



## تعیین پارامترهای رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژیکی رسوبات تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه، شمال غرب تبریز (صوفیان)

طاهر گلی<sup>۱</sup>، حسام کاویان<sup>۲</sup>، رحیم کدخدایی ایلخچی<sup>۳\*</sup>، احد نوری مخوری<sup>۴</sup>

وصول مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۱۴ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۶/۰۹

### چکیده

تپه‌های ماسه‌ای ناحیه قوم‌تپه در شمال غرب تبریز به عنوان چشم‌اندازی زیبا و منحصربفرد از رسوبات بادی محسوب می‌شوند که تحت شرایط خاص در این ناحیه گسترش یافته‌اند. به منظور تحلیل شرایط محیطی و فرایندهای حاکم بر رسوبگذاری این رسوبات ماسه‌ای، ویژگی‌های بافتی، ساخت رسوبی و ترکیب کانی‌شناسی آنها مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور نمونه‌برداری سیستماتیک با توجه به نوع تپه ماسه‌ای و مساحت آن، به تعداد ۱۰ نمونه و در عمق‌های ۲ تا ۳۰ سانتی‌متری از سطح در سه بخش جلویی (پیشانی پر شیب)، میانی و ابتدای قسمت کم‌شیب آنها انجام شد. به منظور تعیین سنگ منشأ ماسه‌ها، تعداد ۴ مقطع نازک میکروسکوپی از ذرات رسوبی در اندازه‌ی ۱ فی تهیه و مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفت. بررسی پارامترهای آماری در تحلیل نتایج حاصل از دانه‌سنجی رسوبات ماسه‌ای به روش غربال خشک نشان می‌دهد که میانگین قطر ذرات تپه‌های ماسه‌ای از ۰/۲۵ تا ۰/۰۳۹ میلی‌متر (ماسه متوسط تا سیلت) متغیر می‌باشد. میانگین جورشدگی اندازه ذرات (۰/۳۲۱ فی)، نشان دهنده جورشدگی بسیار خوب این رسوبات است. شاخص کشیدگی منحنی توزیع ذرات، بسیار کشیده (میانگین شاخص کشیدگی ۱/۷۲۶) و با توجه به میانگین کج‌شدگی (۰/۳۵۷)، به سمت ذرات دانه‌ریز تمایل دارد. اجزاء آواری این رسوبات شامل کوارتز، فلدسپات و خرده‌سنگ‌های ماسه‌سنگی، کربناته و آذرین هستند که از ارتفاعات میشو و مورو در شرق ناحیه نشأت گرفته‌اند. نتایج حاصل از بررسی شکل و جهت‌گیری تپه‌های ماسه‌ای و جهت وزش بادهای منطقه‌ای، نقش مؤثر بادهای محلی و پوشش گیاهی را در تشکیل و تکامل ژئومورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه محتمل می‌سازد.

**کلمات کلیدی:** تپه‌های ماسه‌ای، بافت رسوبی، ترکیب کانی‌شناسی، دانه‌سنجی ذرات، قوم‌تپه.

۱- دانش‌آموخته‌ی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

۲- دانش‌آموخته‌ی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

۳- دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، پژوهشگاه صنعت نفت، تهران، ایران (نویسنده‌ی مسئول).  
E-mail:rahimkadhodaee2005@gmail.com

۴- دانشجوی دکتری تکنیک، دانشکده‌ی علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.

### مقدمه

بیش از دو سوم مساحت ایران را محدوده‌ای خشک و نیمه‌خشک فرا گرفته است. در این مناطق به دلیل کمی رطوبت، تنوع پوشش گیاهی محدود است. این موضوع سبب می‌شود که باد به راحتی بر سطح خشک این زمین‌ها تأثیر بگذارد و دانه‌های ماسه را با خود حمل کند و در جایی دیگر رسوب دهد (احمدی و همکاران، ۱۳۸۰: ۳۳-۴۹). در محیط‌های بیابانی، پویایی و مورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای متأثر از پوشش گیاهی (وگز و همکاران<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵: ۵۱۵-۵۳۰) و توان حمل باد هستند (واتسون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹: ۵-۶). سه منطقه برداشت، حمل و رسوبگذاری در این مناطق قابل تفکیک است. منشأ این رسوبات مرتبط با مناطق کم ارتفاع با اقلیم خشک و میانگین بارش کمتر از ۱۲۵ میلی متر در سال است (اچی کایا و سالمن<sup>۳</sup>، ۲۰۰۸: ۸۳۵-۸۴۰). به عنوان یک اصل میزان خاک حمل شده، بیشتر مرتبط با جریان باد است (احمدی و همکاران، ۱۳۸۰: ۳۳-۴۹). از این رو شناخت ویژگی‌ها و موقعیت سه منطقه‌ی مذکور در این مناطق حائز اهمیت است (احمدی و همکاران، ۱۳۸۵: ۲۱۱-۲۲۴). دانه‌های ماسه‌ای از نظر زایشی و اندازه‌ی دانه‌ها مرتبط با منشأ آن‌ها هستند (فیض‌نیا، ۱۳۸۷: ۲۲۵-۲۲۸). این دانه‌ها با منشأ اولیه‌ی خود دارای فاصله‌ی زمانی هستند به طوری که سیکل حمل آن‌ها متنوع بوده و حتی ممکن است فازهای رسوبگذاری آن‌ها متعدد باشد (اسملی و اسملی<sup>۴</sup>، ۱۹۸۳: ۵۱-۶۸). لذا درک پیشرفته منشأ، مدل‌سازی انتشار و پخش رسوبات بادی به بررسی اجزاء عناصر رسوبات سطحی در طول زمان بستگی دارد. تاکنون مطالعه‌ی زیادی در زمینه‌ی رسوب‌شناسی و اندازه‌گیری تپه‌های ماسه‌ای انجام گرفته است که از جمله آنها می‌توان به کارهای قربانیان و عباسی (۲۰۱۳)، امینی و همکاران (۲۰۱۲)، پریمی و همکاران (۱۳۹۳) اشاره کرد و همچنین به دلیل اینکه در منطقه‌ی قوم‌تپه هیچ‌گونه مطالعات

1- Wiggs et al.,

2- Watson

3- Ochirkhuyag and Tsolmon

4- Smalley and Smalley

رسوب‌شناسی و ژئومورفولوژیکی بر روی تپه‌های ماسه‌ای انجام نگرفته بود امید است با انجام این مطالعه داده‌های مناسبی در اختیار خوانندگان و محققان قرار داده شود. هدف از این تحقیق مقایسه پارامترهای رسوب شناسی (میانگین اندازه‌ی ذرات، جورشدگی، کج شدگی و کشیدگی) تپه‌های ماسه‌ای و همچنین تعیین سنگ منشأ ذرات ماسه‌ای تشکیل‌دهنده‌ی این تپه‌ها با استفاده از داده‌های رسوب‌شناسی و نمودار گلباد منطقه‌ی مورد مطالعه به منظور ارائه‌ی یک نقشه‌ی جامع در مورد جهت فرسایش بادی غالب در منطقه و جهت حرکت ذرات فرسایش‌یافته از سنگ منشأ به سمت منطقه‌ی قوم‌تپه می‌باشد و نشان‌دهنده‌ی تأثیراتی است که می‌تواند در جهت تولید ریزگرد در منطقه داشته باشد.

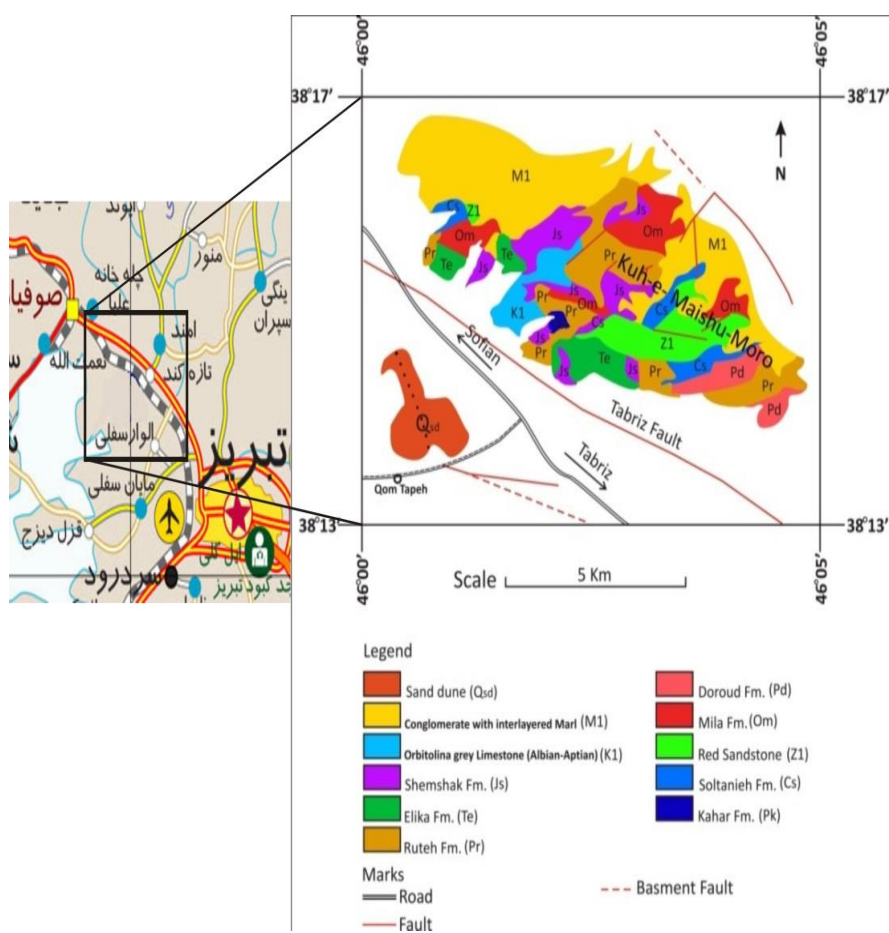
## مواد و روش‌ها

### - منطقه‌ی مورد مطالعه

تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه تلماسه‌های بادی هستند که در محدوده‌ی جغرافیایی  $46^{\circ}01'$  تا  $46^{\circ}02'$  طول شرقی و  $38^{\circ}014'$  تا  $38^{\circ}015'$  درجه‌ی عرض شمالی و با مساحتی حدود ۶ کیلومتر مربع در شمال غرب تبریز و جنوب شرق صوفیان واقع شده‌اند (شکل ۱). گستره کویر جهتی شمال غربی- جنوب شرقی داشته و به علت وزش بادهای و تجمع خاک‌ها و گرد و غبار منطقه به صورت تپه‌های شنی در آمده است.

به منظور بررسی مکانیسم حمل، رسوب‌گذاری (هامدن و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۱۴: ۲۷۵-۲۸۹)، دانه‌بندی و عناصر تشکیل‌دهنده‌ی تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه، باتوجه به نوع تپه ماسه‌ای و مساحت آن، نمونه‌برداری از رسوبات به صورت سیستماتیک در عمق ۲ تا ۳۰ سانتی‌متری از سطح در سه بخش جلویی (پیشانی پر شیب)، میانی و ابتدای قسمت کم شیب آنها صورت گرفت (تعداد ۱۰ نمونه). مطالعات دانه‌سنجی بر روی نمونه‌ها با

استفاده از روش غربال خشک و با فواصل ۰/۵ فی تا حد سیلت (۴ فی) (کاویر<sup>۱</sup>، ۱۹۷۱؛ ۳۵۸-۳۶۵) انجام شد (جدول ۱ و ۲).



شکل (۱) نقشه‌ی راه و نقشه‌ی زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه واقع در شمال غرب تبریز و جنوب شرق صوفیان. (اقتباس از اسدیان با تغییرات، ۱۳۷۲). موقعیت ماسه‌های قوم تپه بر روی نقشه‌ی داخل کادر نشان داده شده است. نقاط تیره رنگ نشان‌دهنده‌ی محل نمونه‌برداری هستند.

جدول (۱) نتایج حاصل از دانه‌سنجی اندازه‌ی ذرات رسوبات ماسه‌ای قوم‌تپه به‌روش غربال خشک برای نمونه‌های شماره ۱۰ تا ۱۰. برای هر نمونه وزن رسوبات رده‌های مختلف اندازه‌ی ذرات مشخص شده است.

اندازه	نمونه ۵	نمونه ۶	نمونه ۷	نمونه ۸	نمونه ۹	نمونه ۱۰	میانگین
۰/۵	.	.	.	.	.	.	.
۱	۰/۰۶۱	۰/۰۲۲	۰/۰۱۰	۰/۰۰۲	۰/۰۲۱	۰/۰۴۲	۰/۰۵۶
۱/۵	۶/۶۴۶	۲/۷۳۸	۱/۵۴۳	۱/۲۰۲	۱/۵۸۶	۳/۳۷۲	۴/۵۵۲
۲	۶۹/۹۱	۷۵/۵۳	۸۰/۷۱	۷۶/۲۹	۷۵/۱۲	۸۰/۳۱	۷۶/۳۳
۲/۵	۱۲/۵۷	۱۱/۴۷	۹/۶۹۴	۱۲/۲۴	۱۲/۱۲	۸/۴۲۰	۱۰/۵۰
۳	۱۲/۵۹	۱۰/۰۳	۷/۸۹۶	۱۰/۰۶	۱۰/۹۹	۷/۴۷۸	۸/۳۸۲
۳/۵	۰/۱۰۰	۰/۰۶۹	۰/۰۵۹	۰/۰۷۳	۰/۰۵۶	۰/۰۴۲	۰/۰۵۵
۴	۰/۰۴۴	۰/۰۴۲	۰/۰۳۸	۰/۰۴۶	۰/۰۳۱	۰/۰۲۷	۰/۰۳۶
۴≤	۰/۰۶۰	۰/۰۷۳	۰/۰۴۴	۰/۰۷۳	۰/۰۶۲	۰/۱۰۰	۰/۰۷۴

جدول (۲) نتایج حاصل از دانه‌سنجی اندازه‌ی ذرات رسوبات ماسه‌ای قوم‌تپه به‌روش غربال خشک برای نمونه‌های شماره ۱ تا ۴. برای هر نمونه، وزن رسوبات رده‌های مختلف اندازه‌ی ذرات مشخص شده است.

اندازه	نمونه ۱	نمونه ۲	نمونه ۳	نمونه ۴	میانگین
۰/۵	.	.	.	.	.
۱	۰/۲۷۱	۰/۰۷۰	۰/۰۲۲	۰/۰۴۲	۰/۰۵۶
۱/۵	۱۲/۳۴	۴/۲۹۴	۹/۳۸۰	۴/۴۱۸	۴/۵۵۲
۲	۷۶/۲۴	۷۹/۰۸	۷۳/۶۳	۷۵/۷۷	۷۶/۳۳
۲/۵	۷/۰۰۷	۹/۹۶۹	۱۰/۶۱	۱۰/۹۳	۱۰/۵۰
۳	۳/۷۹۸	۵/۷۰۰	۶/۲۸۴	۸/۷۷۵	۸/۳۸۲
۳/۵	۰/۰۷۴	۰/۰۳۸	۰/۰۱۳	۰/۰۲۲	۰/۰۵۵
۴	۰/۰۷۵	۰/۰۳۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱۰	۰/۰۳۶
۴≤	۰/۱۷۹	۰/۰۷۸	۰/۰۴۵	۰/۰۱۷	۰/۰۷۴

در بررسی اندازه‌ی ذرات بر حسب میلی‌متر از طبقه‌بندی اودن و ونتورث و بر حسب فی از مقیاس کرومباین استفاده شده است. مقیاس فی به صورت لگاریتم منفی قطر ذره در پایه‌ی ۲ تعریف می‌شود (موسوی حرمی، ۱۳۸۵، ۵۲-۵۳). وزن نمونه‌های تفکیک شده

در هر رده از غربال‌ها با استفاده از ترازوی متلر پی ۱۶۲<sup>۱</sup> تا حد ۰/۰۰۱ گرم توزین شد که نتایج آن در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. سپس پارامترهای آماری مانند میانگین، کج‌شدگی، جورشدگی و کشیدگی (فولک<sup>۲</sup>، ۱۹۸۰؛ ۵۶-۵۷) برای نمونه‌های مختلف رسوب محاسبه گردید (جدول ۳). همچنین به منظور بررسی ترکیب کانی‌شناسی و تعیین منشأ رسوبات، مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان بر روی ۴ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های ماسه‌ای با اندازه‌ی ذرات ۱ فی صورت گرفت.

جدول (۳) پارامترهای آماری حاصل از دانه‌سنجی اندازه‌ی ذرات به روش غربال خشک برای نمونه‌های ماسه‌های بادی قوم‌تپه

شماره نمونه	میانگین (mm)	میانگین (mm)	جورشدگی (فی)	کج‌شدگی	کشیدگی
۱	۰/۳	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۰۳	۱/۶۲
۲	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۶	۱/۶۱
۳	۰/۲۸	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۱۹	۱/۹۳
۴	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۳	۰/۴۶	۱/۸۵
۵	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۵۱	۱/۲۵
۶	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۴	۰/۴۶	۱/۶۸
۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۰	۰/۴۳	۲/۱۷
۸	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۴۸	۱/۶۸
۹	۰/۲۶	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۴۶	۱/۴۴
۱۰	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۹	۲/۰۳

## بحث و نتایج

### -ویژگی‌های بافتی رسوبات بادی قوم‌تپه

به طور کلی بافت در رسوبات آواری منعکس‌کننده‌ی انواع فرایندهای تأثیرگذار از زمان هوازدگی و جدایش دانه‌ها از سنگ منشأ تا زمان ته‌نشست رسوب است که در صحرا و

1- Mettler P162

2- Folk, 1980

یا زیر میکروسکوپ قابل مطالعه است. با استفاده از این ویژگی‌ها می‌توان بلوغ بافتی یک رسوب را مورد بررسی قرار داد (گودی و میدلتون<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶؛ ۸۷-۹۱): بر اساس نتایج حاصل از دانه‌سنجی ماسه‌های بادی ناحیه قوم‌تپه، و بر مبنای طبقه‌بندی فولک برای ذرات آواری (فولک، ۱۹۸۰؛ ۶۸-۷۵)، این رسوبات در دو گروه اصلی دانه متوسط و دانه‌ریز به شرح ذیل طبقه‌بندی می‌شوند:

#### الف) رسوبات بادی دانه متوسط (ماسه)

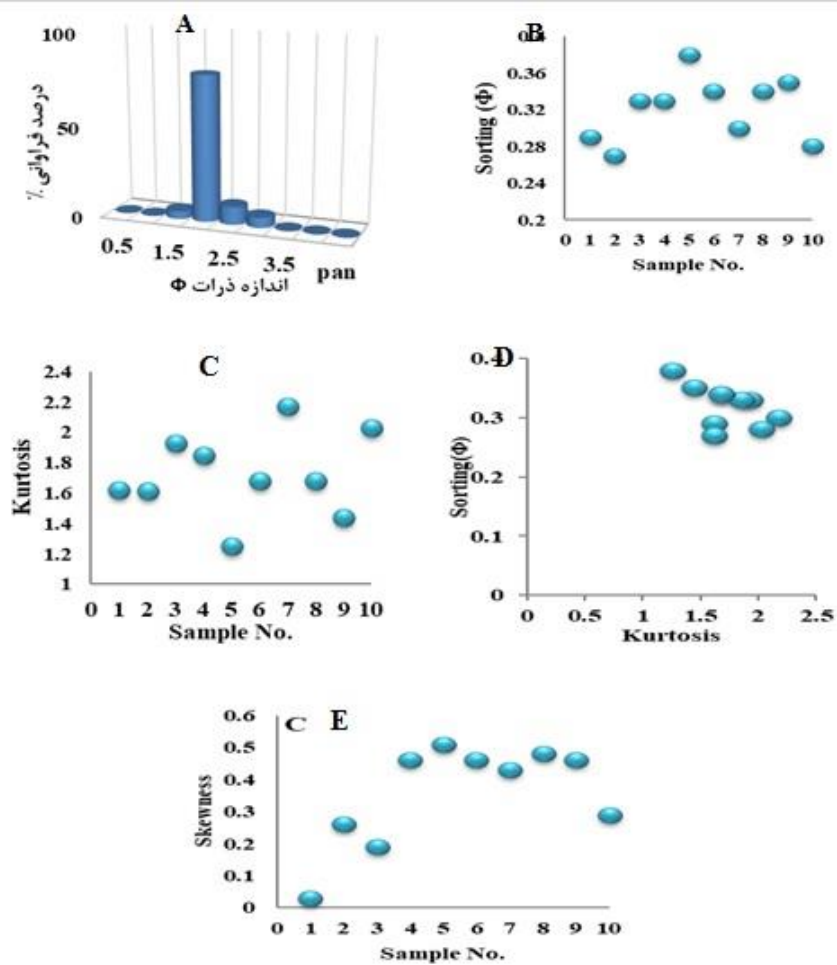
رسوبات بادی در این رده به انواع رسوبات ماسه‌ای متوسط (میانگین ۰/۳۵ میلی‌متر)، ریز (میانگین ۰/۱۸۵ میلی‌متر) و بسیار ریز (میانگین ۰/۰۶۲ میلی‌متر) قابل تفکیک هستند. این رسوبات سهم قابل توجهی از ذرات رسوبی تپه‌های ماسه‌ای را به خود اختصاص می‌دهند.

#### ب) رسوبات بادی دانه‌ریز (سیلت و رس)

اجزای تشکیل‌دهنده‌ی این رسوبات عمدتاً شامل کانی‌های رسی و ذرات کوارتز در اندازه‌ی سیلت و ریزتر هستند. سیلت و رس کمتر از یک درصد (میانگین کمتر از ۰/۰۶۲ میلی‌متر) حجم نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند.

تفسیر مشخصه‌های بافتی رسوبات بادی بر مبنای پارامترهای مختلف آماری نشان می‌دهد که ذرات در اندازه‌ی ماسه دانه متوسط از فراوانی قابل توجهی درون رسوب برخوردار هستند (شکل ۲، A). در این رسوبات میانگین انحراف معیار (۰/۳۲۱ فی) و نیز شاخص کشیدگی منحنی توزیع ذرات (میانگین شاخص کشیدگی ۱/۷۲۶) بیانگر این است که از جورشدگی بسیار خوبی برخوردار هستند (شکل‌های ۲B و ۲C و ۲D). همچنین منحنی توزیع ذرات بر مبنای میانگین شاخص کج‌شدگی (۰/۳۵۷)، به سمت

ذرات دانه‌ریز تمایل دارند (شکل ۲E) که بیانگر نقش حرکات جهشی در حمل رسوبات توسط جریان باد است.



شکل (۲) نمودار توزیع پارامترهای آماری نمونه‌های رسوبات بادی در منطقه‌ی مورد مطالعه. A: هیستوگرام فراوانی اندازه ذرات. B: جورشدگی ذرات رسوبی. C: شاخص کشیدگی منحنی توزیع ذرات. D: نمودار شاخص جورشدگی در مقابل کشیدگی. E: شاخص کج شدگی منحنی توزیع ذرات.



#### - بررسی ترکیب کانی‌شناسی و منشأ رسوبات تپه‌های، قوم‌تپه

چینه‌بندی منطقه شمال‌غرب کشور توالی سنگی از پرکامبرین تا کواترنر را شامل می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۵؛ ۲۵۸-۲۸۱) که سهم سنگ‌های رسوبی (سنگ‌های آهکی و آواری‌ها) در این توالی بیشترین مقدار بوده و متأثر از عوامل فیزیکی و شیمیایی، فراهم‌کننده‌ی ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومرا، شیل و رسوبات شیمیایی نظیر گچ، آهک و نمک، ذرات تخریبی و مواد تخریبی این منطقه بوده‌اند. این رسوبات به عنوان پرکننده‌ی مناطق فرورفته ارتفاعات میشو و مورو دچار فرسایش آبی و رسوب در محیط آبی پایین دست این ارتفاعات می‌شوند. با پسروری دریا و ظهور ماسه‌ها این رسوبات دچار فرسایش بادی می‌شوند.

اجزای موجود در مقاطع نازک مورد مطالعه شامل: اجزای آواری و به مقدار خیلی کم کربناته است. این ذرات می‌توانند با منشأهای مختلف به صورت آواری، شیمیایی و بیوشیمیایی تشکیل شوند (موسوی حرمی، ۷۲-۹۸). فراوانی یک کانی در رسوبات بادی به فراوانی، پایداری مکانیکی و ثبات شیمیایی سنگ منشأ بستگی دارد (تاکر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱، ۱۵۰-۱۵۳). اجزاء اصلی آواری در رسوبات ماسه‌ای ناحیه مورد مطالعه به شرح زیر است:

#### الف- کوارتز

کوارتز به عنوان مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی شناسایی شده در رسوبات بادی این منطقه، ۶۵٪ رسوبات را تشکیل می‌دهد. اندازه‌ی کوارتز در این رسوبات از اندازه‌ی سیلت تا ماسه متوسط در تغییر بوده و اغلب نشانگر خاموشی موجی هستند. در بعضی از دانه‌های مونوکریستالین انواعی از اینکلوزیون‌ها دیده می‌شوند، که اغلب از نوع کانی زیرکان و مسکویت است. دانه‌های کوارتز مونوکریستالین عمدتاً شامل کوارتز پلوتونیک و کوارتز رسوبی هستند. در کوارتز پلوتونیک اثرات سیالات درگیر، انکلوزیون و خاموشی

1- Tucker

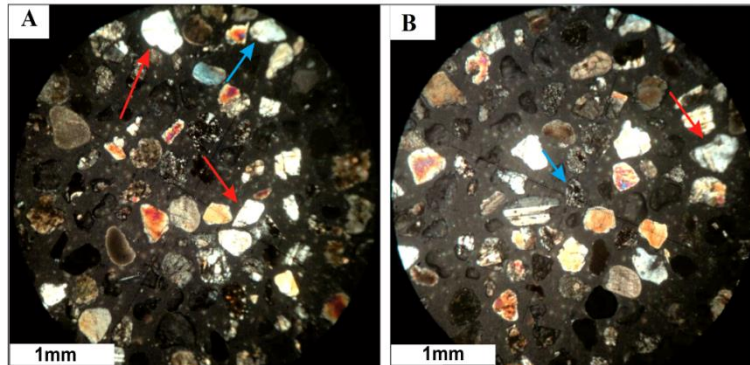
مستقیم تا خاموشی موجی جزئی قابل مشاهده است. کوارتز رسوبی معمولاً توسط خاموشی مستقیم و سیمان رورشدی هم‌محور قابل شناسایی است. میزان کوارتز مونوکریستالین به کوارتز پلی کریستالین خیلی بیشتر است که حمل طولانی مدت طی چرخه‌ی مجدد رسوبی می‌تواند از عوامل مؤثر در این پدیده باشد (شکل ۳، A).

#### ب- فلدسپات

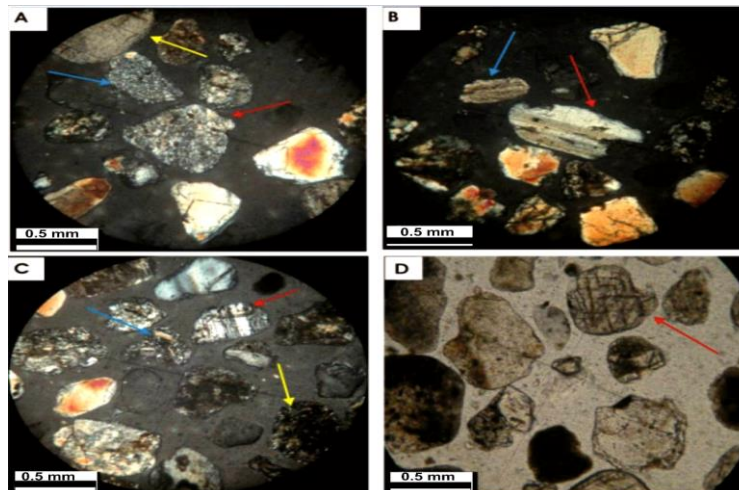
پایداری مکانیکی فلدسپات‌ها به دلیل سختی کم، کمتر از کوارتز بوده و نیز به خاطر رخ قوی و سهولت در هیدرولیز، دارای پایداری شیمیایی کمتری نسبت به کوارتز هستند. مقدار فلدسپات در این رسوبات ۲۳٪ درصد بوده و فلدسپات‌های پتاسیم‌دار با توجه به پایداری شیمیایی بیشتر و نیز فراوانی بیشتر فلدسپات پتاسیم در سنگ‌های آذرین فلسیک از فراوانی بیشتری نسبت به پلاژیوکلازها برخوردارند. بر اساس شواهد میکروسکوپی، فلدسپات‌ها نیمه هوازده یا هوازده هستند (شکل ۳، A) و (شکل ۴، A و B). پلاژیوکلازهای موجود در این رسوبات توسط ماکل آلبیتی قابل تشخیص هستند.

#### پ- خرده‌سنگ

ترکیب خرده سنگ‌ها اساساً به زمین‌شناسی سنگ منشاء و مقاومت ذرات در طی حمل و نقل وابسته است (تاکر، ۲۰۰۱: ۱۶۸-۱۶۹). این قطعات نماینده‌ی فابریک و پاراژنز سنگ مادر هستند (گارزانتی و ویزولی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳: ۸۳۰-۸۳۷). در مقاطع نازک مطالعه شده، خرده سنگ‌ها (۱۲٪) عمدتاً شامل خرده‌سنگ‌های رسوبی، ماسه‌سنگی (شکل ۴، A و B)، کربناته (شکل ۴، B و D)، آذرین (شکل ۴، C) و چرت (شکل ۴، A) هستند. با توجه به اینکه خرده‌سنگ‌ها در رسوبات مورد مطالعه عمدتاً از نوع رسوبی (چرت، کربناته و سیلتی) و به مقداری کمتری نیز آذرین هستند سنگ منشأ رسوبات قوم‌تپه رسوبی و آذرین تشخیص داده شده می‌شود.



شکل (۳) تصاویر میکروسکوپی از اجزاء تشکیل‌دهنده رسوبات بادی منطقه قوم‌تپه (نور پلاریزه)،  
 A- کوارتز مونو کریستالین (پیکان قرمز رنگ) و فلدسپات پتاسیم دار (ارتوکلاز) (پیکان آبی رنگ)،  
 B- فلدسپات پتاسیم دار (ارتوکلاز) نیمه دگرسان شده (پیکان قرمز) و خرده‌سنگ آذرین نیمه  
 دگرسان شده (پیکان آبی رنگ)



شکل (۴) تصاویر میکروسکوپی از اجزاء تشکیل‌دهنده رسوبات بادی منطقه قوم‌تپه (XPL)، A،  
 فلدسپات در حال تجزیه شدن (پیکان قرمز رنگ)، خرده چرتی (پیکان آبی رنگ) و خرده کربناته  
 (پیکان زرد رنگ)، B، فلدسپات در حال تجزیه شدن (پیکان قرمز رنگ)، خرده‌سنگ کربناته (پیکان  
 آبی رنگ) C، فلدسپات پتاسیم‌دار (میکروکلین) (پیکان قرمز رنگ)، خرده‌سنگ آذرین (پیکان‌های  
 زرد و آبی رنگ)، D، خرده‌سنگ کلسیتی (پیکان قرمز رنگ).

#### - ساخت رسوبی تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه

طبقه‌بندی مورب ساخت رسوبی معمول در تپه‌های ماسه‌ای منطقه‌ی مورد مطالعه است. این نوع طبقه‌بندی که معرف محیط‌های رسوبات دلتایی و تلماسه‌ای بوده و اغلب به صورت یک جهت در رسوبات سیلتی و ماسه‌ای تشکیل می‌شود. ساخت طبقه‌بندی مورب علاوه بر تعیین بالا و پایین لایه در تعیین جهت جریان نیز استفاده می‌شود. طبقه‌بندی‌های مورب نوع مسطح، بیشتر در قسمت‌های بالادست رودخانه، دلتا و یا تپه‌های ساحلی و نوع غیرمسطح (تراف) در رودخانه‌های پایین دست و یا دلتای دریاچه‌ای تشکیل می‌گردند (موسوی حرمی، ۱۳۸۵: ۱۵۸-۱۷۲). با توجه به این محیط‌ها می‌توان گفت طبقه‌بندی مورب در محیط‌های پر انرژی و جهت‌دار تشکیل می‌شوند. در رسوبات ماسه مورد مطالعه طبقه‌بندی مورب مسطح در مقیاس بزرگ در ضخامت لایه مشاهده می‌شود. همچنین ساخت ریپل‌های جریانی در سطح ماسه‌های بادی کمک مؤثری در تشخیص جهت جریان باد می‌نماید (شکل ۵).

#### -ژئومورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای و ارتباط آن با جریان باد غالب

عوامل کنترل‌کننده‌ی نحوه‌ی تجمع ماسه‌ها، به منشأ، میزان ماسه، جهت و قدرت باد و وضعیت سطحی که ماسه در روی آن حرکت می‌کند بستگی دارد. از انواع رسوبات ماسه‌ای (موسوی حرمی، ۱۳۸۵: ۷۲-۹۸)، در ناحیه‌ی مورد مطالعه دو نوع ماسه‌های شناور- پناهگاهی و طولی قابل مشاهده است. ماسه‌های شناور- پناهگاهی حاصل رسوب ماسه‌ها در اطراف و پشت موانع ثابت (شکل ۵، A و B؛ شکل ۶، A) هستند و زمانی که این موانع به طور کامل پوشیده شوند، تپه‌های ماسه‌ای تشکیل خواهد شد و ذرات ماسه بیشتر در قسمت پشتی تپه رسوب می‌کنند (موسوی حرمی، ۱۳۸۵: ۷۲-۹۸). اندازه و شکل تپه‌های ماسه‌ای به عنوان شناخته شده‌ترین رسوبات بادی قدیمه (موسوی حرمی، ۱۳۸۵: ۱۵۸-۱۶۴) به وسیله‌ی شرایط باد، نوع ماسه و میزان آن

کنترل می‌شود (فریبرگر و دین<sup>۱</sup>، ۱۹۷۹: ۱۴۱-۱۶۳). اغلب تپه‌های ماسه‌ای این منطقه با توجه به فرم کشیده شده آن‌ها در جهت باد، به عنوان تپه‌های طولی تفسیر گردید (شکل ۵، D).

شرط اصلی برای تشکیل تپه‌های ماسه‌ای وجود باد و ماسه‌های قابل انتقال توسط باد می‌باشد (لانکستر<sup>۲</sup>، ۲۰۱۳، ۲۱۹-۲۴۵). قوم‌تپه در منطقه‌ای قرار دارد که به علت شرایط مورفولوژیک موجود بادهای قوی تا حدودی دائمی می‌وزد و از طرف دیگر وجود ماسه‌های فراوان در این منطقه شرایط مناسبی برای گسترش تپه‌های ماسه‌ای را ایجاد کرده است. با کاهش انرژی باد و یا وجود مانع مثل بوته‌ی گیاه، ذرات ماسه از حرکت باز می‌ایستند. در دو طرف تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه دو شیب متفاوت دیده می‌شود. دامنه روبه باد دارای شیبی ملایم‌تر ( $15^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ) و دامنه‌ی مقابل آن دارای شیب تندتر ( $20^{\circ}$ - $25^{\circ}$ ) می‌باشد. تکرار فرآیند انتقال ماسه‌ها در جهت باد به سمت بالای تپه و سقوط آن پس از عبور از قله در طرف مقابل، باعث می‌شود سطح عقبی تلماسه همواره شیبی تندتر از سطح جلویی (رو به باد) داشته باشد (احمدی و همکاران، ۱۳۸۰؛ ۳۳-۴۹). بررسی جهت‌گیری تپه‌های ماسه‌ای و جهت وزش بادهای منطقه‌ای بر اساس نتایج حاصل از تفسیر نمودار گلباد، نشانگر نقش اصلی بادهای شرقی در تکامل ژئومورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای در این ناحیه است (شکل ۷).

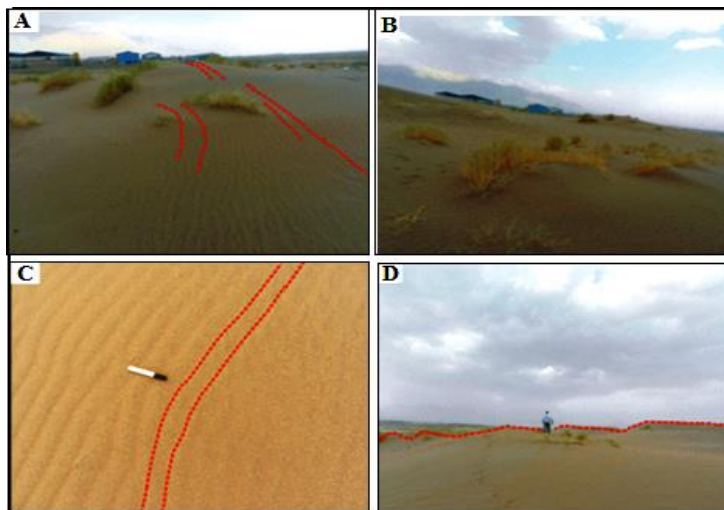
#### - طبقه‌بندی مورب موجود در منطقه

این نوع طبقه بندی معرف محیط‌های رسوبات دلتایی و تلماسه‌ای بوده و اغلب به صورت یک جهت در رسوبات سیلنتی و ماسه‌ای تشکیل می‌شود. ساخت طبقه بندی مورب علاوه بر تعیین بالا و پایین لایه در تعیین جهت جریان نیز استفاده می‌شود. طبقه‌بندی مورب نوع پلانار بیشتر در قسمت‌های بالا دست رودخانه، دلتا و یا تپه‌های ساحلی و نوع تراف در رودخانه‌های پایین دست و یا دلتای دریاچه‌ای تشکیل می‌گردند.

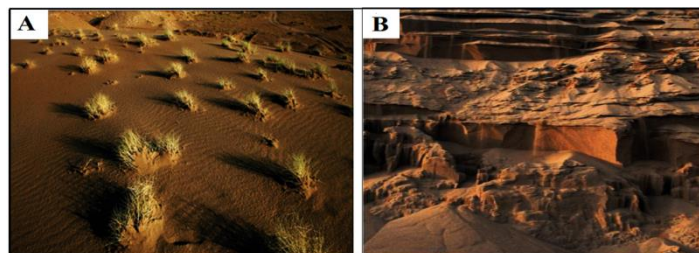
1- Fryberger and Dean

2- Lancaster

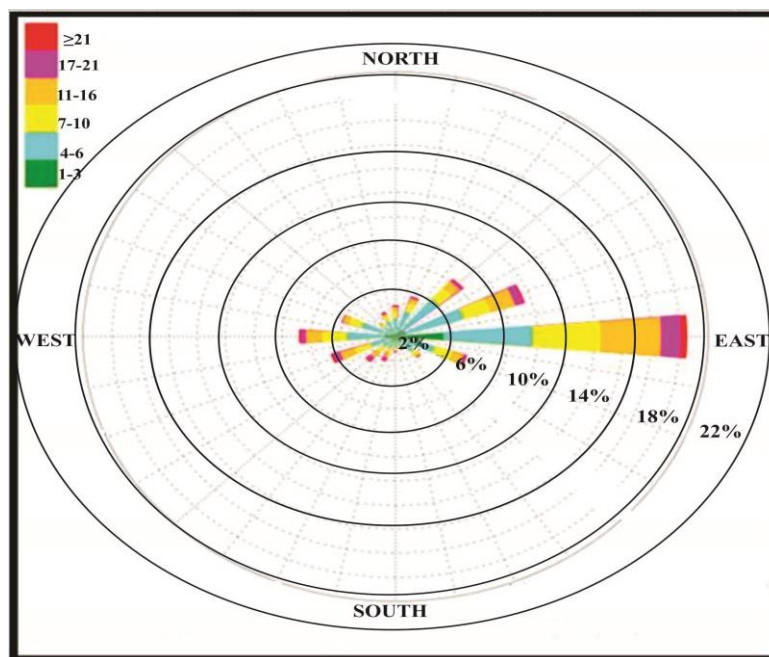
(موسوی حرمی، ۱۳۸۵: ۱۵۸-۱۷۲). با توجه به این محیط‌ها می‌توان گفت طبقه‌بندی مورب در محیط‌های پر انرژی و جهت‌دار تشکیل می‌شوند. لایه‌بندی چلیپایی غالباً در رودخانه‌ها و به خصوص در رسوبات دلتایی دیده می‌شود، ضمن اینکه در رسوبات بادی نیز به وجود می‌آیند (شکل ۶، B).



شکل (۵) نمونه تصاویر صحرایی از ژئومورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای قوم تپه. A و B ماسه‌های پناهگاهی و شناور که گیاهان باعث به دام انداختن ماسه‌ها شده است. C، آثار ریپل مارک‌های موازی در سطح ماسه‌های بادی. D، تپه‌های طولی که در جهت باد غالب یکطرفه می‌باشند.



شکل (۶) نمونه تصاویر صحرایی از ماسه‌های پناهگاهی و شناور. A، گیاهان به عنوان سدی در برابر انتقال ماسه‌ها عمل کرده‌اند و B نشانگر نمونه‌ای از ساخت رسوبی طبقه‌بندی مورب در منطقه



شکل (۷) گلباد ۶۴ ساله منطقه‌ی مورد مطالعه بر اساس داده‌های ایستگاه هواشناسی تبریز (۲۰۱۴)

### نتیجه گیری

رسوبات ماسه‌ای منطقه‌ی قوم‌تپه به عنوان نمونه‌ای منحصربفرد از رسوبات بادی هستند که به شکل تپه‌های ماسه‌ای در این منطقه گسترش یافته‌اند. در این تحقیق مشخصه‌های بافتی، ترکیب کانی‌شناسی و ساخت رسوبی این ماسه‌ها در بررسی محیط رسوبی و فرآیندهای مؤثر در تشکیل آنها بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی و نیز بر اساس تحلیل پارامترهای آماری حاصل از دانه‌سنجی ذرات رسوبی مورد استفاده قرار گرفت. بررسی نتایج آماری نشان می‌دهد که میانگین قطر ذرات در تپه‌های ماسه‌ای از ۰/۲۵ تا ۰/۰۳۹ میلی‌متر یعنی در اندازه‌ی ماسه متوسط تا سیلت می‌باشد. بر اساس میانگین شاخص جورشدگی (۰/۳۲۱ فی) و شاخص کشیدگی (۱/۷۲۶) منحنی توزیع ذرات، این رسوبات از جورشدگی بسیار خوبی برخوردار هستند. میانگین شاخص کج‌شدگی منحنی

توزیع ذرات ۰/۳۵۷ می‌باشد که نشان می‌دهد ذرات به سمت ذرات دانه‌ریز کج شده هستند و مهم‌ترین مکانیزم حرکت این رسوبات جهش توسط جریان باد می‌باشد.

بررسی ترکیب کانی‌شناسی رسوبات بادی بر اساس شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که فراوانی کوارتز تک بلوری نسبت به چند بلوری و همچنین فلدسپات‌های با مقاومت بالا (پتاسیم دار) نسبت به انواع با مقاومت پایین (پلاژیوکلازها) بیشتر است که بیانگر این امر می‌تواند باشد که رسوبات چرخه مجدد رسوبی را تجربه کرده‌اند و از سنگ‌های رسوبی و آذرین منشأ گرفته‌اند. نتایج حاصل از بررسی شکل و جهت‌گیری تپه‌های ماسه‌ای و جهت وزش بادهای منطقه‌ای نقش وزش بادهای محلی و پوشش گیاهی را به عنوان مهم‌ترین عامل در تشکیل و تکامل ژئومورفولوژی تپه‌های ماسه‌ای قوم‌تپه محتمل می‌سازد.

### تقدیر و تشکر

بدینوسیله از آقای مهندس حامد حمیدی هریس (به عنوان نیروی کمکی در مطالعات صحرائی) و اداره هواشناسی آذربایجان شرقی (به خاطر در اختیار گذاشتن داده‌های خام هواشناسی) در این پژوهش تشکر و قدردانی می‌شود.



## References

- Aghanabati, S.A., (2006), **Geology of Iran**. Geological Survey of Iran, 568p.
- Ahmadi, H., Mohammadkhan, Sh., (2006), **Comparing the characteristics of grain size in internal and coastal Ergs of Iran**. **Biaban**, Vol.11, No.1, PP. 211-224.
- Ahmadi, H., Feiznia, S., Ekhtedadi, M.R., Ghanei-Bafghi, M.J., (2001), **Source identification of South Bafgh sand dunes**. **Biaban**, Vol. 6, No.2, PP. 33-49.
- Amini, A., Moussavi-Harai, R., Lahijani, H., and Mahboui, A. (2012), **Sedimentological, geochemical and geomorphological factors in formation of coastal dunes and nebkha fields in Miankaleh coastal barrier system (Southeast of Caspian Sea, North Iran)**. **Geosciences Journal**, Vol. 16, No. 2, PP. 139-152.
- Asadian, O., (1993), **Geology Map 1: 100,000 Tabriz**. Geological Survey of Iran.
- Carver, R.E., (1971), **Procedures in Sedimentary Petrology**. Wiley Interscience, New York, 653 p.
- Feiznia, S., (2008), **Non-clastic sedimentary rocks**. University of Tehran Press, 360p.
- Folk, R.L., (1980), **Petrology of sedimentary rocks**: Hemphill Publishing Company Austin, Texas, 182 p.
- Fryberger, S., Dean, G. (1979), **Dune Forms and Wind Regime, A Study of Global Sand Seas**. United States Geological Survey, Washington D.C. pp. 141-163.
- Garzanti, E., Vezzoli, G. (2003), **A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade**. **Journal of Sedimentary Research**, Vol. 73, PP.830-837.
- Ghoranian, D., Aasi, H.R., (2013), **Investigate the morphoscopy characteristic and granulometry of sand grains in Damghan Erg**. the third national conference of wind erosion and dust storms, Yazd University, PP. 238-248.

- Globad Diagram of Qom Tapeh Area for 64 years, based on Meteorological Station Data** (2014), Meteorological Organization of Tabriz, Iran.
- Goudie, A., Middleton, N. (2006), **Desert Dust in the Global System**. Springer, 288p.
- Hamdan, M.A., Refaat, A.A., Abu Anwar, E., Shallaly, N.A. (2014), **Source of the aeolian dune sand of Toshka area, southeastern Western Desert**. Egypt., Aeolian Research, in press, doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.08.005.
- Lancaster, N. (2013), **Sand seas and dune fields. Treatise on Geomorphology**. Academic Press, San Diego, Aeolian Geomorphology, vol. 11, pp. 219-245.
- Mousavi-Harami, S.R., (2006), **Sedimentology**. 11<sup>th</sup> Edition, Astan Ghods Razavi Publications, 474p.
- Ochirkhuyag, L., Tsolmon, R. (2008), **Monitoring the source of trans-national dust storms in North East Asia**. International Society for Photogrammetry and remote sensing, p835-840, 3-10 July, Beijing, China.
- Parimi, M., Khanehbad, M., Mousavi-Harami, S.R., Mahboubi, A., (2014), **Investigation of sedimentary parameters of the sand dunes of Haj Ali Gholi desert, south of Damghan**. First National Conference of Sedimentology, Azad University of Isfahan, Iran.
- Smalley, I, J., and Smalley, V. (1983), **Loess material and Loess deposits: formation, distribution and con sequences**. See Brookfield and Ahlbrandt, PP. 51-68.
- Tucker, M.E. (2001), **Sedimentary Petrology (3<sup>rd</sup> Edition)**. Blackwell, Oxford, 260 p.
- Watson, A. (1989), **Windflow characteristics and Aeolian entrainment**. In: Arid zone geomorphology.ed. davids G. Thomas, PP. 5-6.
- Wiggs, G.F.S., Thomas, D.S.G., Bullard, J. E. and Livingstone, I. (1995), **Dune Mobility and Vegetation Cover in the Southwest Kalahari Desert**. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 20, PP. 515-530.