

اثرات اقلیم و لیتولوژی بر شکل‌گیری کوهریگ‌های پیرامون دشت ارنان

محمد شریفی پیچون*، استادیار ژئومورفولوژی - دانشگاه یزد

غلامرضا تاج‌بخش، استادیار پترولوژی - دانشگاه یزد

چکیده

کوهریگ؛ نوعی تپه ماسه‌ای است که بر روی یا پای دامنه‌ی برخی کوه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک قرار می‌گیرد. اگرچه در ظاهر این نوع لندفرم‌ها تفاوتی با سایر انواع تپه‌های ماسه‌ای در این مناطق را ندارد، اما شیب، اندازه‌ی قطر دانه‌های رسوبی، مورفولوژی، همگونی رسوبات، چینه‌بندی، لامیناسیون، کانی‌های تشکیل‌دهنده، شرایط محیط شکل‌گیری و تحول، محل رسوب‌گذاری و فرآیندهای به‌وجودآورنده‌ی آن‌ها بسیار متفاوت از دیگر تپه‌های ماسه‌ای بیابانی و ساحلی است. بر خلاف تپه‌های ماسه‌ای بادی که تنها توسط باد حمل و رسوب‌گذاری شده‌اند، در داخل کوهریگ‌ها، رسوبات آبرفتی و کوه‌ریختی نیز قابل مشاهده است. هدف این پژوهش، بررسی چگونگی فراهم‌آوری حجم زیاد رسوب در یک منطقه‌ی محدود برای شکل‌گیری این عارضه است. بر این اساس، دو مؤلفه‌ی سنگ و هوازدگی سنگ‌ها در شرایط اقلیمی خاص موردتوجه قرار گرفت. برای انجام این پژوهش، رسوبات با روش XRD کانی‌سنجی شدند که فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، مسکویت و آپاتیت عمده‌ی کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی رسوبات بودند و پس از کانی‌شناسی، نمونه‌ای از مونوزوگرانیت‌های منطقه مشاهده گردید که کوهریگ‌ها مواد رسوبی تخریب‌شده‌ی این سنگ‌ها هستند. سپس برای تحلیل بهتر ویژگی‌های رسوب و سنگ، برش نازکی (Thin section) از آن‌ها فراهم شد و در زیر میکروسکپ الکترونی با ۶۰ بار بزرگنمایی مورد تحلیل قرار گرفتند. در ادامه، شرایط بارش و دمای حال حاضر بررسی و با بازسازی برف‌مرزهای منطقه بر اساس روش‌های رایج و پورتر، دمای دوره‌ی سرد بازسازی گردید. نتایج نشان داد که گرانیتهای منطقه در شرایط اقلیمی سرد و مرطوب دوره‌ی سرد پلیستوسن (شرایط جنب یخچالی) به شدت هوازده شده و حجم زیادی از رسوبات را در دسترس باد برای انتقال بر روی یا پای دامنه فراهم آورده است. همچنین، مشاهدات میدانی نشان داد که در ارتفاعات بالای ۲۴۰۰ متر با بارش خوب و دمای پایین زمستان، هر جا گرانیتهای برون‌زدگی دارند، کوهریگ‌ها در حال گسترش هستند.

واژگان کلیدی: کوهریگ، جنب یخچالی، گرانیت، دشت ارنان، مناطق خشک.

۱- مقدمه

کوهریگ؛ نوعی تپه‌ی ماسه‌ای است که بر روی یا پای دامنه‌ی برخی کوه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک قرار می‌گیرد. اگرچه در ظاهر، این نوع لندفرم‌ها تفاوتی با سایر انواع تپه‌های ماسه‌ای در این مناطق ندارد، اما شیب، اندازه‌ی قطر دانه‌های رسوبی، مورفولوژی، همگونی رسوبات، چین‌بندی، لامیناسیون، کانی‌های تشکیل‌دهنده، شرایط محیط شکل‌گیری و تحول، محل رسوب‌گذاری و فرآیندهای به‌وجودآورنده‌ی آن‌ها بسیار متفاوت از دیگر تپه‌های ماسه‌ای بیابانی و ساحلی است. بر خلاف تپه‌های ماسه‌ای بادی که تنها توسط باد حمل و رسوب‌گذاری شده‌اند، در داخل کوهریگ‌ها، رسوبات آبرفتی و کوه‌ریختی نیز قابل‌مشاهده است (Lancaster and Tchakerian, 1996: 151; Tchakerian and Pease, 2003: 19; Ventra et al.: 2017: 162). به دلیل آنکه این نوع لندفرم، پراکندگی بسیار کم‌تری به نسبت تپه‌های ماسه‌ای بیابانی و ساحلی در سراسر کره‌ی زمین دارد، کم‌تر مطالعه و شناخته شده است. همچنین در برخی مناطق، زیر رسوبات آواری دامنه‌ها مدفون شده و قابل‌مشاهده نیستند. در کشور ایران این عارضه تنها به‌صورت محدود در نواحی ایران مرکزی و در استان‌های یزد و به‌صورت محدودتری در کرمان شکل گرفته است (شریفی و دهقان، ۱۳۹۵: ۲). کوهریگ، یکی از پیچیده‌ترین لندفرم‌های موجود بر سطح زمین از نظر شرایط تشکیل و برآیش است (Livingstone and Warren, 1996: 26; شریفی و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۸) که در دوره‌های گذشته‌ی زمین با شرایط محیطی و آب‌وهوایی متفاوت ایجاد شده‌اند (Thomas et al., 1997: 156).

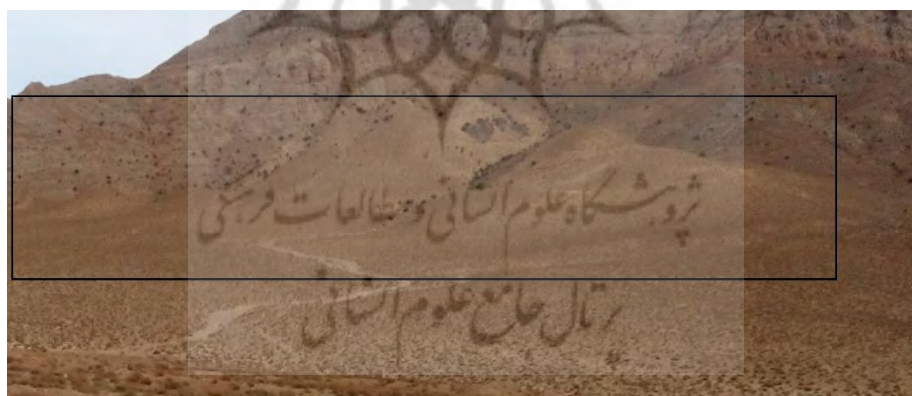
بیش‌تر محققین، شرایط اقلیمی شکل‌گیری کوهریگ‌ها را در ارتباط با دوره‌های سرد و شرایط جنب یخچالی پلئستوسن به‌ویژه پلئستوسن پایانی با دمای پایین‌تر، رطوبت بیشتر و بادهای شدیدتر و قوی‌تر از امروز می‌دانند (Thomas et al., 1997: 159; Mahan et al., 2007: 67; Kumar et al., 2017: 13). بدین ترتیب، وجود بادهای قوی‌تر و شدیدتر از امروز برای شکل‌گیری آن‌ها ضروری بوده است (Bertram, 2003: 3). این رسوبات در دامنه‌های بادگیر توسط بادهای به شکل صعودی بالا رفته‌اند (Bateman et al., 2012: 93; Bertram, 2003: 128) یا اینکه برخی از آن‌ها پس از بالا رفتن از خط‌الرأس‌ها، در دامنه‌های مقابل (بادپناه) پایین آمده و تپه‌هایی هرچند کوچک‌تر بر روی این دامنه‌ها به وجود آورده است (Thomas et al., 1997: 156). این عارضه‌ها در بازه‌ی زمانی کوتاه و با سرعت شکل گرفته‌اند (Bateman et al., 2012: 94; Telfer et al., 2012: 59). چراکه با تغییر شرایط محیطی، اعم از افزایش رطوبت یا اشباع دامنه‌ها از مواد رسوبی، شرایط شکل‌گیری آن‌ها از بین می‌رفته است. منشأ رسوبات کوهریگ‌ها اغلب محلی و بسیار نزدیک به محل استقرار فعلی آن‌هاست (Bertram, 2003; Telfer et al., 2012: 59). مهرشاهی و همکاران، ۱۳۷۷: ۱۰۲؛ شریفی پیچون و همکاران، ۱۳۹۷: ۱۱۷). از آنجاکه کوهریگ‌ها اطلاعات بسیار غنی از شرایط زیست‌محیطی گذشته را در خود نهفته دارند، به‌ویژه آنکه این عارضه‌ها امروز در مناطق خشک و نیمه‌خشکی قرار گرفته‌اند و از لحاظ زیست‌محیطی در زمره‌ی مناطق بسیار فقیر قرار می‌گیرند (Tchakerian and Pease, 2003: 19; Rowell et al., 2017). از اهمیت بالایی جهت مطالعه در علوم مختلف برخوردار هستند. از مهم‌ترین موضوعات و سؤالات مرتبط با کوهریگ‌ها نحوه‌ی فراهم‌آوری حجم زیاد رسوبات در یک مقیاس فضایی کوچک است که پژوهشگران، هوازدگی سنگ‌های محلی پیرامون کوهریگ‌ها در شرایط آب‌وهوایی سرد و مرطوب گذشته را از عوامل اصلی آن به شمار می‌آورند (Bertram, 2003; Telfer et al., 2012: 59). در این پژوهش نیز این دو پارامتر اصلی اثرگذار در فراهم‌آوری رسوبات کوهریگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفته است. در واقع هدف اصلی این پژوهش، بررسی نحوه‌ی فراهم‌آوری رسوبات کوهریگ‌ها بر اساس سنگ منشأ آن‌ها در شرایط آب‌وهوایی خاص گذشته است؛ چراکه اغلب کوهریگ‌های این منطقه در شرایط آب‌وهوایی گذشته ایجاد شده و در حال حاضر تثبیت شده هستند. هرچند که در حال حاضر در ارتفاعات بالای ۲۴۰۰ متر به‌صورت موردی و با سرعت کم‌تری در حال تشکیل می‌باشند.

۲- منطقه‌ی مورد مطالعه

منطقه‌ی محل تجمع کوهریگ‌های مورد مطالعه، دامنه‌های شرقی شیرکوه و به صورت دقیق‌تر، دامنه‌ی کوه‌های تنگ حوضکی و تنگ چنار در دو سمت رودخانه و جاده‌ی مهریز-دهشیر بین روستاهای تنگ چنار و ارنان قبل از رسیدن به دشت ارنان است. در این منطقه در پای و بر روی دامنه‌ی کوه‌ها در جهات مختلف جغرافیایی بیش از ۳۰ کوهریگ بزرگ و کوچک وجود دارد که در ارتفاعات مختلفی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۱ و ۲).



شکل ۱: نمایش موقعیت جغرافیایی کوهریگ‌های پیرامون دشت ارنان در جنوب شرق شهر یزد



شکل ۲: تصویری از کوهریگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

۳- مواد و روش

برای مطالعه‌ی کوهریگ‌های پیرامون دشت ارنان و منشأ رسوبات آن‌ها، از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیر (سازمان زمین‌شناسی)، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌ی رقومی ارتفاعی، تصاویر گوگل ارث و نیز مشاهدات و بررسی‌های میدانی استفاده شده است. ابتدا طی سه سال متوالی بیش از ۵ بار از منطقه‌ی جغرافیایی کوهریگ‌ها و وضعیت توپوگرافی و زمین‌شناسی آن‌ها بازدید به عمل آمد. سپس از سنگ گرانیت منطقه و همچنین از کوهریگ‌های منطقه چند نمونه رسوبی برداشت گردید و در آزمایشگاه با استفاده از روش XRD کانی‌سنجی شدند. همچنین برای دیدن بهتر سنگ گرانیت و رسوبات کوهریگ‌ها برای مطالعه در زیر

میکروسکپ، از آن‌ها مقاطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکپ الکترونی ۶۰ برابر بزرگنمایی شد. بدین ترتیب، کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ و رسوبات کوهریگ و ویژگی‌های آن‌ها مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. پس از آنکه مشخص شد که کانی‌های تشکیل‌دهنده رسوبات کوهریگ با سنگ گرانیت (مونوزوگرانیت) منطقه‌ی مورد مطالعه انطباق نسبتاً کاملی دارند، به بررسی و تحلیل چگونگی تخریب و هوازدگی گرانیت‌ها، به‌عنوان سنگ اصلی فراهم‌آوری رسوبات کوهریگ پرداخته شد. از این نظر، برای بررسی شرایط محیط شکل‌گیری کوهریگ‌ها، ویژگی‌های اقلیمی منطقه‌ی مورد مطالعه شامل دما و رطوبت حال حاضر مورد بررسی قرار گرفت. چون عمده‌ی کوهریگ‌ها در گذشته و در شرایط آب‌وهوایی متفاوت به وجود آمده‌اند؛ بنابراین به بازسازی شرایط آب‌وهوای گذشته مبادرت گردید. در این صورت، با فرض ثابت بودن مقدار بارش حال حاضر برای گذشته، به بازسازی شرایط دمایی گذشته اقدام گردید. بدین ترتیب، نقشه‌های هم‌بارش و هم‌دمای حال حاضر و نقشه‌ی هم‌دمای گذشته به شرح زیر تهیه و ترسیم گردید. در ابتدا داده‌های دما و بارش ۵ ایستگاه در ارتفاعات مختلف منطقه برای دوره‌ی آماری ۲۰ ساله (جدول ۱) مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت.

جدول ۱: آمار داده‌های دما و بارش ایستگاه‌های واقع در شرق شیرکوه (۱۳۷۵-۱۳۹۵)

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع	بارش متوسط	دمای متوسط	دمای کمینه	دمای بیشینه	دمای ۳ ماه سرد سال
مهریز	۱۲-۲۶-۵۴	۳۳-۳۵-۳۱	۱۴۸۷	۶۱،۵	۲۱،۱	۱۳	۲۵،۹	۷،۶
نیر	۴۳-۰۷-۵۴	۲۷-۲۹-۳۱	۲۴۵۱	۲۴۱،۳	۱۳،۴	۸،۳	۱۸،۳	۳
دهشیر	۰۵-۴۵-۵۴	۴۰-۲۷-۳۱	۱۸۳۳	۹۳،۵	۱۶،۵	۹،۴	۲۳،۷	۵،۵
ده بالا	۴۰-۰۶-۵۴	۳۸-۳۵-۳۱	۲۶۰۶	۳۰،۸	۱۲،۴	۷،۱	۱۷،۷	۲،۵
گاریز	۵۶-۰۵-۵۴	۳۶-۱۸-۳۱	۲۰۰۷	۱۰۶،۳	۱۴،۲	۶،۳	۲۱،۸	۳،۷

بر مبنای داده‌های جدول (۱)، اقدام به تهیه و ترسیم نقشه‌ی هم‌بارش حال حاضر، نقشه‌ی هم‌دمای ماه‌های سرد سال حال حاضر و هم‌دمای متوسط دوره‌های سرد گذشته گردید. برای ترسیم هر یک از آن‌ها به شرح زیر عمل شد:

۳-۱- نقشه‌ی هم‌بارش منطقه‌ی مورد مطالعه

برای ترسیم نقشه‌ی هم‌بارش کنونی، ابتدا رابطه‌ی خطی (رابطه‌ی زیر) از همبستگی بین ارتفاع و متوسط بارش سالانه ایستگاه‌های موجود به دست آمد که مقدار ضریب همبستگی آن برابر با $0,9073$ بود:

$$P = 0.2124H - 282.99$$

رابطه‌ی ۱

در این رابطه، P بارش، H ارتفاع منطقه، عدد $0,2124$ شیب خط بارش و عدد $282,99$ عرض از مبدأ خط بارش است. با به‌کارگیری این معادله و اعمال روش کریجینگ در GIS نقشه‌ی هم‌بارش حال حاضر تهیه گردید.

۳-۲- نقشه‌ی هم‌دمای حال حاضر منطقه‌ی مورد مطالعه

به دلیل آنکه گرانیت‌ها در دماهای پایین از حساسیت بسیار بیشتری به نسبت تخریب و هوازدگی برخوردار هستند، بنابراین در اینجا به‌جای تهیه‌ی نقشه‌ی هم‌دمای متوسط کل سال، به ترسیم نقشه‌ی هم‌دمای ماه‌های سرد سال (آذر، دی و بهمن) مبادرت گردید. برای این منظور، از داده‌های دمایی ایستگاه‌های محدوده‌ی مطالعاتی که شامل ۵ ایستگاه سینوپتیک و کلیماتولوژی با آمار بالای ۲۰ سال بودند استفاده گردید. چون این ایستگاه‌ها در ارتفاعات مختلفی قرار گرفته‌اند، در ابتدا به بررسی میزان همبستگی دما و ارتفاع بر اساس رابطه‌ی خطی ساده‌ی زیر اقدام گردید:

$$y = a + bx$$

رابطه‌ی ۲

که در آن y دمای فعلی، a عرض از مبدأ خط دما، b شیب خط دما و x ارتفاع متوسط منطقه است.

۳-۳- تهیه نقشه‌ی هم‌دمای گذشته‌ی منطقه

پس از به دست آوردن و ترسیم نقشه‌ی هم‌دمای حال حاضر در منطقه، به بازسازی شرایط محیط گذشته و خط برف‌مرزهای دوره‌ی سرد پلیستوسن به‌عنوان خط هم‌دمای صفر درجه با استفاده از روش‌های رایج و پورتر مبادرت گردید. برای تهیه و ترسیم نقشه‌ی هم‌دمای سرد پلیستوسن، در ابتدا به بازسازی خط برف‌مرزهای این دوران بر اساس دو روش رایج و پورتر اقدام گردید.

الف) در روش رایج، پس از به دست آوردن ارتفاع کف سیرک‌های مختلف منطقه از رابطه‌ی زیر برای به دست آوردن ارتفاع خط برف‌مرز (S1) استفاده می‌شود:

$$S_1 = \frac{60 \times (\text{ارتفاع پایین‌ترین سیرک} - \text{ارتفاع بالاترین سیرک})}{100} - \text{ارتفاع بالاترین سیرک} \quad \text{رابطه‌ی ۳}$$

ب) پورتر ۵ روش را برای محاسبه خط برف‌مرزهای گذشته پیشنهاد داده است (پورتر، ۲۰۰۱) که در اینجا سه روش آن شامل روش‌های ارتفاع کف سیرک، نسبت‌های ارتفاعی و روش نسبت مساحت تجمعی مورد استفاده قرار گرفته است.

$$M_o = l + \left(\frac{f_1}{f_1 + f_2} \right) * h \quad \text{رابطه‌ی ۴ روش ارتفاع کف سیرک}$$

$$\frac{Ah + At}{2} \quad \text{رابطه‌ی ۵ روش نسبت‌های ارتفاعی}$$

۳-۳-۱- روش نسبت مساحت تجمعی

در این روش، ابتدا برف‌مرز اولیه با استفاده از روش نسبت ارتفاعی مشخص می‌گردد. سپس خطوط منحنی میزان (۱۰۰ متری) سطح یخچالی مشخص و مساحت بین دو منحنی متوالی (به فاصله ۱۰۰ متری) اندازه‌گیری و برای ایجاد منحنی تجمعی استفاده می‌شود که به شکل گرافیکی، مساحت یخچال را به نسبت توزیع ارتفاعی نمایش می‌دهد. پس از مشخص نمودن خط برف‌مرز دائمی کواترنری با استفاده از رابطه‌ی زیر نقشه‌ی متوسط دما در دوره‌ی سرد گذشته ترسیم گردید:

$$T_w = (H_s - H) * X \quad \text{رابطه‌ی ۶}$$

در این رابطه، T_w دمای آخرین دوره‌ی سرد گذشته، H_s ارتفاع خط برف‌مرز و H ارتفاع نقاط ایستگاهی حال حاضر به متر و X شیب خط دماست.

۴- بحث و نتایج

۴-۱- اثر اقلیم بر شکل‌گیری و توسعه‌ی کوه‌ریگ

مناطق بیابانی از شرایط اقلیمی خاص و منحصر به فردی برخوردارند. از مهم‌ترین ویژگی‌های آن، نوسانات شدید اقلیمی به‌ویژه دمایی است (Thomas, 2011: 283); به‌گونه‌ای که نوسانات درجه حرارت زمین در بیابان‌ها به بیش از ۸۵ درجه‌ی سانتی‌گراد می‌رسد. در طول ساعات روز، چند سانتی‌متر بیرونی یک صخره نسبت به بخش‌های عمیق‌تر آن انبساط می‌یابند، ولی وقتی که لایه‌های خارجی‌تر سرد می‌شوند، نسبت به لایه‌های داخلی گرم‌تر، سریع‌تر منقبض می‌شوند. این اثر تأخیری، روزانه تنش‌های کششی و فشارشی متناوب در سنگ ایجاد می‌کند. مخصوصاً در چند میلی‌متر بیرونی صخره، جایی که تغییرات دما بسیار شدید است (Warcke & Smith, 1994: 57). وجود ارتفاعات در این مناطق، این نوسانات را تشدید می‌نماید. منطقه‌ی مورد مطالعه نیز در ناحیه‌ی بیابانی ایران مرکزی با تغییرات ارتفاعی حدود ۱۷۰۰ تا ۳۸۰۰ متر واقع شده است. بر این اساس، از اقلیم بسیار خاص با نوسانات دمایی و رطوبتی بالا

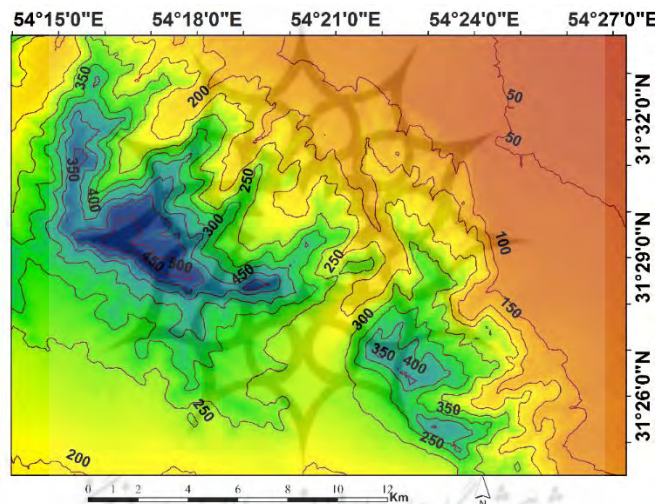
برخوردار است. این نوسانات عامل اصلی هوازدگی و تخریب سنگ‌ها و به تبع آن شکل‌گیری لندفرم‌های منحصربه‌فرد در طول تاریخ زمین‌شناسی بوده است. برای تحلیل و درک بهتر شرایط رطوبتی و حرارتی منطقه در حال حاضر و در دوره‌های سرد کواترنر، اقدام به تهیه و ترسیم نقشه‌های هم‌دمای ماه‌های سرد سال حال حاضر و هم‌دمای متوسط دوره‌های سرد گذشته و نیز نقشه‌ی هم‌بارش دوره‌ی حال حاضر گردید.

۴-۲- نقشه‌ی هم‌بارش منطقه‌ی مورد مطالعه

برای ترسیم نقشه‌ی هم‌بارش کنونی، ابتدا رابطه‌ی خطی از همبستگی بین ارتفاع و متوسط بارش سالانه ایستگاه‌های موجود به دست آمد (رابطه‌ی زیر) که مقدار ضریب همبستگی آن برابر با 0.9073 بود:

$$P = 0.2124H - 282.99 \quad \text{رابطه‌ی ۷}$$

در این رابطه، P بارش و H ارتفاع منطقه، عدد 0.2124 شیب خط بارش و عدد 282.99 عرض از مبدأ خط بارش است. برای ارتفاع منطقه، نقشه‌ی رقومی ارتفاعی (DEM) با قدرت تفکیک 5 متر لحاظ شده است. بر اساس این رابطه، بارش متأثر از تغییرات ارتفاعی بوده و با افزایش 1 متر ارتفاع 0.212 میلی‌متر بارش افزایش پیدا می‌کند. با به‌کارگیری این معادله و اعمال روش کریجینگ در GIS نقشه‌ی هم‌بارش حال حاضر تهیه گردید (شکل ۳).



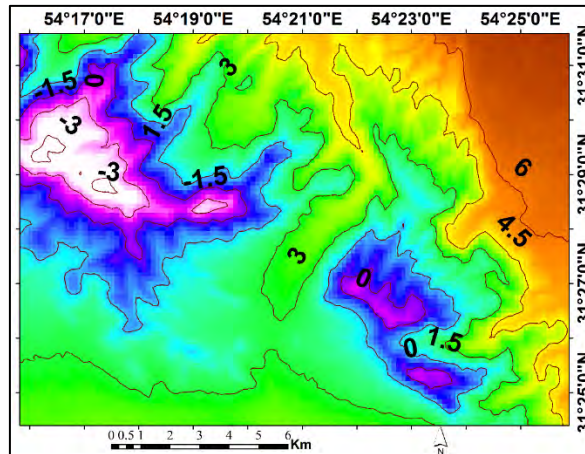
شکل ۳: نقشه‌ی هم‌بارش حال حاضر منطقه‌ی مورد مطالعه

۴-۳- نقشه‌ی هم‌دمای حال حاضر منطقه‌ی مورد مطالعه

به دلیل آنکه گرانیته‌ها در دماهای پایین، از حساسیت بسیار بیشتری نسبت به تخریب و هوازدگی دارند؛ بنابراین در اینجا به‌جای تهیه نقشه‌ی هم‌دمای متوسط کل سال، به ترسیم نقشه‌ی هم‌دمای ماه‌های سرد سال (آذر، دی و بهمن) مبادرت گردید. برای این منظور، از داده‌های دمایی ایستگاه‌های محدوده‌ی مطالعاتی که شامل 5 ایستگاه سینوپتیک و کلیماتولوژی با آمار بالای 20 سال بودند، استفاده گردید. چون این ایستگاه‌ها در ارتفاعات مختلفی قرار گرفته‌اند، در ابتدا به بررسی میزان همبستگی دما و ارتفاع بر اساس رابطه‌ی خطی ساده‌ی $y = a + bx$ اقدام شد که میزان این همبستگی برابر 0.908 بود و گرادیان شیب دمایی منطقه به شکل زیر به دست آمد:

$$T = -0.0044H + 13.533 \quad \text{رابطه‌ی ۸}$$

که در آن T دما و H ارتفاع متوسط منطقه‌ی مورد مطالعه است. با اعمال این رابطه در محیط ArcMAP نقشه‌ی هم‌دمای حال حاضر ترسیم گردید (شکل ۴).



شکل ۴: نقشه‌ی همدمای متوسط حداقل سه ماه سرد سال شامل آذر، دی و بهمن برای منطقه‌ی مورد مطالعه

پس از به دست آوردن و ترسیم نقشه‌ی همدمای حال حاضر در منطقه، به بازسازی شرایط محیط گذشته و خط برف‌مرزهای دوره‌ی سرد پلئستوسن به‌عنوان خط همدمای صفر درجه با استفاده از روش‌های رایج و پورتر مبادرت گردید.

۴-۴- نقشه‌ی همدمای دوره‌ی سرد گذشته

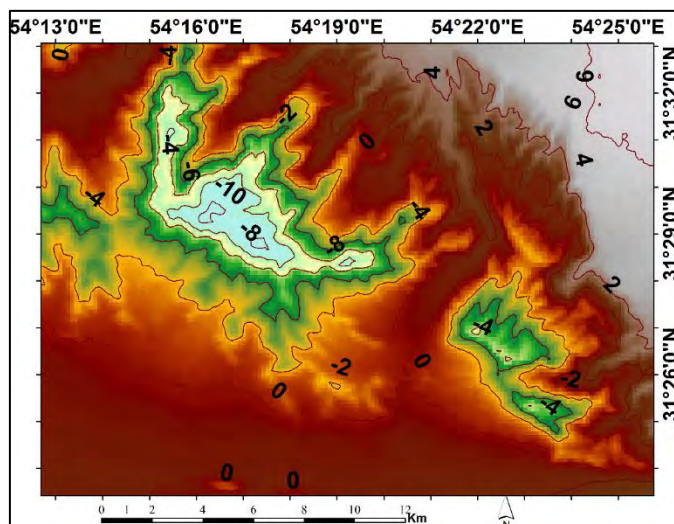
برای تهیه و ترسیم نقشه‌ی همدمای سرد پلئستوسن، در ابتدا به بازسازی خط برف‌مرزهای این دوران بر اساس دو روش رایج و پورتر اقدام گردید. بر اساس روش رایج، خط برف‌مرز گذشته در ارتفاع ۲۶۰۰ متر قرار می‌گیرد و بر اساس روش‌های پورتر، این خط بین دو خط تراز ارتفاعی ۱۶۰۰ تا ۱۷۰۰ متر قرار می‌گیرد. پس از مشخص نمودن خط برف‌مرز دائمی کواترنری که در ارتفاع حدود ۲۶۰۰ متری منطقه قرار می‌گرفته است، با استفاده از رابطه‌ی زیر نقشه‌ی متوسط دما در دوره‌ی سرد گذشته ترسیم گردید:

$$T_w = (H_s - H) * 73/100 \quad \text{رابطه‌ی ۹}$$

در این رابطه، T_w دمای آخرین دوره‌ی سرد گذشته، H_s ارتفاع خط برف‌مرز و H ارتفاع نقاط ایستگاهی حال حاضر به متر است. بر پایه‌ی این رابطه، دمای ایستگاه‌های منطقه برای دوره‌ی سرد محاسبه و بر این اساس، گرادیان دمایی منطقه با ضریب همبستگی ۰.۸۸۰۳، برای زمان گذشته به شرح زیر محاسبه گردید:

$$T = -0.0073H + 17.539 \quad \text{رابطه‌ی ۱۰}$$

با اعمال این رابطه در محیط ArcMAP نقشه‌ی همدمای دوره‌ی سرد پلئستوسن به شرح زیر تهیه و ترسیم گردید (شکل ۵).



شکل ۵: نقشه‌ی هم‌دمای متوسط سالانه دوره‌ی های سرد پلیستوسن

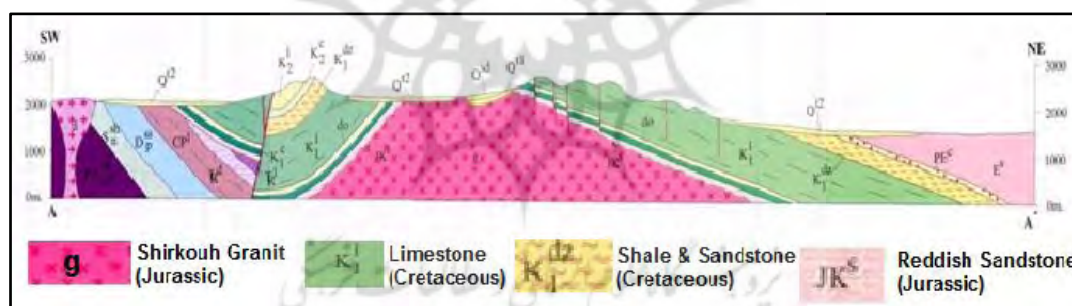
۴-۵- ویژگی پتروگرافی منطقه‌ی مورد مطالعه

برای بررسی منشأ کوهریگ‌ها و نیز نقش نوع سنگ در شکل‌گیری آن‌ها در ابتدا نمونه‌هایی از رسوب‌های کوهریگ‌ها مورد بررسی کانی‌شناسی قرار گرفتند. بررسی و تحلیل کانی‌شناختی رسوب کوهریگ‌های منطقه نشان داد که بیش‌تر کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی آن‌ها فلدسپار، کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، مسکویت و آپاتیت هستند (شکل ۶).



شکل ۶: نمونه‌ای از کانی‌های رسوبات کوهریگ‌ها در موقعیت جغرافیایی ۵۴ درجه و ۱۸ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۲۳ درجه عرض شمالی

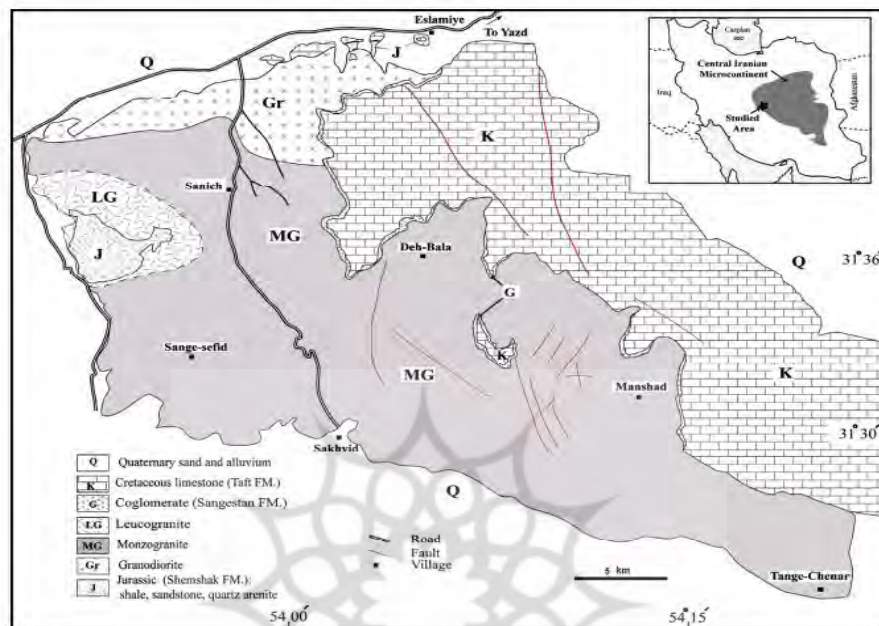
بر پایه‌ی کانی‌های رسوبات کوهریگ، می‌توان بیان داشت که این عارضه‌ها از تخریب و هوازدگی مونزوگرانیت‌های دامنه‌های شرقی شیرکوه پدید آمده است؛ چراکه بررسی نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی منطقه‌ی پیرامونی این عارضه‌ها نیز گرانیت، آهک و دولومیت است. با این وجود، مقدار بسیار کمی از دانه‌های رسوبی آهکی در بین کوهریگ‌ها و البته تنها در برخی نمونه‌های رسوبی مورد مطالعه وجود دارد. به همین دلیل، در این پژوهش منشأ رسوبات و نحوه‌ی فراهم‌آوری حجم زیاد رسوبات کوهریگ‌ها مورد توجه واقع شده است. منطقه‌ی مورد مطالعه در دامنه‌های جنوب شرقی کوه شیرکوه قرار دارد. شیرکوه یک توده‌ی باتولیتی با وسعتی بیش از ۱۰۰۰ کیلومترمربع است (امینی و کلانتری، ۱۳۷۴: ۶۴). سنگ‌های آن گرانیت و گرانیتوئید بوده که بیش از ۳۰۰۰ متر از رسوب‌های آهکی و دولومیتی کرتاسه را بر سیمای خود دارد (شکل ۷). این توده به داخل سنگ‌های شیل و ماسه‌سنگ سازند نایبند نفوذ و سنگ‌های آهکی کرتاسه به همراه تشکیلات ماسه‌سنگ و کنگلومرای سنگستان به سن ژوراسیک بالایی-کرتاسه زیرین به صورت دگرشیب و ناپیوستگی آذرین بر روی آن قرار دارند (شکل ۷)؛ بنابراین سن نسبی آن احتمالاً ژوراسیک بالایی است. نتایج سن‌یابی رادیومتری سن گرانیت را ۱۷۵ ± ۱۰ میلیون سال نشان می‌دهد. بر این اساس، باتولیت شیرکوه ابتدا رسوب‌های ژوراسیک را بریده و سپس با پیشروی دریای کرتاسه، کنگلومرای قاعده‌ی کرتاسه و آهک این دوره به حالت دگرشیب روی آن گذاشته شده است. این رسوب‌ها نیز با کوهزایی لارامید چین‌خوردگی پیدا کرده و توده‌ی شیرکوه را به وجود آورده است (شکل ۷). کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم‌دار کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی گرانیتوئیدها هستند (امینی و کلانتری، ۱۳۷۴: ۶۱؛ شیبی و همکاران، ۱۳۹۲: ۱۱۳) و کانی‌های بیوتیت، گرافیت، کردیریت، آندالوزیت، سیلیمانیت، زیرکن، آپاتیت و ایلمنیت نیز به صورت کانی فرعی در برخی از بخش‌های گرانیت شیرکوه قابل مشاهده هستند (امینی و کلانتری، ۱۳۷۴: ۶۲؛ قربانی و حسن‌نژاد، ۱۳۸۶: ۶).



