

Investigation of monthly changes in physical parameters and double diffusion structures in the Persian Gulf and the Strait of Hormuz

Solgi, M.^{1,3}  | Aliakbari Bidokhti, A.¹  | Hassanzadeh, S.² | Mohammad Mahdizadeh, M.³

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran.

2. Faculty of Physics, University of Isfahan, Isfahan, Iran.

3. Department of Non-Biologic Atmospheric and Oceanographic Science, Faculty of Marine Science and Technologies, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran.

Corresponding Author E-mail: msolgi.ir@gmail.com

(Received: 11 Mar 2025, Revise: 02 Sep 2025, Accepted: 16 Sep 2025, Published online: 21 Mar 2026)

Abstract

Climatic conditions and thermohaline exchange between two water basins in regions such as the Strait of Hormuz can provide the necessary conditions for the formation of structures dependent on vertical variations in temperature and salinity. One of the structures resulting from a vertical density gradient is known as the double-diffusion process, which, based on the roles of temperature and salinity components, may occur in the form of salt fingers or diffusive convection. Accordingly, in this study, we attempted to investigate the monthly changes in the physical parameters of temperature and salinity in the Persian Gulf and the Strait of Hormuz, as well as the double-diffusion structures along the exchange flow pathway in the western Strait of Hormuz, by implementing the HYCOM numerical model with 41 isopycnal layers, 14 sigma layers, and a resolution of 1/50 (0.02) degrees. The results of this study indicate that conditions for both double-diffusion structures are unfavorable in March, but in April, salt fingers are intensified at the surface. The increase in temperature and salinity caused by evaporation in late summer always creates conditions for the formation of warm and saline water masses and the descent of salt fingers. However, these salt structures are often of the weak type. With the increase in outflow and its role in the stratification of the water mass in the western part of the strait, the salt structures become deeper. With the rise in salinity during autumn, salt fingers are strengthened at the surface, and several strong salt structures form at the surface and in the northern and southern parts of the western section of the Strait of Hormuz. Gradually, with the decrease in temperature and salinity, conditions become favorable for diffusive convection. Specifically, in December, a significant drop in temperature occurs in the western part of the strait, around 56°E, which creates suitable conditions for the formation of widespread diffusive convection.

Keywords: Persian Gulf, Strait of Hormuz, HYCOM model, Turner angle, salt fingers, diffusive convection

Cite this article: Solgi, M., Aliakbari Bidokhti, A., Hassanzadeh, S. and Mohammad Mahdizadeh, M. (2026). Investigation of monthly changes in physical parameters and double diffusion structures in the Persian Gulf and the Strait of Hormuz. *Nivar*, 50(132-133), 63-88. doi: 10.30467/nivar.2025.511375.1327

E-mail: (1) bidokhti@ut.ac.ir (2) smaeyl@gmail.com (3) mehdizadeh@hormozgan.ac.ir



بررسی تغییرات ماهانه پارامترهای فیزیکی و ساختارهای پخش دوگانه در خلیج فارس و تنگه هرمز

مصطفی سلگی^۱ ✉ | عباسعلی علی اکبری بیدختی^۱ | اسماعیل حسن زاده^۲ | مهدی محمد مهدیزاده^۳

۱. گروه فیزیک فضا، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
۲. گروه فیزیک، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
۳. گروه علوم غیر زیستی جو و اقیانوس، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: msolgi.ir@gmail.com

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۲/۲۱، بازنگری: ۱۴۰۴/۰۶/۱۱، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۲۵، انتشار آنلاین: ۱۴۰۵/۰۱/۰۱)

چکیده

شرایط آب و هوایی و تبادل لایه‌ای ترموهالین میان دو حوضه آبی در مناطقی مانند تنگه هرمز می‌تواند شرایط لازم را برای تشکیل ساختارهای وابسته به تغییرات قائم دما و شوری فراهم کند. یکی از ساختارهای ناشی از گرادیان قائم چگالی فرآیند پخش دوگانه نام دارد که بر اساس نقش مولفه‌های دما و شوری می‌تواند به صورت انگشتان نمکی یا همرفت پخش رخ دهد. بر این اساس در این مطالعه تلاش شده است تا با اجرای مدل عددی هایکام (HYCOM) با ۴۱ لایه ایزوپیکنال، ۱۴ لایه سیگما و با وضوح ۱/۵۰ (۰/۰۲) درجه، تغییرات ماهانه پارامترهای فیزیکی دما و شوری در خلیج فارس و تنگه هرمز و ساختارهای پخش دوگانه در مسیر تبادل جریان در غرب تنگه هرمز مورد بررسی قرار گیرد. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که شرایط برای هر دو ساختار پخش دوگانه در اسفند ماه (مارس) نامساعد بوده اما در فروردین (آوریل) انگشتان نمکی در سطح تقویت می‌شوند. افزایش دما و شوری ناشی از تبخیر در اواخر تابستان، همواره شرایط را برای شکل‌گیری توده گرم و شور و ریزش انگشتان نمکی فراهم می‌کند اما این ساختارهای نمکی بیشتر در محدوده ساختارهای ضعیف هستند و با افزایش جریان خروجی و نقش آن در چینه بندی توده آب در غرب تنگه، ساختارهای نمکی عمیق‌تر می‌شود. با افزایش شوری در پاییز، انگشتان نمکی در سطح تقویت شده و چند ساختار نمکی قوی در سطح و در شمال و جنوب مقطع غربی تنگه هرمز تشکیل می‌شوند. اما بتدریج با کاهش دما و شوری شرایط برای همرفت پخش مساعد می‌شود، بطوریکه در آذر ماه (دسامبر)، کاهش قابل توجه دما در غرب تنگه در محدوده ۵۶ درجه شرقی، شرایط را برای شکل‌گیری همرفت پخش گسترده فراهم می‌کند.

کلید واژه‌ها: خلیج فارس^۱، تنگه هرمز^۲، مدل عددی هایکام^۳، زاویه ترنر^۴، انگشتان نمکی^۵، همرفت پخش^۶

۱. مقدمه

زمین‌شناسی، اختروفیزیک و سیالات نیز بررسی شده است. اهمیت اثرات پخش دوگانه در اقیانوس‌شناسی برای اولین بار توسط استومل و همکارانش (۱۹۵۶)، شناخته شد که با تجزیه و تحلیل دقیق ناپایداری‌های ناشی از آن توسط استرن^۷ دنبال

فرآیند پخش دوگانه (Double Diffusion: DD) که در اثر گرادیان قائم دما و شوری میان دو لایه آب شکل می‌گیرد، برای اولین بار در زمینه اقیانوس‌شناسی کشف شد و از آن پس به‌عنوان یک موضوع کاربردی در زمینه‌های دیگر مانند

⁵ SF: Salt-Fingering

⁶ DC: Diffusion Convection

⁷ Stern, 1960

¹ Persian Gulf

² Strait of Hormuz

³ HYCOM model

⁴ Tu: Turner angle

استناد: سلگی، مصطفی، علی اکبری بیدختی، عباسعلی، حسن زاده، اسماعیل و محمد مهدی زاده، مهدی. (۱۴۰۵). بررسی تغییرات ماهانه پارامترهای فیزیکی و ساختارهای

پخش دوگانه در خلیج فارس و تنگه هرمز. نیوار، ۵۰(۱۳۲-۱۳۳)، ۶۳-۸۸. doi: 10.30467/nivar.2025.511375.1327

رایانامه: (۱) bidokhti@ut.ac.ir (۲) smaeyl@gmail.com (۳) mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

ناشر: سازمان هواشناسی کشور.



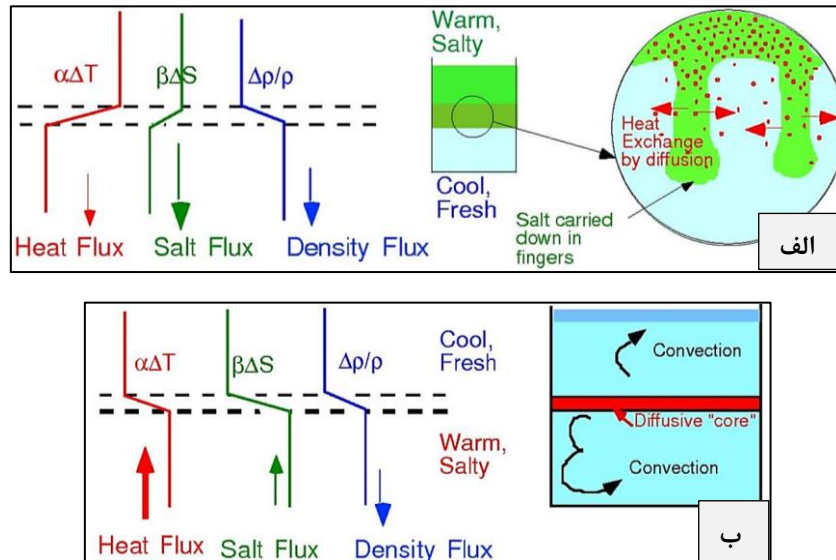
DOI: <https://doi.org/10.30467/nivar.2025.511375.1327>

می‌یابد. این فرآیند، ریزش‌های نمک مشخصی به نام رژیم انگشت نمکی (SF) را ایجاد می‌کند (شکل ۱، الف). از طرف دیگر ناپایداری ناشی از پخش کننده سریع‌تر به‌عنوان همرفت پخش (DC) یا همرفت پخش دوگانه (Double Diffusive convection) شناخته می‌شود. ساختار DC زمانی رخ می‌دهد که آب کم شور و سرد بر روی آب شور و گرم قرار گیرد و در این حالت نوسان قائم بسته آب با دریافت انرژی از محیط همراه است. در فرآیند همرفت پخش، گرادیان قائم هر دو کمیت T و S منفی است، درحالی که گرادیان چگالی کل به صورت پایدار طبقه‌بندی می‌شود. در این حالت بسته‌ای از شاره که به صورت عمودی به سمت پایین جابجا شده است، به سرعت به روش پخش از محیط اطراف خود گرما را جذب می‌کند و بنابراین هنگام برگشتن به سمت بالا، با جهش شدید انتقال می‌یابد (شکل ۱، ب). این امر سبب نوسان دامنه در حال رشد، یعنی بی‌ثباتی نوسانی می‌شود. هر دو ساختار SF و DC می‌توانند در عمق‌های مختلف بر اساس لایه‌بندی آب تشکیل شوند اما به‌طور غالب مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری همراه با تبخیر و گرمایش خورشیدی در سطح دریا، مستعد شکل‌گیری انگشتان نمک هستند و در مناطق با لایه بندی توده آب سرد بر لایه گرم در عرض جغرافیایی بالا (منچ و همکاران، ۱۹۹۰؛ نیل و همکاران، ۱۹۶۹) مانند ژایر بیوفورت^۲ در اقیانوس منجمد شمالی، شرایط شکل‌گیری ساختارهای همرفت پخش فراهم است، که به صورت پله‌های ترموهالینی با مجموعه‌ای از لایه‌های کاملاً آمیخته شده و با مرزهای‌های نسبتاً باریکی از هم نمایان می‌شوند. اثر پخش دوگانه و شکل‌گیری SF و DC، با توجه به شرایط شکل‌گیری آنها، وابسته به گرادیان چگالی و شرایط محیطی است. جریان‌های سطحی و عمیق، افزایش

شد (استرن، ۱۹۶۰). فرآیند پخش دوگانه در شرایط و شکل‌های متفاوت ایجاد می‌شود و درحالی که شاره در ابتدا پایدار است موجب می‌شوند تا ناپایداری و آمیختگی رخ دهد. حداقل شرایط لازم برای رخداد پخش دوگانه این است که دو عامل لایه‌بندی چگالی باید اثرات متقابلی بر روی گرادیان قائم چگالی داشته باشند. بنابراین اگر حالت پایه بی حرکت باشد، ناپایداری می‌تواند به وسیله انرژی پتانسیل یکی از اجزای دیگر چگالی تامین شود. بنابراین بر اساس شرایط مولفه ناپایدار کننده، ممکن است ساختارهای پخش متفاوتی تشکیل شود. بر این اساس دو نوع ساختار پخش دوگانه اقیانوسی تعریف می‌شود؛ رژیم انگشتی یا ساختار انگشت نمکی (Salt-fingering: SF) و ساختار همرفت پخش (Diffusive Convection: DC).

انگشت نمکی (SF)، زمانی اتفاق می‌افتد که لایه آب گرم و شور بر روی لایه سرد و کم شور قرار گیرد و دما و شوری به سمت بالا افزایش یابد. به طوری که دما و شوری بسته آب بیشتر از محیط بوده و بسته انرژی از دست می‌دهد. در آب و هوای گرم مانند مناطق گرمسیری و نیمه گرمسیری، تبخیر همراه با گرمایش خورشیدی در سطح دریا، باعث ایجاد لایه‌ای از آب شور و نسبتاً گرم می‌شود. در زیر این لایه ممکن است یک لایه آب سرد و کم شور وجود داشته باشد که با گردش ترموهالین^۱ منتقل شده است. اگر یک اغتشاش موجی در مرز میان این دو لایه ایجاد شود (مثلاً به دلیل تبادل جریان و یا امواج گرانشی داخلی) قسمتی از آب گرم و شور به طرف پایین حرکت می‌کند. اما قبل شناور شدن، با محیط اطرافش به تعادل گرمایی برسد، درحالی که همچنان شورتر می‌شود و به دلیل شوری زیاد، شناوری آن نسبت به محیط کاهش

² Beaufort Gyre¹ Thermohaline Circulation



شکل ۱. لایه‌بندی و پخش دما و شوری به ترتیب در فرآیندهای الف) انگشتان نمکی (Salt fingers) و ب) همرفت پخش (Diffusive convection). ΔT و ΔS و $\Delta\rho$ به ترتیب تغییر دما، شوری و چگالی و α و β به ترتیب ضریب انبساط گرمایی و شوری هستند (رودیک، ۲۰۰۳).

فارس جریان آب کم شور را از طریق تنگه هرمز، از خلیج عمان به خلیج فارس هدایت می‌کند (پراساد و همکاران، ۲۰۰۱). در واقع تنگه هرمز با محدود کردن تبادل آب میان خلیج فارس و آبهای آزاد نقش مهمی در گردش ترموهالینی خلیج فارس ایفا می‌کند. این تبادل، گرادیان قائم دما و شوری در تنگه هرمز و میان دو لایه را ایجاد نموده و شرایط شکل‌گیری انگشت نمک (SF) و همرفت پخش (DC) را پشتیبانی می‌کند.

