

تغییرپذیری مکانی-زمانی پایش ماهواره‌ای دمای سطحی آب دریای خزر طی دوره ۲۰۱۷-۱۹۸۲

پریناز کاظمی^۱، مهدی غلامعلی‌فرد^{۲*}، مسعود مرادی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، استان مازندران، نور.

پست الکترونیکی: parinaz.kazemi@modares.ac.ir

۲- استادیار گروه محیط زیست، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، استان مازندران، نور.

پست الکترونیکی: gholamalifard@gmail.com

۳- دانشیار پژوهشکده فناوری و مهندسی دریا، پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، تهران. پست الکترونیکی:

msd@yahoo.com

تاریخ پذیرش: ۹۸/۱۱/۳۰

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۸/۲/۱۷

چکیده

دمای سطحی آب دریاها (SST) بعنوان یکی از شاخص‌های کلیدی گرمایش جهانی و تغییر اقلیم، تحت تأثیر عوامل متعدد محیطی در مقیاس زمان و مکان متغیر می‌باشد. در مطالعه‌ی حاضر، روند مکانی-زمانی تغییرات مقادیر سالانه SST بخش‌های مختلف دریای خزر در یک دوره‌ی آماری ۳۶ ساله (۱۹۸۲-۲۰۱۷) مورد ارزیابی قرار گرفت. بدین منظور، از داده‌های ماهواره‌ای سری درون‌یابی شده بهینه الگوریتم SST تصاویر NOAA OI.v2 به صورت ماهیانه استفاده شده است. برای تحلیل سری داده‌ها از تکنیک‌های آماری ضریب تشخیص R2، همبستگی خطی r، حداقل مربعات معمولی (OLS)، شیب روند میانه (Theil-Sen) و آزمون ناپارامتریک Mann-Kendall بهره گرفته شد. نتایج نشان می‌دهد که تغییرات دمای سطحی آب در هر سه بخش مورد بررسی شامل خزر شمالی، میانی و جنوبی دارای روند افزایشی بوده و به ترتیب ۰٫۴، ۱٫۳ و ۰٫۹ درجه سانتیگراد طی دوره زمانی مورد مطالعه محاسبه شد. تحلیل روند سری‌های زمانی با توجه به آماره Z-score و مقادیر P-value (سطح ۵ درصد) نشان داد که در بخش‌های مختلف دریای خزر، اختلاف معنی‌دار مکانی وجود دارد. تغییرات SST در خزر میانی به استثنای خلیج قره‌باغز و کل خزر جنوبی دارای روند معنی‌دار بود ولی در خزر شمالی روند خاص و معنی‌داری مشاهده نشد. در نتیجه‌ی این مطالعه با پایش بلندمدت دمای سطحی آب دریای خزر، امکان آشکارسازی روند در مقیاس منطقه‌ای و بررسی تغییرات مکانی آن با در نظر گرفتن رژیم‌های هیدرودینامیکی و هیدرومتئورولوژیکی فراهم گشته است.

کلمات کلیدی: دمای سطحی آب دریا، پایش ماهواره‌ای، تحلیل روند، آزمون Mann-Kendall، دریای خزر.

۱. مقدمه

در محل تلاقی هوا-آب و انتقال افقی و عمودی گرمای آب رخ می‌دهد (Dobson et al., 2012). SST به عنوان پارامتر ورودی طیف گسترده‌ای از مدل‌ها در مطالعات دینامیک اقیانوس‌ها و دریاها، پیش‌بینی وضعیت آب و هوا، تعیین مناطق مناسب آبی‌پروری دریایی و ماهیگیری، آمایش مکانی پهنه‌های آبی،

دمای سطحی آب دریا (SST) یکی از شاخص‌های کلیدی گرمایش جهانی در مطالعات هوا و اقلیم می‌باشد (IPCC, 2013); که تغییرات آن در پاسخ به شار حرارت سطحی

رودخانه‌ای و بادهای غالب تعیین می‌شود، جریان های ناشی از وزش باد نقش مهمی در لایه‌ی سطحی آب دریا ایفا می‌کنند (Aladin and Plotnikov, 2004). در خزر میانی در سرتاسر سال یک سیستم دوقطبی شامل یک چرخاب سیکلونی در بخش شمال غربی و یک چرخاب آنتی سیکلونی در بخش جنوب شرقی آن می‌باشد. یک سیستم دوقطبی مشابه نیز در خزر جنوبی وجود دارد. در این ناحیه، محل چرخاب آنتی سیکلون در شمال غربی واقع شده و چرخاب سیکلونی به بخش جنوب شرقی آن محدود می‌شود (Sur et al., 2000; Kostianoy et al., 2019). تغییرات فصلی سیستم‌های چرخش آب با تغییر توأم موقعیت، اندازه و شدت آنها آشکار می‌شود؛ در هنگام زمستان چرخاب سیکلونی خزر میانی و چرخاب آنتی سیکلونی خزر جنوبی شدیدتر هستند. این در حالی است که در تابستان آنتی سیکلون خزر میانی و سیکلون خزر جنوبی دارای شدت بیشتری هستند (Kosarev and Tuzhiklin, 2005).

در نتیجه‌ی پژوهش‌های صورت گرفته در حوضه‌ی دریای خزر، به دنبال بی‌نظمی وسیع در ورودی آب شیرین، شدت سرمای زمستان و تحولات جوی درازمدت در سطح دریا، به همراه نوسانات ایجاد شده میانگین ارتفاع آب، تغییرات معنی داری بر رژیم حرارتی سطح آب این دریا ایجاد شده است (Kosarev et al., 2004). در این راستا تحقیقات بسیاری در زمینه‌ی اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای دمای سطح دریا و بررسی روند تغییرات دمایی انجام شده است؛ Kostianoy و همکاران (۲۰۱۹) با استفاده از داده‌های GHRSSST طی دوره ۲۰۱۵-۱۹۸۲ نشان دادند که تغییرات معنی‌دار چند ساله‌ی گرم شدن آب‌های خزر میانی و جنوبی به ترتیب با روند ۰،۰۵ و ۰،۰۴ درجه سانتیگراد در سال تا چندبرابر روند ۲۰ سال گذشته (۰،۰۱ درجه سانتیگراد در سال) حاصل شده است. محققین مذکور میانگین مقادیر دماهای سالانه برای خزر میانی و جنوبی را نیز به ترتیب ۱۴،۸ و ۱۷،۹ در دوره‌ی جدید محاسبه کردند. در حالی که این مقادیر در دوره‌ی پیشین برابر با ۱۳،۸ و ۱۷،۱ درجه سانتیگراد بوده است که نشان می‌دهد میانگین مقادیر دماهای سالانه در این مناطق حدود ۱ درجه سانتیگراد افزایش یافته است. در مطالعه‌ی Ginzburg و همکاران (۲۰۰۴) روند مثبت دریای سیاه طی دوره ۲۰۰۰-۱۹۸۲ به طور میانگین ۰،۰۹ درجه سانتیگراد در سال محاسبه شده است؛ به طوری که روند گرم شدن بخش کم-عمق شرقی آن با ۰،۰۸ درجه سانتیگراد در سال آهسته‌تر از بخش

