

بررسی رابطه الگوهای گردشی جو بالا با بارش‌های ابر سنگین (مطالعه موردی استان آذربایجان شرقی)

سعید جهانبخش^۱
فاطمه جعفری‌شندی^۲
فرشته حسین‌علی پورگزی^۳

چکیده

برای شناخت هم‌دید بارش‌های ابر سنگین (بالای ۵۰ میلی‌متر در روز) منطقه آذربایجان شرقی، داده‌های بارش روزانه ۲۳ ایستگاه باران‌سنجی طی دوره آماری ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ به صورت دیده‌بانی‌های شش ساعته مورد بررسی قرار گرفت. به منظور شناسایی رابطه الگوهای گردشی جو بالا با بارش‌های ابر سنگین به کمک نرم‌افزارهای Grads، Matlab و Surfer یک تحلیل خوشه‌ای پایگانی با روش ادغام Ward روی داده‌ها اعمال شد. نتایج نشان دادند که سه الگوی گردشی مختلف در منطقه فعال هستند. سپس برای هر الگو، یک روز نماینده معرفی گردید که در تحلیل بارش‌های ابر سنگین مورد استفاده قرار گرفتند. آرایش مکانی این الگوهای بارشی نشان می‌دهند که توزیع زمانی بارش‌های ابر سنگین در منطقه با عرض جغرافیایی در ارتباط است. نتایج تحلیل نشان می‌دهد که الگوی پرفشار غرب دریای سیاه - شمال دریای مدیترانه و الگوی پرفشار دریای سیاه بیشترین ارتباط را با بارش‌های ابر سنگین منطقه دارند. این یافته نقش مهمی در پیش‌بینی بارش‌های ابر سنگین منطقه خواهد داشت.

واژگان کلیدی: هم‌دید، بارش ابر سنگین، الگوی گردشی، تحلیل خوشه‌ای، آذربایجان.

۱- دانشیار دانشگاه تبریز.

۲- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، مدرس دانشگاه پیام نور شبستر.

۳- کارشناس ارشد اقلیم‌شناسی، مدرس دانشگاه پیام نور.

مقدمه

در فصول مختلف سال سیستم‌های بارانزای متفاوتی بر روی ایران فعال بوده و در مناطق مختلف ایران چندین منشاء بارشی متفاوت وجود دارند. به همین دلیل در اکثر مناطق ایران عدم ثبات زمانی و مکانی بارش نمود زیادی پیدا می‌کند. با وجود این که بخش‌های وسیعی از ایران دارای شرایط خشک و نیمه خشک بوده و همچنین فاقد منابع رطوبتی عمده‌ای برای تأمین بارش‌های ابر سنگین می‌باشند؛ گاهی مناطقی از ایران (چه بخش‌های خشک و چه بخش‌های مرطوب) شاهد بارش‌های بسیار سنگین و رگباری هستند. منطقه تبریز به دلیل موقعیت جغرافیایی و وسعت زیاد و همچنین گسترش ناهمواری‌های آن در فصول مختلف سال تحت سیطره الگوهای گردشی مختلف جو بالا واقع می‌شود. از آنجا که رابطه بین الگوهای گردشی و بارش رابطه معناداری است (علیچانی، ۱۳۸۱: ۱۱۴)، دستیابی به نتایج قابل قبول در زمینه ارتباط بین این الگوها با بارش‌های ابر سنگین منطقه که هدف اصلی این تحقیق می‌باشد، نیازمند تحلیل نقشه‌های همدیدی است تا بدون در هم آمیختن الگوهای متفاوت مکانی و زمانی روشن شود که در چه زمانی و در کدام نقاط از محدوده مورد مطالعه بارش‌های ابر سنگین نمود پیدا می‌کنند. در رابطه با بارش و الگوهای گردشی مطالعات متعددی در خارج و داخل کشور صورت گرفته که در ذیل به برخی از آنها اشاره می‌شود.

کوتیل^۱ و همکاران شرایط همدید حاکم بر بارش‌های حداکثر در غرب مدیترانه را در اواخر قرن حاضر بررسی کرده و نشان داد که بارش‌های حداکثر در شرایط همدید خاصی در منطقه مشاهده می‌شوند (کوتیل و همکاران، ۱۹۹۶: ۷۳). پلاوت^۲ و همکاران رویداد بارش‌های سنگین نواحی حاشیه آلپ و ارتباط آن با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس (سیاره‌ای) را طی سال‌های ۱۹۷۱ تا ۱۹۹۵ بررسی کردند. آنها ابتدا به کمک توابع متعامد تجربی^۳ گردش‌های بزرگ مقیاس سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال را طبقه‌بندی نموده و سپس از

1- Kutiel

2- Plaut

3- Empirical Orthogonal Functions(EOFs)

میان آنها، الگوهای مؤثر در بارش‌های سنگین را مشخص کردند. ایشان اعتقاد داشتند که با ارائه یک «شاخص طبقه‌بندی‌پذیری»^۱ می‌توان بهترین تعداد گروه‌ها را به روش برونسوی^۲ به دست آورد. آنها برای الگوهایی که در یک گروه قرار گرفته بودند، یک مرکز تعریف کردند، هر گاه گردش بزرگ مقیاس روزانه، به مرکز یکی از این گروه‌ها شبیه بود، احتمال بارش سنگین بشدت افزایش می‌یافت (پلاوت و همکاران، ۲۰۰۱: ۲۸۵). گنگ^۳ و هو^۴ ارتباط تغییرات پرفشار سیبری با دما و بارش عرض‌های میانی و بالا را در آسیا بررسی کرده و معتقدند که با تقویت پرفشار سیبری، بارش اغلب نقاط اوراسیا کاهش می‌یابد (گنگ و هو، ۲۰۰۲: ۱). روبرتو^۵ و همکاران رویداد بارش‌های سنگین شمال غربی ایتالیا و رابطه آن با الگوهای جوی بزرگ مقیاس و متوسط مقیاس را مطالعه کردند. نتایج پژوهش آنها نشان داد که شکل جریان‌های بزرگ مقیاس جوی در ارتباط با توپوگرافی منطقه‌ای در ایجاد بارش‌های سنگین محلی نقش مهمی را ایفا می‌کند. ایشان نحوه آرایش سه‌گانه بارش‌های سنگین شمال غرب ایتالیا را با جریان‌های جوی سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی منطقه مرتبط دانسته‌اند (روبرتو و همکاران، ۲۰۰۴: ۶۰۱). تاموزیو^۶ و همکاران تغییرپذیری بارش‌های زمستانی و ارتباط آن با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس در کشور رومانی را با استفاده از داده‌های پایگاه NCEP بررسی کرده و نشان دادند که تغییرات بارش‌های زمستانی با الگوهای گردشی بزرگ مقیاس بیشترین ارتباط را دارند (تاموزیو و همکاران، ۲۰۰۵: ۱۹۳). سبیرت^۷ و همکاران الگوهای منطقه‌ای و همدید بارش‌های سنگین در اتریش را طی سال‌های ۱۹۷۰ تا ۱۹۹۳ با استفاده از ۱۳۱ ایستگاه اقلیمی مطالعه کردند. آنها برای بارش‌های اتریش هفت الگوی همدید را با استفاده از روش تحلیل خوشه‌ای شناسایی کردند؛ همچنین هفت ناحیه بارشی را در اتریش به کمک همین روش مشخص نموده و الگوهای همدید بارش‌های سنگین هر ناحیه را مطالعه کرده و ویژگی بارش‌های سنگین در

1- Classifiability Index

۲- مربوط به طبقه‌بندی است.

3- Gong

4- Ho

5- Roberto

6- Tomozeiu.R

7- Seibert

هر کدام از وضعیت‌های همدید به دست آمده را بیان نمودند (سیبیرت و همکاران، ۲۰۰۷: ۱۳۹).

