تابستان ۹۰، سال بیستم، شماره ۸۰، صفحه ۱۴۳ تا ۱۴۸

سازوکار تشکیل و تغییر تومبولو، لاگون و سد ماسه‌ای در ساحل بیر ناحیه بندرتنگ ایران (دریای مکران)

کرامت نژاد افضلی[1]*، فاطمه بیاتانی [2] و ابراهیم مقیمی [2]

[1] مدیریت زمین‌شناسی دریایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[2] گروه مورفودینامیک و ژئومورفولوژی ساحلی دریایی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۹/۱۸

چکیده

ساحل منطقه‌ای متأثر از خشکی و دریاست. اشکال زمین‌ریخت‌شناختی ساحلی به عواملی چون نوسان سطح آب دریا، رژیم رودخانه‌های منطقه، فرایندهای فرسایش و رسوبگذاری، تغییرات اقلیمی، جنس رخنمون‌های زمین‌شناسی، هوازدگی و زمین‌ساخت وابسته است. تومبولو، لاگون و سد ماسه‌ای (بریر) از جمله اشکال زمین‌ریخت‌شناختی ساحلی در ساحل بیر ایران هستند. بنابراین شناخت سازوکار تشکیل و تغییرات آنها، به مسئولان کمک خواهد کرد تا مدیریت بهتری داشته باشند و در برنامه‌ریزی‌های عمرانی و توسعه‌ای در بخش ساحلی بهتر برنامه ریزی کنند. در این پژوهش افزون بر بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، از عکس‌های هوایی ۱,۴۰۰۰۰ سال ۱۳۷۲، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۰۰۰۰، تصاویر ETM و IRS سال‌های ۲۰۰۸،۲۰۰۵ و ۱۹۹۸ با قدرت تفکیک بالا استفاده شده است و معلوم شد که فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی ، فرایند فرسایش و رسوبگذاری، رژیم رودخانه‌های منطقه و نوسان سطح آب دریا منجر به تشکیل تومبولو، سد ماسه‌ای (بریر) و لاگون در ساحل بیر شده است. بررسی‌های رسوب‌شناسی اشکال، نشانگر وجود رقابتی ممتد میان جریان‌های دریایی به‌عنوان فرایندی سازنده در تومبولو، لاگون، سد ماسه‌ای و رودخانه‌ها به‌عنوان فرایندی مخرب در ساحل بیر است.

کلیدواژه‌ها: تومبولو، لاگون، سد ماسه‌ای، ساحلی، زمین‌ریخت‌شناسی

***نویسنده مسئول:** کرامت نژاد افضلی
E-mail: afzali_2007@yahoo.com

۱– مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ″۲۶ ′۵۲ °۵۹ تا ″۳۳ ′۵۹ °۵۹ درجه خاوری و ″۳۱ ′۲۰ °۲۵ تا ″۲۶ ′۲۴ °۲۵ درجه شمالی در استان سیستان و بلوچستان و در سواحل دریای عمان قرار دارد (شکل۱). این منطقه به دلایل مختلف کمتر مورد بررسی واقع شده است. از آنجا که ساحل یک محیط پویا و زنده است، باید تغییرات آن به‌دقت مورد بررسی و اثرات رسوبگذاری، فرسایش و زیست‌محیطی آنها مورد توجه قرار گیرد، بنابراین پژوهش حاضر در راستای شناخت بیشتر ویژگی‌های زمین‌ریخت‌شناختی این منطقه انجام گرفته است. در ساحل بیر ناحیه بندر تنگ در ایران اشکال زمین‌ریخت‌شناختی منحصر بفردی چون تومبولو، لاگون و سد ماسه‌ای در بهترین وضعیت تشکیل شده است. از این نظر ساحل بیر در ایران برای اولین بار مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱–۱. ویژگی‌های سنگ‌شناختی ساحل بیر

مهم‌ترین سازنده‌های رسوبات منطقه، مارن، ماسه‌سنگ وکنگلومرا است. پادگانه‌های دریایی موجود که در طول ساحلی فعلی قرار دارند شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا، لایه‌های صدفی- آهکی و لایه‌های دارای صدف دو کفه‌ای است که همه آنها مستعد زیست در نقاط کم ژرفای دوره پلیوسن بوده‌اند، بیشتر این لایه‌ها با ساختمان و چینه‌بندی متقاطع و لایه‌بندی شده، روی شیل‌های مارنی اواخر دوران سوم قرار گرفته‌اند. این شیل‌ها شامل شیل‌های مارنی سبز رنگ فسیل‌دار و دارای رگه‌های تبخیری مانند ژیپس بوده‌اند و مناطق وسیعی را در سرتاسر منطقه فرا می‌گیرند (قرشی، ۱۳۷۶). میزان خرده‌صدف‌ها در ماسه‌های ساحلی بیر بسیار زیاد است و در برخی نقاط نزدیک به ۹۰ درصد رسوب‌های ساحلی را تشکیل می‌دهند، این رسوب‌ها بیشتر از تخریب دوباره لایه‌های صدف‌دار سواحل بالا آمده مجاور ساحل فراهم شده‌اند. ترکیب نهشته‌های دریایی به‌طور عمده لوماشل (lomashell)، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و مارن است و به‌طور کلی تمام لایه‌ها افقی هستند اما در بخش بالا به سمت دریا شیب‌دار می‌شوند که بیشترین شیب آنها به ۷ درجه می‌رسد (شکل۲). ستبرای لایه‌های فسیل‌دار متغیر و میان ۰/۵ تا ۵ متر در نقاط مختلف در نوسان است. فسیل‌های موجود در لایه‌های فسیل‌دار شامل گاستروپودها، دوکفه‌ای‌ها و غیره است که به‌صورت سالم یا خرده شده در لایه‌ها گسترش دارند و به‌طور معمول وابسته به محیط بسیار کم ژرفای ساحلی هستند (Vitafenzi, 1979).

