

## بررسی کاربرد آهنگ لغزش گسل‌ها در پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه در منطقه کرمان-غرب بلوک لوت

سید هادی دهقان منشادی<sup>۱</sup>، نوربخش میرزائی<sup>۲\*</sup>، مرتضی اسکندری قادی<sup>۳</sup> و الهام شعبانی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، گروه زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۲۵، تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۲۰)

### چکیده

در این مطالعه، برای اولین بار با استفاده مستقیم و غیرمستقیم از آهنگ لغزش (slip rate) پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه برای نواحی‌ای از جنوب شرق ایران انجام گرفته و شتاب طیفی برای دو شهر کرمان و راور در استان کرمان برآورد شده است. آهنگ لغزش گسل‌ها به طور غیرمستقیم در محاسبه متوسط آهنگ رویداد سالانه چشمه‌ها (۸)، با استفاده از تابع توزیع مکانی دخالت داده شده است. همچنین، متوسط آهنگ رویداد سالانه چشمه‌ها مستقیماً از آهنگ لغزش نسبت داده شده به هر چشمه محاسبه شده است. به منظور بررسی تأثیر مشارکت آهنگ لغزش گسل‌های منطقه بر روی نتایج برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه، نتایج حاصل از پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه در کل گستره مورد مطالعه برای سه حالت: ۱- عدم استفاده از آهنگ لغزش، ۲- استفاده غیرمستقیم از آهنگ لغزش و ۳- استفاده مستقیم از آهنگ لغزش، برای سطح خطر ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال (دوره بازگشت ۴۷۵ سال) مقایسه گردیده است. مقایسه حالت‌های ۱ و ۲ نشان‌دهنده تغییرات بین ۰/۰۲- و ۰/۰۰- و مقایسه حالت‌های ۱ و ۳ نشان‌دهنده تغییرات ۰/۱۱- در نقاط مختلف گستره مورد مطالعه است. در صورت استفاده مستقیم از آهنگ لغزش (حالت ۳)، برای بیش از ۹۸ درصد از مساحت گستره مورد مطالعه، تغییرات بیشینه شتاب جنبش زمین (PGA) در مقایسه با حالت عدم استفاده از آهنگ لغزش (حالت ۱) کمتر از ۲۶ درصد و برای بیش از نیمی از گستره، کمتر از ۱۰ درصد است. مقادیر بیشینه شتاب طیفی در شهر کرمان برای سه حالت ذکر شده به ترتیب ۰/۶۱g و ۰/۵۷g و در شهر راور به ترتیب ۰/۷۱g، ۰/۶۷g و ۰/۶g در پرپود ۰/۱۵ ثانیه به دست آمده است. همچنین، مقدار PGA برای این سه حالت در شهر کرمان به ترتیب ۰/۲۵g، ۰/۲۳g و ۰/۲۷g و در شهر راور به ترتیب ۰/۲۹g، ۰/۲۷g و ۰/۲۴g برآورد شده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد با توجه به کمبود داده‌های زمین‌لرزه‌ای در بسیاری از نقاط ایران، می‌توان از آهنگ لغزش به صورت مستقیم یا غیرمستقیم به عنوان داده منحصر به فرد هر چشمه در پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه استفاده کرد. در این مطالعه، محاسبات برای خاک نوع یک (سنگ بستر)، مطابق با آیین‌نامه ۲۸۰۰ ایران انجام گرفته است.

**واژه‌های کلیدی:** آهنگ لغزش، برآورد مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه، تابع توزیع مکانی، شتاب طیفی، کرمان

## ۱ مقدمه

امروزه، برآورد خطر زمین‌لرزه عاملی تعیین‌کننده برای طراحی سازه‌های جدید و مقاوم‌سازی سازه‌های موجود در مقابل زمین‌لرزه است

مبنای روش‌های برآورد خطر زمین‌لرزه در هر منطقه، آمار و اطلاعات معتبر زمین‌لرزه‌های قبلی، اطلاعات مربوط به هندسه و مقدار فعالیت چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه و استفاده از مدل‌های مناسب ریاضی همراه با پیش‌فرض‌هایی نظیر پوآسونی یا غیرپوآسونی بودن رخداد زمین‌لرزه‌ها و همچنین، مستقل از زمان یا زمان وابسته بودن رخدادهاست. در مدل مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه، تابع چگالی احتمال (PDF) رخداد زمین‌لرزه‌ها به صورت پوآسونی فرض می‌شود و با گذشت زمان، برای یک دوره بازگشت معین، احتمال رخداد زمین‌لرزه‌ها تغییر نمی‌کند. در مقابل، مدل‌های زمان وابسته مبتنی بر تئوری بازگشت کشسانی (رید، ۱۹۱۰) هستند و در آن‌ها تابع چگالی احتمال رخداد زمین‌لرزه‌ها از مدل‌های غیرپوآسونی مانند وایبول، لگ-نرمال، نرمال و براونی تبعیت می‌کند. در مدل‌های زمان وابسته، احتمال رخداد زمین‌لرزه‌ها در هر چشمه با گذشت زمان تغییر می‌کند.

در سال‌های اخیر توأم کردن اطلاعات زمین‌شناسی، زلزله‌شناسی و ژئوفیزیکی، به شناخت بهتر ارتباط بین گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در مکان و زمان انجامیده است و پیشرفت‌های عمده‌ای را در دانش برآورد خطر زمین‌لرزه به وجود آورده است. به طور خاص، بسیاری از این تلاش‌ها بر روی پیشبرد مدل‌های ترکیبی (Multidisciplinary models) برآورد خطر زمین‌لرزه که داده‌های زمین‌شناسی (طول گسل، آهنگ لغزش و داده‌های دیرینه زلزله‌شناسی) را با داده‌های لرزه‌ای تاریخی به منظور تخمین جنبش آینده زمین ترکیب می‌کنند، متمرکز بوده است (کارگروه بررسی احتمال وقوع زمین‌لرزه کالیفرنیا (WGCEP)، ۱۹۹۵، ۱۹۹۹،

۲۰۰۳، ۲۰۰۷؛ پیس و همکاران، ۲۰۰۶؛ آکینسی و همکاران، ۲۰۰۹؛ آزارو و همکاران، ۲۰۱۳). استفاده از داده‌های زمین‌شناسی در نواحی‌ای که با فقر داده تاریخی و دستگامی مواجه است و نیز نواحی با دگرشکلی پراکنده یا نواحی مرزی صفحاتی که فعالیت‌ها آرام است و زمین‌لرزه‌های بزرگ در آنجا ممکن است هزاران سال یک‌بار روی دهند، اهمیت دارد (پیس و همکاران، ۲۰۰۶). دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ در بسیاری از نواحی کشور ایران نیز طولانی است. این ویژگی در ایران مرکزی و شرق ایران زمین و مکران به وضوح پدیدار است؛ به طوری که برخی گسل‌ها در ایران مرکزی مانند گسل انار، گسل رفسنجان و گسل راور دارای آهنگ لغزش بلندمدت کمتر از یک میلی‌متر در سال هستند (لی‌دورتز و همکاران، ۲۰۰۹؛ شفیعی بافتی و شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۹؛ فتاحی و همکاران، ۲۰۱۱). دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در برخی از این نواحی بیشتر از ۱۰۰۰ و بعضاً ۵۰۰۰ سال است (بربریان و بیتس، ۱۹۹۹). در بسیاری از نقاط ایران، به خصوص در نواحی مرکزی و شرقی فلات ایران، به دلیل تراکم جمعیت کم و روستاهای پراکنده، شواهد کافی از رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی در دست نیست و در پاره‌ای موارد نیز با وجود شواهد تاریخی و باستان‌شناسی، مطالعه باستان‌زلزله‌شناسی (Archeoseismology) در آن مناطق انجام نگرفته است (بربریان و بیتس، ۲۰۰۱). این موضوع بیانگر کمبود اطلاعات زمین‌لرزه‌ای در بسیاری از چشمه‌های لرزه‌زا در سرزمین ایران به منظور تعیین مدل چشمه‌های لرزه‌زا و لرزه‌خیزی مربوط به آن‌هاست.

تاکنون برای رفع این مشکل راهکارهایی توسط محققان ارائه شده است. شی و همکاران (۱۹۹۲) روشی پیشنهاد دادند که در آن، کمبود اطلاعات زمین‌لرزه‌ای، با اطلاعات لرزه‌زمین‌ساختی، دیرینه‌زلزله‌شناسی و زمین‌شناسی، با تکیه بر فرض تشابه زمین‌ساختی، جبران می‌شود. محققان از این راهکار برای برآورد احتمالاتی

خطر زمین‌لرزه در ایران و برخی نواحی منتخب استفاده کرده‌اند (برای نمونه: میرزائی، ۱۹۹۷؛ شعبانی و میرزائی، ۲۰۰۷؛ موسوی بفرولی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دهقان منشادی و همکاران، ۱۳۹۴). در حقیقت، در این روش برای محاسبه میانگین آهنگ رویداد سالانه زمین‌لرزه‌ها، به جای استفاده مستقیم از اطلاعات زمین‌لرزه‌ای چشمه مورد نظر که معمولاً کافی نیست، از داده‌های ایالت لرزه‌زمین‌ساختی‌ای که آن چشمه در آن قرار گرفته است، استفاده می‌شود. راهکار دیگر، به کارگیری آهنگ لغزش گسل‌ها یا قطعات گسلی در محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌هاست. استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها در محاسبات برآورد خطر زمین‌لرزه، به‌ویژه در مدل‌های زمان وابسته و سرشتی، کاربرد گسترده‌ای یافته است (یانگز و کوپراسمیت، ۱۹۸۵؛ فیلد و همکاران، ۱۹۹۹؛ مک‌گائر، ۲۰۰۴؛ WGCEP، ۲۰۰۷). همچنین برخی محققان روابط تجربی بین بیشینه زمین‌لرزه ( $M_{max}$ ) و آهنگ لغزش هر چشمه ارائه داده‌اند (اندرسون و همکاران، ۱۹۹۶) که بیانگر تأثیر آهنگ لغزش گسل بر روی پارامترهای لرزه‌خیزی هر چشمه، از جمله  $M_{max}$  است. نکته‌ای که درباره استفاده از آهنگ لغزش در محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها وجود دارد، تعلق آن داده به خود چشمه لرزه‌زا است. هرچند ممکن است برای تمامی چشمه‌ها آهنگ لغزش گسل یا قطعه گسلی محاسبه نشده باشد، اما در صورت وجود، این داده که مستقیماً به خود چشمه لرزه‌زا مربوط است، به روش‌هایی که از داده‌های ایالت لرزه‌زمین‌ساختی برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده می‌کنند، مزیت دارد.

با گذشت زمان و ثبت بیشتر اطلاعات زمین‌لرزه‌ها، شرایط اجرای دقیق‌تر مطالعات برآورد خطر زمین‌لرزه فراهم می‌شود. در سال‌های اخیر، مطالعات نسبتاً گسترده و مناسبی بر روی گسل‌های مهم ایران از جمله گسل‌های اطراف بلوک لوت و نواحی مرکزی ایران از نقطه نظر

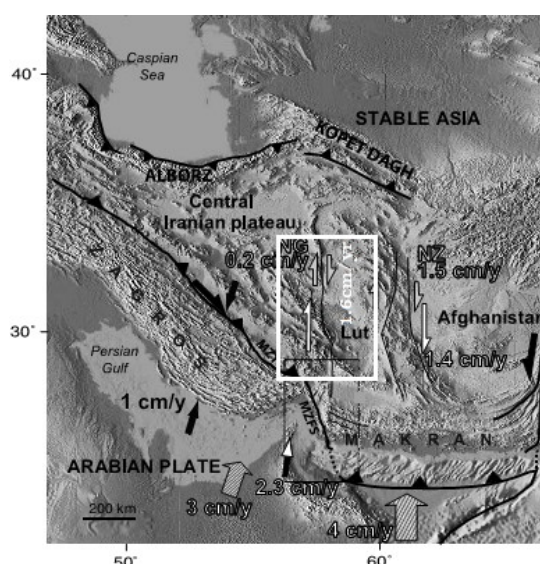
جنمایی آن‌ها و تخمین آهنگ لغزش، با استفاده از روش‌های مختلف میدانی زمین‌شناسی، انواع روش‌های سن‌سنجی و دیرینه‌زلزله‌شناسی، ژئودزی (GPS)، زمین‌ریخت‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای صورت گرفته است (برای نمونه: واکر و جکسون، ۲۰۰۲، ۲۰۰۴؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵؛ واکر، ۲۰۰۶؛ لی دورتر و همکاران، ۲۰۰۹؛ واکر و همکاران، ۲۰۱۰؛ فتاحی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۰۱۴). استفاده از نتایج این‌گونه مطالعات در برآورد خطر زمین‌لرزه، در جبران کمبود داده برخی چشمه‌ها، کمک درخور توجهی خواهد کرد.

هدف از این مطالعه، استفاده از آهنگ لغزش چشمه‌ها به‌عنوان داده منحصربه‌فرد هر چشمه در برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه به‌صورت مستقل از زمان و مقایسه آن با نتایج برآورد خطر بدون استفاده از آهنگ لغزش چشمه‌های لرزه‌زا در گستره مورد مطالعه است. بدین منظور، گستره  $54^{\circ}\text{E}-59^{\circ}\text{E}$  و  $28/5^{\circ}\text{N}-34^{\circ}\text{N}$  (شکل ۱) انتخاب و محاسبات مربوط به برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه بر روی خاک نوع یک (سنگ بستر) انجام گرفته است. پیش از این، تحقیقاتی برای برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه در منطقه کرمان صورت گرفته است. برای نمونه، قدرتی امیری و همکاران (۱۳۹۴)، با استفاده از ده چشمه خطی تا شعاع ۲۰۰ کیلومتری شهر کرمان، پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه به همراه نمودارهای شتاب طیفی در منطقه کرمان را برای خاک‌های نوع ۱ و ۳ ارائه دادند. همچنین، فرزام پور و کمالی اصل (۲۰۱۵) بدون ارائه نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه، بیشینه شتاب (PGA) و شتاب طیفی برای دو شهر بیرجند و کرمان را با استفاده از ۵ گسل مهم منطقه شرق ایران محاسبه کردند. در ایران و در گستره مورد مطالعه، تاکنون برای پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه که در آن از آهنگ لغزش چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه و داده‌های دیرینه‌زلزله‌شناسی استفاده و مقدار تأثیر آن‌ها مطالعه شده باشد، کاری اجرا (یا منتشر)

راست‌گرد موازی که اطراف دشت لوت را احاطه کرده‌اند، تقسیم می‌شود. این ویژگی به رخداد چندین زمین‌لرزه بزرگ در حاشیه غربی بلوک لوت بر روی این سامانه‌های گسلی راست‌الغز انجامیده است. این گسل‌های جنب‌خطر زمین‌لرزه قابل توجهی را برای نواحی جمعیتی هم‌جوار ایجاد کرده‌اند. اندازه‌گیری‌های GPS هیچ دگرشکلی ظاهری در ایران مرکزی (بین دشت لوت و دشت کویر) نشان نداده است. به طوری که با وجود گسل‌های به‌ظاهر فعال مانند انار، دهشیر و کاشان، محققان این ناحیه را به‌عنوان یک ناحیه در وضعیت نادگرشکلی (non-deforming) و بی‌لرزه (aseismic) توصیف می‌کنند (واکر و جکسون، ۲۰۰۴). لرزه‌خیزی در ایران مرکزی و شرق ایران به طور عمده به زون‌های گسلی لرزه‌زا که خردقاره‌های نسبتاً پایدار را احاطه کرده‌اند، محدود می‌شود (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸) و بیشتر رخدادها مربوط به شرق ایران است.

