

سال ششم، شماره یک، بهار و تابستان ۱۳۹۷
تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۱/۱۸ تاریخ تأیید نهایی: ۱۳۹۶/۰۷/۰۱
صص: ۹۱-۱۱۷

بررسی ویژگی‌های جغرافیای طبیعی، رسوب شناسی و تعیین سن کوهریگ فراشاه (تفت) جهت تشخیص شرایط محیطی کواترنر پایانی دامنه شمالی شیرکوه

مرتضی فتاحی، دانشیار موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران
داریوش مهرشاهی، دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه یزد، ایران

چکیده

کوهریگ، پدیده‌ای ناشی از تراکم ماسه بادی و مواد آواری در دامنه کوه است که به دلیل عملکرد متقابل و چند گانه بادهای شدید، وجود مانع و فرآیندهای دامنه‌ای پدید می‌آید. متاسفانه این پدیده در جغرافیای طبیعی ایران به خوبی مورد شناسایی و بررسی قرار نگرفته، مطالعه آن می‌تواند به شناخت بهتر روند تغییرات محیطی کمک کرده و در برنامه‌ریزی‌های محلی یاری رساند. کوهریگ مورد بررسی در این تحقیق، به دلیل دست خوردگی کمتر، در حدود چهار کیلومتری باختر تفت انتخاب شده است. نمونه‌های ماسه بادی از عمق ۰,۴ و ۴,۲ متری از سطح تپه انتخاب گردید. نمونه‌ها پس از شستشو و انجام مراحل تمیز کردن کانی کوارتز، به روش پرتو افشانی رخشان نوری سن یابی شدند. سن‌های به دست آمده نشان می‌دهند که شکل‌گیری حداقل نیمه بالایی این کوهریگ بین عمق‌های گفته شده، حد فاصل بازه زمانی معادل یا نزدیک به آخرین حداکثر یخچالی وورم (بین ۱۸ تا ۲۴ هزار سال پیش) روی داده است. میزان رسوب‌گذاری میانگین سالانه ماسه بادی از یک میلیمتر تا بیش از ۱,۳۳ میلیمتر در سال به دست آمد که در صورتی که این نرخ به واقعیت نزدیک باشد، این کوهریگ در یک بازه زمانی حدود پنج تا حداکثر هشت هزار سال در اواخر پلیستوسن نهشته شده است. این تعیین سن نشان می‌دهد که برخلاف نظر رایج در مورد تسلط شرایط مرطوب و پر باران تر کواترنر ایران همزمان با دوره‌های سرد یخچالی، حداقل در بخشی از این دوره و در مرکز ایران، اقلیم سرد و خشک با عملکرد فرآیندهای بادی برتری داشته است.

کلمات کلیدی: کوهریگ، ژئومورفولوژی و تعیین سن، رسوبات کواترنر، فراشاه.

مقدمه

یکی از ویژگی‌های چاله‌های مرکزی ایران، وجود ارگ‌های ماسه‌ای گسترده در آن هاست که بیشتر آن‌ها در سمت جنوبی تا جنوب شرقی یا جنوب غربی حوضه‌ها متمرکز شده‌اند. از این ارگ‌ها می‌توان به ریگ جن (جنوب دشت کویر)، ریگ سبزووار (شرق دشت سبزووار)، ریگ خارتوران (جنوب غربی سبزووار)، ریگ لوت (شرق دشت لوت)، ریگ زرین (مرکز تا جنوب شرقی کویر زرین) و ریگ یزد اشاره کرد. بر روی خصوصیات ژئومورفولوژی و رسوب‌شناسی اغلب این ارگ‌ها مطالعات متعددی انجام شده است (برای نمونه: معتمد، ۱۳۷۰؛ اختصاصی و همکاران، ۱۳۷۵؛ احمدی، ۱۳۷۷؛ احمدی و فیض‌نیا، ۱۳۷۸؛ محمودی، ۱۳۸۱). ولی در مقابل، بخش بسیار مهم دیگری از نهشته‌های بادی در محدوده ایران مرکزی تقریباً نادیده گرفته شده‌اند. این بخش، پدیده‌ای است تحت عنوان کوهریگ^۱ که نوعی از تلماسه‌های بادی به شمار می‌رود که در پناه و در دامنه کوه یا تپه‌های مرتفع متمرکز شده و با مواد حاصل از حرکات دامنه‌ای، آبشستگی، خاکزایی و نیز فرآیندهای زیستی نیز آمیخته می‌شوند. تناوب لایه‌های ماسه بادی، رسوبات تخریبی دامنه‌ای، رسوبات آبشسته دامنه‌ای و افق‌های خاک قدیمی ساختار اصلی کوهریگ‌ها را می‌سازند (لنکستر و چاکریان، ۱۹۹۶؛ تامس و همکاران، ۱۹۹۷). بر خلاف نظر لیوینگستون و وارن (۱۹۹۶) که این پدیده را از خانواده تل‌ماسه‌های صعودی و نزولی (بالارو و پایین رو) قرار داده بودند، مطالعات دقیق‌تر و بیشتر نشان داده است که ساختار و طرز تشکیل کوهریگ‌ها پیچیده‌تر از برداشت‌ها و تشخیص‌های اولیه است (بیت من و همکاران، ۲۰۱۲). همچنین هنوز در بین ژئومورفولوژیست‌های ایرانی کوهریگ به عنوان پدیده‌ای مستقل از تلماسه‌های بادی شناخته نشده است. به عنوان مثال، معتمد (۱۳۷۰، ص ۱۱) با وجود اشاره به تراکم ماسه‌های بالارونده در برخورد با ارتفاعات حاشیه دشت یزد و گوناگونی جهات آورده شدن

¹ Sand ramp² Slope-wash deposits

ماسه‌ها در آنها، توضیح بیشتری در این مورد ارائه نمی‌کند. اگر چه تا زمان شروع این پژوهش تعداد انگشت شماری تحقیق بر روی کوهریگ‌های ایران انجام پذیرفته بود (از جمله مهرشاهی و همکاران، ۱۳۷۷ و مهرشاهی ۱۳۹۰) اما خوشبختانه در سال‌های اخیر توجه به سمت این پدیده جالب ژئومورفولوژیک به صورت کار تحقیقی در کوهریگ‌های تنگ چنار نمایان شده است (شریفی پیچون و دهقان، ۱۳۹۵). در مقاله اخیر ارزش و اهمیت فرآیندهای برجا، مانند هوازدگی و تولید مواد ریزدانه در حد ماسه از دیواره مشرف بر کوه ریگ و فرآیندهای دامنه‌ای در ایجاد مواد آن بیشتر مورد توجه قرار گرفته است. در بخش بحث و نتیجه‌گیری بیشتر به نتایج و یافته‌های پاره‌ای از این پژوهش‌ها اشاره خواهد شد.

