

تعیین ارتباط بین پارامترهای رسوب‌شناسی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای خطی شمال آهنگران، شرق ایران

بنیامین رضازاده بلگوری^(۱)، آرش امینی^(۲)، غلامرضا میراب شبستری^(۳)

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند

تاریخ دریافت: ۹۵/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۹/۱۴

چکیده

مطالعات میدانی و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، وجود تپه‌های ماسه‌ای خطی را در شمال منطقه آهنگران شهرستان زیرکوه (استان خراسان جنوبی) واقع در شرق ایران اثبات کرد. در بررسی تپه‌های ماسه‌ای، مجموعاً تعداد ۲۱ تپه در پنج ایستگاه و در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف بررسی شد. با توجه به مطالعات انجام شده بر روی پارامترهای رسوب‌شناسی، تپه‌های ماسه‌ای آهنگران از نظر مورفولوژی به دو نوع ساده و مرکب دسته‌بندی شد. همچنین نتایج به‌دست‌آمده از بررسی‌های رسوب‌شناسی، حاکی از رابطه معنادار بین پارامترهای رسوبی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه می‌باشد. به این معنی که در بخش‌های مرکزی و غربی ناحیه مورد مطالعه، با تغییر پارامترهای رسوبی، مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای نیز از نوع ساده به مرکب تغییر می‌کند. از دیگر خصوصیات تپه‌های خطی شرق ایران، الگوی ریزدانه برای خط الراس است که برای دونه‌های خطی ماسه‌ای مورد مطالعه معرفی شد. مقایسه پارامترهای رسوب‌شناسی محدوده پژوهشی با سایر نقاط دنیا مانند کالاهاری، نامیبیا، استرالیا و سینای مصر نشان می‌دهد که تپه‌های ماسه‌ای آهنگران با میانگین اندازه ۲/۳۴۵ در محدوده اندازه دانه‌های سایر نقاط قرار دارد، اما در مقایسه با آنها جورشدگی پایین‌تری در حد ۰/۷۹ نشان می‌دهد که این ویژگی تپه‌های خطی آهنگران را از سایر نقاط متمایز می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: دونه‌های خطی، رسوب‌شناسی، مورفولوژی، آهنگران، شرق ایران.

مقدمه

مثل نامیبیا و استرالیا و صحرای سینای مصر طول این تپه‌ها تا ۳۰۰۰ متر نیز گزارش شده است (Folk, 1971) (Tsoar, 1978; Lancaster, 1983). پیشروی این تپه‌ها می‌تواند هم در جهت طولی و هم عمودی همراه با اندکی مهاجرت جانبی، در نتیجه پاسخ به حمل رسوب از منشأ رخ دهد (Tsoar et al., 2004). به‌علاوه تپه‌های خطی

تپه‌های خطی به‌صورت موازی در اثر جابه‌جایی ماسه‌ها توسط رژیم‌های بادی، در جهات مختلف شکل می‌گیرند (Bagnold, 1941; King, 1960). بزرگی طول تپه‌های خطی ممکن است از کمتر از ۶۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر نیز تغییر کند (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴). همچنین در کشورهایی

* نویسنده مرتبط: benyaminrezazadeh@yahoo.com

به‌طور کلی در ایران پژوهش‌های انجام گرفته در رابطه با تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی و رابطه بین آن‌ها در تپه‌های ماسه‌ای ناچیز و اندک است. با توجه به موارد فوق هدف مقاله پیش رو، تجزیه و تحلیل پارامترهای رسوب‌شناسی از داده‌های جمع‌آوری شده و تعیین تاثیر آن در شکل‌گیری و توسعه تپه‌های ماسه‌ای در شرق ایران، شمال ناحیه‌ی آهنگران است. همچنین با بررسی رسوب‌شناسی و آنالیز اندازه دانه‌ها و ویژگی‌های بافتی رسوبات در منطقه‌ی مورد مطالعه، می‌توان نقش بادهای غالب منطقه بر روی شکل‌گیری آن‌ها را نیز تعیین کرد.

روش مطالعه

گستره بررسی شده در این پژوهش، تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران، واقع در استان خراسان جنوبی، شهرستان زیرکوه و شمال آهنگران است (شکل ۱).

بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده از ایستگاه هواشناسی حاجی‌آباد، اکثریت بادهای سالیانه در گستره‌ی مورد مطالعه از جهت شمال و شمال شرق و غرب می‌باشد. در این میان باد غالب گستره شمال شرقی است که ۲۰/۱ درصد از کل بادهای را شامل می‌شود. شکل ۲ گلباد گستره در ایستگاه حاجی‌آباد را نشان می‌دهد. اکثر بادهای گستره در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد می‌وزند و به‌طور متوسط گستره در سایر فصول به‌خصوص در زمستان آرام‌تر است. جهت عمومی بادهای سالیانه و ماهیانه متغیر و در جهات مختلف می‌باشد، ولی اکثر آن‌ها در سه جهت غرب، شمال شرقی به جنوب غربی (باد ۱۲۰ روزه) و شرقی-غربی (سیاه باد) می‌باشند (شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹).

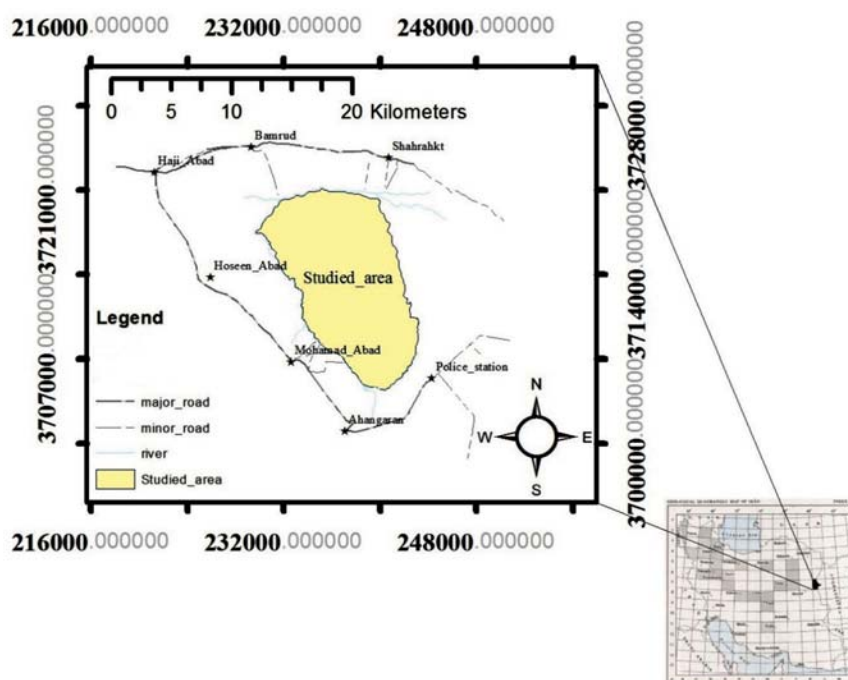
جهت دسترسی به اهداف موردنظر در این مطالعه، پس از تعیین حدود منطقه پژوهش، با بازدیدهای میدانی در منطقه، نمونه‌برداری و اندازه‌گیری مولفه‌های مورفومتری تپه‌های ماسه‌ای مورد نظر انجام شد. بررسی‌های اولیه عکس‌های هوایی و در مرحله بعدی در مطالعه‌ی میدانی منطقه، وجود تپه‌های خطی در منطقه آهنگران را اثبات کرد (شکل A۳ تا D).

