

## فرایندهای غالب شکل‌زا در تشکیل توده‌های ماسه‌ای مناطق ساحلی مطالعه موردی: جلگه غربی مکران

سیاوش شایان<sup>۱</sup>، محمد اکبریان<sup>۲\*</sup>، مجتبی یمانی<sup>۳</sup>، محمد شریفی کیا<sup>۴</sup>، مهران مقصودی<sup>۳</sup>

۱. گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲. گروه جغرافیا، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

۳. گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۴. گروه سنجش از دور، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۴/۲۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۲۸

### چکیده

ناپایداری و تحرک تپه‌های ماسه‌ای از مهم‌ترین دغدغه‌های برنامه‌ریزی و مدیریت در جلگه‌های ساحلی مناطق خشک است. توده‌های ماسه‌ای بر اثر عوامل مختلفی در مناطق ساحلی ایجاد می‌شوند و بررسی چگونگی تشکیل و تکوین آن‌ها در برنامه‌ریزی‌ها و مدیریت محیطی منطقه ساحلی دارای اهمیت فراوان است. هدف اصلی این پژوهش شناسایی مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر پراکندگی توده‌های ماسه‌ای در بخش غربی جلگه مکران است. توزیع فضائی لندفرم‌های ژئومورفولوژی، سرعت و جهت باد و اطلاعات امواج، داده‌های این تحقیق هستند. نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS و نرم‌افزارهای رایانه‌ای از جمله Arc و Freehand, WR<sub>PLOT View</sub> و GIS، ابزار تحقیق بودند. پس از تهیه نقشه ژئومورفولوژی، با استفاده از معادله مولیتور و نرم‌افزار WR<sub>PLOT View</sub>، گل‌بادها و گل‌موج‌های ساحلی منطقه ترسیم شد. جهت حرکت و گسترش یافتگی توده‌های ماسه‌ای بر سطح جلگه نیز به کمک عکس‌های هوایی، تصاویر کارتوست پی فایو و ای‌تی‌ام مثبت مورد بررسی قرار گرفت. تغییرات ماهانه دبی آب و هیدرودینامیک رودخانه‌های اصلی منطقه با استفاده از گردآوری نتایج سایر مطالعات و آمار ایستگاه‌های هیدرومتری بررسی شد. بر اساس یافته‌های تحقیق موقعیت و پراکندگی توده‌های ماسه‌ای ساحلی تابع باد نیست و بیشتر متأثر از ویژگی‌های ژئومورفولوژیک پیش‌کرانه جزر و مدی و هیدرودینامیک ساحلی است. پراکندگی توده‌های ماسه‌ای سطح جلگه ساحلی نیز بیش از اینکه تابع باد باشد، متأثر از جهت کشیدگی جلگه نسبت به باد غالب منطقه و وسعتی از بستر سیلابی و بسترهای قدیمی رودخانه‌ای است که در معرض باد غالب قرار دارد.

**واژه‌های کلیدی:** ژئومورفولوژی ساحلی؛ ماسه ساحلی؛ دینامیک دریا؛ هیدرودینامیک رودخانه؛ جلگه مکران

\*نویسنده مسوول، پست الکترونیک: m.akbarian@modares.ac.ir

## ۱. مقدمه

تپه‌های ماسه‌ای در سواحل اکثر دریاها و اقیانوس‌ها به وجود می‌آیند. این تپه‌ها زائیده اثرات متقابل امواج دریا، جریانات دریایی، وزش باد و مواد رسوبی موجود در ساحلهستند؛ آن‌ها تکمیل‌کننده اجزای محیط ساحلی بوده، اساس زیست‌بومی را تشکیل می‌دهند که دربرگیرنده اجتماعات ارزشمندی از گیاهان و جانوران است (Kidd, 2001). علاوه بر محدوده‌های جزرومدی، بستر رودها، سطوح دلتایی و پهنه جلگه ساحلی نیز می‌تواند منشأ توده‌های ماسه‌ای محسوب شود. این نکته نیز حائز اهمیت است که بخش عمده رسوبات حوضه‌های آب‌خیز مشرف به ساحل، به‌وسیله رودخانه‌ها به دریا منتقل می‌شود و ممکن است دوباره طی فرایندهای دریایی به خشکی بازگشته، در معرض رفت‌و‌رو باد بادی قرار گیرد. منطقه مورد مطالعه جزء بیابان‌های سواحل دریای عمان است؛ جایی که فراوانی بادهای شدید به‌خصوص در فصل تابستان یکی از ویژگی‌های آن است. این منطقه از دیدگاه ژئومورفولوژی دینامیک کاملاً فعل است. تحولات ژئومورفولوژیک زیادی بر دشت اثر گذاشته‌است و انواع لندفرم‌های فرسایشی، خاصه لندفرم‌های بادی را می‌توان در آن مشاهده کرد.

فرسایش بادی، عامل اصلی فرایندهای بادی و بیابان‌زایی در مناطق خشک و نیمه‌خشک است (Yan, 2004). مطالعات فراوانی در زمینه فرایندهای بادی حمل ذرات خاک انجام شده‌است (Babnold, 1941; chepil and Woodruff, 1963; Greeley and Iversen, 1985). نواحی خشک و سواحل دریاها مساعدترین قلمرو عملکرد باد است (Mahmoodi, 2010)؛ حال اگر سواحل دریا منطبق با مناطق خشک اقلیمی باشد، آثار فرسایش بادی و فرایندهای آن پیچیدگی بیشتری خواهد داشت. تقریباً اکثر امواج دریایی به‌وسیله‌باد ایجاد می‌شوند؛ اگرچه عوامل دیگری نظیر انفجارات آتش‌فشانی، زلزله و یا حتی سقوط توده‌های یخچالی نیز ممکن است موج ایجاد کنند (United Kingdom Hydrographic Office, 2004). ارتفاع امواج دریایی به

عوامل چندی از جمله مدت وزش باد، طول بادگیر و توان جریان یا نیروی باد، بستگی دارد (United Kingdom Hydrographic Office, 2004). امواجی که به سمت ساحل حرکت می‌کنند و بالاخره شکسته می‌شوند، ممکن است بر روی شیب ساحل پخش شوند یا با فشار به دیواره‌های ساحلی برخورد کنند. در مورد نیروی برخورد امواج، مطالعات کتابخانه‌ای زیادی صورت گرفته که از آن جمله می‌توان به مطالعات Bagnold (1939), Ross (1955) و Hayashi and Hattori (1958) اشاره کرد. فرسایش تپه‌ها و سواحل ماسه‌ای نیز از جمله مسائل عمومی مهندسی سواحل است که توجه محققین بسیاری از جمله Dean (1973), Vellinga (1986), Steetzel, Detta and Uliczka (1987) و Larson et al (2004) را به خود جلب کرده است.

گسترده‌گی امواج طوفانی و قطر ذرات بستر از مهم‌ترین ویژگی‌هایی است که بر میزان فرسایش تپه‌های ماسه‌ای ساحلی تأثیرگذار است. اگر امواج طوفانی کوتاه‌تر، ارتفاع موج کمتر، دوره بازگشت امواج کوتاه‌تر، زمان وزش طوفان کمتر و قطر ذرات ماسه درشت‌تر باشد، فرسایش تپه‌های ماسه‌ای ساحلی کاهش می‌یابد (Rijn, 2013). یکی از عواملی که باعث حرکت ماسه از ناحیه جزر و مدی به کرانه ساحلی می‌شود، نسیم دریا به خشکی است. نسیم دریا در سواحل شمالی خلیج فارس علاوه بر اختلاف پهنه دریا و خشکی، از توپوگرافی سطحی و دوری و نزدیکی ارتفاعات به دریا نیز تبعیت می‌کند (Shamsipour et. al., 2004). Yamani (1995) در مطالعه حرکات آب دریای عمان در تشکیل و تکامل تالاب‌های جزر و مدی (در سواحل مکران) به کمک مقایسه عکس‌های هوایی در دو بازه زمانی ۴۰ ساله، تغییرات خط و پهنه ساحلی را در قالب بیش از ۱۵ سایت بررسی کرده به این نتیجه رسید که رسوبات منتقل شده توسط رودها به خط ساحل، توسط امواج مایل جنوب‌شرقی در طول خط ساحل به سمت مغرب حرکت می‌نمایند؛ جریان تدریجی رسوب به

ابعاد (بیش از ۳ متر) در دشت نشان از شدیدترین دوره‌های خشکی و وقوع فرسایش بادی در زمان حاضر را دارد.

در سواحل مکران در استان هرمزگان، هر چه از شهرستان میناب به سمت جنوب و شرق پیش می‌رویم، به وسعت و حجم اشکال تراکمی بادی افزوده می‌شود. در سواحل جنوبی مکران، وسعت توده‌های ماسه‌ای به حدی است که بعضاً تمامی سطح جلگه ساحلی را می‌پوشاند و در مقابل در سواحل غربی مکران (تنگه هرمز)، از وسعت این اشکال کاسته و به صورت لکه‌ای در بخش‌هایی از نوار ساحلی دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد دینامیک باد و هیدرو دینامیک دریا، در کنار دینامیک رودخانه فرایندهای اصلی تأثیرگذار بر تشکیل توده‌های ماسه‌ای جلگه ساحلی باشند. هدف اصلی این پژوهش شناسایی مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار بر موقعیت تمرکز و پراکندگی توده‌های ماسه‌ای در بخش غربی جلگه مکران است.

## ۲. مواد و روش‌ها

منطقه تحقیق در استان هرمزگان، سواحل شرقی تنگه هرمز و شمال دریای عمان واقع شده است. مختصات جغرافیائی آن  $54^{\circ} 56'$  تا  $59^{\circ} 19'$  طول شرقی و  $31^{\circ} 25'$  تا  $27^{\circ} 09'$  عرض شمالی است. وسعت این منطقه  $3668/79$  کیلومتر مربع است. با احتساب حوضه‌های آبخیز بالادست، وسعت منطقه به  $26440$  کیلومتر مربع می‌رسد. شکل ۱ موقعیت محدوده تحقیق را نشان می‌دهد.

