

شبیه‌سازی جبهه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس در دریای عمان

ارم قاضی^۱، مجتبی عظام^{۲*}، عباسعلی علی اکبری بیدختی^۳، مسعود ترابی آزاد^۴، اسماعیل حسن‌زاده^۵

eram.ghazi@srbiau.ir

^۱ دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران

ezam@srbiau.ir

^{۲*} نویسنده مسئول، استادیار، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران

bidokhti@ut.ac.ir

^۳ استاد، گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران

m_azad@iau-tnb.ac.ir

^۴ دانشیار، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران

smaeyl@gmail.com

^۵ دانشیار، دانشکده فیزیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۲۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۱۲

چکیده

در تحقیق حاضر اندازه‌گیری‌های میدانی و یک مدل عددی سه‌بعدی (ROMS) به منظور مطالعه میدانی و شبیه‌سازی ساختار جبهه ترموهالاینی خلیج فارس در دریای عمان مورد استفاده قرار گرفته است. نتایج شبیه‌سازی، شکل‌گیری یک جبهه ترموهالاینی را در عمق ۸۰ متر در جهت شمال شرقی - جنوب غربی در دهانه دریای عمان نشان می‌دهد. تغییرات فصلی جبهه ترموهالاینی، گرادیان‌های دما و شوری را در زمستان به صورت یک زبانه باریک در ساحل جنوبی عمان و در تابستان به صورت یک جریان جدا شده از ساحل نشان می‌دهد که تا میانه دریای عمان پیشروی می‌کند. جبهه ترموهالاینی در تمام طول سال در این منطقه مشاهده شده و در تابستان، به صورت یکپارچه و در زمستان به شکل تکه‌ای است. نفوذ آب‌های گرم و شور خلیج فارس به دریای عمان افزایش محلی شوری را در لایه‌های میانی در زمستان بین عمق ۴۵۰-۱۵۰ متر و در تابستان بین عمق ۴۰۰-۱۰۰ متر نشان می‌دهد که بیان‌کننده دو مرز در بالا و پایین لایه‌ها است. همرفت پخش دوگانه و رژیم انگشتی به ترتیب در مرزهای بالا و پایین مشاهده می‌شوند. الگوهای پیچیده جریانات اقیانوسی نتیجه‌ای از مونسون‌های متناوب خلیج فارس و دریای عمان هستند. الگوی غالب گردش آب سطحی در دریای عمان در زمستان یک گردش سیکلونی در ۵۸ درجه شرقی و در تابستان یک گردش آنتی سیکلونی در ۲۵ درجه شمالی و پیچک‌های دوقطبی با یک سیکلون در غرب و یک آنتی سیکلون در شرق رأس الحمراء است.

واژه‌های کلیدی: شبیه‌سازی عددی، جبهه ترموهالاینی، جریان خروجی خلیج فارس، همرفت پخش دوگانه

۱. مقدمه

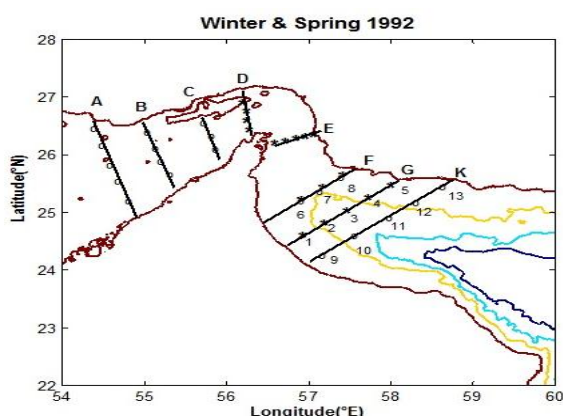
خلیج فارس دریایی کم عمق و نیمه بسته با تبخیر زیاد از شورترین نواحی آب های دنیاست و به صورت یک خور معکوس همواره از طریق تنگه هرمز در حال تبادل با دریای عمان است [۱]. تبادل آب بین خلیج فارس و دریای عمان به گونه ای است که باعث می شود ستون آب اغلب ساختار دولایه ای داشته باشد. نرخ بالای تبخیر در خلیج فارس در مقایسه با میزان بارش و ورودی آب رودخانه ها و نیز کم عمق بودن خلیج فارس به شکل گیری توده های آب شور و چگال منجر می شود به طوری که در مناطق کم عمق جنوبی خلیج فارس شوری به 57psu می رسد [۲، ۳]. به طور کلی بیشینه شوری بیشتر مناطق خلیج فارس $40-40/5\text{psu}$ گزارش شده است [۴]. توده شور ضمن خروج از تنگه هرمز با توده های آب کم شور جریان ورودی به خلیج فارس، اختلاط یافته و کاهش چشمگیری در شوری مشاهده می شود. در محل برخورد آب های گرم و شور خلیج فارس با آب های نسبتاً سردتر و کم شورتر دریای عمان یک جبهه ترموهالاینی با چگالی حدود $23/75\text{kg/m}^3$ در جنوب تنگه هرمز در 15°N و 25°E 15° به وجود می آید [۵]. جریان خروجی خلیج فارس در ورودی دریای عمان، تحت تأثیر نیروی کوریولیس به سمت راست منحرف شده و به صورتی که جریان به دام افتاده ساحلی به قاره به حرکت خود ادامه می دهد. هنگامی که این جریان به شیب می رسد، به دلیل چگالی بیشتر نسبت به آب های پیرامون خود به مناطق عمیق تر نفوذ می کند تا به عمق شناوری خنثی برسد. این جریان در عمق 220 متری ماکزیمم چگالی $26/5\text{kg/m}^3$ را دارد و مقدار آن در طول حرکت به سمت رأس الحد کاهش می یابد [۶].

گردش های ترموهالاینی به علت گرادیان های بزرگ مقیاس دما و شوری ایجاد می شوند و به نظر می رسد که در تغییرات طبیعی اقلیم در پاسخ به فعالیت های بشر، نقش اساسی ایفا می کنند. مطالعات متعددی روی الگوی گردش و ساختار جریان ترموهالاینی خروجی خلیج فارس بر اساس مشاهدات میدانی [۱، ۵، ۷، ۸] و ماهواره ای [۹] و مدل های عددی [۶، ۱۰، ۱۱، ۱۲] انجام شده است که نشان دهنده وجود

چرخندها و نفوذ آب های خروجی خلیج فارس در دریای عمان است. جریان های غالب سطحی در دریای عمان تا حد زیادی تحت تأثیر بادهای موسمی هستند. بادهای عمان اغلب در راستای محور شمال غربی - جنوب شرقی با تغییرات فصلی می وزند که بادهای شمال غربی رایج تر هستند [۵]. جهت وزش باد در دریای عمان با سامانه مونسون اقیانوس هند همراه است به طوری که در زمان مونسون زمستانی (اواخر نوامبر تا فوریه) باد شمال غربی و در زمان مونسون تابستانی (می تا سپتامبر) باد جنوب شرقی حاکم است [۱۳]. در حاشیه توده های آب جریان ترموهالاینی، با نفوذ جانبی یک توده آب در توده آبی دیگر، با ویژگی های متفاوت ترموهالاینی در عمقی مشخص، جبهه ترموهالاینی ایجاد می شود. جبهه ها در اقیانوس ها در اثر برخورد جریان هایی با خواص فیزیکی متفاوت به وجود می آیند که با گرادیان های افقی دما و شوری همراه هستند و در مجموع به گونه ای تنظیم می شوند که در راستای قائم، ستون آب پایدار باشد. ساختارهای نفوذی در زمان و مکان های مختلف (افقی و قائم) در نواحی جبهه اقیانوسی ظاهر می شوند. خرد ساختارهای اقیانوسی در مرز بین توده های متفاوت آب، اهمیت دارند [۱۴]. فرایند نفوذی در انتقال های عرضی، جانبی گرما و شوری در جبهه های اقیانوسی مهم است. نیروهای مؤثر در چنین نفوذهایی به سبب ناپایداری باروکلینیک از جبهه ترموهالاینی یا همگرایی حرکت پیچک رخ می دهد [۱۵]. این نیرو باعث ایجاد جبهه می شود که پخش دو گانه در مرز آن به صورت رژیم انگشتی نفوذهای را به وجود می آورد [۱۶]. دو نوع پخش دو گانه امکان پذیر است، رژیم انگشتی و پخش همرفتی هر دو نوع پخش دو گانه می توانند حرکت های زبانه ای را ایجاد کنند. پخش دما و شوری فرایندهایی مانند همرفت پخش دو گانه را در حاشیه توده های آب ایجاد می کنند که جریان نفوذی ترموهالاینی نامیده می شوند، وقتی این جریان در لایه ها تنظیم می شود می توانند تا هزاران کیلومتر پیش رفته و بر روی ترموکلاین اصلی و لایه بندی اقیانوس و گردش های اقیانوسی اثر بگذارند [۱۷].

باتوجه به نقش مهم این جریانات در دینامیک اقیانوس ها و حجم آب انتقالی توسط آن ها، که در مقایسه با حجم آب

محدود بر شبکه افقی آراکواای C و عمودی S-coordinate حل می‌کند [۱۸]. مدل ROMS معادله‌های مونتوم را به روش صریح و گسسته‌سازی زمانی حل می‌کند. برای سطح آزاد، هر گام زمانی باروکلینیک شامل تعداد مشخصی گام زمانی باروتروپیک است. از جمله قابلیت‌های این مدل وجود طرح‌واره‌های مختلف برای بررسی تکانه، انتقال و انتشار، تلاطم و لحاظ کردن پدیده‌های موجود در لایه برهم کنش دریا-جو است.



شکل ۱. نقشه دریای عمان و ایستگاه‌های اندازه‌گیری گشت دریایی راپمی در فصل زمستان و بهار ۱۹۹۲

برای ارزیابی عملکرد مدل عددی، نتایج مدل با مقادیر به‌دست آمده از مجموعه داده‌های CTD^۳ مقایسه شده است. مجموعه داده‌های میدانی بازگشت دریایی راپمی ۱۹۹۲ در مدت (ژانویه-فوریه) ۱ لگ و (می-ژوئن) ۶ لگ در خلیج فارس و دریای عمان به‌دست آمده است. مکان ایستگاه‌های اندازه‌گیری روی نقشه هیدروگرافی دریای عمان در شکل ۱ مشخص شده است.

