فصلنامهٔ کواترنری ایران (علمی- پژوهشی)، دورهٔ ۳، شمارهٔ ۱، بهار ۱۳۹۶
ص ۱۵-۲۸

شواهد ژئومورفولوژی آثار یخچالی در عصر پلئیستوسن (نمونهٔ موردی: حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد، یزد)

محمد شریفی‌پیچون*؛ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، یزد، ایران
کاظم طاهری‌نژاد؛ کارشناسی‌ارشد، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، یزد، ایران
فاطمه زارع؛ کارشناسی‌ارشد، گروه جغرافیا، دانشگاه یزد، یزد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۱

چکیده

شواهد ژئومورفولوژی یخچالی یکی از مشخص‌ترین میراث تحولات اقلیمی دورهٔ کواترنر در ایران است. این شواهد در ایران مرکزی، باوجود شرایط گرم و خشک کنونی، تغییر در سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و به‌تبع آن مورفوژنتیکی و مورفودینامیکی را به شکل مشخص‌تر و دقیق‌تری نمایش می‌دهد. در این پژوهش، به‌منظور بررسی این شواهد و بازسازی سیستم‌های شکل‌زایی گذشته و تغییرات در گستره و مرز این سیستم‌ها در حال حاضر، از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه، نقشهٔ زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشهٔ رقومی ارتفاعی و به‌ویژه از بررسی‌های صحرایی استفاده شده است. یافته‌ها نشان می‌دهد که در منطقهٔ مورد مطالعه آثار کاوشی و تراکمی یخ‌ها به‌شکل خاص قابل‌مشاهده است. از آثار کاوشی یخچالی می‌توان به حدود ده سیرک بزرگ و کوچک، دره‌های بزرگ و عریض، که برخی از آن‌ها بیش از ۵۰۰ متر پهنادارد، تراس سنگی به‌عنوان بستر زبانهٔ یخی و از اشکال تراکمی آن به یخ‌رفت‌ها، به‌ویژه یخ‌رفت‌های انتهایی (سنگ‌های سرگردان) اشاره کرد. قطر برخی از این سنگ‌ها در ورود به دشت بیش از ۱۰ متر و وزن آن‌ها بیش از ۵۰۰ تن است. بر اساس این شواهد و داده‌های اقلیمی زمان حال مشخص شد که یخچال‌ها در عصر پلئیستوسن بخشی از ارتفاعات را در قلمرو خود داشتند، به‌گونه‌ای که پوشش‌های یخی از ارتفاع ۲۲۰۰ متر به بالا را می‌پوشانده‌اند. از این ارتفاع تا خط تعادل آب و یخ، یعنی حدود ارتفاع ۱۶۰۰ متر، در قلمرو سیستم‌های شکل‌زایی جنب یخچالی قرارداشته است و پایین‌تر از آن تحت تأثیر سیستم فلوویال و گاه پلوویال بوده است. اما، در شرایط کنونی سیستم‌های مورفوکلیماتیکی گذشته تغییر پیدا کرده و با سیستم‌های مورفوژنتیکی جنب یخچالی (ارتفاعات بالای ۳۰۰۰ متر)، فلوویال (۱۸۰۰-۳۰۰۰ متر) و پدیمانتاسیون پایین‌تر از ارتفاع ۱۸۰۰ متر جایگزین شده است.

کلیدواژه‌ها: **پلئیستوسن، دشت ابراهیم‌آباد، شواهد یخچالی، مورفودینامیکی، مورفوکلیماتیکی.**

مقدمه

شرایط محیطی کواترنر و آثار آن بیش از یک قرن است که توجه محققان مختلف را در سراسر کرهٔ زمین به خود جلب کرده است. هر چند که بیش از ۱/۲ سطح ایران را نهشته‌های کواترنر پوشانده است، در ایران شناخت کمی از آن وجود دارد (احمدی، ۱۳۸۵: ۳۲۱). از مهم‌ترین آثار و لندفرم‌های برجای‌مانده از این دوران آثار یخچالی است که کمک زیادی به درک شرایط محیطی گذشته و بازسازی آن می‌کند. هر چند موقعیت کنونی سرزمین ایران و تسلط شرایط خشک و نیمه‌خشک وجود حاکمیت یخچال‌ها را در این سرزمین با شک و تردید همراه ساخته است، وجود شواهد و آثار ژئومورفولوژیکی یخچال‌ها در مناطق مختلف ایران، حاکی از عملکرد یخچال‌ها در این مناطق است. از طرفی دیگر، دماوند، علم‌کوه، سبلان، اشترانکوه و زردکوه از مرتفع‌ترین قلل کوهستانی ایران به‌شمار می‌روند که در حال حاضر یخچال فعال دارند (وزیری، ۱۳۸۲: ۳۸).

* نویسندهٔ مسئول: تلفن : ۰۹۱۲۵۹۷۴۸۷۵ Email: mscharifi@yazd.ac.ir

شواهد یخچالی از مهم‌ترین آثاری است که تحولات اقلیمی گذشته و تغییرات آینده را می‌توان بر اساس آن پیش‌بینی کرد (آبراموسکی و همکاران، ۲۰۰۶). بنابراین، مطالعهٔ شکل‌های عصر یخبندان اطلاعات ارزش‌مندی از شرایط پالئوکلیما فراهم می‌آورد (لوسو و همکاران، ۱۹۹۸: ۵). محمودی (۱۳۶۷: ۱۲) شواهد ژئومورفولوژی یخچالی را یکی از مشخص‌ترین میراث تحولات اقلیمی دورهٔ کواترنر در ایران می‌داند. بررسی آثار یخچالی و حدود گسترش آن در نواحی کوهستانی ایران، بهترین کلید برای مرزبندی مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی در کواترنر به‌شمار می‌رود (رامشت، ۱۳۸۱: ۷). به‌طور کلی، شواهد ژئومورفولوژیکی و لندفرم‌های موجود مانند سیرک‌های یخچالی و دره‌های یخچالی در مناطق مختلف ایران و در منطقهٔ مورد مطالعه حاکی از عملکرد فرایندهای یخچالی و حاکمیت سیستم‌های یخچالی است. شناسایی این ژئوفرم‌ها علاوه‌بر اثبات تغییرات اقلیمی درگذشته برای کشف روند حاکم بر لندفرم‌ها، همچنین شناخت محدودیت‌ها و پتانسیل‌های محیطی در برنامه‌ریزی و مدیریت محیط مؤثر است (آنتونسن، ۱۹۹۶: ۷۱).

در یک قرن اخیر، مطالعات تقریباً گسترده‌ای در زمینهٔ تغییر سیستم‌های اقلیمی و اثر آن بر مورفولوژی ناهمواری‌ها در سطح جهان، به‌ویژه در اروپای غربی و آمریکای شمالی، انجام گرفته است. ونتز[1] (۱۸۲۱) خاطر نشان ساخت که یخچال‌های سوئیس به‌مراتب وسیع‌تر از امروز بوده است (نقل از نعمت‌الهی و رامشت، ۱۳۸۴: ۱۴۵). در نیمهٔ اول قرن نوزدهم آگاسیز (۱۸۷۱: ۱۶۱)، زمین‌شناس سوئیسی، به گسترش یخچال‌ها و نقش آن در تغییر شکل ناهمواری‌ها اشاره می‌کند. پندی و ونکاترمن (۲۰۱۲ :۲۱) در بررسی کوه‌های هیمالیا به این نتیجه رسیدند که یخچال‌ها در اقلیم مساعد پیشروی و در آب‌وهوای گرم عقب‌نشینی می‌کند. آن‌ها این تغییرات را در طول یخچال‌های طبیعی شوتا شیگری[2] در طول دوره‌ای ۴۶ ساله مطالعه کردند و دریافتند که این یخچال‌ها به‌صورت قابل‌توجهی دچار عقب‌نشینی شده است.

برندا و همکاران (۲۰۱۳: ۴۹) در بررسی یخچال‌های طبیعی کوردیلرا داروین در آمریکای جنوبی به این نتیجه رسیدند که پسروی یخچال‌های طبیعی در جنوب آمریکای جنوبی به‌صورت سریع انجام گرفته است و این عقب‌نشینی هم‌زمان با پسروی یخ‌ها در جنوب آمریکا و نیوزیلند بوده است که دلایل آن ممکن است نوسان‌های سطح دریای شیلی و افزایش دی‌اکسید کربن اتمسفر باشد.

زیبره و اشتپیشنک (۲۰۱۴: ۲۲۵) در بررسی کوه‌های آلپ دیناریک به این نتیجه رسیدند که یخچال‌های کوه لاوسن حدود ۹/۳۹ کیلومترمربع توسعه یافته و حداکثر ضخامت آن به حدود ۲۹۰ متر می‌رسیده است. هندریکس و همکاران (۲۰۱۵: ۱۵۶) با بررسی‌هایی که در کوه‌های شمالی اتیوپی انجام دادند مشاهده کردند که کمربند یخچالی و جنب یخچالی حدود ۶۰۰ متر پایین‌تر از حال حاضر بوده و در آخرین دورهٔ سرد، درجهٔ حرارت ۶ درجهٔ سانتی‌گراد کمتر از حال بوده است.

آیستین و اسپاگنولو (۲۰۱۵: ۴۸) در بررسی سیرک‌های یخچالی به این نتیجه رسیدند که این آثار اطلاعاتی در مورد سبک، مدت و شدت یخبندان گذشته، همچنین اطلاعاتی در مورد دمای گذشته و جهت باد فراهم می‌کند. همچنین، بنتلی و همکاران (۲۰۰۷)، و اکسیانگ (۲۰۱۴) در زمینهٔ آثار یخچالی در اروپا مطالعات نسبتاً خوبی انجام دادند.

مطالعات یخچال‌شناسی و بررسی یخبندان‌های دوران چهارم در ایران از اواخر قرن نوزدهم آغاز شد. نخستین کسی که در مورد این پدیده در ایران به مطالعه پرداخت، ژاک دومرگان فرانسوی در سال ۱۹۸۰ بود (به نقل از شریفی و فرح‌بخش، ۱۳۹۶). وی ارتفاع کف سیرک‌های یخچالی قدیمی را در اشتران‌کوه در ارتفاعی معادل ۳۸۰۰ متر و در قلیان‌کوه در ارتفاعی معادل ۲۴۴۰ متر مشخص کرد و بیان می‌دارد که ایران را در این دوره یخچال‌های کوهستانی و دریاچه‌ها پوشانده بوده است. اما، مطالعات جدی‌تر و مفصل‌تر در مورد آثار یخچال‌های کواترنر در ایران مدیون تلاش‌ها و مطالعات جدی هانس بوبک در رشته‌کوه‌های البرز و در ارتفاعات کردستان (۱۹۳۳) و دزیو (۱۹۳۴) در زردکوه بختیاری است (جدار عیوضی، ۱۳۷۸: ۳۴). رایت (۱۹۶۳) از سیرک‌های یخچالی در ارتفاع ۳۰۰۰ متری دامنهٔ شمالی اشترانکوه و آثار یخ‌رفتی در ارتفاع ۲۶۰۰ متری گزارش داده است (به نقل از رامشت، ۱۳۸۳: ۱۲).

بوبک با بررسی مورن‌های وورم در رشته‌کوه البرز و زاگرس آن را شاهدی مشخص بر یخبندان قبل از وورم

1. Venetz
2. Shhota Shigri

یادمی‌کند (رامشت، ۱۳۸۰: ۴). کریستف پروی (۱۹۸۰)، حد پایین‌ترین زبانهٔ یخچالی را در زردکوه در حداکثر گسترش خود در ارتفاع ۳۲۰۰ متر برآورد کرده است (زمردیان، ۱۳۸۱: ۳۶).

بیگلو و همکاران (۱۳۹۳: ۹۳) در پژوهشی به بازسازی برف‌مرزهای یخچالی کواترنر در کوهستان‌های بیدخوان استان کرمان پرداختند و بیان می‌کنند که در آخرین دورهٔ یخچالی دما در منطقه بین ۹ و ۱۱ درجهٔ سانتی‌گراد به‌ترتیب در پای کوه و مناطق مرتفع سردتر بوده است. شمسی‌پور و همکاران (۱۳۹۴: ۶۱) به بازسازی برف‌مرزهای آخرین دورهٔ یخچالی بر حسب شواهد ژئومورفولوژیکی آخرین دورهٔ یخچالی پرداختند و به این نتیجه رسیدند که قلمرو یخچالی از ارتفاع ۲۰۰۰ متری به بالا در ارتفاعات منطقه حاکمیت داشته است.

شریفی و فرح‌بخش (۱۳۹۵) به بررسی مواریث ژئوفرم‌های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی در حوضهٔ خضرآباد یزد پرداختند و دریافتند که دو دورهٔ یخچالی، احتمالاً گونز و وورم، در این منطقه حاکمیت داشته 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 کرده و پایین‌تر از آن مورفودینامیکی فلوویال حاکمیت داشته است. همچنین، یمانی (۱۳۸۱)، طاحونی (۱۳۸۳)، المدرسی (۱۳۸۴)، رجبی و بیاتی خطیبی (۱۳۸۷)، و سرور و فرید مجتهدی (۱۳۸۹) مطالعاتی در زمینهٔ یخچال‌ها در مناطق مختلف ایران انجام دادند.

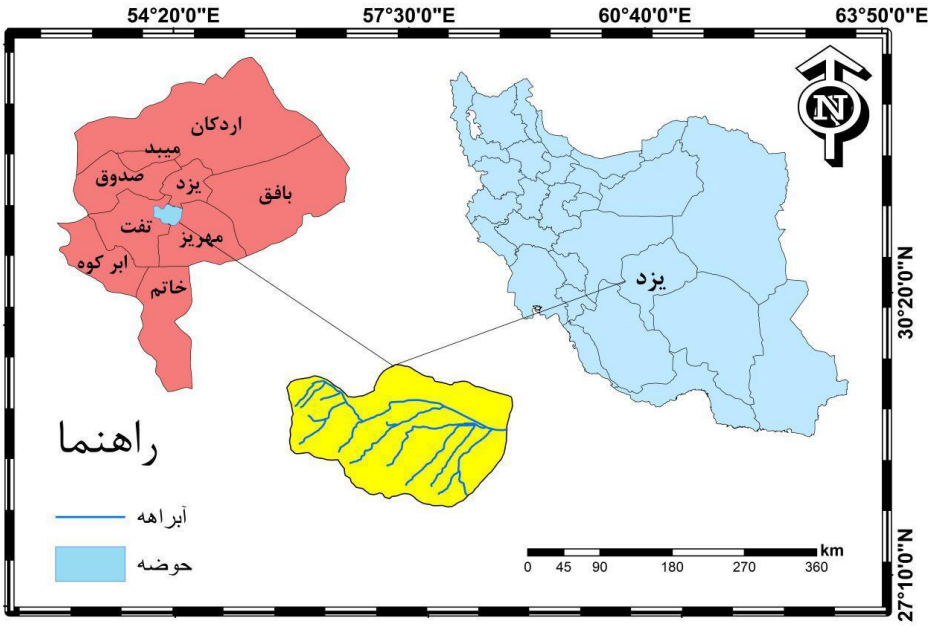
هدف این پژوهش نیز بررسی شرایط اقلیمی حاکم بر منطقهٔ مورد مطالعه به‌عنوان بخشی خاص و متفاوت از ایران مرکزی در دوره‌های سرد کواترنر و تغییرات آن به نسبت زمان حال بر پایهٔ آثار لندفرمی برجای‌مانده از دوران است. با وجود آنکه این منطقه در حال حاضر از مناطق خشک و گرم اقلیمی در سطح ایران و حتی جهان به‌شمار می‌رود، لندفرم‌هایی قابل‌مشاهده است که حاکی از شرایط سردتر و وجود فرایندهای یخچالی در گذشته باشد و به هیچ عنوان با شرایط اقلیمی و فرایندهای غالب حال حاضر همخوانی نداشته باشد. پژوهش‌های صورت‌گرفته در این منطقه حاکی از گسترش یخچال‌های کوهستانی در فاز اقل کواترنر است. در این مطالعه نیز شرایط مورفوکلیماتیکی حاکم بر بخشی از ایران مرکزی (دامنه‌های شمال‌شرقی شیرکوه) در این دوره با استفاده از شواهد لندفرم‌های برجای‌مانده و میزان تغییرات آن نسبت به حال حاضر بررسی و با سایر مطالعات در ایران مرکزی و سایر مناطق دیگر ایران مقایسه شده است.

مواد و روش‌ها

حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد مهریز با وسعتی بالغ بر ۱۹۰ کیلومترمربع در غرب شهر مهریز و در دامنه‌های شرقی شیرکوه قرارگرفته است. این حوضه از نظر موقعیت جغرافیایی در محدودهٔ ´۱۴ °۵۴ تا ´۲۵ °۵۴ طول جغرافیایی شرقی و ´۱۸ °۳۱ تا ´۳۰ °۳۱ عرض جغرافیایی شمالی واقع شده است (شکل ۱).

تحقیق حاضر، بیشتر بر مبنای بررسی‌ها و مطالعات میدانی و پیمایش‌های زمینی است. بااین‌حال، از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ منطقه، نقشهٔ رقومی ارتفاع (DEM) با قدرت تفکیک ۲۵ متر و تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث ۲۰۱۶ در بررسی آثار یخچالی منطقه استفاده شده است. نخست، با استفاده از ویژگی خطوط منحنی‌های میزان، آثار یخچالی، به‌ویژه سیرک‌های اصلی و دره‌های یخچالی، مشخص شد. بر پایهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی لیتولوژی این آثار و اثر آن بر این لندفرم‌ها نیز بررسی شد و با استفاده از DEM نقشهٔ طبقات ارتفاعی و ارتفاعاتی به‌طور دقیق مشخص شد که سیرک‌ها در آن قرارگرفته بود. در ادامه، به‌منظور کنترل داده‌ها و بررسی‌های دقیق‌تر، بازدید میدانی از منطقه در ۲ تیر ۱۳۹۵ به‌عمل آمد.

برای کنترل اطلاعات، همچنین برداشت اطلاعات بیشتر مانند مشخص‌کردن محل قرارگیری سیرک‌ها و ویژگی‌های مورفومتری آن‌ها، بررسی دره‌های یخچالی و عرض و طول آن‌ها و مشاهده و برداشت آثار تراکمی یخچالی از سامانهٔ GPS استفاده شد. همچنین، آثار سنگ‌های سرگردان، تعیین ویژگی‌های سنگ‌شناسی، اندازه‌گیری برخی از آن‌ها و تعیین محل دقیق قرارگیری آن‌ها انجام شد.



شکل ۱. نقشهٔ موقعیت حوضهٔ آبریز دشت آبراهیم‌آباد

در نهایت، برحسب این آثار قلمروهای یخچالی و جنب یخچالی گذشته و تغییرات مناطق مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی بازسازی شد. همچنین، بر حسب نقشه‌های زمین‌شناسی و مطالعات میدانی از یک‌سو آثار زمین‌شناسی و از دیگر سو آثار پارامترهای جغرافیایی مانند ارتفاع، جهت جغرافیایی و مورفومتری حوضه‌ها بر شکل‌گیری، توسعه و تحول لندفرم‌های یخچالی گذشته تا حدودی مشخص شد.

بر پایهٔ آثار برجای‌مانده از یخچال‌ها شامل آثار کاوشی مانند سیرک‌ها و تراکمی مانند یخرفت‌های انتهایی (سنگ‌های سرگردان) و بر حسب روش‌های رایت و پورتر برف‌مرز و خط تعادل آب و یخ مشخص و بر مبنای این خطوط قلمروهای مورفوکلیماتیکی و مورفوژنتیکی گذشته تعیین شد. همچنین، بر اساس طبقه‌بندی اقلیمی حال حاضر از منطقه بر پایهٔ روش‌های رایج، همچنین روش‌های آماری چند متغیره (شیرانی و همکاران، ۱۳۸۸)، سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی برای زمان حال مشخص شد. با واردکردن داده‌های این دو سیستم در نرم‌افزار Surfer 13 نقشهٔ سیستم‌های مورفوژنتیکی و مورفوکلیماتیکی دورهٔ یخچالی گذشته و زمان حال حاضر ترسیم شد. همچنین، برای ترسیم و نمایش سایر نقشه‌ها از نرم‌افزارهای ArcGIS 10,2 استفاده شد.

یافته‌ها

با استناد به مشاهدات مستقیم (بازدید میدانی) و بررسی نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، شواهد ژئومورفولوژی یخچالی موجود در منطقهٔ مورد مطالعه را می‌توان به دو گروه کلی تفکیک کرد، شامل اشکال کاوشی و اشکال تراکمی یخچالی. در حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد آثار کاوشی شامل سیرک‌ها، دره‌های یخچالی و تراس‌های سنگی و آثار تراکمی شامل مورن‌های انتهایی (سنگ‌های سرگردان) است. در ادامه، هر یک از این موارد به تفکیک و تفصیل آمده است.

۱. آثار کاوشی یخچالی

۱.۱. سیرک‌های منطقه

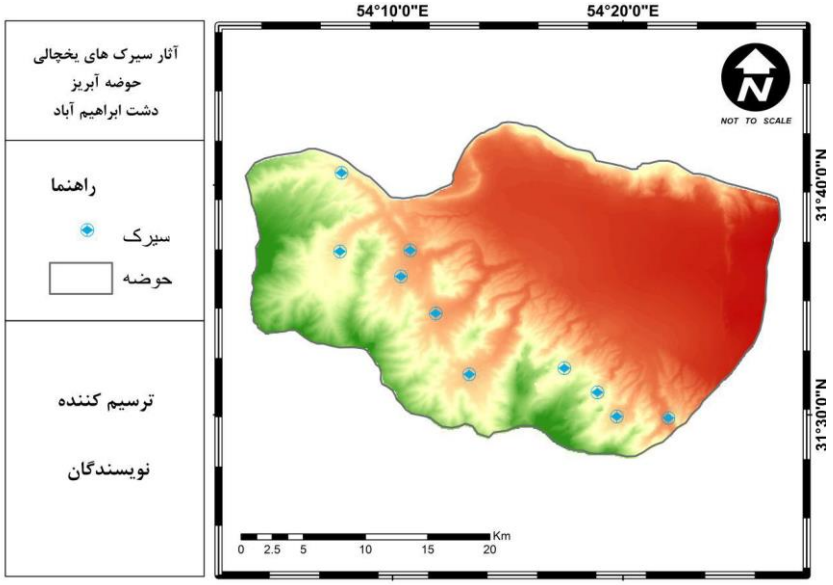
سیرک‌های یخچالی گویاترین شکل حاصل از فرسایش یخچال‌ها در ایران است. همچنین، بهترین گزینه برای مشخص‌کردن گسترش یخچال‌ها، و ارتفاع و ابعاد آن‌هاست (یمانی، ۱۳۸۱: ۸). برای ردیابی آثار سیرک‌های یخچالی در

منطقهٔ موردمطالعه، نخست نقشهٔ توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه بررسی شد. آثار سیرک‌ها روی این نقشه به‌صورت خطوط منحنی میزان سینوسی (پنجه‌ای) شکل کشیده در ارتفاعات بالادست و در پایین‌تر از قله‌کوه‌ها قابل‌مشاهده است. بر این اساس، با بررسی نقشهٔ توپوگرافی حوضهٔ مورد مطالعه، فرم مربوط به سیرک‌های یخچالی در ارتفاعات منطقه مشخص و بدین ترتیب تعدادی آثار سیرک شناسایی شد. سپس، در مطالعات میدانی به شکل دقیق‌تری این لندفرم‌ها بررسی و در نهایت تعداد واقعی سیرک در حوضه مشخص شد. بدین ترتیب، در بخش‌های جنوب، غرب و شمال‌غرب منطقه حدود ده سیرک بزرگ و کوچک به‌طور پراکنده بین ارتفاعات حدود ۲۰۳۷ تا ۲۵۵۰ متری قرارگرفت (جدول ۱).

بر پایهٔ نقشهٔ توپوگرافی منطقه، بازدیدهای میدانی و استفاده از سامانهٔ GPS نقشهٔ پراکندگی سیرک‌های حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد ترسیم شد (شکل ۲). دو مورد از این سیرک‌ها در شکل ۳ به‌صورت عکس آورده شده است.

جدول ۱. سیرک‌های موجود در منطقهٔ مورد مطالعه، موقعیت جغرافیایی و ارتفاع کف آن‌ها

نقاط	جهت	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
۱	شمال‌غرب	۲۵۵۰	۵۴° ۱۲	۳۱° ۳۶
۲	شمال‌غرب	۲۳۶۸	۵۴° ۱۲	۳۱° ۶۲
۳	غرب	۲۱۷۱	۵۴° ۱۷	۳۱° ۶۰
۴	غرب	۲۰۶۹	۵۴° ۱۸	۳۱° ۶۱
۵	جنوب‌غرب	۲۱۰۱	۵۴° ۲۰	۳۱° ۵۷
۶	جنوب	۲۲۳۱	۵۴° ۲۲	۳۱° ۵۳
۷	جنوب	۲۴۴۸	۵۴° ۲۹	۳۱° ۵۲
۸	جنوب‌شرق	۲۴۲۹	۵۴° ۳۱	۳۱° ۵۱
۹	جنوب‌شرق	۲۲۰۰	۵۴° ۳۳	۳۱° ۵۰
۱۰	جنوب‌شرق	۲۰۳۷	۵۴° ۳۱	۳۱° ۴۹



شکل ۲. نقشهٔ آثار مربوط به سیرک‌ها در حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد

شکل ۳. دو نمونه از سیرک‌های موجود در منطقهٔ مورد مطالعه

جدول ۲. چگونگی توزیع سیرک‌های یخچالی در طبقات ارتفاعی حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد

ارتفاع (متر)	تعداد سیرک	درصد فراوانی
۲۱۰۰–۲۰۰۰	۲	۲۰
۲۲۰۰–۲۱۰۰	۲	۲۰
۲۳۰۰–۲۲۰۰	۲	۲۰
۲۴۰۰–۲۳۰۰	۱	۱۰
۲۵۰۰–۲۴۰۰	۲	۲۰
۲۲۶۰۰–۲۵۰۰	۱	۱۰

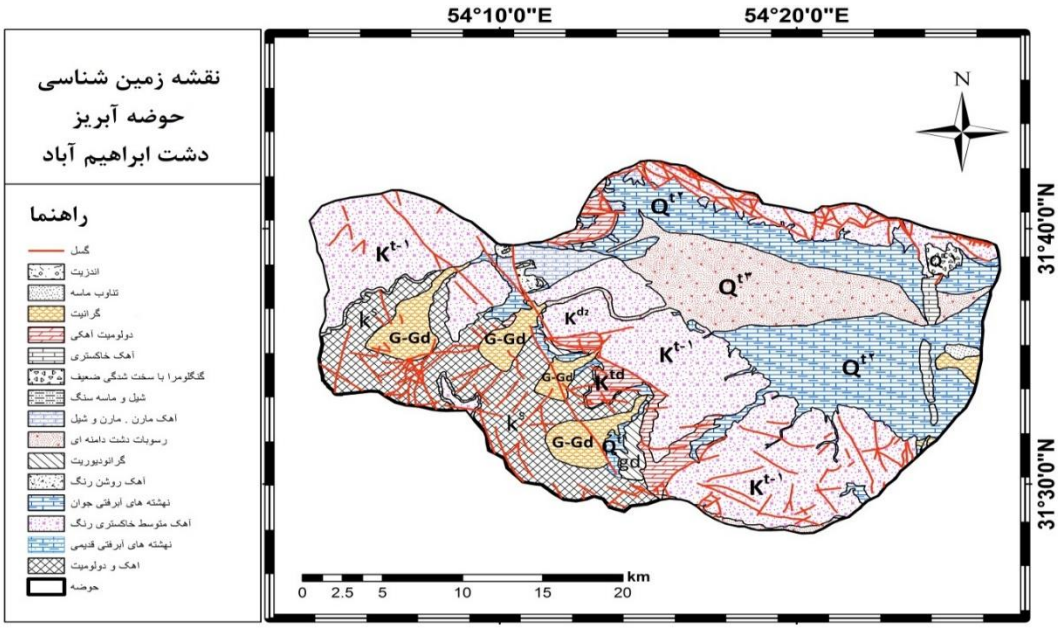
اثر لیتولوژی بر تحول سیرک‌ها

با بررسی نقشهٔ زمین‌شناسی و مطالعات میدانی مشخص شد که لیتولوژی یکی از عوامل اصلی اثرگذار بر شکل‌گیری، توسعه و تحول سیرک‌ها در منطقهٔ مورد مطالعه است. همان‌طور که از نقشهٔ زمین‌شناسی (شکل ۴) پیداست، سیرک‌ها اغلب در داخل سنگ‌های آهکی، دولومیتی و آذرین شکل گرفته است. به‌طور کلی، منطقهٔ مورد مطالعه در بخش بالایی زمین از رسوب‌های آهک، آهک– دولومیت و دولومیتی در دورهٔ تریاس بالایی تشکیل شده است. سپس، در دورهٔ ژوراسیک میانی بر اثر باتولیت گرانیتی شیرکوه (ترکیبی از گرانودیوریت‌ها تا مونزوگرانیت‌ها) بالا آورده شده است. بر این اساس، یخبندان و ذوب آن در دوره‌های سرد پلئیستوسن سبب تخریب شیمیایی لایه‌های آهک و دولومیت شده و بدین شکل سنگ‌های زیرین، یعنی گرانیت‌ها، برون‌زدگی پیدا کرده است. سنگ‌های گرانیتی نیز در برابر سیستم‌های یخچالی و جنب یخچالی به‌شدت تخریب و به‌شکل قطعه‌سنگ‌های بزرگی درآمده است. بنابراین، با حرکت جریان یخ قطعه‌سنگ‌ها و تخته‌سنگ‌های بزرگ گرانیتی به پایین‌دست حمل و تا جایی پایین آمده است که زبانهٔ یخی کشیده شده و امروزه به شکل سنگ‌های سرگردان در داخل دشت ابراهیم‌آباد قابل‌مشاهده است. بدین ترتیب، در بخش‌های بالادست دامنه‌ها حفره‌های بزرگ شکل گرفته است که در دوره‌های یخچالی پر از یخ می‌شده و امروزه نیز آثار آن به شکل سیرک همچنان قابل‌مشاهده است و روستاهای نسبتاً بزرگی در داخل آن ایجاد شده است.

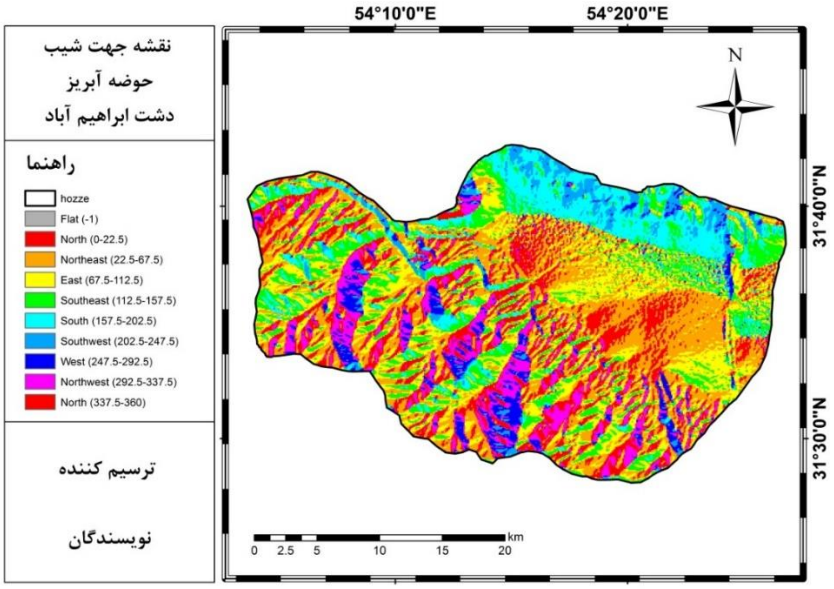
اثر جهت و شیب دامنه بر تحول سیرک‌ها

اغلب سیرک‌های موجود در منطقه در جهت غرب و شمال‌غربی حوضه قرارگرفته است و با حرکت به سمت شرق، از تعداد و ابعاد سیرک‌ها کاسته می‌شود. دلیل آن ممکن است نفوذ توده‌های رطوبتی هوا از سمت غرب باشد. به‌علاوه، بخش‌های شرقی یا دامنه‌های دارای جهت شرقی، آفتاب بیشتری را در طول روز می‌گرفته است. بنابراین، ماندگاری برف و تبدیل آن به یخ‌برف روی آن کمتر می‌شده است. همچنین، دامنه‌های غربی ارتفاع بیشتری داشته است. به‌طور طبیعی،

هر چه دامنه‌ها ارتفاعات بالاتری داشته باشد، برف بیشتری نیز دریافت می‌کند. پس، از انباشته‌شدن برف‌ها روی هم، یخ‌برف‌ها به‌وجود آمده و در طولانی‌مدت سیرک‌های بزرگ‌تری را به‌وجود آورده است. بدین ترتیب، سیرک‌ها در بخش‌های غربی منطقهٔ مورد مطالعه تعداد و ابعاد بزرگ‌تری به نسبت بخش‌های شرقی دارد (شکل ۵).



شکل ٤. نقشهٔ زمین‌شناسی حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد. همان‌طور که از نقشه پیداست سیرک‌ها در داخل آهک- دولومیت‌ها به‌وجود آمده و هر جا دولومیت‌ها گسترش بیشتری داشته، سیرک‌ها نیز وسعت بیشتری پیدا کرده است.

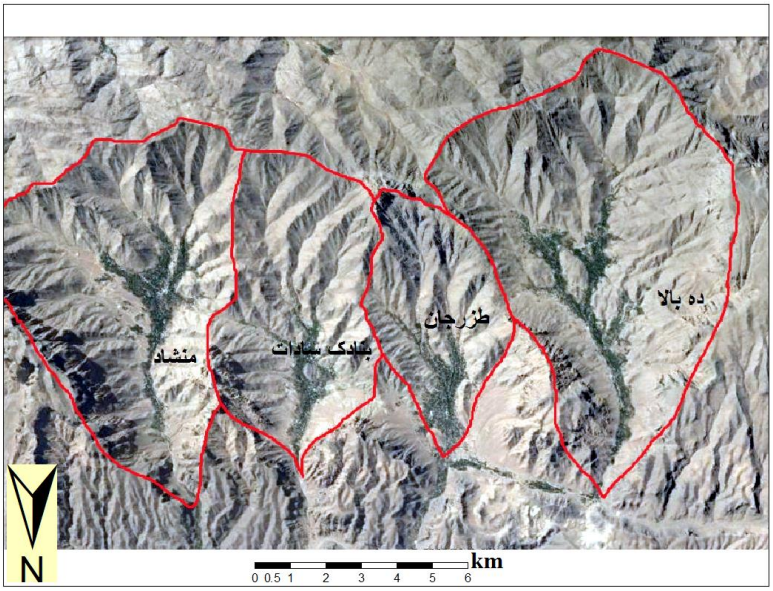


شکل ۵. نقشهٔ جهت شیب حوضهٔ آبریز دشت ابراهیم‌آباد و آثار آن بر ابعاد سیرک‌ها

مورفومتری سیرک‌ها

در منطقهٔ مورد مطالعه، سیرک‌ها به‌لحاظ مورفومتری تفاوت‌های زیادی با هم دارند، به‌طوری که هر چه به سمت شرق حرکت کنیم، از ارتفاع کف سیرک‌ها کاسته شده و هر جا که دولومیت‌ها حاکم بوده است، به‌آسانی تحت تأثیر دمای

پایین (یخبندان) قرارگرفته و تخریب شده است. اما، در این شرایط اقلیمی آهک‌ها مقاومت بیشتری داشته و سیرک‌های کوچک‌تری را به نسبت دولومیت‌ها ایجاد کرده است. ازاین‌رو، آثار سیرک‌ها در شرایط کنونی در داخل گرانیت‌ها قابل‌مشاهده است و سنگ‌های سرگردانی که در ارتفاعات پایین‌دست مشاهده می‌شود به‌نظر بخشی از سنگ‌هایی است که از داخل حفرهٔ سیرک‌ها جدا و انتقال داده شده است. به‌این‌ترتیب، از دلایل بزرگی سیرک‌ها در اینجا عدم مقاومت دولومیت‌ها در برابر یخبندان در دورهٔ یخچالی و وجود گرانیت‌ها در لایه‌های زیرین است که به‌آسانی در مقابل این شرایط اقلیمی تخریب شده و از بین رفته و حفره‌های بسیار بزرگی را به‌وجود آورده است (شکل ۶ و جدول ۳).



شکل ٦. نمایش ابعاد چهار سیرک بزرگ در منطقهٔ مورد مطالعه (اقتباس از گوگل ارث)

جدول ۳. مورفومتری چهار سیرک بزرگ در منطقهٔ مورد مطالعه

نام منطقه	عرض سیرک (km)	طول سیرک (km)	مساحت سیرک (km^2)	محیط سیرک (km)
ده بالا	۶/۳	۱۰/۳	۷/۰۴۰۲	۲۸/۵۳۷
طزرجان	۳/۶	۷/۵	۴/۴۵۱	۲۱/۵۶۶
بنادک سادات	۳/۸	۸/۷	۳/۷۱۷	۱۵/۲۹۲
منشاد	۶	۹/۹	۶/۵۲۹	۳۰/۲۳۶

۲.۱. درهٔ یخچالی

دره‌های یخچالی که از انواع متداول آثار یخچال‌های کوهستانی به‌شمار می‌آید، نتیجهٔ عملکرد جریان یخ در داخل دره‌هاست. در واقع، در این نوع یخچال‌ها به‌جای جریان آب، جریان یخ وجود دارد. زمانی که توده‌ای یخ به سمت پایین‌دست حرکت می‌کند، دره‌های تنگ و عمیق داخل کوه‌ها دچار تغییر و تحول می‌شود (کریستوفرسون، ۲۰۰۲: ۴۹۰). دره‌های یخچالی شاخصی از مراحل تغییر و تحول چشم‌انداز یخچالی به‌شمار می‌آید. علاوه‌بر آنکه درهٔ یخچالی لندفرمی جالب و دیدنی از یخچال‌های کوهستانی است (ساگدن و براین،۱۹۹۰:۲۵۰)، از مشخص‌ترین لندفرم‌های یخچالی کوهستانی نیز به‌شمار می‌رود (دیبلج و مولر، ۱۹۹۸: ۴۱۰). تغییر اقلیم و تغییر سیستم فرسایش باعث بریده‌شدن این سطوح می‌شود، به‌نحوی‌که پرتگاه‌هایی در حاشیهٔ این سطوح و درون سنگ بستر ایجاد شده است. در سه زیرحوضهٔ منطقهٔ مورد مطالعه دره‌های Uشکل خاصی وجود دارد که پهنای بعضی از این دره‌ها بیش از ۳۰۰ متر است. البته، واحدهای سنگی در ایجاد این دره‌ها نقش دارد، به‌طوری که در منطقهٔ سنگ‌های دگرگونی عرض آن‌ها بیشتر است. این دره‌ها در بعضی مناطق کاملاً روی سنگ بستر گذاشته شده و آثار خراشیدگی روی سنگ بستر نمایان است. تراس‌های

سنگی نیز در بخش‌هایی از دره به‌وضوح قابل‌مشاهده است که خود شاهد متقنی بر فرایند یخی به‌وجود آورندهٔ آن‌هاست. در شکل ۷ دو نمونه از دره‌های یخچالی در منطقهٔ مورد مطالعه آمده است.

شکل ۷. دو تصویر از درهٔ یخچالی اصلی در حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد

۳.۱. تراس سنگی

تراس‌های سنگی یخچالی سطوح ژئومورفیکی نسبتاً همواری است که اغلب در بالای کف‌دره‌ها و مشرف به آن‌ها در بدنهٔ سنگ‌ها ایجاد شده و امروزه به شکل لبه‌های پرتگاهی برجای‌مانده است. این زبانه‌ها اغلب شیب ملایمی به سمت پایین‌دست حوضه‌های آبریز در امتداد درهٔ رودخانه‌ها دارد که شیب آن از شیب کانال رودخانه تبعیت می‌کند. روی این تراس‌ها معمولاً یخرفت‌های جانبی و زیرین یخچالی برجای می‌ماند. در منطقهٔ مورد مطالعه، در امتداد دره‌های اصلی یخچالی چنین تراس‌هایی در دامنه‌های سنگی در دو سمت دره تقریباً به‌شکل متقارن ایجاد شده است. این تراس‌ها اغلب در ارتفاع بین ۲۰ تا ۵۰ متری بستر درهٔ کنونی و داخل سنگ‌های آهکی قرارگرفته است. پهنای این تراس‌ها در برخی نقاط به حدود ۵ متر می‌رسد. اما در برخی جاها به‌دلیل تخریب سنگ‌ها پهنای آن کمتر شده است (شکل ۸).

شکل ۸. دو تصویر از تراس‌های سنگی یخچالی در حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد، بالاتر از روستای فخرآباد

۲. آثار تراکمی یخچالی

۱.۲. یخرفت‌های پیشانی

در بخش پایانی حوضه، همچنین در بخش‌های میانی دشت ابراهیم‌آباد یک‌سری سنگ‌های با ابعاد بزرگ قابل‌مشاهده است که به شکل توده‌ای بخش زیادی از انتهای حوضه و دشت را پوشانده است. با وجود شیب کم دشت، سنگ‌هایی با قطر بیش از ۱۰ متر و وزن بیش از ۵۰۰ تن در بخش پایانی حوضه در امتداد درهٔ اصلی پراکنده شده است. برخی از آن‌ها

در زیر رسوبات رودخانه دفن و برخی روی رسوبات قرارگرفته است. این سنگ‌ها با سنگ‌های پیرامون خود، حتی تا چندین کیلومتر در ارتفاعات بالادست در داخل بخش‌های مختلف حوضه، از نظر جنس متفاوت است. درحالی‌که سنگ‌های برون‌زدهٔ کوه‌های اطراف و درهٔ رودخانهٔ اصلی آهکی و دولومیتی است، جنس این قطعه‌سنگ‌های بزرگ گرانیتی است و با برون‌زدگی‌های سنگی داخل حفرهٔ سیرک‌ها مطابقت دارد. به‌دلیل آنکه این سنگ‌ها در داخل دشت با شیب کم قرارگرفته، همچنین زاویه‌دار است (گردشده نیست)، احتمالاً از ارتفاعات بالادست و از داخل حفرهٔ سیرک‌ها کنده شده و با جریان یخ انتقال پیدا کرده است، چرا که آب‌های جاری قدرت جابه‌جایی این سنگ‌ها آن هم در دشت کم‌شیب را نداشته است. به‌علاوه، سنگ‌های حمل‌شده با آب آن هم طی مسافتی بیش از ۱۰ کیلومتر گردشدگی زیادی پیدا می‌کند. حجم این سنگ‌ها نیز به نسبت سایر مناطق دیگر شیرکوه بسیار زیاد است. این امر به‌دلیل وسعت زیاد حوضهٔ آبریز از یک‌سو و وجود توده‌های نفوذی گرانیتی در کف سیرک‌ها و در بستر دره‌ها در ارتفاعات بالادست است. وسعت زیاد سبب شده که قطعه‌سنگ‌های زیادی از زیرحوضه‌های مختلف کنده شود و همراه با زبانهٔ یخی به پایین‌دست انتقال پیداکند. به‌علاوه، در بخش‌های پایین‌دست حوضه، زبانه‌های یخی حوضه‌های مختلف به یکدیگر پیوسته و حجم زبانهٔ در حال حرکت را بیشتر کرده است. همین امر سبب پیشروی زیاد زبانه و به‌تبع آن انتقال این قطعه‌سنگ‌ها به داخل دشت ابراهیم‌آباد شده و تا نقطهٔ ذوب زبانه پایین آمده است.

پس از ذوب‌شدن زبانهٔ یخی، این سنگ‌ها برجای‌مانده و در حال حاضر به شکل یخ‌رفت‌های انتهایی در سه ارتفاع مختلف شامل ۱۶۰۰ متر، ۱۷۰۰ متر و ۱۸۰۰ متر قابل‌مشاهده است. چنین سنگ‌هایی با ابعاد بزرگ و به‌شکل توده‌ای در سه ارتفاع متفاوت نیز حاکی از پس‌روی یخ‌ها در سه مقطع زمانی مختلف یا حاکی از گسترش یخچال‌ها در چهار دورهٔ متوالی در ایران مرکزی است، که در این صورت شدت آن‌ها در دوره‌های اولیه بیشتر بوده و زبانه‌های یخی تا ارتفاعات پایین‌تر کشیده شده و قطعه‌سنگ‌های بزرگ را نیز با خود پایین آورده است که با ذوب یخ‌ها این سنگ‌ها برجای‌مانده است. با این فرض، در دوره‌های بعدی یخچالی، حجم یخ‌ها کمتر شده و در ارتفاع بالادست‌تری ذوب شده و سنگ‌های سرگردان را برجای گذاشته است. در شکل ۹ نمونه‌ای از این سنگ‌ها آورده شده است که قطر یک سری از آن‌ها اندازه‌گیری شده و در جدول ۴ آمده است.

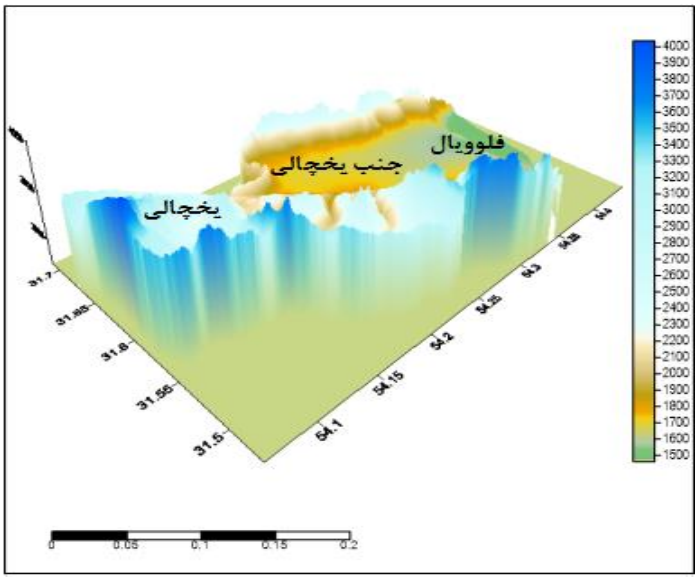
شکل ۹. چند نمونه از یخ‌رفت‌های انتهایی در سه ارتفاع مختلف در دشت ابراهیم‌آباد

جدول ٤. اندازه‌گیری قطر چند نمونه از سنگ‌های سرگردان در حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد

اندازه‌گیری چند نمونه از سنگ‌های سرگردان	قطر بزرگ (m)	قطر متوسط (m)	قطر کوچک (m)
سنگ اول	۷	۵	۳/۵
سنگ دوم	۱۴	۱۱	۷
سنگ سوم	۱۱	۸	۶
سنگ چهارم	۱۲	۹	۶

سیستم‌های شکل‌زایی حاکم بر منطقه در حال حاضر و در گذشته

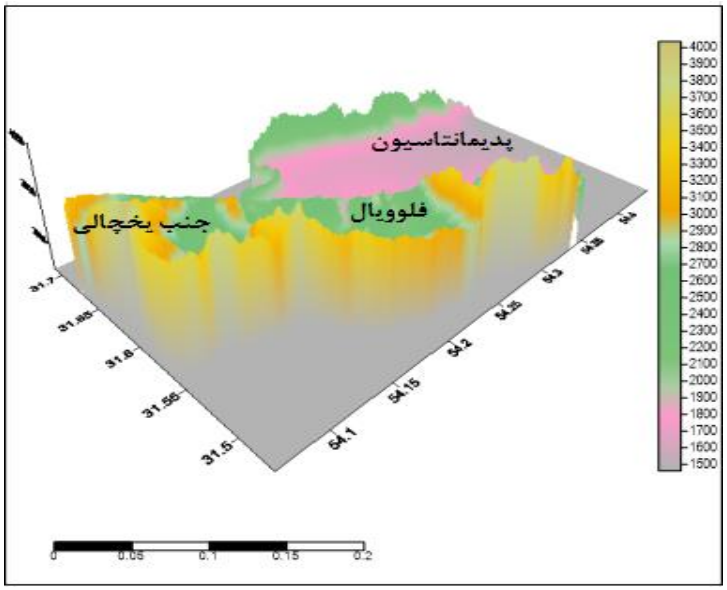
برحسب آثار برجای‌مانده از یخچال‌ها، اعم از آثار کاوشی و تراکمی، سیستم‌های شکل‌زایی حاکم بر منطقه برای دورهٔ تسلط یخچال‌ها در آخرین دورهٔ عصر پلئیستوسن بازسازی شد و بر پایهٔ طبقه‌بندی‌های اقلیمی رایج، همچنین روش‌های آماری چند متغیره (شیرانی و همکاران، ۱۳۸۸) این دستگاه‌ها برای عصر حاضر مشخص و با استفاده از نرم‌افزار Surfer۱۳ این سیستم‌ها به شکل سه‌بعدی ترسیم و نمایش داده شده است (شکل ۱۰ و ۱۱). همان‌طور که از شکل ۱۰ پیداست، از ارتفاع برف‌مرز دائمی تا قلهٔ کوه، یعنی ارتفاعات بین ۲۲۰۰ تا ۴۱۰۰ متری، قلمرو یخچالی در دورهٔ پلئیستوسن بوده است. در این پهنهٔ ارتفاعی دما در طول سال بالاتر از صفر نمی‌رفته است. بنابراین، برف‌ها بر سطح دامنه برجای‌مانده و طی سالیان متوالی به شکل یخ‌برف و یخ درآمده است؛ به‌ویژه آنکه سیرک‌هایی که در این پهنهٔ ارتفاعی قرارداشته است از یخ انباشت شده و پس از سرریزشدن به شکل زبانهٔ یخی جریان پیدا کرده است. از این ارتفاع به سمت پایین‌دست، تا جایی که زبانهٔ یخی ذوب شده و رسوب‌های آن به شکل یخرفت‌های انتهایی بر جای مانده است، قلمرو جنب یخچالی است. این پهنه در طول فصل سرد پر از برف می‌شده اما در فصل گرم برف‌های آن ذوب می‌شده است. در پایین‌تر از این نقطه، یعنی ارتفاع حدود ۱۶۰۰ متر، قلمرو آب‌های جاری شروع و این آب‌ها فرایند غالب بوده و موجب حمل و انتقال مواد می‌شده است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نقشهٔ سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی دورهٔ یخچالی حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد

اما این قلمروها در حال حاضر از نظر شرایط مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی تغییرات زیادی را به‌خود دیده است، به‌گونه‌ای که قلمرو یخچالی به‌طور کامل تغییر کرده و قلمرو جنب یخچالی به ارتفاعات بالای ۳۰۰۰ متر رسیده است. پایین‌تر از ارتفاع ۳۰۰۰ متر نیز قلمرو جریانی حاکمیت دارد. در واقع، سیستم مورفوژنز و مورفودینامیکی این پهنه

در حال حاضر سیستم فلوویالی است. این پهنه بین ارتفاعات ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متری قراردارد. اما از ارتفاع ۲۰۰۰ متر به سمت پایین‌دست (کل دشت ابراهیم‌آباد) تحت تأثیر رفت و روب بادی قراردارد و فرسایش بادی، سیستم غالب مورفودینامیکی آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۱۱).



شکل ۱۱. نقشه سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی دورهٔ کنونی حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد

نتیجه‌گیری

سیستم‌های اقلیمی در دوره‌های زمین‌شناسی مختلف تغییر می‌کند و آثار این تغییرات بر سیستم‌های ژئومورفیکی سطح زمین حکاکی می‌شود. در واقع، هر سیستم اقلیمی شرایط محیطی و مورفودینامیکی خاصی را به‌وجود آورده است. بنابراین، ژئوفرم‌های منحصربه‌فردی را به‌وجود می‌آورد. از این نظر می‌توان گفت بسیاری از لندفرم‌های کنونی سطح زمین با شرایط محیطی امروزه سنخیت ندارد. به‌سخن دیگر، سیستم‌های مورفوکلیماتیکی و مورفودینامیکی حاکم کنونی نمی‌تواند بسیاری از این ژئوفرم‌ها را به‌وجود آورد. در این چارچوب، بررسی و مطالعهٔ ژئوفرم‌های حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد حاکی از حاکمیت سیستم اقلیمی یخچالی در عصر پلئیستوسن است. آثار این سیستم را می‌توان به شکل کاوشی مانند سیرک‌های بزرگ، دره‌های بسیار عریض و مرتفع سنگی (شبیه گرند کانیون) همراه با تراس‌های سنگی در ارتفاعات بالادست این سنگ‌ها و اشکال تراکمی مانند یخرفت‌های انتهایی مشاهده کرد. به‌علاوه، در حوضه، به‌دلیل وسعت (نزدیک به ۲۰۰ کیلومترمربع) و ارتفاع زیاد (بیش از ۴۰۰۰ متر)، انرژی زیادی برای ایجاد لندفرم‌های خاص و تغییر و تحول فرم‌های اولیهٔ ناهمواری تجمیع می‌شده و دینامیک بیشتری چه درگذشته و چه در حال فراهم می‌کرده است. ارتفاع و وسعت زیاد حوضه سبب شده است که در بخش‌های مختلف آن سیرک‌های زیاد و نسبتاً بزرگی ایجاد شود. هر چند اثر زمین‌شناسی بر ابعاد این سیرک‌ها کاملاً محرز است و هر جا دولومیت‌ها حاکمیت داشته است سیرک‌هایی با ابعاد وسیع‌تر و بزرگ‌تری به‌وجود آمده است، به‌نظر آهک‌ها برخلاف انتظار مقاومت بیشتری نشان داده و سیرک‌های کوچک‌تری را ایجاد کرده است.

جهت جغرافیایی نیز در مورفومتری این سیرک‌ها اثرگذار بوده است، به‌گونه‌ای که در دامنه‌های شمال و شمال‌غربی حفره‌های بزرگ‌تری ایجاد شده است. اما، دامنه‌های شرقی، به‌دلیل آفتاب‌گیری بیشتر، کمتر تخریب‌شده و سیرک‌های کوچک‌تری در این سمت دامنه‌ها شکل گرفته است. مطالعات نشان می‌دهد که هر چه از غرب حوضه به شرق آن در ارتفاعات بالادست حرکت کنیم، ابعاد سیرک‌ها بزرگ‌تر و وسیع‌تر می‌شود. دلیل آن نفوذ توده‌های بارشی از غرب است، چرا که توده‌های هوا با حرکت به سمت شرق بخش عمده‌ای از رطوبت خود را برجای می‌گذارد. بنابراین، سیرک‌ها در بخش غربی شیرکوه ابعاد بزرگ‌تری دارد. انباشت توده‌های یخ در داخل سیرک‌ها که بعضی از آن‌ها ابعاد

بزرگی هم دارد سبب شده است که پس از سرریز و با جریان پیداکردن یخ در داخل دره‌های یخچالی، در بخش‌های پایین‌دست زبانه‌ها به‌هم بپیوندد و دبی زیادی ایجاد کند. همین مسئله سبب شکل‌گیری دره‌های عریض و عمیق به شکل کانیون شده است. ارتفاع شیرکوه هم سبب شده است که سیستم‌های اقلیمی هم در حال و هم درگذشته به شکل محلی عمل کند و لندفرم‌های خاص و منحصربه‌فردی به‌وجود بیاورد. بنابراین، قابل‌تصور است که بارش‌ها در دورهٔ کواترنر پایانی بیشتر بوده یا دست‌کم در ارتفاعات بالای ۲۲۰۰ متر به شکل برف نازل می‌شده است. دمای پایین نیز سبب باقی‌ماندن آن در طول سال می‌شده است. بدین ترتیب، از ارتفاع ۲۲۰۰ متر تا ارتفاع حدود ۴۰۰۰ متری قلمرو یخچالی است و برای مدت‌های طولانی یخ‌ها در این قسمت‌ها باقی می‌مانده است. از ارتفاع ۲۲۰۰ متری تا ارتفاع حدود ۱۶۰۰ متری در داخل دشت ابراهیم‌آباد، یعنی خط تعادل آب و یخ، قلمرو جنب یخچالی به‌وجود آمده است. تورهای سنگی روی دامنه‌ها از شواهد این سیستم‌ها در گذشته است. از این ارتفاع به سمت پایین‌دست قلمرو فلوویالی بوده است. با وجود این، مرز این مناطق به نسبت گذشته تغییرات زیادی پیدا کرده است، به‌گونه‌ای که در حال حاضر سه منطقهٔ مورفوکلیماتیکی و به‌تبع آن مورفوژنتیکی حاکمیت پیدا کرده است، شامل سیستم‌های جنب یخچالی، فلوویال و پدیمانتاسیون. بر این اساس، از ارتفاع ۳۰۰۰ متر به بالا قلمرو سیستم جنب یخچالی سیستم غالب مورفوژنتیکی است. بین ارتفاع ۳۰۰۰ متر تا ۲۰۰۰ متر قلمرو فلوویالی است. از این ارتفاع به پایین قلمرو سیستم پدیمانتاسیون و فرایند بادی شده است.

منابع

احمدی، ح. (۱۳۸۵). سازندهای کواترنر (مبانی نظری و کاربرد آن در منابع طبیعی). دانشگاه تهران، تهران، ۲۴۵ ص.

المدرسی، س.ع. (۱۳۸۴). هیدروژئومورفولوژی حوضهٔ آبخیز سخوید یزد. پایان‌نامهٔ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد نجف‌آباد، به راهنمایی محمدحسین مبین.

جدار عیوضی، ج. (۱۳۷۸). ژئومورفولوژی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور، ۶۸ ص.

جعفربیگلو، م.، یمانی، م.، عباس‌نژاد، ا.، زمان‌زاده، س.م. و ذهاب ناظوری، س. (۱۳۹۳). بازسازی برف‌مرزهای یخچالی کواترنر در کوهستان بیدخوان (استان کرمان). جغرافیا، ۴۰: ۹۳-۱۰۷.

رامشت، م.ح. و کاظمی، م.م. (۱۳۹۰). آثار یخچالی در حوضهٔ اقلید فارس. مجلهٔ رشد آموزش جغرافیا، ۲۱(۴): ۵۹-۷۸.

رامشت، م.ح.، لاجوردی، م.، لشکری، ح. و محمودی محمدآبادی، ط. (۱۳۹۰). ردیابی آثار یخچالی (مطالعهٔ موردی: یخچال طبیعی حوضهٔ تیگرانی ماهان). مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی، ۲۲(شمارهٔ پیاپی ۴۲، شمارهٔ ۲): ۵۹-۷۸.

رامشت، م.ح. و شوشتری، ن. (۱۳۸۳). آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم. فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی، ۷۳: ۱۱۹-۱۳۲.

رجبی، م. و بیاتی‌خطیبی، م. (۱۳۸۷). بررسی لندفرم دره‌های یخچالی (مطالعهٔ موردی دره‌های یخچالی کوهستان سهند). پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۴: ۱۰۵-۱۲۱.

زمردیان، م.ج. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران (فرایندهای اقلیمی و دینامیک بیرونی). انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، جلد دوم: ۲۵-۳۵.

سرور، ج. و فرید مجتهدی، ن. (۱۳۸۹). شواهد ریخت‌شناسی یخچال‌های کواترنری در البرز غربی. جغرافیا و توسعه، ۱۸: ۶۹-۹۲.

شیرانی، ف.، مزیدی، ا. و خداقلی، م. (۱۳۸۸). پهنه‌بندی اقلیمی استان یزد با روش‌های آماری چند متغیره. جغرافیا و توسعهٔ ناحیه‌ای، ۷(۱۳): ۱۳۹-۱۵۷.

شمسی‌پور، ع.ا.، باقری سیدشکری، س.، جعفری اقدم، م.، سلیمی‌منش، ج. (۱۳۹۴). بازسازی برف‌مرزهای آخرین دورهٔ یخچالی با شواهد دوره‌های یخچالی در زاگرس شمال‌غربی (مطالعهٔ موردی: تاقدیس قلاجه). جغرافیا و توسعه، ۳۹: ۶۱-۷۴.

شریفی، م. و فرح‌بخش، ز. (۱۳۹۵). بررسی مواریث ژئوفرم‌های یخچالی کواترنر و تغییرات سیستم‌های مورفوکلیماتیک و مورفودینامیک در حوضهٔ خضرآباد- یزد. مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی، در دست چاپ.

طاحونی، پ. (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیکی فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش. پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۷: ۳۱-۵۵.

محمودی، ف. (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر. پژوهش‌های جغرافیایی، شمارهٔ ۲۳.

مقیمی، ا.، یاراحمدی، ع.م.، ثروتی، م.ر. و کردوانی، پ. (۱۳۹۱). تأثیر مورفولوژی دامنه‌ها در تحول سیرک‌های یخچالی اشترانکوه. مجلهٔ برنامه‌ریزی و آمایش فضا، ۱۶(۳): ۱۱۹-۱۳۹.

وزیری، ف. (۱۳۸۲). هیدرولوژی کاربردی در ایران. انتشارات سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور.

یمانی، م. (۱۳۸۵). ژئومورفولوژی یخچال‌های زردکوه (بررسی اشکال ژئومورفیک و حدود گسترش آن). پژوهش‌های جغرافیایی، ۵۹: ۱۲۵-۱۳۹.

یمانی، م. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی یخچال‌های علم‌کوه. پژوهش‌های جغرافیایی، ۴۲: ۱-۱۸.

Agassiz, L. (1871). On the former existence of local glaciers in the White Mountains. American association for the advancement of science, Proceedings 19: 161-167.
Anthonsen, K.L., Clemmensen, L.B. and Jensen, J.H. (1996), Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climati nges: Råbjerg Mile, Skagen Odde, Denmark. Geomorphology, 17: 63-77.
Abramowskia, U., Bergau, A., Seebach, D., Zech, R., Glaser, B., Sosin, P., Kubik, P.W. and Zech, W. (2006). Pleistocene glaciations of Central Asia: Results from 10Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay (Kyrgyzstan). Quaternary Science Reviews, 25: 1080-1096.
Agassiz, L. (1871). On the former existence of local glaciers in the White Mountains, American association for the advancement of science. Proceedings, 19: 161-167.
Ahmadi, H. (2006). Quaternary formations. University of Tehran Press, 246 pp. [in Persian]
Anthonsen, K.L., Clemmensen, L.B. and Jensen, J.H. (1996). Evolution of a dune from crescentic to parabolic form in response to short-term climati nges: Råbjerg Mile, Skagen Odde, Denmark. Geomorphology, 17: 63-77.
Bentleya, M.J., A.Evansa, D.J., Fogwillb, C.J., Hansomc, J.D., Sugdenb, D.E. and Kubikd, P.W. (2007). Glacial geomorphology and chronology of Deglaciation, South Georgia, sub-Antarctic. Quaternary ScienceReviews, 26: 644-677.
Brenda, L.; Charles, H., Porter, T., Denton, G.H., Lowell, T.V. and Bromley, G.R.M. (2013). Extensive recession of Cordillera Darwin glaciers in southernmost South America during Heinrich Stadial 1. Quaternary Science Reviews, 62; 49-55.
Busk, D. L. (1933),"Climbing and ski-ing in the Elburz Range, North Persia" 1931-2: Alpine Journal, v. 45, no. 247
Christopherson, R.W. (2002). Geosystems; Introduction to physical geography. Prentice Hall.
Deblij, H.J. and Muller, P.O. (1998). Physical geography of the global environment. John Wiley and Sons, INC.
Hendrickx, H., Miro, J., Amaury, F. and Jan, N. (2015). Glacial and periglacial geomorphology and its paleoclimatological significance in three North Ethiopian Mountains, including a detailed geomorphological map. Geomorphology, 246: 156-167.
Iestyn, D. and Spagnolo, B. (2015). Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: Their potential and limitations. Earth-Science Reviews, 151: 48-78.
Jedari Eyvazi, J. (2004). Iran geomorphology. Payamnoor University Publication. [in Persian]
Loso, M.G., Schwartz, H.K., Wright, S.F. and Bierman, P.R. (1998). Composition, morphology, and genesis of a moraine-like feature in the Miller Brook Valley. Vermont Northeastern, Geology Sciences, 20(1): 1-10.
Mahmoudi, F. (1988). The evolution of mountains of Iran in Quaternary. Geographical Researches, 23: 5-43.
Pandey, P. and Venkataraman, G. (2012). Climate change effect on glacier behavior: A case study from the Himalayas. Wednesday, 21: 29.
Rajabi, M. and Bayati Khatibi, M. (2008). Study of Glacial Valley Landform (Case study: Sahand Glacial Valleys). Geographical Researches, 64: 105-121. [in Persian]
Ramesht, M.H. and Shoushtari, N. (2004). Glacier traces in the Salafchagan of Qom. Geographical Researches, 73: 119-13.
Ramesht, M.H. and Kazemi, M.M. (2007). The glacier effects in Eghlid Basin-Fars Province. The growth of Geography Education, 21(4): 3-11.
Ramesht, M.H., Mahmoudi Lajevardi Lashkari, H. and Mahmoud Mohammad Abad, T. (2012). The trace of the glacier (Case Study : Mahan Tigrany glacier basin). Journal of Geography and Environmental Planning, 22(42 consecutive, No. 2): 78-59.
Shamsipour, A.A., Sajad Bagheri, S.S., Jafariaghdam, M. and Salimimanesh, J. (2015). Reconstruction of the last glacial snow lines by the evidence of glacial periods in Nort West Zagros (Case study: Anticline Galajeh). Geography and Development, 13(39): 61-74. [in Persian]
Shirani, F., Mazidi, A. and Khodagholi, M. (2009). Climatic zoning of Yazd Province using multivariate statistical methods. Geography and Regional Development, 7(13): 139-157. [in Persian]
Sharifi, M. and Farahbakhsh, Z. (2017). Study of quaternary landform traces of the glacier and changes in morphoclimatic and morphodynamic systems in Khezrabad basin-Yzad. Geography and Environmental Planning, in press. [in Persian]
Sorour, J. and Faridmojtahedi, N. (2010). Morphological evidence of Quaternary Glacial in the west Alborz. Geography and Development, 8(18): 69-92. [in Persian]
Sugden, D.E. and Brian, S.J. (1990). Glaciers and Landscape. Edward Arnold.
Tahvoni, P. (2004). Geomorphic Pleistocene glacial erosion in the highlands of Tallish. Geographical Research, 47: 31-55. [in Persian]
Vaziri, F. (2003). Appleid hydrology in Iran. Planning and Management Publication, Tehran. [in Persian]
Xiangke, X. (2014). Climates during Late Quaternary glacier advances: glacier-climate modeling in the Yingpu Valley, eastern Tibetan Plateau. Quaternary Science Reviews, 101: 18-27.
Yamani, M. (2001). Geomorphology of Alamkoh Glaciers. Geography Research Quarterly, 42: 1-18. [in Persian]
Žebre, M. and Stepišnik, U. (2014). Reconstruction of Late Pleistocene glaciers on Mount Lovćen, Montenegro. Quaternary International, 353: 225-235.
Zomorodyan, M.J. (2002). Iran geomorphology. Ferdowsi University of Mashhad Publication, Vol. 2: 25-35. [in Persian]