

تیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر

عباس مفیدی^{۱*}، آذر زرین^۲ و غلامرضا جانناز قبادی^۳

^۱ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

^۲ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

^۳ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، ایران

(دریافت: ۸۷/۱۰/۱، پذیرش نهایی: ۹۰/۷/۱۹)

چکیده

در این تحقیق، علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر در مقایسه با بارش‌های پاییزه مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، از داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک سواحل جنوبی دریای خزر و داده‌های شبکه‌بندی NCEP/NCAR و NOAA استفاده شد و ساختار گردش جو و شرایط همدیدی و فیزیکی حاکم در زمان وقوع بارش‌های زمستانه و پاییزه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. نتایج بیانگر آن است که در همه الگوهای همدیدی بارش‌زای زمستانه، مرکز پرفشار دینامیکی واقع در شمال و یا غرب دریای خزر در مقایسه با پاییز، به شدت تقویت می‌شود. همچنین در همه الگوها شدت گردش و اچرخندی در ترازهای زیرین جو روی دریای خزر به‌طور محسوس افزایش یافته است و میزان متوسط آن در الگوی پرفشار زمستانه به دو برابر مقدار مشاهده شده در فصل پاییز می‌رسد. بررسی مقادیر سرعت قائم در منطقه خزری، رفتار الاکلنگی یک‌سویه و برجسته‌ای را در طول فصل پاییز، بین بخش شمالی و جنوبی این دریا نشان می‌دهد. به‌طوری‌که بیشینه نزول و صعود هوا به‌ترتیب در عرض 45° و $37/5^{\circ}$ شمالی مشاهده می‌گردد. در طول زمستان به دنبال تضعیف الگوی الاکلنگی پاییزی، شدت صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر کاهش می‌یابد. چنین تفاوت‌های فصلی آشکاری در صعود هوا و به تبع آن در وقوع بارش، نتیجه استقرار مکرر و مناسب مراکز پرفشار دینامیکی بر بخش شمالی دریای خزر در فصل پاییز و وردایی نصف‌النهاری قابل‌توجه و استقرار نامناسب آنها در فصل زمستان است. بررسی ویژگی‌های فیزیکی دریای خزر روشن ساخت که بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریا و دما و شارگرمای نهان در سطح دریا، رابطه مستقیم بسیار قوی وجود دارد. به‌طوری‌که با پیشروی دوره سرد سال، به‌واسطه کاهش یافتن دمای سطح دریا، مقادیر گرمای نهان و تبخیر از سطح دریای خزر کاهش می‌یابد و متعاقب آن از مقدار بارش‌های سواحل خزری کاسته می‌شود. یافته‌ها نشان داد که در طول دوره سرد، بین شدت وزش باد شمالی در سطح دریا و دمای سطح دریا، شار گرمای نهان و بارش سواحل جنوبی دریای خزری، یک ارتباط معکوس قوی و معنی‌دار وجود دارد. بدین ترتیب که هرچه شدت وزش باد شمالی روی دریای خزر افزایش یابد، از مقادیر گرمای نهان، دمای سطح دریا و شدت بارش‌ها به میزان بیشتری کاسته می‌شود. نتیجه نهایی آنکه در فصل زمستان به‌واسطه استقرار مراکز پرفشار قوی‌تر بر جانب شمالی و غربی دریای خزر، میزان گردش و اچرخندی و فشار هوا در ترازهای زیرین جو روی بخش جنوبی دریا افزایش قابل‌ملاحظه‌ای می‌یابد. این افزایش با وردایی نصف‌النهاری قابل‌توجه پرفشارهای دینامیکی زمستانه، تغییر جهت وزش باد غالب در مهم‌ترین الگوی بارش‌زای خزری و کاهش یافتن دما و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر همراه می‌شود. مجموع شرایط فوق کاهش یافتن مقدار، شدت و تعداد روزهای بارشی را در طول فصل زمستان در سواحل جنوبی دریای خزر به دنبال دارد.

واژه‌های کلیدی: بارش‌های خزری، الگوهای همدیدی، پرفشارهای دینامیک، دمای سطح دریای خزر، باد شمالی، الگوی الاکلنگی

یک‌سویه

Explanation of the causes of the decrease in the amount and intensity of wintertime precipitation in comparison to the autumn precipitation in Southern Coast of Caspian Sea

Mofidi, A.¹, Zarrin A.² and Janbaz Ghobadi, Gh.³

¹ Assistant Professor, Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Assistant Professor, Department of Geography, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

³ Assistant Professor, Department of Geography, Islamic Azad University –Noor Branch, Iran

(Received: 21 Dec 2008, Accepted: 11 Oct 2011)

Abstract

The causes of wintertime precipitation decrease in the Southern Coast of Caspian Sea (SCCS) compared to its counterpart in autumn, is investigated with the use of synoptic stations daily dataset of SCCS and gridded NCEP/NCAR and NOAA dataset. The structure of atmospheric circulation and synoptic and physical conditions over the Caspian Sea region which are dominate in the winter and autumn precipitation events are analyzed.

The results revealed that the anticyclone which is located over the north and/or west of Caspian Sea is highly reinforced compared to its counterpart in autumn in the all wintertime precipitation synoptic patterns. Also, there is a considerable increase of anticyclonic circulation intensity in lower troposphere over the Caspian Sea in all patterns, which the mean value of it in wintertime high pressure pattern is reached to twice of its value in autumn. The investigation of vertical velocity over the Caspian Sea region indicates an outstanding Sea-Saw behavior between the northern and southern Caspian Sea during autumn. As such, the maximum ascend and descend of air flow is seen at 45° and 37.5° N, respectively. During winter, as the autumn Sea-Saw pattern is weakened, the frequency and intensity of ascending air is decreased over the SCCS. The repeated suitable settlements of anticyclone centers over the northern Caspian Sea in autumn, and their considerable meridional variations of them in winter caused the obvious seasonal differences in ascending air and hence in precipitation occurrence. The investigation of SST and latent heat flux over the Caspian Sea showed that there is a significant positive Correlation between the precipitation amounts in SCCS and the SST and latent heat flux. As the cold period prevails, because of the SST decrease there is a decrease in the evaporation over the Caspian Sea and consequently there is a decrease in the precipitation of SCCS. The investigations also revealed that there is a strong and significant negative correlation between the northerly wind magnitude at the lower troposphere and SST, latent heat flux, and precipitation of SCCS during the cold period. Therefore, the more the intensity of northerly winds increase over the Caspian Sea, the more latent heat values, SST and precipitation intensity decrease in return. The results showed that the anticyclones which are settled over the northern and western parts of Caspian Sea are stronger during winter. Consequently, the pressure of lower troposphere is considerably increases over the southern part of Caspian Sea. Such an increase is associated with the noticeable meridional variability of wintertime anticyclones. The changing of dominate wind direction in the most important pattern for precipitation in the Caspian region, and also the decrease of SST and latent heat flux. The aforementioned conditions are caused by the decrease of amount, intensity and numbers of precipitation days during winter.

Key words: Caspian Sea precipitation, Synoptic patterns, Extra-tropical anticyclones, Caspian SST, Northerly wind, Sea-saw pattern.

۱ مقدمه

تراز میانی (شنک، ۱۹۶۵)، جابه‌جایی شرق‌سوی چرخندهای دینامیکی مدیترانه‌ای (یوسفی ۱۳۸۲؛ مرادی، ۱۳۸۵) و نفوذ جبهه سرد چرخندهای برون‌حاره‌ای (مفیدی، ۱۳۷۹) روی منطقه خزری دانسته‌اند. استقرار یک جبهه محلی در دره سفیدرود (خلیلی، ۱۳۵۰؛ ۱۹۷۳) و یا شکل‌گیری جبهه‌ای موسوم به جبهه نسیم دریا در حدفاصل دریا و خشکی (خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶) سازوکارهای دیگری است که برای وقوع بیشینه‌های بارش در سواحل جنوبی دریای خزر بیان شده است.

درعین‌حال نتایج تحقیقات متعدد بیانگر وقوع بارش‌های همرفتی ناشی از فرارفت جنوب‌سوی هوای سرد روی دریای خزر، به‌ویژه در طول فصل پاییز به‌واسطه نفوذ زبانه پُرفشار سبیری (خلیلی، ۱۳۵۰؛ علیجانی ۱۳۷۲؛ ۱۳۷۴؛ قشقای، ۱۳۷۵؛ مرادی، ۱۳۸۳؛ براتی و عاشوری، ۱۳۸۶) و یا در نتیجه استقرار و جابه‌جایی شرق‌سوی مراکز پُرفشار دینامیکی بر جانب شمالی دریای خزر (باقری، ۱۳۷۲؛ خوشحال دستجردی، ۱۳۷۶؛ وحیدی، ۱۳۷۶؛ علیجانی، ۱۳۸۰؛ یوسفی، ۱۳۸۲؛ پورآتشی، ۱۳۸۴؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۶؛ عزیززی و صمدی، ۱۳۸۶؛ مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶) است. در غالب این تحقیقات، دریای خزر درحکم یکی از ویژگی‌های جغرافیایی مقیاس محلی، نقشی برجسته دارد که در تبیین وقوع بارش‌های سواحل جنوبی این دریا نقشی مهم و انکارناپذیر ایفا می‌کند. مجموع سازوکارهای بارشی یادشده به‌صورت مجزا و یا ترکیبی، الگوی فضایی- زمانی پیچیده‌ای را در نظام بارشی منطقه خزری ایجاد کرده است.

علی‌رغم آنکه تحقیقات اقلیمی موجود در ارتباط با بارش‌های منطقه خزری در مقایسه با سایر تحقیقات اقلیمی ایران، بیشترین تنوع و غنای علمی را دارد، هنوز به این پرسش کلاسیک که «چرا بارش‌های سواحل جنوبی

تنوع زمانی و مکانی الگوهای گردش جو در مقیاس منطقه‌ای در ترکیب با ویژگی‌های جغرافیایی مقیاس محلی تنوع اقلیمی قابل‌ملاحظه‌ای را در ایران زمین در پی داشته است. در این میان منطقه خزری با وجود آنکه کوچک‌ترین ناحیه اقلیمی این سرزمین محسوب می‌شود، به‌واسطه ساختار جغرافیایی خاص و کثرت الگوهای گردش، از برجسته‌ترین نواحی اقلیمی ایران به حساب می‌آید. خصوصیات اقلیمی منحصربه‌فرد این منطقه موجب شده تا همواره در بحث‌های اقلیم‌شناسی ایران جایگاه ویژه‌ای داشته باشد و انگیزه لازم را برای تحقیق تعداد بی‌شماری از اقلیم‌شناسان و هواشناسان فراهم کند.

بی‌گمان بارش، بارزترین عنصر اقلیمی منطقه خزری به شمار می‌رود و حجم عمده‌ای از تحقیقات صورت گرفته را به خود اختصاص داده است. مقدار، شدت، تداوم، تنوع مکانی و تغییرات زمانی بارش در منطقه خزری در مجموع یک ناحیه برجسته بارشی را با الگویی ویژه معرفی می‌کند.

بررسی نتایج تحقیقات صورت گرفته نشان می‌دهد که در این محدوده کوچک اقلیمی، در طول سال همه سازوکارهای صعود هوا و وقوع بارش، اعم از دینامیکی، همرفتی و اروگرافیک روی می‌دهد. در یکی از نخستین بررسی‌ها، گنجی (۱۹۵۴) به نقل از علیجانی، (۱۳۷۲) وقوع بارش در منطقه خزری را ناشی از صعود اروگرافیک هوای مرطوب دریای خزر از دامنه‌های شمالی رشته‌کوه البرز بیان کرده است. این یافته مجدداً در تحقیقات متعددی مورد تأیید قرار گرفته است (خلیلی، ۱۹۷۳؛ علیجانی، ۱۳۷۲؛ ۱۳۷۳؛ ۱۳۷۴؛ ۱۳۷۶؛ ۱۳۸۱؛ خوشحال دستجردی، ۱۳۸۶). پاره‌ای از تحقیقات، بخشی از بارش‌های شدید و یا گسترده منطقه خزری را ناشی از عمیق شدن ناوه امواج غربی (مرادی، ۱۳۸۰؛ ۱۳۸۳؛ ۱۳۸۵؛ عزیززی و صمدی، ۱۳۸۶)، کم‌ارتفاع‌های بریده

گردش» به عنوان رهیافت اولیه تحقیق در نظر گرفته شد (یارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱). بر این اساس الگوهای گردش جوئی از آن جهت مورد بررسی قرار گرفت که تبیین کننده خصوصیات بارش (پدیده محیطی) در سواحل خزری است. در این تحقیق با توجه به هدف کلی و پرسش تحقیق، مراحل زیر به انجام رسید:

الف) مقایسه تطبیقی الگوهای همدمیدی بارش‌های پاییزه و زمستانه

- با توجه به آنکه در سواحل خزری بارش‌های شدید در طول فصل‌های پاییز و زمستان سهم قابل توجهی از مجموع بارش سالانه را به خود اختصاص می‌دهد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶). بر این اساس ساختار گردش جو و الگوی همدمیدی در زمان وقوع بارش‌های شدید به تفکیک برای پاییز و زمستان مورد بررسی قرار گرفت.

برای تعیین روزهای بارش شدید، داده‌های بارش روزانه ۱۸ ایستگاه سینوپتیک در سواحل جنوبی دریای خزر برای یک دوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد (جدول ۱). در تحقیق حاضر همانند تحقیق مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) بارشی شدید تلقی می‌شود که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه باشد. در همین زمینه روز دارای بارش شدید در منطقه خزری روزی است که مقدار بارش حداقل در ۱ ایستگاه از ۸ ایستگاه برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه منطقه خزری (۵۸/۵ میلی‌متر) باشد و درعین حال حداقل ۵۰٪ ایستگاهها به‌طور هم‌زمان دارای بارش باشند (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶). بر اساس معیار فوق درنهایت تعداد ۲۸ دوره به عنوان دوره‌های بارش شدید پاییزه و ۲۱ دوره به عنوان دوره‌های بارش شدید زمستانه برای بررسی‌های همدمیدی تعیین شد (جدول ۲).

دریای خزر در طول فصل زمستان در قیاس با فصل پاییز مقدار و شدت کمتری دارند؟» پاسخ جامعی داده نشده است. در این زمینه اگرچه با استفاده از استدلال‌های قیاسی و کیفی، خصوصیات فیزیکی دریای خزر عامل اصلی کاهش یافتن بارش‌های دوره سرد سواحل خزری عنوان شده است، اما علی‌رغم همه بررسی‌های صورت گرفته، هنوز تحقیقی که ضمن بررسی بارش‌های دوره سرد به‌طور مستقل، جامع و کمی علل کاهش یافتن بارش‌های زمستانه را در مقایسه با بارش‌های پاییزه در منطقه خزری مورد توجه قرار دهد صورت نپذیرفته است. براین‌اساس هدف اصلی پژوهش حاضر، تبیین علل کاهش در مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر است.

