پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، دورهٔ ۵۰، شمارهٔ ۲، تابستان ۱۳۹۷
ص ۲۳۹- ۲۲۱

# کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها میراث برجای‌مانده از شرایط جنب‌یخچالی (مطالعهٔ موردی: بخشی از دامنه‌های شرقی شیرکوه)

محمد شریفی پیچون* – استادیار گروه جغرافیا، پردیس علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه یزد

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۰/۱۰

## چکیده

**کرایوپدیمنت و کرایوپلانیشن دو لندفرم مرتبط با قلمروهای مورفوژنتیک جنب‌یخچالی‌اند که تحت تأثیر فرایندهای یخبندان و ذوب یخ به‌وجود می‌آیند. در این پژوهش به نحوهٔ شکل‌گیری و توسعهٔ این عوارض در حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار (جنوب شهر مهریز) در ایران مرکزی پرداخته شده است. کرایوپلانیشن‌ها به شکل تراس‌های پلکانی بر روی برخی دامنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه با عرض ۵ تا ۱۰۰ متر و در ارتفاع بالای ۲۰۰۰ متر با شیب کمتر از ۵ درجه قابل مشاهده‌اند. کرایوپدیمنت، از نظر مورفولوژی، نوعی پدیمنت اما با ژنتیک متفاوت و غیر جریانی است که بر اثر تخریب فیزیکی سنگ‌های دانه‌ای، گرانیت، و کنگلومرای حاشیهٔ درّه و توسعهٔ جانبی درّه ایجاد شده است. نتایج نشان می‌دهد که عوامل فرسایشی جنب‌یخچالی مانند تخریب سنگ‌ها به شکل فیزیکی و انتقال آن‌ها به شکل خزش یخی، پف‌کردگی سطح زمین بر اثر یخ، حرکات توده‌ای قشر سطحی ذوب‌شده، فرسایش ریلی، ایجاد و توسعهٔ آبراهه‌های کوچک ناشی از ذوب یخ، و در نهایت فراسایی دامنه‌ها در به‌وجودآوردن این عارضه‌ها نقش داشته‌اند. بر مبنای نقشهٔ هم‌دمای گذشته، این لندفرم‌ها در دورهٔ پلیستوسن تحت قلمرو جنب‌یخچالی ایجاد شده‌اند و بر اساس نقشهٔ هم‌دمای حداقل دورهٔ سرد سال در حال حاضر این عارضه‌ها هنوز در حال توسعه‌اند.**

***کلیدواژه‌ها: جنب‌یخچالی، ژلی‌فلوکسیون، فراسایی دامنه، کرایوپدیمنت، کرایوپلانیشن.***

## مقدمه

کرایوپدیمنت[1] و کرایوپلانیشن[2] هر دو از لندفرم‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک‌اند که، برحسب مطالعات انجام‌گرفته در سراسر جهان، در شرایط اقلیمی سرد جنب‌یخچالی به‌وجود می‌آیند. این دو عارضه در آب‌وهوای سرد و تحت تأثیر فرایند یخبندان و ذوب یخ مناطق مورفوکلیماتیک جنب‌یخچالی شکل می‌گیرند و توسعه می‌یابند (دمک، ۲۰۱۳a). هموارشدگی سطح زمین توسط یخ‌ها از مفاهیم رایج و متداول در ادبیات پژوهش‌های جنب‌یخچالی است که در مورد تحول دامنه‌ها و چشم‌اندازها تحت شرایط غیریخچالی بحث می‌نماید و بر کاهش تدریجی و مداوم ارتفاعات طی زمان دلالت دارد (فرنچ، ۲۰۰۷). در این شرایط، سطوح سنگ بستر برون‌زده تحت تأثیر یخبندان و ذوب یخ تخریب می‌شود و شیب دامنه‌ها و کوه‌های مرتفع کاهش می‌یابد (دایلیک، ۱۹۵۷؛ گروسو و کورت، ۱۹۹۱؛ واشبرن، ۱۹۷۹). دو نوع عمده از لندفرم‌هایی که تحت این شرایط و مکانیسم به‌وجود آمده‌اند عبارت‌اند از: کرایوپدیمنت و کرایوپلانیشن. مثلاً، شباهت مورفولوژیکی بین کرایوپدیمنت‌ها و پدیمنت‌های توسعه‌یافته در مناطق گرم و نیمه‌خشک حاکی از آن است که کرایوپدیمنت‌ها تا حدودی از

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

1. cryopediment
2. cryoplanation

عوارض موروثی یا بازمانده از گذشته‌اند. مهم‌تر آنکه برخی لندفرم‌های جنب‌یخچالی امروزه یا غیرفعال‌اند یا فعالیتشان بسیار ناچیز است. ازاین‌رو، می‌توان اظهار کرد که کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها ازجمله لندفرم‌های کواترنری‌اند که در دوره‌های سرد پلیستوسن توسعه یافته‌اند. فرایندهای مؤثر در انتقال رسوبات تخریبی عبارت‌اند از: خزش یخی[۱]، پف‌کردگی سطح زمین بر اثر یخ[۲]، نیواسیون[۳]، حرکات توده‌ای قشر سطحی ذوب‌شده[۴]، فرسایش ریلی[۵]، پاپیینگ[۶]، ایجاد و توسعهٔ آبراهه‌های کوچک[۷]، فراسایی دامنه[۸] (دمک، 2013a). وجود آب، به‌ویژه در طول دورهٔ گرم سال، طی دورهٔ شکل‌گیری کرایوپدیمنت‌ها در محیط‌های جنب‌یخچالی خشک ضروری است (دمک، 2013a: ۱۰۴). کرایوپدیمنت‌ها از نظر ژنتیکی با تراس‌های کرایوپلانیشن مرتبط‌اند؛ اما از نظر مورفوگرافیکی این دو عارضه به شکل چشم‌گیری از هم متفاوت‌اند. بررسی‌ها نشان می‌دهد که تحول و تکامل کرایوپدیمنت‌ها در رسوبات و ماسه‌های کمتر مقاوم سریع‌تر اتفاق می‌افتد. در برخی موارد، ممکن است توسعهٔ پدیمنت‌ها از پلیوسن تا حال ادامه داشته باشد (چودک، ۱۹۸۵). به دلیل تفاوت در ویژگی‌های این دو عارضه، در اینجا به تفکیک آورده شده‌اند:

## کرایوپدیمنت

نخستین بار دانشمند ژاپنی، واکو[۹] (۱۹۶۳)، اصطلاح کرایوپدیمنت را برای پدیمنت‌های جنب‌یخچالی استفاده کرد. کرایوپدیمنت‌ها به لندفرم‌های فرسایشی مقعر با شیب ملایم گفته می‌شود که معمولاً در اطراف درّه‌ها یا پایکوه‌های زمین‌های مرتفع یا کوه‌ها به‌وجود می‌آیند (چودک و دمک، ۱۹۷۰؛ دمک، b ۲۰۱۳). کرایوپدیمنت‌ها سطوح فرسایشی کم‌شیبی هستند که در پای دامنه‌ها و در حاشیهٔ درّه‌ها ایجاد شده‌اند. طول بعضی از آن‌ها ممکن است به ده‌ها کیلومتر برسد. شیب آن‌ها بین ۱ تا ۱۲ درجه تغییر می‌کند و نیمرخ طولی آن‌ها مستقیم و تا حدودی مقعر است. آن‌ها توسط مواد سطحی و با ضخامت کمتر از ۲ متر از رسوبات آواری پوشیده شده‌اند و سنگ بستر در برخی نقاط برون‌زدگی پیدا کرده است. این نوع عارضه‌ها اغلب در محیط‌های جنب‌یخچالی خشک به‌وجود می‌آید (چودک و دمک، ۱۹۷۰؛ پرایس‌نیتس، ۱۹۸۸؛ فرنچ، ۲۰۰۷). این عارضه‌ها دارایِ سطوح فرسایشی با شیب‌های کم (اغلب کمتر از ده درجه) و بسیار گسترده‌اند (بیشتر از ده‌ها کیلومتر طول)؛ آن‌ها اغلب نیمرخِ هموار یا مقعری را نشان می‌دهند (پرایس‌نیتس، ۱۹۸۸) و در ظاهر ساختارهای زمین زیربنا را زیر یک پوشش نازکی (کمتر از یک متر) از مواد کوه‌رفتی محل تغییر شکل می‌دهند (فرنچ ، ۲۰۰۷؛ چودک، ۱۹۹۵؛ واندنبرگ و چودک، ۲۰۰۸)؛ به‌گونه‌ای که به شکل سطوح انتقالی به‌نظر می‌رسند. اگرچه گفته می‌شود که کرایوپدیمنت‌ها مشابه با آن‌هایی هستند که در محیط‌های نیمه‌خشک گرم تشکیل می‌شوند، برخی محققان بر این باورند که آن‌ها در نتیجهٔ فعالیت‌های کرایوژنتیکی خاص و متفاوتی به‌وجود آمده‌اند (چودک و دمک، ۱۹۷۶؛ پرایس‌نیتس، ۱۹۸۱). مکانیسم عقب‌نشستن پرتگاه‌ها به شکل موازی نتیجهٔ عمل یخبندان و ذوب آن و گسترش بخش‌های بالادست پدیمنت‌هاست. پدیمنت‌ها معمولاً در بیابان‌های گرم و خشک تا نیمه‌خشک شکل می‌گیرند (مایلنس و تویدیل، ۱۹۸۳). اما در مناطق سرد این عارضه‌ها «کرایوپدیمنت» نامیده می‌شوند (واندنبرگ و چودک، ۲۰۰۸). فرایند به‌وجودآورندهٔ آن‌ها نیز متفاوت است.

1. frost creep
2. frost heaving
3. nivation
4. congelifluction
5. rill erosion
6. pipinng
7. dell formation
8. backwearing
9. Wako

پدیمنت‌ها اغلب در اثر جریان زیاد آب به شکل جریان‌های سفره‌ای به‌وجود می‌آیند؛ به‌گونه‌ای‌که این جریان‌ها در پایین‌دست خود سطحی صاف و هموار با شیبی ملایم ایجاد می‌کنند. این لندفرم‌ها مربوط به یک دورهٔ مرطوب و حتی خیلی مرطوب آب‌وهوای گذشته‌اند که بارش‌های فراوان وجود داشته، تخریب در ارتفاعات زیاد بوده، در نتیجه رسوب‌گذاری به مقدار زیاد انجام می‌گرفته و تشکیل این گونه عارضه‌ها را سبب می‌شده است (احمدی، ۱۳۷۷). کرایوپدیمنت‌ها با سرعت زیاد در طول یک دورهٔ کوتاه اقلیمی در پلیستوسن میانی و بالایی شکل گرفته‌اند (دمک، 2013b). چودک (۲۰۱۱) دو مرحله از شکل‌گیری کرایوپدیمنت‌های پلیستوسن را بدین شکل مطرح کرده است: فراسایی[1] و فروسایی[2] دامنه‌ها. از این نظر، می‌توان گفت فرایند اصلی در کنده‌کاری و شکل‌دهی پدیمنت‌ها فراسایی یا فرسایش پس‌رونده است که هم‌زمان تسطیح جانبی و فعالیت‌های آبراهه‌های کوچک[3] سبب پیشروی و توسعهٔ بیشتر کرایوپدیمنت می‌شود. هوازدگی مداوم و انتقال رسوبات به پسروی دامنه‌ها به شکل تدریجی و توسعهٔ کرایوپدیمنت‌ها منجر می‌شود (دمک و چودک، ۱۹۷۰). این شرایط اقلیمی، سنگ‌ها و لایه‌های مقاوم و سست نئوژن و پالئوژن را بُریده و از دو طرف درّه به سمت دامنهٔ کوه‌ها یا از پایکوه‌ها به سمت ارتفاعات بالاتر پیشروی کرده‌اند. این عارضه‌ها معمولاً در میان تراس‌های رودخانه‌ای و ارتفاعات مختلف دامنه‌ها و حتی شیب‌های تند گسترش می‌یابند. بدین ترتیب، برخی کرایوپدیمنت‌ها، به دلیل پسروی دامنه‌ها، توسعه می‌یابند و برخی دیگر بر اثر گسترش درّه‌ها در نتیجهٔ هوازدگی مکانیکی ناشی از یخبندان و ذوب یخ و فرایندهای دامنه‌ای یخی مانند فرسایش ریلی، نیواسیون، و توسعهٔ آبراهه‌ها. این عارضه‌ها به طور مداوم و متوالی از پلیوسن تا هولوسن شکل گرفته‌اند و توسعهٔ آن‌ها تا زمان حال نیز ادامه دارد (چودک، ۱۹۸۵ و ۲۰۱۱). با وجود این، در دورهٔ سرد پلیستوسن توسعهٔ این نوع عارضه شدیدتر بوده است. بر این اساس، گفته می‌شود که در اروپای مرکزی این نوع از لندفرم‌ها در ارتباط با وجود یخبندان‌های عمیق عمدتاً در طول پلیستوسن پایانی توسعه یافته‌اند (چودک، ۱۹۹۵).

## کرایوپلانیشن

کرایوپلانیشن به سطوح نسبتاً هموار با شیب ملایم گفته می‌شود که بر روی دامنهٔ کوه‌ها به شکل تراس‌هایی به‌وجود می‌آید. این لندفرم‌ها دارای سطوح هموار با زاویهٔ شیب کم‌اند و در مناطق جنب‌یخچالی توسعه می‌یابند. این مفهوم را در سیبری گولتز[4] و در آلاسکا آلتی‌پلانیشن[5] می‌نامند؛ جایی که این گونه عارضه‌ها به‌وفور قابل مشاهده است. در حال حاضر، تراس‌های کرایوپلانیشن در بخش‌های میانی و بالایی دامنهٔ تپه‌ها و کوه‌های عرض‌های جغرافیایی بالا، که بیش از ۳۰۰۰ متر ارتفاع دارند، به‌وجود می‌آید. این لندفرم‌ها نیمرخ‌های تراس‌مانند و برون‌زدهای سنگی همراه با تورها[6] را بر روی دامنه‌ها نشان می‌دهند (چودک، 1985). این تراس‌ها بر روی دامنه‌هایی با شیب‌های کمتر از ۲۵ درجه و همچنین در پای پرتگاه‌های کوچک شکل می‌گیرند. عرض آن‌ها از ۵ متر تا بیشتر از یک کیلومتر و طولشان از ۳۰ متر تا بیش از ۱۰ کیلومتر متغیر است. گرادیان شیب نیز بین ۱ تا ۱۴ درجه تغییر و ارتفاع پرتگاه بالادست آن‌ها ممکن است به ۵۰ متر برسد. فرایندهای ژلی‌فلوکسیون و جریان‌های سطحی آب ناشی از ذوب یخ سبب انتقال ذرات خردشده گردیده و پسروی پرتگاه‌ها و گسترش و کشیدگی تراس‌ها را به‌وجود آورده است. ازاین‌رو، تراس‌های کرایوپلانیشن یک سطح هموار یا یک خمیدگی در سنگ بستر است که در مناطق آب‌وهوایی سرد به‌وجود می‌آید (ACGR, 1988). دو فرایند عمده در

1. backwearing
2. downwearing
3. dell
4. Goletz
5. Altiplanation
6. tors

به‌وجودآوردن تراس‌های کرایوپلانیشن عبارت‌اند از: یخ‌زدگی گوه مانند بر روی مناطق تخریبی بالادست و ژلی‌فلوکسیون بر روی مناطق انباشتی پایین‌دست. بر اساس نظر دمک (2013 b)، تراس‌های کرایوپلانیشن در مناطق جنب‌یخچالی قاره‌ای به‌وجود می‌آید که میانگین دمای سردترین ماه‌های سال بین −۱۰ تا −۱۵ درجهٔ سانتی‌گراد است. زمان دقیق شکل‌گیری آن‌ها مشخص نیست و احتمالاً به ده‌ها هزار سال پیش برمی‌گردد (واشبرن، ۱۹۷۹). از نظر برایان (۱۹۴۶)، دو فرایند اصلی شکل‌دهندهٔ کرایوپلانیشن‌هاست: یکی یخبندان و ذوب یخ شدید و خرد و متلاشی‌شدن سطح سنگ‌های برون‌زده؛ و دیگری حرکات توده‌ای همراه آب ناشی از ذوب یخ به عنوان عامل انتقال‌دهندهٔ مواد تخریب‌شده به سمت پایین‌دست و ساختن شیب ملایم. تداوم این دو فرایند سبب شکل‌گیری کرایوپلانیشن شده است. این دو فرایند هم مربوط به شرایط اقلیمی جنب‌یخچالی است؛ جایی که دما حوالی صفر درجهٔ سانتی‌گراد نوسان دارد. در دوره‌های مرطوب به هولوسن سطوح کرایوپلانیشن توسط زمین‌لغزش‌های نسبتاً عمیق و جریان‌های واریزه‌ای تخلیه می‌شده‌اند (زیتارا، ۲۰۰۴). درواقع، فرایندهای کرایوژنتیک[1]، که به کرایوپلانیشن منجر می‌شود، در بیابان‌های خشک و سرد از مناطق دیگر آب‌وهوایی قوی‌ترند؛ زیرا شرایط تخریب فیزیکی سنگ‌ها در این مناطق مهیاتر است. در این میان، ویژگی‌های زمین‌شناسی سنگ بستر نیز یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل‌کنندهٔ شکل‌گیری و توسعهٔ تراس‌های کرایوپلانیشن‌هاست (چودک، ۱۹۹۵). تراس‌های کرایوپلانیشن شامل دو بخش است: سطح تراس و خیز پله[2]. شیب سطح تراس بین ۲ تا ۷ درجه تغییر می‌کند؛ درحالی‌که شیب خیز پله بین ۲۵ تا ۴۰ درجه قرار می‌گیرد (چودک، ۱۹۹۵: ۹۵). در منطقهٔ حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار در مهریز یزد نیز سطوح هموار نسبتاً گسترده‌ای با شیب ملایم در کنار درّهٔ رودخانهٔ اصلی قابل مشاهده بوده که سبب گستردگی درّه و توسعهٔ جانبی آن و سبب پسروی دامنه در دو سوی درّه گردیده است. این عارضه با پدیمنت‌های موجود در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران مرکزی تفاوت‌های چشم‌گیری، به‌ویژه از نظر مورفولوژی، رسوب‌شناسی، و فرایندهای به‌وجودآورنده، دارد؛ به‌نحوی‌که در بخش‌های مختلف آن رسوبات ماسه‌بادی قرار گرفته است؛ این امر حاکی از عدم دخالت آب‌ها در به‌وجودآوردن آن‌ها، برخلاف پدیمنت‌های مناطق بیابانی گرم، است. به‌علاوه، چند سطح تسطیح‌شده بر روی برخی دامنه‌های همین منطقه با ابعاد مختلف قابل مشاهده است که در ارتفاعات بین ۲۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری قرار گرفته‌اند. این سطوح نیز از رسوب‌های دانه‌ریز ماسه‌ای انباشته شده و بر روی برخی از آن‌ها خاک مناسب و قابل توجهی به‌وجود آمده است. هدف از این پژوهش بررسی شرایط شکل‌گیری و عوامل اثرگذار در توسعه و تکامل این کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها در حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار در ایران مرکزی است. در ایران مرکزی پدیمنت‌ها در بیشتر پایکوه‌ها قابل مشاهده‌اند؛ اما کرایوپدیمنت‌های منطقهٔ مورد مطالعه در دو طرف درّهٔ اصلی منطقه قرار گرفته و کرایوپلانیشن‌ها نیز به شکل تراس‌هایی در ارتفاعات بالا بر روی دامنه‌ها قرار گرفته‌اند.

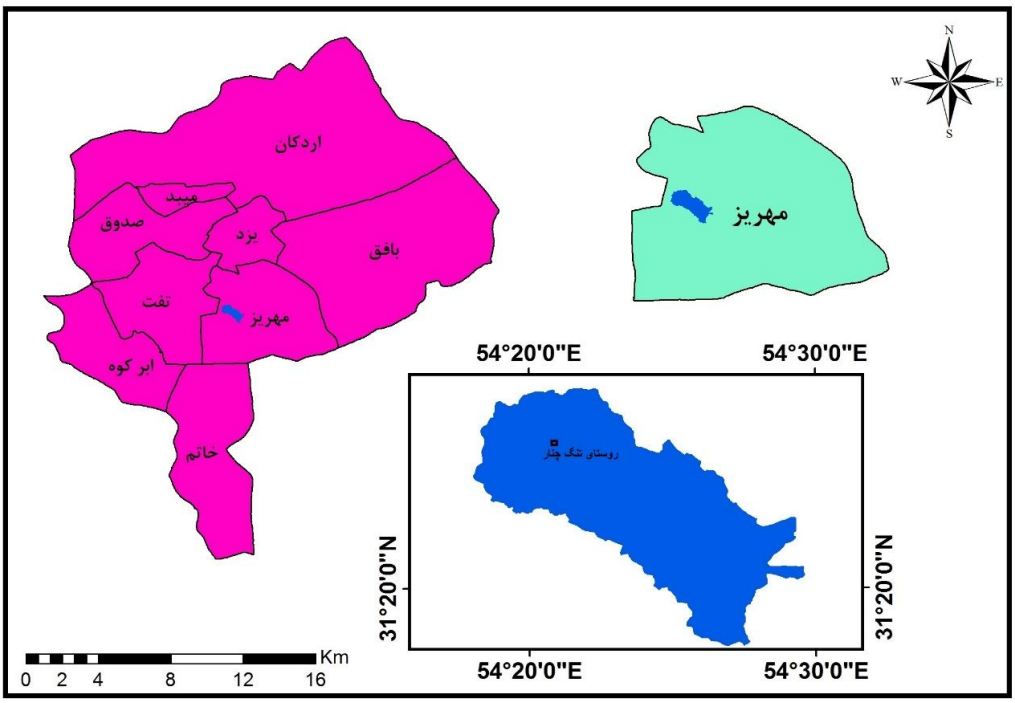
## مواد و روش‌ها

منطقهٔ مورد مطالعه حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار است که در جنوب استان یزد و در شهرستان مهریز واقع شده است. این محدوده از ۵۴ درجه و ۱۸ دقیقه تا ۵۴ درجه و ۲۹ دقیقهٔ طول شرقی و ۳۱ درجه و ۱۸ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۲۶ دقیقهٔ عرض شمالی گسترش یافته است (شکل ۱).

1. cryogenetic
2. riser

**جدول ۱. مقایسهٔ ویژگی‌های کرایوپدیمنت، کرایوپلانیشن با پدیمنت**

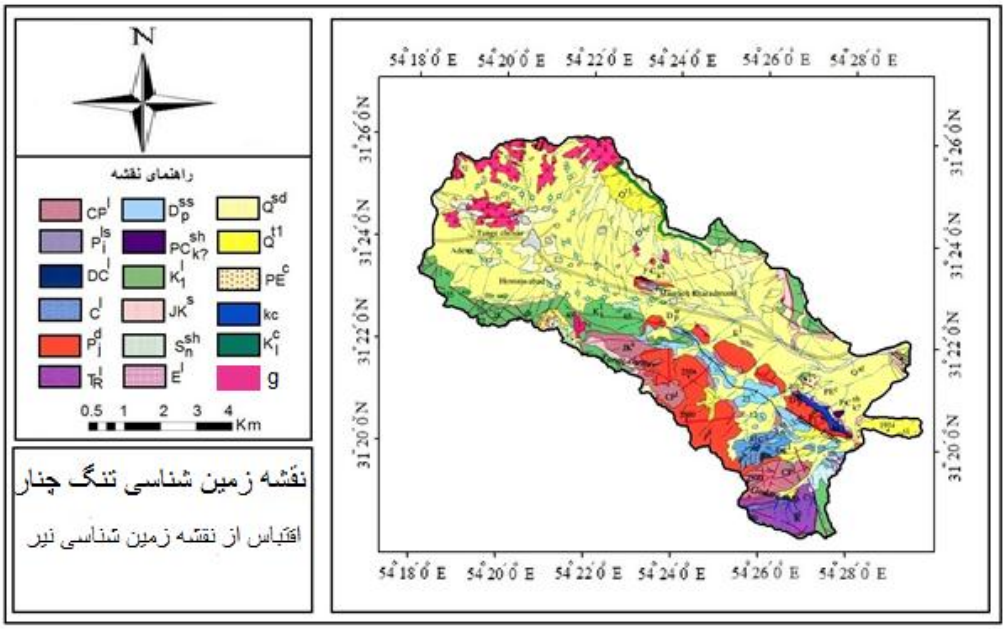
| ویژگی | کرایوپلانیشن | کرایوپدیمنت | پدیمنت‌ها |
|---|---|---|---|
| شیب | ۱ تا ۱۴ درجه | ۱ تا ۱۲ درجه | اغلب کمتر از ده درجه |
| سنگ بستر | اغلب سنگ‌های دانه‌ای | اغلب سنگ‌های دانه‌ای | در همهٔ انواع سنگ‌ها |
| فرایند مؤثر | ژلی‌فراکسیون، ژلی‌فلوکسیون، حرکات توده‌ای، جریان آب ناشی از ذوب یخ | ژلی‌فراکسیون، ژلی‌فلوکسیون، حرکات توده‌ای، جریان آب ناشی از ذوب یخ | جریان آب اغلب به شکل سفره‌ای |
| محل شکل‌گیری | در ارتفاعات بالا بر روی دامنهٔ کوه‌ها به شکل تراس | در اطراف درّه‌ها و بر اثر توسعهٔ جانبی آن‌ها | در پای‌کوه‌ها و بر اثر عقب‌نشستن دامنه‌ها |
| شرایط اقلیمی | جنب‌یخچالی با نوسان دمای حوالی صفر درجهٔ سانتی‌گراد در دوره‌های سرد گذشته ایجاد شده‌اند | جنب‌یخچالی با نوسان دمای حوالی صفر درجهٔ سانتی‌گراد در دوره‌های سرد گذشته ایجاد شده‌اند | اغلب در شرایط اقلیمی گرم و مرطوب در دوره‌های جدیدتر ایجاد یا دست‌کم توسعه یافته‌اند |




**شکل ۱. نقشهٔ موقعیت جغرافیایی حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار**

منطقهٔ مورد مطالعه در دامنه‌های شرقی شیرکوه قرار گرفته و سبب جدایی بخشی از دامنه‌های شرقی شیرکوه از آن شده است. این منطقه به صورت یک ناودیس یا چالهٔ فرسایشی درآمده است که احتمالاً فعالیت و جابه‌جایی گسل‌ها از مزوزوئیک به بعد در شکل‌گیری و دست‌کم در توسعهٔ آن نقش مؤثری ایفا کرده است. این منطقه، از نظر زمین‌شناسی، چه به لحاظ ساختاری و چه لیتولوژی، جزئی از شیرکوه به‌شمار می‌آید. شیرکوه، از نظر ژئومورفولوژی، جزو کوه‌های پراکندهٔ ایران مرکزی به‌شمار می‌رود. در دورهٔ ژوراسیک میانی، باتولیت گرانیتی شیرکوه در منطقه نفوذ و در فاصلهٔ زمانی ژوراسیک بالا-کرتاسه زیرین واحد تخریبی سنگستان با ناپیوستگی آذرین بر روی گرانیت شیرکوه رسوب کرده است (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷). کنگلومرای کرمان پالئوسن، نهشته‌های فلیش‌مانند کنگلومرای

ائوسن، رسوبات تخریبی میوسن بالایی، و رسوبات سخت‌نشدهٔ کواترنر در سطح محدودهٔ موردمطالعه قابل مشاهده‌اند. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون‌یافته در سطح منطقه را سنگ‌های دگرگون‌شدهٔ هم‌ارز سازند کهر تشکیل می‌دهد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷). واحدهای چینه‌شناسی پرکامبرین تا پالئوزوئیک در طول ارتفاعات حاشیهٔ شمالی و جنوبی منطقه گسترش یافته‌اند و بیشترین رخنمون‌های موجود در این ارتفاعات را سنگ‌های آذرین و رسوبی سنوزوئیک تشکیل می‌دهد. سنگ‌های گرانیتی شیرکوه در شمال غرب و واحدهای سنگی مزوزوئیک نیز در شمال، جنوب‌شرق، و جنوب‌غرب منطقه برون‌زد دارد. از لحاظ تکتونیکی، گسترش سنگ‌های آذرین و پیروکلاستیک و وجود گسل‌های متعدد و چین‌خوردگی‌های شدید از ویژگی‌های زمین‌ساختاری این منطقه‌اند (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۷).




**شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار (اقتباس از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیر سال ۱۳۸۷)**

روش تحقیق در این پژوهش توصیفی- تحلیلی است و مبتنی بر مطالعات کتابخانه‌ای و مشاهدات میدانی به شرح زیر:

۱. نخست، پس از بازدید میدانی (در دو تاریخ ۱۳۹۳/۷/۸ و ۱۳۹۴/۸/۲۲) و مطالعه، شکل ناهمواری‌های منطقه مشاهده شد که در این منطقه عوارض و لندفرم‌هایی وجود دارد که با لندفرم‌های مناطق بیابانیِ شناخته‌شده متفاوت است. اگرچه مورفولوژی اولیهٔ برخی از این عوارض شبیه پدیمنت‌های مطرح‌شده در نواحی خشک و نیمه‌خشک است، اما نهشته‌های موجود بر روی این سطوح تفاوت‌های زیادی با آنها را نشان می‌دهد. به‌علاوه، بر روی دامنه‌ها در ارتفاعات بالا سطوح هموار به شکل تراس مشاهده شد که بر روی آن‌ها رسوبات زیاد و بعضاً خاک شکل گرفته است و گاهی برای اراضی باغی و کشاورزی استفاده می‌شود. نوع رسوبات نشان‌دهندهٔ تخریب زیاد فیزیکی سنگ‌ها در شرایط آب‌وهوایی سرد و پایین‌آمدن آن‌ها تحت تأثیر نیروی ثقل بود. بدین روی، در مرحلهٔ اول به مطالعهٔ زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی بر اساس نقشه‌های موجود و مطالعات میدانی پرداخته و نقشهٔ آن‌ها تهیه و ترسیم شد.

۲. برای ترسیم نقشهٔ زمین‌شناسی از نقشهٔ زمین‌شناسی نیر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ استفاده شد و برای ترسیم نقشهٔ ژئومورفولوژی از نقشهٔ توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه، نقشهٔ DEM، نقشهٔ خاک، نقشهٔ زمین‌شناسی، مطالعات میدانی، و سامانهٔ GPS استفاده شد. همچنین، برای ترسیم نیمرخ دامنه‌ها از نقشهٔ رقومی ارتفاعی و سیستم اطلاعات جغرافیایی استفاده شد.

۳. با مطالعهٔ پیشینهٔ فرایندهای ژئومورفولوژیک جنب‌یخچالی مطالعه‌شده و عوارض و لندفرم‌هایی که در این شرایط اقلیمی و فرایندهای مورفوکلیماتیک جنب‌یخچالی به‌وجود می‌آید، مشخص شد که این عارضه‌ها در شرایط اقلیمی جنب‌یخچالی با حاکمیت یخبندان و ذوب یخ و سایر فرایندهای حمل این سیستم اقلیمی شکل می‌گیرند (چودک، ۲۰۱۲؛ دمک، a b ۲۰۱۳). از این رو، به بررسی شرایط دمایی حال حاضر و بازسازی شرایط دمایی گذشته اقدام شد.

۴. برای درک بهتر شرایط آب‌وهوای منطقه در حال حاضر و تخریب سنگ‌ها و به تبع آن توسعهٔ کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها از داده‌های اقلیمی ایستگاه‌های کلیماتولوژی نیر، مهریز، تنگ‌چنار، گاریز، سخوید، ده بالا، و علی‌آباد چهل‌گزی برای یک دورهٔ آماری چهارده‌ساله (۱۳۸۱–۱۳۹۴) استفاده شد. برای درک بهتر شرایط اقلیمی و دمایی، از میانگین داده‌های دمایی مربوط به سه ماه سرد سال استفاده شد. برای محاسبهٔ دمای فصل سرد حال حاضر یک رابطهٔ خطی (Y=a+bx) بین ارتفاع به عنوان متغیر مستقل و بارش به عنوان متغیر وابسته به شکل رابطهٔ ۱ مشخص شد:

$$T = -/۰۰۴۵H + ۷/۲۶۵۴ \quad (۱)$$

در رابطهٔ فوق، T دما و H ارتفاع است که ضریب همبستگی آن‌ها در نرم‌افزار اکسل برای حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار ۰/9416 به‌دست آمده است. با اعمال این رابطه در GIS، نقشهٔ هم‌دمای متوسط حداقل سه ماه سرد سال برای منطقهٔ مورد نظر در حال حاضر رسم شد.

۵. به دلیل آنکه لندفرم‌های مورد بررسی در شرایط اقلیمی گذشته به‌وجود آمده‌اند، به بازسازی شرایط دمایی گذشته اقدام شد. برای بازسازی شرایط دمایی گذشته، نخست خط برف‌مرز گذشته بر اساس روش رایت و پورتر (شریفی و فرح‌بخش، ۱۳۹۴) بازسازی و بر مبنای سنگ‌های سرگردان به عنوان یخرفت‌های انتهایی و مورفولوژی درّه‌های منطقه خط تعادل آب و یخ گذشته مشخص شد. بر این اساس، خط برف‌مرز در ارتفاع حدود ۲۵۰۰ متر و خط تعادل آب و یخ در ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر قرار می‌گرفته است. سپس، نقشهٔ میانگین دما در دورهٔ سرد با استفاده از رابطهٔ ۲ ترسیم شد:

$$Tw = (Hs - H) * .۷۰/۱۰۰ \quad (۲)$$

که در آن Tw دمای پلیستوسن، HS ارتفاع خط برف‌مرز، و H ارتفاع منطقه به متر است. رابطه‌ای که از همبستگی بین ارتفاع و دما به‌دست آمد در GIS از ارتفاع خط برف‌مرز دائمی کم شد و نقشهٔ هم‌دمای گذشته (با استفاده از روش کریجینگ) تهیه شد و بر مبنای آن نقشهٔ پهنه‌های مناطق مورفوژنتیک و مورفوکلیماتیک گذشته در نرم‌افزار 13Surfer ترسیم شد.

## یافته‌های پژوهش

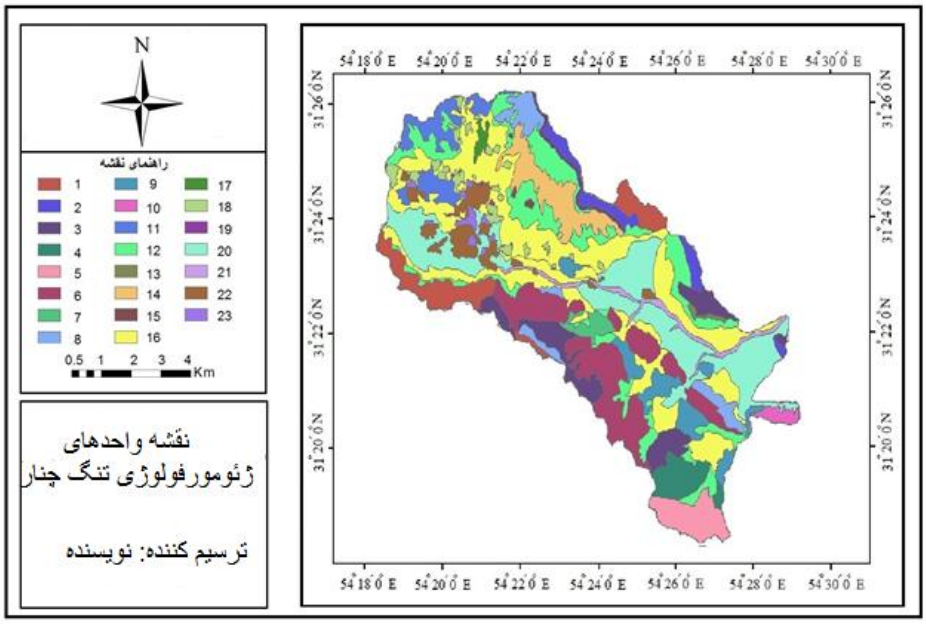
منطقهٔ مورد مطالعه از نظر مورفولوژی زمین و تیپ رخساره‌ها به صورت کلی به چهار طبقه و رخسارهٔ کاملاً مشخص تقسیم شد: کوهستان؛ تپه‌ماهور؛ تراس‌های دامنه‌ای؛ و اراضی نسبتاً هموار پایین‌دست با شیب نسبتاً ملایم (شکل ۳). کوه‌های تشکیل‌دهندهٔ این منطقه اغلب به صورت کلاهک‌های آهکی و آهک– دولومیتی و به شکل صخره‌ای بر ناهمواری‌های پایین‌دست مشرف است. در پای این صخره‌های سخت سنگی و پُرشیب، یک سری تپه‌ماهورهایی قرار

گرفته است که بخش عمدهٔ آن‌ها از دانه‌های رسوبی ماسه‌ای تشکیل شده است. برخی از آن‌ها به شکل تالوس (تالوس‌های قدیمی و جدید) و بخشی به شکل تپه‌های رسوبی ماسه‌ای نسبتاً پُرشیب و حتی مخروط‌افکنه‌ها قابل مشاهده‌اند. در بخش‌های پایین‌دست و به سمت درّهٔ رودخانه سطح نسبتاً کم‌شیبی قرار گرفته که اغلب برحسب مطالعات قبلی مناطق خشک ایران می‌توان آن را «دشت‌سر» نامید. اما با مطالعات دقیق‌تر در زمینهٔ مورفولوژی، شرایط محیطی و فرایندهای به‌وجودآورنده، زمین‌شناسی، شیب، و رسوب‌شناسی این مناطق نسبتاً هموار با بسیاری از دشت‌سری‌های مناطق بیابانی تفاوت‌های زیادی دارد. بر این اساس، برای تفکیک منطقهٔ مورد مطالعه از نظر مورفولوژی و رخساره‌های موجود در آن نقشهٔ ژئومورفولوژی ترسیم شد (شکل ۳).

همان‌طورکه از نقشهٔ ژئومورفولوژی منطقه هم پیداست، منطقهٔ مورد مطالعه از نظر مورفولوژی و تیپ ظاهری لندفرم‌های تشکیل‌دهنده به چهار بخش تقسیم می‌شود: کوهستان؛ تپه‌ماهور؛ تراس‌های کرایوپلانیشن؛ کرایوپدیمنت. عارضه‌های کرایوپلانیشن و کرایوپدیمنت در بخش شرقی درّهٔ اصلی حوضه (دامنه‌های شرقی شیرکوه) از گسترش بیشتری برخوردارند. دلیل آن وجود برون‌زدهای سنگ‌های گرانیتی و بر آفتاب بودن دامنه‌هاست که سبب شدت یخبندان و ذوب یخ شده است. در زیر هر دو عارضه جداگانه بررسی شده است:

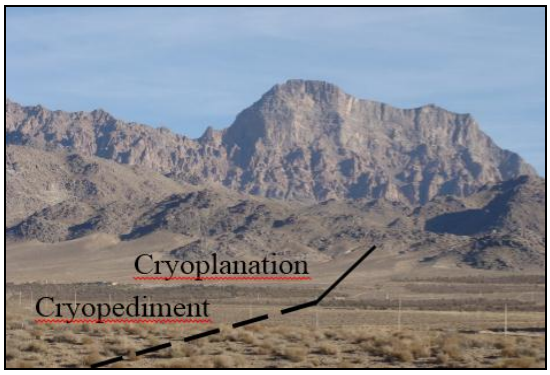
## کرایوپلانیشن‌ها

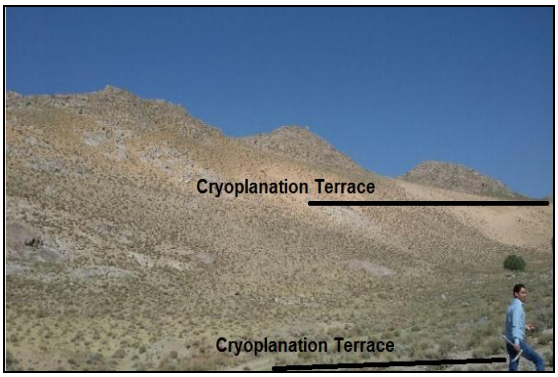
بر روی برخی دامنهٔ کوه‌های محدودهٔ حوضهٔ تنگ‌چنار تراس یا تراس‌هایی به شکل پلکانی قابل مشاهده است. عرض آن‌ها از ۵ تا ۱۰۰ متر متغیر است. برخی از آن‌ها نیز هنوز در حال شکل‌گیری و توسعه‌اند. اغلب آن‌ها در ارتفاع بالای ۲۰۰۰ متر در محدودهٔ مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. شیب سطح آن‌ها نیز حدود ۵ درجه و گاهی بسیار کمتر است. این سطوح اغلب از مواد تخریبی و رسوبی پوشیده شده و ضخامت رسوبات در این بخش‌ها اغلب زیاد و تا حدودی ریزدانه است. خاک در این بخش‌ها به دلیل سطح هموار و رطوبت نسبتاً مناسب ضخامت خوبی دارد و بر روی برخی از این سطوح اراضی کشاورزی و باغی ایجاد شده است (شکل ۴).




**شکل ۳. نقشهٔ واحدهای ژئومورفولوژی حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار**

| ردیف | واحد | تیپ | رخساره |
|---|---|---|---|
| ۱ | کوهستان | کوه | رخسارهٔ تودهٔ سنگی همراهِ درّه‌های کارستی و آون‌های انحلالی |
| ۲ | | | رخسارهٔ تودهٔ سنگی همراهِ لاپیه و تافونی و فرسایش انحلالی |
| ۳ | | | رخسارهٔ تودهٔ سنگی همراهِ فرسایش انحلالی و اراضی خاکدار و واریزه |
| ۴ | | | رخسارهٔ تودهٔ سنگی همراهِ فرسایش شیمیایی و انحلالی در مناطق آهکی و پوشش مناسب از بادام کوهی |
| ۵ | | | رخسارهٔ تودهٔ سنگی همراهِ انحلال و فرسایش آبراهه‌ای شدید |
| ۶ | | | برون‌زد همراهِ فرسایش شیاری و آبراهه‌ای و پوشش مناسب از بادام کوهی |
| ۷ | | | رخسارهٔ برون‌زد سنگی همراهِ واریزه‌های متوسط تا درشت‌دانه |
| ۸ | | کرایوپلانیشن، تپه ماهورها، و تالوس‌ها | سطح نسبتاً هموار همراهِ برون‌زد سنگی، فرسایش شیاری، آبراهه‌ای، و واریزه‌های متوسط تا درشت‌دانه |
| ۹ | | | سطح نسبتاً هموار با واریزه‌های ماسه‌ای ریزدانه و فرسایش انحلالی در نواحی آهکی |
| ۱۰ | | | یک سطح نسبتاً هموار با شیب حدود ۸ درجه که بر روی آن واریزه‌های بالادست ماسه‌ای قرار گرفته‌اند |
| ۱۱ | کرایوپلانیشن و کرایوپدیمنت | | تالوس‌های نسبتاً مرتفع در پای صخره‌های سنگی |
| ۱۲ | | | مخروط‌افکنه با شیب حدود بیش از ۸ درجه |
| ۱۴ | | | سطح نسبتاً هموار به شکل تراس که در اثر عملکرد آب‌های جاری فرسایش یافته است |
| ۱۵ | | کرایوپدیمنت | اراضی باغی |
| ۱۶ | | | فرسایش سطحی و شیاری |
| ۱۷ | | | برون‌زد سنگی در سطح زمین |
| ۱۸ | | | اراضی باغی |
| ۱۹ | | | مناطق سکونتگاهی |
| ۲۰ | | | فرسایش سطحی و شیاری |
| ۲۱ | | | مسیل و درّهٔ رودخانهٔ اصلی حوضهٔ تنگ‌چنار |
| ۲۲ | | | رخسارهٔ اراضی زراعی و باغی |
| ۲۳ | | | مناطق سکونتگاهی |



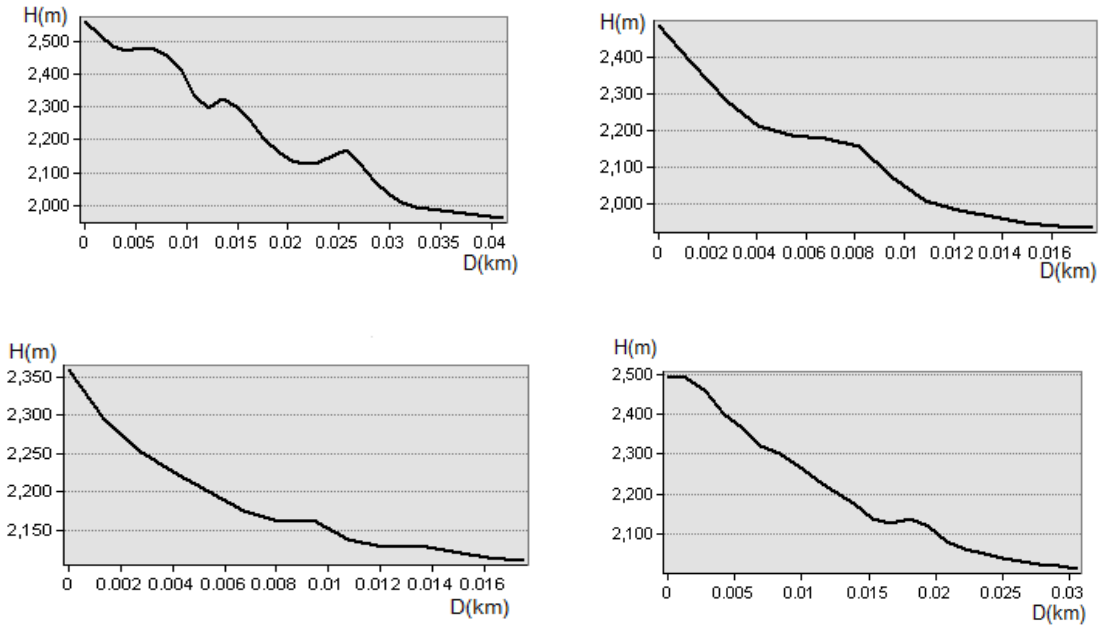

**شکل ۴. دو تصویر از سطوح کرایوپلانیشن‌ها در حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار**

در برخی دامنه‌های منطقهٔ مورد مطالعه، به‌ویژه در بخش سمت چپ حوضه و بر روی دامنه‌های شرقی شیرکوه، یک و گاهی دو یا سه سطح هموارشده در ارتفاعات مختلف قابل مشاهده است که برخی از آن‌ها در ارتفاعات بالای ۲۲۰۰ متری و نزدیک خط‌الرأس کوه‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۴). این سطوح احتمالاً در دوره‌های سرد گذشته و در اوایل پلیستوسن تشکیل شده‌اند؛ زمانی که شدت یخبندان‌ها و ذوب یخ بیشتر بوده و سنگ‌ها با سرعت و شدت بیشتری

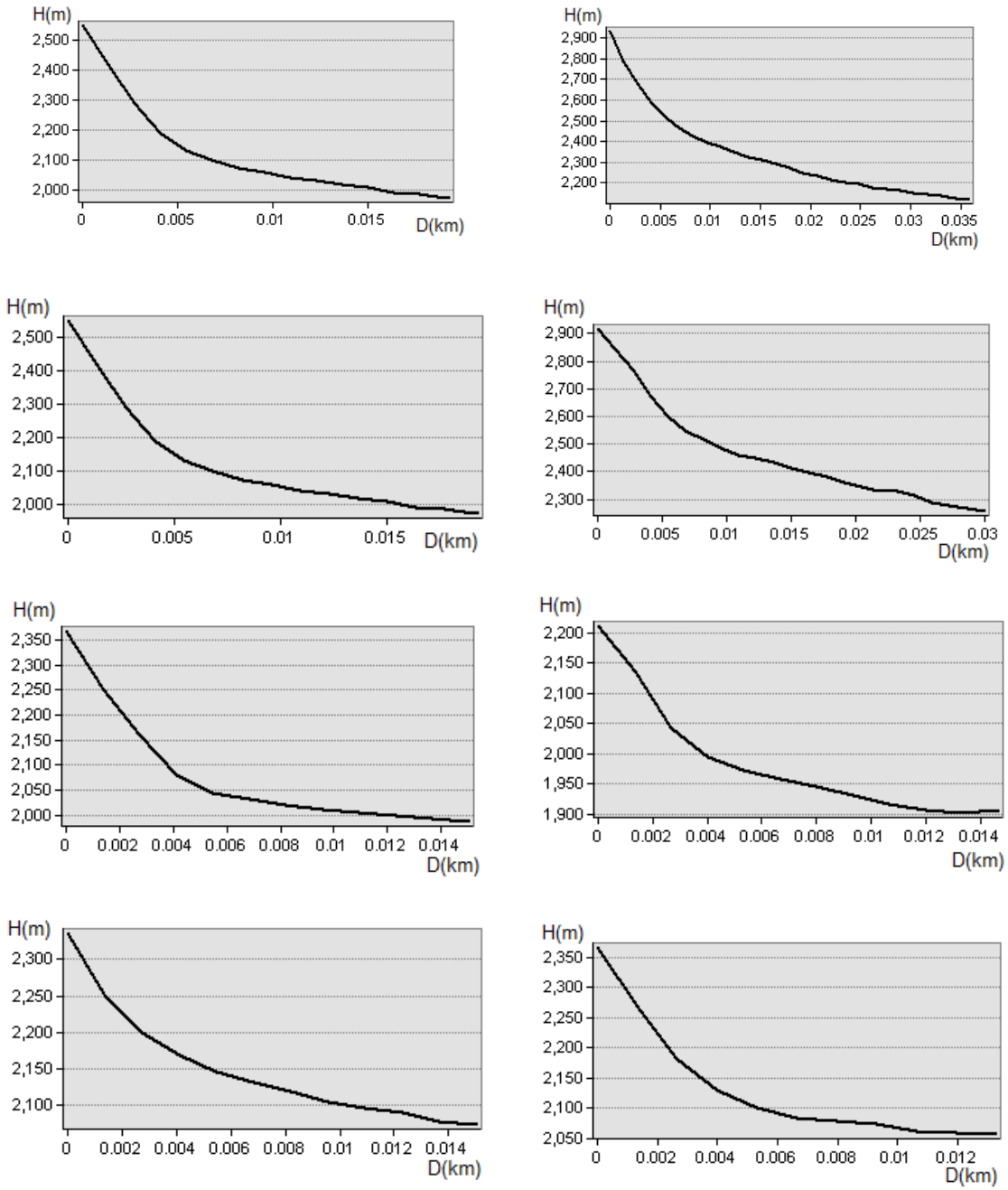
تخریب شده‌اند. اما مشاهدهٔ رسوبات و تازگی آن‌ها حاکی از توسعه و گسترش این عارضه در شرایط کنونی است (شکل ۵). بررسی‌های دمایی منطقه نیز یک دورهٔ سرد حوالی صفر درجه را (در حدود سه ماه) نشان می‌دهد. بنابراین، هر جا برون‌زدگی‌های سنگی گرانیتی در ارتفاعات بالای ۲۰۰۰ متر وجود داشته باشد، تراس‌های کرایوپلانیشن در حال حاضر نیز در حال گسترش است.

برای بررسی دقیق مورفولوژی منطقه و مشاهدهٔ سطوح کرایوپلانیشن، چند نیمرخ طولی بر روی دامنهٔ کوه‌ها در ارتفاعات مختلف منطقه ترسیم شد که در زیر آورده شده است (شکل ۶). همان‌طورکه از شکل ۶ برمی‌آید، بر روی دامنه‌های منطقه از ۱ تا ۳ سطح هموار در ارتفاعات مختلف وجود دارد که عرض این سطوح از چند متر تا حدود صد متر متغیر است و بعضاً به شکل پلکانی دامنه‌ها را بریده است (شکل ۶).

**شکل ۵. نمایش نحوهٔ تخریب فیزیکی سنگ‌های گرانیتی، پسروی کوه‌ها، و تشکیل کرایوپلانیشن (تصویر مربوط به ارتفاع ۲۳۸۰ متری دامنه‌های شمال غرب حوضهٔ تنگ‌چنار با شیب بیش از ۶۰ درصد است)**




**شکل ۶. نیمرخ طولی دامنه‌ها و نمایش سطوح کرایوپلانیشن بر روی این دامنه‌ها در سمت راست درّهٔ تنگ‌چنار**



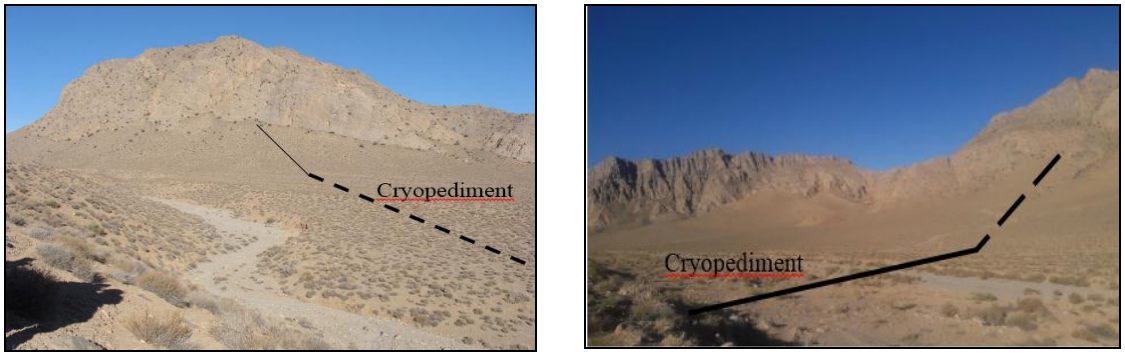

**شکل ۷. نمایش چند نیمرخ طولی از دامنه‌ها و چگونگی ارتباط آن‌ها با کوه‌ها و ارتفاعات بالا در سمت راست درّهٔ تنگ‌چنار**

## کرایوپدیمنت‌ها

کرایوپدیمنت‌ها را از نظر مورفولوژی می‌توان نوعی دشت‌سر به‌شمار آورد. اما، از نظر مواد تشکیل‌دهنده و فرایندهای اثرگذار در شکل‌گیری آن، تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای بین این دو وجود دارد (چودک، ۱۹۸۵). کرایوپدیمنت‌ها اغلب بر اثر توسعهٔ درّه‌ها در دو طرف آن به شکل پسروی دامنه‌ها به‌وجود می‌آید (دمک، ۲۰۱۳ b). پدیمنت‌ها اغلب در اثر جریان زیاد آب به شکل سیلاب‌های بزرگ شکل می‌گیرند؛ به‌گونه‌ای‌که جریان‌های سفره‌ای در پایین‌دست خود سطحی صاف و هموار با شیب ملایم ایجاد می‌کنند. این لندفرم‌ها مربوط به یک دورهٔ مرطوب و حتی خیلی مرطوب آب و هوای

گذشته‌اند که بارش‌های فراوان وجود داشته، تخریب در ارتفاعات زیاد بوده، در نتیجه رسوب‌گذاری به مقدار زیاد انجام می‌گرفته و پدیمنت را سبب می‌شده است. اما هوازدگی مداوم سنگ‌های گرانیتی تحت تأثیر یخبندان و ذوب یخ و انتقال رسوبات آن‌ها تحت تأثیر نیروی گرانی زمین و سپس دخالت آب‌های جاری کرایوپدیمنت‌ها را به‌وجود آورده است (چودک و دمک، ۱۹۷۰). درواقع، برخی کرایوپدیمنت‌ها به دلیل پسروی دامنه‌ها (فراسایی دامنه‌ها) توسعه می‌یابند و برخی دیگر بر اثر توسعهٔ درّه‌ها در نتیجهٔ هوازدگی مکانیکی ناشی از یخبندان و ذوب یخ و فرایندهای دامنه‌ای یخی مانند فرسایش ریلی، نیواسیون، و توسعهٔ آبراهه‌ها. این عارضه‌ها به طور مداوم و متوالی از پلیوسن تا هولوسن شکل می‌گیرد و توسعهٔ آن‌ها تا زمان حال نیز ادامه دارد. بدین روی، دامنهٔ کوه‌ها به‌تدریج در پلیستوسن عقب نشسته و سطوح همواری را با شیب نسبتاً ملایم به‌وجود آورده است. نیمرخ آن در برخی جای‌ها مستقیم و متمایل به کاو است و شیب بین ۱۰ تا ۱۵ درجه‌ای دارد. مقدار شیب نیز به سمت ارتفاعات افزایش می‌یابد. همان‌طورکه اشاره شد، به سمت بخش‌های غربی درّه (دامنه‌های شرقی شیرکوه) مقدار تخریب و به تبع آن توسعهٔ کرایوپدیمنت‌ها بیشتر بوده است. این امر می‌تواند به دو دلیل سنگ‌شناسی و اقلیمی باشد؛ زیرا بخش عمده‌ای از سنگ‌های بستر این منطقه عمدتاً گرانیتی است. به‌علاوه، دامنه‌های آن بر آفتاب بوده و زمینهٔ مساعدتری برای یخبندان و ذوب یخ و تخریب فیزیکی سنگ‌ها فراهم می‌کرده است. نیمرخ‌های زیر نمایی از این دامنه‌ها و شکستگی و مقادیر شیب آن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۷).

همان‌گونه‌که از نیمرخ‌های فوق برمی‌آید، کرایوپدیمنت‌ها در ارتفاعات بالاتر شیب بیشتری دارند و به سمت بخش‌های پایین‌دست حوضه از شیب آن‌ها نیز کاسته می‌شود. بیشتر آن‌ها بین ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۲۲۰۰ متری قرار گرفته‌اند. برخی از آن‌ها شیب‌های نسبتاً ملایم (کمتر از ۵ درجه) دارند و برخی شیب‌های بیش از ۱۰ درجه. طول برخی از این عارضه‌ها به بیش از سه کیلومتر می‌رسد. در جاهایی که کرایوپدیمنت‌ها گسترش بیشتر داشته و دامنه‌ها نیز پسروی بیشتر داشته‌اند، شیب طولی آن‌ها کم شده و به کمتر از سه درجه نیز می‌رسد (شکل ۸).




**شکل ۸. نمایش دو تصویر از کرایوپدیمنت‌های واقع در دامنه‌های شرقی شیرکوه**

از مهم‌ترین تفاوت کرایوپدیمنت‌های منطقهٔ مورد مطالعه با پدیمنت‌های ایجادشده تحت تأثیر فرایند سیلاب‌ها و فروشست‌های آبی، فقدان رسوبات آبرفتی در میان لایه‌های رسوبی برجای‌مانده در بخش‌های مختلف منطقه است (شکل ۹). درحالی‌که رسوبات پدیمنت‌ها اغلب آبرفت با ابعاد مختلف است. همچنین، بخش‌های بالادست این سطوح نیز پوشیده از رسوب است و پدیمنت فرسایشی یا عریان قابل مشاهده نیست. اندازهٔ رسوبات نیز در امتداد نیمرخ طولی پدیمنت تفاوت زیادی پیدا نمی‌کند و تنها تفاوت آن است که در بین لایه‌های رسوبی بالادست، قلوه و قطعه‌سنگ‌های بزرگ به شکل پراکنده قرار دارد که از صخره‌های سنگی بالادست ریزش کرده است.

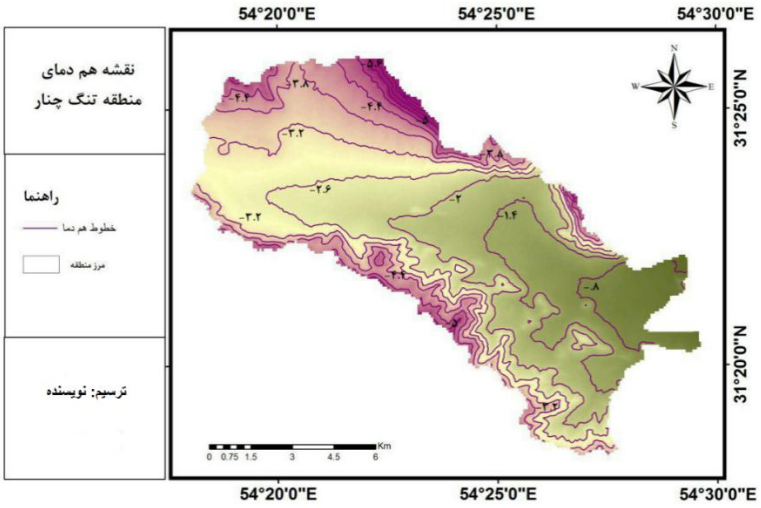
**شکل ۹. نمایش دو نمونه از رسوب‌های تشکیل‌دهندهٔ کرایوپدیمنت‌ها، که رسوبات آبرفتی در میان آن‌ها وجود ندارد**

## نقش اقلیم در ایجاد و توسعهٔ کرایوپلانیشن و کرایوپدیمنت‌ها

برای بررسی داده‌های دمایی، از ایستگاه‌های کلیماتولوژی نیر، مهریز، تنگ‌چنار، گاریز، سخوید، ده بالا، و علی‌آباد چهل‌گزی برای یک دورهٔ آماری چهارده‌ساله (۱۳۸۱-۱۳۹۴) استفاده شد. داده‌های دمایی نشان می‌دهد که منطقهٔ موردمطالعه دارای دو فصل مجزای گرم و سرد است؛ به‌طوری‌که فصل سرد آن با افت شدید دمایی همراه بوده و در حدود سه ماه آذر، دی، و بهمن میانگین دمای ماهانهٔ آن حوالی صفر درجهٔ سانتی‌گراد بوده (میانگین متوسط ماهانه حدود ۲ درجهٔ سانتی‌گراد است) و متوسط تعداد روزهای یخبندان از بیست روز نیز بیشتر بوده و در برخی سال‌ها به بیشتر از چهل روز می‌رسد. از آنجا که این منطقه منطقهٔ نسبتاً مرتفعی است (از ۱۷۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) از رطوبت نسبی خوبی به‌ویژه در فصل سرد برخوردار است. بنابراین، منطقه هنوز از شرایط اقلیمی جنب‌یخچالی به شکل ضعیف و کوتاه‌مدت برخوردار است و یخبندان و ذوب یخ از ویژگی‌های آن به‌خصوص در دورهٔ سرد سال است. از این نظر، طبیعی است که نوع شرایط مورفوکلیماتیک به تخریب و متلاشی‌شدن سنگ‌ها بینجامد. بر مبنای این نظر، انتظار این است که شکل‌گیری و توسعهٔ این نوع از لندفرم‌ها در حال حاضر نیز ادامه داشته باشد که بررسی‌های میدانی نیز این مسئله را تأیید می‌کند (شکل ۵). تخریب فیزیکی سنگ‌ها در شرایط کنونی به ارتفاعات بالای ۲۰۰۰ متری محدود شده است؛ جایی که دما در دورهٔ سرد سال حوالی صفر درجه در نوسان است. با وجود این، این مرز در دوره‌های سردتر پلیستوسن تا ارتفاعات پایین‌تر کشیده شده و احتمالاً بیشتر بخش‌های منطقه را دربر می‌گرفته است. بازسازی آب‌وهوای گذشته بر اساس شواهد و شاخص‌های ژئومورفیک (مانند برف‌مرزها و خط تعادل آب و یخ) نیز نشان می‌دهد که بخش عمدهٔ حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار در گذشته در قلمرو شرایط اقلیمی جنب‌یخچالی قرار داشته است. در این شرایط، وجود سنگ‌های گرانیتی، کنگلومرای کرمان، سنگ‌های دگرگونی، و کالردوملانژها زمینهٔ مساعدی برای تخریب بیشتر در این شرایط اقلیمی و به دنبال آن پسروی دامنه و گسترش کرایوپدیمنت‌ها تسریع کرده است. برای نمایش شرایط اقلیمی حاکم بر منطقه و نقش آن‌ها در توسعهٔ عارضه‌های کرایوپلانیشن و کرایوپدیمنت از دو نقشهٔ هم‌دمای متوسط حداقل فصل سرد کنونی و نقشهٔ مورفوکلیماتیک گذشته استفاده شد. برای ترسیم نقشهٔ هم‌دمای متوسط حداقل سه ماه سرد سال از آمار ایستگاه‌های موجود در منطقه و همچنین ایستگاه‌های مجاور منطقهٔ مورد مطالعه برای یک دورهٔ چهارده‌ساله بهره گرفته شد. محاسبهٔ دمای حال حاضر یک رابطهٔ خطی ($Y=a+bx$) بین ارتفاع به عنوان متغیر مستقل و بارش به عنوان متغیر وابسته به شکل رابطهٔ ۳ مشخص شد.

$$T = -/۰۰۴۵H + ۷/۲۶۵۴ \quad (۳)$$

در رابطهٔ ۳، T دما و H ارتفاع است، که ضریب همبستگی آن‌ها در نرم‌افزار اکسل برای حوضهٔ آبریز ابراهیم‌آباد ۰/9416 به‌دست آمده است. با اعمال این رابطه در GIS، نقشهٔ هم‌دمای متوسط حداقل سه ماه سرد سال برای منطقهٔ مورد نظر در حال حاضر رسم شد (شکل ۱۰).