۲-۲. شبکه محاسباتی و گام زمانی

منطقه مورد مطالعه در محدوده خلیج فارس و دریای عمان با طول و عرض جغرافیایی $47/5^{\circ}E$ - $59/8^{\circ}E$ و $22/4^{\circ}N$ - $31^{\circ}N$ با یک مرز باز شرقی در نظر گرفته شده است. شکل ۲ موقعیت جغرافیایی و حوزه مورد استفاده را نشان می‌دهد. شبکه محاسباتی مدل با تعداد 185×245 المان ایجاد شد. داده‌های ژرفاسنجی به منظور کاهش خطا به گونه‌ای تصحیح شده‌اند که نسبت هیچ دو عمق مجاور از $0/2$ بیشتر نشود. ژرفای منطقه مدل‌سازی از آرشیو داده‌های ژرفاسنجی پایگاه

انتقالی در سطح، قابل توجه است؛ و با توجه به شارهای گرما، شوری و دیگر پارامترها که توسط این جریانات ایجاد می‌شوند و بودجه گرمایی زمین و اقلیم را تحت تأثیر قرار می‌دهند، شبیه‌سازی جبهه ترموهالاینی به منظور تعیین مکان جبهه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس، تغییرات مکانی و زمانی آن، بررسی ابعاد (گستره قائم و افقی) لایه‌های ایجاد شده در این جبهه و جریان ترموهالاینی در دریای عمان ضروری به نظر می‌رسد. مطالعات انجام شده [۵، ۶، ۹] در دریای عمان بیشتر منطقه‌ای با دو مرز باز شرقی و غربی و مبتنی بر مطالعه جریان‌های عمومی است و از داده‌های ورودی و ادات سطحی با دقت زمانی میانگین ماهانه استفاده شده است. شبیه‌سازی جبهه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس تاکنون مورد مطالعه قرار نگرفته است. در تحقیق حاضر، با توجه به شرایط آب‌وهوایی متفاوت خلیج فارس و دریای عمان و به منظور دستیابی به نتایج دقیق‌تر، منطقه مورد مطالعه در محدوده خلیج فارس و بخشی از دریای عمان با یک مرز باز شرقی در نظر گرفته شده است. داده‌های واداشت سطحی با تفکیک مکانی $0/125$ درجه از پایگاه ECMWF-ERAInterim^۱ با گام زمانی سه‌ساعته استخراج شده و به مدل اعمال شده است. در بخش اول مدل عددی، نیروهای واداشت و حساسیت‌سنجی مدل ارائه شده است. در بخش دوم، جبهه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس در دریای عمان شبیه‌سازی شده و تغییرات مکانی، زمانی و الگوی گردش آن مورد ارزیابی قرار گرفته است. نتایج مدل‌سازی جبهه ترموهالاینی با اندازه‌گیری‌های میدانی خلیج فارس و دریای عمان مقایسه شده و مورد بحث قرار گرفته است.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. مدل عددی و داده‌های میدانی

در این تحقیق، شبیه‌سازی جبهه ترموهالاینی در محدوده خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از مدل ROMS^۲ انجام شده است. مدل ROMS یک مدل سه‌بعدی سطح آزاد است که معادله‌های ناویر-استوکس را با استفاده از تقریب‌های هیدروستاتیک و بوسینسک و بهره‌گیری از روش‌های تفاضل

مکانی ۰/۱۲۵ درجه از نسخه Forecast تهیه شده است، سپس با کدهای نوشته شده در برنامه متلب برای مدل ROMS آماده سازی شده است. داده های ورودی مدل شامل چگالی هوا، تبخیر-بارش، رطوبت نسبی، رطوبت سطحی، دمای هوا در تراز ۲ متری سطح آب، دمای آب سطح دریا، مؤلفه های تنش باد در راستای افقی، مؤلفه های سرعت باد در تراز ۱۰ متری از سطح دریا، فشار در تراز ۲ متری از سطح دریا، تنش باد در راستای قائم، تابش طول موج کوتاه، تابش طول موج بلند است. همچنین داده شوری سطحی آب با گام زمانی میانگین ماهانه از COADS^۵ دریافت شده است [۲۱]. برای تأمین شرایط اولیه اجرای مدل، داده های اقلیمی دما و شوری در لایه های عمقی متفاوت از نسخه سال ۲۰۰۹ اطلس اقیانوس های جهان WOA2009 با دقت مکانی یک درجه و دقت زمانی میانگین ماهانه تهیه شدند [۲۲].

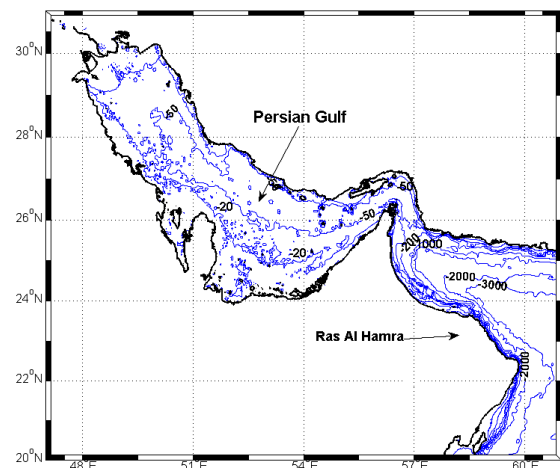
۴-۲. شرایط مرزی

حوزه مورد مطالعه دارای یک مرز باز شرقی در سمت اقیانوس هند و دریای عرب است. در این مطالعه، به منظور تأمین شرط مرزی و دستیابی به نتایج دقیق تر، مدل سازی در کل خلیج فارس و دریای عمان انجام شده است و از داده های اقلیمی دما و شوری WOA2009^۶ [۲۲] استفاده شده است. در مدل سازی جبهه ترموهالابینی جریان خروجی خلیج فارس، شرط مرزی لحاظ شده در مرز باز شرقی از نوع تابشی و لایه اسفنجی است. امواج انعکاسی در برخورد با مرز می توانند آزادانه خارج شوند و آشفتگی های بسیاری را روی مرز باز ایجاد کنند. از این رو برای رفع این مشکل، شرایط مرزی باز از نوع تابشی در نظر گرفته شده است. در مرزهای باز، به دلیل وجود جریانات ورودی و خروجی، مقادیر بالای ویسکوزیته و دیفیوژن وجود دارد که استفاده از لایه اسفنجی به آن حالت میراثی داده و باعث کند شدن امواج می شود.

۳. حساسیت سنجی و اجرای مدل

ضرائب ویسکوزیته و پخش تلاطمی قائم در مدل های عددی اغلب با طرح واره های تلاطمی محاسبه می شوند. این ضرائب در شبیه سازی ساختار قائم ستون آب به لحاظ چگونگی

ETOP02^۴ [۱۹] شامل داده های جهانی توپوگرافی زمین تهیه و به شبکه هندسی مدل با ابعاد ۴/۷ کیلومتر در راستای افقی (کمتر از شعاع تغییر شکل راسی در دریای عمان) و ۱۵ لایه سیگما در بعد قائم درون یابی شده است. تفکیک پذیری شبکه افقی ۱/۲۰° و مینیمم عمق ۱۰ متر در نظر گرفته شد. برای بقای پایداری بیشترین گام زمانی با شرط کورانت (CFL) تعیین می شود که بر اساس آن در این تحقیق، گام زمانی برای مد باروکلینیک ۶۰۰ ثانیه و برای مد باروتروپیک ۶۰ ثانیه در نظر گرفته شده است. شبیه سازی در یک بازه هفت ساله طی سال های ۱۹۸۵-۱۹۹۲ انجام شد. به دلیل وجود اندازه گیری های میدانی گشت دریایی راپمی در سال ۱۹۹۲ و امکان مقایسه و صحت سنجی نتایج مدل سازی، در تحقیق حاضر نتایج حاصل از مدل سازی سال ۱۹۹۲ مورد بررسی قرار می گیرد.



شکل ۲. نمایی از عمق سنجی خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از داده های جهانی توپوگرافی زمین ETOPO2 [۱۹]

۳-۲. نیروهای واداشت و شرایط اولیه

در این مطالعه نیروهای واداشت سطحی با کدهای مستقل محاسبه شده اند. این امر علاوه بر دستیابی به نتایج دقیق تر، موجب تسریع مدل سازی در رسیدن به شرایط شبه مانا می شود. برای تهیه ورودی های مدل ROMS، با هدف استفاده از داده های با کیفیت بهتر و قابلیت دسترسی رایگان، داده های مورد نیاز از پایگاه ECMWF-ERA Interim [۲۰] که پوشش مکانی و زمانی جهانی نسبتاً جامعی دارد استفاده شده است. این داده ها با گام زمانی ۳ ساعته و با تفکیک

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_{model} - y_{observed})^2}{n}} \quad (1)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n (y_{model} - y_{observed})}{n} \quad (2)$$

که n تعداد مشاهدات و y متغیرهای مقایسه شده هستند. بررسی مقادیر به دست آمده از مقایسه خطاها بیانگر خطای کمتر طرح‌واره تلاطمی LMD نسبت به طرح‌واره GLS است؛ بنابراین در اجرای نهایی مدل، طرح‌واره LMD به عنوان طرح‌واره منتخب مد نظر قرار گرفت. بررسی مقادیر به دست آمده از مقایسه خطاها بیانگر خطای کمتر طرح‌واره تلاطمی LMD نسبت به طرح‌واره GLS است.

توزیع پارامترهای فیزیکی دما و شوری و در نتیجه چگالی آب بسیار مهم هستند؛ بنابراین، در این تحقیق عملکرد دو طرح‌واره مشهور LMD^y و GLS^a در شبه‌سازی مشخصات دما و شوری خلیج فارس مورد بررسی قرار می‌گیرد. بدین منظور، پارامترهای آماری میانگین خطای مطلق و خطای جذر میانگین مربعات در سه عمق ۲۵۰-۱۰۰ و ۴۰۰ متر در اوایل تابستان با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری راپمی ۱۹۹۲ و نتایج مدل‌سازی عددی با استفاده از رابطه‌های (۱) و (۲) محاسبه شده و نتایج آن در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. [۲۳].

جدول ۱. حساسیت‌سنجی بستر تلاطم برای شوری در دریای عمان در تابستان در مدل عددی ROMS

شوری (psu)								
اختلاط تلاطمی	۱۰۰m		۲۵۰m		۴۰۰m		میانگین شوری	
	MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE
LMD	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۲۹	۰/۱۲	۰/۱۷
GLS	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۳۳	۰/۱۹	۰/۲۶

جدول ۲. حساسیت‌سنجی بستر تلاطم برای دما در دریای عمان در تابستان در مدل عددی ROMS

دما (°C)								
اختلاط تلاطمی	۱۰۰m		۲۵۰m		۴۰۰m		میانگین دما	
	MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE	MAE	RMSE
LMD	۰/۹۵	۱/۳۵	۰/۲۸	۰/۴۰	۰/۸۴	۱/۱۸	۰/۶۹	۰/۹۸
GLS	۱/۲۰	۱/۷۰	۰/۷۵	۱/۰۷	۰/۹۵	۱/۳۵	۰/۹۷	۱/۳۷

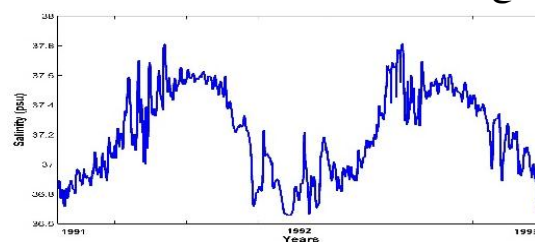
به منظور اطمینان از اینکه نتایج حل عددی در پاسخ به نیروهای واداشت به حالت شبه مانا رسیده است، در این تحقیق پارامترهای مختلفی مانند سری‌های زمانی میانگین شوری و دمای حوضه مورد بررسی قرار گرفت.

بنابراین در اجرای نهایی مدل، طرح‌واره LMD به عنوان طرح‌واره منتخب مد نظر قرار گرفت. پس از انتخاب طرح‌واره تلاطمی، به منظور شبه‌سازی نفوذ جبهه ترموهالاینی خلیج فارس در دریای عمان، مدل عددی ROMS با استفاده از شرایط اولیه و مرزی بیان شده در بخش قبل برای سال‌های ۱۹۸۵ تا ۱۹۹۲ برای ۷ سال متوالی با واداشت‌های سه‌ساعته در سطح اجرا شد.

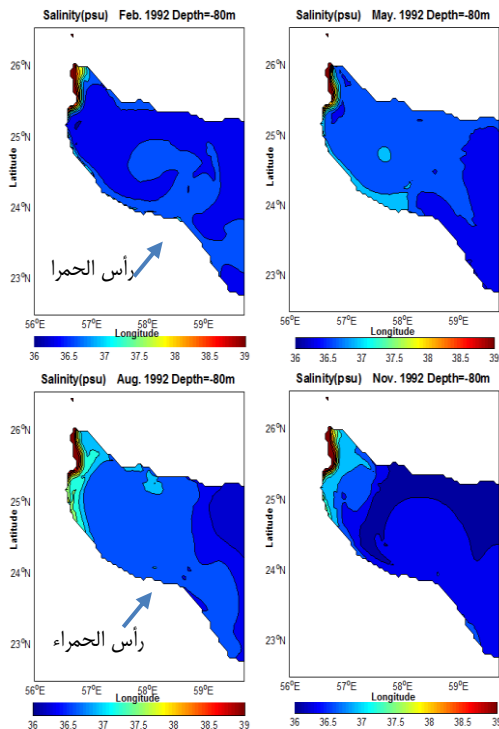
۴. نتایج و بحث

۴-۱. ساختار جبهه ترموهالاینی

در این بخش الگوهای افقی پارامترهای فیزیکی برای مشخص نمودن جبهه ترموهالاینی و تغییرات مکانی و زمانی آن در دریای عمان، در برخی از اعماق مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این اعماق به منظور تعیین خصوصیات غالب فیزیکی و دینامیکی منطقه مورد مطالعه انتخاب شده‌اند. شکل



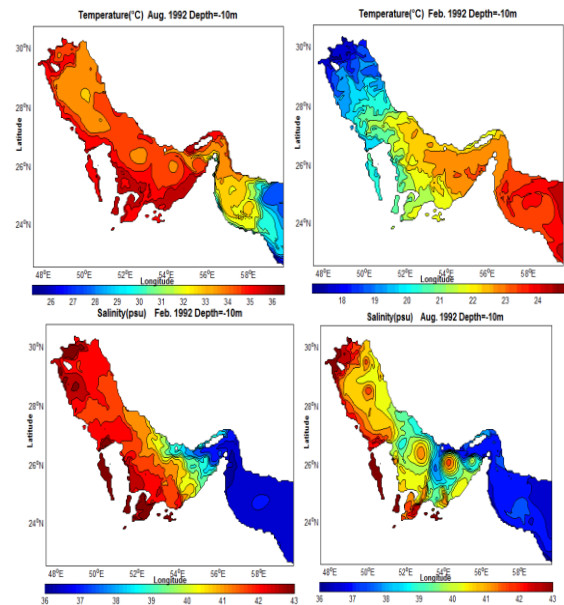
شکل ۳. سری زمانی تغییرات شوری سطحی طی سال‌های ۱۹۹۱ و ۱۹۹۲



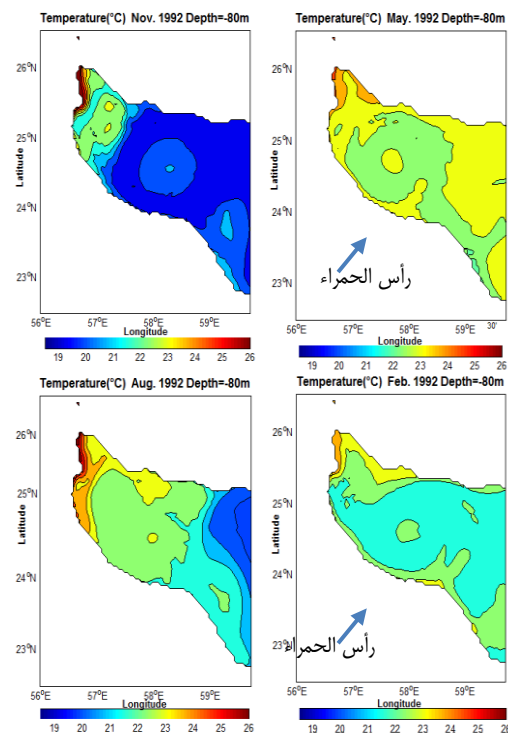
شکل ۵. (ادامه) میانگین ماهانه میدان‌های دما، شوری در عمق ۸۰ متر در فوریه، می، اوت و نوامبر ۱۹۹۲

آب‌های خروجی با شوری حدود ۳۹-۴۰ psu وارد دریای عمان می‌شوند. نفوذ آب شور در تابستان در مجاورت سواحل جنوبی و غربی دریای عمان مشاهده می‌شود که در زمستان به دلیل نشست سریع‌تر آب چگال و شور به مناطق عمیق‌تر، قبل از رسیدن به تنگه هرمز، باعث ناپدید شدن این جریان در لایه‌های سطحی‌تر می‌شود. الگوهای شوری، شوری داخل خلیج را در این عمق (۱۰ متر) در زمستان نسبت به تابستان بیشتر آب‌های گرم و شور خلیج فارس در برخورد با آب‌های سردتر و کم‌شورتر دریای عمان در جنوب تنگه هرمز یک جبهه ترموهالاینی ایجاد می‌کنند. در منطقه شکست قاره به علت اختلاط تلاطمی آب خلیج فارس با آب‌های پیرامون، بیشینه کاهش دما و شوری مشاهده می‌شود. یکی از دلایل تشکیل جبهه ترموهالاینی وجود اختلاف دما و شوری در توده‌های متفاوت آب است. شکل ۵ بخشی از جبهه ترموهالاینی قوی را با دو توده متفاوت آب (دما و شوری متمایز) در 15°N - 25°N و 56°E / 57°E - 59°E در جهت شمال شرقی- جنوب غربی در چهار ماه (فوریه، می، آگوست و نوامبر) به عنوان نماینده فصول نشان می‌دهد.

۴ میانگین ماهانه میدان‌های دما، شوری را در عمق ۱۰ متر در فوریه و آگوست ۱۹۹۲ نشان می‌دهد. به‌طور کلی، الگوهای دمایی گرم‌تر بودن دمای سطحی در تابستان تا بیش از 36°C در مجاورت سواحل جنوبی را نسبت به زمستان با دمای کمتر از 18°C درجه سانتی‌گراد و مربوط به نواحی شمال غربی خلیج فارس را نشان می‌دهند.



شکل ۶. میانگین ماهانه میدان‌های دما، شوری در عمق ۱۰ متر برای فوریه و آگوست ۱۹۹۲



شکل ۷. میانگین ماهانه میدان‌های دما، شوری در عمق ۸۰ متر در فوریه، می، اوت و نوامبر ۱۹۹۲

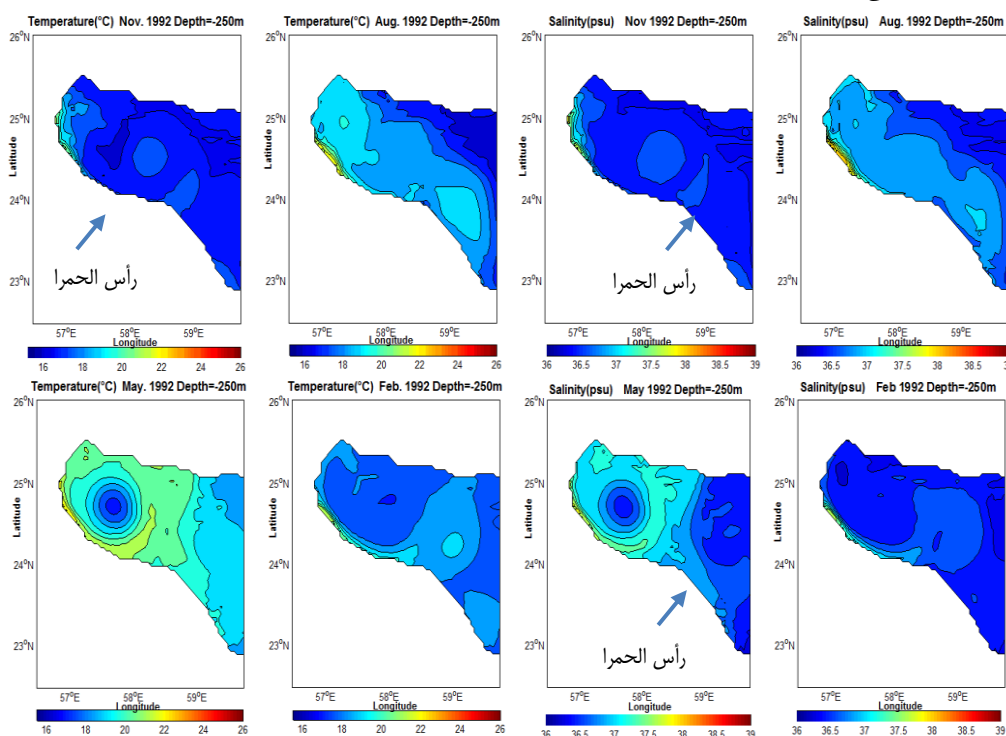
نماینده‌هایی از چهار فصل سال در شکل ۶ نشان داده شده است. نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که در اکثر زمان‌ها بیشینه دما و شوری بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ متر و اغلب در عمق ۲۵۰ متر مشاهده می‌شود. به همین دلیل به منظور بررسی تغییرات فصلی آب‌های نفوذی، گرادیان‌های دما و شوری در عمق ۲۵۰ متر رسم شده‌اند. با شروع زمستان دمای سطحی از اکتبر تا فوریه به سرعت افت می‌کند و آب سرد با پهنای زیاد بر دریای عمان منتشر می‌شود. در زمستان به علت کاهش دما و افزایش شوری آب‌های خروجی خلیج فارس چگال‌تر هستند و به صورت زبانه گرم‌تر و شورتر با دمای حدود ۲۰-۲۱°C و شوری

۳۷-۳۸psu در امتداد ساحل جنوبی دریای عمان تا رأس الحمراء پیشروی می‌کنند. توده آب زبانه‌ای شکل ترکیبی از آب‌های گرم و شور خلیج فارس و آب‌های سرد و کم شور دریای عمان است.

