

فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۲۷، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۱، شماره پیاپی ۱۰۷

H. Noori
H. GHayour
S. A. Masoodian
M. Azadi

حمید نوری، استادیار دانشکده منابع طبیعی دانشگاه ملایر

حسنعلی غیور، استاد گروه جغرافیای دانشگاه اصفهان

سید ابوالفضل مسعودیان، استاد گروه جغرافیای دانشگاه اصفهان

مجید آزادی، استادیار پژوهشکده هواشناسی کشور

E-mail: Hamidwatershed@yahoo.com

شماره مقاله: ۸۸۲

شماره صفحه پیاپی ۱۸۷۰۶-۱۸۶۸۱

بررسی دمایی اثر ساز و کار جوی- دریایی خزر در بارش‌های سنگین و فوق سنگین

سواحل جنوبی آن

چکیده

ابرناکی و بارش از مهم‌ترین ویژگی‌های اقلیمی سواحل جنوبی خزر محسوب می‌شود. گسترده‌گی دریای خزر در راستای عرض جغرافیایی در شمال ایران، وجود رشته کوه بلند البرز در جنوب، در زمان عبور سامانه‌های چرخندی مهاجر و استقرار الگوهای هم‌دید و اچرخندی شمالی، شرایط مناسبی را برای رخداد رویدادهای بارشی سنگین‌تر سواحل جنوبی خزر فراهم می‌کنند. هدف از این تحقیق، بررسی ساز و کار جوی- دریایی خزر در ایجاد گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین همرفت و غیر همرفت سواحل جنوبی آن، با استفاده از اثر مستقل و متقابل دمای سطح دریا و دمای هوای ۲ متری است. بر اساس بارش روزانه هفت ایستگاه هم‌دید شمال ایران در سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۸۳، پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آنها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه، آماده شد. در هر دو گروه بارشی، با استفاده از شناسه هم‌دید ابرهای پایین، بارش‌های همرفت و غیرهمرفت تفکیک شدند و متغیرهای بیشینه، میانگین و سطح فراگیری منطقه‌ای رویدادهای بارشی سنگین‌تر سواحل جنوبی خزر، پس از ترسیم نقشه‌های روزانه هم‌بارش منطقه در هر کدام از چهار گروه بارشی سنگین و فوق سنگین همرفت و غیر همرفت، محاسبه شد. از سوی دیگر، داده‌های روزانه دمای سطح دریا و داده‌های ۶ ساعته دمای هوای ۲ متری دریای خزر در همین دوره زمانی برای ۷۱۹

نقطه روی دریای خزر با فواصل ۰.۲۵ درجه از سایت‌های www.ncdc.noaa.gov و www.dss.ucar.edu استخراج شد. میانگین تفاوت بین دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا در روزهای مورد بررسی روی دریای خزر، به عنوان شاخص دریافت فعالانه رطوبت به دست آمد و روابط بین این شاخص، دمای سطح دریا و بارش‌های سنگین‌تر منطقه بررسی شد. نتایج نشان می‌دهد که در ساز و کار جوی - دریایی، وجود سه شرط اصلی برای ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه الزامی است. این شرایط عبارتند از: افزایش تدریجی دمای سطح دریا همراه با آرایش مناسب از شمال تا جنوب، افزایش میانگین دمای سطح دریا و افزایش اختلاف میانگین دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریای خزر (شاخص دریافت رطوبت). این شاخص که مهمترین عامل محسوب می‌شود، در گروه بارشی فوق سنگین کم‌تر از سنگین و در بارش‌های غیر همرفت کم‌تر از همرفت است.

واژه‌های کلیدی: رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین، ساز و کار جوی - دریایی، دمای سطح دریا، دمای هوای ۲ متری، سواحل جنوبی خزر.

مقدمه

ابرها با تغییر بیلان انرژی و شرایط ترمودینامیک دریاها، دما و بارش سواحل را کنترل می‌کنند. ابرهای پایین نقش مهمی در واکنش‌های جوی - اقیانوسی اغلب نقاط جهان ایفا می‌کنند (نوریس^۱، ۱۹۹۸، ۲۴۸۲). در اواخر تابستان و فصل پاییز، با گرم‌تر شدن آب دریا و استقرار پرفشارهای اروپایی و آسیایی در اطراف دریای خزر، جریان‌های هوای سرد شمالی از طریق گردش‌های واچرخندی هوا به روی سطح آب کشیده شده، بسته به شرایط ترمودینامیکی جو و دریا، با جذب رطوبت، گرم و مرطوب می‌شوند و پس از صعود، ایجاد ابر و بارش می‌کنند. به نظر می‌رسد شرایط دینامیک مناسب ترازهای مختلف از طریق ورود جبهه‌ها و رودبادهای، با ایجاد واگرایی بالایی و همگرایی زیرین جو، شرایط را برای صعود قوی‌تر هوا فراهم می‌نماید. آسمان سواحل جنوبی خزر، اغلب پوشیده از انواع ابرهای پایین

جوششی و پوششی است که موجب رخداد بارش‌های متنوع در منطقه می‌شود. ابرهای جوششی آن دسته از ابرها هستند که توسعه عمودی بیش‌تری دارند و با ضخامت زیاد باعث رخداد بارش‌های سنگین و وقوع رگبارها می‌شوند. ابرهای پوششی گروهی از ابرها هستند که با توسعه افقی، بخش وسیعی از آسمان را می‌پوشانند و با ضخامت کم‌تر اغلب باعث ریزش رویدادهای بارشی طولانی و چند روزه با شدت‌های سبک تا متوسط می‌شوند. تاکنون مطالعات زیادی در مورد نقش شرایط ترمودینامیک؛ به ویژه دمای سطح دریا و تغییرات و ناهنجاری‌های آن در ایجاد بارش‌های سنگین مناطق مختلف جهان انجام شده است. بیش‌تر این مطالعات به تحلیل ساز و کارهای جوی- اقیانوسی در مناطق حاره پرداخته و نقش دمای سطح دریا در اقیانوس هند، اقیانوی اطلس و آرام را در بارش‌های مانسونی هندوستان و شرق آسیا بررسی کرده‌اند (تانیموتو^۲ و همکاران، ۱۹۹۳؛ ۸۳۱؛ کومار^۳ و همکاران، ۱۹۹۹؛ ۲۱۵۶؛ کریشنامورتی^۴ و گوسوامی^۵، ۲۰۰۰؛ ۵۷۹). استیوگوسلاوسکی^۶ و همکاران، اثر دریای سیاه را روی پدیده‌های جوی و اقلیم ساحلی منطقه شولیکین^۷ بررسی کردند. نتایج نشان داد که دریای سیاه به ترتیب باعث گرم شدن و سرد شدن توده هوایی می‌شود که در طول فصل سرد (پاییز و زمستان) و فصل گرم (بهار و تابستان) سال، عرض دریا را طی می‌کند (بوگوسلاوسکی، ۱۹۹۶، ۳۸۱). بنستاد^۸ و ملسوم^۹ با بررسی بارش‌های سنگین و پاییزه نروژ و دمای سطح دریا در اطلس نشان دادند که روابط معنی‌داری بین آنها وجود دارد (بنستاد و ملسوم، ۲۰۰۲؛ ۶۷). ایناتسو و همکاران نقش تغییرات دمای سطح دریا را بر مسیر طوفان‌ها بررسی کردند و نشان دادند که تغییرات مداری دمای سطح دریای مناطق حاره باعث ایجاد تغییرات مداری در بادهای غربی شده، مسیر طوفان‌ها را کنترل می‌کند (ایناتسو^{۱۰} و