بر اساس اطلاعات تکمیلی به‌دست‌آمده از عکس‌های هوایی و مورفومتری صحرائی، پهنه‌ی ماسه‌ای به دو زون

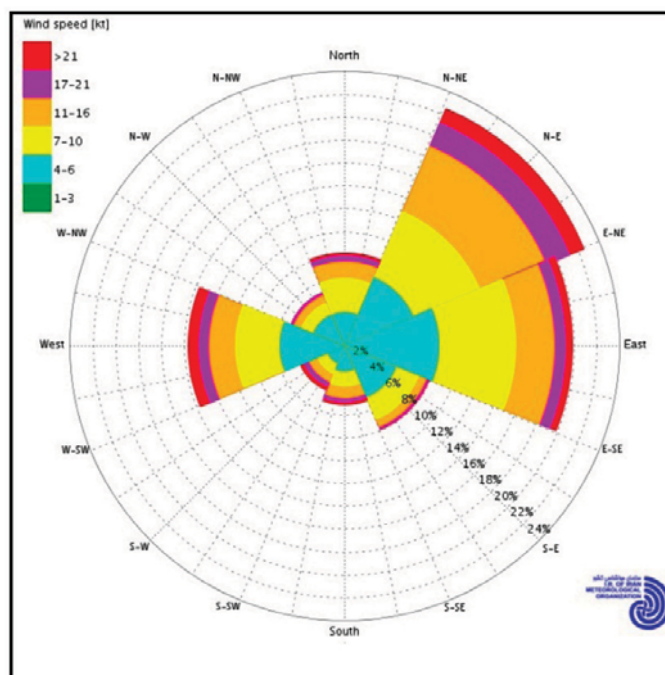
در موقعیت‌هایی که رسوب به میزان نسبتاً زیاد در دسترس قرار بگیرد و جهت باد بایمدال باشد به وجود می‌آیند (Lancaster, 1983). دامنه تغییرات تپه‌های خطی زیاد است و ممکن است ارتفاع بین ۱۰ تا ۲۰ متر و فاصله بین ۱۰۰ متر تا ۱۵۰ متر در تغییر باشد (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴، a). تپه‌های خطی دارای ویژگی‌هایی از جمله: طول زیاد، روند مستقیم و بدون قطع‌شدگی، قرارگیری به موازات هم و با فواصل منظم و همچنین ارتفاع زیاد نسبت به تپه‌های اطراف می‌باشند (Lancaster, 1982).

توزیع اندازه دانه در رسوبات بادی اهمیت بالایی دارد، زیرا اندازه ذرات فرم و توسعه تپه‌های ماسه‌ای را کنترل می‌کند (Zhang and Dong, 2015). توزیع اندازه ذرات در رسوب به یک‌سری عوامل از قبیل سنگ‌منشا، فرآیندهای هوازدگی، سایش و جورشدگی انتخابی آن‌ها به هنگام حمل و نقل بستگی دارد (Snelder et al., 2011). تاکنون مطالعات زیادی بر روی توزیع اندازه ذرات در نقاط مختلف دنیا و بر روی انواع مختلفی از تپه‌های ماسه‌ای انجام گرفته که از این میان می‌توان به (Wang et al., 2003) و Lancaster 1986 که به مطالعه توزیع اندازه ذرات در تپه‌های خطی پرداختند اشاره کرد. همچنین (McLaren 1981) به بررسی و تفسیر اندازه ذرات پرداخت، که به نتایجی همچون ارتباط اندازه ذرات با فاصله از منشأ دست یافت. Thomas (1988) به مطالعه و آنالیز رسوبات تپه‌های خطی و ارتباط آن‌ها با تپه‌های صحرائی کالاهاری پرداخت و نتیجه گرفت رسوبات تپه‌های خطی کالاهاری دارای جورشدگی خوبی هستند. (Livingston et al. 1999) در بررسی تغییرات اندازه دانه در تپه‌های جنوب غرب کالاهاری، دریافتند تغییر دانه‌بندی رسوبات بر روی مورفولوژی تپه‌ها تاثیر گذار است. (Guo and Wu 2012) به بررسی الگوی مورفولوژی در تپه‌های خطی و سن تپه‌ها پرداختند که نتایج حاصل از این بررسی هیچ ارتباط محکمی بین سن رسوبات و الگوی مورفولوژی تپه‌ها را نشان نداد. (Goudie and Viles 2015) در مطالعه تپه‌های خطی کالاهاری، به تشریح بیشتر تپه‌های خطی نامبیا پرداخته و داده‌های به‌دست‌آمده از مطالعات قبلی در رابطه با این تپه‌ها را تکمیل کردند.

بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران



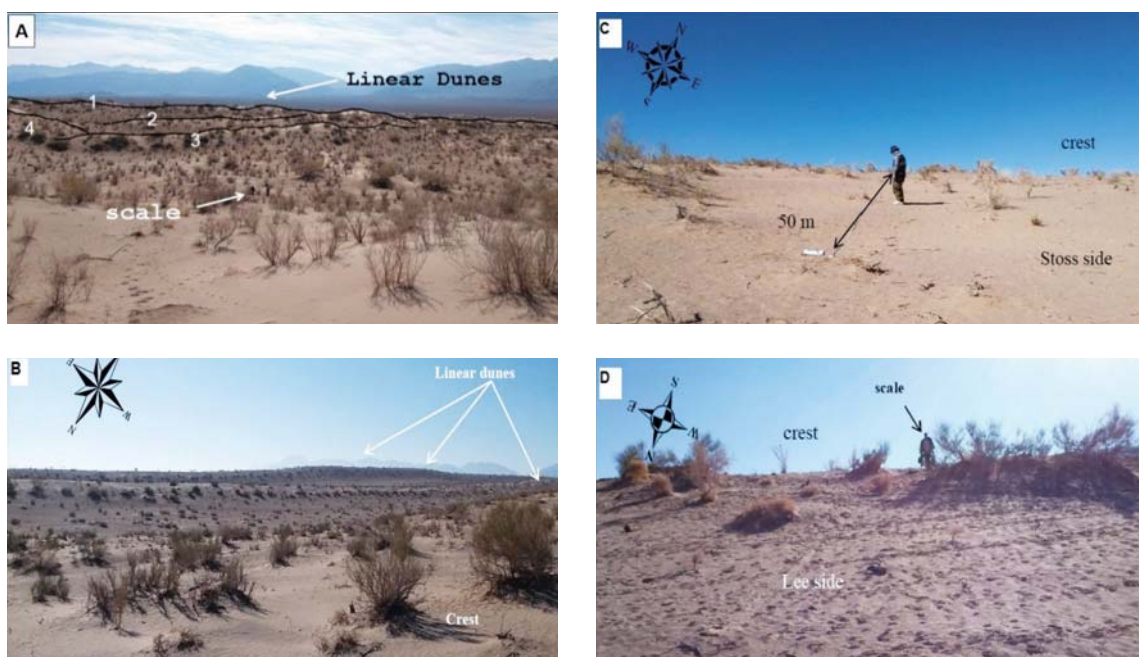
شکل ۱. موقعیت جغرافیایی گستره مورد پژوهش (رضازاده و همکاران b، ۱۳۹۴)



شکل ۲. گلباد سالیانه ایستگاه هواشناسی حاجی آباد (۱۳۸۷-۱۳۹۲) اداره کل هواشناسی استان خراسان جنوبی، ۱۳۹۳

با میانگین ۱۱/۴ متر و طول آن‌ها از ۱/۵ کیلومتر تا سه کیلومتر در تغییر است. همچنین این تپه‌های ماسه‌ای به صورت موازی تا نیمه موازی نسبت به یکدیگر قرار دارند، که بر این اساس در نوع دو نوع خطی ساده قرار می‌گیرند (شکل ۳-B).

