

## بررسی موارد ژئومورف‌های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضه خضرآباد - یزد

محمد شریفی پیچون: استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه یزد، ایران\*

زهرا فرح‌بخش: کارشناسی ارشد، ژئومورفولوژی - هیدروژئومورفولوژی در برنامه‌ریزی محیطی، دانشگاه یزد، ایران

وصول: ۱۳۹۳/۳/۱۲ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۱۳، صص ۴۰-۱۹

### چکیده

در ایران مرکزی و در ارتفاعات آن، به‌ویژه در دره‌های کوهستانی، لندفرم‌هایی مشاهده می‌شوند که به‌وجود آمدن آن در شرایط و سیستم آب و هوایی کنونی امکان ندارد. بیشتر پژوهشگران، این لندفرم‌ها را مربوط به دوره‌های یخچالی کواترنر و عملکرد یخ‌ها می‌دانند. در این پژوهش به بررسی آثار یخچالی و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضه آبریز خضرآباد در ایران مرکزی، در دره خضرآباد در غرب شهر یزد، پرداخته شده است. بر اساس نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، DEM با قدرت تفکیک ۲۰ متر، همچنین دو بار بازدید میدانی از منطقه و بررسی نقشه‌ها با سامانه GPS، آثار ژئومورفیک فرایندهای مربوط به دوره‌های یخچالی شناسایی و بررسی شد. یافته‌ها نشان می‌دهد تعداد ۱۵ سیرک بزرگ و کوچک به همراه دره عریض خضرآباد از آثار کاوشی یخچال‌های کواترنر است. آثار تراکمی این دوره در این حوضه شامل مورن، یخرفت، تیلیت و رسوب‌های یخچالی است. وجود تیلیت‌ها به شکل دگرشیب بر سنگ بستر و قرارگیری یخرفت‌ها بر روی آن‌ها نشان‌دهنده وجود حداقل دو فاز یخچالی در این منطقه و احتمالاً در سراسر ایران مرکزی است. این رسوبات با تأثیر از عملکرد گسل‌ها در دوران جدید - نئوتکتونیک - در برخی نقاط دره حالت خطوارگی پیدا کرده است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد دو دوره یخچالی، احتمالاً گونز و وورم، در این منطقه حاکمیت داشته است و قلمرو یخچالی بین ارتفاعات ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری و جنب یخچالی از ۲۰۰۰ متر تا مرز ۱۵۶۰ متر - خط تعادل آب و یخ - گسترش پیدا می‌کرده است. پایین‌تر از آن مورفودینامیک فلوویال حاکمیت داشته است.

واژه‌های کلیدی: خضرآباد، دوره یخچالی، کواترنر، مورفودینامیک، میراث ژئومورفیک



## مقدمه

تعیین قلمرو و تفکیک مرزهای اقلیمی متفاوت در دوره کواترنر از طریق بررسی شواهد مورفولوژیکی موجود امکان‌پذیر است. در واقع، دوره‌های اقلیمی مختلف فرایندهای مختص به خود را ایجاد می‌کنند و این فرایندها نیز فرم‌های متفاوتی را به وجود می‌آورند. بر اساس این نظر، مطالعه فرم‌های کنونی، فرایندهای تشکیل‌دهنده آن‌ها و البته ویژگی‌های اقلیمی غالب دوره شکل‌گیری این فرم‌ها را نشان می‌دهد؛ برای مثال، در مناطقی با شرایط اقلیمی کاملاً خشک و گرم ایران مرکزی حال حاضر، ژئوفرم‌هایی مانند مخروط‌افکنه‌های بسیار گسترده، سیرک‌های بسیار عظیم در ارتفاعات نه‌چندان بالا، دره‌های باز و عریض، وجود تخته‌سنگ‌ها و قله‌سنگ‌های بسیار بزرگ در پایین‌دست دامنه‌ها و در ارتفاعات پایین در بستر قدیمی دره‌ها و مواردی از این دست نشان‌دهنده سیستم اقلیمی سرد و مرطوب‌تری است که یخچال‌های کوهستانی و فرایندهای یخی بر منطقه حاکم بوده است (فرح‌بخش، ۱۳۹۳، شریفی و فرح‌بخش، ۱۳۹۴). پژوهشگران سعی می‌کنند برای مطالعه تحول پیکرشناسی نواحی کوهستانی، مرزبرف‌ها را در دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی تعیین کنند؛ بنابراین پژوهشگران معطوف به دستیابی ارقام ارتفاعی‌اند که گویای مرز مشخص و تسلط عوامل متفاوت فرسایشی است (قزلچه، ۱۳۹۲).

مطالعات تقریباً گسترده‌ای در زمینه تغییر سیستم‌های اقلیمی و اثر آن بر مورفولوژی ناهمواری‌ها در سطح جهان به‌ویژه اروپای غربی و امریکای شمالی در یک قرن اخیر انجام گرفته است. در نیمه اول قرن

نوزدهم لوئی آگاسیز<sup>۱</sup> (۱۸۷۳-۱۸۰۷)، زمین‌شناس سوئسی به گسترش یخچال‌ها و نقش آن‌ها را در تغییر شکل ناهمواری‌ها اشاره می‌کند. ونتز<sup>۲</sup> (۱۸۲۱) در پژوهشی بیان کرد یخچال‌های سوئیس به مراتب وسیع‌تر از امروز بوده‌اند. در آغاز قرن بیستم، پنگ و بروخنر (۱۹۰۸-۱۹۰۱) ابتدا انعکاس بروز تغییرات اقلیمی روی فرم اراضی رودخانه دانوب را بازشناسی کردند و بر این اساس دوره‌های یخچالی (گونز، میندل، ریس، وورم) را از نام شعب رودخانه‌های دانوب اخذ کردند که مؤید چنین رخدادهایی بود. بودل (۱۹۴۸) سیستم ژئومورفولوژی اقلیمی را مطرح کرد و ترول (۱۹۴۸) نیز درباره رابطه اقلیم و پراکندگی فرایند و عوامل ژئومورفیک، هفت منطقه مورفوژنتیک را ارائه کرد. پلتیر (۱۹۵۰) نه سیستم مورفوژنتیک مستند بر کنترل ژئومورفیک، دما و بارش روی فرایندهای شکل‌زایی را نشان داد. در ایران نیز بوبک (۱۹۳۳) در البرز و کوه‌های کردستان و دزیو<sup>۳</sup> (۱۹۳۴) در زردکوه، برای نخستین‌بار مطالعاتی را درباره آثار مستقیم یخبندان کواترنر آغاز کردند. به گفته بوبک (۱۹۶۳)، براساس پراکندگی تیپ‌های ناهمواری مشخص که با مناطق اصلی آب و هوایی (مناطق مورفوکلیماتیک) کنترل می‌شود، پنج منطقه مورفودینامیک در ایران شامل مناطق یخچالی و نیواسیون، سولی فلوکسیون، فرسایش آب‌های جاری، پدیماناسیون و مورفودینامیک بادی است (نقل از عیوضی، ۱۳۸۶، ص ۹۷). رنال (۱۹۷۲) معتقد است اگرچه محیط شکل‌زایی مجاور یخچالی

<sup>1</sup> Agassiz

<sup>2</sup> Wentz

<sup>3</sup> Desio

۸۶، ۹۰). یمانی نیز در زمینه گسترش یخچال ها و آثار ژئومورفیک آن ها در البرز مرکزی مانند علم کوه، جاجرود و سپس در کوه کرکس و به تازگی در زاگرس میانی مطالعات گسترده ای را انجام داده است (یمانی و همکاران، ۸۶، ۹۰ و ۹۳). او و همکاران (۸۶) مرزهای ارتفاعی مناطق مورفودینامیک و مورفوکلیماتیک را در کوه کرکس برای دوره یخچالی، بالای ۳۰۰۰ متر، سولی فلوکسیون بین ۳۰۰۰-۲۵۰۰ متر؛ پلوویال ۲۵۰۰-۱۲۰۰ متر، نیمه خشک ۱۲۰۰-۸۰۰ متر و خشک را کمتر از ۸۰۰ متر برآورد کرده است. ایشان در آخرین پژوهش خود در این زمینه به تعیین قلمروهای آب و هوایی و فرایندهای شکل زایی کواترنر و مقایسه آن با حال حاضر در زاگرس میانی پرداخته است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۳). قربانی و همکاران (۱۳۸۸، ۱۵) نیز در بررسی نقش تغییرات اقلیمی دوران چهارم، تحول ژئومورفولوژیکی فروچاله های کارستی در کوه شاهو در غرب ایران را مطالعه کردند و دریافتند که در این دوران از ارتفاع ۱۸۰۰ متر (مرز برف دائمی) به بالا، شرایط برای توسعه انحلالی فروچاله های کارستی فراهم بوده است. ابطحی (۱۳۹۱، ۸) پلایاهای حوضه دریاچه نمک را میراث کواترنر مطرح کرد و برای بررسی شواهد بیشتر به بررسی کوهستان های حوضه دریاچه نمک پرداخت که ۸۰۰ سیرک را در ارتفاعات بالای ۲۵۰۰ متری کوهستان های حوضه این دریاچه توانست مشاهده کند. سیف و همکاران (۱۳۹۴) در مطالعات خود در زاگرس در محدوده سایت ریگ، به این نتیجه رسید که ارتفاع برف مرز در منطقه غربی زاگرس ۲۸۴۲ و در بخش شرقی آن ۲۷۴۸ متر است. قهرودی تالی و همکاران (۱۳۹۴، ۲۳۱) در پژوهشی به منظور تخمین

چشمگیر است، ولی برحسب سطوح ارتفاعی مختلف در عملکردهای آن شدت و ضعف وجود دارد (نقل از علایی طالقانی، ۱۳۸۴، ص ۱۳۴). همچنین، هاگه درن (۱۹۷۴) و کهل (۱۹۷۶) مطالعاتی را در ایران مرکزی در این زمینه انجام دادند. مطالعات هاگه درن در شیرکوه یزد نشان دهنده وجود یخچالی قدیمی در ارتفاع ۴۲۰۰ متری این کوه بود. کهل نیز در کوه چوپار واقع در جنوب و جنوب شرق کرمان، آثار دو یخبندان بزرگ کواترنری را بررسی کرده است. رایت در جنوب غرب ازنا و کریستف پروی (۱۹۸۰) در بخش های داخلی کوهستان زردکوه زاگرس یخچال هایی را گزارش کردند (نقل از ثروتی، ۱۳۶۹، ۶۱).

در سه دهه گذشته نیز پژوهشگران ایرانی، مطالعاتی را در زمینه آثار یخچال های کواترنر انجام داده اند. در این زمینه در آغاز فرج الله محمودی (۱۳۶۷) تحول ناهمواری های ایران در کواترنر را بررسی و به صورت کلی ارتفاع برف مرزها و قلمرو گسترش یخچال ها را برای بیشتر مناطق ایران مشخص کرد. در ادامه، پدرامی (۱۳۷۰) در حوزه ایران مرکزی و در کویر میقان اراک گسترش یخچال ها را مطالعه کرد، اما مهم ترین پژوهش ها در دو دهه اخیر در زمینه ویژگی های اقلیمی کواترنر و آثار ژئومورفیک این تغییرات مربوط به رامشت است. او با بررسی های میدانی در مناطق مختلف ایران مرکزی مانند سلفچگان قم، تیگرانی کرمان، اقلید فارس، کرکس اصفهان و شیرکوه یزد، قلمرو یخچال ها را نسبت به پژوهشگران قبلی بسیار گسترده تر و ارتفاع برف مرزها را بسیار پایین تر دانست و حتی ارتباط مدنیت ایران را با پیشروی و پسروی یخچال ها مطرح کرد (رامشت ۸۳،

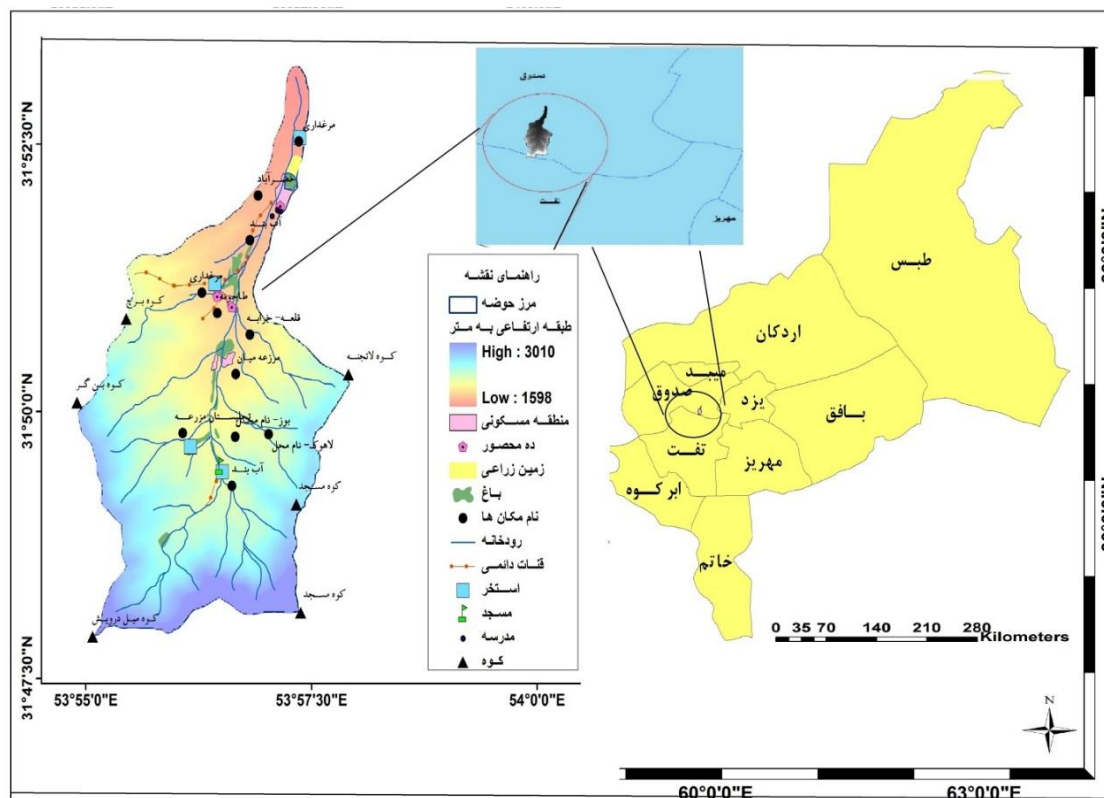
تغییرات و نوسانات اقلیمی در گذشته، روند تغییرات حاکم بر پیدایش قلمروهای مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک گذشته و کنونی در بخش‌های بیشتر ایران مرکزی مشخص می‌شود.

#### مواد و روش‌ها

منطقه خضراآباد از نظر موقعیت ریاضی بین عرض جغرافیایی ۳۱ درجه و ۴۸ دقیقه و ۷ ثانیه تا ۳۲ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۳ درجه و ۴۹ دقیقه و ۴۲ ثانیه تا ۵۴ درجه شرقی با وسعتی بالغ بر ۲۳/۳۳۰ کیلومتر مربع در جنوب غرب شهر یزد و در جنوب شرق شهرستان میبد واقع شده است (شکل ۱). حوضه آبریز خضراآباد در دامنه‌های جنوب و جنوب شرقی رشته‌کوه مسجد - هامانه قرار دارد و یکی از زیرحوضه‌های آبریز ایران مرکزی قلمداد می‌شود که آب آن در فصول پرآبی به دشت یزد- اردکان می‌ریزد.

برف‌مرز در آخرین دوره یخچالی در حوضه دالاخانی (استان کرمانشاه) دریافتند ارتفاع برف‌مرز در این منطقه در کوتاه‌ترین در ارتفاع حدود ۲۸۲۰ متری قرار داشته و میانگین دمای حوضه نسبت به زمان حاضر ۵/۳۸ درجه کاهش داشته است. پژوهشگرانی مانند محمودی (۱۳۸۳)، طاحونی (۱۳۸۳)، المدرسی و رامشت (۱۳۸۶)، خسروی (۱۳۸۷)، تقی‌زاده و همکاران (۱۳۸۷)، بقائی‌نیا (۱۳۸۷)، مهرشاهی (۱۳۸۹)، گیوی و رامشت (۱۳۹۰)، امیراحمدی (۱۳۹۲) و غیره نیز در زمینه یخچال‌های کوتاه‌ترین ایران و آثار ژئومورفیک آن‌ها مطالعاتی را در بخش‌های مختلف ایران انجام داده‌اند.

این پژوهش به ردیابی مورایش ژئومورفیک یخچالی برجای مانده از دوران کوتاه‌ترین در ایران مرکزی و در غرب کوه شیرکوه، به‌مثابه مهم‌ترین عوامل شکل‌دهنده فضایی در خلال این دوران می‌پردازد. از این‌رو، با شناسایی این ژئوفرم‌ها، علاوه بر نشان‌دادن



شکل ۱. نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه خضرآباد

بزرگ و برداشت نمونه های رسوب از داخل دره و در دامنه های دره برای مشخص شدن فرایند غالب رسوب گذاری اقدام شد. نمونه ها در طول دره خضرآباد و در ارتفاع ۱ تا ۲ متری سطح زمین برداشت شد. نقشه رقومی ارتفاعی زمین (با تفکیک ۲۰ متر) برای بررسی های دقیق تر وضعیت دره و سیرک های موجود استفاده شد. در نهایت، رسوب های برداشت شده در آزمایشگاه با گرانولومتری بررسی و از نرم افزار Gradistat 4.0 برای تحلیل آماری نمونه ها استفاده شد. بدین ترتیب، شواهد ژئومورفیک آثار یخچالی منطقه شامل دو دسته کاوشی و تراکمی بر مبنای شاخص های ژئومورفیک و رسوب شناسی ردیابی شد. از این شواهد به مثابه شاخص هایی در

پژوهش حاضر بیشتر بر مبنای بررسی ها و مطالعات میدانی قرار دارد. در ابتدا به مطالعه وضعیت زمین شناسی، توپوگرافی، فیزیوگرافی و ژئومورفولوژی بر اساس نقشه های زمین شناسی، توپوگرافی، عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای پرداخته شد. سپس، برای مطالعه آثار و شواهد ژئومورفیک و بررسی لندفرم های یخچالی در دو نوبت (اسفندماه ۱۳۹۲ و خردادماه ۱۳۹۳) از منطقه بازدید و با استفاده از دستگاه GPS<sup>۱</sup> مطالعات اولیه بررسی شد. همچنین موقعیت ژئو فرم های مشاهده شده یخچالی از جمله سیرک ها، مورن ها، تیلیت ها و سنگ های سرگردان مشخص شد. همچنین، به اندازه گیری قطر سنگ های

<sup>۱</sup> Global positioning system

شد. آثار سیرک‌ها بر روی این نقشه به صورت خطوط منحنی میزان سینوسی شکل کشیده در ارتفاعات بالادست و در پایین تر از قله کوه‌هاست. بر این اساس، با بررسی نقشه توپوگرافی حوضه مورد مطالعه صورت گرفته، فرم مربوط به سیرک‌های یخچالی در ارتفاعات منطقه مشخص و بدین ترتیب، تعدادی آثار سیرک شناسایی شد (شکل ۲). بر اساس این نقشه و بازدیدهای میدانی (شکل ۳)، در قسمت‌های جنوب شرق، شرق و غرب منطقه حدود ۱۵ سیرک بزرگ و کوچک به طور پراکنده بین ارتفاع ۲۰۰۰ تا حدوداً ۲۵۰۰ متری قرار گرفته‌اند. ولی بر خلاف مناطق آپی که به دلیل بالا بودن میزان رطوبت سیرک‌های متراکمی شکل گرفته‌اند (میانگین بیش از ۶۰۰ میلی‌متر)، در این محدوده سیرک‌های پراکنده‌تری به وجود آمده‌اند. بدین ترتیب، بر اساس نقشه توپوگرافی منطقه، بازدیدهای میدانی و استفاده از دستگاه GPS نقشه سیرک‌های حوضه آبریز خضرآباد ترسیم شد (شکل ۲)

شناخت نوسانات و تغییرات اقلیمی کواترنر و جابه‌جایی در مرزهای سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک استفاده و نقشه این سیستم‌ها برای دوران گذشته و حال ترسیم شد.

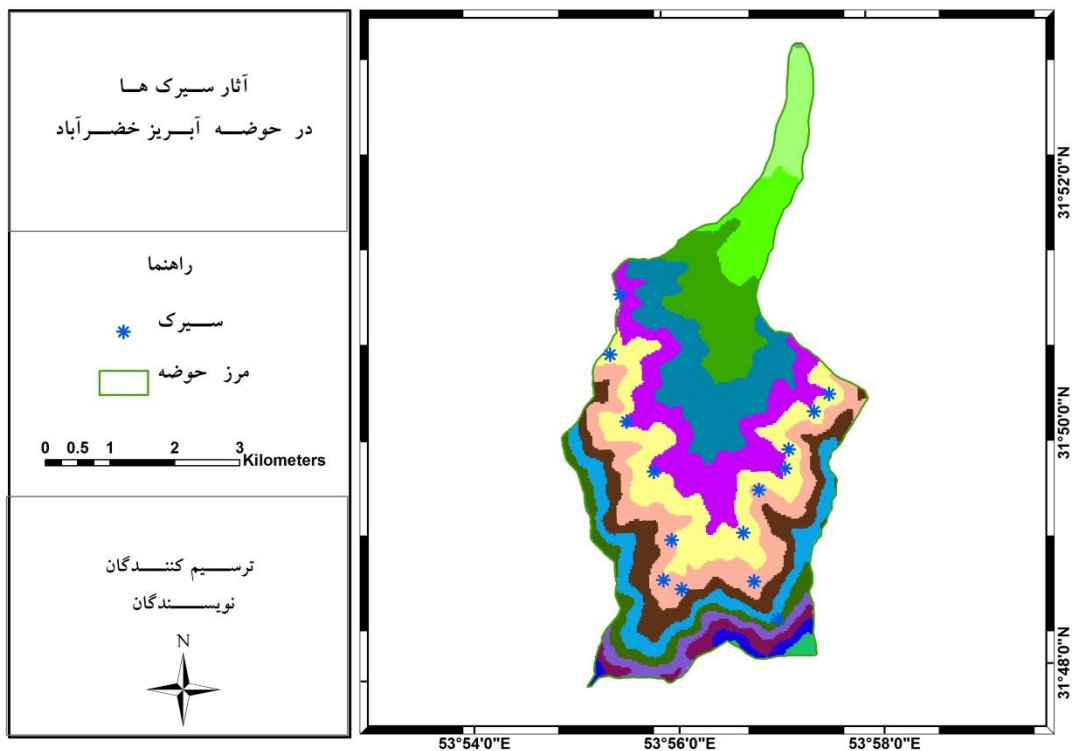
### نتایج و بحث

آثار یخساری کواترنری منطقه خضرآباد بر مبنای دو شاخص لندفرم‌های ژئومورفیک (کاوشی و تراکمی) و رسوب‌های قرار گرفته در دیواره‌های دره - رودخانه خضرآباد بررسی و ارزیابی شدند. آثار کاوشی یخچالی منطقه شامل آثار سیرک‌ها و دره بزرگ U شکل است. آثار تراکمی شامل یخرفت‌ها، مورن‌ها، تیلیت‌ها، سنگ‌های سرگردان و رسوب‌های یخچالی است. در ادامه، به این آثار به طور مفصل پرداخته شده است.

#### ردیابی آثار کاوشی یخساری منطقه

#### آثار سیرک‌های منطقه

برای ردیابی آثار سیرک‌های یخچالی در منطقه مورد مطالعه ابتدا از نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ استفاده



شکل ۲. نقشه آثار مربوط به سیرک در منطقه خضرآباد



شکل ۳. نمایی از سیرک های موجود در منطقه مورد مطالعه، تصویر سمت راست از گوگل ارث اقتباس شده و تصویر سمت چپ عکس از منطقه با دوربین عکاسی است.

دره یخچالی  
 دره های یخچالی، بزرگ ترین اشکال حاصل از فرسایش یخچالی در منطقه کوهستانی هستند. این دره ها برخلاف شرایط معمول به سمت بالادست

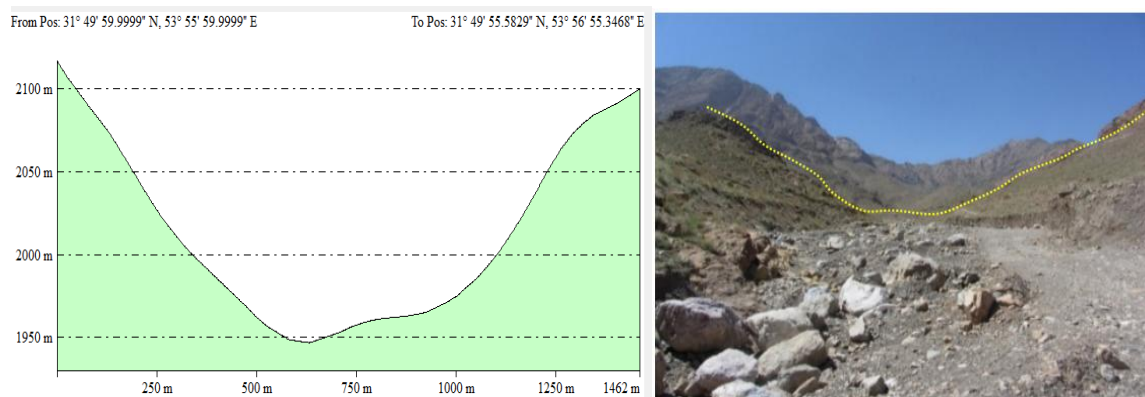
عریض می شوند (طاحونی، ۱۳۸۳، ۳۸). رودخانه یخی و جریان آن ها معمولاً سبب ایجاد دره های عریض و U شکل می شود. این دره ها چنانچه در سطوح هموار و مرتفع با پوشش وسیع یخی همراه

عریض می شوند (طاحونی، ۱۳۸۳، ۳۸). رودخانه یخی و جریان آن ها معمولاً سبب ایجاد دره های عریض و U شکل می شود. این دره ها چنانچه در سطوح هموار و مرتفع با پوشش وسیع یخی همراه



فرسایش به وسیله حجم عظیم یخ است. سطوح هموار وسیعی درون دره‌ها وجود دارد که این دره‌ها را به شکل U نشان می‌دهد. این سطوح بقایای کف دره‌های یخچالی پلیستوسن است. تغییر اقلیم و به تبع آن تغییر سیستم فرسایش باعث بریده شدن این سطوح شده است، به نحوی که پرتگاه‌هایی در حاشیه این سطوح و درون سنگ بستر ایجاد شده است. حاصل چنین فرایندی، دره‌های بسیار عریض تراسداری است که در شکل (۴) مشاهده می‌شود.

باشند، دره‌های خاصی را با تراس جانبی به وجود می‌آورد. در این گونه موارد، معبرهای عبور یخ با یک پوشش یخی حمایت می‌شوند و با ذوب پوشش یخی به واسطه عمق بیشتر یخ در معابر، یخ رودها به حیات خود ادامه می‌دهند؛ حال آنکه یخپوش‌های جانبی ذوب می‌شوند و رواناب‌ها در حاشیه معبر یخی و به موازات آن حرکت می‌کند و به تدریج هسته مرکزی جریان یخی را از بین می‌برند (رامشت، ۱۳۸۵، ۸۲). همواربودن دیواره‌های دره‌ها، گویای



شکل ۴. نمایی از یک دره آبراهه‌ای - یخچالی در ارتفاع بالای ۲۰۰۰ متر در منطقه مورد مطالعه و نیمرخ عرضی آن

همان‌طور که اشاره شد، مورن‌ها و آثار آن‌ها در بیشتر بخش‌های دره خضرآباد، به‌ویژه در ارتفاع بین ۱۶۵۰ تا ۱۸۵۰ متری قابل مشاهده است. برخی از آن‌ها به شکل تپه‌هایی در بین دره‌ها جانبی به‌مثابه مورن‌های میانی قرار گرفته‌اند (شکل ۶). برخی به شکل یخرفت و سنگ‌های پراکنده نامتجانس بر روی دامنه‌ها در ارتفاع تا ۴۰ متری کف دره کنونی قرار دارند. این مورن‌ها به احتمال زیاد مربوط به زمان اوج فعالیت یخچالی (احتمالاً وورم) به وجود آمده‌اند. بقایای این مورن‌ها مشرف بر بستر رودخانه‌ها و عمود بر مسیر دره (ابتدای ورودی دره خضرآباد) دیده می‌شوند. عناصر

#### ردیابی آثار تراکمی یخساری منطقه مورن‌ها و یخرفت‌ها<sup>۱</sup>

مورن‌های منطقه خضرآباد از سنگ‌هایی به ابعاد حداقل ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر تا ابعاد بزرگ ۱ تا ۲ متری تشکیل شده‌اند و از حدود ارتفاع ۱۵۶۰ متری تا حدود ۲۰۰۰ متری به شکل‌های متفاوتی مانند مورن میانی، مورن کناری و مورن انتهایی قابل مشاهده هستند. عملاً بخش زیادی از فضاهای دره خضرآباد را مورن‌های یخچالی پوشانده است.

<sup>۱</sup> Moraine and Till

کند، حرکت و نیروی یخچال بوده است. جهت استقرار این مورن‌ها به صورت عمود بر دره‌های رودخانه‌ای حال حاضر، زاویه‌دار بودن آن‌ها و نامتجانس بودنشان با سنگ‌های بستر این موضوع را تأیید می‌کند.

بزرگ‌دانه تشکیل‌دهنده رسوبات مورنی، تخته‌سنگ‌های گرانیتی است که از ارتفاعات بالادست آورده شده‌اند. با توجه به اینکه بستر رودخانه فصلی کنونی فاصله زیادی با این مورن‌ها دارد، تنها عاملی که می‌توانسته وجود این نوع قطعات گرانیتی را در این ارتفاع توجیه



شکل ۵. نمایی از بقایای مورن‌های میانی در سمت چپ جاده خضرآباد در ارتفاع حدود ۱۷۵۰ متر

یخچالی (اعم از قاره‌ای یا کوهستانی) است. از ویژگی‌های بارز آن‌ها وجود قطعه‌سنگ‌های درشت اغلب زاویه‌دار، بدون لایه‌بندی و هوازدگی بوده است و به ندرت جور شده‌اند. گسترش تیلیت‌ها در تاریخ زمین‌شناسی شاهدی بر گسترش یخچال‌های پیشین‌اند. تیلیت‌های اخیر به کمتر از ۱۲۰۰۰ سال پیش و تیلیت‌های پلیستوسن از ۱۲۰۰۰ تا حدود ۲۶۰۰۰۰۰ سال نسبت داده می‌شوند.

تیلیت‌ها در طول دره خضرآباد به شکل یک تراس آبرفتی در سمت چپ و راست (عمدتاً سمت شرق رودخانه) جاده قابل مشاهده است (شکل ۶). ارتفاع آن از ۱۰ تا ۲۰ متر متغیر بوده است و رسوب‌های آن

### تیلیت‌ها<sup>۱</sup>

تیلیت، صخره رسوبی است که در آن یخرفت‌ها به وسیله مواد ریزدانه به شکل سیمان به هم چسبیده و بلوک‌ها و قطعات درشت هوازده‌نشده در آن قرار دارند. بیشتر آن‌ها رنگ خاکستری تیره دارد و کوارتزهای زاویه‌دار با دانه‌های فلدسپار را در بر دارند. قطعات این صخره‌ها از دانه‌های بسیار ریز تا تخته‌سنگ‌ها و قلوه‌سنگ‌های بسیار بزرگ تشکیل شده‌اند. به طور کلی، تیلیت را می‌توان نوعی کنگلومرا<sup>۲</sup> به شمار آورد که فرایند نهشته‌گذاری آن یخ‌های

<sup>۱</sup> Tillite

<sup>۲</sup> Conglomerate

آن‌ها، مربوط به بخش‌هایی از دره است که عرض آن‌ها بیشتر شده و یا دره‌ها ناشی از عملکرد گسل است. حجم عظیم لایه تیلیت با ضخامت زیاد آن، بیانگر این مطلب است که احتمالاً در دوره قبلی (قبل از آغاز شکل‌گیری یخچال‌ها)، هوازدگی شیمیایی و فیزیکی گسترده‌ای وجود داشته است و حجم عظیم رسوبات در اختیار یخ‌ها قرار داده شده که با حرکت آن‌ها به سمت پایین‌دست و ذوب‌شدن برف‌ها در دوره بین یخچالی کوتاه‌تر پیشین، این یخرفت‌ها به شکل کنگلومرا در آمده‌اند. وجود سیمان آهکی در بین ذرات نشان می‌دهد این رسوبات از مناطق بالادست کوه‌ها و بخش عمده آن‌ها از داخل سیرک‌ها برداشته شده‌اند.

اغلب از قطعات درشت با ضخامت قطر بزرگتر از ۵۰ سانتی‌متر و همچنین رسوبات بسیار ریزدانه تشکیل شده است. سیمان آهکی در بین این رسوبات یخرفتی قرار گرفته و سبب سخت‌شدگی آن‌ها شده است. زاویه‌داربودن قطعات و همچنین نامشخص بودن جهات قرارگیری این قطعه‌سنگ‌ها که در جهت شیب دامنه و رودخانه نیستند، از جمله شواهد یخرفتی بودن آنهاست. احتمالاً به دلیل قرارگرفتن در زیر رسوبات یخرفتی دوره‌های بعدی یخچالی، آن‌ها هنوز دست‌نخورده باقی مانده و بعدها بر اثر عملکرد آب‌های جاری و از بین رفتن رسوبات یخچال‌های کوتاه‌تر پسین، همچنین عملکرد گسل‌ها این تیلیت‌ها بر سطح زمین پدیدار شده‌اند. اغلب پدیدارشدن



شکل‌های ۶. عکس سمت راست آثار دو دوره یخچالی را به صورت تیلیت و یخرفت نشان می‌دهد و عکس سمت چپ نمایی از تیلیت‌های منطقه را به ضخامت حدود ۱۰ متر نشان می‌دهد که بر روی شیل‌های زیر بنا به شکل دگرشیب قرار گرفته‌اند.

همچنین یخرفت‌های گسترده‌ای بر روی آن‌ها وجود دارند، می‌توان سن این تیلیت‌ها را به اوایل دوره یخچالی حاکم در این منطقه، یعنی گونز نسبت داد. از این نظر، زیربنای (کف) دره یخچالی بر مبنای کف تیلیت‌ها است. در شکل فوق، حداقل آثار دو دوره

در برخی از قسمت‌های دره قطعات بسیار بزرگی که گاهی قطر بزرگ آن‌ها به بیش از ۱/۵ متر می‌رسد، در بین تیلیت‌ها به صورت کپه‌ای و توده‌ای قابل مشاهده است. از آنجا که تیلیت‌ها به‌طور دگرشیب بر روی سنگ زیربنای شیل در شکل (۶) قرار گرفته‌اند و

است که احتمالاً با زبانه یخی به این نقطه حمل شده‌اند و با ذوب یخ، این سنگ‌ها بر سراسر دشت برجای مانده‌اند. این سنگ‌ها حاکی از آخرین قلمرو فعالیت یخچال‌هاست که زبانه یخی در این نقطه ذوب و توان انتقال سنگ را از دست داده است. این مهم را می‌توان به آخرین دوره یخچالی کواترنر و فعالیت‌های یخچالی در منطقه ایران مرکزی نسبت داد؛ چراکه این سنگ‌ها بر روی رسوبات آبرفتی بین یخچالی قبلی قرار گرفته‌اند و هنوز هوازده نشده‌اند. از نظر وزنی برخی از این سنگ‌ها بیشتر از یک تن وزن دارند؛ بنابراین آب رودخانه نمی‌توانسته است آن‌ها را تا این ارتفاع پایین بیاورد. همچنین، اغلب این سنگ‌ها زاویه‌دار هستند و گردش‌دگی کمی دارند.

یخچالی به شکل رسوبات یا یخرفت‌های کواترنر شامل تیلیت‌ها و دیگری یخرفت‌های سخت‌نشده مشاهده می‌شود.

#### سنگ‌های سرگردان

در منطقه خضرآباد، قطعاتی از سنگ‌های بزرگ با ابعاد مختلف در فاصله ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری دامنه‌های بالادست در حال حاضر مشاهده می‌شود. در نزدیکی روستا - شهر خضرآباد با موقعیت جغرافیایی ۳۱ درجه و ۵۲ دقیقه و ۲۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۴ درجه و ۳ دقیقه و ۴۷ ثانیه طول شرقی در ارتفاع ۱۵۶۰ متری، قطعه سنگ‌هایی با قطر بزرگ حدود ۳ متر، قطر متوسط ۲/۴۰ متر و قطر کوچک ۱/۶۰ تا ۱/۸۰ متر قابل مشاهده‌اند (شکل ۷). حجم و قطر زیاد این سنگ‌ها، همچنین نامتقارن بودنشان در محیط بیانگر آن



شکل ۷. نمایی از سنگ‌های سرگردان در ارتفاع ۱۵۶۰ کیلومتری دره خضرآباد

سرگردان اندازه‌گیری و اندازه قطرهای اصلی، میانه و کوچک آن‌ها آورده شده است:

همان‌طور که اشاره شد، این سنگ‌ها در اندازه‌های بزرگی هستند. در جدول (۱) قطر چند سنگ

جدول ۱. اندازه‌گیری چند سنگ سرگردان در نزدیکی مخروط افکنه در ارتفاع ۱۶۱۰ متری

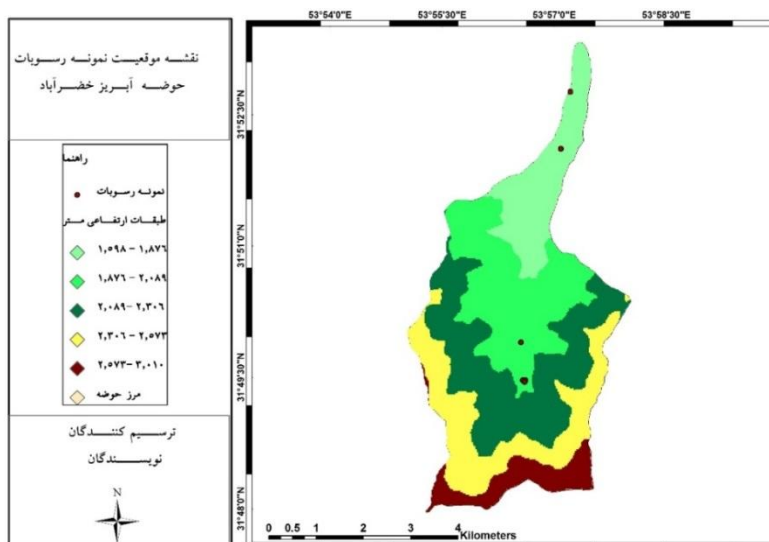
اندازه‌گیری چند نمونه سنگ سرگردان	قطر اصلی (CM)	قطر میانه (CM)	قطر کوچک (CM)
سنگ اول	۱۳۰	۱۱۰	۸۵
سنگ دوم	۱۴۰	۱۲۰	۹۵
سنگ سوم	۱۶۰	۷۵	۱۲۰

استفاده از داده‌های رسوب<sup>۱</sup> برای بررسی‌های دقیق‌تر آثار یخچالی منطقه مورد مطالعه، به آزمایش نمونه‌های رسوب پرداخته شد. در این پژوهش از روش گرانولومتری برای اندازه‌گیری قطر دانه‌های رسوبی و ترکیب رسوبات استفاده شده

است. قطر دانه‌های در حد ماسه را از طریق غربالگری اندازه‌گیری می‌کنند. در منطقه مورد مطالعه ۶ نمونه رسوب برداشت و پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه، نسبت به الک‌کردن آن‌ها اقدام شد (جدول ۲ و شکل ۸).

جدول ۲. موقعیت جغرافیایی و ارتفاع از سطح دریا برای نمونه‌های برداشت‌شده از منطقه

شماره نمونه	عرض جغرافیایی (درجه، دقیقه، ثانیه)	طول جغرافیایی (درجه، دقیقه، ثانیه)	ارتفاع (متر)
۱	۳۱ ۵۲ ۳۹/۹	۵۳ ۵۷ ۱۱	۱۵۹۹
۲	۳۱ ۵۲ ۰۱	۵۳ ۵۷ ۰۲	۱۶۳۳
۳	۳۱ ۴۹ ۴۹/۱	۵۳ ۵۶ ۲۵ /۸	۱۸۷۵
۴	۳۱ ۴۹ ۲۳/۱	۵۳ ۵۶ ۲۶ /۵	۱۹۲۴
۵	۳۱ ۴۹ ۲۳/۱	۵۳ ۵۶ ۲۸/۸	۱۹۵۸
۶	۳۱ ۴۹ ۲۱/۹	۵۳ ۵۶ ۲۷/۹	۱۹۷۵



شکل ۸. موقعیت جغرافیایی نمونه رسوبات در حوضه خضراباد

در روش غربال کردن ابتدا نمونه ها وزن شدند، سپس مواد اضافی را با آب مقطر شسته و پس از خشک شدن دوباره وزن شدند. سپس مقدار رسوب باقی مانده در هر الک با دقت وزن شدند. نمونه های رسوبی با سری کامل الک، دانه بندی شد و درصد ذرات رسوب روی هر الک به دست آمد. قطر الک های مورد استفاده در این پژوهش از درشت به ریز به ترتیب ۲۰۰۰، ۱۰۰۰، ۵۵۰، ۳۵۵، ۲۵۰، ۱۲۵، ۶۳ میکرون بودند (جدول ۳).

در روش غربال کردن ابتدا نمونه ها وزن شدند، سپس مواد اضافی را با آب مقطر شسته و پس از خشک شدن دوباره وزن شدند. سپس مقدار رسوب باقی مانده در هر الک با دقت وزن شدند. نمونه های رسوبی با سری کامل الک، دانه بندی شد و درصد ذرات رسوب روی هر الک به دست آمد. قطر الک های مورد استفاده در این پژوهش از درشت به ریز به ترتیب ۲۰۰۰، ۱۰۰۰، ۵۵۰، ۳۵۵، ۲۵۰، ۱۲۵، ۶۳ میکرون بودند (جدول ۳).

جدول ۳. مربوط به درصد نمونه های اندازه گیری شده در منطقه مورد مطالعه

درصد نمونه	درصد نمونه	درصد نمونه	درصد نمونه	درصد نمونه	درصد نمونه	درصد نمونه
ششم	پنجم	چهارم	سوم	دوم	اول	واحد اندازه گیری به میکرون
۶۹,۵۰	۹۱,۸۴	۸۱,۱۰	۵۶,۹۵	۷۸,۰۴	۷۳,۲۲	۲۰۰۰
۱۱,۳۰	۴,۸۸	۹,۴۳	۱۵,۹۲	۷,۹۱	۶,۷۷	۱۰۰۰
۸,۱۴	۱,۱۱	۴,۷۳	۱۱,۸۵	۵,۰۷	۵,۷۹	۵۵۰
۳,۰۵	۰,۳۳	۱,۳۶	۳,۹۶	۲,۱۱	۲,۷۵	۳۵۵
۲,۳۸	۰,۳۰	۰,۹۴	۳,۲۸	۱,۵۵	۲,۷۹	۲۵۰
۳,۴۴	۰,۵۷	۱,۲۸	۴,۹۹	۳,۰۱	۶,۸۵	۱۲۵
۲,۱۶	۰,۹۶	۱,۱۶	۳,۰۴	۲,۳۰	۳,۱۹	۶۳

پس از مشخص کردن درصد رسوب روی هر الک به کمک نرم افزار Gradstat عوامل آماری رسوب شناسی از قبیل میانگین (Mz)، میانه (Md)، انحراف معیار جامع (SDI)، چولگی جامع (SKI)، کشیدگی منحنی (Ku) به دست آمد (جدول ۴).

پس از مشخص کردن درصد رسوب روی هر الک به کمک نرم افزار Gradstat عوامل آماری رسوب شناسی از قبیل میانگین (Mz)، میانه (Md)، انحراف معیار جامع (SDI)، چولگی جامع (SKI)، کشیدگی منحنی (Ku) به دست آمد (جدول ۴).

جدول ۴. مربوط به تحلیل پارامترهای آماری به روش لحظه ای

روش های اندازه گیری دانه های رسوبی	پارامترهای آماری	S1	S2	S3	S4	S5	S6
Method of moments Arithmetic(m <sub>m</sub> )	mean	۱۸۸۱/۱	۲۰۱۸/۷	۱۶۶۶/۳	۲۰۹۹/۸	۲۲۷۳/۵	۱۸۸۰/۲
	sorting	۸۶۵/۳	۷۴۷/۵	۸۸۷/۶	۶۴۷/۶	۴۴۳/۸	۱۱۸/۲
	skewness	-۱/۱۸۰	-۱/۶۰۷	-۰/۵۵۳	-۱/۸۹۰	-۳/۵۵۲	-۱/۳۹
	kurtosis	۲/۵۸۱	۳/۸۹۹	۱/۵۸۹	۵/۰۴۲	۱۴/۸۱	۲/۴۷۶
Method of moments Geometric(m <sub>m</sub> )	mean	۱۴۰۱/۵	۱۶۵۷/۹	۱۲۳۱/۹	۱۸۴۵/۳	۲۱۱۹/۹	۱۴۹۰/۴
	sorting	۲/۶۵۵	۲/۲۲۶	۲/۵۵۰	۱/۸۶۶	۱/۵۸۶	۲/۳۲۰
	skewness	-۱/۷۴۲	-۲/۴۴۷	-۱/۴۱۴	-۳/۰۷۴	-۵/۴۰۴	-۱/۹۲۹
	kurtosis	۴/۷۱۲	۸/۲۶۲	۴/۱۱۶	۱۳/۰۳	۲۴/۷۱	۵/۹۹۴
Method of moments Logarithmic(f)	mean	-۰/۴۸۷	-۰/۷۲۹	-۰/۳۰۱	-۰/۸۸۴	-۱/۰۸۴	-۰/۵۷۶
	sorting	۱/۴۰۹	۱/۱۵۴	۱/۳۵۰	۰/۹۰۰	۰/۶۶۶	۱/۲۱۴
	skewness	۱/۷۴۲	۲/۴۴۷	۱/۴۱۴	۳/۰۴۷	۵/۴۰۴	۱/۹۲۹
	kurtosis	۴/۷۱۲	۸/۲۶۲	۴/۱۱۶	۱۳/۰۳	۲۴/۷۱	۵/۹۹۴

همان‌طور که در جدول (۴) مشاهده می‌شود، مقدار میانگین در نمونه رسوب S5 و S6 بیشترین و کمترین است. میزان جورشدگی<sup>۱</sup> در نمونه رسوب S6 بیشتر است که احتمالاً به فرایند رودخانه‌ای رسوبگذاری این بخش برمی‌گردد. سپس، هر شش نمونه رسوب به‌صورت جداگانه با استفاده از نرم‌افزار فوق، تحلیل و گروه بافتی، جورشدگی، کج‌شدگی و کشیدگی دانه‌های رسوب مشخص شد (جدول ۵).

جدول ۵. مربوط به تحلیل پارامترهای نوع رسوبات

نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶
نام رسوب	گروال بسیار ریز	گروال بسیار	گروال بسیار	گروال بسیار	گروال بسیار	گروال بسیار
گروه بافتی	ماسه‌ای	ریز ماسه‌ای	ریز ماسه‌ای	گراول ماسه‌ای	گراول	گراول ماسه‌ای
جورشدگی	جورشدگی بد	جورشدگی متوسط	جورشدگی بد	جورشدگی خوب متوسط	جورشدگی بسیار خوب	جورشدگی بد
کج‌شدگی	به‌سمت راست	به‌سمت راست	به‌سمت راست	به‌سمت راست	به‌سمت راست	به‌سمت راست
کشیدگی	بسیار کشیده	بی‌نهایت کشیده	متوسط	بی‌نهایت کشیده	بسیار کشیده	بسیار کشیده

در ادامه، اندازه دانه و نوع رسوب و گروه آن‌ها برای ۶ نمونه برداشت‌شده به‌طور دقیق مشخص شدند (جدول ۶).

جدول ۶. مشخصات رسوبی در لایه‌های رسوبی رسوبات عمقی

<i>sediment</i>	<i>S1</i>	<i>S2</i>	<i>S3</i>	<i>S4</i>	<i>S5</i>	<i>S6</i>
<b>% GRAVEL:</b>	% ۷۳/۲	% ۷۸/۰	% ۵۶/۹	% ۸۱/۱	% ۹۱/۸	% ۶۹/۵
<b>% SAND:</b>	% ۲۶/۸	% ۲۲/۰	% ۴۳/۱	% ۱۸/۹	% ۸/۲	% ۳۰/۵
<b>% MUD:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% V COARSE GRAVEL:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% COARSE GRAVEL:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% MEDIUM GRAVEL:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% FINE GRAVEL:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% V FINE GRAVEL:</b>	% ۷۳/۲	% ۷۸/۰	% ۵۶/۹	% ۸۱/۱	% ۹۱/۸	% ۶۹/۵
<b>% V COARSE SAND:</b>	% ۶/۸	% ۷/۹	% ۱۵/۹	% ۹/۴	% ۴/۹	% ۱۱/۳
<b>% COARSE SAND:</b>	% ۵/۸	% ۵/۱	% ۱۱/۹	% ۴/۷	% ۱/۱	% ۸/۱

<sup>۱</sup> sorting

<b>% MEDIUM SAND:</b>	% ۵/۵	% ۳/۷	% ۷/۲	% ۲/۳	% ۰/۶	% ۵/۴
<b>% FINE SAND:</b>	% ۵,۵	% ۳/۰	% ۵/۰	% ۱/۳	% ۰/۶	% ۳/۴
<b>% V FINE SAND:</b>	% ۳/۲	% ۲/۳	% ۳/۰	% ۱/۲	% ۱/۰	% ۲/۲
<b>% V COARSE SILT:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% COARSE SILT:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% MEDIUM SILT:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% FINE SILT:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% V FINE SILT:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰
<b>% CLAY:</b>	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰	% ۰/۰

### نسبت ماسه به گراول

در حالت کلی نسبت گراول به ماسه یعنی میزان گراول در بستر رودخانه از بالادست به طرف پایین دست کاهش می یابد. همان طور که در جدول (۷) مشاهده می کنید، نسبت گراول به ماسه از این قاعده کلی تبعیت نمی کند. در محل برداشت نمونه های ۵، ۴ و ۲ درصد نسبت گراول به ماسه نسبت به سایر نمونه ها بیشتر است که این امر نشان دهنده یخچالی بودن نوع رسوب است. افزایش ناگهانی

گراول در نمونه پنجم نشان دهنده غیرجریانی بودن فرایند غالب شکل دهنده این رسوبات است. تقریباً در تمام طول مسیر رودخانه خضرآباد نسبت فراوانی گراول ماسه ای به دیگر رسوبات بیشتر است که نتیجه نوع سنگ شناسی، عرض کم کانال ها در بالادست و از طرفی ورود آبراهه های فرعی به کانال اصلی و نقش فرایند یخچالی در ایجاد این نوع رسوب است.

جدول ۷. مربوط نسبت ماسه به گراول (درصد)

شماره نمونه	نوع رسوب	ارتفاع (متر)	نسبت گراول به ماسه (درصد)	گراول (درصد)	ماسه (درصد)
۱	گراول ماسه ای	۱۵۹۹/۸	۲,۷۳۱	۷۳,۲	۲۷,۸
۲	گراول ماسه ای	۱۶۳۳	۳,۵۴۵	۷۸,۰	۲۲,۰
۳	گراول ماسه ای	۱۸۷۵	۱,۳۲۰	۵۶,۹	۴۳,۱
۴	گراول	۱۹۲۴	۴,۳۹۱	۸۱,۱	۱۸,۹
۵	گراول	۱۹۵۸	۱۱,۱۹۵	۹۱,۸	۸,۲
۶	گراول ماسه ای	۱۹۷۵	۲,۲۷۹	۶۹,۵	۳۰,۵

جورشدهگی و کشیدگی رسوبات بستر رودخانه از یکدیگر تبعیت می کنند. عمده نمونه ها دارای کج شدگی بسیار مثبت، کشیدگی بسیار زیاد و جورشدهگی متوسط

تا بد بودند. به طور کلی، رسوب های یخچالی دارای جورشدهگی بد بودند و اندازه آنها از رس تا قطعه سنگ های بزرگ تغییر می کند. همچنین، دانه های



سطح زمین است که به وسیله توده‌های نفوذی - گرانیت‌ها - در اواخر ژوراسیک بالا آورده شده‌اند. بالا آمدن گرانیت سبب دگرگونی بخشی از سنگ‌های اولیه به شکل شیل و شیست شده است؛ بنابراین، اغلب بخش‌های دگرگون شده و گرانیت‌های هوازده شده به عنوان محل مناسبی برای تشکیل سیرک‌ها عمل کرده‌اند. به همین دلیل، برخی از سیرک‌ها با ابعاد بزرگ در پای کوه‌های آهکی - دولومیتی قرار گرفته‌اند. تجمع یخ در این سیرک‌ها و مازاد آن، شکل اولیه دره را تغییر داده و دره‌ای عریض با تراس‌های چندگانه به وجود آورده است. تراس‌هایی که امروزه محل ایجاد باغات و استقرارگاه مناطق مسکونی شده است. این تراس‌ها نتیجه عملکرد یخ در صاف‌شدگی سنگ‌هاست و یخرفت‌های زیادی بر روی آن‌ها نهشته شده است. بخش سطحی این یخرفت‌ها تجزیه و امروزه خاک مرغوب این باغات شده است.

آثار تراکمی یخچال‌ها به شکل یخرفت و مورن و همچنین تیلیت قابل مشاهده است. مورن‌ها اغلب به شکل تپه‌های طویل بین دره‌های جانبی قرار گرفته‌اند؛ بنابراین، احتمالاً این مورن‌ها، مورن‌های میانی است که با پوشش گیاهی پس‌یخچالی تثبیت شده‌اند. یخرفت‌ها نیز به شکل قطعه‌سنگ‌های پراکنده بر روی دامنه‌های چپ و راست دره خضرآباد قابل مشاهده‌اند؛ اما نهشته قابل توجه و حایز اهمیت دوره‌های یخچالی این منطقه، تیلیت‌ها هستند. تیلیت‌ها یخرفت‌های سخت‌شده‌ای به شکل کنگلومرا هستند که قطعات تشکیل‌دهنده آن‌ها جور نشده و بدون لایه‌بندی‌اند. جهت قرارگیری ذرات تیلیت‌ها اغلب در جهت رودخانه یا دامنه نیست، بلکه در جهت‌های مختلف پراکنده شده‌اند. این امر از مهم‌ترین تفاوت تیلیت با کنگلومراهای رودخانه‌ای و

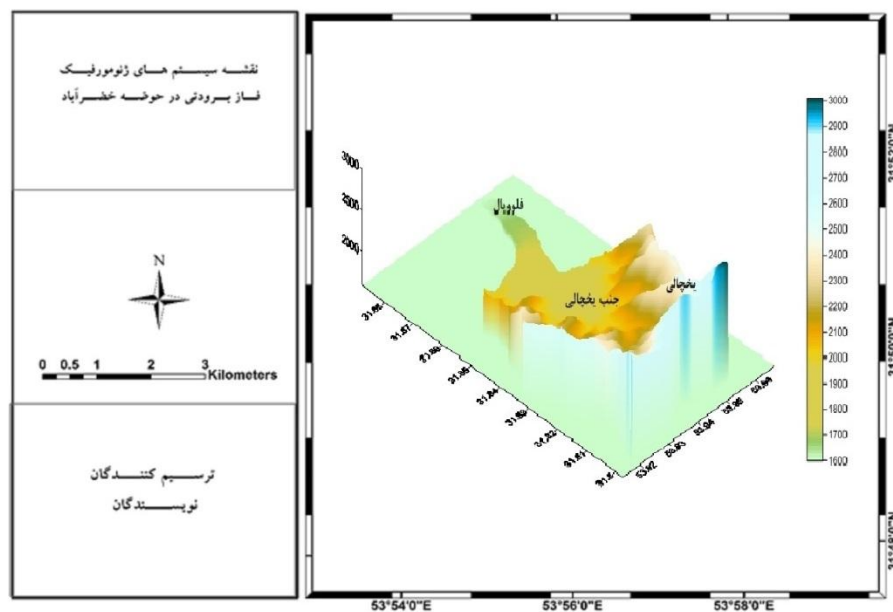
گراول در رسوبات یخچالی زاویه‌دار هستند و در سطح آن‌ها خطوطی دیده می‌شود که بر اثر حرکت ذرات بر روی آن‌ها به وجود آمده است. این رسوبات لایه‌بندی ندارند و به شکل نامنظم (برخلاف جریان‌های آبی) بر روی هم انباشته می‌شوند، به گونه‌ای که ابعاد ماتریس اندازه ذرات تشکیل‌دهنده آن‌ها بسیار زیاد است. همچنین، انحراف معیار و کشیدگی در رسوبات یخچالی بالاست؛ امری که از مشخصات رسوب‌های حوضه خضرآباد است.

### نتیجه‌گیری

سیستم‌های اقلیمی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی، فرایندهای منحصر به فرد خود را بر ناهمواری‌ها تحمیل می‌کنند. از این دیدگاه، بر حسب ژئوفرم‌های کنونی می‌توان تا حدود زیادی شرایط اقلیمی گذشته، به‌ویژه در دوران سوم و اواخر این دوران را بازسازی کرد. در این پژوهش با مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و تصاویر هوایی و مهم‌تر از آن‌ها بازدیدهای میدانی، توالی و تناوب دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی در ایران مرکزی - غرب شیرکوه - به‌طور مشخص، با استفاده از لندفرم‌های موجود آشکار شد. در حوضه آبریز خضرآباد، با ارتفاعات حدود ۳۰۰۰ متری (بیش از ۱۰۰۰ متر پایین‌تر از شیرکوه) آثار یخبندان و ذوب یخ به‌طور متناوب برای دو دوره کاملاً مشخص یخچالی (احتمالاً گونز و وورم) و دو دوره بین‌یخچالی به شکل کاوشی و تراکمی مشاهده شد. آثار کاوشی یخچال‌ها شامل سیرک‌های متعدد و پراکنده (۱۵ سیرک) و دره عریض U شکل است. جنس سنگ‌های تشکیل‌دهنده ارتفاعات این حوضه، رسوب‌های آهکی ژوراسیک در

بدین ترتیب، بر اساس سیرک‌های موجود در حوضه و روش رایت (میانگین ۶۰ درصد سیرک‌ها) برف‌مرز دوره یخچالی در ارتفاع حدود ۲۲۰۰ متری ترسیم شد. بدین‌سختن، بالاتر از این مرز - یعنی از ارتفاع ۲۲۰۰ متر تا ۳۰۰۰ متر، قلمرو یخچالی محسوب می‌شود. همچنین، بر پایه سنگ‌های سرگردان که آخرین قلمرو گسترش عملکرد یخ است، مرز قلمرو جنب یخچالی در گذشته ترسیم شد. پایین‌تر از این مرز، گستره قلمرو رودخانه‌ای در نظر گرفته شد. به سخن ساده‌تر، ارتفاعات بالاتر از خط برف مرز دایمی را سیستم ژئومورفیک یخچالی، منطقه‌ی بین حد برف‌مرز و خط تعادل آب و یخ (محل تجمع سنگ‌های سرگردان یعنی ارتفاع ۱۵۶۰ متری) را سیستم ژئومورفیک مجاور یخچالی و پایین‌تر از خط تعادل آب و یخ را سیستم ژئومورفیک فلوویال در کنترل داشته‌اند (شکل ۹).

مخروط‌افکنه‌ای است. این تیلیت‌ها در چند قسمت از دره خضرآباد اغلب در ارتفاع ۱۷۵۰ تا ۱۹۰۰ متری در سطح زمین در حال حاضر قابل مشاهده‌اند. این رسوب‌ها به دلیل آنکه به شکل دگرشیب بر سنگ‌های بستر (شیل) قرار گرفته، همچنین بر روی آن‌ها یخرفت‌های جدیدتری قرار گرفته است، احتمالاً مربوط به اولین دوره‌های یخچالی ایران مرکزی‌اند. عملکرد گسل‌ها بر این تیلیت‌ها تأثیر گذاشته و به شکل یک خط‌واره در امتداد یک دره گسلی بخشی از آن‌ها را برش داده است. همچنین، در بررسی رسوب‌های ریزدانه سواحل دره - رودخانه خضرآباد مشخص شد بیشتر این رسوبات با تأثیر از فرایند یخچالی و عملکرد یخ‌ها به وجود آمده‌اند. رسوبات تا آخرین نقطه قلمرو یخچالی اغلب گراولی و گراول - ماسه‌ای است که بدون جورشدگی و لایه‌بندی‌اند. زاویه‌داربودن این رسوبات، انحراف‌معیار بالا، کج‌شدگی و کشیدگی بسیار زیاد آن‌ها بیانگر یخچالی بودنشان است.

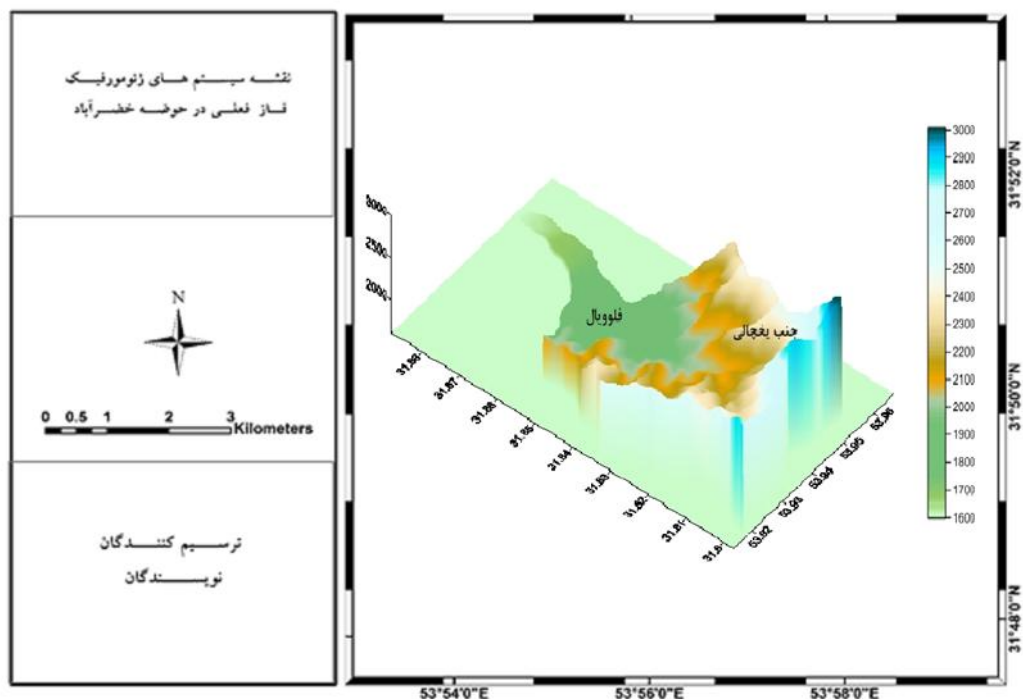


شکل ۹. نقشه سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک دوره یخچالی حوضه خضرآباد

با وجود این، پژوهشگران دیگر مانند رامشت و کاظمی ارتفاع ۳۲۲۰ متر را برای اقلید فارس، یمانی ۳۰۷۲ متر را برای جاجرود، سیف ۲۸۳۶ متر را برای محدوده سایت ریگ، یمانی ۳۰۰۰ متر را برای کوه کرکس، رفیعی ۲۶۷۲ متر را برای کهک و ابطحی ارتفاع ۲۸۰۰ متر را برای حوضه دریاچه نمک بیان کرده‌اند.

سیستم‌های فوق در فاز فعلی با کاهش وسعت فعالیت‌های یخچالی به سمت ارتفاعات پسروی کرده‌اند. به طوری که اکنون در منطقه مورد اشاره قلمرو یخچالی وجود ندارد؛ یعنی در حال حاضر، بر اساس داده‌های اقلیمی دمای خط برف‌مرز گذشته حدود ۱۳ درجه سانتیگراد است. به عبارتی، دما در این منطقه حدود ۱۳ درجه کمتر از امروز بوده است. این در حالی است که پژوهشگران دیگر مقدار کاهش دما را در ایران مرکزی متفاوت بیان کرده‌اند. برای مثال، رامشت در حوضه تیگرانی ماهان به افت ۸٫۵ درجه‌ای رسیده، ابطحی در حوضه دریاچه نمک به ۵٫۶ درجه‌ای رسیده و پوردهقان میزان افزایش دمای فعلی را به نسبت گذشته در حوضه دهبکری بم ۱۰٫۵ درجه گرم‌تر و یمانی این مقدار را در کوه کرکس ۱۰-۱۲ درجه دانسته است. از این‌رو، بر پایه گرادیان حرارتی حدود ۶۵٪ منطقه، انتظار می‌رود که خط برف‌مرز در

ارتفاعات بالاتر از ۴۲۰۰ متری قرار گرفته باشد. در حالی که بالاترین ارتفاع منطقه ۳۰۰۰ متر است. بدین‌روی، در حال حاضر قلمرو یخچالی گذشته تحت حاکمیت سیستم جنب یخچالی است. در این سیستم بیشترین میزان فرسایش مربوط به فرایند کرایونیوال است که عبارت‌اند از تخریب و خردشدگی حاصل از یخبندان و ذوب یخ، سولیفلاکسیون و همچنین لغزش‌های دامنه‌ای. از ارتفاعات حدود ۲۰۰۰ متر تا انتهای حوضه که به شمال دشت اردکان - یزد منتهی می‌شود، تحت حاکمیت سیستم مورفوکلیماتیک معتدل (مورفودینامیک فلوویال) است. قلمروهای فلوویال شامل سرزمین‌هایی است که مظاهر اقلیم در آن عموماً از اعتدال برخوردار هستند. در این سیستم جریان‌های آبی بیشترین میزان فعالیت را دارند. جریان‌های متعدد رودخانه‌ای موجود در حوضه که عمل زهکشی و حمل رسوبات آبرفتی را برعهده دارند، در انتهای مسیر خود وارد رودخانه فصلی خضرآباد و در نهایت به سمت دشت سر منتهی می‌شوند. در مناطق تحت فلوویال، روستاها و باغات متعددی وجود دارد که گاهی در داخل دره یخچالی برجای مانده از گذشته ایجاد شده‌اند. منطقه خضرآباد نیز هم‌اکنون در حاکمیت سیستم ژئومورفیک فلوویال قرار دارد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نقشه سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک دوره کنونی حوضه خضرآباد

بقائی‌نیا، علیرضا، (۱۳۸۷). بازسازی تغییرات اقلیمی دوره چهارم با استفاده از شواهد هیدرو ژئومورفولوژی در حوضه آبی فخرآباد (شیرکوه یزد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: داریوش مهرشاهی، گروه جغرافیای دانشگاه یزد، تعداد صفحات ۲۱۵.

پدرامی، منوچهر، (۱۳۷۰). زمین‌شناسی کواترنر و پارینه اقلیم منطقه اراک، کویر میقان، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی ایران.

پروی، کریستف، (۱۳۶۹). یخبندان کواترنر در قسمت‌های داخلی زردکوه رشته زاگرس، مترجم ثروتی، محمدرضا، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۶.

تقی‌زاده، محمدمهدی، (۱۳۸۸). ارزیابی نقش لندفرم‌های کواترنری در آمایش سرزمین با تأکید بر موارث یخچالی (مطالعه موردی: حوضه صفاشهر)، پایان‌نامه

## منابع

ابطحی، سید مرتضی، (۱۳۹۱). روند تغییرات کویرهای حوضه دریاچه نمک در کواترنر پایانی و هولوسن، پایان‌نامه دکتری، استاد راهنما: دکتر عبدالله سیف، دانشگاه اصفهان، گروه جغرافیا، تعداد صفحات ۲۵۵.

المدرسی، سیدعلی و رامشت، محمد حسین، (۱۳۸۴). آثار یخساری و یخچالی شیرکوه در منطقه سخوید، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۱۹، صص ۲-۳۱.

المدرسی، سیدعلی، (۱۳۸۴). هیدروژئومورفولوژی حوضه آبخیز سخوید یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: مبین، محمدرضا، گروه جغرافیا دانشگاه آزاد اسلامی واحد نجف‌آباد، تعداد صفحات ۲۶۲.

امیراحمدی، ابوالقاسم، (۱۳۹۲). آثار یخچالی ده بالای شیرکوه یزد و نقش آن در توسعه اکوتوریسم، رشد آموزش جغرافیا، شماره ۳، صفحات (۴۳-۴۱).

محدوده سایت ریگ، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۱، شماره پیاپی ۱۱۶.

شریفی، محمد و زهرا فرح‌بخش، (۱۳۹۴). بررسی فرایندهای مورفودینامیکی شکل‌دهنده دره خضراباد بر اساس شواهد و تحلیل رسوب‌شناسی حوضه، کاوش‌های جغرافیایی مناطق بیابانی، دوره ۲، شماره ۳.

طاحونی، پوران، (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش، دانشگاه تهران، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۴۷، صفحات (۵۵-۳۱).

فرح‌بخش، زهرا، (۱۳۹۳). هیدروژئومورفولوژی حوضه خضراباد با تأکید بر پدیده‌های یخچالی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، به‌راهنمایی دکتر محمد شریفی، دانشگاه یزد، دانشکده علوم انسانی، گروه جغرافیا.

قرلجه، بهاره، (۱۳۹۲). تعیین مرز قلمرو فرسایش مجاور یخچالی و شناسایی پتانسیل‌های ژئومورفولوژی متأثر از آن در (محدوده غربی) حوضه آبریز گرگان‌رود، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، استاد راهنما: دکتر ابوالقاسم امیراحمدی، دانشگاه حکیم سبزواری، گروه جغرافیا، تعداد صفحات ۹۰.

قهرودی تالی، منیژه، نصرتی، کاظم، عبدلی، اسماعیل، (۱۳۹۴). تخمین برف‌مرز در آخرین دوره یخچالی در حوضه دالاحانی، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی سال ۲۶، پیاپی ۵۸، شماره ۲، صفحات (۲۳۱-۲۴۶).

محمودی، فرج‌الله، (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۲۳، ص ۲۰.

محمودی، فرج‌الله، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی اقلیمی، انتشارات پیام نور، چاپ سوم، ۱۳۸۳، تعداد صفحات ۱۷۸.

دکتری، استاد راهنما: محمدحسین رامشت، دانشگاه اصفهان، تعداد صفحات ۲۵۱.

جداری عیوضی، جمشید، (۱۳۸۵). کارایی مدل پلتیر در طبقه‌بندی مناطق یخچالی، طرح پژوهشی، معاونت پژوهشی دانشگاه تهران.

جداری عیوضی، جمشید، (۱۳۸۳). ژئومورفولوژی ایران، انتشارات دانشگاه پیام‌نور، چاپ هفتم، تعداد صفحات ۱۰۶.

خسروی، سمیه، (۱۳۸۷). ژئومورفولوژی صحرائی دامنه شمال شرقی کوه کرکس، مجله سپهر، دوره ۲۱، شماره ۸۲، صفحات (۷۹-۸۴).

رامشت، محمدحسین، (۱۳۸۵). نقشه‌های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)، چاپ دوم، انتشارات سمت، تعداد صفحات ۱۹۰.

رامشت، محمدحسین و شوشتری، ن، (۱۳۸۳). آثاری یخساری و یخچالی در سلفچگان قم، تحقیقات جغرافیایی، سال نوزدهم، صفحات (۱۱۹-۱۳۲).

رامشت، محمدحسین و کاظمی، محمدمهدی (۱۳۸۶). آثار یخچالی در حوضه اقلید فارس، مجله رشد جغرافیا، شماره ۴، صص ۱۱-۳.

رامشت، محمدحسین، محمودی لاجوردی، لشکری، حسن و محمودی محمدآبادی، طیبه، (۱۳۹۰). ردیابی آثار یخچال‌های طبیعی (مطالعه موردی: یخچال‌های طبیعی حوضه تیگرانی ماهان)، مجله جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، سال ۲۲، شماره پیاپی ۴۲، شماره ۲، صص ۷۸-۵۹.

سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۹). نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی خضراباد.

سیف، عبدالله، ثروتی، محمدرضا و محمد راهدان مفرد، (۱۳۹۴). بازسازی برف‌مرزهای کواترنر پایانی در

- Bobek. H, (1963), Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran, In: Changes of climate, Proceedings of Symposium on Changes of Climate with Special Reference to And Zones, Rome, 1961, UNESCO: 403-413.
- De Morgan, j. (1907), Le plateau iranien pendant lepoque pleistocen. Revue de 5 Ecole d, anthrop ologic de Paris: 13-16,
- Hagedorn, H., Haars, W, Busche, D. and Grunert, j., (1978), some geomorphological observations from the Shir-kuh, mountains area. Geography: Journal of the Association of Iranin Geographers, 1:10-15.
- Fredin, O.; Bergstrom, B; Eilertsen, R.; Hansen, L.; Longav, O.; Nesje, A. And Sveian, H. (2013) glacial landforms and Quaternary landscape development in Norway. In Olsen, Geological survey of Norway, Special publication, 13: 5-25.
- Van Zeist, W. and wright, H.E., (1963), preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Miuntains, southern Iran, Science, 140 :65-67.
- Wintle.A.G: (2008), Luminescence dating: where it has been and where it is going, Boreas, Vol. 37: 471-482.
- Mehrshahi, D, (1999), Late Quaternary Environments, Ardakan Playa, Central Iran. PhD thesis, Geography Department, Sheffield University, UK: 294.
- Peltier, L. C., (1950), the geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology", Annals of the Association of American, Geographers, No. 40: 214-236.
- Van Ziest, W. and Bottema, (1977), Palynological Investigations in Western Iran Palaeochistoria 19: 18-85.
- Write, H.E, N.Y. (1977) Preliminary Pollen Studies at Lacke Zeribar, Zagros Mountains, and Southwest Iran. Science.
- Writh. Jr.H.E, (1980), Climatic change in Zagros Mountain in prehistoric archeology along zagros Flanks. Chicago University.
- موسوی حرمی، رضا، (۱۳۹۱). رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ چهاردهم.
- موسوی، میررضا، (۱۳۸۳). تألیف آلبرت شرالیز، مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی کواترنر و (روش‌های مطالعه آن)، چاپ اول، انتشارات مبتکران، تعداد صفحات ۳۳۱.
- یمانی، مجتبی، جمشید جداری عیوضی و ابوالقاسم گورابی، شواهد ژئومورفولوژیکی مرزهای یخچالی در دامنه‌های کرکس، مدرس علوم انسانی، شماره ۱۱، پیاپی ۵۰، ۱۳۸۶، صفحات (۲۰۷-۲۲۸).
- یمانی، مجتبی، شمسی‌پور، علی‌اکبر و مریم جعفری اقدم (۱۳۹۰). بازسازی برف‌مرزهای پلیستوسن در حوضه جاجرود، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ش ۷۶، صص ۳۵-۵۰.
- یمانی، مجتبی، شمسی‌پور، علی‌اکبر و مریم رحمتی، (۱۳۹۳). تعیین قلمروهای آب و هوایی و فرایندهای شکل‌زایی حال حاضر و کواترنر در مسیر آزادراه خرم‌آباد- پل‌زال، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شماره ۲، پاییز ۱۳۹۳، صص ۹۰-۱۰۳.
- Bentleya, M. J., D. J. A. Evansa, C. J. Fogwillb, J. D. Hansomc, D. E.Sugdenb and P. W. Kubikd,(2007), Glacial geomorphology and chronology of Deglaciation, South Georgia, sub-Antarctic", Quaternary Science :644-677.
- Boobek, H. (1955), klima and landschaft Iran, Wien.
- Bobek, H., (1934), Reise in Nordwest Persien 1934 Travel in northwest Persia 1934", Zeitschrift der Gesellschaft fur Erdkunde zu Berlin, Vols. 9(10): 359-369.
- Bobek, H, (1937), Die rolle der Eiszeit in Nordwest Iran [The role of the ice age in northwestern Iran]", Zeitschrift fur Gletscherkunde, Vol. 25: 130-183.

