

بررسی تغییرات فیزیکی آب‌های خلیج چابهار در مونسون زمستانه (۱۳۸۵-۱۳۸۶)

فرشته کمیجانی^{۱*}، وحید چگینی^۲، محمد رضا بنازاده ماهانی^۳ و محمدسعید سنجان^۴

^۱ دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، ایران

^۲ استادیار، مرکز ملی اقیانوس‌شناسی، تهران، ایران

^۳ استاد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۴ کارشناس ارشد فیزیک دریا، مرکز ملی اقیانوس‌شناسی، تهران، ایران

(دریافت: ۸۸۱۰/۲۶، پذیرش نهایی: ۸۹/۱۲/۲۴)

چکیده

در این تحقیق داده‌های میدانی دما، شوری و چگالی با استفاده از CTD از اوایل زمستان ۱۳۸۵ تا اواخر بهار ۱۳۸۶ (مونسون زمستانه) در برش‌های طولی و عرضی خلیج چابهار مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از نمونه‌برداری‌های قبل از وقوع توفان حاره‌ای گونو (اواسط خرداد ۱۳۸۶) نشان داد که لایه شیوگرما در عمق ۲ الی ۶ متری با کاهش دمای $7/81^{\circ}\text{C}$ در دهانه شدت یافته است. پایین‌تر از این لایه تا عمق ۲۴ متری، دما با تغییرات فصلی اندک در محدوده بین 24°C تا $25/5^{\circ}\text{C}$ متغیر بوده است. یک هفته پس از ضعیف شدن باد متناسب با توفان، توزیع چگالی و شوری در سرتاسر خلیج به‌شدت لایه‌بندی شد. این لایه‌بندی شدید به‌علت جریان آب‌های کم‌شور از دریای عمان به سمت ساحل خلیج، کاهش سرعت باد و کاهش اختلاط در نظر گرفته شده است که سبب ایجاد گرادیان غیریکنواخت چگالی (شوری) عمود بر دهانه خلیج شده است. شوری لایه سطحی پس از توفان $1/6$ واحد کمتر از شوری سطحی قبل از توفان به‌دست آمد. این کاهش به علت افزایش میزان بارندگی و انتقال اکمن بوده است که با پیشروی توفان به سمت ساحل میزان شوری (چگالی) خلیج کاهش یافته است.

متوسط شوری در بالا و پایین لایه شیو شوری به‌ترتیب $37/59$ psu و $34/07$ psu به‌دست آمد. این کاهش شوری با عمق، به حضور آب‌های زیرسطحی و کم‌شور دریای عمان (عمق متوسط بین ۲۵ تا ۱۵۰ متر و شوری کمتر از $36/5$ psu) در اعماق خلیج مربوط بوده است که با توجه به وزش باد غربی، یکی از پدیده‌های موثر در رویداد فوق، پدیده فراجوشی (Upwelling) از بستر تا عمق ۹-۱۰ متری خلیج بوده است. تغییرات عمودی شوری و چگالی در نواحی پایین (دهانه) خلیج به علت تعدیل شوری آب ناشی از جریان دریای عمان، کمتر از نواحی شمالی خلیج بوده است. نتایج حاصل از آزمون‌های آماری رگرسیون نشان داد که تغییرات عمودی چگالی آب خلیج، بیشتر متناسب با تغییرات عمودی دمای آب است تا میزان شوری آب. با توجه به نتایج حاصل از آزمون آماری بلوکی کاملاً تصادفی با زیرنمونه نامساوی، الگوی گردش آب خلیج چابهار در فصل زمستان و ماه فروردین به‌صورت چرخندی (Cyclonic) است و در اردیبهشت و خرداد به‌صورت پادچرخندی (Anticyclonic) است.

واژه‌های کلیدی: دما، شوری، چگالی، تغییرات فصلی، لایه‌بندی، توزیع مکانی، فراجوشی، خلیج چابهار

Study of changes physical parameters in Chahbahar Bay water in winter monsoon (2006-2007)

Komijani, F.¹, Chegini, V.², Banazade Mahani, M. R.³ and Sanjani, M. S.⁴

¹ Ph. D. Student of Physical Oceanography, Khorramshahr University of Marine Science and Technology, Iran

² Assistant Professor, Iranian National Center for Oceanography, Tehran, Iran

³ Professor, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

⁴ M.Sc. in Physical Oceanography, Iranian National Center for Oceanography, Tehran, Iran

(Received: 16 Jan 2010, Accepted: 15 March 2011)

Abstract

In this study variations of field data such as temperature, salinity and density in and

across the transects of Chahbahar Bay were analyzed using CTD data acquired between winter 2006 and spring 2007 (winter monsoon). The results showed that thermocline layer intensify in mouth of Bay between 2m and 6m with 7.81 °C decrease before the Gonou hurricane occurred (mid-May 2007). Below thermocline layer to 24m depth, temperature ranged between 24 °C to 25.5 °C with small seasonal variation. A week after weakening of wind related hurricane, density and salinity distributions throughout the Bay showed strongly stratified conditions. This stratification were generated by, the inflow of Oman sea low salinity water toward Chahbahar Bay coast, decreasing of wind speed and mixing that produced a vertically uniform density (salinity) gradient perpendicular to Bay mouth. Surface layer salinity after the hurricane was 1.6 psu lower than before it. This decrease was caused by precipitation increase and Ekman transport toward coast. Average salinity of 37.59 psu to 34.07 psu was observed above and below the halocline, respectively. Decrease of salinity with depth was related to subsurface low salinity Oman water (average depth between 25m to 150m, salinity less than 36.5 psu). Upwelling from seabed upward to 9-10 m depth was caused by westerly winds. Balancing of water salinity by Oman Sea current caused density and salinity vertical gradients in the mouth of Bay that were less than that in north of the Bay. Investigation of the results of statistical tests showed that horizontal and vertical density variations were mostly due to the water temperature and not salinity. Result of Randomized Complete Block Design test shows that circulation of chahbahar bay water is cyclonic in winter and April and anticyclonic in May and June.

Material and method: The CTD data was collected at 24 stations with 3.6 km distance along 9 transects in the Bay (fig 1). Four of the transects were perpendicular to the coast and five transects were parallel to coast. Sampling of temperature, salinity and density were continuously done in middle months of winter 2006 and spring 2007 seasons. The CTD was adjusted to collect data with a time interval of one second. Metrological data consisted of wind velocity, air temperature; humidity that were obtained from a station located in the Metrological Center of Chahbahar. Meteorological station collected time series of data at 1 hour interval for period of 6 months between January 2006 and June 2007. Some corrections were done on these data to transfer them into 10m of sea surface data. In spatial data analysis normalization of measuring data has been investigated by one-sample Kolmogrov-Smirnov nonparametric test, and correlation of these data was determined by Pearson correlation test. Finally regression test was done between temperature, salinity, density and depth.

Conclusions: In this study, monthly variations of physical properties of water such as temperature, salinity and density were determined in Chahbahar Bay by CTD sampling in winter monsoon (winter 2006 and spring 2007), and the effect of meteorological conditions such as Gonou hurricane have been analyzed.

In winter, increase of turbulent kinetic energy and decrease of sun radiation caused the mixed layer depth to increase as far as seabed. In spring the thermal structure of the Bay indicated that the thickness of mixed layer decreased to 2m, indicating the deepening of the surface mixed layer due to meteorological seasonal changes due to the hurricane. In spring, before the hurricane, the temperature structure indicated a thermocline located between 2m and 6m depth with 7.81°C temperature decrease across it. This layer caused by 4°C increasing of air temperature during April and May. Density and salinity fields after hurricane showed more vertically uniform distributions of these parameters that were strongly stratified everywhere also a for this event thermocline intensifies in mouth of Bay before hurricane.

Before hurricane salinity contours showed upwelling in the Bay that has led by the

subsurface low salinity Oman water. Vertical salinity variations were very small and ranged mainly between 35.99 and 36.97 with very slight seasonal variation. Salinity vertical gradient in coastal stations were more than that of the mouth of Bay. this decrease was due to the inflow of Oman Sea water. Salinity in the halocline is slightly more than the salinity in the surface mixed layer. Due to an increase in temperature, density was slightly less than winter. Salinity data before hurricane showed that this parameter decreased with depth. The time series of wind velocity and temperature showed that upwelling has caused the movement of the seabed upward to 9-10 m depth. Investigation of results of statistical tests clearly showed that density variations trend was mostly due to the water temperature and not salinity, therefore thermohaline circulation in Bay was controlled by temperature. Also water circulation patterns were Cyclonic in winter and Anticyclonic in spring.

Key words: Temperature, Salinity, Density, Seasonal variation, Stratification, Spatial distribution, Upwelling, Chahbahar Bay

۱ مقدمه

را مهیا خواهد کرد. خلیج چابهار بین طول‌های $60^{\circ}6'$ تا $61^{\circ}5'$ و عرض‌های $24^{\circ}38'$ تا $25^{\circ}27'$ در جنوب شرقی ایران واقع است (الله‌دادی و بدیعی، ۱۳۷۹ و کهنه‌پوشی، ۱۳۸۶). وسعت خلیج ۳۲۰ کیلومتر مربع، عمق متوسط آن ۶ متر و عمق بیشینه در دهانه ورودی ۲۴ متر است. قطر این خلیج ۲۱ کیلومتر و ارتفاع آن از سطح دریا ۱۰ متر است (حقیقی، ۱۳۷۴؛ سماعی، ۱۳۷۳ و نیکویان، ۱۳۷۶).

با توجه به این امر که مشخصه‌های فیزیکی شیمیایی دریا به شدت با زمان و مکان در تغییرند، شناخت مناسب از مشخصات آب یک منطقه مستلزم اندازه‌گیری‌هایی در فواصل زمانی کوتاه (ماهانه) در تعداد نقاط متعددی از منطقه مورد بررسی است. ازاین‌رو در این تحقیق سعی شده است که با تعیین تغییرات فصلی (در دوره ۶ ماهه) مربوط به خصوصیات فیزیکی آب، از قبیل دما، شوری و چگالی اعماق گوناگون در سرتاسر خلیج چابهار، الگوی توزیع این پارامترها به دست آید و شناسایی لایه‌های آب صورت گیرد. همچنین بررسی تغییرات عمقی پارامترهای پیش‌گفته در زمان‌های پیش مونسون، مونسون و پس مونسون زمستانه، تعیین حدود اختلاف بین کمیت‌های

منابع بوم‌شناختی دربرگیرنده عوامل فیزیکی، شیمیایی و زیستی هستند که تغییر در آنها اثر مستقیمی در بستر زیستی موجودات زنده، به‌خصوص در مناطق ساحلی دارد؛ در نتیجه تعیین پارامترهای فیزیکی آب دریا از قبیل دما، شوری و چگالی به‌منزله مهم‌ترین عوامل در شناسایی پراکنش و تنوع زیست‌محیطی منطقه آبی محسوب می‌شوند و در تعیین خصوصیات هیدرودینامیکی خلیج (نظیر جریان و گردش آب)، نیز کاربرد دارند (چاند و همکاران، ۲۰۰۳). ازاین‌رو قبل از عملی ساختن فعالیت‌های دریایی نظیر طراحی و احداث بنادر صیادی، تجاری و دیگر فعالیت‌های مهندسی، خصوصیات فیزیکی شیمیایی آب منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

منطقه دریایی چابهار درحکم یکی از بنادر موجود در دریای عمان دارای اهمیت راهبردی فوق‌العاده‌ای است. ازاین‌رو جامعه دریایی کشور نیاز به افزایش اطلاعات در مورد خصوصیات فیزیکی شیمیایی این منطقه دارد. چراکه شناخت هر یک از عوامل تشکیل‌دهنده این بوم‌سامانه، اعم از فیزیکی و شیمیایی، از اساسی‌ترین مواردی است که امکان بهره‌برداری بهینه از این منطقه

توزیع مشخصه‌های فیزیکی آب، به بررسی گردش آب منطقه فوق پرداخته شده است.