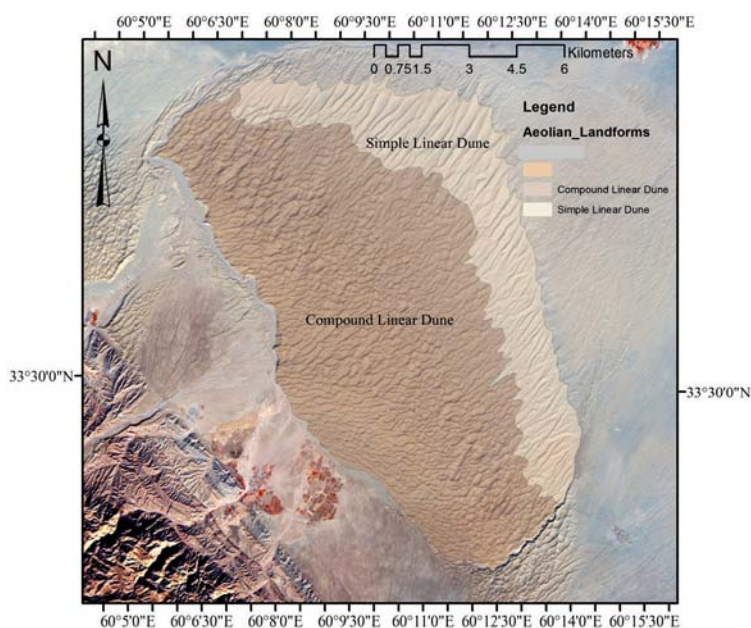
تپه‌های خطی ساده و مرکب قابل تفکیک است. نوع خطی آن در زون شرقی و بخش‌هایی از زون شمالی منطقه وجود دارد و نوع مرکب آن در زون مرکزی و غربی گسترش دارد. بررسی‌های مورفومتری انجام شده نشان داد، ارتفاع تپه‌های ماسه‌ای در زون شرقی و شمالی از پنج تا ۲۱ متر



شکل ۳. A-D تپه‌های ماسه‌ای مطالعه شده در گستره پژوهشی

(شکل ۳-A). بیشینه ارتفاع در زون مرکزی و غربی ۲۱ متر و کمینه آن دو متر و متوسط ۱۱ متر می‌باشد. همچنین طول تپه‌ها از کوتاه‌تر از ۶۰۰ متر تا ۱۵۰۰ متر در تغییر است. از ۲۱ تپه بررسی شده در گستره مورد مطالعه، هشت تپه از نوع خطی مرکب هستند که در زون مرکز و غرب گستره قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

همان‌طور که بیان شد مورفولوژی بخش مرکزی و غرب گستره مورد مطالعه با اندکی تفاوت همراه است، یعنی دارای طول کمتری در مقایسه با بخش شرق و شمال شرقی گستره است. این ویژگی‌ها خاص تپه‌های خطی مرکب است و از دیگر خصوصیات این نوع تپه‌ها، ارتفاع کمتر و عدم موازی بودن آنها در مقایسه با تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده می‌باشد



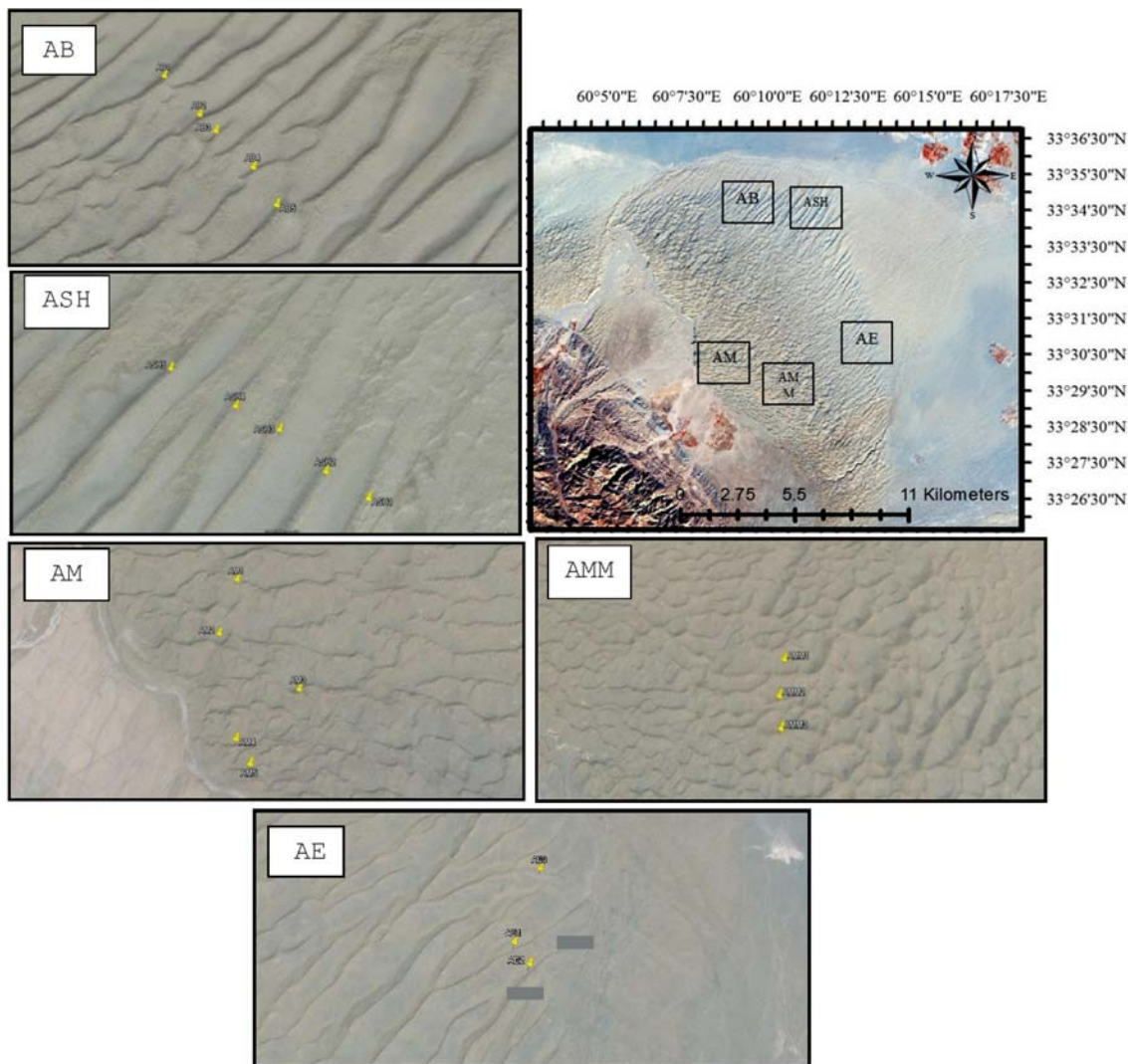
شکل ۴. جایگاه تپه‌های ماسه‌ای خطی ساده و مرکب نسبت به یکدیگر در گستره مورد مطالعه (رضازاده و همکاران، ۱۳۹۴ a)

بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران

از بخش‌های مختلف ۲۱ تپه‌ی ماسه‌ای، همانند یال رو به باد، باد پناه و راس آن‌ها در پنج ایستگاه مختلف به مقدار حدود یک کیلوگرم نمونه برداشت شد. به طوری که کل

جدول ۱. موقعیت و مساحت ایستگاه‌های انتخاب شده در گستره پژوهشی

موقعیت ایستگاه‌ها	تعداد نمونه هر ایستگاه	مساحت (کیلومتر مربع)
ایستگاه AM (" ۲۸' ۲۹" N و " ۳۷' ۰۸" E ۶۰°)	۵	۷/۲
ایستگاه AE (" ۰۵' ۲۸" N و " ۳۸' ۱۱" E ۶۰°)	۳	۵/۵
ایستگاه AB (" ۰۰' ۲۹" N و " ۴۸' ۱۳" E ۶۰°)	۵	۶/۹
ایستگاه ASH (" ۲۹' ۳۴" N و " ۵۸' ۱۱" E ۶۰°)	۵	۵/۷
ایستگاه AM (" ۴۱' ۳۴" N و " ۴۱' ۰۸" E ۶۰°)	۳	۴/۳



شکل ۵. نمایش پنج ایستگاه و ۲۱ تپه انتخاب و نمونه‌برداری شده در عکس‌های هوایی Google Earth با بزرگنمایی و مرجع در گستره پژوهشی

در ادامه، مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها از جمله حذف رطوبت اولیه انجام شد و نمونه‌ها به مقدار ۲۰۰ گرم و با دقت ۰/۰۱ درصد وزن شدند. نمونه‌های آماده شده با استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۰/۵ فی (از الک ۰/۵ فی تا ۴ فی) الک و درصد وزنی ذرات در اندازه ماسه و ماسه‌ریز محاسبه شد. سپس به کمک نرم‌افزار Excel نمودار تغییرات اندازه ذرات رسم و نامگذاری رسوبات با استفاده از روش فولک (Folk, 1980) انجام گرفت. پارامترهای اندازه ذرات (میانگین، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) به روش ترسیمی جامع فولک (Folk, 1980) محاسبه شد (جدول ۲).

جدول ۲. پارامترهای رسوب‌شناسی محاسبه شده برای گستره پژوهشی

Sample	Mz(φ)	σ(φ)	SKI(φ)	KG(φ)
AE1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۵	۰/۶۵/۰/۶۸/۱/۱۳	-۰/۰۷/۰/۳۹/-۰/۱۸	۱/۱۲/۱/۲۲/۱/۳۷
AE2(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۷	۰/۸۲/۰/۵۳/۰/۹۶	-۰/۰۲/۰/۲۸/-۰/۱۱	۰/۹۳/۱/۲۹/۱/۱۶
AE(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۶	۱/۱۷/۰/۵۲/۱/۲	-۰/۲۷/۰/۰۵/-۰/۴۵	۱/۲۶/۱/۳۶/۱/۲۶
AB1(lee /Crest /Stoss)	۲/۹/۱/۹/۲/۱	۱/۳/۰/۶/۰/۶	-۰/۴/۰/۱۳/۰/۲۶	۰/۸۸/۰/۸۹/۱/۲
AB2(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۵	۱/۴۵/۰/۵۶/۱/۱	۰/۳۸/۰/۳/۰/۱۶	۰/۸۶/۱/۷/۱/۱
AB3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۱/۲/۴	۱/۲/۰/۸/۱/۳	-۰/۴۵/۰/۱۶/-۰/۶	۱/۲/۱/۲/۱/۰/۲
AB4(lee /Crest /Stoss)	۲/۶/۲/۲/۵	۱/۱/۰/۶/۰/۹	-۰/۳۷/۴/-۰/۱۱	۰/۸/۱/۵/۰/۹
AB5(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۱	۱/۰/۶/۱/۴۳	-۰/۱۶/۰/۴۵/۰/۳۲	۱/۱/۵/۰/۵۹
ASH1(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲/۴	۰/۷۹/۰/۵/۰/۸۹	۰/۱۳/۰/۲۳/۰/۳۹	۱/۱/۱/۲/۱/۹
ASH2(lee /Crest /Stoss)	۱/۸/۲/۱/۲/۷	۱/۴/۰/۷/۱/۱	-۰/۱۱/-۰/۰/۱/-۰/۳۳	۰/۵۳/۲/۳/۱/۱
AH3(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴/۲/۴	۱/۵/۰/۸۵/۰/۷۴	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵
AM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۴	۰/۵۳/۰/۸۹	۰/۲۸/۰/۲۶/۰/۳۲	۱/۱/۱/۲۲/۱/۱۳
AM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۵/۲/۲/۲	۰/۷۹/۰/۵۲/۰/۷۲	۰/۳۴/۰/۳۱/۰/۵۲	۰/۷۹/۱/۷۲/۱/۵۷
AM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۱/۲/۱	۰/۸۷/۰/۵۶/۰/۶۱	۰/۳۳/۰/۵۲/۰/۳۱	۱/۰/۳۴/۱/۲
AM4(lee /Crest /Stoss)	۲/۳/۲/۲/۲/۲	۰/۶۳/۰/۷۳/۰/۵۸	۰/۲۵/۰/۲	۱/۳۹/۱
AM5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۱	۰/۴۷/۰/۵۸	۰/۱۱/۰/۴۴/-۰/۰۵	۱/۲/۱/۳/۱/۱۸
AMM1(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۲/۲/۵	۰/۵۶/۰/۵۱/۰/۶۹	۰/۲۱/-۰/۳۳/۰/۱۵	۱/۶/۱/۶/۱/۶
AMM2(lee /Crest /Stoss)	۲/۸/۲/۴/۲/۶	۰/۵۲/۰/۳۳/۰/۳۵	۰/۳۳/۰/۰/۸	۱/۵۲/۱/۳۹/۱/۱
AMM3(lee /Crest /Stoss)	۲/۷/۲/۳/۲/۴	۰/۵۸/۰/۵/۰/۷۹	۰/۳۲/۰/۱۱/-۰/۱۹	۱/۲/۱/۰/۷/۰/۹۱
ASH4(lee /Crest /Stoss)	۲/۴/۲/۲/۲/۳	۰/۶۸/۰/۵۶/۱/۲۵	-۰/۳۹/۰/۲/-۰/۴۷	۰/۵۳/۱/۰/۷/۰/۵۹
ASH5(lee /Crest /Stoss)	۲/۲/۲/۱/۲/۲	۰/۷۲/۰/۵۸/۱/۵۵	۰/۴۲/۰/۲۵	۱/۷۲/۱/۲۵

Mz(φ): میانگین اندازه ذرات برحسب فی / σ(φ): جورشدگی / SKI(φ): کج شدگی / KG(φ): کشیدگی

بحث

پارامترهای آماری

رسوبات ارتباط مستقیمی با فرآیندهای رسوبی، دینامیکی و منشأ اصلی رسوبات بادی دارد (Visher, 1969). البته تعیین منشأ رسوبات از روی اندازه دانه به تنهایی ممکن نبوده و به تغییرات آب و هوایی نیز وابسته است (Yang et al., 2007).

همچنین مطالعات بر روی جورشدگی، اهمیت آن را در تپه‌های ماسه‌ای در نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد. اما تاکنون توجهی به اهمیت مطالعه اندازه دانه و جورشدگی در

مقدار میانگین اندازه دانه، نشانگر حد متوسط اندازه ذرات در رسوب است. استفاده از میانگین اندازه دانه جهت شناسایی محیط‌های رسوبی مختلف از مدت‌ها پیش مورد توجه بوده است (Folk, 1980; Lancaster, 1981).

اندازه دانه رسوب می‌تواند اطلاعات مهمی درباره فرآیندها و محیط‌های رسوبی ارائه کند، زیرا اندازه دانه

بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران

ریز بوده و اختلاف معنادار و مشخصی بین یال هم جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما متوسط میانگین ایستگاه‌های غرب (AM) $2/19 \varnothing$ ، شرق (AE) $2/38 \varnothing$ و مرکز (AMM) $2/4 \varnothing$ با یکدیگر متفاوت بوده و این روند کاهشی جزئی از دو ایستگاه شرق و غرب به طرف مرکز کاملاً مشهود است (جدول ۲).

این روند کاهشی در ارتباط با بادهای غالب منطقه (شکل ۲) می‌باشد، زیرا ذرات در ایستگاه مرکز منطقه (AMM) نسبت به ایستگاه‌های شرق و غرب (AE, AM) مسافت طولانی‌تری را در جهت وزش باد طی می‌کنند. در نتیجه متوسط اندازه ذرات در محدوده مرکزی به مقدار جزئی کاهش پیدا کرده است (شکل ۶). در واقع رسوبات دانه درشت‌تر و سنگین‌تر در همان محل باقی می‌ماند، اما رسوبات ریزتر می‌توانند تا مسافت‌های طولانی‌تر حمل شوند (Bingqi and Jingjie, 2013). اما با این وجود دو ایستگاه دیگر در شمال و شمال شرق (AB, ASH) این روند کاهشی جزئی را نشان نمی‌دهند.

جورشدگی^۱ تپه‌های ماسه‌ای

در محیط‌های بیابانی ویژگی‌های اندازه دانه و جورشدگی در انواع مختلف تپه‌ها، متفاوت با تپه‌های ساحلی بوده و اختلاف معنادار مهمی بین آنها وجود دارد. این تفاوت به معنی متفاوت بودن فرآیندهای جورشدگی در تپه‌های ماسه‌ای بادی است (Lancaster, 1986). برای مثال سه مدل مختلف از جورشدگی اندازه دانه در تپه‌های ماسه‌ای نقاط مختلف یافت می‌شود:

مدل اول: دانه‌ریز در قله^۲ راس تپه دانه ریزتر، جورشدگی بهتر و کج شدگی مثبت‌تری نسبت به یال‌های خود دارد (Bagnold, 1941; Folk, 1971; Lancaster, 1981; Watson, 1986; Livingstone, 1987; Wang, et al., 2003). شکل‌گیری این مدل در اثر حرکت آهسته دانه‌های درشت‌تر در جهت حمل ماسه به طرف بالای قله تپه رخ می‌دهد (Bingqi and Jingjie, 2013).

تپه‌های خطی آهنگران نشده است. لذا در این بخش سعی شده تا با بررسی جورشدگی نقاط مختلف تپه نسبت به هم و در نهایت مقایسه آن با سایر نقاط، الگوی جامع برای تپه‌های خطی آهنگران ارائه شد.

در واقع جورشدگی دانه‌های ماسه در رسوبات بادی معمولاً توسط چهار فاکتور مهم در محیط رسوب‌گذاری کنترل می‌شوند (Le Roux and Rojas, 2007): اول آنکه معمولاً ذراتی بین $0/25$ میلی‌متر تا $0/125$ میلی‌متر و یا $2/0 \varnothing$ تا $3/0 \varnothing$ برای حمل انتخاب می‌شوند. دوم تاثیر گرانش بر روی حمل ماسه در خلاف جهت شیب (سقوط و ریزش دانه‌ها در سطح شیب‌دار) می‌باشد. سومین عامل تغییر الگوی استرس برشی است که باعث افزایش و تراکم خطوط فشار بر روی تپه‌های ماسه‌ای می‌شود. چهارمین فاکتور توزیع اندازه دانه در ناحیه منشا است که در ارتباط با فرایندهای زمین‌شناسی می‌باشد.

عوامل ذکر شده معمولاً به صورت توأم با یکدیگر عمل کرده و انواع متفاوتی از اندازه دانه و جورشدگی را در سطح تپه‌ها به وجود می‌آورد (Bingqi and Jingjie, 2013). بر این اساس عوامل زیادی از جمله تامین رسوب از ناحیه منشا که در ارتباط با فرایندهای بادی و زمین‌شناسی می‌باشد، در تعیین الگوی جورشدگی تپه‌های خطی آهنگران موثر بوده است.

سایر مطالعات گذشته نشان می‌دهد، هرچه مسافت حمل افزایش پیدا کند، میانگین اندازه ذرات ریزتر و جورشدگی بهتر خواهد شد (Lancaster, 1986; Mischke, 2005; Qian, et al., 2011). البته این منطبق برای تمام نقاط در جهان صادق نمی‌باشد (Zhu, et al., 2014).

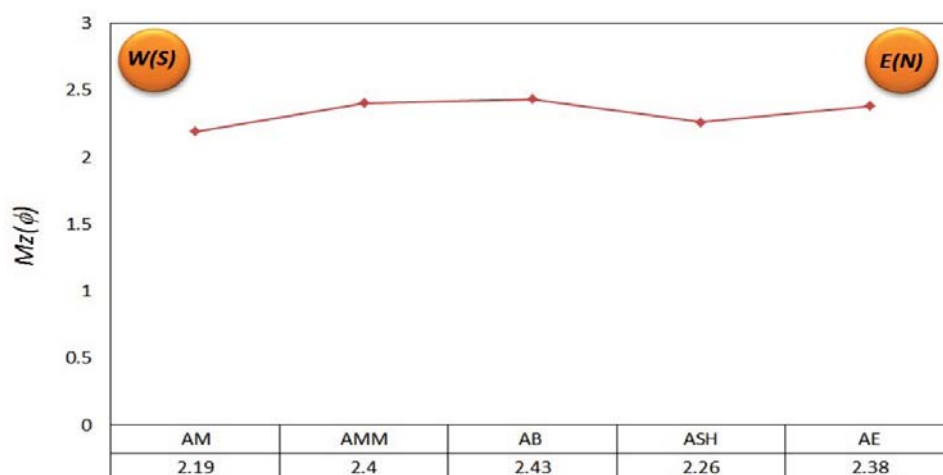
نتیجه‌گیری

میانگین اندازه دانه

در منطقه مورد مطالعه مقدار میانگین اندازه‌ی دانه برای ایستگاه‌ها از $2/19 \varnothing$ تا $2/43 \varnothing$ در تغییر می‌باشد. با توجه به اینکه متوسط میانگین اندازه دانه‌ها در تپه‌های بادی در یال سمت باد $2/44 \varnothing$ و در یال پشت به باد $2/40 \varnothing$ است، می‌توان گفت دانه‌ها از نظر اندازه در محدوده ماسه

1. Sorting

2. Finer crest



شکل ۶. تغییرات متوسط میانگین اندازه ذرات در شمال آهنگران

برای نمونه در ایستگاه AB در شمال منطقه آهنگران در هر پنج تپه نمونه‌برداری شده، مقدار جورشدگی در راس تپه^۳ نسبت به یال‌های خود مقدار بالاتری داشته است. به عبارتی دیگر مقدار جورشدگی کیفی در قله تپه‌ها نسبت به یال‌ها بهتر بوده و از جورشدگی خوب تا جورشدگی متوسط در تغییر است. بررسی‌ها نشان داد این روند جورشدگی برای تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (جز چند تپه) صادق است (شکل ۷- A تا E). با این نتایج بیشتر تپه‌ها از نوع دانه‌ریز در قله بوده و الگوی تپه‌های خطی منطقه از نوع اول محسوب می‌شوند.

مقدار جورشدگی مستقل از یال‌ها، به روش فولک (Folk, 1980) از ۰/۵۳ فی خوب جورشده تا ۰/۹۶ فی بد یا ضعیف جورشده برای هر پنج ایستگاه محاسبه شد (جدول ۲). با توجه به نمودار جورشدگی تپه‌های بادی (شکل ۸)، جورشدگی در بخش شرقی گستره (هر سه ایستگاه)، از ضعیف تا متوسط است و بخش غرب گستره (دو ایستگاه)، جورشدگی از متوسط خوب تا خوب جورشده در تغییر است.

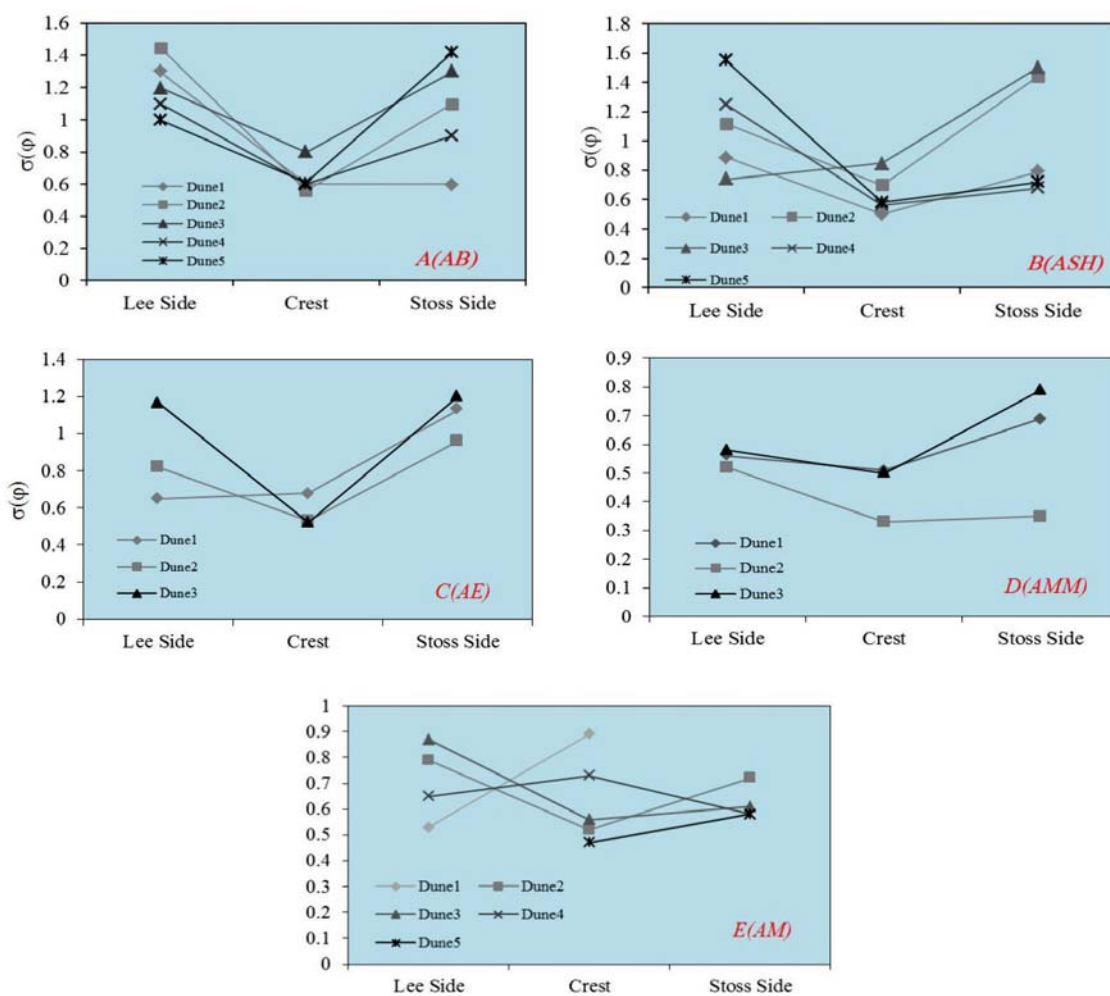
مدل دوم: دانه‌درشت در قله^۱ راس تپه‌ها دارای دانه‌های درشت‌تر ولی جورشدگی بهتر نسبت به یال‌ها است. این مدل در تپه‌های خطی و طولی Simpson توسط Ghoshal et al., (2011) و Wasson (1983) بررسی شده است. همچنین از مثال‌های این مدل می‌توان به بخش‌هایی از جنوب غرب کالاهاری اشاره کرد (Lancaster, 1986; Livingstone et al., 1999). توسعه و شکل‌گیری این نوع تپه‌ها در نتیجه انتخاب دانه‌های با حمل آسان‌تر به وجود می‌آید (Folk, 1971).

مدل سوم: بدون تفاوت اندازه دانه در قسمت‌های مختلف تپه^۲. در الگوی سوم، هیچ تفاوتی در اندازه دانه بین نقاط مختلف تپه دیده نمی‌شود (Lancaster, 1986). این مدل در تپه‌های صحرای سینای مصر (Nickling, 1983) و همچنین برای بخشی از جنوب غرب کالاهاری نیز گزارش شده است (Mckee and Tibbitts, 1964).

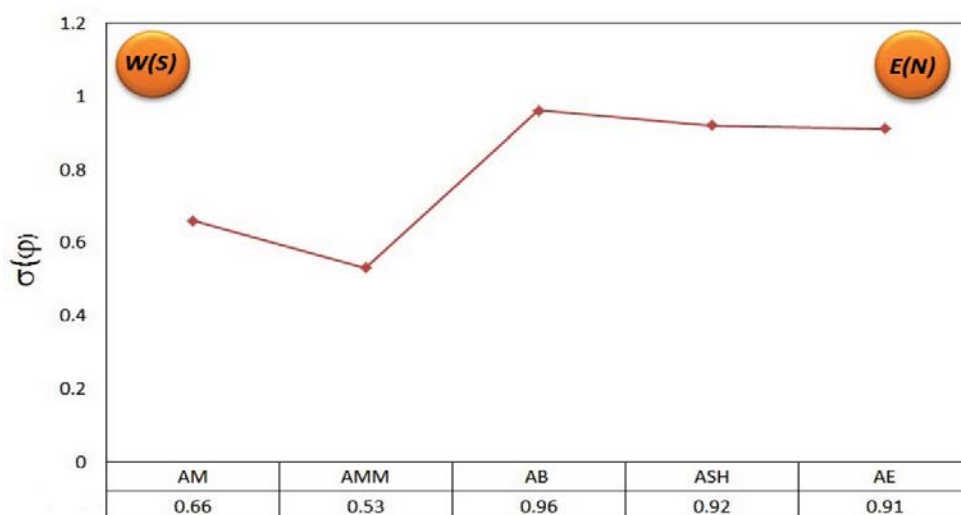
بر مبنای مطالعات انجام شده، ارتباط بین راس تپه‌ها و یال‌های با سطح شیب‌دار، چندان پیچیده نیست (Thomas, 1997). به عبارتی ساده‌تر در حالت معمول، تپه‌های ماسه‌ای مقدار جورشدگی خوب در راس و دانه‌های درشت‌تر در جهت شیب به سمت پایین خواهند داشت (Sneh and Weissbrod, 1983; Wang et al., 2003).

1. Coarser crest
2. No difference pattern
3. Crest

بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران



شکل ۷. انحراف معیار در نقاط مختلف ۲۱ تپه نمونه برداری شده

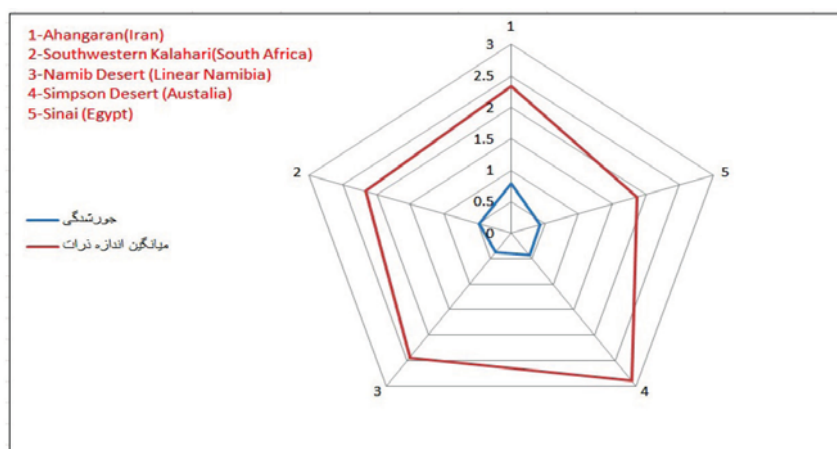


شکل ۸. انحراف معیار در پنج ایستگاه مورد مطالعه در گستره پژوهشی

در شکل ۹، مقایسه برآیند میانگین اندازه ذرات و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با کالاهاری، استرالیا، صحرای سینای مصر و نواحی دیگر نشان داده شده است. در این مقایسه، میانگین اندازه تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در محدوده سایر نقاط قرار داشته (۲/۳۴)، اما در بررسی جورشدگی یا انحراف معیار نسبت به آنها بسیار ضعیف‌تر بوده (۰/۷۹) و این ویژگی شاخص تپه‌های خطی آهنگران می‌باشد.

بررسی تغییرات جورشدگی و میانگین اندازه ذرات در نقاط مختلف و مقایسه آن با آهنگران

بر اساس نمودارهای فوق می‌توان گفت ماسه‌های ریز جورشدگی بهتری نسبت به ماسه‌های درشت نشان می‌دهند (شکل ۸). با این بررسی‌ها می‌توان دریافت جورشدگی زون شرقی (شمال) نسبت به غرب ضعیف‌تر می‌باشد که دلیل اصلی آن انتخاب ذرات کوچکتر برای حمل در جهت بادهای غالب بر منطقه می‌باشد.



شکل ۹. دیاگرام عنکبوتی مقایسه برآیند میانگین و جورشدگی تپه‌های ماسه‌ای خطی آهنگران با سایر مناطق دنیا
1) The southwestern Kalarahi (South Africa) (Lancaster, 1986), 2) The Namib Desert linear, Namibia) (Lancaster, 1981),
3) The Simpson Desert (Australia) (Folk, 1971), 4) The Sinai Desert (Egypt) (Tsoar, 1978)

غالب منطقه تغییر می‌کند (شکل ۱۱). این تغییر ارتباط نزدیکی با جورشدگی بهتر دانه‌های ماسه‌ای به طرف غرب دارد.

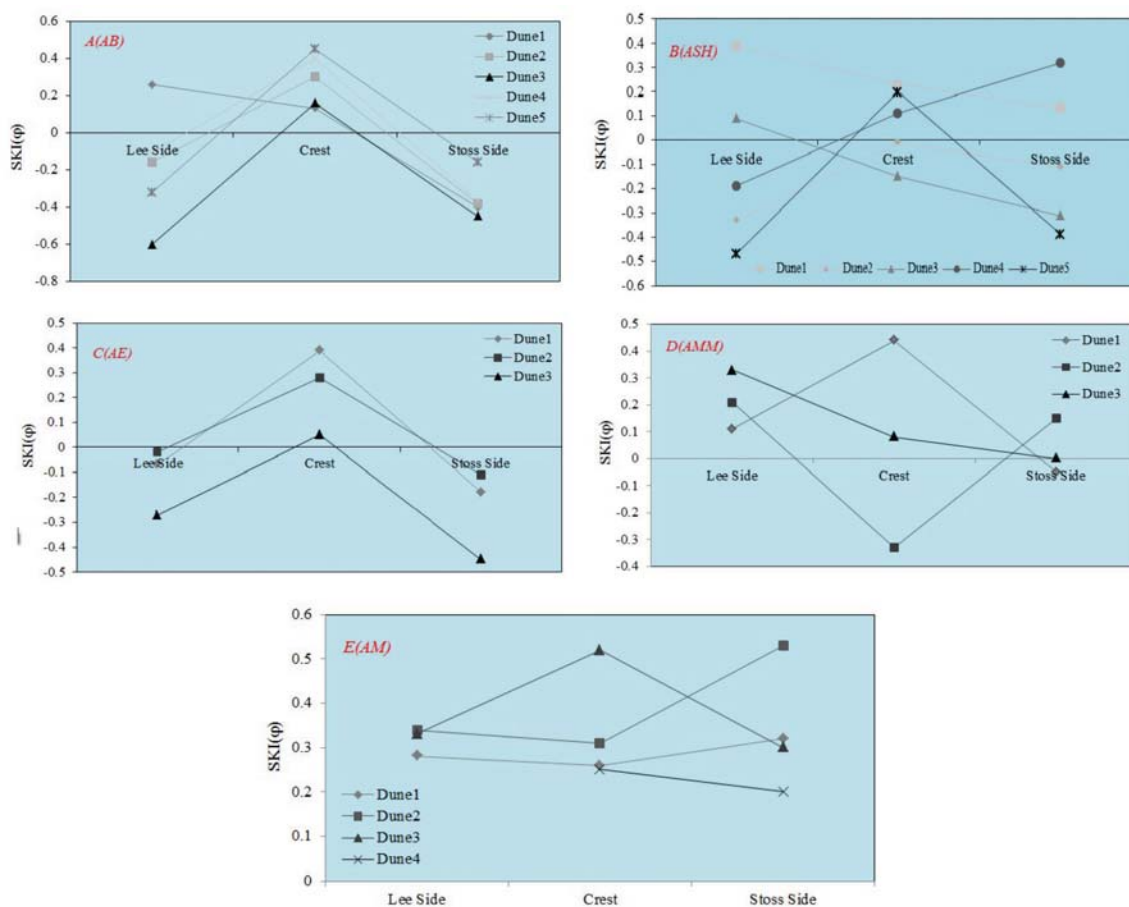
کشیدگی

میزان کشیدگی نیز به روش فولک (Folk, 1980)، محاسبه و مقادیر آن در جدول ۲ ارائه شده است. متوسط کشیدگی در یال‌های هم‌جهت باد در زون شرقی-شمالی و زون غربی به ترتیب ۰/۹۴ و ۱/۲۲ می‌باشد. همچنین معدل کشیدگی در یال‌های خلاف جهت باد به همان ترتیب بالا ۱/۱۰ و ۱/۳۶ محاسبه شد. این نتایج نشان می‌دهد اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد وجود ندارد. اما تفاوت کشیدگی بین زون شرقی و غربی منطقه مشهود است که دلیل اصلی آن را می‌توان به بادهای غالب بر منطقه نسبت داد (شکل ۱۲).

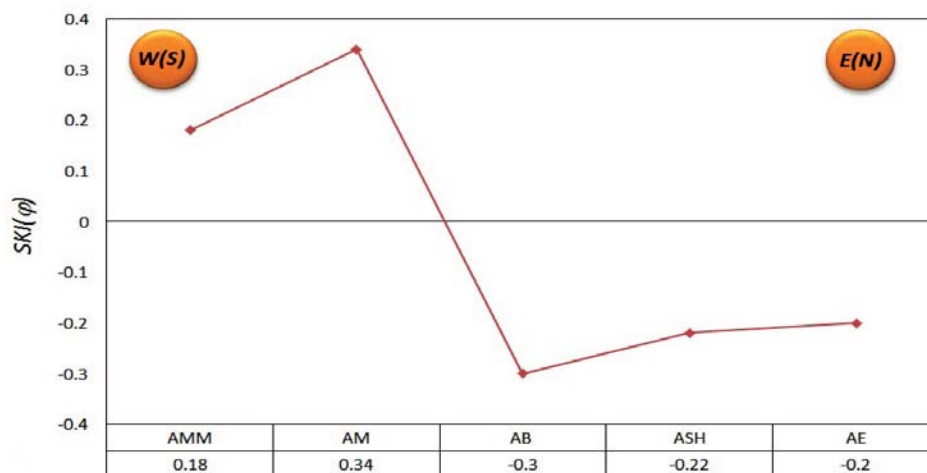
کج شدگی

این پارامتر نیز بر اساس تقسیم‌بندی جامع فولک (Folk, 1980)، محاسبه و در جدول ۲ ارائه گردیده است. کج شدگی نمونه‌های تپه‌های بادی زون شرقی-شمالی، در یال‌های هم‌جهت باد ۰/۲۴- به سمت دانه‌درشت و ۰/۲۶+ به سمت دانه‌ریز در زون غربی تعیین شده است. همچنین این مقدار در مورد یال‌های خلاف جهت باد به ترتیب ۰/۲۷- و ۰/۲۱+ محاسبه شد. در نتیجه اختلاف معناداری بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد مشاهده نمی‌شود. اما اختلاف کج‌شدگی بین یال‌ها و راس تپه کاملاً مشهود است که پیش‌تر در بخش جورشدگی به دلیل آن اشاره شد (شکل ۱۰- A تا E). همچنین اختلاف کج شدگی زون شرقی-شمالی (AE, AB, ASH) با زون غربی (AM, AMM) محسوس بوده و این مقدار از شرق به غرب و در جهت وزش بادهای

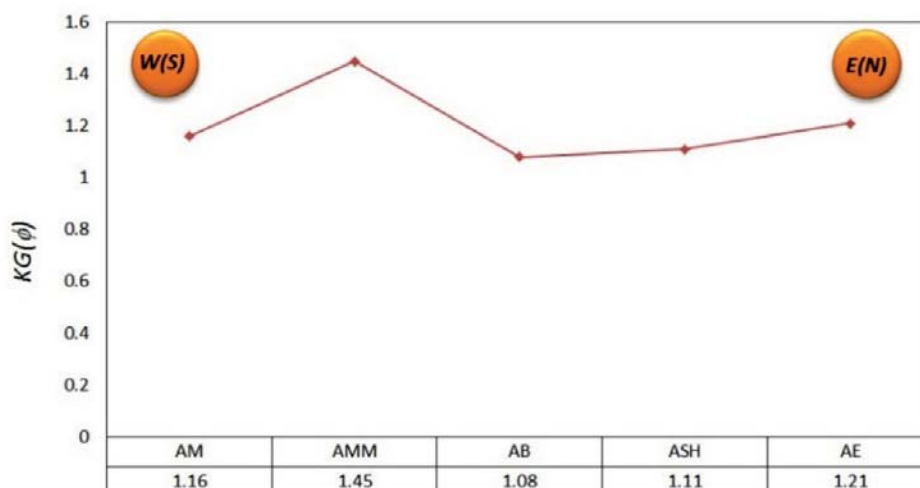
بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران



شکل ۱۰. میزان پارامتر کج شدگی در بال‌های رو به باد، باد پناه و راس در ۲۱ تپه انتخابی



شکل ۱۱. تغییرات میزان پارامتر کج شدگی در زون‌ها مختلف گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲. تغییرات میزان کشیدگی در ایستگاه‌های پنج‌گانه گستره مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج به‌دست‌آمده صحرائی و عکس‌های هوایی فرم تپه‌های آهنگران، عمدتاً از نوع خطی بوده و این تپه‌های خطی در گستره مورد مطالعه دارای دو تقسیم‌بندی، تپه‌های خطی ساده و تپه‌های خطی مرکب می‌باشند. بر مبنای این مطالعات، مورفولوژی تپه‌های خطی ساده فقط در بخش شمال، شمال شرق و شرق گستره گسترش داشته و مورفولوژی تپه‌ها در بخش مرکز و غرب از فرم مرکب است. بررسی پارامترهای رسوب‌شناسی در پنج ایستگاه از گستره مورد مطالعه نشان می‌دهد که ذرات ماسه از نظر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی در زون شمال شرق و شرق نسبت به زون مرکزی و غربی روندی متفاوت دارند. به‌عبارتی دیگر پارامترهای رسوب‌شناسی ارتباط معناداری با مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای مورد مطالعه دارند. به این معنی که با تغییر جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی، مورفولوژی تپه‌ها نیز تغییر می‌کند، این تغییر فرم تپه‌ها از نوع ساده به مرکب از شرق و شمال به‌طرف مرکز و غرب گستره می‌باشد. همچنین نتایج، حاکی از عدم رابطه بین اندازه دانه‌ها، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی بین یال‌های هم‌جهت و خلاف جهت باد می‌باشد. ولی این تفاوت‌ها در یال‌ها با راس تپه در تمامی ایستگاه‌ها کاملاً مشخص است. با این بررسی‌ها می‌توان گفت الگوی جورشدگی تپه‌های خطی

آهنگران عمدتاً از نوع اول یا قله ریزدانه می‌باشد. علاوه بر این بر اساس اطلاعات به‌دست‌آمده، منحنی کشیدگی زون شرقی-شمالی مزوکورتیک به‌طور متوسط کشیده و منحنی زون غربی لپتوکورتیک کشیده می‌باشند. بر این اساس جورشدگی زون غربی به‌مراتب بهتر از جورشدگی زون شرقی گستره مورد مطالعه است. در نهایت می‌توان نتیجه گرفت که تغییر مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای آهنگران در ارتباط با تغییر پارامترهای رسوبی می‌باشد. یعنی تغییر مورفولوژی در گرو تغییر پارامترهای رسوبی است.

منابع

- اداره کل هواشناسی خراسان جنوبی، ۱۳۹۳. داده‌های هواشناسی ایستگاه حاجی‌آباد از سال‌های ۱۳۸۷-۱۳۹۲.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۳۹۴a. نخستین گزارش از تپه‌های ماسه‌ای شرق ایران شمال آهنگران نوزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی، تهران.
- رضازاده، ب.، میراب شبستری، غ. م. و امینی، آ.، ۱۳۹۴b. مقایسه تطبیقی تپه‌های ماسه‌ای شمال آهنگران شرق ایران با کالاهاری نامیبیا. اولین همایش کواترنری، اصفهان.
- شرکت آب منطقه‌ای خراسان جنوبی، ۱۳۸۹. گزارش

بنیامین رضازاده بلگوری و همکاران

مطالعات تفصیلی حوزة آهنگران شهرستان قاین. دفتر مطالعات پایه منابع آب، ۲۶۱.

- Bagnold, R.A., 1941. *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen and Co., London, 421.

- Bingqi, Z. and Jingjie, Y., 2013. Aeolian Sorting processes in the Ejina desert basin China and their response to depositional environment. *Aeolian Research*, 111-120.

- Folk, R.L., 1971. Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia. *geomorphology and grain size relationships*. *Sedimentology*, 16, 5-54.

- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co; Austin, Texas, 182.

- Ghoshal, K., Purkait, B. and Mazumder, B.S., 2011. Size distributions in suspension over sand- pebble mixture: an experimental approach. *Sedimentary Geology*, 241, 3-12.

- Goudie, A., and Viles, H., 2015. Linear Dunes of the Kalahar. *Landscapes and Landforms of Namibia*, 5, 137-141.

- King, D., 1960. The sand ridge deserts of South Australia and related aeolian landforms of the Quaternary arid cycles. *Transactions of the Royal Society of South Australia*, 83, 99-108.

- Lancaster, N., 1981. Grain size characteristics of Namib Desert linear dunes. *Sedimentology*, 28, 115-122.

- Lancaster, N., 1982. Linear dunes. *Program Physics Geography*, 6, 476-504.

- Lancaster, N., 1983. Linear dunes of the Namib sand sea. *Zeitschrift fuer Geomorphologie Supplement band*, 45, 27-49.

- Lancaster, N., 1986. Grain-size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (3), 395-400.

- Le Roux, J.P. and Rojas, E.M., 2007. Sediment transport patterns determined from grain size parameters: overview and state of the art. *Sedimentary Geology*, 202, 473-488.

- Livingstone, I., 1987. Grain-size variation on a 'complex' linear dune in the Namib Desert. *Geological Society of London Special Publication*, 35, 281-291.

- Livingstone, I., Bullard, J.E., Wiggs, G.F.S. and Thomas, D.S.G., 1999. Grain-size variation on dunes in the southwest Kalahari, Southern Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 546-552.

- Mckee, E.D. and Tibbitts, G.C., 1964. Primary structures of a sief dune and associated deposits in Libya. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 5-17.

- McLaren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Research*, 51, 611-624.

- Mischke, S., 2005. New evidence for origin of Badain Jaran Desert of inner Mongolia from granulometry and thermoluminescence dating. *Palaeogeography*, 7 (1), 79-97.

- Nickling, W.G., 1983. Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms. *Journal of Sedimentary Research*, 53, 1011-1024.

- Qian, G.Q., Dong, Z.B., Luo, W.Y., Zhang, Z.C., Xiao, S.C. and Zhao, A.G., 2011. Grain size characteristics and spatial variation of surface sediment in the Badain Jaran desert. *Desert Research*, 31 (6), 1357-1364.

- Sneh, A. and Weissbrod, T., 1983. Size-frequency distribution on longitudinal dune ripple flank sands compared to that of slipface sands of various dune types. *Sedimentology*, 30, 717-726.

- Snelder, T.H., Lamouroux, N., and Pella, H., 2011. Empirical modeling of large scale pat-

terns in river bed surface grain size. *Geomorphology*, 127, 189-197.

- Thomas, D.S.G., 1988. Analysis of linear dune sediment-form relationships in the Kalahari Dune Desert. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 545-553.

- Thomas, D.S.G., 1997. Sand seas and aeolian bedforms. In: Thomas, D.S.G. (Ed.), *Arid Zone Geomorphology. Process Form and Change in Drylands*. Wiley, Chichester, UK, 373-412.

- Tsoar, H., 1978. The dynamics of longitudinal dunes. Final Technical Report. US Army, European Research, Office, 171.

- Tsoar, H., Blumberg, D.G. and Stoler, Y., 2004. Elongation and migration of sand dunes. *Geomorphology*, 57 (3-4), 293-302.

- Visher, G.S., 1969. Grain-size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1074-1106.

- Wang, X.M., Dong, Z.B., Zhang, J.W., Qu, J.J. and Zhao, A.G., 2003. Grain size characteristics of dune sand in the central Taklimakan Sand Sea. *Sedimentary Geology*, 16, 1-14.

- Wasson, R.J., 1983. Dune sediment types,

sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki-Simpson Desert, Australia. In: Brookfield, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 165-196.

- Watson, A., 1986. Grain-size variations on a longitudinal dune and a barchan dune. *Sedimentary Geology*, 46, 49-66.

- Wu, J., and Guo, F., 2012. Geomorphological patterns in a linear dune field and ages of the linear dunes in the northern Kumtagh Desert, northwest China. *Springer-Verlag*, 9, 2450-2457.

- Yang, X., Zhu, B. and White, P.D., 2007. Provenance of aeolian sediment in the Taklimakan Desert of western China, inferred from REE and major-elemental data. *Quaternary International*, 175, 71-85.

- Zhang, Z. and Dong, Z., 2015. Grain size characteristics in the Hexi Corridor Desert. *Aeolian Research*, 18, 55-67.

- Zhu, B.Q., Yu, J.J., Rioual, P. and Ren, X.Z., 2014. Particle size variation of aeolian dune deposits in the lower reaches of the Heihe River basin. *China Sedimentary Geology*, 301, 54-69.