پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۴، زمستان ۱۳۸۹
صص. ۱۶-۱

نقش تغییرات اقلیمی کواترنر در تحول ژئومورفولوژیکی فروچاله‌های کارستی[1]

(مطالعه موردی: ناهمواری شاهو، غرب ایران)

محمدصدیق قربانی * ـ استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه پیام نور، مرکز سنندج
فرج‌الله محمودی ـ استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
مجتبی یمانی ـ دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
ابراهیم مقیمی ـ استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۸۷/۱۰/۲۵ تأیید مقاله: ۱۳۸۸/۴/۸

چکیده

ناهمواری شاهو توده‌ای کوهستانی و آهکی است که در حدفاصل استان‌های کردستان و کرمانشاه واقع شده است و از نظر ساختاری بخشی از زاگرس مرتفع محسوب می‌شود. ساختار آهکی این ناهمواری دارای شرایط مناسبی برای توسعه اشکال کارستی است. در تحول و توسعه کارست‌های منطقه، متغیرهای اصلی سنگ‌شناسی، زمین‌ساخت، شیب و اقلیم دخالت داشته‌اند که نحوه توزیع فروچاله‌ها با توجه به هر کدام از این متغیرها مورد بررسی قرار گرفته است. میزان تراکم سطحی فروچاله‌ها با استفاده از عکس‌های زمینی و پیمایشی میدانی در نقاط مختلفی از میدان‌های اصلی کارستی به صورت نمونه‌ای بررسی شده و ۱۵ تا ۲۰ فروچاله در کیلومترمربع برآورد گردیده است. با وجود اینکه در بخش‌های عمده‌ای از منطقه شرایط سنگ‌شناسی، زمین‌ساختی و شیب برای توسعه کارست فراهم است اما اثری از فروچاله‌های کارستی دیده نمی‌شود. حضور فروچاله‌های کارستی از ارتفاع مشخصی (۱۹۰۰ متر) به بالا و بررسی آثار و شواهد یخچالی همچون سیرک‌ها، دره‌ها و مورن‌های یخچالی و همچنین پدیده‌های مجاور یخچالی شامل لایه‌های مختلف سولی فلکسیون در نقاط مختلف منطقه، نشان می‌دهد که در دوره‌های سرد پلئیستوسن از ارتفاع ۱۸۰۰ متر (مرز برف دائمی) به بالا، شرایط برای توسعه انحلالی فروچاله‌های کارستی فراهم بوده است. در چنین شرایطی دولین‌های کارستی دارای نقش دوگانه سیرک ـ دولین بوده‌اند و در ابعاد وسیع شکل گرفته‌اند. در شرایط اقلیمی کنونی، کارست‌های منطقه تحت تأثیر تخریب شدید مکانیکی قرار دارند.

کلیدواژه‌ها: شاهو، کارست، کواترنر، پلئیستوسن، ژئومورفولوژی.

نویسندهٔ مسئول: ۰۹۱۲۴۸۴۸۸۴۳

* E- mail: ms_ghorbani@yahoo.com

۱. در این مقاله برای توصیف کلیه عوارض پهنه‌ای اعم از دولین، مگادولین، جاما و مانند اینها از اصطلاح فروچاله استفاده شده است.

مقدمه

هدف تحقیق حاضر، بررسی چگونگی تحول ژئومورفولوژیکی کارست در ناهمواری شاهو است. بسیاری از مدل‌های موجود فرایند تحول چشم‌انداز را براساس فرایندهای کوتاه‌مدت، همچون جریان صفحه‌ای آب بر روی دامنه‌ها و یا فرایندهای رودخانه‌ای مورد توجه قرار داده‌اند و این در حالی است که در این میان از فرایند مهمی همچون فرسایش یخچالی که در کمربندهای کوه‌زایی عرض‌های میانی و بالا در طی دو میلیون سال گذشته به طور مکرر گسترش یافته‌اند، چشم‌پوشی شده است (Kaufman, 2003, 1). فرایند کارستی شدن در سنگ‌ها ممکن است در فرایند سنگ‌زایی آغاز شده باشد (Bosak, 2003, 2)؛ و به همین دلیل مفهوم تحول کارست می‌تواند بسیار گسترده‌تر از آن چیزی باشد که تصور می‌شود. ناهمواری شاهو، بخشی از زاگرس مرتفع محسوب می‌شود که در آن تحت تأثیر حرکات عمودی تکتونیک و تغییرات سطح اساس محلی از یک طرف، و تغییرات اقلیمی کواترنر از طرف دیگر، کارست در قالب مگادولین، دولین و غارهای عمودی و افقی تحول فراوانی یافته است. یکی از شاخصه‌های سیستم کارستی شاهو گسترش فراوان دولین با ابعاد چند مترمربع تا بیش از یک کیلومترمربع است که براساس طبقه‌بندی‌های موجود می‌توان کارست‌های این منطقه را جزو کارست دولین به شمار آورد. کارست دولین دارای شبکه‌ای پلیگونی از میاناب‌هاست که حفره‌ها را از هم جدا کرده و به دلیل زهکشی زیرزمینی، دولین‌ها به عنوان اشکال غالب جایگزین دره‌ها شده‌اند. این اشکال در مناطق معتدل با اقلیم مدیترانه‌ای توسعه می‌یابند (Waltham & Fookes, 2003, 3).

در منطقه شاهو، عوارض کارستی عمدتاً در سازند آهکی بیستون شکل گرفته‌اند. آهک‌های ضخیم بیستون (تقریباً ۳۰۰۰ متر) رسوب‌های پلاتفرمیِ به‌شدت چین‌خورده‌ای هستند که تکوین آن از تریاس بالایی تا کرتاسهٔ میانی ـ پایانی (سنومانین) به طول انجامیده است و تفاوت آن با رسوب‌های زاگرس چین‌خورده از نظر رخساره و ضخامت، نشان می‌دهد که در قلمرو پارینه جغرافیایی مشخصی، جدا از پلاتفرم عربی تشکیل شده است (ریکو[1] و دیگران، به نقل از آگارد[2] و همکاران). از منظر زمین‌ساختی، آگارد و همکاران (۲۰۰۵) به چند مرحله عمده در اواخر کرتاسه، اواخر ائوسن و پس از میوسن میانی اشاره می‌کنند که ناهمواری‌های این منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. ترابی تهرانی و طاهری (۱۳۸۰، ۶۸) به نقل از مر (۱۹۷۷) به بالاآمدگی‌های بزرگ و گسترده پلیوسن اشاره می‌کنند که سبب ارتفاع یافتن سطوح فلوویو ـ کارست و پایین آمدن سطح اساس شده و توسعهٔ عظیم کانیون‌های حاشیه‌ای شاهو را به همراه داشته است. مجموعهٔ این حرکات زمین‌ساختی، سبب بالاآمدگی و خرد شدن طاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، روراندگی، و ایجاد گسل‌ها و سیستم درز و شکاف‌های متعدد در جهات مختلف شده است و تأثیر مستقیمی در تحول کارست‌های این منطقه بر جای گذاشته است. به نظر می‌رسد که مراحل اصلی تحول کارست‌های شاهو طی دوره‌های یخچالی روی داده باشد. آثار و شواهد یخچالی در ارتفاعات شمالی، غربی و مرکزی ایران طی مطالعات مختلفی بررسی شده و به طور کلی آثار و شواهد تغییرات اقلیمی کواترنر در ایران براساس این مطالعات به اثبات رسیده است.

1. Ricou
2. Agard

رایت[1] (۱۹۶۱) در مطالعه خود با عنوان «یخبندان‌های پلئیستوسن در کردستان»، بیان کرده است که در کوه‌های منطقه کردستان، مرزبرف کنونی در بخش‌های در معرض سایه حدود ۳۳۰۰ متر است. حضور سیرک‌های پلئیستوسن در ارتفاع ۲۱۰۰ متری منطقه جلیوداغ و ارتفاع ۱۵۰۰ متری منطقه الگورد داغ، بیانگر کاهش ۱۲۰۰ تا ۱۸۰۰ متری مرزبرف پلئیستوسن است. به اعتقادِ وی، این احتمال وجود دارد که یخبندان نتیجه افزایش بارش برف و همچنین تا حدی دمای پایین بوده باشد. محمودی (۱۳۶۷) معتقد است که در ایران غربی در دوره‌های سرد با توجه به ارتفاع کف سیرک‌های قدیمی و یخچالی، ارتفاع مرزبرف‌های دائمی ۱۸۰۰ متر بوده است و بنابراین بیشتر ارتفاعات غربی ایران تحت تأثیر فرسایش یخچالی قرار داشته است. مطالعات متعدد بر روی مغزه‌های رسوبی و تفسیر گرده‌ها و دانه‌های گیاهان در دریاچه زریبار در غرب ایران، تقریباً در ۶۰ کیلومتری شمال‌غرب ناهمواری شاهو، اطلاعات جامع‌تری را در مورد شرایط اقلیمی گذشته در اختیار قرار می‌دهد. بررسی این رسوبات از نظر خصوصیات شیمیایی (Hutchinson & Cowgill, 1963, 67-69) و وجود گرده‌ها و دامنه‌های گیاهی و همچنین تسلط یک استپ درمنه‌ای در اواخر پلئیستوسن (Van Zeist & Wright, 1963, 63-67)، بیانگر حاکمیت یک اقلیم سرد و خشک پیش از ۱۳ هزار سال قبل بوده است که با تغییر شرایط اقلیمی بین ۱۳ تا ۵/۵ هزار سال قبل، ساوان بلوط ـ پسته جایگزین پوشش درمنه‌ای شده است.

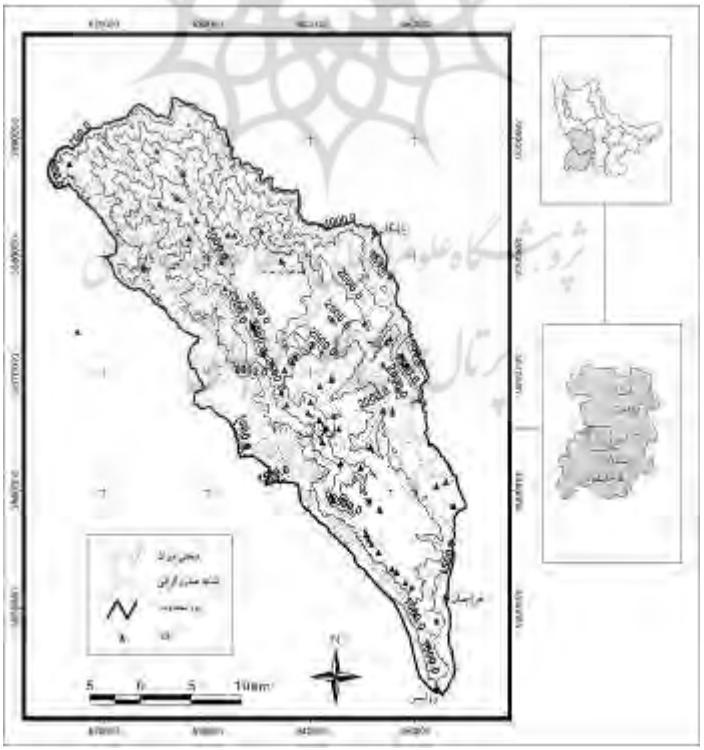
مگارد[2] (۱۹۶۷، ۱۸۹–۱۷۹) براساس درصد بالای گرده‌های مربوط به گیاهان گلدار و درمنه در پایین‌ترین مقطع رسوبات دریاچه زریبار، معتقد است که بین ۲۳ تا ۱۲ هزار سال قبل اطراف دریاچه، سرد و فاقد درخت بوده است. الموسلیمانی (۱۹۸۶، ۶۳–۵۵ و ۱۹۸۷، ۱۳۹–۱۳۱) با توجه به حساسیت درختان بلوط و پسته به برف، دلیل عدم گسترش این درختان تا ۱۰ هزار سال قبل را ناشی از بارش زیاد برف یا کاهش شدید دما می‌داند؛ که این شرایط تقریباً از ۱۰ هزار سال قبل (آغاز هولوسن) و با تغییر شرایط اقلیم فصلی از طریق افزایش دما و توزیع متعادل بارندگی و رطوبت در تمام طول سال، حتی در تابستان، به مهاجرت و گسترش این درختان در منطقه منجر گردیده است.

از مطالعات دیگران در این زمینه، می‌توان به کارهای ستیونس[3] و دیگران (۲۰۰۱)، سنایدر[4] و دیگران (۲۰۰۱)، واسیلیکووا[5] (۲۰۰۵)، و واسیلیکووا (۲۰۰۶) اشاره کرد. با توجه به مطالعات مذکور و با در نظر گرفتن ارتفاع دریاچهٔ زریبار (۱۲۷۰ متر) پذیرش وجود یخچال‌های فعال به لحاظ نظری در ارتفاعات مجاور دریاچه و از جمله شاهو دور از انتظار نیست. به نظر می‌رسد شرایط سرد و خشک و تبخیر ناچیز، زمینه را برای تشکیل سیرک‌های یخچالی بالاتر از مرزبرف ۱۸۰۰ متر فراهم می‌کرده و تأثیر مستقیم در تحول و توسعه کارست‌های منطقه داشته است. مر[6] (۱۹۷۸، ۵۸–۵۱) با مطالعه سطوح کارستی روانسر، واقع در بخش شرقی ناهمواری شاهو، برای توصیف دولین‌های منطقه از اصطلاح سیرک ـ دولین استفاده می‌کند. اما با وجود اینکه از کشف یخچالی با چند هزار مترمکعب یخ در یک آون در ارتفاع ۲۴۰۰ متری

1. Wright
2. Megard
3. Stevens
4. Snyder
5. Wasylikowa
6. Maire

خبر می‌دهد، معتقد است که کارست‌های این منطقه حتی در طی دوره‌های سرد کواترنر هم تحت تأثیر فرسایش یخچالی نبوده‌اند. او با در نظر گرفتن شرایط اقلیمی کنونی با زمستان‌های سرد و تابستان‌های خشک و تعمیم آن به گذشته، از اصطلاح کارست برفی[1] برای تحول سطوح کارستی منطقه استفاده می‌کند. والتهم و اِد[2] (۱۹۷۳) به بررسی اشکال و عوارض و سطوح مختلف داخل غار پراو در ناهمواری بیستون واقع در شرق منطقه شاهو پرداخته‌اند. ویژگی‌های مورفولوژیکی و رسوبی در غار پراو و همچنین ویژگی‌های موجود در سطوح آن نشانگر توسعه‌ای هفت مرحله‌ای به صورت پیوسته است (به نقل از بروکس، ۱۹۸۲). «بروکس» با تحلیل این مراحل در غار پراو، معتقد است که مراحل ۱، ۳ و ۵ نشانگر دوره‌های اقلیمی سرد هستند و مراحل ۲، ۴، ۶ و ۷ دوره‌های اقلیمی گرم‌تر را بیان می‌کنند؛ و از آنجا که مرحله ۵ آخرین فاز فرسایش مؤثر بوده است، امکان دارد این مرحله به دوره یخچالی وورم فوقانی (یعنی ۱۳ تا ۲۰ هزار سال پیش) مربوط باشد. مرحله ۷ نیز مربوط به شرایط اقلیمی کنونی است.

ناهمواری شاهو در محدوده سیاسی استان‌های کردستان و کرمانشاه، بین عرض‌های شمالی ″34°42′47 تا ″35°7′5 و طول‌های شرقی ″46°23′29 تا ″46°40′50 واقع شده است (شکل ۱). شهرهای پاوه و روانسر در دامنه جنوبی این ناهمواری قرار گرفته‌اند. جریان‌های خروجی از ارتفاعات شاهو ـ اعم از چشمه و رودخانه ـ از طریق دو شبکه جداگانه، یکی در شرق (حوضه آبریز قره‌سو) و دیگری در غرب (حوضه آبریز سیروان) به حوضه آبریز خلیج‌فارس می‌پیوندند.



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه

1. Karst Nival
2. Waltham & Ede

مواد و روش‌ها

در بررسی تحول کارست‌های شاهو، علاوه بر روش توصیفی، تعیین حدود و گسترش لندفرم‌های کارستی با توجه به تغییرات اقلیمی کواترنر از طریق مقایسه نقش هر کدام از متغیرهای مؤثر، به روش تحلیلی انجام شده است. تکنیک کار در این بررسی، مقایسه بخش‌های کارستی ـ که شاخص آن حضور دولین، مگادولین و سایر عوارض پهنه‌ای کارست بوده است ـ و غیر کارستی است.

مهم‌ترین بخش این بررسی، پرداختن به نقش عامل فرسایش یخچالی در تحول کارست‌های شاهو و برجسته کردن نقش آن در میان متغیرهای دیگر بوده است. در همین زمینه متغیرهای سنگ‌شناسی، زمین‌ساخت، شیب و اقلیم ـ ارتفاع و همچنین آثار و شواهد یخچالی گذشته مورد بررسی قرار گرفته و نقش هر کدام از این عوامل مشخص شده است. در این بررسی، ابزارهای فیزیکی مورد استفاده را عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح) و ۱:۲۰۰۰۰ (سازمان نقشه‌برداری کشور) و نرم‌افزار Google Earth ـ برای مشخص کردن عوارض پهنه‌ای کارست ـ نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح) و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران و تیژتیژ و ۱:۲۵۰۰۰۰ مریوان ـ بانه (سازمان زمین‌شناسی کشور) و ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه (شرکت ملی نفت ایران) و ابزارهای بررسی میدانی مانند قطب‌نما و GPS تشکیل داده‌اند. نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی پس از تلفیق، به ترتیب برای تهیه لایه‌های شیب، ارتفاع و سنگ‌شناسی رقومی گشته‌اند. محاسبه میزان تراکم سطحی عوارض پهنه‌ای کارست با استفاده از عکس‌های زمینی و پیمایشی میدانی به صورت نمونه‌های انتخابی در ۹ نقطه از منطقه انجام گرفته و نتیجه به دست آمده به کل بخش‌های کارستی منطقه تعمیم داده شده است (شکل ۲).

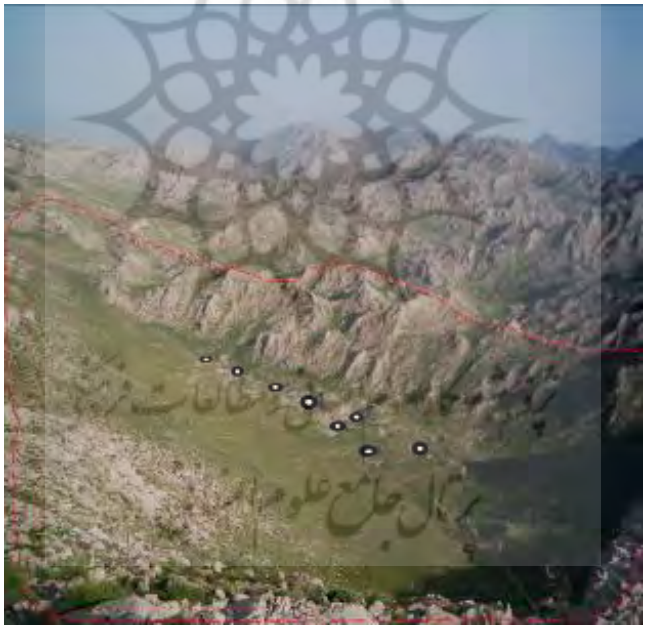
شکل ۲. نقشه ساده‌شدهٔ ژئومورفولوژی منطقه

لازم به یادآوری است که اطلاعات مربوط به آثار و شواهد اقلیمی گذشته نیز طی بررسی‌های میدانی در داخل و پیرامون منطقه گردآوری شده است.

یافته‌های تحقیق

چشم‌انداز عمومی: کارست‌های منطقه به صورت دو میدان کارستی اصلی (پاوه و روانسر) و تعدادی سطوح کارستی در حد فاصل و حاشیه میدان‌های اصلی خودنمایی می‌کنند. مساحت محدوده‌ای که فروچاله‌های کارستی (دولین، مگادولین، جاما و جز اینها) را در خود جای داده است، حدود ۱۴۰ کیلومترمربع است. این محدوده با نفوذپذیری ۱۰۰ درصد، منطقه اصلی تغذیه سفره‌ها و آبخوان‌های زیرزمینی است (شکل ۲).

مساحت برخی از مگادولین‌ها و دولین‌های متداخل بیش از یک کیلومترمربع است. در این محدوده، براساس شواهد میدانی و نیز استفاده از عکس‌های هوایی و زمینی و تصاویر ماهواره‌ای، میزان تراکم حفره‌های کارستی ۱۵ تا ۲۰ حفره در هر کیلومترمربع برآورد شده است (شکل ۳).



شکل ۳. یک مگادولین در سطح کارستی روانسر و پونورهای کف آن
(موقعیت این مگادولین با حرف D در شکل ۲ مشخص شده است)

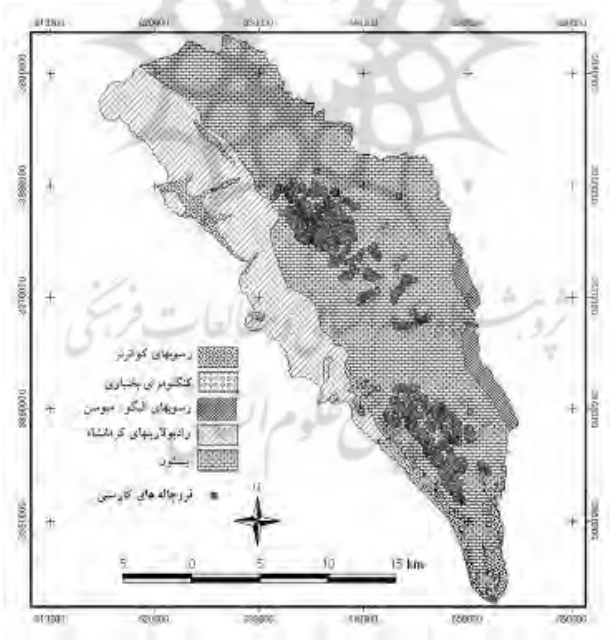
عمق کارست سطحی[1] در این محدوده بر بخش فوقانی آهک‌های بیستون با ضخامت ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر منطبق است. براساس مطالعات لویز[2] (۱۹۷۷) عمق جاماها (غارهای عمودی) در سطح کارستی پاوه شامل غارهای کوروش بزرگ، شهبانو، بن دور و کله مار به ترتیب ۳۰۵- ، ۳۱۵- ، ۱۸۲- و ۱۳۵- متر است. همچنین عمق غارهای

1. Epikarst
2. Lewis

«شیلانان»، کارلتون پات[1] و کریستال پات[2] به ترتیب ۶۷- ، ۷۸- و ۷۶- متر است. غیر از غار کوروش بزرگ در دامنهٔ شمالی کوه «هواره سرده» بقیه این غارهای عمودی در پای قلهٔ «حوی خانی» و اطراف چشمهٔ «خوریله» شکل گرفته‌اند. این غارهای عمودی شاخص مناسبی برای تخمین عمق کارست‌شدگی محسوب می‌شوند. بر همین اساس عمق متوسط کارست‌شدگی حدود ۳۰۰ متر تخمین زده می‌شود.

از دیگر عوارض کارستی منطقه می‌توان به غارهای افقی، دره‌های خشک، دره‌های کارستی، لاپیه و چشمه‌های کارستی اشاره کرد. لاپیه‌ها ـ اعم از شیاری، شطرنجی، کاسه‌ای و جز اینها ـ از جمله عوارضی هستند که در کل منطقه مشاهده می‌شوند. از نظر ارتفاعی نیز محدودیتی برای حضور لاپیه وجود ندارد. این عوارض از اطراف قله‌ها و حاشیه دولین‌ها تا کنار رودخانه‌ها پراکنده شده‌اند.

سنگ‌شناسی و زمین‌ساخت: در بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، مشخص گردید که بخش عمده منطقه را سازند آهکی بیستون تشکیل می‌دهد که پیش‌تر ویژگی‌های آن به همراه رادیولاریت‌ها شرح داده شده‌اند (شکل ۴). کارست‌های منطقه به طور عمده در داخل این سازند توسعه یافته‌اند. با وجود وسعت زیاد این سازند، کارست سطحی شامل فروچاله‌های کارستی با مساحت ۱۴۰ کیلومترمربع در بخش محدودی ـ تقریباً یک‌چهارم مساحت این سازند ـ توسعه پیدا کرده‌اند.

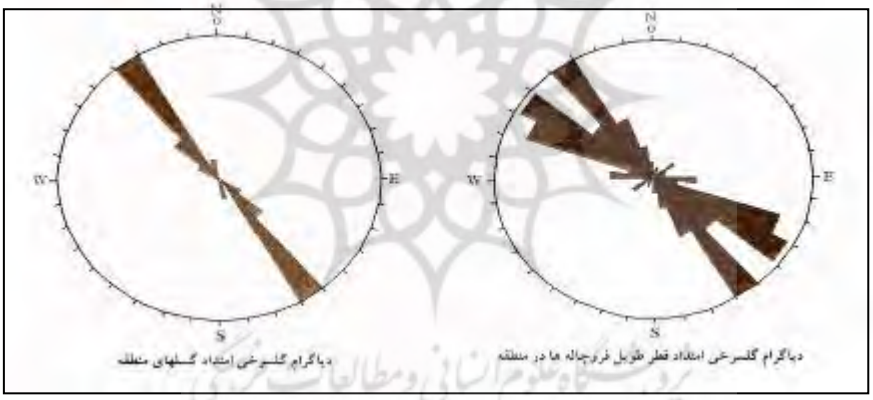


شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی منطقه
(اقتباس از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران و تیژ تیژ و ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه و مریوان ـ بانه، سازمان زمین‌شناسی کشور)

مقطع نمونه رادیولاریت‌ها شامل دو واحد، یکی واحد تریاس ـ ژوراسیک با آهک‌های میکروبرشی و زیست‌آواری در حاشیه جنوبی ناهمواری شاهو است که تحت تأثیر انحلال قرار گرفته و مجرای غارهای کاوات و قوری‌قلعه در آن واقع

1. Carlton pot
2. Cristal pot

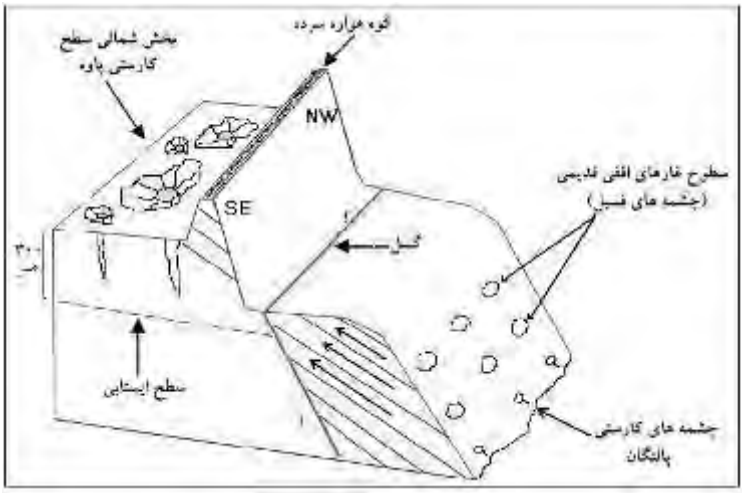
شده است؛ و دیگری واحد ژوراسیک ـ کرتاسه زیرین شامل تودهٔ مهمی از ژاسب، مارن و آهک‌های پلاژیک سیلیسی است که با مورفولوژی ویژه (تپه‌های متمایل به قرمز یا متمایل به بنفش) به شدت تحت تأثیر زمین‌ساخت قرار گرفته‌اند. آهک‌های نریتیک الیگوسن پایینی ـ میوسن در شمال‌شرقی منطقه، با لایه‌بندی نازک تا ضخیم و ترکیب سنگ‌شناسی مارن، شیل، ماسه سنگ بر روی آهک‌های بیستون رانده شده است. کنگلومرای بختیاری (پلیوسن) را که دارای گسترش اندکی است و در محدودهٔ غار قوری‌قلعه یافت می‌شود، لایه‌هایی از آهک‌های واحد رادیولاریتی پوشانده‌اند که بخشی از مجرای غار قوری‌قلعه در حد فاصل این لایه‌ها و کنگلومراها توسعه یافته است. به نظر می‌رسد که این رویداد تحت تأثیر فاز کوه‌زایی پاسادنین رخ داده باشد. رسوبات کواترنری شامل رسوب‌های آبرفتی و همچنین تراورتن و سینتر[1] بیشتر در حاشیه شرقی و جنوبی ناهمواری گسترش یافته‌اند. برای بررسی نقش زمین‌ساخت در توسعه کارست‌های منطقه، نمودار گلسرخی مربوط به جهت‌یافتگی قطر طویل حدود ۱۵۰ فروچاله و نمودار گلسرخی جهت غالب گسل‌های منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. مقایسه این نمودارها نشان می‌دهد که جهت‌یافتگی قطر طویل فروچاله‌ها با اختلاف اندکی بر جهت غالب گسل‌های منطقه که شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی است، انطباق دارد (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار گلسرخی قطر طویل فروچاله‌ها و جهت غالب گسل‌های منطقه (اقتباس از قربانی، ۱۳۸۲)

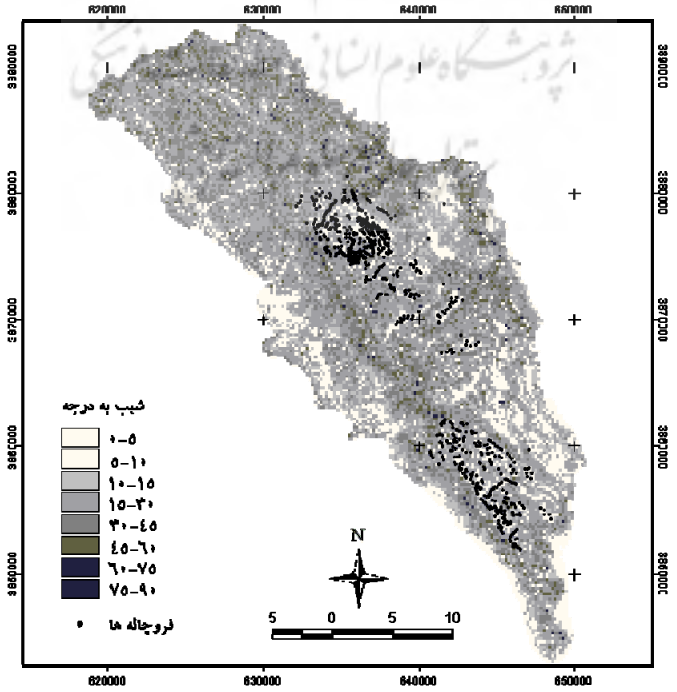
این موضوع بیانگر نقش مؤثر عامل زمین‌ساخت در شکل‌گیری و توسعه فروچاله‌های کارستی است. به طور کلی گسل‌ها، سیستم درز و شکاف‌ها و سطوح لایه‌بندی در شکل‌گیری عوارض کارستی در منطقه نقش مؤثری داشته‌اند. بالا آمدن تدریجی منطقه در امتداد گسل‌های رورانده، سبب بالا آمدن سطوح کارستی شده و شرایط را برای دخالت عامل فرسایش یخچالی در دوره‌های سرد بیشتر فراهم کرده است. آثار این بالاآمدگی‌ها را می‌توان به صورت سطوح مختلف غارها در حاشیه کانیون‌های منطقه مشاهده کرد (شکل ۶).

۱. Sinter رسوبی سفیدرنگ شامل سیلیکات و کربنات کلسیم که از چشمه‌های معدنی خارج می‌شود.



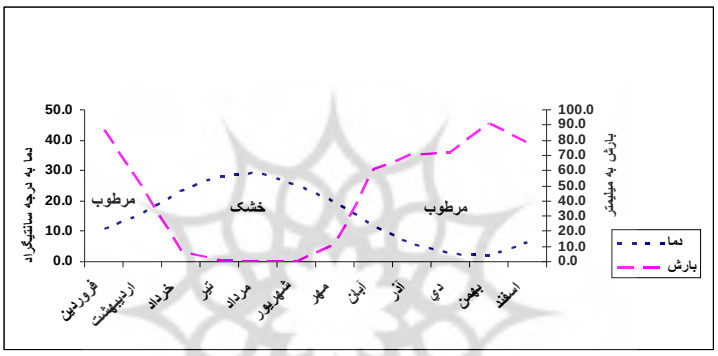
شکل ۶. نمایی شماتیک از نحوه ارتباط غارهای افقی و چشمه‌های کارستی با سطوح کارستی در کانیون تنگی‌بر (بدون مقیاس)

شیب: شیب توپوگرافی از دیگر عوامل مؤثر بر توسعه کارست سطحی در منطقه است. تعداد زیادی از فروچاله‌های کارستی در شیب‌های ۱۰-۰ درجه شکل گرفته‌اند. اما در دامنه‌های مشرف بر میدان‌های کارستی همچون دامنه‌های شمالی «حوی خانی» تعدادی از دولین‌ها و جاماها در شیب‌های بالای ۳۰ درجه شکل گرفته‌اند، حضور و شکل‌گیری این عوارض روی دامنه‌های پُرشیب ناشی از تأثیر دامنه (شمالی) در انباشته شدن توده‌های برف بوده است (شکل ۷). به عبارتی، عامل اقلیمی بر عامل شیب برتری یافته است. اما به‌طور کلی شیب زیاد عاملی محدودکننده در شکل‌گیری فروچاله‌ها محسوب می‌گردد.



شکل ۷. نقشه شیب منطقه

اقلیم: یکی دیگر از متغیرها ـ و چه‌بسا مهم‌ترین متغیر ـ در تحول کارست‌های شاهو، متغیر اقلیم است. وضعیت اقلیم کنونی منطقه بر اساس ایستگاه‌های سینوپتیک روانسر و سنندج و کرمانشاه و حتی‌الامکان تعدادی از ایستگاه‌های باران‌سنجی (وزارت نیرو) در دامنهٔ جنوبی و شمالی منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. میانگین بارندگی سالانه در منطقه حدود ۶۳۰ میلی‌متر و میانگین دمای سالانه ۱۴/۶ درجه سانتی‌گراد است. شاخصهٔ اقلیمی کنونی، زمستان‌های سرد و برفی و تابستان‌های گرم و خشک است که از ویژگی‌های اقلیم مدیترانه‌ای به‌شمار می‌آید. میانگین تعداد روزهای یخبندان برای دورهٔ آماری ۱۵ ساله، ۷۳ روز برآورد شده است و میانگین مجموع تبخیر سالانه برای دوره مشابه ۲۴۳۸ میلی‌متر بوده است و بیشترین مقدار آن مربوط به ماه‌های خرداد، تیر، مرداد و شهریور است. توزیع ماهیانه دما و بارندگی نشان می‌دهد که منطقه از خرداد تا آبان‌ماه شرایط خشکی را سپری می‌کند (شکل ۸).



شکل ۸. نمودار آمبروترمیک منطقه (۱۳۸۶-۱۳۷۲)

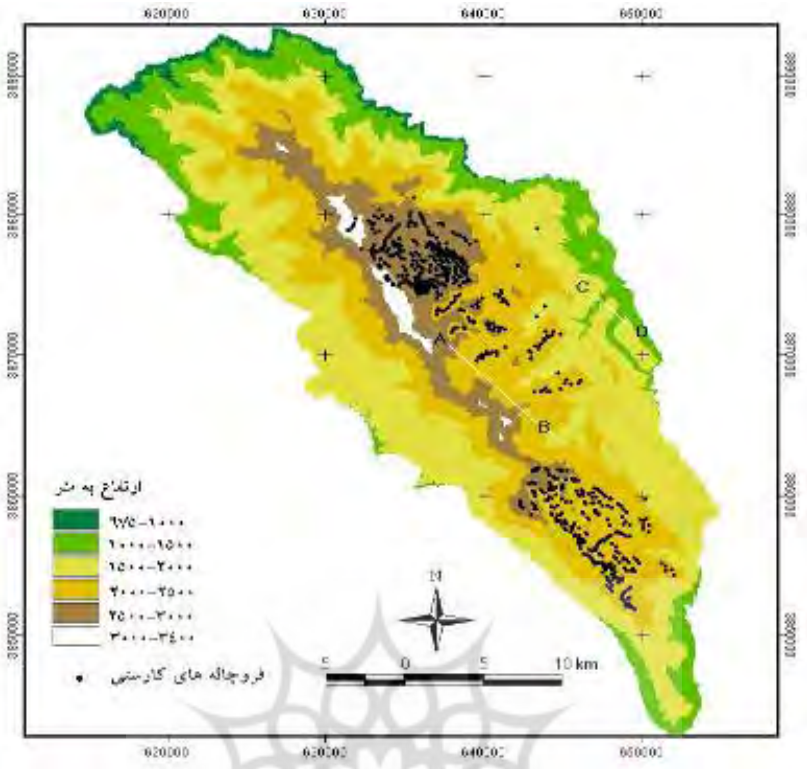
براساس گرادیان ارتفاعی بارش که از رابطه زیر و براساس آمار ایستگاه‌های اقلیمی منطقه حاصل شده است، مرتفع‌ترین بخش‌های منطقه بیش از ۱۰۰۰ میلی‌متر بارش دریافت می‌کنند.

$$P = 0/233H + 319/16$$

$$R2 = 0/62$$

که در آن، P میزان بارش، H ارتفاع و R۲ میزان همبستگی است.

لازم به ذکر است که بخش اعظم بارش در منطقه به صورت برف است. حاکمیت خشکی در بخشی از سال و نوسانات دمایی در طی روز و شب از یک طرف، و بارش برف و پدیدهٔ یخبندان و ذوب یخ از طرف دیگر، سبب شده است که امروزه تخریب مکانیکی عامل فرسایشی مسلط بر منطقه باشد، به طوری که آثار فرسایش انحلالی، به‌دلیل تخریب شدید مکانیکی در حال از بین رفتن است. اما خود عامل تخریب مکانیکی در شرایط کنونی ـ به عنوان دوره بین‌یخچالی ـ توسعه سطحی فروچاله‌های کارستی را از طریق پس‌روی دیواره‌های آنها به همراه دارد. فرایند انحلال و کارستی شدن تنها به صورت محدودی در ابتدای فصل ذوب و در داخل دولین‌های پوشیده از برف جریان دارد. فرایند گسترده انحلال اساساً در طی دوره‌های سرد کواترنر فعال بوده است. با بررسی پراکندگی فروچاله‌های کارستی می‌توان دریافت که اغلب این عوارض در ارتفاع بالاتر از ۱۸۰۰ متر تشکیل شده‌اند (شکل ۹).



شکل ۹. نقشه ارتفاعی منطقه و موقعیت فروچاله‌ها

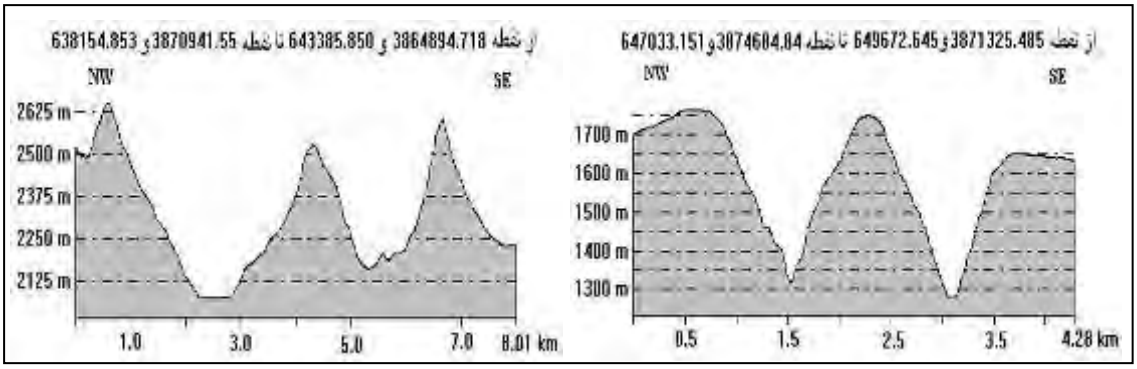
با در نظر گرفتن ارتفاع ۱۸۰۰ متر برای مرز برف دائمی پلیستوسن از یک طرف و بررسی آثار و شواهد یخچالی کواترنر در منطقه از طرف دیگر، فرضیه دخالت فرسایش یخچالی در شکل‌گیری کارست‌های منطقه، به واقعیت نزدیک‌تر می‌شود. وجود دولین‌ها و مگادولین‌های عظیم با وسعتِ گاه بیش از یک کیلومترمربع که حتی امروزه نیز آثار برف و یخ برفی در آنها یافت می‌شود، وجود سیرک‌های یخچالی (شکل ۱۰)، دره‌های U شکل (شکل ۱۱، الف) و وجود توده‌های یخ‌رفت در دره‌های منطقه، شواهدی بر دخالت عامل یخچالی در تحول کارست‌های منطقه محسوب می‌شوند. در برخی از دره‌های شمالی، همچون دره‌ای که به‌دلیل شیب کم‌بستر، کف آن مسطح به نظر می‌رسد و به صورت محلی آن را دشت «موردزناو» می‌نامند، آثار یخ‌رفت در زیر پوششی از خاک نسبتاً ضخیم دفن شده است. علاوه بر آن، به‌دلیل واقع شدن دره‌های شمالی در سازند آهکی بیستون و قابلیت انحلال زیاد این سازند، آثار یخ‌رفت در آنها محدود شده است؛ اما دره‌های دامنهٔ جنوبی شرایط متفاوتی دارند.

برای مثال می‌توان به درهٔ «ویمیر» منتهی به شهر پاوه اشاره کرد که به‌دلیل واقع شدن بخش عمدهٔ دره در سازند رادیولاریتی و قابلیت انحلال کمتر قطعات رادیولاریتی در این بخش، آثار یخ‌رفت به خوبی حفظ شده است (شکل ۱۱، ب). در دره ویمیر به طور مشخص در سه سطح ارتفاعی می‌توان قطعات یخ‌رفت را مشاهده کرد که بیانگر دخالت سه فاز یخچالی یا سه مرحله سرد است. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، بروکس نیز براساس سطوح کارستی در داخل غار پراو به سه مرحله اقلیمی سرد اشاره کرده است.

شکل ۱۰. دو سیرک یخچالی در دامنه شمالی قله پیر خدر

شکل ۱۱. الف ـ دره u شکل یخچالی (ویمیر)؛ و ب ـ آثار یخ‌رفت در دره ویمیر (به قسمت جلوی عکس توجه شود)

بررسی نیمرخ عرضی دره‌های منطقه، به‌ویژه در دامنه‌های شمالی، نشان می‌دهد که این دره‌ها غالباً در بالادست، حالت u شکل دارند و در بخش‌های پایین‌دست و با کاهش ارتفاع کاملاً دارای حالت V شکل هستند (شکل ۱۲). به عقیده رجبی و بیاتی خطیبی (۱۳۸۷، ۱۱۶) چنین وضعیتی در نیمرخ دره‌ها در سیستم غیریخچالی امکان‌پذیر نیست. بنابراین بخش‌های بالادست دره‌ها که حالت u شکل و باز دارند، تحت تأثیر سیستم شکل‌زایی یخچالی قرار داشته‌اند و بخش‌های پایین‌دست که ارتفاع کمتر و حالت V شکل دارند، بر اثر عملکرد جریان‌های رودخانه‌ای تحول یافته‌اند.



شکل ۱۲. نیمرخ عرضی دو دوره مجاور هم، که در بالادست حالت u شکل (چپ) و در پایین‌دست حالت v شکل (راست) دارند. موقعیت نیمرخ‌ها (A-B و C-D) در شکل ۱۱ مشخص شده است.

از دیگر شواهد بررسی شده در منطقه، به عنوان آثار منطقه مجاور یخچالی در دوره‌های سرد و تغییرات اقلیمی کواترنر، لایه‌های سولی فلکسیون است. این عوارض در بخش‌های مختلف منطقه بررسی شده‌اند. مطالعه و بررسی سطح فوقانی لایه‌های سولی فلکسیون در منطقه نشان می‌دهد که این پدیده تا ارتفاع ۱۷۲۰ متری ـ در مسیر جاده کامیاران به روانسر در گردنه ناله شکینه ـ تشکیل شده است. این ارتفاع پایین‌تر از خط مرز برف در دوره‌های سرد است (شکل ۱۳ و ۱۴). وجود این عوارض نیز فرضیه تشکیل کارست‌های منطقه را در طی دوره‌های سرد کواترنر و بالاتر از ارتفاع مرزبرف دائمی در دوره‌های سرد، تأیید می‌کند.

شکل ۱۳. آثار سه لایه مختلف سولی فلکسیون در محل «هفت کانیان»، جاده کامیاران ـ روانسر در ارتفاع ۱۶۶۰ متری که به صورت مورب نسبت به هم قرار گرفته‌اند. ۱- بافت با قطعات تخریبی درشت‌تر نسبت به لایه زیرین و رنگ روشن و ضخامت تقریبی ۲ متر؛ ۲- بافت متناسب، رنگ زمینه قهوه‌ای با دانه‌های کربناته سفیدرنگ و ضخامت تقریبی ۳ متر؛ و ۳- بافت متناسب با رنگ روشن و ضخامت تقریبی ۳/۵ متر.

از دیگر شواهد مربوط به تغییرات اقلیمی کواترنر، می‌توان به پادگانه‌های آبرفتی اشاره کرد. آثار پادگانه‌های آبرفتی در حاشیه رودخانه‌های تنگی‌ور و سیروان به چشم می‌خورد. در حاشیه رودخانه تنگی‌ور و در ورودی روستای تنگی‌ور آثار این پادگانه‌های آبرفتی را می‌توان در ارتفاع ۲۰ متری از کف رودخانه مشاهده کرد (قربانی، ۱۳۸۲، ۵۶).

شکل ۱۴. آثار دولایه تخریبی (A و B) و دو لایه سولی فلکسیون (۱ و ۲) در ارتفاع ۱۴۴۰ متری نزدیک روستای «کلاوه» در مسیر جاده کامیاران ـ روانسر. لایه‌های A و B به ترتیب با ضخامت تقریبی ۰/۵ متر و ۲ متر مربوط به دو دوره خشک (کنونی و بین‌یخچالی)، یکی شرایط اقلیمی عصر حاضر با ضخامت کم و دیگری دوره خشک بین‌یخچالی با ضخامت زیاد. لایه‌های سولی فلکسیونی ۱ و ۲ مربوط به دو دوره مرطوب (یخچالی)اند. لایه سولی فلکسیونی ۱ دارای رنگ روشن با ضخامت تقریبی ۲ متر و لایه ۲ با بافت متناسب، رنگ زمینه قهوه‌ای با دانه‌های کربناته سفید و ضخامت تقریبی ۳ متر است.

به طور کلی، با توجه به بررسی‌های صورت گرفته در غرب ایران و مناطق پیرامون منطقه مورد بررسی و همچنین با توجه به سطح تحتانی ظهور فروچاله‌ها (۱۹۰۰ متر)، آثار و شواهد یخچالی موجود در منطقه، ارتفاع مرزبرف در دوره‌های سرد (۱۸۰۰ متر) و ارتفاع فوقانی لایه‌های سولی فلکسیون مربوط به قلمرو مجاور یخچالی در دوره‌های سرد (۱۷۲۰ متر) می‌توان گفت که مراحل اصلی تحول و توسعه کارست‌های این منطقه، عمدتاً در طی دوره‌های سرد کواترنر بوده است.

نتیجه‌گیری

در تحول و توسعه کارست‌های شاهو، متغیرهای سنگ‌شناسی، زمین‌ساخت، شیب و اقلیم مؤثر بوده‌اند. فروچاله‌های کارستی غالباً در آهک‌های ضخیم بیستون شکل گرفته‌اند. با وجود گسترش فراوان آهک‌های بیستون، سیستم کارست تنها در بخش محدودی از این سازند و از ارتفاع مشخصی به بالا توسعه پیدا کرده است. عامل زمین‌ساخت با حرکات عمودی و تغییر سطح اساس محلی ناشی از آن و ایجاد سیستم درز و شکاف‌ها و گسل‌ها، نقش مؤثری در تحول کارست‌های منطقه داشته است. در کانیون‌های حاشیه‌ای (کانیون تنگی خاو، تنگی‌بر و سیروان) تقریباً سه سطح از توسعهٔ غارها را می‌توان تشخیص داد که مراحل مختلف تغییرات سطح اساس را ناشی از دخالت عامل زمین‌ساخت نشان

می‌دهد. بسیاری از فروچاله‌ها در شیب‌های ۰ تا ۱۰ درجه شکل گرفته‌اند. شکل‌گیری فروچاله‌ها در شیب‌های بالاتر از ۳۰ درجه به خاطر انباشته شدن توده‌های برف بر روی دامنه‌هاست؛ اما به طور کلی شیب زیاد عاملی محدودکننده در توسعه عوارض پهنه‌ای کارست بوده است. از طرف دیگر، با وجود اینکه بخش‌های عمده‌ای از دامنه‌های شمالی بین شیب‌های ۰ تا ۱۰ درجه واقع شده‌اند و از نظر سنگ‌شناسی و دخالت زمین‌ساخت شرایط مناسبی برای تشکیل کارست دارند، اثری از فروچاله‌های کارستی در آنها مشاهده نمی‌شود. این وضعیت به نحوه دخالت متغیر اقلیم برمی‌گردد و در واقع ناشی از قرار گرفتن این بخش‌ها در ارتفاع پایین‌تر از مرزبرف دائمی پلئیستوسن (پایین‌تر از ۱۸۰۰ متر) و یا به عبارتی واقع شدن در قلمرو مجاور یخچالی پلئیستوسن است.

حاکمیت شرایط سرد و خشک و تبخیر ناچیز در طی دوره‌های سرد پلئیستوسن، سبب انباشته شدن توده‌های برف و یخ و در نتیجه ایجاد یخچال‌های کوهستانی می‌شده است. با توجه به شیب کم سطح ناهمواری و شرایط مناسب از نظر سنگ‌شناسی و وجود درز و شکاف‌ها، با پدیدار شدن اولین حفره‌ها بر روی سطوح ارتفاعی و انباشت برف در آنها، زمینه برای توسعه سیرک ـ دولین‌ها بیشتر فراهم شده است. یکی از نکات درخور توجه و مهم، وجود قطعات وسیع تخریبی و آواری بر روی دامنه‌ها و جدار فروچاله‌های کارستی ناشی از تخریب شدید مکانیکی در شرایط اقلیمی کنونی به عنوان دوره بین‌یخچالی است، به طوری که آثار فرسایش انحلالی، به‌دلیل تخریب شدید مکانیکی در حال از بین رفتن است. این وضعیت را باید مرحله‌ای متفاوت از توسعه عوارض سطحی کارست به‌شمار آورد، چرا که پس‌روی دیواره دولین‌ها بر وسعت آنها می‌افزاید. خرد شدن قطعات آهکی سبب افزایش سطح تماس مؤثر آب با آنها می‌شود، فرایند انحلال را در دوره‌های یخچالی تسهیل می‌کند و به آن سرعت می‌بخشد. براساس شواهد ذکر شده، تکرار این چرخه در دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی، حداقل در ناهمواری شاهو، مسئول گسترش وسیع کارست‌های این منطقه بوده است.

منابع

Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., 2005, **Convergence History Across Zagros (Iran): Constraints from Collisional and Earlier Deformation**, Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 94: 401–419.

Bosak P., 2003, **Karst Processes from the Beginning to the End: How Can They be Dated**? Speleogenesis and Evolution of Karst Aqufers, 1(3): 1-24.

Brooks, Ian, A., 1982, **Geomorphological Evidence for Climatic Change in Iran During the Last 20,000 Years**, Paleoclimates, paleoenvironments and Human communities in Eastern Mediterranean region in later prehistory, Last Part, Translated by Ali Khorshid Dost, Roshd-e- Geography Quarterly, No. 48, pp. 8-12.

El-Moslimany, A., 1986, **Ecology and Late Quaternary History of the Kurdo-Zagrosian Oak Forest Near Lake Zeribar, Kurdistan (western Iran)**, Vegetatio 68: 55-63.

El-Moslimany, A.P., 1987, **The Late Pleistocene Climates of the Lake Zeribar Region (Kurdistan, western Iran) Deduced from the Ecology and Pollen Production of Non-arboreal Vegetation**, Vegetatio 72: 131–39.

Geological Survey of Iran, 1991, **Description of Bakhtaran(Kermanshah) Quarry Map**, pp. 26-30.

Ghorbani, M.S., 2003, **The Role of Karstic Landforms in the Evolution of Shaho Ridge (From Nalshekan defile to Sirvan River)**, M.Sc. Dissertation, Supervised by Faradjollah Mahmodi, Geography Faculty, Tehran University.

Hutchinson, G.E. and Cowgill, U.M., 1963, **Chemical Examination of a Core From Lake Zeribar, Iran**, Science 140: 67–69.

Kaufmann G., 2003, **Karst Landscape Evolution**, Speleogenesis and Evolution of Karst Aqufers, 1(3): 1-10.

Lewis, R.G., 1979, **British Speleological Expedition to Iran**, Trans British cave Research Assoc: 51- 69.

Mahmodi Faradjollah, 1988, **The Evolution of Reliefs in Iran during Quaternary**, Tehran University Geography Researches, No. 23, pp. 5-43.

Maire, Richard, 1978, **Premieres Reconnaissances Sur un Grand Karst D'altitude des Zagros: Le Plateau de Ravansar (Province de Kermanshah/ Lorestan/ Iran)**, Bull Assoc Géogr Franç, Paris, No. 449: 51- 58.

Megard, R.O., 1967, **Late Quaternary Cladocera of Lake Zeribar**, Western Iran, Ecology, 48: 179–189.

Rajabi M. and B., Kh., M., 2008, **Survey of Glacial Valley Landforms**, Geography Research Quarterly, No. 64, pp.105-121.

Snyder, J.A., Wasylik, K., Fritz, S.C. and Wright, H.E. Jr, 2001, **Diatom-based Conductivity Reconstruction and Palaeoclimatic Interpretation of a 40-ka Record from Lake Zeribar**, Iran, The Holocene, 11: 737-745.

Stevens, L.R., Wright Jr., H.E., Ito, E., 2001, **Proposed Changes in Seasonality of Climate During the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar**, Iran, The Holocene 11: 747–756.

Taheri Kamal, 2001, **Ravansar: Archeology, Geology, Geography and Culture**, Taghbostan Publications.

Van Zeist, W**.** and Wright, H.E. Jr., 1963, **Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar**, Zagros Mountains, Southwestern Iran, Science 140: 63–67.

Waltham, A.C., Fookes, P.G., 2005, **Engineering Classification of Karst Ground Conditions**, Speleogenesis and Evolution of Karst Aqufers, 3: 1-20.

Wasylikowa, Krystyna, 2005, **Palaeoecology of Lake Zeribar**, Iran, in the Pleniglacial, Lateglacial and Holocene, Reconstructed from Plant Macrofossils, The Holocene 15: 720-735.

Wasylikowa Krystyna , Witkowski Andrzej , Walanus Adam , Andrzej Hutorowicz , Stefan W. Alexandrowicz e, Jerzy J. Langer, 2006, **Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its Climatic Implications**, Quaternary Research, 66: 477–493.

Wright, H.E. Jr., 1961, **Pleistocene Glaciation in Kurdistan**, Eiszeitalter und Gegenwart, 12: 31–164.