۲ مواد و روش‌ها

به‌منظور تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، در گام نخست دو محور برای پژوهش در نظر گرفته شد. محور اول پژوهش، مقایسه تطبیقی بین ساختار گردش جو و الگوهای همدمیدی بارش‌های پاییزه و زمستانه است. این مقایسه به‌منظور درک میزان نقش الگوهای گردش قیاس همدمیدی بر تغییرات فصلی بارش در سواحل جنوبی دریای خزری صورت گرفت. زیرا نویسندگان مقاله بر این باورند که گردش جو و وردایی زمانی آن روی یک منطقه، نقش تعیین‌کننده‌ای در شکل‌گیری ساختار اقلیمی منطقه و وردایی زمانی آن دارد. محور دوم پژوهش، بررسی خصوصیات فیزیکی دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های پاییزه و زمستانه در سواحل خزری است. در واقع این محور از پژوهش به‌نوعی درصدد آزمون نظریه موجود، مبنی بر نقش دمای سطح دریای خزر در وقوع و تغییرات بارش‌های دوره سرد در سواحل جنوبی این دریا است. از منظر روش‌شناسی، روش همدمیدی «محیط به

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی

ایستگاه	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
عرض جغرافیایی	۲۵°-۲۸°	۲۸°-۳۷°	۱۲°-۳۷°	۴۱°-۳۶°	۳۹°-۳۶°	۳۳°-۳۶°	۲۷°-۳۶°	۵۱°-۳۶°
طول جغرافیایی	۵۲°-۴۸°	۲۸°-۴۹°	۳۹°-۴۹°	۴۰°-۵۰°	۳۰°-۵۱°	۳۹°-۵۲°	۵۳°-۵۲°	۱۶°-۵۴°

- به منظور درک میزان نقش دریای خزر بر کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در مقایسه با بارش‌های پاییزه، داده‌های متوسط روزانه دمای سطح دریا (SST)، ناهنجاری دمای سطح دریا، دمای هوا و شدت باد در سطح ۲ متری، شار گرمای محسوس و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر و مؤلفه باد نصف‌النهاری در ترازهای زیرین جو (۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال) تهیه شد. در این رابطه روزهایی در نظر گرفته شد که حداقل یکی از ایستگاه‌های سواحل جنوبی دریای خزر بارشی شدید (بیش از ۵/۵ میلی‌متر) و یا متوسط (بین ۱۰ تا ۴۰ میلی‌متر) داشته است و درعین حال نیمی از ایستگاه‌های منطقه بارش داشته‌اند. علاوه بر آن، جهت باد غالب روی دریای خزر نیز مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت تعداد ۹۴ روز بارشی انتخاب شد که طی آن جهت باد غالب در ترازهای زیرین جو روی دریای خزر، شمالی بوده است (جدول ۲). داده‌های SST و ناهنجاری دمای سطح دریا، با تفکیک افقی ۰/۲۵ درجه از سازمان ملی جو و اقیانوس آمریکا (NOAA)، تهیه شد (رینولدز و اسمیت، ۱۹۹۵؛ رینولدز و همکاران، ۲۰۰۷). این داده‌ها با استفاده از روش درون‌یابی ایده‌آل (Optimum Interpolation) از نوارهای مایکروویو و فروسرخ حسگر AVHRR و داده‌های ثبت شده با کشتی‌ها و ایستگاه‌های شناور دریایی به دست آمده است (رینولدز و همکاران، ۲۰۰۲). داده‌های دمای هوا و شدت باد سطحی (۲ متری) با تفکیک افقی ۱ درجه از دانشگاه پرینستون (شفیلد و همکاران، ۲۰۰۶) و داده‌های شار گرمای نهان و گرمای محسوس از مراکز ملی پیش‌بینی محیطی مرکز ملی پژوهش جو

- برای همه دوره‌های بارش شدید پاییزه و زمستانه، داده‌های دوباره تحلیل شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه از مراکز ملی پیش‌بینی محیطی / مرکز ملی پژوهش جو (NCEP/NCAR) از دو روز قبل از هر بارش شدید تا یک روز بعد از آن به صورت ۶ ساعته تهیه شد (کالنی و همکاران، ۱۹۹۶؛ کیستلر و همکاران، ۲۰۰۱). داده‌ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه باد مداری (u)، باد نصف‌النهاری (v) و سرعت قائم تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال در حواصل زمانی ۶ ساعته است.

- با بهره‌گیری از داده‌های فوق و اسکریپت نویسی در محیط نرم‌افزار GrADS (داتی، ۱۹۹۶)، نقشه‌های فشار سطح دریا، تاوایی نسبی، سرعت قائم، و جهت و شدت باد به صورت ترکیبی در حواصل زمانی ۶ ساعته برای همه دوره‌های بارشی از دو روز قبل از وقوع بارش شدید تولید شد. سپس کلیه نقشه‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و در نهایت با بررسی نقشه‌های همه روزهای بارشی، الگوهای همدیدی اصلی بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر تعیین شد.

- به منظور عرضه ویژگی‌ها و جنبه‌های مهم هر الگوی همدیدی با متوسط‌گیری از نقشه‌های همه روزهای بارشی متعلق به هر الگو، نقشه‌های متوسط از متغیرهای یادشده به تفکیک برای پاییز و زمستان تهیه شد. در نهایت یک بررسی تطبیقی بین الگوهای همدیدی بارش‌ها در دو فصل پاییز و زمستان از نظر وضعیت فشار، شدت صعود و نزول، جهت و سرعت باد و شدت گردش هوا در مراکز فشار صورت گرفت.

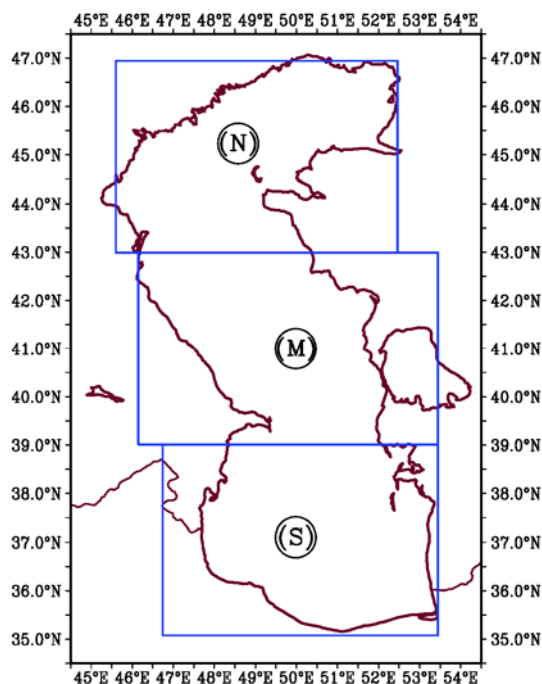
(ب) مراحل تعیین نقش دریای خزر در وقوع بارش‌ها

شمالی، میانی و جنوبی تقسیم شد (شکل ۱) و مقادیر متوسط روزانه هریک از متغیرهای فوق به تفکیک برای کل دریای خزر و همچنین برای هریک از قطعات سه گانه برای هریک از روزهای بارشی (۹۴ روز) محاسبه شد.

(NCEP/NCAR) با تفکیک تقریبی $1/9$ درجه (Gaussian) تهیه شد. برای محاسبه میزان نابهنجاری‌ها، داده‌های نرمال ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) هریک از متغیرهای فوق نیز تهیه شد.
- برای افزایش دقت بررسی، دریای خزر به سه قطاع

جدول ۲. روزهای بارشی مورد بررسی به تفکیک ماه و سال. اعداد ضخیم روزهای بارش شدید زمستانه (DJF) و پاییزه (SON) را نشان می‌دهند.

سال/ماه	ژانویه	فوریه	مارس	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر
۱۹۹۴		۱۴-۹	۱۲	۴	۲۰-۱۵	۲۴-۶-۵	۲۰
۱۹۹۵	۲۰	۲۳		۲۱-۲۰	۲۴-۱۷	۱۱	۱۷-۱۳-۸
۱۹۹۶	۹	۲	۱۹-۱۳	۱۹		۱۱	۳۱
۱۹۹۷			۲۹-۱۳	۲۳-۱۳-۱۲	۲۴-۲۳-۱۳-۶		۲۶-۱۷-۱۱
۱۹۹۸		۹		۲۶-۱۰-۶-۵	۹-۸		۲
۱۹۹۹	۹-۱	۱۴	۹			۲۷-۱	۱۶-۱۰
۲۰۰۰				۱۱-۲-۱	۱	۱۰-۶-۵	۱۰-۹
۲۰۰۱	۲۷-۲۴			۱۹-۱	۲۶-۲-۱	۲۳-۱۸	۱۶-۲-۱
۲۰۰۲	۱۲		۱۰		۲۲-۵	۲۵	۲۵-۱۷-۱۰-۲
۲۰۰۳	۱۶	۲۸-۲۷	۱۳-۱۲	۲۰		۲۰-۱۵-۱۴	



شکل ۱. قطعات‌های مورد بررسی در منطقه دریای خزر. حروف N، M، و S به ترتیب بیانگر قطعات شمالی، میانی و جنوبی است.

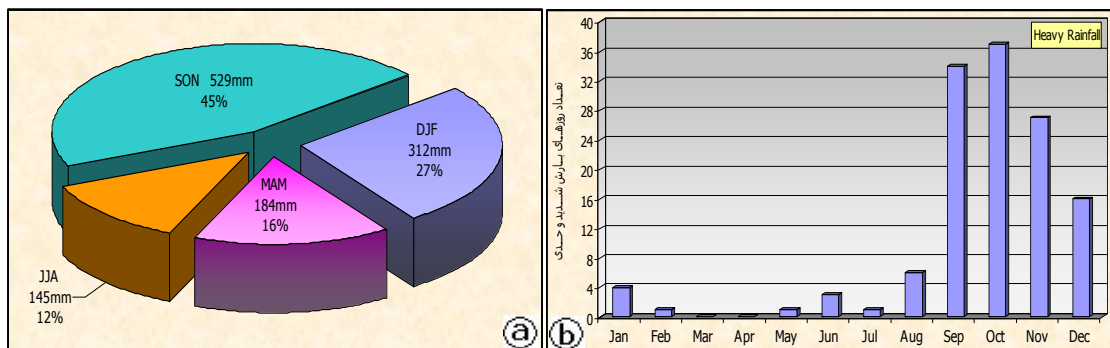
در این خصوص، اگرچه مقادیر بارش زمستانه منطقه خزری در مقایسه با سایر مناطق کشور قابل ملاحظه است، اما در مقایسه با بارش‌های پاییزه، این منطقه کاهش محسوسی حدود ۲۰٪ را نشان می‌دهد (شکل ۲-ا). نکته مهم‌تر آنکه در مقایسه دو فصل یادشده، تعداد روزهای دارای بارش شدید نیز در منطقه خزری کاهش چشمگیری دارد. بررسی بارش‌های دوره ده ساله ۱۹۹۴-۲۰۰۳ در این منطقه حکایت از آن دارد که در ماه دسامبر از تعداد روزهای دارای بارش شدید به‌طور چشمگیری کاسته شده است و در ژانویه، فوریه و مارس، میزان بارش‌های شدید به‌یکباره به حداقل میزان خود می‌رسد (شکل ۲-ب). از سویی دیگر، مقایسه مقادیر متوسط منطقه‌ای بارش بین مهم‌ترین الگوهای همدیدی بارش‌های شدید پاییزه (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶) و زمستانه (جانابزقبادی و همکاران، ۱۳۸۷) در سواحل خزری نیز بیانگر کاهش محسوس شدت بارش‌های شدید زمستانه در مقایسه با بارش‌های پاییزه است. چنان‌که جدول ۳ نشان می‌دهد مقدار متوسط منطقه‌ای بارش‌های شدید زمستانه در مهم‌ترین الگوهای همدیدی بارش‌های خزری حدود ۵۰٪ از همتای پاییزه‌شان کمتر است. در ادامه، علل کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

- با متوسط‌گیری از مقادیر بارش روزانه ۸ ایستگاه سینوپتیک سواحل جنوبی دریای خزر، مقدار متوسط بارش منطقه‌ای برای همه روزهای بارشی تهیه شد. در ادامه، میزان همبستگی بارش‌های روزانه منطقه خزری با مقادیر متوسط روزانه متغیرهای یادشده، به تفکیک برای کل دریای خزر و قطاع‌های سه‌گانه محاسبه شد. شایان ذکر است که در مقاله حاضر به‌منظور کاستن از حجم مقاله، فقط به عرضه میزان همبستگی‌های مربوط به کل دریای خزر و قطاع جنوبی آن اکتفا، و از نشان دادن نتایج مربوط به قطاع شمالی و میانی دریای خزر صرف‌نظر شده است.

- به‌منظور فراهم آوردن تحلیلی مناسب از ارتباط بین متغیرهای یادشده و بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه منطقه خزری، وضعیت متوسط هریک از متغیرها و ناهنجاری آنها به‌صورت نقشه به تفکیک برای بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه تولید شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

۳ بحث

۱-۳ کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در منطقه خزری
برخلاف سایر مناطق کشور، در سواحل جنوبی دریای خزر با پیشروی دوره سرد، از مقادیر بارش کاسته می‌شود.



شکل ۲. (a) مقدار و درصد فصلی بارش منطقه خزری با متوسط‌گیری از بارش ایستگاه‌های سواحل جنوبی دریای خزر (۱۹۷۱-۲۰۰۰). (b) توزیع ماهانه روزهای بارش شدید در منطقه خزری در دوره ۱۰ ساله (۱۹۹۴-۲۰۰۳).

جدول ۳. مقدار متوسط بارش الگوهای همدیدی بارش‌زای پاییزه و زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر.

مشخصه	نوع الگو	پرفشار (پاییز)	پرفشار (زمستان)	زوجی (پاییز)	زوجی (زمستان)
مقدار متوسط بارش به میلی‌متر		۵۲/۴	۲۵/۲	۶۲/۳	۳۰/۸

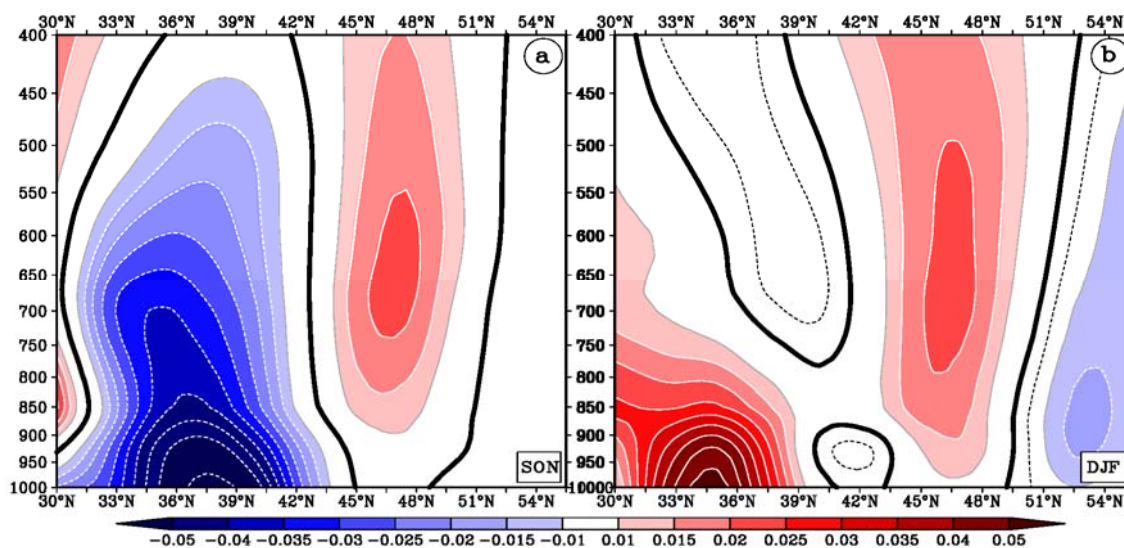
۲-۳ بررسی مقایسه‌ای الگوهای همدیدی بارش‌زای

پاییزه و زمستانه

تغییرات زمانی بارش در مقیاس منطقه‌ای علاوه بر تأثیرپذیری از عوامل محلی، تحت تسلط گردش جوّی مقیاس سینوپتیک روی منطقه است. بر این اساس، کاهش یافتن بارش زمستانه منطقه خزری می‌تواند ناشی از تغییر ساختار گردش هوا و یا تغییرات شدت سامانه‌های همدیدی در منطقه خزری باشد. در این راستا بررسی مؤلفه‌های گردش جوّ در مقیاس منطقه‌ای می‌تواند نتایج ارزشمندی در پی داشته باشد.

شکل های ۳-a و ۳-b مقادیر متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) سرعت قائم را به تفکیک برای فصل پاییز و زمستان در امتداد نصف‌النهاری روی منطقه خزری نشان می‌دهند. بررسی نیم‌رخ‌های یادشده، نکته برجسته‌ای

را در خصوص صعود و نزول هوا روی دریای خزر و حاشیه جنوبی آن آشکار می‌سازد. در طول فصل پاییز همان‌طوری که شکل ۳-a نشان می‌دهد یک جریان نزولی همه مناطق واقع در بخش شمالی دریای خزر را تحت تسلط خود دارد. در مقابل، در پایین‌تر از عرض ۴۳° شمالی، صعودی به نسبت قوی روی دریا مشاهده می‌گردد که بیشینه آن حول و حوش عرض ۳۷° شمالی جای گرفته است. بدین ترتیب در تصویر اقلیمی از شدت جریان‌ات بالاسو و پایین‌سو برای فصل پاییز، نوار ساحلی جنوب دریای خزر می‌تواند صعود هوا و رطوبت تا فراتر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال را شاهد باشد. علاوه بر آنکه در زیر تراز ۹۰۰ هکتوپاسکال میزان صعود هوا از ۰/۰۵ پاسکال بر ثانیه تجاوز می‌کند.



شکل ۳ مقادیر متوسط سرعت قائم فشاری (a) برای فصل پاییز و (b) روی منطقه خزری در یک دوره اقلیمی (۱۹۷۱-۲۰۰۰). از مقادیر سرعت قائم برای طول ۴۷/۵ تا ۵۵ درجه شرقی متوسط تهیه شده است. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب بیانگر جریان نزولی و صعودی است. محور افقی و قائم به ترتیب نشان‌دهنده عرض جغرافیایی و فشار (برحسب هکتوپاسکال) هستند.

بر میزان گردش و اچرخندی افزوده می‌شود و تاوایی منفی در منتهی‌الیه شمالی دریای خزر به بیشینه خود می‌رسد (شکل ۴-ا و ۴-ب). استقرار این الگو، یک جریان شمالی گسترده و مداوم را در ترازهای زیرین وردسپهر روی دریای خزر در پی دارد. شکل‌گیری و تداوم جریان‌های شمالی-جنوبی روی دریای خزر، ضمن انتقال رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی، صعود هوای مرطوب در منتهی‌الیه جنوبی دریا (شکل ۵-ا و ۵-د) و وقوع بارش‌های شدیدی را به دنبال دارد. در الگوی پُرفشار، به‌واسطه استقرار و تداوم گردش و اچرخندی و افزایش آن به سمت شمال دریای خزر (شکل ۴-ا و ۴-ب)، همه مناطق واقع در بخش میانی و شمالی دریا در زیر تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال تحت تسلط یک نزول شدید هوا قرار دارند. در مقابل، حوضچه جنوبی دریای خزر، به‌ویژه نوار ساحلی دریا در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، متوسط سرعت قائم بالاسویی حدود ۰/۱۴- پاسکال بر ثانیه دارد (شکل ۵-ا و ۵-د). این رابطه الکلنگی یک‌سویه بین نیمه شمالی و جنوبی دریای خزر در همه روزهای بارشی مربوط به الگوی پُرفشار، قابل مشاهده است.

ب) الگوی زوجی

این الگو که در واقع نوعی الگوی انتقالی محسوب می‌شود، پس از گذر یک ناوه موج غربی از روی منطقه خزری و در ابتدای ورود یک پشته به منطقه دریای سیاه و قفقاز مشاهده می‌شود. در این الگو یک مرکز کم‌فشار و یا گردش چرخندی در منطقه دریاچه آرال تسلط دارد. در مقابل همه مناطق واقع در نیمه جنوبی دریای خزر و مناطق واقع در حدفاصل دریای خزر تا دریای سیاه در سطح زمین، محل استقرار یک پُرفشار دینامیکی است (شکل ۴-ا و ۴-د). در الگوی زوجی به‌واسطه استقرار یک پشته به‌نسبت قوی بر جانب شمالی دریای سیاه و عمیق شدن ناوه بر شرق دریای خزر شیب فشار و تاوایی در امتداد مداری در منطقه دریای خزر بسیار قابل ملاحظه است. در

بررسی وضعیت متوسط جریان‌های بالاسو و پایین‌سو برای فصل زمستان الگوی کاملاً متفاوتی را در مقایسه با پاییز نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۳-ب، درحالی‌که شدت نزول هوا روی نیمه شمالی دریای خزر در زمستان در مقایسه با پاییز کمی افزایش یافته، در حدفاصل نوار ساحلی جنوب دریا و رشته‌کوه البرز (34° تا 37° شمالی)، یک جریان نزولی کم‌عمق و به‌نسبت قوی جایگزین صعود گسترده و ضخیم فصل پاییز شده است. بدین ترتیب در یک تصویر اقلیمی از فصل زمستان، حوضچه جنوبی دریای خزر در ترازهای زیرین جو به‌طور کامل تحت تسلط جریان نزولی قرار دارد. این الگوی اقلیمی از وضعیت جریان‌های بالاسو و پایین‌سوی هوا می‌تواند به‌خوبی بیانگر کاهش یافتن تعداد روزهای بارشی، مقدار و شدت بارش در سواحل جنوبی دریای خزر در فصل زمستان باشد (شکل ۲).

۳-۲-۱ الگوهای همدیدی بارش‌های شدید زمستانه و پاییزه

پس از بررسی وضعیت فشار، تاوایی نسبی، مقادیر سرعت قائم، شدت و جهت جریان و مناطق همگرایی و واگرایی هوا در ترازهای متفاوت جو، برای دوره‌های دارای بارش شدید، الگوهای همدیدی اصلی بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه به شرح زیر تعیین و سپس مورد مقایسه قرار گرفت:

الف) الگوی پُرفشار

الگوی پُرفشار، الگوی اصلی و غالب بارش‌های شدید زمستانه و پاییزه به شمار می‌رود (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ جانبازقبادی و همکاران، ۱۳۸۷). در این الگو استقرار یک مرکز پُرفشار بر جانب شمال-شمال غربی دریای خزر، گردش و اچرخندی را در ترازهای زیرین جو روی کل منطقه خزری به‌شدت افزایش می‌دهد. به‌طوری‌که هرچه به سمت شمال دریای خزر پیش رویم،

دوردست جنوبی و غربی نیز منابع رطوبتی بارش‌های شدید سواحل خزری هستند. با توجه به شکل e-۴ و f-۴، بیشینه صعود هوا در این الگو، به واسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حفاصل جنوب دریای خزر تا رشته‌کوه‌های البرز در ترازهای میانی تا فوقانی و ردسپهر به وقوع می‌پیوندد. بررسی تطبیقی الگوی کم‌فشار زمستانه و پاییزه بیانگر شباهت زیاد آرایش سامانه‌های فشاری و جریان غالب هوا در الگوهای یادشده است؛ با این تفاوت که سامانه‌ها در الگوی زمستانه از برجستگی، شدت گردش و شیب فشار بیشتری برخوردارند (شکل e-۴ و f-۴).

۳-۲-۲ مقایسه الگوهای همیدی بارش‌های شدید زمستانه و پاییزه

از آنجاکه مهم‌ترین الگوهای همیدی بارش‌زای منطقه خزری الگوی پُرفشار و زوجی هستند (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶؛ جانبازقبادی و همکاران، ۱۳۸۷؛ ۱۳۹۰)، مقایسه تطبیقی وضعیت فشار، تاوایی، سرعت قائم و جهت و شدت باد در الگوهای یادشده در ترازهای زیرین جو برای فصل‌های پاییز و زمستان می‌تواند به درک بهتری از علل کاهش یافتن بارش‌های زمستانه در سواحل خزری بیانجامد.

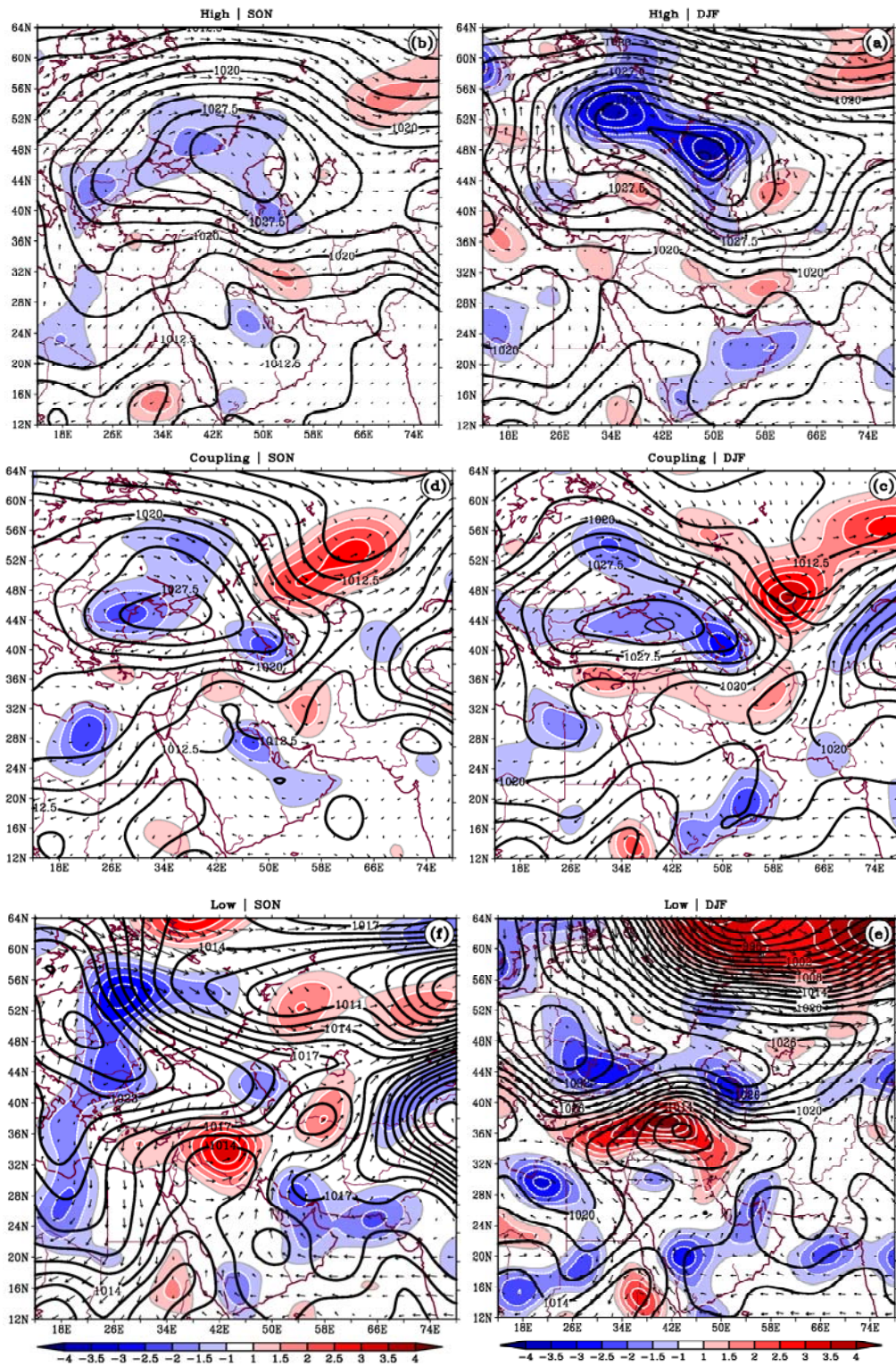
مقایسه شکل a-۴ و b-۴ مربوط به الگوی پُرفشار بیانگر آن است که مرکز پُرفشار شمال دریای خزر در زمستان در مقایسه با پاییز به‌شدت تقویت می‌شود. به‌طوری‌که فشار هوا در مرکز پُرفشار به‌طور متوسط از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال در پاییز به حدود ۱۰۴۰ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد و منحنی هم‌فشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال که در الگوی پُرفشار فصل پاییز فقط نیمه شمالی دریای خزر را تحت تسلط خود داشت، در زمستان تا نوار ساحلی جنوب دریا گسترش می‌یابد.

این الگو دریای خزر تحت تسلط جریان‌های شمال غربی قرار دارد و گردش و اچرخندی در نیمه جنوبی دریا به حداکثر میزان خود می‌رسد (شکل c-۴ و d-۴). در مقایسه با الگوی پُرفشار، مرکز پُرفشار در الگوی زوجی در عرض پایین‌تر و به‌طور محسوسی در موقعیتی غربی‌تر استقرار یافته و متوسط فشار در مرکز آن نیز در مقایسه با الگوی پُرفشار، کمتر است. در عین حال رابطه الاکلنگی مشاهده شده در الگوی پُرفشار در این الگو نیز در همه روزهای بارشی بین نیمه شمالی و جنوبی دریای خزر قابل مشاهده است (شکل b-۵ و e-۵). علی‌رغم تسلط تاوایی منفی روی حوضچه جنوبی دریای خزر، شکل‌گیری جریان شمال غربی گسترده و به‌نسبت شدید، ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی با صعود شدید هوا در ترازهای زیرین و ردسپهر در خط ساحلی همراه است (شکل b-۵ و e-۵) که در نهایت شدیدترین بارش‌ها را در منتهی‌الیه جنوبی دریا به دنبال دارد (جدول ۲).

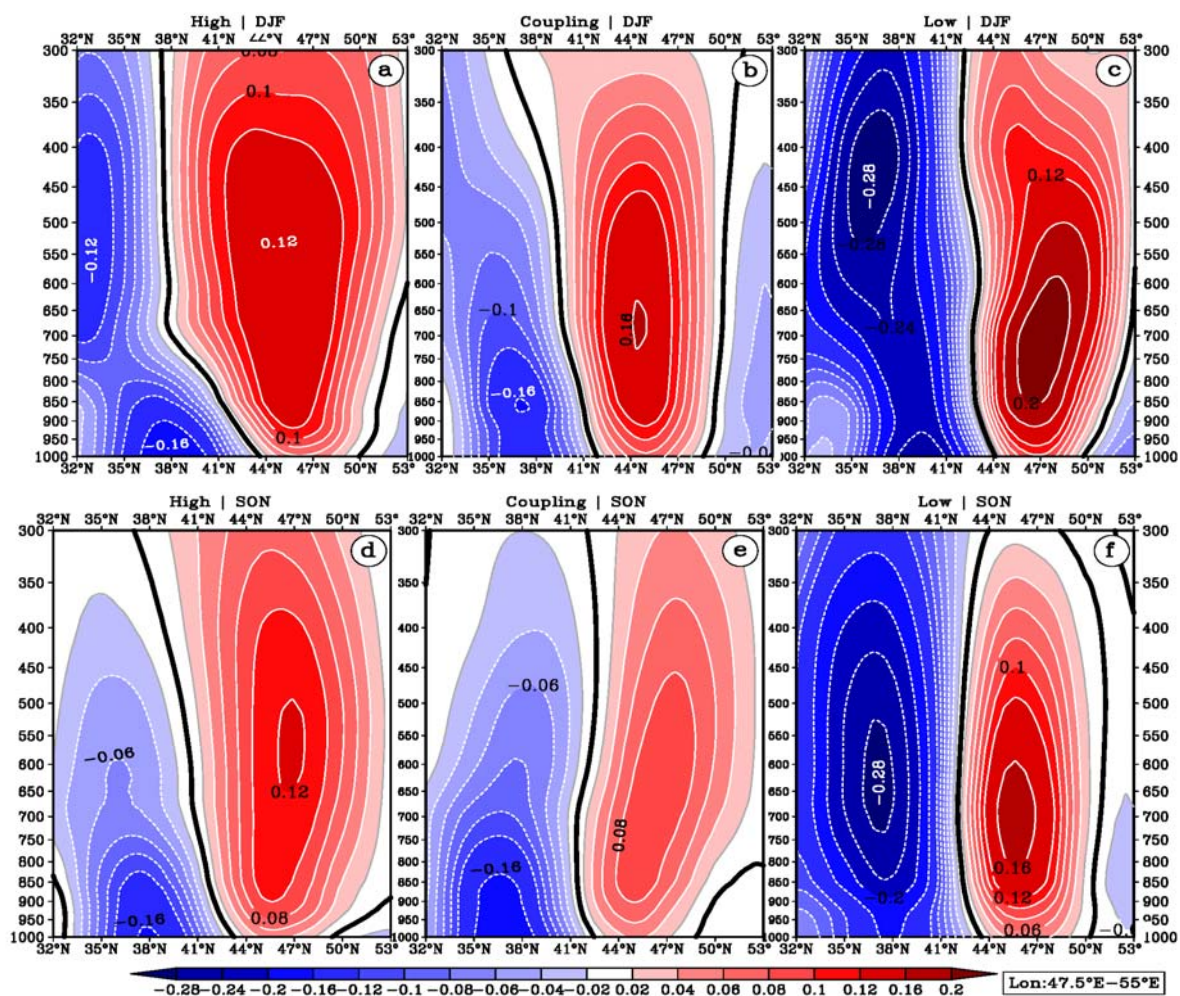
ج) الگوی کم‌فشار

این الگو در پی عمیق شدن یک ناوه مقیاس سینوپتیک بر غرب خاورمیانه در ترازهای میانی جو و شکل‌گیری یک پشته به‌نسبت کوچک مقیاس روی دریای خزر استقرار می‌یابد و در مقایسه با الگوهای پُرفشار و زوجی، نقش کمتری در وقوع بارش‌های شدید دوره سرد دارد. در الگوی کم‌فشار پیدایش یک گردش چرخندی گسترده همراه با صعود شدید هوا در لایه ضخیمی از وردسپهر بر روی نیمه غربی ایران (شکل c-۵ و f-۵)، همراه با تداوم گردش و اچرخندی و تقویت بادهای شمالی بر روی دریای خزر، در نهایت یک منطقه همگرایی را بین جریان‌ات مرطوب جنوبی و شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر ایجاد می‌کند (شکل e-۴ و f-۴).

برخلاف الگوهای پیش‌گفته، در الگوی کم‌فشار فقط دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش‌ها نیست و دریا‌های



شکل ۴. وضعیت متوسط فشار در سطح دریا، تاوایی نسبی و شدت و جهت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه (سمت راست) و پاییزه (سمت چپ) در سواحل جنوبی دریای خزر. (a) و (b) الگوی پُرفشار به تفکیک برای زمستان و پاییز. (c) و (d) الگوی زوجی به تفکیک برای زمستان و پاییز. (e) و (f) الگوی کم‌فشار به تفکیک برای زمستان و پاییز. تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ ، فشار برحسب هکتوپاسکال، شدت باد برحسب متر برثانیه است. در شکل‌ها از نشان دادن تاوایی -۱ تا +۱ ($10^{-5} s^{-1}$) صرف‌نظر شده است.



شکل ۵. نیم‌رخ‌های متوسط سرعت قائم برای سه الگوی بارش‌زا در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه (بالا) و پاییزه (پایین) در سواحل جنوبی دریای خزر. (a)، (b) و (c) متوسط سرعت قائم به ترتیب برای الگوی پُرفشار، زوجی و کم‌فشار در فصل زمستان. (d)، (e) و (f) متوسط سرعت قائم برای همان الگوها در پاییز. سرعت قائم برحسب Pa s^{-1} است. در شکل‌ها، محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی و محور قائم بیانگر ترازهای فشاری برحسب هکتوپاسکال است.

شرقی در الگوی زمستانه تغییر می‌یابد (شکل ۴-a و ۴-b). از آنجاکه الگوی پُرفشار مهم‌ترین الگوی همدیدی بارش‌زای منطقه خزری محسوب می‌شود، تغییر یادشده در جهت وزش باد می‌تواند عاملی برای کاهش یافتن مقادیر بارش زمستانه در قیاس با بارش‌های پاییزه باشد. نتایج اخیر جانبازقبادی و همکاران (۱۳۸۷ و ۱۳۹۰)، حاکی از آن است که استقرار جریان‌های شمال-شمال غربی روی دریای خزر، مناسب‌ترین شرایط را برای وقوع بارش در سواحل جنوبی این دریا فراهم می‌آورد. مقایسه وضعیت

شدت گردش و اچرخندی نیز روی دریای خزر در الگوی پُرفشار زمستانه به دو برابر مقدار متوسط مشاهده شده در فصل پاییز بالغ می‌شود. در این خصوص در شمال دریای خزر و در مرکز پُرفشار مهاجر، تاوایی در زمان اوج بارش‌ها در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از ۳/۵- واحد فراتر می‌رود و جریان‌های شمالی در قیاس با الگوی پاییزه شدت بیشتری روی دریای خزر دارند. گذشته از آن، در زمان اوج بارش‌ها، جهت غالب جریان هوا در ترازهای زیرین جو از شمال-شمال غربی در الگوی پاییزه به شمال

الگوی زوجی و پُرفشار، در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال، افزایش نشان می‌دهد (شکل ۵-a تا ۵-c). تصویر فوق به‌طور کامل از مقادیر متوسط فصلی سرعت قائم در سواحل خزری، داده شده در شکل ۳-b، متفاوت است و در واقع این امر می‌تواند بیانگر محدود بودن دوره‌های بارشی زمستانه در منطقه خزری باشد.

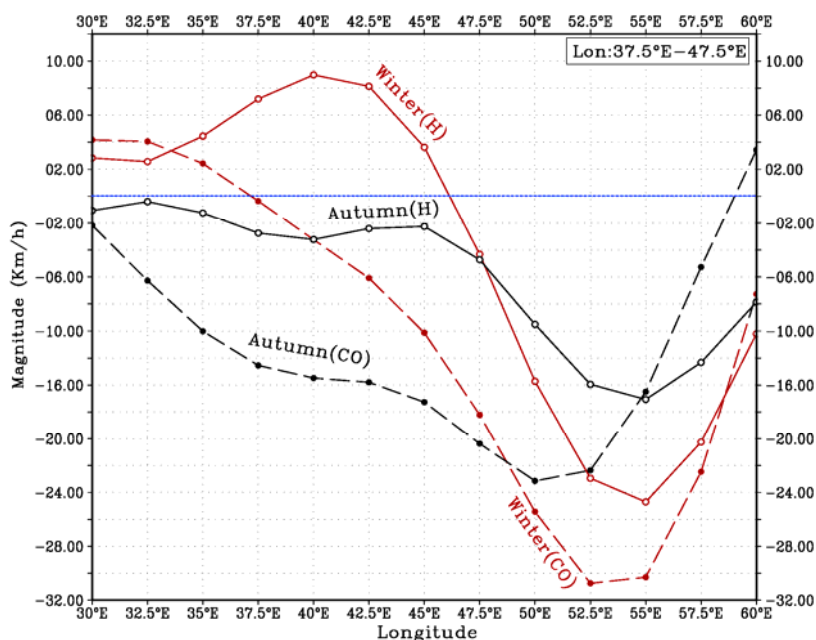
درنهایت از منظر همدیدی در طول فصل زمستان مراکز پُرفشار قوی‌تری بر جانب شمالی و غربی (شکل ۴) دریای خزر استقرار می‌یابند که متعاقب آن در ترازهای زیرین جوّ میزان گردش و اچرخندی و فشار هوا روی بخش جنوبی دریا افزایش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد. تغییرات یادشده همراه با تغییر جهت وزش باد غالب در مهم‌ترین الگوی بارش‌زای سواحل خزری (الگوی پُرفشار) و در زمان اوج بارش‌ها از شمال غربی به شمال شرقی، کاهش در مقدار و شدت بارش زمستانه را در پی خواهد داشت.

بررسی‌ها نشان داد که تفاوت‌های آشکاری در الگوی فصلی مقادیر سرعت قائم بین زمستان و پاییز در حوضچه جنوبی دریای خزر وجود دارد (شکل ۳). علاوه بر آن در طول دوره سرد و در طی روزهای بارشی، یک رفتار الاکلنگی یک‌سویه در مقادیر سرعت قائم بین بخش شمالی و جنوبی دریای خزر قابل مشاهده است (شکل ۵). بر این اساس در ادامه، ساختار جریانات بالاسو و پایین‌سو به‌نحو بارزتری به‌منظور تبیین ویژگی‌های بارشی منطقه خزری مورد توجه قرار می‌گیرد.

برای تبیین فصلی میزان شدت و فراوانی صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر، از مقادیر متوسط ماهانه سرعت قائم در یک دوره ۲۰ ساله (۲۰۰۰-۱۹۸۱) استفاده شد. با بررسی‌های اولیه روی تعداد ۶۰ ماه پاییزی (سپتامبر، اکتبر و نوامبر) و ۸۰ ماه زمستانی (دسامبر تا مارس)، درنهایت تعداد ۴۸ ماه پاییزی و ۳۰ ماه زمستانی استخراج شد.

متوسط الگوی زوجی برای روزهای بارش شدید زمستانه و پاییزه نیز شرایطی مشابه الگوی پُرفشار را در ترازهای زیرین جوّ نشان می‌دهد. بدین ترتیب که در الگوی زوجی زمستانه نیز فشار هوا در مرکز پُرفشار در مقایسه با پاییز افزایش یافته است. به‌طوری‌که منحنی هم‌فشار ۱۰۲۵ هکتوپاسکال تا نوار ساحلی جنوب دریای خزر گسترش می‌یابد. تاوایی منفی روی منطقه قفقاز، دریای سیاه، به‌ویژه بخش جنوبی دریای خزر به‌طور محسوس افزایش پیدا می‌کند و درعین‌حال به‌واسطه فراوانی استقرار ناوهای عمیق‌تر در شرق دریای خزر، شیب تاوایی و فشار در امتداد مداری روی دریای خزر افزایش می‌یابد (شکل ۴-۴-۴-۴). مجموع شرایط یادشده در الگوی زوجی زمستانه، سبب شکل‌گیری شدیدترین بادها با جهت غالب شمال غربی روی دریای خزر می‌شود (شکل ۶). در چنین شرایطی همان‌طور که شکل ۶ نشان می‌دهد، متوسط شدت وزش بادهای شمالی در زمستان و در زمان وقوع بارش‌های خزری در مقایسه با فصل پاییز روی دریای خزر- (به‌ویژه بر نیمه شرقی آن)- افزایش می‌یابد. در واقع دریای خزر به‌واسطه شیب فشار قابل ملاحظه در امتداد مداری، شدیدترین جریان‌های شمالی را در زمان استقرار الگوی زوجی خواهد داشت.

بررسی مقادیر متوسط سرعت قائم در الگوهای یادشده تفاوت‌های دیگری را بین الگوهای گردش پاییزه و زمستانه آشکار می‌سازد. بدین ترتیب که در طول زمستان و به‌دنبال تقویت گردش بزرگ‌مقیاس برون‌حاره‌ای، شدت و گستردگی نزول و صعود هوا به‌ترتیب در بخش‌های شمالی و جنوبی دریای خزر در همه الگوهای همدید بارش‌زای منطقه خزری، در قیاس با فصل پاییز افزایش می‌یابد (شکل ۵). با توجه به الگوهای زمستانه، شدیدترین نزول هوا حول وحوش عرض ۴۵° شمالی و در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال اتفاق می‌افتد. در مقابل، شدت صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر، به‌ویژه در دو



شکل ۶. مقادیر متوسط مؤلفه باد نصف‌النهاری متوسط‌گیری شده برای عرض $37/5^\circ$ تا $47/5^\circ$ شمالی در روزهای بارش شدید برای الگوی پرفشار (H) زمستانه (خط ممتد سرخ با دایره توخالی)، پاییزه (خط ممتد سیاه با دایره توخالی) و الگوی زوجی (CO) زمستانه (خط چین سرخ با دایره توپُر) و پاییزه (خط چین سیاه با دایره توپُر). برای تولید هر منحنی از همه روزهای مربوط به آن الگو متوسط گرفته شد. در نمودارها محور افقی نشان‌دهنده طول جغرافیایی و محور قائم بیانگر سرعت باد برحسب کیلومتر در ساعت است. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب بیانگر باد جنوبی و باد شمالی است.

به بیشینه صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر می‌شود (شکل ۷-b و شکل ۸).

در زمستان شدت و میزان فراوانی صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر در قیاس با پاییز به شدت کاهش می‌یابد (۳۰ ماه از ۸۰ ماه). محدوده صعود هوا نیز برخلاف الگوی پاییزه، یک منطقه وسیعی را از عرض $42/5^\circ$ تا عرض $32/5^\circ$ شمالی در بر می‌گیرد. نکته دیگر آنکه بیشینه نزول هوا عمدتاً در عرض‌های 45° تا $47/5^\circ$ شمالی استقرار می‌یابد، درحالی‌که منطقه بیشینه صعود در سواحل جنوبی خزر تقریباً مشاهده نمی‌شود (شکل ۷-a). بررسی شکل‌های ۷ و ۸ به وضوح بیانگر آن است که در طول فصل پاییز، استقرار مناسب مراکز پرفشار دینامیکی بر بخش شمالی دریای خزر و به تبع آن شکل‌گیری یک الگوی الاکلنگی یک‌سویه در امتداد نصف‌النهاری، پتانسیل بالایی را برای صعود رطوبت و وقوع بارش در سواحل جنوبی دریای خزر در اختیار قرار

ماه‌های یادشده در برگیرنده ماه‌هایی هستند که منطقه ساحلی جنوب دریای خزر در ترازهای زیرین جو صعود هوا داشته است. شکل‌های ۷-a و ۷-b نکات ارزشمندی را در خصوص تفاوت‌های فصلی صعود و نزول هوا در منطقه خزری یادآور می‌شوند. در طول فصل پاییز یک رفتار الاکلنگی یک‌سویه و برجسته بین شمال و جنوب دریای خزر قابل مشاهده است. به طوری‌که بیشینه نزول و صعود هوا به ترتیب در عرض 45° و $37/5^\circ$ شمالی جای می‌گیرد. با توجه به شکل ۷-b، در دوره یادشده، بخش اعظم ماه‌های پاییزی (حدود ۶۰٪) متوسط سرعت قائم بالاسویی بیش از $0/04$ - پاسکال بر ثانیه را در نوار ساحلی جنوب دریای خزر ($37/5^\circ$ شمالی) نشان می‌دهند. براساس شکل، افزایش یافتن نزول در بخش شمالی دریای خزر به همان نسبت افزایش صعود هوا را در حوضچه جنوبی دریا به همراه خواهد داشت. با توجه به این رابطه الاکلنگی، در طول فصل پاییز بیشینه نزول هوا در عرض 45° شمالی منجر

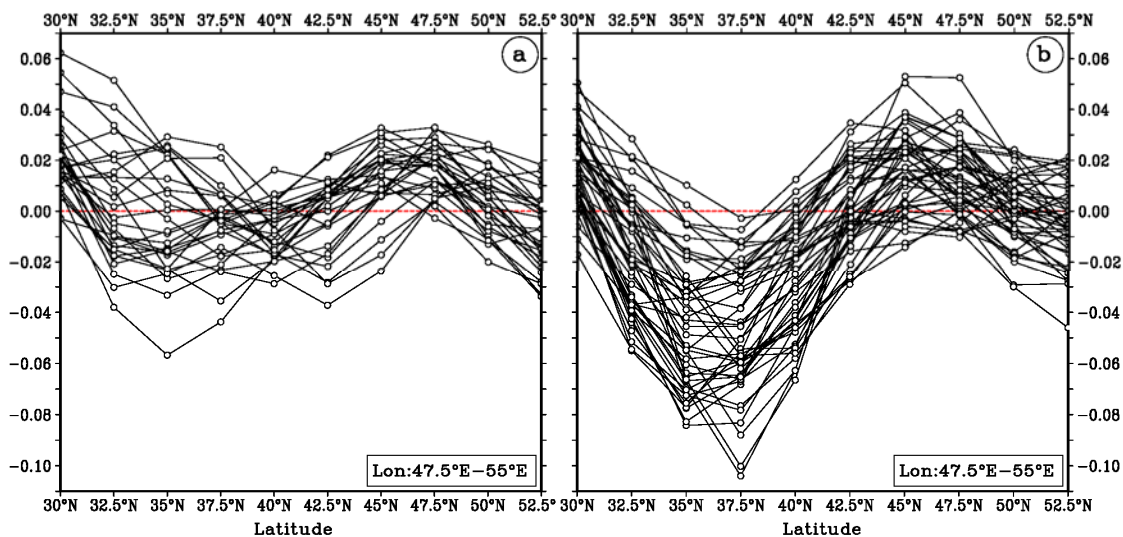
کاهش یافتن دمای سطح آب دریای خزر دانسته شده است (علیجانی، ۱۳۷۲؛ براتی و عاشوری، ۱۳۸۶). برای آزمون این نظریه، خصوصیات دمایی سطح آب دریای خزر برای دوره سرد سال مورد بررسی قرار گرفت. شکل‌های ۹-ا و ۹-ب دمای متوسط سطح دریای خزر را به ترتیب در دو ماه اکتبر و ژانویه نشان می‌دهند. بررسی‌های صورت گرفته بیانگر آن است که خطوط همدمای در دوره سرد سال، به استثنای حوضچه جنوبی دریای خزر، تقریباً در سایر مناطق دریا، یک الگوی مداری (شرقی-غربی) دارد که با در نظر گرفتن گسترش نصف‌النهاری دریا، از کمترین میزان دما در منتهی‌الیه شمالی تا بالاترین میزان آن در سواحل جنوب شرقی، قابل مشاهده است. میزان تفاوت دما بین دو ماه یادشده در شکل ۹-ج به نمایش در آمده است. با توجه به شکل، میزان تفاوت دما بین ماه اکتبر و ژانویه روی بخش عمده‌ای از دریا، از جمله بخش‌های جنوبی و شمالی بیش از 10°C است. متوسط کمینه و بیشینه تفاوت دما نیز در بخش‌های شرقی و شمالی دریای خزر به ترتیب 8°C و $12/5^{\circ}\text{C}$ است.

می‌دهد. این در حالی است که در طول فصل زمستان، با توجه به ورودی نصف‌النهاری قابل توجه پُرفشارهای دینامیکی، این شرایط کمتر قابل مشاهده است (شکل ۷-ا و ۸).

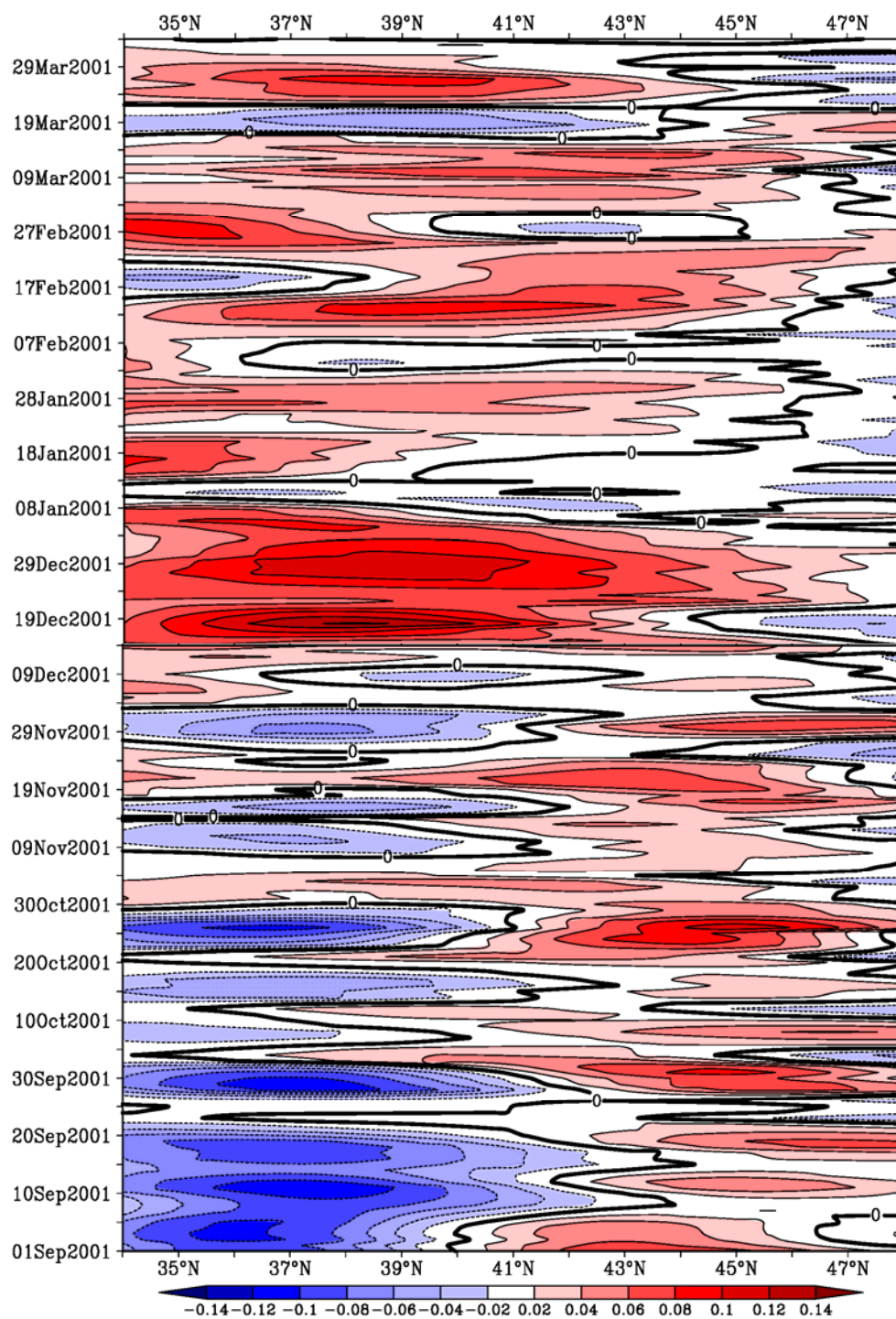
شکل ۸ به‌نحو بارزی این تفاوت‌های فصلی را در طی پاییز ۲۰۰۱ و زمستان ۲۰۰۲ به نمایش می‌گذارد. با توجه به شکل، در طول ماه‌های سپتامبر، اکتبر و نوامبر استقرار مراکز پُرفشار در حدفاصل‌های زمانی ۷ تا ۱۰ روزه در حول و حوش عرض 45° شمالی با ایجاد یک الگوی الاکلنگی برجسته، صعود مکرر هوا را در سواحل جنوبی دریای خزر موجب شده است. در مقابل، از اواسط دسامبر تا پایان ماه مارس، به سبب جابه‌جایی جنوب‌سوی مراکز پُرفشار دینامیکی و به دنبال آن، استقرار مکرر بیشینه نزول هوا بر نیمه جنوبی دریای خزر، ضمن ناپدید شدن الگوی الاکلنگی، امکان صعود هوا نیز کمتر میسر شده است.

۳-۳ بررسی نقش دمای سطح دریای خزر

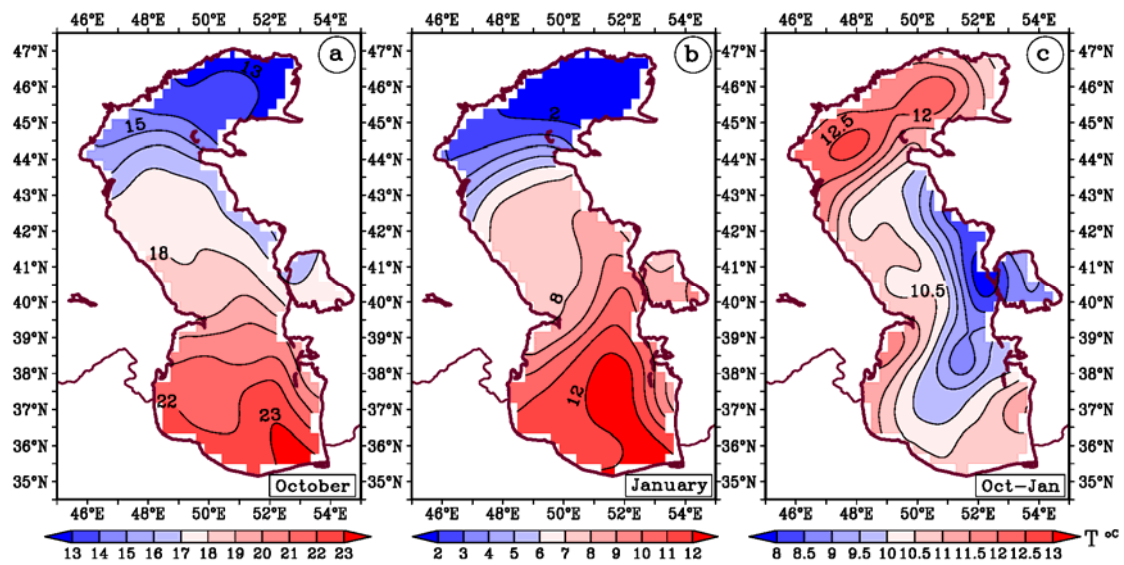
در تحقیقات اقلیمی، کاهش یافتن مقدار و شدت بارش‌های زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، ناشی از



شکل ۷. مقادیر متوسط ماهانه سرعت قائم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال به تفکیک برای ۳۰ ماه زمستان (a) و ۴۸ ماه پاییز (b) در یک دوره ۲۰ ساله (۱۹۸۱-۲۰۰۰) روی منطقه خزری. محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی و محور قائم بیانگر سرعت قائم برحسب Pa s^{-1} است. از مقادیر سرعت قائم برای طول $47/5^{\circ}$ تا 55° درجه شرقی متوسط تهیه شده است. مقادیر مثبت و منفی به ترتیب بیانگر جریان نزولی و صعودی است.



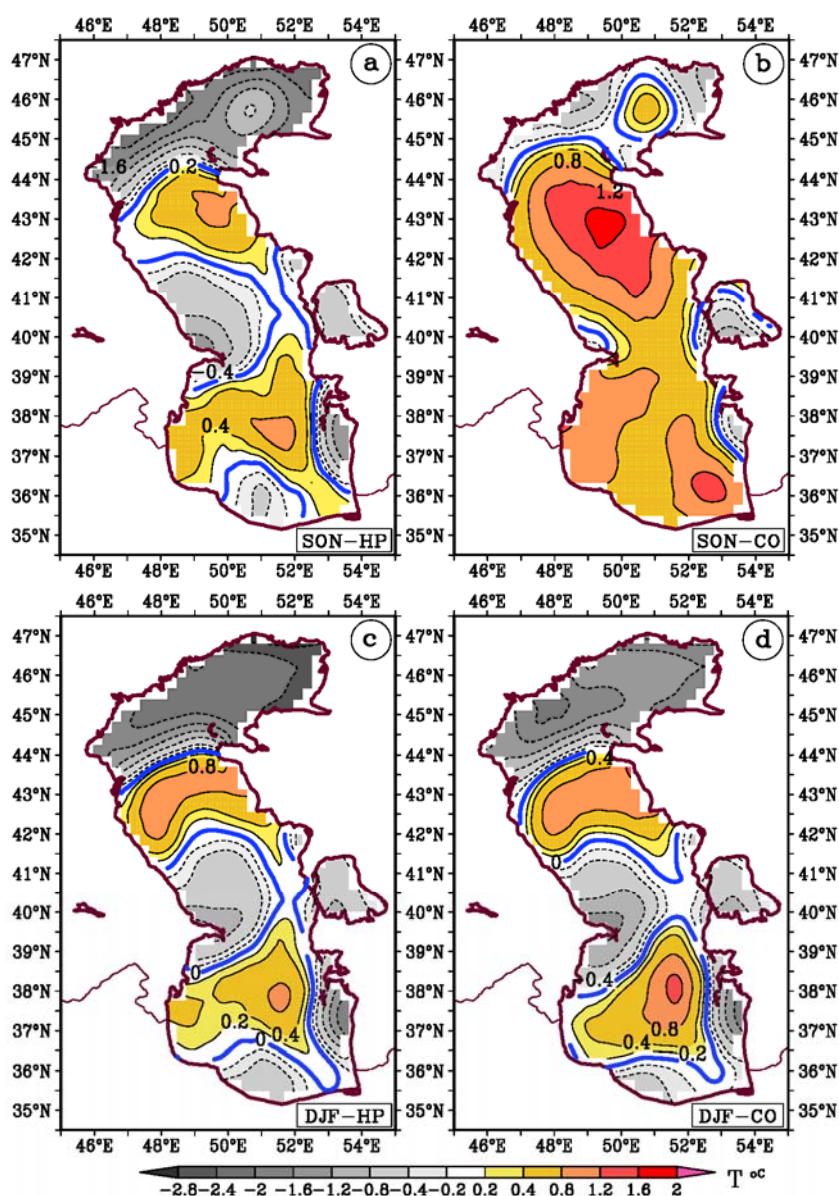
شکل ۸. هاومولر دیاگرام (نمودار X-t) مقادیر سرعت قائم را در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای یک دوره سرد به نسبت شمال روی منطقه خزری نشان می‌دهد. محور افقی نشان‌دهنده عرض جغرافیایی و محور قائم بیانگر زمان است. از مقادیر سرعت قائم برحسب Pa s^{-1} برای طول ۴۷/۵ تا ۵۵ درجه شرقی و در مقیاس زمانی پنج‌روزه، متوسط تهیه شده است. مقادیر مثبت (طیف سرخ) و منفی (طیف آبی) به ترتیب بیانگر جریان نزولی و صعودی است.



شکل ۹. دمای متوسط سطح دریای خزر (۲۰۱۰-۱۹۸۱). (a) دمای متوسط ماه اکتبر. (b) دمای متوسط ماه ژانویه. (c) متوسط تفاوت دما بین اکتبر و ژانویه.

می‌شود. در نقشه‌های متوسط نابهنجاری دما مربوط به الگوی زوجی که به‌طور متوسط با بالاترین مقادیر بارش پاییزه و زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر همراه است (جدول ۳)، شدت و وسعت نابهنجاری مثبت دما به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد. در این میان، الگوی زوجی در فصل پاییز نابهنجاری مثبت قابل‌ملاحظه‌ای را روی کل دریای خزر نشان می‌دهد (شکل ۱۰-b). با توجه به شکل ۱۰-b بیشینه نابهنجاری دما در بخش میانی دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه به بیش از $1/5^{\circ}\text{C}$ بالغ می‌شود. در مقابل، نابهنجاری‌های مثبت دما در الگوی زوجی مربوط به فصل زمستان وسعت کمتری داشته است. اما در قیاس با الگوی پُرفشار زمستانه، نابهنجاری مثبت آن در بخش‌های میانی و جنوبی دریا شدت و وسعت بیشتری دارد (شکل ۱۰-d). نتیجه کلی بیانگر آن است که در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه، بخش میانی و جنوبی دریای خزر دمایی بیشتر از نرمال دارد. این در حالی است که منتهی‌الیه شمالی دریا در زمان وقوع بارش‌ها سردتر از وضعیت معمول خود است.

به‌منظور بررسی ارتباط بین تغییرات دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های سواحل خزری، نابهنجاری‌های SST برای تعداد ۳۹ روز بارش شدید به تفکیک برای الگوهای پُرفشار و زوجی در ماه‌های پاییز و زمستان مورد بررسی قرار گرفت. شکل‌های ۱۰-a و ۱۰-c متوسط نابهنجاری دمایی سطح دریای خزر را در الگوی پُرفشار به تفکیک برای بارش‌های پاییزه و زمستانه نشان می‌دهند. مقایسه دو نقشه مربوط به الگوی پُرفشار، بیانگر آن است که وقوع بارش‌های شدید سواحل جنوبی دریای خزر با نابهنجاری‌های دمایی مثبت در بخش‌های میانی و جنوبی دریا و نابهنجاری‌های منفی در بخش شمالی آن همراه است. در این میان، میزان متوسط شیب نابهنجاری دما در بارش‌های زمستانه بین بخش شمالی و میانی دریای خزر در مقایسه با بارش‌های پاییزه بیشتر است (شکل ۱۰-a و ۱۰-c)، به‌طوری‌که بیشینه و کمینه نابهنجاری دما در نقشه‌های مربوط به الگوی پُرفشار زمستانه در بخش میانی و شمالی دریای خزر، به‌ترتیب به 1°C و -2°C بالغ



شکل ۱۰. ناهنجاری‌های دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه. (a) و (c) ناهنجاری‌های دما، به ترتیب برای الگوی پُرفشار پاییزه و زمستانه. (b) و (d) ناهنجاری‌های دما، به ترتیب برای الگوی زوجی پاییزه و زمستانه.

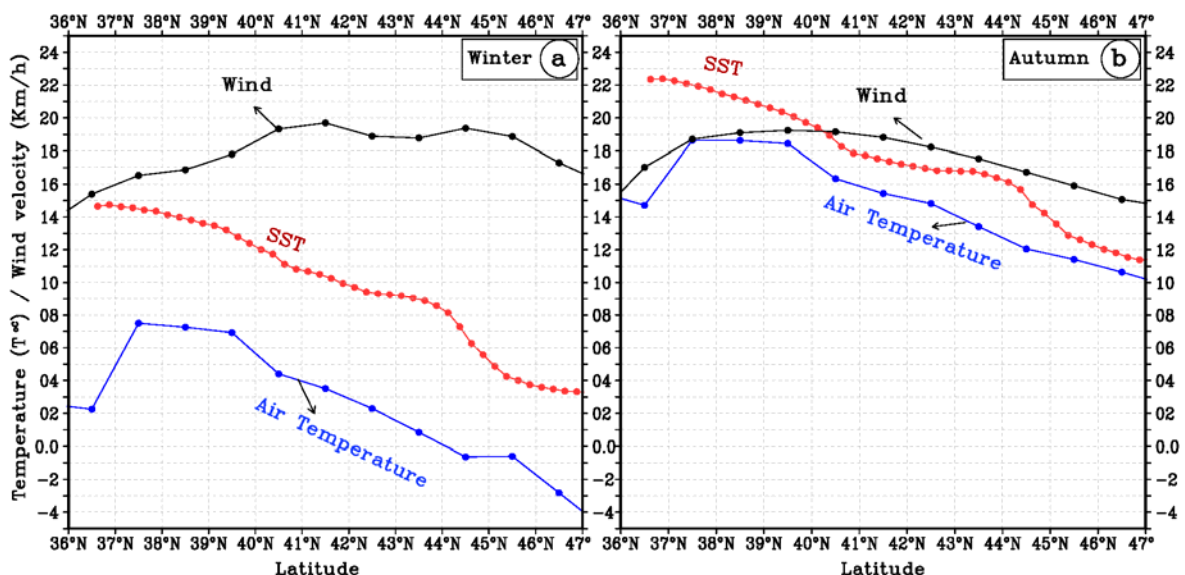
بیش از 1°C بالغ می‌شود. در این زمان از سال، تداوم بادهای شمالی سرد روی دریایی که بخش اعظم آن دمایی کمتر از 10°C در سطح دارد (شکل ۹-b) و شرایط فیزیکی حاکم، ضمن کاستن از فعالیت‌های ترمودینامیکی، میزان تبخیر و شارگرمای نهان را بر سطح دریا کاهش می‌دهد، که متعاقب آن بارش‌های زمستانه نیز کاهش می‌یابد. در مقام مقایسه، در زمان استقرار بادهای

به‌منظور درک نحوه برهم‌کنش هوا و دریا در زمان وقوع بارش‌ها، مقادیر متوسط روزانه دمای سطح دریا (SST)، دمای هوای سطحی و شدت وزش باد شمالی به‌طور ترکیبی برای بارش‌های زمستانه و پاییزه روی دریای خزر مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که شکل ۱۱-a نشان می‌دهد، در بارش‌های زمستانه، میزان متوسط اختلاف دمای بین هوا و دریا در سرتاسر دریای خزر به

مسافت کوتاهی در جنوب عرض 40° شمالی، منحنی دمای هوا در هر دو فصل پاییز و زمستان به یک‌باره میزان $2/5^\circ\text{C}$ تا 3°C افزایش دما را نشان می‌دهد. این افزایش ناگهانی دمای هوا در حوضچه جنوبی دریای خزر با منطقه بیشینه شار گرمای نهان روی دریا (شکل ۱۲) منطبق است. در واقع انطباق منطقه افزایش ناگهانی دمای هوا با بیشینه شار گرمای نهان بیانگر آن است که چشمه اصلی رطوبت بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر در حوضچه جنوبی و به‌ویژه در پایین‌تر از عرض 40° شمالی جای گرفته است. روند افزایشی دمای هوای سطحی برای روزهای بارشی پاییز و زمستان، همان‌طور که شکل‌های ۱۱-a و ۱۱-b نشان می‌دهند، در عرض $37/5^\circ$ شمالی و در نخستین تماس با سواحل جنوبی دریای خزر پایان می‌یابد و در خط ساحلی یک روند دمایی معکوس جایگزین می‌شود. در این منطقه دمای هوا فقط در مسافت 1° عرض جغرافیایی ($37/5^\circ$ تا $36/5^\circ$) یک‌باره به میزان 4°C تا $5/5^\circ\text{C}$ کاهش می‌یابد.

شمالی پاییزه، علی‌رغم اختلاف دمایی بسیار کم بین هوا و دریا (3°C – 1°C)، میزان متوسط زیاد دمای سطح دریا ($22/5^\circ\text{C}$ – 12°C)، شرایط مناسبی را برای افزایش یافتن میزان تبخیر، شار گرمای نهان و در نهایت بارش پاییز فراهم می‌کند (شکل ۱۱-b).

بررسی تطبیقی مقادیر متوسط فصلی دمای سطح دریا برای روزهای بارشی پاییز و زمستان (شکل ۱۱)، بیانگر آن است که در دریای خزر به ازای هر 1° درجه کاهش عرض جغرافیایی به میزان 1° درجه سلسیوس افزایش دما در امتداد نصف‌النهاری روی خواهد داد. با این حال در هر دو فصل پاییز و زمستان در حدفاصل عرض 44° تا 45° شمالی یک افزایش ناگهانی چنددرجه‌ای در منحنی دمای سطح دریا در روزهای بارشی مشاهده می‌شود. این جهش دمایی در منحنی بارش‌های زمستانه برجسته‌تر است (از حدود 5°C به حدود 9°C در شکل ۱۱-a). جهش دمایی مشابهی نیز در حول و حوش عرض 40° شمالی در منحنی دمای هوای سطحی (۲ متری) قابل مشاهده است. به طوری که فقط در



شکل ۱۱. مقادیر متوسط دمای هوا در ارتفاع ۲ متری (خط آبی)، دمای سطح دریا (خط سرخ) و شدت وزش باد سطحی (خط سیاه) متوسط‌گیری شده برای دریای خزر (طول 48° تا 54° شرقی). (a) و (b) به ترتیب متوسط تعداد ۳۰ روز بارش بیش از ۳۰ میلی‌متر در زمستان و پاییز. از نمونه‌هایی استفاده شد که در آنها جهت باد روی دریای خزر، شمالی بود.

افزایش یافتن دمای سطح دریای خزر، میزان بارش‌ها نیز در ساحل جنوبی این دریا افزایش می‌یابد. با در نظر گرفتن میزان همبستگی ۰/۶۵ که در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است، می‌توان چنین نتیجه گرفت که با پیشروی دوره سرد سال، به‌واسطه کاهش یافتن دمای سطح دریای خزر، تبخیر از سطح دریای خزر کاهش می‌یابد و متعاقب آن از مقدار بارش‌های خزری نیز کاسته می‌شود. از دیگر روابط آماری به‌دست آمده می‌توان به میزان همبستگی قوی بین شار گرمای نهان و دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های زمستانه و پاییزه اشاره کرد. با توجه به جدول ۵، می‌توان روابط موجود را چنین توضیح داد که با افزایش یافتن دمای دریای خزر در نتیجه افزایش یافتن تبخیر، شار گرمای نهان نیز افزایش می‌یابد و در نهایت، رطوبت کافی برای بارش در سواحل جنوبی فراهم می‌شود و بارش‌های منطقه خزری به‌وقوع می‌پیوندد. همبستگی معنی‌دار و قوی بین میزان بارش، دمای سطح دریا و شار گرمای نهان بر این نکته تأکید دارد (جدول ۴).

مقایسه تطبیقی دمای هوا و دریا نکته دیگری را نیز آشکار می‌سازد. بدین ترتیب که تقریباً در سرتاسر دریای خزر تفاوت دمای هوا و دریا در زمان وقوع بارش‌های پاییزه، برخلاف تصور موجود بسیار اندک است و به‌استثنای خط ساحلی جنوب دریا از میزان 2°C تا 3°C تجاوز نمی‌کند. این در حالی است که در بارش‌های زمستانه میزان متوسط اختلاف دمای بین هوا و دریا برای عرض‌های مشابه به حدود ۳ برابر میزان بارش‌های پاییزه بالغ می‌شود (شکل ۱۱).

به‌منظور درک میزان نقش دمای سطح دریای خزر بر وقوع بارش‌ها در سواحل جنوبی دریا، میزان همبستگی دمای سطح دریای خزر با بارش و سایر مؤلفه‌های محلی و منطقه‌ای برای تعداد ۹۴ روز بارش شدید و متوسط پاییزه و زمستانه محاسبه شد. جدول ۴ و ۵ بیانگر روابط کمی بین دمای سطح دریای خزر با بارش و سایر مؤلفه‌های محلی و منطقه‌ای است. با توجه به جدول ۴، بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دمای سطح دریای خزر یک رابطه مستقیم بسیار قوی وجود دارد. بدین ترتیب که با

جدول ۴. میزان همبستگی بارش‌های شدید و متوسط منطقه خزری با مؤلفه‌های مقیاس محلی و منطقه‌ای.

شار گرمای نهان (خزر جنوبی)	شار گرمای نهان (کل دریای خزر)	شار گرمای محسوس (خزر جنوبی)	شار گرمای محسوس (کل دریای خزر)	شدت باد شمالی (خزر جنوبی)	شدت باد شمالی (کل دریای خزر)	دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	بارش متوسط منطقه خزری
۰/۵۲ (**)	۰/۴۶ (**)	۰/۰۱۳	-۰/۱۷	-۰/۵۷ (**)	-۰/۴۰ (*)	۰/۶۵ (**)	۰/۶۵ (**)	

* در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. ** در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

جدول ۵. میزان همبستگی دمای سطح دریای خزر با مؤلفه‌های مقیاس محلی و منطقه‌ای.

شار گرمای نهان (خزر جنوبی)	شار گرمای نهان (کل دریای خزر)	شار گرمای محسوس (خزر جنوبی)	شار گرمای محسوس (کل دریای خزر)	شدت باد شمالی (خزر جنوبی)	شدت باد شمالی (کل دریای خزر)	دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	دمای سطح دریا (خزر جنوبی)
۰/۴۸ (**)	۰/۵۳ (**)	-۰/۲۳	-۰/۲۹	-۰/۳۱	-۰/۲۴		
۰/۵۱ (**)	۰/۵۶ (**)	-۰/۲۱	-۰/۲۵	-۰/۳۰	-۰/۲۶		

* در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. ** در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.

روی حوضچه جنوبی دریای خزر (شکل ۱۲-ا) که در مقایسه با نرمال اقلیمی، نابهنجاری برابر با ۲۵۰ وات بر متر مربع را نشان می‌دهد (شکل ۱۲-ب)، به‌خوبی می‌تواند بیانگر وقوع بارش‌های شدیدتر پاییزه در قیاس با بارش‌های زمستانه باشد.

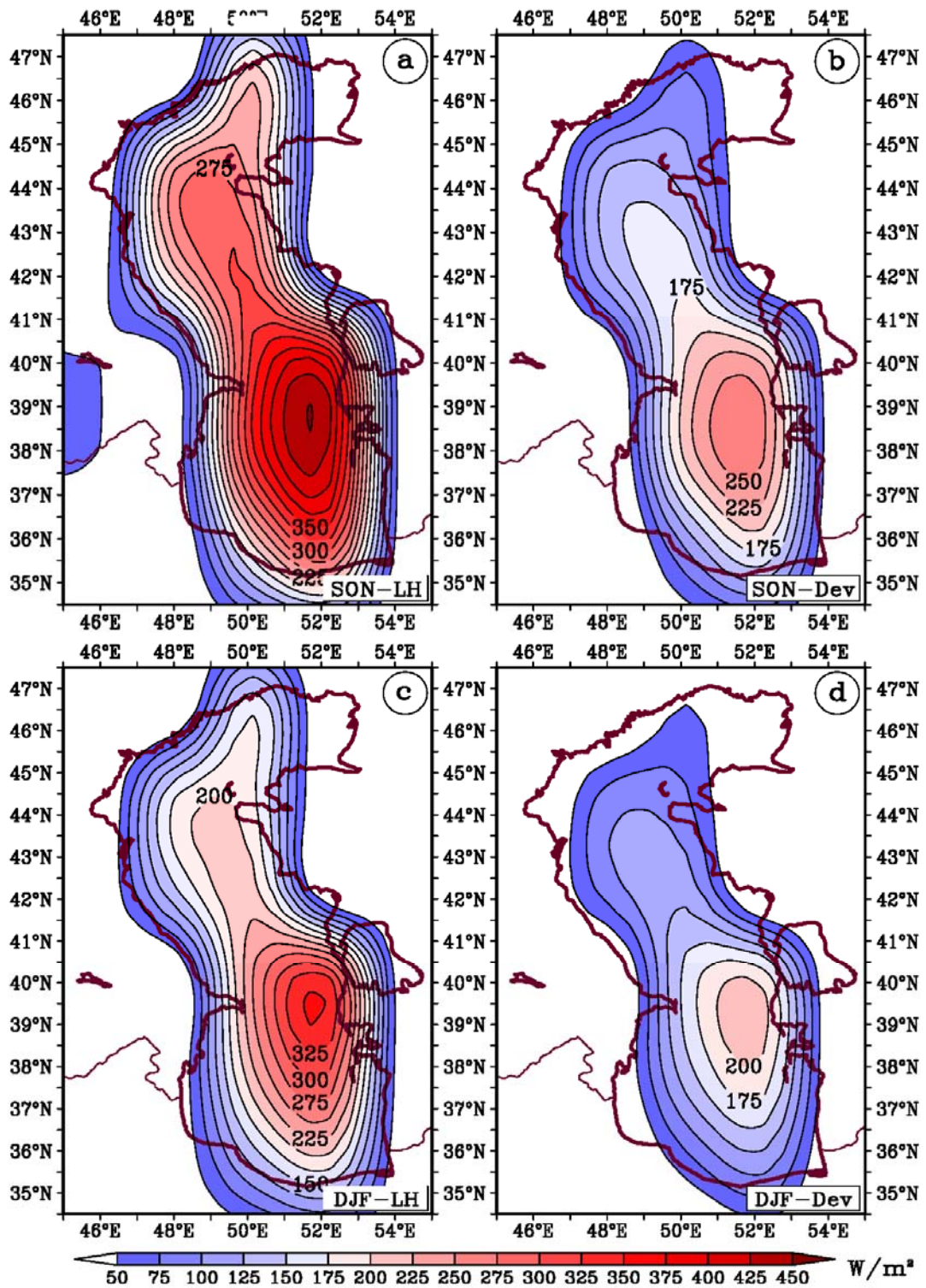
بدین ترتیب در طول فصل زمستان شکل‌گیری یک ترکیب خاص از عوامل محلی و منطقه‌ای، از جمله کاهش یافتن دمای سطح دریای خزر و متعاقب آن کاهش یافتن شار گرمای نهان (شکل ۱۱ و ۱۲) و افزایش یافتن میزان تاوایی منفی و فشار هوا بر نیمه جنوبی دریای خزر، در شرایط معمول امکان صعود هوا را به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای کاهش می‌دهد (شکل ۳-ب). در نهایت تأثیر وزش بادهای شمالی شدیدتر روی ترکیب یادشده، الگوی پیچیده‌تری را در ارتباط با انتقال رطوبت و ایجاد بارش در پی دارد. محاسبه میزان همبستگی بین شدت وزش باد شمالی در سطح دریا و بارش منطقه خزری بیانگر این نکته است که هرچه شدت باد شمالی روی دریای خزر افزایش یابد، از شدت بارش‌ها به میزان بیشتری کاسته می‌شود. میزان این همبستگی برای کل منطقه خزری ۰/۴۰- و برای بخش جنوبی دریای خزر ۰/۵۷- است که در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است (جدول ۴). نکته دیگر آنکه شدت وزش باد شمالی روی دریای خزر با دمای سطح دریا، شار گرمای محسوس و گرمای نهان نیز ارتباط معکوسی را نشان می‌دهد (جدول ۶).

به‌منظور فراهم ساختن درکی مناسب‌تر، از وضعیت گرمای نهان، نقشه‌های مقادیر متوسط شارگرمای نهان به تفکیک برای بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه (۳۹ روز)، همراه با نقشه‌های میزان متوسط نابهنجاری‌ها در شکل ۱۲ آمده است. نقشه‌های متوسط شارگرمای نهان و نقشه‌های متوسط نابهنجاری مربوط به آن به‌خوبی همبستگی‌های آماری به‌دست آمده در جدول ۴ و ۵ را تأیید می‌کنند. بدین ترتیب که در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر میزان شارگرمای نهان در دسترس، بیش از مقادیر متوسط درازمدت آن است. در این خصوص، همان‌طور که شکل‌های ۱۲-ا تا ۱۲-د نشان می‌دهند، میزان شارگرمای نهان روی حوضچه جنوبی دریای خزر به‌طور چشمگیری افزایش می‌یابد و در پی وقوع این وضعیت، رطوبت کافی برای وقوع بارش‌های شدید در سواحل جنوبی خزر فراهم می‌شود. با توجه به شکل‌های ۱۲-ب و ۱۲-د پیشینه نابهنجاری گرمای نهان در بخش جنوبی دریای خزر در بارش‌های پاییزه و زمستانه به ترتیب به ۲۵۰ و ۲۰۰ وات بر متر مربع بالغ می‌شود. مقایسه مقادیر گرمای نهان و نابهنجاری آن در زمان وقوع بارش‌های پاییزه و زمستانه به‌خوبی نقش برجسته دریای خزر را در وقوع بارش‌های شدیدتر پاییزه در قیاس با بارش‌های زمستانه توضیح می‌دهد. در این ارتباط در زمان وقوع بارش‌های پاییزه، مشاهده مقادیر متوسط گرمای نهان ۴۵۰ وات بر متر مربع

جدول ۶. میزان همبستگی شدت باد نصف‌النهاری (شمالی) روی دریای خزر با مؤلفه‌های مقیاس محلی و منطقه‌ای.

شار گرمای نهان (خزر جنوبی)	شار گرمای نهان (کل دریای خزر)	شار گرمای محسوس (خزر جنوبی)	شار گرمای محسوس (کل دریای خزر)	نابهنجاری دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	نابهنجاری دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	
-۰/۲۶	(*)-۰/۳۵	-۰/۰۷	-۰/۰۵	(*)-۰/۳۲	(*)-۰/۳۶	-۰/۲۶	-۰/۲۴	شدت باد شمالی (کل دریای خزر)
(*)-۰/۳۷	(*)-۰/۳۸	-۰/۰۴	۰/۱۰	-۰/۱۴	-۰/۲۱	-۰/۳۰	-۰/۳۱	شدت باد شمالی (خزر جنوبی)

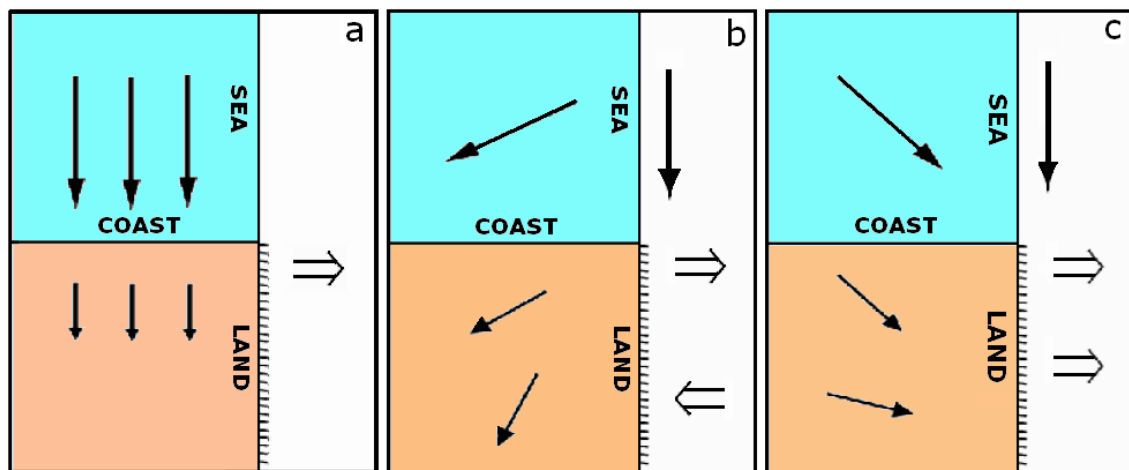
* در سطح ۰/۰۵ معنی‌دار است. ** در سطح ۰/۰۱ معنی‌دار است.



شکل ۱۲. مقادیر شار گرمای نهران (W/m^2). (a) و (c) متوسط شار گرمای نهران به تفکیک در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه. (b) و (d) متوسط نابهنجاری‌های شار گرمای نهران برای بارش‌های پاییزه و زمستانه در مقایسه با متوسط دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰).

همگرایی محلی و حرکت قائم هوا پدیدار می‌شود. این سازوکار در برگشت تأثیر قابل توجهی در وضعیت جوّی منطقه ساحلی دارد (روالوفزن و همکاران، ۱۹۸۶؛ بنت و همکاران، ۲۰۰۶). بررسی‌ها بیانگر آن است که در گذر یک جریان زمین‌گرد از دریا به خشکی، به‌ویژه هنگامی که در امتدادی عمود بر خط ساحلی بوزد، افزایش ناگهانی کشش سطحی در منطقه ساحلی ضمن کاهش دادن شدت باد و عقب انداختن آن در خشکی، درعین حال همگرایی و حرکت بالاسوی هوا را در خط ساحلی موجب می‌شود (شکل ۱۳-a). این همگرایی که در اصطلاح به «همگرایی اصطکاکی» (Friction convergence) معروف است، در صورتی که جریان هوای ورودی به ساحل زاویه کوچکی را با امتداد خط ساحل ایجاد کند، با بسته شدن مراکز همگرایی و حداکثر حرکت صعودی همراه خواهد بود (شکل ۱۳-c)، (اطلس و چو، ۱۹۸۳). مضاف بر این، در صورتی که خط ساحلی از یک امتداد شرقی-غربی برخوردار باشد، تداوم جریان‌های شمال غربی در مقایسه با جریان‌های شمال شرقی همگرایی اصطکاکی قوی‌تر، در نتیجه همرفت‌های عمیق‌تری را در خط ساحلی ایجاد می‌نمایند (اطلس و چو، ۱۹۸۳؛ روالوفزن و همکاران، ۱۹۸۶؛ بنت و همکاران، ۲۰۰۶). سازوکار یادشده درعین حال که وقوع همرفت بارش را در خط ساحلی دریای خزر تبیین می‌نماید، می‌تواند یکی از دلایل کاهش یافتن شدت بارش‌های زمستانه (شمال شرقی بودن جهت باد غالب در سامانه اصلی بارش‌زا - شکل ۱۳-b) در مقایسه با بارش‌های پاییزه (جهت باد شمال غربی - شکل ۱۳-c) در سواحل خزری باشد. علاوه‌براین در طول فصل زمستان سرمایش سطحی و پایداری عمومی هوا (شکل ۳) میزان همگرایی اصطکاکی را در منطقه خزری در مقایسه با پاییز کاهش می‌دهد.

بر این اساس در طول فصل‌های پاییز و زمستان، وزش بادهای شمالی ضعیف‌تر روی دریای خزر با افزایش یافتن دمای سطح دریا، افزایش یافتن شار گرمای نهان و درنهایت افزایش یافتن بارش در حاشیه جنوبی دریای خزر همراه خواهد بود. جدول ۶ این روابط آماری را نشان می‌دهد. علاوه بر خصوصیات یادشده، در برهم‌کنش هوا - دریا و خشکی، برخی ویژگی‌های خردمقیاس و میان‌مقیاس نیز پدیدار می‌شوند که در تعیین خصوصیات جریان هوا در لایه مرزی و وقوع بارش در منطقه خزری نقش ایفاء می‌کنند. اگر جریان هوا در لایه مرزی عمود بر خطوط همدمای و هم‌فشار بوزد، چنان‌که در زمان وقوع بارش‌های خزری بر نیمه جنوبی دریا نیز قابل مشاهده است (شکل‌های ۴ و ۹)، موجب رشد بیشتر لایه مرزی و گرم‌تر و مرطوب‌تر شدن آن می‌شود (اطلس و چو، ۱۹۸۳). هنگامی که چنین جریان هوایی در یک مقیاس همدید روی دریا تداوم یابد، با در نظر گرفتن نظریه شبه زمین‌گرد، در لایه مرزی، به‌واسطه کشش سطحی (Surface drag) انرژی جنبشی مقیاس همدیدی تحت کنترل مبادلات تلاطمی قرار می‌گیرد و در مقیاس‌های کوچک‌تری پخش و یا تحت تأثیر مبادلات تلاطمی به شکل انرژی گرمایی متبلور می‌شود (کارلسون، ۱۹۹۱). گرمایش ناگهانی چنددرجه‌ای هوای سطحی در عرض 40° شمالی و تداوم این گرمایش در حوضچه جنوبی دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های پاییزه و زمستانه از این واقعیت حکایت دارد (شکل ۱۱، خط‌های آبی رنگ). جریان هوای گرم و مرطوب پس از یک عبور طولانی از روی دریا به خط ساحلی می‌رسد. با توجه به آنکه خط ساحلی عمدتاً گسیختگی آشکاری در زبری (Roughness) سطحی نشان می‌دهد، واداشت‌های مکانیکی حاصل در خط ساحلی گردش ثانویه‌ای را در لایه مرزی موجب می‌شوند که در پی آن یک میدان



شکل ۱۳. تفاوت کشش سطحی در خط ساحلی و تغییر شدت جریان، پیدایش همگرایی و حرکت قائم هوا در زمان استقرار جریان دریا-خشکی در لایه مرزی در شکل‌ها خط ساحلی دارای امتداد شرقی- غربی است. میزان صعود هوا در منطقه ساحلی با پیکان‌های توخالی ضخیم برای جریان‌های مقیاس همدیدی که از شمال (a)، شمال شرق (b) و شمال غرب (c) می‌وزند، نشان داده شده است. اقتباس از روالوفزن و همکاران (۱۹۸۶)، با در نظر گرفتن ساختار باد در منطقه خزری.

۴ نتیجه‌گیری

مشاهده شده در فصل پاییز بالغ می‌شود.

- یافته‌ها روشن ساخت که جهت وزش غالب بادهای ترازهای زیرین جو در زمان وقوع بارش‌های شدید دوره سرد، شمالی است. همچنین در مقایسه با پاییز، متوسط شدت وزش بادهای شمالی زمستانه روی دریای خزر- به‌ویژه در نیمه شرقی آن- به‌طور محسوسی افزایش می‌یابد. در الگوی زوجی زمستانه، دریای خزر، به‌واسطه شیب فشار قابل‌ملاحظه در امتداد مداری، شدیدترین جریان‌های شمالی را دارد و در الگوی پُرفشار، جهت غالب جریان هوا در ترازهای زیرین جو از شمال- شمال غربی در الگوی پاییزه به شمال شرقی در الگوی زمستانه تغییر می‌یابد که به نظر می‌رسد تغییر در جهت وزش باد غالب عاملی برای کاهش یافتن مقادیر بارش زمستانه در منطقه خزری است.

- بررسی جریان‌های بالاسو و پایین‌سو در منطقه خزری تفاوت‌های فصلی آشکاری را بین پاییز و زمستان نشان می‌دهد. در طول فصل پاییز یک الگوی الاکلنگی یک‌سویه و برجسته بین شمال و جنوب دریای خزر قابل مشاهده است. به‌طوری‌که بیشینه نزول و صعود هوا

در تحقیق حاضر، به‌منظور تبیین علل کاهش یافتن مقدار و شدت وقوع بارش‌های زمستانه در سواحل خزری، ساختار گردش جو و برخی مؤلفه‌های مهم در مقیاس منطقه‌ای مورد بررسی قرار گرفت. با در نظر گرفتن هدف و پرسش تحقیق، یافته‌ها ویژگی‌های زیر را در خصوص بارش‌های زمستانه منطقه خزری نشان می‌دهند.

- نتایج بررسی بیانگر آن است که در همه الگوهای همدیدی بارش‌زا، مرکز پُرفشار دینامیکی واقع در شمال و یا غرب دریای خزر در زمستان در مقایسه با پاییز به شدت تقویت می‌شود؛ به‌طوری‌که فشار هوا در مراکز پُرفشار در الگوی پُرفشار و زوجی در قیاس با پاییز به ترتیب حدود ۸ و ۳ هکتوپاسکال افزایش می‌یابد و درعین حال در زمان اوج بارش‌ها، به ترتیب منحنی‌های هم‌فشار ۱۰۳۰ و ۱۰۲۵ هکتوپاسکال تا نوار ساحلی جنوب دریا گسترش می‌یابد. یافته‌ها همچنین نشان داد که شدت گردش و اچرخندی در ترازهای زیرین جو روی دریای خزر در همه الگوهای همدیدی به‌طور محسوسی افزایش پیدا می‌کند و میزان متوسط آن در الگوی پُرفشار زمستانه به دو برابر مقدار

سطح دریا کاهش می‌یابد و متعاقب آن به‌واسطه کاهش یافتن رطوبت در دسترس، از مقدار بارش‌های سواحل خزری نیز کاسته می‌شود.

- یافته‌ها نشان داد که بین شدت وزش باد شمالی در سطح دریا و دمای سطح دریا، شار گرمای نهان و بارش سواحل جنوبی دریای خزری یک ارتباط معکوس قوی و معنی‌دار وجود دارد. بدین ترتیب که هرچه شدت باد شمالی روی دریای خزر افزایش یابد، از مقادیر گرمای نهان، دمای سطح دریا و شدت بارش‌ها به میزان بیشتری کاسته می‌شود.

- نتایج به‌دست آمده بیانگر آن است که در فصل زمستان مراکز پُرفشار قوی‌تری بر جانب شمالی و غربی دریای خزر استقرار می‌یابند. متعاقب آن، میزان گردش و اچرخندی و فشار هوا در ترازهای زیرین جو بر بخش جنوبی دریا افزایش قابل‌ملاحظه‌ای می‌یابد. این افزایش با وردایی نصف‌النهار قابل‌توجه پُرفشارهای دینامیکی زمستانه، تغییر جهت وزش باد غالب از شمال غربی به شمال شرقی در مهم‌ترین الگوی بارش‌زای سواحل خزری (الگوی پُرفشار) و کاهش یافتن دما و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر همراه می‌شود. مجموع شرایط فوق، ترکیبی خاص و پیچیده از عوامل محلی و منطقه‌ای را در طی ماه‌های زمستانی شکل می‌دهد که کاهش یافتن مقدار، شدت و تعداد روزهای بارشی در فصل زمستان را به همراه دارد. اینکه در میان دو عامل گردش جو و خصوصیات ترمودینامیکی سطح دریای خزر کدامیک در تغییرات فصلی بارش سواحل خزری عامل غالب محسوب می‌شود، پرسشی است که پاسخ‌گویی به آن در چارچوب تحقیق حاضر امکان‌پذیر نیست. به‌نظر می‌رسد که برای دستیابی به چنین مطلوبی، استفاده از یک مدل دینامیکی، با قدرت تفکیک مکانی زیاد، ضروری است. با اجرای مدلی که در آن شرایط ترمودینامیکی زمستانه دریای خزر برای بارش‌های پاییزه و برعکس شرایط

به‌ترتیب در عرض 45° و $37/5^\circ$ شمالی جای می‌گیرد. براین‌اساس، در طول فصل پاییز، بیشینه نزول هوا در عرض 45° شمالی منجر به شکل‌گیری یک منطقه بیشینه صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر می‌شود. در زمستان شدت صعود هوا در سواحل جنوبی دریای خزر در قیاس با پاییز به شدت کاهش می‌یابد.

- نتایج نشان داد که در طول فصل پاییز، استقرار مکرر و مناسب مراکز پُرفشار دینامیکی بر بخش شمالی دریای خزر و به دنبال آن شکل‌گیری یک الگوی الاکلنگی یک‌سویه در امتداد نصف‌النهاری، پتانسیل زیادی برای صعود رطوبت و وقوع بارش در سواحل جنوبی دریای خزر در اختیار قرار می‌دهد. این در حالی است که در طول فصل زمستان، با توجه به وردایی نصف‌النهاری قابل‌توجه پُرفشارهای دینامیکی، این شرایط کمتر قابل مشاهده است.

- بررسی دمای سطح دریا نشان داد که در زمان وقوع بارش‌های شدید پاییزه و زمستانه، بخش‌های میانی و جنوبی دریای خزر، دمایی بیشتر از نرمال و منتهی‌الیه شمالی دریا دمایی کمتر از نرمال دارند. در این میان میزان شیب نابهنجاری دما بین بخش شمالی و میانی دریای خزر در بارش‌های زمستانه در مقایسه با بارش‌های پاییزه بیشتر است. در مقایسه بین الگوهای همدیدی، وسعت و شدت نابهنجاری‌های مثبت دما در الگوی زوجی، چه در زمستان و چه در پاییز در قیاس با الگوی پُرفشار بیشتر است. در این ارتباط الگوی زوجی در فصل پاییز، نابهنجاری مثبت قابل‌ملاحظه‌ای را روی کل دریای خزر نشان می‌دهد.

- بررسی دما و شار گرمای نهان در سطح دریای خزر روشن ساخت که بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دما و شار گرمای نهان در سطح دریا یک رابطه مستقیم بسیار قوی وجود دارد. به‌طوری‌که با پیشروی دوره سرد سال، به‌واسطه کاهش یافتن دمای سطح دریای خزر، میزان تبخیر و مقادیر گرمای نهان در

گردشی پاییزه برای بارش‌های زمستانه در اجراهای متفاوت شبیه‌سازی شود، می‌توان پاسخی برای این پرسش فراهم کرد.

تشکر و قدردانی

مقاله حاضر بخشی از طرح پژوهشی است که در سال ۱۳۸۷ در دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور به انجام رسیده است. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور به خاطر حمایت مالی از این پژوهش قدردانی می‌شود.

منابع

باقری، س.، ۱۳۷۲، بررسی سینوپتیکی سیستم‌های سیل زا در شمال ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

براتی، غ. و عاشوری، ف.، ۱۳۸۶، طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه‌های جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲، ۸۰-۶۷.

پورآتشی، م.، ۱۳۸۴، مطالعه همدیدی بارش‌های سنگین (۲۰۰ میلی‌متر و بیشتر در مدت ۲۴ ساعت) ناشی از فرارفت گرمایی در لایه‌های میانی جو روی سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.

خلیلی، ع.، ۱۳۵۰، منشأ بارندگی کرانه‌های خزر، نیوار، شماره فروردین، ۴۶-۳۹.

خوشحال دستجردی، ج.، ۱۳۷۶، تحلیل و ارائه مدل‌های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

جانبازقبادی، غ.، مفیدی، ع.، و زرین، آ.، ۱۳۸۷، تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور،

گزارش پروژه، شماره ۲۷، ۸۱ صفحه.

جانبازقبادی، غ.، مفیدی، ع.، و زرین، آ.، ۱۳۹۰، شناسایی الگوهای همدید بارش‌های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۲۲ (۲)، ۴۰-۲۳.

سازمان هواشناسی کشور، داده‌های بارش روزانه ایستگاه‌های سینوپتیک سواحل خزری.

رضیئی، ط.، مفیدی، ع. و زرین، آ.، ۱۳۸۷، مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۵ (۱)، ۱۴۱-۱۲۱.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم‌های صعود بارندگی‌های ایران، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، دوره جدید (۱)، تابستان ۱۳۷۲، ۸۵-۱۰۱.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۳، توزیع مکانی بارش در رشته‌کوه‌های البرز، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، دوره جدید (۵-۴)، ۱۲۰-۹۹.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۴، نقش رشته‌کوه‌های البرز در توزیع ارتفاعی بارش، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۳۸، ۵۲-۳۷.

علیجانی، ب.، ۱۳۷۶، آب‌وهوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.

علیجانی، ب.، ۱۳۸۰، تیپ‌های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران، کاوش‌نامه، ۲ (۳)، ۴۹-۲۱.

علیجانی، ب.، ۱۳۸۱، اقلیم‌شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ اول، ۲۰-۵.

علیجانی، ب.، محمدی، ح.، و بیگدلی، آ.، ۱۳۸۶، نقش الگوهای فشار در بارش‌های سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال چهارم، ۱۶، ۵۱-۳۷.

عزیزی، ق.، و صمدی، ز.، (۱۳۸۶)، تحلیل الگوی

- Bennett, L.J., Browning, K.A., Blyth, A.M., Parker, D.J., and Clark, P.A., 2006, A Review of the Initiation of Precipitating Convection in the United Kingdom, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **132**(617), 1001-1020.
- Carlson, T.N., 1991, *Mid-Latitude Weather Systems*, Harper Collins Academic, London, UK.
- Dotty, B., 1996, *The Grid Analysis and Display System (GrADS), V1.5.1.12*, 145p. [Http://www.ges.org/grads/gadoc/users.html].
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D., 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, **77**, 437-471.
- Khalili, A., 1973, Precipitation patterns of Central Elburz, *Arch. Met. Geoph. Biokl., Seri. B* **21**(2-3), 215-232.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., Van den Dool, H., Jenne, R., and Fiorino, M., 2001, The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, **82**, 246-267.
- Reynolds, R.W., and Smith, T.M., 1995, A high-resolution global sea surface temperature climatology, *J. Climate*, **8**, 1571-1583.
- Reynolds, R.W., Rayner, N.C., Smith, T.M., Stokes, D.C., and Wang, W., 2002, An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate, *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Reynolds, R.W., Smith, T.M., Liu, C., Chelton, D.B., Casey, K., and Schlax, M.G., 2007, Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature, *J. Climate*, **20**, 5473-5496.
- Roeloffzen, J. C., Van den Berg, W. D., and Oerlemans, J., 1986, Frictional Convergence at Coastlines, *Tellus*, **38A**, 397-411.
- Sheffield, J., Goteti, G., and Wood, E. F., 2006, Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling, *J. Climate*, **19**(13), 3088-3111.
- Shenk, W. E., 1965, Analysis of a Caspian Sea Vortex, *Mon. Wea. Rev.*, **93**(10), 613-617.
- Yarnal, B., 1993, *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven press, 1-18.
- سینوپتیکی سیل ۲۸ مهرماه ۱۳۸۲ استان‌های گیلان و مازندران، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۰، ۷۴-۶۱.
- قشقائی، ق.، ۱۳۷۵، بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت معلم.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۰، بررسی سینوپتیک سیلاب ۲۱ آبان ماه سال ۱۳۷۵ در نواحی مرکزی استان مازندران، رشد آموزش جغرافیا، ۵۷، ۴۱-۳۳.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۳، نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور، مجله علوم و فنون دریایی ایران، دوره دوم (۳-۲)، ۸۸-۷۷.
- مرادی، ح.، ۱۳۸۵، پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۵، ۱۳۱-۱۰۹.
- مفیدی، ع.، ۱۳۷۹، بررسی همدیدی نقش دریای سیاه در بارش‌های ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.
- مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانبازقبادی، غ.، ۱۳۸۶، تعیین الگوی همدیدی بارش‌های شدید و حادی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳ (۳)، ۱۵۴-۱۳۱.
- وحیدی، ج.، ۱۳۷۶، مطالعه و بررسی سینوپتیکی-آماری بارندگی‌های سواحل جنوبی دریای خزر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد هواشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- یوسفی، ح.، ۱۳۸۲، زمان‌یابی ورود پُرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش‌های پاییزی منطقه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم‌شناسی)، دانشگاه تهران.
- Atlas, D., and Chou, S-H., 1983, The Influence of Coastal Shape on Winter Mesoscale Air-Sea Interaction, *Mon. Wea. Rev.*, **111**(2), 245-252.