این محدوده، در واحد ژئومورفولوژی جلگه‌های کناره‌ای جنوب، جلگه شمال دریای عمان و از نظر زمین‌شناسی در منطقه مکران قرار دارد؛ این زون از رسوبات بستر دریا، سنگ‌های افیولیتی و رسوبات آب‌های سطحی تشکیل شده است. مجموعه سنگ‌های افیولیتی، بخشی از پوسته اقیانوسی کره زمین و گوشته بالایی در زیر پوسته است که در پی فشار به سوی بالا آمده و از آب دریاها بیرون آمده‌اند (Bazobandi, 2003). این منطقه از نظر مناطق بزرگ

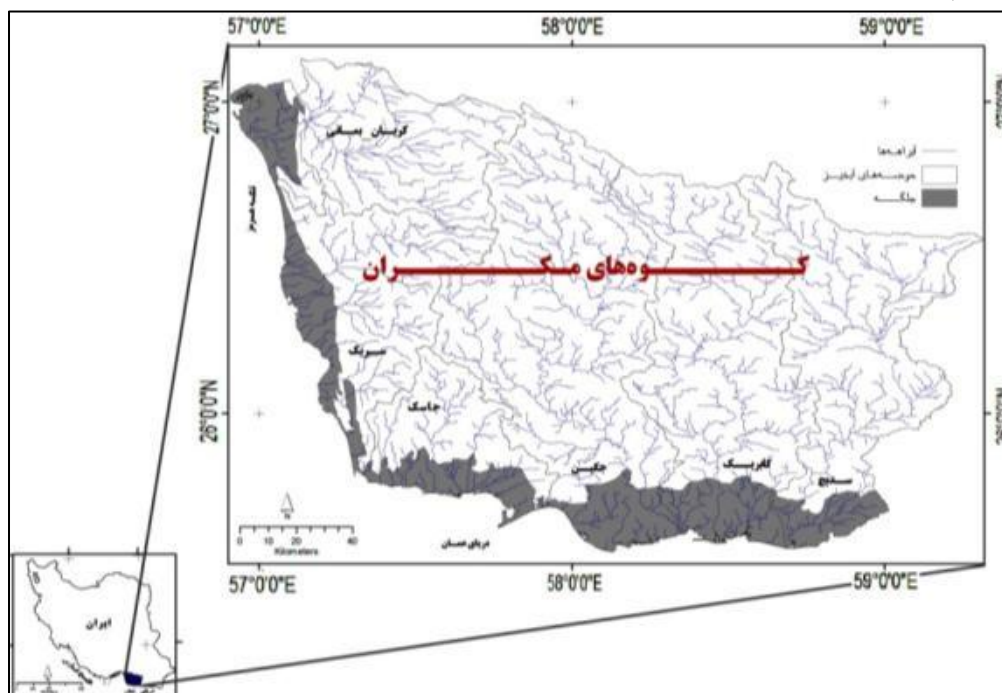
سمت مغرب، باعث تشکیل پیکان‌های ساحلی و در نهایت تشکیل تالاب‌های جزر و مدی می‌شود.

(Mahmoodi (2002) مجموعه ماسه‌های سواحل عمان را به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم نمود؛ از دید او ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل شکل می‌گیرند و تقریباً قسمت بیشتر ساحل را پوشانده، عرض آن‌ها از چندین ده متر تا بیش از یک کیلومتر هست؛ ماسه‌های بادی حاصل کندوکاو بادهای محلی و فصلی در رسوب‌های تخریبی و فوق‌العاده ریزدانه سیلاب‌های فصلی و اتفاقی جلگه ساحلی‌اند. Gharibreza and Motamed, 2004 در بررسی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحلی استان سیستان و بلوچستان با استفاده از مقایسه عکس‌های هوایی  $1346$  و  $1372$  و پیمایش میدانی، به این نتیجه رسیدند که تپه‌های ماسه‌ای عرضی، مرکب، پناهگاهی و پهنه‌های ماسه‌ای به علت تبادل رسوب بین دریا و ساحل، رویش گیاهان در کنار رودخانه‌ها و حرکت به سمت مرکز بیابان، رشد کرده و تپه‌های ماسه‌ای طولی، برخان و تپه‌های گنبدی، به لحاظ فرسایش بادی و تغییر شکل به انواع دیگر، دچار کاهش سطح شده‌اند.

(Negaresh, (2006) در مطالعه ژئومورفولوژی خورتنگ و ویژگی‌های آن بر اساس تجربیات میدانی و مشاهدات عینی، عنوان کرد که تپه‌های ماسه‌ای ساحلی منطقه، بر اثر توفان‌های شدید دریایی که جهت غالب آن‌ها جنوب‌غربی-شمال شرقی است به وجود آمده‌اند؛ این تپه‌ها منشأ دریایی دارند و پوسته خردشده صدف دریایی دارند. او عواملی از قبیل تکتونیک، ساختمان و شیب طبقات، مقاومت و جنس رسوبات، تغییرات سطح آب دریای عمان در دوره‌های یخچالی و بین یخچالی را در پیدایش جلگه ساحلی مؤثر می‌داند. به گفته (Ekhtesasi (2006) بررسی‌های رسوب‌شناسی در دشت سدیچ وجود لایه‌های رسوبات بادی با ضخامت  $10$  تا  $120$  سانتی‌متر در بین رسوبات آبی را نشان می‌دهد که بیانگر تکرار دوره‌های خشکی و فرسایش بادی در گذشته است ولی ضخامت و انباشت رسوبات بادی با این

پهنای نوار ساحلی بستگی دارد (Yamani, 1995)، بخش جنوبی منطقه پهنای بیشتری داشته و گسترش توده‌های ماسه‌ای بر سطح آن بیشتر است؛ ولی در بخش غربی، گسترش توده‌های ماسه‌ای صرفاً به موازات خط ساحل محدود شده است.

اقلیمی جزو منطقه بلوچی و نزدیک با آب‌وهوای بیابانی و سندی و نیمه استوایی است. مجموعه ماسه‌های منطقه، به دو بخش متمایز شامل ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم می‌شوند (Mahmoodi 2002) ماسه‌های ساحلی بدون استثناء موازی با ساحل شکل گرفته‌اند. تراکم شکل‌های ماسه‌ای تا حد زیادی به



شکل ۱، موقعیت جغرافیائی منطقه تحقیق

گام دوم: با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی منطقه، بادهای غالب و سرعت و جهت باد تعیین و گل‌بادهای سالانه ترسیم شد.

گام سوم: با مقایسه عکس‌های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ سال ۱۳۷۲ با تصاویر ماهواره‌ای کارتوست پی فایو<sup>۱</sup> ۲۵ فوریه ۲۰۱۴ و ای‌تی‌ام ۲۰۰۲ مثبت، جهت حرکت و گسترش یافتگی توده‌های ماسه‌ای بر سطح جلگه بررسی شد. نقاط شاخص مطالعات این گام به کمک نقشه ژئومورفولوژی تهیه شده در خروجی گام اول و نیز با لحاظ محدودیت‌های دسترسی به تصاویر ماهواره‌ای کارتوست پی فایو، تعیین گردید.

گام چهارم: در این گام پس از انتخاب ایستگاه‌های فرضی اندازه‌گیری امواج به کمک نتایج گام اول، با

توزیع فضائی لندفرم‌های ژئومورفولوژی و ویژگی‌های آن‌ها، سرعت و جهت باد و اطلاعات امواج، برخی از داده‌های ورودی این تحقیق بوده‌اند. نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، GPS و نرم‌افزارهای رایانه‌ای از جمله WRPLOT View، Arc GIS و Freehand، ابزار تحقیق هستند. پس از مطالعات کتابخانه‌ای و جمع‌آوری کتاب‌ها، اسناد، مدارک و نقشه‌های مورد نیاز، مطالعه در گام‌های زیر پیگیری شد. گام اول: در این مرحله از تحقیق، ویژگی‌های ژئومورفولوژیک منطقه مطالعاتی مؤثر در فرایند فرسایش بادی مورد مطالعه قرار گرفت. خروجی این گام، نقشه ژئومورفولوژی (Yamani., 2013) منطقه است.

باشد، برای ساحل جنوبی، ایستگاه سینوپتیک جاسک و برای ساحل غربی، ایستگاه سینوپتیک بندرعباس است؛ شکل ۲، گل باد سالانه و عصرگاهی (۱۲ جی ام تی) و جدول ۱، توزیع فراوانی جهت های مختلف باد این ایستگاه ها را در دوره آماری ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۹ نشان می دهد.

شکل ۴، وضعیت گل موج های ساحلی محدوده تحقیق را در مقابل جهات وزش بادهای و امواج محلی در دو بازه زمانی تابستانه (ژوئیه، اوت، سپتامبر) و مجموع سایر ماه های سال نشان می دهد. در انتخاب این دو بازه زمانی در سال، به دو نکته توجه شده است که عبارتند از: (۱) آوردن آبی رودخانه های اصلی منطقه که از اواخر پائیز تا اواسط بهار بوده و در فصل تابستان در ماه های ژوئیه، اوت و سپتامبر، دبی آب و رسوب به حداقل می رسد (شکل ۳ و ۲) تغییراتی که در جهت امواج از اوایل ژوئیه ایجاد شده و تا اواخر سپتامبر تداوم می یابد. در ترسیم گل موج های ساحل جنوبی از آمار باد ایستگاه سینوپتیک جاسک (۲۰۰۹-۱۹۹۰) و برای ساحل غربی از آمار باد ایستگاه سینوپتیک بندرعباس (۲۰۰۹-۱۹۹۰) استفاده شده است.

هیدرودینامیک رودخانه های اصلی بررسی شد. شکل ۳، نمودار تغییرات دبی برخی از رودخانه های اصلی منطقه و جدول ۲ ویژگی های هیدرودینامیکی رودخانه های اصلی محدوده تحقیق را که از مطالعات Yamani (1994) در بررسی تغییر مسیر رودخانه های منطقه از روش مقایسه عکس های هوایی سال های ۱۳۳۴ و ۱۳۷۴ استخراج شده است، نشان می دهد. در ساحل جنوبی، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی و جنوب غربی غالب هستند؛ به استثناء غرب دماغه جاسک، از ماه ژوئیه امواج قطاع جنوب شرقی به نحو چشمگیری در این ساحل غالب می شوند و این وضعیت تا پایان سپتامبر تداوم می یابد (شکل ۴).

محاسبه طول بادگیر جهات مختلف در این ایستگاه ها، ارتفاع امواج به کمک معادله های مولیتور (Senturk, 1995) و با استفاده از داده های باد ایستگاه های سینوپتیک جاسک و کلیما تولوژی سیرک، محاسبه شد.

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

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

$Z_d = 0.0024(U)^2$  (۳)  $Z_d$  سواحل اقیانوسی: ارتفاع موج به متر

U: سرعت باد به کیلومتر بر ساعت

F: طول بادگیر به کیلومتر

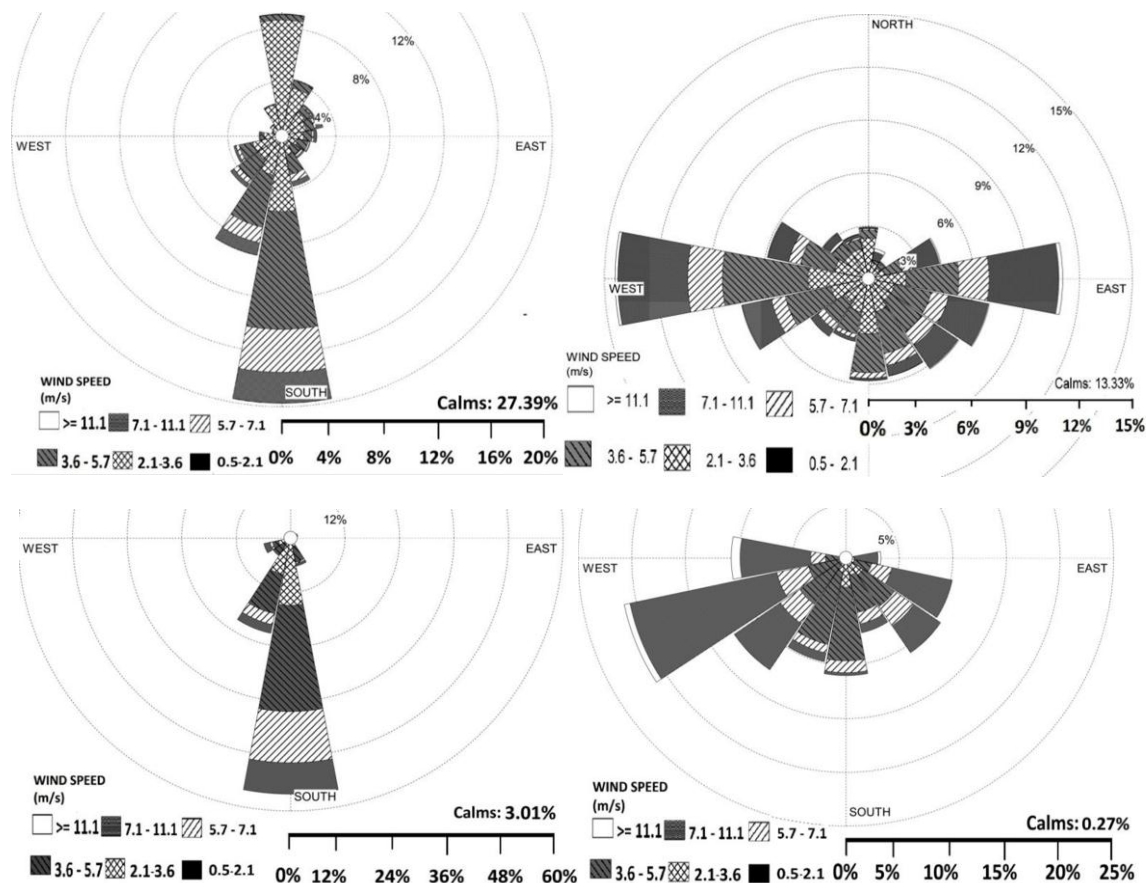
ارتفاع موج محاسبه شده از معادله های مولیتور در فایل ورودی نرم افزار WRPlot View در ستون سرعت باد جایگزین و گل موج های ساحلی ترسیم شد.

گام پنجم: با تحلیل آمار جزر و مد ایستگاه جاسک و انتقال ارتفاع مد حداکثر، جزر و مد متوسط و جزر حداقل بر روی نقشه مدل ارتفاع رقومی منطقه (DEM 30m)، تهیه شده از تصاویر SRTM، نقشه دامنه عملکردی امواج بر روی ساحل تهیه شد. گام ششم: در این گام به کمک شواهد لندفرمی و با گردآوری و جمع بندی نتایج مطالعات سایر محققین، هیدرودینامیک رودخانه های اصلی منطقه مورد مطالعه قرار گرفت.

گام هفتم: با انتقال نتایج مطالعات دینامیک باد و امواج بر روی نقشه ژئومورفولوژی تهیه شده در گام اول، موقعیت توده های ماسه ای در بخش های مختلف جلگه نسبت به سایر لندفرم های ژئومورفولوژی، جهت بادهای اصلی و فرعی، جهت امواج ساحلی، انحناها و جهت امتداد طولی جلگه و خطبررسی شد.

### ۳. نتایج

شاخص های آماری رژیم بادناکی مورد بررسی قرار گرفت. نزدیک ترین ایستگاه سینوپتیک به محدوده تحقیق که از نظر شرایط توپوگرافی و محلی با منطقه مطابقت داشته

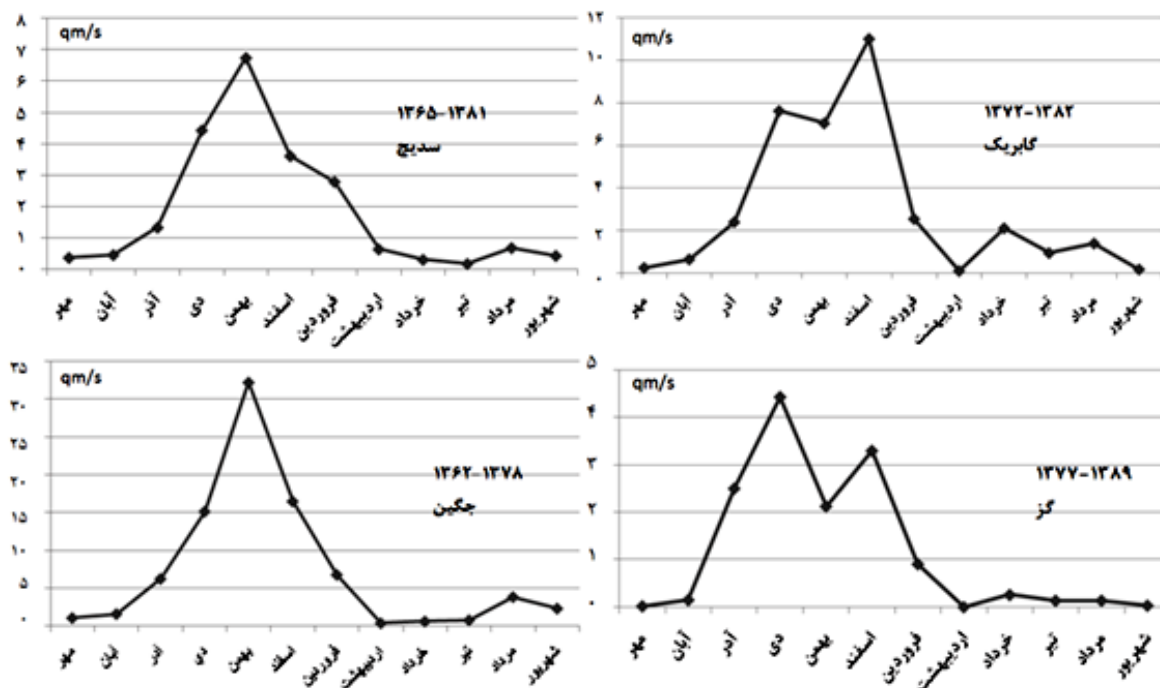


شکل ۲، راست بالا: گل‌باد سالانه ایستگاه سینوپتیک جاسک، راست پایین: گل‌باد عصرگاهی ایستگاه سینوپتیک جاسک، چپ بالا: گل‌باد سالانه ایستگاه سینوپتیک بندرعباس، چپ پایین: گل‌باد عصرگاهی ایستگاه سینوپتیک بندرعباس

جدول ۱، توزیع فراوانی جهت‌های مختلف باد و نسیم دریا با استفاده از آمار ایستگاه سینوپتیک جاسک و بندرعباس

| جمع (%) | سرعت (m/s) |          |         |         |         |         | جهت    |
|---------|------------|----------|---------|---------|---------|---------|--------|
|         | <= ۱۱/۱    | ۸/۸-۱۱/۱ | ۵/۷-۸/۸ | ۳/۶-۵/۷ | ۲/۱-۳/۶ | ۰/۵-۱/۲ |        |
| ۸/۹۷    | ۰/۲۲       | ۰/۴۳     | ۰/۷۰    | ۱/۵۵    | ۶       | ۰/۱۱    | شمالی  |
| ۲۶/۴۵   | ۰/۴۱       | ۱/۲۹     | ۱۱/۵۴   | ۷/۴۵    | ۵/۷     | ۰/۰۵    | شرقی   |
| ۱۹/۸۲   | ۰/۰۷       | ۰/۱۸     | ۳/۲۲    | ۷/۵۰    | ۸/۴     | ۰/۰۹    | *جنوبی |
| ۳۱/۷۴   | ۰/۲۷       | ۰/۸۸     | ۱۰/۵۱   | ۱۰/۷۴   | ۹/۳     | ۰/۰۷    | غربی   |
| ۱۳/۳۳   | -          | -        | -       | -       | -       | -       | آرام   |
| ۱۷/۹۱   | ۰/۰۱       | ۰/۰۸     | ۰/۱۳    | ۱/۳۵    | ۱۶/۳۵   | ۰/۰۱    | شمالی  |
| ۱۰/۱۹   | ۰/۰۷       | ۰/۸۲     | ۰/۵۶    | ۲/۷۳    | ۶/۰۰    | ۰/۰۲    | شرقی   |
| ۳۶/۱۱   | ۰/۰۴       | ۳/۸۴     | ۵/۱۷    | ۱۵/۴۵   | ۱۱/۶۳   | ۰/۰۱    | جنوبی  |
| ۸/۳۱    | ۰/۰۰       | ۰/۳۱     | ۰/۴۳    | ۲/۰۲    | ۵/۵۴    | ۰/۰۱    | *غربی  |
| ۲۷/۳۸   | -          | -        | -       | -       | -       | -       | آرام   |

\* جهت جنوبی در ساحل دریای عمان و جهت غربی در ساحل تنگه هرمز منطبق با نسیم دریا به ساحل است.



شکل ۳، تغییرات دبی ماهانه رودخانه‌های اصلی (بر اساس آمار ایستگاه‌های هیدرومتری شرکت آب منطقه‌ای)

جدول ۲، ویژگی‌های هیدرودینامیکی رودخانه‌ها و مساحت جلگه آن‌ها به تفکیک حوضه‌های آبخیز (اقتباس از Yamani, 1994)

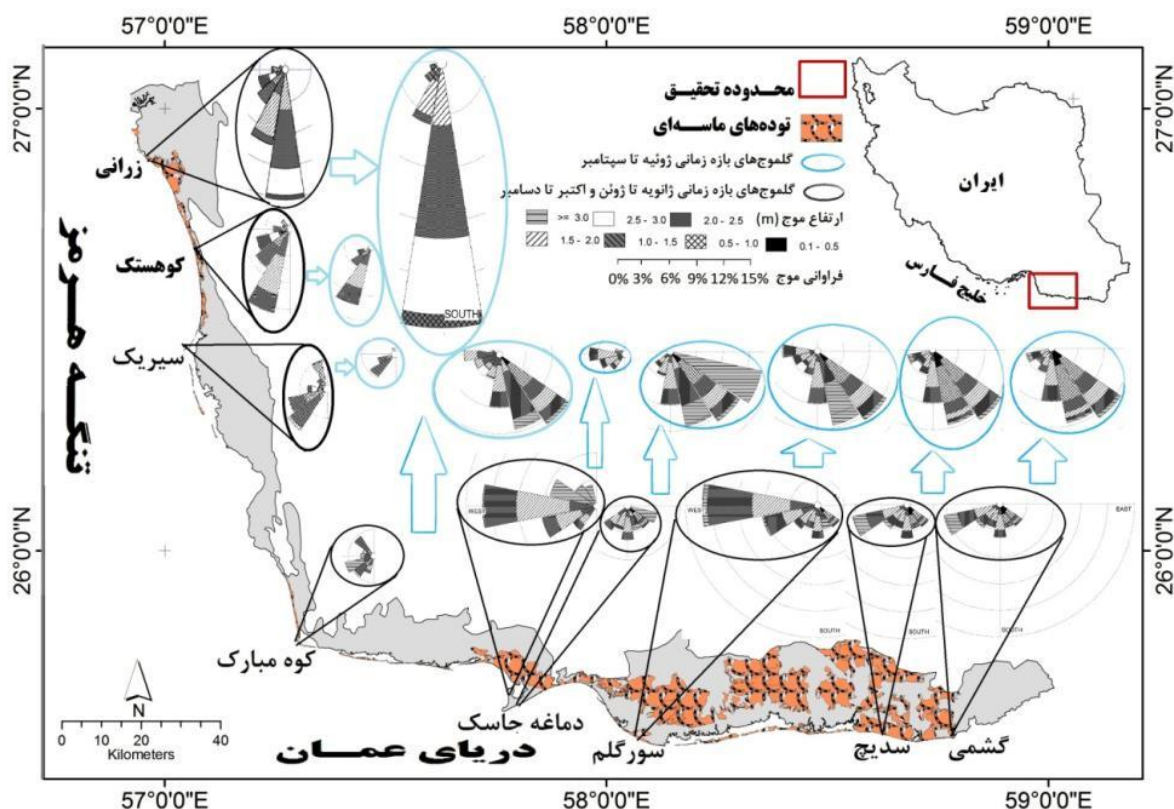
| محل تغییر مسیر           | تعداد تغییر مسیرهای رودخانه<br>در بازه زمانی ۴۰ ساله | مساحت جلگه<br>Km <sup>2</sup> | زیر حوضه آبخیز |
|--------------------------|--|-------------------------------|----------------|
| رأس دلتا                 | ۳  | ۴۴۵/۲۰                        | سدیچ           |
| رأس دلتا                 | ۴  | ۶۷۸/۷۸                        | گابریک         |
| رأس دلتا                 | ۴  | ۶۵۳/۱۳                        | جگین           |
| نزدیکی مصب و حاشیه تالاب | -  | ۸۳۱/۶۴                        | سیریک          |
| نزدیکی مصب و حاشیه تالاب | -  | ۴۷۶/۹۶                        | کریان - بمانی  |

حاشیه مصب رودخانه زرانی، امواج غالب کاملاً جهت جنوبی می‌گیرند (شکل ۴).

دامنه عملکردی امواج بر روی ساحل بررسی شد. جدول ۳، شاخص‌های عددی جزر و مد استخراج شده از آمار ایستگاه اندازه‌گیری جزر و مد سازمان هواشناسی کشور را در دوره آماری ۱۵ ژوئن ۲۰۰۷ تا ۱۱ ژانویه ۲۰۱۱ نشان می‌دهد. بر طبق این جدول متوسط حداکثر ارتفاع مد دوره‌ای در این بازه زمانی ۴/۶۸ متر، ارتفاع متوسط جزر و مد، ۱/۹۷ متر و ارتفاع پایین‌ترین حد جزر، ۱۸ سانتی‌متر است.

در ساحل کوه‌مبارک، از ماه اکتبر تا پایان ماه ژوئن، امواج قطاع غربی (SWW تا NWW)، غالب هستند. 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 (شکل ۴).

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 سواحل شمالی تر و در



شکل ۴، گل‌موج‌های ساحلی محدوده تحقیق و موقعیت مکانی آن‌ها نسبت به تراکم‌های ماسه‌ای

شکل ۷، مقایسه عکس‌های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ سال ۱۳۷۲ (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح) با تصاویر ماهواره‌ای کارتوست پی فایو ۲۰۱۴ (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح) از منطقه یک‌دار در جلگه جنوبی رانشان می‌دهد. نیک‌ها و بادکندهای ایجاد شده در محدوده مطالعاتی نیز جهت یافتگی جنوب‌غربی را به سمت شمال شرق نشان می‌دهد (شکل ۶ پ).

شکل ۸ نقشه ژئومورفولوژی منطقه تحقیق، موقعیت مکانی لندفرم‌های مختلف نسبت به توده‌های ماسه‌ای و جهت رانش رسوب در محدوده ساحلی منطقه را نشان می‌دهد.

#### ۴. بحث و نتیجه‌گیری

باد غالب منطقه، باد غربی است؛ باد شرقی و جنوبی، بادهای فرعی هستند که درصد وقوع نسبی بالایی دارند. بر اساس گل‌بادهای عصرگاهی ایستگاه‌های جاسک و بندرعباس، به ترتیب به‌عنوان معرف ساحل جنوبی و

جهت حرکت و گسترش یافتگی توده‌های ماسه‌ای مورد بررسی قرارگرفت. شکل ۶ الف، بادشکنی را نشان می‌دهد که در سال ۱۳۸۵ به منظور حفاظت از نهالکاری‌های پائین دست جاده مواصلاتی جاسک به لیردف در محدوده دشت سدیج (۱۰۰ کیلومتری شرق شهرستان جاسک) احداث شده است را نشان می‌دهد؛ بنابر مشاهدات میدانی در زمان احداث بادشکن، تراکم فرم‌های ماسه‌ای در پائین دست آن صرفاً محدود به پیکان‌های ماسه‌ای، بوکلیه‌های بارخانی و نیک‌ها بوده‌است ولی همان‌گونه که در شکل ۶ ب، مشاهده می‌شود، گستره این توده‌ها طی چند سال اخیر افزایش یافته‌است.

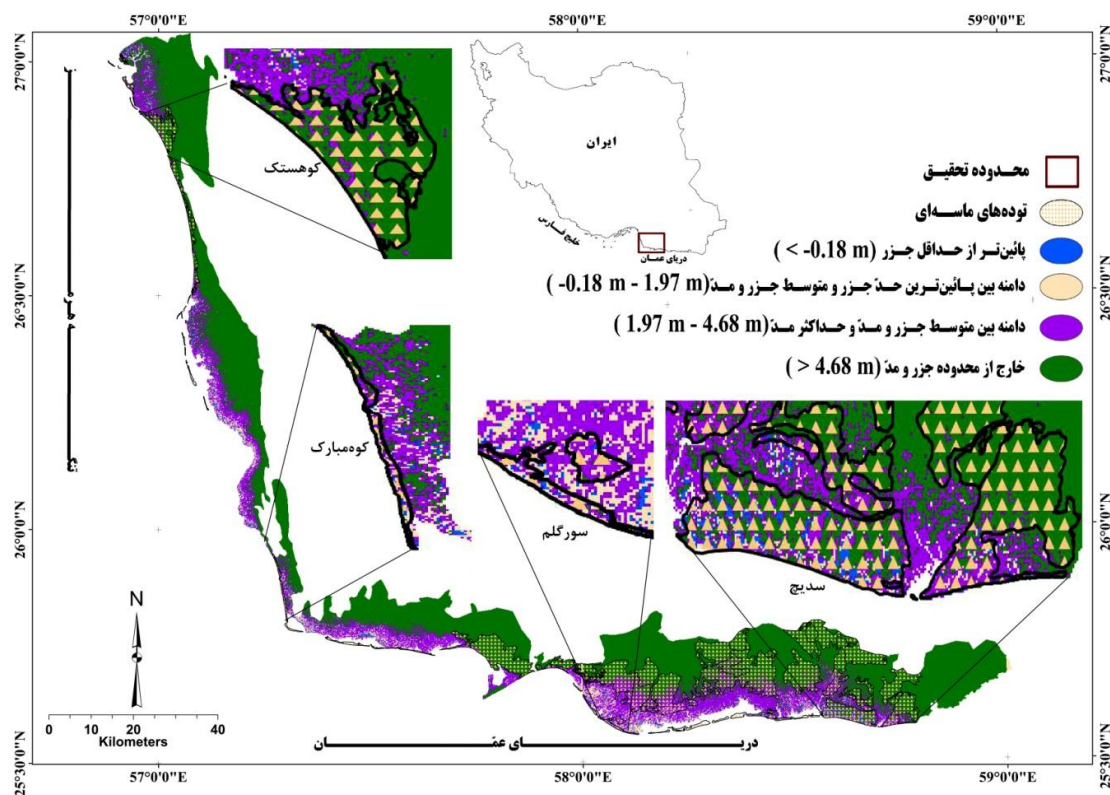
جدول ۳، شاخص‌های عددی جزر و مدّ در دوره آماری ۱۵ ژوئن ۲۰۰۷ تا ۱۱ ژانویه ۲۰۱۱

| نام ایستگاه | ارتفاع حداکثر مدّ دوره‌ای (m) | ارتفاع متوسط جزر و مدّ (m) | حداقل جزر دوره‌ای (m) |
|-------------|-------------------------------|----------------------------|-----------------------|
| جاسک        | ۴/۶۸                          | ۱/۹۷                       | ۰/۱۸                  |

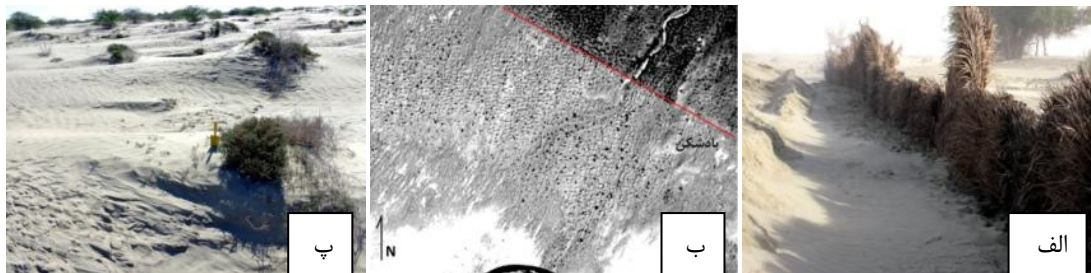


لیتولوژی عمدتاً از سازندهای فلیش با تناوب شیل، مارن و ماسه‌سنگ تشکیل شده است (Yamani, 1994)؛ بنابراین با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی، اقلیم و توپوگرافی، تمامی منطقه از نظر فرسایش و حجم رسوب‌هایی که توسط رودخانه‌ها از حوضه‌های آبخیز به سطح دلتاهای ساحلی حمل می‌شود، وضعیت یکسانی دارد. بر اساس نتایج مطالعه هیدرودینامیک رودخانه‌ها، این رودخانه‌ها فصلی بوده و از اواخر پائیز تا اوایل بهار بیشترین جریان آب را دارند. بستر آن‌ها در فصل تابستان خشک است و یا کمترین سیلاب را دارد.

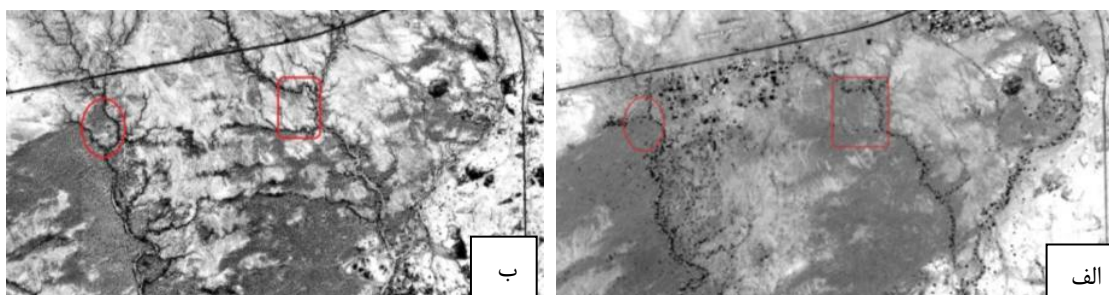
غربی، در ساحل جنوبی قریب به ۴۲٪ بادهای عصرگاهی، با سرعت بیشتر از ۷/۱ متر بر ثانیه و از قطاع جنوب شرقی تا غربی، عمدتاً از جهت جنوب‌غربی می‌وزد. در ساحل غربی نیز بیش از ۲۶ درصد بادهای عصرگاهی، سرعت بیشتر از ۷/۱ متر بر ثانیه داشته و عمدتاً از جهت جنوبی وزش دارند. با توجه به کشیدگی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی ساحل غربی و غربی - شرقی ساحل جنوبی، این بادهای عمدتاً از سمت دریا وزش داشته و می‌توانند نقش زیادی در جابجایی ماسه‌ها در ساحل و بر سطح جلگه داشته باشند. زون مکران از نظر



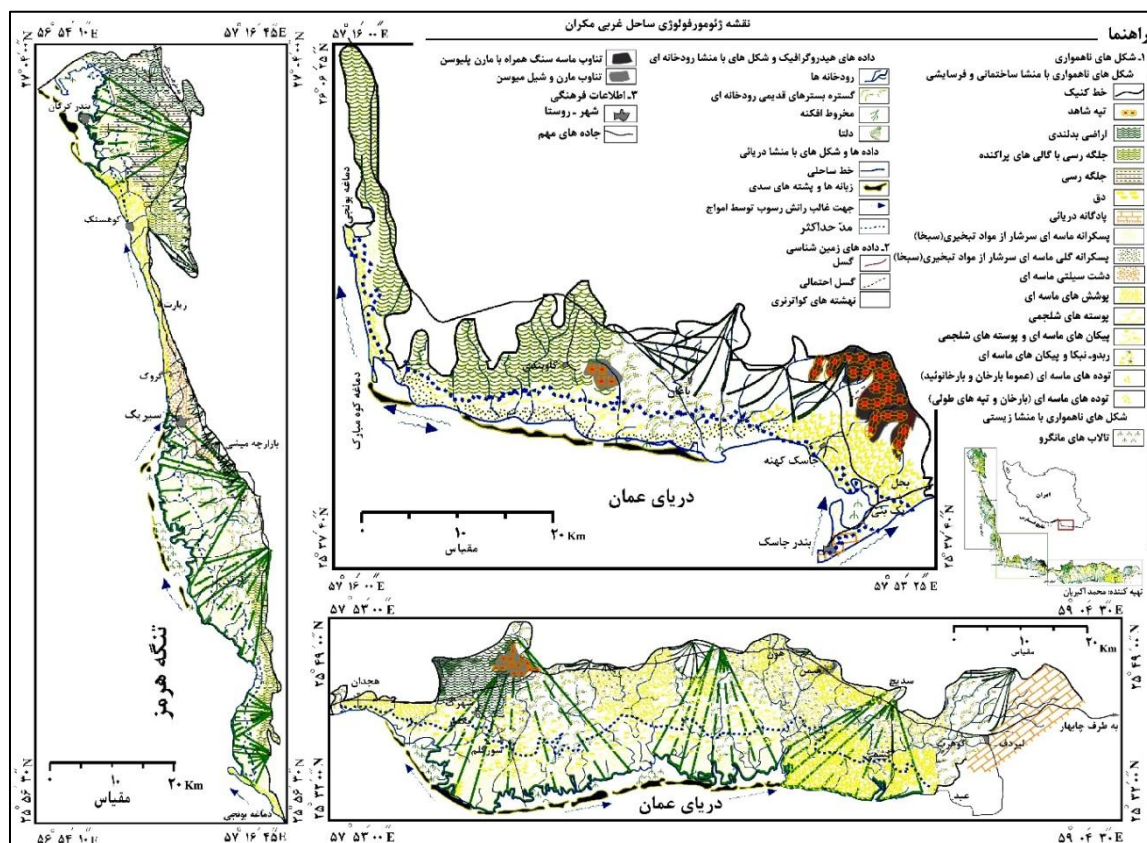
شکل ۵، دامنه جزر و مد و موقعیت توده‌های ماسه‌ای نسبت به محدوده جزر و مدی



شکل ۶، الف) بادشکن احداث شده برای محافظت از منطقه نهال کاری شده در سال ۱۳۸۵ در امتداد شمال غربی به جنوب شرقی در ساحل جنوبی، ب) بخش از جلگه جنوبی بر روی تصویر کارتوست پی فایو ۲۰۱۴ و پ) جهت یافتگی پیکان‌های ماسه‌ای در امتداد جنوب غربی به شمال شرقی



شکل ۷، الف) منطقه یکدار از جلگه جنوبی بر روی تصویر کارتوست پی فایو ۲۰۱۴ و ب) همان منطقه بر روی عکس هوایی سال ۱۳۷۲



شکل ۸، نقشه ژئومورفولوژی جلگه غربی مکران (Akbarian, 2014)

ترسیب آن‌ها در باریکه‌ای از شمال شهرستان سیریک تا دلتای زرانی شده‌اند (محدوده ساحلی شمال غربی منطقه در شکل ۴).

Nohegar and Hosainzade (2011) 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 که در این میان نقش اصلی را به امواج داده و برای دو عامل دیگر نقش واسطه یا تکمیل کنند قائل شدند. همان‌گونه که در شکل ۵ (بخش نتایج) دیده می‌شود، توده‌های

هم‌زمانی وقوع سیلاب (آورد رسوب رودخانه‌ای به محدوده خط ساحلی) با امواج غالب قطاع غربی و جنوب‌غربی در ساحل جنوبی، رانش رسوب ورودی توسط رودخانه‌های اصلی منطقه (جگین، گابریک و سدیچ) را به سمت شرق موجب شده و توسعه توده‌های ماسه‌ای در منتهی‌الیه جنوب‌شرقی منطقه را موجب شده است. در ساحل غربی (ساحل تنگه هرمز)، در اغلب ماه‌های سال غلبه با امواج قطاع جنوب‌غربی است (شکل ۴). این امواج باعث رانش رسوب ورودی رودخانه‌های محدوده به سمت شمال و

بنابر نقشه ژئومورفولوژی منطقه، ساختار اصلی سنگ‌شناسی محدوده تحقیق را رسوبات آبرفتی ریزدانه دوره کواترنری و در محدوده کوچکی سنگ‌های کنگلومرایی، ماسه‌سنگی تا شیل و مارنی مربوط به دوره‌های پلیوسن و نئوژن تشکیل می‌دهد. هر کدام از رخساره‌های ژئومورفولوژی (لندفرم‌ها)، به‌نوعی بیانگر میزان حساسیت اراضی به فرسایش بادی است (Ekhtesasi, 2006)؛ علاوه بر این، هر لندفرم می‌تواند بیانگر نوع مناطق برداشت، حمل و یا رسوب‌گذاری باشد. نگاه کلی به مورفودینامیک لندفرم‌ها نیز می‌تواند جهت فرآیندهای فرسایشی اعم از برداشت، حمل و رسوب را تعیین نماید.

Mahmoodi, (2005) در بررسی الگوی تغییرات تپه‌های ماسه‌ای ساحل دریای عمان عنوان داشت که "منشأ تپه‌ها در نزدیکی ساحل و به احتمال قوی از دریا است، هرچند رودخانه‌های فصلی ذخیره قابل ملاحظه‌ای از رسوب را در محیط ساحلی پراکنده می‌کنند و با دور شدن از دریا تپه‌های ماسه‌ای علاوه بر منشأ دریایی، منشأ خشکی نیز پیدا می‌کنند. شکل‌های ۹ و ۱۰، تجمع توده‌های ماسه‌ای داخلی را در بالادست جلگه جنوبی نشان می‌دهد. توالی لندفرم‌ها از غرب به شرق و در جهت وزش باد غالب منطقه به ترتیب: بسترهای قدیمی رودخانه‌ای، پوسته‌های شلجمی، پیکان‌های ماسه‌ای، نبکا و در نهایت توده‌های ماسه‌ای را شامل می‌شود. علاوه بر توده‌های ماسه‌ای مذکور، گستره وسیعی از توده‌های ماسه‌ای ساحلی نیز در بخش‌هایی از خط ساحلی تشکیل شده‌اند؛ شکل ۱۰ گسترش زیاد این توده‌ها را بر روی جلگه سدیج نشان می‌دهد.

از دیدگاه لندفرمی، با توجه به نقشه ژئومورفولوژی منطقه، شاخص اندازه ذرات تشکیل دهنده رسوبات و نتایج سایر گام‌های مطالعاتی، خلاصه نتایج تحقیق را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

پوسته‌های شلجمی، گستره بسترهای قدیمی رودخانه‌ای، ربدو، نبکا و پیکان‌های ماسه‌ای، حساس‌ترین لندفرم‌ها به برداشت و حمل ذرات توسط

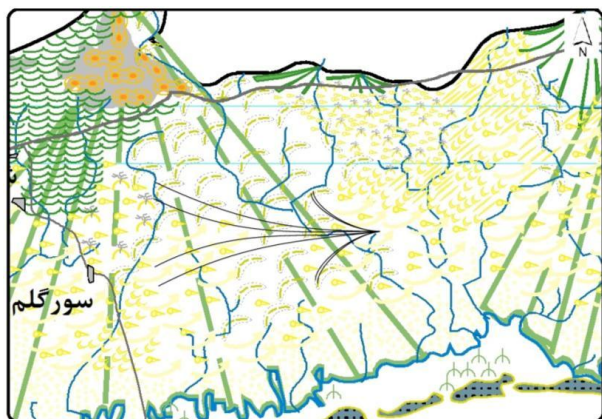
ماسه‌ای ساحلی عمدتاً در مناطقی تشکیل شده‌اند که دامنه جزر و مدی وسیعی داشته، به‌علاوه فاقد تالاب‌های ساحلی‌اند؛ به‌نحوی که توده‌های ماسه‌ای ساحلی سدیج و کوه‌مبارک، کاملاً در داخل محدوده مدّ حداکثر قرار گرفته‌اند. تالاب‌های ساحلی در بخش‌های وسیعی از جلگه جنوبی و جلگه غربی گسترده‌اند؛ این بخش‌ها فاقد توده‌های گسترده ماسه‌ای ساحلی است و صرفاً زبانه‌ها و پشته‌های سدی را در بر می‌گیرد (شکل ۸ و ۹). این مسأله را با عدم امکان نفوذ امواج به پس‌کرانه تالاب‌ها که فقدان رانش رسوب به پس‌کرانه را موجب می‌شود، می‌توان توجیه کرد. این مناطق اگرچه به‌وسیله جزر و مد پوشانده می‌شود، ولی امواج قادر به رانش رسوب به پس‌کرانه نیستند.

بر روی عکس‌های هوایی سال ۱۳۳۵ از دشت سدیج، تپه‌های ماسه‌ای واضح و گویا نیست و تنها می‌توان آثاری از نبکا و پوشش گیاهی را مشاهده کرد (Ekhtesasi, 2006). بر روی تصاویر ماهواره‌ای ای‌تی‌ام مثبت<sup>۱</sup> سال ۲۰۰۲ تپه‌های ماسه‌ای تا حدی مشهود است. درحالی‌که تپه‌های موجود بر روی تصاویر ماهواره‌ای کارتوست پی‌فایو<sup>۲</sup> ۲۰۱۴، افزایش تراکم و ابعاد تپه‌های ماسه‌ای در فاصله زمانی احداث بادشکن در سال ۱۳۸۵ تا کنون را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب). مقایسه عکس‌های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ سال ۱۳۷۲ با تصاویر ماهواره‌ای کارتوست پی فایو ۲۰۱۴ از منطقه یک‌ددار در جلگه جنوبی، جهت‌یافتگی توده‌های ماسه‌ای را به سمت شمال‌شرقی نشان می‌دهد که حاکی از تأثیر بادهای جنوب‌غربی (بادهای عصرگاهی یا نسیم دریا) است (شکل ۷). نبکاها و بادکندهای ایجاد شده در محدوده مطالعاتی نیز جهت‌یافتگی جنوب‌غربی را به سمت شمال شرق نشان می‌دهد و مؤید اثرگذاری بادهای عصرگاهی (نسیم دریا) بر جابجایی ماسه است.

<sup>۱</sup> ETM+

<sup>۲</sup> CARTOSAT (IRS - P5)

معنا که باد غربی پس از کند و کاو بر سطح جلگه (به‌طور اخص گستره بسترهای قدیمی رودخانه‌ای) و ایجاد فرم‌های خاص برداشت و حمل شامل پوسته شلجمی، نیکا و پیکان ماسه‌ای، بار محموله خود را به صورت تراکم‌های ماسه‌ای به‌جا گذاشته‌است. نقش بادهای فرعی شرقی و جنوبی، صرفاً به تغییر مسیر گسترش توده‌های ماسه‌ای داخلی به سمت شمال شرقی مناطق برداشت، محدود شده‌است. در جلگه غربی علاوه بر گسترش کم بسترهای قدیمی رودخانه‌ای، کشیدگی شمالی جنوبی جلگه، باعث شده که باد غالب زمان کوتاهی بر سطح جلگه وزش داشته و فرصتی برای ایجاد فرم‌های بادی نیابد.



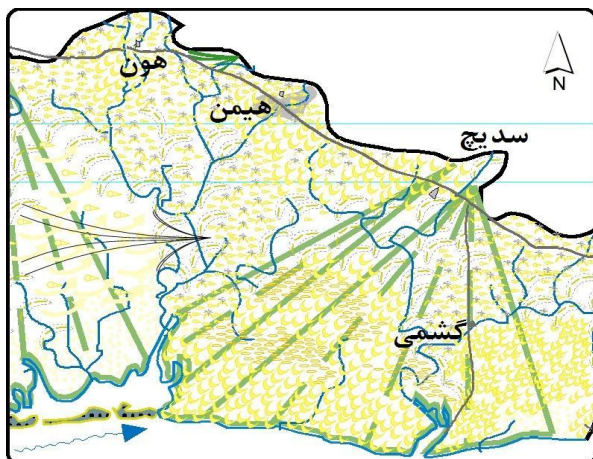
شکل ۹، مقطعی از نقشه ژئومورفولوژی منطقه دربرگیرنده بخشی از دلتاهای جگین در غرب و گابریک در شرق (Akbarian, 2014)

بخشی از رسوبات ماسه‌ای به‌وسیله رودخانه‌ها به قاعده دلتاها و امتداد خط ساحل حمل شده، تحت تأثیر امواج مایل و حرکت جانبی رسوب در طول خط ساحل توزیع می‌شود. در زمان حداقل مدّ ماهانه، پهنه وسیعی از ساحل جزر و مدی پوشیده از ماسه‌های فوق‌الذکر، از آب خارج شده، تحت تأثیر تابش شدید خورشید خشک می‌شود. ماسه‌های خشک شده به‌وسیله بادهای نسبتاً شدید ساحلی که در نیمروز از سوی دریا به خشکی می‌وزد، به پهنه ساحلی منتقل می‌شود و رشته‌های ماسه‌ای متعددی را در امتداد خط ساحلی به وجود می‌آورد (Yamani, 1995). توده‌های ماسه‌ای ساحلی عمدتاً در مناطقی تشکیل

یافته‌استند. پس‌کرانه‌ها اعم از پس‌کرانه‌های ماسه‌ای، گلی ماسه‌ای و دشت‌های سیل‌تی ماسه‌ای (سبخاها)، به دلیل دارا بودن پوششی از پوسته‌های نمکی هرچند نازک و شکننده و رطوبت ناشی از هم‌جواری با دریا تا حدودی از برداشت به‌وسیله باد مصون هستند.

مجموعه ماسه‌های سواحل عمان به دو بخش ماسه‌های ساحلی و ماسه‌های بادی تقسیم می‌شوند؛ ماسه‌های ساحلی بدون استثناء به صورت رشته‌های عرضی و موازی با ساحل شکل می‌گیرند (Mahmoodi, 2002). نگاه کلی به نقشه ژئومورفولوژی منطقه (شکل ۸) حاکی از گسترش زیاد لندفرم‌های حساس به برداشت باد در جلگه جنوبی و گسترش کم آن‌ها در جلگه غربی است. جهت و مسیر رودخانه‌های اصلی بر سطح جلگه جنوبی، شمالی جنوبی و در جلگه غربی، شرقی غربی است. این امر، گستره بیشتری از بسترهای قدیمی رودخانه‌ای در جلگه جنوبی را در معرض برداشت توسط باد غالب منطقه قرار داده‌است. گسترش محدود یا فقدان لندفرم‌هایی نظیر پوسته‌های شلجمی و نیکاها در حاشیه بسترهای قدیمی رودخانه‌ای در جلگه غربی، مؤید ضعف عملکرد فرسایشی باد، به دلیل پهنای کم این جلگه می‌باشد. تغییر مسیر رودخانه‌های اصلی در بالادست جلگه نیز باعث گسترش بسترهای قدیمی رودخانه‌ای در سطح جلگه جنوبی شده است، حال اینکه تغییر مسیرهای رودخانه‌ای در جلگه غربی در پائین دست بوده و گستره زیادی از بسترهای قدیمی را به وجود نیاورده‌است.

تراکم شکل‌های ماسه‌ای تا حد زیادی به پهنای نوار ساحلی بستگی دارد؛ بنابراین تراکم توده‌های ماسه‌ای در ساحل جنوبی [مکران] بیشتر از ساحل غربی [ساحل تنگه هرمز در محدوده مکران] است (Yamani, 1995). همان‌گونه که در نقشه ژئومورفولوژی (شکل ۸، ۹ و ۱۰) دیده می‌شود، توده‌های ماسه‌ای داخلی اغلب بر سطح جلگه جنوبی و در امتداد مسیر باد غالب منطقه پس از گذر از بسترهای قدیمی رودخانه‌ای، تشکیل شده‌اند؛ بدین



شکل ۱۰، مقطعی از نقشه ژئومورفولوژی منطقه دربرگیرنده بخشی از دلتاهای گابریک در غرب و سد

Kidd (2001) امواج را در حرکت ماسه در ساحل نزدیک مؤثر می‌داند؛ به گفته او، امواج در آب‌های عمیق تعامل کمی با بستر دارند لیکن با نزدیک شدن به ساحل و کم شدن عمق، شکسته شده و باعث جابه‌جائی رسوب می‌شوند. تپه‌های ماسه‌ای ساحلی پشته‌هایی از ماسه‌اند که توسط باد در کنار ساحل نهشته شده‌اند. در حواشی ساحل نهشته‌های بادی با ماسه‌هایی که توسط امواج نهشته می‌شوند، آمیخته‌اند لیکن با دور شدن از ساحل نیروی باد، عامل اصلی خواهد بود. Jones (2005) به نقل از Pattiaratchi et al., (1997) و Masselink and Pattiaratchi (1998) سازوکار اصلی جابه‌جائی ماسه و ایجاد مورفولوژی سواحل ماسه‌ای در جلگه سوام<sup>۱</sup> را متأثر از رژیم امواج غالب و وزش نسیم پرنرزی دریا می‌داند. (Eric et al., 2009) در بررسی نقش بادهای دوجهته در شکل‌گیری تلماسه‌ها در صحرای سینای مصر به این نتیجه رسیدند که بادهای دوجهته با زاویه ۱۲۰ درجه باعث ایجاد تلماسه‌های سیف می‌شوند و برآیند این دو باد جهت حرکت ماسه را نشان می‌دهد.

شده‌اند که دامنه جزر و مدی وسیعی داشته و به‌علاوه فاقد تالاب‌های ساحلی‌اند (شکل ۵، ۸ و ۱۰)؛ تالاب‌های ساحلی در بخش‌های وسیعی از جلگه جنوبی و جلگه غربی گسترده‌اند؛ این بخش‌ها فاقد توده‌های گسترده ماسه‌های ساحلی‌است و صرفاً زبانه‌ها و پشته‌های سدی را در بر می‌گیرد (شکل ۸ و ۹). این مسأله را با عدم امکان نفوذ امواج به پس‌کرانه تالاب‌ها که فقدان رانش رسوب به پس‌کرانه را موجب می‌شود، می‌توان توجیه کرد.

- وجود انحنای شدید در خط ساحلی موجب تغییر در گستره رانش رسوب توسط امواج شده‌است. تشکیل توده ماسه‌ای ساحلی کوه‌مبارک را به تغییر مسیر رانش رسوب توسط دماغه کوه‌مبارک؛ توده ماسه‌ای ساحل سورگلم (در شرق جاسک) را به تغییر مسیر امواج توسط دماغه جاسک و تشکیل توده ماسه‌ای کوهستک را به اثر پیش‌آمدگی دلتاهای گز- حیوی در جنوب و دلتای زرانی در شمال آن بر مسیر امواج و رانش رسوب می‌توان نسبت داد (شکل ۴).

نسیم دریا با سرعت بین ۵ تا ۷ متر بر ثانیه، عمق نفوذ کمی در خشکی دارد (Robert et al., 2004)؛ همچنین در صورت وزش بادهای مخالف با سرعت ۵ تا ۷ متر بر ثانیه، نسیم دریا قادر به نفوذ در خشکی نیست (Arritt, 1993). با توجه به سرعت نسیم دریا و وزش بادهای مقابل (جدول ۲)، این موضوع انتقال رسوب به وسیله باد از خط ساحلی به پس‌کرانه را محدود کرده است. به علت تشدید اثر باد مقابل کوهستان دشت، اثر این عامل در مناطقی که عرض جلگه کم بوده و کوهستان به خط ساحلی نزدیک می‌شود، مشهودتر می‌باشد. عرض کم توده‌های ماسه‌ای ساحلی در دماغه کوه‌مبارک در غرب شهرستان جاسک و همچنین مناطق گروک و زیارت در شمال شهرستان سیریک مؤید این مطلب‌است.

توده‌های ماسه‌ای داخلی اغلب بر سطح جلگه جنوبی و در امتداد مسیر باد غالب منطقه پس از گذر از بسترهای قدیمی رودخانه‌ای، تشکیل شده‌اند، بدین معنا که باد غربی پس از کند و کاو بر سطح جلگه (به‌طور اخص گستره بسترهای قدیمی رودخانه‌ای) و ایجاد فرم‌های خاص برداشت و حمل، بار محموله خود را به صورت تراکم‌های ماسه‌ای به‌جا گذاشته است. در جلگه غربی که امتداد طولی جلگه عمود بر جهت باد غالب است و گستره‌ی بسترهای قدیمی رودخانه‌ای کمتر می‌باشد، پهنای کمتری در معرض رفت‌و‌روب بادی قرار می‌گیرد. باد غالب با پیمودن عرض کم جلگه و رسیدن به کوهستان سرعت خود را از دست می‌دهد. از این نظر پراکندگی توده‌های ماسه‌ای سطح جلگه بیش از اینکه تابع باد باشد، متأثر از جهت کشیدگی جلگه و بالطبع وسعتی از بستر سیلابی و بسترهای قدیمی رودخانه‌ای است که در معرض باد غالب منطقه قرار دارد. لذا می‌توان عنوان کرد که این توده‌ها غالباً منشأ رودخانه‌ای داشته، مورفولوژی و وسعت بستر سیلابی رودخانه‌ها مهم‌ترین عوامل تعیین‌کننده حجم جابجایی و تراکم مکانی آن‌ها است.

#### منابع

- 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
- Arritt, R. W., 1993. Effects of Large Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze. *J. Appl. Meteorol.* 32, 116–125.
- Bagnold, R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London. 265p.
- Bagnold, R.A. 1939. Interim report on wave pressure research, *Journal Inst. Civil Engr.* Vol.12. pp. 201-226
- Bazobandi, M.H., 2003. Ophiolite, *Journal of Geology*, 35, 23-36.
- Chepil, W.S., Woodruff, N.P., 1963. The physics of wind erosion and its control. *Advances in Agronomy* 15, 211–302.

Silvestro et.al. (2010) با شناسایی مسیر حمل و مناطق احتمالی منشأ تپه‌های ماسه‌ای در شرق منطقه تاماسیا، خاطر نشان کردند که پیچیدگی الگوی تپه‌ها می‌تواند تغییرات شدید رژیم باد را نشان دهد. همچنین (Rijn 2013)، با توجه به مشاهدات میدانی در دوره‌های زمانی طولانی از سواحل، عنوان کرد که امواج طوفانی، رسوبات را به ساحل دور منتقل می‌کنند درحالی‌که امواج دوراً و امواج ضعیف اقلیمی، رسوبات را به منطقه ساحلی برمی‌گردانند.

با توجه به ثابت بودن ویژگی‌های باد منطقه، پراکندگی توده‌های ماسه‌ای ساحلی تابع باد نیست و بیشتر متأثر از ویژگی‌های ژئومورفولوژیک پیش‌کرانه جزر و مدی و هیدرودینامیک ساحلی است. باد به صورت نسیم دریا به خشکی صرفاً در مناطقی که شرایط ژئومورفولوژیک پیش‌کرانه و انحنای خط ساحلی از نظر رانش رسوبات توسط امواج مناسب است، رسوبات ریزدانه را از محدوده ساحلی به پیش‌کرانه جزر و مدی منتقل کرده است. این رسوبات در فاصله کمی از ساحل و به موازات خط ساحلی بر روی پس‌کرانه خشکی برجای‌گذاشته شده‌اند. پیش‌کرانه‌های جزر و مدی منتهی به خورها و تالاب‌های ساحلی، از دسترس امواج و انتقال رسوب به‌وسیله آن‌ها دور بوده‌اند؛ لذا پس‌کرانه آن‌ها عموماً فاقد توده‌های ماسه‌ای ساحلی است. در مناطقی که عرض جلگه بیشتر است نظیر ساحل سدیج در منتهی‌الیه جنوب شرقی و ساحل کوهستک در منتهی‌الیه شمال غربی منطقه، توده‌های ماسه‌ای ساحلی گستره‌ی بیشتری یافته‌اند؛ بالعکس در مناطقی که عرض جلگه کم است نظیر ساحل کوه‌مبارک- بونجی و ساحل گروک، گستره توده‌های ماسه‌ای ساحلی کم است.

- Department of Geography, University of Isfahan
- Meteorological Organization of Iran, data of Jask and Cirik wind monitoring stations
- Meteorological Organization of Iran, tide data of Jask station
- National Geographical Organization, aerial photos scale: 1: 40 000 year: 1992
- National Geographical Organization, Cartosat P5 satellite imagery year: 2014
- Negaresh, H., 2006. Coastal Geomorphology of Estuary of Tang and its Characteristics, GEOGRAPHY AND DEVELOPMENT, Spring-Summer 2006, V.4, N.7 ; Page(s) 69 To 88.
- Nohegar, A., 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), FALL 2011 , Volume 22 , Number 3 (43) ; Page(s) 125 To 142.
- Rijn, Leo C. van. 2013. EROSION OF COASTAL DUNES DUE TO STORMS, www.leovanrijn-sediment.com
- Robert, C. G., S. Raman, and D. Niyogi, 2004. Observational and numerical study of the influence of large scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution, Boundary Layer Meteorol., 111, 275 – 300
- Ross, C.W. (1955). Laboratory study of shock pressures of breaking wave, Beach Erosion Board Tech. Memo. No.59.
- Senturk, F., 1995. Hydraulics of Dams and Reservoirs, Google eBooks online preview.
- Shamsipur, A.A, 2004. Mechanism of formation of the sea breeze in the northern coasts of Persian Gulf, 10th National Symposium of Persian Gulf
- Silvestro, S., Di Achille, G., Ori, G.G. 2010. Dune morphology, sand transport pathways and possible source areas in east Thaumasia Region, Geomorphology 121, PP 84–97
- Steezel, H., 1993. Cross-shore transport during storm surges. Doctoral Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands
- United Kingdom Hydrographic Office, 2004. The Mariner's Handbook. Eighth edition. Published by the United Kingdom Hydrographic Office. 260p.
- United Kingdom Hydrographic Office, 2005. The Persian Gulf and its approaches from Ra's al Junayz, in the south-west to Gwatar Bay in Dean, R.G. (1973). Heuristic models of sand transport in the surf zone. Conf. on Eng. Dynamics in coastal zone, Sydney, Australia
- Dette, H.H. and Uliczka, K., 1987. Prototype investigation on the time-dependent dune recession and beach erosion. Coastal sediments, New Orleans, USA, p. 1430-1444
- Ekhtesasi, M.R., 2006. Study of Wind Erosion control of Sdych-Heyman critical area, V. 4 Erosion and Sedimentation studies
- Eric, J. R. Partelia, Orencio Duránb, Haim Tsoarc, Veit Schwämmled, and Hans J. Herrmann. (2009). Dune formation under bimodal winds, Applied Physical Sciences, vol. 106 no. 52.
- Geological Survey & Mineral Explorations of Iran, geological maps of Jask, Taheroee, Minab, Gabrik, Piveshk
- Gharibreza, M., Motamed, A., 2004. Assessment of changes in coastal sand dunes Sistan and Baluchestan Province, Geography Research Quarterly, V.50, 35-48
- Greeley, R., Iversen, J.D., 1985. Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge Planetary Science Series. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hayashi, T., 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](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.
- Larson, M., Erikson, L. and Hanson, H., 2004. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. Coastal Engineering, Vol. 51, p. 675-696
- Mahmoodi, F., 2010. Dynamic Geomorphology, Payam-e-Noor University, 281p.
- Mahmoodi, F., 2002. Iran's geographical distribution of the Ergs, Research Institute of Forests and Rangelands, 188p.
- 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,

- Yamani, M., 1995. Relationship of local wind characteristics and morphology of Makran coastal plain dunes, *Journal of Geographical Research*, paper no. 466, 93-106
- Yamani, M., 1995. The effect of water movement in the Sea of Oman on the development of tidal wetlands, *Geographical researches*, V.37, 19-34
- Yamani, M., 2013. *Geomorphology maps, methods and techniques*
- Yan, P., Shi, P., 2004. Using the <sup>137</sup>CS Technique to Estimate Wind Erosion in Gonghe Basin, Qinghai Province, China, *Soil Science*, VOL. 169 No. 4, 295-305
- the east. Thirteenth edition. Published by the United Kingdom Hydrographic Office. 306p.
- Vellinga, P. (1986). Beach and dune erosion during storm surges. Doctoral Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands (Publication 372, Delft Hydraulics)
- Water Organization of Iran, Hydrometric data of East stations of Hormozgan Province
- Yamani, M., 1994. Causes of periodic redirection of the river on the Eastern Makran coastal plain deltas, *Geographical Research*, V.35, 34-56



## Dominant processes causing the Formation of Coastal Sand Masses, Case study: Western Makran Coastal Plain

Siavosh Shayan<sup>1</sup>, Mohammad Akbarian\*<sup>2</sup>, Mojtaba Yamani<sup>3</sup>, Mohammad Sharifikia<sup>4</sup>, Mehran Maghsoudi<sup>3</sup>

1. Dept. of Physical Geography, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran

2. Dept. of Geography, University of Hormozgan, Bandarabbas, Iran

3. Dept. of Physical Geography, University of Tehran, Tehran, Iran

4. Dept. of Remote Sensing, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran

### Abstract

The instability and mobility of sand dunes is a major concern for those involved in the planning processes and management of arid coastal plains. Dune systems are created due to several factors and elements. Regarding environmental planning and the management of coastal zones, the study of their formation and development processes is of great importance. The present study aims at identifying the most influential factors in the dispersion of sand masses in the western region of the Makran Plain. The data for this study consisted of spatial maps of landform distributions, wind velocities and directions, fetch lengths as well as dynamic waves. Thematic topographical and geological maps, satellite images, GPS, and software such as WR<sub>PLOT View</sub>, Freehand, and Arc GIS were used for data processing and analysis. After the generation of the Geomorphologic units map through the Molitor Equation in WR<sub>PLOT View</sub>, wind and wave rose diagrams were provided. Also, the elongation and direction of sand mass movements in the plain were obtained through multi-temporal and multisensory data. The main rivers' monthly discharges were analyzed according to information gathered from previous studies as well as their relevant hydrometric water stations. Results indicated that the location and distribution of coastal sand masses are not affected by wind, but by the geomorphologic characteristics of foreshore and coastal hydrodynamics. Also, the distribution of internal sand masses on the coastal plain is affected mostly by the plain stretches relative to the prevailing wind direction and to the extent of old beds and floodplains that are exposed to the prevailing wind rather than the wind itself.

**Keywords:** Coastal geomorphology, Coastal sand, Sea dynamic, River hydrodynamic, Makran plain

Figure 1: Plan view of study region

Figure 2: Wind rose diagrams, top right: Jask annual, bottom right: Jask 12GMT, upper left: BandarAbbas annual, bottom left: BandarAbbas 12GMT

Table 1: frequency distribution of wind and sea breeze directions in BandarAbbas and Jask synoptic stations

Figure 3: Water debit monthly change of main rivers (related to the hydrometric water stations of Water Organization of Iran)

Table 2: The hydrodynamic characteristics of main rivers and their plain area (after Yamani, 1994)

Figure 4: Coastal wave rose's diagrams and their geographical locations

Table 3: Numerical indexes of tide data in the period June 15, 2007 to January 11, 2011

Figure 5: Tidal range and position of sand mass relative to the tidal zone

---

\*Corresponding author, E-mail: m.akbarian@modares.ac.ir

Figure 6: a) Windbreaks built in 1385 along the northwest to the southeast to protect the planting area in south coastal plain b) sand masses distribution on south coast, IRS – P5 of 2014 imagery, c) Elongation of dunes toward northeast

Figure 7: Sand masses distribution on south coastal plain, a) aerial photographs of 1955 b) IRS – P5 of 2014

Figure 8: Geomorphologic map of Western Makran Coastal Plain (Akbarian, 2014)

Figure 9: parts of geomorphologic map of Western Makran Coastal Plain- Gagin and Gabrik deltas (Akbarian, 2014)

Figure 10: parts of geomorphologic map of Western Makran Coastal Plain- Gabrik and Sedijch deltas (Akbarian, 2014)