از نظر عمق‌سنجی (شکل ۲)، برآمدگی و یا تپه دریایی در بستر تنگه هرمز وجود ندارد و عمق خلیج فارس در مجاورت تنگه به بیش از ۱۱۱ متر نیز می‌رسد (رینولدز، ۱۹۹۳). عمق خلیج فارس از غرب به شرق افزایش می‌یابد و سواحل شمالی و جنوبی خلیج فارس پهنه کم عمقی هستند که تحت تاثیر تغییرات آب و هوایی و جریان ورودی رودخانه‌ای قرار دارند. عمق تنگه هرمز در نواحی جنوبی (۱۸۰-۱۰۰ متر) بیشتر از قسمت شمالی (۲۰-۱ متر) است. کف دریا در تنگه هرمز شیب نسبتاً تندی در جهت شمالی- جنوبی دارد به طوری که عمق آن در نزدیکی جزیره لارک^۳ در حدود ۳۶ متر و در

تبخیر، کاهش دمای توده آب از جمله موثر در شکل‌گیری SF یا DC هستند. بنابراین می‌توان گفت شرایط جغرافیایی و اقلیمی هر منطقه نقش تعیین‌کننده‌ای در شکل‌گیری پخش دوگانه دارد. تنگه‌ها و مناطق با تبادل ترموهالینی^۱ میان حوضه‌های شور با آبهای آزاد و یا مناطق با اختلاف دمای بالا میان لایه سطحی و عمیق از جمله نواحی مستعد شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه هستند. مناطقی مانند تنگه هرمز^۲ که تبادل عمده و اصلی در آن از طریق جریان ترموهالین است، مستعد ساختارهای پخش دوگانه بوده و بررسی آنها به‌عنوان یک اثر محیطی در منطقه از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. تنگه هرمز گذرگاهی طبیعی میان خلیج فارس و دریای عمان است که در موقعیت جغرافیایی ۲۶ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی و ۵۶ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی واقع شده است (الحجری، ۱۹۹۰). آب و هوای گرم و خشک خلیج فارس، منطقه‌ای با تبخیر بیشتر از بارش را ایجاد کرده است (جونز و همکاران، ۲۰۰۳؛ پریوت، ۱۹۵۹؛ پراساد و همکاران، ۲۰۰۱) و گرادیان چگالی تولید شده توسط آب چگال واقع در انتهای غربی و شمالی (و کم شورتر مناطق جنوبی و شرقی) خلیج

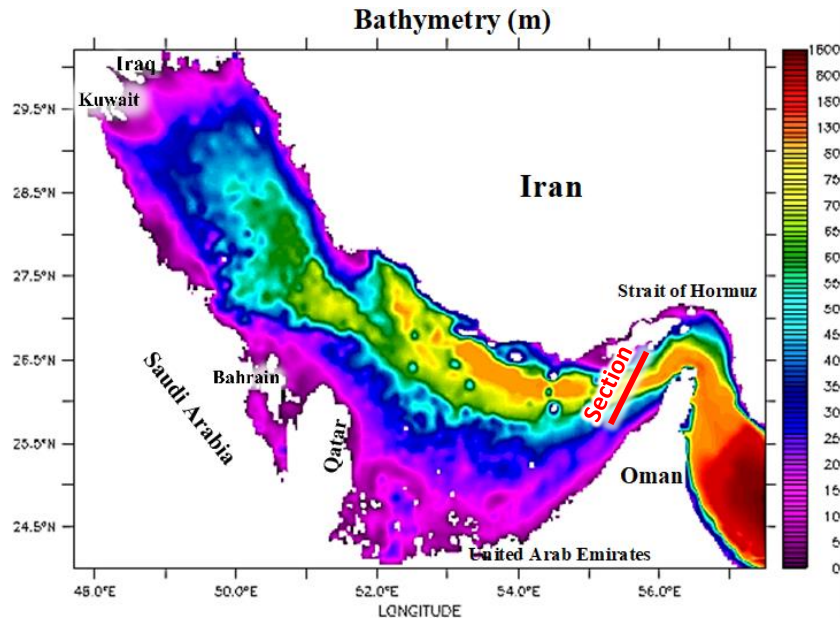
^۳ Larak Island

^۱ Thermohaline Exchange

^۲ Strait of Hormuz

ورودی و خروجی آب در تنگه هرمز همراه با تبخیر سطحی، نقش مهمی در ایجاد گرادیان‌های دما و شوری و شکل‌گیری

ساحل جنوبی نزدیک شبه‌جزیره مسندم^۱ ۱۸۰ متر است و دارای میانگین عمقی در حدود ۱۰۰ متر است. تغییر در جریان



شکل ۲. نقشه زمین‌شناختی و عمق سنجی تنگه هرمز، استخراج شده از Gebco2019 با استفاده از مدل عددی هایکام (HYCOM). خط قرمز در شکل فوق، مقطع عرضی انتخاب شده در غرب تنگه هرمز برای بررسی ساختارهای پخش دوگانه را نشان می‌دهد.

اوج خود می‌رسد (حسینی بالام و همکاران، ۲۰۱۱؛ تاپل و هوگان، ۲۰۰۹). در حالی که خروج آبهای متراکم باید در زمستان به اوج خود برسد، زمانی که آبهای عمیق خلیج فارس در سطح دریا جمع می‌شوند (جونز و همکاران، ۲۰۰۳). حداکثر دما در تنگه هرمز در لایه سطحی 31°C در خرداد-تیر ماه و حداقل دما در حدود 19°C در آذر-دی ماه (دسامبر^۶-ژانویه^۷) است. در لایه زیرین، حداکثر دما حدود 26°C در مهرماه و حداقل دما 19°C در اسفند-فروردین ماه (مارس^۸-آوریل) است (حسینی بالام و همکاران، ۲۰۱۱). شوری در تنگه هرمز از دی تا خرداد (ژانویه-ژوئن) افزایش می‌یابد و حداکثر آن در خرداد ماه حدود ۳۹ psu تا عمق ۴۰ متر است. در شرق تنگه، توده آب کم شور دریای عمان از

فرآیندهای افقی و قائم ناشی از آنها در ستون آب دارد. در تنگه هرمز لایه‌بندی شوری در طول سال به شدت طبقه‌بندی می‌شود. اما از فروردین (آوریل^۲) تا خرداد (ژوئن^۳)، تحت تأثیر جریان کم شور ورودی، لایه‌بندی آب به سمت شمال خلیج فارس گسترش می‌یابد. ساختار هیدرولوژیکی خلیج فارس اغلب یک لایه آمیخته در حدود ۳۰ متر است که بر روی ستونی از آب تشکیل شده است (پاوز و همکاران، ۲۰۰۴). توده آب خلیج فارس که یکی از شورترین توده‌های آبی در جهان است، به‌عنوان یک جریان عمیق از خلیج فارس خارج می‌شود و باعث ورود آبهای سطحی از اقیانوس هند می‌شود که در اثر نیروی کوریولیس^۴ از قسمت‌های شمالی تنگه هرمز به سمت سواحل ایران حرکت می‌کند (جونز و همکاران، ۲۰۰۳). نفوذ جریان فصلی اقیانوس هند به خلیج فارس در اواخر بهار، اردیبهشت تا خرداد (می^۵ تا ژوئن) به

⁵ May

⁶ December

⁷ January

⁸ March

¹ Musandam peninsula

² April

³ June

⁴ Coriolis

(رابرتسون همکاران، ۱۹۹۵)، در غرب اقیانوس اطلس شمالی (مازکی، ۱۹۷۴)، در دریای سرخ (پریوت، ۱۹۵۹) و در اقیانوس هند (یو، ۲۰۰۲)، در غرب اقیانوس آرام (لی و همکاران، ۲۰۱۴)، در حوضه اقیانوسی جهانی (ون در بوگ و همکاران، ۲۰۲۱)، اقیانوس منجمد شمالی (نیل و همکاران، ۱۹۶۹)، اقیانوس منجمد جنوبی (فوستر و کراماک، ۱۹۷۶)، در حوضه دریایی کانادا (کارماک و همکاران، ۱۹۹۵)، در دریاچه‌ها (هوئری و همکاران، ۱۹۶۶، اشمید و همکاران، ۲۰۰۴؛ اشمید و همکاران، ۲۰۱۰)، و به‌طور پراکنده در تنگه هرمز و خلیج فارس (سلگی و همکاران، ۱۴۰۱ و ۱۴۰۲؛ بیدختی و عظام، ۲۰۰۹؛ قاضی و همکاران، ۲۰۱۶؛ عزیزپور و همکاران، ۲۰۱۷) مطالعه شده است و در این پژوهش شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در مقطع غربی تنگه هرمز با استفاده از نتایج حاصل از مدل عددی هایکام بطور ماهانه و در سال ۲۰۱۸ میلادی (۱۳۹۶-۱۳۹۷) استخراج و ارائه شده است. هدف اصلی این پژوهش، شبیه‌سازی و بررسی تغییرات ماهانه دما، شوری و چگالی در تنگه هرمز و خلیج فارس با استفاده از مدل عددی هایکام و سپس تعیین و مقایسه نوع، پراکندگی، عمق و زمان شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در غرب تنگه هرمز است.

۲. روش تحقیق و داده‌ها

۲-۱. داده‌ها و اندازه‌گیری و محاسبه

مدل اقیانوسی مختصات ترکیبی^۵ یا مدل هایکام، در نتیجه تلاش‌های مشترک میان دانشگاه میامی^۶، آزمایشگاه ملی لوس آلاموس^۷ و آزمایشگاه تحقیقات دریایی^۸ منتشر شده است. تحقیقات در حال انجام هایکام تحت برنامه مشارکت ملی اقیانوس شناسی^۹ (NOPP) و دفتر تحقیقات دریایی^{۱۰} (ONR) تأمین اعتبار شده است. مدل هایکام از شبکه "C"

شهریور تا دی ماه (سپتامبر^۱ - ژانویه) با شوری psu ۳۶.۵ گسترش می‌یابد. با شروع بهار افزایش مقدار شوری به قسمت جنوبی محدود می‌شود و به psu ۳۸ می‌رسد. در اسفند ماه (مارس)، توده آب کم شور در شمال تنگه هرمز گسترش می‌یابد و بخش بزرگی از شمال تنگه را تحت تأثیر قرار می‌دهد (تاپل و هوگان، ۲۰۰۹). جریان ترموهالین مبادله شده از تنگه هرمز با ورود آب گرم و کم‌شور از سطح و خروج آب سرد و شور از لایه زیرین در شرایط فصلی متفاوت همراه با تبخیر زیاد در بهار و تابستان و کاهش دمای لایه سطحی در زمستان، شرایط اولیه در شکل-گیری پخش دوگانه را فراهم می‌کند. علاوه بر آن، جریان خروجی به دلیل شوری زیاد از لایه زیرین به خلیج عمان فرو می‌ریزد. این جریان با تقابل با جریان گرم سطحی در تنگه هرمز یک توده گرم و شور را تشکیل می‌دهد. این فرآیند ممکن است یکی از اصلی‌ترین ساز و کارهای تبادل شوری و دما از خلیج فارس به اقیانوس هند باشد (سنجیو و همکاران، ۱۹۹۸؛ جونز و همکاران، ۲۰۰۳؛ پاوز و همکاران، ۲۰۰۴). در فصل زمستان، دمای جریان ورودی سطحی به خلیج فارس به دلیل شرایط سرد زمستانی و خنک‌سازی سطحی، کاهش می‌یابد. این عمل موجب تشکیل یک لایه آمیخته با دمای کمتر از لایه زیرین می‌شود. بنابراین، یک ناپایداری و وارونگی لایه‌ای ایجاد می‌کند که متناسب با شرایط ایجاد همرفت پخش است.

شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه به‌طور گسترده در مناطق مختلفی از جمله نواحی نیمه گرمسیری اقیانوس اطلس (استرن، ۱۹۶۰)، شرق جزیره باربادوس^۲ در اقیانوس اطلس غربی (بوید و پرکینز، ۱۹۸۷)، در اقیانوس اطلس شرقی و زیر جریان شور خروجی از دریای مدیترانه (هو و تایت، ۱۹۷۰؛ الیوت و همکاران، ۱۹۷۴)، در دریای مدیترانه (ویلیامز، ۱۹۷۴)، در دریای تیرنی^۳ در شمال دریای مدیترانه (هور، ۱۹۶۶؛ زودیاتیس و گاسپارینی، ۱۹۹۶)، در دریای ودل^۴

⁶ University of Miami

⁷ Los Alamos National Laboratory

⁸ NRL: Naval Research Laboratory

⁹ NOPP: National Oceanographic Partnership Program

¹⁰ ONR: Office of Naval Research

¹ September

² Barbados

³ Tyrrhenian Sea

⁴ Weddell Sea

⁵ HYCOM: Hybrid Coordinate Ocean Model

پردازش همزمان (محدودیت سیستم) در چندین مرحله کاهش یافت. به طوری که با وجود افزایش زمان محاسبات و اجرای مدل، در نهایت با گام زمانی باروکلینیکی ۶۰ ثانیه و باروتروپیکی ۲ ثانیه شرایط پایداری برقرار و مدل اجرا شد. علاوه بر آن برای تعیین مرز باز در منطقه، مرز باز شرقی در دریای عمان در مختصات ۵۸ درجه شرقی بافر شده است.

لازم به ذکر است که برای کاهش زمان پردازش داده‌ها و همچنین با توجه به سهم موثر جزرومد در منطقه، مولفه‌های جزرومدی اعمال نشدند و اثر جزرومد در این شبیه سازی نادیده گرفته شده است. در این اجرا از داده‌های هواشناسی در پایگاه داده (v2) CFSR^{۱۰} برای واداشت^{۱۱} جوی با دوره ماهانه و دقت ۰/۵ درجه، در مدل استفاده شد. CSFR به- عنوان یک مدل جفت شده جو و اقیانوس ابتدا برای یک دوره ۳۱ ساله اجرا شده و اکنون داده‌های آن تا نوامبر ۲۰۱۷ با دقت ۰/۲۵ تا ۰/۵ درجه در دسترس هستند. این داده‌ها شامل دما، رطوبت نسبی، سرعت و جهت باد و فشار با دوره ۱۲ ساعته تا یک ماهه و وضوح مکانی ۲/۳ × ۲/۳ تا ۱۱۰ × ۱۱۰ کیلومتر، از ژانویه ۱۹۸۴ تا نوامبر ۲۰۱۷ قابل استفاده هستند. همچنین برای درون‌یابی پارامترهای فیزیکی دما، شوری و چگالی از داده‌های اقلیم‌شناسی WOA18^{۱۲}، با توزیع ماهانه و با دقت ۱/۴ درجه، به‌عنوان داده‌های اولیه در اجرای مدل استفاده شد که پس از تنظیم پارامترهای شبکه و گام زمانی، با تنظیم دوره زمانی مدل در بازه زمانی ۲۰۱۸-۲۰۱۶، مدل برای برقراری پایداری اولیه برای ۲ سال اجرا و سپس برای سال آخر (۲۰۱۸) شبیه سازی انجام شده و نتایج با فرمت آرشیوی و nc استخراج شدند. خروجی‌های مدل با دوره ماهانه میانگین-گیری شده و نتایج ماهانه دما، شوری، چگالی و سرعت و انرژی استاتیکی استخراج شدند. برای ترسیم و نمایش

متعامد تعمیم یافته آراکاوا^۱ استفاده می‌کند که در ابتدا در مدل میکام^۲ استفاده می‌شد. مش^۳ افقی هایکام به مختصات دکارتی استاندارد تبدیل شده است و محور X به سمت شرق و محور Y به سمت شمال است. هایکام، به‌طور عمومی از وضوح^۴ بالا (۱/۱۲ تا ۱/۶۰ درجه) برای انتخاب مختصات عمودی، فشار مرجع و تصحیح ترموباریک^۵ استفاده می‌کند. علاوه بر آن دارای وضوح عمودی بالا در لایه آمیخته سطحی (ویژگی مختصات Z) برای نمایش مناسب فرآیندهای ترمودینامیکی، وضوح عمودی کافی در مناطق با لایه‌بندی ضعیف اقیانوسی و وضوح عمودی بالا در مناطق ساحلی است. زبان برنامه نویسی در این مدل مبتنی بر فرترن ۹۰ و ۹۵ است و کاربر هایکام می‌تواند دامنه مدل را تنظیم کند، میدان‌های نیرو را ایجاد کند و میدان‌های آب و هوایی یا خروجی از سایر مدل‌های شبیه‌سازی را برای استفاده در مرز، مورد استفاده قرار دهد. این مدل کاملاً موازی شده و به گونه-ای طراحی شده است که در بین تمام سیستم‌های مبتنی بر یونیکس^۶ قابل انتقال است.

