



University of Mazandaran

اولین کنفرانس بین المللی تغییرات زیست محیطی منطقه خزری
۳ تا ۴ شهریور ۱۳۸۷ دانشگاه مازندران، بابلسر

**The 1st. International Conference on the Caspian Region Environmental Changes
24-25 August 2008, University of Mazandaran, Babolsar, Iran**

**1-ая Международная Конференция по изменениям среды Каспийского егиона
24-25 августа 2008, Мазандаранский Университет, Баболсар, Иран**

عنوان مقاله:

تعیین الگوی همدیدی بارش های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش
های شدید پائیزه در سواحل جنوبی دریای خزر

عباس مفیدی^۱، آذر زرین^۲، غلامرضا جانباز قبادی^۳

۱ - استادیار گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان، چالوس Email: abbasmofidi@gmail.com

۲ - استادیار گروه جغرافیای مؤسسه آموزش عالی طبرستان، چالوس

۳ - استادیار گروه جغرافیای دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور

<http://cec.umz.ac.ir>

CEC@umz.ac.ir

INT1_OFIC@umz.ac.ir

Paper Code:4-cerc-25



تعیین الگوی همیدی بارش های شدید زمستانه و مقایسه آن با الگوی بارش های شدید پائیزه در

سواحل جنوبی دریای خزر

عباس مفیدی ، آذر زرین ، غلامرضا جانباز قبادی

چکیده

به منظور تعیین الگوی همیدی بارش های زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر و تبیین علل روند کاهشی در مقدار و شدت بارش دوره سرد، با استفاده از داده های بارش ۸ ایستگاه همیدی سواحل جنوبی دریای خزر روزهای بارش شدید زمستانه برای یکدوره ۱۰ ساله (۲۰۰۳-۱۹۹۴) استخراج گردید. سپس جهت تعیین الگوی همیدی بارش ها، داده های شبکه بندی شده فشار، نم و ویژه سرعت قائم، مؤلفه باد مداری (u) و باد نصف النهاری (v)، دمای سطح دریا، شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس برای ترازهای متفاوت و در حدفصل های زمانی ۶ ساعته، روزانه و متوسط ۳۰ ساله برای تعداد ۲۱ روز بارش شدید زمستانه و ۲۸ روز بارش شدید پائیزه از NOAA و NCEP/NCAR تهیه شد و پس از تولید نقشه و پردازش های آماری مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.

یافته های تحقیق بیانگر آنست که بارش های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر نتیجه استقرار سه الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار بر روی منطقه خزری بوده و در تمامی الگوها گردش و اچرخندی همراه با بادهای شمالی در ترازهای زیرین جو بر دریای خزر تسلط دارد. نتایج نشان داد که بواسطه تسلط نزول شدید هوا بر نیمه شمالی و صعود شدید کم ضخامت در بخش جنوبی دریای خزر، یک رابطه الاکلنگی بین نیمه شمالی و بخش جنوبی دریای خزر در تمام روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار وجود دارد. یافته ها همچنین بیانگر آنست که بر خلاف الگوی پرفشار در الگوی زوجی گردش و اچرخندی در نیمه ی جنوبی دریا و در ترازهای زیرین جو به حداکثر میزان خود می رسد. شدیدترین بارش های زمستانه و پائیزه مربوط به این الگو بوده و وزش بادهای شمالی در این الگو در مقایسه با الگوی پرفشار از شدت بیشتری برخوردار می باشد. در الگوی کم فشار منطقه خزری بواسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حدفصل جنوب دریا تا رشته کوه های البرز در ترازهای میانی و ردسپهر بیشینه ی صعود هوا را تجربه می کند. در این الگو در نتیجه همگرایی جریانات مرطوب جنوبی و بادهای شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش ها نبوده و دریاهای دوردست جنوبی نیز منابع رطوبتی بارش های شدید سواحل خزری می باشند.

بررسی دمای سطح دریا نشان داد که در زمان وقوع بارش های شدید پائیزه و زمستانه، بخش های میانی و جنوبی دریای خزر دمایی بالاتر از نرمال و منتهی الیه شمالی دریا دمایی پائین تر از نرمال را تجربه می کنند. در این رابطه وسعت و شدت نابهنجاری های مثبت دما در الگوی زوجی چه در زمستان و چه در پائیز در قیاس با سایر الگوها بیشتر بوده است. همچنین یافته ها نشان داد که بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دمای سطح دریا یک رابطه ی مستقیم بسیار قوی وجود دارد.

یافته ها بیانگر آنست که استقرار مراکز پرفشار قوی تر بر جانب شمالی و غربی دریای خزر، همچنین شکل گیری یک ترکیب خاص از عوامل محلی و منطقه ای، از جمله افزایش تاوایی منفی و افزایش فشار هوا بر روی نیمه ی جنوبی دریای خزر و کاهش دمای سطح دریا و متعاقب آن کاهش شار گرمای نهان ضمن کاهش امکان صعود هوا در حوضچه جنوبی دریای خزر، بطور قابل ملاحظه ای از شدت و فراوانی وقوع بارش های شدید زمستانه در قیاس با بارش های فصل پائیز می کاهد.

واژگان کلیدی: بارش های خزری، الگوهای همیدی، پرفشارهای دینامیک، دمای سطح دریا، تاوایی منفی، باد شمالی.



۱. مقدمه

در سواحل جنوبی دریای خزر بارش بعنوان مهمترین عنصر اقلیمی و پدیده جوی از توزیع زمانی و مکانی پیچیده ای برخوردار است. موقعیت جغرافیایی منحصر بفرد این منطقه بویژه قرارگیری آن بر جانب جنوبی دریای خزر، جابجایی مداوم پشته ها و ناوه های امواج غربی بر روی منطقه و استقرار رشته کوه های مرتفع و توپوگرافی پیچیده بروز چنین پیچیدگی را در الگوی بارش در پی داشته است. در این میان وقوع بارش های شدید از ویژگی های ذاتی اقلیم سواحل جنوبی دریای خزر محسوب می گردد. بطوریکه برخی از ایستگاه های خزری در اغلب سالها تقریباً نیمی از مجموع بارش سالانه خود را با آستانه بالاتر از ۳۰ میلی متر در روز دریافت می دارند.

توزیع زمانی و تنوع مکانی بارش و پیچیدگی سازوکار حاکم بر وقوع آن در سواحل جنوبی دریای خزر بویژه در رابطه با بارش های شدید همواره بعنوان یکی از موضوعات برجسته و بحث انگیز توجه اقلیم شناسان و هواشناسان بی شماری را بخود جلب نموده و موضوع اصلی پژوهش های متعددی بوده است. در این میان تئوری های متعددی بویژه در رابطه با سازوکار حاکم بر وقوع بارش های شدید در منطقه ی خزری ارائه گردیده است. تئوری های اولیه عمدتاً بر نقش پرفشار سبیری بعنوان عامل اصلی وقوع بارش های دوره ی سرد تأکید داشته اند (خلیلی، ۱۳۴۹؛ علیجانی، ۱۳۷۲؛ ۱۳۷۶؛ قشقایی، ۱۳۷۵). در برخی موارد وقوع بیشینه بارش در منتهی الیه جنوب دریای خزر ناشی از شکل گیری یک جبهه محلی در منطقه سفیدرود دانسته شده (خلیلی، ۱۳۴۹) و یا استقرار یک جبهه محلی موسوم به جبهه نسیم دریا را عامل اصلی وقوع بیشینه مقادیر بارش در حد فاصل خشکی و دریا ذکر نموده اند (خوشحال، ۱۳۷۶). در عین حال، عمده محققین وقوع بارش های شدید فصل پائیز بر روی منطقه ی خزری را ناشی از وقوع همرفت دانسته اند (خلیلی، ۱۳۴۹؛ علیجانی، ۱۳۷۲؛ قشقایی، ۱۳۷۵). بررسی پژوهش های اخیر نشان می دهد که اگرچه برخی از آنها همچنان بر نقش پرفشار سبیری در وقوع بارش های خزری تأکید دارند (براتی و عاشوری، ۱۳۸۶) و یا استقرار ناوه ی موج غربی در وردسپهر میانی بر روی دریای خزر را عامل اصلی وقوع بارش های سیل زا در سواحل جنوبی این دریا ذکر نموده اند (مرادی، ۱۳۸۰؛ ۱۳۸۵)، اما در تئوری غالب، جابجایی شرق سوی پرفشارهای مهاجر غربی و نفوذ زبانه ی آنها بر روی دریای خزر عامل اصلی وقوع بارش های پائیزی منطقه ی خزری دانسته شده است (خوشحال، ۱۳۷۶؛ یوسفی، ۱۳۸۲؛ علیجانی، ۱۳۸۰؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۸۶؛ رضیئی و همکاران، ۱۳۸۷). همچنین در یکی از جدیدترین پژوهش های انجام شده، مفیدی و همکاران (۱۳۸۵؛ ۱۳۸۶) در یک بررسی همدیدی سه الگوی اصلی برای وقوع بارش های شدید پائیزه در سواحل جنوبی دریای خزر ارائه نموده اند. در این تحقیق به نحو بارزتری ساختار سامانه های همدیدی بارش را مورد بررسی قرار گرفته و درک دقیق تری از سازوکار حاکم بر وقوع بارش های شدید در فصل پائیز ارائه گردیده است. بررسی مطالعات انجام شده مبین این نکته است که پژوهش های یاد شده عمدتاً بارش های شدید فصل پائیز را در کانون اصلی توجه خود قرار داده اند و بارش های زمستانه در منطقه ی خزری کمتر مورد توجه قرار گرفته است. با در نظر گرفتن مطالعات انجام شده و با توجه به نبود شناخت کافی و درکی مناسب از الگوهای همدیدی بارش های زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر نیاز به انجام پژوهشی که بطور خاص سازوکار حاکم بر وقوع بارش های شدید زمستانه در منطقه ی خزری را بررسی نماید ضروری به نظر می رسد. بر این اساس هدف اصلی پژوهش حاضر بررسی بارش های شدید زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر به منظور تعیین الگوی همدیدی حاکم در زمان وقوع بارش ها در این منطقه می باشد. در این راستا تحقیق حاضر درصدد پاسخگویی به سؤالات زیر خواهد بود:

- ۱- الگوی همدیدی بارش های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر کدامند؟
- ۲- چرا مقدار و شدت بارش های خزری در زمستان در مقایسه با پائیز کاهش می یابد؟



۲. مواد و روش کار

به منظور تعیین الگوهای همیدی بارش های شدید زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر، روش همیدی «محیط به گردش» به عنوان رهیافت اولیه مطالعه در نظر گرفته شد (یارنال، ۱۹۹۳؛ علیجانی، ۱۳۸۱). با توجه به هدف کلی و سؤالات تحقیق مراحل زیر برای انجام مطالعه در نظر گرفته شد:

الف) مراحل تعیین الگوی همیدی

- برای تعیین روزهای بارش شدید، داده های بارش روزانه ۸ ایستگاه سینوپتیک در ساحل جنوبی دریای خزر برای آخرین دوره ۱۰ ساله موجود (۱۹۹۴-۲۰۰۳) برای ماه های دسامبر، ژانویه، فوریه و مارس از سازمان هواشناسی کشور تهیه شد (جدول ۱). در تحقیق حاضر همانند مطالعه مفیدی و همکاران (۱۳۸۶) بارشی شدید تلقی می شود 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 ی 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 میلی متر) باشد (مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶). بر اساس معیارهای فوق توزیع زمانی و تغییرات مکانی بارش در منطقه خزری مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت تعداد ۲۱ روز به عنوان روزهای بارش شدید زمستانه برای بررسی های همیدی و آماری تعیین شد (جدول ۲).

جدول ۱. مشخصات ایستگاه های مورد مطالعه.

