

بررسی خواص هیدروفیزیکی دریای عربی شمالی در خلال مونسون: یک مطالعه عددی

سعید ملا اسماعیل پور^۱، مهدی محمد مهدیزاده^{۲*}، اسماعیل حسن زاده^۳، محمدرضا خلیل آبادی^۴

esmaeilpour@aut.ac.ir

^۱ دانشجوی دکترا فیزیک دریا، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

^{۲*} نویسنده مسئول، استادیار، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

shz@phys.ui.ac.ir

^۳ استاد، دانشکده فیزیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان

khalilabadi@mut.ac.ir

^۴ استادیار، مجتمع دانشگاهی هوادریا، دانشگاه صنعتی مالک اشتر

تاریخ پذیرش: ۹۸/۰۵/۰۲

تاریخ دریافت: ۹۸/۰۳/۲۲

چکیده

ویژگی اصلی دریای عربی بادهای وارون پذیر مونسون در خلال مونسون تابستانه و زمستانه است. تغییرات فصلی پارامترهای هیدروفیزیکی سطح آب دریای عربی به شدت تحت تأثیر بادهای مونسون فصلی است. در این پژوهش، توزیع دما، شوری سطحی و عمق لایه آمیخته در دریای عربی و ناحیه‌ای بین ۵۶ تا ۷۳/۴ درجه شرقی و ۱۸ تا ۲۵ درجه شمالی با استفاده از مدل MITgcm و دقت مکانی ۲ دقیقه در خلال مونسون مورد بررسی قرار گرفته است. داده‌های دما، شوری، باد، شار گرمای خالص ورودی و نرخ تبخیر منهای بارش به عنوان داده‌های اولیه به مدل معرفی شد. مدل بعد از ۲۰ سال به پایداری رسیده است. بررسی نتایج حاصل از مدل سازی نشان می‌دهد که متوسط دمای سطح دریا در خلال مونسون تابستانه ۲/۱ درجه سانتی گراد بیشتر از زمستان است. مدل سرمایش تابستانی دریای عربی را به خوبی پیش بینی کرده است. به طوری که در ناحیه جنوب غربی، دمای سطح دریا در حدود ۰/۵ درجه سانتی گراد در خلال مونسون زمستانه؛ بیشتر از مونسون تابستانه است. از طرفی متوسط اختلاف شوری سطح دریا بین دو مونسون نیز در حدود ۰/۱PSU است. لایه آمیخته در خلال مونسون زمستانه عمیق تر از تابستان است. کمترین عمق‌های لایه آمیخته در خلال مونسون تابستانه در سواحل جنوبی ایران، به ویژه در سواحل چابهار رخ می‌دهند، در حالی که در خلال مونسون زمستانه، بیشترین عمق‌ها در سواحل غربی هند و کمترین در سواحل دریای عمان دیده می‌شوند.

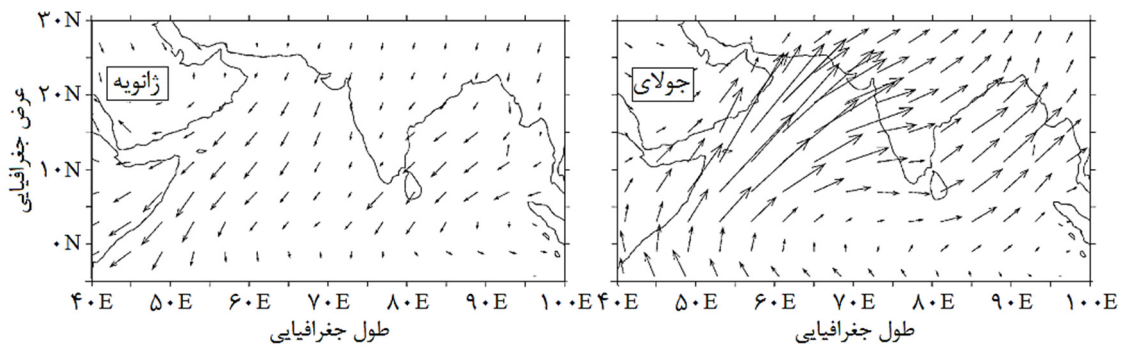
واژه‌های کلیدی: دریای عربی شمالی، مونسون، دما و شوری سطح دریا، لایه آمیخته، مدل MITgcm

۱. مقدمه

فراوانی دارد. هرچند منبع اصلی رطوبت برای بارندگی‌های موسمی هندوستان، اقیانوس هند است، اما در این میان دریای عربی به عنوان یک منبع رطوبتی مهم نقش بسزایی برای

محدوده آبی دریای عربی به ویژه در قسمت جنوب شرقی ایران به دلایل مختلف اقتصادی، سیاسی و غیره اهمیت

این تحقیق هر سه پارامتر به‌عنوان پارامترهای مهم دریای عربی همراه با بادهای مونسون مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. تاریخ دریای عربی به لحاظ تغییرات آب و هوایی بسیار پیچیده است. روند گرمایشی دمای سطح دریا در اقیانوس هند در طی چند دهه گذشته مشاهده شده است. مطالعات مربوطه نشان می‌دهند، روند گرمایشی در اقیانوس هند سهم عمده‌ای در روند کلی میانگین دمای سطح دریای جهانی دارد [۱]. دریای عربی در مواجهه با نیروهای جوی دستخوش تغییرات زیادی می‌شود که به تغییرات درون سالانه و بین سالانه می‌انجامد. ویژگی اصلی دریای عربی بادهای مونسون وارون‌پذیر فصلی است. این بادهای جنوب غربی در خلال مونسون تابستانه (از مه تا آگوست) و از شمال شرقی در خلال مونسون زمستانه (از نوامبر تا فوریه)، در جهت‌های مخالف هم و با شدت‌های متفاوت بر پهنه دریای عربی می‌وزند، جهت این بادهای دو بار در سال معکوس می‌شود. در شکل ۱ تنش بادهای دو ماه اوج مونسون تابستانه و زمستانه نشان داده شده است [۲].



شکل ۱. تنش باد مونسون در اقیانوس هند شمالی، الف) تابستان (مرداد ماه) و ب) زمستان (دی ماه) [۲]

تغییرات فصلی در پارامترهای کنترل‌کننده مؤلفه‌های بودجه گرمایی و محتوای گرمای اقیانوسی وجود دارد. با داشتن اطلاعات کامل در مورد دمای سطح دریا، سیستم اقلیمی زمین می‌تواند دقیق‌تر مورد مطالعه قرار گیرد [۴]. بخار آب نقش تعیین‌کننده‌ای در انتقال تابش و گرمای نهان در جو دارد و نوسانات آن به شدت به دمای سطح دریا وابسته است. شنوی و همکاران [۵] بودجه گرمایی دریای عربی و خلیج بنگال را در نزدیک سطح تجزیه و تحلیل و اثر آن را بر

بارندگی مونسون هند دارد. تغییرات زمانی در هجوم مونسون می‌تواند اثرات عمیقی بر منابع آبی، محصولات کشاورزی، اقتصاد و اکوسیستم آن نواحی داشته باشد. به‌طور نمونه، زندگی میلیون‌ها نفر در حاشیه فلات قاره هند، تحت تأثیر مقدار بارش باران در خلال مونسون جنوب غربی است. هر چند مطالعات زیادی در رابطه با توضیح رفتار و تأثیر تغییرات پارامترهای سطح دریا برای بسیاری از پارامترهای جوی انجام شده است؛ اما این مطالعات برای نواحی خاص یا کل کره زمین بوده است. به‌طور کلی کارهای مدل‌سازی در دریای عربی به گستردگی قسمت‌های دیگر اقیانوس‌های جهانی نبوده و به دلایل متعدد هنوز هم با کمبود اطلاعات لازم برای درک و پیش‌بینی پدیده‌ها در دریای عربی روبرو هستیم. از طرفی، مطالعه و کار مدل‌سازی روی متغیرهای سطح دریا به‌ویژه در نوارهای ساحلی دریای عربی با دقت بالا و در خلال مونسون کمتر انجام شده است. دمای سطح دریا، شوری سطح دریا^۲ و لایه آمیخته سطحی^۳ پارامترهایی هستند که ارتباط تنگاتنگی با هم داشته و هر نوع تغییر در یکی، دو پارامتر دیگر را نیز تحت تأثیر قرار می‌دهد، به همین دلیل، در