مروری بر شکل‌های ۴ و ۵ حضور یک جبهه ترموهالاینی در عمق ۸۰ متر را تأیید می‌کند که البته دمای کمتر آن در طی فصول سرد باعث افزایش گرادیان‌های چگالی در مرز مشترک در ماه‌های فوریه و می خواهد شد. این منطقه در تطابق با نقشه توپوگرافی در جایی است که شیب قاره آغاز می‌شود؛ بنابراین جریان در زمستان به دلیل داشتن اختلاف چگالی قابل توجه با آب‌های پیرامون خود سریع‌تر روی شیب قاره نشست می‌کند و به مناطق عمیق‌تر می‌رود. در نتیجه در پایین‌تر از عرض جغرافیایی ۲۵°N اثری از آن دیده نمی‌شود. گرادیان‌های افقی ماهانه دما و شوری قابل محاسبه هستند، بر این اساس در دریای عمان گرادیان‌های افقی دما و شوری در زمستان به ترتیب به ۰/۰۳°C/km و ۰/۰۷psu/km و در تابستان به ۰/۰۶°C/km و ۰/۰۳psu/km می‌رسند.

۲-۴. تغییرات فصلی جبهه ترموهالاینی

تغییرات فصلی دما و شوری در جبهه ترموهالاینی در عمق ۲۵۰ متر در فوریه، می، آگوست و نوامبر به‌عنوان



شکل ۶. میانگین ماهانه میدان‌های دما، شوری در عمق ۲۵۰ متر در فوریه، می، آگوست و نوامبر ۱۹۹۲

باشد، جریان به حرکت خود در امتداد ساحل ادامه می‌دهد. در حالی که اگر پهنای جریان از این مقدار بیشتر باشد، حرکت آن در امتداد ساحل متوقف شده و حرکت در جهت

مطالعه الگوی جریان‌ات گرانشی موازی ساحل، توسط استرن [۲۴] نشان داد هنگامی که پهنای بالادست جریان از یک مقدار بحرانی (۰/۴۲ برابر شعاع تغییر شکل راسبی) کمتر

گرادیان دمایی و اگر $R_p < 0$ محیط پایدار برای دما و شوری است [۲۵]. نسبت چگالی با استفاده از رابطه (۳) محاسبه شده و نتایج آن در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است. دو نوع رژیم در این همرفت وجود دارد. رژیم انگشتی هنگامی رخ می‌دهد که آب گرم و شور روی آب سرد و نسبتاً شیرین قرار می‌گیرد. رژیم لایه‌ای (نوسانی) هنگامی که آب‌های گرم و شور زیر آب‌های سرد و شیرین قرار گیرد. با توجه به کتورهای گرادیان دما و شوری شکل‌های ۷ و ۸ با نفوذ آب‌های گرم و شور خلیج فارس به دریای عمان یک جبهه ترموهالاینی در عمق ۸۰ متر و افزایش محلی شوری در لایه‌های میانی در زمستان بین عمق ۴۵۰-۱۵۰ متر و در تابستان بین عمق ۴۰۰-۱۰۰ متر مشاهده می‌شود. در تابستان جریان خروجی خلیج فارس به دلیل چگالی کمتر آب منبع در اعماق بالاتری نسبت به زمستان به عمق شناوری خنثی می‌رسد. در ۱۰۰-۱۵۰ متر بالایی آب‌های سرد و کم شور جریان خروجی خلیج فارس به ترتیب در زمستان و تابستان افزایش می‌یابد و به مقدار ماکزیمم خود می‌رسند. از عمق میانگین ۲۵۰ متر تا حدود ۴۰۰-۴۵۰ متر دما و شوری هر دو کاهش یافته و چینه بندی ترموهالاینی با همرفت رژیم انگشتی سازگار است. از عمق ۴۰۰-۴۵۰ متر به بعد ستون آب به طور کامل چینه بندی پایدار دارد. کتورهای گرادیان‌های دما و شوری نشان می‌دهند که با افزایش عمق، جبهه ترموهالاینی ضعیف شده و کاهش شیب به سمت شرق مشاهده می‌شود. دمای بیشینه با عمق شوری بیشینه منطبق است. از طرف دیگر ناحیه‌ای از ناپایداری، احتمالاً زیر لایه بیشینه شوری شکل می‌گیرد. الگوهای هم دما و هم شوری در دریای عمان در طول سال مشابه هستند و از تنگه هرمز تا رأس الحد امتداد پیدا می‌کنند. شکل ۹ نیم‌رخ‌های نسبت چگالی را در ایستگاه ۲ شکل ۲ در زمستان و تابستان نشان می‌دهد.

نسبت چگالی بین $1 < R_p < 2$ در عمق بین ۲۰۰-۳۰۰ متر جریان خروجی خلیج فارس هر دو فرایند همرفت پخش و رژیم انگشتی را در لایه‌های نفوذی نشان می‌دهد.

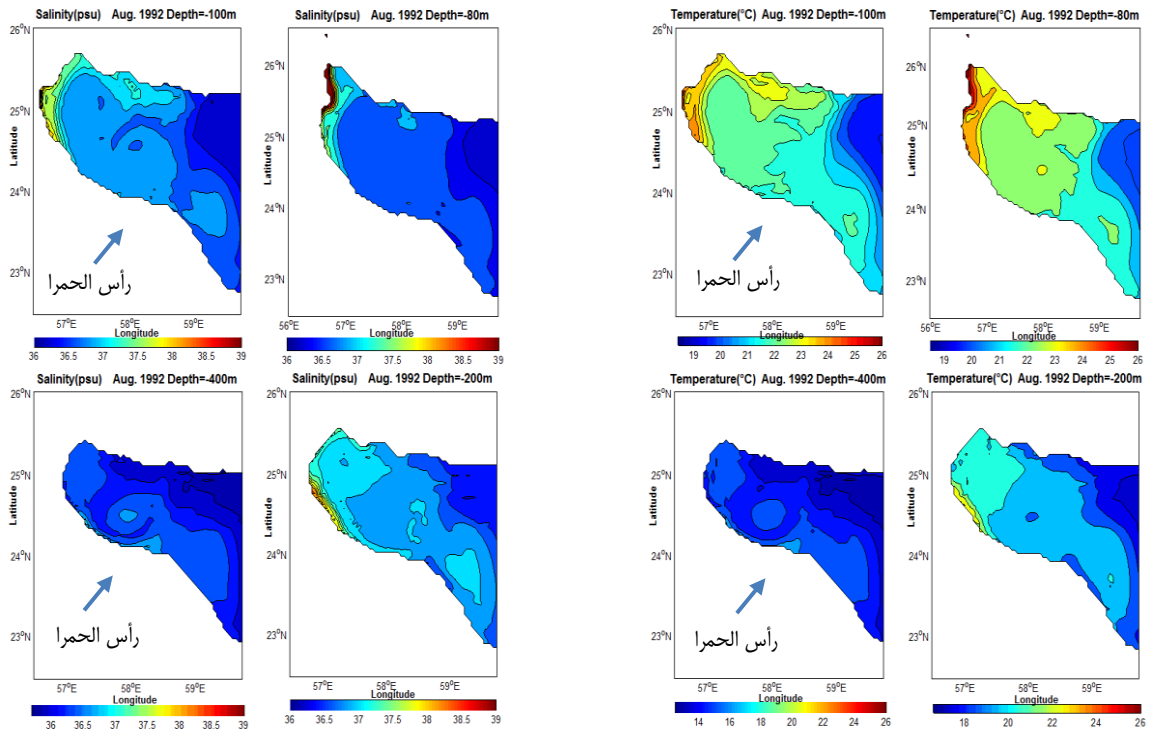
عمود بر ساحل ادامه می‌یابد. با به کارگیری تئوری استرن برای توجیه رفتار جریان در رأس الحمراء و با استفاده از مشخصه‌های جریان شیب‌سازی شده در این منطقه برای زمستان و تابستان مقادیر به صورت: عمق جریان $500, 200$ m، شتاب گرانش کاهش یافته $0.12, 0.15$ ms⁻²، پهنای جریان $w=40, 15$ km، پارامتر کوریولی $f=6 \times 10^{-5}$ شعاع تغییر شکل راسبی $\sqrt{(g'h)/f}$ برای زمستان برابر ۴۶ km و برای تابستان برابر ۲۴ km به دست می‌آید؛ بنابراین؛ مقدار بحرانی برای آستانه جدا شدن جریان از مرز ساحلی در زمستان ۱۹ km و تابستان برابر ۱۱ km است [۳].

۳-۴. تغییرات مکانی جبهه ترموهالاینی

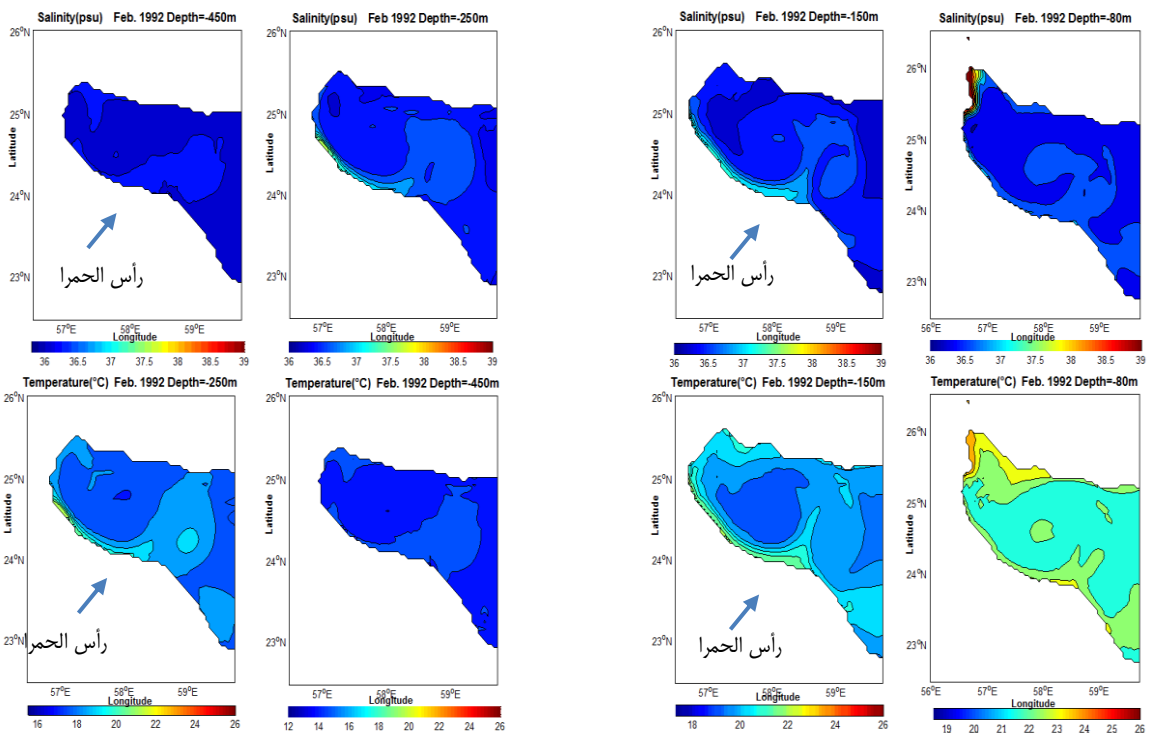
تبادل آب بین خلیج فارس و دریای عمان باعث می‌شود آب حالت دو لایه‌ای داشته باشد و لایه‌های دیگر به صورت جریان‌های نفوذی ظاهر شوند. با نفوذ آب‌های گرم و شور خلیج فارس به آب‌های نسبتاً سردتر و کم شورتر دریای عمان، ستون آب به دو توده متفاوت آب آب سرد و کم شور و آب گرم و شور تقسیم می‌شود. در بعضی از قسمت‌های آب‌های دریای عمان، گرادیان‌های افقی و قائم شدیدی وجود دارد که باعث ایجاد خرد ساختارهایی است که احتمالاً از همرفت پخش دو گانه ایجاد می‌شود. این همرفت به دلیل اختلاف در پخش مولکولی شوری و دما رخ می‌دهد (ضریب پخش مولکولی گرما $k_s=1/0.1 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ و شوری حدود $k_t=1/0.4 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ در صورتی که گرادیان‌های دما و شوری در جهت افقی و قائم مناسب باشند، اتفاق می‌افتد. با محاسبه نسبت چگالی از رابطه (۳) که در آن α و β به ترتیب ضرایب تغییرات چگالی به ازای تغییرات دما و شوری هستند.

$$R_p = \frac{\beta \frac{\partial s}{\partial z}}{\alpha \frac{\partial T}{\partial z}} \quad (3)$$

اگر $1 < R_p < 2$ باشد رژیم انگشتی ایجاد می‌شود که در این حالت آب گرم و شور روی آب سرد و کم شور قرار می‌گیرد. اگر $1 < R_p < 0$ لایه بندی همرفت ترموهالاین از نوع پخش ایجاد می‌شود. اگر $R_p = 0$ نشان دهنده عدم وجود



شکل ۷. میانگین ماهانه میدان شوری در عمق‌های ۸۰-۱۰۰-۲۰۰-۴۰۰ متر در آگوست ۱۹۹۲

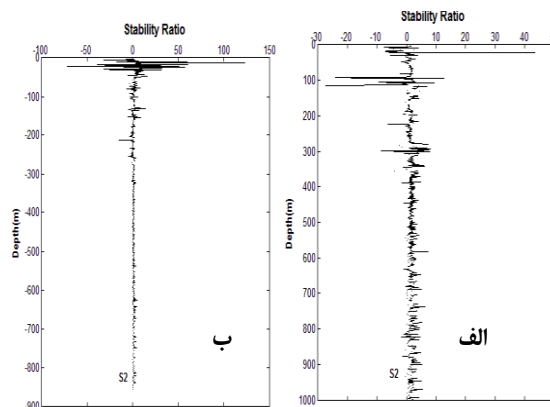


شکل ۸. میانگین ماهانه میدان شوری در عمق‌های ۸۰-۱۵۰-۲۰۰-۴۵۰ متر در فوریه ۱۹۹۲

جریان در عمق ۱۵۰ متر دریای عمان که به خوبی بیانگر روند تغییرات ماهانه جریان ترموهالاینی نفوذی و تغییرپذیری پیچک‌های ایجاد شده ناشی از این جریان است، در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

۴-۵. تغییرات جریان نفوذی

الگوهای پیچیده جریانات اقیانوسی نتیجه‌ای از مونسون‌های متناوب خلیج فارس و دریای عمان هستند. به‌طور کلی این منطقه متأثر از دو مونسون شمال شرقی از اواخر نوامبر تا فوریه و مونسون جنوب غربی از می تا سپتامبر است؛ بنابراین گردش‌ها می‌توانند ناشی از مونسون‌های شمال شرقی و جنوب غربی باشند. شکل ۱۰ میانگین ماهانه میدان‌های افقی شوری و سرعت را در عمق ۱۵۰ متر در دریای عمان برای یک سال نشان می‌دهد. در زمستان جریان خروجی خلیج فارس به صورت یک جریان گرم و شور ساحل جنوبی عمان به صورت یک جت باریک با شوری ۳۷/۵psu و دمای 20°C تا رأس الحمراء امتداد می‌یابد. هنگامی که جریان خروجی خلیج فارس به رأس الحمراء می‌رسد، بیشتر تحت تأثیر شیب شدید توپوگرافی در این منطقه قرار می‌گیرد و افزایش ناگهانی عمق باعث افزایش ضخامت جریان و در نتیجه فشردگی لایه‌های بالایی و زیرین جریان می‌شود و یک گردش سیکلونی (C) به وجود می‌آورد. از طرفی با شروع مونسون زمستان (شمال شرقی) بادهای قوی از شمال شرق می‌وزند و باعث قوی‌تر شدن گردش سیکلونی در 25°E - 24°E و 58°N می‌شوند. الگوی جریانات در زمستان یک گردش سیکلونی (C) با مرکز شور که دلیل مرکز شور بودن پیچک در زمستان سیکلونی بودن آن و اثرگذاری آن بر جریان خروجی خلیج فارس است که قبل از اینکه جریان خروجی کاملاً به مناطق عمیق‌تر نفوذ کند، قسمت‌هایی از آن در اثر حضور این پیچک فرارفت شده و در نتیجه به صورت پیچک با مرکز شور دیده می‌شود. در ماه ژانویه علاوه بر گردش سیکلونی یک توده آب گرم و شور (پدی) با شوری psu $36/8$ و دمای 19 - 20 درجه سانتی‌گراد که منبع آن، آب‌های خروجی خلیج فارس است به صورت پیچک آنتی سیکلونی که در شکل ۱۰ با حرف (A) مشخص شده است در رأس الحمراء مشاهده می‌شود.



شکل ۹. نیم‌رخ‌های نسبت چگالی در ایستگاه ۲ شکل ۲ در الف) زمستان و ب) تابستان ۱۹۹۲

جدول ۳. نسبت چگالی در ایستگاه‌های شکل ۲ در زمستان ۱۹۹۲

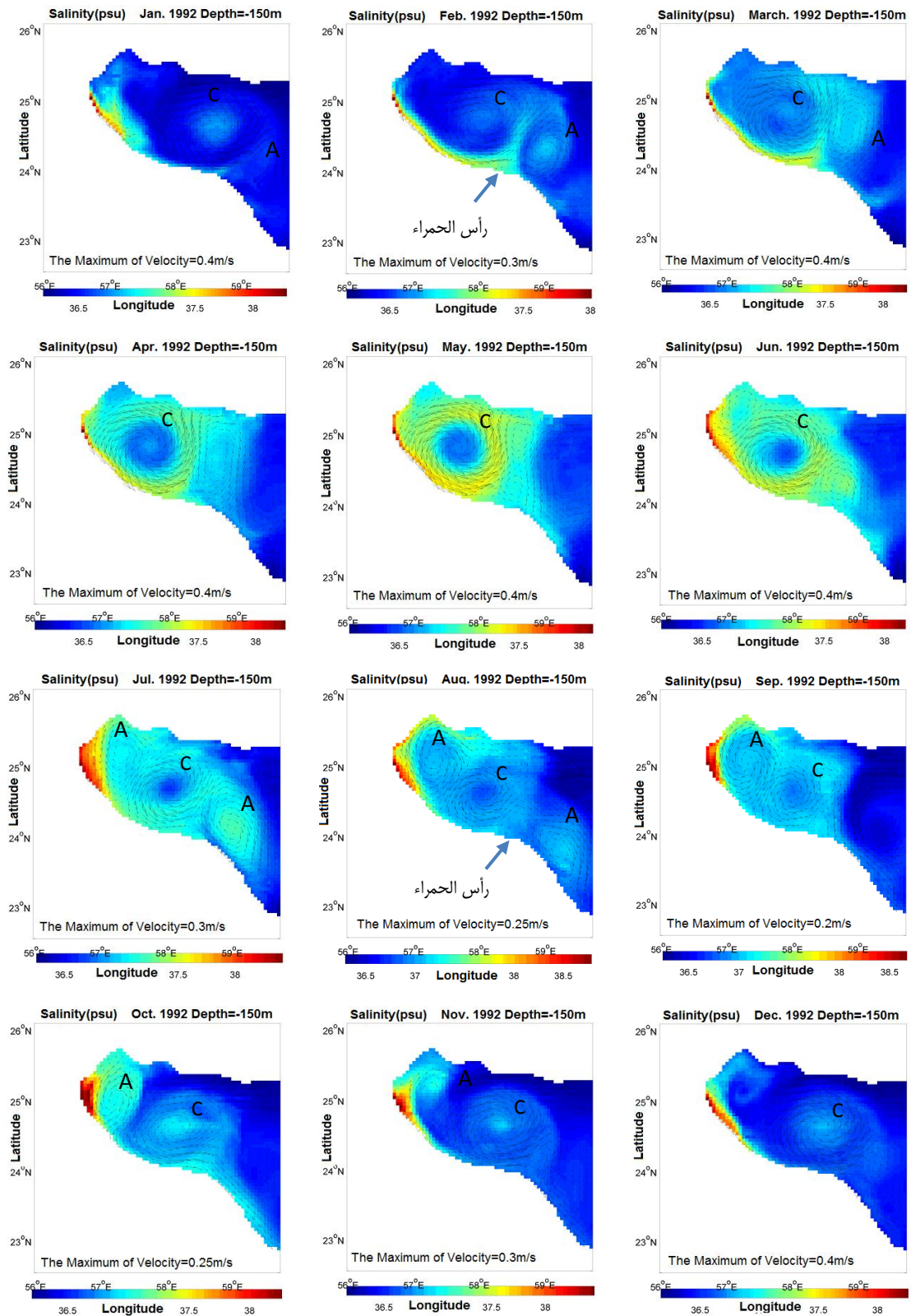
ایستگاه‌های زمستان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نسبت چگالی
۱	۲۴/۵۵	۵۶/۸۶	۱/۳۸
۲	۲۴/۷۶	۵۷/۱۳	۱/۴۹
۳	۲۴/۹۸	۵۷/۴۰	۱/۷۱
۴	۲۵/۱۹	۵۷/۶۷	۱/۶۱
۵	۲۵/۴۱	۵۷/۹۵	۱/۰۶
۶	۲۴/۷۶	۵۷/۱۱	۱/۳۹
۷	۲۴/۹۶	۵۷/۴	۱/۴۵
۸	۲۵/۱۹	۵۷/۶۷	۱/۳۵

جدول ۴. نسبت چگالی در ایستگاه‌های شکل ۲ در تابستان ۱۹۹۲

ایستگاه‌های تابستان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نسبت چگالی
۶	۲۴/۷۶	۵۷/۱۱	۱/۵۹
۷	۲۴/۹۶	۵۷/۴	۱/۴۲
۸	۲۵/۲۹	۵۷/۶۷	۱/۱۵
۹	۲۴/۴۲	۵۷/۴۳	۱/۵۷
۱۰	۲۴/۴۲	۵۷/۴۲	۱/۵۴
۱۱	۲۴/۶۲	۵۷/۶۹	۱/۴۱
۱۲	۲۴/۸۵	۵۷/۹۱	۱/۸۵
۱۳	۲۵/۳۰	۵۸/۴۵	۸

۴-۴. الگوهای افقی میدان پارامترهای فیزیکی

الگوی جریان‌های دریای عمان، در مقیاس منطقه‌ای، با استفاده از مدل ROMS تعیین شد. برای تخمین صحت مدل‌سازی از مقایسه نتایج با کارهای قبلی انجام شده توسط رینولدز و ... [۱۲، ۱۰، ۸-۵، ۱] استفاده شد. میانگین ماهانه

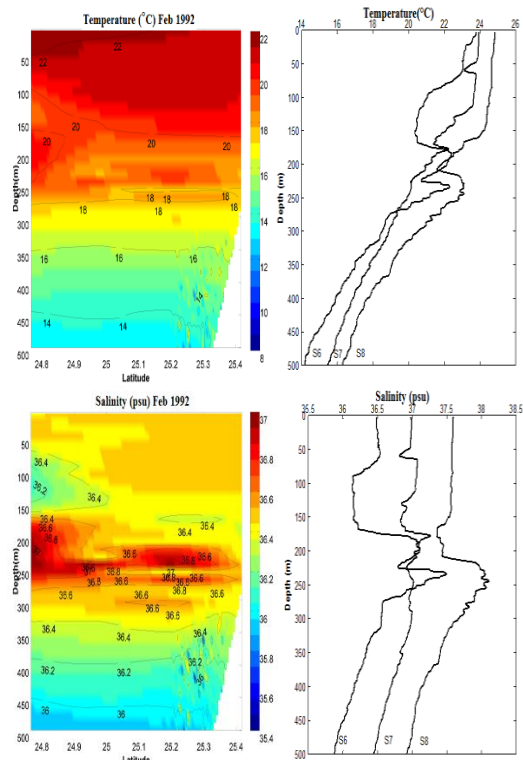


شکل ۱۰. میانگین ماهانه میدان‌های شوری و سرعت در عمق ۱۵۰ متر در سال ۱۹۹۲

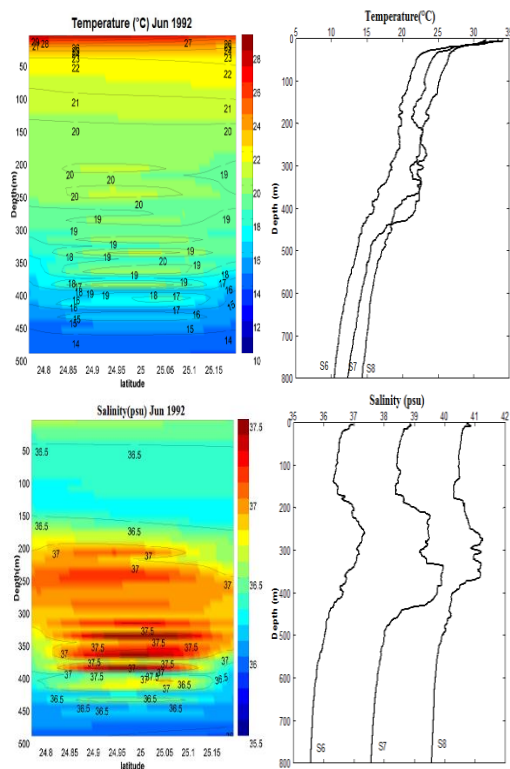
(C) در غرب و یک آنتی سیکلون (A) در شرق رأس الحمراء که خصوصیتی شبیه به آب‌های خروجی خلیج فارس دارند موجب می‌شود که این جریان تا میانه دریای عمان پیشروی

جریان شور خروجی خلیج فارس در تابستان در مجاورت مرز ساحلی جنوبی دریای عمان حرکت کرده و تا رأس الحمراء پیشروی می‌کند. فعالیت پیچک‌های دو قطبی با یک سیکلون

ترموکلاین در این فصل قوی بوده و مانند یک درپوش عمل می‌کند و از بالا واداشت‌های سطحی را حذف می‌کند.



شکل ۱۱. برش‌های مقطعی و پروفایل قائم دما و شوری در امتداد مسیر G در شکل (۲) در زمستان ۱۹۹۲

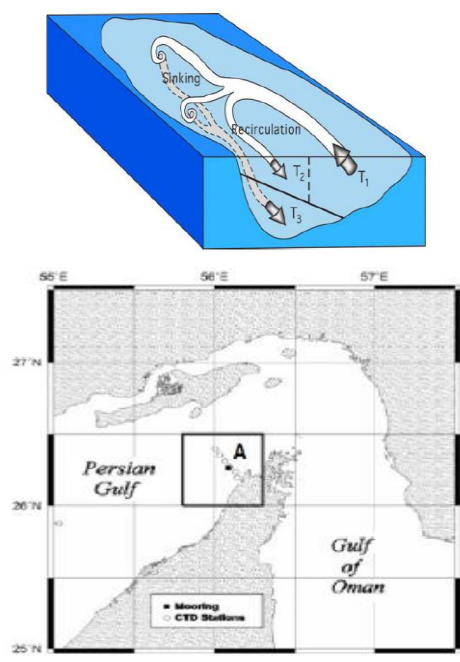


شکل ۱۲. برش‌های مقطعی و پروفایل قائم دما و شوری در امتداد مسیر G در شکل (۲) در تابستان ۱۹۹۲

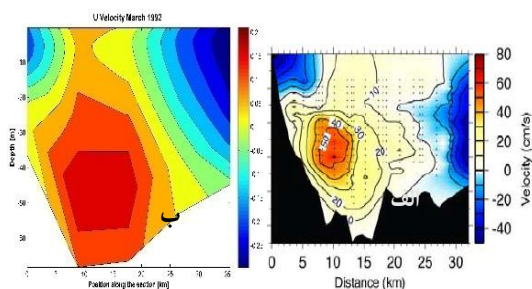
کند، و بخشی از آب‌های خروجی خلیج فارس در سواحل ایران امتداد یابد. علت آن می‌تواند فعالیت پیچک‌های سطحی (دوقطبی) و اثرات ناپایداری‌های باروتروپیکی و باروکلینیکی در قسمت‌های مرکزی و شمالی دریای عمان باشد. الگوی جریان‌ها در تابستان یک پیچک ساعتگرد در ۲۵ درجه شمالی و دوگردش پادساعتگرد و ساعتگرد به ترتیب در بالا دست و پایین دست رأس الحمراء را نشان می‌دهد؛ بنابراین؛ در هر دو زمان تابستان و زمستان، گردش سیکلونی (پادساعتگرد) در حدود $58^{\circ}E$ دیده می‌شود که در زمستان منسجم تر به نظر می‌رسد. با شروع مونسون تابستان (می تا سپتامبر) بادهای قوی از جنوب غرب می‌وزند و موجب قوی تر شدن پیچک آنتی‌سیکلونی (ساعتگرد) در $57^{\circ}E$ و $25^{\circ}N$ می‌شوند. در ماه‌های گذار (مارچ و اکتبر) بادهای آن قدر قوی نیستند تا بتوانند برگردش اثر بگذارند. در نتایج مدل‌سازی، سرعت جریان خروجی حاصل از شبیه‌سازی مقادیر بیشتری را در زمستان نسبت به تابستان نشان می‌دهد. متوسط سرعت جریان در عمق ۱۵۰ متر برای زمستان حدود 0.4 ms^{-1} و برای تابستان 0.3 ms^{-1} مشاهده می‌شود.

