

بررسی و تحلیل اثرات ناهنجاری دمای سطح دریای سیاه بر تغییرات الگوی رخداد دما و بارش غرب و شمال غرب ایران

ایمان روستا^{۱*}، مهدی دوستکامیان^۲

^۱استادیار اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، یزد، ایران
^۲دکترای اقلیم‌شناسی، گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۸/۱۲/۱۶ ؛ تاریخ پذیرش: ۹۹/۲/۱۷

چکیده

برهمکنش جو-اقیانوس به دلیل انتقال تکانه انرژی تأثیر به‌سزایی در سیستم‌های جوی ایفا می‌کند. در این میان نوسانات سطح دریا اثرات متنوعی بر تغییرپذیری عناصر اقلیمی دارد. هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل اثرات ناهنجاری‌های دمای سطح دریای سیاه بر دما و بارش غرب و شمال غرب ایران است. برای این منظور دمای سطح آب پهنه آبی دریای سیاه (SST) از سایت NCEP/NCAR اخذ شده است. بعد از استخراج SST^۱، آمار بارش روزانه دما و بارش ۱۰۸ ایستگاه برای در پهنه غرب و شمال غرب کشور طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰ به‌دست‌آمده. سپس به کمک ضریب همبستگی پیرسون رابطه دما و بارش شمال غرب با ناهنجاری‌های مثبت و منفی دمای سطح دریای سیاه مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریای سیاه بیشتر دمای غرب کشور را تحت تأثیر قرار داده است به‌طوری‌که ضریب تغییرات مکانی دما در زمان حاکمیت ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه بیشتر بوده است. این در حالی است که دمای شمال غرب کشور بیشتر با ناهنجاری‌های منفی در ارتباط است. در مورد بارش وضعیت متفاوت است به‌طوری‌که بارش در پهنه غرب و شمال غرب بیشتر با ناهنجاری‌های منفی دمای سطح دریای سیاه ارتباط دارد که در این میان استان‌های غربی بیشتر تحت تأثیر قرار دارند. در زمان ناهنجاری‌های مثبت تنها استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی آن هم به‌طور ضعیفی تحت تأثیر ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریای سیاه می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: دمای سطح دریای سیاه، دما و بارش ایران، ناهنجاری مثبت و منفی، غرب و شمال غرب

مقدمه

عنصر دما همواره به‌عنوان یکی از عناصر مهم آب و هوایی مطرح بوده است (خوش‌اخلاق و همکاران، ۱۳۹۱: ۲). ایران از جمله مناطقی است که شاهد رفتار ناهنجار و بی‌قاعده بارش است (محمدی و مسعودیان، ۲۰۱۰: ۳، روستا و همکاران، ۲۰۱۴ و ۲۰۱۶ (a) و ۲۰۱۷ (a): ۳ و ۴ و ۳، سلطانی و همکاران، ۲۰۱۳ و ۲۰۱۴، ۳ و ۳، جهان‌بخش و همکاران، ۱۳۹۴: ۱، علیزاده و همکاران، ۱۳۹۱: ۳). در دهه‌های گذشته، نوسانات و تغییرات اقلیمی به‌صورت یک چالش جهانی مورد مطالعه قرار گرفته است (روستا و همکاران، ۲۰۱۶ (b): ۱۷). چنین وضعیتی اقتضا می‌کند تا ابعاد مختلف عناصر آب‌وهوایی در کشور و

موقعیت ویژه جغرافیایی ایران سبب شده است که در طول سال از اثرهای آب و هوایی سرزمین‌های بزرگی، همچون سیبری و دریای سیاه در شمال، دریای مدیترانه در غرب، بیابان‌های عربستان و آفریقا در جنوب غربی و دریای عرب و سرزمین‌های هندوستان در شرق بهره‌مند گردد. هرکدام از این همسایگان در دوره معینی از سال، آب و هوای ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهند (علیجانی ۱۳۸۱: ۴۱).

*نویسنده مسئول: irousta@yazd.ac.ir

(اینفیلد^۹: ۱۹۹۶: ۳۳۰۵؛ گودارد^{۱۰} و همکاران ۱۱۱۱: ۲۰۰۱؛ لکوود^{۱۱}: ۲۰۰۰: ۱۱۵۳؛ فیلیپس^{۱۲} و همکاران ۲۰۰۲: ۱۹۷، سلطانی و همکاران، ۲۰۱۶: ۳).
 با این حال روشن شده است که تأثیر دمای سطح آب بر بارش، محدود به نقاط ساحلی نبوده بلکه نواحی بسیار دور از دریا می‌توانند تحت تأثیر تغییرات الگوهای دما سطح گستره آبی قرار گیرند (ناظم‌السادات و قاسمی ۱۳۸۳: ۲؛ انگل ۱۹۸۱: ۱۰۹).
 برای مثال روکو^{۱۳} و همکاران در مطالعات خود نشان دادند که دمای آب اقیانوس‌های آرام و اطلس با بارش ناحیه شمال شرقی برزیل ارتباط دارند (روکو^{۱۴} و همکاران ۱۹۹۶: ۸۷۹). در مطالعه‌ای دیگر جهانبخش و همکاران در بررسی و تحلیل تأثیر نوسانات دمای آب سطح دریای مدیترانه بر بارش‌های نیمه غربی ایران نشان دادند که در دوره‌هایی از فصل زمستان که دمای سطح دریای مدیترانه سردتر از معمول است، بارش زمستانه منطقه مورد مطالعه افزایش می‌یابد، ولی دمای گرم‌تر از معمول آن در فصل پاییز باعث افزایش بارش پاییزه می‌شود. این در حالی است که در فصل زمستان بین نوسان‌های دمای سطح دریای مدیترانه با بارش منطقه مورد مطالعه در چند ایستگاه همبستگی منفی مشاهده شده است (جهانبخش، ۱۳۹۱: ۱۶۲). در مطالعه‌ای دیگر رنجبر سعادت‌آبادی و ایزدی در ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران نشان دادند که بردار شار رطوبت ویژه، همگرایی و واگرایی آن و خطوط جریان در ترازهای جو به گونه‌ای است که در زمان فعالیت سامانه‌های کم‌فشار دینامیکی، شرایط مناسبی برای تغذیه رطوبت از روی دریای عرب، دریای سرخ و خلیج فارس فراهم می‌شود. (رنجبر سعادت‌آبادی و ایزدی ۱۳۹۲: ۱۳۵). در همین رابطه حسینی و