۲ مواد و روش‌ها

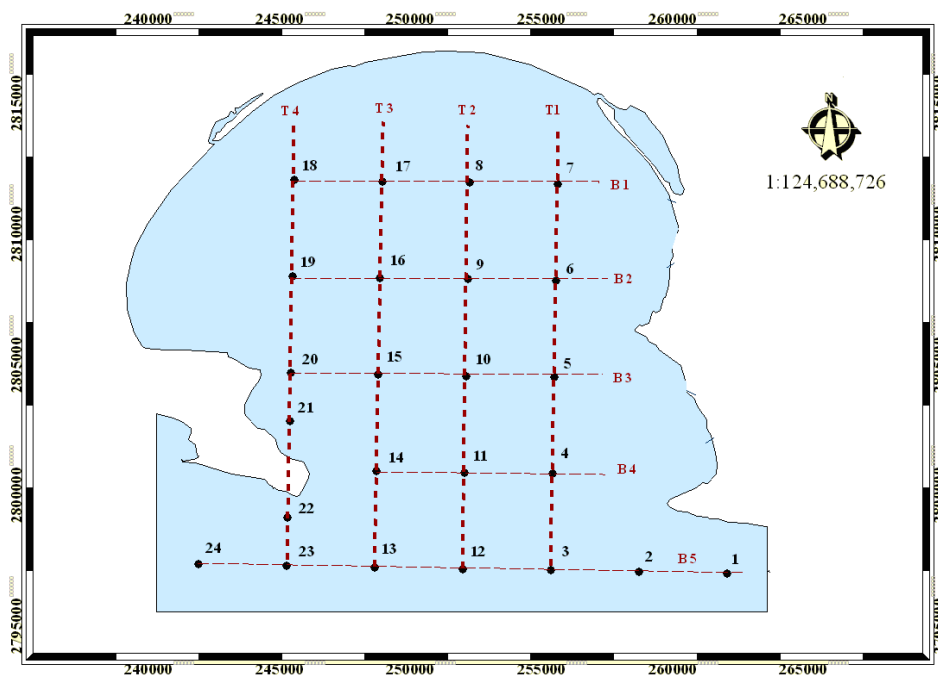
۱-۲ نمونه برداری داده‌های آب

نمونه برداری آب با دستگاه CTD از نوع Ocean Seven 316 صورت گرفت. داده‌های CTD در ۲۴ ایستگاه و در طول ۹ برش (۴ برش T₁ تا T₄ عمود بر ساحل و ۵ برش B₁ تا B₅ موازی ساحل، شکل ۱) جمع آوری شد. برش طولی B₅ در آب‌های آزاد دریای عمان قرار داشت. فاصله ایستگاه‌ها در همه برش‌ها (به جز ایستگاه‌ها ۲۱ و ۲۲) ۳/۶ km بوده است.

پس از واسنجیدن (کالیبره کردن) حس گرهای دستگاه CTD تحت برنامه H.T (Hyper Terminal)، دستگاه در ایستگاه موردنظر با سرعت ۱ متر در ثانیه در ستون آب حرکت داده شد و با گام زمانی یک ثانیه (تقریباً هر ۱ متر)، داده برداری صورت گرفت.

فوق با لحاظ کردن متغیر زمان و مکان و بررسی اثرات جوئی، به خصوص توفان حاره‌ای گونو، بر توزیع کمیت‌های ذکر شده تعقیب می‌شود. توفان حاره‌ای گونو چرخند حاره‌ای (Tropical Cyclone) است که در اواسط خرداد ۱۳۸۶ شروع شد. این پدیده سبب ایجاد تغییرات آشکاری در شرایط فیزیکی خلیج شد که در بستر زیستی موجودات زنده، به خصوص در مناطق ساحلی، تأثیر قابل توجهی به جا گذاشت. از این رو در این تحقیق اثرات آن بر پارامترهای فیزیکی خلیج چابهار مورد بررسی قرار گرفته است.

قابل ذکر است که در این تحقیق با استفاده از در روش‌های گوناگون آماری، سعی شده است که به تحلیل تغییرات پرداخته و نتایج قابل قبولی عرضه شود. بیان این مطلب لازم است که تحلیل الگوی جریان با استفاده از اندازه‌گیری مستقیم جریان و همچنین بررسی روند توزیع مشخصه‌های فیزیکی شیمیایی آب دریا صورت می‌گیرد که روش ابتدایی تاکنون در خلیج چابهار صورت نگرفته است. باین حال در تحقیق حاضر، نخستین بار با استفاده از



شکل ۱. موقعیت قرارگیری ایستگاه‌های CTD (نقاط دایره)، برش‌های عرضی (T₁ تا T₄) و برش‌های طولی (B₁ تا B₅) در خلیج چابهار.

۲-۲-۱ تراز: اگر سرعت باد در تراز ۱۰ متر مشاهده شود، باید آن را با استفاده از رابطه زیر به سرعت باد در تراز ۱۰ متر تبدیل کرد:

$$U_{10} = U_z \left(\frac{10}{z} \right)^{\frac{1}{7}} \quad \text{و} \quad \text{For } z < 20 \text{ m} \quad (1)$$

که در آن U_z و U_{10} به ترتیب سرعت‌های باد در تراز ۱۰ متر و در تراز z است.

۲-۲-۲ اثرات مکانی: مشاهده روی خشکی: زمانی که مشاهدات روی آب (در داخل لایه مرزی دریا (Marine boundary layer)) جمع‌آوری شده باشند این تبدیل لازم نیست. هنگامی که مشاهده روی خشکی صورت می‌گیرد و موج‌گاه به اندازه کافی طولانی است، سرعت باد مشاهده شده روی خشکی باید به سرعت باد روی آب تبدیل شود.

به‌علت رفتار ناهمواری سطح آب برحسب تابعی از سرعت باد، نسبت سرعت‌های باد روی آب به سرعت‌های باد روی خشکی در یک تراز، یک مقدار ثابت نیست. بلکه این نسبت به‌طور غیرخطی به‌صورت تابعی با سرعت باد (رابطه ۲) تغییر می‌کند.

$$R_L = \frac{U_w}{U_L} \quad (2)$$

U_w : سرعت باد روی آب و U_L : سرعت باد روی خشکی
شکل (۲) راهنمایی برای نشان دادن چگونگی این تغییر است.

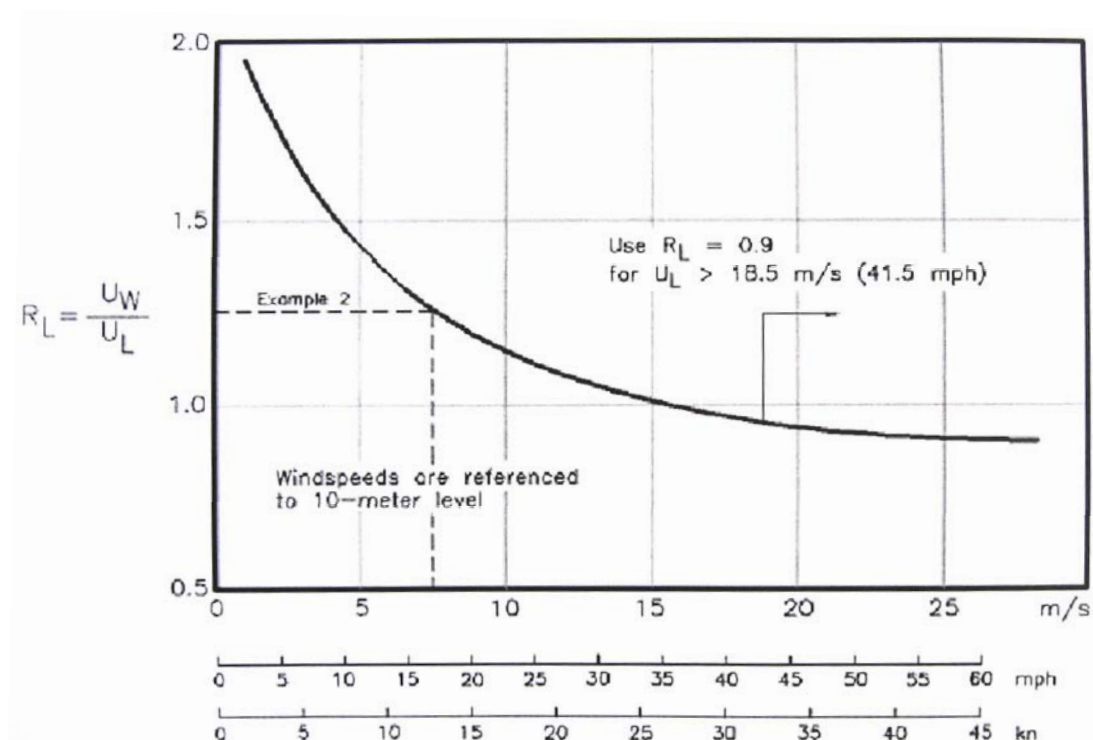
شایان ذکر است که دستگاه پس از رسیدن به بستر، با همان سرعت به عرشه قایق بازگردانده می‌شود. پارامترهای برداشت شده با دستگاه CTD عبارت‌اند از: دما ($^{\circ}\text{C}$)، هدایت الکتریکی (mS/cm)، عمق متناسب با فشار (m)، که شوری (psu) و چگالی (kg/m^3) آب با استفاده از معادلات تعیین شده UNESCO (UNESCO, 1981a, 1981b) محاسبه شده‌اند. نیم‌رخ‌برداری با CTD از زمستان تا بهار در اواسط هر ماه صورت گرفته است. شایان ذکر است که یکی از خطاهای نمونه‌برداری مربوط به قرار گرفتن در محل دقیق ایستگاه و جابه‌جایی‌های دستگاه در اعماق آب به علت جریان‌های دریایی است.

۲-۲ تبدیل داده‌های هواشناسی از خشکی به سطح آب داده‌های هواشناسی از ایستگاه همدیدی (AWS 2700, Aanderra) واقع در مرکز هواشناسی شهرستان چابهار (طول و عرض جغرافیایی به ترتیب $60^{\circ}30'$ ، $25^{\circ}14'$)، با گام زمانی ۱ ساعت در ۶ ماه از دی ماه ۱۳۸۵ تا خرداد ماه ۱۳۸۶ در ضلع شرقی خلیج اندازه‌گیری شده‌اند و سپس سری زمانی داده‌ها به‌دست آمده است. اطلاعات دمای هوا و بارندگی در جدول ۱ آورده شده است.

اطلاعات شامل سرعت و جهت باد، بارندگی، رطوبت، تبخیر، دمای هوا است که از ارتفاع ۸ متری خشکی ثبت شده است. به‌منظور دستیابی به میزان تنش باد، تصحیحاتی برای تبدیل داده‌ها به تراز ۱۰ متری از سطح دریا صورت گرفت. تصحیحات تراز و اثرات مکانی از جمله این تصحیحات بود (C.E.M, 1999).

جدول ۱. پارامترهای دمای هوا برحسب درجه سلسیوس و بارندگی (mm) در چابهار از ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۶.

ماه	خرداد ۱۳۸۶	اردیبهشت ۱۳۸۶	فروردین ۱۳۸۶	اسفند ۱۳۸۵	بهمن ۱۳۸۵	دی ۱۳۸۵
پارامتر	JUN	MAY	APR	MAR	FEB	JAN
میانگین ماهانه دما	۳۰/۸	۲۹/۸	۲۶	۲۳/۱	۲۱/۸	۲۰/۴
بالاترین دما	۳۲/۹	۳۲/۲	۲۸/۴	۲۷/۴	۲۷/۴	۲۵/۴
پایین‌ترین دما	۲۸/۷	۲۷/۳	۲۳/۵	۱۸/۴	۱۵/۶	۱۰/۲
مجموع ماهانه بارندگی	۱۰/۸/۶	۰	۰	۷/۶/۳	۹/۶	۱/۵



شکل ۲. نشان‌دهنده ضریب R_L و برابر است با نسبت سرعت باد روی آب U_w به سرعت باد روی خشکی U_L (C.E.M. 1999).

که در آن W_x و W_y به ترتیب مولفه شرقی-غربی و شمالی-جنوبی سرعت باد هستند. $|w|$ سرعت باد (m/s) و ρ_a چگالی هوا برابر با $1/21 \text{ kg/m}^3$ است.

