینکه به سمت خردادماه از توزیع مکانی میانگین کاسته شده است، برعکس بارش‌های بهاری به سمت

خردادماه، ضمن برخورداربودن از افت‌وخیز روزانه شدید، ضریب تغییرات مکانی بسیار بالایی را تجربه کرده است. مثلاً، ۹۱/۴ از پهنه ایران در خردادماه دارای ضریب تغییرات مکانی بالای ۹۰ درصد بوده است. این مقدار در ماه‌های فروردین (آوریل) و اردیبهشت (می) به ترتیب به ۴۲/۱ و ۷۰/۳ درصد رسیده است (جدول ۲). در ماه فروردین (آوریل) بیشتر مناطق ایران (۲۸/۸ درصد) دارای ضریب تغییرات مکانی بین ۵۰ تا ۷۰ درصد بوده است. این مقدار در اردیبهشت (می) به ۱۱ درصد رسیده است که نسبت به فروردین (آوریل) ۱۷/۸ درصد کاهش قابل‌توجهی داشته است (جدول ۲). با این حال، در همه ماه‌های فصل بهار ضریب تغییرات مکانی بارش بهاره ایران در مناطق مرکزی کشور و مناطق جنوب و جنوب شرق کشور بیشتر است (شکل ۱).

جدول ۲. طبقات میانگین و ضریب تغییرات بارش‌های بهاره ایران

	فروردین	اردیبهشت	خرداد	بهار
۰ - ۲۰	۲۹.۹	۶۲.۱	۹۱.۹	۴.۶
۲۰ - ۴۰	۳۷.۲	۱۶.۳	۶.۳	۴۶.۳
۴۰ - ۶۰	۱۹.۶	۱۵.۳	۱.۷	۱۸.۷
۶۰ <	۱۳.۳	۶.۴	۰.۱	۳۰.۴
ضریب تغییرات				
۰ - ۵۰	۴	۲	۰	۱۸.۳
۵۰ - ۷۰	۲۸.۸	۱۱	۲	۳۲.۱
۷۰ - ۹۰	۲۵.۱	۱۶.۸	۳.۵	۲۴.۶
۹۰ <	۴۲.۱	۷۰.۳	۹۱.۴	۲۵

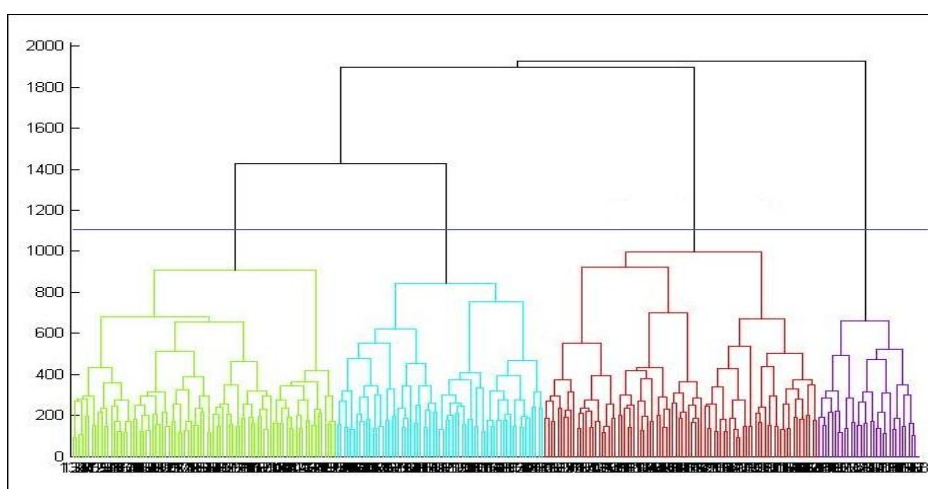
واکای همدیدی بارش‌های بهاره فراگیر ایران

با هدف شناسایی سامانه‌های جوی مؤثر بر بارش‌های بهاره فراگیر ایران، نخست یک تحلیل خوشه‌ای بر روی داده‌های فشار تراز دریا در ۲۶۵ روز همراه با بارش فراگیر انجام شد. این فرایند بر اساس فاصله اقلیدسی و روش ادغام وارد بر روی ماتریس داده‌های فشار تراز دریا با ابعاد ۲۶۵×۱۱۲۵ انجام شد. شکل ۳ دارنمای حاصل از این فرایند را نشان می‌دهد. بر اساس این نمودار، نقشه‌های فشار تراز دریا برای روزهای نماینده گروه‌های مختلف (دو تا هشت گروهی) در سطح همبستگی ۰/۵ ترسیم شد. سپس، با مقایسه نقشه‌های روزهای نماینده اعضای هر یک از گروه‌ها و از طریق روش آزمون و خطا محل مناسب برای برش نمودار و انتخاب تعداد گروه‌بندی مناسب جهت استخراج الگوها مشخص شد. با توجه به بررسی‌های انجام‌شده، تقسیم‌بندی چهارگروهی برای ادامه مراحل پژوهش مناسب تشخیص داده شد و روزهای نماینده هر گروه نیز تعیین شد؛ تاریخ و مشخصات این روزها در جدول ۴ درج شده است.

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، الگوی سوم (کم‌فشار خلیج فارس - الگوی پُرفشار سبیری) الگوی غالب بارش‌های بهاره ایران است. میانگین بارش ایران در این روز به ۱۵/۶۳ میلی‌متر می‌رسد (جدول ۴). بعد از کم‌فشار خلیج فارس - الگوی پُرفشار سبیری الگوی کم‌فشار اروپا - کم‌فشار سودان با فراوانی ۸۳ و میانگین بارشی ۶/۹۲ میلی‌متری بیشترین نقش را در بارش‌های فراگیر بهاره ایران دارد. سایر مشخصات در جدول ۳ درج شده است.

جدول ۳. مشخصات روزهای نماینده برای گروه‌های پنجگانه

درصد پوشش (درصد)	میانگین دمای پهنه (سانتی‌گراد)	میانگین بارش روز نماینده (میلی‌متر)	تاریخ روز نماینده	فراوانی	الگوهای مؤثر بر بارش‌های فراگیر ایران
۷۸.۸	۶.۷	۹.۷	۱۳۸۶/۰۱/۱۴	۶۵	کم‌فشار عربستان - کم‌فشار ایران مرکزی
۴۵.۵	۶.۹	۷.۶	۱۳۶۵/۰۱/۱۹	۸۳	کم‌فشار اروپا - کم‌فشار سودان
۸۲.۲	۷.۱	۱۵.۶	۱۳۸۸/۰۱/۱۰	۸۶	کم‌فشار خلیج فارس - پُرفشار سیبری
۷۳.۹	۶.۷	۹.۶	۱۳۷۵/۰۱/۰۴	۳۱	الگوی چندهسته‌ای کم‌فشار خاورمیانه

