

آیا نزدیک‌ترین گسل خطرناک‌ترین گسل نیز هست؟

(مطالعه موردی: شهر ساوه)

حسین حاجی‌علی‌بیگی؛ دکترای تکتونیک، استادیار دانشکده علوم زمین، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

مهسا عبداللهی*؛ دانشجوی کارشناسی‌ارشد تکتونیک، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
سعید محمدصبوری؛ دانشجوی دکترای تکتونیک، گروه حوضه‌های رسوبی و نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۲/۰۷

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۰۱

چکیده

در این تحقیق برآورد خطر لرزه‌ای شهر ساوه به روش احتمالاتی انجام شد. محدوده شهر ساوه در زون ایران مرکزی واقع شده و فعالیت لرزه‌ای متوسط دارد. بر اساس مطالعات لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت انجام‌گرفته در این تحقیق، نزدیک‌ترین چشمه لرزه‌زا به این شهر گسل البرز است که از مرکز شهر ساوه عبور می‌کند و انتظار می‌رود بیشینه شتاب را برای این شهر ایجاد کند. اما پس از تحلیل‌های مربوط به جدایش خطر لرزه‌ای، مشخص شد که گسل ایندس، با فاصله‌های ۲۱ کیلومتر از شهر، ۴۵/۱۲ درصد خطر برای شهر ساوه را تحت کنترل خود دارد و در واقع زمین‌لرزه کنترل‌کننده در دوره بازگشت ۴۷۵ سال را به وجود آورده است.
کلیدواژه‌گان: جدایش خطر زمین‌لرزه، روش احتمالاتی، شهر ساوه، گسل ایندس، لرزه‌زمین‌ساخت.

مقدمه

تحلیل خطر لرزه‌ای تخصصی بین‌رشته‌ای است؛ بدین معنا که داده‌های حاصل از رشته‌های علوم زمین و به طور کلی نقشه‌برداری و مهندسی بر آن تأثیر می‌گذارد، ضمن اینکه با گذشت زمان در هر یک از رشته‌های یادشده نوآوری‌ها و یافته‌های جدید روش‌های مختلف تحلیل خطر را تحت تأثیر قرار داده و به‌روز کرده است. از طرفی با پیشرفت بشر در زمینه‌های فنی و مصالح ساختمان و با افزایش جمعیت احداث سازه‌های مهم و بلند نسبت به گذشته بسیار بیشتر شده و این مهم می‌طلبد که قبل از احداث سازه، که ممکن است از لحاظ بودجه مورد نیاز و کارکرد و آثار محیطی در صورت نقص یا توقف عملکرد خسارت‌های قابل توجهی بر جای گذارد، تحلیل خطر برای سازه انجام گیرد و طراحی واقع‌بینانه‌تر و تا حدودی منطبق بر واقعیت باشد. در این میان، یافتن گسل مسبب زمین‌لرزه اصلی برای یک پهنه شهری موضوعی است که تا امروز کمتر بدان توجه شده است. سعی بر آن است تا ضمن یک بررسی اجمالی جدایش خطر لرزه‌ای^۱ مطالعه شود. مبنای علمی مخاطرات زمین‌لرزه به صورت یکپارچه را ابتدا کرنل (۱۹۶۸) معرفی کرد. سپس بور و همکارانش

(۲۰۰۸) و گرین و هال (۱۹۹۴) آن را توسعه دادند. پس از آن، مطالعات متعددی در خصوص لرزه‌خیزی و زمین‌ساخت در کشور ایران به انجام رسید که از آن جمله به مطالعات حائری‌فرد و همکارانش (۲۰۱۸)، جراحی و همکارانش (۲۰۱۵)، و جراحی (۲۰۱۶ و ۲۰۱۷a و ۲۰۱۷b) می‌توان اشاره کرد. مطالعات اخیر که در خصوص زمین‌ساخت کشور به صورت عمومی انجام شده (نظری و همکاران ۲۰۱۳؛ حسامی و همکاران ۲۰۰۳) تا حد زیادی به شناخت گسل‌های فعال و لرزه‌خیزی آن‌ها کمک کرده است. مطالعات جامع بربریان (۲۰۱۴)، گاردینی (۱۹۹۹)، گاردینی و همکارانش (۱۹۹۹)، و گولن و همکارانش (۲۰۱۱) نیز به شناخت هر چه بهتر لرزه‌خیزی ایران زمین منتج شده است.

روش تحقیق

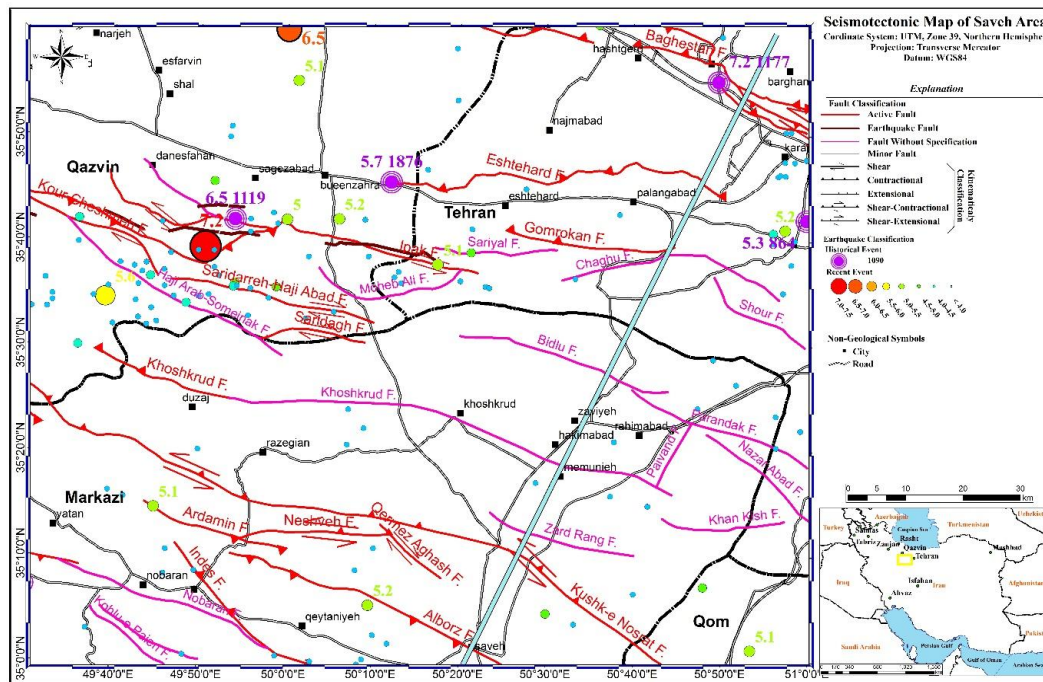
به صورت عمومی مطالعه تحلیل خطر زمین‌لرزه شامل مراحل مختلفی است که در این بخش بدان پرداخته می‌شود. دو بخش اساسی در این زمینه اهمیت بیشتری دارد؛ یکی شناخت زمین‌ساخت منطقه است که خود شامل شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا و آگاهی از مشخصه‌های اصلی آن‌هاست و این مشخصه‌ها می‌تواند مشتمل بر طول، امتداد، شیب، جهت شیب، توان لرزه‌خیزی، ارتباط با گسل‌های فعال، برش رسوبات کواترنری، و ... باشد و دیگری شناخت لرزه‌خیزی منطقه، بدان معنا که ضمن شناسایی زمین‌لرزه‌های ماقبل تاریخ (بهره‌گیری از داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی)، تاریخی، و دستگامی به بررسی و تحلیل وضعیت لرزه‌خیزی منطقه پرداخته شود. این بررسی‌ها اطلاعاتی ارزشمند نظیر میزان لرزه‌خیزی (کیکو ۲۰۱۰؛ کیکو و گراهام ۱۹۹۸؛ کیکو و سلول ۱۹۹۲)، ضرایب گوتنبرگ - ریشتر (گوتنبرگ و ریشتر ۱۹۵۶)، عمق لایه لرزه‌زا، و الگوی لرزه‌خیزی را در اختیار قرار می‌دهند. در نهایت، ترکیب داده‌های حاصل از این دو بخش در قالب یک مدل جامع، تحت عنوان مدل لرزه‌زمین‌ساختی، درمی‌آید که می‌توان آن را به منزله داده ورودی به نرم‌افزارهای تحلیل خطر زمین‌لرزه سپرد. در این مطالعه از نرم‌افزار پیشرفته EZ-Frisk جهت تحلیل بهره گرفته شد. از آنجا که در این دست مطالعات به کارگیری حداقل یک رابطه کاهندگی^۱ مناسب الزامی است، با مطالعه و بررسی روابط کاهندگی مختلف موجود (دوگلاس ۲۰۱۱) و با توجه به ویژگی‌ها و شرایط زمین‌شناسی و زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی این پهنه از ایران زمین (شجاع طاهری و همکاران ۲۰۱۰)، در نهایت، از چهار رابطه نسل جدید (NGA^۲) (آبراهامسون و سیلوا ۲۰۰۸؛ چیو و یانگز ۲۰۰۸؛ کمپیل و بزرگ‌نیا ۲۰۰۸؛ ایدریس ۲۰۰۸) برای محاسبه پارامترهای شتاب زمین‌لرزه در تحلیل خطر این منطقه با در نظر گرفتن وزن مساوی برای هر رابطه استفاده شد. روش انتخابی جهت تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی این مطالعه روش احتمالاتی تحلیل خطر^۳ (PSHA) بود. در روش تحلیل خطر احتمالاتی از چشمه‌های لرزه‌زا و اندازه‌گیری ضرایب لرزه‌خیزی هر چشمه استفاده می‌کنیم. در این روش، با در نظر گرفتن روابط کاهندگی مناسب، دوره بازگشت و شتاب جنبش نیرومند زمین^۴ محاسبه می‌شود.

1. Attenuation Relationship
2. NGA: New Generation Attenuation
3. Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA)
4. Pick Ground Acceleration (PGA)

تحلیل‌ها

تحلیل خطر زمین‌لرزه

گستره مطالعاتی در ایران مرکزی جای دارد (علوی ۱۹۹۶؛ بربریان و کینگ ۱۹۸۱). این گستره بخشی از زیرپهنه آتشفشانی ارومیه- دختر است. کهن‌ترین سنگ‌های این منطقه وابسته به ائوسن میانی است. ولی در غرب، در محدوده نوبر، از سنگ‌های دگرگونه‌شده، تریاس بالایی- ژوراسیک رخ نموده که گمان می‌رود تحت تأثیر جنبش‌های زمین‌ساختی اواخر ژوراسیک دچار دگرشکلی و دگرگونی شده باشد (بربریان ۱۹۷۶؛ بربریان ۲۰۱۴). ویژگی‌های چینه‌شناختی این گستره همانند ایران مرکزی است اما شباهت‌هایی نیز با جنوب البرز و پهنه ارومیه- دختر در آن دیده می‌شود. گسلش فعال کواترنری در این پهنه سبب رویداد زمین‌لرزه‌های متعدد شده است (شکل ۱) (معین‌فر و همکاران ۱۹۹۴). گسل‌های مهم این گستره عبارت‌اند از البرز، کوشک نصرت، ایندس، قم- زفره، و ایپک. از این میان گسل ایپک، به طول ۱۰۰ کیلومتر، راستای خم‌دار شرقی- غربی، فعال‌ترین عنصر لرزه‌زمین‌ساختی در این گستره به شمار می‌رود. این گسل مسبب رویداد مهیب ۱۹۶۲ بوئین‌زهر با بزرگای ۷/۲ است (بربریان ۱۹۷۶). زمین‌لرزه سال ۱۱۷۷، با بزرگای ۷/۲، در شرق گستره مورد مطالعه، بزرگ‌ترین رویداد تاریخی در نظر گرفته شد (آمبرسیز و ملویل ۱۹۸۲). زمین‌لرزه سال ۱۱۱۹ میلادی با بزرگای ۶/۵ نیز دومین زمین‌لرزه بزرگ این پهنه از ایران است (آمبرسیز و جکسون ۱۹۹۸). رویداد زمین‌لرزه ۱۹۶۲ با بزرگای ۷/۲ بزرگ‌ترین رویداد دستگاهی این منطقه در ارتباط با فعالیت گسل ایپک است. زمین‌لرزه ۲۰۱۷ ملارد با بزرگای ۵/۲ دومین زمین‌لرزه دستگاهی مهم این منطقه است. گسل البرز، به فاصله ۲ کیلومتر، نزدیک‌ترین عنصر لرزه‌زمین‌ساختی به شهر ساوه است. این گسل نهشته‌های الیگومیوسن را از سوی جنوب‌شرق روی نهشته‌های کواترنری رانده است. همچنین می‌توان جنبش گسل را در نهشته‌های کواترنری به صورت افزایش خطی مشاهده کرد. این گسل یال شمالی تاقدیس البرز را در شمال قم بریده است و به نظر می‌رسد ادامه شمال‌غربی آن تا ناحیه ساوه کشیده شده باشد. آنجا گسل ساوه نامیده می‌شود. به نظر می‌رسد زمین‌لرزه‌های ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ با بزرگای سطحی ۵/۸ و ۱ مارس ۱۹۸۸ با بزرگای حجمی ۴/۵ در ناحیه قم به سبب جنبش گسل‌های جنبای البرز، سرم، ایندس، قم، و بیدهند روی داده باشد. ضمن آنکه زمین‌لرزه ۱۸ جولای ۲۰۰۷ کهک با بزرگای گشتاوری ۵/۵ نیز که در جنوب قم روی داد ظاهراً به سبب جنبش گسل‌های یادشده بوده است (بربریان ۲۰۱۴). گسل البرز در واقع بخش جنوب‌شرقی گسل آوج در شمال‌شرق قم است. با توجه به الگوی توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان ژرفای 8 ± 2 کیلومتر را لایه لرزه‌زا در نظر گرفت (مگی و همکاران ۲۰۰۰). سازوکار چیره زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه از نوع فشاری و در برخی موارد همراه مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد است و روی گسل‌هایی از نوع رانده یا مورب‌لغز معکوس به موازات روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق روی می‌دهند (حسامی و همکاران ۲۰۰۳).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی همراه گسل‌های گسترده مورد مطالعه. گسل‌ها بر اساس درجه فعالیت به سه رده گسل زمین لرزه‌ای، گسل فعال، و گسل با فعالیت نامشخص (غیرفعال) تقسیم شده‌اند. رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی نیز بر اساس سایز و رنگ تفکیک شده‌اند.

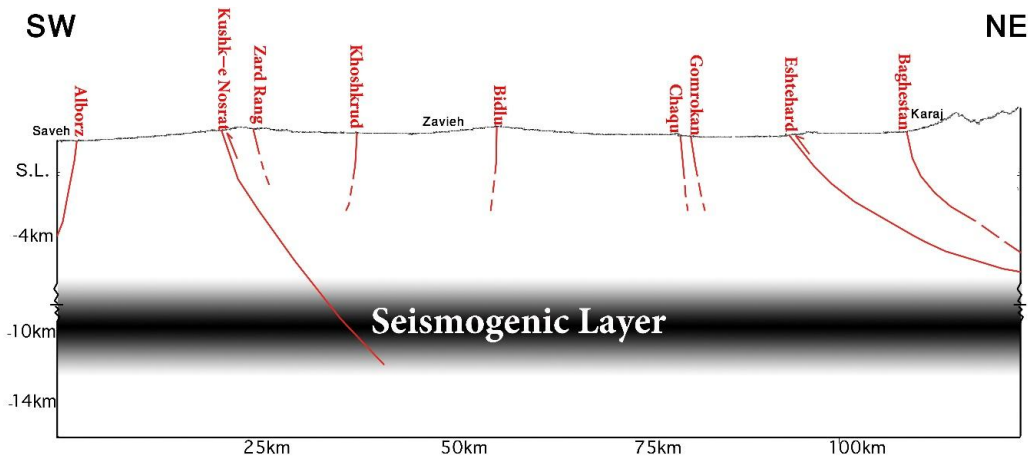
در ادامه، در جدول ۱، نتایج محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمین لرزه به دو روش کیکو- سلول و گوتنبرگ - ریشتر ارائه می‌شود. همچنین در جدول ۲ فهرستی از گسل‌های منطقه مطالعاتی همراه پارامترهای لرزه‌ای آن‌ها می‌آید. به منظور نمایش موقعیت گسل‌های گسترده مورد مطالعه در عمق، نیم‌رخ لرزه‌زمین‌ساختی با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی و عمود بر عناصر ساختاری اصلی منطقه ترسیم شده است (شکل ۲). گسل‌هایی که با خطچین نشان داده شده‌اند فاقد شواهد فعالیت‌اند و در رده گسل‌های غیرفعال قرار می‌گیرند.

جدول ۱. خلاصه‌ای از نتایج آماری دوره بازگشت بزرگای زمین لرزه به دو روش کیکو و گوتنبرگ- ریشتر. با توجه به اینکه در روش کیکو از زمین لرزه‌های تاریخی نیز استفاده می‌شود، نتایج یادشده به ماهیت لرزه‌خیزی منطقه نزدیک‌تر است.

Kijko Method		Gutenberg-Richter Method	
Return Period	Magnitude	Return Period	Magnitude
100	5.8	100	6.2
475	6.7	475	6.8
957	6.9	957	7.2
2475	7.1	2475	7.6

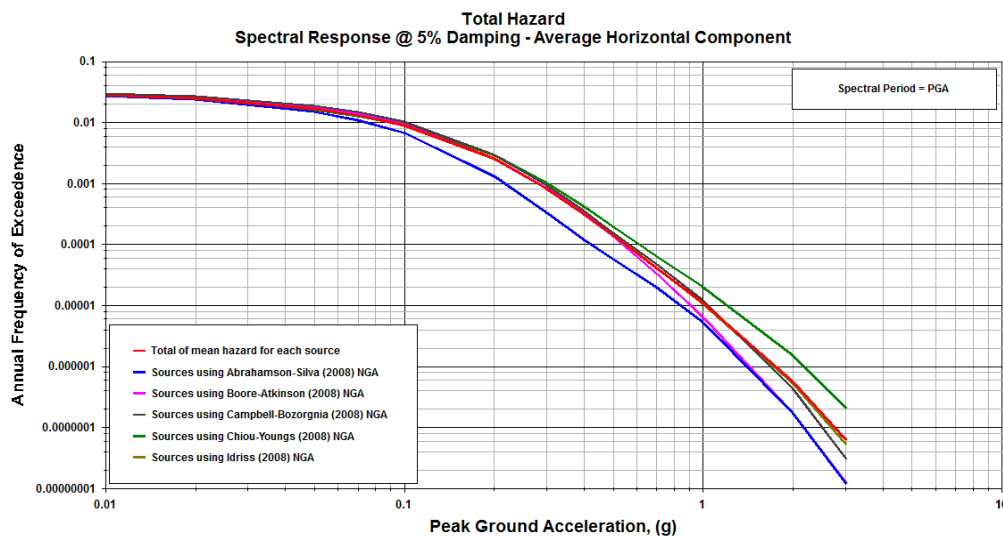
جدول ۲. پارامترهای لرزه‌ای گسل‌های گسترده مورد بررسی شامل طول و بیشینه بزرگا

No.	Fault	Length (km)	Magnitude (Mw)
1	Ipak	100	7.2
2	Eshtehard	63	6.5
3	Gomrokan	30	6.0
4	Khoshkrud	25	5.8
5	Neshveh	20	5.7
6	Indes	100	6.8
7	Kushk-e Nosrat	220	7.2
8	Alborz	45	6.2
9	Baghestan	33	6.0
10	Kur Cheshme	33	6.0



شکل ۲. مقطع لرزه‌زمین‌ساختی ناحیه مورد مطالعه که عمود بر روند عناصر ساختاری اصلی ترسیم شده است. موقعیت این نیم‌رخ در شکل ۱ با خط آبی کمرنگ نمایش داده شده است. عمق لایه لرزه‌زا در این منطقه بین ۸ تا ۱۲ کیلومتر تخمین زده شده است.

نظر به الگوی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه و همچنین پراکندگی نسبی زمین‌لرزه‌ها در اطراف گسل‌های اصلی، پیشنهاد می‌شود اکثر چشمه‌های زمین‌لرزه‌ای به صورت خطی^۱ مدل شوند. با توجه به توضیحاتی که در بخش روش مطالعه آمد، نمودار PSHA برای شهر ساوه بر اساس شکل ۳ به دست آمده است. بر این اساس میزان شتاب 0.22gal برای شهر ساوه در دوره بازگشت ۴۷۵ سال بدیهی به نظر می‌رسد. اعداد مذکور مبنای محاسبات بخش بعد هستند.



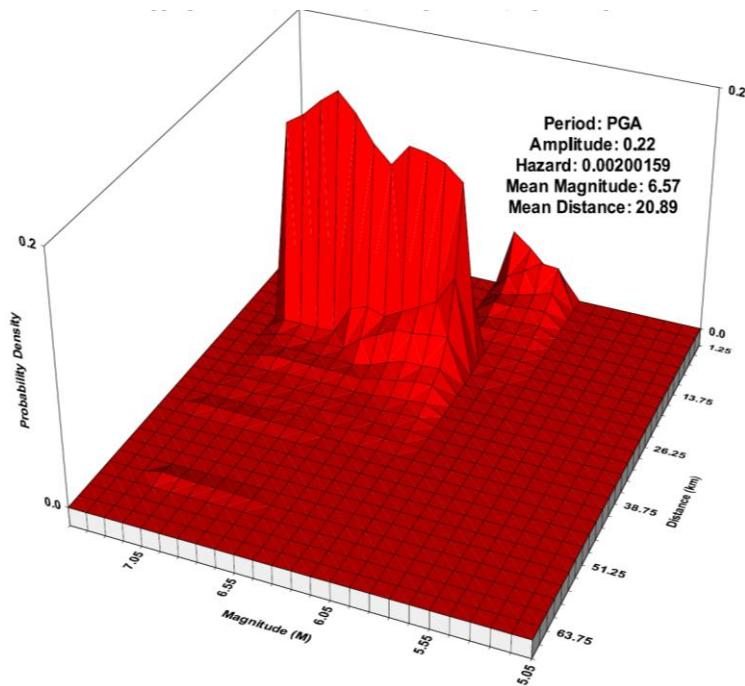
شکل ۳. نمودار شتاب زمین لرزه بر اساس احتمال فزونی رخداد در سال

جدایش خطر زمین لرزه^۱

در دهه اخیر، در کنار تحلیل خطر زلزله، تفکیک خطر لرزه‌ای نیز مطرح شده که نقطه مقابل روش قدیمی تعیینی است. از این روش برای برآورد زمین لرزه کنترل کننده در فواصل مختلف و در نهایت شتاب حاصله استفاده می‌شود. فرایند تعیین مشارکت نسبی در خطر لرزه‌ای، بر حسب بزرگا و فاصله، تفکیک خطر لرزه‌ای نامیده می‌شود که در آن میزان مشارکت چشمه‌های لرزه‌ای (برای فواصل مختلف و بزرگی‌های مختلف) در شتاب حاصله ارائه می‌شود تا مشخص شود کدام چشمه لرزه‌ای بیشترین تأثیر را در لرزه‌خیزی منطقه مورد نظر دارد (گودا و هانگ و ۲۰۰۸؛ جراحی و همکاران ۲۰۱۵؛ جراحی ۲۰۱۶). در این روش، خطر لرزه‌ای با یک یا چند زلزله غالب با بزرگای M در فاصله R ارائه می‌شود و پارامترهای زلزله برای اهداف مهندسی با استفاده از این جفت‌های M و R انتخاب می‌شوند. معمولاً نمودارهای تفکیک خطر لرزه‌ای به صورت ستون‌های عمودی هستند که ارتفاع آن‌ها با مشارکت هر چشمه در خطر لرزه‌ای و محورهای افقی فاصله و بزرگی زلزله متناسب‌اند. به بیان دیگر، برخلاف روش تحلیل خطر، که احتمالات مختلف با یک‌دیگر جمع می‌شوند، در تفکیک خطر لرزه‌ای این احتمالات بر احتمال مجموع تقسیم می‌شوند تا مشارکت نسبی هر یک از چشمه‌ها در خطر لرزه‌ای به دست آید (جراحی ۲۰۱۶). مشارکت‌های نسبی چشمه‌ها اغلب بر حسب یک محدوده مشخص بزرگا و فاصله ظاهر می‌شوند. فرایند تفکیک کردن مشارکت‌های لرزه‌ای در آرایه‌ای از محدوده‌های بزرگا و فاصله بسته‌بندی^۲ نامیده می‌شود (هارمسن ۲۰۰۱؛ هارمسن و همکاران ۱۹۹۹). بزرگای کنترل کننده^۳ نقطه میانی یک بازه از بزرگای زمین لرزه‌هایی است که احتمالاً کنترل کننده طراحی است. روش مورد استفاده برای گستره مورد مطالعه روش اصلاح شده جدید هارمسن (۲۰۰۱) و هارمسن و فرانکل (۲۰۰۱) و هارمسن و همکارانش (۱۹۹۹) و مطالعات جراحی و همکارانش (۲۰۱۵ و ۲۰۱۶ و 2017b) است.

1. Earthquake Hazard Deaggregation
2. Binning
3. Controlling Earthquake

شکل ۴ نشان می‌دهد که محتمل‌ترین بزرگای در دوره بازگشت ۴۷۵ سال برابر ۶/۵ و در فاصله حدوداً ۲۱ کیلومتر است. در جدول ۳ نتایج تحلیل‌های جدایش خطر زمین‌لرزه به تفکیک فاصله، بزرگای و میزان سهم مشارکت هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا در تولید خطر در شهر ساوه ارائه می‌شود. نتایج حاصل به روشنی نشان می‌دهد با وجود اینکه گسل البرز تقریباً از میانه شهر ساوه عبور می‌کند، عامل اصلی زمین‌لرزه در این شهر نیست و فقط ۸/۵ درصد از کل خطر را ایجاد می‌کند. در عوض، گسل‌های کوشک نصرت و ایندس، به ترتیب با فاصله‌های ۱۸ و ۲۱ کیلومتر از شهر ساوه، به ترتیب ۴۵/۹۰ و ۴۵/۱۲ درصد از خطر را برای شهر ساوه به وجود می‌آورند. حدود ۲ درصد باقی‌مانده خطر سهم سایر گسل‌هاست.



شکل ۴. جدایش خطر زمین‌لرزه بر اساس بزرگای- فاصله برای گستره شهر ساوه

جدول ۳. نتایج حاصل از جدایش خطر زمین‌لرزه بر مبنای سهم مشارکت هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا

Seismic Source	Magnitude		Distance		Epsilon		Contribution (%)
	Mode	Mean	Mode	Mean	Mode	Mean	
Alborz	5.85	6.00	1.25	6.90	-1.30	-0.63	8.50
Kushk-e-Nosrat	6.15	6.64	18.75	21.95	0.50	0.72	45.09
Indes	6.25	6.61	21.25	22.51	0.70	0.81	45.12
Qom-Zafareh	7.25	6.97	43.75	51.87	1.70	1.88	0.56
Ipak	7.15	6.79	58.75	62.79	2.30	2.33	0.72

نتیجه

محدوده شهر ساوه در زون ایران مرکزی واقع شده و فعالیت لرزه‌ای متوسط در آن وجود دارد. با توجه به الگوی توزیع

عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان ژرفای ۸ ± ۲ کیلومتر را لایه لرزه‌زا در نظر گرفت. سازوکار چیره زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه از نوع فشاری و در برخی موارد همراه مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد است و روی گسل‌هایی (از نوع رانده یا مورب‌لغز معکوس) به موازات روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق روی می‌دهد. به کمک روش PSHA مقادیر PGA برای شهر ساوه برابر 0.22gal و در دوره بازگشت ۴۷۵ سال حاصل شده است. ابتدا تصور می‌شد شتاب مذکور نتیجه فعالیت گسل البرز باشد که تقریباً از میانه شهر ساوه عبور می‌کند. از همین رو محاسبات جدایش خطر برای تعیین صحت این موضوع صورت پذیرفت. اما مشخص شد گسل البرز عامل اصلی زمین‌لرزه برای این شهر نیست و گسل‌های کوشک نصرت و ایندس به ترتیب با فاصله‌های ۱۸ و ۲۱ کیلومتر از شهر به ترتیب ۴۵/۰۹ و ۴۵/۱۲ درصد از خطر را برای شهر ساوه به وجود می‌آورند. در نهایت می‌توان گفت گسل مسیب در رویدادی با دوره بازگشت ۴۷۵ سال می‌تواند گسل ایندس باشد و در واقع زمین‌لرزه کنترل‌کننده در این دوره بازگشت را به وجود آورده است.

منابع

- Abrahamson, N. A. & Silva, W. J. (2008). Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations, *Earthq. Spectra*, No. 24, pp. 67-97.
- Alavi, M. (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountains system in northern Iran, *Journal of Geodynamics*, No. 11, pp. 1-33.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P. (1982). *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, Cambridge, p. 219.
- Ambraseys, N. N. & Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the eastern Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, No. 133, pp. 390-406.
- Berberian, M. (1976). An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismotectonic review of the country. In: *Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II)*, Geological Survey of Iran, No. 39, pp. 7-142.
- Berberian, M. (2014). *Earthquake and Cosiesmic Surface Faulting On the Iranian Plateau, A Historical, Social, and Physical Approach* (Elsevier).
- Berberian, M. & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *J. Earth Sci*, No.18, pp. 1764-66.
- Boore, D. M. & Atkinson, G. M. (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal 99 component of PGA, PGV, and 5 %-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s, *Earthq. Spectra*, No. 24, pp. 99-138.
- Campbell, K. W. & Bozorgnia, Y. (2008). NGA ground motion model for the geometric mean horizontal 139 component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s, *Earthquake Spectra*, No. 24, pp. 139-72.
- Chiou, B. & Youngs, R. R. (2008). An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra, *Earthquake Spectra*, No. 24, pp. 173-216.
- Cornell, A. (1968). *Engineering Seismic Risk Analysis*, BSSA, No. 58, pp. 1583-606.
- Douglas, J. (2011). *Ground-motion prediction equations 1964-2010* Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), In. PEER.
- Giardini, D. (1999). The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) - 1992/1999, *Annali de Geofisica*, No 42, pp. 957-74.
- Giardini, D., Grünthal, G., Shedlock, K. M., & Zhang, P. Z. (1999). The GSHAP Global Seismic Hazard Map, *Annal. Geofis.*, No. 42, pp. 1225-30.

