

استفاده از روش لومینسانس نوری جهت تعیین سن رسوبات لسی اطراف شهر میبد و تفسیر شرایط تشکیل آنها

مرتضی فتاحی^{۱*} و داریوش مهرشاهی^۲

۱. دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. دانشیار، دانشکده جغرافی، دانشگاه یزد، یزد، ایران

(دریافت: ۹۷/۱/۲۲، پذیرش نهایی: ۹۷/۲/۲۵)

چکیده

نهشته‌های لسی تاریخچه آب‌وهوایی و وضعیت جریان گردوغبار جوی دوران گذشته را در خود ضبط کرده‌اند و وجود آنها در یک منطقه، مراحل مختلفی از تغییر اقلیم در دوره زمین‌شناسی «کواترنری» را نشان می‌دهد؛ اما جهت استفاده مناسب از این منبع اطلاعات، نیاز به تعیین سن این نهشته‌ها و میان لایه‌های کهن خاک بین آنها داریم. جهت سن‌یابی رسوبات لس توسط لومینسانس برانگیخته نوری (OSL) به دو پارامتر دز معادل دز طبیعی محیط و دز سالانه نیاز است. به منظور اندازه‌گیری دز معادل معمولاً از روش SAR استفاده می‌شود. اما در این مطالعه به دلیل خالص نبودن کوآرتز پس از دو مرحله شستشو با اسید فلوریدریک به دلیل تولید سیگنال مادون قرمز، از روش نور آبی پس از مادون قرمز ([Post IR] OSL) استفاده شد. در این بررسی دز معادل دز طبیعی نمونه‌های برداشت شده با تحلیل داده‌ها در برنامه آنالیزت به روش هیستوگرام محاسبه شد. دز سالانه محیط توسط روش ICP و سن نمونه یا آخرین زمان رسوب‌گذاری آن 3900 ± 34600 سال پیش به دست آمد. با توجه به این سن، زمان رسوب‌گذاری ذرات سیلت معادل اواسط دوره وورم بوده است که به آخرین عصر یخبچالی مربوط می‌شود. به این دلیل رسوب‌گذاری این لس‌ها در ایران مرکزی در شرایط سرد و خشک بوده و با وزش بادهای شدیدی که منجر به ایجاد کوهریگ‌هایی نیز در مناطق اطراف دشت یزد شده بودند مطابقت دارد.

واژه‌های کلیدی: سن‌یابی، لومینسانس برانگیخته نوری، لس، دیرینه اقلیم کواترنری، میبد.

۱. مقدمه

مختلفی را که برای این مهم ابداع شده است جهت به دست آوردن سن واقعی به کار گرفت (آیتکن، ۱۹۸۵). اما روش لومینسانس نوری فقط سیگنال نوری موجود در دزیمتر را هدف قرار می‌دهد. سیگنال نوری لس‌ها در عمل سیگنال باقیمانده ندارند و در نمونه‌های غیر جوان اگر هم سیگنال کمی باقی بماند اثر آن کمتر از حد خطا است (استوکز و همکاران ۲۰۰۴، روبرتز، ۲۰۰۸). لذا در زمان رسوب سیگنال ندارند و پس از دفن شدن ساعت آنها به کار می‌افتد و با گذر زمان سیگنال لومینسانس در آنها انباشته می‌شود. با توجه به این خصوصیت، وینتل (۱۹۸۱) از روش ترمولومینسانس جهت سن‌یابی نهشته‌های لسی جنوب انگلستان استفاده کرد و خصوصیات ترمولومینسانس دانه‌های کوچک‌تر از یازده میکرون لس را مورد مطالعه قرار داد (وینتل، ۱۹۸۲). از آن پس، ارتباط

لس به ذراتی در حد سیلت گفته می‌شود که توسط باد منتقل شده و ویژگی‌های خاصی داشته باشد. کانی‌های معدنی در لس مسافت‌های مختلفی را پیموده و زمانی بیش از چند دقیقه تا چند روز را در معرض نور طبیعی بوده‌اند. لس سرشار از دزیمترهای لومینسانس یعنی کوآرتز و فلدسپار است که سیگنال لومینسانس آنها می‌تواند به دلیل طولانی بودن زمان در معرض نور بودن (به دلیل انتقال با باد از راه‌های دور به محل رسوب) صفر شود. اما همواره خطر صفر نشدگی کامل وجود دارد. روش ترمولومینسانس با تحریک دزیمتر به کمک گرمای بالا، کلیه سیگنال‌های باقیمانده در دزیمتر (شامل سیگنال نوری و گرمایی) را اندازه‌گیری می‌کند و چنانچه سن‌یابی توسط ترمولومینسانس انجام شود می‌بایست قطعاً موضوع سیگنال باقیمانده مورد توجه قرار گیرد و لذا متدهای

تنگاتنگ سن‌یابی به روش لومینسانس و لس آغاز شد. لایه‌های لسی دارای چینه‌شناسی مشخص بوده که در دوره‌های طولانی به صورت تقریباً همگن تشکیل و لایه‌های زیرین به ترتیب مبین قدمت بیشتر هستند. از همه مهم‌تر در این نهشته‌ها لایه‌های مربوط به دوره یخچالی و بین یخچالی به وضوح مشخص است؛ لذا برای آزمودن این روش سن‌یابی بسیار مناسب بوده است. این روش نه تنها مستقیماً سن زمان رسوب و شکل‌گیری لایه‌های لسی در یک ناحیه را ارائه می‌دهد، بلکه با داشتن محدوده سن‌یابی چند صد هزار سال تا چند صد سال، مقایسه لایه‌های لسی بین مناطق مختلف را امکان‌پذیر نموده و لذا می‌تواند با تعیین سن مطلق دوره‌های یخچالی و بین یخچالی، زمینه مناسبی برای مطالعه بهتر منشأ و نحوه تشکیل لس‌ها در سطح ناحیه‌ای، منطقه‌ای تا جهانی فراهم کند. به همین دلیل در ایران نیز از این روش برای سن‌یابی لس‌های شمال (کهل و همکاران، ۲۰۰۵، فریچن و همکاران، ۲۰۰۹)، لس‌ها و شبه‌لس‌های دشت شیراز (کهل و همکاران، ۲۰۰۵)، رسوبات لسی شمال شرق ایران (کریمی و همکاران، ۲۰۰۹) استفاده شده است. لس به صورت موضعی در بخش‌های مرکزی ایران، از جمله بخش‌هایی از استان یزد نیز وجود دارد که به دلیل گسترش کم و همچنین فقدان پژوهش‌های کافی، شناخته شده نیستند (کریمی و همکاران، ۱۳۹۰). این مطالعه جهت بررسی موقعیت رسوبات لسی مید و تعیین سن نمونه‌ای از این لس‌ها تهیه شده است. با این هدف، ابتدا به معرفی لس و اهمیت آن در مطالعه اقلیم گذشته پرداخته می‌شود. سپس اصول سن‌یابی به روش لومینسانس توضیح داده می‌شود. آنگاه ویژگی‌های لس‌های مید و مراحل سن‌یابی آن به روش لومینسانس و در نهایت شرایط محیطی احتمالی در زمان تراکم آن توضیح داده می‌شود.

۱-۱. آشنایی با لس

کلمه لس (loess) از واژه آلمانی Löss به معنی «خاک

سست و منفصل» گرفته شده است (توماس و گاودی، ۲۰۱۱). در واقعیت ممکن است بر خلاف این مفهوم، ظاهر سختی را عرضه کند به‌ویژه وقتی که با سیمانی از نمک همراه شده باشد یا توسط سیمان آهکی سخت شده باشد. نهشته‌های لسی اگرچه یکی از جامع‌ترین و کم‌ابهام‌ترین شواهد دیرینه محیطی کواترنر خشکی (قاره‌ای) به شمار آمده‌اند که در حدود ده درصد از سطح خشکی‌های زمین (بیشتر در عرض‌های جغرافیایی ۳۰ تا ۶۰ درجه‌ی نیمکره‌ی شمالی موسوم به کمربند لس) را می‌پوشانند (پچی، ۱۹۹۰، ص ۱)، با این حال از نظر تعریف، منشأ و نحوه تشکیل تا مدت‌ها پرسش‌برانگیز بوده‌اند.

