

بررسی نرخ لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت در گسله‌های شمال شرق ایران

مرضیه شعبانی^۱، عبدالرضا قدس^{۲*}، اسماعیل شبانیان بروجنی^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۴/۰۵/۱۲، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۳۱)

چکیده

بررسی نرخ لغزش گسله‌های دارای گسیختگی سطحی و کم‌عمق، برای ارزیابی خطر زمین‌لرزه اهمیت دارد. از آنجائیکه نرخ تغییرشکل لیتوسفر در بازه زمانی کمتر از یک میلیون سال ثابت است، نرخ‌های لغزش حاصل از روش‌های کوتاه‌مدت و بلندمدت می‌تواند با هم مشابه باشند. با اینحال مشاهدات موجود، نشان می‌دهد که اختلافات زیادی در نرخ‌های تغییرشکل ارائه شده برای گسله‌های ایران وجود دارد. این اختلافات ممکن است در ارتباط با محدودیت‌های ذاتی دو روش بلندمدت و کوتاه‌مدت، کیفیت داده‌های این دو روش و یا تغییرات زمانی نرخ لغزش باشد. در این مطالعه، با تمرکز بر گسله‌های فعال شمال شرق ایران، همه نرخ‌های لغزش بلندمدت (زمین‌شناسی) و کوتاه‌مدت (ژئودزی) موجود را جمع‌آوری و کیفیت نرخ‌های موجود را بررسی و نرخ‌های لغزش دارای بالاترین کیفیت در هر دو رویکرد را با یکدیگر مقایسه کردیم. نتایج این بررسی نشان می‌دهد که نرخ‌های لغزش با یکدیگر رابطه خطی دارند، ولی مقادیر نرخ لغزش کوتاه‌مدت در بیشتر موارد از نرخ لغزش بلندمدت بطور میانگین حدود ۱/۳ میلی‌متر برسال بیشتر است. این تفاوت ناشی از در نظر گرفته‌شدن تغییرشکل در خارج از گسل مورد بررسی است. روش‌های بلندمدت، نرخ لغزش را در امتداد یک گسله خاص بررسی می‌کند، در حالی که روش‌های کوتاه‌مدت اغلب نرخ یک گسله اصلی را به همراه نرخ تغییرگسله‌های مجاور آن اندازه‌گیری می‌کند. رابطه خطی بین نرخ‌های لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت، و تصادفی بودن تغییرات زمانی نرخ لغزش، وجود تغییرات زمانی نرخ لغزش را حداقل برای گسله‌های شمال شرق ایران رد می‌کند. برای گسله‌های بزرگ مقداری از تفاوت بین نرخ‌های بلندمدت و کوتاه‌مدت در ارتباط با این است که نرخ‌های گزارش شده مربوط به قسمت‌های مختلفی از سیستم گسلی هستند. رابطه خطی بین نرخ‌های لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت می‌تواند برای پیدا کردن داده‌های پرت مورد استفاده قرار بگیرد.

کلمه‌های کلیدی: اینسار، جی‌پی‌اس، سن‌سنجی، شمال شرق ایران، نرخ لغزش

۱ مقدمه

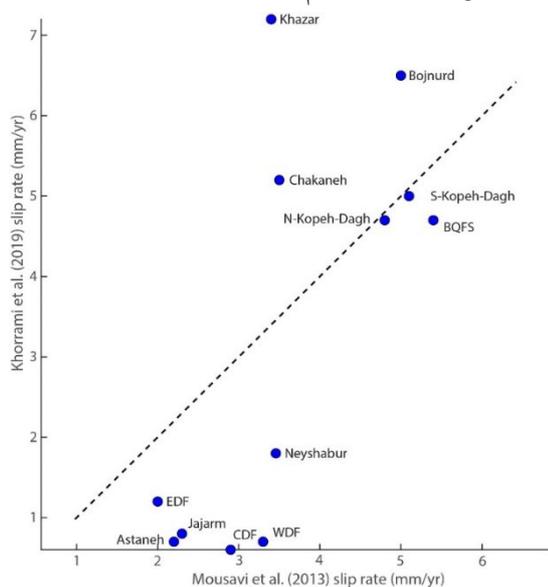
شمال شرق ایران مرز برخوردی ناشی از همگرایی دو ورقه عربی و اوراسیا است و به عنوان یک پهنه تغییر شکل عمل می‌کند. این منطقه حدود ۵ میلی‌متر بر سال کوتاه‌شدگی ناشی از همگرایی را در راستای شمالی-جنوبی تجربه می‌کند (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹). تعداد زیادی گسله بزرگ و فعال در این منطقه وجود دارند که زمین‌لرزه‌های بزرگی را تجربه کرده‌اند. فاصله بین گسله‌ها در برخی موارد به کمتر از ۱۰ کیلومتر می‌رسد و بسیاری از گسله‌ها در نزدیکی شهرهای بزرگ و پرجمعیتی مانند مشهد، گرگان، سبزوار و غیره قرار گرفته‌اند.

تاکنون چندین مطالعه تکنونیک (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶؛ فتاحی و همکاران، ۲۰۰۷؛ سیام و همکاران، ۲۰۰۹؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ هالینگزورث و همکاران، ۲۰۱۰؛ جاویدفخر و همکاران، ۲۰۱۱؛ ریتزا و همکاران، ۲۰۱۱؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲؛ فرید و همکاران، ۲۰۱۶؛ واکر و همکاران، ۲۰۲۱) و ژئودتیکی (ماسون و همکاران، ۲۰۰۷؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۰؛ والترز و همکاران، ۲۰۱۳؛ موسوی و همکاران، ۲۰۱۳؛ خرمنی و همکاران، ۲۰۱۹؛ موسوی و همکاران، ۲۰۲۱) برای شناخت نرخ لغزش و نحوه تغییر شکل پوسته در شمال شرق ایران انجام شده است. نرخ لغزش گسله‌ها به عنوان معیاری از فعالیت لرزه‌ای آنها (برای مثال مولنار، ۱۹۷۹؛ مازوتی و همکاران، ۲۰۱۱)، در برآورد دوره بازگشت و بزرگی بیشینه زمین‌لرزه‌های آینده در مناطق لرزه‌خیز اهمیت دارد. در مطالعات تحلیل خطر زمین‌لرزه با استفاده از کاتالوگ‌های لرزه‌ای، ضرایب لرزه‌خیزی و دوره بازگشت لرزه‌خیزی محاسبه می‌شود (بیکر و همکاران، ۲۰۲۲). دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ ایران (بزرگ‌تر از بزرگای ۷) با توجه به نرخ لغزش کمتر از ۷ میلی‌متر آنها (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ ریزا و همکاران، ۲۰۱۲؛ موسوی و همکاران، ۲۰۱۳) بیشتر از ۱۰۰ سال است. از آنجائیکه

کاتالوگ‌های لرزه‌ای دستگاهی ایران (برای مثال شاهوار و همکاران، ۲۰۱۳) دارای طول ثبت کمتر از ۱۰۰ سال هستند، در بسیاری از موارد نمی‌توان نرخ لرزه‌خیزی گسله‌های ایران را با استفاده از داده‌های زلزله‌شناسی محاسبه کرد. بنابراین برای تعیین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها می‌توان با استفاده از روش‌های زمین‌شناختی و ژئودتیکی، نرخ لغزش گسله‌ها را برآورد کرده و پارامترهای لرزه‌خیزی را به صورت تئوری محاسبه کرد (مولنار، ۱۹۷۹؛ مازوتی و همکاران، ۲۰۱۱).

روش‌های کوتاه‌مدت و بلندمدت در محاسبه نرخ لغزش گسله‌ها از ابزارهای متفاوتی استفاده می‌کنند. در دهه‌های اخیر، با پیشرفت فناوری‌های سنجش از دور و روش‌های نوین سن‌سنجی کواترنری، توانایی در اندازه‌گیری نرخ لغزش گسله‌ها، به‌طور قابل توجهی افزایش یافته است (برای مثال واکر، ۲۰۰۵؛ ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶؛ فتاحی و واکر، ۲۰۰۷؛ شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ تاجر، ۲۰۰۹؛ مونتیل و بوس، ۲۰۱۹؛ ونگ و شن، ۲۰۲۰). هر دو روش بلندمدت و کوتاه‌مدت، نرخ لغزش را بر اساس اندازه‌گیری جابجایی‌های سطحی در گسله‌هایی که گسیختگی آنها به سطح رسیده و یا در عمق کمی از سطح قرار می‌گیرند، برآورد می‌کند. در بیشتر مناطق لرزه‌خیز در شمال شرق ایران، گسیختگی سطحی همزمان با رخداد زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگ کم‌ترفا مشاهده می‌شود (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹؛ ۲۰۱۲). با توجه به اینکه نرخ حرکت و تغییر شکل لیتوسفر در بازه زمانی حداقل یک میلیون سال ثابت است، انتظار می‌رود که نرخ لغزش بدست آمده از هر دو روش برابر باشد (تاجر، ۲۰۰۹؛ گلد و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعاتی مانند رابینز و همکاران (۱۹۹۳) و دمیتس و همکاران (۱۹۹۴) نشان دادند که نرخ کوتاه‌مدت حرکت صفحات زمین‌ساختی با نرخ‌های بلندمدت آنها کمتر از ۲٪ اختلاف و ضریب همبستگی بالایی (بیشتر از ۰.۹۹۴) دارد. نرخ‌های کوتاه‌مدت حرکت صفحات تکنونیک (سرعت و

خزر، درونه مرکزی، درونه شرقی، درونه غربی (شکل ۱) بطور قابل ملاحظه‌ای با هم متفاوت است.



شکل ۱. مقایسه مقادیر نرخ لغزش موازی با گسله بدست آمده با روش مدل‌سازی بلوک در دو مطالعه مختلف. محور عمودی نرخ‌های بدست آمده توسط خرمی و همکاران (۲۰۱۹) و محور افقی نرخ‌های بدست آمده توسط موسوی و همکاران (۲۰۱۳) است. هر دایره آبی نشان‌دهنده نرخ لغزش یک گسله است. متن‌های کنار هر نقطه نام هر گسله را بیان می‌کند. خط خط‌چین رابطه یک به یک بین دو نرخ لغزش را بیان می‌کند. BQFS سیستم گسلی بخاردن-قوچان، WDF، CDF، EDF، به ترتیب گسله درونه شرقی، مرکزی و غربی هستند. حروف S و N قبل از Kopeh-Dagh به ترتیب به معنای شمال و جنوب گسله که‌داغ است.

جابجایی‌های قابل مشاهده و اندازه‌گیری در سطح زمین می‌تواند ناشی از حرکات ناگهانی در هنگام رخداد زمین‌لرزه یا در اثر تغییر شکل بین‌لرزه‌ای باشد. تغییر شکل بین‌لرزه‌ای خود می‌تواند ترکیبی از تغییر شکل ناشی از تغییر شکل الاستیک پوسته و خزش باشد. از آنجائیکه جدایش میزان خزش از نرخ لغزش بدست آمده در هر دو روش بسیار مشکل است، نرخ لغزش حاصل از هر دو روش بلندمدت و کوتاهمدت می‌تواند بیشتر از نرخ لغزش لرزه‌ای برآورد شود. برای تشخیص لرزه‌زا یا غیرلرزه‌زا بودن نرخ لغزش در روش کوتاهمدت باید یک مقطع عمود بر گسله

جهت حرکت صفحات تکتونیکی) با روش‌های ژئودزی به مانند فاصله‌یابی لیزری ماهواره‌ای، و تداخل‌سنجی خط‌پایه بسیار طولانی در بازه‌های کوتاهمدت (چند سال تا دهه) بدست آمده است. نرخ‌های بلندمدت با استفاده از مدل نوول که بر اساس نرخ گسترش بستر اقیانوس‌ها و جهت‌گیری وارونگی‌های میدان مغناطیسی زمین در ۳ میلیون سال گذشته است، محاسبه شده است (دمیتس و همکاران، ۱۹۹۴). میزان تغییر شکل در شمال شرق ایران وابسته به حرکت نسبی صفحات اوراسیا و عربی است و چون نرخ این حرکت در مقیاس حداقل یک میلیون سال ثابت است (دمیتس و همکاران، ۱۹۹۴)، احتمالاً نرخ لغزش بین‌لرزه‌ای در گسله‌های واقع در منطقه تغییر شکل بین این دو صفحه نیز می‌تواند با زمان ثابت باشد. تفاوت‌های مشاهده شده بین نرخ‌های بلندمدت و کوتاهمدت (برای مثال تاچر، ۲۰۰۹) می‌تواند ناشی از محدودیت‌های ذاتی دو روش و کیفیت اندازه‌گیری آنها باشد و یا در ارتباط با تغییرات زمانی نرخ لغزش باشد. مطالعاتی مانند بنت و همکاران (۲۰۰۴)، چوالیر و همکاران (۲۰۰۵) و اسکین و همکاران (۲۰۰۸) دلیل تفاوت‌های موجود بین نرخ‌های کوتاهمدت و بلندمدت را ناشی از تغییرات زمانی نرخ لغزش گسله‌ها می‌دانند.

بررسی کارهای قبلی که در بالا به آن اشاره شد، تفاوت‌هایی در مقادیر نرخ‌های لغزش گزارش شده برای گسله‌های شمال شرق ایران در دو گروه روش‌های کوتاهمدت و بلندمدت را نشان می‌دهد. حتی در مواردی مقادیر بدست آمده برای یک سیستم گسلی خاص با یک روش و داده مشترک اختلاف قابل توجهی را نشان می‌دهد. به عنوان مثال مقادیر نرخ لغزش بدست آمده در مطالعات موسوی و همکاران (۲۰۱۳)، و خرمی و همکاران (۲۰۱۹)، با روش مدل‌سازی بلوک و با استفاده از بردارهای جی‌پی‌اس برای گسله‌های آستانه، بجنورد، جاجرم، چکنه،

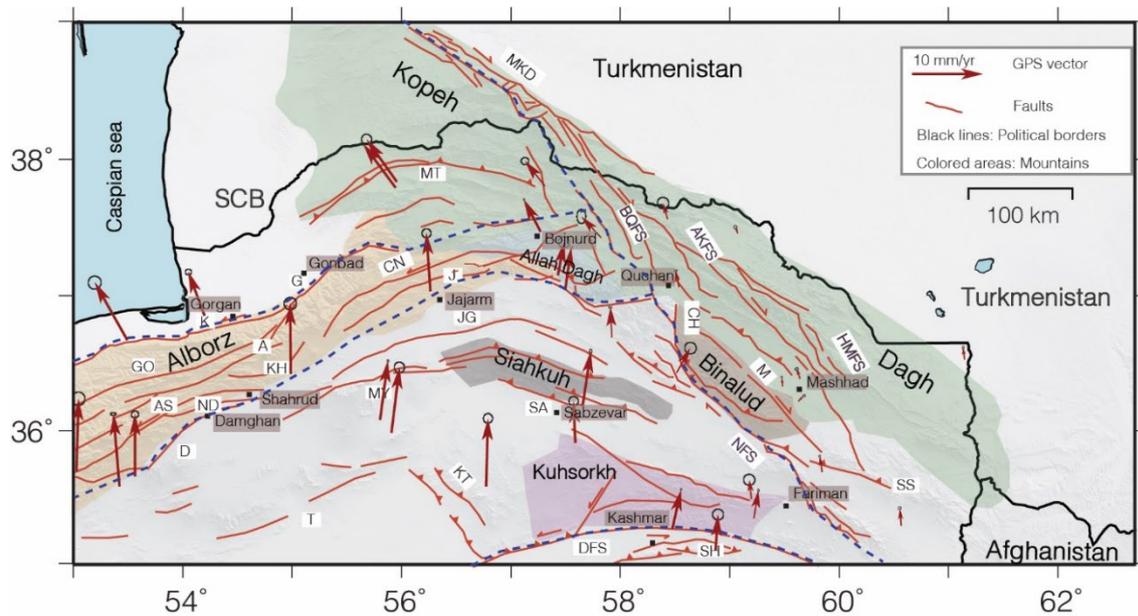
رابطه سوج و برفورد (۱۹۷۳)، نرخ لغزش محاسبه شده با استفاده از دو ایستگاه در فاصله ۵۰ کیلومتری از یک گسله که از سطح تا عمق ۱۵ کیلومتری قفل شدگی دارد، حدود ۹۰ درصد مقدار واقعی لغزش است.

تمرکز ما در این مطالعه مقایسه همه نرخ‌های لغزش گزارش شده کوتاه مدت و بلندمدت برای تعدادی از گسله‌های بزرگ در شمال شرق ایران است. در این مطالعه نرخ‌های لغزش مختلف با توجه به دقت اندازه‌گیری‌ها، طبقه‌بندی شدند. سپس نرخ‌های بدست آمده با دقت بالاتر در هر دو روش با هم مقایسه شدند. در صورتی که نرخ‌های بدست آمده بلندمدت و کوتاه مدت یک رابطه خطی داشته باشند، ثابت کرده‌ایم که دلیل اختلاف زیاد گزارش شده بین نرخ‌های بلندمدت و کوتاه مدت عمدتاً در ارتباط با کیفیت داده‌های مورد مقایسه بوده است و عملاً نرخ لغزش با زمان در بازه خط‌های موجود تغییر قابل ملاحظه‌ای نداشته است. در ادامه دلیل تفاوت در مقادیر برآورد شده با استفاده از روش‌های بلندمدت و کوتاه مدت توضیح داده می‌شود و در مورد نقش آن در تحلیل خطر زمین‌لرزه نظراتی ارائه خواهد شد.

۲ تکنونیک شمال شرق ایران

شمال شرق ایران شامل رشته کوه‌های کپه‌داغ، البرز شرقی، الله‌داغ، سیاه‌کوه، بینالود و کوه‌سرخ است (شکل ۲). در شمال شرق ایران، همگرایی صفحه عربی-اوراسیا عمدتاً از طریق گسلش امتداد لغز و معکوس جذب می‌شود. نقشه گسله‌ها در شکل ۲ بر پایه تحلیل‌های ژئومورفولوژیکی و ساختاری تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی و مشاهدات میدانی تهیه شده است (شبانیان و همکاران ۲۰۰۹، ۲۰۱۲).

رسم کرده و از مقادیر جابجایی بدست آمده از تعداد قابل ملاحظه‌ای از ایستگاه‌های جی‌پی‌اس، استفاده کرد (سوج و برفورد، ۱۹۷۳). برای اطمینان از قفل شدگی گسله، اندازه‌گیری‌های بدست آمده توسط ایستگاه‌های جی‌پی‌اس باید تا حد کافی (بیش از ۵۰ کیلومتر) از گسله فاصله داشته باشند، بطوری که ناحیه تجمع کرنش قابل مشاهده باشد. گسله‌های کم عمق قاره‌ای معمولاً تا عمق ۱۵ کیلومتری قفل شدگی دارند (سوج و برفورد، ۱۹۷۳). گسله‌های شمال شرق ایران بر اساس عمق ستروئید داده‌های حل تانسور ممان کاتالوگ جهانی سی‌ام‌تی موجود نیز دارای قفل شدگی بین ۱۵ الی ۲۰ کیلومتر هستند. بر اساس مدل سوج و برفورد (۱۹۷۳) برای ارزیابی دقیق نرخ لغزش با استفاده از روش کوتاه مدت، مقطع رسم شده بر مقادیر جابجایی جی‌پی‌اس در هر طرف گسله باید تا ۱۰۰ کیلومتر گسترش یابد. با داشتن این مقطع حتی می‌توان میزان قفل شدگی گسله را هم مورد ارزیابی قرار داد. تراکم ایستگاه‌های جی‌پی‌اس در شمال شرق ایران کم است، به همین دلیل در صورتی که در دو طرف یک گسله تنها دو ایستگاه با فاصله کافی موجود باشد، با مشاهده پله تغییر شکل در ناحیه تجمع کرنش در دو سوی گسله می‌توان تخمینی از نرخ لغزش را برآورد کرد. در این حالت قفل شدگی گسله قابل ارزیابی نخواهد بود و نمی‌توان در مورد میزان لرزه‌زا بودن گسله، اظهار نظر کرد. با وجود زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ در شمال شرق ایران (امبرسینز و ملویل، ۲۰۰۵) می‌توان گسله‌های مرتبط را قفل شده در نظر گرفت و بیشتر نرخ لغزش محاسبه شده را مربوط به قفل شدگی گسله‌ها دانست. هر کدام از دو ایستگاه مورد استفاده باید حداقل ۵۰ کیلومتر از گسله فاصله داشته باشند تا با دقت قابل قبولی نرخ لغزش را محاسبه کرد. با توجه به



شکل ۲. نقشه ساختاری شمال شرق ایران. محدوده‌های رنگی کوه‌های شمال شرق ایران، شامل کپه‌داغ، بینالود، الله‌داغ، البرز، سیاه‌کوه و کوه‌سرخ را نشان می‌دهند. گسله‌ها با خطوط قهوه‌ای رنگ (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۲) و شهرهای مهم با مربع‌های مشکی مشخص شده‌اند. بردارهای سرعت جی‌پی‌اس با بردارهای قرمز نمایش داده شده‌اند (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹). دایره‌های روی هر بردار میزان خطای اندازه‌گیری را نشان می‌دهد. خط‌چین آبی مرزهای جداکننده واحدهای زمین‌شناسی هستند (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹). نام گسله‌ها به اختصار در کنار آنها نمایش داده شده است که عبارتند از: A: ابر، AKFS: سیستم گسلی اترک-کشفرد، AS: آستانه، BQFS: سیستم گسلی بخاردن-قوچان، CH: چکنه، CN: چشمه‌نیک، D: دامغان، DFS: سیستم گسلی درونه، G: گنبد، GO: گرگان، HMFS: سیستم گسلی هزارمسجد، J: جاجرم، K: خزر، KH: خیج، KT: خارتوران، M: مشهد، MKDF: گسله اصلی کپه‌داغ، MT: مراوه‌تپه، MY: میامی، ND: شمال‌دامغان، NFS: سیستم گسلی نیشابور، SA: سبزوار، SH: شوراب، SS: سفیدسنگ، T: طرد.

مرز میان حوضه خزر جنوبی و رشته‌کوه البرز را مشخص می‌کند. رشته‌کوه البرز و ایران مرکزی توسط سیستم گسلی شاهرود از یکدیگر جدا شده‌اند، که شامل چندین گسله امتدادلغز چپ‌بر مانند گسله‌های جاجرم، آستانه و دامغان است. در جنوب منطقه مورد مطالعه، ایران مرکزی توسط سیستم گسلی درونه از بلوک لوت جدا می‌شود. در مرزهای بین شش واحد زمین‌شناسی شمال شرق ایران، زمین‌لرزه‌های تاریخی بزرگی رخ داده‌اند (شکل ۳) (امبرسز و ملویل ۲۰۰۵). این مرزها، مکان‌هایی هستند که در آنها تغییر شکل زمین‌شناسی و لغزش‌های بلندمدت متمرکز شده‌اند (شبانیان و همکاران ۲۰۰۹).

بر اساس ساختار تکتونیکی ارائه‌شده توسط شبانیان و همکاران (۲۰۰۹)، منطقه مورد مطالعه به پنج واحد تقسیم شده است که این واحدها توسط گسله‌های بزرگ از یکدیگر جدا می‌شوند (شکل ۱). گسله اصلی کپه‌داغ و سیستم گسلی بخاردن-قوچان مرز میان کوه‌های کپه‌داغ غربی و صفحه اوراسیا را تشکیل می‌دهند. سیستم گسلی بخاردن-قوچان کپه‌داغ غربی را از کپه‌داغ شرقی جدا می‌کند، که از نظر کینماتیکی بخشی از اوراسیا در نظر گرفته می‌شود (شبانیان و همکاران ۲۰۰۹). گسله‌های اسفراین، مشکان و سیستم گسلی نیشابور، به ترتیب مرزهای شمالی و شمال‌شرقی ایران مرکزی را در برابر کوه‌های الله‌داغ و بینالود تشکیل می‌دهند. قطعه شرقی گسله خزر،

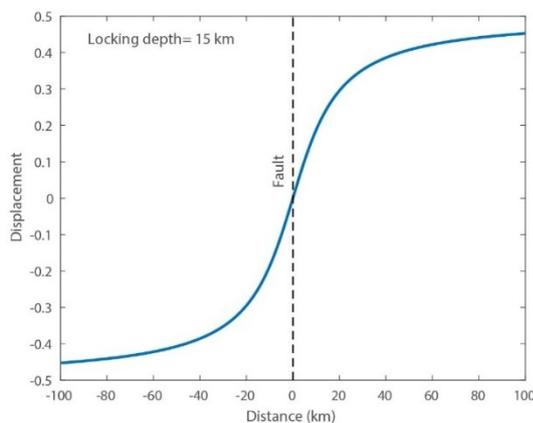
۳ روش‌های محاسبه نرخ لغزش بلندمدت و کوتاهمدت

نرخ لغزش برخی از گسله‌های شمال شرق ایران با استفاده از روش‌های زمین‌شناسی بلندمدت و رویکردهای ژئودتیکی کوتاهمدت تعیین شده‌اند (شکل ۳). نرخ لغزش بلندمدت میانگینی از جابجایی گسله در یک بازه زمانی طولانی در مقیاس چندین هزار تا چند ده هزار سال است. این مقیاس زمانی می‌تواند شامل چندین چرخه لرزه‌ای باشد. در این روش، جابجایی تجمعی در عوارض زمین‌شناسی مانند آبراهه‌ها یا مخروط‌افکنه‌ها اندازه‌گیری می‌شود. سن عوارض جابجا شده با روش‌های مختلفی از جمله روش‌های لومینسانس، بر پایه سنجش انرژی ذخیره شده در کانی‌ها (لومینسانس تحریک‌شده نوری (OSL) و لومینسانس تحریک‌شده فرسوخ (IRSL))، اندازه‌گیری می‌شود. روش‌های لومینسانس زمان دفن رسوبات را از آخرین باری که رسوب در معرض پرتو خورشید باشد، می‌سنجد (وینتل ۱۹۹۳). نمونه‌گیری باید در تاریکی کامل و در محیط‌های سیلیکاته انجام شود زیرا نمونه‌ای که در معرض نور قرار گرفته باشد سنی کمتر از واقعیت را بدست می‌دهد (دولر ۲۰۰۸). بررسی تاریخچه رسوبگذاری رسوبات ضروری است و تاثیر مستقیم بر سن سنجی لومینسانس دارد، بطوریکه فرسایش و رسوبگذاری مکرر منجر به تقویت سیگنال لومینسانس می‌شود (پیتچ و همکاران ۲۰۰۸). به علاوه میزان رطوبت خاک نیز در تعیین سن اهمیت دارد بطوریکه با تغییرات آب و هوایی و افزایش رطوبت سن لومینسانس بیشتری تخمین زده می‌شود (نلسون و ریتنور ۲۰۱۴). روش‌های سن‌سنجی کاسموژنیک بر پایه اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های نادر تشکیل شده توسط پرتوهای کیهانی (مانند ^{10}Be , ^{36}Cl) در لایه سطحی (حدود ۶۰ سانتی متری تا حداکثر ۲ متری (گاس و فیلیپس ۲۰۰۱، دونا ۲۰۱۰)) است. این روش حساس به فرسایش است بطوریکه فرسایش منجر به کاهش غلظت ایزوتوپ‌ها می‌شود. اگر فرسایش در نظر گرفته نشود سن کمتر از واقعیت تخمین

تقریباً موازی با طول‌هایی متغیر از ۴۰ تا ۱۴۰ کیلومتر است که در مجاورت هم با فاصله‌های افقی ۴ تا ۱۰ کیلومتر قرار دارند. بلندترین گسله‌های این سیستم گسلی، گسله قوچان و باغان است که بیشترین جابجایی بلندمدت در پهنه کپه‌داغ روی آنها اندازه‌گیری شده است (شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹). در انتهای جنوبی سیستم گسلی بخاردن-قوچان، سیستم گسلی چکنه آغاز می‌شود. این سیستم گسلی امتدادلغز راست‌بر با روند شمال‌شمال‌غربی و طول ۷۶ کیلومتر، از سه قطعه مجزا با نام‌های گلیم، خربره و دمنجان تشکیل شده که با فواصل افقی حدود ۳ کیلومتر از هم جدا شده‌اند. در ادامه این سیستم به سمت جنوب، سیستم گسلی نیشابور با سازوکار راست‌بر فشارشی شامل سه پهنه گسلی بلند و تقریباً موازی به نام‌های برف‌ریز، بینالود و بوژان است که به ترتیب دارای طول‌هایی برابر با ۱۱۵، ۱۰۱ و ۱۵۲ کیلومتر هستند. فاصله افقی بین این پهنه‌های گسلی در حدود ۲ تا ۷ کیلومتر است. به موازات سیستم گسلی نیشابور و در لبه شمالی کوه بینالود گسله امتدادلغز راست‌بر مشهود با طول ۱۱۲ کیلومتر قرار گرفته است. سیستم گسلی درونه که در جنوبی‌ترین بخش منطقه مورد مطالعه قرار دارد، از سه قطعه از غرب به شرق با طول‌های تقریبی ۸۵، ۱۴۰ و ۱۴۰ کیلومتر تشکیل شده که فاصله افقی بین آن‌ها کمتر از ۱ کیلومتر است. قطعه‌های غربی، مرکزی و شرقی این سیستم به ترتیب دارای حرکت امتدادلغز چپ‌بر فشارشی، امتدادلغز چپ‌بر، و امتدادلغز چپ‌بر فشارشی هستند. سیستم گسلی شاهرود در بخش شرقی رشته‌کوه البرز شامل گسله‌های تقریباً موازی با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر به نام‌های ابر، خیح، آستانه، شمال دامغان و دامغان است که طول آن‌ها به ترتیب حدود ۱۴۰، ۷۴، ۱۵۰، ۸۴ و ۱۶۶ کیلومتر می‌باشد. گسله چشمه‌نیک که یک رشته گسلی چپ‌بر با طول ۱۲۰ کیلومتر است، از انتهای شرقی گسله ابر آغاز می‌شود. گسله امتدادلغز چپ‌بر جاجرم با طولی حدود ۱۰۴ کیلومتر، حدود ۱۰ کیلومتر در جنوب گسله چشمه‌نیک قرار دارد.

شده به ترتیب برابر با $0/9$ ، $0/8$ و $0/58$ جابجایی واقعی خواهد بود. بنابراین در فواصل 100 ، 50 و 20 کیلومتری به ترتیب حدود 10 ، 20 و 42 درصد از جابجایی واقعی را از دست خواهیم داد. اگر عمق قفل‌شدگی گسله‌ای 20 کیلومتر باشد آنگاه خطا در فواصل 50 و 20 کیلومتری از گسله به حدود 24 و 50 درصد افزایش خواهد یافت.

$$v = \left(\frac{b}{\pi}\right) \arctan\left(\frac{x}{D}\right) \quad (1)$$



شکل ۴. مدل قفل‌شدگی برای گسله‌ای با عمق قفل‌شدگی 15 کیلومتری (سوج و برفورد 1973). محور عمودی جابجایی و محور افقی فاصله از گسله را نشان می‌دهد.

در روش مدل‌سازی بلوک صلب، منطقه مورد مطالعه با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و زلزله‌شناسی به چند بلوک صلب تقسیم می‌شود به طوری که تغییر شکل تنها در مرز بین این بلوک‌ها اتفاق می‌افتد. با استفاده از فرمول اوکادا (1985) تغییر شکل الاستیک مرز بلوک‌ها محاسبه می‌شود. حرکت بلوک‌ها با چرخش حول قطب اوایلر تعریف می‌شود. در هر ایستگاه جی‌پی‌اس در داخل بلوک‌ها سرعت مدل محاسبه شده و سرعت مشاهده شده با روش کمترین مربعات باقی‌مانده مقایسه می‌شوند و به قدری مکان و سرعت قطب اوایلر تغییر داده می‌شود تا اختلاف بین بردارهای مشاهده شده و محاسبه شده کمینه شود. از اختلاف بردارهای حرکت در بلوک‌های مجاور، نرخ لغزش نسبی گسله بدست می‌آید. از ایرادات این روش

زده خواهد شد (دونا 2010). بنابراین برای داشتن سن دقیق در روش کاسموژنیک، باید نرخ فرسایش را محاسبه و در نظر گرفت.

نرخ لغزش کوتاه‌مدت، میانگین سرعت جابجایی یک گسله در بازه زمانی نسبتاً کوتاه (چند ساله) در دوره بین‌لرزه‌ای است که از طریق داده‌های ژئودتیکی تعیین می‌شود. تعیین نرخ لغزش کوتاه‌مدت با مدل‌سازی‌های مختلف که دارای فرضیات مختلفی هستند، انجام می‌گیرد. تعیین نرخ لغزش با استفاده از مدل‌سازی داده‌های جی‌پی‌اس یا اینسار در جهت عمود و یا موازی گسله، فرض می‌کند که تمام تغییر شکل مشاهده شده ناشی از قفل‌شدگی یک گسله است و هیچ گسله دیگری در اطراف گسله اصلی حداقل تا فاصله صد کیلومتری آن وجود ندارد (سوج و برفورد 1973). همچنین نرخ لغزش گسله‌ها با استفاده از مدل‌سازی بلوک صلب (اوکادا 1985)، حالت و هاینس (1993) و با استفاده از داده‌های ژئودتیکی به مانند بردارهای سرعت جی‌پی‌اس نیز انجام می‌گیرد.

برای محاسبه نرخ لغزش با استفاده از مقاطع سرعت جی‌پی‌اس، ایستگاه‌های جی‌پی‌اس را در دو طرف گسله نصب می‌کنند. سپس سرعت افقی در این ایستگاه‌ها نسبت به یک چارچوب مرجع اندازه‌گیری می‌شود. با محاسبه اختلاف سرعت دو بلوک در دو طرف گسله، نرخ لغزش بدست می‌آید که دقت آن به فاصله آنها از گسله بستگی دارد. با توجه به رابطه (۱) (سوج و برفورد 1973) هر چه فاصله از گسله بیشتر باشد تابع آرک تانژانت به حالت اشباع نزدیکتر شده و جابجایی گسله بصورت کامل‌تر نشان داده می‌شود و در نتیجه خطا در برآورد نرخ لغزش کمتر خواهد بود. در این رابطه v ، x و D به ترتیب جابجایی، فاصله و عمق قفل‌شدگی هستند. برای مثال نحوه تغییر شکل افقی، موازی با یک گسله امتداد لغز دارای عمق قفل‌شدگی 15 کیلومتر بصورت شکل (۴) است. در صورتی که ایستگاه‌های جی‌پی‌اس در دو طرف گسله به فواصل 100 ، 50 و 20 کیلومتری قرار داشته باشند، جابجایی اندازه‌گیری

استفاده از داده‌های اینسار نرخ لغزش و میزان قفل‌شدگی آنها را با دقت قابل‌قبولی مورد بررسی قرار داد. اینکار با تولید مقطع سرعت تغییرشکل در امتداد عمود یک گسله امتدادلغز و با استفاده از روابط تئوری سوج و برفورد (۱۹۷۳) انجام می‌گیرد.

۳-۱ روش ارزیابی کیفیت نرخ لغزش

کیفیت برآوردهای نرخ لغزش بلندمدت بر اساس سه فاکتور سن‌سنجی، استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی ارزیابی شده است. سن‌سنجی مستقیم با روش‌های کاسموژنیک عدم قطعیت کمتری نسبت به روش‌های سن‌سنجی لومینسانس دارند (بالکو ۲۰۱۱). براساس مقادیر عدم قطعیت گزارش شده برای گسله‌های منطقه مورد مطالعه، روش‌های کاسموژنیک حدود ۵ تا ۱۲٪ و روش‌های لومینسانس حدود ۵ تا ۲۷٪ عدم قطعیت نسبی را نشان می‌دهند. مطالعاتی که در آنها، سن‌سنجی مستقیم با روش‌های کاسموژنیک، اندازه‌گیری جابجایی‌ها با تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی انجام داده باشند در دسته الف (بالاترین کیفیت) قرار گرفتند. مطالعات با سن‌سنجی مستقیم لومینسانس که از تصاویر ماهواره‌ای، و مشاهدات میدانی استفاده کرده‌اند در دسته ب و مطالعاتی که در آنها سن‌سنجی مستقیم انجام نشده است در دسته ج قرار داده شدند.

کیفیت نرخ‌های لغزش کوتاه‌مدت بر اساس روش، تعداد ایستگاه‌ها و مدت زمان داده‌ها ارزیابی شده است. بر این اساس کیفیت الف به نرخ‌لغزش‌هایی اختصاص یافته که با روش تحلیل مقاطع سرعت و با استفاده از تعداد قابل‌قبولی ایستگاه جی‌پی‌اس به دست آمده‌اند. این روش به طور کلی از عدم قطعیت کمتری برخوردار است (تاچر، ۲۰۰۹). کیفیت ب به مطالعاتی تعلق می‌گیرد که اگرچه از روش مدل‌سازی بلوک (که ذاتاً به دلیل فرضیاتی مانند صلب بودن بلوک‌ها و نادیده گرفتن هندسه گسله‌ها عدم قطعیت بیشتری دارد) استفاده کرده‌اند، اما به دلیل محدود

این است که تقسیم منطقه مورد مطالعه به بلوک‌های غیرلرزه‌ای بسیار وابسته به شخص است و افراد متفاوت می‌توانند تقسیم‌بندی متفاوتی را انجام بدهند. علاوه بر این برای مدل‌سازی دقیق باید هندسه گسله‌های بین بلوک‌ها کاملاً شناخته شده باشد و همچنین بردارهای جی‌پی‌اس به اندازه کافی برای محاسبه نرخ لغزش گسله‌های مختلف وجود داشته باشد. در مدل‌سازی بلوک صلب فرض اساسی بر این است که رفتار درون بلوک‌ها صلب و غیرلرزه‌ای باشد، اما در اغلب مدل‌های ارائه شده، به علت وجود لرزه‌خیزی زمینه، تغییر شکل لرزه‌ای درون بلوکی وجود دارد. در مدل‌سازی‌های بلوکی بکاربرده شده در ایران همواره پوسته به عنوان یک محیط کاملاً الاستیک در نظر گرفته شده است در حالیکه پوسته می‌تواند بصورت یک جسم ویسکوالاستیک عمل کند (بطور مثال چوآن‌گ و جانسون، ۲۰۱۱).

در روش اینسار دو تصویر راداری با فاصله داده‌برداری چندساله را ترکیب کرده و نقشه اختلاف فاز اینترفرومتریک را تشکیل می‌دهند. پس از تصحیح توپوگرافی، فاز اتمسفری و نویز، اختلاف فاز را به جابجایی در راستای دید ماهواره برای حرکت بالارونده و پائین‌رونده ماهواره تبدیل می‌کنند. حرکت ماهواره راداری در یک مدار قطبی است که آنتن رادار ماهواره در حالت صعودی و نزولی به ترتیب به سمت چپ و راست متمایل است. بنابراین ماهواره جابجایی‌های در راستای خط دید شامل حرکت شرقی-غربی (افقی) و حرکت بالا-پایین (عمودی) را بخوبی تشخیص می‌دهد، اما حساسیت بسیار کمی به جابجایی افقی در راستای شمالی-جنوبی دارد. به علاوه داده‌های عمودی و شمالی-جنوبی تلفیقی هستند که باید از هم تفکیک شوند. برای حل این مشکل از ترکیب داده‌های اینسار و جی‌پی‌اس استفاده می‌شود. داده‌های جی‌پی‌اس هر دو مؤلفه‌های حرکتی افقی را اندازه می‌گیرد (واتسون و همکاران ۲۰۲۴). بنابراین تنها در صورتی که گسله‌های امتدادلغز دارای جهت تقریباً شرقی-غربی باشند، می‌توان با

۴ نتایج و بحث

۴-۱ کیفیت نرخ لغزش بلندمدت

برآوردهایی از نرخ لغزش بلندمدت برای چندین گسله در شمال شرق ایران موجود است که در جدول ۱ فهرست شده‌اند. به طور کلی، نرخ لغزش از بخش شرقی به غربی پهنه کپه‌داغ و از شمال به جنوب در امتداد گسله‌های اصلی منطقه مورد مطالعه کاهش می‌یابد (شکل ۳). شبانیان و همکاران (۲۰۰۹) نرخ لغزش حداکثر 2 ± 9 میلی‌متر در سال را در بخش مرکزی-شرقی پهنه کپه‌داغ برآورد کرده‌اند. آن‌ها میانگین نرخ لغزش حدود ۸ میلی‌متر در سال را برای بخش شمالی کپه‌داغ غربی و حدود ۴ میلی‌متر در سال را برای غربی‌ترین بخش این ناحیه گزارش کرده‌اند. واکر و همکاران (۲۰۲۱) نرخ لغزش امتداد لغز در گسله اصلی کپه‌داغ را $1/3 \pm 9/1$ و نرخ لغزش امتداد لغز در گسله نیشابور که در جنوب گسله اصلی کپه‌داغ قرار دارد، توسط شبانیان و همکاران (۲۰۱۲) $6/8 \pm 2/8$ محاسبه شده است. نرخ‌های لغزش بلندمدت براساس فاکتورهای ارزیابی در سه دسته قرار گرفتند که در ستون آخر جدول ۱ قابل مشاهده است.

بودن منطقه مورد مطالعه و در نتیجه نیاز به پارامترهای مدل‌سازی کمتر، از دقت و قطعیت نسبی بالاتری برخوردارند (مانند مطالعه موسوی و همکاران در سال ۲۰۱۳). کیفیت ج به مطالعات مدل‌سازی بلوکی اختصاص داده شده که به دلیل وسعت بیشتر منطقه مورد مطالعه (و در نتیجه پارامترهای بیشتر و احتمال بروز مشکل بدوضعی) یا استفاده از تعداد ایستگاه‌های کمتر و دوره زمانی کوتاه‌تر، از عدم قطعیت بیشتری برخوردار هستند (مانند مطالعات خرمی و همکاران، ۲۰۱۹؛ جمور و همکاران ۲۰۱۰). کیفیت د به برآوردهایی تعلق می‌گیرد که یا فقط از دو ایستگاه جی‌پی‌اس برای محاسبه نرخ لغزش استفاده کرده‌اند، یا ایستگاه‌های مورد استفاده در موقعیت نامناسبی قرار داشته‌اند (مانند قرارگیری سیستم‌های گسلی دیگر بین ایستگاه و گسله هدف)، یا از روش اینسار برای گسله‌هایی با راستای نامناسب (هم‌راستا با جهت حرکت ماهواره) استفاده شده که قادر به اندازه‌گیری دقیق مؤلفه‌های حرکت نیست (مانند برآوردهای اینسار برای گسله اصلی کپه‌داغ). این دسته دارای بیشترین میزان عدم قطعیت هستند.

جدول ۱. نرخ لغزش گسله‌ها در شمال شرق ایران بر اساس روش‌های بلندمدت. رب: راست‌بر، چ: چپ‌بر، ک: کوتاه‌شدگی (فشارشی) منابع: (۱) واکر و همکاران (۲۰۲۱)، (۲) سیام و همکاران (۲۰۰۹)، (۳) شبانیان و همکاران (۲۰۰۹)، (۴) هالینگزورس و همکاران (۲۰۰۶)، (۵) جاویدفخر و همکاران (۲۰۱۱)، (۶) شبانیان و همکاران (۲۰۱۲)، (۷) هالینگزورس و همکاران (۲۰۱۰)، (۸) فتاحی و همکاران (۲۰۰۷)، (۹) فرید و همکاران (۲۰۱۶)، (۱۰) ریزا و همکاران (۲۰۱۱)، (۱۱) موسوی و همکاران (۲۰۲۱).

نام گسله	نرخ لغزش (میلی‌متر بر سال)	روش	سن	کیفیت
اصلی کپه‌داغ	ب	رب	$1/3 \pm 9/1$	(۱)
	ک	فروسخ	$0/3$	(۱)
	ج	رب	$5/6$	(۲)
قوچان	الف	رب	$0/6 \pm 4/3$	(۳)
	ج	رب	$1/5$	(۴)

الف	۱۶±۲۸۰ هزارسال	(۳)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{36}Cl تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۱ ± ۲/۸	رب	باغان
ج	۱۰ میلیون سال	(۴)	آنالیز ژئومورفولوژیکی بازدید میدانی	۱	رب	
الف	۱۴±۱۱۵ هزارسال	(۵)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{10}Be تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۴-۳	چب	ابر
الف	۲۵۵ هزارسال	(۶)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{10}Be تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی آنالیز ژئومورفولوژیکی	۰/۱±۱/۳	رب	مشهد
الف	۱۰۵ هزارسال	(۶)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{10}Be تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی آنالیز ژئومورفولوژیکی	۰/۵ ± ۲/۴ ۰/۶±۲/۸ ۱±۳/۶	رب ک کل	نیشابور
ب	۸±۳۰ هزارسال	(۷)	سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده نوری تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۱/۷±۰/۴	ک	
ب	۱۲-۱۰ هزارسال	(۸)	سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده فروسرخ تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۰/۳±۲/۴	چب	
الف	۱۰ هزارسال	(۹)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{36}Cl و ^{10}Be بازسازی جابجایی و بازدید میدانی سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده	۵/۳ ± ۱/۷	چب	درونه
الف	۱۰-۱۰۰ هزارسال	(۱۱)	فروسرخ و کاسموژنیک سری اورانیوم مشاهدات میدانی و بازسازی جابجایی مخروط‌افکنه	۲/۵ ± ۰/۳	چب	
ب	۹-۸ هزارسال	(۷)	سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده نوری تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۱/۷ - ۲/۵	چب	آستانه
ب	۵۵-۱۶ هزارسال	(۱۰)	سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده نوری و لومینسانس تحریک‌شده فرسرخ	۲	چب	
الف	۰/۲۴±۲/۳۵ میلیون سال	(۳)	سن‌سنجی کاسموژنیک ^{36}Cl تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۰/۱±۰/۸	رب	چکنه (قطعه گلیم)
الف	سال	(۳)	تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۱/۲	رب	چکنه (قطعه دمنجان)
ب	۲±۱۱ هزارسال	(۷)	سن‌سنجی لومینسانس تحریک‌شده نوری تصاویر ماهواره‌ای، بازدید میدانی	۰/۴-۰/۶	ک	سبزوار

۲-۴ کیفیت نرخ لغزش کوتاه‌مدت

سیستم‌های گسلی بخاردن-قوچان، چکنه و نیشابور مشاهده می‌شود. جهت بردارهای جی‌پی‌اس از بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه تا حوالی کوه‌های الله‌داغ و بینالود، اندکی به سمت شمال شرق متمایل است. در نواحی شمالی‌تر، جهت

سرعت‌های جی‌پی‌اس نسبت به صفحه‌ی اوراسیا از غرب به شرق در منطقه‌ی مورد مطالعه کاهش می‌یابد (شکل ۲). یک تغییر سرعت مشخص در دو سوی غربی و شرقی

بردارهای سرعت به‌طور ناگهانی به سمت شمال‌غربی تغییر می‌کند و از کپه‌داغ مرکزی به سمت غرب، بردارها بیشتر به سوی غرب متمایل می‌شوند (جمور و همکاران، ۲۰۱۰). این مشاهدات نشان‌دهنده حرکت ایران مرکزی، به سمت شمال و حرکت کپه‌داغ غربی و حوضه خزر جنوبی به سمت شمال‌غربی است.

نرخ‌های لغزش کوتاه‌مدت حاصل از مدل‌سازی بلوکی گسله‌های اصلی، در مرز بلوک‌ها، سرعت‌های جی‌پی‌اس در امتداد مقطع جی‌پی‌اس و داده‌های اینسار در جدول ۲ فهرست شده است (شکل ۳). به نرخ لغزش بدست آمده از مقاطع سرعت جی‌پی‌اس که با استفاده از تعداد قابل قبولی ایستگاه تحلیل شده‌اند، کیفیت الف اختصاص یافته است. به‌طور کلی، عدم قطعیت در مدل‌سازی بلوک بیشتر از تحلیل مقاطع سرعت است، زیرا افزون بر خطاهای ایستگاهی، عدم قطعیت ناشی از مدل‌سازی (مانند فرض بلوک صلب و عدم وجود هندسه گسله‌های در امتداد مرزهای بلوک) نیز به برآورد نهایی افزوده می‌شود (مک‌کفری، ۲۰۰۵). برآورد نرخ لغزش با استفاده از مدل‌سازی بلوک توسط موسوی و همکاران (۲۰۱۳) عدم قطعیت کمتری نسبت به خرمی و همکاران (۲۰۱۹) دارد، با وجود آنکه هر دو مطالعه از ایستگاه‌های جی‌پی‌اس مشابه در شمال شرق ایران استفاده کرده‌اند. این تفاوت به دلیل وسعت منطقه بیشتر در مطالعه خرمی و همکاران (۲۰۱۹) است که نیازمند تعداد بیشتری پارامتر مدل‌سازی است و می‌تواند منجر به مسئله بدوضع شود و در نتیجه عدم قطعیت بیشتری به همراه داشته باشد. بنابراین، کیفیت ب به نتایج موسوی و همکاران (۲۰۱۳) و کیفیت ج به نتایج خرمی و همکاران (۲۰۱۹) اختصاص داده شده است. همچنین، به نتایج مدل‌سازی بلوک جمور و همکاران (۲۰۱۰) نیز کیفیت ج داده شده، زیرا تحلیل آن‌ها شامل ایستگاه‌های جی‌پی‌اس کمتری بوده و دوره‌ی زمانی کوتاه‌تری را نسبت به موسوی و همکاران (۲۰۱۳) پوشش داده است. برای برخی گسله‌ها نرخ لغزش تنها با استفاده از

دو ایستگاه جی‌پی‌اس برآورد شده است. ماسون و همکاران (۲۰۰۷) برای محاسبه نرخ لغزش گسله اصلی کپه‌داغ از ایستگاه‌های واقع در جنوب این گسله استفاده کرده است که سیستم‌های گسلی بزرگ دیگری در بین آنها قرار دارد. به علاوه برای گسله قوچان از یک ایستگاه در غرب گسله و از میانگین دو ایستگاه که در جنوب غرب و جنوب شرق گسله قرار دارند استفاده شده است. از این رو، کیفیت د به این اندازه‌گیری‌ها اختصاص یافته است.

ماسون و همکاران (۲۰۰۷) نرخ 2 ± 1 میلی‌متر بر سال را برای سیستم گسلی بخاردن-قوچان گزارش کرده است. این نرخ لغزش تنها با استفاده از سه ایستگاه جی‌پی‌اس بدست آمده که ایستگاه‌های جی‌پی‌اس شیروان و مشهد در جنوب سیستم گسلی و در فاصله کمتر از ۳۵ کیلومتری آن قرار دارند. ایستگاه جی‌پی‌اس سرخس (یازتپه) در شمال شرق سیستم گسلی و در فاصله حدود صد کیلومتری آن قرار دارد. ماسون و همکاران (۲۰۰۷) با میانگین‌گیری بردارهای سرعت دو ایستگاه سرخس و مشهد و تفاضل آن از ایستگاه شیروان، نرخ لغزش را محاسبه کرده‌اند. به علت فاصله کم ایستگاه‌های شیروان و مشهد از سیستم گسلی بخاردن-قوچان، سرعت سنجیده‌شده یک برآورد کم از مقدار مورد انتظار نرخ لغزش است. علاوه بر این، دو ایستگاه سرخس و شیروان در دو طرف سیستم گسلی و در قسمت جنوبی آن قرار دارند و فاصله هر یک از آنها نسبت به گسله به مقدار زیادی فرق می‌کند. بنابراین میانگین گرفتن از بردارهای این دو ایستگاه باز هم باعث کم برآورد کردن نرخ لغزش این سیستم گسلی شده است. برای دلایل بالا ما کیفیت این اندازه‌گیری را در دسته د فرض کرده‌ایم. به دلایل مشابه (تعداد کم ایستگاه‌ها و توزیع نامناسب آنها)، نرخ‌های لغزش کوتاه‌مدت گزارش شده برای گسله‌های نیشابور و سبزوار توسط موسوی و همکاران (۲۰۱۳) در دسته کیفیت د قرار گرفته است.

روش اینسار برای محاسبه نرخ لغزش گسله‌های اصلی کپه‌داغ و درونه به کار رفته است (والترز و همکاران ۲۰۱۳،

مؤلفه سرعت شرقی-غربی به خوبی با اینسار قابل اندازه‌گیری است اما در مورد گسله اصلی کپه‌داغ که خود روندی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی دارد و تقریباً هم‌راستا با جهت حرکت ماهواره است با دقت خوبی اندازه‌گیری نمی‌شود. بنابراین، به برآوردهای مبتنی بر اینسار برای گسله اصلی کپه‌داغ و درونه به ترتیب کیفیت د و ج اختصاص داده شده است.

موسوی و همکاران (۲۰۲۱) جایی که پوشش ایستگاه‌های جی‌پی‌اس نیز محدود است. از آنجائیکه اینسار تنها قادر است حرکت را در راستای دید ماهواره با وضوح بالا تشخیص دهد، مؤلفه سرعت شمالی-جنوبی که از تجزیه‌ی سرعت در راستای دید ماهواره بدست می‌آید، به شدت به بردارهای محدود سرعت جی‌پی‌اس در اطراف هر دو گسله وابسته است. بنابراین این مؤلفه در هر دو گسله دقت کمی دارد. در گسله درونه که روندی تقریباً شرقی-غربی دارد

جدول ۲. نرخ لغزش گسله‌های شمال‌شرق ایران بر پایه‌ی روش‌های کوتاه‌مدت. رب: راست‌بر، ج: چپ‌بر، ک: کوتاه‌شدگی. مراجع: (۱) والترز و همکاران (۲۰۱۳)، (۲) موسوی و همکاران (۲۰۱۳)، (۳) جمور و همکاران (۲۰۱۰)، (۴) خرمی و همکاران (۲۰۱۹)، (۵) ماسون و همکاران (۲۰۰۷)، (۶) موسوی و همکاران (۲۰۲۱). کیفیت اندازه‌گیری‌ها دارای نوع الف، ب، ج و د است که الف و د بهترین و بدترین کیفیت اندازه‌گیری را دارند.

نام گسله	نرخ لغزش (میلی‌متر بر سال)	روش	دوره زمانی مشاهده (سال)	کیفیت
اصلی کپه‌داغ	رب	اینسار	۳۰ سال	د
	رب	مدل‌سازی بلوک	۸	ج
	ک			
	رب	مقطع سرعتی ۷۵۰ کیلومتری با ۸ ایستگاه	۱۰	الف
	ک			
	رب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ب
	ک			
	رب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ج
	ک			
	رب	آنالیز سرعت جی‌پی‌اس با ۲ ایستگاه	۶	د
بخاردن-قوچان (قوچان+ باغان+ باجگیران)	رب	مقطع سرعتی با سه ایستگاه در صد کیلومتری	۱۰	الف
	ک			
	رب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ب
	ک			
	رب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ج
	ک			
	رب	آنالیز سرعت جی‌پی‌اس با ۳ ایستگاه	۶	د
	ک			
شاهرود (ابر+ خبیج+ جاجرم+ چشمه‌نیک)	چ ب	مقطع سرعتی ۲۸۰ کیلومتری با ۵ ایستگاه	۱۰	الف
	چ ب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ب
	ک			
	چ ب	مدل‌سازی بلوک	۱۰	ج

مشهد	چ ب	$2/7 \pm 1$	مدل‌سازی بلوک	(۲)	۱۰	ب
	ک	$3/3 \pm 1$				
آستانه	چ ب	$4/3 \pm 0/5$	مقطع سرعتی با پنج ایستگاه در صد کیلومتری	(۲)	۱۰	الف
	ک	$1/8 \pm 0/8$				
	چ ب	$2/5 \pm 1$	مدل‌سازی بلوک	(۲)	۱۰	ب
	چ ب	2 ± 1	مدل‌سازی بلوک	(۳)	۸	ج
نیشابور	ک	$1/4 \pm 0/7$	آنالیز سرعت جی‌پی‌اس با ۳ ایستگاه	(۲)	۱۰	د
	چ ب	$3/5 \pm 1$	مدل‌سازی بلوک	(۲)	۱۰	ب
	ک	$3/4 \pm 1$				
	چ ب	$5/2$	مدل‌سازی بلوک	(۴)	۱۰	ج
	ک	$3/7$				
درونه	چ ب	$2-3/5$	مدل‌سازی بلوک	(۲)	۱۰	ب
	ک	$1/5-2/8$				
	چ ب	$0/7-1/2$	مدل‌سازی بلوک	(۴)	۱۰	ج
	ک	$0/9-1/6$				
	چ ب	$1-3$	اینسار	(۶)	۷	ج
چکنه	رب	$5/2$	مدل‌سازی بلوک	(۴)	۱۰ سال	ج
سبزواری	ک	$1 \pm 0/5$	آنالیز سرعت جی‌پی‌اس با ۲ ایستگاه	(۲)	۱۰	د

۳-۴ مقایسه برآوردهای بلندمدت و کوتاه‌مدت نرخ لغزش

از نظر تئوری، نرخ لغزش گسله‌ها در بازه‌های زمانی بلند (در حدود چند صد هزار سال) ثابت باقی می‌ماند، چون حرکت لیتوسفر نسبت به استوسفر بسیار کند است (برای مثال هاگر، ۱۹۸۹). بنابراین، انتظار می‌رود نرخ‌های لغزش حاصل از روش‌های کوتاه‌مدت و بلندمدت مشابه باشند. با این حال مقایسه بین نتایج نرخ لغزش کوتاه‌مدت و بلندمدت بدست آمده برای گسله‌های شمال شرق ایران، اختلافاتی را نشان می‌دهد (شکل ۵). با وجود این اختلاف‌ها، نرخ لغزش در هر دو روش به‌طور کلی از شمال به جنوب و از شرق به غرب در امتداد گسله‌های اصلی منطقه مورد مطالعه کاهش می‌یابد. برای انجام این مقایسه گسله‌هایی انتخاب شده‌اند که شامل هر دو برآورد باشند. برای هر گسله مقادیر نرخ لغزشی با بالاترین کیفیت موجود (گروه الف و ب) و همچنین عدم قطعیت اندازه‌گیری‌ها در نظر گرفته شده

است. اندازه‌گیری‌ها نشان می‌دهند که در هفت مورد از هشت گسله بررسی شده (ابر، آستانه، باغان، مشهد، نیشابور، قوچان، درونه)، نرخ لغزش کوتاه‌مدت، بزرگ‌تر از نرخ لغزش بلندمدت است. نرخ‌های لغزش بلندمدت بدست آمده برای گسله اصلی کپه‌داغ و درونه در مطالعه فرید و همکاران (۲۰۱۶)، بیشتر از نرخ‌های لغزش کوتاه‌مدت آن‌ها هستند.

دلیل بیشتر بودن نرخ لغزش کوتاه‌مدت، وجود گسله‌های دیگر در فاصله بین ایستگاه‌های جی‌پی‌اس در مقاطع سرعت، و همچنین در نظر گرفتن یک سیستم گسلی بزرگ به عنوان یک مرز، در بین بلوک‌ها، در روش مدل‌سازی بلوک صلب است. در مدل سوچ و برفورد (۱۹۷۳) فرض بر این است که هیچ گسله‌ی دیگری حداقل تا فاصله ۱۰۰ کیلومتری از گسله وجود ندارد. در بسیاری از موارد این شرط اغنا نمی‌شود و در حقیقت ایستگاه‌های جی‌پی‌اس تغییر شکل حاصل از تمام گسله‌های نزدیک به

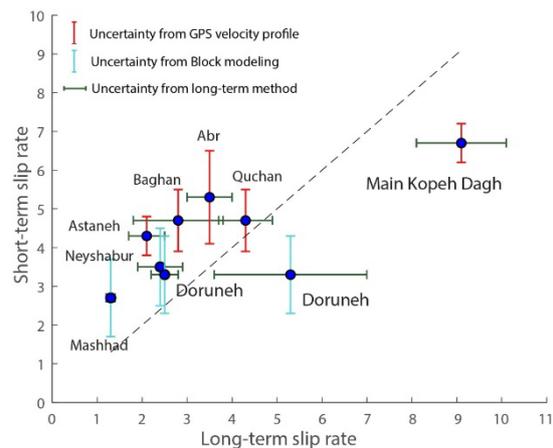
لغزش بیشتری است. بنابراین یک دلیل اختلاف نرخ‌های بلندمدت و کوتاهمدت گسله‌های بزرگی به مانند گسله اصلی کپه داغ می‌تواند در ارتباط با طبیعت نقطه‌ای نرخ‌های لغزش بلندمدت و میانگین بودن نرخ‌های لغزش کوتاهمدت برای کل سیستم گسلی باشد. برای سیستم گسلی درونه، نرخ لغزش کوتاهمدت بدست آمده ۲-۳/۵ میلی‌متر بر سال (موسوی و همکاران، ۲۰۱۳) بازه تغییرات نرخ لغزش در کل طول سیستم گسلی است و نرخ بلندمدت بدست آمده $0/3 \pm 2/5$ میلی‌متر بر سال (فتاحی و همکاران، ۲۰۰۷) مربوط به قسمت غربی سیستم گسلی است. نرخ بلندمدت محاسبه شده $1/7 \pm 5/3$ میلی‌متر بر سال برای گسله درونه (فرید و همکاران، ۲۰۱۶) مربوط به غرب قطعه مرکزی گسله درونه است. میزان نرخ کوتاهمدت بدست آمده از روش مدل‌سازی بلوک موسوی و همکاران (۲۰۱۳) برای غرب قطعه مرکزی گسله درونه برابر $1 \pm 3/3$ است.

دو نرخ بلندمدت برای گسله درونه ارائه شده است. نرخ لغزش بلندمدت در امتداد سیستم گسلی درونه بدست آمده توسط فرید و همکاران (۲۰۱۶) بیشتر از نرخ لغزش کوتاهمدت (موسوی و همکاران، ۲۰۱۳) است. فرید و همکاران (۲۰۱۶) با ترکیب روش‌های ژئومورفولوژی و سن‌سنجی کوآترنری، نرخ حدود $1/7 \pm 5/3$ میلی‌متر در سال را برای فعالیت هولوسن مربوط به غرب قطعه مرکزی این گسله گزارش کردند. نرخ کوتاهمدت بدست آمده از اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس برای این قطعه از گسله برابر با $1 \pm 3/3$ میلی‌متر در سال است (موسوی و همکاران، ۲۰۱۳) که با محدوده ۱ تا ۳ میلی‌متر در سال حاصل از داده‌های هفت‌ساله اینسار در امتداد این گسله (موسوی و همکاران، ۲۰۲۱) همخوانی دارد. با توجه به عدم قطعیت بالای اندازه‌گیری بلندمدت، نرخ بلندمدت فرید و همکاران (۲۰۱۶) با نرخ کوتاهمدت موسوی و همکاران (۲۰۲۱) همخوانی دارد.

هم موجود درون یک مقطع جی‌پی‌اس را اندازه می‌گیرند. از ایستگاه‌های نزدیک به یک گسله نمی‌توان برای محاسبه دقیق نرخ لغزش گسله استفاده کرد زیرا جابجایی حاصل از گسله در فواصل نزدیک، کمتر از مقدار واقعی لغزش گسله است. در مطالعات ژئودزی انجام شده توسط موسوی و همکاران (۲۰۱۳)، ایستگاه‌های جی‌پی‌اس انتخاب شده در بسیاری از موارد فواصل مناسبی از گسله‌ها قرار دارند و بنابراین تخمین قابل‌قبولی از نرخ لغزش را ارائه داده‌اند. با اینحال به دلیل تعداد کم ایستگاه‌های مورد استفاده در مقاطع، میزان قفل‌شدگی گسله قابل تشخیص نبوده و بنابراین احتمال بیش‌برآورد از نرخ لغزش لرزه‌ای وجود دارد. برای مثال، تنها دو ایستگاه در دو سوی گسله‌های چشمه‌نیک و جاجرم تا فواصل حدود ۱۲۰ کیلومتری گسترش دارند و یک ایستگاه در بین آنها واقع شده است. در روش بلندمدت برای سن‌سنجی گسله‌هایی که ما بررسی کردیم، در شش مورد از روش‌های کاسموژنیک با دقت بالا استفاده شده است. در مورد گسله اصلی کپه‌داغ نرخ لغزش بلندمدت بیشتری گزارش شده است (واکر و همکاران ۲۰۲۱). این مشاهده می‌تواند در ارتباط با عدم قطعیت روش سن‌سنجی بکار برده شده باشد. در این مورد سن‌سنجی با روش لومینسانس تحریک‌شده فروسرخ که عدم قطعیت بالاتری نسبت به روش کاسموژنیک دارد، با ۴ نمونه‌گیری انجام شده است. به علاوه، واکر و همکاران (۲۰۲۱) میزان رطوبت خاک را که عامل موثری در سن‌سنجی لومینسانس است در نظر نگرفته‌اند. بنابراین این احتمال وجود دارد که سن بدست آمده توسط آنها کمتر از واقعیت بوده و منجر به محاسبه نرخ لغزش بالا شده است. البته نرخ لغزش کوتاهمدت برای سیستم گسلی اصلی کپه‌داغ یک نرخ متوسط است (موسوی و همکاران، ۲۰۱۳). نرخ بلندمدت گزارش شده توسط واکر و همکاران (۲۰۲۱) مربوط به کل سیستم گسلی نیست و بیشتر مربوط به قسمت غربی گسله اصلی کپه‌داغ است که دارای نرخ

اندازه‌گیری‌های بلندمدت و کوتاه‌مدت را بدون در نظر گرفتن کیفیت اندازه‌گیری انجام دادند. با اینکه آنها در بررسی خود پیشنهاد کردند که یک ارتباط خطی بین نرخ‌های لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت وجود دارد، اندازه‌گیری‌های بررسی شده توسط آنها پراکندگی قابل ملاحظه‌ای از رابطه خطی نشان می‌دهد. ما با در نظر گرفتن کیفیت اندازه‌گیری‌های مورد استفاده و حذف داده‌های پرت نشان دادیم که روش کوتاه‌مدت معمولاً بطور میانگین ۱/۳ میلی‌متر برسال نرخ لغزش را بیشتر از روش بلندمدت تخمین می‌زند. البته لازم به ذکر است که این مقدار اختلاف با توجه به ساختار تکتونیکی هر منطقه می‌تواند متفاوت باشد و انتظار می‌رود این اختلاف در مناطقی که دارای گسله‌های بالغ هستند، کمتر باشد. بیشتر بودن نرخ لغزش کوتاه‌مدت نشان‌دهنده وجود تغییرشکل درون بلوک و تاثیر چند گسله نزدیک به هم در نرخ لغزش بدست آمده است. این اختلاف در نرخ لغزش را می‌توان به عنوان نرخ لغزش گسله‌های درون بلوک اختصاص داد. این تحلیل نشان می‌دهد که با کاستن ۱/۳ میلی‌متر برسال از با کیفیت‌ترین نرخ‌های کوتاه‌مدت بدست آمده برای گسله‌ها می‌توان بیش‌برآوردی این روش را برای یک گسله اصلاح کرد. در نهایت پیشنهاد می‌شود این مطالعه و تحلیل برای سایر مناطق ایران و سایر مناطق تکتونیکی مشابه انجام گیرد تا صحت نتایج بدست آمده با دقت بیشتری مورد بررسی قرار گیرد.

مشاهدات قبلی (بنت و همکاران، ۲۰۰۴؛ اسکین و همکاران، ۲۰۰۸) عدم تطابق نرخ‌های لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت را مرتبط با تغییرات زمانی نرخ لغزش دانسته‌اند. در بعضی از موارد نرخ لغزش طولانی‌مدت بیشتر، کمتر و یا مساوی نرخ کوتاه‌مدت (چوالیر و همکاران، ۲۰۰۵؛ برد، ۲۰۰۹) بوده است. با توجه به اینکه ما نشان داده‌ایم که رابطه خطی بین نرخ لغزش کوتاه‌مدت و بلندمدت وجود دارد می‌توانیم ادعا کنیم که نرخ لغزش حداقل برای شمال شرق



شکل ۵. محور عمودی و افقی به ترتیب نشان‌دهنده نرخ لغزش کوتاه‌مدت و بلندمدت برحسب میلی‌متر بر سال است. برای هشت گسله که با دایره آبی نشان داده شده عدم قطعیت با توجه به روش با رنگهای مختلف نشان داده شده است. خطچین خطی است که در آن نرخ لغزش کوتاه‌مدت و بلندمدت باهم برابرند.

۴-۴ نقش ارزیابی کیفیت نرخ لغزش در کاهش عدم قطعیت مطالعات تحلیل خطر زمین لرزه

نرخ لغزش گسله‌های فعال در مناطقی که لرزه‌خیزی در آنها ثبت نشده است، در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی اهمیت دارد. استفاده از نرخ لغزش در مطالعات پهنه‌بندی و تعیین خطر زمین لرزه در ایران معمولاً به ندرت استفاده شده است. یکی از عوامل اصلی استفاده کم از نرخ لغزش، کافی نبودن داده‌ها، تفاوت بین نرخ لغزش بلندمدت و کوتاه‌مدت و یا عدم قطعیت بالای آنها بوده است. در این مطالعه روشی برای ارزیابی کیفیت نرخ لغزش‌های کوتاه‌مدت و بلندمدت ارائه شده که از طریق آن می‌توان نرخ لغزش بهینه را از بین نرخ‌های موجود برای گسله‌ها پیدا کرد و در مطالعات تحلیل خطر زمین لرزه بکار برد.

مقایسه نرخ لغزش‌های بدست آمده با هر دو روش بدون بررسی کیفیت آنها هیچ رفتار معناداری را نشان نمی‌دهد و اندازه‌گیری‌ها در بسیاری از موارد از رابطه خطی مورد انتظار بین نرخ‌های لغزش بلند و کوتاه‌مدت پیروی نمی‌کنند (شکل ۶). موسوی و همکاران (۲۰۲۵) ارتباط بین

- Chevalier, M. L., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Finkel, R. C., Van Der Woerd, J., Haibing, L., & Qing, L. (2005). Slip-rate measurements on the Karakorum fault may imply secular variations in fault motion. *Science*, 307(5708), 411-414.
- Chuang, R. Y., & Johnson, K. M. (2011). Reconciling geologic and geodetic model fault slip-rate discrepancies in Southern California: Consideration of nonsteady mantle flow and lower crustal fault creep. *Geology*, 39(7), 627-630.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical research letters*, 21(20), 2191-2194.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., ... & Khorrami, F. (2010). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1287-1301.
- Duller, G. A. (2008). *Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology*.
- Dunai, T. J. (2010). *Cosmogenic nuclides: principles, concepts and applications in the earth surface sciences*. Cambridge University Press.
- Farbod, Y., Shabani, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Braucher, R., Benedetti, L., ... & Hessami, K. (2016). Spatial variations in late Quaternary slip rates along the Doruneh Fault System (Central Iran). *Tectonics*, 35(2), 386-406.
- Fattahi, M., & Walker, R. T. (2007). Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran. *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 284-289.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A., & Bahroudi, A. (2007). Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 168(2), 691-709.
- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Chen, X., Sharp, W. D., Cooper, K. M., & Wang, X. F. (2011). Faulted terrace risers place new constraints on the late Quaternary slip rate for the central Altyn Tagh fault, northwest Tibet. *Bulletin*, 123(5-6), 958-978.
- Gosse, J. C., & Phillips, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, 20(14), 1475-1560.
- Hager, B. H., & Richards, M. A. (1989). Long-wavelength variations in Earth's geoid: physical models and dynamical implications. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 328(1599), 309-327.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Reza Gheitanchi, M., & Javad Bolourchi, M. (2006). Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166(3), 1161-1177.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., ... & Jackson, J. (2010). Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumis earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12).
- Holt, W. E., & Haines, A. J. (1993). Velocity fields in deforming Asia from the inversion of earthquake-released strains. *Tectonics*, 12(1), 1-20.
- Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabani, E., Siame, L., Léanni, L., Bourlès, D., & Ahmadian, S. (2011). Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran. *Journal of Geodynamics*, 52(3-4), 290-303.
- Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., ... & Alijanzade, M. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using

- integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 217(2), 832-843.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., ... & Van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International*, 170(1), 436-440.
- Mazzotti, S., Leonard, L. J., Cassidy, J. F., Rogers, G. C., & Halchuk, S. (2011). Seismic hazard in western Canada from GPS strain rates versus earthquake catalog. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B12).
- McCaffrey, R. (2005). Block kinematics of the Pacific–North America plate boundary in the southwestern United States from inversion of GPS, seismological, and geologic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B7).
- Molnar, P. (1979). Earthquake recurrence intervals and plate tectonics. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 69(1), 115-133.
- Montillet, J. P., & Bos, M. S. (Eds.). (2019). *Geodetic time series analysis in earth sciences*. Springer.
- Mousavi, Z., Fattahi, M., Khatib, M., Talebian, M., Pathier, E., Walpersdorf, A., ... & Walker, R. T. (2021). Constant Slip Rate on the Doruneh Strike-Slip Fault, Iran, Averaged Over Late Pleistocene, Holocene, and Decadal Timescales. *Tectonics*, 40(6), e2020TC006256.
- Mousavi, Z., Talebian, M., Amiri, M., Walker, R. T., Marshall, N., & Walpersdorf, A. (2025). Constancy of geologic and geodetic fault slip rates across the Arabia-Eurasia collision revealed through two decades of observation. *Tectonics*, 44(3), e2024TC008380.
- Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H. R. E. A., ... & Djamour, Y. (2013). Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region. *Earth and Planetary Science Letters*, 377, 287-298.
- Nelson, M. S., & Rittenour, T. (2014). Using grain-size distribution to build water retention curves for alluvial sediments—Application to dose-rate calculation. In *14th International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating Book of Abstracts: Université du Québec à Montréal, Montreal* (p. 146).
- Okada, Y. (1986). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* (Vol. 23, No. 4, p. 128). Elsevier BV.
- Oskin, M., Perg, L., Shelef, E., Strane, M., Gurney, E., Singer, B., & Zhang, X. (2008). Elevated shear zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California. *Geology*, 36(6), 507-510.
- Pietsch, T. J., Olley, J. M., & Nanson, G. C. (2008). Fluvial transport as a natural luminescence sensitiser of quartz. *Quaternary Geochronology*, 3(4), 365-376.
- Robbins, J. W., Smith, D. E., & Ma, C. (1993). Horizontal crustal deformation and large scale plate motions inferred from space geodetic techniques. *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*, 23, 21-36.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Karam, G. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Rizza, M., Mahan, S., Ritz, J. F., Nazari, H., Hollingsworth, J., & Salamati, R. (2011). Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate the slip rate of the Astaneh fault, Iran. *Quaternary Geochronology*, 6(3-4), 390-406.

- Savage, J. C., & Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78(5), 832-845.
- Shabanian, E., Bellier, O., Siame, L., Abbassi, M. R., Bourlès, D., Braucher, R., & Farbod, Y. (2012). The Binalud Mountains: A key piece for the geodynamic puzzle of NE Iran. *Tectonics*, 31.(۶)
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., & Abbassi, M. R. (2009). Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran). *Geophysical Journal International*, 178(2), 1055-1077.
- Shahvar, M. P., Zare, M., & Castellaro, S. (2013). A unified seismic catalog for the Iranian plateau (1900–2011). *Seismological Research Letters*, 84(2), 233-249.
- Siame, L. L., Shabanian, E., & Bellier, O. (2009). Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: Comment. *Geology*, 37(12), e197-e198.
- Thatcher, W. (2009). How the continents deform: The evidence from tectonic geodesy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37(1), 237-262.
- Walker, M. (2005). *Quaternary dating methods*. John Wiley & Sons.
- Walker, R. T., Bezmenov, Y., Begenjev, G., Carolin, S., Dodds, N., Gruetzner, C., ... & Rhodes, E. J. (2021). Slip-rate on the main Köpetdag (Kopeh Dagh) strike-slip fault, Turkmenistan, and the active tectonics of the South Caspian. *Tectonics*, 40(8), e2021TC006846.
- Walters, R. J., Elliott, J. R., Li, Z., & Parsons, B. (2013). Rapid strain accumulation on the Ashkabad fault (Turkmenistan) from atmosphere-corrected InSAR. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(7), 3674-3690.
- Wang, M., & Shen, Z. K. (2020). Present-day crustal deformation of continental China derived from GPS and its tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2), e2019JB018774.
- Watson, A. R., Elliott, J. R., Lazecký, M., Maghsoudi, Y., McGrath, J. D., & Walters, R. J. (2024). An InSAR-GNSS velocity field for Iran. *Geophysical Research Letters*, 51(10), e2024GL108440.
- Wintle, A. G. (1993). *Luminescence dating of aeolian sands: an overview*. Geological Society, London, Special Publications, 72(1), 49-58.

Investigation of long- and short-term slip rates of active faults in northeastern Iran

Marzieh Shabani¹, Abdolreza Ghods^{2*} and Esmacil Shabani³

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

(Received: 03 August 2025, Accepted: 22 September 2025)

Summary

The analysis of fault slip rates plays a crucial role in assessing seismic hazards and understanding the kinematic behavior of active faults. This is particularly critical in regions like Iran, where instrumental earthquake catalogs often lack sufficient temporal coverage (less than 100 years) to reliably estimate seismicity parameters like seismic recurrence intervals, especially for large-magnitude events ($M_w > 7$). Both long-term (geologic) and short-term (geodetic) approaches rely on measurements of near-surface displacements, and given the relative temporal stability of lithospheric deformation rates over timescales shorter than one million years, their results could be almost equal. However, significant discrepancies persist between published the long- and short-terms slip rates for major faults in Iran. The discrepancies could be related to inherent limitation of the two approaches, quality of their measurements, and also temporal variation of slip-rate. This study focuses on active faults in northeastern Iran, a seismically active deformation zone hosting several destructive earthquakes, to methodologically evaluate these inconsistencies. We compiled all available long-term and short-term slip rate estimates for the region, rigorously assessing their quality based on their used methodology and observational constraints. The lack of precise dating and use of different dating methods can each introduce some degree of uncertainty into long-term slip rate calculations. The length of GPS profile normal to a given active fault, quality of the observed GPS vectors, and presence of faults off the main active fault are influential factors controlling errors in short-term slip rate determinations. After excluding low-quality measurements, we performed comparative analysis of the most reliable estimates from both approaches. Our results demonstrate a linear correlation between geodetic and geologic slip rates, though with a systematic offset in which short-term rates exceed the long-term estimates by an average of ~ 1.3 mm/yr. The systematically larger estimate of short-term slip rates arises from inherent limitations in geodetic methods that persist despite advances in remote sensing observation technologies. Geological methods measure slip accumulation along an active fault, whereas geodetic techniques typically resolve cumulative deformation rates across a given fault systems or block boundary. Geodetic measurements require GPS stations to be positioned at least twice the seismogenic layer thickness away from the fault to properly capture strain accumulation, leading to the inclusion of nearby faults off the main active fault and thus higher estimates of slip rates. The linear relationship between long-term and short-term slip rates, and the stochastic nature of temporal changes in slip rate, reject the existence of temporal changes in slip rate, at least for the faults of northeastern Iran. For large faults, a portion of the difference between long-term and short-term rates is related to the fact that the reported rates pertain to different parts of the fault system. The established linear relationship provides a valuable framework for identifying outlier slip rates.

Keywords: Dating, GPS, InSAR, northeast Iran, slip rate

* Corresponding author:

aghods@iasbs.ac.ir