عوامل پدیده‌هایی که شدت و ضعف این عناصر را کنترل می‌کنند به خوبی شناسایی و مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گیرند (حسینی و همکاران ۱۳۹۴: ۱۱۶). مطالعات مختلفی در زمینه ارتباط دمای سطح دریا با الگوهای گردش جوی انجام شده است (تریگو^۱ و همکاران ۲۰۰۶: ۱۷۹؛ ایکسپلوکی^۲ و همکاران ۲۰۰۴: ۶۳ و ماهیرا^۳ و همکاران ۲۰۰۱: ۱۰۹، عزیز و همکاران، ۱۳۹۱: ۱). نقش اقلیمی این جریان‌ها از طریق انتقال و اختلاف دما و شوری، تبادل انرژی پتانسیل و تبادل تکانه انجام می‌گیرد (عساکره ۱۳۸۶: ۱۰). دمای سطح دریا نقش مهمی در بارش‌ها دارد (روستا و همکاران، ۲۰۱۷ (b) ۳). جریان‌های دریایی در تعادل کلی محیط اقیانوس‌ها مؤثر و در پایداری (جریان‌های سرد) و ناپایداری (جریان‌های گرم) توده‌های هوا سهم عمده‌ای دارند و به دلیل اینکه انرژی و مواد در امتداد این جریان‌ها جابجا می‌شوند عامل مهمی در موازنه حرارتی تابش به حساب می‌آیند (یونیو^۴ و همکاران ۲۰۰۷: ۶۳؛ شاپیرو^۵ و همکاران ۱۹۹۶: ۳۳۷). در اقلیم‌شناسی سینوپتیک برای ردیابی و تجزیه تحلیل پدیده‌های جوی تهیه و تفسیر نقشه‌های فشار سطح دریا ضروری و حیاتی است (قویدل رحیمی ۱۳۹۱: ۹۶). در این بین در دهه‌های اخیر با توجه به تغییرات اقلیمی، تغییر دمای سطح دریا (SST) و ارتباط آن‌ها با عناصر اقلیمی مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است (ای جی آرپ^۶ و همکاران ۱۹۹۸: ۱۸۳۷؛ جانیکوت^۷ و همکاران ۱۹۹۸: ۱۸۷۴؛ مسیجیر^۸ و همکاران ۲۰۰۴: ۲۴۹). نتایج پژوهش‌های متعددی نشان داده‌اند که تغییرات دما در سطح گستره‌های بزرگ آبی می‌تواند تأثیر معنی‌داری بر نوسان‌های بارش و دما در سطح خشکی زمین داشته باشد

9. Enfield
 10. Goddard
 11. Lockwood
 12. Phillips
 13. Roucou
 14. Roucou

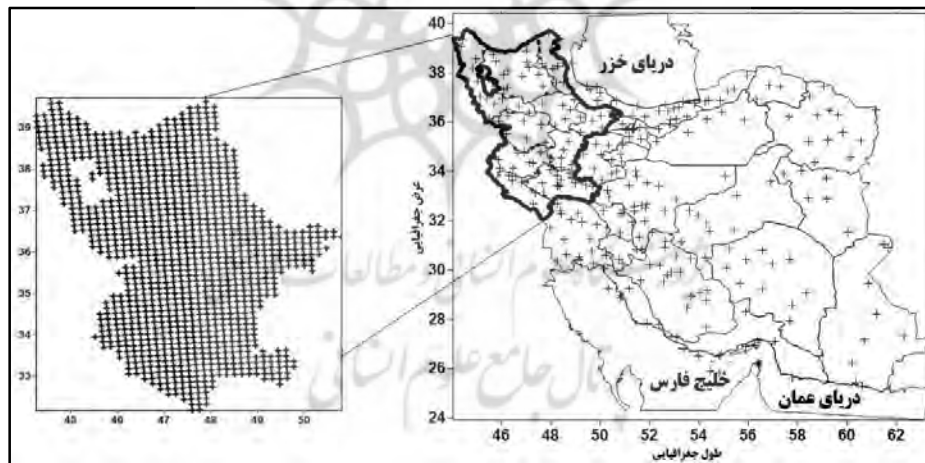
1. Trigo
 2. Xoplaki
 3. Maheras
 4. Unev
 5. Shapiro
 6. e.g., Arpe
 7. Janicot
 8. Messenger

داده‌ها و روش‌شناسی

هدف از این مطالعه بررسی و تحلیل اثرات ناهنجاری‌های دمای سطح دریای سیاه بر دما و بارش غرب و شمال غرب ایران طی نیم قرن اخیر می‌باشد. برای این منظور از دو پایگاه داده‌ای استفاده شده است:

پایگاه داده‌ای اول: این گروه از داده‌ها از طریق میان‌یابی مقادیر دما و بارش روزانه ۱۰۸ ایستگاه در پهنه غرب و شمال غرب کشور برای دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰ (۱۸۱۸۳ روز) به‌دست‌آمده است. داده‌های این پایگاه دارای تفکیک مکانی 14×14 کیلومتر بوده و در قالب سیستم تصویر لامبرت مخروطی تولید شده و در قالب یک ماتریس 7107×18183 با آرایش S (زمان در سطرها و مکان در ستون‌ها) مرتب گردیده است. توزیع و پراکندگی این داده‌ها در شکل زیر نشان داده شده است.

همکاران در مطالعه‌ای به بررسی هم‌زمانی رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش روزانه در ایران پرداختند. نتایج نشان داد که بیشترین هم‌زمانی رخداد بارش ایران با سامانه پرفشار دریای سیاه در اسفندماه با ۶۶ درصد و کمترین آن با میزان ۳۰ درصد در مردادماه رخ داده است (حسینی و همکاران ۱۳۹۴: ۱). باین‌حال بعضی از محققین معتقدند که دریای سیاه تحت تأثیر سامانه‌های کم‌فشار یا پرفشار بر اقلیم ایران تأثیر می‌گذارد (علیجانی و زاهدی ۱۳۸۱: ۲۰۹؛ مرادی ۱۳۸۵: ۱۰۹؛ مسعودیان ۱۳۸۸: ۱). همان‌گونه که اشاره شد تاکنون در زمینه نوسانات دمای دریای سیاه و اثرات آن بر اقلیم غرب و شمال غرب ایران مطالعه‌ای انجام نشده است. از این رو در این مطالعه سعی شده است در راستای تکمیل کارهای پژوهشی انجام شده، به بررسی و تحلیل اثرات ناهنجاری‌های دمای سطح دریای سیاه بر عنصر دما و بارش در منطقه غرب و شمال غرب ایران پرداخته شود.



شکل ۱: توزیع و پراکندگی ایستگاه‌های مورد مطالعه

از آنجایی که تغییرات دمایی هر منطقه شدیداً به وضعیت سطح زیرین آن منطقه بستگی دارد، بنابراین درجه حرارت سطح دریا به منظور سنجش پارامترهای دیگر مورد تحلیل قرار می‌گیرد (کاوپانی و علیجانی، ۱۳۸۰: ۲۴۰-۳۴۲). به همین دلیل دمای سطح آب یا SST در میان پارامترهای دریایی از مهم‌ترین پارامترها محسوب می‌گردد.

پایگاه داده‌ای دوم: دمای سطحی آب دریای سیاه (SST) از پایگاه داده مرکز ملی اقیانوس‌شناسی و علوم محیطی آمریکا (NCEP/NCAR^۱) بر اساس پژوهش اسمیت و رینولدز^۲ (۲۰۰۴: ۱۴۵۵) اخذ شده است.

1. www.ncdc.noaa.gov
2. Smith and Reynolds

داده‌های دمای آب سطح دریا که از طریق میانگین‌گیری دمای کل سطح آب دریای سیاه به دست آمد و با داده‌های دما و بارش منطقه مورد مطالعه برای مدت ۵۰ سال تطابق داده شده است. بعد از استخراج دمای سطحی آب دریای سیاه (SST)، ناهنجاری‌های مثبت و منفی آن‌ها را محاسبه و اثرات این نوسانات بر دما و بارش منطقه مورد مطالعه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. در این صورت گرم بودن بیانگر ناهنجاری‌های مثبت و سرد بودن بیانگر ناهنجاری‌های منفی است. به عبارت دیگر بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح دریا (S_a) اختلاف بین SST دیدبانی شده (S_0) و SST نرمال (S_n) است یعنی:

رابطه (۱):

$$S_a = S_0 - S_n \rightarrow \begin{cases} > 0 & \text{ناهنجاری مثبت} \\ < 0 & \text{ناهنجاری منفی} \end{cases}$$

بعد از استخراج ناهنجاری‌های مثبت و منفی، روزهای بارشی و دمای متناظر با این ناهنجاری‌ها استخراج و بررسی و تجزیه تحلیل شد. سپس به کمک ضریب همبستگی پیرسون رابطه دما و بارش شمال غرب با ناهنجاری‌های مثبت و منفی دمای سطح دریای سیاه مورد ارزیابی قرار گرفت.

یافته‌ها

در جدول ۱ بعضی از مشخصات مکانی دما و بارش طی ناهنجاری‌های مثبت و منفی نوسانات دمای سطح دریای سیاه را برای شمال غرب و غرب ایران نشان می‌دهد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود میانگین دما در منطقه مورد مطالعه در فاز منفی آن ۸/۱ درجه سانتی‌گراد است، در حالی که در فاز مثبت آن این مقدار به ۱۸/۰۵ درجه سانتی‌گراد رسیده است. در مورد بارش وضعیت برعکس است، تا جایی که بیشترین ریزش‌های جوی در زمان ناهنجاری‌های

مثبت دمای سطح دریای سیاه رخ می‌دهد. به‌طوری‌که میانگین بارش در غرب و شمال غرب ایران در زمان فاز منفی دریای سیاه ۳۲۱/۲ میلی‌متر است، در حالی که در فاز مثبت میانگین بارش‌های شمال غرب و غرب ایران به ۸۹/۲۱ میلی‌متر رسیده است. که این مقدار، تقریباً ۲۱ درصد بارش سالانه (۴/۴۱۰ میلی‌متر) را شامل می‌شود، و نزدیک به ۸۰ درصد مابقی در فاز منفی دریای سیاه رخ می‌دهد (جدول ۱). در مطالعاتی مشابه، خسروی و همکاران (۱۳۹۰) در بررسی و تحلیل نوسانات دریای عمان بر روی بارش‌های جنوب شرق کشور نشان دادند که میزان بارندگی زمستان در سال‌هایی که دمای دریای عمان سردتر از حد معمول بوده بیشتر از سال‌های فاز گرم بوده است (خسروی و همکاران ۱۳۹۰: ۵۹). در نقاط مختلف جهان اثرات نوسانات سطح دریا بر روی تغییرات دما و بارش تأیید شده است (ناظم‌السادات ۱۳۷۷: ۷، لسچینگ و وبستر^۱ ۲۰۰۰: ۳۳۴۲). برای مثال بارت و برادفورد^۲ در مطالعه‌ای نشان دادند که بین دماهای بیش از حد نرمال دریای سیاه و مدیترانه با افزایش بارش‌های تابستانه ارتباط قوی وجود دارد (بارت و برادفورد ۲۰۰۷: ۱۹۷). ناهنجاری‌های مثبت با افزایش همرفت و ناهنجاری‌های منفی با کاهش همرفت ارتباط بالایی دارند (روکا^۳ و همکاران ۲۰۰۴: ۸۷۹). ناهنجاری‌های سطح دریا در بعضی مکان‌ها می‌تواند در افزایش و در بعضی مناطق می‌تواند با کاهش بارش ارتباط داشته باشد که در این مواقع نقش عوامل محلی با نقش دمای سطح دریا در کنار هم از عوامل مهم این مکانیسم است. برای مثال افزایش SST اقیانوس هند بارش‌های نواحی جنوب و جنوب غرب شبه‌جزیره هند را افزایش و بارش منطقه شمال شرقی اقیانوس هند را کاهش می‌دهد (سینگ و جی^۴ هو ۲۰۰۷: ۱۴۵۵).

1. Loschnigg and Webster
2. Barrett and Bradford
3. Roucou
4. Singh, G. P. and Jai-Ho

جدول ۱: مشخصات توصیفی دما و بارش غرب و شمال غرب در فازهای مختلف نوسانات دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

کل	ناهنجاری مثبت	ناهنجاری منفی	کل	ناهنجاری مثبت	ناهنجاری منفی	
۴۱۰/۴	۸۹/۲۱	۳۲۱/۱۸۹	۱۳/۲۴	۱۸/۰۵	۸/۱۰	میانگین
۴۲۱/۱۴	۸۶/۵۳	۳۲۰/۹۳	۱۳/۱۸	۱۸/۱۵	۸	میان
۱۳۳/۲۴	۲۳/۹۴	۷۲/۰۲	۱۱/۳	۱۷/۴	۴/۵	مد
۷۰۷۱/۳۶	۱۰۱۵/۷۳	۵۴۸۲/۱۲	۱/۰۸	۰/۹۸	۲/۰۲	واریانس
۸۴/۰۹	۳۱/۸۷	۷۴/۰۴	۱/۰۴	۰/۹۹	۱/۴۲	انحراف معیار
۲۰/۴۹	۳۵/۷۲	۲۳/۰۵	۷/۸۳	۵/۴۹	۱۷/۵۵	ضریب تغییرات
۵۰۴/۵۳	۱۶۰/۶۰	۴۳۰/۲۲	۶/۱۸	۴/۹۰	۷/۲۷	دامنه تغییرات
-۰/۴۷	۰/۵۱	-۱۵۷۹	۱/۲۱	-۱/۱۸	۰/۰۵	چولگی
۴/۴۶	۳/۰۸	۴/۵۵۸	۶/۸۸	۳/۰۸	۳/۳۴	کشیدگی
۶۳۷/۷۷	۱۸۴/۵۳	۵۰۲/۲۴	۱۷/۴۸	۲۰/۳	۱۱/۷۷	بیشینه
۱۳۳/۲۴	۲۳/۹۴	۷۲/۰۱	۱۱/۳۰	۱۵/۴	۴/۵۰	کمینه
۳۵۶/۱۶	۶۵/۵۴	۲۸۱/۴۶	۱۲/۷۱	۱۷/۴۰	۷/۳۲	چارک اول
۵۲۱/۱۴	۸۶/۵۳	۳۲۰/۹۳	۱۳/۱۸	۱۸/۱۵	۸	چارک دوم
۵۰۳/۶۶	۱۳۷/۸۲	۴۳۱/۲۱	۱۴/۶۰	۱۹/۷۰	۱۰/۴۸	چارک سوم