۱–۲. نوسانات سطح آب دریا

بررسی نوسان سطح آب دریاها از این نظر مهم است که شکل‌های زمین‌ریخت‌شناختی فعلی این ساحل نتیجه فرایندهای آن است. سطح آب دریاها همیشه به دلایلی همچون ایزواستازی، زمین‌ساخت و تغییرات اقلیمی تغییر کرده است. پسروی آب دریا در دوره یخچالی و پیشروی آن در دوره میان یخچالی در گذشته، چندین مرتبه خط ساحلی کنونی را تغییر داده است. مثلاً یخبندان وورم (vurm) حدود ۱۲۰۰۰ سال پیش پایان یافته و بر اثر آن سطح آب دریا نسبت به گذشته به آرامی بالا آمده و این به این معنی است که ساحل به تدریج زیر آب رفته و خط ساحل به سمت خشکی عقب‌نشینی کرده است (عیوضی، ۱۳۶۹ و مقیمی، ۱۳۸۷).

همچنین بر اثر عمل فرورانش پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیر پوسته قاره‌ای مکران، پوسته قاره‌ای ۱ تا ۵ میلی‌متر در سال بالا می‌آید، این فعالیت سبب پیدایش سواحل بالا آمده در سواحل دریای عمان شده است (Little, 1970). سواحل بالا آمده این منطقه شباهت زیادی به سواحل بالا آمده بندر جاسک و خلیج گواتر دارند و بلندی خط ساحل فعلی حدوداً ۳ متر بالاتر از سطح آب است.

۱–۳. امواج و جریان‌های دریایی

فرسایش سنگ‌های ساحلی کم و بیش از آمیختگی سه دسته از فرایندهای وابسته به هم نتیجه می‌شود. این سه دسته فرایند شامل عمل مکانیکی موج، هوازدگی و فرسایش زیستی است (معتمد و مقیمی،۱۳۷۹). در منطقه، بیشتر مواقع باد غالب از دریا به ساحل می‌وزد، در تابستان بادی که از جنوب خاور، جنوب و جنوب باختر می‌وزد، سبب تولید امواجی با سرعت، شدت و ارتفاع زیاد به طرف خشکی می‌شود که به ساحل برخورد می‌کنند. به دلیل سست بودن جنس رسوبات تشکیل دهنده، عمل تخریب افزایش یافته و باعث تخریب خط ساحل منطقه، بویژه سواحل صخره‌ای و مرتفع شده است (نژاد افضلی، ۱۳۸۵). جریان‌های دریایی و امواج با کمک کشند (جزر و مد)، فعالیت‌های شیمیایی آب و غیره به مرور زمان باعث

Archive of SID
www.SID.ir

تخریب و فرسایش بخش‌های کم مقاوم شده و غارهایی را در بخش‌های زیرین ساحل به وجود آورده است و بخشی از ساحل فرسایشی به‌صورت جزایری در میان آب باقی مانده است، که ستونک نام دارند.

۱-۴. رودخانه‌ها و کانال‌های کشندی

رودخانه‌های کهیر، بیر و بندینی در شمال منطقه، به‌عنوان رودخانه‌های فصلی و اتفاقی ساحل بیر هستند، این رودخانه‌ها از ارتفاعات شمالی منطقه ساحلی سرچشمه می‌گیرند. رودخانه کهیر درگذشته با طی مسیری در دشت به‌طور مستقیم به خلیج تنگ می‌ریخته و دلتایی را تشکیل می‌داده است، اما در حال حاضر بر اثر پدیده اسارت، مسیر اصلی رودخانه تغییر و به خلیج پزم می‌ریزد، فقط در مواقع طغیانی سرریز آن به خلیج تنگ وارد می‌شود. این رودخانه از نوع آناستوموسی است (محمدی و نژاد افضلی، ۱۳۸۵ و مقیمی،۱۳۸۸) که جزایر ثابتی با پوشش درختچه‌ای دارد.کانال‌های کشندی به دلیل کشند کم و بیش متوسط در منطقه (۲ تا ۳ متر) از رسوب انباشته می‌شوند. رشد و تشکیل سدهای ماسه‌ای (برير) در محل دهانه این کانال‌ها، آنها را به محیط لاگونی (وجود صدف‌های دوکفه‌ای فراوان، گاستروپود و غیره) تبدیل می‌کند.

