

## شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های سنگین ساحل شمالی خلیج فارس

اسماعیل احمدی\* - دانشجوی دکتری اقلیم‌شناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران  
بهلول علیجانی - استاد آب‌وهواشناسی، دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۰۶/۳۰ تأیید نهایی: ۱۳۹۳/۰۴/۲۱

### چکیده

برخی مواقع شدت بارش‌های سواحل شمالی خلیج فارس چنان است که منطقه را دچار بحران می‌کند. بر این اساس که می‌توان شرایط اتمسفر را با ارتفاع ژئوپتانسیل، آب قابل بارش و سرعت باد قائم بیان کرد، برای شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های سنگین سواحل شمالی خلیج فارس، داده‌های روزانه این متغیرها از پایگاه داده مراکز ملی پیش‌بینی محیطی و بارش روزانه ایستگاه‌های بندرعباس، بندرلنگه، بوشهر و آبادان از سازمان هواشناسی جمع‌آوری شد. ابتدا الگوهای روزانه با نقشه خودسازمانده به ۲۸۹ متوسط‌الگو طبقه‌بندی شدند. سپس به کمک «ماتریس یو استار» تعداد و مرز اولیه خوشه‌ها به دست آمد و با الگوریتم «چند میانگین» دقت مرزبندی‌ها بهینه شد. نتایج نشان داد که چهار بزرگ‌الگو با اغلب بارش‌های سنگین ارتباط دارد که شناسایی آنها با عمیق‌تر شدن ناوه سوریه، جابه‌جایی پرفشار سیبری به سوی غرب (شماره ۴)، کم‌فشار سودانی، افزایش سرعت و پایین آمدن پایه رودباد جنب‌حاره (شماره ۶)، سامانه سردچالی، کم‌فشار قوی، کم‌ارتفاع بسته تا تراز بالای تروپوسفر (شماره ۷) و حضور همزمان مؤلفه‌های فصل سرد و گرم گردش اتمسفر هنگام تغییر فصل (شماره ۹)، امکان‌پذیر است. یافته‌های این پژوهش نشان داد که ترکیب نقشه خودسازمانده، ماتریس یو استار و چند میانگین، ابزار مناسبی است که می‌توان آن را برای طبقه‌بندی، انتخاب تعداد الگوها و شناسایی الگوهای هم‌دید بارش‌های سنگین به کار برد.

کلیدواژه‌ها: الگوهای هم‌دید، بارش سنگین، چند میانگین، خلیج فارس، ماتریس یو استار، نقشه خودسازمانده.

### مقدمه

بارش به‌منزله با ارزش‌ترین پدیده طبیعی نزد مردمان مناطق خشک و نیمه‌خشک که همواره خواهان ریزش آن از آسمان هستند، بیش از سایر پدیده‌های جوی مطالعه شده است و تقریباً همه بررسی‌ها تأیید می‌کنند که در هر مکان، بارش

زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب و عامل صعود فراهم شود و هردوی این شرایط، به‌وسیله گوه‌های گردشی اتمسفر فراهم می‌شوند (علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۰۳). هرگاه شدت و ضعفی در فراهم آمدن این شرایط ایجاد شود، به همان میزان تغییرات کمی، زمانی و مکانی بارش رخ خواهد داد و خود این تغییرات نیز وضعیت‌های مختلف و گاهی ناآشنا را در محیط، فعالیت‌ها و برنامه‌های انسان ایجاد می‌کند. برخی مواقع، مقادیر بارش یک منطقه چنان ناچیز است که آثار روانی و اقتصادی آن همه ابعاد جامعه را فرامی‌گیرد و از سویی ممکن است بارش همان مکان در زمان دیگر آنچنان افزایش یابد که منطقه را دچار بحران و مصیبت‌زدگی کند. نظیر چنین وضعیت‌هایی که از یک‌سو کم‌آبی و خشکسالی را به همراه دارد و از سوی دیگر سبب آب‌گرفتگی، سیل و در نهایت خسارت جانی و مالی می‌شود، در حاشیه شمالی خلیج فارس فراوان رخ می‌دهد. البته میزان آسیب‌ها، خسارت‌ها و مرگ‌ومیرها، تا حدود زیادی به قدرت پیش‌بینی و آمادگی جامعه برای مقابله با چنین حوادثی وابسته است (پاین، ۲۰۰۸: ۱۸). در چنین شرایطی، اعلام هشدار برای رخداد پدیده‌هایی مانند بارش‌های سنگین در سریع‌ترین زمان ممکن، ضروری به‌نظر می‌رسد. واضح است که این پیش‌بینی و اعلام هشدار، می‌بایست مبتنی بر روش‌های همه‌جانبه صورت گیرد. در این زمینه، اقلیم‌شناسی هم‌دید مدعی است که می‌تواند، با تمرکز بر طبقه‌بندی گوه‌های گردشی و بررسی رابطه آنها با رخدادهای محیطی، در حل مسائل محیطی مشارکت داشته باشد (علیجانی، ۱۳۸۱؛ یارنال، ۱۹۹۳).

در مطالعات اقلیم‌شناسی به اهمیت و نقش گوه‌های گردش اتمسفر در پدیده‌های محیطی (برای نمونه آلودگی هوا، ریزش‌های جوی، یخبندان، محصولات کشاورزی و حمل و نقل) اشاره شده است (کاوازوس، ۲۰۰۰؛ یارنال، کامری، فراکز و براون، ۲۰۰۱؛ علیجانی، ۱۳۸۱). در یک مطالعه پایه‌ای، تغییرات گوه‌های جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و ارتباط آن با اقلیم ایران بررسی شد (علیجانی، ۲۰۰۲) و نتایج آن نشان داد که ناوه و پشته‌هایی که در نزدیکی ایران واقع می‌شود، اثر بیشتری بر اقلیم ایران دارد. بررسی‌های متعددی در ارتباط با گوه‌های هم‌دید و بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران گزارش شده است. علیجانی (۱۹۸۱) ایران را براساس عوامل ایجاد بارش ناحیه‌بندی کرد و نشان داد، سامانه‌های سطح بالا در ایجاد ۶۰ تا ۷۰ درصد بارش سواحل شمالی خلیج فارس نقش دارند. لشکری با تمرکز بر خصوصیات هم‌دید و گردش هوا در منطقه دریای سرخ و سودان، کم‌فشار سودانی را مهم‌ترین عامل بارش‌های جنوب و جنوب غرب معرفی می‌کند (لشکری، ۱۳۷۵، ۱۳۸۱، ۱۳۸۲). البته در مطالعه بارش‌های ابر سنگین ایران، به نقش ناوه خلیج فارس تأکید شده و ناوه دریای سرخ در تأمین ناپایداری و رطوبت این بارش‌ها بی‌تأثیر بوده است (مسعودیان، ۱۳۸۷). اگرچه در مورد رخداد بارش‌های سنگین و فوق سنگین، توجه به منبع تأمین رطوبت و مسیر حرکت آن اهمیت فراوان دارد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که رخداد چنین بارش‌هایی برای سواحل خلیج فارس با وزش رطوبت اقیانوس هند، دریای عرب، دریای عمان و دریای سرخ از مسیرهای جنوب، جنوب شرق و جنوب غرب به سمت خلیج فارس در ارتباط است (خوشحال، خسروی، نظری‌پور، ۱۳۸۸). در تحلیل فضایی شدت و تمرکز بارش ایران (علیجانی، اوبراین و یارنال، ۲۰۰۸: ۱۱۶-۱۱۹)، مشخص شد که سواحل خلیج فارس با شاخص بالای تمرکز بارش روزانه، منطقه‌ای مستعد برای رخداد سیل‌های بزرگ است. ایران، از نظر نسبت بارش‌های فرین روزانه به بارش سالانه، به چهار قلمرو تقسیم شده است (منتظری، ۱۳۸۸: ۱۳۳-۱۳۲). بالابودن این نسبت برای سواحل شمالی خلیج فارس (بین ۶۰ تا ۱۰۰ درصد)، در

معرض خطر بودن این قلمرو را یادآور می‌شود. براساس آن پژوهش، رخداد چنین بارش‌هایی با استقرار ناوه دریای سرخ و همراهی ناوه تراز میانی جو همخوانی دارد.

درست است که طبقه‌بندی، به اقلیم‌شناس همدید کمک می‌کند تا جوهر گردش‌های جوی را بشناسد (یارنال، ۱۳۸۵: ۹)، اما این شناخت به روش‌های طبقه‌بندی و تعداد طبقات وابسته است. به همین دلیل الگویابی گردش اتمسفر به‌منزله هسته مرکزی اقلیم‌شناسی همدید (یارنال، ۱۳)، از یک‌سو نیازمند روش‌هایی سازگار با فرایندهای اتمسفری است و از سوی دیگر باید برای مسئله انتخاب تعداد خوشه‌ها و طبقات به راه‌حل‌هایی استاندارد دست یابد. روشی که خصیصه اولیه فرایندهای اتمسفری (میشلایدز، پتیچیز و کلسوفولو، ۲۰۰۱: ۱۴۱۱)، یعنی ماهیت غیرخطی پدیده‌ها را لحاظ نمی‌کند، نمی‌تواند الگوهای اصیل و کارآمد را بیابد (ریچ، ۱۳۷۵: ۵۴؛ مرزبان و استامپف، ۱۹۹۸: ۲۶؛ منهاج، ۱۳۷۹). در مقابل می‌توان از روش‌های مبتنی بر هوش مصنوعی، به‌منزله ابزاری مناسب برای طبقه‌بندی گردش اتمسفر و پیش‌بینی رخدادهای اقلیمی بهره‌مند شد (احمدی، ۱۳۸۲؛ نی‌شی‌یاما و همکاران، ۲۰۰۷؛ حلییان، ۱۳۸۸).

اغلب طبقه‌بندی‌های همدید یا تولید تیپ‌های هوا، چه به‌صورت خودکار و چه غیرخودکار، از روش‌های آماری مرسوم، مبتنی بر همبستگی یا الگوریتم‌های خوشه‌بندی پارامتریک استفاده می‌کنند (یارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱؛ استبان، مارتین و ماسز، ۲۰۰۶). برای این الگوریتم‌ها ضروری است که داده‌های ورودی با توزیع‌های آماری خاصی تناسب داشته باشد و نتایج به‌دست‌آمده، اغلب به ویژگی‌های غیرخطی نهفته درون داده‌ها حساسیت ندارد. این درحالی است که نقشه خودسازمانده (SOM)<sup>۱</sup> که نوعی از شبکه‌های عصبی است، از یک‌سو می‌تواند روابط غیرخطی درون داده‌های ورودی را تشخیص دهد (کوهونن، ۱۹۹۵) و از سوی دیگر، به برآزش داده با توزیع‌های آماری بی‌نیاز است. این دو ویژگی سبب شده تا به‌کارگیری این نوع از شبکه‌های عصبی در مطالعات اقلیم‌شناسی روند فزاینده‌ای را طی کند (کاوازوس، ۲۰۰۰؛ کاوازوس، کامری و لیورمن، ۲۰۰۲؛ هویستون و کران، ۲۰۰۲).