در داخل ایران نیز علیجانی تغییرات الگوی جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه و اثرات آن بر اقلیم ایران در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱ را بررسی نموده است (علیجانی، ۱۳۷۸: ۷). حیدری و علیجانی با تحلیل ۹ متغیر روی ۴۳ ایستگاه هواسنجی کشور رطوبت و بارش را مهم‌ترین عامل تمایز نواحی آب و هوایی ایران دانسته‌اند (حیدری و علیجانی، ۱۳۷۸: ۵۷). امیدوار با تحلیل همدید سامانه‌های بارانزای منطقه کرمان سامانه کم‌فشار سودانی و سامانه ترکیبی سودانی - مدیترانه‌ای را عامل اصلی بارش‌های این منطقه معرفی کرده است (امیدوار، ۱۳۸۰: ۱۹). جهانبخش و ذالفقاری الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه غرب کشور را با استفاده از داده‌های ۲۲ ایستگاه همدید و کلیماتولوژی طی دوره آماری ۲۰ ساله (۱۹۷۱ تا ۱۹۹۰) و با استفاده از روش آماری تحلیل عاملی و ماتریس بارش‌های روزانه ایستگاه‌های مذکور، ناحیه‌بندی کردند و بر اساس نتایج تحلیل عاملی پنج ناحیه بارش روزانه به نام های ناحیه مرکزی، ناحیه شمال غربی، ناحیه جنوب غربی، ناحیه خزری (شمال شرقی) و ناحیه شرقی مشخص نمودند. سپس الگوهای همدید حاکم بر هر کدام از نواحی بارشی فوق را بر اساس نقشه‌های همدید کوچک مقیاس اطلس روسی در دو سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و سطح زمین مورد شناسایی و تجزیه و تحلیل قرار دادند. نتایج این بررسی، حاکی از اختلاف معنی‌دار در الگوی مراکز کم ارتفاع فرود موج کوتاه، محور فرود سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال و مراکز کم‌فشار، فراوانی وقوع و مسیر حرکت آنها (سطح زمین) در بین این نواحی می‌باشد (جهانبخش و ذالفقاری، ۱۳۸۱: ۶۳). لشکری برای بارش‌های سنگین جنوب و جنوب غرب ایران چهار الگوی کلی معرفی کرد. الگوی اول را الگوی ادغامی سودانی-مدیترانه‌ای نامگذاری کرده و معتقد است که سامانه‌های سودانی در شرق مدیترانه بر روی عراق با هم ادغام می‌شوند و بطور همزمان فعالیت می‌کنند و در این زمان بارش‌های سنگینی را از شمال غرب تا جنوب غرب به وجود می‌آورند. همچنین یادآور شده‌اند که هیچ سامانه مدیترانه‌ای به تنهایی نمی‌تواند بارش‌های سنگینی را در جنوب غرب و جنوب ایران تولید کند مگر آن که در ادغام با سامانه سودانی باشد. سه الگوی دیگری که پرفشار

سیبری، کم‌فشار سودان و پرفشار آזור سامانه‌های عمده آن را تشکیل می‌دهند؛ تحت عنوان سامانه‌های سودانی نام برده است و اعتقاد دارد که بارش‌های سنگین جنوب و جنوب‌غرب ایران تنها در زمان حاکمیت این سه الگو رخ می‌دهند و در این زمان سامانه مدیترانه‌ای یا فعال نبوده و یا نقش بسیار ناچیزی را در ایجاد بارش‌ها داشته است (لشکری، ۱۳۸۲: ۱۷). مفیدی بارش‌های سیل‌آسای خاورمیانه و نقش سامانه کم‌فشار دریای سرخ را در شکل‌گیری این بارش‌ها بررسی کرده و معتقد است که ناهه‌های ورد سپهر میانی در تکوین دینامیکی کم‌فشارها و جابه‌جائی و انتقال آنها در خاورمیانه نقش عمده‌ای دارند (مفیدی، ۱۳۸۳: ۷۱). مسعودیان با تحلیل هم‌دید الگوهای گردشی تراز میانی جو بارش‌های سیل‌آسای کارون را تحلیل کرده و نقش فرودهای مدیترانه در ایجاد این گونه بارش‌ها را نشان داده است (مسعودیان، ۱۳۸۴: ۱۶۱). لشکری بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران را بررسی کرده و دو الگوی کلی را عامل این بارش‌ها می‌داند. در الگوی اول، دو مرکز واچرخندی، یکی روی شمال دریای سیاه و شرق اروپا و دیگری در شرق دریاچه خوارزم بسته شده است؛ زبان‌های این دو مرکز با هم ادغام می‌شوند و زبانه جنوبی آن شرق مدیترانه تا شمال آفریقا را فرا می‌گیرد. در الگوی دوم، واچرخندی روی دریاچه خوارزم و واچرخند دیگری روی اقیانوس اطلس و غرب مدیترانه بسته شده است که زبانه آن تمام مدیترانه و شمال آفریقا تا مصر را در بر می‌گیرد. در نهایت وی معتقد است که در هر دو الگو و با توجه به وضعیت جوی سطوح بالاتر، شرایطی فراهم می‌شود تا کم‌فشار سودان کاملاً به سمت شرق کشیده شده و از جنوب شرق وارد ایران شود و بارش‌های سنگین زمستانه منطقه را بوجود بیاورد (لشکری، ۱۳۸۴: ۱۶۹). اما در بررسی که مسعودیان (۱۳۸۷) با عنوان «شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، بر روی بارش‌های یک روزه بیش از صد میلی‌متر» انجام دادند؛ مشخص شد که دو الگوی گردشی در پدید آمدن بارش‌های ابرسنگین یک روزه ایران نقش دارند. الگوی اول با استقرار یک پرفشار بر روی دریای سیاه و گسترش فرود خلیج فارس مشخص می‌شود. در این شرایط شیو شدید فشار از شمال‌غرب تا جنوب‌غرب ایران برقرار می‌شود. دوسوم بارش‌های ابرسنگین یک روزه ایران در چنین شرایطی به وقوع می‌پیوندد. الگوی دوم با شکل‌گیری فرود بر روی عراق و رخنه زبانه پرفشار سیبری - سیاه

به درون ایران همراه است. این الگو عمدتاً در کرانه‌های خزر بارندگی ایجاد کرده و عامل یک سوم از بارش‌های ابرسنگین یک روزه ایران است. منابع رطوبتی این بارش‌ها دریای خزر، خلیج فارس و دریای عرب است. همچنین نقش دینامیکی هسته سرعت رودباد سطح ۲۰۰ هکتوپاسکال به رشد این سامانه‌های بارانزا کمک می‌کند. در نتیجه فرود خلیج فارس عامل بارش‌های سنگین ایران است و فرود دریای سرخ نه از جهت تأمین ناپایداری و نه از جهت تأمین رطوبت نقشی در بارش‌های ابرسنگین یک روزه ایران ندارد. پژوهش مذکور در واقع به نحو تمامی تحقیقات قبلی را که مبنی بر تأثیر سامانه کم‌فشار سودانی بر وقوع بارش‌های سنگین ایران بود را رد می‌کند. البته باید تحقیقات دیگری در راستای تحقیق مسعودیان (۱۳۸۷) در زمینه بررسی شرایط همدید بارش‌های سنگین بیش از یک روزه (خوشه بارش‌های سنگین چندروزه) انجام داد تا با اطمینان بیشتری نسبت به عدم تأثیر سامانه‌های کم‌فشار سودانی در مورد بارش‌های سنگین ایران اظهار نظر کرد.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش برای شناسایی رابطه‌ی الگوهای گردشی با بارش‌های ابرسنگین منطقه آذربایجان شرقی از دو دسته داده استفاده شده است. نخست داده‌های بارش روزانه ۲۳ ایستگاه همدید، کلیماتولوژی و بارانسنجی منطقه در فاصله سال‌های ۱۹۶۱ تا ۲۰۰۵ که طول دوره آماری آنها دست کم ده سال بوده و دارای تفکیک مکانی ۱۴×۱۴ کیلومتر هستند. دوم داده‌های جوی شامل فشار سطح دریا (برحسب هکتوپاسکال)، ارتفاع ژئوپتانسیل (برحسب ژئوپتانسیل متر)، مؤلفه‌های افقی باد (باد مداری و باد نصف‌النهاری بر حسب متر بر ثانیه)، نم و یژه (برحسب گرم بر کیلوگرم) و دمای هوا (برحسب درجه کلونین) می‌باشند که طی ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ گرینویچ از پایگاه ملی مرکز پیش‌بینی‌های محیطی - مرکز ملی پژوهش‌های جوی ایالات متحده آمریکا (NCEP/NCAR)^۱ گردآوری شده است. در بررسی داده‌های جو بالا، محدوده مورد مطالعه گسترده‌تر از قلمرو شهر تبریز انتخاب شد. این چهار چوب، مناطق بین طول جغرافیایی ۰ تا

