

استفاده از لومینسانس برانگیخته با نور به منظور تعیین نرخ لغزش بخشی از گسل Har-Us-Nuur

سمیرا عامری^۱، مرتضی فتاحی^{۲*}، حمیده امینی^۱، ادوین نیسن^۳ و ریچارد واکر^۳

^۱ دانشجوی دکتری زلزله شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران
^۳ محقق، گروه علوم زمین، دانشگاه آکسفورد، انگلیس

(دریافت: ۸۸/۲/۱۵، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

چکیده

لومینسانس برانگیخته با نور یکی از روش‌های مهم سن‌یابی مطلق مواد معدنی در عصر حاضر است. این روش در بررسی زمین‌لرزه‌های دیرین و فعالیت‌های زمین‌ساختی به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک نقش کلیدی دارد. با استفاده از این روش آخرین حادثه نورخوردگی رسوبات سن‌یابی می‌شود. با توجه به آنکه مغولستان دارای آب و هوای خشک است، روش لومینسانس در محاسبه سن رسوبات این منطقه مفید خواهد بود. رشته‌کوه‌های آلتایی در غرب مغولستان قرار دارد. زمین‌ریخت‌شناسی جوان مغولستان و لرزه‌خیزی ناشی از برخورد صفحه‌های هند- اوراسیا در بخش غربی مغولستان بیان‌کننده ضرورت محاسبه نرخ لغزش در راستای این رشته‌کوه، به‌منظور بررسی فعالیت زمین‌ساختی و تحلیل خطر لرزه‌ای است. گسل Har-Us-Nuur یکی از گسل‌های مهم موجود در حاشیه شرقی این رشته‌کوه و در مجاورت فروافتادگی دریاچه بزرگ (Depression of Great Lake) در غرب مغولستان قرار دارد. این گسل، گسلی فعال و راست‌الغز راست‌بر است که ممکن است سرچشمه زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی زیاد باشد. هدف این مقاله، برآورد میزان نرخ لغزش این گسل با استفاده از روش OSL است. برای تعیین میزان نرخ لغزش، دو بادزن آبرفتی A_2 و F_1 که با این گسل بریده شده‌اند، انتخاب شد. جابه‌جایی ایجاد شده از آنها با بررسی تصاویر ماهواره‌ای و Differential GPS برای بادزن A_2 ، 40 ± 130 m و برای بادزن F_1 ، 10 ± 15 m اندازه‌گیری شد. با استفاده از سن‌یابی به روش OSL، برای دو نمونه A_{2a} ، A_{2b} مربوط به سطح بادزنی A_2 ، و برای سطح بادزنی F_1 به ترتیب سن دفن $7/72 \pm 18/89$ ، $11/83 \pm 26/28$ و $3/02 \pm 7/47$ هزار سال به دست آمد و با در نظر گرفتن میزان جابه‌جایی، نرخ لغزش برای بادزن A_2 و F_1 به ترتیب بین $8/68 - 3/48$ و $3/23 - 0/79$ میلی‌متر بر سال برآورد شد.

واژه‌های کلیدی: Har-Us-Nuur، مغولستان، لومینسانس برانگیخته با نور (OSL)، نرخ لغزش

Applying optically stimulated luminescence to determine the slip-rate of part of the Har-Us-Nuur Fault

Ameri, S.¹, Fattahi, M.², Amini, H.¹, Nissen, E.³ and Walker, R.³

¹ PhD Student of Seismology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

³ Researcher, Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK.

(Received: 5 May 2009, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

Optically Stimulated Luminescence (OSL) is currently one of the most important methods for dating minerals during the Quaternary. This method plays an important role

in studies related to Paleoseismology and tectonic activities, particularly in arid and semi-arid regions. OSL dates the last exposure to sunlight; therefore, it can directly find the ages of the coseismic or post seismic evidences.

The aim of this study was to employ OSL method to date samples collected from alluvial fans around the Har- us- Nuur fault in Mongolia. Mongolia is an arid zone and therefore, OSL dating should be able to provide reliable ages for this region. The Har- us- Nuur is one of the most important faults in the eastern margin and depression of Great Lake of Altai Mountain in western Mongolia. This fault is an active and right lateral strike slip fault and source of large earthquakes in the region. Two alluvial fans A_2 , F_1 which were cut by this fault were selected for slip rate determination. Displacements were estimated by differential GPS and landsat images. The displacements were 130 ± 40 m and 15 ± 10 m for A_2 and F_1 fans, respectively.

Two OSL samples from fan A and one OSL sample from fan F_1 were collected using steel food cans. The samples were wrapped in several layers of black plastic to prevent them from being exposed to light. Under dim red light in the lab, we unwrapped the cans. The sediments from both sides of metal cans were used for ICP measurements. We calculated alpha, beta and gamma dose rates using the conversion factors of Aitken (1985), Bell (1980) and Mejdahl (1979). Cosmic rate was determined following the method of Prescott and Hutton (1988). The moisture content was determined by drying at 40°C . The radioactive materials (U, Th and K^{40}), moisture content, cosmic rate and other parameters were employed to calculate the annual dose (Table 1).

The middle part of the sediments inside the cans was sieved (90-250 μm) under the water, using plastic sieves. Each plastic sieve was disposed after it was used for one sample. The sample was then treated in the laboratory with 1N HCl for 2 days and H_2O_2 to remove carbonates and organic matters, respectively. Following removing heavy mineral greater than 2.72 g cm^{-3} , using heavy liquid separation method, the sediments were etched with 48% HF for one hour. Then, the remaining quartz was rinsed in distilled water, treated with 10% Hcl and again rinsed in distilled water. After this the wet quartz were dried in oven and dry-sieved (90 μm) before mounting as a monolayer on 10 mm aluminum disks using Silko-Spray silicone oil. Between 10 to 14 aliquots were prepared and measured for De determination for each sample. The De was calculated employing the SAR method (Table 1) of Murray and Wintle (2000). The detailed experimental condition was similar to what is outlined by Fattahi et al (2006). Three regeneration dose points was used for making dose growth curves. One point was employed to estimate the recuperation effect and recycling point was used to check the reliability of sensitivity corrections. Accepted individual De values (in Gray) for samples A_{2a} , A_{2b} and F_1 were 7, 6 and 11 aliquots (Figure 6). The average De for each sample which was calculated using histogram method of analyst program, were 97.23 ± 43.52 , 71.03 ± 28.84 and 33.97 ± 13.66 Gy (Table 1).

OSL provided ages of 18.89 ± 7.72 , 26.28 ± 11.83 and $7.47 \pm 3.02\text{Ka}$ for A_{2a} , A_{2b} , and F_1 , respectively. Finally, the slip rates were determined by dividing the displacement by ages which provided $3.48- 8.68\text{mmyr}^{-1}$ and $0.79-3.23 \text{ mmyr}^{-1}$ for A_2 and F_1 surface, respectively (Table 3).

Key words: Har-Us-Nuur fault, Mangolia, Optically Stimulated Luminescence (OSL), Slip rate

بایاسقلان و همکاران، ۲۰۰۵)، در این مقاله نرخ لغزش بخش مرکزی این گسل تعیین می‌شود.

برای تعیین نرخ لغزش، دو پارامتر جابه‌جایی و مدت زمانی که جابه‌جایی صورت گرفته، مورد نیاز است. محیط خشک و نرخ فرسایش کم مغولستان، دلیلی بر اندازه‌گیری و تفسیر ساختاری سریع‌تر با کمک مشاهدات میدانی و ماهواره‌ای است. در این مقاله، مقادیر بالآآمدگی به کمک GPS و مدت زمان ایجاد این جابه‌جایی، با استفاده از روش لومینسانس برانگیخته با نور (Optical Simulation Luminescence: OSL) اندازه‌گیری می‌شود.

به منظور بیان نرخ لغزش در امتداد گسل Har-US-Nuur، در این مقاله، پس از توصیف کلی از منطقه مورد بررسی و گسل، شرحی بر روش سن‌یابی OSL عرضه می‌شود؛ سپس در ادامه، با استفاده از سن به دست آمده از رسوبات برداشته شده از منطقه به روش OSL و میزان جابه‌جایی‌های اندازه‌گیری شده، نرخ لغزش این منطقه با به کار بردن اطلاعات حاصل برآورد می‌شود.

دارد (شکل ۱). در اثر برخورد دو صفحه هند و اوراسیا یک زون همگرایی که موجب رشد رشته کوه‌های آلتایی است، ایجاد شده است. لذا بررسی فعالیت این رشته کوه‌ها می‌تواند اطلاعاتی در ارتباط با خطرات لرزه‌ای و زمین‌ساختی این منطقه فراهم آورد. سامانه‌های گسلی انبوهی در اطراف این منطقه وجود دارد که نوعاً گسل‌های روونده و راست‌الغز راست‌بر هستند. گسل‌های فعال موجود در حکم چشمه‌های زمین‌لرزه‌های با بزرگی زیاد شناخته می‌شوند. از جمله این گسل‌ها، گسل مهم، فعال و راست‌الغز Har-US-Nuur است که در حاشیه شرقی کوه‌های آلتایی و در غرب کشور مغولستان قرار دارد.

روی گسل Har-US-Nuur، در بخش شمالی از سوی واکر و همکاران (۲۰۰۶) و جنوبی از سوی خیلکو و همکاران (۱۹۸۵) بررسی‌هایی صورت گرفته است؛ اما اطلاعات بخش مرکزی این گسل اندک است. بنابراین، با استناد به آنکه پتانسیل وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگی حدود ۸ در حاشیه شرقی رشته کوه‌های آلتایی وجود دارد و با توجه به آنکه، نرخ لغزش، بیانگر میزان خطر لرزه‌خیزی یک منطقه است (بالجینیام و همکاران، ۱۹۹۳؛



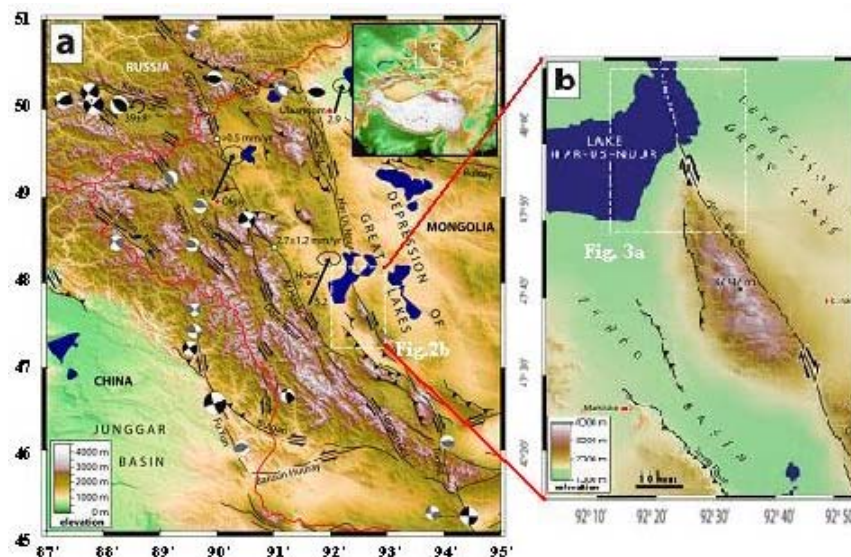
شکل ۱. محدوده کشور مغولستان در آسیای مرکزی که کشورهای روسیه، چین، قزاقستان و مغولستان آن را احاطه کرده‌اند، با محدوده‌ای به شکل بیضی مشخص شده است (googleearth).

۲ وضعیت عمومی منطقه

۱-۲ زمین‌ریخت‌شناسی آلتایی

رشته کوه‌های آلتایی در غرب- جنوب غرب کشور مغولستان و در نواحی مرزی کشورهای روسیه، چین و قزاقستان واقع است. از دیدگاه زمین‌شناسی، تغییر شکل مربوط به دوره سنوزوئیک در مغولستان نسبت به نواحی جنوبی آن همچون هیمالیا، تین‌شان و تبت (Tibet) جدیدتر است (واسلو و همکاران، ۲۰۰۷). شواهد، نشان‌دهنده زمین‌ریخت‌شناسی جوان این بخش از مغولستان است که تحت تأثیر همگرایی دو صفحه هند- اوراسیا قرار دارد (هووارد و همکاران، ۲۰۰۳؛ بایاسقلان و همکاران، ۲۰۰۵؛ واسلو و همکاران، ۲۰۰۵، ۲۰۰۶ و ۲۰۰۷) (شکل ۲a). فشارش ایجاد شده ممکن است عامل لرزه‌خیز بودن این رشته کوه نسبت به مناطق اطراف آن باشد. تصاویر ماهواره‌ای مربوط به گسلش فعال در آلتایی،

بیانگر الگوی به هم پیوسته مشخصی در راستای N-NW برای گسل‌های راستالغز منطقه است (شکل ۲). به دلیل اهمیت گسلش راستالغز در سازوکار کانونی و گسیختگی‌های زمین‌لرزه‌های اخیر، غالباً گسلش رورانده در آلتایی قابل چشم‌پوشی است (نیسن و همکاران، ۲۰۰۹). گسل‌های راستالغز فعالی که در سرتاسر آلتایی توزیع شده‌اند، درحکم چشمه‌هایی برای زمین‌لرزه‌های بزرگ در این منطقه به حساب می‌آیند، از جمله زمین‌لرزه‌های رخ داده می‌توان به زمین‌لرزه Fu-Yun در ۱۹۳۱ با بزرگی $M_s = 8.0$ (که یک گسیختگی مهم در حاشیه جنوبی- غربی کوه‌های آلتایی ایجاد کرده است) (بالجینیام و همکاران، ۱۹۹۳) و زمین‌لرزه Siberian Altai در ۲۰۰۳ با بزرگی $M_w = 7.3$ (که این بخش داخلی شمال غربی آلتایی را لرزاند) (نیسن و همکاران، ۲۰۰۹)، اشاره کرد.



شکل ۲. (a) سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های با بزرگی $(M_w \geq 5)$ ، بردارهای GPS و گسل‌های فعال اصلی در رشته‌کوه آلتایی که در تصویر SRTM رسم شده‌اند. سازوکارهای رسم شده به رنگ سیاه بیانگر مدل زمین‌لرزه‌ها با شکل موج لرزه‌ای منطبق بر حرکت اولیه (بایاسقلان و همکاران، ۲۰۰۵) نیسن و همکاران، ۲۰۰۹) و سازوکارهای طوسی‌رنگ، گزارش شده از سوی مرکز Harvard CMT (۱۹۷۷-۲۰۰۶) هستند. همه زمین‌لرزه‌ها در عرض و طول جغرافیایی معلوم در جدیدترین ورژن کاتولوگ (اینگدال و همکاران، ۱۹۹۸) رسم شده‌اند. پیکان‌های سرعت GPS (mmyr^{-1}) حرکت نسبت به صفحه اوراسیا را با ۹۵٪ اطمینان نشان می‌دهند. دایره‌های پیکان‌مانند نیز جهت حرکت پادساعت‌گرد در شمال غرب آلتایی را نشان می‌دهند. (b) گسلش و توپوگرافی SRTM در اطراف Jargalant-Nurru.

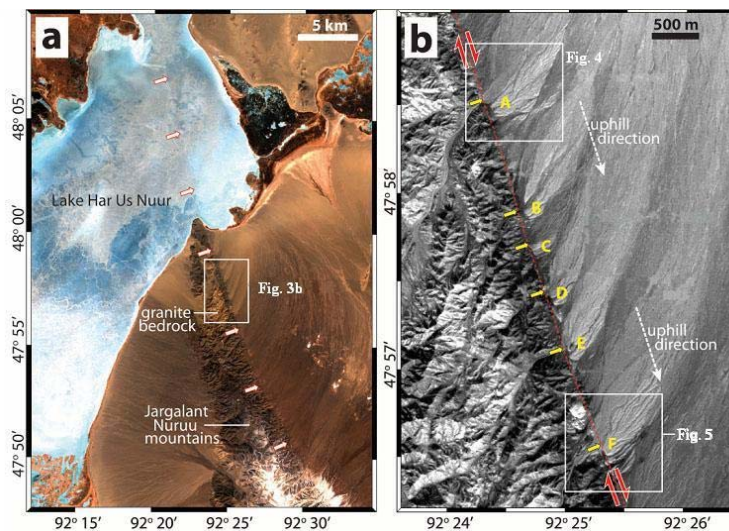
گسیختگی ۲۵ کیلومتری در جنوبی‌ترین بخش گسل منطبق بر زمین‌لرزه‌ای با بزرگای حدود ۶/۹ و مربوط به ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ سال پیش است (خیلکو و همکاران، ۱۹۸۵). بخش مرکزی این گسل، که در حاشیه شرقی کوه‌های Jargalant-Nuruu قرار دارد، نیز ممکن است چشمه زمین‌لرزه‌ای مهمی برای شهرهای واقع در غرب مغولستان (از جمله، شهر Hovk) باشد.

محل مورد بررسی، بخش مرکزی گسل Har-Us-Nuur، در حاشیه شرقی کوه‌های Jargalant-Nuruu واقع است (شکل ۲). مجموعه‌هایی از بادزن‌های آبرفتی در جنوب دریاچه Har-Us-Nuur و در حاشیه شرقی رشته‌کوه‌های Jargalant-Nuruu وجود دارد که با این گسل بریده شده‌اند (شکل ۳). در این حوضه آبرفتی، شش مجموعه بادزن آبرفتی منشأ گرفته از سنگ بستر گرانیتی موجود در بخش‌های داخلی کوه‌های Jargalant-Nuruu قرار دارند که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای قابل تشخیص هستند (شکل ۳b).

۲-۲ زمین‌ریخت‌شناسی گسل Har-Us-Nuur

گسل Har-Us-Nuur یکی از گسل‌های مهم و فعال موجود در سامانه گسلی واقع در امتداد رشته‌کوه‌های آلتایی است. این گسل، راستالغز راست بر با امتداد جنوب-جنوب شرقی، با طول حدود ۵۰۰ کیلومتر است که در سراسر زمین کم‌ارتفاع حاشیه شرقی کوه‌های آلتایی و در مجاورت فروافتادگی دریاچه بزرگ واقع است (شکل ۲).

همان‌گونه که در شکل ۲ مشخص است، انتهای شمالی گسل Har-Us-Nuur به تعدادی شاخه موازی تقسیم شده است که بر طبق تحقیقات زمین‌ریخت‌شناسی، در غربی‌ترین این شاخه‌ها (گسل Jid)، درزهایی کششی وجود دارد که به صورت جزئی پر شده و احتمالاً ناشی از جدیدترین زمین‌لرزه رخ داده (براساس سن‌یابی به روش OS� مربوط به ۸۷۰ تا ۹۸۰ سال پیش و بزرگای احتمالی حدود ۷/۵) هستند (واکر و همکاران، ۲۰۰۶). انتهای جنوبی این گسل به گسل Tonhil منتهی می‌شود.



شکل ۳. (a) تصویر Aster (RGB 321) گسل Har-Us-Nuur در جنوب دریاچه Har-Us-Nuur. در بالای تصویر، این دریاچه کاملاً تثبیت شده است و گسل ممکن است با عبور از بستر دریاچه ایجاد شده باشد. از آنجاکه هیچ توپوگرافی مربوط به این گسل وجود ندارد، امتداد ۱۶۶ درجه‌ای این گسل نشان‌دهنده بردار لغزش آن است. (b) تصویر SPOT (با دقت 2.5m) مربوط به دو سامانه بادزن آبرفتی با رنگ روشن (A تا F) در امتداد حاشیه شرقی کوه‌های Jargalant-Nuruu. پیکان‌های کوچک نشان‌دهنده خروجی‌های آبریز تغذیه‌کننده این بادزن‌ها هستند؛ اثر این گسل به صورت خط‌چین مشخص شده است.

۳ عملیات نمونه برداری از رسوبات منطقه

۱-۳ انتخاب محل نمونه برداری

در امتداد گسل Har-Us-Nuur، مجموعه‌های بادزنی گرانیتی از A تا F نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۳). هر یک از این مجموعه‌های بادزنی حداقل دارای یک بادزن فعال (A_1 تا F_1) هستند. فرض بر این است که هر یک از گروه‌های بادزنی A_1 تا F_1 (سطوح جوان‌تر) و A_2 تا F_2 (سطوح قدیمی‌تر) هم‌زمان نهشته و متروک شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، سطوح قدیمی‌تر، از لحاظ رنگ روشن‌تر هستند که این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده احتمال وجود یک تغییر سامانمند (سیستماتیک) در محتوای رسوبی بین یک خاک‌ریزی تا خاک‌ریزی دیگر باشد.

برای سن‌یابی به روش OSL، رسوبات بسیار ریز حاوی ذرات کوارتز و فلدسپار ارجحیت دارند. با توجه به آنکه در گودال‌های نمونه‌برداری A_2 و F_1 لایه‌ای از شن ریزه‌های نرم و همگن (حاوی گرانیت و غنی از کوارتز) وجود دارد و در سایر گودال‌های نمونه‌برداری شن و سنگ‌های سخت موجود است؛ بنابراین، دوسطح بادزنی (A_2 و F_1) در حکم هدف مناسب برای سن‌یابی OSL انتخاب شد.

۲-۳ انتخاب سطح مناسب برای برداشت نمونه

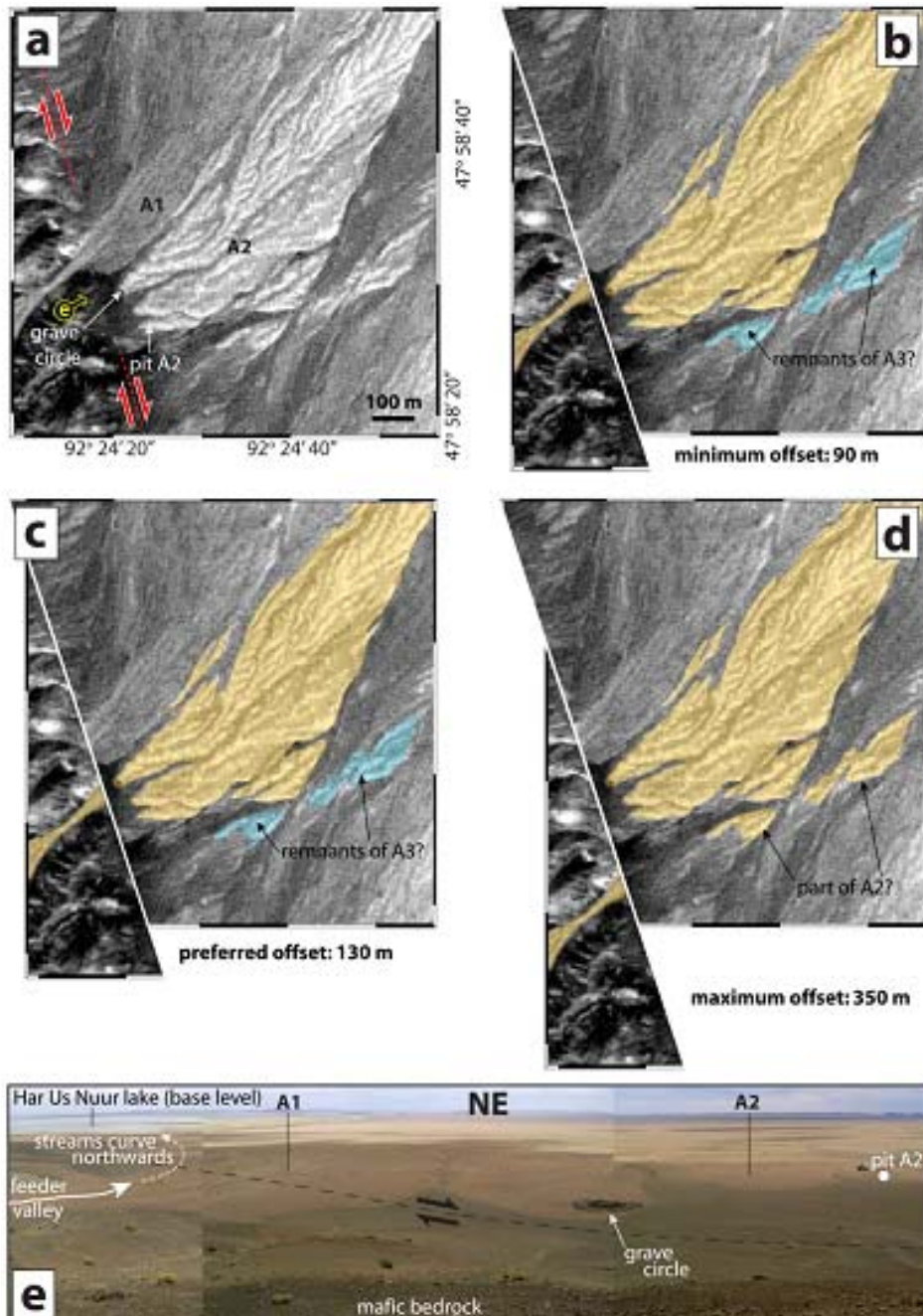
الف- بادزن A_2 : لایه‌ای حاوی شن ریزه‌های نرم و همگن در گودال نمونه‌برداری A_2 در عمق ۵۰-۷۰ cm قرار دارد. این لایه با کانال‌های کوچک و کم انرژی موجود در سامانه فنی A_2 نهشته شده است. ذرات ریز موجود در این لایه در طول انتقال به خوبی در معرض نور قرار گرفته‌اند و بنابراین امکان سن‌یابی به روش OSL در این مکان فراهم است. بنابراین، از لایه شنی موجود در گودال نمونه‌برداری A_2 ، دو نمونه A_{2a} و A_{2b} ، از عمق

حدود ۷۰-۵۰ cm برداشت شد (شکل ۴). جابه‌جایی در نظر گرفته شده برای بادزن A_2 ، به میزان 40 ± 130 m اندازه‌گیری شد.

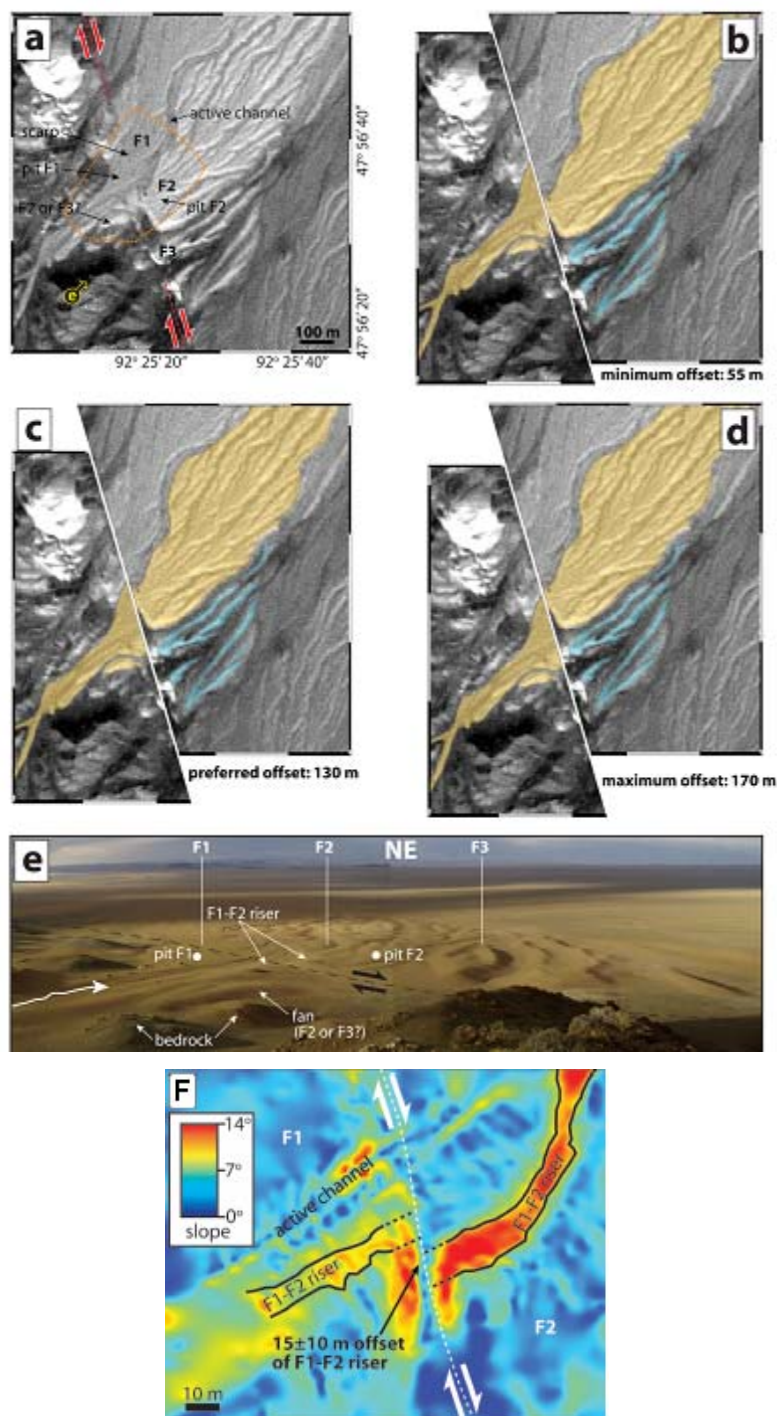
ب- بادزن F_1 : در مجموعه بادزنی F که جنوبی‌ترین مجموعه بادزنی است، تعدادی جابه‌جایی جوان‌تر مشاهده می‌شود. علاوه بر این، بالآمدگی واضحی بین دو سطح فنی F_1 و F_2 مشاهده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده جابه‌جایی راست‌بر در امتداد گسل Har-Us-Nuur باشد. این بالآمدگی بسیار کوچک، ناشی از ۱۷۰-۵۵ متر جابه‌جایی مربوط به لبه جنوبی F_2 است، بنابراین بالآمدگی موجود بین F_1 و F_2 از زمان متروک شدن F_2 ایجاد شده است؛ در نتیجه فرض بر این است که تعیین سن بالآمدگی از زمان متروک شدن F_1 محاسبه شود. در مورد سطح F_1 ، از عمق حدود ۹۰-۸۰ سانتی‌متری، از گودال نمونه‌برداری در محل برش رودخانه، به‌منظور سن‌یابی، نمونه‌برداری شد. با استفاده از بالآمدگی حاصل از شیب‌های سطحی زیاد در مدل تراز رقمی (دیجیتالی) (DEM) این منطقه، میزان جابه‌جایی راست‌بر 10 ± 15 متر برای این سطح محاسبه شد (شکل ۵).

۳-۳ برداشت نمونه از منطقه مورد نظر

به‌منظور جمع‌آوری نمونه‌های مناسب سن‌یابی OSL، از لایه‌های شنی موجود در گودال نمونه‌برداری A_2 و F_1 ، سطح تازه‌ای از لایه شنی نورخورده تراشیده شد و با استفاده از یک لوله فلزی که از یک طرف بسته بود، نمونه برداشت شد. انتهای باز لوله کاملاً با نوار پوشیده شد تا از نور نخوردن رسوبات داخل تیوپ اطمینان حاصل شود. در نهایت لوله در داخل چندین پلاستیک سیاه و مات (ضد نور) قرار داده شد. به‌طور کلی، دو نمونه A_{2a} و A_{2b} برداشت شده از لایه شنی و نمونه F_1 برداشت شده از محل برش رودخانه جمع‌آوری و به آزمایشگاه انتقال داده شد.



شکل ۴. (a) تصویر SPOT مربوط به مجموعه بادزنی A، با دو سطحی که به آسانی قابل تشخیص هستند. سطح A₁، بادزنی جوان‌تر است و کمی تیره‌تر مشاهده می‌شود و کانال‌های رودخانه‌ای فعال همچنان در حال نهستگی در آن هستند. سطح A₂، بادزنی قدیمی‌تر و روشن‌تر است و با آبراهه‌های متعددی که با مواد کنده شده از سنگ بستر مافیکی رشته‌کوه Jargalant-Nuruu پر شده‌اند بریده شده است. (b)، (c) و (d) بازسازی مجدد با برگرداندن بالآمدگی بین سطح A₂ و دره تغذیه کننده آن، در امتداد گسل Har-Us-Nuur. به منظور برآورد بیشینه در (d) به جای اینکه فرض شود دو تکه در نظر گرفته شده در (b) مربوط به A₃ است، فرض می‌شود که این دو تکه مربوط به A₂ است و این سطوح را تا لبه جنوبی خروجی آبریز امتداد می‌یابد. این کار باعث به جاماندن 'grave circle' در حدود ۲۵۰ متری شمال خروجی آبریز می‌شود. بنابراین، هیچ کدام از این برآوردها راضی‌کننده نیستند و میزان بالآمدگی واقعی A₂ بین این دو مقدار قرار دارد. (c) برآورد ترجیحی حدود ۱۳۰ m نشان داده شده است. (e) نمای سطح A در شمال شرقی از 47°58'28"N 92°24'16"E. سنگ بستر مافیکی در زمینه مشاهده می‌شود و مواد فرسایش یافته آن به طرف ریزآبه‌هایی که سطح A₂ را قطع می‌کنند شسته می‌شوند.



شکل ۵. (a) تصویر SPOT مربوط به مجموعه بادزنی F، (b)، (c) و (d) بازسازی مجدد با برگرداندن لبه جنوبی دره تغذیه کننده و حاشیه جنوبی سطح F₂ به حالت اولیه. یک آبریز بزرگ که با رسوبات تیره پر شده است، سطوح F₂ و F₃ را جدا می کند که منجر به ایجاد یک عدم قطعیت در مکان پناهی دقیق حاشیه جنوبی سطح F₂ می شود. (b) نشان دهنده برآورد کمینه جابه جایی است، (c) نشان دهنده برآورد ترجیحی و (d) نشان دهنده برآورد بیشینه جابه جایی است. (e) نمای سطح F در شمال شرقی از 47° 56' 25" N 92° 25' 10" E. (f) تصویر شیب های سطح حاصل از بخش مرکزی در مدل تراز رقمی (DEM) منطقه که در آن با استفاده از رنگ های سرخ و زرد میزان بالآمدگی F₁-F₂ که به مقدار 10 ± 15 متر جابه جا شده است را نشان می دهد.

۴ سن یابی نمونه‌ها

۴-۱ روش سن یابی لومینسانس برانگیخته با نور

مواد در طبیعت تحت تأثیر تابش پرتوزا (رادیواکتیو) قرار دارند. این پرتوها در اکثر مواقع از واپاشی (Decay) پرتوزای ^{238}U ، ^{232}Th ، ^{40}K و ایزوتوپ‌های دختر آنها ایجاد می‌شوند. از جمله این پرتوها می‌توان به ذرات آلفا ناشی از واپاشی ذرات اورانیم و توریم و ذرات بتا و گاما ناشی از واپاشی پتاسیم که در درون مواد معدنی هستند، اشاره کرد.

سن یابی OSL، درحکم یکی از روش‌های سن یابی رسوبات دوره کواترنری به کار می‌رود و سن آخرین زمان نور خوردگی نمونه‌ها را برآورد می‌کند. اصول فیزیکی این روش سن یابی، طی ساده‌ترین مدل به شرح زیر قابل بیان است. مواد معدنی همچون کوارتز و فلدسپار دارای نواقص شبکه‌ای هستند. چنانچه این مواد تحت تأثیر تابش پرتوزا قرار گیرند، اتم‌های آنها یونیده می‌شود. یونش باعث جدا شدن الکترون‌ها و یون‌ها از اتم، و انتقال الکترون‌ها به باند رسانش و انتقال یون‌ها به باند والانس می‌شود. الکترون‌ها در باند رسانش پایدار نیستند و در داخل بلور حرکت می‌کنند تا اینکه در تله الکترونی اسیر می‌شوند؛ به همین طریق یون‌ها در تله یونی اسیر می‌شوند. با گذر زمان، ماده معدنی تحت تأثیر مواد پرتوزا محیطی شامل پرتوهای آلفا، بتا و پرتوهای کیهانی به‌طور پیوسته یونیده می‌شوند و میزان الکترون‌ها و یون‌ها در تله‌ها افزایش می‌یابد؛ بنابراین، رابطه مستقیمی بین تعداد الکترون‌های در تله افتاده و زمان سپری شده از دفن ماده معدنی وجود دارد؛ یعنی هرچه تعداد الکترون‌های به تله افتاده بیشتر باشد، نمونه مدت زمان بیشتری در معرض تابش‌های محیطی بوده است. لذا نواقص شبکه‌ای در اکثر مواد سیلیکاتی رایج مانند کوارتز و فلدسپار، مکان‌های بالقوه‌ای برای ذخیره شدن الکترون‌ها و در نتیجه چشمه‌ای

برای ایجاد سیگنال لومینسانس هستند. از این موضوع در سن یابی موادی که دارای کوارتز و فلدسپار هستند استفاده می‌شود. از لحاظ نظری، گروهی از الکترون‌های به دام افتاده در تله‌های الکترونی عمیق (1.6- 1.8 eV) برای بیش از یک میلیون سال پایدار هستند (آیتکن، ۱۹۸۵) که این موضوع می‌تواند از لحاظ زمان زمین‌شناسی (Geochronology) سیگنال لومینسانس چشمگیری را فراهم آورد.

نور دیدن ماده معدنی در آزمایشگاه، تحت شرایط کنترل‌شده، منجر به ارتعاش شبکه کریستالی و تخلیه الکترون‌های ذخیره‌شده از تله‌های الکترونی در طول زمان می‌شود. ممکن است برخی از الکترون‌های آزادشده به مراکز لومینسانس برسند که این موضوع باعث گسیل نور می‌شود. شدت این نور (سیگنال لومینسانس) متناسب با تعداد الکترون‌های به دام افتاده است و بنابراین متناسب با مدت زمان قرار گرفتن در معرض تابش‌های محیطی و در واقع تابعی از زمان است. اگر آزاد کردن الکترون‌های به تله افتاده و یا به عبارتی آزادسازی سیگنال لومینسانس ذخیره شده در طول زمان با استفاده از منابع نوری صورت گیرد، سیگنال تولید شده را سیگنال OSL و این روش سن یابی مطلق رسوبات را روش سن یابی OSL می‌نامند.

از آنجا که سیگنال OSL به نور حساس است، از روش سن یابی OSL می‌توان برای سن یابی رسوباتی که اغلب مدت کوتاهی (حدود یک دقیقه) در معرض نور بوده‌اند و نیز برای رسوبات موجود در آب استفاده کرد. به طور ایدئال، سیگنال OSL برای سنجش الکترون‌هایی که فقط در تله‌های حساس به نور تجمع یافته‌اند به کار می‌رود و می‌تواند برآورد دقیقی از مدت زمان مدفون بودن رسوبات فراهم آورد. برای سن یابی OSL، دو پارامتر اصلی مورد نیاز است: (۱) دُز معادل (De)، و (۲) نرخ دُز. ۱- دُز معادل (De)؛ میزان تابشی است که نمونه بعد از

آخرین رویداد که موجب صفرشدن (Resetting) سیگنال لومینسانس شده دریافت کرده است (مانند رخداد زمین-لرزه، فوران آتشفشان یا قرار گرفتن رسوبات در معرض نور خورشید به هر طریق دیگر). در مورد یک رسوب، اندازه سیگنال لومینسانس طبیعی، با مدت زمان سپری شده از لحظه مدفون شدن در خاک و یا دور ماندن از تابش خورشیدی متناسب است. لازم به ذکر است که با قرار گرفتن رسوب در معرض گرمای ناشی از آتش و یا قرارگیری در معرض نور خورشید، ساعت لومینسانس صفر می‌شود. به تخلیه شدن سیگنال لومینسانس در معرض نور، نورخوردن (bleaching) گفته می‌شود. اگر سیگنال به طور کامل تخلیه شود نورخوردن کامل (total bleaching) و اگر بخشی از سیگنال تخلیه شود نورخوردن ناقص (partial bleaching) نام‌گذاری می‌شود.

۲- نرخ‌دُز؛ نرخ‌دُز محیطی یا دُز سالانه، میزان دُز تابشی در واحد زمان است که ماده معدنی مورد نظر از زمان صفر شدن ساعت لومینسانس آن را جذب کرده است. نرخ‌دُز از تحلیل عنصرهای پرتوزا (اورانیم، توریم و پتاسیم) موجود در نمونه و محیط پیرامون آن محاسبه می‌شود و به ترتیب نرخ‌دُز داخلی و نرخ‌دُز خارجی نام می‌گیرد. بعد از اندازه‌گیری تراکم عنصرهای پرتوزا در نمونه و محیط اطراف آن، با استفاده از فرمول‌ها و ضریب‌های تبدیل استاندارد، این تراکم‌ها به نرخ‌های دُز تبدیل می‌شوند (واکر، ۲۰۰۵).

۲-۴ شرایط آزمایشگاهی

برای جلوگیری از در معرض نور قرار گرفتن رسوبات، همه فعالیت‌های آزمایشگاهی روی رسوبات برداشت‌شده، تحت نور سرخ با شدت کم صورت گرفت. رسوب‌های موجود در دو انتهای لوله که ممکن است در حین نمونه‌برداری در معرض نور قرار گرفته باشند، جداگانه

خارج شدند و درحکم نمونه مرطوب و برای محاسبه نرخ‌دُز در طول دفن، مورد استفاده قرار گرفتند. با توجه به آنکه برای محاسبه نرخ‌دُز، عنصرهای پرتوزا اورانیم، توریم و پتاسیم باید تجزیه و تحلیل شوند، اندازه‌گیری‌ها روی این سه عنصر با طیف‌نمایی جرمی ICP در آزمایشگاه صورت گرفت. محتوای رطوبتی نیز با خشک کردن نمونه‌ها در دمای 40°C تعیین شد. به منظور محاسبه نرخ‌های دُز آلفا، بتا و گامای حاصل، از ضریب‌های تبدیل آیتکن (۱۹۸۵)، بل (۱۹۸۰) و مگدال (۱۹۷۹) استفاده شد. نرخ‌های دُز دریافت‌شده از پرتوهای کیهانی نیز، با استفاده از فرمول پرسکات و هوتن (۱۹۸۸) تعیین شد (جدول ۱). برای محاسبه دُز معادل، رسوبات نورخورده موجود در تیوپ مورد استفاده قرار گرفت. ابتدا، سیگنال طبیعی نمونه‌ها و سپس با استفاده از مقدار دُز آزمایشگاهی که می‌تواند این سیگنال را تولید کند، مقدار دُز معادل اندازه‌گیری شد. به منظور آماده‌سازی نمونه‌ها، ابتدا رسوبات با استفاده از توری‌های با اندازه $250\text{--}90\ \mu\text{m}$ تحت فشار آب شست‌وشو داده شد. از این راه، ذرات هر نمونه با اندازه‌های بین $250\text{--}90\ \mu\text{m}$ از سایر اندازه‌ها جدا شدند. برای خالص‌سازی نمونه‌ها، رسوبات (بین $250\text{--}90\ \mu\text{m}$) به مدت دو روز در کلریدریک اسید، برای حذف کربنات‌ها، و دو روز در هیدروپراکسید، برای حذف مواد آلی قرار داده شدند. سپس، با استفاده از پلی تنگستات موادمعدنی سنگین ($2.72\ \text{g cm}^{-3}$) جدا شدند و ذرات کوارتز باقی‌مانده ($2.72\ \text{g cm}^{-3}$) برای از بین رفتن فلدسپار آنها، به مدت ۴۰ دقیقه در ۴۸٪ HF قرار داده شدند. پس از شسته شدن با آب مقطر، و قرار گرفتن در کوره، به مدت دو روز، با استفاده از الک خشک، ذرات بزرگ‌تر از $90\ \mu\text{m}$ نمونه جدا شدند. سپس، این ذرات کوارتز به صورت لایه‌ای روی دیسک‌های آلومینیمی به قطر ۱۰ میلی‌متر با استفاده از یک افشانه (اسپری) سیلیکانی قرار داده شدند (به مجموعه

بر منحنی‌های پاسخ دُز به دست آمد.

تهیه شده الیکوت می‌گویند). برای هر یک از نمونه‌ها ۱۱ تا ۱۴ عدد از این الیکوت‌ها آماده شد.

۳-۴ تعیین سن رسوب‌های برداشت شده پس از اجرای مراحل آزمایشگاهی روی رسوب‌های برداشت شده از بادن‌های امتداد گسل Har-Us-Nuur، با استفاده از اطلاعات نمونه‌ها در برنامه آنالیز، مقدار D_e هر نمونه تعیین شد. در برنامه آنالیز برای نمونه‌های A_{2a} و A_{2b} و F_1 به ترتیب تعداد ۷، ۶ و ۱۱ الیکوت قابل قبول است (شکل ۶). با استفاده از این تعداد الیکوت برای این نمونه‌ها، D_e با استفاده از منحنی هیستوگرام به ترتیب به مقدار $28/84 \pm 7/03$ Gy، $43/52 \pm 9/23$ Gy و $13/66 \pm 33/97$ برآورد شد (جدول ۱). با استفاده از مقدار D_e و دُز سالانه برای این نمونه‌ها، با استفاده از فرمول:

$$\text{سن لومینسانس} = \frac{\text{دز معادل (Gy)}}{\text{نرخ دُز (Gr/ka)}} \quad (1)$$

سن این نمونه‌ها به ترتیب $7/72 \pm 18/89$ ، $11/83 \pm 26/28$ و $3/02 \pm 7/47$ هزار سال برآورد شد. در ادامه با تقسیم مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری شده، بر سن برآورد شده، نرخ لغزش این نمونه‌ها به ترتیب به مقدار $1/80 \pm 6/88$ ، $1/47 \pm 4/95$ و $1/22 \pm 2/01$ میلی‌متر بر سال برآورد شد (جدول ۳).

برای اندازه‌گیری سیگنال طبیعی OSL، عملیات سن‌یابی در دانشگاه اکسفورد با دستگاه (Riso Model DA-15 TL/OSL) با سامانه TL/OSL خودکار صورت گرفت. در این مرحله، ابتدا، نمونه‌ها برای مدت ۱۰S تا 260°C حرارت داده شدند و سپس تا دمای کمتر از 60°C سرد شدند و سپس با کمک آرایه دیود آبی با $\lambda = 470$ و $\rho = 24 \text{ mWcm}^{-2}$ برانگیخته شدند.

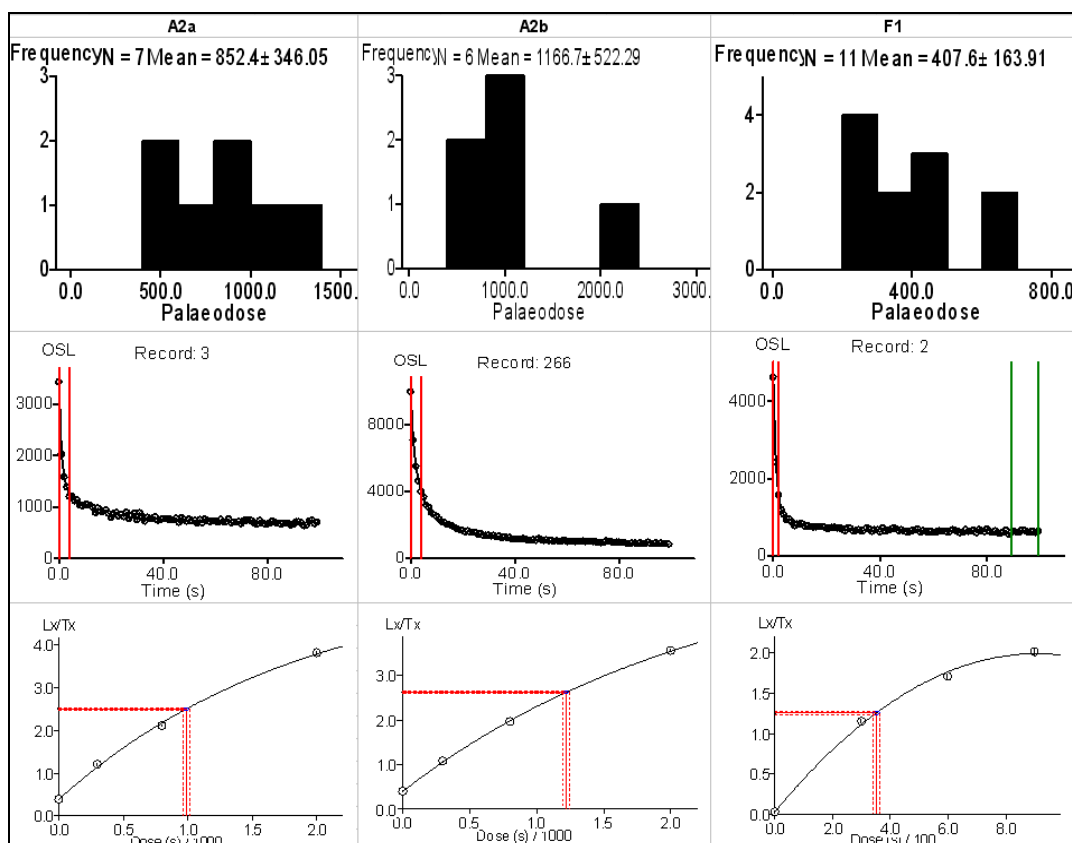
آشکارسازی سیگنال لومینسانس تولیدشده از طریق یک فیلتر Hoya U-340 ۷mm به همراه یک bialkaline لوله‌های الکترونی PMT صورت گرفت. هنگامی که سیگنال لومینسانس صفر شد، نمونه در معرض دُزهای تابش آزمایشگاهی معلوم قرار داده شد. دُزهای تابش آزمایشگاهی با Riso (DA-15 Model TL/OSL) و با سامانه TL/OSL خودکار به همراه یک چشمه بتا $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ به نمونه داده شد؛ میزان این دُزها حدود 5 Gymin^{-1} بود. بعد از هر دُز تابشی، لومینسانس اندازه‌گیری شد و برای محاسبه D_e ، روش SAR مورد استفاده قرار گرفت (جدول ۲) که در آن تغییرات حساسیت ناشی از برانگیختگی‌های قبلی تصحیح شد (ماری و وینتل، ۲۰۰۰). در نهایت، D_e از انطباق یک خط

جدول ۱. مقادیر به‌کار رفته برای محاسبه سن لومینسانس برای سه سطح بادن. خطاها همگی 1σ هستند. نمونه‌ها از گودال‌های نمونه‌برداری از بادن‌های A, F در امتداد گسل Har-Us-Nuur در جنوب دریاچه Har-Us-Nuur برداشت شدند.

Samples	Total dose rate (Gy/ka)	Cosmic dose rate (Gy/ka)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Equivalent dose (Gy)
A _{2a}	3.76 ± 0.18	0.252 ± 0.135	5.6 ± 0.168	1.7 ± 0.052	2.806 ± 0.028	71.03 ± 28.84
A _{2b}	3.70 ± 0.18	0.252 ± 0.135	5.3 ± 0.168	1.4 ± 0.052	2.847 ± 0.028	97.23 ± 43.52
F ₁	4.55 ± 0.18	0.243 ± 0.135	11.8 ± 0.168	4.3 ± 0.052	2.507 ± 0.028	33.97 ± 13.66

جدول ۲. تشریح مراحل SAR برای نمونه‌های OSL. چهار دُز آزمایشگاهی (L_x , $x=1,2,3,4$) به همراه دُزهای آزمایشی (T_x , $x=1,2,3,4$) به نمونه داده می‌شود. تغییرات حساسیت سیگنال OSL تولید شده با تقسیم L_x بر T_x تصحیح می‌شود. سپس، OSL تصحیح شده (L_x/T_x) بر دُز تولید مجدد در هر مرحله، اندازه‌گیری و رسم می‌شود و یک انطباق خطی برای نقاط به دست آمده صورت می‌گیرد. دُز معادل مطابق با پاسخ OSL طبیعی (L_N/T_N) از محور دُز تولید مجدد خوانده می‌شود.

مرحله	فرایند	نتیجه
۱	دادن دُز D_e	-
۲	گرما دادن (260°C برای ۱۰s)	-
۳	برانگیخته کردن (125°C برای ۱۰۰s)	L_x
۴	دادن دُز آزمایشی	-
۵	گرما دادن (220°C برای ۱۰s)	-
۶	برانگیخته کردن (125°C برای ۱۰۰s)	T_x
۷	برگشت به مرحله ۱	-



شکل ۶. بالا: پلات‌های توزیع دُز معادل برای نمونه‌های A2a، A2b و F1 که محور افقی نشان‌دهنده دُز معادل وزن‌دار شده میانگین است و برای هر نمونه تعداد N الیکوت وجود دارد. وسط: مدت زمانی است که نمونه در معرض نور LED در داخل Risoe قرار داشته است که محور افقی نشان‌دهنده زمان و محور عمودی تعداد فوتون را نشان می‌دهد. پایین: نحوه اندازه‌گیری دُز معادل را نشان می‌دهد. نمونه در معرض چشمه معلوم بتا (5 Gy min^{-1}) آزمایشگاه قرار گرفته و سیگنال OSL را ایجاد کرده است. که محور افقی نشان‌دهنده میزان دُز تابش شده به الیکوت و محور عمودی نشان‌دهنده نسبت سیگنال تصحیح شده است.

جدول ۳. میزان جابه‌جایی، سن و نرخ لغزش محاسبه شده از سه نمونه در امتداد گسل Har-US-Nuur نمونه های A₂ از بادزن قدیمی و نمونه F₁ از بادزن جوان برداشت شده است.

Sample	Offset(m)	Age (ka)	Slip Rate
A _{2a}	130 ± 40	18.89 ± 7.72	6.88 ± 1.80
A _{2b}	130 ± 40	26.28 ± 11.83	4.95 ± 1.47
F ₁	15 ± 10	7.47 ± 3.02	2.01 ± 1.22

۵ بحث و نتیجه‌گیری

همان‌طور که شرح داده شد، مغولستان تحت تأثیر همگرایی ناشی از برخورد صفحات هند-اوراسیا قرار دارد که همین مورد می‌تواند دلیلی بر پتانسیل لرزه خیزی زیاد در بخش غربی آن باشد. با استناد به نتایج حاصل از بررسی تصاویر ماهواره‌ای منطقه، گسلش راستالغز، نقش مهمی در رخداد زمین‌لرزه‌ها در این منطقه دارد. در این مقاله گسل Har-US-Nuur که در سطوح بادزنی امتداد آن جابه‌جایی‌هایی مشاهده می‌شود، انتخاب شد. با توجه به آنکه بررسی‌هایی روی بخش‌های شمالی و جنوبی این گسل صورت گرفته است؛ در این تحقیق، بخش مرکزی آن مورد بررسی قرار گرفت و نرخ لغزش آن برآورد شد. روش‌های متفاوتی برای تعیین نرخ لغزش در امتداد یک گسل وجود دارد. یکی از روش‌های برآورد نرخ لغزش، تقسیم میزان جابه‌جایی بر میزان زمانی است که این جابه‌جایی صورت گرفته است. در این بررسی، سن رسوبات به روش OSL و مقدار جابه‌جایی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و GPS اندازه‌گیری شد.

A_{2b} و F₁ به ترتیب $28/84 \pm 7/1 Gy$ ، $43/52 \pm 97/23$ و $13/66 \pm 33/97$ برآورد شد. با در نظر گرفتن اندازه‌گیری‌های مربوط به U، K و Th پرتوزا و برآورد نرخ دز کیهانی، نرخ دز سالانه نمونه‌ها برآورد می‌شود. بنابراین، مقدار سن محاسبه شده از تقسیم D_e بر دز سالانه این نمونه‌ها به ترتیب $11/83 \pm 26/28$ و $7/47 \pm 3/02$ هزار سال برآورد شد. با استناد به نتایج حاصل از روش لومینسانس، صفرشدگی نمونه‌ها، کامل نبوده است. مقدار جابه‌جایی برای نمونه‌های A₂ و F₁، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای SPOT با برگرداندن بالآمدگی بین سطوح بادزن، به ترتیب 40 ± 130 و 15 ± 10 متر اندازه‌گیری شد. با تقسیم مقادیر جابه‌جایی اندازه‌گیری شده بر سن برآورد شده برای نمونه‌های این منطقه، نرخ لغزش در امتداد این بخش گسل (بخش مرکزی)، برای بادزن A₂ و F₁ به ترتیب بین $3/48 - 8/68$ و $0/79 - 3/23$ میلی‌متر بر سال برآورد شد.

منابع

- Aitken, M. J., 1985, Thermoluminescence Dating, Academic Press, London.
- Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Phillips, H., and Vashchilov, Y. Y., 1993, Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings,

حضور رسوب‌هایی از جنس گرانیت که غنی از کوارتز هستند، این منطقه را مساعد سن‌یابی به روش لومینسانس می‌کند. به‌منظور سن‌یابی، از چاله‌های نمونه‌برداری در محل بادزن A₂ (دو نمونه) و F₁ (یک نمونه) برداشت شد. با بررسی نتایج حاصل از این تحقیق در برنامه آنالیز، مقدار D_e حاصل از نمونه‌های A_{2a} و

- approche morphotectonique et géochronologique (in French), Ph.D. thesis, Université Montpellier 2.
- Vassallo, R., Jolivet, M., Ritz, J. F., Braucher, R., Larroque, C., Sue, C., Todbileg, M., and Javkhlanbold, D., 2007, Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altai) by apatite fission track analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **259**, 333-346.
- Walker, M., 2005, Quaternary dating methods, Department of Archaeology and Anthropology University of Wales, Lampeter, UK.
- Walker, R. T., Bayasgalan, A., Carson, R., Hazlett, R., McCarthy, L., Mischler, J., Molor, E., Sarantsetseg, P., Smith, L., Tsogtbadrakh, B., and Tsolmon, G., 2006, Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolia Altay mountains, *J. Struct. Geol.*, **28**, 1607-1622.
- Geol. Soc. Am. Memoir, **181**, 62pp.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., and McKenzie, D., 2005, Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, **163**, 1151-1179.
- Bell, W. T., 1980, Alpha dose attenuation in quartz grains for thermoluminescence dating, *Ancient TL*, **12**, 4-8.
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D., and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation from improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **88**, 722-743.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A. and Bahroudi, A., 2006, Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran, *Geophys. J. Int.*, **168**, 691-709
- Howard, J. P., Cunningham, W. D., Davies, S. J., Dijkstra, A. H., and Badarch, G., 2003, The stratigraphic and structural evolution of the dzereg basin, western mongolia: clastic sedimentation, transpressional faulting and basin destruction in an intraplate, intracontinental setting, *Basin. Res.*, **15**(1), 45-72.
- Khil'ko, S. D., Kurushin, R. A., Kochetkov, V. M., Baljinyam, I., and Monkoo, D., 1985, Strong earthquakes, paleoseismological and macro seismic data (in Russian), in Earthquakes and the basis for seismic zoning of Mongolia transactions 41, The Joint Soviet-Mongolian Scientific Geological Research Expedition, pp. 19-83,
- Mejdahl, V., 1979, Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains, *Archaeometry*, **21**, 61-72.
- 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.
- Nissen, E., Walker, R., Bayasgalan, A., Carter, A., Fattahi, M., Molor, E., Schnabel, Ch., West, J. A., and Xu, Sh., 2009, The late quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur fault (Mongolian Altai) from cosmogenic ^{10}Be and luminescence dating, *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 467-478.
- Prescott, J. R., and Hutton, J. T., 1988, Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR, *Nucl. Tracks Rad. Meas.*, **14**, 223-227.
- Vassallo, R., Ritz, J. F., Braucher, R., and Carretier, S., 2005, Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications, *Terra Nova*, **17**, 278-285.
- Vassallo, R., 2006, Chronologie et évolution des reliefs dans la région de Mongolie-Sibérie: