

## تأثیر ویژگی‌های هیدروژئولوژی بر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای (مطالعه موردی: چاله در آنجیر)

اسماعیل پاریزی؛ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران  
مجتبی یمانی\*؛ استاد ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران  
سید رضا مهرنیا؛ دانشیار زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور تهران  
مهران مقصودی؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشگاه تهران  
سید موسی حسینی؛ دانشیار هیدروژئولوژی، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۰۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۲/۰۱

### چکیده

میزان جابه‌جایی متفاوت تپه‌های ماسه‌ای در دو سایت هم‌جوار در چاله در آنجیر و عوامل اصلی کنترل‌کننده این لندفرم‌ها موضوع اصلی این پژوهش است. وجود یا نبود پوشش گیاهی و تفاوت مکانی تپه‌های ماسه‌ای این فرضیه را مطرح می‌کند که تغییر مؤلفه‌های هیدروژئولوژیکی عامل مهم اختلاف نسبی میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در دو سایت مجاور است. برای آزمون این فرضیه و دست‌یابی به هدف، تکنیک‌های دورسنجی، داده‌های میدانی، و آنالیزهای ژئوشیمیایی به کار گرفته شدند. در این زمینه، ابتدا میزان جابه‌جایی سالانه تپه‌های ماسه‌ای بر اساس عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای در بازه پنج‌ساله (۱۳۴۶-۱۳۹۶) محاسبه شد. سپس، با مغزه‌گیری توسط اوگر دستی، ۸ گمانه تا عمق متوسط ۱٫۲۰ متر حفاری و نمونه‌های رسوب در هر سایت برداشت شد. حفاری با اوگر تا سطح ایستایی (متوسط عمق ۱ متر) انجام گرفت و عمق آب زیرزمینی برای هر گمانه اندازه‌گیری شد. همچنین در هر گمانه ۵۰ میلی‌لیتر آب برای آنالیز شیمیایی توسط دستگاه نمونه‌بردار آب برداشت شد. در مجموع ۲۸ نمونه رسوب از سایت اول، ۲۰ نمونه رسوب از سایت دوم، و ۸ نمونه آب از ۸ گمانه استخراج شد. تجزیه و تحلیل نتایج مؤید آن است که کمیت و کیفیت آب زیرزمینی به دو شیوه متفاوت بر میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای تأثیر می‌گذارد. در سایت اول وجود آب زیرزمینی با شوری کمتر سبب تشکیل پوشش گیاهی شده و سرعت جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای را کاهش داده (۰٫۴۵ متر در سال) است؛ ولی در سایت دوم عمق کم آب زیرزمینی، قدرت موینیگی بالا، و شوری زیاد باعث شده نرخ حرکت تپه‌های ماسه‌ای نسبت به سایت اول هم کمتر باشد (۰٫۲۳ متر در سال).

کلیدواژه‌ها: تپه ماسه‌ای، چاله در آنجیر، فرسایش بادی، هیدروژئولوژی.

### مقدمه

حدود ۱٫۴ بیابان‌های جهان با ماسه بادی پوشیده شده است (مک کی ۱۹۷۹؛ قدیری و همکاران ۲۰۱۲). در این میان تپه‌های ماسه‌ای جزء اشکال بسیار مهم ژئومورفیک این محیط‌ها محسوب می‌شوند که شکل‌گیری آن‌ها نشان‌دهنده وجود منابع فراوانی از رسوبات ماسه، بادهای قوی حرکت‌دهنده ماسه، و شرایط مطلوب جهت ته‌نشست رسوبات است (تسوار ۲۰۰۱؛ میشل و همکاران ۲۰۱۸). مهم‌ترین ویژگی این لندفرم‌ها پویایی آن‌هاست (مقصودی و همکاران ۱۳۹۶) و ابعادشان تابع مؤلفه‌هایی نظیر منشأ ماسه، نیروی باد، جهت باد، میزان مواد محموله، ارتفاع ناهمواری‌های بالادست، زمان و شکل تعادل دینامیکی تپه است (احمدی ۲۰۰۸). در میان عوامل کنترل‌کننده تپه‌های ماسه‌ای، عمق آب زیرزمینی و متعاقباً رطوبت سطحی جزء پارامترهای تعیین‌کننده مقدار رسوبات قابل حمل و تشکیل تپه‌های ماسه‌ای هستند (هسپ ۲۰۰۲؛ بائر و همکاران ۲۰۰۹؛ پورتینگا و همکاران ۲۰۱۵؛ سیلوا و همکاران ۲۰۱۸). در واقع، سطح بالای آب زیرزمینی موجب محدودیت میزان حمل و نقل رسوبات بادی می‌شود (آرنز ۱۹۹۶؛ ایلینگر و آنتونی ۲۰۱۳)؛ که سازوکار آن مبتنی بر تغییرات سطح آب زیرزمینی (درصد رطوبت خاک) و در نتیجه تغییر پتانسیل حمل و نقل رسوبات

بادی است (یانگ و داویدسون ۲۰۰۵؛ دارک و نیومن ۲۰۰۸).

از آنجا که مطالعه دینامیک و میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای اطلاعات بارزشی در زمینه دینامیک سیستم‌های بادی و پیش‌بینی رفتار لندفرم‌ها فراهم می‌کند (لنکستر ۲۰۰۹؛ اسپاروایگنا ۲۰۱۳؛ کیلی باردا و شیلینگلاو ۲۰۱۴) و از سوی دیگر حرکت تپه‌های ماسه‌ای تهدیدی جدی برای جاده‌ها، شبکه‌های آبیاری، منابع آب، سکونتگاه‌ها، زیرساخت‌ها، و مناطق کشاورزی است (قدیری و همکاران ۲۰۱۲؛ یمانی و کرمی ۱۳۸۹)، مطالعه دینامیک و عوامل کنترل‌کننده آن‌ها اولویت بالایی در مناطق خشک دارد. عمق و کیفیت آب زیرزمینی نقشی تعیین‌کننده در دینامیک و میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در مناطق دارای سطح ایستابی بالا دارد؛ ولی تاکنون هیچ مطالعه‌ای در این زمینه انجام نشده است. به بیان دیگر، با وجود اینکه محققان تأثیر آب زیرزمینی بر فرایندها و لندفرم‌های بادی را در زمینه‌هایی مانند عمق بالای آب زیرزمینی به منزله یکی از عوامل محدودکننده منبع رسوبات تپه‌های ماسه‌ای (کویورک و نایلسون ۱۹۸۶) و کنترل‌کننده میزان حمل‌ونقل رسوبات بادی (پورتینگا و همکاران ۲۰۱۵) و تأثیر عمق آن بر تشکیل تپه‌های ماسه‌ای (سیلوا و همکاران ۲۰۱۸) و نقش کیفیت آن بر ایجاد تپه‌های برخان و پارابولیک (لانگفرد و همکاران ۲۰۰۹) اعلام کرده‌اند، تاکنون در زمینه نقش کمیت و کیفیت آب زیرزمینی بر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای مطالعه‌ای در سطح جهان انجام نشده است.

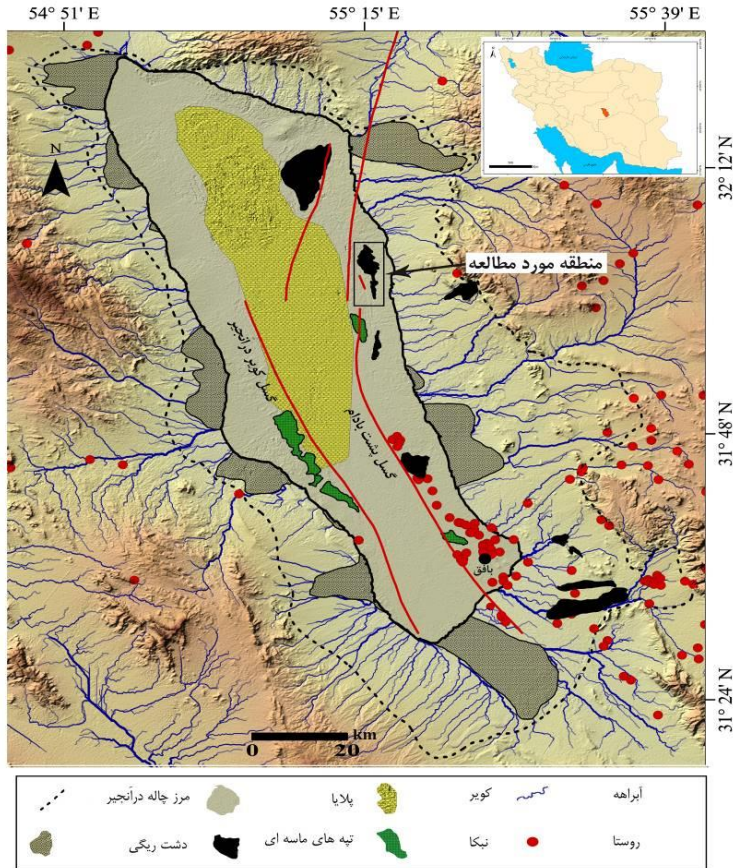
از تحقیقات انجام‌شده در زمینه نقش آب زیرزمینی بر لندفرم‌های بادی می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: کویورک و نایلسون (۱۹۸۶) در پژوهشی با نام «شرایط مطلوب برای تشکیل پهنه‌های ماسه‌ای» چنین نتیجه گرفتند که عمق بالای آب زیرزمینی می‌تواند، با حفظ رطوبت سطحی، مقدار ماسه قابل حمل توسط باد را کاهش دهد. فریبرگر (۱۹۸۸) در مطالعه‌ای با نام «تأثیر آب زیرزمینی نزدیک سطح زمین بر میزان ته‌نشست رسوبات بادی» اعلام کرد سطح ایستابی بالای آب زیرزمینی عامل کنترل‌کننده ته‌نشست رسوبات بادی است. پای و تسوار (۲۰۰۸) با تحقیق بر تپه‌های ماسه‌ای چنین استنباط کردند که در محیط‌های بیابانی گرم، که سطح آب زیرزمینی شور بالاست، تخریب آب زیرزمینی ممکن است موجب سیمانی شدن بخش‌های بین تپه‌ها و قسمت‌های پایینی تپه‌های ماسه‌ای شود. لانگفرد و همکاران (۲۰۰۹) در پژوهشی با نام «میزان شوری آب زیرزمینی به عنوان یک عامل کنترل‌کننده بر روی تشکیل تپه‌های ماسه‌ای در نیومکزیکو» چنین نتیجه گرفتند که تشکیل تپه‌های پارابولیک و برخان به سبب تنوع کیفیت آب زیرزمینی در منطقه مورد مطالعه است. به عبارتی، در مناطقی که آب زیرزمینی شیرین است، پوشش گیاهی رشد می‌کند و موجب تشکیل تپه‌های پارابولیک می‌شود. در مقابل، در مناطقی که شوری افزایش پیدا می‌کند هیچ گیاهی رشد نمی‌کند و تپه‌های برخان شکل می‌گیرند. سیلوا و همکاران (۲۰۱۸) در پژوهشی با نام «تأثیر عمق آب زیرزمینی بر تشکیل تپه‌های ساحلی» اعلام کردند، در مناطق دارای سطح ایستابی بالای آب زیرزمینی، منبع ماسه محدود و فقط لندفرم نیکا تشکیل می‌شود.

هدف این پژوهش ارزیابی نقش ویژگی‌های کمی و کیفی آب زیرزمینی بر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای و شناسایی مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده این لندفرم‌ها در چاله درآنجیر است. بر این اساس، سعی شده با بهره‌گیری از داده‌های میدانی و آنالیزهای ژئوشیمیایی نحوه تأثیر کمیت و کیفیت آب زیرزمینی بر میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای بررسی شود. نتایج این پژوهش در مدیریت مناطق بیابانی، به‌ویژه مناطقی که دچار مشکلات فرسایش باد هستند، از اهمیتی قابل توجه برخوردار است.

موقعیت جغرافیایی، زمین‌شناسی، و اقلیمی چاله درآنجیر

منطقه مورد مطالعه بخشی از چاله گرابنی شکل درآنجیر است که با وسعت ۴۶۸۷/۱۱ کیلومتر مربع و موقعیت ۵۹° ۵۴' تا ۳۷° ۵۵' طول جغرافیایی و ۱۸' ۳۱° تا ۲۲' ۳۳° عرض جغرافیایی در مرکز استان یزد واقع شده است. از دیدگاه زمین‌شناسی، چاله مذکور با رسوبات کواترنری پوشش یافته و پلایای آن با گسل‌های بافق - پشت بادام و کویور درآنجیر محصور شده است. حداقل و حداکثر ارتفاع این دره به ترتیب ۸۱۱ و ۱۷۷۲ متر بالاتر از سطح دریاست و میانگین بارش و دمای سالیانه (بین سال‌های ۱۹۹۳ تا ۲۰۱۰ میلادی) به ترتیب ۵۱ میلی‌متر و ۲۱/۴ درجه سانتی‌گراد است. همچنین، قوی‌ترین بادهای این چاله در فصل تابستان از سمت شمال و شمال غرب می‌وزند. بارش بسیار کم، فقر پوشش گیاهی، توپوگرافی نسبتاً هموار، استمرار و طول محیط در معرض باد، و رسوبات سطحی منفصل موجب

شده دینامیک باد به منزله فرایند اصلی فرسایش جلوه گر باشد. این مهم سبب تشکیل مجموعه‌ای از لندفرم‌های بادی از نوع تپه‌های ماسه‌ای در منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۱).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش‌ها

### داده‌ها و روش گردآوری

داده‌های پژوهش به طور مستقیم از طریق کارهای میدانی تفصیلی و آنالیز عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای برداشت شد. این داده‌ها در چهار گروه اصلی قابل تفکیک‌اند؛ شامل داده‌های میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای که در بازه زمانی پنجاه‌ساله (۱۳۴۶ - ۱۳۹۶) بر اساس عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای محاسبه شدند، داده‌های نمونه رسوب که از طریق مغزه‌گیری با دستگاه اوگر برداشت شدند، داده‌های کمی و کیفی آب زیرزمینی که با حفاری به وسیله اوگر و برداشت نمونه آب با دستگاه نمونه‌بردار آب و هم‌زمان اندازه‌گیری عمق آب توسط متر و در مرحله بعد اعمال اقدامات ژئوشیمی بر نمونه‌ها انجام شد. در نهایت، داده‌های موقعیت جغرافیایی و ارتفاعی گمانه‌ها توسط دستگاه GPS در همه مراحل کار میدانی ثبت و روی نقشه‌های پایه انتقال داده شد.

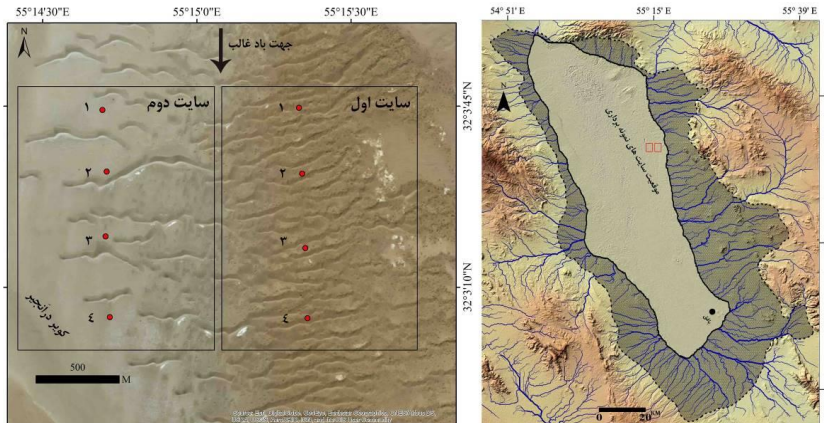
### ابزار پژوهش

ابزارهای فیزیکی پژوهش نقشه‌های توپوگرافی و همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی رقومی بزرگ‌مقیاس مربوط به مناطق بافق، آریز، سیریز، فهرج، اسفوردی، شمش، و خرائق بودند. از طریق این نقشه‌ها، ضمن تعیین قلمرو مطالعاتی، داده‌های لیتولوژی و گسل‌ها استخراج شدند. همچنین، از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای جهت محاسبه میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای استفاده شد. برای تهیه داده‌های تکمیلی و تحلیل نمونه‌های رسوبی ابزارهای آزمایشگاهی - مانند مغزه‌بردار نوع اوگر دستی، دستگاه نمونه‌بردار آب، دستگاه مولتی‌پارامتر مدل HI9811-5، سانتریفیوژ، و سایر ابزارهای آزمایشگاهی - به کار گرفته شد. در همه مراحل کار میدانی نیز از دستگاه GPS برای مارک کردن نقاط نمونه‌گیری و ثبت موقعیت محل گمانه‌ها و نظایر آن استفاده شد.

ابزارهای مفهومی را عمدتاً نرم‌افزارهای GIS، Surfer، Global Mapper، و Google Earth تشکیل دادند. از این نرم‌افزارها برای آنالیزهای مکانی و تهیه نقشه‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شد. علاوه بر این، از نرم‌افزار SPSS برای آنالیز توصیفی داده‌ها و تحلیل رگرسیون استفاده شد.

### روش تجزیه و تحلیل

در نخستین گام بر اساس تصاویر ماهواره‌ای Google Earth و بازدیدهای میدانی دو سایت هم‌جوار، که توسط تپه‌های ماسه‌ای پوشیده شده بودند، انتخاب شدند (شکل ۲). در مرحله بعد، پس از ژئورفرنس کردن عکس‌های هوایی سال ۱۳۴۶ و تصاویر ماهواره‌ای سال ۲۰۱۷، موقعیت خط‌الرأس تپه‌ها برای دو سال مذکور در نرم‌افزار GIS ترسیم شد. سپس، با استفاده از اکستشن Transect میزان جابه‌جایی خط‌الرأس تپه‌ها با فواصل منظم در نرم‌افزار GIS محاسبه شد. در عملیات میدانی، با توجه به موقعیت تپه‌های ماسه‌ای و ترانسکت‌های از قبل ترسیم‌شده، در هر سایت چهار نقطه جهت گمانه‌برداری انتخاب و ارتفاع گمانه‌ها توسط دستگاه GPS تعیین شد (شکل ۲).



شکل ۲. موقعیت مناطق گمانه‌زنی و نمونه‌برداری

سپس، با استفاده از یک دستگاه اوگر به طول دهانه ۲۰ سانتی‌متر و قطر ۷/۵ سانتی‌متر اقدام به مغزه‌گیری در هر سایت شد (شکل ۳) و نمونه‌گیری در هر گمانه با فواصل ۲۰ سانتی‌متر انجام شد. در مرحله بعد، هر نمونه به‌خوبی مخلوط و ۱۰۰ گرم از هر یک از نمونه‌ها به منظور آنالیزهای شیمیایی برداشته شد. همچنین، پس از عبور از سطح ایستایی، در وهله اول سطح آب به وسیله ابزار متر در هر گمانه اندازه‌گیری و سپس با استفاده از دستگاه نمونه‌بردار آب ۱۰۰ میلی‌لیتر آب جهت آزمایش ژئوشیمی برداشت شد. در مجموع ۸ نمونه آب و ۴۸ نمونه رسوب از ۸ گمانه در دو سایت برداشت شد.



شکل ۳. تصاویری از روش و ابزارهای نمونه برداری میدانی در عرصه طبیعی

بعد از انتقال نمونه‌های برداشت شده به آزمایشگاه ژئومورفولوژی، ابتدا مقادیر TDS و EC نمونه‌های آب با استفاده از دستگاه مولتی پارامتر مدل HI9811-5 اندازه‌گیری شدند. سپس، با بهره‌گیری از نرم‌افزار SPSS تحلیل رگرسیون بین میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای و ویژگی‌های هیدروژئولوژی انجام شد و مناسب‌ترین مدل خطی چندگانه به روش درجا بین میزان جابه‌جایی و ویژگی‌های هیدروژئولوژی استخراج و سطح معناداری آن محاسبه شد. برای محاسبه مقادیر TDS و EC نمونه‌های رسوب از روش عصاره اشباع استفاده شد؛ بدین صورت که ابتدا نمونه‌های مورد نظر در دستگاه خشک‌کن خشک شدند، سپس ۵۰ گرم از هر نمونه با ترازوی دقیق وزن و با ۵۰ میلی‌لیتر آب مقطر ترکیب شدند. در مرحله بعد، با استفاده از دستگاه شیکر لوله (ورتکس) آب مقطر و نمونه‌های خاک به خوبی مخلوط شدند. سپس، با استفاده از دستگاه سانتریفیوژ، آب حاوی ترکیب شیمیایی رسوبات تفکیک و مانند نمونه‌های آب با استفاده از دستگاه مولتی پارامتر و ابزارهای دیگر، نظیر بشر و پیپت و پووار، مقادیر TDS و EC نمونه‌ها اندازه‌گیری شدند.



شکل ۴. ابزارهای آزمایشگاهی استفاده شده

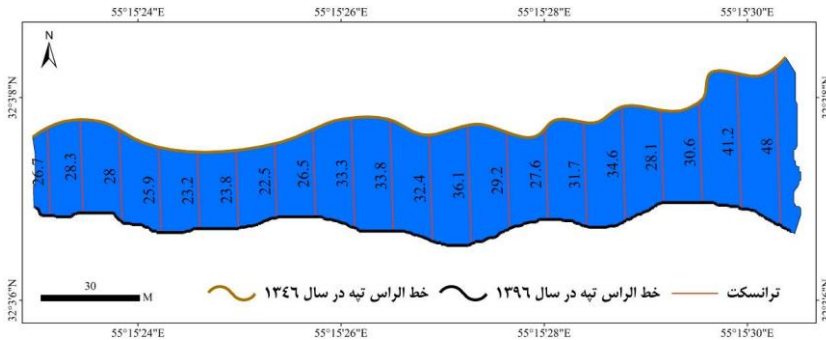
## یافته‌ها

### میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای

نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های توصیفی میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در سایت‌های مطالعاتی در جدول ۱ و شکل ۵ می‌آید. جدول ۱ مؤید آن است که میانگین، حداقل، و حداکثر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در سایت اول به ترتیب ۲۲/۹۱، ۰/۱۱ و ۵۱/۲۴ متر و در سایت دوم به ترتیب ۱۱/۷۴، ۰/۰۱ و ۴۱/۶۳ متر در بازه پنج‌ساله است. همچنین، بر اساس نتایج پیش رو، میانگین میزان جابه‌جایی سالیانه تپه‌های ماسه‌ای سایت اول (پوشش گیاهی تاغ) حدود ۰/۴۵ متر در سال است که بیش از دوبرابر میزان جابه‌جایی در سایت دوم است (۰/۲۳ متر در سال و فاقد پوشش گیاهی).

جدول ۱. آنالیز توصیفی میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در منطقه مورد مطالعه

میزان جابه‌جایی (متر در سال)	میزان جابه‌جایی در بازه پنج‌ساله (متر)	شاخص‌های آماری	نوع پوشش گیاهی	منطقه
۱/۰۲	۵۱/۱۳	دامنه	تاغ	سایت اول
۰/۰۰۲	۰/۱۱	حداقل		
۱/۰۲	۵۱/۲۴	حداکثر		
۰/۴۵	۲۲/۹۱	میانگین		
-۰/۱۶	۸/۲۷	انحراف معیار		
-۰/۲۵	-۰/۲۵	چولگی	فاقد پوشش گیاهی	سایت دوم
۰/۸۳	۴۱/۶۳	دامنه		
۰/۰۰۱	۰/۰۱	حداقل		
۰/۸۳	۴۱/۶۳	حداکثر		
۰/۲۳	۱۱/۷۴	میانگین		
-۰/۱۶	۸/۰۶	انحراف معیار		
۱/۰۳	۱/۰۳	چولگی		



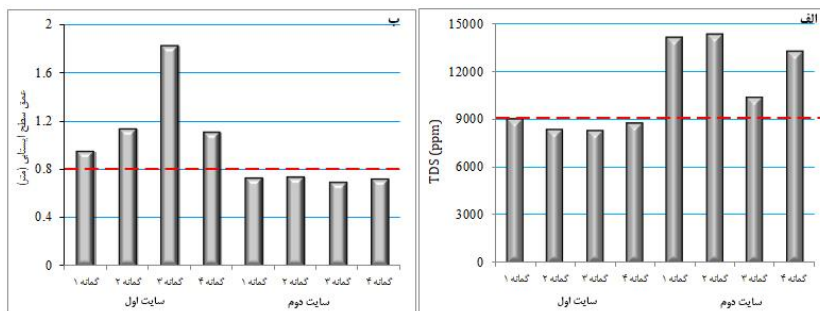
شکل ۵. نمونه‌ای از میزان جابه‌جایی یک تپه ماسه‌ای با روش ترانسکت‌های منظم در منطقه مورد مطالعه

### ویژگی‌های هیدروژئولوژی

نتایج بررسی‌های صورت گرفته روی خصوصیات کمی و کیفی آب زیرزمینی در منطقه مطالعاتی در جدول ۲ و شکل ۶ می‌آید. این نتایج حاکی از آن است که در سایت اول میانگین سطح ایستابی، میانگین TDS، و EC به ترتیب ۱/۲۵ متر، ۸۵۹۵ ppm و ۱۷۲۸۰  $\mu\text{S/cm}$  و در سایت دوم ۰/۷۱ متر، ۱۲۹۹۰ ppm و ۲۶۱۶۰  $\mu\text{S/cm}$  است. به عبارتی، نه تنها سطح ایستابی سایت دوم حدود ۰/۵ متر بالاتر از سایت اول است، بلکه مقدار شوری آب زیرزمینی آن حدود ۴۳۰۰ ppm بیشتر از سایت اول است. در این میان حداقل و حداکثر سطح ایستابی ۰/۶۹ و ۱/۸۰ متر به ترتیب مربوط به گمانه ۳ سایت دوم و گمانه ۳ سایت اول است. همچنین از منظر مقدار شوری حداقل آن متعلق به گمانه ۳ سایت اول با مقادیر ۸۲۸۰ ppm و ۱۶۶۸۰  $\mu\text{S/cm}$  و حداکثر آن مربوط به گمانه ۲ سایت دوم با مقادیر ۱۴۲۸۰ ppm و ۲۸۹۸۰  $\mu\text{S/cm}$  است.

جدول ۲. نتایج آنالیز ویژگی‌های کمی و کیفی آب زیرزمینی در نمونه‌های برداشت شده از سایت‌های تحت بررسی

منطقه	شماره گمانه	سطح ایستابی (متر)	TDS (ppm)	EC ( $\mu\text{S/cm}$ )
سایت اول	۱	۰/۹۴	۹۰۰۰	۱۸۰۶۰
	۲	۱/۱۳	۸۳۴۰	۱۶۷۴۰
	۳	۱/۸۰	۸۲۸۰	۱۶۶۸۰
	۴	۱/۱۰	۸۷۶۰	۱۷۶۴۰
	میانگین	۱/۲۵	۸۵۹۵	۱۷۲۸۰
سایت دوم	۱	۰/۷۲	۱۴۱۰۰	۲۸۲۰۰
	۲	۰/۷۳	۱۴۲۸۰	۲۸۹۸۰
	۳	۰/۶۹	۱۰۳۸۰	۲۰۸۲۰
	۴	۰/۷۱	۱۳۲۰۰	۲۶۶۴۰
	میانگین	۰/۷۱	۱۲۹۹۰	۲۶۱۶۰



شکل ۶. (الف) تغییرات میزان TDS؛ (ب) تغییرات عمق سطح ایستابی در گمانه‌های برداشت‌شده

### تحلیل رگرسیون میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای و مشخصات هیدروژئولوژی

نتایج تحلیل رگرسیون خطی چندگانه درجا<sup>۱</sup> بین میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای و مشخصات هیدروژئولوژی در جدول ۳ می‌آید. در جدول ۳ مناسب‌ترین مدل تشریح شده است. یافته‌های حاصل از این مدل‌سازی نشان می‌دهد بیشترین میزان همبستگی بین میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای با مؤلفه‌های TDS و عمق آب با ضریب تبیین ۰/۷۵۸، ضریب تعدیلی ۰/۶۶۲، و خطای برآورد ۱/۴۲ است. این نتایج همچنین مؤید آن است که سطح معناداری مدل ۰/۹۸ است؛ یعنی مدل مذکور در سطح احتمال خطای ۰/۰۲ معنادار است. ضمناً رابطه بین میزان جابه‌جایی تپه‌ها و عمق آب از نوع مستقیم است؛ طوری که با کاهش عمق آب مقدار جابه‌جایی تپه‌ها کاهش و با افزایش عمق آب مقدار جابه‌جایی افزایش می‌یابد.

جدول ۳. خلاصه مدل آنالیز رگرسیون خطی چندگانه به روش درجا بین میزان جابه‌جایی تپه‌ها و ویژگی‌های هیدروژئولوژی

متغیر وابسته	ضریب همبستگی	ضریب تبیین	ضریب تعدیلی	خطای برآورد	متغیر مستقل	ضرایب غیراستاندارد		مقدار Beta	سطح معناداری مدل
						مقدار B	خطای استاندارد		
میزان جابه‌جایی	۰/۸۷۱	۰/۷۵۸	۰/۶۶۲	۱/۴۲	عمق آب	۵/۰۷	۱/۹۸	۰/۷۸۲	۰/۰۲
					مقدار TDS	۰	۰	-۰/۱۲۱	
					مقدار ثابت	۰/۷۵۳	۴/۶۶	-	

### تجزیه و تحلیل شیمیایی رسوبات

یافته‌های حاصل از آنالیز نمونه‌های رسوب گمانه‌های مورد مطالعه در جدول ۴ و اشکال ۷ و ۸ می‌آید. جدول ۴ نشان می‌دهد حداقل شوری نمونه‌های رسوب مربوط به عمق ۸۰ تا ۱۰۰ گمانه ۱ سایت اول با مقدار ۸۴۰ ppm و ۸۴۰ μS/cm و حداکثر ۱۱۹۰۰ ppm و ۲۳۸۷۰ μS/cm متعلق به عمق ۰ تا ۲۰ گمانه ۲ سایت دوم است. همچنین، این نتایج حاکی از آن است که به دلیل سطح بالای آب زیرزمینی در همه گمانه‌ها نمونه صفر تا ۲۰ سانتی‌متری رسوب نسبت به دیگر اعماق شورتر است. در واقع، به دلیل نیروی موینگی<sup>۲</sup> آب همراه املاح به بالا حرکت می‌کند و بعد از تبخیر آب املاح در لایه سطحی رسوب باقی می‌مانند و این عمل تکرار و سبب شوری بیشتر لایه سطحی رسوب می‌شود. در این

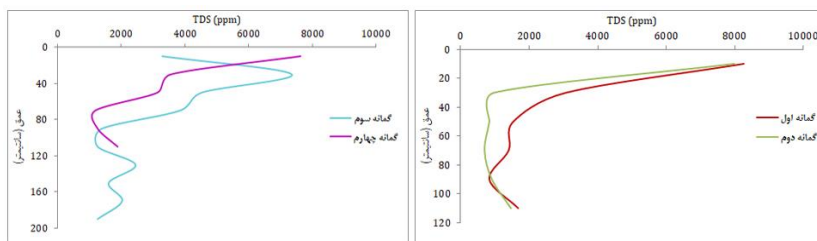
1. Enter  
2. Capillarity



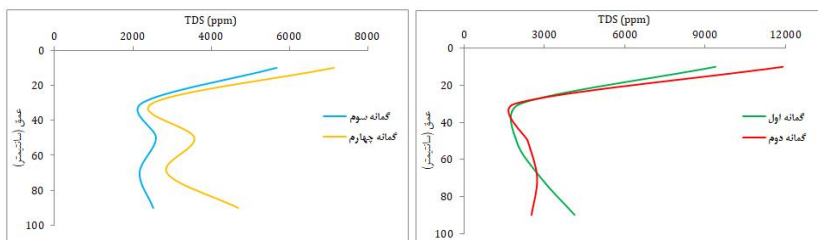
مورد یک استثنا وجود دارد و آن گمانه ۳ سایت اول است که به سبب سطح پایین تر ایستایی (۱/۸۰ متر) شورترین لایه با مقدار ۷۳۵۰ ppm و ۱۴۹۱۰  $\mu\text{S}/\text{cm}$  در عمق ۲۰ تا ۴۰ است (جدول ۴ و شکل ۶).

جدول ۴. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه های رسوب

سایت دوم				سایت اول				پارامتر اندازه گیری شده	عمق (سانتی متر)
گمانه ۴	گمانه ۳	گمانه ۲	گمانه ۱	گمانه ۴	گمانه ۳	گمانه ۲	گمانه ۱		
۱۴۳۵۰	۱۱۵۵۰	۲۳۸۷۰	۱۸۷۶۰	۱۵۳۳۰	۶۷۲۰	۱۶۱۷۰	۱۶۵۹۰	EC	۰-۲۰
۷۱۴۰	۵۶۷۰	۱۱۹۰۰	۹۳۸۰	۷۶۳۰	۳۲۹۰	۷۹۸۰	۸۲۶۰	TDS	
۵۱۸۰	۴۶۹۰	۳۹۳۰	۴۲۷۰	۷۳۵۰	۱۴۹۱۰	۲۱۰۰	۶۲۳۰	EC	۲۰-۴۰
۲۵۲۰	۲۲۴۰	۱۸۹۰	۲۱۰۰	۳۵۷۰	۷۳۵۰	۹۸۰	۳۰۸۰	TDS	
۷۴۲۰	۵۲۵۰	۴۹۰۰	۳۹۹۰	۶۴۴۰	۹۱۷۰	۱۸۲۰	۳۲۲۰	EC	۴۰-۶۰
۳۵۷۰	۲۵۹۰	۲۳۸۰	۱۹۶۰	۳۱۵۰	۴۵۵۰	۸۴۰	۱۵۴۰	TDS	
۵۸۱۰	۴۴۸۰	۵۶۷۰	۵۹۵۰	۲۴۵۰	۷۷۷۰	۱۴۷۰	۳۰۸۰	EC	۶۰-۸۰
۲۸۷۰	۲۱۷۰	۲۷۳۰	۲۸۷۰	۱۱۹۰	۳۸۵۰	۷۰۰	۱۴۰۰	TDS	
۹۵۳۰	۵۱۸۰	۵۱۱۰	۸۴۰۰	۲۶۶۰	۲۸۷۰	۱۸۹۰	۱۸۲۰	EC	۸۰-۱۰۰
۴۶۹۰	۲۵۲۰	۲۵۲۰	۴۱۳۰	۱۲۶۰	۱۴۰۰	۹۱۰	۸۴۰	TDS	
-	-	-	-	۳۹۲۰	۲۸۰۰	۳۱۵۰	۳۴۳۰	EC	۱۰۰-۱۲۰
-	-	-	-	۱۸۹۰	۱۲۶۰	۱۴۷۰	۱۶۸۰	TDS	
-	-	-	-	-	۳۳۹۰	-	-	EC	۱۲۰-۱۴۰
-	-	-	-	-	۲۴۵۰	-	-	TDS	
-	-	-	-	-	-	-	-	EC	۱۴۰-۱۶۰
-	-	-	-	-	۱۶۱۰	-	-	TDS	
-	-	-	-	-	۴۱۳۰	-	-	EC	۱۶۰-۱۸۰
-	-	-	-	-	۲۰۳۰	-	-	TDS	
-	-	-	-	-	۲۶۶۰	-	-	EC	۱۸۰-۲۰۰
-	-	-	-	-	۱۲۶۰	-	-	TDS	
۷۹۱۷				۵۶۱۲				EC	میانگین
۳۸۹۲				۲۷۴۱				TDS	

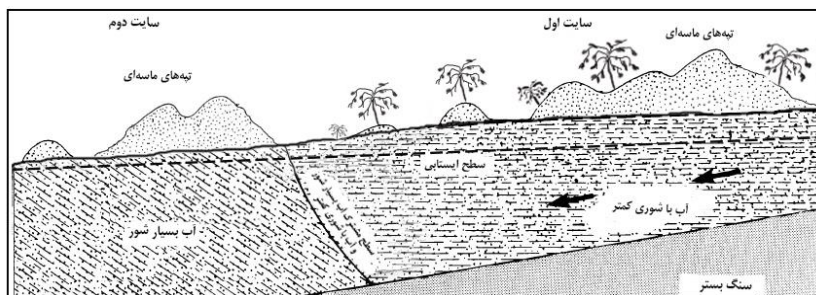


شکل ۷. تغییرات عمودی شوری رسوبات در سایت اول



شکل ۸. تغییرات عمودی شوری رسوبات در سایت دوم

اشکال ۷ و ۸ تغییرات شوری را در لایه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، غیر از گمانه ۳ سایت اول، که شورترین لایه آن در عمق ۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متر قرار دارد، در بقیه گمانه‌ها شورترین لایه در عمق صفر تا ۲۰ سانتی‌متری است. نتایج جدول ۴ و اشکال ۶ و ۷ حاکی از آن است که رسوبات سایت دوم، با میانگین ۳۸۹۲ ppm و ۷۹۱۷  $\mu\text{S/cm}$ ، شورتر از رسوبات سایت اول، با میانگین ۲۷۴۱ ppm و ۵۶۱۲  $\mu\text{S/cm}$  هستند. در واقع، کیفیت متنوع آب زیرزمینی نه تنها سبب تشکیل یا عدم تشکیل پوشش گیاهی و کنترل تپه‌های ماسه‌ای شده است، بلکه مقدار و توزیع شوری رسوبات را تحت کنترل خود درآورده است (شکل ۹).



شکل ۹. نمای شماتیک از تأثیر کمیت و کیفیت آب زیرزمینی بر تپه‌های ماسه‌ای (منبع: نویسندگان)

### بحث و نتیجه

با وجود اینکه از آغاز مطالعات ژئومورفولوژی بادی محققان تلاش کرده‌اند عوامل اصلی کنترل‌کننده انواع لندفرم‌های بادی را شناسایی کنند، تاکنون نقش ویژگی‌های هیدروژئولوژی بر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای بررسی نشده است. بنابراین، در این پژوهش سعی شد برای اولین بار نقش ویژگی‌های هیدروژئولوژی بر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای از طریق حفر گمانه و نمونه‌برداری از نمونه‌های آب و رسوب در چاله درآنجیر انجام شود.

نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در سایت‌های مطالعاتی مؤید آن است که میانگین و حداقل و حداکثر میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در سایت اول به ترتیب ۲۲۹۱، ۰/۱۱، ۵۱/۲۴ متر و در سایت دوم ۱۱/۷۴، ۰/۰۱، ۴۱/۶ متر در بازه پنج‌ساله است. این نتایج همچنین نشان می‌دهد میانگین میزان جابه‌جایی سالانه تپه‌های ماسه‌ای در سایت اول (۰/۴۵ متر در سال) با پوشش گیاهی تاغ تقریباً دوبرابر سایت دوم (۰/۲۳ متر در سال) است، که پوشش گیاهی ندارد.

نتایج بررسی‌های صورت‌گرفته بر خصوصیات کمی و کیفی آب زیرزمینی در منطقه درآنجیر حاکی از آن است که در سایت اول میانگین سطح ایستابی، TDS، و EC به ترتیب ۱/۲۵ متر، ۸۵۹۵ ppm، و ۱۷۲۸۰  $\mu\text{S/cm}$  و مقادیر میانگین سایت دوم به ترتیب ۰/۷۱ متر، ۱۲۹۹۰ ppm، و ۲۶۱۶۰  $\mu\text{S/cm}$  است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، سطح ایستابی سایت دوم حدود ۰/۵ متر بالاتر از سایت اول و مقدار شوری آب زیرزمینی آن حدود ۴۳۰۰ ppm بیشتر است.

نتایج تحلیل رگرسیون خطی چندگانه درجا بین میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای و مشخصات هیدروژئولوژیکی مؤید آن است که بیشترین میزان همبستگی بین میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای با مؤلفه‌های TDS و عمق آب، با ضریب تبیین ۰/۷۵۸، ضریب تعدیلی ۰/۶۶۲، و خطای برآورد ۱/۴۲ برقرار است. همچنین، بر اساس نتایج این تحقیق، همبستگی معناداری (از نوع مستقیم) بین میزان جابه‌جایی تپه‌ها و عمق آب وجود دارد؛ به گونه‌ای که با کاهش یا افزایش عمق آب مقدار جابه‌جایی تپه‌ها کاهش یا افزایش می‌یابد. در این زمینه کوکیورک و نایلسون (۱۹۸۶) در پژوهشی با نام «شرایط مطلوب برای تشکیل پهنه‌های ماسه‌ای» چنین نتیجه گرفتند که بالا آمدن سطح ایستابی آب زیرزمینی موجب حفظ رطوبت خاک‌های سطحی می‌شود و مقدار ماسه قابل حمل توسط باد را کاهش می‌دهد.

از طرف دیگر، به دلیل بالا بودن ارتفاع سایت اول نسبت به سایت دوم، مقدار TDS سایت اول نسبت به سایت دوم کاهش و سطح ایستابی آن افزایش یافته است. بدین ترتیب شرایط بهتری برای تشکیل پوشش گیاهی (نوع تاغ) در سایت اول فراهم آمده که به مثابه مانعی در برابر حرکت سریع تپه‌های ماسه‌ای عمل می‌کند. در این زمینه پای و تسوار (۲۰۰۸) اعلام کردند در مناطق بیابانی عمق آب زیرزمینی با توپوگرافی سطح ارتباط دارد. به عبارتی، با کاهش ارتفاع از عمق آب زیرزمینی کاسته می‌شود. آن‌ها همچنین نتیجه گرفتند درجه شوری آب‌های زیرزمینی نقشی مهم در تغییر و توزیع پوشش گیاهی بیابان‌ها دارد.

نتایج به‌دست‌آمده در این پژوهش نشان می‌دهد وجود اختلاف نسبی میزان جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای در دو سایت هم‌جوار متأثر از شرایط هیدروژئولوژیکی منطقه است. به عبارت دیگر کمیت و کیفیت آب زیرزمینی به دو شیوه متفاوت بر میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای تأثیر می‌گذارد. در سایت اول وجود آب زیرزمینی با شوری کمتر سبب تشکیل پوشش گیاهی شده و سرعت جابه‌جایی تپه‌های ماسه‌ای را کاهش داده، ولی در سایت دوم عمق کم آب زیرزمینی، قدرت مویستگی بالا، و شوری زیاد باعث شده میزان حرکت تپه‌های ماسه‌ای نسبت به سایت اول هم کمتر باشد. در این زمینه سیلوا و همکاران (۲۰۱۸) با بررسی نقش عمق آب زیرزمینی بر تشکیل تپه‌های ماسه‌ای اعلام کردند در مناطقی که سطح آب زیرزمینی بالاست منابع رسوبات بادی محدود می‌شود و لندفرم نیکا شکل می‌گیرد. در مقابل، در مناطق دارای سطح ایستابی عمیق منابع ماسه فراوان است و تپه‌های ماسه‌ای طولانی تشکیل می‌شود.

## تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت فنی و همکاری آقای مهندس کمال کریمی، رئیس سازمان منابع طبیعی شهرستان بافق، کارکنان منابع طبیعی بافق، و همچنین رئیس سازمان منابع طبیعی استان یزد به انجام رسیده است که بدین‌وسیله از زحمات ایشان قدردانی می‌شود.

## منابع

- احمدی، حسن (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی کاربردی، (بیابان - فرسایش بادی)، تهران، انتشارات دانشگاه تهران، ج ۲.
- مقصودی، مهران و ابوطالب محمدی، زهرا خان‌بابایی، صدیقه محبوبی، مهدی بهاروند، عبدالحسین حاجی‌زاده (۱۳۹۶). «پایش جابه‌جایی ریگ و برخان‌های غرب لوت (پشتویه)». پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ش ۴، صص ۱۷۶ - ۱۸۹.
- یمانی، مجتبی و فریبا کریمی (۱۳۸۹). «فرایندهای غالب در تشکیل و تحول مورفولوژی توده‌های ماسه‌ای جلگه خوزستان (مطالعه موردی: ریگ شمال اهواز)». مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ش ۲، صص ۲۵ - ۴۲.
- Ahmahi, H. (2008). applied geomorphology (Desert-aeolian erosion), Tehran.
- Arens, S. M. (1996). Patterns of sand transport on vegetated foredunes. *Geomorphology*, 17(4), pp. 339-350.
- Bauer, B. O., Davidson-Arnott, R. G. D., Hesp, P. A., Namikas, S. L., Ollerhead, J., & Walker, I. J. (2009). Aeolian sediment transport on a beach: Surface moisture, wind fetch, and mean transport. *Geomorphology*, 105(1-2), pp. 106-116.
- Darke, I. & Neuman, C. M. (2008). Field study of beach water content as a guide to wind erosion potential. *Journal of Coastal Research*, pp. 1200-1208.
- Fryberger, S. G., Schenk, C. J., & Krystinik, L. F. (1988). Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology*, 35(1), pp. 21-41.

- Ghadiry, M., Shalaby, A., & Koch, B. (2012). A new GIS-based model for automated extraction of Sand Dune encroachment case study : Dakhla Oases , western desert of Egypt, pp. 53–65.
- Hesp, P. (2002). Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, 48(1–3), pp. 245–268.
- Kilibarda, Z. & Shillinglaw, C. (2015). A 70 year history of coastal dune migration and beach erosion along the southern shore of Lake Michigan. *Aeolian Research*, 17, pp. 263–273.
- Kocurek, G. & Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology*, 33(6), pp. 795–816.
- Lancaster, N. (2009). Aeolian features and processes. *The Geological Society of America*, pp. 1–25.
- Langford, R. P., Rose, J. M., & White, D. E. (2009). Groundwater salinity as a control on development of eolian landscape: An example from the White Sands of New Mexico. *Geomorphology*, 105(1), pp. 39–49.
- McKee, E. D. (1979). A study of global sand seas. US Govt. Print. Off.
- Michel, S., Avouac, J. P., Ayoub, F., Ewing, R. C., Vriend, N., & Heggy, E. (2018). Comparing dune migration measured from remote sensing with sand flux prediction based on weather data and model, a test case in Qatar. *Earth and Planetary Science Letters*, 497, pp. 12–21.
- Maghsoudi, M., Mohammadi, A., Khanbabae, Z., Mahbobi, S., Baharvand, M., & Hajzadeh, A. (2017). the change detection of erg movement & Lut west Barchan (Poshtoyeh), *Quantitative geomorphology researches*, 4, pp. 176-189.
- Oblinger, A. & Anthony, E. J. (2008). Surface moisture variations on a multibarred macrotidal beach: implications for aeolian sand transport. *Journal of Coastal Research*, pp. 1194–1199.
- Poortinga, A., Keijsers, J. G. S., Visser, S. M., Riksen, M., & Baas, A. C. W. (2015). Temporal and spatial variability in event scale aeolian transport on Ameland, The Netherlands. *GeoResJ*, 5, pp. 23–35.
- Pye, K. & Tsoar, H. (2008). *Aeolian sand and sand dunes*. Springer Science & Business Media.
- Silva, F. G., Wijnberg, K. M., de Groot, A. V., & Hulscher, S. J. M. H. (2018). The influence of groundwater depth on coastal dune development at sand flats close to inlets. *Ocean Dynamics*, pp. 1–13.
- Sparavigna, A. C. (2013). Moving dunes on the Google Earth. *arXiv Preprint arXiv*: pp. 1301.1290.
- Tsoar, H. (2001). Types of aeolian sand dunes and their formation. In *Geomorphological fluid mechanics* (pp. 403–429). Springer.
- Yang, Y. & Davidson-Arnott, R. G. D. (2005). Rapid measurement of surface moisture content on a beach. *Journal of Coastal Research*, pp. 447–452.
- Yamani, M. & Karami, F. (2010). The dominate process on the formation and change of sand dune morphology of Khuzestan plain (case study: Ahvaz north erg), *Arid regions Geographic Studies*, 2, pp. 25-42.