

تحلیل هم‌دید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر با تأکید بر الگوهای فشار تراز دریا

امیرحسین حلبیان^۱

تاریخ وصول: ۱۳۹۵/۹/۲۰، تاریخ تأیید: ۱۳۹۵/۱۱/۳۰

چکیده

در این پژوهش به منظور تحلیل هم‌دید بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، با بهره‌گیری از پایگاه داده‌ی بارش روزانه‌ی این پهنه، نقشه‌های هم‌بارش روزانه از تاریخ ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۱/۱۰ (۱۵۹۹۲ روز) بر روی یاخته‌هایی به ابعاد ۱۴×۱۴ کیلومتر، به روش کریجینگ میانجی و ترسیم شد. این داده‌ها اطلاعات ۴۸ نقطه مکانی پهنه مطالعاتی را برای ۱۵۹۹۲ روز فراهم نمود و این امکان را مهیا ساخت تا برای هر روز بارش، بیشینه بارش و درصد مساحت زیر بارش محاسبه شود. بر این اساس، حدی‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها شناسایی گردید و ۱۰۹ روز از شدیدترین و فراگیرترین بارش‌های منطقه بر اساس شاخص پایه‌ی صدک ۹۹ام، برای بررسی و تحلیل انتخاب شد. با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردشی و تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام "وارد" بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا، سه الگویی که در بوجود آمدن بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر مؤثر و نقش آفرین بودند، شناسایی گردید. در ادامه، به منظور تحلیل بارش‌ها در هر الگو، یک روز به‌عنوان نماینده بر اساس ضریب همبستگی با آستانه‌ی ۹۵ درصد تعیین و در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال، توابع جبهه‌زایی و شار همگرایی رطوبت برای ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم و تحلیل گردید. نتایج این پژوهش نشان از استقرار سامانه‌ی پرفشاری در زمان رخداد الگوهای سه‌گانه فشار تراز دریا بر روی دریای سیاه دارد. میانگین حجم آب دریافتی منطقه در هر سه الگو ۹۰۶/۹ میلیون مترمکعب است. بررسی الگوهای ضخامت جو نیز استقرار فرودی نسبتاً عمیق را بر روی دریای خزر نشان می‌دهد. تحلیل نقشه‌های تابع جبهه‌زایی در کرانه‌های غربی خزر نیز وجود جبهه را بر روی دریای خزر و اطراف آن تأیید می‌کند. تحلیل تابع شار همگرایی رطوبت نیز نشان‌دهنده این است که توده‌ی آبی خزر اصلی‌ترین منبع تأمین رطوبت برای بارش‌های کرانه‌های غربی این دریا محسوب می‌شود و دریای سیاه در درجه‌ی بعدی اهمیت قرار دارد.

کلیدواژگان: اقلیم‌شناسی هم‌دید، الگوی گردشی، بارش، رویکرد محیطی به گردشی، فشار تراز دریا، کرانه‌های غربی خزر.

مقدمه

بارش عمده‌ترین پدیده جوی حاصل از اندرکنش‌های پیچیده دستگاه اقلیم است. با وجود این که بخش‌های زیادی از ایران دارای شرایط خشک و نیمه خشک بوده و همچنین فاقد منابع رطوبتی عمده‌ای برای تأمین بارش‌های ابر سنگین است؛ گاهی مناطقی از ایران (چه بخش‌های خشک و چه بخش‌های مرطوب) شاهد بارش‌های بسیار سنگین و رگباری هستند. با توجه به موقعیت نسبی ایران، وسعت زیاد آن و همچنین گسترش ناهموازی‌ها، پدیده بارش در ایران دارای نوسان‌های زمانی و مکانی بسیار شدیدی است (مسعودیان، ۱۳۷۷: ۸۵). رویدادهای بارش‌های شدید یا سنگین اغلب خود دارای ویژگی‌های محلی بوده و محدوده تحت‌تأثیر آنها بیشتر از چند کیلومتر نیست؛ با این حال این رویدادها درون سامانه‌های بزرگ مقیاسی ادغام شده و فعالیت دارند و همچنین انرژی و رطوبت خود را ممکن است از راه بسیار دورتری دریافت کنند. پهنه جنوبی خزر خصوصاً کرانه‌های غربی آن، از نظر اقلیمی با سایر مناطق کشور تفاوت بسیاری دارد. وجود دریای خزر، توپوگرافی پیچیده و تأثیرپذیری این منطقه از الگوی گردش بزرگ مقیاس برون حاره در طول سال، ویژگی‌های اقلیمی بسیار پیچیده و برجسته‌ای را در این منطقه فراهم کرده است. استقرار بزرگترین مرکز پرفشار ساکن نیم‌کره شمالی موسوم به پرفشارسیبری در مجاورت منطقه، همراه با جابجایی مداوم پشته‌ها و ناوه‌های امواج غربی عرض‌های برون حاره درکنار ویژگی‌های خاص محلی، تحلیل و پیش‌بینی وضعیت جوی و خصوصیات اقلیمی منطقه خزری را بسیار مشکل ساخته است (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۱). در این بین، بی‌گمان بارش پرنمودترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی منطقه خزری است که تمایز بارزی را در مقایسه با سایر مناطق کشور و حتی خاورمیانه از خود نشان می‌دهد و از توزیع زمانی و مکانی پیچیده‌ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر به فرد این منطقه به‌ویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است که وقوع بارش‌های شدید، از ویژگی‌های ذاتی اقلیم سواحل جنوبی دریای خزر محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۷: ۳). در بررسی مطالعاتی که در زمینه بارش‌های سنگین یا شدید انجام شده؛ بیشتر محققان توجه خود را به شناسایی شرایط همدید بوجود آورنده این رویدادها معطوف داشته‌اند یا اثرات بعد از رویداد این پدیده‌های فرین را مطالعه کرده‌اند.

معروف‌ترین پژوهش در این زمینه به وسیله کلاین^۱ (۱۹۴۸) انجام شده است. وی میانگین پنج روزه بارش را در هر واحد ۵ درجه‌ای در اطراف فرود سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مطالعه کرد و نشان داد در جلو فرود در محدوده پیشروی چرخندگی مثبت، شدت بارندگی بیشتر است. در همین باره استارت^۲ (۱۹۴۹) رابطه بین بارش و هسته رودباد را بررسی کرد و نشان داد که بیشترین بارش در چند درجه شمال هسته رودباد فرو می‌ریزد. در کاری جدیدتر و مفصل‌تر، جاکوبیت^۳ (۱۹۸۷) برای تعیین رابطه بین موقعیت‌های روزانه فرود مدیترانه، بارندگی ۱۰۱ ایستگاه منطقه را تبیین کرد (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۳). کیبل^۴ (۱۹۸۹)، به بررسی همدید رژیم بارندگی بی‌مودال در میدوست شمالی^۵ پرداخته و توزیع حداکثر بارش در طی ماه‌های ژوئن و سپتامبر را مطالعه کرده است. نتایج وی نشان داد که رژیم بارندگی در ناحیه موردنظر به تکرار وقوع تعداد کمی از رگبارهای شدید بستگی دارد و ورود چرخندها در ایجاد بارش‌های منطقه تأثیر به‌سزایی دارد. روهلی و همکاران (۲۰۰۱) رابطه بین الگوهای گردشی و دبی حوضه دریاچه‌های بزرگ امریکا را مورد بررسی قرار دادند. نتایج تحقیقات آنها نشان داد که تغییرات رواناب در ناحیه مذکور با میانگین ماهانه ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال رابطه ضعیف، اما با فشار تراز دریا بر روی ایالت‌های میسوری و ایلینوی همبستگی بالا دارد. چینگسن^۶ و همکاران (۲۰۰۲) بارش‌های سنگین بعدازظهرهای تایوان را طی فصل بهار مطالعه نمودند و آنها را در دو گروه طبقه‌بندی کردند: الف. بارش‌هایی که در زمان رخداد آنها، جریان‌های جوی جهت جنوبی داشته و محور فراز بر روی شرق تایوان مستقر شده؛ ب. بارش‌های سنگینی که همزمان با رخداد آنها، جریان‌های جوی جهت جنوب‌غربی داشته و محور فراز بر روی جنوب تایوان واقع گردیده است. رودری^۷ و همکاران (۲۰۰۴-۲۰۰۵) به تعیین الگوهای جوی بزرگ مقیاس و میان مقیاس پدیدآورنده بارش‌های سنگین در شمال‌غرب ایتالیا پرداختند. نتایج آنها نشان داد که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس

-
1. Klein
 2. Starret
 3. Jacobeit
 4. Keables
 5. Bimodal in Midwest
 6. Ching-Sen
 7. Rudari

جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی بازی می‌کند. فدریکو^۱ و همکاران (۲۰۰۸) به بررسی الگوهای چرخش جوی مرتبط با بارش‌های سنگین روزانه در کالابریای ایتالیای جنوبی طی سال‌های ۱۹۹۹ تا ۲۰۰۷ پرداختند. نتایج این پژوهش ضمن ارائه ۱۱ الگوی جوی حاصل از انجام تحلیل خوشه‌ای نشان از ارتباط آشکار هر یک از تیپ‌های گردشی با بارش‌های سنگین روزانه در این منطقه داشت. لی^۲ و همکاران (۲۰۰۸) رویداد بارش سنگین ۱۸ روزه (از ۳۱ ژوئیه تا ۱۷ آگوست ۱۹۹۸) در گره جنوبی را به‌منظور درک و فهم ویژگی‌های هم‌مدید مقیاس و سازوکارهای پیدایش این رویداد طولانی مدت بررسی کردند. نتیجه تحقیق آنها نشان داد که در سال ۱۹۹۸، پرارتفاع مانعی روی شرق منچوری و گسترش غرب سوی پرفشار جنب حاره‌ای شمال اقیانوس آرام شرایط را برای پیدایش بلندمدت اغتشاشات غربی بر روی شرق آسیا و ایجاد بارش‌های سنگین ۱۸ روزه فراهم کرده‌اند. لورنز^۳ و همکاران (۲۰۰۸) فهرستی از الگوهای هم‌مدید بارش‌های سیلابی در شمال‌شرق شبه جزیره ایبری تهیه کردند. این الگوهای گردشی با به‌کارگیری روش تحلیل مولفه‌های اصلی، با استفاده از داده‌های روزانه و فشار سطح دریا به دست آمدند. با استفاده از داده‌های ۳۰۴ روز، بارش‌های بیش از ۱۰۰ میلی‌متر در سال‌های ۱۹۵۰ تا ۲۰۰۵ مورد تحلیل قرارگرفت. همچنین، میانگین شاخص نوسان مدیترانه غربی نیز برای به دست آوردن الگوهای هم‌مدید محاسبه شد. نتایج نشان از ارتباط آشکار بین مقادیر منفی این شاخص و بارش‌های سیلابی در شمال‌شرق ایبری داشت. کارلالیما^۴ و همکاران (۲۰۰۹) به بررسی بارش‌های سنگین سنگین در تابستان‌های گرم و مرطوب جنوب شرقی برزیل که منجر به بروز سیل شده است؛ پرداختند. نتایج نشان داد که این رویدادها اکثراً ناشی از دو نوع آشفتگی جوی: جبهه‌ی سرد (که حدود ۵۳ درصد از رویدادهای بارشی سنگین ناشی از آن است) و منطقه همگرایی آتلانتیک جنوبی (که ۴۸ درصد از رویدادهای بارشی سنگین مرتبط با آن است) می‌باشد.

^۱. Federico

^۲. Lee

^۳. Lorenzo

^۴. Carla Lima

ماتسرانگلو و همکاران (۲۰۱۱) به مطالعه مکانیزم توسعه جریان همرفتی در رخداد بارش‌های سنگین طولانی مدت جنوب شرق ایتالیا پرداختند. روند بارش‌های فرین مرتبط با الگوهای سینوپتیک در جنوب شبه جزیره ایبری نیز توسط هیدالگو- موز و همکاران (۲۰۱۱) مورد واکاوی قرار گرفت.

در داخل کشور نیز علیجانی (۱۳۶۰) بارش‌های روزانه ایران را از نظر عامل به وجودآورنده بررسی و در نهایت، ایران را از نظر مکانیزم‌های تولید بارش ناحیه‌بندی کرد. نتایج ایشان حاکی از این است که عوامل مسئول در ایجاد بارش ایران با یکی از پنج عامل صعود یعنی همرفت معمولی، همرفت وزشی، عامل چرخندگی، صعود جبهه‌ای (چرخندی) و صعود نامعلوم در ارتباط است. از نظر توزیع مکانی، در ساحل دریای خزر همه عوامل صعود به‌خصوص همرفت وزشی، در شمال‌غرب کشور عامل همرفت معمولی، در نواحی مرکزی عامل چرخندی و در نواحی جنوبی ایران عامل چرخندگی نمود چشمگیرتری داشته‌اند (علیجانی، ۱۳۸۵: ۲۰۷-۲۰۴). جهانبخش اصل و کریمی (۱۳۷۸)، به بررسی هم‌دید رژی‌م بارندگی در سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سامانه و اچرخند سبیری در الگوی بارش منطقه پرداختند. با بررسی نقش پرفشارها در توزیع بارش سواحل جنوبی دریای خزر معلوم شد که منشأ سامانه‌های پرفشاری که با استقرار آنها بر روی دریا جبهه‌های نسیم دریا تقویت می‌گردد؛ عبارتند از: قاره اروپا به خصوص نواحی شمال‌غرب، شمال و شمال‌شرق آن، اطلس شمالی و قاره آسیا. در زمان استقرار زبانه سامانه‌های پرفشار، هرچه هوای انتقال یافته از عرض‌های بالاتر سردتر بوده و اختلاف دمای سطح آب از شمال به جنوب زیادتر و همچنین شیب حرارتی ایجاد شده بین دریا و خشکی بیشتر باشد؛ جبهه نسیم دریا قویتر شده و در نتیجه باران‌های شدیدتری فرو خواهد ریخت. کاویانی و حجتی‌زاده (۱۳۸۰) به تحلیل سینوپتیکی و ترمودینامیکی واقعه‌ی سیل اسفندماه ۱۳۷۱ در حوضه آبی کارون پرداختند. آنان به این نتیجه رسیدند که استقرار یک مرکز کم فشار بر روی شرق شبه جزیره عربستان سبب انتقال رطوبت و گرما به درون سامانه کم‌فشار جنوب‌غرب ایران شده و میزان رطوبت را به مقدار زیادی افزایش داده است. علیجانی و زاهدی (۱۳۸۱) به منظور مطالعه بارندگی‌های آذربایجان طی دوره ۱۹۶۱-۹۵، آمارهای بارش روزانه ایستگاه تبریز را به‌عنوان ایستگاه نمونه انتخاب کردند و از داده‌های فشار تراز دریا و تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بهره گرفتند. در ادامه، نقشه‌های هوای روزهای مورد مطالعه با استفاده از روش همبستگی طبقه‌بندی و ۱۱ تیپ

هوای مؤثر بر بارش تیریز شناسایی گردید. در میان تیپ‌های شناسایی شده ۳ تیپ ماهیت پرفشاری و تیپ مداری بیشترین فراوانی را دارد. بعد از تیپ مداری، تیپ پرفشار شمال‌غربی قرار می‌گیرد. مرادی (۱۳۸۱) به بررسی و تحلیل هم‌دید بارش‌هایی پرداخته که در ساحل جنوبی دریای خزر رخ داده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که رخداد بارش‌های شدید در شمال کشور در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با حاکمیت پشته بر روی دریای سیاه، شرق تا مرکز اروپا، شرق دریای مدیترانه، و با حضور ناوهای عمیق در شرق دریای سیاه همراه است که امتداد محور آن به سمت جنوب - جنوب غربی گسترش می‌یابد. عزیززی و صمدی (۱۳۸۶) به بررسی و تحلیل هم‌دید سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ در استان‌های گیلان و مازندران در نقشه‌های مربوط به وضع هوا از سطح زمین تا تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ۸ روز متوالی پرداختند. بررسی‌های انجام شده نشان داد که وجود ناوه عمیق در شمال شرق اروپا و امتداد محور آن بر روی دریای خزر موجب فرارفت هوای سرد قطبی از عرض‌های شمال بر روی دریای خزر گردیده است و حضور و اچرخندهای مهاجر در غرب ناوه و چرخند جبهه‌ای در شرق آن و در نتیجه هم جهت شدن حرکت و اچرخندی با حرکت چرخندی جلوی ناوه باعث تقویت این سامانه شده است. از سوی دیگر، حرکت نصف‌النهاری قابل ملاحظه جریان‌های سطوح میانی جو موجب تقویت تاوایی گردیده است. مسعودیان (۱۳۸۷) برای تحلیل هم‌دید بارش‌های سنگین ایران از داده‌های ۳۵۱ ایستگاه با حداقل ۲۰ سال آمار روزانه استفاده و ۶۴ بارش یک روزه با بزرگی دست‌کم ۱۰۰ میلی‌متر را شناسایی کرد. نتایج وی نشان داد که دو الگوی گردشی در پدیدآمدن بارش‌های سنگین ایران نقش دارند. الگوی اول با استقرار یک پرفشار بر روی دریای سیاه و گسترش فرود خلیج فارس مشخص می‌شود. الگوی دوم با شکل‌گیری فرود بر روی عراق و رخنه‌ی زبانه‌ی پرفشار سبیری - سیاه به درون ایران همراه است. وی منبع رطوبتی این بارش‌ها را دریای خزر، خلیج فارس و دریای عرب معرفی می‌کند و همچنین نقش دینامیکی هسته سرعت رودباد تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال را در رشد این سامانه‌های باران‌زا موثر می‌داند. غیور و همکاران (۱۳۹۰) به تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر پرداختند. نتایج این پژوهش نشان داد که به‌طور کلی در سواحل جنوبی خزر، شش ناحیه همگن بارشی وجود دارد؛ به‌طوری که تغییرات نواحی در بخش میانی و همگنی نواحی در بخش‌های شرقی و غربی بیشتر است. نوری و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت و منابع رطوبتی بارش سواحل جنوبی خزر پرداختند.

نتایج آنان نشان داد که دریای خزر اولین تامین‌کننده منابع رطوبتی بارش‌های سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی است و دریای سیاه و مدیترانه به ترتیب در بارش‌های فوق سنگین مشارکت بیشتری نسبت به بارش‌های سنگین منطقه دارند. با وجود همه مطالعات صورت گرفته، هنوز ابهامات قابل ملاحظه‌ای در مورد ساختار منطقه‌ای و محلی گردش جو و الگوهای همدید منجر به وقوع بارش در منطقه خزری وجود دارد. در پژوهش حاضر سعی شده است با ترسیم نقشه‌های همدید مربوط به متغیرهای مختلف جو بالا به بررسی رابطه گردش‌های جوی با بارش به‌عنوان مهمترین رویداد محیط سطحی و دارای نوسان‌های شدید زمانی - مکانی پرداخته شود. بنابراین هدف عمده از انجام این پژوهش، تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر و شناسایی منابع تأمین‌کننده رطوبت این بارش‌ها با استفاده از رویکرد محیطی به‌گردشی می‌باشد.

