

ارتباط بین تیپ الگوهای گردشی تراز دریا، با بارش‌های فراگیر در ایران

قاسم عزیزی* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران
تیمور علیزاده - دانشجوی دوره دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۴/۲۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۳/۰۳

چکیده

در این مقاله ارتباط بین الگوهای جوی تراز دریا با بارش‌های فراگیر در ایران شناسایی شده است. برای دستیابی به این هدف از رویکرد همدید محیطی به گردشی استفاده شد؛ به طوری که ابتدا داده‌های بارش روزانه ۲۱۰ ایستگاه همدید از سازمان هواشناسی ایران در دوره ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۹ گردآوری شد. سپس با روش زمین مرجح کریجینگ، داده‌ها با ابعاد $5/9 \times 5/9$ کیلومتر میان‌یابی شدند و با اعمال شرایطی، ۱۵۴۸ روز بارش فراگیر در ایران به دست آمد. در مرحله دوم داده‌های روزانه میانگین فشار تراز دریا از سری داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR در ۱۵۴۸ روز مورد نظر برداشت شد. سپس با روش تحلیل مؤلفه مینا (PCA) و تحلیل خوشه‌ای، الگوهای گردشی تراز دریا طبقه‌بندی شدند. در نتیجه پنج تیپ عمده برای بارش‌های فراگیر به دست آمد. نتایج نشان داد که بارش‌های فراگیر و سنگین ایران را می‌توان در اثر تقویت سه سامانه عمده در تراز دریا شناسایی کرد. این سامانه‌ها پرفشار تبت، پرفشار اقیانوس اطلس شمالی و کم‌فشار ایسلند - قطبی هستند. چنانچه این سه سامانه با هم تقویت شوند، گرادیان فشار روی ایران افزایش می‌یابد و با تشکیل یک جو باروکلینیک، بارش‌های فراگیر و سنگینی در ایران رخ می‌دهد که بیشینه میانگین آنها روی نواحی مرتفع کوه‌های زاگرس است.

کلیدواژه‌ها: پرفشار تبت، پرفشار سیبری، تحلیل مؤلفه مینا، طبقه‌بندی الگوهای جوی، کم‌فشار دینامیکی.

مقدمه

با پیشرفت علوم رایانه‌ای، طبقه‌بندی و به دست آوردن الگوهای گردشی همدید به طور فزاینده‌ای وارد علوم جوی شده، از این رو در چند دهه اخیر استخراج و به کارگیری طبقه‌بندی در آب‌وهواشناسی افزایش پیدا کرده است. قبل از این رویداد سامانه‌های طبقه‌بندی اقلیمی عمدتاً متکی بر عناصر محدود بودند، مانند طبقه‌بندی معروف کوپن که بر دما و بارش متکی است. برخلاف طبقه‌بندی‌های آستانه‌ای، به کار بردن طبقه‌بندی متکی بر تحلیل‌های چندمتغیره این شرایط را

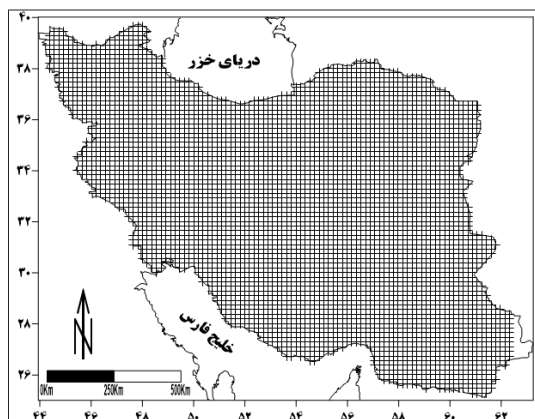
فراهم می‌آورد که طبقه‌بندی بدون در نظر گرفتن آستانه‌های برون‌سو و بر اساس معیارهای خودتعریف، به‌ویژه معیارهای آستانه‌ای انجام گیرد (جاکوویت، ۲۰۱۰). ادبیات مفصل کاربرد طبقه‌بندی‌های اقلیمی و روش‌شناسی آنها را می‌توان در پژوهش یارنال و همکارانش مشاهده کرد (یارنال، کومری، فراکس و براون، ۲۰۰۱).

هدف از این نوشتار، استفاده از روش طبقه‌بندی برای شناسایی ارتباط بین الگوهای جوی تراز دریا و تغییرپذیری بارش در ایران است. درباره‌ی مهم‌ترین توده‌های هوا و الگوهای جوی مؤثر بر بارش ایران، مطالعات فراوانی انجام شده است. در اکثر این مطالعات بین نتایج پژوهشگران توافق چندانی وجود ندارد، به‌نظر می‌رسد اختلاف عمده با نگرش و روش‌شناسی آنها در ارتباط است. خوشحال دستجردی (۱۳۷۶) به بررسی هم‌دیدگی بارش‌های بیش از صد میلی‌متر در سواحل جنوبی دریای خزر پرداخت. وی نشان داد که برخلاف آنچه پیش از این تصور می‌شد، ریزش این باران‌ها در اثر فرارفت سرد از سیبری روی این دریاچه انجام نمی‌گیرد، باران‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سواحل جنوبی دریاچه خزر، هم در اثر ورود و استقرار زبانه سیستم‌های واچرخندی و هم در اثر ورود و استقرار سیستم‌های چرخندی روی این دریا فرو می‌ریزد. علیجانی (۱۳۸۱) با استفاده از محاسبه چرخندگی به شناسایی توده‌های باران‌آور تهران پرداخت. وی بیان کرد که اثر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مهم‌تر از سطوح دیگر است و تیپ‌های چرخندی، بارش‌های سنگین‌تری را ایجاد می‌کنند. همچنین وی دریافت چرخندها در دوره سرد سال و واچرخندها در بهار فراوانی بیشتری دارند. علیجانی در پژوهش دیگرش (۱۳۷۲)، مهم‌ترین سازوکار صعود بارندگی‌های ایران را صعود همرفتی، همرفت فرارفتی، موج‌های کوتاه و سیکلون‌ها دانسته و بیان کرده است که همرفت فرارفتی در سواحل جنوب دریای خزر رخ می‌دهد. لشکری (۱۳۸۱) به سازوکار و توسعه کم‌فشار سودان پرداخت و نقش آن را بر بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران را مطالعه کرد. لشکری در پژوهشی دیگر (۱۳۸۲) مسیرهای اصلی ورود کم‌فشار سودانی به ایران را مطالعه کرد. مفیدی (۱۳۸۳) مرکز هم‌گرایی دریای سرخ را عامل اصلی ریزش بارش‌های سیل‌زا در ایران معرفی کرده است. مفیدی در مطالعه دیگر خود به ساختارشناسی کم‌فشار سودانی و نقش آن در ایجاد بارش‌های سنگین پرداخت (مفیدی، ۱۳۸۴). عزیزی (۱۳۸۳) به شناسایی و زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر پرداخت و بیشترین فراوانی ورود این پرفشار را در دهه سوم مهر دانسته است. محمدی و مسعودیان (۱۳۸۹) پرفشار گسترده اروپا - دریای سیاه و کم‌فشار عراق را مهم‌ترین عامل ریزش بارش‌های سنگین ایران دانستند. آنها کم‌فشار سودان را عامل مهمی در ایجاد بارش‌های سنگین ایران نمی‌دانند. مسعودیان نقش پرفشار دریای سیاه را در ایجاد بارش‌های سنگین دریای خزر بیش از سیبری دانسته است (مسعودیان، ۱۳۸۷: ۱۶). سلیقه نجار (۱۳۸۵) با مطالعه سازوکار بارش‌های جنوب شرق ایران، سه الگوی چرخندی بادهای غربی، موج‌های کوتاه بادهای غربی با تراف عمیق‌تر و زبانه کم‌فشار مونسونی هندوستان را در به‌وجود آمدن این بارش‌ها مهم دانسته است. مرادی (۱۳۸۱) رخداد بارش‌های شدید در شمال کشور را با حاکمیت پشته‌ای روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه و قرار گرفتن ناوهای در شرق دریای سیاه در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مرتبط دانسته است. ارتباط شرایط جو با ریزش بارش در سایر نقاط دنیا نیز به‌طور فراوان مطالعه شده است. هلستروم (۲۰۰۵) شرایط جو را هنگام وقوع بارش‌های سنگین و غیرسنگین سوند، در طول ماه‌های ژوئن و آگوست بررسی کرد. سیرت و فرمایر (۲۰۰۷) با استفاده از یک مدل، مشخصات هم‌دیدگی الگوهای به‌وجود آورنده بارش‌های سنگین کشور

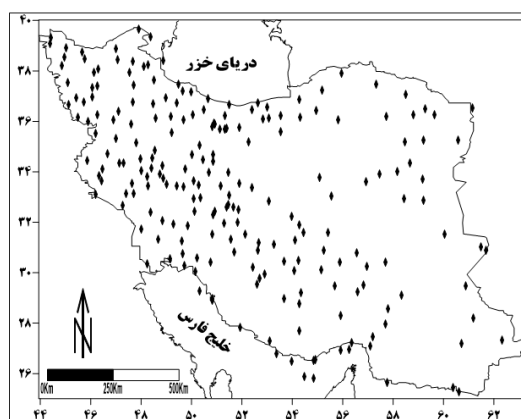
اتریش را مطالعه کرد. ای. لانا، کمپین، گناو و جانسا (۲۰۰۷) الگوهای جوی بارش‌های سنگین جزیره بالیاریک را بررسی کرد. ویبگ (۱۹۹۹) با مطالعه گردش‌های جوی بزرگ مقیاس نشان داده است که ارتباط قوی بین گردش‌های تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین وجود دارد. رومرو سامر، رامیس و گناو (۱۹۹۸) الگوهای جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را در ارتباط با بارش‌های مدیترانه خوشه‌بندی کرد و این الگوها را مهم‌ترین عامل ریزش بارش‌های مدیترانه دانست. ژوپلاکی، لاتر باچر، بارکارد، پاتریکاس و ماهراس (۲۰۰۰) و ویبگ (۱۹۹۹) نیز مهم‌ترین عامل تغییرپذیری بارش‌های اروپا را تغییر در الگوهای بزرگ مقیاس جوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال دانسته‌اند. آلپرت، اسپنتینسکی، شاریر (۲۰۰۴) با نگرش طبقه‌بندی نیمه‌برون سو، سیستم‌های همدید روزانه را با کاربرد در تغییر اقلیم شرق مدیترانه مطالعه کرد. وی دریافت که فراوانی فرود عمدتاً خشک دریای سرخ تقریباً از دهه ۱۹۶۰ به بعد دو برابر شده و از ۵۰ به ۱۰۰ روز در هر سال رسیده است. ماهراس و همکاران (۲۰۰۴) الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال یونان را بررسی کرد. وی در پژوهش خود شش الگوی واچرخندی، هشت الگوی چرخندی، دو نوع مختلط چرخند و واچرخندی و چهار الگوی ویژه آب‌وهوایی را شناسایی کرد. همه مطالعاتی که در بالا اشاره شد، ارتباط بین الگوهای جوی و اثرهای آن بر بارش در تراز دریا یا تراز ۵۰۰ میلی‌بار بررسی شده است و همه نشان دادند ارتباط قوی‌ای بین الگوهای جوی و مقدار بارش وجود دارد که با آگاهی از این الگوها می‌توان از شدت یا مقدار بارش آگاهی یافت.

مواد و روش‌ها

دو رویکرد عمده مطالعات آب‌وهواشناسی همدید، رویکردهای گردشی به محیطی و محیطی به گردشی هستند که بیشتر پژوهشگران هنگام مطالعات بارش به دلیل تغییرپذیری زیاد آن، از رویکرد محیطی به گردشی استفاده می‌کنند (یارنال، ۱۹۹۳). از آنجا که این نوشتار به‌منزله هدف اصلی، تفاوت بین الگوهای جوی و تغییرپذیری بارش را بررسی می‌کند، از رویکرد محیطی به گردشی استفاده شده است. به همین منظور ابتدا داده‌های روزانه بارش تراز زمین سال‌های ۱۹۸۰ تا ۲۰۰۹ (۱۰۹۵۸ روز) ۲۲۰ ایستگاه همدید، از سازمان هواشناسی کشور جمع‌آوری شد. پراکنش این ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است. سپس با اجرای الگوریتم میان‌یابی کریجینگ با ابعاد $0/18$ درجه، 4713 سلول در کل مساحت ایران محاسبه شد. توزیع این نقاط $0/18$ درجه‌ای در ایران در شکل ۲ نمایان است. درنهایت ماتریسی به ابعاد (10958×4713) به‌دست آمد که با استفاده از این ماتریس، درصد پهنه بارشی، میانگین بارش و حداکثر بارش در این تاریخ برای کل مساحت ایران محاسبه شد. به‌منظور حذف بارش‌های محدود در منطقه‌ای خاص و در نظر گرفتن بارش‌های فراگیر، دو شرط مد نظر قرار گرفت؛ اول اینکه میانگین بارش ایران حداقل ۱ میلی‌متر باشد و دوم، بیش از ۴۰ درصد مساحت ایران در آن روز بارش دریافت کرده باشد. بر این اساس ۱۵۸۴ روز بارش فراگیر در ایران به‌دست آمد. برای تبیین الگوهای گردشی این روزها، میانگین روزانه فشار تراز دریا به کمک داده‌های بازکاوی شده NCEP/NCAR در محدوده ۰ تا ۱۰۰ درجه طول شرقی و ۱۰ تا ۸۰ درجه عرض شمالی محاسبه شد و ماتریسی به ابعاد 1189×1584 سلول با ۱۵۸۴ روز و ۱۱۸۹ نقطه دو نیم درجه شکل گرفت. در مرحله دوم، برای کاهش حجم داده‌های تراز دریا و به‌دست آوردن تیپ الگوهای گردشی، از تحلیل مؤلفه‌های اصلی استفاده شد.



شکل ۲. توزیع شبکه ۰/۱۸ درجه‌ای بارش در ایران



شکل ۱. توزیع ایستگاه‌های سینوپتیک مورد مطالعه در ایران

روش مؤلفه‌های اصلی برای طبقه‌بندی آب‌وهوا را نخستین بار فاکوکا (۱۹۴۱) و پس از سال‌ها لورنز (۱۹۵۶) با اقتباس از توابع متعامد تجربی وارد ادبیات آب‌وهواشناسی کردند به نقل از ریچمن (۱۹۸۱). برای تحلیل مؤلفه مینا (PCA)، از تحلیل ماتریس همبستگی استفاده شد. سپس برای تعیین تعداد عامل‌ها، مقادیر ویژه بزرگتر از یک انتخاب شدند (جانسون و ویچرن، ترجمه، نیرومند، ۱۳۸۶: ۴۹۱). میزان دقت و تبیین پراش (واریانس) عامل‌های هر یک از ماتریس‌ها در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱. مشخصات به‌دست آمده از تحلیل عاملی

ماتریس اولیه	مقادیر ویژه بزرگتر از ۱	درصد تبیین	مقادیر ویژه بیش از یک درصد تبیین	درصد تبیین	نمرات
۱۵۸۴×۱۸۸۹	۴۸	۰/۹۲	۱۵	۰/۸۸	۱۵۸۴×۱۵

بعد از ایجاد عامل‌ها، مهم‌ترین مرحله تعیین‌کننده، دوران و نوع دوران است؛ از آنجاکه در طبقه‌بندی الگوهای نقشه‌ای باید خروجی مؤلفه مینا را وارد تحلیل خوشه‌ای کرد، استفاده از دوران متعامد گزینه بهتری است (یارنال، ۱۹۹۳). بنابراین داده‌ها با دوران متعامد واریماکس چرخش داده شده و درنهایت با ضرب ماتریس ضرایب عامل‌ها، در ماتریس استاندارد شده داده‌های اصلی، ماتریس $n \times p$ نمرات عاملی (n تعداد روزها و p تعداد عامل‌ها) به‌دست آمد. برای انتخاب عامل‌های اصلی، تبیین پراش بیشتر از یک درصد مقدار بردارهای ویژه انتخاب شده است. بر این اساس بردارهای ویژه‌ای که کمتر یک درصد پراش کل را نشان می‌دادند، حذف شدند. نتایج به‌دست آمده در جدول ۱ نشان داده شده است. برای به‌دست آوردن تیپ الگوهای گردشی، تحلیل خوشه‌ای با محاسبه فواصل اقلیدسی (رابطه ۱) و روش گروه‌بندی وارد (رابطه ۲) روی مؤلفه‌های اصلی ماتریس $n \times p$ به عمل آمد (ویلکس، ۲۰۰۶: ۵۵۲).

$$d_{i,j} = \left[\sum_{k=1}^k w_k (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad \text{رابطه ۱}$$

که در آن، $d_{i,j}$ فاصله اقلیدسی دو بردار $x_{i,k}$ و $x_{j,k}$ با مشخصه سطر و ستون k ام و w_k ضریب وزنی متناسب با هر سطر و ستون است.

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{ng} \|x_i - \bar{x}_g\| = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{ng} \sum_{k=1}^k (x_{i,k} - \bar{x}_{g,k})^2 \quad (\text{رابطه ۲})$$

در این رابطه، W مقدار حداقل واریانس وارد، g مشخصه گروه است، Ng بیانگر تعداد گروه و x_i بیانگر i امین متغیر و \bar{x}_g بیانگر میانگین متغیرهای گروه است.

برای به دست آوردن الگوهای گردش‌ی، میانگین فشار تراز دریای هر یک از خوشه‌ها به صورت الگوی ترکیبی محاسبه شد و برای تفسیر و تبیین در این پژوهش نشان داده شدند.

یافته‌های پژوهش

همان‌طور که در جدول ۱ (نتایج تحلیل مؤلفه مینا روی ماتریس فشار تراز دریا در روزهای همراه با بارش فراگیر در ایران) دیده می‌شود، تعداد ۴۸ مقدار ویژه بیشتر از ۱ به دست آمد و این عامل‌ها در کل ۰/۹۲ واریانس کل داده‌ها را پوشش می‌دهند. از بین این ۴۸ عامل، ۱۵ عامل بیش از ۱ درصد واریانس کل داده‌ها را تبیین کرده و ۰/۸۸ درصد پراش داده‌ها را نشان می‌دهند که به منزله عوامل نهایی انتخاب شدند. در نهایت ماتریس بار نمرات عاملی به ماتریسی با ابعاد 15×1584 تبدیل شد. در مرحله بعد با اجرای تحلیل خوشه‌بندی روی این ماتریس، پنج خوشه اصلی به دست آمد. ویژگی این خوشه‌ها به همراه تیپ‌های بارشی ایران، در جدول ۲ نمایش داده شده است.

جدول ۲. مشخصات تعداد خوشه‌های به دست آمده از نمرات عاملی

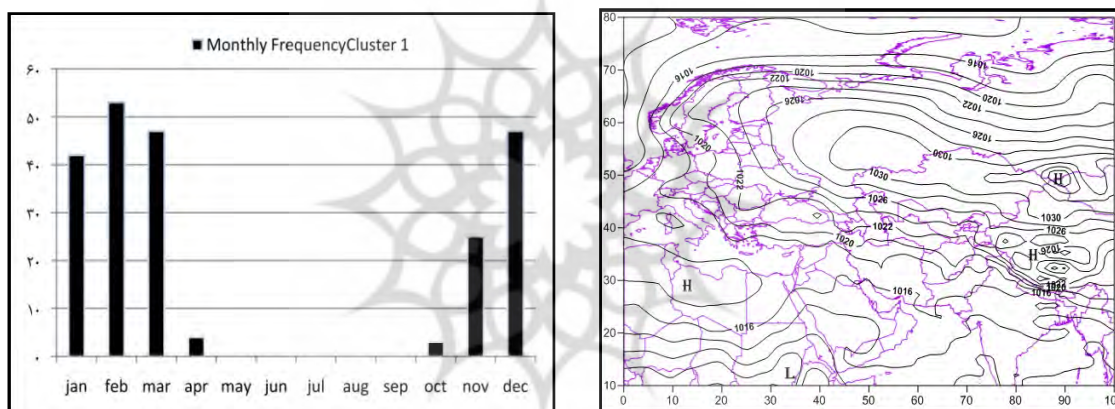
خوشه	فراوانی	درصد فراوانی	میانگین بارش ایران	مساحت بارش ایران	میانگین حداکثر بارش‌ها
۱	۲۲۱	۰/۱۴	۲/۸۶	۵۶/۴۱	۵۴/۰۶
۲	۴۳۴	۰/۲۷	۲/۸۶	۵۶/۴۵	۵۴/۱۱
۳	۳۹۹	۰/۲۵	۲/۹۸	۵۷/۳۲	۵۱/۹۹
۴	۱۶۶	۰/۱۰	۳/۱۷	۵۶/۴۱	۵۸/۱۳
۵	۳۶۴	۰/۲۳	۳/۷۳	۵۵/۹۴	۴۹/۲۵

در جدول ۲ ویژگی پنج تیپ حاصل از خوشه‌بندی الگوی‌های جوی تراز دریا مشخص شده است که بر اساس این تیپ‌ها، فراوانی رخداد، میانگین بارش ایران، میانگین مساحت بارش و میانگین حداکثر بارش‌ها برای هر یک از خوشه‌ها به طور جداگانه محاسبه شده است. در ادامه الگوی ترکیبی میانگین فشار تراز دریا برای هر یک از خوشه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

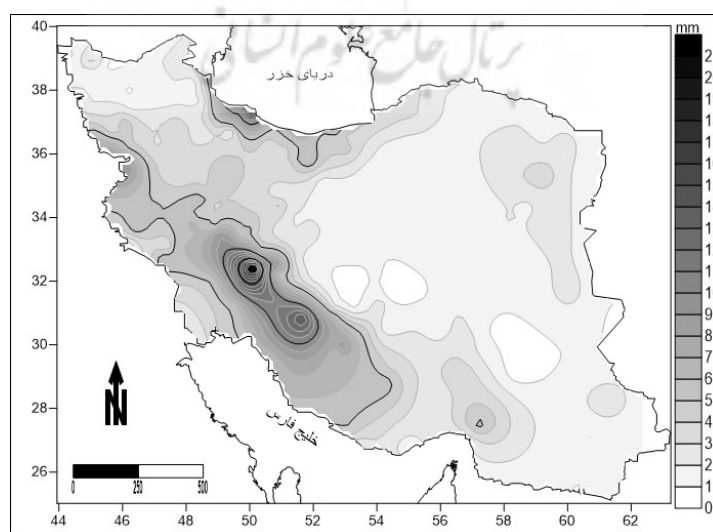
تیپ اول

شکل ۳ الگوی ترکیبی میانگین فشار تراز دریا را نشان می‌دهد. همان‌طور که در جدول ۲ دیده شد این تیپ شامل ۲۲۱ رخداد است. میانگین بارش در این خوشه ۲/۸ میلی‌متر به دست آمده و طی رخداد الگوهای این تیپ، به طور متوسط ۵۶ درصد از مساحت بارش دریافت کرده است. شکل ۴ نمایشی از فراوانی ماهانه این تیپ است و نشان می‌دهد که این تیپ یک الگوی زمستانی دارد و بیشینه آن در ماه فوریه رخ داده است. نقشه ترکیبی فشار تراز دریا در تیپ ۱ نشان

می‌دهد که طی این رخداد، پرفشار سیبری با هسته ۱۰۳۶ میلی‌باری روی نصف‌النهار ۹۰ درجه شرقی و مدار ۵۰ درجه شمالی واقع شده است. خط هم‌فشار ۱۰۲۰ هکتوپاسکال از سواحل جنوبی خزر عبور کرده و ایران در بین این پرفشار و پرفشار آزر در شمال آفریقا قرار گرفته است. در این الگو کم‌فشار سودانی زبانه خود را روی دریای سرخ کشانده و نیمه جنوبی و غربی ایران را دربر گرفته است که هوای گرم و مرطوب را از روی دریای عرب و خلیج فارس وارد ایران می‌کند. از سوی دیگر در تقابل با هوای سرد، زبانه پرفشار باعث افزایش شیو فشار شده است. بنابراین اندرکنش بین کم‌فشار سودانی و پرفشار سیبری می‌تواند توجیه‌کننده ریزش بارش در این خوشه باشد. پراکنش بارش فراگیر تیپ (شکل ۵) نشان‌دهنده این است که عمده بارش این تیپ روی رشته‌کوه زاگرس مرتفع واقع شده است و با فاصله از این کوه‌ها میزان بارش کاهش یافته است. البته سواحل غربی دریای خزر نیز دومین ناحیه پر بارش در این تیپ است. می‌توان گفت با گسترش سامانه دریای سرخ و کم‌فشارهای جنوب غرب در فصل زمستان، غرب و جنوب غرب به‌طور میانگین بارش‌های فراوانی دریافت می‌کنند.



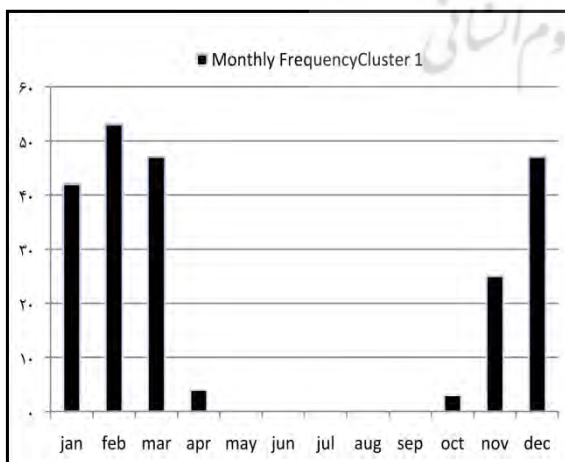
شکل ۳. الگوی ترکیبی تیپ ۱. شکل ۴. فراوانی رخداد تیپ ۱



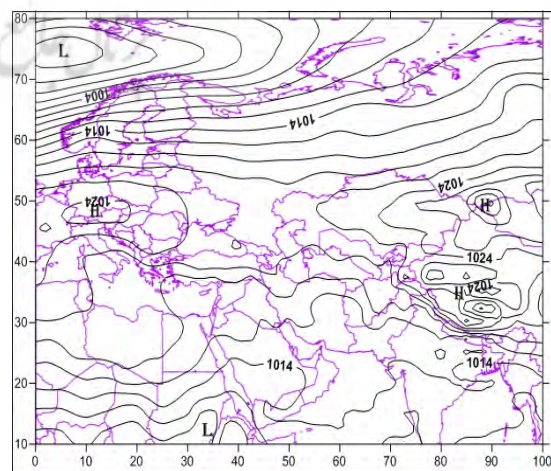
شکل ۵. پراکنش بارش فراگیر تیپ ۱ در ایران

تیپ دوم

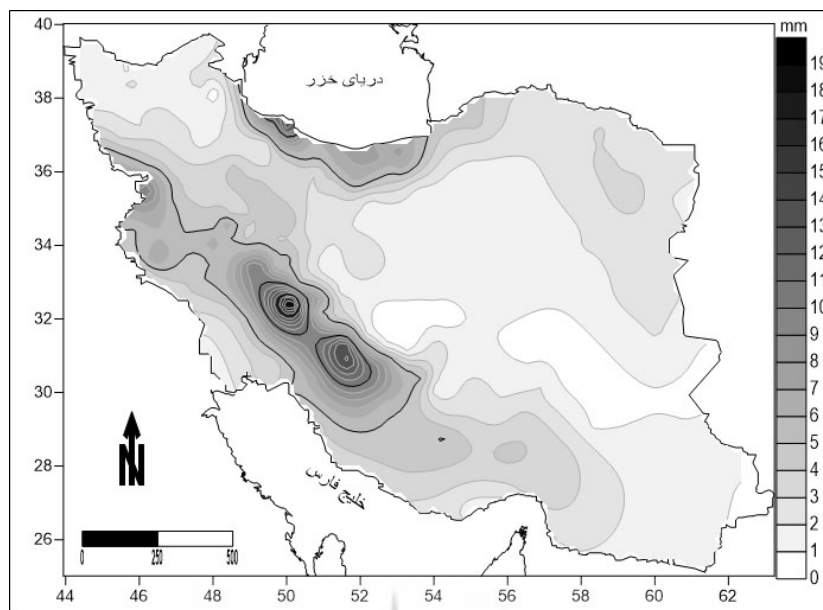
الگوهای فشار تراز دریا شامل ۴۳۴ روز است که ۰/۲۷ از کل رخدادها را شامل می‌شود. در واقع این تیپ بیشترین فرم ریزش بارش‌ها را به‌خود اختصاص داده است. میانگین بارش ۲/۸۶ میلی‌متر گزارش شده و در زمان رخداد آن به‌طور میانگین ۵۶/۴۵ درصد از ایران بارش دریافت می‌کند. شکل ۶ میانگین الگوهای تراز دریای این تیپ را نشان می‌دهد. در این شکل دیده می‌شود که پرفشار سیبری ضعیف‌تر است و زبانه آن به شمال ایران نمی‌رسد و از سمت جنوب با پرفشار تبت ادغام شده است. در این تیپ کم‌فشار ایسلند پر قدرت بوده و هسته ۹۹۶ میلی‌باری آن روی مدار ۷۵ درجه شمالی و نصف‌النهار ۵ درجه شرقی قرار دارد. زبانه‌های کم‌فشار ایسلند در سراسر اروپا امتداد دارد و همراه با آن پرفشار اقیانوس اطلس (آزور) با قدرت بیشتر سلولی را تا جنوب اروپا و شمال دریای مدیترانه امتداد داده است. همچنین زبانه‌ای از آن تا شمال غرب ایران کشیده شده است. نیمه جنوبی ایران کاملاً تحت تأثیر کم‌فشار سودانی قرار دارد. در این تیپ سلولی از کم‌فشار سودانی روی شبه‌جزیره عربستان واقع شده و با کم‌فشار مدیترانه ادغام شده است. بنابراین این تیپ یک الگوی ادغامی مدیترانه - سودانی است که در اثر اندرکنش با زبانه پرفشار آزور و اروپا، سبب به‌وجود آمدن جو باروکلینیک و ریزش بارش در ایران می‌شود. این تیپ بیشتر در ژانویه، فوریه و مارس رخ می‌دهد و الگوی کاملاً زمستانی دارد. شکل ۸ پراکنش بارش این تیپ را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در این الگو نیز به‌طور میانگین نواحی مرتفع زاگرس بارش بیشتری دریافت کرده‌اند با این تفاوت که به‌دلیل زبانه‌های پرفشار اروپایی بارش‌های بیشتری در شمال غرب رخ داده و حتی در غرب کشور در شهرستان مریوان، کمابیش به اندازه سواحل غربی دریای خزر بارش دریافت کرده‌اند. همچنین در این تیپ به‌شدت میانگین بارش به سمت غرب کاهش یافته و در ایران مرکزی به صفر رسیده است. البته باید یادآوری کرد که پراکنش میانگین بارش‌ها در تیپ‌های مختلف بسیار به هم نزدیک است؛ زیرا همگی بیانگر بارش‌های فراگیر رخ داده در دوره مطالعاتی بوده‌اند، بنابراین تفاوت آنها به‌طور عمده در نوع سامانه بارشی است.



شکل ۷. فراوانی رخداد تیپ ۲



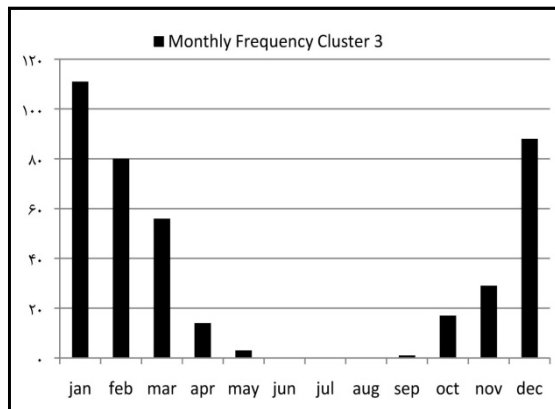
شکل ۶. الگوی ترکیبی تیپ ۲



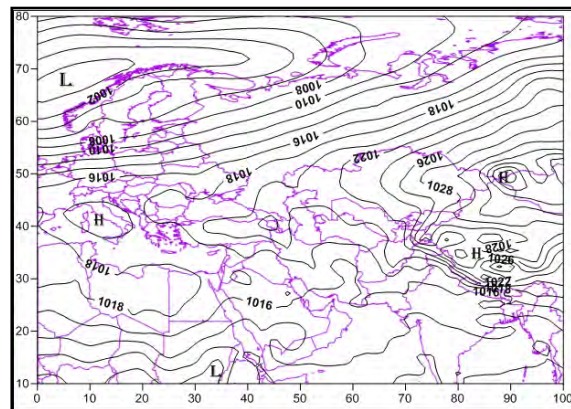
شکل ۸. پراکنش بارش فراگیر تیپ دو در ایران

تیپ سوم

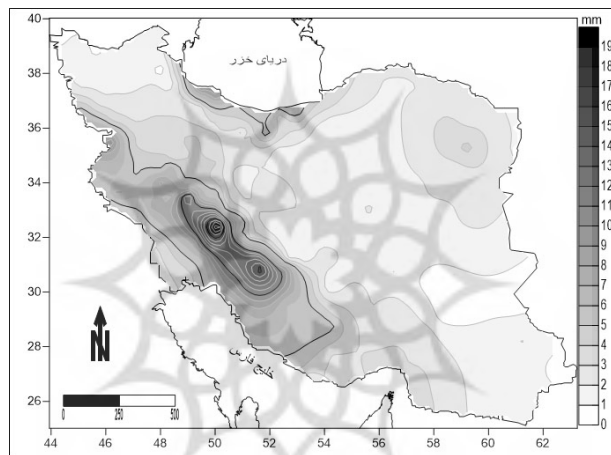
شامل ۳۹۹ رخدادهای یا ۰/۲۵٪ از کل رخدادهای می‌شود. میانگین بارش در این تیپ ۲/۹۸ میلی‌متر است. در زمان رخداد الگوهای این تیپ، ۵۷/۳۲ درصد از ایران به‌طور متوسط بارش دریافت می‌کند که بیشتر از سایر تیپ‌ها است. میانگین حداکثر بارش‌ها در این تیپ ۵۱/۹ میلی‌متر است که نشان می‌دهد در این تیپ بارش به‌صورت زیاد و فراگیر رخ می‌دهد. این تیپ از ماه اکتبر شروع می‌شود و در ژانویه به اوج خود می‌رسد. الگوهای میانگین فشار تراز دریا در شکل ۹ نشان داده شده است. در تیپ ۳ زبانه پرفشار سیبری تا جنوب اروپا و شمال دریای مدیترانه امتداد یافته است و از شمال غرب به همراه سلول بسته‌شده پرفشار سیاه به داخل ایران کشیده می‌شود. همچنین در شرق ایران پرفشار سیبری و تبت با هم ادغام شده‌اند و زبانه آنها در شمال شرق ایران امتداد می‌یابد. در این تیپ پرفشار آזור ضعیف‌تر بوده و زبانه آن تا شمال دریای سرخ امتداد می‌یابد. از این الگو استنباط می‌شود زمانی که پرفشار تبت در شرق ایران و پرفشار اروپایی و آזור در غرب ایران به اندازه کافی تقویت شوند، زمینه تشکیل کم‌فشار دینامیکی روی ایران فراهم می‌شود. بنابراین این کم‌فشار یک شرایط کژفشار و ناپایداری را روی ایران به‌وجود می‌آورد. شرایط رخ داده در مطالعه عزیززی و علیزاده (۱۳۹۰) نیز مشاهده شده است. آنها در مطالعه خود اثر سامانه‌های فشار تراز دریا روی آب‌وهوای ایران را سنجیدند و دریافتند که این شرایط با ورود کم‌فشارهای جنوب غرب در جنوب ایران تشدید می‌شود؛ زیرا این سیستم، رطوبت و هوای مرطوب را از خلیج عدن، دریای عرب و خلیج فارس وارد ایران می‌کند که با اندرکنش زبانه پرفشار، شرایط جبهه‌زایی تقویت و بارش‌های فراوانی رخ می‌دهد. پراکنش بارش در تیپ ۳ نشان می‌دهد که به استثنای جنوب شرق که مقدار بارش آن صفر است، سایر نقاط ایران به‌طور میانگین بیش از یک میلی‌متر بارش دریافت کرده‌اند (شکل ۱۱) و همچنان نواحی مرتفع زاگرس و غرب سواحل خزر بیشترین مقدار بارش را داشته‌اند. در این میان هرچه به سمت شمال غرب و شرق ایران حرکت کنیم یا از رشته‌کوه زاگرس دور شویم، از میزان میانگین بارش کاسته می‌شود.



شکل ۱۰. فراوانی رخداد تیپ ۳



شکل ۹. الگوی ترکیبی تیپ ۳

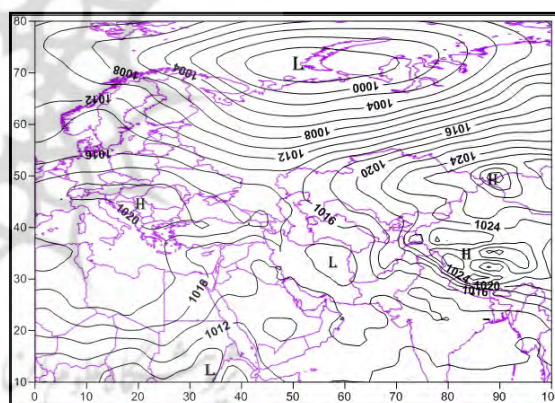
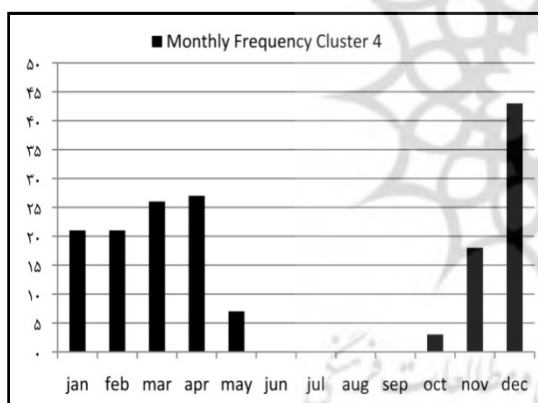


شکل ۱۱. پراکنش بارش فراگیر تیپ سوم در ایران

تیپ چهارم

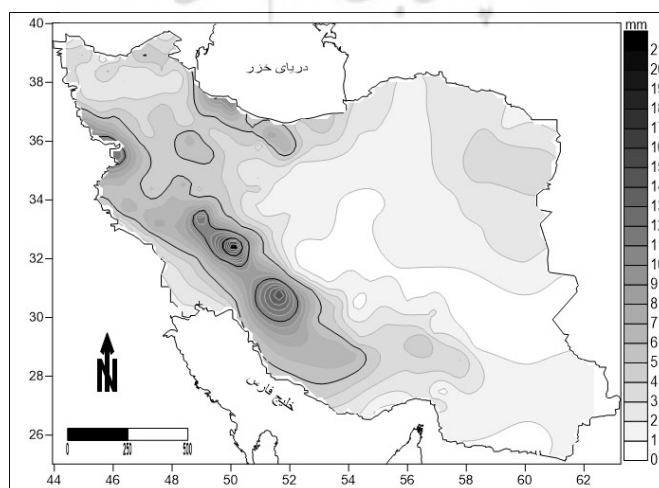
تیپ چهارم شامل ۱۶۶ یا ۱۰ درصد کل رخدادها است. این تیپ ضمن برخورداری از پایین‌ترین رخداد، یک تیپ استثنایی به‌شمار می‌رود؛ زیرا میانگین بارش در آن از سایر تیپ‌ها بیشتر ($3/17$ میلی‌متر) است. میانگین حداکثر بارش‌ها نیز با ۵۸ میلی‌متر از سایر تیپ‌ها بیشتر است. بنابراین بارش‌های سنگین و شدید در این تیپ رخ می‌دهد و بیشینه رخداد آنها در ماه دسامبر است که تا می نیز ادامه می‌یابد. با توجه به شکل ۱۳ می‌توان دریافت بارش‌های سنگین ایران در دسامبر بیشتر است، اما در بهار و زمستان پراکنش یکسانی دارند. الگوی ترکیبی تراز دریا در تیپ ۴ به‌دلیل تقویت سامانه‌های موجود، متمایز از تیپ‌های دیگر است (شکل ۱۲). به‌نظر می‌رسد این الگو حالت تقویت‌شده سامانه‌های موجود در تیپ ۳ است. در تیپ چهارم گستره عرضی پرفشار سیبری کاهش یافته و ضمن ادغام با پرفشار تبت در جهت طولی، یک هسته 1032 میلی‌باری روی طول 90 درجه شرقی و عرض 35 درجه شمالی تشکیل داده و زبانه آن نیز تا شمال شرق ایران کشیده شده است. از سوی پرفشار اقیانوس اطلس شمالی تقویت‌شده، ضمن اینکه با سلول بسته 1024 میلی‌باری روی کشورهای جنوب اروپا قرار دارد، زبانه آن نیز تا شمال غرب ایران کشیده شده است. از سوی دیگر، سلول قدرتمند کم‌فشار قطبی، هسته 998 میلی‌باری خود را روی نصف‌النهار 55 درجه شرقی و مدار 75 درجه شمالی بسته

است. زبانه این کم‌فشار تا شمال دریای خزر کشیده شده و باعث ریزش هوای سرد به این سمت شده است. بنابراین، ایران از سه جهت شمال، شمال غرب - غرب و شرق با ریزش هوای سرد مواجه است. در این شرایط یک چرخند دینامیکی بزرگ روی ایران تشکیل شده که حرکات آن با ورود کم‌فشار سودانی در جنوب ایران تشدید می‌شود. این شرایط گرادیان فشار را بین شمال و جنوب ایران افزایش می‌دهد و جو باروکلینیک و ناپایدار شدیدی قسمت‌هایی از ایران را می‌پوشاند و بارش‌های سنگین و شدیدی را به‌وجود می‌آورد. توزیع میانگین بارش این تیپ نشان‌دهنده این است که در زمان رخداد آن مساحت بارش کمتر بوده، ولی مقدار بارش روی نواحی مرتفع زاگرس به‌شدت افزایش می‌یابد. بنابراین بارش‌های سنگین ایران با نفوذ زبانه‌های پرفشارهای اروپایی در شمال غرب به‌شدت تشدید می‌شوند. البته این شرایط همزمان با تقویت کم‌فشارهای جنوب غرب به‌وجود می‌آید. در مورد رابطه علت معلولی این دو سیستم تردید وجود دارد و محل بررسی‌های بیشتر است و فقط تا این حد می‌توان گفت که بارش‌های فراگیر با نفوذ زبانه کم‌فشارهای جنوب غرب تا میانه ایران پیش آمده و بارش‌های سنگین با نفوذ زبانه‌های پرفشار در شمال غرب همراه است و اینکه چرا کم‌فشار قطبی، پرفشارهای اروپایی و پرفشار آזור با هم تقویت می‌شوند نیز، جای بررسی و پژوهش علمی دارد؛ زیرا در این شرایط به‌طور میانگین مقدار بارش در ایران افزایش پیدا کرده است.



شکل ۱۳. فراوانی رخداد تیپ ۴

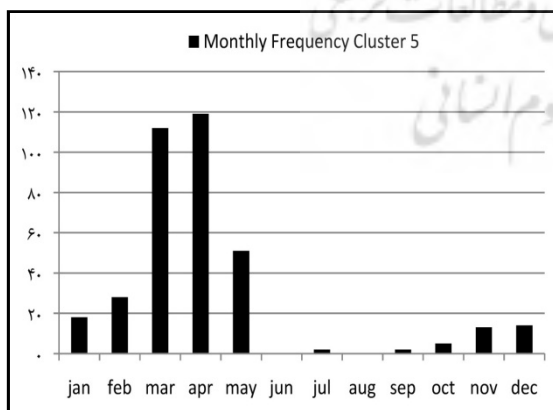
شکل ۱۲. الگوی ترکیبی تیپ ۴



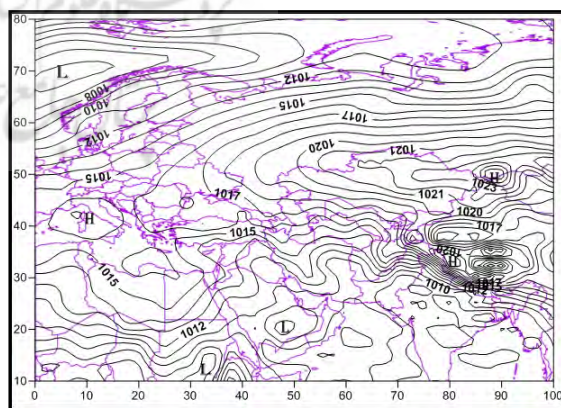
شکل ۱۴. پراکنش بارش فراگیر تیپ چهارم در ایران

تیپ پنجم

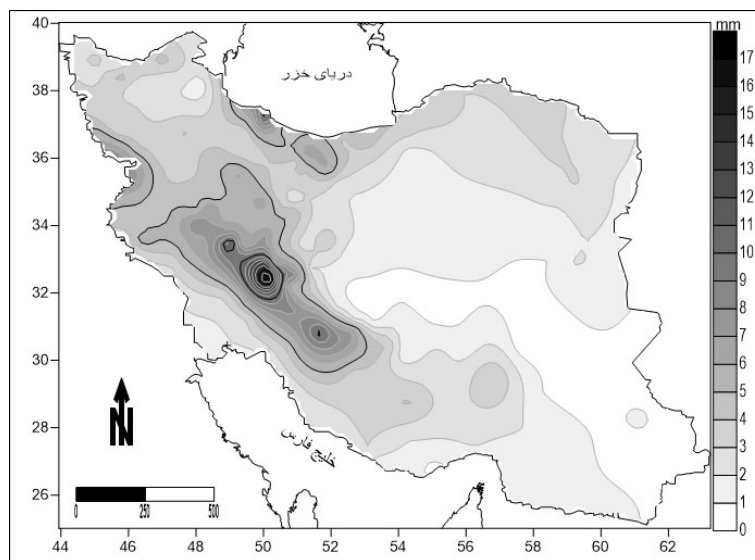
تیپ پنجم شامل ۳۶۴ رخداد می‌شود و ۲۳ درصد از کل رخدادهای خود اختصاص داده است. در این تیپ میانگین بارش در مقایسه با تیپ‌های دیگر کمتر است (۲/۷۳ میلی‌متر) و درصد کمتری از ایران بارش دریافت می‌کند. همچنین میانگین حداکثر بارش نیز نسبت به سایر تیپ‌ها کمتر بوده و ۴۴ میلی‌متر است. فراوانی ماهانه تیپ پنجم (شکل ۱۶)، نشان می‌دهد این تیپ عمدتاً در ماه مارس، آوریل و می رخ می‌دهد که بیشینه آن در ماه آوریل است، در کل می‌توان این تیپ را تیپ بهاری نامید. ویژگی چشمگیر تیپ پنجم این است که در ماه‌های جولای و سپتامبر رخ می‌دهد که این امر نشان‌دهنده ورود سامانه موسمی از هندوستان به سمت ایران است. یادآوری می‌شود این بارش‌ها با فراوانی بیشتری در تابستان رخ داده‌اند، اما چون فقط در جنوب شرق ایران بارش ایجاد می‌کنند، در شرط ۴۰ درصد بارش برای ایران حذف شده‌اند. شکل ۱۵ الگوی ترکیبی فشار تراز دریا را در تیپ پنجم نشان می‌دهد. در این تیپ پرفشار سیبری نسبت به پرفشار تبت ضیف‌تر شده و زبانه پرفشار تبت تا شمال شرق ایران کشیده شده است. آنچه متمایز از سایر تیپ‌ها دیده می‌شود، حضور کم‌فشار حرارتی گنگ است که تا جنوب شرق ایران کشیده شده است. یک سلول از کم‌فشار سودانی در این تیپ روی عربستان تشکیل شده و همراه با کم‌فشار مدیترانه، نیمه غربی ایران را دربرگرفته‌اند. بنابراین در این تیپ ورود کم‌فشارهای حرارتی موسمی هند از سمت جنوب شرق و کم‌فشار حرارتی سودان از سمت جنوب غرب روی ایران قرار دارند. هنگامی شرایط ورود هوای سرد سیبری، یا پرفشار مهاجر اروپایی و پرفشار اقیانوس اطلس شمالی (به‌ویژه در شمال غرب) فراهم می‌شود که در اندرکنش با این کم‌فشارها، بارش‌های ناحیه‌ای را در نیمه جنوبی ایران ایجاد کند. توزیع پراکنش میانگین بارش نشان می‌دهد که میانگین بارش ۰ تا ۱۷ میلی‌متر، کمابیش در نیمی از منطقه پراکنده شده است، ولی همچنان نواحی مرتفع زاگرس به دلیل شرایط خاص جغرافیایی، بیشترین مقدار بارش را داشته‌اند.



شکل ۱۶. فراوانی رخداد تیپ ۵



شکل ۱۵. الگوی ترکیبی تیپ ۵



شکل ۱۷. پراکنش بارش فراگیر تیپ پنجم در ایران

بحث و نتیجه‌گیری

در این مقاله ارتباط بین الگوهای جوی تراز دریا و بارش‌های ایران با یک رویکرد محیطی به‌گرددشی تحلیل شد. با استفاده از تحلیل مؤلفه‌مبنا و تحلیل خوشه‌ای، پنج تیپ عمده الگوی جوی در ارتباط با بارش‌های ایران به‌دست آمد که عبارتند از:

۱. تیپ اندرکنش بین کم‌فشار سودانی و پرفشار سیبری؛
۲. تیپ الگوی ادغامی مدیترانه - سودانی و اندرکنش با زبانه پرفشار آزور و اروپا؛
۳. تیپ الگوهای سودانی و زبانه پرفشار اروپایی؛
۴. تیپ اندرکنش بین پرفشار تبت، پرفشار آزور، کم‌فشار ایسلند - قطبی؛
۵. تیپ کم‌فشار حرارتی و سامانه موسمی هندوستان.

آنچه در این تیپ‌ها دیده می‌شود این است که سه شرط عمده برای دریافت بارش‌های سنگین فراگیر در ایران وجود دارد: ۱. تقویت پرفشار اقیانوس اطلس شمالی (آزور) در غرب ایران؛ ۲. تقویت پرفشار تبت و سیبری در شرق و شمال شرق ایران و ۳. تقویت کم‌فشار ایسلند و قطبی در شمال ایران. چنانچه هر سه شرایط فوق فراهم باشد، هوای سرد از سه جهت وارد ایران می‌شود. در این شرایط، روی ایران شرایط کزفشار و جو پرچگال سردی حاکم می‌شود و می‌توان این‌گونه برداشت کرد که چرخند دینامیکی روی ایران قرار می‌گیرد؛ زیرا فشار هوا از همه جوانب به سمت مرکز ایران است و با افزایش چگالی، تشکیل یک چرخند دینامیکی با پایایی ساعتی و حتی روزانه دور از تصور نیست. این شرایط با کم‌فشار قدرتمندی حاکم می‌شود که به کمک نقشه‌های میانگین نمی‌توان چندان درباره آن سخن گفت و باید برای بررسی آن تحلیل‌های سینوپتیک - دینامیک به کار گرفته شود. در سایر شرایط که عمدتاً پرفشار آزور و کم‌فشار ایسلند و قطبی قوی نبوده‌اند، بیشتر بارش‌ها حاصل ورود زبانه پرفشار اروپایی، سیبری، کم‌فشارهای سودانی و کم‌فشار

مدیترانه‌ای بوده است. در این شرایط بارش‌های میانگین، حداکثر بارش‌ها و درصد پهنه بارشی نسبت به سایر تیپ‌ها کمتر است. همچنین نتایج نشان داد که ورود زبانه‌های پرفشار در شمال غرب با بارش‌های سنگینی همراه است و گسترش کم‌فشارهای جنوب غرب در ایران، بارش‌های متوسط و گسترده‌ای به دنبال دارد و در این میان، نواحی مرتفع زاگرس همیشه بیشترین میانگین بارش را داشته‌اند. با ورود سامانه موسمی هندوستان - گنگ، در ایران عمدتاً در بهار و تابستان بارش‌هایی با پهنه بسیار کمتری ایجاد می‌شود.

در این پژوهش برای شناسایی سامانه‌های بارشی شرایط خاصی در نظر گرفته شد که بارش‌های فراگیر مطالعه شوند؛ از این رو بارش‌های سنگین نیمه شمالی و سواحل غربی حذف شدند؛ زیرا زمان رخداد آنها میانگین بارش کمتر از ۴۰ درصد مساحت ایران را پوشش می‌داد. به دنبال این شرایط، دید کل‌نگرانه‌ای در شناخت سامانه‌های همدید به وجود آمد؛ به گونه‌ای که الگوها بیانگر میانگین استقرار فشار سامانه‌ها به تعداد رخداد آنها در منطقه بودند. این امر خلاف مطالعات انجام گرفته درباره سامانه‌های بارشی ایران است که تعدادی از آنها در بخش مقدمه بیان شد. این پژوهش‌ها عمدتاً رخدادهای موردی را مطالعه کرده‌اند و به فراگیری بارش در ایران توجه نکرده‌اند، اما نتیجه به دست آمده را به کل ایران تعمیم داده‌اند.

بنابر نتایج به دست آمده، پیشنهاد می‌شود که مطالعاتی درباره بارش و سامانه‌های گردشی انجام گیرد و در آن به فراگیری پدیده مورد نظر توجه شود، ضمن آنکه از تعمیم نتایج مطالعه موردی به کل ایران یا انتخاب تعدادی بارش که نماینده کل روزهای بارشی ایران باشد، خوداری شود؛ زیرا بیشترین اختلاف نظرها درباره بارش در ایران، به نحوه انتخاب روزهای بارش در ایران ارتباط دارد.

منابع

- خوشحال دستجردی، ج. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک و کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر سواحل جنوب دریای خزر. رساله دکتری به راهنمایی هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس.
- ریچارد، جی.، ویچرن، وی. (۱۳۸۶). تحلیل آماری چند متغیری کاربردی، ترجمه حسین علی نیرومند، مشهد: انتشارات آستان قدس رضوی.
- سلیقه نجار، م. (۱۳۸۵). مکانیزم‌های بارش در جنوب شرق کشور. پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۸، شماره ۵۵، ص. ۱۳-۱.
- عزیزی، ق. و عزیزاده، ت. (۱۳۹۰). طبقه‌بندی همدید الگوهای گردشی مؤثر بر آب و هوای ایران در تراز دریا. مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دوره ۲۴، شماره ۲، ص. ۲۴-۳۸.
- عزیزی، ق. و یوسفی، ح. (۱۳۸۳). زمان‌یابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر. فصلنامه مدارس علوم انسانی، دوره ۹، شماره ۴، ص. ۲۱۳-۱۹۳.
- علیجانی، ب. (۱۳۷۲). مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران. مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دوره ۱، ص. ۵۸-۱۰۰.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). شناسایی تیپ‌های هوای باران‌آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۶ و ۱۷، شماره ۶۳ و ۶۴، ص. ۱۱۴-۱۳۲.
- لشکری، ح. (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه کم فشار سودانی ورودی به ایران. مدارس علوم انسانی، دوره ۶، شماره ۲، ص. ۱۵۶-۱۳۳.
- لشکری، ح. (۱۳۸۲). مکانیزم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران. پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۴۶، ص. ۱۹-۱.

- محمدی، ب. و مسعودیان، ا. (۱۳۸۹). تحلیل هم‌مدید بارش‌های سنگین در ایران، مجله جغرافیا و توسعه، دوره ۸، شماره ۱۹، ص. ۷۰-۴۸.
- مرادی، ح. ر. (۱۳۸۱). تحلیل هم‌مدیدی بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال، علوم دریایی ایران، دوره ۲، شماره ۲، ص. ۶۱-۷۶.
- مرادی، ح. ر. (۱۳۸۳). نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور. مجله علوم دریایی ایران دوره ۳، شماره ۲ و ۳، ص. ۷۷-۸۷.
- مسعودیان، ا. (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- مفیدی، ع. (۱۳۸۳). اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ مرکز همگرایی دریای سرخ در خاورمیانه. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۱۹، شماره ۷۵، ص. ۹۳-۷۱.
- مفیدی، ع. (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه کم فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۷۷، ص. ۱۱۳-۱۳۶.
- یارنال، بی. (۱۹۹۳). اقلیم‌شناسی هم‌مدید، با کاربرد در علوم محیطی. ترجمه مسعودیان، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- Alpert, P., Osetineski, I., Ziv, B. and Sharir, H., 2004, **Semi-Objective Classification For Daily Synoptic Systems: Application To The Eastern Mediterranean**, International Journal of Climatology, Vol. 24, No. 8, PP. 1001-1011.
- Daniel, S. W., 2006, **Statistical Methods in the Atmospheric Science**, Academic Press Elsevier.
- Helstrom, C., 2005, **Atmospheric Condition during Extreme and Non-extreme Precipitation Event in Sweden**, International Journal of Climatology, Vol. 25, PP. 631-648.
- Jacobeit, J., 2010, **Classifications in Climate Research**, Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 35, No. 9-12, PP. 411-421.
- Lana, A., Campins, J., Genoves, A. & Jansa, A., 2007, **Atmospheric Patterns for Heavy Rain Events in the Balearic Islands**, Advances in Geosciences, Vol. 12, PP. 27-32.
- Maheras, P., konstantia, T, anagnostopoulou, Ch. Vafidais, M. patriaks, L., Flokas, H, ۲004, **On the Relationships between Circulation Type and Changes in Rainfall Variability in the Greece**, International Journal of Climatology, Vol. 24, No. 24, PP. 1695-1712.
- Richman, M. B., 1986, **Rotation of Principal Components**, International Journal of Climatology, Vol. 6, No. 3, PP. 293-335.
- Richman, M.B., 1981, **Obliquely Rotated Principal Component: and Improved Meteorological Map Typing Technique?** Journal of Applied Meteorology, Vol. 20, No. 10, pp.1145-1159.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C. and Genove, A, 1998, **A Classification of the Atmospheric Circulation Pattern Producing Significant Daily Rain Fall in the Spanish Mediterranean Area**, International Journal of Climatology, Vol. 19, No. 7, PP. 765-785.
- Seibert, P.I Frank, A. & Formayer, H., 2007, **Synoptic and Regional Patterns of Heavy Precipitation in Austria**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 87, No. 1-4, PP. 139-153.
- Wibig, J., 1998, **Precipitation in Europe Relation to Circulation Pattern at the 500hp Level**, International Journal of Climatology, Vol. 6, No. 9, PP. 253-269.
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkard, R., Patrikas, I., Maheras, P., 2000, **Connection between the Large-scale 500 hPa Geopotential Height Fields and Precipitation over Greece during Wintertime**, Climate Research, Vol. 14, PP. 129-146, DOI: 10.3354/cr014129.
- Yarnal, B., Komrie, A., Fraks, B., Brown, D., 2001, **Developments and Prospects in Synoptic Climatology**, International Journal of Climatology, International Journal of Climatology, Vol. 21, No. 10, PP. 1923-1950.