

## شواهد ژئومورفولوژی کواترنری دشت قزوین و اشتهارد

فرین نایب‌زاده؛ دانشجوی دکتری، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران  
عقیل مددی\*؛ دانشیار، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران  
قاسم عزیزی؛ استاد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۰۱

### چکیده

آگاهی از سرگذشت و چگونگی تحول شکل‌های زمین، از دیرباز ذهن بسیاری از دانشمندان علوم زمین را به خود مشغول ساخته و این کار با شواهد ثبت‌شده در حافظه تاریخی زمین شکل‌ها امکان‌پذیر است. در این مقاله شواهد ژئومورفولوژی کواترنری دشت اشتهارد و قزوین به منظور پی‌بردن به چگونگی تحول این منطقه، با استفاده از بازدیدهای میدانی و تهیه نقشه ژئومورفولوژی منطقه در نرم‌افزار ArcMap، نمونه‌برداری از رسوبات از محل ترانشه‌ها و لندفرم‌ها، و استفاده از مدل ارتفاع رقومی با دقت ۱۲/۵ متر بررسی و تجزیه و تحلیل شده است. نخست، شواهد پالئوژئومورفولوژی منطقه شناسایی و نمونه‌برداری شد. سپس، نمونه‌ها به آزمایشگاه منتقل و آزمایش‌های گرانولومتری، مورفوسکوپی و هیدرومتری انجام شد. برای نمودارها و آنالیزهای رسوبی از نرم‌افزار GRADISTAT 4 استفاده شد. در پایان، با برقراری ارتباط میان نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل ژئومورفولوژیکی منطقه، نتایج آزمایشگاه رسوب‌شناسی و تحلیل‌های ارتفاعی چگونگی تغییر و تحول دشت اشتهارد بررسی شد. بر این اساس، دریاچه‌ای در گذشته در شمال اشتهارد و جنوب‌غربی دشت قزوین وجود داشته است که با تاقدیس کشیده کم‌ارتفاعی به نام تاقدیس حلقه در از جنوب محدود بوده است. در اثر بالا آمدن آب این دریاچه، آب از این ارتفاعات سرریز و شروع به بازکردن مسیر خود کرده است. آب تخلیه‌شده از دریاچه در پشت ارتفاعات دریاچه دیگری به عمق ۱۰ متر به وجود می‌آورد. در نهایت، سرریز آن در منحنی ارتفاعی ۱۱۴۰ متر، مسیر خود را تا دریاچه قم کنونی بازمی‌کند. بعد از آن، دریاچه در شمال و جنوب تاقدیس حلقه در از بین رفته و کف آن تحت تأثیر فرسایش رسوبات قرار گرفته است.

**کلیدواژه‌ها:** اشتهارد، پادگان، تاقدیس، دریاچه، قزوین، کواترنر.

### مقدمه

تغییرات ژئومورفولوژی بر اثر فرایندهای درونی و بیرونی کنترل می‌شود (پانیزا، ۱۹۹۶). این فرایندها در زمان‌ها و مکان‌های مختلف به صورت یکنواخت عمل نمی‌کند و تغییر در فرایندها، تغییر در ژئومورفولوژی سطح زمین را در پی دارد. به همین سبب، در اغلب نقاط دنیا، از جمله ایران، اشکال زیادی مشاهده می‌شود که علت وجودی آن را نمی‌توان با فرایندهای کنونی تفسیر کرد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱: ۶۷). از جمله این اشکال می‌توان به شواهد به‌جامانده از پادگان‌های آبرفتی و یخچال‌های پلیستوسن (محمودی، ۱۳۶۷: ۱۰) و پلایاها و دریاچه‌های پلوویال ایران مرکزی (علایی طالقانی، ۱۳۸۴: ۲۸۰) اشاره کرد.

مطالعه و بازسازی شرایط اقلیمی و ژئومورفیکی گذشته در تمامی زمینه‌ها نقشی پایه‌ای دارد. گرم‌شدن هوا،

پسروی یخچال‌ها، بالآمدن سطح آب دریاها، تکوین و تحول سواحل، کوه‌ها، رودخانه‌ها، تغییرات اقلیمی و زیست‌بوم، شرایط محیط‌زیستی و نیز تحول و تکامل انسان اهمیت مطالعات پالئوژئومورفولوژی را دو چندان کرده است. بر این اساس، بررسی و تحلیل ژئومورفولوژی دیرینه ضروری به نظر می‌رسد، زیرا درک بهتر از منطقه و تحولاتی که در گذشته در آن به‌وقوع پیوسته، موجبات شکل‌گیری وضعیت کنونی آن منطقه را فراهم آورده است. علاوه‌بر آن، ما را در بهره‌برداری بهینه، اصولی و صحیح از امکانات محیط طبیعی یاری می‌کند که در جهت برنامه‌ریزی آینده سودمند خواهد بود.

با توجه به اینکه بستر همه فعالیت‌های انسان سطح زمین است، و از طرفی، شناخت زمین و ویژگی‌های اشکال سطحی آن از نظر ژئومورفولوژی، دینامیک درونی و بیرونی و مخاطرات طبیعی آن بدون بررسی تحولات گذشته امکان‌پذیر نیست، بررسی و مطالعه اشکال و عوارض به‌جامانده از محیط‌های مورفوکلیماتیکی گذشته و تبیین چشم‌اندازهای فعلی سطح زمین در برنامه‌ریزی‌های عمرانی ضروری به نظر می‌رسد (آقایی‌پور، ۱۳۹۱).

یکی از مناطق که در طول زمان دچار تغییرات زیادی شده است و تغییرات آن بسیار قابل توجه است، دشت اشتهارد است. تأثیر فرایندهای مختلف گذشته بر تحول دشت قزوین و اشتهارد را می‌توان بر چهره لندفرم‌های این ناحیه به‌خوبی مشاهده کرد. این آثار ممکن است تابعی از ساختمان زمین‌شناسی (نوع سنگ و الگوی گسل‌ها)، حرکات تکتونیکی و فرایندهای ژئومورفولوژیکی گذشته (نوسانات اقلیمی و تغییرات سطح اساس) تعریف شود (هیگیت و مارک‌لی، ۲۰۰۱: ۹)، به‌طوری که فرایندهای کنونی در بسیاری از قسمت‌ها هنوز نتوانسته است این آثار را از بین ببرد.

دشت اشتهارد به شکل چاله‌ای شور با شیب ملایم است که از جنوب به‌وسیله مسیر رودخانه شور از میان ارتفاعات حلقه‌دار وارد چاله‌ای دیگر می‌شود که به انتهای مخروط‌افکنه ماهدشت می‌رسد. در میان این چاله تپه‌هایی موازی با جهت غرب به شرق دیده می‌شود که از جنوب به‌طرف شمال بر ابعاد و طول آن افزوده می‌شود. وجود تپه‌های سست در حال فرسایش در میان منطقه کم‌شیب پوشیده از رسوبات ریزدانه تخییری و داغ‌آب‌های چاله جنوبی ویژگی‌های ژئومورفولوژی منطقه را به‌گونه‌ای شکل داده است که با وضعیت کنونی فرایندها توجیه‌پذیر و تفسیرکردنی نیست.

محققانی که این منطقه مطالعه کرده‌اند به نتایج متفاوتی دست یافته‌اند. صدوق و همکاران (۱۳۹۶) با بهره‌گیری از داده‌های ژئوالکتریکی، حرکات تکتونیکی مربوط به گسل اشتهارد و گسترش مخروط‌افکنه ماهدشت را باعث تغییر مسیر رودخانه شور به‌طرف جنوب می‌دانند. رامشت و بیرامعلی گیوی (۱۳۹۳) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و بازسازی اقلیمی منطقه به این نتیجه رسیدند که در پشت مخروط‌افکنه ماهدشت دریاچه‌ای وجود داشته است و سرریز دریاچه در اثر سیلاب‌های بزرگ حاصل از ذوب یخ‌ها باعث پارگی دریاچه شده است. همچنین، ایشان نقش تکتونیکی در این حادثه را رد می‌کنند. به نظر می‌رسد برای تبیین ژئومورفولوژی دیرین این منطقه باید با نگاه وسیع‌تری به منطقه، شواهد موجود در بالادست مکان این رخدادها را بررسی کرد.

بر این اساس، در تحقیق حاضر تلاش شده است تا بر اساس شواهد ژئومورفولوژی و رسوبی باقی‌مانده از گذشته، که آثار فعالیت‌های تکتونیکی، تغییرات اقلیمی و حوادث کاتاستروفیکی را در خود دارد سناریوی تحول چشم‌انداز دشت قزوین و اشتهارد تدوین و تفسیر شود.

سابقه مطالعه شواهد تغییرات محیطی در ایران از قرن نوزدهم میلادی آغاز شده است (خوش‌رفتار و همکاران، ۱۳۹۵). از آن زمان تاکنون کارهای بسیاری در ایران صورت گرفته است و سعی شده تا با استفاده از شواهد ژئومورفیکی تحولات دوران یخچالی و بین یخچالی بازسازی شود؛ مانند، بازسازی آخرین دوره یخچالی در شمال غرب حوضه دریاچه نمک در کواترنر پایانی (سیف و ابطحی، ۱۳۹۲) و تخمین دمای ۸/۹۴ درجه، کمتر از زمان حال در یخچال‌های کواترنری زنجان رود (اصغری سرسکانرود و جعفری، ۱۳۹۳).

بازسازی شرایط گذشته با استفاده از شواهد به‌جامانده امکان‌پذیر است. شواهد ژئومورفولوژی آثار یخچالی عصر پلیستوسن در منطقه ابراهیم‌آباد یزد که از روی نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی تشخیص‌پذیر است ارتفاع خط تعادل آب و یخ را در تراز ۱۶۰۰ متری از سطح دریا نشان می‌دهد. بر همین اساس، می‌توان قلمروهای مورفوکلیماتیکی را مشخص کرد (شریفی پیچون و همکاران، ۱۳۹۶).

علاوه‌بر کوهستان‌ها، دریاچه‌ها نیز محل‌های مناسبی است که شواهد تغییرات گذشته را در خود ثبت می‌کند.

پادگانه‌های دریاچه‌ای ممکن است نشان‌دهنده سطح گسترش آب دریاچه در گذشته باشد. دریاچه ارومیه بر اساس پادگانه‌های آن در حدود ۱۰۰۰۰ کیلومترمربع بیشتر از وسعت آن در سال ۲۰۱۱ بوده است (یمانی و همکاران، ۱۳۹۴). تعداد پادگانه‌های دریاچه‌ای ممکن است نشان‌دهنده تعداد تناوب تغییرات اقلیمی باشد. پادگانه‌های دریاچه گالوکانتا در شمال شرقی اسپانیا مربوط به دوران کواترنر پسین، پنج پادگانه در ارتفاع ۱/۶ تا ۴/۵ متری از سطح دریاچه را نشان می‌دهد (لونا و همکاران، ۲۰۱۶). اما، آثار تغییرات گذشته تنها به شواهد ژئومورفولوژی محدود نمی‌شود و چه بسا شواهد دقیق‌تری را از نشانه‌های حفظ‌شده در رسوبات بتوان به‌دست آورد، به‌طوری که آثار ثبت‌شده در رسوبات دریاچه مهارلو نشان می‌دهد که این دریاچه در زمان هلوسن به‌صورت دریاچه موقتی، پهنه‌های گلی و گلی و نمکی بوده است (لک و رضاییان لنگرودی، ۱۳۹۴). همچنین، شواهد رسوبی در کلوته‌های بیابان لوت نشان از محیط دریاچه‌ای بسیار آرام و کم‌انرژی با تبخیر شدید دارد (مقصودی و همکاران، ۱۳۹۵). اما، ممکن است برای زمان‌بندی توسعه دریاچه و دیگر جنبه‌های تکاملی آن مانند ویژگی‌های رسوبی، تبخیر و هیدرولوژی به نمونه‌برداری و کارهای میدانی بیشتری نیاز باشد (کوماتسو و همکاران، ۲۰۰۱). از طرف دیگر، شواهد به‌دست‌آمده در منطقه را همیشه نمی‌توان در ارتباط با تغییرات اقلیمی تفسیر کرد، به‌طوری که تغییرات سطح دریاچه و فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری در حوضه رودخانه روچوا آثار دو جابه‌جایی تکتونیکی را در اطراف دریاچه نشان می‌دهد (دلوا و همکاران، ۱۹۹۸).

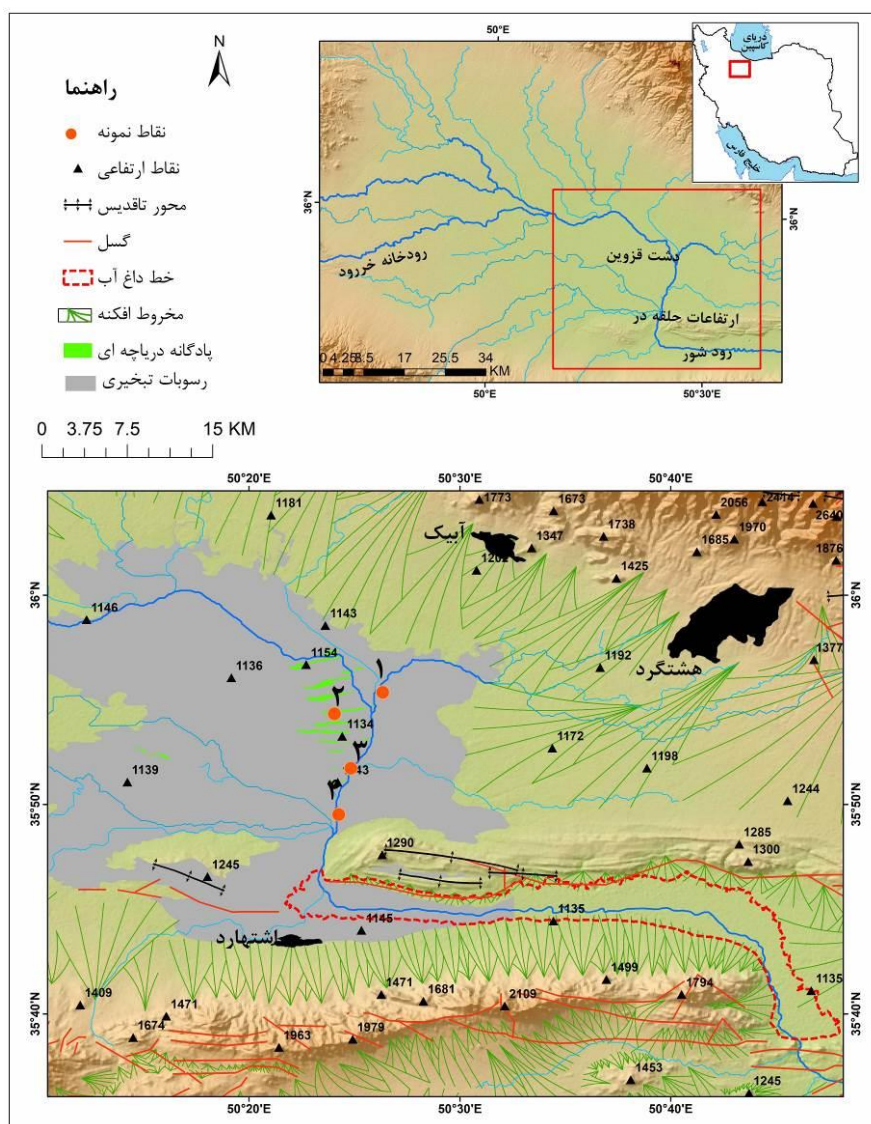
علاوه‌بر تغییرات اقلیمی و جابه‌جایی‌های تکتونیکی، از آثاری که حوادث کاتاستروفیکی بر جا می‌گذارد نباید غافل شد. اهمیت این حوادث تا بدان‌جاست که حوادث کاتاستروفیکی دوران چهارم در دریاچه بایکال سطح قدیمی این دریاچه را ۲۰۰ متر بالاتر از سطح کنونی نشان می‌دهد (آرژانیکو و همکاران، ۲۰۱۸). عظمت حوادثی چون سیلاب‌های بزرگ به‌حدی بوده است که باعث تشکیل دریاچه پالئوکواترنری در بالادست رودخانه ینسی<sup>۳</sup> شده و این سیلاب‌های بزرگ چندین بار اتفاق افتاده است (کوماتسو و همکاران، ۲۰۰۹).

در این مقاله تلاش شده است تا بر اساس شواهد ژئومورفولوژی و رسوبی باقی‌مانده از گذشته، که آثار فعالیت‌های تکتونیکی، تغییرات اقلیمی و حوادث کاتاستروفیکی را در خود دارد سناریوی تحول چشم‌انداز دشت قزوین و اشتهارد تدوین و تفسیر شود. با توجه به موارد مذکور در این تحقیق، به بازسازی تحولات ژئومورفولوژیکی دشت اشتهارد پرداخته‌ایم. با توجه به اینکه کویر اشتهارد از لحاظ ژئومورفولوژیکی تنوع فراوان دارد، مطالعه آن یاری‌رسان ما در شناخت همه‌جانبه روند تکامل منطقه خواهد بود. بدیهی است چنین دستاوردی راه را برای بهره‌برداری صحیح از منطقه هموار می‌سازد.

### منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه شامل حوضه آبریز دشت قزوین و اشتهارد است. این منطقه از شمال به رشته‌کوه البرز محدود شده است و در جنوب به کوه‌های ایران مرکزی می‌رسد. مختصات حوضه بین ۳۵ درجه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه عرض جغرافیایی و بین طول جغرافیایی ۴۸ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۳۰ دقیقه است. مهم‌ترین شهرهایی که در داخل حوضه قرار دارد عبارت است از کرج و هشتگرد در شمال شرق و قزوین و تاکستان در شمال غرب. از نظر ساختمانی، قسمت اعظمی از حوضه به‌صورت چاله است. این چاله با شکافی که در طاق‌دیس جنوبی آن با نام ارتفاعات حلقه در وجود دارد به چاله مجاور شهر اشتهارد راه پیدا می‌کند. رودخانه‌ای که در این چاله جریان دارد و باعث بریدگی ارتفاعات حلقه در شده است با نام رودخانه شور بعد از گذر از جنوب مخروط‌افکنه ماهدشت به دریاچه قم می‌ریزد. دورتادور چاله در پای کوه را مخروط‌افکنه‌ها فراگرفته است و حتی به‌نظر می‌رسد تا وسط دشت نیز پیشروی کرده باشد، اما کف چاله از رسوبات رسی و تبخیری شور پوشیده شده است. ارتفاع متوسط حوضه ۱۶۰۰ متر، و ماکزیمم ارتفاع در کوه‌های شمالی در حدود ۴۰۰۰ متر و کمترین ارتفاع در خروجی حوضه در حدود ۱۰۰۰ متر است.

1. Gallocanta
2. Rukwa
3. Yenisei



شکل ۱. نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش‌ها

در این تحقیق، به منظور بررسی شواهد ژئومورفولوژی دیرین دشت قزوین و اشتهارد از منابع داده و ابزارهای متفاوتی بهره گرفته شده است.

منابع داده به قرار زیر است:

الف) منابع اسنادی و کتابخانه‌ای شامل مقالات، کتاب‌ها، سربیت‌ها، پایان‌نامه‌ها و تمام منابع نوشتاری که در مراحل مختلف تحقیق از آن‌ها استفاده شده است

ب) داده‌های میدانی شامل عکس از لایه‌های رسوبی و نمونه‌برداری و بازدید از شواهد ژئومورفولوژی منطقه. ابزارهای تحقیق عبارت است از:

الف) ابزارهای فیزیکی شامل سه دسته ابزار زیر

- نقشه‌ها و تصاویر: نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی که از سازمان نقشه‌برداری و زمین‌شناسی تهیه شده است. تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ که از سایت سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) اخذ شد و مدل ارتفاع رقومی ۱۲/۵ متر که از سایت ماهواره اروپا (ESA) به دست آمد.

- وسایل و ابزارهای آزمایشگاهی شامل شیکر، بینوکولر، پیپت و جز آن که در آزمایشگاه ژئومورفولوژی دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران استفاده شد.
- ابزارهای مورد استفاده در بازدیدهای میدانی شامل جی‌پی‌اس، دوربین عکاسی، شاخص، وسایل نمونه‌برداری

(ب) نرم‌افزارهای رایانه‌ای شامل ArcGIS، GRADISTAT، Google Earth و جز آن.

نخست، با بهره‌گیری از نقشه زمین‌شناسی، مدل ارتفاع رقومی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، ژئومورفولوژی منطقه شناسایی و نقشه اولیه ژئومورفولوژی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. سپس، در دو مرحله بازدید میدانی شناسایی عوارض و نقشه ژئومورفولوژی تکمیل گردید.

بعد از آن، اقدام به نمونه‌برداری از رسوبات در محل ترانشه‌ها و لندفرم‌ها شد. ویژگی‌های چینه‌های رسوبی، در محل نمونه‌برداری، قبل از اقدام به نمونه‌گیری با عکسبرداری و اندازه‌گیری ضخامت و میزان شیب و جهت شیب لایه‌ها ثبت شد. بعد از آن، نقاط نمونه‌گیری با شماره مشخص شد (۱، ۲، ۳، ...) و در محل ترانشه‌ها با دو شماره یکی مربوط به محل نمونه‌برداری و دیگری مربوط به نمونه نشان داده شد (۱-۳، ۲-۳، ...). بعد از برداشت، نمونه‌ها به آزمایشگاه رسوب‌شناسی دانشگاه تهران انتقال یافت و آزمایش‌های متفاوتی مانند دانه‌بندی، مورفوسکوپی و هیدرومتری روی رسوبات انجام گرفت. با دانه‌بندی ذرات می‌توان پارامترهای آماری رسوبات را مشخص کرد که هر یک از آن‌ها اطلاعات متفاوتی از نحوه و شرایط رسوب‌گذاری در اختیار ما قرار می‌دهد. با استفاده از آزمایش مورفوسکوپی، میزان گردش‌دگی ذرات و مقدار سایش مشخص شد. استفاده از آزمایش هیدرومتری که برای رسوبات ریزدانه به کار می‌رود میزان سیلت و رس رسوبات را مشخص می‌کند که عموماً مربوط به شرایط آرام رسوب‌گذاری است.

با آزمایش دانه‌بندی قطر ذرات هر نمونه رسوبی تفکیک شد و با وارد کردن اطلاعات دانه‌بندی به نرم‌افزار GRADISTAT ویژگی‌های آماری رسوبات مانند میزان جورش‌دگی و کج‌شدگی و نمودارهای مربوط استخراج گردید. در مرحله بعدی، به منظور مشخص کردن منشأ فرایند رسوبات و میزان گردش‌دگی با استفاده از بینوکولر تعداد ۲۵ عدد از هر الک به صورت تصادفی، در زیر بینوکولر مشاهده شد. در این آزمایش، میزان گردش‌دگی رسوبات مشخص شد. میزان گردش‌دگی و خالداربودن دانه‌ها به مسافت منتقل شده مربوط می‌شود.

برای رسوباتی که بیشتر در حد سیلت و رس بود، یعنی اندازه‌های ۰/۰۶۳ میلی‌متر و کوچک‌تر، از آزمایش هیدرومتری استفاده شد. در این آزمایش مقدار ۱۰ گرم از رسوبات ریزدانه با استفاده از پیپت و در فواصل زمانی ۱۲ ساعت برداشت و بعد از خشک‌شدن وزن شد. در پایان با برقراری ارتباط میان نتایج به‌دست‌آمده از تحلیل وضعیت ژئومورفولوژی منطقه، آزمایش رسوبات و ارتفاعی شواهد داغ‌آب، روند تکامل کویر اشتهارد و قسمت‌های شمالی تاقدیس حلقه‌در (دشت قزوین) تبیین شد.

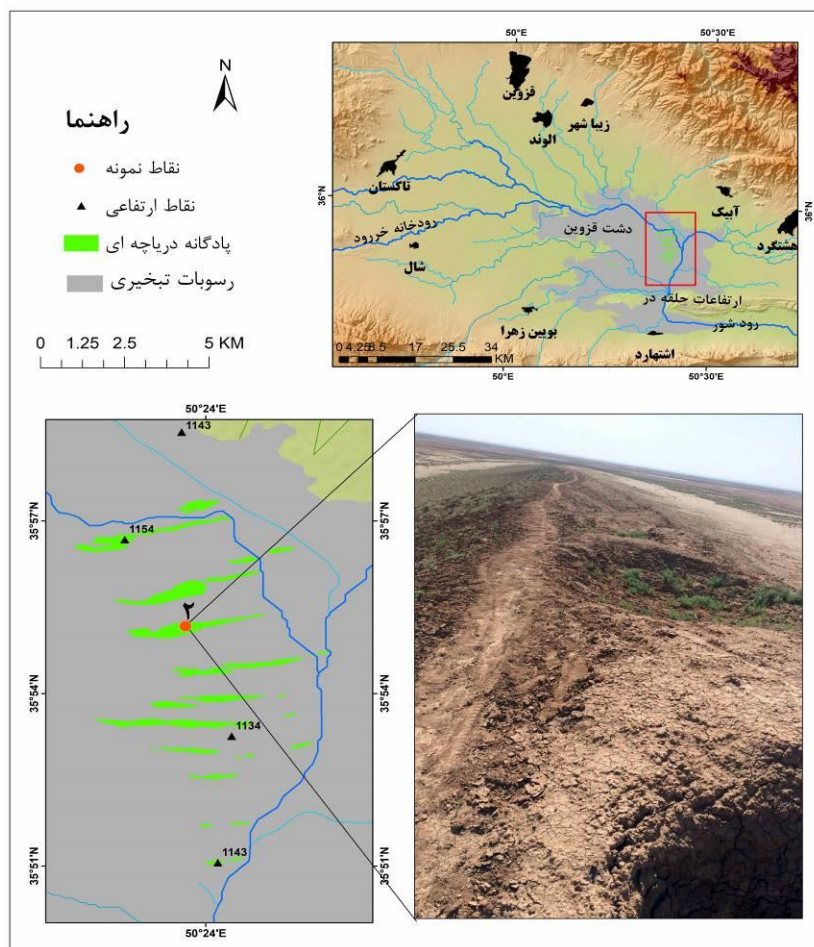
## یافته‌ها

یافته‌های تحقیق حاضر در سه بخش عبارت است از: شواهد ژئومورفولوژی مربوط به دشت اشتهارد و شمال تاقدیس حلقه‌در (دشت قزوین)، شواهد داغ‌آب در دشت اشتهارد و نمونه‌های رسوبی برداشت‌شده از ترانشه‌ها و عوارض ژئومورفولوژی.

## شواهد ژئومورفولوژی

**پادگانه‌های دریاچه‌ای.** وجود تپه‌های موازی و کشیده در شمال تاقدیس حلقه‌در (دشت قزوین) که به صورت موازی یکدیگر قرار دارد اشکالی شبیه به کلوته‌ها را تداعی می‌کند که قسمت رو به جریان آن مرتفع‌تر و پهن‌تر است و در قسمت انتهایی باریک و پست می‌شود (شکل ۲). شکل آبرودینامیکی این تپه‌ها، با توجه به مسطح‌بودن منطقه، در ارتباط

با ویژگی‌هایی چون سست و ریزدانه بودن جنس تپه‌ها، و وجود جریان صفحه‌ای توجیه‌پذیر است. وجود این تپه‌های موازی شاهده‌ی بر وجود سطح ارتفاعی بالاتر نسبت به سطح کنونی است. سست و ریزدانه بودن آن ممکن است نمایانگر محیط نسبتاً آرام رسوب‌گذاری در گذشته نه چندان دور باشد و بریده شدن آن بر اثر آبراهه‌ها نشان از تغییر شرایط از محیط رسوب‌گذاری به محیط کاوشی و فرسایشی دارد. از شمال به طرف جنوب نیز از ارتفاع و اندازه این تپه‌ها کاسته می‌شود. سطح ارتفاعی رأس آن از ۱۱۵۴ متر در شمال به ۱۱۴۳ متر در جنوب در فاصله ۱۱/۶ کیلومتر کاهش می‌یابد. نمونه ۲ از دیواره چاه حفر شده‌ی روی بقایای این تپه‌ها در شمال منطقه، سست و ریزدانه بودن رسوبات این تپه‌ها را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۲). این رسوبات برخلاف نمونه‌های دیگر دارای چینه‌بندی مشخصی نیست.



شکل ۲. موقعیت پادگانه‌های دریاچه‌ای در دشت قزوین

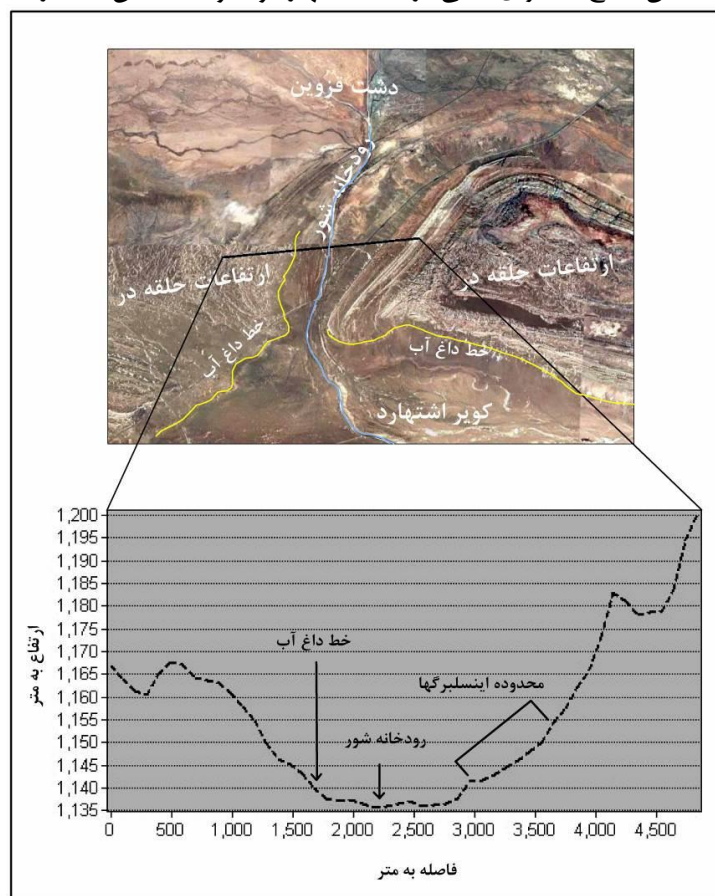
**گذرگاه میان ارتفاعات حلقه در.** زمین‌های پوشیده از رسوبات تبخیری در شمال و جنوب تاقدیس حلقه در به وسیله یک بریدگی با یکدیگر ارتباط پیدا می‌کنند که در حال حاضر بستر رودخانه شور است. روی دامنه‌های شمالی تاقدیس حلقه در در محل گذرگاه رودخانه شور که به صورت دشتگون ظاهر می‌شود، اینسلب‌های کوچکی از جنس ماسه سنگ وجود دارد که آثار آب به صورت شستگی و حفره‌هایی که احتمالاً در اثر چرخش آب به وجود آمده در آن‌ها نمایان است (شکل ۳).

1. penplain
2. inselerg



شکل ۳. اینسلبرگ‌های حاشیه شمالی گذرگاه رودخانه شور، از میان تاقدیس حلقه در

این تپه‌ها به صورت گنبدی است و هر چه به طرف ارتفاعات پیش برویم، کمتر اثر آب‌شستگی روی آن دیده می‌شود. اثر شستگی تا ارتفاع ۲۰ متر نسبت به بستر رودخانه یعنی ارتفاع ۱۱۵۵ متر نسبت به سطح دریا مشخص است که نشان از بالابودن سطح آب و تلاطم یا حالت گردابی بودن و سرعت آب در شمال گذرگاه دارد که ممکن است در بر اثر خروج آب از گذرگاه رودخانه شور در میان تاقدیس حلقه در به وجود آمده باشد. اما، در جنوب این گذرگاه، روی دامنه‌های تاقدیس حلقه در اثر داغ آب در دو طرف دیده می‌شود. این اثر منحنی تراز ۱۱۴۰ متری در دشت اشتهارد را نشان می‌دهد (شکل ۴) و حاکی از توقف و بالآمدن سطح آب برای مدتی در دشت اشتهارد و جنوب تاقدیس حلقه در است.



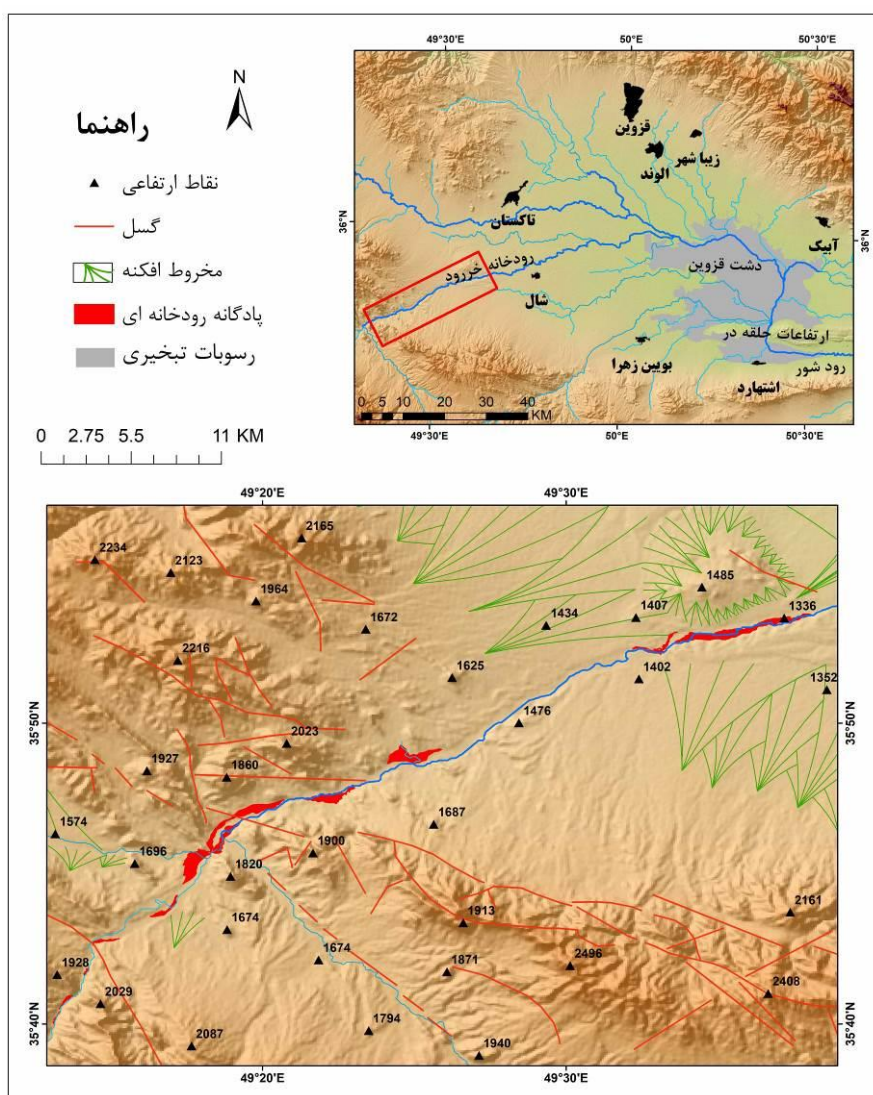
شکل ۴. نیمرخ عرضی گذرگاه رودخانه شور از میان تاقدیس حلقه در



شکل ۵. شیب معکوس و ملایم لایه‌های رسوبی در شمال تاقدیس حلقه در

**پادگانه‌های رودخانه‌ای.** وجود پادگانه‌های آبرفتی جوان در جنوب غرب حوضه ممکن است گواهی بر تغییرات روی داده در منطقه باشد. پادگانه‌های آبرفتی رودخانه خررود به طول تقریبی ۴۷ کیلومتر در بالادست شهر شال قرار دارد. پادگانه‌ها در بالادست ارتفاعات جنوبی در ارتفاع ۱۷۲۵ متر است و در پایین دست، یعنی نزدیکی شهر شال در غرب بوئین زهرا (شکل ۶)، ارتفاع آن‌ها به ۱۳۸۱ متر می‌رسد. پادگانه‌ها در سرتاسر حوضه فقط در این ناحیه، یعنی جنوب غربی حوضه، وجود دارد.

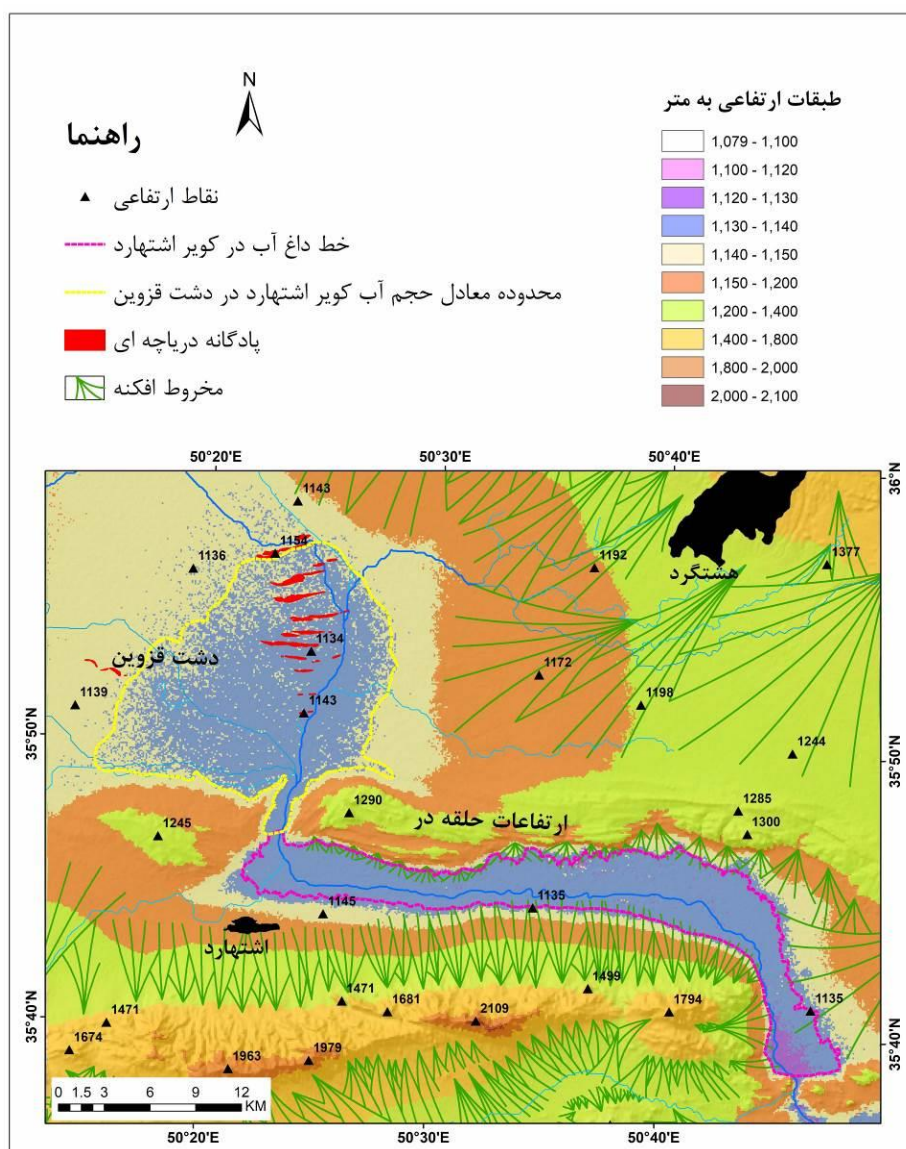
این پادگانه‌ها نخستین سطح ارتفاعی نسبت به رودخانه خررود است. شکل‌گیری آن علاوه بر تغییرات اقلیمی ممکن است با تغییر سطح اساس رودخانه نیز در ارتباط باشد. با توجه به طول زیاد پادگانه‌های رودخانه‌ای (۴۷ کیلومتر) و اختلاف ارتفاعی در حدود ۳۴۵ متر بین ابتدا و انتهای آن و جوان بودن این پادگانه‌ها، در صورتی که بالآمدگی تکتونیکی تنها عامل تشکیل آن بوده باشد، باید با شواهد حرکت تکتونیکی شدید مانند خطوط شکستگی پرشیب و پرتگاهی مواجه می‌شدیم، حال آنکه چنین شواهدی در ارتفاعات جنوبی یافت نمی‌شود. به علاوه آنکه شیب معکوس و ملایم لایه‌های رسوبی در محل نمونه برداری شماره ۳ نشان از حرکات تکتونیکی بسیار آرام در ارتفاعات جنوبی دارد (شکل ۵). این لایه‌ها که روی هم قرار گرفته است قاعدتاً قدیمی‌تر از پادگانه‌هاست. بر همین اساس، چنانچه در گذشته با نرخ بالای برخاستگی تکتونیکی و سریع روبه‌رو بوده باشیم، باید اثر این رویداد را بتوان در این لایه‌های رسوبی مشاهده کرد. به همین دلیل، تشکیل پادگانه‌ها در رابطه با تغییرات سطح اساس را می‌توان بیشتر به پایین رفتن سطح اساس در محل کنونی دشت قزوین مربوط دانست تا برخاستگی تکتونیکی.



شکل ۶. موقعیت پادگانه‌های رودخانه‌های رودخانه‌ی خررود

### شواهد داغ آب و بازسازی دریاچه دشت قزوین

اثر بالابودن سطح آب در دامنه‌های جنوبی تاقدیس حلقه در (دشت اشتهارد) به صورت داغ آب‌هایی مشخص دیده می‌شود که در برخی قسمت‌ها حتی تا رأس مخروط افکنه‌ها تشخیص پذیر است (شکل ۷). اثر این داغ آب‌ها در دامنه جنوبی تاقدیس حلقه در و در دامنه روبه روی آن، نشان می‌دهد که در گذشته‌ای نه چندان دور سطح آب در چاله جنوبی تاقدیس حلقه در حدود ۱۰ متر نسبت به کف چاله اشتهارد بالاتر بوده است. مشخص بودن داغ آب روی مخروط افکنه‌ها گویای آن است که پرشدن چاله از آب بعد از تشکیل مخروط افکنه‌هاست و نیز عوامل فرسایش هنوز نتوانسته است که اثر آب را از بین ببرد. به همین دلیل، می‌توان گفت که در گذشته‌ای نه چندان دور در چاله جنوبی تاقدیس حلقه در دریاچه‌ای به عمق ۱۰ متر برای مدتی به وجود آمده است. تراز ارتفاعی خطوط داغ آب در تمام حاشیه دشت اشتهارد منحنی ۱۱۴۰ متر را نشان می‌دهد، حتی در انتهای شرقی چاله نیز که رودخانه شور ارتفاعات جنوب ماهدشت را بریده است. رأس کوه‌ها ۱۱۴۰ متر ارتفاع دارد (شکل ۷) و نشان می‌دهد که آب از این قسمت سرریز و مسیر خود را باز کرده است (رامشت و بیرامعلی گیوی، ۱۳۹۳: ۱۸).



شکل ۷. نقشه شواهد داغ آب در منطقه مورد مطالعه

با توجه به خطوط داغ آب در دامنه‌های جنوبی تاقدیس حلقه در حجم آبی که در این چاله می‌توانسته وجود داشته باشد معادل  $283,186,012$  مترمکعب برآورد می‌شود. نزدیک‌ترین عدد به این حجم از آب، سطوح زیر منحنی ارتفاعی  $1145$  متر در دشت قزوین است (شکل ۷). با توجه به اینکه رودخانه مهمی به چاله جنوبی تاقدیس حلقه در وارد نمی‌شود و با توجه به شواهد ژئومورفولوژی موجود در دشت قزوین، منشأ ورود آب می‌توانسته از شمال تاقدیس حلقه در و از طریق گذرگاه رودشور از دشت قزوین بوده باشد، چرا که آثار شستگی در اینسلیبرگ‌ها و وجود پادگانه‌های دریاچه‌ای حاکی از محیط رسوب‌گذاری، به همراه پادگانه‌های رودخانه خروار است که به پایین رفتن سطح آب در دشت قزوین مربوط می‌شود.

از طرفی، اگر نزدیک‌ترین حجم آب به میزان آبی را که برای چاله جنوبی تاقدیس حلقه در برآورد شده است در دشت قزوین محاسبه کنیم، عددی معادل با  $316,241,629$  مترمکعب است. اختلاف این دو، تقریباً معادل با سطوح فرسایش یافته زیر منحنی تراز  $1142$  متر است که حجمی برابر با  $32,802,245$  مترمکعب است. بر همین اساس، می‌توان حداقل سطح آب دریاچه شمال تاقدیس حلقه در را منحنی تراز  $1145$  متر در نظر گرفت که در حدود  $3$  متر عمق داشته و ارتفاع کف آن  $1142$  متر از سطح دریا بوده است. لازم به ذکر است که به دلیل خارج شدن آب از انتهای شرقی چاله

جنوبی تاقدیس حلقه‌در، سطح آب در دشت قزوین باید بیش از منحنی تراز ۱۱۴۵ بوده باشد. محدوده خط تراز ۱۱۴۵ متر در شمال تاقدیس حلقه‌در تپه‌های موازی این منطقه را نیز در بر می‌گیرد و دلیل دیگری است که این تپه‌ها ممکن است آثار به جامانده از کف این دریاچه بوده باشد. با توجه به ارتفاع کم تاقدیس حلقه‌در و بالاتر بودن کف دریاچه، عمق دریاچه در شمال چندان زیاد نبوده است.

### شواهد رسوبی

با توجه به هدف این تحقیق که مطالعه شواهد دیرین ژئومورفولوژی در دشت اشتهارد و بخشی از دشت قزوین است، نمونه‌های رسوبی از محل ترانشه‌های یافت‌شده در منطقه و تپه‌های موازی داخل دشت قزوین برداشته شد (شکل ۱).

**نمونه ۱.** این نمونه از ترانشه ایجادشده در شمال تاقدیس حلقه‌در و در شرق تپه‌های موازی، واقع شده در دشت قزوین برداشت شد. چینه‌بندی این رسوبات مایل و ظریف است (شکل ۸) و در عمق ۲ متری از سطح زمین قرار داشت.



شکل ۸. لایه‌های مایل و ظریف در ترانشی محل نمونه‌برداری شماره ۱

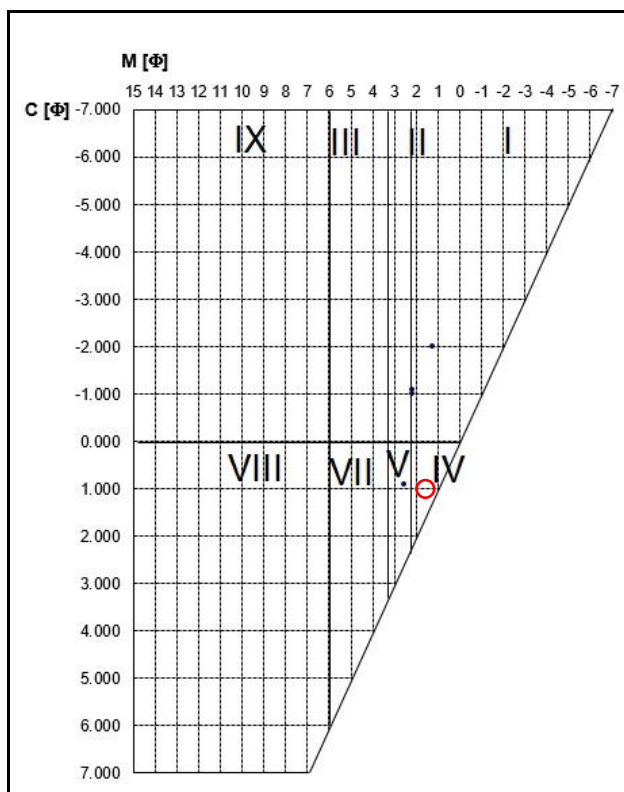
نتایج آزمایش دانه‌بندی نشان می‌دهد که میانگین قطر ذرات در این نمونه ۱۳۷ میکرون است. با عدد ۲/۳۹ جورشدگی خوبی میان رسوبات این نمونه وجود دارد. بیش از ۸۲ درصد از دانه‌های رسوبی در الکی با قطر ۱۲۵ میکرون بوده است. ضریب سایش نمونه که در آزمایش مورفوسکوپی به‌دست آمد عدد ۶۰۰ را نشان می‌دهد (جدول ۱). ویژگی‌های آماری ذکرشده از این نمونه رسوبات بیانگر ماسه‌های ریز با جورشدگی خوب و ضریب سایش بالاست. با این حال، برای درک بهتر از شرایط حمل این رسوبات، موقعیت قرارگیری رسوبات این نمونه در نمودار CM مفید است.

پسجا در سال ۱۹۵۷ نمودار CM یا پسجا را برای ارزیابی نیروهای هیدرودینامیکی در جریان رسوب‌گذاری معرفی کرد (وینکاترامانان و همکاران، ۲۰۱۰). این نمودار شرایط نیروهای حمل‌کننده رسوب را بازگو می‌کند. به‌عبارت دیگر، این نمودار بیانگر شرایطی است که رسوب در آن حمل شده است. بر همین اساس، می‌توان به ویژگی‌های فرایندی پی‌برد که رسوب را حمل کرده است. موقعیت رسوبات در نمونه ۱، با توجه به نمودار پسجا (شکل ۹) در کلاس V قرار دارد. این کلاس نشان‌دهنده شرایطی است که در آن غلبه با تعلیق بوده است و آشفته‌گی ملایمی در جریان وجود دارد.

(اسزماندا، ۲۰۱۰: ۱۱۷). وجود چینه‌بندی مایل و ظریف ماسه‌های ریز با جورشدگی خوب و ضریب سایش بالا که در شرایط تلاطم کم حمل شده است معرف رسوبات بادی است. برای تشکیل چنین رسوباتی، علاوه بر وجود باد، دسترسی به منابع ماسه نیز اهمیت ویژه‌ای دارد. به همین دلیل، اغلب تپه‌های ماسه‌ای در سواحل دریاها، دریاچه‌ها و پلایاها تشکیل می‌شود.

جدول ۱. نتایج آزمایش دانه‌بندی برای نمونه‌های رسوبی درشت

| شماره نمونه | شماره الک  |       |      |       |       |       |      | پارامترهای آماری |             |         |        |        |
|-------------|------------|-------|------|-------|-------|-------|------|------------------|-------------|---------|--------|--------|
|             | ۱۰         | ۱۸    | ۳۵   | ۶۰    | ۱۲۰   | ۲۳۰   | >۲۳۰ | نمونه سایش ضریب  | میانگین قطر | جورشدگی | چولگی  | کشیدگی |
|             | وزن به گرم |       |      |       |       |       |      |                  |             |         |        |        |
| ۱           | ۰          | ۰/۳۵  | ۰/۷  | ۵/۱   | ۸۲/۱۷ | ۱۱/۰۱ | ۰/۲۴ | ۶۰۰              | ۱۳۷         | ۲/۳۹    | -۰/۰۷۶ | ۱/۲۱   |
| ۳-۲         | ۱/۱۳       | ۴/۱۷  | ۰    | ۳۶/۵۵ | ۴۱/۰۹ | ۱۳/۹  | ۰/۸۶ | ۳۲۲/۳۴           | ۲۲۶/۳       | ۲       | -۰/۱۲  | ۱/۲۵   |
| ۴-۳         | ۱۲/۳۲      | ۲۲/۸۷ | ۰    | ۶۰    | ۱/۷۴  | ۰     | ۰    | ۳۵/۸۰            | ۶۱۱/۲       | ۲/۰۲    | -۰/۴۸  | ۰/۴۶   |
| ۴           | ۲/۵۸       | ۵/۲۹  | ۹/۶۸ | ۲۴/۳۴ | ۴۶/۴۵ | ۹/۳۳  | ۲/۱۸ | ۱۷۷/۲۸           | ۲۲۵         | ۲/۲۳    | -۰/۲۹  | ۱/۲۳   |



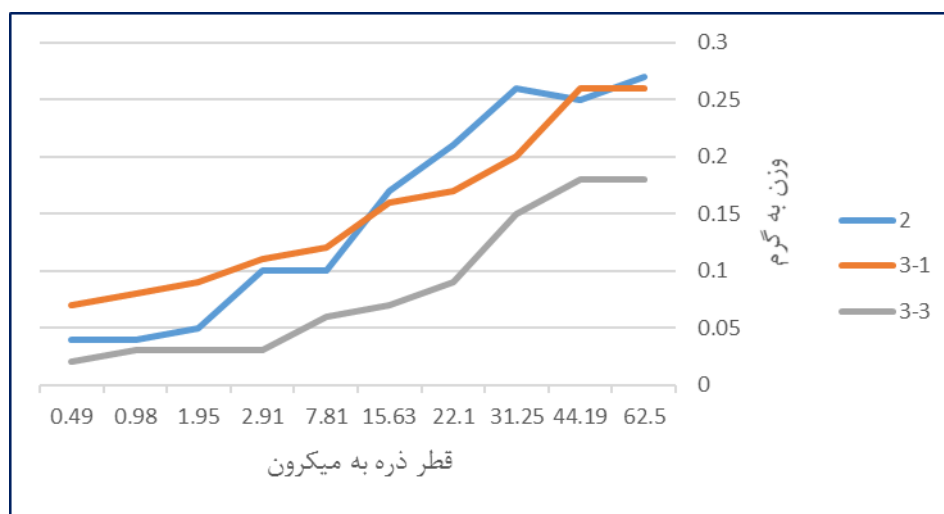
شکل ۹. نمودار پسجا برای نمونه‌های دانه‌بندی شده

**نمونه ۲.** این نمونه از دیواره چاه حفر شده‌ای در بالای یکی از تپه‌های موازی در دشت قزوین برداشت شد. رسوبات این محل ریزدانه و سست بود و چینه‌بندی در آن مشخص نیست. به همین دلیل، از آزمایش هیدرومتری در ارزیابی قطر ذرات استفاده شد. آزمایش هیدرومتری به منظور ارزیابی منحنی توزیع دانه‌های ریز رسوبات انجام شد که به دلیل کوچک بودن اندازه آن، از روش دانه‌بندی قابل اجرا نیست. از آنجا که رسوبات ریزدانه در ارتباط با عمق، فاصله از منشأ و انرژی محیط رسوبی در نظر گرفته می‌شود، لذا آزمایش هیدرومتری روی نمونه‌های ریزدانه انجام گرفت. نتایج این آزمایش بیانگر آن است که ذرات این تپه‌ها از رس‌های درشت است و بین ۳۱ تا ۶۳ میکرون قطر دارد و شاهدهی از

وجود محیطی نسبتاً آرام و کم عمق رسوب گذاری است (شکل ۱۰). رسوب گذاری مواد ریزدانه در سطحی وسیع و یکنواخت نیاز به محیط آرام و بسته دارد. به همین دلیل، احتمال وجود دریاچه ای کم عمق با شیب ناچیز شمالی جنوبی - نزدیک به صفر - در گذشته قوت می گیرد.

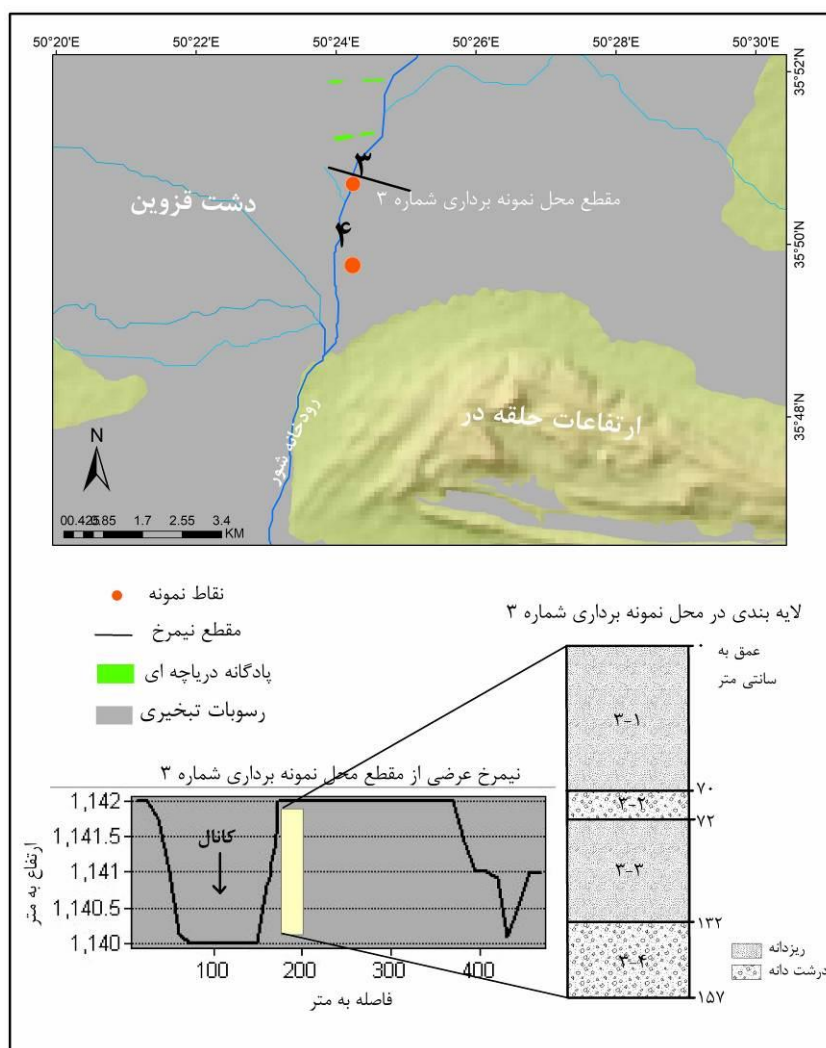
جدول ۲. نتایج آزمایش هیدرومتری در نمونه های رس

| شماره نمونه | قطر ذره به میکرون |      |      |      |      |       |      |       |       |      |
|-------------|-------------------|------|------|------|------|-------|------|-------|-------|------|
|             | ۰/۴۹              | ۰/۹۸ | ۱/۹۵ | ۲/۹۱ | ۷/۸۱ | ۱۵/۶۳ | ۲۲/۱ | ۳۱/۲۵ | ۴۴/۱۹ | ۶۲/۵ |
| ۲           | ۰/۰۴              | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ | ۰/۱  | ۰/۱  | ۰/۱۷  | ۰/۲۱ | ۰/۲۶  | ۰/۲۵  | ۰/۲۷ |
| ۳_۱         | ۰/۰۷              | ۰/۰۸ | ۰/۰۹ | ۰/۱۱ | ۰/۱۲ | ۰/۱۶  | ۰/۱۷ | ۰/۲   | ۰/۲۶  | ۰/۲۶ |
| ۳_۳         | ۰/۰۲              | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۳ | ۰/۰۶ | ۰/۰۷  | ۰/۰۹ | ۰/۱۵  | ۰/۱۸  | ۰/۱۸ |



شکل ۱۰. نمودار فراوانی ذرات رس در نمونه های هیدرومتری شده

**نمونه ۳.** در محل نمونه ۳ ترانشه ای به عمق تقریباً ۲ متر با دیواره های کاملاً عمودی بر اثر آبراهه ایجاد شده بود که چهار لایه رسوبی مشخص در آن دیده می شود. از سطح به عمق، لایه نخست با شماره ۳-۱ مشخص شد (شکل ۱۱). از رسوبات ریزدانه، به ضخامت ۷۰ سانتی متر تشکیل شده است. قطر این رسوبات، همانند قطر ذرات، مربوط به تپه های موازی شمال تاقدیس اشتهاارد در نمونه ۲ است. با این حال، میزان ذرات ریز (کوچک تر از ۱۵/۶۳ میکرون) در این نمونه بیشتر از نمونه ۲ است که ممکن است مربوط به فاصله بیشتری باشد که طی کرده است. در زیر این رسوبات ریزدانه، لایه ای با ضخامت ۲ سانتی متر وجود دارد که از رسوبات درشت تشکیل شده و با شماره ۳-۲ مشخص شده است. میانگین قطر ذرات در این نمونه ۲۲۶ میکرون بود و جورشدگی آن ۲ است (جدول ۱) که نشان می دهد جورشدگی نسبتاً خوبی دارد. موقعیت این رسوبات در نمودار پسجا در محدوده II است (شکل ۹) که گویای حمل این رسوبات به صورت جهش و کمی تعلیق است. ویژگی های این نمونه مانند ضخامت کم و درشت دانه بودن ممکن است گویای یک دوره پربابی کوتاه نسبت به لایه بالایی و زیرین خود باشد. لایه زیرین با شماره ۳-۳، در حدود ۶۰ سانتی متر ضخامت دارد و از رسوبات ریزدانه تشکیل شده است. نسبت رس های درشت در این نمونه زیاد است و نشان می دهد که بیشتر از رس های درشت تشکیل شده است (شکل ۱۰). به همین دلیل، این شرایط اگرچه محیط کم انرژی حمل رسوبات را نشان می دهد، نسبت به نمونه ریزدانه سطحی (۳-۱) انرژی بیشتری برای حمل رسوبات داشته است. در زیر این رسوبات بار دیگر یک لایه درشت دانه قرار گرفته است. میانگین قطر دانه ها در نمونه ۴-۳ بیش از سایر نمونه ها و در حدود ۶۱۱ میکرون است. جورشدگی آن نسبتاً خوب است، اما ضریب سایش پایین ممکن است به فاصله حمل کمتر آن مربوط باشد (جدول ۱). وضعیت رسوبات این نمونه در نمودار پسجا نیز انتقال به شکل جهش بیشتر را نسبت نمونه درشت دانه ۳-۲ نشان می دهد که در عمق کمتری است.



شکل ۱۱. نیمرخ عرضی از محل نمونه برداری شماره ۳

**نمونه ۴.** در پایین ترین ارتفاع دشت قزوین، یعنی محل نمونه برداری شماره ۴، ماسه های کمی سخت شده ای دیده می شود که بر اثر آب بریده شده است. قطر این ماسه ها در حدود ۲۲۵ میکرون است که جورشدگی نسبتاً خوبی دارد (جدول ۱). با توجه به سخت شدگی نسبی آن و ارتفاع پایین، به نظر می رسد که قدیمی تر از رسوبات دیگر باشد و لایه های بالایی آن فرسایش یافته است. جورشدگی این رسوبات خوب و حرکت آن به صورت جهش و کمی تعلیق است. وجود تناوب لایه های ریزدانه و درشت دانه و ضخامت های متفاوت لایه های رسوبی حاکی از نوسان شرایط رسوب گذاری در شمال تاقدیس حلقه در است، به طوری که لایه های تشکیل شده از رسوبات ریزدانه ممکن است مربوط به شرایط کم آبی و رسوبات درشت دانه مربوط به شرایط پرآب تر باشد. از طرفی، وجود بلورهای نمک و ژئپس در میان رسوبات از وجود شرایط تبخیر و خشکی حکایت دارد، به طوری که زمینه مساعدی برای تشکیل تپه های ماسه ای فراهم شده است.

### نتیجه گیری

بررسی شواهد ژئومورفولوژی، داغ آب های دشت اشتهارد و نمونه های رسوبی گویای وضعیت متفاوت در گذشته منطقه مورد مطالعه است. تپه های کلوت مانند شمال تاقدیس حلقه در با شکل آیرودینامیکی و جنس سست و ریزدانه حکایت از وجود شرایط رسوب گذاری در سطح اولیه ای بالاتر از سطح کنونی است که تحت تأثیر جریان های صفحه ای دچار

فرسایش شده است. خطوط داغ آب در دشت اشتهارد ثابت می‌کند که دریاچه موقتی به عمق حداقل ۱۰ متر در جنوب تاقدیس حلقه در تشکیل شده است. تنها منبع آب رودخانه‌ای که به چاله جنوبی تاقدیس حلقه در وارد می‌شود در شمال تاقدیس و از طریق گذرگاه رودخانه رودشور است، به‌خصوص آنکه آثار شستگی در محل خروجی دشت قزوین به چاله جنوبی تاقدیس حلقه در روی دامنه‌های شمالی نمایان است. بازسازی دریاچه در شمال با استفاده از حجم آب چاله جنوبی و شواهد ژئومورفولوژی حکایت از دریاچه کم عمق در شمال تاقدیس حلقه در دارد. با تخلیه آب از شمال که ارتفاع بالاتری دارد و ورود آن به چاله جنوبی، سطح آب بالا آمده و از انتهای شرقی چاله جنوبی سرریز کرده است. کم کم با فروکش کردن سطح آب و حفر بیشتر گذرگاه میان چاله شمالی و جنوبی تاقدیس حلقه در سطح چاله شمالی دچار فرسایش شده و هر چه بیشتر پایین رفته است. این به نوبه خود بر رودخانه‌های مهمی چون رودخانه خررود تأثیرگذار است که به چاله می‌ریخته است، به طوری که باعث جابه‌جایی منطقه رسوب‌گذاری به پایین دست شده و در بالادست فرسایش باعث تشکیل پادگانه‌های رودخانه‌ای شده است.

وجود رسوبات بادی در حاشیه رودخانه و تناوب لایه‌های ریزدانه و درشت‌دانه به همراه بلورهای نمک و ژپس در میان رسوبات گویای آن است که آب دریاچه دارای نوسان بوده است و با وجود عمق کم دریاچه و وجود شرایط تبخیر در منطقه وسعت دریاچه کم و زیاد می‌شده است و حتی می‌توانسته خشک شده و به پلایا تبدیل شده باشد.

نتایج به دست آمده از این تحقیق، به نوعی تکمیل کننده کارهای انجام شده است (رامشت و بیرامعلی گیوی، ۱۳۹۳؛ صدوق و همکاران، ۱۳۹۶). در تحقیق رامشت و بیرامعلی گیوی (۱۳۹۳) دلیل تشکیل رودخانه شور در جنوب مخروط افکنه کرج و ماهدشت - انتهای شرقی چاله جنوبی تاقدیس حلقه در - سرریز آب‌هایی است که در چاله دشت اشتهارد جمع شده بود. اما، در نتایج کار صدوق و همکاران (۱۳۹۶) چنین عنوان شد که گسترش مخروط افکنه ماهدشت که بر اثر رودخانه پر آب کرج ایجاد شده است کم کم رودخانه شور را به عقب رانده است تا اینکه در مسیر کنونی خود جریان یابد. در هر دو تحقیق، مشاهدات فقط محدود به منطقه محدودی است و به قسمت‌های بالادست حوضه توجه نشده است. صدوق و همکاران (۱۳۹۶) شواهدی از رسوبات عمقی و رامشت و بیرامعلی گیوی (۱۳۹۳) شواهدی از سطح به دست آورده‌اند و این دو از نظر زمانی با هم متفاوت است. اما، نتایج تحقیق حاضر علاوه بر آنکه بر اساس شواهد موجود، وجود دریاچه‌ای در دشت قزوین را اثبات می‌کند، دلیل تشکیل دریاچه جنوب تاقدیس حلقه در را سرریز آب از دشت قزوین به این چاله بیان می‌دارد.

زمان رویداد این وقایع و علل و عوامل مؤثر بر نوسانات آب دریاچه موضوع کارهای تحقیقاتی در راستای شناسایی این منطقه خواهد بود.

## منابع

- اصغری سرسکانرود، ص. و جعفری، غ.ج. (۱۳۹۳). بررسی آثار یخچالی کواترنری زنجان رود. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳(۲): ۱۶-۳۰.
- آقایی‌پور، ی. (۱۳۹۱). پالئوژئومورفولوژی حوضه میان‌راهان. چهارمین همایش علمی سراسری دانشجویان جغرافیا، تهران.
- جداری عیوضی، ج. (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران. دانشگاه پیام نور، ص ۶۷.
- خوش‌رفتار، ر.؛ فرید مجتهدی، ن.؛ اسعدی اسکویی، ا. و نوروزپور شهر بیجاری، ک. (۱۳۹۵). شواهد ژئومورفولوژیکی یخچال‌های کوهستانی پلیستوسن پایانی در کوه شاه البرز - البرز غربی. فصلنامه کواترنری ایران، ۲(۲): ۱۵۵-۱۶۵.
- رامشت، م.ح. و بیرامعلی گیوی، ف. (۱۳۹۳). نقش تغییرات اقلیمی فاز اقل در تحول ژئومورفولوژیکی حوضه کرج. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳(۱): ۱۹-۱.
- سیف، ع. و ابطحی، س.م. (۱۳۹۲). بررسی تحولات اقلیمی حوضه دریاچه نمک در کواترنر پایانی. نشریه علمی-پژوهشی جغرافیا و برنامه‌ریزی، ۱۷(۴۶): ۹۱-۱۱۱.
- شرفی پیچون، م.؛ طاهری‌نژاد، ک. و زارع، ف. (۱۳۹۶). شواهد ژئومورفولوژی آثار یخچالی در عصر پلیستوسن (نمونه موردی: حوضه دشت ابراهیم‌آباد یزد)، فصلنامه کواترنری ایران، ۳(۱): ۱۵-۲۸.
- صدوق، س.ح.؛ حسین‌زاده، م.م.؛ رضایی، خ. و چزقه، س. (۱۳۹۶). بررسی الگوی تجمع رسوبات کواترنر مسیر رودخانه‌های دیرین کرج و شور در دشت تهران و کرج با استفاده از مطالعات ژئوفیزیک. فصلنامه کواترنری ایران، ۳(۱): ۱۴-۱.
- علایی طالقانی، م. (۱۳۸۴). ژئومورفولوژی ایران. انتشارات قومس، ۲۸۰ص.
- لک، ر. و رضاییان لنگرودی، س. (۱۳۹۴). بازسازی محیط‌های رسوبی هلو سن دریاچه مهارلو با شواهد رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی، فصلنامه کواترنری ایران، ۱(۱): ۸۳-۹۷.

- محمودی، ف. (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران. نشریه پژوهش‌های جغرافیایی دانشگاه تهران: ۴۳-۵.
- مقصودی، م؛ محمدی، ا؛ خان‌بابایی، ز؛ محبوبی، ص. و بهاروند، م. (۱۳۹۵). مطالعه شرایط محیطی دریاچه‌های پلوویال ایران با استفاده از شواهد رسوبی (مطالعه موردی: کلوتهای بیابان لوت): پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۱۴۲-۱۲۵: (۱)۴۸.
- یمانی، م؛ مقیمی، ا؛ لک، ر؛ جعفریگلو، م. و صالحی پورمیلانی، ع.ر. (۱۳۹۴). پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، ۱۹-۱: (۱)۴۷.
- Aghayepour, Y. (2012). Paleogeomorphology of the Meanrahan basin. 4th National Geographic Students Conference, Tehran. [in Persian]
- Ala'i Taleghani, M. (1384). Geomorphology of Iran. Qomes Publications, p. 280. [in Persian]
- Arzhannikov, S.G.; Ivanov, A.V.; Arzhannikova, A.V.; Demonterova, E.I.; Jansen, J.D.; Preusser, F.; Kamenetsky, V.S. and Kamenetsky, M.B. (2018). Catastrophic events in the Quaternary outflow history of Lake Baikal. Earth-Science Reviews, 177: 76-113.
- Asghari Sarsankarood, P.; and Jafari, Gh.H. (2014). Study of the quaternary glacial effects of Zanjan Rood. Quantitative Geomorphology Studies. 3(2): 16-30. [in Persian]
- Delvaux, D.; Kervyn, F.; Vittori, E.; Kajara, R.S.A. and Kilembe, E. (1998). Late Quaternary tectonic activity and lake level change in the Rukwa Rift Basin. Journal of African Earth Sciences, 48: 397-421.
- Higgitt, D.L. and Mark Lee, E. (2001). Geomorphological processes and landscape change. Massachusetts, Blackwell Publishers Ltd.
- Jedari Ayyazi, J. (2002). Geomorphology of Iran. Payame Noor University, p 67. [in Persian]
- Khoshraftar, R.; Farid Mojtabedi, N.; Assadi Oskouee, A. and Norouzpour shahri bijari, K. (1395). Geomorphologic evidence of mountain glaciers of the late Pleistocene in Shah Alborz Mountain- Western Alborz. Quaternary Journal of Iran, 2(2): 155-165. [in Persian]
- Komatsu, G.; Arzhannikov, S.G.; Gillespie, A.R.; Burke, R.M.; Miyamoto, H. and Baker, V.R. (2009). Quaternary paleolake formation and cataclysmic flooding along the upper Yenisei River. Geomorphology, 104: 143-164.
- Komatsu, G ; Brantingham, J.P.; Olsen, J.W. and Baker, V.R. (2001). Paleoshoreline geomorphology of Boon TsagaanNuur, TsagaanNuur and OrogNuur: the Valley of Lakes, Mongolia. Geomorphology, 39: 83-98.
- Lak, R. and Rezaeian Langroudi, S. (2015). Reconstruction of Haloensis sedimentary environments of Maharlu Lake with evidence of sedimentology and mineralogy. Quaternary Quarterly Iran, 1(1): 97-83. [in Persian]
- Luna, E.; Castañeda, C.; Gracia, F.J. and Ochoa, R.R. (2016). Late Quaternary pedogenesis of lacustrine terraces in Gallocanta Lake. NE Spain. Catena, 147: 372-385.
- Maghsoudi, M.; Mohammadi, A.; Khan Babaei, Z.; Mahboubi, S. and Baharvand, M. (2016). Investigation of the environmental conditions of Iran's ploiule lakes using sedimentary evidence (Case study: Lut's desert yardang). Natural Geography Research. 48(1): 125-142. [in Persian]
- Mahmoudi, F. (1988). The ripening of Iran. Geographical Research Journal of Tehran University: 5-43. [in Persian]
- Panizza, M. (1996). Environmental geomorphology. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier Science B.V.
- Ramesth, M.H . and Birjamali Givi, F. (2014). The role of climate change in mineralization in geomorphologic transformation of Karaj Basin. Quantitative Geomorphology Studies, 3(1): 1-19. [in Persian]
- Sadouq, Q. H.; Hosseinzadeh, M.M.; Rezai, Kh. and Chezghe, S. (2017). Study of the pattern of accumulation of quaternary sediments along the pathways of the rivers of Karaj and Shahr in the plains of Tehran and Karaj using geophysical studies. Quaternary Journal of Iran, 3(1): 1-14. [in Persian]
- Saif, A. and Abtahi, S.M. (2013). Study of climate change in Namak Lake basin in the final quaternary. Journal of Geography and Planning, 17(46): 91-111. [in Persian]
- Sharifi Pichon, M.; Taheri Nejad, K. and Zare, F. (2017). Evidences of geomorphology of glacial works in the Pleistocene (Case study: Ebrahimabad Abad Basin, Yazd). Quaternary Quarterly Iran, 3(1): 15-28. [in Persian]
- Szmañda, J.B. (2010). Lithodynamic interpretation of fluvial environment based on grain size composition's parameters – review of selected methods. Landform Analysis, 12: 109-125.
- Venkatramanan, S.; Ramkumar, T. and Anitha Mary, I. (2010). Textural characteristics and organic matter distribution patterns in Tirumalairajanar river Estuary, Tamilnadu, East Coast of India. International Journal of Geomatics and Geosciences, 1(3): 552-562.
- Yamani, M.; Moghimi A.; Lak, R.; Jafarbaigloo, M. and Salehi Pourmilani, A. (1394). Reconstruction of the paleo levels of Lake Urmia in the Quaternary by studying the lakes. Natural Geography Research. 47(1): 1-19. [in Persian]