

تحلیل تأثیر دینامیک رودخانه‌های ساحلی بر ویژگی‌های رسوب‌شناسی و جهات نقل و انتقال آن‌ها در کرانه خط ساحلی (مطالعه موردی: ساحل غربی جلگه مکران)

محمد اکبریان* - استادیار گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه هرمزگان
سیاوش شایان - استادیار گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
مجتبی یمانی - استاد گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۷/۲۳

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۱۴

چکیده

توده‌های ماسه‌ای بر اثر عوامل مختلفی در مناطق ساحلی ایجاد می‌شوند. هدف اصلی از این مقاله مطالعه عملکرد جریان‌های رودخانه‌ای بر ویژگی‌های رسوب‌شناختی کرانه ساحلی جلگه غربی مکران است. از ویژگی‌های باد، رسوب‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، و نرم‌افزارهای رایانه‌ای ArcGIS، W.R.Plot view، و Gradistat به عنوان داده‌ها و ابزارهای تحقیق استفاده شد. ویژگی‌های رسوب‌شناختی کرانه با تکنیک بررسی میدانی و ترسیم مقاطع نمونه مطالعه شد. هشت نمونه رسوب از نهشته‌های سطحی برداشت شد و شاخص‌های مورفومتری و مورفوسکوپی آن‌ها در آزمایشگاه تعیین شد. برای مطالعه امواج از معادله‌های مولیتور و اندازه‌گیری طول بادگیر جهات مختلف در هشت ایستگاه فرضی استفاده شد. پراکنش این ایستگاه‌ها به نحوی انتخاب شد که معرف تغییرات خط ساحلی باشد. بر طبق نتایج، مساحت زیادی از منطقه ساحلی تغییر شیب چندانی ندارد و دامنه جزر و مد در آن زیاد است. با وجود تأثیر زیاد فرایندهای رودخانه‌ای، حمل دریایی بخشی از مراحل پایانی حمل ذرات نهشته بر کرانه خط ساحلی به‌شمار می‌آید. در نتیجه‌گیری کلی می‌توان گفت که منابع تأمین رسوب کرانه خط ساحلی دهانه رودخانه‌های همجوار است؛ به نحوی که مسافت طی‌شده رسوبات دریایی بسیار کم و نتوانسته است آثار حمل در نهشته‌های رودخانه‌ای بر ذرات رسوب را از بین ببرد.

کلیدواژه‌ها: ژئومورفولوژی ساحلی، ساحل غربی مکران، فرایندهای رسوب‌شناسی، کرانه خط ساحلی.

مقدمه

ساحل محیط فعالی است که در آن دریا و خشکی در تقابل دائمی با هم، در پاسخ‌گویی به عوامل خارجی طبیعی و انسانی‌اند؛ اگر در فواصل زمانی مشخص و به صورت منظم از یک منطقه ساحلی معین بازدید کنیم، پس از مدتی در خواهیم یافت که شکل ساحل در طی زمان پایدار نیست و همواره در حال تغییر است (فرنچ، ۲۰۰۱)؛ این تغییرات خطوط ساحلی متأثر از ساختار زمین‌شناسی و فرایندهای فرسایش و رسوب‌گذاری است. باد، امواج، جزر و مد، و جریان‌های دریایی مشترکاً انرژی لازم را برای شکل‌دهی ساحل و ایجاد محیط‌های برداشت، حمل، و رسوب‌گذاری ایجاد می‌کنند (برد، ۲۰۰۸).

آغار مطالعه نظام‌مند زمین‌شناسی مناطق جزر و مدی به مطالعه سواحل شمالی آلمان توسط دیرین‌شناس آلمانی، راندولف ریچر^۱، در اواخر دهه ۱۹۲۰ میلادی برمی‌گردد (دایدو، ۲۰۱۳). از جنبه رسوب‌شناسی، تاکنون مطالعات زیادی بر

روی مناطق ساحلی انجام شده است؛ از آن میان می‌توان به «محیط‌های رسوب‌گذاری ساحلی»، نوشته دیویس (۱۹۸۵)، «محیط‌های رسوبی: فرایندها، رخساره‌ها، و چینه‌شناسی»، نوشته ری‌دینگ (۱۹۹۶)، و «مبانی رسوب‌شناسی و چینه‌شناسی»، نوشته باگز (۲۰۱۲)، اشاره کرد. در بیشتر این مطالعات اذعان شده است که مناطق جزر و مدی محیط‌های همواری هستند که متناوباً به وسیله جزر و مد از آب پوشانده می‌شوند. سواحل ماسه‌ای امروزی با کُندشدن پیشروی دریا طی دوره هولوسن، که سطح دریا به میزان فعلی خود رسید، تشکیل شده‌اند (برد، ۱۳۹۲). در سواحل که دارای جزر و مدهای وسیع‌اند در اغلب دوره‌های جزر و مدی موج در ناحیه جزر و مدی مستهلک می‌شود و هرچند به طور متناوب ولی به صورت مختصری به این ناحیه نفوذ می‌کند (کیدسون، ۱۹۶۰). سازوکار انتقال رسوب در نواحی ساحلی به این صورت است که امواج رسوب را از جای خود بلند می‌کند و سپس جریان آن را حمل می‌کند. به علت طبیعت رفت و برگشتی ذرات آب در زیر امواج، معمولاً جریان‌ها عامل اصلی انتقال رسوباتی هستند که به وسیله امواج از جای خود بلند شده‌اند (لئو، ۱۳۹۰). انتقال ماسه بر اثر فرایندهای اساسی تعلیق، انتقال، و رسوب‌گذاری صورت می‌گیرد؛ رسوب‌گذاری هنگامی رخ می‌دهد که دانه‌ها در انتقال بار بستر به حالت سکون برسند یا دانه‌های در حال تعلیق ته‌نشین شوند (سولزی، ۱۳۸۱). به‌طور کلی، جریان‌های جزر و مدی باعث فرسایش و رسوب در ساحل نمی‌شوند، بلکه آن‌ها رسوبات را در منطقه نزدیک ساحل^۱ جابه‌جا می‌کنند که نهایتاً ممکن است به امتداد ساحلی^۲ منتقل شود (برد، ۲۰۰۸).

