پژوهشهای چینه نگاری و رسوب شناسی
سال بیست و هفتم، شماره پیاپی۴۵، شماره چهارم، زمستان ۱۳۹۰
تاریخ دریافت:۹۰/۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۹۰/۱۰/۲۱
صص ۱۲۰-۱۰۱

مطالعه اشکال و رسوبات بستر تنگه خوران (لافت-پهل)، شرق خلیج فارس

رضا بهبهانی، *کارشناس ارشد رسوب شناسی، سازمان زمین شناسی کشور* *
غلامرضا حسین‌یار، *کارشناس ارشد رسوب شناسی، سازمان زمین شناسی کشور*
راضیه لک، *استادیار، سازمان زمین شناسی کشور*
احمد قرائی، *کارشناس ارشد، سازمان زمین شناسی کشور*
محمدرضا انسانی، *کارشناس، سازمان زمین شناسی کشور*
ساناز چایچی‌زاده، *کارشناس ارشد ژئوفیزیک، سازمان زمین شناسی کشور*

چکیده

در این پژوهش سعی شده است محدوده ای به وسعت حدود ۲۰ کیلومتر مربع واقع در تنگه خوران (محدوده بین بندر لافت و بندر پهل در استان هرمزگان) مورد مطالعه ژئوفیزیکی کم عمق و رسوب شناسی قرار گرفته تا اطلاعاتی در زمینه اشکال بستر در این منطقه بدست آید.

بر اساس مطالعات انجام شده، ، اشکال بستر در این منطقه شامل دون‌های ساده بزرگ مد غالب با طول موج بین ۱۰ تا ۱۰۰ متر، دون‌های مرکب متوسط تا بسیار بزرگ مد غالب با طول موج بین ۵ تا ۱۰۰ متر ، دون‌های ساده - مرکب بزرگ تا بسیار بزرگ جزر غالب با طول موج بین ۳۰ تا بیش از ۱۰۰ متر و دون‌های ساده متوسط تا بسیار بزرگ جزر غالب می‌باشد. بیشترین طول موج مشاهده شده در منطقه مربوط به دون‌های مرکب بزرگ تا بسیار بزرگ با مقدار ۳۰۰ متر و ارتفاع ۱۰ متر می‌باشد که اشکال بستر کوچکتر با طول موج ۲۰ تا ۳۰ متر بر روی بخش با شیب کم آن‌ها، تشکیل شده است. در جریان‌های تشکیل دهنده دون‌ها (رژیم جریانی پایین) در این منطقه سرعت جریان و انتقال رسوبات ازبخش فرورفته تا خط الراس افزایش می‌یابد و رژیم حرکتی دون‌ها به سمت پایین دست جریان می‌باشد. بر اساس مطالعات دانه سنجی و مرفوسکوپی، رسوبات تشکیل دهنده اشکال بستر عمدتا" از ذرات درشت در محدوده ماسه متوسط تا گرانول (۲ تا۲- Ø) تشکیل شده است (دامنه اندازه رسوبات تشکیل دهنده در منطقه مورد مطالعه از رس تا گرانول می‌باشد). ترکیبات آن‌ها شامل اجزای گراولی – سیلتی بیوکلاستیک با اجزای تخریبی (کوارتزدر اندازه سیلت – ماسه ریز، خرده سنگ در اندازه گرانول- سیلت و میکا) می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تنگه خوران، اشکال بستر، دون، رسوب و دانه سنجی.

---

* نویسنده مسئول: ۰۹۳۵۸۴۲۴۷۴۵
Email: rezabehbahani30@yahoo.com

مقدمه

جزیره قشم با مساحتی بالغ بر ۱۵۳۶ کیلومتر مربع به عنوان بزرگترین جزیره خلیج فارس به لحاظ موقعیت جغرافیایی و قرار گرفتن در مسیر کشتی رانی بین المللی و دارا بودن سواحل عمیق و امکانات بالقوه جهت تبدیل شدن به یک مرکز تولید و تجاری منطقه ای دارای امتیازات و برتری های ویژه ای می باشد (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح ۱۳۸۲). تنگه لافت – پهل (تنگه خوران) در ناحیه جنوب ایران در بین طولهای ″۵۰ ′۴۲ °۵۵ تا ″۴۶ ′۴۶ °۵۵ شرقی و عرض های ″۲۵ ′۵۶ °۲۶ تا ″۳۶ ′۵۸ °۲۶ شمالی جغرافیایی قرار دارد. این منطقه از نظر تقسیمات کشوری در جنوب غرب استان هرمزگان و در ۷۰ کیلومتری جنوب غرب شهرستان بندر عباس واقع می باشد (شکل ۱). تغییرات سطح آب دریا در فاصله دو جزر و مد شبانه روزی در کرانه‌های اطراف جزیره قشم بین ۲/۱ تا ۳/۸ متر و در مواردی بیشتر (حدود ۵ متر) بوده و میزان آن بستگی به مورفولوژی محل و زمان‌های متفاوت در کهکشندهای عادی و حداقل (Neap tide) تا مهکشندهای بهاری/ نجومی (Astronomical /Spring tide) دارد. از نظر مکانی تغییرات فوق در مناطق شمالی و شرقی جزیره نسبت به مناطق جنوبی و غربی بیشتر می‌باشد (مهندسین مشاور سکو ۱۳۷۴). در کرانه شمالی از بخش مرکزی جزیره قشم و در محدوده بین لافت - پهل (تنگه خوران)، بالاترین تفاوت سطح آب دریا در جزر و مد منطقه وجود داشته که این تغییرات تا حدود ۵ متر می‌رسد (مزو تا ماکروتایدال) (مشاهدات محلی و سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح ۱۳۸۲). در مناطق شمالی جزیره قشم در تنگه خوران، امواج به ندرت از ارتفاع یک متر تجاوز نموده و زمان تناوب آن‌ها هم معمولا" کمتر از ۵ ثانیه است (بر اساس مشاهدات محلی و گفته‌های ماهیگیران محلی).

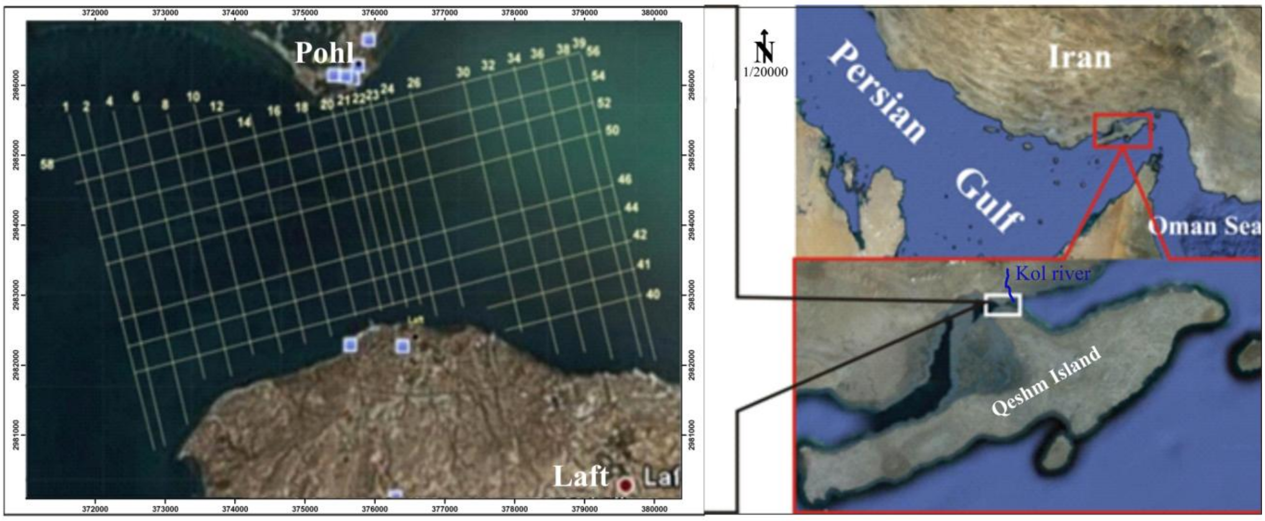
جریان‌های دریایی در منطقه مورد مطالعه عمدتا" ناشی از جزر و مدهای شبانه روزی (Tidal stream) و بندرت متاثر از طوفان‌ها می‌باشد (آروین و همکاران، ۱۳۸۹؛ مشاهدات محلی) . در تنگه خوران بر اساس مشاهدات محلی، جریان‌های جزر و مدی نسبتا" شدیدی با توجه به موقعیت و مورفولوژی آن وجود دارد. در مواردی تغییرات در این جریان می‌تواند متاثر از جریان‌های رودخانه‌ای به ویژه در مواقع سیلابی رودخانه‌های کل و مهران از سرزمین مادر باشد (مهندسین مشاور سکو ۱۳۷۴). جهت کلی جریان در زمان مد از طرف دریای آزاد و کرانه‌های شرقی به طرف باختر و به سوی تنگه خوران بوده و در مواقع جزر تقریبا" جهت جریان برای این بخش از تنگه برعکس می‌گردد (مهندسین مشاور سکو ۱۳۷۴؛ مشاهدات محلی). تغییر جهت جریان در رفت و برگشت کاملا" در روند خط مستقیم و یا ۱۸۰ درجه نسبت به هم نبوده و طبیعتا" تغییرات آن متاثر از مورفولوژی محلی می‌باشد (مشاهدات محلی).

