تاثیر اکسیژن محلول، محتوی زیستی، زیست‌آشفتگی و اندازه‌ی ذرات بر قابلیت حفظ مواد آلی در رسوبات سطحی بخش شمالی خلیج فارس

رضا بهبهانی[1*]، راضیه لک[2]، غلامرضا حسین یار[3]، افسانه دهقان[4]

۱- مدیریت زمین‌شناسی دریایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، پست الکترونیکی: rezabehbahani30@yahoo.com
۲- پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران، پست الکترونیکی: lak_ir@yahoo.com
۳- مدیریت زمین‌شناسی دریایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، پست الکترونیکی: hosseinyar@gsi.ir
۴- مدیریت زمین‌شناسی دریایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، پست الکترونیکی: dehghan_afsaneh@yahoo.com

تاریخ دریافت: ۹۱/۵/۱ * نویسنده مسوول تاریخ پذیرش: ۹۲/۱/۸

© نشریه علمی ـ پژوهشی اقیانوس‌شناسی ۱۳۹۲، تمامی حقوق این اثر متعلق به نشریه اقیانوس‌شناسی است.

چکیده

این پژوهش نشان می‌دهد که سطح اکسیژن محلول، محتوی زیستی، زیست‌آشفتگی و اندازه‌ی ذرات، توزیع کربن آلی کل (TOC) در رسوبات سطحی بخش شمالی خلیج فارس (از تنگه‌ی هرمز تا خور موسی) را کنترل می‌کند. پانصد و بیست و پنج نمونه‌ی رسوب سطحی از عمق ده تا صد متری با نمونه‌گیر فکی برداشت شده و از نظر کربن آلی کل (پیرولیز راک-اول)، محتوی زیستی (موجودات زیست‌آشفته کننده) و اندازه ذرات (رسوب شناسی) تحت آنالیز قرار گرفتند. رسوبات بستر از ذرات آواری (کوارتز، فلدسپار، خرده سنگ و کانی‌های رسی) و شیمیایی- بیوشیمیایی (پوسته دوکفه‌ای، گاستروپودا، استراکودا، بریوزوآ، فرامینیفرهای کف‌زی و پلانکتونیک، خار اکینودرم و قطعات اسکلتی ماهیان) تشکیل شده‌اند. بر پایه‌ی مطالعات انجام شده، رسوبات گلی، کربن آلی کل (۰/۰۳ تا ۱/۴۸ درصد وزنی) و فرامینیفرهای پلانکتونیک (مانند گلوبوروتالیده و سیکلومینا) در بخش‌های عمیق‌تر شرقی و میانی ناحیه مورد مطالعه نسبت به مناطق ساحلی افزایش و سطح اکسیژن محلول (۵ تا ۶/۲ ppm) کاهش یافته است که نشان دهنده‌ی قابلیت بیشتر حفظ مواد آلی در رسوبات گلی خلیج فارس با سطوح پایین‌تر اکسیژن محلول و زیست‌آشفتگی کمتر (کاهش محتوی کف‌زی) است.

کلمات کلیدی: *محتوی زیستی، زیست‌آشفتگی، کربن آلی کل، رسوبات بستر، فرامینیفر پلانکتونیک، خلیج فارس.*

۱. مقدمه

مواد آلی می‌تواند جزئی از رسوبات آب شیرین و دریایی باشد. این مواد نقش مهمی در شناسایی و بازسازی محیط‌های دیرینه‌ی قاره‌ای و دریایی دارند. مقادیر و انواع مواد آلی موجود در رسوبات، شرایط محیطی را در زمان‌های گذشته منعکس می‌کند (Meyers, 1997). موجودات در یک محیط دریایی به‌وسیله‌ی شدت نور در دسترس تحت تاثیر قرار می‌گیرند

(Al-Ghadban et al., 1998). در دریاهای کم عمق نظیر خلیج فارس، وجود رسوبات معلق در ستون آب (احتمالاً در نتیجه نرخ بالای رسوبگذاری ایجاد می‌شوند) سبب کاهش نفوذ نور می‌شود (Ghadban et al., 1998). در حالی‌که نفوذ نور در اقیانوس آرام سبب رشد مجموعه‌های گیاهی و جانوری مرتبط با گیاهان تا اعماق بیش از ۴۰ متر می‌شود. این پهنه‌ی رشد به‌ندرت در خلیج فارس به عمق ۲۰ متری می‌رسد (Clarke and Keij, 1973). در این مطالعه سعی شده است که با بررسی میزان کربن آلی، اندازه‌ی ذرات، میزان اکسیژن محلول و محتوی موجودات پلانکتونیک و کف‌زی (محتوی زیستی) در رسوبات بستر خلیج فارس در نواحی شمالی آن، ارتباط بین این پارامترها و میزان حفظ کربن آلی در آن‌ها بررسی شود.

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و محل خطوط اصلی نمونه‌برداری

۱-۱. موقعیت زمین‌شناسی و جغرافیایی

موقعیت زمین‌شناختی خلیج فارس به‌طور خلاصه نتیجه‌ی تجمع پیوسته رسوبات از زمان پالئوزوئیک به بعد است (Stampfli et al., 1991). از سوی دیگر، ساختار امروزی این ناحیه نتیجه فرایندهای تکتونیکی عمده‌ای است که در زمان ترشیاری پسین رخ داده است (Ziegler, 2001).

خلیج فارس بخشی از حاشیه‌ی جنوبی زون زاگرس است. زون زاگرس و بخش مورد بررسی از آن در زون همگرایی و برخورد پوسته قاره‌ای عربستان با پوسته قاره‌ای ایران قرار داشته و نهشته‌ها در حوضه‌ی زاگرس، علاوه بر رسوبات تبخیری سری هرمز، عمدتاً شامل رسوبات دریایی پلاتفرمی پالئوزوئیک، رسوبات دریائی مزوزوئیک- ترشیاری و بالاخره نهشته‌های دریایی کم عمق و کولابی تا قاره‌ای مربوط به اواخر ترشیاری و کواترنر است که با کم شدن عمق حوضه و خروج از آب منطقه حاصل شده است (Bahroudi and Koyi, 2003; Alavi, 2004 and 2007).

منطقه‌ی مورد مطالعه در نواحی شمالی خلیج‌فارس و حاشیه جنوبی استان‌های هرمزگان، بوشهر و خوزستان حد فاصل نواحی دریایی رودخانه‌ی شور و تنگه‌ی هرمز در شرق و دلتای اروندرود و خورموسی در غرب، واقع شده است. این ناحیه در بین ۳۰ درجه و ۲۱ دقیقه تا ۲۶ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵ دقیقه طول شرقی قرار دارد (شکل ۱).

۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش، پانصد و بیست و پنج نمونه‌ی سطحی (عمق نمونه‌برداری ۴۰ تا ۵۰ سانتی‌متر) از بستر خلیج فارس (عمق آب بین ۱۰ تا ۱۰۰ متر از مناطق ساحلی تا بخش‌های عمیق بخش ایرانی) برای مطالعات رسوب شناسی (اندازه‌ی ذرات، ترکیب کانی شناسی و شناسایی اجزای تشکیل‌دهنده) و تعیین محتوی زیستی به‌منظور بررسی موجودات زیست‌آشفته‌کننده و یکصد و سی نمونه جهت تعیین کربن آلی کل (TOC) و بررسی تاثیر پذیری حفظ مواد آلی از اندازه ذرات تشکیل دهنده‌ی رسوبات و محتوی زیستی در ۱۶ خط عمود بر ساحل توسط نمونه‌گیر فکی[1] برداشت گردید. لازم به ذکراست که به‌منظور گردآوری نمونه‌های کمتر هوازده، نمونه‌ها پس از برداشت به سرعت در کیسه‌های دو جداره به آزمایشگاه منتقل گردیده است. همچنین به‌منظور انجام مطالعات رسوب‌شناسی، نمونه‌های برداشت شده توسط دستگاه الک و شیکر مرطوب (جهت ذرات بالای ۶۳ میکرون) مورد دانه‌بندی قرار گرفتند.

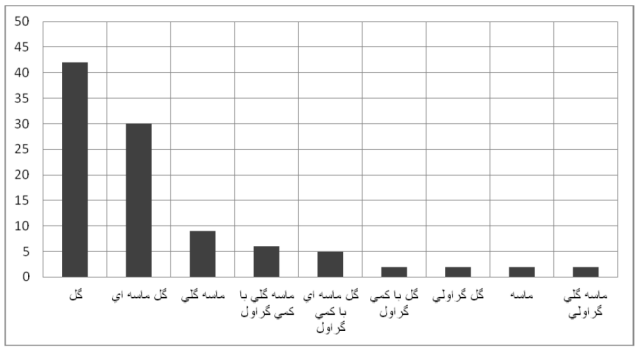
بر اساس نتایج حاصل از دانه‌بندی و میزان فراوانی ذرات در اندازه‌های مختلف، نوع رسوبات بر اساس معیار (Folk, 1974) مشخص گردید. به‌منظور تکمیل مطالعات، بررسی‌های مورفوسکوپی در محدوده اندازه‌های ۲ میلی‌متر تا ۱۲۵ میکرون توسط میکروسکوپ الیمپوس (Olympus-SZX-16) انجام شد.

[1] Van Veen Grab

سنجش میزان پراش اشعه ایکس (XRD) جهت شناسایی ترکیب کانی‌شناسی ذرات رسوبی به‌ویژه کانی‌های رسی در آزمایشگاه رسوب شناسی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی انجام شد. همچنین پارامترهای فیزیکی و شیمیایی آب نظیر میزان اکسیژن محلول، شوری، دما و PH آب توسط دستگاه CTD مدل IDRONAUT ساخت کشور ایتالیا اندازه‌گیری شد. مطالعات ژئوشیمی آلی شامل تعیین درصد کربن آلی کل (TOC) است که توسط دستگاه راک – اول تیپ II (Rock- Eval II+ TOC Moduel) موجود در پژوهشگاه صنعت نفت انجام شده است. لازم به ذکر است روش پیرولیز راک- اول برای سنجش کربن آلی رسوبات دریایی (نهشته‌های فاقد بلوغ حرارتی و تدفین لازم) کارآیی فراوانی دارد که از سوی محققان متعددی اشاره شده است مانند (Lewis et al., 2000; Al-Sharhan and Kendall, 2003; Marchand et al., 2003; Sannei and Goodarzi, 2006; Pratima et al., 2007; Sifeddine et al., 2008; Baudin et al., 2010).

۲-۱. اندازه‌ی ذرات، محتوی زیستی و کانی‌شناسی رسوبات بستر در بخش شمالی خلیج فارس

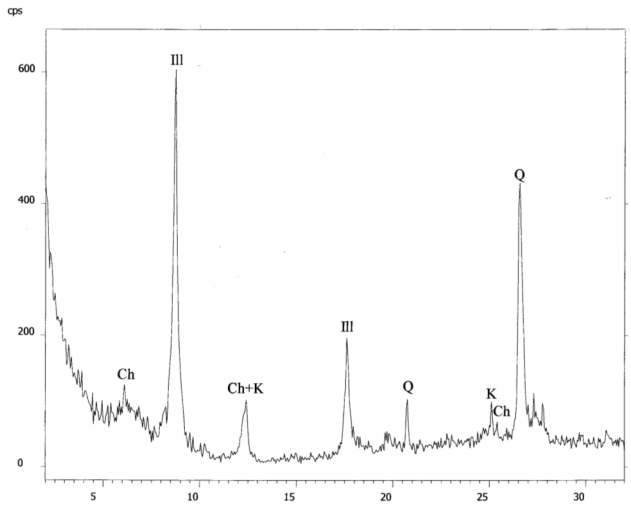
به‌دلیل توپوگرافی ملایم و محیط مساعد برای موجودات تولید کننده کربنات، عموماً رسوبات بستر خلیج فارس غنی از موجودات کف‌زی دریایی است که ذرات در اندازه سیلت- گراول را تشکیل می‌دهند (Sheppard et al., 1992) (به استثنای نواحی شمال غربی خلیج فارس که به‌دلیل نقش غالب رودخانه‌های موجود در آن، بیشتر بستر این ناحیه از ذرات ریز در اندازه‌های سیلت و رس تشکیل شده‌اند (بهبهانی، ۱۳۹۱). به‌نظر می‌رسد که موجودات کف‌زی نقش مهمی را در تشکیل اجزای کربناته در رسوبات تشکیل می‌دهند (Baltzer and Purser, 1990; Al-ghadban et al., 1998). بخش اصلی اجزای کربناته در رسوبات خلیج فارس را فرامینیفرهای آهکی و نرم‌تنان کف‌زی تشکیل می‌دهند. در حالی‌که در دریای عمان فرامینیفرهای پلانکتونیک فراوان‌ترند (Baltzer and Purser, 1990). بیش از ۴۰ درصد از تمام نمونه‌های برداشت شده بر اساس طبقه‌بندی فولک (Folk, 1974) در محدوده‌ی گل قرار دارند (شکل ۲). این ذرات گلی در تمام وسعت بخش ایرانی حوضه پراکنده هستند. ذرات ماسه‌ای از نظر فراوانی کمتر از گل هستند. ذرات در اندازه ماسه در خلیج فارس عمدتا ذرات زیست‌شناختی بوده و نشان‌دهنده‌ی نقش مهم و موثر موجودات زنده در تشکیل رسوب هستند. ذرات در اندازه‌ی شن در محدوده‌ی مورد مطالعه عمدتا در بخش‌های ساحلی واقع گردیده‌اند. ۴ نوع رسوب گل، گل ماسه‌ای، ماسه گلی و ماسه گلی با کمی شن (گراول) بیشترین سهم را در تشکیل رسوبات مطالعه شده، داشته‌اند (شکل ۲). در مجموع از آنجا که رسوب‌گذاری در محدوده مورد مطالعه حاصل برهم‌کنش فرآیندهای حمل و نقل مواد و رسوبگذاری ذرات خارج از حوضه و درون حوضه است، اجزا در قالب دو دسته‌ی آواری و شیمیایی- بیوشیمیایی تقسیم شده‌اند.



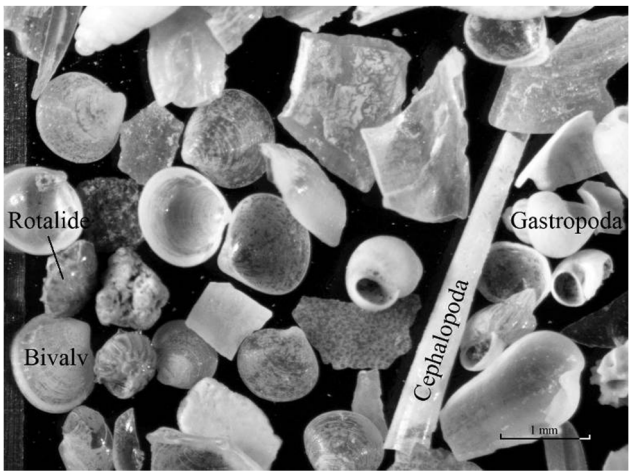
شکل ۲- تعیین فراوانی هر یک از تیپ‌های رسوبی در محدوده ایرانی خلیج فارس.

ذرات آواری در مناطق شمالی خلیج فارس به‌طور عمده شامل کوارتز، قطعات خرده سنگی کربناته، فلدسپار، خرده سنگ، میکا، مقادیر کمی ژیپس، هالیت، دولومیت و کانی‌های سنگین در اندازه ماسه تا سیلت و احتمالاً کان‌های رسی (کلریت، ایلیت، کائولینیت و پالی‌گورسکیت) در اندازه رس هستند. بر اساس مطالعه نتایج آنالیز سنجش میزان پراش اشعه ایکس در تمام منطقه مورد مطالعه (بخش شمالی خلیج فارس) کلریت و کائولینیت فراوانترین کانی رسی هستند (شکل۳). در نتیجه با آنکه ذرات شیمیایی و بیوشیمیایی بستر در بخش شمالی خلیج فارس، در مقایسه با بخش جنوبی خلیج فارس کمتر بوده و محدودتر هستند (Heyvaert and Baeteman, 2007)، اما از این میان می‌توان به قطعات پوسته دوکفه‌ای، گاستروپود، فرامینیفرا، استراکود، سفالوپودا، بریوزوا، اکینودرم، اسکلت باقیمانده‌ی ماهیان (شکل‌های ۴ و ۵) و خرچنگ‌ها اشاره کرد. در محدوده‌های ساحلی اغلب پوسته‌های موجودات کف زی نظیر دوکفه‌ای، گاستروپودا، اکینودرم و خرچنگ دیده می‌شوند. در مناطق عمیق‌تر با افزایش پوسته‌ی موجودات

پلانکتونیک نسبت به مناطق ساحلی، پوسته‌ها شامل فرامینیفرهای بنتیک (روتالیده، میلیولیده و تکستولاریا)، استراکودا، گاستروپودا، ستون فقرات ماهی و فرامینیفرهای پلانکتونیک (مانند بولیوینا، بولیمینا، گلوبوروتالیده، سیکلومینا و آموباکولیتوس) هستند (شکل‌های ۵ و ۶).

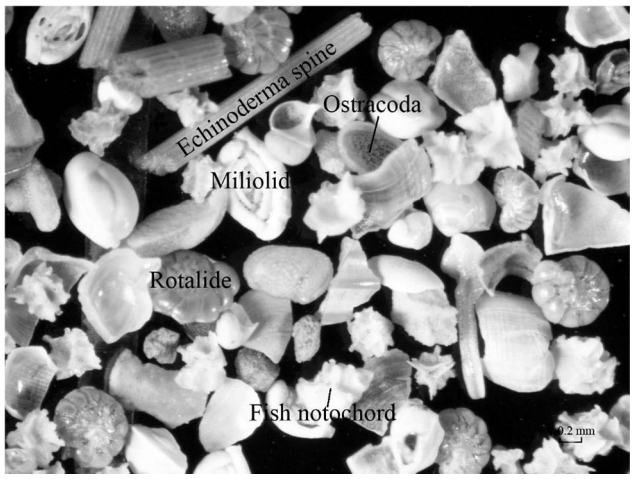


شکل ۳- دیاگرام XRD رسوبات گلی با کمی گراول بخش میانی خلیج فارس. Q= کوارتز، Ch+K= کلریت+کائولینیت، Ill= ایلیت، Ch = کلریت، K= کائولینیت



شکل ۴- اجزای بیوشیمیایی مشاهده شده در رسوبات بستر بخش شرقی خلیج فارس. به پوسته گاستروپودا، سفالوپودا، دوکفه‌ای و فرامینیفر کف‌زی (روتالیده) توجه شود.

در مناطق شرقی، پوسته‌ی آموباکولیتوس و سیکلومینا و در مناطق غربی (محدوده آب‌های استان خوزستان) پوسته‌ی بولیوینا و بولیمینا فراوان‌تر هستند. پوسته‌ی فرامینیفرهای کف‌زی در همه‌ی نقاط خلیج فارس دیده می‌شوند که روتالیده، میلیولیده و تکستولاریا فراوان‌ترین آن‌ها هستند. همچنین در رسوبات مناطق شرقی و میانی خلیج فارس (در محدوده‌ی آب‌های ساحلی استان‌های هرمزگان و بوشهر) اسکلت باقیمانده‌ی ماهیان و در محدوده‌ی آب‌های ساحلی استان خوزستان، قطعات پوسته‌ی دوکفه‌ای‌ها به وفور دیده می‌شود. لازم به ذکر است که در بخش‌های ساحلی مناطق شرقی و میانی، ذرات غیر اسکلتی اائید مشاهده شده است. همچنین این ذرات در بخش‌هایی از خلیج فارس تا نواحی عمیق‌تر در اثر جابجایی مجدد[1] در رسوبات دیده می‌شوند. همچنین در خورهای مطالعه شده در محدوده‌ی خلیج فارس قطعات گیاهان نیز مشاهده شده‌اند (شکل ۷).



شکل ۵- پوسته‌ی موجودات کف‌زی در رسوبات بستر مناطق کم‌عمق (عمق ۲۰ تا ۳۰ متر) بخش شرقی خلیج فارس. به پوسته فرامینیفرهای کف‌زی (روتالیده، میلیولیده)، استراکودا، خار اکینودرم و ستون فقرات ماهی توجه شود.

شکل ۶- پوسته‌ی موجودات کف‌زی و پلانکتونیک مشاهده شده در در رسوبات بستر مناطق عمیق بخش میانی خلیج فارس. فرامینیفرهای پلانکتونیک (نظیر گلوبوروتالیدس) در مناطق عمیق (عمق ۶۰ تا ۹۰ متر) مشاهده شده است.

[1] Rework

شکل ۷- قطعات گیاهان موجود در خورهای مناطق شرقی خلیج فارس (خور تیاب در استان هرمزگان).

۲-۲. اکسیژن محلول در بخش شمالی خلیج فارس

تمرکز اکسیژن محلول و توزیع آن در محیط‌های آب‌زی به‌وسیله‌ی پارامترهای فیزیکی، شیمیایی و زیستی تحت تاثیر قرار می‌گیرد (EPA, 2002). پارامترهای فیزیکی و شیمیایی نظیر شوری، PH و مخصوصاً دما می‌توانند مقدار اکسیژن محلول را تحت تاثیر قرار دهند (شکل ۸). میزان اکسیژن محلول، محتوای آلی و کیفیت رسوبات و قابلیت زیست‌آشفتگی در رسوبات را کنترل می‌کند (Gutierrez et al., 2000). فرایندهای زیستی نظیر فتوسنتز و تنفس به‌طور قابل توجهی میزان اکسیژن محلول را تحت تاثیر قرار می‌دهند. اندازه‌گیری میزان اکسیژن محلول در توده‌ی آب برای تعیین وجود فعالیت‌های زیستی اکسیژن خواه ضروری است (EPA, 2002). موجودات زنده تا حدودی خود را با تغییرات سطح اکسیژن محلول وفق می‌دهند. افزایش این تغییرات سبب وارد شدن تنش به آن‌ها می‌شود. سطح پایین اکسیژن محلول (Hypoxic) معمولاً نشان‌دهنده‌ی آلودگی یا برخی تغییرات بشری می‌باشد (EPA, 2002). بر مبنای اندازه گیری‌های انجام شده در خلیج فارس توسط دستگاه CTD، میانگین مقدار اکسیژن محلول ۶/۲ ppm در آب‌های سطحی تا عمق ۱۵ متر و در آب‌های عمیق‌تر ۵ ppm (با افزایش عمق، میزان اکسیژن کاهش می‌یابد)، میانگین مقدار شوری ۳۸/۳ g/l، میانگین مقدار دما در آب‌های سطحی ۲۱/۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین PH هم ۸/۱ است.

۲-۳. آشفتگی زیستی در خلیج فارس

زیست‌آشفتگی، جابجایی مجدد زیستی ساختارهای اولیه رسوبات است که منعکس‌کننده‌ی چندین فرایند در بستر دریا است (Smith, 1992). چرخه‌ی مجدد و تدفین مواد آلی (Sun et al., 1991; Boudreau, 1997)، حفظ چینه‌های زیستی (Wheatcroft, 1989) و حتی تکامل ساختار اجتماعات کف‌زی (Hall, 1994) برخی نتایج زیست‌آشفتگی هستند. تاثیر کمبود اکسیژن یا عدم وجود اکسیژن بر اجتماعات کف‌زی ماکروسکوپی توسط بسیاری از محققین گزارش شده است (Levin et al., 1991; Diaz and Rosenberg, 1995). کمبود اکسیژن، فراوانی ماکروفونا (>0.5 mm) و غنی‌شدگی گونه‌های جانوری را محدود می‌کند. همچنین رفتار ماکروفونا در رسوبات را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Diaz and Rosenberg, 1995). فقدان موجودات حفار، مصرف مستقیم مواد آلی را کاهش می‌دهد و سبب حفظ مواد آلی می‌شود (Pelet, 1987). اطلاعات زیادی در مورد زیست‌آشفتگی رسوبات بستر خلیج فارس به‌وسیله‌ی موجودات کف‌زی وجود ندارد. دو گروه موجودات کف‌زی اپی- فونا (معلق خوار) و این- فونا (رسوب خوار) در خلیج فارس شناخته شده‌اند (Clarke and Keij, 1973). موجودات اپی- فونا نظیر مرجان‌ها متصل به بستر-های سخت هستند. موجودات این- فونا درون یا بر روی رسوبات زندگی می‌کنند. آن‌ها شامل موجودات حفاری هستند که عمدتاً مسوول زیست‌آشفتگی در رسوبات هستند و نرم تنان، استراکودها، فرامینیفرها، اکینوئیدها، اسفنج‌ها و کرم‌های حفار را در بر می‌گیرند (Demaison and Moore, 1980; Awosika et al., 1993). زندگی موجودات کف‌زی به میزان دسترسی اکسیژن و غذا بستگی دارد. تامین اکسیژن و غذا به‌وسیله‌ی شرایط محیطی مثل عمق آب، عمق نفوذ نور، بستر، نرخ رسوبگذاری و اندازه ذرات رسوب کنترل می‌شود. همچنین وجود خرده سنگ‌ها در رسوبات سطحی خلیج فارس نشان‌دهنده‌ی فرایندهای زیست آشفتگی، مخلوط شدگی قائم و حرکت‌های جانبی نظیر انتقال مجدد جریان (Current reworking) است (Riegl et al., 2010).

۲-۴. توزیع کربن آلی کل (TOC) در بخش شمالی خلیج فارس

در مطالعات زمین شناسی دریایی، تعیین محتوی ماده آلی و مقدار کربن آلی کل (TOC) می‌تواند اطلاعات مفیدی در ارتباط

با میزان تولید اولیه در دریاها، تجزیه بعدی آن‌ها در طی رسوبگذاری و همچنین الگوی پراکندگی اجزای آلی در منطقه ارائه دهد (Meyers, 2003). به همین منظور و برای بررسی اجزای آلی رسوبات منطقه مورد مطالعه، تعداد یکصد و سی نمونه از تمام محدوده مورد نظر جهت تعیین میزان کربن آلی کل با استفاده از پیرولیز راک–اول انتخاب شد. نمونه‌های مطالعه شده بر اساس مقادیر کربن آلی کل (۰/۰۳ تا ۱/۴۸ درصد وزنی) در محدوده سنگ منشا فقیر (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی) تا سنگ منشا خوب (بین ۱ تا ۲ درصد وزنی) قرار گرفتند. با توجه به مطالعات ژئوشیمیایی انجام شده، به نظر می‌رسد که حداکثر میزان کربن آلی کل (۱/۴۸ درصد وزنی) متعلق به نمونه‌ی گل ماسه‌ای در نواحی عمیق شمال شرقی خلیج فارس است. (شکل ۹).

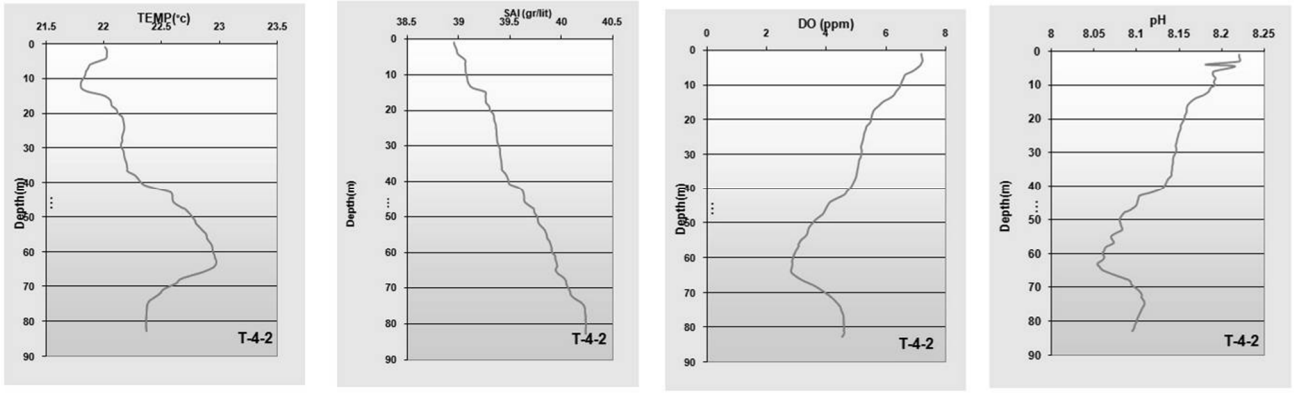
۳. بحث و نتیجه‌گیری

در رسوبگذاری، رسوبات دارای مواد آلی سه پارامتر میزان کم اکسیژن آزاد، نرخ بالای تولید مواد آلی و نرخ رسوبگذاری نقش اساسی دارند (Harris, 2005). همچنین پارامترهای فرعی دیگری نظیر محتوی زیستی، جذب مولکول‌های آلی درون یا بر روی ذرات رسی و بافت ریز رسوبات یا اندازه‌ی ریز اجزای رسوبی بر حفظ محتوی کربن و کیفیت مواد آلی موثرند (Thamban et al., 1997; Hedges et al., 1999; Koke et al., 2000; Vandongen et al., 2003). اغلب مناطق در بخش شمالی خلیج فارس دارای عمقی بیش از ۲۰ متر و به‌وسیله‌ی شدت کم تا متوسط تلاطم آب (Al-Ghadban et al., 1998) و رسوبات گلی مشخص می‌شوند. در حالی‌که در محیط‌های ساحلی کم عمق بخش شمالی، رسوبات ماسه‌ای و گراولی درشت‌دانه و انرژی بالا جایگزین شرایط قبلی می‌شود. شدت متوسط تا کم تلاطم آب و عدم مخلوط شدگی کامل آب در برخی نواحی خلیج فارس سبب تهی‌شدگی ملایم اکسیژن می‌شود (Al-Ghadban et al., 1998) که نتیجه‌ی آن کاهش زندگی موجودات کفزی، کاهش زیست‌آشفتگی رسوبات ریزدانه و حفظ مواد آلی در این مناطق است. همچنین افزایش نسبت موجودات پلانکتونیک (فرامینیفرهایی نظیر بولیمینا، گلوبوروتالیده و سیکلومینا) به موجودات کف‌زی، افزایش تغذیه موجودات گوناگون رسوب‌خوار حفار (نظیر اکینودرم‌ها و نرم‌تنان که دلیل عمده‌ی زیست‌آشفتگی رسوبات هستند) از بستر نرم گلی (Al-Ghadban et al., 1998)، کاهش در مواد مغذی و نرخ بالای رسوبگذاری (Al-Ghadban et al., 1998)، کاهش در اکسیژن محلول، فقدان گیاهان و اندازه‌ی ریز رسوبات در مناطق عمیق‌تر خلیج فارس باعث کاهش توده‌های زیستی موجودات رسوب‌خوار کف‌زی، محدودیت در توانایی آن‌ها برای آشفتگی رسوبات و حفظ شدگی بیشتر مواد آلی می‌گردند (به استثنای بخش شمال غربی خلیج فارس که با وجود روند مشابه در محتوی زیستی رسوبات به دلیل کاهش عمق آب و افزایش اکسیژن محلول (شکل ۱۰) در نتیجه نقش موثر رودخانه‌های ورودی به این بخش نظیر رودخانه‌های ماند، زهره ،هندیجان، و اروندرود نسبت به مناطق شرقی و میانی خلیج فارس، سبب کاهش میزان کربن آلی در آن‌ها شده است (بهبهانی، ۱۳۹۱). از سوی دیگر محیط شیمیایی در خلیج فارس در مقایسه با سایر اقیانوس‌ها به‌وسیله‌ی تمرکز نسبتاً پایین مواد مغذی[1] مشخص می‌شود (Sheppard et al., 1992). لازم به ذکر است که با افزایش فاصله از تنگه‌ی هرمز علاوه بر افزایش شوری، میزان مواد مغذی نیز کاهش می‌یابد (Barth and Yar Khan, 2008). به نظر می‌رسد مواد مغذی در خلیج فارس توسط جریان انتقال یافته‌ی آب دریای عرب و رودخانه‌های ایرانی که دارای تولید بیشتری نسبت به خلیج فارس هستند، تامین می‌شود (Brewer and Dyrssen, 1985; Reynolds, 1993; Johns et al., 2003). به‌طور کلی، بخش‌های شمال غرب خلیج فارس الیگوتروفیک هستند در حالی‌که مناطق شمال شرقی نسبتاً دارای تولید بیشتری هستند (Ghazban, 2009). بنابراین به‌نظر می‌رسد که علاوه بر افزایش میزان اکسیژن محلول، کاهش تولید مواد آلی در اثر کمبود مواد مغذی در بخش‌های شمال غربی مورد مطالعه نیز از مهمترین دلایل کاهش میزان کربن آلی در آن بخش است. لازم به ذکر است که سطوح پایین‌تر میزان اکسیژن محلول در آب‌های عمیق و مقدار بالاتر مواد آلی در رسوبات سطحی (نظیر رسوبات بخش‌های عمیق میانی و شرقی منطقه مورد مطالعه) نشان دهنده‌ی زیست‌آشفتگی ضعیف‌تر نسبت به رسوبات سطحی دارای مواد آلی کمتر (رسوبات بخش شمال غربی خلیج فارس) است. افزایش سطح اکسیژن محلول در آب‌های عمیق در نتیجه‌ی افزایش جریان‌های زیرسطحی اکسیژن‌دار (Gutierrez et al., 2000)، و یا کاهش مصرف اکسیژن در ستون آب (به علت کاهش

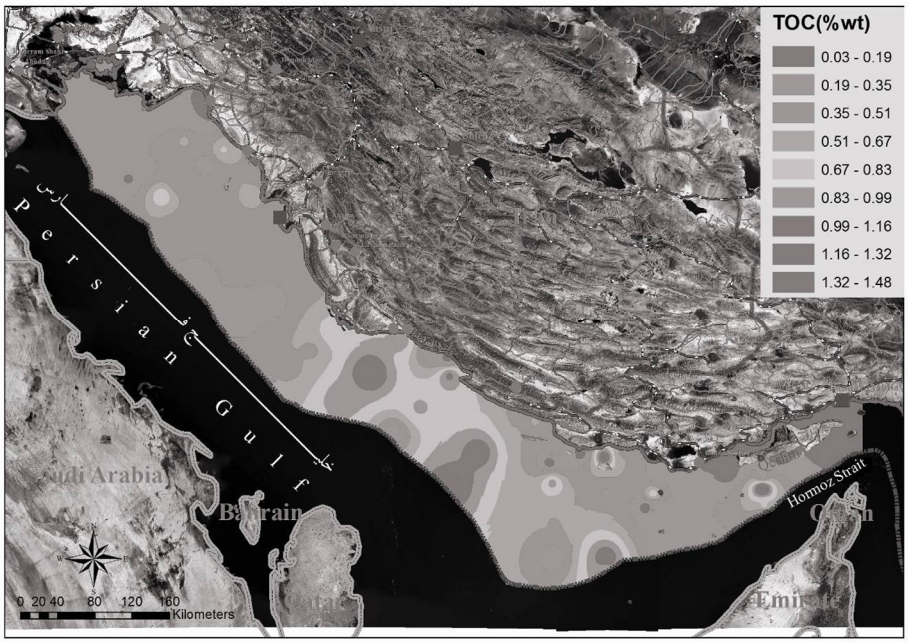
[1] Nutrients

تولید اولیه در آب‌های سطحی)، (Arntz and Fahrbach, 1996) و یا در نتیجه تاثیر هر دوی آن‌ها است. همچنین نتایج به‌دست آمده نشان از نرخ حفظ شدگی بالاتر مواد آلی در بسترهای گلی نسبت به بسترهای ماسه‌ای دارد (شکل ۱۱). اگرچه در برخی از نمونه‌های ماسه‌ای نیز مقدار ماده آلی بالا است که می‌تواند به‌دلیل تولید کربن آلی توسط موجودات زنده و گواهی بر بیوژنیک بودن بستر در این نواحی باشد. نتایج پیرولیز راک- اول نشان دهنده‌ی این موضوع است که در اکثر رسوبات ساحلی، مناطق کم عمق دریایی، خورها، برخی رسوبات مناطق عمیق دریایی و رسوبات بخش شمال غربی خلیج فارس (خورموسی) میزان ماده آلی (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی) پایین می‌باشد. در حالی‌که بیشترین مقدار ماده آلی (۰/۵ تا ۱/۴۸ درصد وزنی) به‌دلیل بالاتر بودن نرخ حفظ شدگی ماده آلی در اثر تمرکز کمتر اکسیژن محلول (شکل ۱۰) در مناطق عمیق بخش‌های میانی و شمال شرقی خلیج فارس مشاهده شده است (شکل ۹).

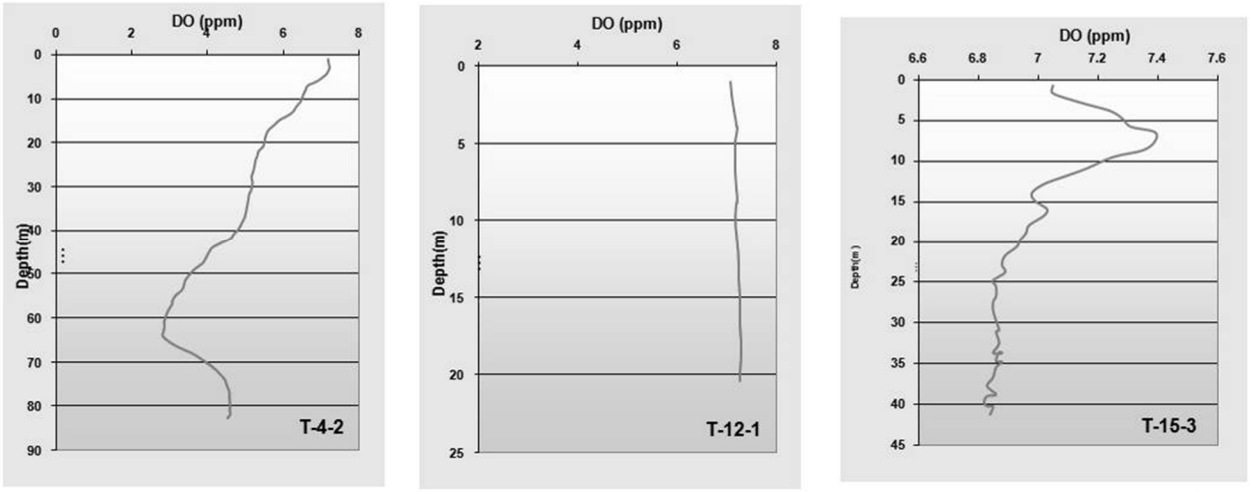
همچنین بر اساس مطالعات هانت (Hunt, 1996) در رابطه با زیست‌آشفتگی و میزان کربن آلی، ارتباط معکوس بین آشفتگی زیستی و میزان کربن آلی در رسوبات بخش شمالی بستر خلیج فارس نشان دهنده‌ی زیست‌آشفتگی‌های ضعیف (رسوبات با کرین آلی بیش از ۱ درصد وزنی) و زیست آشفتگی‌های شدید (رسوبات با کربن آلی ۰/۰۵ تا ۱ درصد وزنی) است.



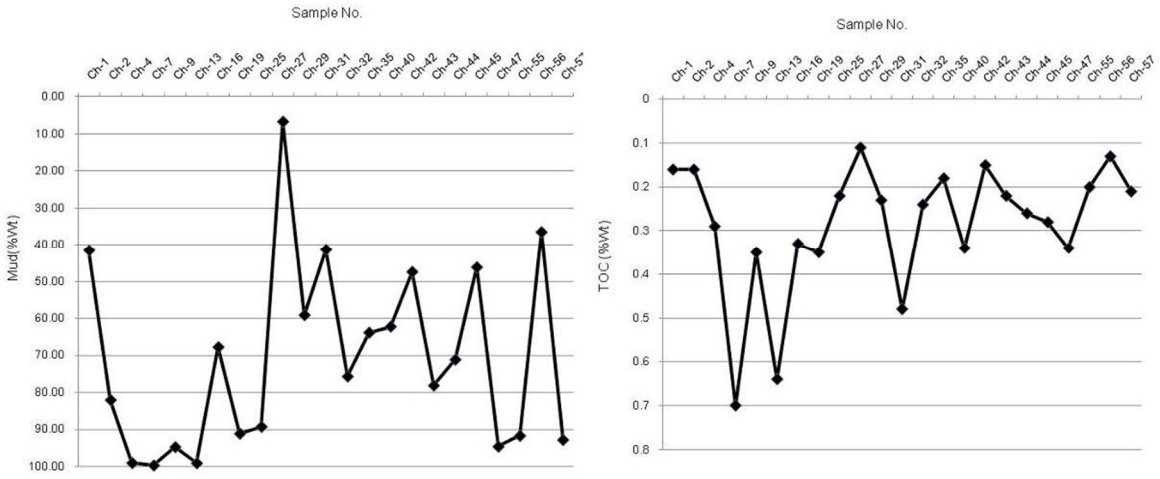
شکل ۸- تغییرات درجه حرارت، شوری، اکسیژن محلول و PH در ستون آب در شرق خلیج فارس. مقادیر اکسیژن محلول و PH با درجه حرارت نسبت عکس دارند.



شکل ۹- پراکنش میزان مواد آلی (TOC) بر حسب درصد وزنی در رسوبات بستر خلیج فارس. به کاهش میزان مواد آلی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه توجه شود.



شکل ۱۰- میزان بالاتر اکسیژن محلول در بخش شمال غربی خلیج فارس (نمونه T-15-3 و T-12-1) نسبت به نمونه‌ی بخش شمال شرقی خلیج فارس (نمونه T-4-2).



شکل۱۱- انطباق فراوانی ذرات در اندازه‌ی سیلت و رس (ذرات گلی) و مقادیر کربن آلی کل (TOC) در نمونه‌های خور موسی (شمال غرب خلیج فارس). عمدتاً درصد کربن آلی کل با افزایش ذرات گلی افزایش می‌یابد (به استثنای برخی نمونه‌های ماسه‌ای از قبیل Ch-31).

۳-۱. محدودیت‌های سنجش کربن آلی در منطقه مورد مطالعه

لازم به ذکر است رسوباتی که دارای TOC کمی هستند، دارای مواد آلی اکسید شده هستند (Johns, 1987; Hunt, 1996). همچنین اکسیداسیون پس از رسوبگذاری مواد آلی می‌تواند سبب تبدیل مواد آلی غنی از هیدروژن به انواع فقیر از هیدروژن و کاهش میزان کربن آلی کل از مقادیر واقعی آن‌ها شود (Patience et al., 1996; Meyers, 1997). پس باید احتمال اکسیداسیون بخشی از مواد آلی در رسوبات خلیج فارس را لحاظ نمود. همچنین روش پیرولیز راک- اول برای سنجش کربن آلی رسوباتی که دچار تدفین و بلوغ حرارتی شده‌اند، مناسب‌تر است و بهتر است از سایر روش‌ها نظیر محاسبه‌ی نسبت اتمی H/C و O/C و تعیین مقدار C/N استفاده شود.

ذرات شیمیایی و بیوشیمیایی بستر در محدوده‌های ساحلی بخش شمالی خلیج فارس اغلب شامل پوسته‌های موجودات کف‌زی نظیر دوکفه‌ای، گاستروپودا، اکینودرم و خرچنگ و در مناطق عمیق‌تر با افزایش پوسته موجودات پلانکتونیک نسبت به مناطق ساحلی، پوسته‌ها شامل فرامینیفرهای کف‌زی (روتالیده، میلیولیده و تکستولاریا)، استراکودا، گاستروپودا، ستون فقرات ماهی و فرامینیفرهای پلانکتونیک (مانند گلوبوروتالیده و سیکلومینا) می‌باشد. ذرات در اندازه سیلت و رس (گل) و ماسه فراوانترین اجزای مشاهده شده در رسوبات مورد مطالعه است. بر

اساس مطالعات ژئوشیمی آلی، در اکثر رسوبات ساحلی، برخی رسوبات مناطق عمیق دریایی و رسوبات بخش شمال غربی خلیج فارس (خورموسی) میزان ماده آلی (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی) پایین است. در حالی‌که بیشترین مقدار ماده آلی در مناطق عمیق بخش‌های میانی و شمال شرقی خلیج فارس مشاهده شده است. افزایش نسبت موجودات پلانکتونیک به موجودات کف‌زی، کاهش در اکسیژن محلول، فقدان گیاهان و اندازه ریز رسوبات در مناطق عمیق‌تر خلیج فارس باعث کاهش توده‌های زیستی موجودات رسوب خوار کف‌زی، محدودیت در توانایی آن‌ها برای آشفتگی رسوبات و حفظ‌شدگی بیشتر مواد آلی (به استثنای بخش شمال غربی خلیج فارس) می‌گردند. همچنین سطوح پایین‌تر میزان اکسیژن محلول در آب‌های عمیق و مقدار بالاتر مواد آلی در رسوبات سطحی (رسوبات عمیق بخش‌های میانی و شرقی منطقه مورد مطالعه) نشان دهنده‌ی زیست‌آشفتگی ضعیف‌تر نسبت به رسوبات سطحی دارای مواد آلی کمتر (رسوبات بخش شمال غربی خلیج فارس) است. پیشنهاد می‌گردد، جهت بررسی‌های دقیق‌تر برای نهشته‌های فاقد بلوغ حرارتی لازم (رسوبات جوان خلیج فارس)، علاوه بر پیرولیز راک- اول از آنالیزهای دیگری نظیر تعیین نسبت اتمی H/C و O/C و محاسبه مقدار C/N استفاده گردد.

منابع

بهبهانی، ر.، ۱۳۹۱. بررسی پراکندگی مواد آلی رسوبات بخش شمالی خلیج فارس با نگرشی بر کاربرد مواد آلی به‌عنوان نشانگرهای ژئوشیمی در مطالعات دیرینه اقلیم، دیرینه دریاجه شناسی و دیرینه اقیانوس نگاری. گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت زمین شناسی دریایی، ۹۲ صفحه.

Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science, 304: 1-20.

Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American Journal of Science, 307: 1064-1095.

Al-Ghadban, A. N.; Al- Dousari, A. M.; Al- Kadi, A.; Behbahani, M.; Caceres, P., 1998. Mineralogy, genesis and sources of surficial sediments in ROPME Sea area. In: Otsuki et al., (Eds.), Offshore environment of the ROPME Sea area after the war-related oil spill. B Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo. 65-88.

Al-Sharhan, A. S.; Kendall, C. G. St. C., 2003. Holocene coastal carbonates and evaporates of the southern Persian Gulf and their ancient analogues. Earth-Science Reviews, 61: 191-243.

Arntz, W.; Fahrbach, E., 1996. El Nino: experiment climatic de la naturaleza. Causas fisicasy efectos biologicos. Fondo de Cultura Economica, Mexico. 58: 131-154.

Awosika, L. F.; Al-Ghadban, A. N.; Ahmad, M. H.; Adegbia, A. F., 1993. Assesment of sediment foraminifera and current mooring data collected during the 100 day ROPME, IOC/NOAA cruise; implications for transport dynamicsin the ROPME sea area. Final report of the scientific workshop on results of the RIV Mt. Mitchell cruise in the ROPME sea area, 1: 241-252.

Bahroudi, A.; Koyi, H. A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz on deformation style in the Zagros fold and thrust in the Zagros belt: analogue modeling approach. Journal of Geological Society of London. 160: 719-733.

Baltzer, F.; Purser, B. H., 1990. Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting: the lower Mesopotamian plain and the Persian Gulf. Sedimentary Geology, 16: 175-197.

Barth, H. J.; Yar Khan, N., 2008. Biogeophysical setting of the Persian Gulf. In: Abuzinada, A. H.; Barth, H. J.; Krupp, F.; Böer, B.; Al -Abdessalaam, T.Z.. (Eds.), Protecting the Persian Gulf's marine ecosystems from pollution. Birkhäuser, Switzerland. 285p.

Baudin, F.; Disnar, J. R.; Martine, P.; Dennielou, B., 2010. Distribution of the organic matter in the channel-Levees systems of the Congo mud-rich deep sea fan (West Africa): implication fordeep offshore petroleum

179-239.

Harris, N.B., 2005. The deposition of organic carbon- rich sediments: models, mechanisms and consequences. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication, 82: 282 p.

Hedges, J.I.; Hu, F.S.; Devol, A.H.; Hartnett, H.E.; Tsamakis, E.; Keil, R.G., 1999. Sedimentary organic matter preservation: a test for selective degradation under oxic conditions. American Journal of Science, 299: 529- 555.

Heyvaert, V. M. A.; Baeteman, C., 2007. Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran). Marine Geology, 242: 83–108.

Hunt, J. M., 1996. Petroleum geochemistry and geology. 2nd edition, Freeman, New York. 743 p.

Johns, W.E.F.; Yao, D.B.; Olson, S.A.; Josey, J.P.; Grist, B.; Smeed, D.A., 2003. Observations of seasonal exchange through the straits of Hormuz and the inferred heat and freshwater budgets of the Persian Gulf. Journal of Geophysic Research, 108: 3391-3409.

Jones, R.W., 1987. Organic facies. In: Brooks, J.; Welte, D., (Eds.), Advances in petroleum geochemistry. London, Academic Press, 2: 1-90.

Kok, M.D.; Schouten, S.; Sinninghe Damste, J., 2000. Formation of insoluble, non hydrolyzable, Sulfur- rich-macromolecules via incorporation of inorganic sulfur species into algal carbohydrates. Geochemica et Cosmochimica Acta, 64: 2689- 2699.

Levin, L. A.; Hugget, C.; Wishner, K., 1991. Control of deep sea benthic community structure by oxygen and organic matter gradients in the eastern Pacific Ocean. Journal of Marine Research, 49: 763-800.

Lewis, C.F.M.; Mayer, L.A.; Mukhopadhyay, P.K.; Kruge, M.A.; Coakley, J.P., 2000. Multi beam sonar backscatter lineaments and anthropogenic organic components in lacustrine silty clay, evidence of source rocks and global carbon cycle. Marine and Petroleum Geology, 27: 995-1010.

Boudreau, B., 1997. Diagenetic models and their implementation. Springer-Verlag, Berlin. 414p.

Brewer, P. G.; Dyrssen, D., 1985. Chemical oceanography of the Persian Gulf. Progressive Oceanography, 14: 41-52.

Clark, M. W. H.; Keij, A. J., 1973. Organisms as producers of carbonate sediment and indicators of environment in the southern Persian Gulf. In: Purser, B. H., (Eds.), The Persian Gulf. Springe Verlag, Berlin, NewYork. 33-56.

Demaison, G.J.; Moore, G. T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. American Association of Petrolume Geology Bulletin, 64: 1179-1209.

Diaz, R. J.; Rosenberg, R., 1995. Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. Oceanography Marine Biology Annual Review, 33: 245-303.

EPA (United states Environmental Protection Agency)., 2002. Delivering timely water quality information to your community. Chesapeak Bay and National Aquarium Baltimore EMPACT Projects, 87p.

Folk, R. L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill publishing company, Austin, Texas, 184p.

Ghazban, F., 2009. Petroleum geology of the Persian Gulf, Tehran University press, 707p.

Gutierrez, D.; Gallardo, V. A.; Mayor, S.; Neira, C.; Vasquez, C.; Sellanes, J.; Rivas, M.; Soto, A.; Carrasco, F.; Baltzar, M., 2000. Effects of dissolved oxygen and fresh organic matter on the bioturbation potential macrofauna in sublittoral sediments off Central Chile during the 1997/1998 El Nino. Marine Ecology Progress Series, 202: 81-99.

Hall, S. J., 1994. Physical disturbance and marine benthic communities: life in unconsolidated sediments. Oceanography Marine Biology Annual Review, 32:

biological parameters of sedimentation a carbonate ramp. In: Westphal, H.; Riegl, B.; Eberli, G. P.; (Eds.), carbonate depositional systems: assessing dimensions and controlling parameters. Springe Verlag, Berlin, NewYork. 145-214.

Sanei, H.; Goodarzi, F., 2006. Relationship between organic matter and mercury in recent lake sediment. The physical- geochemical aspects, Applied Geochemistry, 21: 1900-1912.

Sheppard, C.; Price, A.; Roberts, C., 1992. Marine ecology of the Arabian region, Acadmic. Press. London. 360 p.

Sifeddine, A.; Gutierrez, L.; Ortlieb, L.; Boucher, H.; Velazco, F.; Field, D.; Vargas, G.; Boussafir, M., 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: A 500 year record of upwelling system produvtivity, terrestrial run off and redox conditions. Progress in Oceanography, 79: 190- 197.

Smith, C. R., 1992. Factors controlling bioturbation in deep sea sediments and their relation to models of carbon diagensis. In: Rowe, G. T.; Pariente, V., (Eds.), Deep sea food chains and the global carbon cycle. Kluwer, Amsterdam, 375-393.

Stampfli, G.; Marcoue, J.; Baud, A., 1991. Tethian margins in space and time. Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimate, 87: 373- 409.

Sun, M. Y.; Aller, R. C.; Lee, C., 1991. Early diagenesis of chlorophylla in Long Sound sediments: a measure of carbon flux and particle reworking. Journal of Marine Research, 49: 379-401.

Thamban, M.; Purna Chandra, V.; Raju, S.V., 1997. Controls on organic carbon distribution in sediments from the eastern Arabian sea margin. Geo- Marin letters, 17: 220- 227.

Van Dongen, B.E.; Schouten, S.; Baas, M.; Geenevasen, J. A. J.; Sinninghe Damste, J. S., 2003. An experimental study of the low- temperature sulfurization of shipping in western lake Ontario. International Journal of coal Geology, 43: 307-324.

Marchand, C.; Lallier-Verges, E.; Baltzer, F., 2003. The composition of sedimentary organic matter in relation to the dynamic features of a mangrov Fringed coast in French Guiana. Estuarine, Coastal and shelf Science, 56:119-130.

Meyers, P. A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. Organic Geochemistry, 27: 213-250.

Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstruction: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Organic Geochemistry, 34: 261- 289.

Patience, A. J.; Lallier-Verges, E.; Alberic, P.; Desprairies, A.; Tribovillard, N., 1996. Relationships between organo-mineral and early diagensis in the Lacustrine environment: A study of surficial sediments from the Lac du Bouchet (France). Quaternary Science Reviews, 15: 213-221.

Pelet, R., 1987. Model of organic sedimentation present-day continental margins. In: Brocks, J.; Fleet, A.J., (Eds.), Marine petroleum source rocks. American Association of Petrolume Geology, Special Publication, 26: 167- 180.

Pratima, M.; Kessarkar, L.; Purchandra, R., 2007. Organic carbon in sediments of the southwestern margin of India: influence of productivity and Monsoon variability during the late Quaternary. Journal Geological Society of India, 69: 42-52.

Reynolds, R. M., 1993. Physical oceanography of the Persian Gulf, Strait of Hormuz, and the Gulf of Oman-Results from the Mt Mitchell expedition the 1991 Gulf war: coastal and marine environmental consequences. Marine Pollution Bulletin, 27: 35-59.

Riegl, B.; Poiriez, A.; Janson, X.; Bergnman, K.L., 2010. The Persian Gulf: facies belts, physical, chemical and

carbohydrates. Organic Geochemistry, 34: 1129- 1144.

Wheatcroft, R. A., 1989. Comment and reply on characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. Geology, 17: 674-685.

Ziegler, M. A., 2001. Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia, 6: 445- 504.