۲- روش‌ها و مواد

برای بررسی زمین‌ریخت‌شناسی منطقه، کلیه اطلاعات پایه از جمله نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۰۰۰۰، تصاویر ETM IRS سال‌های ۲۰۰۸، ۲۰۰۰ و۱۹۹۸ با قدرت تفکیک ۲۵متر و عکس‌های هوایی سال ۱۳۷۲ مورد استفاده قرار گرفت. با پردازش و بررسی تصاویر، اشکال زمین‌ریخت‌شناختی به خوبی نمایان و مشخص شد. سپس همه عکس‌های هوایی منطقه توسط نرم افزار ArcGIS ژئورفرنس و موزاییک شد و همه واحدهای زمین‌ریخت‌شناسی به وسیله این نرم افزار تعیین و پس از آن برای چک و تطبیق واحدهای برداشت شده، منطقه در چندین نوبت مورد پیمایش‌های میدانی قرار گرفت، در بررسی‌های رسوب‌شناسی، ۳ نمونه از رسوبات سطحی برداشت شد. این رسوبات توسط دستگاه الک شیکر مخصوص رسوبات دریایی دانه‌بندی شدند. روش دانه‌بندی به روش تر انجام شد. پس از دریافت نتایج دو دستگاه، منحنی دانه‌بندی رسم و متغیرهای آماری مانند میانگین، میانه، انحراف معیار و چولگی بر اساس مقادیر فی به دست آمد. همچنین بررسی‌های کانی‌شناسی، ریخت‌سنجی و مورفوسکوپی رسوبات توسط میکروسکوپ بینوکولار انجام شد.

۳- تحلیل سازوکار تشکیل

۳-۱. تشکیل تومبولو

تومبولو یکی از اشکال زمین‌ریخت‌شناختی پویا است که جزیره درون آب را به خشکی متصل می‌کند (Smith, 1993). تومبولو برآمدگی یا کناره متشکل از مواد ساحلی که جزیره‌ای در درون آب را به قاره‌ای وصل می‌کند. این واژه از ساحلی در باختر ایتالیا گرفته شده است، جایی که تومبولوها به‌خوبی توسعه یافته‌اند (Bird, 2008). تومبولوی ساحل بیر تنها تومبولوی انحصاری ایران است که توسط فرایندهای هیدرودینامیکی دریا و خشکی در باختر خلیج تنگ تشکیل شده و جهت آن کم و بیش شمالی- جنوبی است. کمترین طول آن ۸۰۰ متر، بیشترین طول آن ۱۰۰۰ متر و بیشترین عرض آن ۱۸۵ متر است. ارتفاع تومبولو از سطح دریا حدود ۲ متر است. جنس رسوبات تومبولو بیشتر ماسه و خرده صدف است. جورشدگی به‌نسبت خوبی در آنها دیده می‌شود و قطر بیشتر ذرات آن کمتر از ۲ میلی‌متر است و به‌علت جابه‌جایی مداوم توسط امواج دریا، گردشدگی خوبی دارند (شکل‌های۳ و۴). جزیره‌ای (راس تنگ) که توسط تومبولو به خشکی وصل می‌شود متشکل از سنگ‌آهک‌های شیلی و فسیل‌های دریایی است. سن این فسیل‌ها مربوط به هولوسن و پلیوستوسن است (Snead, 1970).

نتایج رسوب‌شناسی حاکی از آن است که رسوبات تومبولو بیشتر ماسه‌ای هستند و مقادیر ریگ، سیلت و رس آن کمتر است بنابراین جورشدگی و گردشدگی به‌نسبت خوبی دارند. این دو متغیر بیانگر آن ست که شرایط مناسبی برای حمل رسوبات در اثر جریان‌های دریایی فراهم بوده است. حمل رسوبات در امتداد ساحل در اثر جریان‌های موازی ساحل (Longshore current) با جهت خاور به باختر، صورت گرفته و سپس با رسیدن به جزیره از شدت موج کاسته، نقش فرسایشی موج به تدریج به نقش رسوبگذاری تبدیل و منجر به تشکیل تومبولو در ساحل بیر شده است. در پی جابه‌جایی رسوبات و تجمع آنها در پشت تومبولو، به مرور زمان، محدوده‌های مجاور جزیره کم ژرفاتر، عرض آن بیشتر و ارتفاع آن بیشتر می‌شود و حتی گاه از آب خارج می‌شود. مقادیر بسیار ناچیز رس و سیلت به آن علت است که انرژی موج و جریان قادر به شستشوی آنها از درون رسوبات بوده است.

– **تغییرات زمین‌ریخت‌شناختی تومبولو:** از مقایسه تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی در سال‌های مختلف تغییرات زمین‌ریخت‌شناختی به‌خوبی نمایان است. در تصاویر ماهواره‌ای سال ۱۹۴۵ (شکل۵-A) تومبولو در سمت باختری دهانه لاگون تشکیل شده و دهانه لاگون در سمت خاور واقع شده اما در تصاویر ماهواره‌ای سال ۱۹۷۳ (شکل۵-B) تومبولو به‌طور کامل از بین رفته و در شکل‌گیری دوباره در تصاویر سال ۲۰۰۸ (شکل۵-C) تومبولو در دهانه باختری لاگون تشکیل شده است. با بررسی تصاویر مشخص می‌شود که رقابتی پیوسته بین جریان‌های دریایی سازنده تومبولو و رودخانه تخریب کننده تومبولو بویژه در مواقع طغیانی وجود دارد.

۲-۳. شکل‌گیری لاگون

لاگون‌ها، آب‌های ساحلی درون خشکی بوده که به‌طور معمول به‌صورت موازی با ساحل بوده و به‌وسیله یک سد ماسه‌ای از دریا جدا و با یک دهانه کوچک با دریا ارتباط دارند، همچنین لاگون‌ها در نتیجه بالا آمدن سطح آب در دوره هولوسن و ایجاد سدهای ماسه‌ای ساحلی بر اثر فرایندهای دریایی شکل گرفته‌اند (Kjefve, 1994). به‌طور کلی دو نوع لاگون در طبیعت یافت می‌شود، یکی لاگون‌های دهانه رودخانه‌ای که در دهانه ورودی رودخانه به دریا شکل می‌گیرند (River mouth lagoons) و دیگری لاگون‌های دریاچه‌ای (Coastal lakes) که ارتباطی به دریا ندارند (Kirk, 2000). هر دو نوع متأثر از آب‌های ساحلی است.

Martin & Landim (2000) زمین‌شناسی لاگون‌ها، فرایندهای زمین‌شناسی مؤثر در شکل‌گیری و تکامل آنها را بررسی کرده‌اند و ۳ عامل مهم مانند تغییرات سطح دریاها، دینامیک‌های ساحلی و کشند را در شکل‌گیری مؤثر دانسته‌اند. همچنین Nichols & Boon (1994) فرایندهای حمل ونقل رسوبات در لاگون‌های ساحلی را بررسی و حمل و نقل را مهم‌ترین عمل در شکل‌گیری دانسته‌اند.

به نظر Snead (1970) لاگون‌ها احتمالا در دوره‌های میان یخچالی دوران چهارم یعنی در زمانی که سطح آب دریا بالا آمده، در درون خشکی پیشروی کرده، نقاط پست به زیر آب رفته و لاگون تشکیل شده است. سازوکار شکل‌گیری لاگون بیر را می‌توان ترکیبی از نظریه‌های یادشده و سدهای ماسه‌ای ساحلی دانست، به این معنی که در دوره یخچالی به‌دلیل کاهش سطح آب دریا رودخانه کهیر در همخوانی با سطح اساس جدید خود حالت فرسایشی به ساحل داده است و بخشی از سازند سست را فرسایش و بنابراین سطح فرسایشی پستی را ایجاد کرده است. این سطح فرسایشی پست رودخانه‌ای هنگام بالا آمدن سطح آب و پیشروی آب دریا (دوره میان یخچالی) به درون خشکی سبب تشکیل لاگون شده است (شکل۶). مساحت لاگون در حدود ۱۰ کیلومتر مربع و طول آن میان ۶ تا ۸ کیلومتر و عرض آن ۰/۵ تا ۲ کیلومتر در فصول مختلف سال در نوسان است. بیشترین امتداد طولی آن با امتداد طولی آبراهه همخوانی زیادی دارد. ژرفای لاگون متغیر و بیشترین ژرفای آن در کنار اسکله حدود ۲ متر است. در بخش جنوبی لاگون یک سد ساحلی به طول تقریبی ۶ تا ۸ کیلومتر وجود دارد که مانع رسیدن امواج دریا به‌طور مستقیم به درون

Archive of SID
www.SID.ir

لاگون می‌شود، از این رو محیط درون لاگون آرام و بدون هر گونه تلاطم است و آرامش یادشده باعث شده است که حجم رسوبگذاری در درون لاگون به نسبت زیاد باشد. دهانه ورودی لاگون، میان حاشیه خاوری تومبولو و دماغه باختری زبانه ماسه‌ای قرار داشته که آب دریا در هنگام مد از این دهانه وارد لاگون می‌شود و در پهنه وسیعی گسترش می‌یابد. در هنگام جزر، آب موجود در لاگون به کمترین مقدار خود می‌رسد و به حالت اولیه برمی‌گردد. رسوبگذاری درون لاگون در گذشته بیشتر تحت تأثیر جریانات سطحی بوده اما درحال حاضر امواج دریا هم عمل رسوبگذاری را انجام می‌دهند، زیرا رودخانه کهیر در گذشته دو شاخه بوده و شاخه اصلی آن وارد خلیج تنگ و شاخه فرعی آن وارد خلیج پزم شده است اما در شمال خلیج بر اثر انسداد رسوبات، عمل اسارت اتفاق افتاده، شاخه اصلی که وارد خلیج تنگ شده، خشک شده و شاخه فرعی که پیش‌تر وارد خلیج پزم شده به شاخه اصلی تبدیل و امروزه وارد خلیج پزم می‌شود و فقط در مواقع طغیانی شاخه‌هایی از آن وارد لاگون می‌شود. رسوبات درون لاگون ریزدانه است و به‌صورت سطوح یا پهنه گلی گسترده که بیشتر از رس، سیلت، ماسه‌های بسیار ریز، گل و لجن و مقداری هم مواد آلی و نمک تشکیل شده‌اند، کم و بیش بافت یکسان و همگنی دارند و رسوبات درشت دانه در آنها دیده نمی‌شود. وجود مواد آلی در رسوبات درون لاگون، کم و بیش جلوه‌ای سیاه و خاکستری رنگ به آن داده است. ژرفای آب در بخشی از لاگون به قدری کم است که گاه از داخل آب، بستر و کف آن به‌خوبی دیده می‌شود. به‌طور کلی آب دریا در هنگام مد در داخل این لاگون بیشتر عمل رسوبگذاری و در زمان جزر عمل تخریب را انجام می‌دهد، حیات لاگون بیر مدیون پایداری سد ماسه‌ای است. طوفان گونو در سال ۱۳۸۶ باعث بسته شدن کامل دهانه فعلی لاگون شد و مسیر رفت و آمد قایق‌های صیادی به داخل لاگون را مسدود کرد.

۳-۳. تشکیل سد ماسه‌ای

سد ماسه‌ای، عارضه باریک و کشیده‌ای است که به‌وسیله رسوبات دریایی نزدیک ساحل در امتداد خشکی ویا در دهانه‌های خلیج‌ها در بالاترین نقطه بیشترین مد تشکیل می‌شود (Shpard, 1973) و یا ممکن است در دهانه لاگون‌ها و باتلاق‌های نیمه بسته شکل گیرد (Schwartz, 1973). سدهای ماسه‌ای در بالای سطح مد، به طور معمول در جهت جریان‌های چیره ساحلی شکل می‌گیرند و از ریگ و ماسه تشکیل شده‌اند. سدهای ماسه‌ای بزرگ بیشترین فراوانی را در سواحل آمریکای شمالی، استرالیا و جنوب آفریقا داشته و در مقیاس‌های کوچک‌تر و با فراوانی کمتر در دیگر جاها شکل گرفته‌اند (Bird, 2008).

همچنین سد ماسه‌ای را می‌توان شکل ساحلی سدی نامید که در نقاطی با شیب کم و محیطی با فراوانی مواد رسوبی ناپیوسته تشکیل می‌شوند. در ساحل بیر به نظر می‌رسد آن دسته از امواج سطحی که از فاصله دورتری به ساحل می‌رسند، تشکیل سد ماسه‌ای را آسان می‌کنند، این شکل ممکن است به‌طور کلی بر اثر امواج طوفانی نیز به وجود آید. چنین به نظر می‌رسد که رشته های کوچک کشندی به تشکیل سد ماسه‌ای کمک کنند اما نمی‌توانند اساس و عامل اصلی پیدایش آنها باشند. سواحل سدی ناشی از کشند به‌طور دائم بر اثر حمله امواج طوفانی از بین می‌روند و با ایجاد مواد تخریبی به سمت خشکی عقب نشینی می‌کنند و باعث انباشتگی ماسه‌های هم‌اندازه با چینه‌بندی متقاطع شده و سپس ماسه‌هایی که بر اثر وزش باد حمل می‌شوند به صورت پوششی بر روی آنها قرار می‌گیرند و تشکیل سد ماسه‌ای در ساحل بیر را ممکن می‌سازند. این رسوب‌ها به سمت دریا اندازه‌ای میان سیلت و ماسه‌های ریز دارند و سپس در میان موج نقش‌های(ریپل) جریانی به‌صورت گل‌های ساحلی در می‌آیند اما به سمت خشکی اندازه ماسه‌ها درشت دانه‌اند. در جنوب ساحل بیر، سد ماسه‌ای وجود دارد که طول آن ۱۰ کیلومتر، کمترین عرض آن ۳۰۰ متر و بیشترین پهنای آن ۱۶۰۰ متر است و ارتفاع آن ۲ نیز تا ۶ متر برآورد می شود (شکل۷).

سوی حرکت امواج و جریان‌های دریایی موازی ساحل(long shore currents) در خلیج تنگ از خاور به باختر است (شکل۷) با توجه به این که سوی زبانه ماسه‌ای به سمت باختر است، بنابراین شکل و نحوه گسترش زبانه ماسه‌ای نشان می‌دهد که عامل اصلی، جریان‌هایی هستند که از خاور به باختر در حرکت هستند. جنس ساحل سدی بیشتر ریگ، ماسه و خرده صدف است و مقدار رس آن خیلی زیاد نیست. جورشدگی به نسبت خوبی در آنها دیده می‌شود و قطر بیشتر ذرات آن کمتر از ۲ میلی‌متر است و به علت جابه‌جایی دائم توسط امواج دریا و جریان‌های دریایی گردشدگی خوبی دارند. نوک این زبانه ماسه‌ای که دائماً در حال گسترش از خاور به باختر است، بارها تغییر مکان داده و باعث شده است که دهانه لاگون چندین مرتبه جابه‌جا شود (شرکت سهامی شیلات ایران،۱۳۷۲).

۴- نتیجه‌گیری

تومبولوی ساحل بیر، تنها تومبولوی انحصاری ایران است که توسط فرایندهای هیدرودینامیکی دریا و خشکی در باختر خلیج تنگ تشکیل شده و سوی آن کم و بیش شمالی- جنوبی است. کمترین طول آن ۸۰۰ متر و بیشترین طول آن ۱۰۰۰ متر و بیشترین عرض آن ۱۸۵ متر است. ارتفاع تومبولو از سطح دریا حدود ۲ متر است. جنس رسوبات تومبولو بیشتر ماسه وخرده صدف است. نتایج رسوب‌شناسی نشان از آن دارد که رسوبات تومبولو بیشتر ماسه‌ای هستند و مقادیر ریگ، سیلت و رس آنها کمتر است بنابراین جورشدگی و گردشدگی به نسبت خوبی دارند. این دو متغیر بیانگر فراهم بودن شرایط مناسب برای حمل رسوبات در اثر جریان‌های دریایی هستند که نقش فرسایشی موج به تدریج به نقش رسوبگذاری تبدیل و منجر به تشکیل تومبولو در ساحل بیر شده است. با بررسی تصاویر مشخص می‌شود که یک رقابت پیوسته میان جریان‌های دریایی سازنده تومبولو و رودخانه تخریب کننده تومبولو بویژه در مواقع طغیانی وجود دارد. در دوره یخچالی به‌دلیل کاهش سطح آب دریا رودخانه کهیر در همخوانی با سطح اساس جدید خود حالت فرسایشی به ساحل داده است و بخشی از سازند سست را فرسایش و سطح فرسایشی پستی را ایجاد کرده است این سطح فرسایشی پست رودخانه‌ای هنگام بالا آمدن سطح آب و پیشروی آب دریا (دوره میان یخچالی) به درون خشکی سبب تشکیل لاگون شده است. مساحت لاگون در حدود ۱۰ کیلومتر مربع و طول آن میان ۶ تا ۸ کیلومتر و عرض آن ۰/۵ تا ۲ کیلومتر در فصول مختلف سال در نوسان است. بیشترین امتداد طولی آن با امتداد طولی آبراهه همخوانی زیادی دارد. در بخش جنوبی لاگون یک سد ساحلی به طول تقریبی ۶ تا ۸ کیلومتر وجود دارد که مانع رسیدن امواج دریا به‌طور مستقیم به درون لاگون می‌شود، از این رو محیط درون لاگون آرام و بدون هر گونه تلاطم است و آرامش یادشده باعث شده که حجم رسوبگذاری در درون لاگون به نسبت زیاد باشد. وجود مواد آلی در رسوبات درون لاگون، کم و بیش جلوه‌ای سیاه و خاکستری رنگ به آن داده است. به طور کلی آب دریا در درون این لاگون در هنگام مد، بیشتر عمل رسوبگذاری و در زمان جزر عمل تخریب را انجام می‌دهد. چنین به نظر می رسد که رشته‌های کوچک کشندی به تشکیل سد ماسه‌ای کمک کنند. سواحل سدی ناشی از کشند به‌طور دائم بر اثر حمله امواج طوفانی از بین رفته و با ایجاد مواد تخریبی به سمت خشکی عقب نشینی می‌کنند و باعث انباشتگی ماسه‌های هم‌اندازه با چینه‌بندی متقاطع می‌شوند و سپس ماسه‌هایی که بر اثر وزش باد حمل می‌شوند، به‌صورت پوششی بر روی آنها قرار می‌گیرند و تشکیل سد ماسه‌ای در ساحل بیر را ممکن می‌سازند. این رسوب‌ها به سمت دریا اندازه‌ای میان سیلت و ماسه‌های ریز دارند و سپس در میان موج نقش‌های(ریپل) جریانی به‌صورت گل‌های ساحلی در می‌آیند اما به سمت خشکی اندازه ماسه‌ها درشت دانه هستند. بنابراین هرگونه ساخت‌وساز در ساحل و حتی درون لاگون، باید با در نظر گرفتن شرایط هیدرودینامیک رودخانه‌ها، تغییرات خطوط ساحلی، تغییرات و جابه‌جایی

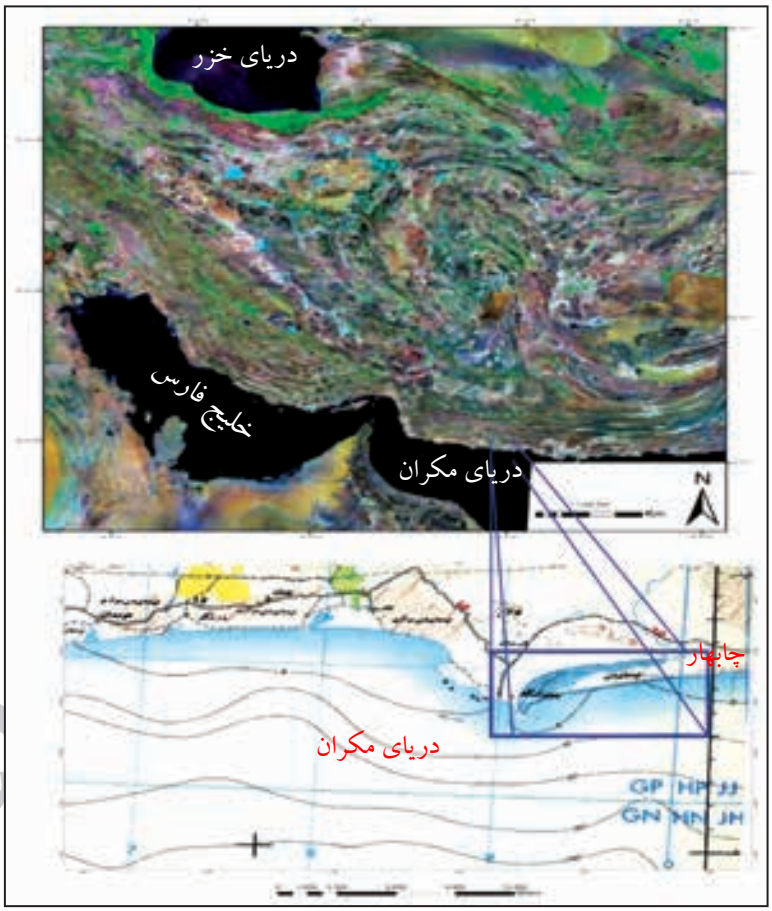
Archive of SID

www.SID.ir

تپه‌های ماسه‌ای موجود بر روی سواحل و نیز شناسایی دقیق شرایط هیدرولیک و هیدرودینامیک درون خلیج صورت گیرد.

سپاسگزاری

از مدیریت محترم زمین‌شناسی دریایی سازمان زمین‌شناسی کشور که با حمایت‌های بی‌دریغ و راهنمایی‌های ارزنده خود، انجام این پژوهش را فراهم کردند سپاسگزاری می‌شود.



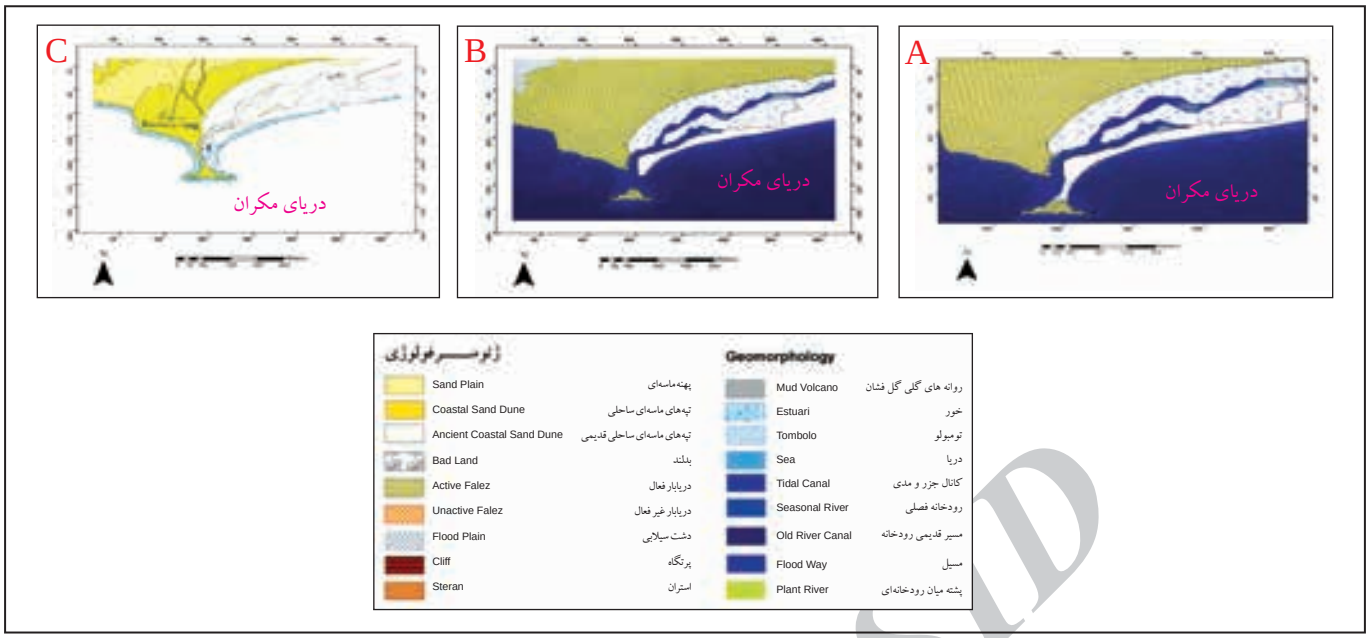
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه.

شکل ۲- توالی لایه‌های رسوبی تشکیل دهنده پادگانه‌های دریایی منطقه.

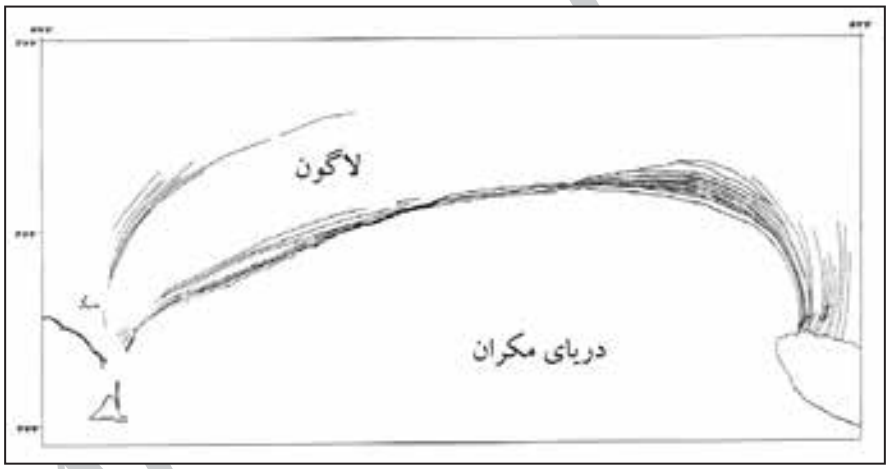
شکل۳- تومبولوی بندر تنگ از بالا (از درون هواپیما).

شکل ۴- تومبولوی بندرتنگ از سمت باختر.

www.SID.ir



شکل ۵- تغییرات زمین‌ریخت‌شناختی تومبولو.



شکل ۶- خطوط ساحلی کواترنری تشکیل دهنده سد ماسه‌ای و لاگون(غریب رضا،۱۳۸۱).

شکل ۷- سد ماسه‌ای بیر و جریان‌های دریایی.

www.SID.ir

کتابنگاری

ثروتی، م.، ۱۳۸۲- جغرافیای طبیعی دریاها و سواحل، ترجمه کتاب کلتات ، د.، سمت چاپ اول
سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۷۲- عکس های هوایی ۱/۴۰۰۰۰
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۵-نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بیر
سازمان فضایی ایران، تصویر ماهواره‌ای ETM و IRS سال ۲۰۰۵، ۱۹۹۸ ، ۲۰۰۸
شرکت سهامی شیلات ایران ،۱۳۷۲- بندر صیادی روستای تنگ. گزارش مرحله یک. جلد اول. مهندسین مشاور دریا سازه.
عیوضی، ج. ،۱۳۶۹- ژئومورفولوژی ایران ، انتشارات پیام نور.
غریب رضا، م. ر. ،۱۳۸۱- بررسی تغییرات خطوط ساحلی استان سیستان و بلوچستان، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور
قرشی، م.، ۱۳۷۶- پادگانه‌های دریایی دریای عمان و جایگاه تکتونیکی آن، اولین همایش زمین‌شناسی دریای عمان
محمدی، ع. و نژاد افضلی، ک. ،۱۳۸۵- بررسی تغییرات خط ساحلی خلیج پزم در نتیجه مهاجرت خورهای پزم و گیتو سازمان زمین‌شناسی کشور، مدیریت زمین‌شناسی دریایی
معتمد، الف.، مقیمی، الف، ۱۳۷۹- ترجمه کتاب ژئومورفولوژی، جلدسوم (فرایندهای دامنه‌ای، آبراهه‌ای ،ساحلی و بادی)، چورولی، ر. ج.، استانلی ا. ش. و سودن، د. ا.، سازمان سمت.
مقیمی، ا.،۱۳۸۳- روش تحقیق در جغرافیای طبیعی، انتشارات قومس.
مقیمی، ا.،۱۳۸۷- ژئومورفولوژی اقلیمی قلمرو سرد و یخچالی، انتشارات دانشگاه تهران.
مقیمی، ا.،۱۳۸۸- اکوژئومورفولوژی و حقوق رودخانه، انتشارات دانشگاه تهران.
نژاد افضلی، ک.، ۱۳۸۵- بررسی ژئومورفولوژی سواحل کنارک (دریای عمان)، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

Bird, E., 2008- Coastal geomorphology an Introduction, university Mel born, Australia Johnwiley and Sons.
Flinn, D., 1997-The role of wave diffraction in the formation of St. Ninian's Ayre (tombolo) in Shetland, Scotland. Journal of Coastal Research, 13(1),2028.
Kirk, R. M., 2000- Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand Department of ConservationP.O. Box 10-420 Wellington, New Zealand.
Kjefve, B. (Ed.), 1994- Coastal lagoon Processes. Elsevier Oceanography Series 60.557 p.
Little, R. D., 1970- Terrces of the makran of Iran,in sneed report.
Martin, L. & Landim, J. M., 2000- Coastal lagoons Elsevier Oceanography Series 60.
Nichols, M. N. & Boon, J. D., 1994- Sediment transport processes in coastal lagoons Elsevier Oceanography Series 60. ch 7 ,pp.157 – 220.
Saranthein, M. & Walger, E., 1973- Classification of Modern marl Sediment in the Persian Gulf by Factor analysis In: B.A. Purser, The Persian Gulf, Springer-Verlag p.81-97
Schwartz, M. L. (Ed.), 1973- Barrir Islands. Dowden, Hutchinson and Ross,Strousburg,PA.
Shpard. F. P., 1973- Submarine Geology, Harper and Rows, New York.
Smite, N. P., 1973- coastal lagoons Elsevier Oceanography Series 60.
Smith, J., 1993- The Houb, Dales Voe: coastal processes. In Shetland Isles (eds J. Birnie, J.Gordon, K. Bennett and A. Hall), Quaternary Research
Snead, R. E., 1970- Physical Geography of the Makran Coastal Plain of Iran, Springfield, VA: National Technical Information Service, US Department of Commerce, Publication AD707745.
Tuker, M. E. (Ed.), 1988- Techniques in sedimentology. Blackwells, Oxford, 394 pp.
Vitafenzi, C., 1979- Contribution to be Quaternary Geology of Southern of Iran. Geological and Mineral of Survey of Iran, Report,27:30-38.

Archive of SID

www.SID.ir