از فرایندهای تأثیرگذار بر جلگه ساحلی فرایندهای رودخانه‌ای است (اکبریان، ۱۳۹۳). رودها مقادیر معتدلی از رسوبات حاصل از فرسایش حوضه‌های آبخیز را به دریا انتقال می‌دهند (چورلی و همکاران، ۱۳۷۹). تغییرات بستر آن‌ها در گستره جلگه تأثیر می‌گذارد (یمانی و فخری، ۱۳۹۱). وسعت حوضه آبریز و آورد آب رودهای منطقه را باید در پیدایش جلگه ساحلی مؤثر دانست؛ به‌خصوص اگر طغیان‌های متعددی در رودها اتفاق بیفتد، جلگه ساحلی نیز همانند دشت‌های داخلی به زبان کوهستان‌های مجاور توسعه می‌یابد (نگارش، ۱۳۷۱). در رودهایی که در مناطق ساحلی جریان دارند تغییر چیرگی فرایندها از فرایندهای سیلابی به فرایندهای ساحلی صرفاً به توان فرایندها بستگی ندارد، بلکه به وسیله لندفرم‌های میرایی (آنتسدانس) منطقه کنترل می‌شود (فیلیپس و اسلاتری، ۲۰۰۶). با وجود این، هرزاب‌های رودخانه‌ای از جمله فرایندهایی هستند که در مشارکت با جزر و مد روزانه پهنه‌های مسطح گلی و ماسه‌ای در مناطق جزر و مدی را تحت تأثیر قرار می‌دهند (مارتی و همکاران، ۲۰۰۸).

اگر لندفرم‌های ساحلی با دقت و احتیاط مورد مطالعه قرار گیرند، در زمینه شرایط ساحلی و مدیریت آن راهنمای ارزشمندی خواهند بود (کوک و دورنکمپ، ۱۳۷۸). در جلگه ساحلی مکران، شکستگی واضح توپوگرافی در محل خط کنیک (نقطه عطف کوه و دشت) را می‌توان در رقوم ارتفاعی ۲۰ متر از سطح دریا مشاهده کرد. این پدیده نشان‌دهنده شدت تخریب و فرسایش در ارتفاعات حوضه‌های بالادست و همچنین ترسیب و هموارسازی در دشت بوده است (اختصاصی و همکاران، ۱۳۸۵). محدوده تحقیق در ناحیه مکران قرار دارد؛ این زون از رسوبات بستر دریا، سنگ‌های افیولیتی، و رسوبات آب‌های سطحی تشکیل شده است. بخش عمده‌ای از فلیش‌های مکران در این محدوده تپه ماهورهای بی‌شکل با فرسایش آبی زیاد یا هزاردره تشکیل می‌دهند؛ توسعه فرسایش، هر ساله، مقدار متناهی از رسوبات ریزدانه را توسط رودخانه‌ها به دریا انتقال می‌دهد (اکبریان، ۱۳۹۳).

نهشته‌های حمل‌شده به وسیله رودخانه‌های جاری در جلگه مکران عموماً قطری کمتر از یک میلی‌متر دارد و دانه‌بندی آن‌ها در حد ماسه، سیلت، و رس است (نوحه‌گر و یمانی، ۱۳۸۵). نهشته یادشده طی فرایندهای رسوب‌گذاری

1. nearshore

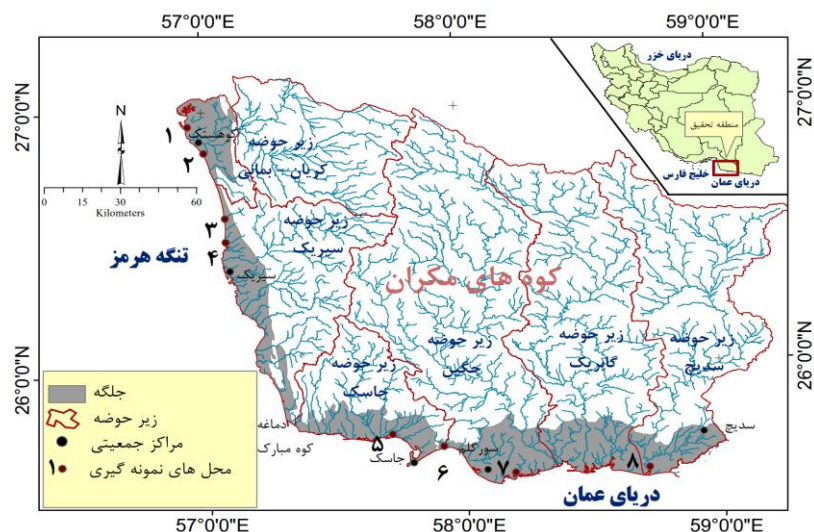
2. Beaches alongshore

رودخانه‌ها در سطوح دلتاها، بستر، و پادگانۀ رودها ته‌نشین می‌شود. بخشی از این رسوبات نیز همراه جریان‌های آبی به دریا وارد می‌شود و به وسیله فرایندهای دریایی در امتداد منطقۀ ساحلی بازپخش می‌شود (اکبریان، ۱۳۹۳). یمانی (۱۳۷۸) در مطالعه حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی (در سواحل مکران) بیان کرد که رسوبات منتقل شده توسط رودها به خط ساحل توسط امواج مایل جنوب‌شرقی در طول خط ساحل به سمت مغرب حرکت می‌کنند و باعث تشکیل پیکان‌های ساحلی و در نهایت تشکیل تالاب‌های جزر و مدی می‌شوند.

اگرچه برخی محققان به فرایندهای رسوب‌گذاری رودخانه‌ها در توسعه دلتاها پرداخته‌اند، در پژوهش‌هایی که تاکنون در ساحل غربی مکران انجام شده عمدتاً بر عملکرد باد و دینامیک آب دریای عمان در انتقال رسوب در طول خط ساحلی تأکید و به عملکرد جریان‌های رودخانه‌ای بر روی رسوبات ساحلی توجه کمتری شده است. اجرای هر گونه برنامه آمایشی و عمرانی به شناخت کامل منابع اکولوژیکی و توان‌های محلی نیاز دارد. هر یک از پدیده‌های قلمروهای گوناگون جغرافیای طبیعی ویژگی‌های خود را به وسیله دینامیک محیط، که با دریافت انرژی از منابع گوناگون خارجی و درونی زمین تأمین می‌شود، به دست می‌آورند؛ بنابراین، اگر به دلایلی، تغییراتی در کم و کیف دینامیک محیط حاصل آید ویژگی‌های متفاوت در محیط ایجاد خواهد شد. در حال حاضر، با توجه به سطح فناوری فعلی، اگرچه انسان نمی‌تواند جلوی تغییرات طبیعی را بگیرد، می‌تواند با شناخت سازوکار چگونگی وقوع تغییرات و تجزیه و تحلیل علل عمده تغییرات و نتایج آن خود را به طور متناسب آماده و تجهیز کند تا از نتایج سوء این تغییرات کمترین خسارت را ببیند. هدف اصلی این مقاله مطالعه تأثیر نهشته‌های جریان‌های رودخانه‌ای بر ویژگی‌های رسوب‌شناسی محدوده‌های جزر و مدی است که با شناسایی برخی از ویژگی‌های رسوب‌شناسی پهنه‌های جزر و مدی (منطقه ساحلی) بخش غربی جلگه ساحلی مکران در استان هرمزگان به عنوان محدوده مورد مطالعه همراه است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد پژوهش در استان هرمزگان، سواحل شرقی تنگه هرمز و شمال دریای عمان، واقع شده است. مختصات جغرافیایی آن 54° $56'$ تا 59° $19'$ طول شرقی و 25° $31'$ تا 27° $9'$ عرض شمالی است. وسعت این منطقه 366879 کیلومتر مربع معادل 366879 هکتار است. شکل ۱ موقعیت محدوده تحقیق را نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت نوار ساحلی مورد مطالعه و حوضه‌های آبخیز بالادست آن در شرق تنگه هرمز و استان هرمزگان

محدوده تحقیق در واحد ژئومورفولوژی جلگه‌های کناره‌ای جنوب، جلگه شمال دریای عمان و از نظر زمین‌شناسی در زون مکران قرار دارد؛ این زون از رسوبات بستر دریا، سنگ‌های آفیولیتی، و رسوبات آب‌های سطحی تشکیل شده است. از نظر جنس رسوبات، بخشی از منطقه تحت تأثیر زمین ساخت عمومی مکران است که عمدتاً از لایه‌های فلیش و شبه‌فلیش متشکل از شیل، مارن، و ماسه‌سنگ تشکیل شده است (نوحه‌گر و یمانی، ۱۳۸۵).

مواد و روش‌ها

داده‌های تحقیق عبارت‌اند از: توزیع فضایی و اطلاعات مورفوسکوپی و گرانولومتری رسوبات کرانه خط ساحلی، آمار هیدرودینامیک ساحلی شامل جزر و مد، سرعت و جهت باد و طول بادگیر سواحل منطقه پژوهش، داده‌های مورفومتری سطحی و توپوگرافیک شامل شیب. این داده‌ها طی گام‌های مختلف مطالعاتی جمع‌آوری و در فرایند تحقیق به کار گرفته شدند. ابزارهای تحقیق عبارت‌اند از: نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS، وسایل آزمایشگاهی رسوب‌شناسی، بینوکلر و نرم‌افزارهای رایانه‌ای از جمله Arc GIS.

پس از مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری اسناد، مدارک، و نقشه‌های مورد نیاز، برای مطالعه ویژگی‌های رسوب‌شناختی کرانه ساحلی از تکنیک بررسی میدانی و ترسیم مقاطع نمونه از نوار ساحلی نمونه استفاده شد. بدین منظور، بسته به گستره کرانه ساحلی، هشت محل نمونه‌گیری انتخاب شد. با اجرای عملیات میدانی، نمونه رسوب از نهشته‌های سطحی به عمق ۳ سانتی‌متر کرانه ساحلی برداشت شد. نمونه‌ها به آزمایشگاه منتقل شد و پس از تفکیک با ال‌کهای استاندارد ASTM، شاخص‌های رسوب‌شناسی در دو گروه شاخص‌های مورفومتری و شاخص‌های مورفوسکوپی مطالعه شد. شاخص‌های مطالعه‌شده مورفومتری و مورفوسکوپی ذرات در این تحقیق عبارت بودند از: جورشدگی، چولگی، شاخص کرومباین، ساییدگی، درخشندگی، و فقدان یا دارابودن کلوخه رسی و خرده‌های صدف. با اجرای عملیات ال‌ک جمعیت‌های رسوب تفکیک‌شده بر روی هر ال‌ک توزین و یادداشت شد؛ همچنین، بر اساس آن مقادیر، درصد وزنی و درصد تجمعی نمونه رسوب نیز محاسبه شد. در نهایت، با ترسیم منحنی دانه‌بندی تجمعی، دانه‌بندی رسوب، و تعیین قطر ذرات مربوط به جمعیت‌های مورد نظر، مقدار شاخص‌های مورفومتری رسوب به روش جامع ترسیمی فولک در نرم‌افزار Gradistat.V.5 و معادله‌های مربوطه محاسبه شد. شاخص کرومباین نیز با استفاده از درصد‌های قطری نمونه‌های رسوب محاسبه‌شده در نرم‌افزار Gradistat.V. به دست آمد (موسوی حرمی، ۱۳۷۴؛ کوک و دورنکمپ، ۱۳۷۸، به نقل از فولک و وارد، ۱۹۷۵؛ احمدی، ۱۳۷۷).

در این تحقیق، بیشتر از تفسیر منحنی‌های تجمعی رسوب استفاده شد. پس از رسم منحنی‌های تجمعی رسوب، اندیس‌های میانه و مد میانگین قطری محاسبه شد. مقدار قطری ذرات در فراوانی‌های مختلف نیز از روی منحنی تجمعی محاسبه شد. برای تفسیر منحنی‌های تجمعی از ضرایب جورشدگی و چولگی فولک، ضریب کو-دو-اف (شاخص جورشدگی کرومباین)، و ضریب نامتقارنی استفاده شد. به کمک این ضرایب عامل حمل ذرات مشخص شد. برای مطالعه شاخص‌های مورفوسکوپی از بینوکلر استفاده شد. در این تحقیق نظر به ریزبودن غالب ذرات، بیشترین فراوانی قطری (۱۲۵ میکرون) انتخاب شد و با بینوکلر دارای بزرگ‌نمایی ۴۰۰ برابر مورفوسکوپی شد.

در گام بعد، نخست نتایج مطالعات امواج و جریان‌های دریایی توسط سایر محققان گردآوری شد. سپس، طول بادگیر جهات مختلف در ایستگاه‌های فرضی گشمی (۱۰۰ کیلومتری شرق جاسک)، سدبچ، سورگلم، جاسک شرقی، جاسک

غربی، کوه مبارک، سیریک، و کوهستک (شکل ۱) به کمک نرم‌افزار گوگل ارث اندازه‌گیری شد. پراکنش این ایستگاه‌ها به نحوی انتخاب شد که معرف تغییرات جهت ساحل و دماغه‌های ساحلی و پهنه‌های جزر و مدی باشد. ارتفاع امواج به کمک معادله‌های مولیتور^۱ (Senturk, 1995) برای طول بادگیر کمتر از ۳۲ کیلومتر بیشتر از ۳۲ کیلومتر و سواحل اقیانوسی محاسبه شد (رابطه‌های ۱، ۲، و ۳).

$$F < 32kms \quad Z_d = 0.0032(UF)^{\frac{1}{2}} + 0.75 - 0.27F^{\frac{1}{4}} \quad (۱)$$

$$F > 32kms \quad Z_d = 0.0032(UF)^{\frac{1}{2}} \quad (۲)$$

$$\text{سواحل اقیانوسی} \quad Z_d = 0.0024(U)^2 \quad (۳)$$

Z_d : ارتفاع موج به متر

U : سرعت باد به کیلومتر بر ساعت

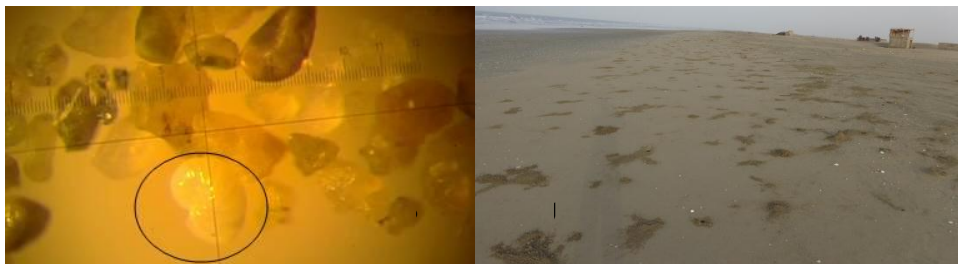
F : طول بادگیر به کیلومتر

ارتفاع موج محاسبه‌شده از معادله‌های مولیتور در فایل ورودی نرم‌افزار WRPlot View در ستون سرعت باد جای‌گزین و گل‌موج‌های منطقه رسم شد. در ترسیم گل‌موج‌های ساحل جنوبی از آمار باد ایستگاه سینوپتیک جاسک (۱۹۹۰-۲۰۰۹) و برای ساحل غربی از آمار باد ایستگاه سینوپتیک بندرعباس (۱۹۹۰-۲۰۰۹) استفاده شد.

یافته‌ها

ویژگی‌های رسوب‌شناختی محدوده‌های کرانه ساحلی

موقعیت محل‌های نمونه‌گیری در کرانه ساحلی و نسبت به حوضه‌های آبخیز در شکل ۱ نشان داده شده است. شکل ۲ ب نمای از کرانه ساحلی در محل نمونه شماره ۸ و شکل ۲ الف نمونه رسوب اخذشده از منطقه را در زیر بینوکلر نشان می‌دهد.



شکل ۲. الف) حلزون میکروسکوپی با قطر تقریبی ۱۲۵-۲۵۰ میکرون، در نمونه رسوب؛ ب) نمایی از کرانه ساحلی در منطقه تحقیق. حفره‌های قابل مشاهده نتیجه فعالیت لانه‌سازی خرچنگ‌هاست

جدول ۱ نتایج حاصل از محاسبه شاخص‌های دانه‌بندی (گرانولومتری) از جمله قطر میانگین، جورشدگی، چولگی، و کشیدگی منحنی‌های تجمعی دانه‌بندی که معیاری برای تبیین شرایط مورفودینامیکی آن‌هاست، همراه شاخص کرومباین و نتایج مطالعات مورفوسکوپی نمونه‌های رسوب را نشان می‌دهد. بر اساس این نتایج، قطر میانگین ذرات نمونه‌های رسوب عمدتاً ماسه ریزدانه تا خیلی ریزدانه و در مواردی ماسه متوسط‌دانه است. وضعیت چولگی منحنی نمونه رسوب‌ها عموماً متقارن است و شاخص کرومباین بیانگر حمل کم رسوب یا حمل موضعی با منشأ رودخانه‌ای است. وضعیت

گردشگری دانه‌ها نیز عموماً زاویه‌دار تا نیمه‌گرد است؛ بافت سطحی دانه‌ها درخشان تا هاله است و نمونه‌های رسوب فاقد کلوخه رسی و دارای خرده‌هایی از صدف‌های دریایی است. این ویژگی‌های رسوب‌شناختی در کل دال بر منشأ رودخانه‌ای رسوبات است؛ هرچند عملکرد فرایندهای دریایی منتج به تغییراتی در ویژگی‌های آن‌ها شامل فقدان کلوخه‌های رسی و وجود خرده‌های صدف در نمونه‌های رسوب شده است. فقدان کلوخه‌های رسی حاکی از تأثیر فرایندهای آبی در مراحل پایانی حمل رسوب است؛ وجود خرده‌صدف نشان می‌دهد که این فرایند آبی از نوع دریایی است. فرایندهای دریایی باعث حذف کلوخه‌های رسی و اضافه‌شدن خرده‌صدف به نمونه‌های رسوب شده است.

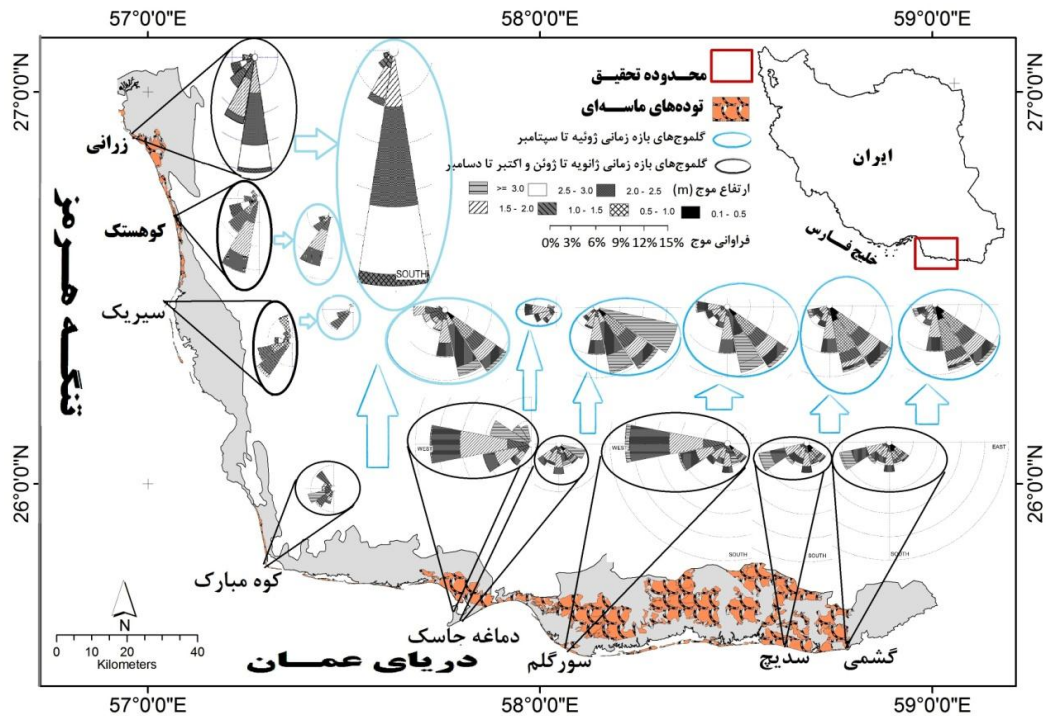
جدول ۱. نتایج حاصل از محاسبه شاخص‌های دانه‌بندی نهشته‌های رسوبی

کد نمونه و نام محل	قطر میانگین (mm)	جورشدگی	چولگی	کشیدگی	شاخص کرومابین*	گردشدگی (سایدگی)	بافت سطحی (درخشندگی)	مواد تشکیل‌دهنده
۱ گهرود	۱٫۹۴ ماسه متوسط‌دانه	نسبتاً خوب	متقارن	۰٫۷۴ پهن	۱٫۰۴۸	زاویه‌دار تا گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۲ کوهستک	۲٫۵۲ ماسه ریزدانه	نسبتاً خوب	متقارن	۱٫۳۱ کشیده	۰٫۶۲۵	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۳ زیارت	۱٫۶۲ ماسه متوسط‌دانه	متوسط	متقارن	۰٫۹۳ میانه پهن	۱٫۲۵۶	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۴ گروک	۲٫۵۸ ماسه ریزدانه	نسبتاً خوب	متقارن	۱٫۲۷ کشیده	۰٫۶۶۲	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۵ جاسک کهنه	۲٫۲۸ ماسه ریز	نسبتاً خوب	درشت‌دانه	۱٫۱۳ کشیده	۰٫۳۷۹	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۶ هجدان	۲٫۴۹ ماسه ریزدانه	بد	متقارن	۰٫۷۸ پهن	۰٫۸۳۰	زاویه‌دار تا گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۷ سورگلم	۳٫۰۵ ماسه خیلی ریز	نسبتاً خوب	متقارن	۰٫۷۴ پهن	۰٫۵۱۷	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف
۸ سدیح	۲٫۲۶ ماسه ریز	متوسط	متقارن	۱٫۰۴ میانه پهن	۰٫۴۸۵	زاویه‌دار تا نیمه‌گرد	درخشان تا هاله	فاقد کلوخه، دارای خرده‌صدف

جهت جریان‌های ساحلی غالب و ماسه

شکل ۳ وضعیت گل‌موج‌های ساحلی گشمی (۱۰۰ کیلومتری شرق جاسک)، سورگلم (۳۰ کیلومتری شرق جاسک)، دماغه کوه مبارک (۵۰ کیلومتری غرب جاسک)، سیریک، و کوهستک را در مقابل جهات وزش بادهای و امواج محلی در دو بازه زمانی تابستانه (ژوئیه، اوت، و سپتامبر) و مجموع سایر ماه‌های سال نشان می‌دهد. در انتخاب این دو بازه زمانی

در سال به دو نکته توجه شده است که عبارت‌اند از: ۱. آورد آبی رودخانه‌های اصلی منطقه که از اواخر پاییز تا اواسط بهار است و در فصل تابستان در ماه‌های ژوئیه، اوت، و سپتامبر دبی آب و رسوب به حداقل می‌رسد (اکبریان، ۱۳۹۳)؛ ۲. تغییراتی که در جهت امواج از اوایل ژوئیه ایجاد می‌شود و تا اواخر سپتامبر تداوم می‌یابد.



شکل ۳. گل‌موج‌های ساحلی محدوده تحقیق و موقعیت مکانی آن‌ها

با نگاهی به شکل ۳، نتایج مطالعات امواج را به صورت زیر می‌توان بیان کرد:

در ساحل گشمی، از ماه اکتبر تا پایان ماه مه، امواج قطاع جنوب‌غربی غالب‌اند (قریب به ۲۰ درصد)؛ هرچند در این دوره در ماه‌های ژانویه و فوریه امواج قطاع جنوب‌شرقی نیز درصد بالایی از امواج را شامل می‌شوند (۶-۷ درصد). در ماه ژوئن، درصد امواج قطاع جنوب‌شرقی افزایش می‌یابد و تقریباً تعادلی بین امواج قطاع جنوب‌شرقی و جنوب‌غربی دیده می‌شود. از ماه ژوئیه امواج قطاع جنوب‌شرقی به نحو چشم‌گیری غالب می‌شود و این وضعیت تا پایان سپتامبر تداوم می‌یابد.