در نواحی مرکزی، شرق و جنوب شرق ایران گسل‌های فعالی مانند درونه، نایبند، سبزواران، دهشیر، انار، جرجافک، شرق نهبندان، غرب نهبندان و دیگر گسل‌ها وجود دارند که در دوره تاریخی و دستگاهی زمین‌لرزه بزرگ بر روی آن‌ها مکان‌یابی نشده است؛ البته کمبود داده تاریخی می‌تواند به دلیل دوره بازگشت طولانی زمین‌لرزه‌ها (چندین هزار سال) در این نواحی و همچنین قرارگیری این گسل‌ها در نواحی دور از مناطق مسکونی باشد که به ثبت نشدن رخدادهای احتمالی گذشته انجامیده است. نمونه بارز اثر این دسته گسل‌ها زمین‌لرزه ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ بم با بزرگی  $M_w$  ۶/۶ با ده‌ها هزار کشته است که در اثر جنبش شاخه‌ای از سامانه گسل بم بدون هیچ‌گونه ثبت زمین‌لرزه تاریخی و دستگاهی اتفاق افتاد؛ بنابراین این گسل‌ها تهدید عمده‌ای برای آینده منطقه خود هستند.

نشده است. در این مطالعه از آخرین داده‌های لرزه‌شناسی، دیرینه‌لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی در برآورد احتمالاتی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه گستره مورد مطالعه استفاده شده است.



شکل ۱. موقعیت ژئودینامیک صفحه ایران، بلوک لوت و نواحی اطراف. NG به سامانه گسلی نایبند-گوک، NZ به سامانه گسلی نهبندان-زاهدان و MZFS به سامانه گسل اصلی زاگرس اشاره دارند (ریگارد و همکاران، ۲۰۰۴). پنجره سفیدرنگ محدوده گستره مورد مطالعه در این تحقیق را نشان می‌دهد.

## ۲ زمین‌ساخت منطقه

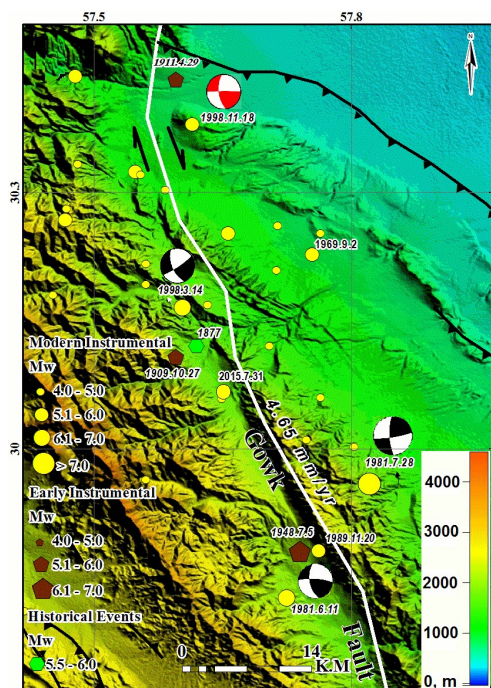
سرزمین ایران در یک حوزه فشاری بین صفحات عربستان و اوراسیا قرار گرفته است. صفحه عربستان با آهنگ  $23 \text{ mm/yr}$  و راستای  $N 10^\circ E$  در حال حرکت به سمت ایران است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ بایر و همکاران، ۲۰۰۲). این همگرایی در تنگه هرمز ( $N 56/5^\circ E$ ،  $26/5^\circ$ ) به سمت شمال-شمال شرقی متمایل می‌شود. در ادامه این حرکت، ایران مرکزی با آهنگ  $16 \pm 2 \text{ mm/yr}$  به سمت افغانستان حرکت می‌کند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) (شکل ۱). در حال حاضر حرکت برشی با راستای شمالی-جنوبی ایران مرکزی، بر روی گسل‌های امتدادلغز

### ۳ چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه (چشمه‌های لرزه‌زا)

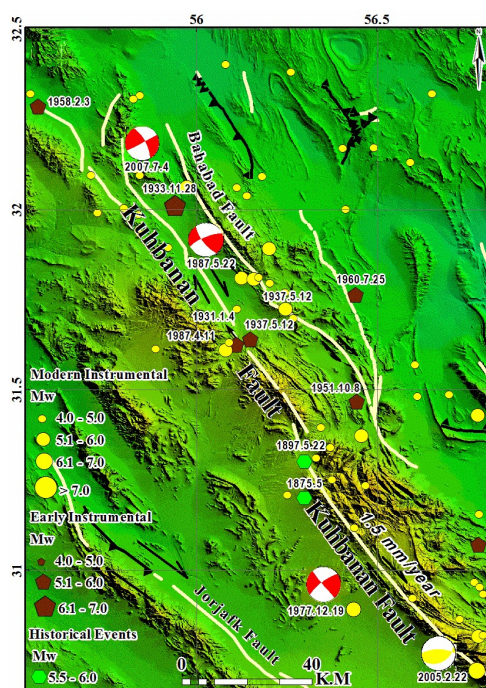
در هر ایالت لرزه‌زمین‌ساختی به دلیل وجود تغییرات مکانی و زمانی، فراوانی و بزرگی رویدادها که ناشی از تفاوت‌های زمین‌ساختی محلی است، لرزه‌خیزی و بیشینه زمین‌لرزه از مکانی به مکان دیگر تغییر می‌کند؛ بنابراین لازم است تا نواحی کوچک‌تری با لرزه‌خیزی نسبتاً یکنواخت به‌عنوان چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه تعیین شوند. چشمه‌های زمین‌لرزه‌ای از ساخت‌های به‌خوبی شناخته‌شده (مانند گسل‌های زمین‌لرزه‌ای) تا ساخت‌های کمتر شناخته‌شده و ساخت‌هایی که اطلاعات اندکی از ویژگی‌هایشان در دست است، تشکیل می‌شوند. شکل هر چشمه زمین‌لرزه‌ای، وابسته به مقدار شناخت و توانایی در

### ۱-۲ مهم‌ترین گسل‌های گسترده مورد مطالعه

اکثر گسل‌های گسترده مورد مطالعه دارای سازوکار غالب امتدادلغز راست‌گرد هستند و توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ درون‌قاره‌ای را دارند. برای نمونه می‌توان به زمین‌لرزه‌های ۱۹۸۱ سیرج،  $M_w$  ۷/۱، ۱۹۹۸ فندقا، ۶/۶  $M_w$  و ۲۰۰۳ بم،  $M_w$  ۶/۶ اشاره کرد. در پاره‌ای موارد این گسل‌ها با مؤلفه معکوس مانند گسل‌های لکرکوه، راور و جرجافک یا مؤلفه نرمال مانند گسل گوک (بربریان و همکاران، ۲۰۰۱) همراه هستند. در این مطالعه، خصوصیات کلی گسل‌های مهم گسترده مورد مطالعه به همراه زمین‌لرزه‌های متوسط و بزرگی که بر روی این گسل‌ها روی داده است و نیز آهنگ لغزش آن‌ها، از منابع مختلف گردآوری و در جدول ۱ آورده شده است.



(ب)



(الف)

شکل ۲. (الف) گسل کوهینان و گسل‌های مجاور آن و (ب) گسل گوک؛ بر روی تصاویر ماهواره‌ای توپوگرافی (SRTM Shuttle Radar Topography Mission). زمین‌لرزه‌های نسبت داده‌شده به گسل کوهینان و گوک در جدول ۱ آورده شده است. زمین‌لرزه ۲۰۰۵/۲/۲۲ به گسل داهوییته نسبت داده شده است. سازوکارهای کانونی به رنگ قرمز، سیاه و زرد به ترتیب از هاروارد (GCMT)، بربریان و همکاران (۲۰۰۱) و طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) برگرفته شده است.

**جدول ۱.** مشخصات مهم‌ترین گسل‌های گستره مورد مطالعه به همراه مهم‌ترین زمین‌لرزه‌های نسبت داده‌شده به آن‌ها. زمین‌لرزه‌های گسل‌های انار و نایبند با مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی (فروتن و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۴) شناسایی شده است. در ستون دوم SSR، SSR-N و SSR-R به ترتیب سازوکار امتدادلغز راست‌گرد، امتدادلغز راست‌گرد همراه با مؤلفه نرمال و امتدادلغز راست‌گرد همراه با مؤلفه معکوس را نشان می‌دهند. در ستون مربوط به بزرگی زمین‌لرزه‌ها، اعداد پر رنگ، بیان‌گر بزرگی گشتاوری است که مستقیماً تعیین نشده‌اند و در این مطالعه از روابط تبدیل موسوی و همکاران (۲۰۱۴) به دست آمده‌اند.

نام گسل	سازوکار	طول (km)	آهنگ لغزش (mm/yr)	زمین‌لرزه‌ها		منابع
				تاریخ	بزرگی (M <sub>w</sub> )	
انار	SSR	۲۰۰	۰/۸	۶/۸±۱، ۹/۸±۲ و ۴/۴±۰/۸ هزار سال قبل	~۷	(بربریان، ۱۹۷۶؛ فروتن و همکاران، ۲۰۱۲)
رفسنجان	SSR	۲۰۰	۰/۴	۱۹۲۳/۹/۲۲	۶/۷	(بربریان، ۱۹۷۶ و ۲۰۰۵؛ آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ فتاحی و همکاران، ۲۰۱۱)
بیم	SSR	۱۱۰	۲	۲۰۰۳/۱۲/۲۶	۶/۶	(بربریان، ۲۰۰۵؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ طالبیان و همکاران، ۱۳۸۸)
کوهبنان (شکل ۲)	SSR	۲۸۰	۱/۵	۱۸۷۵/۵	۶	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۰۵)
				۱۸۹۷/۵/۲۲	۵/۵	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۰۵)
				۱۹۳۱/۱/۴	۵/۴	(بربریان، ۲۰۰۵)
				۱۹۳۳/۱۱/۲۸	۶/۲	(بربریان، ۲۰۰۵؛ آلن و همکاران، ۲۰۱۱)
				۱۹۳۷/۵/۱۲	۵/۴	(بربریان، ۲۰۰۵)
				۱۹۷۷/۱۲/۱۹	۵/۹	(بربریان و همکاران، ۱۹۷۹؛ بیکر، ۱۹۹۳)
				۱۹۷۸/۵/۲۲	۵/۱	(آلن و همکاران، ۲۰۱۱؛ ISC <sup>*</sup> )
				۱۹۸۷/۴/۱۱	۵/۳	(واکر و آلن، ۲۰۱۲؛ ISC)
				۲۰۰۷/۷/۴	۵	(واکر و آلن، ۲۰۱۲؛ ISC)
				۱۸۷۷	۵/۶	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۰۵؛ فتاحی و همکاران، ۲۰۱۴)
۱۹۰۹/۱۰/۲۷	۵/۷	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۰۵)				
۱۹۱۱/۴/۲۹	۵/۸	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان، ۲۰۰۵)				
۱۹۴۸/۷/۵	۶/۱	(آمبرسیز، ۲۰۰۱؛ بربریان، ۲۰۰۵)				
۱۹۶۹/۹/۲	۵/۱	(بربریان ۲۰۰۵؛ ISC)				
۱۹۸۱/۶/۱۱	۶/۶	(بربریان و همکاران، ۲۰۰۱)				
۱۹۸۱/۷/۲۸	۷/۱	(بربریان و همکاران، ۲۰۰۱)				
۱۹۸۹/۱۱/۲۰	۵/۹	(بربریان و همکاران، ۲۰۰۱)				
۱۹۹۸/۳/۱۴	۶/۶	(بربریان و همکاران، ۲۰۰۱)				
۱۹۹۸/۱۱/۱۸	۵/۴	(بربریان و همکاران، ۲۰۰۱)				
۲۰۱۵/۷/۳۱	۵/۵	IRSC <sup>**</sup>				
نایبند	SSR	۲۹۰	۱/۴	چهار رویداد، از ۱۷/۴ هزار سال پیش تاکنون	~۷	(بربریان، ۱۹۷۶؛ واکر و همکاران، ۲۰۰۹؛ فروتن و همکاران، ۲۰۱۴)
بهباد	SSR		۱/۵	۱۹۵۱/۱۰/۸	۵/۵	ISC-GEM <sup>***</sup>
				۱۹۶۰/۷/۲۵	۵/۳	(آلن و همکاران، ۲۰۱۱؛ شبان و همکاران، ۱۳۹۳)
				۱۹۷۷/۵/۳	۵/۲	(آلن و همکاران، ۲۰۱۱)
پشت بادام	SSR-R	۲۰۰	۰/۲۴	—	—	(شاه‌پسندزاده و همکاران، ۱۳۸۲؛ خداوردیان و همکاران، ۲۰۱۵)
لکرکوه	SSR-R	۱۰۰	۱/۲	۱۹۱۱/۴/۱۸	۶/۴	(آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ آمبرسیز، ۲۰۰۱؛ واکر و همکاران، ۲۰۱۰)
راور	SSR-R	۱۳۷	۰/۵۴	—	—	(شفیعی بافتی و شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۹)
جرجافک	SSR-R	۱۸۰	۱	—	—	(بربریان، ۱۹۷۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۱۱)
سبزواران	SSR	۱۵۰	۳	—	—	(بربریان، ۱۹۷۶؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۰۵)

\* مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC: International Seismological Center)

\*\* بانک داده‌های مرکز لرزه نگاری کشوری، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

\*\*\* کاتالوگ جهانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی (ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue 1900-2009)



جدول ۲. تقسیم‌بندی گسل‌های فعال بر اساس آهنگ لغزش (کلر و پیتتر، ۱۹۹۶).

دسته‌بندی	آهنگ لغزش
گسل به غایت فعال	$Slip\ rate > 100\ mm/yr$
گسل با فعالیت خیلی زیاد	$10 < Slip\ rate < 100\ mm/yr$
گسل با فعالیت زیاد	$1 < Slip\ rate < 10\ mm/yr$
گسل با فعالیت متوسط	$0.1 < Slip\ rate < 10\ mm/yr$
گسل با فعالیت کم	$0.01 < Slip\ rate < 0.1\ mm/yr$
گسل غیرفعال یا با فعالیت به غایت کم	$Slip\ rate < 0.01\ mm/yr$

در این مطالعه با استفاده از اطلاعات و داده‌های جدید و بررسی نتایج مطالعات موردی بر روی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های بزرگ منطقه، مطالعات قبلی برای گستره مورد مطالعه روزآمد شده است. برای تعیین چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه که به صورت پهنه‌ای مدل شده‌اند، از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ گستره مورد مطالعه و داده‌های زمین‌لرزه‌ای مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC: International Seismological Center) مرکز اطلاعات زمین‌لرزه سازمان زمین‌شناسی آمریکا (NEIC: National Earthquake Information Center) (USGS: Center of US. Geological Survey)، کاتالوگ جهانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی (استرچک و همکاران، ۲۰۱۵) (ISC-GEM: Global Instrumental)، پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران (BPEI: Basic Parameters of Earthquake in Iran)، بانک داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، کاتالوگ یکنواخت زمین‌لرزه‌های ایران (موسوی و همکاران، ۲۰۱۴)، بانک داده‌های پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و مطالعات موردی زمین‌ساخت فعال، زلزله‌شناسی و دیرینه‌زلزله‌شناسی (برای نمونه: واکر و جکسون، ۲۰۰۲؛

تعیین آن، می‌تواند به صورت نقطه‌ای، خطی، پهنه‌ای یا حجمی شناسایی شود (ریتر، ۱۹۹۰). در تعیین چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه به‌عنوان اولین گام برآورد خطر زمین‌لرزه، باید از تمام داده‌های زلزله‌شناسی، زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی، دیرینه‌زلزله‌شناسی و زمین‌ساختی موجود استفاده کرد. هندسه چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه تابع عواملی مانند گسترش گسل‌ها (راستا، طول، شیب و سمت شیب گسل)، سازوکار گسل‌ها و عمق زون لرزه‌زایی است. همچنین در مواردی که یک زون گسلی (مجموعه‌ای از گسل‌های نزدیک به هم) در یک منطقه موجود باشد و زمین‌لرزه‌های رخ داده را نتوان با قطعیت کافی به یک گسل خاص نسبت داد، مجموعه این ساخت‌ها در زون گسلی را به‌عنوان ساخت متمرکز، به صورت یک چشمه بالقوه زمین‌لرزه در نظر می‌گیرند (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۹). محققان دو فرض اساسی را در تعیین چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه در نظر می‌گیرند؛ اول آنکه زمین‌لرزه‌های بزرگ ترجیحاً در نزدیکی مکان زمین‌لرزه‌های قبلی روی می‌دهند؛ به‌گونه‌ای که اگر زمین‌لرزه‌ای روی یک گسل اتفاق افتاده باشد، احتمال رویداد زمین‌لرزه بر روی آن گسل با فاصله نزدیک به رومرکز زمین‌لرزه قبلی به‌مراتب بیشتر از مناطق دور از گسل است (کیگان و جکسون، ۱۹۹۴)؛ دوم، ساختارهای با ویژگی‌های مشابه قادر به تولید زمین‌لرزه‌های با بزرگی یکسان هستند و ثبت‌نشده زمین‌لرزه‌ای بر روی یک ساختار، دلیلی بر ناتوانی بالقوه برای رخداد زمین‌لرزه بر روی آن نیست (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۹).

میرزائی و همکاران (۱۹۹۹) چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه ایران را تعیین کردند. موسوی و همکاران (۲۰۱۴) با بررسی داده‌های موجود، اصلاحاتی بر روی برخی چشمه‌های تعیین‌شده قبلی انجام دادند. آن‌ها برای کل ایران، ۶ چشمه جدید را شناسایی کردند.

رخداد زمین‌لرزه ۳ فوریه ۱۹۵۸،  $M_w$  ۵/۷ و چشمه ۱۰۶ به دلیل ادامه گسل رفسنجان (GSI، ۱۹۹۲b) اندکی اصلاح شده است. برای ۹۰ کیلومتر از نیمه جنوبی گسل گوک که با نام قطعه سروستان شناخته می‌شود (واکر و همکاران، ۲۰۱۰) هیچ‌گونه رویداد تاریخی و دستگاهی ثبت نشده و تا عرض جغرافیایی تقریبی  $29^\circ N$  امتداد دارد. این قطعه با تغییر روند از N-S به NW-SE و تغییر سازوکار از امتدادلغز به راندگی همراه است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۶) و به گسل جبال‌بارز ملحق می‌گردد. با توجه به این ویژگی‌ها مرز شمالی چشمه ۱۱۰ اندکی اصلاح شده است. همچنین، بیشینه بزرگی ( $M_{max}$ ) چشمه‌های گستره مورد مطالعه با استفاده از روابط تجربی (ولز و کوپراسمیت، ۱۹۹۴) محاسبه و به کمک داده‌ها و مطالعات جدید، نتایج مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی که بر روی برخی گسل‌های گستره مورد مطالعه انجام گرفته (فروتن و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۴) تعدیل شده است (جدول ۳). با توجه به رخداد زمین‌لرزه با بزرگی  $M_w \sim 7$  (۳۱۸۸ ق.م) که با مطالعات دیرینه‌زلزله‌شناسی شناسایی شده است (فروتن و همکاران، ۲۰۱۲) بیشینه زمین‌لرزه چشمه شماره ۱۰۴،  $M_{max}=7$  در نظر گرفته شده است. در نهایت، نسبت به بیشینه بزرگی گزارش شده در مطالعات موسوی و همکاران (۱۳۹۳)، در  $M_{max}$  چشمه‌های ۱۰۴، ۱۰۵، ۱۰۶، ۱۰۸، ۱۱۲، ۱۱۴، ۱۱۶، ۱۱۷، ۱۱۸ و ۱۲۱ اصلاحاتی صورت گرفت.

#### ۴ روش برآورد خطر زمین‌لرزه

برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه (PSHA) جامع‌ترین روش برای تعیین سطوح طراحی لرزه‌ای است. این روش در علوم زمین و مهندسی زلزله پایه قوی دارد و برای سطوح طراحی لرزه‌ای ابنیه مختلف را با توجه به بزرگی و مکان زمین‌لرزه و جنبش زمین (شامل تأثیرات شرایط ساختمانی محلی روی دامنه‌های جنبش نیرومند) اجازه

ریگارد و همکاران، ۲۰۰۴، ۲۰۰۵؛ بربریان، ۲۰۰۵؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ واکر، ۲۰۰۶؛ فروتن و همکاران، ۲۰۱۲، ۲۰۱۴) استفاده شده است. در نتیجه ۶ چشمه جدید (چشمه‌های ۲۴۴، ۲۴۵، ۲۴۶، ۲۴۷، ۲۴۸، ۲۴۹) شناسایی و مرز چشمه‌های ۱۰۶، ۱۱۰، ۱۱۱ و ۱۱۵ اصلاح شده است (شکل ۳). چشمه شماره ۲۴۴ به دلیل وجود گسل فعال راور با طول ۱۳۷ کیلومتر، راستای شمالی-جنوبی و سازوکار امتدادلغز با مؤلفه معکوس (شفیعی بافتی و شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۹؛ GSI سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۹۹۶)، واقع در شرق شهرستان راور و رویداد زمین‌لرزه ۲۷ فوریه ۲۰۱۲،  $M_w$  ۵/۳ اضافه شده است (شکل ۴). چشمه شماره ۲۴۵ به دلیل وجود ادامه گسل راست‌گرد بهاباد (GSI، ۱۹۹۶، ۱۹۹۹) تا مختصات تقریبی  $31/25^\circ N$ ،  $56/8^\circ E$  که با تغییر روند از NNW-SSE به NW-SE و تغییر سازوکار از امتدادلغز به راندگی همراه بوده (آلن و همکاران، ۲۰۱۱) و نیز موقعیت مکانی زمین‌لرزه‌های ۸ اکتبر ۱۹۵۱،  $M_w$  ۵/۵، ۲۵ ژوئیه ۱۹۶۰،  $M_w$  ۵/۳ (آلن و همکاران، ۲۰۱۱) و ۱۶ اکتبر ۲۰۰۲،  $M_w$  ۵/۳ اضافه شده است (شکل ۴). چشمه شماره ۲۴۶ به دلیل وجود گسل فعال پشت بادام با طول ۲۰۰ کیلومتر، راستای کلی شمالی-جنوبی و سازوکار امتدادلغز با مؤلفه معکوس (GSI، ۱۹۹۵)، واقع در شرق روستای ساغند اضافه شده است. چشمه شماره ۲۴۷ بر پایه رویداد زمین‌لرزه ۲ ژانویه ۱۹۳۴،  $M_w$  ۵/۷ بر روی گسل معکوس جوپار (بربریان، ۲۰۰۵)، واقع در جنوب خمیدگی ماهان اضافه شده است (شکل ۴-ب) و در نتیجه آن، مرز چشمه شماره ۱۱۱ اندکی اصلاح شده است. وجود گسل شاخص سبزواران با طول ۱۵۰ کیلومتر (بربریان، ۱۹۷۶، ۲۰۰۵؛ GSI، ۱۹۹۲a) و شیب تقریباً قائم و آهنگ لغزش ۳ میلی‌متر در سال (ریگارد و همکاران، ۲۰۰۵)، به تعیین چشمه‌های ۲۴۸ و ۲۴۹ انجامیده است (شکل ۴-ج). مرز چشمه ۱۱۵ به دلیل ادامه گسل کوهبنان (بربریان، ۲۰۰۵) و

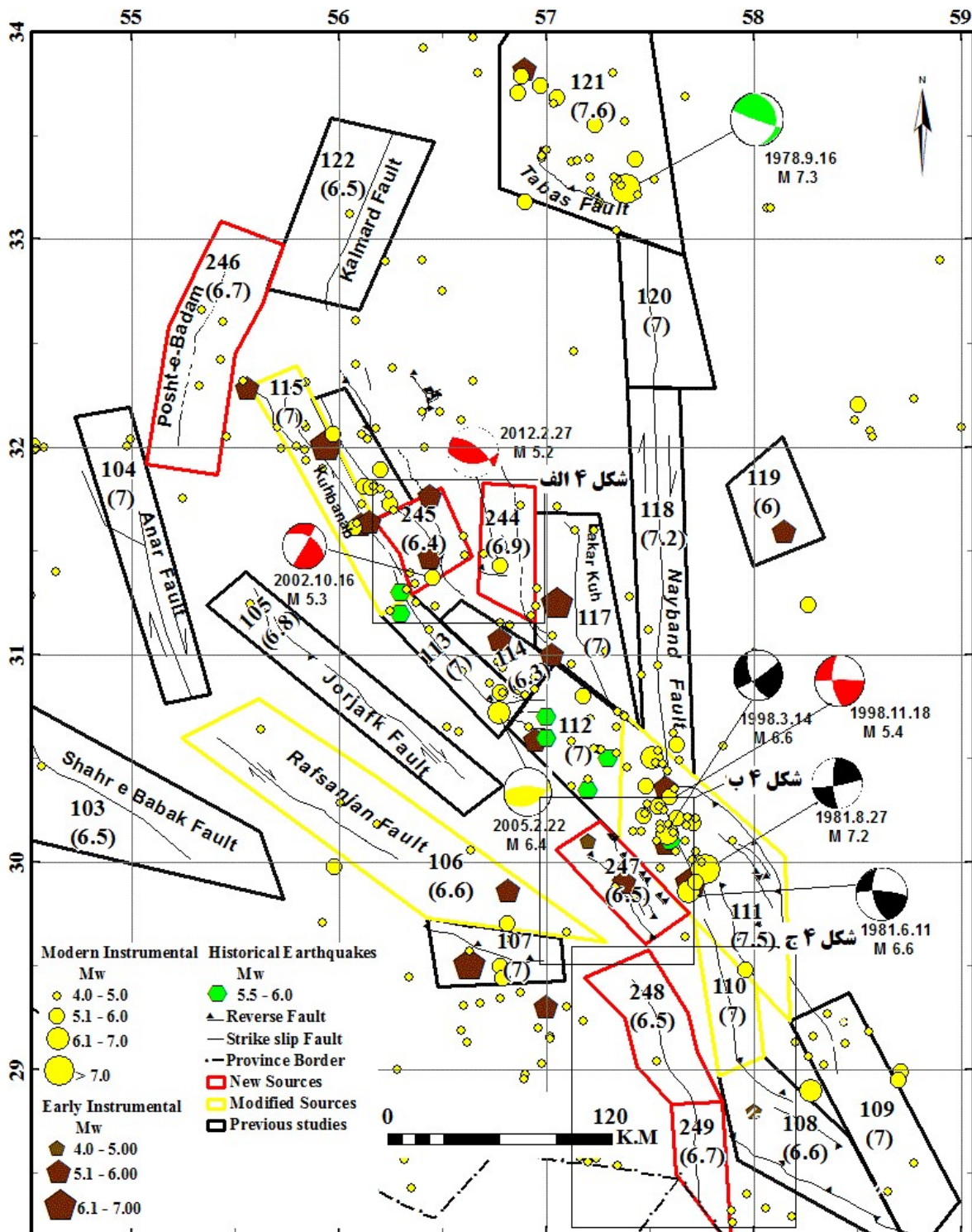


اطلاعات زمین‌شناسی، زلزله‌شناسی، دیرینه‌زلزله‌شناسی و به‌ویژه لرزه‌زمین‌ساختی و تکیه بر فرض تشابه زمین‌ساختی، به کمک مفهوم تابع توزیع مکانی (Spatial Distribution Function: SDF) سهم هر چشمه از متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مربوطه تعیین می‌شود. برای جزئیات بیشتر به کارهای میرزائی (۱۹۹۷) و شعبانی و میرزائی (۲۰۰۷) مراجعه شود. مراحل برآورد خطر زمین‌لرزه به روش اصلاح‌شده، به‌صورت نمادین در شکل ۵ نشان داده شده است. در این مطالعه به منظور استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها در برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه به دو صورت عمل می‌شود: ۱. آهنگ لغزش گسل‌ها به‌عنوان عامل کنترل‌کننده در محاسبه SDF وارد می‌شود و ۲. متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ها مستقیم از آهنگ لغزش گسل‌ها محاسبه می‌شود.

تصمیم‌گیری می‌دهد (مک‌گائر، ۲۰۰۸). روش مرسوم برآورد خطر زمین‌لرزه شامل چهار مرحله اساسی است (ریتز، ۱۹۹۰): ۱. تعیین چشمه‌های لرزه‌زا، ۲. تخمین پارامترهای لرزه‌خیزی هر چشمه، ۳. انتخاب رابطه‌های مناسب برای در نظر گرفتن تضعیف پارامتر جنبش زمین و محاسبه پارامترهای جنبش نیرومند زمین در ساختگاه مورد نظر (شکل ۵، مراحل ۳-۶). در عمل به دلیل کمبود داده‌های دوره‌های تاریخی و دستگامی در چشمه‌های لرزه‌زا برای محاسبه مستقیم پارامترهای لرزه‌خیزی با مشکل روبه‌رو هستیم. برای حل این مشکل، می‌توان متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ها را به‌صورت غیرمستقیم به دست آورد. برای این مرحله اساسی، محققان اصلاحاتی در روش مرسوم برآورد خطر احتمالاتی صورت داده‌اند (شی و همکاران، ۱۹۹۲) که در آن، ابتدا پارامترهای لرزه‌خیزی هر ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، تعیین و با کمک

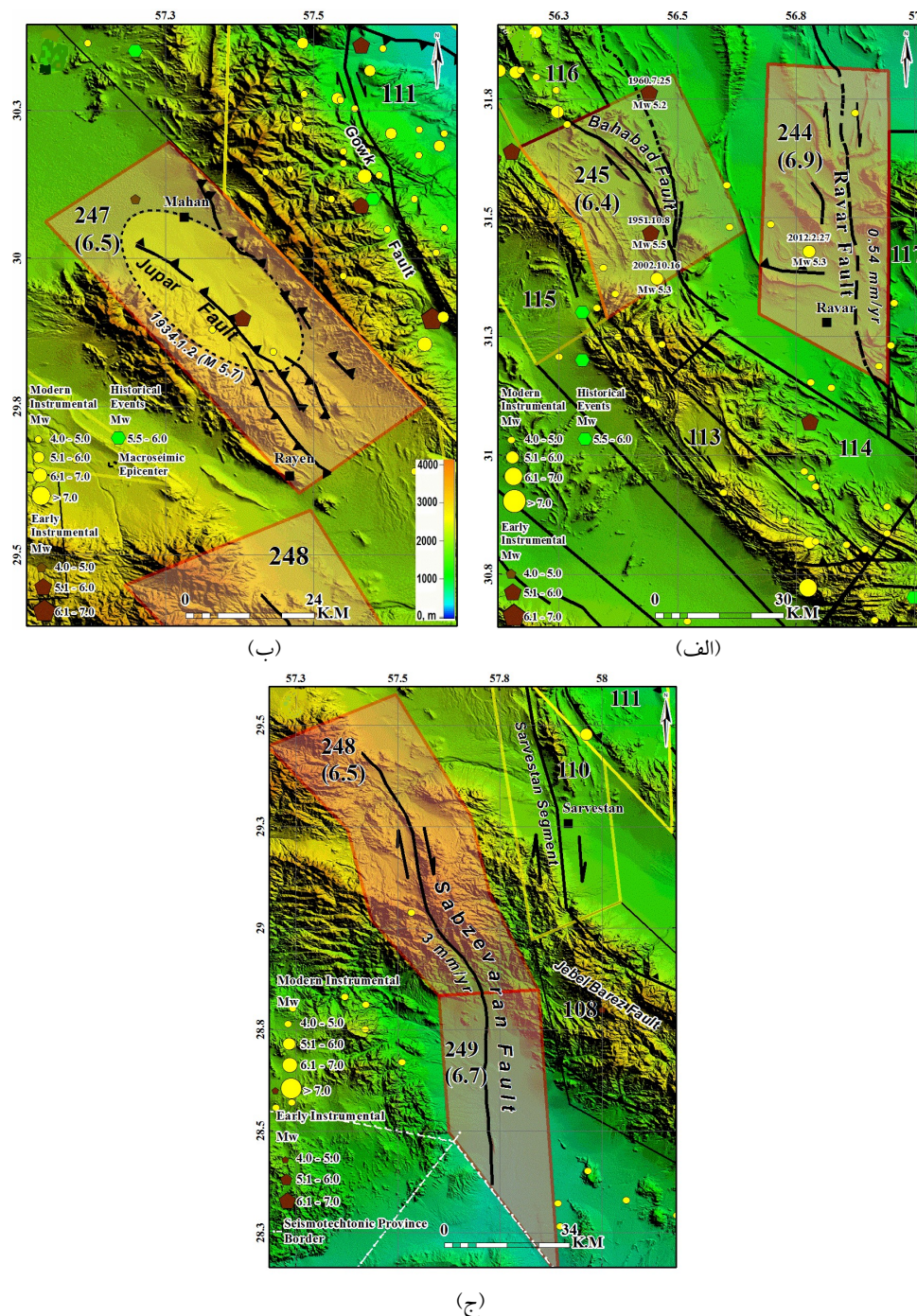
جدول ۳. مقادیر SDF برای بازه‌های مختلف بزرگی در هریک از چشمه‌های گسترده مورد مطالعه. اعداد پررنگ مقادیر SDF را با در نظر گرفتن آهنگ لغزش گسل‌ها به‌عنوان عامل مؤثر پنجم ( $K_5$ ) نشان می‌دهد.

Source No.	$M_{max}$	Spatial Distribution Function (SDF)							
		$5.5 < M_w \leq 6$	$6 < M_w \leq 6.5$	$6.5 < M_w \leq 7$	$7 < M_w \leq 7.5$	$7.5 < M_w \leq 8$			
103	6.5	<b>0.023</b>	0.025	<b>0.022</b>	0.024				
104	7.0	<b>0.030</b>	0.031	<b>0.030</b>	0.031	<b>0.037</b>	0.038		
105	6.8	<b>0.029</b>	0.028	<b>0.030</b>	0.030	<b>0.038</b>	0.038		
106	6.6	<b>0.035</b>	0.040	<b>0.038</b>	0.044	<b>0.039</b>	0.044		
107	7.0	<b>0.038</b>	0.042	<b>0.038</b>	0.041	<b>0.059</b>	0.065		
108	6.5	<b>0.033</b>	0.031	<b>0.033</b>	0.031	<b>0.042</b>	0.038		
109	7.0	<b>0.043</b>	0.041	<b>0.045</b>	0.043	<b>0.068</b>	0.067		
110	7.0	<b>0.033</b>	0.031	<b>0.032</b>	0.030	<b>0.045</b>	0.042		
111	7.5	<b>0.073</b>	0.063	<b>0.073</b>	0.063	<b>0.101</b>	0.087	<b>0.441</b>	0.405
112	7.0	<b>0.055</b>	0.059	<b>0.053</b>	0.055	<b>0.068</b>	0.070		
113	7.0	<b>0.045</b>	0.045	<b>0.048</b>	0.050	<b>0.065</b>	0.068		
114	6.3	<b>0.035</b>	0.037	<b>0.032</b>	0.033				
115	7.0	<b>0.050</b>	0.052	<b>0.055</b>	0.058	<b>0.070</b>	0.073		
116	6.4	<b>0.045</b>	0.046	<b>0.046</b>	0.047				
117	7.0	<b>0.039</b>	0.040	<b>0.046</b>	0.049	<b>0.063</b>	0.066		
118	7.2	<b>0.041</b>	0.041	<b>0.041</b>	0.041	<b>0.052</b>	0.052	<b>0.244</b>	0.255
119	6.0	<b>0.019</b>	0.023						
120	7.0	<b>0.037</b>	0.036	<b>0.037</b>	0.036	<b>0.047</b>	0.046		
121	7.6	<b>0.047</b>	0.048	<b>0.052</b>	0.055	<b>0.071</b>	0.074	<b>0.315</b>	0.340
122	6.5	<b>0.030</b>	0.033	<b>0.030</b>	0.032				
244	6.9	<b>0.032</b>	0.036	<b>0.032</b>	0.035	<b>0.045</b>	0.050		
245	6.4	<b>0.039</b>	0.038	<b>0.040</b>	0.040				
246	6.2	<b>0.026</b>	0.030	<b>0.026</b>	0.030	<b>0.033</b>	0.037		
247	6.5	<b>0.037</b>	0.035	<b>0.033</b>	0.031				
248	6.5	<b>0.041</b>	0.033	<b>0.041</b>	0.032				
249	6.7	<b>0.045</b>	0.037	<b>0.045</b>	0.037	<b>0.058</b>	0.046		

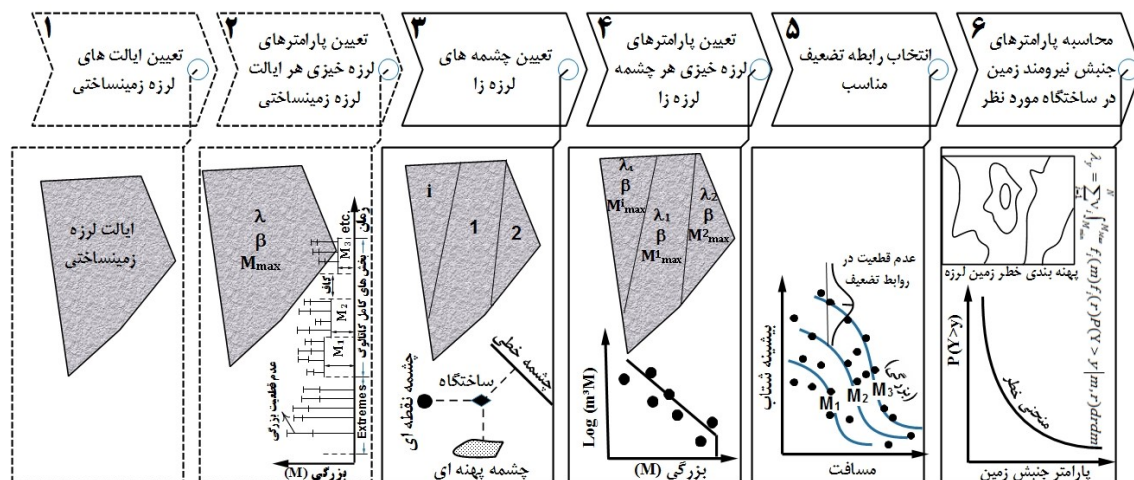


شکل ۳. چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه در گستره مورد مطالعه. خطوط قرمز و زرد رنگ، به ترتیب، مرز چشمه‌های جدید شناسایی شده و چشمه‌های اصلاح شده در این مطالعه را نشان می‌دهند. خطوط سیاه‌رنگ چشمه‌های تعیین شده در مطالعات قبلی را نشان می‌دهد. اعداد سه رقمی شماره چشمه‌ها و اعداد داخل کمانک بیشینه بزرگی هر چشمه را نشان می‌دهند. سازوکارهای کانونی سیاه، قرمز، زرد و سبز رنگ به ترتیب برگرفته از بربریان و همکاران (۲۰۰۱)، هاروارد (GCMT)، طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) و واکر و همکاران (۲۰۰۳) است. پنجره‌های مکانی نشان‌دهنده نواحی‌ای هستند که در شکل ۴ نشان داده شده‌اند.





شکل ۴. نمایش نمونه‌هایی از چشمه‌های جدید تعیین‌شده در گستره مورد مطالعه که به صورت چندضلعی‌های قرمز رنگ بر روی تصاویر ماهواره‌ای توپوگرافی (SRTM) نمایش داده شده‌اند. خطوط قرمز و زرد رنگ، به ترتیب مرز چشمه‌های جدید شناسایی شده و چشمه‌های اصلاح شده در این مطالعه را نشان می‌دهند. خطوط سیاه رنگ مرز چشمه‌های مربوط به مطالعات قبلی را نشان می‌دهد. اعداد سه رقمی شماره چشمه‌ها و اعداد داخل کمانک بیشینه زمین‌لرزه پذیرفتنی برای هر چشمه لرزه‌زا را نشان می‌دهند. (الف) چشمه‌های لرزه‌زای شماره ۲۴۴ و ۲۴۵ به ترتیب بر پایه شواهد زمین‌ساختی گسل راور و ادامه گسل بهاباد و همچنین، زمین‌لرزه‌های مرتبط شناسایی شده‌اند. آهنگ لغزش  $0.54 \text{ mm/yr}$  گسل راور از مطالعات شیبی بافتی و شاه‌پسندزاده (۱۳۸۹) برگرفته شده است. (ب) بیضی زرد رنگ رومرکز میدانی زمین‌لرزه ۱۹۳۴/۱/۲ را نشان می‌دهد. (ج) قسمت جنوبی گسل گوک (قطعه سروستان) در چشمه شماره ۱۱۰ قرار دارد و تاریخچه زلزله‌خیزی آن نامشخص است؛ چشمه‌های ۲۴۸ و ۲۴۹ بر روی گسل سبزواران تعیین شده‌اند.



شکل ۵. تصویر نمادین مراحل برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه (PSHA) در این تحقیق. خطوط پیوسته مراحل برآورد خطر به روش احتمالاتی مرسوم را نشان می‌دهد. خط چین‌ها مراحل است که در روش احتمالاتی اصلاح‌شده توسط شی و همکاران (۱۹۹۲) به روش احتمالاتی مرسوم افزوده شده است. در مرحله دوم، نمودار روش کیچکو و سلفول (۱۹۹۲) برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، نشان داده شده است.

- میزان اطمینان از چشمه بالقوه زمین‌لرزه تعیین شده ( $K_1$ ),
- جایگاه تکتونیکی چشمه بالقوه زمین‌لرزه ( $K_2$ ),
- عناصر ساختاری در هر چشمه ( $K_3$ ) و
- خصوصیات فعالیت لرزه‌ای ( $K_4$ ), تعیین شده است (میرزائی، ۱۹۹۷؛ شعبانی و میرزائی، ۲۰۰۷).

یکی از معیارهای شناسایی گسل‌های فعال بررسی مقدار لغزش سالانه آنهاست. محققان بر اساس آهنگ لغزش، گسل‌ها را از نظر مقدار فعالیت دسته‌بندی کرده‌اند. برای نمونه، کلر و پینتر (۱۹۹۶) گسل‌ها را بر اساس لغزش سالانه مطابق (جدول ۲) تقسیم‌بندی می‌کنند. بنابراین، یکی از معیارهای مناسب برای محاسبه SDF می‌تواند آهنگ لغزش باشد. در این مطالعه به منظور استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها در برآورد احتمالاتی خطر زمین‌لرزه، آهنگ لغزش گسل‌ها به‌عنوان عامل کنترل‌کننده پنجم ( $K_5$ ) در محاسبه SDF وارد شده است. محاسبه SDF بر اساس عوامل کنترل‌کننده با روش جمع‌بندی با وزن‌های مساوی (ین، ۱۹۹۳) طی سه مرحله زیر انجام می‌گیرد:

#### ۱-۴ محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه

در این مطالعه برای تعیین متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ها در هر چشمه از دو مدل کلی استفاده می‌شود: ۱. استفاده از مدل تابع توزیع مکانی که روش غیرمستقیم است و ۲. استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها؛ مدل اول خود به دو صورت بدون مشارکت آهنگ لغزش و با مشارکت آهنگ لغزش انجام می‌گیرد.

#### ۱-۱-۴ تابع توزیع مکانی (Spatial Distribution) (Function: SDF)

به منظور توجه به ناهمگنی لرزه‌خیزی در زمان و مکان، بایستی سهم هر چشمه بالقوه زمین‌لرزه از متوسط آهنگ سالانه رویداد زمین‌لرزه‌ها در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، در هر محدوده بزرگی تعیین شود. این سهم‌دهی با تابع توزیع مکانی انجام می‌گیرد (شی و همکاران، ۱۹۹۲؛ ین، ۱۹۹۳). عوامل مختلفی را می‌توان در ارزیابی تابع توزیع مکانی دخالت داد. با توجه به داده‌های موجود در ایران، تاکنون تابع توزیع مکانی بر پایه چهار عامل کنترل‌کننده:

این مقدار (SDF) ضریبی است که با آن چشمه بالقوه  $l$  ام ایالت لرزه زمین ساختی از آهنگ رویداد زمین لرزه برای بازه بزرگی  $\Delta M$  سهم می گیرد.

در این مطالعه، ابتدا بدون در نظر گرفتن آهنگ لغزش، مقادیر SDF با استفاده از چهار عامل کنترل کننده ( $K_1-K_4$ ) محاسبه شده است که نتایج آن در شکل ۶ و جدول ۳ آورده شده است. با اضافه کردن آهنگ لغزش چشمه ها به عنوان عامل کنترل کننده پنجم ( $K_5$ )، SDF مجدداً محاسبه شده است (جدول ۳).

مقادیر جدول ۳ نشان می دهد، بیشترین تغییر SDF برای بازه بزرگی  $7/5 < M \leq 7$  و در چشمه های شماره ۱۲۱ و ۱۱۱ اتفاق می افتد. به طوری که با حضور آهنگ لغزش، مقدار SDF برای چشمه ۱۱۱ بیشترین افزایش و برای چشمه ۱۲۱ بیشترین کاهش را در بازه  $7/5 < M \leq 7$  خواهند داشت (شکل ۷). چشمه های شماره ۱۱۱، ۲۴۹، ۲۴۸، به ترتیب، در تمامی بازه های بزرگی مربوط به خود تغییر بیشتری را در مقایسه با دیگر چشمه ها در مقدار SDF و در مجموع بیشترین تأثیر را از حضور آهنگ لغزش گرفته اند (شکل ۷).

- برای عامل انتخابی  $k$  ام و هر محدوده بزرگی  $\Delta M$  با مقدار میانی  $m_j$  در چشمه بالقوه  $l$  ام ضریب توزیع،  $W_{lm_j,k}$  نسبت داده می شود.

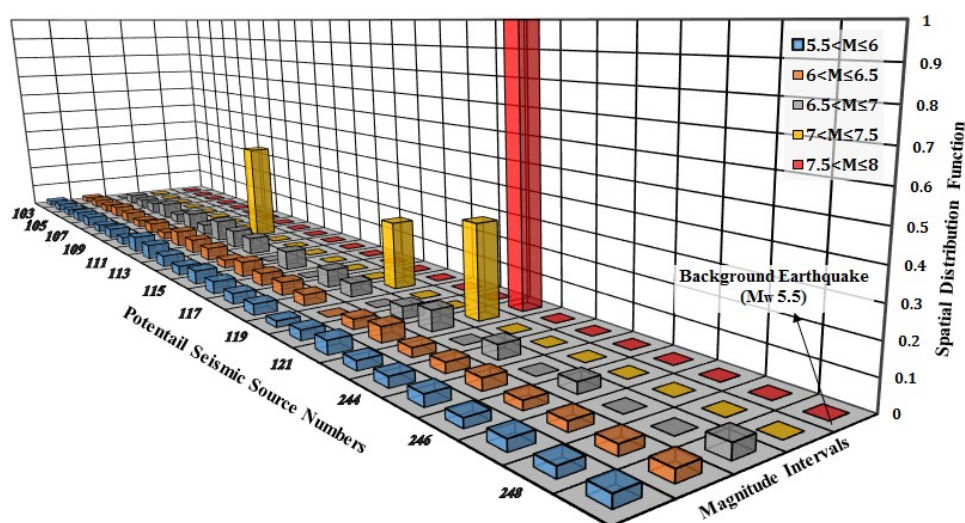
- در هر ایالت لرزه زمین ساختی برای به دست آوردن سهم نسبی به سهم کل، ضرایب توزیع مرحله اول بهنجار می شوند و مقدار اثر عامل  $k$  ام (که بار عامل (Factor load) نامیده شده است) تعیین می شود:

$$Q_{lm_j} = \frac{W_{lm_j}}{\sum_l W_{lm_j}} \quad (1)$$

- از مجموع بارهای عامل برای عامل های کنترل کننده در هر چشمه، یعنی  $\sum_k Q_{lm_j,k}$ ، بار کلی، یعنی  $R_{lm_j} = \sum_k Q_{lm_j,k}$ ، به دست می آید.

- بار کلی،  $R_{lm_j}$  در هر ایالت لرزه زمین ساختی بهنجار می شود تا تابع توزیع مکانی برای محدوده بزرگی  $l$  ام در هر چشمه بالقوه  $l$  ام به دست آید:

$$f_{lm_j} = \frac{R_{lm_j}}{\sum_l R_{lm_j}} \quad (2)$$

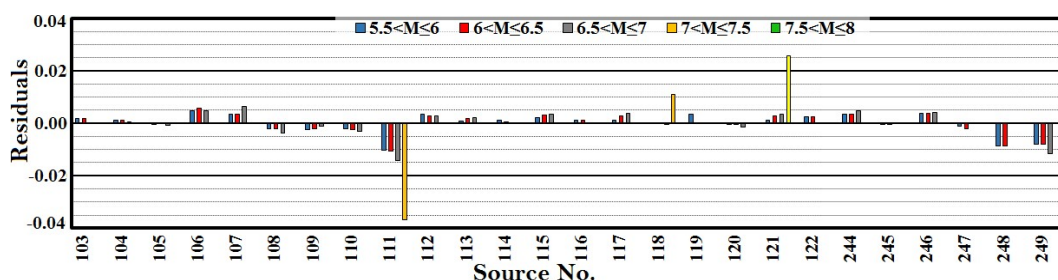


شکل ۶. مقادیر SDF در بازه های مختلف بزرگی برای چشمه های بالقوه زمین لرزه در گستره مورد مطالعه، با استفاده از عامل های کنترل کننده  $K_1-K_4$  (بدون در نظر گرفتن آهنگ لغزش).



جدول ۴. پارامترهای لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه. ستون آخر آستانه کامل بودن بزرگی زمین‌لرزهها ( $M_c$ ) را برای سه بازه زمانی نشان می‌دهد که از مطالعات موسوی و همکاران (۲۰۱۴) برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی شرق ایران برگرفته شده است. بخش تاریخی کاتالوگ (پیش از ۱۹۰۰) به صورت بخش ناکامل (extreme part) (کیچکو و سلفول (۱۹۹۲، ۱۹۸۹)) در نظر گرفته شده است.

$\beta$	b-value	$\lambda(M_{min} = 4)$	$M_{max}$	$M_c (M_w)$		
				pre ۱۹۰۰	۱۹۰۰-۱۹۶۳	۱۹۶۴-۱۹۹۶
$2/22 \pm 0/1$	$0/96 \pm 0/04$	$8/207 \pm 0/61$	$7/6 \pm 0/6$	extreme part	۵/۷	۴/۵
						۱۹۹۷-۲۰۱۵
						۴/۱



شکل ۷. اندازه تغییرات SDF چشمه‌ها برای بازه‌های مختلف بزرگی، در اثر حضور آهنگ لغزش به‌عنوان عامل کنترل‌کننده پنجم ( $K_5$ ). مقادیر محور عمودی با کسر مقادیر SDF بدون در نظر گرفتن آهنگ لغزش، از مقادیر SDF با در نظر گرفتن آهنگ لغزش، به دست آمده‌است.

#### ۴-۱-۲ استفاده از تابع توزیع مکانی در محاسبه متوسط آهنگ رویداد هر چشمه لرزه‌زا

در این روش، ابتدا پارامترهای لرزه‌خیزی ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی محاسبه می‌شوند (شکل ۵) و با استفاده از رابطه‌های (۳) و (۴) متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ها برای چشمه  $\lambda_m$  و بازه بزرگی  $\lambda_m$  به دست می‌آید. در این مطالعه به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره مورد نظر که در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران قرار می‌گیرد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)، ابتدا کاتالوگی یکنواخت مشتمل بر ۹ زمین‌لرزه تاریخی (قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی)، ۲۸ زمین‌لرزه دوره نخست دستگاهی (۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳) و ۳۱۲ زمین‌لرزه دوره جدید دستگاهی (بعد از ۱۹۶۳) با بررسی منابعی که در بخش ۳ ذکر شده است، تهیه شد. بر پایه این کاتالوگ پارامترهای لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه، با در نظر گرفتن عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه‌ها و آستانه کامل بودن داده‌ها با استفاده از راهکار کیچکو و سلفول (۱۹۹۲) محاسبه

شده است (جدول ۴).

متوسط آهنگ رویداد سالانه در بازه بزرگی  $\lambda_m$  در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی از رابطه زیر به دست می‌آید (گائو، ۱۹۸۸؛ شی و جانگ، ۱۹۹۶):

$$\lambda_{m_j} = \frac{2\lambda \exp[-\beta(m_j - M_{min})] \sinh(0.5\beta\Delta M)}{1 - \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})]}, \quad (3)$$

$M_{min} \leq m_j \leq M_{max}$

که  $\beta = b \ln 10$  (مقدار  $b$  در رابطه بزرگی- فراوانی گوتنبرگ-ریشتر)،  $\lambda$  آهنگ رویداد زمین‌لرزه در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی برای زمین‌لرزه‌های برابر و بزرگ‌تر از  $M_{min}$ ، میان مقدار محدوده بزرگی  $\lambda_m$  تابع سینوس هیپربولیک،  $\Delta M$  بازه بزرگی و  $M_{min}$  کمینه بزرگی اثرگذار بر سازه‌های مهندسی و  $M_{max}$  بیشینه زمین‌لرزه مورد انتظار در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی است. در نهایت، برای چشمه بالقوه زمین‌لرزه  $\lambda_m$ ، متوسط آهنگ رویداد سالانه  $\lambda_m$  از رابطه زیر به دست



می آید (گائو، ۱۹۸۸؛ شی و جانگ، ۱۹۹۶):

$$\lambda_{lm_j} = f_{lm_j} \lambda_{m_j}, \quad (4)$$

که  $f_{lm_j}$  و  $\lambda_{m_j}$  به ترتیب متوسط آهنگ رویداد سالانه و تابع توزیع مکانی (جدول ۳) بازه بزرگی زام در چشمه بالقوه زمین لرزه  $l$  ام هستند.

#### ۴-۱-۳ استفاده مستقیم از آهنگ لغزش چشمه‌ها

در صورتی که برای هر یک از چشمه‌های بالقوه زمین لرزه، رویداد دستگاهی، تاریخی و دیرینه زمین لرزه به اندازه لازم، برای پردازش آماری ثبت نشده باشد، ولی آهنگ لغزش چشمه مورد نظر در اختیار باشد، می توان میانگین آهنگ رویداد زمین لرزه‌ها را با استفاده از آهنگ لغزش بلندمدت آن چشمه به دست آورد (یانگز و کوپراسمیت، ۱۹۸۵؛ فیلد و همکاران، ۱۹۹۹). بدین منظور، آهنگ گشتاور لرزه‌ای هر چشمه را که با استفاده از آهنگ لغزش بلندمدت به دست می آید، بر گشتاور لرزه‌ای متناسب با بزرگی مورد نظر (رابطه‌های ۵ و ۶) تقسیم می کنند.

گشتاور لرزه‌ای یک زمین لرزه برحسب dyne.cm از رابطه زیر به دست می آید (آکی و ریچارد، ۱۹۸۰):

$$M_0 = \mu AS, \quad (5)$$

که  $\mu$  مدول برشی زمین و در حدود  $3 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup>،  $A$  مساحت سطح گسل (چشمه) برحسب cm<sup>2</sup> و  $S$  میانگین جابه‌جایی (لغزش) گسل یا قطعه گسلی برحسب سانتی متر در اثر وقوع زمین لرزه است. از طرفی، رابطه بین گشتاور لرزه‌ای و بزرگی گشتاوری زمین لرزه،  $M_w$  به صورت زیر است (هانکس و کاناموری، ۱۹۷۹):

$$M_0 [dyne.cm] = 10^{1.5M_w + 16.1}. \quad (6)$$

اگر آهنگ گشتاور لرزه‌ای، گشتاور لرزه‌ای رها شده در هر چشمه در مدت یک سال تعریف شود، با جایگزینی میانگین آهنگ لغزش ( $\dot{S}$ ) گسل یا قطعه گسلی برحسب سانتی متر بر سال به جای میانگین جابه‌جایی  $S$  در رابطه (۵) آهنگ گشتاور لرزه‌ای از رابطه زیر به دست می آید:

$$M_0 = \mu A \dot{S}. \quad (7)$$

اگر تعداد زمین لرزه‌های با بزرگی مساوی  $M_w$  در سال را با  $\lambda$  نشان دهیم، آهنگ گشتاور لرزه‌ای از حاصل ضرب  $\lambda$  در رابطه (۶) به دست می آید:

$$\dot{M}_0 = \mu A \dot{S} = \lambda \underbrace{(10^{1.5M_w + 16.1})}_{M_0}. \quad (8)$$

با استفاده از رابطه (۸)، می توان آهنگ رویداد زمین لرزه با هر بزرگی دلخواه را به دست آورد.

در حالتی که بخواهیم آهنگ گشتاور لرزه‌ای را برای بزرگی‌های  $m > M_w$  به دست آوریم، از رابطه زیر استفاده می شود (یانگز و کوپراسمیت، ۱۹۸۵):

$$\dot{M}_0 = \mu A \dot{S} = \lambda_{M_{min}} \int_{-\infty}^{M_{max}} M_0(m) f(m) dm, \quad (9)$$

که  $f(m)$  تابع چگالی احتمال بزرگی است. اگر  $f(m)$  با رابطه گوتنبرگ-ریشتر (نمایی) کراندار در نظر گرفته شود، آنگاه:

$$f(m) = \frac{\beta \exp[-\beta(m - M_{min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})]}, \quad (10)$$

که  $\beta = b \ln 10$  است. با جای گذاری  $f(m)$  و  $M_0(m)$  در رابطه (۹) و انتگرال گیری رابطه (۱۱) حاصل می شود (یانگز و کوپراسمیت، ۱۹۸۵؛ مک گائو، ۲۰۰۴):

$$\dot{M} = \mu A \dot{S} = \frac{\lambda_{M_{min}} b \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})] M_0(M_{max})}{(1 - \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})])(1.5 - b)}. \quad (11)$$

برای آن منطقه به اثبات رسیده باشد. در سال‌های اخیر برای ایران چندین رابطه تضعیف ارائه شده است. برای نمونه: قدرتی امیری و همکاران (۲۰۰۷) برای PGA و SA، بر اساس مقیاس بزرگی  $M_s$ ؛ زعفرانی و همکاران (۲۰۰۸) برای PGA و SA، بر اساس مقیاس  $M_w$ ؛ قدرتی امیری و همکاران (۲۰۱۰) برای PGA و SA، بر اساس مقیاس بزرگی  $M_s$ ؛ زعفرانی و سقراط (۲۰۱۲) برای PGA و SA، بر اساس مقیاس بزرگی  $M_w$ ؛ روابط تضعیف را برای دو نوع ساختگاه سنگی و خاکی ارائه داده‌اند. در این روابط مواردی مانند فاصله، بزرگی، جنس خاک و دوره طبیعی لایه خاک مدنظر قرار گرفته است؛ اما، از دیگر متغیرها مانند سازوکار گسلش چشمه‌ها به دلیل نبود آن در داده‌های مورد استفاده چشم‌پوشی شده است. از آنجا که در این مطالعه نوع گسلش نیز مدنظر بوده است، به‌کارگیری روابط تضعیف ارائه‌شده برای ایران میسر نشد. در این تحقیق از روابط تضعیف کمبل و بزرگ نیا (۲۰۰۸)، چپو و یانگز (۲۰۰۸) و بور و اتکینسون (۲۰۰۸) که در آن‌ها از داده‌های بیشتری استفاده شده است، دوره‌های تناوبی وسیعی (۱۰-۰/۱ ثانیه) را پوشش می‌دهند و داده‌های ایران (۷ رکورد از زمین‌لرزه ۱۹۷۸/۹/۱۶ طبس و ۷ رکورد از زمین‌لرزه ۱۹۹۰/۶/۲۰ منجیل) نیز در تعیین آن‌ها دخالت داشته‌اند، استفاده شده است. شجاع طاهری و همکاران (۲۰۱۰) اعتبار نتایج به‌دست‌آمده از این روابط را برای ایران بررسی کردند. آن‌ها ۸۶۳ مؤلفه افقی از ۱۶۶ زمین‌لرزه ایران در محدوده  $4 < M < 7/4$  را با این روابط آزمایش کردند و در ارزیابی خود رویدادهایی را که سازوکار گسلش و سطح گسیختگی آن‌ها محاسبه شده بود، مدنظر قرار دادند و در نهایت به‌کارگیری آن‌ها را برای ایران تأیید کردند؛ بنابراین، در این تحقیق از هر سه رابطه ذکرشده با وزن مساوی استفاده شده است.

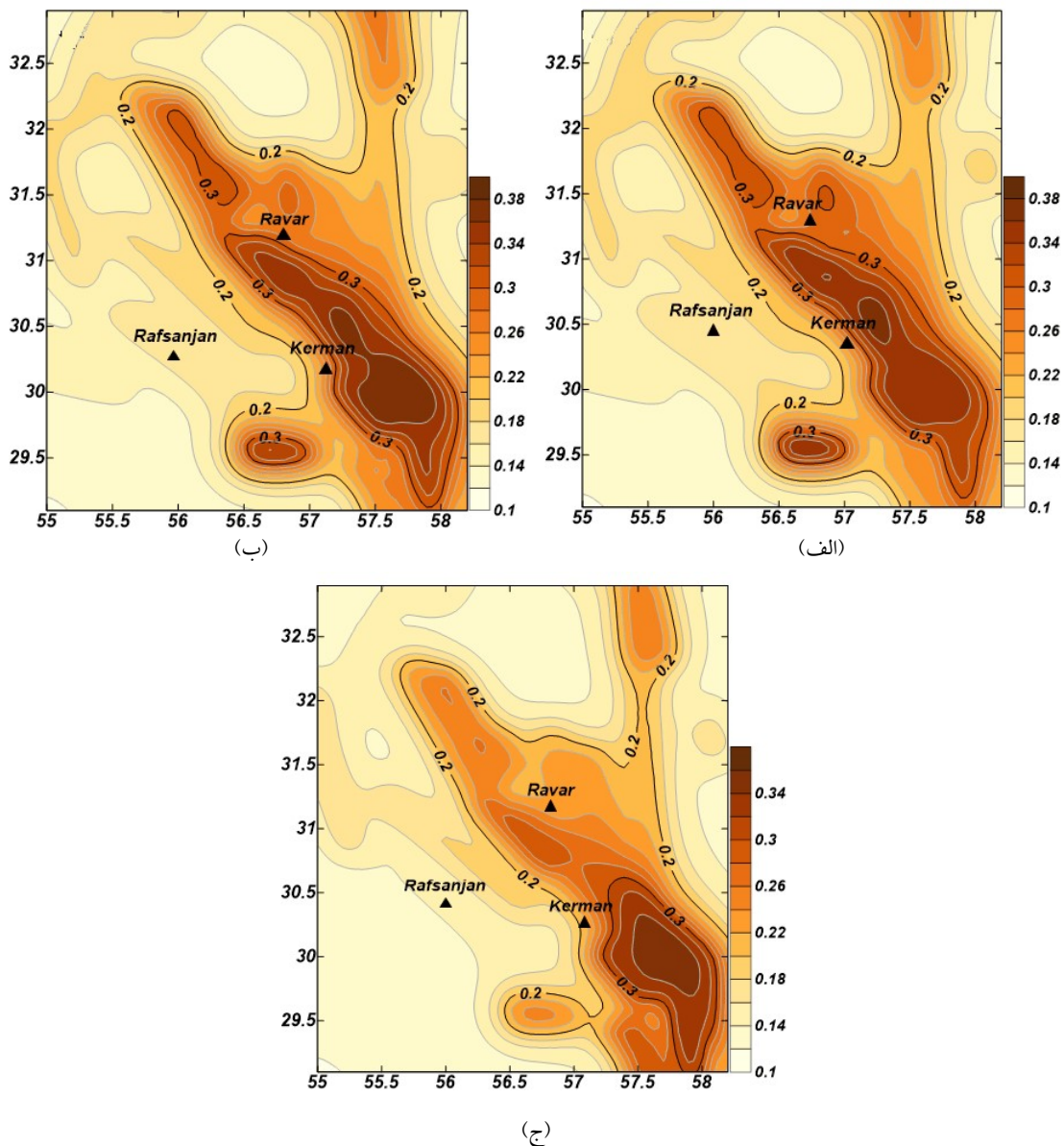
با حل معادله (۱۱)،  $\lambda_{M_{min}}$  که مجهول است برای  $M_w > M_{min}$  به دست می‌آید. در این مطالعه با استفاده از رابطه (۱۱) متوسط آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ها، برای چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه محاسبه شده است.

## ۵ لرزه‌خیزی زمینه

لرزه‌خیزی زمینه به زمین‌لرزه‌های با بزرگی کوچک و متوسطی اشاره دارد که به‌صورت تصادفی در هر نقطه از گستره مورد نظر روی می‌دهند و به دلیل نبود یا کمبود داده، به‌راحتی قابل نسبت‌دادن به هیچ‌یک از چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه نیستند (لی و همکاران، ۱۹۹۷). به بیشترین مقدار بزرگی این زمین‌لرزه‌ها که بر پایه جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی تخمین زده می‌شود و در کل گستره مورد نظر به‌صورت تصادفی روی دهد، زمین‌لرزه زمینه گفته می‌شود (لی و همکاران، ۱۹۹۷). بزرگی زمین‌لرزه زمینه برای یک ناحیه به سطح فعالیت زمین‌ساختی هر ناحیه بستگی دارد و همواره از بیشینه بزرگی هر یک از چشمه‌های تعیین‌شده در آن ناحیه کوچک‌تر است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۹). در این مطالعه، برای گستره مورد مطالعه که بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی شرق ایران است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸)؛ بزرگی ۵/۵ به‌عنوان زمین‌لرزه زمینه در نظر گرفته شده است.

## ۶ انتخاب روابط تضعیف جنبش نیرومند

به دلیل تأثیری که روابط تضعیف بر روی نتایج برآورد خطر زمین‌لرزه دارند؛ انتخاب روابط معتبر در فرایند برآورد خطر زمین‌لرزه در هر منطقه، مسئله پراهمیتی است. بهترین حالت، استفاده از روابط تضعیفی است که مختص همان ناحیه یا گستره مورد مطالعه و نواحی اطراف آن باشند یا از روابطی استفاده شود که اعتبار و دقت آن‌ها



شکل ۸. نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه (PGA(g)) در گستره مورد مطالعه برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال، (الف) بدون استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها، (ب) استفاده از آهنگ لغزش گسل‌ها در محاسبه SDF و (ج) استفاده مستقیم از آهنگ لغزش در محاسبه  $\lambda$

### ۷ پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در گستره مورد مطالعه و مقایسه نتایج

شکل عمومی رابطه محاسبه خطر زمین‌لرزه به روش احتمالاتی به صورت زیر است (مک‌گائر، ۱۹۹۵):

$$\gamma(y) = \sum_{i=1}^N v_i \int_{M_{min}}^{M_{max}} \int_{r=0}^{r=\infty} f_i(m) f_i(r) P(Y > y | m, r) dr dm, \quad (12)$$

که  $\gamma(y)$  تعداد دفعات فزونی سطح جنبش زمین،  $y$  در

آهنگ رویداد سالانه با استفاده مستقیم از آهنگ لغزش، طبق روشی که در بخش ۱-۳-۴ توضیح داده شده، انجام گرفته است. نتایج برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال (دوره بازگشت ۴۷۵ سال) و شرایط ساختگاه سنگی در شکل ۸ آمده است.

مقایسه نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در شکل ۸ (الف، ب و ج)، همپوشانی قابل توجهی را بین هر سه حالت ذکر شده نشان می‌دهد. استفاده از آهنگ لغزش چشمه‌ها در حالتی که به‌عنوان عامل مؤثر پنجم ( $K_5$ ) در SDF برای محاسبه  $\lambda$  به کار گرفته شده است، در بیشتر نقاط گستره مورد مطالعه تغییر مؤثری در نتایج ایجاد نمی‌کند (مقایسه شکل ۸؛ الف و ب) ولی در حالت استفاده مستقیم از آهنگ لغزش، نتایج تغییر بیشتری دارند (مقایسه شکل ۸؛ الف و ج). برای روشن‌تر شدن این تفاوت‌ها، نقشه‌هایی از اختلاف مقادیر شتاب جنبش زمین بین نقشه‌های ب و ج با نقشه الف در شکل ۸ تهیه شده است (شکل ۹). همان‌گونه که در شکل ۹ دیده می‌شود، در بیش از ۷۰ درصد از گستره مورد مطالعه، تغییرات تقریباً کمتر از ۰/۰۱g، برای حالت الف و کمتر از ۰/۰۲g، برای حالت ب است. بیشترین تغییرات در حالتی که از آهنگ لغزش به‌عنوان عامل مؤثر پنجم ( $K_5$ ) در محاسبه SDF استفاده می‌شود، عددی در حدود ۰/۰۲g است که کاهشی در حدود ۹ درصد را متأثر از چشمه شماره ۲۴۴ (گسل راور) و همین مقدار افزایش را متأثر از چشمه شماره ۲۴۹ (گسل سبزواران) نشان می‌دهد (شکل ۹-ج). بیشترین تغییرات در حالتی که از آهنگ لغزش به‌صورت مستقیم استفاده شود، مقداری برابر با ۰/۱g در محدوده چشمه شماره ۱۰۷ (گسل لاله‌زار-رفسنجان) است و مقدار تغییر تا ۳۰ درصد کاهش، برای این محدوده مشاهده می‌شود.

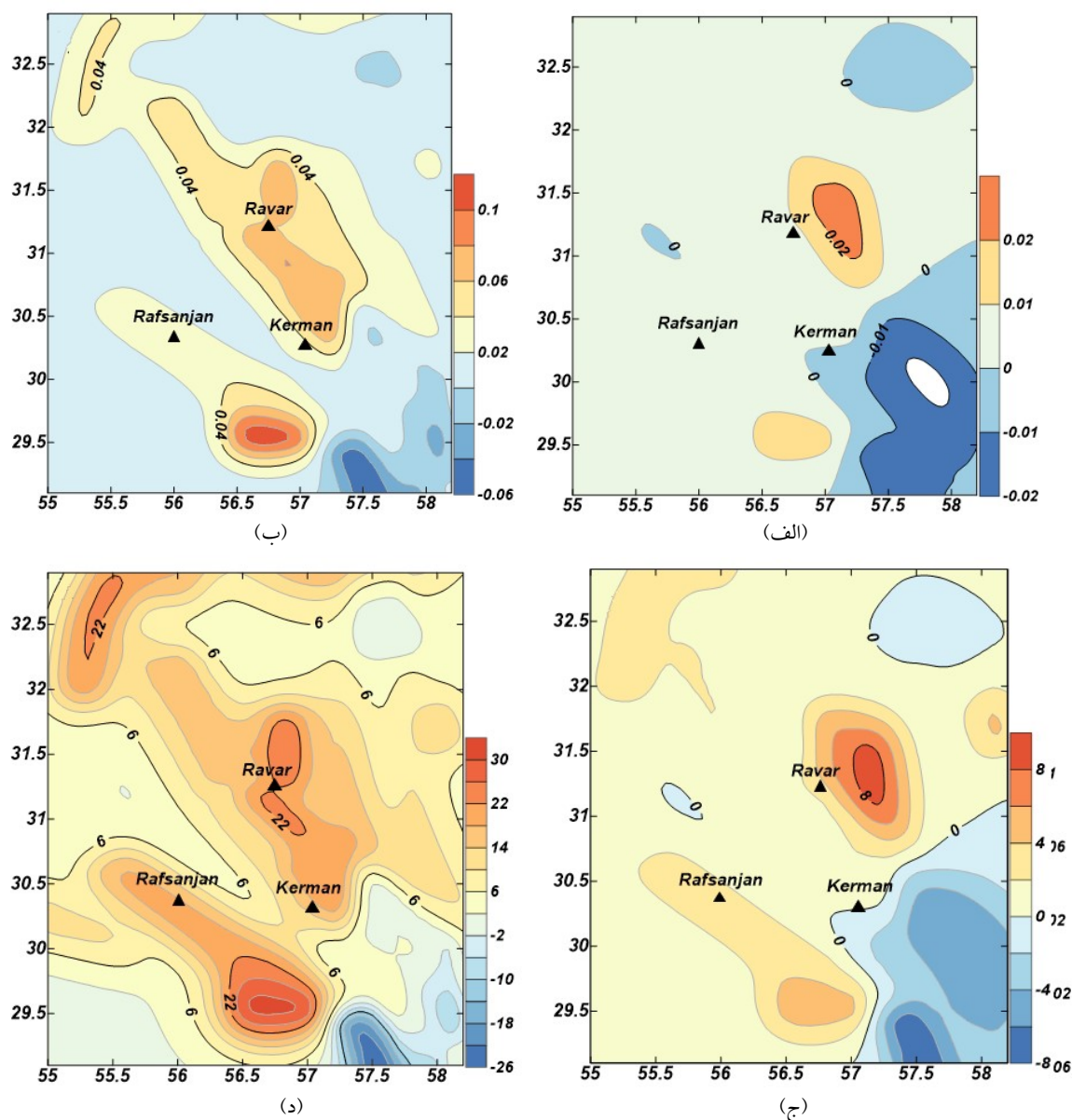
دوره زمانی  $t$  و  $N$  تعداد چشمه‌ها،  $V_i$  آهنگ متوسط رویداد زمین‌لرزه‌ها با بزرگی محدود به  $M_{min}$  و  $M_{max}$  ناشی از چشمه  $i$ ، تابع چگالی احتمال بزرگی زمین‌لرزه‌ها،  $f_i(r)$  تابع چگالی احتمال برای فاصله بین چشمه  $i$  تا ساختگاه و  $P(Y > y | m, r)$  احتمال فزونی جنبش زمین برای زمین‌لرزه‌ای با بزرگی  $m$  و فاصله  $r$  از سطح جنبش زمین، یعنی  $y$  است. با حل معادله (۱۲) در هر نقطه دلخواه از گستره مورد مطالعه، خطر زمین‌لرزه برای آن نقطه محاسبه می‌شود. در حالتی که مانند این تحقیق چشمه‌ها به‌صورت پهنه‌ای مدل شده باشند، رابطه به صورت زیر تبدیل می‌شود (EZ-FRISK, 2011):

$$\gamma(y) = v_i \int_{\rho} \frac{arc_i(\rho)}{Area_i} \left[ \int_m P[Y > y | m, r(\rho)] f_i(m) dm \right] d\rho, \quad (13)$$

که  $\rho$  فاصله افقی چشمه تا ساختگاه و  $arc_i(\rho)$  طول کمانی است که به مرکز ساختگاه و شعاع  $\rho$  رسم شده و چشمه را قطع می‌کند و  $Area_i = \int_{\rho} arc_i(\rho) d\rho$  است. لرزه‌خیزی در چشمه‌های پهنه‌ای به‌صورت همگن فرض می‌شود؛ بدین معنا که توزیع زمین‌لرزه‌ها در چشمه‌ها یکنواخت در نظر گرفته می‌شود. به منظور پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه، گستره مورد نظر به شبکه‌ای از نقاط به فاصله ۰/۱ درجه، مجموعاً ۲۸۰۰ نقطه، تقسیم شده است. با حل معادله (۱۳) بر روی تک‌تک نقاط، خطر زمین‌لرزه با استفاده از نرم‌افزار  $EZ-Frisk^{TM}$  محاسبه شده است.

برای زمین‌لرزه زمینه، متوسط آهنگ رویداد سالانه از  $M_{min} = 4$  تا زمین‌لرزه زمینه  $M_{BG} = 5/5$ ، به صورت توزیع گوتنبرگ-ریشر کراندار (-Truncated Gutenberg Riechter) منظور شده است.

در این مطالعه، پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه برای سه حالت ۱. عدم مشارکت آهنگ لغزش، ۲. مشارکت آهنگ لغزش در محاسبه SDF و ۳. محاسبه متوسط



شکل ۹. نقشه تغییرات PGA در اثر استفاده از نرخ لغزش در محاسبات؛ (الف) تغییرات PGA در اثر استفاده از آهنگ لغزش به صورت غیرمستقیم (مشارکت در محاسبه SDF) و (ب) تغییرات PGA در استفاده مستقیم از آهنگ لغزش در محاسبه  $\lambda$  (ج) و (د) به ترتیب، میزان تغییرات را به صورت درصد نشان می دهند. مقادیر مثبت، تغییرات کاهش و مقادیر منفی، تغییرات افزایشی را نشان می دهند.

زمین لرزه مهم تاریخی و دستگامی بر روی گسل سبزواران و در نتیجه کاهش SDF و نیز آهنگ لغزش نسبتاً بالای گسل سبزواران ( $3 \text{ mm/yr}$ ) است. این در حالی است که تغییرات برای بقیه نقاط گستره که بیش از ۹۸ درصد از مساحت آن را تشکیل می دهد، کمتر از ۲۶ درصد است (شکل ۹-د).

علت اصلی این تفاوت، به آهنگ لغزش پایین گسل لاله زار ( $\sim 0.8 \text{ mm/yr}$ )، با وجود داشتن سابقه لرزه خیزی مؤثر برمی گردد. در نواحی ای از گستره مورد مطالعه، عکس این حالت دیده می شود؛ به عنوان مثال تا ۲۶ درصد افزایش متأثر از چشمه شماره ۲۴۸ (گسل سبزواران) دیده می شود. علت عمده این تفاوت، نبود سابقه رویداد

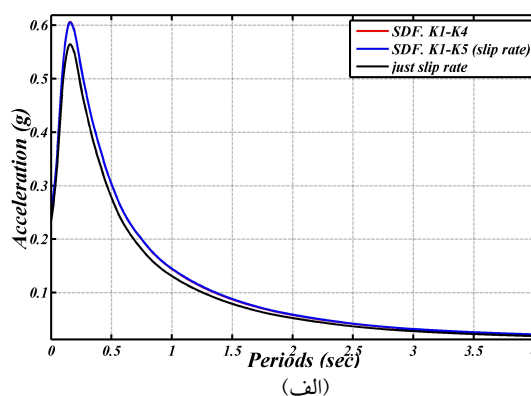
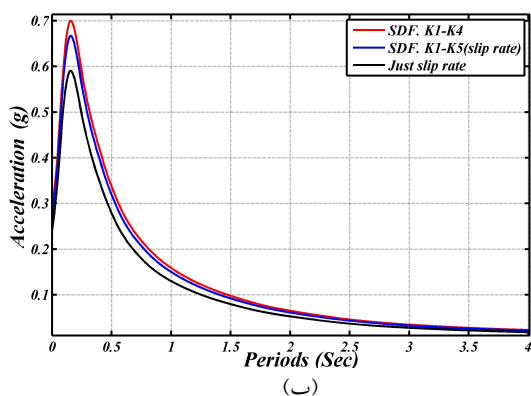
دست می‌آید. برای شهر کرمان و راور بیشینه مقدار شتاب طیفی به پرپود ۰/۱۵ ثانیه مربوط می‌شود که مقدار آن در شهر کرمان برای سه حالت ذکر شده به ترتیب، ۰/۶۱g، ۰/۶۱g و ۰/۵۷g و در شهر راور و به ترتیب، ۰/۷۱g، ۰/۶۷g و ۰/۶g به دست می‌آید (جدول ۵).

