

ردیابی توده‌های آب خلیج عدن با استفاده از ردیاب غیرفعال

را حله شفیع سرورستانی^{۱*}، مسعود صدری‌نسب^۲، محمد اکبری‌نسب^۳

۱- دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، پست الکترونیکی: rahele_shafiee@yahoo.com
 ۲- دانشیار، گروه مهندسی طراحی محیط زیست، دانشکده محیط زیست، دانشگاه تهران، پست الکترونیکی: masoud.sadri@ut.ac.ir
 ۳- استادیار، گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه مازندران، بابلسر، پست الکترونیکی: m.akbarinasab@umz.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۸/۱۳

* نویسنده مسوول

تاریخ دریافت: ۹۷/۶/۲۷

چکیده

در مطالعه حاضر توده‌های آب خلیج عدن با استفاده از یک ردیاب غیرفعال متمرکز با مدل MITgcm شناسایی شدند. حوزه مدل‌سازی در محدوده $0^{\circ}N-30^{\circ}N$ و $77^{\circ}E-44^{\circ}E$ بود. داده‌های اولیه (دما، شوری، باد، شار گرمای خالص، تبخیر و بارش) به مدل معرفی گردیدند و مدل‌سازی برای ۲۰ سال انجام شد. مقایسه نتایج مدل با داده‌های اندازه‌گیری شده، توافق خوبی را نشان دادند. نتایج حاصل از مدل‌سازی، نشان‌دهنده وجود سه توده آب تا عمق ۹۰۰ متری (عمق مدل‌سازی شده) در خلیج عدن بود. این توده‌ها شامل توده آب سطحی خلیج عدن تا عمق ۲۰۰-۱۰۰ متری با بیشینه شوری ۳۷ psu و چگالی $1023-1024 \text{ kg/m}^3$ ، توده آب لایه‌های میانی خلیج عدن در عمق‌های ۶۰۰-۱۰۰ متری با شوری ۳۶-۳۵ psu و چگالی $1026-1024 \text{ kg/m}^3$ و توده آب عمق در عمق‌های ۹۰۰-۴۰۰ متری و پایین‌تر با شوری ۳۶/۹-۳۵/۹ psu و چگالی $1027/5-1026 \text{ kg/m}^3$ بودند. در گرادیان چگالی افقی ناشی از تغییرات شوری بین آب شور عمق و آب کم شور خلیج عدن ناپایداری باروکلینیکی مشاهده گردید. نتایج حاصل از رهاسازی ردیاب متمرکز غیرفعال با غلظت ۱۰۰٪ در خلیج عدن در سطح، عمق ۲۰۰ متر و عمق ۴۰۰ متر نیز وجود سه توده آب را تأیید نمود. پهنای بحرانی جریان آب عمیق برای جدایی از مرز ساحلی با استفاده از محاسبه شعاع تغییر شکل راسی برای زمستان $30/25 \text{ km}$ و در تابستان $50/4 \text{ km}$ محاسبه شد.

کلمات کلیدی: ردیاب غیرفعال، MITgcm، توده آب سطحی، توده آب میانی، توده آب عمق، ناپایداری باروکلینیکی، درون آمیختگی، خلیج عدن.

۱. مقدمه

شوری خواصی پایستار^۲ هستند به آرامی در عمق، به قسمت‌های مختلف اقیانوس فرارفت می‌کنند. از اهمیت تشخیص و ردیابی توده‌های آب شامل تغییر روی امواج صوتی است که باعث تغییر در کانال‌های صوتی می‌شود. همچنین لایه‌های ایجاد شده توسط جریان‌های نفوذی توده‌های آب، سبب پخش مواد آلی و همچنین اکسیژن موجود درون آب می‌شوند که از نظر زیست محیطی

مفهوم توده‌ی آب از هواشناسی ایده گرفته شده که دسته‌بندی-های متفاوت جو را به عنوان توده‌های هوا مشخص می‌کند. خواص توده‌های آب زیر سطحی در ناحیه‌ی منبع توده‌ی آب شکل می‌گیرد که ناحیه شکل‌گیری^۱ نام دارد و از آنجا که دما و

^۲ Conservative^۱ Formation region

عمق ۸۰-۷۰ m قرار می‌گیرند. همچنین آب زیر سطحی و آب دریای سرخ در بالای ۱۰۰۰ متری خلیج عدن قرار می‌گیرند. Mohamed و همکاران (۱۹۹۶) و (1997) Mohamed چهار توده آب در خلیج عدن شناسایی نمودند که به ترتیب دارای آنومالی چگالی $\sigma_t = 24-25 \frac{kg}{m^3}$ ، $\sigma_t = 25-26 \frac{kg}{m^3}$ ، $\sigma_t = 26-27 \frac{kg}{m^3}$ و $\sigma_t = 26-28 \frac{kg}{m^3}$ بودند. Phillips (1996) بیان نمود که آب بسیار شور دریای سرخ منجر به چرخش گرما-شوری در خلیج عدن می‌شود. Pickard و Emery (۱۹۸۲) گزارش نمودند که آب‌هایی با شوری بسیار زیاد ($S > 40$ psu) به عمق دریای سرخ فرو رفته و در تنگه‌ی باب المندب به خلیج عدن جریان می‌یابند. Shapiro و Meschunou (۱۹۹۱) نشان دادند که در تابستان گسترش توده آب دریای سرخ در خلیج عدن به سمت شرق افزایش می‌یابد. Cember (1988) گزارش نمود که فرارفت شمالی توده آب دریای سرخ، دو توده‌ی آب تولید می‌کند که بعد از اختلاط با آب خلیج عدن به شکل یک آب بسیار شور میانی در عمق ۹۰۰-۶۰۰ m با دمای $11^\circ C$ ، با شوری ۳۵/۷-۳۵/۵ psu و چگالی پتانسیل $\sigma_\theta = 27/35-27/15 \frac{kg}{m^3}$ وارد دریای عرب می‌شود. Schott و همکاران (۱۹۹۰) گزارش نمودند که بیشینه‌ی شوری فصلی در هسته‌ی چگالی آب دریای سرخ $\sigma_\theta = 27/2 \frac{kg}{m^3}$ از فوریه تا آوریل در سواحل سومالی یافت شد. Bower و همکاران (۲۰۰۰) بیان نمودند که پلوم جریان نفوذی آب دریای سرخ به عمق ۷۰۰ m با آنومالی چگالی $\sigma_\theta = 27/2 \frac{kg}{m^3}$ فرو رفته و در مرز جنوبی خلیج عدن گسترش می‌یابد. Beal و همکاران (۲۰۰۰) بیشینه‌ی تغییرات آب دریای سرخ را در خلیج عدن و شمال جریان سومالی یافتند و گزارش نمودند که آب دریای سرخ با شوری زیاد به عمق حدود ۵۰۰ m و در استوا به عمق ۸۰۰ m می‌رسد. Bower و همکاران (۲۰۰۵) گزارش نمودند که در زمستان، بیشینه شوری در عمق میانی در محدوده‌ی ۸۰۰-۴۰۰ m و چگالی پتانسیل $\sigma_\theta = 27/5-27/5 \frac{kg}{m^3}$ شکل می‌گیرد. Matt و Johns (۲۰۰۷) اعلام نمودند که پلوم جریان خروجی دریای سرخ در خلیج عدن به صورت دو کانال در شمال و جنوب این خلیج است (شکل ۱۱). چهار توده‌ی آب با استفاده از نمودارهای $S - \theta$ توسط Shenoi و Saafani (۲۰۰۷) شناخته شد (شکل ۷ ب). آب دریای سرخ که آب غالب در خلیج عدن است، آب سطحی و آب میانی این خلیج با کمینه‌ی شوری همراه با $\sigma_\theta = 26/5 \frac{kg}{m^3}$ است.

دارای اهمیت فراوانی هستند. وارونگی‌های ایجاد شده توسط جریان‌های نفوذی حاصل از توده‌های آب روی ضرایب پخش پیچکی تأثیر می‌گذارند و برای مدل‌سازی مهم بوده و نقش کلیدی بر ساختار توازن گرما-شوری (ترموهالین^۱) بلندمدت اقیانوس دارند (Ruddick and Hebert, 1988; Stephen and Howard, 1993). تاکنون شناسایی توده‌های آب موجود در خلیج عدن بر اساس مدل‌سازی با دقت مناسب انجام نشده و تمامی یافته‌های پیشین بر اساس داده‌های پراکنده مکانی و زمانی اندازه‌گیری در این حوزه مهم هستند. به علاوه نحوه گسترش زیانه جریان در لایه‌های مختلف آب خلیج عدن تاکنون بررسی نشده است. بنابراین هدف از این مطالعه ۱- شناسایی توده‌های آب موجود در خلیج عدن و عمق قرارگیری این توده‌های آب است. ۲- نحوه گسترش پلوم خروجی از تنگه باب المندب در لایه‌های مختلف آب خلیج عدن است. ۳- نحوه تأثیر جریان، بر پلوم خروجی در خلیج عدن است.

خلیج عدن در ناحیه جنوبی کشور یمن واقع شده است که از جنوب با کشور سومالی و از غرب با کشور کوچک جیبوتی همسایه است. این حوضه آبی از غرب به باب‌المندب و دریای سرخ و از سمت شرق با اقیانوس هند مرتبط است (شکل ۱) (Tomczak and Godfrey, 2001). کمینه دما در سطح خلیج عدن به $17^\circ C$ در طول مونسون زمستانه و بیشینه آن $30^\circ C$ در فصل مونسون تابستانه است (Piechura and Sobaih, 1986; Nasser, 1992).

Rochford (1964) توده آب بسیار شور دریای عرب را با آنومالی چگالی $\sigma_t = 23/5-24 \frac{kg}{m^3}$ و توده آب دریای سرخ را با آنومالی چگالی $\sigma_t = 27/4-27/4 \frac{kg}{m^3}$ در شرق خلیج عدن گزارش نمود. Khimitsa (1968) با مطالعه روی خلیج عدن چهار توده آب در خلیج عدن معرفی نمود که شامل لایه بالایی (۱۰۰-۵۰ m) با آب بسیار شور (۳۶-۳۶/۵ psu)، لایه میانی (۱۰۰-۵۰۰ m) با آب با شوری کم‌تر (۳۵/۳ psu)، لایه میانی دیگر (۱۰۰-۵۰۰ m) با آب با شوری بالا (۳۶/۵-۳۸ psu) و ناحیه نزدیک کف با دما و شوری کم (۳۴/۹-۳۵/۵ psu) بود. همچنین Piechura و Sobaih (۱۹۸۶)، (Nasser 1992) سه توده آب سطحی، زیر سطحی و آب دریای سرخ را شناسایی کردند و بیان نمودند که آب سطحی در زمستان در عمق ۲۰۰-۳۰۰ m و در تابستان در

¹ Thermohaline

۲. مواد و روش‌ها

محاسبه می‌شود. معادلات اندازه حرکت افقی به صورت پیشرو گام‌بندی و سرعت قائم از طریق معادله پیوستگی محاسبه می‌شود. معادلاتی که بر سیر تکامل این میدان‌ها حاکم است، توسط اعمال قوانین مکانیک کلاسیک، ترمودینامیک سیال ناویراستوکس، برحسب مختصات قائم نوشته می‌شوند (معادله‌های ۱ تا ۷). این معادلات در سیستم مختصات کروی (λ, φ, Z) به صورت زیر هستند (Adcroft et al., 2018):

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \dot{p}}{\partial x} - A_h \nabla_h^2 u - A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\tau_x}{\rho_0 \Delta z_s} \quad \text{معادله ۱}$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \dot{p}}{\partial y} - A_h \nabla_h^2 v - A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{\tau_y}{\rho_0 \Delta z_s} \quad \text{معادله ۲}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \nabla_h \cdot \vec{u} = 0 \quad \text{معادله ۳}$$

$$\frac{D\theta}{Dt} - K_h \nabla_h^2 \theta - K_z \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} = -\lambda_\theta (\theta - \theta^*) - \frac{1}{C_p \rho_0 \Delta z_s} Q \quad \text{معادله ۴}$$

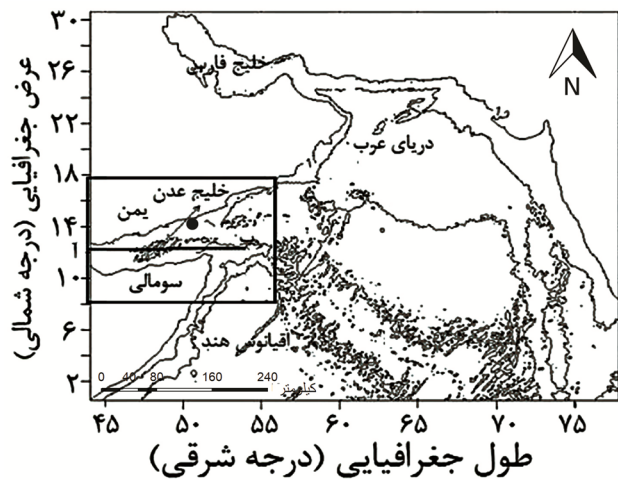
$$\frac{Ds}{Dt} - K_h \nabla_h^2 s - K_z \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = -\lambda_s (S - S^*) - \frac{S_0}{\Delta z_s} (E - P - R) \quad \text{معادله ۵}$$

$$\dot{p} = g \rho_0 \eta + \int_{-z}^0 \rho \, dz \quad \text{معادله ۶}$$

$$\dot{\rho} = -\alpha_\theta \rho_0 \dot{\theta} \quad \text{معادله ۷}$$

v و u اجزاء بردار جریان \vec{u} (جریان در مختصات کروی) فشار \dot{p} که به دو قسمت فشارگرایی ناشی از تغییرات ارتفاع سطح دریا (η) و قسمت هیدرواستاتیکی ناشی از تغییرات چگالی (ρ) که در کل ستون آب انتگرال گرفته شده، تقسیم می‌شود. τ_v و τ_u تنش باد در دو راستای مداری و نیم‌گانی در لایه سطحی ($\frac{N}{m^2}$) می‌باشند که در داخل اقیانوس این جمله‌ها صفر است، $\rho_0 = 1000 \frac{kg}{m^3}$ چگالی مرجع آب، Δz_s ضخامت لایه سطحی دریا، θ دمای پتانسیل ($^{\circ}C$)، $C_p = 4000 \frac{J}{kg^{\circ}C}$ گرمای ویژه آب دریا، Q شار گرمایی خالص ($\frac{N}{m^2}$)، θ^* میدان نیروی دما ($^{\circ}C$)، S^* میدان نیروی شوری (psu)، $(E - P - R)$ (روان آب رودخانه-بارش-تبخیر) ($\frac{m}{s}$)، $S_0 = 35 psu$ شوری مرجع آب دریا هستند. در معادله پیوستگی، ضرایب اصطکاک لاپلاس در جهت افقی

در مطالعه حاضر از مدل MITgcm با توجه به بسته‌های^۱ خاص موجود در آن برای ردیابی توده‌های آب خلیج عدن استفاده شد. محدوده‌ی عمق‌سنجی به‌کار گرفته شده در این پژوهش، $18^{\circ}N - 8^{\circ}N$ و $56^{\circ}E - 44^{\circ}E$ بود که از پایگاه^۲ GEBCO (www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data) با تفکیک‌پذیری^۳ ۴ دقیقه (۷۴۰۸ متر) دریافت شد و به صورت یک ماتریس به ابعاد 154×200 با فرمت باینری^۴ به مدل معرفی گردید (شکل ۱).



شکل ۱: عمق‌سنجی حوزه مدل‌سازی شده. ناحیه بررسی گسترش ردیاب کادر و نقطه صحت‌سنجی مدل با دایره سیاه مشخص شده است.

تفکیک مکانی در امتداد مداری^۵ و نیم‌گانی^۶ ۷۴۰۸ متر است. برای حل دقیق معادلات در ناحیه‌ی پیکنوکلاین^۷، مدل در راستای محور Z به ۳۲ لایه با تفکیک مکانی متغیر از ۵ تا ۱۵۰ متر (عمق ۹۰۰ متری) تقسیم شد و در راستای قائم از شبکه کارتیزین Z استفاده گردید. اجرای مدل به صورت هیدروستاتیک بود و معادلات آن به روش حجم محدود حل شد.

تحت تمام شرایط دینامیکی، در ابتدا یک معادله دو بعدی بیضوی برای شناسایی فشار سطح در مدل حل و فشار هیدروستاتیک در تمامی سطوح از طریق وزن آب بالای سیال

¹ Package
² General Bathymetric Chart of the Oceans
³ resolution
⁴ Binary
⁵ Zonal
⁶ Meridian
⁷ Pycnocline

که f پارامتر کوریلیس و δt گام زمانی هستند.
- پارامتر پایداری امواج گرانشی داخلی (معادله ۱۱):

$$S_c = \frac{C_g \delta t}{\Delta x} < 0.35 \quad \text{معادله ۱۱}$$

که G_g بیشینه سرعت امواج گرانشی $10 \frac{m}{s}$ است.
- شرط فرارفت کورانت برای سرعت جریان بیشینه (معادله ۱۲):

$$C_a = \frac{|\bar{u}| \delta t}{\Delta x} < 0.5 \quad \text{معادله ۱۲}$$

که $|u| = 2 \frac{m}{s}$ بیشینه سرعت جریان افقی است. در این مدل-ساز، از گسسته‌سازی گام زمانی چگال‌گرای^۲ به هم ریخته (به جای حالت همگام) استفاده گردید. مزیت این حالت برای پدیده-های طبقه‌بندی و امواج گرانشی داخلی است که ممکن است فرآیندهای محدود کننده‌ای برای یک گام زمانی پایدار داشته باشند. طبق تنظیمات صورت گرفته از معادله حالت خطی می‌شود و ضرایب انبساط گرمایی^۳ خطی در این معادله $\frac{1}{C} \times 10^{-4}$ و ضریب انقباض شوری^۴ خطی $\frac{1}{psu} \times 10^{-6}$ در نظر گرفته شده است. تغییرات ثابت کریولیس^۵ با توجه به عرض جغرافیایی حوزه‌ی مدل‌سازی محاسبه شد. داده‌های ورودی به مدل شامل دمای سطح دریا (SST^۶) و شوری سطح دریا (SSS^۷) از پایگاه WOA^۸ (<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA09>) استخراج شدند. همچنین داده‌های هواشناسی شامل بارش ($\frac{m}{s}$)، تبخیر ($\frac{m}{s}$)، گرمای نهان ($\frac{wat}{m^2}$)، شار خالص امواج بلند ($\frac{wat}{m^2}$)، شار خالص امواج کوتاه ($\frac{wat}{m^2}$)، شار گرمای محسوس ($\frac{wat}{m^2}$) و داده-های تنش باد در دو راستای مداری و نیم‌گانی ($\frac{N}{m^2}$) از پایگاه NOAA^۹ (<http://www.noaa.gov>) و ECMWF^{۱۰} (<http://apps.ecmwf.int>) دریافت شدند. داده‌های دامنه و فاز کشندی از پایگاه <http://www.space.dtu.dk> با دقت $\frac{1}{12}$ درجه دریافت شدند و با استفاده از جعبه ابزار TMD^{۱۱} در نرم‌افزار Matlab، نسخه ۲۰۱۴ دامنه سرعت جزر و مدی بر حسب $\frac{m}{s}$

در جهت قائم $A_h = 5 \times 10^2 \frac{m^2}{s}$ و در جهت قائم $A_z = 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ تعیین شدند که صحت‌سنجی این ضرایب برای تعیین پهنای لایه مانک و شرایط پایداری مدل مهم هستند. ضرایب انتشار دما و شوری در راستای افقی $K_h = 5 \times 10^{-3} \frac{m^2}{s}$ و در راستای قائم $K_z = 5 \times 10^{-4} \frac{m^2}{s}$ تعیین شدند. طرح‌واره فرارفتی مورد استفاده در این مدل یک طرح‌واره‌ی محدود شار مرتبه‌ی سوم زمانی-مکانی بوده که برای عدد کورانت^۱ $1 \leq |c| \leq 0$ پایدار است (Hundsdorfer and Trompert, 1994). مزیت این طرح‌واره، گسسته‌سازی مکانی و زمانی معادلات به طور همزمان است. در صورتی‌که در بقیه روش‌ها این گسسته‌سازی جداگانه انجام می‌گردد. در این روش روابط پخش، به معادلات اضافه شده و باعث می‌شوند روش پیشرو در زمان پایدار شود. با عدد کورانت متناهی در این روش انحراف از جمله‌های خطی با جملات پخش جبران می‌شود که برای عدد کورانت بالا، روش مرتبه سوم خطی ناپایدار است. بنابراین برای تعیین گام زمانی مناسب مدل، شرط عدد کورانت باید برآورده شود (Adcroft et al., 2018). شرط عدد کورانت به صورت $\delta t < \frac{\Delta x}{u}$ است که در آن $\Delta x = 740.8m$ معرف دقت مدل‌سازی در راستای مداری و u بیشینه سرعت جریان افقی می‌باشد. برای ایجاد پایداری علاوه بر این شرط باید شرط‌های دیگری نیز تأمین شود. بنابراین عدد گام زمانی مناسب برای مدل-سازی $60 s$ انتخاب شد. شرط‌های دیگر پایداری مدل به شرح زیر هستند (Adcroft et al., 2018):

- پارامتر پایداری برای اصطکاک لاپلاس در جهت افقی و قائم (معادله‌های ۸ و ۹):

$$S_L = \frac{4A_h \delta t}{\Delta x^2} < 0.5 \quad \text{معادله ۸ در جهت افقی}$$

$$S_L = \frac{4A_z \delta t}{\Delta z^2} < 0.3 \quad \text{معادله ۹ در جهت قائم}$$

A_h ضریب اصطکاک لاپلاس افقی، A_z ضریب اصطکاک لاپلاس قائم، Δx کوچک‌ترین دقت مدل در راستای افقی، Δz کوچک‌ترین دقت مدل در راستای قائم و δt گام زمانی هستند.
- پارامتر پایداری نوسانات اینرسی (معادله ۱۰):

$$S_i = f^2 \delta t^2 < 0.5 \quad \text{معادله ۱۰}$$

^۱ Courant number

^۲ Baroclinic

^۳ Thermal Expansion Coefficient

^۴ Saline Reduction Coefficient

^۵ coriolis

^۶ Sea Surface Temperature

^۷ Sea Surface Salinity

^۸ World Ocean Atlas

^۹ National Oceanic and Atmospheric Administration

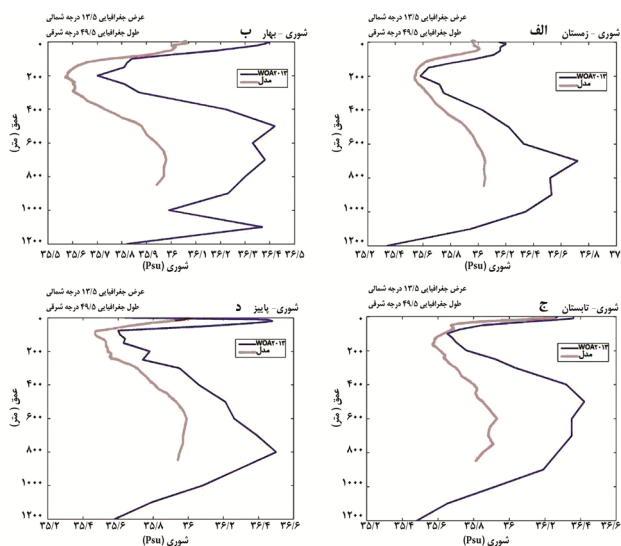
^{۱۰} European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

^{۱۱} Tide Model Driver

شوری و یا مواد معدنی مانند اکسیژن، فسفات و.. باشند. در این پژوهش پس از پایداری مدل، جهت ردیابی توده‌های آب خلیج عدن، ردیاب متمرکز^۴ به صورت غیرفعال^۵ در مرز غربی حوزه مدل‌سازی (تنگه باب‌المنذب) با غلظت ۱۰۰ درصد از سطح تا عمق در مرز باز در نظر گرفته شد و در بقیه حوزه غلظت ردیاب صفر بود و طرح فرارفتی حل معادلات ردیاب، ضرایب پخش افقی و قائم و شرایط اولیه تغییرات ردیاب با عمق به مدل معرفی شدند. در داخل اقیانوس ردیاب‌های غیرفعال توسط جریان‌های مدل اقیانوسی، فرارفت می‌شوند. معادله کامل سیر تکامل زمانی ردیاب به صورت معادله ۱۳ است.

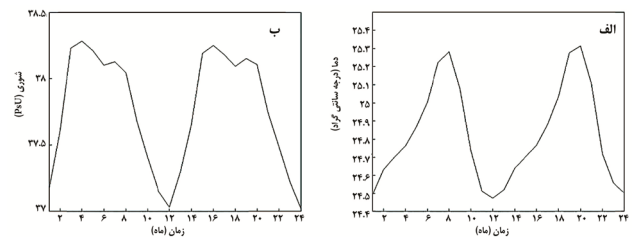
$$\frac{\partial C}{\partial t} = -U \cdot \nabla C - \mu C + \Gamma(C) + S \quad \text{معادله ۱۳}$$

که S جمله منبع ردیاب است. این جمله توسط منبع درونی C به دلیل تزریق مستقیم به وجود می‌آید. جمله U مجموع چرخش اولری^۶ مدل و سرعت ناشی از گردابه‌ها طبق پارامتر $Gent/Mcwilliams$ است. تابع همرفت $\Gamma(C)$ ، C را به طور قائم مختلط کرده، اگرچه سیال به طور محلی دارای ناپایداری استاتیکی است (Adcroft et al., 2018).

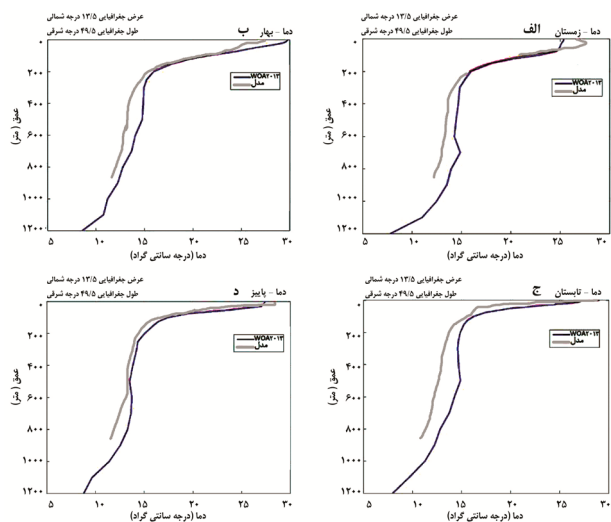


شکل ۳: نیم‌رخ‌های شوری حاصل از نتایج مدل‌سازی (خط کم‌رنگ) برای فصل‌های زمستان (الف)، بهار (ب)، تابستان (ج)، پاییز (د) و داده‌های WOA2013 (خط پررنگ) در موقعیت شکل ۱.

فاز بر حسب درجه مربوط به هشت مؤلفه کشندی (N_2, S_2, M_2), Q_1 و P_1, O_1, K_1, K_2 در سلول‌های مرزهای باز استخراج شدند و به مدل معرفی گردیدند. مدل‌سازی در حوزه مورد نظر برای ۲۰ سال بدون در نظر گرفتن ردیاب، اجرا شد تا مدل به پایداری (تغییرات دما و شوری با زمان به صورت تناوبی است) رسید (شکل ۲). نتایج دما و شوری مدل‌سازی شده در موقعیت نشان داده شده در شکل ۱، با داده‌های WOA2013 مقایسه شدند. در نهایت مشاهده شد که بین نتایج مدل و داده‌های واقعی تطبیق خوبی وجود دارد (شکل‌های ۳ و ۴).



شکل ۴: الف) تغییرات دما، ب) شوری سطحی در حوزه مدل‌سازی در دو سال آخر مدل‌سازی.



شکل ۵: نیم‌رخ‌های حاصل از نتایج مدل‌سازی (خط کم‌رنگ) دما برای فصل‌های زمستان (الف)، بهار (ب)، تابستان (ج)، پاییز (د) و داده‌های WOA2013 (خط پررنگ) در موقعیت شکل ۱.

در مدل MITgcm ردیاب‌های متمرکز^۱ می‌توانند به صورت فعال^۲ یا غیرفعال^۳ در نظر گرفته شوند. ردیاب‌ها می‌توانند دما،

4 Concentration
5 Passive
6 Eulerian

1 Concentration
2 Active
3 Passive

۳. نتایج و بحث

۳۶-۳۶/۳ بود که ناشی از افزایش بارش است. کاهش شوری در منطقه هالوکلاین^۲ خلیج عدن تا عمق ۲۰۰ m بود که تغییر شوری در این لایه به میزان ۳۷-۳۵/۹ psu گزارش شد. عمق لایه آمیخته^۳ در خلیج عدن با تغییر شدت وزش بادهای موسمی مؤثر بر این منطقه تغییر می‌کند. میانگین عمق لایه آمیخته مدل‌سازی شده در خلیج عدن ۲۰ m < بود که در این لایه دمای آب تقریباً ثابت و به مقدار ۵/۳۰-۳۰ °C پیش‌بینی گردید. عمیق شدن لایه آمیخته باعث اتلاف شناوری سطحی شده که یکی از فرآیندهای شکل‌گیری توده‌های آب است. به‌علاوه عمق لایه ترموکلاین^۴ نیز در حدود ۲۰۰ m بود که با تغییر فصل متغیر است که در این لایه تغییرات دمای آب به میزان ۳۰-۱۶ °C است. در فصل‌های تابستان و پاییز لایه‌بندی قوی‌تر از فصل‌های زمستان و بهار بود. مقایسه تغییرات شوری، دما و چگالی بر حسب عمق به صورت فصلی نشان‌دهنده وجود سه توده آب مشخص سطحی، میانی و توده آب دریای سرخ تا عمق ۹۰۰ متری در خلیج عدن بود (جدول ۱).

جدول ۱: سه توده آب قابل تشخیص در خلیج عدن با مشخصات دما، عمق، چگالی و شوری

| توده آب | دما (°C) | عمق (m) | چگالی (kg/m ³) | شوری (psu) |
|------------------------|----------|---------|----------------------------|------------|
| توده آب سطحی | ۲۶-۳۰/۱ | ۱۰۰-۲۰۰ | ۱۰۲۳-۱۰۲۴ | ۳۶-۳۷ |
| توده آب لایه‌های میانی | ۱۵-۲۵ | ۱۰۰-۶۰۰ | ۱۰۲۴-۱۰۲۶ | ۳۵/۵-۳۶ |
| توده آب دریای سرخ | ۱۲-۱۵ | ۴۰۰-۹۰۰ | ۱۰۲۶-۱۰۲۷/۵ | ۳۵/۹-۳۶/۹ |

- توده آب سطحی (شکل ۶ الف، کادر بالا) به علت وزش بادهای موسمی تابستانی و زمستانی و تبخیر بیش از بارش، آب سطحی شور خلیج عدن که منبع آن از دریای عربی است، با آب‌های زیرین اختلاط یافته و شوری تا عمق ۲۰۰-۱۰۰ ~ متری با عمق کاهش می‌یابد. منشأ توده آب سطحی خلیج عدن از اختلاط آب سطحی خلیج عدن با آب‌های سطحی غرب دریای عرب است که تحت تأثیر بادهای موسمی می‌باشد.

- توده آب لایه‌های میانی خلیج عدن که در شکل ۶ الف با کادر وسط نشان داده شده است و می‌توان منبع آن را آب‌های زیر سطحی جنب حاره دانست که به صورت زیر جریان، وارد خلیج عدن می‌شوند.

- توده آب دریای سرخ در خلیج عدن که در شکل ۶ الف با کادر پایین مشخص شده است. آب بسیار شور خروجی از دریای

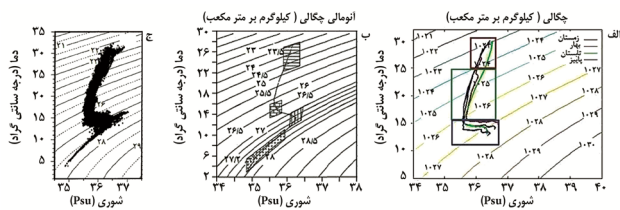
برای تشخیص توده آب موجود در یک حوزه معمولاً دو روش وجود دارد. روش اول نمودارهایی است که از طریق بیشینه (مقداری که انتظار فزونی یافتن از آن به طور متوسط در یک دوره‌ی زمانی معین برای یک‌بار وجود دارد.) به آسانی به مکان‌یابی می‌پردازد. از معروف‌ترین آن‌ها، نمودار T-S یا دما-شوری است. این روش، روش (لایه-هسته)^۱ نامیده می‌شود که روش بسیار مهمی در تشخیص توده‌های آب اقیانوسی و جریان-های متوسط بلند مدت است. در روش دیگر توده‌های آب یا توسط ویژگی‌هایی که به طور طبیعی رخ می‌دهند و یا به وسیله‌ی تزریق مواد ردیاب مصنوعی، ردیابی می‌شوند (Emery, 2003). در پژوهش حاضر برای تشخیص توده‌های آب خلیج عدن از هر دو روش استفاده شد. ابتدا با استفاده از نمودار میانگین دما-شوری سالیانه به تشخیص و عمق قرارگیری این توده‌های آب پرداخته شد و سپس با استفاده از رهاسازی یک ردیاب متمرکز غیرفعال در عمق ۲ متر (توده آب سطحی)، عمق ۲۰۰ متر (توده آب میانی) و عمق ۴۰۰ متر (توده آب دریای سرخ) نحوه گسترش این توده‌های آب مورد بررسی قرار گرفتند.

۳-۱- تشخیص توده‌های آب خلیج عدن

نیم‌رخ تغییرات دما و شوری از نتایج مدل‌سازی به صورت فصلی در شکل ۵ (الف و ج) نشان داده شده‌اند. همچنین نیم‌رخ تغییرات دما و شوری نتایج داده‌های Alessi و همکاران (۱۹۹۹) در شکل ۵ (ب و د) رسم شده است. نمودار میانگین دما-شوری حاصل از نتایج مدل‌سازی به صورت فصلی در خلیج عدن در شکل ۶ (الف) آورده شده است. همچنین نمودار دما-شوری نتایج حاصل از اندازه‌گیری Saafani و Sheno (۲۰۰۷) و Allesi و همکاران (۱۹۹۹) نیز در شکل ۶ (ب و ج) آمده است. تغییرات دما و شوری با عمق حاصل از نتایج مدل‌سازی نیز در برش طولی الف-ب (شکل ۱) در شکل‌های ۷ و ۸ رسم شده‌اند. بیشینه شوری در لایه سطحی در تابستان به میزان ۳۷psu مشاهده شد که ناشی از تبخیر بالا بر اثر افزایش گرمای تابیده به سطح آب بود. همچنین کمینه شوری در فصل‌های زمستان و بهار به میزان psu

² Halocline
³ Mixed layer
⁴ Thermocline

¹ Layer core



شکل ۶: الف) نمودار دما-شوری به صورت فصلی در نتایج مدل سازی شده که توده های آب سطحی، میانی و عمق به ترتیب با کادر بالا، وسط و پایین مشخص شده اند. ب) نمودار دما-شوری حاصل از نتایج اندازه گیری شده توسط Sheno و Saafani (۲۰۰۷)، ج) نمودار دما-شوری نتایج حاصل از داده های اندازه گیری شده توسط Alessi و همکاران (۱۹۹۹).

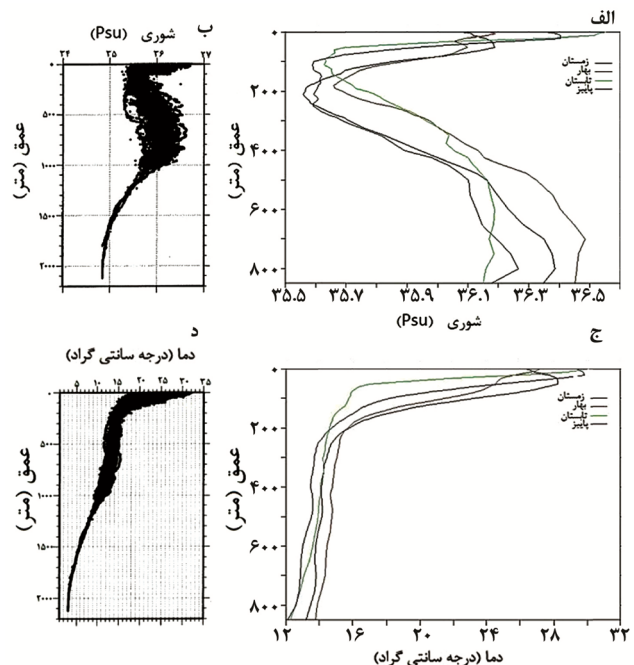
۳-۲ درون آمیختگی در جریان توده آب دریای سرخ

جریان هایی که به دلیل اختلاف چگالی در مجاورت بستر حرکت می کنند می توانند با عث آمیختگی شوند. زمانی که آب های چگال تر در مجاورت آب های سبک تر حرکت می کنند و با آب های سبک تر اطراف اختلاط می یابند. این آمیختگی در حدی است که سرانجام با آب های اطراف تعادل برقرار می گردد. تغییرات میانگین دما و شوری با عمق در لایه های مختلف مدل سازی شده در برش طولی الف-ب (شکل ۱)، نشان دهنده پدیده درون آمیختگی^۱ است که با اختلاط آشفته^۲، زبانه آب چگال و شور دریای سرخ در خلیج عدن ایجاد شده است. به طوری که بیشترین طول انتشار آب گرم و شور دریای سرخ در خلیج عدن در تابستان تا طول جغرافیایی ۵۱°E و کمترین آن در زمستان تا طول جغرافیایی ۴۸°E است. بنابراین می توان گفت درون آمیختگی در این توده آب در فصل های تابستان و پاییز، کمینه و در فصل های زمستان و بهار بیشینه است.

۳-۳ رهاسازی ردیاب غیرفعال در عمق های ۲، ۲۰۰ و ۴۰۰ متری

پس از تشخیص عمق قرارگیری توده های آب خلیج عدن، سه ردیاب غیر فعال (بر چگالی آب اثر ندارد) با غلظت ۱۰۰٪ در عمق های ۲ متر (توده آب سطحی)، ۲۰۰ متر (توده آب میانی) و ۴۰۰ متر (توده آب دریای سرخ) رها شدند که نحوه گسترش آن ها در شکل های ۹، ۱۰ و ۱۱ نشان داده شده است. نحوه گسترش ردیاب های رها شده در این عمق ها می تواند جهت و

سرخ با لایه آب سطحی خلیج عدن اختلاط یافته و از طریق تنگه باب المندب به خلیج عدن وارد می شود. شوری آب سطحی خلیج عدن به علت تبخیر بالا و تأثیر وزش بادهای موسمی بالاتر از آب کف آن است. با نفوذ توده آب دریای سرخ در توده آب میانی خلیج عدن با ویژگی های متفاوت گرما-شوری در عمق مشخص، جبهه گرما-شوری ایجاد می شود. جریان این توده آب آهسته تر از جریان توده آب سطحی است، اما حجم آب انتقالی توسط این توده آب بیشتر از سطح است. در این حالت آب شور دریای سرخ می تواند به صورت زبانه ای تا طول جغرافیایی ۵۴°E در سرتاسر خلیج عدن گسترش یافته و به تدریج با آب های مجاور اختلاط یابد. پهنای توده آب دریای سرخ در فصل تابستان بیشینه ۵۰۰ m و در فصل زمستان کمینه ۲۰۰ m مدل سازی گردید. تغییر چگالی افقی ناشی از تغییرات شوری بین آب شور دریای سرخ و آب خلیج عدن منجر به تغییر قائم سرعت افقی و ایجاد ناپایداری باروکلینیک می گردد. این حرکت نفوذی با ناپایداری باروکلینیک جبهه گرما-شوری یا همگرایی حرکت های پیچکی همراه است. در ناحیه جبهه دو نوع پخش دوگانه رژیم انگشتی و پخش همرفتی امکان پذیر است که حرکت زبانه ای را ایجاد می کند.

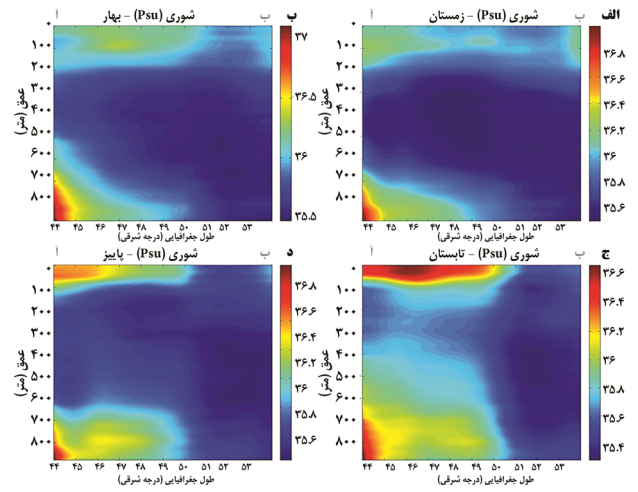
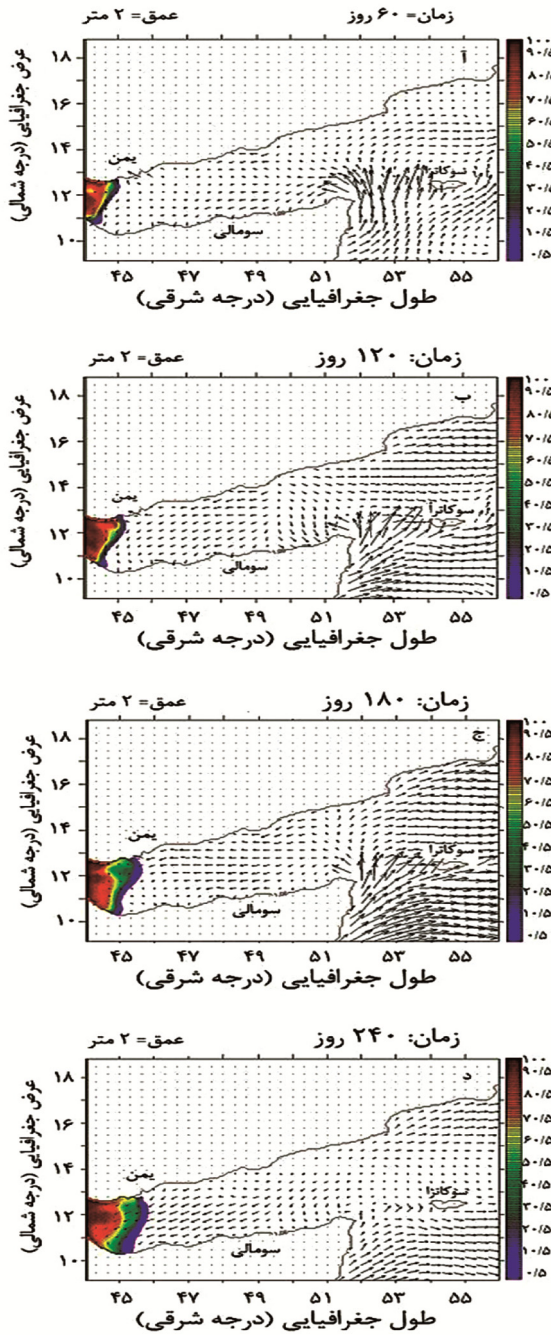


شکل ۵: الف) نیم رخ میانگین تغییرات شوری و ج) نیم رخ میانگین تغییرات دمای مدل سازی شده در خلیج عدن برای فصل های مختلف، ب) نیم رخ تغییرات میانگین شوری و د) نیم رخ تغییرات میانگین دمای نتایج حاصل از پژوهش Alessi و همکاران (۱۹۹۹).

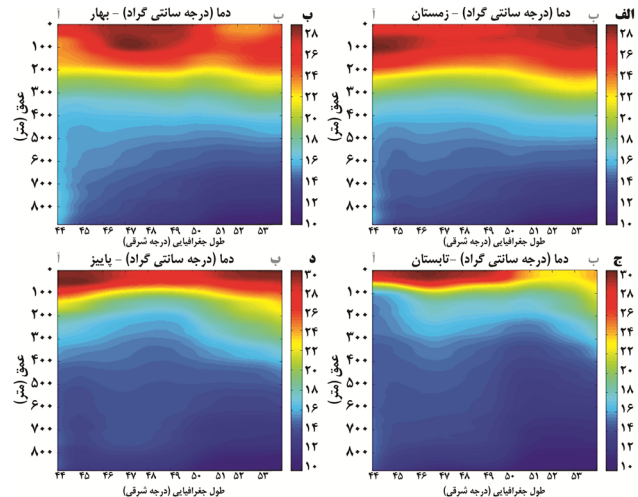
¹ Entrainment
² Turbulent Mixing

سمت تنگه باب‌المنذب که قسمتی از جریان سطحی سومالی است اجازه گسترش پلوم را تا مرکز خلیج عدن نمی‌دهد. بعد از آن پلوم بر اثر فعالیت ناشی از گرداب‌های کوچک مقیاس در خلیج عدن قابل مشاهده نبوده است. به نظر می‌رسد که بادهای موسمی تابستانه و زمستانه عامل مؤثری بر گسترش پلوم سطحی است.

نحوه گسترش مواد مختلف مانند مواد آلی مفید و غیرمفید دریایی و آلودگی‌های دریایی در این اعماق را مشخص نمایند.



شکل ۷: تغییرات شوری بر حسب عمق در برش طولی آ-ب برای فصل‌های (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز



شکل ۸: تغییرات دما بر حسب عمق در برش طولی آ-ب برای فصل‌های (الف) زمستان، (ب) بهار، (ج) تابستان، (د) پاییز

۴-۳ رهاسازی ردیاب در عمق ۲ متر (توده آب سطحی خلیج عدن)

شکل ۹ (الف-د) نشان‌دهنده نحوه گسترش زبانه خروجی سطحی و بردارهای جریان بعد از گذشت ۲۷۰ روز از رهاسازی ردیاب است. با جریان سطحی غربی در این مدت، پلوم به علت اختلاف چگالی بین توده آب ردیاب رها شده در سطح و آب‌های مجاور، حداکثر تا طول کم‌تر از ۴۶ درجه شرقی گسترش یافته است. در این حالت جریان سطحی ورودی به خلیج عدن به

شکل ۹: گسترش ردیاب سطحی به همراه بردارهای جریان پس از (الف) ۶۰ روز، (ب) ۱۲۰ روز، (ج) ۱۸۰ روز، (د) ۲۷۰ روز

۳-۶ ردياب در عمق ۴۰۰ متری (توده آب دريای سرخ در خليج عدن)

شکل ۱۱ (الف-د) نشان دهنده نحوه گسترش پلوم خروجی از تنگه باب المندب با جریان‌ها در عمق ۴۰۰ متری است. در این عمق نیز گسترش پلوم با دو شاخه شمالی و جنوبی تا طول جغرافیایی ۴۷ درجه شرقی پس از ۲۷۰ روز مشخص است. کانال شمالی با گسترش ۱۳۰ km و پهنای ۵ km، الگویی از ساختار قائم، اختلاط آشفته و درون آمیختگی را نشان می‌دهد. در بالای ۹۰۰ متر، لایه بندی ضعیف نشان دهنده ترقیق کم در طول کانال است. بنابراین لایه کف در فصل تابستان درون آمیختگی ضعیفی دارد و با فاصله از جریان پایین دست، انتقال پلوم فزاینده‌ای ایجاد می‌شود. پلوم جنوبی گسترش بیشتری نسبت به شاخه شمالی داشته که می‌تواند به دلیل وجود زیرجریان شمالی در این عمق باشد. با مقایسه غلظت ردياب در عمق ۴۰۰ متری در دو کانال شمالی و جنوبی، درون آمیختگی در کانال جنوبی بیشتر بود. بر اثر پدیده درون آمیختگی ردياب با غلظت بالاتر نسبت به محیط اطراف با آب‌های مجاور اختلاط یافته و با گسترش آن به سمت شرق از غلظت ردياب کاسته می‌شود (مقایسه غلظت ردياب شکل‌های ۹-۱۱).

۳-۷ پهنای جریان نفوذی دريای سرخ در خليج عدن

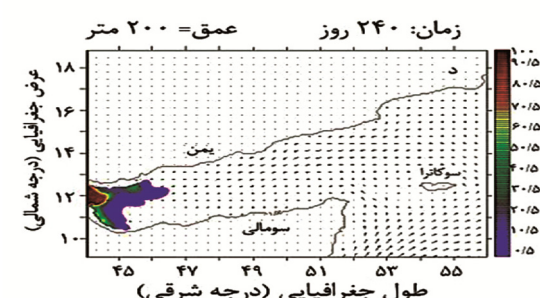
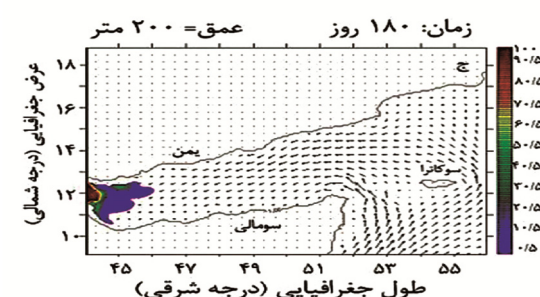
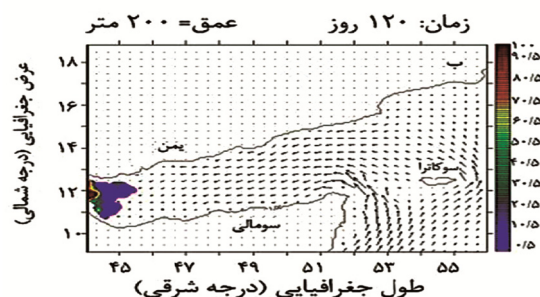
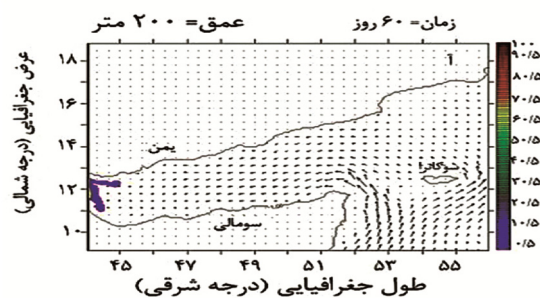
جریان‌های نفوذی از نوع دسته جریان‌های گرانشی هستند که در نیم‌رخ‌های شوری، دما و چگالی، به صورت یک‌زبانه نشان داده می‌شوند. در محیط‌های چینه‌بندی شده از نظر چگالی، وقتی جریان سومی با چگالی متوسط به محیط نفوذ می‌کند، به صورت یک جریان نفوذی درآمده که مشابه جریان گرانی است (اکبری نسب و همکاران، ۱۳۹۳). مطالعه الگوی جریانات گرانشی موازی ساحل، توسط Stern (1980) نشان داد، هنگامی که پهنای بالادست جریان از یک مقدار بحرانی (۰/۴۲ برابر شعاع تغییر شکل راسبی (معادله ۱۴)) کمتر 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 عمود بر ساحل ادامه می‌یابد.

$$R_a = \frac{\sqrt{gh}}{f}$$

معادله ۱۴

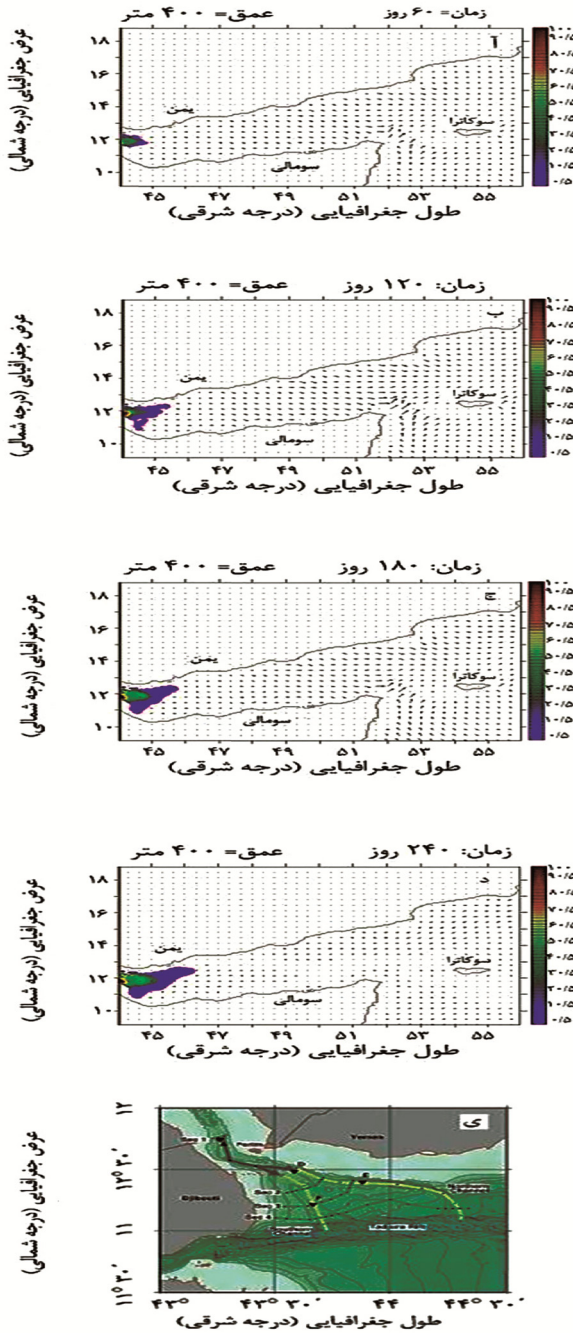
۳-۵ ردياب در عمق ۲۰۰ متری (توده آب میانی در خليج عدن)

شکل ۱۰ (الف-د) نشان دهنده نحوه گسترش پلوم خروجی در عمق ۲۰۰ متر و بردارهای جریان در این عمق است. پلوم در این عمق پس از خروج از تنگه باب المندب به دو شاخه شمالی و جنوبی تقسیم شده و تا طول جغرافیایی ۴۷ درجه شرقی گسترش می‌یابد. گسترش پلوم در این عمق بر اثر ضعیف شدن جریان غربی در لایه میانی خليج عدن بیش‌تر از سطح است.



شکل ۱۰: گسترش ردياب در عمق ۲۰۰ متری پس از الف) ۶۰ روز، ب) ۱۲۰ روز، ج) ۱۸۰ روز، د) ۲۷۰ روز

(۲۰۰۰) (چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۷/۵-۱۰۲۷) در عمق (۸۰۰-۴۰۰ متری)، Cember (۱۹۸۸) (چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۷/۳۵-۱۰۲۷/۱۵) در عمق (۹۰۰-۶۰۰ متری) تطابق خوبی را نشان داد. نحوه گسترش پلوم خروجی دریای سرخ در خلیج عدن به صورت دو زبانه شمالی و جنوبی با گزارش Matt و Johns (۲۰۰۷) مطابقت دارد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱: گسترش ردیاب در عمق ۴۰۰ متری پس از الف) روز ۶۰ (ب) روز ۱۲۰ (ج) روز ۱۸۰ (د) روز ۲۷۰ (ی) نتایج Johns و Matt (۲۰۰۷)

که R_a شعاع تغییر شکل راسبی، g شتاب گرانش کاهش یافته، h عمق جریان و f پارامتر کوریولیس است. جهت یافتن مقدار بحرانی پهنای جریان دریای سرخ در خلیج عدن از تئوری (Stern 1980) استفاده شد و جهت محاسبه، در رابطه ۱۴ عمق جریان توده آب دریای سرخ ۴۰۰-۹۰۰ m، پارامتر کوریولیس در عرض جغرافیایی $0^{\circ}N$ برابر $5-10 \times 10^{-6} s^{-1}$ و شتاب گرانش کاهش یافته $\frac{m}{s}$ ۰/۱۵-۰/۱۲ در نظر گرفته شد. در این حالت شعاع تغییر شکل راسبی $R_a = 120-172$ km محاسبه می‌شود. کمینه شعاع تغییر شکل راسبی مربوط به فصل زمستان و بیشینه آن مربوط به فصل تابستان است. بنابراین مقدار آستانه برای جدا شدن از مرز ساحلی در این توده آب در فصل زمستان $30/25$ km و در فصل تابستان $50/4$ km محاسبه می‌شود.

مقایسه نیم‌رخ شوری و دمای میانگین مدل‌سازی شده در خلیج عدن در برش طولی AB با نتایج اندازه‌گیری توسط Alessi و همکاران (۱۹۹۹) (شکل ب، د) تطابق خوبی را نشان داد. به طوری که شوری سطحی نتایج بدست آمده توسط Alessi و همکاران (۱۹۹۹) در حدود $36/9$ psu و در مدل به میزان 37 psu مشاهده شد. اندازه‌گیری دمای لایه سطحی توسط Alessi و همکاران (۱۹۹۹) $31^{\circ}C$ و در مدل نیز $30/1^{\circ}C$ گزارش شد. مقایسه عمق لایه آمیخته بین مدل و نتایج گزارش شده توسط Alessi و همکاران (۱۹۹۹) نیز تطابق خوبی را نشان داد. نتایج حاصل از میانگین سالیانه نمودار دما-شوری حاصل از نتایج مدل (شکل ۶الف) و نتایج گزارش شده توسط Saafani و Sheno (۲۰۰۷) (شکل ۶ب) و Alessi و همکاران (۱۹۹۹) (شکل ۶ج) تا عمق ۹۰۰ متری، تطابق خوبی را نشان دادند. در نتایج حاصل از مدل‌سازی حاضر وجود سه توده آب در خلیج عدن کاملاً مشخص است. هدف از مدل‌سازی حاضر ردیابی توده آب دریای سرخ در خلیج عدن بود. بنابراین بر طبق مقالات بررسی شده و احتمال حضور این توده آب در عمق ۴۰۰ تا ۸۰۰ متری خلیج عدن، مدل‌سازی تا عمق ۹۰۰ متری انجام شد و توده آب چهارم در کف خلیج عدن در نتایج Saafani و Sheno (۲۰۰۷)، در مدل قابل مشاهده نبود. وجود چهار توده آب در خلیج عدن در نتایج (Sobaih و Piechura 1968)، و سه توده آب توسط (Nasser 1992) قابل تشخیص بوده است. چگالی آب دریای سرخ در خلیج عدن $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۷/۵-۱۰۲۶ و در عمق ۹۰۰-۴۰۰ متری مدل‌سازی شد که با نتایج Schott و همکاران (۱۹۹۰)، Beal و همکاران (۲۰۰۰) (عمق ۵۰۰ متری)، Bower و همکاران

Downloaded from joc.inio.ac.ir at 9:25 IRDT on Saturday May 30th 2020 [DOI: 10.29252/JOC.2018.9.1317]

اکبری نسب، م؛ صدری نسب، م؛ بیدختی، ع.ا؛ چگینی، و.، ۱۳۹۳. مطالعه جریان نفوذی از خلیج فارس به دریای عمان و اثر آن بر روی نحوه انتشار صوت. نشریه اقیانوس‌شناسی، سال پنجم، شماره ۲۰، صفحات ۱۷-۱۱.

Adcroft, A.; Campin, J.M.; Dutkiewicz, S.; Evangelinos, C.; Ferreira, D.; Forget, G.; Fox-Kemper, B.; Heimbach, P.; Hill, C.; Hill, F.; Hill, H.; Jahn, O.; Losch, M.; Marshall, J.; Maze, G.; Menemenlis, D.; Molod, A., 2018. MIYgcm user manual. mitgcm.org/public/r2_manual/final/online_documents/manual.html. 415P.

Alessi, C.A.; Hunt, H.D.; Bower, A.S., 1999. Hydrographic data from the U.S. naval oceanographic office: Persian Gulf, Southern Red Sea, and Arabian Sea 1923-1996. Woods Hole Oceanographic Institution, USA. 74P.

Beal, L.M.; Molinari, R.L.; Chereskin, K.; Robbins, P.E., 2000. Reversing bottom circulation in the Somali basin. *Journal of Geophysical Research Letters*, 27(16): 2565-2568.

Bower, A.S.; Hunt, H.D.; Price, J.F., 2000. Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflows, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105(C3): 6387-6414.

Bower, A.S.; Johns, W.E.; Fratantoni, D.M.; Peters, H., 2005. Equilibration and circulation of Red Sea outflow water in the western Gulf of Aden. *Journal of Physical Oceanography*, 35(11): 1963-1985.

Cember, R.P., 1988. On the sources, formation, and circulation of Red Sea deep water. *Journal of Geophysical Research*, 93(C7): 8175-8191.

Emery, W.J., 2003. Ocean circulation/water types and water masses. University of Colorado, Boulder. 1556P.

Hundsdorfer, W.; Trompert, R.A., 1994. Method of lines and direct discretization: a comparison for linear

در این پژوهش از مدل MITgcm جهت تشخیص و ردیابی مسیر توده‌های آب موجود در خلیج عدن استفاده شد. نتایج حاصل از این مدل‌سازی بیانگر وجود سه توده آب در خلیج عدن تا عمق ۹۰۰ متری بوده است. توده آب سطحی با بیشینه شوری ۳۷ psu و چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۴-۱۰۲۳ بود که در عمق ۲۰۰-۱۰۰ متری قرار می‌گیرد و منشأ آن اختلاط آب بسیار شور دریای عرب با آب سطحی خلیج عدن است. توده آب میانی با شوری ۳۵/۹-۳۶/۹ psu و چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۶-۱۰۲۴ است که در عمق ۶۰۰-۱۰۰ متری قرار گرفته و منشأ آن آب‌های زیر سطحی جنب حاره می‌باشد. همچنین توده آب شور خروجی از دریای سرخ با شوری ۳۵/۹-۳۶/۹ psu و چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۰۲۷/۵-۱۰۲۶ است که در عمق ۹۰۰-۴۰۰ متری و پایین‌تر قرار می‌گیرد. مشخصات فیزیکی و عمق قرارگیری این سه توده آب با مطالعات انجام شده توسط دیگر پژوهشگران مطابقت داشت. تغییرات افقی چگالی با ورود توده آب دریای سرخ به خلیج عدن منجر به ایجاد پدیده درون‌آمیختگی است که میزان آن در فصل زمستان بیشینه و در فصل تابستان کمینه بوده و باعث انتشار این توده آب تا طول بیش‌تری می‌گردد. ردیاب متمرکز غیرفعال با غلظت ۱۰۰٪ در سطح (توده آب سطحی)، عمق ۲۰۰ متر (توده آب میانی) و عمق ۴۰۰ متر (توده آب دریای سرخ) مرز غربی حوزه مورد نظر رها شد و مسیر گسترش ردیاب مورد بررسی قرار گرفت. مسیر پلوم خروجی از ردیاب رها شده در سطح به علت اختلاف غلظت با محیط اطراف می‌تواند تا طول جغرافیایی $46^{\circ}E$ پیش‌روی نماید، اما جریان سطحی غرب‌سو مانع انتشار این توده آب بود. مسیر پلوم خروجی در عمق‌های ۲۰۰ و ۴۰۰ متری نشان‌دهنده گسترش جریان خروجی از تنگه باب‌المندب تا طول جغرافیایی $47^{\circ}E$ در دو مسیر شمالی و جنوبی خلیج عدن است که نسبت به سطح، گسترش بیشتری داشته است. به دلیل افزایش پدیده درون‌آمیختگی، گسترش پلوم در عمق ۲۰۰ و ۴۰۰ متری در کانال جنوبی کم‌تر از کانال شمالی در فاصله مساوی است. مسیر پلوم حاصل از توده آب دریای سرخ با پژوهش‌های گذشته مطابقت دارد. طبق تئوری (Stern 1980) و محاسبه شعاع تغییر شکل راسبی برای توده آب دریای سرخ، مقدار آستانه پهنای جریان برای جدا شدن از مرز ساحلی در فصل زمستان کمینه ۳۰/۲۵ km و در فصل تابستان بیشینه ۵۰/۴ km محاسبه شد.

- meters of the north Indian Ocean. *Journal of Marine Freshwater Reserch*, 15: 1-24.
- Ruddick, B.; Hebert, D., 1988. The mixing of meddy Sharon. In: *Small-scale turbulence and mixing in the Ocean*, J.C.J. Nihoul and B.M. Jamart (eds), Elsevier Science Publish, 249-261P.
- Saafani, M.A.A.; Shenoi, S.S.C., 2007. Water masses in the Gulf of Aden. *Journal of Oceanography*, 63(1): 1-14.
- Shapiro, G.; Meschanov, S.L., 1991. Distribution and spreading of Red Sea water and salt lens formation in the northwest Indian Ocean. *Deep Sea Research Part A Oceanographic Research Papers*, 38(1): 21-34
- Stephen A.M.; Howard, C.S., 1993. Discriminating salt fingering from turbulence-induced microstructure. Analysis of towed temperature-conductivity chain data. *Journal of Physical Oceanography*, 23 (9): 2073-2106.
- Schott, F.; Swallow, J.C.; Fieux, M., 1990. The Somali current at the equator: annual cycle of currents and transports in the upper 1000 m and connection to neighboring latitudes. *Deep-Sea Research*, 37(12): 1825-1848.
- Stern, M.E., 1980. Geostrophic fronts, bores, breaking and blocking waves, *Journal of Fluid Mechanic*, 99(4): 687-704.
- Matt, S.; Johns, W.E., 2007. Transport and entrainment in the Red Sea outflow plume. *Journal of Physical Oceanography*, 37: 819-836.
- Tomczak, M.; Godfrey, J.S., 2001. *Regional oceanography: an Introduction*. Pergamon Press, Australia. 364P.
- advection. *Applied Numerical Mathematics*, 13(6): 469-490.
- Khimitsa, V.A., 1968. The hydrological structure of the waters of the Gulf of Aden. *Journal of Oceanology*, 8: 318-322.
- Mohamed, E.E.E.; Sharaf El-Din, S.H.; El-Gindy, A.A.H., 1996. Dynamic and hydrographic structure in the Red Sea and Gulf of Aden. In: *Present and Future of Oceanographic Programs in Developing Countries*, Vienna and Honolulu. Durvasula, S.V., Visakhapatnam-India Andhra-University, 105(C3): 78-101.
- Mohamed, E.E.E., 1997. On the variability, potential energy, potential temperature, salinity and currents in NW Indian Ocean and Gulf of Aden. *JKAU Marine Montgomery*, 8: 47-65.
- Nasser, G.A., 1992. Seasonal changes in the water characteristics of upper 1000 m in the northern Gulf of Aden. *Scientific Investigation of the Gulf of Aden. Marine Science and Resources Reserch*, 2: 51-77.
- Phillips, O.M., 1966. On turbulent convection currents and the circulation of the Red Sea. *Journal of Deep-Sea Research*, 13(6): 1149-1160.
- Pickard, G.L.; Emery, W.J., 1982. *Descriptive physical oceanography*. Oxford Pergamon, USA. 560P.
- Piechura, J.; Sobaih, O.A.G., 1986. Oceanographic conditions of the Gulf of Aden. In *scientific investigation of the Gulf of Aden Series A Oceanography*. Science and Resources Research Center, Aden Republic of Yemen, 2: 1-26.
- Rochford, D.J., 1964. Salinity maximum in the upper 100