در ساحل سورگلم، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج غربی غلبه تام دارند (۱۲/۳۷-۲۴/۹۲ درصد). مجموع فرکانس سایر امواج بین حداکثر ۳۲/۰۲ و حداقل ۳۱/۳ درصد است که حداکثر فرکانس آن‌ها مربوط به امواج SWW با ۱۸/۱۳ درصد در ماه ژوئن است. از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج جنوب‌شرق متمایل به جنوبی امواج SE (۱۰/۴۹-۱۵/۴ درصد)، SSE (۹/۷۶-۱۲/۹۳ درصد)، و S (۷/۱۸-۸/۴۹ درصد) به ترتیب بیشترین فرکانس را به خود اختصاص می‌دهند.

در ساحل کوه مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی (SWW تا NWW) غالب‌اند (۲۶/۹۲-۴۵/۱۲ درصد)؛ به‌نحوی که در ماه آوریل مجموع فرکانس سایر امواج کمتر از ۱۹/۳۸ درصد است. از ماه ژوئیه تا

پایان سپتامبر با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج جنوب شرق متمایل به جنوبی، امواج SE (۱۵/۴-۱/۴۹ درصد)، SSE (۱۲/۹۳-۹/۷۶ درصد)، و S (۸/۴۹-۷/۱۸ درصد) به ترتیب بیشترین فرکانس را به خود اختصاص می‌دهند.

در ساحل سیریک، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب غربی است. در ماه‌های اکتبر تا دسامبر و ژانویه تا مارس امواج NNW درصدی از امواج را شامل می‌شوند؛ ولی کماکان غلبه با امواج قطاع جنوب غربی باقی می‌ماند. در ساحل کوهستک، در همه ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب غربی است. در سواحل شمالی تر و در حاشیه مصب رودخانه زرنانی امواج غالب کاملاً جهت جنوبی می‌گیرند. نتایج مطالعات امواج را می‌توان در سه بند زیر خلاصه کرد:

- در ساحل جنوبی، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی و جنوب غربی غالبند؛ به استثنای غرب دماغه جاسک، از ماه ژوئیه امواج قطاع جنوب شرقی به نحو چشم‌گیری در این ساحل غالب می‌شوند و این وضعیت تا پایان سپتامبر تداوم می‌یابد.

- در ساحل کوه مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی (SWW تا NWW) غالبند. از ماه ژوئیه تا پایان سپتامبر با کاهش سریع فرکانس امواج غربی و افزایش فرکانس امواج قطاع جنوب شرق متمایل به جنوبی امواج SE، SSE، و S به ترتیب بیشترین فرکانس را به خود اختصاص می‌دهند.

- در ساحل غربی، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب غربی است. در سواحل شمالی تر و در حاشیه مصب رودخانه زرنانی امواج غالب کاملاً جهت جنوبی می‌گیرند.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس یافته‌های تحقیق و مقایسه آن با نتایج به‌دست‌آمده توسط سایر محققان، اگرچه برخورد امواج به ساحل در دریای عمان عمدتاً جنوبی تا جنوب شرقی و در تنگه هرمز عمدتاً غربی تا جنوب غربی هستند و حرکت عمومی جریان‌ها نیز پادساعت‌گرد است (شایان و همکاران، ۱۳۹۳)، گل‌موج‌های ساحلی به دلیل انحنای خط ساحلی و طول بادگیرهای متفاوت در نقاط مختلف کاملاً متفاوت‌اند. این تفاوت و نیز آورد رسوب رودخانه‌ای در ماه‌های خاصی از سال باعث رانش رسوب در جهات مختلف می‌شود. مکان‌گزینی توده‌های ماسه‌ای ساحلی به شکل فعلی نیز تحت تأثیر این امر است (شایان و همکاران، ۱۳۹۳). همچنین، از آنجا که پیش‌کرانه‌های جزر و مدی منتهی به خورها و تالاب‌های ساحلی از دسترس امواج و انتقال رسوب توسط آن‌ها دور بوده‌اند، کرانه آن‌ها عموماً فاقد توده‌های ماسه‌ای ساحلی است (اکبری‌ان، ۱۳۹۳).

در کل، مطالعه رانش رسوب توسط امواج نشان‌دهنده تأثیرات محلی و موضعی آن‌ها بر انتقال رسوب در مقطع محدودی از ساحل به دلیل انحنای خط ساحلی است؛ بدین معنی که امواج صرفاً در انتقال (رانش) رسوب یا آورد رودخانه‌های محلی در مقطع محدودی از امتداد ساحل نقش دارند و مسافت زیادی آن‌ها را منتقل نمی‌کنند.

بر اساس نتایج رسوب‌شناسی، شاخص کرومباین برای بیشتر نمونه‌ها، عامل حمل کم با منشأ رودخانه‌ای یا حمل موضعی کم را نشان می‌دهد؛ بافت سطحی دانه‌های کوارتز نیز عمدتاً درخشان تا هاله است که نشان‌دهنده حمل آبی (اعم از رودخانه‌ای و دریایی) در بخش عمده مسیر حمل رسوب و حمل بادی کم (نزدیک‌بودن منبع رسوب) است.

اگرچه فقدان کلوخه‌های رسی و دارابودن خرده‌های صدفی مؤید گذراندن حمل دریایی به عنوان مرحله پایانی حمل ذرات نهشته در پهنه جزر و مدی است، نتایج جورشدگی، چولگی، و شاخص کرومباین تأثیر زیاد فرایندهای رودخانه‌ای را نشان می‌دهد. به عنوان نتیجه‌گیری نهایی، می‌توان گفت که نهشته‌های این مناطق مستقیماً از آورد نهشته‌های رودخانه‌ای با حمل دریایی کم تأمین شده‌اند. زمان یا مسافت و تأثیر حمل دریایی به حدی نبوده است که بتواند آثار حمل رودخانه‌ای ذرات را بر ویژگی‌های مورفومتری رسوب به کلی محو کند.

در اغلب پژوهش‌های انجام‌شده در مناطق ساحلی بر نقش هیدرودینامیک دریا در انتقال رسوب به این مناطق تأکید شده است؛ از آن جمله به موارد زیر اشاره می‌شود:

لو و همکاران (۲۰۱۳) در مدل‌سازی هیدرودینامیکی انتقال ماسه از مناطق جزر و مدی به خلیج‌های دهانه‌ای بیان کردند که برآیند انتقال رسوب به توان انتقال مواد رسوبی از خشکی به آب‌های کم‌عمق وابسته است. محمودی (۱۳۸۴) در بررسی الگوی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحل دریای عمان بیان کرد که «هرچند رودخانه‌های فصلی ذخیره زیادی از رسوب را در محیط ساحلی پراکنده می‌کنند، منشأ تپه‌ها در نزدیکی ساحل و به احتمال قوی از دریا است.» نوحه‌گر و حسین‌زاده (۱۳۹۰) حرکات آب دریا شامل امواج، جزر و مد، و جریان‌های ساحلی و دریایی را دارای مهم‌ترین نقش در تحولات مورفولوژی خط ساحلی قاعده دلتاها دانستند؛ آنان، در این میان، نقش اصلی را به امواج دادند و برای دو عامل دیگر نقش واسطه یا تکمیل‌کننده قائل شدند. کید (۲۰۰۱) امواج را در حرکت ماسه در ساحل نزدیک مؤثر می‌داند. جونز (۲۰۰۵) به نقل از پاتیارچی و همکاران^۱ و ماسلینک و پاتیارچی^۲ سازوکار اصلی جابه‌جایی ماسه و ایجاد مورفولوژی سواحل ماسه‌ای در جلگه سوام^۳ را متأثر از رژیم امواج غالب و وزش نسیم پُرانرژی دریا می‌داند. همچنین، ریچ (۲۰۱۳)، با توجه به مشاهدات میدانی در دوره‌های زمانی طولانی از سواحل، بیان کرد که امواج طوفانی رسوبات را به ساحل دور منتقل می‌کنند؛ درحالی‌که امواج دوراً و امواج ضعیف اقلیمی رسوبات را به منطقه ساحلی برمی‌گردانند.

نتایج تحقیق حاضر تکمیل‌کننده نتایج پژوهش‌های ذکرشده در خصوص انتقال رسوب در پهنه‌های ساحلی است؛ به این صورت که، علاوه بر هماهنگی با نتایج سایر محققان مبنی بر انتقال رسوب توسط فرایندهای دریایی به پهنه‌های جزر و مدی، منبع تأمین رسوب را نیز آورد نهشته‌های رودخانه‌های نزدیک معرفی می‌کند.

1. Pattiarartchi et al., 1997.

2. Masselink and Pattiarartchi, 1998.

3. Swan

منابع

- احمدی، ح. (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی کاربردی، ج ۲: بیابان، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- اختصاصی، م.ر. (۱۳۸۵). طرح کنترل کانون بحرانی سدیح- هیمن، ج ۴: مطالعات فرسایش و رسوب، بندرعباس: اداره کل منابع طبیعی استان هرمزگان.
- اکبریان، م. (۱۳۹۳). تحلیل مورفوژنژ توده‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی و تغییرات زمانی آن‌ها (نمونه موردی: ساحل غربی مکران)، رساله دکتری جغرافیای طبیعی ژئومورفولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۸ ص.
- برد، ا. (۱۳۹۲). ژئومورفولوژی ساحلی، ترجمه مجتبی یمانی و وحید محمدنژاد، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- چورلی، ریچارد جی. (۱۳۷۹). ژئومورفولوژی، ترجمه احمد معتمد، ج ۳: فرایندهای دامنه‌ای، آبراهه‌ای، ساحلی، و بادی، تهران: سمت.
- سولزی، ر. (۱۳۸۱). دینامیک ماسه‌های دریایی، ترجمه سیدعلی آرمسا، تهران: دانشگاه تربیت مدرس.
- شایان، س.؛ اکبریان، م.؛ یمانی، م.؛ شریفی کیا، م. و مقصودی، م. (۱۳۹۳). هیدرودینامیک دریا و تأثیر آن در تشکیل توده‌های ماسه‌ای ساحلی، مطالعه موردی: سواحل غربی مکران، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۲(۴): ۸۶-۱۰۴.
- علائی طالقانی، م. (۱۳۸۲). ژئومورفولوژی ایران، تهران: نشر قومس.
- کوک، آر.یو. و دورنکمپ، جی. سی. (۱۳۷۸). ژئومورفولوژی و مدیریت محیط، ج ۲، ترجمه شاپور گودرزی‌نژاد، تهران: سمت.
- لئو، زو. (جیو) (۱۳۹۰). انتقال رسوب، ترجمه وحید چگینی، تهران: مؤسسه ملی اقیانوس‌شناسی.
- محمودی، ش. (۱۳۸۴). بررسی تغییرات طبیعی تپه‌های ماسه‌ای شرق جاسک در بازه زمانی ۱۳۶۹-۱۳۸۳، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گروه جغرافیا، دانشگاه اصفهان.
- موسوی حرمی، ر. (۱۳۷۴). رسوب‌شناسی، ج ۴، مشهد: انتشارات آستان قدس رضوی.
- مهندسین مشاور سازه‌پردازان ایران (۱۳۸۶). مطالعات طرح مدیریت یکپارچه مناطق ساحلی ایران، سازمان بنادر و دریانوردی.
- نگارش، ح. (۱۳۷۱). بررسی تحول ژئومورفولوژیکی بخشی از ناحیه ساحلی (از رمین تا باهوکلان)، دانشگاه تربیت مدرس.
- نوحه‌گر، ا. و حسین‌زاده، م.م. (۱۳۹۰). دینامیک دریا و عوامل مؤثر بر نوسانات تراز دریا در تحول قاعده دلتاهای شمال تنگه هرمز، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۲(۴۳): ۱۲۵-۱۴۲.
- نوحه‌گر، ا. و یمانی، م. (۱۳۸۵). ژئومورفولوژی ساحل شرقی تنگه هرمز با تأکید بر فرسایش بادی، هرمزگان: انتشارات دانشگاه هرمزگان.
- یمانی، م. (۱۳۷۸). اثر حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی، پژوهش‌های جغرافیایی، ۳۷: ۱۹-۳۴.
- یمانی، م. و فخری، س. (۱۳۹۱). بررسی عوامل مؤثر در تغییرات الگوی رودخانه جگین در جلگه ساحلی مکران، فصل‌نامه جغرافیا، ۱۰(۳۴): ۱۴۱-۱۵۹.

Ahmadi, H. (1998). Applied Geomorphology, Vol. 2, Tehran University Press.

Akbarian, M. (2014). Analysis of Coastal plain Sand Masses Morphogenesis and their temporal variations (Case study: Western coast of Makran), Ph.D thesis, Supervisor: Dr. Siavosh Shayan, Dr. Mojtaba Yamani, Tarbiat Modares University, Iran.

Alaei Taleghani, M. (2003). Geomorphology of Iran, Tehran: Ghomes publishing.

- Bagnold, R.A. (1939). Interim report on wave pressure research, *Journal Inst. Civil Engr.*, 12: 201-226.
- Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology An Introduction*, translated by Yamani, M., Mohammadnejds, V., Tehran University Press.
- Boggs, S. (2012). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (5th edition), Prentice Hall, New Jersey, p. 60.
- Chorley, Richard J. (2000). *Geomorphology Volume 3 (Processes of Range, Rivers, Coastal and Wind)*, Translated by Motamed, A., Side Publishing, 455 p.
- Clarke, D.W.; Boyle, J.f.; Chiverrell, R.C.; Lario, J. and Plater, A.J. (2014). A sediment record of barrier estuary behavior at the mesoscale: Interpreting high-resolution particle size analysis, *Geomorphology*, 221: 51-68.
- Cook, R.U. and Doornkamp, J.C. (1999). *Geomorphology in Environmental Management, Volume II*, Translated by Goodarzinabad, S., Samt Publishing, 356 p.
- Dabrio, C.J. (2000). *Coastal Sedimentary Environment and Sea level Change*, 10 Congresso sobre de Portugal.
- Daidu, F. (2013). Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats, *Journal of Palaeogeography*, 2(1): 66-80.
- Davis, R.A. (1985). *Coastal Sedimentary Environments* (2nd edition), Springer-Verlag, New York, p. 716
- Dean, R.G. and Dalrymple, R.A. (2004). *Coastal processes with engineering applications*, Cambridge University Press, United Kingdom, 489p.
- Eisma, D. (1998). *Intertidal Deposits: River Mouths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*, CRC Press, New York, p. 525.
- Ekhtesasi, M.R. (2006). Study of Wind Erosion control of Sdych-Heyman critical area, Vol. 4, *Erosion and Sedimentation studies*.
- French, P.W. (2001). *Coastal Defences, processes, problems and solutions*, Routledge Press, 385p.
- Gore, P.J. (2010). *Depositional Sedimentary Environments*, Georgia Perimeter College Clarkston, Ga 30021, P.131-144.
- Hayashi, T. and Hattori, M. (1958). Pressure of the breaker against vertical wall, *Coastal Engineering in Japan*, Vol.1.
- Jones, A. (2005). Perth Community Risk Report, Chapter 7: Potential Coastal Erosion of the Swam Coastal plain due to long term Sea Level Rise, Geoscience Australia, http://www.ga.gov.au/webtemp/image_cache/GA6535.pdf
- Kidd, R. (2001). *Coastal Dune Management, A Manual of Coastal Dune Management and Rehabilitation Techniques*, NSW Department of Land and Water Conservation, 96p.
- Kidson, C. (1960). The shingle complexes of Bridgwater Bay, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 28: 75-87.
- Leo, Z. (2011). *Sediment transport*, Translated by Chegini, V., Tehran: National Oceanographic Institute.
- Luo, J.; Li, M.; Sun, Z. and O'Connor, B.A. (2013). Numerical modeling of hydrodynamics and sand transport in the tide-dominated coastal-to-estuarine region, *Marine Geology*, 342: 14-27.
- Mahmoodi, S. (2005). Evaluation of dunes' natural changes in Eastern Jask County in the period 1383-1369, Master thesis under supervision of Dr Mohammad Ramesht, Department of Geography, University of Isfahan.
- Moosavi Harami, R. (1995). *Sedimentology, Vol. IV*, Mashhad: Astan Quds Razavi Publishing House.

- Murthy, C.R.; Sinha, P.C. and Rao, Y.R. (2002). Modeling and Monitoring of Coastal Marine Processes, Springer, 249p.
- Negaresh, H. (2006). Coastal Geomorphology of Estuary of Tang and its Characteristics, Geography and Development, 4(7): 69-88.
- Nohagar, A. and Yamani, M. (2006). Geomorphology of the East Coast of Hormoz Strait with Emphasis on Wind Erosion, Hormozgan University Press.
- Nohegar, A. and Hosainzade, M.M. (2011). Sea Dynamics and the Factors affecting Sea level Fluctuations the Evolutions of the Deltas base in northern Strait of Hormuz, Geography and Environmental Planning (University of Isfahan), Fall1, 22(43): 125- 142.
- Phillips, J.D. and Slattery, M. (2006). Downstream trends in discharge, slope, and stream power in a lower coastal plain river, Journal of Hydrology, 334(1-2): 290-303.
- Reading, H.G. (1996). Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy, John Wiley & Sons, New York, p. 688.
- Rijn, Leo C. van. (2013). Erosion Of Coastal Dunes Due To Storms, www.leovanrijn-sediment.com
- Ross, C.W. (1955). Laboratory study of shock pressures of breaking wave, Beach Erosion Board Tech. Memo. No.59.
- Sazehpardazan Iran Consulting Engineers Co (2007). Study on Integrated Coastal Zone Management Plan, Ports and Maritime Organization.
- Shayan, S.; Akbarian, M.; Yamani, M.; Sharifikia, M. and Maghsoudi, M. (2014). Affect of Sea Hydrodynamic on Coastal Sand Masses Formation Case study: Western Makran Coastal Plain, Journal of Quantative Geomorphological Researches, 2(4): 86-104.
- Sulzeby, R. (2002). Dynamics of Sea Sands, Translation by Azarmsa, S.A., Tehran: Tarbiat Modares University.
- Yamani, M. (1995). The effect of water movement in the Sea of Oman on the development of tidal wetlands, Geographical researches, 37: 19-34.
- Yamani, M. and Fakhri, S. (2012). Investigating the Factors Affecting the Patterns of the Jegin River in the Makran Coastal Plain, Geography Quarterly, 10(34): 141-159.