این بادهای باعث می‌شوند، جهت گردش جریان‌ها در خلال مونسون تابستانه به سمت شرق و زمستانه به سمت غرب جریان یابد. بادهای مونسون به نوبه خود باعث شدت یافتن گردش متغیر فصلی در دریای عربی می‌شود [۳]. این چرخه فصلی بر الگوهای آب و هوایی در دریای عربی تأثیر می‌گذارد. در غیاب نیروی باد نزدیک سطح، دمای سطح آب تا اندازه زیادی در همه فصل‌ها افزایش می‌یابد. بنابراین با توجه به وارون‌پذیری بادهای مونسون در اقیانوس هند،

درون شارش از دریای سرخ و خلیج فارس باعث افزایش شوری آب دریای عربی شده است. از طرفی در غیاب باد و تابش موج کوتاه، شوری سطح دریا در دریای عربی کاهش می‌یابد. بنابراین، عوامل متعددی باعث افزایش شوری سطح دریا می‌شوند که لازم است این عوامل به‌طور مجزا مورد بررسی قرار گیرند. پیش‌اروتی [۱۴] در مورد تبخیر حاصل از دریای عربی و ارتباط آن با مونسون جنوب غربی هند مطالعه کرده است. مطالعات مدلی متعددی از نقش بارندگی، رواناب رودخانه و انتقال آب شیرین از خلیج بنگال به دریای عربی انجام گرفته است. ماسون و همکاران [۱۵] با استفاده از مدل گردش عمومی جفت شده^۵ بیان کردند که بین ساختار فضایی شوری در دریای عربی جنوب شرقی و شروع مونسون تابستانه ارتباط قوی وجود دارد. سیو و همکاران [۱۶] تأثیر آب شیرین حاصل از تخلیه رودخانه‌ها به داخل اقیانوس هند بر ساختار قائم اقیانوسی و مونسون هندی را با استفاده از یک مدل جفت محلی مورد بررسی قرار دادند. از آنجا که شرایط آب و هوایی در دریای عربی بسیار متغیر است، عمق لایه آمیخته نیز به‌طور فصلی تغییر می‌کند [۱۷]. تأثیر نیروهای هوا - دریا بر عمق لایه آمیخته تا حد زیادی به فصل وابسته است [۱۸]. لایه آمیخته یک فرایند فیزیکی کاملاً سه‌بعدی است که به تشکیل یک ناحیه سطحی تقریباً یکنواخت چگالی، دما یا شوری منجر می‌شود. این لایه در تعیین حجم یا جرمی که در آن شار گرمای سطحی خالص توزیع می‌شود [۱۹]، انتشار صوت [۲۰] فعالیت‌های زیستی [۲۱] در اقیانوس بسیار اهمیت دارد. عمق لایه آمیخته اغلب با اختلاط آشفستگی آب به واسطه تنش باد و مبادله گرمایی در سطح بین دریا و هوا تعیین می‌شود [۲۲]. امروزه عمق لایه آمیخته با توجه به نیم‌رخ‌های متوسط ماهانه دمای پتانسیل، چگالی پتانسیل و بر اساس سه معیار متفاوت زیر محاسبه می‌شود [۲۳]: (الف) تغییر دما از سطح اقیانوس به اندازه ۰/۵ درجه سانتی‌گراد (ب) تغییر چگالی از سطح اقیانوس مطابق با ۰/۱۲۵ (واحد سیگما) و (پ) تغییر چگالی از سطح اقیانوس مطابق با تغییر دمای ۰/۵ درجه سانتی‌گراد. گوپال کریشنا و همکاران [۲۴] تأثیر باد بر تغییرات لایه آمیخته در اقیانوس هند شمالی را در خلال مونسون تابستانه مطالعه کردند. آن‌ها گفتند تنش باد بر

مونسون تابستانه هند بررسی کردند. دونگ و لیما [۶] سرمایه‌های تابستانی را در دریای عربی بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که دلیل آن فراجوشی است. بروک و همکاران [۷] گفتند که فراجوشی ساحل غربی دریای عربی اغلب از ماه مه شروع شده و در سپتامبر خاتمه می‌یابد. رآو و همکاران [۸] بودجه گرمایی فصلی لایه‌های بالایی دریای عربی مرکزی را با استفاده از مشاهدات کشتی مطالعه و یک سرمایه‌های لایه آمیخته تا حدود ۲°C را در خلال آغاز مونسون مشاهده کردند، آن‌ها به این نتیجه رسیدند که فراجوشی عاملی غالب در تعیین تعادل گرمایی دریای عربی است. فراجوشی^۴ آب‌های سرد سرشار از مواد غنی را از لایه‌های عمیق تر اقیانوس به سطح می‌آورد و باعث خنک شدن آب‌های سطحی می‌شود. فراجوشی همچنین با سرد کردن دمای سطح دریا و تحت تأثیر برهم کنش‌های هوا-دریا در ارتباط با تغییرات دمای سطحی، آب‌وهوا را متأثر می‌کند [۹]. به‌طور کلی برای مشاهده پدیده فراجوشی بیشتر از دمای سطحی، تنش باد سطحی و ثبت‌های رسوبی گذشته مورد استفاده قرار می‌گیرند. هرچند امروزه ابزار جایگزینی برای تحلیل تغییرات فراجوشی، شبیه‌سازی‌های مدلی هستند. نتایج تحقیق گناناسیلان و همکاران [۱۰] نشان می‌دهد که دمای سطح اقیانوس هند شمالی در ۶۰ سال اخیر به میزان قابل توجهی افزایش یافته و گردش اقیانوسی و دینامیک‌های آن نقش مهمی در این گرمایش داشته‌اند. آن‌ها همچنین بیان کردند که اقیانوس هند حاره‌ای نسبت به سایر اقیانوس‌ها با سرعت بیشتری گرم می‌شود. پس از دما، شوری به‌عنوان مهم‌ترین عامل فیزیکی آب‌های ساحلی شناخته می‌شود که دینامیک و ترمودینامیک آن را کنترل می‌کند [۱۱]. شوری همراه با دما، چگالی آب دریا را کنترل می‌کند و پارامتر مهمی برای درک چرخه اقیانوسی است و مؤلفه مهم سیستم اقلیمی به‌شمار می‌رود [۱۲]. شوری همچنین نقش مهمی در کنترل تغییرات عمق لایه آمیخته، به‌ویژه در عرض‌های جغرافیایی پایین و مناطق با بارش‌های سنگین دارد [۱۳]. فزونی تبخیر نسبت به بارندگی در دریای عربی به افزایش شوری، افزایش محتوای مغذی‌ها، نیروهای شدید فصلی از لحاظ ویژگی‌های مونسون و ترکیبات آب منجر می‌شود.

موازی اجرای یک فرایند به طور هم‌زمان، اغلب برای افزایش کارایی و در نهایت سرعت بخشیدن به منظور رسیدن به جواب با تقسیم عملیات پردازش روی چندین پردازنده انجام می‌گیرد. مدل MITgcm در راستای قائم از شبکه کارترین z (مختصات z) و در راستای افقی از شبکه آراکاوای C استفاده می‌کند. همچنین برای شبکه افقی، با توجه به دقت کار، مختصات کروی و صفحه β انتخاب شد. در این پژوهش محدوده عمق سنجی به کار گرفته شده، از طول جغرافیایی ۵۶ تا ۷۳/۴ درجه شرقی و از عرض جغرافیایی ۱۸ تا ۲۵ درجه شمالی انتخاب شده است که از پایگاه داده‌های جبکو^۷ با تفکیک پذیری ۳۰ ثانیه دریافت شد، سپس این محدوده به دقت ۲ دقیقه برونیابی شده و به صورت یک ماتریس به ابعاد ۲۱۰*۵۱۰ با قالب باینری^۸ به مدل معرفی شد (شکل ۲). تفکیک مکانی در امتداد مداری و نصف‌النهاری ۳۷۰۴ متر است.