بررسی نمودارهای شکل ۱۰ و مقادیر جدول ۵ نشان می‌دهد که تفاوت‌ها برای همه پرپودها یکسان نیست، به طوری که در پرپودی که بیشینه شتاب طیفی به دست می‌آید، بیشترین تفاوت‌ها نیز ظاهر می‌شود. بیشینه تفاوت برای هر دو شهر کرمان و راور در پرپود ۰/۱۵ ثانیه و در

به منظور بررسی تأثیر مشارکت آهنگ لغزش روی نتایج ارزیابی شتاب طیفی برای دو شهر کرمان و راور، شتاب طیفی برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال و ساختگاه سنگی در پرپودهای مختلف، محاسبه شده است (شکل ۱۰ و جدول ۵). همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، PGA شهر کرمان برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال برای سه حالت: عدم استفاده از آهنگ لغزش، استفاده غیرمستقیم از آهنگ لغزش و استفاده مستقیم از آهنگ لغزش، به ترتیب، ۰/۲۵g، ۰/۲۳g و ۰/۲۳g و برای شهر راور این مقادیر به ترتیب، ۰/۲۹g، ۰/۲۷g و ۰/۲۴g به

جدول ۵. مقادیر شتاب طیفی در پرپودهای منتخب در شهرهای راور و کرمان برای ساختگاه سنگی و ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال. برای سه حالت: ۱- عدم مشارکت آهنگ لغزش در محاسبه SDF (K<sub>1</sub>-K<sub>4</sub>)، ۲- استفاده از آهنگ لغزش در محاسبه SDF (K<sub>1</sub>-K<sub>5</sub>) و ۳- استفاده مستقیم از آهنگ لغزش (Slip rate).

پرپود	کرمان (شتاب طیفی بر حسب g)			راور (شتاب طیفی بر حسب g)		
	K <sub>1</sub> -K <sub>4</sub>	K <sub>1</sub> -K <sub>5</sub>	Slip rate	K <sub>1</sub> -K <sub>4</sub>	K <sub>1</sub> -K <sub>5</sub>	Slip rate
PGA	0.253	0.253	0.235	0.288	0.274	0.242
0.1	0.537	0.536	0.502	0.620	0.593	0.528
0.15	0.613	0.612	0.571	0.707	0.675	0.597
0.2	0.587	0.586	0.545	0.672	0.639	0.565
0.3	0.464	0.464	0.430	0.521	0.495	0.437
0.4	0.373	0.374	0.344	0.419	0.397	0.348
0.5	0.303	0.304	0.278	0.338	0.320	0.279
1	0.144	0.145	0.131	0.159	0.150	0.130
2	0.058	0.059	0.053	0.065	0.061	0.053
3	0.032	0.032	0.028	0.035	0.033	0.028
4	0.022	0.022	0.019	0.023	0.022	0.018



شکل ۱۰. شتاب طیفی در شهرهای (الف) کرمان و (ب) راور بر روی ساختگاه سنگی برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال. Just Slip rate شرایطی است که در آن آهنگ لغزش به‌طور مستقیم استفاده شده است. K<sub>1</sub>-K<sub>4</sub> شرایطی است که از آهنگ لغزش در محاسبه SDF استفاده نشده است و K<sub>1</sub>-K<sub>5</sub> شرایطی است که در آن از آهنگ لغزش در محاسبه SDF استفاده شده است. برای شهر کرمان در دو حالت آخر اختلاف در حدی است که منحنی‌ها تقریباً روی هم می‌افتد. مقادیر تغییرات را در جدول ۵ ببینید.



حالت استفاده مستقیم از آهنک لغزش روی می‌دهد. این اختلاف برای شهر کرمان  $0.04g$  و برای شهر راور  $0.11g$  است که به ترتیب تغییرات ۷ و ۱۵ درصدی را نشان می‌دهند.

## ۸ بحث و نتیجه‌گیری

در این تحقیق با بررسی داده‌ها و اطلاعات موجود، کاتالوگ یکنواخت زمین‌لرزه‌های گستره مورد مطالعه تهیه شد و آهنک لغزش گسل‌ها استخراج گردید. با بررسی اطلاعات جدید و مطالعات قبلی، ۲۶ چشمه بالقوه زمین‌لرزه، به صورت پهنه‌ای، به منظور برآورد احتمالاتی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه در کل گستره تعیین شد. به منظور بررسی اهمیت آهنک لغزش گسل‌ها به عنوان داده منحصر به فرد برای هر چشمه و تأثیر آن بر روی نتایج برآورد خطر زمین‌لرزه، از آهنک لغزش به دو صورت مستقیم و غیرمستقیم در محاسبات آهنک رویداد زمین‌لرزه استفاده شد. برای استفاده غیرمستقیم از آهنک لغزش گسل‌ها، آهنک لغزش به عنوان عامل مؤثر پنجم ( $K_5$ )، در محاسبه تابع توزیع مکانی مشارکت داده شد. مقایسه نقشه‌های پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه، برای سطح ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال (دوره بازگشت ۴۷۵ سال) در کل گستره مورد مطالعه بین حالت‌های عدم استفاده از آهنک لغزش (حالت ۱) و استفاده غیرمستقیم از آهنک لغزش (حالت ۲)، نشان‌دهنده تغییرات بین  $0.02g$  تا  $0.04g$  در قسمت‌های مختلف گستره است (شکل ۹-الف). این تغییرات برای بیش از ۷۰ درصد از مساحت گستره، کمتر از  $0.01g$  است (شکل ۹-الف). همپوشانی و تغییرات نتایج حالت‌های ۱ و ۲ در مناطق مختلف نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه گستره مورد مطالعه، برخاسته از تغییراتی است که در اثر مشارکت آهنک لغزش، در مقدار SDF آن‌ها به وجود آمده است (جدول ۳). یعنی نواحی متأثر از چشمه‌هایی که با

مشارکت آهنک لغزش، SDF آن‌ها تغییر محسوس نداشتند. نتایج نزدیک به هم و حتی مشابهی داشته‌اند. این نواحی بیشتر مساحت گستره را در بر می‌گیرند. در مقابل، نواحی متأثر از چشمه‌هایی که تغییرات بیشتری در SDF آن‌ها ایجاد شده است، یعنی چشمه‌های ۲۴۸ و ۲۴۹ (گسل سبزواران)، ۱۱۱ (گسل گوک)، ۱۰۶ (گسل رفسنجان)، ۲۴۴ (گسل راور) و ۱۱۷ (گسل لکرکوه) نتایج متفاوت‌تری را تجربه کرده‌اند.

مقایسه بین حالت عدم استفاده از آهنک لغزش (حالت ۱) و حالت استفاده مستقیم از آهنک لغزش (حالت ۳)، نشان‌دهنده تغییرات بین  $0.01g$  تا  $0.11g$  برای نقاط مختلف است (شکل ۹-ب). این تغییرات برای بیش از ۷۰ درصد از مساحت گستره، کمتر از  $0.05g$  است. همچنین، تغییرات برای بیش از ۹۸ درصد از مساحت، کمتر از ۲۶ درصد و برای بیش از نیمی از گستره، کمتر از ۱۰ درصد است (شکل ۹-د). این تغییرات در بیشتر نواحی، کاهش و در نواحی متأثر از گسل‌های گوک و سبزواران یعنی چشمه‌های ۱۰۹، ۲۴۸ و ۲۴۹ که بیشترین آهنک لغزش را در میان گسل‌های گستره دارند، افزایشی است (نواحی آبی‌رنگ در شکل ۹-ج و ۹-د). به‌طور کلی، در این حالت، تفاوت‌ها در نقاط مختلف، مربوط به تغییراتی است که به علت استفاده مستقیم از آهنک لغزش گسل‌ها در مقدار متوسط آهنک رویداد چشمه‌ها ( $\lambda$ ) ایجاد شده است. بیشترین تغییرات به ترتیب، مربوط به نواحی متأثر از چشمه‌های ۱۰۷ (گسل لاله‌زار)، ۲۴۸ (گسل سبزواران) و ۲۴۴ (گسل راور) است. این تغییرات برای چشمه ۲۴۸، افزایشی و برای بقیه کاهش‌ی است. این تفاوت‌ها به دلیل آهنک لغزش نسبتاً کم چشمه‌های ۱۰۷ و ۲۴۴ با وجود ثبت رویداد مؤثر بر روی آن‌ها و یا آهنک لغزش بالای گسل سبزواران با وجود ثبت‌نشدن هیچ‌گونه رویداد تاریخی و دستگامی مؤثر بر روی آن، ایجاد شده است. از آنجا که در این روش آهنک رویداد چشمه‌ها مستقیماً از

در حالت استفاده غیرمستقیم از آهنگ لغزش (حالت ۲) که از آن به‌عنوان عامل مؤثر پنجم ( $K_5$ )، در محاسبه تابع توزیع مکانی استفاده شده است، بیشینه مقدار تغییرات PGA ۹ درصد است (شکل ۹-ج). می‌توان گفت، در حالت ۳ در صورتی که تفاوت زیادی در یک پارامتر (در اینجا،  $K_5$ ) در مقایسه با دیگر پارامترها ایجاد شود، به دلیل سهم‌دهی‌ها در پارامترهای مختلف و بهنجارکردن آن‌ها در چند مرحله، این تغییر روی فاکتورهای دیگر سرشکن شده و عوامل مؤثر دیگر ( $K_i$ ها) تا حدی اثرگذاری آن در نتایج را کاهش می‌دهند. از سوی دیگر، در صورت ورود خطا در یک پارامتر، خطای کمتری نیز وارد محاسبات می‌شود؛ اما در حالت استفاده مستقیم از آهنگ لغزش، این کمیت به صورت مستقل وارد شده و حساسیت نتایج به آن زیاد می‌شود.

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد، با توجه به کمبود داده‌های زمین‌لرزه‌ای در بسیاری از نقاط ایران از جمله گستره مورد مطالعه، با استفاده مستقیم از آهنگ لغزش که داده منحصربه‌فرد هر چشمه است، به‌عنوان داده جایگزین مناسب، می‌توان پهنه‌بندی مستقل از زمان خطر زمین‌لرزه را با دقت قابل قبولی به دست آورد. بدیهی است، در استفاده مستقیم از آهنگ لغزش ضرورت دارد که مقادیر لغزش تعیین‌شده برای گسل‌ها قابل‌اعتماد باشد. در این صورت، داده‌های ورودی برای محاسبات برآورد خطر کمتر می‌شود و حجم محاسبات نیز کاهش می‌یابد.

#### منابع

دهقان منشادی، س. ه.، میرزائی، ن.، اسکندری قادی، م.، ۱۳۹۴، برآورد شتاب طیفی در منطقه اصفهان و مقایسه نتایج با شتاب طیفی آیین‌نامه ۲۸۰۰ ایران و آیین‌نامه IBC آمریکا، مجله ژئوفیزیک ایران، ۹(۱)، ۱۱۹-۱۰۰.

آهنگ لغزش گسل‌ها به دست آمده و به عبارتی روش محاسبه  $\lambda$  در مقایسه با حالت ۲ کاملاً تغییر کرده است، شاهد تغییرات نسبتاً بیشتری در مقادیر PGA و شکل پربندها هستیم.

بررسی مقادیر PGA در حالت‌های ۲ و ۳ در مقایسه با حالت ۱ برای ساختگاهی معین در شهر کرمان، نشان‌دهنده عدم تغییر در حالت ۲ و تفاوت ۰/۰۲g در حالت ۳ است. این تفاوت‌ها برای ساختگاهی معین در شهر راور، ۰/۰۲g در حالت ۲ و ۰/۰۵g در حالت ۳ است؛ این نشان‌دهنده تغییرات جزئی ایجادشده در حالت ۲ و تفاوت بیشتر در حالت ۳ است و در مجموع در هر سه حالت نتایج نزدیک به هم را شاهد هستیم. در پیوند ۰/۱۵ ثانیه که بیشترین مقادیر شتاب طیفی حاصل می‌شود، در صورت استفاده مستقیم از آهنگ لغزش (حالت ۳) تغییرات در مقایسه با حالت ۱ (بدون مشارکت نرخ لغزش) برای همان ساختگاه‌ها در شهرهای کرمان و راور به ترتیب ۷ درصد و ۱۵ درصد است.

مقایسه نتایج این تحقیق با نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال که توسط قدرتی امیری و همکاران (۱۳۹۴) برای منطقه‌ای محدود به بافت شهری شهر کرمان ارائه شده است، تفاوت‌هایی در مقادیر و شکل پربندها نشان می‌دهد (شکل پ-۱). به‌طوری‌که، مقدار PGA محاسبه‌شده توسط آن‌ها برای شهر کرمان، ۰/۲۷۵g است. فرزام‌پور و کمالی اصل (۲۰۱۵) مقدار PGA شهر کرمان را برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال، حداکثر ۰/۱۸g محاسبه کردند. این در حالی است که در تحقیق حاضر، مقدار PGA برای حالت‌های ۱، ۲ و ۳ به ترتیب ۰/۲۵g، ۰/۲۵g و ۰/۲۳g به دست آمده است. این تفاوت‌ها می‌توانند به دلایل متعددی همچون تفاوت در تعداد و مدل چشمه‌های لرزه‌زا، روابط تضعیف به‌کار گرفته‌شده و پارامترهای لرزه‌خیزی چشمه‌ها به وجود آیند.

- Akinci, A., Galadini, F., Pantosti, D., Petersen, M., Malagnini, L., and Perkins, D., 2009, Effect of time dependence on probabilistic seismic-hazard maps and deaggregation for the central Apennines, Italy: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(2A), 585-610.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H., and Jones, S. J., 2011, Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone: *Geophysical Journal International*, **184**(2), 555-574.
- Ambraseys, N., and Melville, C., 1982, *A History of Persian Earthquakes* Cambridge University Press, New York.
- Ambraseys, N. N., 2001, Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and the Middle East: *Geophysical Journal International*, **145**(2), 471-485.
- Anderson, J. G., Wesnousky, S. G., and Stirling, M. W., 1996, Earthquake size as a function of fault slip rate: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(3), 683-690.
- Azzaro, R., D'Amico, S., Peruzza, L., and Tuvè, T., 2013, Probabilistic seismic hazard at Mt. Etna (Italy): The contribution of local fault activity in mid-term assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **251**, 158-169.
- Baker, C., 1993, *The active seismicity and tectonics of Iran: Ph. D. Thesis*, University of Cambridge, UK.
- Bayer, R., Shabanian, E., Regard, V., Yaminifard, F., Vernant, P., Nilforoushan, F., Abbassi, M., Chery, J., Tatar, M., and Doerflinger, E., 2002, Active deformation in the Zagros-Makran Transition Zone inferred from GPS, Tectonic and Seismological measurements: paper presented at Eos Trans, AGU Fall Meeting Abstracts.
- Berberian, M., 1976, Quaternary faults in Iran. In: Berberian, M. (Ed.), *Contribution to the Seismotectonics of Iran, (Part II)*: *Geol. Surv. Iran*, **39**, 187-258.
- Berberian, M., 2005, The 2003 Bam Urban Earthquake :A Predictable Seismotectonic Pattern Along the Western Margin of the Rigid Lut Block, Southeast Iran: *Earthquake Spectra*, **21**(S1), 35-99.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(1), 120-139.
- شاه‌پسندزاده، م.، نوگل سادات، م. ع. ا.، آفتابی، ع.، ۱۳۸۲، تحلیل ساختاری و جنبشی پهنه‌های گسل پشت‌بادام، چابدونی و چاتک-نی‌باز در باختر ریز صفحه ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، ۴۸-۴۷، ۶۸-۷۷.
- شبان، م.، قائمی، ف.، عباس‌نژاد، ا.، قائمی، ف.، ۱۳۹۳، بررسی میزان جنبایی زمین‌ساختی در گستره بهاباد (شمال خاور استان یزد) با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، فصلنامه علوم زمین، ۹۱، ۱۵۲-۱۴۱.
- شفیعی بافتی، ا.، شاه‌پسندزاده، م.، ۱۳۸۹، بررسی ریخت‌زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت پهنه گسلی راور، جنوب ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، ۷۵، ۵۷-۶۶.
- طالبیان، م.، هاشمی طباطبایی، س.، فتاحی، م.، قرشی، م.، بیت‌اللهی، ع.، قلندرزاده، ع.، ریاحی، م. ع.، ۱۳۸۸، برآورد نرخ لغزش گسل‌های پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی خطر زمین‌لرزه، فصلنامه علوم زمین، ۷۴، ۱۴۹-۱۵۶.
- قدرتی امیری، غ.، رضویان امرئی، س. ع.، طهماسبی بروجنی، م. ع.، ۱۳۹۴، تحلیل خطر لرزه‌ای و تهیه طیف خطر یکسان برای مناطق مختلف شهر کرمان، نشریه علمی-پژوهشی مهندسی سازه و ساخت، ۲، ۴۳-۵۱.
- موسوی بفرولی، س. ح.، میرزائی، ن.، شعبانی، ا.، اسکندری قادی، م.، ۱۳۹۳، پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در ایران و برآورد مقادیر بیشینه شتاب برای مراکز استان‌ها، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)، ۳۸-۱۵.
- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, *Quantitative seismology: theory and methods*, W. H. Freeman, San Francisco.

- Field, E. H., Jackson, D. D., and Dolan, J. F., 1999, A mutually consistent seismic-hazard source model for Southern California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(3), 559-578.
- Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M., Rashidi, A., Le Dortz, K., and Bateman, M. D., 2012, New evidence for large earthquakes on the Central Iran plateau: palaeoseismology of the Anar fault: *Geophysical Journal International*, **189**(1), 6-18.
- Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A. S., Le Dortz, K., Shokri, M. A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., and Bolourchi, M. J., 2014, Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**(4), 3517-3566.
- Gao, M., 1988, Discussion on annual occurrence rates: *Developments in World Seismology*, **1**, 1-5.
- Ghodrati Amiri, G., Mahdavian, A., and Manouchehri Dana, F., 2007, Attenuation relationships for Iran: *Journal of Earthquake Engineering*, **11**(4), 469-492.
- Ghodrati Amiri, G., Khorasani, M., Mirza Hessabi, M., and Razavian Amrei, S. A., 2010, Ground motion prediction equations of spectral ordinates and Arias intensity for Iran: *Journal of Earthquake Engineering*, **14**, 1-29.
- GSI 1992a, Geological Quadrangle Map of Iran (Sabzevaran sheet), scale 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- GSI 1992b, Geological Quadrangle Map of Iran I40 (Rafsanjan sheet), scale 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- GSI 1996, Geological Quadrangle Map of Iran NH. 40.2 (Ravar sheet), (scale 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- GSI 1999, Geological map of Iran, Bahabad sheet-7253, scale 1: 100,000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale: *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, **84**(B5), 2348-2350.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R., and Wright, T., 2006, Seismotectonic, rupture process, and Berberian, M., and Yeats, R. S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau: *Journal of Structural Geology*, **23**(2-3), 563-584.
- Berberian, M., Asudeh, I., and Arshadi, S., 1979, Surface rupture and mechanism of the Bob-Tangol (southeastern Iran) earthquake of 19 December 1977: *Earth and Planetary Science Letters*, **42**(3), 456-462.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B. E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T. J., and Baker, C., 2001, The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk fault zone: *Geophysical Journal International*, **146**(2), 371-398.
- Boore, D. M., and Atkinson, G. M., 2008, Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s: *Earthquake Spectra*, **24**(1), 99-138.
- Campbell, K. W., and Bozorgnia, Y., 2008, NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s: *Earthquake Spectra*, **24**(1), 139-171.
- Chiou, B. S. J., and Youngs, R. R., 2008, An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra: *Earthquake Spectra*, **24**(1), 173-215.
- EZ-FRISK, 2011, User's Manual, version 7.6, Risk Engineering Inc., Boulder, Colorado.
- Farzampour, A. R., and Kamali-Asl, A., 2015, Seismic hazard assessment for two cities in Eastern Iran: *Earthquakes and Structures*, **8**(3), 681-697.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., and Rasheedi, A., 2011, The structure and late Quaternary slip rate of the Rafsanjan strike-slip fault, SE Iran: *Geosphere*, **7**(5), 1159-1174.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., and Rasheedi, A., 2014, Late Quaternary active faulting and landscape evolution in relation to the Gowk Fault in the South Golbaf Basin, S.E. Iran: *Geomorphology*, **204**, 334-343.

- Mirzaei, N., 1997, Seismic Zoning of Iran: Ph.D. dissertation in Geophysics, Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing, People's Republic of China, 134pp.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces: *Journal of Earthquake Prediction Research*, **7**, 465-495.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1999, Delineation of potential seismic sources for seismic zoning of Iran: *Journal of Seismology*, **3**(1), 17-30.
- Mousavi-Bafrouei, S. H., Mirzaei, N., and Shabani, E., 2014, A declustered earthquake catalog for the Iranian Plateau: *Annals of Geophysics*, **57**(6), S0653.
- Pace, B., Peruzza, L., Lavecchia, G., and Boncio, P., 2006, Layered seismogenic source model and probabilistic seismic-hazard analyses in central Italy: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(1), 107-132.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabani, E., Feghhi, K., and Soleymani, S., 2004, Accommodation of Arabia-Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: A transition between collision and subduction through a young deforming system: *Tectonics*, **23**, TC 4007.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabani, E., Soleymani, S., and Feghhi, K., 2005, Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran: *Geophysical Journal International*, **162**, 177-203.
- Reid, H. F., 1910, *The Mechanics of the Earthquake*, The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission **Vol. 2**, Carnegie Institution of Washington Publication 87, Washington, DC.
- Reiter, L., 1990, *Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights*, Columbia University Press, New York, 254 pp.
- Shabani, E., and Mirzaei, N., 2007, Probabilistic seismic hazard assesment of the Kermanshah-Sanandaj region of western Iran: *Earthquake Spectra*, **23**(1), 175-197.
- Shi, Z., and Zhang, T., 1996, Seismic intensity zoning map of China, In: *Achievements of earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake: Geophysical Journal International*, **166**(3), 1270-1292.
- Kagan, Y. Y., and Jackson, D. D., 1994, Long-term probabilistic forecasting of earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, **99**(B7), 13,685-613,700.
- Keller, E. A., and Pinter, N., 1996, *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Prentice Hall, New Jersey.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M., 2015, Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau: *Tectonics*, **34**(10), 2190-2220.
- Kijko, A., and Sellevoll, M. A., 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files .Part I. Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **79**(3), 645-654.
- Kijko, A., and Sellevoll, M. A., 1992, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files: part II. Incorporation of magnitude heterogeneity: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**(1), 120-134.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourlès, D., Talebian, M., Bateman, M. D., and Ghorashi, M., 2009, Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran: *Geophysical Journal International*, **179**(2), 700-710.
- Lee, C. F., Ye, H., and Zhou, Q., 1997, On the potential seismic hazard in Hong Kong: in *Episodes* **20** (2), 89-94.
- McGuire, R. K., 1995, Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**(5), 1275-1284.
- McGuire, R. K., 2004, *Seismic Hazard and Risk Analysis*, edited, p. 221, EERI Monograph MNO-10, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California.
- McGuire, R. K., 2008, Probabilistic seismic hazard analysis: Early history: *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, **37**(3), 329-338.

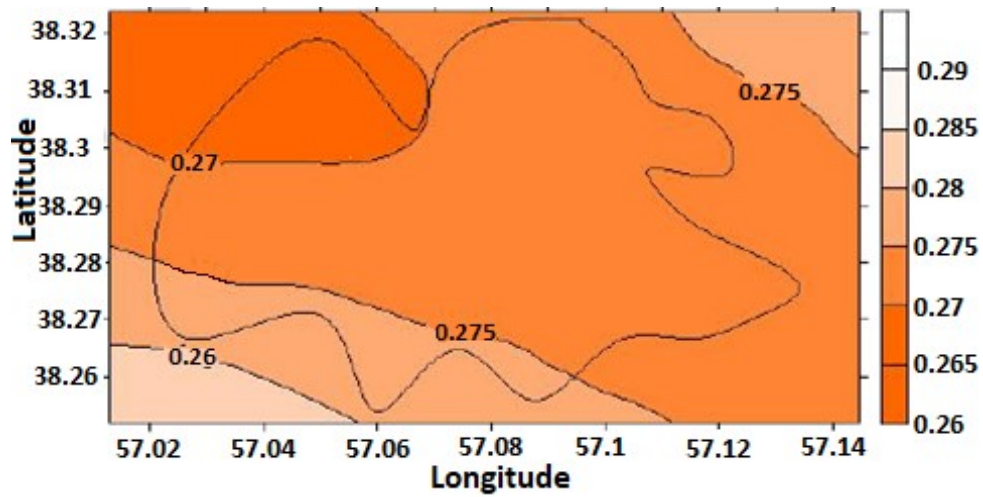
- Journal of Structural Geology, **24**(11), 1677-1698.
- Walker, R. T., and Jackson, J., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: Tectonics, **23**(5), TC5010 5011-5024.
- Walker, R. T., Talebian, M., Saiffori, S., Sloan, R. A., Rasheedi, A., MacBean, N., and Ghassemi, A., 2010, Active faulting, earthquakes, and restraining bend development near Kerman city in southeastern Iran: Journal of Structural Geology, **32**(8), 1046-1060.
- Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M., 2009, Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran: Geophysical Journal International, **177**(2), 783-805.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, **84**(4), 974-1002.
- WGCEP, 1995, Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024: Bulletin of the Seismological Society of America, **85**(2), 379-439.
- WGCEP, 1999, Earthquake probabilities in the San Francisco Bay Region: 2000-2030 - A summary of findings: U.S. Geological Survey Open-File Rpt. 99-517, 36p.
- WGCEP, 2003, Earthquake probabilities in the San Francisco Bay region: 2002-2031: U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 03-214.
- WGCEP, 2007, The uniform California earthquake rupture forecast, version 2 (UCERF2): USGS Open File Report, 1437.
- Yan, J., 1993, Principals and methods to determine spatial distribution function: Proceedings, PRC/USSR Workshop on Geodynamics and Seismic Risk Assessment, 159-167.
- Youngs, R. R., and Coppersmith, K. J., 1985, Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates: Bulletin of the Seismological Society of America, **75**(4), 939-964.
- Zafarani, H., and Soghrat, M., 2012, Simulation of ground motion in the Zagros region of Iran using the specific barrier model and the stochastic method: Bulletin of the Seismological Society of America, **102**(5), 2031-2045.
- seismic hazard prevention and reduction in China, Seismological Press, Beijing, PP. 143-164.
- Shi, Z., Yan, J., and Gao, M., 1992, Research on the principle and methodology of seismic zonation—Results of the trials in North China: Acta Seismologica Sinica, **5**(2), 305-314.
- Shoja-Taheri, J., Naserieh, S., and Hadi, G., 2010, A test of the applicability of NGA models to the strong ground-motion data in the Iranian plateau: Journal of Earthquake Engineering, **14**(2), 278-292.
- Storchak, D. A., Di Giacomo, D., Engdahl, E. R., Harris, J., Bondár, I., Lee, W. H. K., Bormann, P., and Villaseñor, A., 2015, The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009): Introduction: Physics of the Earth and Planetary Interiors, **239**(0), 48-63.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K., and Saiidi, A., 2006, The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault: Geophysical Journal International, **164**(1), 137-148.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: Geophysical Journal International, **157**(1), 381-398.
- Walker, F., and Allen, M. B., 2012, Offset rivers, drainage spacing and the record of strike-slip faulting: The Kuh Banan Fault, Iran: Tectonophysics, **530–531**(0), 251-263.
- Walker, R., Jackson, J., and Baker, C., 2003, Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences: Geophysical Journal International, **152**(3), 749-765.
- Walker, R. T., 2006, A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S.E. Iran: Journal of Structural Geology, **28**(4), 654-668.
- Walker, R. T., and Jackson, J., 2002, Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system:



attenuation relationships for Iran: Soil Dynamics and Earthquake Engineering, **28**, 550-576.

Zafarani, H., Mousavi, M., Noorzad, A. S., and Ansari, A., 2008, Calibration of the specific barrier model to Iranian plateau earthquakes and development of physically based

### پیوست



شکل پ-۱. نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در اطراف شهر کرمان برای ۱۰ درصد احتمال فزونی در ۵۰ سال، بر روی سنگ بستر (قدرتی امیری و همکاران، ۱۳۹۴).

## Investigation of the use of slip rate on time-independent seismic hazard macrozonation of Kerman region, west of Lut Block

Seyed Hadi Dehghan-Manshadi<sup>1</sup>, Noorbakhsh Mirzaei<sup>2\*</sup>, Morteza Eskandari-Ghadi<sup>3</sup>, and Elham Shabani<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup>Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, School of Civil Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>4</sup>Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 14 February 2016, Accepted: 09 January 2017)

### Summary

Presently, seismic hazard assessment (SHA) is highly conducive to seismic-resistant building designs and seismic regulations. Seismic hazard maps and other seismic hazard products such as spectral acceleration (SA) are prerequisites for the preparation of building codes and earthquake risk mitigation plans, which are used in making public decisions and policy. Therefore, it is indispensable to use the best available data and methods in SHA. In cases of incomplete historical records like Iran, and in intracontinental areas like Central-East Iran, where fracture boundaries interact slowly, large earthquakes may recur every 1000–5000 years or even with a longer period. In such areas, it is useful to employ geological inputs like slip rates. In the present paper, the slip rate of the faults is used for the first time, in both direct and indirect approaches in time-independent probabilistic seismic hazard assessment (PSHA), so as to evaluate spectral acceleration (SA). To this end, Kerman region (Southeastern Iran) is selected as an example, and Kerman and Ravar cities located between 54–59° N, and 28.5–34° E are considered as specific regions to show the effects of slip rate on the seismic hazard. With the purpose of using slip rates in PSHA, indirectly, we have defined a new factor denoted as the fifth factor ( $K_5$ ) to specify the effects of slip rates in calculating spatial distribution function (SDF). On the other hand, the mean annual occurrence rate of each source may be directly calculated based on the slip rate of the faults for a direct use of slip rates in PSHA. In the first time-consuming stage, the slip rates of the faults or fault segments and the seismological data are assembled using available resources and literature. Seismicity parameters in the targeted region are calculated using a unified, homogenized and complete catalog in the method proposed by Kijko and Sellevoll (1992), in which one can consider the magnitude uncertainty and completeness of data in calculations. Through the use of geological maps with scales of 1:100000 and 1:250000, and with the experience of previous studies, we have determined 26 potential seismic sources in the region. The comparison of the SDFs calculated based on four factors ( $K_1$ – $K_4$ ) and SDFs calculated based on slip rate factor (the fifth,  $K_5$ ) accompanied with the previous four factors indicates that the most differences occurred for sources No. 111 and 121 for the magnitude of  $7 < M_w \leq 7.5$ . On the other hand, the maximum total differences in all magnitude intervals occurred in sources No. 111, 249 and 248. The macrozonation time-independent PSHA maps of the region of interest for 10% probability of exceedance in 50 years (return period of 475 years) have been produced under three main states, which are State 1: without considering the effects of slip rate, State 2: with indirectly considering the effects of slip rate, and State 3: with directly considering the contribution of slip rate. After comparing States 2 and 3 with the State 1, the differences between 0–0.02g and 0–0.11g became clear. With directly considering the effects of slip rate in calculations, more than 98% of the interest region have differences less than 26%, and more than half of the interest region have differences less than 10% and the most difference between States 1 and 2 is approximately 10%. The numerical evaluation of spectral accelerations for 10% probability of exceedance in 50 years based on these three different states in Kerman results in the peak ground accelerations (PGA) of 0.25g, 0.25g and 0.23g, for the States 1, 2 and 3, respectively. In the same way, the values of PGA for Ravar have been determined as 0.29g, 0.27g and 0.24g for different three states. The maximum SA for these two cities have been achieved at 0.15 seconds, and its values are respectively 0.61g, 0.61g and 0.57g for States 1, 2 and 3 in Kerman and 0.71g, 0.68g and 0.60g in Ravar. As far as SA, no significant difference has been observed between States 1 and 2 (Kerman); a slight difference, on the other hand, has been observed between States 1 and 3. These differences are more prominent as far as Ravar region is concerned. Findings indicate that there exists a satisfactory proximity between the three states. Due to the lack of sufficient seismological data in most parts of Iran and considering the relative merits of the direct slip rate approach, we used this method as an exclusive alternative data from each source; where the results are acceptable and thus slip rate method is recommended for further research. In this study, all calculations have been carried out on bed rock.

**Keywords:** Kerman, spatial distribution function (SDF), time-independent seismic hazard assessment, slip rate, spectral acceleration (SA)

\*Corresponding author: