

## شبیه‌سازی سه بعدی داده‌های اندازه‌گیری شده دریای عمان در اواخر زمستان ۲۰۰۵

مریم سیوف جهرمی<sup>۱</sup>، مسعود صدری نسب<sup>۱</sup>، علی اکبر بیدختی<sup>۲</sup>

۱. گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی و اقیانوسی، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر

۲. پژوهشگاه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

### چکیده

در این مطالعه، از مدل خور، دریاچه، اقیانوس ساحلی مرکز تحقیقات آب دانشگاه استرالیا غربی، که از این به بعد به اختصار ELCOM، نامیده می‌شود، استفاده شده است تا با استفاده از یک شبیه‌سازی سه بعدی غیر یکنواخت هیدرودینامیکی، داده‌های اندازه‌گیری شده در اواخر زمستان (سوم مارس الی چهارم آوریل) ۲۰۰۵ در منطقه دریای عمان شبیه‌سازی شوند. این داده‌ها از دستگاه داده‌ای برنامه جهانی پروفایل دما و شوری، GTSP، تهیه شده‌اند. بدین منظور، کل منطقه خلیج فارس و دریای عمان و قسمت شمالی دریای عربی، شبیه‌سازی شد تا الگوی پروفایل‌های شبیه‌سازی شده تا حد ممکن، مستقل از جریان خروجی خلیج فارس و جریان ورودی اقیانوس هند شود. شبیه‌سازی با استفاده از تفاوت دما و شوری دو ناحیه خلیج فارس و دریای عمان، ورودی آب رودخانه در انتهای خلیج فارس، داده‌های هواشناسی ایستگاه قشم، به مدت چهار ماه به اجرا در آمد. نتایج دمایی حاصل از مدل، به نحو بسیار خوبی قادر به شبیه‌سازی دقیق روز و ساعت اندازه‌گیری داده‌های میدانی است. نتایج شوری شبیه‌سازی شده نیز، روند قابل قبولی نسبت به داده‌های اندازه‌گیری دارند اما قادر به شبیه‌سازی نفوذ آب کم‌شورتر در عمق ۱۰۰ الی ۴۰۰ متر نمی‌باشد.

واژگان کلیدی: خلیج فارس، دریای عمان، الگم

## ۱. مقدمه

در حدود ۰/۰۷ الی ۰/۱ در سال تخمین زده شده است که جمع این دو نمی تواند میزان تبخیر را جبران کند. این نرخ بالای تبخیر در خلیج فارس طبق گزارش Chao و همکاران (۱۹۹۹) در مقایسه با میزان بارش و ورودی آب رودخانه و نیز کم عمق بودن خلیج فارس منجر به شکل گیری یک توده ی آب شور و چگال می گردد به طوری که شوری آن در برخی مناطق کم عمق خلیج که در طول ساحل جنوبی واقع اند، حتی به ۵۷ psu نیز می رسد (John et al, 1990). اما بیشینه شوری این توده ی آب در بیش تر مناطق خلیج فارس بین ۴۰-۴۰/۵ گزارش شده است (Brewer et al, 1978; Persian Gulf, 1992). این توده ی آب که به Water یا اختصاراً PGW موسوم است، در کف و از کناره ی جنوبی تنگه به سمت دریای عمان سرازیر گردیده و آب با شوری کم تر اقیانوس هند (IOSW) که در قسمت شمالی دریای عمان جریان دارد، از سطح و از لبه ی شمالی تنگه ی هرمز به درون خلیج فارس جریان می یابد. توده ی PGW ضمن خروج از تنگه و سرازیر شدن در دریای عمان در مجاورت ساحل کشور عمان، با توده های آب مجاور با شوری کم تر از جمله IOSW اختلاط یافته و ضمن کاهش چشم گیر در شوری، در نهایت به عمقی که در آن دارای شناوری خنثی است، خواهد رسید. اندازه گیری های انجام شده، نشان دهنده ی نفوذ PGW به دریای عرب است (Rochford, 1964; Premchand, et al, 1986; Prasad et al, 2001). از جمله پدیده های جالب توجه در منطقه، وجود جت Ras al Hadd در مجاورت دماغه ای با این نام در جنوب دریای عمان است. Aicken et al, (1999)، با استفاده از مشاهدات ماهواره ای دمای سطح آب، ارتفاع سطح آب و رنگ اقیانوس، چرخندهایی در دریای عمان را طی دو مونسون زمستانی ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸ الی ۱۹۹۹ (نوامبر ۱۹۹۸ الی فوریه ۱۹۹۹) بررسی کردند.

پیچیدگی های قید شده در بالا، ما را بر آن داشته است تا با توجه به شکل، ریخت و عمق سنجی حوضه، و در نظر گرفتن خلیج فارس، اثرات جزر و مدی و داده های

دریای عمان بین ۲۲ الی ۲۶ درجه شمالی و ۵۶ الی ۶۰ درجه شرقی در نیم کره شمالی قرار دارد که آب اقیانوس هند را از سمت قسمت شمال غربی آن، و از طریق تنگه هرمز به خلیج فارس متصل می کند. قسمت جنوب شرقی آن، به اقیانوس هند و دریای عربی باز می شود. آب های کم عمق آن در قسمت ساحلی آن و در مجاورت تنگه هرمز قرار دارند. در طول ساحل عمانی، شیب فلاتی این خلیج در ۵۸ درجه شرقی تیز می شود و عمق در جنوب ۳۰' N ۲۴° و شرق ۳۰' E ۵۸°، از ۳۰۰۰ m نیز تجاوز می کند. تنگه هرمز نیز از نظر شکل ظاهر، یک گذرگاه کمانی شکل بین آب بسیار شور خلیج فارس و آب کم شور دریای عمان با پهنای میانگین ۷۰ کیلومتر و عمق متوسط ۹۰ متر، بدون وجود هیچ گونه تپه ای درون تنگه است (Reynolds, 1993). بادهای بر روی دریای عمان اغلب در راستای محور شمال غربی - جنوب شرقی با تغییرات فصلی می - وزند که بادهای شمال غربی رایج تر هستند (Pous et al, 2004). خلیج فارس دارای شرایط آب و هوایی متفاوتی نسبت به دریای عمان است؛ زیرا خلیج فارس عمدتاً به واسطه سامانه آب و هوایی فراهاره از شمال - غرب تحت تأثیر قرار می گیرد، در حالی که دریای عمان در مرز شمالی سامانه آب و هوایی حاره ای که بر دریای عرب و اقیانوس هند حاکم است، قرار دارد (Reynolds, 1993). جهت ورزش باد در دریای عمان با واژگونی فصلی، متناسب با سامانه مونسون اقیانوس هند همراه است، به طوری که در زمان مونسون زمستانی (October-May) باد شمال غربی و در مونسون تابستانی (June-September) باد جنوب شرقی حاکم است (Yao et al, 2010). جزر و مد در دریای عمان هم نوا با جزر و مد در دریای عرب است.

از آن جایی که اساساً حوضه خلیج فارس، کم عمق و دارای وزش باد زیادی است، تبخیر زیادی (۱/۴۴ الی ۲/۵ متر بر سال) را هم به وجود آید (Privett, 1959)؛ (Meshal and Hassan, 1986). این در حالی است که ورودی رودخانه ها بین ۰/۱۵ تا ۰/۴۶ در سال و بارش

(۲۰۰۰)، Hodges *et al.* (۲۰۰۰)، و Hodges و Dallimore (۲۰۰۶ a و b) مراجعه نمایند.

منطقه شبیه سازی شده بین ۲۰ الی ۳۱ درجه شمالی و ۴۷ الی ۶۵ درجه شرقی، قرار گرفته است، اطلاعات عمق سنجی چنین حوضه گسترده‌ای از NOAA، [http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd\\_design\\_grid.html](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_design_grid.html)، با قدرت تفکیک فضایی یک دقیقه تهیه گردید (شکل ۱). این منطقه با استفاده از برنامه مطلب<sup>۲</sup>، به یک شبکه مختصات غیر یکنواخت قابل خوانا برای مدل الگم تبدیل شد.

با وجودی که شرایط آب و هوایی متفاوتی بین دریای عمان و خلیج فارس برقرار است، در بررسی های اقیانوس شناسانه فیزیکی، نمی‌توان اثر جریان خروجی خلیج فارس را به دریای عمان از طریق تنگه هرمز صرف نظر نمود. از طرفی دیگر به علت شلوغی این آب راه (هر ۶ دقیقه یک بار عبور کشتی، Al-hajri، 1990)، مشاهدات اندکی در تنگه هرمز وجود دارد. در نتیجه امکان تعریف جریان دو جهته ناشی از اختلاف چگالی بین خلیج فارس و دریای عمان به عنوان تبادل جرم و گرما با خلیج فارس به صورت مستقل در دریای عمان امکان پذیر نیست. پس بنابراین لازم است که در بررسی دریای عمان، خلیج فارس نیز به عنوان جزئی از آن و هم اهمیت با دریای عربی در نظر گرفته شود (شکل ۱). زیرا تبادل آب دریای عمان به ویژه با خلیج فارس بر الگوی گردش آب هر دو منطقه اثرگذار است.

شکل ۲ نمایی از شبکه عمق‌سنجی تهیه شده برای دریای عمان، در بازه ۲۰ الی ۲۸ درجه شمالی و ۵۴ الی ۶۵ درجه شرقی، با استفاده از نرم افزار مطلب نشان می‌دهد. این شبکه عمق سنجی، در راستای طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی بین یک الی پنج دقیقه دریایی تغییر می‌کند. خلیج فارس که دارای عمق بسیار کمتری نسبت به بازه خطوط پربندی ۵۰۰ متر است (بیشینه عمق حدود ۱۰۰ متر)، در این شکل نشان داده نشده است. همچنین از آن جایی که عمق دریای عمان نیز بین ۳ الی ۴۳۶۲ متر با توجه به شبکه مورد استفاده تغییر می‌کند، و در اعماق زیاد، داده‌های معتبر

هواشناسی در یک ماه غیر مونسونی، یک شبیه سازی از کل منطقه تهیه نماییم و آن را با داده‌های واقعی دریای عمان مقایسه نماییم تا ویژگی‌های دما و شوری آب عمان را ببینیم.

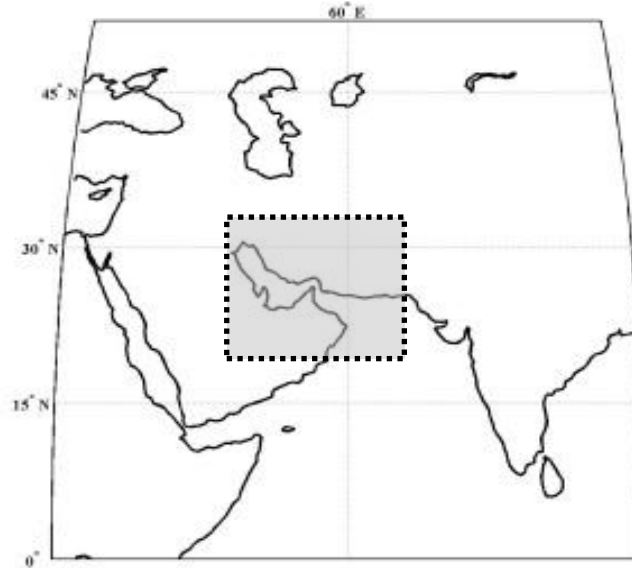
## ۲. مواد و روش ها

در این تحقیق از مدل سه بعدی هیدرودینامیکی CWR-ELCOM<sup>۱</sup>، استفاده شده است. این مدل توسط Hodges *et al.* (۲۰۰۰) تهیه شده که به صورت موفقیت آمیزی در سایر نواحی برای مطالعات اقیانوس شناسی به کار گرفته شده است که Romero *et al.* (۲۰۰۴)، Spillman *et al.* (۲۰۰۷)، Furnans *et al.* (۲۰۰۸)، Chung *et al.* (۲۰۰۹)، Marti *et al.* (۲۰۱۱)، Kopasakis *et al.* (۲۰۱۱) و Imberger و Machado (۲۰۱۲) تحقیقات خود را با استفاده از این مدل انجام داده‌اند. خلاصه ای از معادلات استفاده شده برای انتقال و ترمودینامیک سطحی این مدل توسط Hodges (۲۰۰۰) و Hodges و Dallimore (۲۰۰۶ b) ارائه شده است. معادلات انتقال برداری شامل معادلات غیر پایایی رینولدز ناویر استوکس<sup>۲</sup> (RANS) و معادلات انتقال اسکالر با استفاده از تقریب بوسینسکی و صرف نظر از جملات فشار غیر هیدروستاتیکی است. معادله نوسانات سطح آزاد از معادله نوساناتی به دست می‌آید که بر روی معادله پیوستگی انتگرال گیری شده و در شرایط مرزی متوسط انرژی جنبشی رینولدز به کار می‌رود. این مدل گام زمانی را طی مراحل زیر حساب می‌کند: (۱) گرم/سرد شدن سطحی را در لایه سطحی محاسبه می‌کند؛ (۲) اختلاط غلظت‌های اسکالر و تکانه را با استفاده از مدل‌های اختلاطی حساب می‌کند؛ (۳) انرژی باد را به صورت لایه اختلاطی سطحی معرفی می‌کند؛ (۴) نوسانات سطح آزاد و میدان سرعت را حل می‌کند؛ (۵) پخش افقی تکانه، (۶) فرارفت اسکالرها، و نهایتاً (۷) پخش افقی اسکالرها را محاسبه می‌کند. خوانندگان برای اطلاعات و جزئیات بیشتر می‌توانند به Hodges

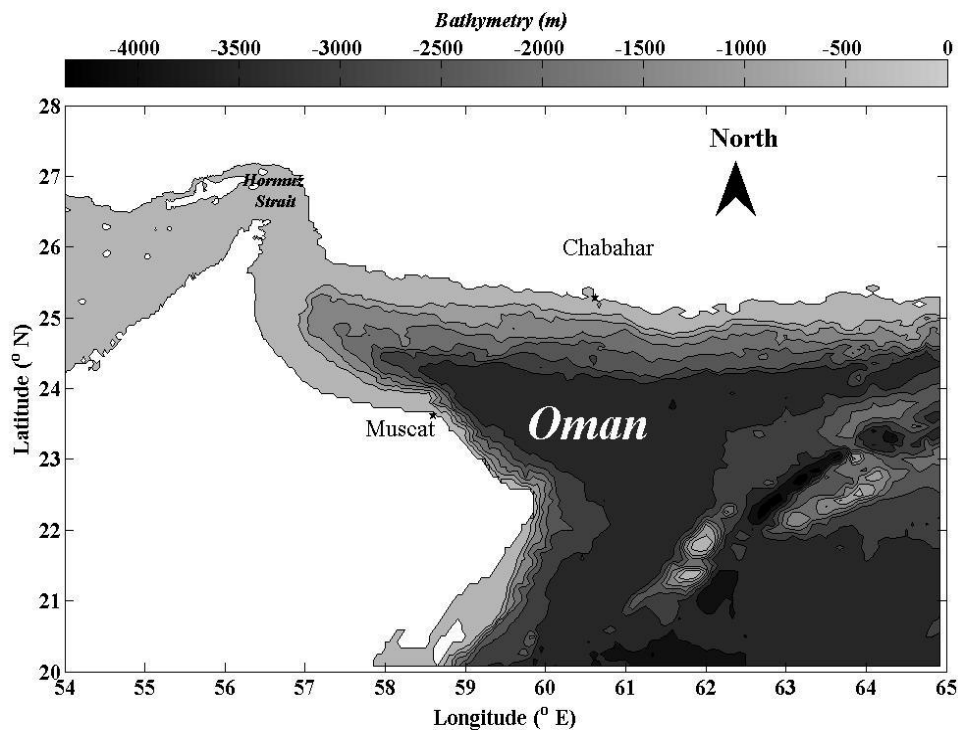
1 Centre for Water Research (CWR) Estuary, Lake and Coastal Ocean Model (ELCOM)  
2the unsteady Reynolds-averaged Navier-Stokes

بندی شبکه قائم نیز بین یک متر در سطح، تا ۵۰۰ متر در آخرین لایه بستر، تغییر می‌کند.

در دسترس نیست، از این رو، در راستای قائم نیز ۴۹ لایه بندی غیر یکنواخت در نظر گرفته شده است. لایه



شکل ۱. نمایی از مکان حوضه شبیه‌سازی شده در مدل که با جعبه خاکستری رنگ نقطه چین نشان داده شده است



شکل ۲. نمایی از عمق‌سنجی دریای عمان در نرم‌افزار مطلب. بازه عمق بین خطوط پربندی، ۵۰۰ متر است. علامت‌های ستاره، به ترتیب ایستگاه جزر و مدی چابهار (Chabahar) و ایستگاه جزر و مدی مسقط (Muscat) می‌باشند

- دما و شوری شرایط اولیه در مدل معرفی شد (شکل ۳ الف) از دو منبع متفاوت تهیه شده است:
- شوری از اندازه‌گیری‌های داده‌های ۸ فوریه ۱۹۹۲، ساعت ۱۱:۳۶ صبح مربوط به گشت ROPME

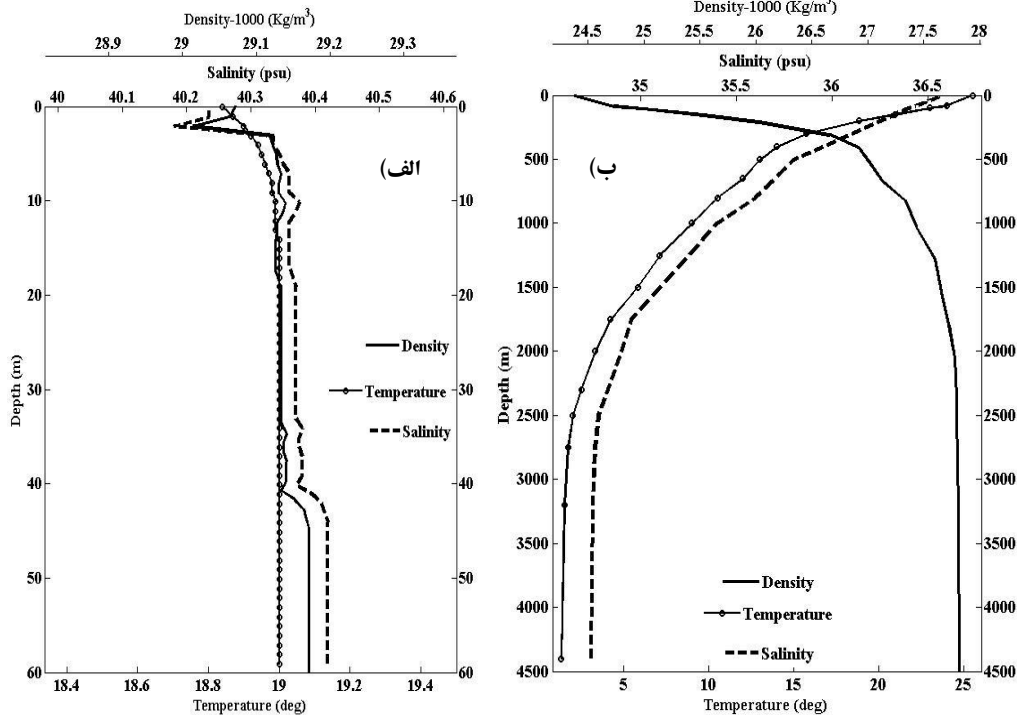
دو پروفایل قائم برای شرایط اولیه در مدل معرفی شد (شکل ۳). اولی، در خلیج فارس و دومی در گوشه جنوب شرقی منطقه شبیه‌سازی شده در دریای عربی قرار دارد:

همچنین، در مدل، مرز باز در شمال اقیانوس هند در شرق به طول ۵۸۴ کیلومتر و در جنوب به طول ۷۵۳ کیلومتر واقع شده است. در مرزها لازم بود که اطلاعات دما و شوری و جزر و مدی وارد کنیم. اطلاعات دما و شوری در مرز، مشابه با شرایط اولیه برای دریای عربی تعریف گردید (شکل ۳ ب) که هم از نظر زمانی و هم از نظر تغییرات افقی، به صورت یکسان به مدل تزریق شد. این پروفایل (شکل ۳ ب) مربوط به مقطعی است که حداقل نفوذ آب اقیانوس هند دیده می‌شود. اگرچه Wyrski (۱۹۷۱)، نشان داده است که تغییرات ماهیانه-ای در دما و شوری لایه سطحی وجود دارد، اما در مطالعه حاضر از این تغییرات صرف نظر شد و فرض گردید که شکل ۳ ب، برای تمام سال و برای تمام مرز و بدون نفوذ آب از اقیانوس هند، نه در سطح و نه در بقیه لایه‌های زیرین، صحیح می‌باشد. اگرچه نویسندگان مستحضر هستند که انتخاب این نقطه ( $20^{\circ}\text{N}$ )، بی‌نقص نیست و دارای تغییراتی بر اثر مونسون نیز هست اما حداقل در اطلاعات ثبت شده در دسترس، بهترین انتخاب می‌باشد.

در سال ۱۹۹۲ با موقعیت جغرافیایی ( $50/33^{\circ}\text{E}$ ،  $28/12^{\circ}\text{N}$ )؛

○ دما نمودار منطبق داده شده بر اندازه‌گیری-های Argo در سال ۲۰۰۲ (<http://www.coriolis.eu.org/>).

• پروفایل شرایط اولیه برای دریای عربی (شکل ۳ ب) نیز از اطلس اقیانوس شناسی گشت بین المللی اقیانوس هند به دست آمده است (Wyrski, 1971؛ صفحه ۴۴۰-۴۳۸) که در مختصات  $20^{\circ}\text{N}$ ،  $65^{\circ}\text{E}$  قرار دارد. این پروفایل همچنین با داده‌های هیدروگرافی اداره اقیانوس شناسی نیروی دریایی آمریکا: خلیج فارس، دریای قرمز جنوبی، و دریای عربی ۱۹۹۶-۱۹۲۳، تطابق بسیار خوبی دارد (Alessi et al, 1999). با توجه به محدودیت وجود اندازه‌گیری‌های قائم دما و شوری در اعماق زیاد در این ناحیه اقیانوسی (عمق بیشتر از ۱۰۰۰ متر)، پروفایل انتخاب شده، یک پروفایل قابل قبول است؛ اگرچه دقیقاً به زمان آغاز شبیه سازی در سال ۲۰۰۵ بر نمی‌گردد. ترکیب این دو پروفایل با یکدیگر شرایط اولیه باروکلینیک برای مدل را به وجود می‌آورند.



شکل ۳. الف) شرایط اولیه توزیع قائم کمیت‌های فیزیکی آب خلیج فارس ب) شرایط اولیه و شرایط مرز باز توزیع قائم کمیت‌های فیزیکی آب در دریای عربی.

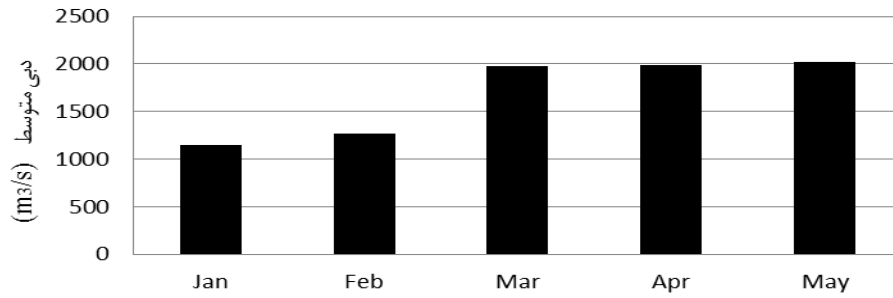
داده‌های هواشناسی اعمال شده در مدل نیز از ایستگاه هواشناسی سینوپتیکی قشم ( $55^{\circ} E$ ،  $26^{\circ} N$ )،  $6/0$  m)، گرفته شده که این داده‌ها عبارتند از تابش خورشیدی (طول موج کوتاه) به صورت ساعتی و سرعت و جهت باد، دما و فشار هوا، پوشش ابر که به صورت سه ساعته و بارش به صورت روزانه، به مدل وارد شده‌اند.

### نتیجه

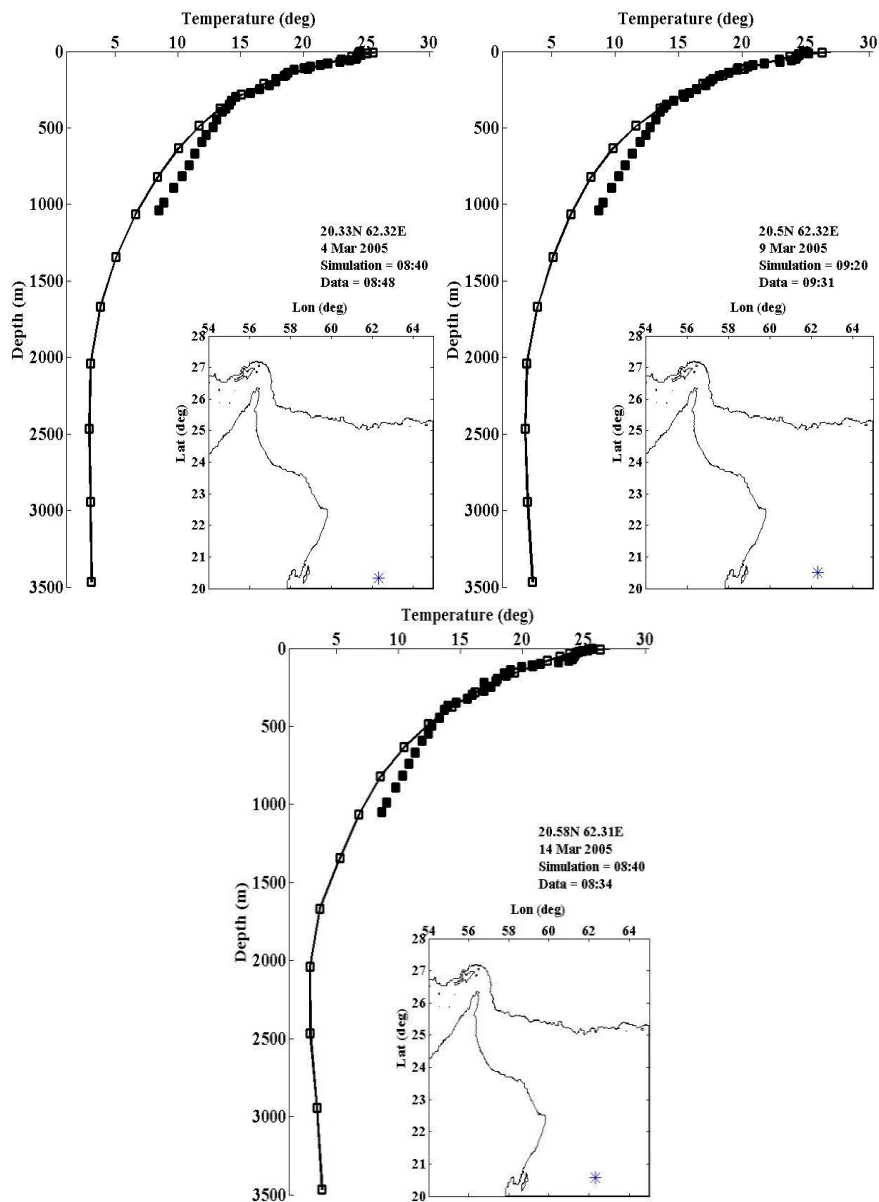
جواب‌های دمایی مدل به دو دسته تقسیم شده‌اند که در شکل‌های ۶ الی ۸ نشان داده شده‌اند. جواب‌های شوری مدل نیز در شکل‌های ۹ الی ۱۰ نشان داده شده‌اند. همچنین همراه با هر شکل مقدار واقعی داده اندازه‌گیری را نیز نشان داده شده‌اند. داده‌های اندازه‌گیری میدانی، از اندازه‌گیری‌های برنامه‌های جهانی پروفایل دما و شوری<sup>۲</sup> (GTSP) تهیه شده‌اند. با توجه به این که خروجی‌های مدل هر ۲۰ دقیقه یک بار بوده است، از این رو زمان انتخابی برای مقایسه با داده‌های اندازه‌گیری، زمانی نزدیک به آن مشاهده میدانی برای مقایسه انتخاب شده است. روز، ساعت و مکان هر اندازه‌گیری و جواب مدل در کنار هر شکل آورده شده است.

همچنین جزر و مد به صورت متغییر هم از نظر زمانی و هم از نظر مکانی به مرز مدل وارد شد. اطلاعات جزر و مدی به صورت اولیه از دو ایستگاه متفاوت چابهار ( $E'$   $37^{\circ}$ ،  $N'$   $17^{\circ}$ ،  $25^{\circ}$ ) منبع: <http://www.iranhydrography.org>) و مسقط ( $E'$   $36^{\circ}$ ،  $N'$   $37^{\circ}$ ،  $23^{\circ}$ ) منبع: <http://www.sailwx.info/tides/tidemap.phtml?lat=26&lon=53&radius=300>) در سال ۲۰۰۵ (●) شکل ۲ تهیه گردید و سپس یک درونیایی افقی خطی در ۳۳ بازه، بر روی ۱۸۶ سلول باز اقیانوسی، بین این دو ایستگاه در نرم افزار مطلب انجام شد تا پرش موجود ناشی از تغییر سطح تراز بین دو ایستگاه از بین برود و به صورت یکنواخت درآید. ورودی رود اصلی، ارون رود، اساساً در انتهای خلیج فارس اتفاق می‌افتد. اگرچه هلیه رود (دبی سالیانه  $15/57 m^3/s$ ) و میناب (دبی سالیانه  $8/9 m^3/s$ ) هم به عنوان دو رود دیگر حوضه، جریان ورودی به منطقه آبی وارد می‌کنند (<http://www.sage.wisc.edu/riverdata/>). اما این دبی‌ها در مقایسه با دبی ارون رود قابل صرف نظر هستند ( $Reynolds, 1993: 1456 m^3/s$ ). اثرات دبی ارون رود به قسمت شمالی خلیج فارس، نزدیک سواحل کویت و عربستان سعودی و به صورت فصلی محدود می‌شود (Johns et al, 2003). و اثر مستقیم چندانی بر دریای عمان ندارد. زیرا دبی آن بعد از سد ترکیه به شدت نسبت به قبل کاهش یافته است (Reynolds, 1993). همچنین رود سند نیز از کشور پاکستان دبی قابل توجهی در فصل‌های مونسون به دریای عربی وارد می‌کند که در دریای عمان تاثیر گذار خواهد بود که متاسفانه اطلاعاتی از دبی رود سند در دسترس نبود. از این رو تنها دبی اروندرود به مدل در سر خلیج فارس وارد شد (شکل ۴). به علاوه شوری در دهانه ارون،  $40/0$  psu و به صورت ثابت نسبت به زمان و مکان و دمای آن به صورت متغییر فصلی از  $13/2^{\circ}C$  (زمستان) تا  $31/8^{\circ}C$  (تابستان هنگام) براساس تصاویر دمای سطحی ماهواره‌ای (Aqua) MODIS، ولی ثابت از نظر تغییرات مکانی، در نظر گرفته شد.

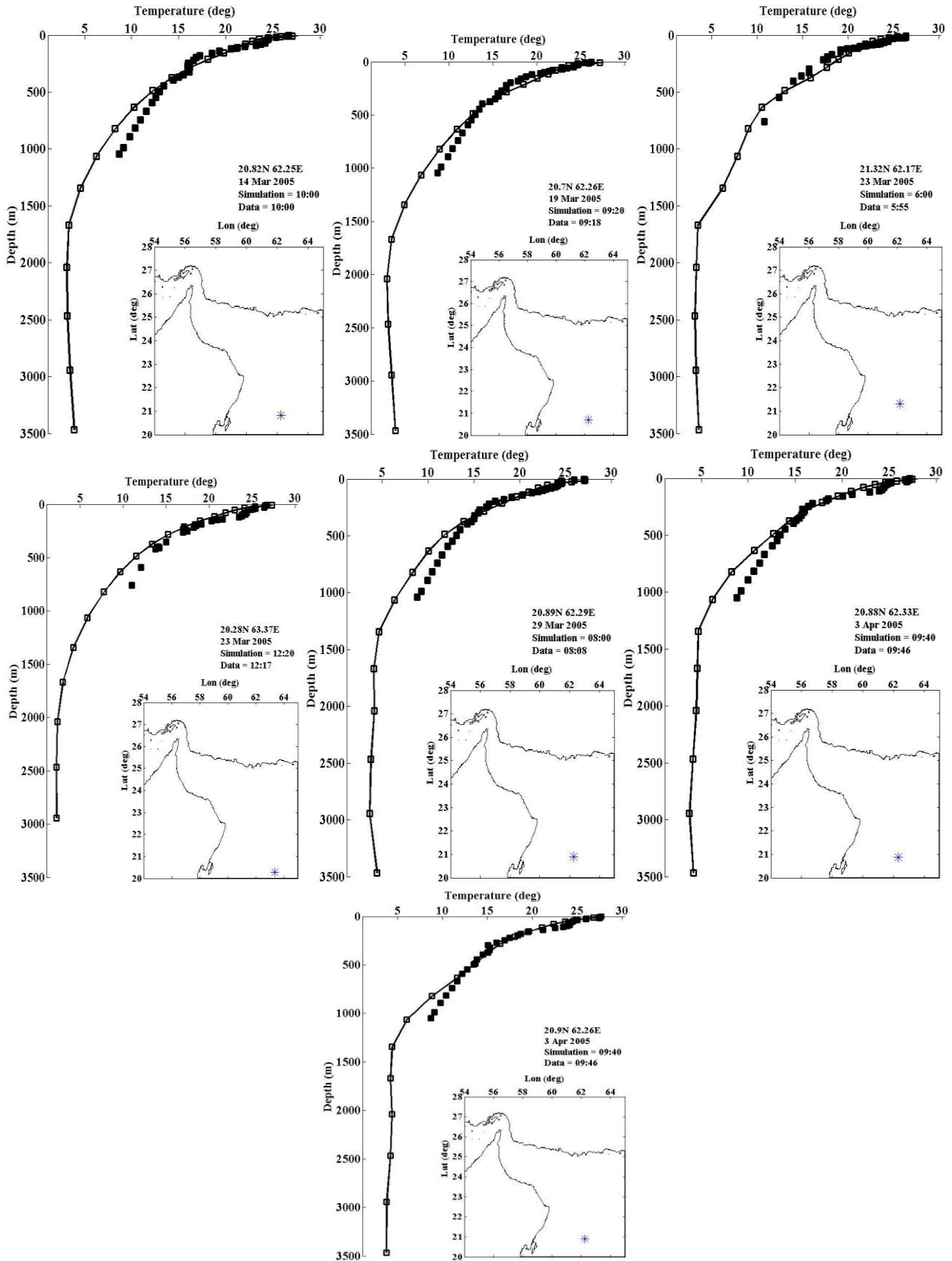
دبی ارونند رود



شکل ۴. دبی ارونند رود. داده‌ها از <http://www.sage.wisc.edu/riverdata/> اقتباس شده است.

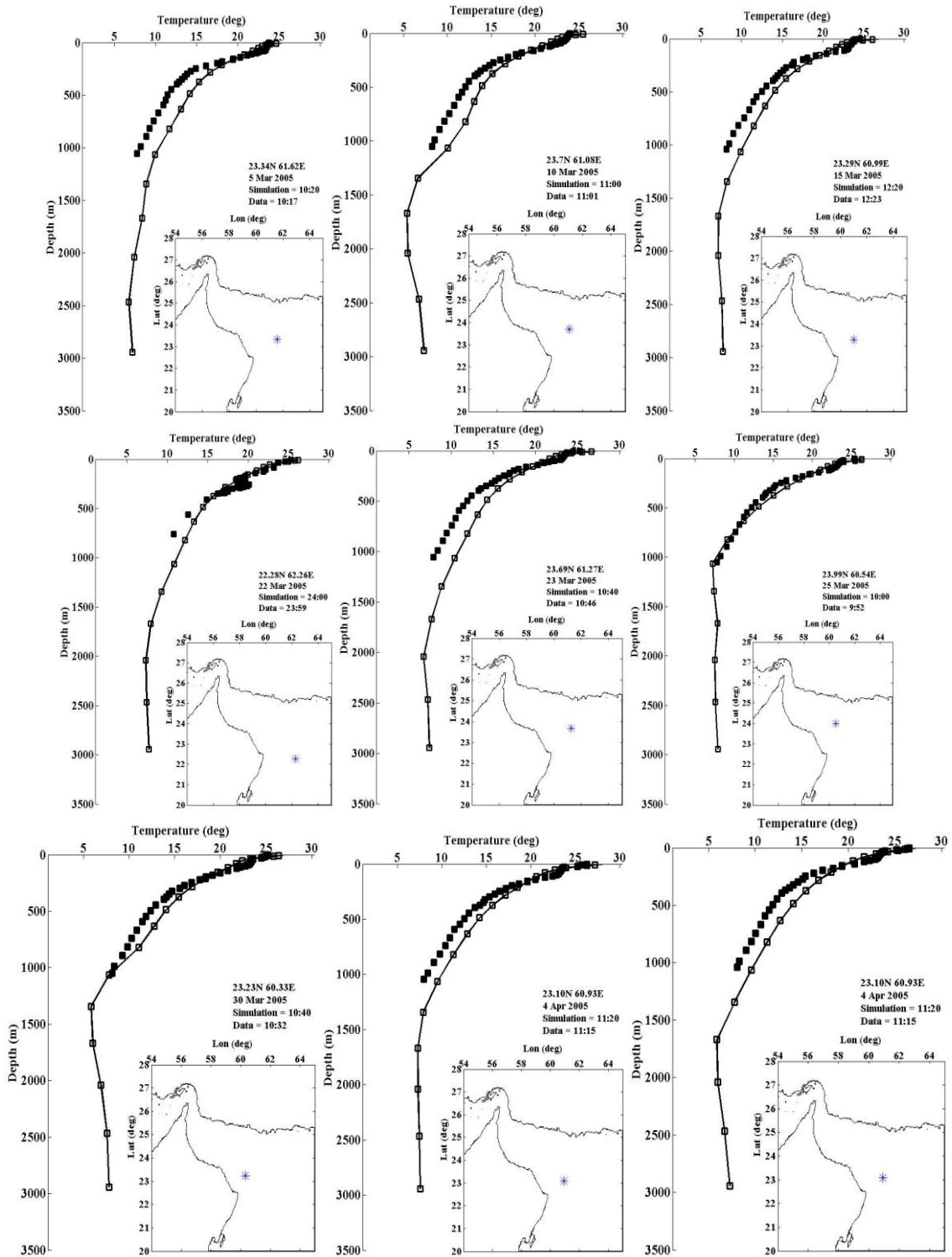


شکل ۶. مقایسه اندازه‌گیری‌های دما (■) که از برنامه‌های جهانی پروفایل دما و شوری (GTSP) تهیه شده است، با نتایج دمای ناشی از شبیه‌سازی (◼) در نزدیکی مرز باز منطقه مورد مطالعه.

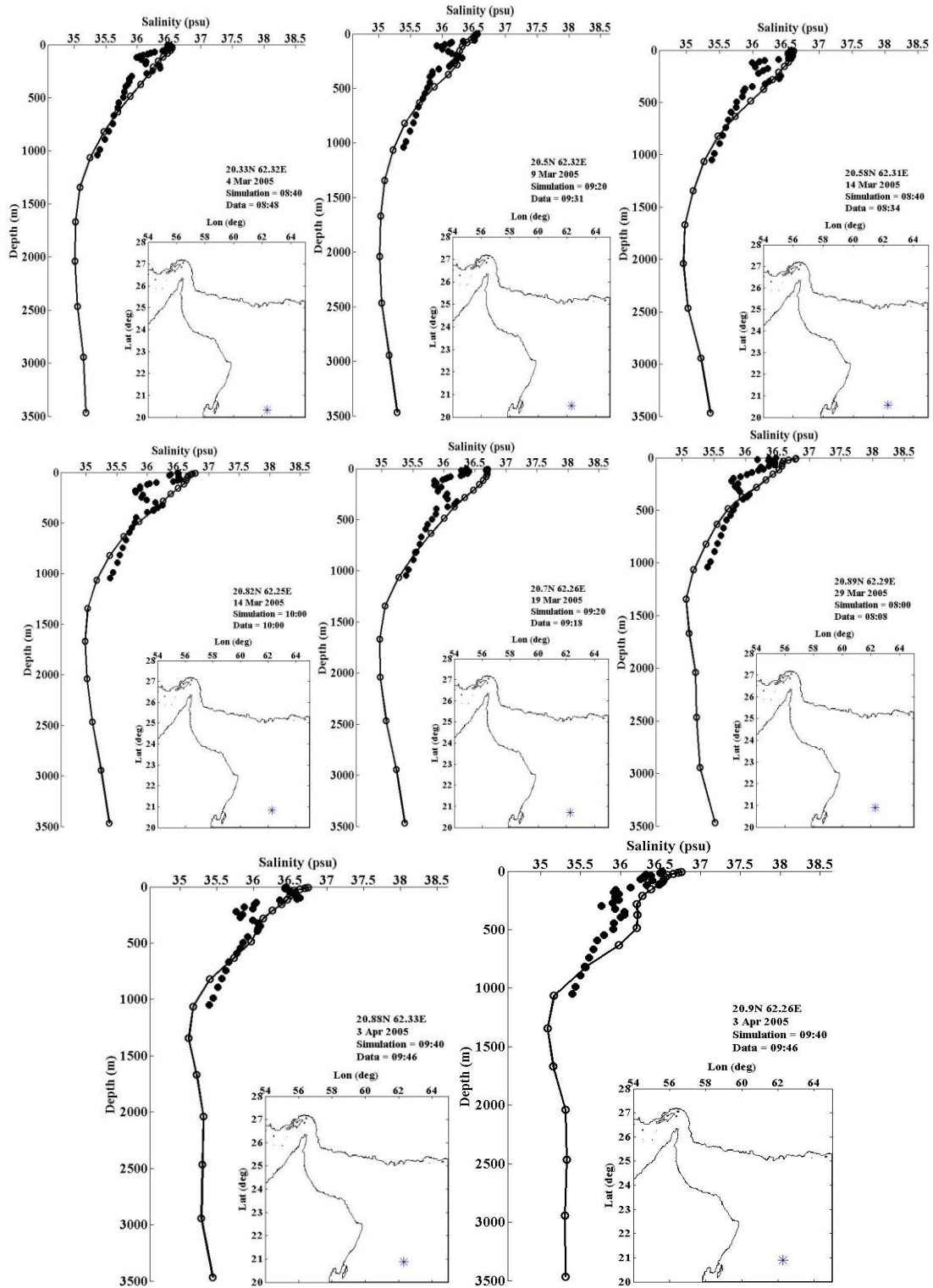


شکل ۷. مشابه شکل ۶.

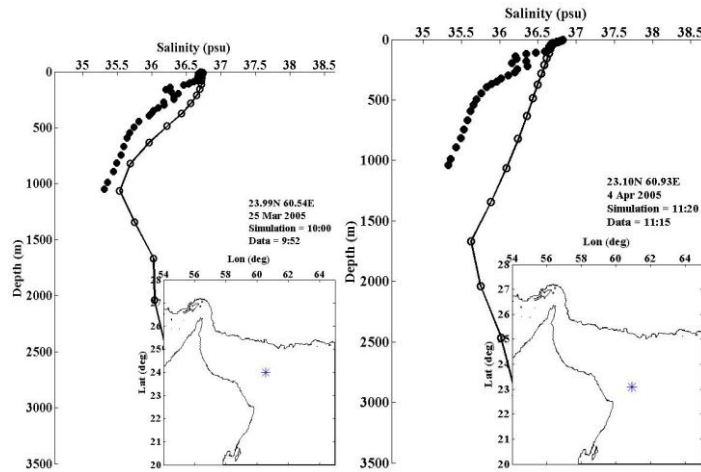




شکل ۸. مقایسه اندازه‌گیری‌های دما (■) که از برنامه‌های جهانی پروفایل دما و شوری (GTSP) تهیه شده است، با نتایج دمای ناشی از شبیه‌سازی (○) در مرکز منطقه مورد مطالعه.



شکل ۹. مقایسه اندازه‌گیری‌های شوری (○) که از برنامه‌های جهانی پروفایل دما و شوری (GTSP) تهیه شده است، با نتایج شوری ناشی از شبیه‌سازی (●) در نزدیکی مرز باز منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱۰. مقایسه اندازه‌گیری‌های شوری (○) که از برنامه‌های جهانی پروفایل دما و شوری (GTSP) تهیه شده است، با نتایج شوری ناشی از شبیه‌سازی (●) در مرکز منطقه مورد مطالعه.

زمانی و مکان افقی تزریق شده است، و از تغییرات ماهیانه دما و شوری در لایه‌های سطحی صرف نظر شده است. در واقع، مکان ناحیه‌ای که هیچ گونه نفوذ آب کم شور تر ورودی از اقیانوس هند وجود ندارد، در طول سال می‌تواند متغیر باشد و حتی می‌تواند به داخل حوضه تا نزدیکی ساحل ایران نیز نقل مکان کند که از شکل‌های اطلس اقیانوس شناسی گشت بین المللی اقیانوس هند این مطلب به خوبی دیده می‌شود (Wyrki, 1971)؛ و این یعنی وجود یک جریان ورودی با یک مرز باز متغیر در حوضه مورد مطالعه. بدین معنا که آن مرز ثابت بدون نفوذ آب ورودی از اقیانوس هند (که در نقطه  $20^{\circ}N$ ،  $65^{\circ}E$  به یکدیگر می‌پیوندند)، یک انتخاب ایده‌آل برای منطقه نبوده است که با توجه به داده‌های اندازه‌گیری شده در دسترس، حداقل بهترین انتخاب بوده است که توانسته روند کلی را شبیه سازی کند و لایه‌های سطحی مطابقت خوبی با داده‌های اندازه‌گیری میدانی داشته باشند.

همان گونه که ذکر شد، به منظور بحث آسان‌تر در مورد نتایج مدل، نقاط اندازه‌گیری به دو دسته تقسیم شده‌اند. نقاطی که در نزدیکی مرز قرار دارند (شکل‌های ۶، ۷ و ۹) و نقاطی که در مرکز حوضه قرار دارند (شکل‌های ۸ و ۱۰). مکان نقاط در کنار هر پروفایل نشان داده شده است. همان طور که دیده می‌شود، در نقاطی که در نزدیکی مرز قرار گرفته‌اند، مدل مقدار دمای بیشتری در حدود ۲ الی ۳ درجه سانتی‌گراد در عمق‌های بین ۵۰۰ الی ۱۰۰۰ متر تخمین زده است

#### ۴. بحث و نتیجه گیری

با نگاهی اجمالی به شکل‌های ۶ الی ۱۰، به خوبی دیده می‌شود که مدل قادر به شبیه‌سازی روند کلی هر پروفایل در روز و حتی ساعت شبیه‌سازی را تا عمقی که داده اندازه‌گیری موجود بود، به خوبی می‌باشد (البته به جز یک ناحیه نفوذ آب کم شور). دما از حدود ۲۷ الی ۲۵ درجه سانتی‌گراد در سطح شروع و ترموکلاین تا عمق تقریبی ۱۲۰۰ متر ادامه می‌یابد. سپس لایه عمیق شروع می‌شود که تقریباً در حدود عمق ۴ درجه سانتی‌گراد تا بستر (عمق حدود ۳۵۰۰ متر) باقی می‌ماند. شوری نیز از حدود ۳۶/۵ psu الی ۳۶/۷ psu در سطح شروع و شوری تا مقدار ۳۵/۵ psu الی ۳۵ psu کاهش می‌یابد. و این بیانگر شورتر بودن لایه‌های نزدیک به سطح است که مدل به خوبی قادر به بیان این روندهای کلی می‌باشد. در نتیجه کاهش شوری در هالوکلاین تا عمق تقریبی ۱۰۰۰ متر ادامه می‌یابد. اما پس از آن شوری دوباره به اندازه تقریبی ۰/۵ psu از عمق ۱۰۰۰ متر تا عمق ۳۵۰۰ متر افزایش می‌یابد. با توجه به این که داده عمیق در دسترس نبود، لذا نمی‌توان با اطمینان در مورد نقاط عمیق سخن گفت. اما به هر حال نقاط عمیق با روند کلی سایر مشاهدات اقیانوسی مطابقت دارد. به عنوان مثال Osborne و همکاران، ۱۹۹۱ را ببینید.

متأسفانه مدل قادر به شبیه‌سازی نفوذ آب کم شورتر در عمق حدود ۳۰۰ متر نمی‌باشد. علت این ناحیه نفوذی آن است که به مرزها پروفایل یکسانی از نظر

Science Manual, Centre for Water Research, Perth. 54 pp.

Hodges, B.R. and C. Dallimore, 2006b. Estuary Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM V2.2 User Manual, Centre for Water Research, Perth. 54 pp.

John, V.C., Coles, S.L., and A.I. Abozed, 1990. Seasonal cycles of temperature, salinity and water masses of the western Arabian Gulf, *Oceanologica Acta*, Vol. 13, 9pp.

Johns, W.E., F. Yao, D.B. Olson, S.A. Josey, J.P. Grist, and D.A. Smeed, 2003. Observations of seasonal exchange through the Straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C12), Art.3391.

Kopasakis K. I., A. N. Georgoulas, P. B. Angelidis, and N. E. Kotsovinos, 2012. Simulation of the long term fate of water and pollutants, transported from the Dardanelles plume into the North Aegean Sea, *Applied Ocean Research*, 37, 145–161.

Machado D. A., and J. Imberger 2012. Managing wastewater effluent to enhance aquatic receiving ecosystem productivity: A coastal lagoon in Western Australia, *Journal of Environmental Management*, 99, 52–60.

Marti C. L., R. Mills, and J. Imberger 2011. Pathways of multiple inflows into a stratified reservoir: Thomson Reservoir, Australia, *Advances in Water Resources*, 34 (5), 551–561.

Meshal. A. H., and H. M. Hassan. 1986. Evaporation from the coastal waters of the central part of the Gulf. *Arab.Gnlf. J. Sci. Res.*, 4, 649-655.

Osborne, J., P. Rhines and J. Swift, 1991. OceanAtlas for Macintosh, a microcomputer application for examining oceanographic data, version 1.0. Scripps Institute of Oceanography, La Jolla Calif. S.I.O. ref. #91-5.

Pous, S.P., Carton, X., and P. Lazure, 2004. Hydrology and circulation in the Strait of Hormoz and the Gulf of Oman- Results from the GOGP99 Experiment:1. Strait of Hormoz, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, 31pp.

Pous, S.P., Carton, X., and P. Lazure, 2004. Hydrology and circulation in the Strait of Hormoz and the Gulf of Oman- Results from the GOGP99 Experiment:2. Gulf of Oman, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, 36pp.

Prasad, T.G., and M. Ikeda, 2001. Seasonal spreading of the Persian Gulf Water mass in the Arabian Sea, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 106, 17059-17071.

(شکل‌های ۶ و ۷). اما در نقاطی که در مرکز حوضه قرار گرفته‌اند، دمای مدل مقدار کمتری (حدود ۲ الی ۳ درجه) نسبت به واقعیت پیش بینی شده است (شکل ۸). این مساله در شوری نیز مشاهده می‌شود. در نقاطی که در نزدیکی مرکز قرار گرفته‌اند، مدل مقدار شوری بیشتری در حدود ۰/۱ psu الی ۰/۲ psu در عمق‌های بین ۶۰۰ الی ۱۰۰۰ متر تخمین زده است (شکل ۹). اما در نقاطی که در مرکز حوضه قرار گرفته‌اند، شوری مدل مقدار کمتری (حدود ۰/۳ psu) نسبت به واقعیت پیش بینی شده است.

### منابع

Alessi, C. A., Hunt, H.D., and A. S. Bower, 1999. Hydrographic Data from the U. S. Naval Oceanographic Office: Persian Gulf, Southern Red Sea, and Arabian Sea 1923-1996. Woods Hole Oceanographic Institution, Technical Memorandum WHOI-99-02, Woods Hole, Massachusetts, 70 pp.

Brewer, P. G., A. P. Fler, S. Kadar, D. K. Shafer, and C. L. Smith, 1978. Report A: Chemical oceanographic data from the Persian Gulf and Gulf of Oman, Rep. WHOI-78-37, 105 pp., Woods Hole Oceanogr. Inst., Woods Hole, Mass.

Chao, S.-Y., T. W. Kao, and K. R. Al-Hajri. 1992. A numerical investigation of circulation in the Arabian Gulf. *J. Geophys. Res.*, 97, 11 219-11 236.

Chung, S.W., Hipsey, M.R., Imberger, J. 2009. Modelling the propagation of turbid density inflows into a stratified lake: Daecheong Reservoir, Korea, *Environmental Modelling & Software*, 24, 12, pp. 1467-1482.

Furnans, J., Imberger, J., Hodges, B.R. 2008. Including drag and inertia in drifter modelling, *Environmental Modelling & Software*, 23, pp. 714-728.

Hodges B. R., J. Imberger, A. Saggio, and K. B. Winters, 2000. Modeling basin-scale motions in a stratified lake. *Limnology and Oceanography* 2000, 45:1603–20.

Hodges, B. R. 2000. Numerical techniques in CWR-ELCOM, Centre for Water Research, University of Western Australia. Technical Report WP 1422-BH, 37pgs.

Hodges, B.R. and C. Dallimore, 2006a. Estuary Lake and Coastal Ocean Model: ELCOM V2.2

- Premchand, K., Sastry, J.S., and C.S. Murty, 1986. Water mass structure in the western Indian Ocean, part 2, The spreading and transformation of the Persian Gulf Water, *Mausam*, Vol. 37, 179-186.
- Privett, D. W., 1959. Monthly charts of evaporation from the north Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 85, 424-428.
- Reynolds, R.M., 1993. Physical oceanography of the gulf, strait of hormuz and the gulf of oman {Results from the Mt. Mitchell expedition. *Mariane Pollution Bulletin*, 27, 35-59.
- Rochford, D.J., 1964. Salinity maxima in the upper 1000 metres of the north Indian Ocean, *Journal of Marine & Freshwater Research*, Vol. 15, 1-24.
- Romero J.R., J.P. Antenucci, and J. Imberger 2004. One- and three-dimensional biogeochemical simulations of two differing reservoirs, *Ecological Modelling*, 174 (1-2), 143-160.
- Spillman, C.M., Imberger, J., Hamilton, D.P., Hipsey, M.R. & Romero, J.R. 2007. Modelling the effects of Po River discharge, internal nutrient cycling and hydrodynamics on biogeochemistry of the Northern Adriatic Sea, *Journal of Marine Systems*, 68(1-2), 167-200.
- Wyrtki, k., 1971. Oceanographic atlas of the international Indian ocean expedition, National science foundation publication, OCE/NSF 86-00-001, Washington, D.C., 438-440 pp.
- Yao, F., and W.E. Johns, 2010. A HYCOM modeling study of the Persian Gulf: 1. Model configurations and surface circulation, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115, 17pp.