

## شناسایی شواهد ژئومورفیکی تشکیل دریاچه سد لغزشی شور در استان خوزستان

سیامک شرفی\*؛ استادیار، گروه جغرافیا، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

مسعود صادقی‌راد؛ کارشناسی‌ارشد، اداره کل میراث فرهنگی، صنایع دستی و گردشگری خوزستان، خوزستان، ایران

زینب بهرامی؛ کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۰/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۱۰

### چکیده

در صورتی که محل وقوع زمین لغزش‌ها در مسیر شبکه‌های زهکشی و جریان رودخانه‌ها باشد، باعث مسدود شدن مسیر جریان آب و تشکیل دریاچه‌های سدی می‌شود. دریاچه سدی شور در اثر رخدادهای زمین لغزش کوه سه تنان و مسدود کردن جریان رودخانه شور در دره دوزویل شهرستان لالی در استان خوزستان شکل گرفته است. هدف از این تحقیق، بررسی ارتباط رخدادهای زمین لغزش و شکل‌گیری دریاچه و بازسازی وسعت و ویژگی‌های مورفومتری دریاچه است. با استفاده از مطالعات میدانی گسترده، نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی و نرم‌افزار Arc GIS، شواهد ناشی از رخدادهای زمین لغزش و تشکیل دریاچه سدی شور بازسازی شد. سپس، با استفاده از ارتفاع پادگانه‌ها و موقعیت آن‌ها نسبت به بستر فعلی رودخانه، محدوده هر پادگانه مشخص و روی نقشه انتقال داده شد. در ادامه، ویژگی‌های مورفومتری دریاچه بر اساس مطالعات میدانی، مقاطع طولی و عرضی، ویژگی‌های رسوب‌شناسی و شواهد باستان‌شناسی تجزیه و تحلیل شد. نتایج نشان داد به دلیل عرض کم دره و بزرگی قطعات لغزشی به صورت بلوک‌های سنگی، دره دوزویل مسدود و دریاچه شور با وسعت ۴ کیلومترمربع در پشت آن شکل گرفته است. بر اساس بقایای رسوبی پادگانه‌های دریاچه‌ای و ویژگی‌های رسوب‌شناسی، رخدادهای زمین لغزش در یک مرحله و دریاچه شور در نتیجه تخلیه تدریجی در سه مرحله شکل گرفته است. هم‌زمان با تشکیل دریاچه شور در مرحله اول، دریاچه دیگری در مسیر رودخانه فرعی ساروند شکل گرفت که وجود پادگانه‌ای هم‌تراز با پادگانه اولیه دریاچه شور دلیلی بر این ادعا است.

کلیدواژه‌ها: پادگانه‌های دریاچه‌ای، پل باستانی، دره دوزویل، دریاچه سدی شور.

### مقدمه

زمین لغزش‌ها یکی از عمده‌ترین مخاطرات زمین‌شناسی در بسیاری از مناطق جهان و عامل مخرب‌ترین بلایای طبیعی است (ایوانز و همکاران، ۲۰۰۶). لغزش‌های سنگی بزرگ مقیاس به صورت جریان‌های دانه‌ای سریع جابه‌جا می‌شود و دامنه‌های کوهستان‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (اشنایدر و همکاران، ۲۰۰۴). پدیده لغزش در رسوبات ریزدانه، سست و شکل‌پذیر مانند رس و مارن از فرایندهای ژئومورفیکی رایج در کوهستان‌های آسیای مرکزی است. زمین لغزش‌ها باعث ایجاد سدهای لغزشی، تشکیل دریاچه و بعدها شکست و فرایندهای بعدی می‌شود که سلسله‌وار و زنجیره‌ای با هم در ارتباطند (اشنایدر و همکاران، ۲۰۱۳).

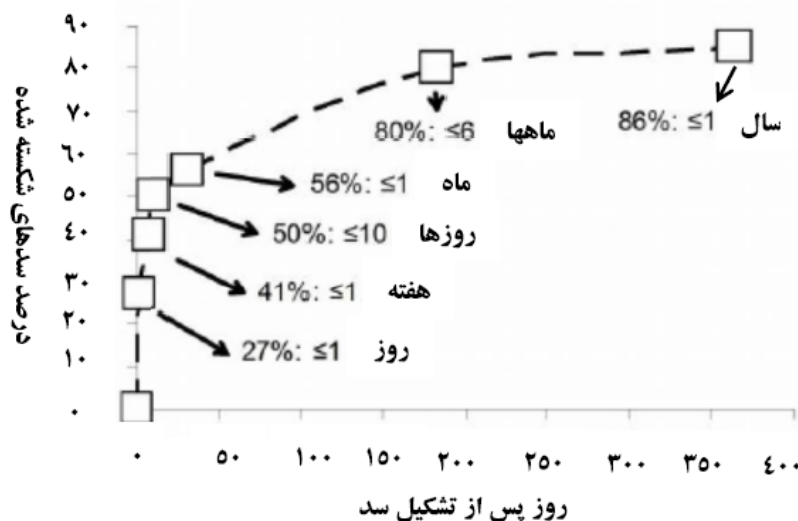
تقریباً در تمامی محیط‌های فیزیکی-گرافیکی از دره‌های باریک و عمیق تا دره‌های وسیع آبرفتی، رخدادهای زمین لغزش در مسیر جریان آب رودخانه‌ها سدهای طبیعی ایجاد می‌کند (نیکولتی و پریس، ۲۰۰۲). سدهای لغزشی یکی از انواع سدهای طبیعی و نتیجه انسداد طبیعی جریان‌های رودخانه‌ای بر اثر حرکات توده‌ای دامنه کوه است (کوستا و

شوستر، ۱۹۸۸). به طور کلی، سدهای لغزشی در دیواره‌های پرشیب و دره‌های باریک بسیار رایج است، زیرا این نقاط معمولاً قابلیت لغزشی زیادی دارد و به آسانی حتی با توده رسوبات نسبتاً کوچک مسدود می‌شود (نیکولتی و پریس، ۲۰۰۲). این نوع سدها انواع مختلفی از خطرات را به وجود می‌آورد که معمولاً سیلاب‌های طغیانی فاجعه‌آمیز یا نهشته‌های پایین دست جریان رودخانه در پی شکستن سریع سد، از این دسته مخاطرات است.

عوامل مؤثر در ایجاد سدهای لغزشی عبارت است از شکل دره در ارتباط با هندسه و حجم واریزه، ویژگی‌های واریزه لغزشی و دبی رودخانه. احتمال تشکیل سد کامل به عرض دره، اندازه دانه‌ها و رسوبات، شدت لغزش، حجم مواد جابه‌جا شده، تنش برشی و ظرفیت انتقال جریان بستگی دارد (یمانی و همکاران، ۱۳۹۱). اندازه، شکل و طول عمر سدها به نوع زمین لغزش، مواد و اندازه، و رابطه بین این دو، همچنین به ویژگی‌های برش عرضی دره در مکان سدشدگی و رژیم هیدرولوژیکی بستگی دارد (اسوانسن و همکاران، ۱۹۸۵).

نتایج بررسی‌های انجام شده در مورد انواع زمین لغزش‌های تشکیل دهنده سدهای طبیعی، نشان می‌دهد که عموماً منشأ سدها از سقوط سنگ و خاک و لغزش‌ها ۵۰ درصد، نهشته‌ها و روانه‌های گلی ۲۵ درصد و بهمن‌های نهشته‌ای یا سنگی ۱۹ درصد است. ۶ درصد سدها در نتیجه خاک رس حساس شکل می‌گیرد که ریزش سنگ و خاک را به دنبال دارد. در فرایندهای مؤثر در تشکیل سدهای ایجاد شده به وسیله زمین لغزش، بارش باران و ذوب برف حدود ۶۰ درصد، زلزله حدود ۳۰ درصد و فعالیت آتشفشان‌ها و دیگر عوامل در حدود ۱۰ درصد دخالت دارد (کوستا و شوستر، ۱۹۹۱). اندازه سدهای لغزشی دامنه وسیع و متنوعی دارد، به طوری که ارتفاع بعضی از آن‌ها فقط ۱ تا ۲ متر است، در حالی که سدی با ارتفاع ۵۷۰ متر در عرض رودخانه مرغاب (تاجیکستان) نیز وجود دارد (نیکولتی و پریس، ۲۰۰۲).

تحلیل‌های آماری کوستا و شوستر (۱۹۸۸) نشان داد که حدود ۸۵ درصد از سدهای لغزشی در طول اولین سال بعد از ایجادشان شکسته می‌شود. همچنین، بر اساس مطالعات اشنایدر و همکاران (۲۰۱۳)، عمر سدهای لغزشی ممکن است از چند روز تا چند سال باشد (شکل ۱).



شکل ۱. درصد سدهای شکسته شده بعد از شکل‌گیری بر اساس ۷۳ نمونه موردی (اشنایدر و همکاران، ۲۰۱۳؛ کوستا و شوستر، ۱۹۹۸)

در ایران، شکل‌گیری سدهای لغزشی در ارتباط با عوامل مختلفی مانند توپوگرافی، تکتونیک، فرایندهای زمین‌شناسی و جزآن، به‌ویژه در کوهستان‌های زاگرس، دیده می‌شود. ویژگی‌های زمین‌شناسی، تنوع سنگ‌شناسی و لرزه‌خیز بودن محدوده زاگرس به دلیل وجود گسل‌های فعال، باعث شده است که رخداد زمین لغزش در زاگرس فراوانی بالایی داشته باشد. لغزش لایه‌های زمین‌شناسی یا پلاننش<sup>۱</sup> از فرایندهای دامنه‌ای است که در قلمرو زاگرس اتفاق

می‌افتد و تقریباً می‌توان آن را از پدیده‌های خاص زاگرس مرکزی به‌شمار آورد؛ یعنی، نوعی لغزش صفحه‌ای که در آن عمل لغزش در سطح چینه‌شناسی سری‌های رسوبی و موازی با شیب دامنه صورت می‌گیرد (علایی طالقانی، ۱۳۹۰). در صورتی که محل وقوع چنین زمین‌لغزش‌هایی در مسیر شبکه‌های زهکشی و جریان رودخانه‌ها باشد، باعث مسدودشدن مسیر جریان آب و تشکیل دریاچه‌های سدی در منطقه می‌شود. از نمونه‌های این نوع زمین‌لغزش‌ها در زاگرس می‌توان به زمین‌لغزش سیمره اشاره کرد. زمین‌لغزش سیمره بزرگ‌ترین زمین‌لغزش جهان است که در دره سیمره رخ داد و باعث تشکیل دریاچه‌های سیمره و کشکان در مسیر رودخانه‌های سیمره و کشکان شده است (شرفی و صادقی‌راد، ۱۳۹۴).

بر اساس مطالعات میدانی در فروردین ۱۳۹۴، در حوضه رودخانه شور مشاهده شد که در بالاتر از پل شور و قبل از ورود جریان رودخانه به سد گتوند، وجود رسوبات دریاچه‌ای در مسیر رودخانه ساروند و شور بیانگر مسدودشدن دره باریک و عمیق دوزویل است که رودخانه در آن جریان دارد. مشاهده بلوک‌های سنگی لغزیده در اطراف دره دوزویل نشان‌دهنده رخداد زمین‌لغزش، مسدودشدن دره و تشکیل دریاچه سدی در این محدوده است. بنابراین، دریاچه سدی تشکیل شده دریاچه سدی ناشی از زمین‌لغزش است. نحوه تشکیل دریاچه در ارتباط با رخداد زمین‌لغزش و بازسازی وسعت و ویژگی‌های آن مسئله اصلی تحقیق را تشکیل می‌دهد.

بررسی مطالعات انجام‌شده در سراسر جهان نشان می‌دهد که سدهای لغزشی در سراسر دنیا شناخته شده‌اند و فهرست کم‌وبیش جزئی یا مفصلی برای بسیاری از مناطق وجود دارد. مواردی از سدهای لغزشی در آمریکا، پاکستان، کانادا، ژاپن و چین در کتاب شوستر (۱۹۸۶) جمع‌آوری شده است. همچنین، فهرستی از ۳۸ دریاچه سدی لغزشی با محدوده زمانی خیلی گسترده در نیوزیلند (آدامز، ۱۹۸۱)، و رخدادهای پلیستوسن در کوردیلرای<sup>۱</sup> آرژانتین را تروث و استریکر (۱۹۹۹) تهیه و بررسی کرده‌اند. موارد زیادی از آلپ را آیل (۱۹۷۴)، و ایزباچر و کلاگ (۱۹۸۴) ذکر یا توصیف کرده‌اند. کاتالوگ بزرگی از ۴۶۳ مورد از سرتاسر دنیا را کوستا و شوستر (۱۹۹۱) گردآوری کرده‌اند. همچنین، نتایج تحلیل‌های روش مند در مورد هر دو جنبه زمین‌شناسی و مهندسی مواد در مقالات کوستا و شوستر (۱۹۹۱) آمده است. این نویسندگان طبقه‌بندی سدهای لغزشی را در شش نوع پیشنهاد کرده‌اند که در مقالات حاضر نیز به‌کار رفته است (نیکولتی و پریس، ۲۰۰۲). بر اساس مطالعات (کویان و هاتچینسن، ۱۹۷۸)، در لغزش سنگی مایون مارکای پرو در سال ۱۹۷۴، سد بعد از ۴۴ روز از ایجاد زمین‌لغزش و با راهسازی سیلابی با حداکثر تخلیه در حدود ۱۰<sup>۴</sup> مترمکعب بر ثانیه شکسته شد.

نتایج مطالعه جیان و همکاران (۲۰۱۳) در ارتباط با رسوبات دریاچه‌های سدی لغزشی در بخش‌های بالایی رودخانه جینشا در جنوب شرقی فلات تبت نشان داد که دریاچه‌ها در دوره زمانی بین ۱۲۲ تا ۱۱۰۰ سال بعد از میلاد شکل گرفته است و عامل اصلی رخداد زمین‌لغزش‌های تشکیل‌دهنده دریاچه‌های سدی شده زلزله و گسل‌های فعال بوده است.

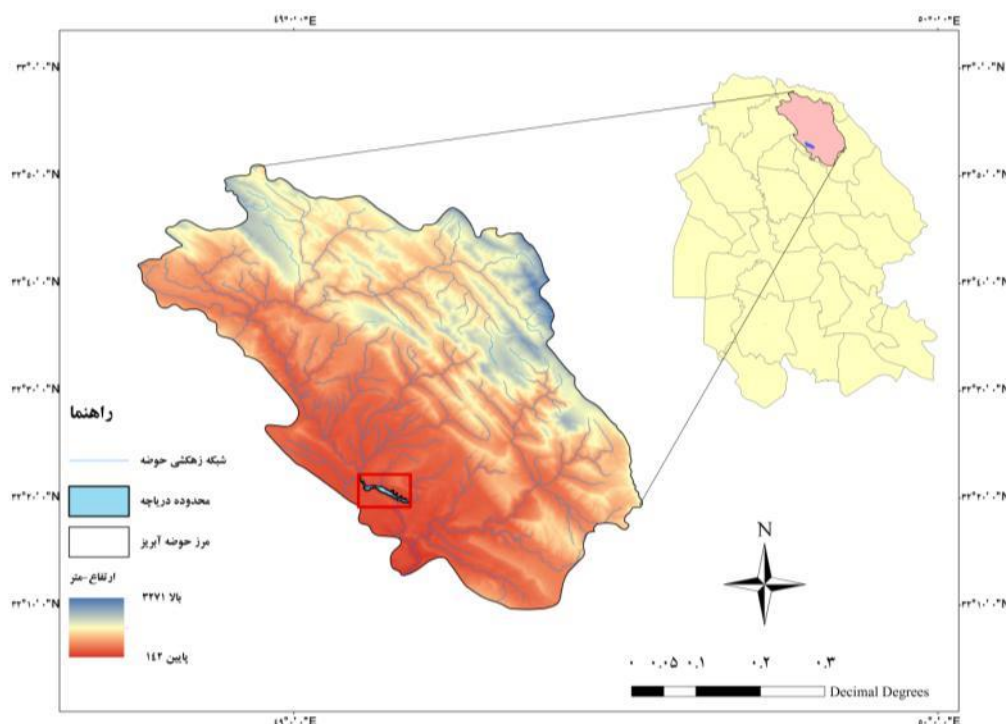
گو و همکاران (۲۰۱۶) به تعیین سن رسوبات دریاچه سدی با استفاده از روش لومینسانس نوری (OSL) در قسمت بالای رودخانه زرد چین پرداختند. خاناکا و همکاران (۲۰۱۵) نیز شواهد دریاچه‌های سدی کواترنری ناحیه ماوت-چاوارتا، غرب زاگرس، منطقه کردستان و شمال شرق عراق را بررسی کردند.

در ایران، عمده کارها روی زمین‌لغزش کبیرکوه و دریاچه‌های سدی ناشی از آن در مرز استان لرستان و ایلام انجام شده است. از مطالعات انجام‌شده روی زمین‌لغزش کبیرکوه می‌توان به کارهای هریسون و فالكون (۱۹۳۸)، عظیمی‌راد (۱۳۹۱)، یمانی و همکاران (۱۳۹۱)، معیری و همکاران (۱۳۹۰)، قبادی (۱۳۹۳)، شعاعی (۲۰۱۴)، مقصودی و همکاران (۱۳۹۴)، شرفی و همکاران (۱۳۹۴)، شرفی (۱۳۹۴) و مقصودی و همکاران (۱۳۹۵) اشاره کرد.

با توجه به اینکه نوشتار پیش‌رو برای نخستین بار به معرفی زمین‌لغزش مسیر رودخانه شور و دریاچه سدی ناشی از آن پرداخته است، هدف از این تحقیق، معرفی زمین‌لغزش و دریاچه سدی ناشی از آن، تعیین محدوده پادگانه‌ها و بررسی ارتباط بین رخداد زمین‌لغزش و تشکیل دریاچه با استفاده از شواهد مختلف و ویژگی‌های مورفومتری دریاچه است.

## مواد و روش‌ها منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در این تحقیق، حوضه آبریز رودخانه شور در شمال استان خوزستان در شهرستان لالی است. حوضه آبریز رودخانه شور بین طول‌های جغرافیایی  $48^{\circ} 45'$  تا  $49^{\circ} 32'$  و عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 10'$  تا  $32^{\circ} 51'$  واقع شده است. رودخانه شور شاخه‌های فرعی متعددی دارد و از کوه‌های زنگلاب در شمال شرقی حوضه و کوه کینو در مجاورت کوه زنگلاب سرچشمه می‌گیرد. طول بلندترین شاخه رودخانه شور تا محل پیوستن به کارون حدود ۱۳۳ کیلومتر و حوضه آبریز آن تا این محل حدود ۲۹۰۰ کیلومتر مربع وسعت دارد (رحیمی و همکاران، ۱۳۹۱). این حوضه یکی از زیرحوضه‌های حوضه کارون بزرگ است که خروجی آن به دریاچه سد گتوند می‌ریزد. ارتفاع محدوده دریاچه از سطح دریا حدود ۳۰۰ متر و ارتفاع حوضه آن از ۱۸۸ تا بیش از ۳۰۰۰ متر متغیر است. تنها راه ارتباطی شهرستان اندیکا به لالی از محدوده حوضه می‌گذرد. در شکل ۲، موقعیت محدوده دریاچه سد شور در شهرستان لالی استان خوزستان نشان داده شده است.



شکل ۲. موقعیت دریاچه شور در استان خوزستان

پژوهش حاضر، با روش تجربی-تحلیلی، بر اساس بررسی‌های میدانی، در چند مرحله انجام شده است. در مرحله نخست، ابزار مورد نیاز مانند نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای IRS و TM، تصاویر گوگل ارث، دستگاه GPS معمولی و دوربین عکاسی برای استفاده در مراحل مختلف تحقیق تهیه شد. در مرحله دوم مطالعات میدانی در محدوده رودخانه شور، زمین‌لغزش و تشکیل دریاچه انجام و پس از مشاهده سه پادگانه دریاچه‌ای، با استفاده از GPS ارتفاع پادگانه‌ها از سطح دریا جهت ترسیم محدوده دریاچه، همچنین ارتفاع بستر فعلی رودخانه برداشت شد. در همین مرحله، ضخامت رسوبات هر یک از پادگانه‌ها با استفاده از متر اندازه‌گیری شد. برداشت‌های میدانی، از نقاط مختلف رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای برای استفاده در مراحل مختلف تحقیق عکس گرفته شد. سپس، محل مسدودشدن مسیر رودخانه و محل پارگی دریاچه بررسی شد. در این مرحله نیز موقعیت و ارتفاع محل مسدودشدن مسیر رودخانه، همچنین سازند زمین‌شناسی برداشت شد که زمین‌لغزش در آن رخ داده بود. در ادامه، با توجه

به ارتفاع محل مسدودشدن مسیر رودخانه شور و ارتفاع شاخه فرعی ساروند و مشاهده بقایای رسوبات دریاچه‌ای در مسیر این شاخه، ارتفاع پادگانه و ضخامت رسوبات دریاچه‌ای در این محل نیز برداشت شد.

در مرحله سوم و پس از بررسی‌های میدانی، با استفاده از نرم‌افزارهایی مانند Auto, Corel Draw, Arc GIS و گوگل ارث محدوده دریاچه در سه مرحله با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی منطقه و بر اساس داده‌های میدانی بازسازی و ترسیم شد.

در مرحله چهارم و پس از تعیین محدوده دریاچه، بر اساس مشاهدات میدانی و با استفاده از نقشه‌ها و داده‌های زمین‌شناسی، گسل‌ها و پیشینه لرزه‌خیزی منطقه، دلایل رخداد زمین‌لغزش و شکل‌گیری دریاچه بررسی شد. همچنین، با استفاده از بقایای پل باستانی در کنار دره دوزویل سعی شد سن تقریبی دریاچه سدی شور مشخص شود.

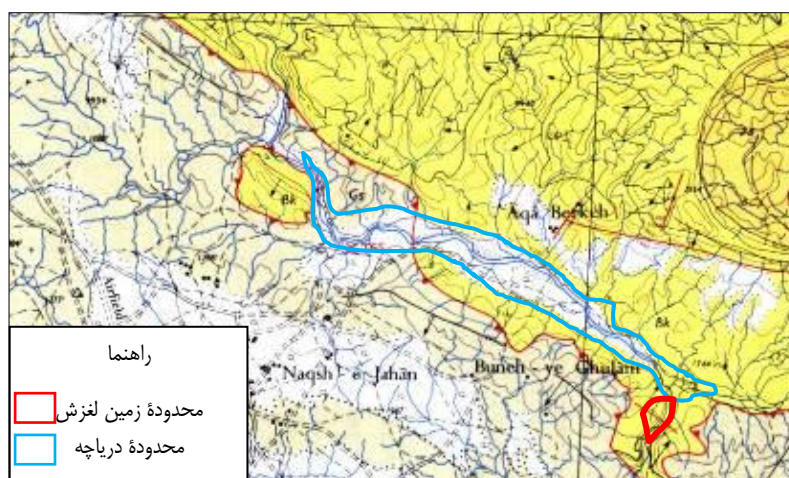
در مرحله پنجم، با استفاده از ارتفاع پادگانه‌ها و موقعیت آن‌ها نسبت به بستر فعلی رودخانه، محدوده هر پادگانه مشخص و روی نقشه انتقال داده شد. در ادامه، ارتباط رخداد زمین‌لغزش و شکل‌گیری دریاچه و ویژگی‌های مورفومتری آن بر اساس مطالعات میدانی (جدول ۱)، مقاطع طولی و عرضی، ویژگی‌های رسوب‌شناسی و شواهد باستان‌شناسی تجزیه و تحلیل شد.

جدول ۱. فرمول‌های مورد استفاده در بررسی ویژگی‌های مورفومتری دریاچه

شماره	ویژگی مورفومتری	فرمول
۱	حجم دریاچه	عمق * مساحت
۲	زمان پایداری دریاچه	میزان آب ورودی به دریاچه / حجم
۳	توسعه نوار ساحلی دریاچه	$D_L = \frac{L}{2\sqrt{\pi A_0}}$

L طول خط ساحلی به کیلومتر، A مساحت به کیلومتر مربع

از نظر زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در زون زاگرس چین‌خورده واقع شده است. پوشش سطحی زمین‌شناسی حوضه آبریز رودخانه شور شامل سنگ‌آهک (آسماری و سروک)، شیل و مارن (پابده و گورپی)، آغاچاری، کنگلومرای بختیاری و گچساران و بخش‌هایی شامل ماسه‌سنگ و سیلت (کشکان)، و نهشته‌های کواترنری است. در این میان سنگ‌های آهک دارای نفوذپذیری متوسط، شیل و مارن آغاچاری و گچساران دارای نفوذپذیری خیلی کم، کنگلومرای بختیاری دارای نفوذپذیری کم و ماسه‌سنگ و سیلت (کشکان) و نهشته‌های کواترنری دارای نفوذپذیری زیادی است (ناصری، ۱۳۸۴). محدوده دره دوزویل و دریاچه سدی شور روی سازند کنگلومرای بختیاری (عمدتاً به صورت توده‌ای) و رسوبات آبرفتی قرار گرفته است (شکل ۳).

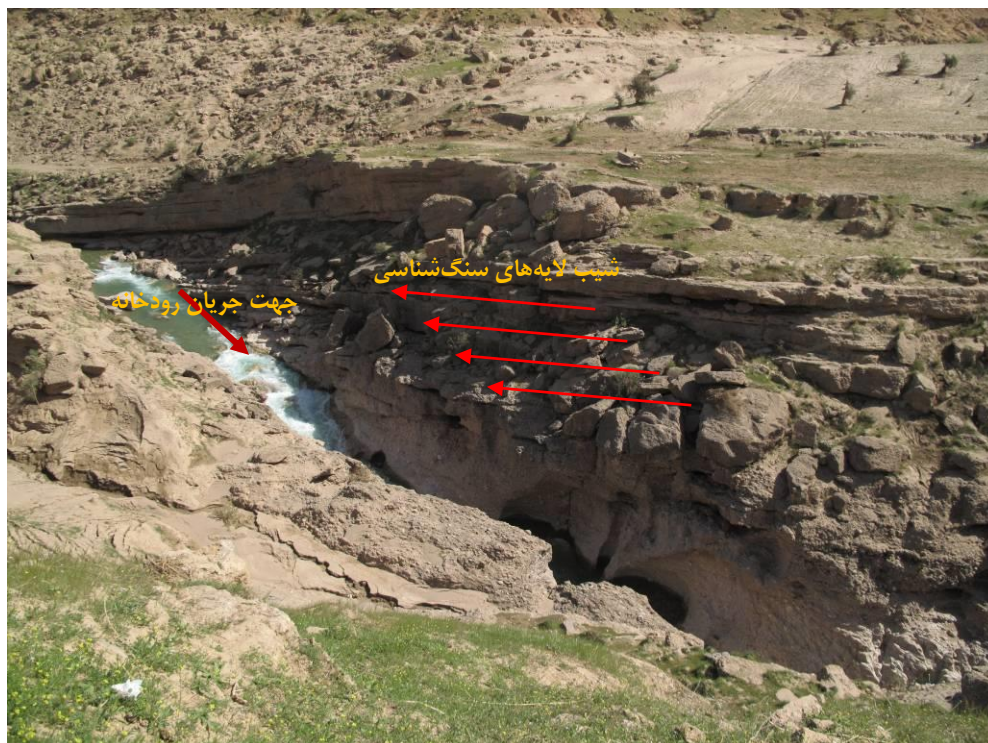


شکل ۳. محدوده دریاچه روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لالی

از نظر سنگ‌شناسی کنگلومرای محدوده دریاچه شامل قطعات خوب گردشده در ابعاد قطعه‌سنگ، قله‌سنگ و ریگ است که با سیمان کلسیتی ضعیفی به هم چسبیده‌اند. مجموعه عوامل بالا به‌همراه عمل انحلال آب (فرسایش انحلالی) روی سازند کنگلومرای بختیاری، درز و شکاف‌های عمیقی مانند دره دوزویل را شکل داده است. از دیدگاه تکتونیکی، ساختار دره دوزویل بخشی از گسل رورانده لالی - اندیکاست که بر اثر راندگی سازند گچساران روی سازند بختیاری به‌وجود آمده است.

مشاهده شیب معکوس ساختمان زمین‌شناسی در محلی که رودخانه شور دره عمیق دوزویل را شکل داده است، بیانگر عدم انطباق شبکه آب با ساختمان زمین‌شناسی در این محل است. از دیدگاه زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی می‌توان دلیل عدم انطباق رودخانه شور از ساختمان زمین‌شناسی منطقه را به این صورت بیان کرد که ساختمان زمین‌شناسی و جنس سنگ‌ها و نسبت مقاومت آن‌ها، نقش تعیین‌کننده‌ای در توجیه مسیر شبکه آب‌ها به‌عهده دارد (محمودی، ۱۳۸۰). در این بحث انطباق یا عدم انطباق اجزای شبکه آب‌ها نسبت به داده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساخت مطالعه می‌شود. هر چند در حالت انطباق، این ساختمان‌ها به‌طور عادی در نحوه گسترش شبکه آب‌ها دخالت می‌کند، در شرایط عدم انطباق، تحولاتی صورت می‌گیرد که به چگونگی آن باید با دقت توجه کرد.

بر اساس مطالعات میدانی، رودخانه شور یکی از زیرشاخه‌های رودخانه کارون است که شبکه‌های زهکشی فرعی مختلفی به آن می‌پیوندد و روند غربی - شرقی دارد، اما به‌صورت عمودی (شمالی - جنوبی) محور تاقدیس را قطع کرده و از ساختمان زمین‌شناسی منطقه تبعیت نکرده است. به‌عبارت دیگر، به‌جای اینکه در امتداد تاقدیس و لولای ناودیس جریان داشته باشد، محور تاقدیس را بریده و دره (تنگ)ی در این محل ایجاد کرده است. عمق دره حدود ۱۲۰ متر و دارای دیواره‌های با شیب کاملاً عمود است. بنابراین، رودخانه شور نسبت به ساختمان زمین‌شناسی حالت عدم تطابق را نشان می‌دهد، زیرا شیب لایه‌های زمین‌شناسی بر عکس شیب مسیر رودخانه است (شکل ۴). بنابراین، در اینجا نیز عدم تطابق از نوع ساختمانی زمین‌شناسی است.



شکل ۴. عدم انطباق مسیر جریان رودخانه شور با ساختمان زمین‌شناسی

## یافته‌های پژوهش

رخداده زمین لغزش سه‌تنان<sup>۱</sup> و شکل‌گیری دریاچه سدی شور

زمین لغزش سه‌تنان نمونه‌ای از زمین لغزش‌های رخ‌داده در واحد زاگرس چین‌خورده است که در دامنه غربی کوهی به‌همین نام بر فراز دره دوزویل به عمق ۱۲۰ متر و با طول حدود ۴۰ متر رخ داده است. عرض دره در قسمت‌های مختلف متغیر است، به‌طوری که بیشترین عرض حدود ۱۰ متر و کمترین مقدار آن حدود ۵ متر است (شکل ۵). زمین لغزش سه‌تنان به‌صورت بلوک‌های سنگی لغزشی در ابعاد مختلف دیده می‌شود که در سازند کنگلومرای بختیاری رخ داده است. مساحت سطح لغزش حدود ۱ هکتار و توده لغزشی حدود ۱۵۰۰ مترمربع، طول سطح لغزش حدود ۸۰ متر و عرض آن حدود ۲۰ متر است. بر اساس مطالعات میدانی، عامل اصلی رخداد زمین لغزش سه‌تنان حفر ترانشه جهت احداث مسیر ارتباطی لالی- اندیکا، فرسایش انحلالی سازند کنگلومرای بختیاری، حفر پایه یا به‌عبارت دیگر، زیربری کنگلومرای بختیاری به‌صورت دره‌ای عمیق به‌وسیله رودخانه شور و عبور گسل رورانده لالی- اندیکا از محدوده مورد مطالعه است.



شکل ۵. عمق و عرض دره‌ای که رودخانه شور از آن عبور می‌کند. زمین لغزش در یال غربی دره رخ داده است.

پس از رخداد زمین لغزش، بلوک‌های سنگی یال غربی دره که اندازه برخی از آن‌ها به ۲ تا ۳ متر هم می‌رسد، به داخل دره سقوط کرده و به‌دلیل عرض کم دره محل جریان رودخانه را مسدود کرده است. پس از مسدود شدن دره، آب رودخانه شور و شاخه فرعی ساروند در پشت سد لغزشی جمع شد و دریاچه سدی شور تشکیل گردید. لازم به ذکر است که با توجه به پایین بودن ارتفاع رودخانه ساروند (۲۶۰ متر از سطح آب‌های آزاد) در شرق دره و قبل از پیوستن به رودخانه شور، در مسیر عبور جریان این رودخانه نیز دریاچه سدی کوچکی تشکیل شده است. با توجه به اینکه اطراف محل عبور

۱. سه‌تنان نام کوهی است که زمین لغزش روی آن رخ داده است. لازم به ذکر است که در نقشه‌های زمین‌شناسی نام کوه سترون بیان شده است، اما بر اساس نظر اهالی منطقه، واژه سترون عربی و جعلی است و هیچ تناسبی با منطقه ندارد.

مسیر رودخانه را کوه‌های مرتفع تشکیل است، پس از پرشدن دریاچه، در پایین‌ترین ارتفاع محدوده (۲۹۳ متر از سطح آب‌های آزاد) و بر سطح دره پرشده به وسیله زمین لغزش که محل عبور جریان رودخانه قبل از وقوع زمین لغزش بوده، دریاچه سرریز کرده و تخلیه شده است (شکل ۶).



شکل ۶. محل پارگی سد لغزشی و تخلیه دریاچه

### بازسازی محدوده و وسعت دریاچه شور

بازسازی محدوده و وسعت دریاچه سدی شور که از گذشته تا به حال تغییراتی زیادی داشته است، با استفاده از شواهد و بقایای رسوبات دریاچه‌ای و اندازه‌گیری ضخامت و ارتفاع پادگانه‌های دریاچه‌ای انجام شد. بر اساس مشاهدات میدانی و اندازه‌گیری ضخامت رسوبات در بخش‌های مختلف دریاچه، بالاترین سطح رسوبات در ارتفاع ۲۸۰ متری از سطح آب‌های آزاد مشاهده شد (شکل ۷). اما، با توجه به داغ آب بالاترین سطح آب دریاچه در کناره‌های جاده ارتباطی لالی-اندیکا در ارتفاع حدود ۲۸۵ متری (از سطح آب‌های آزاد)، همچنین ارتفاع ۲۸۸ متری (از سطح آب‌های آزاد) پل تاریخی در محل پارگی دریاچه به نام پل دوزویل یا پل توقسه<sup>۱</sup>، ارتفاع ۲۹۰ متر (از سطح آب‌های آزاد) محدوده دریاچه اولیه و اصلی در نظر گرفته شد. پس از ترسیم محدوده دریاچه با استفاده از مدل رقومی ارتفاع مشخص شد که دریاچه اولیه ۴ کیلومتر مربع مساحت داشته است (شکل ۸). لازم به ذکر است که ارتفاع از سطح دریا در محدوده دریاچه از انتهای دریاچه به طرف دره دوزویل کاهش می‌یابد، در صورتی که ضخامت رسوبات افزایش یافته است، به طوری که بیشترین ضخامت رسوبات در محدوده دریاچه در محلی نهشته شده است که کمترین ارتفاع را از سطح دریا دارد (ابتدای دره دوزویل؛ شکل ۹).

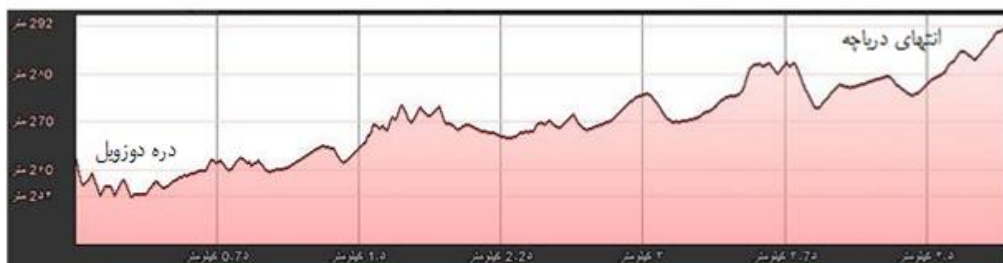
۱. دوزویل برگرفته از نام تنگه‌ای است که رودخانه شور در میان آن جریان دارد و در گویش محلی به معنای درز و شکاف عمیق است. علاوه بر این، گاه اهالی بقایای پل باستانی را پل توقسه نیز می‌گویند. توقسه در اصطلاح محلی به معنای ترکیده است. به نظر می‌رسد موقعیت پل روی دره محل وقوع زمین لغزش و محل پارگی دریاچه باعث شده تا نام پل توقسه روی این پل تاریخی گذاشته شود، چرا که شکل ظاهری بقایای پل در میان تنگه، تداعی‌کننده آن است که با انفجاری تخریب (ترکیده) شده باشد.



شکل ۷. مرتفع‌ترین سطح رسوبات دریاچه‌ای (۲۸۰ متر) و ارتفاع آن نسبت به بستر فعلی رودخانه (۲۵۵ متر) قبل از محل پارگی دریاچه



شکل ۸. محدوده دریاچه اولیه شور بر اساس منحنی ۲۹۰ متر از سطح آب‌های آزاد



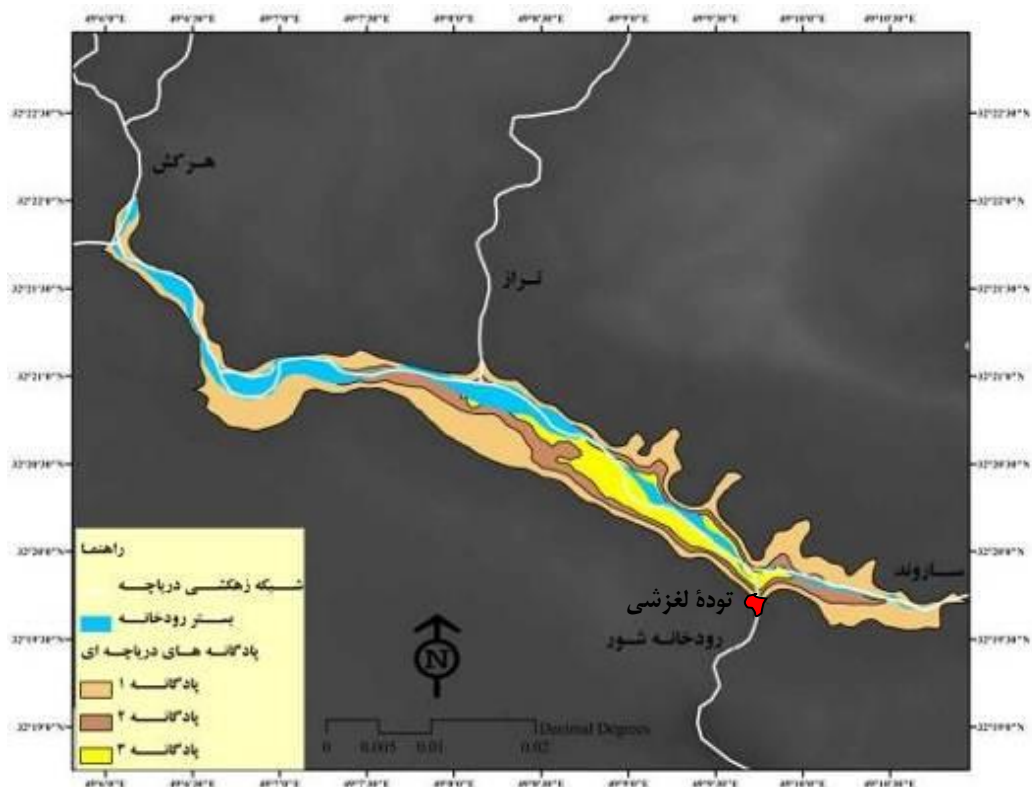
شکل ۹. مقطع طولی محدوده دریاچه شور

بازسازی مراحل مختلف دریاچه شور با استفاده از بقایای رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای پس از بازسازی محدوده دریاچه اصلی (اولیه) شور، با استفاده از شواهد رسوبی محدوده دریاچه، سه پادگانه دریاچه‌ای در

محدوده دریاچه شناسایی شد (شکل ۱۰). بالاترین سطح رسوبات پادگانه اول در ارتفاع ۲۸۰ متری از سطح آبهای آزاد و ضخامت رسوبات آن ۱۶ متر، پادگانه دوم در ارتفاع ۲۷۰ متری از سطح آبهای آزاد و ضخامت رسوبات آن ۱۲ متر و پادگانه سوم در ارتفاع ۲۶۰ متری از سطح آبهای آزاد و ضخامت رسوبات آن حدود ۲ متر است. بر این اساس دریاچه شور در سه مرحله شکل گرفته است که پادگانه اول مربوط به بزرگترین دریاچه و پادگانه سوم مربوط به کوچکترین دریاچه است (شکل ۱۱). بررسی وسعت پادگانه‌ها نشان داد که پادگانه اول ۳، پادگانه دوم ۱/۵ و پادگانه سوم ۰/۷ کیلومتر مربع وسعت دارد.



شکل ۱۰. بقایای رسوبات پادگانه‌های دریاچه شور در سه مرحله



شکل ۱۱. بازسازی محدوده دریاچه شور در سه مرحله با استفاده از اندازه‌گیری ارتفاع بالاترین سطح بقایای رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای

در ارتباط با شکل‌گیری دریاچه در سه مرحله باید عنوان کرد زمین‌لغزشی که باعث شکل‌گیری دریاچه شده است، در یک مرحله اتفاق افتاده است. اما به دلیل عرض کم دره‌ای که زمین‌لغزش آن را مسدود کرده است، تخلیه دریاچه به صورت تدریجی بوده است؛ بدین صورت که بلوک‌های سنگی ناشی از زمین‌لغزش دره را مسدود کرده و دریاچه اولیه شکل گرفته است. سپس، به مرور زمان رسوبات بین بلوک‌های سنگی شسته و سطح آب دریاچه کاهش یافته است. در نتیجه تکرار این فرایند و تخلیه دریاچه به صورت تدریجی در سه مرحله، سه پادگانه دریاچه‌ای متوالی شکل گرفته است. همچنین، یکسان بودن جنس رسوبات هر سه پادگانه (سیلت و رس) و نبود رسوبات رودخانه‌ای در بین رسوبات دریاچه‌ای پادگانه‌ها و عدم مشاهده دگرشیبی رسوبی در پادگانه‌های دریاچه‌ای (شکل ۱۲) از دیگر دلایلی است که بیانگر تخلیه تدریجی دریاچه و توالی پادگانه‌های آن در نتیجه رخداد یک مرحله‌ای زمین‌لغزش است. لازم به ذکر است که خار و خاشاک به جای مانده بر سطح رسوبات دریاچه‌ای پادگانه اول در زمان مطالعات میدانی نشان داد که در چند سال گذشته نیز به دلیل طغیان‌های رودخانه شور و عرض کم دره دوزویل، محل عبور جریان رودخانه مسدود شده و دریاچه به صورت موقتی تشکیل شده است.



شکل ۱۲. نبود دگرشیبی در رسوبات دریاچه‌ای در طول جغرافیایی  $۲۸^{\circ} ۴۹'$  و عرض جغرافیایی  $۲۶^{\circ} ۳۲'$

همان‌طور که گفتیم، رودخانه ساروند نیز در غرب دریاچه شور جریان دارد و قبل از محل رخداد زمین‌لغزش به رودخانه شور می‌پیوندد. با توجه به ارتفاع پایین محل عبور رودخانه ساروند نسبت به محل پارگی دریاچه، دریاچه کوچکی نیز در مسیر این رودخانه در یک مرحله و هم‌زمان با مرحله اول دریاچه شور شکل گرفته است (شکل ۱۳). براساس بقایای رسوبات دریاچه‌ای، بالاترین سطح رسوبات در ارتفاع ۲۶۴ متری از سطح آب‌های آزاد و پایین‌ترین سطح رسوبات در ارتفاع ۲۶۰ متری از سطح آب‌های آزاد اندازه‌گیری شده است. بنابراین، ضخامت رسوبات این دریاچه ۴ متر است (شکل ۱۴). دلیل شکل‌گیری دریاچه ساروند در یک مرحله، بالابودن ارتفاع محل دریاچه نسبت به محل دریاچه شور بوده است.

#### ویژگی‌های رسوب‌شناسی پادگانه‌های دریاچه‌ای شور

برای بررسی ویژگی‌های رسوب‌شناسی و ستون چینه‌شناسی پادگانه‌های دریاچه‌ای شور، مقطع عرضی در جهت جنوبی-شمالی و در محلی ترسیم شد که توالی سه پادگانه دریاچه‌ای دیده می‌شود (شکل ۱۵). در بخش جنوبی مقطع، توالی سه پادگانه و در بخش شمالی بقایای پادگانه اول مشاهده می‌شود.

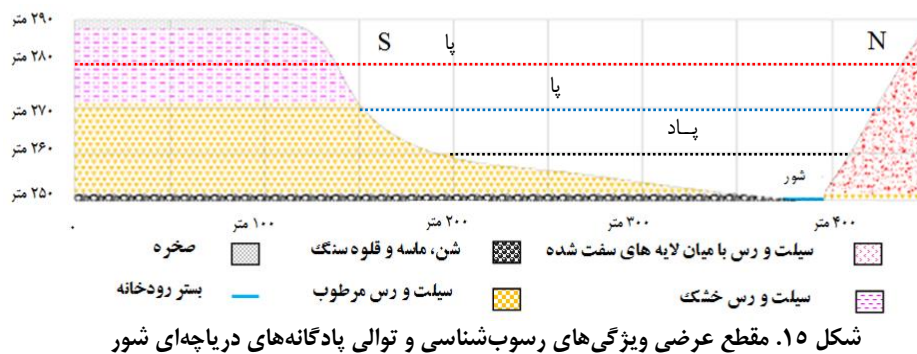


شکل ۱۳: بقایای رسوبات دریاچه شکل گرفته در مسیر رودخانه فرعی ساروند



شکل ۱۴. ضخامت رسوبات دریاچه مسیر رودخانه فرعی ساروند

از نظر سنگ چینه‌شناسی، بخش جنوبی از چهار واحد اصلی و بخش شمالی از دو واحد اصلی تشکیل شده است، اما هسته اصلی هر دو قسمت مقطع را سیلت و رس دریاچه‌ای تشکیل می‌دهد. در بخش جنوبی مقطع، پایین‌ترین واحد از شن، ماسه و قلوه‌سنگ رودخانه‌ای با ضخامت حدود ۱ متر تشکیل شده و بستر اصلی رودخانه شور است (شکل ۱۶). واحد دوم از سیلت و رس مرطوب با ضخامت ۱۰ متر تشکیل شده است. دلیل مرطوب بودن رسوبات در این واحد عرض کم دره است. در نتیجه طغیان‌های رودخانه شور، دره مسدود می‌شود و رسوبات دریاچه‌ای به زیر آب می‌رود. واحد سوم از سیلت و رس خشک با ضخامت حدود ۱۵ متر تشکیل شده است و به دلیل ارتفاع بالا از سطح دریا نسبت به سایر پادگانه‌ها (پادگانه‌های دوم و سوم)، در نتیجه طغیان‌های رودخانه شور و مسدود شدن دره به زیر آب نمی‌رود. واحد چهارم، به کوه‌های اطراف دریاچه محدود می‌شود و از کنگلومرای بختیاری تشکیل شده است. در بخش شمالی مقطع، سیلت و رس مرطوب با ضخامت حدود ۳ متر در واحد پایین و سیلت و رس با میان‌لایه‌های سفت‌شده با ضخامت حدود ۵ متر مشاهده می‌شود. لازم به ذکر است که رنگ واحدهایی که از سیلت و رس تشکیل شده قهوه‌ای روشن است.



### ویژگی های مورفومتری دریاچه سدی شور

مورفومتری به بررسی تحلیل های کمی اشکال، یعنی اندازه گیری ویژگی های هندسی و مشخصات قابل اندازه گیری یک شکل مانند طول، عرض و ارتفاع می پردازد. در بررسی مورفومتری دریاچه شور از پارامترهایی مانند مساحت، عمق و حجم در تحلیل ارتباط بین وسعت زمین لغزش رخ داده و شکل گیری دریاچه استفاده شده است. این پارامترها بر اساس مطالعات میدانی و اندازه گیری های کمی بازسازی شده و به شرح زیر است.

#### ۱. وسعت دریاچه

بر اساس ارتفاع از سطح دریا، رسوبات پادگانه های دریاچه ای و محل پارگی دریاچه، وسعت دریاچه اول ۴، وسعت دریاچه دوم ۲ و وسعت دریاچه سوم ۱ کیلومتر مربع برآورد شده است. لازم به ذکر است که طول دریاچه به صورت خط مستقیم حدود ۵/۵ کیلومتر، و بر اساس طول دریاچه ۸/۵ کیلومتر و عرض دریاچه به دلیل توپوگرافی اطراف دریاچه بین ۴۰۰ متر تا ۵۰ متر متغیر است.

#### ۲. عمق دریاچه

با توجه به ارتفاع ۲۵۵ متری (از سطح آب های آزاد) بستر رودخانه و بالاترین سطح رسوبات دریاچه ای، حداکثر عمق دریاچه اولیه بر اساس بستر فعلی رودخانه، حدود ۳۵ متر بوده است. عمق دریاچه از ابتدا به طرف دره دوزویل (محل شکل گیری سد لغزشی) روند افزایشی داشته است، به طوری که قسمت های ابتدایی دریاچه عمق زیاد و قسمت های

انتهایی کمترین عمق را دارد. همچنین، سطح اساس دریاچه قبل از تشکیل سد لغزشی، در ارتفاع ۲۵۵ متر (ارتفاع فعلی بستر رودخانه) و در زمان پایداری دریاچه حدود ۲۹۰ متر بوده است.

### ۳. حجم دریاچه

به منظور به دست آوردن حجم دریاچه شور، از عمق و مساحت بازسازی شده دریاچه استفاده شده است.

$$۳۵ \times ۴ = \text{حجم دریاچه شور} \times ۱۰^۶ = \text{مترمکعب} \times ۱۰^۹ \times ۱/۴$$

### ۴. حجم کل آب ورودی در هر سال

آمار ایستگاه‌های هیدرومتری حوضه شور نشان می‌دهد که میانگین دبی رودخانه شور ۹/۳ مترمکعب در ثانیه است. بنابراین، می‌توان میزان ورودی آب به دریاچه شور را در سال بر اساس آمار حال حاضر برآورد کرد.

$$۱۰^۹ \times ۰/۲۹ \times \text{مترمکعب} = ۳۶۵ \times ۲۴ \times ۳۶۰۰ \times ۹/۳ = \text{حجم کل آب ورودی در هر سال به دریاچه شور}$$

### ۵. زمان پایداری دریاچه

زمان پایداری دریاچه‌ها ممکن است از چند ساعت تا چند هزار سال باشد که مقدار آن در دریاچه شور ۴/۸ سال برآورد شده است.

$$\text{زمان پایداری دریاچه شور} = \frac{۱۰^۹}{۱۰^۶} \times ۴/۸$$

بنابراین، پس از تشکیل دریاچه، ۴/۸ سال طول کشیده تا دریاچه از آب پر شود.

### ۶. توسعه نوار ساحلی دریاچه

بر اساس منحنی تراز ۲۹۰ متر (بالاترین سطح رسوبات دریاچه)، طول خط ساحلی دریاچه ۲۴ کیلومتر و مساحت دریاچه ۴ کیلومترمربع است. بنابراین، با توجه به جدول ۱، مقدار توسعه نوار ساحلی دریاچه شور ۳/۴ و نشان‌دهنده توسعه بالای خط ساحلی دریاچه است.

$$\text{توسعه نوار ساحلی دریاچه شور} = \frac{24}{2\sqrt{\pi}4_0} = 3/4$$

### شواهد باستان‌شناسی حوضه دریاچه سدی شور

از آنجا که تاکنون هیچ‌گونه بررسی باستان‌شناختی هدفمند و منسجمی در محدوده پادگانه‌های رسوبی دریاچه سدی شور و حتی در سطح شهرستان لالی به انجام نرسیده است، اطلاعاتی از پراکنش محوطه‌های باستانی محدوده دریاچه شور و چگونگی وضعیت الگوهای استقرار محوطه باستانی این حوضه در ارتباط با تغییرات محیطی ناشی از شکل‌گیری دریاچه سدی شور در دست نیست. به نظر می‌رسد تنها آثار موجود در ارتباط با پادگانه‌های رسوبی، تعدادی آسیاب آبی با قدمتی کمتر از صد سال باشد. در این میان، پُل درزویل یا پُل توقسه در میان تنگه دوزویل استثنا به‌شمار می‌آید. این پُل که امروزه تنها بقایایی از پایه‌های آن باقی‌مانده متعلق به زمان ساسانیان (حدود ۲۵۰ تا ۶۵۰ میلادی) است (شکل ۱۷). بی‌شک علت احداث پُل درزویل در این مکان فاصله کم دیواره‌های تنگه از یکدیگر است. دلیل ساخت آن را ضرورت برقراری ارتباط بین دو سمت رودخانه یا تنگه به سبب گذر ایل‌راه کهن لالی به چهارمحال از این بخش دانسته‌اند.

چنانکه ذکر شد، دلیل احداث پُل درزویل در این مکان فاصله کم دیواره‌های دو سمت تنگه از یکدیگر بوده است، زیرا این احتمال وجود دارد که در زمان احداث پُل، دریاچه سدی هنوز پایدار بوده است. همچنین، نام پُل باستانی توقسه، تداعی‌کننده ترکیب این پُل در نتیجه عاملی طبیعی است. این عامل طبیعی احتمالاً رخداد زمین‌لغزش، شکل‌گیری دریاچه و سرریز شدن آب دریاچه بوده است. علاوه بر این، احداث پُل در محدوده پادگانه‌های رسوبی حتی با احتمال نبود دریاچه امری ناممکن و نامعقول بود، چرا که عرض زیاد پادگانه‌های رسوبی و سست بودن رسوبات دریاچه‌ای اجازه احداث

پل را در این محدوده نمی‌داد. این مسئله حتی تا به امروز مورد توجه بوده و هرگز پلی روی رودخانه در محدوده پادگانه‌های رسوبی ساخته نشده است. شکل‌گیری و شناسایی هر گونه محوطه باستانی روی پادگانه‌های رسوبی تقریباً ناممکن است، چرا که آب شستگی و فرسایش شدید پادگانه‌های رسوبی امکان استقرارگزینی یا شناسایی آثار باستانی احتمالی را در سطح آن‌ها سلب می‌کند. اگرچه این شواهد قطعی نیست و برای رسیدن به نتایج دقیق‌تر و اثبات ارتباط بین رخداد زمین‌لغزش، شکل‌گیری دریاچه و تخریب پل باستانی توقسه، نیاز به تعیین سن رسوبات است.



شکل ۱۷. تنگه دوزویل و نمایی از بقایای پل تاریخی درزویل (توقسه) بر دیواره‌های عمودی تنگه

### بحث و نتیجه‌گیری

رخداد زمین‌لغزش کوه سه‌تنان روی سازند کنگلومرای بختیاری نمونه‌ای از این زمین‌لغزش‌های سدی است که سبب مسدودکردن دره دوزویل در شهرستان لالی شده است. پس از مسدودشدن دره، آب رودخانه شور در غرب و ساروند در شرق دره در پشت سد لغزشی جمع شده و تشکیل دریاچه‌ای سدی با منشأ لغزشی به‌نام شور را داده است. شواهد و بقایای رسوبی پادگانه‌های محدوده دریاچه و زمین‌لغزش سه‌تنان حاکی از این است که زمین‌لغزش در یک مرحله رخ داده است، اما به دلیل عرض کم دره دوزویل و در نتیجه سرریز شدن آب دریاچه، رسوبات ناشی از زمین‌لغزش شسته شده و دریاچه به تدریج تخلیه شده است. این فرایند در سه مرحله تکرار شده و در نتیجه سه دریاچه در زمان‌های مختلف تشکیل شده است. مشخص کردن زمان تشکیل دریاچه‌ها، نیازمند تعیین سن رسوبات هر پادگانه با استفاده از روش کربن ۱۴ یا لومینسانس است. در تحقیقی مشابه، نتایج مطالعه صادقی‌راد و همکاران (۱۳۹۴) در ارتباط با رخداد زمین‌لغزش دلا و شکل‌گیری دریاچه سدی شیمبار در استان خوزستان نشان داد که رخداد یک مرحله‌ای زمین‌لغزش دلا باعث شکل‌گیری دریاچه سدی شیمبار و مسدودشدن تنها راه ارتباطی منطقه شده است. در نتیجه این رخداد و تغییرات سه مرحله‌ای دریاچه، جوامع انسانی منطقه کانال پل نگین را برای تخلیه دریاچه شیمبار و بازکردن راه ارتباطی منطقه ساختند.

بررسی بقایای رسوبات پادگانه‌های دریاچه‌ای شور نشان داد که بر اساس ارتفاع ۲۸۰ متری از سطح دریا در پادگانه رسوبی دریاچه اول، مساحت دریاچه حدود ۴ کیلومترمربع بوده است. در واقع، دریاچه اول بزرگ‌ترین دریاچه تشکیل شده در مسیر رودخانه شور و ناشی از رخداد زمین‌لغزش سه‌تنان و مسدودشدن دره دوزویل بوده است، زیرا با توجه به عرض کم دره دوزویل، مساحت کم دریاچه‌های دوم و سوم (۲ و ۱ کیلومترمربع)، ضخامت کم رسوبات (۱۲ و ۲ متر)

و ارتفاع پایین دریاچه‌های دوم و سوم از سطح دریا (۲۷۰ و ۲۶۰ متر)، دریاچه شور به تدریج تخلیه شده و در نتیجه دریاچه‌های دوم و سوم تشکیل شده است. نتیجه مطالعه یمانی و همکاران (۱۳۹۱) در ارتباط با رخداد زمین لغزش سیمیره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای حاکی از این است که شکل‌گیری چهار مرحله‌ای دریاچه سیمیره، در نتیجه رخداد چهار مرحله‌ای زمین لغزش بوده است؛ در صورتی که شکل‌گیری سه مرحله‌ای دریاچه شور، در نتیجه تخلیه تدریجی دریاچه بوده است. از دلایل تخلیه تدریجی و شکل‌گیری پادگانه‌های متوالی دریاچه شور می‌توان به یکسان بودن جنس رسوبات و عدم مشاهده دگرشیبی رسوبی در بین رسوبات پادگانه‌ها اشاره کرد.

هم‌زمان با دریاچه اول (بزرگ‌ترین دریاچه) تشکیل شده در مسیر رودخانه شور و با توجه به ارتفاع ۲۹۰ متری محل پارگی دریاچه یا به عبارت دیگر محل ترکیدگی سد لغزشی، دریاچه دیگری در شرق دره و در مسیر رودخانه فرعی ساروند شکل گرفته است. در محدوده این دریاچه پادگانه‌ای رسوبی و ناشی از رسوبگذاری دریاچه در ارتفاع ۲۶۴ متری با ضخامت ۴ متری رسوبات مشاهده می‌شود که حاکی از شکل‌گیری این دریاچه هم‌زمان با دریاچه اول مسیر رودخانه شور است. با توجه به ارتفاع محل شکل‌گیری مرحله دوم دریاچه شور (۲۷۰ متر)، پادگانه دوم در مسیر رودخانه فرعی ساروند تشکیل نشده است. به همین دلیل، فقط بقایای یک پادگانه رسوبی هم‌زمان با دریاچه اول شور در مسیر این رودخانه مشاهده می‌شود.

استفاده از شواهد باستان‌شناسی محدوده مورد مطالعه در تعیین زمان احتمالی رخداد زمین لغزش و تشکیل دریاچه شور نشان می‌دهد که روی دره دوزویل بقایای پلی به نام پل توقسه یا دوزویل مربوط به دوره ساسانیان (حدود ۲۵۰ تا ۶۵۰ میلادی) دیده می‌شود. ساخت پل دوزویل با توجه به قدمت آن، برخلاف سنت پل‌سازی ساسانیان است؛ چرا که ساسانیان برای جلوگیری از تخریب و طول عمر بیشتر پل‌ها، پل‌های طولانی و نسبتاً مرتفعی در مکان‌هایی احداث می‌کردند که رودخانه عریض می‌شده است. این امر سبب کم‌شدن فشار و عمق آب می‌شد. احداث پل دوزویل در میان تنگه حکایت از وجود علل و عواملی دارد که مانع از احداث پل در قسمت‌های عریض رودخانه می‌شده است. احتمالاً، هم‌زمان با ساخت پل، محیط رودخانه یا دریاچه امکان احداث پل را ناممکن ساخته و در این دوره دریاچه سدی پایدار بوده است؛ در غیر این صورت سست‌بودن و شرایط نامطلوب پادگانه‌های رسوبی مانع از احداث پل در قسمت‌های مختلف رودخانه می‌شد.

## منابع

- رحیمی، ز.، باقرزاده، س.، فاضلی، م. و چیت‌سازان، م. (۱۳۹۱). بررسی هیدروژئوشیمیایی آب رودخانه‌های حوضه آبریز رودخانه شور. مجله ژئوشیمی، ۱(۴): ۹۹-۱۰۶.
- شرفی، س. (۱۳۹۴). زمین‌باستان‌شناسی حوضه رودخانه سیمیره در قلمرو پادگانه‌های دریاچه‌ای هولوسن. رساله دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- شرفی، س. و صادقی‌راد، م. (۱۳۹۴). تأثیر پیامدهای محیطی ابر زمین لغزش جهان بر زیستگاه‌های باستانی. مجله پیام باستان‌شناس، ۱۲(۲۳): ۲۵-۱.
- شرفی، س.، مقصودی، م. و صادقی‌راد، م. (۱۳۹۴). رخداد زمین لغزش سیمیره و شکل‌گیری وسیع‌ترین و پایدارترین دریاچه‌های سدی دنیا در زاگرس مرکزی. دومین همایش ملی انجمن کواترنری ایران، اصفهان.
- صادقی‌راد، م.، جوادی‌نیا، ز.، شرفی، س. و سلطانی، ا. (۱۳۹۴). رخداد زمین لغزش دلا و احداث کانال باستانی پل نگین: نمونه‌ای از تأثیرات دوسویه محیط و انسان در ارتفاعات شیمبار (اندیکا، خوزستان). مجله پیام باستان‌شناس، ۱۲(۲۴): ۸۱-۹۰.
- عظیمی‌راد، ص. (۱۳۹۱). تأثیر زمین لغزش بزرگ سیمیره در تشکیل و تکامل تراس‌های دریاچه‌ای. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
- علایی طالقانی، م. (۱۳۹۰). ژئومورفولوژی ایران. نشر قومس.
- قیادی، م. (۱۳۹۳). بررسی رسوبات دریاچه‌ای زمین لغزش سیمیره - جنوب غربی پلدختر. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند.
- محمودی، ف. (۱۳۸۰). ژئومورفولوژی ساختمانی. انتشارات دانشگاه پیام نور.
- معیری، م.، شاهرخوندی، س.م. و بیرانوند، ح.ا. (۱۳۹۰). بررسی و برآورد ویژگی‌های مورفومتری دریاچه قدیمی سیمیره. فصلنامه جغرافیای طبیعی لار، ۴(۱۳): ۷۱-۸۲.
- مقصودی، م.، شرفی، س.، یمانی، م. و زمانزاده، س.م. (۱۳۹۵). تشکیل دریاچه سدی سیمیره و تأثیر آن بر الگوی استقرار محوطه‌های باستانی. فصلنامه کواترنری ایران، ۲(۲): ۹۳-۱۰۸.

مقصودی، م.، شرفی، س.، یمانی، م.، مقدم، ع. و زمانزاده، س.م. (۱۳۹۴). تغییرات محیطی ناشی از رخداد زمین لغزش کبیرکوه و تأثیر آن بر الگوی استقرار محوطه‌های باستانی محدوده دریاچه جایدرد. فصلنامه کواترنری ایران، (۱): ۱-۱۴.

ناصری، م. (۱۳۸۴). گزارش شناخت آبرفت لالی. سازمان آب و برق استان خوزستان.

یمانی، م.، گورابی، ا. و عظیمی راد، ص. (۱۳۹۱). زمین لغزش بزرگ سیمره و توالی پادگانه‌های دریاچه‌ای. پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۴۴(۴): ۴۳-۶۰.

- Abele, G. (1974). Bergstürze in den Alpen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 25, München, 230 pp. [Italian translation: Nicoletti, P.G., 1990–1994. Bergsturz nelle Alpi. Rapporti Interni CNR-IRPI 289, 290, 291, 298, 303, 304, 305, 359, 366, 409, 419, 425, 436, 437, Cosenza: 473.
- Adams, J. (1981). Earthquake-dammed lakes in New Zealand. *Geology*, 9: 215-219.
- Alaei Taleghani, M. (2011). Iran geomorphology. Ghomes publication. [in Persian]
- Azimi Rad, S. (2012). The effect of Seymareh's large landslide on the formation and evolution of lake terraces. Master's Thesis, Faculty of Geography, University of Tehran. [in Persian]
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1991). Documented historical landslide dams from around the world. Open-File Report, U.S. Geological Survey, 91: 329-485.
- Costa, J.E. and Schuster, R.L. (1988). The formation and failure of natural dams. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1054-1068.
- Eisbacher, G.H. and Clague, J.J. (1984). Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Geological Survey of Canada Paper 84-16, Ottawa: 230.
- Evans, S.G., Scarascia Mugnozza, G., Strom, A.L. et al. (2006). Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena. *Nato Science Series*, 49: 30-52.
- Ghobadi, M. (2014). Investigation of Sediment Lakes Saymareh Landslide-SW Poldokhtar. Master's Thesis, Faculty of Science, Birjand University. [in Persian]
- Guo, X., Sun, Z., Lai, Z., Lu, Y. and Li, X. (2016). Optical dating of landslide-dammed lake deposits in the upper Yellow River, Qinghai-Tibetan Plateau, China. *Quaternary International*, 392(21): 233-238.
- Harrison, J.V. and Falcon, N.L. (1938). An ancient landslip at Saidmarreh in southwestern Iran. *Journal of Geology*, 46: 296-309.
- Jian, C., Fuchu, D., Tongyan, L. and Zhijiu, C. (2013). Holocene landslide-dammed lake deposits in the Upper Jinsha River, SE Tibetan Plateau and their ages. *Quaternary International*, 298: 107-113.
- Khanaqa, P., Haji Karim, K. and Riegel, W. (2015). Evidence of a quaternary dammed lake in the Mawat-Chwarta area, Western Zagros, Kurdistan Region, NE-Iraq. *CATENA*, 125: 74-81.
- Kojan, E. and Hutchinson, J.N. (1978). Mayunmarca rockslide and debris debris flows, Peru. In: Voight, B. (Ed.), *Rockslides and Avalanches: Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering*, 14: 315-361.
- Maghsoudi, M., Sharafi, S., Yamani, M. and Zamanzadeh, S.M. (2016). HYPERLINK <http://journal.iranqua.ir/article-1-66-en.pdf>. The formation of Saymareh Dam Lake and its impact on the settlement's pattern of archaeological sites, *Quaternary Journal of Iran*, 2(6): 93-107. [in Persian]
- Maghsoudi, M., Sharafi, S., Yamani, M., Moghadam, A. and Zamanzadeh, S.M. (2015). Environmental changes after the occurrence of kabir kuh landslide and its impact on the formation of archaeological sites in Jaydar lake area. *Quaternary Journal of Iran*, 1(1): 1-14. [in Persian]
- Moayeri, M. and Shahrokhvandi, S.M. and Biranvand, B.H. (2011). Investigation and estimation of morphometric characteristics of the old Seymareh Lake. *Lar Natural Geography Quarterly*, 13(4): 71-82. [in Persian]
- Naseri, M. (2005). Report of recognition of Lali Alluvial. Khuzestan Water and Power Organization. [in Persian]
- Nicoletti, P.G. and Parise, M. (2002). Seven landslide dams of old seismic origin in southeastern Sicily (Italy). *46(3-4): 203-222*.
- Rahimi, Z., Bagherzadeh, S., Fazeli, M. and Chitsazan, M. (2012). Hydrogeochemical study of rivers water in the watershed of Shour River. *Geochimistry Journal*, 1(4): 99-106. [in Persian]
- Sadeghi Rad, M., Javadinia, Z., Sharafi, S. and Soltani, A. (2015). Della landslide event and construction of the ancient Canal Negin: Examples of human and environmental interactions in the Shimbar Mountain (Andika, Khuzestan). *Payam Bastanshenas Quarterly*, 12(24): 81-90. [in Persian]
- Schneider, J.F., Gruber, F.E. and Mergili, M. (2013). Recent cases and geomorphic evidence of landslide-dammed lakes and related hazards in the mountains of Central Asia. *Landslide Science and Practice*: 57-64.
- Schneider, J.L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M. and Wassmer, P. (2004). Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology*, 169: 75-91.
- Schuster, R.L. (1986). Landslide dams: processes, risk, and mitigation. *American Society of Civil Engineering*, 3: 164.
- Sharafi, S. (2016). The geoarchaeology of the Saymareh River Basin in the Territory of the Lake Terraces of Holocene Period. Ph.D. Thesis in Geomorphology. Faculty of Geography, University of Tehran. [in Persian]
- Sharafi, S. and Sadeghi Rad, M. (2015). The Impact of the environmental consequences of the Earth's landslide very large on Human Settlements. *Payam Bastanshenas Quarterly*, 12(23): 1-25. [in Persian]
- Sharafi, S., Maghsoudi, M. and Sadeghi Rad, M. (2015). Saymareh landslide occurrence and the formation of the largest and most stable dam lakes in the Central Zagros. The 2nd National Conference of the Quaternary Association of Iran, Esfahan. [in Persian]
- Shoaei, Z. (2014). Mechanism of the giant Seimareh Landslide, Iran, and the longevity of its landslide dams. *Environment Earth Science*, 72(7): 2411-2422.
- Swanson, F.J., Graham, R.L. and Grant, G.E. (1985). Some effects of slope movements on river channels. *International Symposium on Erosion. Debris Flow and Disaster Prevention, Japan, Tsukuba*: 273-278.
- Trauth, M.H. and Strecker, M.R. (1999). Formation of landslide-dammed lakes during a wet period between 40,000

- and 25,000 yr B.P. in northwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4): 277-287.
- Yamani, M., Goorabi, A. and Azimirad, S. (2012). Large Saymareh Landslide and Lake Terraces Sequence. *Physical Geography Research Quarterly*, 44(4): 43-60. [in Persian]