تغییرات عمق لایه آمیخته در دریای عربی نسبت به خلیج بنگال تأثیر بیشتری می‌گذارد. هان و همکاران [۱۳] تأثیر بارش منهای تبخیر، رواناب رودخانه خلیج بنگال را بر روی دینامیک، ترمودینامیک و فیزیک لایه آمیخته در اقیانوس هند بالایی را بررسی کردند.

۲. مواد و روش‌ها

در مطالعه حاضر از یک مدل گردش عمومی اقیانوسی به نام مدل MITgcm^۹ برای شبیه‌سازی و تجزیه و تحلیل متغیرهای سطح دریا استفاده شد. برای دیدن اثرات جو بر دریا، نیاز به کویل (جفت) کردن مدل‌های جوی و اقیانوسی است و یکی از ویژگی‌های این مدل انجام و محاسبه این عمل است. مدل MITgcm روی سیستم عامل لینوکس اجرا می‌شود. از ویژگی‌های دیگر این مدل این است که در نقاط توپوگرافی بحرانی، دچار ناپایداری نمی‌شود و امکان افزودن بسته‌های مختلف نرم‌افزاری به آن وجود دارد. در این مدل اجرای یک فرایند را می‌توان به صورت موازی پردازش کرد. در پردازش



شکل ۲. عمق سنجی منطقه مدل‌سازی شده دریای عربی شمالی که در شکل با کادر مستطیل سیاه مشخص شده است.

می‌شوند. در تمام شرایط دینامیکی و ابتدا یک معادله دو بعدی بیضوی برای شناسایی فشار سطح در مدل حل و فشار هیدروستاتیک در تمامی سطوح از طریق وزن آب بالای شاره محاسبه می‌شود. معادله‌های تکانه افقی به صورت پیشرو گام‌بندی و سرعت قائم با معادله پیوستگی محاسبه می‌شود. معادله‌هایی که بر سیر تکامل این میدان‌ها حاکم

برای حل دقیق معادله‌ها در ناحیه چگالی - شیب^۹، مدل در راستای محور قائم (محور z) به ۲۰ لایه با تفکیک مکانی متغیر تقسیم شد. ضخامت لایه‌ها در سطح ۵ متر و ۱۰ لایه ۱۰ متری انتخاب شده است. به تدریج ضخامت لایه‌ها را افزایش داده به طوری که پایین‌ترین لایه ۶۴۵ متر است (عمق کل ۳۰۰۰ متر است). در مدل معادله‌ها به روش حجم محدود حل

ویژه آب، Δz_s ضخامت لایه سطحی، θ دمای پتانسیل، θ^* میدان نیروی دما ($^{\circ}C$)، S^* میدان نیروی شوری (PSU)، (E-P-R) نیز (رواناب رودخانه بارش-تبخیر) برحسب m/s است. τ_u و τ_v تنش باد (N/m^2) به ترتیب در دو راستای مداری و نصف‌النهاری در لایه سطحی هستند. از طرفی، فشار p' به دو جزء فشارگرای ناشی از تغییرات ارتفاع سطح دریا (η) و قسمت هیدروستاتیکی ناشی از تغییرات چگالی (ρ') تقسیم می‌شود که در کل ستون آب انتگرال گرفته می‌شود. مدل MITgcm دارای طرح‌واره‌های مختلفی است، طرح‌واره فرارفتی مورد استفاده در این مدل یک طرح‌واره محدود شار مرتبه سوم زمانی-مکانی بوده که برای عدد کورانت $C = \Delta t u / \Delta x$ در محدوده $0.5 \leq |C| \leq 1$ پایدار است که در آن Δx در حدود 3704 متر بوده و معرف دقت مدل‌سازی در راستای مداری و u بیشینه سرعت جریان افقی است که مقدار بیشینه آن در منطقه مورد مطالعه $2 \frac{m}{s}$ در نظر گرفته شده است. همچنین عدد گام زمانی (Δt) مناسب برای مدل‌سازی 100 ثانیه انتخاب شد [۲۶]. مزیت این طرح‌واره، گسسته‌سازی مکانی و زمانی معادله‌ها به‌طور هم‌زمان است. در صورتی که در بقیه روش‌ها این گسسته‌سازی جداگانه انجام می‌شود. در این روش روابط پخش، به معادله‌ها اضافه شده و باعث می‌شوند روش پیشرو در زمان پایدار شود. با عدد کورانت متناهی در این روش انحراف از جمله‌های خطی با جمله‌های پخش جبران می‌شود که برای عدد کورانت بالا، روش مرتبه سوم خطی ناپایدار است. روش انجام عملیات به این صورت است که هر مسئله به‌طور معمول قابل تقسیم به چندین مسئله با اندازه کوچک‌تر است که مسئله‌های کوچک‌تر می‌توانند به‌صورت هم‌زمان حل شده و در نهایت با هم ادغام شوند تا نتیجه نهایی سریع‌تر به دست آید. در واقع در این روش هر پردازنده خاص می‌تواند به‌طور مجزا کار کند و پس از هر گام زمانی با تبادل شرایط مرزی به‌روز شود.

حوزه مورد مطالعه دارای یک مرز باز سطحی و دو مرز باز جانبی است و در مدل از شرایط غیر لغزان^۱ در مرزهای جامد جانبی و بستر استفاده شده است. داده‌های میانگین

است، با اعمال قوانین مکانیک کلاسیک، ترمودینامیک شاره‌ناویراستوکس، برحسب مختصات قائم نوشته می‌شوند (معادله‌های ۱ تا ۷). این معادله‌ها در سیستم مختصات کروی (λ, ϕ, z) به صورت زیر هستند [۲۵].

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial x} - A_h \nabla_h^2 u - A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\tau_x}{\rho_0 \Delta z_s} \quad (1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial y} - A_h \nabla_h^2 v - A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{\tau_y}{\rho_0 \Delta z_s} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_h \cdot \vec{u} = 0 \quad (3)$$

$$\frac{D\theta}{Dt} - K_h \nabla_h^2 \theta - K_z \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = -\lambda_{\theta} (\theta - \theta^*) - \frac{1}{C_p \rho_0 \Delta z_s} Q \quad (4)$$

$$\frac{DS}{Dt} - K_h \nabla_h^2 S - K_z \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} = -\lambda_S (S - S^*) - \frac{S_0}{\Delta z_s} (E - P - R) \quad (5)$$

$$p' = g \rho_0 \eta + \int_{-z}^{\infty} \rho' dz \quad (6)$$

$$\rho' = -\alpha_{\theta} \rho_0 \theta' \quad (7)$$

در روابط بالا u و v به ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری بردار جریان \vec{u} هستند که در مختصات کروی به صورت

$$u = \frac{Dx}{Dt} = r \cos \varphi \frac{D\lambda}{Dt}, v = \frac{Dy}{Dt} = r \frac{D\varphi}{Dt}$$

بیان می‌شوند. φ عرض جغرافیایی، λ طول جغرافیایی، r شعاع زمین است. ضرایب لاپلاس افقی $5 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ و $A_h = 1 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ نیز به ترتیب برای محاسبه ضرایب انتشار افقی (K_h) و قائم (K_z) دما و شوری استفاده می‌شوند. این ارقام برای صحت‌سنجی و تعیین پهنای لایه مانک و به‌ویژه شرایط پایداری مدل مهم هستند. عملگر لاپلاسی پخش ویسکوز (چسبندگی) را فراهم می‌سازد و انتشار گرمایی و شوری نیز با عملگر لاپلاسی نشان داده می‌شوند. همچنین در روابط بالا f پارامتر کوریولیس، g شتاب گرانش، $\rho_0 = 1000 \frac{kg}{m^3}$ چگالی مرجع آب، 35 PSU $S_0 =$ شوری مرجع ثابت آب، $C_p = 4000 \frac{J}{kg^{\circ}C}$ گرمای

