

جغرافیا و توسعه شماره ۵۲ پاییز ۱۳۹۷

وصول مقاله: ۹۵/۱۲/۱۹

تأیید نهایی: ۹۶/۰۶/۰۷

صفحات: ۱۱۷-۱۴۰

بررسی شکل‌گیری و توسعه کوه‌ریگ‌ها

مورد مطالعه: دشت ابراهیم‌آباد-مهریز

دکتر محمد شریفی‌بیجون^{۱*}، فاطمه زارع^۲، کاظم طاهری‌نژاد^۳

چکیده

کوه‌ریگ یکی از انواع تجمع رسوبات ماسه‌ای ریزدانه است که در دامنه برخی کوه‌ها و تپه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته است. این لندفرم‌ها برخلاف تپه‌های ماسه‌ای، لندفرم‌های پیچیده‌ای هستند که تحت تأثیر فرایندهای مختلف به وجود آمده و توسعه پیدا می‌کنند. این پژوهش به دنبال بررسی چگونگی پیدایش، تحول و دخالت فرایندهای مختلف کوه‌ریگ واقع بر دامنه کوه‌های شرقی دشت ابراهیم‌آباد در غرب شهر مهریز است. برای انجام این مهم، به بررسی جهت و شدت بادهای غالب و فرعی منطقه، همچنین پارامترهای هندسی ۱۱ نمونه رسوبی برداشت‌شده در امتداد نیم‌رخ طولی و عمقی کوه‌ریگ‌ها پرداخته شد. یافته‌ها نشان می‌دهد که جهت و سرعت بادهای غالب به تنهایی سبب شکل‌گیری و بالارفتن دانه‌های ماسه بر روی دامنه کوه نشده است؛ چراکه در برخی نمونه‌ها حدود ۳۰ درصد گراول وجود دارد که باد در هیچ شرایطی قادر به جابه‌جایی آن‌ها نیست. بررسی جهت بادهای غالب و حتی فرعی نیز با نحوه استقرار و ته‌نشست کوه‌ریگ‌ها، نشان داد که کوه‌ریگ‌ها با جهت هیچ‌کدام از بادهای قابل توجه نیست؛ از سوی دیگر، این تجمع ماسه‌ها در پای صخره‌های سنگی کنگلومرای کرمان قرار گرفته که به سادگی تخریب فیزیکی به شکل دانه‌ای، به‌ویژه در آب‌وهوای سرد پیدا می‌کند. از این نظر، شاکله اصلی کوه‌ریگ‌های دشت ابراهیم‌آباد حاصل فرایند پایین آمدن دانه‌های ماسه پس از تخریب به شکل هوازدگی فیزیکی کنگلومرای کرمان در دوره‌های سرد گذشته تحت تأثیر نیروی ثقل است. پس از شکل‌گیری شاکله اصلی کوه‌ریگ بر روی دامنه، بادهای نیز اثرگذار بوده و دانه‌های ریزتر را از بخش دشت و از داخل رسوبات آبرفتی و مخروط‌افکنه‌ای به داخل کوه‌ریگ‌ها منتقل کرده و پس از برخورد با دامنه کوه، رسوب پیدا کرده است.

واژه‌های کلیدی: دشت ابراهیم‌آباد، کوه‌ریگ، فرایند بادی، کنگلومرای کرمان، رسوب‌گذاری.

mscharifi@yazd.ac.ir

۱-استادیار جغرافیا (ژئومورفولوژی) دانشگاه یزد، یزد، ایران
۲-کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران
۳-کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

مقدمه

«کوه‌ریگ»^۱ یکی از انواع تجمع رسوبات ماسه‌ای ریزدانه است که در دامنه‌ی برخی کوه‌ها و تپه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک قرار گرفته است. این لندفرم‌ها بر خلاف تپه‌های ماسه‌ای، لندفرم‌های پیچیده‌ای هستند که تحت‌تأثیر فرایندهای مختلف شکل گرفته و توسعه و تحول پیدا می‌کنند. درواقع رسوبات ماسه‌ای که توسط باد حمل می‌شوند، پس از برخورد با مانع کوه، برجای گذاشته می‌شوند؛ بنابراین، شکل‌گیری کوه‌ریگ‌ها حاصل وجود حجم زیاد ماسه ریزدانه، باد و دیواره بزرگ و مرتفع کوهستانی در مسیر باد غالب است. اگرچه عارضه کوه‌ریگ از نظر قطر و ضخامت رسوبات، مشابه سایر لندفرم‌های انباشتی بادی به‌نظر می‌رسد، اما از نظر دینامیک، مورفولوژی، مواد تشکیل‌دهنده و فرایندهای اثرگذار در پیدایش و تحول، منحصر به فرد بوده و با دیگر لندفرم‌های بادی بسیار متفاوت هستند. این لندفرم‌ها، در دامنه‌های کوهستانی یا پای دیواره‌های ممتد می‌توانند هم به‌صورت تلماسه‌های صعودی یا بالارو و هم به‌صورت تلماسه‌های نزولی یا پایین‌رو ظاهر شوند. درحالی‌که سایر لندفرم‌های بادی در سطوح هموار و دشت‌ها شکل می‌گیرند، کوه‌ریگ‌ها اغلب در پای دامنه و بر روی دامنه کوه‌ها به‌وجود می‌آیند. مهمترین تفاوت کوه‌ریگ با سایر لندفرم‌های بادی در این است که مواد غیربادی در میان مجموعه نهشته‌های بادی وجود دارد. اساساً دانه‌های ماسه که توسط باد جابه‌جا می‌شوند، تحت‌تأثیر عوامل مختلف مانند توپوگرافی محل، اندازه دانه‌های رسوبی، لیتولوژی و همچنین دخالت‌های انسانی در فاصله‌های متفاوتی نهشته‌گذاری می‌شود (Pewe, 1981: 303).

کوه‌ریگ‌ها برخلاف تلماسه‌ها و ریگزارهایی که از تپه‌های ماسه‌ای متفاوت تشکیل می‌شوند، از سه یا

چهار مقطع با ضخامت‌های متفاوت و برتری ماسه‌های بادی درست شده است. مواد دیگر تشکیل‌دهنده کوه‌ریگ (به‌جز ماسه‌بادی) عبارت‌اند از: واریزه‌ها و در برخی نقاط سایر مواد حاصل از حرکات دامنه‌ای، رسوبات آبرفتی و در بیشتر موارد لایه‌هایی از خاک‌های قدیمی (Thomas et al, 1997: 378). این لندفرم‌ها اغلب در دوره‌های گذشته زمین‌شناسی شکل گرفته و بیشتر آن‌ها در حال حاضر تثبیت شده و تحرکی ندارند. شکل توپوگرافی آن‌ها نیز متأثر از توپوگرافی زیربنا و همچنین دیواره‌های کوهستانی پیش‌روی آن‌ها بوده که بعضاً بسیار پرشیب و گاهی کم‌شیب هستند؛ بنابراین، کوه‌ریگ‌ها دربرگیرنده مقدار باارزشی از اطلاعات، از پیشینه آب‌وهوایی و طبیعی یک منطقه قلمداد شده و می‌توانند به ما در شناخت تغییرات آب‌وهوایی و محیطی کمک کنند. در مورد ماسه‌های بادی و تپه‌های ماسه‌ای در ایران و سایر مناطق دیگر جهان، مطالعات نسبتاً خوبی صورت گرفته است؛ اما درباره کوه‌ریگ‌ها به‌عنوان یک لندفرم متفاوت، پژوهش‌ها بسیار اندک بوده و عمدتاً در دو دهه اخیر، این عارضه‌ها مورد توجه محققین و به‌ویژه ژئومورفولوژیست‌ها قرار گرفته است.

اصطلاح «Sand Ramp» نخستین بار در سال ۱۹۸۹ توسط «چاکریان» برای یک سری عارضه بیابانی در بیابان «موجاو»^۲ کالیفرنیا مورد استفاده قرار گرفت (Tchakerian, 1991 & 2002)؛ اما نخستین پژوهش منتشرشده در زمینه کوه‌ریگ‌ها متعلق به «زیمبلمن»^۳ و همکاران در سال ۱۹۹۵ است که درباره کوه‌ریگ‌های بیابان موجاو کالیفرنیا انجام دادند. «وارن و لایونگستون»^۴ (۱۹۹۶) بیان کردند که کوه‌ریگ‌ها عارضه پیچیده‌ای هستند که ممکن است در اثر صعود یا نزول ماسه‌ها و دانه‌های رسوبی، از

2- Mojave
3-Zimbelman et al
4-Warren & Livingstone

1- Sand ramps

کافی در اختیار بوده و بستر مناسب برای رسوب‌گذاری وجود داشته باشد؛ از این‌رو، در طولانی مدت بر روی زمین باقی مانده و کمتر تحت‌تأثیر نوسانات اقلیمی قرار می‌گیرند.

«تلفر^۳» و همکاران (۲۰۱۲) به مطالعه کوه‌ریگ‌های پارک ملی «گلدن‌گیت^۴» در آفریقای جنوبی پرداختند و مشاهده کردند که انباشت رسوب‌ها به‌شکل کوه‌ریگ، پس از آخرین دوره یخچالی و دوره حاکمیت جنب یخچالی در منطقه، بین بازه زمانی ۱۶ تا ۴۵ هزار سال پیش اتفاق افتاده است. کومار و همکاران (۲۰۱۷) به بررسی کوه‌ریگ‌های منطقه «لداخ^۵» در هندوستان و «کرونولوژی^۶» آن براساس تکنیک «لومینیسنس^۷» پرداختند (Kumar et al, 2017:13). نتایج مطالعات آن‌ها نشان داد که کوه‌ریگ‌ها در اثر ترکیبی از فعالیت‌های بادی، فرسایش دامنه‌ها و فعالیت‌های رسوب‌های جریان‌ی-دریاچه‌ای به‌وجود آمده است.

در ایران نیز مطالعات بر روی عارضه کوه‌ریگ به مهرشاهی و شریفی پیچون محدود می‌شود. مهرشاهی سال ۱۹۹۷ در رساله دکترا خود به مطالعه کوه‌ریگ‌های اردکان اقدام کرد؛ سپس در سال ۱۳۷۷ این مقاله را به فارسی برگرداندند. در بررسی تشکیل، تحول و تعیین سن کوه‌ریگ اردکان، مشاهده شد که شرایط در زمان حداکثر آخرین دوره یخچالی جهت حمل و تراکم ماسه‌بادی در این منطقه مناسب‌تر از حال حاضر بوده است؛ چراکه هم‌اکنون ماسه زیادی برای تغذیه آن وجود ندارد. همچنین، آن‌ها در نتیجه مطالعه خود اظهار داشتند که جهت بادها در زمان شکل‌گیری این تپه‌ها با جهت بادهای کنونی متفاوت

دامنه کوه‌ها به‌وجود بیایند؛ بنابراین در اثر فرایندهای جریانی یا نیروی ثقل، به پای دامنه کوه‌ها می‌ریزند. از نظر آن‌ها نیز کوه‌ریگ‌ها ترکیبی از ماسه‌های بادی، نهشته‌های تالوس، جریان‌های تخریبی، نهشته‌های آبرفتی و کوه‌رفتی‌اند. هرچند ممکن است در ایجاد کوه‌ریگ، یک یا چند مورد از این عوامل نقش ایفا کنند. این پیچیدگی و تشکیل‌شدن‌شان توسط فرایندهای مختلف، مانند باد، آب و حرکات توده‌ای، گویای آن است که کوه‌ریگ‌ها اطلاعات دیرینه محیطی غنی را در خود نهفته دارند.