کار کاوازوس (۲۰۰۰) در مطالعه بارش‌های زمستانه منطقه بالکان را می‌توان نخستین استفاده اقلیم‌شناسان از نقشه خودسازمانده برای طبقه‌بندی دانست. احمدی (۱۳۸۲: ۵۰) با هدف شناسایی تغییرات بارش بوشهر، دو روش نقشه خودسازمانده و تحلیل خوشه‌ای را با هم مقایسه کرد. نتایج پژوهش وی نشان داد نقشه خودسازمانده، طبقه‌بندی مناسب‌تری ارائه می‌دهد. کرایمینز (۲۰۰۶: ۱۰۰۳) با استفاده از همین الگوریتم ولی با تعداد واحد کم، توانست ۱۴۵۶ ریزالگو را به‌طور مستقیم به ۱۲ بزرگ‌الگو طبقه‌بندی کرده و الگوهای همدید آتش‌سوزی‌های جنوب غرب ایالات متحده را مشخص نماید. البته استفاده از این روش با تعداد واحد زیاد نیز که طبقه‌بندی بهتری فراهم می‌کند، به مطالعات اقلیم‌شناسان راه پیدا کرده است. تا سال ۲۰۰۷ همچنان برای مسئله تعداد و مرز الگوها پاسخی پیدا نشد تا اینکه نی‌شی‌یاما و همکارانش (۲۰۰۷) ابتدا به‌کمک نقشه خودسازمانده، ۳۶۶ بردار ورودی دوره بارشی ژاپن را به ۱۰۰ متوسط الگو تبدیل کردند، سپس از طریق نمایش توپوگرافی فاصله بین متوسط‌الگوها (ماتریس یو) برای مسئله تعیین تعداد و مرز اولیه بزرگ‌الگو پاسخی یافتند و با الگوریتم چند میانگین<sup>۲</sup>، مرزها را بهبود داده و در نهایت الگوی اصلی بارش‌های

1. Self Organizing Map

2. K-Means

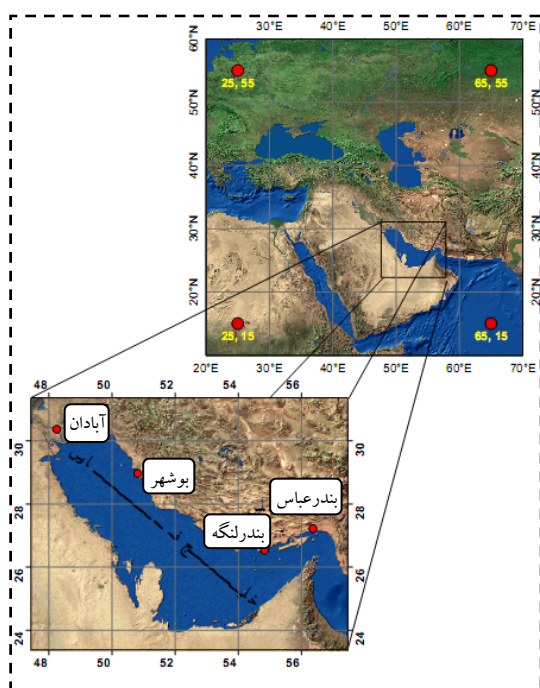
سنگین را شناسایی کردند. البته این پیشرفت فقط به الگوریتم خوشه‌بندی فاصله‌ای متکی بود و از چگالی یا تراکم داده‌های ورودی برای تعیین تعداد و مرز خوشه‌ها استفاده نمی‌کرد.

این مطالعه می‌کوشد در گام اول، گردش‌های روزانه (ریزالگوها) را با استفاده از نقشه خودسازمانده (SOM)، در سطح متوسط‌الگوها طبقه‌بندی کند. در گام دوم، به کمک الگوریتم‌های خوشه‌بندی فاصله‌ای - تراکمی ماتریس یو استار<sup>۱</sup> و چند میانگین، تعداد و مرز بزرگ‌الگوها را بیابد و در گام سوم که هدف اصلی پژوهش است، الگوهای مرتبط با رخداد بارش‌های سنگین سواحل شمالی خلیج فارس و شرایط محیطی ناشی از آن الگوها را شناسایی کند.

## مواد و روش‌ها

### داده‌ها

به منظور انجام چنین مطالعه‌ای، نخست دو مجموعه داده فراهم شد. مجموعه اول، شامل میانگین روزانه ارتفاع ژئوپتانسیل ( $hgt$ ) تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، آب قابل بارش ( $pw$ ) و سرعت باد قائم ( $w$ ) که به صورت نقطه‌ای با تفکیک ۲/۵ درجه برای ۲۸۹ نقطه از مجموعه داده‌های باز تحلیل پایگاه داده مراکز ملی پیش‌بینی محیطی<sup>۲</sup> به دست آمد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶). مجموعه دوم، شامل مقادیر بارش روزانه برای ایستگاه‌های همدید چهار شهر بندری در حاشیه شمالی خلیج فارس (بندرعباس، بندرلنگه، بوشهر و آبادان) است که از سازمان هواشناسی ایران فراهم شد. انتخاب این ایستگاه‌ها به گونه‌ای بود تا اولاً پوشش مناسبی از وضعیت بارش ساحل فراهم شود؛ دوماً اجرای الگوریتم‌های طبقه‌بندی و خوشه‌بندی با کفایت داده همراه باشد. محدوده مطالعه و موقعیت چهار ایستگاه در شکل ۱ نمایش داده شده است.



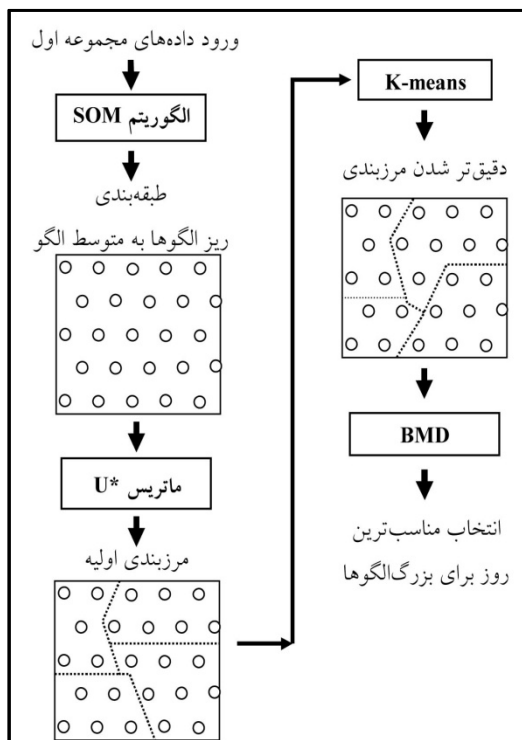
شکل ۱. بالا: محدوده مطالعه به منزله مقیاس همدید؛ پایین: موقعیت ایستگاه‌ها

1. U\*- Matrix

2. National Centers for Environmental Prediction (NCEP)

بازه زمانی هر دو مجموعه از سال ۱۹۶۶ تا ۲۰۰۷ (۱۵۳۴۰ روز) است. ماتریس مجموعه اول با ابعاد (۸۶۷ × ۱۵۳۴۰) برای ورودی و ماتریس مجموعه دوم با ابعاد {۴ × ۱۵۳۴۰} برای شناسایی بزرگ‌الگوهای هم‌دید بارش‌های سنگین در نظر گرفته شد. تعیین آستانه برای بارش سنگین به ویژگی‌هایی مانند وضعیت توپوگرافی، خاک، پوشش گیاهی، شبکه آبراهه و ظرفیت اجتماعی و سازمانی هر منطقه وابسته است. بنابراین در مطالعات متعدد، معیارهای گوناگونی برای تعیین رخداد این پدیده به کار گرفته شده است. در این مطالعه بارش روزانه ۳۰ میلی‌متر یا بیشتر به منزله بارش سنگین در نظر گرفته شده است (علیچانی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۱۱).

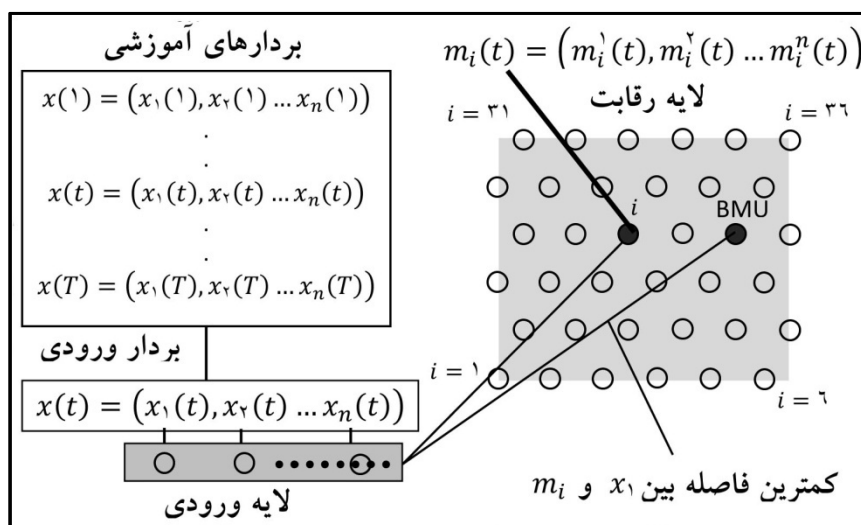
انتخاب متغیرها بر اساس استدلال‌هایی که در ادامه می‌آید، صورت گرفته است. پایه رودباد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است، در نتیجه سمت و سرعت باد در این سطح، گسترش و جابه‌جایی پدیده‌های سطح زیرین را کنترل می‌کند (امیدوار، ۱۳۸۹: ۷۵). بنابراین داده‌های ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ اهمیت ویژه‌ای در شناسایی الگوهای گردشی دارد. آب قابل بارش، مجموع جرم بخار آب موجود در جو یک محل خاص، از سطح زمین تا پایان جو تعریف می‌شود (اردکانی، مرادی و قائمی، ۱۳۸۴). چون برای محاسبه آن از متغیرهای نم و ویژه، دمای نقطه شبنم و گرمای نهان تبخیر استفاده می‌شود، می‌تواند نشانگر مناسبی از وضعیت رطوبت یک منطقه باشد و نیز از آنجا که مانند جریان رودخانه‌ای به منطقه‌ای نفوذ می‌کند، به دقت طبقه‌بندی کمک می‌کند (نی‌شی‌یاما و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۸۸). به این دلیل که صعود هوا در تراز ۷۰۰ می‌تواند رطوبت سطوح پایین جو را بالا برده و پتانسیل بارش را افزایش دهد؛ از داده‌های سرعت باد قائم (اومگا) در این تراز استفاده شده است.



شکل ۲. نمایش تصویری از روش پژوهش

## روش

در این مطالعه هر گردش روزانه که حالت کلی‌تری از شرایط لحظه‌ای هوا است، ریزالگو محسوب می‌شود. در اینجا الگویابی به‌گونه‌ای است که نخست این ریزالگوها با استفاده از الگوریتم نقشه خودسازمانده (کوهونن، ۲۰۰۱) به تعداد زیادی متوسط‌الگو طبقه‌بندی شده، سپس از طریق خوشه‌بندی بزرگ‌الگوها شناسایی می‌شود. شکل ۲ مراحل روش کار مطالعه حاضر را نمایش می‌دهد. در ادامه هر یک از مراحل شرح داده شده است. محاسبات، تحلیل‌ها و ترسیم نقشه‌های سه بعدی باد با استفاده از نرم‌افزار متلب انجام گرفته است. همچنین مرز خوشه‌ها و نقشه الگوهای به‌دست آمده در محیط ArcGIS ترسیم شد.



شکل ۳. ساختار (SOM)، متشکل از لایه‌های ورودی و رقابت

### نقشه خودسازمانده (SOM)

نقشه خودسازمانده، نوعی شبکه عصبی با آموزش بدون ناظر است و الگوریتمی است که داده‌هایی با ابعاد زیاد را به صورت واحدهای مرتب شده دو بعدی نمایش می‌دهد. همان‌طور که شکل ۳ نشان می‌دهد، ساختار این شبکه را یک لایه ورودی و یک لایه رقابت تشکیل می‌دهد. آرایش واحد به حالت شش ضلعی سبب شده تا فاصله واحدهای همجوار برابر باشد. برای آموزش، نخست داده‌های هر متغیر مجموعه اول، مطابق رابطه ۱ به مقادیر ۰ تا ۱ نرمال شده است.

$$x_i = \frac{x_i - x_{i,min}}{x_{i,max} - x_{i,min}} \quad \text{رابطه ۱}$$

سپس بردارهای ورودی  $x(t)$  متشکل از هر متغیر برای ۲۸۹ نقطه - شبکه در یک روز، براساس رابطه ۲ مهیا شد.

$$x(t) = (hgt_1 \dots hgt_{289} pw_1 \dots pw_{289} \omega_1 \dots \omega_{289}) \quad \text{رابطه ۲}$$

واحدها در لایه رقابت با توپولوژی شش ضلعی قرار گرفته‌اند. گام نخست آموزش، محاسبه فاصله اقلیدسی بین هر بردار ورودی  $x(t)$  و همه بردارهای وزن  $m_i(t)$  ماست. واحدی که کمترین فاصله را با بردار ورودی دارد، مناسب‌ترین واحد (BMU) شناخته می‌شود. نشانگرهای  $i$  و  $n$  به ترتیب موقعیت واحد در نقشه و ابعاد بردارهای ورودی و وزن را نمایش می‌دهد.  $T$  تعداد بردارهای ورودی (اینجا ۱۵۳۴۰ روز) را نشان می‌دهد. هر واحد  $i$  دارای بردار وزن  $m_i(t)$  است که از طریق فرایند آموزش اصلاح می‌شود. بعد از آموزش، وزن اصلاح شده بیانگر حالت‌های مشترک داده‌های ورودی‌ای است که در هر واحد طبقه‌بندی شده است. بردار وزن  $m_i(t)$  به لحاظ ابعاد، مشابه بردار ورودی  $x(t)$  است. قبل از شروع آموزش، عناصر بردار وزن به صورت تصادفی تنظیم می‌شود. نخستین گام آموزش محاسبه فاصله بین یک بردار ورودی و همه بردارهای وزن است تا واحد برنده  $(c)$  یعنی نزدیک‌ترین بردار وزن به بردار ورودی مشخص شود. این واحد، مناسب‌ترین واحد (BMU) شناخته می‌شود. شکل ۳ و رابطه ۳ چگونگی یافتن آن را نشان می‌دهد.

$$c = \arg \min_i \{ \|x(t) - m_i(t)\| \} \quad \text{رابطه ۳}$$

گام بعدی، اصلاح همه بردارهای وزنی در مقابل بردار ورودی است و مطابق روابط ۴ و ۵ صورت می‌گیرد.

$$m_i(t+1) = m_i(t) + h_{ci}(t, ||r_c - r_i||)[x(t) - m_i(t)] \quad \text{رابطه ۴}$$

$$h_{ci}(t, ||r_c - r_i||) = a(t) \cdot \exp\left(-\frac{||r_c - r_i||^2}{2\sigma^2(t)}\right) \quad \text{رابطه ۵}$$

اصلاح بردارهای وزن از طریق عبارت دوم سمت راست رابطه ۴ و بسته به تابع همسایگی صورت می‌گیرد. چنانکه در معادله ۵ آمده است، تابع همسایگی با فاصله گرفتن از BMU کاهش می‌یابد. بنابراین وزن واحدهایی که به BMU نزدیک‌ترند با اصلاح بیشتری مواجه می‌شوند. هر قدر دوره‌های آموزش جلوتر می‌رود، تابع همسایگی کمتر می‌شود. براساس روابط ۶ و ۷ با کاهش نرخ یادگیری  $a(t)$  و شعاع همسایگی  $\sigma(t)$ ، آموزش به‌طور یکنواخت کاهش می‌یابد.

$$a(t) = a(0) \frac{T-t}{T} \quad \text{رابطه ۶}$$

$$\sigma(t+1) = 1 + \frac{(\sigma(t) - 1)(T-t)}{T} \quad \text{رابطه ۷}$$

در اینجا  $T$  برابر است با تعداد کل گام‌های تکرار،  $a(0)$  عددی بین ۰ و ۱ است و  $\sigma(t)$  تقریباً برابر با نصف اندازه نقشه تنظیم می‌شود. اکنون الگوریتم،  $T$  بار روابط ۳ تا ۷ را محاسبه می‌کند. نتیجه فرایند آموزش این است که واحدهای مجاور شباهت بیشتری به همدیگر دارند. در مطالعه حاضر ابعاد شبکه (تعداد متوسط الگوها)، توپولوژی و دوره‌های آموزش ( $T$ ) به ترتیب  $[17 \times 17]$ ، شش ضلعی (Hexagonal) و ۱۰۰۰ تنظیم شد.

### ماتریس یو استار

چنانچه نقشه خودسازمانده با تعداد واحد زیاد تنظیم شود، می‌تواند فضای چندبعدی داده‌ها را به‌صورت غیرخطی روی یک نقشه تصویر کند. البته این نمایش مفهوم جغرافیایی نیز دارد (اولتس، ۱۹۹۳). به این معنی که واحدهای نزدیک‌تر به یکدیگر شباهت بیشتری دارند. این مفهوم را می‌توان از طریق ماتریس یو ( $U$ ) و براساس فاصله بردارهای وزن نمایش داد (اولتس و سیه‌مون، ۱۹۹۰). برای نمایش اندازه تراکم داده‌های ورودی اطراف بردار وزن، از ماتریس پی ( $P$ ) استفاده می‌شود (اولتس، ۲۰۰۴). حال برای دستیابی به نوعی خوشه‌بندی که هم براساس فاصله و هم براساس تراکم داده عمل کند، ماتریس یو و پی طبق رابطه ۸ ترکیب می‌شود که به ماتریس یو استار ( $U^*$ ) معروف است.

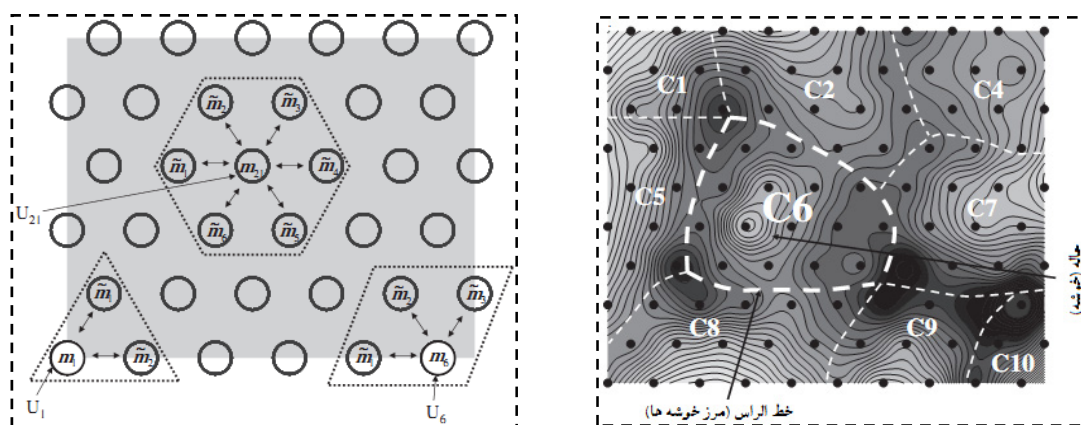
$$U_{height(n)}^* = U_{height(n)} * ScaleFactor_{(n)} \quad \text{رابطه ۸}$$

$$ScaleFactor_{(n)} = 1 + \frac{P_{height(n)-mean(P)}}{mean(P) - max(P)}$$

برای نمایش فاصله هر واحد نسبت به واحدهای مجاور، از ماتریس یو ( $U$ ) استفاده می‌شود. این نحوه نمایش به ما امکان شناسایی درجه شباهت بین متوسط الگوهای مجاور را می‌دهد و مطابق رابطه ۹ به‌دست می‌آید.

$$U_i = \frac{1}{N_i} \sum_{k=1}^{N_i} |m_i - m_k| \quad \text{رابطه ۹}$$

در اینجا  $m_i$  بردار وزن واحد  $i$  ام؛  $U_i$  ارتفاع ماتریس یو برای واحد  $i$  ام و متغیر  $N_i$  تعداد واحدهای مجاور است که بسته به نوع توپولوژی و موقعیت واحد  $i$ ، تغییر می‌کند. برای مثال در توپولوژی شش ضلعی مانند شکل ۴ (چپ)، ۲ تا ۶ است.



شکل ۴. چپ) موقعیت واحدهای به کار گرفته شده در محاسبه  $U_i$  با استفاده از روش ماتریس یو؛ راست) نمونه‌ای از توپوگرافی مقادیر  $U_i$ ، رنگ روشن نشان‌دهنده مقادیر کم بوده و محدوده هر خوشه با خطوط سفید مشخص شده است.

با توجه به نمایش سه‌بعدی مقادیر  $U_i$  و بر این اساس که درجه شباهت واحدهایی که دو طرف خط‌الرأس قرار دارند کم بوده و شباهت واحدهایی که درون چاله واقع‌اند زیاد است، می‌توان واحدها را خوشه‌بندی کرد. شکل ۴ (راست)، چگونگی خوشه‌بندی را براساس توپوگرافی فاصله واحدها نمایش می‌دهد. در این پژوهش برای خوشه‌بندی مبتنی بر تراکم داده از ماتریس پی (P) استفاده شده است که تراکم داده‌های ورودی را اطراف هر واحد  $i$  نشان می‌دهد و به کمک رابطه ۱۰ به دست می‌آید.

$$P_i = \{n(x) | d(x, w_i) < r > \cdot \} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

فرض کنید در فضای داده‌ها، گره‌ای به مرکز  $i$  و شعاع  $r$  قرار دهیم، در این حالت  $P_i$  برابر است با تعداد بردارهای ورودی که در این کره قرار گرفته است. در این پژوهش برای یافتن اندازه شعاع کره از قانون ۲۰-۸۰ پارتو (جورلیچ، ۲۰۱۰) استفاده شده است و معادل صدک بیستم کل فاصله‌ها است. با نمایش سه‌بعدی مقادیر  $P_i$  نیز می‌توان واحدها را خوشه‌بندی کرد. در این روش مرز هر خوشه در امتداد خط‌القعر ترسیم می‌شود و مرکز آن به صورت قله دیده می‌شود. سپس برای تشخیص بهتر تعداد و مرز خوشه‌ها، نتایج ماتریس  $U$  و  $P$  به کمک رابطه ۸ درهم ادغام شده‌اند.

### چند میانگین

روش ماتریس  $U^*$  برای تعیین تعداد و مرز دسته به کار رفته است، ولی برای دقیق‌تر کردن مرزبندی از روش چند میانگین استفاده می‌شود. این روش به‌طور عمده برای الگوریتم‌هایی به کار می‌رود که تعداد دسته‌های مشخص و ثابتی



دارند (نیزیت، الدر و ماینر، ۲۰۰۹). در گام نخست میانگین بردار وزن  $(M_j(t'))$  برای خوشه  $j$  ام بر اساس رابطه ۱۱ محاسبه می‌شود.

$$M_j(t') = \frac{1}{N_j(t')} \sum_{m_i \in Q_i(t')} m_i \quad (j = 1, 2, \dots, K) \quad \text{رابطه ۱۱}$$

در اینجا  $N_j(t')$  تعداد واحدهای خوشه  $j$  ام در تکرار  $t$ ؛  $m_i$  بردار وزن واحد  $i$  ام؛  $Q_i(t')$  مجموعه واحدهای درون خوشه  $j$  و  $K$  تعداد خوشه‌هاست که از طریق ماتریس  $U^*$  به دست آمده است. گام بعد، محاسبه فاصله  $d_i(j)$  هر واحد  $i$  نسبت به مرکز همه خوشه‌هاست، تا اینکه کمترین فاصله (خوشه  $c$ ) مشخص شود (رابطه ۱۲).

$$c = \arg \min \{d_i(j)\} \rightarrow d_i(j) = ||m_i - M_j(t')|| \quad \text{رابطه ۱۲}$$

اگر فاصله واحد  $i$  نسبت به خوشه قبلی‌اش کمترین نبود، به یکی از خوشه‌های همسایه که کمترین فاصله را دارد، منتقل می‌شود. محاسبه روابط ۱۱ و ۱۲ تکرار می‌شود تا زمانی که جابه‌جایی جدیدی برای واحدها صورت نگیرد.

### مناسب‌ترین روز (BMD)<sup>۱</sup>

اگر از بزرگ‌الگوها نقشه‌های همدید تهیه شود و برای این کار از میانگین هر بزرگ‌الگو استفاده شود، نقشه‌های ترسیم‌شده اغلب کلی و قابل تفسیر نبوده و فاصله نقشه هر روز نسبت به نقشه بزرگ‌الگوی خود، زیاد خواهد بود. برای غلبه بر این مشکل، راه حل جدیدی مطرح شد که از این پس آن را مناسب‌ترین روز می‌نامیم. بر اساس ماتریس  $U^*$  می‌دانیم واحدی که کمترین مقدار  $U^*$  را داشته باشد، مرکز خوشه (CC) شناخته می‌شود. اکنون فاصله همه بردارهای ورودی روزهایی را که در واحد  $i$  طبقه‌بندی شده‌اند، نسبت به میانگین بردارهای وزنی یک خوشه محاسبه می‌کنیم. روزی که کمترین فاصله را داشته باشد، مناسب‌ترین روز انتخاب خواهد شد.

$$BMD = \arg \min \{d(x_i, M_j), |x_i \in (CC)_j|\} \rightarrow (CC)_j = \arg \min \{U^*\} \quad \text{رابطه ۱۳}$$

### یافته‌های پژوهش

در این بخش نخست خروجی‌ها (مطابق مراحل ذکر شده در بخش روش پژوهش) بررسی می‌شود و سپس به الگوهای همدید بارش‌های سنگین پرداخته خواهد شد.

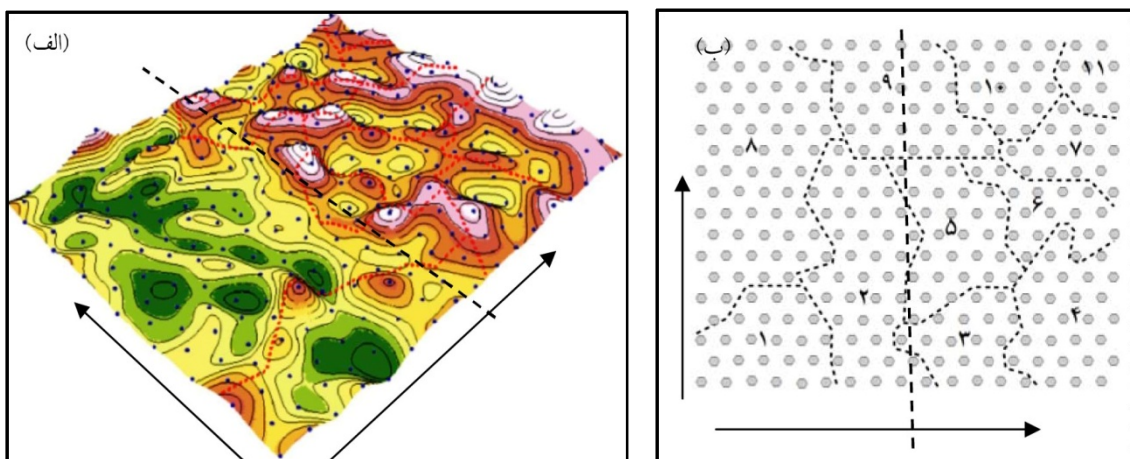
### طبقات و خوشه‌ها

در این مطالعه ابتدا ۱۵۳۴۰ روز، با مشخصات ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، امگای تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و مقادیر آب قابل بارش، به کمک نقشه خودسازمانده به ۲۸۹ متوسط‌الگو طبقه‌بندی شدند. در شکل ۵ (الف) ارتفاعات نقشه نشان می‌دهد که مجموع فاصله روزهای عضو نسبت به هم، در متوسط‌الگوهای سمت راست بیشتر از طرف مقابل است

از این رو و با در نظر داشتن ماهیت اقلیمی محدوده مورد مطالعه استدلال می‌شود، نیمه سمت راست مربوط به دوره سرد سال است. همچنین نقشه توانسته است به ترتیب ۹۸/۵۳، ۹۳/۶۲، ۹۷/۸۲ و ۹۱/۴۳ درصد رخداد بارش‌های سنگین ایستگاه‌های بندرعباس، بندرلنگه، بوشهر و آبادان را به نیمه راست هدایت کند و از این جهت کار را برای شناسایی الگوهای مرتبط با این رخدادها آسان‌تر کرده است.

برای شناسایی بزرگ‌الگوها نیاز بود تا متوسط‌الگوها در دسته‌های بزرگ خوشه‌بندی شوند. این کار به کمک الگوریتم ماتریس یو استار انجام شد. در بخش «الف» شکل ۵ محدوده ۱۱ بزرگ‌الگو (با استفاده از نمایش توپوگرافی مقادیر یو استار) مشخص شده است.

مرزهای اولیه (خطچین قرمز) به صورت چشمی و در امتداد خط‌الرأس ترسیم شده است. به طور مشخص نیمه راست نقشه مرتفع‌تر و ناهموارتر دیده می‌شود. پس در مقایسه با طرف مقابل، انتظار می‌رود تعداد خوشه‌ها و فاصله آنها نسبت به هم زیادتر و تراکم روزها در هر خوشه کمتر باشد. در گام بعدی مرزبندی به کمک الگوریتم چند میانگین دقیق‌تر و مشخص‌تر شد. بخش «ب» شکل ۵ مرز خوشه‌ها را پس از اجرای چند میانگین نمایش می‌دهد.

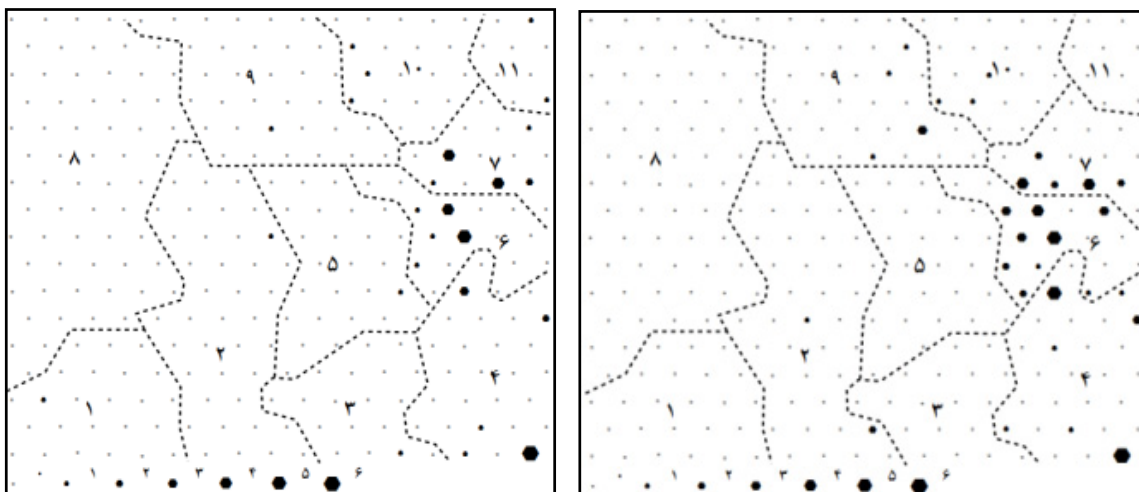


شکل ۵. الف) نمایش توپوگرافی مقادیر یو استار، مرز (خطچین قرمز) خوشه‌ها از خط‌الرأس‌ها عبور داده شده است. درجه شباهت واحدهای درون چاله زیاد است. ب) افزایش دقت مرزبندی به کمک الگوریتم چند میانگین، اعداد، شماره بزرگ‌الگوها را نمایش می‌دهد. خط چین سیاه نقشه را به دو نیمه راست و چپ تقسیم کرده است.

### بارش سنگین

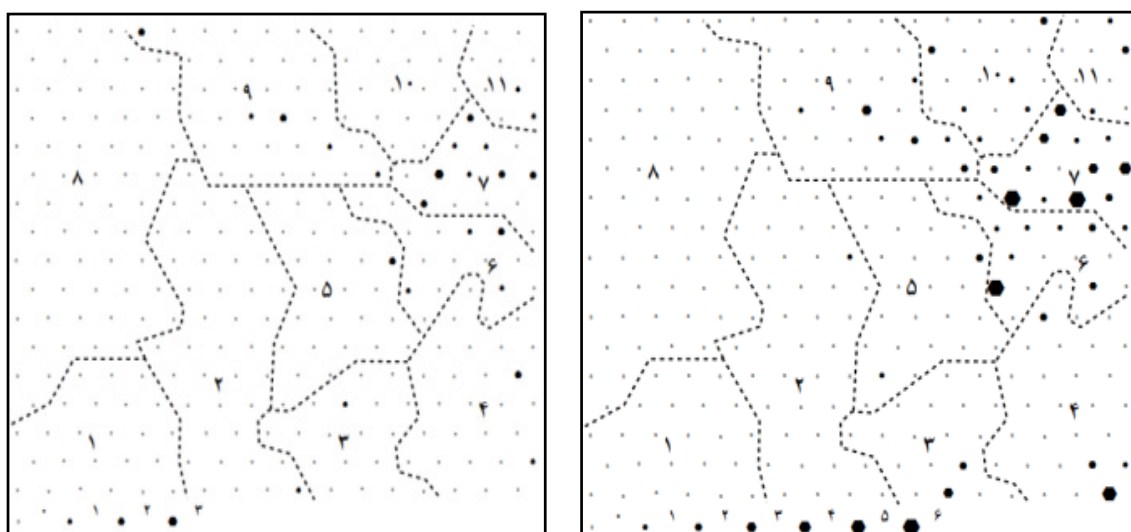
با نمایش پراکنندگی تعداد رخداد‌های بارش سنگین هر ایستگاه روی نقشه خودسازمانده، به میزان تمرکز آنها در هر خوشه پی‌برده شد. شکل ۶ پراکنش بارش‌های ۳۰ میلی‌متر و بیشتر ایستگاه‌های مورد مطالعه را روی هر واحد نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود، خوشه‌های ۴، ۶، ۷ و ۹ بیشترین رخدادها را در خود جای داده‌اند. از نظر توزیع رخداد‌های خوشه‌ها، بندرعباس و بندرلنگه به هم شباهت دارند و دو ایستگاه دیگر نیز از الگوی پراکنش یکسانی تبعیت می‌کنند. یک مورد بارش سنگین بندرلنگه (۹۰ میلی‌متر) در خوشه شماره ۱ (خوشه تابستانی) دیده می‌شود (به شکل ۶ نگاه کنید)، این مطلب در نگاه اول به منزله خطای طبقه‌بندی دیده شد، اما با بررسی بیشتر مشخص شد در تاریخ ۱۳۵۴/۴/۲۷ (بارش

این روز بندرعباس ۲۳ میلی‌متر گزارش شده است) الگوی موسمی بر منطقه حاکمیت داشته و سبب چنین رخدادی شده است. از این رو موقعیت آن در خوشه درست شناسایی شده است.



بندر لنگه

بندرعباس



آبادان

بوشهر

شکل ۶. نمایش فراوانی رخداد بارش‌های سنگین در هر متوسط‌الگو (واحد) برای چهار ایستگاه

فراوانی وقوع بارش‌های سنگین هر بزرگ‌الگو برای چهار ایستگاه در جدول ۱ آمده است. در مجموع ۹۱/۱۷ (بندرعباس)، ۸۰/۸۶ (بندرلنگه)، ۷۷/۱۶ (بوشهر) و ۸۲/۸۱ (آبادان) درصد رخداد بارش‌های سنگین در ایستگاه‌های مورد مطالعه با استیلاهای بزرگ‌الگوهای ۴، ۶، ۷ و ۹ در ارتباط است. بنابراین در ادامه این نوشتار به بررسی هم‌دیدهای این بزرگ‌الگوها پرداخته می‌شود.

