

توسعه یک روش هندسی جدید به منظور برآورد نرخ لغزش گسل‌های زاگرس با استفاده از بردارهای سرعت شبکه ژئودینامیک

محمدعلی شریفی^۱

عباس بحرودی^۲

صالح مافی^۳

تاریخ دریافت مقاله: ۹۷/۱۱/۱۳

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۴/۰۳

چکیده

این پژوهش روشی هندسی را برای محاسبه نرخ لغزش گسل‌های زاگرس ارائه می‌دهد. در این روش هر گسل را به صورت مجموعه پیوسته‌ای از قطعات گسلی در نظر می‌گیریم که موقعیت سطحی آنها معلوم است. اولین مسئله در انجام این محاسبات تعیین وضعیت صفحات گسلی موجود در لایه لرزه‌زای زاگرس است. این کار را با استفاده از موقعیت کانونی زمین لرزه‌های رخ داده در اطراف قطعه گسلی انجام می‌دهیم. با محاسبه ضرایب صفحات گسلی، می‌توان آزمون امتداد صفحات را نسبت به شمال نجومی به دست آورد. تنوع در مکانیزم‌های حرکتی گسل‌های منطقه، شکستگی‌ها با راستاهای متفاوتی را بر روی سطح زمین ایجاد می‌کند که از اختلاف بین راستای گسل و راستای شکستگی سطحی و نوع حرکت گسل (شیب لغز و امتداد لغز) زاویه لغزش گسل را به دست می‌آوریم. در ادامه و به منظور محاسبه نرخ لغزش هر گسل، پوسته زاگرس را به صورت جسم یکپارچه‌ای در نظر می‌گیریم که در اثر اعمال تنش به صورت یکنواخت تغییر شکل می‌دهد. به کمک این فرض بردارهای سرعت شبکه را بر روی سطح گسل‌ها تصویر کرده و با استفاده از بردار جهت لغزش، نرخ لغزش گسل را محاسبه می‌کنیم. نرخ لغزش به دست آمده پارامتری است که برای هر قطعه گسلی به صورت جداگانه محاسبه می‌شود. با در نظر گرفتن اثر خطاهای سیستماتیک در موقعیت کانونی زمین لرزه‌ها، نرخ‌های لغزش به دست آمده برای قطعات گسلی همواره دارای خطا هستند. لذا به منظور کاهش اثر خطا، برای هر گسل یک نرخ لغزش میانگین تعریف می‌کنیم. بردارهای سرعت مورد استفاده در این تحقیق، بردارهای سرعت ایستگاه‌های دائمی شبکه ژئودینامیک زاگرس هستند که توسط سازمان نقشه‌برداری کشور تهیه شده‌اند. موقعیت‌های کانونی زمین لرزه‌ها نیز توسط پژوهشگاه بین‌المللی مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی منتشر می‌شوند. نتایج به دست آمده از این روش نشان می‌دهند مناطقی که گسل‌های آنها نرخ لغزش بالایی دارند، از تراکم زمین لرزه بالایی نیز برخوردارند.

واژه‌های کلیدی: نرخ لغزش، صفحه گسل، موقعیت کانونی زمین لرزه، بردار سرعت

۱- دانشیار، گروه ژئودزی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران sharifi@ut.ac.ir

۲- دانشیار، دپارتمان اکتشافات معدنی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران bahroudi@ut.ac.ir

۳- دانش‌آموخته مهندسی نقشه‌برداری-ژئودزی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران (نویسنده مسئول) saleh.mafi@gmail.com

۱- مقدمه

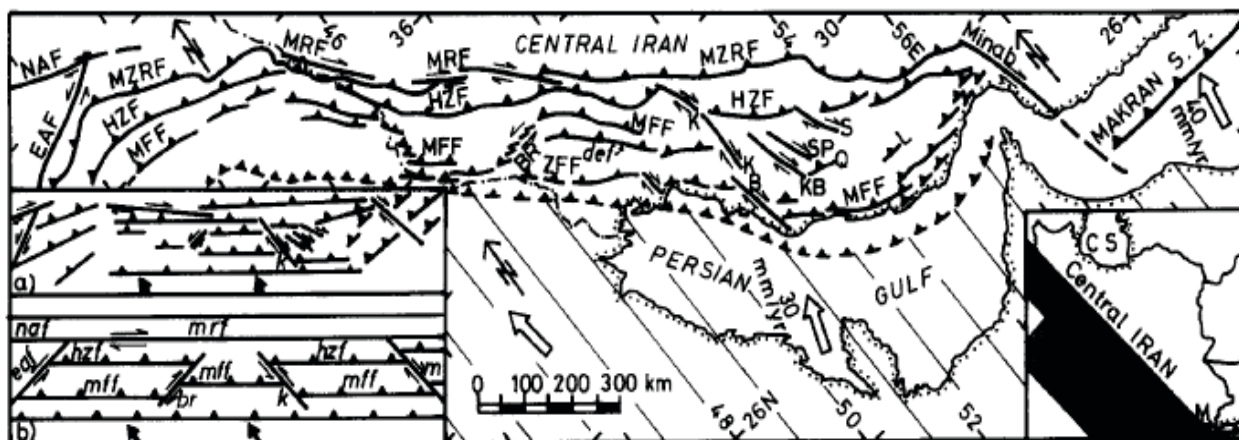
مسئول تغییر شکل در این ناحیه هستند (Mostafazadeh et al., 2004). اما به دلیل وجود لایه‌های شکل‌پذیر در قسمت رسوبی پوسته، هیچگونه گسیختگی سطحی هم‌لرزه‌ای در این ناحیه مشاهده نمی‌شود (Walker et al., 2005). در مطالعات لرزه‌خیزی کمرندهای چین‌خورده - رانده، تمرکز اصلی تحقیق به امضای لرزه‌ای گسل‌های پی‌سنگی عمیق (عمق بیش از ۱۵ کیلومتر) معطوف می‌گردد که در زیر پوشش رسوبی قرار دارند (Jackson et al., 1981). زیرا تعیین بزرگی و رومرکز رخداد‌های لرزه‌ای کم‌عمق از داده‌های دورلرزه‌ای مشکل است (Koyi & Hessami, 2000). رومرکز زمین‌لرزه تصویر قائم کانون زمین‌لرزه بر روی سطح زمین بوده به گونه‌ای که فاصله بین رومرکز و کانون برابر عمق کانونی است.

با ترکیب اطلاعات حاصل از مطالعات زمین‌شناسی، زمین‌ساختی و داده‌های لرزه‌ای بر روی یک نقشه می‌توان نقاطی را تعیین نمود که از نظر توان لرزه‌زایی مستقل و متمایز از مناطق مجاور خود هستند. به این مناطق ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی یا به طور خلاصه ایالت‌های لرزه‌خیز گفته می‌شود. نگاره ۳ ایالت‌های تکتونیکی ایران را نشان می‌دهد. نگاره ۱ نقشه خلاصه‌ای از تغییر شکل‌های تکتونیکی فعال در زاگرس را نشان می‌دهد.

بر اساس نرخ لغزش و وضعیت تغییر شکل به دست آمده از مشاهدات GPS، زاگرس را به دو بخش تقسیم می‌کنند که عبارتند از: زاگرس شمالی و زاگرس مرکزی. گسل راستگرد و امتدادلغز کازرون (Baker et al., 1993) را به عنوان مرز بین زاگرس شمالی و زاگرس مرکزی در نظر می‌گیرند (Vernant et al., 2004). در زاگرس شمالی، تغییر شکل به یک مؤلفه کوتاه‌شدگی mm/year (۶-۳) عمود بر امتداد زاگرس و یک مؤلفه امتدادلغز mm/year (۶-۴) به موازات امتداد زاگرس تجزیه می‌شود. در زاگرس مرکزی، تغییر شکل تنها دارای مؤلفه کوتاه‌شدگی mm/year (۲±۸) است که در جهت عمود بر امتداد زاگرس می‌باشد (Walpersdorf et al., 2006). بخش اعظم تغییر شکل در قسمت جنوبی زاگرس

رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب غرب ایران یک کمر بند چین‌خورده - رانده بین قاره‌ای را تشکیل می‌دهند که با حدود ۱۲۰۰ کیلومتر طول و میل شمال غرب - جنوب شرق و با پهنایی بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر بین سپر عربی و ایران مرکزی گسترده شده‌اند (Engdahl et al., 2006). این کمر بند از شمال توسط گسل اصلی زاگرس محدود می‌شود که از آن به عنوان ناحیه اتصال اقیانوس نئوتتیس یاد می‌شود. کمر بند زاگرس را از منظر تغییرات شکل ظاهری از شمال غرب به جنوب شرق به حوزه‌های لرستان (زاگرس شمال غرب)، خوزستان (زاگرس مرکزی) و فارس (زاگرس جنوب شرق) تقسیم می‌کنند. مشاهدات میدانی، تاریخ تغییر شکل در ناحیه چین‌خورده زاگرس را به اواخر ائوسن نسبت می‌دهند که به تدریج به سمت جنوب و جنوب غرب انتشار یافته است. مطالعات انجام شده در این راستا توسط (Bahroudi, 2003; Bahroudi & Koyi, 2003) بیان می‌کنند که هندسه تغییر شکل جبهه زاگرس و تکامل تدریجی حوزه پیش‌زمین با حداقل دو پارامتر ساختاری مهم کنترل می‌شوند: (۱) فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی و (۲) ماهیت مکانیکی گسل‌های جدایشی اصلی در کمر بند چین‌خورده - رانده زاگرس. اساساً این کمر بند از چین‌خوردگی و راندگی سری‌های برآمده سنوزوئیک ایجاد می‌شود. این سری رسوبی تغییر شکل یافته که در مدت زمان پالئوزوئیک - مزوزوئیک به زیر رانده شده است، به رسوبات صفحه عربی و نواحی اطراف آن تعلق دارد (Vaseghi et al., 2016).