ایستگاه	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان
عرض جغرافیایی	۳۸°-۲۵'	۳۷°-۲۸'	۳۷°-۱۲'	۳۶°-۵۴'	۳۶°-۳۹'	۳۶°-۴۳'	۳۶°-۲۷'	۳۶°-۵۱'
طول جغرافیایی	۴۸°-۵۲'	۴۹°-۲۸'	۴۹°-۳۹'	۵۰°-۴۰'	۵۱°-۳۰'	۵۲°-۳۹'	۵۲°-۵۳'	۵۴°-۱۶'

جدول ۲. مشخصات بارش های شدید زمستانه در منطقه خزری برای دوره ۱۰ ساله (۱۹۹۴-۲۰۰۳). در روزهای زیر حداقل ۱ ایستگاه از ۸ ایستگاه خزری، برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط سالانه منطقه خزری (۵۸/۵ میلیمتر) بارش دریافت نموده است. هریک از علائم [L, CO, H] به ترتیب از راست به چپ معرف الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار است. مقادیر متوسط روزانه تاوایی نسبی و سرعت قائم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای بخش های شمالی (N) و جنوبی (S) دریای خزر، مقادیر متوسط روزانه دمای سطح دریا (SST)، مؤلفه باد نصف النهاری و شار گرمای محسوس (LH-Flux) در سطح دریا برای بخش جنوبی (S) دریای خزر محاسبه شده و در جدول نشان داده شده است.

مشخصات	آستارا	انزلی	رشت	رامسر	نوشهر	بابلسر	قائم شهر	گرگان	نوع الگو	SST (S)	سرعت قائم (N)	سرعت قائم (S)	باد نصف النهاری (S)	تاوایی نسبی (N)	تاوایی نسبی (S)
۱۳ دسامبر ۱۹۹۵	۳/۵	۷۶/۴	۵/۸	۰/۴	۶/۶	۵/۹	۰/۸	۲/۱	H	۰/۱۴ ۵۷	۰/۰۱	-۰/۰۵	۶۴/۲-	-۱/۲۰	۰/۰۲
۹ ژانویه ۱۹۹۶	۲۰	۶۰	۲۴	۲۹	۲۱	۷/۴	۲/۰	۵/۲	H	۰/۱۲ ۳۹	۰/۰۹	-۰/۰۹	-	-۲/۳۵	-۰/۹۶
۱۷ دسامبر ۱۹۹۷	۱۶	۶۱	۲۰	۸/۱۸	۵۵	۲۵	۶/۱۴	۱/۶	H	۰/۱۵ ۰۶	۰/۱۰	-۰/۱۴	-	-۲/۸۶	-۰/۵۶
۲ دسامبر ۱۹۹۸	۷۳	۶۹	۴۷	۷۱	۲۱	۳/۸	۲/۸	۷/۳	H	۰/۱۵ ۵۶	۰/۰۸	-۰/۰۸	-	-۱/۸۶	-۰/۸۱
۱۶ دسامبر ۱۹۹۹	۴/۸	۸/۱۷	۳۲	۸/۶	۶۳	۱/۲۶ ۸	۲/۲۸	۹	H	۰/۱۴ ۱۰	۰/۰۶	-۰/۰۹	-	-۱/۰۳	-۰/۸۷
۹ دسامبر ۲۰۰۰	۱۹	۹۳	۴۸	۸/۱۱	۲۳	۶/۱۶	۱/۱۸	۵/۲	H	۰/۱۴ ۰۷	۰/۱۱	-۰/۰۸	-	-۳/۶۶	-۰/۷۲
۱۰ دسامبر ۲۰۰۰	۲/۸	۷۶	۲۷	۸/۴	۱۷	۰/۹	۰	۰	H	۱/۶۶ ۱۳	۰/۰۴	-۰/۰۶	۹۶/۵-	-۲/۴۸	-۰/۷۳



۲۷	۱/۰	۱۰۲	۲۱	۳	۱۰	۸/۵	۶/۲	۵	H	۰/۱۰	۰/۱۳	-۰/۰۶	-۰/۱۴	-۰/۱۲
ژانویه ۲۰۰۱	۱۷	۵۹	۱۵	۶	۴/۰	۱/۰	۳/۰	۱/۰	H	۰/۱۵	۰/۰۷	-۰/۱۱	۴۴/۵-	-۰/۴۲
۱	۲/۱۴	۷۹	۲۸	۸/۱۷	۱۹	۸/۰	۳/۳	۴/۴	H	۰/۱۵	۰/۰۷	-۰/۱۰	-۰/۱۵	-۰/۵۲
دسامبر ۲۰۰۱	۲۳	۸۰	۲۵	۶۰	۵۷	۳/۴	۹/۳	۹/۴	H	۰/۱۷	۰/۱۵	-۰/۰۸	-۰/۱۲	-۱/۵۳
۲	۱۴	۵۹	۲۵	۴/۹	۸/۲۸	۵۲	۸/۱۷	۴/۴	H	۰/۱۳	۰/۰۹	-۰/۱۰	-۰/۱۳	-۰/۵۰
دسامبر ۲۰۰۲	۱۳	۳۵	۲۱	۴/۵	۱۷/۶	۶۰	۴	۰/۲	CO	۰/۱۵	۰/۰۶	-۰/۰۹	-۰/۱۰	-۱/۹۸
۸	۱۹	۲۹	۳۲	۴/۴	۶۳	۸	۹	۶	CO	۰/۱۴	۰/۱۲	-۰/۱۰	-۰/۱۰	-۰/۸۵
۱۷ دسامبر ۱۹۹۵	۵۸	۵۱	۶۰	۴۱	۳۴	۳۴	۶/۲۳	۷/۷	CO	۰/۱۰	۰/۰۵	-۰/۰۶	-۰/۱۱	-۱/۷۸
۲ فوریه ۱۹۹۶	۳۱	۱۵۴	۰/۱	۰/۳	۰/۷	۰	۰	۰	CO	۰/۱۳	۰/۱۱	-۰/۰۴	-۰/۱۱	-۱/۶۸
دسامبر ۱۹۹۶	۱۱	۲۶	۱۸	۳	۹۱	۷۰	۳/۷۰	۲۹	CO	۰/۱۵	۰/۱۰	-۰/۰۹	-۰/۱۰	-۱/۷۵
دسامبر ۱۹۹۷	۸/۲۲	۴۸	۲۸	۴۸	۷۰	۳۰	۱/۲۷	۱/۴	CO	۰/۱۲	۰/۰۹	-۰/۰۸	-۰/۱۰	-۱/۷۹
۱ ژانویه ۱۹۹۹	۲۴	۲۹	۲۵	۶۲	۴۰	۱۴	۵/۹	۱۳	CO	۰/۱۱	۰/۰۶	-۰/۰۹	-۰/۱۰	-۱/۶۷
ژانویه ۲۰۰۱	۱۶	۴	۵/۱۲	۲/۶	۵۹	۶۱	۲۶	۱۵	CO	۰/۱۳	۰/۱۱	-۰/۰۳	-۰/۱۰	-۰/۹۵
دسامبر ۲۰۰۱	۱۰	۴۲	۸۷	۵۳	۱۵	۳/۸	۹/۸	۱/۳	L	۰/۱۵	۰/۰۸	-۰/۲۲	-۰/۲۲	-۱/۰۹
دسامبر ۲۰۰۲														

- برای تمامی روزهای بارش شدید زمستانه داده های دوباره تحلیل شده با تفکیک افقی ۲/۵ درجه از مرکز ملی پیش بینی محیطی امریکا (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). داده ها شامل ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۱۰۰۰، ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال، مؤلفه باد مداری (u)، باد نصف النهاری (v) و سرعت قائم تراز ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال و نم و یژه تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال در حفاصل زمانی ۶ ساعته می باشد.

- با استفاده از نرم افزار GrADS و اسکریپت نویسی در محیط این نرم افزار (داتی، ۱۹۹۶) و با بهره گیری از داده های فوق، نقشه های فشار سطح دریا، تراز ۷۰۰ و ۵۰۰ هکتوپاسکال و همچنین نقشه های تاوایی نسبی، سرعت قائم، خطوط جریان، جهت و شدت باد و نم و یژه بصورت ترکیبی در حفاصل زمانی ۶ ساعته برای تمامی روزهای بارش شدید از دو روز قبل از وقوع بارش تولید شد. سپس کلیه نقشه ها به صورت چشمی مورد تحلیل قرار گرفت و در نهایت با بررسی نقشه های کلیه روزهای بارشی، الگوهای همبندی اصلی بارش های شدید زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر تعیین گردید.

- به منظور ارائه ویژگی ها و جنبه های مهم هر الگوی همبندی با متوسط گیری از تمامی روزهای بارشی متعلق به هر الگو، نقشه های متوسط از متغیرهای یاد شده تهیه شد.

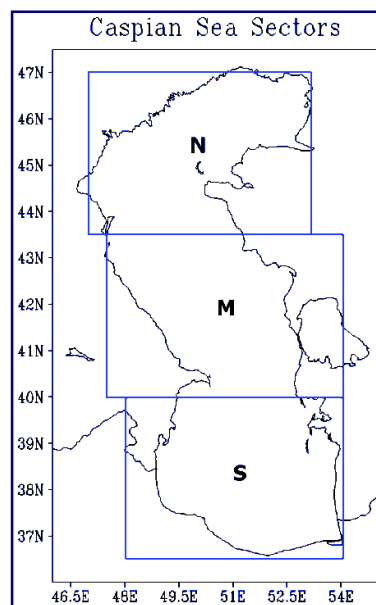
(ب) مراحل تعیین علل کاهش شدت و مقدار بارش زمستانه

- به منظور درک علل کاهش مقدار و شدت بارش های زمستانه در مقایسه با بارش های پاییزی، با توجه به نقش دریای خزر و عناصر اقلیمی در مقیاس محلی و منطقه ای، داده های متوسط روزانه دمای سطح دریا (SST)، شار گرمای محسوس و شار



گرمای نهان در سطح دریا و مؤلفه باد نصف النهاری در تراز ۱۰۰۰ هکتوپاسکال برای تعداد ۲۸ روز بارش شدید پائیزه (جدول ۳ از مفیدی و همکاران، ۱۳۸۶) و ۲۱ روز بارش شدید زمستانه (جدول ۲) برای منطقه خزری تهیه شد. داده های SST با تفکیک افقی 0.25×0.25 درجه از اداره ملی جو و اقیانوس آمریکا (NOAA) تهیه شد (رینولدز و اسمیت، ۱۹۹۵؛ رینولدز و همکاران، ۲۰۰۷). این داده ها با استفاده از روش درونیایی ایده آل (Optimum Interpolation) از باندهای مایکروویو و مادون قرمز سنجنده AVHRR و داده های ثبت شده توسط کشتی ها و ایستگاههای شناور دریایی (رینولدز و همکاران، ۲۰۰۲) بدست آمده است. همچنین داده های شار گرمای نهان و گرمای محسوس از مرکز ملی پیش بینی محیطی آمریکا (NCEP/NCAR) با تفکیک $1/9$ درجه تهیه گردید. جهت محاسبه میزان ناهنجاری ها، داده های نرمال ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰) هر یک از متغیرهای فوق نیز تهیه شد.

- برای افزایش دقت مطالعه، دریای خزر به سه قطاع شمالی، میانی و جنوبی تقسیم گردید (شکل ۱) و مقادیر متوسط روزانه هر یک از متغیرهای فوق به تفکیک برای کل دریای خزر و همچنین برای هر یک از قطاع های سه گانه برای هر یک از روزهای بارشی (۳۹ روز بارش شدید پائیزه و زمستانه) محاسبه گردید.



شکل ۱. قطاع های مورد مطالعه در منطقه دریای خزر. حروف N، M و S به ترتیب بیانگر قطاع شمالی، میانی و جنوبی است.

- با متوسط گیری از مقادیر بارش ۸ ایستگاه سینوپتیک سواحل جنوبی دریای خزر، مقدار متوسط بارش منطقه ای برای تمامی روزهای بارشی تهیه شد. در ادامه میزان همبستگی بارش های روزانه منطقه ی خزری با مقادیر متوسط روزانه متغیرهای یاد شده به تفکیک برای کل دریای خزر و قطاع های سه گانه محاسبه شد. شایان ذکر است که در مقاله حاضر به منظور خلاصه کردن نتایج، تنها به ارائه میزان همبستگی های مربوط به کل دریای خزر و قطاع جنوبی آن اکتفاء گردیده است و از نشان دادن نتایج مربوط به قطاع شمالی و میانی دریای خزر صرفنظر شده است.

- به منظور فراهم نمودن تحلیلی مناسب از ارتباط بین متغیرهای یاد شده و بارش های شدید پائیزه و زمستانه منطقه خزری، وضعیت متوسط هر یک از متغیرها و ناهنجاری آنها به صورت نقشه به تفکیک برای بارش های شدید پائیزه و زمستانه تولید شد و مورد بررسی قرار گرفت.



- با استفاده از فایل داده های بارش های شدید پاییزه مربوط به همکاران (۱۳۸۶)، وضعیت متوسط فشار سطح دریا، تاوایی نسبی و جهت و شدت باد در ترازهای زیرین جو برای الگوهای همیدی بارش های شدید پائیزه مجدداً تولید شد و در نهایت یک بررسی تطبیقی بین الگوهای همیدی بارش را در دو فصل پائیز و زمستان از نظر وضعیت فشار، جهت و سرعت باد و شدت گردش هوا در مراکز فشار و همچنین خصوصیات دریای خزر (SST، شار گرمای نهان و محسوس) صورت گرفت و نتایج استخراج گردید.

۳. نتایج

۳-۱. الگوهای همیدی بارش های شدید زمستانه

پس از بررسی وضعیت فشار، تاوایی نسبی، مقادیر سرعت قائم، نم و برف، شدت و جهت جریان و مناطق همگرایی و واگرایی هوا در ترازهای مختلف جو برای تعداد ۲۱ روز بارش شدید، الگوهای همیدی اصلی بارش های شدید زمستانه به شرح زیر تعیین شد:

الف) الگوی پرفشار

این الگو که ۱۲ روز از ۲۱ روز بارش شدید زمستانه را به خود اختصاص می دهد، الگوی اصلی و غالب بارش های شدید زمستانه به شمار می رود. در زمان اوج بارش ها یک مرکز پرفشار با فشار متوسط مرکزی ۱۰۳۷/۵ هکتوپاسکال تمامی مناطق واقع در نیمه جنوبی کوههای اورال، شمال دریای سیاه و منطقه ی خزری را تحت تسلط خود قرار می دهد (شکل ۲-الف). استقرار این مرکز پرفشار گردش و اچرخندی را در ترازهای زیرین جو بر روی کل منطقه ی خزری به شدت افزایش می دهد. بطوریکه هر چه به سمت شمال دریای خزر پیش رویم، بر میزان گردش و اچرخندی افزوده شده و بیشینه ی تاوایی منفی در منتهی الیه شمالی دریای خزر و در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در حول و حوش عرض $48^{\circ}N$ به $3/5$ - واحد بالغ می گردد (شکل ۲-الف و ۳-الف). استقرار این الگو یک جریان شمال-شمال شرقی گسترده و مداومی را در ترازهای زیرین و ردسپهر بر روی دریای خزر در پی دارد (شکل ۲-الف و ۲-د). متعاقب استقرار این الگو دمای سطح دریا در بخش شمالی دریای خزر در مقایسه با وضعیت متوسط اقلیمی، حدود $2^{\circ}C$ سردتر و در بخش های مرکزی و جنوبی دریا بین $0/5^{\circ}C$ تا $1^{\circ}C$ گرمتر می گردد (شکل ۸-ب).

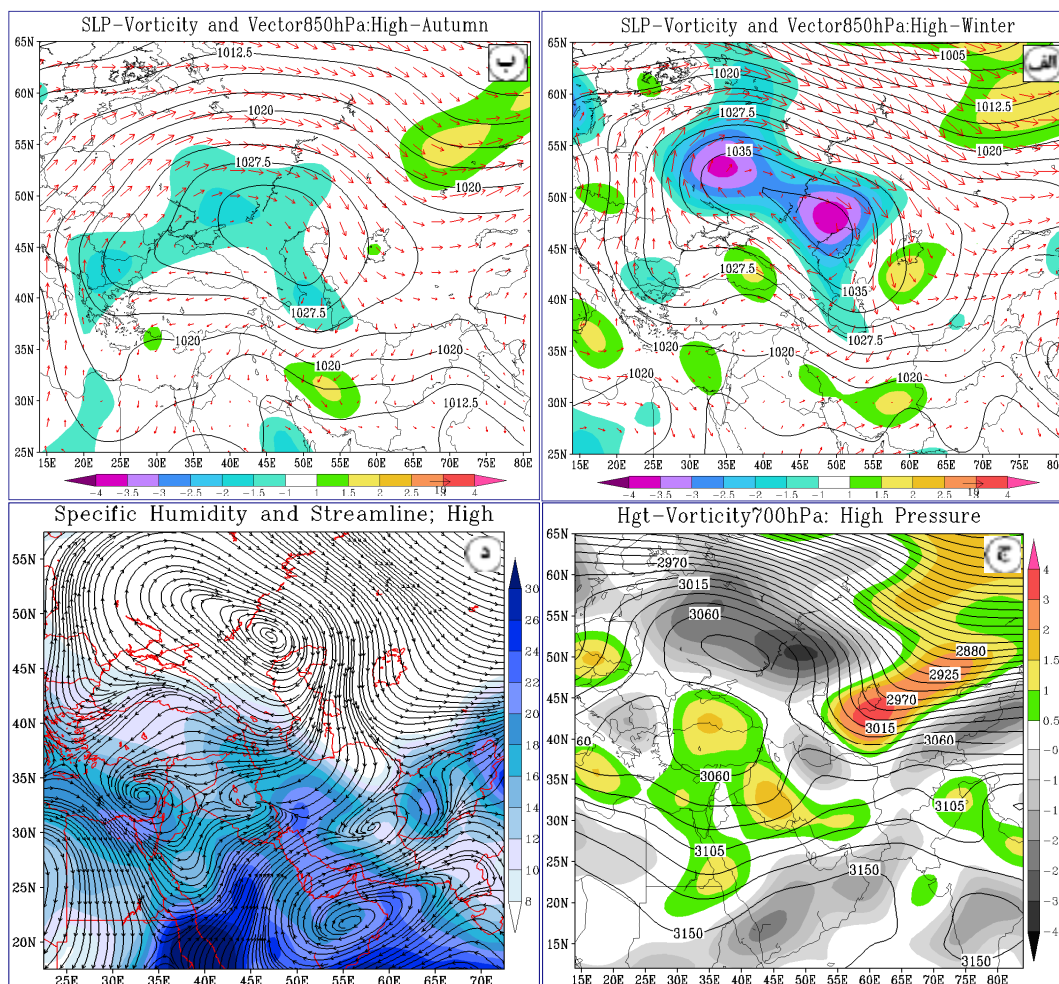
بررسی وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بیانگر آن است که در پی جابجایی شرق سوی امواج غربی یک مرکز پرارتفاع با کنتور بسته مرکزی ۳۰۷۵ ژئوپتانسیل متر و بیشینه تاوایی حدود ۴- واحد در حدفصل شمال دریای سیاه تا شمال دریای خزر استقرار می یابد (شکل ۲-ج). مرکز پرارتفاع یاد شده ضمن ایجاد یک مرکز پرفشار در سطح زمین بر جانب شمالی دریای خزر، در ترازهای زیرین جو موجب شکل گیری جریانات شمالی و گردش و اچرخندی بر روی کل منطقه خزری می گردد. این وضعیت در تمامی روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است (جدول ۲).

شکل گیری و تداوم جریان های شمالی-جنوبی بر روی دریای خزر، ضمن انتقال رطوبت از روی دریا به سمت سواحل جنوبی (شکل ۲-د)، صعود هوای مرطوب در منتهی الیه جنوبی دریا (شکل ۳-د) و وقوع بارش های شدیدی را به دنبال دارد. بررسی ها بیانگر آن است که در زمان وقوع بارش ها علیرغم صعود شدید هوا در نوار ساحلی جنوب دریای خزر، مرکز کم فشار و یا منطقه ی همگرایی در حوضچه ی جنوبی دریای خزر مشاهده نمی گردد. بر این اساس می توان چنین استدلال نمود که در زمان وقوع بارش ها، مشاهده صعود شدید هوا در لایه ای کم عمق در زیر تراز ۸۰۰

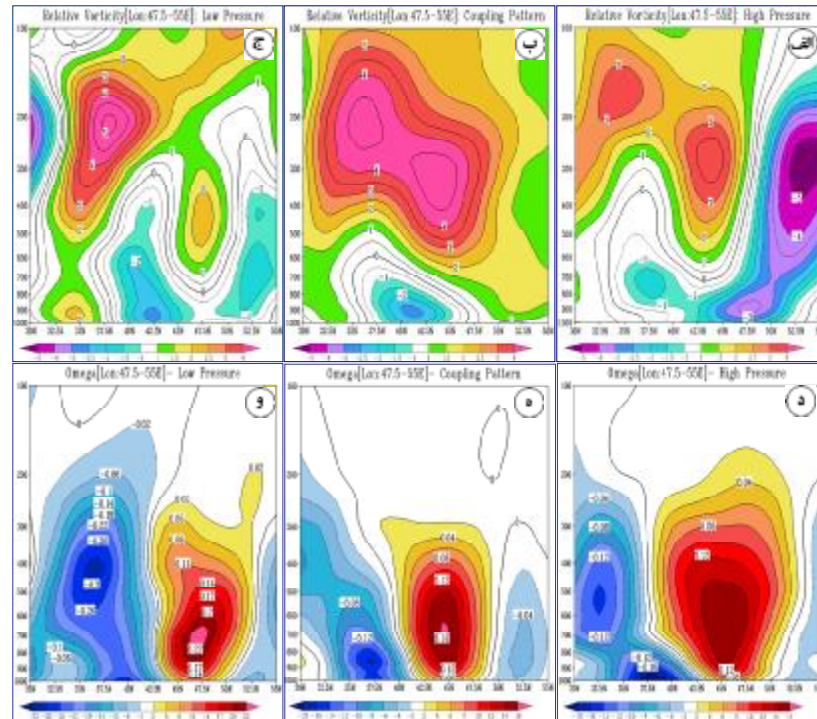


هکتوپاسکال (شکل ۳-د) ناشی از وقوع همرفت در مقیاس محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر می باشد. در این رابطه شکل های ۳-الف و ۳-د بخوبی نحوه گردش و شدت صعود و نزول هوا را در الگوی پرفشار در امتداد نصف النهاری بر روی دریای خزر نشان می دهند.

مقایسه ی دو شکل یاد شده بیانگر آن است که در نتیجه استقرار و تداوم گردش واپرخندی شدید و افزایش آن به سمت شمال دریای خزر (شکل ۳-الف)، تمامی 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 بویژه نوار ساحلی دریا در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال سرعت قائم بالاسویی حدود ۰/۱۸- پاسکال بر ثانیه را تجربه می کند (شکل ۳-د). این رابطه الکلنگی بین نیمه ی شمالی و جنوبی دریای خزر، همانطوریکه مقادیر سرعت قائم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال در جدول ۲ نیز نشان می دهد، در تمامی روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است.



شکل ۲- نقشه های متوسط برای الگوی پرفشار. (الف) و (ب) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی و جهت و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای زمستان و پائیز. (ج) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. (د) مقادیر مجموع نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ ، ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر، شدت باد برحسب متر برثانیه و نم ویژه برحسب (g/kg) می باشد. در شکل ها از نشان تاوایی ۱- تا ۱+ ($10^{-5} s^{-1}$) صرف نظر شده است.



شکل ۳- نیمرخ های متوسط تاوایی نسبی و سرعت قائم برای سه الگوی بارش زای زمستانه در امتداد نصف النهاری. (الف)، (ب) و (ج) وضعیت متوسط تاوایی به ترتیب برای الگوی پرفشار، زوجی و کم فشار. (د)، (ه) و (و) وضعیت متوسط سرعت قائم برای همان الگوها. تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ ، سرعت قائم برحسب (Pa/s) می باشد. در شکل ها محور افقی نشاندهنده عرض جغرافیایی و محور قائم بیانگر ترازهای فشاری برحسب هکتوپاسکال می باشد.

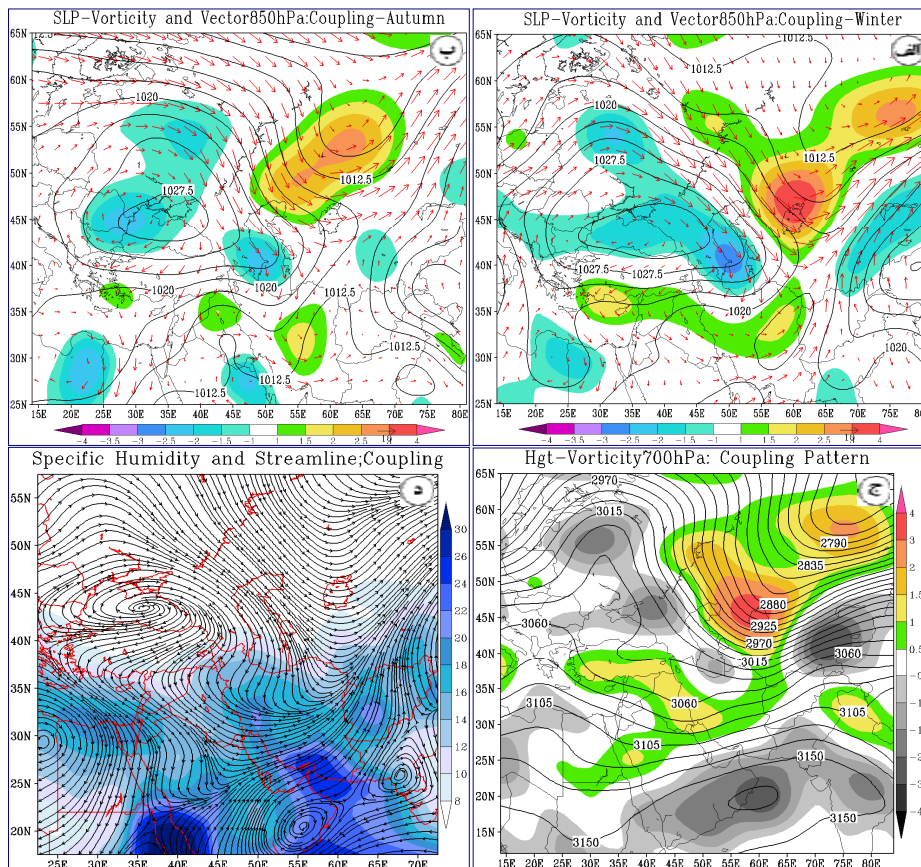
ب) الگوی زوجی

این الگو که در واقع نوعی انتقالی محسوب می گردد که پس از گذر یک ناوه ی موج غربی از روی منطقه خزری و در ابتدای ورود یک پشته به منطقه ی دریای سیاه و قفقاز مشاهده می گردد. الگوی زوجی ۸ روز از ۲۱ روز بارش شدید را به خود اختصاص داده است. در این الگو همچون الگوی پرفشار، تسلط گردش و اچرخندی و استقرار یک مرکز پرفشار در منطقه دریای خزر نقش اصلی را در وقوع بارش های شدید در سواحل جنوبی دریای خزر بازی می کند. با این تفاوت که به واسطه ی استقرار یک ناوه ی نسبتاً عمیق در ترازهای میانی جو در حدفاصل دریای خزر تا دریاچه آرال، تاوایی بر جانب شمالی و بویژه شرقی دریای خزر عمدتاً مثبت بوده (شکل ۴-ج) و در نقشه سطح زمین نیز یک مرکز کم فشار و یا گردش چرخندی در منطقه دریاچه آرال تسلط دارد (شکل ۴-الف). در مقابل تمامی مناطق واقع در نیمه ی جنوبی دریای خزر و مناطق واقع در حدفاصل دریای خزر تا دریای سیاه در سطح زمین محل استقرار یک پرفشار دینامیکی می باشد (شکل ۴-الف). در الگوی زوجی بواسطه ی استقرار یک پشته ی نسبتاً 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 (شکل ۴-الف و ۴-ج). در این الگو دریای خزر تحت تسلط جریانات شمال-شمال غربی قرار داشته و گردش و اچرخندی در نیمه ی جنوبی دریا به حداکثر میزان خود می رسد (شکل ۴-الف و جدول ۲).

در مقایسه با الگوی پرفشار، مرکز پرفشار در الگوی زوجی حدود ۵ تا ۶ درجه در عرض پایین تر استقرار یافته و متوسط فشار در مرکز آن با بیشینه ی ۱۰۳۰ هکتوپاسکال حدود ۷ تا ۸ هکتوپاسکال کمتر است. در عین حال بررسی نیمرخ



تاوایی بیانگر آن است که در این الگو گردش و اچرخندی بر روی دریای خزر از عمق و وسعت کمتری برخوردار است (شکل ۳-ب).



شکل ۴- نقشه های متوسط برای الگوی زوجی. (الف) و (ب) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی و جهت و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال برای زمستان و پائیز. (ج) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوپتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. (د) مقادیر مجموع نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. تاوایی برحسب $10^{-5} s^{-1}$ ، ارتفاع ژئوپتانسیل برحسب متر، شدت باد برحسب متر برثانیه و نم ویژه برحسب (g/kg) می باشد. در شکل ها از نشان تاوایی ۱- تا $10^{-5} s^{-1}$ صرف نظر شده است.

همانطوریکه شکل های ۴-الف و ۴-د نشان می دهند، در الگوی زوجی استقرار یک مرکز پرفشار بر جانب غربی دریای خزر و شکل گیری یک مرکز کم فشار یا گردش چرخندی بر جانب شرقی دریا موجب ایجاد و تداوم یک جریان همگرا در امتداد شمالی-جنوبی بر روی دریای خزر می گردد که شیب فشار قابل ملاحظه در امتداد مداری بر شدت این جریان می افزاید. همین امر موجب گردیده تا وزش بادهای شمالی در الگوی زوجی در مقایسه با الگوی پرفشار از شدت بیشتری برخوردار باشد (جدول ۲).

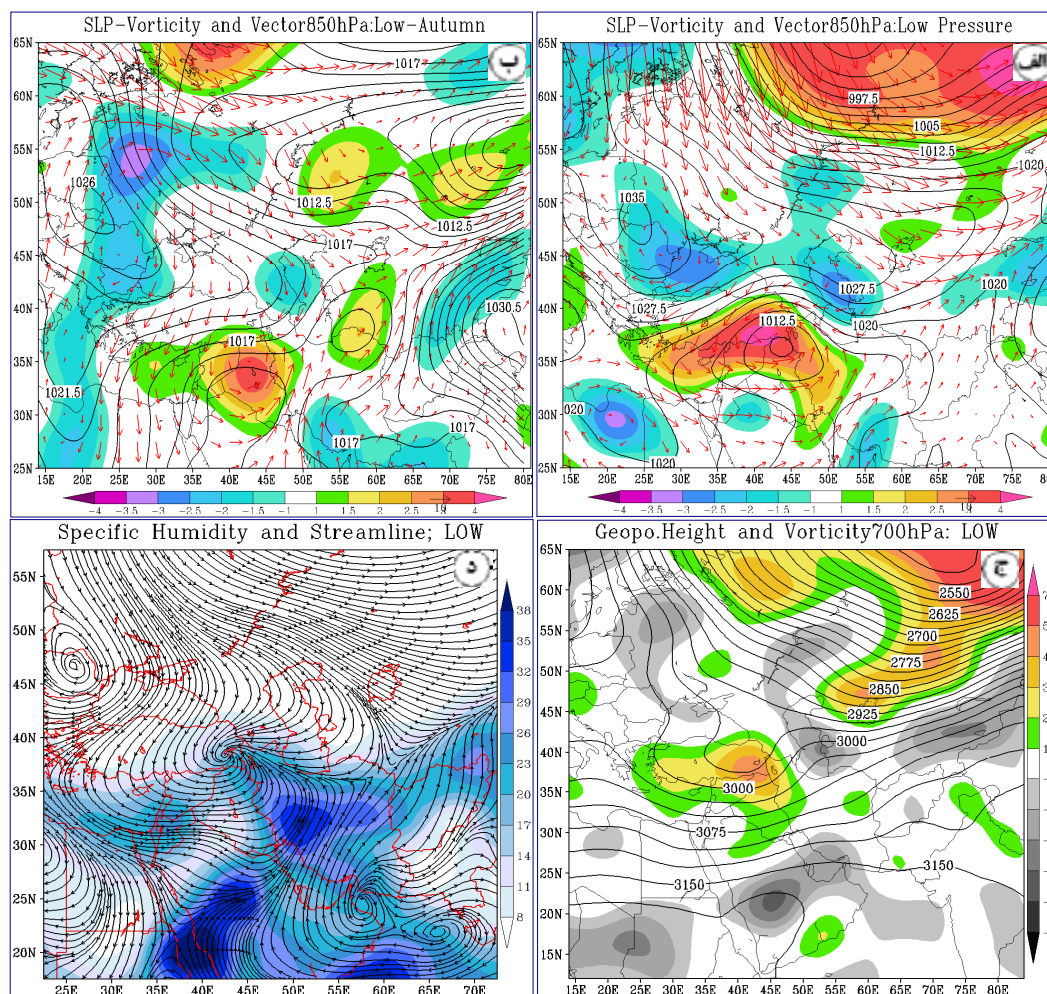
علیرغم وجود تاوایی منفی بر روی حوضچه جنوبی دریای خزر (شکل ۳-ب)، شکل گیری جریان شمالی-جنوبی گسترده و نسبتاً شدید ضمن انتقال رطوبت دریای خزر به سواحل جنوبی (شکل ۳-د) با صعود شدید هوا در ترازهای زیرین و ردسپهر در خط ساحلی همراه است (شکل ۳-ه) که در نهایت بارش های شدیدی را در منتهی الیه جنوبی دریا بدنبال دارد. با توجه به شکل ۳-ه بیشینه ی صعود هوا در الگوی زوجی در خط ساحلی جنوب دریا به وقوع می پیوندد که بواسطه ی دوری از دامنه های شمالی البرز و در عین حال نبود شواهدی مبنی بر وجود یک صعود دینامیکی (شکل ۳-الف و ۳-ب) فقط وقوع



یک همرفت محلی می تواند توجیهی برای بارش های شدید ایجاد شده باشد. شایان ذکر است که در این الگو نیز همچون الگوی پرفشار در زمان وقوع بارش های شدید، دمای سطح آب در بخش های میانی و جنوبی دریای خزر بطور متوسط بین 0.5°C تا 1°C گرمتر از وضعیت متوسط و در بخش شمالی حدود 1.5°C تا 2°C سردتر از متوسط درازمدت می باشد (شکل ۸-د). البته با این تفاوت که مناطق دارای نابهنجاری مثبت دما از گستردگی و وسعت بیشتری برخوردار هستند.

ج) الگوی کم فشار

این الگو تنها یک روز از بارش های شدید زمستانه را در طول دوره ی ده ساله ۲۰۰۳-۱۹۹۴ به خود اختصاص داده است (جدول ۲). در الگوی کم فشار که نمونه معرف آن روز ۱۰ دسامبر ۲۰۰۲ می باشد، در پی عمیق شدن یک ناوه ی مقیاس سینوپتیک بر غرب خاورمیانه، بیشینه ی تاوایی مثبت در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال بر شرق ترکیه از ۳ واحد تجاوز نموده است (شکل ۵-ج). بطور همزمان در ترازهای میانی جو، شکل گیری یک پشته ی نسبتاً کوچک مقیاس بر روی دریای خزر تسلط گردش و اچرخندی را بر بخش های میانی و جنوبی دریا در پی داشته است (شکل ۵-ج). استقرار پشته یاد شده بر روی دریای خزر تاوایی منفی قابل ملاحظه ای را همراه با نزول شدید هوا در زیر تراز ۳۰۰ هکتوپاسکال بر روی بخش های میانی دریا موجب گردیده است (شکل ۳-ج و ۳-و).



شکل ۵- نقشه های متوسط برای الگوی کم فشار. (الف) و (ب) وضعیت متوسط فشار در سطح دریا و تاوایی نسبی و شدت باد در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

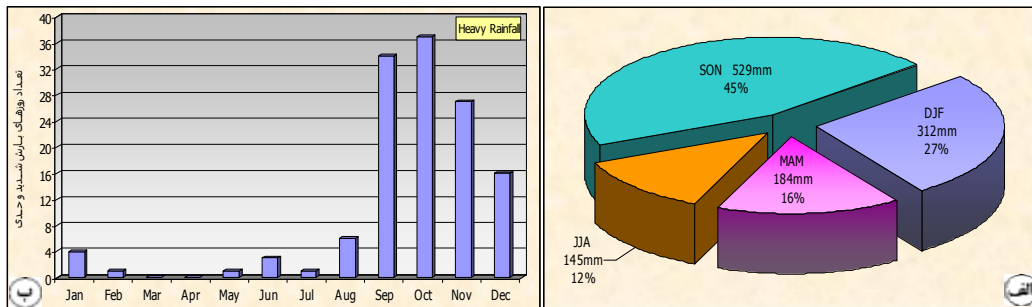


برای زمستان و پائیز: (ج) وضعیت متوسط ارتفاع ژئوتانسیل و تاوایی نسبی در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال. (د) مقادیر مجموع نم ویژه در تراز ۱۰۰۰ تا ۸۵۰ هکتوپاسکال و خطوط جریان در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال. واحدها همچون شکل ۲ و ۴.

نتیجه آنکه در نقشه ی سطح زمین یک گردش واپرخندی همراه با بادهای شمالی نسبتاً شدید بر روی دریای خزر تسلط یافته است. در عین حال وجود ناوه بر جانب شرقی ترکیه، علاوه بر ایجاد یک گردش چرخندی قوی با بیشینه تاوایی ۴ واحد در ترازهای زیرین جو، تشکیل و تقویت یک چرخند را در حدفاصل جنوب شرق ترکیه تا شمال عراق با منحنی هم فشار مرکزی ۱۰۱۰ هکتوپاسکال بدنبال داشته است (شکل ۵-الف). از سوئی دیگر استقرار یک پشته بر جانب شرقی شبه جزیره عربستان و شکل گیری جریانات واپرخندی بر روی نیمه ی جنوبی کشور، ضمن انتقال مداوم رطوبت از خلیج فارس، دریای سرخ و دریای عرب (شکل ۵-الف و ۵-د) به داخل چرخند مستقر بر شمال عراق، تکوین و گسترش چشمگیر آن را در پی داشته است. فراهم شدن شرایط فوق و پیدایش یک گردش چرخندی گسترده همراه با صعود شدید هوا در لایه ضخیمی از وردسپهر بر روی نیمه ی غربی ایران (شکل ۳-و) همراه با تداوم گردش واپرخندی و تقویت بادهای شمالی بر روی دریای خزر، در نهایت یک منطقه ی همگرایی را بین جریانات مرطوب جنوبی و بادهای شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر ایجاد نموده است (شکل ۵-د). بررسی وضعیت همبستگی کم فشار روز ۱۰ دسامبر ۲۰۰۲ بیانگر آن است که برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی در الگوی کم فشار تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش ها نبوده و دریاهای دوردست جنوبی (خلیج فارس، دریای سرخ و دریای عرب) نیز منابع رطوبتی بارش های شدید سواحل خزری می باشند (شکل ۵-د). بیشینه ی صعود هوا در این الگو همانطوریکه شکل ۳-و نشان می دهد، بواسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حدفاصل جنوب دریای خزر تا رشته کوه های البرز در ترازهای میانی وردسپهر به وقوع می پیوندد. شکل ۵-ب وضعیت متوسط فشار، تاوایی و جریان هوا را در ترازهای زیرین جو در زمان استقرار الگوی کم فشار پائیزه نشان می دهد. بررسی تطبیقی الگوی کم فشار زمستانه (شکل ۵-الف) و پاییزه (شکل ۵-ب) بیانگر شباهت زیاد آرایش سامانه های فشاری و جریان غالب هوا در الگوهای یاد شده می باشد. با این تفاوت که سامانه ها در الگوی زمستانه از برجستگی، شدت گردش و شیب فشار بیشتری برخوردار هستند.

۳-۲ تحلیل علل کاهش مقدار و شدت بارش زمستانه

برخلاف سایر مناطق کشور در سواحل جنوبی دریای خزر با پیشروی دوره سرد از مقادیر بارش کاسته می شود. در این منطقه با وجود آنکه بارش های زمستانه در مقایسه با سایر مناطق کشور قابل ملاحظه است، اما در مقایسه با بارش های پاییزه ی این منطقه کاهش محسوسی حدود ۲۰٪ را نشان می دهد (شکل ۶-الف). نکته مهمتر آنکه در مقایسه دو فصل یاد شده تعداد روزهای دارای بارش شدید نیز از کاهش چشمگیری برخوردار است. بررسی بارش های دوره ده ساله ۲۰۰۳-۱۹۹۴ در منطقه خزری حکایت از آن دارد که در ماه دسامبر از تعداد روزهای دارای بارش شدید بطور چشمگیری کاسته شده و در ژانویه، فوریه و مارس بارش های شدید به یکباره به حداقل میزان خود می رسد (شکل ۶-ب). از سویی دیگر، مقایسه مقادیر متوسط منطقه ای بارش برای دو الگوی پرفشار و زوجی نیز بیانگر کاهش محسوس شدت بارش های شدید زمستانه در مقایسه با بارش های پاییزه می باشد. چنانکه جدول ۳ نشان می دهد مقدار متوسط منطقه ای بارش های شدید زمستانه در دو الگوی پرفشار و زوجی حدود ۵۰٪ از همتای پاییزه شان کمتر است. در ادامه علل کاهش مقدار و شدت بارش های زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر بررسی خواهد شد.



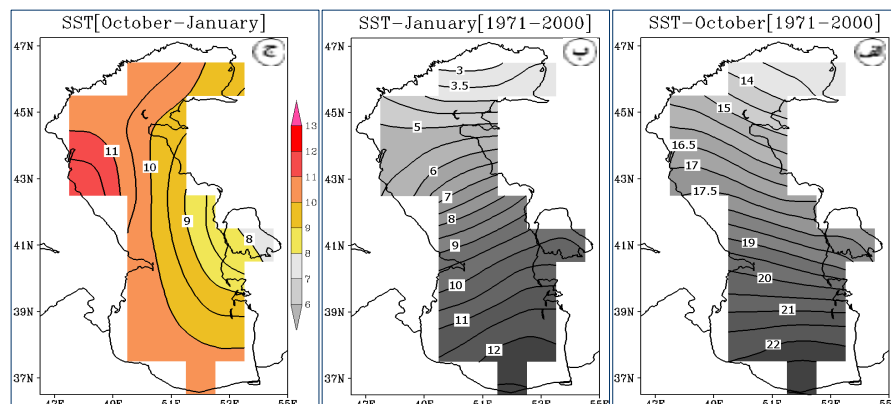
شکل ۶. (الف) مقدار و درصد فصلی بارش منطقه خزری با متوسط گیری از بارش ایستگاه های سواحل جنوبی دریای خزر. (ب) توزیع ماهانه روزهای بارش شدید در منطقه خزری در دوره ۱۰ ساله (۱۹۹۴-۲۰۰۳).

جدول ۳. مقدار متوسط بارش الگوهای همبندی بارش زای پائیزه و زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر.

مشخصه الگو	نوع	پرفشار (پائیز)	پرفشار (زمستان)	زوجی (پائیز)	زوجی (زمستان)
مقدار متوسط بارش به میلی متر		۵۲/۴	۲۵/۲	۶۲/۶۳	۳۰/۸

۳-۲-۱ بررسی نقش دمای سطح دریای خزر

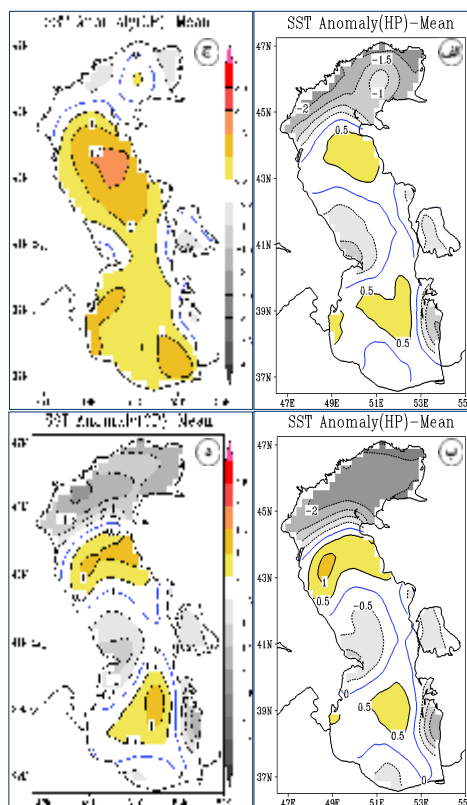
بررسی تحقیقات انجام شده حاکی از آن است که عامل اصلی کاهش مقدار و شدت بارش های زمستانه در سواحل جنوب دریای خزر، کاهش یافتن دمای سطح آب دریای خزر دانسته شده است (علیچانی، ۱۳۷۲؛ براتی و عاشوری، ۱۳۸۶). برای آزمون این تئوری خصوصیات دمایی سطح آب دریای خزر برای دوره ی سرد سال مورد بررسی قرار گرفت. شکل های ۷- الف و ۷-ب دمای متوسط سطح دریای خزر را به ترتیب در دو ماه اکتبر و ژانویه نشان می دهند. بررسی شکل ها بیانگر آن است که خطوط همدم بر سطح دریای خزر تقریباً در امتداد مداری کشیده شده که با در نظر گرفتن گسترش نصف النهاری دریای خزر از کمترین مقادیر دما در منتهی الیه شمالی تا بالاترین مقادیر در سواحل جنوبی قابل مشاهده است. میزان تفاوت دما بین دو ماه یاد شده در شکل ۷-ج به نمایش در آمده است. با توجه به شکل ۷-ج میزان تفاوت دمایی بین ماه اکتبر و ژانویه بر روی بخش عمده دریا از جمله بخش های جنوبی و شمالی حدود 10°C می باشد. در این میان حداکثر و حداقل تفاوت دما در بخش میانی دریای خزر و بر جانب غربی و شرقی آن به ترتیب به میزان $11/5^{\circ}\text{C}$ و $7/5^{\circ}\text{C}$ قابل مشاهده است. همانطوریکه در ادامه مشاهده خواهد شد، کاهش تدریجی دمای سطح دریای خزر از پائیز به زمستان موجب کاهش بارش در این منطقه می شود.





شکل ۷. دمای سطح دریای خزر. (الف) دمای متوسط ماه اکتبر. (ب) دمای متوسط ماه ژانویه. (ج) متوسط تفاوت دما بین ماه اکتبر و ماه ژانویه.

به منظور بررسی دقیق تر ارتباط بین تغییرات دمای سطح دریای خزر با بارش های سواحل خزری، ناهنجاری های SST برای تعداد ۳۹ روز بارش شدید به تفکیک برای الگوهای پرفشار و زوجی در ماه های پائیز و زمستان مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۸-الف و ۸-ب ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر را در الگوی پرفشار به تفکیک برای بارش های پائیزه و زمستانه نشان می دهد. مقایسه دو نقشه مربوط به الگوی پرفشار بیانگر آن است که وقوع بارش های شدید سواحل جنوبی دریای خزر با ناهنجاری های دمایی مثبت در بخش های میانی و جنوبی دریا و ناهنجاری های منفی در بخش شمالی آن همراه است. در این میان میزان شیب ناهنجاری دما در بارش های زمستانه بین بخش شمالی و میانی دریای خزر در مقایسه با بارش های پائیزه بیشتر است (شکل ۸-الف و ۸-ب)؛ بطوریکه بیشینه و کمینه ی ناهنجاری دما در نقشه متوسط زمستان در بخش میانی و شمالی دریای خزر به ترتیب به 1°C و -2°C بالغ می گردد. در نقشه های ناهنجاری دما مربوط به الگوی زوجی که بطور متوسط با بالاترین مقادیر بارش پائیزه و زمستانه سواحل جنوبی دریای خزر همراه است (جدول ۳)، وسعت و شدت ناهنجاری مثبت دما بطور چشمگیری افزایش می یابد. در این میان الگوی زوجی در فصل پائیز ناهنجاری مثبت قابل ملاحظه ای را بر روی کل دریای خزر نشان می دهد (شکل ۸-ج). با توجه به شکل ۸-ج بیشینه ناهنجاری دما در بخش میانی دریای خزر در زمان وقوع بارش های شدید پائیزه به $1/5^{\circ}\text{C}$ بالغ می گردد. در مقابل ناهنجاری های مثبت دما در الگوی زوجی مربوط به فصل زمستان از وسعت کمتری برخوردار بوده است. اما در مقایسه با الگوی پرفشار زمستانه، ناهنجاری مثبت آن از وسعت و شدت بیشتری در بخش های میانی و جنوبی دریا برخوردار می باشد (شکل ۸-د). نتیجه کلی بیانگر آن است که در زمان وقوع بارش های شدید پائیزه و زمستانه بخش میانی و جنوبی دریای خزر دمایی بالاتر از نرمال را تجربه می کنند. این درحالیست که منتهی الیه شمالی دریا در زمان وقوع بارش ها سردتر از وضعیت معمول خود می باشد.





شکل ۸. ناهنجاری های دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش های شدید پائیزه و زمستانه. (الف) و (ب) ناهنجاری های دما به ترتیب برای الگوی پرفشار پائیزه و زمستانه. (ج) و (د) ناهنجاری های دما به ترتیب برای الگوی زوجی پائیزه و زمستانه.

جهت درک میزان نقش دمای سطح دریای خزر بر وقوع بارش های شدید در سواحل جنوبی دریا، میزان همبستگی دمای سطح دریای خزر با بارش و سایر مؤلفه های محلی و منطقه ای برای تعداد ۳۹ روز بارش شدید پائیزه و زمستانه محاسبه گردید. جدول ۴ و ۵ بیانگر روابط کمی بین دمای سطح دریای خزر با بارش و سایر مؤلفه های محلی و منطقه ای است. با توجه به جدول ۴ بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دمای سطح دریای خزر یک رابطه ی مستقیم بسیار قوی وجود دارد. بدین ترتیب که با افزایش دمای سطح دریای خزر میزان بارش ها نیز در ساحل جنوبی این دریا افزایش می یابد. با در نظر گرفتن میزان همبستگی ۰/۶۵ که در سطح ۰/۰۱ معنی دار می باشد، می توان چنین نتیجه گرفت که با پیشروی دوره سرد سال، بواسطه ی کاهش دمای سطح دریای خزر، تبخیر از سطح دریای خزر کاهش یافته و متعاقب آن از مقدار بارش های خزری نیز کاسته می شود. از دیگر روابط آماری به دست آمده می توان به میزان همبستگی قوی بین شار گرمای نهان و دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش های شدید زمستانه و پائیزه اشاره نمود. با توجه به جدول ۵ با افزایش دمای دریای خزر در نتیجه ی افزایش تبخیر، شار گرمای نهان نیز افزایش یافته که در نهایت رطوبت کافی برای بارش در سواحل جنوبی فراهم گردیده و بارش های شدید منطقه ی خزری بوقوع می پیوندد. همبستگی معنی دار قوی بین میزان بارش و شار گرمای نهان بر این نکته تأکید دارد (جدول ۴).

جدول ۴. میزان همبستگی بارش های شدید منطقه ی خزری با مؤلفه های مقیاس محلی و منطقه ای.

شار گرمای نهان (خزر جنوبی)	شار گرمای نهان (کل دریای خزر)	محسوس (خزر جنوبی)	شار گرمای محسوس (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (خزر جنوبی)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	ناهنجاری دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	ناهنجاری دمای سطح دریا (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 (*)	۰/۱۴	۰/۲۴	۰/۶۵ (**)	۰/۶۵ (**)	

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

جدول ۵. میزان همبستگی دمای سطح دریای خزر با مؤلفه های مقیاس محلی و منطقه ای.

شار گرمای نهان (خزر جنوبی)	شار گرمای نهان (کل دریای خزر)	محسوس (خزر جنوبی)	شار گرمای محسوس (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (خزر جنوبی)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	ناهنجاری دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	ناهنجاری دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	دمای سطح دریا (خزر جنوبی)	دمای سطح دریا (کل دریای خزر)	بارش متوسط منطقه خزری
۰/۴۸ (**)	۰/۵۳ (**)	-۰/۲۳	-۰/۲۹	-۰/۳۱	-۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۴۴ (**)	۰/۴۴ (**)	۰/۴۲ (**)	
۰/۵۱ (**)	۰/۵۶ (**)	-۰/۲۱	-۰/۲۵	-۰/۳۰	-۰/۲۶	۰/۳۶ (*)	۰/۴۲ (**)	۰/۴۲ (**)	۰/۴۲ (**)	

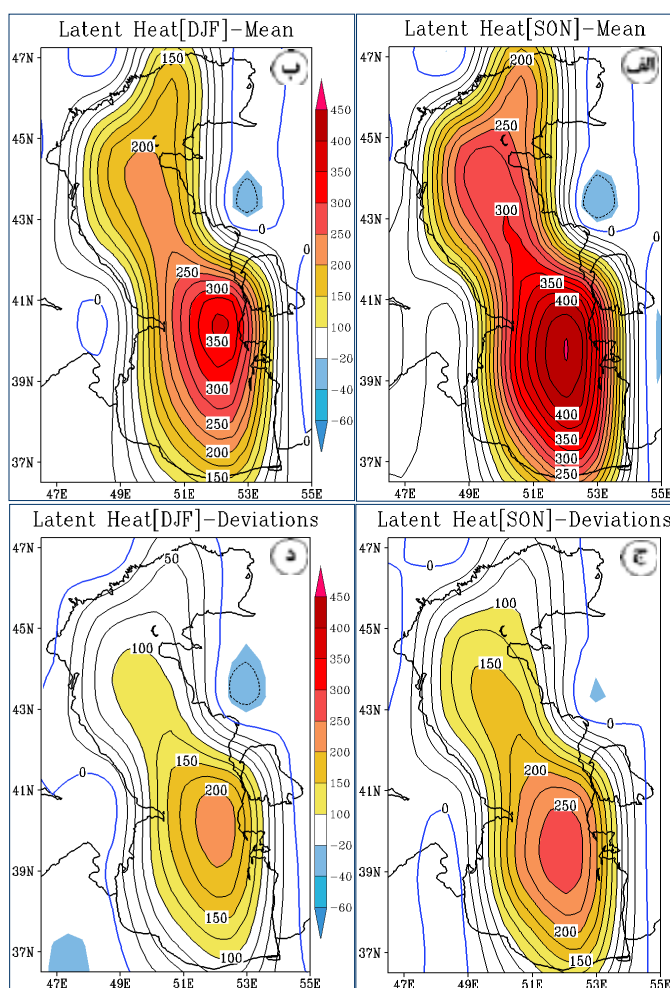
* در سطح ۰/۰۵ معنادار است. ** در سطح ۰/۰۱ معنادار است.

به منظور فراهم نمودن درکی مناسب تر از وضعیت شار گرمای نهان، مقادیر متوسط گرمای نهان به تفکیک برای بارش های شدید پائیزه و زمستانه همراه با میزان ناهنجاری متوسط در مقایسه با وضعیت نرمال اقلیمی (۱۹۷۱-۲۰۰۰) در شکل ۹ ارائه گردیده است. نقشه های متوسط شار گرمای نهان و نقشه های ناهنجاری مربوط به آن بخوبی همبستگی های



آماري به دست آمده در جدول ۴ و ۵ را تأیید می نمایند. بدین ترتیب که در زمان وقوع بارش های شدید پاییزی و زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر با توجه به افزایش تبخیر از سطح دریا، گرمای نهان بویژه بر روی حوضچه جنوبی دریای خزر بطور ناهنجاری افزایش یافته (شکل ۹-الف تا ۹-د) و در پی وقوع این وضعیت، رطوبت کافی برای وقوع بارش های شدید در سواحل جنوبی خزر فراهم می گردد.

با توجه به شکل های ۹-ج و ۹-د بیشینه ی ناهنجاری گرمای نهان در بخش جنوبی دریای خزر در بارش های پاییزی و زمستانه به ترتیب به ۲۰۰ و ۲۵۰ وات بر متر مربع بالغ می گردد. مقایسه مقادیر گرمای نهان و ناهنجاری آن در زمان وقوع بارش های پاییزی و زمستانه بخوبی وقوع بارش های شدیدتر پاییزی را در قیاس با بارش های زمستانه توجیه می نماید. در این رابطه در زمان وقوع بارش های پاییزی مشاهده مقادیر متوسط گرمای نهان ۴۵۰ وات بر متر مربع بر روی حوضچه جنوبی دریای خزر (شکل ۹-الف) که در مقایسه با نرمال اقلیمی، ناهنجاری برابر با ۲۵۰ وات بر متر مربع را نشان می دهد (شکل ۹-ج)، بخوبی می تواند بیانگر وقوع بارش های شدیدتر پاییزی در قیاس با بارش های زمستانه باشد.



شکل ۹. مقادیر شار گرمای نهان. (الف) و (ب) متوسط شار گرمای نهان به تفکیک در زمان وقوع بارش های شدید پاییزی و زمستانه. (ج) و (د) متوسط ناهنجاری های شار گرمای نهان برای بارش های پاییزی و زمستانه در مقایسه با متوسط دوره ۳۰ ساله (۱۹۷۱-۲۰۰۰).

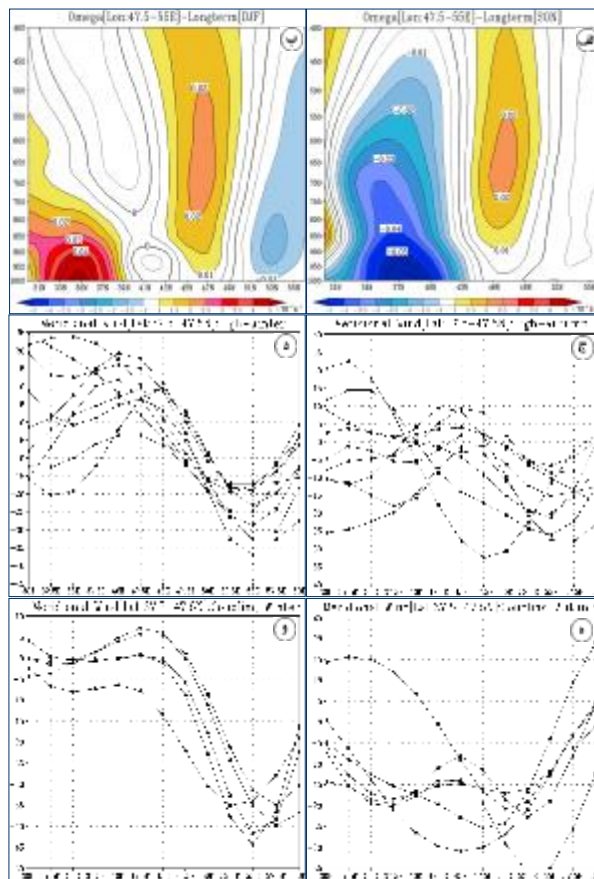


۲-۲-۳ بررسی مقایسه ای الگوهای همدیدی بارش زای پائیزه و زمستانه

تغییرات زمانی بارش در مقیاس منطقه ای علاوه بر تأثیرپذیری از عوامل محلی، تحت تسلط گردش جوی مقیاس سینوپتیک بر روی منطقه می باشد. بر این اساس کاهش بارش زمستانه منطقه خزری می تواند ناشی از تغییر ساختار گردش هوا و یا تغییرات شدت سامانه های همدیدی در منطقه ی خزری باشد. در این راستا مطالعه مؤلفه های گردش جو در مقیاس منطقه ای می تواند نتایج ارزشمندی را در پی داشته باشد.

شکل های ۱۰-الف و ۱۰-ب مقادیر متوسط درازمدت (۱۹۷۱-۲۰۰۰) سرعت قائم را به تفکیک برای فصل پائیز و زمستان در امتداد نصف النهاری بر روی منطقه خزری نشان می دهند. بررسی نیمرخ های یاد شده نکته ی برجسته ای را در رابطه با صعود و نزول هوا بر روی دریای خزر و حاشیه جنوبی آن آشکار می سازد. در طول فصل پائیز همانطوریکه شکل ۱۰-الف نشان می دهد یک جریان نزولی تمامی مناطق واقع در بخش شمالی دریای خزر را تحت تسلط خود دارد. در مقابل، در پایین تر از عرض 43° صعودی نسبتاً قوی بر روی دریا مشاهده می گردد که بیشینه ی آن در حول و حوش عرض 37° شمالی جای گرفته است. بدین ترتیب در طول فصل پائیز در حوضچه جنوبی دریای خزر بویژه در نوار ساحلی امکان صعود هوا و رطوبت تا بالاتر از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال فراهم می باشد.

بررسی شکل ۱۰-ب مربوط به فصل زمستان الگوی کاملاً متفاوتی را نشان می دهد. با توجه به شکل درحالیکه شدت نزول هوا بر روی نیمه ی شمالی دریا کمی افزایش یافته در حدفاصل نوار ساحلی جنوب دریا و رشته کوه البرز (34° تا 37° شمالی)، جریان نزولی کم عمق و نسبتاً شدیدی جایگزین صعود گسترده و ضخیم فصل پائیز گردیده است. بدین ترتیب در طول فصل زمستان منطقه ی خزری در ترازهای زیرین جو به طور کامل تحت تسلط جریان نزولی قرار دارد. این امر بیانگر کاهش تعداد روزهای بارشی و مقدار و شدت بارش در سواحل جنوبی دریای خزر می باشد.



شکل ۱۰. الف) و ب) متوسط سرعت قائم (۲۰۰۰-۱۹۷۱) برای فصل پائیز و زمستان بر روی منطقه خزری. محور افقی و قائم به ترتیب نشاندهنده عرض جغرافیایی و فشار برحسب هکتوپاسکال است. ج) تا و) مقادیر روزانه مؤلفه باد نصف النهاری متوسط گیری شده برای عرض ۳۷/۵ تا ۴۷/۵ درجه شمالی در روزهای بارش شدید برای الگوی پرفشار پائیزه (ج) و زمستانه (د) و الگوی زوجی پائیزه (ه) و زمستانه (و). در نمودارها محور افقی نشاندهنده طول جغرافیایی و محور قائم بیانگر سرعت باد برحسب کیلومتر در ساعت می باشد. علامت مثبت و منفی به ترتیب بیانگر باد جنوبی و باد شمالی است.

بررسی نقشه های فشار سطح دریا و شدت گردش هوا در ترازهای زیرین جو در الگوهای همیدی بارش زای زمستانه نیز نکات دیگری را آشکار می سازد. از آنجاییکه مهمترین الگوهای همیدی بارش زای منطقه ی خزری الگوی پرفشار و زوجی است، مقایسه تطبیقی وضعیت فشار، تاوایی و جهت و شدت باد در الگوهای یاد شده در ترازهای زیرین جو برای فصول پائیز و زمستان می تواند به درک بهتری از وضعیت بارش های زمستانه بیانجامد. مقایسه شکل ۲-الف و ۲-ب مربوط به الگوی پرفشار بیانگر آن است که مرکز پرفشار شمال دریای خزر در زمستان در مقایسه با پائیز به شدت تقویت می گردد. بطوریکه فشار هوا در مرکز پرفشار بطور متوسط از ۱۰۳۰ هکتوپاسکال به ۱۰۳۷/۵ هکتوپاسکال افزایش یافته و منحنی هم فشار ۱۰۳۰ هکتوپاسکال که در الگوی پرفشار فصل پائیز تنها نیمه ی شمالی دریای خزر را تحت تسلط خود داشت، در زمستان تا نوار ساحلی جنوب دریا گسترش می یابد.

شدت گردش و اچرخندی نیز بر روی دریای خزر در الگوی پرفشار زمستانه به دو برابر مقدار متوسط مشاهده شده در فصل پائیز بالغ می گردد. در این رابطه در شمال دریای خزر و در مرکز پرفشار مهاجر، تاوایی در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال از ۳- واحد فراتر رفته و جریانات شمالی بر روی دریای خزر در زمان اوج بارش ها در مقایسه با الگوی پائیزی از شدت بیشتری برخوردار است (شکل ۲-الف و ۲-ب و ۱۰-ج و ۱۰-د).



مقایسه وضعیت متوسط الگوی زوجی برای روزهای بارش شدید زمستانه و پائیزه نیز شرایطی مشابه الگوی پرفشار را در ترازهای زیرین جو نشان می دهد. بدین ترتیب که در الگوی زوجی زمستانه نیز فشار هوا در مرکز پرفشار در مقایسه با پائیز افزایش یافته است. تاوایی منفی بر روی منطقه ی قفقاز، دریای سیاه، بویژه بخش جنوبی دریای خزر به طور محسوسی افزایش یافته و در عین حال بواسطه ی تقویت امواج غربی و فراوانی استقرار ناوه های عمیق تر در شرق دریای خزر، شیب تاوایی و فشار در امتداد مداری بر روی دریای خزر افزایش پیدا نموده است (شکل ۴-الف و ۴-ب). در نهایت در طول ماههای دسامبر، ژانویه و فوریه در نتیجه ی استقرار مراکز پرفشار قوی تر بر جانب شمالی (شکل ۲-ب) و غربی (شکل ۴-ب) دریای خزر و متعاقب آن افزایش قابل ملاحظه ی گردش و چرخندی و افزایش محسوس فشار هوا در ترازهای زیرین جو بر روی بخش جنوبی دریا، امکان صعود هوا در مقایسه با فصل پائیز بطور قابل ملاحظه ای کاهش می یابد. در چنین شرایطی همانطوریکه شکل های ۱۰-د و ۱۰-و نشان می دهند، شدت وزش بادهای شمالی در زمان وقوع بارش های خزری در مقایسه با فصل پائیز (شکل ۱۰-ج و ۱۰-ه) به طور چشمگیری بر روی دریای خزر (بویژه بر نیمه شرقی آن) - افزایش می یابد. بدین ترتیب در طول فصل زمستان شکل گیری یک ترکیب خاص از عوامل محلی و منطقه ای، از جمله کاهش دمای سطح دریای خزر و متعاقب آن کاهش شار گرمای نهان (جدول ۴ و ۵) و افزایش تاوایی منفی و فشار هوا بر روی نیمه ی جنوبی دریای خزر، امکان صعود هوا را در شرایط معمول بطور قابل ملاحظه ای کاهش می دهد (شکل ۱۰-ب). در نهایت تأثیر وزش بادهای شمالی شدیدتر بر روی ترکیب یاد شده، الگوی پیچیده تری را در رابطه با انتقال رطوبت و ایجاد بارش در پی دارد. محاسبه ی میزان همبستگی بین شدت وزش باد شمالی در سطح دریا و بارش منطقه ی خزری بیانگر این نکته می باشد که هرچه شدت باد شمالی بر روی دریای خزر افزایش یابد، از شدت بارشها به میزان بیشتری کاسته می شود. میزان این همبستگی برای بادهای کل منطقه ی خزری ۰/۴۰- و برای بخش جنوبی دریای خزر ۰/۵۶- می باشد که در سطح ۰/۰۱ معنادار است (جدول ۴). نکته ی مهم دیگر آن که شدت وزش باد شمالی بر روی دریای خزر با دمای سطح دریا، شار گرمای محسوس و گرمای نهان نیز ارتباط معکوسی را نشان می دهد. بر این اساس در طول فصول پائیز و زمستان، وزش بادهای شمالی ضعیف تر بر روی دریای خزر با افزایش دمای سطح دریا، افزایش شار گرمای نهان و در نهایت افزایش بارش در حاشیه جنوبی دریای خزر همراه خواهد بود. جدول ۶ این روابط آماری را نشان می دهد.



جدول ۶. میزان همبستگی شدت باد نصف النهاری بر روی دریای خزر با مؤلفه های مقیاس محلی و منطقه ای.

باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)
باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)
باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)	باد نصف النهاری (کل دریای خزر)

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

۴. نتیجه گیری

شناخت ساختار گردش منطقه ای جو و تبیین نحوه ارتباط آن با ویژگی ها و مؤلفه های منطقه ای و محلی، درک نظام های اقلیمی را در مقیاس منطقه ای ممکن می سازد. بر این اساس در مطالعه حاضر جهت تبیین سازوکار حاکم بر وقوع بارش های شدید زمستانه در سواحل خزری ساختار گردش و برخی مؤلفه های مهم در مقیاس منطقه ای مورد بررسی قرار گرفت. با در نظر گرفتن سؤالات تحقیق، یافته ها ویژگی های زیر را در رابطه بارش های زمستانه منطقه خزری نشان می دهند.

- در الگوی پرفشار یک مرکز پرفشار دینامیکی قوی بر شمال دریای خزر استقرار می یابد (شکل ۲-الف) و گردش و اچرخندی را در ترازهای زیرین جو بر روی کل منطقه ی خزری به شدت افزایش می دهد. در این الگو در نتیجه استقرار و تداوم گردش و اچرخندی شدید و افزایش آن به سمت شمال دریای خزر (شکل ۳-الف)، تمامی 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 بویژه نوار ساحلی در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال صعود شدیدی را تجربه می کند (شکل ۳-د). این رابطه الکنگی بین نیمه ی شمالی و جنوبی دریای خزر در تمامی روزهای بارشی مربوط به الگوی پرفشار قابل مشاهده است (شکل ۳-الف، ۳-د و جدول ۲). استقرار این الگو یک جریان شمال-شمال شرقی گسترده و مداومی را در ترازهای زیرین و ردسپهر بر روی دریای خزر در پی دارد (شکل ۲-د و ۱۰-د).

- الگوی زوجی پس از گذر یک ناوه ی موج غربی از روی منطقه خزری و در ابتدای ورود یک پشته به منطقه ی دریای سیاه و قفقاز مشاهده می گردد. در نقشه سطح زمین یک چرخند و یا گردش چرخندی در منطقه دریاچه آرال و یک و اچرخند در حدفاصل دریای خزر تا دریای سیاه تسلط دارند (شکل ۴-الف). در این الگو بواسطه ی استقرار یک پشته ی نسبتاً 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 (شکل ۴-الف و ۴-ج). در الگوی زوجی دریای خزر تحت تسلط جریانات شمال-شمال غربی قرار داشته و گردش و اچرخندی در نیمه ی جنوبی دریا به حداکثر میزان خود می رسد. در عین حال گردش و اچرخندی از عمق و وسعت کمتری در مقایسه با الگوی پرفشار برخوردار است (شکل ۳-ب). در مقابل، در مقایسه با الگوی پرفشار وزش بادهای شمالی در این الگو از شدت بیشتری برخوردار است (شکل ۱۰).

- در الگوی کم فشار شکل گیری یک گردش چرخندی گسترده همراه با صعود شدید هوا در لایه ضخیمی از وردسپهر بر روی نیمه ی غربی ایران (شکل ۳-و) همراه با تداوم گردش و اچرخندی و تقویت بادهای شمالی بر روی دریای خزر، در نهایت موجب پیدایش یک منطقه ی همگرایی بین جریانات مرطوب جنوبی و بادهای شمالی در سواحل جنوبی دریای خزر می گردد (شکل ۵-د). در این الگو برخلاف دو الگوی پرفشار و زوجی تنها دریای خزر منبع تأمین رطوبت بارش ها نبوده و



دریاهای دوردست جنوبی (خلیج فارس، دریای سرخ و دریای عرب) نیز منابع رطوبتی بارش‌های شدید سواحل خزری می‌باشند (شکل ۵-د). در الگوی کم فشار منطقه خزری بواسطه قرارگیری در منطقه همگرایی جلوی یک چرخند، در حدفاصل جنوب دریای خزر تا رشته کوه البرز در ترازهای میانی و ردسپهر بیشینه‌ی صعود هوا را تجربه می‌کند (شکل ۳-و).

- بررسی‌ها بیانگر آن است که به استثنای الگوی کم فشار، در زمان وقوع بارش‌های شدید علیرغم صعود شدید هوا در نوار ساحلی جنوب دریای خزر، مرکز کم فشار و یا منطقه‌ی همگرایی در حوضچه‌ی جنوبی دریای خزر مشاهده نمی‌گردد. بر این اساس می‌توان چنین استدلال نمود که در زمان وقوع بارش‌ها، مشاهده صعود شدید هوا در لایه‌ای کم عمق در زیر تراز ۸۰۰ هکتوپاسکال در نوار ساحلی در دو الگوی پرفشار و زوجی (شکل ۳) ناشی از وقوع همرفت در مقیاسی نسبتاً محلی در حاشیه جنوبی دریای خزر می‌باشد.

- بررسی دمای سطح دریا نشان داد که در زمان وقوع بارش‌های شدید پائیزه و زمستانه، بخش‌های میانی و جنوبی دریای خزر دمایی بالاتر از نرمال و منتهی الیه شمالی دریا دمایی پائین‌تر از نرمال را تجربه می‌کنند. در این میان میزان شیب ناهنجاری دما بین بخش شمالی و میانی دریای خزر در بارش‌های زمستانه در مقایسه با بارش‌های پائیزه بیشتر است (شکل ۸-الف و ۸-ب)؛ بطوریکه بیشینه و کمینه‌ی آن در بخش میانی و شمالی دریای خزر به ترتیب به 1°C و 2°C - بالغ می‌گردد. در مقایسه‌ی بین الگوهای هم‌پایه‌ی، وسعت و شدت ناهنجاری‌های مثبت دما در الگوی زوجی چه در زمستان و چه در پائیز در قیاس با الگوی پرفشار بیشتر است. در این رابطه الگوی زوجی در فصل پائیز ناهنجاری مثبت قابل ملاحظه‌ای را بر روی کل دریای خزر نشان می‌دهد (شکل ۸-ج).

- نتایج بررسی‌ها نشان داد که بین مقدار بارش در سواحل جنوبی دریای خزر و دمای سطح دریای خزر یک رابطه‌ی مستقیم بسیار قوی وجود دارد. بدین ترتیب که با افزایش دمای سطح دریای خزر میزان بارش‌ها نیز در ساحل جنوبی این دریا افزایش می‌یابد. می‌توان چنین نتیجه گرفت که با پیشروی دوره سرد سال، بواسطه‌ی کاهش دمای سطح دریای خزر، تبخیر از سطح دریای خزر کاهش یافته و متعاقب آن از مقدار بارش‌های خزری نیز کاسته می‌شود.

- بررسی‌ها نشان داد که یک رابطه‌ی مستقیم قوی بین شار گرمای نهان و دمای سطح دریای خزر در زمان وقوع بارش‌های شدید زمستانه و پائیزه وجود دارد. بدین ترتیب که با افزایش دمای سطح دریای خزر، میزان تبخیر و گرمای نهان افزایش یافته که در نهایت رطوبت کافی برای بارش در سواحل جنوبی فراهم می‌گردد و بارش‌های شدید منطقه‌ی خزری بوقوع می‌پیوندد. همبستگی قوی بین میزان بارش و گرمای نهان بر این نکته تأکید دارد (جدول ۴).

- بررسی‌ها نشان داد که در طول فصل زمستان در حدفاصل نوار ساحلی جنوب دریا و رشته کوه البرز جریان نزولی کم عمق و نسبتاً شدیدی جایگزین صعود گسترده و ضخیم فصل پائیز می‌گردد. این امر بیانگر کاهش تعداد روزهای بارشی و مقدار و شدت بارش زمستانه در سواحل جنوبی دریای خزر می‌باشد (شکل ۱۰-الف و ۱۰-ب).

- در طول فصل زمستان با استقرار مراکز پرفشار قوی‌تر بر جانب شمالی (شکل ۲-ب) و غربی (شکل ۴-ب) دریای خزر، همچنین بواسطه شکل‌گیری یک ترکیب خاص از عوامل محلی و منطقه‌ای، از جمله کاهش دمای سطح دریای خزر و متعاقب آن کاهش شار گرمای نهان (جدول ۴ و ۵) و افزایش تلاوایی منفی و فشار هوا بر روی نیمه‌ی جنوبی دریای خزر، امکان صعود هوا بطور قابل ملاحظه‌ای در مقایسه با فصل پائیز کاهش می‌یابد (شکل ۱۰-ب).

- بررسی‌ها نشان داد که بین شدت وزش باد شمالی در سطح دریا و بارش منطقه‌ی خزری یک ارتباط معکوس قوی وجود دارد. بدین ترتیب که هرچه شدت باد شمالی بر روی دریای خزر افزایش یابد، از شدت بارش‌ها به میزان بیشتری کاسته می‌شود (جدول ۴). در عین حال شدت وزش باد شمالی بر روی دریای خزر با دمای سطح دریا، شار گرمای محسوس و نهان نیز ارتباط معکوسی را نشان می‌دهد. بر این اساس در طول فصول پائیز و زمستان، وزش بادهای شمالی



ضعیف تر بر روی دریای خزر با افزایش دمای سطح دریا، افزایش شار گرمای نهان و در نهایت افزایش بارش در حاشیه جنوبی دریای خزر همراه خواهد بود (جدول ۶).

تشکر و قدردانی:

از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شهرستان نور به جهت حمایت مالی از پژوهش انجام شده قدردانی می شود.

منابع:

- براتی، غ.، عاشوری، ف.، ۱۳۸۶، طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه های جنوبی دریای خزر، پژوهش های جغرافیایی، ۶۲، ۸۰-۶۷.
- خلیلی، ع.، ۱۳۵۰، منشأ بارندگی کرانه های خزر، نیوار، شماره فروردین ۱۳۵۰، ۴۶-۳۹.
- خوشحال دستجردی، ج.، ۱۳۷۶، تحلیل و ارائه مدل های سینوپتیک کلیماتولوژی برای بارش های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، رساله دکتری جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.
- سازمان هواشناسی کشور، داده های بارش روزانه ایستگاه های سینوپتیک سواحل خزری.
- رضیعی، ط.، مفیدی، ع.، زرین، آ.، ۱۳۸۷، مراکز فعالیت و الگوهای گردش جو زمستانه تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال بر روی خاورمیانه و ارتباط آنها با بارش ایران، مجله فیزیک زمین و فضا، در نوبت چاپ.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۲، مکانیزم های صعود بارندگی های ایران، مجله دانشکده ادبیات دانشگاه تربیت معلم، دوره جدید (۱)، تابستان ۱۳۷۲، ۸۵-۱۰۱.
- علیجانی، ب.، ۱۳۷۶، آب و هوای ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ سوم، ۲۲۱ صفحه.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۰، تیپ های هوا و اثر آنها بر اقلیم ایران، کاوش نامه، ۲ (۳)، ۴۹-۲۱.
- علیجانی، ب.، ۱۳۸۱، اقلیم شناسی سینوپتیک، انتشارات سمت، چاپ اول، ۲۰-۵.
- علیجانی، ب.، محمدی، ح.، بیگدلی، آ.، ۱۳۸۶، نقش الگوهای فشار در بارش های سواحل جنوبی دریای خزر، فصلنامه جغرافیایی سرزمین، سال چهارم، ۱۶، ۵۱-۳۷.
- قشقائی، ق.، ۱۳۷۵، بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش های پائیزی سواحل جنوبی خزر، پایان نامه 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.، ۱۳۸۵، پیش بینی وقوع سیلاب ها بر اساس موقعیت های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر، پژوهش های جغرافیایی، ۵۵، ۱۳۱-۱۰۹.
- مفیدی، ع.، ۱۳۷۹، بررسی همیددی نقش دریای سیاه در بارش های ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مرکز.
- مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانبازقبادی، غ.، ۱۳۸۵، بررسی سینوپتیکی بارش های شدید و سیل زای پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجموعه مقالات همایش منطقه ای منابع طبیعی و توسعه پایدار در عرصه های جنوبی دریای خزر، دانشگاه آزاد اسلامی واحد نور، ۷۱-۸۴.
- مفیدی، ع.، زرین، آ.، و جانبازقبادی، غ.، ۱۳۸۶، تعیین الگوی همیددی بارش های شدید و حدی پاییزه در سواحل جنوبی دریای خزر، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۳ (۳)، ۱۵۴-۱۳۱.



یوسفی، ح.، ۱۳۸۲، زمانیابی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر و تأثیر سینوپتیکی آن بر بارش های پائیزی منطقه، پایان نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم شناسی)، دانشگاه تهران.

Dotty, B., 1996, *The Grid Analysis and Display System (GrADS)*, V1.5.1.12, 145p. [http://www.iges.org/grads/gadoc/users.html].

Kalnay, E., and 21 Co-authors, 1996, The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, **77**, 437-471.
Kistler, R., and 13 Co-authors, 2001, The NCEP/NCAR 50-Year Reanalysis Project, *Bull. Amr. Met. Soc.*, **82**, 246-267.

Reynolds, R.W., 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., 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., Schlax, M.G., 2007, Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature, *J. Climate*, **20**, 5473-5496.

Yarnal, B., 1993, *Synoptic Climatology in Environmental Analysis*, Belhaven press, pp1-18.