2-Tanimoto

3-Kumar

4-Krishnamurthy

5-Goswami

5-Boguslavsky

6- Shuleikin

8-Benstad

9-Melsom

10-Inatsu

همکاران، ۲۰۰۲: ۱۰۹۶). وبستر^{۱۱} و همکاران، تاثیر دمای سطح دریا را روی شدت و مدت چرخندهای حاره و ایجاد بارشهای سنگین مانسونی بررسی کردند (وبستر و همکاران، ۲۰۰۵، ۱۸۴۴). تریپولی^{۱۲} و همکاران با بررسی بارش سنگین ۲۷ تا ۲۹ ژوئن ۱۹۹۷ منطقه لمباردیا^{۱۳} در ایتالیا نشان داد که ناهنجاری گرم دمای سطح دریا، عامل اصلی این رویداد بود (تریپولی و همکاران، ۲۰۰۸: ۱۱۰). لندرینک^{۱۴} و همکاران با استفاده از روشهای آماری و مدل‌های اقلیمی^{۱۵}، نقش دمای سطح دریا روی سنگین‌ترین بارش‌های ساحلی هلند را طی سال‌های ۱۹۵۸ تا ۲۰۰۶ مطالعه کرده‌اند نتایج نشان داد که تاثیر دمای سطحی روی این نوع بارش‌ها و به ویژه بارش‌هایی که در مناطق ساحلی با فاصله کم‌تر از ۳۰ تا ۵۰ کیلومتر از دریا روی می‌دهد قوی‌تر است. در صورت وجود شرایط مناسب در جریان‌های جوی، با افزایش هر درجه سانتیگراد دمای سطح دریا، ۱۵ درصد به مقدار بارش اضافه می‌شود (لندرینک و همکاران، ۲۰۰۹: ۱۹). لی و همکاران با بررسی اثر دمای سطح دریا بر بارش برف‌های سنگین کشور کره با استفاده از مدل عددی MM5 نشان دادند که سلول همرفت به وجود آورنده برف‌های سنگین در نتیجه تقابل هوای روی دریا و دمای سطح آب ایجاد شده است. همچنین، توزیع دمای سطح دریا و بارش برف منطقه هماهنگی خوبی دارد (لی و همکاران، ۲۰۱۰: ۲۸۵۳). در مورد علل رخداد و شرایط همدید بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر نیز تحقیقات زیادی انجام شده است. قشقایی اثر پرفشار سیبری را روی بارش‌های پاییزه سواحل جنوبی خزر مطالعه کرد و نشان داد که بارش‌های سنگین سواحل جنوبی خزر توسط آنتی‌چرخندهای مهاجر تولید می‌شوند (قشقایی، ۱۳۷۵: ۷۸). خوشحال به بررسی اقلیم همدید بارش‌های سنگین (بالای ۱۰۰ میلی‌متر) خزر پرداخت و چهار نوع سامانه پرفشار و سه نوع سامانه کم فشار را شناسایی نمود و نتیجه گرفت که این بارش‌ها در ساحل برائتر وجود جبهه‌های تقویت شده نسیم دریا توسط سیستم‌های همیدی اتفاق می‌افتد و در ارتفاعات

11-Webster

12-Tripoly

13-Lombardia

14-Lenderink

15-RACMO2

دامنه‌های شمال البرز، بر اثر تقویت بادهای بالارو ایجاد می‌گردد (خوشحال، ۱۳۷۶: ۵). حسینجانی تیپ‌های هوای مؤثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (دو ایستگاه گرگان و بندر انزلی) را طی سال‌های ۱۹۹۱ تا ۲۰۰۰ بررسی کرد. وی عامل اصلی بارش‌های سنگین سواحل جنوب را پرفشارهای مهاجر دانست (حسینجانی، ۱۳۸۳: ۷۶). مرادی به بررسی نقش دریای خزر در بارش‌های سواحل شمالی کشور پرداخت. وی معتقد است که بیشترین بارش‌ها در سواحل خزر، حاصل آنتی‌چرخندهای مهاجر هستند. اگر منشأ این آنتی‌چرخندها اروپای غربی باشد، با حرکت غرب به شرق به سواحل شمالی کشور کشیده می‌شوند و موجب بارش‌های سنگین در منطقه می‌شوند و رطوبت این بارش‌ها از دریای سیاه و مدیترانه و گاهی از اقیانوس اطلس تأمین می‌شود (مرادی، ۱۳۸۳: ۸۶). عزیزی و یوسفی نیز ضمن بررسی زمان ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی خزر نشان دادند که این زمان با بررسی تغییرات دما و فشار ایستگاه‌های هواشناسی قابل تعیین است و در دهه سوم ماه مهر دارای بیش‌ترین فراوانی است که با بیش‌ترین بارش‌ها در منطقه همراه است (عزیزی و یوسفی، ۱۳۸۴: ۱۹۳). در خصوص تاثیر دمای سطح دریا بر بارش‌های ایران زمین به، ویژه سواحل جنوبی خزر هم مطالعاتی صورت گرفته است. علیجانی با تحلیل همدید بارش‌های روزانه ایران در سال‌های ۱۹۶۵ تا ۱۹۶۹ نشان داد که عامل چرخندگی و عامل سیکلونی یا جبهه‌ای از عوامل اصلی صعود در ایران هستند. در سواحل جنوبی خزر در صورت فقدان دو عامل فوق و وزش باد از روی دریا و تفاوت حرارتی ۱۰ درجه سلسیوس بین دماهای سواحل شمال و جنوب دریا، عامل صعود، همرفت وزشی است (علیجانی، ۱۳۸۱: ۲۰۴). ناظم السادات و همکاران نشان دادند که در فاز گرم دمای سطح دریای خزر در فصل زمستان، سواحل جنوبی خزر با افزایش بارش بهاره همراه هستند. این افزایش در انزلی و آستارا به ۸۰ درصد هم می‌رسد. در مقابل وقوع شرایط سرد دمای سطح دریا در فصل زمستان موجب کاهش بارش بهاره در ناحیه غربی دریای خزر می‌شود (ناظم السادات و قاسمی، ۱۳۸۳: ۲۵). او و همکارانش نشان دادند که تغییرات دمای سطح آب خلیج فارس هم تاثیر معنی داری بر نوسان بارش در سطح وسیعی از مناطق جنوب غربی و جنوبی ایران دارد (ناظم السادات و همکاران، ۱۹۹۵: ۸۰۹ و

ناظم السادات، ۱۹۹۸: ۱۲). این پژوهش ضمن شناخت انواع ابرهای پایین و جداسازی ابرهای پوششی و جوشی در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر، تلاش می‌کند نقش دمای سطح دریا و دمای هوای ۲ متری را در شروع فصل بارش و ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین همرفت و غیرهمرفت منطقه نشان دهد و به درک درست شرایط به وجود آورنده رخداد این نوع بارش‌ها و تحلیل مناسب شرایط ترمودینامیک جو و دریا کمک کند.

داده‌ها و روش شناسی

براساس بارش‌های روزانه هفت ایستگاه همدید شمال ایران (انزلی، آستارا، رامسر، سیاه بیشه، بابلسر و گنبد) در سال‌های ۱۳۶۰ تا ۱۳۸۳، پایگاه داده رویدادهای بارشی سواحل جنوبی خزر تشکیل و با در نظر گرفتن ۲۵ و ۵۰ درصد احتمال وقوع رخداد آنها، رویدادهای بارشی فوق سنگین و سنگین منطقه، آماده و روز اوج بارش در هر رویداد بارشی به عنوان روز نماینده رویداد انتخاب شد. در هر دو گروه بارشی، شناسه همدید ابرهای پایین در روزهای نماینده، بررسی شد. سپس، ابرها بر اساس ویژگی‌های خود به دو گروه ابرهای همرفت^{۱۶} یا کومولوفورم یا جوشی و غیر همرفت^{۱۷} یا استراتیفورم یا پوششی تقسیم شدند. شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۲، ۳، ۸ و ۹ نشان دهنده ابرهای جوشی و شناسه‌های همدید ابرهای نوع ۴، ۵، ۶ و ۷ بیانگر ابرهای پوششی هستند. به این ترتیب، چهار گروه بارشی جدید شامل رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشأ همرفت (۱۷۹ رویداد)، رویدادهای بارشی سنگین با منشأ همرفت (۴۰۱ رویداد)، رویدادهای بارشی فوق سنگین با منشأ غیرهمرفت (۱۳۱ رویداد) و رویدادهای بارشی سنگین با منشأ غیرهمرفت (۵۱۴ رویداد) به دست آمد. سپس متغیرهای بیشینه، میانگین و سطح فراگیری منطقه‌ای رویدادهای بارشی سنگین تر سواحل جنوبی خزر، پس از ترسیم نقشه‌های روزانه همبارش منطقه، محاسبه شد. از سوی

16-cumuliform

17-stratiform

دیگر، داده‌های روزانه دمای سطح دریا و داده‌های ۶ ساعته دمای هوای ۲ متری دریای خزر در طول سال‌های ۱۹۸۲ تا ۲۰۰۴ برای ۷۱۹ نقطه روی دریای خزر با فواصل ۰.۲۵ درجه از سایت‌های www.ncdc.noaa.gov و www.dss.ucar.edu استخراج شد. ادامه پژوهش، شامل سه مرحله اصلی است:

الف - بررسی رابطه بین گرادیان یا شیو دمای سطح دریا و شیو آنومالی یا ناهنجاری دمای سطح دریا با رویدادهای بارشی سنگین و فوق‌سنگین سواحل جنوبی خزر: در این مرحله میانگین ۱۰ روزه دمای سطح دریا و ناهنجاری دمای سطح دریا (روز نماینده رویداد بارشی و ۹ روز قبل از آن) روی هر کدام از عرض‌های جغرافیایی دریای خزر (۳۶.۵ تا ۴۷.۵ درجه) در فواصل ۰.۲۵ درجه، محاسبه گردید. با همین روش و بر اساس انحراف از میانگین درازمدت هر روز، پایگاه داده ناهنجاری‌های دمای سطح دریا هم ساخته شد. رابطه بین متغیرهای پیشینه، میانگین و فراگیری منطقه‌ای رویدادهای بارشی و متغیرهای شیو دمای سطح دریا و شیو ناهنجاری دمای سطح دریا در فواصل ۰.۲۵، ۰.۵، ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸ و ۹ درجه به دست آمد.

ب - بررسی رابطه بین دمای سطح دریا و ناهنجاری دمای سطح دریا با رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر: در این مرحله، نقشه‌های روزانه، میانگین ماهانه، میانگین فصلی دمای سطح دریا و ناهنجاری دمای سطح دریا در دو گروه بارشی سنگین و فوق سنگین ترسیم و مقایسه شد.

ج- بررسی رابطه بین تفاوت دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر: در این مرحله از تحقیق، برای هر روز، میانگین روزانه دمای هوای ۲ متری روی همه نقاط شبکه، بر اساس متوسط چهار دیده بانی ۶ ساعته، محاسبه و از دمای سطح دریا در همان روز و در آن نقطه، کم شد. به این ترتیب، تفاوت بین دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا در روزهای مورد بررسی و برای همه نقاط شبکه، به صورت ذیل دست آمد.

فرمول شماره (۱)

$$DTS^{\wedge}=2m \text{ air temperature } ^{\circ} SST$$

عدم دریافت فعال رطوبت به وسیله هوا از آب دریا	شاخص دریافت رطوبت مثبت $DTS > 0$
دریافت فعال رطوبت به وسیله هوا از آب دریا	شاخص دریافت رطوبت منفی $DTS < 0$

این شاخص وقتی منفی است، بیانگر شرایط مناسب جذب رطوبت به وسیله هوای سرد عبوری است و برعکس، وقتی مثبت است، نشان دهنده عدم دریافت رطوبت در یک ساختار فعال و ترمودینامیک از طریق هوای روی دریاست. به دلیل اهمیت زیاد این شاخص در شناخت ساز و کارهای جوی-دریایی، تحلیل اولیه روی هر گروه بارشی سنگین و فوق سنگین با منشأ همرفت و غیرهمرفت انجام و نتایج مقایسه شد. برای بررسی شاخص دریافت رطوبت و دمای سطح دریا در ایجاد متغیرهای منطقه‌ای بارش، ضریب همبستگی پیروسون و تحلیل رگرسیون در مقیاس ماهانه انجام شد. برای شناخت بهتر، رژیم ماهانه و روند سالانه این متغیرها ترسیم و تحلیل شد.

یافته‌های پژوهشی

در سه بخش قابل ارائه است.

بررسی رابطه بین شیو دمای سطح دریا و شیو ناهنجاری دمای سطح دریا با رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین

نتایج نشان می‌دهد که هم در شیو دمای سطح دریا و هم در شیو ناهنجاری دمای سطح دریا، گروه بارشی فوق سنگین دارای ضریب همبستگی بیش‌تری نسبت به گروه بارشی سنگین است و برای هر دو متغیر، عمدتاً مثبت و برای مقادیر میانگین و فراگیری منطقه‌ای

بارش بیش تر از بیشینه منطقه‌ای بارش است. بیش ترین ضریب همبستگی روی عرض‌های جغرافیایی، در فواصل زیر یک درجه مشاهده می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که نیمه شمالی دریا، به ویژه عرض‌های میانی ۴۱ تا ۴۳ درجه، برای دمای سطح دریا و ۳۹ تا ۴۳ درجه برای ناهنجاری دمای سطح دریا و نیز عرض‌های جغرافیایی نزدیک سواحل با توجه به وجود ضرایب همبستگی بزرگ تر (مثبت)، نقش مهم تری در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین منطقه ایفا می‌کنند. عرض‌های بین ۴۰ تا ۴۵ درجه، معمولاً محل مناسبی برای تبدلات انرژی در عرض‌های میانی کره زمین هم هستند. بیشینه ضریب همبستگی مثبت بین میانگین بارش منطقه‌ای و شیو دمای سطح دریا در فواصل ۰.۲۵ درجه در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین به ترتیب ۴۶ و ۷۲ درصد است (به ترتیب، در سطح ۵ و ۱ درصد معنی دار). بیش ترین ضریب همبستگی مثبت بین میانگین بارش منطقه‌ای و شیو ناهنجاری دمای سطح دریا در فواصل یک درجه در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین ۳۴ و ۷۲.۳ درصد (به ترتیب در سطح ۵ و ۱ درصد معنی دار) است.

بررسی رابطه بین دمای سطح دریا و ناهنجاری دمای سطح دریا با رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین

نتایج نشان می‌دهد که در گروه بارشی فوق سنگین در فصل بهار، در عرض‌های میانی دریا و در حدود عرض ۴۲ تا ۴۴ درجه یک حوض بزرگ آب سرد وجود دارد (شکل ۱). دمای سطح آب در این منطقه به طور میانگین ۱۴ درجه است که چیزی حدود ۵.۵ تا ۶ درجه از نواحی ساحلی در شمال ایران سردتر است. بنابراین اگر یک توده هوای سرد بخواهد بر روی دریا از عرض‌های شمال تر به سمت عرض‌های پایین تر بیاید، در اغلب موارد، هنگام عبور از این منطقه نمی‌تواند رطوبت کافی جذب کند. عدم دریافت رطوبت کافی به دو دلیل است: اول آن که عموماً در این فصل از سال، سامانه‌های همید به ویژه پر فشار اروپایی و آسیایی اغلب قادر به استقرار در مکانی نیستند؛ که بتوانند هوای سرد را با حرکت و اچرخندی خود به روی همه دریا، از عرض‌های شمال دریا تا عرض‌های جنوبی آن عبور

دهند و یا از قدرت فشاری کافی برای این انتقال برخوردار نیستند. دلیل دوم آن است که نیمه شمالی دریا به دلیل سرما، دمای کافی و شیو مناسب دمایی، برای تزریق رطوبت به داخل توده هوای سرد عبوری را ندارند و هوای سرد تنها از نیمه دریا به سمت جنوب، فرصت دریافت رطوبت را دارد.

