

تحلیل تغییرات زمانی لرزه‌خیزی و ارتباط آن با زمین‌لرزه‌های بزرگ در منطقه‌ی کرمانشاه (۲۰۱۸-۲۰۱۳)

داود کاظمی لقمجانی^۱ و الهام شعبانی^{۲*}

^۱ دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۲ دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۱۸، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۱/۳۱)

چکیده

پژوهش‌های جاری در حوزه‌ی پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها بر ضرورت دستیابی به هشدارهای قطعی برای وقوع این پدیده متمرکز شده‌اند. با این حال، مسئله‌ی اصلی نه تشخیص قطعیت وقوع رویداد، بلکه بررسی این پرسش است که دانش زلزله‌شناسی چه ابزارهایی برای پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها فراهم می‌کند. تلاش‌های گذشته در این زمینه، متأثر از پیشرفت‌ها و نیازهای متغیر، در شاخه‌های متعددی سازماندهی شده‌اند. به تدریج و با گذر از تعاریف سنتی، درک گسترده‌تری از پدیده‌ی زمین‌لرزه حاصل شده است. در این میان، شناسایی تغییرات فاز پیش‌لرزه‌ای در مناطق لرزه‌خیز، به‌عنوان عاملی کلیدی در پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها مطرح است، زیرا تغییرات تنش به‌طور مستقیم با لرزه‌خیزی مرتبط می‌باشد. این پژوهش با هدف ردیابی و بررسی تغییرات فاز پیش‌لرزه‌ای، به ویژه در ارتباط با زمین‌لرزه‌های منطقه کرمانشاه در غرب ایران؛ با بزرگی گشتاوری ۵/۶ در سال ۲۰۱۳ در منطقه‌ی قصرشیرین، هم‌میتور زمین‌لرزه با بزرگی گشتاوری ۷/۳ در سال ۲۰۱۷ در منطقه‌ی ازگله و زمین‌لرزه با بزرگی گشتاوری ۶/۴ در سال ۲۰۱۸ در منطقه‌ی سرپل ذهاب با استفاده از مدل‌های ETAS و ZMAP، به تحلیل داده‌های لرزه‌ای منطقه‌ی کرمانشاه پرداخته است. داده‌های مورد استفاده برگرفته از مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) هستند. منطقه‌ی کرمانشاه به‌دلیل تجربه‌ی زمین‌لرزه‌های بزرگ در بازه‌های زمانی کوتاه و محدوده‌ی جغرافیایی کوچک، مکانی مناسب برای آزمون نظریه‌های مرتبط با فازهای پیش‌لرزه‌ای، مانند سکون لرزه‌ای و واژگونی لرزه‌ای، محسوب می‌شود. در این مطالعه، شواهدی از هر دو پدیده مشاهده شده است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸، کانون‌های لرزه‌ای توسط مناطق سکون لرزه‌ای احاطه شده بودند. این یافته‌ها نه تنها با تحقیقات پیشین هم‌خوانی دارند، بلکه با فرضیه‌ی کاهش تنش منطقه‌ای ناشی از لغزش پیش‌لرزه‌ای یا حرکت غیرلرزه‌ای در مرز صفحات نیز سازگار هستند. این کاهش تنش می‌تواند دلیل کاهش لرزه‌خیزی پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ باشد.

کلمه‌های کلیدی: مدل ETAS، لرزه‌خیزی، سکون لرزه‌ای، واژگونی لرزه‌ای، سرپل ذهاب

۱ مقدمه

گزارش‌های متعددی نشان می‌دهند که در مناطق لرزه‌خیز، پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ، تغییرات غیرعادی در لرزه‌خیزی رخ می‌دهد. این تغییرات به دو شکل قابل مشاهده است: یا منطقه شاهد افزایش فعالیت‌های لرزه‌ای می‌شود یا دوره‌ای از سکون لرزه‌ای را تجربه می‌کند (بومن و کینگ، ۲۰۰۱). اگرچه هیچ سازوکار مشخصی برای پیش‌بینی فعالیت‌های لرزه‌ای پیش از زمین‌لرزه‌ی اصلی وجود ندارد، اما جمع‌آوری و تحلیل این داده‌ها می‌تواند به درک ویژگی‌های آماری و سازوکارهای فیزیکی حاکم بر فعالیت‌های لرزه‌ای کمک کند (میگنان، ۲۰۱۱).

یک روش منطقی برای ارزیابی الگوی لرزه‌ای در یک منطقه خاص، می‌تواند شامل بررسی دنباله‌های زمین‌لرزه‌های آن ناحیه باشد (امی و اسمنو؛ ۲۰۲۴). مدل‌سازی‌های قدیمی‌تر که برای پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شدند، بر این فرض استوار بودند که افزایش انرژی آزادشده پیش از زمین‌لرزه اصلی (پیش‌لرزه) می‌تواند به عنوان شاخصی برای تشخیص سه مرحله پیش‌لرزه، زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه عمل کند (راندل و همکاران؛ ۲۰۱۱). بر این اساس، الگوریتم‌هایی برای پیش‌بینی کوتاه‌مدت و میان‌مدت زمین‌لرزه‌ها توسعه یافتند (کیگان و نوپوف، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۷؛ اوگاتا و امی، ۲۰۲۰). با این حال، تشخیص پیش‌لرزه‌ها در فاصله زمانی کوتاه قبل از رویداد اصلی چالش‌برانگیز است. عواملی مانند ضعیف بودن سیگنال‌ها، فرآیندهای تکتونیکی پیچیده و متغیر، و همچنین ناقص بودن داده‌های لرزه‌ای، شناسایی پیش‌لرزه‌ها را دشوار می‌کنند (وندن‌اند و امپورو، ۲۰۲۰؛ باردواج و همکاران، ۲۰۲۱). مطالعات انجام‌شده در جنوب کالیفرنیا نیز نشان می‌دهند که بیشتر زمین‌لرزه‌های اصلی به‌طور ناگهانی و بدون هیچ نشانه‌ای از پیش‌لرزه رخ می‌دهند (وندن‌اند و امپورو، ۲۰۲۰). در مقابل، برخی تحقیقات دیگر حاکی از آن هستند که نوعی تکامل زمانی-مکانی در

لرزه‌خیزی پیش از زمین‌لرزه اصلی وجود دارد. این مطالعات موفق شده‌اند الگوهای فعالیت لرزه‌ای و حتی مناطق سکون لرزه‌ای را شناسایی کنند (کیو، ۲۰۱۰).

منطقه‌ی کرمانشاه در غرب ایران، بخشی از کمربند لرزه‌خیز زاگرس است که از دیرباز شاهد فعالیت‌های لرزه‌ای شدید بوده است (فالکن، ۱۹۶۹). زمین‌لرزه‌های با بزرگی گشتاوری ۵/۶ در سال ۲۰۱۳ در منطقه‌ی قصرشیرین، زمین‌لرزه با بزرگی گشتاوری ۷/۳ در سال ۲۰۱۷ در منطقه‌ی ازگله و زمین‌لرزه با بزرگی گشتاوری ۶/۴ در سال ۲۰۱۸ در کوهستان‌های زاگرس و منطقه‌ی کرمانشاه روی داده‌اند. این منطقه از نظر تکتونیکی بسیار فعال است و کوتاه‌شدگی پوسته‌ی زمین در آن، نتیجه‌ی برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این مقاله با هدف بررسی تغییرات فازهای پیش‌لرزه‌ای و فرآیندهای آماده‌سازی زمین برای وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ، تغییرات لرزه‌خیزی را در منطقه‌ی کرمانشاه از رویداد سال ۲۰۱۳ تا پیش از زمین‌لرزه‌ی سال ۲۰۱۸ این منطقه تحلیل کرده است. زمین‌لرزه‌های این منطقه، بسته به کانون، عمق و سازوکار کانونی، می‌توانند بسیار ویرانگر باشند. بنابراین، برای افزایش آمادگی در برابر چنین رویدادهایی، بررسی فرآیندهای اولیه‌ای که می‌توانند نشانه‌ای از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ باشند، ضروری است.

بررسی تغییرات فاز پیش‌لرزه‌ای در فعالیت‌های لرزه‌ای یک منطقه می‌تواند دیدگاه‌های جدیدی برای پیش‌بینی زمین‌لرزه‌های آینده ارائه دهد، زیرا تغییرات تنش به‌طور مستقیم با لرزه‌خیزی مرتبط است (تودآ و همکاران، ۲۰۰۰؛ استین، ۱۹۹۹). در این پژوهش، با توجه به موفقیت‌های مدل‌های آماری در کاربردهای پیشین، از مدل ETAS برای تحلیل داده‌های لرزه‌ای منطقه‌ی کرمانشاه استفاده شده است. این داده‌ها از مرکز لرزه نگاری مؤسسه‌ی ژئوفیزیک دانشگاه تهران جمع‌آوری شده‌اند. همچنین، برای افزایش

می‌شوند. این پدیده‌ها را می‌توان تحت عنوان "فرآیندهای نقطه‌ای" در نظر گرفت. فرآیندهای نقطه‌ای، مجموعه‌ای تصادفی از نقاط هستند که در مکان‌های خاصی قرار می‌گیرند. در بسیاری از کاربردهای این نظریه، هر نقطه نشان‌دهنده‌ی زمان یا مکان یک رویداد است. اگر مدل‌سازی نقاط رویداد تنها بر اساس داده‌های زمانی انجام شود، مکان نقاط تنها بخشی از فضای مورد بررسی را تشکیل می‌دهد (شونبرگ، ۲۰۰۰). برای توصیف ویژگی‌های فرآیندهای نقطه‌ای، روش‌های مختلفی وجود دارد. یکی از روش‌های پرکاربرد، استفاده از ابزارهای ریاضی برای توصیف فرآیندهای نقطه‌ای است که در آن اندازه‌گیری‌ها به اعداد صحیح نامنفی یا بینهایت محدود می‌شوند. در این روش، تعداد نقاط موجود در یک زیرمجموعه‌ی خاص (A) از فضای (S) شمارش می‌شود. به‌طور کلی، اندازه‌گیری‌های تصادفی به زیرمجموعه‌های S محدود می‌شوند و شامل مواردی هستند که علاوه بر ارتباط با S، بر اساس معیارهای متریک نیز قابل تفکیک هستند.

ارتباط ارزشمندی بین فرآیندهای نقطه‌ای و سری‌های زمانی وجود دارد. بسیاری از مجموعه‌های داده‌های زیست‌محیطی که به‌طور سنتی به‌عنوان فرآیندهای نقطه‌ای طبقه‌بندی می‌شوند، می‌توانند به‌صورت سری‌های زمانی نیز گزارش شوند و بالعکس. برای مثال، دنباله‌ی رویدادهای زمین‌لرزه با منشأ زمانی معمولاً به‌عنوان یک فرآیند نقطه‌ای وابسته به زمان در نظر گرفته می‌شود. با این حال، همین دنباله می‌تواند به‌عنوان یک سری زمانی نیز تحلیل شود که شامل مقادیر صفر و مقادیر ویژه‌ای است که با رویدادهای زمین‌لرزه مرتبط هستند. فرآیندهای نقطه‌ای با پراکندگی مناسب نقاط، دو ویژگی اصلی دارند: اولاً، همه‌ی نقاط $\{T_i\}$ با احتمال مشخصی از هم تفکیک می‌شوند، به‌طوری که برای هر $i, j, i \neq j, T_i \neq T_j$ ، نقاط مجزا هستند. ثانیاً، یک فرآیند نقطه‌ای N بر اساس زمان رویدادها مرتب می‌شود، به‌طوری که برای هر t ، احتمال وقوع بیش از یک رویداد

دقت و وضوح نتایج، با نتایج حاصل از ZMAP ZMAP (Software Weimer, S. 2001) مقایسه شده است. این روش به شناسایی مناطق دارای سکون لرزه‌ای یا افزایش فعالیت‌های لرزه‌ای و همچنین درک بهتر روابط میان فرآیندهای آماده‌سازی زمین برای وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ کمک می‌کند.

۲ شبیه‌سازی یک پدیده بزرگ در مقیاس کوچکتر (مدل‌سازی) ۲-۱ مدل‌سازی

خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌ها یکی از موضوعات پرتکرار و مهم در پژوهش‌های مرتبط با لرزه‌خیزی است. در واقع، هدف از این کار شناسایی رویدادهای زمین‌لرزه در قالب خوشه‌هایی است که از نظر زمانی و مکانی به هم مرتبط هستند. این خوشه‌ها با استفاده از تحلیل‌های آماری پیچیده و بر اساس تغییرات لرزه‌خیزی زمینه‌ای شناسایی می‌شوند. برای کمی‌سازی و تحلیل داده‌های مشاهده شده از پدیده‌های زمین‌لرزه، استفاده از دانش آمار و احتمال اجتناب‌ناپذیر است. آزمون‌های رایج در مراکز تحقیقاتی به‌خوبی برای ارزیابی مدل‌های آماری پیش‌بینی زمین‌لرزه سازمان‌دهی شده‌اند. این آزمون‌ها با استفاده از داده‌های گذشته، مدل‌ها و پارامترهای آن‌ها را به‌طور دقیق توصیف می‌کنند. معمولاً میزان سازگاری این مدل‌ها با داده‌های رویدادهای زمین‌لرزه از طریق آزمایش‌های عددی ارزیابی می‌شود. با این حال، این آزمون‌های راستی‌آزمایی ممکن است از قدرت تشخیص محدودی برخوردار باشند و گاهی حتی گمراه‌کننده نیز باشند. در این میان، روش‌های امیدوارکننده‌ای مانند تحلیل باقی‌مانده‌ها نیز وجود دارند که می‌توانند مفید واقع شوند (شونبرگ و برآی، ۲۰۱۳).

علاوه بر زمین‌لرزه‌ها، پدیده‌هایی مانند آتشفشان، سونامی و غیره نیز وجود دارند که در بازه‌های زمانی طولانی و در مناطق جغرافیایی خاص به‌صورت خوشه‌ای از نقاط مشاهده

در بازه‌ی زمانی Δt به صفر نزدیک می‌شود (شونبرگ، ۲۰۰۰).
مدل‌های پایه‌ای که برای ارزیابی فعالیت لرزه‌ای در یک منطقه‌ی لرزه‌خیز استفاده می‌شوند، باید به گونه‌ای تنظیم شوند که امکان سنجش و ارزیابی همه‌ی مدل‌های احتمالاتی ممکن را فراهم کنند. توانایی تخمین زمین‌لرزه‌ها بر اساس استانداردهای احتمالاتی، در محدوده‌ی زمان، مکان و بزرگی، با استفاده از ابزارهای سری‌های زمانی و بر اساس داده‌های گذشته، از جمله قابلیت‌هایی است که قوانین تجربی مرتبط فراهم کرده‌اند (چردن، ۲۰۰۶). تقریباً در تمامی مدل‌هایی که برای ارزیابی رویدادهای آینده‌ی زمین‌لرزه‌ها توسعه یافته‌اند، ترکیبی از قانون بزرگی گوتنبرگ-ریشر (برای پیش‌بینی بزرگی زمین‌لرزه) و انواع مختلف توابع زمان-مکان، مانند مدل ETAS، استفاده شده است (اگاتا، ۲۰۱۳). مدل ETAS معمولاً برای پژوهش و پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه‌ی جغرافیایی خاص به کار می‌رود (اگاتا، ۱۹۸۸).

۲-۲ روش‌شناسی و معرفی مدل

در مدل ETAS، فرض بر این است که زمین‌لرزه‌های اصلی از یک الگوی فرآیند پواسون با شدت μ پیروی می‌کنند. به عبارت دیگر، ترتیب وقوع این رویدادها تصادفی است، به طوری که احتمال وقوع هر زمین‌لرزه‌ی اصلی در هر نقطه از محور زمان یکسان است. علاوه بر این، توزیع زمان‌های بین هر جفت رویداد زمین‌لرزه‌ی اصلی، از یک توزیع نمایی مستقل از زمان پیروی می‌کند (کلوف و راس، ۲۰۱۹). در مدل ETAS، وابستگی احتمالاتی یک رویداد به پیشینه‌ی زمین‌لرزه‌ها با رابطه‌ی (۱) نشان داده می‌شود:

$$P_{\Delta t, \Delta x, \Delta y} = (t, x, y | \mathcal{H}_t) \quad (1)$$

که در آن رویداد یک زمین‌لرزه در یک بازه کوچک از زمان، بین زمان t و زمان Δt در یک منطقه کوچک به اندازه‌ی $[x, (x + \Delta x)] \times [y, (y + \Delta y)]$ رخ می‌دهد.

$$\lambda(t, x, y | \mathcal{H}_t) = \lim_{\Delta t, \Delta x, \Delta y \rightarrow 0} \frac{p_{\Delta t, \Delta x, \Delta y}(t, x, y | \mathcal{H}_t)}{\Delta t \Delta x \Delta y} \quad (2)$$

توسعه‌ی این مدل توسط اگاتا (در سال‌های ۱۹۸۵، ۱۹۸۸ و ۱۹۸۹) نشان داد که فعالیت لرزه‌ای عادی در یک منطقه‌ی لرزه‌خیز را می‌توان با استفاده از تابع شدت شرطی توصیف کرد. این تابع از ترکیب دو بخش تشکیل شده است: یک بخش ثابت که نشان‌دهنده‌ی لرزه‌خیزی ذاتی منطقه است، و بخش دیگر که شامل توابع اصلاح‌شده‌ی قانون تجربی امری برای هر شوک لرزه‌ای i است که در زمان t_i رخ می‌دهد (اگاتا، ۱۹۹۲). با فرض مدل فرآیند نقطه‌ای هاگز از نوع همواره مثبت، تابع شدت شرطی برای مدل ETAS به شکل رابطه‌ی (۳) به دست می‌آید (اگاتا، ۱۹۹۸):

$$\lambda(t, x, y | \mathcal{H}_t) = \mu(x, y) + \sum_{\{t_i < t\}} g(t - t_i, x - x_i, y - y_i; M_i) \quad (3)$$

و از آن جا:

$$\lambda(t, x, y | \mathcal{H}_t) = \mu(x, y) + \sum_{\{k: t_k < t\}} \kappa(M_k) g(t - t_k) f(x - x_k, y - y_k | M_k) \quad (4)$$

در رابطه (۴) لرزه‌خیزی زمینه (μ) نشان‌دهنده‌ی فعالیت لرزه‌ای ذاتی منطقه است. تابع κ یا توان تحریک برای رخداد، بیانگر تأثیر هر رویداد زمینه در ایجاد رویدادهای پیرو تحریک شده است تابع g دنباله‌ی زمانی رویدادها را

می‌تواند به منابع گسترده‌ی موجود در این زمینه مراجعه کند.

۳ مشاهدات و اندازه‌گیری‌ها

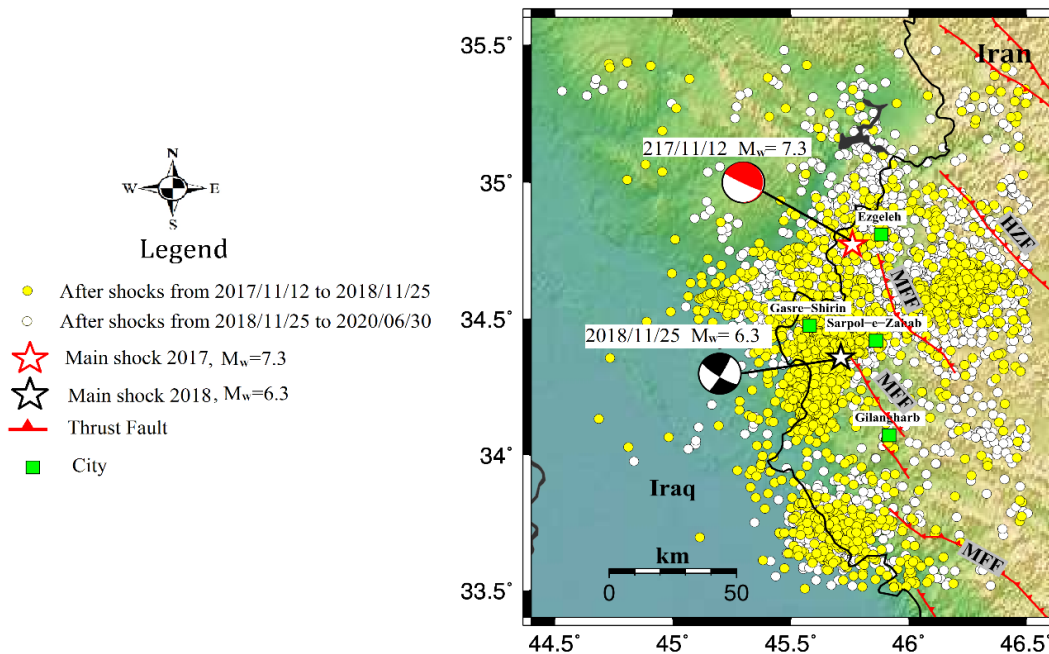
۳.۱ آستانه بزرگای تمامیت‌نما (Mc)

این پژوهش با استفاده از فهرست داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری، زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در منطقه کرمانشاه در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۸ را در مدل‌های ETAS و ZMAP تحلیل کرده است. شکل ۱ پراکنندگی رومرکز زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای $M_N \geq 2/5$ و ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتر در بازه‌ی زمانی پس از رویدادهای ۲۰۱۷ با بزرگای $7/3$ و 2018 با بزرگای $6/4$ نشان می‌دهد. با توجه به تحقیقات طالبیان و جکسون (۲۰۰۴) و واکر و همکاران (۲۰۰۵)، از آنجا که بیشتر زمین‌لرزه‌های این منطقه بدون گسیختگی سطحی رخ می‌دهند، ساختار لرزه‌زمین‌ساختی پیچیده‌ای را ایجاد کرده‌اند. این پژوهش به بررسی تأثیرات لرزه‌ای ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ بر روی لرزه‌خیزی یک منطقه خاص می‌پردازد. در این راستا، دو رویداد لرزه‌ای با بزرگی قابل توجه در سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ در این منطقه ثبت شده‌اند. همچنین، زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $5/6$ در سال ۲۰۱۳ به‌عنوان بزرگ‌ترین رویداد لرزه‌ای پیش‌از وقوع زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ شناسایی شده است. این مطالعه با انتخاب زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۳ به‌عنوان نقطه آغاز، به نوعی قادر به پیش‌بینی رویدادهای لرزه‌ای سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ بوده است. شایان ذکر است در صورت وجود پشتیبانی فنی از قبیل ثبت واضح رویدادها و مانند ژاپن، مدل ETAS برای پیش‌بینی‌های کوتاه‌مدت لرزه‌ای در بازه‌های زمانی ساعت، روز یا ماه نیز بکار گرفته می‌شوند (اوگاتا، ۲۰۰۵). برای محاسبه‌ی دقیق‌تر آستانه‌ی بزرگای تمامیت‌نما رویدادهای زمین‌لرزه در منطقه در هر سلول شبکه، از حدود ۱۰۰۰ رویداد ثبت‌شده در بازه‌ی زمانی ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۷، یعنی درست پیش از وقوع

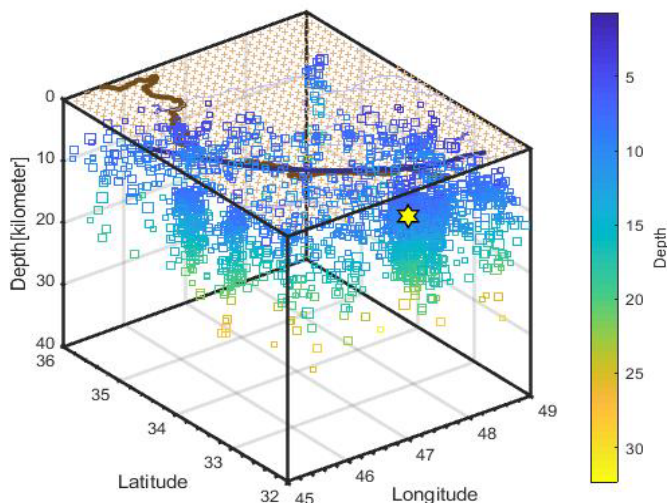
توصیف می‌کند. تابع f توزیع مکانی رویدادهای پیرو را نسبت به رویداد مادر مشخص می‌کند. هر یک از این مؤلفه‌ها ابتدا به‌صورت جداگانه و با استفاده از تکنیک‌های آماری پیچیده محاسبه می‌شوند. در نهایت، توابع احتمالاتی استاندارد به‌دست می‌آیند که کمی‌سازی و تحلیل آن‌ها امکان‌پذیر است. نتیجه‌ی نهایی به‌صورت یک نمودار واضح ارائه می‌شود که ارتباط بین زمان و مکان رویدادها را نشان می‌دهد. این نتایج از ترکیب منطقی پنج پارامتر فوق در یک ساختار واحد حاصل می‌شوند و به شناسایی مناطق احتمالی زمین‌لرزه‌های زمینه و دنباله‌های پس‌لرزه کمک می‌کنند (ژوانگ و همکاران، ۲۰۰۲، ۲۰۰۵، ۲۰۱۲؛ ژوانگ و اوگاتا، ۲۰۰۴؛ اوگاتا، ۱۹۸۸، ۱۹۹۲). درباره‌ی شدت لرزه‌خیزی زمینه که یک تابع مکانی از جایگاه زمین‌لرزه‌های اصلی است و اندازه‌ی آن نسبت به زمان بدون تغییر است بایستی گفته شود؛ برای برآورد معادله‌ی مرتبط از روش هرس یا حذف تصادفی بهره‌برداری می‌شود به طوری که اگر یک سری از رویدادهای مرتبط با یک سری از احتمالات در نظر شود و سپس هر رویداد با احتمال مرتبط آن حذف شود؛ رویدادهای برجای مانده یک فرآیند نقطه‌ای جدید به‌عنوان فرآیند هرس تشکیل می‌دهند. ساده‌ترین نوع از این فرآیند، حذف هر نقطه (رویداد) با یک احتمال معین و مقرر است در این صورت رخدادهای باقی‌مانده، نمایش یک فرآیند نقطه‌ای نو را ارائه خواهند داد که اصطلاحاً فرآیند هرس خوانده می‌شود (دالی و وور-جونز، ۲۰۰۳). اکنون اگر در فرآیند، رویدادها و احتمالات متناظر کنار گذاشته شوند آنگاه بایستی به وسیله‌ی فرآیند هرس، شدت مکانی یک فرآیند پواسون غیر همگن به صورت $\mu(x,t)$ ، قابل تشخیص باشد (اگاتا، ۱۹۸۲).

آنچه در بالا ارائه شد، شرح مختصری از ساختار تحلیل در مدل ETAS است. برای مطالعه‌ی بیشتر، خواننده

زمین‌لرزه‌ی بزرگ سال ۲۰۱۸، و تا ژرفای ۳۰ کیلومتر استفاده شد (شکل ۲).



شکل ۱. لرزه‌زمین‌ساخت منطقه‌ی کرمانشاه، ستاره قرمز رومرکز زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ به همراه سازوکار کانونی آن (برگرفته از USGS) و ستاره سیاه رومرکز زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۸ به همراه ساز و کار کانونی آن (برگرفته از USGS) می‌باشد. همچنین دایره‌های زرد پس‌لرزه‌های ثبت شده از زمین‌لرزه ۲۰۱۷ و دایره‌های سفید پس‌لرزه‌های حادث شده پس از زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۸ که مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت نموده است.

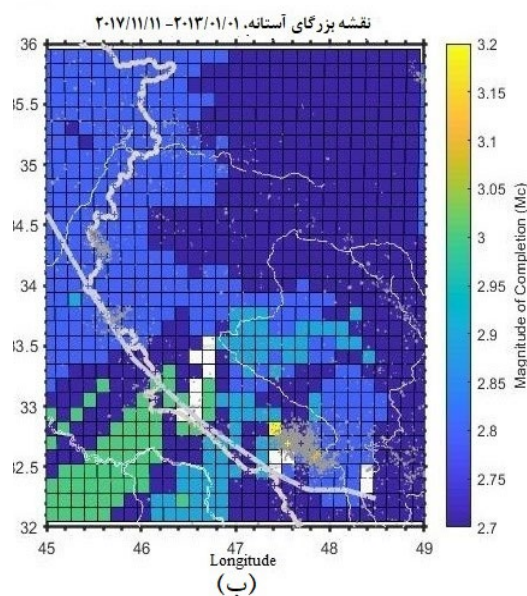
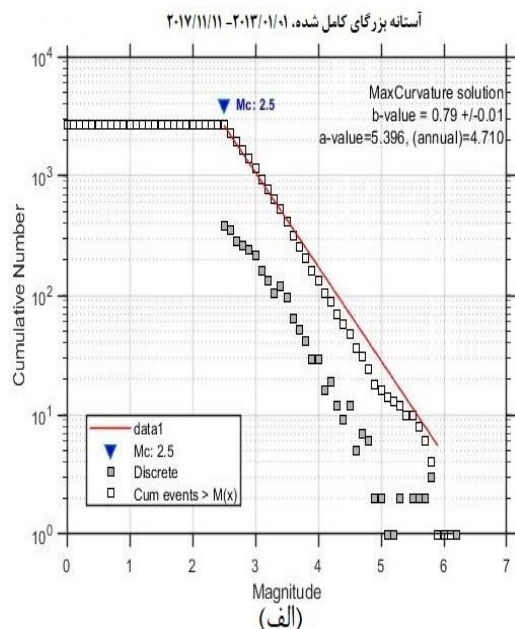


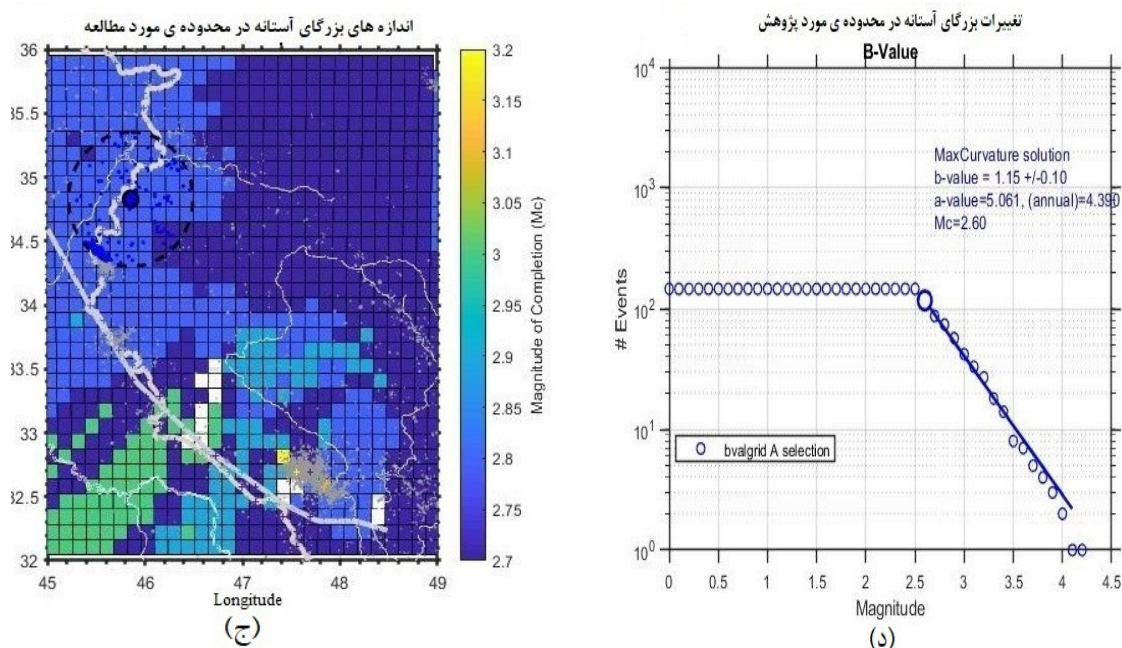
شکل ۲. نمای سه بعدی از توزیع ژرفای رویدادهای زمین‌لرزه از نوامبر ۲۰۱۳ تا نوامبر ۲۰۱۸ منطقه‌ی لرزه‌خیز کرمانشاه

صورت درصدی از داده‌هایی که می‌توانند با یک خط مستقیم مدل شوند، در نظر گرفته می‌شوند و در پایان بزرگای آستانه به عنوان مقداری تعیین می‌شود که در آن ۹۰ درصد داده‌ها می‌توانند با یک خط مستقیم مدل شوند. این مقدار نشان‌دهنده حداقل بزرگایی است که داده‌ها در آن کامل و قابل اعتماد هستند (ویمر و ویس، ۲۰۰۰).

در شکل ۳-الف و ۳-ب نمایش داده شده است. به‌ناچار، پژوهش را به محدوده‌ی دو زمین‌لرزه‌ی بزرگ سال‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ متمرکز می‌کنیم که به‌طور نسبی در مناطقی با آستانه‌ی بزرگای تمامیت‌نما یکنواخت قرار دارند (رومکز رویداد ۲۰۱۷ در مختصات ۳۴.۸۴ شمالی و ۴۰.۹۰ شرقی، که در شکل‌های ۳-ج و ۳-د مشخص شده‌اند). بنابراین، با توجه به نقشه‌ی مقادیر M_c و موقعیت دو زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ در منطقه‌ی کرمانشاه، محدوده‌ی مطالعاتی را در طول جغرافیایی ۴۵ تا ۴۶ و عرض جغرافیایی ۳۴ تا ۳۵ انتخاب نمودیم.

همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، آستانه‌ی بزرگای تمامیت‌نما (M_c) به‌دست‌آمده برای کل منطقه یکسان نیست. این مقدار که با روش ویمر و ویس (۲۰۰۰) و برای بازه‌ی زمانی ۲۰۱۳ تا ۲۰۱۷ محاسبه شده، این روشی شناخته شده در زلزله‌شناسی برای تعیین M_c با استفاده از ویژگی‌های کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها می‌باشد. یک دریافت دقیق از این خصوصیات نیازمند دو گام اساسی است یکی شناسایی زمانی دقیق حصول داده‌ها با کیفیت بالا می‌باشد (برای گریز از داده‌های ناقص) و دیگری شناسایی تغییرات کیفیت گزارش دهی با گذر زمان است (زیرا داده‌هایی که در زمان‌های مختلف گردآوری می‌شوند ممکن است در کیفیت متفاوت باشند). ویمر در سال ۲۰۰۰ برای تعیین بزرگای آستانه روشی برپایه‌ی رابطه‌ی گوتنبرگ-ریشتر توسعه داد به گونه‌ای که در آغاز پارامترهای این رابطه محاسبه شود و سپس یک توزیع نظری ایده‌آل از پارامترها بدست می‌آید و تفاوت بین توزیع نظری و توزیع واقعی به

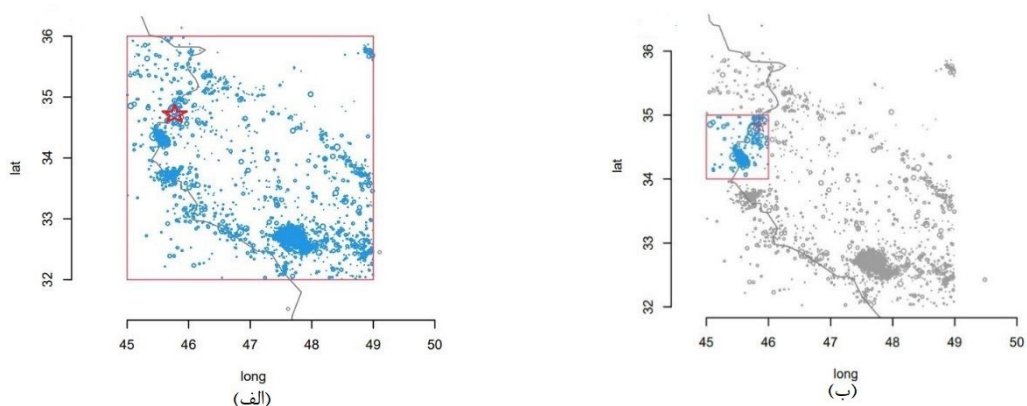




شکل ۳. آستانه بزرگای تمامیت‌نما برای منطقه مورد مطالعه: (الف) و (ب) ناهمگونی آستانه بزرگای تمامیت‌نما. (ج) یکنواختی نسبی بزرگای آستانه تمامیت‌نما در گزینش محدودتر منطقه‌ی مورد مطالعه، جایگاه زمین لرزه‌های بزرگ ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ با فاصله تقریبی 53 km از یکدیگر، (د) یکنواختی نسبی M_c در پیرامون دو زمین‌لرزه‌ی بزرگ و منطقه‌ی تحت پژوهش با استفاده از ZMAP.

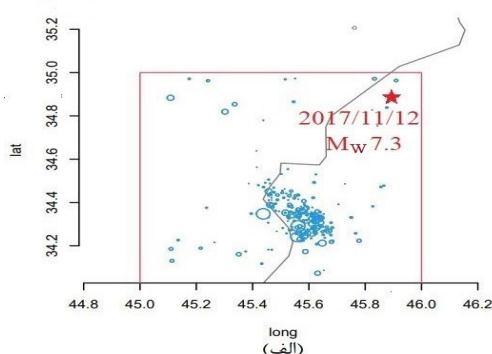
منطقه‌ی کرمانشاه متمرکز است. محدوده‌ی پژوهش، که در شکل ۴-الف و ۴-ب نشان داده شده است، منطقه‌ای به وسعت ۱۱۶ کیلومتر مربع ($1^\circ \times 1^\circ$) را شامل می‌شود و با مختصات جغرافیایی بصورت $35^\circ \leq \text{طول جغرافیایی} \leq 45^\circ$ و $34^\circ \leq \text{عرض جغرافیایی} \leq 46^\circ$ می‌گردد (شکل ۴).

با تقسیم ناحیه‌ی کرمانشاه به سلول‌های شبکه‌ای با ابعاد $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ، داده‌های زمین لرزه برای مدل‌سازی و تولید منحنی توزیع تجمعی رویدادها در مدل ETAS به کار گرفته شدند. در این مطالعه، از داده‌های مرکز لرزه‌نگاری کشور مربوط به پنج سال پیش از زمین‌لرزه‌ی ازگله و همچنین زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده بین دو رویداد ازگله و سرپل‌ذهاب استفاده شد. این مقاله بر موقعیت دو زمین‌لرزه‌ی بزرگ در

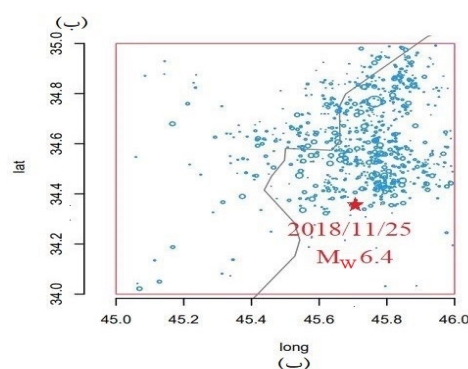


شکل ۴. رومرکز زمین‌لرزه‌های منطقه کرمانشاه با آستانه تمامیت‌نما $M_N \geq 2/6$ از ۲۰۱۳/۱۱/۲۰ تا ۲۰۱۷/۱۱/۱۰ ستاره قرمز زمین‌لرزه‌ی بزرگ ۲۰۱۷ (الف) نمای کلی منطقه‌ی لرزه‌خیز (ب) منطقه‌ی مورد مطالعه کرمانشاه.

برازش مدل) محدوده‌ای شامل ۲۲۱ رویداد، به صورت نقشه‌ی ETAS ارایه شده است. نکته‌ی قابل توجه این است که از ۲۳ نوامبر ۲۰۱۳، منطقه تحت تأثیر دنباله‌های پس‌لرزه‌ی رویداد با بزرگای $M_N 5.6$ قرار داشته است و در ادامه شکل ۵-ب همین تغییرات را پس از زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ پی‌جویی می‌کند.



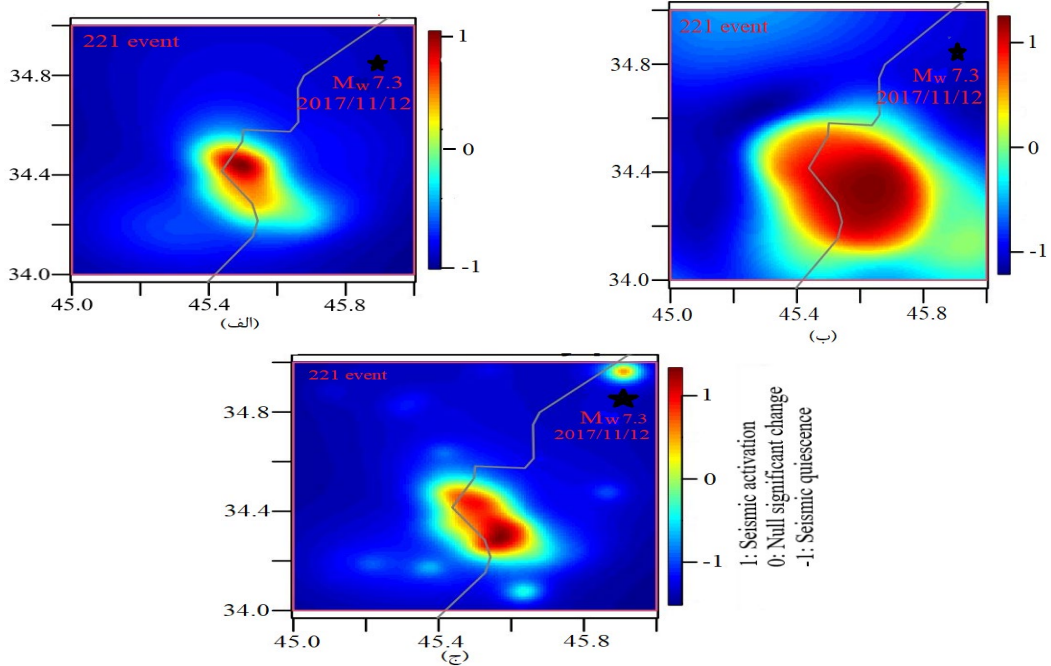
این پژوهش تغییرات لرزه‌خیزی را قبل و بعد از زمین‌لرزه‌های سال‌های ۲۰۱۷ (ازگله) و ۲۰۱۸ (سرپل ذهاب) در منطقه‌ی کرمانشاه بررسی می‌کند. برای این منظور، از یک ناحیه‌ی دایره‌ای شکل به عنوان «دوره‌ی هدف (برازش مدل)» استفاده شد. در شکل ۵-الف، الگوی فضایی تغییرات لرزه‌خیزی برای دوره‌ی پژوهش (هدف یا



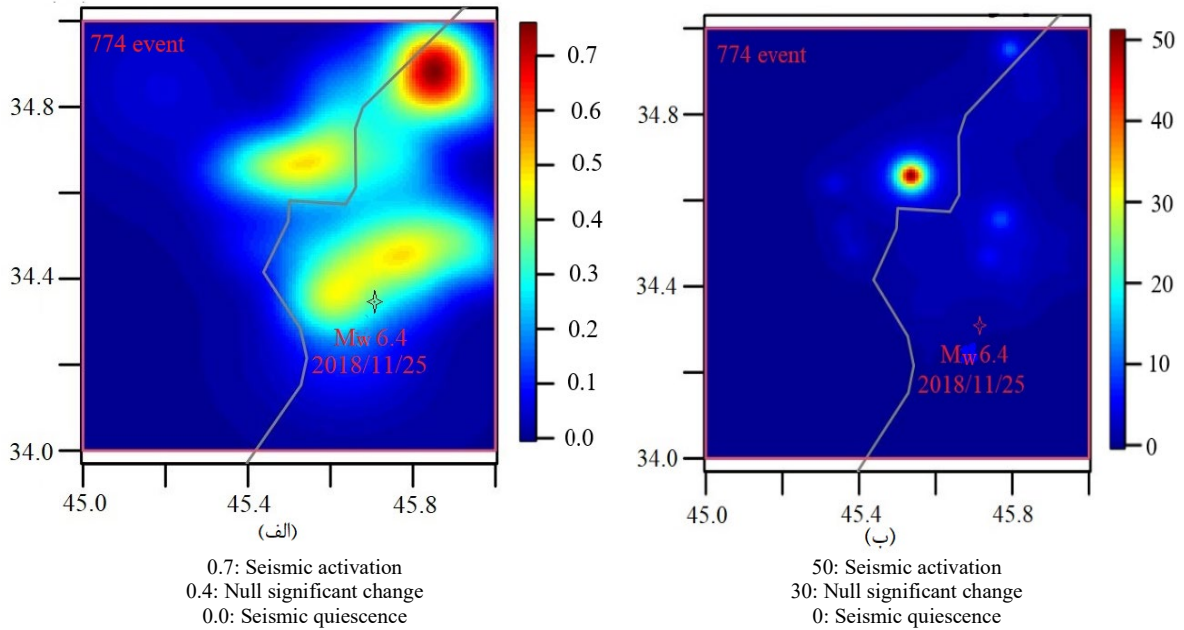
شکل ۵. کانون‌های دنباله‌های زمین‌لرزه در منطقه‌ی پژوهشی (الف) دنباله‌های زمین‌لرزه ثبت شده از ۲۰۱۳/۱۱/۲۰ تا ۲۰۱۷/۱۱/۱۰ درست پیش از زمین‌لرزه‌ی بزرگ $M_W 7.3$ ازگله (ب) دنباله‌های پس‌لرزه از ۲۰۱۷/۱۱/۱۱ تا ۲۰۱۸/۱۱/۲۴ درست پیش از زمین‌لرزه‌ی بزرگ $M_W 6.4$ سرپل ذهاب، هر دو در منطقه‌ی کرمانشاه.

آماري بر روی رویدادهای مشاهده شده و پس از به‌دست آوردن توابع احتمال ژرف‌ساختاری امکان‌پذیر می‌شود تا توانایی شبیه‌سازی رخداد‌های آینده فراهم گردد. همان‌طور که گفته شد، این فرآیند در چارچوب مدل‌سازی رویدادهای مشاهده شده به عنوان یک فرآیند نقطه‌ای پواسون انجام می‌گیرد (به‌گونه‌ای که هر رویداد به‌طور منحصر به فرد با یک نقطه در فضای زمان-مکان مشخص می‌شود) (شکل ۶-ج). سپس، مدل با استفاده از داده‌های ۷۷۴ رویداد ثبت شده از ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ تا ۲۴ نوامبر ۲۰۱۸، یعنی درست پیش از زمین‌لرزه‌ی بزرگ ($M_W 6.4$) سال ۲۰۱۸ سرپل ذهاب (کرمانشاه)، مجدداً برازش داده شد (شکل‌های ۷-الف و ۷-ب).

همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، در ابتدا مدل ETAS با استفاده از داده‌های ۲۲۱ رویداد ثبت شده در منطقه‌ی کرمانشاه تنظیم شد و سپس نقشه‌ها و نمودارهای مرتبط با آن به کمک نرم‌افزار R (جلیلیان، ۲۰۱۹) محاسبه و استخراج گردید (شکل ۶). در معادله‌ی (۴)، آهنگ لرزه‌خیزی زمینه (μ) برای هر نقطه با مختصات (x,y) و همچنین ضریب خوشه‌بندی، که در آن زایش‌های احتمالاتی پس‌لرزه‌ها محاسبه می‌شود، برای هر نقطه با مختصات (x,y) در منطقه‌ی مورد مطالعه ارزیابی شد (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب). جایگاه و بزرگای رویدادهای آتی در یک منطقه با استفاده از تابع شدت شرطی در مدل ETAS پیش‌بینی می‌شود. این پیش‌بینی با انجام محاسبات



شکل ۶. پیش‌بینی‌های مدل ETAS برای دو رویداد ۲۰۱۳ و ۲۰۱۷ (الف) آهنگ رویداد زمین‌لرزه‌ی زمینه پس از رویداد ۲۰۱۳ در قصرشیرین، مطابق با رابطه‌ی (۴) و مقدار μ با واحد (events/(degree²×4 years)) ارائه شده است. (ب) شبیه‌سازی مدل ETAS از ضریب خوشه‌بندی منطقه مورد مطالعه. (ج) آهنگ لرزه‌خیزی کل برپایه‌ی تابع شدت شرطی (رابطه‌ی ۴) انجام شده است، تاریخچه‌ی رویدادهای مشاهده‌شده، امکان شبیه‌سازی رخداد‌های آتی را فراهم ساخته است.



شکل ۷. ارزیابی‌های مدل ETAS پس از رویداد ۲۰۱۷ از گله: (الف) زمین‌لرزه‌ی زمینه μ در این منطقه با استفاده از رابطه (events/(degree²×1 years)) محاسبه شده است. (ب) ارزیابی لرزه‌خیزی کل با استفاده از تابع شدت شرطی برآورد شده توسط مدل ETAS.

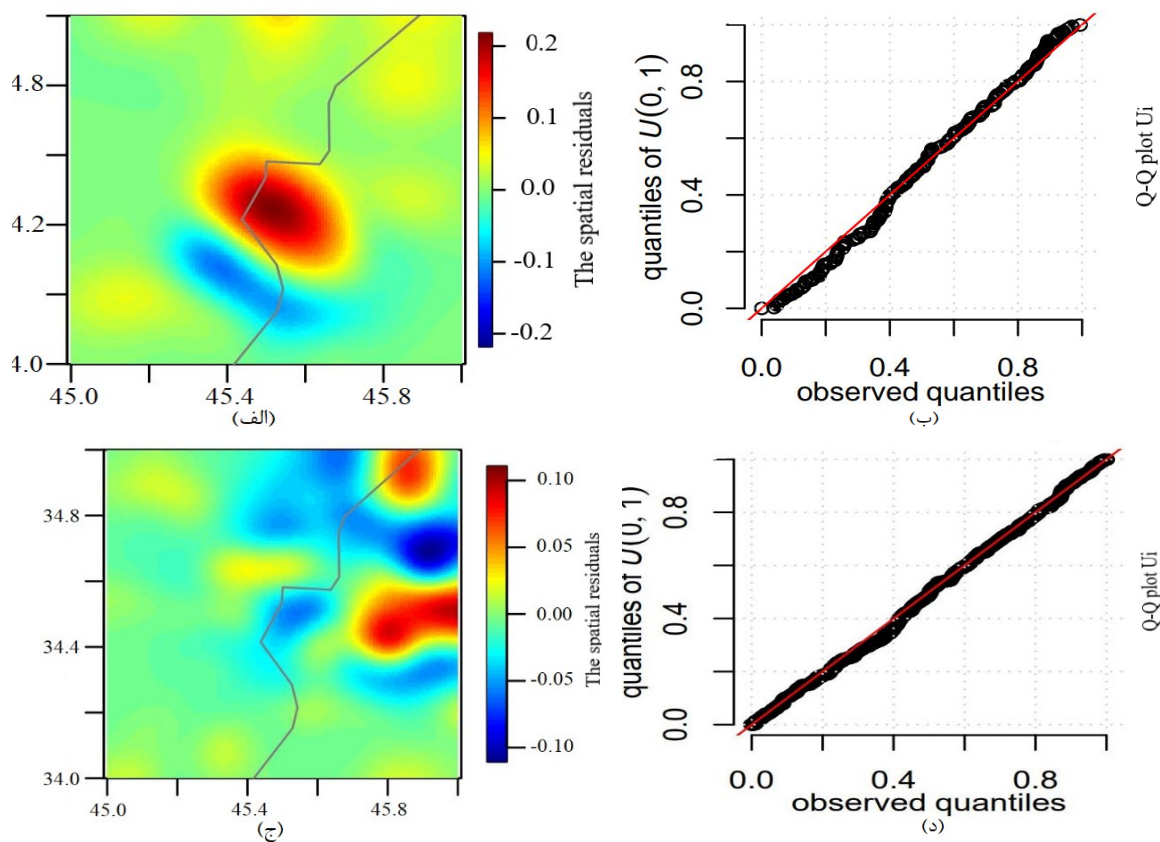
۳-۳ صحت سنجی (آزمودن) برازش مدل

شایسته است پیش از تحلیل پیش‌بینی‌های به‌دست آمده از مدل، به پرسش‌ها درباره‌ی تردیدهای احتمالی و استحکام

نتایج پاسخ داده شود. در گام نخست، مدل ETAS بر اساس داده‌های مشاهده‌شده در منطقه‌ی کرمانشاه کالیبره شد تا یک تابع شدت شرطی برای رخداد‌های آینده استخراج

بیشتری از رویدادها را در گذشته از دست داده است، که ممکن است نشان‌دهنده‌ی ضعف مدل در شناسایی الگوهای واقعی در این نقاط خاص باشد. علاوه بر آزمون باقی‌مانده‌ها که کاستی‌های برازش مدل را در بخش‌هایی از منطقه‌ی پژوهشی آشکار می‌سازد، آزمون نمودار Q-Q نیز برای راستی‌آزمایی نتایج آزمون باقی‌مانده‌ها به کار گرفته می‌شود.

گردد. سپس، توزیع پیش‌بینی‌شده توسط مدل با داده‌های واقعی گذشته مقایسه شد و باقی‌مانده‌ها به‌عنوان تفاوت بین این دو توزیع محاسبه گردیدند. در شکل‌های ۸-الف و ۸-ج، مناطق قرمز رنگ نشان‌دهنده‌ی باقی‌مانده‌های مثبت در منطقه‌ی مورد مطالعه هستند، که بیانگر این است که مدل در برخی مناطق پیش‌بینی‌های کمتری نسبت به داده‌های واقعی ارائه کرده است. به عبارت دیگر، مدل وقوع تعداد



شکل ۸. اعتبارسنجی مدل ETAS با استفاده از محاسبه باقی‌مانده‌ها، نمودار شده در شکل‌های (الف) و (ب) نشان داده شده است. (ج) و (د) نیز اعتبارسنجی آزمون باقی‌مانده با آزمون نمودار Q-Q را نمایش می‌دهد.

مشاهده‌شده (باقی‌مانده‌ها) و محور عمودی مقادیر یک توزیع نظری استاندارد (توزیع یکنواخت $U(0,1)$) را نمایش می‌دهد. خط قرمز نیز نشان‌دهنده‌ی حالتی است که باقی‌مانده‌ها کاملاً با توزیع نظری استاندارد سازگار هستند. به بیان دیگر، نقاط نزدیک به خط قرمز نشان‌دهنده‌ی

این آزمون به‌ویژه در مواردی که از مدل ETAS برای پیش‌بینی زمین‌لرزه‌ها استفاده می‌شود؛ اهمیت دارد زیرا در نقاط با داده‌های مشاهده‌شده زیاد، پراکندگی بیشتری از باقی‌مانده‌ها مشاهده می‌شود. در نمودار حاصل از برازش مدل در منطقه‌ی کرمانشاه (شکل ۸)، محور افقی مقادیر

هنگامی که این تنش‌ها از آستانه‌ی شکست عبور کنند، شکست‌های کوچکی رخ می‌دهد که با پیش این رویدادهای کوچک، می‌توان به داده‌های ارزشمندی درباره‌ی چگونگی و احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر دست یافت (اچی‌دا و همکاران، ۲۰۰۴). آگاهی از چنین ساختاری می‌تواند در توضیح ناهنجاری‌های مشاهده‌شده در لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار گیرد. همان‌طور که در شکل ۹-الف و ۹-ب نیز مشاهده می‌شود، دنباله‌ی پس‌لرزه‌ها با آستانه‌ی بزرگای تمامیت نما $M_N \geq 2/6$ که بلافاصله پس از زمین‌لرزه‌های بزرگ ۲۰۱۳ و ۲۰۱۷ شناسایی شده‌اند، آهنگ کاهش تعداد پس‌لرزه‌ها را پس از زمین‌لرزه‌ی اصلی نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند بیانگر یک دوره‌ی سکون نسبی در منطقه‌ی لرزه‌خیز باشد.

روند خطی رویدادهای زمین‌لرزه که در شکل ۱۰ تصویر شده؛ مطابق با الگوی فعالیت لرزه‌ای است که از یک فرآیند پواسون ثابت پیروی می‌کند؛ همان‌گونه که مدل ETAS پیش‌بینی کرده است.

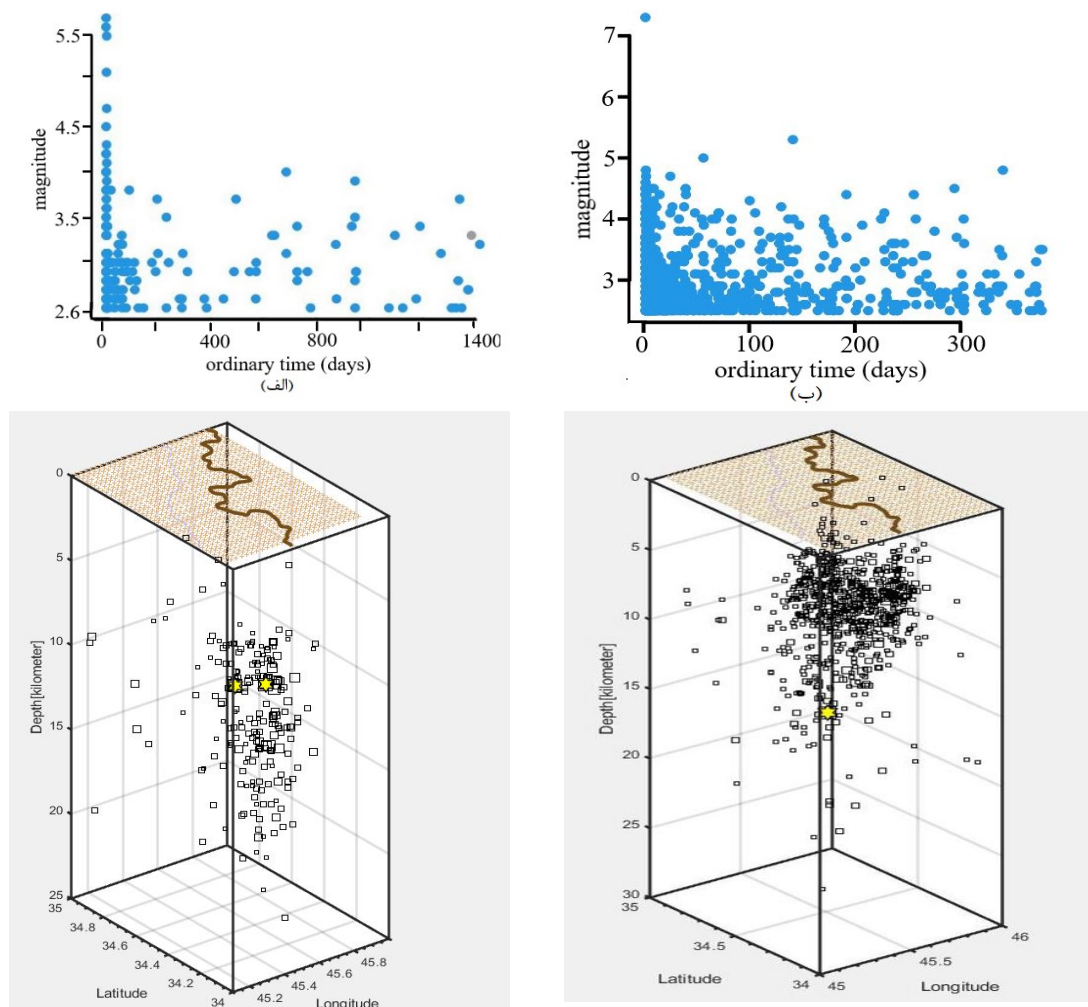
نمودارهای بدست آمده در شکل ۱۰-ب و ۱۰-د محاسبات زمان‌های تبدیل یافته می‌باشند که نمایانگر دگرگونی حادث شده در لرزه‌خیزی در پی رویداد ۲۰۱۷ و سپس ۲۰۱۸ می‌باشد. با قرار دادن شوک اصلی در مبدا زمان و چشم‌پوشی از رویدادهای کوچک که بی‌درنگ پس از رویداد، حادث می‌شوند (به دلیل دشواری تشخیص آنها) با گذشت زمان رویدادهای پس‌لرزه با $M_i \geq M_c$ به طور همگن شناسایی می‌شوند. در تحلیل نهایی از زمان‌های تبدیل یافته، در آغاز یک نقطه‌ی تغییر در نمودار بررسی می‌شود و پس از تأیید آن که هیچ نقطه‌ی تغییر دیگری در بازه‌ی نخست وجود ندارد؛ دنباله‌ی پس‌لرزه‌ها را به سکون نسبی یا فعال شدن لرزه‌ای درست در جایی که تغییر دوباره مشاهده می‌شود؛ طبقه‌بندی می‌کنیم. در شکل ۱۰-ب و ۱۰-د، انحرافات در دوره‌ی پیش‌بینی مشاهده می‌شود که مماس بر خطوط مستقیم هستند و نشان‌دهنده‌ی تغییر فاز فعالیت لرزه‌ای از سکون به حالت صفر (null significant)

سازگاری باقی‌مانده‌ها با توزیع یکنواخت و بدون اریب قابل توجه هستند، زیرا این نقاط تقریباً روی خط ۴۵ درجه قرار گرفته‌اند، که بیانگر عملکرد مناسب مدل است (شکل‌های ۸-ب و ۸-د). این نکته را نیز نباید از نظر دور داشت که چون ارزیابی‌های مدل به شکل احتمالاتی ارایه می‌شود پس مشاهده‌ی اختلاف جزئی در جایگاه رخداد زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ با آنچه مدل برآورد می‌نماید تا حدودی طبیعی است اما در این مورد خاص تراکم اندک رویدادها از نوامبر ۲۰۱۳ در پیرامون مکان رخداد ۲۰۱۷ نیز قابل توجه است چرا که مستقیماً در محاسبات اثرگذار است زیرا اعتبارسنجی مدل ETAS با استفاده از یک مقایسه‌ی مستقیم بین تمام ابعاد مربوط به داده‌های زمانی مشاهده شده انجام می‌گیرد تا بررسی شود که آیا فرآیند نقطه‌ای که در چارچوب مدل نظری ETAS ارایه می‌شود؛ توانایی نشان‌دهی رفتار متوسط، تغییرپذیری و ساختار داده‌های زمانی رویدادهای مشاهده شده را دارد یا خیر.

۴ بحث و بررسی

نقشه‌های ارزیابی مدل ETAS که از تحلیل رویدادهای ثبت شده (۲۲۱ و ۷۷۴ رویداد) در منطقه‌ی کرمانشاه بدست آمده‌اند، الگوی مکانی مشابهی را در لرزه‌خیزی نشان می‌دهند. به طوری که مناطق سکون لرزه‌ای در اطراف دو رومرکز زمین‌لرزه‌های کرمانشاه و مناطق دارای فعالیت لرزه‌ای در غرب ایران شناسایی شده‌اند. شباهت‌های مشاهده شده در این پژوهش حاکی از آن است که الگوهای مکانی لرزه‌خیزی می‌توانند تغییرات چشمگیری در فعالیت لرزه‌ای (مانند دوره‌های سکون لرزه‌ای و فعال‌سازی لرزه‌ای) ایجاد کنند.

علاوه بر این، در راستای پیش‌بینی یک پس‌لرزه‌ی بزرگ، دانشمندان بر این باورند که لغزش‌های احتمالی بعدی می‌توانند در نزدیکی کانون زمین‌لرزه‌ی قبلی و در امتداد خط گسل رخ دهند، زیرا این مناطق تحت تأثیر افزایش تنش‌های تکتونیکی با گذشت زمان قرار می‌گیرند.



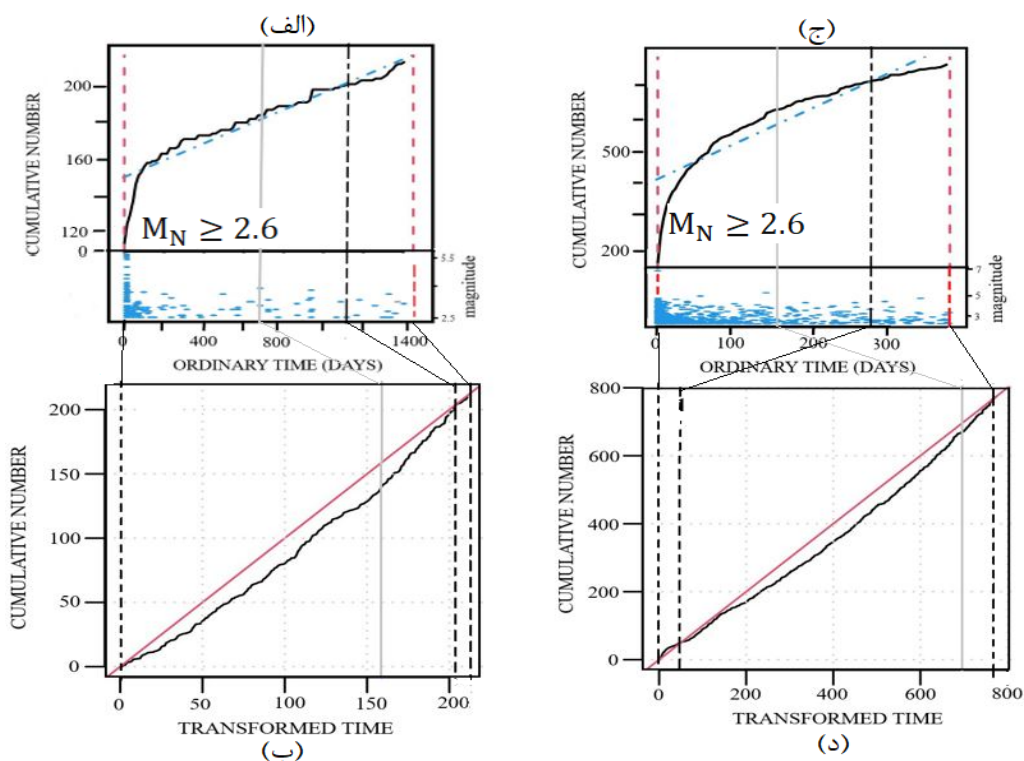
شکل ۹. رویداد پس‌لرزه‌ها به همراه عمق رویداد (الف) پس از زمین‌لرزه‌ی قصرشیرین ۲۰۱۳، (ب) پس از زمین‌لرزه‌ی ازگله ۲۰۱۷.

محدودیت بزرگای زمین‌لرزه‌ها به حداکثر کلاس ۶ در این منطقه می‌شود (نیسن و همکاران، ۲۰۱۱). در بخش شمالی زاگرس، که شامل منطقه‌ی آسیب‌دیده از زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ ازگله است، تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده نسبت به بخش جنوبی کمتر است. در این بخش، تغییر شکل پوسته عمدتاً به صورت لرزه‌ای نمایان می‌شود، در حالی که در بخش جنوبی، تغییر شکل پوسته بیشتر بر پایه‌ی کرنش لرزه‌ای است (پلانو و همکاران، ۲۰۱۸). یانگ و همکاران (۲۰۱۸) عامل اصلی زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷ را یک گسل صفحه‌ای با زاویه شیب کم حدود ۱۱.۲ درجه شناسایی کرده‌اند. در پژوهش آن‌ها، با استنباط توزیع لغزش ناشی از زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۷، تمرکز گسیختگی گسل در اعماق ۱۱

می‌باشند. به عبارت دیگر، برازش داده‌های زمین‌لرزه با مدل ETAS، که با تکتونیک منطقه سازگاری کامل دارد، نشان‌گر آغاز یک فعال‌سازی آشکار، درست پیش از زمین‌لرزه‌های اصلی ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ است. اما چرا فعال‌سازی لرزه‌ای در منطقه‌ی کرمانشاه را می‌توان برابر با تغییر فاز به حالت صفر در نظر گرفت؟ بر اساس پژوهش‌های انجام‌شده در زمینه‌ی تکتونیک منطقه، لرزه‌خیزی در زاگرس عمدتاً با زمین‌لرزه‌های متوسط یعنی $M \leq 6$ و به ندرت با زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۷ شناخته می‌شود. بیشتر زمین‌لرزه‌ها در لایه‌های زیرین پوشش چین‌خورده رخ می‌دهند، به‌ویژه در بخش جنوبی که گسل‌ها با لایه‌های نمک ضعیف هرمز پوشیده شده‌اند. این موضوع باعث

انتقال گسیختگی هم‌لرزه‌ای و گسترش گسلش لرزه‌زا به سطح زمین شده است (یانگ و همکاران، ۲۰۱۸).

تا ۱۴ کیلومتری شناسایی شد. همچنین، وجود لایه‌های نمک ضعیف هرمز در اعماق ۱۲ تا ۱۳ کیلومتری مانع از



شکل ۱۰. فراوانی رویدادهای زمین‌لرزه در برابر بزرگاها و زمان‌های عادی (الف) و (ج) و زمان‌های تبدیل یافته (ب) و (د) بزرگای آستانه تمامیت‌نما برابر ۲/۶ MN، از ناحیه مستطیلی در شکل ۵ گرفته شده است.

۵ نتیجه‌گیری

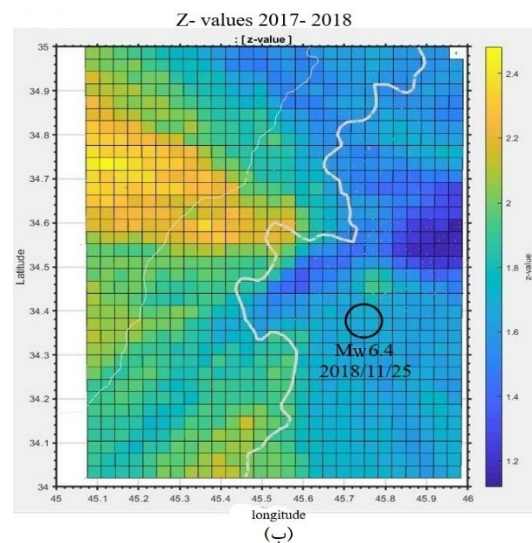
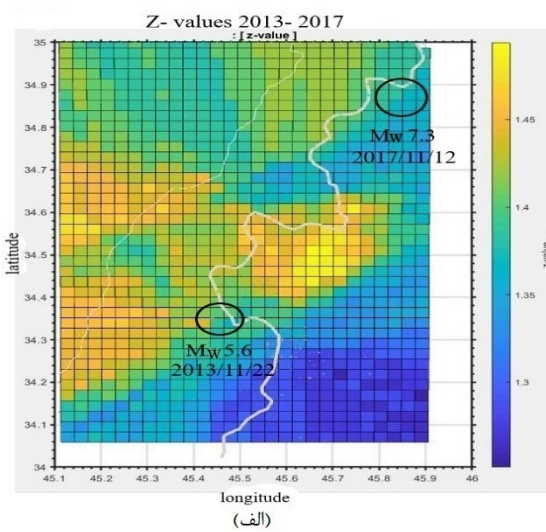
مدل ETAS برای داده‌های پیش از زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۷ (ازگله) و ۲۰۱۸ (سرپل ذهاب) در منطقه‌ی کرمانشاه به کار گرفته شد. نتایج نشان داد که مناطق پیرامون رومرکز زمین‌لرزه‌های مذکور دارای سکون لرزه‌ای است. علاوه بر این، همان‌طور که در شکل‌های ۶-ج و ۷-ب مشاهده می‌شود، یک منطقه‌ی فعال‌شده‌ی لرزه‌ای نیز شناسایی شد. برای افزایش اطمینان از توزیع فضایی سکون لرزه‌ای و فعال‌سازی لرزه‌ای، تحلیل‌های ZMAP نیز انجام شد. ناهنجاری‌های لرزه‌خیزی در هر دو تحلیل مشابه هستند (شکل‌های ۱۱-الف و ۱۱-ب). همان‌گونه که در

کاربرد مدل ETAS در منطقه‌ی مورد مطالعه کرمانشاه، که با تمرکز بر رومرکز زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۳ و ۲۰۱۷ انجام شد، دو دوره‌ی سکون لرزه‌ای مهم را نشان می‌دهد. اولین دوره بلافاصله پس از زمین‌لرزه‌ی متوسط $M_N 5.6$ سال ۲۰۱۳ قصرشیرین رخ داد و حدود چهار سال در منطقه حاکم بود. دومین دوره‌ی سکون پس از زمین‌لرزه‌ی بزرگ $M_w 7.3$ سال ۲۰۱۷ ازگله، که در ۶۵ کیلومتری زمین‌لرزه‌ی ۲۰۱۳ واقع شده است، پدیدار شد و حدود ۱۱ تا ۱۲ ماه ادامه یافت (شکل‌های ۶ و ۷). این یافته‌ها نشان‌دهنده‌ی تغییرات مهم در الگوهای لرزه‌خیزی و دوره‌های سکون و فعال‌سازی در منطقه‌ی کرمانشاه هستند.

کرمانشاه است. از نشانه‌های فاز واژگونی لرزه‌ای در منطقه می‌توان به افزایش نسبی لرزه‌خیزی در اطراف کانون‌های زمین‌لرزه و کاهش محسوس آن در نقاط دورتر اشاره کرد. این فرآیند با بارگذاری تنش‌های تکتونیکی در جنوب کرمانشاه آغاز می‌شود و با مهاجرت آهسته و تجمع کرنش‌ها به سمت شمال ادامه یافته و پس از عبور از آستانه‌ی بحرانی، زمین‌لرزه‌ی از گله ۲۰۱۷ را فعال می‌کند. این فرآیند با تئوری انتقال فاز توضیح داده می‌شود (راندل و همکاران، ۲۰۰۰). پدیده‌ی واژگونی لرزه‌ای را می‌توان چندین ماه پیش از وقوع یک زمین‌لرزه‌ی بزرگ، در فاصله‌ی حدود ۱۰۰ کیلومتری از کانون زمین‌لرزه‌ی پیشین ردیابی کرد. در این تکنیک، با استفاده از یک الگوریتم پیش‌بینی به نام واژگونی لرزه‌ای، احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های آینده شناسایی می‌شود (شبالین و همکاران، ۲۰۰۰).

دوم، سکون لرزه‌ای: شکل‌های ۶ و ۷ نقشه‌های ETAS را در دو دوره‌ی زمانی متفاوت با ۲۲۱ و ۷۷۴ رویداد ثبت شده در منطقه‌ی کرمانشاه نشان می‌دهند. علاوه بر این، آزمون‌های مختلف باقی‌مانده‌ها بر برآزش مدل اعمال شد (شکل‌های ۸ و ۱۰). همان‌طور که مشاهده می‌شود، از یک

آزمون‌های باقی‌مانده نیز دیده می‌شود، برآزش مدل ETAS در برخی مناطق تحقیق با کاستی‌هایی همراه است که می‌تواند ناشی از تراکم رویدادها یا فقدان آن‌ها در مناطق خاص باشد. راه‌حل پیشنهادی محققان برای این چالش، در نظر گرفتن بیش از یک دوره‌ی هدف و تقسیم آن به بازه‌های زمانی کوچکتر است تا پارامترهای دقیق‌تری از مدل برای هر دوره به دست آید (کاوامورا و چن، ۲۰۱۳). با این حال، به دلیل پیچیدگی‌های محاسباتی و زمان‌بر بودن این روش، در این مطالعه از آزمون آن صرف‌نظر شد، اما به عنوان یک ایده‌ی جالب برای پژوهش‌های آینده در نظر گرفته خواهد شد. با بررسی تغییرات لرزه‌خیزی منطقه‌ی کرمانشاه پس از زمین‌لرزه‌های بزرگ در سال‌های ۲۰۱۳، ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸، دو سناریوی احتمالی برای این منطقه می‌توان در نظر گرفت. نخست، واژگونی لرزه‌ای (Seismic Reversal): اگر لرزه‌خیزی منطقه‌ی کرمانشاه را به صورت نسبی و عادی در نظر بگیریم، در دوره‌ی اول، لرزه‌خیزی بالا در جنوب و کم‌تر در شمال مشاهده می‌شود، در حالی که دوره‌ی دوم مرحله‌ی واژگونی لرزه‌خیزی را نشان می‌دهد که احتمالاً بیانگر وضعیت بحرانی پیش از زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸



شکل ۱۱. تغییرات مکانی در فعالیت لرزه‌ای با استفاده از تحلیل ZMAP، رنگ آبی نشان‌دهنده سکون لرزه‌ای و زرد نشان‌دهنده‌ی فعال‌سازی لرزه‌ای، در بازه‌های زمانی: (الف) ۲۰۱۳-۲۰۱۷ و (ب) ۲۰۱۷-۲۰۱۸ نمودار شدند. تغییرات لرزه‌ای چشمگیرتر با سلول‌های شبکه تیره‌تر نشان داده می‌شود.

نواحی که به طور کامل قفل نشده‌اند، می‌شود. این فرآیند می‌تواند منجر به توزیع مجدد تنش شده و به طور بالقوه کاهش فعالیت لرزه‌ای و/یا سکون لرزه‌ای در مناطق اطراف را به دنبال داشته باشد. این پدیده همچنین می‌تواند سرنخ‌های مهمی درباره چگونگی ایجاد تنش پیش از وقوع زلزله‌های بزرگ ارائه دهد.

در آخر فرضیه‌ی ارتباط مستقیم بین تغییرات میدان تنش و الگوی توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌ی از گله توسط پیردادی و همکاران (۲۰۲۴) مورد تحقیق و تأیید قرار گرفته است. آنها الگوی توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌ی از گله را منطبق با تغییرات تنش کولن ارزیابی نموده و نشان داده شده است که الگوی مناطق با افزایش تنش به شکل معناداری در پیوند مستقیم با مناطق دارای افزایش تراکم پس‌لرزه قرار دارد.

منابع

- Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18: 210-265.
- Bhardwaj, H., Sam, L and Torres, F. G. M. (2021). The challenges and possibilities of earthquake predictions using non-seismic precursors. *E ur. Phys. J. Special Topics* 230, 367–380 (2021).
- Clements, R.A., Schoenberg, F.P. and Schorlemmer, D. (2011). Residual analysis methods for space–time point processes with applications to earthquake forecast models in California. *the Annals of Applied Statistics* 2011, Vol. 5, No. 4, 2549–2571 DOI: 10.1214/11-AOAS487 © Institute of Mathematical Statistics, 2011.
- Falcon, N. L. (1969). Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros range. In: P. KENT, G. SATTERTHWAITE and A. SPENCER (Eds.), *Time and Place Orogeny*, Geological Society of London, pp. 9-22.
- Gentili, S., Peresan, A., Talebi, M., Zare, M., & Giovambattista, R. D. (2019). A seismic quiescence before the 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahab (Iran) earthquake: Detection and analysis by improved RTL method. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 290, 10-19.
- Guo, Y., Zhuang, J., & Zhou, S. (2015). A

سو سکون لرزه‌ای در مناطق وسیعی خارج از کانون‌های زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ و از سوی دیگر، فعال‌سازی لرزه‌ای در اطراف رومرکز این زمین‌لرزه‌ها شناسایی شده است. گسترش ظاهری سکون لرزه‌ای و فعالیت لرزه‌ای به وضوح قابل تشخیص است. در مورد ارتباط سکون لرزه‌ای با وقوع زمین‌لرزه‌های آینده، پژوهشگران کاهش تنش منطقه‌ای را ناشی از لغزش‌های پیش‌لرزه‌ای (لغزش آهسته) یا حرکت غیرلرزه‌ای در مرز صفحه‌ها می‌دانند که می‌تواند دلیل کاهش لرزه‌خیزی پیش از زمین‌لرزه‌های بزرگ باشد. شبیه‌سازی‌های عددی با استفاده از قوانین اصطکاک آزمایشگاهی نیز نشان می‌دهند که این لغزش‌ها باعث کاهش تنش افقی فشاری در صفحه‌ی قاره‌ای می‌شوند. این کاهش تنش، فعالیت لرزه‌ای را کاهش داده و منجر به "آرامش پیش‌لرزه‌ای" می‌شود. نتایج این شبیه‌سازی‌ها با روابط تجربی بین مساحت، مدت زمان آرامش لرزه‌ای و بزرگی زمین‌لرزه مطابقت دارند (کاتو و همکاران، ۱۹۹۷). نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که فرضیه‌ی وجود پدیده‌ی سکون لرزه‌ای در مناطق وسیعی خارج از محدوده کانونی زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۷ و ۲۰۱۸ کرمانشاه، پیش از وقوع این زلزله‌ها، با استفاده از مدل‌های ETAS و ZMAP تأیید می‌شود. این یافته‌ها همچنین با پژوهش قبلی درباره لرزه‌خیزی منطقه کرمانشاه که با روش RTL توسط جنتیلی و همکاران (۲۰۱۹) انجام شده بود هم‌خوانی دارد. بنابراین، سکون لرزه‌ای مشاهده‌شده در این مطالعه و پژوهش‌های پیشین، ممکن است نشان‌دهنده تغییرات زمانی در لرزه‌خیزی پوسته زمین مرتبط با کاهش تنش منطقه‌ای پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های کرمانشاه باشد. به عبارت دیگر، پیش‌لغزش (preslip) یا لغزش پیش‌لرزه‌ای (preseismic sliding)، به حرکت آهسته و غیرلرزه‌ای روی صفحه گسل گفته می‌شود که پیش از یک زلزله بزرگ رخ می‌دهد. این حرکت باعث کاهش تنش در بخش‌های خاصی از گسل، به ویژه در عمق‌های بیشتر یا در

- hypocentral version of the space-time ETAS model *Geophys. J. Int.* (2015) 203, 366–372.
- Jalilian, A. (2019). ETAS: An R Package for Fitting the Space-Time ETAS Model to Earthquake Data. *Journal of Statistical Software*. Volume 88, Code Snippet 1.
- Jordan, T. H. (2006). Earthquake predictability. brick by brick *Seismol. Res. Lett.* 77 3–6.
- Kagan, Y. Y. and Knopoff, L. (1980). Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophys. J. Int* 62(2): 303–320.
- Kagan, Y. Y. and Knopoff, L. (1987). Statistical short-term earthquake prediction. *Science* 236(4808): 1563–1567. <https://doi.org/10.1126/science.236.4808.1563>.
- Kato, N., Ohtake, M., & Hirasawa, T. (1997). Possible mechanism of precursory seismic quiescence: regional stress relaxation due to preseismic sliding. *Pure Appl. Geophys.* 150, 249–267.
- Kawamura, M., & Chen, C. C., 2013. Precursory change in seismicity revealed by the Epidemic-Type Aftershock-Sequences model: a case study of the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Tectonophysics* 592, 141–149.
- Kolev, A. A., & Ross, G. J. (2019). Inference for ETAS models with non-Poissonian mainshock arrival times. *Statistics and Computing*, 29:915–931.
- Ogata, Y., & Akaike, H. (1982). On linear intensity models for mixed doubly stochastic Poisson and self-exciting processes. *J. R. Statist. SOC.*, B44, 102-107.
- Ogata, Y. (1983). Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure. *J. Phys. Earth*, 31: 115-124
- Ogata, Y., & Vere-Jones, D. (1984). Inference for earthquake models: A self-correcting model. *Sroch. Proc. Appl.*, 17, 337-347.
- Ogata, Y., & Shimazaki, K. (1984). Transition From Aftershock to Normal Activity: The 1965 Rat Islands Earthquake Aftershock sequence, *Bulletin of the Seismological Society of America*. 74, 1757-1765.
- Ogata, Y. (1985), Statistical models for earthquake occurrences and residual analysis for point processes, *Res. Memo., Tech. Rep.* 288, Inst. Statist. Math., Tokyo.
- Ogata, Y., & Katsura, K. (1986). Point process model with linearly parameterized intensity for the application to earthquake data in *Essays in Time Series and Allied Processes*. pp. 291-310, eds Gani, J. & Priestley, M. B. Applied Probability Trust, Sheffield.
- Ogata, Y. (1988). Statistical Models for Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes. *Journal of the American Statistical Association* 83, 9-27.
- Ogata, Y. (1989). Statistical model for standard seismicity and detection of anomalies by residual analysis. *Tectonophysics*, 169: 159-174.
- Ogata, Y. (1992). Detection of precursory seismic quiescence before major earthquakes through a statistical model. *J. Geophys. Res.*, 97: 19845-19871.
- Ogata, Y. (1998). Space-time point-process models for earthquake occurrences. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, 50:379–402.
- Ogata, Y., & Katsura, K. (1993). Analysis of temporal and spatial heterogeneity of magnitude frequency distribution inferred from earthquake catalogs. *Geophys. J. Int.* 113, 727–738.
- Ogata, Y. (1999). Seismicity analyses through point-process modeling: A review, in *Seismicity Patterns, Their Statistical Significance and Physical Meaning*, edited by M. Wyss, K. Shimazaki, and A. Ito, *Pure Appl. Geophys.*, 155, 471 – 507.
- Ogata, Y. (2001). Increased probability of large earthquakes near aftershock regions with relative quiescence. *J. Geophys. Res.*, 106: 8729-8744.
- Ogata, Y., Jones, L. M., & Toda, S. (2003). When and where the aftershock activity was depressed: Contrasting decay patterns of the proximate large earthquakes in southern California. *J. Geophys. Res.*, 108: 2318, 10.1029/2002JB0020.
- Ogata, Y. (2005). Monitoring of anomaly in the aftershock sequence of the 2005 earthquake of M7.0 off coast of the western Fukuoka, Japan, by the ETAS model. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L01303, doi:10.1029/2005GL024405, 2006.
- Ogata, Y. (2005). Relative quiescence reported before the occurrence of the largest aftershock (M5.8) in the aftershocks of the 2005 earthquake of M7.0 at the western Fukuoka, Kyushu, and possible scenarios of precursory slips considered for the stress-shadow covering the aftershock area (in Japanese), *Rep.* 74, pp. 529 – 535, *Coord. Comm. for Earthquake Predict.*, Tsukuba, Japan.
- Ogata, Y. (2012). *Statistical Models for*

- Earthquake Occurrences and Residual Analysis for Point Processes. *Journal of the American Statistical Association*.
- Ogata, Y. (2013). A Prospect of Earthquake Prediction Research, *Statistical Science*. 2013, Vol. 28, No. 4, 521–541.
- Ogata, Y., Katsura, K., Falcone, G., Nanjo, K., & Zhuang, J. (2013). Comprehensive and topical evaluations of earthquake forecasts in terms of number, time, space, and magnitude, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 103 3.
- Ogata, Y. and Omi, T. (2020). Statistical Monitoring and Early Forecasting of the Earthquake Sequence: Case Studies after the 2019 M 6.4 Searles Valley Earthquake, California. *Bulletin of the Seismological Society of America* (2020) 110 (4): 1781–1798.
- Ommi, S., Smirnov, V. B. (2024). Seismicity patterns before the 2021 Fin (Iran) doublet earthquakes using the region-time-length and time-to-failure methods. *Earthquake Science* 37 (2024) 324–336.
- Mignan, A., Werner, M.J., Wiemer, S., Chen, C. C. (2011). Bayesian estimation of the spatially varying completeness magnitude of earthquake catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America* 101, 1371–1385.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. A., & Allen, M. B. (2011). New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. *Geophys. J. Int.* (2011) 186, 928–944.
- Pirdadi, K., Agh-Atabai, M. and Eshaghi, A. (2024). Investigating the aftershocks and Coulomb stress change of the 2017 Ezgeleh earthquake with a moment magnitude of 7.3, West of Iran. *Advanced Applied Geology*, 14(1), 146-166. doi: 10.22055/aag.2023.44566.2399 (2024)
- Palano, M., Imprescia, P., Agnon, A., & Gresta, S. (2018). An improved evaluation of the seismic/geodetic deformation-rate ratio for the Zagros Fold-and-Thrust collisional belt. *Geophys. J. Int.* (2018) 213, 194–209.
- Resenberg, P. A., & Matthews, M. V., (1988). Precursory seismic quiescence: a preliminary assessment of the hypothesis. *Pure and Applied Geophysics* 126, 373–406.
- Rundle, J.B., Klein, W., Tiampo, K., Gross, S., (2000). Linear pattern dynamics in nonlinear threshold systems. *Phys. Rev. E*. 61, 2418–2431.
- Rundle, J. B., Holliday, J. R., Yoder, M., Sachs, M. K., Donnellan, A., Turcotte, D., Tiampo, K. F., Klein, W. and Kellogg, L. H. (2011). Earthquake precursors: activation or quiescence? *Geophys. J. Int.* (2011) 187, 225–236.
- Shebalin, P., Zaliapin, I., & Keilis-Borok, V. (2000). Premonitory raise of the earthquakes' correlation range: Lesser Antilles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 122 (2000) 241–249.
- Schoenberg, F. P, POINT PROCESSES. (2000). UCLA Department of Statistics, MS 8148 Los Angeles, CA 90095-1554.
- Schoenberg, F. P, & Bray, A. (2013). Assessment of Point Process Models for Earthquake Forecasting. *Statistical Science*. Vol. 28, No. 4, 510–520., (2013)
- Stein, R.S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature* 402, 605-609.
- Talebian, M., & Jackson, J., (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysics. J. Int.* 156, 506–526.
- Uchida, N., Hasegawa, A., Matsuzawa, T., & Igarashi, T. (2004). Pre- and post-seismic slow slip on the plate boundary off Sanriku, NE Japan, associated with three interplate earthquakes as estimated from small repeating earthquake data, *Tectonophysics*, 385, 1-15.
- Van Den Ende, M.P. and Ampuero, J.P. (2020). On the Statistical Significance of Foreshock Sequences in Southern California. *Geophys Res Lett* 47(3): e2019GL086 224. <https://doi.org/10.1029/2019GL086224>.
- Walker, R. T., Andalibi M, Gheitanchi M, Jackson J, Karegar S, and Priestley K, (2005): Seismological and field observations from the 1990 November 6 Furg (Hormozgan) earthquake: A rare case of surface rupture in the Zagros Mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 163(2), 567–579.
- Wiemer, S. and Wyss, M. (2000). Minimum Magnitude of Completeness in Earthquake Catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90, 4, pp. 859–869.
- Wyss, M., Wiemer, S. (1997). Two current seismic quiescences within 40 km of Tokyo. *Geophysical Journal International* 128, 459–473.
- Yang, Y. H., Hu, J. H., Yassaghi, A., Tsai, M. C., Zare, M., Chen, Q., Wang, Z. G., Rajabi, A. M., & Kamranzad, F. (2018). Midcrustal Thrusting and Vertical Deformation Partitioning Constraint by 2017 Mw 7.3 Sarpol Zahab Earthquake in Zagros Mountain Belt, Iran. *Seismological Research Letters* (89),

- 2204-2213.
- Xue, Y., Liu, J. and Li, G. (2010). Characteristics of seismic activity before Chile M_w 8.8 earthquake in 2010. *Earthq Sci* 23(4): 333 – 341. <https://doi.org/10.1007/s11589-010-0730-x>.
- Zhuang, J., Ogata, Y., & Vere-Jones, D. (2002). Stochastic declustering of space-time earthquake occurrences. *J. Am. Stat. Assoc.*, 97, 369– 380.
- Zhuang, J., and Ogata, Y. (2004). Analyzing earthquake clustering features by using stochastic reconstruction. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 109, B05301, doi:10.1029/2003JB002879.
- Zhuang, J., Ogata, Y., Chang, C. & Chen, Y. (2005). A study on the background and clustering seismicity in the Taiwan region by using point process models, *journal of geophysical research*, vol. 110.
- Zhuang, J., Harte, D., Werner, M. J., Hainzl, S. & Zhou, S. (2012). Theme V – Models and Techniques for Analyzing Seismicity Basic models of seismicity: Temporal models., CORSSA.

Analysis of temporal variations in seismicity and Its relationship with major earthquakes in the Kermanshah region (2013-2018)

Davood Kazemi Lafmejani¹ and Elham Shabani^{2*}

¹Ph.D. Student, Tehran North Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 06 February 2025, Accepted: 20 April 2025)

Summary

The Kermanshah region in western Iran is a part of the Zagros seismic belt, which has experienced intense tectonic activity due to the collision of the Arabian and Eurasian plates, leading to significant earthquakes such as the 2017 Sarpol-e Zahab earthquake (MN 7.3) and the 2018 Ezgeleh earthquake (MN 6.4). This region is characterized by its complex geological structure and high seismic hazard, making it a critical area for studying earthquake precursors and tectonic processes. In this study, we examined changes in seismicity of Kermanshah from 2013 to before the 2018 earthquake to analyze pre-seismic processes and indicators of ground preparation for major earthquakes. Current earthquake prediction research emphasizes the need for reliable early warnings. However, the main challenge is not determining the certainty of an event but understanding the tools that seismology provides for earthquake prediction. Past efforts in this field, driven by evolving advancements and needs, have been organized into various branches, including statistical seismology, geodetic monitoring, and laboratory experiments on rock mechanics. Gradually, moving beyond traditional definitions, a broader understanding of earthquakes has emerged, incorporating multidisciplinary approaches to better comprehend the physical processes leading to seismic events. Identifying pre-seismic phase changes in seismic zones is now considered a key factor in earthquake prediction, as stress changes are directly linked to seismicity. This study aims to track and analyze pre-seismic phase changes, particularly in relation to the 2013 (MN 5.6), 2017 (MN 7.3), and 2018 (MN 6.4) earthquakes, using ETAS (Epidemic-Type Aftershock Sequence) and ZMAP models to evaluate seismic data from the Kermanshah region. The data was collected from the Iranian Seismological Center (IRSC), which provides a comprehensive catalog of seismic events in the region. The Kermanshah region, with its history of significant earthquakes occurring in short time intervals and within a small geographical area, provides an ideal setting for testing theories related to pre-seismic phases, such as seismic quiescence and reverse earthquakes. These phenomena are critical for understanding how stress accumulates and releases in the Earth's crust. Evidence of both seismic quiescence and reverse earthquakes was observed in this study. According to the results, we propose that before the 2017 and 2018 earthquakes, the seismic epicenters were surrounded by areas of seismic quiescence, where a noticeable decrease in seismic activity was detected. These findings are aligned with previous research, which has also documented similar patterns in other seismically active regions. They support the hypothesis of regional stress reduction due to pre-seismic slip or aseismic movement at plate boundaries. This stress reduction may explain the decrease in seismicity prior to major earthquakes, as the crust undergoes a phase of stress redistribution before a significant rupture occurs. The study highlights the importance of continuous monitoring and advanced modeling techniques to better understand the complex processes leading to large earthquakes. By integrating these findings into earthquake forecasting models, it may be possible to improve early warning systems and mitigate the risks associated with seismic events in tectonically active regions like Kermanshah.

Keywords: The ETAS model, seismicity, seismic quiescence, seismic reversal, Sarpol-e Zahab.

* Corresponding author:

eshabani@ut.ac.ir