داده‌ها و روش شناسی

از آنجایی که انجام صحیح و اصولی هر پژوهشی نیازمند تهیه پایگاه داده مناسب می‌باشد، در این مطالعه همدید نیاز به دو پایگاه داده ضرورت می‌یابد؛ یکی پایگاه داده رویداد محیطی (سطحی) موردنظر که در این پژوهش، بارش روزانه است و دیگری پایگاه داده‌ی جوی که چگونگی جریان‌های جوی را مشخص می‌کند. به‌عبارت دیگر، پایگاه داده‌ی این پژوهش از دو گروه متغیر تشکیل شده است؛ یک گروه متغیرها و داده‌های جو بالا مشتمل بر فشار تراز دریا (برحسب هکتوپاسکال)، باد مداری و باد نصف‌النهاری (برحسب متر بر ثانیه)، نم ویژه (برحسب گرم بر کیلوگرم) و دما (برحسب کلوین) طی ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ در محدوده ۰ تا ۸۰ درجه شمالی و ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی با تفکیک مکانی ۲/۵×۲/۵ درجه‌قوسی که از پایگاه داده (NCEP/NCAR)^۱ وابسته به سازمان ملی جو و اقیانوس شناسی ایالات متحده آمریکا برداشت شده است و گروه دیگر داده‌های بارش روزانه ۳۳ ایستگاه همدید، اقلیمی و باران‌سنجی کرانه‌های غربی خزر طی دوره ۱۳۴۰/۱/۱ تا ۱۳۸۳/۱۰/۱۱ (۱۵۹۹۲ روز) می‌باشد. با توجه به پایگاه داده رویداد محیطی، بارش روزانه

1. National Center Environmental/ National Climatic American Research

کرانه‌های غربی خزر در ۱۵۹۹۲ روز با بهره‌گیری از روش کریجینگ میان‌یابی شد. بدین منظور، هنگام میان‌یابی بارش هر روز، پهنه مورد مطالعه به ۴۸ یاخته به اندازه ۱۴×۱۴ کیلومتر تبدیل شد که حاصل آن تشکیل آرایه‌ای از پایگاه داده‌ی بارش روزانه کرانه‌های غربی خزر به ابعاد ۱۵۹۹۲×۴۸ بود. سپس برای هر روز، بیشینه و درصد پهنه زیر بارش محاسبه و در انتها پایگاه داده‌ی مزبور بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها از بزرگ به کوچک مرتب گردید. مبنای محاسبات و انتخاب بارش‌های حدی و فراگیر، داده‌های حاصل از همین میان‌یابی‌ها است که در هر روز بر روی تک‌تک یاخته‌ها، وضعیت بارش منطقه را روشن می‌سازد. اطلاعات ۴۸ نقطه منطقه در ۱۵۹۹۲ روز، این امکان را بوجود می‌آورد که از اطلاعات زیر آگاهی پیدا کنیم: الف. میزان بیشینه بارش منطقه؛ ب. موقعیت مکانی بیشینه بارش؛ ج. میانگین بارش منطقه؛ د. موقعیت مکانی گرانیگاه (مرکز ثقل) بارش؛ ه. میزان میانگین بلندمدت بارش منطقه؛ و. میزان انحراف بارش از میانگین بلندمدت؛ ز. درصد مساحت زیر بارش منطقه. بر اساس این اطلاعات می‌توان بارش‌های حدی که درصد بیشتری از منطقه را زیر بارش قرار داده‌اند را شناسایی و شرایط هم‌دید پدید آورنده آنها را بررسی کرد. برای محاسبه بیشینه بارش در هر کدام از روزهای مورد مطالعه در نرم‌افزار مت لب از رابطه زیر استفاده گردید:

$$(۱) \quad \text{کل بارش‌های روی داده در منطقه طی } ۱۵۹۹۲ \text{ روز} = \text{Max} = \text{بیشینه بارش}$$

برای محاسبه مختصات نقطه مکانی بیشینه بارش‌ها به ترتیب زیر عمل گردید:

$$(۲) \quad \text{in polygon} (X, Y, XV, YV) = \text{مختصات نقطه بیشینه بارش}$$

$$X = \text{مختصات طول مسطحاتی یاخته‌های درون منطقه؛}$$

$$Y = \text{مختصات عرض مسطحاتی یاخته‌های درون منطقه؛}$$

$$XV = \text{مختصات طول مسطحاتی مرز منطقه؛}$$

$$YV = \text{مختصات عرض مسطحاتی مرز منطقه. جهت بدست آوردن میانگین بارش منطقه از رابطه زیر}$$

استفاده شد:

$$(۳) \quad \text{مجموع بارش تمام یاخته‌ها در یک روز معین} \\ = \frac{\text{میانگین بارش منطقه در روز مورد نظر}}{\text{تعداد کل یاخته‌ها (۴۸ یاخته)}}$$

وسعت پهنه زیر بارش منطقه نیز برای هر روز از رابطه زیر بدست آمد:

$$(۴) \quad ۱۰۰ \times \frac{\text{تعداد یاخته‌هایی که در روز مورد نظر بارش بیش از } ۰/۱ \text{ میلی‌متر داشته}}{\text{تعداد کل یاخته‌های حاصل از میان‌یابی (۴۸ یاخته)}} = \text{درصد پهنه زیر بارش منطقه در یک روز معین}$$

در ادامه، برای بدست آوردن مختصات یاخته‌ای که بیشینه بارش را داشت، به‌عنوان مرکز بیشینه بارش (گرانینگاه بارش) از روابط زیر استفاده شد:

$$X_{center} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n P_i} \cdot \sum_{i=1}^n x_i \cdot P_i \quad (5)$$

$$Y_{center} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n P_i} \cdot \sum_{i=1}^n y_i \cdot P_i$$

X_{center} = عرض مسطحاتی گرانینگاه بارش در روز موردنظر

Y_{center} = طول مسطحاتی گرانینگاه بارش در روز موردنظر

P_i = مقدار بارش؛

x_i = طول مسطحاتی یاخته

y_i = عرض مسطحاتی یاخته

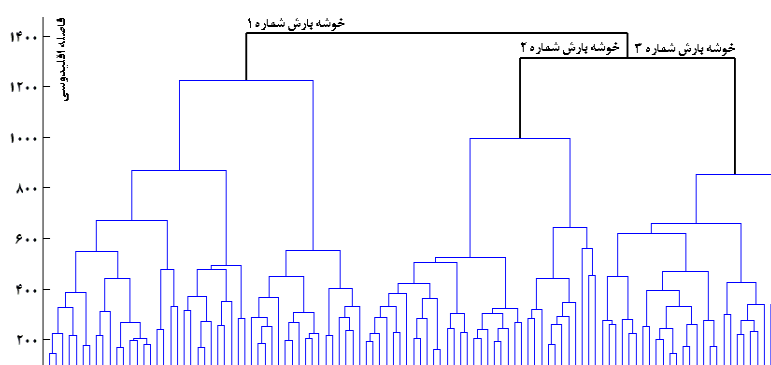
n = تعداد یاخته‌های تشکیل دهنده نقشه همبارش منطقه ی مورد مطالعه

به‌منظور بررسی بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر، از میان شاخص‌هایی که غالباً توسط پژوهشگران برای تعیین بارش‌های حدی مورد استفاده قرار گرفته از شاخص پایه صدک که در حال حاضر رایج‌ترین روش محاسبه و تعیین بارش‌های حدی محسوب می‌شود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶: ۱۳۳ و ۱۳۴)، استفاده گردید. بر این اساس، از تعداد کل روزهای بارشی در کرانه‌های غربی خزر، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۹ام به‌عنوان روزهای دارای بارش حدی در نظر گرفته شد. بدین ترتیب روزهایی به‌عنوان نمونه انتخاب شدند که بیشینه بارش آنها برابر یا بیش از ۹۶/۲۸ میلیمتر بود. به‌عبارت دیگر ۱۰۹ روز از بارش‌های پایگاه داده‌ی مورد بحث که بر حسب شدیدترین و فراگیرترین بارش‌ها مرتب شده بود، به‌عنوان نمونه مورد مطالعه در این پژوهش انتخاب گردید. در ادامه، با بهره‌گیری از رویکرد محیطی به گردش‌های تحلیل خوشه‌ای پایگانی انباشتی به روش ادغام "وارد" بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا انجام و برای هر الگوی شناسایی شده یک روز به‌عنوان نماینده با استفاده از ضریب همبستگی با آستانه ۹۵ درصد تعیین گردید. در ادامه، در این روزها نقشه‌های فشار تراز دریا، ضخامت جو در ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال و توابع جبهه‌زایی و همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰ و ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال ترسیم، محاسبه و تحلیل گردید.

بحث

تحلیل الگوهای فشار تراز دریا

انجام تحلیل خوشه‌ای و محاسبه درجه همانندی (ناهمانندی) از طریق فاصله اقلیدوسی و بهره‌گیری از روش ادغام وارد^۱ بر روی نقشه‌های فشار تراز دریا با آرایه‌ای به ابعاد ۱۶۱۷*۱۰۹ نشان از سه الگوی گردشی متفاوت به شرح ذیل در پهنه مطالعاتی دارد (شکل ۱). در این شکل، بر روی محور افقی، نقشه‌های فشار تراز دریا برای ۱۰۹ رویداد بارشی مورد مطالعه قرار دارند و محور عمودی، فاصله اقلیدوسی جهت محاسبه درجه همانندی و چگونگی ادغام به شیوه وارد را نشان می‌دهد.



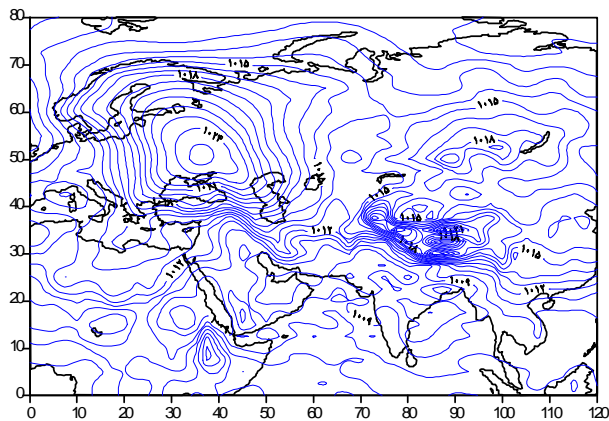
شکل ۱. نمودار خوشه‌ای فشار تراز دریا در کرانه‌های غربی خزر

الگوی شماره ۱

در طی حاکمیت الگوی شماره یک، هسته‌های پرفشار در شرق و شمال غرب ایران نمودی آشکار دارند. در این ارتباط، زبانه‌های هسته‌های پرفشار مستقر در شرق که بر روی فلات تبت مشاهده می‌شود تا شمال شرق ایران کشیده شده است. دو هسته پرفشار نیز بر روی شمال غرب مغولستان و جنوب روسیه (مابین دریاچه‌های بالخاش و بایکال) استقرار دارند. مرکزیت پرفشار شمال غرب موجود در این نقشه بر روی شمال دریای سیاه می‌باشد که زبانه‌های آن تا مرکز خزر

1. Ward

پیشروی نموده است. به نظر می‌رسد کرانه‌های جنوبی خزر مرز میان این دو زبانه‌ی پرفشار می‌تواند قلمداد شود. مقدار فشار در کرانه‌های غربی خزر در زمان استیلای این الگوی گردشی حدود ۱۰۱۵ هکتوپاسکال می‌باشد. نکته درخور توجه دیگر این است که در زمان استقرار این الگوی گردشی تمامی پهنه جغرافیایی ایران تحت سیطره کم‌فشار بوده که کانون مرکزی آن بر روی سودان است (شکل ۲). در زمان حاکمیت الگوی شماره یک، میانگین بارش کرانه‌های غربی خزر معادل ۴۶/۳ میلیمتر بوده و با توجه به این که تقریباً ۹۹ درصد منطقه زیر بارش است؛ حجم آب دریافتی منطقه، ۲۹۴/۴ میلیون متر مکعب می‌باشد (جدول ۱). همانگونه که در جدول ۲ مشاهده می‌شود ۴۳ درصد بارش‌های منطقه در زمان حاکمیت این الگو رخ داده و زمان اوج بارش، مهرماه می‌باشد.

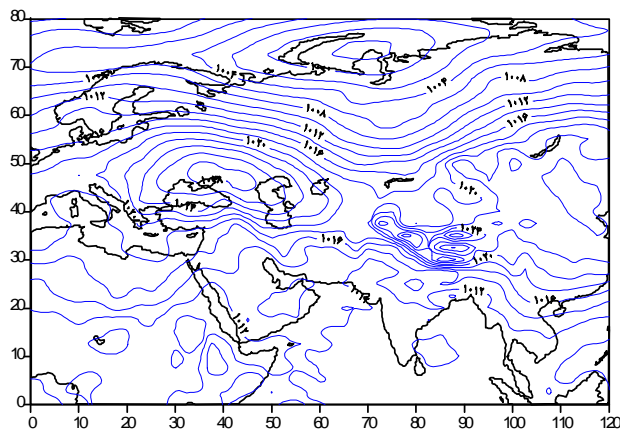


شکل ۲. الگوی شماره ۱ فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال

الگوی شماره ۲

در این الگوی گردشی نیز در شرق ایران چند هسته پرفشار بر روی فلات تبت استقرار یافته‌اند؛ با این تفاوت که زبانه‌های این سامانه‌ها تا جنوب دریاچه بالخاش پیشروی نموده‌اند. سامانه پرفشار قوی‌تری نیز بر روی شمال دریای سیاه دیده می‌شود که نسبت به الگوی قبل تغییر موقعیت داده و هسته‌ای گسترده‌تر دارد که از شرق اوکراین تا شمال غرب خزر را دربرمی‌گیرد. زبانه‌های این پرفشار از یک سو تا سواحل جنوبی و غربی خزر و از دیگر سو، تا جنوب شرق دریاچه آرال کشیده شده است. ایران در این الگو نیز زیر سیطره کم‌فشار قرار

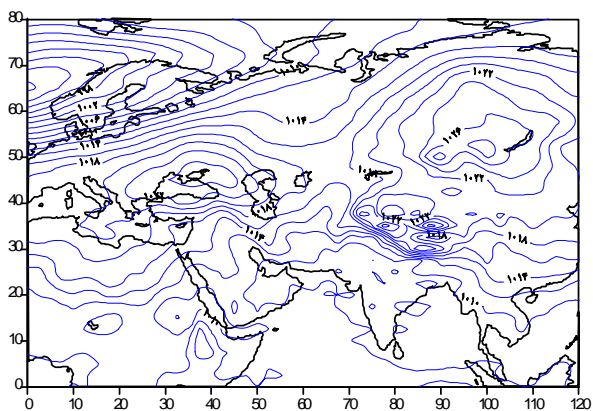
دارد (شکل ۳). در زمان حاکمیت این الگو، میانگین بارش منطقه ۴۲/۹ میلیمتر بوده و مساحت زیر پهنه بارش، ۹۸ درصد می‌باشد. با توجه به این مساحت، حجم آب دریافتی منطقه معادل ۳۸۳/۳ میلیون مترمکعب می‌باشد (جدول ۱). با این که تعداد رخداد بارش در این الگو نسبت به الگوی قبل کمتر بوده؛ اما حجم آب دریافتی بیشتر می‌باشد. ۳۲ درصد بارش‌های منطقه در این الگو رخ داده و زمان رخداد بارش‌ها همانند الگوی قبل در طی فصل پائیز و اوج آن مهرماه می‌باشد (جدول ۲).



شکل ۳. الگوی شماره ۲ فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال

الگوی شماره ۳

در این الگو محدوده گسترش پرفشارها وسیع‌تر شده است. در این الگو علاوه بر پرفشار تبت که در دو الگوی قبلی نیز حضوری آشکار داشت؛ پرفشار قوی و گسترده‌ای نیز بر روی شمال‌غرب مغولستان (مابین دریاچه‌های بایکال و بالخاش) تشکیل شده و با پرفشار مستقر بر روی تبت ادغام و تا شرق دریاچه‌ی بالخاش و غرب فلات تبت پیشروی نموده است. پرفشار مستقر بر روی دریای سیاه نیز محدوده‌ی گسترده‌ای را از یونان تا غرب دریاچه‌ی آرال در بر گرفته و از سمت جنوب تا کرانه‌های غربی خزر پیشروی نموده است. البته نوار جنوبی خزر در این الگو دارای فشاری معادل با ۱۰۱۶ هکتوپاسکال می‌باشد (شکل ۴).

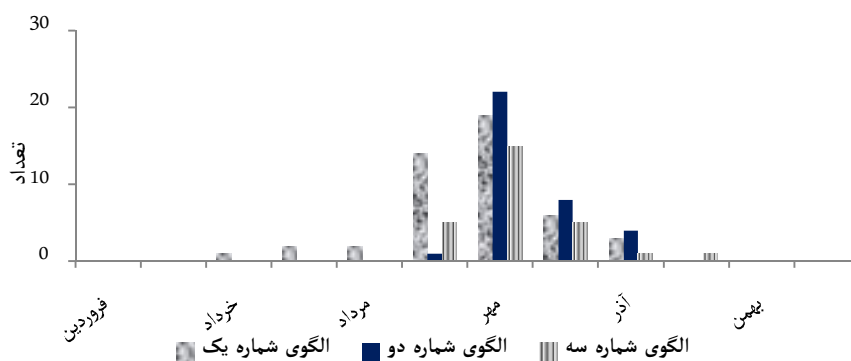


شکل ۴. الگوی شماره ۳ فشار تراز دریا برحسب هکتوپاسکال

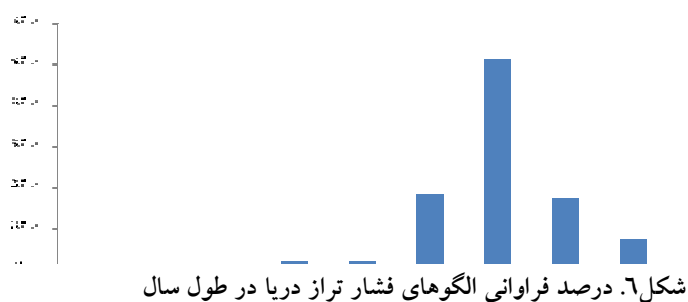
در زمان رخداد این الگو میانگین بارش کرانه‌های غربی خزر ۴۵/۵ میلی‌متر محاسبه شده و با توجه به این که در زمان رخداد این الگو ۹۹ درصد منطقه زیر بارش بوده؛ میانگین حجم بارش ۲۹۹/۲ میلیون مترمکعب برآورد شده است (جدول ۱). فراوانی این الگو نسبت به دو الگوی قبلی کمتر بوده (۲۵ درصد) و بازه زمانی آن از شهریورماه تا دی‌ماه می‌باشد. زمان اوج این الگو همانند الگوهای قبل، مهرماه است (جدول ۲ و شکل ۵). به‌طورکلی بارش‌هایی که در منطقه مطالعاتی رخ می‌دهند، صرف‌نظر از نوع الگوی آنها از خردادماه شروع شده و تا دی‌ماه ادامه دارند. اوج بارش نیز در سه ماه شهریور، مهر و آبان است و نقطه اوج این بارش‌ها در تمامی الگوها مهرماه است (شکل ۶).

الگوی فشار تراز دریا	میانگین بارش منطقه (میلی‌متر)	انحراف از میانگین بارش	مساحت زیر پهنه بارش (درصد)	میانگین حجم بارش الگو در منطقه (میلیون مترمکعب)
الگوی شماره ۱	۴۶/۳	۱۶/۲۳	۹۸/۹۵	۲۹۴/۴
الگوی شماره ۲	۴۲/۹	۸/۳	۹۸/۴۳	۳۸۳/۳
الگوی شماره ۳	۴۵/۵	۸/۶	۹۹/۱۹	۲۹۹/۲

الگوی فشار تراز دریا	فروردین	اردیبهشت	خرداد	تیر	مرداد	شهریور	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	جمع (درصد)
الگوی شماره ۱	-	-	۱	۲	۲	۱۴	۱۹	۶	۳	-	-	-	۴۳
الگوی شماره ۲	-	-	-	-	-	۱	۲۲	۸	۴	-	-	-	۳۲
الگوی شماره ۳	-	-	-	-	-	۵	۱۵	۵	۱	۱	-	-	۲۵
مجموع رخداد بارش	-	-	۱	۲	۲	۲۰	۵۶	۱۹	۸	۱	-	-	۱۰۰
درصد رخداد بارش	-	-	٪۰/۹	٪۱/۸	٪۱/۸	٪۱۸/۳	٪۵۱/۳	٪۱۷/۴	٪۷/۳	٪۰/۹	-	-	۱۰۰



شکل ۵. فراوانی ۱۰۹ بارش حدی و فراگیر در زمان حاکمیت الگوهای فشار تراز دریا



شکل ۶. درصد فراوانی الگوهای فشار تراز دریا در طول سال

تحلیل روزهای نماینده الگوهای فشار تراز دریا

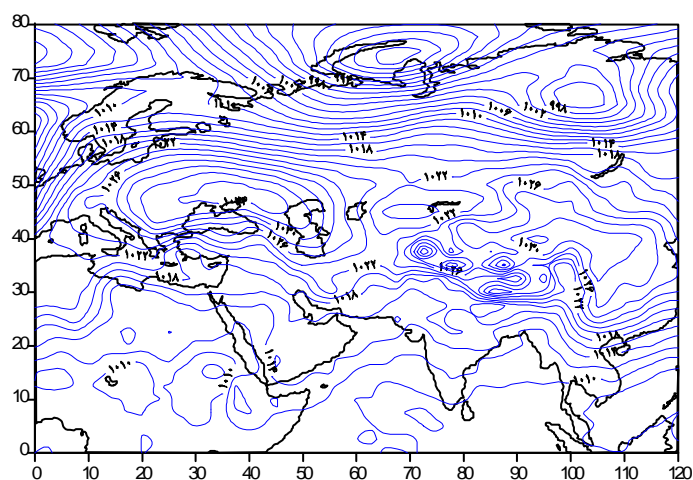
بر اساس سه الگوی فشار تراز دریا حاصله و با محاسبه ضریب همبستگی برای هر الگو، سه روز نماینده تعیین گردید. برای الگوهای اول تا سوم روزهای نماینده به ترتیب عبارتند از ۱۳۷۹/۷/۱۰، ۱۳۷۴/۸/۲ و ۱۳۴۶/۷/۲۱ که به علت اختصار در این نوشتار تنها به بررسی یکی از روزهای نماینده پرداخته می‌شود.

روز نماینده الگوی شماره ۲ فشار تراز دریا (۱۳۷۴/۸/۲)

الگوی فشار تراز دریا

این الگوی گردشی به‌عنوان نماینده الگوی گردشی شماره ۲ نمایانگر تعدد مراکز فشار در اطراف ایران است. در زمان رخداد این الگو چندین هسته پرفشار با مقدار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال بر روی فلات تبت تا شرق چین مشاهده می‌شود که زبان‌های آنها تا شمال افغانستان گسترش یافته

است. در عین حال، مابین دریاچه‌های بالخاش و آرال نیز یک هسته پرفشار قوی با کانون مرکزی ۱۰۲۴ هکتوپاسکال دیده می‌شود که از مغولستان آغاز شده و تا شرق دریاچه آرال امتداد یافته است. از سوی دیگر، در شمال دریای سیاه نیز سامانه پرفشاری با کانون مرکزی ۱۰۳۴ هکتوپاسکال استقرار دارد که زبانه‌های آن تا کرانه‌های غربی و جنوبی خزر و شمال‌شرق ایران پیشروی نموده است. در این زمان، جنوب ایران زیر سیطره کم‌فشاری است که کانون اصلی آن بر روی سودان مستقر بوده و میزان فشار مرکزی آن ۱۰۰۸ هکتوپاسکال می‌باشد. این الگو نشان از وجود شیو فشار بر روی شمال‌غرب ایران و کرانه‌های غربی خزر دارد که می‌تواند شرایط را برای ایجاد ناپایداری در محدوده مطالعاتی مهیا نماید (شکل ۷).

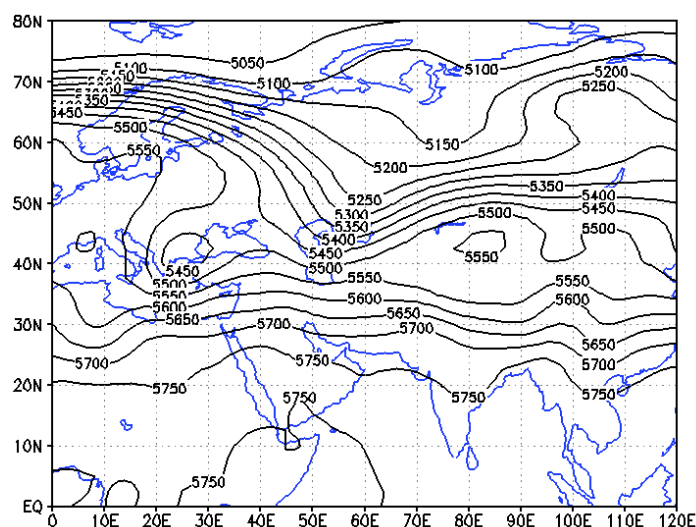


شکل ۷. روز نماینده الگوی شماره ۲ بر حسب هکتوپاسکال (تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲)

الگوی ضخامت جو ترازهای ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال

بررسی نقشه ضخامت جو در روز نماینده الگوی شماره ۲ ناوه عمیقی را بر روی مدیترانه آشکار می‌سازد. در این شرایط بخش‌های شمالی مدیترانه شاهد یک الگوی پشته‌ای است. از این رو، هوای سرد اروپای شمالی می‌تواند بر روی دریای سیاه و مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب‌تر این پیکره‌های آبی امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. به عبارت دیگر، ریزش هوای سرد در درون این ناوه عمیق و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب این دو پهنه

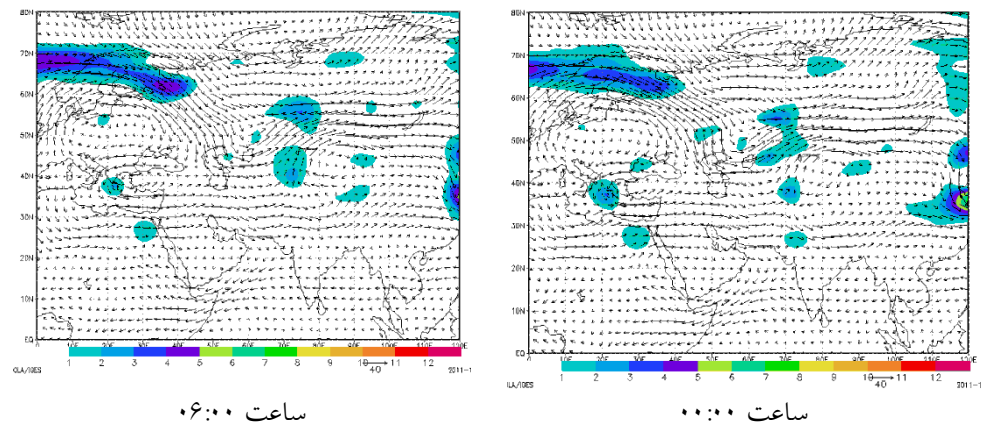
آبی شیو دمایی شدیدی را موجب شده که شرایط کژفشاری را بر منطقه حاکم کرده و زمینه را برای تشکیل جبهه (ناپوستگی) و ایجاد حرکات صعودی فراهم می‌سازد. در این الگو شرایط برای تشکیل یک سردچال نیز مابین دریای سیاه و مدیترانه فراهم شده است. در عین حال، شکل‌گیری ناوه عمیقی نیز بر روی دریای خزر در زمان رخداد این الگو باعث شده است که هوای سرد مناطق مرکزی روسیه و ارتفاعات اورال به این پیکره آبی انتقال یابد. در زمان رخداد این الگو از جنوب خزر تا جنوب ایران آرایش منحنی‌های هم‌ضخامت تقریباً به صورت مداری است. در مجموع تحلیل نقشه ضخامت جو در این روز حاکی از آن است که ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب گستره‌های آبی مدیترانه، دریای سیاه و خزر و حرکات شرق سوی دو ناوه مزبور منطقه کژفشاری شدیدی را ایجاد نموده که در رخداد بارش‌های سنگین و حدی در منطقه‌ی مطالعاتی نقش مهمی را ایفا کرده است (شکل ۸).

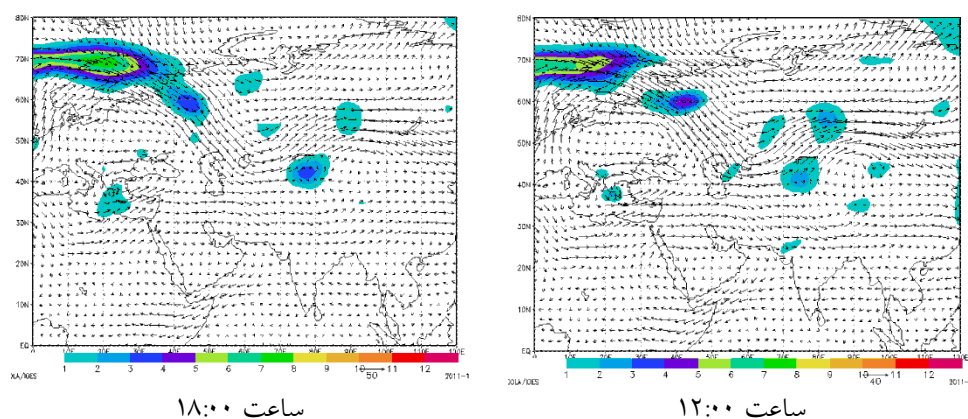


شکل ۸. الگوی ضخامت جو بر حسب متر در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲

بررسی نقشه‌های جبهه‌زایی در ترازهای ۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتاسکال نشان داد که گسترش جبهه‌زایی در ترازهای ۵۰۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال نمود بیشتری دارد. بنابراین در این پژوهش به‌منظور کاهش تعداد نقشه‌ها، به تحلیل نقشه‌های جبهه در ترازهای مذکور پرداخته می‌شود. بررسی نقشه‌های جبهه‌زایی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰ نشان می‌دهد

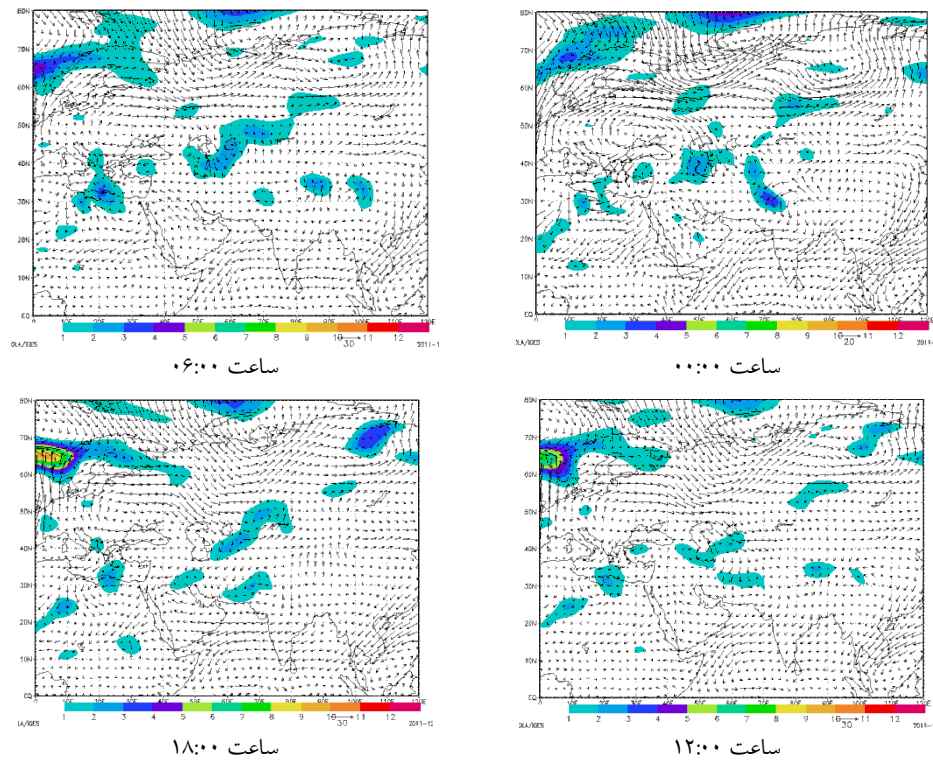
که چهار هسته بیشینه در اطراف محدوده مطالعاتی قرار دارند: مابین دریاچه‌های بالخاش و آرال، شمال‌غرب قزاقستان، شمال دریای سیاه و مدیترانه. با توجه به جهت وزش بردارهای باد، اغتشاشات جوی از سمت دریای سیاه و شمال غرب قزاقستان وارد منطقه مطالعاتی می‌شود. وجود این هسته‌ها نشان‌دهنده مکان‌هایی است که توده هوای سرد و گرم با هم برخورد نموده و یا محل تغییر جریان هوا می‌باشند که اغتشاشات جوی را ایجاد می‌نمایند. همانگونه که از مسیر جریان باد نیز مشخص است تغییر ناگهانی جریان هوا سبب ایجاد ناپایداری و جبهه شده است. در ساعت ۰۶:۰۰ هسته‌های بیشینه‌ی شمال‌غرب قزاقستان و شمال دریای سیاه حضور ندارند ولی همچنان هوای سرد از سمت اروپای شمالی وارد منطقه می‌شود. البته هوای گرم نیز تا حدودی از سمت شمال آفریقا با جهت جنوب‌غربی - شمال‌شرقی به سمت کرانه‌های غربی خزر در جریان بوده که بر روی نوار شمالی کشور حالتی کاملاً مداری یافته‌اند. در ساعت ۱۲:۰۰ جابجایی در محل تغییر ناگهانی بردارهای سرعت دیده می‌شود که سبب ایجاد جبهه در شرق دریای خزر شده است. این هسته‌ی بیشینه در ساعت ۱۸:۰۰ از بین می‌رود و سرعتی یکنواخت از باد با جهتی غربی بر روی منطقه پدیدار می‌شود (شکل ۹).





شکل ۹. تابع جبهه‌زایی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال برحسب $[10^{-10} k \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲ (بردارها، نماینده سمت و سرعت باد هستند)

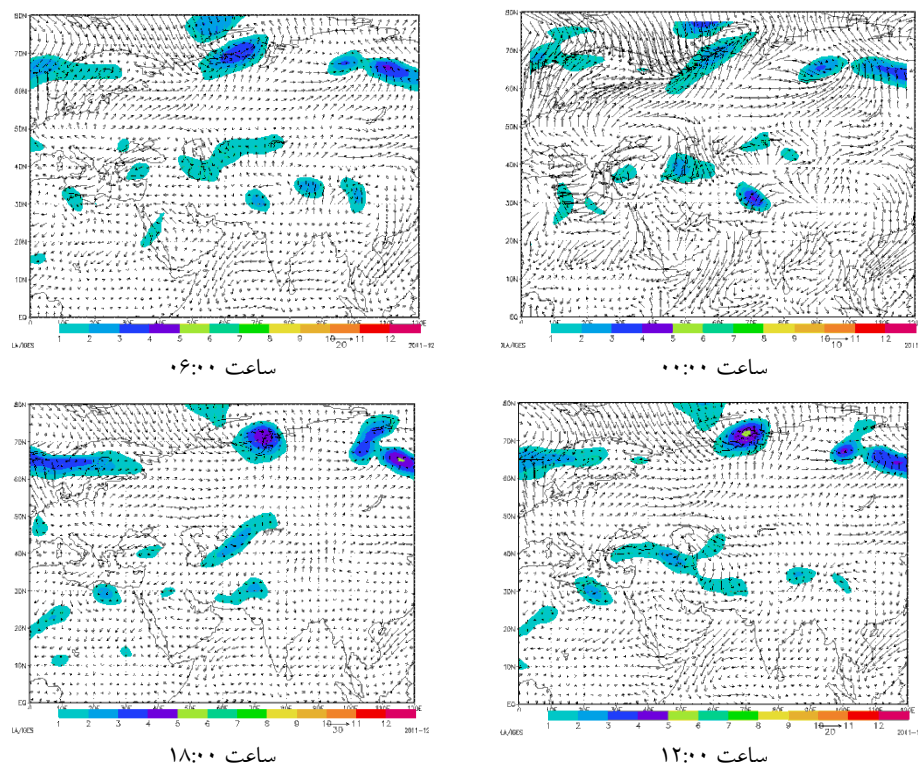
در تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال با این که از قدرت جریانات جوی کاسته شده، اما جبهه همچنان مشاهده می‌شود. جنوب شرق و جنوب غرب خزر مکان‌های حضور جبهه هستند. در ساعت ۰۰:۰۰ یک هسته پیشینه بر روی نیمه جنوبی خزر دیده می‌شود که کرانه‌های غربی خزر را نیز کاملاً دربرمی‌گیرد. در این ساعت با توجه به حرکت و اچرخندی موجود بر روی شمال دریای سیاه ضمن ریزش هوای سرد مستقر بر روی اروپای شمالی به پهنه آبی خزر شرایط برای تشکیل جبهه بر روی این توده آبی فراهم شده است. این جبهه ضمن گسترش قلمرو خویش در ساعت ۰۶:۰۰ بخش‌های غربی خزر تا فلات مرکزی سیبری را در برمی‌گیرد. در ساعت ۱۲:۰۰ از قدرت جبهه به علت کاهش سرعت جریانات جوی کاسته شده و محل استقرار هسته‌های پیشینه به شمال غرب ایران تا جنوب دریاچه‌ی آرال محدود گشته است. در ساعت ۱۸:۰۰ با توجه به بردارهای سرعت می‌توان دریافت که ناپایداری از روی منطقه عبور کرده؛ به شرق خزر منتقل شده و کرانه‌های غربی خزر آرامش نسبی یافته‌اند. درعین حال، از سرعت جریانات جوی نیز به‌طور چشمگیری کاسته شده است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. تابع جبهه‌زایی تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال بر حسب $[10^{-10} k \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲ (بردارها، نماینده سمت و سرعت باد هستند)

بررسی نقشه‌های جبهه‌زایی در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بیانگر رخداد جریان‌ات جوی سرعتی و ناپایداری در ساعت ۰۰:۰۰ بر روی دریای خزر است؛ به‌گونه‌ای که سرعت در برخی از بخش‌ها به بیش از ده متر بر ثانیه می‌رسد. این جریان‌ات هوای سرد شمال اروپا را به این پهنه آبی وارد می‌کنند. از سوی دیگر، هوای گرم از سمت عربستان به شمال‌غرب ایران جریان یافته و در اثر برخورد این دو توده هوا از یک سو، و تغییر ناگهانی جهت جریان‌ات جوی، جبهه بر روی دریای خزر در این روز تشکیل شده است. در ساعت ۰۶:۰۰ با این که از سرعت جریان‌ات کاسته شده ولی همچنان جبهه حضوری چشمگیر دارد؛ به‌گونه‌ای که جبهه نوار شمالی کشور با هسته مستقر مابین دریاچه‌های آرال و بالخاش ادغام گشته است. در ساعت ۱۲:۰۰ نیز جبهه همچنان بر روی کرانه‌های غربی خزر دیده می‌شود. در ساعت ۱۸:۰۰ منطقه مطالعاتی محلی مستعد برای

تشکیل جبهه نبوده و پدیده جبهه‌زایی تنها محدوده جنوب‌شرقی خزر تا دریاچه بالخاش را در برمی‌گیرد (شکل ۱۱).

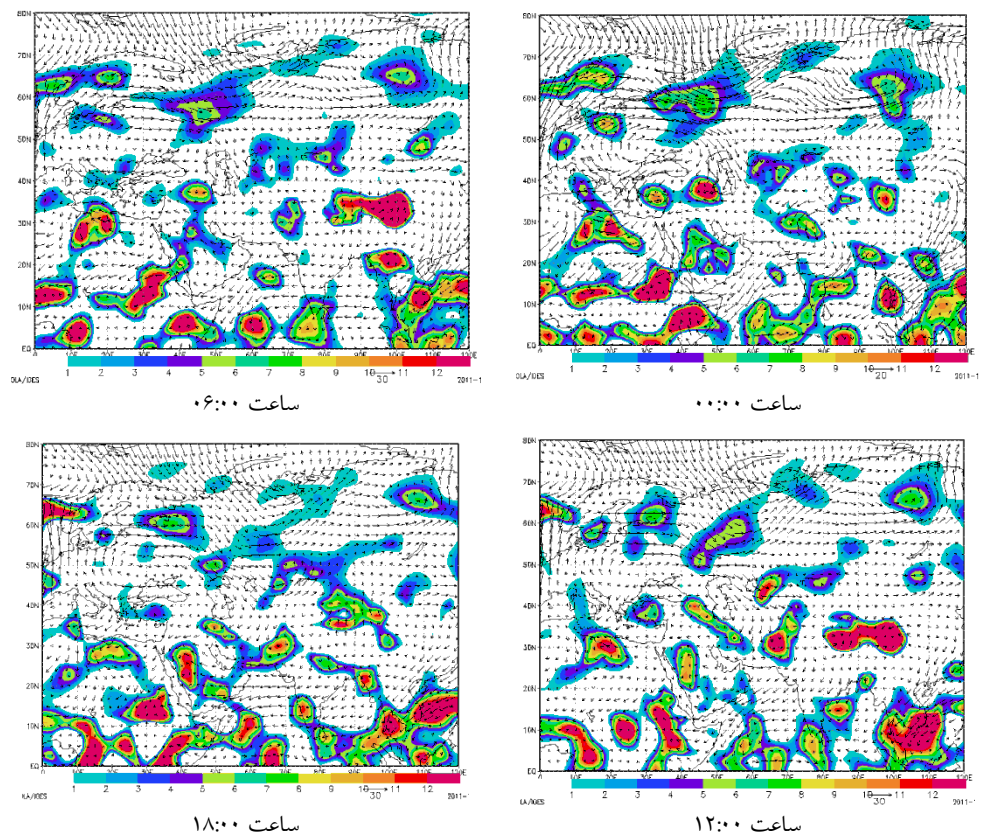


شکل ۱۱. تابع جبهه‌زایی تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بر حسب $[10^{-10} k \cdot m^{-1} \cdot s^{-1}]$ در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲ (بردارها، نماینده سمت و سرعت باد هستند)

تابع همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال

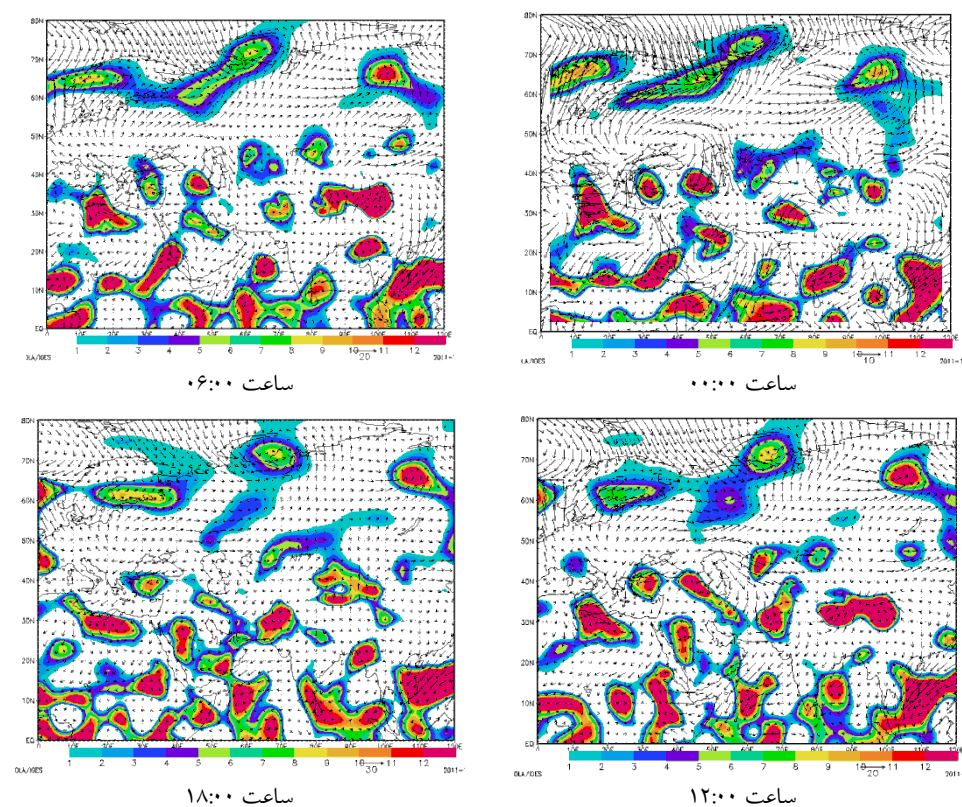
تحلیل نقشه‌های همگرایی شار رطوبت در ترازهای ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال طی چهاردیده‌بانی همدید در ساعت‌های ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ مشخص نمود که ترازهای ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال سطوح مناسب جهت تحلیل شار رطوبت است. نقشه ترسیمی تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰ روز ۱۳۷۴/۸/۲ بیانگر شکل‌گیری هسته‌های رطوبتی قوی بر روی بخش‌های غربی و جنوب‌غربی خزر و نیز شمال‌شرقی مدیترانه است. در این ساعت، همگرایی شار رطوبت به جهت تزریق از

توده‌های آبی دریا‌های سیاه و خزر در قالب یک حرکت و اچرخندی منجر به ایجاد هسته‌ای بیشینه در قلمرو مورد بحث شده است. در ساعت ۰۶:۰۰ هرچند سرعت جریانات جوی کم شده؛ اما جهت آنها همانند قبل بوده و رطوبت از سوی دریای سیاه و خزر به منطقه وارد می‌شود. البته در این ساعت هسته مستقر بر روی بخش‌های غربی و جنوب‌غربی خزر با هسته موجود بر روی عربستان ادغام گشته است. در ساعت ۱۲:۰۰ هسته رطوبتی در قالب حرکت و اچرخندی به داخل مناطق ایران نفوذ کرده و علاوه بر کرانه‌های غربی خزر بخش‌های مرکزی کشور را نیز در برمی‌گیرد. نقشه ساعت ۱۸:۰۰ نیز نمایانگر خروج هسته رطوبتی از قلمرو مورد بحث و کاهش سرعت وزش باد است (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۹۲۵ هکتوپاسکال برحسب $10^{-5} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲

در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال بررسی الگوی شار رطوبت در ساعت ۰۰:۰۰ نشان از تزریق رطوبت در قالب یک حرکت و اچرخندی و در جهت ساعتگرد از توده‌های آبی خزر و دریای سیاه به منطقه مطالعاتی دارد به‌گونه‌ای که هسته بیشینه‌ای را در این قلمرو مکانی ایجاد کرده است. این هسته رطوبتی از سمت جنوب با هسته مستقر بر روی عربستان مرتبط است. وقوع حرکت و اچرخندی در شمال دریاهای خزر و سیاه ضمن شارش رطوبت به‌سبب گذار از توده‌های آبی مذکور موجب انباشت رطوبت در قلمرو مطالعاتی شده است. نقشه ساعت ۰۶:۰۰ کماکان مبین وجود هسته بیشینه‌ای از همگرایی شار رطوبت در غرب خزر است؛ البته قلمرو گسترش هسته‌ی رطوبتی مزبور کمتر شده و بیشتر رطوبت خود را از پهنه آبی خزر تأمین می‌کند. در ساعت ۱۲:۰۰ از سرعت وزش بادهای کاسته شده و هسته رطوبتی نیز به سمت دریای سیاه تغییر موقعیت داده است. نقشه ساعت ۱۸:۰۰ نیز کاهش تدریجی توان هسته رطوبتی و سرعت وزش بادهای قلمرو مورد بحث نشان می‌دهد. رطوبت مؤثر در این ساعت بر روی کرانه‌های غربی خزر تنها از این پیکره آبی تأمین می‌شود (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. تابع همگرایی شار رطوبت تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برحسب $10^{-5} g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ در تاریخ ۱۳۷۴/۸/۲

نتیجه‌گیری

در راستای هدف اصلی این پژوهش که تحلیل همدید بارش‌های حدی و فراگیر کرانه‌های غربی خزر است؛ حدی‌ترین و فراگیرترین بارش‌ها شناسایی و به تحلیل الگوهای همدید و سامانه‌های اقلیمی به وجود آورنده این بارش‌ها پرداخته شد. تحلیل نقشه‌های فشار تراز دریا در روزهای بارش حدی و فراگیر، سه الگو را نشان داد که عبارتند بودند از:

الف. الگوی شماره ۱: در این الگو دو پرفشار قوی در شرق بر روی شمال‌غرب مغولستان و جنوب روسیه و دیگری بر روی فلات تبت استقراری آشکار دارند. در غرب نیز سامانه پرفشاری بر روی شمال دریای سیاه مشاهده می‌شود که زبانه‌های آن تا مرکز خزر گسترش یافته است. در این الگو ۹۹ درصد منطقه زیر بارش بوده و حجم آب دریافتی ۲۹۴/۴ میلیون مترمکعب است. روز نماینده این الگو ۱۳۷۹/۷/۱۰ است.

ب. الگوی شماره ۲: در این الگو در شرق ایران چند هسته پرفشار بر روی فلات تبت دیده می‌شود که زبانه‌های آن تا دریاچه بالخاش گسترده شده‌اند. در زمان رخداد این الگو سامانه پرفشاری بر روی شمال دریای سیاه (از شرق اوکراین تا شمال غرب خزر) استقرار دارد که زبانه‌های آن از یک سو، تا سواحل جنوبی و غربی خزر و از دیگر سو، تا جنوب شرق دریاچه آرال کشیده شده است. در زمان رخداد این الگو ۹۸ درصد از قلمرو مطالعاتی زیر سیطره بارش بوده و حجم آب دریافتی منطقه معادل ۳۸۳/۳ میلیون مترمکعب می‌باشد. روز نماینده این الگو ۱۳۷۴/۸/۲ می‌باشد.

ج. الگوی شماره ۳: در این الگوی گردشی پرفشار مستقر بر روی تبت با پرفشار شمال‌غرب مغولستان ادغام گشته و حضور پررنگ‌تری نسبت به الگوهای قبل دارند. پرفشار دریای سیاه نیز با تغییر موقعیت از یونان تا غرب دریاچه آرال را دربرمی‌گیرد. در زمان رخداد این الگو ۹۹ درصد منطقه زیر بارش بوده؛ حجم آب دریافتی ۲۹۹/۲ میلیون مترمکعب است. روز نماینده این الگو ۱۳۴۶/۷/۲۱ می‌باشد.

در الگوهای فوق با این که فراوانی الگوی شماره ۱ بیش از دو الگوی دیگر است؛ اما میزان بارش دریافتی آن کمتر است. بارش‌های منطقه صرف نظر از نوع الگو از خردادماه آغاز شده و تا دی ماه ادامه دارد. اوج این بارش‌ها در شهریور، مهر و آبان بویژه مهرماه است. در مجموع،

الگوهای ترسیمی فشار تراز دریا نشان از حضور پرفشار بر روی دریای سیاه (خصوصاً شمال آن) در همه الگوها دارد. در این شرایط، هوای سرد اروپای شمالی می‌تواند بر روی دریای سیاه و مدیترانه سرازیر شده و در تصادم با هوای گرم و مرطوب این پیکره‌های آبی امکان تشکیل جبهه را فراهم آورد. میانگین حجم آب دریافتی منطقه در هر سه الگو ۹۰۶/۹ میلیون مترمکعب است که رقمی درخور توجه می‌باشد. تحلیل نقشه ضخامت جو نیز بیانگر استقرار دو ناوه نسبتاً عمیق بر روی پهنه‌های آبی مدیترانه و خزر است. در این شرایط ریزش هوای سرد از عرض‌های بالاتر و برخورد آن با هوای گرم و مرطوب گستره‌های آبی مدیترانه، دریای سیاه و خزر موجبات رخداد بارش‌های سنگین و حدی در منطقه مطالعاتی را مهیا می‌نماید. بررسی تابع جبهه‌زایی روزهای نماینده الگوهای فشار تراز دریا نیز نشان داد که بر روی دریای خزر و اطراف آن هسته‌های جبهه دیده می‌شود و بیشترین نمود حضور جبهه و فعالیت‌های آن در ترازهای ۵۰۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال می‌باشد. بررسی تابع همگرایی شار رطوبت در دو تراز ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به‌عنوان ترازهای مناسب جهت تشکیل هسته‌های رطوبتی نیز نشان داد که پهنه‌های آبی خزر و دریای سیاه مهمترین منبع در تأمین رطوبت بارش‌های کرانه‌های غربی خزر محسوب می‌شوند که می‌توانند زمینه را برای ایجاد ناپایداری و رخداد بارش در کرانه‌های غربی خزر مهیا نمایند.

کتابشناسی

۱. جهانبخش اصل، سعید؛ کریمی، فریا (۱۳۷۸)، تحلیل سینوپتیکی تأثیر پرفشار سبیری بر بارش سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال چهاردهم، شماره ۵۵-۵۴، پاییز و زمستان ۱۳۷۸، صص: ۱۳۱-۱۰۷؛
۲. عزیزی، قاسم؛ صمدی، زهرا، (۱۳۸۶)، تحلیل الگوی سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، تابستان ۱۳۸۶، صص: ۷۴-۶۱؛
۳. علیجانی، بهلول؛ زاهدی، مجید، (۱۳۸۱)، تحلیل آماری و سینوپتیکی بارندگی آذربایجان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، تابستان و پاییز ۱۳۸۱، شماره ۶۵ و ۶۶، صص ۲۱۷-۲۰۲؛
۴. علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران، انتشارات سمت، چاپ دوم، پاییز ۱۳۸۵؛
۵. غیور، حسنعلی، مسعودیان، سیدابوالفضل، آزادی، مجید و نوری، حمید (۱۳۹۰)، تحلیل زمانی و مکانی رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، بهار ۱۳۹۰، شماره ۱۰۰، صص ۳۰-۱؛
۶. کاویانی، محمدرضا؛ حجتی‌زاده، رحیم، (۱۳۸۰)، تحلیل سینوپتیک و ترمودینامیک واقعه ی سیل اسفندماه ۱۳۷۱ در حوضه ی آبی کارون، مجله علمی-پژوهشی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، دوره دوم، شماره ۲۶ و ۲۷، پاییز و زمستان ۸۰، صص ۱۸-۱؛
۷. مرادی، حمیدرضا، (۱۳۸۱)، تحلیل همدید بارش‌های ساحل جنوبی دریای خزر در شش ماه سرد سال، علوم دریای ایران، شماره دوم، بهار ۱۳۸۱، صص ۷۲-۶۱؛
۸. مسعودیان، سیدابوالفضل، (۱۳۸۷)؛ شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های سنگین ایران، سومین کنفرانس مدیریت منابع آب ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهر ۱۳۸۷، دانشگاه تبریز، دانشکده مهندسی عمران؛
۹. مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا (۱۳۸۶)، تعیین الگوی همدید بارش‌های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین فضا، دوره ۳۳، شماره ۳، صص: ۱۵۴-۱۳۱؛
۱۰. مفیدی، عباس؛ زرین، آذر و جانباز قبادی، غلامرضا (۱۳۸۷)، تعیین الگوی همدید بارش‌های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش‌های شدید پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، اولین کنفرانس بین‌المللی تغییرات زیست محیطی منطقه خزری، ۳ تا ۴ شهریورماه ۱۳۸۷، دانشگاه مازندران، بابلسر؛
۱۱. نوری، حمید، غیور، حسنعلی، مسعودیان، سید ابوالفضل و آزادی، مجید (۱۳۹۲)، تحلیل فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت و منابع رطوبتی بارش سواحل جنوبی خزر، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، پاییز ۱۳۹۲، شماره ۵۱، صص ۱۴-۱؛

12. Carla Lima, K., P. Satyamurty and J. P. Reyes Fernández (2009); Large-Scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*. Springer Wien. DOI. 10.1007/s00704-009-0207-9;
13. Ching-Sen Chen, Chuan-Yao lin, Yin-jin Chuang and His-Chi Yeh (2002); A Study of afternoon heavy rainfall in Taiwan during the Mei-yu season. *Atmospheric Research* 65. pp.129-149;
14. Federico, S., Avolio, E., Pasqualoni, L., and Bellecci, C. (2008); Atmospheric patterns for heavy rain events in Calabria. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8. pp. 1173-1186;
15. Hidalgo-Munoz, J.M., Argüeso, D., Gamiz-Fortis, S.R., Esteban-Parra, M.J., Castro-Diez, Y.(2011), Trends of extreme precipitation and associated synoptic patterns over the southern Iberian Peninsula. *Journal of Hydrology* 409, 497-511;
16. Keables, M.J., (1989); A synoptic climatology of Bimodal precipitation distribution in the upper Midwest, *J. Climate*.2, 1289-1294;
17. Lee, Dong-Kyou., Jeong-Gyun PARK, and Joo-Wan KIM., (2008), Heavy rainfall events lasting 18 days from July 31 to August 17, 1998, over Korea, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, VOL, 86,NO. 2, pp. 313-333;
18. Lorenzo, S, J., Lopez, A., Codobilla, M, J., Garcia, M, A and Raso, J, M., (2008), Torrential rainfall in northeast of the Iberian peninsula: Synoptic patterns and wemo influence., *Adv. Sci. Res* 2., 99-105;
19. Mastrangelo, D., Horvath, K., Riccio, A., Miglietta, M.M.(2011), Mechanisms for convection development in a long-lasting heavy precipitation event over southeastern Italy. *Atmospheric Research* 100, 586-602;
20. Rohli, R. V. et al (2001); Synaptic circulation and stream discharge in the Grent Lake Basin USA, *Applied Geography*, 21: 364-385;
21. Rudari, R., D., Entekhabhi, G., Roth (2004); Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation event in northwestern Italy. *Advance in Water Resources* 28. pp. 601-614.