مقادیر به دست آمده در جدول ۲ آورده شده است. تنش باد (τ_{sx}, τ_{sy}) قبل و پس از توفان گونو با روابط زیر برآورد شده است:

$$\begin{aligned} \tau_{sx} &= \rho_a C_D W_x |w| \\ \tau_{sy} &= \rho_a C_D W_y |w| \end{aligned} \quad (3)$$

جدول ۲. جهت، سرعت و درصد بادهای (غالب و آرام)، جهت و سرعت سریع‌ترین باد در چابهار از ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۶.

دی ۱۳۸۵	بهمن ۱۳۸۵	اسفند ۱۳۸۵	فروردین ۱۳۸۶	اردیبهشت ۱۳۸۶	خرداد ۱۳۸۶	ماه پارامتر
JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	
۲۷۰	۲۷۰	۲۷۰	۲۴۰	۲۷۰	۱۵۰	جهت باد غالب به درجه
۴/۶۶	۴/۵۶	۴/۷۱	۳/۸۵	۳/۹۱	۴/۷۸	سرعت باد غالب به (m/s)
۳۲/۷۹	۲۴/۲۲	۲۳/۴۸	۴۰/۱۷	۲۱/۸۶	۲۳/۸۵	درصد باد آرام
۳/۵۵	۳/۴۵	۳/۷۷	۳/۷	۳/۴	۳/۷	میانگین ماهیانه سرعت باد (m/s)
۲۷۰	۱۳۰	۲۷۰	۲۷۰	۲۸۰	۱۲۰	جهت سریع‌ترین باد به درجه
۸	۷	۸	۹	۱۰	۱۲	سرعت سریع‌ترین باد به (m/s)

۲-۳ تجزیه و تحلیل داده‌ها

الف- تجزیه و تحلیل آماری داده‌ها

به‌منظور مقایسه مقادیر کمیت‌ها بین ترانسکت‌ها و بلوک‌ها با استفاده از روش مدل خطی تعمیم یافته (Model Generalized Linear)، آزمون آماری بلوکی کاملاً تصادفی با زیرنمونه نامساوی (Randomized Complete Block Design) و آزمون آماری توکی (Tukey) استفاده شده است. به‌منظور از بین بردن اثر حد فاصل بین ایستگاه‌ها، تعداد ۵ بلوک (خطوط یا ردیف‌های نمونه‌برداری موازی ساحل) (Block) موازی ساحل (شکل ۱) و هر کدام به فاصله ۲ دقیقه‌ای از یکدیگر که هر کدام ۴ ایستگاه را در بر می‌گیرد، در یک شبکه منظم انتخاب شدند، در نظر گرفته شد. برای تعیین حدود اختلاف بین مقادیر متغیرهای ثبت شده و همچنین برهم‌کنش (Interaction) معنی‌دار، از آزمون آنالیز واریانس استفاده شد.

ب- رسم نمودارها و خطوط هم‌مقدار

همچنین طی هر دوره، نمودارهای مربوط به روند تغییرات عرضی و طولی (نیم‌رخ‌های عرضی و طولی) پارامترها نسبت به عمق، در امتداد ۴ ترانسکت (T_1, T_2, T_3 و T_4)؛ از دریا به سمت ساحل و ۵ بلوک (B_1, B_2, B_3, B_4 و B_5)؛ از شرق به غرب، با به‌کارگیری برنامه نوشته شده در محیط نرم‌افزاری مت‌لب (Matlab) ترسیم و مورد بررسی قرار گرفته است. به‌منظور بررسی الگوی باد منطقه و تأثیرات ناشی از آن بر پدیده‌های دریایی به سری زمانی دمای هوا و لایه‌های عمقی آب (با فاصله ۳ متری) اقدام کرده‌ایم.

ج- تحلیل لایه‌های آب با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS

به‌منظور بررسی و مقایسه پارامترها در لایه‌های آب خلیج چابهار در هر دوره، با استفاده از نرم‌افزار Excel در

لایه‌های یک متری هر ایستگاه برای سه پارامتر ذکر شده، میانگین‌گیری صورت گرفت و سپس با استفاده از محیط نرم‌افزاری Arc GIS 9.1 برای هر لایه، کانتورهای هم‌مقدار ترسیم شد. سرانجام لایه‌ها از سطح تا عمق ۶ متری، دو به دو مورد مقایسه و تحلیل آماری قرار گرفتند. لایه‌های مورد بررسی عبارت‌اند از: لایه سطحی با لایه‌های ۲، ۴ و ۶ متری؛ ۲ متری با لایه‌های ۴ و ۶ متری و در نهایت لایه‌های ۴ و ۶ متری با یکدیگر مقایسه، و تحلیل آماری هر سه پارامتر صورت گرفته است. نمونه‌ای از نتایج این بررسی در جدول (۴، خرداد) آورده شده است.

۳ نتایج و بحث

۳-۱ دما

آب‌های خلیج چابهار با دارا بودن ویژگی خاص مکانی، منطقه‌ای کم‌عمق از یک‌سو و جزر و مدهای نیم‌روزه از سوی دیگر، بیشتر از محیط‌های دریایی و عمیق، تحت تأثیر تغییرات دمایی قرار دارند. درحالی‌که میزان رطوبت بالای منطقه (متوسط ۶۷/۵ درصد)، قرار گرفتن خلیج در یک محدوده جغرافیایی و عملی شدن نمونه‌برداری‌ها در مونسون زمستانه سبب شده که دمای آب خلیج طی دوره‌های نمونه‌برداری، تفاوت قابل‌ملاحظه‌ای نداشته باشد، به‌طوری‌که اختلاف بین میانگین کمینه و بیشینه درجه حرارت در قسمت‌های گوناگون خلیج به حدود $9/06^{\circ}\text{C}$ می‌رسد (جدول ۳).

با توجه به نمودارهای عمقی درجه حرارت در برش‌های عمود بر خط ساحلی، در ایستگاه‌های نزدیک ساحل به علت شکست امواج، کم‌عمقی و نفوذ سریع انرژی گرمایی به لایه‌های زیرین، لایه‌های سطحی و عمقی همگن شده و لایه‌بندی حرارتی در این مناطق مشاهده نشده است.

جدول ۳. مقادیر کمینه، بیشینه و متوسط پارامترهای برداشت شده در کل دوره‌ها.

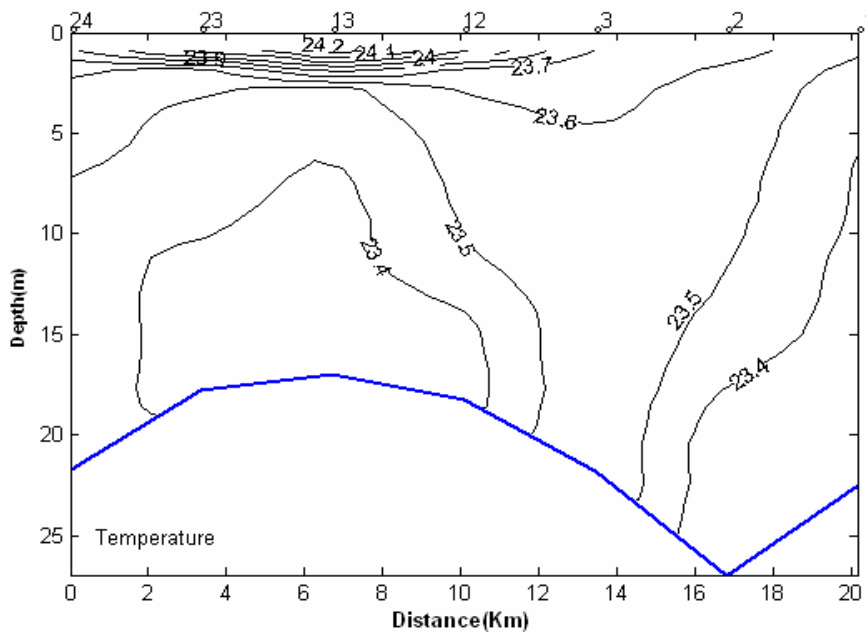
دی ۱۳۸۵	بهمن ۱۳۸۵	اسفند ۱۳۸۵	فروردین ۱۳۸۶	اردیبهشت ۱۳۸۶	خرداد ۱۳۸۶	ماه
JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	پارامتر
۲۱/۰۹	۲۳/۴۰	۲۳/۷۱	۲۳/۷۸	۲۴/۰۳	۲۴/۳۸	کمینه دما (°C)
۲۳/۶۸	۲۴/۷۷	۲۵/۶۹	۲۷/۳۸	۳۱/۵۵	۳۳/۴۴	بیشینه دما (°C)
۲۲/۹۲	۲۳/۲۱	۲۴/۲۳	۲۵/۷۰	۲۸/۰۹	۳۰/۵۶	میانگین دما (°C)
۲/۵۹	۱/۳۷	۱/۹۸	۳/۶	۷/۵۲	۹/۰۶	محدوده تغییرات دما (°C)
۲۳/۱	۲۳/۶	۲۴/۶	۲۶/۵	۳۰/۱	۳۲	دمای لایه سطحی (°C)
۲۲/۵	۲۳/۱	۲۴/۱	۲۵/۲	۲۶/۴	۲۸/۵	دمای لایه عمقی (°C)
۳۶/۴۹	۳۶/۴۸	۳۶/۶۴	۳۶/۵۵	۳۶/۴۷	۳۴/۱۰	کمینه شوری (psu)
۳۶/۸۸	۳۶/۹۰	۳۶/۱۷	۳۶/۳۰	۳۶/۵۹	۳۶/۵۸	بیشینه شوری (psu)
۳۶/۵۷	۳۶/۶۳	۳۶/۸۲	۳۶/۸۱	۳۶/۹۰	۳۵/۹۹	میانگین شوری (psu)
۳۶/۵۵	۳۶/۶۱	۳۶/۸	۳۶/۸۴	۳۶/۸۸	۳۵/۴۷	شوری لایه سطحی (psu)
۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۵۳	۰/۷۵	۱/۱۲	۲/۴۸	محدوده تغییرات شوری (psu)
۲۴/۸۵	۲۴/۵۸	۲۴/۴۱	۲۳/۹۹	۲۲/۹۲	۱۹/۹۳	کمینه زیگماتی (σ_T (kg/m ³))
۲۵/۹۶	۲۵/۵۸	۲۵/۳۹	۲۵/۰۱	۲۴/۹۲	۲۴/۷۷	بیشینه زیگماتی (σ_T (kg/m ³))
۲۵/۱۸	۲۵/۱۴	۲۴/۹۸	۲۴/۵۳	۲۳/۸۰	۲۲/۲۹	میانگین زیگماتی (σ_T (kg/m ³))

تقریباً ثابت می‌ماند. در نتیجه لایه اختلاط تا نواحی بستر آب پیش می‌رود که مشخص کننده یکنواختی ستون آب در این فصل است. به عبارت دیگر، افزایش سرعت باد و کاهش تابش خورشید موجب افزایش عمق لایه اختلاط در زمستان می‌شود (کومار و ناروکار، ۲۰۰۶). با شروع فصل گرما و افزایش تابش خورشید در بهار، تغییرات دما در ستون آب افزایش می‌یابد، از اردیبهشت ماه لایه های آب اختلاف دمایی یافته و لایه بندی آب شروع به شکل گیری می‌کند. این امر نشان می‌دهد که عمق لایه اختلاط سطحی آب دارای تغییرات فصلی است و به تغییرات فصلی شرایط اقلیمی بستگی دارد. شایان ذکر است که با توجه به رسم پربندهای هم‌دما در بلوک‌ها و ترانسکت‌های، قبل از وقوع توفان حاره‌ای گونو

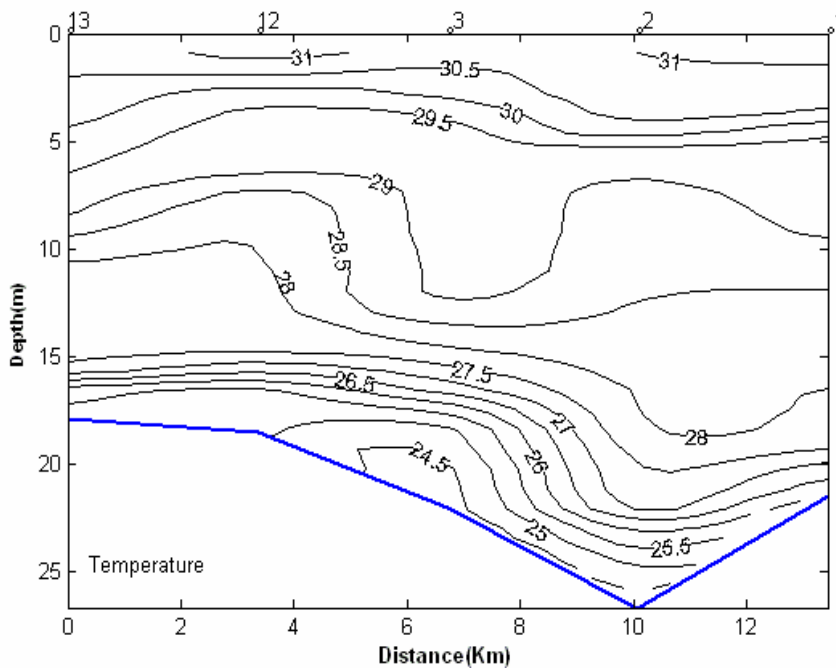
بررسی پربندهای هم‌دما در برش‌های طولی و عرضی فصل زمستان و فروردین نشان داد که توزیع دمای عمقی آب به گونه‌ای است که دمای میانگین عمقی قسمت غربی ($23/29^{\circ}\text{C}$) خلیج با اندکی تغییر، کمتر از قسمت شرقی ($23/53^{\circ}\text{C}$) است. در حالی که در سایر دوره‌ها عکس این روند مشاهده شده است، همچنین گرادیان افقی و قائم دمای بخش شرقی و غربی افزایش داشته است. از آنجا که عمق قسمت غربی و شرقی خلیج نیز تقریباً برابرند، می‌توان نتیجه گرفت توزیع دمای آب متأثر از همبستگی آن با دمای هوا در ماه‌های متفاوت سال است.

با توجه به شکل ۳ در زمستان دمای لایه‌های متفاوت آب، تفاوت قابل ملاحظه‌ای ندارند و تغییرات دمای ستون آب از سطح تا بستر ناچیز (کمتر از 1°C) است و دما

اردیبهشت)، شاهد لایه‌بندی آب و ایجاد لایه گرم‌اشیب (Thermocline) فقط در دهانه خلیج که دارای بیشینه عمق است، بودیم؛ درحالی‌که در قسمت‌های داخلی خلیج همچنان همگنی آب وجود داشت. پس از وقوع توفان لایه‌بندی فوق در خلیج گسترش یافته و بر شدت آن افزوده شده است (شکل ۴).



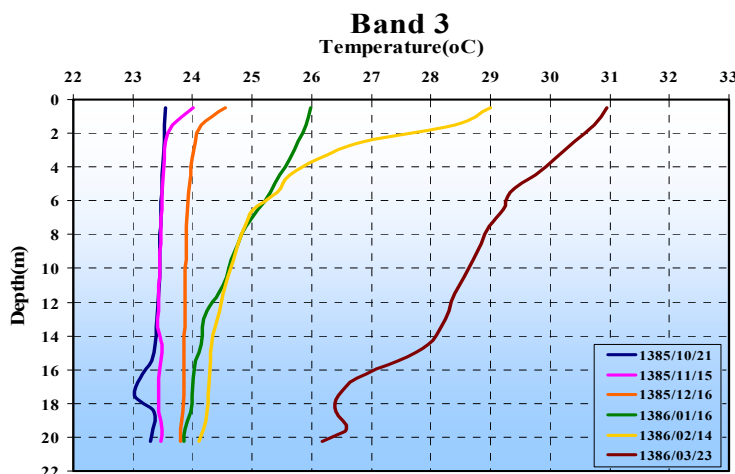
شکل ۳. برش طولی (B5) دمای آب (C) دهانه خلیج در اواسط زمستان (قبل از توفان)، اعداد بالای نمودار شماره ایستگاه‌ها هستند، سمت راست شرق خلیج و سمت چپ غرب خلیج است.



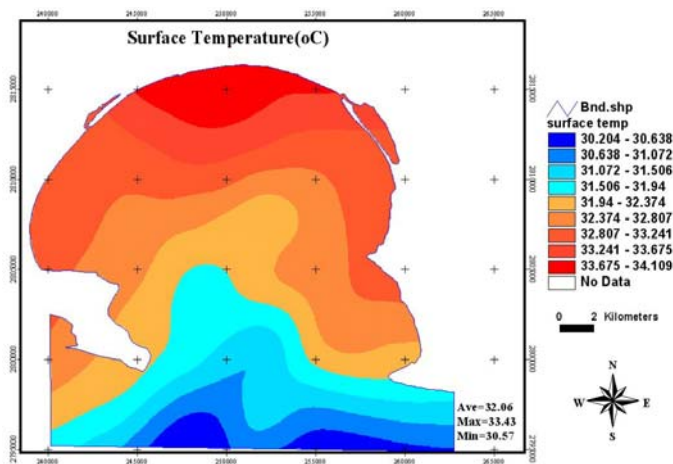
شکل ۴. برش طولی (B5) دمای آب (C) دهانه خلیج در اواخر بهار (پس از توفان) (نمونه‌برداری از ایستگاه‌های ۲۳ و ۲۴ صورت نگرفته است).

($3/8^{\circ}\text{C}$ ، جدول ۱) و به دنبال آن دمای سطح آب از فروردین تا اردیبهشت ($3/6^{\circ}\text{C}$ ، جدول ۳) است، در حالی که دمای لایه‌های مجاور بستر ثابت باقی می‌ماند (شکل ۵). با استفاده از نتایج تحلیل لایه‌های آب در نرم‌افزار Arc GIS، پس از وقوع توفان گونو شیب تغییرات دما با عمق ($\Delta T = 8/16^{\circ}\text{C}$ ، جدول ۴) بوده است و دمای آب از سطح تا عمق با شیبی تقریباً یکنواخت کاهش می‌یابد (شکل ۵). پربندهای هم‌دما در لایه سطحی آب نشان دهنده افزایش این کمیت از جنوب به شمال بودند که مهم‌ترین عامل در افزایش دما با پیشروی به سمت ساحل، را می‌توان به کاهش عمق نسبت داد (شکل ۶).

با متوسط‌گیری دمای آب در لایه‌هایی با عمق ۱ متری و مقایسه‌ی آماری دمای آب در لایه‌های ۰، ۲، ۴، ۶ و ۸ متری با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 9.1 مشاهده شد که در فصل بهار بیشترین گرادیان دما در عمق ۲ تا ۶ متری وجود دارد و لایه گرم‌اشیب ضخامت ۴ متر دارد. تغییرات دمای آب در این فاصله عمقی در ازای هر متر، $1/5$ درجه سلسیوس و در کل لایه گرم‌اشیب به 6°C می‌رسد (جدول ۴). پس از این عمق، دما تقریباً ثابت می‌ماند و کاهش دما تا بستر از $1/5$ درجه سلسیوس تجاوز نمی‌کند. این موضوع سبب شده تا سامانه آب خلیج به دو لایه تقسیم شود. این لایه‌بندی ناشی از افزایش ناگهانی دمای هوا



شکل ۵. روند تغییرات فصلی پارامتر دما ($^{\circ}\text{C}$) برحسب عمق در دهانه خلیج.



شکل ۶. پربند همدمای ($^{\circ}\text{C}$) لایه سطحی آب در خرداد ماه.

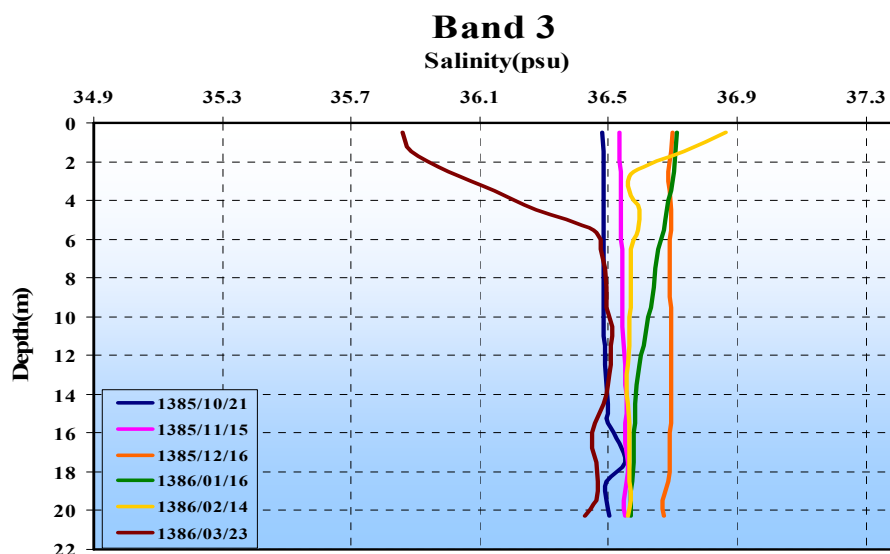
جدول ۴. نمونه‌ای از مقادیر آماری مربوط به اختلاف لایه‌های افقی برای کمیت‌های برداشت شده در خرداد ماه.

انحراف معیار	میانگین تغییرات	محدوده تغییرات	بیشینه تغییرات	کمینه تغییرات	مساحت (m ²) * ۱۰ ^۸	لایه ۱- لایه ۲	پارامتر
۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۷۸	۰/۷۴	-۰/۰۴	۳/۹۵	۲-سطح	دما (°C)
۰/۲۶	۰/۵۶	۱/۶۶	۱/۶۵	-۰/۰۱	۳/۹۵	۲-۴	
۰/۸۹	۱/۲۰	۶	۲/۸۸	-۱/۵۶	۳/۹۵	۲-۶	
۰/۷۷	۰/۶۴	۴/۲۷	۲/۲۷	-۲/۰۰	۳/۹۵	۴-۶	
۱/۹۷	۳/۲۶	۸/۱۶	۷/۷۰	-۰/۴۶	۳/۹۵	بستر-سطح	
-۰/۱۰	-۰/۰۵	۰/۶۰	۰/۱۰	-۰/۵۰	۳/۹۵	۲-سطح	شوری (PSU)
۰/۲۶	-۰/۲۸	۱/۰۶	۰/۲۲	-۰/۸۴	۳/۹۵	۲-۴	
۰/۷۳	-۰/۷۸	۳/۵۲	۰/۷۴	-۲/۷۹	۳/۹۵	۲-۶	
۰/۵۳	-۰/۵۰	۲/۶۵	۰/۵۲	-۲/۱۴	۳/۹۵	۴-۶	
۰/۸۴	-۱/۰۴	۴/۰۱	۰/۳۱	-۳/۷۰	۳/۹۵	بستر-سطح	
۰/۱۵	-۰/۱۰	۰/۹۱	۰/۰۸	-۰/۸۳	۳/۹۵	۲-سطح	زیگماتی (kg/m ³) (σ _T)
۰/۲۷	-۰/۴۲	۱/۲۰	۰/۲۰	-۱/۰۰	۳/۹۵	۲-۴	
۰/۸۰	-۱/۰۲	۳/۸۸	۰/۸۸	-۳/۰۰	۳/۹۵	۲-۶	
۰/۶۲	۰/۶۰	۳/۳۵	۱/۱۲	-۲/۲۳	۳/۹۵	۴-۶	
۰/۹۸	-۱/۹۳	۴/۲۹	۰/۲۲	-۴/۰۷	۳/۹۵	بستر-سطح	

۲-۳ شوری آب

شوری میانگین خلیج در مونسون زمستانه ۳۶/۶۵ psu محاسبه شده است. مهم‌ترین عامل در میزان شوری زیاد آب خلیج چابهار، تبخیر زیاد آب (میانگین تبخیر خلیج در این مونسون ۳۴۰/۳ میلی‌متر محاسبه شده است)، کم‌عمقی و تبادل محدود آب از طریق دهانه خلیج است. میانگین شوری خلیج از مقدار ۳۵/۹۹ psu تا ۳۶/۹۰ psu تغییر می‌کند (جدول ۳). تغییرات عمودی شوری در خلیج چابهار کم است. با توجه به اینکه هیچ‌گونه ورودی رودخانه‌ای در خلیج وجود ندارد، مهم‌ترین عامل در گرادیان شوری افقی در درجه اول تبخیر و سپس بارندگی

است. مقدار شوری لایه گرمایشی (قبل از توفان) مقداری کمتر از شوری لایه سطحی خلیج است که مقدار متوسط شوری این لایه ۳۶/۷ psu به‌دست آمده است (شکل ۷). پایین‌تر از لایه گرمایشی شوری کاهش یافته و با مقدار ۳۶/۵۵ psu تا بستر بدون تغییر باقی می‌ماند. به‌طور کلی بیشینه تغییرات شوری خلیج ۳/۴۹ psu به‌دست آمده است. با توجه به نمودارهای هم‌مقدار شوری و چگالی در برش‌های عمود و موازی ساحل، شوری و چگالی میانگین خلیج با مقدار ۳۶/۶ psu و ۱۰۲۴/۶ kg/m³ در اعماق بیشتر از ۱۵ متر تقریباً ثابت هستند.