۵. مقایسه با اندازه‌گیری‌های میدانی

۵-۱. برش‌های مقطعی و پروفایل‌های قائم میدان پارامترهای فیزیکی
به منظور مشخص نمودن جبهه ترموهالاینی و لایه‌های نفوذی در دریای عمان، برخی برش‌های مقطعی و قائم دما و شوری حاصل از اندازه‌گیری‌های راپمی و شبیه‌سازی مدل عددی در سال ۱۹۹۲ در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ نشان داده شده است. بررسی برش‌های مقطعی و پروفایل‌های قائم دما و شوری نفوذ آب گرم و شور را در زمستان بین حدود ۴۵۰-۱۵۰ متر و در تابستان بین حدود ۴۰۰-۱۰۰ متر و مقدار بیشینه شوری را در عمق‌های حدود ۲۵۰-۲۰۰ متر نشان می‌دهد. از این عمق تا بستر دما و شوری هر دو با عمق کاهش می‌یابند. پروفایل‌های قائم و موقعیت بیشینه آن‌ها نشان‌دهنده نفوذ آب گرم و شور در مناطق جبهه‌ای و حضور جبهه ترموهالاینی در این عمق است. همان‌طور که از مقایسه نتایج مشاهده می‌شود در تابستان جریان خروجی متحد و یکپارچه است زیرا



شکل ۱۳. شماتیکی از جریان ورودی و خروجی خلیج فارس در قسمت جنوبی تنگه هرمز



شکل ۱۴. برش مقطعی مؤلفه افقی سرعت در ترانسکت A نشان داده شده در شکل ۱۱ در ماه مارچ (الف) مؤلفه افقی سرعت ۱۹۹۷. جانز و همکاران [۲۶] و (ب) مؤلفه افقی سرعت حاصل از شبه‌سازی عددی ROMS

جدول ۵ حجم آب انتقالی (دبی سالانه) و میانگین فصلی جریان خروجی و ورودی خلیج فارس در تنگه هرمز را در لایه‌های بالایی و پایینی در ترانسکت A شکل ۱۳ نشان می‌دهد. در این جدول نتایج حاصل از شبه‌سازی عددی ROMS و یافته‌های جانز و همکاران [۲۶] مقایسه شده است. میانگین دبی سالانه لایه جریان خروجی ترموهالینی عمیق (T3) مقدار Sv ۰/۱۷ و لایه خروجی سطحی (T2) مقدار Sv ۰/۰۶ به دست آمده است که با نتایج [۲۶] مطابقت دارد و نشان می‌دهد که آب سرد و کم شور دریای عمان (جریان ورودی T1) از سطح و از قسمت سواحل ایران وارد تنگه هرمز شده و تا شمال خلیج فارس حرکت می‌کند.

در این شرایط فرارفت به لایه‌های زیرین بسیار کم است و جریان به صورت یکپارچه باقی می‌ماند. در زمستان به علت ضعیف بودن ترموکلاین و فعالیت در این شرایط فرارفت به لایه‌های زیرین بسیار کم است و جریان به صورت یکپارچه باقی می‌ماند. در زمستان به علت ضعیف بودن ترموکلاین و فعالیت دینامیک پیچک‌ها، واداشت‌ها به لایه‌های پایین‌تر نفوذ کرده و جریان خروجی به صورت تکه تکه است. آب در زمستان و تابستان شور است و تغییرات دما به علت تغییر فصل باعث می‌شود که در زمستان سردتر و چگال‌تر و در تابستان گرم‌تر با چگالی کمتر باشد. شایان ذکر است که داده‌های CTD با دقت بالایی از سطح تا عمق در فواصل کمتر از ۰/۵ متر و در یک زمان کوتاه برداشت شده‌اند، در حالی که نتایج مدل‌سازی تنها برای ۱۵ تراز روی کل ستون آب به دست می‌آید. بدیهی است اثرات پدیده‌هایی با مقیاس زمانی کوتاه مانند اثرات جزر و مد و ناپایداری‌ها در این شبه‌سازی فیلتر شده است و از این رو تنها خصوصیات کلی پروفایل‌ها با یکدیگر قابل مقایسه است.

۲-۵. دبی سالانه جریان خروجی خلیج فارس

جانز و همکاران [۲۶] با نصب یک دستگاه ADCP^۹ از دسامبر ۱۹۹۶ تا مارس ۱۹۹۸ در تنگه هرمز در ترانسکت A شکل ۱۳ درباره تبادل آب خلیج فارس و دریای عمان تحقیق نمودند.

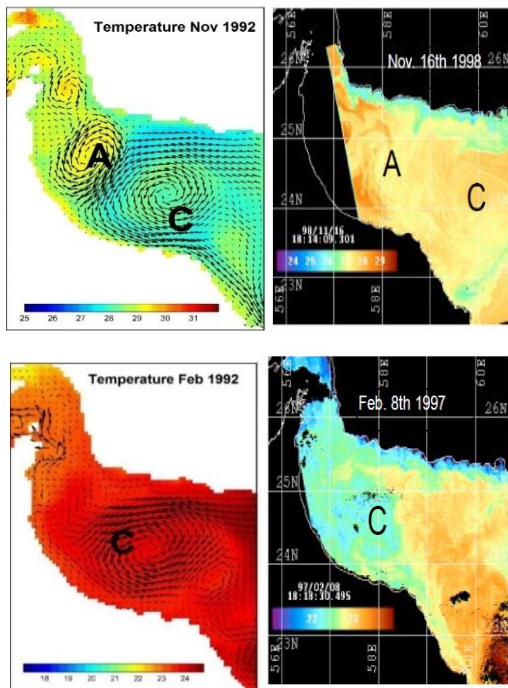
شکل ۱۴ برش مقطعی مؤلفه افقی سرعت حاصل از مدل‌سازی ROMS را در ترانسکت A به منظور محاسبه دبی سالانه و ماهانه جریان خروجی خلیج فارس در تنگه هرمز نشان می‌دهد. با توجه به شماتیک جریان ورودی و خروجی خلیج فارس در تنگه هرمز در شکل ۱۳ بخش‌های T1, T2, T3 به طور تقریبی تفکیک شده و مساحت سطح مقطع و میانگین سرعت هر قسمت محاسبه شده که شامل سه مؤلفه اصلی است. (الف) جریان ورودی سطحی آب با شوری کمتر در قسمت شمالی تنگه هرمز (ب) جریان خروجی عمیق شور در قسمت جنوبی تنگه هرمز (ج) جریان خروجی برای میانگین شوری در قسمت جنوبی تنگه هرمز که به طور فصلی تغییر می‌کند.

جدول ۵: حجم آب انتقالی سالانه در ترانسکت A حاصل از شبیه‌سازی عددی ROMS و نتایج جانز و همکاران [۲۶]

لایه	حجم آب انتقالی زمستان (Sv)	حجم آب انتقالی بهار (Sv)	حجم آب انتقالی تابستان (Sv)	حجم آب انتقالی پاییز (Sv)	حجم سالانه آب انتقالی (Sv)	حجم سالانه آب انتقالی نتایج [۲۳]
جریان ورودی (T1)	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۲۳±۰/۰۴
جریان خروجی در سطح (T2)	۰/۰۶۸	۰/۰۶۴	۰/۰۶۴	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۶±۰/۰۲
جریان خروجی در عمق (T3)	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۵±۰/۰۳

همچنین اختلاط و تلاطم در این منطقه باشد. لازم به ذکر است با توجه به دقت شبکه‌بندی مدل در جهت‌های افقی (حدود ۴/۷ km) و عمودی (۱۵ تراز سیگما) و دقت بالای داده‌های CTD که از سطح تا عمق در فواصل مکانی و زمانی کوتاه برداشت می‌شوند؛ بدیهی است تفاوت‌هایی از نظر عمق و خصوصیات فیزیکی مشاهده شود.

قسمتی از آب ورودی با آب‌های خروجی (جریان خروجی T2) از لایه‌های میانی تنگه هرمز خارج می‌شود، آب‌های سنگین شده و شور شمال غربی و جنوب شرقی خلیج فارس از بستر به سمت تنگه هرمز جریان پیدا می‌کنند و از لایه‌های عمیق (جریان خروجی T3) در حاشیه سواحل عمان از تنگه خارج می‌شوند.

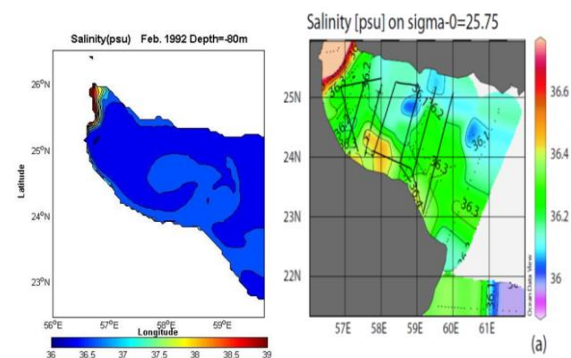


شکل ۱۶. مقایسه دمای سطحی حاصل از شبیه‌سازی مدل ۱۹۹۲ و تصویر ماهواره‌ای حاصل از SST-2 ۱۹۹۷ در ماه‌های فوریه و نوامبر آیکن و همکاران [۹]

مقایسه نتایج حاصل از شبیه‌سازی عددی ROMS و تصاویر ماهواره‌ای SST-2 ۱۹۹۷ و SST-2 ۱۹۹۸ در شکل ۱۶ نشان می‌دهد که در زمستان یک گردش سیکلونی یا پادساعتگرد که با حرف C نشان داده شده است در منطقه غربی دریای عمان و در تابستان دو گردش آنتی سیکلونی یا

۳-۵. مقایسه نتایج حاصل از شبیه‌سازی مدل عددی ROMS با مطالعات انجام‌شده

نتایج حاصل از شبیه‌سازی عددی، بخشی از یک جبهه ترموهالاینی قوی را در عمق حدود ۸۰ متر در $15^{\circ}N$ و $57^{\circ}E$ در ورودی دریای عمان نشان می‌دهد؛ همان‌طور که در شکل ۱۵ جبهه ترموهالاینی در عمق حدود ۹۰-۱۰۰ متر توسط پائوس و همکاران [۵] مشاهده شده است.