جدول ۱. فراوانی رخداد بارش‌های سنگین در هر بزرگ‌الگو

بزرگ‌الگوها	متوسط‌الگو		ریز‌الگو		بندرعباس		بندر لنگه		بوشهر		آبادان	
	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد	تعداد	درصد
۱	۲۴	۸/۳	۱۲۸۶	۸/۴	۰	۰	۱	۲/۱۳	۰	۰	۰	۰
۲	۴۰	۱۳/۸	۲۰۶۹	۱۳/۵	۳	۴/۴۱	۱	۲/۱۳	۱	۱/۰۸	۱	۲/۸۵
۳	۲۳	۸	۸۷۳	۵/۷	۰	۰	۱	۲/۱۳	۵	۵/۴۳	۱	۲/۸۵
۴	۲۲	۷/۵	۱۳۹۵	۹/۱	۱۸	۲۶/۴۷	۱۳	۲۷/۶۷	۱۰	۱۰/۸۷	۳	۸/۵۷
۵	۲۶	۹	۱۳۲۰	۸/۶	۰	۰	۱	۲/۱۳	۳	۳/۲۶	۲	۵/۷۱
۶	۱۶	۵/۶	۸۱۸	۵/۳	۲۴	۳۵/۲۹	۱۲	۲۵/۵۳	۱۵	۱۶/۳۰	۵	۱۴/۲۴
۷	۱۴	۴/۸	۷۴۲	۴/۸	۱۴	۲۰/۵۹	۱۲	۲۵/۵۳	۳۵	۳۸/۰۴	۱۴	۴۰
۸	۶۳	۲۱/۸	۳۷۳۲	۲۴/۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
۹	۳۳	۱۱/۴	۱۵۸۵	۱۰/۳	۶	۸/۸۲	۱	۲/۱۳	۱۱	۱۱/۹۵	۷	۲۰
۱۰	۱۹	۶/۶	۱۰۴۳	۶/۸	۳	۴/۴۱	۳	۶/۳۸	۸	۸/۷۰	۰	۰
۱۱	۹	۳/۱	۴۷۷	۳/۱	۰	۰	۲	۴/۲۵	۴	۴/۳۵	۲	۵/۷۱
جمع کل	۲۸۹	۱۰۰	۱۵۳۴۰	۱۰۰	۶۸	۱۰۰	۴۷	۱۰۰	۹۲	۱۰۰	۳۵	۱۰۰
	۴+۶+۷+۹	۸۵	۴۵۴۰	۲۹/۴	۶۲	۹۱/۱۷	۳۸	۸۰/۸۶	۷۱	۷۷/۱۶	۲۹	۸۲/۸۱

جمع ۴ الگوی اصلی در پایین‌ترین ردیف آمده است..

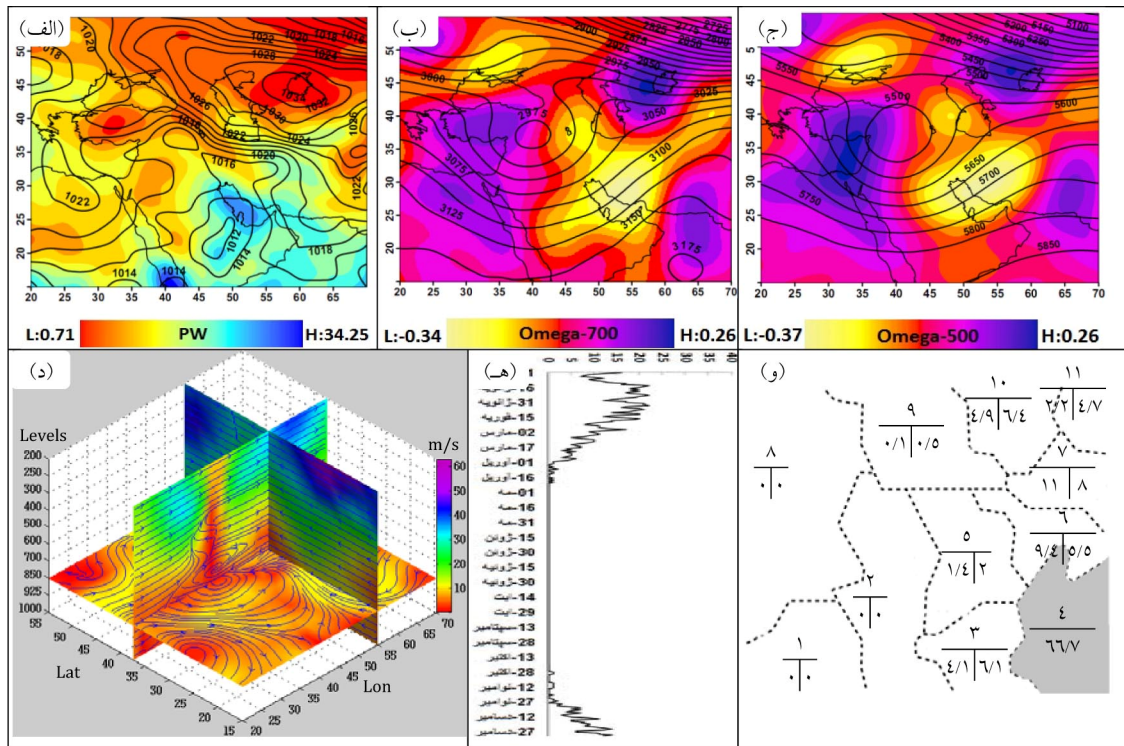
### تحلیل الگوهای بارش سنگین

برای تحلیل هم‌دیدگی و درک بهتر هر الگوی بارش سنگین که هدف اصلی این مطالعه بوده است، شش شکل (۸ تا ۱۱) تهیه شد: ۱. نقشه فشار سطح زمین و مقادیر آب قابل بارش؛ ۲. نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال؛ ۳. نقشه ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال؛ ۴. نمایش سه بعدی خطوط جریان براساس مؤلفه مداری، نصف‌النهاری و قائم باد از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال؛ ۵. نمودار دوره استیلا و ۶. احتمال انتقال از الگوی مورد بحث به دیگر الگوها و برعکس.

### الگوی شماره ۴

این الگو ۹/۱ درصد روزهای دوره آماری را دربر گرفته است و با ۲۷/۶۷ درصد رخدادهای بارش سنگین بندرلنگه، ۲۶/۴۷ درصد در بندرعباس، ۱۰/۸۷ درصد در بوشهر و ۸/۵۷ درصد در آبادان، ارتباط دارد. درصدها گویای این مطلب است که تأثیر آن بر دو ایستگاه جنوبی‌تر (بندرعباس و بندرلنگه) نسبت به دو ایستگاه شمالی‌تر (بوشهر و آبادان) بیشتر است. در سطح زمین، پرفشار سیبری با فشار مرکزی بیش از ۱۰۳۴ هکتوپاسکال و جابه‌جایی ۳۰ درجه طول جغرافیای به سمت غرب نسبت به موقعیت غالب خود (باری و کارلتون، ۲۰۰۱: ۲۰۵) نمایان می‌شود. با گسترش شاخه جنوبی این پرفشار، اختلاف دما بین هوا و آبهای دریاهای شمال غربی اقیانوس هند، به‌ویژه عرب و عمان، تشدید می‌شود. گردش و اچرخندی آن، هوای گرم و مرطوب را از طریق جریان‌های جنوب شرقی به خلیج فارس انتقال داده و همچنین پرفشار دینامیکی شرق عربستان (عامل تغذیه‌کننده رطوبت) را تقویت می‌کند. به سبب چنین فرایندی، مقدار چشمگیری آب قابل بارش (حدود ۳۰ گرم بر متر مربع) روی خلیج فارس متمرکز می‌شود. با وجود چنین مقادیری برای رطوبت و در صورت

حضور عامل صعود قوی، رخداد بارش‌های سنگین محتمل‌تر خواهد بود. در این الگو، چنین عاملی از طریق عمیق‌تر شدن ناوه شرق مدیترانه (ناوه سوریه) (علی‌جانی، ۲۰۰۲) فراهم می‌شود. در شکل (ب) ابتدا منحنی بسته‌ای با ارتفاع ۲۹۷۵ در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روی سوریه و ترکیه شکل می‌گیرد و وجود یک منحنی بسته تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکال نیز ادامه دارد و سرعت باد در عقب ناوه از سطوح میانی تا بالایی تروپوسفر بسیار کمتر از اطراف است (شکل (ب) (د).



شکل ۷. مشخصات الگوی شماره ۴. (الف) خطوط و رنگ‌ها به ترتیب هم‌فشار سطح زمین و مقادیر آب بارش شو (میلی‌متر/گرم) را نمایش می‌دهد. (ب و ج) ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد را به ترتیب برای تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. (د) جهت جریان در تراز ۸۵۰ و در برش‌های طولی (۳۵ شمالی) و عرضی (۵۵ شرقی) از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، رنگ‌ها سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه است. (ه) دوره رخداد الگو. (و) درصد احتمال تبدیل الگو، اعداد بالای خط شماره الگو، پایین سمت چپ احتمال تبدیل از الگوهای یازده‌گانه به الگوی ۴ و سمت راست احتمال تبدیل از الگوی ۴ به دیگر الگوها.

می‌توان نتیجه گرفت که یکی از ویژگی‌های الگوی شماره ۴، وجود یک کمینه سرعت باد در عقب ناوه سوریه است که خود سبب تشدید صعود هوا در زیر جلوی ناوه می‌شود. آرایش توپوگرافی ترازهای ۷۰۰ و ۵۰۰ به‌گونه‌ای است که خلیج فارس در جلوی موج بادهای غربی قرار می‌گیرد و این حالت نیز سبب ایجاد مناطق همگرایی پایینی و واگرایی بالایی شده است. در نتیجه این سازوکار، مراکز بیشینه صعود هوا بر خلیج فارس شکل گرفته است. صعود شدید سبب کاهش فشار و شکل‌گیری کم‌فشار (۱۰۱۲ هکتوپاسکال) می‌شود. وجود موج کوتاه، مرکز کم‌فشار و جریان‌های نصف‌النهاری، بیانگر حضور چرخند بر منطقه است. مطالعه سرعت باد در تروپوسفر میانی و بالایی نشان داد که در زمان حاکمیت این الگو، یک هسته از رودباد جنب حاره در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال روی محدوده مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

همچنین منحنی سرعت ۳۰ متر بر ثانیه به صورت زبانه‌ای به تراز ۵۰۰ رسیده است. شکل ۷ (بخش و) نشان می‌دهد در حالتی که روز اول الگوی ۴ حاکم باشد، روز دوم نیز با احتمال ۶۶/۷ درصد همین وضعیت ادامه پیدا می‌کند. در ۱۱ درصد موارد، الگوی ۷ به الگوی ۴ تبدیل شده است. همه بارش‌های سنگین بوشهر و آبادان بعد از حاکمیت سه‌روزه یا بیشتر الگو رخ داده است؛ در حالیکه بیش از ۹۲ درصد رخداد بارش‌های سنگین بندرعباس و بندرلنگه با روز اول یا دوم استقرار الگو مطابقت دارد. مطلب اخیر و نیز بالا بودن تعداد بارش‌های سنگین در دو ایستگاه نزدیکتر به دریاها، عمان، نشان‌دهنده اهمیت زیاد این دریاها از نظر تأمین رطوبت و انرژی برای شکل‌گیری بارش‌های ناشی از الگوی شماره ۴ است. مطالعه فراوانی و دوره رخداد هر بزرگ‌الگو نشان داد که در همه ژانویه‌ها و فوریه‌ها، حداقل سه مورد الگوی ۴ رخ داده است. البته احتمال نمایان شدن آن از نیمه ژانویه تا نیمه فوریه بالاتر از هر زمان دیگر است. اطلاعات بیشتر در جدول ۲ آمده است.