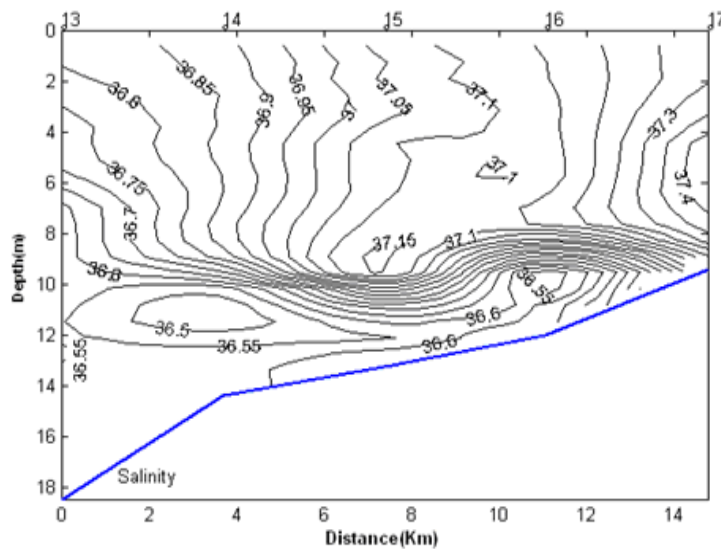
شکل ۷. روند تغییرات فصلی پارامتر شوری (psu) برحسب عمق در دهانه خلیج.

پیشروی به سمت ساحل کاهش می‌یابد. علت این امر ناشی از دو فرایند است: ۱) افزایش میزان بارندگی و ورود رواناب‌ها به نواحی ساحلی و ۲) جریان آب خلیج با آب‌های دریای عمان است که حرکت آب‌های کم‌شور سطحی از سمت دریای عمان (با توجه به جهت باد غالب، جدول ۲) به سمت ساحل خلیج را موجب می‌شود. باد جنوب شرقی با مؤلفه موازی ساحل خود قادر است آب را در جهت عمود بر ساحل (Ekman Transport) منتقل کند. در نتیجه آب‌های سطحی از دریای عمان با شوری و چگالی کمتر به مناطق ساحلی حرکت می‌کنند و سبب ایجاد گرادیان غیریکنواخت عمودی چگالی و شوری عمود بر دهانه خلیج می‌شوند این امر موجب تشکیل لایه شیوشوری (Halocline) و شیوچگالی (Pycnocline) و لایه‌بندی شدید آب پس از وقوع توفان در سراسر خلیج شده است (شکل‌های ۹ و ۱۱). از طرف دیگر شوری لایه سطحی پس از توفان ۱/۴۱ واحد کمتر از شوری سطحی قبل از توفان، و شوری عمقی (۳۶/۴۳ psu) تقریباً برابر شوری قبل وقوع توفان دیده شده است (جدول ۳). شوری بالای لایه شیوشوری ۳/۵۲ psu کمتر از پایین این لایه است که موجب شدت لایه‌بندی آب شده است.

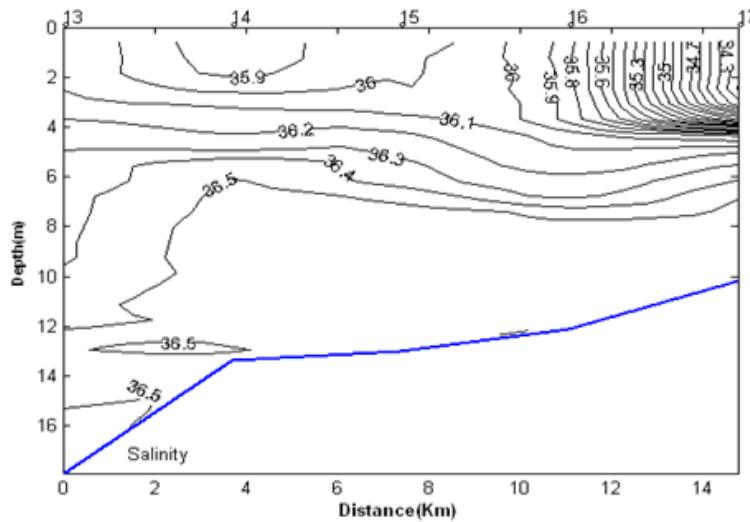
تغییرات شوری سطح و عمق در ایستگاه‌های نزدیک ساحل و در دهانه خلیج به ترتیب ۱/۶ psu و ۰/۶ psu است. علت این کاهش ناشی از محدوده مورد بررسی است. به طوری که در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر، تعدیل شوری با جریان‌های ورودی دریای عمان به سمت خلیج، صورت می‌گیرد و هرچه به سمت عرض‌های جغرافیایی بالاتر پیش می‌رویم، اثر تعدیل شوری به علت کمتر بودن جریان‌های ورودی، کمتر مشاهده می‌شود.

شوری آب قبل از وقوع توفان حاره‌ای گونو تقریباً همگن بوده است و لایه‌بندی شدیدی در شوری (همچنین در چگالی) آب دیده نشده است (شکل‌های ۸ و ۱۰)، همچنین شوری اندازه‌گیری شده در نیمه شمالی برش‌های عمود بر ساحل بیشتر از نیمه جنوبی آن بود که این افزایش شوری با پیشروی به سمت ساحل ناشی از کم‌عمقی و افزایش دمای نواحی ساحلی است. براساس منحنی‌های هم‌شوری آب‌های سطحی و بستری، این دو لایه از روند یکسانی تبعیت می‌کنند، به طوری که شوری لایه عمقی با حرکت به سمت ساحل افزایش می‌یابد.

یک هفته پس از کاهش شدت توفان، شاهد کاهش شوری میانگین خلیج بوده‌ایم، به نحوی که شوری با



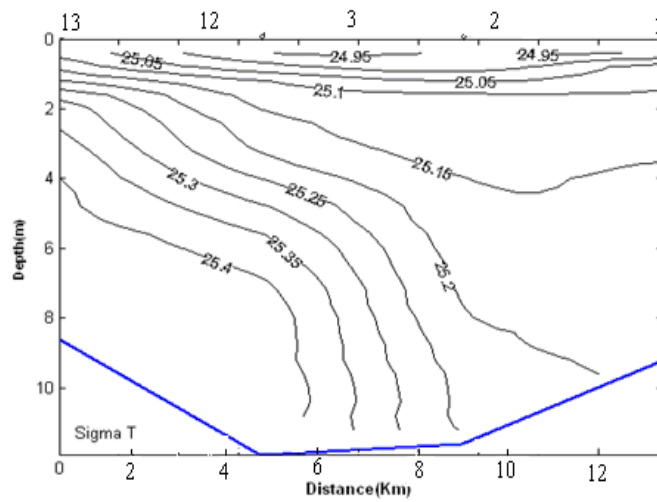
شکل ۸. شوری (psu) برش عرضی T₃ قبل از وقوع توفان (اردیبهشت ماه)، شرق و غرب شکل به ترتیب در شمال و جنوب خلیج واقع است.



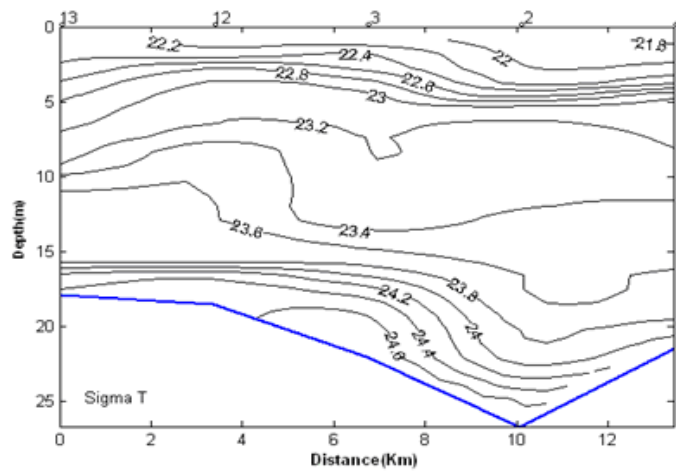
شکل ۹. شوری (psu) برش عرضی T₃ پس از وقوع توفان (خرداد ماه).

در اعماق خلیج نسبت داد. به عبارت دیگر با توجه به اینکه قبل از وقوع توفان، بارندگی وجود ندارد و همچنین با بررسی سری زمانی مولفه‌های سرعت باد به دست آمد که وزش باد غربی سبب ایجاد پدیده فراجوشی (Upwelling) در اعماق خلیج می‌شود. این امر موجب فشرده شدن خطوط هم‌شوری در لایه‌های سطحی آب می‌شود (شکل ۱۲). به منظور بررسی بیشتر پدیده فوق، اقدام به بررسی سری زمانی دمای لایه‌های آب و دمای هوا شده است.

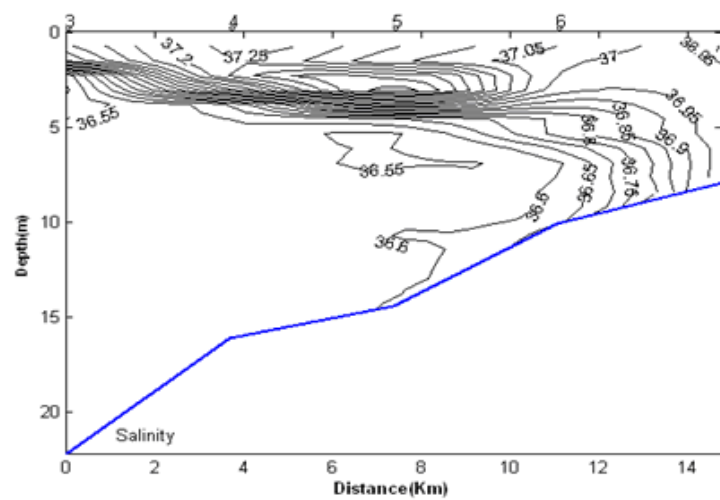
در همه دوره‌ها شوری با عمق افزایش می‌یابد (شکل ۹) در صورتی که میدان شوری اندازه‌گیری شده در دوره پنجم؛ به عبارت دیگر قبل از وقوع توفان (شکل‌های ۸ و ۱۲)، نشان‌دهنده کاهش این کمیت با عمق است. با توجه به خطوط هم‌مقدار شوری و بررسی مقادیر پارامترها، علت این امر را می‌توان به حضور آب‌های زیرسطحی دریای عمان (آب‌های اقیانوس هند در عمق متوسط بین ۲۵ تا ۱۵۰ متر، شوری کمتر از ۳۶/۵ قسمت در هزار و دمای بیشتر از ۲۲ درجه سلسیوس (پاوز و همکاران، ۲۰۰۴))



شکل ۱۰. زیگماتی (σ_T (kg/m^3)) برش عرضی B_5 قبل از وقوع توفان، شرق و غرب شکل به ترتیب شرق و غرب خلیج است.



شکل ۱۱. زیگماتی (σ_T (kg/m^3)) برش عرضی B_5 پس از وقوع توفان.

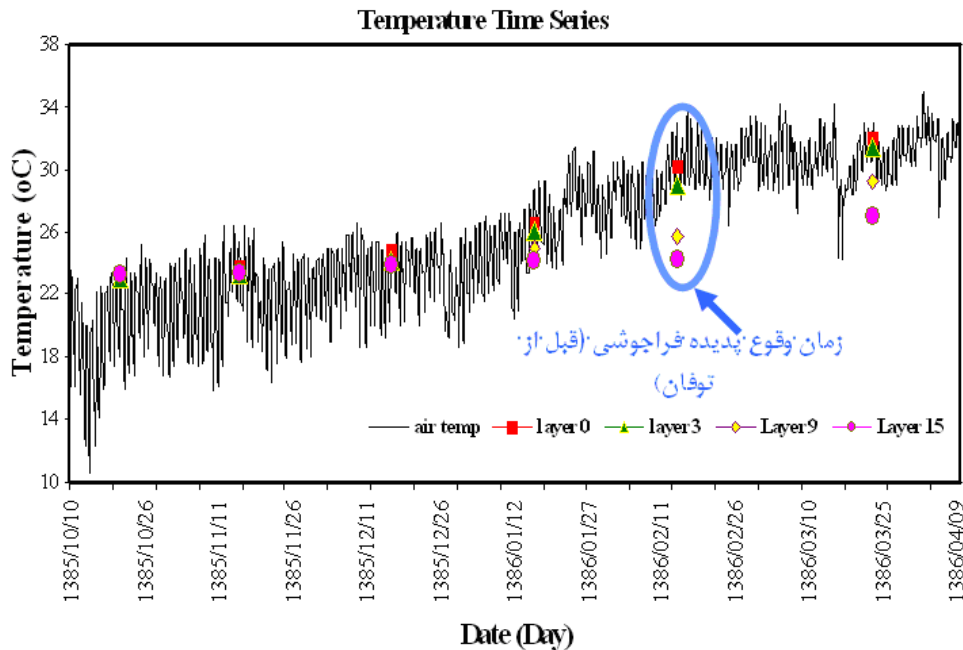


شکل ۱۲. شوری (psu) در برش عرضی T_1 که نشان دهنده فشرده شده خطوط هم شوری در آب های سطحی قبل از توفان است.

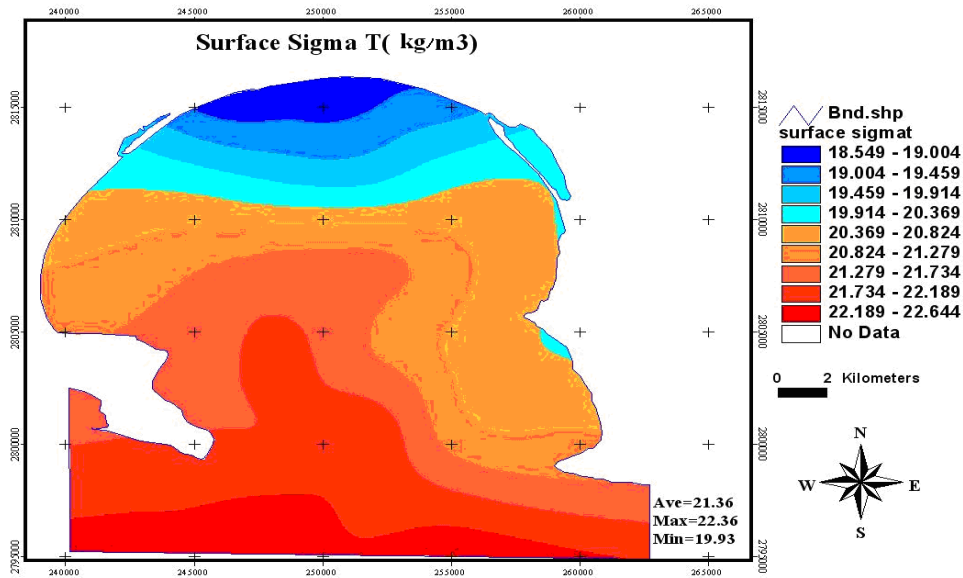
مقایسه سری زمانی دمای ماهانه عمق‌های ۰، ۳، ۹ و ۱۵ متری آب و سری زمانی متوسط روزانه دمای هوا از دی ۱۳۸۵ تا خرداد ۱۳۸۶ در شکل ۱۳ نمایش داده شده است. داده‌های دمای هوا با گام زمانی ۱ ساعته جمع‌آوری شده‌اند و داده‌های دمای اعماق ۰، ۳، ۹ و ۱۵ متری آب به صورت میانگین‌گیری در لایه‌های ۱ متری محاسبه شده‌اند. مشاهده می‌شود که از اردیبهشت ماه دمای لایه‌های عمقی آب (کمتر از دماشیب، بیشتر از ۹ متری) از روند دمای لایه‌های سطحی آب و دمای هوا پیروی نمی‌کنند و کاهش می‌یابند که این امر دلیل دیگری بر وجود پدیده فراجوشی (Upwelling) در اعماق خلیج است. که گویی سامانه آب خلیج از حالت همگن به دو لایه تقسیم می‌شود. شایان ذکر است که پدیده فراجوشی به علت کم بودن مقدار سرعت متوسط مولفه غربی باد ($3/91 \text{ m/s}$)، کم بودن مدت زمان وزش باد و پایداری زیاد لایه دماشیب، به صورت کامل تا سطح آب پیشروی نمی‌کند. با توجه به رابطه (۳) مقدار تنش باد قبل از توفان حاره‌ای گنو $3/21 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ و پس از توفان

مقایسه سری زمانی دمای ماهانه عمق‌های ۰، ۳، ۹ و ۱۵ متری آب و سری زمانی متوسط روزانه دمای هوا از دی ۱۳۸۵ تا خرداد ۱۳۸۶ در شکل ۱۳ نمایش داده شده است. داده‌های دمای هوا با گام زمانی ۱ ساعته جمع‌آوری شده‌اند و داده‌های دمای اعماق ۰، ۳، ۹ و ۱۵ متری آب به صورت میانگین‌گیری در لایه‌های ۱ متری محاسبه شده‌اند. مشاهده می‌شود که از اردیبهشت ماه دمای لایه‌های عمقی آب (کمتر از دماشیب، بیشتر از ۹ متری) از روند دمای لایه‌های سطحی آب و دمای هوا پیروی نمی‌کنند و کاهش می‌یابند که این امر دلیل دیگری بر وجود پدیده فراجوشی (Upwelling) در اعماق خلیج است. که گویی سامانه آب خلیج از حالت همگن به دو لایه تقسیم می‌شود. شایان ذکر است که پدیده فراجوشی به علت کم بودن مقدار سرعت متوسط مولفه غربی باد ($3/91 \text{ m/s}$)، کم بودن مدت زمان وزش باد و پایداری زیاد لایه دماشیب، به صورت کامل تا سطح آب پیشروی نمی‌کند. با توجه به رابطه (۳) مقدار تنش باد قبل از توفان حاره‌ای گنو $3/21 \times 10^{-2} \text{ N/m}^2$ و پس از توفان

۳-۳-۱ چگالی آب
میانگین چگالی از دوره اول تا ششم، به علت افزایش دمای آب، روند کاهشی دارد. در سه دوره اول نمونه‌برداری، چگالی آب سطحی از سمت خلیج به سمت آب‌های آزاد کاهش می‌یابد. بیشترین چگالی در شمال و غرب خلیج دیده می‌شود. در دوره‌های بعد، چگالی آب‌های آزاد بیشتر از داخل خلیج است و حداکثر آن مربوط به آب‌های آزاد و شرق منطقه است. همچنین میانگین چگالی لایه بستری نیز از توزیع لایه سطحی پیروی می‌کند. قابل ذکر است که توزیع‌های فوق عکس توزیع دمای آب بوده است (شکل ۱۴).



شکل ۱۳. سری زمانی دمای روزانه هوا (°C) (خط تیره)، سری زمانی ماهانه دمای سطح آب (°C) (مربع سرخ)، عمق ۳ متری (مثلث سبز)، عمق ۹ متری (لوزی زرد) و عمق ۱۵ متری آب (دایره بنفش).

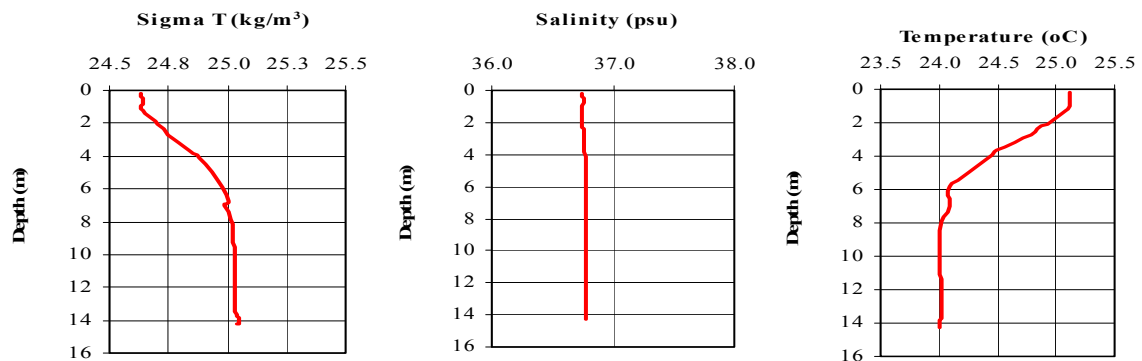


شکل ۱۴. روند کاهشی رو به ساحل در پربند سطحی هم‌چگالی (kg/m³) در خرداد ماه (بعد از توفان) (عکس روند افزایش توزیع دمای سطحی (شکل ۶)).

(نتایج آماری جدول ۵ و شکل ۱۵).

در بهار، چگالی لایه اختلاط سطحی در نواحی ساحل $1020/6 \text{ kg/m}^3$ و در زیر لایه شیوچگالی $1021/68 \text{ kg/m}^3$ به دست آمد. در حالی که در نواحی دهانه خلیج چگالی لایه سطحی $1021/65 \text{ kg/m}^3$ و در زیر لایه شیوچگالی $1022/69 \text{ kg/m}^3$ محاسبه شده است که با کمی افزایش به $1023/67 \text{ kg/m}^3$ تا اعماق ۲۰ متری می‌رسید. اختلاف چگالی در لایه شیوچگالی kg/m^3 ۴/۸۴ است.

توزیع عمودی چگالی برای نمونه در شکل‌های (۱۰ و ۱۱) آورده شده است. تغییرات شوری آب خلیج بسیار کمتر از دمای آب خلیج است (جدول ۳) و شیب افزایش چگالی با عمق با شیب کاهش دما با عمق متناسب است. به‌طور کلی با مقایسه نیم‌رخ‌های عمقی در ایستگاه‌ها دیده شده است که روند تغییرات چگالی آب خلیج نسبت به عمق، عکس درجه حرارت با عمق است در نتیجه تغییرات چگالی بیشتر با تغییرات درجه حرارت ارتباط دارد تا میزان شوری آب



شکل ۱۵. نمونه‌ای از نیم‌رخ عمودی پارامترهای به‌دست آمده از دستگاه CTD برای ایستگاه شماره ۲۲- فروردین ماه.

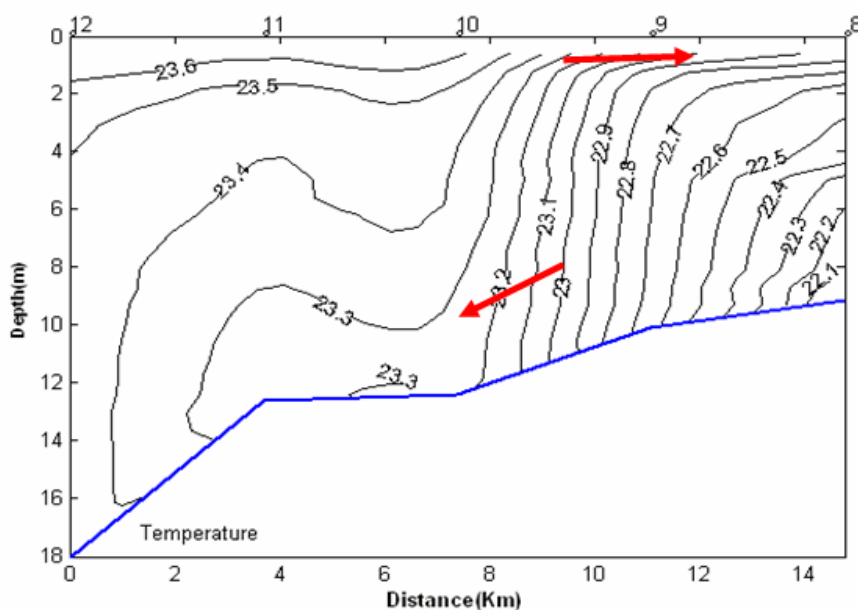
مطابقت دارد.

۳-۳-۲ تحلیل آماری

به منظور مقایسه بین مقادیر پارامترهای فیزیکی در ترانسکت‌ها و بلوک‌های تعیین شده، عامل ماه در حکم شاخص زمانی، و بلوک‌ها و ترانسکت‌ها به منزله عامل مکانی مدنظر قرار گرفتند. با توجه به نتایج حاصل از آزمون آماری بلوکی کاملاً تصادفی با زیرنمونه نامساوی و مقایسه مقادیر کل پارامترها در هر ترانسکت و بلوک در ۴ دوره اول می‌توان گفت که: مقادیر دمای آب در بلوک ۱ و ترانسکت ۴ به طور معنی‌داری کمینه است و در بلوک ۵ و ترانسکت ۱ بیشترین مقادیر را دارد. همچنین مقدار دما از سمت بلوک ۲ به بلوک ۴ افزایش می‌یابد. شرایط دمایی به دست آمده در ترانسکت ۲ و ۳ حاکی از این مطلب است که دمای ترانسکت ۲ از ترانسکت ۳ بیشتر است. این نحوه توزیع دما نشان می‌دهد که با پیشروی از جنوب به شرق، و شمال به غرب خلیج، دمای میانگین آب منطقه کاهش می‌یابد.

به طور کلی محدوده چگالی بین $1020/62 \text{ kg/m}^3$ از سطح تا $1024/90 \text{ kg/m}^3$ تا عمق بوده است. در زمستان مشابه با بهار کاهش چگالی با کاهش شوری و افزایش دما مشهود است. در بهار به علت افزایش دما، چگالی لایه سطحی کمتر از فصل زمستان به دست آمد. تغییرات فصلی چگالی در ناحیه ساحلی $4/7 \text{ kg/m}^3$ و در دهانه خلیج 3 kg/m^3 به دست آمده است.

در فصل زمستان و فروردین ماه چگالی بخش غربی خلیج همواره بیشتر از بخش شرقی بوده است. به طوری که بررسی نیم‌رخ‌های عمقی هم‌چگال و اینکه خلیج مانند مصب وارونه (Inverse Estuary) عمل می‌کند، نشان داد که آب‌های سبک با دمای بیشتر از سطح سمت شرقی به خلیج وارد می‌شوند و سپس با دمای کمتر و چگالی بیشتر از عمق دهانه غربی خلیج خارج می‌شوند. شکل ۱۶ نمونه ای از حرکت سطحی آب دریای عمان به داخل خلیج و خروج عمقی آب از خلیج چابهار را نشان می‌دهد. البته در اردیبهشت و خرداد عکس این روند مشاهده شده و چگالی بخش شرقی بیشتر از قسمت غربی خلیج بوده است که این نتیجه با نتایج آماری آزمون بلوکی نیز



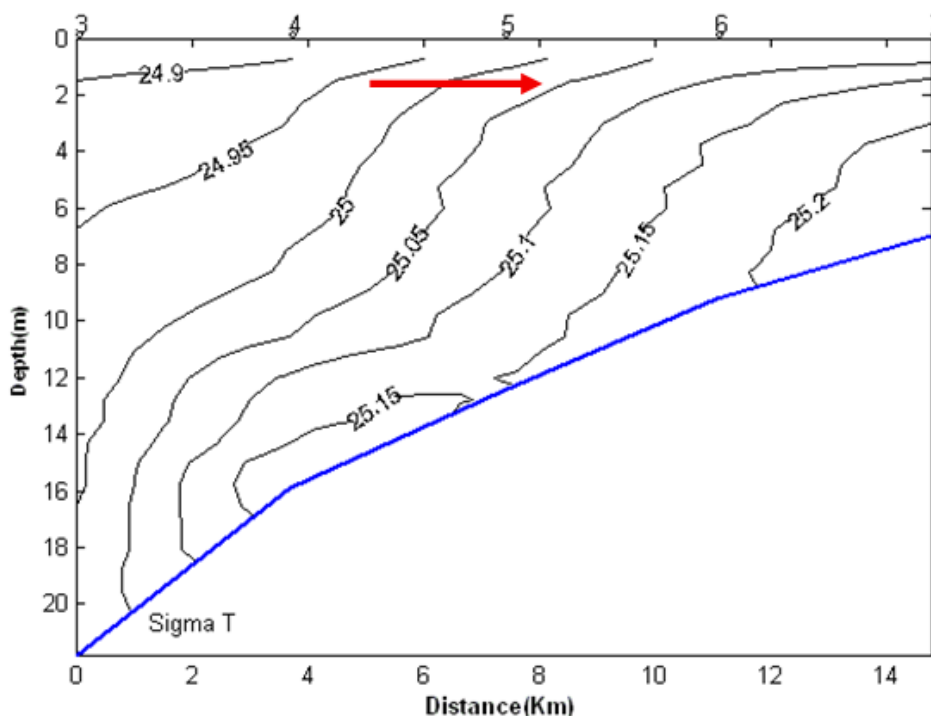
شکل ۱۶. شوری (psu) در برش عرضی ثبت شده در امتداد T2- دی ماه (سمت راست شکل شمال خلیج و سمت چپ دهانه خلیج را نشان می‌دهد).

به دست آمده براساس مقایسه روند تغییر مقادیر پارامترهای در برش‌های بیان شده براساس آزمون آماری فوق، چنین بیان کرد که الگوی گردش آب خلیج چابهار در فصل زمستان و فروردین ماه به صورت چرخندی (Cyclonic) است. این بدان معنا است که آبهای کم‌دما و کم‌چگالی از سمت شرق به خلیج چابهار وارد می‌شوند (شکل ۱۷). تبخیر زیاد در خلیج موجب افزایش شوری و به دنبال آن افزایش چگالی آب و نفوذ آب‌های چگال به لایه‌های تحتانی و در نتیجه افزایش شوری آب با عمق می‌شود و در نهایت با دمای کمتر و چگالی بیشتر از دهانه غربی خلیج خارج می‌شود (شکل ۱۸). رحمتی نیز در تحقیق خود در خلیج چابهار الگوی گردش آب خلیج را در فصل زمستان پادساعت گرد به دست آورد که تأیید کننده نتیجه این تحقیق است. قابل ذکر است که جریان شرق به غرب خلیج در این دوره در شکل ۱۹ قابل مشاهده است.

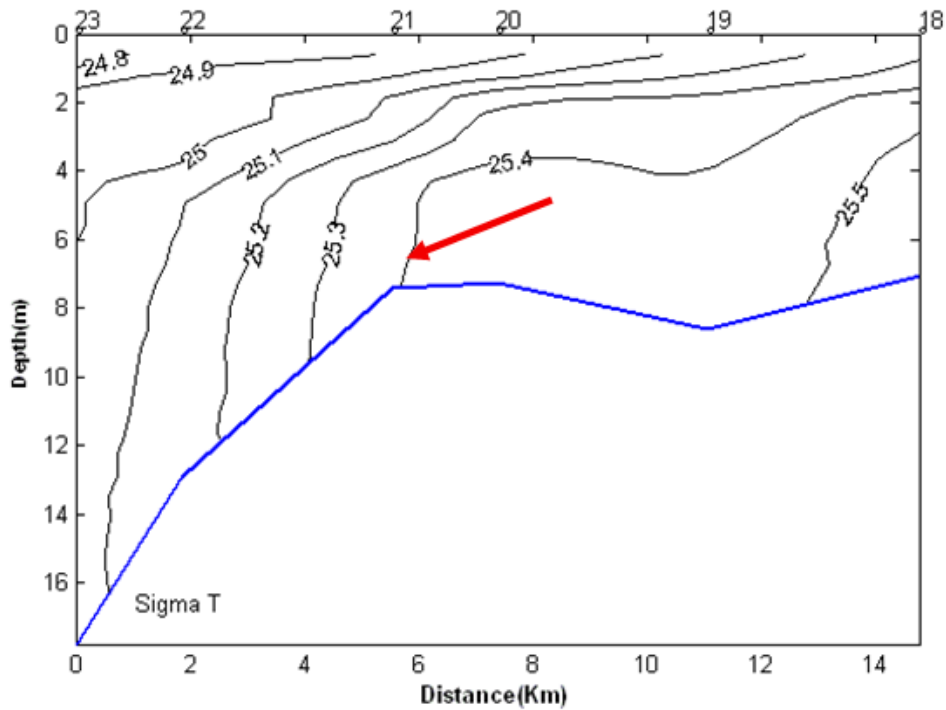
همچنین برهم کنش‌های معنی‌دار مقادیر شوری و چگالی بین ترانسکت‌ها و بلوک‌ها نشان می‌دهد که مقدار این دو پارامتر در بلوک ۱ بیشترین و در بلوک ۵ کمترین میزان را دارد. همین‌طور مقدار این کمیت‌ها در ترانسکت ۱ کمینه و در ترانسکت ۴ بیشینه است و نیز در ترانسکت ۳ بیشتر از ترانسکت ۲ به دست آمده است. البته از بلوک ۴ به سمت بلوک ۱ بر مقدار این پارامترها افزوده می‌شود.

برهم کنش‌های معنی‌دار مقادیر شوری بین ترانسکت‌ها و بلوک‌ها نشان می‌دهد که مقدار این پارامتر در بلوک ۱ بیشترین و در بلوک ۵ کمترین میزان را دارد. همین‌طور مقدار این کمیت در ترانسکت ۱ کمینه و در ترانسکت ۴ بیشینه است و نیز در ترانسکت ۳ بیشتر از ترانسکت ۲ به دست آمده است. البته از بلوک ۴ به سمت بلوک ۱ بر مقدار این پارامترها افزوده می‌شود.

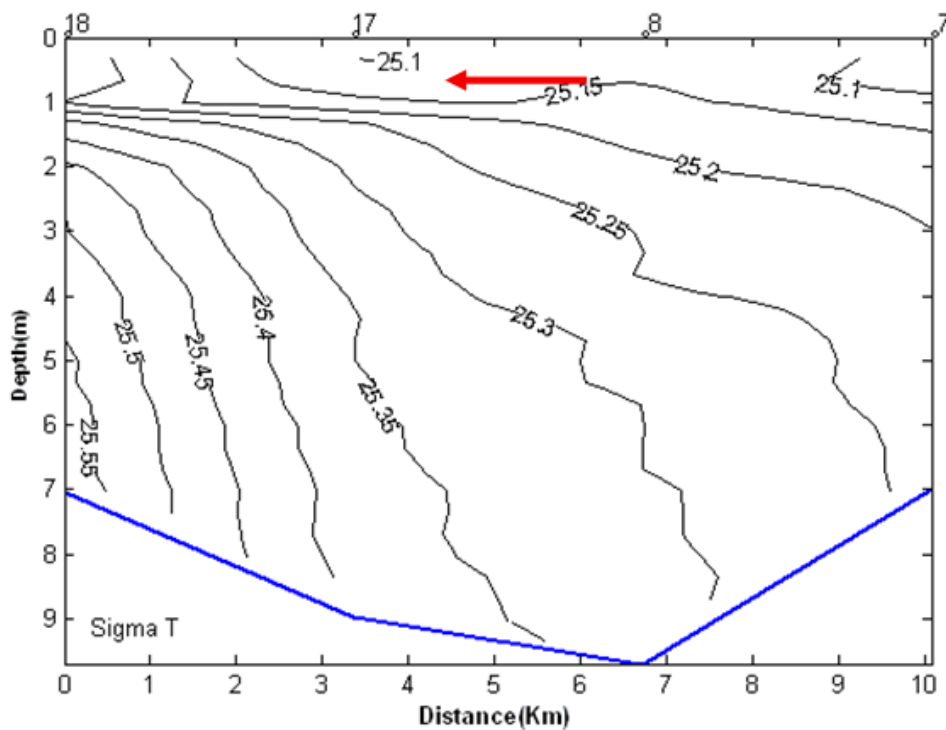
با توجه به تحلیل‌های صورت گرفته براساس کانتورهای هم‌مقدار در برش‌های طولی و عرضی و نتیجه



شکل ۱۷. زیگماتی (σ_T (kg/m³)) در برش طولی T₁ - بهمن ماه، که نشان‌دهنده ورود جریان سطحی از شرق به خلیج است (سمت راست شکل شمال خلیج و سمت چپ، دهانه خلیج را نشان می‌دهد).



شکل ۱۸. زیگماتی (σ_T (kg/m³)) در برش طولی T₄ - بهمن‌ماه، که نشان‌دهنده خروج جریان عمقی از غرب خلیج است (سمت راست و چپ شکل به ترتیب شرق و غرب خلیج را نشان می‌دهد).

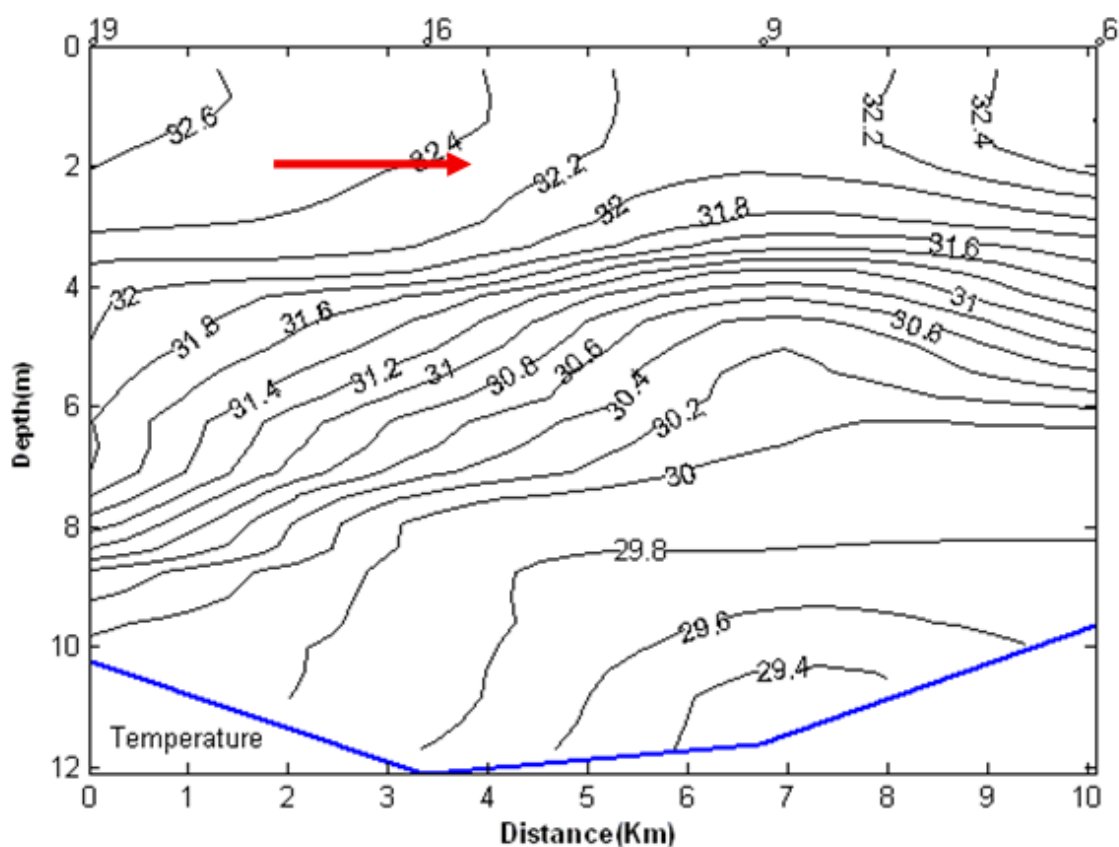


شکل ۱۹. زیگماتی (σ_T (kg/m³)) در برش طولی B₁ - بهمن‌ماه که نشان‌دهنده حرکت جریان از شرق به غرب خلیج چابهار است (سمت راست و چپ شکل به ترتیب شرق و غرب خلیج را نشان می‌دهد).

چگالی و بلوک ۵ بیشترین مقدار چگالی را نشان می‌دهد. چگالی به صورت افزایشی از بلوک ۲ تا بلوک ۴ تغییر می‌کند. به عبارت دیگر با پیشروی به ساحل، از مقدار چگالی آب کاسته می‌شود. در محور شرقی-غربی نیز آب‌های سنگین در شرق و آب‌های سبک در غرب خلیج یافت می‌شوند.

می‌توان چنین بیان کرد که الگوی گردش آب خلیج چابهار در اردیبهشت و خردادماه به صورت پادچرخندی (Anticyclonic) یا به عبارت دیگر از سمت غرب خلیج به شرق است (شکل ۲۰). به طوری که آب‌های سبک با دمای بیشتر از دهانه غربی به خلیج وارد می‌شوند و در اثر تبخیر بر وزنشان افزوده می‌شود و سپس با توجه به دمای کمتر و چگالی بیشتر از دهانه شرقی خلیج خارج می‌شوند.

همچنین نتایج حاصل از آنالیز واریانس برای پارامترهای گوناگون در ترانسکت‌های چهارگانه و بلوک‌های پنج‌گانه در دو دوره آخر اختلاف معنی‌داری را نشان می‌دهد ($\text{Sig} < 0.05$ سطح اطمینان ۹۵ درصد). نتایج حاصل از آزمون توکی ضمن تأیید آزمون بلوکی روشن ساخت که کمترین میزان دمای آب در ترانسکت ۱ و بلوک ۵ و بیشترین مقدار آنها در ترانسکت ۴ و بلوک ۱ دیده می‌شود. مقدار این پارامترها در ترانسکت‌های ۲ و ۳ یکسان است و از بلوک ۲ به سمت بلوک ۴ کاهش می‌یابد به عبارت دیگر دمای آب ایستگاه‌های ساحلی بیشتر از آب‌های آزاد است. چگالی در ترانسکت ۱ بیشترین و در ترانسکت ۴ کمترین مقدار را دارد. در بلوک‌ها نیز این روند وجود دارد، به طوری که بلوک ۱ کمترین مقدار



شکل ۲۰. دمای آب (C) در برش طولی B₂ - خردادماه که نشان‌دهنده حرکت جریان از غرب به شرق خلیج چابهار است (سمت راست و چپ شکل به ترتیب شرق و غرب خلیج را نشان می‌دهد).

۴ نتیجه‌گیری

در هر ایستگاه و برای هر ماه، نشان داد که توزیع عمودی چگالی آب، بیشتر به توزیع عمودی دمای آب خلیج بستگی دارد تا شوری آن.

تقدیر و تشکر

تحقیق حاضر با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده با تجهیزات میدانی ایستگاه چابهار مرکز ملی اقیانوس‌شناسی به‌انجام رسیده است. لذا از رئیس موسسه ملی اقیانوس‌شناسی، سرپرست ایستگاه چابهار آقای مهندس سنجانی و سایر همکاران ایشان تقدیر و تشکر به‌عمل می‌آید.

منابع

الله‌دادی، م. و بدیعی، پ.، ۱۳۷۹، بررسی میزان اعتبار روابط تجربی پیش‌بینی امواج دریا در شرایط مختلف در مقایسه با یک مدل ریاضی، مجموعه مقالات کنفرانس بین‌المللی سازه‌های هیدرولیکی سال ۱۳۸۰، ص ۶۸۰-۶۷۱.

حقیقی، ح.، ۱۳۷۴، پروژه هیدرولوژی و هیدروبیولوژی خلیج چابهار، مجله علمی شیلات ایران، ۱۰۶ ص. سماعی، ع.، ۱۳۷۳، شناسایی شکم پایان کرانه‌های جزر و مدی خلیج چابهار و پیرامون آن، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد علوم جانوری، دانشگاه آزاد اسلامی، ۲۲۲ ص.

کهنه‌پوشی، آ.، ۱۳۸۶، تحلیل امواج ناشی از باد در منطقه دریایی چابهار با استفاده از مدل MIKE 21 و مقایسه آن با داده‌های اندازه‌گیری شده، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد فیزیک دریا، دانشگاه تربیت‌مدرس، ۱۳۵ ص.

نیکویان، ع.، ۱۳۷۶، بررسی تراکم، پراکنش، تنوع و تولید ثانویه بی‌مهرگان (ماکروبتوزها) در خلیج چابهار، رساله دکتری بیولوژی دریا (PHD)، دانشگاه آزاد اسلامی، ۱۹۵ ص.

بررسی داده‌های میدانی شوری و چگالی برداشت شده با CTD و داده‌های هواشناسی در مونسون زمستانه سال ۱۳۸۵-۱۳۸۶ لایه‌بندی شدید آب پس از عبور توفان حاره‌ای گونو را نشان داد که شیوچگالی قوی در محل شیوشوری قوی رخ داد؛ درحالی‌که این لایه‌بندی قبل از وقوع توفان با این شدت و مقدار دیده نشده است.

در زمستان به علت تلاطم و انرژی جنبشی آب و شرایط جوئی، لایه اختلاط تا نزدیکی بستر پیش می‌رود، درحالی‌که در بهار به علت افزایش تابش خورشیدی، لایه‌بندی و پایداری آب، عمق این لایه به ۲ متر می‌رسد. با توجه به داده‌های دما در اردیبهشت‌ماه، لایه دماشیب به ضخامت ۴ متر در عمق ۶-۲ دیده شده است که گرادیان دمای $7/81^{\circ}\text{C}$ را تجربه می‌کند.

با توجه به بررسی عمق لایه اختلاط در فصل‌های زمستان و بهار، مشاهده شد که عمق لایه اختلاط دارای تغییرات فصلی است. همچنین توزیع پارامترهای آب از جمله شوری و چگالی علاوه بر اینکه به تغییرات جوئی بستگی دارند متأثر از الگوی گردش آب نیز هستند که با توجه به نتایج آزمون آماری و نمودارهای رسم شده، گردش آب خلیج در زمستان و اوایل بهار پادساعت‌گرد و در ماه‌های اردیبهشت و خرداد ساعت‌گرد است. کمترین مقدار شوری پس از عبور توفان حاره‌ای گونو به دست آمد که علت آن افزایش رطوبت و به دنبال آن افزایش بارندگی و انتقال اکمن ناشی از باد جنوب شرقی بود. بررسی نمودارها روشن ساخت که خلیج چابهار مانند مصب وارونه‌ای عمل می‌کند و جریان دریای عمان از سطح وارد و آب خلیج از عمق خارج می‌شود. پدیده فراجوشی خلیج در فصل بهار زمانی که شوری با عمق کاهش می‌یابد رخ داد. این پدیده در اعماق خلیج تا عمق ۹-۱۰ متری ایجاد شد. نتایج حاصل مقایسه روند نیم‌رخ‌های عمقی پارامترهای چگالی، شوری و دمای آب

- Chand, S., Aung T. and Rao S., 2003, Physical Properties of Southern Fiji Water. Japanese Fisheries Research Vessel, University of the South Pacific, Suva, Fiji.
- Narveker, J. and Kumar, S. P., 2006, Seasonal Variation of the Mixed Layer in the Central Bay of Bengal and Associated Change in Nutrients and Chlorophyll, Deep Sea Research, **53**(5), 520-835.
- Pous, S. P., Carton, X. and Lazure, P., 2004, Hydrology and Circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman-Result from the GOGP99 Experiment: 1. Strait of Hormuz, Journal of Geophysical Research, **109**, Part 12(3C), 12037-12049.
- U. S. Army Department, 1999, Coastal Engineering Manual (C. E. M). 1- 100.