

تغییرات طولانی مدت شار گرمایی بین دریای خزر و جو

صادق یاری*

عضو هیات علمی پژوهشگاه ملی اقیانوس‌شناسی و علوم جوی، استان تهران، تهران، پست الکترونیکی: syari@inio.ac.ir

تاریخ دریافت: ۹۴/۲/۲۷

* نویسنده مسوول

تاریخ پذیرش: ۹۴/۹/۲

© نشریه علمی - پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۴، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

به منظور مطالعه تغییرات طولانی مدت (کلیماتولوژیک) انتقال حرارت بین دریای خزر و جو، شار گرمایی خالص و مولفه‌های تابش خورشیدی، تابش فرو سرخ، گرمای نهان، گرمای محسوس و همچنین تبخیر در حوضه دریای خزر برای یک دوره ۲۵ ساله (۱۹۸۵-۲۰۰۹) محاسبه شدند. بدین منظور مقادیر مولفه‌های شار با استفاده از داده‌های بازتحلیل و روابط تجربی انتقال حرارت محاسبه گردیدند. مقدار متوسط برآورد شده برای دوره ۲۵ ساله Wm^{-2} ۰/۶۹- محاسبه شد. اندازه مقدار برآورد شده بدون توجه به علامت آن می‌تواند معیار مناسبی برای اذعان تعادل حرارتی دریای خزر باشد. روند تغییرات ۲۵ ساله شار خالص گرمایی نشان می‌دهد که در سال‌های پس از ۲۰۰۲ روند از دست دادن گرما شدت یافته است. در مقیاس فصلی دریای خزر در فصل‌های بهار و تابستان انرژی جذب کرده و در فصل‌های پاییز و زمستان انرژی از دست می‌دهد. تبخیر در دریای خزر با متوسط $mm\ yr^{-1}$ ۱۱۲۸ نیز در سال‌های پس از ۲۰۰۳ افزایش قابل توجهی را نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: شار گرمایی دریا-جو، تبخیر، بودجه گرمایی، روابط تجربی، دریای خزر.

۱. مقدمه

سختی نصب، نگهداری و بازیابی تجهیزات اندازه‌گیری‌های دقیق و طولانی مدت در اقیانوس‌ها، تعداد قابل توجهی از این گونه مشاهدات در ایستگاه‌های مرجع اقیانوسی^۲ (Hutto et al., 2004) و بویه‌های مهار شده استوایی^۳ (McPhaden et al., 2010) انجام شده است.

از آنجا که گرم و سرد شدن سطح اقیانوس تغییرات زیادی دارد، لازم است که مقادیر شارها با قدرت تفکیک بیشتری نسبت به توزیع اندازه‌گیری‌های موجود در اقیانوس‌ها محاسبه شوند. بدین منظور، مشاهدات ماهواره‌ای دمای سطح آب دریا^۴ و باد در

شارش هوا - دریا^۱ که عامل انتقال انرژی بین هوا و دریا است، یکی از فرآیندهای کلیدی اقلیمی است که بر گردش جریان‌های دریایی و جوی تاثیر به‌سزایی دارد. این پدیده هم در مقیاس زمانی و هم در مقیاس مکانی از استوا تا قطب در ابعاد جهانی و منطقه‌ای بر توزیع دما و بارندگی تاثیرگذار است (Kraus, 1972). به منظور تعیین تبادل انرژی اقیانوس‌ها، محاسبه دقیق این شارهای انرژی که در بعضی مناطق به ده‌ها و صدها وات بر متر مربع (Wm^{-2}) می‌رسد، ضروری است. علی‌رغم

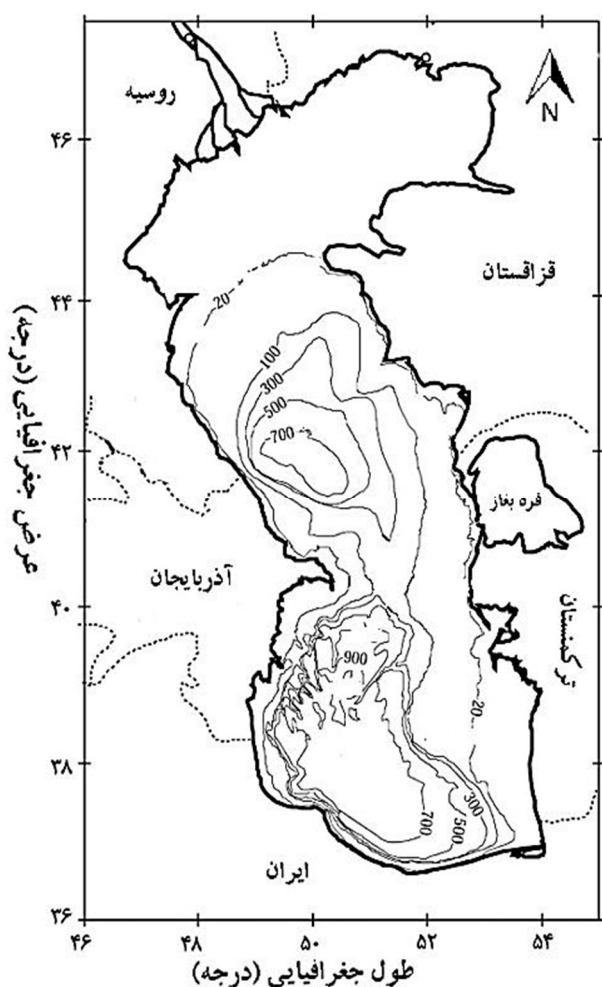
² Ocean reference stations

³ Tropical moored buoys

⁴ Sea surface temperature (SST)

¹ Air-sea fluxes

است (Kostianoy and Kosarev, 2005). در مقایسه با دریاهای نیمه بسته و حتی بسته هم مقیاس، مطالعات اقیانوس شناسی و به-خصوص مشاهدات میدانی کمتری صورت گرفته و بدین علت تا حدودی عملکرد این حوضه آبی ناشناخته مانده است. موضوعات ضروری در خصوص مطالعه اقیانوس شناسی فیزیکی این دریا عبارتند از: الگوی دقیق جریان‌ها و گردش آب، تغییرات ارتفاعی سطح آب در طولانی مدت، اقلیم پارامترهای فیزیکی آب دریا، تاثیر متقابل تغییرات اقلیمی و دریا و اندرکنش دریا با جو. هر یک از این موضوعات به روشن شدن ساختار کلی دریا و نحوه عملکرد آن کمک خواهد کرد.