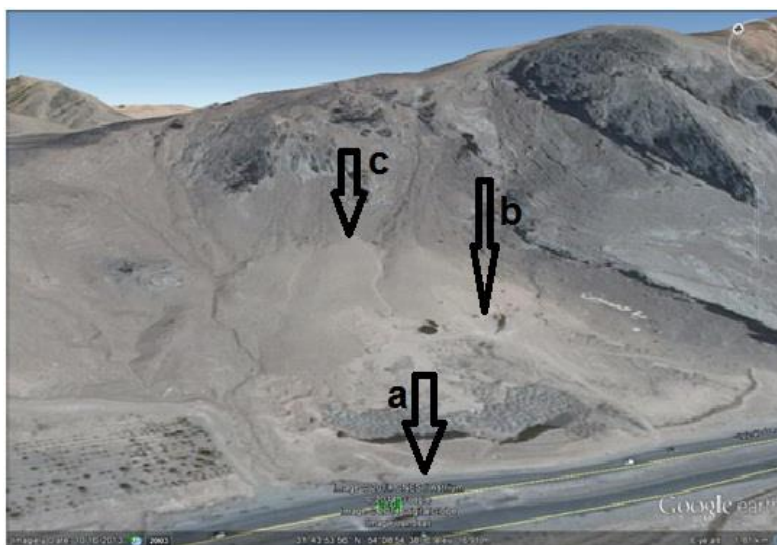
کوهریگ‌ها که به انگلیسی sand ramps خوانده می‌شوند، اشکال رسوبی و تپه مانند هستند که از ذرات ماسه بادی (تغذیه شده از یک یا چند منشاء) به همراه نهشته‌های حاصل از سایر فرآیندهای ژئومورفولوژی مانند فرآیندهای دامنه‌ای و آبی ناشی می‌شوند. ذرات بادی در این پدیده، در برخورد با یک مانع طبیعی، به همان صورت به تله افتاده و متراکم می‌شوند که در مورد تل ماسه‌های بالارو یا پایین رو دیده می‌شود. البته همان‌طور که ذکر شد فرآیند تشکیل و تکامل کوهریگ‌ها نسبت به آن تلماسه‌ها بسیار پیچیده‌تر است. علاوه بر تراکم ذرات بادآورده، دیواره یا دامنه بلندی‌های مشرف بر محل تراکم، می‌تواند باعث تولید مقدار زیادی مواد فرسایشی شود که به وسیله نیروی جاذبه یا نیروی آب به نهشته‌های کوهریگ اضافه شده و بخشی از آن می‌گردد. در نتیجه، کوهریگ‌ها به طور معمول، مخلوطی از ماسه بادی، رسوبات تالوسی (آواری)، رسوبات جریانی دامنه‌ای (debris flow) یا آبی شامل سیلابی و آب‌شستگی‌های دامنه‌ای (slope-wash) می‌شوند (بیت من و همکاران، ۲۰۱۲، ص ۹۳). کوهریگ‌ها را شاید بتوان به عنوان زنجیره پیوندی بین دو نهایت فرآیند بادی و دامنه‌ای فرض کرد. در نهایت یا انتهای بادی آن، تلماسه‌های بالارو (صعودی) و پایین رو (نزولی) را می‌توان دید، در حالی که در نهایت یا انتهای فرآیندهای دامنه‌ای، می‌توان فرآورده‌های آبی (مثل مخروط افکنه‌ها) و آواری (مثل

مخروط‌های واریزه) را قرار داد. بین این دو نهایت، کوهریگ می‌تواند ترکیبی از نسبت‌های بسیار گوناگون و متغیر از این سه مورد را ارائه کند (بیت من و همکاران، ۲۰۱۲). غالباً در حوضه‌های کوچک بسته (closed basin) یا نیمه بسته (semi-closed basin) منشأ تغذیه ماسه بادی در فاصله نسبتاً نزدیک و از منابع محلی قرار دارد (تامس و همکاران، ۱۹۹۷؛ راول و همکاران، ۲۰۱۸).

در مقوله مدت زمان رسوب‌گذاری، متراکم شدن مواد کوهریگ‌ها، ممکن است در بازه زمانی کوتاه (چند هزار ساله) و یکباره اتفاق افتد و یا در بازه زمانی طولانی و مراحل متناوب روی دهد. به عنوان مثال، مجموع ۲۵ متر ضخامت کوهریگ اردکان (یزد) در طول پنج هزار سال از حدود بیست تا بیست و پنج هزار سال پیش و کوهریگ‌های جدید با بیشینه مواد واریزه‌ای و آبرفتی در کشور اردن که در اواخر هولوسن متراکم شده‌اند. از سوی دیگر، سن گذاری کوهریگ‌های مطالعه شده در بخشی از غرب آمریکا، آفریقای جنوبی و بخشی از هند نشان می‌دهند که رسوب‌گذاری در بازه‌های زمانی متناوب و طولانی، به ترتیب بین ۲۸ تا ۹، ۴۵ تا ۷ و ۴۴ تا ۸ هزار سال پیش انجام گرفته است (راول و همکاران، ۲۰۱۸، ص ۱۵۱). مطالعه این کوهریگ‌ها به نظر این محققین، می‌تواند به تفسیر و تشخیص شرایط محیطی طبیعی گذشته و روند تغییرات محیطی کمک نماید. بررسی ویژگی‌های جغرافیایی و طبیعی دره تفت نشان‌گر دو موقعیت نزدیک به هم از نظر تراکم کوهریگ (ماسه بادی دامنه‌ای) است که فاصله آنها از یکدیگر به حدود پنج کیلومتر می‌رسد. کوهریگ مورد مطالعه در اینجا در حدود چهار کیلومتری باختر شهر تفت واقع شده است که به شدت مورد برداشت قرار گرفته به نحوی که حدود نیمی از وسعت آن از بین رفته است (شکل یک).

هدف اصلی از نوشتن این مقاله ارائه نتایج پژوهش به عمل آمده بر روی کوهریگ فراشاه تفت است که به ویژه در سه دهه اخیر (از ۱۳۷۰ خورشیدی) به شدت در معرض برداشت انسانی و تخریب قرار دارد (شکل یک) و در صورت عدم مطالعه سریع و دقیق ممکن است در چند سال آینده به کلی از صفحه جغرافیای طبیعی استان یزد محو گردد

و برای بررسی و مطالعه ویژگی‌های آن خیلی دیر شده باشد. مهم‌ترین موضوعات این مقاله شامل تشریح موقعیت و ساختار کوهریگ، به علاوه تعیین سن و تحلیل شرایط دیرینه اقلیمی زمان تشکیل کوهریگ می‌شود.

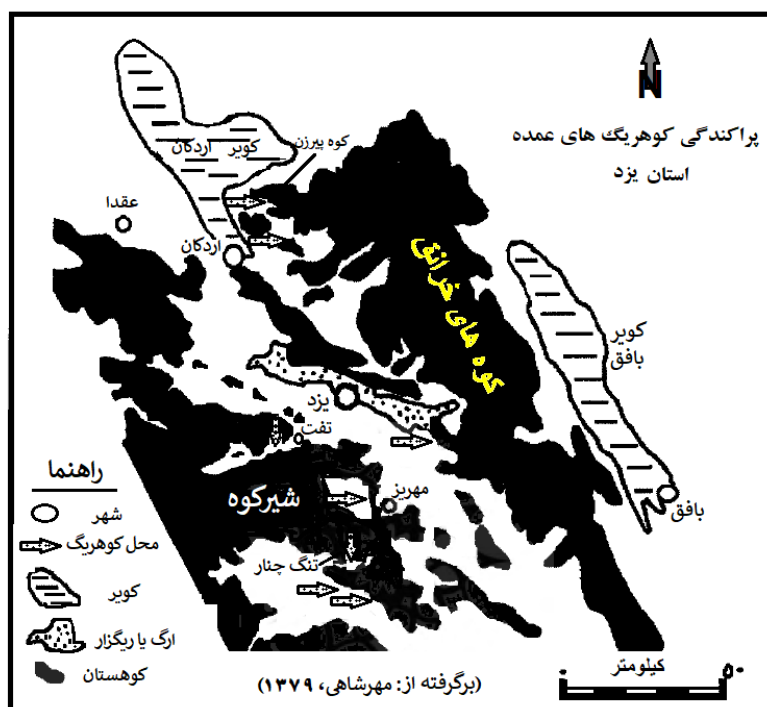


شکل ۱. نمایی از کوهریگ تفت و میزان برداشت. به ترتیب: a محل قاعده کوهریگ کنار جاده؛ b محل حفاریات و برداشت در سال ۱۳۹۱؛ c بالاترین محل کوهریگ. شدت گرفتن میزان برداشت از سال ۱۳۷۰ به بعد بوده است.

شرایط جغرافیایی، زمین‌شناسی و آب و هواشناسی محدوده پژوهش

کوهریگ فراشاه تفت، به فاصله حدود ۴ کیلومتر در غرب تفت و در حدود دو کیلومتری مشرق آبادی فراشاه واقع شده است (شکل دو). این کوهریگ که یکی از دو مجموعه کوهریگ در این دره به شمار می‌رود، در عرض جغرافیایی $31^{\circ} 43' 52''$ شمالی و طول جغرافیایی $54^{\circ} 08' 52''$ شرقی واقع شده است. پایین‌ترین بخش این کوهریگ در مجاورت جاده تفت - ابرکوه در ارتفاع ۱۶۶۵ متر و بالاترین قسمت آن در ارتفاع

۱۷۱۵ متری از سطح دریای آزاد قرار گرفته است. به نظر می‌رسد که ماسه‌ها توسط باد به بخش مئاندر مانند حاشیه غیرفعال رودخانه رانده شده و در اینجا به صورت تلماسه سعودی یا بالارو رسوب کرده‌اند (شکل سه).



شکل ۲. نقشه پراکندگی جغرافیایی کوهریگ‌های عمدہ در استان یزد با علامت فلش نشان داده شده است.



شکل ۳. نمایی از شهر تفت و دره تفت. برگرفته از گوگل ارت ۴ اکتبر ۲۰۱۳.



شکل ۴. نمایی از موقعیت محل استقرار کوهریگ فراشاه در کنار جاده و رودخانه تفت در

پناه فرورفتگی کوه. برگرفته از گوگل ارت ۲۰۱۳.

علت انتخاب این کوهریگ این بود که هنوز در حدود نیمی از گستره آن، به ویژه در قسمت میانی، دست نخورده مانده بود (شکل یک).^۱ محدوده پژوهش بخشی از دره تفت و دامنه کوه‌های مشرف به این دره است. انتهای دره تفت (یا خروجی دره) به شهر تفت ختم می‌شود که شهری است که در دو سوی رودخانه تفت به صورت خطی رشد کرده است (شکل سه). مطالعه دقیق سابقه تاریخی و چگونگی رشد، تغییر و تحول این کوهریگ می‌تواند به ما در شناخت بهتر تغییرات محیطی و اقلیمی در این منطقه کمک کند.

شروع دره اصلی تفت به حوالی گردنه علی آباد (به سمت غرب) می‌رسد و البته در طول مسیر دره، شاخه‌های فرعی متعدد هم از شیرکوه (در سمت جنوب) و هم از رشته کوه مابین تفت تا خضرآباد (مثل کوه تنوره، کوه پیشین و کوه مسجد) همراه با، یا بدون مخروط افکنه‌های انتهایی به آن وصل می‌شوند. فعال‌ترین و گسترده‌ترین شاخه‌های وارد شده به دره تفت از سوی شیرکوه و به ویژه از بخش گرانیتی - گرانودیوریتی آن سرچشمه می‌گیرد.

رشته کوه شیرکوه به طور کلی و ساده از دو بخش شامل قسمت آهکی در رو (به سن کرتاسه) و بخش آذرین درونی از سنگ‌های گرانیتی - گرانودیوریتی در زیر (به سن ژوراسیک میانی) ساخته شده است که این بخش سوی جنوبی دره اصلی را در بر می‌گیرد. بخش شمالی دره، رشته کوهی را شامل می‌شود که بیشتر از جنس سنگ‌های آهکی تا آهکی - دولومیتی و آهک - ماسه‌ای به سن کرتاسه شروع شده و تا سنگ‌هایی به سن از پرکامبرین (دولومیت‌های کاهار یا کهر) تا سنوزوییک (مثل کنگلومرای کرمان) (به سمت خضرآباد) را شامل می‌شود. این بخش برخلاف رشته شیرکوه ساختار پیچیده و به شدت گسل خورده‌ای دارد و گاه شدت فعالیت زمین ساختی، چین‌های خوابیده‌ای را در نزدیکی تفت به وجود آورده است (شکل پنج).

^۱ در اردیبهشت ۱۳۹۱



شکل ۵. طبقات آهکی با اشکال کارستی، در یک چین خوابیده. دیواره رو به شمال شرق دره تفت. در بخش جلو شکل بخشی از حاشیه کوهریگ تفت نمایان است. عکس

اردیبهشت ۱۳۹۱

دو ویژگی زمین شناسی که بر ساختار و روند کوه‌ها و تپه‌های دره اثر گذاشته است، یکی میزان مقاومت ناشی از جنس سنگ‌ها و دوم، روند و نحوه تاثیر گسل‌های محلی بوده است. سنگ‌های آهکی کرتاسه و به طور کلی مزوزوییک به دلیل سختی نسبی بیشتر نسبت به سنگ‌های دیگر در این منطقه، به شکل پرتگاه و دیواره‌های مرتفع ظاهر شده‌اند. در مقابل جایی که سنگ‌های آذرین، به ویژه گرانیت و گرانو-دیوریت‌ها رخمون دارند با وجود سختی، نسبت به آهک فرسایش بیشتری تحمل کرده و کم شیب تر ظاهر می‌شوند (نبوی، ۱۳۶۳). جایی که دیواره آهکی بر روی زیربنای آذرین کم شیب‌تر قرار گرفته است به دلیل تغییر شیب، محل مناسبی برای تراکم مواد آواری یا رسوب‌گذاری مواد آبی و بادی فراهم آورده است (مشاهدات مولفین).

گسل‌های اصلی تفت به صورت تقریباً شرقی- غربی از تفت تا آبادی صادق آباد امتداد یافته‌اند (نقشه زمین شناسی یزد یک صد هزارم). مهم‌ترین تاثیر گسل‌ها، علاوه بر

شکل‌دهی خود دره تفت، در ایجاد فرم‌های ثانویه یا شاخه‌های فرعی دره به چشم می‌خورد که به عنوان مثال در خروجی دره و نزدیک تفت باعث پیشآمدگی بخشی از کوه و ایجاد یک خمش در مسیر رودخانه اصلی شده است. این پیشآمدگی که در محل هسته چین خوابیده آهکی کرتاسه (شکل پنج)، همراه با فرسایش و پسروی بخشی از جداره دره همراه بوده است، با باقی ماندن بخش سخت‌تر موجب پیدایش حالت پرتگاهی شده که در پناه آن ماسه‌های بادی متراکم شده‌اند (مشاهدات مولفین). در زمان فعالیت رودخانه‌ای، رسوبات بستر رودخانه و مخروط افکنه‌های نزدیک (به ویژه از دامنه‌های گرانیتی-آهکی شیرکوه)، منبع مناسبی جهت تغذیه ماسه فراهم می‌آورده‌اند.



شکل ۶. نمایی از بخش بالایی کوه‌ریگ تفت که با واریزه فراوان و بوته‌ها پوشیده شده است. روبرو و به سمت جنوب غربی مخروط افکنه‌ها دیده می‌شوند. در میانه بالایی عکس و کنار جاده مسیر اصلی رودخانه تفت دیده می‌شود. (اردیبهشت ۱۳۹۲)

آب و هوای تفت به طور کلی دارای زمستان‌های سرد و نسبتاً مرطوب و تابستان‌های گرم تا نیمه معتدل است. میزان دمای میانگین سالانه حدود ۱۴ درجه است که بین بیشینه ۳۹ درجه تا کمینه ۲۱- درجه در طول دوره آماری پانزده ساله متغیر بوده است. میانگین

بارش سالانه حدود ۱۳۰ میلی متر بوده است که بین کمتر از ۵۰ میلی متر تا بیش از ۳۰۰ میلی متر تغییر کرده است (سالنامه تخصصی ابر، ۱۳۹۰). با توجه به بیشتر بودن میانگین بارش سالانه تفت نسبت به شهر یزد (۶۳ میلی متر میانگین بارش سالانه) تأثیر نزدیکی به جبهه کوهستان، ارتفاع بیشتر و خروجی دره را در هوای شهر تفت می‌توان دریافت.

روش و مواد کار

کوهریگ‌ها شواهدی قابل سن‌یابی از تغییرات اقلیمی و محیطی در بر دارند. به دلیل کمبود یا نبود کربن آلی در رسوبات بادی مناطق خشکی مانند استان یزد و در نتیجه مشکل تعیین سن به روش کربن ۱۴، استفاده از روش‌های مختلف لومینسانس از جمله حرارتی (ترمولومینسانس)، اپتیک و فرسرخ (مادون قرمز) می‌تواند به سن‌گذاری این نوع رسوبات تا حد چند صد هزار سال کمک کند.