در این شبیه‌سازی با افزایش تعداد نقاط شبکه، ۳۵۵ × ۱۰۰۰ نقطه شبکه افقی برای هر دو میدان دما و شوری در نظر گرفته شد. این امر حجم محاسبات را افزایش می‌دهد اما موجب می‌شود که با افزایش تعداد سلول‌های شبکه نسبت به مختصات منطقه، دقت شبیه‌سازی افزایش یابد. علاوه بر آن، در این اجرا وضوح شبکه تا ۱/۵۰ درجه (۰/۰۲ درجه) و تعداد لایه‌های ایزوپیکنال تا ۴۱ لایه افزایش یافت و ۱۴ لایه سیگما در نظر گرفته شد. برای درون‌یابی توپوگرافی منطقه از داده-های gebco2019 با گام زمانی ۱۵ ثانیه استفاده شد و درون-یابی با استفاده از ۸ هسته پردازشی اجرا شد (شکل ۲). همچنین گام زمانی اجرای مدل با در نظر گرفتن شرایط پایداری متناسب با شرایط کوران^۷ و ابعاد شبکه، نسبت گام زمانی باروکلینیکی^۸ و باروتروپیکی^۹ و همچنین تعداد هسته‌های

⁷ Baroclinic

⁸ Barotropic

⁹ CFL: Courant-Friedrichs-Lewy condition

¹⁰ Climate Forecast System Reanalysis

¹¹ Force

¹² World Ocean Atlas

¹ Arakawa

² MICOM: Miami Isopycnic Coordinate Model

³ Mesh

⁴ Resolution

⁵ Thermobaric

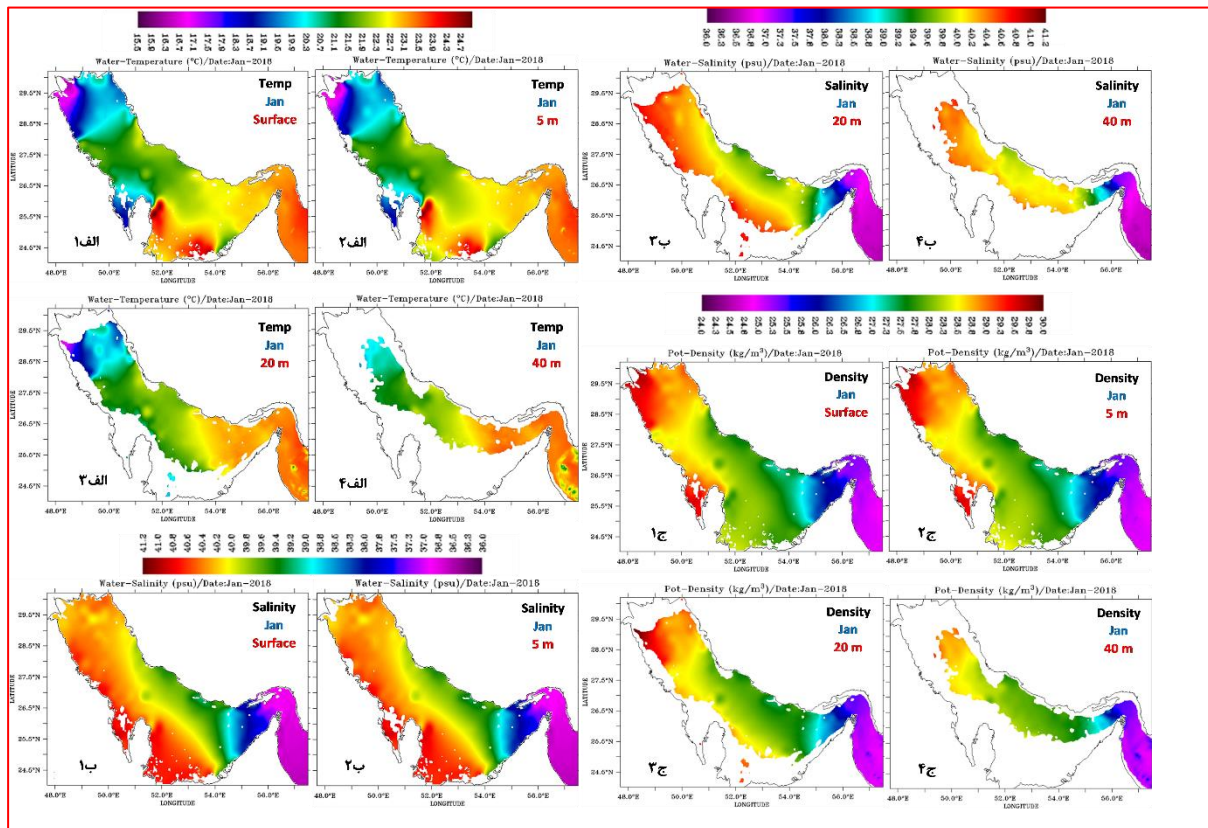
⁶ UNIX

چگال در غرب تنگه هرمز، تغییرات قائم دما، شوری، چگالی و تغییرات زاویه ترنر (Tu) در مقطع غربی تنگه هرمز در مختصات ۵۵°E از نتایج استخراج و ارائه شده‌اند (شکل-های ۱۳ تا ۱۵).

۲-۲. نسبت چگالی R_ρ و زاویه ترنر Tu

بطور کلی برای بررسی و تحلیل پخش دو گانه از روش زاویه

گرافیکی نتایج مدل از نرم افزار فرت^۱ مبتنی بر زبان برنامه نویسی فورترا^۲ و نیز نرم افزار متلب^۳ مبتنی بر زبان C استفاده شد. نتایج به دست آمده (بر اساس لایه بندی انتخاب شده Z و مختصات تبدیل شده سیگما در ۱۴ لایه) به ترتیب برای سطح و عمق‌های ۵ متر، ۲۰ متر و ۴۰ متر استخراج و با میانگین ماهانه به ترتیب در شکل‌های ۳ تا ۱۲ ارائه شده‌اند. همچنین با توجه به نتایج به دست آمده و تغییرات جبهه کم چگال و



شکل ۳. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (ژانویه ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

$$\beta = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial S} \right)_{T,P} \quad \text{و} \quad \alpha = -\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_{S,P}$$

گرمایی و شوری هستند. برطبق رابطه ۱ و محدوده تغییرات نسبت چگالی، محدوده زاویه ترنر برای شکل‌گیری ساختار DC در بازه $-90 < Tu < -45$ و برای ساختار SF در محدوده $-45 < Tu < 90$ قرار می‌گیرد. میان این دو محدوده ($Tu < 45$) حالت پایدار است و به ازای مقادیر خارج از

ترنر (Tu) برای تخمین ساختارهای پخش دو گانه استفاده می‌شود (ترنر، ۱۹۶۵؛ رودیک، ۱۹۸۳). به طوری که:

$$R_\rho = -\tan(Tu + 45) \tag{1}$$

در حالیکه $R_\rho = \frac{\alpha T_z}{\beta S_z}$ ، که در آن T_z و S_z به ترتیب

گرادیان‌های قائم دما ($T_z = \frac{\partial T}{\partial Z}$) و شوری ($S_z = \frac{\partial S}{\partial Z}$)، و

³ MATLAB

¹ Ferret

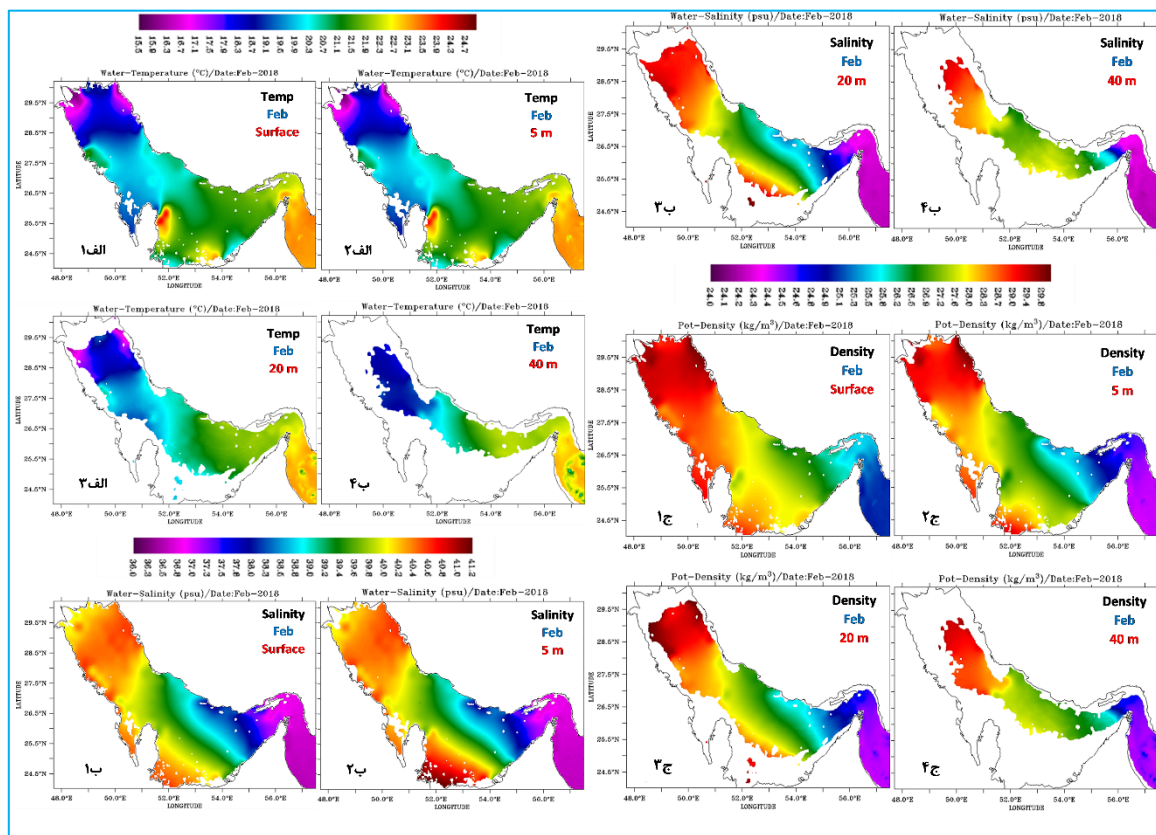
² Fortran

قرار دارد. به طوری که در مناطق کم عمق ساحلی به ترتیب شرایط آب و هوایی و ورودی رودخانه‌ها و در مناطق عمیق و در مجاورت تنگه هرمز، تبادل جریان سطحی و عمیق از تنگه (تبادل ترموهالین) نقش غالب در تغییر دما و شوری در منطقه را دارند. به طور کلی دمای آب در منطقه با شروع فصل گرم افزایش و در اواخر تابستان (به طور میانگین ۳۳ درجه در مرداد ماه (آگست^۱)) بیشترین مقدار را دارد (شکل ۱۰). اما با کاهش دمای هوا، دمای آب به ویژه در آذر ماه (۲۶ - ۲۴

محدوده پخش دوگانه، ناپایداری و تلاطم رخ می‌دهد (رودیک، ۱۹۸۳؛ بیدختی، ۱۳۹۸). در این مطالعه از روش زاویه ترنر استفاده شده است تا مکان، زمان و عمق شکل-گیری ساختارهای SF و DC، از داده‌های حاصل از شبیه-سازی استخراج شوند.

۳. بحث و نتایج

با توجه به نتایج ارائه شده، دما و شوری آب تحت تاثیر شرایط آب و هوایی و تبادل آب از تنگه هرمز و جریان رودخانه‌ها



شکل ۴. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (فوریه ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

در دسامبر^۲) کاهش می‌یابد (شکل ۱۲). دمای آب در سواحل شمالی خلیج فارس با کاهش دمای هوا کمینه مقدار را دارد اما در طول فصل گرم، دمای این مناطق نسبت به نقاط دیگر افزایش می‌یابد. در مقابل، دمای آب در سواحل جنوبی به طور

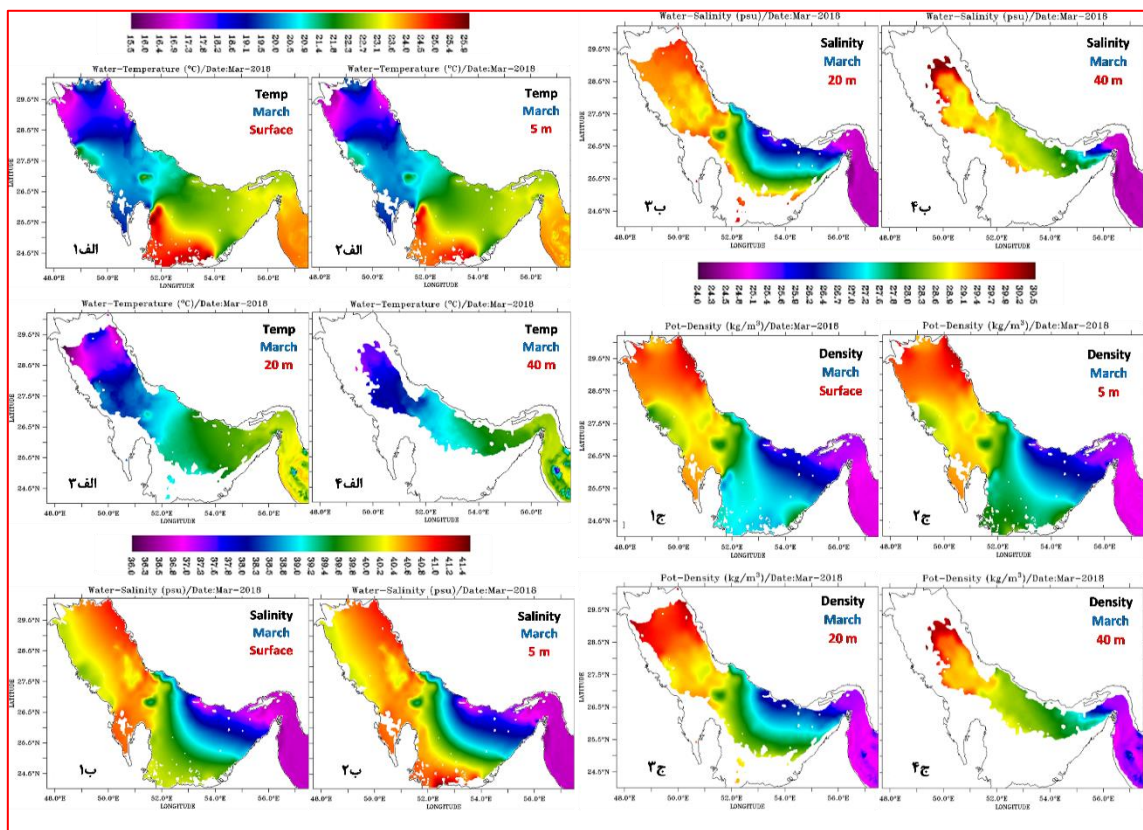
میانگین در طول سال بیشتر از نقاط دیگر است (با بیشینه مقدار ۳۵ در مرداد و تحت تاثیر تداخل آب با جریان سطحی °C ورودی یا جریان عمیق خروجی، دما با عمق تغییر می‌کند.