شکل ۱: دریای خزر و رودهای مهم منتهی به آن

هدف از مطالعه حاضر بررسی روند طولانی مدت (کلیماتولوژیک) و تغییرات زمانی شار گرمایی انتقال یافته بین دریا و جو است. این پدیده بر میزان تبخیر، میزان رطوبت هوا و

نزدیک سطح دریا با اطلاعات رطوبت جو منتج از مدل‌های عددی پیش‌بینی هوا ترکیب شده و شار در سطح اقیانوس محاسبه می‌شود. این مقادیر با استفاده از روش‌های آماری که اندازه‌گیری-های میدانی دقیق شبکه مشاهدات را تلفیق می‌کنند، کالیبره می-شوند (Siedler et al., 2001).

گرمایش سطح اقیانوس باعث افزایش تبخیر آب دریا می‌شود که به نوبه خود بخش عظیمی از بارندگی را به دنبال خواهد داشت. تبخیر در سطح اقیانوس بیش از مقدار بارندگی است، لذا بخشی از این رطوبت به خشکی انتقال می‌یابد. با گرم شدن اقیانوس انتظار می‌رود که چرخه هیدرولوژیک تقویت شده و بارندگی به صورت برف و باران روی خشکی افزایش یابد. با این فرآیند اقیانوس مقدار زیادی از انرژی خورشید را جذب و به جو منتقل می‌کند. به دلیل وابستگی تبخیر به شار گرمایی، می‌توان با استفاده از اطلاعات شار گرمایی و روش‌های محاسباتی، مقدار تبخیر را محاسبه نمود (Marshall and Plumb, 2008).

با توجه به اهمیت محاسبه هر چه دقیق‌تر مقادیر شار گرمایی منتقل شده بین هوا و اقیانوس و نقش آن در شناخت عملکرد پدیده‌های فیزیکی و هیدرودینامیکی دریا، این بخش از مطالعات اقیانوس شناسی از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. هرگونه تغییر در اقلیم اقیانوس‌ها به‌خصوص دمای سطح آب و انرژی منتقل شده بین دریا و جو باعث ایجاد تغییرات مهم در اقلیم مناطق همجوار شده و در توزیع دما و بارندگی تغییرات جدی ایجاد می‌کند. این مسئله به نوبه خود در زندگی توده‌های جمعیت ساکن در سرزمین-های مجاور و حتی دور از ساحل تاثیرات مهمی دارد.

دریای خزر به عنوان بزرگترین دریاچه دنیا از منظر اقیانوس-شناختی در رده دریاهایی مانند دریای آدریاتیک در مدیترانه قرار می‌گیرد، با این تفاوت که بسته بوده و تبدلی با دریاهای دیگر ندارد. ابعاد این دریا و گستردگی آن به‌خصوص در امتداد نصف النهاری شرایط خاصی از دیدگاه اقیانوس‌شناختی به تمام حوضه آبی و همچنین بخش‌های مختلف آن اعمال کرده است.

دریای خزر بزرگترین حوضه آبی بسته روی کره زمین است (شکل ۱). این دریا با طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و عرض ۳۰۰-۲۰۰ کیلومتر در محدوده جغرافیایی ۳۶/۵ تا ۴۷ درجه شمالی ۴۷ تا ۵۴ درجه شرقی قرار دارد. این دریا به سه قسمت (حوضه) شمالی، میانی و جنوبی با اعماق بیشینه ۲۰ متر، ۷۸۸ متر و ۱۰۲۵ متر، تقسیم می‌شود. مقادیر حجمی هر یک از این سه بخش شمالی، میانی و جنوبی به ترتیب معادل ۰/۵، ۳۳/۹ و ۶۵/۶ درصد

در این رابطه Q_{surf} , T , C_p و q به ترتیب ظرفیت گرمایی ویژه، دما، سرعت جریان، شار گرمایی در سطح آب، منبع (چشمه یا چاه) انرژی و عملگر گرادینان هستند.

همان‌طورکه در رابطه ۱ مشاهده می‌شود بودجه گرمایی برای یک حوضه آبی شامل موارد زیر است: میزان تغییرات انرژی در زمان، انتقال انرژی در اثر فرارفت^۴، انتقال انرژی در اثر فرآیند پخش^۵، انتقال انرژی از سطح دریا و منبع گرمایی (چشمه یا چاه). در مقیاس زمانی طولانی (یک‌سال یا بیشتر) میزان تغییرات میانگین دما ناچیز بوده (میانگین دما ثابت فرض می‌شود) و در نتیجه جمله اول حذف می‌شود. در صورتی که حوضه آبی بسته باشد، مانند دریای خزر، فرآیند فرارفت و انتقال انرژی از خارج حوضه نیز وجود نداشته و حذف خواهد شد. فرآیند پخش نیز به دلیل کندی قابل اغماض است. از منابع انرژی داخل حوضه مانند منابع زمین گرمایی نیز به دلیل کوچک بودن نسبت به سایر فرآیندها صرف نظر می‌شود. بدین ترتیب تبادل گرمایی یک حوضه بسته، عمدتاً وابسته به انتقال گرما از طریق سطح خواهد بود. حال در صورتی که بتوان برآورد دقیقی از میزان انتقال انرژی از طریق سطح دریا را انجام داد، به چگونگی عملکرد گرمایی آن حوضه پی خواهیم برد.