اطلس برنامه‌های جهانی و منطقه‌ای^{۱۴} با دقت $\frac{1}{12}$ درجه دریافت شدند و با استفاده از نرم‌افزار TMD نسخه (۷۲/۰۵) و جعبه‌ابزار^{۱۵} TMD در نرم‌افزار مطلب نسخه ۲۰۱۶ دامنه سرعت جزرومدی (برحسب m/s) و فاز (برحسب درجه) مربوط به هشت مؤلفه کشندی (Q1, P1, O1, K1, K2, N2, S2, M2) در مرزهای باز جانبی استخراج شد. مدل‌سازی در حوزه موردنظر برای ۲۰ سال اجرا شد تا طی آن خواص توده‌های آب به یک چرخه پایدار برسند. بعد از رسیدن به حالت پایدار، اگر برای هر نقطه از شبکه مورد استفاده در شبیه‌سازی نمودار دما و شوری را نسبت به زمان رسم کنیم، یک شکل متناوب و تکرارپذیر خواهیم داشت که نشان از پایداری مدل دارد. به‌طور نمونه، شکل ۳ که برای دو سال آخر مدل‌سازی رسم شده است، نشان می‌دهد که سری‌های زمانی دما و شوری به یک چرخه متناوب رسیده‌اند و مدل به پایداری رسیده است.

برای حصول به درستی نتایج، در شکل ۴ نیم‌رخ‌های دما و شوری حاصل از نتایج مدل‌سازی در خلال مونسون تابستانه با داده‌های اندازه‌گیری شده نوآ مربوط به سال ۲۰۱۰ در موقعیت نوعی ۶۳ درجه شرقی و ۲۱ درجه شمالی مقایسه شده است. مشاهده می‌شود که بین نتایج مدل و داده‌های واقعی سازگاری خوبی وجود دارد.

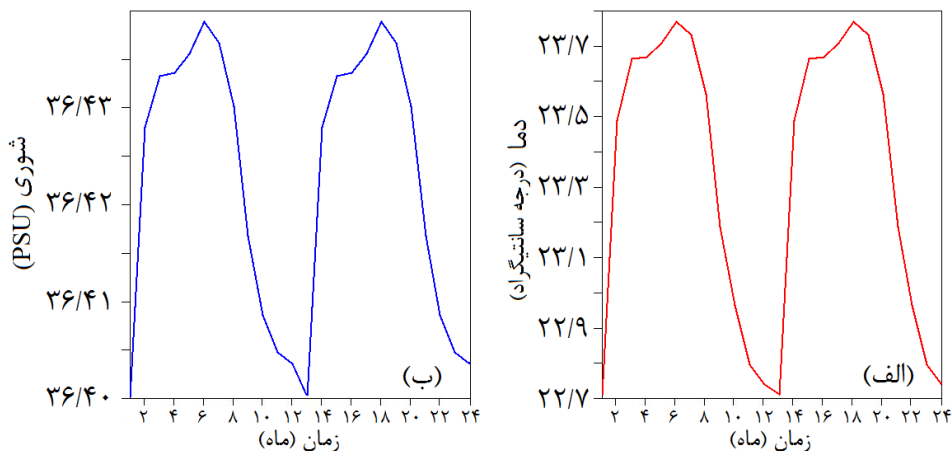
ماهانه دمای سطح دریا و شوری سطح آن با دقت ۱ درجه از مجموعه داده‌های اطلس جهانی اقیانوسی^{۱۱} استخراج شدند. همچنین داده‌های هواشناسی برای سال ۲۰۱۰ و با دقت ۱ درجه شامل تبخیر، بارش، (تبخیر منهای بارش)، شار تابش موج کوتاه ورودی خورشید (Q_I)، شار بازتابشی موج بلند خروجی مؤثر (از سطح دریا) (Q_B)، شار گرمای محسوس (Q_H)، شار گرمای نهان (Q_E) و مؤلفه‌های تنش باد مداری (u) و نصف‌النهاری (v) از پایگاه داده‌های نوآ^{۱۲} و سازمان مرکز اروپایی برای پیش‌بینی‌های هواشناسی دریافت شدند.

شار گرمایی خالص (Q_{Net}) برحسب (Wat/m^2) از جمع جبری شارهای گفته شده طبق رابطه ۸ زیر به دست آمده و در مدل این مقادیر محاسبه می‌شود؛

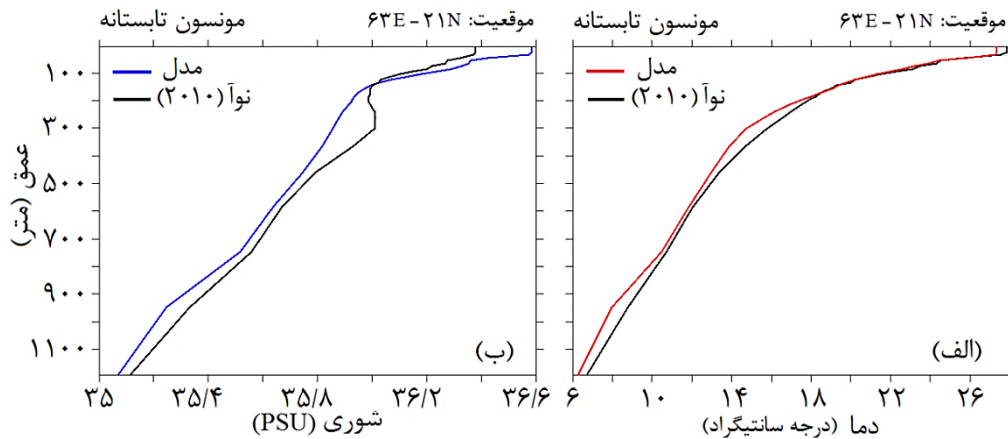
$$Q_{Net} = Q_I + Q_B + Q_E + Q_H \quad (8)$$

شار خالص آب شیرین نیز با استفاده از مقادیر تبخیر (E)، بارندگی (P) و رواناب رودخانه (R) با رابطه تجربی (E-P-R) تعیین می‌شود، در دریای عربی که رواناب رودخانه به داخل آن ناچیز است، این رابطه به (E-P) تقریب شده و این کمیت با استفاده از یک فایل جداگانه برای دوره موردنظر محاسبه شده و به مدل معرفی شد. مدل شارهای هوا-دریا با استفاده از فرمول بالک^{۱۳} محاسبه می‌شود.

داده‌های سرعت جریان مداری (u) و نصف‌النهاری (v) (با گام زمانی ۳ ساعته) و داده‌های دامنه و فاز کشندی از پایگاه



شکل ۳. الف) تغییرات دما، ب) تغییرات شوری در حوزه مدل‌سازی در دو سال آخر مدل‌سازی



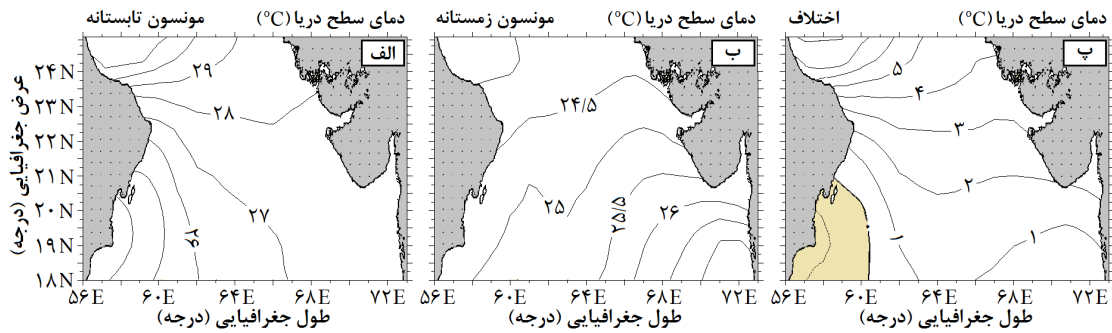
شکل ۴. نیم‌رخ‌های دما و شوری حاصل از نتایج مدل‌سازی و داده‌های نوا برای سال ۲۰۱۰ در خلال مونسون تابستانه؛ (الف) دما و (ب) شوری در موقعیت ۶۳ درجه شرقی و ۲۱ درجه شمالی

۳. نتایج

برای سهولت و دقت نتایج، هر یک از متغیرهای سطح دریا در منطقه مورد مطالعه را به ترتیب و به‌طور جداگانه مورد تحلیل و بررسی قرار می‌دهیم. بعد از رسیدن مدل به پایداری، نتایج ۲ سال آخر مدل‌سازی به‌عنوان خروجی مدل برای بررسی و پیش‌بینی متغیرهای سطحی استفاده شده است. در خلال مونسون تابستانه، دمای سطح آب دریا در ناحیه شمال غربی نسبت به نواحی دیگر منطقه دارای بیشترین مقدار است، به‌طوری که در نزدیکی تنگه هرمز مقدار بیشینه به $31/9^{\circ}\text{C}$ می‌رسد (شکل ۵-الف). کمترین مقدار نیز در ناحیه جنوب غربی منطقه دیده می‌شود که مقدار آن در حدود $23/3^{\circ}\text{C}$ است. مقدار متوسط دمای سطح دریا در منطقه مورد مطالعه و در خلال مونسون تابستانه در حدود $27/5^{\circ}\text{C}$ و در مونسون زمستانه نیز در حدود $25/2^{\circ}\text{C}$ است. در خلال مونسون زمستانه، مقادیر بیشینه دمای سطح آب دریا در ناحیه جنوب شرقی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود (شکل ۵-ب)، بیشینه دمای سطح آب در این ناحیه در حدود $27/1^{\circ}\text{C}$ است. علت بالا بودن دمای سطحی در این ناحیه نزدیک بودن آن به آب‌های نسبتاً گرم و شیرین خلیج بنگال است که با نتایج ویناچاندران و همکاران [۲۷] که حرکت آب‌های گرم و با

شوری پایین از خلیج بنگال به داخل دریای عربی جنوب شرقی را دلیل گرم بودن دریای عربی جنوب شرقی دانستند، سازگار است. کمترین مقادیر دمای سطح آب نیز در ناحیه شمال غربی، نزدیکی تنگه هرمز دیده می‌شود. حداقل مقدار دمای سطحی در این ناحیه در خلال مونسون زمستانه در حدود $23/8^{\circ}\text{C}$ است.

در شکل ۵-پ اختلاف دمای سطح دریا بین دو مونسون تابستانه و زمستانه نشان داده شده است. همان‌طور که از این شکل پیداست، اختلاف دمای سطحی بین دو مونسون از شمال به سمت جنوب کاهش می‌یابد و متوسط اختلاف دمای سطحی بین دو مونسون تابستانه و زمستانه در کل ناحیه در حدود $2/1^{\circ}\text{C}$ است، یعنی دمای سطح آب در خلال مونسون تابستانه $2/1^{\circ}\text{C}$ بیشتر از زمستان است. کمترین مقادیر اختلاف دمای سطحی نیز بین دو مونسون تابستانه و زمستانه مربوط به ناحیه جنوب غربی و بیشترین اختلاف نیز مربوط به ناحیه شمال غربی، نزدیک تنگه هرمز است. در نزدیکی تنگه هرمز، در خلال مونسون تابستانه دمای سطح آب در حدود 7°C بیشتر از زمستان است.

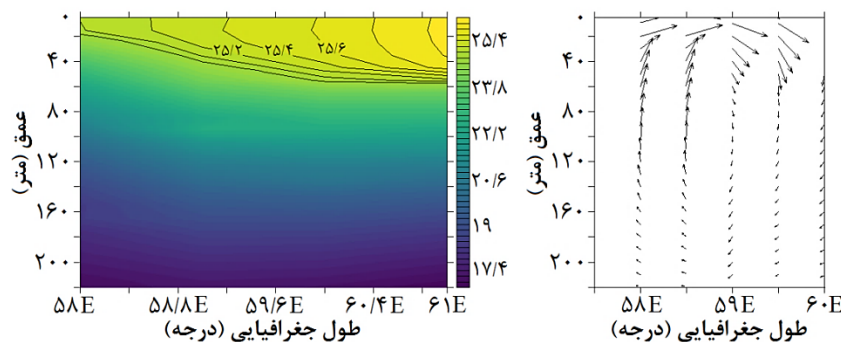


شکل ۵. نمودار دمای سطح دریا (SST) در خلال مونسون تابستانه (شکل الف) و زمستانه (شکل ب) و اختلاف دماهای سطحی بین دو مونسون (شکل پ)

ساحلی در دریای عربی غربی بیشتر تحت تأثیر تنش باد جنوب غربی رخ می‌دهد که با مونسون تابستانی به وجود می‌آید. دیونگ و لیتما [۶] در مطالعات خود بر سرمایش تابستانه دریای عربی، فراجوشی را علت سرمایش تابستانی این ناحیه بیان کرده‌اند و یای و خینگ [۲۹] علت این فراجوشی را مونسون تابستانه هند دانسته‌اند. به‌طور کلی، تحلیل نتایج مدل ما در اینجا نشان می‌دهد که این مدل حتی توانایی پیش‌بینی عمق‌های لایه آمیخته در آب‌های کم عمق نزدیک ساحل را به خوبی دارد، به‌ویژه لایه آمیخته‌ای که با فراجوشی ساحلی نزدیک سوماتالی در خلال مونسون جنوب غربی رخ می‌دهد [۳۰].

در شکل ۶ پدیده فراجوشی با استفاده از نیم‌رخ قائم دما و نیز بردارهای جریان تا عمق ۲۲۰ متری در اواخر جولای حاصل از خروجی مدل نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، دمای سطح آب در نزدیکی ساحل کمتر از فراساحل است و به تدریج از ساحل به سمت فراساحل افزایش پیدا می‌کند. همچنین بردارهای جریان در عمق، جهت رو به ساحل و برگشت به سمت فراساحل را نشان می‌دهند.

به‌طور کلی، اختلاف دمای سطح دریا بین دو مونسون تابستانه و زمستانه در ناحیه شمال غربی منطقه بیشترین و در ناحیه جنوب غربی نیز کمترین مقدار است و می‌توان نتیجه گرفت که اختلاف دمای سطح دریا بین دو مونسون تابستانه و زمستانه در کل منطقه مورد مطالعه از $1/4^{\circ}\text{C}$ در جنوب غربی تا حدود 7°C در شمال غربی منطقه تغییر می‌کند. کمترین اختلاف نیز همان‌طور که اشاره شد، در ناحیه جنوب غربی رخ می‌دهد. همان‌طور که از شکل ۵-پ پیداست، دمای سطح دریا در ناحیه جنوب غربی و در موقعیت 56°E تا $60/5^{\circ}\text{E}$ و از 18°N تا 21°N درجه شمالی (در شکل با رنگ خاکستری مشخص شده است) در خلال مونسون تابستانه کمتر از مونسون زمستانه است، به‌طوری‌که در موقعیت 18°N درجه شمالی و 56°E درجه شرقی متوسط دمای سطح آب دریا در خلال مونسون زمستانه در حدود $0/5^{\circ}\text{C}$ بیشتر از مونسون تابستانه است. بر اساس تحقیقات انجام شده توسط پراوین و همکاران [۲۸] وجود پدیده فراجوشی در نزدیکی سوماتالی و هجوم آب‌های سرد از عمق‌های پایین به نزدیکی سواحل عمان باعث شده که مقدار دمای سطحی در این ناحیه نسبت به زمستان کمتر باشد. از طرفی، فراجوشی

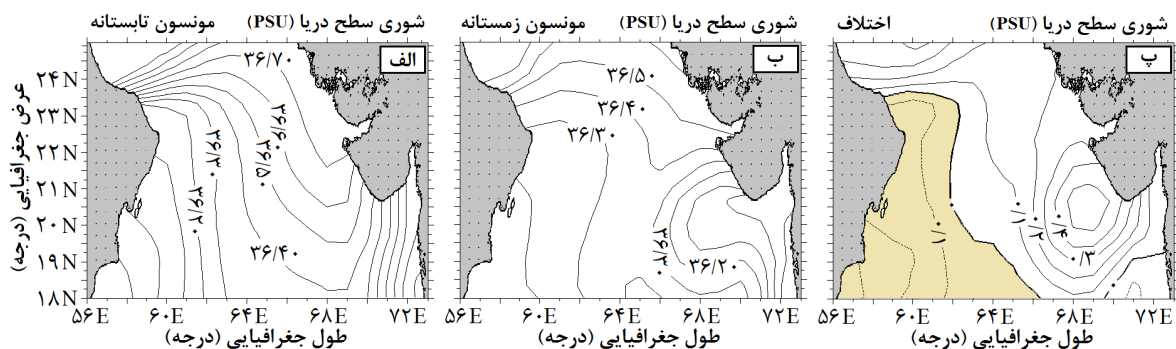


شکل ۶. نیم‌رخ قائم جریانات (شکل الف) و دما (شکل ب) در ماه جولای حاصل از مدل MITgcm

شرق افزایش می‌یابد، اما سرانجام در ناحیه جنوب شرقی، این مقدار به علت مجاورت با آب‌های ورودی از خلیج بنگال کاهش پیدا می‌کند. همان‌طور که پیش از این نیز اشاره شد، در ناحیه جنوب غربی منطقه مورد مطالعه شوری سطح دریا در زمستان بیشتر از تابستان است. این نشان می‌دهد که در ناحیه جنوب غربی منطقه مورد مطالعه، هم شوری سطحی و هم دمای سطحی در خلال مونسون زمستانه دارای مقادیر بیشتری نسبت به تابستان هستند. در شکل ۷-پ اختلاف شوری سطح دریا بین دو مونسون تابستانه و زمستانه نشان داده شده است. خط سیاه پررنگ بر روی این شکل، مرز بین اختلاف مقادیر مثبت و منفی را نشان می‌دهد. در سمت راست این خط، شوری‌های مثبت نشان می‌دهند که شوری سطح دریا در خلال مونسون تابستانه بیشتر از زمستان است و بالعکس ناحیه سمت چپ این خط که با رنگ خاکستری مشخص شده است، نشان می‌دهد که شوری سطح دریا در خلال مونسون زمستانه دارای مقادیر بیشتری نسبت به تابستان است. بنابراین، مقادیر بیشتر شوری سطحی در خلال مونسون زمستانه نسبت به تابستانه از ۱۸ تا ۲۳/۵ درجه شمالی و از ۶۲/۵ تا ۵۶ درجه شرقی دیده می‌شود. همچنین مطابق شکل ۷-پ بیشترین مقدار اختلاف شوری سطح دریا، بین دو مونسون در موقیعت ۶۸ تا ۶۹/۵ درجه شرقی و ۲۰ تا ۲۱ درجه شمالی دیده می‌شود، به طوری که شوری سطح دریا در این ناحیه و در خلال مونسون تابستانه در حدود ۰/۵ PSU بیشتر از زمستان است.

در شکل ۷-الف، ب و پ نمودار شوری سطح دریا در خلال مونسون تابستانه و زمستانه حاصل از نتایج مدل نشان داده شده است. مطابق این شکل، مدل تشکیل توده‌های آبی با شوری بالا را در دریای عربی شمالی به خوبی نشان داده است. در خلال هر دو مونسون، مقادیر بیشینه شوری سطح آب دریا در ناحیه شمال غربی منطقه مورد مطالعه و در نزدیکی تنگه هرمز دیده می‌شود. قابل ذکر است که پراساد و آیکدا [۳۱] نیز در مطالعات خود مقادیر شوری بالای دریای عربی را گزارش داده‌اند.

بیشترین مقدار شوری سطح آب دریا در خلال مونسون تابستانه در حدود ۳۷/۱۱ PSU و در خلال مونسون زمستانه در حدود ۳۶/۷۶ PSU است. مقدار متوسط اختلاف شوری سطح دریا بین دو مونسون تابستانه و زمستانه در حدود ۰/۱۸ PSU است. کمترین مقادیر شوری سطح دریا در خلال مونسون زمستانه در ناحیه جنوب شرقی (شکل ۷-ب) و در ناحیه جنوب غربی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود و این با نتایج شانکار و همکاران [۳۲] سازگار است. آن‌ها ابراز داشتند که جریان‌های مونسون در خلال مونسون زمستانه، آب با شوری پایین خلیج بنگال را به دریای عربی و در خلال مونسون تابستانه، آب با شوری بالای دریای عربی را به خلیج بنگال انتقال می‌دهند. بنابراین؛ حجم آب انتقال یافته از خلیج بنگال به دریای عربی، نقش مهمی در تعیین تغییرات زمانی شوری سطح دریای عربی بازی می‌کند. مطابق شکل ۷-ب شوری سطح دریا از ناحیه مرکزی منطقه مورد مطالعه به سمت



شکل ۷. نمودار شوری سطح دریا (SSS) در خلال مونسون تابستانه (شکل الف) و زمستانه (شکل ب) و اختلاف شوری‌های سطحی بین دو مونسون (شکل پ)

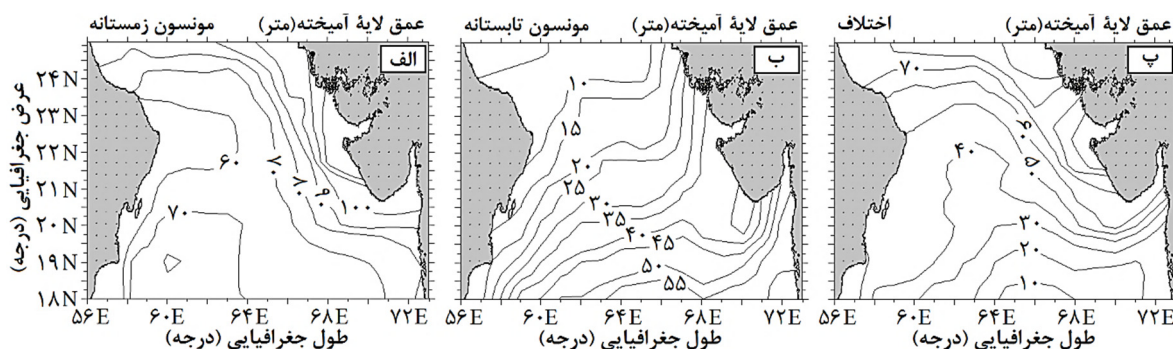
سانتی گراد استفاده شده است. شکل ۸-الف، ب و پ نمودارهای عمق لایه آمیخته در خلال مونسون تابستانه

در این مطالعه برای تخمین عمق لایه آمیخته بر اساس معیار تغییر چگالی از سطح اقیانوس مطابق با تغییر دمای ۰/۵ درجه

پراساد در مطالعه خود در دریای عربی، علت عمیق بودن لایه آمیخته در خلال مونسون زمستانه را در شار شناوری منفی و قوی (افت گرمای خالص) دانسته است.

نتایج مدل نشان می‌دهد که در خلال مونسون زمستانه و ناحیه مرکزی، عمق لایه آمیخته از سمت غرب به سمت شرق افزایش می‌یابد، بر این اساس کمترین عمق‌های لایه آمیخته در ناحیه غربی و در نزدیکی ساحل عمان رخ می‌دهند. به‌طور کلی، مقدار متوسط عمق لایه آمیخته در خلال مونسون زمستانه در کل ناحیه در حدود ۸۰ متر است. در خلال مونسون تابستانه، لایه آمیخته نسبت به زمستان کم‌عمق‌تر است (شکل ۸-ب)، به‌طوری‌که کمترین ضخامت در نزدیکی تنگه هرمز در حدود ۵ متر بوده و مقادیر بیشینه نیز در ناحیه جنوب شرقی ۵۵ متر است.

(مونسون جنوب غربی) و مونسون زمستانه (مونسون شمال شرقی) را که از نتایج مدل به دست آمده‌اند، نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۸-الف دیده می‌شود، در خلال مونسون زمستانه، لایه آمیخته در ناحیه شمال و شمال شرقی منطقه مورد مطالعه ضخامت بیشتری نسبت به نواحی دیگر دارد. به‌طور نمونه در ناحیه شرقی بین موقعیت‌های ۶۸ تا ۷۰ درجه شرقی و ۲۱ تا ۲۳ درجه شمالی مقادیر عمق لایه آمیخته بیشینه بوده به‌طوری‌که عمق آن در این ناحیه و ساحل غربی هند به حدود ۱۴۰ متر می‌رسد. افت گرمایی در زمستان دمای لایه سطحی را کاهش داده و یک لایه آمیخته عمیق ایجاد می‌کند. این سرمایش و عمیق شدن لایه آمیخته باعث کاهش میزان گرما در لایه‌های سطحی می‌شود. نتایج مدلی ما برای عمق لایه آمیخته با نتایج پراساد [۳۳] کاملاً سازگار است.



شکل ۸. نمودار عمق لایه آمیخته (برحسب متر) در خلال مونسون زمستانه (الف) و تابستانه (ب) و اختلاف عمق‌های لایه آمیخته بین دو مونسون (پ)

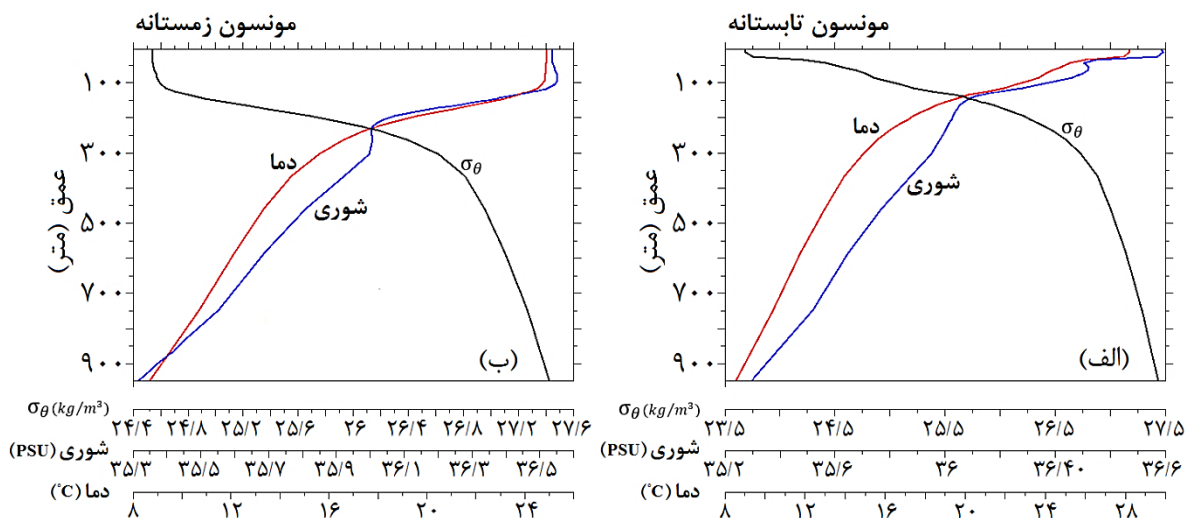
۶۷/۵ درجه شرقی و ۲۲/۵ درجه شمالی با هم مقایسه شده‌اند. در این شکل‌ها نیم‌رخ‌های دما و شوری در کنار نیم‌رخ چگالی آورده شده‌اند و همان‌طور که قبلاً شرح داده شد، محاسبه و تعیین عمق لایه آمیخته بر اساس معیار چگالی دارای نتایج دقیق‌تری است، زیرا در این حالت شوری نیز در نظر گرفته می‌شود. در جدول ۱ مقادیر متوسط دمای سطح دریا (برحسب درجه سانتی‌گراد)، شوری سطح دریا (برحسب PSU) و عمق لایه آمیخته (برحسب متر) در منطقه مورد مطالعه در خلال مونسون تابستانه و زمستانه، همچنین مقادیر متوسط اختلاف بین آن‌ها به اختصار آورده شده که با توجه به این مقادیر می‌توان اختلاف متغیرها بین دو مونسون را مشاهده نمود.

عمق لایه آمیخته در خلال مونسون تابستانه از سمت شمال به جنوب و به عبارتی از ساحل به سمت فراساحل بیشتر می‌شود. مقدار متوسط این عمق در خلال مونسون تابستانه در کل ناحیه در حدود ۳۰ متر است. مقدار متوسط اختلاف عمق لایه آمیخته بین دو مونسون زمستانه و تابستانه در حدود ۵۰ متر است. به عبارتی، لایه آمیخته در خلال مونسون زمستانه در حدود ۵۰ متر عمیق‌تر از تابستان است. در شکل ۸-پ کنتورهای مقادیر اختلاف عمق لایه آمیخته بین دو مونسون زمستانه و تابستانه آورده شده است. این شکل نشان می‌دهد که مقادیر این اختلاف در سواحل غربی هند بیشتر و به سمت جنوب کمتر می‌شود.

در شکل ۹-الف و ب، نیم‌رخ‌های عمق لایه آمیخته، در خلال دو مونسون زمستانه و تابستانه و در یک موقعیت نوعی

جدول ۱. مقادیر متوسط دمای سطح دریا، شوری سطح دریا و عمق لایه آمیخته و اختلاف بین مقادیر این متغیرها در خلال مونسون تابستانه و زمستانه حاصل از نتایج مدل MITgcm.

فصول مونسون	دمای سطح دریا (°C)	شوری سطح دریا (PSU)	عمق لایه آمیخته (متر)
مونسون تابستانه	۲۷/۵	۳۶/۳۸	۳۰
مونسون زمستانه	۲۵/۲	۳۶/۲۸	۸۰
اختلاف مونسون زمستانه و تابستانه	۲/۳	۰/۱	۵۰



شکل ۹. نیم‌رخ قائم دما، شوری و چگالی در خلال مونسون تابستانه (شکل الف) و زمستانه (شکل ب) در موقعیت ۶۷/۵ درجه شرقی و ۲۲/۵ درجه شمالی، خطوط قرمز نشان دهنده دما (برحسب درجه سانتی گراد)، خطوط آبی شوری (برحسب PSU) و خطوط سیاه چگالی (برحسب واحد سیگما) هستند.

که آن هم متأثر از فراجوشی آب‌های نزدیک ساحل سومالی و هجوم این آب‌ها به سواحل عمان است. از طرفی، نتایج نشان می‌دهد که متوسط شوری سطح دریا در خلال مونسون تابستانه در حدود ۰/۱ PSU بیشتر از زمستان بوده است. همچنین کمترین مقادیر شوری در ناحیه جنوب شرقی و بیشترین در ناحیه شمال غربی نزدیک تنگه هرمز رخ می‌دهد. از طرفی، مقادیر بیشینه عمق لایه آمیخته در خلال مونسون زمستانه و در نواحی شرقی دریای عربی شمالی و مقادیر کمینه نیز در خلال مونسون تابستانه و در نزدیکی تنگه هرمز رخ می‌دهد. در خلال مونسون زمستانه سواحل دریای عمان نسبت به نواحی دیگر دارای لایه‌های آمیخته کم‌عمق‌تری هستند.

۴. نتیجه‌گیری

در این پژوهش از یک مدل گردش عمومی اقیانوسی به نام مدل MITgcm برای بررسی روند تغییرات دمای سطح دریا، شوری سطح دریا و عمق لایه آمیخته سطحی در شرایط تغییر اقلیم در دریای عربی استفاده شده است.

مقایسه نتایج حاصل از مدل‌سازی با نتایج حاصل از اندازه‌گیری‌ها و کار دیگران نشان می‌دهد که مدل MITgcm به خوبی نتایج را استخراج نموده و چه بسا دقت بالای مدل باعث دستیابی به نتایج دقیق‌تری شده است. نتایج نشان می‌دهد که در دریای عربی و در منطقه مورد مطالعه، در خلال مونسون تابستانه، متوسط دمای سطح دریا در حدود ۲/۱ °C بیشتر از متوسط دمای سطح دریا در خلال مونسون زمستانه است؛ اما در دریای عربی شمالی و ناحیه جنوب غربی آن دمای سطح دریا در تابستان حدود ۰/۵ °C کمتر از زمستان است که این به سرمایه‌گذاری تابستانی دریای عربی مربوط می‌شود

مراجع

- [1] Yi X, Zorita E. Arabian Sea upwelling over the last millennium and in the 21st century as

- [13] Han W, McCreary Jr JP. Modeling salinity distributions in the Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001 Jan 15;106(C1):859-77.
- [14] Pisharoty PR. Evaporation from the Arabian Sea and the Indian southwest monsoon. *Proceedings of international Indian Ocean expedition; 1965 July 22-26; Bombay*.
- [15] Masson S, Luo JJ, Madec G, Vialard J, Durand F, Gualdi S, et al. Impact of barrier layer on winter-spring variability of the southeastern Arabian Sea. *Geophysical research letters*. 2005 Apr;32(7).
- [16] Seo H, Xie SP, Murtugudde R, Jochum M, Miller AJ. Seasonal effects of Indian Ocean freshwater forcing in a regional coupled model. *Journal of Climate*. 2009 Dec;22(24):6577-96.
- [17] ملا اسماعیل پور؛ سعید، محمد مهدیزاده مهدی، حسن زاده اسماعیل، خلیل آبادی محمدرضا. تعیین عمق لایه آمیخته و بررسی لایه حصراری در خلال مونسون تابستانه و زمستانه در اقیانوس هند شمالی. *هیدروفیزیک*. ۱۳۹۶؛ ۳(۲): ۴۱-۵۵.
- [18] Srivastava A, Dwivedi S, Mishra AK. Investigating the role of air-sea forcing on the variability of hydrography, circulation, and mixed layer depth in the Arabian Sea and Bay of Bengal. *Oceanologia*. 2018 Apr 1;60(2):169-86.
- [19] Chen D, Busalacchi AJ, Rothstein LM. The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1994 Oct 15;99(C10):20345-59.
- [20] Sutton GH, Barstow N. Ocean-bottom ultralow-frequency (ULF) seismo-acoustic ambient noise: 0.002 to 0.4 Hz. *The Journal of the Acoustical Society of America*. 1990 May;87(5):2005-12.
- [21] Polovina JJ, Mitchum GT, Evans GT. Decadal and basin-scale variation in mixed layer depth and the impact on biological production in the Central and North Pacific, 1960-88. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1995 Oct 1;42(10):1701-16.
- [22] Kara AB, Rochford PA, Hurlburt HE. Mixed layer depth variability over the global ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003 Mar;108(C3).
- [23] Monterey G, Levitus S. National Centers For Environmental Information[Internet].2015. simulated by Earth System Models. *Climate of the past*. 2016 Dec.
- [2] Hellerman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. *Journal of Physical Oceanography*. 1983 Jul;13(7):1093-104.
- [3] Trott CB, Subrahmanyam B, Murty VS. Variability of the Somali Current and eddies during the southwest monsoon regimes. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2017 Sep 1;79:43-55.
- [4] Stephens GL. On the relationship between water vapor over the oceans and sea surface temperature. *Journal of Climate*. 1990 Jun;3(6):634-45.
- [5] Shenoi SS, Nasnodkar N, Rajesh G, Joseph KJ, Suresh I, Almeida AM. On the diurnal ranges of Sea Surface Temperature (SST) in the north Indian Ocean. *Journal of Earth System Science*. 2009 Oct 1;118(5):483.
- [6] Düing W, Leetmaa A. Arabian Sea cooling: A preliminary heat budget. *Journal of Physical Oceanography*. 1980 Feb;10(2):307-12.
- [7] Brock JC, McClain CR, Luther ME, Hay WW. The phytoplankton bloom in the northwestern Arabian Sea during the southwest monsoon of 1979. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1991 Nov 15;96(C11):20623-42.
- [8] Rao RR, Sivakumar R. Seasonal variability of near-surface thermal structure and heat budget of the mixed layer of the tropical Indian Ocean from a new global ocean temperature climatology. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000 Jan 15;105(C1):995-1015
- [9] Izumo T, Montégut CB, Luo JJ, Behera SK, Masson S, Yamagata T. The role of the western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability. *Journal of Climate*. 2008 Nov;21(21):5603-23.
- [10] Gnanaseelan C, Roxy MK, Deshpande A. Variability and Trends of Sea Surface Temperature and Circulation in the Indian Ocean. In: Rajeevan MN, Nayak S, editors. *Observed Climate Variability and Change over the Indian Region*. Singapore:Springer;2017. p.165-79.
- [11] Rao SA, Saha SK, Pokhrel S, Sundar D, Dhakate AR, Mahapatra S, Ali S, Chaudhari HS, Shreeram P, Vasimalla S, Srikanth AS. Modulation of SST, SSS over northern Bay of Bengal on ISO time scale. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011 Sep;116(C9).
- [12] Schmitt RW. The ocean freshwater cycle. Report of JSC Ocean Observing System Development Panel. Tex. A and M Univ, College Station;1994. 40 p.

- [31] Prasad TG, Ikeda M. A numerical study of the seasonal variability of Arabian Sea high-salinity water. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002 Nov;107(C11):1-18.
- [32] Shankar D, Vinayachandran PN, Unnikrishnan AS. The monsoon currents in the north Indian Ocean. *Progress in oceanography*. 2002 Jan 1;52(1):63-120.
- [33] Prasad TG. A comparison of mixed-layer dynamics between the Arabian Sea and Bay of Bengal: One-dimensional model results. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004 Mar;109(C3). available from: www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA94/mix.html.
- [24] Krishna VV, Sadhuram Y, Babu VR. Variability of mixed layer depth in the northern Indian ocean during 1977 and 1979 summer monsoon seasons. *Indian Journal of Marine Sciences*. 1988;17:258-64.
- [25] Adcroft A, Campin JM, Dutkiewicz S, Evangelinos C, Ferreira D, Forget G, et al. MITgcm user manual. [Internet]. 2018 [update 2018 Jan 23; cited 2018 Feb 10]. Available from: http://mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html.
- [26] Hundsdorfer W, Trompert RA. Method of lines and direct discretization: a comparison for linear advection. *Applied numerical mathematics*. 1994 Feb 1;13(6):469-90.
- [27] Vinayachandran PN, Jahfer S, Nanjundiah RS. Impact of river runoff into the ocean on Indian summer monsoon. *Environmental Research Letters*. 2015 May 11;10(5):054008.
- [28] Praveen V, Ajayamohan RS, Valsala V, Sandeep S. Intensification of upwelling along Oman coast in a warming scenario. *Geophysical Research Letters*. 2016 Jul 28;43(14):7581-9.
- [29] Yi X, Hünicke B, Tim N, Zorita E. The relationship between Arabian Sea upwelling and Indian Monsoon revisited in a high resolution ocean simulation. *Climate dynamics*. 2018 Jan 1;50(1-2):201-13.
- [30] Patnaik KV, Sreenivas P, Ramu CV, Kumar SA, Prasad KV. Intra-Annual Studies of Mixed Layer Depth in the Arabian Sea Using A 3 ½ Layer Indian Ocean Model. *Open Oceanography Journal*. 2009 Sep;3:67-72.

پی نوشت

1. Sea Surface Temperature (SST)
2. Sea Surface Salinity (SSS)
3. Mixed Layer Depth (MLD)
4. Upwelling
5. Coupled general circulation model (CGCM)
6. MIT General Circulation Model (MITgcm)
7. www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data
8. Binary
9. Picnicline
10. no-Slip
11. World Ocean Atlas (WOA)
12. NOAA
13. bulk formula
14. Atlas global and regional solutions
15. Tide Mode Driver