² December

¹ August

در بخش غربی تنگه هرمز، دما با تابعیت از تبادل جریان سطحی و عمیق و در سواحل ایرانی متأثر از رشد جریان ورودی از تنگه هرمز متغیر است، به طوری که دمای آب در بخش غربی تنگه هرمز با کاهش تبادل در بهمن ماه (فوریه^۱) کاهش یافته (شکل ۴)، اما مقدار آن با رشد نفوذ جریان ورودی از تنگه در فروردین (آوریل^۲)، افزایش می‌یابد (شکل ۶) و در اواخر تابستان بیشینه مقدار را دارد (حدود ۳۴ در جولای^۳ و آگست، شکل‌های ۹ و ۱۰). افزایش دما در ماه‌های دیگر متأثر از افزایش دمای سطحی خلیج فارس است. با کاهش جریان سطحی در دی و بهمن (ژانویه^۴ و فوریه^۵،

دمای آب سطحی کاهش می‌یابد (شکل‌های ۳ و ۴)، اما با افزایش عمق تا ۴۰ متر، دما تا یک درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد و لایه‌بندی سرد بر گرم در بخش غربی تشکیل می‌شود، در حالی که در بخش شرقی تنگه هرمز توده‌های گرم بر سرد به‌طور پراکنده تشکیل می‌شوند. با شروع فصل گرم و افزایش تبادل از تنگه هرمز، دمای لایه سطحی نسبت به لایه زیرین افزایش یافته و لایه‌بندی گرم بر سرد در هر دو بخش غربی و شرقی تنگه هرمز حاکم می‌شود. اما در آذر ماه (دسامبر) مجدداً در بخش غربی لایه‌بندی آب سرد بر گرم رخ می‌دهد (شکل ۱۲). بیشینه آنومالی چگالی در بخش



شکل ۵. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (مارس ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

آمیختگی ناشی از آبهای کم‌چگال و چگال سطحی مرز مشخصی را در غرب تنگه ایجاد می‌کند که با افزایش عمق، اثر جریان خروجی و آب چگال غالبتر می‌شود. در ماه‌هایی

شمالی و سواحل جنوبی خلیج فارس شکل می‌گیرد. جبهه اصلی آب کم‌چگال در ماه‌های دی و بهمن (ژانویه و فوریه) کمترین نفوذ را به خلیج فارس دارند (شکل‌های ۳، ۴، ج) و

¹ February

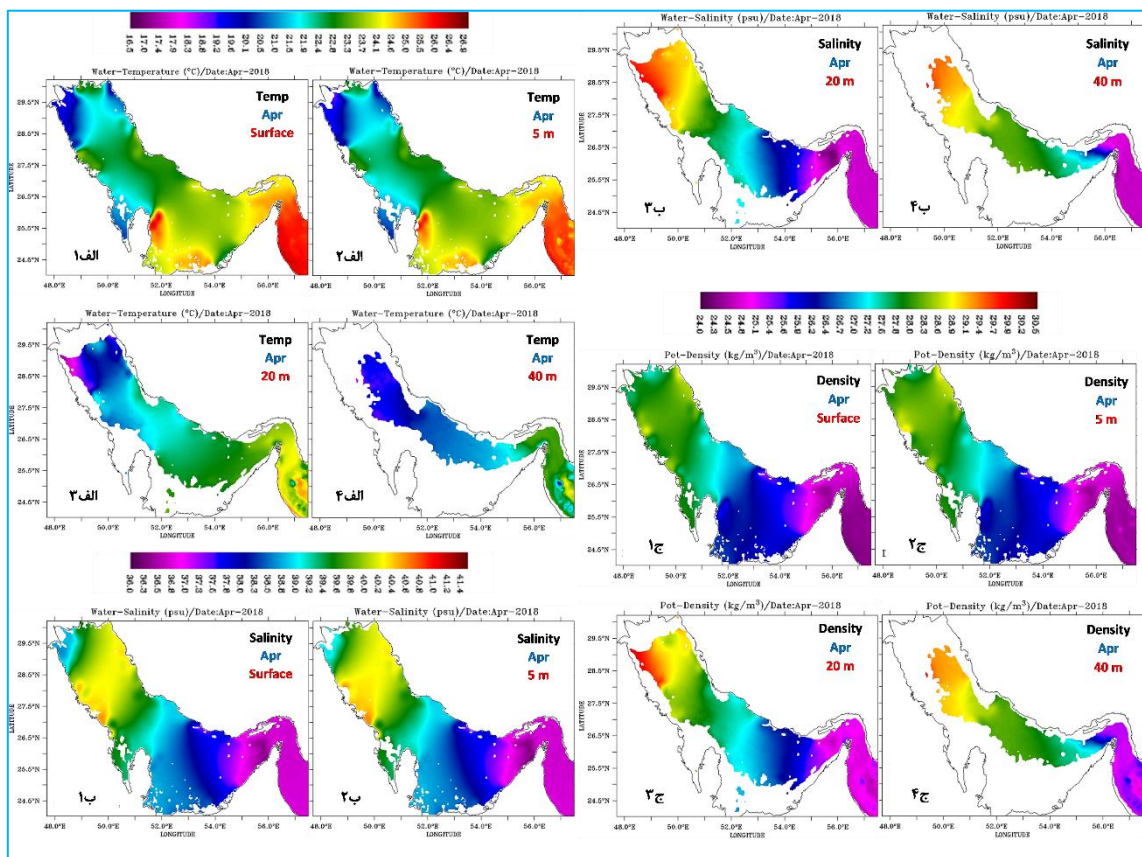
² April

³ July

⁴ January

گالب است، لایه‌های میانی و عمیق بیشتر همگن DC که می‌شوند و گرادیان چگالی در آبهای عمیقتر، ضعیف می‌گالب است، اختلاف شدیدی SF شود. اما در ماههایی که میان لایه‌ی سطحی کم‌چگالی و لایه‌ی زیرین چگال شور وجود دارد. لایه‌بندی چگالی در غرب تنگه هرمز پایداری آب با کمینه چگالی در بخش شمالی (آبهای سطحی کم-چگال) و بیشینه چگالی در بخش جنوبی (آبهای شور و چگال خروجی) را نشان می‌دهد که این لایه‌بندی در اواخر زمستان و با شروع فصل بهار به ویژه در اسفند و فروردین (مارس^۱ و آپریل) تقویت می‌شود (شکل ۵ و ۶، مارس و آپریل. الف و پ) و دمای آب سطحی از شمال به جنوب تنگه افزایش می‌یابد. در فصل زمستان^۲ (ژانویه-مارس)، مقدار چگالی در همه

ناشی از کاهش دما است. در این شرایط، گرادیان منفی دما و DC شوری شرایط پایدار و ایده‌آل برای شکل‌گیری ساختار را فراهم می‌کند. اما در فصل بهار (آپریل-ژوئن)، با گرم‌تر شدن لایه سطحی و افزایش تبخیر، چگالی تا عمق ۵ متر (۲۵-۲۷)، اما در لایه‌های زیرین (۲۰ kg/m³ کاهش می‌یابد) و ۴۰ متر) پایداری خود را حفظ می‌کند. در این حالت گرادیان مثبت شوری قوی‌تر از گرادیان دما بوده و شرایط در لایه سطحی مناسب است. اما با توجه به لایه SF برای بندی چگالی، دامنه نفوذ انگشت‌های نمکی محدود به ۲۰-۵ متر است. اما از خرداد (ژوئن^۳) همراه با افزایش دمای سطحی، به تدریج شوری در بخش جنوبی تنگه تا ماه مرداد (آگست)



شکل ۶. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (آپریل ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

³ June

¹ March

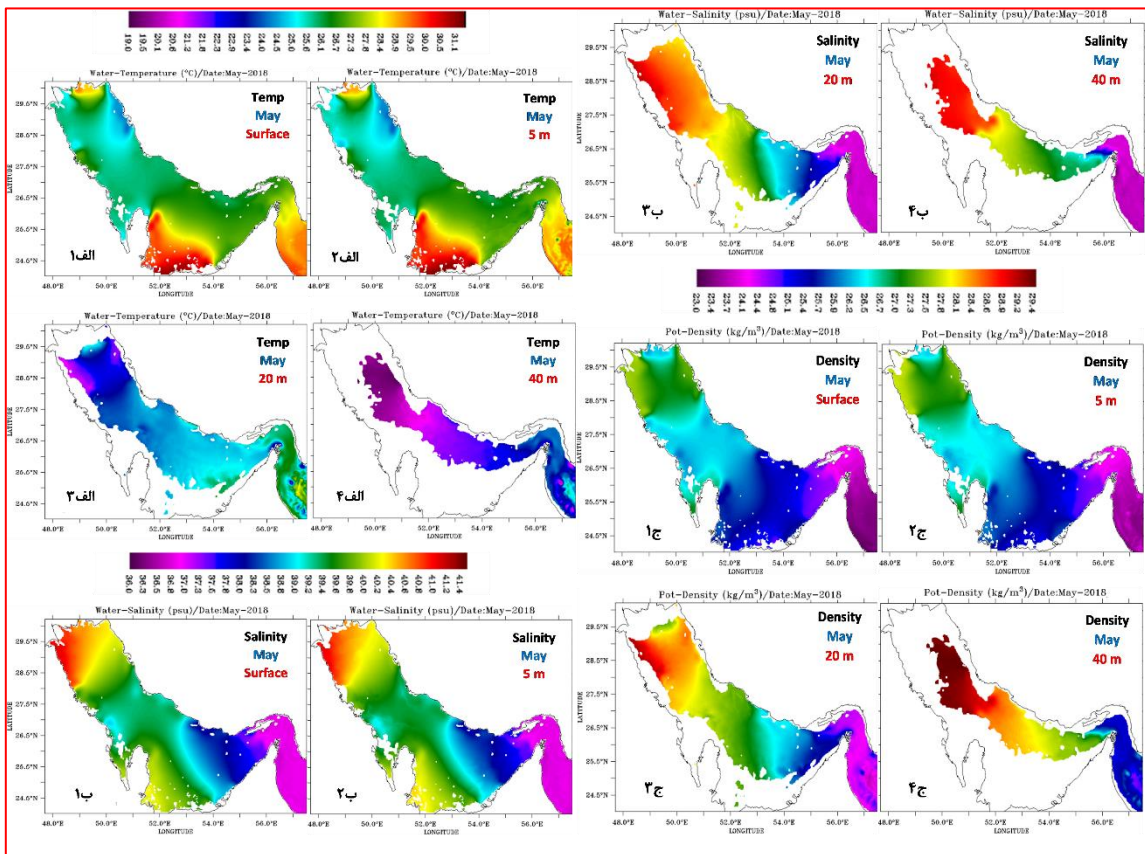
² زمستان از ۲۲ دسامبر آغاز می‌شود. در متن فصول مبتنی بر ماه‌های تقویم معرفی شدند²

است. بطوریکه با تشدید چگالی سطحی از مهر تا آذر (نوامبر تا دسامبر)، ساختارهای DC رشد بیشتری داشته و در تمام عمق آب گسترش می‌یابند.

در مقطع غربی تنگه هرمز، با وجود اثرگذاری جریان سطحی به‌ویژه در اواخر فصل بهار و با وجود شکل‌گیری ساختارهای پراکنده SF، اما اثر جریان سرد و شور خروجی بیشتر بوده و ساختارهای DC رشد قابل توجهی دارند. با این وجود، شکل‌گیری ساختارهای نمکی در طول سال و با شروع نفوذ جریان سطحی از فروردین (شکل ۱۳، شماره ۴. ج) و با افزایش شوری در مهر و آبان (اکتبر و نوامبر ۲) افزایش می‌یابد (شکل ۱۵، شماره ۲ و ۳. ج). در دی ماه (ژانویه) در غرب تنگه (شکل ۱۳، شماره ۱. الف)، لایه‌بندی دمایی غیر یکنواختی تشکیل می‌شود و دمای آب از جنوب به شمال تنگه افزایش می‌یابد به طوری که چند توده دمایی با میانگین دمای $23/2^{\circ}\text{C}$ در زیر توده‌های سرد با میانگین دمایی $^{\circ}\text{C}$ ۲۲/۹ در عمق‌های ۳۰ و ۶۰ متر و همچنین توده آب گرم و

افزایش یافته است (شکل ۱۰، ب) و چینه‌بندی متفاوتی برای شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در بخش جنوبی تنگه ایجاد می‌شود. با شروع تابستان (جولای و سپتامبر)، چگالی در سطح کاهش می‌یابد و به حداقل مقدار می‌رسد (kg/m^3 ۲۴-۲۵) و ستون آب پایدارتر می‌شود اما همزمان با تبادل ترموهالین، شدت تبخیر و تابش خورشیدی به اوج می‌رسد و این امر موجب می‌شود تا در بسیاری از نقاط احتمال رشد ساختار SF قوی تا عمق بیش از ۲۰ متر وجود داشته باشد.

سپس در فصل پائیز، آمیختگی آب افزایش یافته و دما و شوری آب در بخش جنوبی تنگه به ویژه در مهر ماه (اکتبر^۱) به‌طور قابل توجهی افزایش می‌یابد (شکل ۱۱، اکتبر. ب). در این شرایط با کاهش تبخیر و سرد شدن نسبی لایه سطحی، چگالی افزایش می‌یابد (kg/m^3 ۲۶.۵-۲۷.۵) و با وجود شکل‌گیری ساختارهای نمکی پراکنده، شرایط برای انگشتان نمکی ضعیف شده و چینه‌بندی با شروع ناپایداری نوسانی در عمق ۲۰-۴۰ متر، با انتقال تدریجی به ساختار DC همراه



شکل ۷. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (می ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

از طرف دیگر به دلیل آمیختگی‌های سطحی، چینه‌بندی دمایی در این ماه اندکی تعدیل شده (شکل ۱۳، شماره ۲. الف) و رشد همرفت پخش ضعیفتر می‌شود (شکل ۱۳، شماره ۲. ج). اما با وجود کاهش شوری در منطقه (حدود ۱-۰/۵ psu)، جابه‌جایی جبهه شوری و آمیختگی در غرب تنگه نسبت به ماه ژانویه موجب می‌شود تا یک لایه‌بندی شوری ضعیف در غرب تنگه تشکیل شود و شرایط را برای تشکیل ساختار نمکی ضعیف در سطح و شمال غربی تنگه فراهم نماید (شکل ۱۳، شماره ۲. ج). در دی ماه (ژانویه) چگالی از سطح تا عمق به‌طور یکنواخت افزایش دارد و لایه‌بندی آب پایدار است و الگوی DC ضعیف در عمق باعث تغییرات آهسته و تدریجی چگالی می‌شود. در بهمن (فوریه) نیز چگالی سطحی کاهش و در عمق ۲۰ متری با شیب تندی افزایش می‌یابد. اما حضور SF در لایه‌های سطحی موجب افزایش انتقال شوری

سرد با دمای $22/9^{\circ}\text{C}$ و $22/8^{\circ}\text{C}$ در عمق‌های ۵-۱۵ و ۲۵-۱۵ متر مشاهده می‌شوند که با توجه به لایه‌بندی و افزایش شوری با عمق و کاهش شناوری در محل چینه‌بندی دمایی، شرایط مناسبی برای نوسان توده سرد و کم شور و شکل‌گیری ساختار همرفت پخش فراهم می‌شود. بنابراین چندین ساختار DC قوی در سطح و در عمق ۲۰-۳۰ متر تشکیل می‌شوند که با چند ساختار DC ضعیفتر در طول مقطع گسترده شده‌اند (شکل ۱۳، شماره ۱. ج). در حالی که رشد همرفت پخش قوی در بخش شمالی مقطع بیشتر است. در بهمن ماه (فوریه) دمای سطحی آب به ویژه در بخش‌های شمالی خلیج فارس کاهش می‌یابد و با کاهش تبادل جریان از تنگه، دمای آب در تنگه و بخش‌های جنوبی خلیج فارس ۱-۲ درجه سانتی‌گراد کاهش می‌یابد (شکل ۴، الف).

و گرما به لایه‌های پایین‌تر و در نتیجه تقویت گرادیان چگالی در لایه میانی می‌شود. درحالی‌که رشد ساختار DC در عمق پایین‌تر تغییرات ملایم‌تر چگالی را شکل داده است.

با افزایش دمای هوا، دمای آب از اسفند (مارس؛ شکل ۵، الف) تا خرداد (ژوئن؛ شکل ۸، الف) افزایش می‌یابد و با افزایش تبادل از تنگه هرمز، پیشروی جبهه آب گرم و کم شور به غرب تنگه و سواحل شمالی خلیج فارس بیشتر می‌شود. این امر موجب می‌شود تا تغییر قابل توجهی در جبهه چگالی و شوری در غرب تنگه از اسفند تا فروردین (مارس تا آپریل) رخ دهد (شکل ۱۳، شماره‌های ۳ و ۴. ب و پ). به طوری که چینه‌بندی توده گرم در غرب تنگه هرمز گسترده‌تر می‌شود، درحالی‌که همراه با کاهش چگالی سطحی و پایداری ستون آب، دمای آب به ویژه در بخش‌های شمالی تا ماه ژوئن تا ۳۱ درجه سانتی‌گراد افزایش می‌یابد. با این وجود به دلیل افزایش یکنواخت شوری با عمق، شرایط برای هر دو ساختار پخش دوگانه در ماه اسفند (مارس) نامساعد بوده (شکل ۱۳، شماره ۳. ج) اما در فروردین (آپریل) به دلیل شکل‌گیری توده کم شور در عمق ۲۰-۱۰ متر، انگشتان نمکی در سطح تقویت می‌شوند (شکل ۱۳، شماره‌های ۳ و ۴. ج). در اسفند (مارس) فقط DC ضعیف در عمق مشاهده می‌شود و چگالی متاثر از ساختار همرفت پخش تغییرات ملایمی دارد. افزایش تدریجی دمای آب و تغییر نسبی شوری موجب پایداری چینه‌بندی چگالی شده (شکل‌های ۱۳ (شماره ۴، پ) تا ۱۴ (شماره ۲، پ)) و شرایط را برای رشد انگشتان نمکی به ویژه در ماه‌های آپریل تا ژوئن فراهم می‌کند (شکل‌های ۱۳ (شماره ۴، ج) تا ۱۴ (شماره ۲، ج)). اما این ساختارهای نمکی بیشتر در محدوده ساختارهای ضعیف هستند.

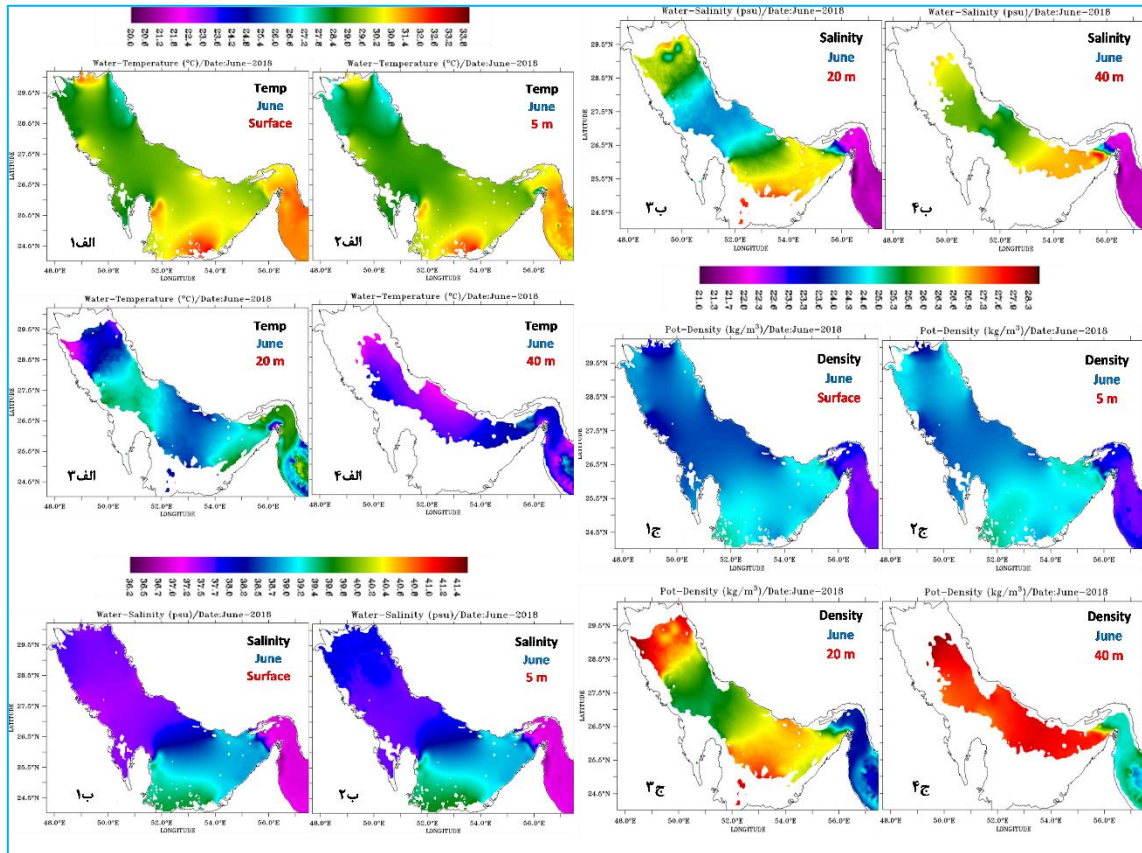
با این وجود، ساختار نمکی در لایه‌های بالایی (به ویژه در آپریل) گرادیان چگالی قابل توجهی ایجاد می‌کند و چگالی پس از عمق ۳۰ متری در محل ریزش نمکی، با شیب بیشتری افزایش می‌یابد. در اردیبهشت (می) کمینه چگالی در سطح و بیشینه چگالی در عمق ۳۰ تا ۷۰ متری دیده می‌شود و به تدریج گرادیان چگالی در خرداد (ژوئن) در عمق ۲۰ تا ۶۰ متری بیشتر می‌شود و شکل‌گیری SF سطحی نیز این گرادیان

چگالی را تقویت می‌کند. کمترین مقدار چگالی سطحی در سال همراه با بیشترین شیب میانی در تیرماه (جولای) رخ می‌دهد. رشد SF قوی در این ماه سبب افزایش شدید و غیریکنواخت چگالی در عمق میانی شده است و نوسانات ناشی از ساختار DC این تغییر را در عمق‌های بیشتر ادامه داده است.

با تبخیر سطحی بیشتر و آمیختگی جریان ورودی و خروجی در غرب تنگه در ماه‌های بعد، انگشتان نمکی عمیق‌تر می‌شوند و به دلیل افزایش شوری در بخش‌های جنوبی تنگه، انگشتان نمکی در بخش‌های جنوبی قوی‌تر هستند. با این وجود هر دو ساختار انگشت نمک و همرفت پخش در عمق‌های مختلف تشکیل می‌شوند. به طوری که با شکل‌گیری توده سرد و کم شور در عمق کمتر از ۵ متر (شکل ۱۴، شماره ۴. الف و ب) و شکل‌گیری توده شور در عمق ۲۰-۱۰ متر (شکل ۱۴، شماره ۴. ب)، به ترتیب شرایط برای شکل‌گیری ساختارهای DC و SF در مرداد ماه (آگست) فراهم می‌شود (شکل ۱۴، شماره ۴، ج). اما با افزایش شوری در اواخر تابستان و اوایل پاییز، چینه‌بندی آب گرم و شور ناشی از آمیختگی آب در عمق‌های مختلف موجب می‌شود تا چند ساختار قوی نمکی در سطح و در شمال و جنوب مقطع غربی تنگه هرمز تشکیل می‌شوند (شکل ۱۵، شماره ۲. ج). درحالی‌که رشد پراکنده این ساختارها در شهریور (سپتامبر) تا آبان (نوامبر) بیشتر است (شکل ۱۵، شماره ۱ تا ۳، ج).

در مرداد (آگست)، ساختار همرفت با جابه‌جایی توده گرم و کم شور، موجب کاهش چگالی سطحی شده و ساختار SF ضعیف نیز، شوری و چگالی در لایه عمیق را افزایش می‌دهد. در شهریور (سپتامبر) نیز چگالی در سطح کاهش می‌یابد و با ریزش نمکی در عمق میانی، بطور خطی با عمق افزایش می‌یابد اما در مهرماه (اکتبر) چگالی سطحی بیشتر شده و ضخامت ساختارهای پراکنده SF کاهش می‌یابد. این روند تا آبان (نوامبر) با شکل‌گیری ساختار DC در سطح ادامه دارد. در ماه‌های مهر و آذر (اکتبر و نوامبر) با وجود کاهش تبادل ترموهالین از تنگه، شوری سطحی افزایش یافته و مرزبندی

قابل توجهی در آبان ماه (نوامبر) میان جبهه‌های شوری و همچنین چگالی در غرب تنگه در عمق ۵ متر مشاهده می‌شود.



شکل ۸. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (ژوئن ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

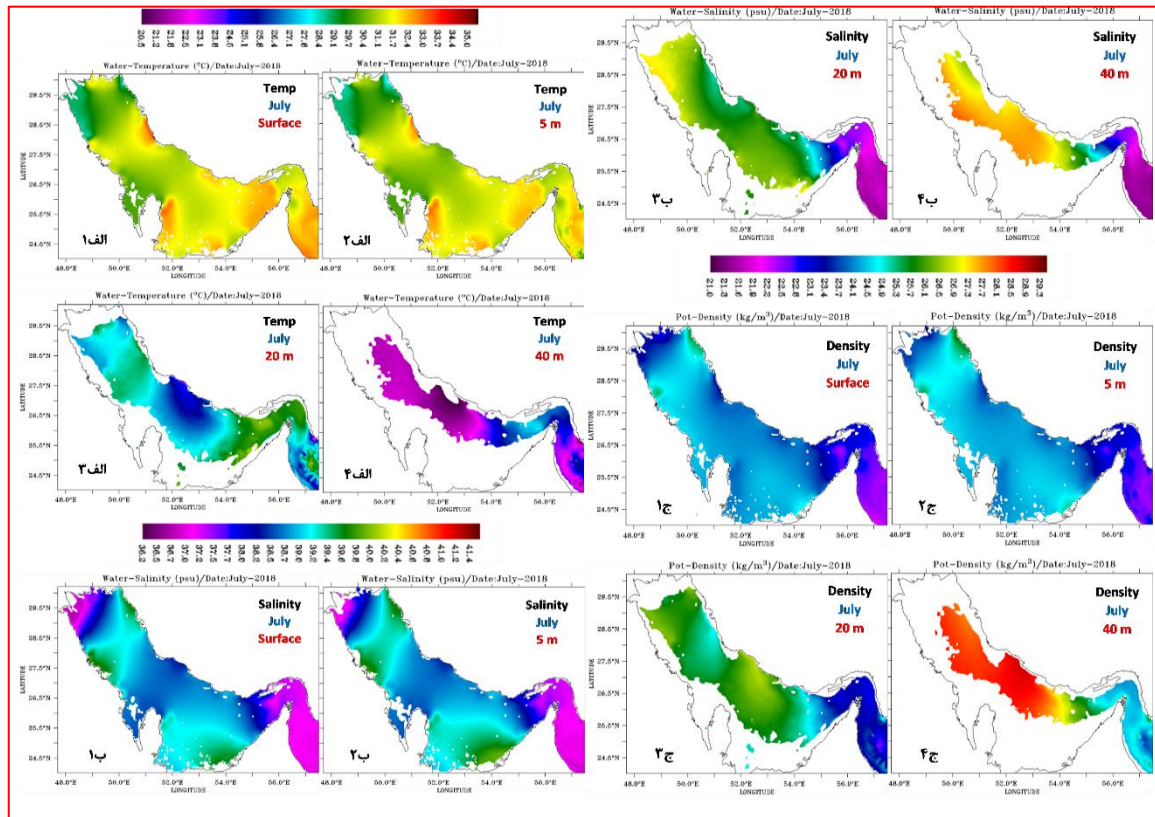
گرادیان چگالی در لایه‌های زیرین، در این ماه تشکیل می‌شود. بطوریکه ساختار DC و به ویژه ساختار قوی غالب است و تغییرات چگالی متأثر از این فرآیند تا پایداری کامل ادامه می‌یابد. بنابراین با توجه به نتایج بدست آمده می‌توان دریافت که با وجود نقش تغییرات آب و هوایی و تبخیر در شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در منطقه؛ جریان ترموهالین و آمیختگی‌های ناشی از آن اصلی‌ترین عامل در شکل‌گیری توده‌های با دما و شوری متفاوت در عمق‌های مختلف و تشکیل ساختارهای SF و DC می‌باشد، به طوری که ساختارهای پخش متفاوتی در بخش‌های مختلف منطقه در طول سال تشکیل می‌شوند و این ساختارها نیز با انتقال قائم گرما و شوری نقش مهمی در پایداری و تغییر نسبی مقادیر چگالی و گرادیان چگالی در عمق‌های مختلف آب دارند.

(شکل ۱۲، نوامبر. ب ۲ و ج ۲). اما با گسترش توده آب سرد، رشد انگشتان نمکی تعدیل شده و با وجود شکل‌گیری ساختارهای ضعیف و پراکنده همرفت پخش در طول سال، ساختار همرفت پخش به ویژه در غرب تنگه و در آذر ماه (دسامبر؛ شکل ۱۵، شماره ۴، ج) نقش غالبی داشته و به شدت گسترش می‌یابد و رشد آن بطور غالب ادامه دارد. در این ماه، آمیختگی ناشی از جریان گرم و شور عمیق بیشتر می‌شود و درحالی‌که شوری به طور میانگین با عمق افزایش می‌یابد، کاهش قابل توجه دما در غرب تنگه در محدوده مختصات ۵۶-۵۵ درجه شرقی، شرایط را برای شکل‌گیری همرفت پخش گسترده فراهم می‌کند (شکل ۱۲، الف و شکل ۱۵، ج). همچنین، توده آب با بیشترین چگالی در سطح و کمترین

۴. نتیجه گیری

شکل گیری ساختارهای SF و DC تحت تأثیر تبادل

برای آگاهی بهتر از ساختارهای تشکیل شده، نوع و عمق ساختارهای پخش دوگانه در ماه‌های مختلف سال بطور خلاصه در جدول ۱ گردآوری شده است.



شکل ۹. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (جولای ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

بخش‌های شمالی تنگه هرمز رشد غالبی دارد. درحالیکه ساختار همرفت پخش (DC) به دلیل آمیختگی جریان خروجی و جریان عمیق در تنگه یا کاهش دمای سطحی در فصول سرد سال در قسمت‌های جنوبی و غربی تنگه رخ می‌دهد.

دمای آب در منطقه با شروع فصل گرم افزایش و در اواخر تابستان بیشترین مقدار را دارد. دما در سواحل شمالی کمینه مقدار را دارد اما مقدار آن در سواحل جنوبی (با بیشینه مقدار ۳۵ درجه سانتی‌گراد در مرداد ماه) بیشتر از نقاط دیگر است و تحت تأثیر تداخل جریان سطحی با جریان عمیق، با عمق تغییر می‌کند.

جریان‌های سطحی و عمیق و تغییرات آب و هوایی قرار دارد. تبادل ترموهالین در تنگه هرمز با ایجاد گرادیان دما و شوری باعث تشکیل ساختارهای پخش دوگانه در تنگه هرمز و خلیج فارس در طول سال می‌شود. به طوری که اغلب ترکیبی از فرآیندهای پخش در اعماق مختلف در تنگه هرمز رخ می‌دهند.

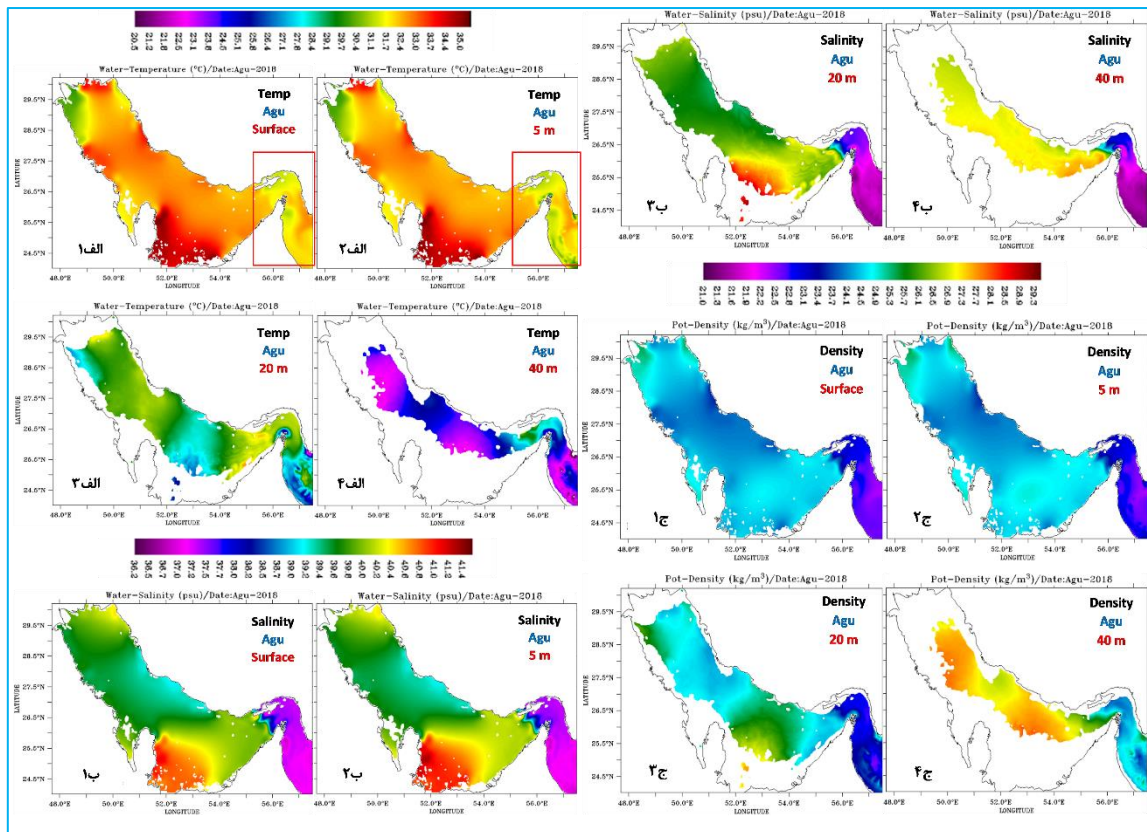
به طور عمده SF قوی برای حداقل شناوری در روزهای گرم مشاهده می‌شود، اما با کاهش دما و جریان ورودی از تنگه، شرایط ریزش انگشتان نمکی ضعیف و شرایط برای شکل گیری ساختارهای قوی DC فراهم می‌شود.

شکل گیری انگشت نمکی (SF) در تنگه متأثر از جریان گرم سطحی دریای عمان و تبخیر در فصل گرم سال است و در

می‌شود و چگالی آب سطحی از شمال به جنوب تنگه افزایش می‌یابد.

در فصل زمستان، مقدار چگالی در همه عمق‌ها بالاست و با توجه به گرادیان‌های دما و شوری، شرایط ایده‌آل برای شکل‌گیری ساختار DC فراهم است. با افزایش دما و رشد جریان سطحی، آمیختگی دمایی در غرب تنگه افزایش

لایه‌بندی چگالی در غرب تنگه؛ پایداری آب با کمینه چگالی در بخش شمالی (آبهای سطحی کم چگال) و بیشینه چگالی در بخش جنوبی (آبهای شور خروجی) را نشان می‌دهد. این لایه‌بندی با تعدیل آمیختگی در اواخر زمستان و نفوذ جریان سطحی در فصل بهار، به ویژه در اسفند و فروردین تقویت



شکل ۱۰. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (آگست ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.

افزایش شوری در فصل پاییز، انگشتان نمکی در سطح تقویت می‌شوند و چند ساختار قوی نمکی در سطح و در شمال و جنوب تنگه تشکیل می‌شوند. اما با کاهش تبخیر و سرد شدن نسبی لایه سطحی، چگالی افزایش می‌یابد شرایط برای انگشتان نمکی ضعیف شده و ساختارهای DC رشد بیشتری داشته و در تمام عمق آب گسترش می‌یابند.

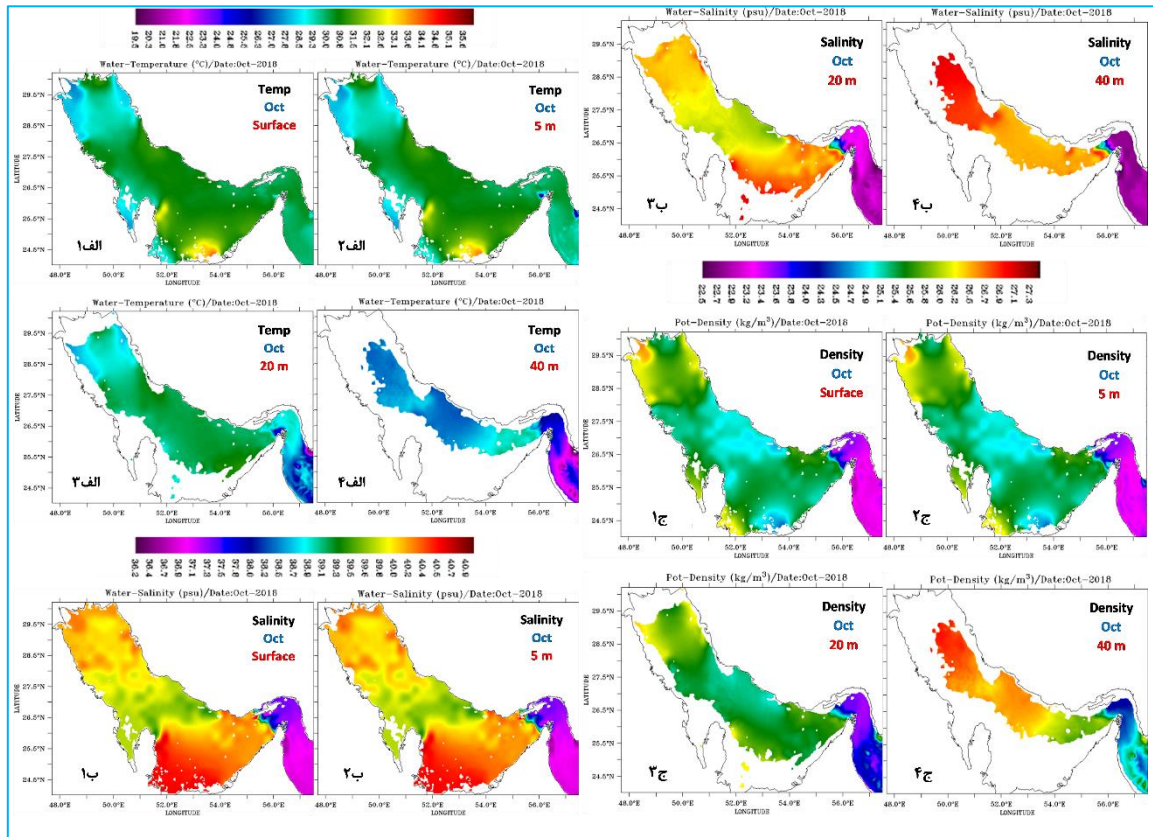
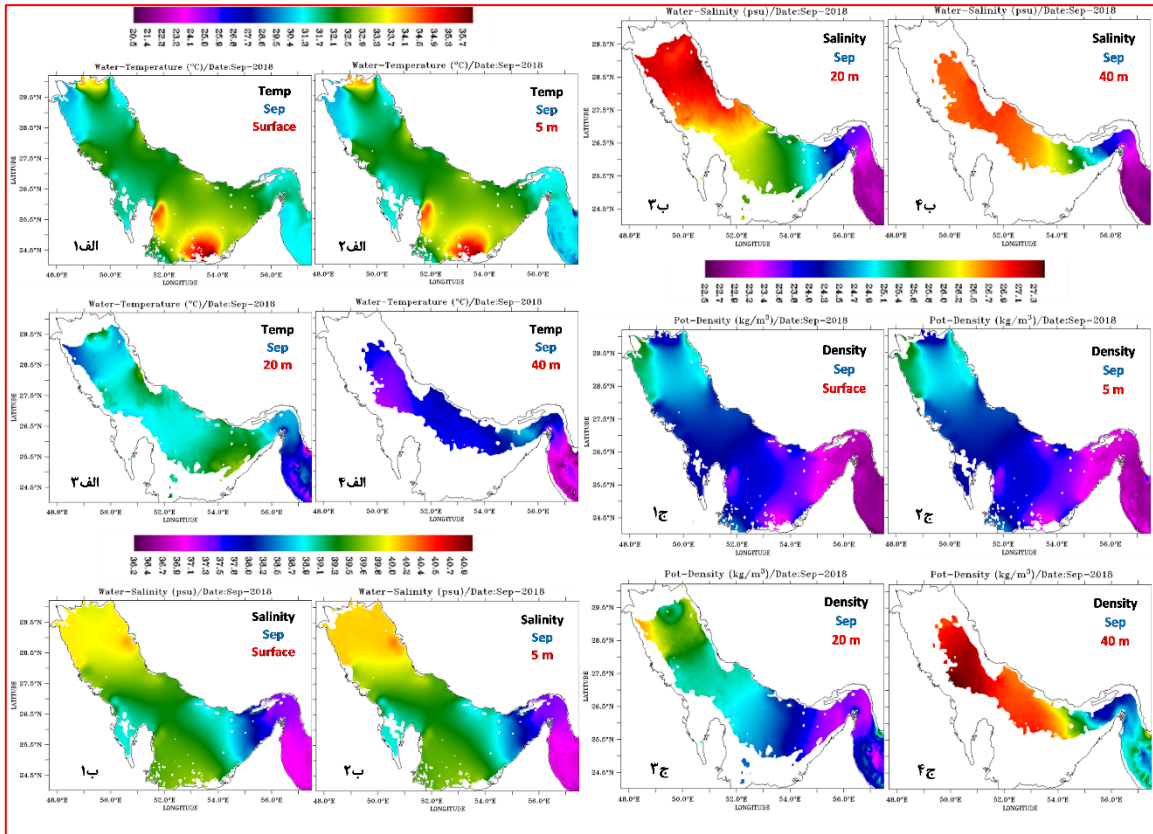
شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در شرایط پایداری چگالی و به دلیل تغییرات نسبی گرما-شوری در دو لایه ایجاد می‌شوند. اما این ساختارها نیز با انتقال قائم گرما و شوری

یافته و تغییر قابل توجهی در جبهه چگالی و شوری در غرب تنگه از اسفند تا فروردین رخ می‌دهد و شرایط برای هر دو ساختار پخش دوگانه در ماه اسفند ماه نا مساعد می‌شود اما در فصل بهار با گرم‌تر شدن لایه سطحی و افزایش تبخیر گرادیان مثبت شوری قوی‌تر از گرادیان دما بوده و شرایط برای SF در لایه سطحی مناسب است.

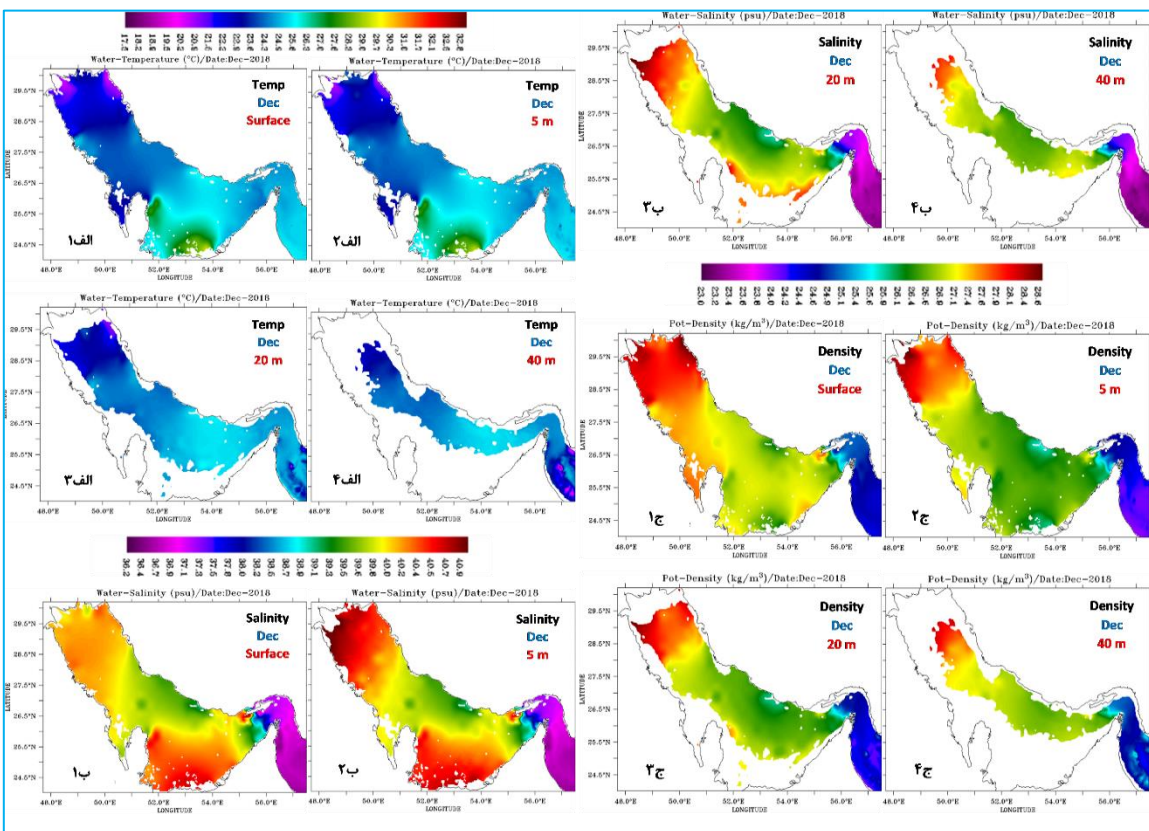
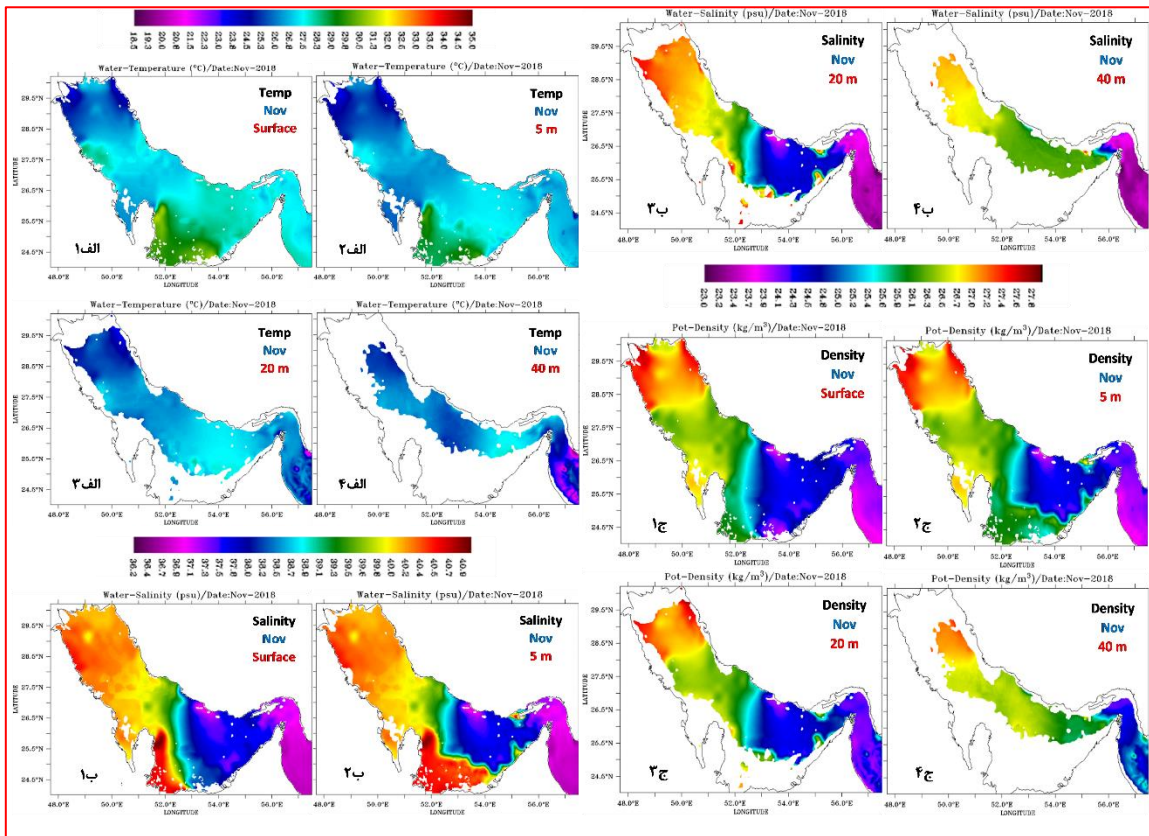
با شروع تابستان، حداقل چگالی در سطح رخ می‌دهد و تبادل ترموهالین و افزایش تبخیر موجب می‌شود تا در بسیاری از نقاط احتمال رشد ساختار SF قوی وجود داشته باشد. با

با وجود نقش تغییرات آب و هوایی و تبخیر در شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه در منطقه؛ جریان ترموهالین و آمیختگی‌های ناشی از آن مهمترین عامل در شکل‌گیری توده‌های بادما و شوری متفاوت و تشکیل ساختارهای SF و DC می‌باشد.

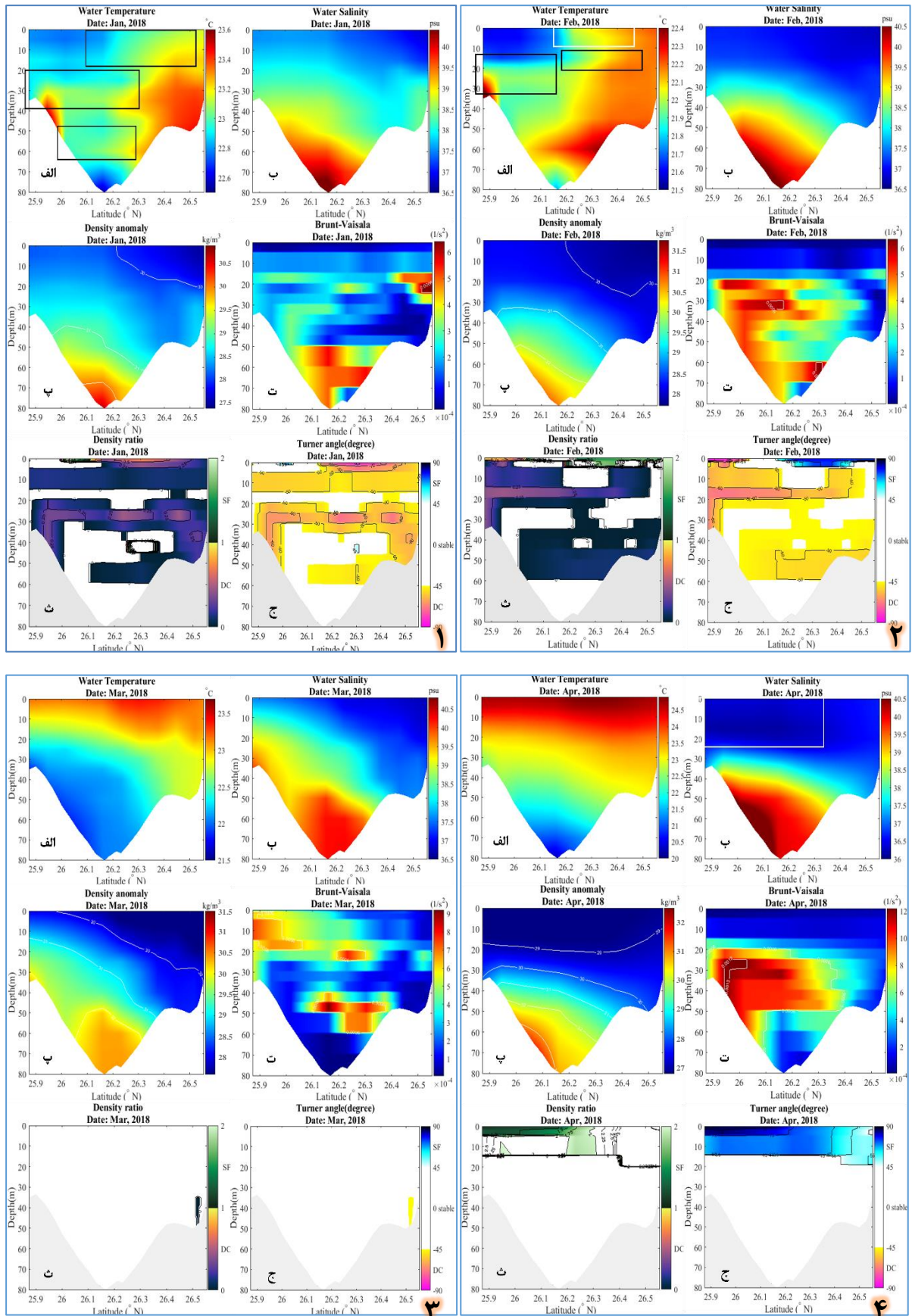
نقش مهمی در پایداری و تغییر نسبی مقادیر چگالی و گرادیان چگالی در عمق‌های مختلف آب دارند. شکل‌گیری DC موجب می‌شود تا لایه‌های میانی و عمیق بیشتر همگن شوند و گرادیان چگالی در آبهای عمیقتر، ضعیف شود. اما ساختار SF و ریزش‌های نمکی ناشی از آن، موجب تغییر چگالی در دو لایه و ایجاد گرادیان قوی چگالی در لایه‌های زیرین می‌شود.



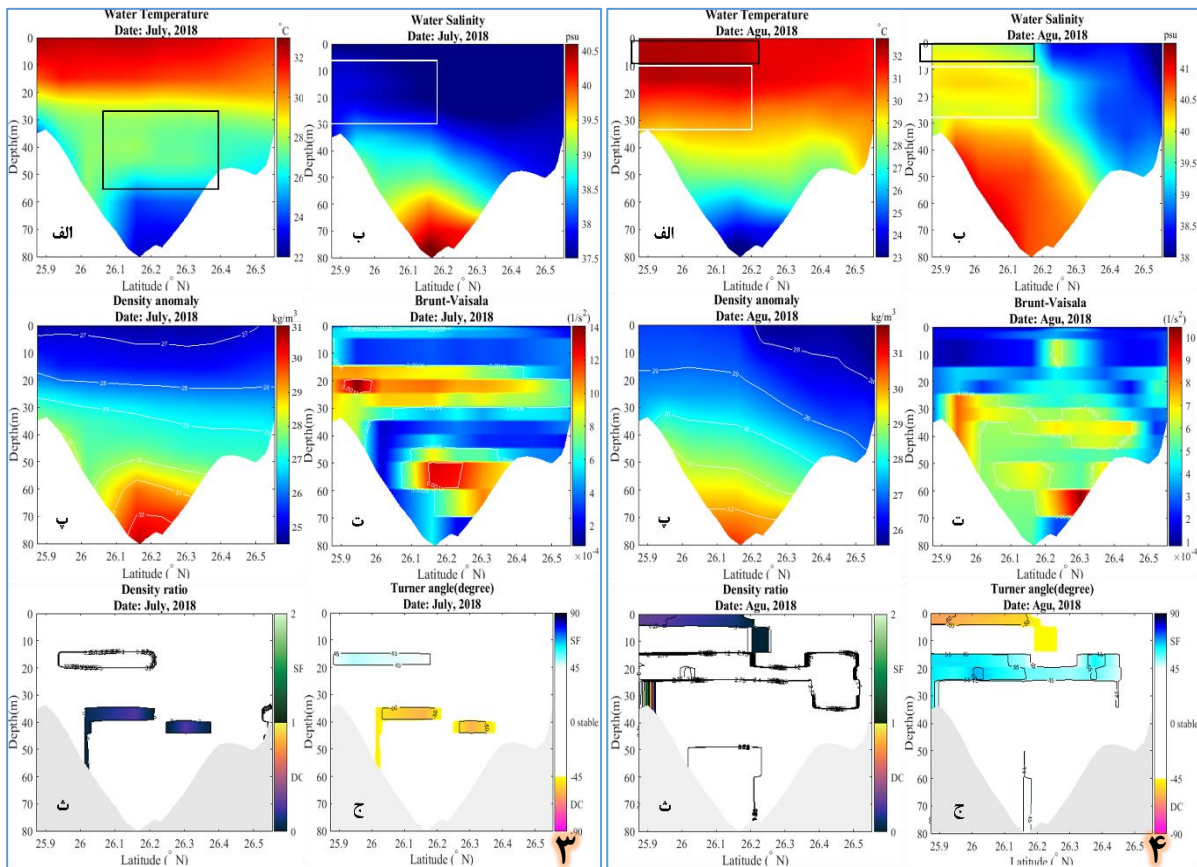
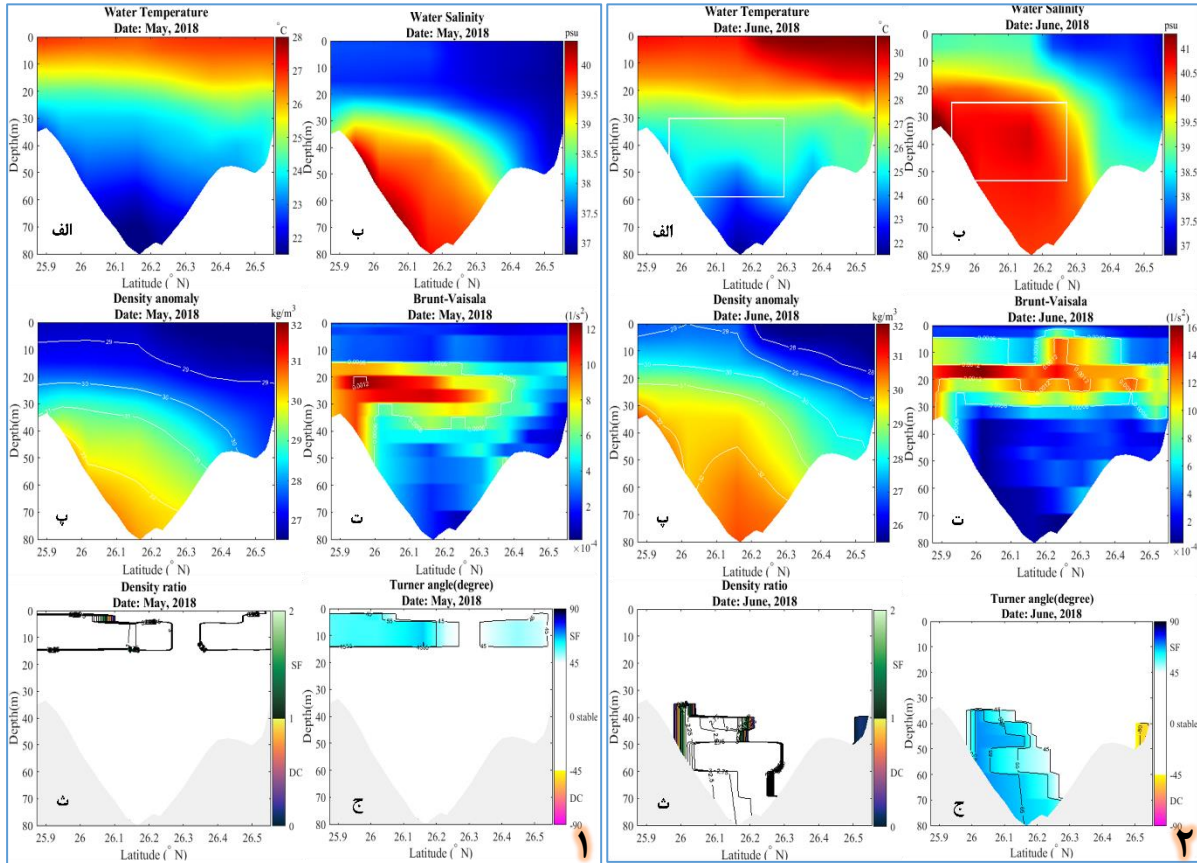
شکل ۱۱. تغییرات ماهانه الف) دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (سپتامبر و اکتبر ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.



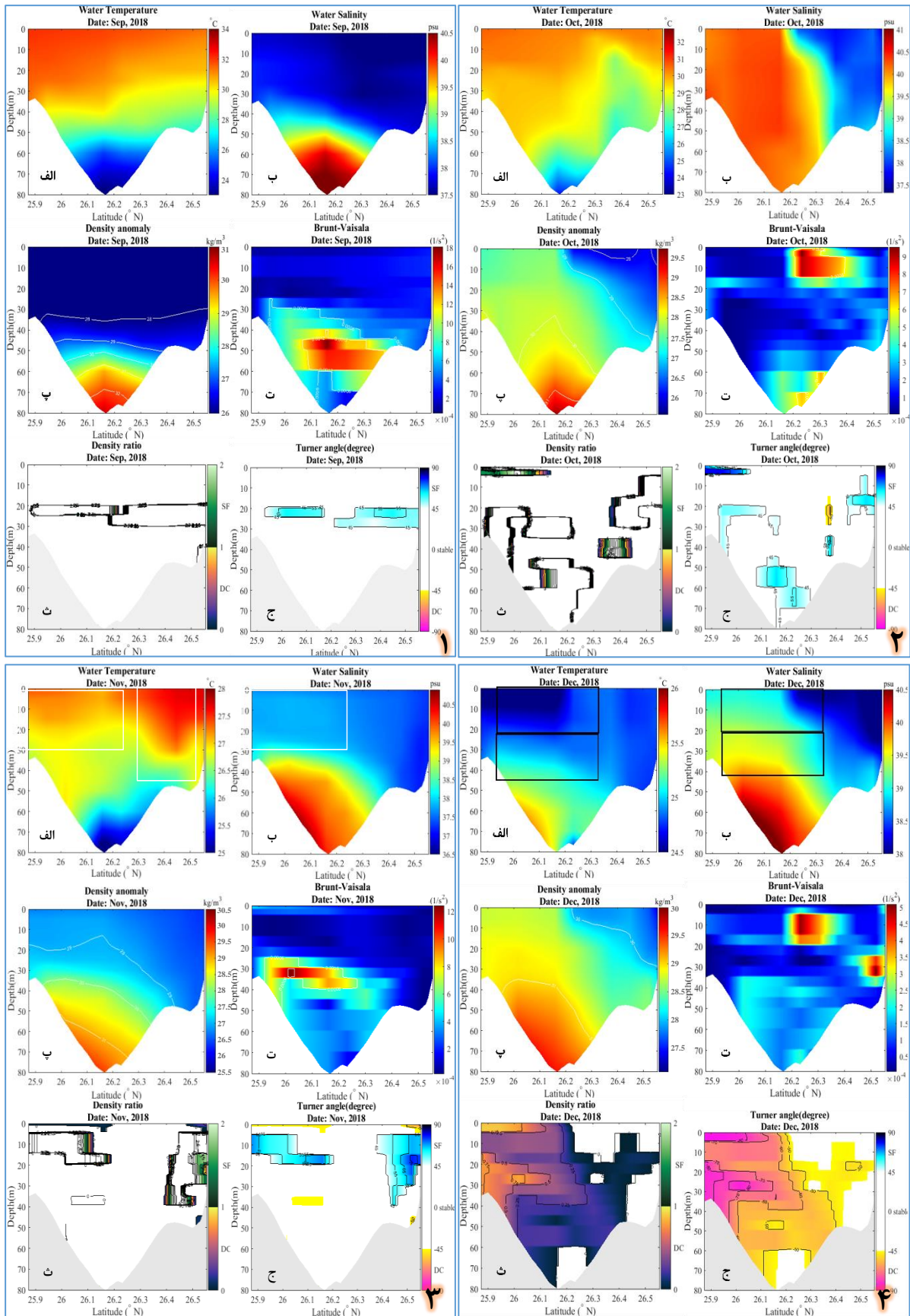
شکل ۱۲. تغییرات ماهانه الف (دمای و ب) شوری آب خلیج فارس و تنگه هرمز (نوامبر و دسامبر ۲۰۱۸)، به ترتیب در (۱) سطح و عمق‌های (۲) ۵ متر، (۳) ۲۰ متر و (۴) ۴۰ متر، با استفاده از مدل عددی هایکام با وضوح ۱/۵۰ درجه.



شکل ۱۳. تغییرات قائم الف (دما، ب) شوری، پ) آنومالی چگالی، ت) فرکانس شناوری، ث) نسبت چگالی و ج) زاویه ترنر در محدوده ساختارهای پخش دوگانه، در طول مقطع غربی تنگه هرمز (مشخص شده در شکل ۲) (ژانویه، فوریه، مارس و آوریل ۲۰۱۸).



شکل ۱۴. تغییرات قائم الف (دما، ب) شوری، پ) آنومالی چگالی ت) فرکانس شناوری، ث) نسبت چگالی و ج) زاویه ترنر در محدوده ساختارهای پخش دوگانه، در طول مقطع غربی تنگه هرمز (مشخص شده در شکل ۲) (می، ژوئن، جولای و آگست ۲۰۱۸).



شکل ۱۵. تغییرات قائم الف (دما، ب) شوری، پ) آنومالی چگالی ت) فرکانس شناوری، ث) نسبت چگالی و ج) زاویه ترنر در محدوده ساختارهای پخش دوگانه، در طول مقطع غربی تنگه هرمز (مشخص شده در شکل ۲) (سپتامبر، اکتبر، نوامبر و دسامبر ۲۰۱۸)

جدول ۱. نوع و عمق شکل‌گیری ساختارهای پخش دوگانه و عمق ساختار قوی در ماه‌های مختلف در تنگه هرمز (در ماه‌هایی که ترکیبی از هر دو ساختار وجود دارد، ساختاری که گسترده تر است با فونت پررنگ تر مشخص شده است. در حالت‌هایی که عمق ساختار قوی نوشته نشده است، ساختارها از نوع ضعیف هستند).

زمان شکل‌گیری ساختار (ماه)	نوع ساختار پخش دوگانه	عمق شکل‌گیری ساختار (متر)	عمق ساختار قوی (متر)
ژانویه (≈ دی)	DC	۰-۶۰	۲ و ۲۷
فوریه (≈ بهمن)	SF, DC	SF: ۰-۵ DC: ۰-۶۰	SF: ۲ و DC: ۳ و ۱۷
مارس (≈ اسفند)	DC	۳۵-۵۰	--
آوریل (≈ فروردین)	SF	۰-۱۵	۳
می (≈ اردیبهشت)	SF	۲-۱۲	--
ژوئن (≈ خرداد)	SF, DC	SF: ۲۵-۷۰ DC: ۴۰-۵۰	--
جولای (≈ تیر)	SF, DC	SF: ۱۵-۲۰ DC: ۳۵-۴۵	--
آگست (≈ مرداد)	SF, DC	SF: ۱۵-۲۵ DC: ۰-۱۵	--
سپتامبر (≈ شهریور)	SF	۲۰-۳۰	--
اکتبر (≈ مهر)	SF, DC	SF: ۰-۷۰ DC: ۲۰-۳۰	SF: ۲-۵
نوامبر (≈ آبان)	SF, DC	SF: ۵-۴۰ و ۵-۲۰ DC: ۰-۲ و ۳۵-۴۰	SF: ۱۵-۳۰
دسامبر (≈ آذر)	DC	۰-۸۰	۰-۴ و ۱۵-۴۵

Seasonal variation of the double diffusion processes at the Strait of Hormuz. Acta Oceanologica Sinica, 36(1): 26-34.

- Bidokhti, A. A. (2019). Fundamentals of fluid dynamics (2nd ed.). University of Tehran Press. (In Persian)
- Bidokhti, A. A. and Ezam, M., 2009, The structure of the Persian Gulf outflow subjected to density variations, Ocean Sci., 5, 1-12, <https://doi.org/10.5194/os>.
- Boyd, J.D., and H. Perkins, 1987: Characteristics of thermohaline steps off the northwest coast of South America. Deep-Sea Res., 34, 337-364.
- Carmack, E. C., Macdonald, R. W., Perkin, R. G., McLaughlin, F. A., & Pearson, R. J. (1995a). Evidence of warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: results from the Larsen-93 expedition. Geophysical Research Letters, 22, 1061-1064.
- Foster, T. D., and Carmack, E. C., 1976, Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea, Deep Sea Res. Oceanogr. Abstr., 23, 301-317.
- Ghazi, E., Bidokhti, A. A., Ezam, M., Azad, M. T., 2016, Physical Properties of Persian

تشکر و قدردانی

از تمام کسانی که با نظرات مفید خود در بهبود پژوهش حاضر موثر بودند، تشکر می‌کنیم. در هنگام نصب و اجرای مدل عددی هایکام مشکلات بسیاری متناسب با نوع سیستم و نسخه‌های مختلف فایل‌های اصلی مدل وجود داشتند که با راهنمایی متخصصان و گروه هایکام بر طرف شدند، بنابراین به‌طور ویژه از ادمو کمپس (Edmo Campos) و گروه هایکام؛ آلان والکرافت (Alan Wallcraft)، الکساندرا بوزک (Alexandra Bozec) و دمیتری دخوفسکی (Dmitry Dukhovskoy)، برای همراهی و راهنمایی‌های مفیدشان تشکر می‌کنیم.

منابع

- Al-Hajri, K., 1990, the Circulation of the Arabian (Persian) Gulf: A Model Study of its Dynamics. The Catholic University of America, Washington, DC. Ph.D. Dissertation (also available through UMI Dissertation Information Service, Order Number 9106378).
- Azizpour Jafar, Chegini Vahid, Siadatmousavi Seyed Mostafa. 2017.

- W., 1981, Form of the temperature-salinity relationship in the Central Water: evidence for double-diffusive mixing. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 1015–1026.
21. Robertson, R., L. Padman, and M. D. Levine, 1995: Fine structure, microstructure, and vertical mixing processes in the upper ocean in the western Weddell Sea. *J. Geophys. Res.*, 100, 18517–18535.
 22. Ruddick, B., 1983, A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity. *Deep Sea Res an Oceanogr Res Pap*, 30(10): 1105–1107. Doi: 10.1016/0198-0149(83)90063-8.
 23. Ruddick, B., Gargett, A.E., 2003. Oceanic double-diffusion – introduction. *Prog. Oceanogr.* 56 (3), 381–393.
 24. Salegi, M., Mehdizadeh, M. M., Bidokhti, A. A., & Hasanzadeh, A. (2022). Temperature fluctuations and thermal energy in the location of double-diffusive structures in the Strait of Hormuz. *Nivar*, 46(118–119), 113–129. <https://doi.org/10.30467/nivar.2023.389044.1239> (In Persian)
 25. Salegi, M., Mehdizadeh, M. M., Hasanzadeh, A., & Bidokhti, A. A. (2023). Turner angle variations influenced by surface inflow from the Strait of Hormuz. In *The 20th Conference on Fluid Dynamics, Semnan*. <https://civilica.com/doc/1822752> (In Persian)
 26. Schmid, M., Busbridge, M. & Wuest, A. 2010 Double-diffusive convection in Lake Kivu. *Limnol. Oceanogr.* 55 (1), 225–238. *Fountain. Deep-Sea Res.*, 3, 152–153.
 27. Schmid, M., Lorke, A., Dinkel, C., Tanyieleke, G. & Wuest, A. 2004 Double-diffusive convection in Lake Nyos, Cameroon. *Deep-Sea Res.* 51, 1097–1111.
 28. Senjyu T, Ishimaru T, Matsuyama M, et al. 1998. High salinity lens from the Strait of Hormuz. In: Otsuki A, Abdulraheem M Y, Reynolds R M, eds. *Offshore Environment of the ROPME Sea Area After the War-Related Oil Spill*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 35–48.
 29. Stommel, H., A. B. Arons, and D. Blanchard, 1956: An oceanographic curiosity: the perpetual salt Stern, M. E., 1960: The “salt-fountain” and thermohaline convection. *Tellus*, 12, 172–175.
 30. Stommel, H., A. B. Arons, and D. Blanchard, 1956: An oceanographic Gulf Outflow Thermohaline Intrusion in the Oman Sea. *Open Jour Mar Sci.* 7:169–190.
 9. Hoare, R. A., 1966. Problem of heat transfer in Lake Vanda, a density stratified Antarctic Lake. *Nature, London*, 10, 787–789.
 10. Hosseinibalam, F., S. Hassanzadeh, and A. Rezaei Latifi., 2011, Three-dimensional numerical modeling of thermohaline and wind-driven circulations in the Persian Gulf, *Appl. Math. Model.*, 35(12), 5884–5902.
 11. Howe, M.R., and R.I. Tait, 1970: Further observations of thermohaline stratification in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, 17, 963–972.
 12. Johns. W. E, Yao. F, Olson. D. B, Josey. S. A, Grist. J. P and Smeed. D. A, 2003. Observations of Seasonal Exchange Through the Straits of Hormuz and the Inferred Freshwater Budgets of the Persian Gulf,” *J. Geophys. Res.*, 108 (C12), 1–18.
 13. Lee, C., Chang, K. I., Lee, J. H., and Richards, K. J., 2014, Vertical mixing due to double diffusion in the tropical western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 7964–7970, doi:10.1002/2014GL061698.
 14. Mazeika, P.A., 1974, Subsurface mixed layers in the northwestern tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 4, 446–453.
 15. Muench, R. D., Fernando, H. J. S., and Stegen, G. R., 1990: Temperature and salinity staircases in the northwestern Weddell Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 295–304.
 16. Neal, V. T., Neshyba, S., and Denner, W., 1969, Thermal stratification in the Arctic Ocean. *Science*, 166, 373–374.
 17. Pous S P, Carton X, Lazure P. 2004. Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the gulf of Oman results from the GOGP99 experiment: 1. Strait of hormuz. *J Geophys Res Oceans*, 109 (C12).
 18. Prasad, T. G., Ikeda, M., Kumar, S. P., 2001. Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea, *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 17,059–17,071.
 19. Privett, D. W., Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc*, 1959, 85: 424–428.
 20. Reynolds. R. M, 1993. Physical oceanography of the Gulf, Strait of Hurmoz, and the Gulf of Oman, results Schmitt, R.

- Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) User's Manual: Details of the numerical code.
35. Williams, A. J., 1974, Salt Fingers observed in Mediterranean outflow. *Science*, 185, 941-943.
 36. You, Y., 2002, a global ocean climatological atlas of the Turner angle: Implications for double-diffusion and water mass structure. *Deep-Sea Res.*, 49, 2075-2093.
 37. Zodiatis, G., and G.P. Gasparini, 1996: Thermohaline staircase formations in the Tyrrhenian Sea. *Deep-Sea Res.*, 43, 655-678.
 31. Thoppil P G, Hogan P J., 2009. On the mechanisms of episodic salinity outflow events in the Strait of Hormuz. *J Phys Oceanogr*, 39(6): 1340–1360.
 32. Turner, J. S., 1965: The coupled turbulent transports of salt and heat across a sharp density interface.
 33. Van der Boog, C.G., Dijkstra, H.A., Pietrzak, J.D. et al., 2021, Double-diffusive mixing makes a small contribution to the global ocean circulation. *Commun Earth Environ* 2, 46.
 34. Wallcraft, A., Halliwell, G., Bleck, R., Carroll, S., Kelly, K., Rushing, K., 2002. curiosity: the perpetual salt fountain. *Deep-Sea Res.*, 3, 152–153.