شار گرمایی خالص منتقل شده از طریق سطح در یک حوضه آبی با استفاده از رابطه ۲ محاسبه می‌شود (Gill, 1982):

$$Q_{Net} = Q_S + Q_B + Q_L + Q_H \quad \text{رابطه ۲}$$

که Q_{Net} , Q_S , Q_B , Q_L و Q_H به ترتیب مقادیر شار گرمایی خالص^۶، شار گرمایی تابش خورشیدی^۷، شار گرمایی تابش فروسرخ^۸، شار گرمای نهان^۹ و شار گرمای محسوس^{۱۰} هستند. محاسبه موارد فوق با استفاده از روابط مربوطه، منجر به برآورد شار گرمایی خالص خواهد شد.

از آنجایی که بررسی جزء به جزء روابط ریاضی مورد استفاده برای محاسبه مقادیر شارهای گرمایی، هدف مطالعه حاضر نیست، لذا به‌طور اختصار هر یک از جملات رابطه ۲ معرفی خواهند شد

در نهایت بر میزان بارندگی در حوضه دریای خزر تاثیر می‌گذارد. بیلان گرمایی دریای خزر به میزان تابش خورشیدی که با عرض جغرافیایی متغیر است، اقلیم باد، دمای سطح آب، میزان تبخیر (که تابعی از باد و دما است)، مناطق یخبندان شمالی و همچنین عمق آب بستگی دارد. در تابستان میزان تبخیر یک روند افزایشی از سمت شمال به جنوب را نشان می‌دهد. ولی در مناطق شمالی که عمق کمتری دارد، میزان تبخیر تقریباً دو برابر مناطق عمیق جنوبی است (Ibrayev et al., 2010; Panin et al., 2006). ورودی آب رود ولگا و عرض‌های جغرافیایی اطراف دریا که در شرق و غرب کاملاً متفاوت است نیز بر این مسئله تاثیر می‌گذارد. محاسبه شار گرمایی، با استفاده از روابط تجربی^۱ به دو روش قابل انجام است. در روش اول به‌صورت مستقیم و با استفاده از داده‌های لازم محاسبه می‌شوند. این داده‌ها شامل سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری، دمای هوا، دمای سطح آب، رطوبت، ابرناکی، دمای نقطه شبنم، فشار سطح دریا و برخی پارامترهای دیگر است. از آنجایی که اندازه‌گیری مستقیم این پارامترها در سرتاسر دریا عملاً غیر ممکن است، داده‌های مذکور در قالب نتایج بازتحلیل^۲ مدل‌های عددی و به‌صورت شبکه‌بندی شده در بانک‌های اطلاعاتی مختلف در دسترس هستند. در روش دوم با استفاده از مدل‌های عددی اقیانوسی (و یا مدل‌های جفت شده اقیانوس - جو) با استفاده از شرایط مرزی جوی در نقاط شبکه مورد استفاده مقادیر شار گرمایی محاسبه می‌شوند. در این تحقیق مولفه‌های شار گرمایی و شار گرمایی خالص انتقال یافته بین دریای خزر و جو در تمام سطح دریا، با استفاده از داده‌های ارایه شده در بانک اطلاعاتی موسسه اقیانوس‌شناسی Woods Hole^۳ برای یک دوره ۲۵ ساله (۱۹۸۵-۲۰۰۹) محاسبه شده و روند تغییرات سالانه و فصلی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

۲. مواد و روش‌ها

در یک حوضه آبی بودجه گرمایی توسط رابطه ۱ محاسبه می‌شود (Yari et al., 2012):

$$\rho c_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla T \right) = \nabla \cdot (k \nabla T - Q_{surf}) + \dot{q} \quad \text{رابطه ۱}$$

⁴ Advection

⁵ Diffusion

⁶ Net heat flux

⁷ Solar wave radiation

⁸ Backscattered or long wave radiation

⁹ Latent heat flux

¹⁰ Sensible heat flux

¹ Bulk formulas

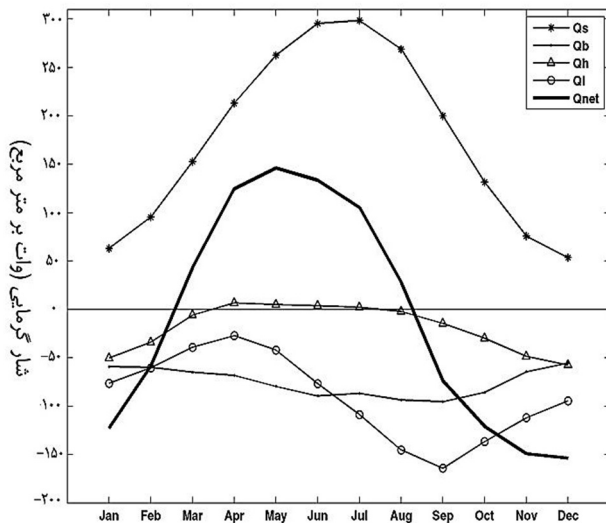
² Re-analysis

³ Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI)

(۲۰۰۹-۱۹۸۵) مورد استفاده قرار گرفتند. داده‌های لازم جهت محاسبه هر یک از شارهای گرمایی از پایگاه داده موسسه اقیانوس‌شناسی Woods Hole تهیه شد. این داده‌ها روی یک شبکه با قدرت تفکیک یک درجه استخراج و مورد استفاده قرار گرفتند.