فعالیت‌های اخیر تکتونیکی در زاگرس نتیجه همگرایی قاره‌ای صفحه عربستان و اوراسیا از اواخر کرتاسه/اوایل میوسن است. این کمر بند که جوان‌ترین ناحیه اتصال قاره‌ای بر روی کره زمین است، یک ناحیه کلیدی برای مطالعه فرآیندهایی است که در مراحل اولیه شکل‌گیری نواحی همگرا رخ داده‌اند. مکانیزم‌های کانونی محاسبه شده برای زمین‌لرزه‌های زاگرس، کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی را در گسل‌های اصلی و راندگی زاگرس نشان می‌دهند که



نگاره ۱: نقشه خلاصه‌ای از تغییرشکل‌های تکتونیکی فعال در زاگرس که به ترتیب لرزه‌خیزی کمی را در عرض گسلش‌های امتدادلغز (مانند کازرون، کرباس، سروستان و ...) و لرزه‌خیزی بالایی را در امتداد پی سنگ طولی راندگی‌های پنهان (به صورت دندان‌های) نشان می‌دهد (Berberian, 1995)

مشاهده می‌شود در حالی که لرزه‌خیزی آن در کل ناحیه توزیع یافته است. بر این باوریم که لایه‌های شکل‌پذیر، لایه‌های رسوبی سطحی را از پی سنگ لرزه‌زا جدا می‌کنند (McQuarrie, 2004). بنابراین، تغییرشکل کم عمق که توسط GPS اندازه‌گیری می‌شود، تغییرشکل پوشش رسوبی را نشان می‌دهد و ارتباطی به تغییرشکل پی سنگی ندارد (Walpersdorf et al., 2006)

پدیده کوهزایی و سایر تغییر شکل‌های به وجود آمده بر روی سطح زمین در پاسخ به تنش‌های اعمال شده بر بخش‌های مختلف پوسته زمین ایجاد می‌شوند. به طور کلی علل تغییر شکل‌های به وجود آمده بر روی سطح زمین را می‌توان به مؤلفه‌های زمین‌لرزه، فرونشست، فرسایش، تجمع انرژی الاستیک و لغزش‌های غیرلرزه‌ای بر روی گسل‌ها تفکیک کرد. بررسی تأثیر هر یک از این مؤلفه‌ها در تغییر شکل نهایی به مدت زمان اندازه‌گیری مشاهدات بستگی دارد. به عنوان مثال، عوامل فرونشست و فرسایش در بازه‌های زمانی کوتاه (بازه هفته‌ای یا ۱ ماهه) معمولاً تأثیرات کمی در تغییرشکل‌های ایجاد شده بر روی سطح زمین دارند. در چنین مواقعی عمده جابه‌جایی‌های سطحی را می‌توان ناشی از تجمع انرژی الاستیک، وقوع زمین لرزه‌ها و لغزش‌های غیرلرزه‌ای در نظر گرفت. در اینجا

مؤلفه‌های تغییر شکل به صورت بردارهای سرعت GPS ظاهر می‌شوند که لازم است سهم لغزش‌های اصطکاکی بر روی گسل‌ها را در بردارهای سرعت مشخص کنیم. نتایج به دست آمده در تحقیقات ذکر شده تغییر شکل زاگرس را به دو مؤلفه کلی کوتاه‌شدگی و امتدادلغز تقسیم می‌کنند و تغییر شکل‌های محاسبه شده در واقع برآیند حرکات لغزشی رخ داده بر روی تمامی گسل‌های یک پهنه وسیع هستند. اما در این پژوهش برآنیم که سهم هر یک از گسل‌های زاگرس را به صورت جداگانه در تغییرشکل این ایالت بررسی کنیم. برای این منظور پوسته زاگرس را به صورت جسم یکپارچه و شامل تعدادی گسل پنهان در درون آن در نظر می‌گیریم که در اثر اعمال تنش به قسمت‌های مختلف آن به صورت یکنواخت تغییرشکل می‌دهد. در این بحث مقصود ما از یکنواخت بودن این است که مقدار تنش اعمال شده بر پوسته زاگرس و تغییرشکل به وجود آمده از آن مضرب ثابتی از یکدیگر هستند. لازم به ذکر است که هر گسل پنهان در پوسته زاگرس را به صورت مجموعه‌ای از قطعات گسلی در نظر می‌گیریم و برای هر قطعه یک نرخ لغزش محاسبه می‌کنیم. طبق تعریف، به مقدار جابه‌جایی که در یک مدت زمان مشخص بر روی صفحه گسل ایجاد می‌شود، نرخ لغزش می‌گویند که یک

و اوراسیا پرداختند. در این مطالعه ابتدا گسل‌های فعال عمده در منطقه مورد مطالعه انتخاب شده و سپس با اعمال شرایط مرزی مناسب، آهنگ لغزش امتدادلغز بین گسل‌ها با استفاده از روش عددی المان‌های مرزی با توابع گرین مستخرج از مدل تحلیلی اکادا توزیع شده است. میدان سرعت به دست آمده از این مدل‌سازی با میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران مقایسه شده و با تغییر شرایط مرزی به صورت سعی و خطا بهترین تطابق بین میدان سرعت مدل و میدان سرعت GPS ایجاد شد. نوری و همکاران (۱۳۸۸) حساسیت پارامترهای فیزیکی و هندسی مورد استفاده در مدل اکادا را بر روی جابه‌جایی سطحی و هم‌لرزه‌ای حاصل از یک گسل بررسی کردند. بر اساس نتایج حاصل از این تحقیق، بیشترین میزان حساسیت به تغییر در کمیت جداشتگی و کمترین آنها در ضرایب لامه هستند که جابه‌جایی به تغییرات اعمال شده در این ضرایب کمترین میزان حساسیت را نشان می‌دهند. با تعیین میزان حساسیت و مقدار تغییری که در جابه‌جایی در اثر تغییر در آن پارامتر ایجاد می‌شود، می‌توان به تعیین پارامترهای یک گسل ناشناخته در منطقه‌ای که عامل ایجاد زلزله شده است، پرداخت.

ژنگ و ژنگ کانگ (۲۰۱۳) از یک مدل شبکه گسلی کینماتیک برای بررسی تغییرشکل پوسته زمین استفاده کردند. در این مدل، تغییرشکل سطحی با فرض این که هر قطعه گسلی به زیر یک عمق بسته و یکپارچه می‌لغزد، محاسبه می‌شود. هر قطعه گسلی نیز با اعمال شرط پیوستگی بردار لغزش که بر نقاط اتصال گسل تحمیل می‌شود، به قطعات اطراف آن متصل می‌شود. در این مدل، درجه قیدها تعیین می‌کند که آیا تغییرشکل به وجود آمده به صورت توده‌ای است یا خیر.

در این تحقیق نرخ لغزش قطعات گسلی را با فرض تغییرشکل یکنواخت پوسته زاگرس در برابر اعمال تنش، محاسبه می‌کنیم.

در این محاسبات وضعیت صفحات قطعات گسلی به کمک موقعیت کانونی زمین‌لرزه‌های رخ داده در اطراف

کمیت اسکالر است. محاسبات نرخ لغزش گسل‌ها با در نظر گرفتن فرض یکنواخت بودن تغییرشکل، در برخی از مناطق زاگرس خطای سیستماتیکی را بر نتایج به دست آمده تحمیل می‌کند که عمده این خطاها در قطعات گسلی که در پی‌سنگ قرار دارند، دیده می‌شوند. از این رو به منظور کاهش و یا حذف اثر این خطاها برای هر گسل یک نرخ لغزش میانگین تعریف می‌کنیم که در واقع میانگین نرخ لغزش‌های تمامی قطعات آن گسل است. علاوه بر این با محاسبه نرخ لغزش میانگین و مقایسه آن با تراکم زمین‌لرزه‌های رخ داده در زاگرس، پتانسیل لرزه‌خیزی را در بخش‌های مختلف این ایالت برآورد می‌کنیم.

پهنه‌بندی زاگرس بر مبنای پتانسیل لرزه‌خیزی آن، اطلاعات جدیدی را در مورد ماهیت حرکات لغزشی رخ داده بر روی گسل‌های آن (حرکات لغزشی لرزه‌ای و حرکات لغزشی غیرلرزه‌ای) ارائه می‌دهد که در این تحقیق به طور خلاصه به آن اشاره می‌کنیم.

تاکنون تحقیقات متعددی در زمینه برآورد نرخ لغزش گسل‌ها و ارتباط آنها با لغزش‌های سطحی انجام شده است. دولان و هارویچ (۲۰۱۴) جابه‌جایی‌های مشاهده شده بر روی سطح زمین را با لغزش‌های ژئودتیکی عمقی حاصل از شش زمین‌لرزه امتدادلغز ($M_w \geq 7.1$) مقایسه کرده و ارتباطی را بین رشد و تکامل ساختاری گسل و نسبت لغزش عمقی به لغزش سطحی آن بر روی نواحی محدودی از گسیختگی سطحی به دست آوردند.

طالبیان و همکاران (۱۳۸۷) به کمک روش‌های سن‌یابی مطلق، میانگین نرخ لغزش، توان لرزه‌زایی و میزان خطر احتمالی زمین‌لرزه را بر روی گسل بم - براوات در طول تاریخ زمین‌شناسی بررسی کردند. از جمله روش‌های مرسوم برای محاسبه نرخ لغزش یک گسل، استفاده از مدل‌های فیزیکی است.

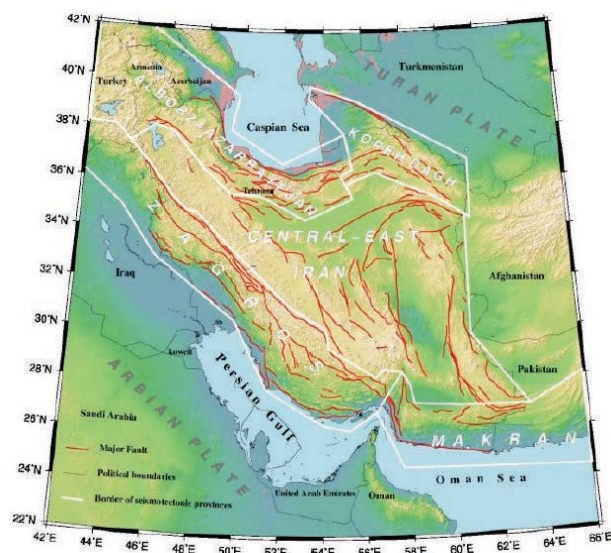
راست‌بود و وثوقی (۱۳۸۹) با استفاده از مفاهیم مکانیک شکست و مدل‌سازی جداشتگی به بررسی و مطالعه گسل‌های فعال در منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)
توسعه یک روش هندسی جدید به منظور برآورد ... / ۱۱

خطوط ترسیم شده در نگاره ۲ علائم زمین‌شناسی وجود گسل هستند که در قالب نقشه زمین‌شناسی برای گسل‌های فعال ایران تهیه شده‌اند. این علائم در واقع بریدگی‌ها و شکست‌هایی هستند که به دلیل حرکات لغزشی بر روی گسل‌های منطقه، بر روی سطح زمین نمایان شده‌اند.

در این میان برخی از گسل‌ها هستند که به دلیل ویژگی‌های سطحی منطقه و نوع لایه‌های رسوبی و همچنین ضخامت این لایه‌ها، بر روی سطح زمین بیرون‌زدگی دارند که به آنها رخنمون می‌گویند. اما در مناطقی مانند زاگرس که لرزه‌خیزی دارای یک الگوی پراکنده است و گسل‌های پی‌سنگی فعال با پوشش رسوبی فناوری وئیک پوشیده می‌شوند (Berberian, 1976,1981; Berberian&Tchalenko, 1976a,b)

شناسایی گسل‌های لرزه‌زا مشکل است. بنابراین اولین مسئله در مورد گسل‌های پهنه زاگرس، تعیین وضعیت فضایی آنها است. نگاره ۳ محدوده هر یک از ایالت‌های تکتونیکی ایران را نشان می‌دهد که توسط میرزایی و همکاران (۱۹۹۸) ارائه شده است.

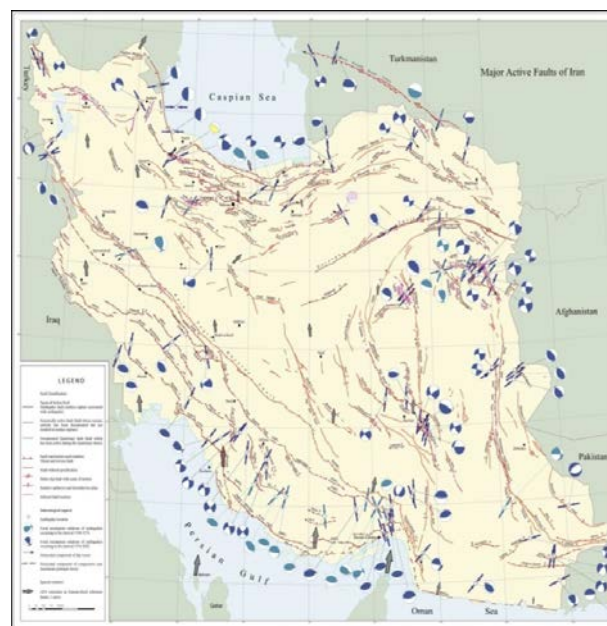


نگاره ۳: ایالت‌های لرزه‌زمین ساخت اصلی ایران که توسط میرزایی و همکاران در سال ۱۹۹۸ توسعه یافته است. خطوط قرمز رنگ، گسل‌های اصلی و فعال را نشان می‌دهند که توسط حسامی و همکاران در سال ۲۰۰۳ ترسیم شده‌اند.

هر قطعه مشخص می‌شوند و جهت لغزش بر روی هر صفحه به کمک اختلاف آزیموت شکستگی سطحی و آزیموت صفحه گسل به دست می‌آید. با تعیین جهت لغزش، نرخ لغزش هر قطعه با استفاده از بردارهای سرعت شبکه ژئودینامیک زاگرس محاسبه می‌شوند و در نهایت با میانگین‌گیری از نرخ لغزش‌های قطعات هر گسل یک نرخ لغزش میانگین برای آن تعریف می‌کنیم.

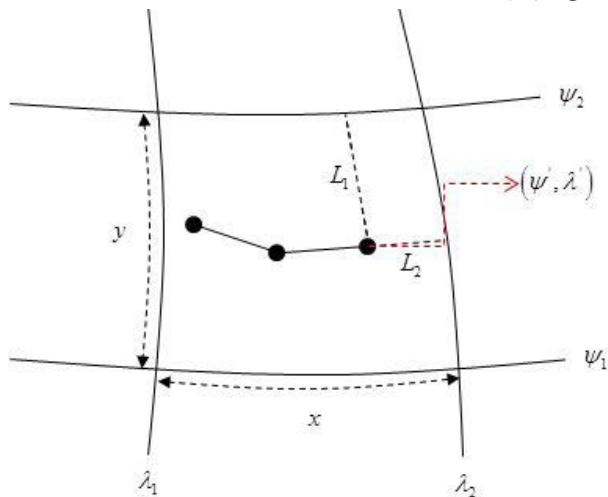
۲- داده‌ها و روش کار

داده‌های مورد استفاده در این تحقیق عبارتند از: نقشه زمین‌شناسی گسل‌های ایران (نگاره ۲) برای تعیین موقعیت مکانی گسل‌ها، داده‌های مدل توپوگرافی 'SRTM' که شامل ارتفاعات ژئودتیک نقاط توپوگرافی زاگرس هستند، بردارهای سرعت شبکه ژئودینامیک زاگرس که شامل ۱۷ ایستگاه دائمی GPS است (جدول ۱) و توسط سازمان نقشه‌برداری کشور تهیه شده‌اند و مختصات کانونی زمین‌لرزه‌ها از تاریخ ۱۹۷۰/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۲۹ که در پایگاه داده مؤسسه بین‌المللی مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی موجود می‌باشند.



نگاره ۲: نقشه گسل‌های فعال ایران (Hessami et al., 2003)

در رابطه فوق $a = 6378137$ و $b = 6356752.314$ به ترتیب اندازه‌های نیم‌قطر اطول و اقصر بیضوی WGS84 هستند. در نگاره ۴ نحوه محاسبه پارامترهای طول و عرض زمین مرکز نشان داده شده است.



نگاره ۴: محاسبه پارامترهای طول و عرض زمین مرکز یک نقطه از پاره‌خط شکستگی سطحی به کمک مختصات مدارات و نصف‌النهارات اطراف آن

در نگاره فوق اگر x فاصله زاویه‌ای بین نصف‌النهارات λ_1 و λ_2 و y فاصله زاویه‌ای بین مدارات ψ_1 و ψ_2 باشند، در آن صورت برای محاسبه طول و عرض زمین مرکز نقطه مجهول (ψ', λ') از تناسب زیر استفاده می‌کنیم.

$$\frac{\psi_2 - \psi_1}{y} = \frac{\psi_2 - \psi'}{L_1} \quad (2)$$

$$\frac{\lambda_2 - \lambda_1}{x} = \frac{\lambda_2 - \lambda'}{L_2} \quad (3)$$

در معادلات فوق، طول‌های L_1, L_2, x و y با اندازه‌گیری به دست می‌آیند. لازم به ذکر است، چنانچه نقشه رقومی علائم زمین‌شناسی گسل‌ها موجود باشد، نیازی به استفاده از روابط ۲ و ۳ نیست و مختصات‌های طول و عرض زمین-مرکز دو سر هر پاره‌خط مستقیماً به صورت اتوماتیک به دست می‌آیند. ارتفاع ژئودتیک نقاط دو سر هر پاره‌خط نیز به کمک میانگین‌گیری از ارتفاعات شبکه SRTM محاسبه

مطابق نگاره ۳، گسل‌هایی که در محدوده زاگرس قرار می‌گیرند را به کمک موقعیت رئوس پلیگون زاگرس از سایر گسل‌های ایران جدا می‌کنیم. در ادامه کار و با توجه به هندسه خطوط ترسیم شده در نقشه، هر یک از گسل‌ها را به قطعات کوچکتر تقسیم کرده و معادله صفحه کانونی هر قطعه را به صورت جداگانه محاسبه می‌کنیم.

۲-۱- تعیین وضعیت صفحه کانونی قطعه گسلی

با توجه به نگاره ۳، موقعیت تقریبی و سطحی هر گسل (برای مثال گسل اصلی زاگرس) به صورت یک خط شکسته ترسیم شده است که این خط در واقع محل شکستگی‌های سطحی و علائم زمین‌شناسی هر گسل را نشان می‌دهد. در این تحقیق به منظور شناسایی و تعیین موقعیت صفحه کانونی هر گسل از این علائم به عنوان سرخ‌های وجود گسل استفاده می‌کنیم. به این صورت که هر خط شکسته ترسیم شده در نگاره ۳ و در محدوده ایالت زاگرس را به صورت مجموعه‌ای از پاره‌خط‌های متصل به هم در نظر می‌گیریم که مختصات دو سر آنها معلوم است. در نگاره ۴ مختصات دو سر پاره‌خط‌های ترسیم شده شامل پارامترهای طول زمین‌مرکز (λ) و عرض زمین‌مرکز (ψ) هستند. برای محاسبه مختصات مسطحاتی (ϕ, λ) هر یک از نقاط دو سر هر پاره‌خط، ابتدا موقعیت آن را نسبت به مدارات و نصف‌النهارات اطراف آن پیدا کرده و طول و عرض زمین‌مرکز آن (ψ, λ) را به کمک درونیابی خطی تخمین می‌زنیم. سپس به کمک رابطه تبدیل عرض زمین‌مرکز به ژئودتیک، مختصات مسطحاتی دو سر هر پاره‌خط را به دست می‌آوریم. از مختصات ژئودتیک برای تعیین موقعیت نقاط دو سر پاره‌خط‌های شکستگی‌های سطحی و همچنین تعیین موقعیت کانون‌های زلزله‌های قطعات گسلی استفاده می‌شود. معادله این تبدیل به صورت رابطه (۱) است (Jekeli, 2006):

$$\tan(\psi) = \frac{b^2}{a^2} \tan(\phi) \quad (1)$$

کنیم. از مختصات‌های کارتیزین کانون‌ها در محاسبات پارامترهای صفحات قطعات گسلی استفاده می‌شود. به این ترتیب مختصات کارتیزین پاره‌خط‌های شکستگی و مختصات کانونی تمامی زمین‌لرزه‌ها به سیستم مختصات ژئودتیک منتقل می‌شوند. حال برای تعیین صفحه کانونی قطعه گسلی از قیود هندسی زیر استفاده می‌کنیم. در این بخش برای تعیین وضعیت صفحه گسل از موقعیت دوسر پاره‌خط شکستگی استفاده می‌کنیم. به این صورت که ابتدا هر پاره‌خط را بر روی صفحه XY سیستم مختصات کارتیزین تصویر کرده و به مرکز پاره‌خط تصویر شده و به شعاع نصف طول فضایی آن یک دایره ترسیم می‌کنیم.

تمام زمین‌لرزه‌هایی که مختصات XY کانون آنها در داخل دایره ترسیم شده قرار می‌گیرند را به عنوان زمین‌لرزه‌های انتخاب شده در فضای جستجو تعریف می‌کنیم. حال از میان زمین‌لرزه‌های انتخاب شده، آنهایی را به عنوان زمین‌لرزه‌های گسل در نظر می‌گیریم که به فاصله d از پاره‌خط تصویر شده و حداکثر تا عمق ۲۵ کیلومتری از سطح زمین قرار دارند. مگی و همکاران (۲۰۰۰) و طالبیان و جکسون (۲۰۰۴) مسئله عمق لرزه‌ای در زاگرس را با تجزیه و تحلیل شکل موج‌های درونی P و SH زمین‌لرزه‌های بزرگ بررسی کردند و هیچ سرنخی برای اثبات لرزه‌خیزی عمیق‌تر از ۲۰ کیلومتر در داخل بخش اصلی کمر بند یافت نشد. لذا با توجه به این که معتبرترین عمق زمین‌لرزه‌های گزارش شده در زاگرس کمتر از ۲۰ کیلومتر است، عمق ۲۵ کیلومتری را صرفاً از این جهت انتخاب می‌کنیم که تعداد کانون‌های مورد استفاده در محاسبه پارامترهای صفحه گسل به حد کافی باشند. در واقع در این روش از مختصات کانونی استفاده می‌کنیم که در داخل استوانه‌ای به شعاع r و ارتفاع ۲۵ کیلومتر قرار می‌گیرند. مقادیر r و d هم به صورت تجربی انتخاب می‌شوند که بسته به تعداد کانون‌های شناسایی شده در فضای جستجو می‌توانند تغییر کنند. انتخاب‌های اولیه برای r و d به ترتیب عبارتند از: $r = L/2$ و $d = 15km$ که در اینجا L طول پاره‌خط شکستگی است. نگاره ۵ شمای

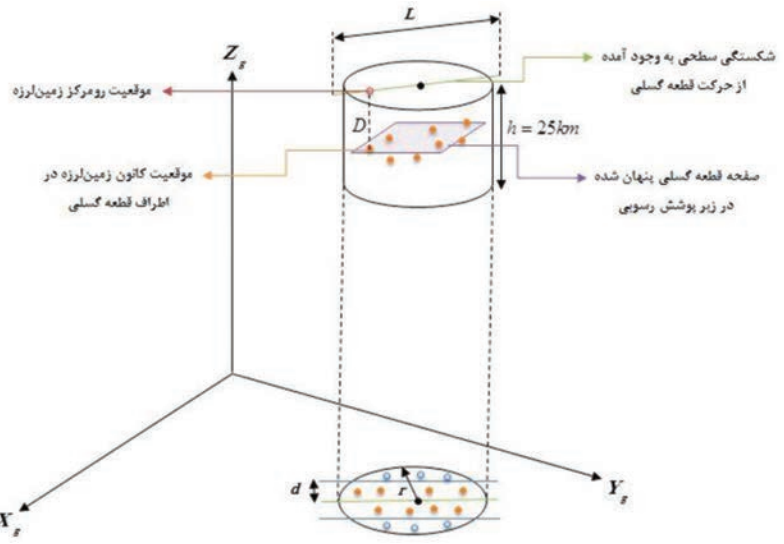
می‌شوند. طبق این روش، اگر j اندیس نقطه مجهول و i اندیس مربوط به ارتفاعات سلول SRTM اطراف هر نقطه باشند، در آن صورت h_j به صورت رابطه (۴) محاسبه می‌شود:

$$h_j = \frac{\sum_{i=1}^4 h^i w_{ij}}{\sum_{i=1}^4 w_{ij}}; \quad w_{ij} = \frac{1}{d_{ij}}; \quad (4)$$

که در این رابطه d_{ij} فاصله فضایی تصویر نقطه مجهول j تا تصویر رأس i سلول شبکه SRTM بر روی بیضوی است. به عبارت دیگر، در محاسبه این فاصله از ارتفاع ژئودتیک رئوس شبکه صرف نظر کرده و تمامی نقاط (نقاط رئوس شبکه و نقطه مجهول) را بر روی بیضوی WGS84 تصویر می‌کنیم و فاصله فضایی بین آنها را محاسبه می‌کنیم. برای محاسبه فاصله فضایی، ابتدا مختصات منحنی‌الخط (ϕ, λ, h) نقاط تصویر شده را به مختصات کارتیزین ژئودتیک تبدیل کرده و سپس فواصل فضایی بین آنها را تعیین می‌کنیم.

به روش مشابه و با معلوم بودن مختصات منحنی‌الخط (ϕ, λ, h) دو سر هر پاره‌خط، مختصات کارتیزین ژئودتیک این نقاط در سیستم مختصات کارتیزین ژئودتیک به دست می‌آید. با توجه به این که مختصات دوسر پاره‌خط‌ها (مختصات سطحی نقاط) در سیستم مختصات ژئودتیک محاسبه شده‌اند، برای محاسبه معادلات صفحات گسلی لازم است که مختصات کانونی زمین‌لرزه‌ها را نیز به سیستم ژئودتیک انتقال دهیم. مختصات کانونی زمین‌لرزه‌های گزارش شده توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله برحسب طول ژئودتیک، عرض ژئودتیک و عمق کانونی (D) هستند.

بنابراین لازم است که عمق کانونی زمین‌لرزه را به ارتفاع ژئودتیک تبدیل کنیم. برای این منظور، مشابه حالت‌های قبل ابتدا ارتفاع ژئودتیک رومرکز زمین‌لرزه را به کمک ارتفاعات سلول SRTM اطراف آن محاسبه کرده و با کم کردن عمق کانونی از ارتفاع به دست آمده به ارتفاع ژئودتیک کانون زمین‌لرزه می‌رسیم. مجدداً به کمک روابط تبدیل مختصات منحنی‌الخط بیضوی به کارتیزین، مختصات کانونی و کارتیزین زمین‌لرزه‌ها را در سیستم مختصات ژئودتیک محاسبه می‌-



نگاره ۵: نقاط مشخص شده در صفحه XY ، تصویر کانون‌های زمین‌لرزه‌های رخ داده در فضای جستجو هستند که برای محاسبه پارامترهای صفحه گسل از کانون‌های نزدیک به قطعه گسلی (نقاط زرد رنگ) استفاده می‌کنیم

هندسی این الگوریتم را نشان می‌دهد. برای تعیین معادله صفحه گسل، یک شکل کلی به صورت $z = ax + by + c$ در این-جا برای محاسبه ضرایب a ، b و c از مختصات کارتزین کانون زمین‌لرزه‌ها استفاده کرده و در نهایت با استفاده از سرشکنی ترکیبی (Mikhail & Ackermann, 1976) ضرایب مجهول را محاسبه می‌کنیم. پس از محاسبه این ضرایب، بردار نرمال صفحه گسل به صورت زیر به دست می‌آید:

برای تعیین معادله صفحه گسل، یک شکل کلی به صورت $z = ax + by + c$ در این-جا برای محاسبه ضرایب a ، b و c از مختصات کارتزین کانون زمین‌لرزه‌ها استفاده کرده و در نهایت با استفاده از سرشکنی ترکیبی (Mikhail & Ackermann, 1976) ضرایب مجهول را محاسبه می‌کنیم. پس از محاسبه این ضرایب، بردار نرمال صفحه گسل به صورت زیر به دست می‌آید:

$$\vec{N}_f^T = [-a \quad -b \quad 1]^T \quad (5)$$

مقادیر اولیه برای انجام فرآیند تکرار سرشکنی به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$a^0 = 1/\sqrt{2}; \quad b^0 = 1/\sqrt{2}; \quad c^0 = \text{mean}(z_i), i = 1, 2, \dots, n \quad (6)$$

$$\begin{bmatrix} V_x \\ V_y \\ V_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\lambda) & -\sin(\phi)\cos(\lambda) & \cos(\phi)\cos(\lambda) \\ \cos(\lambda) & -\sin(\phi)\sin(\lambda) & \cos(\phi)\sin(\lambda) \\ 0 & \cos(\phi) & \sin(\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_E \\ V_N \\ V_U \end{bmatrix} \quad (7)$$

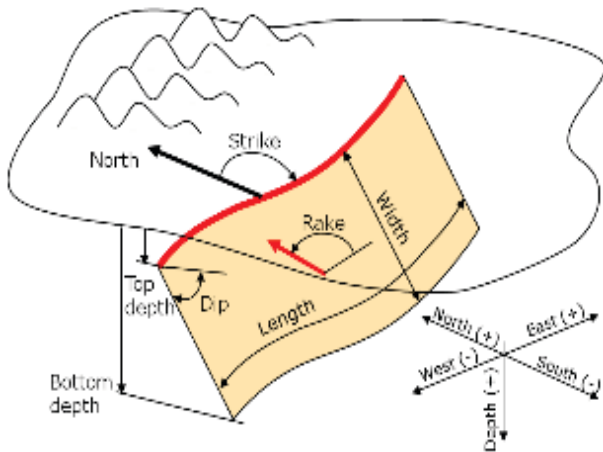
با انجام این تبدیل تمامی مؤلفه‌های برداری شبکه تعریف شده به سیستم مختصات ژئودتیک انتقال می‌یابند. حال به کمک بردارهای سرعت به دست آمده در سیستم ژئودتیک، مؤلفه‌های سرعت را با استفاده از میانگین‌گیری وزندار بر روی سطح هر قطعه گسلی تخمین می‌زنیم. برای این کار ابتدا مختصات مرکز پاره خط شکستگی را در راستای نرمال بر روی صفحه گسل انتقال داده و بردار سرعت را در نقطه مورد

۲-۲- محاسبه نرخ لغزش میانگین
طبق تعریف، به مقدار جابه‌جایی که در یک مدت زمان مشخص بر روی صفحه گسل ایجاد می‌شود، نرخ لغزش می‌گویند که یک کمیت اسکالر است. در این پژوهش برای تعیین این پارامتر ابتدا جهت لغزش و سرعت حرکت بر روی سطح گسل را تعیین می‌کنیم. برای محاسبه سرعت

جدول ۱: اطلاعات و موقعیت مکانی ایستگاههای شبکه ژئودینامیک زاگرس

نام ایستگاه	عرض (درجه)	طول (درجه)	ارتفاع (m)	V_E (mm/year)	V_N (mm/year)	V_U (mm/year)	SE (mm/year)	SN (mm/year)
BRBS	۲۷/۲۰۷۲	۵۶/۳۲۰۶	۲۳/۶۴۲۳	۳۲/۵۴	۳۰/۲۰	-۱/۲۱	۰/۲۶	۰/۲۷
JASC	۲۵/۶۳۷۵	۵۷/۷۶۹۹	۱/۱۲۳۰	۲۹/۴۰	۱۹/۴۸	۰/۳۸	۰/۱۸	۰/۱۶
LAMD	۲۷/۳۶۳۷	۵۳/۲۰۳۴	۴۰۱/۹۱۲۴	۳۰/۶۱	۲۷/۳۲	-۴/۷۷	۰/۲۲	۰/۱۴
SHRZ	۲۹/۵۴۴۴	۵۲/۶۰۲۶	۱۴۹۳/۳۲۶	۲۶/۷۳	۲۲/۲۱	-۴/۴۶	۰/۱۰	۰/۱۰
BEBN	۳۰/۶۰۵۷	۵۰/۲۱۶۹	۳۱۶/۸۵۸۱	۲۴/۳۶	۲۷/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۱۰
BAFT	۲۹/۲۳۹۲	۵۶/۵۸	۲۲۸۶/۷۴۳	۲۸/۹۲	۲۱/۴۷	۰/۸۶	۰/۱۲	۰/۱۲
ABRK	۳۱/۱۲۰۵	۵۳/۲۲۶۵	۱۵۳۷/۲۵	۲۷/۰۹	۲۲/۳۰	-۵/۸۸	۰/۱۰	۰/۱۵
SFHN	۳۲/۵۱۷۷	۵۱/۷۰۶۱	۱۵۵۰/۳۴	۲۶/۷۸	۲۱/۳۱	-۰/۳	۰/۳۸	۰/۱۳
AHVZ	۳۱/۳۴۳۹	۴۸/۷۴۴۴	۱۹/۷۲۷۵	۲۴/۸۵	۲۶/۴۲	-۲/۲۵	۰/۰۹	۰/۲۱
ABDN	۳۰/۳۷۷۸	۴۸/۲۱۳۵	۱/۵۷۷۴	۲۷/۳۹	۲۹/۵۸	-۱/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۰
ANGN	۲۶/۴۵۷۲	۵۷/۸۹۷۳	۷۳۹/۳۹۲۵	۲۸/۵۲	۱۹/۷۸	-۰/۵۸	۰/۳۳	۰/۲۲
HOSN	۳۲/۶۶۹۹	۴۸/۲۵۳۴	۳۵۶/۱۰۹۹	۲۳/۱۱	۲۴/۱۸	۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۴
KRAD	۳۳/۴۳۳۴	۴۸/۲۷۸۷	۱۱۵۳/۴۹۴	۲۲/۵۲	۲۳/۵۶	-۱/۸۸	۰/۱۴	۰/۱۲
ILLM	۳۳/۵۸۸۷	۴۶/۳۹۷۴	۱۳۳۱/۲۴۷	۲۳/۵۷	۲۶/۳۰	۰/۶۴	۰/۰۹	۰/۱۰
SBAK	۳۰/۱۴۶۲	۵۵/۱۰۷۵	۱۸۵۹/۷۲۳	۲۷/۳۱	۲۰/۹۴	-۲/۴۵	۰/۱۲	۰/۱۱
MIAN	۳۶/۹۰۸۳	۴۶/۱۶۲۱	۱۳۰۹/۴۲۹	۲۴/۷۲	۲۲/۴۷	-۳/۱۱	۱/۱۰	۱/۱۰
HAJI	۲۸/۲۹۴۰	۵۵/۸۹۴۶	۹۴۷/۷۵۱۴	۰/۵۳۱	-۰/۴۶	۰/۴۴	۱/۸	۱/۸

را نسبت به بردار جهت خط امتداد نشان می‌دهد.



نگاره ۶: در این شکل بردار قرمز رنگ بردار جهت لغزش است که نسبت به بردار جهت خط امتداد به اندازه زاویه لغزش (Rake) دوران یافته است (Haller & Basili, 2011)

برای محاسبه بردار جهت لغزش، ابتدا بردار خط امتداد را تعیین کرده و آن را به اندازه زاویه لغزش بر روی صفحه گسل دوران می‌دهیم. بردار خط امتداد از

نظر محاسبه می‌کنیم. به این ترتیب، اگر بردار سرعت محاسبه شده بر روی صفحه گسل باشد، در آن صورت مؤلفه‌های این بردار به کمک روابط زیر تعیین می‌شوند:

(۸)

$$V_x^j = \frac{\sum_{i=1}^n w_i^j V_x^i}{\sum_{i=1}^n w_i^j}; \quad V_y^j = \frac{\sum_{i=1}^n w_i^j V_y^i}{\sum_{i=1}^n w_i^j}; \quad V_z^j = \frac{\sum_{i=1}^n w_i^j V_z^i}{\sum_{i=1}^n w_i^j}; \quad w_i^j = \frac{1}{d_i^j}$$

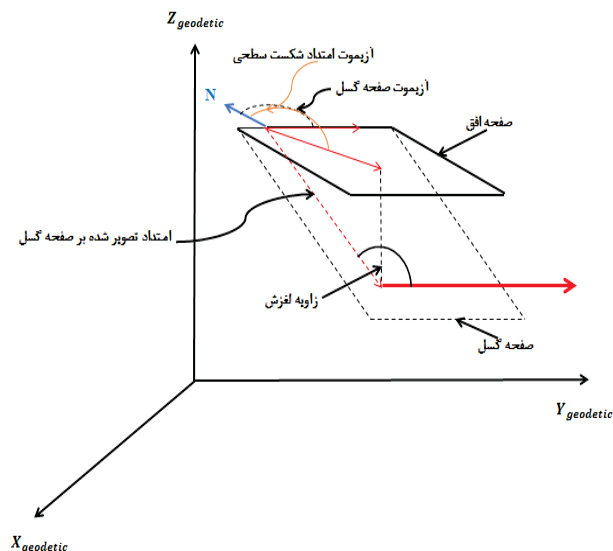
در این رابطه، V_x^i ، V_y^i و V_z^i مؤلفه‌های بردارهای سرعت شبکه ژئودینامیک هستند و d_i^j فاصله اقلیدسی بین نقطه تصویر شده بر روی صفحه گسل و ایستگاه نام شبکه ژئودینامیک است. لازم به ذکر است که فرض اساسی در انجام این محاسبات به این صورت است که پوسته زاگرس در برابر اعمال تنش به صورت یکنواخت تغییر شکل می‌دهد. بردارهای سرعت به دست آمده تمامی حرکت‌های لغزشی و غیرلغزشی ایجاد شده در منطقه را شامل می‌شوند که لازم است مؤلفه‌های لغزشی آنها را از مؤلفه‌های غیرلغزشی تفکیک کنیم. برای این کار ابتدا جهت لغزش را بر روی صفحه گسل تعریف می‌کنیم. نگاره ۶ جهت لغزش

به صورت مشابه، آزیموت صفحه گسل نیز اختلاف زاویه بین بردار شمال و بردار جهت خط امتداد است که از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$A_z = \cos^{-1} \left(\frac{\vec{u}^N \cdot \vec{u}_{\text{strike-line}}}{\|\vec{u}^N\| \|\vec{u}_{\text{strike-line}}\|} \right) \quad (11)$$

برای محاسبه آزیموت شکستگی سطحی نیز از معادله ۱۱ استفاده می‌کنیم. با توجه به این که امتداد قطعه گسلی دارای هیچگونه جهتی نیست، بنابراین در صورتی که زاویه آزیموت کمتر از ۱۸۰ درجه باشد، می‌توان آن را با ۱۸۰ درجه جمع کرد.

برای محاسبه زاویه لغزش از زوایای آزیموتی شکستگی سطحی و آزیموت صفحه گسل کمک می‌گیریم. به این صورت که ابتدا اختلاف آزیموت‌ها را محاسبه کرده و زاویه به دست آمده را در راستای محور z بر روی صفحه گسل تصویر می‌کنیم. حال به کمک زاویه تصویر شده و نوع حرکت گسل (امتداد لغز چپ‌گرد یا راست‌گرد، شیب لغز یا مورب لغز) می‌توانیم زاویه لغزش را محاسبه کنیم. نگاره ۷ روش هندسی محاسبه زاویه لغزش را نشان می‌دهد.



نگاره ۷: روش هندسی مورد استفاده برای محاسبه زاویه لغزش. طبق این نگاره، زاویه لغزش نسبت به بردار جهت تعریف شده (بردار قرمز رنگ) بر روی صفحه گسل محاسبه می‌شود

ضرب خارجی بردارهای نرمال صفحه گسل و صفحه افق به دست می‌آید که بردار نرمال صفحه افق را به صورت $\vec{N}_{\text{horizon}} = [0 \ 0 \ 1]^T$ در نظر می‌گیریم. با تقسیم بردار خط امتداد به دست آمده بر اندازه آن، بردار جهت خط امتداد تعریف می‌شود:

$$\vec{u}_{\text{strike-line}} = \frac{\vec{N}_{\text{horizon}} \times \vec{N}_{\text{fault}}}{\|\vec{N}_{\text{horizon}} \times \vec{N}_{\text{fault}}\|} \quad (9)$$

برای تعیین زاویه لغزش مجدداً از فرض هندسی یکنواخت بودن تغییر شکل در برابر اعمال تنش استفاده می‌کنیم. با توجه به این که گسل‌های امتداد لغز یا شیب لغز محض صرفاً دارای مؤلفه لغزشی امتداد لغز یا شیب لغز هستند، بنابراین با در نظر گرفتن این فرض انتظار داریم راستای شکستگی‌های ایجاد شده بر روی سطح زمین تقریباً موازی با راستای صفحات قطعات گسلی باشند.

با توجه به محاسبات انجام شده، ملاحظه می‌کنیم که راستای شکستگی‌های سطحی با راستای صفحات گسلی متناظر آنها دارای اختلافاتی هستند. به عبارت دیگر آزیموت امتداد شکستگی سطحی با آزیموت امتداد صفحه گسلی آن یکسان نیست. این اختلاف بیانگر این حقیقت است که حرکت لغزشی به وجود آمده بر روی گسل‌ها صرفاً دارای مؤلفه لغزشی امتداد لغز یا شیب لغز نیست بلکه ترکیبی از این مؤلفه‌ها را شامل می‌شود و در مورد زاگرس غالباً مؤلفه شیب لغز مؤلفه اصلی لغزش است.

برای محاسبه آزیموت شکستگی سطحی ابتدا نقاط دو انتهای شکستگی را بر روی صفحه افق ($Z = C$) تصویر کرده و آزیموت آن را نسبت به شمال نجومی (بردار شمال) محاسبه می‌کنیم. بردار شمال نیز از اتصال مختصات مرکز شکستگی سطحی به نقطه شمال (فصل مشترک برخورد صفحه افق و محور zها) به دست می‌آید. این بردار به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\vec{u}^N = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ C \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} x_{\text{ave}} \\ y_{\text{ave}} \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -x_{\text{ave}} \\ -y_{\text{ave}} \\ 0 \end{bmatrix} \quad (10)$$

$$S_j = \frac{|V'_{U,j}|}{\sin(\delta_j)} \quad (16)$$

در این رابطه $V'_{U,j}$ پارامتر حرکت رو به بالا بر روی قطعه گسلی j ام و δ_j شیب قطعه گسلی را نشان می‌دهد. شیب هر قطعه به کمک بردارهای نرمال صفحه افق و صفحه گسل به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$\delta_j = \cos^{-1} \left(\frac{1}{\sqrt{a_j^2 + b_j^2 + 1}} \right) \quad (17)$$

با در نظر گرفتن اثر خطاهای سیستماتیک در محاسبه موقعیت کانونی زمین‌لرزه‌ها و به دنبال آن وجود خطا در محاسبه پارامترهای صفحه گسل، در چند مورد (تعداد ۷ نرخ لغزش از مجموع ۲۰۵ نرخ لغزش قطعات گسلی) نرخ لغزش‌های به دست آمده با نرخ لغزش قطعات همجوار همخوانی ندارند که برای رفع این مشکل برای هر گسل در منطقه زاگرس یک نرخ لغزش میانگین تعریف می‌کنیم. به این ترتیب نرخ لغزش میانگین مجموعه گسلی i ام به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^n S_j^i}{n} \quad (18)$$

که در این رابطه، n بیانگر تعداد قطعات گسلی است. با در نظر گرفتن تمامی خطاهای سیستماتیک موجود در موقعیت‌های کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان گفت معادلاتی که برای صفحات گسلی به دست می‌آوریم، صرفاً یک تقریب هندسی از صفحه شکست را ارائه می‌دهند. خطای محاسبه هر یک از ضرایب صفحات گسلی به کمک ماتریس واریانس - کوواریانس مجهولات به دست می‌آید.

خطای زاویه شیب از رابطه ۱۷ و به کمک قانون انتشار خطاهای سیستماتیک به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta\delta_j = \left(\frac{\partial\delta_j}{\partial a_j} \right) \sigma_{a_j} + \left(\frac{\partial\delta_j}{\partial b_j} \right) \sigma_{b_j} = \frac{a_j\sigma_{a_j} + b_j\sigma_{b_j}}{(a_j^2 + b_j^2 + 1)(a_j^2 + b_j^2)^{1/2}} \quad (19)$$

پس از محاسبه زاویه لغزش، بردار جهت خط امتداد را به اندازه زاویه لغزش حول بردار نرمال صفحه گسل دوران می‌دهیم. ماتریس دوران برای انجام این کار به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$R_{ij} = \begin{cases} \cos(\theta) + u_i^2(1 - \cos(\theta)) & i=j, i,j=1,2,3 \\ u_i u_j (1 - \cos(\theta)) + (-1)^{k+1} u_k \sin(\theta) & i \neq j \neq k \quad i < j \quad i,j,k=1,2,3 \\ u_i u_j (1 - \cos(\theta)) + (-1)^k u_k \sin(\theta) & i \neq j \neq k \quad i > j \quad i,j,k=1,2,3 \end{cases} \quad (12)$$

که در این رابطه θ زاویه لغزش و u_1, u_2, u_3 مؤلفه‌های بردار نرمال یکه صفحه گسل هستند. در نهایت بردار جهت لغزش به صورت زیر به دست می‌آید.

$$\vec{u}_{slip-direction} = R * \vec{u}_{strike-line} \quad (13)$$

که در این رابطه $\vec{u}_{strike-line}$ بردار جهت خط امتداد و $\vec{u}_{slip-direction}$ بردار جهت لغزش است. در ادامه بردار سرعت میانگین را بر بردار جهت لغزش تصویر می‌کنیم و مؤلفه لغزشی بردار سرعت را از مؤلفه غیرلغزشی آن تفکیک می‌کنیم. رابطه تصویر بردار سرعت میانگین بر بردار جهت لغزش به صورت زیر است:

$$\vec{V}_j' = \frac{\vec{V}_j' \cdot \vec{u}_{slip-direction}}{\|\vec{u}_{slip-direction}\|^2} \vec{u}_{slip-direction} \quad (14)$$

در اینجا مؤلفه‌های بردار \vec{V}_j' در سیستم مختصات ژئودیتیک تعریف می‌شوند در حالی که درک شهودی ما برای تفسیر حرکت‌های تکتونیکی و چین‌خوردگی‌ها در سیستم مختصات محلی صورت می‌گیرد. لذا برای محاسبه پارامتر نرخ لغزش لازم است که بردار لغزش به دست آمده را مجدداً به سیستم مختصات ناوبری انتقال دهیم. معادلات تبدیل مربوطه به صورت زیر هستند (Drake, 2002):

$$\begin{bmatrix} V'_E \\ V'_N \\ V'_U \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin(\lambda) & \cos(\lambda) & 0 \\ -\sin(\phi)\cos(\lambda) & -\sin(\phi)\sin(\lambda) & \cos(\phi) \\ \cos(\phi)\cos(\lambda) & \cos(\phi)\sin(\lambda) & \sin(\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V'_x \\ V'_y \\ V'_z \end{bmatrix} \quad (15)$$

برای محاسبه نرخ لغزش قطعه گسلی، از نرخ جابه‌جایی در راستای قائم استفاده می‌کنیم:

جدول ۲: چند نمونه از نرخ لغزش های میانگین گسل های زاگرس

نام گسل	طول قطعه گسلی (L_i) (km)	نرخ لغزش متوسط (\dot{S}_i) (mm/year)
گسل نهاوند	$53/4312 \pm 2/0816$	$4/575 \pm 0/0661$
	$50/2722 \pm 2/0867$	
	$23/9571 \pm 2/0897$	
	$75/9294 \pm 2/0840$	
گسل صحنه	$43/2686 \pm 2/0805$	$3/05 \pm 0/1581$
	$32/3177 \pm 2/0828$	
گسل کازرون	$26/1944 \pm 2/2374$	$8/6 \pm 0/1796$
	$35/1839 \pm 2/1681$	
	$41/7941 \pm 2/2497$	

۳- بحث و نتیجه گیری

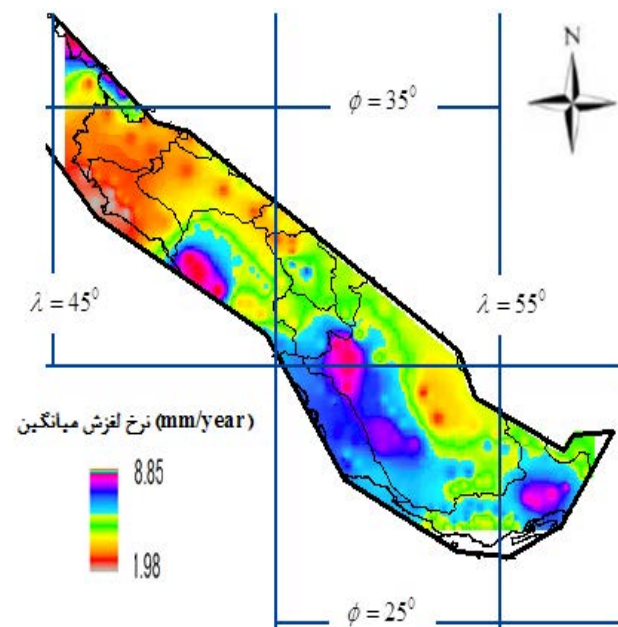
در این تحقیق، شناخت منابع خطا نقش مهمی در تعیین پارامترهای مجهول دارند. کیفیت موقعیت های کانونی محاسبه شده توسط مراکز لرزه نگاری مختلف به فاکتورهای مختلفی از جمله مدل سرعت، توزیع ایستگاه ها، تعداد و کیفیت فازهای لرزه ای و همچنین روش تعیین موقعیت کانونی بستگی دارد (Ahjos&Uski, 1992).

اگرچه با ظهور شبکه های لرزه نگاری جهانی (WWSSN) در اوایل ۱۹۶۰ و شبکه های رقومی در اواخر ۱۹۷۰، کیفیت موقعیت های تعیین شده افزایش یافته اند، با این وجود پذیرش قطعی موقعیت های تعیین شده توسط آژانس های بین المللی و حتی شبکه های محلی و ملی می تواند منجر به نتایج خطا دار شود. عدم قطعیت های موجود در مختصات دقیق ترین رومرکز های تعیین شده حداقل برابر ۱۰ کیلومتر است. عمق های کانونی نسبت به مختصات رومرکزی عدم قطعیت بیشتری دارند.

در واقع عمق های کانونی مطمئن تنها می توانند برای وقایعی که در داخل یک شبکه لرزه نگاری متراکم رخ می دهند، به دست آیند. به همین دلیل فاصله رومرکز تا نزدیکترین ایستگاه باید کمتر از عمق کانونی باشد و متوسط فاصله ایستگاهی نباید از دو برابر عمق کانونی بیشتر باشد (Lee

در رابطه فوق a_j و b_j ضرایب مجهول صفحه قطعه گسلی زام در معادله ۵ و σ_{a_j} و σ_{b_j} انحراف معیارهای محاسبه این ضرایب هستند که از ماتریس واریانس - کوواریانس مجهولات به دست می آیند.

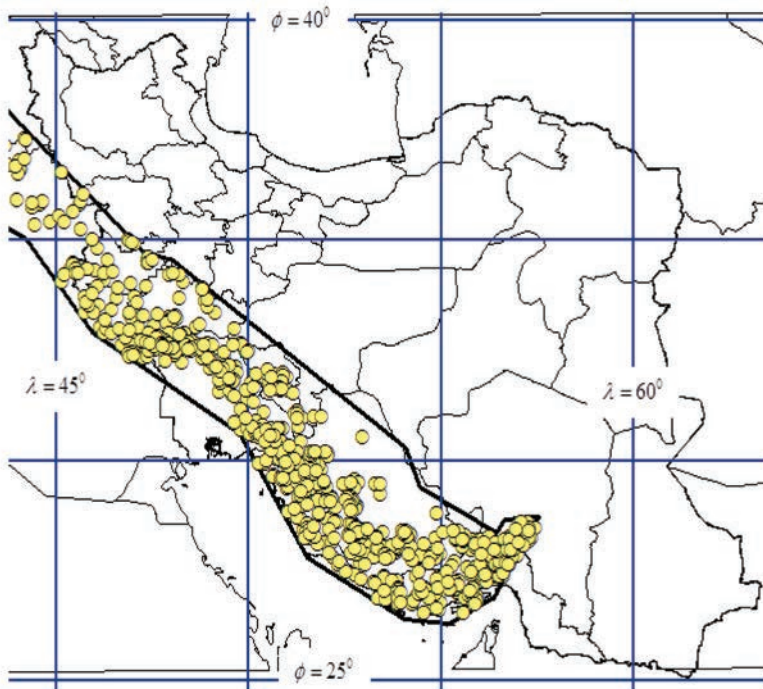
خطای نرخ لغزش بر روی قطعه گسلی به کمک رابطه ۱۶ و قانون انتشار خطاهای سیستماتیک محاسبه می شود. در این رابطه خطای مؤلفه $V'_{U,j}$ به کمک رابطه ۱۵ و مؤلفه های تصویر شده و بردارهای سرعت میانگین در روابط ۱۴ و ۸ به دست می آید.



نگاره ۸: تغییرات پارامتر نرخ لغزش میانگین در ایالات تکتونیکی زاگرس. در این جا برای نمایش تغییرات از درون یابی IDW در نرم افزار ARC GIS استفاده شده است.

خطای نرخ لغزش میانگین نیز برای هر گسل از رابطه ۱۸ تعیین می شود و اندازه آن به کمترین مقدار ممکن کاهش می یابد. جدول ۲ نرخ لغزش های میانگین را برای چند نمونه از گسل های زاگرس نشان می دهد.

نگاره ۸ نرخ لغزش میانگین گسل های پهنه زاگرس را نشان می دهد.



نگاره ۹: توزیع رومرکزهای زمین‌لرزه‌های
با بزرگی گشتاوری بزرگتر از ۵ از تاریخ
۱۹۷۰/۱/۱ تا ۲۰۱۶/۱۲/۲۹

سرعت مترامی را در یک منطقه محدود داشته باشیم، در آن صورت می‌توانیم به توصیف دقیق‌تری از حرکات لغزشی رخ داده بر روی گسل‌های آن منطقه برسیم. با این تفاسیر، از نظر عددی نتایج به دست آمده از این روش با نتایج عددی به دست آمده از مدل‌های فیزیکی مانند مدل المان‌های مرزی در برخی از مناطق متفاوت است. به عنوان مثال راست بود و وثوقی (۱۳۸۹) به کمک روش المان‌های مرزی نرخ لغزش گسل کازرون را 4.2 mm/year

برآورد کردند که با نرخ لغزش زمین‌شناسی این گسل تفاوت زیادی دارد در حالی که در این تحقیق نرخ لغزش میانگین قطعات گسلی کازرون 8.6 mm/year محاسبه شده است که با نرخ لغزش زمین‌شناسی این گسل تطابق بهتری را نشان می‌دهد. در مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی، نرخ لغزش 2.1 mm/year برای راندگی اصلی زاگرس برآورد شده است که این عدد با توجه به نگاره ۸ با نتایج روش هندسی مورد استفاده در این تحقیق منطبق است. در اینجا راندگی اصلی زاگرس به دلیل طولی بودن به سه گسل بزرگ تقسیم شده است که هر گسل هم دارای تعدادی قطعه گسلی است. بنابراین برای راندگی اصلی

(Stewart, 1981) در نتیجه، تمامی عمق‌های به دست آمده از داده‌های دورلرزه‌ای، به ویژه برای زمین‌لرزه‌های کم عمق را باید با شک و تردید نگرست مگر آن که از اطلاعات تکمیلی دیگری در کنار آنها استفاده شود (Molnar & Chen, 1982). در این تحقیق به منظور کاهش اثر خطاهای سیستماتیک از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری ایران که توسط پژوهشگاه بین‌المللی مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی منتشر می‌شود، استفاده می‌کنیم.

نرخ لغزش‌های به دست آمده در این تحقیق (نگاره ۸) نشان می‌دهند که گسل‌های مناطق جنوب و جنوب غرب زاگرس دارای بیشترین نرخ لغزش، در مقابل، گسل‌های غرب زاگرس دارای کمترین مقدار نرخ لغزش هستند. با مقایسه این نتیجه با تراکم زمین‌لرزه‌های ایالت زاگرس (نگاره ۹) می‌توان به ماهیت لغزش‌های اصطکاکی بر روی گسل‌های این منطقه پی برد.

علاوه بر تراکم زمین‌لرزه‌ها و خطاهای تعیین موقعیت کانونی، تعداد ایستگاه‌های دائم GPS و تراکم آنها در مناطق مختلف ایالت در نتایج این تحقیق بسیار مؤثر هستند. به عنوان مثال چنانچه میدان‌های جابه‌جایی یا میدان‌های

and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 193-224.

8. Berberian, M., & Tchalenko, J. (1976a). Earthquakes of the southern Zagros (Iran): Bushehr region. *Geological Survey of Iran*, 39, 343-370.

9. Berberian, M., & Tchalenko, J. (1976b). Earthquakes of Bandar Abbas-Hajiabad region (Zagros, Iran). *Geological Survey of Iran*, 39, 371-396.

10. Dolan, J., & Haravitch, B. D. (2014). How well do surface slip measurements track slip at depth in large strike-slip earthquakes? the importance of fault structural maturity in controlling on-fault slip versus off-fault surface deformation. *Earth and Planetary Science Letters*, 388, 38-47.

11. Drake, S. (2002). *Converting GPS Coordinates to Navigation Coordinates*. Edinburgh: DSTO Electronics and Surveillance Research Laboratory.

12. Engdahl, E., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., & Priestley, K. (2006, 7 4). Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophys.J.Int*, 167, 761-778.

13. Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). Major active faults of Iran, scale 1:2500000. Tehran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.

14. Jackson, J., Fitch, T., & McKenzie, D. (1981). Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt thrust. *Geological Society*, 371-379.

15. Jekeli, C. (2006). *Geometric Reference Systems in Geodesy*. Ohio State University.

16. Koyi, H., & Hessami, K. (2000, 1 15). Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: insights from sandbox models. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 27, 273-276.

17. Lee, W. H., & Stewart, S. W. (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*. Academic Press.

18. Maggi, A., Jackson, J., Priestley, K., & Baker, C. (2000a). A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys.J.Int*, 143, 629-661.

19. McQuarrie, N. (2004). Crustal-scale geometry of the

زاگرس سه نرخ لغزش میانگین به دست آمده است که در نگاره ۸ بخش‌های مختلف این گسل به رنگ‌های مختلفی نمایش داده شده‌اند.

با مقایسه نگاره‌های ۸ و ۹ می‌توان نتیجه گرفت که مناطقی که گسل‌های آنها نرخ لغزش بالایی دارند معمولاً از تراکم زمین‌لرزه بیشتری نیز برخوردارند.

مطابق این نگاره، گسل‌های موجود در مناطق غرب کشور به ویژه در استان ایلام، نرخ لغزش کمی دارند ولی از نظر تراکم زمین‌لرزه، این استان یکی از لرزه‌خیزترین مناطق ایران به حساب می‌آید. این بدین معناست که عمده حرکت‌های لغزشی بر روی گسل‌های این منطقه با لرزش و ارتعاش همراه بوده است. به عبارت دیگر بیشتر انرژی جنبشی موجود در شبکه گسلی غرب کشور به صورت انرژی لرزه‌ای آزاد شده است.

۴- منابع و مأخذ

1. Ahjos, T., & Uski, M. (1992). Earthquakes in northern Europe in 1375~1989. *Tectonophysics*, 1-23.

2. Bahroudi, A. (2003). The effect of mechanical characteristics of basal decollement and the basement structures on deformation of the Zagros basin. Uppsala University.

3. Bahroudi, A., & Koyi, H. (2003). Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of Geological Society of London*, 160, 1-15.

4. Baker, C., Jackson, J., & Priestley, K. (1993). Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros mountains of Iran: strike-slip faulting within a fold-and-thrust belt. *Geophys.J.Int*, 115, 41-61.

5. Berberian, M. (1976). Contribution to the seismotectonics of Iran (part II). *Geological Survey of Iran*, 39, 518 pp.

6. Berberian, M. (1981). Active faulting and tectonics of Iran. (H. Gupta, & F. Delany, Eds.) *Am.Geophys.Union*.

7. Berberian, M. (1995). Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: Active basement tectonics

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (سپهر)

توسعه یک روش هندسی جدید به منظور برآورد ... / ۲۱

در سامانه گسل‌های فعال منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا براساس روش المان‌های مرزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۵، ۱۵-۲۶ ص.

۳۱. طالبیان، م.، هاشمی طباطبائی، س.، فتاحی، م.، قرشی، م.، بیت‌الهی، ع.، فلندرزاده، ع.، ریاحی، م.ع. (۱۳۸۷) برآورد نرخ لغزش گسل‌های پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی خطر زمین‌لرزه، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۴، ۱۴۹-۱۵۶ ص.

۳۲. نوری، س.، وثوقی، ب.، ابوالقاسم، ا.م.، (۱۳۸۸) مدل-سازي میدان جابه‌جایی هم‌لرزه یک گسل و تعیین حساسیت پارامترهای هندسی و فیزیکی مدل به میدان جابه‌جایی آن، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۳۵، ۵۹-۷۳ ص.

Zagros fold-thrust belt, Iran. *J.Struct.Geol*, 26, 519-535.

20. Mikhail, E. M., & Ackermann, F. (1976). *OBSERVATIONS AND LEAST SQUARES*. New York: United States.

21. Mirzaei, N., Mengtan, G., & Yuntai, C. (1998). Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *J.Earthq.Pred.Res*, 7, 465-495.

22. Molnar, P., & Chen, W. P. (1982). Seismicity and mountain building. Academic Press, 41-57.

23. Mostafazadeh, M., Alptekin, O., & Oncel, A. (2000). Body waveform modeling of five moderately earthquakes in the Zagros fold thrust belt. *J.S.E.E*, 2, 1-10.

24. Talebian, M., & Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156, 506-526.

25. Vaseghi, H., Maleki, Z., & Arian, M. (2016, 2). Structural Style in the Zagros Fold-Thrust Belt: The Gavbast Anticline, Coastal Fars. *Open Journal of Geology*, 109-116.

26. Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., et al. (2004). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys.J.Int*, 157, 381-398.

27. Walker, R., Andalibi, M., Gheitanchi, M., Jackson, J., Karegar, S., & Priestley, K. (2005). Seismological and field observations from the 1990 November 6 Furg (Hormozgan) earthquake: a rare case of surface rupture in the Zagros Mountains of Iran. *Geophys.J.Int*, 163, 567-579.

28. Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., et al. (2006). Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). *Geophys.J.Int*, 167, 1077-1088.

29. Zeng, Y., & Zheng-Kang, S. (2013, 11 22). Fault network modeling of crustal deformation in California constrained using GPS and geologic observations. *Tectonophysics*.

۳۰. راست‌بود، ا.، وثوقی، ب.، (۱۳۸۹) توزیع آهنگ لغزش

