

هیدروژئومورفولوژی، شماره ۱۶، پاییز ۱۳۹۷، صص ۱۳۸-۱۱۹

وصول مقاله: ۱۳۹۶/۰۷/۱۱ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۰/۰۳

مورفومتری لغزش بزرگ سیمره و بازسازی تأثیرات لندفرمی آن در کواترنری پسین (رشته کوه زاگرس در ایران)

شهرام روستایی^۱

صمد عظیمی راد^{۲*}

داوود مختاری^۳

سیداسدالله حجازی^۴

مجتبی یمانی^۵

چکیده

زمین لغزش سیمره یکی از بزرگ‌ترین لغزش‌های شناخته شده جهان است که در جنوب غرب ایران قرار گرفته است. هدف این پژوهش بررسی ویژگی‌ها و تأثیرات ژئومورفولوژیکی این زمین لغزش است. برای دستیابی به این هدف، از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های رقومی استفاده شده است. روش پژوهش تجربی و بر پایه تحلیل داده‌های میدانی است. برای این کار، فرآیند رخداد زمین لغزش، علل وقوع و خصوصیات مورفومتریک زمین لغزش در سه بخش سطح لغزش، توده‌ی لغزشی و مؤلفه‌های جابه‌جایی لغزش به همراه رسوبات ته‌نشست شده در دریاچه‌های سدی سیمره و چینه‌شناسی آن‌ها مطالعه شده است. نتایج مورفومتری زمین لغزش شواهدی از نقش عوامل گوناگون در آن است. در میان آنها زیربری لایه‌های آهک آسماری توسط رود سیمره و کشکان مهم‌ترین عامل رخداد آن می‌باشد. این لغزش موجب تشکیل دریاچه سدی در پشت توده‌ی لغزشی شده و این دریاچه

۱- استاد دانشکده برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

۲- دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران (نویسنده‌ی مسئول). E-mail: Azimirad.geo@tabrizu.ac.ir

۳- استاد دانشکده‌ی برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

۴- دانشیار دانشکده‌ی برنامه‌ریزی و علوم محیطی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

۵- استاد دانشکده‌ی جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

در اثر تکرار لغزش دارای پادگانه‌های متوالی است. نتایج مورفومتری دریاچه به ویژه برآورد حجم آب (۴۵/۶۴۲ میلیارد مترمکعب) و رسوب دریاچه (۲۳/۴۲۲ میلیارد مترمکعب) و مقایسه زمان پر شدن این حجم آبی (۱۹/۸ سال) با توجه به حجم آب ورودی به دریاچه (۲/۳ میلیارد مترمکعب در سال) با مدت زمان لازم برای ته‌نشست تمامی این رسوبات (۱۹۱۳/۵ سال) نشان می‌دهد دریاچه چند مرحله و در نتیجه تکرار انسداد رود سیمره توسط تکرار زمین‌لغزش تجدید شده است. چینه‌شناسی رسوبات دریاچه‌ای تجدید محیط دریاچه‌ای را در چهار مرحله روشن می‌کند. توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای و سایر شواهد، مقیاس‌های متفاوت تکرار زمین‌لغزش بزرگ سیمره را تأیید می‌کند.

کلمات کلیدی: زمین‌لغزش سیمره، ژئومورفولوژی، دریاچه‌ی سدی، زاگرس، ایران.

مقدمه

زمین‌لغزش‌های بزرگ از عوامل عمده ژئومورفیک در تغییر مناطق کوهستانی جهان است. بزرگ‌ترین زمین‌لغزش‌های شناخته‌شده جهان در زیر دریاها است. در مقابل بزرگ‌ترین زمین‌لغزش‌های روی‌داده بر روی خشکی‌ها بسیار کوچک‌تر بوده و اغلب حجم آنها کمتر از 40 Gm^3 برآورد شده است (شکل ۱). این لغزش‌ها در کمربندهای کوهستانی زمین اتفاق می‌افتند (پاریسو و همکاران، ۱۹۷۹؛ کرودن، ۱۹۸۵؛ کراپ و همکاران، ۲۰۰۷؛ هویت و همکاران، ۲۰۰۸؛ انتونیو و گوسی، ۲۰۰۹؛ دومان، ۲۰۰۹؛ هانکوکس و پرین، ۲۰۰۹). چگونگی پراکندگی لغزش‌های بزرگ به وسیله عوامل تکتونیکی، ساختار زمین‌شناسی، بالازدگی، زلزله‌خیزی، ولکانیسم و اقلیم تعیین می‌شود (فراثینی و کوستا، ۲۰۱۳؛ تیمیلینا و همکاران، ۲۰۱۴؛ بورگومئو و همکاران، ۲۰۱۴؛ لین و همکاران، ۲۰۱۵؛ هنریکوس و همکاران، ۲۰۱۵؛ شو و لین، ۲۰۱۶؛ چن و همکاران، ۲۰۱۶؛ شیلر و همکاران، ۲۰۱۶). این لغزش‌ها به سه دلیل دارای اهمیت می‌باشند: (۱) رفتار لغزش‌های بزرگ از لغزش‌های کوچک متفاوت است. (۲) خطرات چشمگیری را در دشت‌های کوهستانی به وجود می‌آورند و توانایی بالای در تحت تأثیر

قرار دادن جوامع انسانی و زیرساخت‌ها دارند. ۳) تأثیرات بسیار پایداری را بر روی چشم‌اندازها دارند. این تغییرات شامل اختلال شدید در سیستم زهکشی، تشکیل دریاچه‌های سدی لغزشی (هویت، ۱۹۹۸؛ کراپ، ۲۰۰۴؛ کراپ و همکاران، ۲۰۰۶) و تغییر دامنه‌های کوهستانی (رابرتز، ۲۰۰۸) می‌شود.

زمین لغزش سیمره از لغزش‌های بزرگی است که تأثیرات چشمگیر و طولانی مدتی را از لحاظ ژئومورفولوژی، تاریخی و فرهنگی در منطقه در طی دوره‌ی هولوسن داشته‌اند. سیر تحول این زمین لغزش بسیار پیچیده است و این امر از مشخصات زمین لغزش‌های بزرگ است. این زمین لغزش موجب تشکیل چندین دریاچه‌ی سدی شده است. شکل‌گیری این دریاچه‌ها در طی چند مرحله تکرار شده است. اما به روشنی مشخص نیست که تشکیل و تکامل دریاچه‌ها نتیجه توالی فرسایش رودخانه‌ایی یا مرتبط با تکرار لغزش سیمره بوده است.

محققان زیادی این لغزش را با دیدگاه‌های متفاوت مورد مطالعه قرار داده‌اند: از آن جمله می‌توان هریسن و فالکون (۱۹۳۷)، ابرلندر (۱۹۶۵)، شعاعی و غیومیان (۲۰۰۰)، شایان (۱۳۸۵)، رابرتز (۲۰۰۸)، یمانی و همکاران (۲۰۱۲)، معیری (۲۰۱۲) مقصودی (۲۰۱۵) و شرفی و همکاران (۲۰۱۶) را نام برد.

در این پژوهش با مطالعه پارامترهای ژئومورفومتری در چند بخش: سطح لغزش، توده‌ی لغزش، جابه‌جایی لغزش و دریاچه سدی و همچنین با استفاده از داده‌های حاصل از چینه‌شناسی و رسوب‌شناسی پادگانه‌های دریاچه‌ای سعی شده است، چگونگی تحول ژئومورفولوژیک این زمین لغزش مورد بررسی قرار گرفته و با زمین لغزش‌های بزرگ دنیا مورد مقایسه قرار گیرد.

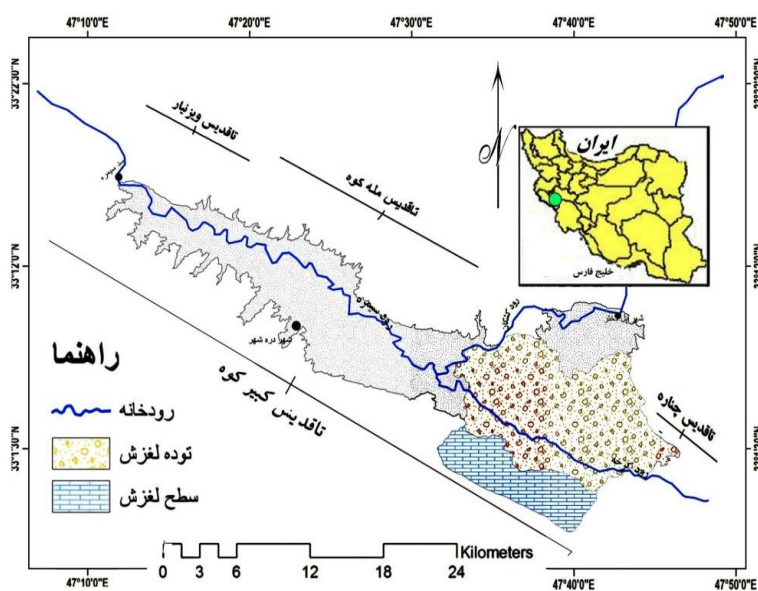
– موقعیت زمین لغزش سیمره

زمین لغزش سیمره در دامنه کبیر کوه از رشته‌کوه زاگرس و در حوضه‌ی آبخیز کرخه ایجاد شده است. این لغزش در جنوب شرقی استان ایلام و در مرز استان لرستان قرار

است. لغزش بزرگ سیمره (کبیر کوه) در دامنه شمالی رشته کبیر کوه زاگرس آغاز شده و تا دره‌ی رود سیمره در مجاورت آن ادامه یافته است (شکل ۱).

– زمین‌ساخت و زمین‌شناسی منطقه

برخورد دو صفحه عربی و ایران و زیر رانش صفحه عربی در نئوژن موجب آغاز تشکیل فرم کنونی کوه‌های زاگرس شده است. به همین دلیل، زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW قرار دارد. عملکرد این دو باعث برآیند نو زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود (آقناباتی، ۲۰۰۴). زاگرس را به دو بخش زاگرس رو رانده و کمربند چین خورده گسلی تقسیم می‌شود. فعالیت تکتونیکی در امتداد زاگرس چین خورده به وسیله‌ی وقوع زلزله‌های عمیق مشخص می‌شود. این فعالیت‌ها تأثیر زیادی در وقوع حرکات لغزشی و بهمن‌های سنگی بزرگ در پهلوهای این چین‌ها دارند. لغزش سیمره بزرگ‌ترین نمونه برای این نوع حرکات می‌باشد (آقناباتی، ۲۰۰۴).



شکل (۱) منطقه‌ی مورد مطالعه

مواد و روش‌ها

ابتدا مطالعات پیشین در مورد لغزش سیمره از کتاب‌ها، مقاله‌های داخلی و خارجی، پایان‌نامه‌ها گردآوری شده است. پس از بررسی‌های جامع حرکات دامنه‌ای، ویژگی‌های کمی و کیفی بزرگ‌ترین زمین‌لغزش‌های جهان مشخص گردیدند. بر اساس پیشینه و نظر ادعای بسیاری از محققان، زمین‌لغزش سیمره بزرگ‌ترین زمین‌لغزش جهان معرفی شده است در حالی که بعضی دیگر از محققان زمین‌لغزش‌های دیگر را بزرگ‌تر می‌دانند؛ لذا با انجام بررسی‌های تفصیلی ناحیه، ویژگی‌های ژئومورفیک این زمین‌لغزش به‌منظور مقایسه آن با زمین‌لغزش‌های دیگر و چگونگی تحول آن مورد بررسی قرار گرفته است. داده‌های مورد نیاز از بازدیدهای میدانی و تجزیه و تحلیل نقشه‌های زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای و مدل‌های رقومی ارتفاع جمع‌آوری شده است. این داده‌ها شامل مورفومتری سطح لغزش، توده لغزشی، پادگانه‌های دریاچه‌ای و اندازه‌گیری توالی آن‌ها و رسوب‌شناسی و نمونه‌گیری به منظور مطالعات آزمایشگاهی بوده است. عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای ETM 2002 و IRS سنجنده Pan و Liss III (سال‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۶)، نقشه‌های توپوگرافی، نقشه‌های زمین‌شناسی، نقشه‌های رقومی DEM SRTM و نرم‌افزار ArcGIS، ابزارهای مفهومی پژوهش را تشکیل داده‌اند. این داده‌ها و ابزارها به منظور اندازه‌گیری ژئومتری زمین‌لغزش و تعیین سیر تحول آن مورد استفاده قرار گرفته‌اند. بنابراین در مطالعات میدانی روی زمین‌لغزش فرآیند رخداد آن، علل وقوع و خصوصیات مورفومتری زمین‌لغزش در سه بخش سطح لغزش، توده‌ی لغزشی و مؤلفه‌های جابه‌جایی لغزش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. همچنین بخشی از کارهای میدانی بر روی حجم رسوبات ته‌نشست شده در دریاچه‌ی سدی سیمره و چینه‌شناسی و مدت‌زمان رسوب‌گذاری آن‌ها صورت گرفت. روش تجزیه و تحلیل مبتنی بر روش‌های مورفومتری از روی تصاویر ماهواره‌ای و مدل‌های رقومی ارتفاع و برقراری ارتباط بین توالی پادگانه‌ای و خصوصیات رسوب‌شناسی و غیره است. به طور کلی نتایج حاصل از مورفومتری زمین‌لغزش و دریاچه‌ی سیمره همراه با چینه‌شناسی و محاسبات

حجم رسوبات و آب دریاچه چارچوب اصلی روش تجزیه و تحلیل را تشکیل داده‌اند. با استفاده از داده‌ها و شواهد دقیق به دست آمده از آنها چگونگی رخداد زمین‌لغزش و مراحل آن تعیین شد. از نتایج تعیین سن انجام شده بر روی پادگانه‌های دریاچه‌ای به وسیله‌ی محققان دیگر به عنوان شاهدهی برای اثبات دقت تجزیه و تحلیل‌ها در این پژوهش استفاده شده است. در نهایت با توجه به داده‌های گردآوری شده زمین‌لغزش سیمره با زمین‌لغزش‌های بزرگ جهان مورد مقایسه قرار گرفت.

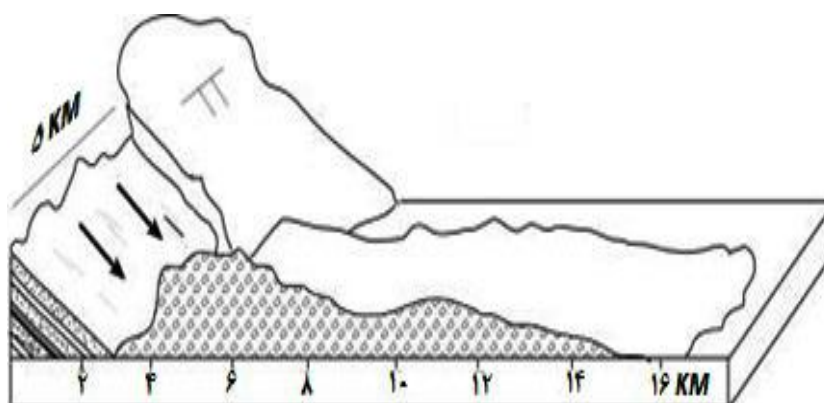
بحث و نتایج

– مورفولوژی زمین لغزش سیمره

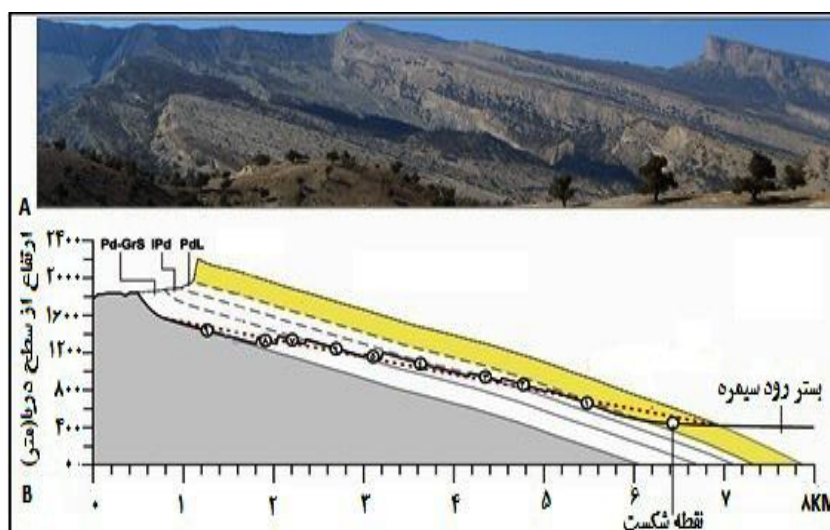
در مورفومتری لغزش بزرگ سیمره سه بخش شامل سطح لغزش، توده لغزشی و میزان جابه‌جایی مورد مطالعه قرار گرفت:

– سطح زمین لغزش

مساحت سطح لغزش در پهلوی طاق‌دیس کبیر کوه بالغ بر ۱۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد که عمدتاً در آهک‌های ضخیم سازند آسماری و سازندهای شیلی مارنی پابده و گورپی قرار دارد. حجم لایه‌هایی که از پهلوی طاق‌دیس به سمت دره‌ی رود سیمره حرکت کرده‌اند بیش از ۳۸ میلیارد مترمکعب می‌باشند. حداکثر عرض سطح لغزش در امتداد طاق‌دیس کبیر کوه ۱۵ کیلومتر می‌باشد. طول سطح لغزشی به سمت پایین دامنه (به سمت دره‌ی رود سیمره) ۶/۱ کیلومتر است. ضخامت لایه‌هایی که در سطح لغزش حرکت کرده‌اند یکسان نیست و در نقاط مختلف سطح لغزش این ضخامت متفاوت می‌باشد. حداقل ضخامت لایه‌ها ۲۰۰ متر که در سمت چپ سطح لغزشی قرار دارد (شکل ۳ قسمت B). حداکثر ضخامت لایه‌ها ۶۸۰ متر است که در مرکز سطح لغزشی و میانگین ضخامت کل لایه‌ها ۳۸۰ متر می‌باشد (شکل ۲ و ۳) (جدول ۱).



شکل (۲) ویژگی‌های مورفومتریک سطح لغزش سیمره



شکل (۳) سطح لغزش سیمره و نیمرخ عرضی آن (رابرتز، ۲۰۰۸)

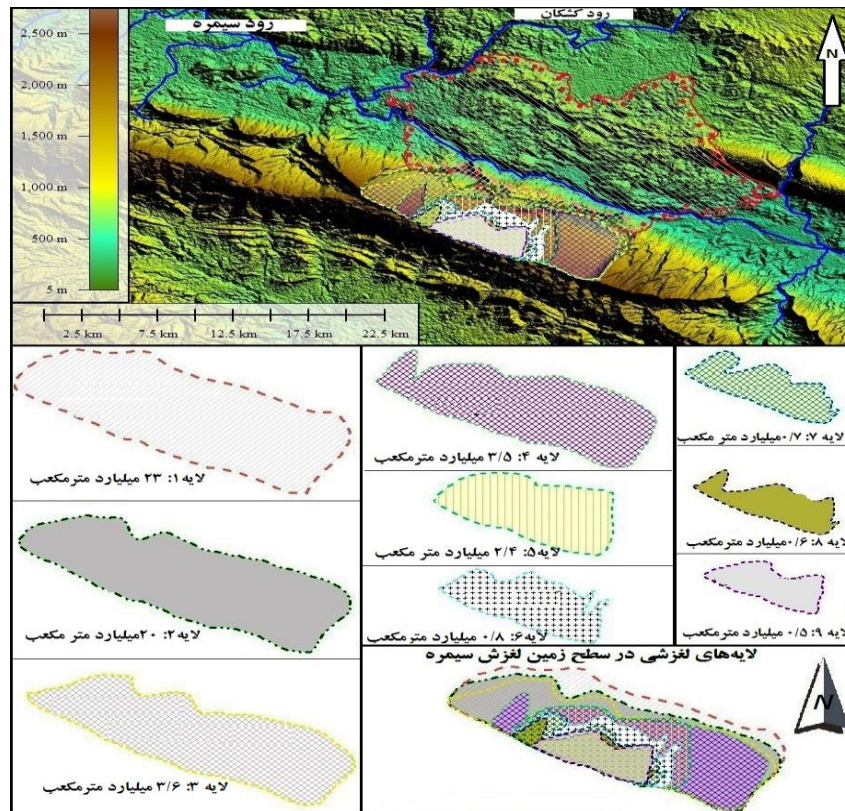
در شکل (۳) قسمت A تصویری از سطح لغزش و لبه‌ی غربی سطح لغزش می‌باشد که سطوح لایه‌بندی شرکت‌کننده در لغزش را نشان می‌دهد. قسمت B نیمرخ عرضی لغزش است.

جدول (۱) ویژگی‌های مورفومتریک سطح لغزش سیمره

حجم لایه‌ها	۳۸ (میلیارد مترمکعب) ^۱
مساحت سطح لغزش	۱۰۰ (کیلومتر مربع)
حداکثر عرض سطح لغزش (در امتداد طاق‌دیس)	۱۵ (کیلومتر)
طول سطح (به سمت پایین دامنه)	۶/۱ (کیلومتر)
ضخامت لایه‌ها (عمق)	حد اقل ۲۰۰ (متر)
حداکثر ارتفاع پهلوی طاق‌دیس در محل شکست	حداکثر ۶۸۰ (متر)
حجم توده لغزش	میانگین ۳۸۰ (متر)
مساحت توده لغزش	۲۲۹۲ (متر)
حداکثر طول واریزه‌های لغزش	بیش از ۴۰ (میلیارد مترمکعب)
حداکثر عرض واریزه‌های لغزش	۲۱۳/۵۳ (کیلومتر مربع)
حداکثر ضخامت توده لغزش (عمق)	۱۶/۱ (کیلومتر)
میانگین ضخامت توده لغزش	۲۲ (کیلومتر)
	۳۵۸ (متر)
	۲۲۰ (متر)

- توده‌ی زمین لغزش

طول واریزه‌های لغزشی حاصل از لغزش سیمره به طور مستقیم (خط مستقیم) ۱۶/۱ کیلومتر و به طور متقاطع (در امتداد سطح ناهموار توده‌ی لغزشی) ۲۰/۷ کیلومتر می‌باشد. مساحت کل توده‌ی لغزشی حدود ۲۱۳/۵۳ کیلومتر مربع است. البته بخش نسبتاً زیادی از این رسوبات لغزشی در زیر رسوبات دریاچه‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۳، ۴) (جدول ۱).



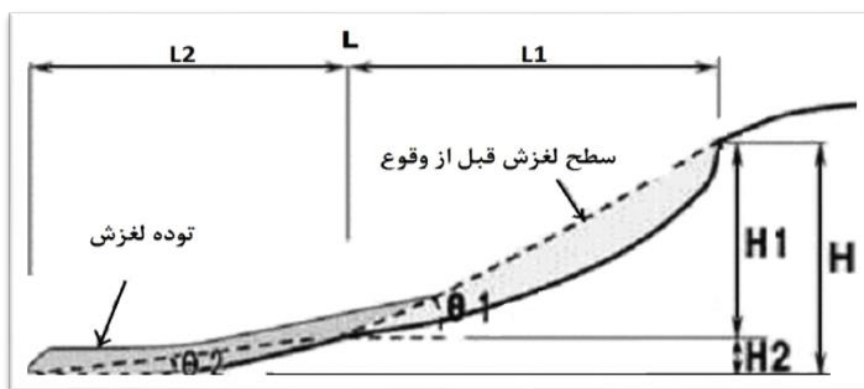
شکل (۴) لغزش بزرگ سیمره و خصوصیات مورفومتری آن

در طی مشاهدات میدانی و مقایسه سطح لغزش سیمره در دو طرف آن مشخص شد که ضخامت لایه‌های لغزشی در دو طرف سطح لغزش متفاوت است. در لبه‌ی شرقی لغزش ضخامت لایه‌های آهکی و مارنی شرکت‌کننده در لغزش (بیش از ۳۰۰ متر) بیشتر از لبه غربی سطح لغزش (در حدود ۲۰۰ متر) می‌باشند (شکل ۳).

– جابه‌جایی زمین لغزش

در میزان جابه‌جایی لغزش پارامترهای ارتفاع سقوط (بالاترین نقطه ارتفاعی در سطح لغزش نسبت به پایین‌ترین ارتفاعی که رسوبات لغزش بر روی آن قرار گرفته‌اند)، حداکثر

مسافت پرتاب واریزه‌ها، و نسبت ارتفاع لغزش (H) به طول لغزش (L) مورد مطالعه قرار گرفت. این پارامترها در مطالعه شدت وقوع لغزش در زمان رخداد آن و احتمال دخالت عوامل دیگر در افزایش شدت لغزش به‌عنوان عامل ثانویه (زلزله)، نقش مهمی دارند. ضریب اصطکاک که نوع حرکت در زمین لغزش‌ها را تعیین و دامنه آن از ۰/۱ تا ۰/۹ می‌باشد (شکل ۵) (جدول ۲).



شکل (۴) مؤلفه‌های جابه‌جایی در لغزش (یوسوکی، ۲۰۱۱)

جدول (۲) مقادیر جابه‌جایی در لغزش سیمره

ارتفاع سقوط (H)	۱۸۰۰ (متر)
حداکثر طول پرتاب واریزه (L)	۱۹/۳ (کیلومتر)
نسبت H/L ^۱	۰/۰۹۳

– علل وقوع زمین لغزش

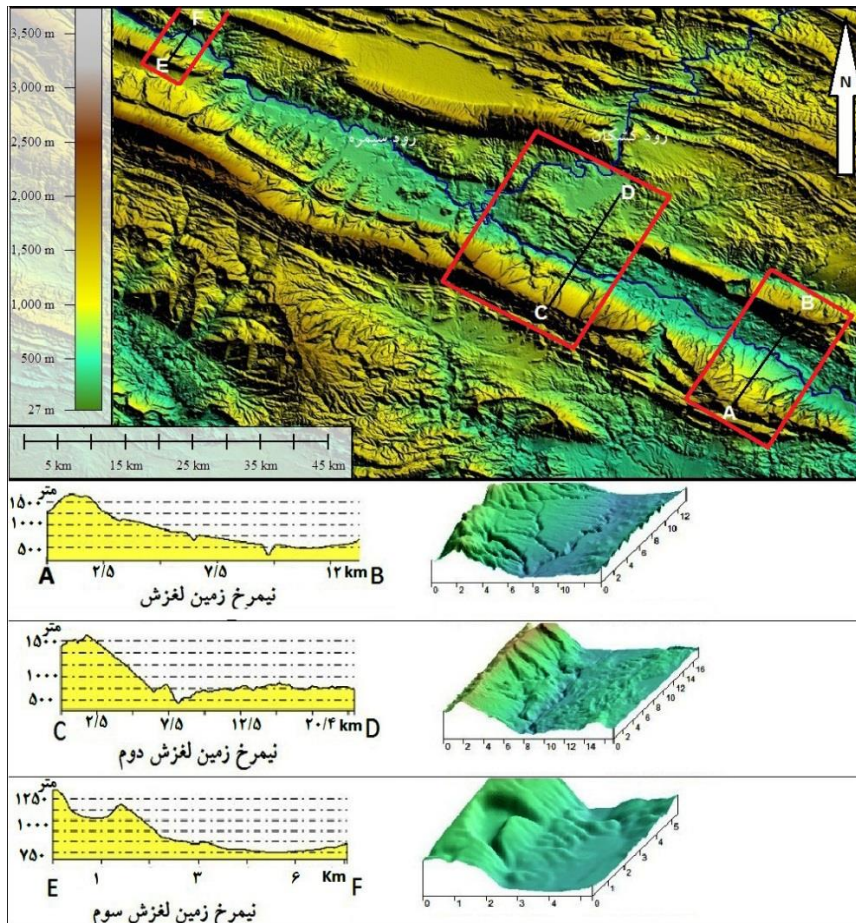
لغزش لایه‌های زمین‌شناسی یا پلاننش^۲ از فرایندهای دامنه‌ای در زاگرس می‌باشد. این نوع لغزش در سطوح چینه‌شناسی رسوبات و موازی با شیب دامنه‌ها رخ می‌دهد. قطعات لغزشی می‌توانند مسیر رود را سد کرده و موجب تشکیل سد طبیعی شوند. لغزش

1- coefficient of friction

2- Planche

سیمره معروف‌ترین این لغزش‌ها است. شیب لایه‌ها در طاق‌دیس کبیر کوه زیاد است. جریان رود سیمره با حفر بستر و عمیق کردن دره ناودیسی موجب افزایش شیب دامنه و زیر بری پای دامنه لغزشی شده است. با توجه به فعالیت گسل کبیر کوه در یال جنوب غربی طاق‌دیس کبیر کوه که یک گسل معکوس لرزه‌زا است و رخدادهای زمین‌لرزه‌ای که عموماً بزرگی کمتر از ۷ و به‌ندرت بزرگی آن‌ها از آن بالاتر است، محققان قبلی عامل اصلی این رخداد را زلزله می‌دانند. عوامل دیگری مثل زمین‌شناسی، توپوگرافی و آب در وقوع این لغزش مؤثر بوده‌اند. عوامل مؤثر دیگر جهت و شیب دامنه‌ای است. جهت دامنه‌ی لغزشی شمالی و شیب آن بالای ۳۰ درجه است. دامنه‌های شمالی دارای رطوبت بیشتر و میزان حرکت‌های توده‌ای در آن‌ها به حداکثر می‌رسد. وجود آب و نفوذ آن از طریق عناصر ساختاری و سیستم‌های درز و شکاف به داخل طبقات مارنی سازنده‌های پابده و گورپی از یک طرف موجب ایجاد فشار آب منفذی شده که در افزایش تنش برشی مؤثر می‌باشد، از طرف دیگر موجب اشباع شدن طبقات مارنی از آب و حالت پلاستیکی در آن‌ها گردیده و شرایط را برای حرکات لغزشی لایه‌ها فراهم نموده است. در میان همه عوامل مهم‌ترین عامل زیر برش رودهای سیمره و کشکان به‌ویژه در محل اتصال این دو رود بوده است. وجود چند لغزش بزرگ در منطقه در نزدیکی لغزش سیمره و وقوع آن‌ها در مجاورت جریان‌های رودخانه‌ای (شکل ۶) نقش این عامل را در ناپایدار سازی دامنه‌ها به ویژه دامنه‌هایی با تناوب لایه‌های سفت‌وسخت را به‌خوبی نشان می‌دهد. در شرق لغزش سیمره در دامنه شمالی کبیرکوه (شکل ۶ لغزش A) لایه‌های آهک آسماری در اثر زیر بری رود کرخه به آرامی به سمت پایین دامنه حرکت کرده ولی به دلیل شدت کم لغزش، لایه‌های آهک درهم‌شکسته نشده‌اند و فقط مسیر رود کرخه را به سمت طاق‌دیس چناره منحرف کرده است. همچنین در غرب لغزش سیمره (شکل ۶ لغزش C) لغزش نسبتاً بزرگی در مجاورت رود سیمره رخ داده است. در این لغزش لایه‌های آهک آسماری همراه با لایه‌های سست سازنده‌های پابده و گورپی در جهت شیب ساختمانی پهلوئی طاق‌دیس لغزیده‌اند و بیش از یک کیلومتر از رأس طاق‌دیس فاصله گرفته‌اند. در واقع این لغزش یک نمونه کوچک‌تر از

لغزش سیمره می‌باشد. البته این لغزش به دلیل حجم کمتر و عدم بستن دره‌ی رود سیمره موفق به تشکیل دریاچه سدی نشده است؛ هم‌چنان‌که در طی بازدیدهای میدانی آثاری از رسوبات دریاچه‌ای در بالادست این لغزش مشاهده نشده است و فقط مسیر رود سیمره را به سمت پهلوی طاق‌دیس مقابل منحرف کرده است. بدون شک زیر بری رود سیمره نقش اصلی را ناپایداری و وقوع آن در ایفا کرده است.



شکل (۵) زمین لغزش‌های صفحه‌ای در شرق و غرب لغزش سیمره

- دریاچه‌ی سدی

پس از وقوع لغزش دریاچه‌ای سدی در بالادست لغزش تشکیل شده که عمق آن در پرآب‌ترین دوره‌ی حیات آن به بیش از ۲۰۰ متر هم رسیده است. به منظور به دست آوردن داده‌های بیشتر در زمینه‌ی چگونگی تحول لغزش، حجم آبی و رسوبی دریاچه‌ی قدیمی سیمره محاسبه شده است. میانگین دبی سالیانه رود سیمره ۷۳/۸ مترمکعب در ثانیه و حجم کل رسوبات در طی یک دوره‌ی ۵۰ ساله ۶۱۲ میلیون مترمکعب بوده است^۱. با محاسبه حجم کل آب ورودی در هر سال به دریاچه می‌توان طول عمر دریاچه را محاسبه کرد. روش محاسبه حجم کل دریاچه و حجم کل رسوبات و مدت زمان پرشدگی آب و رسوب دریاچه بکار گرفته شد استفاده از میانگین مساحت بین خطوط تراز و ارتفاع آن‌ها است:

$$\text{حجم بین دو خط تراز} = \frac{C_1 + C_2}{2} \times H = v_1$$

$$\text{حجم کل دریاچه} = v_1 + v_2 + v_3 + \dots + v_n = V$$

$$V = 196.5 + 424 + 703.5 + 963 + 2379 + 3135 + 37840 = 45.642 \text{ میلیارد مترمکعب}$$

بنابراین با توجه به حجم کل آب ورودی در هر سال 2.3×10^9 مدت زمان لازم برای پر شدن دریاچه با توجه به حجم جدید برابر است با:

$$\text{زمان لازم برای پر شدن دریاچه} = \frac{45.642 \times 10^9}{2.3 \times 10^9} = 19.8 \text{ سال}$$

$$\text{میلیارد مترمکعب} (V) = 196.5 + 424 + 703.5 + 963 + 2379 + 3135 + 18000 = 23.422$$

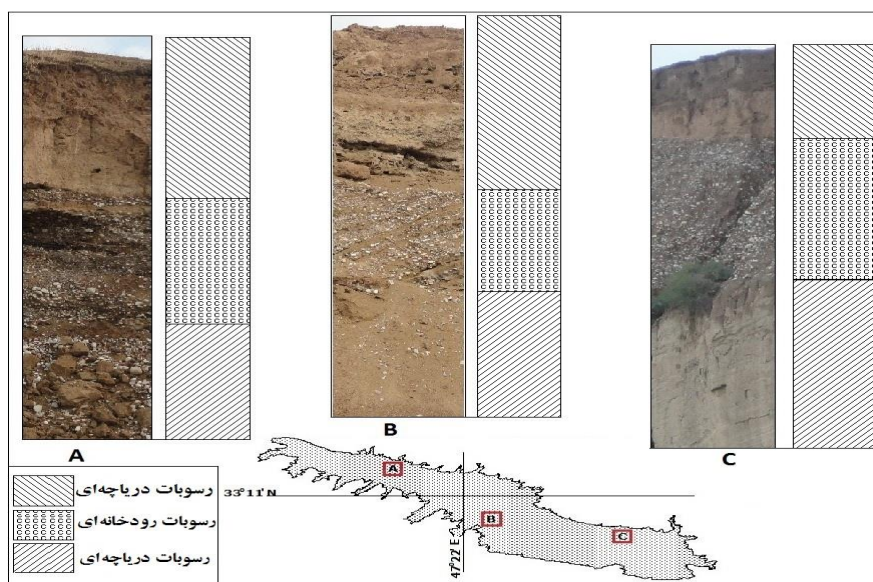
$$\text{مدت زمان لازم برای رسوب} = \frac{23422}{612} = 34.11 \times 50 = 1913.5 \text{ سال}$$

۱- آمار مربوط به دبی و رسوب از شرکت توسعه منابع آب و نیروی ایران؛ ۱۳۷۴، طرح سد و نیروگاه سیمره اخذ شده است.

باتوجه به مدت زمان محاسبه شده برای پر شدن دریاچه‌ی سیمره (۱۹/۸) و مدت زمان لازم برای ته‌نشست این حجم رسوب (۲۳۴۲۲) در دریاچه سیمره به نظر می‌رسد که رسوب‌گذاری در طی چند مرحله صورت گرفته است و محیط دریاچه‌ای چندین مرحله تجدید شده است.

– چینه‌شناسی رسوبات دریاچه‌ای

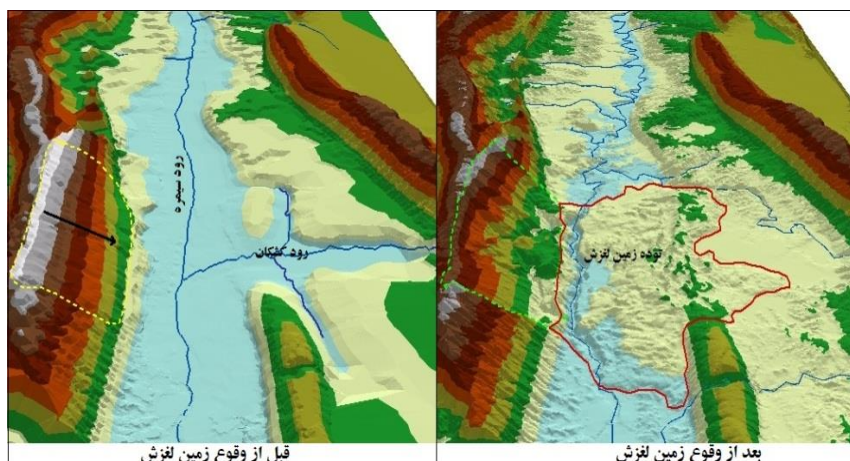
توالی رسوبات در سطوح چینه‌شناسی پادگانه‌ها یک محیط رسوب‌گذاری تناوبی یا ریتمی را نشان می‌دهد. پس از تشکیل دریاچه و رسوب‌گذاری رسوبات سیلتی و رسی به یک‌باره رسوبات شن و ماسه و گراول در سطح رسوبات ریزدانه شکل گرفته‌اند که نشان از محیط رسوب‌گذاری سیلابی رودخانه‌ای است. این توالی در سطوح چینه‌شناسی پادگانه‌ها رخ داده است. در طی چند مرحله محیط رسوب‌گذاری دریاچه‌ای به محیط رسوب‌گذاری رودخانه‌ای و برعکس تبدیل شده است. جنس رسوبات شامل سیلت، ماسه ریز و درشت و گراول و قلوه‌سنگ می‌باشد (شکل ۶).



شکل (۶) توالی رسوبات دریاچه‌ای و رودخانه‌ای در بستر دریاچه‌ی لغزش سیمره

– بازسازی مورفولوژی منطقه

توپوگرافی دره رودخانه‌ای قبل از رخداد لغزش مطابق با شکل (۷) نشان‌دهنده‌ی یک دره‌ی ناودیسی می‌باشد. در شمال این دره، رودخانه‌ی کشکان پس از عبور از فرود محوری دو طاق‌دیس هلوش و چناره به رودخانه‌ی سیمره می‌پیوندد. محل اتصال در پیشانی سطح لغزش قرار داشته است. در این نقطه افزایش دبی رودخانه‌ای با به هم پیوستن رودهای سیمره و کشکان و افزایش قدرت کاوشی و انحلال در لایه‌های آهکی بستر رود، لایه‌های آهکی با سرعت بیشتری برش یافته‌اند. مطالعات میدانی وجود یک لایه رسی-مارنی قرمز رنگ در زیر توده‌ی لغزشی مربوط به بخشی از سازند گچساران را نشان می‌دهد. این لایه مربوط به رسوبات کف ناودیس قبل از وقوع لغزش است که توده‌ی لغزشی روی آن رانده شده است. به تدریج با حفر توده‌ی لغزشی در نتیجه نیروی تنشی برشی رود و سستی رسوبات، رود سیمره بستر خود را حفر کرده است. در حال حاضر رود سیمره این لایه را حفر کرده و در سطح عمیق‌تری جریان دارد. با وجود حفر رسوبات به دلیل حجم زیاد توده لغزشی، زمان درازی به طول انجامیده است که رود سیمره به کف دره قدیمی برسد.



شکل (۶) مورفولوژی منطقه‌ی سیمره قبل و بعد از رخداد زمین لغزش

نتیجه گیری

لغزش سیمره به عنوان بزرگ‌ترین لغزش دنیا، در زاگرس چین‌خورده ایران است. براساس شواهد متعاقب لغزش بزرگ سیمره پیامدهای زیر رخ داده است: (۱) به دلیل جریان توده لغزشی مسیر رودخانه‌ی کشکان تغییر کرده است که بستر کاملاً ناپایدار و بدون عمل رسوب‌گذاری رود کشکان در حال حاضر شاهدی بر این رخداد می‌باشد؛ (۲) در فرآیند انسداد مسیر رودهای سیمره و کشکان و تشکیل سدهای لغزشی، عرض کم دره (۷/۲۵ کیلومتر)، حجم زیاد توده لغزشی، شدت لغزش و اندازه رسوبات لغزشی و در نتیجه قدرت برشی کم رود سیمره از مهم‌ترین عوامل تشکیل دریاچه‌ای وسیع در پشت این توده‌ی لغزشی محسوب می‌شوند. حجم زیاد رسوبات دریاچه‌ای موجود و توالی آن‌ها نشان‌دهنده‌ی یک محیط دریاچه‌ای بزرگ و پایدار برای مدتی طولانی است.

مورفومتری لغزش نقش عوامل گوناگونی را در رخداد لغزش سیمره نشان می‌دهد. مسافت زیاد واریزه‌های پرتاب شده در زمان وقوع لغزش (۱۹/۳ کیلومتر) نقش رخدادهای زمین‌لرزه‌ای هم‌زمان با لغزش را محتمل می‌کند. ضریب اصطکاک نشان‌دهنده‌ی اصطکاک کم مواد ناشی از لغزش در زمان رخداد لغزش می‌باشد. این امر نشان‌دهنده‌ی تأثیر رویداد زمین‌لرزه‌ای با قدرت زیاد در وقوع این لغزش است. به هم پیوستن دو رود سیمره و کشکان در پیشانی این لغزش و افزایش دبی رودخانه و در نتیجه افزایش قدرت زیر بری این رود و حفر تکیه‌گاه یعنی لایه سخت آهک آسماری در کف این ناودیس عمده‌ترین علت ناپایداری آن می‌باشد. لغزش‌های بزرگ در بالادست و پایین‌دست لغزش سیمره شاهدی بر این امر است.

با توجه به شواهد مربوط به پوشش گیاهی و تفاوت ضخامت لایه‌های لغزیده در دو طرف سطح لغزشی، لبه‌ی سمت راست لغزش سیمره قبل از لبه‌ی سمت چپ آن لغزیده است و در مرحله‌ی بعد با تشکیل دریاچه و نفوذ رطوبت بیشتر در لایه‌های آهکی و مارنی، شرایط مناسب‌تری برای رخداد لغزش در مقیاس کوچک‌تر در لبه‌ی سمت چپ که در بالادست لغزش قبلی قرار گرفته است، فراهم شده است.

نتایج مشاهدات میدانی رسوبات دریاچه‌ای نشان می‌دهد که تخلیه‌ی دریاچه‌ی سیمره در مسیر کنونی رود سیمره طی چند مرحله صورت گرفته است. توالی چینه‌شناسی ریتمی رسوبات دریاچه‌ای نشان‌دهنده‌ی تشکیل محیط دریاچه‌ای در طی چند دوره‌ی تکرار لغزش سیمره می‌باشد. نتایج بررسی مورفومتری دریاچه به ویژه حجم آب و رسوبات دریاچه رخداد مجدد زمین لغزش سیمره را تأیید می‌کند.

منابع

- آقانیاتی، سیدعلی (۲۰۰۴)، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- شایان، سیاوش (۱۳۸۳)، شواهد ژئومورفولوژیکی در سن سنجی زمین‌لغزه‌ی بزرگ سیمره زاگرس، جنوب غربی ایران، مدرس علوم انسانی، شماره‌ی ۳۲، صص ۴۵-۷۰.
- شرفی سیامک؛ یمانی، مجتبی و مهران مقصودی (۱۳۹۵)، بازسازی دیرینه مورفومتری دریاچه‌های سدی ناشی از رخداد زمین لغزش کبیرکوه (مطالعه‌ی موردی: دریاچه‌ی جایدرد)، پژوهش‌های دانش زمین، شماره‌ی ۷(۲)، صص ۷۰-۸۷.
- معیری مسعود؛ شاهرخوندی، منصور و حجت بیرانوند (۱۳۹۰)، بررسی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه پژوهش، جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۱۳، صص ۷۱-۸۲.
- مقصودی، مهران؛ شرقی، سیامک؛ یمانی، مجتبی؛ مقدم، عباس و محمد زمانزاده (۱۳۹۴)، تغییرات محیطی بعد از رخداد زمین لغزش کبیرکوه و تاثیر آن در محوطه‌های باستانی محدوده‌ی دریاچه جایدرد کواترنری ایران، شماره‌ی ۱، صص ۱-۱۴.
- یمانی، مجتبی؛ گورابی، ابوالقاسم و صمد عظیمی‌راد (۲۰۱۲)، زمین‌لغزش بزرگ سیمره وتوالی پادگانه‌های دریاچه‌ای، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره‌ی ۴۴، صص ۴۳-۶۰.
- Antinao JL and Gosse J. (2009), **Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile: Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution**, *Geomorphology*, Vol. 104, No. (3-4), PP.117-133.
- Borgomeo, E, Hebditch, KV., Whittake,r AC. & Lonergan, L., (2014), **Characterising the spatial distribution, frequency and geomorphic controls on landslide occurrence**, Molise, Italy, *Geomorphology*, Vol. 226, pp. 148-161.
- Chen, C-W., Chen, H. & Oguchi, T. (2016), **Distributions of landslides, vegetation, and related sediment yields during typhoon events in northwestern Taiwan**, *Geomorphology*, Vol. 273, pp. 1-13.

- Cruden DM., (1985), **Destructive mass movements in high mountains: hazard and management**, Canadian Geotechnical Journal, Vol. 22, No. 3, PP.426–426.
- Duman TY. (2009), **The largest landslide dam in Turkey: Tortum landslide**, Engineering Geology, Vol. 104, No.1, PP. 66–79.
- Frattoni P & Crosta GB., (2013), **The role of material properties and landscape morphology on landslide size distributions**, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 361, PP. 310–319.
- Hancox GT & Perrin ND. (2009), **Green Lake Landslide and other giant and very large postglacial landslides in Fiordland**, New Zealand, Quaternary Science Reviews, Vol. 28, No.11, PP.1020–1036.
- Harrison, J.V. & Falcon, N.L. (1937), **The Saidmarreh landslip**, southwest Iran, Geographical Journal, Vol. 89, PP.42-47.
- Henriques C, Zêzere JL and Marques F., (2015), **The role of the lithological setting on the landslide pattern and distribution**, Engineering Geology, Vol. 189, PP.17–31.
- Hewitt K, Clague JJ & Orwin JF., (2008) **Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes**, Earth-Science Reviews, Vol. 87, No.1–2, PP.1–38.
- Korup O, Clague JJ, Hermanns RL, Hewitt K, Strom AL and Weidinger JT. (2007), **Giant landslides, topography, and erosion**, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 261, No. 3, PP.578–589.
- Lin CH, Jan JC, Pu HC, Tu Y, Chen CC & Wu YM., (2015), **Landslide seismic magnitude**, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 429, PP.122–127.
- Schilirò L, Montrasio L and Scarascia Mugnozza G. (2016), **Prediction of shallow landslide occurrence: Validation of a physically-based approach through a real case study**, Science of The Total Environment, Vol. 569–570, PP.134–144.

- Shou K-J & Lin J-F. (2016), **Multi-scale landslide susceptibility analysis along a mountain highway in Central Taiwan**, Engineering Geology, Vol. 212, PP.120–135.
- Shoaei, Z. & Ghayoumian, J. (2000), **Seimareh landslide, western Iran: one of the world's largest complex landslides**, Landslide News, Vol. 13, PP.23-27.
- Roberts NJ & Evans SG. (2013), **The gigantic Seymareh (Saidmarreh) rock avalanche, Zagros Fold–Thrust Belt, Iran**, Journal of the Geological Society, Vol. 170, No.4, PP.685–700.
- Timilsina M, Bhandary NP, Dahal RK & Yatabe R. (2014), **Distribution probability of large-scale landslides in central Nepal**, Geomorphology, Vol. 226, PP.236–248.