1- National Center Environmental/ National Climatic American Research

۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی با تفکیک مکانی $۲/۵ \times ۲/۵$ را شامل می‌شود. دلیل انتخاب این محدوده‌ی گسترده، شناسایی پدیده‌های هم‌دید و وضعیت سامانه‌های جوی بود، تا بتوان شناخت و آگاهی بیشتری نسبت به تشکیل سامانه‌های هم‌دید مقیاس، مسیر حرکت آنها و چگونگی گسترش و اثرگذاری آنها بر روی منطقه مورد مطالعه را به دست آورد. جهت شناسایی شرایط هم‌دید بوجود آورنده بارش‌های ابر سنگین در منطقه مورد مطالعه، از نقشه‌های فشار سطح دریا، ضخامت (۱۰۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال)، جبهه‌زایی^۱، رودباد و همگرایی شار رطوبت^۲ در سطوح مختلف استفاده شد و با بهره‌گیری از نرم‌افزار Grads نقشه‌ها، ترسیم گردید و در نهایت الگوهای حاکم و شرایط هم‌دید بارش‌های مزبور در منطقه، مورد بررسی و تفسیر قرار گرفت. در زیر به اختصار، محاسبات دینامیکی و فیزیکی برخی از این متغیرها ارائه می‌شود:

برای شناسایی توده هوایی که در رخداد بارش‌های نقش داشته‌اند، از تابع جبهه‌زایی استفاده شد. هر فرآیندی که منجر به افزایش بزرگی ∇T شود، فرآیند جبهه‌زا و چنین عملی را جبهه‌زایی می‌نامند. تابع جبهه‌زایی را می‌توان با رابطه زیر بیان کرد (مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۰۸-۲۱۱):

$$\mathfrak{J} = \frac{d|\nabla_p \theta|}{dt} \quad (1)$$

این عبارت مبین آهنگ لاگرانژی تغییر بزرگی $\nabla_p \theta$ (شیوومای بالقوه روی سطوح هم‌فشار) است.

جهت شناسایی وضعیت رودباد در زمان رخداد این‌گونه بارش‌ها در منطقه آذربایجان شرقی از معادله باد نازمینگرد استفاده شد (مسعودیان، ۱۳۸۸: ۲۵۱-۲۳۷).

معادله زیر برای پیش‌یابی حرکات عمودی هم‌دید از طریق جداسازی پراکنش باد نازمینگرد استفاده می‌گردد:

1- Frontogenesis
2- Moisture Flux Convergence(MFC)

$$\vec{V}_{ag} = \frac{\hat{k}}{f} \times \left[\frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \vec{V}_g + \omega \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial p} \right]. \quad (2)$$

این معادله نشان می‌دهد که برای پیش‌یابی مؤلفه همرفت باد نازمینگرد ابتدا باید از حرکات عمودی آگاهی داشت بنابراین بر مبنای مؤلفه همرفت نمی‌توان معادله پیش‌یابی حرکات عمودی را تدوین کرد. به همین دلیل تنها دو جمله اول سمت راست معادله که مربوط به تغییر درجای باد نازمینگرد است، را در نظر گرفته می‌شوند.

$$\vec{V}_{agT} = \frac{\hat{k}}{f} \times \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t} = \frac{\hat{k}}{f} \times \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\hat{k}}{f} \times \nabla \phi \right] = \frac{1}{f^2} \frac{\partial \phi}{\partial t}$$

همچنین به منظور شناخت منابع رطوبتی تأمین‌کننده بارش‌ها، معادله همگرایی شار رطوبت بر اساس پژوهش بناکوس و شولز^۱ تحت عنوان همگرایی شار رطوبت، محاسبه و ارزیابی گردید:

همگرایی شار رطوبت بر اساس اصل پیوستگی بخار آب در دستگاه مختصات هم‌فشار به صورت زیر تعریف می‌شود که با استفاده از آن می‌توان معادله شار که تضمین‌کننده پایستگی کل جرم رطوبت است، را بسط داده و بازنویسی کرد.

$$\frac{dq}{dt} = S \quad (3)$$

اصل پیوستگی بخار آب به روشنی ترازمندی رطوبت بسته هوا که شامل: تغییر در جای q ، واگرایی افقی شار رطوبت و واگرایی عمودی شار رطوبت و تغییرات ذخیره است را بیان می‌کند. صورت برداری این معادله به شکل زیر است:

$$MFC = -\nabla \cdot (q\vec{V}_h) = -\vec{V}_h \cdot \nabla q - q\nabla \cdot \vec{V}_h, \quad (4)$$

$$MFC = \underbrace{-u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{جمله وزش}} - \underbrace{q \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)}_{\text{جمله همگرایی}}$$

یافته‌ها

الگوهای اصلی فشار تراز دریا

مهم‌ترین عاملی که می‌تواند رفتار جو را کنترل نماید، فشار است که با بررسی و تحلیل آن می‌توان وضعیت پارامترهایی که به بارش وابسته‌اند را پیش‌بینی کرد. نقشه‌های فشار اگر در سطح زمین ترسیم شوند، مراکز کم‌فشار و پرفشار را نشان می‌دهند و اگر در سطوح بالای اتمسفر باشند، فرازها و فرودها و مکان‌های جبهه را مشخص می‌سازند. در نقشه‌هایی که برای فشار سطح دریا ترسیم می‌شود می‌توان مناطق دگرفشاری را تعیین کرد؛ زیرا شرایط را برای پیدایش چرخندها و حرکات صعودی فراهم می‌سازند.

الگوی شماره ۱ (پرفشار غرب دریای سیاه - شمال مدیترانه)

در زمان رخداد این الگو، هسته پرفشار بر روی سواحل غربی دریای سیاه واقع شده است. زبانه‌ای از این پرفشار گسترده، از روی دریای سیاه تا شمال غرب ایران کشیده شده است. در سمت غرب نیز زبانه این پرفشار تا سواحل غرب دریای مدیترانه گسترده شده است. در این زمان بر روی ایران کم‌فشاری حاکم است که مرکز اصلی آن بر روی خلیج فارس قرار دارد. در واقع می‌توان گفت که کم‌فشاری که بر روی ایران کشیده شده است، زبانه‌ای از مرکز کم‌فشار عربستان می‌باشد. در زمان حاکمیت این الگو، شیو فشاری در شمال غرب ایران مشاهده می‌شود که خود ناشی از رویارویی زبانه کم‌فشار مرکز ایران با زبانه پرفشاری است که از دریای سیاه و مدیترانه به سمت ایران و بویژه شمال غرب گسترش یافته است. به

طور کلی در زمان حاکمیت این الگو، ایران تحت تأثیر کم‌فشاری است که مرکز اصلی آن بر روی کشور سودان قرار دارد (شکل شماره ۱).

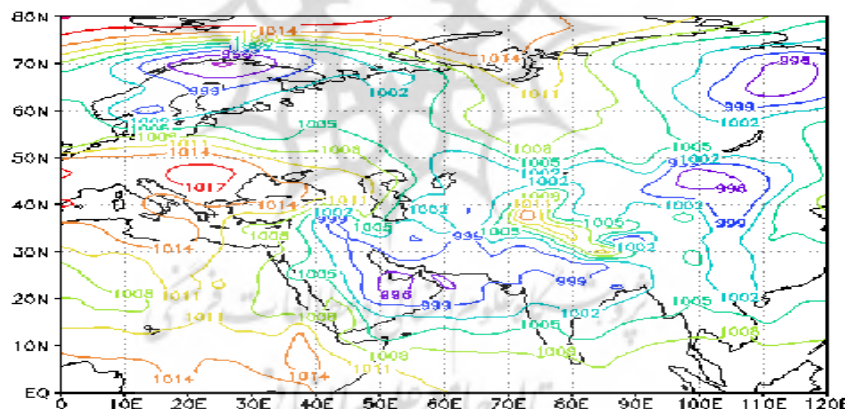
الگوی شماره ۲ (پرفشار دریای سیاه)

در زمان رخداد این الگو، هسته پرفشار قوی بر روی دریای سیاه واقع شده است. زبانهای از این پرفشار، از روی دریای سیاه تا سواحل شرقی دریای خزر کشیده شده است. در این زمان دریای خزر و سواحل جنوب غربی آن و دریای سیاه تحت سیطره پرفشار واقع شده‌اند؛ و بر روی ایران کم‌فشاری حاکم است که مرکز اصلی آن بر روی سودان قرار دارد. همچنین هسته کم‌فشار دیگری نیز که البته نسبت به هسته کم‌فشار سودان دارای فشار بیشتری است، بر روی میانه عربستان دیده می‌شود. در واقع کم‌فشاری که بر روی ایران کشیده شده است، زبانهای از مرکز کم‌فشار عربستان می‌باشد. در زمان حاکمیت این الگو، شیو فشاری در شمال غرب ایران مشاهده می‌شود که خود ناشی از رویارویی زبانهای کم‌فشار مرکز ایران با زبان پرفشاری است که از مدیترانه و دریای سیاه به سمت شمال غرب ایران و بویژه به سمت منطقه مورد مطالعه گسترش یافته است. در زمان حاکمیت این الگو هوای سرد و خشک، مسیر طولانی‌تری را در راستای نصف‌النهاری بر روی دریای سیاه درمی‌نوردد و محتوای رطوبتی آن به شدت افزایش می‌یابد (مسعودیان، ۱۳۸۶: ۱۶) به طوری که رطوبت خود را در غالب بادهای غربی به سمت منطقه مورد مطالعه انتقال می‌دهند و نقش بیشتری را در ایجاد بارش‌های ابر سنگین منطقه بازی می‌کند. با وجود مشابهت این الگو با الگوی شماره ۱، تفاوت‌هایی هم بین این دو الگو وجود دارد. از جمله در این الگو چون هوای سرد مسیر طولانی‌تری را در راستای نصف‌النهاری بر روی دریای سیاه می‌پیماید، محتوای رطوبتی آن به شدت افزایش یافته و در ایجاد بارش‌های ابر سنگین منطقه آذربایجان شرقی نقش مهم‌تری ایفا می‌کند (شکل شماره ۲).

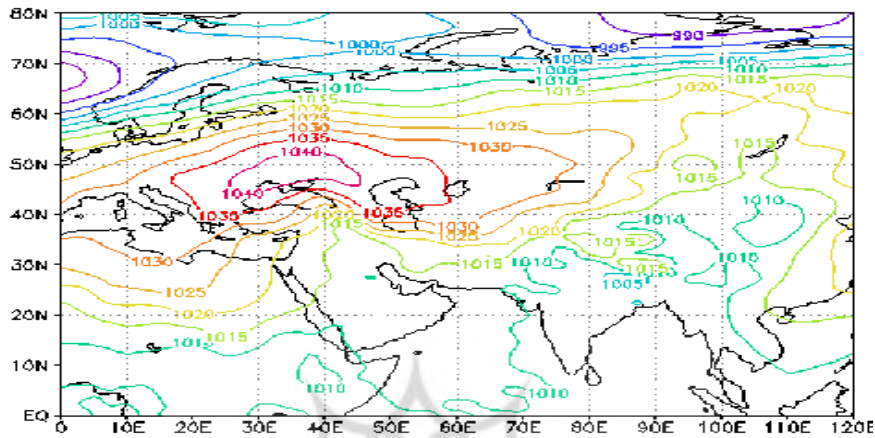
الگوی شماره ۳ (پرفشار دریای سیاه - شمال شرق مدیترانه)

در زمان رخداد این الگو، هسته پرفشار نسبتاً قوی بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه واقع شده که محور اصلی آن بر روی دریای سیاه قرار گرفته است. زبانهای از این پرفشار تا

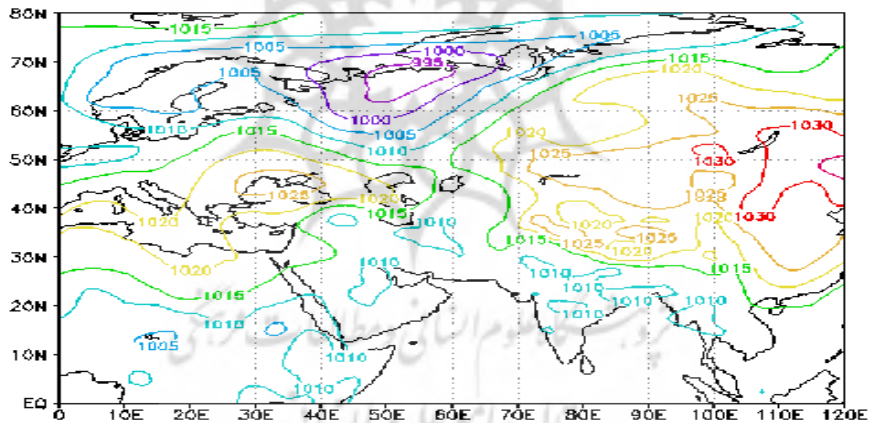
دریای خزر نیز کشیده شده است. در سمت غرب نیز این هسته پرفشار بر روی دریای مدیترانه و کشورهای سواحل شمالی و جنوبی آن گسترش یافته است. در این زمان بر روی ایران کم‌فشاری حاکم است که مرکز اصلی آن بر روی سودان قرار دارد و کم‌فشار دیگری نیز بر روی میانه و شرق عربستان دیده می‌شود. در واقع کم‌فشاری که بر روی ایران کشیده شده است، زبانه‌ای از مرکز کم‌فشار عربستان بوده که حتی در ایران مرکزی نیز تا حد کمی تقویت شده و هسته کم‌فشاری بر روی آن در حال شکل‌گیری است. در زمان حاکمیت این الگو بر روی شمال‌غرب ایران شیو فشار شدیدی مشاهده می‌شود که ناشی از رویارویی همین زبانه کم‌فشار با زبانه‌ی پرفشاری است که از دریای سیاه و مدیترانه به سمت شمال غرب ایران بویژه منطقه مورد مطالعه گسترش یافته است. به‌طور کلی در این زمان، ایران تحت تأثیر کم‌فشاری است که مرکز اصلی آن بر روی کشور سودان مستقر است (شکل شماره ۳).



شکل (۱) الگوی ۱ (پرفشار غرب دریای سیاه - شمال مدیترانه)



شکل (۲) الگوی ۲ (برفشار دریای سیاه)



شکل (۳) الگوی ۳ (برفشار دریای سیاه - شمال شرق مدیترانه)

تحلیل الگوهای ضخامت جو سطح ۵۰۰-۱۰۰۰ هکتوپاسکال

یکی دیگر از نقشه‌هایی که در اقلیم‌شناسی هم‌دید استفاده می‌شود، نقشه‌های ضخامت است. در این نقشه‌ها ضخامت اتمسفر، که معمولاً بین سطوح ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ هکتوپاسکال است، نشان داده می‌شود. این ضخامت به عنوان ضخامت تمام اتمسفر تلقی می‌شود

(علیچانی، ۱۳۸۵: ۵۳). روی نقشه‌های ضخامت توده هواهای سرد و گرم قابل تشخیص هستند. ضخامت زیاد نشانگر توده هوای گرم و ضخامت کم، توده هوای سرد را مشخص می‌کند. همچنین در این نقشه‌ها می‌توان مناطق جبهه (ناپوستگی) را نشان داد. در اطراف مناطق ناپوستگی حرکات صعودی وجود دارد که باعث تشکیل بارش می‌شود. نقشه‌های ضخامت همچنین یک نکته دیگر را روشن می‌کنند و آن باد گرمایی است که به موازات خطوط ضخامت می‌وزند. هرچه خطوط ضخامت فشرده‌تر باشند، باد گرمایی سریع‌تر می‌وزد. پس علاوه بر شناسایی مناطق فعال جوی، مسیر آنها را نیز می‌توان مشخص کرد.

الگوی شماره ۱ ضخامت (فرود شرق دریای سیاه - غرب دریای خزر)

در الگوی اول ضخامت، فرود نسبتاً عمیقی در شمال غرب ایران بین دریای‌های خزر و سیاه واقع شده، به گونه‌ای که تمام شمال غرب و بویژه منطقه آذربایجان تحت سیطره این فرود قرار گرفته است. این فرود بر روی شرق دریای سیاه به سمت سواحل جنوب غرب دریای خزر عمیق‌تر شده، به طوری که در این زمان ایران و بویژه منطقه شمال غرب، در جلو فرود (نیمه شرقی فرود) قرار گرفته است. ضخامت هوا در مناطقی که در امتداد دریای سیاه تا جنوب غرب دریای خزر قرار دارند، کاهش چشمگیری یافته و این وضعیت، شرایط دگر فشار شدیدی را فراهم کرده است. به نظر می‌رسد این منطقه محل برخورد توده هوای سردی است که از عرض‌های بالاتر بویژه شمال اروپا بر روی منطقه نسبتاً گرم‌تر ریزش کرده و موجب شیو شدید دما شده است. این الگوی ضخامت را می‌توان الگوی غالب فصل بهار دانست؛ که بیشینه آن در اواخر اردیبهشت ماه رخ می‌دهد. این الگو دارای بیشترین فراوانی رخداد بوده و می‌توان آن را الگوی اصلی بارش‌های ابر سنگین منطقه مورد مطالعه دانست. بهترین روز نماینده این الگو ۵ ژوئیه ۱۹۷۴ می‌باشد (شکل شماره ۴).

الگوی شماره ۲ ضخامت (فرود دریای سیاه)

در الگوی دوم ضخامت، فرود بسیار عمیقی بر روی دریای سیاه و شرق مدیترانه تا منتهی‌الیه غرب دریای سرخ و مرکز سودان واقع شده است. در این الگو شیو ضخامت هوا در امتداد دریاچه خوارزم تا مرکز سودان گسترده شده است. در این الگو فرود از عرض‌های

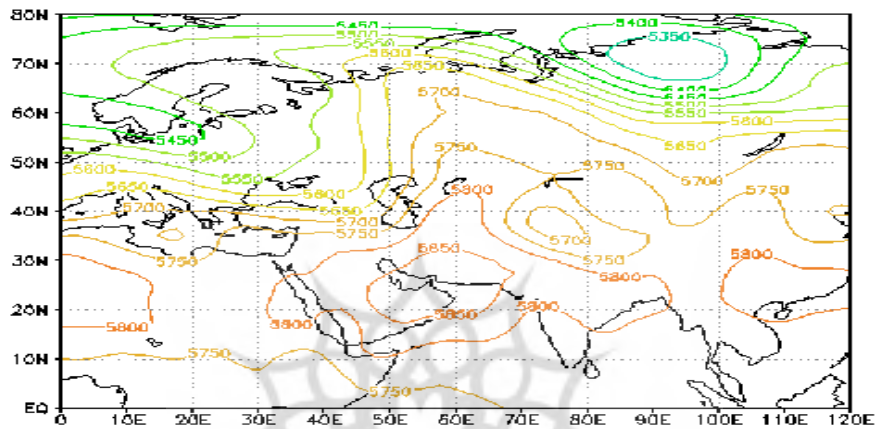
بالاتری آغاز شده و این شرایط می‌تواند میزان سرد (گرم) بودن هوای ریزش کرده را تا حدود زیادی تعیین کند و در نتیجه به میزان ناپایداری بیشتر (کمتر) کمک کند. با توجه به بالا بودن عرض جغرافیایی منشأ این فرود، به نظر می‌رسد هوایی که ریزش کرده، نسبتاً سردتر بوده و در نتیجه با جریان‌های گرمی که از عرض‌های پایین‌تر گسترش یافته، شرایط دگر فشار شدیدی را موجب شده است. در این زمان ایران و تمام پهنه مورد مطالعه در نیمه شرقی فرود قرار گرفته است. به طوری که جریان هوا در تمام پهنه ایران و محدوده مورد مطالعه مداری است. با توجه به این که فرود یاد شده بر روی دریاهای سیاه، مدیترانه و سرخ گسترش یافته، می‌تواند حاوی رطوبت بیشتری به منطقه مورد مطالعه باشد. شرایط دگر فشاری که در این محل ایجاد شده، خط جبهه را به طور کاملاً مشخصی نمایان ساخته است. بیشترین درصد بارش‌های ابر سنگین و فراگیر منطقه در زمان حاکمیت این الگو رخ داده‌اند. این الگو عمدتاً در فصل زمستان، بویژه بهمن ماه دارای بیشترین رخداد است. فراوانی این الگو بعد از الگوی اول، در رتبه دوم قرار دارد. روز نماینده این الگو ۲۷ فوریه ۱۹۶۱ می‌باشد (شکل شماره ۵).

الگوی شماره ۳ ضخامت (فرود عرض‌های بالاتر از دریای سیاه و دریای خزر)

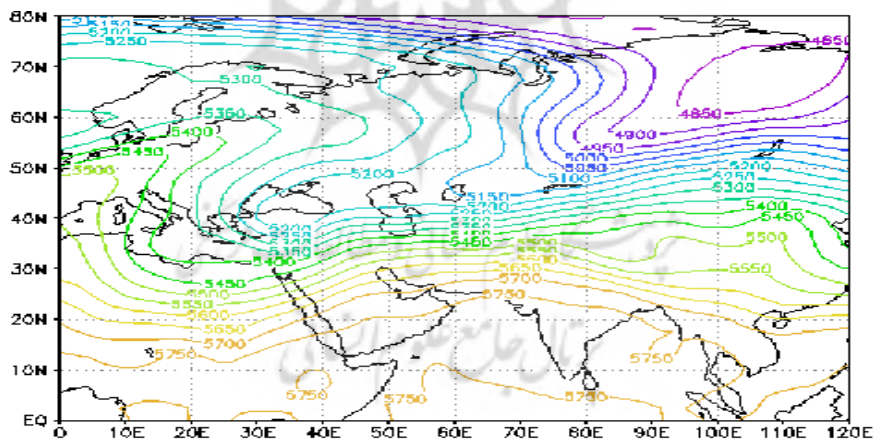
در الگوی سوم ضخامت، فرود نه چندان عمیقی بین شمال شرق دریای سیاه و دریای خزر دیده می‌شود. در این الگو شیو ضخامت هوا در امتداد غرب دریای خزر قرار گرفته است. در این الگو فرود از عرض‌های بالاتری آغاز شده و این می‌تواند میزان سرد بودن هوای ریزش کرده را مشخص کند. با وجود فراوانی کم این الگو، می‌توان گفت که پراکنش زمانی آن تنها در فروردین ماه است. فراوانی این الگو بعد از الگوی اول و دوم در مرتبه سوم قرار دارد (شکل شماره ۶).

به طور کلی تحلیل نقشه‌های ضخامت هوا حاکی از آن است که اگر چه سه الگوی مختلف در رخداد بارش‌ها مشخص شده‌اند؛ اما به طور کلی در همه آنها فرود دریای سیاه و شرق مدیترانه، البته با کمی تغییر موقعیت قابل مشاهده است. در تمام این الگوها ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا و برخورد آن به هوای گرم کشیده شده از عرض‌های پایین‌تر،

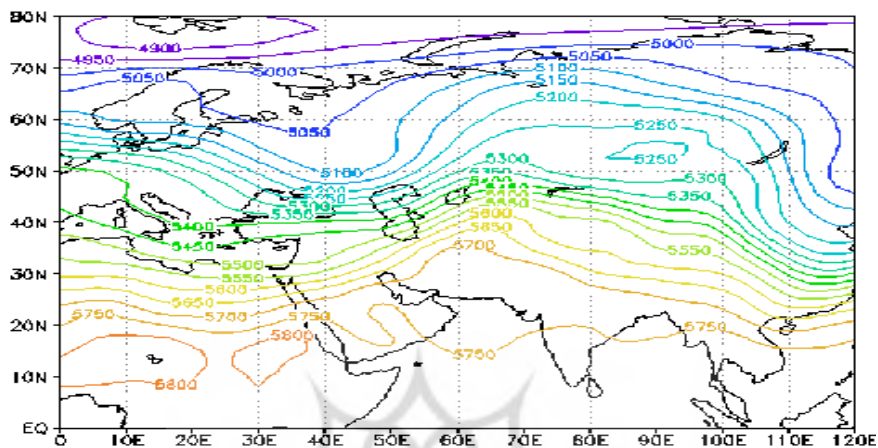
بر روی شمال‌غرب ایران و منطقه مورد مطالعه دگر فشار شدیدی را ایجاد نموده که در رخدادهای این‌گونه بارش‌ها نقش مهمی ایفا کرده است.



شکل (۴) الگوی ۱ ضخامت جو



شکل (۵) الگوی ۲ ضخامت جو



شکل (۶) الگوی ۳ ضخامت جو

تحلیل نقشه‌های رودباد

در این پژوهش جهت تحلیل دقیق‌تر بارش‌های ابر سنگین منطقه آذربایجان شرقی، فراوانی رودبادها در شش سطح ۲۵۰، ۳۰۰، ۴۰۰، ۵۰۰، ۶۰۰ و ۷۰۰ هکتوپاسکال و در چهار دیده‌بانی در زمان‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰، بررسی شد. نتایج حاصل از این بررسی حاکی از این است که سرعت رودباد در دو سطح ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال چشمگیر بوده است. با توجه به فراوانی رودبادها در دو سطح ۲۵۰ و ۳۰۰ هکتوپاسکال، در ترسیم نقشه فراوانی رودبادها، در این جا تنها به بررسی این دو سطح اکتفا شده است.

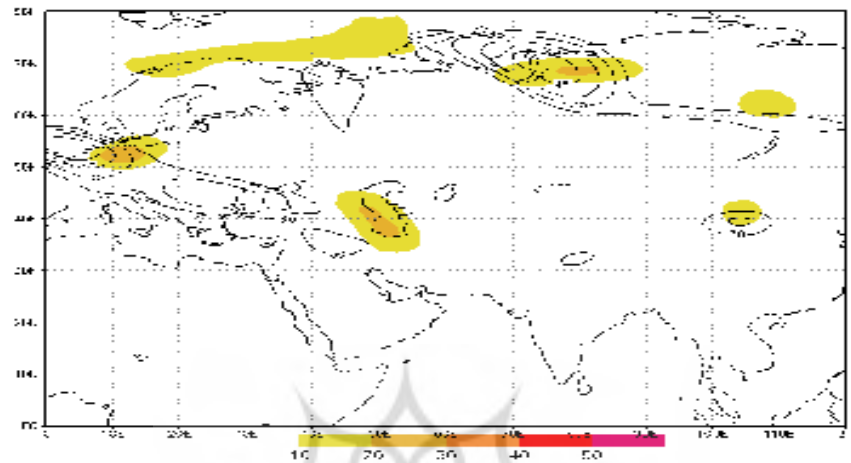
بررسی رودبادهای سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال

تحلیل فراوانی رودبادها در سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال نشان داد که در ساعت ۰۰:۰۰ و ۰۶:۰۰ بیشترین فراوانی رودبادها در سواحل غرب و جنوب‌غربی دریای خزر دیده شده است. به دلیل این که در این سه ساعت دیده‌بانی، همچنان که در الگوی ۱ و ۲ فشار سطح دریا نشان داده شده؛ به دلیل ریزش هوای سرد از عرض‌های بالایی و نفوذ هوای گرم از سمت عربستان، تغییرات فشار و دما بر روی دریای خزر و سواحل غرب و جنوب‌غربی آن به اوج

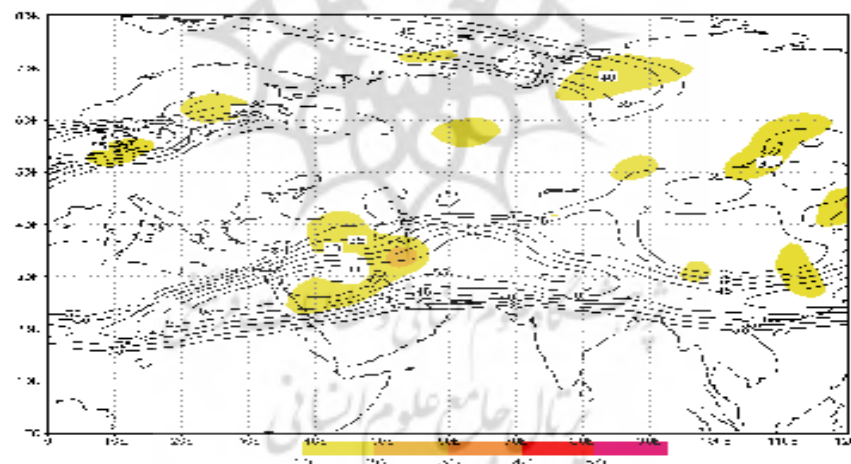
خود رسیده و باعث جابجایی توده‌های هوای سرد و گرم شده است. به طوری که بر اثر این تغییرات، باد با سرعت چشمگیر از عرض‌های بالایی و بویژه غربی وارد این مناطق شده است. مناطق واقع در این محدوده، در بیش از ۷۰٪ موارد محل شکل‌گیری رودباد بوده است. در ساعت ۰۰:۰۰، سطح ۲۵۰ هکتوپاسکال، فراوانی رودبادها در منطقه مورد مطالعه به حداکثر خود رسیده است. در ساعت‌های ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، بر روی مناطقی که پیشینه فراوانی دیده شده است، سرعت باد نیز نسبتاً قابل توجه است. در این زمان‌ها در بیشتر موارد هسته رودباد بر روی دریای خزر و سواحل غرب و جنوب‌غرب آن دیده شده است. با توجه به شباهت وضعیت رودباد و سرعت آن در سه زمان یاد شده، رودباد ساعت ۰۰:۰۰ به عنوان نمونه ارائه شده است (شکل ۷). در این شکل می‌توان قرارگیری شمال غرب ایران و بویژه محدوده مورد مطالعه را در نیمه چپ خروجی هسته رودباد (محل واگرایی بالایی) به طور مشخص مشاهده کرد.

بررسی رودبادهای سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال

بررسی فراوانی رودبادها در سطح ۳۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در ساعت‌های صفر، ۰۶:۰۰ و ۱۲:۰۰، از ترکمنستان تا شمال افریقا فراوانی رودبادها به بیش از ۷۰٪ رسیده است. در این تراز فراوانی رودبادها در ساعت ۱۸:۰۰، بسیار چشمگیر و سرعت باد بالا بوده و محدوده مطالعاتی در منطقه خروجی چپ رودباد قرار گرفته است (شکل شماره ۸).



شکل (۷) نقشه رودیاد سطح ۲۵۰۰ هکتوپاسکال در ساعت

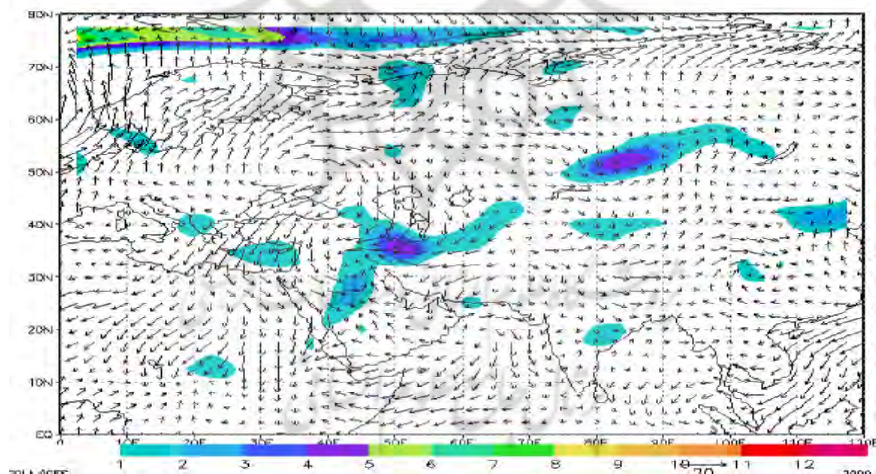


شکل (۸) نقش رودیاد سطح ۳۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت

تحلیل تابع جبهه‌زایی

به‌طور کلی افزایش شیو افقی هر یک از ویژگی‌های توده هوا (خصوصاً چگالی) و پیامدهای آن برای میدان باد را جبهه‌زایی گویند. وزش هوا و ناهمواری‌ها از جمله مواردی هستند که

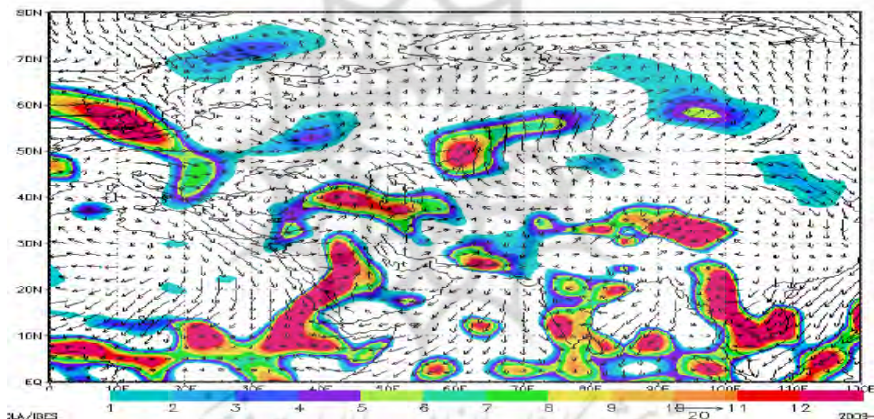
در افزایش شیو دما می‌توانند تأثیر زیادی داشته باشند. قرارگیری ایران و بویژه منطقه مورد مطالعه با توجه به موقعیت خود در مرز بین مناطق حاره‌ای و برون حاره موجب شده است که این محدوده اغلب در مرز میان توده هوای این دو منطقه قرار گیرد. به عبارت دیگر شمال غرب ایران و از جمله منطقه آذربایجان دارای چنان موقعیتی است که در زمان‌های مختلف تحت تأثیر توده هوای متفاوت مناطق حاره و برون حاره قرار می‌گیرد. نتایج حاصل از تحلیل فراوانی تابع جبهه‌زایی دوره مورد مطالعه در شش سطح ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و در چهار زمان دیده‌بانی در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ حاکی از این است که سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال یک تراز مهم از لحاظ جبهه‌زایی است زیرا در هر چهار زمان دیده‌بانی، بخش‌های زیادی از ایران و از جمله منطقه مورد مطالعه بر روی کمربند جبهه‌زایی قرار دارد. در این جا دیده‌بانی ساعت ۰۰:۰۰ سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نمونه آورده شده است (شکل ۹).



شکل (۹) تابع جبهه‌زایی سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۰۰:۰۰

تحلیل فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت^۱

فراوانی تابع همگرایی شار رطوبت روزهای مورد مطالعه در منطقه آذربایجان در شش سطح ۵۰۰، ۶۰۰، ۷۰۰، ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال و در چهار زمان دیده‌بانی در ساعت‌های ۰۰:۰۰، ۰۶:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۸:۰۰ تحلیل شد. نتایج حاصل از تحلیل فراوانی همگرایی شار رطوبت حاکی از این است که سطوح ۸۵۰، ۹۲۵ و ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در زمان رویدادهای بارش‌های ابر سنگین منطقه، در همهی دیده‌بانی‌ها محل همگرایی شار رطوبت بوده است. در زیر دیده‌بانی ساعت ۱۲:۰۰ سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال به عنوان نمونه آورده شده است (شکل ۱۰).



شکل (۱۰) نقشه تابع همگرایی شار رطوبت سطح ۱۰۰۰ هکتوپاسکال در ساعت ۱۲:۰۰

رابطه الگوهای گردشی با بارش‌های ابر سنگین منطقه آذربایجان شرقی

بررسی و مطالعه رابطه بین الگوهای گردشی و بارش‌های ابر سنگین منطقه آذربایجان شرقی نشان داد که سه الگوی گردشی در منطقه فعال هستند. با داشتن زیج^۲ الگوهای

1- Moisture Flux Convergence (MFC)

۲- گاهشماری است که به هریک از روزهای مورد مطالعه بک الگوی گردشی نسبت داده می‌شود.



گردشی سه‌گانه و تقویم زمانی - مکانی بارش‌های ابر سنگین ایستگاه‌های منطقه با استفاده از نرم‌افزار Matlab کم و کیف بارش‌های ابر سنگین روزانه هر ایستگاه در طی حاکمیت هر الگوی گردشی محاسبه گردید. در این رابطه با توجه به این که در بین الگوهای گردشی فوق‌الذکر الگوهای شماره ۱ و ۲ به ترتیب بیشترین رابطه معناداری را با بارش‌های ابر سنگین منطقه مورد مطالعه نشان داده‌اند؛ به تبیین و توجیه رابطه بین این الگوها با بارش‌های ابر سنگین منطقه پرداخته می‌شود:

الگوی گردشی شماره ۱: در طی حاکمیت این الگو که پرفشار غرب دریای سیاه و شمال دریای مدیترانه نامیده شده است؛ هوای سرد ناشی از عرض‌های بالا، که معمولاً از شمال غرب جزیره اسکانندیناوی منشأ می‌گیرد، از سمت شمال غرب به کشور سرازیر می‌شود و از سمت جنوب غرب هوای گرم به کشور وارد می‌شود. با توجه به این که هوای گرم قدرت جذب رطوبت بیشتری نسبت به هوای سرد دارد (کاویانی و همکاران، ۱۳۷۹: ۲۰۸) جریان هوای ورودی از سمت غرب و جنوب غرب ایران رطوبت دریای سرخ و خلیج فارس را به همراه داشته و با پیشروی خود رطوبت را به سمت منطقه مورد مطالعه می‌رساند. در این شرایط با توجه به این که ایران و بویژه منطقه مورد مطالعه همچنان که در شکل‌های ۶ و ۷ مشاهده می‌شود؛ در جلو فرود شرق دریای سیاه - غرب دریای خزر و بویژه فرود دریای سیاه واقع شده است، در اثر مکش ناشی از ناپایداری جریان هوا در شمال غرب، رطوبت منطقه مورد مطالعه به سطوح بالایی انتقال می‌یابد و نهایتاً منجر به بارش‌های ابر سنگین در منطقه مورد مطالعه می‌شود.

الگوی گردشی شماره ۲: این الگوی گردشی که می‌توان آن را پرفشار دریای سیاه نام‌گذاری کرد؛ فرود بسیار عمیقی را بر روی سرزمین‌های جنوب شرق دریای سیاه و مخصوصاً شرق دریای مدیترانه به وجود آورده است. در زمان حاکمیت این الگوی گردشی، قلمرو ایران و در این میان منطقه آذربایجان شرقی در بخش‌های غربی خود یک فرود بسیار قوی را داراست و جریان هوا در تمام پهنه ایران آرایش مداری دارد. واضح‌ترین پدیده همدید بر روی چشم‌انداز نقشه روز نماینده فرودی است که از آن سوی شمال شرق ایران، از سر زمین‌های شمال آسیا شروع شده و تا سودان ادامه می‌یابد. در این الگو که فرود از

عرض‌های بالا آغاز شده و این خود می‌تواند میزان سرد (گرم) بودن هوای ریزش کرده را تا حدود زیادی تعیین کند، در نتیجه به میزان ناپایداری بیشتر (کمتر) کمک خواهد کرد. با توجه به عرض جغرافیایی منشأ این فرود، در طول فصل زمستان فرود فوق در محدوده دریای مدیترانه به طرف شرق جابه‌جا شده و این امر سبب می‌شود که بادهای غربی و جریان‌های جوی همراه، تمام منطقه مورد بررسی را تحت سیطره خود قرار دهند. بنابراین فرود مدیترانه با هدایت سامانه‌های هم‌دید برون حاره به طرف منطقه مورد مطالعه آب و هوای دوره سرد این منطقه را کنترل می‌کند (علی‌جانی، ۱۳۸۱: ۳۲). بیشترین فعالیت این نوع آرایش الگوهای گردشی در ژانویه و بویژه در فوریه مشاهده می‌شود. به این ترتیب اساساً فرود مدیترانه الگوی دوره سرد سال می‌باشد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش برای شناسایی رابطه الگوهای گردشی با بارش‌های ابر سنگین منطقه آذربایجان شرقی رویکرد محیطی به گردشی انتخاب شده است. دلیل اصلی انتخاب این رویکرد به عنوان روش اصلی مطالعه این است که تغییرات مکانی و زمانی بارش بسیار شدیدتر از سایر متغیرهای اقلیمی بوده و رویکرد گردشی به محیطی اغلب در تبیین ریزش‌های جوی کامیاب نمی‌شوند. از آنجا که بارش پدیده حاصل از اندرکنش‌های پیچیده جو است. رخداد آن نیازمند تأمین شرایط متعددی مانند تأمین رطوبت، وجود ناپایداری عمیق و سرمایش می‌باشد، این شرایط برای رخداد بارش لازم بوده اما کافی نیستند. به‌طور کلی برای رخداد بارش‌های ابر سنگین، مجموعه این شرایط باید در قوی‌ترین حالت خود ظهور کنند. به همین دلیل فراوانی این رخدادها کم است. شمال غرب ایران از جمله مناطقی است که بنا به موقعیت جغرافیایی خود، بارش آن در موارد بسیاری، رفتاری ناپهنجار از خود نشان داده است. منطقه آذربایجان شرقی، هر از چند گاهی شاهد ریزش بارش‌های ابر سنگینی هست که در محدوده کوچکی رخ می‌دهند؛ که به نظر می‌رسد در این صورت جستجوی الگوی هم‌دید مؤثر برای این رویدادها موفقیت‌آمیز نیست؛ زیرا عوامل محلی (ناهمواری‌ها، پوشش گیاهی و ...) تا حدود زیادی در رخداد این گونه بارش‌های بسیار سنگین مؤثر بوده و جنبه هم‌دید پدیده، دارای ضریب اطمینان کمتر خواهد بود. اما در مواقعی که یک محدوده



وسیع به‌طور متوسط بارش‌های سنگینی را دریافت می‌کند؛ جدای از اثر مسلم تشدید یا تضعیف بارش بر اثر عوامل محلی، می‌توان به نقش پررنگ عامل همیدید، اشاره نمود. به همین دلیل در بررسی رابطه الگوهای گردشی جو بالا با بارش‌های ابر سنگین تبریز، محدوده داده‌های جو بالا، گسترده‌تر از قلمرو آذربایجان شرقی انتخاب شد. این چهار چوب، مناطق بین طول جغرافیایی ۰ تا ۱۲۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۰ تا ۸۰ درجه شمالی را شامل می‌شود. دلیل انتخاب این محدوده گسترده، شناسایی پدیده‌های همیدید و وضعیت سامانه‌های جوی بود، تا بتوان شناخت و آگاهی بیشتری نسبت به تشکیل سامانه‌های همیدید، مسیر حرکت و نحوه گسترش و اثرگذاری آنها بر روی منطقه مورد مطالعه به دست آورد. در این پژوهش فراگیرترین رویداد بارش‌های ابر سنگین در منطقه آذربایجان شرقی شناسایی، و به تحلیل شرایط همیدید مؤثر در رخداد آنها پرداخته شد.

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند که رابطه معنی‌داری بین الگوهای گردشی جو بالا و بارش‌های ابر سنگین در منطقه مورد مطالعه وجود دارد. در بین الگوهای گردشی سه‌گانه، الگوهای شماره ۱ و ۲ به ترتیب بیشترین و معنادارترین ارتباط را با بارش‌های ابر سنگین منطقه دارند. زیرا الگوی شماره ۱ در تاریخ ۱۴ تیر ۱۳۵۳ (۵ ژوئیه ۱۹۷۴) با مرکز فشار ۱۰۱۷ هکتوپاسکال در غرب دریای سیاه و شمال دریا مدیترانه واقع شده و زبانه‌ای از این مرکز فشار، تمام ایران را تحت سیطره خود قرار داده است و الگوی شماره ۲ در تاریخ ۲ تاریخ ۸ اسفند ۱۳۴۰ (۲۷ فوریه ۱۹۶۱) با مرکز فشار ۱۰۴۰ هکتوپاسکال بر روی دریای سیاه واقع شده است. در واقع این دو مرکز فشار هوای بسیار سردی را از عرض‌های شمالی و شمال غربی به منطقه ی مورد مطالعه سرازیر می‌کنند. این هوای سرد با هوای گرمی که حاوی رطوبت ناشی از خلیج فارس و دریای سرخ است و از سمت سودان و عربستان به منطقه وارد می‌شود، برخورد کرده و شرایط را برای جبهه‌زایی در منطقه فراهم می‌آورند. از طرفی در این پژوهش الگوهای ضخامت نیز بررسی و مطالعه شده است. زیرا این نقشه‌ها محل کژفشاری را نشان می‌دهند که نماینده مناطق فعال جوی است. بررسی و مطالعه این الگوها نشان داد که الگوهای ۱ ضخامت در تاریخ ۱۴ تیر ۱۳۵۳ (۵ ژوئیه ۱۹۷۴) و الگوی ۲ ضخامت در تاریخ ۲۷ فوریه ۱۹۶۱ به ترتیب با ۵۷۵۰ و ۵۲۰۰ ژئوپتانسیل متر، مؤثرترین

الگو در این منطقه بوده‌اند. زیرا در غرب منطقه مورد مطالعه، این دو الگو فرود عمیقی را نشان می‌دهند. به عبارت دیگر در زمان حاکمیت این دو الگوی ضخامت، قلمرو ایران و در این میان منطقه مورد مطالعه در بخش‌های غربی خود در مجموع یک فرود بسیار قوی را تجربه می‌کند و جریان هوا در تمام پهنه ایران و از جمله منطقه آذربایجان شرقی آرایش‌مداری دارد. با توجه به این که در زمان حاکمیت این دو الگوی ضخامت، منطقه در نیمه خروجی هسته رودباد واقع شده، در واقع در زمان حاکمیت این دو الگو شرایط برای ناپایداری هوا و در نتیجه ایجاد بارش‌های ابر سنگین منطقه فراهم شده است. به طور کلی این الگوها بیشتر از شمال‌غرب و غرب و در برخی مواقع از جنوب غرب کشور، در غالب بادهای غربی با تأمین رطوبت از دریای سیاه، دریای مدیترانه، دریای سرخ، دریای خزر و خلیج فارس بر بارش‌های ابر سنگین منطقه مورد مطالعه تأثیر گذاشته‌اند. بدین ترتیب منطقه آذربایجان شرقی به دلیل موقعیت جغرافیایی و وسعت زیاد و گسترش ناهمواری‌های آن در فصول مختلف سال تحت سیطره الگوهای گردشی مختلف جو بالا بوده و با عدم ثبات زمانی و مکانی (بارش)، شاهد بارش‌های ابر سنگین می‌باشد.

منابع

- ۱- امیدوار، کمال (۱۳۸۰)، «تحلیل سینوپتیکی سیستم‌های بارانزا و امکان افزایش بارش آنها بوسیله باروری ابرها در منطقه کرمان»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۴۰، صص ۳۳-۱۹.
- ۲- حیدری، حسن؛ علیجانی بهلول (۱۳۷۸)، «طبقه‌بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک‌های آماری چندمتغیره»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۳۷، صص ۷۴-۵۷.
- ۳- جهانبخش، سعید؛ ذوالفقاری، حسن (۱۳۸۱)، «بررسی الگوهای سینوپتیک بارش‌های روزانه در غرب ایران»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۶۳-۶۴، صص ۲۵۸-۲۳۴.
- ۴- علیجانی، بهلول (۱۳۷۸)، تغییرات الگوی جریان سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال منطقه خاورمیانه و اثرات آن بر اقلیم ایران در دوره ۱۹۹۰-۱۹۶۱»، *مجله نیوار*، شماره ۴۴-۴۵، صص ۷۰-۲۹.
- ۵- علیجانی، بهلول، (۱۳۸۱)، «آب و هوای ایران»، چاپ پنجم، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور تهران.
- ۶- علیجانی، بهلول (۱۳۸۱)، «شناسایی تیپ‌های هوایی باران آور تهران بر اساس محاسبه چرخندگی»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۶۳-۶۴، صص ۱۳۲-۱۱۴.
- ۷- علیجانی، بهلول (۱۳۸۵)، «اقلیم‌شناسی سینوپتیک، چاپ دوم، تهران، انتشارات سمت.
- ۸- کاویانی، محمدرضا، علیجانی، بهلول (۱۳۷۹)، «مبانی آب و هوای ایران»، چاپ هفتم، تهران، انتشارات سمت.
- ۹- لشکری، حسن (۱۳۸۲)، «مکانیسم تکوین، تقویت و توسعه مرکز کم فشار سودان و نقش آن بر روی بارش‌های جنوب و جنوب‌غرب ایران»، *پژوهش‌های جغرافیایی*، شماره ۴۶، صص ۱۷.
- ۱۰- لشکری، حسن (۱۳۸۴)، «تحلیل سینوپتیکی دو نمونه از الگوی بارش‌های زمستانه جنوب شرق ایران»، *فصلنامه مدرس*، شماره ۱، صص ۱۹۹-۱۶۹.
- ۱۱- مارتین، جانانان (۱۳۸۸)، «دینامیک جو در عرض‌های میانه»، مسعودیان، سیدابوالفضل، چاپ اول، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.

- ۱۲- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۴)، «شناسایی الگوهای گردشی پدیدآورنده سیلاب‌های بزرگ در کارون»، *جغرافیا و توسعه*، شماره ۵، صص ۱۸۳-۱۶۱.
- ۱۳- مسعودیان، سیدابوالفضل؛ کاویانی، محمدرضا (۱۳۸۷)، «*اقلیم‌شناسی ایران*»، چاپ اول، اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.
- ۱۴- مسعودیان، سیدابوالفضل (۱۳۸۷)، «شناسایی شرایط همدید همراه با بارش‌های ابرسنگین ایران، بر روی بارش‌های یک روزه بیش از صد میلی‌متر»، *کنفرانس مدیریت منابع آب*، دانشگاه تبریز، ۲۳-۲۵ مهرماه.
- ۱۵- مفیدی، عباس (۱۳۸۳)، «*اقلیم‌شناسی سینوپتیکی بارش‌های سیل‌زا با منشأ منطقه دریای سرخ در خاورمیانه*»، *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، شماره ۷۵، صص ۹۳-۷۱.
- 16- Gong, D.Y.; Ho C.H., (2002), "The Siberian High and Climate Change over Middle to High Latitude Asia", *Thor. Appl. Climatol*, 72, 1-9.
- 17- Kutiel, H. (1996), "Circulation and Extreme Rainfall Condition in the Estern Mediterranean during the Last Century", *Inter. J. of Climatology*, Vol. 1b, pp 73-82.
- 18- Plaut, GUY, Schuephach EVI, Doctor, Marut (2001), "Heavy Precipitation Events over a Few Alpine Sub-regions and the Links with Large-scale Circulation, 1971-1995", *Climate Research*, Vol.17, 285-302.
- 19- Roberto Rudari, Dara Entekhabi and Giorgio Roth.,(2004), Large-Scale Atmospheric Patterns Associated with Mesoscale Features Leading to Extreme Precipitation Event in Northwestern Italy, *Advance in Water Resources*, 28, 601-614.
- 20- Seibert, P., A. Frank, and H. Formayer (2007), "Synoptic and Regional Patterns of Heavy Precipitation in Austria", *Theoretical and Applied Climatology*, 87, 139-152.
- 21- Tomozeiu, R. (2005), "Winter Precipitation Variability and Large-scale Circulation Patterns in Romania", *Theoretical and Applied Climatology*, 81. pp 193-201.