

زمین لغزه عظیم جیرفت: معرفی، نشانه‌ها و ویژگی‌ها

احمد عباس نژاد*

^۱بخش زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۹/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۶/۰۷

چکیده

زمین لغزه عظیم و پیش از تاریخ جیرفت با مساحت حدود ۵۳ کیلومتر مربع، در فاصله ۳۵ کیلومتری شمال باختر شهر جیرفت و مجاور سد جیرفت، در محدوده‌ای با مختصات ۴۵° و ۲۸' تا ۲۸° و ۵۳' عرض شمالی و ۲۰' و ۵۷° تا ۳۰' و ۵۷° طول خاوری قرار دارد. این زمین لغزه که بر اثر حرکت توده‌ای از سنگ آهک‌های ریفی بخش بالایی سازند قم با شیب ۶°، حجم ۸ کیلومتر مکعب و ستبرای حدود ۳۰۰ متر روی مارن‌های زیرین این سازند رخ داده است، با سنگ‌های خرد و متلاشی شده، بی‌هنجاری در مسیر هلیل رود و وجود قطعه سنگ‌های آذرین گرد شده در توده متلاشی شده قابل تشخیص است. بر اثر رخداد این زمین لغزه، مسیر هلیل رود کاملاً مسدود گردید و یک دریاچه موقتی شکل گرفت. سپس این دریاچه در محل دیگری که گودترین رخنه در دیواره آن قرار داشت (محل فعلی سد جیرفت) سرریز کرد و هلیل رود پس از طی حدود ۲/۵ کیلومتر از محل سرریز دوباره در پایین دست زمین لغزه وارد مسیر قبلی خود شد. بر اثر این تغییر مسیر، مخروط افکنه توسط رود بریده شد و دره باریک و عمیقی در محدوده محل سرریز شدن تا محل اتصال به مسیر قبلی آن تشکیل شد و موجب بریده شدن مخروط افکنه‌های کوچکی در مسیر گردید. وجود گسل‌های فعال متعدد و کم شیب بودن توده لغزنده حاکی از این است که این زمین لغزه احتمالاً در اثر زمین لرزه رخ داده است و مهم‌ترین ویژگی‌های آن شامل شیب بسیار کم (۶°)، اندازه (وسعت) ۵۳ کیلومتر مربع و مسافت حرکت تا حدود ۷ کیلومتر، چهار بخش بودن، سازوکار حرکت خاص (مشابه با سایر استورستورم‌ها) و زمان ایجاد آن (احتمالاً ۶۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ هزار سال قبل) است و بسته به نوع دسته‌بندی زمین لغزه‌ها می‌توان آن را زمین لغزه بسیار سریع، سنگ لغزه، استورستورم، بهمین سنگی و بهمین خرده سنگ نامید.

کلید واژه‌ها: زمین لغزه، جیرفت، هلیل رود، سد جیرفت، بی‌هنجاری آبراهه‌ای، دریاچه طبیعی، مخروط افکنه

*نویسنده مسئول: احمد عباس نژاد

E-mail: aabbas@uk.ac.ir

۱- مقدمه

و معرفی شده‌اند. نمونه‌هایی از زمین لغزه‌های بزرگ دنیا که برای مثال توسط Coates (1981) شناسایی شده‌اند، عبارتند از: زمین لغزه فلیمز سوئیس به حجم ۱۲ کیلومتر مکعب و وسعت ۴۱/۴ کیلومتر مربع، زمین لغزه داوسوی پامیر به حجم ۲/۱ کیلومتر مکعب و وسعت ۱۰/۴ کیلومتر مربع، زمین لغزه شرمین آلاسکا به حجم ۰/۳ کیلومتر مکعب و وسعت ۴/۵ کیلومتر مربع و زمین لغزه وایونتا ایتالیا به حجم ۰/۳ کیلومتر مکعب.

۲- روش مطالعه

مطالعه حاضر به طور کلی بر اساس پژوهش‌های میدانی انجام شده است، اگر چه از تفسیر عکس‌های هوایی منطقه نیز کمک گرفته شد. به علت شرایط نامساعد توپوگرافی و آب و هوایی منطقه، مطالعات صحرایی در چندین مرتبه و جمعاً طی دو سال (سال‌های ۸۶ و ۸۷) انجام شد و در هر بار یکی از بخش‌های منطقه از نظر زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی و نشانه‌ها و اثرات زمین لغزه، مطالعه و نقشه‌برداری شد و در پایان، با تهیه نقشه زمین‌شناسی زمین لغزه و بازدید از بخش‌های مختلف آن، امکان تحلیل نهایی فراهم شد.

۳- زمین‌شناسی منطقه

بر اساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط نبوی (۱۳۵۵)، منطقه مورد مطالعه در انتهای خاوری واحد اسفندقه - مریوان که به واحد سندج - سیرجان نیز معروف است، قرار دارد. این منطقه در نقشه زمین‌شناسی چارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفندقه واقع است و زمین‌شناسی آن توسط Timotijevic et al., (1972) مطالعه شده است. البته زمین لغزه جیرفت در نقشه فوق شناسایی و معرفی نشده است، بنابراین نقشه زمین‌شناسی محدوده زمین لغزه، به‌طور مستقل تهیه شد (شکل ۲).

قدیمی‌ترین واحد سنگی در این منطقه، سنگ‌های عمدتاً دگرگونی منتسب به تریاس، شامل شیست، سنگ آهک متبلور و متادیا باز همراه با کنگلومرا و

زمین لغزه جیرفت در فاصله ۵۳ کیلومتری شمال باختری شهر جیرفت و مجاور نیروگاه سد جیرفت قرار دارد (شکل ۱). ارتفاع منطقه‌ای که زمین لغزه در آن رخ داده بین ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر از سطح دریا متغیر است. میانگین بارندگی و دمای سالانه در ایستگاه حسین آباد واقع در نزدیکی این محل به ترتیب ۲۱۷ میلی‌متر و ۲۱/۴ درجه سانتی‌گراد است. آب و هوای این منطقه خشک است (عباس نژاد، ۱۳۸۷). هلیل رود که با این زمین لغزه ارتباط شدیدی دارد، بزرگ‌ترین رودخانه استان کرمان است و وسعت حوضه آبریز آن در بالادست محدوده مورد مطالعه، ۸۴۵۰ کیلومتر مربع است. این رودخانه که آبدهی میانگین سالانه آن در ایستگاه حسین آباد نزدیک سد جیرفت ۱۵/۲ متر مکعب در ثانیه است، از دامنه‌های جنوبی کوه‌های لاله‌زار در شمال منطقه بافت سرچشمه می‌گیرد و پس از عبور از محدوده مورد مطالعه وارد دشت جیرفت، و سپس وارد باتلاق جازموریان می‌شود (افشین، ۱۳۷۳). اطلاعات بیشتر در مورد این رودخانه توسط مهندسین مشاور سازه‌پردازی ایران (۱۳۸۳)، حسینی (۱۳۸۶) و عباس نژاد (۱۳۸۷) ارائه شده است.

اگرچه بیشتر زمین لغزه‌های دنیا و از جمله ایران که اصولاً در مناطق کوهستانی پرشیب یافت می‌شوند، کوچک و متوسط هستند، اما انواع عظیم با اثرات زمین‌شناختی بارزتر نیز شناسایی شده‌اند. در ایران نمونه بارز آنها که شهرت جهانی دارد و توسط پژوهشگران متعدد، از جمله Watson and Write (1967) مطالعه شده است، زمین لغزه سیمره در دامنه شمالی کبیرکوه واقع در شمال خوزستان است. زمین لغزه‌های کوچک‌تر فراوانی در ایران رخ داده و معرفی شده‌اند. از جمله زمین لغزه‌های جنوب رامسر (محمدی‌زاده و یمینی، ۱۳۸۵)، زمین لغزه دره لاسم، زمین لغزه باریکان طالقان (فاطمی‌عقدا و همکاران، ۱۳۸۴)، زمین لغزه زرین کوه (شمال آینه ورزان) که سبب به وجود آمدن دریاچه‌های کوهستانی تار و هویر در البرز شده است (شهرابی، ۱۳۸۴) و مجموعه زمین لغزه‌هایی که در دومین سمنار زمین لغزه و کاهش خسارت‌های آن (حق‌شناس و همکاران، ۱۳۷۶) معرفی شده‌اند. در مقیاس جهانی نیز زمین لغزه‌های بزرگ در بعضی از مناطق کوهستانی دنیا شناسایی

سو، زمین‌ساخت باعث تشدید اختلاف ارتفاع و شیب توپوگرافی شده و به دنبال آن، هلیل رود توانسته به شدت بستر خود را حفر نماید. همان گونه که خواهیم دید، فرسایش شدید بستر، موجب بریده شدن کامل واحد آهکی سازند قم در دره قدیمی هلیل رود شده و با از میان رفتن این تکیه‌گاه، امکان لغزش بخشی از کوه فراهم شده است. تأثیر دوم زمین‌ساخت، شیب‌دار شدن سازند قم است که آن هم برای ایجاد زمین‌لغزه ضروری بوده است. به نظر می‌رسد، سومین جنبه زمین‌ساخت این بوده که از طریق گسل‌های پویا و بروز زمین‌لرزه قوی حرکت توده بزرگی از کوهستان را راه انداخته و موجب تشکیل این زمین‌لغزه شده است. ارتباط زمین‌ساخت با زمین‌لغزه‌ها توسط Alexander and Formichi (1993) بررسی شده است.

۴- ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه، ناحیه کوهستانی با اختلاف ارتفاع قابل ملاحظه است و ژئومورفولوژی آن متأثر از زمین‌ساخت، سنگ‌نگاری، فرسایش آبی و تاریخچه تحولات آن است. زمین‌ساخت، بر اختلاف ارتفاع و میزان فرسایش بستری آب‌های جاری تأثیر گذاشته است. واحد اصلی ژئومورفولوژی منطقه ناودیس دوپلانژی و معلق (perched) سد جیرفت است (شکل ۵). به عبارت دیگر، این ناودیس بخش‌های مرتفع منطقه را اشغال کرده است، به گونه‌ای که واحد سنگ آهکی سازند قم که ناودیس را تشکیل داده، مرتفع‌ترین بخش این منطقه را تشکیل می‌دهد و زمین‌لغزه در یال جنوب باختری آن رخ داده است (شکل ۶). تشکیل این ناودیس معلق، این گونه توجیه می‌شود که در زمانی که بخش‌های دیگر سازند قم در ارتفاع بیشتر واقع و در حال فرسایش بوده‌اند، سنگ‌های این ناودیس که در ارتفاع کمتر قرار داشتند فرسایش نمی‌یافتند و با از میان رفتن بخش‌های مرتفع اطراف و کاهش ارتفاع آنها، این ناودیس که توسط سنگ آهک ریفی مقاوم حفاظت می‌شد و در مجاورت واحدهای فرسایش‌پذیری مانند واحد مارنی زیرین قرار گرفته، در بلندی واقع شده است. این نوع توپوگرافی وارونه در طبیعت کمیاب نیست.

واحد ژئومورفولوژی دیگر، فلات شیب‌دار کوه شن یعقوب است که بخشی از یال جنوب باختری ناودیس به شمار می‌رود و از سنگ آهک ریفی سازند قم با شیب ۶ درجه به سمت شمال تشکیل شده است. این واحد را یک کوستای (Cuesta) بسیار کم‌شیب و یا عارضه حدواسط فلات و کوستا هم می‌توان در نظر گرفت که در طی زمین‌لغزه جیرفت، بخشی از آن جابه‌جا شده است. از نظر ژئومورفولوژی، یال شمال باختری ناودیس سد جیرفت که پرشیب است به صورت هاگبک (hogback) درآمده است (شکل ۷).

یکی دیگر از واحدهای ژئومورفولوژی منطقه، تنگدره هلیل رود است که به صورت دره باریک و ژرف به طول ۲/۵ کیلومتر در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد قرار دارد (شکل‌های ۵، ۷ و ۸). ژرفای این دره حدود ۱۵۰ متر و پهنای آن ۲۰ تا ۵۰ متر است و به طور عمده در واحد آهکی سازند قم حفر شده است و در هیچ محل دیگری از مسیر هلیل رود چنین دره‌ای به چشم نمی‌خورد.

بنابراین باید به عنوان یک قطعه مسیر یا دره بی‌هنجار در نظر گرفته شود. در ادامه ملاحظه خواهد شد که تشکیل این دره هم با زمین‌لغزه جیرفت ارتباط دارد.

در این منطقه، هلیل رود دارای یک یادگانه قدیمی اصلی در زیر مواد زمین‌لغزه‌ای است (شکل ۹). بر اساس شواهد صحرایی، این رودخانه پس از ایجاد زمین‌لغزه، بستر خود را بریده و این یادگانه ایجاد شده است و در ضمن، از آنجا که هلیل رود پس از عبور از نیروگاه سد وارد دشت جیرفت شده و مخروط افکنه عظیمی را می‌سازد که شهر جیرفت نیز روی آن مستقر شده است، می‌توان نتیجه گرفت که پیش از زمین‌لغزه، مخروط افکنه خود را نمی‌بریده است (مشاهدات صحرایی نیز بیانگر این نکته است). آخرین واحد ژئومورفولوژی منطقه، زمین‌لغزه جیرفت است که در ادامه معرفی خواهد شد.

ماسه‌سنگ هستند (Dimitrijevic, 1973). این حال، یک واحد آتشفشانی متشکل از ریوداسیت، آندزیت، آندزی بازالت و آذرآواری‌های متعلق به ائوسن، به طور دگرشیب، واحدهای منتسب به تریاس را می‌پوشاند که خود در زیر آذرآواری‌ها و سنگ آهک‌های ماسه‌ای نومولیت‌دار ائوسن میانی تا بالایی قرار گرفته‌اند. در مجموع، واحدهای سنگی مربوط به قبل از الیگوسن به شدت چین‌خورده، تکتونیزه و در هم ریخته بوده و گاه دگرگون شده‌اند.

مهم‌ترین واحد سنگی منطقه از نظر ارتباط با زمین‌لغزه جیرفت، واحد معادل سازند قم است. این سازند در کوه شن یعقوب، حوالی سد جیرفت و به صورت تپه‌های متعددی در محور سد جیرفت - جیرفت - کهنوج رخنمون دارد. در کوه شن یعقوب که بخشی از آن لغزش کرده است، این سازند به طور ناپیوسته بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن قرار گرفته و با کنگلومرای قاعده‌ای شروع می‌شود که به سمت بالا به سرعت جای خود را به مارن و آهک مارنی دارای میان‌لایه‌های گچی می‌دهد. در بالا، بخش اصلی این سازند ظاهر می‌شود که از حدود ۲۰۰ متر سنگ آهک ریفی به رنگ روشن و با لایه‌بندی ضعیف دارای فسیل‌های فراوان تشکیل شده است. واحد آهکی سازند قم که به شدت صخره‌ساز است، دیواره‌های قائم منطقه را تشکیل می‌دهد و همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، در طی زمین‌لغزه نسبت به واحد مارنی زیرین خود حرکت کرده است. فسیل‌های متعدد موجود در سازند قم سن آن را در حد شاتین تا آکیتانین زیرین نشان می‌دهند، بنابراین دریای قم در این محل حدود ۲۰ میلیون سال دوام داشته و نزدیک به ۵۰۰ متر رسوب بر جای گذاشته است. اطلاعات بیشتر در مورد این سازند توسط فاریابی (۱۳۷۲) ارائه شده است.

در محدوده مورد مطالعه، بجز رسوبات جوان کواترنری، هیچ واحد سنگی جوان‌تر از سازند قم به چشم نمی‌خورد و بنابراین دریای قم پس از رسوب‌گذاری این سازند عقب‌نشینی کرده است. همچنین، رسوبات کواترنری شامل آبرفت‌های یادگانه‌ای و بستری و مواد زمین‌لغزه‌ای است. مواد زمین‌لغزه‌ای شامل مخلوطی از ذرات ریز و درشت تا تخته‌سنگ‌ها و قطعه‌های به حجم تا ده‌ها متر مکعب است (شکل ۳).

در شعاع ۱۰۰ کیلومتری این توده لغزشی گسل‌های پویا و غیر پویای متعددی قرار دارند (شکل ۴) که توسط مهندسین مشاور مهتاب قدس (۱۳۷۳) و برزگر و همکاران (۱۳۶۸) مطالعه و معرفی شده‌اند. در جدول ۱ اسامی و توان لرزه‌زایی این گسل‌ها درج شده است و بر اساس آن، بسیاری از آنها به‌ویژه گسل فعال سیزواران واقع در حدود ۲۵ کیلومتری خاور این منطقه ممکن است در گذشته زلزله قوی برای به حرکت در آوردن زمین‌لغزه جیرفت ایجاد کرده باشند. خاطر نشان می‌سازد که ارتباط زمین‌لغزه‌ها با زلزله‌ها توسط مؤلفان مختلف از جمله (1978) Voight and Pariseau و (1978) Cotechia مورد تأکید قرار گرفته است و اصولاً زمین‌لرزه‌های ۵ ریشتری، می‌تواند دامنه‌های تا یک کیلومتر دورتر را گسیخته کنند، اما زمین‌لرزه‌های با بزرگی ۶ دامنه‌های تا شعاع ۵۰ کیلومتر و زمین‌لرزه‌های ۸ ریشتری دامنه‌ها را تا شعاع ۴۰۰ کیلومتر از مرکز زلزله را نیز می‌توانند ناپایدار سازند (Keefe, 1984). بدیهی است که این نتیجه‌گیری در مورد مناطق کوهستانی دنیا که دارای دامنه‌های پرشیب هستند، صدق می‌کند.

از نظر زمین‌ساختی، این منطقه در گذشته بسیار پویا بوده و در حال حاضر نیز پویاست. دگرشیبی‌های متعدد بیانگر تکرار فعالیت‌های زمین‌ساختی در آن است. چین‌خوردگی سازند قم و وجود گسل‌های عمده متعدد نیز حاکی از پویا بودن آن است. سازند قم به صورت یک ناودیس نامتقارن با دوپلانژ به سمت داخل در امتداد شمال باختری - جنوب خاوری چین‌خورده است و هلیل رود به‌طور غیرعادی عمود بر محور این ناودیس آن را می‌برد (شکل‌های ۲ و ۵). شیب یال شمال خاوری ناودیس که سد جیرفت هم در محدوده آن احداث شده است، حدود ۴۰ درجه اما شیب یال جنوب باختری آن تنها حدود ۶ درجه است.

تأثیر زمین‌ساخت بر زمین‌لغزه جیرفت از سه جنبه قابل توجه است. از یک

۵- زمین لغزه جیرفت

زمین لغزه جیرفت که در این مقاله معرفی شده است یکی از بزرگترین زمین لغزه‌های کشور است که از نظر ویژگی‌ها و اثراتی که داشته، کاملاً منحصر به فرد و جالب است. بنابراین در این جا ابتدا نشانه‌های موجود، سپس به ترتیب ویژگی‌ها و مشخصات آن بررسی می‌شوند.

۱-۵. نشانه‌های زمین لغزه

همان گونه که در شکل‌های ۲ و ۵ مشخص است، در طی این زمین لغزه بخشی از یک کوه به سمت دره هلیل رود حرکت کرده و با مسدود کردن دره به واحد آهکی مشابه خود برخورد کرده و اندکی روی آن رانده شده است (شکل ۱۰). به گونه‌ای که فضای میان واحدهای آهکی به طور عمده به وسیله سنگ آهک متلاشی شده از جنس خود آنها پر شده است (شکل ۵). در این حالت تشخیص زمین لغزه دشوار می‌شود. به نظر می‌رسد، به همین دلیل Timotijevic et al. (1972) که نقشه زمین‌شناسی منطقه را تهیه کرده‌اند و نیز مهندسین مشاور ستیران (1975، CETIRAN) که برای احداث سد و نیروگاه سد این منطقه را مطالعه کرده‌اند، موفق به شناسایی آن نشده‌اند. بنابراین در اینجا اثبات وجود این زمین لغزه ضروری به نظر می‌رسد.

نشانه‌های آن عبارتند از:

الف) وجود سنگ‌های متلاشی شده و در هم ریخته، شاخص زمین لغزه‌های بزرگ و سریع (شکل ۳).

ب) وجود قطعه سنگ‌های آذرین گرد شده از آبرفت‌های بستر هلیل رود، در بعضی نقاط در میان قطعه سنگ‌های زاویه دار سنگ آهک متلاشی شده (شکل ۱۱).

ج) در حالی که سنگ آهک سازند قم در شمال و جنوب خاوری توده رانشی یکپارچه بوده و شیب ملایم و یکنواختی به سمت شمال دارد، در فضای میان آنها سنگ‌ها متلاشی شده و اگر لایه بندی نشان دهند با شیب‌های مختلف و بدون نظم در جهت متفاوت قرار گرفته‌اند (شکل ۵).

د) با توجه به شکل ۱۲، هلیل رود تنها در این منطقه بی‌هنجاری نشان می‌دهد، به عبارت دیگر، به جای این که مستقیماً از محلی که گذار نامیده شده به سمت نیروگاه سد حرکت کند، مسیر طولانی‌تری یعنی گذار- سد جیرفت - نیروگاه را طی کرده است (مسیر اولیه هلیل رود در واقع گذار به نیروگاه بوده است، اما زمین لغزه باعث شده مسیر خود را تغییر دهد).

ه) هلیل رود ناودیس سد جیرفت را در جهت عمود بر راستای محور آن بریده است (شکل‌های ۲ و ۵)، در حالی که باید از امتداد ناودیس که هم‌راستا با مسیر حرکت این رود است، پیروی می‌کرد.

و) همان گونه که پیش‌تر گفته شد، بر خلاف سایر مناطق، دره هلیل رود تنها در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد تنگ و ژرف (تنگدره) است. بنابراین مسیر قدیمی و اولیه رودخانه نیست و از نظر زمین‌شناسی، به تازگی از این محل عبور کرده و چون زمان کافی برای فرسایش دامنه‌های دره آن وجود نداشته به صورت تنگدره دیده می‌شود.

۲-۵. ویژگی‌های زمین لغزه

در طی زمین لغزه جیرفت، بخشی از واحد سنگ آهکی (متعلق به سازند قم) تشکیل دهنده فلات شیب دار (یا کوهستان کم‌شیب) کوه شن یعقوب همراه با مارن‌های بستر خود به سمت شمال حرکت کرده است. این نوع حرکت (حرکت سنگ آهک شیب‌داری که روی مارن، رس یا شیل قرار داشته باشد) در طبیعت کمیاب نیست. برای مثال می‌توان از زمین لغزه سیمره نام برد (Watson and Wright, 1976). اما یکی از ویژگی‌های این زمین لغزه که بسیار کمیاب است، این است که شیب سنگ آهک ۶ درجه است. درحالی که معمولاً دامنه‌های متلاشی از سنگ‌های سخت با زوایای بیش از این هم پایدار هستند. در زمین لغزه معروف سیمره، شیب واحد آهکی که حرکت کرده، ۲۰° بوده است. شیب هیچ

کدام از ۷ زمین لغزه بزرگ کوه‌های راکی کانادا که آب و هوای مرطوب تر از منطقه مورد مطالعه دارند کمتر از ۲۵° نبوده است (Curden, 1976). زمین لغزه‌های بزرگ اصولاً در دامنه‌های با شیب بیش از ۲۰° رخ می‌دهند (Mcguire et al, 2002). به نظر می‌رسد، ویژگی دیگر اندازه آن است. با توجه به شکل ۲ وسعت آن حدود ۵۳ کیلومتر مربع است که رقم قابل ملاحظه‌ای است.

سومین ویژگی زمین لغزه جیرفت این است که می‌توان آن را متشکل از چهار بخش در نظر گرفت. یک بخش جبهه کوهی رو به روی مسیر حرکت آن است که در این محل به دلیل این که فاصله حرکت سنگ‌ها از منشأ کمتر است (حدود ۳ کیلومتر) و ظاهراً سنگ‌ها هنوز به اندازه کافی سرعت نداشته‌اند، بنابراین کمتر متلاشی شده‌اند و حتی قطعه عظیمی از توده به ابعاد ۲×۰/۵ کیلومتر و ارتفاع ۲۰۰ متر نسبت به اطراف به کوهستان روبه‌رو که از جنس خود آن است، برخورد کرده و اندکی روی آن رانده شده است، بدون این که متلاشی شود (شکل ۱۰). بخش‌های دوم و سوم زمین لغزه به ترتیب زبانه‌های شمالی و باختری آن است که به علت پیمودن مسیر طولانی‌تر، سنگ‌های آنها کاملاً متلاشی شده‌اند. بیشترین مسافت طی شده توسط زبانه‌ها حدود ۷ کیلومتر برآورد می‌شود. بالاخره، در خاور زمین لغزه، توده‌های کوچک تری از کوه شن یعقوب جدا شده و به زبانه شمالی وصل شده‌اند. اگرچه می‌توان آنها را زمین لغزه مستقل نیز در نظر گرفت، اما از آنجا که بر اساس شواهد صحرایی، همزمان با زمین لغزه اصلی ایجاد شده و به هم متصل هستند، آنها نیز به عنوان زیر مجموعه زمین لغزه جیرفت در نظر گرفته می‌شوند. وجود زبانه‌های متعدد در این زمین لغزه ناشی از تأثیر توپوگرافی است.

یک جنبه دیگر زمین لغزه جیرفت سازو کار حرکت آن است. همان گونه که در میبحث بعدی ملاحظه می‌شود، به نظر می‌رسد، این توده در اثر یک زمین لرزه قوی راه افتاده و پس از طی مسافتی، مارن‌های زیرین آن که با آب‌های زیرزمینی درون سنگ آهک پوشاننده خود تماس داشته‌اند به صورت خمیری در آمده و به علت کاهش اصطکاک ناشی از آن، سرعت حرکت توده افزایش یافته است. افزایش سرعت موجب متلاشی شدن توده و تبدیل حرکت از لغزش به جریان شده است. به عنوان شاهد این نکته، قطعات زمین لغزه در فواصل نزدیک به مبدأ، به طور عمده از نوع قطعه‌های عظیم بوده، اما در فواصل دورتر از حدود ۳-۲ کیلومتر نسبت به مبدأ، به شدت متلاشی شده‌اند.

سرعت زیاد این نوع زمین لغزه‌ها که بر اساس میزان متلاشی شدن سنگ و مسافت حرکت روی شیب‌های نه چندان زیاد استنباط می‌شود، به عنوان یک پدیده غیر معمول مورد توجه قرار گرفته است و آن را به اصطکاک بسیار کم و حتی چند سازوکار عجیب مانند وجود لایه‌ای از هوای به دام افتاده در بستر توده (Kent, 1966; Shreve, 1968)، تبخیر آب بر اثر گرمای اصطکاک و به دنبال آن کاهش اصطکاک (Goguel, 1978) و ذوب سنگ بستر بر اثر اصطکاک (Erismann, 1979) نسبت داده‌اند. مطالعات بعدی، فراگیر بودن هیچ کدام از این سازوکارها را تأیید نکرده و به ندرت در مواردی بر اساس شواهد صحرایی پذیرفته شده‌اند. در این رابطه، یک نظر دیگر این است که سرعت زیاد الزاماً ناشی از کم بودن اصطکاک نیست، بلکه محرک دیگری مانند تجمع زیاد آب در سنگ نقش دارد (Mcguire et al., 2002). بر اساس یک نظریه باز هم جدیدتر، حرکت متلاطم قطعات موجب انتقال انرژی جنبشی (momentum transfer) میان قطعات و ذرات به هم برخوردکننده می‌شود و بر اثر آن تنش‌های انتشاردهنده (dispersive stresses) به وجود می‌آیند که حرکت را تسهیل می‌کنند (Curden and Varnes, 1996).

یک جنبه دیگر زمین لغزه جیرفت که به ندرت در موارد مشابه گزارش شده است، این است که می‌توان آن را به بخش‌های داخلی سالم‌تر و بخش‌های حاشیه‌ای (زبانه‌ها) که متلاشی شده‌اند، تقسیم کرد. به عبارت دیگر، در این زمین لغزه سنگ‌ها

الف) لرزه‌خیز بودن محل رخداد آنها
 ب) کم بودن شیب دامنه ایجاد زمین‌لغزه (به گونه‌ای که اگر دامنه محل رخداد زمین‌لغزه به روش استاتیک تحلیل پایداری شود آن زمین‌لغزه نباید حادث شود، بنابراین برای ایجاد آن، نیاز به نیروی اضافی زمین‌لغزه وجود دارد).
 ج) بزرگ بودن زمین‌لغزه.
 د) زمین‌لغزه‌های ایجاد شده در سطوح توپوگرافی با وسعت دست کم چند کیلومتر مربع و نیز بهمن‌های سنگی با مسافت حرکت زیاد معمولاً در اثر زمین‌لغزه رخ می‌دهند.
 ه) دیده شدن پدیده‌های روانگرایی همراه با زمین‌لغزه.
 و) انطباق خوب بین سن زمین‌لغزه با سن پدیده‌های نشان دهنده حرکت در سطح گسل (های) فعال منطقه.

پدیده‌ای است که هر چه تعداد بیشتری از این موارد در یک زمین‌لغزه خاص صدق کنند، احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن آن بیشتر است. در مورد زمین‌لغزه جیرفت، چهار مورد اول به خوبی صدق می‌کنند. از آنجا که رخداد این زمین‌لغزه در سنگ‌های سخت ایجاد شده، انتظار نداریم، پدیده‌های مربوط به روانگرایی (مورد پنجم) همراه با آن دیده شوند و اثبات مورد ششم نیاز به مطالعات سن‌سنجی دارد که در این مطالعه انجام نشده است. بنابراین احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن منشأ زمین‌لغزه جیرفت زیاد است، اگرچه در این مورد قطعیت کامل وجود ندارد. خاطر نشان می‌سازد که مشابه با زمین‌لغزه جیرفت، زمین‌لغزه‌ای در منطقه گبی-آلتای مغولستان شناسایی شده است که به علت بزرگ بودن، نزدیکی به گسل فعال و کم‌شیب بودن سطح لغزش، ایجاد آن را به زمین‌لغزه نسبت داده‌اند (Jisbon, 2009). همچنین، ذکر این نکته ضروری است که چنانچه مجموعه‌ای از زمین‌لغزه‌ها در یک منطقه شناسایی شوند که معیارهایی مانند موارد زیر در مورد آنها صدق کند، احتمال زمین‌لغزه‌ای بودن آنها بیشتر خواهد بود:

الف) توزیع مکانی آنها با منطقه لرزه‌خیز هماهنگی داشته باشد.
 ب) توزیع مکانی آنها را نتوان به شرایط زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی خاص غیر از زمین‌لغزه (برای مثل وجود سنگ خاص) نسبت داد.
 ج) ثابت شود که این زمین‌لغزه‌های فراوان و هم‌سن منطقه لرزه‌خیز در اثر بارش زیاد ایجاد نشده‌اند (این نکته را می‌توان با مطالعه نوع زمین‌لغزه و مشخصات مواد زمین‌لغزه‌ای ثابت کرد).

۷- نتیجه گیری

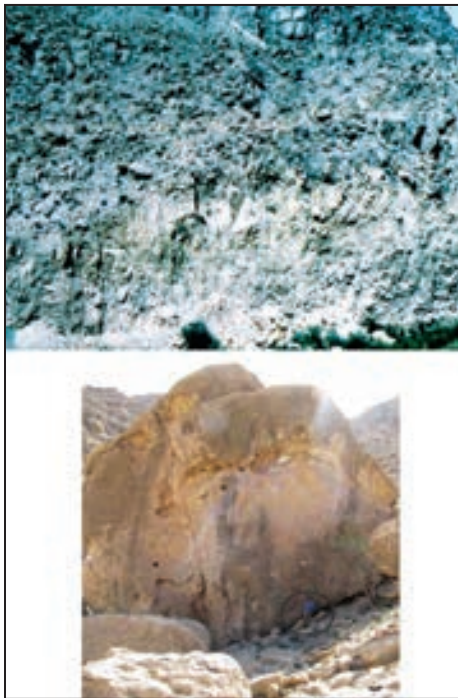
با توجه به آنچه در مورد موقعیت زمین‌شناسی، نشانه‌ها و ویژگی‌های زمین‌لغزه جیرفت مورد بررسی قرار گرفت، مشخص شد که این زمین‌لغزه که می‌توان آن را استورستورم و بهمن سنگی نیز نامید، با وسعت حدود ۵۳ کیلومتر مربع و حداکثر مسافت حرکت حدود ۷ کیلومتر، در اثر لغزش سنگ آهک الیگومیوسن (بخش بالایی سازند قم) به سبب برای حدود ۳۰۰ متر و شیب حدود ۶ درجه روی مارن‌های زیرین این سازند ایجاد شده است. زمان احتمالی رخداد آن ۶۰۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰۰ سال برآورد می‌شود و زمین‌لغزه به احتمال زیاد همزمان با یک زمین‌لغزه قوی در این منطقه زلزله‌خیز دارای گسل‌های فعال متعدد به وجود آمده است. در اثر آن، بخشی از مسیر سابق هلیل رود به طول حدود ۸ کیلومتر به طور کامل مسدود شد و یک دریاچه موقتی در پشت مانع به وجود آمد. این دریاچه از محلی غیر از محل انسداد، یعنی در محل فعلی سد جیرفت، سرریز کرد و رودخانه پس از طی مسیری به طول حدود ۲/۵ کیلومتر دوباره به مسیر قبلی خود پیوسته است. این رویدادها باعث اثراتی مانند بریدگی مخروط افکنه‌ها، تشکیل ناهنجاری در مسیر هلیل رود و ایجاد تنگدره شدند.

هنوز تا مسافت حدود ۳-۲ کیلومتر از محل حرکت خود به اندازه کافی سرعت نگرفته‌اند که متلاشی شوند.

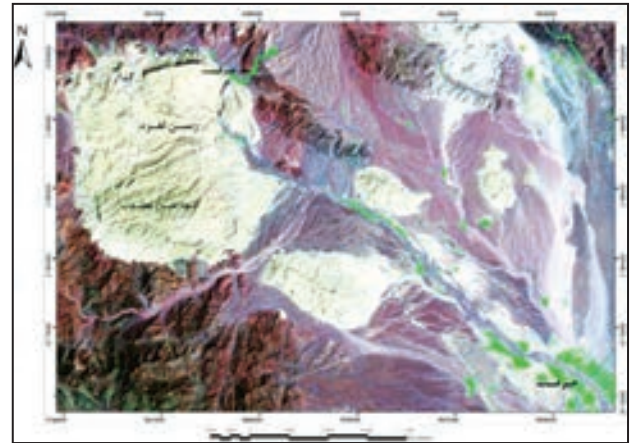
از مشخصات دیگر زمین‌لغزه جیرفت که لازم است مورد تأکید قرار گیرد، زمان ایجاد آن است. در این مورد باید اشاره کرد که: ۱) در سطح قله‌سنگ‌های آذرین درون سنگ‌های متلاشی شده و در سطح قله‌سنگ‌های موجود در قدیمی‌ترین پادگانه هلیل رود، جلای بیابان شدید و تکامل یافته‌ای به چشم می‌خورد (شکل ۱۲). ۲) در سطح قطعه‌های سنگی توده لغزشی رانل‌های (runnels) انحلالی وجود دارد (شکل ۱۳) که مسلماً پس از رخداد زمین‌لغزه به وجود آمده‌اند. با توجه به خشک بودن منطقه، به نظر می‌رسد که تشکیل آنها نیاز به حداقل ده‌ها هزار سال وقت داشته باشد. ۳) همان گونه که در ادامه ملاحظه می‌شود، تنگدره هلیل رود که حد فاصل سد جیرفت تا نیروگاه این سد قرار دارد به طور عمده پس از زمین‌لغزه ایجاد شده است. حفر این دره با ژرفای حدود ۱۵۰ متر و از جنس سنگ آهک ریفی نیز احتمالاً ده‌ها هزار سال وقت لازم دارد. ۴) قرار گرفتن زبانه خاوری زمین‌لغزه روی آبرفت‌های کوتاه‌تری هلیل رود (شکل ۹) رخداد آن در کوتاه‌تری را نشان می‌دهد. در هر حال، اگر چه بر اساس جدول ارائه شده توسط Wohl (1999) سرعت حفر بستر توسط رودخانه‌ها از ۰/۵ تا ۱۰۰۰ سانتی‌متر در هزار سال در نقاط مختلف دنیا اندازه‌گیری شده است و میزان آن تابع عوامل مختلفی مانند شیب بستر، مقدار بار رودخانه، نوع سنگ، آبدهی و غیره است، اما تنها به منظور کسب ایده بیشتری از سن این زمین‌لغزه، اگر میزان فرسایشی را که توسط Lelland et al. (1995) در پاکستان اندازه‌گیری شده و شباهت زیادی با منطقه مورد مطالعه دارد، در نظر گرفته شود که در آن میزان حفر بستر ۱ سانتی‌متر در سال گزارش شده، و نیز با این فرض که تنها ۱۰۰ متر از دره (بخش تنگ آن) پس از زمین‌لغزه حفر شده است، در این صورت رقم ۱۰۰,۰۰۰ سال به دست می‌آید. همچنین، چنانچه میزان انحلال رانل‌ها در این آب و هوای خشک، ۰/۵ سانتی‌متر در ۱۰۰۰ سال فرض شود و با توجه به این که ژرفای آنها حدود ۳۰ سانتی‌متر است، در این صورت تشکیل آنها ۶۰,۰۰۰ سال طول کشیده است. به عنوان مثال‌های دیگر، مطالعه عوارض آبرفتی خاور گردن کانیون میزان حفر بستر را در حد ۰/۲ متر در هزار سال نشان داده است (Pederson et al., 2006) و گلن کانیون (Glen Canyon) واقع در ایالات متحده که ۲۵۰ متر ژرفا دارد، در طی ۵۰۰ هزار سال ایجاد شده است (Garvin et al., 2005).
 آخرین ویژگی این زمین‌لغزه نوع آن است. در منابع علمی نام‌های مختلفی مانند بهمن سنگ لغزه، بهمن سنگی، بهمن خرده سنگ‌ها و زمین‌لغزه طول‌المسیر، به این نوع حرکت دامنه‌ای داده شده است. Hsu (1975) برای اولین بار نام استورستورم را برای آنها برگزید که تا حدی مورد پذیرش قرار گرفته است. آنها از ذرات ریز تا قطعه‌های تا اندازه یک خانه تشکیل شده، مواد ریزتر معمولاً در زیر و یا درافق‌های خاص درون توده تجمع می‌یابند، معمولاً چینه‌شناسی بزرگ مقیاس پیش از گسیختگی را کم و بیش حفظ می‌کنند و سریع و ناگهانی شروع می‌شوند. (Mcguire et al. (2002) و Voight and Pariseau (1978) معتقدند که معمولاً وجود ساختار لایه‌ای و یا ناپوستگی صفحه‌ای برای ایجاد آنها ضروری است. در هر حال، این موارد در زمین‌لغزه جیرفت نیز کم و بیش دیده می‌شوند. بنابراین، این زمین‌لغزه یک استورستورم است. جدول ۲ خلاصه مشخصات زمین‌لغزه جیرفت را نشان می‌دهد.

۶- نقش زمین‌لغزه در ایجاد این زمین‌لغزه

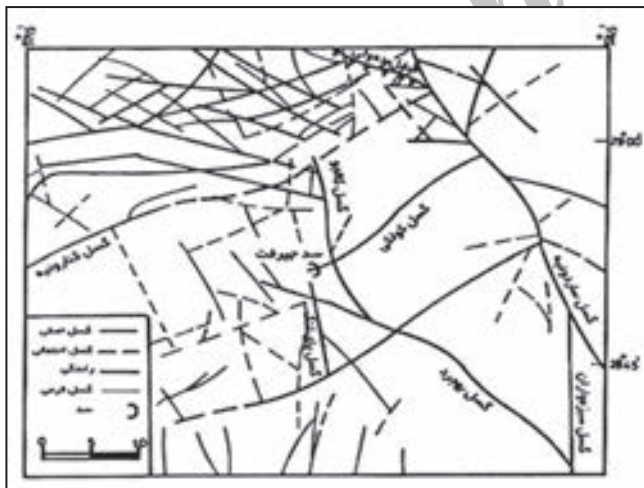
مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌لغزه‌های ناشی از زمین‌لغزه‌ها که مثلاً توسط Jibson (2009) معرفی شده‌اند عبارتند از:



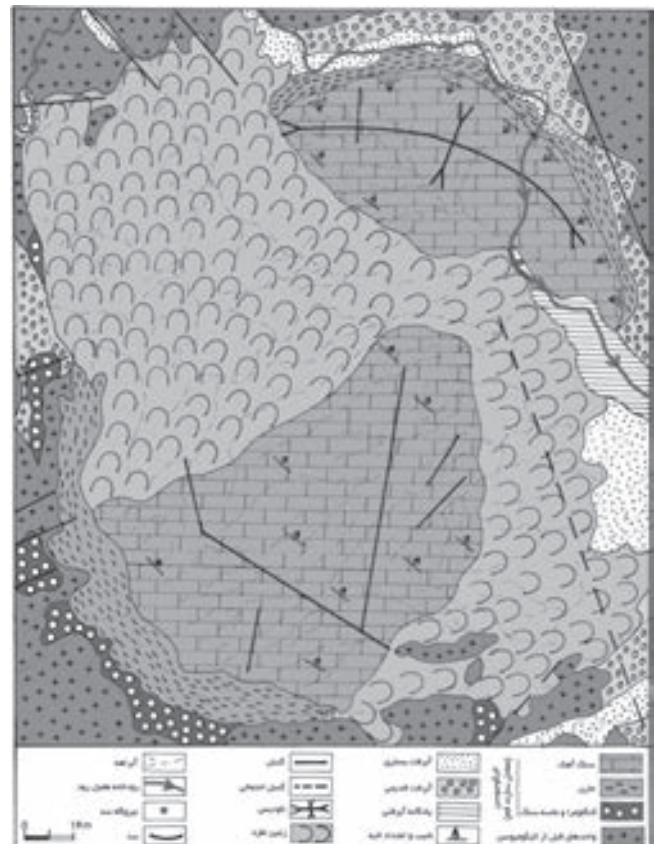
شکل ۳- تصاویری از مواد زمین لغزه‌ای: الف) مخلوط درهمی از سنگ‌های متلاشی شده. ب) قطعه سنگ‌های عظیم (به تصویر فرد به عنوان مقیاس توجه شود).



شکل ۱- موقعیت زمین لغزه جیرفت



شکل ۴- موقعیت گسل‌های مهم و عمدتاً فعال منطقه که می‌توانسته‌اند با ایجاد زمین‌لرزه در راه‌اندازی زمین لغزه جیرفت مؤثر باشند (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۷۳).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده زمین لغزه



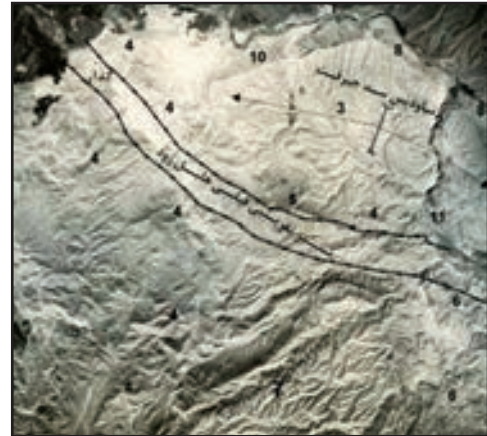
شکل ۸- تصویری از تنگدره هلیل رود واقع در محدوده سد جیرفت تا نیروگاه این سد، که به طور عمده در اثر سرریز شدن دریاچه زمین‌لغزه‌ای و عبور هلیل رود از این محل در بعد از رخداد زمین‌لغزه ایجاد شده است.



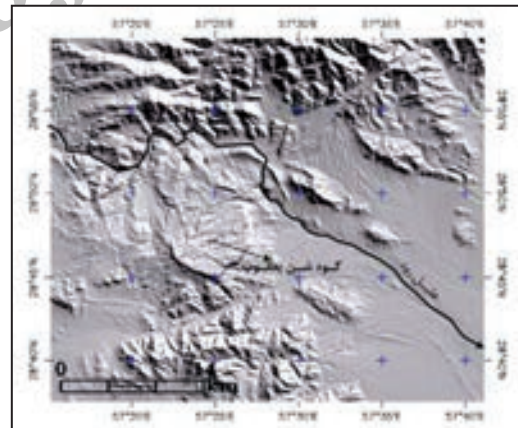
شکل ۹- آبرفت‌های درشت‌دانه هلیل رود که به صورت افقی و با تن تیره در این تصویر قابل تشخیص هستند، در زیر مواد زمین‌لغزه‌ای قرار دارند و نشان‌دهنده رخداد زمین‌لغزه در دوران چهارم زمین‌شناسی بوده و همچنین حاکی از حفر بستر دره بعد از رخداد زمین‌لغزه از محل نیروگاه سد به بعد است.



شکل ۱۰- در این تصویر یکی از بزرگ‌ترین قطعه‌های زمین‌لغزه که در شکل ۵ نیز مشخص شده است به صورت رانده شده روی سنگ آهک‌های از جنس خود که در مسیرش قرار داشته‌اند، دیده می‌شود (رانش ثقلی).



شکل ۵- عکس هوایی با مقیاس حدود ۱:۵۰۰۰۰ اما کوچک شده محدوده زمین‌لغزه که در آن دره رودان (۱)، تنگدره هلیل رود (۲)، ناودیس سد جیرفت با دو پلاژ به سمت داخل (۳)، زمین‌لغزه (۴)، یکی از قطعه‌های بزرگ زمین‌لغزه (۵)، زبانه خاوری (۶)، فلات شیب‌دار کوه شن یعقوب (۷)، هاگبک تشکیل‌دهنده ضلع شمالی ناودیس سد جیرفت (۸)، رخنه‌ای که سد جیرفت در آن احداث شده (۹)، رخنه متروکه (۱۰)، محل نیروگاه سد (۱۱) و مسیر قبلی هلیل رود به چشم می‌خورند (بهتر است این شکل با شکل‌های ۲ و ۶ مقایسه شود).



شکل ۶- نقشه سایه روشن منطقه مورد مطالعه که در آن ارتفاع نسبی واحدهای مختلف ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی مشخص شده است.



شکل ۷- عکس هوایی مورب از سد جیرفت (محل سرریز کردن دریاچه زمین‌لغزه‌ای)، تنگدره پایین دست سد و هاگبک تشکیل‌دهنده ضلع شمال خاوری ناودیس سد.



شکل ۱۲- زمین لغزه موجب تغییر مسیر هلیل رود و ایجاد بی‌هنجاری در مسیر آن شده است (ستاره‌ها ایستگاه‌های هیدرومتری هستند).



شکل ۱۱- قطعه سنگ‌های آذرین گردشده در چند نقطه در لابه لای مواد زمین‌لغزهای معرف مسیر قبلی هلیل رود در محدوده گذار- نیروگاه سد هستند. در عین حال جلای پیاپی موجود در آنها نشان‌دهندهٔ نه چندان جدید بودن رخداد زمین‌لغزه است.



شکل ۱۳- رانل‌های انحلالی در سطح قطعه سنگ‌های زمین‌لغزهای حاکی از رخداد زمین‌لغزه در ده‌ها تا چند صد هزار سال قبل است. (به تصویر فرد به عنوان مقیاس توجه شود).

جدول ۱- توان لرزه‌زایی گسل‌های نزدیک زمین لغزه جیرفت (مهندسین مشاور مهتاب قدس، ۱۳۷۳)

نام گسل	طول گسل (کیلومتر)	توان لرزه‌زایی (Ms)	فاصله تا زمین لغزه (کیلومتر)
گسل کولکی	۲۱	۶/۳	۳
گسل پای تنگ	۲۶	۶/۴	۵
گسل بهجرد	۳۷	۶/۶	۶
گسل کنارونیه	۴۵	۶/۷	۱۱
گسل سرکز	۵۰	۶/۷	۱۱
گسل ساردونیه	۱۰۰	۷/۱	۲۱
گسل سبزوآران	۱۹۰	۷/۴	۲۵

جدول ۲- خلاصه مشخصات زمین‌لغزه جیرفت

مشخصه	توضیح
موقعیت جغرافیایی	مختصات ۴۵' و ۲۸° تا ۵۳' و ۲۸° عرض شمالی و ۲۰' و ۵۷° تا ۳۰' و ۵۷° طول خاوری
وسعت کل	۵۳ کیلومتر مربع
وسعت توده سنگی که حرکت کرده	حدود ۲۵/۶ کیلومتر مربع
حجم	حدود ۸ کیلومتر مکعب
جنس و سن سنگ حرکت کرده	سنگ آهک الیگومیوسن (بخش بالایی سازند قم) همراه با مقداری از مارن‌های زیر آن
شیب دامنه گسیخته شده	۶ درجه
ستبرای سنگ حرکت کرده	حدود ۳۰۰ متر
زمان رخداد	احتمالاً ده‌ها هزار سال تا چند صد هزار سال قبل
بیشترین مسافت حرکت	حدود ۷ کیلومتر
تعداد اجزاء	دو زبانه (شمالی و باختری) و دو بخش (خاوری و میانی)
اثرات	مسدود کردن مسیر هلیل رود، ایجاد یک تنگ‌دره، تغییر مسیر هلیل رود، بریده شدن ناودیس سد جیرفت توسط هلیل رود، بریده شدن مخروط افکنه هلیل رود و چند مخروط افکنه دیگر، ایجاد یک دریاچه موقتی، معکوس شدن جریان در دره رودان، تغییر در نیم‌رخ طولی هلیل رود
	بر اساس وسعت و با توجه به دسته بندی (Cornforth (2005) عظیم (huge)
	بر اساس سرعت احتمالی و با توجه به دسته بندی (Curden and Varnes (1996) فوق العاده سریع (extremely rapid)
	بر اساس دسته بندی (Hutchinson (1967) سنگ لغزه (rockslide)
نام	استورستورم (sturzsturm)، بهمن سنگی (rock avalanche)، بهمن سنگ لغزه (rock slide avalanche) بهمن خرده سنگ‌ها (debris avalanche) و زمین لغزه طولی‌المسیر (long run -out landslide)
	سایر نام‌های قابل قبول

کتابنگاری

- افشین، ی.، ۱۳۷۳- رودخانه‌های ایران، جلد اول، مهندسين مشاور جاماب.
- برزگر، ف.، صدیقیان، ا. و نجم‌اوی، م.، ۱۳۶۸- یادداشتی بر زمین‌شناسی محل سد هلیل رود (جیرفت)، تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱، صفحات ۳۶ تا ۵۵.
- حسینی، ز.، ۱۳۸۶- پهنه‌بندی خطر سیل در دشت جیرفت با توجه به معیارهای ژئومورفولوژیکی و با استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر، ۱۸۸ ص.
- حق شناس، ا.، جعفری، م. ک. و کمک پناه، ع.، ۱۳۷۶- دومین سمینار زمین‌لغزه و کاهش خسارت‌های آن، جلد اول، مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- شهرابی، م.، ۱۳۸۴- دریاچه‌های کوهستانی تار و هویر و چگونگی تشکیل آنها، رشد زمین‌شناسی، دوره دهم، شماره ۴، صفحات ۲۹-۲۶.
- عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۸۷- بررسی سیل خیزی (پهنه‌بندی خطر سیل در حوضه آبریز هلیل رود با استفاده از GIS، گزارش طرح تحقیقاتی، دانشگاه شهید باهنر، ۳۰۹ ص.
- فاریابی، ع.، ۱۳۷۲- مطالعه چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند قم در منطقه ساردوئیه و سبزواران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- فاطمی‌عقدا، س.، غیومیان، ح.، عطائی، ا.، داودی، م. ه. و نوروزی، ع. ا.، ۱۳۸۴- تعیین مناسب‌ترین روش کنترل لغزش با استفاده از سامانه پشتیبان تصمیم (DSS)، مطالعه موردی زمین‌لغزش باریکان، طالقان، فصلنامه علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، صفحات ۸۴ تا ۹۳.
- محمدی‌زاده، ج. و پمپنی، ا.، ۱۳۸۵- زمین‌لغزه‌های جنوب رامسر (منطقه ی‌پياز کش)، رشد زمین‌شناسی، دوره دوازدهم، شماره ۲، صفحات ۲۴-۱۹.
- مهندسين مشاور سازه پردازی ایران، ۱۳۸۳- طرح ساماندهی و تعیین حریم و بستر رودخانه‌های هلیل و شور جیرفت، فصول دوم و چهارم (مطالعات هواشناسی و هیدرولوژی).
- مهندسين مشاور مهتاب قدس، ۱۳۷۳- گزارش لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لغزه سد بتنی قوسی جیرفت.
- نبوی، م.، ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Alexander, D. & Formichi, R., 1993- Tectonic Causes of Landslides, Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 18, pp. 311-338.
- CETIRAN, CO., Eng., 1975- Barrage de Jiroft.
- Cornforth, D. H., 2005- Landslides in Practice, Investigations, Analysis, and Remedial/ Preventative Options in Soils, John Wiley, New York.
- Cotecchia, V., 1978- Earthquake- Prone Environments, In: Slope stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology, ed . By: M. G. Andeson & K. S. Richards, John Wiley, Chichester, PP.287-330.
- Curden, D. M., 1976- Major rock slides of The Rockies, Canada, Geotechnical Journal, Vol 13, PP. 8-20.
- Curden, D., M. & Varnes. D., J., 1996- Landslide Types and Processes, In: A., K. Turner and R.L. Shuster (eds), Landslides, Investigation and Mitigation, National Academy Press, Washington, PP.36-75.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman Region, Geological Survey of Iran, Report No Yu/52.
- Erismann, T., H., 1979- Machanisms of large landslides, Rock Mechanics, Vol 2, PP. 15-46.
- Garvin, C. D., Hanks, T. C., Finkel, R. C. & Heimsath, A.M., 2005- Episodic incision of the Colorado River in Glen Canyon, Utah, Earth Surface Processes and Landforms, Vol 30, PP.973-984.
- Goguel, J., 1978- Scale- dependment rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization. In: B. Voight(ed.) Rockslides and avalanches, 1, Natural Phenomena, Elsevier, New York, P. 693-708.
- Hsu, K. J., 1975- On struzstorms- catastrophic debris streams generated by rockfalls, Geological Society of America Bulletin, Vol 86, PP. 126-140.
- Hutchinson, J. N., 1968- Mass movement, In: R.W.Farbridge (ed.). The Encyclopedia of Geomorphology, Reinold, New York, PP. 688-695.
- Jibson, R.W., 2009- Using Landslides for Paleoseismic Analysis, in: Paleoseismology(2ned.), ed. By: J.P.McCalpin, PP.565-601.
- Keefer, D. K., 1984- Landslides caused by earthquakes, Geological Society of America Bulletin, Vol 95, PP 406-421.
- Kent, P. E., 1966- The transport mechanism in catastrophic rockfalls, Journal of Geology, Vol 74, PP. 79-83.
- Lelland, J. F., Burbank, M. R., Finkel, D. W. & Caffee, M., 1995-¹⁰Be and ²⁶Al exposure ages from bedrock river- cut terraces in northern Pakistan: implications for incision and uplift rates, EOS transactisons, 76, F685.
- Mc guire, M. C., B., Mason, I. & Kilburn, C., 2002- Natural Hazard and Environmental Change, Arnold. New York.
- Pederson, J. L., Anders, M. D., Rittenhour, T. M., Sharp, W. D., Grosse, J. C., & Karlstrom, K. E., 2006- Using fill terraces to understand incision rates and evolution of the Colorado river in eastern Grand Canyon, Arizona, Journal of Geophysical Research, Vol III, Fo 2003, doi: 10.1029/2004Jf000201.
- Shreve, R. L., 1968- The Blackhawk landslide, Geological Society of America, Special Paper, 108, 47 PP.
- Timotijevic, S., Cretic, S., Dimitrijevic, M., N., Dimitrijevic, M. D., 1972- Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet 7447- Esfandageh, Geological Survey of Iran.
- Voight, B. & Pariseau, W., G., 1978- Rockslides and avalanches, 1: Natural phenomena, ed. By: B. Voight, Elsevier, Amesterdam, PP. 1-67.
- Watson, R. A. & Wright, H. E., 1967- The Seidmarreh landslide, Iran, Geological Society of America, Special Paper, 123, PP. 115-139.
- Wohl, E. E., 1999- Incised bedrock channels, In: Incised River channels: Processes, Froms, Engineering and Management, ed. By: S.E. Darby and A. Simson, John Wiley, Chichester, PP 187-218.

Keywords: Kangan Formation, Porosity, Well Logs, Artificial Neural Network, Regularization Training Method, Committee Machine, Ensemble Combination, Genetic Algorithm

For Persian Version see pages 33 to 40

*Corresponding author: M. Zakeri; E-mail:mahmood_zakery2006@yahoo.com

The Huge Jiroft Landslide: Introduction, Indications and Characteristics

A. Abbasnejad^{1*}

¹Department of Geology, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2009 December 09

Accepted: 2010 August 29

Abstract

The huge and historical landslide of Jiroft, being about 53 Km² in area, is located in 35 Km NW of Jiroft town just adjacent to Jiroft Dam and in coordinates of 28° 45' to 28° 53' N and 57° 20' to 57° 30' E. This slide which has taken place as a result of massive movement of upper reefal part of Qom formation dipping only 6°, 8 cubic kilometers in volume and about 300 meters thickness over the underlying marls, is recognizable based on shattered rocks, anomaly along the course of Halil Roud and the presence of well-rounded igneous boulders in some parts among the shattered rocks. As a result of this slide, the course of Halil was completely blocked and an ephemeral lake was created. Afterwards, the lake overflowed in another place (the present place of the Dam) which was the lowest point in its periphery. Due to this river detour, the Halil Roud incised its fan, created a gorge from the overflowing point to its confluence point, as well as incision of several small fans along its course. The presence of several active faults and low slope of the sliding mass imply the probable influence of earthquake and heavy precipitation as triggering mechanisms. The main characteristics of this slide include very low slope (6°), its size (53km² in area and maximum run-out distance of about 7 km), comprising four parts, specific mechanism (like other sturztorms) and its time of occurrence (probably 60000 to 100000 years ago). Depending on the classification of landslides, it may be considered as extremely rapid rock slide, sturztorm, rock avalanche as well as debris avalanche. The desert varnish of boulders engaged in the slide mass and the solution runnels generated after the slide suggest that the age of the slide is about tens of thousands to several thousands years ago.

Keywords: Landslide, Jiroft, Halil Roud, Jiroft Dam, Channel anomaly, Natural lake, Alluvial fan.

For Persian Version see pages 41 to 48

*Corresponding author: A. Abbasnejad; E-mail: aabbas@uk.ac.ir

Using Index Overlay, Fuzzy Logic Method and Analytical Hierarchy Process in order to Determine Au and Cu Potential Targets in North Part of Dali Porphyry Deposit

S. Youseffar^{1*}, A. Khakzad¹, H. Asadi Harooni², M. R. Jafari³, M. Vosoughi Abedini¹

¹ Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Mining Department, Faculty of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

³ Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2010 April 04

Accepted: 2010 September 19

Abstract

Dali porphyry copper-gold deposit is situated geologically incontact of the Urmieh-Dokhtar magmatic belt and the Sanandaj-Sirjan zone in central of Iran and for the first time this deposit was investigated with using the satellite image processing (TM). In this research, the Northern part of the Dali deposit has been investigated in order to recognize the potential copper and gold-bearing target areas. The survey layers include