لانکستر (۱۹۹۶) با مطالعه کوه‌ریگ‌های موجاو در کالیفرنیا بیان داشت که کوه‌ریگ، تجمعی از نهشته‌های بادرفتی، آبرفتی و تالوس‌ها است که در نتیجه برهم‌کنش فرایند بادی و فرایندهای دامنه‌ای در نواحی بیابانی در مجاورت ناهمواری‌ها و جنب کوریدورهای انتقال ماسه به‌شکل محلی و منطقه‌ای به‌وجود می‌آیند. به هنگام پایداری این عارضه‌ها، تالوس‌ها و «پالتوس‌ها^۱» بر روی آن‌ها قرار گرفته و آن‌ها را می‌پوشانند.

ماهان و همکاران (۲۰۰۷) ضمن مطالعه رسوبات آبرفتی و سیلابی کواترنر در شمال شرق بیابان موهاو، برای سن‌گذاری کوه‌ریگ‌های این منطقه به‌شکل لومینسانس اقدام کردند (Mahan et al, 2007; 66). نتایج پژوهش آن‌ها نشان داد، اگرچه سابقه تشکیل کوه‌ریگ‌های منطقه موردنظر به دوره‌های سرد یخچالی می‌رسد، اما در طول هولوسن هم، بسته به جهت و میزان ماسه‌های بادآورده، امکان تراکم آن‌ها وجود داشته است. «بیت‌من^۲» و همکاران (۲۰۱۲) در مطالعه خود بر روی شکل‌گیری کوه‌ریگ‌ها در بیابان موجاو به این نتیجه رسیدند که کوه‌ریگ‌ها با سرعت بالایی تشکیل می‌شوند؛ بویژه جایی که منابع ماسه

3. Telfer

4. Golden Gate

5. Ladakh

6. Chronology

7. Luminescence

1. Paleosol

2. Bateman

بادی و ساحلی استفاده شده است (شهریار و همکاران؛ ۱۳۹۲: ۱۸).

بر این اساس، اغلب از پارامترهای آماری مانند میانگین، انحراف معیار، کج شدگی و کشیدگی برای بررسی و تحلیل دانه‌های رسوبی استفاده می‌شود (Guang et al; 2004:177).

زادی و همکاران (۲۰۰۸) به بررسی دانه‌های رسوبی ماسه‌ای در بخش شرقی بیابان نقب با استفاده از دانه‌سنجی و میکرومورفولوژی دانه‌های رسوبی پرداختند. بدین منظور از تحلیل پارامترهای هندسی دانه‌های ماسه استفاده کردند.

قناعی بافقی و یاراحمدی (۱۳۹۰) در بررسی تپه‌های ماسه‌ای شمال غربی بافق از روش گرانولومتری و سنجش پارامترهای آماری ماسه‌ها پرداختند و بیان کردند که جهت بادهای فرساینده، نقش اساسی در نحوه دانه‌بندی ذرات ماسه دارد. عباسی و همکاران (۱۳۹۰) از روش‌های دانه‌بندی و کانی‌شناسی برای منشأیابی رسوبات تپه‌های ماسه‌ای بلوچستان استفاده کردند و نشان دادند که منشأ بیشتر رسوبات با منشأ بادی و فراوانی ۷۱ درصد مطابقت دارد.

در این پژوهش به بررسی رسوبات ماسه‌ای واقع در دامنه‌های شمال شرقی دشت ابراهیم‌آباد در غرب مهریز می‌پردازد. دشت ابراهیم‌آباد مهریز با وسعتی بالغ بر ۱۹۰ کیلومتر مربع در غرب شهر مهریز و در دامنه‌های شرقی شیرکوه قرار گرفته که تنها در بخش دامنه‌های شرقی آن ریگ‌ها تجمع پیدا کرده‌اند. جایی که کنگلومرهای کرمان توسط فعالیت‌های تکتونیک به شکل یک خطواره بالآمدگی پیدا کرده و به صورت یک سد، دشت ابراهیم‌آباد را از مخروط‌افکنه بزرگ مهریز جدا می‌کند. این ریگ‌ها هنوز فعال بوده و در حال توسعه و پیشروی هستند؛ با وجود آنکه ممکن است فعالیت‌های شان با دوره‌های جنب‌بخچالی

بوده است. از نظر آن‌ها، افت دما سبب افزایش هوازدگی فیزیکی شده و این امر واریزه‌ها را بیشتر کرده است. در پژوهشی دیگر مهرشاهی (۱۳۷۹) به پراکندگی کوهریگ‌های استان یزد پرداخت. همچنین مهرشاهی در سال (۱۳۹۰)، به مطالعه کوهریگ‌شناسی در استان یزد، در سه منطقه کوهریگ‌های معدن حوض سفید (اردکان یزد)؛ کوهریگ‌های بغدادآباد (مهریز) و کوهریگ‌های شیرکوه با استفاده از ۳ روش مروری، توصیفی و میدانی پرداخته است که هدف از آن را معرفی این پدیده، بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و موقعیت استقرار کوهریگ‌ها در استان یزد مطرح کرده است.

مهرشاهی و خسرویانی (۱۳۸۹)، در مطالعه کوهریگ‌های دامنه باختری تپه‌های بغدادآباد مهریز، به دنبال منشأیابی ماسه‌های کوهریگ‌های منطقه مذکور بوده و برای دستیابی به این هدف از ترکیب داده‌ها و روش‌های ژئومورفولوژی، کانی‌شناسی، سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی استفاده کرده‌اند.

شریفی پیچون و دهقان (۱۳۹۵) به ارزیابی فرایندهای مؤثر بر شکل‌گیری و تحول کوهریگ‌های تنگ‌چنار در جنوب شهر یزد و مهریز پرداختند و بیان داشتند که فرایندهای دامنه‌ای، کوه‌ریختی، فلوویالی، بادی-آبی، در قلمرو مورفوژنتیک و مورفوکلیماتیک جنب‌بخچالی با رخنمون سنگ‌های دانه‌ای مانند گرانیت‌ها در شکل‌گیری و توسعه کوهریگ‌ها نقش داشته‌اند.

در باره روش‌شناسی نهشته‌های رسوبی ماسه‌ای در سراسر جهان هم مطالعات خوبی انجام گرفته است. به‌طور کلی، در بیشتر پژوهش‌هایی که درباره تپه‌های ماسه‌ای، شکل‌گیری و توسعه آن‌ها انجام گرفته است؛ از تحلیل‌های دانه‌سنجی و شکل‌سنجی به‌عنوان ابزارهای متداول در تعیین منشأ و شناخت ماسه‌های

سردتر گذشته به‌وجود آمده و تحت‌تأثیر نیروی گرانی زمین پایین آمده‌اند.

مواد و روش‌ها

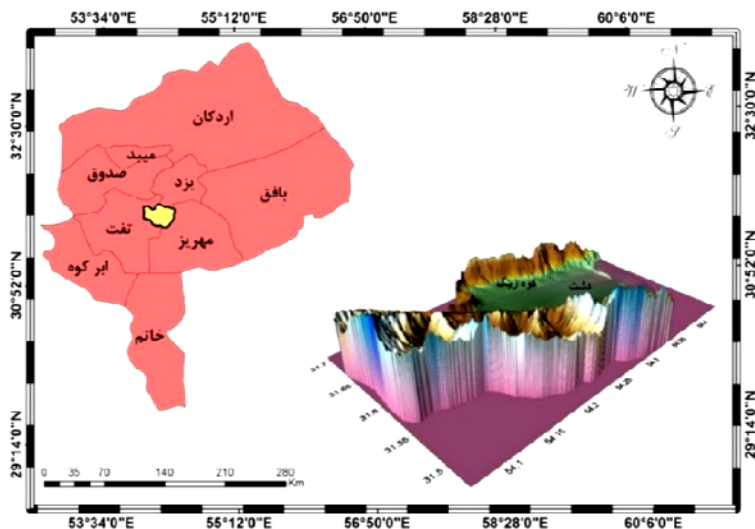
دشت ابراهیم‌آباد مهریز با وسعتی بالغ بر ۱۹۰ کیلومترمربع در غرب شهر مهریز و در دامنه‌های شرقی شیرکوه قرار گرفته است.

این حوضه از نظر موقعیت جغرافیایی در محدوده $14^{\circ} 14'$ تا $54^{\circ} 25'$ طول جغرافیایی شرقی و $18^{\circ} 18'$ تا $31^{\circ} 30'$ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است.

گذشته مرتبط باشد. سوال اصلی این است که علت ته‌نشست این‌گونه رسوبات در این مکان چیست که بر این اساس دو فرضیه زیر مطرح شده‌اند:

۱. شکل‌گیری این کوه‌ریگ‌ها به شکل صعودی و بالارونده بر روی دامنه نسبتاً پرشیب کوه بوده و در این صورت فرایند باد، عامل اصلی شکل‌گیری آن‌ها بوده و رسوبات از سطح دشت که اغلب از رسوبات آبرفتی مخروط‌افکنه‌ای و ساحل رودخانه‌ای هستند، تشکیل شده و به این محل آورده شده است.

۲. شکل‌گیری کوه‌ریگ‌ها حالت نزولی و پایین‌رونده داشته و این رسوبات به‌دلیل تخریب فیزیکی کنگلومرای کرمان با رسوبات سست در آب‌وهوای



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه

تهیه و ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۶

و حتی بر روی صخره‌های با شیب کمتر قرار گرفته است (شکل ۲).

رسوبات کوه‌ریگ در همه بخش‌های دامنه از ساحل رودخانه گرفته تا پای صخره‌ها در ارتفاعات بالا



شکل ۲: نمایش تصاویر کوه‌ریگ‌های دشت ابراهیم‌آباد

تهیه: نگارندگان، ۱۳۹۶

لیتولوژی انباشته از رسوبات آبرفتی و بعضاً بادرفتی کواترنری است. شیرکوه از نظر ژئومورفولوژی جزو کوه‌های پراکنده ایران مرکزی به‌شمار رفته و از نظر واحد زمین‌شناسی، در نزدیکی مرز زون ایران مرکزی و کمربند ارومیه-دختر قرار گرفته است.

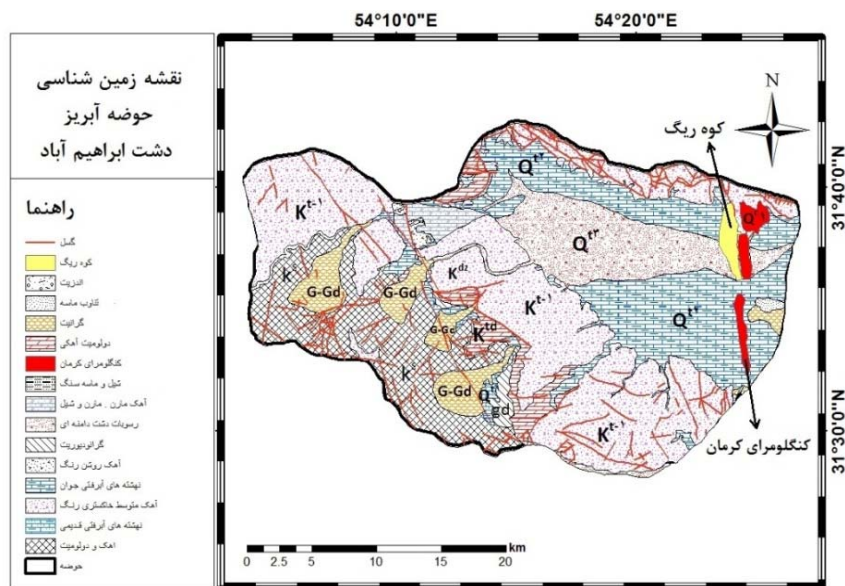
در دوره ژوراسیک میانی، باتولیت گرانیتی شیرکوه در منطقه نفوذ و در فاصله زمانی ژوراسیک بالا-کرتاسه زیرین واحد تخریبی سنگستان با ناپیوستگی آذرین بر روی گرانیت شیرکوه رسوب کرده است. بیشتر سنگ‌های دامنه‌های مشرف به دشت را سنگ‌های آهکی و آهک دولومیتی کرتاسه تشکیل

شکل (۲) تصاویر کوه‌ریگ دشت ابراهیم‌آباد را نمایش می‌دهد که در آن قرارگیری رسوبات ماسه‌ای بر روی صخره‌ها، پوشش کل دامنه و منطقه کاوشی باد در پایین‌دست دامنه و سطح دشت، در تصویرهای جداگانه‌ای آورده شده است.

منطقه مورد مطالعه، یک دشت ساختمانی بوده که کوه‌های بخش شمالی و جنوبی شیرکوه را در شرق شیرکوه از هم جدا کرده و به‌عنوان سطح اساس بخش عمده‌ای از حوضه‌های بزرگ شیرکوه مانند طزرجان، ده‌بالا، فخرآباد و منشاد درآمده است؛ بنابراین، از نظر ساختاری، جزئی از شیرکوه به‌شمار آمده و از نظر

برمی‌گردد که احتمالاً در اواخر سنوزوئیک و کواترنر توسط فعالیت گسل‌ها بالآمدگی پیدا کرده و رسوبات نئوژن را قطع کرده است. کوه‌ریگ‌ها در پای دامنه این کوه‌ها شکل گرفته و احتمالاً در پیدایش آن‌ها نقش اصلی زمینه‌ساز را فراهم کرده‌اند (شکل ۳).

می‌دهد؛ اما کوه‌های مشرف بر دامنه‌های بخش شرقی دشت که به شکل یک خطواره کم‌عرض، تقریباً بخش عمده پایین‌دست دشت را سد کرده و آن را از دشت مهریز جدا می‌سازد، کنگلومرای کرمان تشکیل داده است. زمان رسوب‌گذاری آن به آغاز پالئوسن



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی دشت ابراهیم‌آباد (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی نیر)

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

در همین راستا، نخست نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی و DEM به‌عنوان داده پایه وارد نرم‌افزار Arc GIS ۱۰٫۳ شده و نقشه‌های رقومی و داده‌های موردنیاز استخراج شدند. پس از بررسی داده‌ها و نقشه‌های اولیه، از منطقه مورد مطالعه در دو دوره زمانی خرداد و آبان ۱۳۹۵ بازدید به عمل آمد. هنگام بازدید، ۱۱ نمونه رسوبی برداشت شد، ۵ نمونه در امتداد نیم‌رخ طولی از ارتفاع حدود ۱۵۵۰ تا ۱۶۵۰ متر و ۶ نمونه دیگر در یک ترانشه رسوبی به عمق ۲۲۰ سانتی‌متر برداشت و به آزمایشگاه ژئومورفولوژی و خاک‌شناسی برای بررسی‌های رسوبی و دانه‌سنجی منتقل شدند (جدول ۱).

(شکل ۳) نقشه زمین‌شناسی دشت ابراهیم‌آباد و کوه‌های مشرف بر آن، که در آن کنگلومرای کرمان به شکل قرمز و کوه‌ریگ‌های منطقه مورد مطالعه به شکل زرد نشان داده شده است.

تحقیق حاضر، بیشتر بر مبنای بررسی‌ها و مطالعات میدانی و پیمایش‌های زمینی قرار دارد. با این حال، از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه، نقشه رقومی ارتفاعی (DEM) با قدرت تفکیک ۲۰ متر، تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث ۲۰۱۶، و نرم‌افزارهایی همچون Arc Gis 10.3، Surfer13، Windrose، Gradistat، Excel، و Corel DRAW X6 در بررسی و تحلیل کوه‌ریگ منطقه و ترسیم نقشه‌ها و نمودارها استفاده شده است.

جدول ۱: موقعیت جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا برای نمونه‌های برداشت‌شده کوه‌ریگ

تعداد نمونه	ارتفاع	عرض جغرافیایی (درجه - دقیقه - ثانیه)	طول جغرافیایی (درجه - دقیقه - ثانیه)	جامعه
۱	۱۵۳۰	۳۱ ۳۴ ۱۰	۵۴ ۲۲ ۱۴	۱
۱	۱۵۵۰	۳۱ ۳۵ ۱۰	۵۴ ۲۴ ۱۴	۲
۱	۱۵۹۰	۳۱ ۳۵ ۰۵	۵۴ ۲۳ ۱۸	۳
۱	۱۶۱۰	۳۱ ۳۵ ۰۸	۵۴ ۲۲ ۳۹	۴
۶	۱۶۳۰	۳۱ ۳۵ ۰۴	۵۴ ۲۱ ۵۷	۵
۱	۱۶۵۰	۳۱ ۳۵ ۰۴	۵۴ ۲۳ ۱۳	۶

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

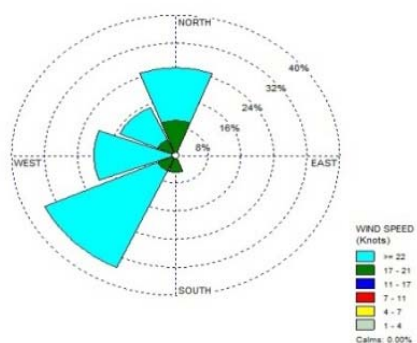
می‌دهد جهت غالب باد منطقه، شمالی-جنوبی است که مقداری از جهت کلی بادهای استان و دشت یزد اردکان (با جهت غالب باد شمال غربی-جنوب شرقی) متفاوت بوده و این تغییر تحت تأثیر شرایط توپوگرافی منطقه است. بیشترین سرعت باد غالب نیز حدود ۲۲ گره، معادل تقریباً ۴۲ کیلومتر بر ساعت است که این مقدار سرعت فراوانی بسیار کمی داشته و بیشتر در فصول بهار و زمستان به وقوع می‌پیوندد؛ جایی که جابه‌جایی توده‌های هوا در این منطقه زیاد بوده و بادهای سرعت بیشتری دارند؛ اما این مقدار سرعت به چند روز در این فصول نیز محدود می‌شود. بر این اساس، سرعت بادهای در تابستان و پاییز آرام‌تر شده و بادهای با سرعت بیش از ۲۰ کیلومتر بر ساعت، فراوانی بسیار معدودی دارند؛ به‌علاوه، جهت بادهای فصول مختلف تغییر کرده، به‌گونه‌ای که جهت باد غالب در بهار جنوب شرقی-شمال غربی، در تابستان شمالی-جنوبی، در پاییز غربی-شرقی و در زمستان به شکل متناوب دو جهت جنوبی-شمالی و جنوب شرقی-شمال غربی دارد. از آنجایی که بادهای شدید با سرعت نسبتاً زیاد در بهار و زمستان می‌وزند و جهت جنوب غربی-شمال شرقی دارند، به‌طور طبیعی باید جهت انتقال و قرارگیری دانه‌های درشت ماسه، در این راستا و جهت قرار گرفته باشد. سرعت متوسط بادهای شدید در بهار و زمستان به حدود ۱۱ گره (کمتر از ۲۲ کیلومتر بر ساعت) رسیده و این مقدار سرعت برای دو فصل دیگر به حدود ۱۵ کیلومتر بر ساعت می‌رسد (شکل ۴ و جدول ۲).

نخست نمونه‌ها وزن شده و به مقدار حدود ۴۰۰ گرم برای دانه‌سنجی به شکل الک خشک انتخاب شد. قطر الک‌های مورد استفاده در این پژوهش از درشت به ریز به ترتیب ۴۰۰۰، ۲۰۰۰، ۱۰۰۰، ۶۰۰، ۵۰۰، ۲۵۰، ۱۲۵، ۶۳ میکرون بود. در ادامه با استفاده از نرم‌افزار Gradistat به تحلیل پارامترهای آماری دانه‌های رسوبی، شامل میانگین، میانه، نما، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی پرداخته و نمودارهای تجمعی و چولگی آن‌ها ترسیم شد. همچنین، براساس داده‌های ایستگاه کلیماتولوژی مهریز، برای حدود ۱۵ سال (۱۳۷۹-۱۳۹۴) نقشه گلبادهای فصلی و سالانه منطقه، به‌منظور بررسی جهت و سرعت بادهای ترسیم شد؛ به‌علاوه، از تجربه‌های حاصل از مطالعات دیگران و نتایج آن‌ها جهت برآورد مسافت حمل و همچنین رابطه بین اندازه قطر دانه‌ها و مقدار حمل با سرعت و شدت باد استفاده شد. از نرم‌افزار کورل برای بررسی لایه‌های رسوبی و نمایش اندازه ذرات در یک ترانسه رسوبی به عمق ۲۲۰ متر استفاده شد.

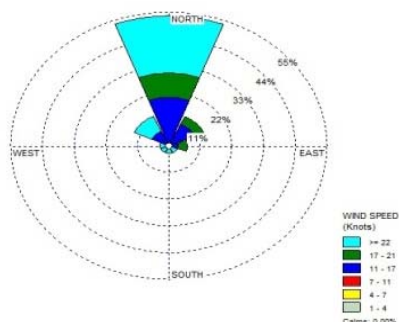
یافته‌های تحقیق

وضعیت بادهای منطقه

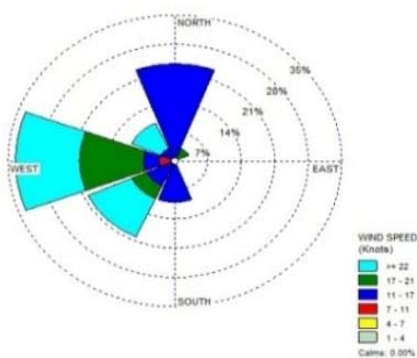
در این پژوهش برای بررسی وضعیت بادهای منطقه مورد مطالعه از آمار ۱۵ ساله ایستگاه کلیماتولوژی مهریز استفاده شده است. بر پایه این آمار، گلبادهای سالانه و فصلی برای ایستگاه مذکور ترسیم شد (شکل ۵). همان‌طور که گلباد سالانه نشان



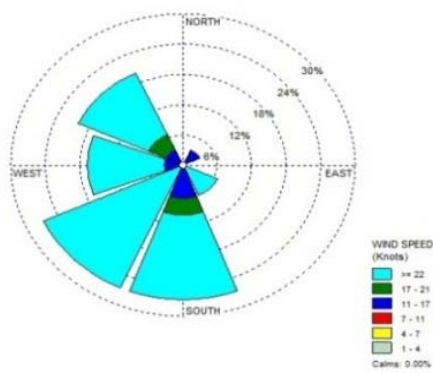
گلباد بهار، ایستگاه مهریز



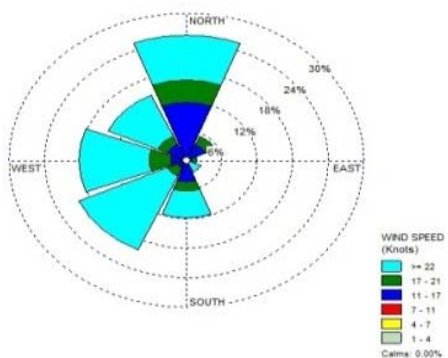
گلباد تابستان، ایستگاه مهریز



گلباد پاییز، ایستگاه مهریز



گلباد زمستان، ایستگاه مهریز



گلباد سالانه، ایستگاه مهریز

شکل ۴: گلباد فصلی و سالانه ایستگاه سینوپتیک مهریز طی سال‌های (۲۰۰۶-۲۰۱۴)

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

جدول ۲: گلبادهای فصلی و سالانه منطقه مورد مطالعه

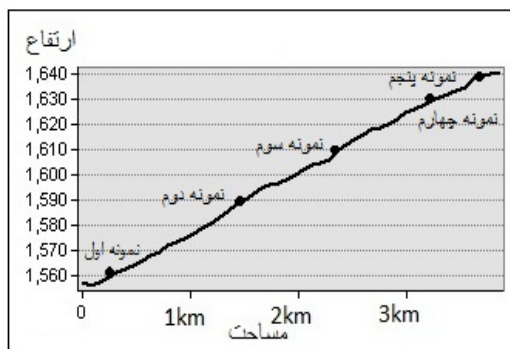
فصل	سرعت باد (گره)	جهت باد
بهار	۱۱,۱	غرب و جنوب غرب
تابستان	۸,۸ - ۱۱,۱	شمال و شمال غرب
پاییز	۵,۷ - ۸,۸	شمال و شمال شرق
زمستان	۱۱,۱	جنوب و جنوب غرب
سالانه	۸,۸ - ۱۱,۱	شمال غرب

مأخذ: نگارندگان ۱۳۹۶

تحلیل داده‌های رسوب

پارامترهای آماری در اغلب اوقات چگونگی حمل و شرایط انرژی محیط را منعکس می‌کنند (دهواری، ۱۳۸۴: ۷۴۳). از این رو، به منظور بررسی‌های دقیق‌تر شکل‌گیری و توسعه کوه‌ریگ‌های منطقه مورد مطالعه، به آزمایش نمونه‌های رسوب برداشت‌شده و پارامترهای آماری آن‌ها پرداخته شد؛ زیرا نمونه‌ها هم در امتداد دامنه و در ارتفاعات مختلف گرفته شده بود و هم در یک ترانشه عمقی دومتری؛ بنابراین بررسی پارامترهای آماری آن‌ها به شکل جداگانه‌ای انجام

گرفت. نخست این پارامترها برای رسوبات برداشت‌شده از نیمرخ طولی دامنه‌ها انجام گرفت. بدین ترتیب، در امتداد نیمرخ طولی دامنه کوه، ۵ نمونه رسوبی در ارتفاع حدود ۱۰۰ متر و به طول حدود ۳ کیلومتر برداشت شد. نمونه‌ها به ترتیب از پایین به بالا از ارتفاعات ۱۵۵۰ (ساحل رودخانه در پایین‌ترین ارتفاع منطقه)، ۱۵۹۰، ۱۶۱۰، ۱۶۳۰ و ۱۶۵۰ متر (پای صخره‌های سنگی در بالاترین ارتفاع) برداشت شد (شکل ۶).



شکل ۶: نمایش نمونه‌های برداشت‌شده در امتداد دامنه و ارتفاع نقاط برداشت‌شده

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

و چولگی آورده شده است (جدول ۳).

در زیر پارامترهای آماری مربوط به رسوبات نیمرخ طولی دامنه شامل میانگین، جورشدگی، کشیدگی

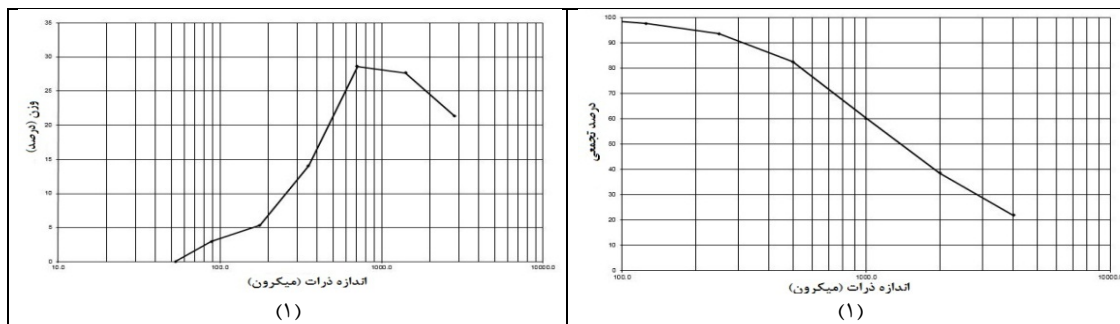
جدول ۳: پارامترهای آماری رسوبی در امتداد نیمرخ طولی دامنه

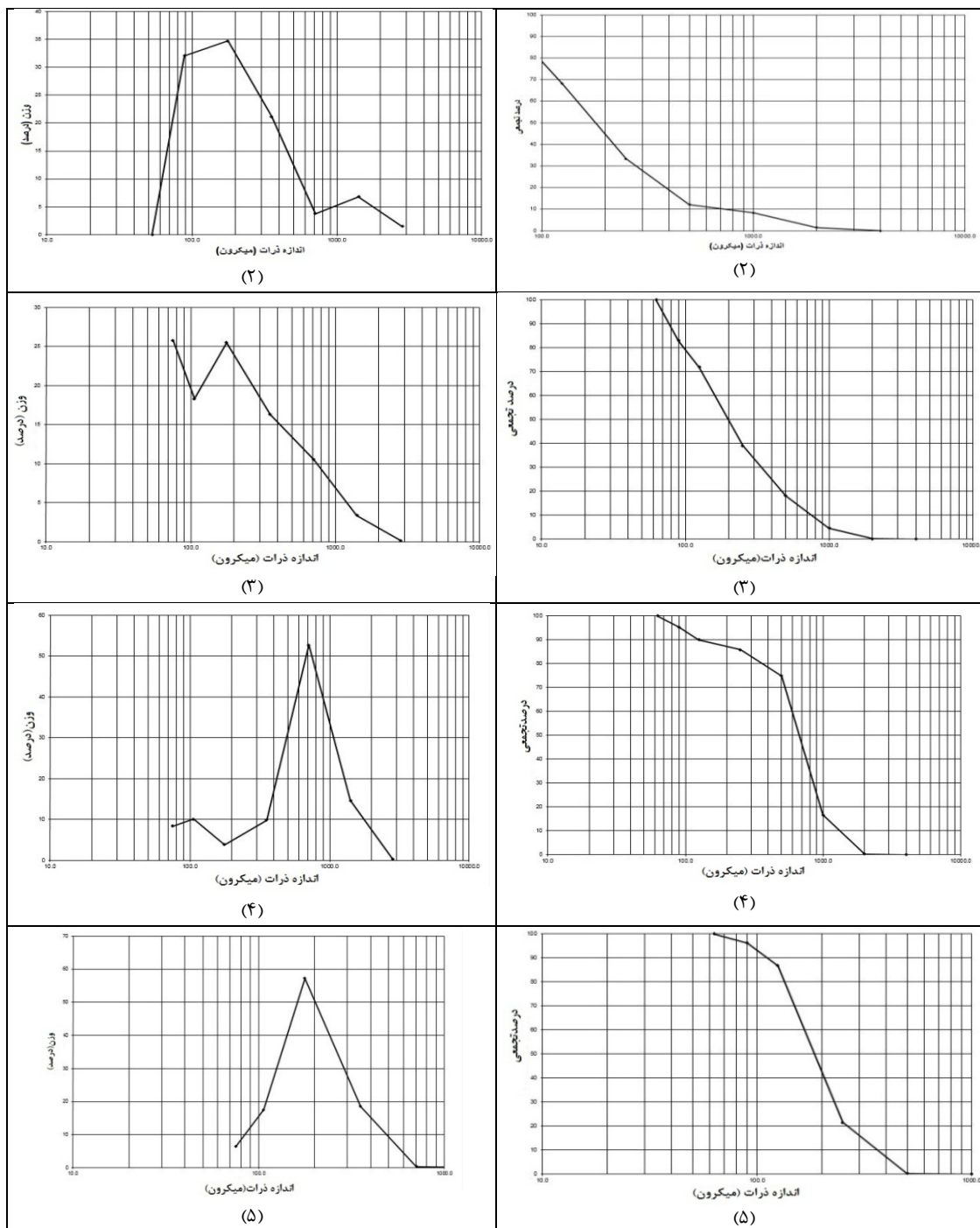
روش‌های اندازه‌گیری دانه‌های رسوبی	پارامترهای آماری	S1	S2	S3	S4	S5
Method of	mean	1876.5	282.8	277.9	604.2	178.5
moments	sorting	1690.0	385.7	277.2	337.5	71.7
Arthmetic(m_m)	skewness	0.857	3.384	2.687	0.895	1.528
	kurtosis	2.196	15.991	13.178	5.145	6.110
Method of	mean	1121.2	176.2	196.7	484.0	164.2
moments	sorting	3.007	2.313	2.142	2.077	1.427
Geometric(m_m)	skewness	-0.389	1.083	0.684	-1.119	0.557
	kurtosis	2.477	3.745	2.704	3.729	3.291
Method of	mean	-0.165	2.505	2.346	1.047	2.606
moments	sorting	1.588	1.210	1.099	1.055	0.513
Logarihmic(f)	Skewness	0.389	-1.083	-0.684	1.119	-0.557
	kurtosis	2.477	3.745	2.704	3.729	3.291

مأخذ: نگارندگان ۱۳۹۶

نمونه‌های چهارم و پنجم، دارای منحنی توزیع نرمال بوده و منحنی تجمعی آن‌ها پرشیب است. دانه‌های رسوبی این نمونه‌ها سرت‌شدگی بالا و انحراف‌معیار پایینی دارند. بدین شکل، بیشترین کج‌شدگی و عدم‌تقارن در منحنی توزیع، مربوط به نمونه اول و رسوبات کنار رودخانه است؛ جایی که هیستوگرام آن منشأهای مختلفی را نشان می‌دهد (شکل ۶).

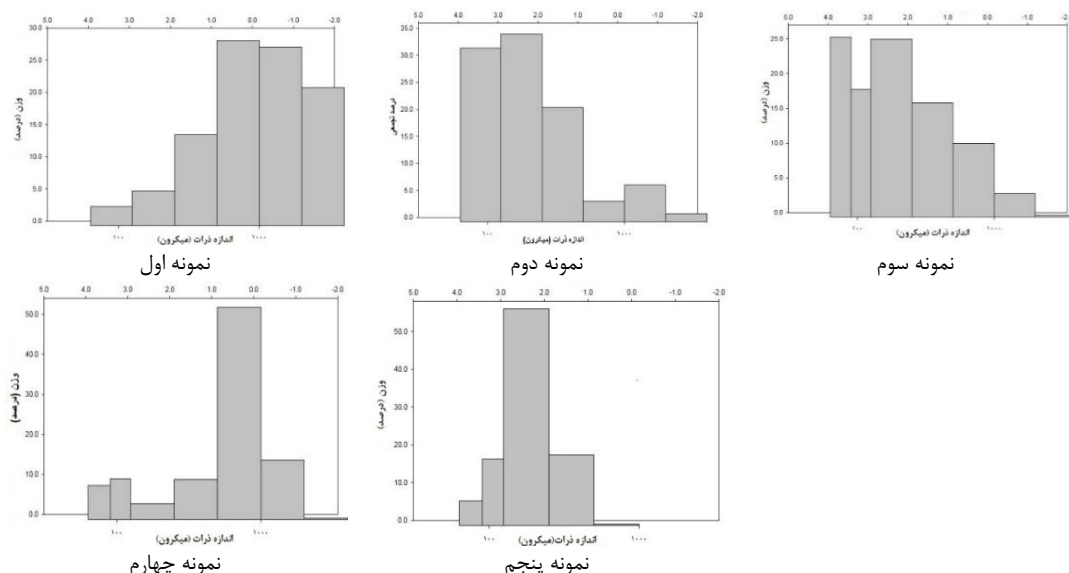
بررسی‌های دانه‌سنجی و ترسیم منحنی‌های مختلف آن‌ها نشان می‌دهد که هرچه به سمت ارتفاعات بالادست حرکت کنیم، رسوبات جورشده‌تر بوده و ذرات دانه ریزتر می‌شوند. نمودار هیستوگرام نمونه‌ها نیز نشان می‌دهد که در ارتفاعات رسوبات تک‌منشأیی بوده، اما در پایین‌دست دارای خاستگاه‌ها و منشأهای مختلف و متفاوتی هستند. بر این اساس،





شکل ۶: نمایش منحنی‌های تجمعی و نرمال نمونه‌های رسوبی در امتداد نیمرخ طولی دامنه

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶



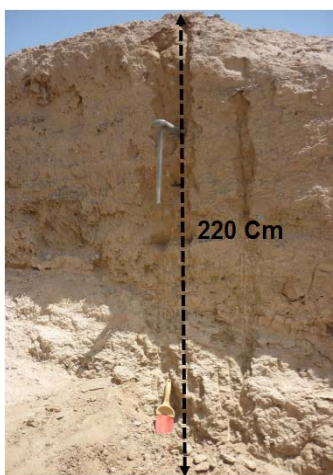
شکل ۷: هیستوگرام مربوط به نمونه‌های رسوبی نیمرخ طولی دامنه

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

تحلیل رسوبات نیمرخ عمقی

برای درک فرایند شکل‌گیری و نحوه دخالت فرایندهای مختلف در گذشته و همچنین تحول کوه‌ریگ‌ها از یک ترانشه حدود ۲۲۰ سانتی‌متری در ارتفاع ۱۶۳۰ متری و در اعماق به ترتیب از پایین به بالا ۲۲۰، ۱۹۵، ۱۷۰، ۱۳۵، ۹۵ و ۵۰ سانتی‌متری سطح زمین استفاده شد (شکل ۸).

براساس شکل ۷، پیداست که نمونه‌های ۱ و ۲ و ۳ چند منشأ و خاستگاه داشته و احتمالاً تحت تأثیر فرایندهای مختلفی ایجاد شده‌اند؛ اما، رسوبات نمونه‌های ۴ و ۵ که از ارتفاع بالا و از پای صخره کوه برداشت شده، تک‌منشأ بوده و با نمونه‌های پایین دست تفاوت چشم‌گیری را از این نظر نشان می‌دهد.



شکل ۸: نمایی از ترانشه عمقی برداشت رسوبات کوه‌ریگ

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

رسوبی سطح زمین به نسبت نمونه‌های دیگر در اعماق بیشتر ریزدانه‌تر بوده و به نظر توسط بادهای حال حاضر انتقال و رسوب‌گذاری داده شده است. از نظر جورشدگی نیز هیچ‌یک از نمونه‌ها وضعیت مناسبی ندارند؛ با این وجود نمونه‌های سطح و اعماق زمین شرایط نسبتاً بهتری دارند؛ اما نمونه‌های ۴ و ۵ در عمق حدود ۱,۵ متری بسیار جورناشده هستند. همچنین، نمونه‌های ۴ و ۵ کشیدگی بسیار پایینی دارند.

پس از برداشت رسوبات از کوه‌ریگ‌ها در عمق حدود دو متری، به دانه‌سنجی آن‌ها پرداخته و پارامترهای آماری آن‌ها شامل میانگین قطر ذرات، جورشدگی، کشیدگی و کج‌شدگی آن‌ها بررسی شد که نتایج آن در جدول (۴) آورده شده است. همان‌طور که از جدول (۴) برمی‌آید، نمونه‌های رسوبی در عمق‌های مختلف ویژگی‌های متفاوتی دارند، به گونه‌ای که میانگین قطر ذرات در عمق‌های حدود ۱,۵ متری بسیار زیاد است. حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد این رسوبات به شکل گراول بوده و قطرهای بیش از ۴ میلیمتر دارند؛ اما نمونه

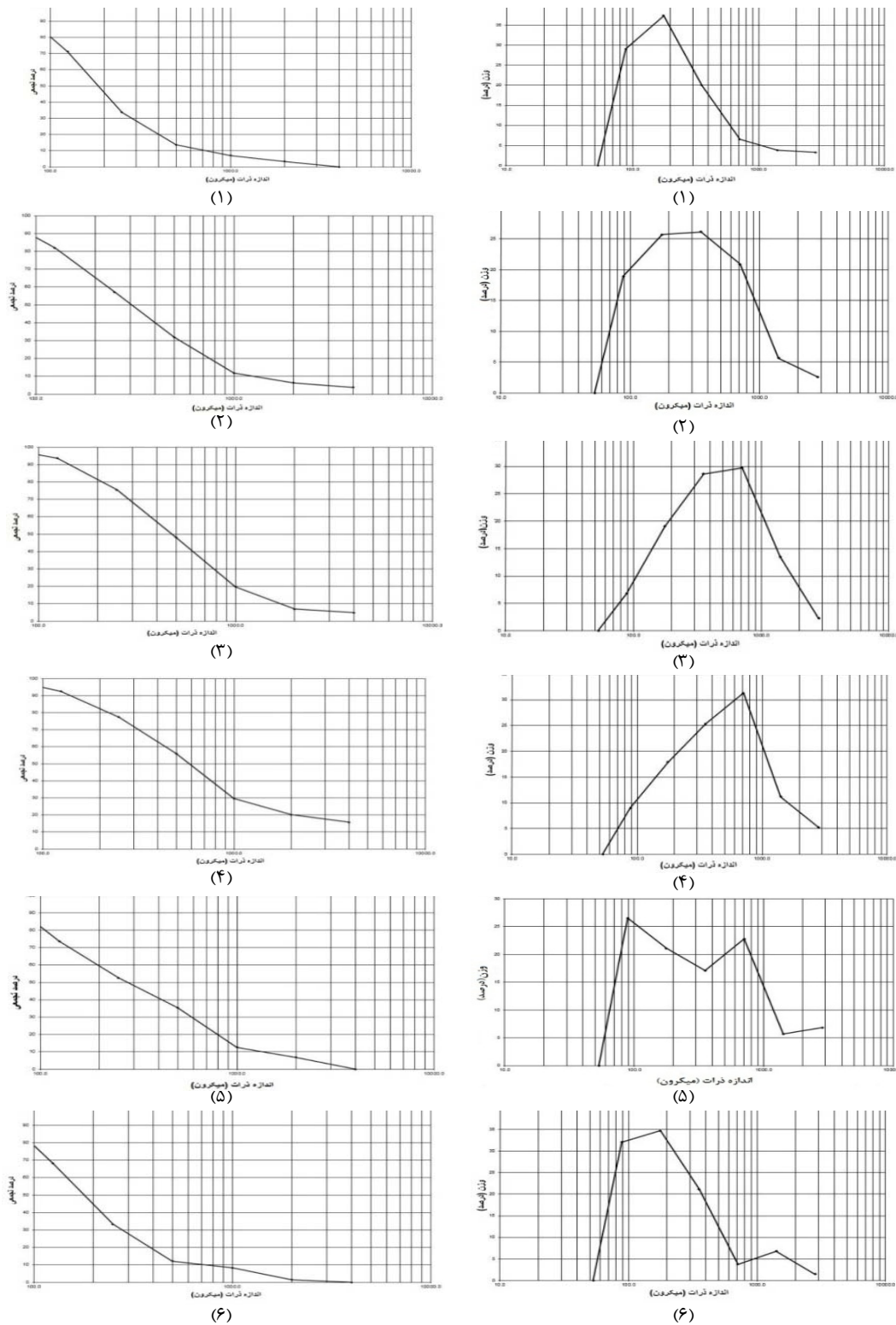
جدول ۴: تحلیل پارامترهای آماری نمونه‌های رسوبی در یک ترانشه ۲۲۰ سانتی‌متری

روش‌های اندازه‌گیری دانه‌های رسوبی	پارامترهای آماری ارتفاع (cm)	S1	S2	S3	S4	S5	S6
		220	195	170	135	95	50
Method of	mean	450.1	557.5	723.1	1230.8	475.6	282.8
moments	sorting	855.7	942.4	1011.5	1625.2	597.4	385.7
Arthematic(m_m)	skewness	4.058	3.608	3.176	1.566	2.281	3.384
	kurtosis	19.712	15.936	12.838	3.770	7.581	15.991
Method of	mean	222.6	284.3	418.4	560.2	262.3	176.2
moments	sorting	2.701	2.792	2.625	3.434	2.845	2.313
Geometric(m_m)	skewness	1.116	0.768	0.473	0.370	0.440	1.083
	kurtosis	4.145	3.384	3.185	2.256	2.226	3.745
Method of	mean	2.168	1.814	1.257	0.836	1.931	2.505
moments	sorting	1.433	1.482	1.392	1.780	1.509	1.210
Logarithmic(f)	Skewness	-1.116	-0.768	-0.473	-0.370	-0.440	-1.083
	kurtosis	4.145	3.384	3.185	2.256	2.226	3.745

مأخذ: نگارندگان ۱۳۹۶

به‌خوبی اغلب پارامترهای آماری هر یک از نمونه‌ها را؛ از جمله میانگین، میانه، نما، اندازه ذرات و نوع ماسه و حتی فرایند شکل‌دهنده آن‌ها نمایش می‌دهد (شکل ۹).

تحلیل پارامترهای هندسی رسوبات در نیمرخ عمقی به‌منظور تحلیل پارامترهای هندسی رسوبات، به‌شکل عمیق از دو منحنی تجمعی اندازه قطر ذرات و همچنین منحنی چولگی استفاده شده است که

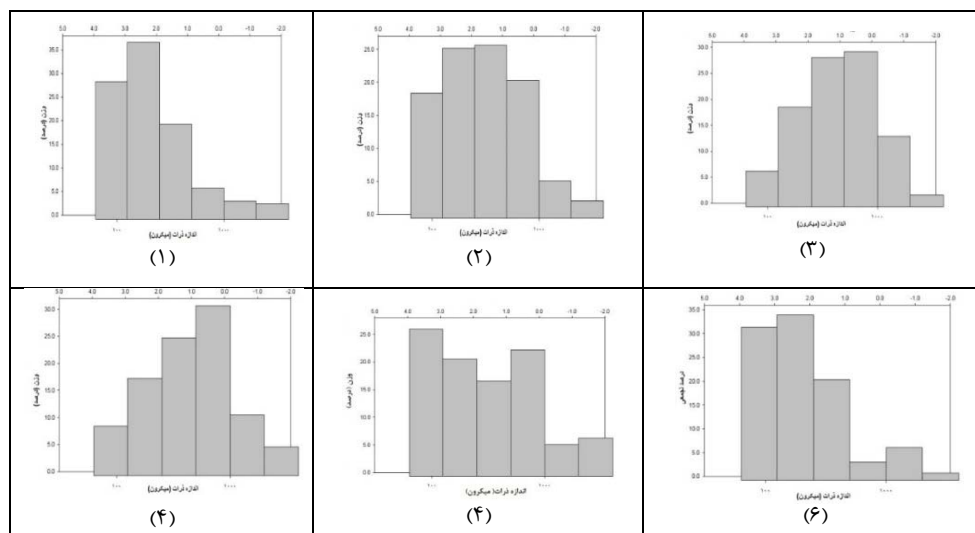


شکل ۹: نمودارهای تجمعی و چولگی نمونه‌های پروفیل عمقی کوه‌ریگ، به ترتیب از پایین به بالا

تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

چهارم و پنجم کم بوده و منحنی توزیع نرمال آن‌ها کج‌شدگی منفی را نشان می‌دهد؛ بدین لحاظ، انحراف معیار دانه‌های رسوبی زیاد و جورشدگی آن‌ها پایین است. بدین ترتیب این نمونه‌ها که در عمق‌های میانی قرار گرفته‌اند تفاوت چشم‌گیری با نمونه‌های پایینی و بالایی خود نشان می‌دهند. منحنی تجمعی نمونه ششم سهمی شکل بوده و شیب کمی را نشان می‌دهد؛ اما منحنی توزیع دانه‌ها دارای کمی کج‌شدگی منفی است (شکل ۱۰). این امر حاکی از دخالت فرایند بادی در شکل‌گیری این لایه رسوبی در این عمق است.

براساس منحنی‌های تجمعی و چولگی ترسیم‌شده از نمونه‌های رسوبی (شکل ۹)، می‌توان گفت که اندازه ذرات و مشخصات هندسی آن‌ها در عمق‌های مختلف، تغییرات محسوسی پیدا می‌کند؛ برای نمونه، در مورد اول که از ارتفاع ۲۲۰ سانتی‌متری سطح زمین برداشت‌شده، منحنی چولگی نسبتاً نرمال بوده و منحنی تجمعی آن کم‌شیب است؛ بنابراین، دانه‌های رسوبی از جورشدگی نسبتاً خوبی برخوردارند. در نمونه دوم، شیب منحنی تجمعی، کمی بیشتر شده، اما منحنی توزیع ذرات باز هم تقارن نسبی را نشان می‌دهد. درحالی‌که شیب منحنی تجمعی نمونه‌های



شکل ۱۰: هیستوگرام‌های نمونه‌های پروفیل عمقی کوه‌ریگ منطقه مورد مطالعه از پایین به بالا

مأخذ: نگارندگان ۱۳۹۶

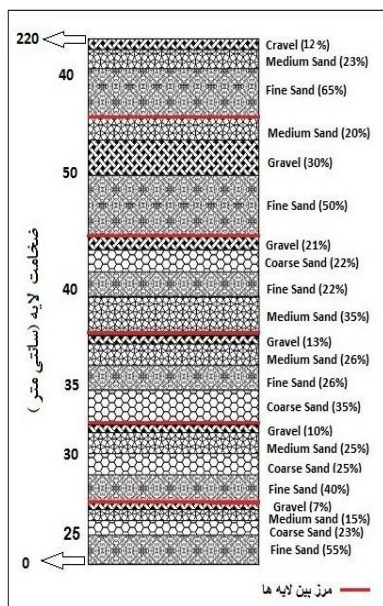
و متعددی هستند و هیچ‌کدام از آن‌ها تحت‌تأثیر یک فرایند خاص به‌وجود نیامده است؛ بلکه فرایندهای مختلف در طول بازه‌های زمانی مختلف کواترنر در ایجاد یک لایه از آن‌ها دخالت داشته است. بر این اساس، احتمالاً در نمونه‌های اول و ششم باد، عامل اصلی به‌وجودآوردنده آن‌ها بوده است؛ اما در نمونه‌های دوم و سوم و چهارم عامل باد دخالت کمتری نسبت به سایر عوامل ایفا کرده است.

هیستوگرام نمونه‌های رسوبی در لایه‌های مختلف زیر سطح زمین (شکل ۱۰) حاکی از آن است که در به‌وجود آوردن و توسعه رسوبات کوه‌ریگ، فرایندهای مختلفی علاوه بر باد در طول زمان اثرگذار بوده است؛ از این‌رو، برخلاف بیشتر رسوبات بادی، رسوبات کوه‌ریگ‌ها اغلب چند منشأ داشته و این امر پیچیدگی ساختار آن‌ها را نشان می‌دهد؛ درواقع، رسوبات کوه‌ریگ‌ها در پروفیل عمقی دارای منشأهای مختلف

تحلیل چینه‌نگاری رسوبات کوه‌ریگ

برای درک و شناخت بهتر رسوبات تشکیل‌دهنده کوه‌ریگ، به‌ویژه آن‌هایی که در دوره‌های زمین‌شناسی گذشته تحت شرایط متفاوت اقلیمی به‌وجود آمده‌اند، لایه‌های رسوبی در نرم‌افزار کورل به شکل زیر (شکل ۱۱) به‌نمایش در آمدند. براساس چینه‌ها و لامینه‌های تشکیل‌دهنده کوه‌ریگ در عمق حدود بیش از ۲ متری سطح زمین، می‌توان بیان داشت که اندازه رسوبات در عمق‌های مختلف سطح زمین تغییر پیدا می‌کند؛ اما، رابطه معنی‌داری بین اعماق زمین با قطر دانه‌های رسوبی تا حدودی قابل‌مشاهده است. بر این اساس، لایه سطحی با ضخامت ۴۰ سانتی‌متر که در حال حاضر نیز فعال است، دانه‌های بسیار ریزتری به‌نسبت سایر لایه‌های زیرین دارد. این لایه، براساس تحلیل‌های رسوبی نیز سرت‌شدگی بالا و انحراف‌معیار کمتری دارد. اندازه دانه‌ها و منحنی‌های توزیع نرمال و تجمعی حاکی از نقش فرایند باد در انتقال و شکل‌دهی آن دارد. این لایه بسیار جدید و سست بوده و از نظر مورفودینامیکی هنوز فعال است؛ اما لایه‌های زیرین، به‌ویژه در عمق حدود ۱ تا ۱٫۵ متری دارای گراول بوده، به‌گونه‌ای که برخی لایه‌ها گراول حدود ۳۰ درصدی دارند. ضخامت این لایه حدود ۵۰ سانتی‌متر بوده و بخش قابل‌توجهی از آن را ماسه‌های

دانه‌درشت و گراول تشکیل می‌دهد (شکل ۱۱)؛ بنابراین، باد نمی‌تواند چنین رسوب‌هایی را بر روی دامنه‌ای با شیب بیش از ۲۰ درصد و برخلاف جهت شیب حرکت دهد. از این نظر احتمالاً فرایندهای کوه‌ریختی سبب به‌وجودآوردن این لایه‌ها شده است. قابل‌ذکر است این رسوب‌ها کمتر از یک کیلومتر و ارتفاع کمتر از ۳۰ متر از بستر رودخانه اصلی کنونی فاصله داشته و در گذشته جریان آب، به‌ویژه پس از ذوب یخ‌ها، می‌توانسته تا این سطح بالا آمده و نهشته‌های خود را برجای بگذارد؛ اما بررسی‌های مختلف لایه‌ها احتمال چنین چیزی را کم می‌کند؛ چراکه پارامترهای هندسی این رسوبات با مطالعات دیگر در ایران و مناطق مختلف هم‌خوانی ندارد. بر این اساس می‌توان گفت که احتمالاً بخش‌های زیرین لایه‌های رسوبی، بادرفتی و شاید تا حدودی آبرفتی بوده و بخش‌های میانی احتمالاً کوه‌ریختی و کوه‌رفتی است؛ در واقع، دانه‌های رسوبی در بخش‌های زیرین به‌شکل بالارونده از سمت رودخانه اصلی به سمت کوه حرکت کرده و دانه‌های رسوبی بخش‌های میانی احتمالاً نتیجه هوازگی سنگ‌های بالادست (کنگلومرای کرمان) است.



شکل ۱۱: لایه‌های مختلف رسوبی کوه‌ریگ در یک ترانشه ۲۲۰ سانتی‌متری تهیه و ترسیم: نگارندگان ۱۳۹۶

رابطه فاصله حمل و قطر ذرات

میکرون، غالباً منشأ محلی و بسیار نزدیک به محل برداشت دارند و عناصر کوچکتر از ۱۰۰ میکرون ممکن است به صورت معلق تا صدها کیلومتر دورتر از منشأ حمل شوند (احمدی، ۱۳۸۷، جدول ۵).

فاصله حمل ذرات رابطه مستقیمی با قطر آن‌ها دارد. طبیعی است با افزایش قطر ذرات، فاصله حمل نیز کمتر می‌شود؛ به طوری که ذرات با قطر بیشتر از ۲۵۰

جدول ۵: رابطه بین قطر ذرات و فاصله حمل آن‌ها

فاصله جابه‌جایی به Km	قطر ذرات به mm
کمتر از ۱	بزرگ‌تر از ۱
۱-۵	۰/۵-۱
۵-۲۰	۰/۲۵-۰/۵
۲۰-۵۰	۰/۱۲۵-۰/۲۵
۵۰-۲۰۰	۰/۰۶۴-۰/۱۲۵
بیشتر از ۲۰۰	کمتر از ۰/۰۶۴

مأخذ: احمدی، ۱۳۷۷

رابطه بین سرعت باد و انتقال ذرات

ارتباط نزدیکی بین توزیع اندازه ذرات رسوب، خاک (Goossens, 2007:17) و همچنین فرایند حمل و انتقال ذرات وجود دارد (Sun et al, 2002:263). به سخن ساده‌تر، بادهای با سرعت آستانه‌های مختلف، رسوباتی با قطرهای متفاوت را جابه‌جا می‌کنند. بر این اساس، بادی با سرعت ۱۶ تا ۲۴ کیلومتر بر ساعت می‌تواند حداکثر دانه‌های با قطر ۰,۲۵ میلی‌متر را جابه‌جا کند و برای جابه‌جایی ماسه‌های با قطر بیش از یک میلی‌متر، سرعت‌های بیش از ۴۰ کیلومتر بر ساعت نیاز است (جدول ۶).

براساس تحلیل نمونه‌های رسوبی در امتداد دامنه و در لایه‌های عمقی زیر سطح زمین (جدول ۵) و ویژگی‌های سرعت باد (شکل ۵)، مشاهده می‌شود که بیشتر دانه‌های رسوبی نمونه‌های مورد مطالعه، منشأ محلی داشته و کمتر از یک کیلومتر از محل خود فاصله گرفته‌اند. با فرض اینکه باد عامل اصلی انتقال آن‌ها بوده است؛ با این وجود، برخی از دانه‌ها قطرهای بیشتر از ۴ میلی‌متر دارند که باد در هیچ شرایطی قادر به انتقال آن‌ها نیست؛ به‌علاوه، جهت باد غالب، برخلاف شیب دامنه بوده و این دانه‌های رسوبی درشت نیز باید همراه باد در شیب بیش از ۳۰ درصد بالا رفته که امری غیرمنطقی به نظر می‌رسد.

جدول ۶: رابطه بین سرعت باد و اندازه ذرات

سرعت باد (km/h)	ماکزیمم قطر ذراتی که جا به جا می‌شود (mm)
۱۶-۲۴	۰,۲۵
۲۴-۳۰	۰,۵
۳۰-۳۵	۰,۷۵
۳۵-۴۰	۱,۵
۴۰-۴۵	۱,۵

مأخذ: اقتباس از احمدی، ۱۳۸۷

خود اختصاص داده است (جدول ۶)؛ از طرف دیگر، سرعت بادهای منطقه به‌ندرت به بیش از ۳۰ کیلومتر در سال رسیده و بادهای نسبتاً شدید فراوانی بسیار کمتری دارند. حتی در صورت برداشت و جابه‌جایی برخی نمونه‌ها توسط باد، این نوع رسوبات برحسب تجارب حاصل از آزمایشگاه (جدول ۶)، تنها حدود یک کیلومتر جابه‌جا شده‌اند و از مناطق دورتر دشت آورده نشده‌اند.

براساس پارامترهای آماری، نمونه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه (جدول ۳ و ۴) و ویژگی‌های بادهای غالب و فصلی (شکل ۵)، مشاهده می‌شود که باد قادر به جابه‌جایی بسیاری از ذرات رسوبی موجود در امتداد دامنه، چه در حال حاضر و چه در گذشته، نبوده است. به این دلیل که در بسیاری از نمونه‌ها رسوبات با قطر بیش از ۴ میلی‌متر وجود دارد. همچنین، ذراتی با قطر بیش از ۰,۵ میلی‌متر بیشترین فراوانی رسوبات را به

جدول ۷: رابطه بین سرعت باد و اندازه ذرات رسوبی در امتداد دامنه

نمونه‌ها	میانگین قطر ذرات به میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۴ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۲ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۱ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۰,۵ میلی‌متر	مجموع درصد ذرات بزرگتر از ۰,۵ میلی‌متر
۱	۱,۹	۲۲	۱۷	۲۲	۲۳	۸۴
۲	۰,۲۸	۱	۱	۷	۴	۱۳
۳	۰,۲۷	۰	۰	۰	۳۱	۳۱
۴	۰,۶۴	۳	۲۴	۱۶	۴۸	۹۱
۵	۰,۱۸	۰	۰	۰	۳۲	۳۲

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

جدول ۸: رابطه بین سرعت باد و اندازه ذرات رسوبی در پروفیل عمقی منطقه مورد مطالعه

نمونه‌ها	میانگین قطر ذرات به میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۴ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۲ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۱ میلی‌متر	درصد قطر ذرات بزرگتر از ۰,۵ میلی‌متر	مجموع درصد ذرات بزرگتر از ۰,۵ میلی‌متر
۱	۰,۴۵	۳	۳	۵	۱۶	۲۷
۲	۰,۵۶	۳	۳	۵	۲۰	۳۱
۳	۰,۷۳	۵	۲	۱۳	۳۰	۵۰
۴	۱,۲۳	۱۹	۵	۱۲	۳۶	۷۲
۵	۰,۴۸	۵	۷	۶	۲۳	۴۲
۶	۰,۲۸	۶	۱	۷	۴	۱۸

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۶

نتیجه

میدانی در این دشت نشان داد که این عارضه تنها در گوشه کوچکی از دشت وسیع ابراهیم‌آباد بر روی دامنه کوه‌های نسبتاً مرتفع و پرشیب در پای صخره‌ها قرار گرفته است. این دشت، یک دشت کاملاً آبرفتی بوده که در سایر دامنه‌های آن مخروط‌افکنه‌های نسبتاً بزرگی به وجود آمده که برخی از آن‌ها بسیار جدید و برخی به دوره‌های احتمالاً پلیو-پلئستوسن برمی‌گردد. دشت به شکل سطح اساس حوضه‌های متعدد کوچک و بزرگ بالادست بوده و یک رودخانه اتفاقی نسبتاً بزرگ به شکل مسیل از داخل آن می‌گذرد که احتمالاً در دوره‌های قبلی زمین‌شناسی از آب بیشتری برخوردار بوده است؛ بنابراین رسوب‌های زیاد آبرفتی را می‌توان در اطراف بستر رودخانه کنونی

کوه‌ریگ‌ها از نظر ویژگی‌های رسوبی و پارامترهای هندسی شباهت‌های بسیاری با نهشته‌های رسوبی بادی دارند؛ اما بررسی‌های دقیق‌تر این ویژگی‌ها تفاوت‌های قابل توجهی را نشان می‌دهد. مهم‌تر اینکه مورفولوژی کوه‌ریگ‌ها منحصر به فرد بوده و با همه اشکال شناخته شده ماسه‌ای دیگر، اعم از ساحلی یا بیابانی متفاوت است؛ بدین شکل، برخلاف تپه‌های ماسه‌ای بادی، پیچیدگی رسوب‌شناسی، فرم‌شناسی، فرایندشناسی و محیط‌شناسی زیادی دارند. در دشت ابراهیم‌آباد در جنوب شرق شهر یزد و در غرب مهریز، ته‌نشست‌های رسوبی ماسه‌ای وجود دارد که در اصطلاح محلی، کوه‌ریگ گفته می‌شوند. بررسی‌های

البته پس از شکل‌گیری شاکله اصلی کوه‌ریگ و پایین آمدن دانه‌های رسوبی تخریب‌شده بر روی دامنه، بادها نیز دست‌به‌کار شده و دانه‌های ریزتر را از بخش دشت و از داخل رسوبات آبرفتی و مخروط‌افکنه‌ای به داخل کوه‌ریگ‌ها منتقل کرده است؛ البته، در برخی دوره‌ها، فعالیت‌های بادی، اثرگذاری بیشتری داشته‌اند؛ به همین دلیل قطر دانه‌های رسوبی نیمرخ عمقی در سطح زمین و در عمق حدود ۲ متری سطح زمین اغلب کمتر از ۲ میلی‌متر بوده و باد قادر به انتقال این رسوبات بوده است؛ اما عمق حدود ۷۰ سانتی‌متر تا ۱۸۰ سانتی‌متر را دانه‌های رسوبی بزرگتری (گراول و دانه‌های با قطر بیش از ۴ میلی‌متر) تشکیل می‌دهد که باد قادر به جابه‌جایی آن‌ها نمی‌باشد. همچنین، رسوب‌های سطح زمین حتی در ارتفاعات بالا، قطرهای کمتر از ۲ میلی‌متر دارند که نشان‌دهنده دخالت فرایند باد در جابه‌جایی و رسوبدهی آن‌هاست.

در حال حاضر ماسه‌های تشکیل‌دهنده کوه‌ریگ از نظر مورفودینامیکی فعال بوده و آب‌های جاری ناشی از بارش در بالادست و همچنین نیروی ثقل، توسط باد جابه‌جا می‌شوند. هرچند قلمروی محدود آن‌ها به دلیل جهت باد و توپوگرافی زمین، به دامنه‌های جنوب‌شرق منطقه محدود می‌باشد؛ از این رو می‌توان اظهار داشت که کوه‌ریگ‌ها حاصل تخریب و هوازگی فیزیکی سنگ‌های بالادست (کنگلومرای کرمان) و پایین آمدن دانه‌های رسوبی از دامنه تحت‌تأثیر نیروی گرانی زمین، وجود رسوبات ریزدانه آبرفتی در بستر رودخانه در پایین‌دست دشت و دخالت باد در شرایط مختلف است. از آنجاکه دانه‌های رسوبی کوه‌ریگ تا ساحل رودخانه کشیده شده و در بستر رودخانه قدیمی نیز چنین دانه‌هایی وجود دارد، همچنین دانه‌های رسوبی این بخش‌ها از گردشگی بیشتری برخوردار هستند،

نیز مشاهده کرد که می‌توانسته مواد شکل‌گیری تپه‌ها یا کوه‌ریگ‌ها را فراهم کند. بر این اساس، به‌منظور شناخت محیط شکل‌گیری و فرایندهای مؤثر در ایجاد و توسعه آن‌ها به مطالعه شرایط بادهای منطقه در حدود ۱۵ سال اخیر از یک سو و بررسی دانه‌های رسوبی و مشخصات آن‌ها از سوی دیگر پرداخته شد. بررسی جهت بادهای غالب و حتی فرعی، با نحوه استقرار و تهنشست کوه‌ریگ‌ها با حجم بسیار زیاد ماسه، نشان می‌دهد که اسکلت اصلی کوه‌ریگ با جهت هیچ‌کدام از بادها قابل‌توجه نیست. همچنین، بررسی اندازه میانگین قطر دانه‌ها، چه در امتداد نیمرخ طولی و چه نیمرخ عمقی، حاکی از آن است که بخش عمده‌ای از دانه‌های رسوبی با شدت بادهای کنونی، قابلیت انتقال و جابه‌جایی ندارند. با فرض اینکه بادها دخالت زیادی در پیدایش و تحول کوه‌ریگ‌ها ایفا کرده باشند، باید از قدرت و شدت بیشتری در گذشته برخوردار بوده و جهت آن نیز در امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق بوده باشد؛ با این وجود، بخش عمده‌ای از ذرات رسوبی، بیش از ۲ میلی‌متر قطر داشته و در هیچ شرایطی به شکل جهشی نمی‌توانسته‌اند توسط باد جابه‌جا شوند. ماسه‌های رسوبی بر روی دامنه با شیب بیش از ۲۰ درصد قرار گرفته و امکان غلطیدن آن‌ها در فاصله بیش از ۳ کیلومتر و ارتفاع بیش از ۱۰۰ متر عمودی وجود نداشته است؛ بنابراین می‌توان حدس زد که بخش عمده‌ای از کوه‌ریگ‌های دشت ابراهیم‌آباد، حاصل فرایند پایین‌آمدگی دانه‌های ماسه پس از تخریب هوازگی فیزیکی‌شان در دوره‌های سرد کواترنر (احتمالاً شرایط مورفوکلیماتیک جنب یخچالی) تحت‌تأثیر نیروی ثقل است. وجود قطعه‌سنگ‌های بسیار بزرگ کنگلومرا در داخل رسوبات و تخریب فیزیکی مداوم آن‌ها، می‌تواند این فرضیه را تأیید کند؛

منابع

- احمدی، حسن (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی کاربردی (فرسایش بادی)، انتشارات دانشگاه تهران. چاپ سوم. صفحه ۷۰۶.
- اهری پور، رضا؛ مصدق، حسین (۱۳۸۵). مبانی رسوب شناسی، تهران: انتشارات علوی.
- دهواری، عبدالمجید؛ فیض نیا، سادات؛ احمدی، حسن (۱۳۸۴). نقش بررسی های کانی شناسی و شاخص های آماری رسوبات در منشأیابی تپه ماسه های شنندان سراوان- بلوچستان، مجله منابع طبیعی ایران. جلد ۵۸، شماره ۴. صفحات ۷۵۷-۷۴۳.
- شهریار، علی؛ لرستانی، قاسم؛ مقصودی، مهران (۱۳۹۲). بررسی شکل و دانه سنجی ذرات ماسه در مناطق داخلی و ساحلی ایران (مطالعه موردی: ریگ مرنجاب- ساحل جاسک)، کاوشنامه جغرافیای مناطق بیابانی. سال اول. شماره ۲. صفحات ۳۵-۱۷.
- عباسی، مرضیه؛ فیض نیا، سادات؛ عباسی، حمیدرضا؛ کاظمی، یونس؛ قرنچیک، احمد (۱۳۹۰). بررسی دانه بندی و کانی شناسی رسوبات در منشأیابی تپه های ماسه ای بلوچستان، تحقیقات مرتع و بیابان ایران. ۳. صفحات ۴۵۱-۴۴۱.
- قانع بافتی، محمدجواد؛ یاراحمدی، علیرضا (۱۳۹۰). بررسی رابطه دانه بندی رسوبات تپه های ماسه ای حسن آباد بافق با جهت باد فرساینده با استفاده از زمین آمار، نشریه مرتع و آبخیزداری. مجله منابع طبیعی ایران. دوره ۲. ۶۳ صفحه ۲۴۸.
- شریفی پیچون، محمد؛ دهقان، فاطمه (۱۳۹۵). ارزیابی فرایندهای مؤثر بر شکل گیری و تحول کوه ریگ ها (مورد مطالعه: کوه ریگ های تنگ چنار)، فصلنامه پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، دوره ۵، شماره ۳. صفحات ۱-۱۹.

احتمالاً بخشی از رسوبات کوه ریگ از مخروط افکنه های دامنه ای و همچنین بستر آبرفتی رودخانه، نخست توسط آب انتقال پیدا کرده و سپس توسط باد به سمت دامنه کوه جابه جا شده و پس از برخورد با کوه، بر روی دامنه آن ته نشست پیدا کرده است. بر اساس مطالعات مختلف درباره انواع محیط های رسوبی و اندازه ذرات ماسه (سلی^۱، ۱۹۷۶)، می توان گفت هر محیط رسوبی دارای شکل منحنی هیستوگرام خاصی است. هیستوگرام نمونه های رسوبی نیز چند منشأیی بودن رسوبات را تأیید کرده؛ به گونه ای که از بین ۱۱ نمونه بررسی شده، تنها دو نمونه از رسوبات سطحی در پایین دست دامنه دارای منشأ واحدی (باد) بوده و هیستوگرام سایر نمونه ها، اغلب بیش از چند منشأ را نشان می دهد. منحنی های تجمعی و توزیع نرمال دانه های رسوبی نیز اختلافات چشم گیری را نشان می دهند به نحوی که شکل و شیب منحنی ها، محیط ها و فرایندهای مختلف رسوب گذاری را نشان می دهند؛ زیرا هر محیط رسوبی دارای شکل خاصی از منحنی هیستوگرام و تجمعی است و از روی این منحنی ها تا حدودی می توان به نوع محیط رسوبی پی برد (اهری پور و مصدق، ۱۳۸۵: ۷۵)؛ بدین ترتیب، کوه ریگ ها برخلاف سایر رسوبات بادی و تپه های ماسه ای، شرایط شکل گیری و تحول پیچیده ای را پشت سر گذاشته اند؛ به گونه ای که انتقال ماسه ها بر روی دامنه، هم به شکل نزولی (پایین رونده^۲) و هم به شکل صعودی (بالا رونده^۳) با نیروی ثقل و باد صورت گرفته است.

1-Selley
2-Descending
3-Climbing

- Livingstone, I. & A. Warren (1996). *Aeolian Geomorphology*, Longman, London,
- Mahan, S. A.; Miller, D., M.; Menges, C. M.; Yount, J.c. (2007). Late quaternary stratigraphy and luminescence geochronology of the northeastern Mojave Desert, *Quaternary International*, Vol. 166, Pp. 66-78
- Pewe, T. L (1981). An overview. In T. L. Pewe (Ed.), *Desert dust: Origin, characteristics, and effect on man* (pp. 1-10). Boulder: Geological Society of America Series (Special paper Geological Society of America Series 186.
- Selley, R (1976). *An introduction to sedimentology*, Academic Press, 408 pages.
- Sun, D., J. Bloemendal, D.K. Rea, J. Vandenberghe, F. Jiang, Z. An and R. Su (2002). Grain-size distribution functions of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environment and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology*, 152:263-277.
- Tchakerian, V.P (1991). Late Quaternary aeolian geomorphology of the Dale Lake sand Sheet, southern Mojave Desert, California. *Physical Geography* 12, 347-437.
- Tchakerian, V. P., Lancaster, N (2002). Late Quaternary arid/humid cycles in the Mojave desert and western Great Basin of North America. *Quaternary Science Reviews* 21, 799-810.
- Telfer, M.W., Thomas, Z.A., Breman, B. (2012). Sand ramps in the Golden Gate Highlands National Park, South Africa: evidence of periglacial Aeolian activity during the Last glacial, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* 313-4, 59-69.
- Thomas, D.S.G., Bateman, M.D., Mehrshahi, D., O. Hara, S.L (1997). Development and environmental significance of an Aeolian sand ramp of last-glacial age, central Iran, *Quaternary Research* 48, 155-161.
- Zaady, E., Dody, A., Weiner, D., Barkai, D., & Offer, ZY (2008). A comprehensive method for Aeolian particle Granulometry & micromorphology analyses.
- Zimelman, J. R; S. H. Williams and V.P. Tchakerian (1995). "Sand transport pathways in the Mojave Desert, Southwestern United States". *Desert Aeolian Processes*. Edt. V. P. Tchakerian. London, Chapman & Hall: 101-129.
- مهرشاهی، داریوش؛ تامس، دیوید؛ بیتمن، مارک؛ اوهارا، سارا (۱۳۷۷). چگونگی تشکیل، تحول و تعیین سن کوه‌ریگ اردکان یزد، تحقیقات جغرافیایی. شماره ۵۱. صفحات ۱۲۰-۱۰۲.
- مهرشاهی، داریوش (۱۳۷۹). آشنایی عمومی با پدیده کوه‌ریگ و پراکندگی جغرافیایی و اهمیت کوه‌ریگ‌های استان یزد، کاوش‌نامه علوم انسانی. سال اول. شماره ۱. صفحات ۱۲۲-۱۱۱.
- مهرشاهی، داریوش؛ خسرویانی، فرزاد (۱۳۸۹). تعیین منشأ کوه‌ریگ‌های دامنه باختری تپه‌های بغدادآباد مهریز با ترکیب داده‌های ژئومورفولوژی، کانی‌شناسی، سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، دومین همایش ملی فرسایش بادی یزد. انجمن علمی مدیریت و کنترل مناطق بیابانی ایران.
- مهرشاهی، داریوش (۱۳۹۰). کوه‌ریگ‌شناسی: مطالعات موردی در استان یزد، جغرافیا و توسعه. شماره ۲۵. صفحات ۱۷۸-۱۵۹.
- Bateman, M., D.; Bryant, R., G.; Foster, I.; Livingstone, I., And Parsons, A., J (2012). on the formation of sand ramps: A case study from the Mojave Desert, *Geomorphology*, vol 161-162, PP. 93-109.
- Goossens, D (2007). Bias in grain size distribution of deposited atmospheric dust due to the collection particles in sediment catchers. *Catena*, 70:16-24.
- Guang, H., Guifang, Z., & Wenbin, Y. (2004). A quantitative analysis on the sources of dune sand in the Hulun Buir Sandy Land: application of stepwise discriminant analysis (SDA) to the granulometric data, *Journal of geographical science*, Vol. 14, Issue2, PP. 177-186
- Kumar, A.; Srivastava, P. and Meena, N., K. (2017). Late Pleistocene Aeolian in the cold desert of Ladakh: A record from sand ramps, *Quaternary international*, *Quaternary International*, 443, PP. 13-28
- Lancaster, N., and Tchakerian, V., P. (1996). Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert, *Geomorphology*, 17(1): 151-165.