مطلوبیت زیستگاه و غیره می‌باشد. تغییرات SST با اثر بر لایه ترموکلاین، جمعیت گونه‌های گیاهی، جانوری و میکروبی، الگوی مهاجرت و تولید مثل آبزیان، فراوانی و تراکم شکوفایی مضر جلبکی و تهدید حیات موجودات حساس مانند مرجان‌ها می‌تواند وضعیت اکوسیستم‌های دریایی را تحت‌الشعاع قرار دهد (Bruno and Hoegh-Guldberg, 2010).

سیستم گردش آب و تشکیل ساختار دما و شوری دریای خزر به علت جدایی از اقیانوس ها، صرفاً تحت تأثیر فرایندهای جوی واقع بر روی دریا و حوضه‌ی آبریز وسیع آن قرار می‌گیرد (Kosarev et al., 2004). علاوه بر فرایندهای فیزیکی لایه‌ی مرزی جو و دریا، آب جاری رودخانه‌ها به همراه خود گرما و آب شیرین را از سطح دریا عبور می‌دهند و اختصاصات مربوط به ساختار دما و تغییرات موقتی آن را در مقیاس وسیع کنترل می‌کنند (Kara et al., 2010). در این بین می‌توان به موارد متعددی از قبیل بیلان آبی (جریان آب رودخانه‌ها، تبخیر و بارش)، دمای هوا، رژیم باد و الگوی جریان‌ات دریایی، تغییرات روزانه و فصلی دمای آب اشاره کرد (Ibrayev et al., 2014; Gündüz and Özsoy, 2019; Kostianoy et al., 2010). تغییرات بلندمدت ویژگی‌های آب در نواحی مختلف اقیانوس جهانی در دهه‌های اخیر علاقه‌ی وافر و توجه خاص به دریا‌های محصور در خشکی به وجود آورده است (حیدری و همکاران، ۱۳۹۲). در مطالعه حاضر سعی شده است که تغییرات بلندمدت مکانی-زمانی SST دریای خزر طی دوره ۲۰۱۷-۱۹۸۲ با بکارگیری داده‌های ماهواره‌ای و تکنیک‌های پیشرفته تحلیل آماری مورد ارزیابی قرار گیرد.

دریای خزر که بزرگ‌ترین پهنه آبی محصور در خشکی می‌باشد بر اساس شرایط فیزیکی-جغرافیایی و توپوگرافی بستر، به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم می‌شود (Kostianoy and Kosarev, 2005). شرایط آب و هوایی ناحیه دریای خزر بعلاوه گستره‌ی طولی آن به موازات نصف‌النهار بسیار متفاوت است. توزیع فشار هوا در ناحیه‌ای خاص از دریای خزر بستگی به استقرار سیستم‌های هوا بر اوراسیا و فرایندهای جوی محلی در آن ناحیه دارد و بطور کلی توسط توده‌های هوای سرد قطب شمال، مرطوب دریایی از اقیانوس اطلس، خشک و سرد قاره‌ای از قزاقستان و گرم حاره‌ای عبوری از دریای مدیترانه و ایران تعیین می‌شود (Mamedov and Khoshrovan, 2015). در خزر شمالی که محدوده‌ی جریان‌ات آبی به وسیله‌ی جریان‌ات

۲. داده‌ها و روش‌ها

الف. تشکیل پایگاه داده

این مطالعه بر اساس سری داده‌های بلند مدت (۳۶ ساله) با عنوان تصاویر درون‌یابی شده بهینه دمای سطحی آب دریا به تعداد ۴۳۲ تصویر از پایگاه ESRL-NOAA به صورت ماهیانه اخذ و مورد پردازش قرار گرفت. بازه‌ی زمانی داده‌های مورد استفاده از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۷ و پوشش مکانی آنها به صورت شبکه‌های ۱*۱ می‌باشد؛ که پس از اصلاح تنظیمات سیستم مختصات داده‌های مربوط به دریای خزر استخراج و برای پردازش آماده‌سازی شدند.

ب. ایجاد سری زمانی و محاسبه روند

وجود یا عدم وجود روند و تحلیل سری‌های زمانی بر مبنای دو روش پارامتریک و غیرپارامتریک انجام می‌شود. روش پارامتریک بر اساس یک روش رگرسیونی بین داده‌های سری زمانی و زمان استوار است، در حالی که روش غیرپارامتریک برای سری‌های زمانی که دارای تابع توزیع آماری خاصی نیستند، استفاده بیشتری دارند (Partal and Kahya, 2006). در این مطالعه از رویه‌های تحلیل روند شامل ضریب تشخیص روند (R2)، همبستگی خطی (r)، روند خطی (OLS)، روند میانه (Theil-Sen) و شاخص Mann-Kendall (MK) استفاده شده است.

ج. آزمون معنی‌داری

در این مطالعه از آزمون معنی‌داری MK برای تأیید و یا رد فرضیه H0 به کار گرفته شده است؛ چنانچه قدر مطلق Z بزرگتر از $Z_{(\alpha/2)}$ باشد که در آن α نشان‌دهنده پایین‌ترین سطح معنی‌داری (بدین معنی با سطح ۰.۰۵٪، $Z_{0.025}=1.96$) فرضیه صفر را رد می‌کند، یعنی روند معنی‌دار است (Motiee and McBean, 2009). خاطر نشان می‌شود برای انجام این آزمون نیازی به نرمال بودن توزیع داده‌ها نیست، اما برای صحیح بودن p-Value نباید خود همبستگی سریالی وجود داشته باشد زیرا موجب افزایش شناسایی روند معنی‌دار می‌شود در صورتی که فرض صفر واقعاً صحیح است (Helsel and Hirsch, 1992). لذا محاسبه‌ی خودهمبستگی سریالی با روش دوربین-واتسون (DW) و از بین بردن اثر آن در تجزیه و تحلیل روند، با استفاده از روش