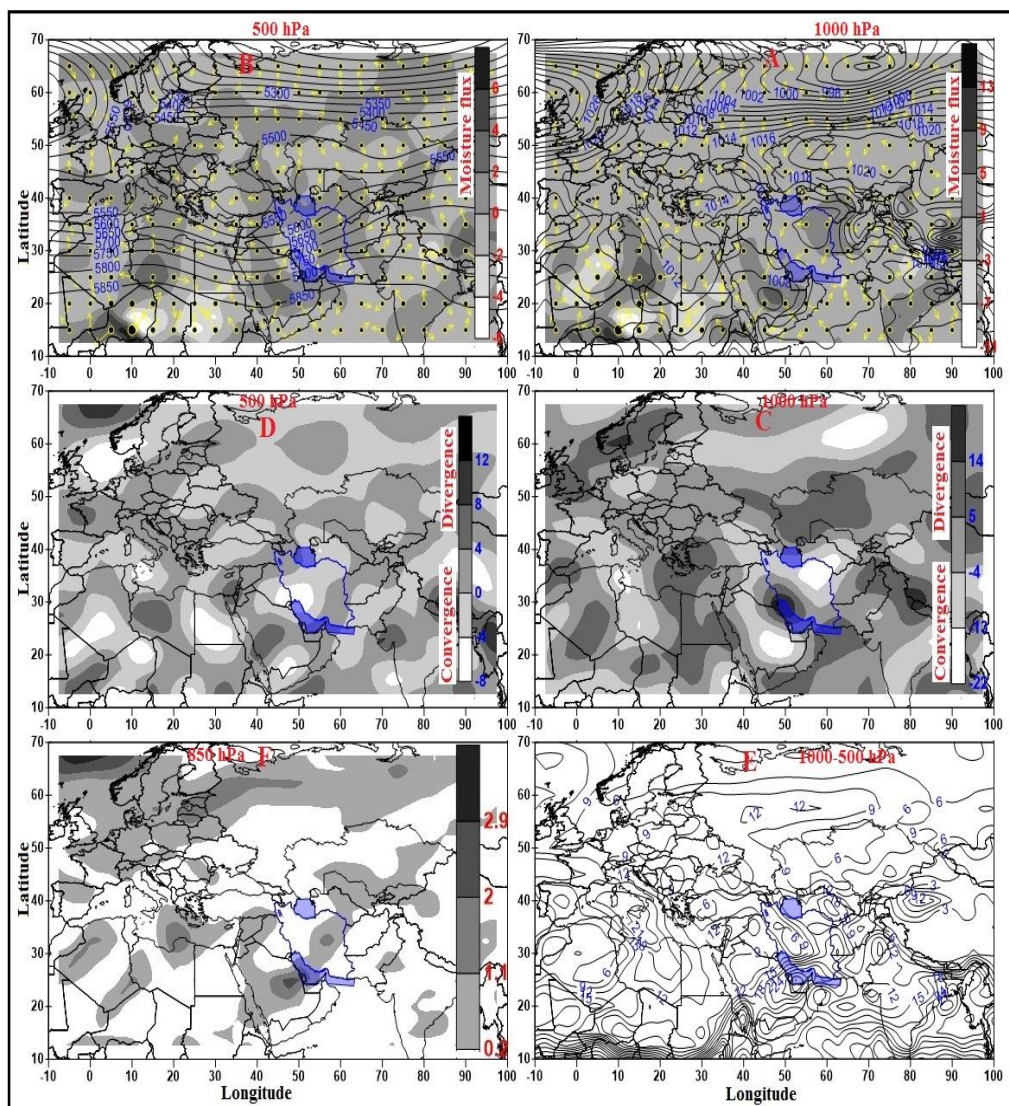


شکل ۳. دارنمای داده‌های فشار تراز دریا در روزهای سرد فراگیر

الگوی اول: کم‌فشار عربستان - کم‌فشار ایران مرکزی

همان‌طور که مشاهده می‌شود، یک مرکز کم‌فشار حرارتی^۱ بر روی کویر مرکزی ایران تشکیل شده است. در حقیقت، کویر مرکزی ایران در فصل گرم مولد توده‌های هوای گرم و خشک مناطق جنب حاره‌ای است که جریانات خلاف چرخش عقربه‌های ساعت آن می‌تواند مناطق وسیعی را تحت سیطره خود قرار دهد. با مشاهده فشار سطح دریا (شکل ۴ A) این الگو می‌توان ملاحظه کرد که کم‌فشار جنب قطبی در شمال روسیه در موقعیت عرض جغرافیایی ۶۵ درجه شمالی و ۷۰ درجه طول شرقی تشکیل دو سلول بسته را داده است. زبان‌های این مرکز کم‌فشار قوی با فشار مرکزی ۱۰۰۰ هکتوپاسکال همه نوار شمالی ایران تا شمال شرقی اروپا و شمال دریای سیاه را تحت پوشش خود قرار داده و با حرکت چرخندی خود هوای بسیار سرد عرض‌های شمالی را بر روی نوار شمالی ایران سرازیر کرده است. همچنین، پُرفشار سیبری با سلول بسته ۱۰۲۲ هکتوپاسکالی در شمال شرق دریای کاسپین قرار دارد و زبان‌های آن با حرکت واچرخندی خود هوای سرد را بر روی نواحی شرق و شمال شرق کشور سرازیر می‌کند. در روی عربستان سلول کم‌فشاری با فشار مرکزی ۱۰۰۶ هکتوپاسکال قرار گرفته و زبان ۱۰۱۰ هکتوپاسکالی آن در امتداد نوار غربی ایران تا شرق دریای سیاه کشیده شده است؛ به طوری که یک سلول ۱۰۰۸ هکتوپاسکالی را در مرز بین عراق و ترکیه تشکیل داده است. زبان ۱ این کم‌فشار حرارتی با نفوذ هوای گرم و مرطوب خود در راستای جنوبی- شمالی در تقابل با هوای

سرد سرازیر شده از کم‌فشار جنب قطبی و پُرفشار سیبری سبب افزایش شیو دما و مه‌پاشدن میدان جبهه‌زایی (شکل ۴ F) شده است. همان‌طور که در شکل ۴ C مشاهده می‌کنیم، ناحیه همگرایی توده‌های هوا با میدان جبهه‌زایی کاملاً منطبق است. همچنین، سلول بسته کم‌فشاری با فشار مرکزی ۱۰۰۸ هکتوپاسکال ناحیه شرق و شمال شرق و مرکز ایران را در بر گرفته که تقابل زبانه‌های این کم‌فشار با زبانه‌های پُرفشار سیبری سبب تشکیل جبهه و ناپایداری شده است. نقشه تابع جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۴ F) بر روی شرق و شمال شرق ایران و نقشه همگرایی هوای سطح زمین (شکل ۴ C) تأییدی بر گفته فوق است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی مرکز پُراتقاعی بر روی مرکز دریای مدیترانه واقع شده که تا شمال کشور ایتالیا امتداد یافته است. این مرکز پُراتقاع سبب شکل‌گیری ناوه بر روی شرق مدیترانه شده است؛ به طوری که محور ناوه تا مدار ۲۰ درجه شمالی یعنی نواحی جنوبی عربستان امتداد یافته و یک جو کُرفشار با اختلاف ارتفاع ۳۵۰ هکتوپاسکالی را به وجود آورده است (شکل ۴ B). منطقه مورد مطالعه در قسمت جلوی ناوه بلند مدیترانه قرار گرفته است و ناحیه تاوایی مثبت جلوی ناوه زمینه را برای واگرایی در تراز بالا (شکل ۴ D) و در نتیجه صعود و ناپایداری هوا فراهم کرده است؛ به طوری که با ریزش هوای سرد درون ناوه بر روی کم‌فشار گرم و مرطوب سطح زمین (ناحیه همگرایی) شرایط را برای شیو شدید دما و فشار و جبهه‌زایی بر روی غرب، جنوب غرب، و مرکز ایران فراهم کرده است (شکل ۴ E). تطابق نقشه همگرایی سطح زمین و واگرایی تراز ۵۰۰ با نقشه تابع جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه به‌خوبی مؤید این مطلب است (شکل ۴ C، D، E). همچنین، تاوه قطبی در تطابق با کم‌فشار جنب قطبی گسترش یافته و منحنی ۵۵۰۰ هکتوپاسکالی آن تا نواحی شمالی دریای خزر کشیده شده است و باعث تشدید ریزش هوای سرد عرض‌های بالاتر به درون ناوه مدیترانه شده است (شکل ۴ B). شرایط فوق یعنی جریانات صعودی قوی در تراز بالایی جو (واگرایی بالا) به همراه شکل‌گیری جبهه در سطح ۸۵۰ هکتوپاسکالی ناشی از تقابل توده هوای گرم و مرطوب جنوبی و هوای سرد شمالی شرایط را برای صعود شدید هوا و در نتیجه ابرناکی و بارش به وجود آورده است. در نقشه شار همگرایی رطوبت ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۴ A) وجود واچرخندی بر روی دریای عرب باعث تزریق رطوبت از طریق چرخش ساعت گرد به داخل سامانه کم‌فشار عربستان و سودان شده و با حرکت شمال شرقی این سامانه وارد ایران شده است. در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال تزریق رطوبت از طریق جریانات جنوب غربی ناوه مدیترانه (شکل ۴ B) در راستای جنوب غربی - شمال شرقی تا نواحی جنوب غربی، غرب و شمال غرب ایران انجام گرفته و سبب ناپایداری شدید در این مناطق شده است. همچنین، هسته رطوبتی دیگری در روی شرق ایران وجود دارد که از دریای عمان و کم‌فشار گنگ تغذیه شده و زمینه را برای تأمین رطوبت جبهه شرق و شمال شرقی فراهم کرده است. به نظر می‌رسد همراهی رطوبت دریای عرب، سرخ، و خلیج فارس با دریای مدیترانه و دریای عمان مهم‌ترین منابع رطوبتی بارش بهاره ایران در این الگو بوده است (شکل ۴ E). میزان آب قابل بارش جو ایران را در هنگام بارش‌های این الگو نشان می‌دهد. بنابراین، در این الگو شکل‌گیری مرکز همگرایی بر روی منطقه مورد مطالعه ناشی از استقرار مراکز کم‌فشار در تقابل با زبانه‌های سرد کم‌فشار جنب قطبی و پُرفشار سیبری و شکل‌گیری میدان جبهه‌زایی با همراهی جریانات صعودی تراز بالایی جو مهم‌ترین عامل بارش‌های فراگیر بر روی ایران بوده است.



شکل ۴. توزیع مکانی فشار سطح زمین شار رطوبت و جهت باد (A)؛ ارتفاع ژئوپتانسیل و جهت باد تراز ۵۰۰، شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (به صورت طیف پس‌زمینه) (B)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (C)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (D)؛ توزیع مکانی آب قابل بارش از سطح زمین تا ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به میلی‌متر (E)؛ نقشه جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (F)

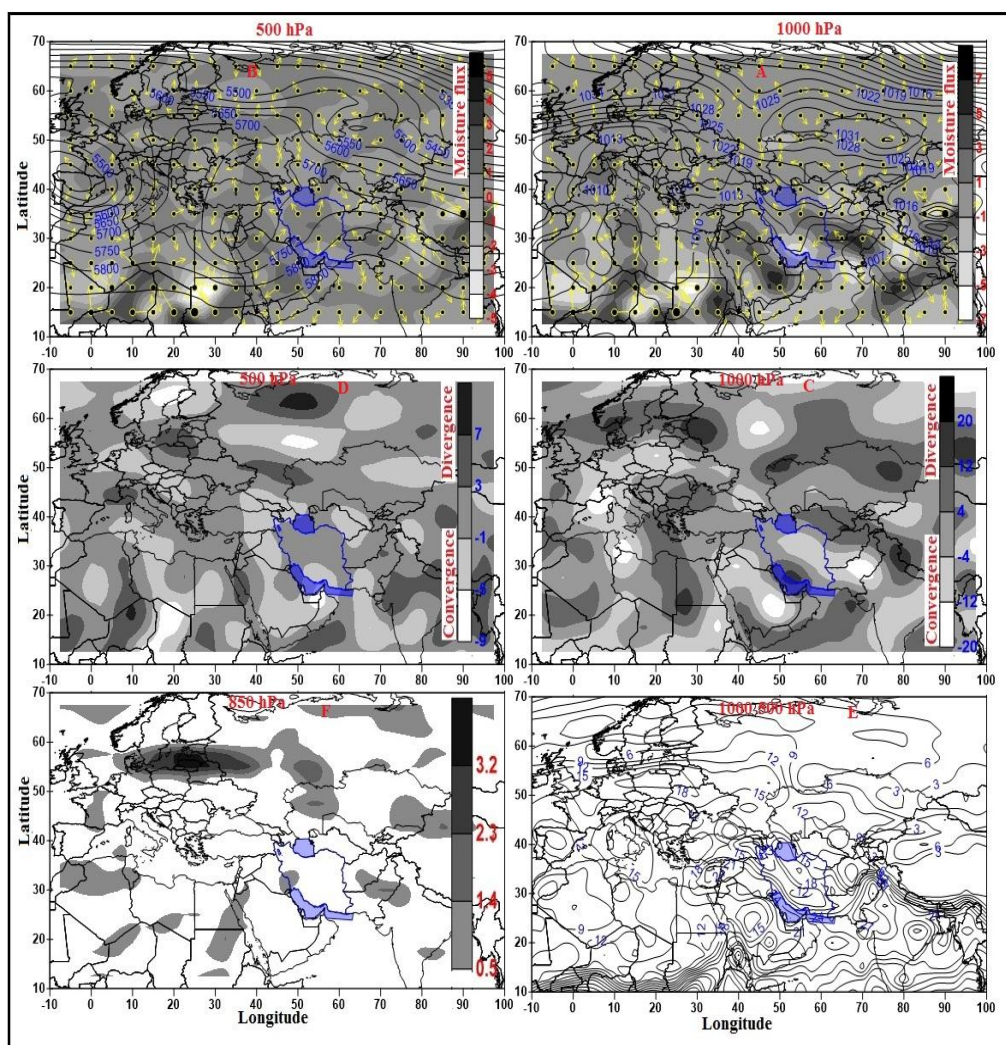
الگوی دوم: کم‌فشار اروپا- کم‌فشار سودان

در این الگو در سطح زمین کم‌فشار قطبی با مرکز فشار بسیار کم در شمال شرق روسیه قرار گرفته است. پُرفشار سیبری با دو سلول بسته قوی در عرض ۵۳ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۶۵ درجه شرقی قرار گرفته و فشار مرکزی آن به ۱۰۳۱ هکتوپاسکال می‌رسد. همچنین، کم‌فشار سودان به سمت شمال شرق گسترش یافته و زبانه ۱۰۱۰ هکتوپاسکال آن از سمت غرب و جنوب غرب بر روی ایران کشیده شده است (شکل ۵ A). در نقشه همگرایی شار رطوبت این تراز وجود واچرخندی بر روی اقیانوس هند و دریای عرب باعث تزریق رطوبت از طریق چرخش ساعت گرد به داخل سامانه سودانی شده است. در این حالت، سامانه سودانی تقویت شده و، ضمن حرکت به سمت شمال، هوای گرم و مرطوب را در راستای جنوبی- شمالی به سمت شمال غرب خلیج فارس، جنوب عراق، و جنوب شرق دریای مدیترانه سرازیر است. همچنین، رطوبت دریای مدیترانه از طریق حرکت چرخندی سامانه کم‌فشاری که بر روی جنوب غرب اروپا و شرق

دریای مدیترانه شکل گرفته است به درون سامانه سودانی تزریق و ضمن ترکیب دو سامانه باعث تقویت هرچه بیشتر آن شده است (شکل ۵ A). در این حالت از جنوب عربستان تا شمال عراق یک مرکز همگرایی منطبق با زبانه‌های سامانه کم‌فشار سودانی (شکل ۵ C) شکل گرفته است؛ به‌طوری‌که هوای مراکز پُرفشار را به سمت خود می‌کشد. همچنین، با حرکت واچرخندی پُرفشاری که بر روی شمال غرب اروپا شکل گرفته هوای سرد از طریق زبانه‌های جنوب شرقی آن بر روی ترکیه و شرق مدیترانه سرازیر شده است. از سوی دیگر، حرکت واچرخندی پُرفشار سیبری هوای سرد عرض‌های بالا را به سمت مرکز و جنوب غرب ایران سرازیر کرده است. تقابل این دو توده هوای سرد عرض‌های بالا با هوای گرم و مرطوب متمرکز بر روی دریای سرخ و شرق مدیترانه و جنوب غرب ایران سبب افزایش شیو دما و فشار و در نتیجه تشکیل جبهه (شکل ۵ F) و ناپایداری در هر دو ناحیه یادشده شده است. بنابراین، زمانی که یک کم‌فشار سودانی بر روی دریای سرخ قرار می‌گیرد و به سمت عرض‌های بالاتر کشیدگی پیدا می‌کند این کم‌فشار کم‌عمق و بدون جبهه است، فعالیت چندانی نداشته و ممکن است برای چندین روز بدون حرکت قابل ملاحظه‌ای بر روی سودان یا دریای سرخ استقرار داشته باشد. در شرایط سینوپتیکی خاص و با مساعدت الگوهای سطوح میانی و فوقانی جو امکان گسترش و جابه‌جایی آن‌ها به سمت ایران وجود دارد. در آن صورت، کم‌فشار خصوصیت دینامیکی پیدا می‌کند و با توجه به الگوی سینوپتیکی حاکم به طرف شمال یا شمال شرق منطقه سودان و دریای سرخ حرکت می‌کند و از مسیرهای مختلفی وارد ایران می‌شود و بارش‌های فراگیری را بر روی ایران ایجاد می‌کند؛ به‌طوری‌که بارش‌های این کم‌فشار بر روی جنوب غرب و غرب رگیاری و در سایر نقاط کشور به صورت بارش‌های مداوم و ملایم خواهد بود.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی (شکل ۵ B) پشته بسیار قوی ناشی از بلاک‌شدن مسیر بادهای غربی تحت تأثیر گسترش جنوب غربی تاوه قطبی تا شمال دریای خزر بر روی جنوب اسکاندیناوی و غرب روسیه کشیده شده است. این پشته سبب شکل‌گیری ناوه عمیقی بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه با اختلاف ارتفاع ۳۰۰ ژئوپتانسیل متر شده و با تشکیل سلول بسته کم‌ارتفاع ۵۶۵۰ هکتوپاسکالی درست بر روی شرق مدیترانه و شمال دریای سرخ (محل قرارگیری جبهه) زبانه ۵۸۵۰ هکتوپاسکالی آن تا روی کشور یمن کشیده شده است. در این حالت تحت تأثیر فرارفت هوای سرد عرض‌های بالا و همچنین تقویت ناوه شرق مدیترانه با ریزش هوای سرد ناشی از حرکت چرخندی تاوه قطبی به درون ناوه و قرارگیری جبهه جنوب غرب ایران دقیقاً در جلوی ناوه، منطبق بر منطقه واگرایی بالایی (شکل ۵ D)، زمینه لازم را برای حرکات صعودی شدید و ناپایداری و بارش‌های فراگیر در پهنه ایران فراهم کرده است.

در نقشه شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (شکل ۵ B) مانند تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال منبع رطوبت از دریای عرب، دریای سرخ، خلیج فارس، و دریای مدیترانه تأمین شده است. همچنین، رطوبت دریای عمان و اقیانوس هند از طریق حرکت چرخندی کم‌فشار گنگ از سمت شرق وارد ایران شده است. میزان آب قابل بارش جو در غرب و شرق و شمال ایران ۱۸، شمال شرق ۱۵، شمال غرب و مرکز ۱۲ میلی‌متر در هنگام بارش‌های این الگو است (شکل ۵ E). بنابراین در این الگو نیز تقابل مرکز کم‌فشار سودان با زبانه‌های سرد پُرفشار سیبری و شکل‌گیری میدان جبهه‌زایی و فراهم‌بودن عامل صعود دینامیکی در تراز بالا سبب بارش‌های فراگیر بر روی ایران شده است.