شکل ۱۵. میانگین ماهانه میدان شوری (الف) حاصل از نتایج مدل‌سازی در فوریه ۱۹۹۲ و (ب) توده‌های آب در هم چگالی ۲۵٫۷۵ پائوس و همکاران [۵]

اختلاف عمق در مکان جبهه ترموهالاینی می‌تواند به علت در نظر نگرفتن جریانات جزر و مدی در شبیه‌سازی عددی مدل ROMS و نیز اثرات توپوگرافی و هندسه پیچیده منطقه،

بخشی از آن در سواحل ایران مشاهده می‌شود. با به کارگیری تئوری استرن برای توجیه رفتار جریان در رأس الحمراء و استفاده از مشخصه های جریان در این منطقه برای زمستان و تابستان مشاهده می‌شود که جریان در زمستان باید در جهت عمود بر ساحل حرکت کند در حالی که در تابستان حرکت جریان، باید در امتداد ساحل باشد که با نتایج عظام و همکاران [۶] مطابقت دارد. الگوی گردش حاصل از اجرای مدل، جریان‌های دریایی قابل توجهی در دریای عمان پیش‌بینی می‌کند. این الگو، دو ساختار گردشی را در مدت مونسون‌های زمستان و تابستان نشان می‌دهد. در مدت مونسون زمستان (شمال شرقی) بادهای قوی از شمال شرق می‌وزند و باعث قوی تر شدن گردش سیکلونی می‌شوند. الگوی جریان غالب در زمستان یک گردش سیکلونی (پاد ساعتگرد) با مرکز شور در 25°E - 24°N و 58°N است که توسط محققان دیگر از جمله رینولدز [۱] و پائوس و همکاران [۵] و عظام و همکاران [۶] و آیکن و همکاران [۹] و لژار و همکاران [۱۲] مشخص شده است. در ماه ژانویه علاوه بر گردش سیکلونی یک توده آب گرم و شور (پدی) با شوری $36/8\text{psu}$ و دمای $19-20$ درجه سانتی گراد که منبع آن، آب‌های خروجی خلیج فارس است به صورت پیچک ساعتگرد در رأس الحمراء مشاهده می‌شود که این نتیجه از سوی سنجیو و همکاران [۷] نیز بیان شده است. با شروع مونسون تابستان (می تا سپتامبر) بادهای قوی از جنوب غرب می‌وزند و موجب قوی تر شدن گردش آنتی سیکلونی (ساعتگرد) در 57°E و 25°N می‌شوند. الگوی جریانات غالب در تابستان یک گردش آنتی سیکلونی (ساعتگرد) در 25 درجه شمالی و پیچک‌های دو قطبی با یک سیکلون در غرب و یک آنتی سیکلون در شرق رأس الحمراء، خصوصیات شبیه آب‌های خروجی خلیج فارس دارند و موجب می‌شوند که این جریان تا میانه دریای عمان پیشروی کند. علت آن اثرات ناپایداری‌های باروتروپیک و باروکلینیک و فعالیت پیچک‌های سطحی (دوقطبی) در قسمت‌های مرکزی و شمالی دریای عمان است. در ماه‌های گذار (مارچ و اکتبر) بادهای آن قدر قوی نیستند تا بتوانند بر گردش اثر بگذارند. سرعت جریان خروجی حاصل از

ساعتگرد A در غرب و سیکلونی یا پادساعتگرد C در شرق این منطقه وجود دارد. گردش آنتی سیکلونی A در غرب دریای عمان با نتایج مشاهدات رینولدز [۱] مطابقت دارد.

۶. نتیجه گیری

تغییرات جبهه ترموهالاینی و الگوی گردش جریان خروجی خلیج فارس در دریای عمان با استفاده از مدل اقیانوسی ROMS و به کارگیری میدان داده‌های جوی ECMWF به منظور مدل‌سازی جبهه ترموهالاینی جریان خروجی خلیج فارس شبیه‌سازی شدند و نتایج آن برای سال ۱۹۹۲ بررسی شدند. با توجه به نتایج مدل، بخشی از یک جبهه ترموهالاینی در عمق ۸۰ متر در جهت شمال شرقی جنوب غربی در ورودی دریای عمان مشاهده شده است. جبهه ترموهالاینی از عمق ۱۵۰-۱۰۰ متر به ترتیب در تابستان و زمستان تا عمق ۴۵۰-۴۰۰ متر امتداد می‌یابد. بیشینه شوری در لایه‌های نفوذی منطقه جبهه‌ای در چهار فصل سال بین $250-300$ متر نشان داده شده است. دمای بیشینه با عمق شوری بیشینه منطبق است در عین حال بیشینه شوری از یک حد معین نمی‌تواند بیشتر شود و ناحیه‌ای از ناپایداری احتمالاً زیر لایه بیشینه شوری شکل می‌گیرد. توده‌های آب گرم و شور بین دو توده آب سرد و کم شور قرار دارند و لزه‌های گرم و شور نشان دهنده دو مرز در بالا و پایین هستند که در مرز بالا همرفت پخش و در مرز پایین رژیم انگشتی وجود دارد. الگوهای هم‌دما و هم‌شوری در دریای عمان در طول سال مشابه هستند و از تنگه هرمز تا رأس الحد امتداد می‌یابند. نتایج مدل نشان می‌دهند که جریان خروجی خلیج فارس در زمستان به علت چگالی بیشتر آب در عمق پایین تری نسبت به بقیه فصل‌ها قرار دارد و به صورت یک جریان گرم و شور ساحل جنوبی عمان به صورت یک جت باریک با شوری $37/5\text{psu}$ و دمای 20°C تا رأس الحمراء جریان پیدا می‌کند. توده آب زبانه‌ای شکل ترکیبی از آب‌های گرم و شور خلیج فارس و آب‌های سرد و کم شور دریای عمان است. در تابستان جریان سطحی تر است و در عمق شناوری بالاتری نسبت به زمستان قرار دارد و به طور کامل از آب‌های ساحل جنوبی عمان جدا شده و تا میانه دریای عمان پیشروی می‌کند و

- [11] Thoppil PG, Hogan PJ. A modeling study of circulation and eddies in the Persian Gulf. *Journal of Physical Oceanography*. 2010 Sep;40(9):2122-34.
- [12] L'Hégaret P, Carton X, Louazel S, Boutin, G. Mesoscale eddies and submesoscale structures of Persian Gulf Water off the Omani coast in spring 2011. *Ocean Science*. 2016; 12: 687–701. doi:10.5194/os-12-687.
- [۱۳] سیوف جهرمی مریم، صدری نسب مسعود، علی اکبری بیدختی عباسعلی. شبیه‌سازی سه‌بعدی داده‌های اندازه‌گیری شده دریای عمان در اواخر زمستان ۲۰۰۵. *مجله علوم و فنون دریایی*. ۱۳۹۳؛ ۱۳(۳): ۲۱–۳۱.
- [14] Bidokhti A. Shear induced splitting of a plume outflow in a stratified enclosed basin. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*. 2005; 34(2): 192–211.
- [15] Griffiths RW, Bidokhti AA. Interleaving intrusions produced by internal waves: a laboratory experiment. *Journal of Fluid Mechanics*. 2008 May;602:219-39.
- [16] Ruddick BR, Oakey NS, Hebert D. Measuring lateral heat flux across a thermohaline front: A model and observational test. *Journal of Marine Research*. 2010 May 1;68(3-4):523-39.
- [۱۷] علی اکبری بیدختی عباسعلی. مبانی دینامیک شارها. انتشارات دانشگاه تهران؛ ۱۳۸۳. ص. ۲۸۶.
- [18] Shchepetkin A, McWilliams J. Regional Ocean Model System: a split-explicit ocean model with a free-surface and topography-following vertical coordinate. *Ocean Modelling*. 2005; 9: 347- 404.
- [19] Smith WH, Sandwell DT. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*. 1997 Sep 26;277(5334):1956-62. doi: 10.1126/science.277.5334.1956.
- [20] Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*. 2011 Apr 1;137(656):553-97.
- [21] Woodruff R, Reynolds S, Lubker, Lott N. ICOADS release 2.1 data and products. *International journal of Climatology*. 2005; 25(7): 823–42.
- [22] Locarnini R, Mishonov A, Antonov J, T. Boyer T, Garcia H, Baranova O, Zweng M, Johnson D. *World Ocean Atlas 2009*. 2010; vol. 1.
- شبیه‌سازی در زمستان مقادیر بیشتری را نسبت به تابستان نشان می‌دهد. متوسط سرعت در عمق ۱۵۰ متر برای زمستان حدود 0.4 ms^{-1} و برای تابستان 0.3 ms^{-1} است. این مطلب با یافته‌های بوئر و همکاران [۱۰] سازگاری دارد. آن‌ها بیشینه سرعت جریان خروجی را برای زمستان حدود 0.55 ms^{-1} و برای تابستان 0.4 ms^{-1} بیان کرده‌اند.

منابع

- [1] Reynolds RM. Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman—Results from the Mt Mitchell expedition. *Marine Pollution Bulletin*. 1993 Jan 1;27:35-59.
- [2] Swift SA, Bower AS. Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003 Jan;108(C1):1-4.
- [3] Bidokhti AA, Ezam M. The structure of the Persian Gulf outflow subjected to density variations. *Ocean Science Discussions*. 2008 May 22;5(2):135-61.
- [4] Brewer PG, Fler AP, Kadar S, Shafer DK, Smith CL. Chemical oceanographic data from the Persian Gulf and Gulf of Oman. *WHOI Rep*. 1978(78-37).
- [5] Pous SP, Carton X, Lazure P. Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman—Results from the GOGP99 Experiment: 1. Strait of Hormuz. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004 Dec 1;109(C12).
- [6] Ezam M, Bidokhti AA, Javid AH. Numerical simulations of spreading of the Persian Gulf outflow into the Oman Sea. *Ocean Science*. 2010 Oct 11;6(4):887-900.
- [7] Senjyu T, Ishimaru T, Matsuyama M, Koike Y. High salinity lens from the Strait of Hormuz. *Offshore Environment of the ROPME Sea Area after the War-Related Oil Spill*. 1998 Jan:35-48
- [8] L'Hégaret P, Carton X. Dipolar eddy near Ras Al Hamra (Sea of Oman). *Ocean Dynamics*. 2013;63: 633–59.
- [9] Aicken W, Shimwell S, Stapleton N. Improved monitoring of oceanographic features in the Gulf of Oman through combined use of satellite thermal infra-red, ocean colour & radar altimeter observations. 2000.
- [10] Bower AS, Hunt HD, Price JF. Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2000 Mar 15;105(C3):6387-414.

[23] Willmott CJ. On the validation of models. Physical geography. 1981 Jul 1;2(2):184-94. doi:10.1080/02723646.1981.10642213.

[24] Stern ME. Geostrophic fronts, bores, breaking and blocking waves. Journal of Fluid Mechanics. 1980 Aug;99(4):687-703.

[۲۵] علی اکبری بیدختی عباسعلی، صباغ کاشانی زهرا. همرفت پخش دوگانه و وارونگی دما در آب‌های خلیج فارس و دریای عمان. مجله فیزیک زمین و فضا. ۱۳۸۲. ۲۹(۱):۳۳-۴۵.

[26] Johns W, Yao F, Olson D, Josey S, Grist J, Smeed D. Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. Journal of Geophysical Research. 2003;08(C12); 3391. doi:10.1029/2003JC001881.

پی‌نوشت

1. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
2. Regional Ocean Model System
3. Conductivity Temperature Depth
4. Global topography data set
5. Comprehensive Ocean Atmosphere Dataset
6. World Ocean Atlas
7. Large, Mc Williams Doney
8. Mellor Yamada 2.5
9. Acoustic Doppler current profiler