عمیق غربی دریای سیاه با ۰,۱۱ درجه سانتیگراد در سال ذکر شده است. بررسی الگوی روند مکانی SST دریای مدیترانه توسط Pastor و همکاران (۲۰۱۷) در بازه زمانی ۱۹۸۲-۲۰۱۶ با استفاده از داده‌های GHRSSST سطح ۴ سنجنده AVHRR بطور واضح روند گرمایش را در این مدت نشان می‌دهد. مقادیر روند افزایش SST به تفکیک برای دهه‌ی اول در بازه سال‌های ۱۹۹۲-۱۹۸۲ مقدار ۰/۶۷ درجه سانتی‌گراد، برای دهه‌ی دوم در بازه سال‌های ۲۰۰۴-۱۹۹۳، مقدار ۱/۲۴ درجه سانتی‌گراد و برای دهه‌ی سوم در بازه سال‌های ۲۰۱۶-۲۰۰۵ مقدار ۱/۳۵ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

در دیگر مطالعه Stramska و Białogrodzka (2015) مکانی-زمانی SST و روند آن را برای دریای بالتیک از سال ۱۹۸۲ تا ۲۰۱۳ با استفاده از داده‌های ماهواره NOAA بررسی و نرخ میانگین افزایش دما را تحت تأثیر سیکل فصلی و دمای هوا، بسته به موقعیت مکانی با روندهای متفاوتی بین ۰,۰۳-۰,۰۶ درجه سانتیگراد در سال به دست آوردند. همچنین مقادیر بالای روند عموماً در ماه‌های فصل تابستان بوده این در حالیست که در ماه‌های فصل زمستان روند معنی‌دار مشاهده نشده است. در جدول ۱، خلاصه‌ای از میانگین تغییرات SST چندی از دریا‌های محصور و نیمه محصور در خشکی که در منابع متعدد ذکر گردیده، آورده شده است.

جدول ۱: میانگین تغییرات دمای سطح آب تعدادی از دریا‌های محصور و نیمه محصور در خشکی طی بازه‌های زمانی مختلف

منبع	میانگین تغییرات کل (°C)	طول دوره (سال)	بازه زمانی	اکوسیستم آبی
Omstedt و Shalout (۲۰۱۴)	۱,۰۸	۳۱	۱۹۸۲-۲۰۱۲	دریای مدیترانه
Pastor و همکاران (۲۰۱۷)	۱,۲۷	۳۵	۱۹۸۲-۲۰۱۶	دریای مدیترانه
Stramska و Białogrodzka (۲۰۱۵)	۱,۴۴	۳۲	۱۹۸۲-۲۰۱۳	دریای بالتیک
Ginzburg و همکاران (۲۰۰۴)	۱,۷	۱۹	۱۹۸۲-۲۰۰۰	دریای سیاه
Ginzburg و همکاران (۲۰۰۵)	۱,۴	۱۹	۱۹۸۲-۲۰۰۰	دریای خزر
Kostianoy و همکاران (۲۰۱۹)	۱,۷	۳۴	۱۹۸۲-۲۰۱۵	خزر میانی
Kostianoy و همکاران (۲۰۱۹)	۱,۳	۳۴	۱۹۸۲-۲۰۱۵	خزر جنوبی

در این مطالعه به منظور تشکیل سری زمانی، شناسایی ناهنجاری‌ها و مشاهده روند در متغیر دمای سطح آب و تحلیل سری داده‌ها از تکنیک‌های آماری ماژول Earth Trends Modeler (ETM) نرم افزار TerrSet بهره گرفته شده است (Eastman, 2012).

۳. نتایج و بحث

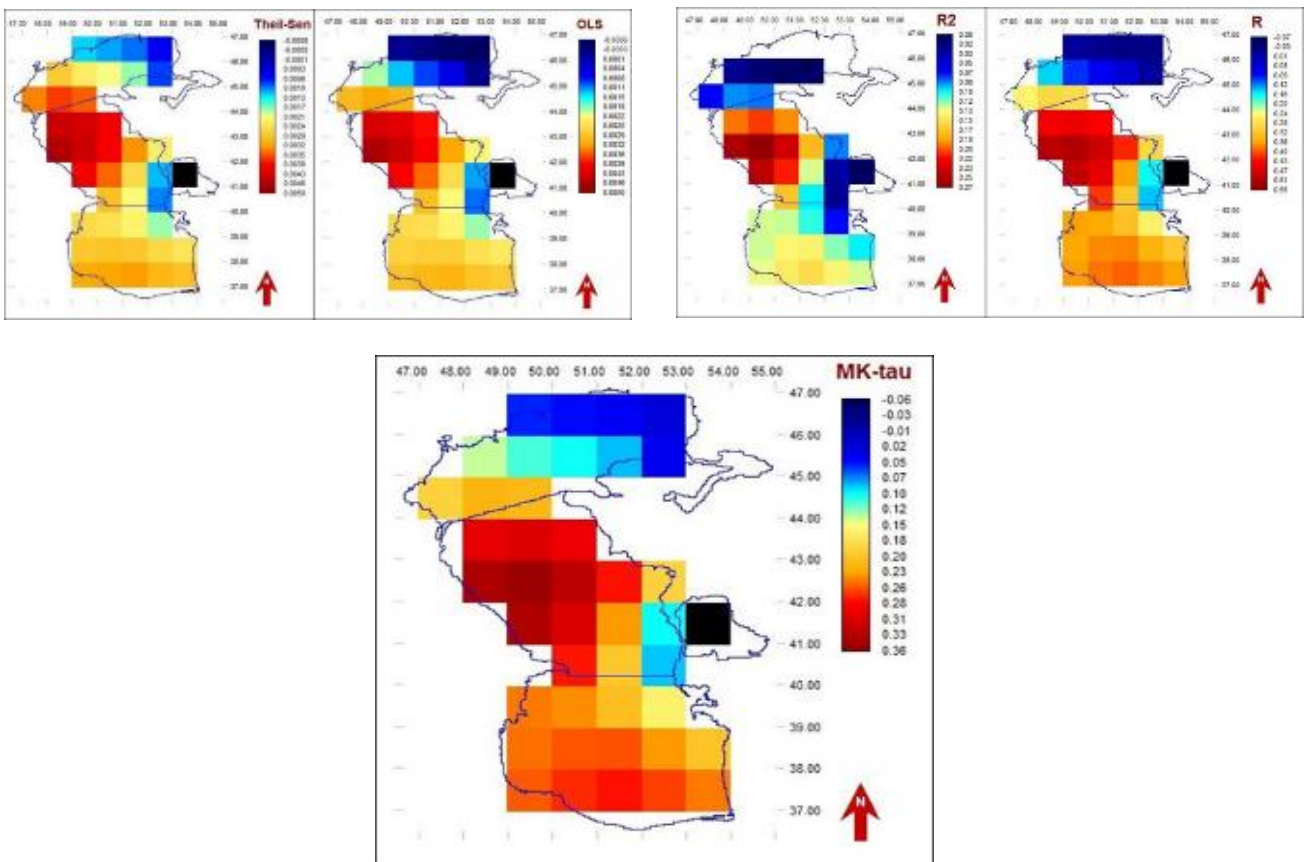
نتایج حاصل از تحلیل ضریب تشخیص روند R^2 همبستگی خطی r شیب OLS، شیب Theil-Sen و روند یکنواخت MK (جدول ۲) نشان می‌دهد.

پیش‌سفید کردن انجام شده است. لازم به ذکر است بازه نمره حاصل از آماره DW بین ۰ تا ۴ بوده؛ ارزش ۲ به معنای اینست که خودهمبستگی سریالی وجود ندارد و مقادیر کمتر و بیشتر از ۲ به ترتیب بیانگر خودهمبستگی سریالی مثبت و منفی می‌باشند (Eastman, 2015). معنی‌داری بر اساس اهمیت بیان شده به عنوان نمرات Z و احتمال رخداد تصادفی روند مشاهده شده (p) طبق رابطه (۱) بیان می‌گردد (Neeti and Eastman, 2011).

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{for } S > 0 \\ 0 & \text{for } S = 0 \\ \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{for } S < 0 \end{cases} \quad \rho = 2[1 - \phi(|Z|)] \quad (1)$$

جدول ۲: مقادیر میانگین از آماره‌های R^2 ، r شیب OLS، شیب میانه TS* (نرخ ماهانه) و MK در سه بخش شمالی، میانی و جنوبی

MK-Tau	Theil-Sen slope *	OLS slope	r	R ²	
۰،۰۹۵	۰،۰۰۱	۰،۰۰۱	۰،۰۸	۰،۰۲	خزر شمالی
۰،۲۶۱	۰،۰۰۳	۰،۰۰۳	۰،۳۹	۰،۱۶	خزر میانی
۰،۲۳۸	۰،۰۰۲	۰،۰۰۲	۰،۳۵	۰،۱۲	خزر جنوبی



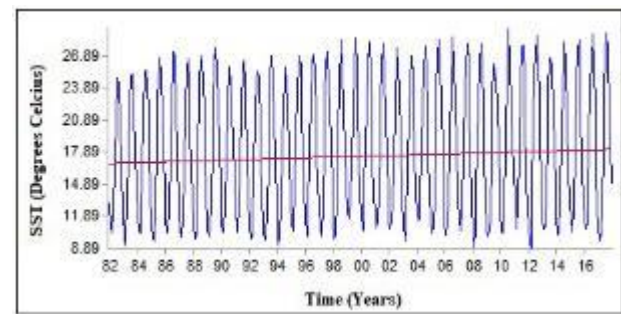
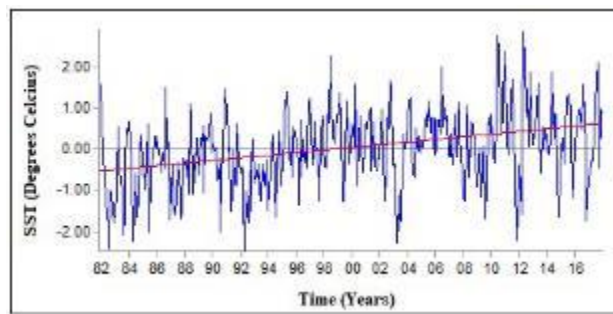
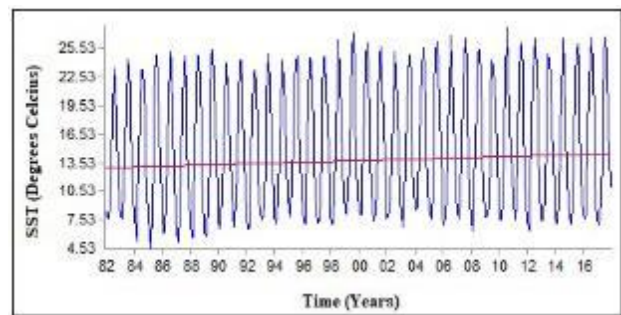
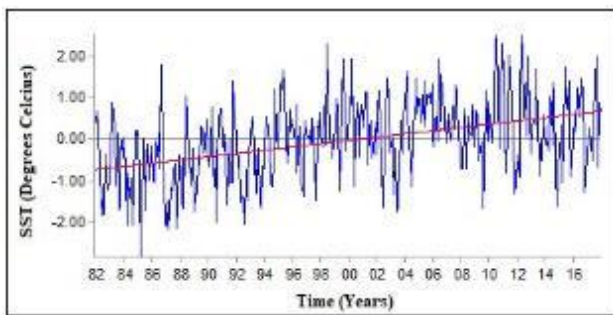
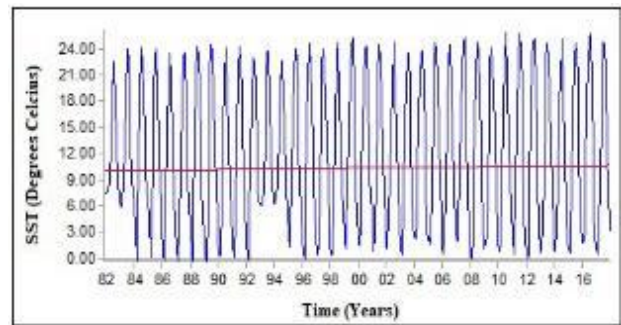
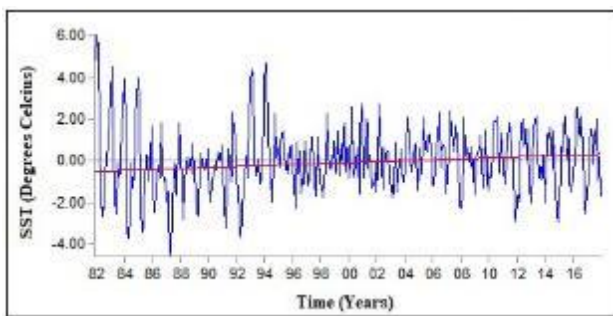
شکل ۱: نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل روند از آماره‌های (MK-tau و TS, OLS, R, R²)

با نرخ ماهانه $0,003$ درجه سانتیگراد، در طی ۳۶ سال $1,3$ درجه دمای سطحی آب در این بخش افزایش داشته است.

خزر جنوبی با روند افزایشی و نرخ ماهانه $0,002$ درجه سانتیگراد محاسبه شده است که در کل دوره زمانی مورد بررسی، $0,9$ درجه افزایش دما داشته است. در خزر شمالی روند جزئی‌تری با نرخ ماهانه $0,001$ درجه سانتیگراد به دست آمده است. بطور کلی میانگین روند تغییرات بلندمدت کل حوضه دریای خزر $1,12$ درجه سانتیگراد در بازه زمانی مذکور برآورد شده است. نمره نهایی آزمون MK (τ) نشان‌دهنده وجود روند بسیار جزئی در خزر شمالی ($0,09$) و روند مثبت $0,26$ و $0,23$ برای خزر میانی و شمالی می‌باشد. همچنین به منظور پی بردن به تغییرات غالب در سطح منطقه نمودارهای حاصل از تصاویر ناهنجاری‌ها با حذف تغییرات دوره‌ای، قابل مشاهده و ارزیابی می‌باشد (نمودار ۱).

تغییرات دما با گذشت زمان در خزر میانی در مقایسه با خزر جنوبی و شمالی محسوس‌تر بوده است ($R2$). همچنین در بازه‌ی زمانی مورد بررسی، همبستگی مثبت مقادیر دما در بخش شمالی، میانی و جنوبی به ترتیب $0,08$ ، $0,39$ و $0,35$ محاسبه شد؛ به استثنای مناطق ساحلی خزر شمالی و خلیج قره‌بغاز که در طی این دوره زمانی مقدار همبستگی منفی بوده است (شکل ۱).

نرخ تغییرات حاصل از محاسبه شیب OLS نیز مشابه شیب میانه TS بدست آمد. با این حال اختلاف بسیار جزئی این مقادیر در بخش شمالی حوضه خزر و خلیج قره‌بغاز بین این دو رویه وجود دارد. دلیل آن هم اینست که آزمون TS با در نظر گرفتن نقطه شکست در محدوده ۲۹ درصد کارایی بهتری برای ارزیابی میزان تغییرات در سری‌های زمانی دارای نویز و اختلالات دارد و تغییرات پایین‌تر از این محدوده را حذف می‌کند. در خزر میانی شیب روند میانه TS بیانگر بیشترین روند صعودی و افزایش دما



نمودار ۱: روند سری زمانی و شیب Theil-Sen در تصاویر source (الف) و ناهنجاری‌های دما (ب) در (۱) خزر شمالی (۲) خزر میانی (۳) خزر جنوبی

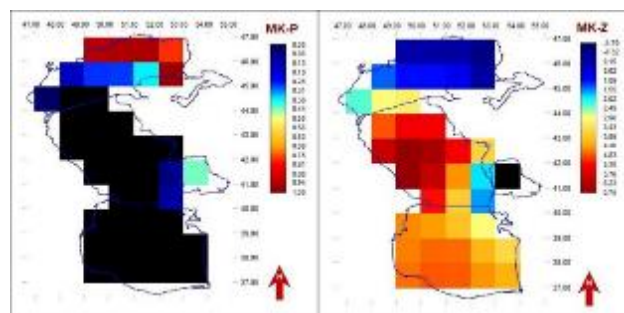
نتایج این تحقیق که حاکی از وجود روند مثبت دمای سطح آب دریای خزر طی ۳۶ سال اخیر می‌باشد، با میانگین ۱,۱۲ درجه سانتیگراد افزایش دما در کل حوضه همراه بوده است. علاوه بر فرایندهای جوی، الگوهای مکانی ارائه شده حاصل از تحلیل روندها می‌تواند در نتیجه‌ی تعامل عوامل متعددی باشد که از آن جمله می‌توان به سیستم گردش آب، باد غالب و امواج، زون‌های فراجوشی، هیدرولوژی و پلوم رودخانه ای و شرایط ویژه حاکم بر خزر شمالی و خلیج قره‌بغاز اشاره کرد. در ابتدا به بررسی نواحی دارای حداکثر نرخ روند تغییرات پرداخته خواهد شد که در خزر میانی به طور میانگین با ۱,۳ درجه سانتیگراد افزایش دما آشکار شده است ($p\text{-level} < 0.05, \tau > 0.25$). هماهنگی الگوی مکانی روند تغییرات در خزر میانی با دینامیک جریان‌های آبی خزر در فصل تابستان همراه است؛ زمانی که گردش آب‌های گرم در سمت غرب خزر میانی به صورت چرخاب‌های دو قطبی پیرامون فرورفتگی دربنت نمودار می‌گردد (Kostianoy et al., 2019).

در این راستا یافته‌های مطالعه‌ی Khoshakhlagh و همکاران (۲۰۱۶) نیز بیان می‌دارد خزر میانی و جنوبی اغلب ماه‌های سال روند تغییرات مثبت و افزایشی داشته کماینکه دو ماه اول فصل زمستان و سه ماه فصل بهار در خزر جنوبی بدون روند مشاهده شده است. ظهور تصادفی لکه‌های آب سرد در بخش‌های جنوبی این منطقه که تا حدود ۴ درجه اختلاف دما با آب‌های پیرامون خود دارند، اغلب در فصل پاییز تا قطر یکصد کیلومتر نیز مشاهده شده است (Kostianoy et al., 2019). اختلاط این آب‌های سرد با چرخاب‌های محلی موجب بروز نوسانات در میانگین دمای ماهانه در مقیاس کوچکتر خواهد شد.

به نظر می‌رسد آشکار شدن حداکثر روند مثبت تا ۲ درجه سانتیگراد در بخش غربی و شمال غربی خزر میانی در مقابل وجود روند منفی در بخش شرقی آن، متاثر از گسترش پدیده‌ی فراجوشی تابستانه باشد. از آنجا که الگوی باد غالب، در تابستان برای دریای خزر به‌خصوص در سواحل شرقی خزر میانی، شمالی و شمال شرقی است، این مسئله باعث ایجاد پدیده‌ی فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی در طول تابستان می‌شود (Kosarev ۲۰۰۵). بر اساس نتایج شبیه‌سازی شده در مطالعه شیعه‌علی و علی‌اکبری (۱۳۹۴)، جهت جریان‌های سطحی در سواحل شرقی خزر میانی از سمت ساحل به سوی مناطق مرکزی موجب حرکت آب از سواحل شرقی به سوی سواحل غربی و در

در بررسی معنی‌داری روند مقدار آماره DW به طور میانگین ۰,۰۵۵ در کل حوضه دریای خزر محاسبه شد. لذا در ادامه اثر خودهمبستگی سریالی مثبت سری زمانی با پیش‌سفید کردن برطرف گردید. همان‌گونه که در شکل ۲ مشهود است مقادیر p-Value در کل خزر جنوبی و میانی به استثنای نواحی مجاور خلیج قره‌بغاز کمتر از ۰,۰۵ می‌باشد. در نتیجه معنی‌داری آزمون من-کندال در سطح اطمینان ۹۵٪ با در نظر گرفتن میانگین نمره Z، نشان می‌دهد روند صعودی دما در این دو بخش طی ۳۶ سال مورد نظر معنی‌دار می‌باشد. در حالی که در حوضه‌ی شمالی دریای خزر روند معنی‌دار نبوده و فرض صفر تأیید می‌گردد.

در راستای بررسی دمای سطحی آب با هدف مدیریت اکوسیستم‌های دریایی در مقیاس جهانی، (Belkin (2009 با مقیاس‌های بر ۶۳ پهنه‌ی بزرگ آبی ضمن آشکارسازی بالاترین نرخ تسریع گرمایش ($> 1^{\circ}\text{C}$) طی سالهای ۱۹۸۲-۲۰۰۶ از دریاهای اروپا و شرق آسیا همچنین در حاشیه چرخاب زیرشمالگان، تغییرات SST از دریای بالتیک، دریای شمال، دریای شرق چین و دریای ژاپن را به ترتیب ۱,۳۵، ۱,۳۱، ۱,۲۲ و ۱,۰۹ $^{\circ}\text{C}$ گزارش نموده است. در ادامه می‌توان به افزایش دمای نسبتاً بالا از دریای سیاه و دریای مدیترانه به مقدار ۰,۹۶ و ۰,۷۱ $^{\circ}\text{C}$ اشاره نمود. در تحقیق وی، از مهمترین عوامل مؤثر بر تسریع گرمایش دریاهای کناره‌ای نوسانی به تغییرات طبیعی اقلیم و نوسان اطلس شمالی اشاره شده است. دریاهای محصور و نیمه محصور به دلیل احاطه شدن توسط خشکی تا حد زیادی تحت تأثیر گرم شدن اراضی مجاور آنها (اغلب مناطق پرجمعیت صنعتی) و رواناب‌ها قرار می‌گیرند (Belkin, 2008; Reinart and Reinhold, 2009).



شکل ۲: نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل معنی‌داری روند سری زمانی به روش MK

شد و در سال ۱۹۸۴ تقریباً به طور کامل خشک گردید. بررسی روند تغییرات دمای آب این خلیج می‌بایست همزمان با دوران آبگیری مجدد پس از تخریب سد صورت گیرد.

۴. نتیجه‌گیری

به طور کلی جنبه مهم این دست از پژوهش‌ها در علوم محیط زیست، اغلب بررسی پیامدهای ناشی از تغییرات دما بر اکوسیستم به‌ویژه موجودات زنده می‌باشد. توسعه صنعت و فعالیت انسان در مجاورت محیط‌های دریایی دیگر مسئله قابل تأمل در تغییر ساختار و کارکرد اکوسیستم آن‌ها می‌باشد. دما با داشتن اثر بنیادی بر انرژی جنبشی مولکولها، فرایندهای زیستی از جمله واکنش‌های آنزیمی، انتقال غشایی و به طور کلی نرخ متابولیک موجودات زنده را کنترل می‌کند (O'Connor et al., 2007). به عنوان مثال توزیع و فراوانی جوامع فیتوپلانکتون همچنین تولید و فنولوژی آنها در پاسخ به گرمایش و اسیدی شدن اقیانوس‌های سراسر جهان در حال تغییر است که متعاقباً بر روی پویایی شبکه‌ی غذایی اثر می‌گذارد (Polovina et al., 2009; Doney et al., 2008). براساس ارتباط نتایج این تحقیق با دیگر مطالعات صورت گرفته می‌توان اظهار داشت که تغییرات قابل توجه رژیم‌های هیدرودینامیکی و هیدرومتئورولوژیکی دریای خزر تحت تأثیر هر دو عامل اقلیم (گرمایش جهانی) و انسانی (همچون نوسانات تخلیه رودخانه‌ها و آلودگی‌ها) قابل تشخیص می‌باشد. اثر این تغییرات بلندمدت بر فرایندها و خدمات اکوسیستم‌های دریایی همچنین نیاز به کنترل وضعیت اکولوژیکی دریا، مستلزم پایش جامع تغییرات پارامترهای اصلی آن از جمله دما در مقیاس‌های زمانی و مکانی متفاوت می‌باشد که پیشنهاد می‌گردد در مطالعات آتی به صورت هدفمند انجام پذیرد.

منابع

حیدری ب.، یآوری ل.، توتونی م. م.، ۱۳۹۲. زیستگاه دریای خزر، انتشارات دانشگاه گیلان، چاپ اول، ۲۹۴ صفحه.
شبعه‌علی م.، علی‌اکبری بیدختی ع.، ۱۳۹۴. مطالعه و بررسی پدیده فراجوشی در سواحل شرقی خزر میانی با استفاده از شبیه‌سازی عددی، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۱، شماره ۳، مقاله ۱۶، صص

نهایت انتقال آب‌های سرد زیرسطحی به طرف لایه‌های سطحی شده و میدان دمایی در نزدیک سواحل شرقی را تا چند درجه سردتر از سواحل غربی می‌کند. بروز مکرر فراجوشی‌های کوتاه‌مدت در طی فاصله زمانی ماه‌های اردیبهشت تا شهریور و فراجوشی جبرانی در بخش غربی همراه با جریان‌های شدید به سمت جنوب شرق وقوع این پدیده را از نظر اقلیمی و هیدرودینامیکی حائز اهمیت کرده است (Tuzhilkin and Kosarev, 2019; Kostianoy et al., 2005).

عامل مهم دیگر ورود رواناب سطحی آب شیرین است که به طور غیرمستقیم با تغییر در لایه‌بندی ستون آب (گرادیان عمودی چگالی) توانایی لایه‌ی آمیخته را در به دام انداختن انرژی خورشیدی افزایش می‌دهد؛ که این مکانیسم بسیار مهم‌تر از انتقال گرما توسط پلوم‌های رودخانه‌ای ذکر شده است (Belkin, 2009). در واقع پلوم رودخانه اغلب در طول فصل خاصی نقش منبع حرارتی را ایفا می‌کند. بطور کلی نواحی نزدیک به ورودی رودخانه‌ها و آبراهه‌ها نقش مهمی در ویژگی‌های فیزیکی-جغرافیایی دریای خزر دارد. در اینگونه نواحی مرزی که در نقطه‌ی برخورد دریا و رواناب سطحی تشکیل می‌شوند، شرایط محیطی با سرعت زیادی تغییر می‌کند که در بلند مدت تشدید اثرات ناشی از آن با تغییر در ساختار دما و شوری آشکار می‌شود (حیدری و همکاران، ۱۳۹۲)؛ (Kostianoy and Kosarev, 2005). در دریای محصورمانند خزر، تأثیر مضاعف باد و فشار جو بر روی لایه‌ی سطحی آب موجب بروز نوسانات ناگهانی و خیزش-های ناشی از طوفان در آب دریا می‌شود. در هنگام زمستان وجود پوشش یخ حوضه‌ی شمالی ممکن است میزان تغییرات فراز و فرود آب دریا را کاهش دهد (Zonn et al., 2010). با بررسی نمودار ناهنجاری‌ها (نمودار ۱-۱) نیز در خزر شمالی از سال ۱۹۹۵ همزمان با کاهش تراز آب با نرخ ۶٫۷۲- سانتیمتر در سال (Chen et al., 2018; Ataei et al., 2017)، شاهد نوسانات کمتری در تغییرات دمای سطح آب نیز هستیم. وجود روند منفی در سواحل خزر شمالی و خلیج قره‌بغاز همینطور معنی‌دار نبودن آن در سطح اطمینان ۹۵٪، به دلیل ویژگی‌های متمایز این مناطق از نقطه‌نظر دمایی و دینامیکی می‌باشد. مطالعه‌ی تغییرات دمای آب‌های خزر شمالی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به دلیل وقوع یخبندان در فصل زمستان، به فصول گرم سال محدود می‌شود (Kostianoy et al., 2019). خلیج قره‌بغاز در سال ۱۹۸۰ با احداث سد از آب‌های دریا جدا

TerrSet version, 18, 1-390.

- Ginzburg, A. I., Kostianoy, A. G., & Sheremet, N. A. (2004). Seasonal and interannual variability of the Black Sea surface temperature as revealed from satellite data (1982–2000). *Journal of Marine Systems*, 52(1-4), 33-50.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2004.05.002>
- Ginzburg, A. I., Kostianoi, A. G., & Sheremet, N. A. (2004). Seasonal and interannual variability of the surface temperature in the Caspian Sea. *Oceanology*, 44(5), 605-618.
- Ginzburg, A. I., Kostianoy, A. G., & Sheremet, N. A. (2005). Sea surface temperature variability. In *The Caspian Sea Environment* (pp. 59-81). Springer, Berlin, Heidelberg.
https://doi.org/10.1007/698_5_004
- Good, S. A., Corlett, G. K., Remedios, J. J., Noyes, E. J., & Llewellyn-Jones, D. T. (2007). The global trend in sea surface temperature from 20 years of advanced very high resolution radiometer data. *Journal of climate*, 20(7), 1255-1264.
<https://doi.org/10.1175/JCLI4049.1>
- Gunduz, M., & Özsoy, E. (2014). Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea. *Ocean Science*, 10(3), 459-471.
<https://doi.org/10.5194/os-10-459-2014>
- Helsel, D. R., & Hirsch, R. M. (1992). *Statistical methods in water resources* (Vol. 49). Elsevier. ISBN 0-444-88528-5.
- Hoegh-Guldberg, O., & Bruno, J. F. (2010). The impact of climate change on the world's marine ecosystems. *Science*, 328(5985), 1523-1528.
<https://doi.org/10.1126/science.1189930>
- Hoeyev, R. A., Özsoy, E., Schrum, C., & Sur, H. I. (2010). Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction. *Ocean Science*, 6(10).
- Aladin, N., & Plotnikov, I. (2004). *The Caspian Sea. Lake Basin Management Initiative Thematic Paper*.
- Ataei, S., Kh, A. J., Khakpour, A. M., Adjami, M., & Neshaei, S. A. (2018). Investigation of Caspian Sea Level Fluctuations Based on ECMWF Satellite Imaging Models and Rivers Discharge. *International Journal of Coastal & Offshore Engineering*, 2(2), 21-30.
<https://doi.org/10.29252/ijcoe.2.2.21>
- Belkin, I. M. (2009). Rapid warming of large marine ecosystems. *Progress in Oceanography*, 81(1-4), 207-213.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.011>
- Bozorgchenani, A., Seyfabadi, J., & Shokri, M. R. (2018). Effects of thermal discharge from Neka power plant (southern Caspian Sea) on macrobenthic diversity and abundance. *Journal of thermal biology*, 75, 13-30.
<https://doi.org/10.1016/j.jtherbio.2018.05.002>
- Chen, J. L., Pekker, T., Wilson, C. R., Tapley, B. D., Kostianoy, A. G., Cretaux, J. F., & Safarov, E. S. (2017). Long-term Caspian Sea level change. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6993-7001.
<https://doi.org/10.1002/2017GL073958>
- Dobson, F., Hasse, L., & Davis, R. (2012). *Air-sea interaction: instruments and methods*. Springer Science & Business Media.
- Doney, S. C., Fabry, V. J., Feely, R. A., & Kleypas, J. A. (2009). Ocean acidification: the other CO2 problem.
<https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163834>
- Dumont, H. J. (1998). The Caspian Lake: history, biota, structure, and function. *Limnology and Oceanography*, 43(1), 44-52.
<https://doi.org/10.4319/lo.1998.43.1.0044>
- Eastman, J., (2012). *IDRISI Selva*. Clark Univ., Worcest.
- Eastman, J. R. (2015). *TerrSet manual*. Accessed in

- Cham.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0_28
- Mamedov, R., & Khoshhravan, H. (2015). The Atlas of Caspian Sea Hydromorphology. Sophia Publishing Group.
- Mammadov R., and Khoshhravan H. (2012). The Atlas of hydromorphology of Caspian Sea, Asraredanesh publishing, p.240.
- Motiee, H., & McBean, E. (2009). An assessment of long-term trends in hydrologic components and implications for water levels in Lake Superior. Hydrology Research, 40(6), 564-579.
<https://doi.org/10.2166/nh.2009.061>
- Neeti, N., & Eastman, J. R. (2011). A contextual mann kendall approach for the assessment of trend significance in image time series. Transactions in GIS, 15(5), 599-611.
<https://doi.org/10.1111/j.1467-9671.2011.01280.x>
- Nihoul, J. C., Zavialov, P. O., & Micklin, P. P. (Eds.). (2012). Dying and Dead Seas Climatic Versus Anthropic Causes (Vol. 36). Springer Science & Business Media.
- O'Connor, M. I., Bruno, J. F., Gaines, S. D., Halpern, B. S., Lester, S. E., Kinlan, B. P., & Weiss, J. M. (2007). Temperature control of larval dispersal and the implications for marine ecology, evolution, and conservation. Proceedings of the National Academy of Sciences, 104(4), 1266-1271.
<https://doi.org/10.1073/pnas.0603422104>
- Partal, T., & Kahya, E. (2006). Trend analysis in Turkish precipitation data. Hydrological processes, 20(9), 2011-2026.
<https://doi.org/10.1002/hyp.5993>
- Pastor, F., Valiente, J. A., & Palau, J. L. (2017). Sea Surface Temperature in the Mediterranean: Trends and Spatial Patterns (1982–2016). Pure and Applied Geophysics, 1-13.
<https://doi.org/10.5194/os-6-311-2010>
- IPCC. (2013). Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, p. 1535. In: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J. et al. (Eds.). Cambridge: Cambridge University Press, New York.
- Kara, A. B., Wallcraft, A. J., Metzger, E. J., & Gunduz, M. (2010). Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea. Continental Shelf Research, 30(10-11), 1211-1225.
<https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.03.011>
- Khoshakhlagh, F., Shakouri Katigari, A., Hadinejad Saboori, S., Farid Mojtahedi, N., Momen Poor, F., & Asadi Oskuee, E. (2016). Trend of the Caspian Sea surface temperature changes. Natural Environment Change, 2(1), 57-66.
- Kosarev, A. N. (2005). Physico-geographical conditions of the Caspian Sea. In The Caspian Sea Environment (pp. 5-31). Springer, Berlin, Heidelberg.
https://doi.org/10.1007/698_5_002
- Kosarev, A. N., Tuzhilkin, V. S., & Kostianoy, A. G. (2004). Main features of the Caspian Sea hydrology. In Dying and Dead Seas Climatic Versus Anthropic Causes (pp. 159-184). Springer, Dordrecht.
https://doi.org/10.1007/978-94-007-0967-6_7
- Kostianoy, A. G., & Kosarev, A. N. (Eds.). (2005). The Caspian Sea Environment (Vol. 5). Springer Science & Business Media.
<https://doi.org/10.1007/b138238>
- Kostianoy, A. G., Ginzburg, A. I., Lavrova, O. Y., Lebedev, S. A., Mityagina, M. I., Sheremet, N. A., & Soloviev, D. M. (2019). Comprehensive Satellite Monitoring of Caspian Sea Conditions. In Remote Sensing of the Asian Seas (pp. 505-521). Springer,

- Petersburg, 359 pp.
- Thiemann, S., & Schiller, H. (2003). Determination of the bulk temperature from NOAA/AVHRR satellite data in a midlatitude lake. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 4(4), 339-349.
[https://doi.org/10.1016/S0303-2434\(03\)00021-7](https://doi.org/10.1016/S0303-2434(03)00021-7)
- Trenberth, K., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Tank, A.K., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Ch. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change, pp. 235–335.
- Tuzhilkin, V. S., & Kosarev, A. N. (2005). Thermohaline structure and general circulation of the Caspian Sea waters. In *The Caspian Sea Environment* (pp. 33-57). Springer, Berlin, Heidelberg.
https://doi.org/10.1007/698_5_003
- Yunita, N. F., & Zikra, M. (2017). Variability of Sea Surface Temperature in Indonesia Based on Aqua Modis Satellite Data. *IPTEK Journal of Engineering*, 3(3), 15-18.
<https://doi.org/10.12962/joe.v3i2.3083>
- Zonn, I. S., Kosarev, A. N., & Kostianoy, A. G. (2010). *The Caspian Sea Encyclopedia* (p. 527). M. H. Glantz (Ed.). Berlin: Springer.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-11524-0>
- <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1739-z>
- Polovina, J. J., Howell, E. A., & Abecassis, M. (2008). Ocean's least productive waters are expanding. *Geophysical Research Letters*, 35(3).
<https://doi.org/10.1029/2007GL031745>
- Reinart, A., & Reinhold, M. (2008). Mapping surface temperature in large lakes with MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 112(2), 603-611.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.05.015>
- Shapiro, G. I., Aleynik, D. L., & Mee, L. D. (2010). Long term trends in the sea surface temperature of the Black Sea. *Ocean Science*, (2). (pp. 491–501).
<https://doi.org/10.5194/os-6-491-2010>
- Shaltout, M., & Omstedt, A. (2014). Recent sea surface temperature trends and future scenarios for the Mediterranean Sea. *Oceanologia*, 56(3), 411-443.
<https://doi.org/10.5697/oc.56-3.411>
- Stramska, M., & Białogrodzka, J. (2015). Spatial and temporal variability of sea surface temperature in the Baltic Sea based on 32-years (1982–2013) of satellite data. *Oceanologia*, 57(3), 223-235.
<https://doi.org/10.1016/j.oceano.2015.04.004>
- Sur, H. I., Özsoy, E., & Ibrayev, R. (2000). Satellite-derived flow characteristics of the Caspian Sea. In *Elsevier Oceanography Series* (Vol. 63, pp. 289-297). Elsevier.
[https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(00\)80017-3](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(00)80017-3)
- Terziev, F. S., A. N. Kosarev, and A. A. Kerimov. (1992). editors, *Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas. Volume VI: Caspian Sea: Issue 1: Hydrometeorological Conditions*, Hydrometeoizdat, St.