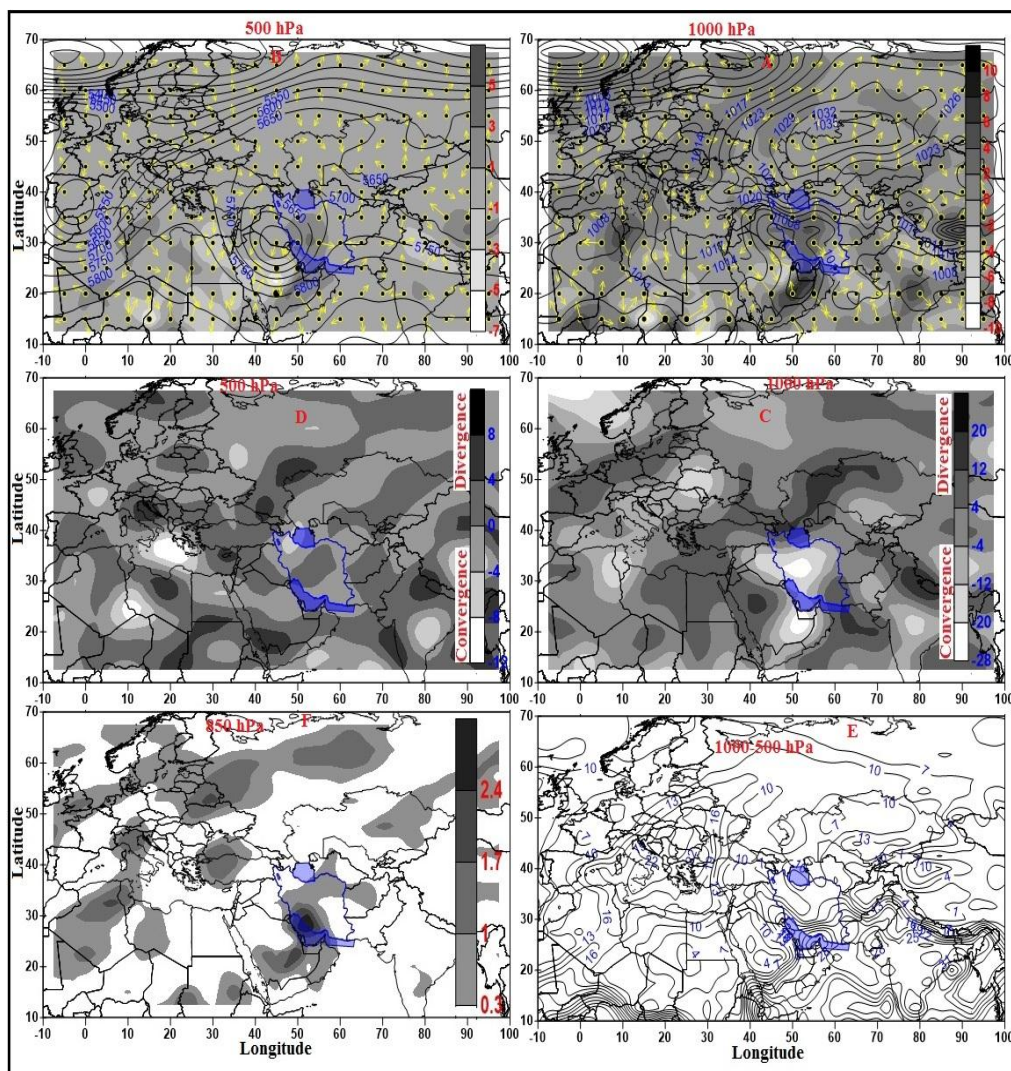


شکل ۵. توزیع مکانی فشار سطح زمین شار رطوبت و جهت باد (A)؛ ارتفاع ژئوپتانسیل و جهت باد تراز ۵۰۰، شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (به صورت طیف پس‌زمینه) (B)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (C)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (D)؛ توزیع مکانی آب قابل بارش از سطح زمین تا ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به میلی‌متر (E)؛ نقشه جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (F)

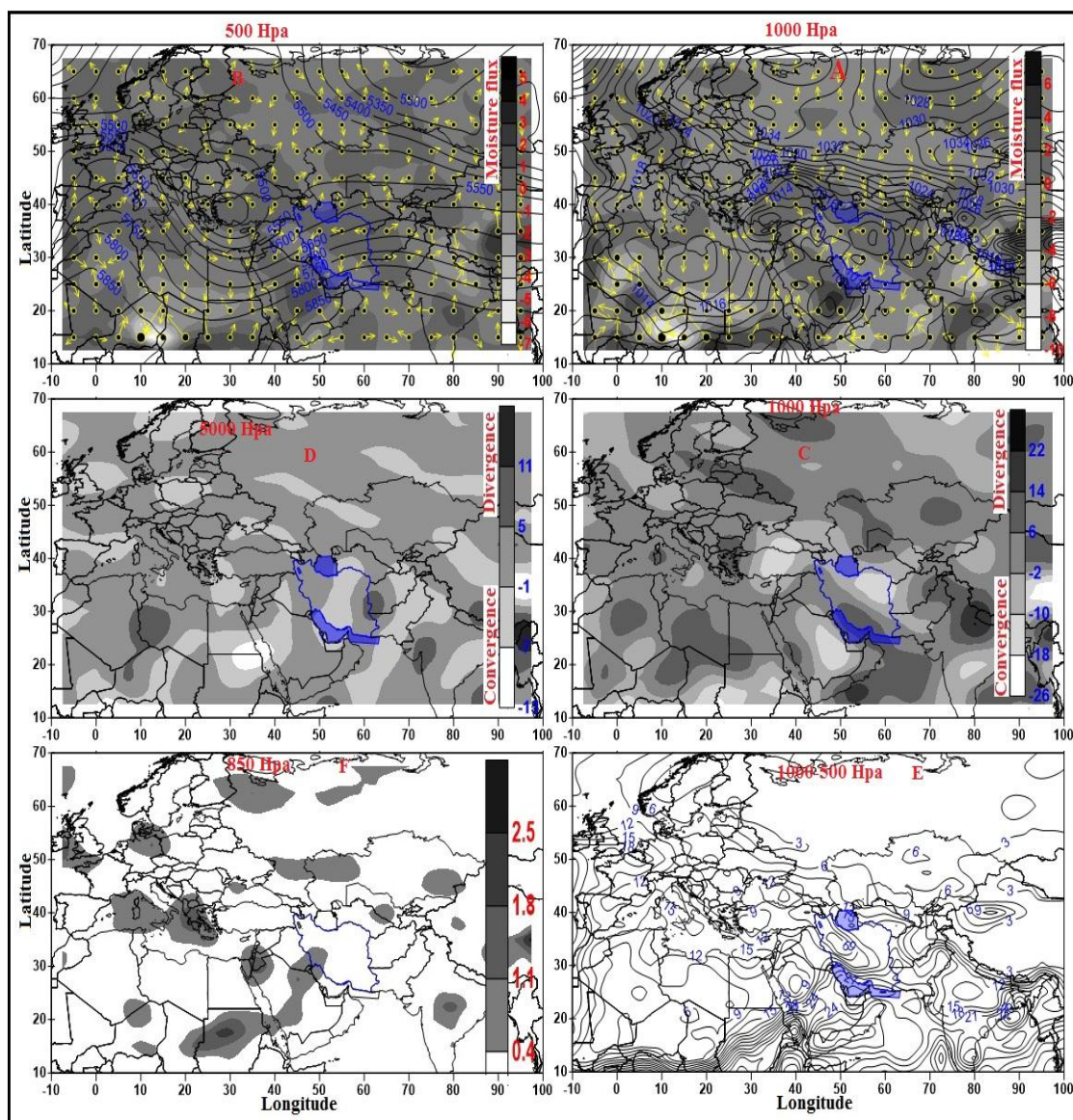
الگوی شماره سوم: کم‌فشار خلیج فارس - الگوی پُرفشار سیبری