لس توسط افراد مختلف به گونه‌های مختلف تعریف شده است. در واقع تا اوایل دهه نود قرن بیستم میلادی درباره مفهوم لس و تفسیر منشأ آن اختلاف‌نظرهایی در بین متخصصان رسوب‌شناس وجود داشته است و هنوز هم تعریفی کامل و مورد قبول همگان از لس وجود ندارد (رایت، ۲۰۰۱). به‌عنوان مثال اسمالی و ویتا-فینزی (۱۹۶۸) معتقدند لس رسوباتی آواری متشکل از لایه‌های رسوب‌گذاری شده توسط باد هستند که عمدتاً از کوارتز با قطر ۲۰ تا ۵۰ میکرون تشکیل شده‌اند. پچی (۱۹۹۰) ده ویژگی برای رس تعریف کرد. پای (۱۹۹۵) معتقد است لس نیاز به تعریف ندارد زیرا با ویژگی‌های متفاوت از نظر ضخامت، اندازه ذرات، رنگ، کانی‌شناسی، ترکیب ژئوشیمیایی و مورفولوژی در نقاط مختلف دنیا دیده می‌شود (برای کسب اطلاعات بیشتر نگاه کنید به اسمالی و ویتا-فینزی ۱۹۶۸، لیو و دینگ ۱۹۹۸، پای ۱۹۸۷، ۱۹۹۵، پچی، ۱۹۹۰). تعریف ساده مورد قبول اکثر محققین برای لس عبارت است از «رسوبات آواری قاره‌ای که از تجمع رسوبات باد رفتی در اندازه سیلت تشکیل شده‌اند» (کریمی و همکاران، ۱۳۹۰). اما باید توجه داشت که «لس» به‌طور ساده فقط گردوغباری نیست که توسط باد آورده و ته‌نشین شده باشد. در واقع گردوغبار حمل شده توسط باد زمانی به

لس تبدیل می‌شود که بسته به موقعیت جغرافیایی، مدت‌زمان معین و شرایط ویژه‌ای از لحاظ هوازدگی، فرسایش و خاک‌زایی سپری کرده باشد. در عمل، در صورتی که میزان فرسایش و یا خاک‌زایی شدید باشد لس تشکیل نمی‌شود.

ممکن است مشخصات لس را این چنین خلاصه نمود: دربردارنده ۵۰ تا ۷۰ درصد وزنی ذرات سیلت درشت (قطر از ده تا پنجاه میکرون)، کم‌وبیش بدون لایه‌بندی، منفذدار و نفوذپذیر، با ثبات در دیواره‌ها ولی بسیار فرسایش‌پذیر با آب، به رنگ زرد پریده (نخودی رنگ) به دلیل پراکندگی خیلی ملایم هیدروکسید آهن (لیمونیت)، غلبه کانی کوارتز (از ۴۰ تا ۸۰ درصد کل)، و فلدسپار و کربنات‌ها در درجات بعد، و مقدار متغیری شامل پنج الی بیست درصد رس و کربنات از یک تا بیست درصد وزن کل. در رسوبات شبه لس درصد سیلت کمتر است و در عوض درصد رس و ماسه نرم افزایش می‌یابد (پچی، ۱۹۹۰، ص ۲-۱؛ پچی، ۱۹۹۱؛ پچی ۱۹۹۵؛ ص ۱۱۷). هوازدگی شدید و ممتد، رسوبات دریاچه‌ای، رسوبات بادی-بیابانی و بالاخره و مهم‌تر از همه، رسوبات ناشی از فرآیندهای یخچالی می‌توانند منشأ زایش ذرات سیلتی باشند که توسط جابه‌جایی با نیروی باد در مکان‌های امروزی به‌صورت پهنه‌های لسی ته‌نشین شده‌اند (توماس و گاودی، ۲۰۱۱).

۱-۲. اهمیت لس در مطالعات اقلیم گذشته

طی دوره کواترنر بخش مهمی از زمین به‌صورت متناوب پوشیده از یخ بوده و دما به‌مراتب کمتر از عصر حاضر بوده است. در مقابل در مراحل بین یخچالی هوا گرم‌تر و بعضاً میانگین دما بیش از عصر حاضر بوده است (لو و واکر، ۲۰۱۵). تعیین سن این تغییرات و تأثیر آن بر اقلیم یکی از کلیدی‌ترین تحقیقات دوره کواترنر است. با استفاده از سن‌بایی مغزه‌هایی که از اعماق رسوبی دریا به روش ایزوتوپ اکسیژن گرفته شده است دوره‌های سرد و گرم شناسایی شد که به مراحل ایزوتوپ دریایی (MIS)

مشهور است (شکلتون، ۱۹۷۷).

برای درک بهتر دیرینه اقلیم در رسوبات خشکی در مقیاس محلی و جهانی و برقراری همبستگی بین آنها با مراحل ایزوتوپ دریایی می‌توان از لس استفاده کرد. مطالعه سکانس‌ها یا تناوب‌های لسی- دیرینه خاک در مناطقی متفاوت مانند چین و پاکستان در آسیا و اوکراین در اروپای مرکزی موجب شده است که تشکیل خاک‌های فسیل (قدیمی) به شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تر، و تراکم رسوبات لسی (ذرات سیلتی) به شرایط طوفانی‌تر و سرد هم‌زمان با دوره‌های یخچالی استناد داده شود (اکرم و همکاران، ۱۹۹۸؛ گراسیمکو و روسو، ۲۰۰۸). مطالعه کرده گیاهی، شواهد گیاه‌شناسی و آثار خاک‌شناسی (خاک‌های قدیمی) در منطقه مهم گسترش فلات لسی چین، نشان می‌دهد که لس‌ها در شرایط آب‌وهوایی نسبتاً سرد، خشک و محیط استپی متراکم شده‌اند (پای، ۱۹۸۴، ص ۸).

پراکندگی نهشته‌های لسی از آلاسکا و کانادا تا حاشیه بیابان‌های سرزمین‌های خشک و نیمه‌خشک آسیا و نواحی نیمه‌خشک تا جنگل‌های استپی اروپا را در بر می‌گیرد. خارج از کمربند معتدله کنونی کره زمین، در منطقه مدیترانه و اطراف آن، انواع لس‌های غیرتیبیکال (شبه لس) با درصد بیشتر رس یا ماسه و رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ یا قهوه‌ای مایل به صورتی به وجود آمده‌اند. از این نوع می‌توان به لس‌های کشمیر، پاکستان، ایران، تونس و نیوزلند اشاره نمود (پچی، ۱۹۹۰، ص ۲).

۱-۳. لس در ایران

مهم‌ترین مناطق پراکندگی لس در کشور ایران، در شمال و شمال‌خاوری کشور، در حاشیه جنوب‌خاوری دریاچه کاسپین، در استان‌های مازندران و گلستان (لس‌های گرگان) قرار گرفته است و در نواحی دیگر از جمله بخش خاوری ایران مرکزی و حاشیه بیابان‌های ایران مرکزی، شامل کاشان، یزد، جنوب مکران و سیستان و بلوچستان به‌طور پراکنده دیده می‌شوند (کریمی، ۱۳۸۹). این

جهت تعیین سن نهشته‌های لسی و کهن خاک‌های بین آنها استفاده شده است. در ایران نیز به سبب وجود پهنه‌های گسترده لس روش لومینسانس مناسب‌ترین روش جهت سن‌یابی لس است.

۲-۱. اصول سن‌یابی لس به روش لومینسانس

همه مواد تحت تأثیر تابش یونیزه کننده ناشی از واپاشی عناصر رادیواکتیو مانند اورانیوم، توریم، پتاسیم و روییدیم موجود در خود مواد و در محیط اطرفشان، به‌علاوه تابش‌های کیهانی هستند. کوارتز و یا فلدسپار (دزیتر اصلی سن‌یابی به روش لومینسانس) که در بیشتر مواد رسوبی موجودند و کانی‌های غالب در لس هستند، هنگامی که تحت تابش یونیزه کننده قرار می‌گیرند، اتم‌های آنها یونیزه می‌شود و به عبارتی سیگنال لومینسانس در آنها ذخیره می‌شود. کوارتز و فلدسپار در هنگام حرکت توسط باد سیگنال لومینسانس خود را از دست می‌دهند (ساعت آنها صفر می‌شود)، سپس رسوب کرده و دفن می‌شوند. پس از دفن با گذر زمان سیگنال لومینسانس در آنها افزایش می‌یابد تا در تاریکی به آزمایشگاه منتقل و سیگنال لومینسانس طبیعی (N) آنها اندازه‌گیری شود. اگر بتوان میزان دز طبیعی حاصله ظرف دورانی که نمونه (مدفون) تحت تابش اشعه‌های رادیواکتیو در طبیعت بوده است و باعث ایجاد سیگنال لومینسانس طبیعی شده است را به دست آورد (دز معادل دز طبیعی: De) و بر میزان دزی که نمونه هر ساله دریافت نموده است تقسیم کرد، می‌توان سن آخرین صفر شدگی سیگنال لومینسانس را به دست آورد. مقدار انرژی جذب شده (دوز معادل: De) با واحد Gray (1Gy=1J/kg) بیان می‌شود. بنابراین جهت سن‌یابی به روش لومینسانس ضروری است دز معادل طبیعی و دز سالانه محاسبه شود.