جدول ۲. فراوانی و دوره رخداد الگوی شماره ۴

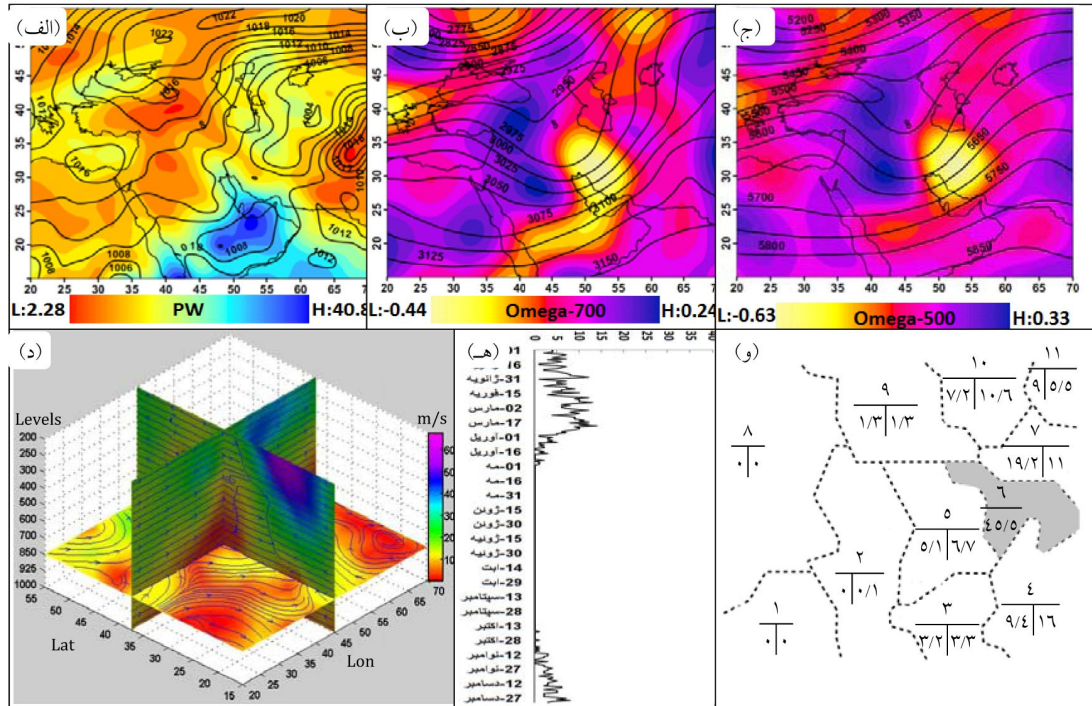
میانگین سالانه (ضریب تغییرات)	کمینه (سال)	بیشینه (سال)	دوره رخداد (تقویم میلادی)	بیشینه بارش (توالی دو روزه بارش سنگین)	
۳۳ (٪۳۰)	۱۷ (۱۹۹۵)	۵۸ (۱۹۷۲)	اواخر نوامبر تا اوایل آوریل	بندرعباس (۴)۲۱۱	بوشهر (۱) ۱۵۰
				بندرلنگه (۳) ۸۶	آبادان (۰) ۴۲

### الگوی شماره ۶

از مجموع ۱۵۳۴۰ روز، ۳۵/۲۹ درصد بارش‌های سنگین در بندرعباس، ۲۵/۵۳ درصد در بندرلنگه، ۱۶/۳۰ درصد در بوشهر و ۱۴/۲۴ درصد در آبادان، تحت تأثیر الگوی شماره ۶ قرار دارد. شکل ۸ کمک می‌کند تا به درک بهتری از وضعیت هم‌دیدگی الگوی ۶ دست یابیم. بر اساس نقشه فشار سطح دریا مشخص می‌شود که زبانه پرفشار سیبری از سمت دریای سیاه روی اروپا کشیده شده است و روی قسمت‌های جنوبی دریای سرخ و خلیج فارس کم‌فشار حاکم است. این کم‌فشار به دلیل قرار گرفتن موج کوتاه و عمیق و هسته رودباد جنب حاره (با سرعت ۶۷ متر بر ثانیه در تراز ۲۰۰) بر غرب دریای سرخ خاصیت دینامیکی پیدا می‌کند و به سامانه کم‌فشار سودانی موسوم است (لشکری، ۱۳۷۵ و ۱۳۸۱). این سامانه با تبعیت از محور رودباد جنب حاره، به سمت شمال شرق حرکت می‌کند (مفیدی و زرین، ۱۳۸۴) و به دلیل حضور هوای گرم و مرطوب، صعود هوا در جلوی ناوه تشدید می‌شود. صعود هوا نسبت به دیگر الگوها شدیدتر است و تا تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال ادامه پیدا می‌کند و سبب ایجاد ابرهای کومولونیمبوس شده و در نتیجه منجر به رخداد بارش‌های سنگین و تگرگ در سواحل شمالی خلیج فارس می‌شود. نکته قابل توجه این الگو، گسترش قائم رودباد جنب حاره تا زیر تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال است که با مشخصات شناخته شده این رودباد (علیچانی، ۱۳۸۱: ۸۲) مطابقت ندارد. مشخصه دیگر این الگو، شکل‌گیری یک جبهه است که از سطح ۸۵۰ تا تروپوسفر بالایی ادامه دارد. خط این جبهه در برش قائم ۴۵ درجه شرقی از شکل ۸ (بخش د) نمایان است. ۱۹/۲ درصد روزهایی که الگوی ۶ در منطقه استقرار داشته است، روز قبل از آن الگوی ۷ حاکم بوده است. نکته مهم اینکه اغلب بارش‌های سنگین متأثر از الگوی ۶ در زمان این تبدیل رخ



داده است. توزیع فراوانی وقوع الگوها نشان داد از مجموع ۸۱۸ روز رخداد سامانه کم‌فشار سودانی، به ترتیب ۳۱/۲ درصد و ۲۴/۵ درصد به ماه‌های مارس و فوریه اختصاص دارد. بر اساس میانگین سالانه، ۱۹ روز هوای ایران تحت تأثیر این الگو قرار دارد. چنانکه در جدول ۳ آمده است، هیچ‌یک از ایستگاه‌ها بارش سنگین با توالی دو روزه ندارند.



شکل ۸. مشخصات الگوی شماره ۶. (الف) خطوط و رنگها به ترتیب هم‌فشار سطح زمین و مقادیر آب بارش شو (میلی‌متر/گرم) را نمایش می‌دهد. (ب و ج) ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد را به ترتیب برای تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. (د) جهت جریان در تراز ۸۵۰ و در برش‌های طولی (۳۵ شمالی) و عرضی (۵۵ شرقی) از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، رنگها سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه است. (ه) دوره رخداد الگو. (و) درصد احتمال تبدیل الگو، اعداد بالای خط شماره الگو، پایین سمت چپ احتمال تبدیل از الگوهای یازده‌گانه به الگوی ۶ و سمت راست احتمال تبدیل از الگوی ۶ به دیگر الگوها.

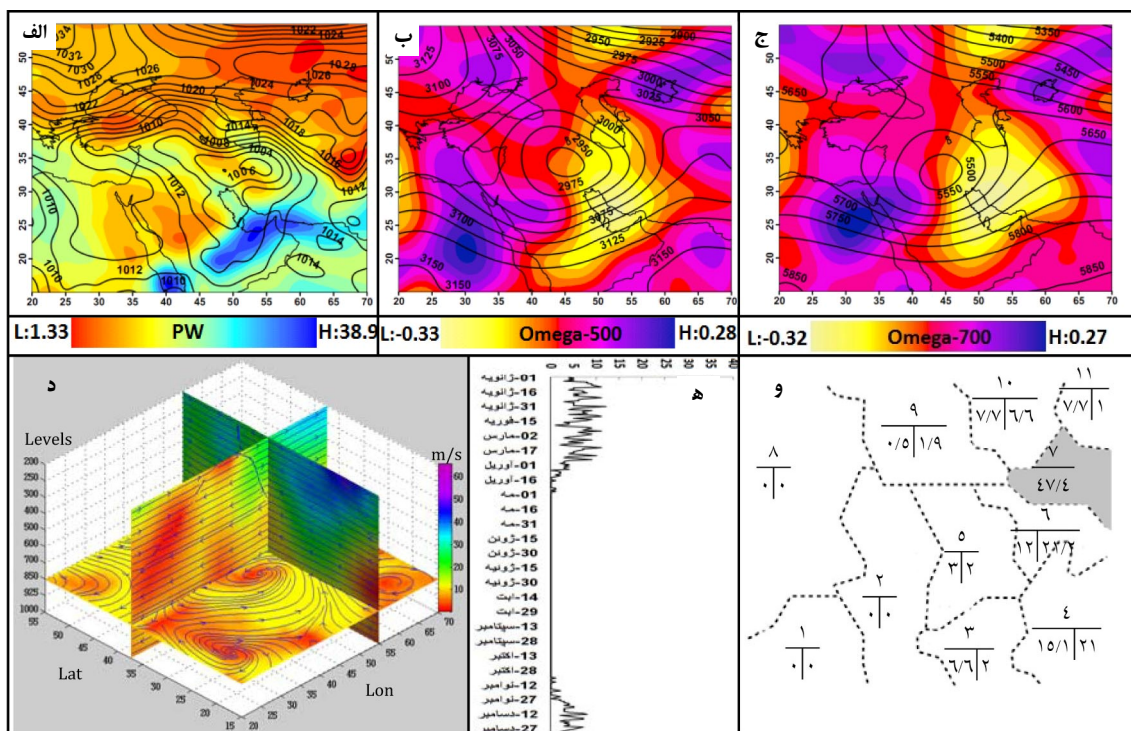
جدول ۳. فراوانی و دوره رخداد الگوی شماره ۶

بیشینه بارش (توالی دو روزه بارش سنگین)			دوره رخداد (تقویم میلادی)	بیشینه (سال)	کمینه (سال)	میانگین سالانه (ضریب تغییرات)
آبادان	بوشهر	بندرلنگه	بندرعباس	نیمه نوامبر تا نیمه آوریل	۳۵ (۱۹۶۸)	۸ (۲۰۰۱)
(-) ۳۹/۵	(-) ۵۷	(-) ۶۶	(-) ۷۰			(۳۵)

### الگوی شماره ۷

این الگو در بردارنده ۱۴ متوسط‌الگو است که ۴/۸ درصد روزها را شامل می‌شود و به ترتیب با ۴۰ درصد رخدادهای بارش سنگین در آبادان، ۳۸ درصد بوشهر، ۲۵/۵ درصد بندرلنگه و ۲۰/۶ درصد بندرعباس مرتبط است. مطابق این الگو یک

کم‌فشار قوی (۱۰۰۳ هکتوپاسکال) بر ایران مستقر می‌شود و مقادیر فراوانی از رطوبت، تحت تأثیر آرایش خطوط جریان بر روی خلیج فارس انباشته می‌شود. در سطوح بالاتر بر اثر تشدید جریان‌های نصف‌النهاری بادهای غربی و عمیق‌تر شدن ناوه، یک حلقه کم‌ارتفاع از جریان جدا شده و به سمت جنوب کشیده می‌شود و سامانه سردچالی را شکل می‌دهد (شکل ۹- ب و ج) (علیجانی، ۱۳۸۱: ۱۳۴؛ نیه‌تو، اسپرنگر، ورنلی، تریگو و جیمنو، ۲۰۰۸: ۲۵۹).



شکل ۹. مشخصات الگوی شماره ۷. الف) خطوط و رنگ‌ها به ترتیب هم‌فشار سطح زمین و مقادیر آب بارش شو (میلی‌متر/گرم) را نمایش می‌دهد. ب و ج) ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد را به ترتیب برای تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. د) جهت جریان در تراز ۸۵۰ و در برش‌های طولی (۳۵ شمالی) و عرضی (۵۵ شرقی) از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، رنگ‌ها سرعت باد بر حسب متر بر ثانیه است. ه) دوره رخداد الگو. و) درصد احتمال تبدیل الگو، اعداد بالای خط شماره الگو، پایین سمت چپ احتمال تبدیل از الگوهای یازده‌گانه به الگوی ۷ و سمت راست احتمال تبدیل از الگوی ۷ به دیگر الگوها.

