

محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی برای منطقه البرز مرکزی

علی بیت‌اللهی، استادیار، عضو هیأت علمی مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن، تهران
پانته آ معتمد، مربی، مدرس دانشگاه آزاد اسلامی واحد رودهن، رودهن

چکیده

گستره، گردآوری داده‌های پایه از زمین‌لرزه‌هایی می‌باشد که پیش از این در گستره مورد نظر روی داده است. تهیه کاتالوگ یکنواخت زمین‌لرزه، به منظور فراهم نمودن شرایط همگن و یکنواخت داده‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. شناخت قوانین حاکم بر رخداد زمین‌لرزه‌ها بدون داشتن داده‌ای مناسب عملاً امکان‌پذیر نیست. با این حال به دلایل مختلف اطلاعات در بازه‌های زمانی خاصی به شدت ناقص هستند. با یک نگاه کلی، داده‌های زمین‌لرزه‌ای، به سه دوره: قبل از شروع قرن ۲۰ (زمین‌لرزه‌های تاریخی) که دارای دقت پایینی هستند، دوره بین سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ میلادی و دوره ۱۹۶۳ تا حال حاضر قابل تفکیک می‌باشند. در مورد زمین‌لرزه‌های محدوده مورد مطالعه، دوره شروع فعالیت شبکه‌های لرزه‌نگاری استانی (سال ۱۹۹۶ به بعد) نیز مورد توجه قرار گرفته است.

پس از گردآوری کاتالوگ‌ها داده‌های لرزه‌ای باید مورد پالایش قرار گیرند، لذا به منظور حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها از پنجره زمانی- مکانی استفاده می‌شود. سپس بر اساس روابط تجمعی زلزله [۱] پارامترهای a -value، b -value و M_c محاسبه می‌گردد. همچنین با روش انتخاب چند ضلعی می‌توان نقشه پهنه‌بندی a -value و b -value را رسم نمود. مقدار M_{max} را می‌توان بر اساس داده‌های تاریخی و دستگامی و رابطه‌هایی که توسط ولز و کوپر اسمیت [۲] ارائه شده، به دست آورد. نرخ فعالیت لرزه‌ای نیز با میانگین‌گیری داده‌ها در بازه زمانی کاتالوگ برای مقادیر مختلف بزرگای حداقل (λ_{min}) به دست می‌آید.

جانمایی و تمرکز خردلرزه‌ها در البرز مرکزی بیانگر تجمع تنش و آزاد شدن انرژی و به طور کلی مبین فعال بودن منطقه از دیدگاه تکتونیک است که مستلزم بررسی‌های بیشتر می‌باشد. به منظور مطالعه لرزه‌خیزی منطقه البرز مرکزی مساحتی در حدود ۱۸ هزار و ۹۰۹ کیلومتر مربع واقع در $52^\circ 34'$ تا $36^\circ 20'$ عرض شمالی و $50^\circ 15'$ تا $53^\circ 8'$ طول شرقی مورد توجه قرار گرفت. در پژوهش حاضر از دیدگاه بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی، جمع‌آوری و پالایش داده‌ها به منظور محاسبات آماری برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی a -value، b -value، λ_{min} ، کمترین بزرگی M_c ، بزرگترین بزرگی M_{max} و بر اساس آنها، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های منطقه صورت پذیرفته است. مقادیر به دست آمده برای ضرایب لرزه-خیزی a و b در نمودار بزرگی- فراوانی مدل گوتنبرگ- ریشتر، بیانگر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه می‌باشد؛ به گونه‌ای که بالا بودن مقدار a -value در طول حدود 51 درجه بیانگر توان بالای لرزه‌خیزی در این محدوده است. همچنین بیشترین مقدار b -value در همین طول 51 درجه مشاهده می‌شود، ولی کاهش آن به سمت شرق منطقه حاکی از پتانسیل بالای منطقه برای وقوع زلزله‌های با بزرگای بیشتر است. از آنجا که پارامترهای لرزه‌خیزی بیانگر وضعیت لرزه‌خیزی منطقه و میزان فعالیت گسل‌های منطقه می‌باشد، محاسبه پارامترهای فوق آشکار می‌نماید نواحی مهم از لحاظ فعالیت لرزه‌خیزی چه مناطقی هستند.

کلیدواژه‌ها: پارامترهای لرزه‌خیزی، دوره بازگشت، البرز مرکزی، آهنگ رخداد، بیشینه بزرگا

۱- مقدمه

گام نخستین در بررسی ویژگی‌های لرزه‌خیزی یک

۲- داده‌های لرزه‌ای

مجموعه رویدادهای ثبت شده از شبکه‌های جهانی نظیر

$$M_S = -0.67 + 2.87 \log(r_p) \quad [1] \quad (1)$$

$$M_S = -0.74 + 1.98 \log(r_p) + 0.28(I_0) \quad [8] \quad (2)$$

که در آنها، r_p شعاع احساس بر حسب کیلومتر و I_0 شدت رومرکزی است. در اینجا برای بهترین برآورد، خطای $0/4$ واحد بزرگی لحاظ شده است و برای هر درجه دقت پایینتر $0/1$ واحد بزرگی خطای بیشتر از حالت قبل بر حسب میزان اطلاعات و نوع بینش در خصوص آماده‌سازی کاتالوگ، به بزرگی افزوده شده است، به گونه‌ای که برای برآوردهای ضعیف، خطای $0/8$ واحد بزرگی لحاظ شده است.

۴- توزیع زمین‌لرزه‌های دستگاهی

بر اساس آمار به دست آمده از نگاشت زمین‌لرزه‌های ایران توسط ایستگاههای جهانی، نزدیک به ۷۵ درصد از زلزله‌های ثبت شده در گستره البرز بزرگی کوچکتر از ۵ دارند [۱۳]. در بخش البرز غربی زمین‌لرزه‌ها به طور پراکنده دیده می‌شوند. در بخش شرقی البرز، در نزدیکی گسلهای خوش بیلاق و بخش شرقی گسل خزر نسبت به سایر قسمتها تراکم زیادتری از مراکز زمین‌لرزه مشاهده می‌شود. در قسمت شمال شرقی البرز تراکم مراکز زمین‌لرزه قابل ملاحظه است، ولی نکته قابل توجه پراکندگی و رخداد بسیار اندک زمین‌لرزه در بخش وسیعی از البرز شرقی است. هر چند در این قسمت یک زمین‌لرزه بزرگ با بزرگی $M_S = 6/5$ (زمین‌لرزه ترود در تاریخ ۱۲ فوریه سال ۱۹۵۳ میلادی) در نزدیکی گسل ترود دیده می‌شود، ولی با توجه به وسعت این منطقه و گسلهای موجود فعالیت لرزه‌ای کمتر از حد تصور است. گسلهای مهم منطقه و رومرکز زلزله‌های دستگاهی و تاریخی در شکل (۱) نشان داده شده است.

۵- پالایش داده‌های لرزه‌ای

در اینجا پس از یکدست نمودن بزرگای زمین‌لرزه‌ها (تبدیل به M_W) و با استفاده از الگوریتم [۱۴] عملیات پالایش داده‌های لرزه‌ای صورت گرفت.

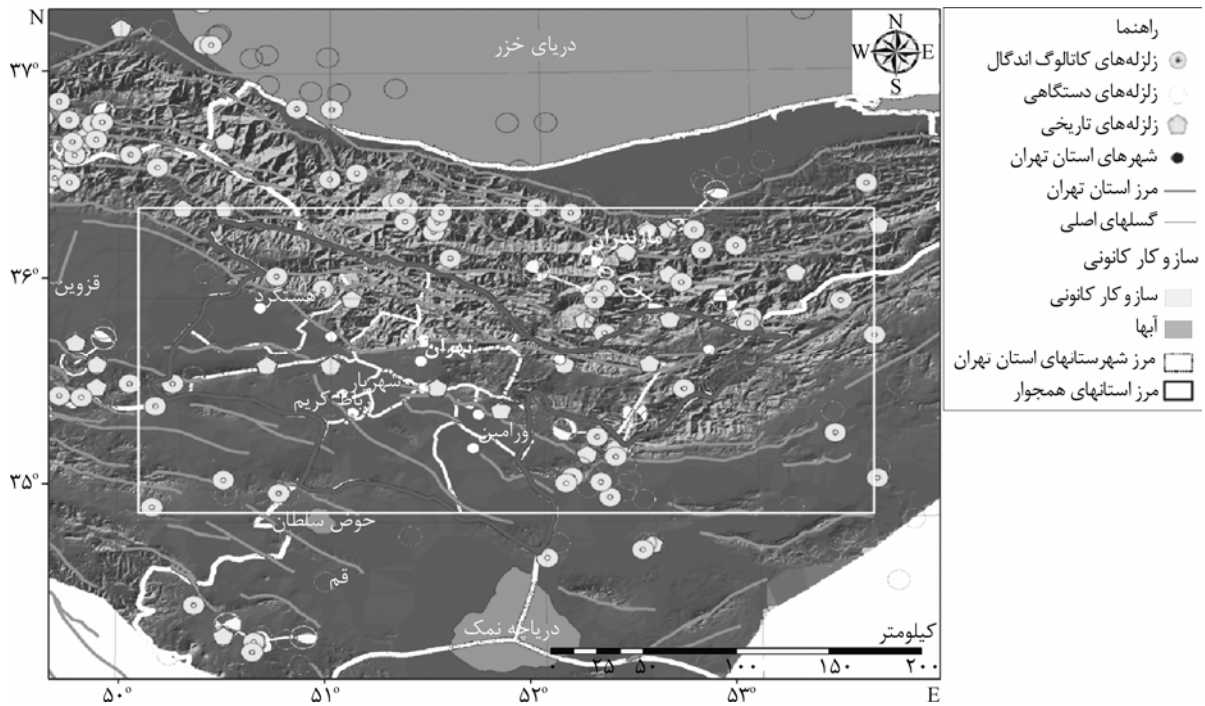
ISC، *NEIC*، آرایه لرزه‌نگاری بلند دوره ایلیپا (از سال ۱۹۷۵-۱۹۹۵)، شبکه‌های لرزه‌نگاری تله‌متری تهران و تبریز (از سال ۱۹۹۶-۲۰۰۶) و مازندران و خراسان (از حدود پنج سال گذشته تا به حال) داده‌های اصلی پژوهش حاضر است. زمین‌لرزه‌های تاریخی که محققانی نظیر ویلسون [۳]، آمبرسیز [۴]، بربریان [۵]، سید نبوی [۶]، پوپریر و طاهر [۷] و آمبرسیز و ملویل [۸] جمع‌آوری و تکمیل کرده‌اند، نیز بخشی مهم از داده‌های مورد نیاز در این پژوهش را تشکیل می‌دهند.

با توجه به تقسیم‌بندی ایالات لرزه‌زمینساختی ایران که بر اساس کار میرزایی [۹] صورت پذیرفته، بخش اعظم منطقه مورد مطالعه در ایالت لرزه زمینساختی البرز و تنها بخش کوچکی از آن در ایالت لرزه زمینساختی ایران مرکزی قرار می‌گیرد، لذا می‌توان الگوی لرزه زمینساختی حاکم بر منطقه را همان الگوی ایالت لرزه زمینساخت البرز در نظر گرفت.

بر اساس کار اندگال و همکاران [۱۰] اغلب زمین‌لرزه‌ها در ناحیه البرز از نوع کم عمق هستند (عمق بین ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر). بخش شرقی البرز در طول قرن بیستم لرزه‌خیزتر از بخش غربی آن بوده است [۱۱]. لرزه‌خیزی تاریخی ناحیه البرز بیشتر به وسیله ویلسون [۳] و آمبرسیز [۴] مورد مطالعه قرار گرفته است. مطالعه لرزه‌خیزی تاریخی کوههای البرز قبل از ۱۹۰۰ میلادی نشان می‌دهد که بیشتر نواحی مانند رشت، لاهیجان، فشم، جاجرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و دیگر نواحی چندین بار در اثر زمین‌لرزه آسیب دیده‌اند.

۳- توزیع زمین‌لرزه‌های تاریخی در گستره

زمین‌لرزه‌های تاریخی متعددی به دلایل موقعیت خاص گستره در منابع مختلف ذکر شده‌اند. مهمترین منبع مورد استفاده در این نوشتار آمبرسیز و ملویل [۸] و آمبرسیز [۱۲] است که بر اساس ارزیابیها و همچنین مشاهدات مستقیم صحرائی به دست آمده است. برای زمین‌لرزه‌های تاریخی از روابط زیر برای برآورد M_S در ناحیه مورد مطالعه، استفاده شده است:



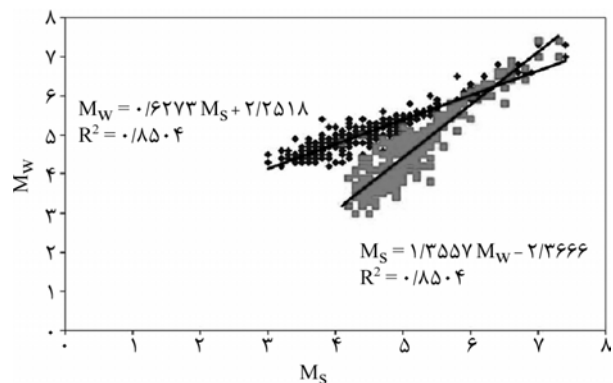
شکل (۱): گسل‌های فعال منطقه و رومرکز زلزله‌های تاریخی و دستگاهی در منطقه مورد مطالعه.

در واقع در این توزیع، زمین‌لرزه‌ها در حیطه زمانی و مکانی از یکدیگر مستقل می‌گردند. روش حذف پنجره‌ای، متداولترین روش برای عملیات حذف پس‌لرزه‌ها از فهرست رویداد زمین‌لرزه‌هاست که اساسی‌ترین کار در غیروابسته کردن داده‌ها می‌باشد. نوپوف و گاردنر در سال ۱۹۶۹ [۱۵] این روش را مورد استفاده قرار دادند و نتیجه موردقبولی برای فضای پواسنی به دست آوردند. روش نوپوف و گاردنر بر پایه رسم لگاریتم زمانی پس‌لرزه‌ها بر حسب بزرگی زمین‌لرزه‌ها است [۱۵]، شکل (۳). شکل (۳-الف) حذف رویدادهای وابسته را در دو حوزه زمان و شکل (۳-ب) نسبت با بزرگی و مکان یا فاصله نسبت به بزرگا را نشان می‌دهد. بر اساس الگوریتم نوپوف رویدادهای زیر منحنی زمان-بزرگا و سپس همان رویدادها بر مبنای نمودار فاصله-بزرگا که در زیر منحنی واقع می‌گردند، رویدادهای وابسته تلقی شده و برای محاسبات ضرایب لرزه‌خیزی از کاتالوگ حذف می‌گردند.

۶- برآورد ضرایب لرزه‌خیزی گستره

در این پژوهش، بر اساس روابط تجمعی معروف زلزله [۱] بررسی کامل بودن داده‌های لرزه‌ای انجام گرفت.

روش تبدیل مقیاس بزرگیهای مختلف به مقیاس بزرگی M_W برازش آماری بوده است. بر مبنای کاتالوگ به روز شده [۱۳] و انتخاب رویدادهای یکسان گزارش شده با مقیاس بزرگیهای مختلف توسط مراجع مختلف رابطه‌ای بین مقیاسهای بزرگی برآورد شده است. به عنوان مثال، رابطه بین بزرگی M_S و M_W بر اساس این کار به قرار زیر بیان شده است، شکل (۲). با درک خصوصیت داده‌های زمین‌لرزه‌ها می‌توان گفت که مناسبترین قانونمندی توزیع را توزیع پواسنی بیان می‌کند. پالایش داده‌ها از رخدادهای وابسته به هم به منظور به دست آوردن توزیع پواسنی از داده‌ها ضرورت اساسی دارد.



شکل (۲): همبستگی M_S و M_W نیز همبستگی M_S و M_W .

خواهد بود. بررسی شیب منحنی‌ها و همچنین تغییرات شیب آن بیانگر تغییر در لرزه‌خیزی گستره است.

رابطه بزرگی- فراوانی در مدل گوتنبرگ و ریشتر [۱] رابطه‌ای بین فراوانی و بزرگی زمین‌لرزه‌ها می‌باشد:

$$\log N = a - bM \quad (3)$$

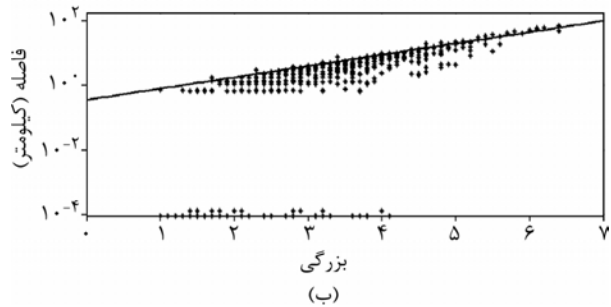
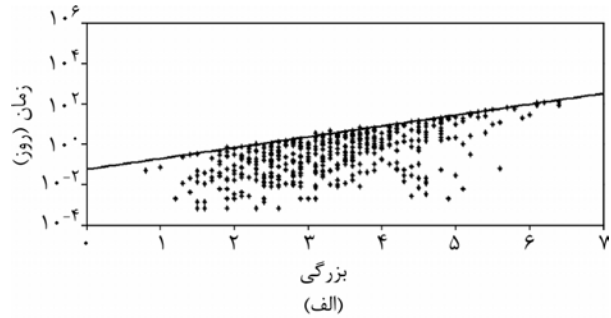
که N فراوانی زمین‌لرزه‌ها، M بزرگی زمین‌لرزه‌ها و a و b پارامترهای ثابت هستند.

رابطه بازگشتی تجمعی [۱۶] هر چند اهمیت خود را حفظ کرده، ولی اغلب به دلیل تواناییهای رابطه بازگشتی تجمعی گوتنبرگ و ریشتر، استفاده از این روش پیشنهاد می‌شود که به صورت روابط زیر بیان شده است: در حالت نمایی:

$$N = \exp(\alpha - \beta M) \quad \text{یا} \quad N(M) = 10^{a-bM} \quad (4)$$

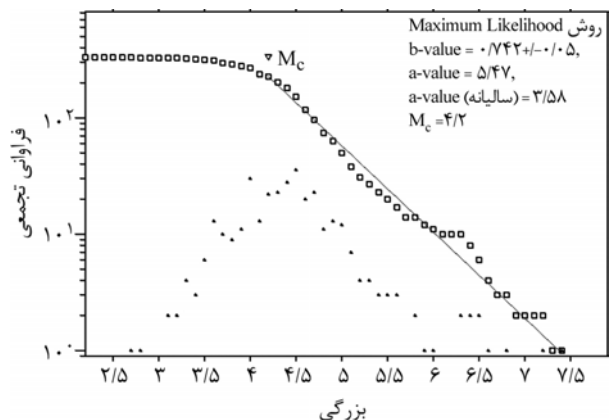
$$\beta = \frac{b}{\log e} \quad \text{یا} \quad \beta = b \ln 10 \quad \text{و} \quad \alpha = \frac{a - \log b}{\log e} \quad (5)$$

که در آن برای بازه‌های پایین بزرگی، توزیع لگاریتمی- نرمال پیشنهاد شده است. استفاده از یک مقدار بزرگی آستانه برابر یا بزرگتر از $4/4$ ، عموماً ناتوانی رابطه گوتنبرگ- ریشتر را در بازه‌های پایین بزرگی رفع می‌کند، ولی این رابطه نمی‌تواند برای مشاهده افت فراوانی زمین‌لرزه‌ها که در انتها، با نزدیک شدن به بالاترین بزرگی‌های مشاهده شده ایجاد می‌شود، دلیلی ذکر نماید [۱۷]. بنابراین، یک مدل ساده‌نمایی، برای تصحیح و تعدیل این رابطه فرض می‌شود که از یک مقدار بزرگی آستانه مناسب M_{min} (همان M_c) و T دوره زمانی کاتالوگ زمین‌لرزه می‌باشد. M_c یا بزرگی آستانه، مقدار بزرگی است که زمین‌لرزه‌های بالاتر از آن، به طور کامل ثبت شده‌اند. شکل (۴) بر مبنای زمین‌لرزه‌های گستره تهران و اطراف آن رسم شده است. منحنی تجمعی به دست آمده نشان می‌دهد که M_c را می‌توان از حدود ۴ به بالا (تا ۴/۵) لحاظ نمود. علاوه بر آن می‌توان ضرایب لرزه‌خیزی a و b را نیز به دست آورد، هر چند که این شکل کران بالایی بزرگی را نشان نمی‌دهد. در صورتی که کاتالوگ زمین‌لرزه کامل نباشد و یا برخی از رکوردی‌هایی که کمتر مورد اعتماد می‌باشند، انتخاب شده باشند، روشهای پیشرفته‌تری به کار برده می‌شود [۱۸].



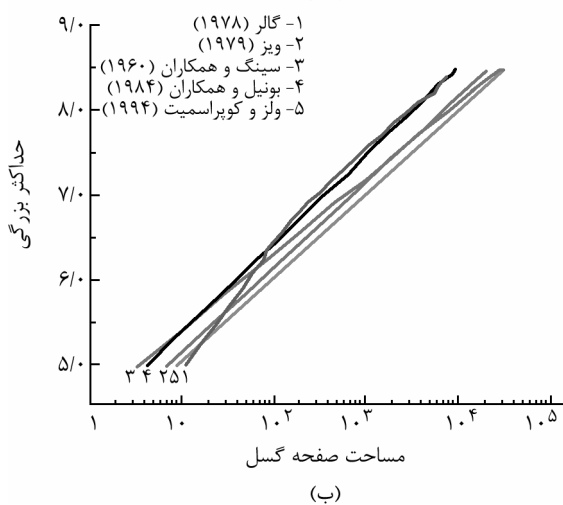
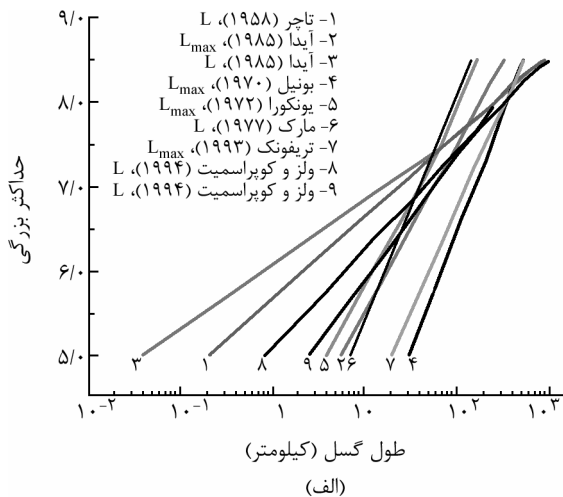
شکل (۳): رویدادهای وابسته در حیطه زمانی و مکانی.

آنچه که به عنوان M_c در نظر گرفته می‌شود بزرگایی است که برای بزرگای کوچکتر از آن رفتار تابع تجمعی گوتنبرگ- ریشتر تغییر می‌یابد و شیب آن به سمت صفر میل کرده و در محاسبات زلزله خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه به عنوان پارامتر بزرگای کمینه M_c یا M_{min} تعریف می‌شود، شکل (۴). پارامترهای مختلفی را بر اساس منحنی‌های تجمعی رخدادهای زمین‌لرزه‌ها می‌توان به دست آورد که در مطالعات لرزه‌خیزی دارای اهمیت هستند. اگر تعداد زمین‌لرزه‌ها در این منحنی‌ها نسبت به بزرگا رسم شوند منحنی دارای شیب منفی



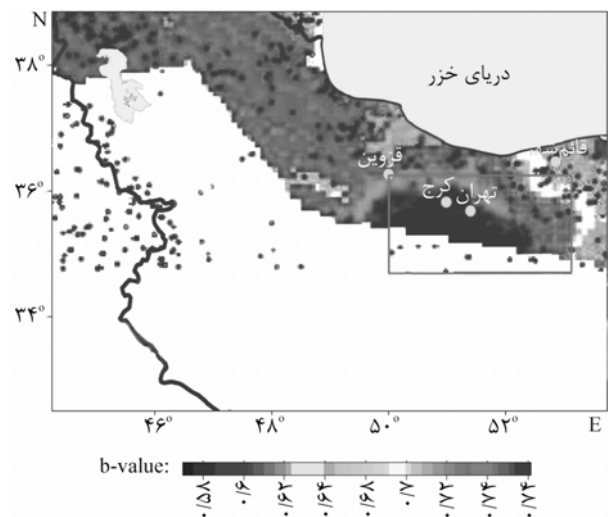
شکل (۴): منحنی تجمعی بزرگای زمین‌لرزه‌ها در گستره تهران و اطراف آن- انتخاب اتوماتیک M_c در کاتالوگ زمین‌لرزه‌های البرز ($M_c = 4/2$).

یکی از مهمترین پارامترهای لرزه‌خیزی M_{max} یا بیشینه بزرگا می‌باشد. معمولاً تخمین M_{max} بر اساس ویژگیهای کلی فعالیت لرزه‌ای و شباهتهای زمین‌شناسی صورت می‌گیرد. مقدار حداکثر بزرگی زمین‌لرزه ناشی از فعالیت هر گسل در گستره مورد نظر را می‌توان از رابطه ولز و کوپراسمیت [۲]، شکل (۷)، و یا از جداول و روابط دیگری به دست آورد. برای کارهای دقیقتر، با ترانسه‌زنی روی گسلها و مطالعه حرکت آنها می‌توان به بزرگای دقیقتری از زمین‌لرزه‌های تاریخی دست یافت. در غالب موارد برای پیدا کردن M_{max} از روابط رگرسیون تجربی بین بزرگا و شرایط تکتونیکی و پارامترهای گسلش همچون طول و سطح گسیختگی استفاده می‌شود. شکل (۷) رابطه بین این پارامترها را نشان می‌دهد.

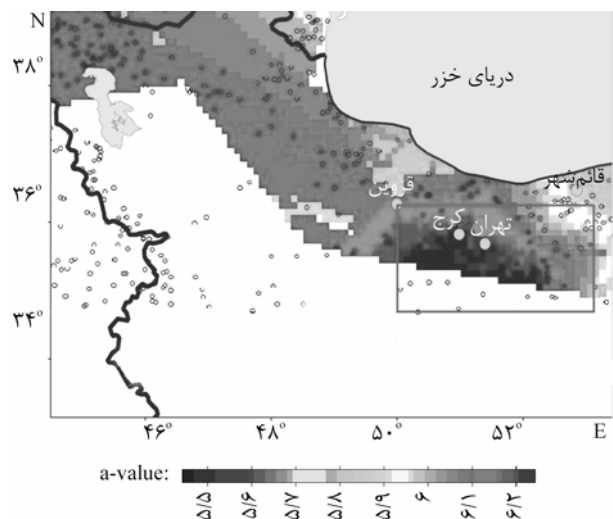


شکل (۷): مقایسه چندین رابطه تجربی برای دست آوردن زمین‌لرزه کنترلی (M_{max})، (الف): بر اساس طول گسیختگی و (ب): بر اساس مساحت صفحه گسیختگی [۲].

در مطالعات لرزه‌خیزی با استفاده از تمامی داده‌های لرزه‌ای یک گستره در طول زمان، ضرایب لرزه‌خیزی محاسبه می‌گردد. همچنین می‌توان به منظور تفکیک رفتار لرزه‌ای گستره و نشان دادن تغییرات این ضرایب در نقاط مختلف ناحیه، نقشه پهنه‌بندی b -value را به دست آورد. تغییرات b -value در ایالت لرزه زمینساخت البرز در شکل (۵) دیده می‌شود. با استفاده از روش انتخاب چند ضلعی همچنین می‌توان نقشه پهنه‌بندی a -value را نیز به دست آورد. شکل (۶) بر پایه این مقدار ضریب سالانه a نیز به دست خواهد آمد که در روابط مربوط به محاسبات دوره بازگشت لازم است. مقدار ضریب سالانه a برای گستره مورد مطالعه بین ۳/۴ تا ۳/۷ با استفاده از روش $Max. Likelihood$ به دست می‌آید.



شکل (۵): نقشه توزیع b -value در ایالت لرزه زمینساخت البرز.



شکل (۶): نقشه توزیع a -value در ایالت لرزه زمینساخت البرز.

۷- آهنگ رخداد زمین‌لرزه‌ها در گستره مورد مطالعه

نرخ میانگین بازه رخدادها در هر چشمه بالقوه زمین‌لرزه با میانگین‌گیری از تعداد رویدادها با بزرگیهای بین M_{min} و M_{max} بر واحد به دست می‌آید. توصیف فعالیت لرزه‌ای در گستره مورد نظر بر پایه نرخ فعالیت زمین‌لرزه، λ ، پارامتر b (یا β) در رابطه گوتنبرگ-ریشتر و بیشینه بزرگی منطقه‌ای M_{max} انجام می‌شود. روش بیشینه احتمال، بهترین برآورد از این پارامترهای زلزله‌خیزی در محدوده مورد مطالعه را فراهم می‌کند. همچنین می‌توان گفت که مناسبترین روشها برای تحلیل قسمت کلان لرزه‌ای کاتالوگ، توزیع‌های حداکثر هستند [۲۱]. با فرض اینکه این قسمت از کاتالوگ، فقط شامل بزرگترین رخدادهای زمین‌لرزه باشد، این امکان وجود دارد که کاتالوگ به بازه‌های زمانی با طولهای مختلف تقسیم شود و در عمل می‌توان همه داده‌های مه‌لرزه‌ای را تحلیل نمود.

یک روش در تخمین پارامترهای لرزه‌خیزی، در حالتی که کاتالوگ، شامل داده‌های کامل و ناکامل باشد این است که قسمت کامل کاتالوگ را نیز با انتخاب بزرگترین رخدادها، که در بازه‌های زمانی نسبتاً کوتاه (معمولاً با طول یک سال) روی داده‌اند، تحلیل نمود. کیجکو و سلفول [۲۲] یک راه متفاوت را نشان دادند که ترکیب داده‌های مه‌لرزه‌ای قسمت ناکامل را با داده‌های قسمت کامل، ممکن می‌سازد. این روش به مقدار زیادی انعطاف‌پذیر بوده و نبود داده‌های لرزه‌ای را در قسمت ناکامل به خوبی قسمتهای کامل کاتالوگ اصلاح می‌کند. آنها دو مدل عدم قطعیت بزرگی را معرفی نمودند: مدل مرز سخت و مدل مرز ملایم [۱۸]. در اینجا آهنگ رخداد λ در بازه‌های مختلف زمانی مورد محاسبه قرار گرفته و در نهایت با اعمال وزنه‌های متفاوت به بازه‌های زمانی مختلف مقدار آهنگ رخداد λ محاسبه شده است، شکل (۹).

به عنوان مثال برای M_c معادل ۴، میزان آهنگ رخداد λ ، حدود ۳ برای ایالت لرزه زمینساختی البرز برآورد گردید. بر پایه آنچه که در مطالعات لرزه‌خیزی فوق صورت گرفت، پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه و در جدول (۱) آمده است.

همچنین دوره بازگشت و λ_{min} برای بزرگ‌های مختلف در جدول (۲) آمده است.

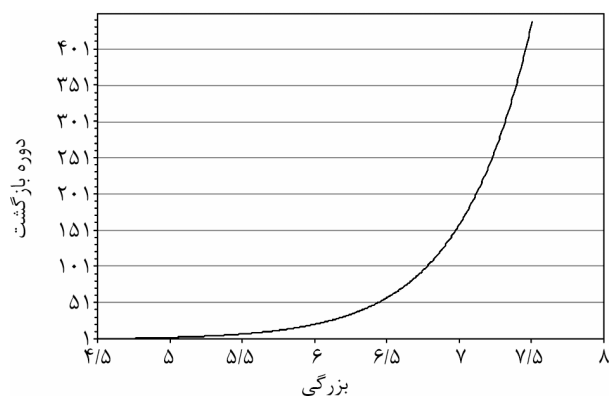
اسمیت [۱۹] و آندرسون و لوچو [۲۰] روابط دیگری برای برآورد M_{max} معرفی کردند که در این روابط M_{max} از محاسبه میزان کرنش یا میزان آزادسازی ممان لرزه‌ای در گسل مورد نظر به دست می‌آید. تحت فرض پواسون، زلزله‌خیزی می‌تواند با استفاده از رابطه توزیع چگالی بزرگی توصیف شود. توزیع چگالی بزرگی $f(M)$ به صورت رابطه زیر خواهد بود:

$$f(M) = \frac{\beta \exp[-\beta(M - M_{min})]}{1 - \exp[-\beta(M_{max} - M_{min})]} \quad (۸)$$

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

رابطه (۸) یک رابطه اساسی در برآوردهای لرزه‌خیزی و خطر زمین‌لرزه تلقی می‌گردد. بر اساس داده‌های موجود از زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی و همچنین با در نظر گرفتن رابطه‌هایی که توسط ولز و کوپراسمیت [۲] معرفی شده است، M_{max} برای گستره مورد مطالعه $۷/۵ \pm ۰/۳$ حدس زده شده است.

کیجکو و سلفول [۱۸] برای برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها، تابعی نمایی معرفی کردند، رابطه (۸)، که توسط دو کمیت M_c و M_{max} از دو سو محدود می‌شود. کراندار کردن تابع معرفی شده به دلیل محدودیت در نگاشتهای رخدادهای کوچک (که کوچکتر از مقدار مشخص از رابطه گوتنبرگ-ریشتر تبعیت نمی‌کند) از یک سو و عدم رخداد زمین‌لرزه‌هایی بزرگتر از مقدار معین (که بزرگتر از آن معنی فیزیکی نمی‌تواند داشته باشد) از سویی دیگر، مورد مطالعه قرار می‌گیرد، شکل (۸).



شکل (۸): منحنی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در محدوده مورد مطالعه.

مقدار b -value افزایش و به سمت شرق این مقدار کاهش می‌یابد که حکایت از رخداد زلزله‌هایی با بزرگای بیشتر در این محدوده را دارد.

پارامتر a -value در رابطه گوتنبرگ-ریشتر بیانگر توان لرزه‌خیزی است و به عواملی مانند فراوانی جمع‌ی زلزله‌ها و ابعاد چشمه لرزه‌زا بستگی دارد. مقدار ضریب سالانه a برای ناحیه انتخاب شده، حدود $3/4$ می‌باشد و بیانگر میزان بالای لرزه‌خیزی و آهنگ بالای رخداد در آن منطقه است. همان طور که از نقشه توزیع a -value بر می‌آید باز هم بیشترین مقدار در طول 51 درجه مشاهده می‌گردد.

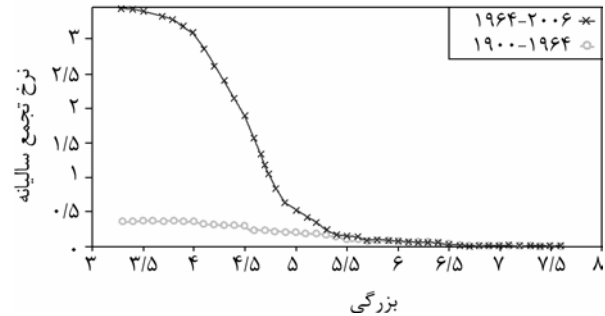
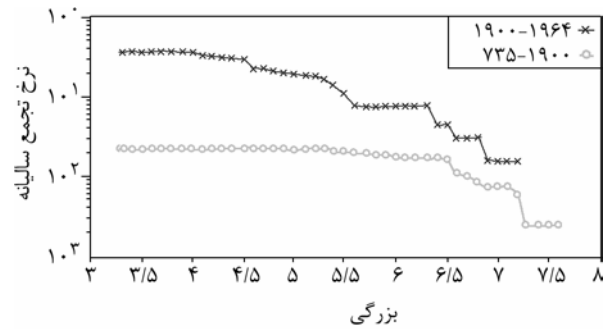
در مورد آهنگ رخداد رویدادهای لرزه‌ای سترگ می‌توان گفت که برای گستره چهارگوش انتخابی در البرز مرکزی مقدار آهنگ رخداد برای $M_{min} = 6$ معادل 0.2 و برای $M_{min} = 7$ برابر 0.07 می‌باشد. با در نظر گرفتن این مقادیر دوره بازگشت زلزله‌های با بزرگای 6 و بزرگتر از آن برای چهارگوش مطالعه شده در البرز مرکزی حدود 50 سال و برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای 7 و بزرگتر از آن حدود 140 سال برآورد شده است.

با نگاهی به زمین‌لرزه‌های ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران، که توزیع زمین‌لرزه‌های مدرن البرز را نشان می‌دهد (از سال 1996 تا به حال) و با توجه به قرارگیری شهر با اهمیت تهران در این پهنه، می‌توان دریافت که در دهه‌های گذشته تنها چند زمین‌لرزه در محدوده جغرافیایی شهر تهران به وقوع پیوسته است، ولی این فعالیت کم لرزه‌ای گسله‌های عبوری از شهر تهران و اطراف آن دلیلی بر فعال نبودن این گسله‌ها نمی‌باشد.

بررسی تراکم زمین‌لرزه‌های گستره البرز از دیدگاه کاربردی معرف فعال بودن محدوده اطراف گسله‌های مشاء و انتهای خاوری گسل شمال تهران می‌باشد (ناحیه‌ای در حوالی آبادی ایرا که دو گسل کاری شمال تهران و مشاء به هم میل می‌کنند). بررسی وضعیت لرزه‌خیزی این محدوده نیز بسیار حائز اهمیت می‌باشد.

۹- مراجع

1. Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1954). Seismicity of the earth and associated phenomena,



شکل (۹): منحنی آهنگ رخداد (λ) زمین‌لرزه‌های بزرگتر از بزرگای 7 مشخص در گستره مورد مطالعه برای ایالت البرز (بازه‌های زمانی از سال 735 میلادی تا 1900 و 1964 و 2006).

جدول (۱): مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه.

پارامترهای لرزه‌خیزی	M_{min}	M_{max}	a -value (annual)	b -value (annual)
مقدار	$4/2$	$7/5 \pm 0/3$	$3/4$	$0/7$

جدول (۲): مقادیر دوره بازگشت و λ به ازای M_{min} های مختلف.

بزرگا	$M=4$	$M=5$	$M=6$	$M=7$
دوره بازگشت	$1/07$	$1/44$	$50/18$	141
λ_{Mmin}	$0/93$	$0/7$	$0/02$	$0/007$

۸- نتیجه‌گیری

روش گوتنبرگ-ریشتر کاربردی‌ترین مدلی است که برای تشریح چگونگی تغییرهای ویژگی‌های آماری لرزه‌خیزی پیشنهاد شده است. در این روش با برون‌یابی آهنگ رخداد زلزله‌های کوچکتر می‌توان به آهنگ رخداد زلزله‌های بزرگتر دست یافت. از این روش پارامترهای لرزه‌خیزی a -value و b -value قابل محاسبه می‌باشند.

چنانچه از نقشه توزیع b -value بر می‌آید، مقدار غالب این ضریب در حدود $0/7$ است که در طول حدود 51 درجه (در راستای شمالی شهر کرج تا دامنه‌های شمالی البرز در همان راستا) مشاهده می‌شود. از این طول به سمت غرب

12. Ambraseys, N.N. (1988). Engineering seismology, *Earthquake Structural Dynamic*, **17**, 1-105
13. بیت‌اللهی، علی و همکاران (۱۳۸۹). کاتالوگ مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.
14. Reasenberg, P. (1985). Second-order moment of Central California seismicity, 1969-1982, *Journal of Geophysical Research*, **90**, 5479-5495.
15. Knopoff, L. and Gardner, J.K. (1969). Homogeneous catalogs of earthquakes, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **63**(4), 1051-1054
16. Cornell, C.A. (1968). Engineering seismic risk analysis, Bulletin of the Seismological Society of America, **58**(5), 1583-160.
17. Richter, C.F. (1958). Elementary seismology, W.H. Freeman and co. San Francisco.
18. Kijko, A. and Sellevol, M.A. (1992). Estimation of earthquake hazard parameter from incomplete data files, Part II, incorporation of magnitude heterogeneity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 120~ 134.
19. Smith, S.W. (1976). Determination of maximum earthquake magnitude, *Geophysics Res. Letters*, **33**, 351-354.
20. Anderson, J.G. and Luco, J.E. (1983). Consequence of slip rate constraints on earthquake occurrence relations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 471-496.
21. Kramer, S.L. (1995). Geotechnical earthquake engineering.
22. Kijko, A. and Sellevoll, M.A. (1989). Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part 1: utilization of extreme and complete catalogues with different, Threshold Magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 645-654.
- Princeton Univ. Press. Princeton, New Jersey, USA.
2. Wells, D. L. and Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**(4), 974-1002.
3. Wilson, A.T. (1930). Earthquakes in Persian, *Bull. School Oriental Stud. London*, **6**, 103-131.
4. Ambraseys, N.N. (1974). Historical seismicity of Iran, in materials for the study of seismotectonics of Iran, North-Central Iran, *Geol. Surv. Iran*, **29**, 47-116.
5. Berberian, M. (1977b). Macro seismic epicenters of Iranian earthquakes, *Geological Survey Iran, Rep. 40*, 79~99.
6. Seye-Nabavi, M. (1978b). Historical earthquakes in Iran, C. 300 B.C.-1900 A.D., *Journal Earth and Space Physics*, University of Tehran, **7**, 70-117.
7. Poirier, J.P. and Taher, M.A. (1980). Historical seismicity in the near and middle east, North Africa, and Spain from Arabic documents (VIIth-XVIII Century), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 2185-2201.
8. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (1982). A history of Persian earthquakes, Cambridge Univ. Press.
9. Mirzaei, N. (1997). Seismic zoning of Iran, Ph.D. dissertation, Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing, P.R. China, 134p.
10. Endgal, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A., and Priestley, K. (2006). *Geophysics Journal International*, **167**, 761-778.
11. Berberian, M. (1976). Contribution of the seismotectonics of Iran (Part II), *Geological Survey Iran, Rep. No. 39*.