در فصل تابستان، دمای سطح دریا بیش از فصل بهار است و حوض آب سرد از موقعیت قبلی خود در میانه دریا، به سمت شرق متمایل شده (عرض جغرافیایی ۴۱ تا ۴۳.۵ درجه)، مسیر عبور هوای سرد برای دریافت رطوبت، از شمال تا جنوب دریا را می‌گشاید (شکل ۲). در انتهای این فصل و در ماه شهریور، این حوض آب سرد، تنها در شمالی‌ترین بخش دریا وجود دارد و شیو دمای سطح دریا دارای آرایش مناسبی از شمال به جنوب و از کم‌ترین تا بیش‌ترین است. اختلاف دمای کمینه دمای سطح دریا در شمال و بیشینه دریا در جنوب در فصول بهار و تابستان زیاد نیست (۶ تا ۷ درجه سانتیگراد)، اما دمای سطح دریا در تابستان گرم‌تر از بهار است (۵ تا ۶ درجه سانتیگراد) و در نواحی ساحلی به طور میانگین به ۲۶ درجه سانتیگراد می‌رسد. با توجه به دمای سطح دریا، آرایش مناسب شیو دمای سطح دریا از شمال تا جنوب و موقعیت مکانی مناسب سامانه‌های همدید منطقه، به ویژه پرفشارهای اروپایی مستقر در اطراف دریای سیاه و خزر و پرفشار آسیایی یا سیبری و نیز قدرت فشاری کافی این سامانه‌ها در انتقال هوای سرد عرض‌های بالایی از روی دریا به عرض‌های پایینی، توده هوای عبوری با جذب رطوبت کافی و صعود ترمودینامیکی، شرایط لازم برای ایجاد بارش‌های سنگین‌تر منطقه را از ماه شهریور (سپتامبر) خواهد داشت.

در فصل پاییز، شرایط ترمودینامیکی انتهای فصل تابستان بهبود می‌یابد (شکل ۳)، به طوری که دمای سطح دریا با وجود کاهش نسبی، کافی است، آرایش شیو دمای سطح دریا بسیار مناسب است (کمینه دما در شمال دریا به تدریج و منظم تا جنوب به بیشینه می‌رسد)؛ ضمن این‌که، اختلاف کمینه و بیشینه دمای سطح دریا نسبت به دو فصل بهار و تابستان افزایش یافته، به طور میانگین به ۱۰ درجه سانتیگراد می‌رسد. این اختلاف در سنگین‌ترین رویداد بارشی منطقه به ۱۹/۵ درجه سانتیگراد هم رسیده است.

با وجود کم شدن دمای سطح دریا نسبت به فصول بهار و تابستان (در سواحل جنوبی، بین ۴ تا ۶ درجه سانیگراد کم تر از فصول قبل می شود)، اما به دلیل کفایت این دما برای جذب رطوبت، آرایش بسیار خوب شیو دمای سطح دریا از شمال تا جنوب دریا، شرایط مناسب سامانه های همدید، به ویژه پرفشارهای اروپایی و آسیایی از نظر موقعیت جغرافیایی در شمال، شمال شرق و شمال غرب دریای خزر و نیز فشار مناسب هسته مرکزی در انتقال هوای سرد عرض های شمالی تر به روی دریا و فرصت کافی این هوا در عبور از بخش های بیش تری از دریا و دریافت بیش تری از رطوبت، همه می تواند به ایجاد ناپایداری، تشکیل ابر و رخداد بارشی سنگین تر در این فصل، به ویژه ماه مهر بینجامد. با وجود اینکه دمای سطح دریا در ماه های آبان و آذر باز هم کاهش می یابد، اما به دلیل حفظ شرایط ترمودنامیکی مناسب در دریا و نیز حفظ موقعیت خوب سامانه های همدید، فراوانی بارش های سنگین تر در این دو ماه هم بالاست.

در زمستان آرایش خطوط هم دمای سطح دریا شباهت زیادی به فصل پاییز دارد (شکل ۴)، اما مقدار دمای سطح دریا بسیار کم تر و به حدود نصف دمای سطح دریا در فصل پاییز می رسد. این موضوع یکی از دلایل وقوع رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین کم تر در فصل زمستان نسبت به فصل پاییز است. شکل (۵) میانگین سالانه دمای سطح دریا را در رخداد بارش های فوق سنگین سواحل جنوبی خزر نشان می دهد.

نتایج بررسی ناهنجاری های دمای سطح دریا و ناهنجاری های بارش نشان می دهد که همبستگی خوبی بین آنها برقرار است؛ به طوری که فاز مثبت ناهنجاری دمای سطح دریا با فاز مثبت ناهنجاری های بارشی (رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین) ارتباط معنی داری (در سطح ۵ درصد) دارد.

بررسی ماهانه و فصلی ناهنجاری های دمای سطح دریا در رویدادهای بارشی فوق سنگین سواحل جنوبی خزر (اشکال ۶ تا ۱۰) نشان می دهند که استقرار ناهنجاری های مثبت دمای سطح دریا در محل عبور توده های هوای سرد عرض های فوقانی می تواند به رخداد بارش های فوق سنگین سواحل جنوبی خزر کمک کند.

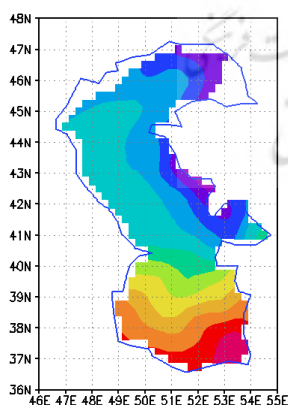
نتایج نشان می‌دهد که در فصل بهار، بیش‌ترین ناهنجاری‌های دمای سطح دریا مشاهده می‌شود. به عبارت دیگر، برای ایجاد بارش‌های فوق‌سنگین در فصل بهار ناهنجاری دمایی بیش‌تری در محل عبور هوای سردتر عرض‌های شمالی لازم است. این ناهنجاری‌ها همواره و در همه فصول در دو محدوده جغرافیایی به چشم می‌خورد: ناحیه اول در عرض‌های کمی بالاتر از میانه دریا (۴۲ تا ۴۴ درجه جغرافیایی) و ناحیه دوم در نیمه جنوبی خزر و نزدیک سواحل شمالی ایران، به ویژه سواحل جنوب غربی و جنوب شرقی خزر دیده می‌شود. در فصل بهار، میانگین ناهنجاری دمای سطح دریا در ناحیه اول، ۱ تا ۲/۵ درجه و در ناحیه دوم، ۱ تا ۱/۵ درجه است. در فصول تابستان، پاییز و زمستان، این ناهنجاری، معمولاً کم‌تر از ۱ درجه است.

بررسی ماهانه و فصلی دمای سطح دریا و ناهنجاری دمای سطح دریا در گروه بارشی سنگین (اشکال ۱۱ تا ۲۰) نشان می‌دهد که آرایش و الگوهای موجود، تفاوت چندانی با گروه بارشی فوق‌سنگین ندارند، اما مقدار این متغیرها کمی متفاوت است. مقایسه دمای سطح دریای خزر در فصول و گروه‌های بارشی سنگین‌تر منطقه نشان می‌دهد که اختلاف دمای سطح دریا بین نواحی شمالی و جنوبی تغییر چندانی در گروه‌های بارشی فوق‌سنگین و سنگین نمی‌کند اما در فصل بهار، میانگین دمای سطح دریا در گروه بارشی فوق‌سنگین ۳/۵ تا ۴/۵ درجه سانتیگراد بیش از گروه بارشی سنگین است. در فصل پاییز، میانگین دمای سطح دریا در گروه بارشی فوق‌سنگین ۳ درجه سانتیگراد بیش از گروه بارشی سنگین است. در فصول تابستان و زمستان، میانگین دمای سطح دریا در گروه بارشی فوق‌سنگین و سنگین تفاوت زیادی ندارند.

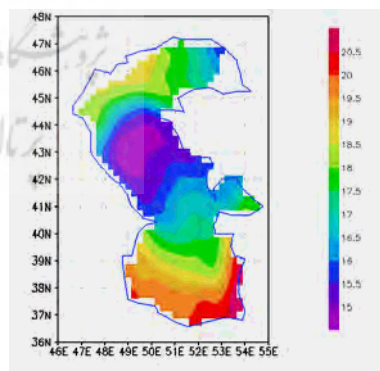
در یک نگاهی جامع در گروه بارشی سنگین، میانگین اختلاف دمای سطح دریا در شمال (کمینه) و جنوب (بیشینه)، حدود ۱ درجه سانتیگراد کم‌تر از گروه بارشی فوق‌سنگین است. همچنین، دمای سطح دریا در گروه بارشی سنگین به طور میانگین حدود ۴ درجه از گروه بارشی فوق‌سنگین کم‌تر است.