- Goda, K. & Hong, HP. (2008). Scenario earthquakes for spatially distributed structures, In 14th World Conference on Earthquake Engineering.
- Green, A. R. & Hall, J. W. (1994). An Over View of Selected Siesmic Hazard Analysis Methodologies, In Civil Engineering Studies, p. 104.
- Gulen, L., Schweig, E., Williams, R., & Goda, K. (2011). Active fault database for the Middle East region; Earthquake Model of the Middle East EMME Project, p. 82.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F. (1956). Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bull. Seism. Soc. Am., No. 46, pp. 105-45.
- Haerifard, S., Jarahi, H., Pourkermani, M., & Almasian, M. (2018). Seismic Hazard Assessment at Esfaraen–Bojnurd Railway, North–East of Iran, Geotectonics, No. 52, pp. 151-56.
- Harmsen, S. (2001). Mean and Modal ϵ in the Deaggregation of Probabilistic Ground Motion, B. Seismol. Soc. Am., No. 91, pp. 1537–52.
- Harmsen, S. & Frankel, A. (2001). Geographic deaggregation of seismic hazard in the United States, B. Seismol. Soc. Am., No. 91, pp. 13–26.
- Harmsen, S., Perkins, D., & Frankel, A. (1999). Deaggregation of probabilistic ground motions in the central and eastern United States, B. Seismol. Soc. Am., No. 89, pp. 1–13.
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). Active fault maps of Iran, In. IIEES: Department of Seismotectonic, Seismology Research Center.
- Idriss, I. M. (2008). An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes', Earthquake Spectra, No. 24, pp. 217–42.
- Jarahi, H. (2016). Ground-motion scenarios consistent with Probabilistic Seismic Hazard Deaggregation for Karaj city (Iran), American Journal of Engineering and Applied Sciences, No. 9, pp. 520-29.
- Jarahi, H. (2017a). Delineate Location of the Last Earthquake Case Study NW of Iran, American Journal of Geosciences, 17: p. 6.
- Jarahi, H. (2017b). PSHA Study Using EZ-Frisk Software Case Study Baychebaq Dam site, Current Research in Geoscience.
- Jarahi, H., Madadi, M. R., Nadalian, M., & Bandar, F. (2015). "Seismic Hazard Zonation in Terms of Spectral Acceleration at Tehran Region Base on Activity and Slip Rates." In 2st National Congress on Construction Engineering and Projects Assessment., Semnan-Iran.
- Kijko, A. (2010). Seismic Hazard Assessment for selected Area, In Hazard Area Documentation MATLAB. doc 13.
- Kijko, A. & Graham, G. (1998). Parametric-Historic 'Procedure for Probability' Seismic Hazard Analysis. Assessment of Maximum Regional Magnitude m_{max} , Pure. App. Geophys, No. 152, pp. 413-42.
- Kijko, A. & Sellevoll, M. A. (1992). Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity, Bulletin of the Siesmological Society of America, No. 82, pp. 120-34.
- Maggi, A., Jackson, J. A., McKenzie, D., & Priestley, K. C. (2000). Earthquake focal depths effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere, Geology, No. 28, pp. 495-98.
- Moinfar, A., Mahdavian, A., & Maleki, A. (1994). A collection of basic information on Iran earthquakes.
- Nazari, H., Talebian, M., Ghorashi, M., & Fathian, M. A. (2013). Seismotectonic Map of NW Iran, In. Iran: GSI.
- Shoja–Taheri, J., Nnaserieh, S., & 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, No. 14, pp. 278–92.