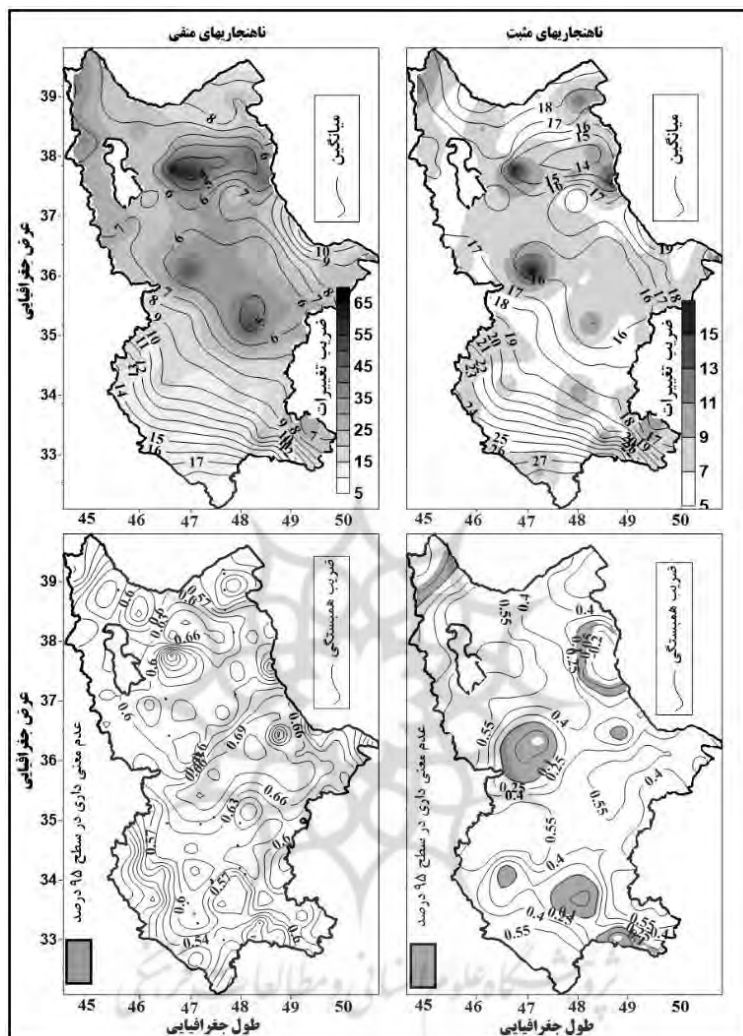
و مقدار شوری می‌گذارد)، و از طرف دیگر در اقیانوس‌شناسی پویا، شناخت پراکندگی وزن مخصوص آب که در حقیقت عامل اصلی تغییر مکان و تحرک آب دریاها و اقیانوس‌ها است، اهمیت بسیار زیادی دارد. همه این مکانیسم‌ها تغییرات گسترده‌ای در عناصر اقلیمی و انتقال تکانه‌های جوی ایجاد می‌کنند (مکینزی و سچیدک^۱ ۲۰۰۷: ۴۰۵). شکل ۲ توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات و همچنین ضریب همبستگی ناهنجاری‌های مثبت و منفی دریای سیاه با دما را نشان می‌دهد. همان‌طوری که مشاهده می‌شود به هنگام ناهنجاری‌های مثبت دمایی سطح دریای سیاه، دمای شمال غرب و غرب کشور افزایش می‌یابد. در این بین غرب کشور با افزایش چشمگیرتر دما همراه خواهد بود به‌طوری‌که میانگین دما در غرب کشور به ۲۷ درجه سانتی‌گراد می‌رسد.

بنابراین می‌توان گفت که ناهنجاری‌های مثبت دمایی سطح دریای سیاه بر مناطق غربی کشور تأثیر می‌گذارد. باین حال بیشتر مساحت منطقه (تقریباً ۳۵ درصد) که بیشتر نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه را شامل می‌شود دارای میانگین دمایی بین ۱۷ تا ۲۱

بر اساس جدول ۱ به هنگام فاز منفی دمایی سطح دریای سیاه، ضریب تغییرات مکانی برای دما بیشتر شده است به‌طوری‌که اختلاف نمایه‌های مرکزی دما در هنگام فعالیت فاز منفی دریای سیاه تأییدی بر گفته فوق است (جدول ۱). این وضعیت بیانگر این است که نوسانات دما در غرب و شمال غرب کشور بیشتر متأثر از ناهنجاری‌های منفی دمایی سطح دریای سیاه باشد تا ناهنجاری‌های مثبت. این در حالی می‌باشد که به هنگام ناهنجاری‌های مثبت افت خیزهای روزانه دما کمتر و برعکس افت و خیزها و ضریب تغییرات مکانی بارش در شمال و شمال غرب بیشتر شده است. همچنین در هنگام ناهنجاری‌های مثبت دمایی دریای سیاه، توزیع و تغییرات مکانی بارش به ۳۵/۷۲ درصد و انحراف از میانگین ۳۱/۸۷ میلی‌متر بوده است، که اختلاف زیاد نمایه‌های مرکزی تأییدی بر گفته فوق می‌باشد (جدول ۱). از این رو درجه حرارت، همراه با مقدار شوری، از مهم‌ترین اختصاصات آب دریاها و اقیانوس‌ها می‌باشند. از یک طرف درجه حرارت، مانند شوری یکی از خواص تقریباً ثابت آب دریاهاست (غیر از آب‌های سطحی اقیانوس‌ها که تبدلات حرارتی بین آن‌ها و جو، تأثیر زیادی بر روی دو عامل درجه حرارت

منطقه مورد مطالعه دارای ضریب همبستگی بین ۰/۲۲ تا ۰/۵ است (جدول ۳).

درجه سانتی‌گراد بوده است (جدول ۳). ضریب همبستگی ناهنجاری‌های مثبت با دما تقریباً متوسط می‌باشد. برای مثال نزدیک به ۴۲/۸ درصد از مساحت



شکل ۲: توزیع مکانی، میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی دما با نوسانات دمای سطح دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

ناهنجاری‌های منفی بیشتر دمای شمال غرب را تحت تأثیر قرار داده است. به طوری که میانگین دما در این منطقه به ۸ درجه سانتی‌گراد رسیده، در حالی که دمای غرب کشور تقریباً ۱۷ درجه سانتی‌گراد بوده است بنابراین می‌توان گفت که ناهنجاری‌های منفی دمای دریای سیاه بیشتر استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی و بخش‌های از زنجان را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در هنگام ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه ۵۵/۹ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه دارای

این مناطق نیمه جنوبی منطقه مورد مطالعه یعنی استان‌های ایلام، خرم‌آباد، لرستان و بخش‌های از جنوب کرمانشاه و زنجان را شامل می‌شوند. در واقع می‌توان گفت که ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریای سیاه بیشتر دمای غرب کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد. در هنگام ناهنجاری‌های منفی دمای سطح دریای سیاه، میانگین دمای شمال غرب و غرب کشور کاهش می‌یابد، ولی برعکس ناهنجاری‌های مثبت که بیشتر غرب کشور را تحت تأثیر قرار می‌دهد،

دما نیز به تبع آن بیشتر شده است به طوری که ضریب تغییرات مکانی دما در استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی به بالای ۵۵ درصد رسیده است (جدول ۲). و برعکس استان‌های ایلام و خرم‌آباد دارای ضریب تغییرات بین ۵ تا ۲۰ درصد بوده‌اند (شکل ۲ و جدول ۲).

میانگین دمای بین ۳ تا ۷ درجه سانتی‌گراد بوده است (جدول ۲). پایین‌ترین ضریب همبستگی (بین ۰/۵۴ تا ۰/۶۴) بیشتر مناطق شمالی منطقه مورد مطالعه را دربر می‌گیرد. با وجود این که دما به هنگام ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه کاهش چشمگیری داشته است، ولی ضریب تغییرات مکانی

جدول ۲: طبقات میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی دما با ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

طبقات میانگین دما (به درجه سانتی‌گراد)	مساحت (به درصد)	ضریب تغییرات	مساحت (درصد)	طبقات همبستگی	مساحت (درصد)
۱۳ تا ۱۷	۵۰/۸	۵ تا ۸	۷۴/۷	۰/۱ تا -۳	۵/۵
۱۷ تا ۲۱	۳۵/۴	۸ تا ۱۱	۲۲/۲	۰/۱ تا ۰/۲۲	۱۴/۹
۲۱ تا ۲۴	۸/۹	۱۱ تا ۱۴	۲/۷	۰/۲۲ تا ۰/۵۰	۴۲/۸
۲۴ به بالا	۴/۹	۱۴ به بالا	۱/۴	۰/۵۰ به بالا	۳۶/۸

جدول ۳: طبقات میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی دما با ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

طبقات میانگین دما (به درجه سانتی‌گراد)	مساحت (به درصد)	ضریب تغییرات	مساحت (درصد)	طبقات همبستگی	مساحت (درصد)
۳ تا ۷	۵۵/۹	۷ تا ۲۳	۵۰/۴	۰/۳ تا ۰/۴۵	۳/۴
۷ تا ۱۱	۲۹/۸	۲۳ تا ۲۸	۴۴/۳	۰/۴۵ تا ۰/۵۴	۱۶/۲
۱۱ تا ۱۵	۹/۸	۲۸ تا ۳۸	۴/۷	۰/۵۴ تا ۰/۶۴	۵۵/۵
۱۵ به بالا	۴/۵	۳۸ تا ۵۳	۱/۷	۰/۶۴ به بالا	۲۴/۹

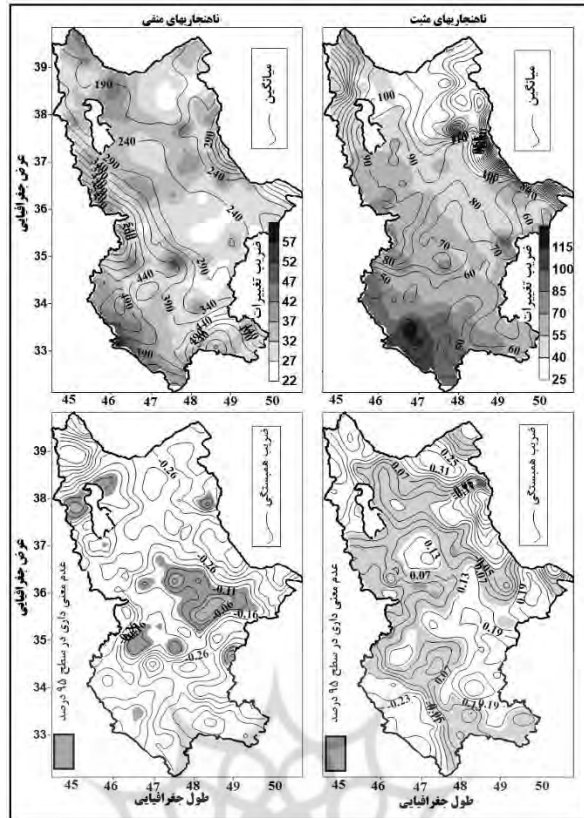
ریزش‌های جوی در این استان‌ها به حدود ۱۰۰ میلی‌متر می‌رسد. این مباحث نشان می‌دهند که نمی‌توان نقش دریای سیاه بر بارش منطقه مورد مطالعه را نادیده گرفت. مفیدی و همکاران (۱۳۹۳) معتقدند که بیشترین همبستگی بین منطقه دریای سیاه به‌ویژه نیمه شرقی دریا با بارش ایران، در غرب تا شمال غرب مشهودتر می‌باشد (مفیدی، ۱۳۹۳: ۱۴۰). یکی از دلایل وقوع بارش‌های شدید و فراگیر ایران، نفوذ سامانه پرفشار روی نیمه شمالی کشور و ریزش هوای خیلی سرد از عرض‌های شمالی انتقال رطوبت دریاچه خزر و دریای سیاه توسط حرکت واچرخندی بر روی این منطقه است (عربی ۱۳۷۹: ۱۲۵).

در زمان حاکمیت ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه بیشتر مساحت منطقه مورد مطالعه (تقریباً ۶۹/۸ درصد) دارای میانگین بارش بین ۲۴ تا ۷۹ میلی‌متر است (جدول ۴). این مناطق بیشتر استان‌های ایلام،

شکل ۳ توزیع مکانی میانگین و ضریب تغییرات و همچنین ضریب همبستگی ناهنجاری‌های مثبت و منفی دریای سیاه با دما را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود وضعیت بارش با دما نسبت به ناهنجاری‌های دمای سطح دریا متفاوت‌تر است. به طوری که ناهنجاری‌های منفی دمای سطح دریا اثرات بیشتری بر بارش‌های منطقه غرب و شمال غرب داشته است و استان‌های غربی بیشترین تأثیر را پذیرفته‌اند (شکل ۳). برای مثال میانگین بارش در فاز منفی دمای سطح دریای سیاه در منطقه در استان‌های غربی به ۴۹۰ میلی‌متر می‌رسد، در حالی که در فاز مثبت، میانگین بارش در این منطقه تقریباً به ۵۰ میلی‌متر رسیده است (شکل ۳). در حالی که ناهنجاری‌های منفی، بیشتر شمال غرب کشور شامل استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی و بخش‌های از شمال زنجان را تحت تأثیر قرار داده، و در زمان حاکمیت ناهنجاری‌های منفی، میانگین

خرم‌آباد، کرمانشاه، کردستان و بخش‌های جنوبی استان زنجان را در برمی‌گیرند. در حالی که در زمان حاکمیت ناهنجاری‌های منفی بیشتر مساحت منطقه (تقریباً ۵۱/۸ درصد) دارای میانگین بارشی بین ۱۳۱ تا ۲۲۸ میلی‌متر بوده است (جدول ۵). در این بین فقط ۱۸/۵ درصد از منطقه مورد مطالعه میانگین بارشی بین ۴۲۷ تا ۵۷۱ میلی‌متر را تجربه کرده است (جدول ۵)، که این مناطق بیشتر استان‌های ایلام، لرستان و همدان را در بر می‌گیرد (شکل ۳). بیشترین ضریب همبستگی بین بارش و دمای سطح دریای سیاه به هنگام ناهنجاری‌های منفی رخ داده است به طوری که مقدار ضریب همبستگی بین آن‌ها در بخش‌های غربی به ۰/۳- رسیده است. باین حال بیشترین طبقات ضریب همبستگی با ۳۷/۶ درصد دارای ضریب همبستگی بین ۰/۴- تا ۰/۲- است (جدول ۵). این در حالی است که در فاز مثبت، بیشتر مساحت منطقه دارای ضریب همبستگی بین ۱- تا ۱۵/ بوده است (جدول ۴). برعکس وضعیت دما که کمترین ضریب تغییرات مکانی را با ناهنجاری‌های مثبت داشته است، در مورد بارش، بیشترین ضریب تغییرات مکانی بارش منطقه مورد مطالعه در هنگام ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه رخ داده است. به طوری که این ضریب تغییرات مکانی بارش در منطقه غرب کشور (ایلام، لرستان، همدان و کردستان) بالاتر از ۱۰۰ درصد بوده است. در حالی که استان‌های اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی، در این هنگام ضریب تغییرات مکانی تقریباً ۳۰ درصدی را تجربه کرده‌اند. در هنگام ناهنجاری‌های منفی دمای سطح دریای سیاه با وجود اینکه استان‌های غربی کشور از ضریب تغییرات مکانی بارش برخوردارند ولی نسبت به دوره ناهنجاری‌های مثبت از شدت آن‌ها کاسته شده است ولی در ضریب تغییرات نیمه شمال غرب کشور نسبت به فاز مثبت تفاوت محسوسی نداشته است (شکل ۳).

در زمان ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه بیشترین ضریب تغییرات مکانی بارش منطقه شمال غرب و غرب کشور بین ۵۰ تا ۷۵ درصد بوده است (جدول ۴). این در حالی است که در زمان ناهنجاری‌های منفی بیشتر مساحت منطقه مورد مطالعه دارای ضریب تغییرات مکانی بین ۲۲ تا ۳۲ درصد بوده است (جدول ۵). در شکل ۴ تا ۶ به ترتیب ناهنجاری‌های دمای سطح دریای سیاه، دما و بارش شمال غرب آورده شده است. بنابراین می‌توان گفت افزایش گرمایش جهانی طی سال‌های اخیر به شدت بر روند ناهنجاری‌های دما تأثیر گذاشته (هنسن^۱ و همکاران، ۲۰۱۰: ۱)، به طوری که سیر افزایشی آنومالی دمای سطح دریای سیاه با سیر کاهش دما در بارش و سیر افزایشی در دمای غرب و شمال غرب تقریباً مطابقت دارد. از سال ۲۰۰۰ به بعد آنومالی دمای غرب و شمال غرب متناسب با آنومالی دمای سطح دریای سیاه افزایش و برعکس بارش از سال ۲۰۰۰ به بعد دارای ناهنجاری منفی بوده است. اثر تغییر اقلیم بر تراز سطح آب اقیانوس‌ها و دریاها به دو سازوکار تغییر دمای آب و ذوب یخ‌های قطبی که هر دو وابسته به تغییر دمای هوای کره زمین هستند، انجام می‌شود. گرمایش یا سرمایش جهانی، یعنی افزایش و کاهش دمای هوای زمین سبب افزایش یا کاهش دمای آب دریاها و اقیانوس‌ها می‌شود. از این رو در مجموع می‌توان گفت که تراز آب حوضه‌های آبی عامل مهمی در روند فعالیت‌های طبیعی آن‌ها به شمار می‌آید. حجم و سطح آب حوضه و تابعی از تراز آب حوضه است (روول^۲: ۲۰۰۳: ۸۴۲). تراز آب حوضه‌های آبی در طول زمان و در گستره آن‌ها تغییر می‌کند. تغییر بلندمدت تراز آب حوضه‌های اقیانوسی و دریاها متصل به آن‌ها به آرامی صورت می‌گیرد و عمدتاً به دلیل تغییر اقلیم و فرایندهای زمین‌شناختی می‌تواند حادث شود (ماهیرس و همکاران ۲۰۰۶: ۳۲۴).



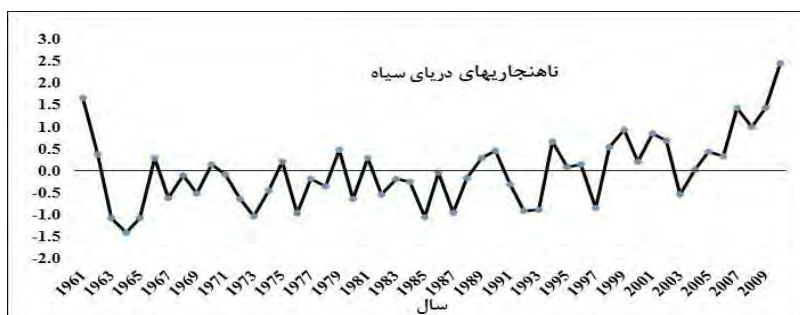
شکل ۳: توزیع مکانی، میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی بارش با نوسانات دمای سطح دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

جدول ۴: طبقات میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی بارش با ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

طبقات بارش (به میلی‌متر)	مساحت (درصد)	ضریب تغییرات	مساحت (درصد)	طبقات همبستگی	مساحت (درصد)
۲۴ تا ۹۷	۶۹/۶	۲۶ تا ۵۰	۳۷/۵	-۱۶ تا -۳۶	۱/۶
۹۷ تا ۱۶۹	۲۶/۸	۵۰ تا ۷۵	۴۶/۴	-۳۶ تا -۱۰	۱۵/۱
۱۶۹ تا ۲۴۲	۳/۱	۷۵ تا ۱۰۰	۱۲/۸	-۱۰ تا ۱۵	۵۷/۳
۲۴۲ تا ۳۱۵	۱/۴	۱۰۰ به بالا	۳/۴	۱۵ تا ۴۱	۲۶

جدول ۵: طبقات میانگین، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی بارش با ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه طی دوره آماری ۱۳۴۱ تا ۱۳۹۰

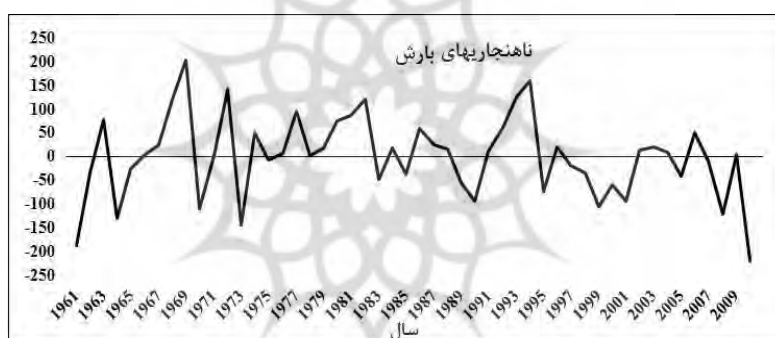
طبقات بارش (به میلی‌متر)	مساحت (درصد)	ضریب تغییرات	مساحت (درصد)	طبقات همبستگی	مساحت (درصد)
۱۳۹ تا ۲۸۳	۵۱/۸	۲۲ تا ۳۲	۵۲/۵	-۱۵ تا -۴	۴/۹
۲۸۳ تا ۴۲۷	۲۶	۳۲ تا ۴۱	۴۱/۷	-۴ تا -۲۵	۳۷/۶
۴۲۷ تا ۵۷۱	۱۸/۵	۴۱ تا ۵۰	۵/۴	-۲۵ تا -۱۰	۵۰/۸
۵۷۱ تا ۷۱۵	۳/۷	۵۰ به بالا	۱/۴	-۱۰ تا ۱۰۴۸	۶/۷



شکل ۴: تغییرات آنومالی دمای سطح (SST) دریای سیاه



شکل ۵: تغییرات آنومالی دما در منطقه غرب و شمال غرب کشور



شکل ۶: تغییرات آنومالی بارش در منطقه غرب و شمال غرب کشور

نتیجه‌گیری

برای این منظور از دو پایگاه داده‌ای ایستگاهی (دمای روزانه دما و بارش ۱۰۸ ایستگاه سینوپتیک) و دمای سطحی آب دریای سیاه (SST) از پایگاه NCEP/NCAR اخذ شده است. سپس اثرات ناهنجاری‌های دمای سطح دریا و تأثیرات آن‌ها بر دما و بارش به کمک ضریب همبستگی پیرسون مورد بررسی و تجزیه تحلیل قرار گرفت. نتایج نشان داد که:

- در هنگام ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه ضریب تغییرات مکانی دمای غرب و شمال غرب به شدت زیاد شده است که در این بین ایستگاه‌های غربی از جمله ایلام، همدان، کرمانشاه، کردستان، خرم‌آباد و بخش‌های جنوبی زنجان از ضریب تغییرات مکانی بیشتری برخوردار بوده‌اند. در حالی که در هنگام

برهمکنش بین هوا و دریا عامل بسیار مهمی در کنترل تغییرات اقلیمی است. به طور کلی دریا و اقیانوس از ظرفیت گرمایی بالای برخوردارند و این ظرفیت گرمایی می‌تواند اقلیم جهان را تا فاصله‌های زیادی تحت تأثیر قرار دهد. از سوی دیگر شرایط جوی و تغییرات آن وابسته به شرایط اقیانوس و دریا به‌ویژه تغییرات دمای سطح آن‌ها است. بنابراین هرگونه تغییرات دمای سطح دریا سبب تغییرات گسترده‌ای بر کنش و برهمکنش جو و به دنبال آن تغییرات اقلیم دارد. از این رو در این مطالعه به بررسی اثر نوسانات دمای سطح دریای سیاه بر تغییرات دما و بارش غرب و شمال غرب کشور پرداخته شده است.

بیشتر تحت تأثیر نوسان‌های منفی دریای سیاه قرار داشته و بیشتر از ۸۰ درصد از میانگین بارش سالانه این استان‌ها (اردبیل و آذربایجان شرقی و غربی و بخش‌هایی از شمال زنجان) در زمان ناهنجاری‌های منفی دریای سیاه رخ داده است. در حالی که ناهنجاری‌های مثبت، بیشتر استان‌های شمال غربی (اردبیل و آذربایجان شرقی و غربی) کشور را تحت تأثیر قرار داده است.

- برعکس دما که بیشترین ضریب تغییرات مکانی را به هنگام ناهنجاری‌های منفی دمای سطح دریای سیاه داشته است، بیشترین ضریب تغییرات مکانی بارش به هنگام ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه رخ داده است به طوری که این تغییرات در استان‌های غربی از شدت بیشتری (تا بالای ۱۰۰ درصد) برخوردار بوده است. در این بین ضریب تغییرات بارش در استان‌های ارومیه، آذربایجان شرقی و غربی در هنگام ناهنجاری‌های مثبت و منفی دمای سطح دریای سیاه از تفاوت قابل توجهی برخوردار نبوده است که یکی از دلایل آن می‌تواند ویژگی‌های محلی این استان‌ها باشد.

ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه بخش‌های شمال غربی کشور (اردبیل، آذربایجان شرقی و غربی) از ضریب تغییرات بیشتری برخوردار بوده است. - به هنگام ناهنجاری‌های مثبت دریای سیاه، دما در غرب و شمال غرب به‌ویژه استان‌های غربی از افزایش چشمگیری برخوردار بوده است این در حالی می‌باشد که به هنگام ناهنجاری‌های منفی، دمای استان‌های شمال غربی کاهش شدیدتری داشته است. از این رو در مجموع می‌توان گفت که هنگام ناهنجاری‌های مثبت دمای سطح دریای سیاه، بیشتر دمای استان‌های غربی (ایلام، همدان، کرمانشاه، کردستان، خرم‌آباد) کشور و در هنگام ناهنجاری‌های منفی، بیشتر استان‌های شمال غربی (اردبیل و آذربایجان شرقی و غربی و بخش‌هایی از شمال زنجان) تحت تأثیر قرار گرفته‌اند.

- وضعیت بارش در مقایسه با دما نسبت به ناهنجاری‌های دمای سطح دریای سیاه متفاوت‌تر است. به طوری که اثر ناهنجاری‌های منفی بر بارش غرب و شمال غرب منطقه مورد مطالعه مشهودتر می‌باشد. که در این بین بارش استان‌های غربی

منابع

- جهانبخش، سعید. رضایی بنفشه، مجید. حقیقی، اسماعیل روستا، ایمان. ۱۳۹۴. ارتباط بین الگوهای گردشی بزرگ مقیاس تراز دریا با ریزش برف در شمال غرب ایران. جغرافیایی سرزمین، دوره ۱۲، شماره ۴۸، صص ۱۹-۳۵.
- حسینی، سید محمد. مسعودیان، سیدابوالفضل. موحدی، سعید. ۱۳۹۴. بررسی همزمان رخداد پرفشار دریای سیاه و بارش‌های روزانه ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱، صص ۱۱۶-۱۳۲.
- خسروی، محمود. سلیقه، محمد. صبغی، بهروز. ۱۳۹۰. تأثیر آنومالی‌های دمای سطح دریای عمان بر بارندگی فصول پاییز و زمستان سواحل جنوب شرق ایران. نشریه علمی - پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی (دانشگاه تبریز)، شماره ۳۷، صص ۸۱-۵۹.
- خوش اخلاق، فرامرز. داوودی، محمود. روستا، ایمان. حقیقی، اسماعیل. ۱۳۹۱. تحلیل همدیدی سرماهای شدید شمال خراسان. پژوهش‌های اقلیم شناسی، دوره ۳، شماره ۹، صص ۱۲-۱.
- عباس، رنجبر. سعادت آبادی. ایزدی. پریسا. ۱۳۹۲. ارتباط بی‌هنجاری‌های دمای آب سطح اقیانوس هند و دریای عرب با بی‌هنجاری‌های بارش نیمه جنوبی ایران. مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۴، صص ۱۳۵-۱۵۷.
- عربی، زهرا. ۱۳۸۵. تحلیل سینوپتیکی بارندگی دوره ۲۱ تا ۲۶ تیرماه ۱۳۷۸ در ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۲، صص ۱۲۵-۱۱۴.
- عزیزی، قاسم. محمدی، حسین. روستا، ایمان. داوودی. محمود. ۱۳۹۱. تحلیل سینوپتیک سوزبادهای منطقه غرب و شمال غرب ایران در دوره آماری ۱۹۸۰-۲۰۰۵. فضای جغرافیایی، پاییز ۱۳۹۱، دوره ۱۲، شماره ۲۹، صص ۵۸-۳۷.
- عساکره، حسین ۱۳۸۶. تغییر اقلیم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه زنجان، صص ۲۳۵.

۹. علی زاده، تیمور، عزیزی، قاسم، روستا، ایمان. ۱۳۹۱. واکاوی الگوهای گردشی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال جو هنگام رخداد بارش‌های فراگیر و غیر فراگیر در ایران. برنامه‌ریزی و آمایش فضا (مدرس علوم انسانی)، زمستان ۱۳۹۱، دوره ۱۶، شماره ۴، (پیاپی ۷۶).
۱۰. علیجانی، بهلول. ۱۳۸۱. آب و هوای ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ پنجم، صص ۲۲۱.
۱۱. علیجانی، بهلول. مجید، زاهدی. ۱۳۸۷. تحلیل آماری سینوپتیکی بارندگی آذربایجان غربی. تحقیقات جغرافیایی، شماره ۶۶-۶۵، صص ۲۰۲-۲۱۷.
۱۲. قوبدل رحیمی، یوسف. ۱۳۹۱. نگاشت و تفسیر سینوپتیک اقلیم با استفاده از نرم افزار GRADS. انتشارات سپا دانش، صص ۲۰۵.
۱۳. کاویانی، محمدرضا. علیجانی، بهلول. ۱۳۸۲. مبنای آب و هواشناسی. چاپ پنجم، تهران، انتشارات سمت، صص ۵۸۲.
۱۴. مرادی، حمیدرضا. ۱۳۸۵. پیش‌بینی وقوع سیلاب‌ها بر اساس موقعیت‌های سینوپتیکی در ساحل جنوبی دریای خزر. پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۵۵، صص ۱۰۹-۱۳۱.
۱۵. مسعودیان، سید ابوالفضل. ۱۳۸۸. شناسایی شرایط هم‌دید همراه با بارش‌های سنگین ایران. سومین کنفرانس مدیریت منابع ایران، ۲۳ الی ۲۵ مهرماه، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز، صص ۱-۱۳.
۱۶. مفیدی، عباس. زرین، آذر. کارخانه، میثم. ۱۳۹۳. بررسی الگوی گردش جو در طول دوره‌های خشک و مرطوب در سواحل جنوبی دریای خزر. مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸، شماره ۱، صص ۱۷۶-۱۴۰.
۱۷. مفیدی، عباس. ۱۳۷۹. تحلیل سینوپتیکی نقش دریای سیاه بر بارش ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد جغرافیای طبیعی، دانشگاه آزاد و احد تهران مرکز، صص ۱۶۷.
18. Angell, J.K. 1981. Comparison of variation in atmospheric quantities with sea surface temperature variation in equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 109: 230.
19. Arpe K, Du menil L, Giorgetta MA 1998. Variability of Indian Monsoon in the ECHAM3 Model: sensitivity to sea surface temperature, soil moisture, and stratospheric quasi-biennial oscillation. *J Clim* 11:1837-1858
20. Barrett, S., Bradford, 2007. "Relationship between Sea Surface Temperature Anomalies and Precipitation across Turkey, *International Journal of Climatology*, 22. pp.: 197-217.
21. Doi :10.1029/2010RG000345. 1-29.
22. Enfield, D.B. 1996. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and pacific SST variability. *Geophysical Res. Letters* 23: 3305-3308.
23. Goddard, L., S. J. Mason, S. E. Zebiak, C. F. Ropelewski, R. Basher and M. N. Cane. 2001. Current approaches to seasonal intranasal climate predictions. *Int. J. Climatology*. 21: 1111-1152
24. Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., and Lo, K. 2010. Global surface temperature change, *Rev. Geophys.*, 48, RG4004,
25. Janicot S., Harzallah A., Fontaine B., and Moron, V. 1998. West African monsoon dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-1988). *J. Clime*, 11: 1874-1882.
26. Lockwood, J.G. 2000. Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: a review. (2000). *Int. J. Climatology*. 21: 1153-1179.
27. Loschnigg, J. and Webster, P.J. 2000. "A Coupled Ocean-atmosphere System of SST Regulation for the Indian Ocean, *Journal of Climatology*, 13, 3342-3360.
28. MacKenzie, B.R., Schiedek, D, 2007. "Long-term Sea Surface Temperature Baselines Time Series, Spatial co Variation and Implications for Biological Processes, *Journal of Marine Systems*, 68, 405-420.
29. Maheras P, Flocas H, Patrikas I, Anagnostopoulou C 2001. A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: partial and temporal distribution. *In Climate* 21: 109-130.
30. Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., and Trigo R. 2006. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. In: Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R

- (eds) Mediterranean climate variability. Elsevier, Amsterdam, pp. 324-372.
31. Messenger C., Gallee, H., and Brasseur, O. 2004. Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Climate Dynamic* 22:249-266.
 32. Phillips, I.D. and McGregor, G.R. 2002. The relationship between monthly and seasonal south-west England rainfall anomalies and concurrent north Atlantic sea surface temperatures. *Int. J. Climate*. 22: 197-217.
 33. Roucou, P., J.O. Rocha de Aragao, A., Harzallah, Fontaine, B., and Janicot, S. 1996. Vertical motion changes related to North-East Brazil rainfall variability: A GCM simulation. *Int. J. Climatology*. 16: 879-892.
 34. Roucou, P., Rocha de Aragao, J.O., Harzallah, A., Fontaine, B., and Janicot, S. 1996. Vertical motion changes related to North-East Brazil rainfall variability, a GCM simulation- *Int. J. Climate*., 16, 879-892.
 35. Rousta Iman, Nasserzadeh, Mohammad Hossain, Jalali, Masoud, Haghghi, Esmaeil, Ólafsson, Haraldur, Ashrafi, Saeide, Doostkamian, Mehdi, Ghasemi, Ali (2017a), Decadal Spatial-Temporal Variations in the Spatial Pattern of Anomalies of Extreme Precipitation Thresholds (Case Study: Northwest Iran), *Atmosphere*, 8, 135, 1-15; doi:10.3390/atmos8080135
 36. Rousta, I., Akhlagh, F.K., Soltani, M., and Sh, S.M.T. 2014. Assessment of blocking effects on rainfall in northwestern Iran, in: Kanakidou, M., Mihalopoulos, N., Nastos, P. (Eds.), *C O M E C A P 2 0 1 4*, 1 ed. CRETE UNIVERSITY PRESS, Greece, p. 291, 127-132.
 37. Rousta, I., Doostkamian, M., Haghghi, E., Ghafarian Malamiri, H.R., and Yarahmadi, P. 2017b, Analysis of spatial autocorrelation patterns of heavy and super-heavy rainfall in Iran. *Adv. Atmos. Sci.*, 34(9), 1069-1081, doi: 10.1007/s00376-017-6227-y.
 38. Rousta, I., Soltani, M., Zhou, W., and Cheung, H.H. 2016a. Analysis of Extreme Precipitation Events over Central Plateau of Iran. *American Journal of Climate Change* 5, 297,
 39. Rousta, Iman, Doostkamian, Mehdi, Haghghi, Esmaeil, & Mirzakhani, Bahare. 2016b. Statistical-Synoptic Analysis of the Atmosphere Thickness Pattern of Iran's Pervasive Frosts. *Climate*, 4(3), 41, 1-19.
 40. Rowell D.P. 2003. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J Clime* 16:849-862.
 41. Shapiro, G.I., and Meschanov, S.L. 1996. Spreading pattern and musicale structure of Mediterranean outflow in the Iberian Basin estimated from historical data, *J. Marine Syst.*, 7, 337-348,
 42. Singh, G.P. and Jai-Ho, O. 2007. Impact of Indian Sea surface temperature anomaly on Indian summer monsoon precipitation using a regional climate model, *Int. J. Climate*, 27, 1455-1465.
 43. Smith, T.M., and Reynolds, R.W. 2004. Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *J. Climate*., 17:2466-2477.
 44. Soltani, M., Rousta, I., and Taheri, Sh.S Modir. 2013. Using Mann-Kendall and Time Series Techniques for Statistical Analysis of Long-Term Precipitation in Gorgan Weather Station. *World Applied Sciences Journal*, 28(7), 902-908.
 45. Soltani, M., Rousta, I., Khosh Akhlagh, F., and Modir Taheri Sh, S. 2014. Statistical synoptic analysis of summertime extreme precipitation events over Kerman province, Iran. Paper presented at the COMECAP 2014, Heraklion-Greece, 164-169.
 46. <http://comecap.uoc.gr/COMECAP-ISBN-978-960-524-430-9-vol.%201.pdf>
 47. Soltani, M., Laux, P., Kunstmann, H., Stan, K., Sohrabi, M.508 M., Molanejad, M., Sabziparvar, A.A., Ranjbar SaadatAbadi, A., Ranjbar, F., Rousta, I., Zawar-Reza, P., Khoshakhlagh, F., Soltanzadeh, I., Babu, C.A., Azizi, G.H., and Martin, M.V. 2016. Assessment of climate variations

- in temperature and precipitation extreme events over Iran. *Theoretical and Applied Climatology* 126, 775-795.
48. Trigo R et al. 2006. Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability (lead author of Chapter 3). In: Lionello P, Malanotte-Rizzoli P, Boscolo R et al (eds) *The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues*. Elsevier, Amsterdam, pp 179-226
49. Unev, O.A., Carstensen, J., Moncheva, S., Khaliulin, A., Ertebjerg, G., and Nixon, S. 2007. Nutrient and phytoplankton trends on the western Black Sea shelf in response to cultural eutrophication and climate changes, *Estuarine, Coast. Shelf Sci.*, 74, 63-76,
50. Xoplaki, E., Gonza lez-Rouco, J.F., Luterbacher, J., and Wanner, H. 2004. Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamic* 23:63-78.