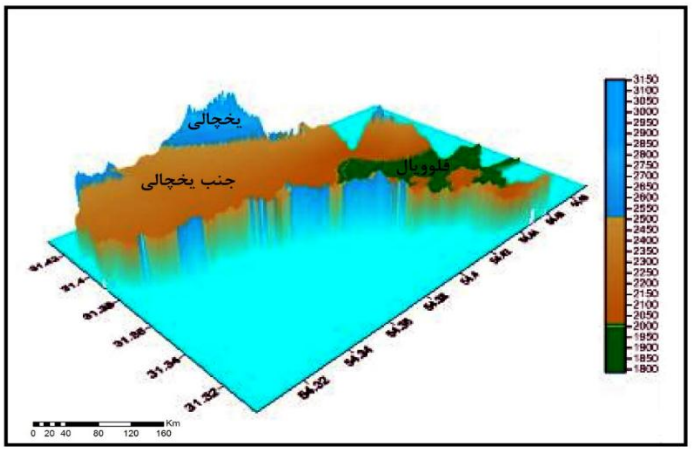

**شکل ۱۰. نقشهٔ هم‌دمای متوسط حداقل سه ماه سرد سال شامل آذر، دی، و بهمن برای حوضهٔ آبریز تنگ‌چنار**

## بازسازی آب‌وهوای دورهٔ سرد گذشته

برای بازسازی شرایط دمایی گذشته، نخست خط برف‌مرز گذشته بر اساس روش رایت و پورتر بازسازی و بر مبنای سنگ‌های سرگردان به عنوان یخرفت‌های انتهایی و مورفولوژی درّه‌های منطقهٔ خط تعادل آب و یخ گذشته مشخص شد. بر این اساس، خط برف‌مرز در ارتفاع حدود ۲۵۰۰ متر و خط تعادل آب و یخ در ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر قرار می‌گرفته است. سپس، نقشهٔ میانگین دما در دورهٔ سرد با استفاده از رابطهٔ ۴ ترسیم شد.

$$Tw = (Hs - H) * .۷۰/۱۰۰ \quad (۴)$$

که در آن Tw دمای پلیستوسن، HS ارتفاع خط برف‌مرز، و H ارتفاع منطقه به متر است. رابطه‌ای که از همبستگی بین ارتفاع و دما به‌دست آمد در GIS از ارتفاع خط برف‌مرز دائمی کم شده و نقشهٔ هم‌دمای گذشته (با استفاده از روش کریجینگ) تهیه و بر مبنای آن نقشهٔ پهنه‌های مناطق مورفوژنتیک و مورفوکلیماتیک گذشته در نرم‌افزار 13Surfer ترسیم شد (شکل ۱۱). بر اساس این شکل، در دورهٔ سرد پلیستوسن، بالاتر از ۲۵۰۰ متر قلمرو یخچالی، بین ۲۰۰۰ – ۲۵۰۰ متر قلمرو جنب‌یخچالی، و پایین‌تر از این ارتفاع منطقهٔ مورفوکلیماتیک فلوویالی بوده است. همان‌طورکه از نقشه پیداست، بیشتر دامنه‌های حوضهٔ تنگ‌چنار در این دوره تحت سیطرهٔ شرایط اقلیمی جنب‌یخچالی بوده و زمینهٔ مساعدی برای به‌وجودآمدن لندفرم‌های کرایوپدیمنت و کرایوپلانیشن فراهم می‌کرده است. به‌ویژه آنکه همهٔ تراس‌های کرایوپلانیشن در همان قلمرو مورفوکلیماتیک جنب‌یخچالی دورهٔ سرد گذشته ایجاد شده است.




**شکل ۱۱. نمایش مناطق مورفوکلیماتیک دورهٔ سرد پلیستوسن**

## مکانیسم شکل‌گیری کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها

مکانیسم ارائه‌شده در رابطه با شکل‌گیری کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها توسط چودک (۲۰۱۱) برای منطقهٔ مورد نظر هم صدق می‌کند؛ یعنی فراسایی و فروسایی دامنه‌ها. فراسایی یا فرسایش قهقرایی به دلیل تخریب فیزیکی سنگ‌ها (اغلب گرانیتی و کنگلومراها) تحت شرایط اقلیمی سرد به شکل یخبندان و ذوب یخ است و سپس مواد تخریب‌شده تحت فرایندهای مختلف جنب‌یخچالی مانند خزش توسط یخ‌ها، نیواسیون، حرکات توده‌ای سطوح بالایی تودهٔ یخ‌زده، پایین‌آمدن همراهِ جریان یخ، و مهم‌تر از همه نیروی ثقل فروسایی پیدا کرده و به سمت پایین‌دست انتقال یافته است. مطالعات فرنچ (۲۰۰۷) و واندنبرگ و چودک (۲۰۰۸) نیز این مسئله را تبیین کرده است. بنابراین، وجود آب‌وهوای سرد با رطوبت حداقل و حاکمیت یخبندان در فصل سرد و ذوب یخ‌ها در فصل گرم تخریب فیزیکی سنگ‌ها را به همراه داشته است. در این شرایط، آهک‌ها و دولومیت‌های برون‌زده انحلال و رسوبات آن‌ها توسط آب‌های سطحی و حتی به شکل فروشست عمقی جابه‌جا می‌شده است. بدین روی، صخره‌های گرانیتی شیرکوه برون‌زدگی پیدا کرده و به‌سادگی تخریب شده و به شکل رسوبات دانه‌ای ماسه‌ای درآمده و توسط نیروی ثقل و سایر فرایندهای جنب‌یخچالی به سمت درّهٔ اصلی آورده شده است. در فصل گرم و با ذوب یخ‌ها، آب ناشی از ذوب به شکل آبراهه‌های باریک و غیرمتمرکز بخشی از دانه‌های رسوبی را به سمت ارتفاعات پایین‌دست انتقال می‌داده است. خزش ماسه توسط یخ نیز از فرایندهای غالب دیگر در این شرایط اقلیمی بوده است. در این شرایط اقلیمی، احتمالاً بادهای شدیدتر نیز وجود داشته که بخشی از ذرات را، به‌ویژه در منطق هموار پایین‌دست، جابه‌جا می‌کرده است؛ درحالی‌که پوشش گیاهی نیز در منطقه وجود نداشته است. بدین ترتیب، دامنهٔ کوه‌ها در دو سوی درّهٔ رودخانه به‌تدریج پسروی و سطوح کرایوپدیمنت توسعه یافته است. بر روی برخی دامنه‌ها و در ارتفاعات بالادست نیز ـ که گرانیت‌ها، کنگلومراها، و سایر سنگ‌های رسوبی آواری و همچنین دگرگونی وجود داشته است ـ سطوح همواری به شکل تراس ایجاد شده که در ادبیات ژئومورفولوژی «کرایوپلانیشن» یا «سطوح هموار ارتفاعی» نامیده می‌شود.

## بحث و نتیجه‌گیری

قلمروهایِ مورفوکلیماتیکِ مختلف هر یک سیستم‌های شکل‌زایی خاص و منحصربه‌فردی ایجاد می‌کنند. از این رو، با تغییر در این سیستم‌ها و جایگزینی‌شان با سیستم‌های دیگر، آثار لندفرمی آن‌ها برجای می‌ماند. بر پایهٔ این آثار می‌توان

شرایط اقلیمی حاکم بر محیط‌های دیرین را بازسازی کرد. یکی از این قلمروها، قلمرو مورفوکلیماتیک جنب‌یخچالی است که دارای یک رشته فرایندها و فعالیت‌های مورفودینامیک و مورفوژنز خاص خود است و ژئوفرم‌های مختص خود را به‌وجود می‌آورد. از بارزترین مشخصهٔ این قلمرو آب‌وهوایی یخبندان و ذوب یخ و فرایندهای مرتبط با این مشخصه مانند ژلی‌فراکسیون، ژلی‌فلوکسیون، سولیفلوکسیون، کان ژلی‌فلاکسیون، نیواسون، خزش‌های ناشی از یخبندان، و آب‌های ناشی از ذوب یخ در طول فصل گرم است (واشبرن، ۱۹۷۹؛ فرنچ، ۲۰۰۷؛ واندنبرگ و چودک، ۲۰۰۸). در مناطقی که سنگ‌ها در برابر این فرایندها مقاومت چندانی ندارند اغلب به شکل فیزیکی تخریب و هوازده و سبب پسروی دامنه‌ها می‌شوند. در منطقهٔ موردمطالعه نیز در امتداد درّهٔ اصلی سطوح نسبتاً کم‌شیب به شکل مستقیم و گاهی کاو مشاهده می‌شود که براثر گسترش عرضی درّه‌ها در دو طرف ساحل رودخانه به‌وجود آمده است. نیمرخ طولی این سطوح شیبِ حدود ۱۰–۱۵ درجه‌ای داشته که اغلب پوشیده از مواد رسوبی ماسه‌ای همراهِ مواد آبرفتی و کوه‌رفتی است. برخلاف پدیمنت‌ها، این سطوح کمتر از مواد آبرفتی پوشیده شده است. مشاهدات رسوب‌شناسی و مورفولوژی منطقه حاکی از شکل‌گیری این عارضه در زمان‌های گذشته با شرایط اقلمی سردتر بوده است. این مسئله با مطالعات دیگر مانند چودک (۱۹۹۵)، واندنبرگ و چودک (۲۰۰۸)، و دمک (۲۰۱۳a) منطبق است. بر این اساس، می‌توان اظهار کرد که در منطقهٔ مورد مطالعه در ابتدا سنگ‌های گرانیتی برون‌زده تحت تأثیر شرایط اقلیمی سرد به شکل فیزیکی هوازده و تخریب شده‌اند و سپس به شکل تالوس در پای دامنه‌ها و پرتگاه‌های سنگی قرار گرفته‌اند. مطالعات مهرشاهی و بقایی‌نیا (۱۳۹۱)، شریفی پیچون و همکاران (۱۳۹۵ و ۱۳۹۶) در بخش‌هایی از شیرکوه نشان داده است که در دوره‌های سرد پلیستوسن منطقه تحت حاکمیت یخچال‌ها قرار داشته و دما بیش از ۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد نسبت به حال حاضر پایین‌تر بوده است. از این رو، در این دوره سنگ‌ها با شدت و سرعت زیادی تخریب می‌شده‌اند. سپس، فرایندهای جنب‌یخچالی همراهِ آب‌های جاری و سطحی ذوب یخ این رسوب‌ها را به پایین‌دست انتقال داده و در ادامه فرایند بادی بخشی از رسوبات را جابه‌جا کرده است. در نتیجهٔ چنین تغییراتی، پدیمنت‌هایی شکل گرفته که «کرایوپدیمنت» نامیده می‌شوند. از مهم‌ترین تفاوت این عارضه‌ها با پدیمنت‌های مناطق خشک و بیابانی نوع مواد رسوبی است که سطوح آن‌ها را پوشانده است. مواد رسوبی قرارگرفته بر روی کرایوپدیمنت‌ها در امتداد نیمرخ طولی اغلب یک‌دست و یک‌نواخت بوده و اغلب از دانه‌های ماسه‌ای هوازده‌شده به‌وجود آمده است. درصورتی‌که مواد تشکیل‌دهندهٔ پدیمنت‌ها آبرفت با ابعاد مختلف است که اندازه، شکل، و ویژگی‌های آن در امتداد نیمرخ طولی تغییر می‌کند. به‌علاوه، پدیمنت‌ها در امتداد نیمرخ طولی از بالا به پایین اغلب به شکل پدیمنت‌های لخت و فرسایش‌یافته، دشت‌سر اپانداژ، و دشت‌سر پوشیده مشاهده می‌شوند. اما چنین نیمرخ و رخساره‌هایی در کرایوپدیمنت‌ها قابل مشاهده نیست. در عوض، اندازه و حجم رسوبات و همچنین نوع رخساره در امتداد نیمرخ طولی تفاوت زیادی نمی‌یابد.

همچنین، بررسی دامنهٔ ناهمواری‌های منطقه نشان می‌دهد که بر روی برخی دامنه‌ها تراس‌هایی ایجاد شده که عرض و مساحت آن‌ها متفاوت است. عرض آن‌ها از ۵ متر تا صد متر متغیر است. روی آن‌ها رسوبات ماسه‌ای دانه‌ریز و در برخی جاها خاک‌هایی با ضخامت مناسب پوشیده شده و به همین دلیل از آن‌ها برای کشاورزی و باغات به شکل محدود استفاده شده است. این تراس‌ها اغلب بین ارتفاع ۲۰۰۰ متر تا ۲۵۰۰ متر قرار گرفته‌اند که با قلمروِ مورفوکلیماتیکِ بازسازی‌شدهٔ دورهٔ سرد پلیستوسن مطابقت دارد. به‌علاوه، این ارتفاعات در حال حاضر نیز به شکل ضعیف‌تر با شدت کمتری از شرایط جنب‌یخچالی برخوردارند. درواقع، بررسی دمایی ماه‌های سرد سال و ترسیم نقشهٔ هم‌دمای سه ماه سرد سال نشان می‌دهد که دمایِ حداقلیِ این ماه‌ها در حوالی صفر درجه در نوسان است و در برخی

سال‌ها تعداد روزهای یخبندان در منطقه و به‌ویژه در ارتفاعات ذکرشده به بیش از سی روز در سال رسیده و این نوسانات اقلیم می‌تواند در توسعهٔ چنین عارضه‌هایی در حال حاضر نیز مؤثر باشد. بررسی‌ها و مطالعات میدانی نیز مؤید این امر است. درواقع، کرایوپدیمنت‌ها و کرایوپلانیشن‌ها در شرایط اقلیمی امروز با زمینهٔ سنگ‌های گرانیتی و کنگلومرایی در حال توسعه است؛ زیرا دو عامل اقلیم و شرایط سنگ‌شناسی هم در گذشته و هم در حال در شکل‌گیری و توسعهٔ این لندفرم‌ها نقش اصلی برعهده داشته‌اند. نتایج این پژوهش با مطالعات دیگر در سراسر جهان نیز همخوانی دارد. برای نمونه گروسو و کورت (۱۹۹۱) بیان می‌کنند که بیشتر این عارضه‌ها در سنگ‌های دانه‌ای گرانیتی و احتمالاً در درّه‌های سردتر پلیستوسن ایجاد شده‌اند. همچنین، مطالعات دیگر مانند فرنچ (۲۰۰۷)، چودک (۲۰۱۱)، و دمک (a ۲۰۱۳) نیز دو عامل سنگ‌شناسی و آب‌وهوای جنب‌یخچالی را در ایجاد و توسعهٔ این لندفرم‌ها مؤثر دانسته‌اند که با پژوهش حاضر نتایج یکسانی را نشان می‌دهند.

## منابع


احمدی، ح. (۱۳۷۷). *ژئومورفولوژی کاربردی*، ج۲، *فرسایش بادی*، تهران: انتشارات دانشگاه تهران.

شریفی، م. و فرح‌بخش، ز. (۱۳۹۴). بررسی آنومالی‌های حرارتی و رطوبتی بین زمان حال و پلیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی با استفاده از شواهد ژئومورفیک (نمونهٔ موردی: حوضهٔ آبریز خضرآباد- یزد)، *پژوهش‌های جغرافیای طبیعی*، ۴۷(۴): ۵۸۳-۶۰۵.

شریفی پیچون، م.؛ طاهری‌نژاد، ک. و زارع، ف. (۱۳۹۵). ارزیابی تغییرات اقلیمی بین زمان حال و پلیستوسن و بازسازی شرایط اقلیمی گذشته با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک (نمونهٔ موردی: حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد)، *پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی*، ۵(۱): ۱۱۰-۱۲۸.

شریفی پیچون، م.؛ طاهری‌نژاد، ک. و زارع، ف. (۱۳۹۶). شواهد ژئومورفولوژی آثار یخچالی در عصر پلیستوسن (نمونهٔ موردی: حوضهٔ دشت ابراهیم‌آباد)، فصل‌نامهٔ *کواترنری ایران*، ۳(۹): ۱۵-۲۸.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۷). *نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیر*.

مهرشاهی، د. و بقایی‌نیا، ع.ر. (۱۳۹۱). بررسی تغییرات احتمالی دما و بارش کواترنر پایانی در دامنه‌های شمالی شیرکوه با استفاده از شواهد یخچالی: حوضهٔ فخرآباد یزد (مهریز، یزد)، *جغرافیا*، فصل‌نامهٔ علمی- پژوهشی انجمن جغرافیایی ایران، دورهٔ جدید، ۱۰(۳۴): ۶۵-۸۴.

ACGR (Associate Committee on Geotechnical Research) (1988). Glossary of permafrost and related ground-ice terms. National Research Council of Canada, Associate Committee on Geotechnical Research, Technical Memorandum 142.

Ahmadi, H. (1997). *Applied Geomorphology*, Desert-wind Erosion, Vol. 2, Tehran University Publication.

Bryan, K. (1946). Cryopedology-The Study of Frozen Ground and Intensive Frost Action with Suggestions of Nomen- clature, *Am. J. Sci.*, 244: 622.

Czudek, T. (1985). The problem of valley cryopediments, *Prirodovedne Prace Ustavu Ceskoslovenske Akademie Ved v Brne*, 19(2): 3-47.

Czudek, T. (2012). Soft rock pediments in South Moravia, Czech Republic, *Nehrelands Journal of Geociences — Geologie en Mijnbouw*, 91(1-2): 215-222.

Czudek, T. ( 2011). Two different modes of the origin of Pleistocene pediments, *Geographia Polonica*, 84: 9-15.

Czudek, T. (1995). Cryoplanation terraces: a brief review and some remarks, *Geografiska Annaler*, 77A: 95-105.

Czudek, T. and Demek, J. (1976). The slopes of Central Moravian Carpathians: periglacial or temperate?, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 10: 3-14.

Czudek, T. and Demek, J. (1970). Pleistocene cryopediments in Czechoslovakia, *Acta Geographica Lodziensia*, 24: 101-108.

Davies, J.L. (1958). *The cryoplanation of mount wellington*, Papers and proceedings of the royal society of tasmania, Vol. 92.

Demek, J. (2013a). Pleistocene cryopediments and cryopediplains of the moravian-silesian carpathians and the vienna basin (czech republic), *Studia Geomorphologica Carpatho-balcanica*, Vol. xlvii: 5-17.

Demek, J. (2013b). Pleistocene cryopediments and cryopediplains of the Moravian-Silesian Carpathians (Czech Republic), *Geomorphologia Slovaca et Bohemica* 13: 1-22.

Dylic, J. (1957). Tentative comparison of planation surfaces occurring under warm and under cold semi-arid conditions, *Biuletyn Peryglac*, 5: 175-186.

French, H.M. (2007). *The periglacial environment*, Chichester: John Wiley, 458 pp.

Grosso, S.A. and Coret, A.E. (1991). Cryoplanation surfaces in the central Andes at latitude ۳۵° S, *Permafrost and Periglacial processes*, 2(1): 49-58.

Gutierrez, M.; Lucha,P.; Gracia, F.J; Desir, G.; Marin, C. and Petit-Marine, N. (2013). Palaeoclimatic considerations of talus flatirons and aeolian deposits in Northern Fuerteventura volcanic island (Canary Islands, Spain), *Geomorphology*, 197: 1-9.

Hall, K. nad Andre, M.f. (2010). Some further observations regarding"cryoplanation terraces" on Alexander Island, *Antarctic Science*, 22(2): 175-183.

MehrShahi, D. and Baghaeyenia, A. (2012). The probable changes of temperature and precipitation during the late quaternary (Wurm) within Shirkuh northern slopes using glacial evidence Fakhrabad watershed (Mehriz, Yazd), Journal of Geography, Volume 10, Issue 34, Pp. 65-84.

Milnes, A.R. and Twidale, C.R. (1983). An overview of silicification in Cainozoic landscapes of arid central and southern Australia, *Aust. J. Soil Res.*, 21: 387-410.

Priesnitz, K. (1988). Cryoplanation In Clark, M.J. (ed.) *Advances in periglacial geomorphology*, Chichester: John Wiley, 49-67.

Reger, R.D. and Pewe´, T.L. (1976). Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment, *Quaternary Research*, 6: 99-109.

Reger, R.D. (1975). Cryoplanation terraces of interior and western Alaska. PhD thesis, Arizona State University, pp. 326.

Sharifi Paichoon, M.; Farahbakhsh, Z. (2013) Investigation of thermal and moisture anomalies between present time and polyesthocene and regeneration of climatic conditions using geomorphic evidence (Case study: Khezrabad-Yazd, Basin), *Natural Geography Research*, Volume 47, Issue 4, Pp. 499-675.

Sharifi Paichoon, M.; Taherinejad, K. and Zare, F. (2016). Assessment of climate changes between Pleistocene and present times and reconstruction of past climate condition using geomorphic indicators (Ebrahimabad plain basin), *Quantitative Gomorphological researches*, 5(1): 110-128

Sharifi Paichoon, M.; Taherinejad, K. and Zare, F. (2017). Geomorphological evidences of glacier landforms of Pleistocene period (case study: Dashte Ebrahimabad basin-Yazd), *Quaternary Journal of Iran*, 3(9): 15-28.

Sykles, E. and Vanchig, G. (2007). Palsa fields and cryoplanation terraces, hangay nuruu, central Mongolia, 20th Annual Keck Symposium; http://keck.wooster.edu/publications

Vandenberghe, J. and Czudek, T. (2008). Pleistocene Cryopediments on VariableTerrain, *Permafrost and Periglacier Process*, 19: 71-83.

Wako, T. (1963). Valley features along the Sarugaischi river — A note on block field, cryopediment, and relict soil in the Kitakami Mountainland, *Scientific Reports Tohoku Univ.*, 7(12): 52-69.

Washburn, A.L. (1979). Geocryology. A Survey of Periglacial Processes and Environments, *Geological Magazine*, 117(5): 503-504.

Ziętara, T. (2004). Modifying of cryoplanation terraces in the flysch carpathians, *Geografický časopis*, 56: 2(9): 39.