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکالی این الگو در شمال شرق دریای خزر مرکز پُرفشار سیبری با چندین سلول بسته با فشار مرکزی ۱۰۳۶ هکتوپاسکال قرار دارد و زبانه‌های آن با گسترش به سمت عرض‌های جنوبی تمام نیمه شمالی ایران را تحت نفوذ قرار داده است. همچنین، کم‌فشار حرارتی بسیار قوی بر روی خلیج فارس به صورت دو سلول جداگانه بر روی شمال و جنوب آن با فشار مرکزی ۱۰۰۴ هکتوپاسکال تشکیل شده است (شکل ۶ A). پُرفشار سیبری با حرکت و اچرخندی خود سبب ریزش هوای سرد بر روی سراسر نوار شمالی ایران شده است؛ به طوری که تقابل این هوای سرد با هوای گرم و مرطوب کم‌فشار خلیج فارس باعث شکل‌گیری یک مرکز همگرایی قوی منطبق با مرکز سلول‌های کم‌فشار خلیج فارس شده (شکل ۶ C) و در راستای جنوبی-شمالی از جنوب عربستان تا شمال ایران را در بر گرفته و باعث شیب شدید فشاری و دمایی بر روی سراسر ایران و تشکیل جبهه (شکل ۶ F) تقریباً بر روی قسمت اعظم ایران شده است.

در نقشه شار رطوبت این تراز منبع تأمین رطوبت بارش‌های این الگو از دریای عرب، خلیج فارس، و دریای عمان بوده است (شکل ۶ A). در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی قرارگیری مرکز پُراتفعا بر روی مرکز دریای مدیترانه و یونان سبب شکل‌گیری سردچال قوی با سه سلول بسته با فشار مرکزی ۵۵۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی جنوب عراق و شمال غربی خلیج فارس شده است (شکل ۶ B)؛ به طوری که ریزش هوای سرد شرق اروپا به داخل ناهه سبب تقویت آن و کشیده شدن زبانه ۵۸۰۰ هکتوپاسکالی آن تا روی جنوب عربستان شده است. در این شرایط قرارگیری سردچال تراز بالایی جو بر روی جبهه تشکیل شده در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکالی (شکل ۶ F)، که منطبق بر منطقه همگرایی ناشی از تقابل هوای سرد سیبری و گرم و مرطوب خلیج فارس است و همچنین حرکات صعودی در قسمت جلوی سردچال ناشی از واگرایی بالایی در نیمه شرقی سردچال (شکل ۶ D)، شرایط را برای ناپایداری شدید جو و بارش‌های فراگیر فراهم کرده است. در الگوی شار رطوبت تراز ۸۵۰، منبع رطوبت به واسطه جریانات ناهه مدیترانه و حرکت چرخندی سیکلون از دریای سرخ، دریای عرب، و خلیج فارس و شرق دریای مدیترانه تأمین شده است (شکل ۶ B).



شکل ۶. توزیع مکانی فشار سطح زمین شار رطوبت و جهت باد (A)؛ ارتفاع ژئوپتانسیل و جهت باد تراز ۵۰۰، شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (به صورت طیف پس‌زمینه) (B)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (C)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (D)؛ توزیع مکانی آب قابل بارش از سطح زمین تا ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به میلی‌متر (E)؛ نقشه جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (F)



شکل ۷. توزیع مکانی فشار سطح زمین شار رطوبت و جهت باد (A)؛ ارتفاع ژئوپتانسیل و جهت باد تراز ۵۰۰، شار رطوبت تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (به صورت طیف پس‌زمینه) (B)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال (C)؛ واگرایی و همگرایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (D)؛ توزیع مکانی آب قابل بارش از سطح زمین تا ارتفاع ۵۰۰ هکتوپاسکال به میلی‌متر (E)؛ نقشه جبهه‌زایی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال (F)

الگوی چهارم: الگوی چندهسته‌ای کم‌فشار خاورمیانه

برآیند الگوهای فشار تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در این الگو نشان‌دهنده آن است که هسته‌های جداگانه‌ای از مراکز کم‌فشار بر روی کشور ایران و شبه‌جزیره عربستان، عراق، و شرق مدیترانه تشکیل شده است؛ به طوری که تمام خاورمیانه تحت تسلط الگوهای کم‌فشار قرار دارد. هم‌زمان هسته‌های مراکز پرفشار حرارتی سرد سیبری و کم‌فشار سرد جنب قطبی و پرفشار تبت در حالت قدرت خود هستند و با حرکت و اچرخندی خود سبب ریزش هوای سرد از شمال و شرق بر روی ایران می‌شوند (شکل ۷ A). از این رو، باعث شکل‌گیری مرکز کم‌فشار دینامیکی (همگرایی، شکل ۷ C) بر روی ایران شده است. این مرکز کم‌فشار با حرکت چرخندی خود شرایط را برای ورود سامانه‌های سودانی و مدیترانه‌ای فراهم کرده است؛ به طوری که در این شرایط با ورود زبانه‌های پرفشار در شمال غرب و ریزش هوای سرد بر روی دریای مدیترانه،

شمال آفریقا و مرکز کم‌فشار سودان سبب ناپایداری کم‌فشار سودان و تبدیل این سامانه از حالت حرارتی به دینامیکی و حرکت شمال سوی کم‌فشار تحت تأثیر نیروی کوریولیس و شیو فشار شده است. با ورود این سامانه‌ها، که رطوبت کافی را از دریای سرخ، دریای مدیترانه، و خلیج فارس (شکل ۷ A) با خود به همراه دارند، ضمن تقویت چرخند به دلیل تضاد دمایی باعث افزایش شیو فشار و جبهه‌زایی (شکل ۷ F) بر روی غرب ایران شده است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال ناوه عمیق و بلندی بر روی دریای مدیترانه با سلول بسته ۵۴۵۰ ژئوپتانسیل متر بر روی غرب ترکیه تشکیل شده است و تا جنوب دریای سرخ و عربستان امتداد یافته است (شکل ۷ B). با ریزش هوای سرد نواحی شمال اروپا به درون غرب ناوه و گذر محور ناوه از دریای سرخ و عبور آن از روی خلیج فارس سبب جذب رطوبت از این منابع رطوبتی (شکل ۷ B) شده است و منطقه واگرایی بالایی ناوه (شکل ۷ D) از جنوب عربستان تا شمال غرب ایران را در بر گرفته است. قرارگیری ناوه تراز بالای جو بر روی جبهه تشکیل شده بر روی غرب و جنوب غرب ایران (شکل ۷ F) زمینه را برای حرکات صعودی شدید و بارندگی‌های فراگیر بر روی کشور فراهم کرده است.

بحث و نتیجه‌گیری

شناخت دقیق‌تر مکانیسم بارش و نحوه الگوی گردشی جو تأثیر بسیار زیادی در برنامه‌ریزی‌های کلان و پروژه‌های اقتصادی، صنعتی، و کشاورزی بر مبنای الگوهای طولانی‌مدت بارش دارد. هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل وردش‌های جوی بارش‌های بهاری فراگیر ایران طی نیم قرن اخیر است. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که: - نتایج حاصل از تحلیل توصیفی بارش‌های بهاره بیانگر آن است که بارش‌های فراگیر بهاره ایران به سمت ماه خرداد، ضمن اینکه از کاهش محسوس بر خوردار بوده است، دارای ضریب تغییرات مکانی بسیار زیادی بوده است؛ که در این میان نواحی مرکزی و جنوب شرق ایران از تغییرات مکانی بیشتر برخوردار بوده است. - نتایج حاصل از بررسی وردش‌های جوی بهاره ایران بیانگر این بود که چهار الگوی کم‌فشار عربستان - کم‌فشار ایران مرکزی، کم‌فشار اروپا - کم‌فشار سودان، کم‌فشار خلیج فارس - الگوی پرفشار سیبری، و الگوی چندهسته‌ای کم‌فشار خاورمیانه بیشترین نقش را در بارش‌های بهاری فراگیر ایران ایفا می‌کنند. در هر چهار الگوی فوق ریزش هوای سرد عرض‌های بالا بر روی کم‌فشارهای حرارتی عرض‌های پایین سبب ایجاد گرادیان شدید دمایی و کنتوری و در نتیجه مه‌پاشدن میدان جبهه‌زایی شده است. همچنین، مراکز همگرایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال منطبق با سامانه‌های کم‌فشار در این الگوهاست که هوای مراکز پرفشار را به سمت خود می‌کشد و در تقابل با هوای سرد زبانه‌های مراکز پرفشار سبب صعود هوا و ایجاد ناپایداری در مناطق تحت نفوذ خود و به‌ویژه ایران شده‌اند. در نقشه‌های شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال تزریق رطوبت عمدتاً از طریق واچرخندی بر روی دریای عرب به داخل سامانه سودانی و تقویت آن با تزریق رطوبت از دریای سرخ و خلیج فارس انجام گرفته است؛ به‌طوری‌که ریزش هوای سرد زبانه‌های مراکز پرفشار بر روی این سامانه سبب دینامیکی شدن آن و انتقال رطوبت موجود در راستای عمدتاً شمالی تا شمال خلیج فارس و عراق (درست در قسمت جلوی ناوه مدیترانه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال) شده است (این در حالی است که نتایج تحقیقات رضایی بنفشه و همکاران، ۱۳۹۵ و خورشیددوست و همکاران، ۱۳۹۵ تأییدی بر یافته‌های فوق است). همچنین، طبق نقشه‌های تابع جبهه‌زایی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در همه الگوها میدان جبهه‌زایی عمدتاً منطبق با مسیر انتقالی هوای گرم و مرطوب جنوبی در راستای شمالی است. اما در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در همه الگوها شکل‌گیری پشته‌ای بر روی دریای مدیترانه و اروپا با کمی تغییر موقعیت و تغییر ارتفاع سبب فرارفت هوای سرد عرض‌های بالا و شکل‌گیری ناوه‌ای عمیق بر روی شرق مدیترانه شده است؛ به‌طوری‌که ریزش هوای سرد از طریق پشت باد این پُراارتفاع بر روی ناوه شرق مدیترانه باعث افزایش شدید شیو دما و مه‌پاشدن چرخندزایی شده است. همچنین، تاوه قطبی به سمت عرض‌های جنوبی گسترش یافته؛ به‌طوری‌که زبانه‌های آن با قرارگیری در مسیر محور ناوه مدیترانه با فرارفت هوای سرد، به واسطه حرکت

چرخندی، سبب تقویت و عمیق‌تر شدن ناوه مدیترانه شده‌اند. در این شرایط زمینه برای فعال شدن هرچه بیشتر کم‌فشارهای سودانی مهیا شده است و منطبق شدن شرق ناوه مدیترانه یعنی منطقه حداکثر تاوایی مثبت (واگرایی بالایی) با میدان جبهه‌زایی شرایط را برای ناپایداری‌های شدید و ریزش بارش‌های فراگیر فراهم کرده است. منبع تأمین رطوبت در تراز بالا (۸۵۰ هکتوپاسکال) نیز عمدتاً بر منابع آبی منطبق بر مسیر جریان ناوه مدیترانه مانند دریای مدیترانه و دریای سرخ به واسطه گذر محور ناوه و خلیج فارس به واسطه قرارگیری در جلوی ناوه بوده است. همچنین، فراگیرترین بارش‌ها زمانی به وقوع پیوسته‌اند که کمربند کم‌فشاری قوی‌ای بر روی سراسر خاورمیانه مستولی شده است و از سوی دیگر زبانه‌های مراکز پُرفشار قوی بر روی نوار شمالی و شرقی ایران قرار گرفته‌اند. در این حالت به واسطه همگرایی توده‌های هوای متضاد، جبهه نسبتاً قوی بر روی منطقه تشکیل شده است؛ همچنین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال استقرار ناوه بلند مدیترانه بر روی غرب منطقه مورد مطالعه و قرارگیری منطقه مورد مطالعه در جلو محور ناوه (محل حداکثر تاوایی مثبت) شرایط را برای واگرایی بالایی و ناپایداری شدید فراهم نموده است.

منابع

- امام هادی، ماندانا و علیجانی، بهلول (۱۳۸۳). توده‌های هوای مؤثر در دوره سرد سال ایران، *تحقیقات جغرافیایی*، ص ۳۳-۵۳.
- خورشیددوست، علی محمد؛ مفیدی، عباس؛ رسولی، علی اکبر و آرم، کامل (۱۳۹۵). تحلیل همید سازوکار وقوع بارش‌های سنگین بهاره در شمال غرب ایران، *مجله مخاطرات محیط طبیعی*، ۵(۸): ۵۳-۸۲.
- رضایی بنفشه، مجید؛ شندی جعفری، فاطمه؛ حسین علی پور گزی، فرشته و علی محمدی، مجید (۱۳۹۵). تحلیل همید فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت در زمان رخداد بارش‌های سنگین شمال غرب ایران، *نشریه جغرافیا و برنامه‌ریزی*، ۲۰(۵۶): ۱۰۷-۱۲۶.
- سلیقه، محمد و صادقی‌نیا، علیرضا (۱۳۸۹). بررسی تغییرات مکانی پُرفشار جنب حاره در بارش‌های تابستانه، نیمه جنوبی ایران، *مجله جغرافیا و توسعه*، ۱۷: ۸۳-۹۸.
- شاهرخ‌وندی، سیدمنصور؛ غیور، حسنی و کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۶). گردش بهنجار جو و پارامترهای شاخص مراکز عمل در فصل زمستان بر روی ایران، *مجله پژوهش‌های علوم انسانی دانشگاه اصفهان*، ۱: ۸۵-۱۰۰.
- فتاحی، ابراهیم و حجازی‌زاده، زهرا (۱۳۸۴). طبقه‌بندی همیدی فضایی توده‌های هوا در حوضه‌های جنوب غربی ایران، *مجله جغرافیا و توسعه*، ۶: ۱۳۵-۱۵۶.
- یارنال، برنت (۱۳۹۰). *اقلیم‌شناسی همید و کاربرد آن در مطالعات محیطی*، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، چ ۲، اصفهان: دانشگاه اصفهان.
- علیجانی، بهلول؛ کاویانی، محمدرضا (۱۳۹۰). مبانی آب‌وهواشناسی. چاپ سیزدهم، تهران: انتشارات سمت. صص ۶۰۰.
- Adler, R.F.; Gu, G.; Wang, J.J.; Huffman, G.J.; Curtis, S. and Bolvin, D. (2008). Relationships between global precipitation and surface temperature on internal and longer timescales (1979–2006), *J. Geophys. Res.*, 113, D22104, doi: 10.1029/2008JD010536.
- Allan, R.P. and Soden, B.J. (2010). Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes, *Science*, 321(5895), 1481–1484, doi:10.1126/science.1160787.
- Alpert, P.; Abramski, R. and Neeman, B.U. (1992). The prevailing summer synoptic system in Israel-subtropical high, not Persian trough, *Isr. J. Earth Sci.*, p. 39.
- Alpert, P. and Reisin, T. (1986). *An early winter polar Air mass penetration to the eastern Mediterranean*, American meteorological society.
- Bardossy, A. (1990). Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns water Resources, *Res earoh.*, 28: 1247-1260.
- Bogardi, I.; Matyasovszky, I.; Bardossy, A. and Duckstein, L. (1994). A hydro climatological model of areal drought, *Journal of Hydrol*, 153: 245-264.
- Chadwick, R.; Good, P.; Andrews, T. and Martin, G. (2014). Surface warming patterns drive tropical rainfall pattern responses to CO forcing on all timescales, *Geophys. Res. Letts.*, 41: 610–615, doi: 10.1002/2013GL058504.

- Chadwick, R.; Boutle, I. and Martin, G. (2013). Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich do not get richer in the Tropics, *J. Climate*, 26: 3803–3822.
- Chen-Jung, S.; Shaw, C.L.; Congbin, F.; Aiguo, D. and Ying, S. (2012). How much do precipitation extremes change in a warming climate?, *Geophys. Res. Letts*, 39: L17707, doi: 10.1029/2012GL052762, 2012.
- Collins, M. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis, *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., and New York.
- Emori, S. and Brown, S. (2005). Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate, *Geophys. Res. Letts.*, 32, L17706, doi: 10.1029/2005GL023272.
- Fattahi, E. and Hejazizadeh, Z. (2005). Spatial Synoptic Classification air masses in the basins of southwestern Iran, *Journal of Geography and Development*, 6: 135-156.
- Guangqi, L.; Sandy, P.; Harrison, I.; Colin, P.; Patrick, J. and Bartlein, K.I. (2013). Precipitation scaling with temperature in warm and cold climates: An analysis of CMIP5 simulations, *Geophys. Res. Letts*, 40: 4018–4024, doi:10.1002/grl.50730, 2013.
- Imam Hadi, M. and Alijani, B. (2004). Air masses affecting Iran In the cold period of the year, *Geographical Research Journal*, 75: 34-53.
- Ma, J. and Xie, S.-P. (2013). Regional patterns of sea surface temperature change: A source of uncertainty in future projections of precipitation and atmospheric circulation, *J. Climate*, 26(8): 2482-2501.
- Meehl, G.A.; Tebaldi, C.; Teng, H. and Peterson, T.C. (2007). Current and future US weather extremes and el Nio, *Geophys. Res. Letts.*, 34, L20704, doi: 10.1029/2007GL031027.
- Mofidi, A. and Zarrin, A. (2006). The Analysis of the nature and structure of High and Low pressure systems; Roshd; *Teaching Geology*, Part A, 46: p. 53-61; Part B, 47: 54-58. (In Persian)
- Saroni, H. and Ziv, B. (2000). Summer rain episodes in a Mediterranean climate, the case of Israel: Climatological-Dynamicak analysis, *International Journal climatology* 20.
- Salighe, M. and Sadeghi Nia, A.R. (2010). Spatial variability analysis of subtropical high pressure in the showers of summer, the southern half of Iran, *Journal of Geography and Development*, 17: 83-98.
- Shahrukh Wendy, S.M.; Ghayour, H.A. and Kaviani, M.R. (2007). Turn the norm atmosphere and action centers index parameters in winter on Iran, *Isfahan University Journal of Human Sciences*, 1: 85-100.
- Trenberth, K.E. (1999). Conceptual framework for changes of extremes of the hydrological cycle with climate change, *Climate Change*, 42(1): 327–339, doi: 10.1023/a: 1005488920935.
- Wentz, F.J.; Ricciardulli, L.; Hilburn, K. and Mears, C. (2007). How much more rain will global warming bring?, *Science*, 317(5835): 233–235, doi:10.1126/science.1140746.
- Xie, S.-P.; Deser, C.; Vecchi, G.A.; Ma, J.; Teng, H. and Wittenberg, A.T. (2010). Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall, *J. Climate*, 23(4): 966-986.
- Yarnal, Brent (2011). *Synoptic climatology and its application for environmental*, studies Masoodian, A., Second Edition, University of Isfahan, Isfahan, p. 218.
- Zhang, X.; Zwiers, F.W.; Hegerl, G.C.; Lambert, F.H.; Gillett, N.P.; Solomon, S.; Stott, P.A. and Nozawa, T. (2007). Detection of human influence on twentieth-century precipitation trends, *Nature*, 448(7152): 461–465, doi: 10.1038/nature06025.
- Khorshid Dost, A.M.; Mofidi, A.; Rasuli, A.A.; Azram, k. (1395). The Synoptic analysis of the mechanism of the occurrence of heavy rainfall in the northwest of Iran, *Journal of natural environmental hazards*, 5 (8): 53-82.
- Rezaei Banafsheh, M.; Shandi Jafari, F.; Hossein AliPour Gezi, F. and Ali Mohammadi, M. (1395). Synoptic analysis of the abundance of moisture flux convergence function at the time event of the Heavy Rainfall of Northwest of Iran, *Journal of Geography and Planning*, 20 (56): 107-126.
- Alijani, B.; Kaviani, M.R. (2011). Basics of climatology. Thirteenth Edition, Tehran: Publication of the Samt. Pages 600.