شکل ۷: نمایش نیم‌رخ زمین‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی شیرکوه (اقتباس از نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیر سازمان زمین‌شناسی)

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از نظر پتروگرافی شامل سه واحد عمده‌ی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت است (شکل ۸). در بخش‌های جنوبی شیرکوه، لوکوگرانیت‌ها رخنمون دارند. لوکوگرانیت‌ها در اصل از کوارتز، فلدسپار پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز سدیک و به مقدار کم‌تر بیوتیت تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها (۲۰ تا ۴۱ درصد) بیش‌ترین سهم کانیایی را به خود اختصاص داده‌اند. کوارتز (۳۴ تا ۴۷ درصد) به صورت درشت بلورهایی با مقادیر کم‌تر فلدسپار پتاسیم‌دار (۱۲ تا ۱۴ درصد) همراه شده‌است. بیوتیت هم با فراوانی ۱۰ تا ۲۵ درصد مهم‌ترین کانی مافیک تشکیل‌دهنده‌ی این واحد است که به دو صورت بیوتیت ورقه‌ای و درشت‌دانه و بیوتیت‌های ریزدانه قابل مشاهده است (شیبی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱۲۱). واحد مونزوگرانیتی، گسترده‌ترین بخش سنگ‌های باتولیت شیرکوه را تشکیل می‌دهند و بیش‌تر در بخش‌های میانی و شرقی شیرکوه قابل مشاهده‌اند (شیبی و اسماعیلی، ۱۳۸۹: ۱۳۶) و سنگ‌های بستر و رخنمون‌یافته‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. از نظر پتروگرافی، اعضاء مافیک‌تر که بخش‌های شرقی‌تر را به خود اختصاص داده‌اند، سنگ‌های گرانیتی متوسط تا درشت‌دانه غنی از بیوتیت و کردیریت هستند. این

سنگ‌ها از مجموعه پلاژیوکلازها، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کوردیریت، گارنت، مسکویت، تورمالین و کانی‌های فرعی زیرکن آپاتیت، مونازیت و کدر تشکیل شده‌اند (همان، ۱۴۴)؛ اما کانی‌های عمده‌ی این سنگ‌ها شامل کوارتز (۱۴ تا ۵۱ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۷۰ درصد) و آلکالی فلدسپار (۵ تا ۲۰ درصد) می‌باشد. بیوتیت‌ها نیز به مقادیر متفاوتی بین (۵ تا ۲۴ درصد) در بین کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی گرانیته‌ها به دو صورت ورقه‌های مجزا و یا دانه‌های کوچک همراه با سایر بیوتیت‌ها یا بلورهای پلاژیوکلاز وجود دارد (همان، ۱۴۵).



شکل ۸: نقشه‌ی زمین‌شناسی واحدهای مختلف سنگی در باتولیت گرانیته‌ی شیرکوه (اقتباس از نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ یزد حاج ملا علی: ۱۳۷۵)

بررسی کانی‌شناسی نمونه‌سنگ گرانیته این منطقه نیز نشان داد که کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی گرانیته‌های منطقه‌ی مورد مطالعه عمدتاً پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، مسکویت و آپاتیت است. مشخصه‌ی مهم آن فراوانی بیوتیت‌هاست که به مقدار حدود ۲۰ درصد می‌رسد (شکل ۹).



شکل ۹: نمایش کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی سنگ مونزوگرانیته دامنه‌های شرقی در موقعیت جغرافیایی ۵۴ درجه و ۱۹ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۲۶ دقیقه عرض شمالی

به دلیل تخریب و فرسایش بخش‌هایی از لایه‌های آهکی دامنه‌های شرقی شیرکوه، سنگ‌های گرانیت (مونوزوگرانیت) در پهنه‌ی وسیعی رخنمون پیدا کرده‌اند و این سنگ‌ها نیز با شدت و سرعت به‌ویژه در دوره‌های آب‌وهوایی گذشته، هوازده شده و رسوبات حاصل پس از تجمع و انباشته شدن بر روی دامنه‌ی کوه‌ها، کوهریگ‌ها را پدید آورده است. مشاهدات میدانی حاکی از آن است که هر جا گرانیت‌ها در ارتفاعات بالای ۲۴۰۰ متر (جایی با دمای کم‌تر از صفر درجه در حدود سه ماه از سال) برون‌زدگی دارند، کوهریگ‌ها در شرایط کنونی در حال تشکیل، توسعه و تکامل هستند. در واقع، این سنگ‌ها در ارتفاعات بالا در حال حاضر به شکل دانه‌ای در حال هوازده‌گی و تخریب به شکل فیزیکی بوده و به شکل دانه‌های ماسه و با قطر کم‌تر از ۵ میلی‌متر و نسبتاً جور شده بر روی دامنه‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰، تصویر سمت راست).



شکل ۱۰: نمایی از هوازده‌گی گرانیت‌ها (تصویر سمت راست) و شکل‌گیری کوهریگ در پایین‌دست آن (تصویر سمت چپ)

در پایین‌دست دامنه‌های این منطقه، یک کوهریگ وجود دارد که ارتفاع آن به بیش از ۵ متر می‌رسد. رسوبات آن بسیار ناهمگون بوده و به‌صورت تناوبی از آرن‌ها و رسوبات ماسه بادی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰، تصویر سمت چپ). بررسی کانی‌های این رسوبات نیز به وضوح منشأ گرانیتی بودن و عدم جابجایی آن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۱۱). در واقع، این رسوبات بیش‌تر به شکل خرده‌گرانیت هستند تا رسوب با ترکیب گوناگون که توسط فرآیندها یا فرآیندهای مختلف جابه‌جا شده باشد.



شکل ۱۱: کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی رسوبات کوهریگ جدید در موقعیت ۵۴ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۲۵ دقیقه عرض شمالی

۴-۶- اثر شرایط اقلیمی بر هوازده‌گی و تخریب گرانیت

داده‌های اقلیمی منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این منطقه با وجود قرار گرفتن در منطقه‌ی ایران مرکزی با داشتن آب‌وهوای خشک و گرم، از شرایط آب‌وهوایی متغیر و متفاوتی برخوردار است. این امر به دلیل کوه بزرگ، حجیم و مرتفع شیرکوه با بیش از ۴۰۰۰ متر ارتفاع است. طبیعی است که این کوه، شرایط آب‌وهوایی را تعدیل نموده؛

به‌گونه‌ای که ارتفاعات آن بارش بیش از ۴۰۰ میلی‌متر در سال را نشان می‌دهند و دمای آن در فصل سرد سال برای بیش از یک ماه به زیر صفر می‌رود. بررسی داده‌های دمایی دوره‌ی سرد گذشته مشخص گردید که دمای این منطقه در دوره‌ی سرد پلئستوسن بیش از ۱۳ درجه سردتر از حال حاضر بوده است. بدین ترتیب، منطقه‌ی مورد مطالعه در گذشته، دو منطقه‌ی مورفوکلیماتیک را دربر می‌گرفته؛ به‌نحوی که از ارتفاع حدود ۲۵۰۰ متر به بالا منطقه‌ی تحت حاکمیت یخچال‌ها بوده و پایین‌تر از آن، تحت سیطره‌ی شرایط مورفوژنز جنب یخچالی بوده است. در شرایط جنب یخچالی، با یخ‌زدگی و ذوب متناوب آن در طولانی‌مدت گرانیته‌ها تا عمق زیادی هوازده شده و با ساختار اولیه‌ی خود در همان‌جا باقی می‌مانند (رهنماراد و همکاران، ۱۳۸۷). در این نوع هوازده‌گی، ساختمان کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ حتی فلدسپات‌ها و بیوتیت‌ها تخریب و تجزیه نشده، بلکه عمدتاً حالت قفل‌شدگی کانیایی و چسبندگی بین کانی‌ها از بین رفته است (Matthess, 1964: 160). به‌طور کلی، در هوای سرد و مرطوب تخریب گرانیته‌ها بسیار بیش‌تر اتفاق می‌افتد (Braga et al., 2002: 12). در صورت وجود رطوبت و دمای پایین، در ابتدا بیوتیت‌ها و فلدسپارها هوازده می‌شوند و سبب ایجاد درز و شکستگی‌ها و منافذ کوچک در گرانیته‌ها می‌شوند. سپس آب‌های جاری مواد هوازده‌شده را به شکل رس و کلوئید از منطقه خارج می‌کنند (Durgin, 1977: 127). بدین ترتیب در آغاز، پلاژیوکلازها در آب حل شده و کائولینیت‌ها ته‌نشست پیدا می‌کنند (Vázquez et al., 2016: 87). گرانیته کاملاً تجزیه‌شده، هیچ‌گونه چسبندگی ندارد. در این صورت آب‌های زیرسطحی در داخل گرانیته‌های هوازده شده و بر روی صخره‌های تازه سطوح زیرین زهکشی و ذرات بسیار ریز را به شکل محلول و یا ذرات جامد جابه‌جا می‌نمایند. از نظر دمایی، منطقه‌ی تحت کنترل کوهریگ‌ها از دمای بالا با نوسانات شدید شبانه‌روز و فصلی برخوردار است. دما نیز بر تخریب گرانیته‌ها بسیار اثرگذار است؛ چراکه کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی آن نقطه‌ی انبساط دمایی متفاوت دارند. انبساط حجمی دمایی کوارتز سه برابر فلدسپات است. همچنین کوارتز، فلدسپات و بسیاری از دیگر کانی‌های معمول تشکیل‌دهنده‌ی سنگ گرانیته تحت تأثیر گرما به طرز بسیار غیریک‌نواخت انبساط می‌یابند؛ بنابراین تغییرات دمایی فشارهایی را در داخل و بین دانه‌های کانی ایجاد می‌کنند که سبب جدایش آن‌ها می‌شود.

۷-۴- اثر هوازده‌گی بر فراهم‌آوری رسوبات

داده‌های اقلیمی منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این منطقه با وجود قرار گرفتن در زون ایران مرکزی با داشتن آب‌وهوای خشک و گرم، از شرایط آب‌وهوایی متغیر و متفاوتی برخوردار است. این امر به دلیل کوه بزرگ، حجیم و مرتفع شیرکوه با بیش از ۴۰۰۰ متر ارتفاع است. طبیعی است که این کوه شرایط آب‌وهوایی را تعدیل نموده، به‌گونه‌ای که ارتفاعات آن بارش بیش از ۴۰۰ میلی‌متر در سال را نشان می‌دهند و دمای آن در فصل سرد سال برای بیش از یک ماه به زیر صفر می‌رود. بررسی داده‌های دمایی دوره‌ی سرد گذشته نشان داد که دمای این منطقه در دوره‌ی سرد پلئستوسن بیش از ۱۳ درجه سردتر از حال حاضر بوده است. بدین ترتیب، منطقه‌ی مورد مطالعه در گذشته، دو منطقه‌ی مورفوکلیماتیک شامل منطقه‌ی مورفوکلیماتیک یخچالی برای ارتفاعات بالاتر از خط ۲۵۰۰ متر و منطقه‌ی مورفوکلیماتیک جنب یخچالی برای ارتفاعات پایین‌تر از این سطح را دربر می‌گرفته است. در شرایط جنب یخچالی، با یخ‌زدگی و ذوب متناوب آن در طولانی‌مدت گرانیته‌ها تا عمق زیادی هوازده شده و با ساختار اولیه‌ی خود در همان‌جا باقی می‌مانند. بر این اساس، هم در زمان حال و هم در گذشته از شرایط اقلیمی سرد و نسبتاً مرطوبی برخوردار بوده است. همچنین بررسی داده‌های دمایی حاکی از نوسان شدید دمای این منطقه طی شبانه‌روز و طی فصول مختلف است.

از سوی دیگر، بررسی‌ها نشان داد که رسوبات کوهریگ با مواد تشکیل‌دهنده‌ی مونزوگرانیته‌های دامنه‌های شرقی شیرکوه از نظر کانی‌شناسی انطباق نسبتاً کاملی را نشان می‌دهند؛ بنابراین منشأ کوهریگ‌ها، مونزوگرانیته‌های حوضه‌ی آبریز تنگ چنار در بالادست کوهریگ‌های حال حاضر است. بدین ترتیب، کوهریگ‌ها به دلیل تخریب و هوازده‌گی، حجم زیادی از توده‌ی گرانیته‌ی شیرکوه به شکل فیزیکی و شیمیایی در گذشته و حال به وجود آمده است. در بالادست

منطقه‌ی تمرکز کوه‌ریگ‌ها، لندفرم‌های کرایوپدیمنت و کرایوپلانیبشن در دوره‌های سرد گذشته شکل گرفته است (شریفی پیچون، ۲۰۱۸). درواقع، کوه‌های پیرامون دره‌ی اصلی منطقه (دره‌ی تنگ چنار) بر اثر فرآیندهای کرایوژنتیکی پس‌روی نموده و سطح نسبتاً همواری با شیب ملایم کم‌تر از ۱۵ درصد به وجود آورده‌اند که سنگ‌پی آن‌ها گرانیت است. این امر حاکی از تخریب و هوازدگی گرانیت‌های رخنمون پیدا کرده در گذشته است. به‌طورکلی، هوازدگی یکی از فرآیندهای زمین‌شناختی است که بر روی سطح زمین عمل نموده و سبب شکل‌گیری چشم‌اندازها، فراهم نمودن فرآورده‌های مغزی برای اکوسیستم‌ها و سیکل‌های شیمیایی جهانی می‌شود (Vázquez et al., 2016: 88). ماهیت هوازدگی سنگ‌های کوارتزوفلدسپاتیک^۱، یکی از سنگ‌های رایج بر روی زمین کم‌تر موردتوجه قرار گرفته و ناشناخته باقی مانده است (Kanamaru et al., 2018: 63). سنگ‌های گرانیتی یکی از انواع آن‌ها هستند. این سنگ‌ها در بسیاری از مناطق دارای ساختار ایزوتوبی و شیمیایی همگونی هستند. نوع و میزان هوازدگی و ویژگی‌های سطوح هوازده قبل از هر چیز توسط شرایط اقلیم محلی کنترل می‌شوند (Kanamaru et al., 2018: 64). هوازدگی در محیط‌های بسیار خشک و گرم در این سنگ‌ها بیشتر به شکل فیزیکی است (Cambell et al., 1998: 73)؛ اما هوازدگی شیمیایی گرانیت‌ها هم در آب‌وهوای مرطوب بسیار زیاد است (Twidale, 1982: 543). از این‌رو، آن‌ها در محیط‌های مرطوب خیلی زود تغییر می‌کنند و در صورت نبود رطوبت، این سنگ‌ها پایدار و مقاوم بوده و به شکل برجسته باقی می‌مانند. هوازدگی شیمیایی سبب ایجاد میکرولندفرم‌هایی در مقیاس کوچک در داخل گرانیت‌ها می‌شوند که چنین عوارضی تنها در داخل سنگ آهک و برخی ماسه‌سنگ‌ها ایجاد می‌شود (Migon, 2006: 9). شکل ۱۲).



شکل ۱۲: نمایش هوازدگی شیمیایی سنگ گرانیت و انحلال آن و ایجاد تافونی در این نوع سنگ

گرانیت‌ها بر خلاف سایر سنگ‌ها هم در سطح و هم در عمق نسبتاً زیادی هوازده می‌شوند که در ارتباط با ساخت و بافت گرانیت‌ها به‌ویژه درز و شکستگی، رگه‌ها و نوع بافت ریزودرشت متفاوت است (Migon, 2006: 24). بدین ترتیب، الگوی هوازدگی در بین گرانیت‌ها حتی آن‌هایی که در مجاورت هم قرار دارند، بسیار متفاوت بوده و لندفرم‌های حاصل از آن‌ها یکسان نیست (Migon, 2006: 25). هرچند اغلب الگوی تجزیه‌ی آن‌ها در زون‌های آب‌وهوایی شبیه به هم است. با این‌وجود، این‌گونه سنگ‌ها حتی در یک منطقه‌ی آب‌وهوایی، واکنش‌های مختلفی در برابر هوازدگی نشان می‌دهند. این امر، به دلیل تفاوت در ترکیب، ساخت و بافت سنگ‌هاست. هر چه حجم آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها و در درجه‌ی بعد فلدسپارها بیشتر باشد، هوازدگی سریع‌تر انجام می‌گیرد (Hill, 1996: 2). در منطقه‌ی مورد مطالعه و بر اساس بررسی کانی‌های سنگ‌پی گرانیت، بیوتیت‌ها از حجم بسیار بالایی برخوردار هستند و بعضاً تا ۲۰ درصد از حجم کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ گرانیت را دربر می‌گیرند (شکل ۹)؛ بنابراین گرانیت‌ها با مقادیر بیش‌تری از کانی‌های تخریب‌پذیر مانند فلدسپارهای پلاژیوکلازدار و به‌ویژه بیوتیت‌ها (Hill, 1996: 272; Goldich, 1938: 17) بیش‌تر

1- quartzofeldspathic rocks

مستعد هوازگی و تخریب هستند (Warhaftig, 1965: 1165). تغییر حجم بیوتیت‌ها در طول هوازگی سبب افزایش در نفوذپذیری و گسیختگی سنگ‌های پیرامون می‌شود (Bustin & Isherwood & Street, 1976: 366). بر این اساس، حجم بیوتیت‌ها هنگام تبدیل به ورمیکولیت‌ها حدود ۳۰ درصد افزایش پیدا می‌کند (Banfield & Eggleton, 1984). به نقل از (Hill, 1995: 21). این تغییر حجم در مراحل اولیه‌ی هوازگی، به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای تخلخل و نفوذپذیری سنگ را افزایش و هوازگی‌های بیش‌تر را سبب می‌گردد. اندازه‌ی کریستال‌های گرانیت‌های شیرکوه نسبتاً بزرگ بوده و همین امر مقدار هوازگی را تشدید نموده است (شکل ۱۲). تفاوت در اندازه‌ی کریستال‌ها به‌تنهایی قادر به ایجاد اختلاف در مقدار هوازگی کریستال‌هاست (Twidale, 1982: 543). مطالعات نشان داده است که هر چه اندازه‌ی دانه‌های کریستال‌ها بزرگ‌تر باشد، میزان تخریب و هوازگی بیش‌تری در آن‌ها به وجود می‌آید. این امر اغلب به دلیل وجود شکستگی‌های کوچک در داخل کریستال‌های درشت‌تر است. وجود گسل‌های متعدد سبب ایجاد درز و شکست‌های فراوان در گرانیت‌ها شده و هوازگی آن‌ها را تسریع و تشدید می‌نماید. شکستگی و درز و شکاف‌های ایجادشده در این سنگ‌ها از مهم‌ترین عوامل هوازگی آن‌ها در همه‌ی مقیاس‌ها اعم از مقیاس‌های میکروسکوپی تا منطقه‌ای است (Hill, 1996: 272). از عوامل مؤثر دیگر در تخریب و هوازگی گرانیت‌های منطقه، شرایط آب‌وهوایی، به‌ویژه دمای منطقه‌ی در حال حاضر و در گذشته است. هوازگی در گرانیت‌ها بر اساس نوع آب‌وهوا و میزان زمان سپری‌شده بر آن؛ یعنی تاریخ زمین‌شناسی بسیار متفاوت ظاهر می‌گردد.

۵- نتیجه‌گیری

داده‌های دمایی حال حاضر نشان می‌دهد که منطقه‌ی مورد مطالعه دارای دو فصل مجزای گرم و سرد است؛ به‌طوری‌که فصل سرد آن با افت شدید دمایی همراه بوده و در حدود ۳ ماه آذر، دی و بهمن میانگین دمای ماهانه آن حوالی ۲ تا ۳ درجه‌ی سانتی‌گراد باشد که مقدار آن در ارتفاعات بالای ۳۰۰۰ متر برای مدت ۳ ماه به زیر صفر درجه نیز می‌رسد و متوسط تعداد روزهای یخبندان از یک ماه در سال بیش‌تر بوده و در برخی سال‌ها به بیش‌تر از ۴۰ روز می‌رسد. از آنجاکه این منطقه، منطقه‌ی نسبتاً مرتفعی است (از ۱۷۰۰ تا ۳۸۰۰ متر) از رطوبت نسبی خوبی به‌ویژه در فصل سرد برخوردار است؛ به‌نحوی‌که بارش در برخی بخش‌های آن به بیش از ۴۰۰ متر نیز می‌رسد. بدین ترتیب، منطقه هنوز از شرایط اقلیمی جنب یخچالی به شکل ضعیف و کوتاه‌مدت برخوردار بوده و یخبندان و ذوب یخ از ویژگی‌های آن به‌خصوص در دوره‌ی سرد سال است. بر پایه‌ی این نظر، طبیعی است که شرایط مورفوکلیماتیک حال حاضر به تخریب و متلاشی شدن سنگ‌های منطقه، به‌ویژه گرانیت‌ها، می‌انجامد. بدین سخن، انتظار می‌رود که شکل‌گیری و توسعه‌ی این نوع از لندفرم‌ها در حال حاضر نیز ادامه داشته باشد. بررسی‌های میدانی نیز این مسئله را تأیید می‌نماید (شکل ۱۰). تخریب فیزیکی سنگ‌ها در شرایط کنونی به ارتفاعات بالای حدود ۲۴۰۰ متر محدود شده است؛ جایی که دما در دوره‌ی سرد سال حوالی صفر درجه در نوسان است و رطوبت در همین ایام نسبتاً بالاست. باین‌وجود، این مرز در دوره‌های سردتر پلیستوسن تا ارتفاعات پایین‌تر کشیده شده و احتمالاً بیش‌تر بخش‌های منطقه را دربر می‌گرفته است. بازسازی شرایط دمایی گذشته بر اساس شواهد و شاخص‌های ژئومورفیک (برف‌مرزها) نیز نشان می‌دهد که بیش‌تر وسعت منطقه‌ی مورد مطالعه در گذشته در قلمرو منطقه‌ی مورفوکلیماتیک یخچالی و جنب یخچالی قرار داشته است؛ شرایطی که برای تخریب و هوازگی گرانیت‌ها مطلوب بوده و عمده‌ی این سنگ‌ها به همین دلیل از بین رفته‌اند و به‌ندرت برون‌زدگی گرانیتی در منطقه به چشم می‌خورد.

وجود رطوبت، بیوتیت‌ها و فلدسپارها را تخریب می‌کند و سبب جدا شدن سایر کانی‌های دیگر مانند کوارتزها از همدیگر می‌گردد. از نظر دمایی، منطقه‌ی تحت کنترل کوهریگ‌ها از دمای بالا با نوسانات شدید شبانه‌روز و فصلی برخوردار است. دما نیز بر تخریب گرانیت‌ها بسیار اثرگذار است؛ چراکه کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی آن، نقطه‌ی انبساط دمایی متفاوت دارند. انبساط حجمی دمایی کوارتز سه برابر فلدسپات است. همچنین کوارتز، فلدسپات و بسیاری از دیگر کانی‌های معمول تشکیل‌دهنده‌ی سنگ گرانیت تحت تأثیر گرما به طرز بسیار غیریکنواخت انبساط می‌یابند؛

بنابراین تغییرات دمایی فشارهایی را در داخل و بین دانه‌های کانی ایجاد می‌کنند که سبب جدایش آن‌ها می‌شود. باین‌وجود، دماهای پایین را داشتن حداقل رطوبت (همان شرایط جنب یخچالی)، از مهم‌ترین عوامل اثرگذار بر هوازدهی سنگ گرانیت است. در شرایط جنب یخچالی، با یخزدگی و ذوب متناوب آن در طولانی‌مدت گرانیت‌ها تا عمق زیادی هوازده شده و با ساختار اولیه خود در همان‌جا باقی می‌مانند (رهنمازاد و همکاران، ۱۳۸۷: ۲۵۶). نمونه-ای از این موارد در جنگل‌های اودن‌والد^۲ و در منطقه‌ی بنسهایم^۳ در نزدیک شهر دارمشتات آلمان وجود دارد که در آن گرانیت‌ها تا عمق حدود ۳۰ متر از سطح زمین درجا هوازده شده و ساختمان گرانیت‌ها همانند سنگ اصلی برجای مانده است. در این نوع هوازدهی، ساختمان کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ حتی فلدسپات‌ها و بیوتیت‌ها تخریب و تجزیه نشده، بلکه عمدتاً حالت قفل‌شدگی کانیایی و چسبندگی بین کانی‌ها از بین رفته است (Matthess, 1964: 160). به‌طورکلی، در هوای سرد و مرطوب تخریب گرانیت‌ها بسیار بیش‌تر اتفاق می‌افتد (Braga et al., 2002: 41). در صورت وجود رطوبت و دمای پایین، در ابتدا بیوتیت‌ها و فلدسپارها هوازده می‌شوند و سبب ایجاد درز و شکستگی‌ها و منافذ کوچک در گرانیت‌ها می‌شوند. سپس آب‌های جاری مواد هوازده شده را به شکل رس و کلوئید از منطقه خارج می‌کنند (Durgin, 1977: 127). بدین ترتیب، در آغاز پلاژیوکلازها در آب حل شده و کاتولینیت‌ها ته‌نشست پیدا می‌کنند (Vázquez et al., 2016: 88). گرانیت کاملاً تجزیه‌شده هیچ‌گونه چسبندگی ندارد. در این صورت آب‌های زیرسطحی در داخل گرانیتوئیدهای هوازده شده و بر روی صخره‌های تازه‌ی سطوح زیرین زهکشی و ذرات بسیار ریز را به شکل محلول و یا ذرات جامد جابه‌جا می‌نمایند (Ruxton and Berry, 1957: 1263). پس از بارش‌ها، آب‌های جاری به‌ویژه در سرایشی‌ها بسیار قدرتمند عمل نموده و ممکن است همه‌ی مواد هوازده شده را از منطقه خارج نمایند. بدین روی، مواد هوازده‌شده‌ی مونوزوگرانیت‌های منطقه، تحت تأثیر آب‌های جاری و بعضاً زبانه‌های یخی به پایین‌دست انتقال پیدا کرده و توسط بادها بر روی دامنه‌ی کوه‌ها پاشیده شده است. درواقع، کوه‌ها مانع حرکت بیش‌تر آن‌ها شده و دانه‌های رسوبی در کوتاه‌ترین مسیر به مانع کوه برخورد و بر روی آن باقی مانده‌اند. وجود حجم زیاد بیوتیت‌ها در داخل رسوبات و فلدسپارهای تجزیه نشده حاکی از طی نکردن مسافت زیاد این رسوبات توسط آب و سپس توسط باد است. حتی در برخی موارد، کوه‌ریگ‌ها از پایین آمدن مواد هوازده‌شده‌ی سنگ‌های گرانیتی تحت تأثیر نیروی ثقل به وجود آمده‌اند (شکل ۱۰).