مقایسه ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصول و گروه‌های بارشی مختلف نشان

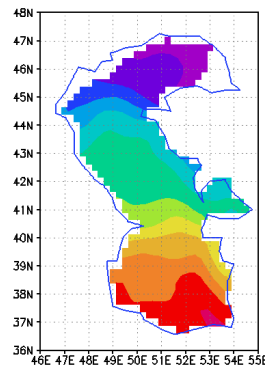
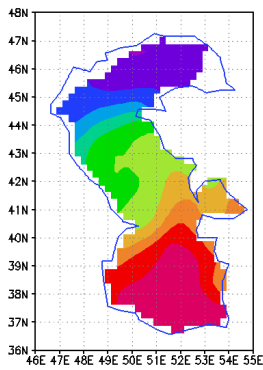
می‌دهد که اختلاف این متغیر، بین نواحی شمالی و جنوبی تغییر چندانی در گروه‌های بارشی فوق سنگین و سنگین نمی‌کند، اما در فصل بهار میانگین فاز مثبت ناهنجاری دمایی سطح دریا در گروه بارشی فوق سنگین ۱/۵ درجه سانتیگراد بیش‌تر از سنگین است. موقعیت جغرافیایی فاز مثبت ناهنجاری دمایی سطح دریا در گروه بارشی فوق سنگین بهتر از گروه بارشی سنگین است؛ به طوری که تقریباً در هر دو ناحیه (نیمه شمالی و نزدیک سواحل) گستردگی مناسبی در مسیر عبور هوای سردتر شمالی دارد. در سایر فصول مقادیر عددی فاز مثبت ناهنجاری‌های دمایی سطح دریا تغییر نکرده، تنها وسعت مقادیر بزرگ‌تر این فاز در گروه بارشی فوق سنگین بیش از گروه بارشی سنگین است. به عبارت دیگر، در فصول تابستان، پاییز و زمستان، میانگین وزنی این متغیر در گروه بارشی فوق سنگین، حدود ۰/۵ درجه بیش‌تر از گروه بارشی سنگین است. به طور کلی، میانگین ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر در بارش‌های فوق سنگین حدود ۰/۲ درجه سانتی، گرادی و میانگین وزنی آن حدود ۰/۹ درجه سانتی، گرادی بیش از بارش‌های سنگین است. همچنین موقعیت جغرافیایی فاز مثبت ناهنجاری دمایی سطح دریا در گروه بارشی فوق سنگین بسیار متناسب‌تر و وسعت آن بیش‌تر از گروه بارشی سنگین است؛ به طوری که مسیر عبور هوای عرض‌های شمالی‌تر را به صورت کامل‌تری در بر می‌گیرد.



شکل ۲) میانگین دمایی سطح دریای خزر در فصل تابستان در رویدادهای بارشی فوق سنگین

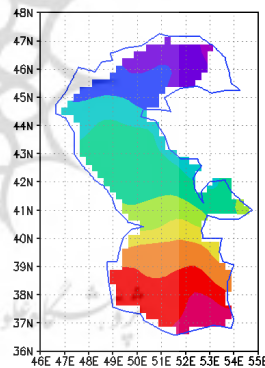
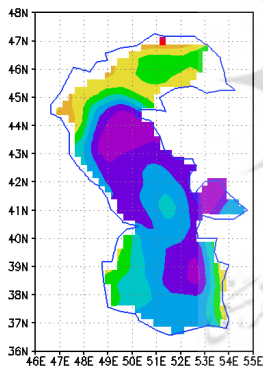


شکل ۱) میانگین دمایی سطح دریای خزر در فصل بهار در رویدادهای بارشی فوق سنگین



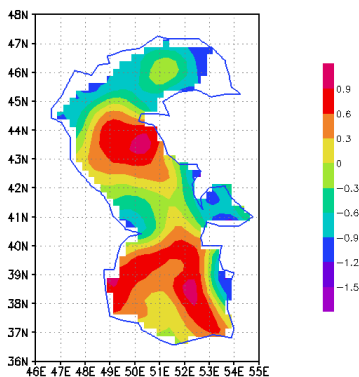
شکل ۴) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل زمستان در رویدادهای بارشی فوق سنگین

شکل ۳) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل پاییز در رویدادهای بارشی فوق سنگین

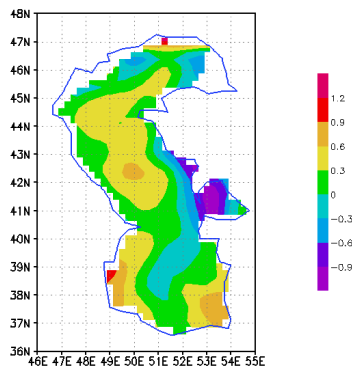


شکل ۶) میانگین ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصل بهار در رویدادهای بارشی فوق سنگین

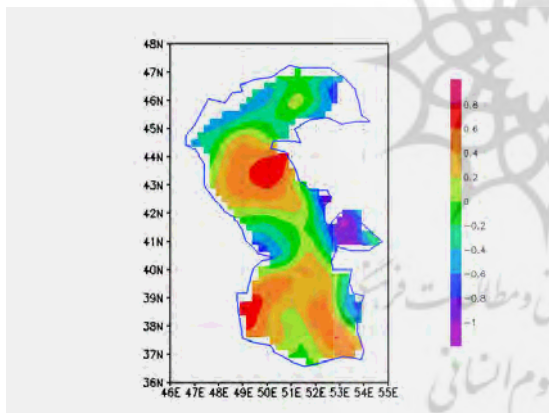
شکل ۵) میانگین سالانه دمای سطح دریای خزر در رویدادهای بارشی فوق سنگین



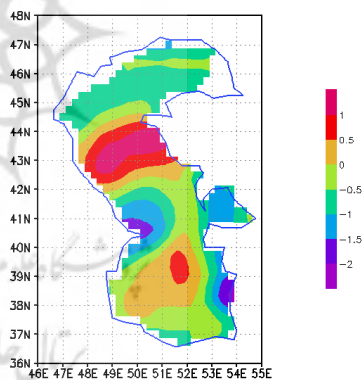
شکل ۸) میانگین ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر در فصل پاییز در رویدادهای بارشی فوق سنگین



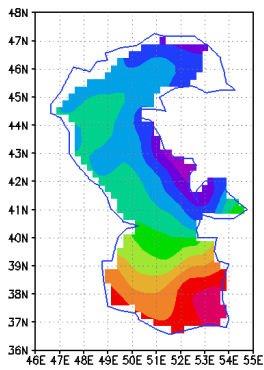
شکل ۷) میانگین ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر در فصل تابستان در رویدادهای بارشی فوق سنگین



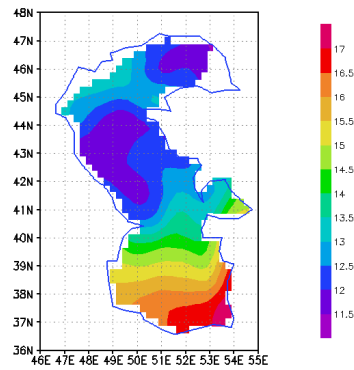
شکل ۱۰) میانگین سالانه ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر در رویدادهای بارشی فوق سنگین



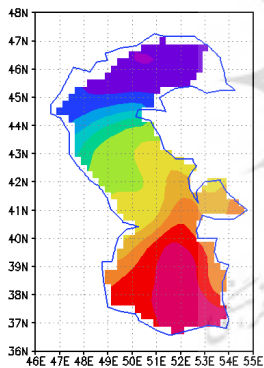
شکل ۹) میانگین ناهنجاری دمایی سطح دریای خزر در فصل زمستان در رویدادهای بارشی فوق سنگین



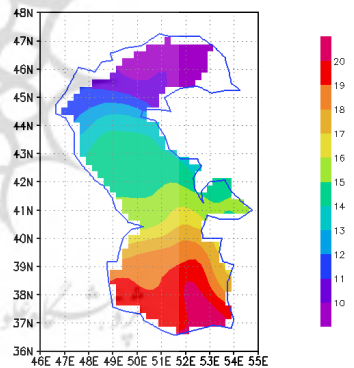
شکل ۱۲) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل تابستان در رویدادهای بارشی سنگین



