

بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در منطقه

محمد امیری^۱، محمد طالبی^۲ و حبیب رحیمی^{۳*}

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲دکتری، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۳استاد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۲۲، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۴)

چکیده

در این مطالعه تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b -value و Z -value در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در این منطقه بررسی شد. برای این منظور، فهرست رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای محلی بیش از ۰/۳ که بعد از سال ۲۰۰۶ میلادی رخ داده بودند، از مرکز لرزه‌نگاری کشوری استخراج شد. پس از اعمال پردازش‌های اولیه که شامل حذف داده‌های حاصل از انفجارات معدنی، حذف داده‌های وابسته (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) و حذف داده‌هایی با بزرگای کمتر از حد آستانه کامل بودن فهرست (M_c) بود، از داده‌های باقیمانده برای بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده شد. نتایج این مطالعه نشان‌دهنده آن است که قبل از تمام ده زمین‌لرزه هدف، دست‌کم یکی از بی‌هنجاری‌های مرتبط با پارامترهای لرزه‌خیزی مذکور را می‌توان به صورت گذشته‌نگر مشاهده کرد. همچنین مشخص شد عمده مناطقی که روند b در آنها در طی زمان کاهش یافته است و مقدار b کمتر از ۱ و هم‌زمان، مقدار Z بزرگ‌تر از ۳ دارند، مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت (با بزرگای محلی بیش از ۵/۰) در آینده هستند. بر اساس نتایج این مطالعه، بین بی‌هنجاری‌های مربوط به پارامترهای لرزه‌ای مذکور همبستگی به‌نسبت زیادی وجود دارد و در پاره‌ای از موارد، ضریب همبستگی بیش از ۰/۶ است. در مجموع، نتایج این مطالعه مؤید آن است که تغییرات مکانی-زمانی پارامترهای نامبرده را می‌توان شاخصی مؤثر برای مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت دانست.

کلمه‌های کلیدی: پارامترهای لرزه‌خیزی، پیش‌نشانگرهای زلزله، تنش لرزه‌ای، سکون لرزه‌ای، شمال شرق ایران

۱ مقدمه

(۱۳۹۴) و بیگلری و همکاران (۱۳۹۸) اشاره کرد که با استفاده از پارامترهای لرزه‌خیزی *b*-value (گوتبرگ و ریشر، ۱۹۴۴) و *D*-value (گرسبرگر و پروکراسیا، ۱۹۸۳) در پهنه بخاردن-قوچان ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ، نقشه تغییرات مکانی توزیع تنش و نمودارهای زمانی پارامترهای مذکور را تهیه کردند. ایشان دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها را محاسبه و تنشگاه‌های موجود در این پهنه را نیز تعیین کردند.

در مطالعه حاضر با هدف مطالعات آماری پیش‌نشانگری زمین‌لرزه، پارامترهای لرزه‌خیزی *b*-value و *Z*-value (هابرمن، ۱۹۸۳ و اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲) در فضاهای زمانی و مکانی، قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های مهم منطقه شمال شرق ایران تحلیل شده است. نتایج بیانگر آن هستند که قبل از وقوع بیشتر زمین‌لرزه‌های مهم (با بزرگای محلی بیش از ۵)، احتمال مشاهده بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای تغییرات تنش و سکون لرزه‌ای بسیار زیاد است. این موضوع از دیدگاه مطالعات پیش‌نشانگری زمین‌لرزه، علاوه بر منطقه مورد مطالعه، برای سایر مناطق فعال لرزه‌ای فلات ایران نیز می‌تواند اهمیت فراوانی داشته باشد. در ادامه، ابتدا به معرفی و مرور اجمالی منطقه مورد مطالعه، داده‌ها و روش‌های مورد استفاده پرداخته و سپس درباره نتایج بحث می‌شود.

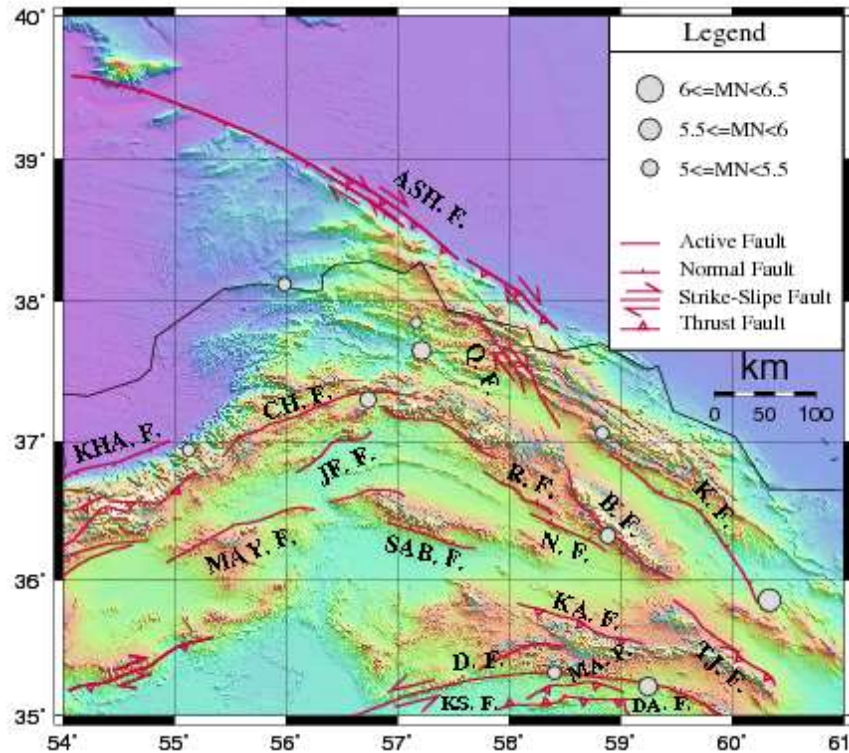
۲ منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال شرق ایران و در محدوده ۳۲ تا ۳۷ درجه شمالی و ۵۵ تا ۶۰ درجه شرقی قرار دارد. این منطقه از غرب به البرز شرقی، از جنوب به بخش‌های شمال شرقی ایران مرکزی-شرق ایران و از شمال و شرق به رشته‌کوه‌های واقع در کشورهای افغانستان و ترکمنستان محدود می‌شود و بیشتر دربرگیرنده ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ است (شکل ۱).

در مناطق لرزه‌خیزی نظیر سرزمین ایران که جمعیت زیاد و زیرساخت‌های فراوان دارند، افزایش دانش مرتبط با زمین‌لرزه از جمله آمادگی لازم در برابر زمین‌لرزه و کاهش آثار مخرب آن اهمیت زیادی دارد. در این میان، تحلیل آماری لرزه‌خیزی می‌تواند اطلاعات سودمندی را درباره نرخ لرزه‌خیزی، تغییرات زمانی-مکانی تنش، تغییرات رفتار گسل‌ها و احتمال زمانی-مکانی وقوع زمین‌لرزه‌ها (پیش‌نشانگرهای وقایع لرزه‌ای با در نظر گرفتن عدم قطعیت‌ها) در اختیار جامعه علمی قرار دهد.

فلات ایران روی نوار لرزه‌خیز آلپ-همیالیا و در محل برخورد صفحات اوراسیا و عربی واقع شده است. تلاقی این صفحات و فشار وارده از سوی آنها باعث دگرشکلی، ایجاد چین‌خوردگی و وقوع زمین‌لرزه‌های فراوان در پوسته این فلات شده و آن را به یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌ای کره زمین تبدیل کرده است. پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در این فلات بیانگر این است که بیش‌تر دگرشکلی در داخل مرزهای سیاسی کشور ایران صورت می‌گیرد به گونه‌ای که در چند صد سال اخیر، وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب و ویرانگر سبب بروز تلفات و خسارات سنگینی شده است؛ برای نمونه در قرن بیستم میلادی، بیش از صد هزار نفر کشته و خسارات مالی فراوان ناشی از زمین‌لرزه‌های سیلاخور، دشت بیاض، طبس، قائنات، رودبار، منجیل، آوج، بم و زرنند گزارش شده است (بربریان، ۱۹۷۶، ۲۰۱۴؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴ و ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

منطقه شمال شرق ایران یکی از بخش‌های فعال لرزه‌ای فلات ایران است که زمین‌لرزه‌های فراوانی طی دوره‌های زمانی گذشته در آن رخ داده است. در تحلیل آماری لرزه‌خیزی منطقه، عمده مطالعات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه است. در زمینه پیش‌نشانگری زمین‌لرزه نیز تا حدودی می‌توان به مطالعات حسن‌زاده و همکاران



شکل ۱. رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵ طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه. نقشه گسل‌ها برگرفته از حسامی آذر و همکاران (۲۰۰۳) است. ASH. F.: گسل عشق‌آباد؛ Q. F.: گسل قوچان؛ KHA. F.: گسل خزر؛ CH. F.: گسل نیک‌چشمه؛ MAY. F.: گسل میامی؛ JF. F.: گسل جاجریم؛ SAB. F.: گسل سبزواری؛ R. F.: گسل ریوند؛ N. F.: گسل نیشابور؛ B. F.: گسل بینالود؛ K. F.: گسل کشف‌رود؛ D. F.: گسل درونه؛ KA. F.: گسل کادکن؛ MA. F.: گسل کاشمر؛ DA. F.: گسل دوغ‌آباد؛ TJ. F.: گسل تربت‌جام.

در جنوب، کپه‌داغ با گسل‌های معکوسی به نام‌های میامی، سبزواری و تربت‌جام از خردقاره ایران مرکزی جدا می‌شود (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳). در جنوب کپه‌داغ، پهنه کوهستانی رشته‌کوه بینالود با روند شمال غربی وجود دارد که ادامه شرقی کوه‌های البرز است و روی حاشیه شمالی ایران مرکزی رانده می‌شود. رشته‌کوه‌های بینالود متعلق به پالئوژن-نئوژن هستند. دره رودخانه اترک، مرز بین این رشته‌کوه‌ها و کپه‌داغ را تشکیل می‌دهد (چالانکو، ۱۹۷۵؛ سنگور، ۱۹۸۷؛ علوی، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶ و متقی و همکاران، ۲۰۱۲). در کپه‌داغ، نهشته‌های رسوبی متعلق به دوره مزوزوئیک و ترشیری، در آخرین مرحله کوه‌زایی آلپی دچار چین‌خوردگی شده‌اند (چالانکو، ۱۹۷۵؛

کپه‌داغ کمربند چین‌خورده-رورانده درون‌قاره‌ای با روند شمال غربی-جنوب شرقی است که پهنه زمین‌ساختی فعالی به طول حدود ۶۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر را در مرز بین پوسته‌های قاره‌ای ترکمنستان و خردقاره ایران مرکزی، از دریاچه کاسپین تا افغانستان (شمال شرق فلات ایران) دربرمی‌گیرد و متشکل از پوشش اپی‌هرسینین است (چالانکو، ۱۹۷۵؛ بربریان، ۱۹۸۱ و نبوی، ۱۹۸۳). کپه‌داغ با گسلی به نام عشق‌آباد از پهنه ترکمنستان جدا می‌شود (چالانکو، ۱۹۷۵). در مرکز کپه‌داغ، گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌گرد وجود دارند. این گسل‌ها عامل اصلی زمین‌لرزه‌های مخرب قرن‌های نوزدهم و بیستم هستند (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶).

افشارحرب، ۱۹۷۹ و جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴): (الف) گسل‌های پی‌سنگی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بودند. این گسل‌ها بیشتر در غرب منطقه گسترش دارند و روندشان شرقی-غربی است؛ (ب) گسل‌هایی که طی مرحله کوه‌زایی فعال شدند و خود به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول، گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند NNW-SSE هستند که در مرکز و شرق کپه‌داغ (ناحیه قوچان-بجنورد) قرار دارند. دسته دوم، گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند NE-SW هستند که آن‌ها نیز در شرق (شمال مراوه‌تپه) قرار دارند

۳ روش تحقیق

در طبیعت، فراوانی زلزله‌های کوچک نسبت به زلزله‌های بزرگ بیش‌تر است. این وضعیت در زلزله‌شناسی با به‌کارگیری رابطه فراوانی-بزرگ (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴) به‌صورت کمی با رابطه (۱) بیان می‌شود:

$$\text{Log}_{10}^N = a - bM \quad (1)$$

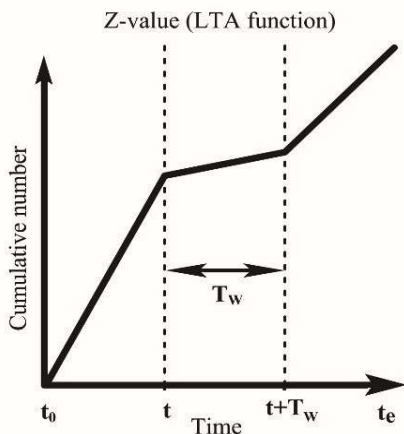
که N تعداد زلزله‌ها با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی M (M_c)، a (a-value) عرض از مبدأ نمودار و b (b-value) شیب خط نمودار است. a سطح فعالیت لرزه‌خیزی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد و هرچه مقدار آن بیش‌تر باشد، لرزه‌خیزی منطقه نیز بیش‌تر است. b نسبت تعداد زلزله‌های کوچک به تعداد زلزله‌های بزرگ را نشان می‌دهد. پارامتر b مرتبط با ساختار زمین‌ساختی و وابسته به تنش تجمع‌یافته است. مقادیر بزرگ b اغلب در مناطقی رخ می‌دهد که روند تجمع تنش در آن‌ها کاهشی است. مقدار بزرگ b نشان‌دهنده سهم بیش‌تری برای زمین‌لرزه‌های کوچک نسبت به زمین‌لرزه‌های بزرگ است و برعکس (ویمر و ویس، ۲۰۰۲ و شورلمر و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس مجموعه داده‌های لرزه‌خیزی جهانی و سامانه‌های گسلی مختلف، مقدار عددی b

بربریان، ۱۹۸۱ و نبوی، ۱۹۸۳). شرایط رسوب‌گذاری و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر پهنه کپه‌داغ به زاگرس شباهت دارد که از آن‌جمله می‌توان به زمان چین‌خوردگی نهایی، روند عمومی چین‌ها و یکسان بودن رژیم‌های فشارشی اشاره کرد (چالنگو، ۱۹۷۵). این چین‌ها در کپه‌داغ مرکزی-غربی به‌طور مایل با سامانه‌های گسلی امتدادلغز راست‌گرد با روند شمال تا شمال غرب و گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند شرق تا شمال شرق بریده می‌شوند. سامانه گسلی بخاردن-قوچان، گسل‌های شیروان، باغان، قوچان و دربادام را دربرمی‌گیرد (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶ و شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹).

پایش لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌ها حداکثر تا عمق ۲۰ کیلومتری رخ داده‌اند و بیشینه فراوانی رخدادهای نیز در عمق حدود ۱۰ کیلومتر دیده می‌شود (کوه‌پیما و همکاران، ۱۴۰۰). میانگین عمق موهو نیز در کپه‌داغ، ضخامت پوسته را تقریباً ۴۵ کیلومتر و تغییرات آن را بین ۴۰ تا ۴۹/۵ کیلومتر نشان می‌دهد (محمدی و همکاران، ۲۰۱۲). سازوکار گسلش در کپه‌داغ معمولاً صفحه‌ای با راستای NW است. به‌طور کلی همه گسل‌های کپه‌داغ حول دو محور شمال و جنوب-جنوب شرق می‌چرخند و جنبش امتدادلغزشان همراه با راندگی است. به عبارت دیگر، گسل‌های امتدادلغز روند شمال غربی-جنوب شرقی دارند و تا زمانی که فرایندهای تغییرشکل‌دهنده با امتداد منطقه موازی شوند، به‌صورت پادساعت‌گرد حول یک محور قائم می‌چرخند. در مرکز، غرب و شرق کپه‌داغ به‌ترتیب سازوکارهای گسلش امتدادلغز، امتدادلغز و راندگی غالب است (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴، ۱۹۸۶؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲ و طالبیان، ۱۳۹۱).

به‌طور خلاصه می‌توان گسل‌های لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ را به دو دسته تقسیم کرد (چالنگو، ۱۹۷۵؛

است، یکی از روش‌های متعدد برای شناسایی و بیان تغییرات نرخ لرزه‌خیزی است (ویس و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۲. نحوه محاسبه Z با استفاده از تابع LTA. مقدار Z برای تمامی زمان‌های بین t_0 و t_e و برای تخمین تغییر نرخ لرزه‌خیزی در یک پنجره زمانی (T_w) در مقایسه با لرزه‌خیزی پس‌زمینه مناسب است (اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲).

برای نخستین بار هابرم (۱۹۸۳) این پارامتر را برای تعیین تغییرات زمانی و مکانی آهنگ لرزه‌خیزی در بازه‌های زمانی متفاوت به کار برد:

$$Z = \frac{R_{all} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma_{all}^2}{n_{all}} + \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (3)$$

که R_{all} میانگین نرخ لرزه‌خیزی در پیش‌زمینه (مرتبط با کل بازه زمانی مورد مطالعه)، R_{wl} میانگین نرخ لرزه‌خیزی برای یک پنجره موقت و متغیر زمانی، σ انحراف معیار مقادیر نرخ لرزه‌خیزی، n_{all} تعداد نمونه‌ها در کل بازه زمانی و n_{wl} تعداد نمونه‌ها در پنجره موقت زمانی است. پنجره‌های زمانی متحرک هستند و در هر نقطه از زمان توانایی حرکت دارند. این تابع مقدار Z را به صورت تابعی از زمان محاسبه می‌کند (اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲). مقدار مثبت Z در یک بازه زمانی مربوط به مناطقی است که میانگین لرزه‌خیزی آن‌ها نسبت به سایر مناطق کم‌تر است و مقدار صفر نیز نشان‌دهنده ثبات

معمولاً از ۰/۷ تا ۱/۳ در نظر گرفته می‌شود. گفتنی است سامانه‌های گسلی‌ای که b کمتر از ۰/۷ دارند، نسبت به سامانه‌های گسلی‌ای که b بیش‌تر از ۱ دارند، توانایی بیش‌تری برای ایجاد گسیختگی‌های بزرگ‌تر دارند (ویمر و شورلمر، ۲۰۰۵). از عوامل مؤثر در مقدار b می‌توان به افزایش یا کاهش تنش مؤثر، تغییرات در ناهمگنی پوسته، فعالیت‌های زمین‌گرمایی و آتشفشانی زیرسطحی، سنگ‌شناسی منطقه، سازوکارهای کانونی و عمق زمین‌لرزه اشاره کرد (العیسی و ایتون، ۲۰۱۴). شایان ذکر است کیفیت فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها، روش‌های مختلف تبدیل بزرگا و روش‌های محاسبه b نیز از عوامل کاذب مؤثر در مقدار b هستند.

برای محاسبه مقدار b معمولاً از روش تخمین حداکثر درست‌نمایی آکی (۱۹۶۵) استفاده می‌شود که روش مورد استفاده در مطالعه حاضر در بستر بسته نرم‌افزاری متن‌باز ZMAP (ویمر، ۲۰۰۱) بوده است. در این روش مقدار b با به‌کارگیری رابطه (۲) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e \quad (2)$$

که \bar{M} میانگین بزرگا، M_{min} کمترین بزرگای (M_c) موجود در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و e عدد نپر است. پارامتر دیگر بررسی شده در این مطالعه، پارامتر لرزه‌خیزی Z-value است که می‌تواند بیانگر بی‌هنجاری‌های مرتبط با پدیده سکون لرزه‌ای باشد. این پارامتر از مقایسه میانگین نرخ لرزه‌خیزی در یک دوره زمانی با میانگین کلی نرخ لرزه‌خیزی در همان منطقه و با استفاده از تابع میانگین بلندمدت (LTA) محاسبه می‌شود و دوره احتمالی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای قبل از یک زمین‌لرزه اصلی را شناسایی می‌کند (شکل ۲). تحلیل پدیده سکون لرزه‌ای که در بستر ZMAP نیز ارائه شده

لرزه‌نگاری کشوری استخراج شد. این فهرست‌نامه اولیه شامل ۲۲۱۴۳ زمین‌لرزه است. در جدول ۱ مشخصات زمین‌لرزه‌های هدف آورده شده است.

۵ حذف رخدادهای غیرزمین‌ساختی

با توجه به استفاده از خردزمین‌لرزه‌ها در مطالعه حاضر، در گام نخست، پردازش‌های لازم در خصوص حذف رخدادهای محتمل غیرزمین‌ساختی انجام شده است (طالبی و همکاران، ۲۰۱۴). بزرگای رخدادهای مصنوعی یا غیرزمین‌ساختی مانند انفجار در معادن، معمولاً کمتر از ۳ است که موجب افزایش غیرواقعی تعداد خردزمین‌لرزه‌ها و برآورد اشتباه نتایج تحلیل‌های آماری می‌شود (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). قله موجود در بافت‌نگار زمین‌لرزه‌ها در ساعات روز برای منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، نمایانگر وجود رخدادهای حاصل از فعالیت‌های غیرزمین‌ساختی در ساعات روز (ساعات کاری) است.

میانگین لرزه‌خیزی منطقه است (هابرمن، ۱۹۸۳). گفتنی است مقادیر Z بزرگ‌تر یا مساوی ۳ توانایی زیادی در تعیین سکون لرزه‌ای دارند (ویمر و ویس، ۱۹۹۴ و ویمر، ۲۰۰۱).

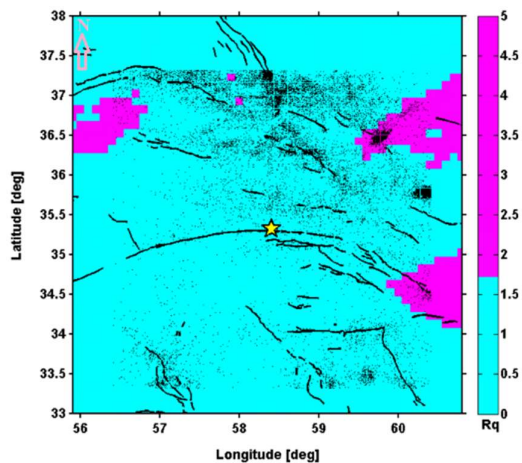
۴ معرفی داده‌های استفاده‌شده

به‌منظور تحلیل بی‌هنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b -value و Z -value مرتبط با زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای محلی بزرگ‌تر یا مساوی ۵ که طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه شمال شرق ایران رخ داده‌اند (شکل ۱)، ابتدا روش کار و نحوه به‌دست آوردن نتایج برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین‌لرزه ۲۰۱۵/۰۵/۰۵ کاشمر با بزرگای محلی ۵/۲) توضیح داده می‌شود. بر این اساس، فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه شامل رخدادهای ثبت‌شده از سال ۲۰۰۶ با بزرگای بیش از ۰/۳ تا ۶/۰ (کم‌ترین و بیش‌ترین بزرگای محلی ثبت‌شده در منطقه مورد مطالعه)، از مرکز

جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵ طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه.

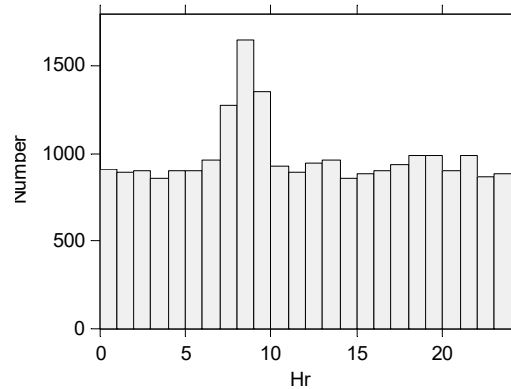
ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	مختصات جغرافیایی زمین‌لرزه		بزرگا (M_N)	خطای محاسباتی
			عرض	طول		
۱	تربت‌حیدریه خراسان رضوی	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۳۵/۲۲	۵۹/۲۵	۵/۷	۵۴/۱±
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۳۷/۸۵	۵۷/۱۵	۵	۸۴/۳±
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۳۶/۳۲	۵۸/۸۹	۵/۴	۹۹/۰±
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۳۵/۳۲	۵۸/۴۱	۵/۲	۵۴/۱±
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۳۵/۸۵	۶۰/۳۴	۶	۰۹/۳±
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۳۷/۶۵	۵۷/۲۲	۵/۷	۴۲/۱±
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۳۶/۹۴	۵۵/۱۳	۵/۱	۹۹/۰±
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۳۸/۱۲	۵۵/۹۹	۵/۲	۹۹/۰±
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۳۷/۳۰	۵۶/۷۴	۵/۵	۴۲/۱±
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۳۷/۰۶	۵۸/۸۴	۵/۲	۹۹/۰±

۴). بر این اساس، منطقه مورد مطالعه به شبکه‌هایی با فاصله‌های ۰/۱ درجه تقسیم و با توجه به حجم نمونه، نقشه Rq با استفاده از مشخصات صد رومرکز نزدیک به هر گره در شبکه رسم شد. در این نقشه، مناطقی با Rq بیش از ۱/۵ به‌عنوان مناطق مشکوک به وجود رخداد‌های مصنوعی معرفی می‌شوند (ویمر و بائر، ۲۰۰۰).



شکل ۴. نقشه Rq منطقه مورد مطالعه قبل از حذف رخداد‌های غیرزمین‌ساختی (مناطق بنفش‌رنگ). ستاره زرد رو مرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد و نقاط سیاه معرف موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه هستند.

در مجموع، تعداد ۲۲۲۴ رویداد با بزرگای کم‌تر از ۳ به‌عنوان رخداد‌های مصنوعی شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه حذف شدند. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌ها در ساعات روز بعد از حذف رخداد‌های مصنوعی از فهرست‌نامه (شکل ۵) بیانگر آن است که رخداد‌های باقی‌مانده توزیع به‌نسبت یکنواختی در ساعات روز دارند و قله‌ای در آن مشاهده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند تأییدکننده حذف عمده رخداد‌های غیرزمین‌ساختی از فهرست‌نامه باشد. شایان ذکر است با توجه به ماهیت متنوع فعالیت‌های لرزه‌ای غیرزمین‌ساختی، ممکن است کماکان تعداد بسیار کمی از رخداد‌های مصنوعی در فهرست‌نامه باقی‌مانده باشند.



شکل ۳. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه در ساعات شبانه‌روز.

ساده‌ترین روش برای حذف انفجارات، حذف تمام رخداد‌های به‌وقوع‌پیوسته در طول روز است، اما این کار باعث حذف حدود ۵۰ درصد رخدادها و از دست‌دادن اطلاعات مفید زیادی خواهد شد. بررسی دقیق شکل موج‌های حاصل از وقوع زمین‌لرزه‌ها نیز می‌تواند نشانه‌ها و ویژگی‌های حاصل از انفجارات را بیابد. این روش در مواجهه با تعداد زیاد اطلاعات و رخداد‌هایی که شبانه‌روز پایش و ثبت می‌شوند، بسیار زمان‌بر است و برای منطقه‌های وسیع، درعمل ناکارآمد است (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). در مطالعه حاضر به‌منظور شناسایی رخداد‌های مصنوعی در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه، از روش بررسی فراوانی نسبی رخدادها در ساعات شبانه‌روز (ویمر و بائر، ۲۰۰۰) استفاده شده است. در روش مذکور، نسبت معمول رخداد‌های روز به شب برابر است با:

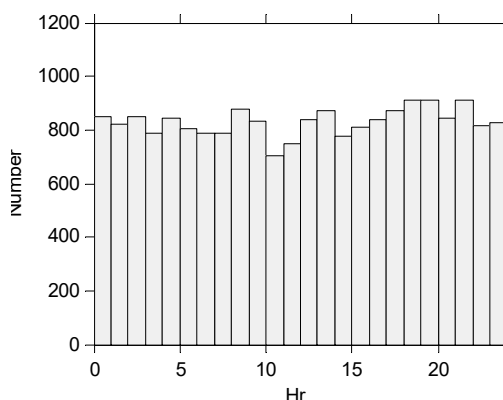
$$Rq = \frac{NdLn}{NnLd} \quad (4)$$

که Nd و Nn به‌ترتیب مجموع تعداد رخدادها در طول روز و شب را نشان می‌دهند. Ln و Ld نیز تعداد ساعات روز و شب را بیان می‌کنند به‌گونه‌ای که مجموع آن‌ها برابر با ۲۴ ساعت است. این نسبت با استفاده از شبکه فضایی منظمی به‌دست می‌آید که کل منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). برای ترسیم نقشه Rq از بسته نرم‌افزاری ZMAP استفاده شده است (شکل

نشده است. نتایج حاکی از آن است که امکان مشاهده بی‌هنجاری‌ها پس از خوشه‌زدایی داده‌ها نسبت به استفاده از داده‌های اولیه بیشتر است. همچنین، امکان مشاهده بی‌هنجاری‌ها هنگام استفاده از فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) نسبت به فهرست‌نامه‌های حاصل از روش گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) بیش‌تر است.

۷ حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه

حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه (M_C) بیانگر بزرگای کوچک‌ترین زمین‌لرزه‌ای است که همه زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از آن کاملاً در فهرست‌نامه ثبت شده باشند. M_C پارامتر بسیار مهمی برای مطالعات مرتبط با فعالیت‌های لرزه‌خیزی است و اغلب در بیش‌تر فهرست‌نامه‌ها با گذشت زمان (پیشرفت روش‌های تحلیل داده، افزایش تعداد لرزه‌نگارها و...) کاهش می‌یابد. محاسبه M_C برای عمده مطالعات مرتبط با زلزله‌شناسی آماری و زلزله‌شناسی مهندسی ضروری است و پس از محاسبه این پارامتر، زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای کمتر از آن دارند، از فهرست‌نامه حذف می‌شوند (ویمر و ویس، ۲۰۰۲ و ویسر و ویمر، ۲۰۰۵). برای تعیین دقیق M_C ، تغییرات زمانی این پارامتر با استفاده از روش پنجره متحرک (ویمر و همکاران، ۱۹۹۸) با تعداد ۲۰۰۰ زلزله و هم‌پوشانی (overlap) ۱۵ رویداد بررسی شد. همان‌طور که در شکل ۶ نشان داده شده است، تغییرات زمانی این پارامتر در منطقه مورد مطالعه به نسبت کم است. شایان ذکر است نوسانات زمانی M_C می‌تواند ناشی از تغییر کیفیت و کمیت ثبت داده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و دقت و توجه متصدی شبکه نسبت به ثبت خردزمین‌لرزه‌ها باشد. از سوی دیگر، کاهش طبیعی فراوانی خردزمین‌لرزه‌ها در یک دوره خاص نیز می‌تواند افزایش M_C را در پی داشته

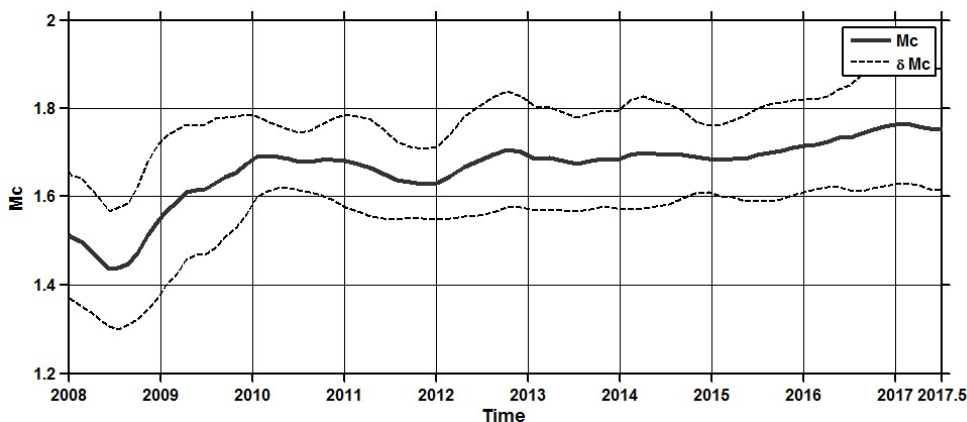


شکل ۵. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه در ساعات شبانه‌روز، پس از حذف رخداد‌های غیرزمین‌ساختی.

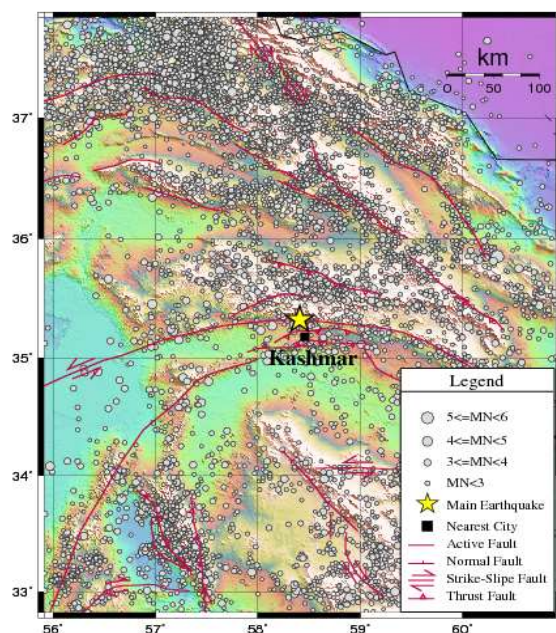
۶ خوشه‌زدایی

پارامترهای لرزه‌خیزی معمولاً با فرض توزیع پواسونی زمین‌لرزه‌ها محاسبه می‌شوند و وجود زمین‌لرزه‌های وابسته (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) که از لحاظ زمانی و مکانی به زمین‌لرزه اصلی وابسته‌اند، فرض مذکور را نادیده می‌گیرد. توزیع پواسونی بیانگر آن است که زمین‌لرزه‌ها برحسب زمان به صورت تصادفی و بدون هیچ‌گونه حافظه زمانی از زمین‌لرزه‌های قبلی رخ می‌دهند (کرامر، ۱۹۹۶). فرایند جدا کردن فهرست‌نامه به پیش‌لرزه، پس‌لرزه و زلزله اصلی را خوشه‌زدایی می‌نامند. در این پژوهش برای اجرای فرایند خوشه‌زدایی از روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) استفاده شد. برای این منظور، متوسط خطای رومرکز زمین‌لرزه‌ها ۱۰ کیلومتر و متوسط خطای عمقی آن‌ها ۱۵ کیلومتر اعمال شد. در مجموع، ۶۸۵۹ زمین‌لرزه به‌عنوان رویدادهای وابسته، شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شدند. در مطالعه حاضر، جهت بررسی تأثیر نوع فرایند خوشه‌زدایی در نتایج مربوط به استفاده از فهرست‌نامه داده‌های اولیه، از فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش‌های خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) و گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) استفاده شده است. گفتنی است به دلیل جلوگیری از افزایش حجم مقاله، این قسمت ارائه

باشد. این موضوع ارتباطی با تغییر کیفیت و کمیت ثبت داده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ندارد.



شکل ۶. تغییرات زمانی M_C در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۷. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه بر اساس فهرست‌نامه پردازش‌شده زمین‌لرزه‌ها. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

داده‌های وابسته و حذف داده‌هایی با بزرگای کم‌تر از M_C به ۷۶۰۶ زمین‌لرزه رسید (شکل ۷).

۸ بحث و نتایج

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، با توجه به تعدد زمین‌لرزه‌های هدف در مطالعه حاضر (جدول ۱)، نتایج تحلیل‌های صورت‌گرفته تنها برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین‌لرزه ۲۰۱۵/۰۵/۰۵ کاشمر با بزرگای محلی

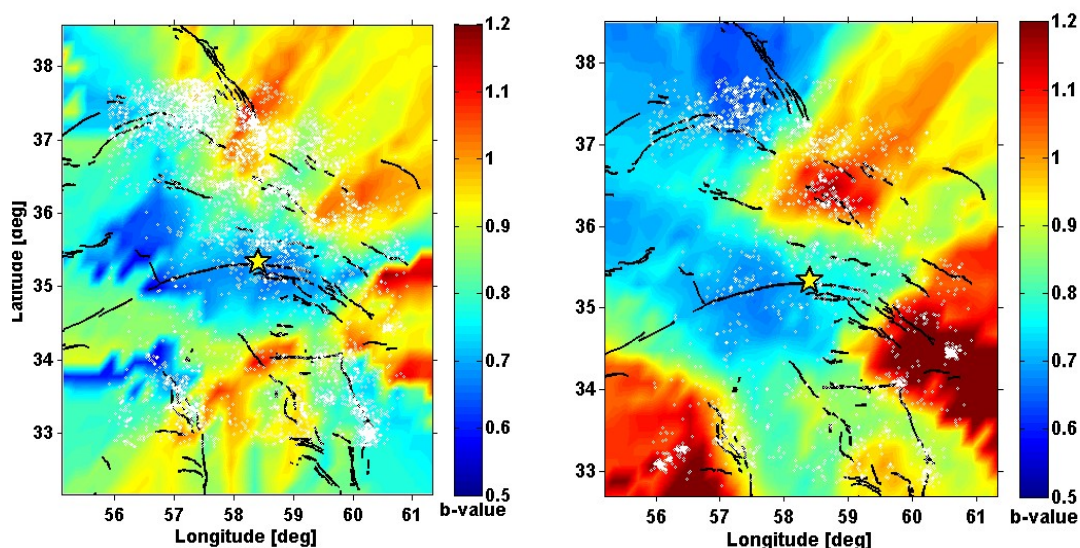
با توجه به تغییرات زمانی M_C در شکل ۶، مقدار این پارامتر ۱/۸ تعیین و ۵۴۵۴ زمین‌لرزه با بزرگای کوچک‌تر از آن، از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شد. فهرست‌نامه اولیه استخراج‌شده از مرکز لرزه‌نگاری کشوری شامل ۲۲۱۴۳ زمین‌لرزه بود که پس از پردازش‌های صورت‌گرفته (حذف داده‌های حاصل از انفجار، حذف

(۵/۲) به تصویر درآمد. نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌ها خلاصه‌وار در جداول ۲ و ۳ ارائه شده است.

۸-۱ پارامتر b

برای بررسی تغییرات مکانی پارامتر b -value در منطقه مورد مطالعه، از روش ویمر و ویس (۲۰۰۰) استفاده شده است. بر این اساس، تغییرات این پارامتر در شبکه‌ای منظم با استفاده از تعداد N زلزله از نزدیک‌ترین زلزله‌ها به هر

گره از شبکه تخمین زده شده است. در این روش N مقدار ثابتی دارد و اغلب در بازه ۵۰ تا ۵۰۰ قرار می‌گیرد. فاصله گره‌ها از یکدیگر با در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های موجود در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها تنظیم می‌شود. در این مطالعه برای رسم نقشه تغییرات مکانی b (شکل ۸)، فاصله گره‌ها حدود ۲۰ کیلومتر (۰/۲ درجه) فرض و برای هر گره، تعداد ۲۰۰ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از M_c از میان نزدیک‌ترین زمین‌لرزه‌ها به آن گره انتخاب شد.



شکل ۸. تغییرات مکانی b در منطقه زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر بر اساس داده‌های موجود (الف) از ابتدای ۲۰۰۶ تا یک روز قبل از وقوع زمین‌لرزه هدف (ب) بعد از وقوع زمین‌لرزه هدف. ستاره قرمز معرف رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر است و نقاط سفید موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه را نشان می‌دهند.

وقوع زمین‌لرزه)، رومرکز زمین‌لرزه در مناطقی با مقادیر کم b قرار دارد. این مناطق می‌توانند بیانگر افزایش در خورتوجه تجمع تنش در طی زمان باشند. در این صورت، مقدار b روندی کاهشی دارد. تنش تجمع‌یافته، در نهایت با وقوع زمین‌لرزه‌ای با اهمیت، آزاد و b از روند کاهشی خارج می‌شود و مقدار آن افزایش می‌یابد (شکل ۸-ب). نمودار تغییرات زمانی پارامتر b نیز دیدی کلی از

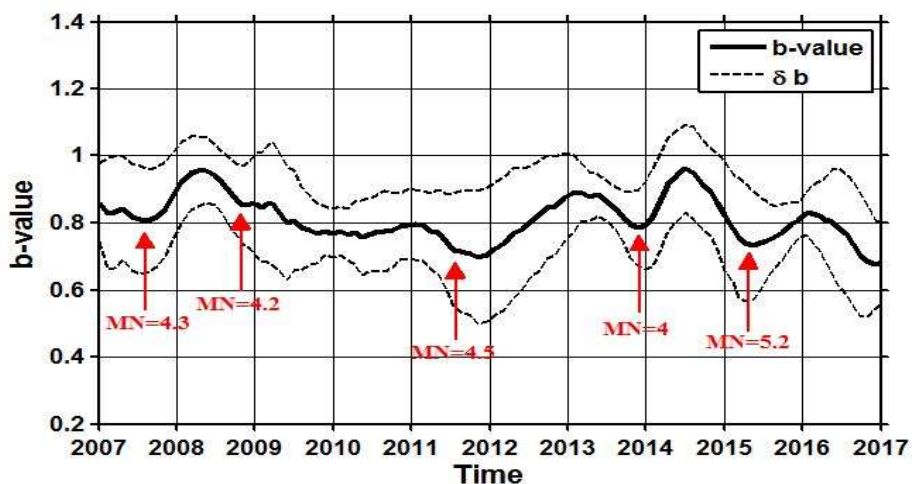
همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، مقادیر b می‌توانند نمودی از میزان تنش موجود در یک منطقه باشند. مطالعات مختلف نیز حاکی از تطابق مکانی زمین‌لرزه‌های اصلی با بخش‌هایی است که مقادیر b در آن‌ها کم است (ویمر و شورلمر، ۲۰۰۵). چنانچه در شکل ۸ دیده می‌شود، در حالت کلی، توزیع مکانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه غیریکنواخت است. در شکل ۸-الف (قبل از

به‌وضوح دیده می‌شود که تقریباً از حدود یک سال قبل از زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر، پارامتر b روند کاهشی (تجمع تنش) و پس از آن روند افزایشی (آزادشدن تنش) داشته است.

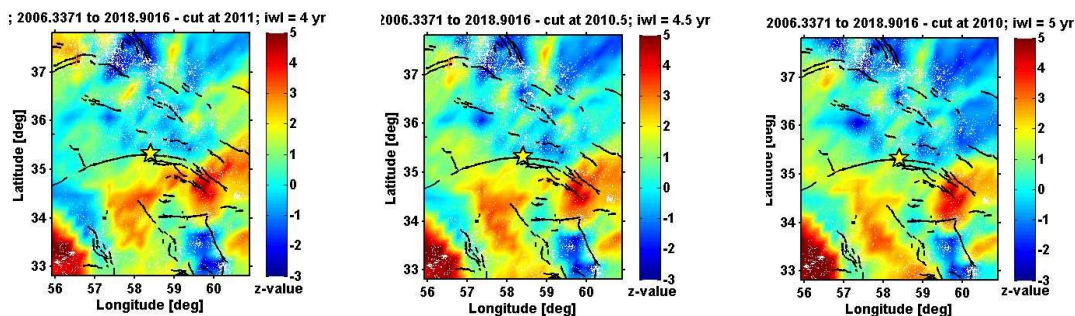
۲-۸ پارامتر Z

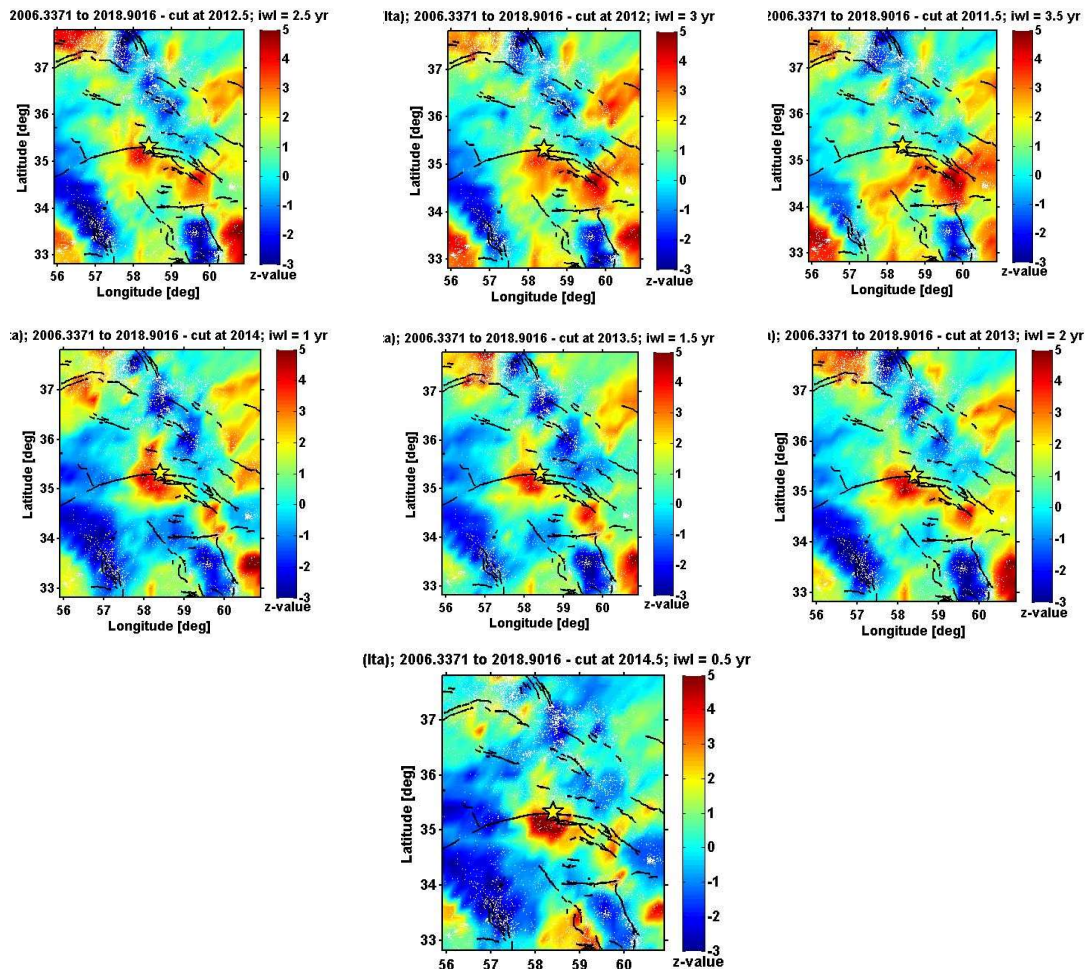
در مطالعه حاضر به‌منظور بررسی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای، از مجموعه‌ای از پنجره‌های زمانی (TWs یا iwI) $0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5$ و 5 سال استفاده شده است (شکل ۱۰).

وضعیت تنش در منطقه مورد مطالعه و میزان فعالیت لرزه‌ای آن در مدت زمانی مشخص ارائه می‌دهد. در شکل ۹ تغییرات زمانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه و در شعاع 150 کیلومتری از رومرکز زمین‌لرزه کاشمر مشاهده می‌شود. گفتنی است بازه‌های زمانی کم‌ترین مقادیر b ، با وقوع زمین‌لرزه‌های مهم منطقه هماهنگی بسیار خوبی دارند. بعد از هر افت در نمودار، روندی افزایشی در مقدار b دیده می‌شود که به دلیل کاهش تنش ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌ای به‌نسبت مهم می‌تواند باشد. البته ممکن است این نوسانات تنها در اثر یک زمین‌لرزه ایجاد نشده باشند و بازتابی از تغییرات تنش در کل گستره باشند. در شکل ۹



شکل ۹. تغییرات زمانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه.

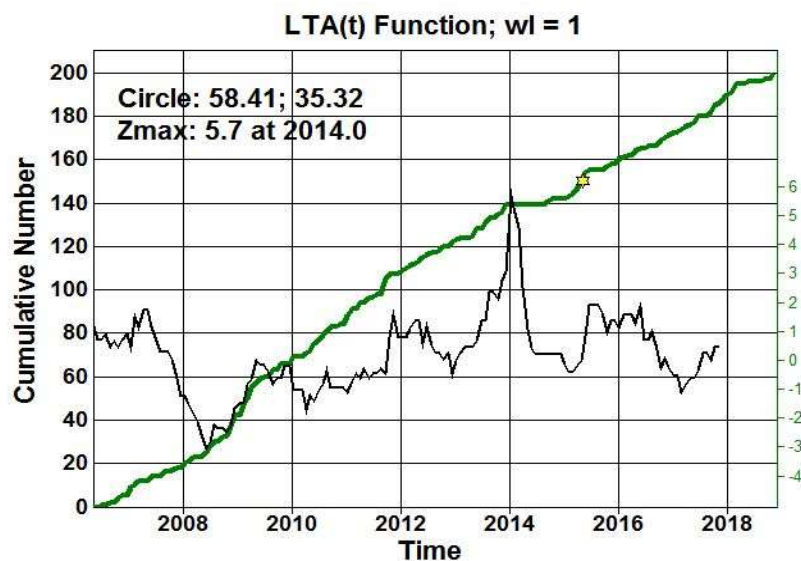




شکل ۱۰. نقشه‌های تغییرات مکانی Z در منطقه مورد مطالعه با اعمال پنجره‌های زمانی با دوره‌های ۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲، ۲/۵، ۳، ۳/۵، ۴، ۴/۵ و ۵ سال. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

تخمین زمان شروع بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای، مقادیر تابع LTA برای زمین‌لرزه‌های واقع در پیرامون رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر (۲۰۰ زمین‌لرزه نزدیک به رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر) محاسبه و در شکل ۱۱ ترسیم شده است.

در اکثر نقشه‌های موجود در شکل ۱۰، منطقه‌ای با بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای را می‌توان مشاهده کرد. در نقشه مربوط به پنجره زمانی ۱ سال ($iwl=1$)، بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای به صورت متراکم‌تر و با مقادیری بیش‌تر حول رومرکز زمین‌لرزه کاشمر وجود دارد؛ لذا در ادامه تحلیل‌ها از این پنجره زمانی استفاده شده است. جهت



شکل ۱۱. توزیع تجمعی فراوانی زمین‌لرزه‌ها (منحنی سیاه‌رنگ) و مقادیر تابع LTA (منحنی سبزرنگ) برحسب زمان. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

۳-۸ بررسی همبستگی پارامترهای لرزه‌خیزی

در مطالعات آماری برای بررسی میزان وابستگی بین دو یا چند متغیر معمولاً از ضرایب همبستگی استفاده می‌شود. مقدار این ضرایب در بازه ۱- تا ۱ قرار دارد. هرچه قدرمطلق این ضرایب به عدد ۱ نزدیک‌تر باشد، میزان وابستگی بین متغیرها بیش‌تر است. همچنین ضرایب همبستگی مثبت و منفی به ترتیب روند هم‌جهت بودن یا مخالف بودن تغییر پارامترها را بیان می‌کنند. به‌منظور بررسی همبستگی زمانی بین بی‌هنجاری‌های مرتبط با پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z در منطقه مورد مطالعه، از نرم‌افزار SPSS 16.0 (اس‌پی‌اس‌اس، ۲۰۰۷) و روش همبستگی اسپیرمن (Spearman) استفاده شد (طالبی و همکاران، ۲۰۱۷). نتایج میزان همبستگی (جدول ۴)، سطح با اهمیت ۹۵ درصد ($p\text{-value} \leq 0.05$) را بین برخی از پارامترها نشان می‌دهد. همبستگی معناداری (با ضریب ۰/۳۹) بین طول بازه‌های زمانی بی‌هنجاری‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های هدف (bd) و میزان تغییرات (کاهش)

از آنجا که این بی‌هنجاری در شکل ۱۰ با پنجره زمانی ۱ سال بهتر نمایان است، در اینجا نیز از همین پنجره استفاده شده است. همان‌گونه که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، این تابع در ابتدای سال ۲۰۱۴ بیش‌ترین مقدار (Z_{max}) را دارد (۵/۷) که نشان‌دهنده دوره‌ای حدوداً ۱/۵ ساله برای بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای است. به‌منظور نشان‌دادن تغییرات مکانی پارامتر Z در طول زمان (قبل و بعد از وقوع زمین‌لرزه)، نقشه Z -value برای چندین دوره زمانی مختلف (در بازه‌های شش ماهه از ۲۰۱۳/۵ تا ۲۰۱۶/۵) با طول پنجره متحرک ۱ سال در شکل ۱۲ ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بعد از وقوع زمین‌لرزه کاشمر در سال ۲۰۱۵، بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای از بین رفته و پارامتر Z مقداری منفی به خود گرفته که این موضوع نشان‌دهنده افزایش میانگین نرخ لرزه‌خیزی حول رومرکز زمین‌لرزه هدف است. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌های هدف نیز در جداول ۲ و ۳ ارائه شده‌اند.

جدول ۲. نتایج کیفی بررسی بی‌هنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف (✓: مشاهده شد؛ ✗: مشاهده نشد)

ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	Z-value		b-value	
				بی‌هنجاری	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری
۱	ترت-حیدریه خراسان رضوی	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۵/۷	✗	✗	✓	✓
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۵	✗	✗	✓	✓
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۵/۴	✓	✓	✓	✓
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۵/۲	✓	✓	✓	✓
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۶	✓	✓	✗	✓
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۵/۷	✓	✓	✗	✓
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۱	✓	✓	✗	✓
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۵/۲	✓	✓	✓	✓
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۵/۵	✗	✗	✓	✓
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۵/۲	✗	✗	✗	✓

جدول ۳. نتایج کمی بررسی بی‌هنجاری‌های زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف. Δb بیانگر اختلاف میزان پارامتر b در ابتدا و انتهای بازه زمانی بی‌هنجاری است و علامت ✗ موارد بدون بی‌هنجاری را نشان می‌دهد.

ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	Z-value		b-value		
				بیشینه مقدار (در بازه زمانی)	طول بازه زمانی (روز)	مقدار نهایی (در پایان بازه زمانی)	Δb	طول بازه
۱	ترت-حیدریه خراسان	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۵/۷	✗	✗	۰/۸۱	۰/۲۷۶۴	۱۲۰
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۵	✗	✗	۰/۸۷۲۱	۰/۱۸۶۹	۲۴۹
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۵/۴	۴/۲	۸۵۷	۰/۸۶۱۲	۰/۰۵۵۴	۸۴
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۵/۲	۵/۷	۴۸۹	۰/۹۷	۰/۱۸۷۷	۲۴۸
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۶	۵	۴۴۸	۰/۹۴	۰/۱۰۰۵	۲۲۷
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۵/۷	۴	۸۹۷	۰/۸۰	۰/۰۴۷	۴۴۷
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۱	۳/۵	۷۵۹	۱/۱	۰/۱۹۳	۳۱۲
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۵/۲	۳/۷	۱۱۰۹	۰/۹۷	۰/۰۰۵	۲۰
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۵/۵	✗	✗	۱/۰۰۶	۰/۰۹۹	۲۰
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۵/۲	✗	✗	۱/۰۹۷	۰/۰۳۹	۳۰

پارامتر b در این بازه زمانی وجود دارد. این نتایج از نظر آماری نشان‌دهنده آن هستند که هرچه طول بازه زمانی بی‌هنجاری بیشتر باشد، میزان تغییرات b (Δb) که نمودی از تغییرات در انباشتگی تنش منطقه‌ای است، بیشتر خواهد بود. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، مقدار b مرتبط با وضعیت تنش تجمع‌یافته در ساختار زمین است. مقادیر کم b اغلب در مناطقی رخ می‌دهند که تجمع تنش روند افزایشی دارد. به عبارت دیگر، می‌توان گفت هرچه روند کاهشی b در مقطعی از زمان شدیدتر باشد، تجمع تنش در منطقه افزایش بیشتری خواهد داشت. گفتنی است نتایج نیز در هماهنگی کامل با این موضوع است که می‌تواند بیانگر کیفیت مناسب محاسبات این مقاله باشد.

همبستگی به‌نسبت زیادی (با ضریب $0/63$) بین طول

بازه‌های زمانی بی‌هنجاری‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های هدف (Z_d) و میزان تغییرات افزایشی پارامتر Z در این بازه زمانی وجود دارد. این نتایج از نظر آماری نشان می‌دهند که هرچه طول بازه زمانی بی‌هنجاری بیشتر باشد، میزان تغییرات Z (Z_v) بیشتر خواهد بود. به عبارت دیگر، هرچه بازه زمانی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای بزرگ‌تر باشد، می‌توان انتظار داشت بیشینه پارامتر Z هم بزرگ‌تر باشد. پارامترهای Z_v و b_v نیز همبستگی معناداری دارند (با ضریب $0/47$). البته همبستگی این پارامترها منفی است که کاملاً منطقی به‌نظر می‌رسد؛ زیرا در بازه‌های مشخص‌شده برای بی‌هنجاری‌های قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف، Z_v روندی افزایشی و b_v روندی کاهشی داشته است.

جدول ۴. میزان همبستگی پارامترهای مورد مطالعه. پارامترهای b_d , Δb , b_v , Z_d و Z_v به‌ترتیب طول بازه زمانی بی‌هنجاری b ، مقدار عددی طول بازه

بی‌هنجاری، مقدار پارامتر b ، طول بازه زمانی بی‌هنجاری Z و مقدار پارامتر Z را نشان می‌دهند.

	b_d	Δb	b_v	Z_d	Z_v
b_d	۱/۰۰۰	۰/۳۹۴	-۰/۱۰۳	-۰/۰۲۵	۰/۰۰۰
Δb	۰/۳۹۴	۱/۰۰۰	۰/۲۰۰	-۰/۴۰۶	-۰/۰۵۶
b_v	-۰/۱۰۳	-۰/۲۰۰	۱/۰۰۰	-۰/۱۷۵	-۰/۴۷۵
Z_d	-۰/۰۲۵	-۰/۴۰۶	-۰/۱۷۵	۱/۰۰۰	۰/۶۳۹
Z_v	۰/۰۰۰	-۰/۰۵۶	-۰/۴۷۵	۰/۶۳۹	۱/۰۰۰

۹ نتیجه‌گیری

با بررسی ده زمین‌لرزه مهم در منطقه شمال شرق ایران، مشخص شد عمده مناطقی که روند b در آنها در طی زمان کاهشی است و مقدار b کمتر از ۱ و هم‌زمان، مقدار Z بزرگ‌تر از ۳ دارند، توانایی زیادی برای چکانش زمین‌لرزه‌های بااهمیت (با بزرگای محلی بیش از ۵) دارند. در این مطالعه همچنین مشخص شد بین بی‌هنجاری‌های

مربوط به پارامترهای لرزه‌ای مذکور، همبستگی به‌نسبت زیادی وجود دارد (ضریب همبستگی بیش‌تر از $0/6$). نتایج این مطالعه مؤید آن است که تغییرات مکانی-زمانی پارامترهای نامبرده را می‌توان شاخصی مؤثر برای مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت دانست

منابع

- طالبیان، م.، ۱۳۹۱، مقایسه گشتاور لرزه‌ای، ژئودیتیک و زمین‌شناسی در البرز خاوری و کپه‌داغ: فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۲(۸۶)، ۱۸۳-۱۹۲.
- کوه‌پیمای، م.، طالبیان، م.، چن، ل.، قدس، ع.، قرشی، م.، ۱۴۰۰، لرزه‌زمین‌ساخت پهنه‌های البرز خاوری و کپه‌داغ با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری محلی: فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۱(۱)، ۱۹۹-۲۰۸.
- Afshar Harb, A., 1979, The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dag region, northeastern Iran: PhD thesis, Imperial College of Science and Technology, London.
- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits: Bulletin Earthquake Research, 43, 237-239.
- Alavi, M., 1992, Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran: Tectonics, 11(2), 360-370.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: Journal of Geodynamics, 21(1), 1-33.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II): Geological Survey of Iran, Rep. 39.
- Berberian, M., 1981, Active Faulting and Tectonics of Iran, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., eds., Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic Evolution: American Geological Union.
- Berberian, M., 2014, Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau: Elsevier.
- Christophersen, A., Gerstenberger, M. C., Rhoades, D. A., and Stirling, M. W., 2011, Quantifying the effect of declustering on probabilistic seismic hazard: Proceeding of the Ninth Pacific Conference on Earthquake Engineering, Building an Earthquake-Resilient Society.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure in Iran, in Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Rep. 51, Geological Survey of Iran, 51-67.
- El-Isa, Z. H., and Eaton, D. W., 2014, Spatiotemporal variations in the b -value of earthquake magnitude-frequency distributions: Classification and causes: Tectonophysics, 615, 1-11.
- Grassberger P, and Procraccia, I., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors: Physica D, 9, 189-208.
- Gutenberg, B., and Richter, C., 1944, Frequency of earthquakes in California: Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.
- Habermann, R. E., 1983, Teleseismic detection in the Aleutian island arc: Journal of Geophysical Research, 88, 5056-5064.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran: IIEES, Tehran.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94, 7507-7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R., and Bolourchi, M. J., 2006, Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran: Geophysical Journal International, 166, 1161-1177.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77(1), 185-264.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1986, The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East: Geophysical Journal International, 93, 45-73.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, 148, 214-242.
- بیگلری، ج.، کنگی، ع.، جعفریان، ع.، ۱۳۹۹، تحلیل لرزه‌خیزی پهنه بخاردن-قوچان با استفاده از تشنگاه‌ها و پارامترهای لرزه‌خیزی: زمین‌ساخت، ۳(۹)، ۱۹-۳۹.
- حسن‌زاده، ب.، رحیمی، ب.، میرزایی، ن.، ۱۳۹۴، بررسی لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ مرکزی بر پایه پارامترهای لرزه‌خیزی و بعد فرکتال، با نگرش ویژه به زون گسلی بخاردن-قوچان: زمین‌ساخت، ۱(۱)، ۷۸-۹۰.

- Kramer, S. L., 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*: Pearson Education India.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A., and Gheitanchi, M. R., 2012, Moho depth and VP/VS variations in the Kope Dag region from analysis of teleseismic receiver functions: *Journal of the Earth and Space Physics*, **37**(4), 1-12.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z. H., Kaviani, A., and Priestley, K., 2012, High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **208-209**, 38-49.
- Nabavi, M. H., 1983, Introduction, in *Geodynamic Project (geotraverse) in Iran*: Geological Survey of Iran, Rep. 51, 1-10.
- Oztürk, S., and Bayrak, Y., 2012, Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the eastern part of Turkey: *Acta Geophysica*, **60**, 92-118.
- Reasenber, P., 1985, Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **90**, 5479-5495.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes: *Nature*, **437**, 539-542.
- Sengor, A. M. C., 1987, Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **15**, 213-244.
- Shabaniyan, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., and Abbassi, M. R., 2009, Quaternary slip-rates along the north-eastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dag Mountains, north-east Iran): *Geophysical Journal International*, **178**, 1055-1077.
- Shi, Y., and Bolt, B. A., 1982, The standard error of the magnitude-frequency b-value: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1677-1687.
- SPSS Inc., 2007, *SPSS for Windows*, Version 16.0., Chicago, SPSS Inc.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, in Burke, C., and Drake, C., eds., *Geology of Continental Margins*: Springer-Verlag, New York, 873-877.
- Talebi, M., Zare, M., Mahdizadeh, R., and Balilashak, A., 2015, Spatial-temporal analysis of seismicity before the 2012 Varzeghan, Iran, Mw 6.5 earthquake: *Turkish Journal of Earth Sciences*, **24**(3), 289-301.
- Talebi, M., Zare, M., Peresan, A., and Ansari, A., 2017, Long-term probabilistic forecast for $M \geq 5.0$ earthquakes in Iran: *Pure and Applied Geophysics*, **4**(174), 1561-1580, DOI: 10.1007/s00024-017-1516-z.
- Tchalenko, J. S., 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran,USSR): *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **278**(1275), 1-28.
- Trifonov, V. G., 1978, Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia: *Bulletin of the Geological Society of America*, **89**, 1059-1072.
- Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches: *Pure and Applied Geophysics*, **155**, 509-533.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., et al., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, **157**, 381-398.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F., 2013, *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*: *EOS Trans. AGU*, **94**(45), 409-410.
- Wiemer, S., 2000, A software package to analyze seismicity: ZMAP: *Seismological Research Letters*, **72**, 373-382.
- Wiemer, S., and Baer, M., 2000, Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 525-530.
- Wiemer, S., McNutt, S., and Wyss, M., 1998, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California: *Geophysical Journal International*, **134**, 409-421.
- Wiemer, S., and Schorlemmer, D., 2005, ALM: An asperity-based likelihood model for California: *Seismological Research Letters*, **78**, 134-140.
- Wiemer S., and Wyss, M., 1994, Seismic quiescence before the landers ($M=7.5$) and big bear ($M=6.5$): *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 900-916.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in

- asperities: An improved technique to calculate recurrence times: *Journal of Geophysics Research*, **102**, 15,115-15,128.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes: *Advances in Geophysics*, **45**, 259-302.
- Woessner, J., and Wiemer, S., 2005, Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 684-698.
- Wyss, M., Sobolev, G. A., and Clippard, J. D., 2004, Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods: *Earth, Planets and Space*, **56**, 725-740.

Temporal and spatial variations of seismicity parameters before the occurrence of $MN \geq 5$ earthquakes in northeast Iran

Mohammad Amiri¹, Mohammad Talebi² and Habib Rahimi^{3*}

¹ M.Sc. Student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² Ph.D., Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 10 May 2023, Accepted: 26 September 2023)

Summary

In the present study, we investigate some statistical features of earthquake precursors, namely the variations of the b-value and Z-value parameters in time and space, before the occurrence of $MN \geq 5.0$ earthquakes in northeast Iran. Based on the literature, the b-value of the Gutenberg–Richter distribution is connected to the field of seismic stress, so that it decreases linearly with increasing differential stress and vice versa. Still, a high differential stress at later stages of an earthquake cycle causes failure of large patches. The Z-value parameter is also associated with seismic quiescence periods which imply the regional preparedness for the occurrence of strong earthquakes.

It is worth mentioning that our study covers ten $MN \geq 5.0$ target earthquakes that occurred between 2010 and 2022. However, due to the large number of target earthquakes, the text body is focused on one of the events accompanied with all investigated anomalies, namely the 2015 Kashmar $MN 5.2$ earthquake.

In order to study the anomalies of seismic parameters, an earthquake catalog, reporting post-2006 $MN \geq 0.3$ events, was extracted from the Iranian Seismological Center. As the raw catalog includes small size events, it was preprocessed via removing possible non-tectonic events. These events, being mostly quarry blasts, have been statistically recognized by an unrealistic increase in the number of events during working hours (i.e. 6:00 to 16:00 O'clock). Accordingly, the Rq method, implemented in the ZMAP software package, has been used for removing possible quarry blasts. The estimation of seismic parameters has been done by assuming the Poisson distribution of the occurrence of earthquakes. Therefore, dependent events (i.e. aftershocks and foreshocks) were also eliminated from the used catalog, using a declustering procedure. However, in the case of the 2015 Kashmar earthquake, the de-quarrying and declustering procedures remove 6859 events out of 22143. Having estimated the magnitude of completeness (M_c) for the region of the Kashmar earthquake, we removed earthquakes with magnitudes less than $M_c = 1.8$. Furthermore, as earthquake catalogs commonly involve in a sort of temporal fluctuation of M_c which is mostly due to increase in the number of seismographs over time, the stability of $M_c = 1.8$ for the region has also been checked. In total, the residual catalog includes 7606 $MN \geq 1.8$ earthquakes over the Kashmar region.

Our results indicate that at least one of the investigated anomalies can retrospectively be observed prior to all target earthquakes. Still, in some cases both anomalies can simultaneously be detected in the space and time domains. Moreover, the results show that regions characterized by both $b\text{-value} \leq 1.0$ (after experiencing a temporally decreasing trend of b-value) and $Z\text{-value} \geq 3.0$ are most prone areas for future $MN \geq 5.0$ earthquakes. Furthermore, it has been found that there exists a significant correlation between the explored anomalies, so that the correlation coefficient is higher than 0.6 for some cases. In conclusion, our results confirm that temporal and spatial variations of seismicity parameters can somehow be interpreted as effective indicators for the areas prone to earthquakes with significant earthquakes.

Keywords: Seismicity parameters, earthquake precursors, seismic Stress, seismic quiescence, northeast Iran