۶- منابع

- ۱- امینی، صدرالدین، کلانتری، محمدرضا (۱۳۷۴). مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد، نخستین همایش علمی سالانه‌ی انجمن زمین‌شناسی ایران، صص ۶۴-۶۱.
- ۲- رهنمازاد، جعفر، بهروز صاحب‌زاده، علی‌اصغر، میر حاجی‌زاد (۱۳۸۷). توصیف هوازدهی و سست‌شدگی در گرانیتوئید زاهدان از دیدگاه مهندسی سنگ، فصلنامه‌ی زمین‌شناسی کاربردی، شماره‌ی ۴، صص ۲۴۷-۲۵۷.
- ۳- شریفی پیچون، محمد، دهقان، فاطمه (۲۰۱۸). ارزیابی فرآیندهای مؤثر بر شکل‌گیری و تحول کوه‌ریگ‌ها (مورد مطالعه: کوه‌ریگ‌های تنگ چنار)، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، (۳)۵، صص ۱۹-۱.
- ۴- شریفی پیچون، محمد، زارع، فاطمه، طاهری‌نژاد، کاظم (۱۳۹۷). بررسی شکل‌گیری و توسعه‌ی کوه‌ریگ‌ها (مورد مطالعه: دشت ابراهیم‌آباد- مهریز)، فصلنامه‌ی جغرافیا و توسعه، ۱۶(۵۲)، صص ۱۴۰-۱۱۷.
- ۵- شیخی، مریم، اسماعیلی، داریوش (۱۳۸۹). شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آناکسی شیرکوه، مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال هجدهم، شماره‌ی ۱، صص ۱۴۶-۱۳۵.
- ۶- شیخی، مریم، اسماعیلی، داریوش، لوک بوشه، ژان (۱۳۹۰). سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه با استفاده از روش فابریک مغناطیسی، مجله‌ی علوم زمین، سال بیست و دوم، شماره‌ی ۸۷، صص ۱۲۲-۱۱۳.

- ۷- قربانی، قاسم، علی‌اکبر، حسن‌نژاد (۱۳۸۶). درآمدی بر کانی‌شناسی و ژنز توده‌ی گرانیتوئیدی شیرکوه یزد، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، تهران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، https://www.civilica.com/Paper-GSI26-GSI26_076.html
- ۸- مهرشاهی، داریوش (۱۳۹۰). کوهریگ‌شناسی: مطالعات موردی در استان یزد، جغرافیا و توسعه، شماره‌ی ۲۵، صص ۱۷۸-۱۵۹.
- ۹- مهرشاهی، داریوش، تامس، دیوید، بیتمن، مارک، اوهارا، سارا (۱۳۷۷). چگونگی تشکیل، تحول و تعیین سن کوهریگ اردکان یزد، تحقیقات جغرافیایی، شماره‌ی ۵۱، صص ۱۲۰-۱۰۲.
- 10- Bateman, M. D., Bryant, R. G., Foster, I. D., Livingstone, I., Parsons, A. J. (2012). On the formation of sand ramps: A case study from the Mojave Desert. *Geomorphology*, 161, 93-109.
- 11- Bertram, S. (2003). Late Quaternary sand ramps in south-western Namibia-Nature, origin and palaeoclimatological significance.
- 12- Braga, M. S., Paquet, H., Begonha, A. (2002). Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. *Catena*, 49(1-2), 41-56.
- 13- Bustin, R. M., Mathews, W. H. (1979). Selective weathering of granitic clasts. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(2), 215-223.
- 14- Campbell, S., Hunt, C. O., Scourse, J. D., Keen, D. H., Stephens, N. (Eds.). (2012). *Quaternary of south-west England*. Springer Science Business Media.
- 15- Durgin, P. B. (1977). Landslides and the weathering of granitic rocks. *Reviews in Engineering Geology*, 3, 127-131.
- 16- Goldich, S. (1938). A study in rock weathering. *Journal of Geology*, 46, 17-58
- 17- Hill, S. M. (1995). The differential weathering of granitic rocks in Victoria, Australia. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 16, 271-276.
- 18- Isherwood, D., Street, A. (1976). Biotite-induced grussification of the Boulder Creek Granodiorite, Boulder County, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 87(3), 366-370.
- 19- Kanamaru, T., Suganuma, Y., Oiwane, H., Miura, H., Miura, M., Okuno, J. I., Hayakawa, H. (2018). The weathering of granitic rocks in a hyper-arid and hypothermal environment: A case study from the Sør-Rondane Mountains, East Antarctica. *Geomorphology*, 317, 62-74.
- 20- Kumar, A., Srivastava, P., Meena, N. K. (2017). Late Pleistocene aeolian activity in the cold desert of Ladakh: a record from sand ramps. *Quaternary International*, 443, 13-28.
- 21- Lancaster, N., Tchakerian, V. P. (1996). Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology*, 17(1-3), 151-165.
- 22- Livingstone, I., Warren, A. (1996). *Aeolian geomorphology: an introduction*. Longman.
- 23- 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*, 166(1), 61-78.
- 24- Matthes, G. (1964). Zur Vergrusung der magmatischen Tiefengesteine des Odenwaldes. *Notizbl. Hess. L. Amt Bodenforsch*, 92, 160-178.
- 25- Migoń, P. (2006). Granite landscapes of the world (Vol. 2). *Geomorphological Landscapes of*.
- 26- Pease, P. P., Tchakerian, V. P. (2003). Geochemistry of sediments from Quaternary sand ramps in the southeastern Mojave Desert, California. *Quaternary International*, 104(1), 19-29.
- 27- Porter, S. C. (2000). Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation. *Quaternary science reviews*, 20(10), 1067-1091.
- 28- Rowell, A. L., Thomas, D. S., Bailey, R. M., Holmes, P. J. (2018). Sand ramps as palaeoenvironmental archives: Integrating general principles and regional contexts through reanalysis of the Klipkraal Sands, South Africa. *Geomorphology*, 311, 103-113.

- 29- Rowell, A., Thomas, D., Bailey, R., Stone, A., Garzanti, E., Padoan, M. (2018). Controls on sand ramp formation in southern Namibia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 150-171.
- 30- Ruxton, B. P., Berry, L. (1957). Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. *Geological Society of America Bulletin*, 68(10), 1263-1292.
- 31- Sharifi Paichoon, M (2018) Cryopediments and Cryoplanations as heritages of periglacial periods (Case Study: Eastern slopes of Shirkuh), *Physical Geography Research*, Volume50, Issu 2, Pages 221-239.
- 32- 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(7), 799-810.
- 33- Telfer, M. W., Thomas, Z. A., Breman, E. (2012). Sand ramps in the Golden Gate Highlands National Park, South Africa: evidence of periglacial aeolian activity during the last glacial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 313, 59-69.
- 34- Thomas, D. S. (Ed.). (2011). *Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands*. John Wiley Sons.
- 35- Thomas, D. S., Bateman, M. D., Mehrshahi, D., O'hara, S. L. (1997). Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, Central Iran. *Quaternary Research*, 48(2), 155-161.
- 36- Twidale, C. R., Bourne, J. A. (2003). Origin and inversion of fluting in granitic rocks. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50(4), 543-552.
- 37- Vázquez, M., Ramírez, S., Morata, D., Reich, M., Braun, J. J., Carretier, S. (2016). Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile. *Chemical Geology*, 446, 87-98.
- 38- Ventra, D., Rodríguez-López, J. P., de Boer, P. L. (2017). Sedimentology and preservation of aeolian sediments on steep terrains: Incipient sand ramps on the Atacama coast (northern Chile). *Geomorphology*, 285, 162-185.
- 39- Wahrhaftig, C. (1965). Stepped topography of the southern Sierra Nevada, California. *Geological Society of America Bulletin*, 76(10), 1165-1190.
- 40- Warke, P. A., Smith, B. J. (1994). Short-term rock temperature fluctuations under simulated hot desert conditions: some preliminary data. *Rock weathering and landform evolution*, 57-70.