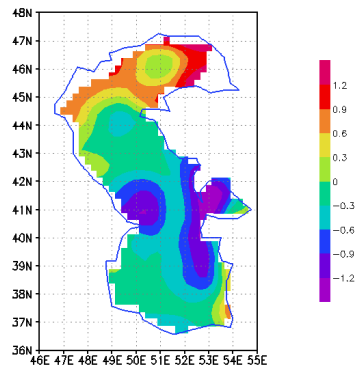
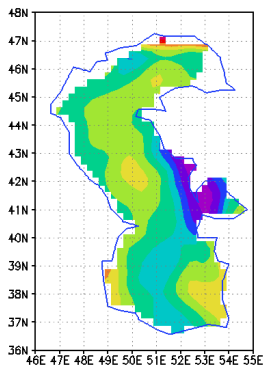
شکل ۱۱) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل بهار در رویدادهای بارشی سنگین



شکل ۱۴) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل زمستان در رویدادهای بارشی سنگین

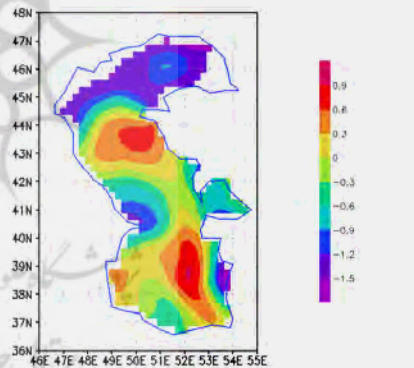
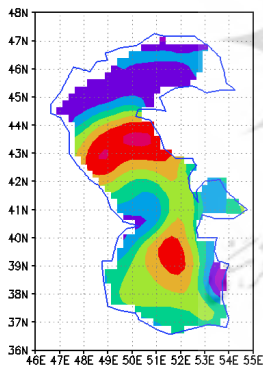


شکل ۱۳) میانگین دمای سطح دریای خزر در فصل پاییز در رویدادهای بارشی سنگین



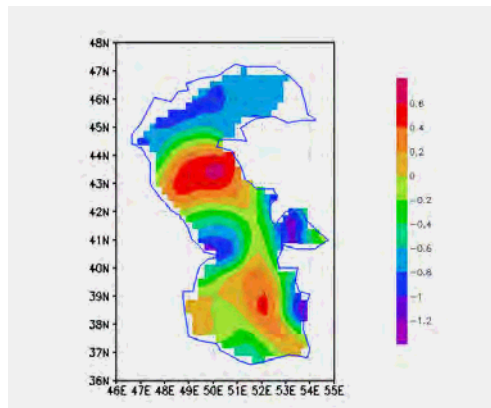
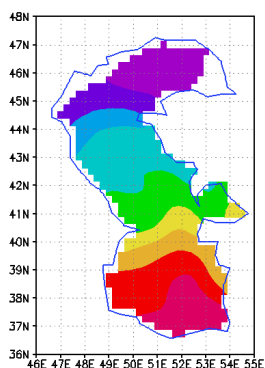
شکل ۱۶) میانگین ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصل تابستان در رویدادهای بارشی سنگین

شکل ۱۵) میانگین ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصل بهار در رویدادهای بارشی سنگین



شکل ۱۸) میانگین ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصل زمستان در رویدادهای بارشی سنگین

شکل ۱۷) میانگین ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در فصل پاییز در رویدادهای بارشی سنگین



شکل ۱۹) میانگین سالانه ناهنجاری دمای سطح دریای خزر در رویدادهای بارشی سنگین
 شکل ۲۰) میانگین سالانه دمای سطح دریای خزر در رویدادهای بارشی سنگین

بررسی رابطه بین تفاوت دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا در رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین سواحل جنوبی خزر

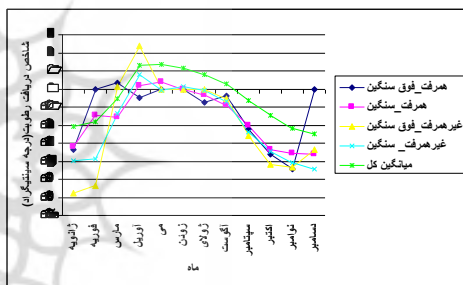
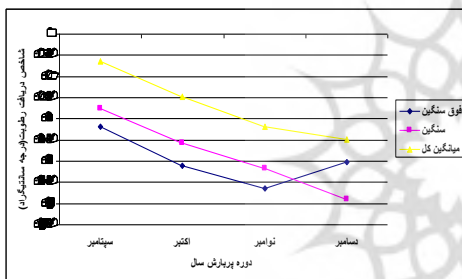
بررسی‌ها نشان می‌دهد که در دوره پر بارش سال، یعنی سپتامبر (شهریور) تا دسامبر (آذر)، میانگین ماهانه شاخص دریافت رطوبت در گروه بارشی فوق سنگین حدود ۰/۷ درجه سانتیگراد کم‌تر از رویدادهای بارشی سنگین است. در ماه‌های آبان و آذر، دمای سطح دریا در گروه بارشی فوق سنگین حدود ۰/۸ درجه سانتیگراد گرم‌تر از گروه بارشی سنگین است. (سپتامبر تا نوامبر) روی می‌دهد مقدار شاخص دریافت رطوبت بین ۲/۲- تا ۴/۴- تغییر می‌کند. در گروه بارشی همرفت و سنگین که حدود ۶۵ درصد از آن در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر) روی می‌دهد، مقدار شاخص دریافت رطوبت بین ۲- تا ۳/۶- تغییر می‌کند. در گروه بارشی غیر همرفت و فوق سنگین که بیش از ۸۵ درصد از آن در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر) روی می‌دهد، مقدار شاخص دریافت رطوبت بین ۲/۶- تا ۴/۴- تغییر می‌کند. در گروه بارشی غیر همرفت و سنگین که نزدیک به ۶۰ درصد از آن در ماه‌های شهریور تا آذر (سپتامبر تا دسامبر) روی می‌دهد، مقدار شاخص دریافت رطوبت

بین ۴/۲- تا ۴/۴- تغییر می‌کند. مقایسه گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین در گروه‌های بارشی با منشأ همرفت و غیر همرفت نشان می‌دهد که قدر مطلق شاخص دریافت رطوبت در گروه‌های بارشی سنگین و فوق سنگین با منشأ غیر همرفت بیش‌تر از همرفت است (منفی‌تر است). هم‌چنین، شاخص دریافت رطوبت در ماه اکتبر (که دارای فراوان‌ترین رویدادهای بارشی سنگین و فوق سنگین منطقه است) در گروه بارشی غیر همرفت کم‌تر از همرفت است. با گرم شدن هوا و دریا و از ماه اردیبهشت تا آذر (می تا دسامبر)، این شاخص در بارش‌های سنگین‌تر منطقه با منشأ همرفت و غیر همرفت، حدود ۱- تا ۲/۵- درجه سانتیگراد کم‌تر از میانگین بلند مدت آن برای کل رویدادهای بارشی منطقه است. این موضوع سبب می‌شود که میانگین منطقه‌ای بارش در طول این دوره زمانی، بین ۲/۵ تا ۱۲ میلیمتر بیش‌تر از میانگین بلند مدت منطقه‌ای بارش شده، با ایجاد ناهنجاری‌های بارش، بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه را ایجاد نماید.

این شاخص از اواسط تابستان و با گرم شدن آب دریا در بیشینه خود، منفی شده، باعث رخداد بارش‌های فراوان و سنگین‌تر؛ به ویژه در شهریور تا آذر و به طور خاص در مهر ماه می‌شود. علاوه بر مقادیر منفی قوی این شاخص در ماه مهر، گرمای بیش‌تر دریا در این ماه نسبت به ماه‌های آبان و آذر (نوامبر و دسامبر) هم می‌تواند عامل بارش‌های فراوان و سنگین‌تر این ماه باشد. با سردتر شدن دریا در فصل زمستان و آغاز بهار، نقش این شاخص و به طور کلی، شرایط ترمودینامیک دریای خزر در رخداد این نوع بارش‌ها، کم رنگ‌تر می‌شود.

در دوره پر بارش سال (فصل پاییز) بیشینه ناهنجاری‌های بارش در گروه بارشی سنگین و فوق سنگین به ترتیب حدود ۶ و ۱۲ میلیمتر است. این ناهنجاری‌های بارشی، متناسب با ناهنجاری شاخص دریافت رطوبت در بارش‌های سنگین و فوق سنگین است (۰/۵- و ۰/۸- درجه سانتیگراد). رژیم ماهانه شاخص دریافت رطوبت در گروه‌های مختلف بارشی در اشکال ۲۱ و ۲۲ ارائه شده است.

تحلیل حساسیت ماهانه ناهنجاری شاخص دریافت رطوبت و ناهنجاری بارش، نشان می‌دهد که به طور میانگین، کاهش شاخص دریافت رطوبت به ازای هر ۱ درجه سانتیگراد در گروه بارشی سنگین و فوق سنگین به ترتیب باعث افزایش ۳/۵ و ۶ میلیمتری میانگین منطقه‌ای بارش در دوره پربارش سال می‌شود. همچنین، تحلیل حساسیت ماهانه، نشان می‌دهد که به طور میانگین کاهش شاخص دریافت رطوبت به ازای هر ۱ درجه سانتیگراد در گروه بارشی سنگین و فوق سنگین به ترتیب باعث افزایش ۳۰ و ۶۰ میلیمتری بیشینه منطقه‌ای بارش در دوره پربارش سال می‌شود. روشن است که موضوع فوق در صورتی امکان پذیر است که الگوهای هم‌دید مناسب و شرایط دینامیک خوبی برای صعود هوا، تشکیل ابر و رخداد بارش وجود داشته باشد.



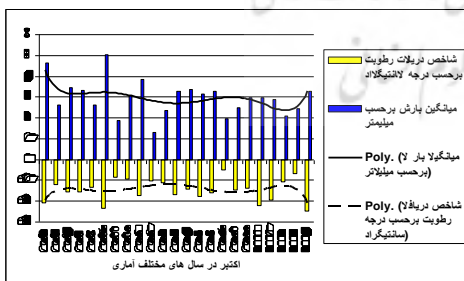
شکل ۲۲) رژیم ماهانه شاخص دریافت رطوبت در گروه‌های بارشی فوق سنگین و سنگین و مجموعه رویدادهای بارشی در دوره پربارش سال در سواحل جنوبی خزر

شکل ۲۱) رژیم ماهانه شاخص دریافت رطوبت در گروه‌های بارشی فوق سنگین و سنگین با منشا همرفت و غیر همرفت و مجموعه رویدادهای بارشی

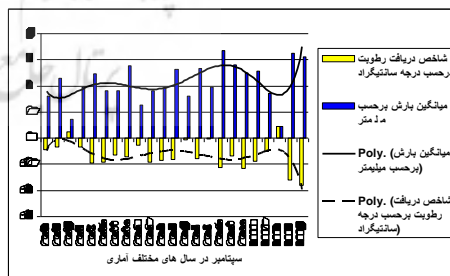
نتایج نشان می‌دهند که تغییرات سالانه ناهنجاری مثبت متغیرهای بارشی (میانگین، بیشینه و فراگیری بارش منطقه‌ای) با ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریای خزر و ناهنجاری‌های منفی شاخص دریافت رطوبت هماهنگ است. به عبارت دیگر، برای یک ماه معین؛ به ویژه از شهریور تا آذر، افزایش دمای سطح دریا در یک سال معین، می‌تواند نقش مهمی در رخداد بارش‌های سنگین‌تر منطقه در آن ماه و سال داشته باشد، درحالی‌که در مقایسه ماه‌های مختلف، نقش تغییرات شاخص دریافت رطوبت؛ به ویژه فاز منفی آن در ایجاد چنین

بارش هایی چشمگیرتر از دمای سطح دریاست. در رویدادهایی که این مناسبات و هماهنگی های ترمودینامیک وجود نداشته، علت را باید در شرایط نامناسب الگوی همید در استفاده مؤثر و کامل از شرایط ترمودینامیک دریا جستجو کرد. همچنین، نتایج نشان می دهند که در دوره پر بارش سال؛ یعنی از شهریور تا آذر، میانگین ماهانه شاخص دریافت رطوبت همواره منفی است و هماهنگی خوبی بین شاخص دریافت رطوبت و میانگین بارش ماهانه؛ به ویژه در ماه های سپتامبر تا فوریه (اواسط تابستان تا اواسط زمستان) وجود دارد. بیش ترین میانگین ماهانه رویدادهای بارشی در ماه هایی دیده می شود که شاخص دریافت رطوبت همواره منفی است (سپتامبر تا آوریل) و در سال هایی دیده می شود که کم ترین شاخص دریافت رطوبت وجود دارد. اشکال ۲۳ و ۲۴، روند تغییرات سالانه بارش و شاخص دریافت رطوبت در ماه های شهریور و مهر را در سواحل جنوبی خزر نشان می دهد.

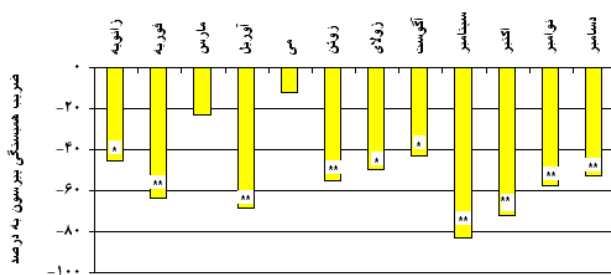
بررسی ضریب همبستگی پیرسون بین میانگین های ماهانه بارش و شاخص دریافت رطوبت برای هر ماه، طی سال های آماری مختلف (شکل ۲۵) نشان می دهد که این ضریب در ماه های سپتامبر تا دسامبر (آخر تابستان تا آخر پاییز)، ماه های فوریه و آوریل و ژوئن در سطح ۱ درصد و برای ماه های ژانویه، ژولای و آگوست در سطح ۵ درصد معنی دار است. ضریب همبستگی مذکور در ماه های مارس و می معنی دار نیست. این هماهنگی در ماه سپتامبر (شهریور) به اوج می رسد (ضریب همبستگی پیرسون ۸۲٫۸ درصد).



شکل ۲۴) روند تغییرات سالانه بارش ماه اکتبر (مهر) و شاخص دریافت رطوبت در سواحل جنوبی خزر



شکل ۲۳) روند تغییرات سالانه بارش ماه سپتامبر (شهریور) و شاخص دریافت رطوبت در سواحل جنوبی خزر



معنی دار در سطح ۱ درصد **
معنی دار در سطح ۵ درصد *

شکل ۲۵) مقایسه ضریب همبستگی پیرسون بین میانگین‌های ماهانه بارش و شاخص دریافت رطوبت در طول سال‌های مختلف آماری

نتیجه گیری

میانگین بارش سالیانه، فصل بارش و زمان وقوع رویدادهای بارشی سنگین‌تر در سواحل جنوبی خزر با بقیه ایران زمین متفاوت است. مطالعه دمای سطح دریا و اختلاف دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا (شاخص دریافت رطوبت)، علل دمایی ساز و کار جوی-اقیانوسی خزر را در زمان تشکیل ابر و رخداد بارش‌های فوق سنگین و سنگین منطقه فراهم می‌کند. از نگاه ترمودینامیک، وجود سه شرط اصلی برای ایجاد بارش‌های سنگین و فوق سنگین منطقه الزامی است:

۱- آرایش مناسب خطوط هم دما و شیو دمای سطح دریا و افزایش تدریجی آن از شمال تا جنوب (انتهای تابستان و فصول پاییز و زمستان) یکی از مهم‌ترین شرایط شکل‌گیری ابر و رخداد بارش‌های سنگین‌تر است. در صورت وجود چنین خوب این متغیر بر گستره دریای خزر و نبود حوض آب سرد در عرض‌های میانی دریا، توده‌های هوای سردی که از شمال به سمت جنوب این دریا و شمال ایران حرکت می‌کنند با داشتن زمان کافی برای جذب رطوبت از آب دریا به تدریج مرطوب شده، در صورت وجود شرایط دینامیک مناسب

در ترازهای مختلف جوی برای تقویت ناپایداری و صعود، باعث ریزش بارش‌های سنگین می‌شود.

۲- برای رخداد بارش‌های سنگین‌تر، میانگین دمای سطح دریا باید از یک آستانه کمینه‌ای بیش‌تر شده، آب دریا به اندازه کافی گرم باشد. با این‌که دمای هوا از اوایل تا اواسط تابستان به اوج می‌رسد، دمای دریا از اواسط تا اواخر تابستان به بیشینه خود می‌رسد. گرم شدن آب دریا در ماه شهریور (سپتامبر) با عبور هوای سردتر عرض‌های شمالی‌تر به سوی جنوب همراه شده، باعث فراوانی رخداد بارش‌های سنگین‌تر منطقه می‌شود. با وجود کاهش دمای سطح دریا، این شرایط تا آذر ماه به صورت فراگیر و در سایر فصول به صورت موردی مشاهده می‌شود. بنابراین، آستانه میانگین ماهانه سطح دریا برای رخداد بارش‌های سنگین‌تر منطقه در دوره پربارش سال (ماه آذر) به $۸/۵$ درجه سانتیگراد می‌رسد و زمانی که این آستانه در ماه مهر (اکتبر) به $۱۰/۵$ درجه سانتیگراد می‌رسد، فراوانی بارش‌های سنگین‌تر به بیشینه خود می‌رسد. پس از ماه آذر (دسامبر) و آغاز فصل زمستان، دمای سطح دریا در نیمه شمالی دریای خزر به زیر صفر می‌رسد. این وضعیت به شدت به کاهش دریافت رطوبت هوا از آب می‌انجامد و ضمن کاهش ناپایداری‌ها موجب کاهش بارش در سواحل جنوبی خزر می‌شود. از سوی دیگر، نتایج نشان می‌دهند که ناهنجاری‌های ترمودینامیک، مانند ناهنجاری دمای سطح دریا در کنار ناهنجاری‌های دیگر مانند فشار سطح دریا، رودباد، جبهه و تاوایی می‌تواند باعث رخداد ناهنجاری‌های بارشی در منطقه شود.

۳- تفاوت دمای هوای ۲ متری و دمای سطح دریا که به شاخص دریافت رطوبت تعریف شده، مهم‌ترین عامل ترمودینامیک در ایجاد بارش‌های فراوان و سنگین‌تر منطقه است. میانگین کل شاخص رطوبت روی دریای خزر از $۹/۵$ - تا $۴/۵$ + تغییر می‌کند. این شاخص که بیانگر تقابل دمایی دریا و جو است، در فاز منفی خود نشان می‌دهد که هوای سردتر روی سطح دریا از آب گرم‌تر، رطوبت دریافت می‌کند. این وضعیت همواره از سپتامبر تا فوریه (اواخر تابستان تا اواسط زمستان) دیده می‌شود، اما به دلیل این‌که آب دریا در زمستان به اندازه کافی گرم نیست، بارش‌های سنگین‌تر را به صورت فراگیر و گسترده و با

فراوانی زیاد فقط می‌توان در ماه‌های شهریور تا آذر یافت. همین دمای پایین هوا در ماه آذر است که سبب می‌شود با وجود مقادیر منفی بزرگ این شاخص در این ماه، رویدادهای بارشی سنگین‌تر آن نسبت به ماه مهر کاهش یابد. ضریب همبستگی و هماهنگی ماهانه بسیار خوب این شاخص و بارش در طول سال‌های مختلف آماری و روند تغییرات آنها، به ویژه در فصل پربارش سال نشان دهنده اهمیت بیش‌تر این شاخص نسبت به نقش مستقیم دمای سطح دریا در رخداد این نوع بارش‌های منطقه است.

به طور کلی، سنگین‌ترین رویدادهای بارشی که سبب افزایش میانگین ماهانه بارش می‌شوند، قطعا زمانی رخ داده‌اند که شرایط ترمودینامیک دریا در بهترین و مؤثرترین وضعیت خود بوده است. به عبارت دیگر، وقتی الگوهای همدید ترازهای مختلف در وضعیت مؤثری استقرار دارند و شرایط دینامیک مناسبی مانند جبهه‌ها و رودبادهای برای ایجاد ناپایداری‌ها حاکم می‌شود، وجود فاز منفی و قوی شاخص دریافت رطوبت و سپس فاز مثبت و قوی دمای سطح دریا و نیز آرایش مناسب خطوط هم دمای سطح دریا و شیب آن، از مهمترین دلایل رخداد چنین بارش‌هایی در منطقه هستند.

منابع

- ۱- حسینجانی، لایلا. (۱۳۸۳). شناسایی تیپ‌های هوای مؤثر بر بارش سواحل جنوبی خزر (گرگان-بندرانزلی) برای دوره ۱۹۹۱-۲۰۰۰، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی داده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه اقلیم و برنامه ریزی محیطی، ص. ۷۶
- ۲- خوشحال دستجردی، جواد. (۱۳۷۶). تحلیل و ارائه مدل سینوپتیکی کلباتولوژی برای بارش‌های بیش از صد میلیمتر در سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر هوشنگ قائمی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا، ص. ۵۰
- ۳- عزیززی، قاسم و یوسفی، حسن. (۱۳۸۴). «زمان بندی ورود پرفشار سیبری به سواحل جنوبی دریای خزر»، مجله مدرس علوم انسانی دانشگاه تربیت مدرس، دوره نهم، شماره چهارم (پیاپی ۴۳)، صص ۱۹۳-۲۱۳
- ۴- علیجانی، بهلول. (۱۳۸۱). اقلیم شناسی سینوپتیک، تهران سمت، ص. ۲۰۴
- ۵- قشقایی، قاسم. (۱۳۷۵). بررسی اثر فرابار سیبری بر بارش‌های پاییزی سواحل جنوبی دریای خزر، استاد راهنما: دکتر بهلول علیجانی، استاد مشاور: زهرا حجازی زاده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، گروه جغرافیا، گرایش اقلیم و برنامه‌ریزی محیطی، ص. ۷۸

۶- مرادی، حمیدرضا. (۱۳۸۳). «نقش دریای خزر در شرایط بارشی سواحل شمال کشور»، مجله علوم دریایی ایران، دوره ۳، ش ۲ و ۳، بهار و تابستان ۱۳۸۳، ص. ۸۶.

۷- ناظم السادات، سید محمد جعفر و قاسمی، احمد رضا. (۱۳۸۳). تاثیر دمای سطح دریای خزر بر بارش فصول زمستان و بهار در نواحی شمالی و جنوب غربی ایران، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال هشتم، شماره چهارم، صص ۲۵-۳۹.

- 8- Benestad RE, Melsom A., (2002), Is there a link between unusually wet autumns in southeastern Norway and sea-surface temperature anomalies? *Clim Res* 23:67° 79.
- 9- Boguslavsky, S., Kaminsky, S. and Ivashchenko, I., (1996), The impact of Black Sea on the local thermal and baric processes in the atmosphere, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 7, No. 5, PP.381-388.
- 10- Krishnamurthy, V., Goswanmi, B., (2000), Indian monsoon-Enso relationship on interdecadal time scale, *Journal of climate*, 13: 579-595.
- 11- Kumar, K., Rajagopalan, B., Cane, M., (1999), On the weakening relationship between India monsoon and Enso, *Science* 284:2156-2159.
- 12- Lenderink, G., van Meijgaard, E., Selten, F., (2009), Intense coastal rainfall in the Netherlands in response to high sea surface temperatures: analysis of the event of August 2006, from the perspective of a changing climate, *Clim Dyn*32:19° 33, DOI 10.1007/s00382-008-0366-x
- 13- Norris, J., Zhang, Y. and Wallace, J., (1998), Role of clouds in summertime atmosphere-ocean interactions over the North Pacific, *Journal of climate* 11:2482-2490.
- 14- Tanimoto, Y., Iwasaka and N., Hanawa, K., (1997), Relationships between sea surface temperature, the atmospheric circulation and air-sea fluxes on multiple time scales, *Journal of the Meteorological Society of japan*,75:831-848.
- 15- Tripoli, G. J., Leung, W.-Y., Mugnai, A., P., Sand and Smith, E.A., (2008), Impact of above-normal Mediterranean SSTs on heavy rain events, 10th Plinius Conference on Mediterranean Storms, *Plinius Conference Abstracts*, Vol. 10, PLINIUS10-A-00110.
- 16- Webster, P., Holland, G., Curry J. and Chang H-R., (2005) Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. 309:1844° 1846.



پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی