پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمّی، سال دهم، شماره ۱، تابستان ۱۴۰۰
صص. ۷۲-۵۵

تحلیل مورفوژنتیکی سکانسهای پادگانه ای دره هراز (محدوده آب اسک)

طیبه احمدی- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی.
امیر صفاری- دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی.
مجتبی یمانی* - استاد دانشکدهٔ جغرافیا، دانشگاه تهران.
خلیل رضایی - استادیار دانشکده زمین شناسی، دانشگاه خوارزمی.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۲۱ تائید نهایی: ۱۳۹۹/۰۳/۱۷

چکیده

در طی کواترنری، نیروهای‌تکتونیکی با دخالت تغییرات‌اقلیمی منجربه ایجاد لندفرم‌ها و یا تغییرشکل در فرم‌های قدیمی دره‌هراز شده‌اند. پادگانه‌ها، لندفرم‌های به‌جامانده‌از دوره کواترنری‌هستندکه مطالعه آنها تغییرات‌محیطرا طی این‌دوران مشخص می‌کند. در پژوهش‌حاضر، فرآیندهای دخیل‌در تشکیل پادگانه‌های دره‌هراز و نقش رسوبات آذرآواری دماوند در تغییر رفتارآبی رودخانه‌هراز و تشکیل دریاچه‌سدی در محل آب‌اسک مورد بررسی قرارگرفته است. برای دستیابی‌به این‌هدف روش‌تحلیلی و بازسازی زمانی تغییرات به‌کار گرفته شده‌است. تکنیک‌کار، مقایسه مورفومتری پادگانه‌های دریاچه-ای و سدهای یخچالی- پیروکلاستی به چهار روش بازه‌بندی منطقه مورد مطالعه، مقایسه ارتفاع و ضخامت رسوبات‌آبرفتی، تعیین حدود گسترش رسوبات دریاچه‌ای و بازیابی حدارتفاعی موانع محصورکننده دره‌هراز استوار است. نتایج به‌دست آمده نشان‌دادکه سطوح ارتفاعی پادگانه‌ها هم دارای اختلاف‌ارتفاع بوده و هم توالی‌نامنظم دارند. بالاترین سطح‌پادگانه در کوه‌نل ۶۳۰ متر از بستر دره‌هراز ارتفاع داردکه نشان می‌دهد علاوه‌بر تغییر سطح‌اساس، فرآیندهای یخچالی از عوامل مرتفع-شدن سطوح پادگانه درمنطقه بوده‌است. بررسی‌ها نشان‌داد طی دو دوره براثر بسته شدن دره توسط فعالیت‌یخچال و آتشفشان همگام باهم، در محل آب‌اسک دریاچه‌ای ایجاد شده‌است. این سد گدازه-ای به‌تدریج طی هولوسن شکسته‌شده و در حال‌حاضر پادگانه‌های نهشته‌گذاری دریاچه قدیمی در دوسوی دره‌هراز قابل مشاهده هستند. با توجه به‌شواهد به‌جا مانده‌از این رسوبات در دره‌هراز درنهایت مدل رقومی جریان یخچالی- لاهاری بازسازی شد.

واژگان کلیدی: رودهراز، دریاچه های سدی، پادگانه، آتشفشان‌دماوند.

---

* نویسنده مسئول: E-mail: myamani@ut.ac.ir

مقدمه

در طی کواترنری و مخصوصا دوره هولوسن، نیروهای‌تکتونیکی با دخالت تغییرات اقلیمی منجر به ایجاد لندفرم‌ها و یا تغییرشکل در فرم‌های قدیمی شده‌اند. اما در حوضه مورد مطالعه علاوه بر تغییراقلیم و تکتونیک گسلی؛ تکتونیک درونی به صورت فعالیت آتشفشانی بیشترین تاثیر را بر فرآیندهای حاکم بر منطقه داشته است. حوضه هراز با وجود دارا بودن مساحتی بیش از ۳۷۷۹ کیلومتر مربع و واقع شدن در مرز بین البرز شرقی و مرکزی، اما کلیت این حوضه با دیگر حوضه های همجوار خود متفاوت می باشد. به طوری که فرم ها و فرآیندهای مولد آن ها با فرآیندهایی که در منطقه حاکم می باشد از نظر ژنتیک همخوانی نداشته و پیچیدگی ساختاری خاصی را به نمایش می گذارند. یکی از فرم های موجود وجود تنوع سطوح پادگانه ای می باشد که در طول دره هراز مشاهده می شود. با توجه به این که کلیت این سطوح پادگانه ای با توجه به جوان بودن دره هراز، با فرآیند رودخانه ای در حال حاضر منطبق نیست؛ لذا مهمترین مسئله ای که می تواند در این جا مطرح باشد آنست که این سطوح فرسایشی که آثار آن ها در دامنه های هراز قابل مشاهده است، آیا صرفا تحت‌تاثیر دینامیک‌جریانی رودخانه‌هراز ایجاد شده‌اند؟ در غیراین‌صورت چه عامل یا عواملی در تشکیل این سطوح نقش داشته‌است. برای دستیابی به مورفوژنز پادگانه‌های هراز در منطقه مورد مطالعه سه فرضیه متصور است:

الف: گدازه های دماوند از طریق دره گزانه به دره اصلی هراز رسوخ نموده و با تشکیل دریاچه سدی در بالادست خود، مورفوژنز پادگانه های هراز را رقم زده است؛

ب: مورفوژنز پادگانه های هراز معلول فعالیت یخچال در منطقه می باشد؛

پ: آتشفشان دماوند مواد پیروکلاستی خود را در مسیر شریان اصلی هراز نهشته گذاری کرده و باعث تشکیل این سطح وسیع از پادگانه ها در این منطقه شده است؛

واکنش سامانه‌های رودخانه‌ای به‌عنوان یکی از فرم‌های مهم در علم ژئومورفولوژی، به فعالیت‌های زمین‌ساختی، تغییرات آب‌وهوایی و تغییرات کاربری زمین، یکی از بخش‌های فعال در گستره مطالعات ژئوموفولوژی است. دلیل این امر، در وهله اول، تمایل پژوهشگران به توسعه نظریه‌های کمی در مورد فرآیندها و انواع واکنش‌های رودخانه‌ای در مقابل عوامل بالا و در وهله دوم، امکان بازسازی شرایط حاکم در گذشته از راه بررسی مورفولوژی رودخانه‌های امروزی است(یمانی و علیزاده، ۱۳۹۵: ۲). رویداد فعالیت‌های زمین‌ساختی در یک ناحیه که موجب بالاآمدگی، فرونشینی و یا جابه‌جایی(افقی یا قائم) در طول گسل‌ها می‌شود، آثاری محسوس بر سیستم‌های رودخانه‌ای دارد (شوم، ۱۹۷۷: ۳۸۸). به‌طوری‌که در پی آن تغییراتی در شیب کف دره‌ها ایجاد شده و در نتیجه ویژگی‌های هندسی رودخانه‌ها تحت تأثیر قرار می‌گیرند (استوکز و همکاران، ۲۰۰۳: ۸۱–۵۹). اثر این فعالیت‌ها بر روی رودخانه‌ها، به‌صورت تغییر در نوع شبکه رودخانه‌ای و عمل انباشت یا کاوش رودخانه نیز ظاهر می‌شود(هاروی، ۲۰۰۳: ۲۰۳–۲۲۵). کافمن[1] و همکارانش(۲۰۰۲) نهشته هایی که در دریاچه های عمیقی که بر اثر جریان گدازه ها در گرند کانیون رودخانه کلرادوی آریزونا مسدود شده بودند را مورد مطالعه و پژوهش قرار دادند. برای تشخیص سن رسوبات از اسید آمینه، ژئوکرونولوژی و کربن ۱۴ استفاده کردند. تفسیری که از این رسوبات بعنوان نهشته های بهارتغذیه و جوانی نسبی آن ها داشتند، ارائه جایگزینی برای تفکر مرسوم است که نهشته هایی از این قبیل که گرند کانیون را پرکرده اند در دریاچه های عمیقی تشکیل شده اند که براثر جریان گدازه در کواترنر مسدود شده اند. فنتون[2] و همکارانش(۲۰۰۶) جهت بررسی دبی اوج طغیان سیل سد دریاچه ای گرندکانیون آریزونای آمریکا در کواترنر، رسوبات حاصل از این طغیان بر اثر شکست سد گدازه ای را از طریق شواهد حاصل از شکست و فرموله کردن جریان، دبی اوج و جریان هیدروگراف برآورد کردند. نتایج نشان داد که این طغیان بزرگترین طغیان در کلرادو شناخته شده بطوری که جزء قدیمی ترین طغیان ها بوده و در نوع خود در کواترنر بی نظیر بوده و توانسته شواهد کواترنری را در خود مستند کند. یمانی و همکاران(۱۳۹۱) با استفاده از روش تجربی و برپایه تحلیل های میدانی، زمین لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه های دریاچه ای آن را مورد پژوهش قرار دادند و به این نتیجه دست یافتند که در مسیر رودخانه سیمره تکرار لغزش در مقیاس های متفاوت موجب شکل گیری دریاچه های سدی در مسیر این رودخانه شده و با تخلیه دریاچه، رسوبات بصورت ۴ سطح پادگانه ای بر صفحه طبیعت نقش بسته است. یمانی و همکاران(۱۳۹۴) سطوح دیرینه دریاچه ارومیه را در کواترنری

[1]. kaufman
[2].Fenton

با مطالعه پادگانه های دریاچه ای و با استفاده از شواهد فسیلی، رسوب شناسی و ژئومورفولوژیکی مطالعه نمودند. نتایج به دست آمده نشان داد بالاترین سطح پیشروی دیرینه آب دریاچه در سواحل جنوبی آن و بیشینه مساحت دریاچه معادل ۱۳۹۰۰ کیلومتر مربع بوده است که سطح آبگیری آن نسبت به سال ۲۰۱۱ در حدود ۱۰۰۰۰ کیلومتر مربع بیشتر بوده است. لک و همکارش(۱۳۹۴) به بازسازی محیط های رسوبی هولوسن دریاچه مهالو با شواهد رسوب شناسی و کانی شناسی پرداختند و به این نتیجه دست یافتند که رسوبات تشکیل دهنده دریاچه از سه نوع تخریبی، کربناته و تبخیری می باشد. و محیط های بازسازی شده برای هولوسن دریاچه مهارلو شامل پهنه گلی–نمکی، نمکی و دریاچه موقت می باشد. شاه زیدی در سال (۱۳۹۵) تحولات شکل زایی چاله لوت در کواترنر را با تأکید بر بازسازی پادگانه های دریاچه ای مورد پژوهش قرار داد.

صالحی پورمیلانی و همکاران(۱۳۹۶) پژوهشی تحت عنوان بررسی شواهد رسوبی سطح آب دریاچه ارومیه در کواترنری را با استفاده از رسوبشناسی و بررسی دامنه ها، بررسی آنالیز عنصری و ژئوشیمی رسوبی رسوبات پادگانه های دریاچه ای از طریق آزمایش های ICP و XRF و بررسی تغییرات آن ها همزمان با نوسانات سطح آب دریاچه ارومیه انجام دادند.

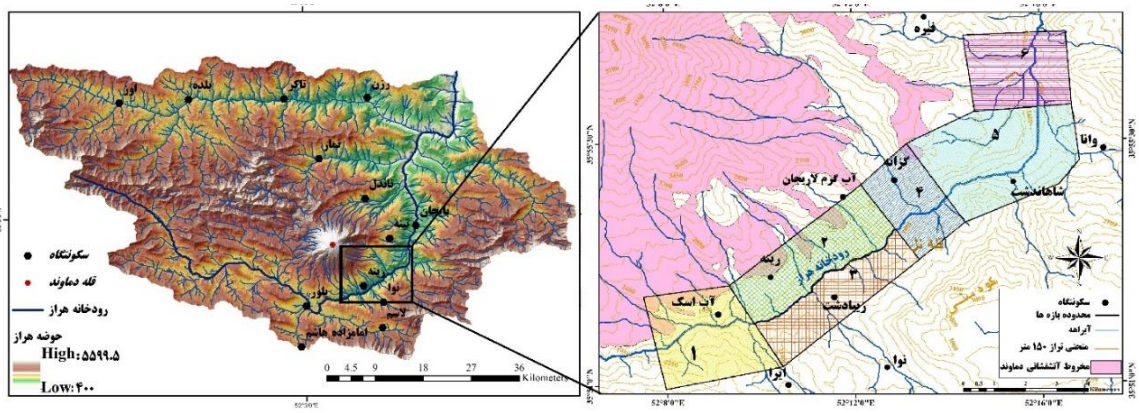
ازجمله مطالعاتی که بر روی آتشفشان دماوند انجام گرفته می توان به پژوهش های یمانی و همکاران(۱۳۹۷) اشاره کرد. ایشان در پژوهشی ارتباط بین تناوب آخرین فوران های دماوند و توالی دریاچه های سدی گدازه ای را طی کواترنر پسین بررسی نمودند و به این نتیجه دست یافتند که جریان گدازه ای این آتشفشان در سه نقطه برروی رودخانه هراز باعث تشکیل دریاچه های سدی گدازه ای شده است. همچنین رحیم زاده و همکاران(۱۳۹۳) ویژگی ها و شکل گیری حباب ها در هنگام فوران در واحد اسکوری آتشفشان دماوند را مورد بررسی قرار دادند. برای دستیابی به این مهم از روش توزیع حباب ها و با محاسبه فراوانی، سهم حجمی، مدلسازی سه بعدی، هسته بندی و رشد حباب ها استفاده کردند. آن ها متوجه شدند در آتشفشان دماوند سه نسل از حباب ها را که در سه رخداد هسته زایی تشکیل شده اند، به ترتیب از نسل اول تا سوم چگالی هسته بندی افزایش و رشد حباب ها را کاهش داده اند. پوردارابی و همکاران (۱۳۹۳) دیرینه مغناطیسی آتشفشان دماوند در طی نیم میلیون سال گذشته را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج به دست آمده از آنالیزهای دیرینه مغناطیسی بر روی نمونه های جمع آوری شده از ده سایت در دامنه آتشفشان دماوند گویای چرخش مخروط در خلاف جهت عقربه های ساعت به میزان ۰/۷ درجه به ازای هر ۱۰۰۰ سال است. شیرازی و همکارش (۱۳۹۲) مواد آذرآواری(پومیس و لاهار) دره‌های ملار و رینه در مخروط آتشفشان دماوند را با استفاده‌از روش تحلیلی–توصیفی و با بهره‌گیری از ابزارهای مناسب و بازدید میدانی مورد مقایسه و بررسی قرار دادند و به این نتیجه دست یافتند که آتشفشان دماوند فوران های انفجاری با قدرت بالا داشته که سبب پراکندگی مواد آذرآورای از جمله پومیس در محدوده وسیعی شده است. رسوبات آذرآواری توسط لاهار پوشیده شده و میزان و گستردگی لاهار در تمام قسمت ها یکسان نبوده است. بطوریکه در منطقه مورد مطالعه رینه، لاهار به دلیل کاهش شیب از ضخامت و گستردگی بیشتری نسبت به ملار برخوردار بوده است. جان دیویدسون[1] و همکاران نیز در (۲۰۰۴) زمین شناسی آتشفشان دماوند در کوه های البرز را مورد مطالعه و بررسی قرار دادند. سن قدیمی ترین سنگ های آتشفشانی دماوند را با استفاده از روشHe (Th-U) از حدود ۱/۸ تا ۸/. میلیون سال تعیین نموده اند. و جوان ترین روانه ها که در دامنه های غربی آتشفشان قرار دارند، سنی حدود ۷۳۰۰ سال را به دست داده اند. بنابراین آتشفشان های با سابقه فعالیت کمتر از ۱۰۰۰۰ سال به طور بالقوه فعال تلقی می شوند. روبرت کوشکا (۲۰۰۲) نیز با استفاده از سنجش از دور به مطالعه آتشفشان دماوند و نقش آن بر فعالیت های انسانی پرداختند. برای دستیابی به این منظور نمونه های از آب و هوا، مسیرهای حمل و نقل، منابع آب، مناطق حفاظت شده، کاربری زمین این پتانسیل را مورد بررسی قرار دادند. که با استفاده از این روش نتایج قابل توجهی در اسناد و مدارک و نظارت بر فعالیت های انسانی به دست آمد.

در مباحث ژئومورفولوژی ایران در خصوص پادگانه های سدی گدازه ای دماوند و میراث های آن اشاره شده است، لیکن به تاثیر عوامل ژنتیکی مواد پیروکلاستی دماوند و سکانسهای دریاچه‌ای پرداخته نشده‌است. از این رو، این پژوهش، با هدف بررسی مورفوژنتیک پادگانه‌های دره‌هراز در محدوده آب‌اسک تامحل روستای‌فیره و ارتباط‌آن با فرآیندهای فعال آن در کواترنری انجام گرفته است.

[1]. Davidson

منطقه مورد مطالعه

دره هراز با جهتی جنوبی- شمالی به‌طول تقریبی ۱۸۴ کیلومتر تهران‌را به آمل وصل می‌کند که بین ۵۲/۵- ۵۱/۵ درجه طول جغرافیایی و ۳۶/۵- ۳۵/۵ درجه عرض جغرافیایی از نیمروز گرینویچ قرار گرفته است. شیب آن در محدوده کوهستانی بسیار متغیر است. رودخانه هراز ، از دره لار در جنوب کوه دماوند سرچشمه گرفته و به دریای خزر می‌ریزد. محدوده مورد مطالعه بخشی از دره هراز به طول ۱۶/۵ کیلومتر واقع در جنوب شرقی قله دماوند و حوضه هراز می باشد(شکل ۱).



شکل۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در حوضه هراز و بازه های مورد بررسی

مواد و روش‌ها

پژوهش انجام گرفته عمدتاً بنیادی است که با هدف تحلیل مورفوژنتیکی پادگانه های دره هراز در محدوده آب اسک و بسط نظریه دریاچه های سدی در کواترنری با تجزیه و تحلیل داده های میدانی است. بر این اساس، از نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و مدل رقومی(Dem ۱۲ m و۳۰ m)، عکس های هوایی ۱:۵۵۰۰۰ منطقه، تصاویر ماهواره ای لندست (۲۰۰۸ و ۲۰۱۸)، Google Earth ، ابزار پژوهش میدانی GPS، متر و میر نقشه برداری استفاده و نهایتا داده های به دست آمده بعد از ورود به نرم افزارهای مربوطه، تحلیل و نتیجه آن به صورت نقشه ترسیم شد. در گام بعد، با مشاهده و برداشت های مکرر میدانی از حدود و گسترش رسوبات آذرآواری، حدود و گسترش رسوبات دریاچه ایی، حدود و پراکندگی رسوبات یخچالی و نقش رودخانه در برش این رسوبات، دره هراز در منطقه مورد مطالعه به شش بازه تقسیم شد؛ سپس با ترسیم پروفیل های عرضی و مقاطع چینه شناسی، لایه های رسوبی در بازه های مورد بررسی مورفومتری شد و بعد از مشخص نمودن ژنز پادگانه های هر بازه، تاریخ تحولات منطقه تحلیل و بازسازی شد. برای مقایسه توالی پادگانه های دریاچه ای، توالی رسوبات پیروکلاستی و یخچالی و تنوع رسوب رودخانه ای از روش تحلیلی استفاده شده است. تکنیک کار شامل مراحل زیر می باشد: ۱- مقایسه ارتفاع، ضخامت و توالی رسوب پادگانه های موجود در محدوده مورد مطالعه، از طریق کار های میدانی؛ ۲- تعیین ارتفاع و حدود گسترش رسوبات دریاچه ایی محدوده آب اسک تا گزانه، ۳- بازه بندی منطقه با توجه به تفاوت های لندفرمی به شش سایت مجزا؛ ۴-بازسازی حدود و ارتفاع دریاچه سدی و زبانه های پیروکلاستی- یخچالی با استفاده از روش منحنی میزان و ۵- تطبیق یافته ها و تحلیل نتایج و سرانجام بازسازی تحولات دیرینه و تبیین مدل ساختاری منطقه مورد بررسی.

بحث و یافته های پژوهش

تاکنون محققین مختلفی نسبت به ایجاد دریاچه‌های سدی گدازه‌ای در دره هراز و دره‌های پیرامون قله دماوند اظهار نظر نموده‌اند (علائی‌طالقانی، ۱۳۹۱و یمانی و همکاران، ۱۳۹۷) با این وجود تاکنون هیچ اشاره‌ای به مسدود شدن دره‌هراز توسط تاثیر مواد آذرآواری بر محیط یخچالی که تا حد زیادی مملو از یخرفت هستند، نشده است. آتشفشان جدید دماوند که طبق سن‌سنجی صورت گرفته با دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی همزمان است با فوران‌های پی درپی خود توانسته مواد پیروکلاست و گدازه زیادی را به خارج پرتاب نماید. بسته به مسافت طی شده و گرمای ذخیره در این مواد بر روی

سیرک‌ها و جریانات یخی قرار گرفته، یا به صورت لاهار درآمده و جاری گشته و یا به‌صورت یک لایه چینه‌شناسی بر روی یخچال‌ها قرار گرفته است. آتشفشان دماوند در چند مرحله وارد دره هراز شده و موجب بسته شدن دره هراز و تشکیل دریاچه سدی گدازه ای تا خروجی رودخانه لاسم شده است(یمانی و همکاران، ۱۳۹۷). به طوری که پادگانه ها تا این محدوده از توالی رسوبات گدازه ای، دریاچه ای و رودخانه ای تشکیل شده است. رودخانه هراز تا قبل از روستای آب اسک تحت تاثیر جریان های گدازه ای (تراکی آندزیت) قرار گرفته، اما از روستای آب اسک به پایین تقریبا هیچگونه گدازه ای در توالی پادگانه های مسیر و اطراف دره هراز دیده نمی شود، و در دره گزانه نیز جریانات گدازه ای نتوانسته خود را به دره هراز برسانند و تاثیری بر سطوح پادگانه ای محدوده مورد مطالعه داشته باشد و در فاصله تقریبا ۲ کیلومتری دره اصلی متوقف شده اند. بنابراین با توجه به بررسی های کتابخانه ایی، مطالعه نقشه زمین شناسی و مشاهدات میدانی در محدوده مورد مطالعه شواهدی مبنی بر ورود گدازه های دماوند به دره هراز مشاهده نشده‌است.

علاوه بر سدهای گدازه ای، یکی از موارد تشکیل پادگانه های سدی دریاچه ای در اطراف قله های آتشفشانی با توجه به حجم عظیم مواد آذرآواری که همراه گدازه، یا قبل و بعد از خروج گدازه از دهانه آتشفشان خارج می شود، سدهایی است که به طور مستقیم یا تحت تاثیر رسوب مواد آذرآواری تشکیل می شوند و یا به طور غیر مستقیم و تاثیر بر دیگر فرآیندهای حاکم بر محیط باعث ایجاد مانع در مسیر آبراهه ها و مسدود شدن دره های آن ها می شوند. از جمله فرآیندهایی که تحت تاثیر مواد آتشفشانی آذرآوری قرار گرفته اند، جریانات یخی و زبانه های یخرفتی می باشد. آثار و شواهد یخرفت در توالی پادگانه های دره هراز نشان می دهد که در انتهای دره های فرعی منتهی به رودخانه هراز سیرک های یخچالی توسعه یافته ای قرار دارد که نشان می دهد قبل و حین فعالیت آتشفشان دماوند، منطقه تحت استیلای یخچال و فرآیندهای یخچالی بوده است. آثار و شواهد نشان می دهد در چندین نقطه یخچالها توانسته اند از دره های فرعی به دره هراز ورود نمایند. اما با توجه به حجم عظیم رسوبات یخچالی و رسوبات پیروکلاستی در چینه شناسی پادگانه های دره هراز مشخص می شود که زبانه های یخچالی تنها با دخالت و همراهی رسوبات پیروکلاستی و آذرآواری آتشفشان دماوند توانسته اند تا دره هراز طی طریق نموده و مانع جریان رودخانه هراز در مسیر و بستر خود گردد. به طوری که دینامیک جریانی را دچار تغییر و به محیطی ایستا و تراکمی جهت نهشته شدن رسوبات در مخزن دریاچه سدی تبدیل نماید. کما اینکه پیروکلاست های دماوند نیز به تنهایی و بدون دخالت فرآیندهای یخچالی قادر به ایجاد دریاچه و یا تاثیر بر محیط خود نمی شده است. از این رو در این مقاله به فرآیندهای موثر در تشکیل پادگانه های دره هراز در محل آب اسک واقع در جنوب شرقی قله دماوند و شواهد آن، پرداخته می شود. برای دستیابی به این هدف بر اساس تفاوت های لندفرمی که در منطقه وجود داشت، شش بازه مطالعاتی برای کل منطقه در نظر گرفته شد:

شواهد فعالیت های پیروکلاستی دماوند در دره هراز

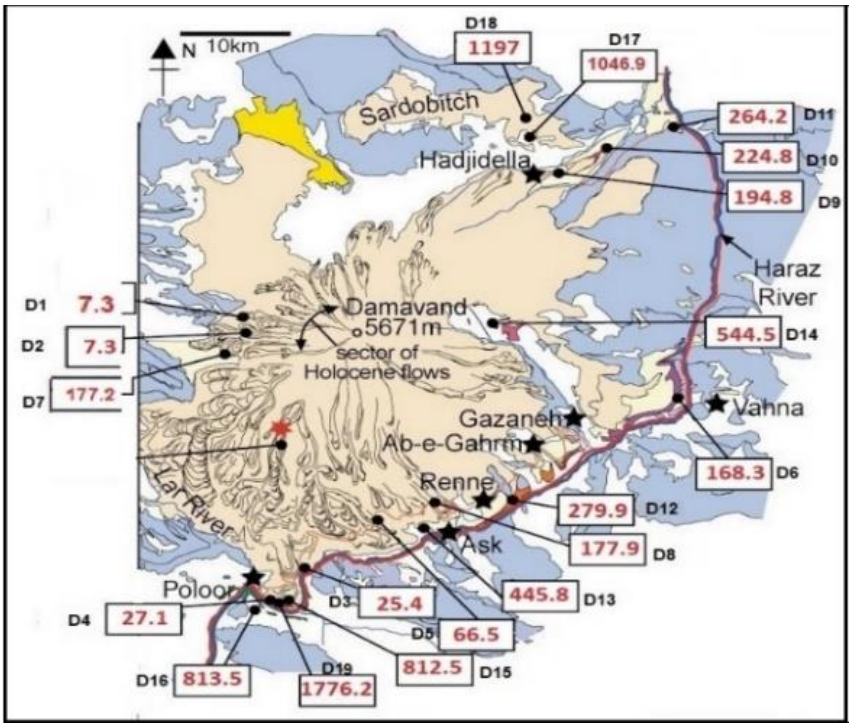
بر مبنای نقشه زمین شناسی و با توجه به مشاهدات میدانی، آتشفشان دماوند بیشترین حجم مواد پیروکلاستی خود را در دامنه شمال شرقی تا جنوب شرقی تزریق نموده و انبوه این مواد موجب تنوع در لایه های رسوبی پادگانه ها و در بالادست دره گزانه موجب تشکیل دریاچه و تعیین اولویت مورفوژنز پادگانه های هراز در این بخش از دره هراز گردیده است. اینکه مواد ریزشی آتشفشانی قادر به ایجاد دریاچه سدی در مسیر جریان رودخانه هراز بوده یا خیر به نوع مواد، چگونگی انسجام مواد آتشفشانی و از همه مهمتر به سطحی که این رسوبات در آن نهشته می شود بستگی دارد. وجود خاکسترهای انسجام یافته در کف دره هراز از یک طرف و حجم زیاد مواد پیروکلاستی و جوش خوردن این مواد با درجه حرارت بالایی که دارند از روستای آب اسک تا گزانه این گمان را تقویت می کند.

شواهد فعالیت های یخچالی در دره هراز

با توجه به وجود یخرفت در توالی پادگانه ها و وجود سیرک‌های بالادست دامنه‌های شمالی و جنوبی رودخانه هراز (شکل ۳) و همزمانی فورانهای آتشفشانی دماوند با دوران یخچالی(جدول۱ و شکل ۲) وجود یخچال متصور است.

جدول ۱: ارتباط فعالیت های آتشفشانی دماوند با دوره های یخچالی و بین یخچالی

دماوند جوان			دماوند قدیم		
سن گدازه(هزار)	دوره یخچالی	موقعیت در شکل۲	سن گدازه (هزار)	دوره یخچالی	موقعیت در شکل ۲
7.3	عهد حاضر	D1	544.5	بین‌یخچالی گونز–میندل	D14
7.3	عهد حاضر	D2	812.5		D15
25.4	وورم	D3	813.5		D16
27.1	وورم	D4	1046.9		D17
66.5	وورم	D5	1197.1		D18
168.3	ریس	D6	1776.2		D19
177.2	ریس	D7			
177.9	ریس	D8			
194.8	ریس	D9			
224.8	بین‌یخچالی میندل- ریس	D10			
264.2	بین‌یخچالی میندل- ریس	D11			
279.9	بین‌یخچالی میندل- ریس	D12			
445.8	بین یخچالی گونز- میندل	D13			

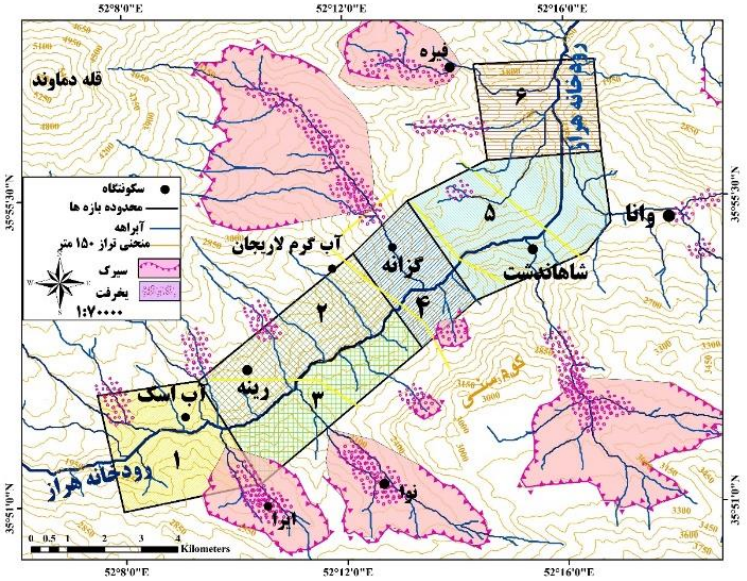


شکل ۲: موقعیت و سن نقاط سن سنجی شده در دره هراز و قله دماوند

براساس (جدول ۱) سن فعالیت آتشفشان جدید دماوند با اولین دوره یخچالی تقریبا همزمان بوده‌است. از این‌رو همزمان با فعالیت یخچال‌ها، فعالیت آتشفشان دماوند و ریزش رسوبات پیروکلاستی روی جریانات یخچالی از یک‌سو موجب ایجاد بار رسوبی مضاعف در منطقه شده و از سوی دیگر با توجه به این‌که مواد پیروکلاستی با توجه به مسافتی که می‌توانسته‌اند طی کنند بخشی از دمای خودرا حفظ کرده و هنگامی که بر روی سطح زیرین یخچالی خود نهشته می‌شده‌اند، باعث تسریع در حرکت زبانه‌ها و مواد همراه آن‌ها می‌شده‌اند.

وجود سیرک‌های متعدد در انتهای دره‌ها

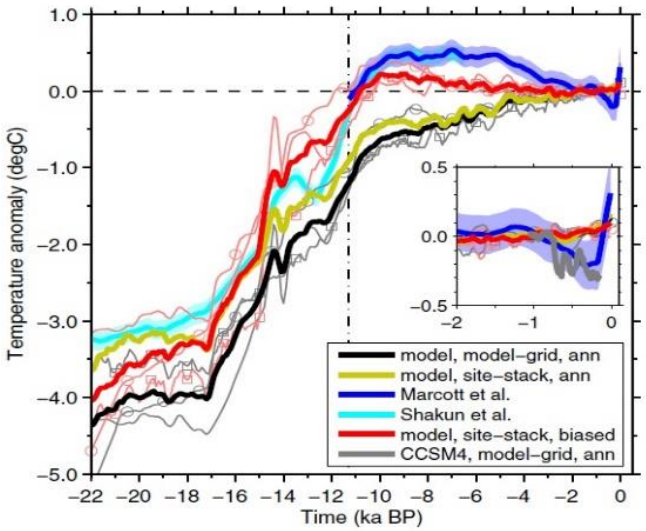
در اغلب دره‌های منتهی به دره‌هراز سیرک‌های متعدد در ابعاد مختلف دیده می‌شود که می‌توانسته حجم وسیعی‌از یخرفت‌را به سمت دره هراز زهکشی نماید. سیرک ایرا با مساحتی حدود ۵/۷ کیلومترمربع و سیرک نوا با ۸ کیلومترمربع در جنوب‌شرق دره هراز و سیرک گزانه با مساحت تقریبی ۱۸ کیلومترمربع در شمال‌غرب دره‌هراز و جنوب‌شرق قله‌دماوند واقع شده‌اند (شکل۳). در انتهای اغلب این سیرک‌ها و همچنین در بیشتر دره‌ها شاهد حجم وسیعی از رسوبات درشت‌دانه در میان انبوهی از مواد ریزدانه هستیم. یخرفت‌های موجود نشان می‌دهد جریانات یخچالی توانسته‌اند در دره هراز و دامنه‌های اطراف آن فعالیت نمایند. قابل ذکر است که محرک اصلی جریان این زبانه‌ها رسوبات آذرآواری و پیروکلاستی دماوند می‌باشد. چراکه در لابلای تمام رسوبات‌یخچالی، آثار پیروکلاست‌های دماوند مشهود است.



شکل۳ :موقعیت سیرک ها و جریانهای یخرفتی مشرف به بازه های مورد مطالعه

بازه‌بندی منطقه مورد مطالعه

به جهت گستردگی و تفاوت در ژنز نهشته های پادگانه ها، منطقه مورد مطالعه به ۶ بازه تقسیم شد(شکل ۱). در تمام بازه‌ها لایه رسوبی پادگانه در بالاترین لایه دارای بافتی بسیاردرشت و ناهمگن بوده و از نظر ژنتیکی با رسوبات یخرفتی انطباق دارد و نشانگر آن‌است که بعد از آخرین فوران دماوند، در ۶۸۰۰ سال پیش جریانهای یخچالی تا سطح اساس پایین آمده‌اند و این حاکی‌از پیشروی مجدد جریانهای یخچالی در دامنه‌های دماوند درست همزمان با فرارسیدن دوره گرم هولوسن و پسروی تدریجی جریانهای یخچالی است. ناگفته نماند در نتیجه پسروی خط تعادل یخچالی و ارتفاع پیداکردن پیشانی یخچال‌های منتهی به دره‌هراز، دبی جریان‌ها افزایش داشته و به یک‌باره از حدود شش‌هزار سال پیش، بار جامد فراوانی در اختیار شبکه هیدروگرافی منتهی به دره‌هراز نهاده‌اند و ضخامت زیاد لایه رسوبات با ژنز یخرفتی در چینه‌بندی پادگانه‌ها نتیجه این فرآیند ۵ هزار ساله است. این تغییرات با منحنی تغییرات دمای جهان در هولوسن مطابقت دارد(شکل۴).

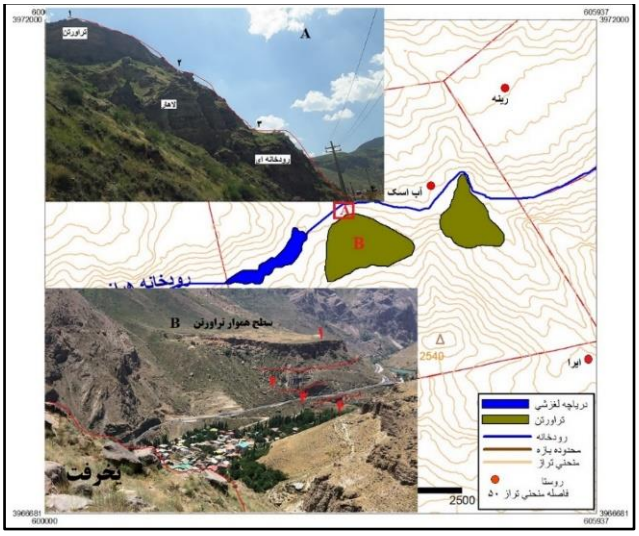


شکل۴ : مدل‌های گوناگون برآورد میانگین دمای جهان از ۲۲ هزار سال پیش (لیو[1] و همکاران، ۲۰۱۴)

بازه شماره ۱: آب‌اسک

تراورتن‌های آب‌اسک

گسل‌خوردگی و شکستگی‌های موجود در منطقه آب‌اسک مکانیسم مهمی در صعود سیالات گرمابی غنی از CO به سطح زمین و تشکیل تراورتن‌های پشته‌ای- شکافی و رگه‌های تراورتنی داشته‌است. بعلاوه تراورتن یک سنگ آهکی قاره‌ای قابل رسوب در اطراف چشمه‌های آب‌گرم موجود در مناطق ولکانیکی جوان و سیستمهای ژئوترمالی می باشد. در اطراف روستای آب اسک تعداد هفت چشمه آبگرم مشاهده می شود. وجود تراورتن در آب اسک و حجم رسوبگذاری آن باعث مئاندری بودن رودخانه هراز گردیده است. به گونه ای که حجم رسوبگذاری بر فرسایش و فشار رودخانه ایی غلبه داشته و موجب تغییر مسیر این رودخانه شده است. بر اساس نقشه زمین شناسی و توپوگرافی، قسمتی از این تراورتن ها در ارتفاع ۲۱۰۰متری به صورت تقریبا هموار قرار گرفته که به نظر میرسد این رسوب گذاری در یک محیط دریاچه ایی یا چالابی شکل گرفته باشد(شکل ۵ مقطع B). قرارگیری تراورتن بر روی لاهارها و رسوبات رودخانه ایی نیز این گمان را تقویت میکند. بر اساس (شکل۵ مقطع A) چهار سطح پادگانه قابل مشاهده می باشد بالاترین سطح پادگانه تراورتن قرار گرفته است.

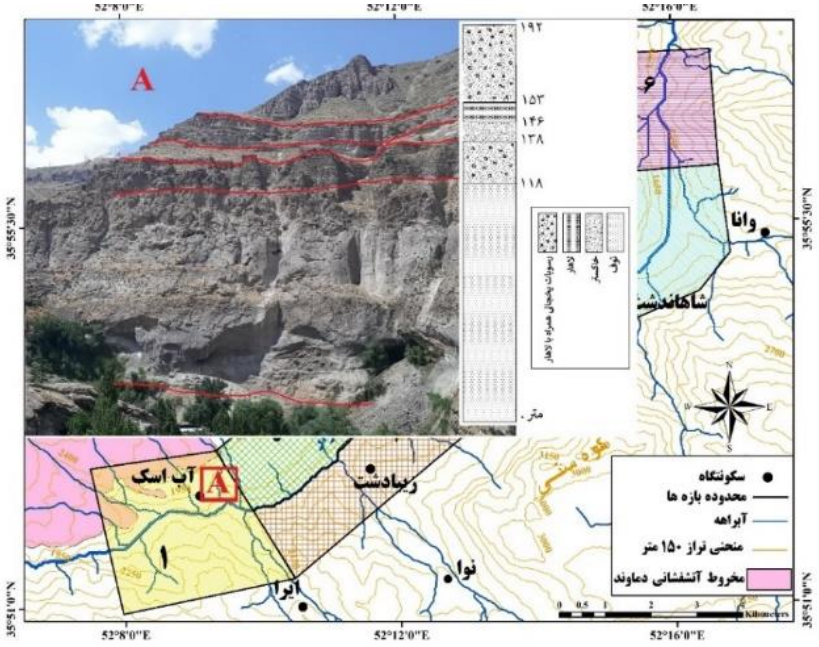


شکل ۵: نحوه قرار گیری تراورتن‌های آب‌اسک و سطوح پادگانه‌ای در دامنه جنوبی دره‌هراز

[1].Liu

ب: مقطع چینه شناسی آب اسک

بر اساس (شکل ۶) مقطع چینه شناسی ترانشه آب اسک به ارتفاع ۱۹۲ متر ترسیم شده است. بیشترین ضخامت مقطع چینه شناسی مربوط به توف به ضخامت ۱۱۸ متر می باشد. این حجم ازتوف های برشی نشان می دهد در زمان فوران آتشفشان این قسمت محل تجمیع آب و یا دریاچه بوده است، زیرا توف ها، خاکسترهای منسجم شده در زیر آب می باشند. بالای لایه توف رسوبات یخچالی- لاهاری قرار گرفته ضخامت این لایه۲۰ متر برآورد شده است. وجود این لایه در بالای لایه توف نشان می دهد بعد از تشکیل دریاچه، فعالیت یخچالی محیط را احاطه نموده و سپس آتشفشان باعث دستکاری در این محیط شده است. لایه لایه بودن نهشته های این لایه مبین رسوب نهشته های یخچالی در یک حوضه بسته همراه با حجم زیاد مواد پیروکلاست بوده است. آتشفشان دماوند ۱۱ متر از خاکستر های خود را بر روی این لایه نهشته گذاری کرده است. لاهارها لایه بعدی هستند که روی رسوبات خاکستر انباشت گردیده اند. وجود رسوبات آذرآواری در بیشتر لایه ها نشان از همزمانی فعالیت این آتشفشان با دیگر فرآیندهای حاکم در منطقه بوده است. در راس تمام این رسوبات یک لایه یخچالی قرار داردکه ضخامت آن به چندین ده متر می رسد.



شکل ۶: مقطع چینه شناسی دامنه شمالی آب اسک

بازه ۲ : رینه

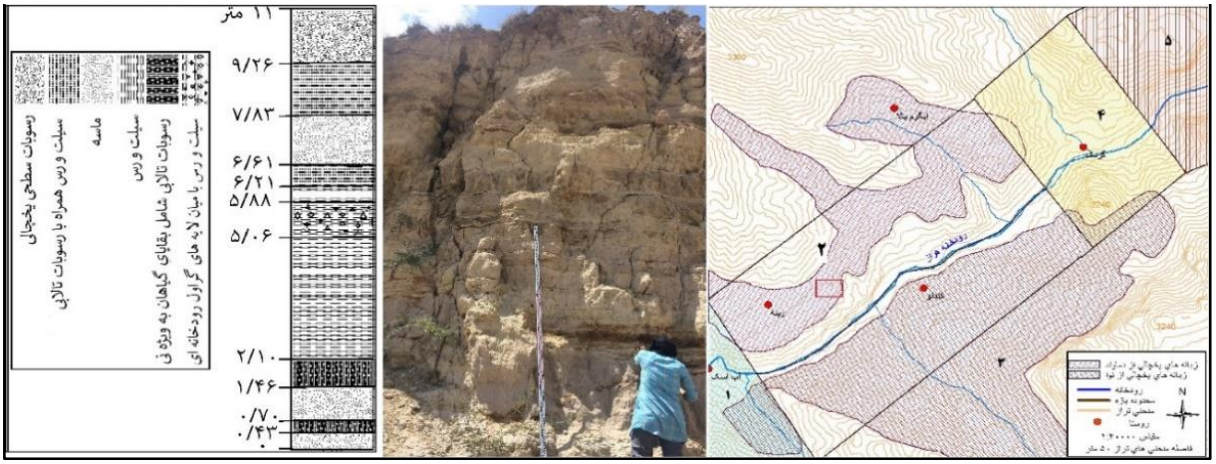
رسوبات رینه

این بازه در شمال و شمال غرب دره هراز واقع شده است. رودخانه هراز بازه دوم و سوم را از هم جدا نموده است. این دو بازه اگرچه در کنار هم واقع شده اند اما اختلاف زیادی از نظر چینه شناسی با هم دارند. با نگاهی به نیمرخ عرضی و مقطع چینه شناسی دره هراز در این محدوده ، اساسا دو سطح چینه شناسی مشخص است. بیشترین ضخامت رسوب که به صورت دیواره در دامنه شمالی واقع شده است و بیشتر مقطع این بازه را به خود اختصاص داده است لایه توف می باشد. این بخش ادامه بازه یک می باشد. دومین لایه چینه شناسی، لایه یخچالی- پیروکلاستی می باشد. زبانه های یخچالی که از دره های منشعب ازقله دماوند سرازیرشده حجم انبوهی از مواد پیروکلاستی و یخرفت را با خود حمل نموده و به صورت مطبق روی هم انباشت نموده است. لایه لایه بودن این رسوبات به حجم مواد ریزشی و پیروکلاستی دماوند و دوره ای بودن فعالیت آن ها مربوط می شود.

رسوبات ریزدانه در توالی پادگانه ها

در جنوب روستای رینه لایه های متفاوتی از رسوبات دریاچه ای در توالی پادگانه ها یافت می شود. وجود رسوبات دریاچه ایی یا چالابی در ارتفاع ۲۲۶ متری نسبت به بستر رودخانه هراز و ارتفاع ۱۹۴۰ متری درست در شیبی منتهی به دره هراز

نشان دهنده وجود دریاچه یا چالاب در این قسمت از دره هراز بوده است. شکل(۷) مقطع رسوبی سطح پادگانه در جنوب رینه را نشان می دهد، ۱۱ متر از مقطع گرفته شده؛ رسوبات سیلت و رس، ماسه، رسوب تالابی و رسوبات سطحی را شامل می شود. بیشترین ضخامت رسوب مربوط به رسوبات رس و سیلت به ضخامت ۲/۹۶ متر می باشد

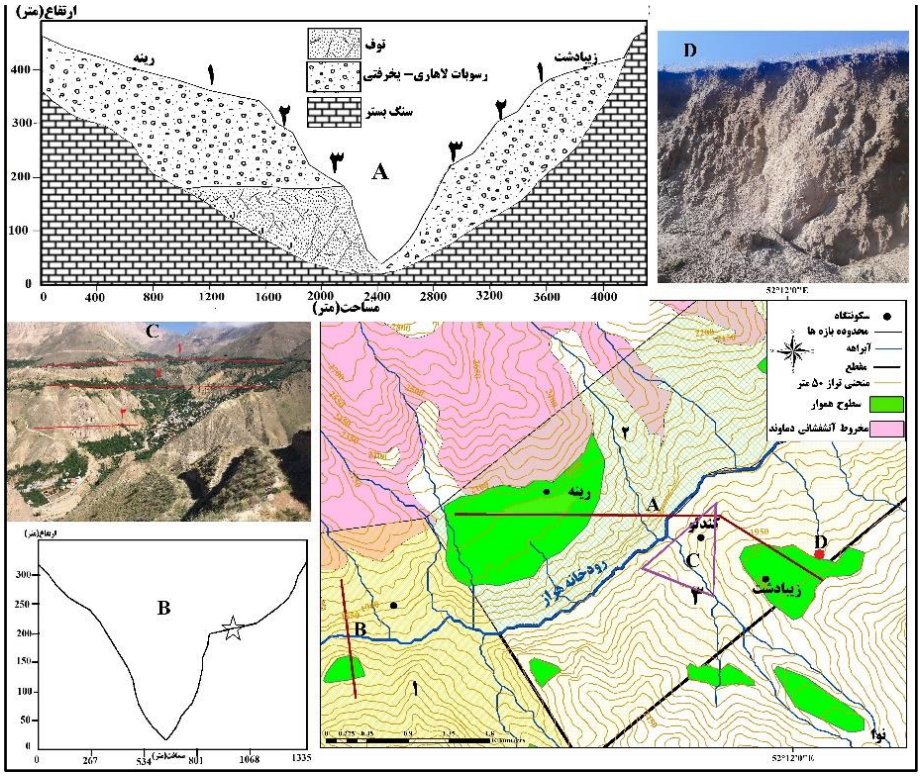


شکل۷: رسوبات پادگانه ها با ژنز دریاچه ایی در مسیر آب اسک به رینه

بازه ۳: شواهد تغییر سطح اساس

در بررسی شکل شماره ۸ وجود سطوح هموار و نسبتا گسترده که از طریق یک پرتگاه فرسایشی و با چینه بندی پادگانه ای مسلط به بستر کنونی رود هراز هستند نشان می دهد انشعاب های فرعی زهکشی، گالی های عمیقی در این سطوح حفر نموده اند. با توجه به بررسی رسوبشناسی، این سطوح با بستر دریاچه های سدی قدیمی انطباق دارند. میانگین ارتفاع این سطوح بین ۱۹۵۰ تا ۲۱۰۰ متر است و با شیب ملایمی از دامنه به سمت دره هراز کشیده شده و در دوسوی دره قابل مشاهده هستند. جالب توجه ترین سطح هموار مربوط به تراورتن های آب اسک می باشد که به نظر می رسد در یک محیط دریاچه ایی و با سطحی هموار نهشته گذاری شده اند(شکل۸ مقطع B). در بررسی نیمرخ A در شکل هشت سه سطح پادگانه در دو سوی دره قابل مشاهده می باشند که بیانگر تغییر سطح اساس پس از نهشته گذاری ها در طی دوران یخچالی می باشند.

بازه سه که در ضلع جنوب شرقی رودخانه هراز قرار گرفته است. چینه بندی و ساختار رسوبی متفاوتی با بازه دو دارد. بازه دو دارای بافت لایه لایه بوده و توف ها عمده ترین رسوبات این سایت بودند درحالی که در بازه سه ساختار چینه شناسی منطقه فاقد لایه بندی بوده و هیچ آثاری از ته نشست توف وجود ندارد. دلیل این بی نظمی فعالیت و تکامل بیشترسیرک های دامنه جنوبی هراز نسبت به دامنه شمالی آن در دوران یخچالی و مسافت بیشترتا قله دماوند می باشد. به گونه ای که جریان های مملو از یخرفت همراه با خاکستر ها تا سطح اساس دریاچه ای پایین آمده و نهشته شده اند. در نهایت در دوران بین یخچالی توسط زهکش های فرعی به صورت پادگانه های پرتگاهی مضرس مانند(شکل ۸ مقطع C)، در سه سطح بر دره هراز مسلط شده اند. این پرتگاه های دندانه دار در دره نوا و دره ایرا به خوبی قابل مشاهده می باشند. در زیبا دشت سطحی از رسوبات ریزدانه در توالی این رسوبات وجود دارد(شکل ۸ مقطع D).

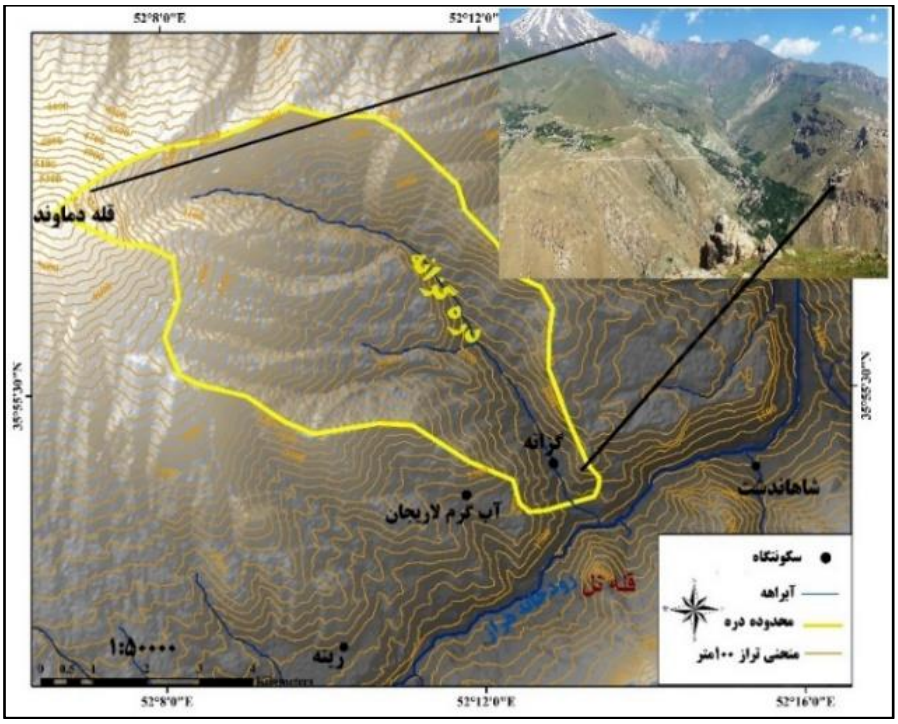


شکل۸: سطوح هموار دریاچه ای:A: نیمرخ سطوح هموار زیبادشت و رینه؛ B: نیمرخ سطح هموار تراورتن آب اسک؛ C: تصویر سطح هموار زیبادشت واقع در دره نوا از بالای رینه در طبیعت و D : رسوبات ریزدانه زیبادشت

بازه شماره ۴ :دره گزانه

دره نامتقارن دامنه شرقی قله دماوند

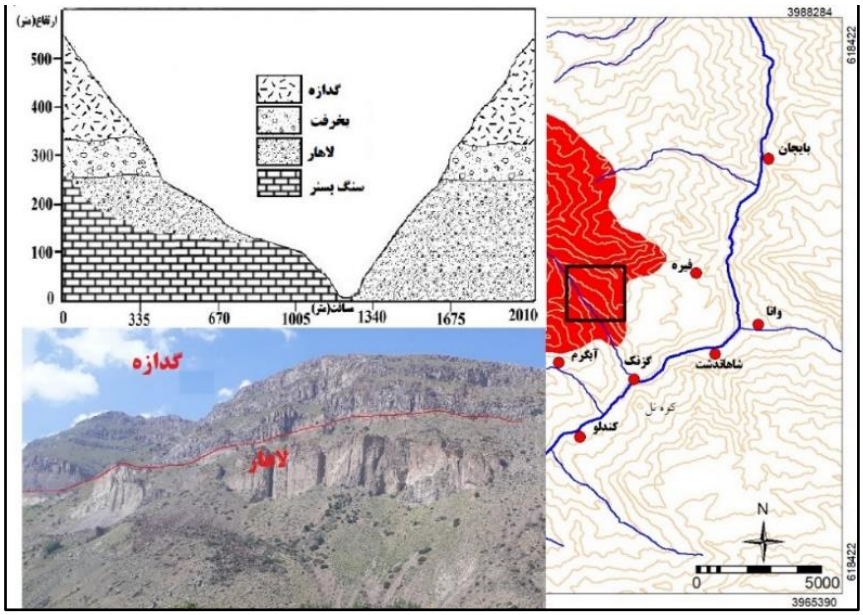
مخروط دماوند قدیمی که شکل‌گیری آن از حدود ۱/۸ میلیون سال قبل آغاز شده بود، در حدود ۴۵۰ هزار سال پیش در سمت شمال و شرق دستخوش یک فروریزش مهیب و ویرانی بزرگ شد و بر اثر آن بخش‌های داخلی آتشفشان در سطح زمین هویدا شد. اکنون می‌توان بخش‌هایی از دل دماوند قدیمی که مملو از مواد گوگردی است را در جاهایی چون دره گزانه از جاده هراز تا پناهگاه تخت فریدون و زیر یخچال‌های طبیعی یخار در شرق قله دماوند در سطح زمین مشاهده کرد. مواد گوگرد دار داخل این آتشفشان اکنون به شکل سنگ‌هایی به رنگ‌های زرد، نارنجی و قرمز در روستای وانا در مسیر جاده هراز پراکنده است. این سنگ‌ها و خاک حاصل از آنها مملو از سولفید است که بر اثر هوازدگی در محیط، بوی باروت متصاعد می‌کنند. تصاویر ماهواره ایی و مطالعه نقشه توپوگرافی، این دره به صورت یک برش عمیق شرق قله دماوند را نسبت به سایر جهات دامنه دماوند نامتقارن نموده و عمیق شده است(شکل۹). همانطور که بیان شد یخچال یخار اکنون در رأس این دره قرار دارد. حجم و اندازه فرسایش دره این سوال را مطرح می کند که رسوبات انباشت شده در این دره چگونه و کجا حمل شده اند. تنها یک جریان یخچالی قدرتمند می توانسته مواد دره را زهکشی نموده باشد (محدوده B به خط زرد).



شکل ۹: موقعیت دره گزانه نسبت به قله دماوند و دره هراز

آثار و شواهد ورود جریانات یخچالی-لاهاری در چینه شناسی پادگانه ها در دره گزانه

الف: وجود توالی رسوبات یخچالی، لاهاری و گدازه ایی در ترانشه رودخانه ایی گزانه: در دامنه شمالی دره گزانه و در مجاورت روستای گزنک ترانشه ایی از رسوبات یافت می شود که دارای توالی رسوبات لاهاری، یخچالی و گدازه ای است. وجود رسوبات یخچالی و لاهاری در زیر روانه های گدازه ایی نشان از قدمت و فعالیت جریانات یخچالی دارد(شکل۱۰). طبق سن سنجی که از گدازه های این منطقه به عمل آمده(شکل ۲) ،آتشفشان دماوند در دوران یخچالی ریس و بین یخچالی میندل- ریس و میندل –گونز فعالیت داشته است. می توان بیان نمود که آتشفشان در طول دوره بین یخچالی فعالیت بیشتری داشته و همزمان با همین دوران رسوبات دره گزانه برداشته شده و بخشی از گدازه های سطحی دره به سمت نیروی ثقل جریان یافته است.



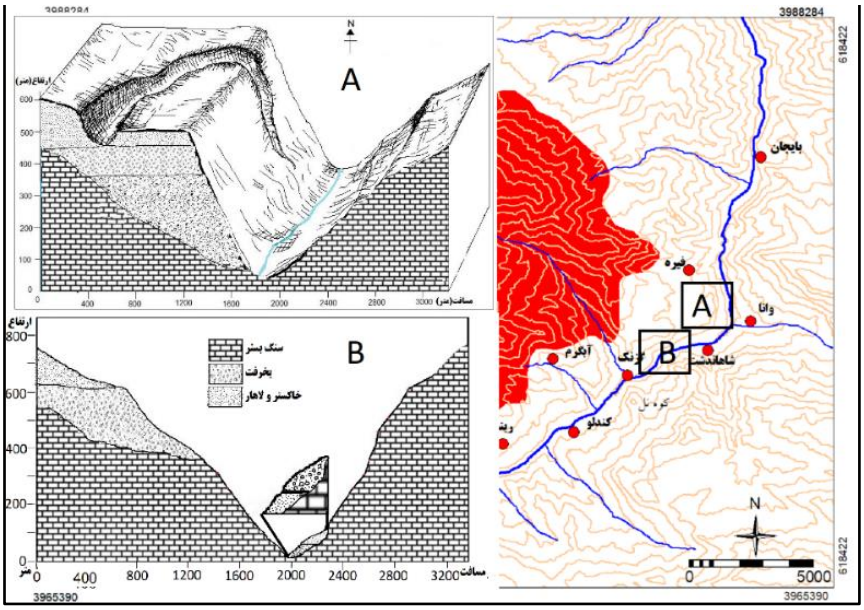
شکل۱۰: توالی رسوبات یخچالی و آتشفشانی در دره گزانه

ب:فراوانی یخرفت های گدازه ایی و لاهاری در روی کوه نل: در روبروی خروجی دره گزانه، کوه نل با ارتفاع ۲۲۳۰ متر قرار دارد در قسمت شرق قله یخرفت های گدازه ایی، لاهارهای گوگردی شبیه رسوبات دماوند قدیم وجود دارند که نشان می‌دهند از مکانی به این نقطه حمل شده و رسوب نموده اند(شکل۱۱). با مشاهدات میدانی و بررسی نقشه زمین شناسی مشخص شد که وجود این حجم از موادآتشفشانی از دامنه های مشرف به قله نل نبوده است. چراکه هیچگونه ردی از آثار یخچالی حاوی گدازه در محیط مشاهده نشد. بنابراین مشخص است این رسوبات از دره مقابل به این سمت دره حمل شده اند. به این مفهوم که قبل از آخرین فعالیت های آتشفشانی دماوند در منطقه سیرک یخچالی فعالی در محل یخچال یخار در بالادست دره گزانه وجود داشته است و فعالیت های آتشفشانی(پیروکلاستی و گدازه ای) دماوند حجم عظیمی از مواد را وارد چرخه رسوبی هراز نموده و همزمان با دوران بین یخچالی، دره هراز در محل اتصال با دره گزانه بسته شده است.

شکل۱۱: موقعیت قله‌نل و یخرفت‌های گدازه‌ای روی آن

بازه شماره ۵: پادگانه با ژنز لاهار و خاکستر آتشفشانی

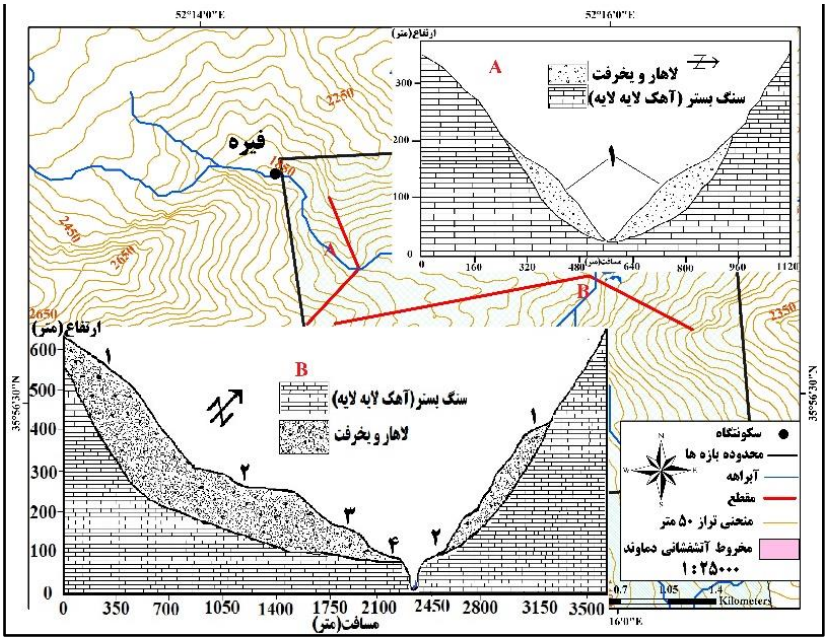
بر اساس نیمرخ عرضی A و B در شکل (۱۲)و مقطع چینه شناسی آن ها، یک سطح پادگانه با توالی رسوبات لاهار، رسوبات یخچالی و خاکستر در ضلع شمال غربی دره هراز بر روی سطح سنگ بستر گسترش دارند. رنگ و نوع لاهارها با لاهارهای سایر بازه ها تاحدودی تفاوت دارند. بنا به گفته حسن زاده این لاهارها بخشی از کالدرای فروریخته دماوند قدیم هستند که توسط فرایندهای جریانی حمل شده و در این نقطه رسوب نموده اند. انسجام یافتگی این لاهارها با سایر لاهارها متفاوت می باشد به طوری که برروی این جریان لاهاری، رسوبات یخچالی با منشا گدازه ایی به ضخامت ۶۰ متر قرار دارد. خاکسترهای آتشفشانی بخش عمده ایی از رسوبات سطحی این بازه را در دامنه شمال غربی رودخانه هراز به خود اختصاص داده اند. به نظر می رسد این نوع خاکستر به صورت گسترده در مکان دیگری از دامنه های دماوند یافت نمی شود.



شکل۱۲: موقعیت لاهارهای بازه ۵ و مقطع چینه شناسی آن ها

بازه شماره۶: توالی پادگانه با ژنز یخچالی-لاهاری

در روستای فیره تراکمی از رسوبات پیروکلاستی و یخچالی مشاهده می شود که حاوی یخرفت های گدازه است. اگرچه در نگاه اول ارتباط منطقی بین گدازه‌های موجود با قله دماوند مشاهده نمی‌شود؛ چراکه روستای فیره در مجاورت جریانات گدازه ایی قرار نداشته است. اما با تامل در نقشه های زمین شناسی و تطبیق آن با مشاهدات میدانی مشخص می شود که این رسوبات بخشی از یخرفت های دره گزانه هستند که به روستای فیره رسیده اند. بر اساس(شکل ۱۳) که نیمرخ این رسوبات را در دو سوی دره هراز و همچنین آخرین سطح را در آبادی فیره نمایان می کند نشان می‌دهد چهارسطح پادگانه در این محدوده وجود دارد. توالی پادگانه ها بیانگر پسروی تدریجی جریانات یخچالی و تغییر سطح اساس در دره هراز می باشد.آثار وجود این یخرفت ها تا ارتفاع ۲۰۶۵ متری در شمال فیره، همچنین در شرق دره هراز و قرارگیری آنها درارتفاع ۱۸۵۰ متری مشهود است.



شکل۱۳:مقطع A: مقطع عرضی چینه شناسی در آبادی فیره؛ مقطع B: موقعیت سطوح پادگانه ای هراز در محل تقاطع با دره فیره

بازسازی زبانه پیروکلاستی- یخچالی هراز و تشکیل دریاچه سدی

شواهد دریاچه ای

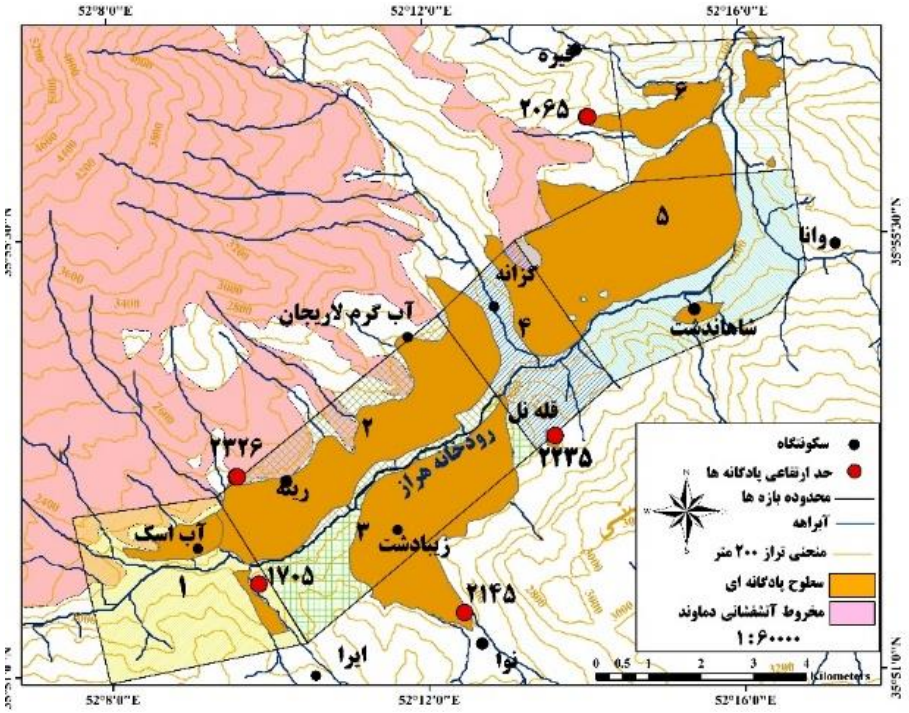
۱-وجود سطوح هموار از گزانه تا آب اسک در دو طرف دره هراز

۲-وجود لایه توف از گزانه تا آب اسک در دامنه شمالی دره هراز

زبانه پیروکلاستی- یخچالی

شواهد بجا مانده از یخرفتها در روی کوه نل و اطراف روستای فیره نشان دهنده فعالیت گسترده یخچال در دره نامتقارن گزانه است. با توجه به عمق و حجم دره و گستردگی زیاد یخرفت ها و پیروکلاست های دماوند این گمان تقویت می شود که همزمان با فعالیت و تحرک یخچال ها،پیروکلاست های آتشفشان دماوند با ترسیب بر روی سطح زیرین یخچالی از یک سو باعث سرعت هر چه بیشتر جریانات یخچالی و از سویی ورود حجم عظیمی از مواد به چرخه رسوبی هراز شده است. با توجه به این که دره هراز هنوز در حال سپری کردن مرحله جوانی خود می باشد لذا بستر محدود و تنگ هراز قدرت عبور این حجم عظیم از مواد یخرفتی و پیروکلاستی را نداشته و هنگام جاری شدن در بستر خود به اجبار به دره های مقابل خود برخورد نموده و باعث بسته شدن جریان اصلی رودخانه شده است.

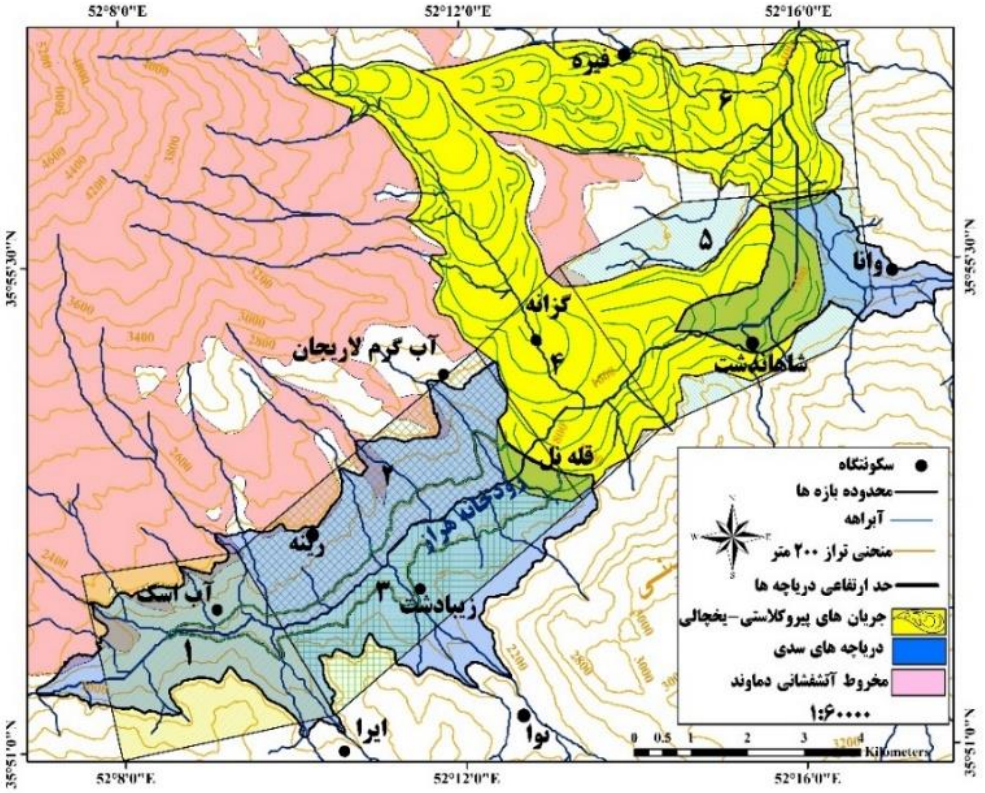
با توجه به سطوح پادگانه‌ای به جای مانده در دامنه های دره هراز، زبانه های مانع و دریاچه سدی آن مورد بازسازی قرار گرفت. جهت بازسازی تشکیل سدهای پیروکلاستی- یخچالی در دره هراز ابتدا لازم است حد و گسترش پادگانه ها، زبانه های یخچالی و رسوبات آتشفشانی دماوند مشخص گردد. ارتفاع رسوبات پادگانه های به جا مانده در محل خروجی دره رینه واقع در شمال غربی رینه به ارتفاع ۲۳۲۶ متر، در یال کوه نل به ارتفاع ۲۲۳۵ متر، حد ارتفاعی رسوبات پادگانه ای در روبروی روستای رینه واقع در جنوب شرقی دامنه رودخانه هراز به ارتفاع ۲۱۴۵ متر، در شمال غربی روستای فیره در ارتفاع ۲۰۶۵ متر واقع شده است. آخرین سطح ارتفاعی ثبت شده در دامنه شرقی دره هراز نیز به ارتفاع ۱۷۰۵ متری به ثبت رسیده است(شکل ۱۴).



شکل۱۴: سطوح پادگانه ای باقیمانده در دره هراز و حد ارتفاعی آن ها جهت بازسازی

بر این اساس با ورود زبانه های یخچالی به دره هراز دو دریاچه سدی یکی در ارتفاع ۱۸۲۰ متری و دیگری به ارتفاع ۲۱۵۰ متری از سطح دریا و به عمق بیش از صد متر تشکیل شده است. همزمان با تشکیل دریاچه در رینه و آب اسک، دریاچه

کوچکی نیز در وانا در ارتفاع ۱۸۰۰ متری شکل می گیرد. به گونه ای که بخشی از این دریاچه بخاطر شیب کم زبانه گزانه بر روی زبانه پیش روی کرده است(شکل ۱۵).



شکل ۱۵: بازسازی زبانه های پیروکلاستی– یخچالی و دریاچه های سدی

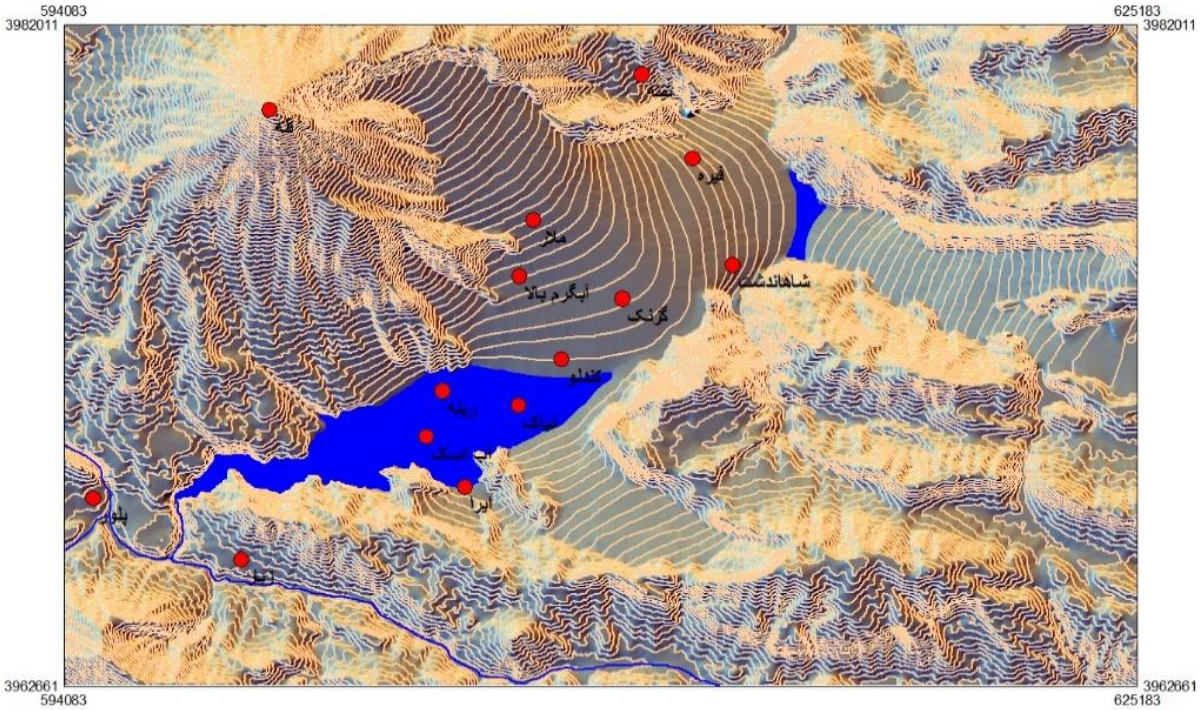
نتیجه گیری

با بررسی یافته های تحقیق و تطبیق و تحلیل آنها مشخص می شود که پادگانه های دره هراز در این محدوده از نظر ضخامت و ارتفاع رسوب و از نظر فرآیندهای مؤثر در شکل گیری و تغییر آن ها، تفاوت عمده ایی با یکدیگر دارند. ارتفاع سطوح پادگانه ها در خروجی دره گزانه(کوه نل)۶۳۰ متر می باشد. این در حالی است که ارتفاع سطوح پادگانه ایی در آب اسک به ۲۰۰ متر بالاتر از بستر رودخانه می رسد. بالاترین سطح ارتفاع پادگانه در خروجی دره فیره به هراز ۲۰۶۵ متر است. بنابراین، این اختلاف ارتفاع سطوح پادگانه ایی تنها به تغییر سطح اساس مرتبط نمی باشد، بلکه با دخالت فعالیت های یخچالی و فعالیت آتشفشان دماوند منطبق است. توالی پادگانه ها در تمام بازه های مورد مطالعه مشهود نمی باشد. در حالی که در آب اسک در محدوده تراورتن (بازه ۱) چهار سطح، در بازه شش، چهار سطح و در محدوده نوا نیز سه سطح قابل مشاهده است. سایر بازه ها دارای یک سطح پادگانه می باشند.

ژنز رسوبات پادگانه‌های محدوده مورد بررسی حاکی‌از تفاوت عمده با هم در طول رودخانه و منطقه مورد مطالعه می‌دهد. اگرچه یخچال عمده‌ترین فعالیت مؤثر در تولید و به تبع آن شکل‌گیری پادگانه‌های این منطقه داشته است و ژنز غالب‌است؛ اما رسوبات آذرآواری آتشفشانی به‌صورت متوالی و همگام با یخچال فعالیت داشته و در بین تمام رسوبات یخرفتی شواهدی از فعالیت آتشفشان دماوند قابل مشاهده است به‌گونه‌ای که گاه به‌صورت یک لایه لاهاری و زمانی به صورت لایه‌ای از خاکستر و یا دیگر مواد پیروکلاستی بر روی یخرفت‌ها نهشته شده‌اند. منشا یخرفت‌ها در دامنه‌های شمالی و جنوبی دره هراز با هم متفاوت هستند. یخرفت‌هایی که از دامنه‌های دماوند حمل شده‌اند عمدتا گدازه و پیروکلاست هستند درحالی‌که یخرفت‌هایی که از نوا به دره راه یافته‌اند، منشا رسوبی دارند. بعلاوه یخچال‌هایی که در دره جنوبی هراز فعالیت داشته‌اند تکامل بیشتری نسبت به این فعالیت در دامنه مقابل دارد. خاکسترهای آتشفشانی در بازه پنج بطور مستقیم نقش کمتری

در نهشته‌گذاری روی رسوبات داشته‌اند. دومین ضخامت رسوب، پادگانه با ژنز دریاچه‌ای است. بر همین‌اساس تشکیل دریاچه در محدوده مورد بررسی مورد توجه قرار گرفت.

وجود دره نامتقارن گزانه یک جریان عظیم از مواد یخرفتی و آذرآواری را با حجم زیاد این مواد به‌سمت دره هراز هدایت نموده است. براساس شواهد موجود، این مواد در دو دوره متوالی توانسته‌اند به طور متناوب مانع جریان رودخانه در مسیر اولیه خود شود. در اولین دوره، بر اساس توف‌های موجود که از گزنه تا آب‌اسک در طبیعت به‌جا مانده، دریاچه‌ای با ارتفاع تقریبی ۱۸۲۰ متر و وسعتی در حدود ۵/۳ کیلومترمکعب تشکیل شده است؛ زیرا براساس چگونگی تشکیل توف‌ها که رسوب خاکسترهای آتشفشانی در دریاها یا فوران آتشفشان ها در زیر دریا می باشد، نشان می دهد در زمان فعالیت آتشفشان دماوند در منطقه مورد مطالعه تجمعی از آب وجود داشته است. دومین مرحله از تشکیل دریاچه که به آخرین فعالیت یخچالی و همزمانی آن با فعالیت مجدد آتشفشان دماوند در منطقه مربوط می شود. وجود رسوبات یخرفتی درروی کوه نل و دامنه های پیرامون مشخصا بسته شدن دره هراز را موجب شده است. بر اساس منحنی های تراز ترسیم شده در مدل و بالاترین ارتفاع رسوبات باقیمانده، ارتفاع دریاچه در حدود ۲۱۵۰ متر و وسعتی معادل ۲۵ کیلومتر مکعب می رسیده است. به علاوه وجود سطوح کم شیب در دوسوی دره هراز و وجود رسوبات ریزدانه در هر دوطرف دره هراز گواه تشکیل دریاچه سدی پیروکلاستی- یخچالی در این دره می باشد. این سد گدازه ای به تدریج طی هولوسن شکسته شده و در حال حاضر پادگانه های نهشته گذاری دریاچه قدیمی در دوسوی دره هراز قابل مشاهده هستند. با توجه به شواهد به جا مانده از این رسوبات در دره هراز درنهایت مدل رقومی جریان یخچالی- لاهاری بازسازی شد(شکل ۱۵).



شکل۱۵: مدل پیشنهادی از بازسازی دریاچه های سدی دیرینه در بازه های مورد بررسی در دره هراز

منابع

- پوردارابی، حامد، بهمنی زاده، علی اکبر، اسکوئی، بهروز، ۱۳۹۳، دیرینه مغناطیس آتشفشان دماوند در طی نیم میلیون سال گذشته، مجله زمین و فضا، دوره ۴۰، شماره ۱، صص ۸۳- ۹۳.
- حسن زاده، جمشید، پندآموز، علی، دیوید سون، جان، استوکلی، دانیل، ۱۳۸۰، آتشفشان دماوند: نگاهی به تاریخ تکوین آن بر پایه داده های ژئوشیمی و سن سنجی جدید، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- رحیم زاده، بهمن، مسعودی، فریبرز، رنجبر، شیما، ۱۳۹۳، مطالعه ویژگی ها و شکل گیری حباب ها در هنگام فوران واحد اسکوری آتشفشان دماوند، مجله علوم زمین، سال ۲۳، شماره ۹۲، صص ۱۱-۲۲.

- شاه زیدی، سمیه سادات ۱۳۹۵، تحولات شکل زایی چاله لوت در کواترنر(با تأکید بر بازسازی پادگانه های دریاچه ای)، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال ۲۷، پیاپی ۶۲، شماره ۲، ۱۱۹-۱۳۰.
- شیرازی، امیرهوشنگ، فرج زاده، منوچهر، ۱۳۹۲، مقایسه مواد آذرآواری (پومیس و لاهار) دره های ملار و رینه در مخروط آتشفشانی دماوند، فصلنامه جغرافیای سرزمین، سال دهم، شماره ۴۰، صص ۳۱-۴۰.
- صالحی پورمیلانی، ع، یمانی، م، مقیمی، ا، لک، ر، جعفربیگلو، م، محمدی، ع،۱۳۹۶، بررسی شواهد رسوبی نوسانات سطح آب دریاچه ارومیه در کواترنری، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال ششم، شماره ۱، ۱-۲۰.
- علایی طالقانی، محمود، ۱۳۹۱، ژئومورفولوژی ایران، چاپ هفتم،انتشارات قومس.
- لک، راضیه و رضائیان لنگرودی، سعید، ۱۳۹۴، بازسازی محیط های رسوبی هولوسن دریاچه مهارلو با شواهد رسوب شناسی و کانی شناسی، فصلنامه کواترنری ایران، دوره ۱، شماره ۱، ۸۳- ۹۷.
- یمانی، مجتبی، علیزاده، شهناز، ۱۳۹۵، بررسی فعالیت‌های نوزمین‌ساخت حوضه‌آبخیز کرج ازطریق شاخص‌های ژئومورفیک، فصلنامه جغرافیای‌طبیعی، سال نهم، شماره ۳۱، صص ۱-۱۸.
- یمانی، م، مقیمی، ا، گورابی، ا، زمان زاده، س م، محمدی، ا، ۱۳۹۷، ارتباط تناوب آخرین فوران های دماوند و توالی دریاچه های سدی گدازه ای طی کواترنری پسین، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال هفتم، شماره ۳، ۱۹۶- ۲۱۵.
- یمانی، م، گورابی، ا، عظیمی راد، ص،۱۳۹۱، زمین لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه های دریاچه ای، پژوهش های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره۴، ۴۳- ۶۰.
- یمانی، م، مقیمی، ا، لک، ر، جعفربیگلو، م، صالحی پورمیلانی، ع،۱۳۹۴، بازسازی سطوح دیرینه دریاچه ارومیه در کواترنری با مطالعه پادگانه های دریاچه ای، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۷، شماره ۱، ۱- ۱۹.
- *Davidson .J, Hassanzadeh. J, Berzins. R, Stockli .D. F., Bashukooh. B, Turrin .B, Pandamouz. A.,2004. The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran, Geological Society of America Bulletin, pp 16-29.*
- *Fenton , C. R Webb .R. H. Cerling T. E. 2006. Peak discharge of a Pleistocene lava-dam outburst flood in Grand Canyon, Arizona, USA, Quaternary Research 65 ,324–335.*
- *Harvey, A. M. Foster, G. Hannam, J. Mather, A. E., 2003. The Tabernacle Alluvial Fan and Lake System, Southeast Spain: Applications of Mineral Magnetic and Pedogenic Iron Oxide Analyses Towards Clarifying The Quaternary Sediment Sequences: Geomorphology 50. p. 151-171. Geomorphology, 50: 203-225.*
- *Kostka .R., 2002. The world mountain Damavand: documentation and monitoring of human activities using remote sensing data, ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 57 , 5– 12.*
- *Kaufman, D. S., Brien, G. O, Mead, J. I., Bright. J, Umhoefer, Paul., 2002. Late Quaternary Spring-Fed Deposits of the Grand Canyon and Their Implication for Deep Lava-Dammed Lakes, Quaternary Research 58, 329–340.*
- *Stokes, M. Mather, A. E., 2003. Tectonic Origin and Evolution of Transverse Drainage: The Rio Almanza, Betic Cordillera, South East Spain: Geomorphology, 50: 59-81.*
- *Schoorl, J. M. Veld kamp, A., 2003. Late Cenozoic Landscape Development and Its Tectonic Implications for The Guadalhorce Valley NearArora (SouthernSpain), Geomorphology, 50: 43-57.*
- *Schumm, S. A., 1977. The Fluvial System. Wiley, New York, 338 pp.*
- *Z. Liu, J Zhu, Y Rosenthal, X Zhang, B L. Otto-Bliesner, A Timmermann, R S. Smith, G Lohmann, W Zheng, and O Elison Timm.,2014. The Holocene temperature conundrum, PNAS(Environmental Science), 3501-3505.*