۳. نتایج

مقادیر متوسط سالانه شار گرمایی دریای خزر برای دوره زمانی ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۹ محاسبه گردید (شکل ۲). بیشترین مقدار انرژی مربوط به تابش خورشیدی با مقدار بیشینه 298 Wm^{-2} و مقدار متوسط 175 Wm^{-2} به دست آمد. تابش فروسرخ تقریباً در تمام سال یکنواخت بود و مقدار متوسط آن -75 Wm^{-2} محاسبه شد. مقادیر متوسط مولفه‌های گرمای نهان و گرمای محسوس نیز به ترتیب -90 Wm^{-2} و -19 Wm^{-2} برآورد شدند که نشان‌دهنده انتقال انرژی از دریا به جو هستند. مقادیر بیشینه و کمینه شار خالص گرمایی سالانه نیز به ترتیب 146 Wm^{-2} و -153 Wm^{-2} را به خود اختصاص دادند.



شکل ۲: مقادیر تغییرات طولانی مدت ماهیانه شارش مولفه‌های تابش خورشیدی Q_s ، تابش فرو سرخ Q_b ، گرمای نهان Q_h ، گرمای محسوس Q_i و شار خالص Q_{net} در دریای خزر (سال‌های ۲۰۰۹-۱۹۸۵)

مقدار متوسط شار خالص گرمایی برای این دوره ۲۵ ساله، $-0/69 \text{ Wm}^{-2}$ برآورد گردید. این مقدار نشان‌دهنده از دست دادن گرما در طول زمان است. محاسبه مقادیر شار گرما با استفاده از داده‌ها و روش‌های مختلف همیشه همراه با مقداری خطا است.

(Cardin and Gačić, 2003). شار تابش خورشیدی رسیده با استفاده از رابطه ۳ محاسبه می‌شود:

$$Q_s = (1 - \alpha)Q_c(1 - 0.62C + 0.0019\theta N) \quad \text{رابطه ۳}$$

در این رابطه α سپیدایی (آلبدو)، Q_c ثابت خورشیدی ($1365 \text{ Wm}^{-2} \leq Q_c \leq 1372 \text{ Wm}^{-2}$)، C میانگین ماهانه کسر پوشش ابر و θN زاویه ارتفاع خورشید در ظهر (بر حسب درجه) هستند.

شار تابش فروسرخ با استفاده از رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

$$Q_b = \varepsilon \sigma_{SB} T_s^4 (0.39 - 0.05e^{0.5})(1 - KC^2) + 4\varepsilon \sigma_{SB} T_s^3 (T_s - T_a) \quad \text{رابطه ۴}$$

که ε ضریب گسیلندگی سطح آب دریا ($0/98$)، σ_{SB} ثابت استفان بولتزمن ($5/68 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$)، e فشار بخار آب، C کسر پوشش ابر، K ضریب پوشش ابر که به‌طور خطی از $0/5$ در استوا تا 1 در قطب بر اساس عرض جغرافیایی تغییر می‌کند، T_a دمای هوا در ارتفاع 10 متری از سطح دریا (کلوین) و T_s دمای سطح دریا (کلوین) هستند.

شار گرمای نهان و شار گرمای محسوس که شارهای تلاطمی نیز خوانده می‌شوند از طریق رابطه‌های ۵ و ۶ محاسبه می‌شوند:

$$Q_L = \rho C_l L_E U_{10} (q_a - q_s) \quad \text{رابطه ۵}$$

در این رابطه q_a رطوبت ویژه هوا در 10 متری بالای سطح دریا، q_s رطوبت ویژه هوا در سطح دریا (جرم بخار آب به ازای واحد جرم هوا)، ρ چگالی هوا، C_l ضریب انتقال گرمای نهان، L_E گرمای نهان تبخیر ($2/5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$) و U_{10} سرعت باد در ارتفاع 10 متری از سطح دریا هستند.

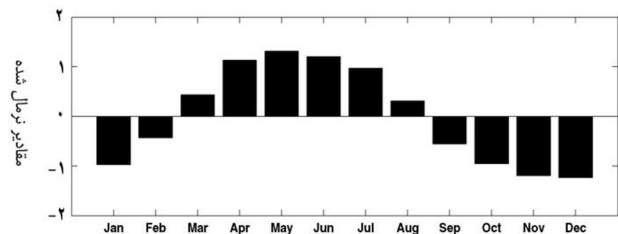
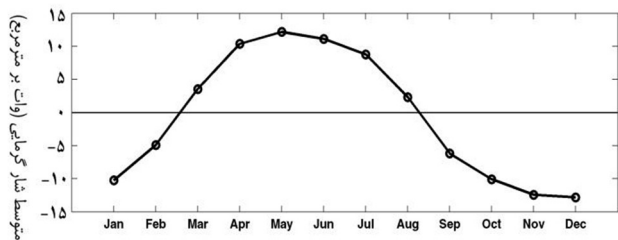
$$Q_H = \rho C_s C_p U_{10} (T_a - T_s) \quad \text{رابطه ۶}$$

که در این رابطه C_s ضریب انتقال گرمای محسوس و C_p ظرفیت گرمایی ویژه هوا ($1004/5 \text{ Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$) هستند.

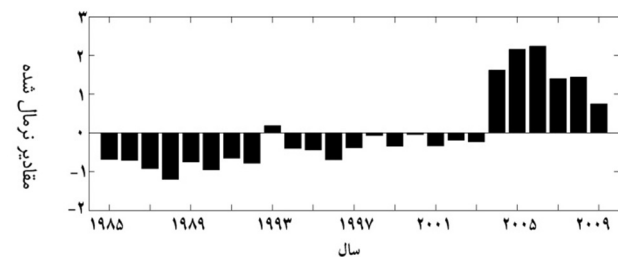
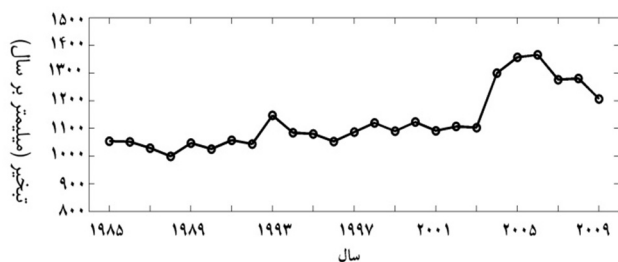
با محاسبه روابط ۳ تا ۶، معادله ۲ قابل محاسبه بوده و شار خالص گرمایی بدست می‌آید. در این مطالعه، میانگین سالانه، میانگین ۲۵ ساله و میانگین ماهانه برای ۲۵ سال به همراه نقشه توزیع مربوطه محاسبه و ارائه شده است.

به منظور بررسی روند طولانی مدت مولفه‌های شار گرمایی دریای خزر- جو و تغییرات مربوطه، داده‌های یک دوره ۲۵ ساله

میزان تبخیر نیز با استفاده از داده‌های مورد استفاده محاسبه شده است (شکل ۵). مقدار متوسط تبخیر سالانه برای دوره ۲۵ ساله 1128 mm yr^{-1} برآورد گردید. بر اساس نتایج حاضر، میزان تبخیر از سال ۲۰۰۳ افزایش یافته و از سال ۲۰۰۷ رو به کاهش است. همچنین مقادیر نرمال شده تبخیر نشان می‌دهد که از سال ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۳ به غیر از سال ۱۹۹۳ میزان تبخیر کمتر از مقدار متوسط بوده و از سال ۲۰۰۴ نرخ آن افزایش یافته است.



شکل ۳: الف) مقادیر متوسط تغییرات طولانی مدت ماهانه شارش گرما، ب) مقادیر نرمال شده در دریای خزر (سال‌های ۱۹۸۵-۲۰۰۹)



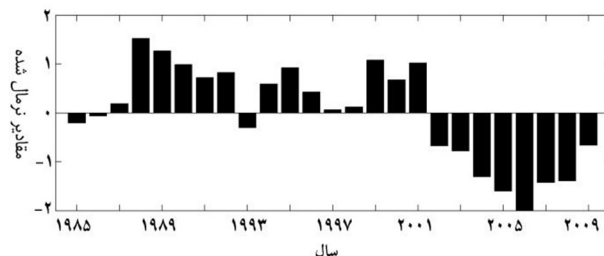
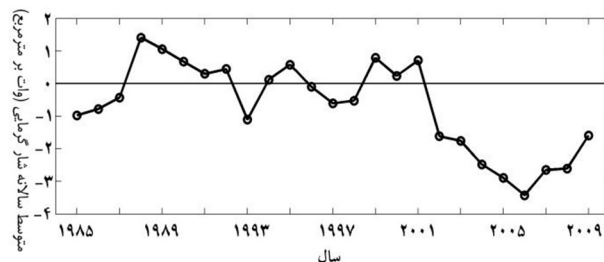
شکل ۴: الف) مقادیر متوسط تغییرات طولانی مدت ماهانه شارش گرما، ب) مقادیر نرمال شده در دریای خزر (سال‌های ۱۹۸۵-۲۰۰۹)

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، مقادیر ماهانه تبخیر بیانگر این است که کمترین و بیشترین مقدار تبخیر به ترتیب در

مقدار این خطا در مناطق اقیانوسی در حدود 30 Wm^{-2} می‌باشد (Bryden and Imawaki, 2001). لذا میزان برآورد شده مطلق نبوده و به دلیل کوچک بودن اندازه آن، نمی‌توان در مورد جهت انتقال انرژی (از دست دادن و یا جذب انرژی) اظهار نظر کرد. لیکن آنچه که روشن است، این است که دریای خزر در مقیاس سالانه از نظر بودجه گرمایی تقریباً در حالت تعادل قرار دارد.

مقادیر به دست آمده نشان می‌دهند که دریای خزر در سال‌های ۹۲-۱۹۸۸، ۹۵-۱۹۹۴، ۲۰۰۱-۱۹۹۹ جذب انرژی داشته و در باقی سال‌ها گرما از دست داده است. همین‌طور روند از دست دادن انرژی از سال ۲۰۰۲ با شدت بیشتری ادامه یافته است (شکل ۳ الف).

مقادیر نرمال شده برای شارش گرما نیز محاسبه شده است (شکل ۳ ب). این مقادیر نشان‌دهنده تغییرات دریافت و یا از دست دادن انرژی نسبت به مقدار متوسط ۲۵ ساله است.



شکل ۳: الف) مقادیر متوسط سالانه شارش گرمای خالص، ب) مقادیر نرمال شده در دریای خزر (سال‌های ۱۹۸۵-۲۰۰۹)

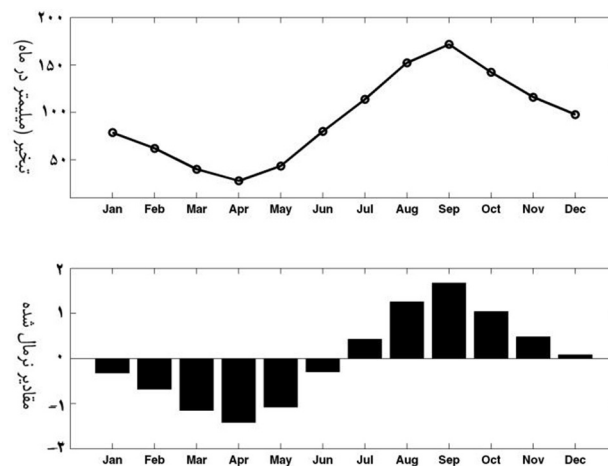
مقادیر تغییرات طولانی مدت متوسط ماهانه برای یک دوره ۲۵ ساله محاسبه شده است. بررسی نتایج نشان‌دهنده حاکمیت یک سیستم دو فصلی در انتقال انرژی بین دریای خزر و جو است. دریای خزر در فصل‌های بهار و تابستان انرژی جذب کرده و در فصل‌های پاییز و زمستان انرژی از دست می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، مقادیر بیشینه در ماه‌های خرداد و آذر اتفاق می‌افتند. همچنین مقادیر نرمال شده نشان‌دهنده میزان انتقال انرژی نسبت به مقدار متوسط است.

محاسبه گردید که نشان‌دهنده عدم تغییر تابش خورشیدی است. مولفه تابش فروسرخ مقادیر متوسط $-5/98 \text{ Wm}^{-2}$ و $-6/89 \text{ Wm}^{-2}$ را به خود اختصاص داد. مولفه گرمای نهان نیز مقادیر متوسط $-7/14 \text{ Wm}^{-2}$ و $-8/34 \text{ Wm}^{-2}$ را نشان داد. و نهایتاً برای مولفه گرمای محسوس مقادیر $-1/43 \text{ Wm}^{-2}$ و $-1/83 \text{ Wm}^{-2}$ برای دو دوره اول و دوم به دست آمد. با دقت در مقادیر فوق مشاهده می‌شود که بیشترین میزان تاثیر بر جابه‌جایی متوسط شار خالص گرمایی از دوره اول تا دوره دوم، به ترتیب مربوط به گرمای نهان، تابش فروسرخ و گرمای محسوس است.

افزایش گرمای نهان نشان‌دهنده افزایش تبخیر نیز است (شکل ۵). افزایش تبخیر می‌تواند به دلیل تغییر میزان رطوبت و یا تغییر در میدان باد باشد. تغییر در میزان تابش فروسرخ نیز ناشی از تغییر در دمای آب و یا اختلاف دمای آب و دمای جو مجاور باشد. همچنین تغییر در گرمای محسوس می‌تواند ناشی از تغییر در اختلاف دمای آب و دمای هوا و نیز تغییر در میدان باد باشد. پارامترهای مذکور تحت تاثیر اقلیم دریا و اقلیم جو قرار دارند. بنابراین شاید بتوان علت این تغییرات را به فرآیندهای اقلیمی رخ داده در سطح منطقه (و حتی جهانی) ارتباط داد. از جمله این عوامل تغییر مساحت منطقه یخبندان در مناطق شمالی دریای خزر و در نتیجه افزایش تبخیر و از دست دادن گرما از طریق مولفه گرمای نهان است. همچنین تغییرات دمای هوا و دمای سطح دریا (SST)^۱ در دهه‌های اخیر نیز می‌تواند تاثیر به‌سزایی در انتقال حرارت بین دریای خزر و جو داشته باشد. از آنجا که هدف این تحقیق مطالعه تغییرات طولانی مدت انتقال حرارت بین دریای خزر و جو بوده و بررسی تفصیلی دو مورد اخیر هدف این تحقیق نبوده، لذا چنین مطالعه‌ای در قالب یک تحقیق به منظور بررسی علل تغییرات اقلیمی انتقال حرارت بین دریای خزر و جو و همچنین تاثیر بخش‌های مخلف دریای خزر بر متوسط آن قابل انجام است. در مقیاس سالانه، یک سیستم دو فصلی بر انتقال انرژی بین دریای خزر و جو حاکم است. این سیستم شامل یک فصل جذب انرژی در بهار و تابستان با حداکثر جذب در خرداد، و یک فصل از دست دادن انرژی در پاییز و زمستان با حداکثر مقدار در آذر ماه است (شکل ۴).

نتایج مطالعه حاضر با نتایج منتشر شده توسط سایر محققین همخوانی قابل توجهی دارد. Turuncoglu و همکاران (۲۰۱۳) مقادیر

ماه‌های اردیبهشت و مهر اتفاق می‌افتد. میزان تبخیر در ماه‌های دی تا خرداد کمتر از مقدار متوسط و در بقیه سال بیشتر بوده است.



شکل ۶: الف) مقادیر متوسط تغییرات طولانی مدت ماهیانه تبخیر، ب) مقادیر نرمال شده در دریای خزر (سال‌های ۲۰۰۹-۱۹۸۵)

۴. بحث و نتیجه‌گیری

مقادیر شار گرمایی برای مولفه‌های تابش خورشیدی، تابش فروسرخ، گرمای نهان، گرمای محسوس و شار خالص و همچنین مقدار تبخیر برای سال‌های ۱۹۸۵ تا ۲۰۰۹ در حوضه دریای خزر محاسبه گردید. مقدار متوسط سالانه شار خالص گرمایی برای دوره ۲۵ ساله حدود $-0/69 \text{ Wm}^{-2}$ برآورد شد. با توجه به اندازه این مقدار بدون در نظر گرفتن علامت آن (به دلیل آن‌که مقدار محاسبه شده در محدوده خطای محاسباتی قرار می‌گیرد)، می‌توان نتیجه گرفت که دریای خزر در حالت تعادل گرمایی قرار دارد. با این وجود نتایج نشان‌دهنده وجود تغییرات سالانه قابل توجهی در شار گرمایی خالص سالانه برآورد شده است. به‌خصوص این تغییرات از سال ۲۰۰۲ در جهت از دست دادن گرما توسط دریای خزر افزایش یافته است (شکل ۳). به منظور بررسی عوامل تاثیرگذار بر روند تبادل حرارتی دریای خزر با جو، دوره ۲۵ ساله مورد مطالعه به دو دوره ۱۹۸۵-۲۰۰۱ و ۲۰۰۲-۲۰۰۹ تقسیم شد و متوسط مولفه‌های انتقال حرارت و شار خالص برای این دو دوره محاسبه گردید. شار خالص گرمایی معادل $0/11 \text{ Wm}^{-2}$ و $-2/38 \text{ Wm}^{-2}$ به ترتیب برای دوره اول و دوم به دست آمد. مقادیر متوسط مولفه تابش خورشیدی برای دوره‌های مذکور برابر $14/67 \text{ Wm}^{-2}$ و $14/66 \text{ Wm}^{-2}$

¹ Sea surface temperature

برآورد شده در مطالعه حاضر بیشتر است. دلیل این اختلاف را می‌توان به منبع اطلاعاتی متفاوت، دوره مطالعاتی متفاوت و همچنین نحوه محاسبه شار گرمایی ارتباط داد. در مطالعه حاضر مقادیر شار با استفاده از روابط تجربی محاسبه شده‌اند، در حالی‌که در سایر مطالعات از مدل‌های عددی استفاده شده است.

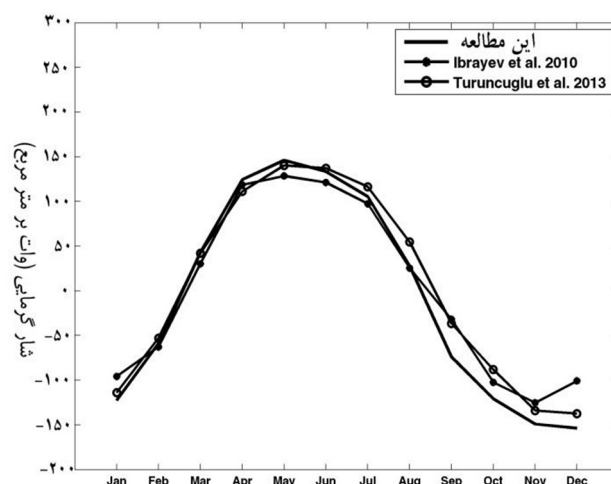
در مطالعات بیلان گرمایی که در دهه‌های ۱۹۶۰ و ۱۹۷۰ انجام شده، برای هر یک از مناطق شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر به‌طور جداگانه شار گرمایی محاسبه شده است. Terziev و همکاران (۱۹۹۲) شار گرمایی متوسط برای کل دریای خزر معادل $142 \text{ MJm}^{-2}\text{yr}^{-1}$ (معادل $4/5 \text{ Wm}^{-2}$) برآورد کردند. بر اساس محاسبات مذکور این مقدار معادل $2/4$ درصد کل گرمای ورودی است و برای حوضه بسته خزر به عنوان میزان دقت محاسبات در نظر گرفته شده است.

تغییرات سالانه شار گرمایی خالص با تغییرات تبخیر نیز همخوانی قابل توجهی دارد. از دست دادن گرما در سال‌های پس از ۲۰۰۳ با افزایش تبخیر در این سال‌ها هماهنگ است (شکل ۵). روند تغییرات طولانی مدت تبخیر در دریای خزر از یک الگوی تغییرات فصلی قوی تبعیت می‌کند (شکل ۶). این روند با مقدار کمینه خود در اردیبهشت ماه شروع به افزایش کرده و در شهریور ماه به مقدار بیشینه خود می‌رسد، و سپس از این زمان رو به کاهش می‌گذارد. میزان متوسط سالانه تبخیر (برای دوره ۲۵ ساله) در مناطق میانی و شرقی دریای خزر بیشتر از سایر مناطق است و با حرکت به سمت مناطق شمالی از مقدار آن کاسته می‌شود. در فصل گرم در مناطق شمالی نیز به دلیل کمی عمق، مقدار تبخیر افزایش قابل توجهی می‌یابد. در فصل سرد به دلیل یخبندان‌های مناطق شمالی، تبخیر در مناطق میانی و جنوبی مقادیر بیشتری دارد (شکل ۸).

Filimonova و Trubetskova (۲۰۰۵) میزان تبخیر را در دریای خزر (بدون در نظر گرفتن خلیج قره‌بغاز) برای دوره ۱۹۴۸ تا ۲۰۰۲ با استفاده از داده‌های منابع مختلف به میزان متوسط 985 mm yr^{-1} گزارش نمودند. در نتایج گزارش شده توسط Ozyavas و همکاران (۲۰۱۰) مقدار متوسط تبخیر برای سال‌های ۱۹۹۸-۲۰۰۴، برابر 1320 mm yr^{-1} محاسبه شده است (با استفاده از داده‌های NCEP-DOE R2) که از مقدار برآورد شده در مطالعه حاضر (1128 mm yr^{-1}) بیشتر است.

بیشینه و کمینه برای شار خالص گرما برای دوره ۲۰۰۸-۱۹۹۶ را به ترتیب معادل 140 Wm^{-2} و -137 Wm^{-2} در ماه‌های خرداد و آذر گزارش نمودند که به ترتیب متناظر با مقادیر 146 Wm^{-2} و 153 Wm^{-2} محاسبه شده در مطالعه حاضر است (شکل ۷).

Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های ECMWF ERA-15^۱ (برای دوره ۱۹۷۹ تا ۱۹۹۳)، مقادیر ماهانه مولفه‌های شار گرمایی را گزارش نمودند. مقایسه نتایج گزارش شده توسط این محققین با نتایج مطالعه حاضر همخوانی نسبتاً خوبی دارد. لیکن از آنجا که داده‌های مورد استفاده در مطالعه Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) و به‌خصوص مقادیر باد کمتر از مقادیر واقعی^۲ هستند، برآورد مولفه‌های شار گرمایی و به‌خصوص مقادیر قله^۳ نیز کمتر از نتایج مطالعه حاضر است (شکل ۷).



شکل ۷: مقایسه شار گرمایی ماهانه محاسبه شده در مطالعه حاضر با نتایج گزارش شده توسط Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) و Turuncoglu و همکاران (۲۰۱۳)

Kara و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های ERA-40 برای دوره ۲۰۰۲-۱۹۵۷ و مدل عددی HYCOM، مقادیر شار گرمایی را با استفاده از مقادیر متوسط روزانه محاسبه نمودند. بر اساس نتایج گزارش شده، جذب انرژی از فروردین ماه شروع شده و تا مهر ماه ادامه می‌یابد. همین‌طور شار خالص به بیشینه حدود 200 Wm^{-2} در مرداد ماه و کمینه حدود 150 Wm^{-2} در آذر ماه می‌رسد که مقدار بیشینه از مقدار

^۱ European centre for medium-range weather forecasts

^۲ underestimated

^۳ Peak

Tomlinson, J., 2004. Stratus ocean reference station (20°S, 85°W) Mooring recovery and deployment cruise, WHOI Technical Report 2004-04, UOP Technical Report 2004-01.

Ibrayev, R.; Ozsoy, 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(2010): 311-329.

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(2010): 1211-1225.

Kostianoy, A.G.; Kosarev, A.N., 2005. The Caspian Sea environment. Springer-Verlag, 271PP.

Kraus, E.B., 1972. Atmosphere-ocean interaction. Clarendon Press, 275PP.

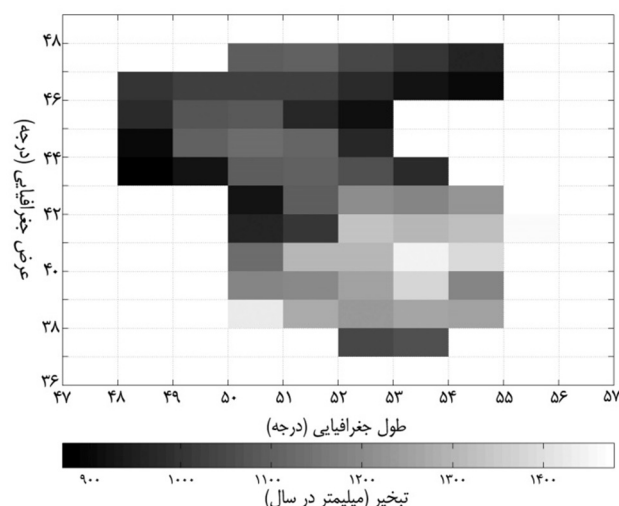
Marshall, J.; Plumb, R., 2008. Atmosphere, ocean, and climate dynamics: An introductory text. Amsterdam: Elsevier Academic Press.

McPhaden, M.J.; Ando, K.; Bourles, B.; Freitag, H.P.; Lumpkin, R.; Masumoto, Y.; Murty, V.S.N.; Nobre, P.; Ravichandran, M.; Vialard, J.; Vousden, D.; Yu, W., 2010. The global tropical moored buoy array. In proceedings of the "OceanObs'09: Sustained ocean observations and information for society" Conference (Vol. 2), Venice, Italy, 21-25 September 2009, Edited by Hall, J., Harrison D.E., Stammer, D. ESA Publication WPP-306.

Ozyavas, A.; Khan, S.D.; Casey, J.F., 2010. A possible connection of Caspian Sea level fluctuations with meteorological factors and seismicity. *Earth and Planetary Science Letters*, 299 (2010): 150-158.

Panin, G.; Nasonov, A.; Foken, T., 2006. Evaporation and heat exchange of a body of water with the atmosphere in a shallow zone. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics Izv. Atmosphere Ocean Physics*, 337-352 PP.

Siedler, G.; Church, J.; Gould, J. (Eds.), 2001. Ocean



شکل ۸: نقشه توزیع مقدار متوسط تبخیر سالانه محاسبه شده در دریای خزر (سالهای ۲۰۰۹-۱۹۸۵)

۵. سپاسگزاری

بدین وسیله از آقای دکتر حمید عزیزاده که با ترجمه متون روسی و همچنین ارائه رهنمودهای ارزنده به غنای مقاله حاضر کمک نمودند، سپاسگزاری بعمل می‌آید.

منابع

- Bryden, H.L.; Imawaki, S., 2001. Ocean heat transport, in ocean circulation and climate, observing and modelling the global ocean, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, 455-474PP. Academic, San Diego, Calif.
- Cardin, V.; Gačić, M., 2003. Long-term heat flux variability and winter convection in the Adriatic Sea. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C9).
- Filimonova, M.; Trubetskova, M., 2005. Calculation of evaporation from the Caspian Sea surface, 9th ISSH SEMINAR on Stochastic Hydraulics, De Vereeniging, Nijmegen, The Netherlands, 2005.
- Gill, A.E., 1982. Atmosphere-ocean dynamics. Academic Press (London). 662PP.
- Hutto, L.R.; Weller, J.; Lord, J.; Smith, J.; Ryder, N.; Galbraith, C.; Fairall, S.; Stalin, J.C.; Andueza, A.;

- area using a coupled regional atmosphere-ocean model (RegCM4-ROMS): model design and preliminary results. *Geoscience Model Development*, 6: 283-299.
- Yari, S.; Kovačević, V.; Cardin, V.; Gačić, M.; Bryden, H.L., 2012. Direct estimate of water, heat, and salt transport through the Strait of Otranto, *Journal of Geophysical Research*, 117, C09009, doi:10.1029/2012JC007936.
- circulation and climate observing and modelling the global ocean. Academic Press.
- Terziev, S.F., 1992. Hydrometeorology and hydrochemistry of seas. Vol. 6, the Caspian Sea, No. 1. *Hydrometeorological Conditions*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 360PP. (in Russian).
- Turuncoglu, U.U.; Giuliani, G.; Elguindi, N.; Giorgi, F., 2013. Modelling the Caspian Sea and its catchment