۳. مشاهده، نمونه‌برداری، اندازه‌گیری و مقایسه

۳-۱. موقعیت لس میبد

محل مورد نظر برای مطالعه در شهر میبد یکی از شهرهای

گستره‌های لسی بخشی از کمربند لسی هستند که خاورمیانه را پوشانده و به‌سوی شمال تا ترکمنستان و تاجیکستان ادامه یافته است (اخروی و امینی، ۲۰۰۱). علیرغم مطالعات ارزنده‌ای که در مورد لس‌های ایران انجام شده است اما این مطالعات در مقایسه با مطالعات مشابه در سطح بین‌المللی اندک است. با توجه به مطالعات انجام شده رسوبات لسی دوره‌ی هولوسن منطقه‌ی گرگان و دشت، به چهار دوره‌ی گرم و خشک تقسیم شده است (پاشایی، ۱۹۹۷). لطیف (۱۹۹۸) شواهد دیرینه اقلیمی لس‌های استان گلستان را مطالعه کرده و تراکم بیش از ۲۵ متر لس را به یک دوره طولانی از ریس تا وورم نسبت داده و سرچشمه آنها را از دشت‌های سیلابی مجاور دانسته است. سرچشمه‌ی احتمالی لس‌های حوضه‌ی آبخیز قره‌تیکان واقع در منطقه‌ی کپه‌ داغ به مناطق دوردست در آسیای میانه نسبت داده شده است (اخروی و امینی، ۲۰۰۱). مطالعات انجام شده در سایر نقاط شامل سکنس خاک‌ها و لس‌های مناطق نکا-نوده-گنبد کاووس در شمال سلسله کوه‌های البرز (کهل و همکاران، ۲۰۰۵)، جنوب دریای خزر (فریچن و همکاران، ۲۰۰۹) لس‌ها و شبه‌لس‌های منطقه‌ی تخت‌جمشید (کهل و همکاران، ۲۰۰۵)، رسوبات لسی شمال شرق ایران (کریمی و همکاران، ۲۰۰۹) بوده است. در بخش‌های مرکزی ایران نیز لس موجود است که برای شناخت آنها پژوهش‌های بیشتری نیاز است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۰). به همین دلیل هرگونه تلاش در جهت شناسایی و سن‌گذاری لس‌های ایران مرکزی دارای ارزش است.

۲. روش پژوهش

نهشته‌های لسی جزو اولین رسوباتی بوده‌اند که جهت سن‌یابی به روش لومینسانس، مناسب تشخیص داده شدند. از سوی دیگر روش لومینسانس به‌عنوان ابزاری مناسب برای تاریخ‌نگاری نهشته‌های لسی مد نظر قرار گرفت. لذا طی سی سال گذشته از روش لومینسانس به‌صورت مرتب،

می‌شود. طول این کمر بند در سمت جنوب تا جنوب غرب شهر میبد (از حسن آباد تا بفرویه و ادامه آن)، در حد مطالعات زمینی به حدود ده کیلومتر می‌رسد. در بخش عمده این محدوده نهشته‌های لسی، به رنگ نخودی یا خاکی، نسبتاً سخت و متراکم ولی نفوذپذیر بوده که به دو شکل، یاردانگ و مسیل‌های خشک عمیق (خندق مانند) فرسایش یافته‌اند. در قسمت پیشانی پادگانه میبد، فرسایش خندقی به تعداد زیاد و به موازات هم دیده می‌شود که به‌طور استثنایی در برخی موقعیت‌ها، تمام پادگانه اصلی را به شکل عرضی قطع کرده است، به نحوی که از یک سوی پادگانه به سوی دیگر وصل می‌شود (شکل ۱).

محدوده تراس میبد که لس‌ها بر روی آن و در مجاورت آن دیده می‌شوند به‌طور کلی، شرایط انتهایی یک دشت سر فرسایش یافته را نشان می‌دهد که در قسمت‌هایی که توسط جریان آب حفر شده است بخشی از لایه‌های نئوژن سبز و زرد رنگ مارنی دیده می‌شوند. این دشت که از یک سو به سمت ارتفاعات شیرکوه ادامه می‌یابد، بخشی از دشت یزد-اردکان را تشکیل می‌دهد.

باستانی استان یزد واقع است. زمان مسکونی شدن در شهر میبد با توجه به کشفیات نارین قلعه به پیش از تاریخ ماد هم می‌رسد (نوشته سر در ورودی قلعه توسط سازمان میراث فرهنگی و گردشگری میبد ۱۳۹۰ <http://meybodblog.mihanblog.com/post/archive/1390/9>) و حتی احتمالاً به هزاره سوم قبل از میلاد مربوط می‌شود (اسفنجاری، ۱۳۸۶). به این ترتیب اگر این سابقه از لحاظ علمی درست باشد، این منطقه از لحاظ سکونت یکجانشینی، می‌تواند از قدیمی‌ترین نواحی تاریخی ایران در ایران مرکزی به‌شمار رود. به همین دلیل مطالعه جنبه‌های زمین‌ساختی و دیرینه اقلیمی و در مجموع بررسی ویژگی‌های تغییرات محیطی این خطه اهمیتی ویژه دارد.

در استان یزد یکی از مهم‌ترین مناطقی که نهشته‌های لسی یا شبه لسی تشخیص داده شده‌اند، در بخش جنوبی و جنوب غربی شهر میبد بوده است. در آنجا یک کمر بند متغیر لسی از نظر پهنا و ضخامت وجود دارد که به ترتیب از چند ده متر تا بیش از یک کیلومتر پهنا و از چند دسی‌متر تا حداقل سه الی چهار متر ضخامت را شامل



شکل ۱. بخش اصلی تراس میبد و آبراهه‌های خشک عمیق که آن را قطع کرده است. بریدگی کامل تراس توسط مسیل‌ها با پیکان مشخص شده است (برگرفته از گوگل ارت، ۲۰۱۵).

ادامه می‌یابد. شهر مید از یک قسمت بلندتر پادگانه مانند به ارتفاع بیش از ۱۱۱۰ متر از سطح دریا تا قسمت پست‌تر به سمت انتهای دشت (به‌سوی اردکان) با ارتفاع حداقل ۱۰۴۵ متر (در مرز با شهر اردکان) از سطح دریا را در بر می‌گیرد. نمونه برداشت شده لسی از سطح پادگانه در ارتفاع تقریبی حدود ۱۱۱۰ تا ۱۱۰۷ متری (از سطح دریا) مشرف بر یک مزرعه یونجه (اردیبهشت ۱۳۹۰) بوده است. فاصله محل نمونه‌برداری تا نارین قلعه (شهرداری مید) در حدود ۳۶۰۰ الی ۳۷۰۰ متر به سمت باختر بوده است.

۳-۳. روند تعیین سن

۳-۳-۱. عملیات نمونه‌برداری

نمونه از عمق یک و نیم متری سطح زمین از یک دیواره به‌صورت دستی برداشت شد. برای آنکه از قرارگیری تصادفی نمونه در معرض نور جلوگیری شود؛ سعی شد توسط لوله فولادی به طول ۲۵ سانتی‌متر و با ضربه چکش سنگین، یک مغزه رسوبی خارج شود. به دلیل سختی بیش از حد رسوب این امر ممکن نشد. در نتیجه به کمک چکش سنگین و یک دیلم یک تکه بزرگ با اندازه‌های بیش از سی در سی و پنج در بیست و پنج سانتی‌متر از دیواره لسی جدا شد. یک مغزه ده سانتی از بخش مرکزی این قطعه رسوبی در اتاق تاریک بیرون آورده و در سه لایه پلاستیک مشکی و سه لایه کاغذ آلومینیوم پیچیده شد و باز توسط چسب ضخیم مشکی ضد نور برای اطمینان از محفوظ ماندن در برابر نور پوشیده شد.

۳-۳-۲. آماده‌سازی نمونه

این نمونه به اتاق تاریک آماده‌سازی نمونه لومینسانس مؤسسه ژئوفیزیک انتقال داده شد. تحت نور ضعیف قرمز، یک مغزه ۷ سانتی از بخش مرکزی این قطعه رسوبی جدا شد (که اطمینان از نور نخوردن دانه‌های آن وجود دارد) و برای تعیین دوز معادل استفاده شد؛ و از باقیمانده، برای تعیین دوز سالانه و رطوبت استفاده شد.

مسئله مهم این تحقیق تعیین سن رسوبات لسی تشکیل‌دهنده یا پوشاننده رسوبات بالاآمده در تراس یا پادگانه مید (که موجب تغییر مشخص شیب در شهر مید شده است) می‌باشد که می‌تواند به ما در تفسیر بهتر شرایط دیرینه محیطی این منطقه کمک کند. در صورتی که منشأ واقعی تراس زمین‌ساختی، مثل عملکرد یک خط گسلی باشد، تعیین سن لس و مشخصات جزئیات مقاطع آن ممکن است به تعیین یک سن تقریبی حداقل برای عملکرد گسل در این محل کمک کند.

اگر لایه لسی پیش از فعالیت گسل که موجب بالاآمدگی پادگانه شده، رسوب‌گذاری کرده باشد، سن لس حداکثر زمان فعالیت گسل را نشان خواهد داد. از سوی دیگر، در صورتی که لایه‌های لسی بعد از عملکرد گسل رسوب‌گذاری شده باشد، تعیین سن لس‌ها، زمان حداقل فعالیت گسل را نشان می‌دهد. درباره پیشینه زمین‌لرزه در محدوده شهر مید هیچ‌گونه اطلاعی در دست نیست (به‌عنوان نمونه ر.ک. آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۱) کتاب زمین‌لرزه‌های ایران یا کتاب‌ها و مقالات متعدد مانوئل بربریان درباره زمین‌لرزه‌های کواترنر ایران از جمله بربریان، ۲۰۱۴). درباره گسل‌های منطقه مثل گسل شمال یزد و گسل جنوب یزد و گسل دهشیر کار شده است که هیچ‌کدام رابطه مستقیم و مشخصی از لحاظ لرزه‌شناسی تاکنون با ناحیه مید نشان نداده‌اند؛ بنابراین اطلاعات قابل اطمینان از گذشته لرزه‌زایی محدوده مید در دست نیست و به همین دلیل این پژوهش می‌تواند در این جهت کمک کند.

۳-۲. موقعیت جغرافیایی و محل نمونه‌برداری

محدوده مشخص و باقیمانده تراس اصلی مید از حوالی نارین قلعه (در موقعیت ۳۲ درجه و ۱۳ دقیقه و ۳۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۴ درجه و صفر دقیقه و ۵۲ ثانیه طول خاوری) شروع شده و به سمت باختر تا حدود ۳۲ درجه و ۱۵ دقیقه و ۵۴ ثانیه عرض شمالی و ۵۳ درجه و ۵۵ دقیقه و ۲۰ ثانیه طول جغرافیایی خاوری (به فاصله ۱۰ کیلومتر)

دستگاه Risø (Model TL/OSL-DA-15) که دارای چشمه بتای $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ حدود 5 Gymin^{-1} و دیود لیزری IR ($\lambda=830 \text{ nm}$) و آرایه دیود آبی ($\lambda=470 \text{ nm}$) و فیلتر نوری Hoya U-340 7 mm ($p = 24 \text{ mW cm}^{-2}$) بود، قرار داده شدند. سپس لومینسانس تحریک شده با نور مادون قرمز، اندازه گیری شد. تمام الیکوت‌ها تولید سیگنال مؤثر نمودند. با توجه به اینکه کوارتز تحت مادون قرمز تولید سیگنال لومینسانس نمی‌کند وجود این سیگنال نمایانگر حضور دانه‌های فلدسپار در بین دانه‌های کوارتز بود. لذا دانه‌های $90-180 \mu\text{m}$ تحت اسید هیدرو فلوریک قرار گرفتند و با دستگاه تکان داده شدند تا سایر کانی‌های غیر کوارتز داخل نمونه از بین بروند. به آنها اسید کلریدریک (HCL) ده درصد اضافه شد و پس از یک روز دانه‌ها با آب مقطر شسته شده و در کوره قرار گرفتند. پس از خشک شدن از دانه‌ها الیکوت‌ها ساخته شد و لومینسانس تحریک شده با نور مادون قرمز سه الیکوت اندازه گیری شد. هر سه الیکوت تولید سیگنال (اما ضعیف‌تر از مرحله قبل) نمودند. وجود این سیگنال نمایانگر حضور دانه‌های فلدسپار (کمتر نسبت به مرحله اول) در بین دانه‌های کوارتز بود. به دلیل پایداری سیگنال لومینسانس کوارتز تلاش می‌شود تا کوارتز خالص از نمونه استخراج و جهت سن‌یابی مورد استفاده قرار گیرد. لذا به صورت ایده آل پس از آماده‌سازی شیمیایی، انتظار می‌رود تا یک نمونه خالص از کوارتز به دست آید که بتوان هرگونه آنالیز و تحلیلی روی آن انجام داد؛ اما در این نمونه، تمام ذرات فلدسپار و کانی‌های دیگر در طی عملیات شیمیایی از بین نرفته و لذا در سیگنال لومینسانس اندازه گیری شده سهم هستند، به طوری که بخشی از سیگنال محاسبه شده حاصل از این ذرات است؛ اما آلودگی فلدسپار موجب امکان تخمین کمتر سن نمونه می‌شود که ناشی از پدیده محوشدگی غیرعادی (Anomalous fading) است. در این پدیده بخشی از سیگنال طبیعی (قبل از اندازه گیری) به طور ناخواسته از دست می‌رود. لذا در یک مرحله از آزمایش به روش

رسوبات مغزه ۷ سانتی از بخش مرکزی به آرامی کوبیده شده و با الک خشک و الک مرطوب (wet-seived) سرند شدند و دانه‌های با اندازه‌های متفاوت از هم جدا شدند. سپس دانه‌ها به آکسفورد منتقل شد. در آزمایشگاه لومینسانس دانشگاه آکسفورد دانه بین $90-250 \mu\text{m}$ در داخل بطری‌های پلاستیکی ریخته و به آنها اسید کلریدریک (HCL) یک نرمال اضافه شد و پس از دو روز قرارگیری در اسید کلریدریک و قطع واکنش شیمیایی دانه‌ها با آب مقطر شسته شده و در کوره قرار گرفت. سپس دو روز در هیدروپراکسید (H_2O_2) برای از بین بردن کربنات‌ها و مواد آلی قرار داده شدند؛ و پس از قطع واکنش شیمیایی دانه‌ها با آب مقطر شسته شده و در کوره قرار گرفت. دانه‌ها با الک خشک $180 \mu\text{m}$ جدا شد. دانه‌های $180-250 \mu\text{m}$ انبار شدند.

دانه‌های $90-180 \mu\text{m}$ توسط مایع سنگین ($> 2.72 \text{ g/cm}^3$) جدا شده وزن‌های بزرگ‌تر از چگالی مایع (کانی‌های سنگین) به دور ریخته شدند و وزن‌های کوچک‌تر از چگالی مایع با آب مقطر شسته شده و در کوره قرار گرفتند. سپس توسط مایع سنگین ($< 2.58 \text{ g/cm}^3$) کوارتز (وزن‌های بزرگ‌تر از چگالی مایع) و فلدسپارها (وزن‌های بزرگ‌تر از چگالی مایع) از هم جدا شدند. دانه‌های کوارتز به دلیل آلوده بودن به سایر کانی‌ها خاصه فلدسپار، به مدت ۴۵ دقیقه در اسید فلوریدریک (HF) 48% قرار داده شدند و با دستگاه تکان داده شدند تا سایر کانی‌های غیر کوارتز داخل نمونه از بین بروند. به آنها اسید کلریدریک (HCL) ده درصد اضافه شد و پس از یک روز دانه‌ها با آب مقطر شسته شده و در کوره قرار گرفتند. سپس دانه‌های $90-180 \mu\text{m}$ با الک خشک ۹۰ جدا شد تا ذرات کوچک‌تر از $90 \mu\text{m}$ حذف شود. دانه‌های $90-180 \mu\text{m}$ کوارتز همانند لایه‌ای بر روی دیسک‌های آلومینیومی به قطر ۱۰ میلی‌متر با استفاده از اسپری سیلیکونی که همانند چسب عمل می‌کند نصب شدند (که به آن الیکوت می‌گوییم). تعداد ۶ عدد الیکوت تهیه شد. الیکوت‌های آماده شده در داخل

ناشی از آنها اندازه‌گیری شد؛ اما در آخرین اندازه‌گیری تولید مجدد، قبل از اندازه‌گیری OSL نمونه تحت مادون قرمز قرار گرفت (جدول ۱). متأسفانه نسبت سیگنال مادون قرمز به آبی الیکوت‌ها بیش از ۱۰٪ بود، یعنی نتایج حاصل از سن‌یابی با نور آبی تنها قابل قبول نیست.

لذا از پروتکل نورآبی پس از مادون قرمز (Post IR) OSL استفاده شد (فتاحی و همکاران، ۱۳۹۲). پیش از اندازه‌گیری سیگنال OSL تحریک شده با نور آبی، در همه مراحل اندازه‌گیری، جهت حذف سهم سیگنال لومینسانس (ناشی از فلدسپار)، نمونه در معرض نور مادون قرمز (IR) قرار گرفت (فتاحی و همکاران، ۱۳۹۲) (جدول ۱). پروتکل پس از مادون قرمز برای دز معادل دز طبیعی دو تخمین برای دز معادل به دست داد، یکی با استفاده از فلدسپار (ناشی از اندازه‌گیری IRSL) و یکی با استفاده از کوارتز (ناشی از اندازه‌گیری [Post IR] OSL)؛ یعنی ابتدا به کمک مادون قرمز، سیگنال ناشی از فلدسپار خالی شد و آنگاه سیگنال لومینسانس کوارتز توسط نور آبی اندازه‌گیری شد.

تولید مجدد (SAR)، قبل از اندازه‌گیری سیگنال آبی کوارتز توسط تحریک با نور مرئی، نمونه تحت تابش مادون قرمز قرار می‌گیرد. کوارتز تحت مادون قرمز تحریک نشده و سیگنال لومینسانس خود را از دست نمی‌دهد اما فلدسپار به مادون قرمز بسیار حساس و سیگنال خود را از دست می‌دهد. آلودگی فلدسپار زمانی مشکل‌ساز می‌شود که سیگنال مادون قرمز (فلدسپار) بیشتر از ۱۰٪ سیگنال آبی (کوارتز) باشد. برای تمامی الیکوت‌های این آزمایش صورت می‌گیرد و اگر نسبت سیگنال مادون قرمز به آبی بیش از ۱۰٪ باشد، نتایج حاصل از سن‌یابی با نور آبی تنها (که معمولاً برای کوارتز خالص به کار می‌رود) قابل قبول نیست.

۳-۳-۲. اندازه‌گیری De به روش تولید مجدد جهت اندازه‌گیری دز معادل (D_e)، از پروتکل تولید مجدد تک‌الیکوتی (Single Aliquot Regeneration: SAR) (ماری و وینتل، ۲۰۰۰) استفاده شد. شش الیکوت مورد استفاده قرار گرفت و پس از اندازه‌گیری سیگنال لومینسانس طبیعی، نمونه تحت دزهای مشخص آزمایشگاهی قرار داده شد و سپس سیگنال لومینسانس

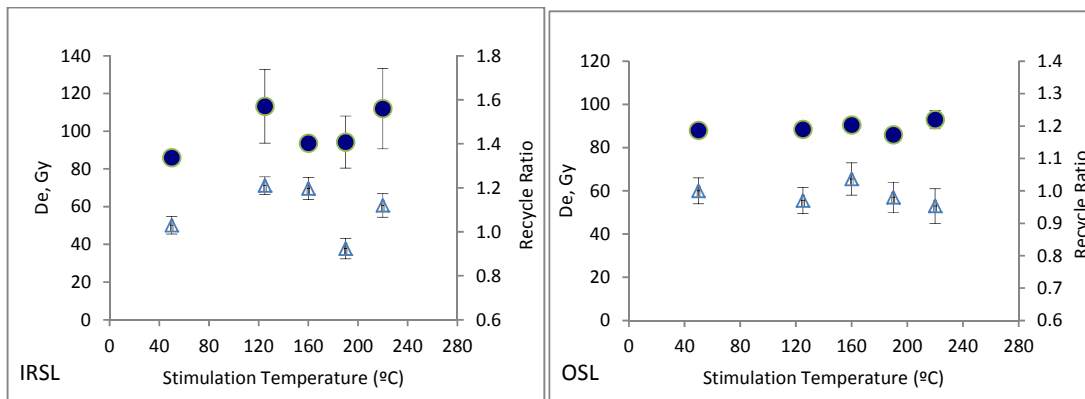
جدول ۱. مراحل روش پس از مادون قرمز تعمیم‌یافته پروتکل SAR (تولید مجدد الیکوت منفرد) ماری و وینتل (۲۰۰۰) برای نمونه‌های لومینسانس تحریک شده با نور.

شرح مختصر هر مرحله	مراحل
پیش گرما به مدت ۱۰ ثانیه در دمای ۲۶۰ درجه سانتی‌گراد	۱
اندازه‌گیری سیگنال رخشانی مادون قرمز در دمای ۱۶۰ درجه سانتی‌گراد (L_x)	۲
اندازه‌گیری سیگنال رخشانی آبی در دمای ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد (L_x)	۳
تابش دز آزمایشگاهی (Test dose)	۴
پیش گرما به مدت ۱۰ ثانیه در دمای ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد	۵
اندازه‌گیری سیگنال رخشانی مادون قرمز حاصل از آزمون دز در دمای ۱۶۰ درجه سانتی‌گراد (T_x)	۶
اندازه‌گیری سیگنال رخشانی آبی حاصل از آزمون دز در دمای ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد (T_x)	۷
تابش دز بازتولید به الیکوت (Regenerative dose) ۴۰۰ و ۸۰۰ و ۱۶۰۰ و ۰ و ۴۰۰ ثانیه دز	۸
بازگشت به مرحله ۱	۹

اصلاح شود. سپس توسط آنها منحنی رشد یا استاندارد آن الیکوت ساخته و میزان دز معادل دز داده شده در آزمایشگاه محاسبه شد.

برای یافتن بهترین دمای تحریک جهت سیگنال رخشانی مادون قرمز به منظور بازیافت ۱۲۰۰ ثانیه معادل ۹۱/۸ Gy دز آزمایشگاهی، مراحل جدول ۱، برای دمای تحریک سیگنال رخشانی مادون قرمز ۵۰، ۱۶۰، ۱۲۵ و ۲۲۰ درجه سانتی گراد تکرار شد. به منظور افزایش دقت به ازای هر دمای تحریک از سه الیکوت برای اندازه گیری دز معادل دز داده شده در آزمایشگاه استفاده شد، متوسط دز معادل یافته شده برای هر دمای تحریک محاسبه شد. با تقسیم متوسط دز معادل یافته شده برای هر پیش گرما بر دز انتظاری (۲۶ Gy) آنها نرمالیزه شدند. همان گونه که (شکل ۲) نشان می دهد بهترین دمای تحریک جهت سیگنال رخشانی مادون قرمز به منظور بازیافت دز آزمایشگاهی ۱۶۰ درجه سانتی گراد می باشد. لذا این دما جهت اندازه گیری De مورد استفاده قرار گرفت. با توجه به آنکه روش SAR یکی از روش های قابل اجرا در نرم افزار Analyst است؛ داده های اندازه گیری شده حاصل از ذرات کوارتز و فلدسپار، وارد برنامه Analyst شد. نتایج دز معادل دز طبیعی در جدول ۲ نشان داده شده است.

تغییرات حساسیت داده های لومینسانس با تقسیم، (Lx) $x = 1, 2, 3, 4$ بر $(Tx, T = 1, 2, 3, 4)$ تصحیح شد. هر ثانیه دز معادل ۰/۰۷۶۵ گری بود. لذا دزهای بازتولید برحسب گری به ترتیب ۳۰/۵ و ۶۱ و ۱۲۲ و ۳۰/۵ Gy هدف از اعمال دزهای ۳۰/۵ Gy، ۶۱ Gy و ۱۲۲ Gy ایجاد منحنی استاندارد بود. هدف از اعمال دز ۰ Gy، بررسی و اطمینان حاصل کردن از عدم انتقال الکترون از سایر ترازهای انرژی و تولید سیگنال لومینسانس ناخواسته بود؛ زیرا در اصل تا زمانی که دزی اعمال نشود انتظار می رود که سیگنال لومینسانسی ایجاد نشود و منحنی رشد (Growth curve) از مرکز مختصات بگذرد. هدف از اعمال مجدد دز ۱۲ Gy، بررسی و اطمینان از توانایی روش سار جهت تولید مجدد سیگنالی مشابه سیگنال ناشی از دز ۱۲ Gy اولیه است. در ضمن هدف از اعمال دز ۳۰/۵ Gy پس از هر اندازه گیری، مشاهده تغییر حساسیت احتمالی و تصحیح آن است؛ زیرا در صورت عدم تغییر حساسیت می بایست میزان سیگنال لومینسانس به دست آمده ناشی از دز ثابت همواره ثابت باشد. پس از انجام آزمایش ها، سیگنال تولید مجدد بر سیگنال آزمون پس از آن تقسیم شد تا تغییر حساسیت احتمالی ایجاد شده در اثر عوامل مختلف از جمله اشعه رادیواکتیو، گرما و نور



شکل ۲. بررسی بازیافت ۱۲۰۰ ثانیه معادل ۹۱/۸ Gy دز آزمایشگاهی: مراحل جدول ۱، برای دمای تحریک سیگنال رخشانی مادون قرمز ۵۰، ۱۶۰، ۱۲۵ و ۲۲۰ درجه سانتی گراد تکرار شد و نتایج برای مادون قرمز (IRSL) و مرئی (OSL) نشان داده شده است. (دایره های پر نمایانگر دز معادل دز طبیعی (De) و مثلث ها نمایانگر میزان تغییر حساسیت در اثر اندازه گیری است (Recycle Ratio)).

با استفاده از دزهای داده شده و سیگنال اندازه‌گیری شده ناشی از آن دزها، می‌توان منحنی استاندارد را ساخت و به کمک آن دز معادل دز طبیعی را به دست آورد. اگر بتوان میزان دز طبیعی حاصل، طی دورانی که نمونه تحت تابش اشعه‌های رادیواکتیو در طبیعت بوده است را به دست آورد و بر میزان دزی که نمونه در هر سال دریافت کرده است (نرخ دز) تقسیم نمود، می‌توان سن آخرین صفر شدگی سیگنال لومینسانس را به دست آورد.

۳-۴. تعیین سن

دز سالانه توسط روش ICP به دست آمد. میزان دز طبیعی حاصل، طی دورانی که نمونه تحت تابش اشعه‌های رادیواکتیو در طبیعت بوده است را به دست آورده و بر میزان دزی که نمونه در هر سال دریافت کرده است (نرخ دز) تقسیم کرده و سن نمونه توسط سیگنال لومینسانس مادون قرمز فلدسپار و آبی کوارتز به دست آمد و نتایج در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲. با استفاده از نتایج دز معادل دز طبیعی به روش هیستوگرام و نرخ دز سالانه محاسبه شده سن نمونه حاصل شد. منشأ خطا در محاسبه سن نمونه عمدتاً ناشی از خطاهای سیستماتیک در هر دوی نرخ دز سالانه (فاکتورهای تبدیل) و دز معادل طبیعی (کالیبراسیون منبع) می‌باشد، که جهت تعیین سن مد نظر قرار گرفت. البته در غالب موارد به دلیل خطاهای رندوم (مثل توزیع دزهای معادل دز طبیعی و غیره) و یا خطا در فرضیه‌ها (جهت تعیین میزان رطوبت و یا تاریخچه دفن و غیره) عدم یقین بیشتر می‌شود.

نمونه	لس
دز معادل دز طبیعی (Gy)	۶۸/۶
خطا (Gy)	۴/۳
عمق (m)	۱/۷
نرخ دز سالانه (Gy/Ka)	۱/۹۸
خطا (Gy/Ka)	۰/۱۹
سن نمونه (Ka)	۳۴/۶±۳/۹

۴. بحث

سن نمونه توضیح داده شده از رسوبات لسی، بین حداقل ۳۰ تا حداکثر ۳۹ هزار سال (به روش فرورسرخ لومینسانس)

برآورد شده است. به این ترتیب با توجه به این طیف سنی، زمان رسوب‌گذاری ذرات سیلت معادل پیرامون اواسط دوره وورم روی داده است. چرخه یخچالی وورم از حدود هشتاد هزار تا حدود ده الی دوازده هزار سال پیش به طول انجامیده است. اوج شدت آن معروف به آخرین حداکثر یخچالی (Last Glacial Maximum) بین ۲۴۰۰۰ سال تا ۱۸۰۰۰ سال پیش بوده است (توماس و بارو، ۲۰۱۱). به این دلیل رسوب‌گذاری این لس‌ها در ایران مرکزی در شرایط سرد و خشک انجام شده و با وزش بادهای شدید که منجر به ایجاد کوهریگ‌هایی نیز در مناطق اطراف دشت یزد شده بودند مطابقت دارد (به‌عنوان مثال توماس و همکاران، ۱۹۹۷).

امروزه به هنگام چیرگی سیستم فرابار سبیری، جریان باد عمدتاً در ارتفاع زیر ۲۴۰۰ متر روی می‌دهد (علیجانی، ۱۳۶۹). با توجه به تسلط سیستم فرابار سبیری در مرحله سرد وورم در آسیای مرکزی و همچنین ایران مرکزی (وان زایست و رایت ۱۹۶۳؛ کهل، ۲۰۰۹) در این مرحله، حرکت باد به هنگامی که در ارتفاع زیر ۱۵۰۰ متر روی دهد، به‌ندرت می‌تواند مواد در حد سیلت (گرد) را بیش از چند ده کیلومتر تا حداکثر چند صد کیلومتر جابه‌جا کند (پای، ۱۹۸۴، ص ۷). به همین دلیل منشأ این لس‌ها از دشت‌های منطقه و به دوره‌های سرد کواترنر مربوط می‌شده است. به‌عنوان نمونه، عمده تراکم لس‌های منطقه نوده (استان گلستان) به دوره‌های سرد ریس و وورم با تسلط شرایط سرد، خشک و بادخیز نسبت داده شده است که مشابه چنین وضعیتی در سایر نقاط آسیا از جمله آسیای مرکزی و چین نیز وجود داشته است (لطیف، ۱۹۸۸). به‌عنوان نمونه‌ای دیگر، در بیابان سینای (Sinai) مصر و نه گو یا نفو (Negev) ذرات بادی منتقل شده از سمت دلتای رود نیل در آخرین دوره سرد یخچالی حمل شده‌اند (موهس و همکاران، ۲۰۱۳).

در شرایط حاضر با تسلط سیستم فرابار سبیری در زمستان در ایران مرکزی، جریان باد در روی زمین از جنوب به شمال یا از جنوب شرقی به سمت شمال غربی می‌وزد. با

(اسلامی، ۱۳۹۳). مسئله مهمی که وجود دارد این است که سن فعالیت تکتونیکی که این دیواره را ایجاد کرده است چقدر است و چگونه امکان سن‌یابی این رویداد وجود دارد؟ با توجه به اینکه بخش ممتدی از سطح بالای دیواره توسط رسوبات لسی به ضخامت‌های متفاوت پوشیده شده است و از آنجا که به نظر می‌رسد موقعیت استقرار رسوبات لسی ناشی از بالا آمدن این سد تکتونیکی بوده است به طوری که احتمالاً تراکم بخشی از لس‌ها، قبل از بالا آمدن کامل این دیواره، در بخش پهنه آبدار (معروف به sag pond) و در مجاورت بالا آمدگی تکتونیک رخ داده است. آثار این پهنه آبدار امروز هم به صورت رسوب ضخیم رس در محدوده پشت برجستگی پادگانه تکتونیکی میبد (به سمت جنوب غربی) دیده می‌شود.

با توجه به بریده شدن رسوبات لسی سطحی و زیربنای مارنی سبز تا زرد نئوژن که در زیر آن قرار گرفته است و ایجاد بریدگی شیب همراه با کانال‌های آبی فرسایشی عمیق در هردوی این رسوبات (کوآترن و نئوژن) به نظر می‌رسد که نهشته شدن ذرات لسی پیش از عملکرد گسلی یا لاقل پیش از آخرین عملکرد مهم آن روی داده باشد. به بیان دیگر، عملکرد مهم زمین‌ساختی و حرکت گسل بعد از زمان تراکم لس‌ها در این ناحیه روی داده است. در صورت درست بودن این احتمال، سن حرکت زمین‌ساختی شدید منجر به جابه‌جایی زمین در این محدوده جوان‌تر از ۳۰ تا ۳۹ هزار سال قبل بوده است. با توجه به سالم بودن نسبی زیربنای خشت و گلی ۳۰۰۰ ساله نارین قلعه میبد و ادامه ساخت‌وساز در این سازه باستانی و تاریخی در دوره‌های تاریخی متفاوت می‌توان نتیجه گرفت که شدیدترین حرکت زمین‌ساختی در ناحیه می‌باید مابین مدت‌زمان ۳۰۰۰ سال قبل تا ۳۹۰۰۰ سال پیش روی داده باشد.

۵. نتیجه‌گیری

نهشته‌های لسی جزو اولین رسوباتی بوده‌اند که جهت

توجه به این توضیح، جابه‌جایی ذرات سیلت از سرچشمه آنها در دره‌ها و دشت‌های سیلابی محدوده شیرکوه به سمت دشت یزد- اردکان، به دلیل حاکمیت سیستم فرابار (پرفشار) سیبری در ایران مرکزی در مرحله سرد کوآترن پایانی (وورم) به احتمال زیاد به صورت محدود و با فاصله کم (تا چند ده کیلومتر) صورت می‌گرفته است. به همین دلیل تراکم رسوبات لسی تا شبه لسی با فراوانی عروسک‌های آهکی از حاشیه تراس‌های رودخانه تفت شروع شده تا انتهای دشت یزد- اردکان جایی که تراس‌های جنوب غربی میبد قرار دارند ادامه می‌یابد. در این قسمت رسوبات لسی بیشتر با رس مخلوط شده و ریزدانه‌تر می‌شود که این نشانه‌ای است از دور شدن از سرچشمه تغذیه آن در دامنه‌ها و دره‌های شیرکوه (مشاهدات مؤلفین).

موقعیت محل تراکم لس‌ها در انتهای دشت سر یزد- اردکان نسبت به رشته شیرکوه و نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده لس میبد که بیشتر از نوع کوآرتز، فلدسپات پتاسیم و بیش از پنجاه درصد کانی کربنات کلسیم و مقداری رس است نشان می‌دهد که منشأ این لس‌ها به احتمال زیاد از دامنه‌های شیرکوه بوده است. توده شیرکوه با دو بخش عمده گرانیته تا گرانودیوریتی در زیر، و آهک و آهک مارنی در بالا، از نظر هوازدگی و فرسایش سنگ‌های آهک، گرانیته و گرانودیوریت و تولید کانی‌های یاد شده در اندازه‌های سیلت و ماسه ریز به‌ویژه در مراحل یخچالی و سرد می‌توانسته بسیار فعال باشد. در مورد لس‌های میبد یکی از عواملی که به شکل مانع باعث تراکم ذرات سیلت شده است، ممکن است وجود یک برآمدگی ممتد در بخشی از دشت یزد- اردکان باشد که کانال عبور رسوبات بادی بوده باشد. این محدوده هنوز هم به صورت یک کانال بادی گسترده عمل می‌کند و نشانه آن فراوانی ریپل مارک‌های درشت‌دانه فراوان در آن است (مشاهدات شخصی).

بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که احتمال دارد این خط تغییر شیب و دیواره ممتد، حاصل عملکرد تکتونیکی باشد

سن‌یابی به روش لومینسانس، مناسب تشخیص داده شدند. از سوی دیگر روش لومینسانس به‌عنوان ابزاری مناسب برای تاریخ‌نگاری نهشته‌های لسی مد نظر قرار گرفت. لذا طی سی سال گذشته از روش لومینسانس به‌صورت مرتب، جهت تعیین سن نهشته‌های لسی و کهن خاک‌های بین آنها استفاده شده است. در ایران نیز به سبب وجود پهنه‌های گسترده لس خاصه در شمال کشور از روش لومینسانس جهت سن‌یابی استفاده شده است. با توجه به مطالعات انجام شده نیاز به بررسی‌های بیشتر، به‌ویژه در ایران مرکزی احساس می‌شود.

در این پژوهش سن نمونه برداشت شده از رسوبات لس در بلندی‌های مید، بین حداقل ۳۰ تا حدود ۳۹ هزار سال (روش فرورسوخ لومینسانس) برآورد شد. این بازه زمانی معادل با بخشی از اواسط آخرین عصر یخچالی (وورم) است که با زمانی تقریبی سایر لس‌های برجای نهاده شده در ایران و آسیای مرکزی همسانی نشان می‌دهد. برای تعیین سن دقیق‌تر، احتیاج به نمونه‌برداری‌های بیشتر و گسترده‌تر وجود دارد.

با توجه به اهمیت نقش لس‌ها در تعیین سن رویدادهای اقلیمی، محیطی و زمین‌ساختی (در این مورد خاص) ادامه مطالعات شناسایی و سن‌یابی لس‌های این ناحیه با نمونه‌های بیشتر و از عمق‌ها و پهنه‌های متفاوت در این محدوده ضروری می‌نماید. این مطالعات همراه با تعیین میزان حرکت و جابه‌جایی گسلی می‌تواند به ما در تعیین دقیق‌تر سن حرکات زمین‌ساختی مخاطره‌آمیز جهت پیشگیری از مخاطرات احتمالی برای ساکنان شهرستان‌های مید، اردکان و یزد کمک نماید.

تشکر و قدردانی

از پروفسور دیوید توماس و پروفسور ادريان پارکر از

magnetic susceptibility a proxy measure of paleoclimate?", *Earth, Planets and Space*, 50, 129-139.

Berberian, M., 2014, *Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau*. Elsevier, series: *Developments in Earth*

دانشگاه آکسفورد که ما را در این سفر همراهی نمودند صمیمانه قدردانی می‌کنیم. از آقای مهندس راعی (ریاست وقت شرکت آب منطقه‌ای یزد) و مهندس بقایی‌نیا (معاونت پژوهشی شرکت آب منطقه‌ای در سال ۱۳۹۰) و همچنین از آقای دکتر میرمحمدی میدی ریاست وقت دانشگاه یزد (۱۳۹۰) به سبب مساعدت و همراهی در تأمین تدارکات و حمل‌ونقل و نیز تأمین محل استقرار اعضای تیم پژوهشی تشکر می‌نماییم. تمامی آزمایش‌های 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.

مراجع

اسلامی، م.، ۱۳۹۳، مطالعه مورفولوژیکی و منشأیابی تراس‌های طبیعی شهر مید. دانشگاه آزاد اسلامی مید؛ دانشکده منابع طبیعی و کشاورزی، گروه ژئومورفولوژی؛ رساله کارشناسی ارشد.

علیجانی، ب.، ۱۳۶۹، چگونگی تشکیل فرابار سبیری و تأثیر آن بر اقلیم شرق ایران. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی مشهد، بنیاد پژوهش‌های آستان قدس رضوی، شماره ۱۷، ۵۲-۴۱.

فتاحی، م.، کریمی مؤید، ن.، واکر، ر. و طالبیان، م.، ۱۳۹۲، استفاده از لومینسانس نوری پس از مادون قرمز جهت اندازه‌گیری نرخ لغزش گسل گوک. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۹ (۲)، ۱۳-۲۸.

کریمی، ع.، خادمی، ح.، و جلالیان، ا.، ۱۳۹۰، لس: ویژگی‌ها و کاربردهای آن برای مطالعات اقلیم گذشته. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی (دانشگاه تهران)؛ شماره ۷۶، تابستان، ۲۰-۱.

Aitken, M. J., 1985, *Thermoluminescence dating*. Academic Press, London.

Akram, H., Yoshida, M. and Ahmad, M. N., 1998, "Rock magnetic properties of the late Pleistocene Loess-Paleosol deposits in Haro River area, Attock basin, Pakistan: Is

- Surface Processes (Book 17).
- Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R. and Skowronek, A., 2009, Loess chronology of the Caspian Lowland in northern Iran. *Quatern Int.*, 198, 220–233.
- Gerasimenko, N. and Rousseau, D. D., 2008, Stratigraphy and Paleoenvironments of the Last Pleniglacial in the Kyiv Loess Region (Ukraine). *Quaternaire*, 19(4), 293-307.
- Karimi, A., Khademi, H., Kehl, M. and Jalalian, A., 2009, Distribution, lithology and provenance of peridesert loess deposits in northeastern Iran. *Geoderma*, 148, 241–250.
- Kehl, M., Frechen, M. and Skowrenk, A., 2005, Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran. *Quaternary International*, 1v.40-141, 135-149.
- Kehl, M., 2009, Quaternary Climate Change in Iran: The State of Knowledge. *Erdkunde* 63(1), 1-17.
- Lateef, A. S. A., 1988, Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran. In: Eden, D.N., Furkert, R.J. (Eds.), *Loess – its Distribution, Geology and Soil*. Proceeding of an International Symposium on Loess, New Zealand, 14–21 February 1987. Balkema, Rotterdam, 93–101.
- Liu, T. and Ding, Z., 1998, Chinese loess and the paleomonsoon. *Annual Review of Earth Planetary Science*, 26: 111–145.
- Lowe, J. and Walker, M., 2015, *Reconstructing Quaternary Environments*. Routledge, Oxon (U.K.).
- Muhs, D. R., Roskin, J. and Tsoar, H., 2013, Origin of Sinai-Negev erg, Egypt and Israel: mineralogical and geochemical evidence for the importance of the Nile and sea level history. *Quaternary Science Reviews*, 60, 28-48.
- Murray, A. S. and Wintle, A. G., 2000, Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, 32, 57-73.
- Okhravi, R. and Amini, A., 2001, Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran. *Global and Planetary Change*, 28, 11-22.
- Pashaei, A., 1997, Physicochemical properties of loess deposits in Gorgan area. *Geology Science Journal*, 23-24, 67-78.
- Pecsi, M., 1990, Loess Is Not Just the Accumulation of Dust. *Quaternary International*, 7-8: 1-21.
- Pecsi, M., 1991, Problem of Loess Chronology. *GeoJournal*, 24(2), 143-150.
- Pecsi, M., 1995, The Role of Principles and Methods in Loess-Paleosol Investigations. *GeoJournal*, 36(2-3), 117-131.
- Pye, K., 1984, Some Perspectives on Loess Accumulation. *Loess Letter*, 11, 5-10.
- Pye, K., 1987, *Aeolian Dust and Dust Deposits*. 312 pp. Academic Press, London.
- Pye, K., 1995, The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, 14, 653–667.
- Roberts, H. M., 2008, The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. *Boreas*, 37(4), 483-507, DOI 10.1111/j.1502-3885.2008.00057.x.
- Shackleton, N. J., 1977, The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. B.*, 280, 169-182.
- Smalley, I. J. and Vita-Finzi, C., 1968, The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of 'desert' loess. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38, 766–774.
- Stokes, S., Bailey, R. M., Fedoroff, N. and O'Marah, K. E., 2004, Optical dating of aeolian dynamism on the West African Sahelian margin. *Geomorphology*, 59(1), 281-291, DOI 10.1016/j.geomorph.2003.07.021.
- Thomas, D. S. G and Goudie, A., 2011, *The Dictionary of Physical Geography*. 3rd Edition, Blackwell, Oxford (U.K.).
- Thomas, D. S. G., Bateman, M. D., 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.
- Thomas, D. S. G and Burrough, S. L., 2011, *Climatic Frameworks: Legacies from the past*. In: *Arid Zone Geomorphology*, Etd: Thomas, D. S. G. Wiley-Blackwell, Oxford, 27-52.
- Van Zeist, W. and Wright, H. E., 1963, Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, southern Iran. *Science*, 140, 65-67.
- Wintle, A. G., 1981, Thermoluminescence dating of Late Devensian loesses in southern England. *Nature*, 289, 479–480.
- Wintle, A. G., 1982, Thermoluminescence properties of fine-grain minerals in loess. *Soil Science*, 134, 164–170.
- Wright, J. S., 2001, Desert" loess versus "glacial" loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*, 36, 231-256.

OSL Dating of Maibod Loess deposits and their formation interpretation

Fattahi, M.^{1*} and Mehrshahi, D.²

1. Associate Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

2. Associate Professor, Faculty of Geography, University of Yazd, Yazd, Iran

(Received: 11 April 2018, Accepted: 15 May 2018)

Summary

Loess deposits mainly of silt particles with different mineralogical sources have covered about 10 percent of the Earth land area. World-wide studies on loess deposits show that most of the loess deposits accumulated during the Glacial ages while during the inter-glacial phases their accumulation has stopped or dramatically lessened. Loess deposits have recorded the past climatological history within their grains which can be used to distinguish possible climate changes during the Quaternary period. Dating of paleo-proxy records such as loess sediments also have the potential for understanding the chronology of paleo environmental events including tectonic activities. Loess deposits around the world were among the first sediments to be used for luminescence dating particularly within the arid and semi-arid areas.

The development of luminescence dating techniques and our understanding of loess palaeosol sequences have progressed over the past 35 years with both fields of study supporting the development and understanding of the other. Luminescence dating dosimeters are grains of feldspar and quartz, which are both typically abundant in loess, and, because loess is a fine-grained aeolian deposit and its nature implies medium-to-long transport distances, any previous luminescence signal should be reset (or 'removed') prior to deposition. Luminescence dating is also an important tool for developing numerical chronologies for loess deposits, providing comparison of different records and the study of correlations between records. Furthermore, the event being dated is the last exposure of the sediments to daylight, which directly relates the luminescence age to the time of deposition of the sediment.

Study and dating of loess deposits from different parts of Iran can help to test this hypothesis. Several investigations on loess deposits from North and North-eastern Iran (including North of Alborz Mountains, Gorgan and Gonbad Kavous) led to limited chronological results. On the other hand, although loess sediments have been distinguished in different parts of central Iran (i.e. Kerman and Yazd provinces) there was not a single study of loess deposits in this area so far. As a result, we decided to attempt a research on loess deposits of central Iran. One of important areas of loess remains in central Iran is Maibod area located in central part of Yazd Province. Maibod is located in the main high-way towards the Persian Gulf region. Loess deposits formed as local ridges accumulated on an extended fault-erosional terrace in southern side of Maibod. Since study and dating of such deposits can clarify parts of tectonic history of Maibod area the outcome from such research is correct can be crucial. Furthermore, investigation on loess deposits of such dating-free location can significantly add to its Quaternary Paleoenvironmental/Paleoclimatological knowledge.

Consequently, we extracted a sample from parts of loess deposits over the Maibod terrace. The extraction point is located on the western side of Maibod City where the loess sediments becoming very hard and they formed wide varieties of yardang to interfluvial ridges with a few meters height. Contaminated Quartz grains of 90–180 μm and the post IR single-aliquot regenerative-dose protocol were employed for D_e determination. Experiments were carried out in Oxford University using a Riso TA-15a automated TL/OSL system (Botter-Jensen, 1997) incorporating an IR laser diode (400mW, 830 \pm 5 nm), and a Strontium-90 beta source.

After laboratory works and dating of the sample (at 30000 to 39000 years ago) the accumulation period has been distinguished at around the middle of the last glacial age (Wurm). Considering the major water erosion over both top loess (late Quaternary) and its green marl basement (Neogene) and due to the distinct slope escarpment (terrace-like feature) we can conclude that the accumulation phase was after the last fault activity. In other words, most active seismic event has happened earlier than loess deposition before 3000 to 39000 years ago. Due to the relatively intact feature of nearby ancient Narin castle (3000 years old) we can conclude that the most severe tectonic activities in the area occurred between 3000 to 40000 years ago approximately. Such single conclusion needs to be evaluated with more studies and many OSL dating on loess deposits of central Iran.

Keywords: dating, OSL, loess, quaternary paleoclimate, maibod.

* Corresponding author:

mfattahi@ut.ac.ir