جریان‌های دریایی از یک طرف باعث جابجایی رسوبات رودخانه‌ای وارده به دریا از رودخانه‌های منتهی به این تنگه (نظیر نهشته‌های رودخانه‌های کل و مهران) می‌شود واز طرف دیگر با توجه به ویژگی‌های نهشته‌های بستر و فیزیوگرافی آن، مسائل مربوط به فرسایش ، رسوبخیزی و ایجاد اشکال بستر را باعث می‌گردد (مشاهدات محلی).

سرعت جریان‌های جزر و مدی در نقاطی از تنگه خوران برای اعماق ۵ متری آب دریا توسط گروه آب‌نگاری سازمان نقشه برداری اندازه گیری شده است. در برخی نقاط کرانه‌های نزدیک بندر پهل (خط‌های ۵۲، ۵۴ و ۵۶) با محدوده طول‌های ۵۵ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۵۵ درجه و ۴۳ دقیقه شرقی و محدوده عرض‌های ۲۶ درجه و ۵۸ دقیقه تا ۲۶ درجه و ۵۷ دقیقه شمالی، سرعت جریان مد و جزر در زمان کهکشند مساوی و معادل

۱/۸ کیلومتر بر ساعت (۰/۵ متر بر ثانیه) و در زمان مهکشند به ترتیب ۴ و ۳/۹ کیلومتر برساعت (حدود ۱/۱۱ و ۱/۰۱ متر بر ثانیه) اندازه گیری شده است. در برخی نقاط کرانه‌های جنوبی مطالعه شده نزدیک لافت کهنه (خط‌های ۴۲ و ۴۴) حداکثرمقادیر سرعت جریان به ترتیب برای جزر و مد در زمان کهکشند ۱/۹ و ۱/۸ کیلومتر بر ساعت (۰/۵۳ تا ۰/۵ متر برثانیه) و در زمان مهکشند به ترتیب ۴/۲ و ۴ کیلومتر بر ساعت (حدود ۱/۱۷ تا ۱/۱۱ متر برثانیه) اندازه گیری شده است. همچنین بر اساس محاسبات آروین و همکاران (۱۳۸۹) سرعت جریان در کانال تنگه (بخش مرکزی) حداکثر ۱/۴ متر بر ثانیه محاسبه شده است.

شکل ۱- موقعیت جغرافیایی خط‌های برداشت شده منطقه مورد مطالعه.



مواد و روش‌ها

جهت مطالعه ویژگی های بستر تنگه لافت- پهل (محدوده‌ای به وسعت ۲۰ کیلومتر مربع)، از داده های لرزه نگاری کم عمق با قدرت تفکیک بالا، که توسط دستگاه Sub-Bottom Profiler مدل SES-2000 Standard ساخت شرکت Innomar برداشت گردیده، استفاده شده است. این دستگاه بر اساس روش آکو ستیک پارامتریک کار می کند (Muller et al. 2001). در این روش، به دلیل استفاده از دو فرکانس نزدیک به هم و نوع خاص ترکیب آنها از اثرات نامطلوب رایج در دیگر دستگاههای آکوستیک موجود تا حد امکان کاسته شده است. شناور ساحلی زمین دریا متعلق به سازمان زمین شناسی کشور با طول ۱۵متر و عرض ۵ متر مجهز به امکانات ناوبری و هیدروگرافی تخصصی شامل مکانیاب DGPS از نوع MAX در این برداشتها مورد استفاده قرار گرفت. نرم‌افزار Hypack در برداشت‌های لرزه‌نگاری به منظور تعیین مسیر برداشت و ناوبری بکار گرفته شد. بازه مورد استفاده در این دستگاه بین KHZ ۱۵-۲ متغیر است. در این سری از داده ها اغلب از فرکانس KHZ ۵ استفاده گردیده است. دقت اسمی (قدرت تفکیک) این دستگاه کمتر از ۱۰ سانتی‌متردر جهت عمودی بوده و برداشت با فرکانس غالب ۵KHZ، تفکیک پذیری ۱۰-۱۵ سانتی‌متر را در ۵ متر اول تضمین می نماید. عمق نفوذ برداشت تا حداکثر ۵۰

متر رسوبات نرم در شرایط ایده آل می باشد. جهت پردازش و آماده‌سازی داده‌ها از نرم‌افزار ISE 2.92.16 استفاده شده است. تهیه نقشه کار و پلات خطوط برداشت نیز با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 9.2 انجام گرفته است. در ضمن برای تصویربرداری از اشکال بستر (در خط‌های مورب) از دستگاه Side Scan Sonar ساخت شرکت EdgeTech مدل (4300-MPX) استفاده شده است. به منظور برداشت خطوط لرزه نگاری (برداشت اطلاعات در گشت دریایی گروه ژئوفیزیک مدیریت زمین شناسی دریایی سازمان زمین شناسی از سال ۱۳۸۷ تا ۱۳۸۹ انجام شده است)، شبکه منظم مربع مستطیل شامل ۳۲ خط (۲۲ خط در راستای تقریبا" شمالی – جنوبی و ۱۰ خط در راستای تقریبا" شرقی – غربی) به فاصله ۳۰۰ متر طراحی و در مجموع نزدیک به ۱۱۰ کیلومتر خطی مورد پیمایش قرار گرفت. البته در دو مورد از پیمایش ها این فاصله به ۱۵۰ متر و در یک مورد نیز به ۶۰۰ متر رسیده است (شکل ۱).

همچنین ۱۹ نمونه از رسوبات بستر بوسیله نمونه بردار رسوب بستر دریا برداشته شد و مورد دانه بندی، مورفوسکوپی و تعیین پارامترهای آماری رسوب شناسی از قبیل میانه ، میانگین ، جورشدگی (انحراف معیار ترسیمی جامع)، کج‌شدگی ترسیمی جامع و کشیدگی قرار گرفتند. دانه بندی ذرات به روش تر توسط الک شیکر مدل فریتچ و دانه بندی ذرات کوچکتر از ۶۳ میکرون توسط دستگاه لیزر پارتیکل سایزر در آزمایشگاه رسوب شناسی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی انجام گردید. همچنین رسوبات دانه بندی شده توسط میکروسکوپ مورد مطالعه قرار گرفتند. در ضمن جهت بررسی گرد شدگی دانه‌های رسوبی از نمودار پتی جان (Pettijohn et al. 1987) و جهت نامگذاری رسوبات از نمودار فولک (Folk 1974; After Nichols 2009) استفاده شده است. در ضمن اشکال بستر بر اساس طبقه بندی آنتونی و لت (Anthony and Leth 2002) که ترکیبی از طبقه بندی آلن (Allen 1984) و اشلی (Ashley 1990) می‌باشد، رده بندی شده است.

موقعیت زمین شناسی و تکتونیک

موقعیت زمین شناسی خلیج فارس به طور خلاصه نتیجه تجمع پیوسته رسوبات از زمان پالئوزوئیک به بعد است(Stampfli et al. 1991). از طرفی ساختار امروزی این ناحیه نتیجه فرایندهای تکتونیکی عمده ای است که در زمان ترشیاری پسین رخ داده است (Ziegler 2001). منطقه قشم بخشی از حاشیه جنوب شرقی زون زاگرس می‌باشد. زون زاگرس و بخش مورد بررسی از آن در زون همگرائی و برخورد پوسته قاره ای عربستان با پوسته قاره ای ایران قرار داشته و نهشته ها در حوضه زاگرس، علاوه بر رسوبات تبخیری سری هرمز، عمدتاً شامل رسوبات دریائی پلاتفرمی پالئوزوئیک، رسوبات دریائی مزوزوئیک- ترشیاری و بالاخره نهشته های دریائی کم عمق و کولابی تا قاره ای مربوط به اواخر ترشیاری و کواترنر که با کم شدن عمق حوضه و خروج از آب منطقه حاصل شده است، می‌باشد (Bahroudi and Koyi 2003; Alavi 2004 and 2007). رسوبات نهشته شده در حوضه رسوبی زاگرس در فاز تکتونیکی آلپی اواخر ترشیاری و در ادامه آن چین خوردگی پیدا نموده و ساختارهای زمین شناسی، شکستگی ها و راندگی های اصلی را با روند شمال غرب – جنوب شرق ایجاد کرده است که مهمترین زون زمین شناسی حاوی منابع انرژی فسیلی را در ایران تشکیل داده است. در بخش شمالی این زون، چین خوردگی های شدید و راندگی ها، بخش نسبتاً بر آمده

زاگرس را تشکیل داده که بطرف جنوب و تا خلیج فارس به مناطق عمدتاً چین خورده با شرایط تکتونیکی ملایم تر وتوپوگرافی عمومی دارای ارتفاع پائین تر می‌رسد (Bahroudi and Koyi 2003).

بر اساس منحنی سطح ائوستاتیک دریا، افت شدید کوتاه مدتی در طول پلیستوسن- هولوسن اتفاق افتاده است (Haq et al. 1988). بطوریکه به غیر از نواحی خلیج فارس (که در آن سازند آغاجاری تشکیل شده)، سایر قسمت‌های پلیت عربی از آب بیرون آمده است. برخورد قاره‌ای- قاره‌ای بین پلیت عربی و اوراسیا در طول این دوره نیز ادامه داشته و منجر به تشکیل و دگردیسی بخش جلویی زاگرس شده است و کوهزایی زاگرس تشدید شده است (Ziegler 2001). در اواخر پلیوسن سطح آب دریا در حدود ۱۵۰ متر بالاتر از وضعیت کنونی بوده است (Haq et al. 1988). در دوره یخچالی پلیستوسن پسین، بخشی از خلیج فارس رخنمون یافته است. پس از این پایین افتادگی، سطح آب شروع به بالاآمدگی کرده و به وضعیت کنونی نزدیکتر شده است. در آغاز این دوره شیل‌های کم‌عمق دریایی آغاجاری رسوب کرده است ولی با افزایش دما و حاکم شدن آب و هوای گرم، محیط کربناته در بخش جنوبی خلیج فارس توسعه یافته است (Ziegler 2001).

پارامترهای موثر بر تشکیل اشکال بستر

پارامترهای متعددی نظیر سرعت جریان، عمق جریان، دمای جریان (کنترل کننده چگالی و ویسکوزیته سیال)، اندازه ذرات، چگالی ذرات، جورشدگی، میزان آشفتگی بزرگ مقیاس و شکل ذرات بر گسترش اشکال بستر دخالت دارند (Southard and Boguchwal 1990; Best 2005). اهمیت آشفتگی‌های با مقیاس بزرگ بوسیله بسیاری از محققین در ارتباط با ایجاد دون‌ها ذکر شده است (Ashworth et al. 2000; Best 1996 and 2005). فرم اشکال بستر به طور اساسی بستگی به تعادل میان بار بستر و بار معلق دارد (Prothero and Schwab 2003). با کاهش بار معلق، اشکال بستر پرشیب‌تر ایجاد می‌شود و با افزایش بار معلق، زاویه بخش پر شیب کمتر می‌گردد. تاثیرات شکل و جور شدگی ذرات برای ایجاد اشکال بستر کاملا" شناخته شده نیستند (Ashworth et al. 2000). دون‌ها از اشکال بستری هستند که معمولا" توسط جریان‌های آبی یک جهتی تشکیل می‌شوند. تشکیل این اشکال به سرعت جریان، عمق جریان و اندازه‌های رسوب بستگی دارد (Allen 1984). این اشکال در رود خانه‌ها، خلیج‌های دهانه‌ای، پهنه‌های جزر و مدی، کانال‌های دلتایی، در طول خطوط ساحلی و در قسمت‌های کم عمق (شلف‌های با جریانات جزر و مدی قوی) و عمیق دریا تشکیل می‌شوند. تشکیل دون‌های آبی بستگی به اعماق آب دارد (Nichols 2009). دون‌ها در ماسه‌های ریز - بسیار درشت و گراول ایجاد می‌شود اما در ماسه‌های بسیار ریز یافت نمی‌شوند (Nichols 2009). دون‌های گراولی زیر آبی، عوارض معمولی در محیط‌های دریایی تحت تاثیر توفان و در رژیم‌های مزو تا ماکروتایدال می‌باشد (Carling 1999; Flemming 2000). دون‌های گراولی معمولا" در مناطقی با بار رسوبی قاره‌ای کم تا متوسط و شرایط نسبتا" پر انرژی تشکیل می‌شود (Anthony and Leth 2002; Cirac et al. 2000). به طور کلی اشکال بستر بزرگ در محیط‌های رسوبی مدرن ماسه‌ای از قبیل شلف‌های آواری، کربناته و پلت‌فرم‌های اپی‌کانتیننتال {عمق آب بیش از ۱ متر، اندازه ذرات بزرگتر از ۰/۱۵ میلی‌متر (ماسه بسیار ریز) و میانگین سرعت جریان آب بین ۰/۴ تا ۱/۵ متر/ثانیه} که تحت تاثیر جریان‌های قوی، آشفتگی‌های توفانی و یا جریان‌های جزر و مدی

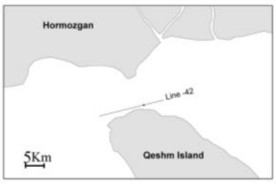
است، مشاهده می‌شود (Ashley 1990). اشکال بستر بزرگ دوام و قدرت نسبی جریان غالب و در برخی موارد تغییر شکل امواج را منعکس می‌کند. به دلیل حجم بیشتر رسوبات انباشته شده دراشکال بستر بزرگ نسبت به انواع کوچکتر آن، این اشکال می‌توانند در محدوده زمانی متفاوتی(ماهها تا سال‌ها) نسبتا" ثابت باشند درحالی که اشکال کوچکتر حتی در اثر نوسانات جزر و مد بهاری- حداقل (Spring-neap) بی ثبات تر هستند (Harris and Collins 1985; Devon et al. 2004) گر چه جریان‌های جزر و مدی در دریای بازاهمیت کمتری نسبت به امواج، طوفان و جریان‌های دریایی دارند، اما در خلیج‌های دهانه‌ای، تنگه‌ها و سایر قسمت‌های باریک جریان‌های تند و سریعی به وجود می‌آورند (Nichols 2009). این جریان‌ها می‌تواند تا عمق ۱۰۰متر از بستر دریا را تحت تاثیر قرار دهد و به مقدار کافی قدرت دارد تا مقادیرزیادی از ذرات ماسه-ای را در محیط‌های دریایی کم عمق حرکت دهد (Lobo et al. 2000; Lo Icono and Guillen 2008; Nichols 2009).

اشکال بستر و توصیف رسوبات تشکیل دهنده آن در تنگه خوران

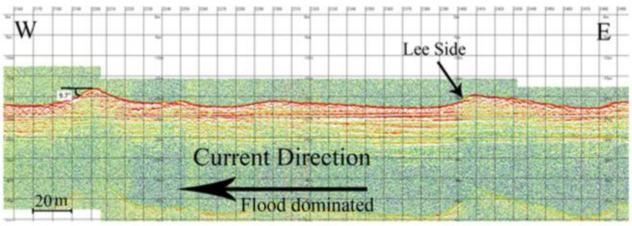
بر اساس طبقه بندی آنتونی و لت (۲۰۰۲) ، اشکال بستر در این منطقه شامل دون‌های ساده بزرگ مد غالب (Flood dominated) با طول موج بین ۱۰ تا ۱۰۰ متر (خطهای ۴۴، ۴۶، ۵۲،۵۰، ۵۴ و ۵۶) ، دون‌های مرکب متوسط تا بسیار بزرگ مد غالب با طول موج بین ۵ تا ۱۰۰ متر (خطهای ۴۲، ۴۶، ۵۴)، دون‌های ساده – مرکب بزرگ تا بسیار بزرگ جزر غالب (Ebb dominated) با طول موج بین ۳۰ تا بیش از ۱۰۰ متر (خط ۵۲) و دون‌های ساده متوسط تا بسیار بزرگ جزر غالب (خطهای ۴۲ و ۵۶) می‌باشد (شکل‌های ۲ تا ۵) (جدول۱). بیشترین طول موج مشاهده شده در منطقه مربوط به دون‌های مرکب بزرگ تا بسیار بزرگ با مقدار ۳۰۰ متر و ارتفاع ۱۰ متر می‌باشد که اشکال بستر کوچکتر با طول موج ۲۰ تا ۳۰ متر بر روی بخش با شیب کم آن‌ها، تشکیل شده است (شکل ۵). لازم به ذکر است که در خطهای مطالعه شده نظیر خط ۴۶ دون‌ها با طول موج و ارتفاع گوناگونی مشاهده شده‌اند (شکل ۳). در جریان‌های تشکیل دهنده دون‌ها (رژیم جریانی پایین) در منطقه مورد مطالعه سرعت جریان و انتقال رسوبات ازبخش فرورفته تا خط الراس افزایش می‌یابد و رژیم حرکتی دون‌ها به سمت پایین دست جریان (Downstream) می‌باشد (شکل‌های ۴ و۵). میزان زاویه بخش پر شیب دون‌ها مشاهده شده در برخی نقاط (عموما" کمتر از 10°) نشان دهنده حاکم بودن جریان جزر و مدی تقریبا" متقارن (نزدیک بودن سرعت جریان‌های جزر و مدی) می‌باشد. این نتایج توسط برخی پژوهشگران نیز بیان شده است (Stride 1982; Harris et al. 1986; Bloom and Parker 2004). ایجاد اشکال بستر مرکب (در بخش با شیب کم و یا بخش فرورفته دون‌ها در خطهای ۴۲، ۴۶، ۵۲ و ۵۴) در منطقه مورد مطالعه احتمالا" در اثر بالا آمدن جریان‌های دوار آب (Eddy) می‌باشد. البته لازم به ذکر است در محیط‌های جزر و مدی مانند تنگه خوران، اشکال بستر روی هم قرار گرفته می‌توانند در اثر تغییر عمق و یا تغییر شدت جریان نیز ایجاد شوند (Nichols 2009).

جدول۱- رده بندی و توصیف اشکال بستر مشاهده شده در نیمرخ‌های طولی منطقه مورد مطالعه.

Profile No.	Water depth (m)	Spacing (Wave length) (m)	Height (m)	Angel (◦) and length (m) of lee side	Angel (◦) and length (m) of stoss side	Discription
56	3-4	45-50	0.6-0.9	A=12.5, L=5.0-7.5	A=2.3, L=40.0-42.5	Simple large flood dominated dune
56	14-19	5-80	0.2-2.5	A=7.3-8.6, L=1.5-30	A=4.3-6.0, L=3.5-50.0	Simple medium - large ebb dominated dune.
56	14-19	110	1.7-4.5	A=6.9-8.0, L=16.0-23.0	A=3.5-4.8, L=87.0-94.0	Simple very large ebb dominated dune.
54	9-11	17-25	0.3-1.0	A=4.8-10.0, L=3.5-8.0	A=1.4-7.0, L=13.5-17.0	Simple large flood dominated dune.
54	32-34	40-85	1.6-3.5	A=6.4, L=12.0-23.0	A=2.7, L=28.0-64.0	Composite large flood dominated dune. Smaller dunes overlay on the stoss side of the larger dune.
52	15	42	1-1.5	A=7.3, L=14.0	A=5.4, L=28.0-64.0	Simple large flood dominated dune.
52	24-43	30-300	1.6-11	A=4.6-12.6, L=10.0-80.0	A=2.5-5.0, L=20. 220	Simple- composite large to very large ebb dominated dune. Smaller bedform with 20 to 30 (m) spacing (large dune) overlay on the stoss side of larger bedform.
50	19-28	33-98	1.8-2.1	A=6-9.8.0, L=10.0-27.0	A=2.7-6.2, L=23.0-71.0	Simple large flood dominated dune.
46	12-28	27-95	1.2-5.0	A=6.0-19.0 L=11.0-25.0	A=4.3-10.3, L=16.0-70.0	Simple large flood dominated dune.
46	16-21	102	3.4	A=9.3, L=35.0	A=5.0, L=67.0	Composite very large flood dominated dune.
44	13-28	19-60	0.5-2.4	A=7.1-8.8, L=3.0-22.0	A=1.9-5.0, L=16.0-48.0	Simple large flood dominated dune.
42	22-24	80-90	0.7-2.4	A=4.5-7.0, L=15.0-20.0	A=3.4-6.5, L=65.0-70.0	Simple large ebb dominated dune.
42	19-24	5-110	1.5-2.5	A=7.6-9.7, L=2.0-10.0	A=3.2-8.7, L=3.0-100.0	Composite medium - very large flood dominated dune.

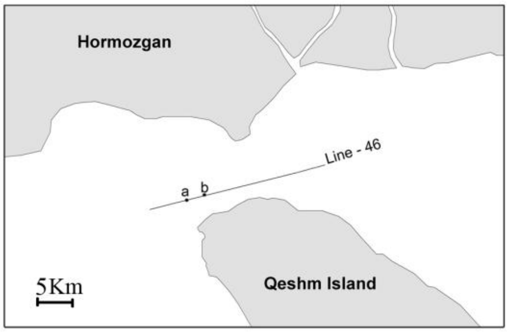


الف

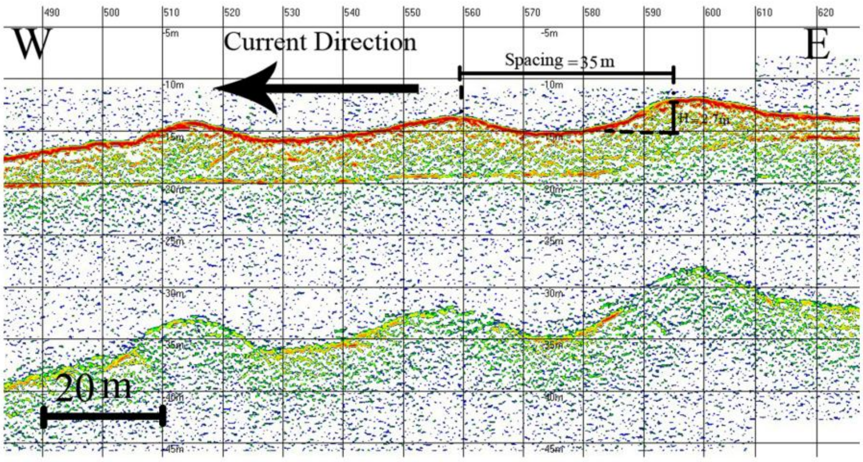


ب

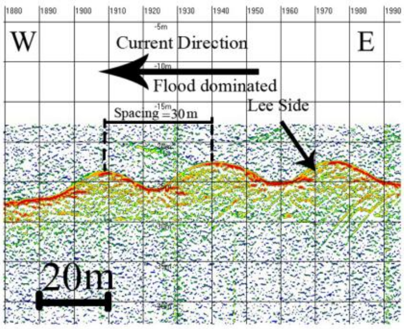
شکل ۲- موقعیت جغرافیایی (الف) و نیمرخ دون بزرگ مد غالب در خط طولی ٤۲ (ب). جهت جریان مد از شرق به غرب است. علامت پیکان مورب، نشاندهنده بخش با شیب تند می‌باشد.



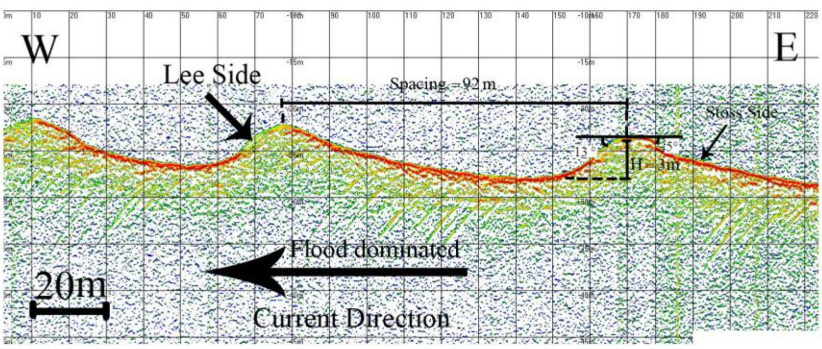
الف



ب

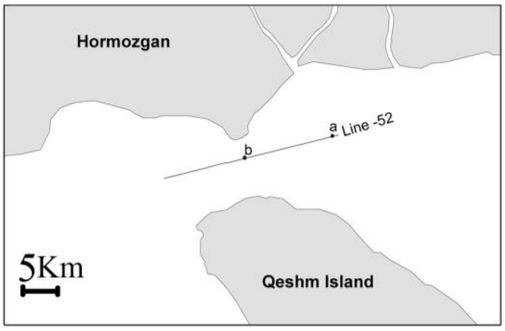


د

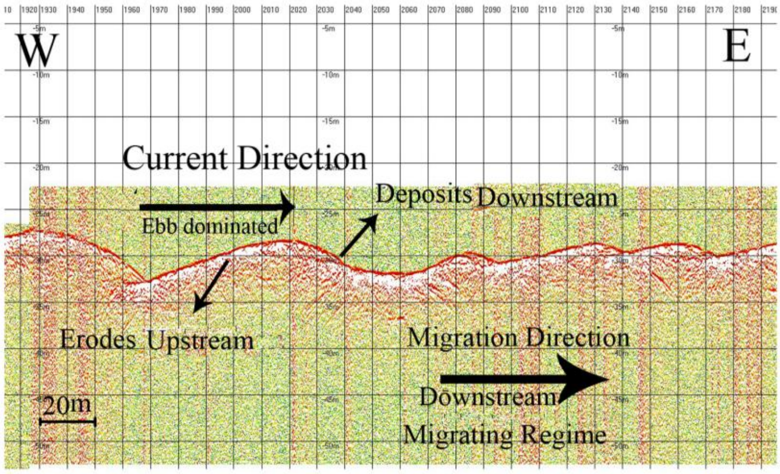


ج

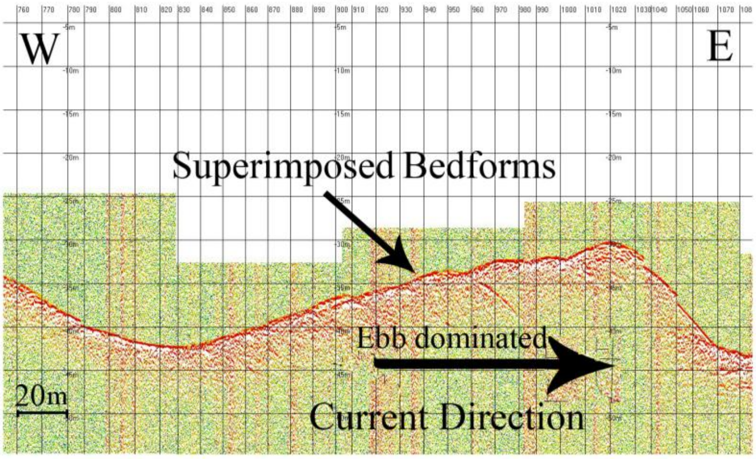
شکل ۳- موقعیت جغرافیایی (الف) و نیمرخ دون‌های بزرگ مد غالب در خط طولی ٤٦ (ب تا د).



الف

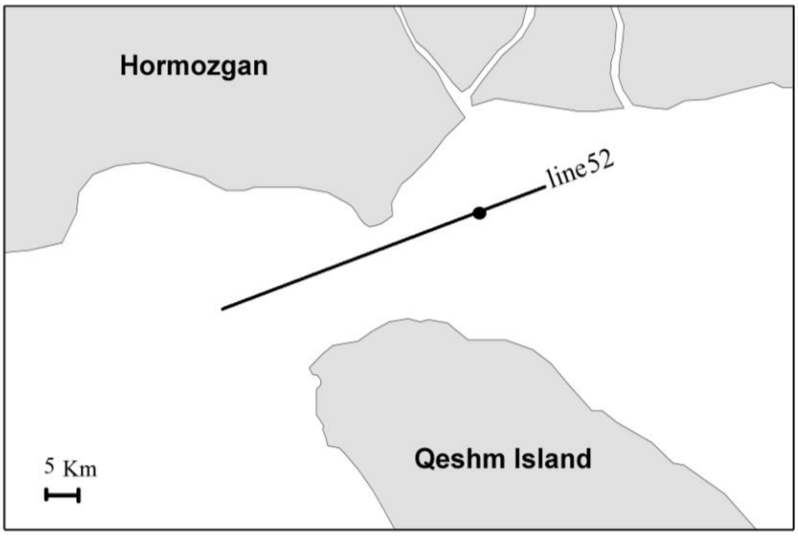


ب

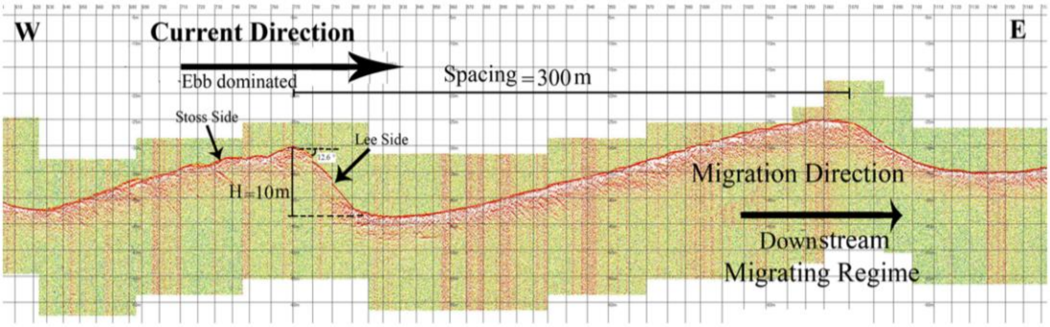


ج

شکل ٤- موقعیت جغرافیایی (الف) و نیمرخ دون‌های بزرگ (ب) و بسیار بزرگ مرکب (ج) جزر غالب در خط طولی ۵۲. جهت جریان بوجود آورنده این اشکال بستر از غرب به شرق است. علامت پیکان مورب در شکل ج نشاندهنده اشکال بستر مرکب می‌باشد.



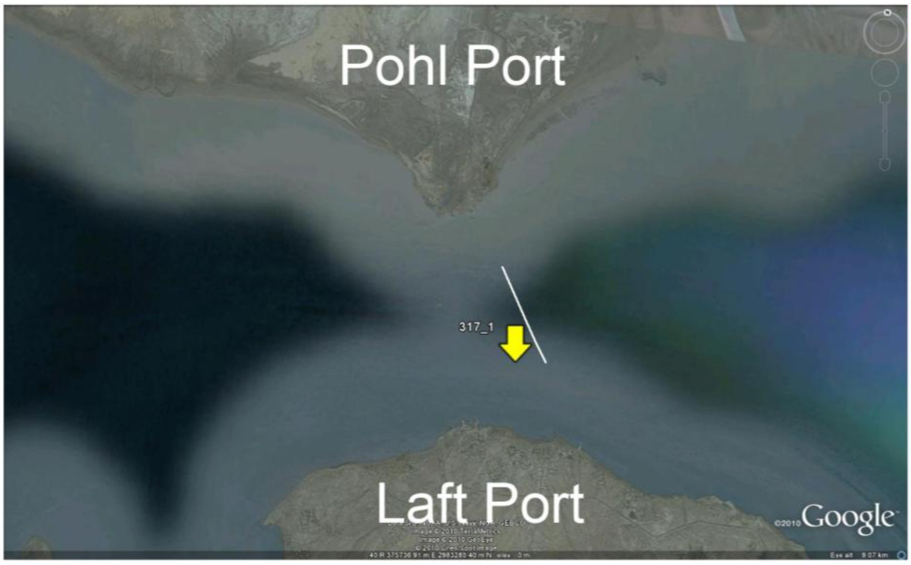
الف



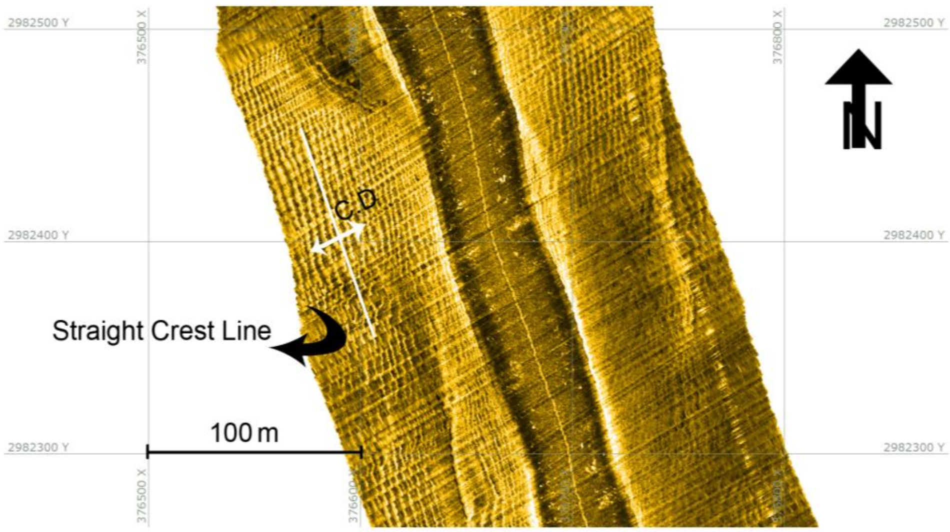
ب

شکل ۵- موقعیت جغرافیایی (الف) و نیمرخ دون بسیار بزرگ مرکب جزر غالب (ب) در خط طولی ۵۲. جهت حرکت شکل بستر به سمت پایین دست جریان می‌باشد. طول موج آن ۳۰۰ و ارتفاع آن ۱۰ متر می‌باشد.

بر اساس تصاویر گرفته شده از بستر دریا توسط دستگاه Side Scan Sonar در تنگه خوران، اشکال بستر (دون) دوبعدی با خط الراس مستقیم و سه بعدی با خط الراس سینوسی و اشکال بستر دو شاخه مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۶ تا ۸).

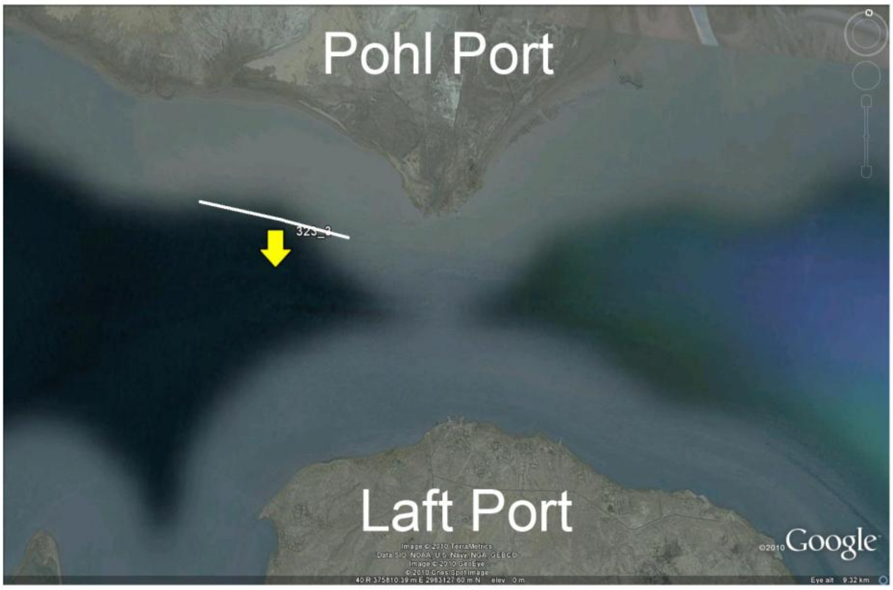


الف

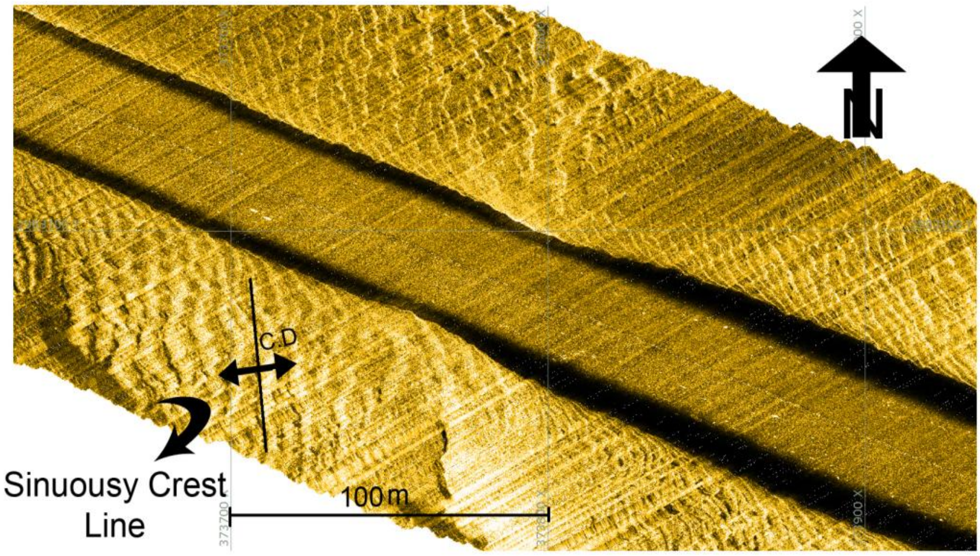


ب

شکل ٦- موقعیت جغرافیایی (الف) و خط الراس مستقیم (ب) در خط مورب ۳۱۷ در منطقه مورد مطالعه. جهت جریان (Current direction; C.D.) **عمود بر امتداد خط الراس اشکال بستر در راستای شرقی-غربی است.**