از دیگر مشخصات این سامانه، حضور دست کم یک منحنی بسته در ترازهای ۸۵۰ تا ۲۵۰ است که هسته‌های مرکزی آنها به صورت ستونی از هوای سرد تا سطح زمین امتداد پیدا می‌کند، چندین روز در محل باقی می‌ماند و هوای ابری و بارانی به همراه دارد (فریده حبیبی، ۱۳۸۵: ۷۱؛ باری و چورلی، ۲۰۰۳: ۲۰۱). شکل ۹ همپوشانی بیشینه‌های آب قابل بارش، سرعت باد و فرارفت را بر خلیج فارس هنگام حضور سامانه سردچالی بر غرب ایران نشان می‌دهد. چنین وضعیتی سبب افزایش رخداد بارش‌های سنگین در سواحل خلیج فارس می‌شود، البته چون ایستگاه‌های آبادان و بوشهر به مرکز سردچال نزدیک‌ترند، سهم این الگو در بارش‌های سنگین آنها بیشتر است (جدول ۱). نکته‌ای که باید به آن توجه کرد، اینکه در زمان حضور این سامانه احتمال رخداد بارش سنگین در دو روز متوالی بسیار اندک است (برای نمونه این احتمال برای بوشهر ۸/۵ درصد)، اما تعداد توالی‌های دو روزه و بیشتر روزهای بارشی ناشی از ماندگاری این سامانه



زیاد است (برای نمونه، در ایستگاه بوشهر زمان رخداد الگوی ۷ از ۷۴۲ روز، ۳۷۷ روز بارشی داشته است که تعداد توالی‌های دو تا چهارروزه آن به ترتیب ۲۱۲، ۱۲۱ و ۶۴ مورد است). نکتهٔ اخیر، بیانگر یکی از تفاوت‌های مهم این الگو نسبت به الگوی ۴ است که از توالی کمتری برخوردار است، هرچند که شباهت آرایش توپوگرافی سطوح ۷۰۰ و ۵۰۰ آنها بسیار زیاد است (برای نمونه، در ایستگاه بوشهر و در زمان رخداد الگوی ۴ از ۱۳۹۵ روز، ۱۸۳ روز با بارش همراه بوده است که از این تعداد به ترتیب ۴۱، ۱۳ و ۳ مورد آنها توالی‌های دو تا چهارروزه داشته‌اند). بالاترین احتمال تبدیل (۲۲ درصد)، مربوط به انتقال از الگوی ۷ به ۶ است. به‌طور میانگین با ورود پنج سامانهٔ سردچالی، ۱۸ روز از سال تحت تأثیر این سامانه قرار می‌گیرد. در مجموع ۷۶ درصد از رخداد الگوی ۷، در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس اتفاق می‌افتد.

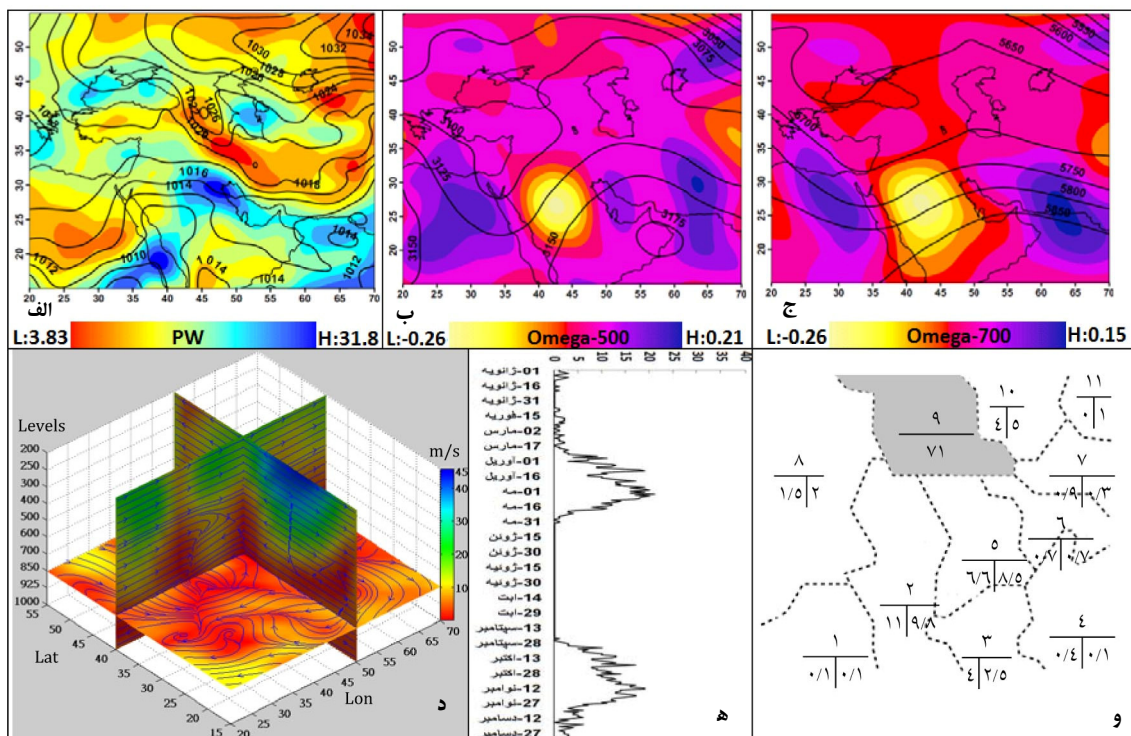
جدول ۴. فراوانی و دورهٔ رخداد الگوی شمارهٔ ۷

میانگین سالانه (ضریب تغییرات)	کمینه (سال)	بیشینه (سال)	دورهٔ رخداد (تقویم میلادی)	بیشینهٔ بارش (توالی دو روزهٔ بارش سنگین)
۱۸ (٪۳۹)	۵ (۱۹۸۴)	۳۹ (۱۹۷۲)	اواخر نوامبر تا اوایل آوریل	بندرعباس بندرلنگه بوشهر آبادان
				(۰) ۶۷ (۳) ۸۹ (۲) ۶۷ (۰) ۱۲۸

### الگوی شمارهٔ ۹

با وجود افزایش سهم این الگو (۱۰/۳ درصد) از کل دورهٔ آماری، در مقایسه با سه الگوی پیشین، سهم آن در رخداد بارش سنگین به همین میزان افزایش نیافته است. این الگو به ترتیب با ۲۰ درصد رخداد بارش سنگین در آبادان، ۱۲ درصد در بوشهر، ۹ درصد در بندرعباس و ۲ درصد در بندرلنگه، مرتبط است. نمودارهای دورهٔ استیلا نشان می‌دهند که همهٔ رخدادهای سه الگوی پیشین، به صورت یک دورهٔ پیوسته در فصل سرد (نوامبر تا آوریل) اتفاق می‌افتد؛ در حالیکه الگوی ۹ در دو دورهٔ متفاوت نمایان می‌شود (شکل ۹-۹ ه). دورهٔ اول (اکتبر و نوامبر) زمانی است که هنوز اتمسفر عرض‌های پایین به‌طور کامل از تأثیر مؤلفه‌های دورهٔ گرم (پرفشار جنب حاره و کم‌فشارهای حرارتی) رهایی نیافته است و از سوی دیگر، در عرض‌های بالاتر فعالیت مؤلفه‌های دورهٔ سرد (پرفشار سیبری، بادهای غربی، چرخندها و واچرخندهای مهاجر) آغاز شده و در حال گسترش است. دورهٔ دوم (آوریل و می) جو منطقه در حال گذار از فصل سرد به گرم است. تضاد حرارتی ناشی از این انتقال فصلی، ورود یک موج غربی و شکل‌گیری بیشینهٔ آب قابل بارش (۳۱ گرم بر متر مربع) بر قسمت شمال غربی خلیج فارس، به سبب انتقال رطوبت از دریای عرب، سرخ و عمان، شرایط را برای رخداد بارش سنگین مهیا می‌کند که البته سهم ایستگاه شمالی‌تر (آبادان) از این رخدادها بیشتر از ایستگاه‌های دیگر است.

مشخصات دیگر این الگو بالا بودن پایهٔ رودباد جنب حاره، کاهش بیشینهٔ سرعت باد قائم و کم بودن گسترهٔ جریان قائم در مقایسه با سه الگوی قبلی است. ماندگاری این الگو در منطقه بیشتر از الگوهای دیگر است و تنها الگوییست که احتمال دارد به الگوهای فصل گرم تبدیل شود. از ۱۵۸۵ روز این الگو، ۴۴ درصد به دورهٔ اول و ۴۳ درصد به دورهٔ دوم مربوط است. اتمسفر منطقه، حداقل ۱۷ و حداکثر ۶۴ روز در سال تحت تأثیر این نوع گردش است. بیشینه‌های بارش ایستگاه‌ها تقریباً یکسان است و یک مورد توالی دو روزهٔ بارش سنگین برای بوشهر و آبادان رخ داده است (جدول ۵).



شکل ۱۰. مشخصات الگوی شماره ۹. (الف) خطوط و رنگ‌ها به ترتیب هم‌فشار سطح زمین و مقادیر آب بارش شو (میلی‌متر/گرم) را نمایش می‌دهد. (ب و ج) ارتفاع ژئوپتانسیل و مؤلفه قائم باد را به ترتیب برای تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان می‌دهد. (د) جهت جریان در تراز ۸۵۰ و در برش‌های طولی (۳۵ شمالی) و عرضی (۵۵ شرقی) از تراز ۱۰۰۰ تا ۲۰۰ هکتوپاسکال، رنگ‌ها سرعت باد برحسب متر بر ثانیه است. (ه) دوره رخداد الگو. (و) درصد احتمال تبدیل الگو، اعداد بالای خط شماره الگو، پایین سمت چپ احتمال تبدیل از الگوهای یازده‌گانه به الگوی ۹ و سمت راست احتمال تبدیل از الگوی ۹ به دیگر الگوها.

جدول ۵. فراوانی و دوره الگوی شماره ۹

میانگین سالانه (ضریب تغییرات)	کمینه (سال)	بیشینه (سال)	دوره رخداد (تقویم میلادی)	بیشینه بارش (توالی دو روزه بارش سنگین)
۳۸ (۳۲٪)	۱۷ (۱۹۷۸)	۶۴ (۲۰۰۵)	اوایل اکتبر تا اواخر نوامبر اوایل آوریل تا نیمه می	بندرعباس بندرلنگه بوشهر آبادان (۰) ۸۹ (۰) ۵۶ (۱) ۸۹ (۱) ۸۶

### بحث و نتیجه‌گیری

یک روی سکه رخدادهای بارش سنگین، تأمین‌کننده بخش عمده‌ای از آب منطقه مورد مطالعه است و روی دیگر آن، مخاطره‌آمیز، مخرب و بحران‌زاست. پیوند معنی‌دار بین این رخدادها و الگوهای گردش جو، به ما امکان می‌دهد تا با پیش‌بینی و پیشگیری، پیامدهای نامطلوب را کاهش داده و پیامدهای مطلوب را افزایش دهیم. از این رو مطالعه حاضر با هدف شناسایی الگوهای مرتبط با بارش‌های سنگین سواحل شمالی خلیج فارس و بهره‌جویی از الگوریتم طبقه‌بندی نقشه‌های خودسازمانده و الگوریتم‌های خوشه‌بندی ماتریس یو استار و کا - مینز انجام شد. نتایج نشان داد که نقشه خودسازمانده می‌تواند به خوبی روزهای مشابه را شناسایی کرده و در رده متوسط الگوها طبقه‌بندی کند. همچنین مشخص

شد، ماتریس یو استار می‌تواند الگوهای متوسط را به خوشه‌های بزرگتر تبدیل کند و از این طریق به مسئله تعداد الگوها پاسخی منطقی دهد. با استفاده از کا - مینز می‌توان مرز بین بزرگ‌الگو را دقیق‌تر ترسیم کرد و خطاهای خوشه‌بندی چشمی را کاهش داد.

تحلیل الگوها نشان داد که در پی استقرار محور موج عمیق بادهای غربی بر طول ۴۰ تا ۴۵ شرقی، جابه‌جایی مرکز پرفشار سیبری به سمت غرب (حدود ۳۰ درجه) و نفوذ زبانه آن تا دریای عرب، رطوبت دریاهای سرخ، خلیج فارس و عمان و عرب زیر قسمت جلوی ناوه متمرکز می‌شود و بارش‌های شدیدی در سواحل شمالی خلیج فارس رخ می‌دهد. برخلاف مطالعات پیشین که نقش سامانه کم‌فشار سودانی در رخداد بارش‌های سنگین بسیار پررنگ (لشکری، ۱۳۷۵؛ ۱۳۸۱؛ ۱۳۸۲) یا بسیار کم‌رنگ (مسعودیان، ۱۳۸۷) معرفی شده است، مشخص شد که سهم الگوی سودانی تفاوت چندانی با الگوهای دیگر ندارد. چنانچه مرکز سامانه سردچالی به عرض ۳۵ درجه شمالی نزدیک شود، سواحل شمالی خلیج فارس با بارش‌های شدید، گسترده و مداوم روبه‌رو خواهد شد. به این دلیل نیاز به پیش‌بینی دقیق این الگو، اطلاع‌رسانی و بالابردن سطح آمادگی برای کاستن آثار زیان‌بار ناشی از آن، بیشتر احساس می‌شود. به هنگام انتقال جو منطقه به دوره گرم یا سرد، شرایط برای رخداد بارش‌های سنگین (به‌ویژه سواحل بوشهر تا آبادن) فراهم می‌شود. این‌گونه رخدادهای ماهیت غافل‌گیرانه، مشکلاتی را در ارتباط با پروژه‌های عمرانی، معابر و کانال‌های شهری، خانه‌های روستایی، برداشت محصول و طغیان رودخانه‌ها به همراه خواهند داشت. بنابراین می‌توان با افزایش آگاهی جامعه در مورد محتمل بودن وقوع آنها، میزان ضرر را کاهش داد. نکته مهم دیگر اینکه، حالت‌های تبدیل الگوها به همدیگر می‌تواند بر رخداد بارش سنگین اثرگذار باشد. برای نمونه، هرگاه سامانه کم‌فشار سودانی جایگزین الگوی سردچالی شده است، تعداد و شدت بارش‌ها نیز افزایش یافته است.

## منابع

- احمدی، ا. (۱۳۸۲). طبقه‌بندی تغییرات بارش بوشهر با استفاده از شبکه‌های عصبی مبتنی بر مدل خودسازمانده کوهونن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیا. با راهنمایی استاد بهلول علیجانی، دانشگاه خوارزمی، تهران.
- اردکانی، ح؛ مرادی، م. و قائمی، ه. (۱۳۸۴). تخمین بارش به‌وسیله سرعت قائم و آب بارش‌شو، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۷۸، ص. ۶۵-۵۰.
- امیدوار، ک. (۱۳۸۹). آب و هواشناسی همدیدی، چاپ اول، انتشارات دانشگاه یزد، یزد.
- حیبی، ف. (۱۳۸۵). تحلیل همدیدی و دینامیکی سامانه‌های بندالی، روش تشخیص سامانه بندالی و تأثیر آن روی منطقه ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۲، شماره ۳، ص. ۸۹-۶۹.
- حلیبان، ا. (۱۳۸۸). پیش‌آگاهی و برآورد بارش یزد با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی، نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، دوره ۱۱، شماره ۱۴، ص. ۲۸-۷.
- خوشحال، ج؛ خسروی، م. و نظری‌پور، ح. (۱۳۸۸). شناسایی منشأ و مسیر رطوبت بارش‌های فوق سنگین استان بوشهر، جغرافیا و توسعه، دوره ۷، شماره ۱۶، ص. ۲۸-۷.
- علیجانی، ب. (۱۳۸۱). اقلیم‌شناسی سینوپتیک، چاپ اول، انتشارات سمت، تهران.

- ریچ، ای. (۱۳۷۵). هوش مصنوعی. ترجمه مهرداد فهیمی، چاپ اول، انتشارات جلوه، تهران.
- لشکری، ح. (۱۳۷۵). الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب و جنوب غرب ایران، پایان‌نامه دکتری جغرافیا، با راهنمایی هوشنگ قائمی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- لشکری، ح. (۱۳۸۱). مسیریابی سامانه‌های کم‌فشار سودانی ورودی به ایران، فصلنامه مدرس علوم انسانی، دوره ۶، شماره ۲، ص. ۱۵۶-۱۳۳.
- لشکری، ح. (۱۳۸۲). مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم‌فشار سودانی و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب غرب ایران، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، دوره ۳۵، شماره ۳، ص. ۱۸-۱.
- مسعودیان، س. ا. (۱۳۸۷). شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب، ۲۳ تا ۲۵ مهرماه، دانشگاه تبریز.
- مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۸۴). بررسی سینوپتیکی تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در وقوع بارش‌های سیل‌زا در ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، دوره ۲۰، شماره ۷۷، ص. ۱۱۳-۱۳۶.
- منتظری، م. (۱۳۸۸). تحلیل زمانی - مکانی بارش‌های فرین روزانه در ایران، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، دوره ۲۰، شماره ۳۴، ص. ۱۴۰-۱۲۵.
- منه‌اج، م. ب. (۱۳۷۹). مبانی شبکه‌های عصبی مصنوعی، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران.
- یارنال، بی. (۱۳۸۵). اقلیم‌شناسی همدید و کاربردهای آن در مطالعات محیطی، ترجمه ابوالفضل مسعودیان، چاپ اول، انتشارات دانشگاه اصفهان، اصفهان.
- Ahmadi, I., 2003, **Classification of Rainfall Variations in Boushehr by Using Artificial Neural Networks based on Self-Organizing Map**, Geography M.Sc Thesis, Supervisor: Alijani, B., Kharazmi University, Tehran.
- Alijani B., 1981, **Synoptic Origin of Precipitation in Iran**. Ph.D. Dissertation, MSU, E-Lansing, Mi., USA.
- Alijani, B., 2002, **Synoptic Climatology**, SAMT Press, Tehran.
- Alijani, B., 2002, **Variations of 500hPa Flow Patterns over Iran and Surrounding Areas and their Relationship with the Climate of Iran**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 72, No. 1-2, PP. 41-54.
- Alijani, B., O'Brien, J., Yarnal, B., 2008, **Spatial Analysis of Precipitation Intensity and Concentration in Iran**, Theoretical and Applied Climatology, Vol. 94, No. 1-2, PP. 107-124.
- Ardakani, H., Moradi, M., Ghaemi, H., 2005, **Rainfall Estimation by Omega and Precipitable Water**, Geography Research Quarterly, Vol. 20, No. 78, PP. 50-65.
- Barry, R.G., Carleton, A.M., 2001, **Synoptic and Dynamic Climatology**, Routledge, London and New York.
- Barry, R.G., Chorley, R.J., 2003, **Atmosphere, Weather and Climate**, Eighth Ed. Routledge, London.
- Cavazos, T., 2000, **Using Self-Organizing Maps to Investigate Extreme Climate Events: An Application to Wintertime Precipitation in the Balkans**, Journal of Climate, Vol. 13, No. 10, PP. 1718-1732.
- Cavazos, T., Comrie A.C., Liverman, D.M., 2002, **Intraseasonal Variability Associated with Wet Monsoons in Southeast Arizona**, Journal of Climate, Vol. 17, No. 15, PP. 2477-2490.
- Crimmins, M.A., 2006, **Synoptic Climatology of Extreme Fire-weather Conditions Across the Southwest United States**, International Journal of Climatology, Vol. 26, No. 8, PP. 1001-1016.
- Esteban P., Martin, V., Mases, M., 2006, **Daily Atmospheric Circulation Catalogue for Western Europe Using Multivariate Techniques**, International Journal of Climatology, Vol. 26, No. 11, PP. 1501-1515.

- Goerlich, F.J., 2010, **A simple and Efficient (Parametric Conditional) Test for the Pareto Law**, BBVA Foundation, University of Valencia.
- Habibi, F., 2006, **Synoptic and Dynamic Analysis of Blocking, its Recognition Method and Effects on Iran**, Journal of Earth and Space Physics, Vol. 32, No. 3, PP. 69-89.
- Halibian, A., 2009, **Augury and Estimation of Precipitation in Yazd Using Artificial Neural Networks**, Journal of Applied Research Geographical Sciences, Vol. 11, No. 14, PP. 7-28.
- Hewiston, B.C., Crane, R.G., 2002, **Self-Organizing Maps: Applications to Synoptic Climatology**, Climate Research, Vol. 22, No. 1, PP. 13-26.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Wallen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds B, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski, Wang J, Jenne R, Joseph D., 1996, **The NCEP-NCAR 40-Year Reanalysis project**, Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 77, No. 77, PP. 437 – 471.
- Khosshal, J., Khosravi, M., Nazaripor, H., 2009, **Identifying and Tracing of Heavy Rainfalls and the Humidity in Bushehr Province**, Geography and Development Journal, Vol. 7, No. 16, PP. 7-28.
- Kohonen, T., 2001, **Self-Organizing Maps**, Springer-Verlag, Heidelberg, Third Edition.
- Kohonen, T., Hynninen J., Kangas J., Laaksonen J., 1995, **SOM\_PAK: The Self-Organizing Map Package, Version. 3.1.**, Helsinki Finland, Laboratory of Computer and Information Science, University of Helsinki.
- Lashkari, H., 1996, **Synoptic Pattern of Extreme Precipitation in South-Western in Iran**, Geography Ph.D. Thesis, Supervisor: Ghaemi, H., Tarbiat Modarres University, Tehran.
- Lashkari, H., 2002, **Studying the Tracks of Sudan Lows Entering Iran**, Human Sciences, Modares, Vol. 6, No. 2, PP. 133-156.
- Lashkari, H., 2004, **Development and Intensification of Sudan Low and its effect on Precipitation of South and South-western of Iran**, Physical Geography Research Quarterly, Vol. 35, No. 3, PP. 1-18.
- Marzban, C., Stumpf, G., 1998, **A Neural Network for Tornado Prediction based on Doppler Radar-derived Attributes**, Journal of Applied Meteorology, Vol. 35, No. 5, PP. 617-626.
- Masoodian, S.A., 2008, **Synoptic Origin of Heavy Rainfalls of Iran**, Third Conference of Water Supply Management, 14-16 October, Tabriz University, Tabriz.
- Menhaj, M.B., 2000, **Artificial Neural Networks Basics**, Amir Kabir Industrial University Press, Tehran.
- Michaelides, S., Pattichis, S., Klesovoulou G., 2001, **Classification of Rainfall Variability by Using Neural Network**, International Journal of Climatology, Vol. 21, No. 11, PP. 1410-1414.
- Mofidi, A., 2004, **Synoptic Study of Sudan Lows Causing Flooding Rainfalls Occurring in Iran**, Geography Research Quarterly, Vol. 20, No. 77, PP. 113-136.
- Montazeri, M., 2009, **Spatio-temporal Analysis of Daily Rainfall Extreme in Iran**, Journal of Geography and Environmental Planning, Vol. 20, No. 34, PP. 125-140.
- Nieto, R., Sprenger, M., Wernli, H., Trigo, R.M., Gimeno, L., 2008, **Identification and Climatology of Cut-off Low near the Tropopause**, Annals of the New York Academy of Sciences, No. 1146, PP. 256-290.
- Nisbet, R., Elder, J., Miner, G., 2009, **Handbook of Statistical Analysis and Data Mining Applications**, Elsevier, Oxford.
- Nishiyama, K., Shinichi, E., Kenji, J., Cintia, B.U., Jonas, O., Ronny B., 2007, **Identification of Typical Synoptic Patterns Causing Heavy Rainfall in the Rainy Season in Japan by Self-Organizing Map**, Atmospheric Research, Vol. 83, No. 2-4, PP.185-200.
- Omidvar, K., 2010, **Synoptic Climatology**, Yazd University Press, Yazd.
- Pine, J. C., 2008, **Natural Hazards Analysis; Reducing the Impact of Disasters**, CRC Press, London-New York.

- Rich, E., 1996, **Artificial Intelligence**, Translated by Mehrdad, Fahimi, Jelveh Press, Tehran.
- Smith, J., 2006, **Dictionary of Weather and Climate**, Facts on File, New York.
- Ultsch, A., 1993, **Knowledge Extraction from Self-Organizing Neural Networks**, In Optiz, O., Editor, Information and Classification, Springer.
- Ultsch, A., 2004, **U\*-Matrix: a Tool to Visualize Clusters in High Dimensional Data**, Technical report 36, Philipps- University Marburg.
- Ultsch, A., Siemon, H.P., 1990, **Kohonen's Self-Organizing Feature Maps for Exploratory Data Analysis**, Proceedings of INNC'90, International Neural Network Conference, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, PP. 305-308.
- Yarnal, B., 1993, **Synoptic Climatology in Environmental Analysis**, Belhaven Press, London.
- Yarnal, B., 2006, **Synoptic Climatology in Environmental Analysis**, Translated by Abolfazl, Masoodian, Isfahan University Press, Isfahan.
- Yarnal, B., Comrie, A.C., Frakes, B., Brown, D.P., 2001, **Developments and Prospects in Synoptic Climatology**, International Journal of Climatology, Vol. 21, No. 15, PP. 1923-1950.