نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی، سال بیستم، شماره ۵۶، بهار ۹۹

بازسازی پالئوژئومورفولوژی زمین لغزش دلا و شکل‌گیری دریاچهٔ سدی شیمبار شهرستان اندیکا- استان خوزستان

دریافت مقاله: ۹۷/۵/۱۷ **پذیرش نهایی**: ۹۷/۸/۶

صفحات: ۱۹۲-۱۷۷

سیامک شرفی: استادیار گروه جغرافیا (ژئومورفولوژی)، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران[1]
Email: Sharafi.si@lu.ac.ir
مسعود صادقی‌راد: کارشناس‌ارشد باستان‌شناسی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه آزاد اسلامی واحد ابهر، زنجان، ایران
Email: m.sadghirad@gmail.com
زهرا جوادی‌نیا: کارشناس‌ارشد باستان‌شناسی دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه آزاد اسلامی واحد ابهر، زنجان، ایران
Email: javadinia.z@gmail.com

چکیده

رخداد زمین لغزش در مسیر رودخانه‌های ایران به ویژه در مناطق کوهستانی زاگرس از فرآیندهای دامنه‌ای است که مسدودن شدن مسیر رودخانه‌ها و شکل‌گیری دریاچه‌های سدی را به دنبال دارد. زمین لغزش دلا، نمونه‌ای از این لغزش‌ها است که وقوع آن در مسیر شبکه زهکشی رودخانه شیمبار، شکل‌گیری دریاچه شیمبار را در پی داشت. مطالعات زمین باستان‌شناسی صورت گرفته در محدوده مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، مدل رقومی ارتفاع، تصاویر ماهواره ای و نرم افزار Arc GIS بر روی زمین لغزش و حوضهٔ دریاچه شیمبار منجر به شناخت دلایل وقوع زمین لغزش و تغییرات سه مرحله‌ای دریاچه گردید. این امر نهایتاً زمینهٔ بازسازی پالئوژئومورفولوژی زمین لغزش و دریاچهٔ سدی شیمبار را مهیا ساخت. نتایج نشان داد که عامل اصلی رخداد زمین لغزش دلا فرآیندهای تکتونیکی منطقه بوده و براساس شواهد باستان شناسی و زمان حفر کانال باستانی، زمان وقوع زمین لغزش قبل از ۲۰۰۰ سال پیش بوده است. هم چنین شکل گیری دریاچه شیمبار و تغییرات محدوده و عمق آن در ۳ مرحله، باعث تغییرات محیطی منطقه و مسدود شدن مسیر کوچ منطقه برای مدت طولانی شده است.

کلید واژگان: زمین لغزش، شیمبار، دریاچهٔ سدی لغزشی، تغییرات محیطی.

۱ - نویسنده مسئول: آدرس: لرستان- خرم آباد- دانشگاه لرستان- دانشکده ادبیات و علوم انسانی- گروه جغرافیا، ۰۹۱۶۳۹۸۸۷۲۳

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

مقدمه

زمین لغزش ها از مهم ترین مخاطرات زمینی در جهان هستند(سان وی و همکاران، ۲۰۱۲: ۳۰) که از پایین افتادن یا حرکت یکپارچه و اغلب سریع حجمی از مواد رسوبی در امتداد دامنه‌ها رخ می‌دهد. سرعت عملکرد و وسعت آن اغلب پدیده‌های دیدنی و فاجعه باری به وجود می آورد و ممکن است ده‌ها و صدها هزار متر مکعب سنگ و خاک را یکجا تحت تاثیر قرار دهد(ایزدی و انتظاری، ۱۳۹۲: ۳۳). زمین لغزش‌های بزرگ مقیاس مخصوصاً آن‌هایی که باعث سد کردن مسیر رودخانه‌ها می شوند، از خطرناک‌ترین پدیده‌های طبیعی در مناطق کوهستانی همه جای جهان هستند(ایوانز و همکاران[۲]، ۲۰۱۱: ۱). سدهای لغزشی هر دو ویژگی پیچیده و مرکب اشکال ژئومورفولوژی را دارند و اهمیت آنها در وجود موقت‌شان به عنوان رابط بین دامنه و کانال یا سیستم کف دره می‌باشد(کروپ[۳]، ۲۰۰۲: ۲۰۷). دریاچه‌های سدی ناشی از لغزش، پدیده ای نسبتاً مکرر در مناطق کوهستانی هستند که اغلب آن‌ها ناشناخته، ثبت نشده و دارای ویژگی‌های موقت می‌باشند، مخصوصا اگر مخزن آن‌ها دارای حجم محدودی باشد، سریع تخریب گردیده و یا با رسوبات پر می‌شوند(بونارد[۴]، ۲۰۱۱: ۱۰۱). سدهای لغزشی ممکن است به طور ناگهانی و غیرمنتظره تشکیل شوند. در مناطق بالادست سد لغزشی و با توجه به بخش سد شدهٔ رودخانه، آب مسدوده شده ممکن است تا چند کیلومتر گسترش یافته و در نتیجه باعث خسارت به فعالیت‌های انسانی و قطع خطوط ارتباطی شود(ارمنی و همکاران[۵]، ۲۰۰۶: ۴۵). با توجه به فراوانی سدها و دریاچه های سدی لغزشی در جهان و مخاطرات ناشی از آنها، ضرورت دارد که سدهای لغزشی شناسایی و نحوه شکل گیری آنها، تشکیل دریاچه ها، تغییرات آنها در طول زمان و تاثیر بر زندگی انسانها در راستای مشخص نمودن مناطق احتمالی شکل گیری سدهای لغزشی و مدیریت محیط بازسازی گردد.

به دلیل اهمیت رخداد زمین لغزش‌ها در مسیر رودخانه‌ها، تشکیل دریاچه‌های سدی و تغییرات محیطی و انسانی ناشی از آن، مطالعات مختلفی در این زمینه انجام شده است. نیکولیتی و پریس[۶](۲۰۰۲: ۲۰۳)، منشا، شکل و نحوه تکامل ۷ زمین لغزش سدی با منشاء زلزله‌های قدیمی در جنوب شرقی سیسیل ایتالیا را بررسی نموده‌اند. نتایج نشان داد که ۵ سد لغزشی کل دره را مسدود نموده و ۲ مورد دیگر از هر دو طرف دره تخریب شده اند. (شوستر[۷] (۲۰۰۶: ۵۹۱)، اثرات سدهای لغزشی را بر روی مورفولوژی دره‌های کوهستانی مطالعه و نتیجه گرفته است که سدهای لغزشی باعث تغییر شیب رودخانه ها، تغییر مورفولوژی رودخانه ها و مواد معدنی بالادست سد، انحراف کانال ها در سد و مجاور آن و تغییر کانال های پایین دست سد می شود. دانگ و همکاران[۸](۲۰۱۳: ۱)، رخداد زمین لغزش سدی دیرینه در جیشی جورج در قسمت بالایی رودخانه زرد در چین را مطالعه کرده و نتیجه گرفته‌اند که رخداد زمین لغزش‌های دیرینه و تشکیل دریاچه سدی در جیشی جورج احتمالاً در حدود ۸۱۰۰ سال قبل از میلاد رخ داده و دریاچه سدی نیز بین ۶۷۸۰ تا ۵۷۵۰ سال قبل از میلاد

[2]- Evans et al
[3]- Korup
[4] - Bonnard
[5] - Ermini et al
[6] - Nicoletti & Parise
[7] - Schuster
[8] - Dong et al

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

شکاف برداشته و تخلیه شده است. چن و همکاران[۹](۲۰۱۳: ۱۰۷) با بررسی رسوبات دریاچه سد لغزشی در بخش بالایی رودخانه جینشا[۱۰]در جنوب شرقی فلات تبت نتیجه گرفتند که عامل اصلی تشکیل دریاچه های سدی لغزشی، زلزله و گسل های فعال بوده است. هایگت و همکاران[۱۱] (۲۰۱۴: ۱)، بزرگ دیرینه زمین لغزش سدی در مسیر رودخانه یانگ تسه را مطالعه و ویژگی‌های مورفومتری و دلایل رخداد زمین لغزش را مشخص نموده است. زانگ و همکاران[۱۲](۲۰۱۵: ۷۴۵)، سن سنجی زمین لغزش‌های بزرگ سدی در قسمت بالایی رودخانه زرد در شمال شرق فلات تبت را بررسی نموده‌اند. نتایج نشان داد که رخداد زمین لغزش‌های بزرگ سدی باعث شکل‌گیری دریاچه‌های سدی در اوایل هولوسن شده‌اند. احتشامی معین آبادی و نصیری(۲۰۱۷: ۱) موقعیت ساختاری و ژئومتریکی سدهای لغزشی پایدار و ناپایدار البرز مرکزی در ارتباط با زلزله ها را بررسی نموده اند. در این تحقیق بر ارتباط گسل های فعال، دره های گسلی و شیب های ناپایدار که منجر به مسدود نمودن دره های گسلی به وسیله زمین لغزش می شوند، تاکید شده است. استفانلی و همکاران[۱۳](۲۰۱۸: ۵۰۷) تجزیه و تحلیل مورفولوژیکی و ویژگی های ۵۱ سد لغزشی در رشته کوههای کردیلرا بلانکا[۱۴] کشور پرو را بررسی نموده اند. نتایج تحقیق نشان داد که تنوع کم در برخی پارامترهای مورفومتریک، ناشی از تکتونیک و تاریخ یخبندان در منطقه بوده است. در کشور ایران با توجه به ناهمواری شدید مناطق کوهستانی، فعالیت زمین ساختی و لرزه خیزی زیاد، شرایط گوناگون زمین‌شناسی و اقلیمی، شرایط طبیعی برای ایجاد طیف گسترده‌ای از زمین لغزش‌ها فراهم است(شیرانی و همکاران، ۱۳۹۲: ۳). رخداد زمین لغزش‌ها در مسیر رودخانه‌ها در ایران به ویژه در مناطق کوهستانی باعث مسدودن شدن رودخانه و در نتیجه تشکیل سدهای لغزشی شده است. پادگانه‌های دریاچه‌ای در نتیجه تشکیل دریاچه‌های سدی در دره‌های کوهستانی در ایران در نقاط مختلفی مانند دره لاسم و لار در البرز مرکزی تشکیل شده‌اند(علایی طالقانی، ۱۳۸۸: ۱۲۸). در کوهستان‌های زاگرس رخداد زمین لغزش بزرگ کبیرکوه و تشکیل دریاچه‌های سیمره و جایدر، تشکیل دریاچه سدی شور از نمونه های دریاچه‌های سدی لغزشی می باشد(شعاعی، ۲۰۱۴: ۲۴۱۱، شرفی، ۱۳۹۶: ۵۱). دیگر مطالعات انجام شده در زمینه دریاچه های سدی لغزشی در ایران عبارتند از: احتشامی معین آبادی(۱۳۸۶)، تشکیل دریاچه ولشت در کمربند کوهستانی البرز را ناشی از رخداد زمین لغزش توسط زلزله‌های تاریخی و مسدود شدن دره ولشت دانسته‌اند. عباس نژاد(۱۳۹۱: ۴۱)، زمین لغزه جیرفت را عامل مسدود شدن مسیر رودخانه هلیل رود و شکل‌گیری یک دریاچه سدی موقت در پشت توده لغزشی دانسته است. یمانی و همکاران(۱۳۹۱: ۴۳)، زمین‌لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای را مورد بررسی قرار داده و نتیجه گرفتند که تکرار لغزش در مقیاس‌های متفاوت، موجب تشکیل دریاچه‌های سدّی در مسیر رودخانه‌های سیمره و کشکان شده است. مقصودی و همکاران(۱۳۹۴: ۱)، تشکیل دریاچه سدی جایدر و تاثیر آن بر شکل-گیری محوطه‌های باستانی از دوره فراپارینه سنگی تا اواخر دوران اسلامی را بررسی نموده اند. نتایج تحقیق

9- Chen et al
10 - Jinsha
11 - Higgitt et al
12 - Zhang et al
13 - Stefanelli et al
14 - Cordillera Blanca

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

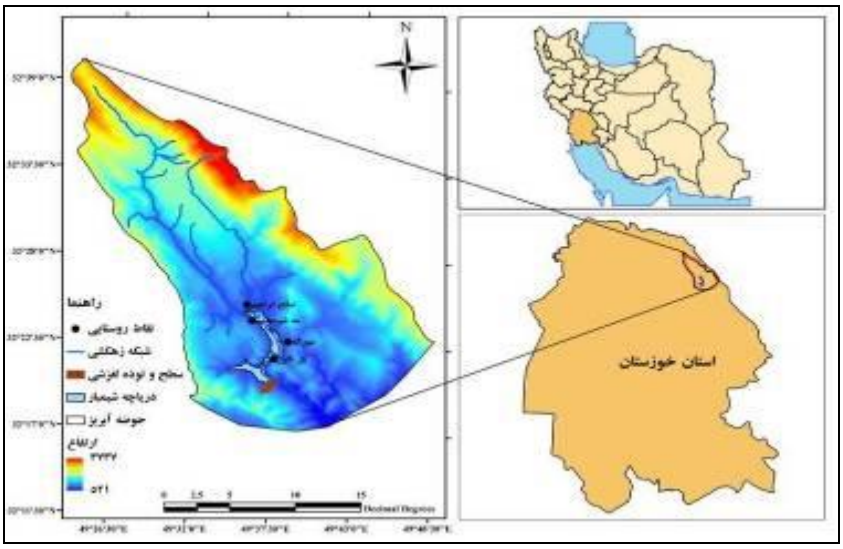
نشان داد که تغییر الگوی استقرار محوطه های باستانی از دوره فراپارینه سنگی تا دوره اسلامی تابع تغییرات دریاچه بوده اند. شرفی و همکاران(۱۳۹۴) با مقایسه وسعت و پایداری دریاچه های سدی سیمره و جایدر در مقایسه با دیگر دریاچه های سدی جهان نتیجه گرفتند که دریاچه سیمره وسیع ترین و دریاچه جایدر پایدارترین دریاچه های سدی جهان بوده اند. دریاچه شیمبار در شهرستان اندیکا (شمال‌شرق استان خوزستان)، از جمله دریاچه‌های سدی است که در پی رخداد زمین لغزش کوه دلا و مسدود شدن مسیر شبکه زهکش‌های منطقه، شکل گرفته است. این مقاله با هدف بازسازی دیرینه ژئومورفولوژی منطقه است که به بررسی دلایل رخداد زمین لغزش کوه دلا و مسدود کردن مسیر رودخانه شیمبار، تشکیل و تغییرات محدوده دریاچه در مراحل مختلف پرداخته است.

روش تحقیق

منطقه مورد مطالعه

دریاچه شیمبار با مختصات جغرافیایی "۱۵ '۳۷ °۴۹ طول شرقی و "۱۶ '۲۰ °۳۲ عرض شمالی در شمال شهرستان اندیکا و شمال‌شرق استان خوزستان در جنوب غربی ایران واقع شده است شکل (۱). این دریاچه با بیش از ۱۰ کیلومتر مربع مساحت در منطقه حفاظت شده شیمبار و در امتداد رشته کوه‌های زاگرس جای دارد. منطقهٔ کوهستانی شیمبار عمدتاً از سازندهای آهکی تشکیل یافته و بخش بسیار محدودی از آن را آبرفت پوشانده است. رخنمون آهکی آسماری در منطقه، دارای گسترش شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشد که از روند ساختمانی منطقه تبعیت می‌کند و با توجه به مقاومت آن، بلندی‌ها و ارتفاعات محدودهٔ مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. از نظر توپوگرافی محدودهٔدریاچه به وسیله ارتفاعات محصور شده و ارتفاع دریاچه حدود۸۳۰ متر از سطح آب‌های آزاد می‌باشد. دریاچه حاصل تجمع کلیه آب‌های سطحی رشته کوه‌های کینو، للر، تاراز و دامنه-های شمالی و شرقی منار و دلا که جزئی از حوضه آبخیز کارون است، می‌باشد. رژیم آبدهی دریاچه معمولاً از زهکش‌های منطقه و عمدتاً ناشی از ذوب برفها و منابع آب زیرزمینی می‌باشد. متوسط بارندگی سالیانه در حدود ۸۱۵ میلیمتر، متوسط درجه حرارت سالانه برابر ۲۰/۲۶ درجه سانتی‌گراد و متوسط تبخیر سالانه برابر ۲۵۲۳ میلیمتر می‌باشد.خروج آب دریاچه از محلی باستانی به نام کانال پل نگین صورت می‌گیرد و از طریق دره شلا به دریاچه سد کارون ۱ می‌ریزد. تنها راه دسترسی به دریاچه شیمبار مسیر ارتباطی اندیکا – شهرکرد(بازفت) است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]



شکل (۱). محدوده دریاچه شیمبار در شهرستان اندیکا استان خوزستان

در فروردین ماه ۱۳۹۴ هیئت باستان‌شناسی، که جهت شناسایی و ثبت آثار باستانی شهرستان اندیکا، مطالعه بر روی کانال باستانی پل نگین (تنها خروجی آب دریاچه شیمبار) را شروع کرده بودند، وقوع زمین لغزشی نسبتاً بزرگ در بخش جنوبی کانال را شناسایی کردند که کانال در ارتباط با رخداد زمین لغزش حفر گردیده بود(جوادی‌نیا، ۱۳۹۴). بررسی‌های میدانی، از مکان زمین لغزش و محدودهٔ اطراف دریاچه شیمبار، منجر به شناسایی زمین لغزشی گردید که دریاچه در نتیجه رخداد آن شکل گرفته بود. سپس موقعیت زمین لغزش، بالاترین و پایین‌ترین ارتفاع سطح و توده لغزشی وتغییرات سطح آب دریاچه براساس بقایای رسوبات دریاچه‌ای در محدودهٔ دریاچه با استفاده از دستگاه GPS ثبت گردید. در همین مرحله موقعیت کانال باستانی تخلیه آب دریاچه نیز بررسی و ثبت شد. در ادامه و با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، مدل رقومی ارتفاعی منطقه، تصاویر ماهواره ای و نرم افزار Arc GIS، محدوده زمین لغزش، توده لغزشی و محدوده دریاچه و تغییرات آن در ۳ مرحله بازسازی و نیمرخ عرضی آنها ترسیم گردید. سپس دلایل رخداد زمین لغزش با استفاده از بررسی گسل‌ها، سابقه لرزه خیزی و ویژگی‌های زمین‌شناسی مورد تحلیل قرار گرفت. بررسی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری زمین لغزش و دریاچه شیمبار از دیگر مطالعات صورت گرفته در این رابطه است که با استفاده از مطالعات میدانی، نقشه ها و تصاویر ماهواره ای انجام شد. در نهایت و پس از بازسازی و تحلیل دیرینه ژئومورفولوژی منطقه، تغییرات محیطی و انسانی ناشی از شکل گیری دریاچه و تغییرات سطح اساس آن بررسی و تحلیل گردید.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

نتایج

زمین لغزش دلا: علل و چگونگی وقوع آن

در کوهستان‌های زاگرس، زمین لغزش ها از فرآیندهای دامنه‌ای هستند که تناوب لایه‌های سخت و سست، شیب ساختمانی زیاد، نیروهای تکتونیکی و نیروی برشی آب از دلایل اصلی رخداد آنها به شمار می روند. در صورتی که لغزش‌ها در مسیر رودخانه‌ها رخ دهند، باعث مسدود شدن مسیر رودخانه و تشکیل دریاچه‌های سدی می‌شوند که نمونه این لغزش‌ها، وقوع زمین لغزش دلا در مسیر شبکه زهکشی رودخانه شیمبار است.

زمین لغزش دلا در دامنه‌های شمالی کوه دلا رخ داده است اشکال(۳ و ۲). عرض دره در بیشترین گسترش خود در محدوده دریاچه به ۲ کیلومتر و در کمترین وسعت به حدود ۱ کیلومتر می‌رسد شکل(۴). به دلیل محدود شدن شبکه زهکشی اصلی حوضه به وسیله ارتفاعات و عرض کم دره، تغییرات طولی و عرضی شبکه زهکشی در بالادست و پایین دست محل زمین لغزش دیده نمی‌شود. قبل از وقوع زمین لغزش، شبکه آب‌ها در پست‌ترین قسمت دره (۶۷۰ متر از سطح آب‌های آزاد) جریان داشته است. با توجه به شیب توپوگرافی و وجود ارتفاعات در اطراف محدوده، وقوع زمین لغزش باعث مسدود شدن مسیر دره و تشکیل دریاچه شیمبار در پشت توده لغزشی شده است.توده لغزشی دلا حاوی قطعه سنگ‌های خردشده سازند آسماری است که حالت توده‌ای داشته و هیچ نوع لایه‌بندی در آنها دیده نمی‌شود. سطح توده به وسیله پوشش جنگلی متراکم درختان بلوط پوشیده شده است.

شکل (۲). سطح لغزش، توده لغزشی و دریاچه سدی شیمبار

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

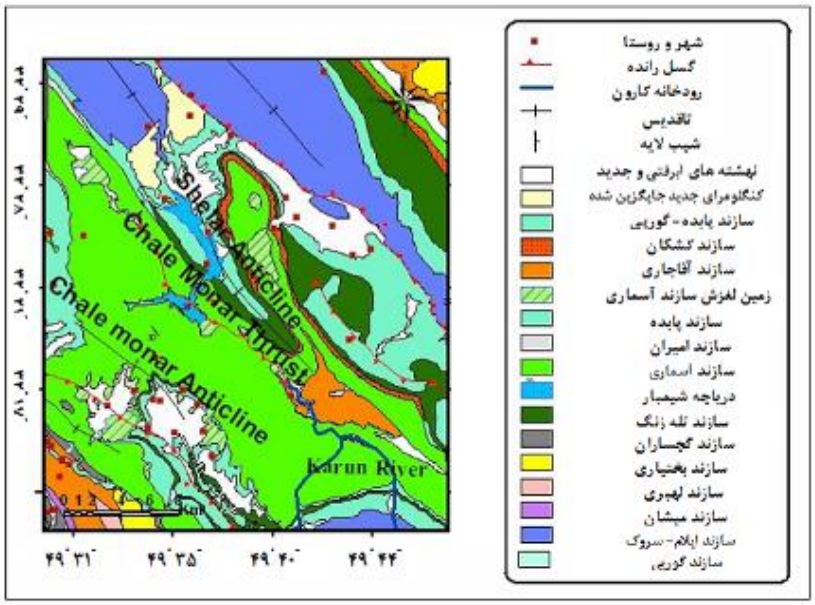
شکل (۳). دید ۳ بعدی از زمین لغزش دلا و دریاچه شیمبار

شکل (۴). محدوده حداکثر عرض دره در اطراف روستای مورگه

معمولاً در جاهایی که لایه سخت آهکی بر روی لایه سست نفوذناپذیر زیرین قرار گرفته باشد، با نفوذ آب به لایه زیرین حالت خمیری و لغزنده به خود گرفته و باعث ناپایداری لایه آهک بالایی می‌شود. در صورتی که شیب دامنه زیاد و آب در پای دامنه جریان داشته باشد، با بروز زلزله، دامنه به پایین فرو ریخته و باعث مسدود شدن مسیر رودخانه و تشکیل یک دریاچه سدی می‌شود. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ برگه کمستان، در محدوده زمین لغزش دلا دامنه‌ها از لایه‌های آهکی سازند آسماری تشکیل شده و سازند پابده-گورپی با لیتولوژی مارن خاکستری و شیل در اغلب نقاط در زیر سازند آسماری قرار گرفته و سنگ کف آن را تشکیل می‌دهد شکل (۵). بنابراین از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی محدوده، شرایط برای رخداد زمین لغزش کوه دلا مناسب بوده است. از طرف دیگر به دلیل وسعت کم حوضه زهکشی منتهی به زمین لغزش، دبی آب پایین و عمدتاً ناشی از آب های زیرزمینی وذوب برف بوده و در نتیجه نیروی برشی آب توانایی حفر و خالی کردن زیر دامنه‌ها را نداشته است. بنابراین عامل زیربری دامنه‌ها به وسیله نیروی برشی آب را نمی‌توان به عنوان عامل اصلی در رخداد زمین لغزش در نظر گرفت.

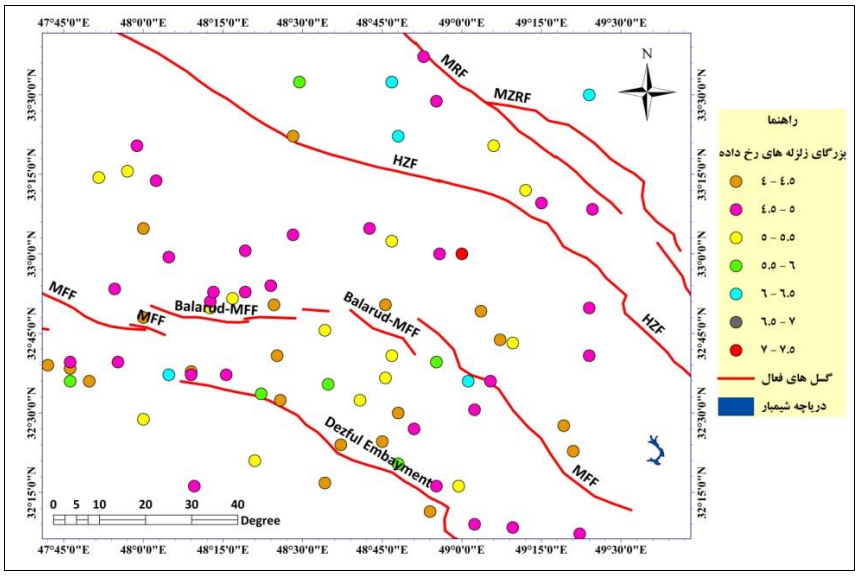
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

از دیدگاه زمین ساختی، محدوده وقوع زمین لغزش در زون لرزه زمین ساختی زاگرس با قابلیت بالای لرزه خیزی قرار داشته و به شدت تحت تاثیر فرآیندهای تکتونیکی قرار دارد. تاقدیس های شلار و چاله منار و ناودیس شلار از ساختارهای اصلی منطقه هستند. تاقدیس شلار با امتداد شمال غرب- جنوب شرق و محوری با طول ۲۳ کیلومتر، تاقدیسی برگشته است که به سمت جنوب شرق پلانژ دارد(صاحبدل و همکاران، ۱۳۸۷). تاقدیس چاله منار با روند شمال غرب- جنوب شرق و طول ۱۰ کیلومتر یک تاقدیس پلانژدار(میل به سمت شمال غرب) است که در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه قرار دارد. در امتداد محور تاقدیس چاله منار سازندهای آسماری، تله زنگ، پابده- گورپی و نهشته های کواترنری رخنمون دارد. ناودیس شلار در بخش شرقی تاقدیس شلار قرار دارد و سازند آسماری پوشش سطحی آن را تشکیل می دهد. شیب یال غربی این ناودیس حدود ۵۰ درجه است و زمین لغزش در سطح قابل توجهی در آن رخ داده است(حمیدی زاده و همکاران، ۱۳۹۱: ۳۲). وقوع زلزله‌های تاریخی در زاگرس و به ویژه در محدوده رخداد زمین لغزش(زلزله ۱۹۲۹ میلادی با قدرت ۶/۳ ریشتر در ایذه - اندیکا)، عبور گسل اصلی پیشانی کوه‌های زاگرس از محدوده اطراف زمین لغزش، وجود گسل های فعال در محدوده اطراف دریاچه، وجود عوارض ساختمانی متعددی مانندچین خوردگی،گسل‌های تراستی و شکستگی و هم چنین عبور گسل تراستی و طولی چاله منار با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق به طول ۱۶ کیلومتر و شیبی به سمت شمال شرق از محدوده دریاچه سدی ناشی از زمین لغزش، بیانگر فعال بودن فرآیندهای تکتونیکی و رخداد زلزله در این محدوده می‌باشد شکل (۶). همچنین دامنه‌های با شیب زیاد و قابل انحلال سنگ‌های آهکی و توسعه درز و شکاف‌ها در کوه دلا به عنوان یک منطقه کارستی، باعث مساعد شدن شرایط وقوع زمین لغزش شده است. بنابراین عامل اصلی وقوع زمین لغزش دلا را می‌توان فرآیندهای تکتونیکی در محدوده زمین لغزش و اطراف آن، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، توسعه درز و شکاف در لایه‌های آهکی و شیب زیاد دامنه‌ها دانست.



شکل (۵). نقشه زمین شناسی محدوده زمین لغزش دلا و دریاچه شیمبار

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

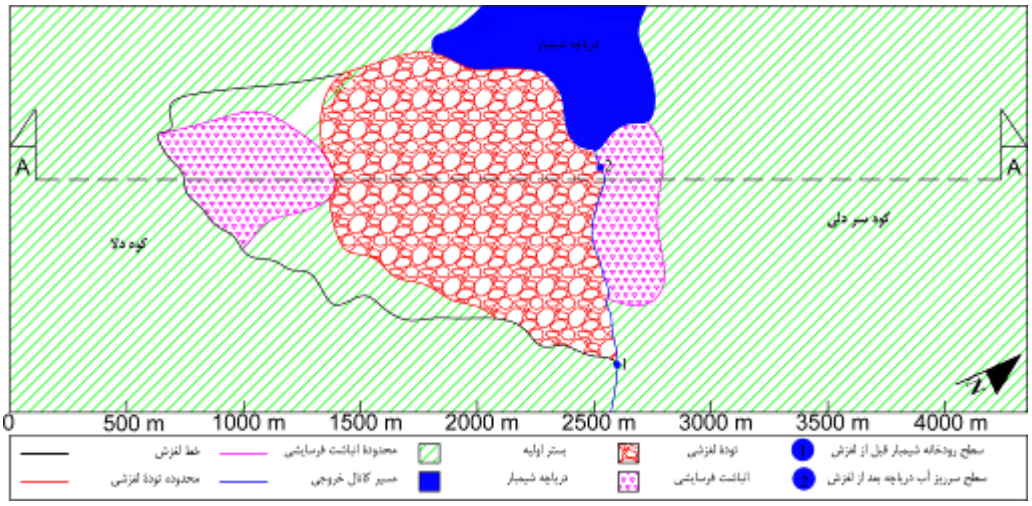


شکل (۶). گسل های فعال و زلزله های با بزرگای بیشتر از ۴ ریشتر در محدوده دریاچه شیمبار و اطراف آن(حسامی و جمالی، ۲۰۰۶، زارع و همکاران، ۲۰۱۴).

دیرینه مورفومتری زمین لغزش دلا

در بررسی‌های مورفومتری یکی از پارامترهای قابل اندازه‌گیری یک شکل هندسی مانند طول، عرض، ارتفاع، مساحت، حجم و ... جهت تعیین ویژگی‌های کمی فرم‌های طبیعی استفاده می‌شود که این پارامترها در زیر جهت بازسازی ویژگی‌های دیرینه مورفومتری زمین لغزش دلا مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

طول واریزه‌های لغزشی به صورت خط مستقیم حدود ۱/۱ کیلومتر و به طور متقاطع و در امتداد سطح ناهموار لغزشی ۲/۶ کیلومتر می‌باشد. حداکثر عرض سطح زمین لغزش به صورت یک خط مستقیم ۱/۱ کیلومتر و مساحت آن ۰/۷ کیلومتر مربع است شکل (۷).



شکل (۷). پلان سطح و توده لغزشی دلا

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

مساحت توده لغزش ۱/۱ کیلومتر مربع، حداکثر ضخامت رسوبات لغزشی ۲۶۰ متر، حداکثر طول توده لغزشی ۱/۸ کیلومتر و حداکثر عرض توده لغزشی ۱ کیلومتر است(شکل ۸). بالاترین سطح توده لغزشی ۹۳۰ متر، پایین‌ترین سطح توده لغزشی ۶۷۰ متر و ارتفاع توده لغزشی ۲۶۰ متر می‌باشد.

برای به دست آوردن حجم توده لغزشی با توجه به شکل بیضی مانند آن، از رابطه(۱) استفاده شده است.

$$V = \frac{4}{3}\pi abc$$ رابطه(۱)

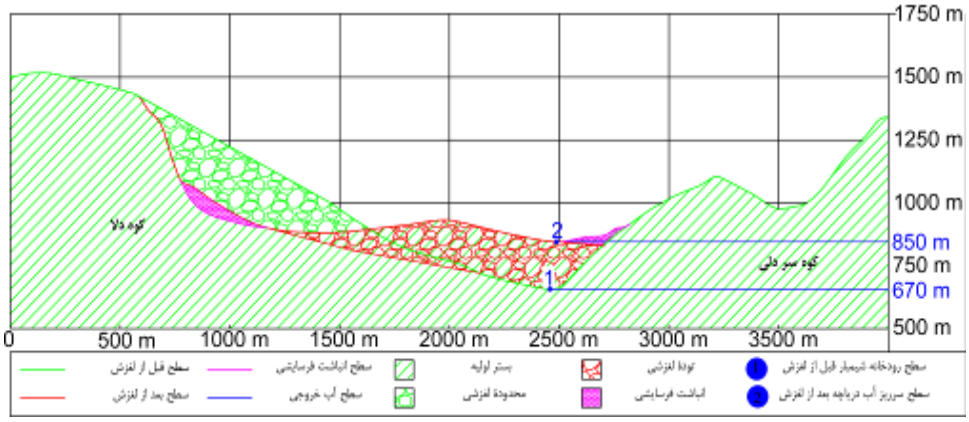
a: ۱۸۰۰ متر(طول توده لغزشی)

b: ۱۰۰۰ متر(عرض توده لغزشی)

c: ۲۶۰ متر(ارتفاع توده لغزشی)

حجم توده لغزشی =۱/۳ × ۳/۱۴ × ۱۸۰۰ × ۱۰۰۰ ×۲۶۰= ۱۹۱۰۳۷۶۰۰۰

همچنین بررسی میزان جابجایی سطح لغزشی نشان می‌دهد که ارتفاع سقوط حدود ۱۴۳۰ متر و حداکثر طول‌پرتاب واریزه ۲/۲ کیلومتر است.



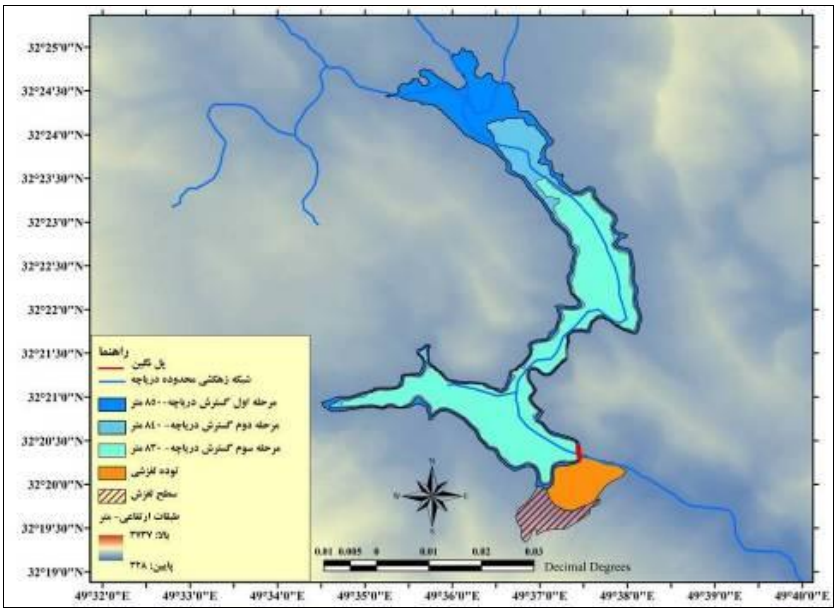
شکل (۸). نیمرخ عرضی سطح و توده لغزشی دلا

شکل‌گیری دریاچه شیمبار و تغییرات وسعت دریاچه

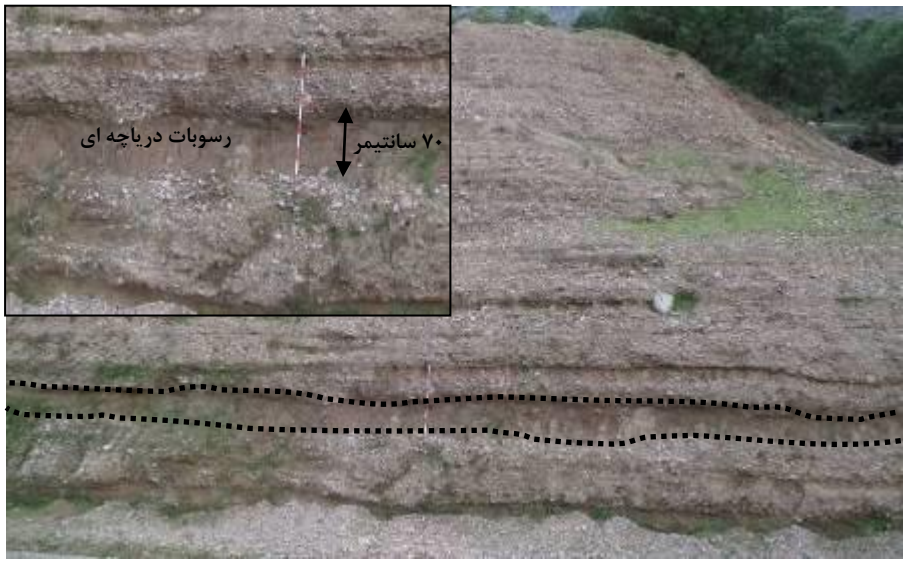
دریاچه شیمبار از نوع دریاچه های سدی لغزشی است که در نتیجه وقوع زمین لغزش دلا و مسدود شدن مسیر شبکه زهکشی رودخانه شیمبار تشکیل شده است. براساس بررسی‌های میدانی و ثبت ارتفاع رسوبات در نقاط مختلف محدودهٔ دریاچه و نیز سطح سرریز آب دریاچه از روی تودهٔ لغزشی، منحنی تراز ۸۵۰ متر به عنوان بالاترین حد گسترش دریاچه در هنگام شکل‌گیری (مرحله اول) در نظر گرفته شده است شکل(۹). در این مرحله بیشترین عمق دریاچه در شمال تودهٔ لغزشی، با توجه به بستر اولیه رودخانه شیمبار قبل از لغزش (ارتفاع ۶۷۰ متری) و بدون در نظر گرفتن رسوبات حدود ۱۸۰ متر بوده است. در همین مرحله است که رسوبات به بیشترین حد ارتفاعی خود یعنی منحنی تراز ۸۴۷ متر که حدود ۳ متر پایین‌تر از سطح آب دریاچه است، می رسد. ارتفاع رسوبات در این مرحله با توجه به بستر اولیه رودخانه شیمبار قبل از لغزش (ارتفاع ۶۷۰ متری)، حدود ۱۷۷ متر است. عرض کم درهٔ و وجود سازند مارنی پابده-گورپی در حوضهٔ شیمبار مهمترین علل

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

شکل گیری پادگانه‌های رسوبی با این ارتفاع است شکل(۱۰). وسعت دریاچه در این مرحله حدود ۱۱ کیلومتر مربع بوده است.



شکل (۹). تغییرات محدوده دریاچه در ۳ دوره زمانی



شکل (۱۰). بقایای رسوبات دریاچه ای با ضخامت ۷۰ سانتیمتر در دیواره رسوبی ساحل راست دریاچه شیمبار

با سر ریز شدن آب دریاچه و خروج مداوم آب از روی توده لغزشی، به مرور سطح توده‌بریده و شسته شده، در نتیجه ارتفاع آب دریاچه به همان میزان پایین آمده است شکل(۱۱). در این مرحله (مرحله دوم) ارتفاع سطح آب دریاچه به حدود ۸۴۰ متر، یعنی ۱۰ متر پایین‌تر از مرحله اول می‌رسد. متعاقب پایین‌رفتن سطح دریاچه،

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

حدود ۷ متر از ارتفاع پادگانه‌های رسوبی کاسته و احتمالاً سطح رسوبات و آب دریاچه هم‌تراز می‌شوند. از بین رفتن رسوبات به دلیل شسته شدن آن‌ها و خروج از محدودهٔ دریاچه بوده است. در این مرحله سطح آب دریاچه طی مدت زمانی طولانی ثابت می‌ماند. علت این امر وجود بستر صخره‌ای عظیمی است که در زیر تودهٔ لغزشی قرار گرفته و مانع از ادامهٔ فرسایش و پایین رفتن سطح آب دریاچه می‌شود. احتمالاً ثبات بلند مدت تراز ارتفاعی آب دریاچه و سطحی بودن رسوبات در این مرحله، عامل اصلی رشد و نمو گونه‌های گیاهی و گسترش آن در محدودهٔ دریاچه است. وسعت دریاچه در این مرحله به حدود ۸ کیلومتر مربع بوده است.

شکل (۱۱). موقعیت کانال باستانی و محل سرریزآب از سطح توده لغزشی

مقارن بودن زمان ذوب برف‌ها و درنتیجه افزایش سطح آب دریاچه با زمان کوچ عشایر از محدودهٔ پل نگین یا همان سطح توده لغزشی، به عنوان تنها مسیر تردد، مشکلاتی را برای عبور و مرور کوچ‌روهای باستان به وجود می‌آورد. آن‌ها تصمیم به احداث پلی بر روی خروجی دریاچه می‌گیرند. گویا احداث پل ناممکن یا به مشکل بر می‌خورد. از این‌رو کوچ‌روها تصمیم بر آن می‌گیرند تا با حفر کانالی کم عرض، سطح آب دریاچه را پایین آورده و امکان احداث پل را فراهم آورند. حفر کانالی با میانگین عرض ۲ متر و عمقی حدود ۱۲ متر که با قرار دادن سنگ‌های بزرگ بر روی برخی قسمت‌های آن اقدام به احداث پل کرده‌اند، زمینه برای تردد کوچ‌روان مهیا می‌گردد. این کانال با مقطعی کله قندی در بخش‌های پایینی عریض‌تر از قسمت‌های فوقانی آن است. با توجه به کتیبه که در نزدیکی این کانال قرار دارد به نظر زمان حفر آن بین سده‌های دوم – سوم قبل از میلاد تا سده‌های دوم – سوم بعد از میلاد بوده است. احتمالاً این کانال به مرور و طی چند مرحله ایجاد شده است شکل(۱۲). احداث کانال، مرحله‌ای جدید (مرحلهٔ سوم) از تغییرات را به دریاچه تحمیل می‌کند. در این مرحله

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

کف کانال در ارتفاع ۸۲۸ متری و سطح دریاچه در ارتفاع ۸۳۰ متر یعنی ۲ متر بالاتر از کف کانال قرار می-گیرد. علت این امر اختلاف ارتفاع ناشی از وجود سنگ‌هایی به ارتفاع ۲ متر در حد فاصل کانال و دریاچه است که به مانند سدی عمل کرده و مانع از کاهش ارتفاع سطح دریاچه و هم‌تراز شدن آن با کف کانال می‌شود.

شکل (۱۲). نمای داخلی کانال باستانی پل نگین

کاهش سطح آب دریاچه، سبب کاهش و شستشوی سطح رسوبات دریاچه‌ای تا ارتفاع ۸۳۰ متر می‌شود. شواهدی چند از وجود طغیان‌ها و ناپایداری سطح آب دریاچه در این مرحله در دست است. احتمالاً مسدود شدن ورودی کانال پل نگین با توجه به وجود سنگ‌های بزرگ اطراف آن و یا پوشش متراکم درختان سطح دریاچه، عامل اصلی این ناپایداری است. وجود انباشت رسوبی درون یک گوردخمهٔ باستانی،که یقیناً تاریخ ساخت آن بعد از احداث کانال پل نگین است و در ۲۰۰ متری شمال‌غرب ورودی کانال، همجوار با حاشیهٔ دریاچه در ارتفاع حدود۴ متری از سطح دریاچه (۸۳۴ متر از سطح آب‌های آزاد) قرار دارد، دلیلی بر اثبات ناپایداری و عدم ثبات سطح آب دریاچه از زمان احداث کانال تاکنون است.

نتیجه گیری

زمین لغزش کوه دلا، نمونه‌ای از لغزش‌های مناطق کوهستانی زاگرس است که وقوع آن در مسیر شبکه زهکشی رودخانه شیمبار، شکل‌گیری دریاچه سدی شیمبار را در پی داشت. عبور گسل های فعال، رخداد زلزله های تاریخی با بزرگای بیش از ۴ ریشتر، تناوب لایه های سخت و سست و هم چنین مطالعات انجام شده در محدوده مورد مطالعه نشان دادکه فرآیندهای تکتونیکی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی از مهمترین دلایل رخداد این لغزش می باشند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

پیامد رخداد زمین لغزش دلا، مسدود شدن مسیر رودخانهٔ و تشکیل دریاچه شیمبار است. از زمان تشکیل دریاچه تاکنون، سه مرحله تغییر و ناپایداری در محدوده دریاچه قابل بازسازی است. شواهد و مدارک موجود، به وقوع پیوستن تغییرات جزئی و کوتاه مدت دیگری را در حد فاصل این ۳ مرحله اصلی به اثبات می‌رساند.

در مرحله اول پس از مسدود شدن مسیر شبکه زهکشی به وسیله توده لغزشی، آب در پشت توده لغزشی سد شده و دریاچه شیمبار تشکیل می‌شود. در این مرحله آب تا ارتفاع ۸۵۰ متری از سطح آب‌های آزاد بالا می‌آید و وسعت دریاچه به ۱۱ کیلومتر مربع می‌رسد. از آنجا که کمترین ارتفاع توده لغزشی در سمت شمال توده، حدود ۸۵۰ متر می‌باشد، آب از این بخش سرریز کرده و جریان می‌یابد.

با سرریز شدن آب از سطح تودهٔ لغزشی، مرحلهٔ دوم تغییرات و ناپایداری در سطح دریاچه به وقوع می‌پیوندد. در این مرحله تداوم جریان سرریز آب دریاچه آنقدر ادامه می‌یابد که سبب آب شستگی حدود ۱۰ متر از ارتفاع سطح تودهٔ لغزشی می‌شود. در این مرحله تماس آب‌های خروجی با بستر صخره‌ای عظیمی در زیر تودهٔ لغزشی، مانع از ادامهٔ فرسایش و پایین رفتن سطح آب دریاچه می‌شود و دریاچه طی یک دورهٔ بلند مدت در همین سطح (تراز ارتفاعی ۸۴۰ متر) باقی می‌ماند وسعت آن به حدود ۸ کیلومتر مربع می‌رسد. تراز ارتفاعی آب دریاچه و سطحی بودن رسوبات در این مرحله، عامل اصلی رشد و نمو گونه‌های گیاهی و گسترش آن در محدودهٔ دریاچه است.

با کاهش تدریجی سطح آب دریاچه به عمق ۱۰ متر در مرحله دوم و رسیدن به تراز ارتفاعی ۸۴۰ متر، امکان عبور و مرور از تنها مسیر کوچ منطقه ناممکن می‌گردد. در این مرحله کوچ‌روها جهت باز نمودن مسیر کوچ و عدم توانایی در احداث پل، اقدام به حفر کانالی به عمق ۱۰ – ۱۲ متر و میانگین عرض ۲ متر در صخرهٔ آهکی شمال توده لغزشی می‌کنند که مانع از ادامهٔ آب شستگی و فروکش کردن سطح دریاچه می‌شود. احداث کانال مرحلهٔ سوم تغییرات دریاچه را در پی دارد. با پایین رفتن سطح آب دریاچه، مسیر کوچ برای تردد باز می‌گردد. سطح کانال در ارتفاع حدود ۸۲۸ متری یعنی حدود ۲ متر پایین‌تر از سطح تراز فعلی آب دریاچه قرار دارد. به نظر می‌رسد حفر کانال در ارتفاع پایین‌تر از سطح فعلی دریاچه با هدف تخلیه کامل آب دریاچه و پیش بینی احتمال افزایش دوباره سطح آب بوده است. زیرا افزایش دوباره سطح آب می‌توانسته مسیر کوچ را مسدود نماید. از طرف دیگر این احتمال وجود دارد که در دورهٔ زمانی حفر کانال، خشکسالی شدیدی رخ داده و باعث خشک شدن دریاچه برای یک مقطع زمانی شده، بنابراین کانال در سطح پایین‌ترین از سطح دریاچه حفر شده است. هم چنین در این مرحله به دلیل کاهش دبی و در نتیجه کاهش بار رسوبی حوضه منتهی به دریاچه پادگانه‌ای شکل نگرفته است. وجود تعدادی سنگ بزرگ به ارتفاع ۲ متر در حد فاصل کانال و دریاچه به مانند سدی عمل می‌کند و مانع از کاهش ارتفاع سطح دریاچه و هم‌تراز شدن آن با کف کانال می‌شود. وسعت دریاچه در این مرحله کاهش یافته و به ۶ کیلومتر مربع می‌رسد.

احتمالاً مسدود شدن ورودی کانال پل نگین با توجه به وجود سنگ‌های بزرگ اطراف آن و یا پوشش متراکم درختان سطح دریاچه، عامل اصلی نوسانات سطح دریاچه بوده است. وجود انباشت رسوبی درون یک گوردخمهٔ باستانی، که یقیناً تاریخ ساخت آن بعد از احداث کانال پل نگین است و در ۲۰۰ متری شمال‌غرب ورودی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

کانال، همجوار با حاشیهٔ دریاچه و در ارتفاع ۳ متری از سطح دریاچه (۸۳۳ متر از سطح آب‌های آزاد) قرار دارد، دلیلی بر اثبات ناپایداری و عدم ثبات سطح آب دریاچه از زمان احداث کانال تاکنون است.

منابع

احتشامی معین آبادی، محسن، (۱۳۸۶)، دریاچه ولشت، **سد لغزشی ایجاد شده به وسیله زلزله های تاریخی، رشته کوه‌های البرز، شمال ایران**، پنجمین کنفرانس بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

ایزدی، زهرا، انتظاری، مژگان، (۱۳۹۲)، **زمین لغزش های ایران، معرفی، عوامل و مدیریت**، آموزش رشد جغرافیا، ۲۷ (۴): ۳۲-۳۷.

جوادی‌نیا، زهرا، (۱۳۹۴)، **گزارش بررسی و شناسایی آثار تاریخی و تدوین پرونده‌های ثبتی شهرستان اندیکا (پروندهٔ ثبتی کانال و آسیاب آبی پل نگین)**، مرکز اسناد سازمان میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری استان خوزستان، (منتشر نشده).

حمیدی زاده، فروغ، کلانتری، نصرالله، کشاورزی، محمدرضا، چرچی، عباس، (۱۳۹۱)، **بررسی هیدروژئولوژیکی و زمین ساختی چشمه دره اناری در منطقه کارستی شیرین بهار استان خوزستان**، تحقیقات منابع آب ایران، ۱ (۸)، ۳۰-۴۲.

شرفی، سیامک، صادقی راد، مسعود، بهرامی، زینب، (۱۳۹۶)، **شناسایی شواهد ژئومورفیک تشکیل دریاچه سد لغزشی شور در استان خوزستان**، فصلنامه کواترنری ایران، ۳ (۹)، ۵۱-۶۸.

شرفی، سیامک، مقصودی، مهران، صادقی راد، مسعود، (۱۳۹۴)، **رخداد زمین لغزش سیمره و شکل گیری وسیع ترین و پایدارترین دریاچه های سدی دنیا در زاگرس مرکزی**، دومین همایش ملی انجمن کواترنری ایران دانشگاه اصفهان.

شیرانی، کوروش، سیف، عبدالله، نصر، احمد، (۱۳۹۲)، **بررسی عوامل مؤثر بر حرکات توده ای بر پایه تهیه نقشه های پهنه بندی خطر زمین لغزش(مطالعه موردی: ارتفاعات دنای زاگرس)**، پژوهش های علوم زمین، ۲۳ (۸۹): ۱۰-۳.

صاحبدل، مهدی، کلانتری، نصرالله، حمیدی زاده، فروغ، کشاورزی، محمدرضا، (۱۳۸۷)، **بررسی ارتباط بین نوع شکستگی ها و رفتار هیدرولیکی سنگ مخزن چشمه های کارستی منطقه شیمبار، شمال شرق استان خوزستان**، مجموعه مقالات دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۲۸۱-۲۷۵.

عباس نژاد، احمد، (۱۳۹۱)، **زمین لغزه عظیم جیرفت: معرفی، نشانه ها و ویژگی ها**، مجله علوم زمین، ۲۱ (۸۳): ۴۸-۴۱.

علایی طالقانی، محمود، (۱۳۸۸)، **ژئومورفولوژی ایران**، تهران، انتشارات قومس.

مقصودی، مهران، شرفی، سیامک، یمانی، مجتبی، مقدم، عباس، زمانزاده، سید محمد، (۱۳۹۳)، **تغییرات محیطی بعد از رخداد زمین لغزش کبیرکوه و تاثیر آن در شکل‌گیری محوطه‌های باستانی محدودهٔ دریاچهٔ جایدر**، فصلنامه کواترنری ایران، ۱ (۱): ۱-۱۴.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]

[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]

یمانی، مجتبی، گورابی، ابوالقاسم، عظیمی‌راد، صمد، (۱۳۹۱)، **زمین‌لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای**، پژوهش‌های جغرافیا طبیعی، ۴۴ (۳): ۴۳ – ۶۰.

Bonnard, C. 2011. **Technical and human aspects of historic rockslide-dammed lakes and landslide dam breaches**, In Natural and artificial rockslide dams (pp. 101-122). Springer, Berlin, Heidelberg.

Chen, J., Dai, F., Lv, T., & Cui, Z. 2013. **Holocene landslide-dammed lake deposits in the Upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau and their ages**, Quaternary international, **298**: 107-113.

Dong, G., Zhang, F., Ma, M., Fan, Y., Zhang, J., Wang, Z., & Chen, F. 2014. **Ancient landslide-dam events in the Jishi Gorge, upper Yellow River valley, China**, Quaternary Research, **81(3)**: 445-451.

Ehteshami-Moinabadi, M., & Nasiri, S. 2017. **Geometrical and structural setting of landslide dams of the Central Alborz: a link between earthquakes and landslide damming**, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 1-20.

Ermini, L., Casagli, N., & Farina, P. 2006. **Landslide dams: analysis of case histories and new perspectives from the application of remote sensing monitoring techniques to hazard and risk assessment**, Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **1**: 45-52.

Evans, S. G., Delaney, K. B., Hermanns, R. L., Strom, A., & Scarascia-Mugnozza, G. 2011. **The formation and behaviour of natural and artificial rockslide dams; implications for engineering performance and hazard management**, In Natural and artificial rockslide dams (pp. 1-75). Springer, Berlin, Heidelberg

He, S., Pan, P., Dai, L., Wang, H., & Liu, J. 2012. **Application of kernel-based Fisher discriminant analysis to map landslide susceptibility in the Qinggan River delta, Three Gorges, China**, Geomorphology, **171**: 30-41.

Hessami, K., & Jamali, F. 2006. **Explanatory notes to the map of major active faults of Iran**, Journal of Seismology and Earthquake Engineering, **8(1)**: 1-11.

Higgitt, D. L., Zhang, X., Liu, W., Tang, Q., He, X., & Ferrant, S. 2014. **Giant palaeo-landslide dammed the Yangtze River**, Geoscience Letters, **1(1)**: 6.

Korup, O. 2002. **Recent research on landslide dams-a literature review with special attention to New Zealand**, Progress in Physical Geography, **26(2)**: 206-235.

Nicoletti, P. G., & Parise, M. 2002. **Seven landslide dams of old seismic origin in southeastern Sicily (Italy)**, Geomorphology, **46(3-4)**: 203-222.

Schuster, R. L. 2006. **Impacts of landslide dams on mountain valley morphology**, In Landslides from massive rock slope failure (pp. 591-616). Springer, Dordrecht.

Shoaei, Z. 2014. **Mechanism of the giant Seimareh Landslide, Iran, and the longevity of its landslide dams**, Environmental earth sciences, **72(7)**: 2411-2422.

Stefanelli, C. T., Vilímek, V., Emmer, A., & Catani, F. 2018. **Morphological analysis and features of the landslide dams in the Cordillera Blanca, Peru**, Landslides, **15(3)**: 507-521.

Zare, M., Amini, H., Yazdi, P., Sesetyan, K., Demircioglu, M. B., Kalafat, D. & Tsereteli, N. 2014. **Recent developments of the Middle East catalog**, Journal of seismology, **18(4)**: 749-772.

Zhang, Y., Huang, C. C., Pang, J., Zhou, Y., Shang, R., Zhou, Q. & Hu, G. 2015. **OSL dating of the massive landslide-damming event in the Jishixia Gorge, on the upper Yellow River, NE Tibetan Plateau**, The Holocene, **25(5)**: 745-757.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1399.20.56.10.1]
[DOI: 10.29252/jgs.20.56.177]