الف

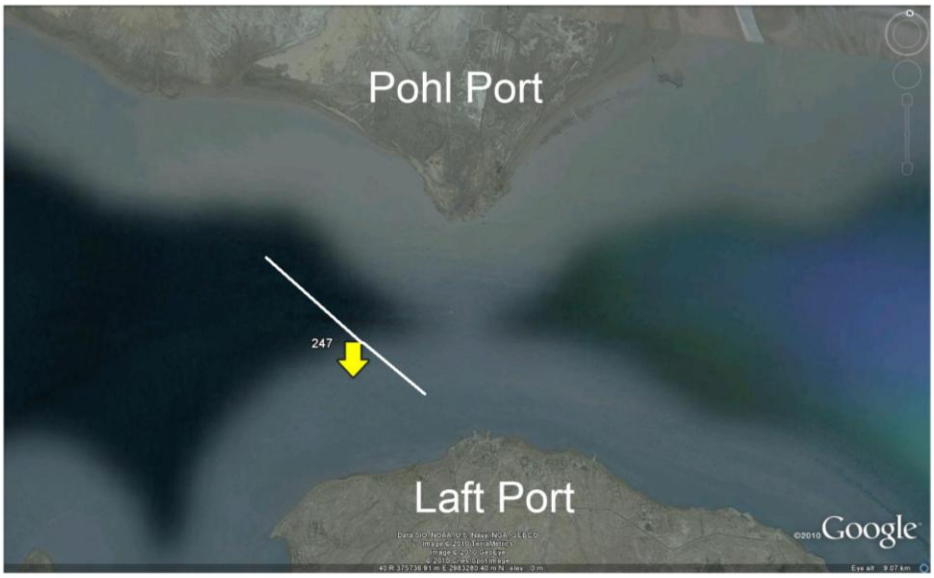


ب

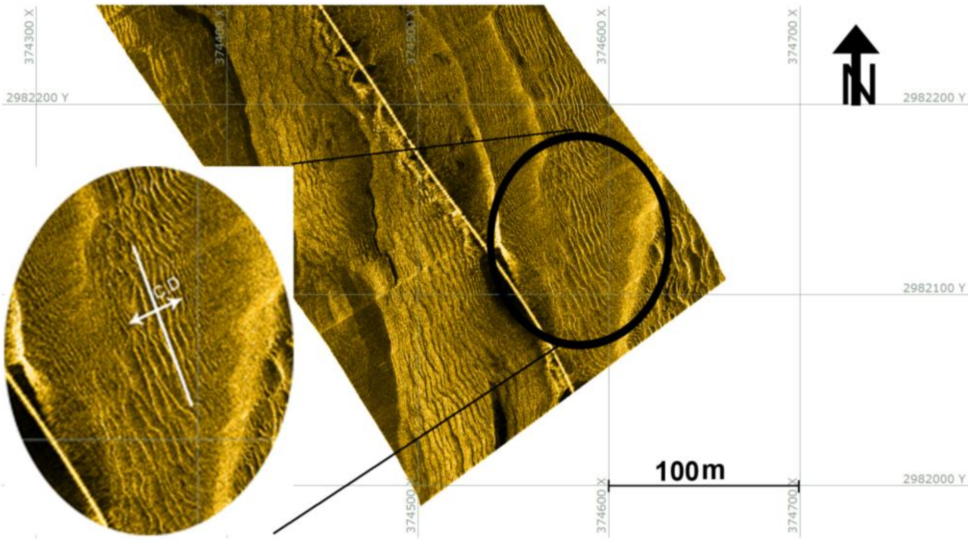
شکل ۷- خط الراس سینوسی در خط مورب ۳۲۳ در منطقه مورد مطالعه. جهت جریان (Current) (direction; C.D. **عمود بر امتداد خط الراس اشکال بستر در راستای شرقی-غربی است. الف) محل تصویربرداری از اشکال بستر در تنگه خوران و (ب) نمای فوقانی ازخط الراس‌های موجود می‌باشد.**

با توجه به وجود این اشکال و خط الراس‌های متفاوت، جریان جزر و مدی حاکم بر منطقه در نقاط گوناگون از لحاظ شدت و قدرت با هم تفاوت دارند. اشکال بستر سه بعدی (خط الراس سینوسی) نسبت به دوبعدی (خط الراس مستقیم) شدت جریان بیشتری را نشان می‌دهند (Costello and Southard 1981; Ashley 1990; Boggs 2001). دون‌های دو بعدی نسبتا" طویل، دارای ارتفاع کم و دون‌های سه بعدی (جریان‌های با سرعت بالاتر) دارای طول موج کمتر و ارتفاع بیشتری می‌باشند. حرکت رسوبات در دون‌های دوبعدی به صورت تماسی به سمت پایین دست جریان و در دون‌های سه بعدی به صورت جهشی، تماسی و متناوبا" به صورت بار بستر می‌باشند (Cheel 2005). با مطالعه تصاویر Side Scan به تنهایی نمی‌توان جهت دقیق جریان جزر و مدی را تعیین کرد و فقط می‌توان راستای جریان را محاسبه کرد. اما با توجه به اطلاعات تکمیلی Sub-bottom profiler می‌توان جهت دقیق جریان را بدست آورد که در دون‌های مد غالب ، جهت جریان غالب و تاثیر گذار بر اشکال بستر از شرق به غرب (بخش با شیب تند در دون‌های مد غالب مورد مطالعه) (شکل ۳) و در دون-های جزر غالب برعکس آن (از غرب به شرق) (شکل ۵) می‌باشد. به طور کلی در منطقه مورد مطالعه اشکال بستر مد غالب نسبت به جزر غالب از فراوانی بیشتری برخوردارند. وجود خط الراس‌های دو شاخه (شبیه به خط الراس‌های مرتبط با ریپل‌های موجی) (شکل ۸) و زاویه شیب کمتر از ۱۰ درجه بخش پر شیب اشکال بستر در برخی نقاط مورد مطالعه، نشان دهنده جریان‌های جزر و مدی تقریبا" متقارن (نزدیک بودن سرعت جریان‌های جزر و مدی) می‌باشد.

بر اساس مطالعات دانه سنجی و مرفوسکوپی، رسوبات تشکیل دهنده اشکال بستر عمدتا" از ذرات درشت در محدوده ماسه متوسط تا گرانول (۲ تا۲- Ø) تشکیل شده است (دامنه اندازه رسوبات تشکیل دهنده در منطقه مورد مطالعه از رس تا گرانول می‌باشد). ترکیبات آن‌ها شامل اجزای گراولی – سیلتی بیوکلاستیک با اجزای آواری (کوارتزدر اندازه سیلت – ماسه ریز، خرده سنگ در اندازه گرانول- سیلت و میکا) می‌باشد. در تمام نمونه‌های مطالعه شده ذرات در اندازه ماسه متوسط ودرشت فراوانترین اجزای تشکیل دهنده آن‌ها می‌باشند.



الف



ب

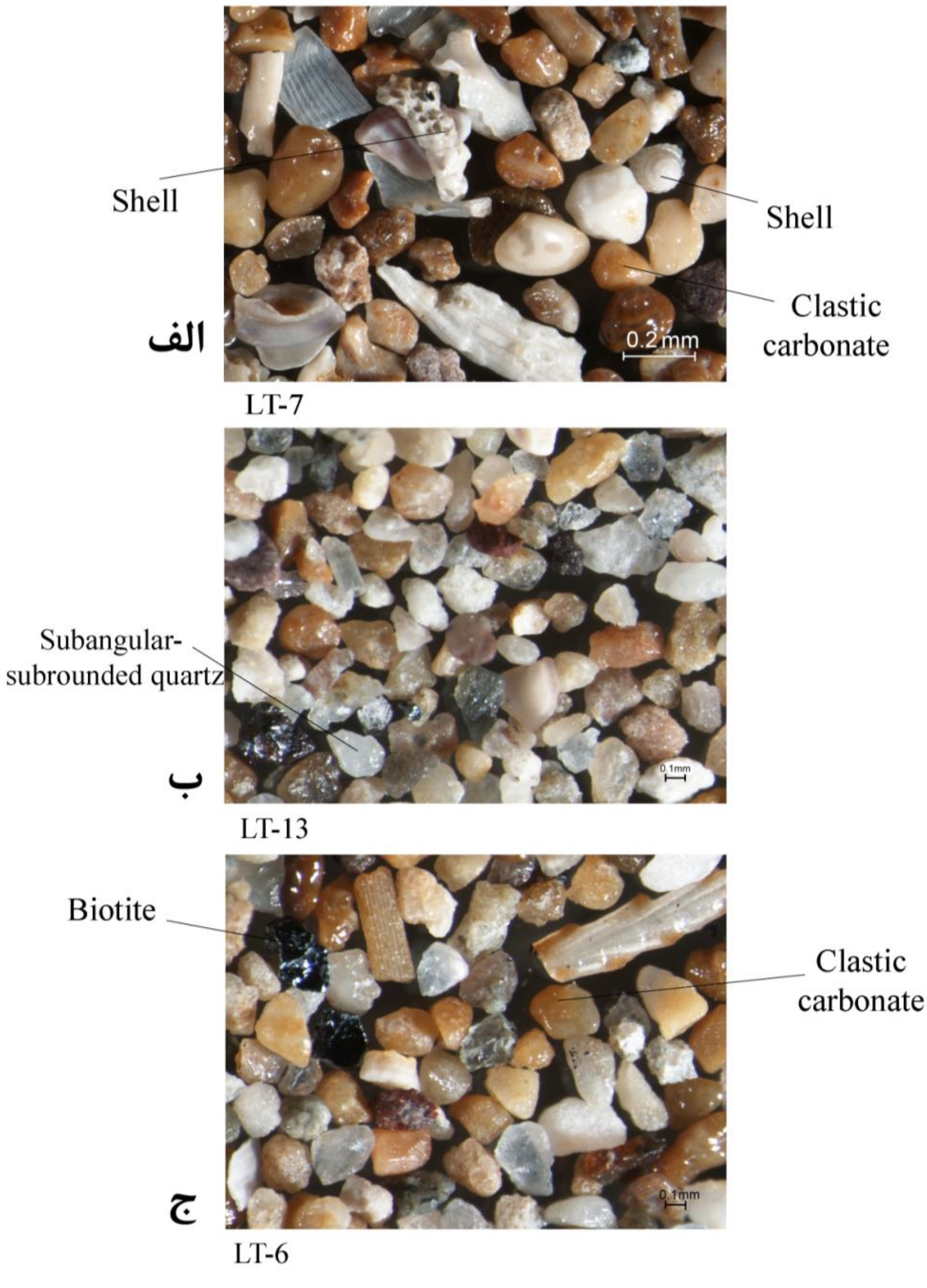
شکل ۸- خط الراس دو شاخه در خط مورب ۲٤۷. جهت جریان (Current direction; C.D.) **عمود بر امتداد خط الراس اشکال بستر در راستای شرقی-غربی است. الف) محل تصویربرداری از اشکال بستر در تنگه خوران و (ب) نمای فوقانی ازخط الراس‌های دو شاخه می‌باشد.**

همچنین در تمام نمونه‌های مطالعه شده، ذرات گلی (ذرات در اندازه سیلت و رس) به میزان اندک مشاهده شده است { بیشترین درصد ذرات گلی در نمونه LT-14 (خط ۵۰) با فراوانی ۸ درصد وزنی و کمترین میزان آن در نمونه LT-7 (خط ۷) با فراوانی۰/۱۳ درصد وزنی می‌باشد}. پارامترهای آماری از قبیل میانه ، میانگین ، جورشدگی (انحراف معیار ترسیمی جامع)، کج‌شدگی ترسیمی جامع، کشیدگی و نوع رسوبات در منطقه مورد مطالعه، در جدول ۲ ذکر شده است. بر اساس این مطالعات، اشکال بستر از رسوبات با جورشدگی متوسط (در اکثر نمونه‌ها) تا بد (به علت همراهی ذرات ماسه ای، گراولی و گلی با یکدیگر در تعداد کمی از نمونه‌ها) ، کج‌شدگی منفی (کج‌شدگی به سمت ذرات دانه درشت) تا نزدیک متقارن (به استثنای نمونه LT-14 که به دلیل وجود ۸ درصد وزنی ذرات گلی دارای کج‌شدگی مثبت می‌باشد) و میانگین اندازه ذرات ماسه متوسط و درشت {به استثنای نمونه LT-10 (خط ۵۰) که میانگین اندازه ذرات آن ماسه بسیار درشت می‌باشد} تشکیل شده است.

فراوانی ذرات در اندازه ماسه، جور شدگی متوسط اکثر رسوبات، کم بودن ذرات در اندازه سیلت و رس و وجود جریان جزر و مدی نسبتا" سریع در منطقه مورد مطالعه سبب ایجاد اشکال بستر گوناگون شده است. بر اساس مطالعات مورفوسکوپی صورت گرفته، این رسوبات به ترتیب فراوانی از قطعات کربناته تخریبی، پوسته موجوداتی نظیر گاستروپودا و قطعات خار اکینودرم، خرده سنگ آهکی و بلورهای کوارتز و میکا تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۹ و ۱۰). وجود خرده سنگ‌های آهکی عمدتا" نیمه گرد شده (شکل ۱۰) و فراوان بودن قطعات کربناته تخریبی که در واقع عمدتا" از پوسته موجوداتی تشکیل شده است که آثار حمل و فرسایش در آن‌ها به طور وضوح دیده می‌شود، نشان دهنده وجود یک جریان حمل کننده رسوبات در منطقه مورد مطالعه است. وجود اشکال بستر گوناگون نیز خود موید جریان‌های جزر ومدی نسبتا" سریع در تنگه خوران است. بلورهای کوارتز نیمه گرد شده- نیمه زاویه دار در اندازه ماسه ریز- سیلت احتمالا" دارای منشا رودخانه‌ای می‌باشند که توسط رودخانه‌های موجود در منطقه نظیر رودخانه کل تامین می‌شود. لازم به ذکر است که فقدان بلورهای درشت کوارتز (بزرگتر از ماسه ریز) احتمال تاثیر جریان‌های بادی را در انتقال آن‌ها به محیط رسوبی مورد مطالعه منتفی نمی‌کند و برای شناسایی دقیق منشا بادی یا آبی یا تاثیر هر دوی آن‌ها در منطقه، احتیاج به مطالعه و شناسایی دقیق بافت سطح بلورهای کوارتز با استفاده از میکروسکوپ الکترونی (SEM) می‌باشد. عملکرد باد در تامین بخشی از رسوبات خلیج فارس توسط برخی از محققین بیان شده است (Preusser et al. 2002)

جدول ۲- پارامترهای رسوب شناسی نهشته‌های تنگه خوران

Sample No.	Line No.	Sediment type	Mean (MZ)	Kurtosis	Median (MdØ)	Skewness (SKI)	Sorting (σI)
LT-1	44	Slightly gravelly sand	1.32	0.97 mesokurtic	1.26	0.02 Near symmetrical	0.73 Medium sorting
LT-2	42	Slightly gravelly sand	0.81	1.78 veryleptokurtic	0.94	-0.26 Coarse skewed	0.86 Medium sorting
LT- 3	42	Gravelly sand	0.25	1.19 leptokurtic	0.80	-0.53 Strongly coarse skewed	1.29 Bad sorting
LT- 4	52	Gravelly sand	0.42	1.61 Very leptokurtic	0.85	-0.48 Strongly coarse skewed	1.22 Bad sorting
LT- 5	52	Slightly gravelly sand	1.22	1.59 Very leptokurtic	1.19	0.01 Near symmetrical	0.87 Medium sorting
LT- 6	52	Gravelly sand	0.40	1.13 leptokurtic	0.67	-0.47 Strongly coarse skewed	1.05 Bad sorting
LT- 7	42	Gravelly sand	0.53	1.15 leptokurtic	0.75	-0.43 Strongly coarse skewed	0.94 Medium sorting
LT- 8	50	Gravelly sand	0.66	1.91 Very leptokurtic	0.88	-0.38 Strongly coarse skewed	1.05 Bad sorting
LT-9	50	Gravelly sand	0.39	1.04 mesokurtic	0.58	-0.39 Strongly coarse skewed	0.96 Medium sorting
LT- 10	46	Gravelly sand	-0.40	0.64	-0.29	-0.10	1.30
Sample No.	Line No.	Sediment type	Mean (MZ)	Kurtosis	Median (MdØ)	Skewness (SKI)	Sorting (σI)
LT- 11	42	Slightly gravelly sand	0.99	2.01 Very leptokurtic	0.99	-0.14 Coarse skewed	0.72 Medium sorting
LT- 12	46	Gravelly sand	0.16	0.88 platykurtic	0.59	-0.41 Strongly coarse skewed	1.30 Bad sorting
LT- 13	54	Slightly gravelly sand	1.47	0.73 platykurtic	1.47	0.002 near symmetrical	0.65 Medium - good sorting
LT- 14	50	Slightly gravelly sand	0.91	3.91 extremely leptokurtic	0.96	0.26 Fine skewed	1.38 Bad sorting
LT- 15	50	Slightly gravelly sand	0.86	1.75 Very leptokurtic	0.93	0.04 near symmetrical	0.83 Medium sorting
LT- 16	50	Gravelly sand	0.63	1.33 leptokurtic	0.75	-0.30 Strongly coarse skewed	0.90 Medium sorting
LT- 17	46	Slightly gravelly sand	0.44	0.92 mesokurtic	0.44	-0.09 near symmetrical	0.76 Medium sorting
S-1	46	Slightly gravelly sand	0.83	1.29 leptokurtic	0.90	-0.10 Coarse skewed	0.67 Medium- good sorting
S- 3	46	Slightly gravelly sand	0.41	1.03 mesokurtic	0.41	-0.13 Coarse skewed	0.82 Medium sorting



شکل ۹- قطعات کربناته تخریبی، پوسته موجودات، بیوتیت و کوارتز در نمونه‌های مطالعه شده. به نیمه زاویه دار- نیمه گرد بودن ذرات کوارتز توجه شود. نمونه LT-7 **(الف) در خط ٤۲ (نزدیک ساحل لافت) ودر عمق ۱۸ متری، نمونه** LT-13 **(ب) در خط ٥٤ (نزدیک ساحل پهل) و در عمق ۲۵ متری و نمونه** LT-6 **(ج) در خط ٥۲ (نزدیک ساحل پهل) و در عمق ۲۸ متری برداشت شده است.**

الف

LT-1

ب

S3

شکل۱۰- قطعات کربناته تخریبی ، پوسته موجودات و خرده سنگ مشاهده شده در تنگه خوران. به میزان گردشدگی خرده سنگ و قطعات کربناته توجه شود. نمونه LT-1 (الف) در خط ٤٤ (نزدیک ساحل لافت) ودر عمق۲۰ متری، نمونه S 3 (ب) در خط ٤٦ (تقریبا" در بخش مرکزی تنگه) و در عمق ۳۵ متری برداشت شده است.

نتیجه‌گیری

اشکال بستر مطالعه شده متشکل از دون‌های عمدتا" ماسه‌ای (دامنه اندازه رسوبات تشکیل دهنده از رس تا گرانول می‌باشد) با طول موج‌های ۵ تا ۳۰۰ متر، ارتفاع ۰/۲ تا ۱۰متر و زاویه بخش پرشیب ۳/۵ تا ۱۹ درجه می‌باشد. رسوبات تشکیل دهنده این اشکال عمدتا" از ذرات درشت در محدوده ماسه متوسط تا گرانول و دارای قطعات کربناته تخریبی فراوان به همراه پوسته موجودات، خرده سنگ، کوارتز و میکا به مقدار کمتر می‌باشد. وجود خرده سنگ‌های آهکی عمدتا" نیمه گرد شده و فراوان بودن قطعات کربناته تخریبی که در واقع عمدتا" از پوسته موجوداتی تشکیل شده است که

آثار حمل و فرسایش در آن‌ها به طور وضوح دیده می‌شود، نشان دهنده وجود یک جریان حمل کننده رسوبات در منطقه مورد مطالعه است. فراوانی ذرات در اندازه ماسه، جور شدگی متوسط اکثر رسوبات، کم بودن ذرات در اندازه سیلت و رس و وجود جریان جزر و مدی نسبتا" سریع در منطقه مورد مطالعه سبب ایجاد اشکال بستر گوناگون شده است. بر اساس طبقه بندی صورت گرفته، اشکال بستر در تنگه خوران شامل دون‌های متوسط تا بسیار بزرگ مرکب و ساده جزر و مد غالب می‌باشد. وجود دون‌ها نشان دهنده وجود رژیم‌های جریانی پایین در نقاط مورد مطالعه می‌باشد. میزان زاویه بخش پر شیب دون‌های مطالعه شده (عموما" کمتر از ۱۰ درجه) نشان دهنده حاکم بودن جریان‌های جزر و مدی تقریبا" متقارن (نزدیک بودن سرعت جریان‌های جزر و مدی) در برخی نقاط مورد مطالعه می‌باشد. ایجاد اشکال بستر مرکب احتمالا" دراثر بالا آمدن جریان‌های دوار آب یا در اثر تغییر عمق و شدت جریان می‌باشد. در ضمن این اشکال به صورت‌های دو بعدی با خط‌الراس مستقیم، سه بعدی با خط الراس سینوسی و دو شاخه مشاهده شده‌اند. وجود این اشکال و خط‌الراس‌های گوناگون، نشان دهنده متفاوت بودن شدت و قدرت جریان جزر ومدی در نقاط مورد مطالعه است. با توجه به مطالعات صورت گرفته در تنگه خوران ، اشکال بستر مد غالب نسبت به جزر غالب از فراوانی بیشتری برخوردارند.

منابع

۱ -آروین، ع.، ا. صادقی، و م. تجزیه چی، ۱۳۸۹، بررسی عددی جریانات جزر و مدی در کانال قشم: نهمین همایش بین المللی سواحل، بنادر و سازه‌های دریایی، ۱۱ ص.

۲ - سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۲، جغرافیای جزایر ایرانی خلیج فارس (قشم، لارک، هرمز و هنگام)، ۶۲۷ ص.

۳ - مهندسین مشاور سکو (با نظارت عبدالعظیم حقی پور)، ۱۳۷۴، گزارش پژوهش‌های زمین شناسی و اکتشافات معدنی قشم، ۵۲۲ ص.

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

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

6- Allen, J, R. L., 1984, Sedimentary structures: their character and physical basis, in Developments in sedimentology 30: Elsevier, Amsterdam, **v.** 1, 663p.

7- Anthony, D., and J. O. Leth, 2002, Large-scale bedforms, sediment distribution and sand mobility in the eastern North sea off the Danish west coast: Marine Geology, **v.** 182, p. 247-263.

8- Ashley, G. M., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 60, p. 160-172.

9- Ashworth, P. J., J. Best, J. Rodon, C. S. Bristow, and G. J. Klaassen, 2000, Morphological evolution and dynamics of a large, sand braid-bar, Jamuna River, Bangladesh: Sedimentology, **v.** 47, p. 533-555.

10- Bahroudi, A., and H. A. Koyi, 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, **v.** 160, p. 719-733.

11- Best, J., 1996, The fluid dynamics of small-scale alluvial bedforms. In: P. A. Carling, and M. D. Dawson (Eds.), Advances in fluvial dynamics and stratigraphy: Wiley, Chechester, p. 67-125.

12- Best, J., 2005, Kinematics, topology and significance of dune- related macroturbulence: some observations from the laboratory and field. In: M. D. Blum et al. (Eds.), Fluvial Sedimentology VII: Special Publication, International Association of Sedimentologist, **v.** 35, p.41-60.

13- Bloom, A., and G. Parker, 2004, Vertical sorting and the morphodynamics of bedform dominated rivers: A modeling framework: Journal of Geophysical Research, **v.** 109, p. 1-15.

25- Harris, P. T., G. M. Ashley, M. B. Collins, and A. E. James, 1986, Topographic features of the Bristol channel sea-bed: a comparison of SEASAT and side-scan sonar images: International Journal of Remote Sensing, **v.** 7, p. 119- 136.
26- Lo Icano, C., and J. Guillen, 2008, Enviromental conditions for gravelly and pebbly dunes and sorted bedforms western Mediterranean, Continental Shelf Research, **v.** 28, p. 245- 256.
27- Lobo, F. J., F. J. Hernandez-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado, and A. Barnolas, 2000, Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (South west Spine): Marine Geology, **v.** 164, p. 91-117.
28- Muller, S., J. Lowag, 2001, Parametric sediment echo sounder SES-96 for dredging applications: Workshop of the hydrographic Society, Rotterdam, p. 1- 27.
29- Nichols, G., 2009, Sedimentology and stratigraphy (2rd ed.): Blackwell Science, 419p.
30- Pettijohn, F. J., P. E. Potter, and R. Siever, 1987, Sand and sandstone (2rd ed.): Springer-Verlag, New York, 553p.
31- Preusser, F., D. Raddies, and A. Matter, 2002, A 160000-year record of dune development and atmospheric circulation in Southern Arabia: Science, **v.** 296, p. 2018-2022.
32- Prothero, D. R., and F. Schwab, 2003, Sedimentary geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy (2rd ed.): W. H. Freman and company, New York, 559p.
33- Southard, J. B., and A. Boguchwal, 1990, Bed configuration in steady unidirectional water flows; part 3, effects of temperature and gravity: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 60, p.680- 686.
34- Stampfli, G., J. Marcoue, and A. Baud, 1991, Tethian margins in space and time: Paleogeography, Paleoecology, Paleoclimate, **v.** 87, p. 373- 409.
35- Stride, A. H., 1982, Offshore Tidal sands: processes and deposits: Chapman and Hall, London, 213p.
36- Ziegler, M. A., 2001, Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences: GeoArabia, **v.**6, p. 445- 504.
14- Boggs, J. R. Sam, 2001, Principles of sedimentology and stratigraphy (3rd edition): Prentice Hall, New Jersey, 770p.
15- Carling, P. A., 1999, Subaqueous gravel dunes: Journal of Sedimentary Research, **v.** 69, p. 534-545.
16- Cheel, R. j., 1990, Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper flow regime conditions: Sedimentology, **v.** 37, p. 517-530.
17- Cheel, R. J., 2005, Introduction to clastic sedimentology: notes for a university level, second year, Department of Earth Sciences Brock university, http:// www.ca / sedimentology.
18- Cirac, p., S. Berne, P. Castain and O. Weber, 2000, Processus demise place et devolution de la couverture sedimentair superficielle de la plate- Forme nord-Aquitaine. Oceanologica Acta 23, p. 663-686.
19- Costello, W. R., and J. B. Southard, 1981, Flume experiments on lower-flow regime bedforms in coarse sand: Journal of Sedimentary Petrology, **v.** 51, p. 849-864.
20- Devon, M. B., P. A. Carling, R. A. Bayer, N. Lancaster, 2004, Flood-formed dunes in Athabasca Valles, Mars: morphology, modeling and implications: Icarus, **v.** 171, p. 68-83.
21- Flemming, B. W., 2000, On the dimensional scaling of subaqueous dunes in response to changing flow condition: a conceptual process model. In: A. Trentesaux and T. Garlen (Eds.), Marin sand wave dynamics: Lille University Press, Lille, France, p. 61-67.
22- Folk, R. L., 1974, Petrology of sedimentary rocks: Hemphill publishing company, Austin, Texas, 184p.
23- Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail, 1988, Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and cycles of sea- level change. In: C.k. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H. Posamentier, J. Van Wagoner, and C.A. Ross (Eds.), Sea- level changes, an integrated approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **v.** 42, p. 71- 108.
24- Harris, P. T., and M. B. Collins, 1985, Bedform distributions and sediment transport paths in the Bristol channel and Severn Estuary, U. K., Marine Geology, **v.** 62, p. 153-166.