در کوهریگ تفت-فراشاه، از یک مقطع به عمق بیشینه حدود ۱۲ متر (حفاری مصنوعی) استفاده شد (شکل ۷). به دلیل وضعیت دیواره مقطع و کمبود امکانات، نمونه‌های محدودی برداشت شد. یک نمونه از بالاترین بخش کوهریگ و عمق ۴۰ سانتی متری و یک نمونه از عمق ۴,۲ متر (شکل ۸) با لوله‌های فلزی برای سن‌یابی به روش رخشانی برداشت شد. نمونه‌ها به روشی که در معرض نور قرار نگیرند، بسته‌بندی و به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران منتقل شدند.



شکل ۷. نمای عمومی مقطع مورد استفاده جهت نمونه برداری



شکل ۸. محل نمونه برداری ها در دو عمق ۴۰ سانتی (آ) و ۴,۲ متر (ب) از سطح کوهریگ (اردیبهشت ۱۳۹۰).

روش سن‌یابی رخشانی نوری OSL

روش رادیوکربن (C^{14}) و رخشانی تحریک شده با نور (OSL) از پرکاربردترین روش‌های سن‌یابی مطلق است (آیتکن، ۱۹۹۰). علیرغم دقت بالاتر روش رادیوکربن، از آنجا که این روش نیاز به مواد آلی کافی برای سن‌یابی دارد و محدوده سنی آن حداکثر تا شصت تا هفتاد هزار سال را در بر می‌گیرد، بهره‌گیری از آن در تحقیقات دیرینه شناسی مناطق خشک بسیار محدود شده است (پرسکات و رابرتسون، ۱۹۹۷؛ پلاستینو، ۲۰۰۱؛ فتاحی، ۲۰۰۹)، اما سن‌یابی به روش رخشانی نوری نیاز به وجود بلورهای کوارتز یا فلدسپار در داخل رسوب دارد که تقریباً همه جا یافت می‌شود و می‌تواند زمان آخرین باری که این کانی‌ها در معرض نور خورشید قرار گرفته‌اند را به ما نشان دهد. روش رخشانی نوری به علت خشک و نیمه‌خشک بودن اقلیم ایران با شدت نور آفتاب زیاد، روشی مناسب برای سن‌یابی شواهد دیرینه هوا شناسی است؛ زیرا، اولاً به طور مستقیم ذرات خاک یا رسوب را سن‌یابی می‌کند و ثانياً محدوده سنی آن برخلاف روش رادیوکربن به چند صد هزار سال تا حتی بیش از یک میلیون سال می‌رسد، از این رو در این تحقیق، با توجه به نوع مواد (ماسه بادی)، ضخامت رسوب بادی و کمبود شدید مواد آلی در رسوبات، از روش سن‌یابی رخشانی نوری استفاده شده است.

اصول سن‌یابی به روش رخشانی نوری

سن‌یابی به روش رخشانی نوری (OSL)، آخرین زمانی که ذرات ماسه یا رسوب در معرض نور قرار داشته‌اند را اندازه‌گیری می‌کند. در طبیعت برخی کانی‌ها به‌ویژه کوارتز و فلدسپار در حکم دُزی‌متر^۱ عمل می‌کنند. دُزی‌متری (یا به فارسی چنده سنجی) به اندازه‌گیری میزان پرتوهای یونیزه در ذرات یا مواد گفته می‌شود (بریتانیکا، ۲۰۱۶). دُزی‌متر، دستگاهی است که با آن میزان پرتوهای وارده به جسم یا ذرات اندازه‌گیری

¹ Optically Stimulated Luminescence

² dosimeter

می‌شود. کانی‌های خاصی هستند که مشابه یک دُزی متر، می‌توانند انرژی تابشی که از پرتوهای مواد رادیو اکتیو همچون اورانیم، توریم و پتاسیم حاصل می‌شود را از محیط پیرامون جذب کرده و در بافت کریستالی خود تا زمانی که در معرض نور یا گرمای دوباره قرار نگرفته‌اند، حفظ کنند (آیتکن، ۱۹۹۰-۱۹۹۸؛ فتاحی، ۲۰۰۹). با گذشت زمان این انرژی در آنها افزوده و متراکم می‌شود. زمانی که ما یک نمونه را در شرایط تاریک (بدون دریافت نور) از زیر رسوبات خارج و به آزمایشگاه آورده و توسط نور یا گرما تحریک کنیم، انرژی ذخیره شده در طول زمان را آزاد و اندازه‌گیری می‌کنیم. چون این انرژی متناسب با مقدار تابشی است که در دوران دفن شدن نمونه، از پرتوهای ایزوتوپ-های پرتوهای اطراف آن ساطع شده است، به آن دُز معادل دُز طبیعی می‌گوییم. اگر این دُز را بر میزان دُزی که نمونه در هر سال دریافت کرده است (نرخ دُز) تقسیم کنیم، می‌توانیم سن آخرین صفرشدگی سیگنال رخشانی را به دست آوریم (فتاحی، ۲۰۰۹).

شرح آزمایش‌ها

نمونه‌های استخراج شده از منطقه نمونه‌برداری به آزمایشگاه موسسه ژئوفیزیک منتقل شد. در تاریکی و تحت نور بسیار ضعیف سرخ دو طرف هر لوله باز شد و حدود ۱۰ سانتی‌متر از هر دو طرف که احتمال نورخوردگی داشت، جدا شد و برای اندازه‌گیری رطوبت و دُزسالانه مورد استفاده قرار گرفت. مابقی نمونه ابتدا با الک به صورت خشک و سپس با الک در زیر آب و به صورت خیس به اندازه‌های متفاوت تقسیم شد. یکی از اندازه‌ها داخل بطری‌های پلاستیکی ریخته شده و به آن اسیدکلریدریک (HCl) اضافه شد تا مواد آهکی آن از بین برود. پس از اینکه واکنش شیمیایی قطع گردید، با آب مقطر شسته و در کوره خشک شد. پس از خشک شدن، نمونه داخل کیسه پلاستیکی سیاه، که امکان عبور نور از آن وجود نداشت، قرار گرفت و به دانشگاه آکسفورد منتقل شد. پس از آن در آزمایشگاه رخشانی دانشگاه آکسفورد، نمونه در آب اکسیژنه قرار گرفت تا مواد آلی احتمالی موجود از بین برود. سپس نمونه باقی مانده شستشو داده شد و در کوره قرار

گرفت تا خشک شد. به کمک مایع سنگین پلی تنگستیت دانه‌ها به وزن‌های متفاوت تقسیم شدند و وزن بین ۲/۵۸gr تا ۲/۷۲gr حفظ و جور شد. آن‌گاه نمونه با آب مقطر شسته شد و در کوره قرار گرفت. به منظور از بین بردن همه ناخالصی‌ها از جمله انواع فلدسپار، نمونه به مدت ۵۰ دقیقه در اسید فلوریدریک ۴۸٪ قرار گرفت. پس از شستشو با آب مقطر به مدت یک روز در اسید کلریدریک ۱۰٪ قرار گرفت. مجدداً با آب مقطر شستشو داده شد و در داخل کوره قرار گرفت. انتظار می‌رفت تا به این طریق، مقدار کافی کوارتز خالص حاصل شود، اما متأسفانه مقدار کوارتز به دست آمده کم بود و برای اجرای آزمایش‌های سن‌یابی کفایت نمی‌کرد. از این‌رو نمونه، به مدت دو هفته در اسید هیدرو فلورسیلیسیک قرار گرفت. با مشاهده نمونه زیر میکروسکوپ، ملاحظه شد که نمونه دارای ناخالصی است. آزمایش صورت گرفته فروسرخ و نور آبی نیز حضور موثر فلدسپار را نشان داد، از این رو تصمیم گرفتیم تا از روش رخشانی نوری پس از فروسرخ (Post-IR) برای سن‌یابی نمونه‌ها استفاده کنیم.

روش پس از فروسرخ یا پس‌افروسرخ (Post IR)

به علت پایداری سیگنال رخشانی کوارتز، تلاش می‌شود تا کوارتز خالص از نمونه استخراج و در سن‌یابی مورد استفاده قرار گیرد، از این رو به صورت ایده آل پس از آماده‌سازی شیمیایی، انتظار داریم تا یک نمونه خالص از کوارتز به دست آید تا بتوانیم هرگونه تحلیلی را روی آن عملی سازیم، اما در برخی از نمونه‌ها، به علت وفور فلدسپار پس از عملیات اسیدشویی HF آلودگی فلدسپار باقی می‌ماند. به این شکل که همه ذرات فلدسپار و کانی‌های دیگر در طی عملیات شیمیایی از بین نمی‌رود و از این رو در سیگنال رخشانی اندازه‌گیری شده سهم هستند، به طوری که بخشی از سیگنال محاسبه شده حاصل از این ذرات است. آلودگی نمونه نهایی با فلدسپار موجب برآورد کمتر سن نمونه می‌شود

¹ Feldspar contamination

که ناشی از پدیده محوشدگی غیرعادی^۱ است. در این پدیده بخشی از سیگنال (قبل از اندازه‌گیری) به‌طور ناخواسته از دست می‌رود، بنابراین در یک مرحله از آزمایش به روش تولید مجدد (SAR)، قبل از اندازه‌گیری سیگنال آبی کوارتز از راه تحریک با نور مرئی، نمونه تحت تابش فرسرخ قرار می‌گیرد. کوارتز تحت اشعه فرسرخ تحریک نمی‌شود و سیگنال رخشانی خود را از دست نمی‌دهد، اما فلدسپار به فرسرخ بسیار حساس است و سیگنال خود را از دست می‌دهد. آلودگی فلدسپار زمانی مشکل‌ساز می‌شود که سیگنال فرسرخ (فلدسپار) بیشتر از ۱۰٪ سیگنال آبی (کوارتز) باشد. برای همه نمونه‌ها این آزمایش صورت می‌گیرد و اگر نسبت سیگنال فرسرخ به آبی بیش از ۱۰٪ باشد، نتایج حاصل از سن‌یابی با نور آبی (که معمولاً برای کوارتز خالص به‌کار می‌رود) به تنهایی قابل قبول نیست و پروتکل نورآبی پس از فرسرخ (Post IR) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این پروتکل پیش از اندازه‌گیری سیگنال OSL تحریک شده با نور آبی، در همه مراحل اندازه‌گیری، به‌منظور حذف کردن سهم سیگنال رخشانی (ناشی از فلدسپار)، نمونه را در معرض نور فرسرخ (IR) قرار می‌دهند (رابرت و ویتل، ۲۰۰۳). پروتکل پس از فرسرخ برای دُز معادل دُز طبیعی دو برآورد برای دُز معادل به دست می‌دهد؛ یکی با استفاده از فلدسپار (ناشی از اندازه‌گیری IRSL) و یکی با استفاده از کوارتز (ناشی از اندازه‌گیری (Post IR-OSL)). یعنی در این روش ابتدا به کمک فرسرخ سیگنال ناشی از فلدسپار خالی می‌شود و آن‌گاه سیگنال رخشانی کوارتز با نور آبی اندازه‌گیری می‌شود. البته با توجه به اینکه اندازه‌گیری‌ها روی یک الیکوت صورت می‌گیرد، نتایج مستقل از هم نیستند و مقایسه آنها ارزشمند است (دالر و باتر-جنسون، ۲۰۰۳).

ما نیز طی آزمایش‌های نمونه‌های برداشت شده از فراشاه با مشکل آلوده بودن کوارتز به فلدسپار روبه‌رو شدیم که برای رفع این مشکل از روش پس از فرسرخ (Post - OSL) IR کمک گرفته و دُز معادل دُز طبیعی نمونه‌ها را با پروتکل "سار" محاسبه کردیم. برای اطمینان از اینکه نتایج سن محاسبه شده به روش "سار" تا چه حد صحیح و قابل اعتماد

¹ Anomalous fading

است، لازم است تا عواملی مورد بررسی دقیق و موشکافانه قرار گیرد. از آن جمله عوامل، می‌توان به تصحیح تغییر حساسیت (در برابر بازتابش نوری)، اثر پیش‌گرمایی در بازیابی دُز اعمال شده آزمایشگاهی و انتقال الکترون‌ها به ترازهای حساس به گرما و مانند آن اشاره کرد که همگی این سنجش‌ها انجام گردید.

تعیین سن نمونه‌ها

به منظور تعیین De ، از پروتکل تولید مجدد تک‌الیکوتی ماری و ویتل (۲۰۰۰) استفاده شد. با توجه به آنکه روش SAR یکی از روش‌های قابل اجرا در نرم‌افزار Analyst است. داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل از ذرات کوارتز و فلدسپار (هر دو نمونه برداشت شده)، وارد برنامه Analyst شد. در ابتدا توانایی این روش در بازیابی دُز مشخصی که در آزمایشگاه به نمونه داده شد، مورد بررسی قرار گرفت. سپس توانایی روش SAR برای اندازه‌گیری و تصحیح تغییر حساسیت در اثر دُز و گرما و نور بررسی شد (فتاحی و همکاران، ۱۳۹۲). نتایج دُز طبیعی حاصل برای سه روش وزنی و بافت‌نگار و شعاعی در جدول ۱ نشان داده شده است.

در انتها نتایج دُز معادل به روش بافت‌نگار و نرخ دُز سالانه محاسبه شده با استفاده از روش ICP MASS Spectrometry را در رابطه (۱) قرار دادیم تا سن فعالیت مشخص شود.

$$\text{سن}(ka) = \frac{\text{دوز معادل (Gy)}}{\text{نرخ دوز (Gy kyr}^{-1}\text{)}} \quad (1)$$

«دوز معادل»^۲ با واحد گری^۳ (Gy)^۳ ($1 Gy = 1 J \cdot kg^{-1}$) در SI اندازه‌گیری شد. «نرخ

^۱ Murray and Wintle

^۲ equivalent dose

^۳ Gray

دز) با واحد $Gy kyr^{-1}$ اندازه‌گیری شد و تقسیم این دو کمیت بر یکدیگر سن نمونه را به دست می‌داد. سن بر حسب هزار سال (ka) محاسبه گردید (جدول یک).

جدول ۱. با استفاده از نتایج دز معادل دز طبیعی به روش بافت‌نگار و نرخ دز سالانه محاسبه شده سن نمونه‌های برداشت شده از دو عمق مختلف حاصل شد.

نمونه‌های فراشاه	دز معادل دز طبیعی (Gy)	خطا (Gy)	عمق (m)	نرخ دز سالانه (Gy/Ka)	خطا (Gy/Ka)	سن نمونه (Ka)
F1 POST IR	۵۶.۶	۲.۷۱	۰.۴	۲.۷۸	۰.۱۹	۱۹.۶±۱.۶
F2 POST IR	۵۷.۸۶	۲.۵۴	۴.۲	۲.۵	۰.۱۷	۲۲.۴±۱.۹

نتایج و بحث

سن‌های به دست آمده به روش رخشان نوری برای رسوب ماسه بادی عمق چهل سانتی متری از سطح کوهریگ مابین کمینه ۱۸۰۰۰ سال تا بیشینه ۲۱۲۰۰ سال، و برای ماسه بادی عمق ۴,۲۰ متر از سطح، مابین کمینه ۲۰۵۰۰ سال تا بیشینه ۲۴۳۰۰ سال به دست آمده است. به بیان ساده‌تر عمرهای به دست آمده زمانی بین ۱۸ تا ۲۱ هزار در حالت حداقل و بین ۲۰ تا ۲۴ هزار سال را با احتمال حداکثر پوشش می‌دهند.

عمرهای به دست آمده همگی نزدیک به آخرین بیشینه دوره یخچالی ورم (بین ۱۸۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ سال پیش) است که نشان می‌دهد بخش پایانی رسوب‌گذاری ماسه بادی در این دوره انجام گرفته است. با توجه به تجربه رسوب‌گذاری ماسه بادی در محیط کوهریگ‌ها (از جمله در اردکان یزد، مهرشاهی، ۱۳۷۷) احتمال دارد که بخش‌های عمیق‌تر این کوهریگ نیز در نزدیک به این مرحله زمانی تشکیل شده باشد. این در صورتی قطعی می‌شود که از اعماق بیشتر هم نمونه برداری و سن‌یابی انجام گردد. در صورتی که دو سن به دست آمده کمینه (۱۸۰۰۰ تا ۲۱۰۰۰) را در نظر گیریم، رسوب‌گذاری یک برش

¹dose rate

^۲ نسبت به سال مبنای ۱۹۵۰ میلادی

چهار متری از ماسه بادی در سه هزار سال انجام شده است، یعنی میزان میانگین رسوب-گذاری سالانه ماسه بادی به ۱,۳۳ میلی متر در سال می رسیده است. از سویی با در نظر گرفتن احتمال سن بیشینه ۲۰۰۰۰ تا ۲۴۰۰۰ سال به ترتیب برای بخش بالایی و عمق بیش از ۴ متری، به میانگین رسوب‌گذاری سالانه ماسه بادی یک میل متر در سال می‌رسیم. از آنجا که بخش عمده مواد این کوهریگ (تا بیش از هشتاد و پنج درصد) را ماسه بادی تشکیل داده است، تعیین سن کامل این کوهریگ می‌تواند قسمت عمده بازه زمانی دوره رسوبگذاری آن را شامل گردد.

با توجه به اینکه شدت تراکم رسوب ماسه بادی در کوهریگ‌ها (روند رسوبگذاری) در بخش‌های مختلف یک برش کوهریگ یکنواخت نیست و نمی‌توان یک روند مشخص را برای عمق‌های متفاوت آن مشخص نمود، مگر اینکه در عمق‌های نزدیک به هم سن یابی انجام شده باشد، بنابر این ما نمی‌توانیم روند رسوبی تعیین شده را به تمامی عمق کوهریگی نسبت دهیم. به عنوان مثال، اگر روند میانگین رسوبگذاری ماسه بادی به دست آمده را بخواهیم تا عمق نه الی ده متری (عمقی که در این کوهریگ می‌توان ماسه بادی را یافت) اعمال کنیم، سن ۹ متر (۹۰۰۰ میلی متر) ماسه بادی متراکم شده در حدود ۹۰۰۰ تا ۸۰۰۰ سال به دست می‌آید، در حالی که این مقدار ماسه ممکن است در زمانی به مراتب کوتاه‌تر یا به مراتب طولانی‌تر نهشته شده باشد. به عنوان مقایسه، تعیین سن رخشانی نوری ماسه بادی از یک برش ۲۵ متری از کوهریگ اصلی نزدیک به اردکان نشان داده بود که این مقدار رسوب در طول دوره‌ای مابین ۵۰۰۰ تا حداکثر ۷۰۰۰ سال بر جای نهاده شده بودند (تامس و همکاران، ۱۹۹۷). همچنین مطالعه ماسه بادی مقاطعی از کوهریگ‌های بیابان موهاوی (کالیفرنیا) نشان داده که این ماسه‌ها در یک دوره پنج هزار ساله با روند تراکمی بین ۰,۶ (شش دهم) میلی متر تا یازده میلی متر در سال رسوب کرده اند (بیت من و همکاران، ۲۰۱۲).

¹ Accumulation or sedimentation rate

پژوهشگران ایرانی منشاء تلماسه‌ها و ریگزارهای دشت یزد-اردکان را محلی دانسته و سن تخمینی تراکم آنها را در بازه‌ای چند هزار ساله در نیمه دوم عهد هولوسن برآورد کرده‌اند (معتد، ۱۳۷۰؛ اختصاصی و همکاران، ۱۳۷۵). از سوی دیگر، ریگ‌ها و تلماسه‌های جوان در بسیاری از موقعیت‌های ایران مرکزی، بر روی تلماسه‌های بادی تثبیت شده قدیمی رشد کرده‌اند. در ریگزارها (ارگ‌ها)ی بزرگ ایران، غالباً دو نسل گوناگون از ریگ‌های قدیمی (در زیر) و جدید شناسایی شده‌اند که از نظر پیکرشناسی با یکدیگر تفاوت دارند (محمودی، ۱۳۸۱، ص ۵۱). با وجود این هیچ‌گونه تلاشی برای سن‌یابی دقیق ریگزارهای پیر و جوان انجام نشده است، در صورتی که عمر رسوب‌گذاری ریگزارهای جوان‌تر، مانند بخشی از ارگ یزد، چند هزار سال نیمه دوم هولوسن بوده باشد، سن‌های به دست آمده از کوه‌ریگ‌های استان یزد مانند اردکان و فراشاه نشانه قدیمی‌تر بودن مشخص آنهاست. این نتیجه نشان می‌دهد که هم در بازه‌هایی از پلیستوسن و هم در بخش‌هایی از هولوسن شرایط خشک و بادی چیرگی داشته است. علاوه بر این با توجه به یافته‌های بیت من و همکاران (۲۰۱۲) از یک سو و راول و همکاران (۲۰۱۸) از سوی دیگر، که بازه‌های زمانی بسیار متفاوت و متغیری را برای رسوب‌گذاری کوه‌ریگ‌ها نشان داده‌اند، می‌توان به این نتیجه رسید که هر محدوده و موقعیت جغرافیایی، با توجه به نوع شرایط و روند ناهمواری و وضعیت خاص اقلیمی، ویژگی‌های مخصوص به خود را در سرعت و میزان تراکم نهشته‌های کوه‌ریگ ارائه می‌دهد. به همین دلیل، با مقایسه نتایج با این یافته‌ها از مناطق دیگر، با دو سن حاصل شده برای نیمه بالایی کوه‌ریگ فراشاه، در حال حاضر نمی‌توان این روند رسوب‌گذاری را به تمام کوه‌ریگ نسبت داد.

از آنجا که در نیم‌کره شمالی، آخرین حداکثر شدت (شدیدترین سرما) دوره یخبچالی وورم بین ۱۸ تا ۲۰ هزار سال پیش رخ داده بود، به نظر می‌رسد عمق حدود ۴ متر تا عمق ۴۰ سانتی متر پایین‌تر از سطح کوه ریگ، همزمان با این اوج رسوب‌گذاری بوده

¹ erg

باشد و بنابراین میزان روند رسوبی در این بازه زمانی می‌باید حداکثر بوده باشد. اگر این نتیجه گیری درست باشد، طول دوره رسوب‌گذاری برای بقیه کوهریگ می‌بایست حتی از دوره رسوبی در بخش بالایی (تا عمق چهار متر و نیم) هم بیشتر بوده باشد. با توجه به عدم قطعیت روند و تغییر شدت رسوب‌گذاری در بازه‌های زمانی مختلف بنابراین بدون تعیین سن عمیق‌ترین قسمت کوهریگ (عمق حدود ده متر) نمی‌توان بازه زمانی رسوب‌گذاری را برای کل کوهریگ با اطمینان و دقت تعیین نکرد.

وجود چندین متر رسوبات مارن-رسی (سبز زیتونی) با بازمانده مواد مردابی (لکه‌های پراکنده سیاه رنگ) در زیر این کوهریگ، نشانه وجود یک پهنه آبی راکد با شرایط احیا کننده پیش از رسوبگذاری ماسه بادی بوده است. چنین شرایطی ممکن است در وضعیت یک دریاچه هلالی شکل در محل رودپیچ (مثلاً در) متروکه بسیار قدیمی پلیستوسن پایانی^۱ رخ داده باشد. محل رویش نی‌زار و گیاهان محیط مردابی از یک سو، و فرورفتگی خم رود پیچ از سوی دیگر، می‌توانسته مکان مناسبی را برای به دام انداختن اولیه رسوبات ماسه بادی فراهم آورده باشد (یافته‌های شخصی). رسوب‌گذاری ماسه بادی در این کوهریگ، از هر زمان که آغاز شده باشد به طور عمده پس از دوره سرد یخچالی وورم و پیش از شروع هولوسن، کم و بیش خاتمه یافته است. با این وجود، با توجه به نوسان‌های اقلیمی در طول هولوسن، مسئله دوباره فعال شدن و جابجایی موضعی بخش‌هایی از کوهریگ‌ها در این دوره نیز منتفی نیست. در حال حاضر (سال ۱۳۹۰) وجود مقدار زیادی خرده سنگ و تخته سنگ‌های واریزه‌ای که در همه سطح کوهریگ پراکنده شده‌اند و نیز تشکیل یک لایه ده الی پانزده سانتی متری خاک قهوه‌ای در بالاترین بخش کوهریگ نشانه توقف رسوب‌گذاری بادی و عدم تراکم ماسه در زمان حاضر است. در پژوهشی جدید در باره کوهریگ‌های منطقه تنگ چنار مهریز، کاوشگران پنج جامعه آماری از رسوبات دامنه‌ای که را انتخاب نموده و از نظر دانه سنجی و منشاء مورد

^۱Late Pleistocene پلیستوسن با تلفظ انگلیسی

مطالعه قرار داده‌اند (شریفی پیچون و دهقان، ۱۳۹۵). بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی این نمونه‌ها، مانند شکل، اندازه ذرات و پارامترهای مختلف آماری و همچنین نمودار هیستوگرام کوهریگ‌ها در بخش‌های مختلف برداشت شده، حاکی از تفاوت چشمگیر رسوبات از نظر نوع فرآیند، مسافت انتقال و چگونگی نهشته گذاری است. نتایج نشان داد که فرآیندهای دامنه‌ای، کوهریختی، سیلابی، بادی، بادی - آبی در قلمرو مورفوژنتیک و مورفوکلیماتیک جنب یخچالی با رخنمون سنگ‌های دانه‌ای مانند گرانیت‌ها در شکل - گیری و توسعه این کوهریگ‌ها نقش اصلی را بر عهده داشته‌اند (شریفی پیچون و دهقان، ۱۳۹۵). با توجه به این پژوهش و کارهای جدید مانند مطالعات یاد شده پیشین (بیت من و همکاران، ۲۰۱۲، راول و همکاران، ۲۰۱۸) و نیز پژوهش ترنر و مخلوف (2002) بر روی چند منشا بودن رسوبات دامنه‌ای کوهریگ نمایی^۱ در اردن، به نظر می‌رسد که نیاز به تحقیقات گسترده‌تر و چند جانبه‌تری بر روی حوضه‌های کوهریگ در ایران مرکزی، هم در جهت منشاء‌یابی و هم برای سن یابی احساس می‌گردد.

نتیجه‌گیری

از بیش از چهار دهه پیش، در بخشی از دره تفت و دره‌های دیگر کوهستان شیرکوه، آثار فعالیت یخچالی به صورت مورن‌های یخچالی و سنگ‌های سرگردان و نیز شواهد فعالیت سیلابی و رودخانه‌ای گسترده مطالعه شده و مقاله‌ها و رساله‌هایی از آنها تهیه شده است (هاگه دورن و همکاران، ۱۹۷۸؛ بقایی‌نیا، ۱۳۸۷؛ رامشت و همکاران، ۱۳۹۱). با وجود اینکه در مورد فرآیندهای بادی و پیدایش کوهریگ‌هایی محدود در این دره، پیش از این مقالاتی تهیه شده است،^۲ اما تاکنون هیچگونه تحقیقی در زمینه تعیین سن مطلق و تعیین بازه زمانی پیدایش این کوهریگ‌ها ارائه نشده است. در این تحقیق نمونه‌های برداشت شده از یکی از دو کوهریگ انتخاب شده مابین تفت و فراشاه (بدلیل دست

^۱ مشابه کوهریگ

^۲ مهرشاهی، ۱۳۷۹ و ۱۳۹۰.

خوردگی کمتر) منجر به سن یابی مطلق رخشان نوری مابین ۲۰۰۰۰/۱۸۰۰۰ کمینه تا ۲۴۰۰۰/۲۱۰۰۰ بیشینه گردید.

سن های به دست آمده همه نشانگر شکل‌گیری کوهریگ در اوج آخرین دوره یخچالی نیمکره شمالی هستند که پس از آن در هولوسن کم و بیش متوقف شده‌اند. ماسه‌های رسوب‌گذاری شده عمدتاً از منابع ماسه‌ای سیلابی (مخروط افکنه‌ها) و رودخانه‌ای (بستر رودخانه‌های خشک اطراف) تغذیه می‌شده‌اند. با توجه به شواهد یخچالی فراوان در منطقه شیرکوه، ذوب متوالی و سالانه یا دوره‌ای این یخچال‌ها می‌توانسته منجر به حمل مقدار زیادی سیلت و ماسه به داخل دشت های سیلابی و بستر دره‌ها گردد. در بازه‌هایی که خشکی هوا و شدت باد به مدت نسبتاً طولانی (چند صد تا چند هزار سال) کافی بوده است، بخشی از این ماسه‌ها در جهت غرب به شرق، به سوی خروجی دره تفت حمل می‌شده‌اند. هر جا که مانعی به شکل فرورفتگی شدید دامنه‌ای یا ناشی از پیچش رود (مئاندر) وجود داشته است و احتمالاً با وجود یک تراکم گیاهی محلی (در حاشیه آبگیرهای موضعی) امکان به دام افتادن ماسه‌ها فراهم شده است.

تراکم زیاد ماسه بادی در این موقعیت نشانه‌ای است از تسلط فرآیندهای بادی در محیطی سرد و خشک در اواخر پلايستوسن همزمان به آخرین بیشینه عصر یخچالی وورم در این دره. در حفاصل هر دوره خشک، امکان تثبیت ماسه‌ها با تشکیل خاک در سطح آن و یا توسط پوشش واریزه‌ای برای مدتی (در حد یک تا چند صده) فراهم می‌شده است که وقفه‌هایی در ادامه رسوب‌گذاری کوهریگ روی می‌داده است. این وقفه‌ها را می‌توان به دوره‌های مرطوب‌تر کوتاه مدت یا دوره‌های با فعالیت شدیدتر یخبندان و ذوب بیشتر نسبت داد (مهرشاهی، ۱۹۹۹).

اگرچه با توجه به تناوب و تعدد میان لایه‌های دیرینه خاک موجود در مقطع نمونه برداری و تکرار لایه‌ها و عدسی‌های واریزه‌ای و آبرفتی، به نظر می‌رسد که مراحل متعددی از رسوب‌گذاری (فعالیت) کوهریگ و ثبات (عدم فعالیت) رخ داده باشد، ولی احتمال دارد مجموعه حجم کوهریگ تفت - فراشاه در موقعیت شناسایی شده، در یک

بازه زمانی پنج تا هفت هزار ساله ته نشین شده باشد. این نتیجه گیری با توجه به نرخ تراکم از یک میلی متر تا یک و سه دهم میلی متر در سال برای دو نمونه ماسه بادی و مقایسه با سایر پژوهش‌های موجود به دست آمده است. با توجه به تنوع منشاء ذرات کوهریگ‌ها و نیز کمبود داده‌های سن‌یابی شده، برای رسیدن به نتایج دقیق‌تر، نمونه برداری‌های بیشتر و تحقیقات چند جانبه متعددی لازم است.^۱

قدردانی

به این وسیله از پروفسور دیوید توماس و پروفسور آدریان پارکر از دانشگاه آکسفورد که ما را در این سفر همراهی نمودند، صمیمانه تشکر می‌کنیم. از آقای مهندس راعی (ریاست وقت شرکت آب منطقه ای یزد) و مهندس بقایی نیا (معاونت پژوهشی شرکت آب منطقه ای در سال ۱۳۹۰) به سبب مساعدت و همراهی در تأمین تدارکات و حمل و نقل و همچنین از آقای دکتر میرمحمدی میبدی ریاست وقت دانشگاه یزد (۱۳۹۰) به خاطر تأمین محل استقرار اعضای تیم پژوهشی تشکر می‌نماییم. کلیه آزمایشات رخشانی نوری (لومینسانس) در آزمایشگاه لومینسانس دانشگاه آکسفورد انجام شد. نویسنده اول از دانشگاه تهران به سبب فراهم کردن هزینه پرواز تحت طرح شماره ۱۰/۱/۶۲۰۱۰۰۲ تشکر می‌کند.

منابع و مأخذ

- احمدی، حسن (۱۳۷۷). ژئومورفولوژی کاربردی (جلد دوم)، بیابان و فرسایش بادی، دانشگاه تهران، ۵۷۰ صفحه.
- احمدی، حسن و فیض نیا، سادات (۱۳۷۸). سازندهای دوره کواترنر، دانشگاه تهران، ۵۵۷ صفحه.
- اختصاصی، محمد رضا؛ احمدی، حسن؛ باغستانی، ناصر؛ خلیلی، علی و فیض نیا، سادات؛ ۱۳۷۵، منشاء یابی تپه‌های ماسه‌ای در حوزه دشت یزد - اردکان. وزارت جهاد سازندگی، موسسه تحقیقات جنگلها و مراتع؛ شماره ۱۴۵.

^۱ در این مورد دلیل تعداد کم نمونه‌ها، محدودیت منابع مالی بوده است.

بقایی نیا، علی رضا (۱۳۸۷). بازسازی تغییرات اقلیمی کواترنر با استفاده از شواهد هیدروژئومورفولوژی در حوضه آبی فخرآباد. رساله کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای دانشگاه یزد.

رامشت، محمد حسین؛ ولی، عباس علی؛ پورخسروانی، محسن؛ دهقانپور، محسن و محمودی، طیبه (زمستان ۱۳۹۱). بررسی عملکرد فرایندهای یخچالی با استفاده از تحلیل آماری قطر سنگ های سرگردان (مطالعه ی موردی: روستای فراشاه، شهرستان تفت). پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، شماره ی ۳، صص ۲۲-۱۳.

سالنامه تخصصی ابر (۱۳۹۰). اداره کل هواشناسی استان یزد؛ سال چهارم، شماره ۱۷، ۳۳ صفحه.

شریفی پیچون، محمد و دهقان، فاطمه (۱۳۹۵). ارزیابی فرایندهای مؤثر بر شکل گیری و تحول کوهریگها (مورد مطالعه: کوهریگهای تنگ چنار). پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، سال پنجم، شماره ۳، صص ۱۹-۱.

صادقی، عباسقلی (۱۳۸۳). جغرافیای کواترنر، پیام نور، تهران، ۲۷۷ ص.

فتاحی، مرتضی، عطایی، نینا؛ کریمی موید، نسرين (۱۳۹۲). اثر دُز پرتوزا و لیزر فروسرخ بر الیکوت های کناری در هنگام اندازه گیری سن نمونه های گلبافت به روش پس از فروسرخ، م. مجله فیزیک زمین و فضا. دوره ۳۹، شماره ۴، صص ۱-۱۶.

فتاحی، مرتضی؛ رستمی مهربان، سمیه؛ طالبیان، مرتضی؛ بحرودی، عباس؛ هالینگورث، جیمز و واکر، ریچارد (۱۳۹۰). بررسی فعالیت گسل نیشابور در استان خراسان؛ مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۴، صص ۱۹۳-۱۷۹.

محمودی، فرج الله (۱۳۸۱). پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای ایران. موسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع، وزارت جهاد کشاورزی، تهران، ۱۸۷ صفحه.

معتمد، احمد (۱۳۷۰). بررسی منشاء ماسه های منطقه یزد-اردکان؛ مرکز تحقیقات منطقه کویری و بیابانی ایران، دانشگاه تهران، شماره ۳۰، ۱۶۹ صفحه.

معتمد، احمد (۱۳۸۲). جغرافیای کواترنر، انتشارات سمت، تهران، ۲۴۹ صفحه.

مهرشاهی، داریوش؛ تامس، دیوید؛ بیت من، مارک و سارا اوهارا (۱۳۷۷). پیدایش، تحول و تعیین سن کوهریگ اردکان یزد. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی مشهد، شماره ۵۱، ص ۱۲۰-۱۰۲.

مهرشاهی، داریوش (۱۳۷۹). آشنایی عمومی با پدیده کوهریگ و پراکندگی جغرافیایی و اهمیت کوهریگ های استان یزد. کاوش نامه علوم انسانی دانشگاه یزد، شماره اول، ص ۱۲۲-۱۱۱.

مهرشاهی، داریوش (۱۳۹۰ زمستان). کوهریگ شناسی (مطالعات موردی در استان یزد). ویژه نامه جغرافیا و توسعه، دانشکده جغرافیای دانشگاه سیستان و بلوچستان، شماره ۲۵، ص ۱۷۸-۱۵۹.

نبوی، حسن (۱۳۶۳). گزارش نقشه چهارگوش یزد؛ سازمان اکتشافات معدنی و زمین شناسی کشور، شماره DRS2129، ۷۴ صفحه.

Aitken, M. J., 1990, Science-based dating in archaeology, Longman, London.

Aitken, M. J., 1998, An introduction to optical dating, Oxford University press, New York.

Bateman, M. D; Bryant, R.G; Foster, and I.D.L; Livingstone, I and Parsons, A.J (2012). "On the formation of sand ramps: A case study from the Mojave Desert." *Geomorphology* 161-162: 93-109.

Clarke, M. L., A. G. Wintle, and Lancaster, A. (1996). "Infra-red stimulated luminescence dating of sands from the Cornese Basins, Mojave Desert, West America, USA." *Geomorphology* 17: 199-205.

Clarke, M. L. (1996). "IRSL dating of sands: bleaching characteristics at deposition inferred from the use of single aliquots." *Radiation Measurements* 26(4): 611-620.

Clarke, M. L. and H. M. Rendell (1998). "Climate change impacts on sand supply and the formation of desert sand dunes in the south-west U.S.A." *Journal of Arid Environments* 39: 517-531.

Duller, G. A. T., Botter-Jensen, L., and Murray, A. S., 2003, Combining infrared and green-laser stimulation sources in single grain luminescence measurement in feldspar and quartz, *Radiation Measurement*, **37**, 543-550.

Fattahi, M., 2009, Dating past earthquakes and related sediments by thermoluminescence methods, A review, *Quaternary international* **199**, 104-146.

- Hagedorn, H., Haars, W., Busche, D. and Grunert, J., 1978. Some geomorphological observations from the Shir-Kuh Mountains area. *Geography: Journal of the Association of Iranian Geographers*, 1: 10-15.
- Lancaster, N. and V. P. Tchakerian (1996). "Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave." *Geomorphology* 17: 151-165.
- Livingstone, I., and Warren, A., (1996). *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman, Harlow.
- Mehrshahi, D (1999): Late Quaternary Environments, Ardakân Playa, Central Iran. Ph.D. Thesis; Geography Department, University of Sheffield, 232p.
- Mehrshahi, D (2001): Geographical and Geomorphological Characteristics of Sand Ramp Fields, Shir Kuh Area, Central Iran. Dryland Change; International Conference; Uppington, South Africa.
- Murray, A. S and Wintle, A. G., 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, 32, 57-73.
- Plastino, W., Kaihola, L., Bartolomei, P., and Bella, F., 2001, Cosmic background reduction in the radiocarbon measurement by scintillation spectrometry at the underground laboratory of Grand Sasso, *Radiocarbon*, 43, 157-161.
- Prescott, J. R., and Robertson, G. B., 1997. Sediment dating by luminescence, A review, *Radiation Measurements*, 27, 893-922.
- Roberts, H. M., and Wintle, A. G., 2003, Luminescence sensitivity changes of polymineral fine grains during IRSL and [POST IR] OSL measurements, *Radiation Measurements*, 37, 661-671
- Thomas, D. S. G., M. D. Bateman; Mehrshahi, D and O'Hara, S (1997). "Development and environmental significance of an eolian sand ramp of Last-Glacial age, central Iran." *Quaternary Research*, 48: 155-161.
- Turner, B.R and Makhlof, I.M., 2002. Recent colluvial sedimentation in Jordan: fans evolving into sand ramps. *Sedimentology* 49, 1283–1298.
- Rowell, A; Thomas, D; Bailey, R; Stone, A; Garzanti, E and Marta Padoan (2018). Controls on sand ramp formation in southern Namibia. *Earth Surface Processes and Landforms* 43, 150–171.