

بررسی پارامتر لرزه‌خیزی b -value و بعد فرکتال لرزه‌خیزی (DC-value) در رابطه با زمین لرزه سال ۲۰۱۷ سرپل ذهاب-ازگله

محمدحسین موسوی^۱، امیر طالبی^{۲*} و فائقه مینا عراقی^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه آموزش فیزیک، دانشگاه فرهنگیان، تهران، ایران

^۲ استادیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اراک، اراک، ایران

(دریافت: ۱۴۰۴/۰۴/۰۲، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۸/۰۳)

چکیده

زمین‌لرزه ۷/۳ ریشتری سرپل‌ذهاب که در تاریخ ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ در منطقه زاگرس رخ داد، نیاز به تحلیل‌های دقیق لرزه‌خیزی در این پهنه فعال تکتونیکی را برجسته می‌کند. در پژوهش حاضر، تغییرات مکانی-زمانی پارامترهای b -value و DC-value در ناحیه اطراف این رخداد، با استفاده از کاتالوگ یکپارچه زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) در بازه ۱ ژانویه ۲۰۰۶ تا ۳۱ اکتبر ۲۰۲۴، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که در بخش‌های تکتونیکی فعال، b -value بین ۰/۴ تا ۱/۴ متغیر بوده است؛ کاهش این پارامتر در مجاورت گسل پیش از زمین‌لرزه اصلی، بیانگر تجمع تنش و احتمال وقوع گسیختگی قریب‌الوقوع می‌باشد. در مقابل، افزایش DC-value نشانگر ناهمگونی ساختار گسل و پیچیدگی مکانیزم شکستگی در آستانه تنش است. بلافاصله پس از رخداد اصلی، افزایش قابل توجه b -value نشان‌دهنده آزادسازی تنش از طریق پس‌لرزه‌های کوچک و کاهش DC-value مشاهده می‌شود. تحلیل زمانی b -value روند کاهشی پیش از رخداد و روند افزایشی پس از آن را شناسایی می‌کند که ناشی از بازتوزیع تنش در ساختار زمین‌شناسی منطقه محسوب می‌شود. همچنین، مقدار پایین b -value (کمتر از ۰/۵) در عمق‌های ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر، تمرکز تنش را در این محدوده عمقی تأیید می‌کند. یافته‌های به‌دست آمده، نقش مکمل b -value و DC-value را در توصیف رفتار لرزه‌ای، ارزیابی تکامل گسل و فرآیندهای زمین‌ساختی در گسل‌های معکوس، تراستی و امتدادلغز منطقه زاگرس به‌وضوح بیان می‌کنند. نتایج بدست آمده ابزاری بسیار کلیدی در ارزیابی خطر لرزه‌ای در مناطق تکتونیکی می‌باشند.

کلمه‌های کلیدی: زاگرس، سرپل ذهاب، لرزه‌زمین‌ساخت، b -value، DC-value

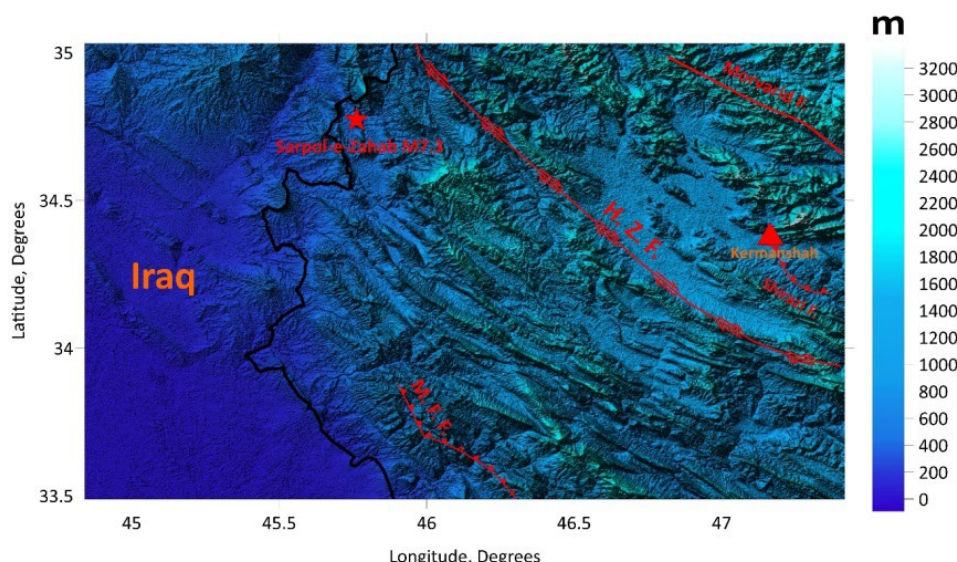
۱ مقدمه

زلزله‌ها به عنوان یکی از مخرب‌ترین بلایای طبیعی شناخته می‌شوند که قادر به ایجاد تلفات جانی قابل توجه، آسیب به زیرساخت‌ها و اختلال اقتصادی هستند. منطقه برخوردی زاگرس، واقع در جنوب غربی ایران، با تکنونیک فعال ناشی از همگرایی مداوم بین صفحات عربی و اوراسیا مشخص می‌شود. این همگرایی، شبکه‌ای پیچیده از گسل‌های رورانه، گسل‌های امتدادلغز و ساختارهای چین خورده را ایجاد کرده است و این منطقه را به یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌خیز جهان تبدیل کرده است. از این رو، درک رفتار لرزه‌ای چنین مناطقی برای کاهش بلایا و ارزیابی خطر حیاتی است. زلزله ۷/۳ ریشتری سرپل ذهاب که در ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ در منطقه زاگرس رخ داد، اهمیت تحلیل لرزه‌خیزی در این منطقه را برجسته کرد. این زمین‌لرزه که در میان قدرتمندترین رویدادهای ثبت شده در ایران قرار می‌گیرد، خسارات گسترده‌ای به مناطق مسکونی و زیرساخت‌ها وارد کرد و اثرات آن در عراق نیز احساس شد. بر اساس نقشه گسل‌های فعال کشور (حسامی و همکاران ۲۰۰۳)، زمین‌لرزه اخیر در نزدیکی شهر ازگله را می‌توان به حرکت گسل پیشانی کوهستان (MFF) مرتبط دانست. زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۷/۳ ریشتر، رویدادی از نظر آماری نادر در این بخش از کمربند چین‌خورده-رورانه زاگرس محسوب می‌شود. مراکز مختلف زلزله‌شناسی، سازوکار این گسل را به صورت یک رانش با شیب کم و یک جزء کوچک امتدادلغز راست‌گرد تعیین کرده‌اند. گسیختگی حدود ۳۰ ثانیه به طول انجامید و اثرات گسترده آن در بخش‌های زیادی از کشور، به‌ویژه در استان‌های غربی و مرکزی، تا سازه‌های بلند در تهران، احساس شد. بیشترین خسارت در مراکز شهری سرپل ذهاب، قصر شیرین، جوانرود، ثلاث باباجانی و گیلانغرب متمرکز بود. گزارش‌های رسمی خبرگزاری

ایرنا، ۴۳۰ کشته و ۷۴۶۰ زخمی را در نتیجه این رویداد لرزه‌ای ثبت کرده‌اند. نقشه توپوگرافی و همچنین گسل‌های فعال منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. ارزیابی خطر لرزه‌ای اغلب بر تحلیل پارامترهایی مانند b-value، پارامتر فرکتال (Dc-value)، ممان لرزه‌ای (M_0) و دوره‌های بازگشت زمین‌لرزه برای مشخص کردن رفتار لرزه‌ای متکی است. مقدار b-value که شیب توزیع فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد، به ویژه برای درک دینامیک گسل و شرایط تنش ارزشمند است. نقشه‌برداری دقیق از تغییرات فضایی و زمانی b-value و Dc-value، اطلاعات حیاتی در مورد تغییرات تنش گسل ارائه می‌دهد و در نتیجه، تحلیل‌های خطر لرزه‌ای را تکمیل کرده و اقدامات آماده‌سازی و کاهش خطر زلزله در منطقه زاگرس را هدفمند می‌کند. مقادیر پایین b-value معمولاً نشان‌دهنده مناطق با انباشت تنش بالا هستند که مستعد زلزله‌های بزرگ هستند. برعکس، مقادیر بالای b-value با ناهمگونی بیشتر و سطوح تنش پایین‌تر مرتبط هستند (گوتنبرگ و ریشتر ۱۹۴۴؛ هنکس و کاناموری ۱۹۷۹؛ اسمیت ۱۹۸۱؛ کالانه و آق‌عطابایی ۲۰۱۶). مطالعات نشان داده‌اند که تغییرات مکانی-زمانی در b-value، نشانگرهای مؤثری برای تکامل تنش و پتانسیل خطر لرزه‌ای هستند (ویس و همکاران ۲۰۰۰). به عنوان مثال، مقادیر پایین b-value قبل از زمین‌لرزه‌های بزرگ در چندین منطقه از جمله کالیفرنیا (گرسنبرگر و همکاران ۲۰۰۱) و ژاپن (ویمر و همکاران ۱۹۹۸) مشاهده شده‌اند. تورانی و همکاران (۲۰۲۴) لرزه‌خیزی را در کوه‌های البرز با استفاده از پارامترهای لرزه‌تکتونیک ارزیابی کردند. آنها پارامترهای لرزه‌ای مختلفی از جمله b-value، Dc-value، نرخ میانگین فعالیت لرزه‌ای، زمان بازگشت زلزله و ممان لرزه‌ای را با استفاده از داده‌های کاتالوگ لرزه‌ای استخراج کردند. اوزتورک (۲۰۱۵، ۲۰۱۸) مطالعه‌ای را

مورد همبستگی بین b-value، DC-value و Z-value در برخی مناطق ترکیه انجام داد. لی و ژی (۲۰۲۴) تغییرات مکانی-زمانی در b-value را قبل از زلزله ۶/۸ ریشتری لودینگ، سیچوان، چین، در ۵ سپتامبر ۲۰۲۲ تحلیل کردند. نتایج آنها مقدار پایین b-value را قبل از وقوع زلزله‌های متوسط و قوی در منطقه مورد مطالعه نشان داد. شارون و همکاران (۲۰۲۲) تغییرات b-value لرزه‌ای را در طول گسل ترانس دریای مرده (Dead Sea) بررسی کردند. توزیع‌های ناهمگن b-value در جنوب جزیره کیوشو در ژاپن توسط چیا (۲۰۲۲) اندازه‌گیری شده است. پارامتر بعد فرکتال، که معمولاً به عنوان DC-value شناخته می‌شود، یک ابزار آماری ضروری در زلزله‌شناسی است که b-value را برای درک دینامیک زمین‌لرزه تکمیل می‌کند (سینگ و همکاران ۲۰۰۹). DC-value ویژگی‌های خودهمسان و فرکتال توزیع زمین‌لرزه را کمی‌سازی می‌کند و بینش‌هایی را در مورد سازمان یافتگی فضایی و هندسی رویدادهای لرزه‌ای ارائه می‌دهد (سورنت ۲۰۰۶). با تحلیل درجه خوشه‌بندی و ماهیت ابعادی رخداد‌های زلزله، DC-value اطلاعات مهمی در

مورد سیستم‌های تکتونیکی و شکستگی در یک منطقه ارائه می‌دهد. مقدار DC-value عموماً بین ۰ تا ۳ در مناطق تکتونیکی مختلف متغیر است. مقادیر پایین DC-value (نزدیک به ۱) نشان‌دهنده خوشه‌بندی خطی است که معمولاً با سیستم‌های گسلی فعال مرتبط است که در آن لرزه‌خیزی در امتداد خطوط گسل متمرکز است. مقادیر متوسط DC-value (نزدیک به ۲) نشان‌دهنده خوشه‌بندی صفحه‌ای است و به فعالیت لرزه‌ای در امتداد صفحات شکستگی یا مناطق گسلی مرتبط است و مقادیر بالای DC-value (نزدیک به ۳) توزیع حجمی را نشان می‌دهد، به این معنی که شکستگی‌ها یا گسیختگی‌ها در سراسر یک فضای سه‌بعدی در پوسته توزیع شده‌اند (یاداو و همکاران ۲۰۱۲، a, b؛ تاتار و همکاران ۲۰۱۱). با وجود مطالعات متعدد در مورد لرزه‌خیزی منطقه زاگرس، تحقیقات جامع در مورد تغییرات مکانی-زمانی b-value و پیامدهای آن برای ارزیابی خطر لرزه‌ای کمبود دارد. علاوه بر این، ادغام پارامتر DC-value با b-value اطلاعات ارزشمندی را در مورد خطر لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه ارائه می‌دهد. در مطالعه حاضر، ما تغییرات



شکل ۱. نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه همراه با گسل‌های اصلی. موقعیت زمین‌لرزه سرپل‌ذهاب با نماد ستاره قرمز مشخص شده است. گسل پیشانی کوهستان با نماد M.F.F و گسل زاگرس مرتفع با نماد H.Z.F نشان داده شده‌اند. موقعیت شهر کرمانشاه نیز با مثلث قرمز قابل مشاهده است. این نقشه با بهره‌گیری و اصلاح نقشه ساختاری منتشرشده توسط پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور (NGDIR) تهیه شده است (www.ngdir.ir).

مکانی-زمانی b -value را در نزدیکی زلزله ۷/۳ ریشتری سرپل ذهاب را بررسی خواهیم کرد. علاوه بر این، تغییرات فضایی Dc -value نیز در منطقه استخراج خواهد شد. بر این اساس، پارامترهای لرزه تکتونیکی برای منطقه سرپل ذهاب با استفاده از داده‌های جمع‌آوری شده توسط مرکز لرزه‌نگاری ایران (IRSC) محاسبه شدند. هدف این تحقیق ارائه مشخصات اولیه پارامترهای لرزه تکتونیکی به‌روز شده برای تخمین خطرات زلزله در منطقه مورد مطالعه است. انتظار می‌رود یافته‌های این مطالعه بینش‌های ارزشمندی را برای تحقیقات آینده در این زمینه فراهم کند، درک ما را از رفتار لرزه‌ای در منطقه افزایش دهد و اقدامات پیشگیرانه را برای کاهش خطرات لرزه‌ای اطلاع‌رسانی کند.

۲ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، شامل سرپل ذهاب و نواحی اطراف آن در غرب ایران، در مجاورت مرز پیچیده تکتونیکی میان صفحات عربی و اوراسیا قرار گرفته است. این منطقه بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس است که با تغییر شکل‌های شدید تکتونیکی ناشی از همگرایی مداوم صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا (علوی ۲۰۰۷) مشخص می‌شود. این همگرایی، منجر به دگرگونی‌های زمین‌شناختی شده و به فعالیت لرزه‌ای بالای منطقه کمک کرده است. از دیدگاه زمین‌شناختی، کمربند کوه‌زایی زاگرس از چندین پهنه متمایز تشکیل شده است؛ از جمله زاگرس بلند، کمربند گسلی-راندگی زاگرس و کمربند چین‌خورده ساده. این پهنه‌ها بر اساس درجات متفاوتی از تغییر شکل و دگرگونی تعریف می‌شوند (طالبیان و جکسون ۲۰۰۴). برخورد صفحات، به تشکیل شبکه‌ای از گسل‌های راندگی و امتدادلغز، نظیر راندگی اصلی زاگرس (MZT)، گسل زاگرس بلند (HZF) و گسل اصلی جوان (MRF)، انجامیده که تغییر شکل‌های قابل

توجهی در پوسته زمین ایجاد می‌کنند (حسامی و همکاران ۲۰۰۳). چهارچوب تکتونیکی منطقه مورد مطالعه تحت سلطه گسل زاگرس بلند (HZF) و چندین گسل ثانویه راندگی و امتدادلغز مانند گسل مروارید و گسل پیشانی کوهستان (MFF) است که تغییر شکل ناشی از همگرایی صفحات را در خود جای داده‌اند (شکل ۱). این گسل‌ها، در ترکیب با چین‌خوردگی‌های بزرگ مقیاس، عامل اصلی بالاآمدگی و فرسایش کوه‌های زاگرس هستند. فعالیت تکتونیکی مستمر در این منطقه همچنین باعث تجمع تنش قابل توجهی می‌شود که به صورت دوره‌ای در قالب زمین‌لرزه آزاد می‌گردد (نیسن و همکاران ۲۰۱۰). بافت لرزه تکتونیکی سرپل ذهاب به دلیل موقعیت آن در نزدیکی سامانه‌های گسلی اصلی، از جمله HZF، MZF و MFF، بسیار حساس است. این منطقه زمین‌لرزه‌های قابل توجه متعددی را تجربه کرده است، از جمله زمین‌لرزه سال ۲۰۱۷ سرپل ذهاب که منجر به تخریب گسترده شد و خطر لرزه‌ای بالای منطقه را برجسته کرد. این زمین‌لرزه و برخی رویدادهای تاریخی در منطقه، ارتباط تنگاتنگی با فعال‌سازی مجدد گسل‌های از پیش موجود و توزیع مجدد تنش در امتداد پهنه‌های راندگی دارند.

۳ روش پژوهش

۳-۱ قانون گوتنبرگ-ریشتر و b -value

قانون گوتنبرگ-ریشتر یک رابطه آماری است که برای توصیف توزیع بزرگی زلزله در یک منطقه خاص استفاده می‌شود. این قانون به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

که در آن $N(M)$ تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بزرگتر یا مساوی M است و a یک ثابت است که نشان دهنده سطح فعالیت لرزه‌ای منطقه است و b شیب توزیع بزرگی-فراوانی (MFD) را توصیف می‌کند که می‌تواند

لرزه‌ای، از رابطه بین بزرگی M_w و ممان لرزه‌ای (هنکس و کاناموری ۱۹۷۹) به شرح زیر استفاده شد:

$$\log M_0 = 1.5M_w + 16.1 \quad (۴)$$

انرژی آزاد شده (E) را می‌توان با استفاده از معادله (۴) و به روش تجربی از ممان لرزه‌ای به دست آورد:

$$\log_{10} E \approx 1.5M_w + 4.8 \quad (۵)$$

۳-۳ بعد فرکتال (Dc-value)

برای کمی‌سازی خوشه‌بندی مکانی زمین‌لرزه‌ها، از روش همبستگی انتگرالی برای محاسبه بعد فرکتال مکانی استفاده کردیم (گراسبرگر و پروکاسیا ۱۹۸۳). این روش به ویژه به تغییرات نامحسوس در الگوهای خوشه‌بندی زلزله حساس است (هیراتا ۱۹۸۹b). بعد فرکتالی کوچک‌تر نشان‌دهنده خوشه‌بندی مکانی کمتر است و برعکس. در نتیجه، تابع همبستگی انتگرالی برای توزیع زمانی و مکانی N زلزله به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$C(r) = \frac{2Nr_{<r}}{N(N-1)} \quad (۶)$$

که $C(r)$ نشان دهنده تابع همبستگی است و $N(R < r)$ تعداد جفت‌های زلزله‌ای را نشان می‌دهد که با فاصله R کمتر از r از هم جدا شده‌اند. r فاصله بین دو مرکز زلزله می‌باشد. اگر توزیع مکانی مراکز زلزله یک الگوی فرکتالی نشان دهد، آنگاه:

$$C(r) \approx r^{Ds} \quad (۷)$$

در اینجا Ds نشان دهنده بعد فرکتال فضایی است. بعد فرکتال توزیع زلزله را می‌توان با تعیین شیب خط برازش بهینه روی نمودار لگاریتمی $C(r)$ در برابر r تخمین زد.

۴ مجموعه داده‌های لرزه‌خیزی

تحلیل و تفسیر دقیق رفتار لرزه‌خیزی در یک منطقه مستلزم بهره‌گیری از مجموعه داده‌های جامع و قابل اعتماد است. در این مطالعه، از اطلاعات زمین‌لرزه‌ای ثبت‌شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشور (IRSC) بهره

هم از نظر مکانی و هم از نظر زمانی تغییر کند. مقدار b یک پارامتر مهم برای درک رفتار لرزه‌ای یک منطقه است (گوتبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴). مقدار b اغلب به ویژگی‌های متفاوتی از جمله: تنش تکتونیکی، خواص مواد و سازوکارهای گسلش نسبت داده می‌شود. مقادیر بالاتر b ($b > 1.0$) اغلب با مواد ناهمگن، مناطق شکسته یا مناطق آتشفشانی مرتبط هستند. در حالی که مقادیر پایین‌تر ($b < 1$) معمولاً در مناطقی با تنش بالا، مانند مناطق گسل راندگی یا مناطقی با تجمع تنش متمرکز مشاهده می‌شوند. مقدار b معمولاً با استفاده از روش حداکثر درستنمایی (Maximum Likelihood) که توسط آکی (۱۹۶۵) پیشنهاد شده است، محاسبه می‌شود. این روش تخمین‌های دقیقی با حداقل خطا ارائه می‌دهد (ویمر و ویس، ۱۹۹۷) که به شرح زیر است:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{(M_{\text{mean}} - M_c)} \quad (۲)$$

در معادله بالا، M_{mean} مقدار متوسط گروه بزرگی با $M_{\text{mean}} \geq M_c$ (بزرگی کامل بودن) است. علاوه بر این، به منظور ارزیابی دقت و ارزیابی عدم قطعیت در تخمین و تغییرات مقدار b (δb)، فرمول آکی (۱۹۸۴)، به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\delta b = 2.3b^2 \sqrt{\frac{\sum (M_i - \{M\})^2}{n(n-1)}} \quad (۳)$$

که n نشان‌دهنده بزرگی نمونه‌ها است.

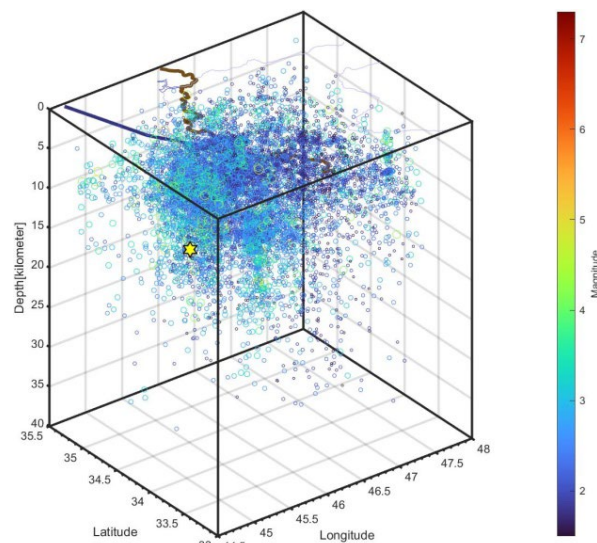
۲-۳ پارامتر ممان لرزه‌ای (M_0)

ممان لرزه‌ای (M_0) برای تعیین مقدار انرژی آزاد شده در طول زمین‌لرزه استفاده می‌شود. این پارامتر، معیار جامع‌تری از بزرگی زمین‌لرزه نسبت به مقیاس‌های سنتی ارائه می‌دهد. ابتدا ممان لرزه‌ای محاسبه و متعاقباً برای تخمین انرژی آزاد شده (E) از زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه استفاده می‌شود. برای محاسبه پارامتر ممان

گرفته شده است. این داده‌ها شامل رخدادهایی با بزرگی برابر یا بیش‌تر از ۱/۵ ریشتر در بازه زمانی ۱ ژانویه ۲۰۰۶ تا ۳۱ اکتبر ۲۰۲۴ هستند. مجموعه داده IRSC شامل ۱۳۹۸۱ رخداد لرزه‌ای بوده که مشخصاتی همچون تاریخ، زمان، موقعیت جغرافیایی (عرض و طول)، عمق و بزرگی هر زمین‌لرزه را با دقت ثبت نموده است. این داده‌ها به‌ویژه برای بررسی فعالیت‌های لرزه‌ای در حوالی زمین‌لرزه سرپل‌ذهاب و مناطق مجاور آن دارای اهمیت بالایی هستند. در منطقه مورد مطالعه، پوشش ایستگاهی نسبتاً مطلوب است، هرچند که در برخی نواحی ممکن است ناهمواری‌هایی در توزیع آزیموت رخدادها وجود داشته باشد. طبق گزارش حسینی و همکاران (۲۰۱۹)، کاتالوگ IRSC به‌طور معمول دارای عدم قطعیت‌های مکانی افقی بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر است، در حالی که دقیق‌ترین رخدادها خط‌هایی در حدود ۲ تا ۵ کیلومتر دارند. با این حال، در نواحی با پوشش ایستگاهی کمتر بهینه، این عدم قطعیت‌ها می‌تواند افزایش یابد. تخمین عمق رخدادها، چالشی‌تر بوده و معمولاً با عدم قطعیت‌های بیشتری تا حدود ۱۵ کیلومتر نسبت به مختصات افقی همراه است؛ به‌ویژه در رخدادهای کم‌عمق که فازهای عمقی محدودی دارند. به‌منظور بهبود کیفیت داده‌ها، رخدادهایی که دارای عدم دقت بالا یا گپ‌های آزیموتال گسترده بودند حذف شدند تا تأثیر این خطاها به حداقل برسد. با این حال، اذعان می‌شود که کاتالوگ IRSC همچنان ممکن است دارای خطاهای ذاتی، به‌ویژه در برآورد عمق رخدادها باشد. با وجود این محدودیت‌ها، به‌دلیل پوشش مناسب ایستگاهی در منطقه هدف، الگوهای کلی مشاهده شده در توزیع شاخص‌های لرزه‌ای مانند b-value و DC-value از اعتبار علمی برخوردار بوده و با داده‌های ژئوفیزیکی مستقل هم‌راستا هستند. این کاتالوگ، بزرگی زمین‌لرزه‌ها را بر اساس مقیاس ناتلی (MN) ثبت نموده و شامل اطلاعات مکانی،

زمانی و عمقی مربوط به هر رخداد است که برای ارزیابی خطرات لرزه‌ای از اهمیت بالایی برخوردارند. به‌منظور ارتقای همگنی و کیفیت داده‌ها، تمامی مقادیر بزرگی با بهره‌گیری از روابط تبدیل موجود (لامسا و همکاران، ۲۰۱۹) به بزرگی گشتاوری (Mw) استانداردسازی شده‌اند. این گام، پیش‌شرطی حیاتی برای محاسبه دقیق پارامترهای لرزه‌ای محسوب می‌شود. رخدادهای موجود در این مجموعه داده، در عمقی بین ۰ تا ۴۰ کیلومتر ثبت شده‌اند و تمرکز اصلی آن‌ها در بازه عمقی ۸ تا ۱۰ کیلومتر است که با ویژگی‌های لرزه‌خیزی نواحی تکنونیک‌ی فعال سازگاری دارد.

شکل ۲ نمایی سه‌بعدی از منطقه لرزه‌خیز مورد مطالعه ارائه می‌دهد که در آن، مکان زمین‌لرزه‌ی سرپل‌ذهاب با بزرگای گشتاوری ۷/۳ در سال ۲۰۱۷ با ستاره‌ای زرد رنگ مشخص شده است. میانگین عمق زمین‌لرزه‌ها در حدود ۱۰ کیلومتر گزارش شده‌اند که حاکی از تمرکز لرزه‌خیزی در اعماق کم است. بخش عمده‌ای از رویدادهای لرزه‌ای در عمق‌های سطحی رخ داده‌اند؛ به‌ویژه در بازه‌ی ۰ تا ۱۰ کیلومتر، که نشان می‌دهد پوسته بالایی زمین فعال‌ترین لایه لرزه‌ای این ناحیه محسوب می‌شود. تحلیل دقیق این لایه‌ها برای درک بهتر منبع و میزان انرژی آزادشده در هر رخداد اهمیت بسزایی دارد. عمق زمین‌لرزه‌ها، به‌ویژه در رویدادهای با بزرگای متوسط و بالا، تأثیر مستقیمی بر شدت لرزش در سطح زمین می‌گذارند. زمین‌لرزه‌های کم‌عمق در بازه ۰ تا ۱۰ کیلومتر معمولاً خسارات بیشتری نسبت به زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر با همان بزرگای ایجاد می‌کنند. از سوی دیگر، بررسی شاخص b-value نیز نمایانگر ارتباط معنادار آن با تنش‌های موجود در لایه‌های لرزه‌فعال منطقه است. علاوه بر این، توزیع مکانی بزرگای زمین‌لرزه‌ها نامتقارن است به طوری که رخدادهای با بزرگای بالا، پراکندگی بیشتری دارند، در حالی که بیشتری در مقایسه با

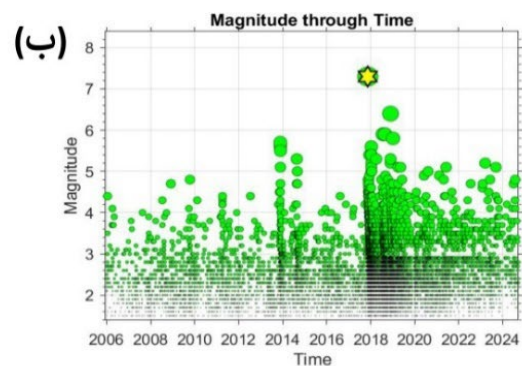
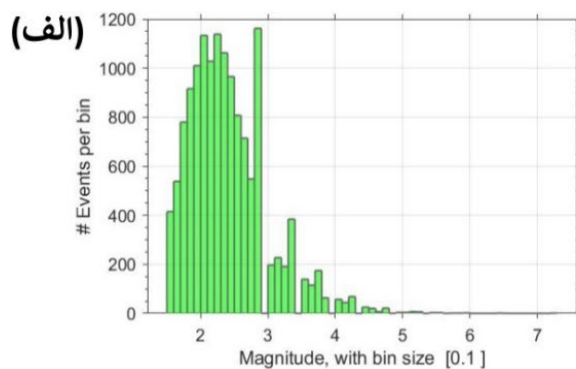


شکل ۲. مدل سه بعدی توزیع زلزله‌ها در منطقه مورد مطالعه. محل وقوع زلزله سرپل ذهاب با ستاره زرد نشان داده شده است.

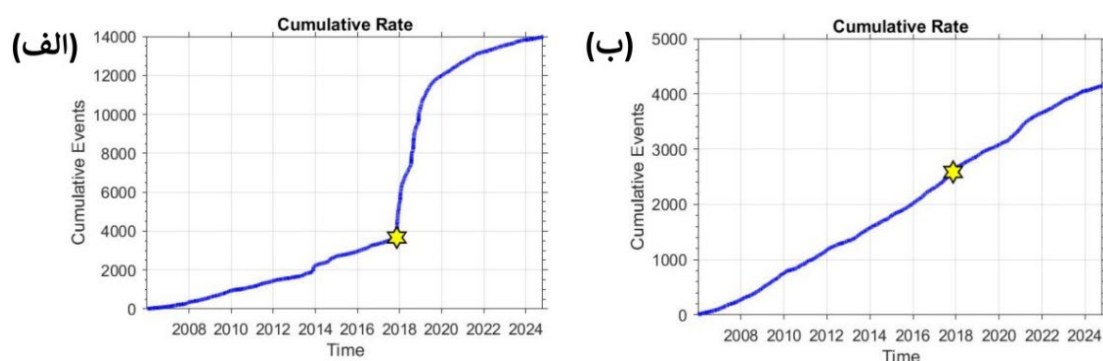
فعالیت زمین‌لرزه‌ها را فراهم می‌آورد.

شکل ۳ (ب) توزیع سری زمانی بزرگی زمین‌لرزه‌ها را نمایش می‌دهد که بیانگر پایداری نسبی فعالیت لرزه‌ای در طول سال‌ها با یک اوج قابل توجه در بازه زمانی ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۸ است. این افزایش با زمین‌لرزه سرپل ذهاب و توالی گسترده پس‌لرزه‌های آن مرتبط است؛ به گونه‌ای که تنها در سال ۲۰۱۸ بیش از ۴۹۱۰ رخداد لرزه‌ای ثبت شده است که بیانگر تشدید فعالیت تکتونیکی منطقه است. به منظور ارتقای قابلیت اطمینان داده‌ها و فراهم‌سازی بستر مناسب برای تخمین دقیق پارامترهای لرزه‌ای، کاتالوگ با بهره‌گیری از الگوریتم گاردنر و

زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر که بیشتر به صورت خوشه‌ای در بخش‌هایی خاص متمرکز شده‌اند. بازه بزرگای رویدادهای ثبت شده بین ۱/۵ تا ۷/۳ قرار دارد، با میانگین ۲/۳۵ و میانه ۲/۳. تحلیل فراوانی نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های کوچک، به ویژه در بازه ۱/۷ تا ۲/۹، بیشترین سهم را دارند. با این حال، چندین رخداد مهم با بزرگای بیش از ۵ نیز ثبت شده‌اند که زمین‌لرزه سرپل ذهاب در سال ۲۰۱۷ نمونه بارز آن است و به عنوان یکی از رویدادهای شاخص در تاریخ لرزه‌ای منطقه شناخته می‌شود (شکل ۳). این پایگاه داده شامل ۱۸ سال داده لرزه‌ای است که امکان تحلیل روندهای زمانی در



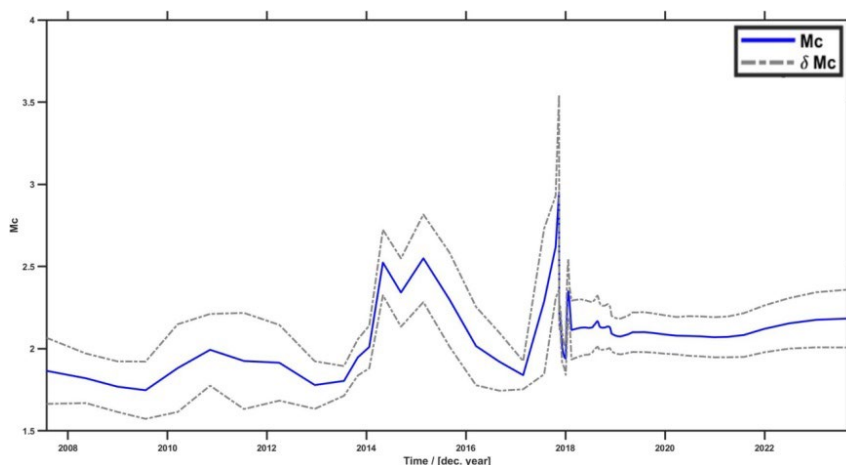
شکل ۳. (الف) هیستوگرام‌های بزرگی در منطقه مورد مطالعه. (ب) نمودار بزرگی نسبت به زمان. ستاره زرد نشان دهنده زلزله سرپل ذهاب در سال ۲۰۱۷ (با بزرگی ۷.۳) است.



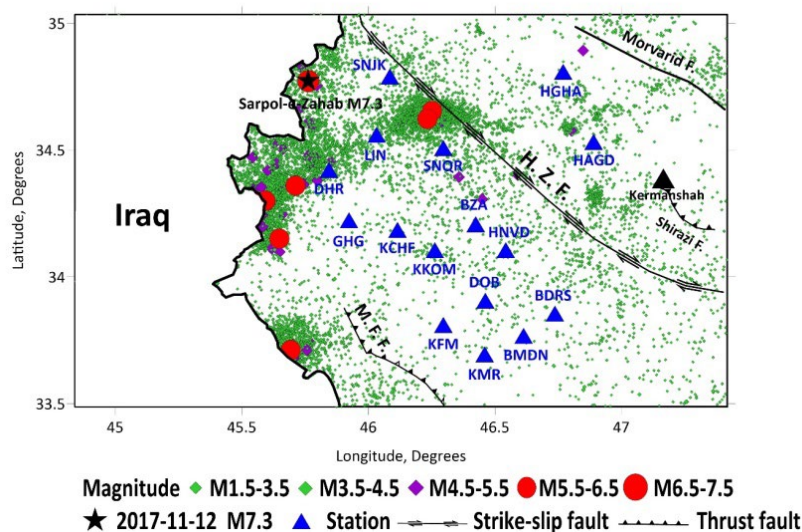
شکل ۴. نرخ تجمعی زمین‌لرزه‌ها به عنوان تابعی از زمان، قبل از خوشه‌بندی (الف) و بعد از خوشه‌بندی (ب). ستاره زرد نشان دهنده زلزله سرپل ذهاب در سال ۲۰۱۷ (با بزرگی ۷.۳) است.

رخداد، گام جابجایی ۵۰ رخداد و تکنیک بوت‌استرپ بهره گرفته شد. در این چارچوب، کل کاتالوگ به پنجره‌های کوچکتر زمانی تقسیم و سپس مقدار Mc در هر پنجره به صورت آماری برآورد شد. شکل ۵ تغییرات زمانی Mc را نمایش می‌دهد که نشان‌دهنده تغییرات قابل توجه در حداقل بزرگی قابل شناسایی در منطقه است. افزایش Mc پس از زمین‌لرزه‌های مهم نوامبر ۲۰۱۳ (۵/۷) و نوامبر ۲۰۱۷ (۷/۳) مشاهده شد که به فعالیت قابل توجه پس‌لرزه‌ای نسبت داده می‌شود. چنین توالی‌هایی می‌توانند رخداد‌های کوچک‌تر را پوشش دهند و در نتیجه به افزایش آستانه تشخیص منجر شوند. همچنین، افزایش نرخ لرزه‌خیزی می‌تواند فرآیند پردازش داده را پیچیده کرده و شناسایی و مکان‌یابی دقیق رخداد‌های

کوناپوف (۱۹۷۴) همگن‌سازی شد. این فرایند با حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها، تنها زمین‌لرزه‌های اصلی و مستقل را برای تحلیل حفظ می‌کند که برای پارامترهایی همچون مقدار b ضروری است. شکل ۴ نرخ تجمعی رخدادها قبل و پس از اعمال همگن‌سازی را به تصویر می‌کشد. پس از همگن‌سازی، مقدار بزرگی کامل بودن (Mc) به منظور تعیین حداقل آستانه قابل اعتماد بزرگی زمین‌لرزه‌ها در کل کاتالوگ برآورد شد. این پارامتر که نقش مهمی در مطالعات لرزه‌خیزی دارد، می‌تواند به طور زمانی تغییر کند و به صورت معناداری بر تحلیل‌های لرزه‌ای اثر بگذارد (اوزتورک و ساهین ۲۰۱۹). برای برآورد Mc ، از روش حداکثر انحنا (Maximum Curvature) با استفاده از پنجره‌های زمانی شامل ۱۵۰



شکل ۵. تغییرات زمانی Mc -value.



شکل ۶. توزیع مکانی رویدادهای لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۲۴. نقشه، بزرگی زلزله‌ها را در محدوده‌های مختلف نشان می‌دهد.

۲۰۰۲، در بین ۲۷ منطقه زلزله‌خیز جهان، در رتبه ۱۹ قرار دارد و مقدار b مشخصه آن تقریباً ۰/۷۸ گزارش شده است. در منطقه مورد مطالعه، مقدار b برابر با ۰/۷۷ ± ۰/۰۱ با ۹۰٪ برازش مناسب تعیین شد (شکل ۷ الف)). مقدار کامل بودن کاتالوگ لرزه‌ای (Mc) برابر با ۲/۲ محاسبه شده است که نشان می‌دهد تمامی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مساوی یا بزرگ‌تر از این مقدار با اطمینان بالا در داده‌ها ثبت شده‌اند. این مقدار، گویای آن است که کاتالوگ مورد استفاده، کامل و مناسب برای تحلیل رفتار لرزه‌ای منطقه می‌باشد. مقدار پارامتر b برابر با ۰/۷۷ به دست آمده که کمتر از میانگین جهانی (۱/۰~) است. این مقدار نسبتاً پایین، بیانگر غالب بودن زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر در منطقه و تمرکز انرژی لرزه‌ای در رخدادها با بزرگای بالا می‌باشد.

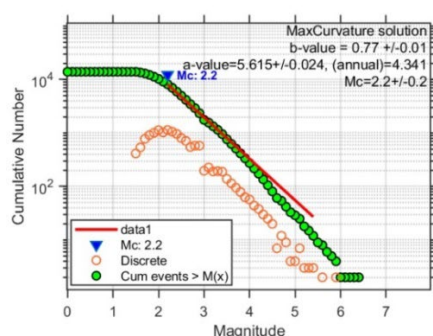
پارامتر a با مقدار ۵/۶۱۵، سطح کلی فعالیت لرزه‌ای منطقه را نشان می‌دهد و بیانگر تعداد چشمگیر زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از Mc است. مقدار نسبتاً بالای a، با فراوانی زیاد رویدادهای ثبت شده در منطقه مطابقت داشته و تأییدی بر لرزه‌خیزی بالا در ناحیه مورد مطالعه است. در نواحی دارای پوشش ایستگاهی مناسب (بر

کوچک‌تر را دشوارتر سازد. در نهایت، شکل ۶ توزیع مکانی رخدادها را در ارتباط با گسل‌های فعال منطقه نشان می‌دهد که خوشه‌بندی قابل توجهی از رخدادها را در امتداد سامانه‌های گسلی، به‌ویژه در نزدیکی کانون زمین‌لرزه سرپل ذهاب ۲۰۱۷، آشکار می‌سازد. این الگو با ساختارهای تکتونیکی شناخته‌شده، نظیر گسل زاگرس مرتفع (HZF) و سایر گسل‌های فرعی منطقه‌ای، همخوانی دارد.

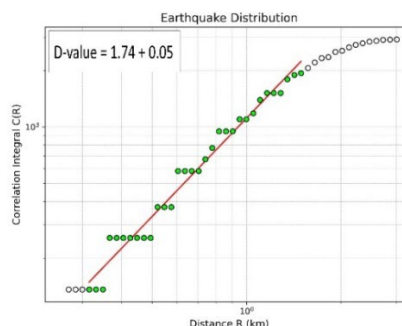
۵ نتایج و بحث

۵-۱ رابطه گوتنبرگ-ریشتر (مقدار b) و مقدار پارامتر فراکتالی (DC)

تحلیل رابطه گوتنبرگ-ریشتر بینش مهمی درباره ویژگی‌های لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه ارائه می‌دهد. در این میان، پارامتر آماری b در توزیع فراوانی-بزرگای زمین‌لرزه، شاخصی کلیدی در توصیف ویژگی‌های مقیاس‌پذیری بزرگای رویدادهای لرزه‌ای به شمار می‌رود. مقدار b معمولاً در مناطق مختلف بین ۰/۴ تا ۲ متغیر است و تحت تأثیر عوامل زمین‌شناسی قرار دارد (ویمر و ویس ۲۰۰۲). ایران، طبق رتبه‌بندی ویمر و ویس



(الف)



(ب)

شکل ۷. الف) توزیع تجمعی بزرگی-فراوانی (MFD) در منطقه مورد مطالعه (ب) بُعد فکالی مقدار (DC) و منحنی انتگرال همبستگی در برابر فاصله. در شکل، دایره‌های پر شده (سبز) نقاط داده را در قسمت خطی انتگرال همبستگی نشان می‌دهند و دایره‌های پر نشده مجموعه کامل نقاط داده را نشان می‌دهند.

تحلیل دقیق‌تری از تجمع تنش (b) و خوشه‌بندی مکانی (DC) را فراهم می‌سازد. مقدار پارامتر فراکتالی (DC) منطقه مورد مطالعه $1/74 \pm 0/05$ به‌دست آمد (شکل ۷ (ب)). مقدار DC نزدیک به صفر نشان‌دهنده چگالی بالای گسل‌های فعال و زمین‌لرزه‌ها در ناحیه‌ای محلی است، در حالی که مقدار نزدیک به ۲ بیانگر پراکندگی بیشتر رویدادهای لرزه‌ای در یک منطقه گسترده‌تر می‌باشد (آکی ۱۹۸۱). مقدار به‌دست آمده DC نشان می‌دهد که لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه نسبتاً پراکنده است و چندین سامانه گسلی یا یک منطقه تکتونیکی گسترده را پوشش می‌دهد. مقادیر بالای DC (بیش از ۱/۵) معمولاً با پیچیدگی بالاتر سامانه‌های گسلی همراه هستند. این مقدار نشان‌دهنده میدان تنش ناهمگن و همچنین احتمال برهم‌کنش‌های تنشی در میان چندین قطعه گسلی است. منطقه مورد مطالعه احتمالاً دارای چنین پیچیدگی ساختاری مشابهی است که می‌تواند توجیه‌کننده مقدار متوسط تا بالای DC مشاهده شده باشد. مشاهداتی مشابه نیز در کوه‌های البرز (DC برابر ۱/۶۷) (تورانی و همکاران ۲۰۲۴) و منطقه آناتولی شرقی ترکیه (۲/۲) (اوزتورک، ۲۰۱۸) گزارش شده‌اند؛ جایی که چگالی بالای گسل‌ها و برهم‌کنش‌های تکتونیکی پیچیده موجب پراکندگی وسیع لرزه‌خیزی شده‌اند. بارتون و

اساس شکل ۵)، مقادیر پایین Mc مشاهده می‌شود که دال بر توانایی بیشتر در شناسایی زمین‌لرزه‌های کوچک است. در مقابل، در مناطقی با پوشش ایستگاهی پراکنده یا ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده، مقادیر Mc افزایش می‌یابد. برای مثال، در حوالی کرمانشاه به دلیل تراکم بالای ایستگاه‌ها، ثبت ریزلرزه‌هایی با بزرگای حدود ۲/۳ تا ۲/۵ امکان‌پذیر است. اما در مناطق نزدیک به مرز غربی، به دلیل تراکم کمتر ایستگاه‌ها، اغلب زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۳/۰ قابل شناسایی یا مکان‌یابی نیستند. عوامل زمین‌شناسی مانند کمربندهای چین‌خورده، رانده، و تغییرات سرعت امواج در پوسته می‌توانند باعث افزایش Mc شوند؛ زیرا این عوامل از طریق تضعیف امواج یا پوشش آزیموتی ضعیف، توانایی شناسایی زلزله‌های کوچک را کاهش می‌دهند. بهره‌گیری از Mc با لحاظ تغییرات فضایی، سبب می‌شود که توزیع فراوانی-بزرگای تنها در بازه‌های بالاتر از Mc محلی در هر زیرمنطقه محاسبه گردد. این روش، خطاهای ناشی از عدم ثبت زمین‌لرزه‌های کوچک در نواحی با Mc بالا را کاهش می‌دهد. به عنوان نمونه، در نزدیکی کانون زمین‌لرزه سرپل ذهاب (نماد ستاره سیاه‌رنگ)، مقدار Mc بین ۲/۴ تا ۲/۶ برآورد شده است که به واسطه پوشش مناسب ایستگاهی، امکان ثبت دقیق ریزلرزه‌ها و در نتیجه،

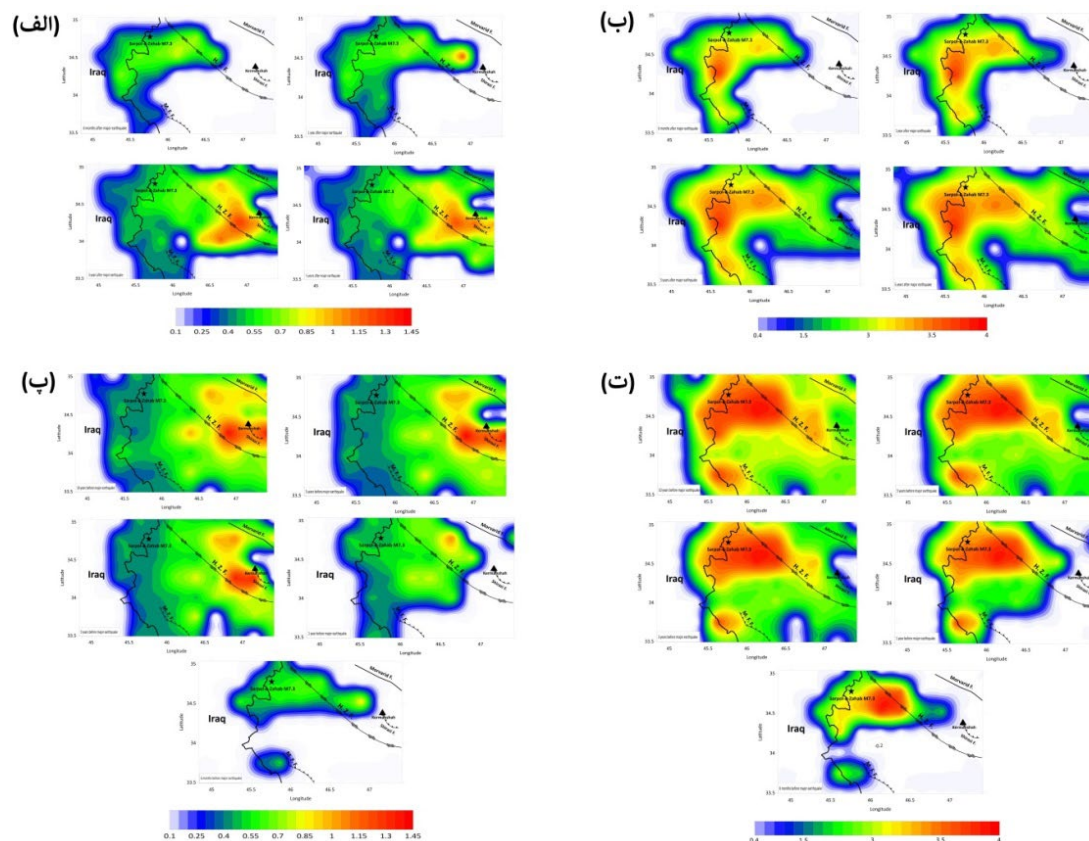
مکانی مقدار b در هر شبکه با استفاده از روش حداکثر درست‌نمایی برآورد شد. در شکل ۸ توزیع مقدار b و DC برای بازه‌های زمانی مختلف ترسیم شده است. در شکل ۱۲ بخش (الف) و (ب) به ترتیب مقدار b و DC را قبل از وقوع زمین‌لرزه و بخش (پ) و (ت) به ترتیب مقدار b و DC را بعد از وقوع زمین‌لرزه را نشان می‌دهد. بر اساس نتایج، مقدار b در بازه‌ای بین ۰/۴ تا ۱/۴ متغیر است که بیانگر مقادیر پایین تا بالا است.

مناطق با مقادیر پایین مقدار b هم‌راستا با سامانه‌های گسلی اصلی هستند، به‌ویژه گسل پیشانی کوهستان (M.F.F)، بخش غربی گسل زاگرس بلند (H.Z.F) و گسل مروارید. کاهش سیستماتیک در مقدار b با نزدیک شدن به زمان زمین‌لرزه مشاهده می‌شود، به‌طوری که پایین‌ترین مقادیر در اطراف منطقه رومرکزی متمرکز شده‌اند. این روند نشان‌دهنده افزایش تجمع تنش و بی‌ثباتی گسل در آستانه رویداد اصلی است. در نخستین بازه زمانی (۱۰ سال پیش از زمین‌لرزه)، توزیع مکانی مقدار b مقادیر نسبتاً پایینی (۰/۷-۰/۵۵) را در اطراف منطقه سرپل ذهاب، گسل پیشانی کوهستان و گسل مروارید نشان می‌دهد. به تدریج، مقدار b به‌سوی بخش شرقی منطقه در نزدیکی پهنه گسلی کرمانشاه-شیرازی افزایش یافته و به مقادیر متوسط (۱/۰-۱/۲) می‌رسد. این الگو احتمال وجود تمرکز تنش در نزدیکی قطعات فعال گسل‌ها را نشان می‌دهد، جایی که مقادیر پایین b بیانگر انباشت تنش بیشتر و پتانسیل لرزه‌ای بالاتر است. در آخرین بازه زمانی (۶ ماه پیش از زمین‌لرزه)، کاهش چشمگیر مقدار b به حدود ۰/۱-۰/۳ در نزدیکی کانون زمین‌لرزه سرپل ذهاب و سامانه‌های گسلی اطراف مشاهده می‌شود. این کاهش تند نشان‌دهنده تجمع بحرانی تنش و تضعیف گسل‌هاست که نشان از گسیختگی قریب‌الوقوع دارد. در مقابل، نواحی دورتر از مرکز سطحی زمین‌لرزه دارای مقادیر بالاتر b (بیش از ۱/۰)

همکاران (۱۹۹۹) پیشنهاد داده‌اند که زمین‌لرزه‌هایی که در پی گسیختگی نواحی کوچک (آسپریتی‌ها) رخ می‌دهند و رفتار خوشه‌ای دارند، می‌توانند با مقادیر پایین‌تر DC مرتبط باشند. ابعاد فراکتالی مرتبه بالاتر در منطقه مورد مطالعه نیز به ناهمگنی در توزیع بزرگای زمین‌لرزه‌ها حساس هستند.

۵-۲ تغییرات مکانی مقدار b و مقدار DC

توزیع مکانی مقدار b ابزاری کلیدی برای درک چارچوب لرزه‌ساختاری و ارزیابی خطر زلزله در یک منطقه است. این روش به‌طور گسترده‌ای در مناطق لرزه‌خیز مورد استفاده قرار گرفته است (ویمر و ویس ۲۰۰۲؛ سینگ و همکاران ۲۰۰۹). مقدار b که ارتباط نزدیکی با دینامیک گسیختگی زمین‌لرزه و ویژگی‌های منبع لرزه‌ای دارد، در خوشه‌های مختلف زلزله دارای تغییراتی قابل توجه است. این تغییرات ممکن است نسبت به زمان، مکان، بازه‌های بزرگ یا محیط تکتونیکی اتفاق بیفتند (سناتورسکی، ۲۰۲۰). برای درک توزیع مکانی مقدار b، از یک شبکه با فاصله‌گذاری ۰/۲×۰/۲ درجه (حدود ۲۰ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه) استفاده شد تا تغییرات محلی لرزه‌خیزی ثبت شود. این فاصله‌گذاری به‌منظور حفظ جزئیات کافی در تغییرات مقدار b و در عین حال پوشش کامل منطقه مطالعه انتخاب شد. برای حصول برآوردهای پایدار مقدار b، از روش پنجره لغزان بهره گرفته شد که نیازمند حداقل تعداد رویدادها در هر پنجره (Nmin = 50) بود؛ امری که پژوهش‌های پیشین نیز توصیه کرده‌اند (تورانی و همکاران، ۲۰۲۴). تحلیل حساسیت بر اساس اندازه پنجره‌ها نشان داد که در پنجره‌هایی با حداقل ۵۰ رویداد، عدم قطعیت مقدار b معمولاً کمتر از ۱۵ درصد است. برای اطمینان از وجود نمونه‌های کافی در محاسبات دقیق، شبکه‌هایی با تعداد زمین‌لرزه کمتر از ۵۰، از تحلیل حذف شدند. تغییرات



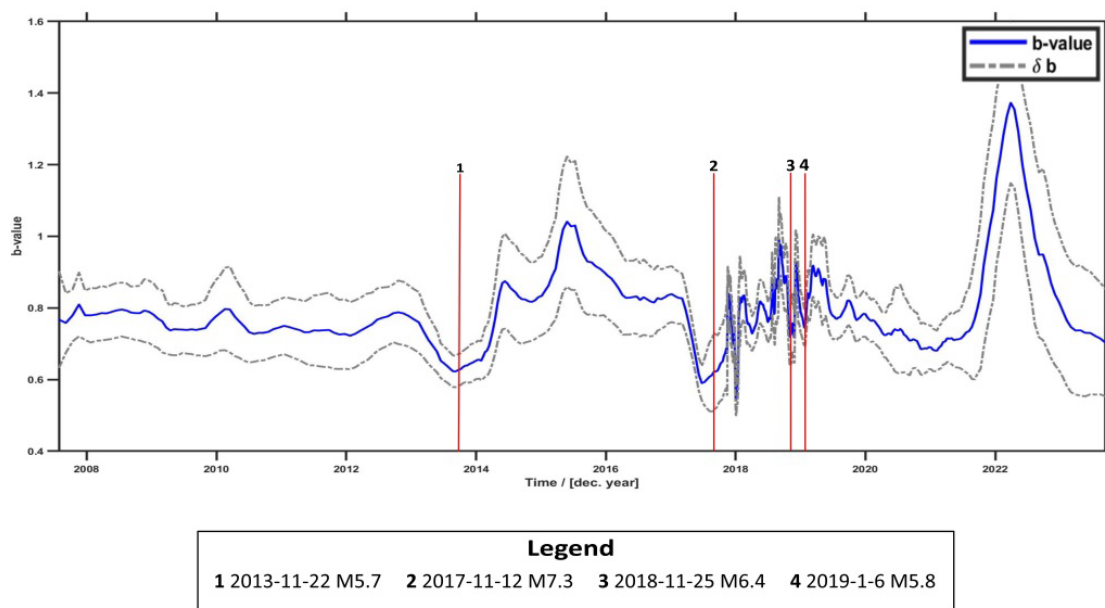
شکل ۸. تغییرات مکانی **b-value** و **Dc-value** پیش از زمین‌لرزه ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ با بزرگای **Mw 7.3** در منطقه سرپل‌ذهاب. برای بازه‌های زمانی مختلف، ۱۰ سال، ۵ سال، ۳ سال، ۱ سال و ۶ ماه پیش از زمین‌لرزه اصلی (به ترتیب شکل‌های پ و ت) و همچنین برای بازه‌های زمانی ۵ سال، ۳ سال، ۱ سال و ۶ ماه پس از زمین‌لرزه اصلی (به ترتیب شکل‌های الف و ب).

نقشه الگوهای مکانی متمایزی را در توزیع مقدار DC آشکار می‌کند که مقادیر بالاتر در نواحی خاصی (بیشتر از ۳/۵) متمرکز شده‌اند. در ماه‌های منتهی به زمین‌لرزه اصلی، مقادیر بالاتر DC در نزدیکی مرکز سطحی زمین‌لرزه سرپل‌ذهاب مشاهده می‌شود. این می‌تواند نشانه‌ای از افزایش تمرکز تنش و پیچیدگی زون گسل باشد که ممکن است با فعالیت لرزه‌ای قریب‌الوقوع مرتبط باشد (پاول و همکاران ۲۰۱۹). مناطق دارای الگوهای پیچیده گسلی، مقادیر بالاتر DC و مقادیر پایین‌تر b را نشان می‌دهند. بارتون و همکاران (۱۹۹۹) مشاهده کردند که گسل‌هایی که در آن‌ها زمین‌لرزه‌ها به دلیل شکست برآمدگی‌های کوچک و به‌صورت خوشه‌ای رخ می‌دهند، با مقادیر بالای b و مقادیر پایین

هستند که حاکی از پایداری نسبی و خطر لرزه است. به‌طور کلی، مناطقی با مقدار b پایین ممکن است احتمال بیشتری برای وقوع زلزله‌های شدیدتر داشته باشند و از این رو این پارامتر می‌تواند در پیش‌بینی رویدادهای لرزه‌ای مهم سودمند باشد. در مقابل، مقادیر بالای b اغلب نشان‌دهنده آزادسازی تنش در قالب زمین‌لرزه‌های کوچک و پرتعداد هستند که بیانگر پیچیدگی زمین‌شناختی بالاتر است. در نتیجه، مقادیر b محاسبه‌شده بر اساس رابطه گوتنبرگ-ریشتر (G-R) به‌خوبی با ویژگی‌های تکنیکی و الگوهای فعالیت لرزه‌ای در منطقه مورد مطالعه همبستگی دارند. در این مطالعه تغییرات مکانی مقدار DC را با فاصله سلولی ۰/۲ درجه در عرض و طول جغرافیایی ترسیم شده است. شکل ۸

DC و b به‌عنوان شاخصی مفید برای ارزیابی خطرات لرزه‌ای در مناطق مختلف پیشنهاد شده است. در حالی که مقدار b کاهش می‌یابد و خوشه‌بندی مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها (افزایش مقدار DC) تشدید می‌شود، یک همبستگی مکانی منفی پدیدار می‌شود (اونسل و ویلسون ۲۰۰۲). پیش از زمین‌لرزه سرپل ذهاب، می‌توان این همبستگی منفی را در منطقه مطالعه مشاهده کرد. شکل ۹ تغییرات زمانی مقدار b در سراسر منطقه مطالعه را نشان می‌دهد. به طور کلی، مقدار b نوسانات چشمگیری در طول زمان دارد. افزایش مقدار b معمولاً نشان‌دهنده‌ی فراوانی بیشتر زمین‌لرزه‌های کوچک نسبت به بزرگ است، در حالی که کاهش آن می‌تواند احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر را افزایش دهد.

DC همراه هستند. در سال‌های پیش از زمین‌لرزه سرپل ذهاب، مقادیر پایین b ($0.43-0.55$) و مقادیر بالای DC (3.5) در نزدیکی مرکز سطحی زمین‌لرزه مشاهده شد. این نشانگر سیستمی از گسل‌هاست که در آستانه‌ی گسیختگی بوده و از پراکندگی لرزه‌ای به سمت گسیختگی موضعی در حال گذار بوده‌اند. مناطق با مقدار بالای DC (بزرگتر یا مساوی 2.5) و مقدار پایین b (کمتر از 1.0) ممکن است تحت کنترل ساختاری غالب قرار داشته باشند. این می‌تواند ناشی از خوشه‌بندی رخداد‌های لرزه‌ای باشد که منجر به انحراف از توزیع مکانی یکنواخت می‌شود (اوزتورک ۲۰۱۸). همچنین ممکن است این مشاهدات نشان‌دهنده‌ی سطوح بالای انباشت تنش و گرایش زمین‌لرزه‌ها به وقوع در خوشه‌های موضعی در منطقه سرپل ذهاب باشد. رابطه بین مقادیر



شکل ۹. تغییرات زمانی b-value.

لرزه‌ای بزرگ در منطقه داشته است. کاهش فوری در مقدار b در فاصله زمانی شش ماه تا یک سال پس از زمین‌لرزه اصلی مشاهده شد. این کاهش در مقدار b در ناحیه اطراف مرکز زمین‌لرزه نشان‌دهنده افزایش احتمال

اهمیت تغییرات در مقدار b می‌تواند به عنوان شاخصی برای پیش‌بینی احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده مورد بررسی قرار گیرد. تغییرات زمانی نشان می‌دهند که مقدار b به طور کلی تمایل به کاهش پیش از رخداد‌های

وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر است. این پدیده به آزادسازی انرژی در هنگام زمین‌لرزه اصلی نسبت داده می‌شود که موجب ایجاد تنش‌های جدید در اطراف گسل می‌گردد. مقدار پایین b مشاهده‌شده، نشان‌دهنده افزایش انباشت تنش و غلبه رویدادهای با بزرگای بیشتر است که اغلب به عنوان نشانه‌ای از فعالیت لرزه‌ای شدید در آینده تلقی می‌شود. به طور هم‌زمان، مقدار DC در نزدیکی ناحیه گسل، به‌ویژه در سال‌ها و ماه‌های منتهی به زمین‌لرزه، بالاتر بوده است. این موضوع نشان‌دهنده ساختار بعد فرکتالی ناهمگن‌تر در گسل‌ها است که ممکن است با افزایش پیچیدگی ترک‌های ریز و تمرکز تنش در منطقه مرتبط باشد.

۶ نتیجه‌گیری

این پژوهش با ترکیب تحلیل‌های مکانی و زمانی از مقادیر b و DC ، به بررسی الگوهای لرزه‌خیزی پیش و پس از زمین‌لرزه‌ی ۷/۳ ریشتری سرپل ذهاب در تاریخ ۱۲ نوامبر ۲۰۱۷ پرداخته است. اگرچه مقادیر پایین b و تغییرات DC معمولاً به تمرکز تنش و ناهمگونی گسل نسبت داده می‌شوند، برخی مطالعات (ویمر و ویس ۲۰۰۲) تأکید دارند که این پارامترها تنها به‌عنوان شاخص‌هایی از وضعیت تنش در نظر گرفته می‌شوند و ضرورتاً نقش پیش‌نشانگر قطعی ندارند. با این حال، شواهد حاکی از آن است که مقدار پایین b و مقدار بالای DC پیش از وقوع زمین‌لرزه‌ی اصلی می‌تواند به‌عنوان نشانگرهای قابل اتکایی از انباشت تنش و ناهمگونی ساختاری گسل تفسیر شود. یافته‌های این مطالعه، نکات مهمی در خصوص تحول تنش و دینامیک سامانه گسلی در منطقه مورد مطالعه آشکار می‌سازد:

۱. مرحله‌ی پیش‌لرزه‌ای (۲۰۱۳-۲۰۱۷): مقدار b به‌طور مداوم در محدوده گسل سرپل ذهاب پایین بوده است که گویای انباشت بالای تنش و نزدیک شدن گسل به شرایط

بحرانی شکست است. هم‌زمان، افزایش مقادیر DC نیز بیانگر افزایش ناهمگونی و پیچیدگی ریزگسل‌ها در این ناحیه می‌باشد. این شرایط، نشان‌دهنده‌ی تمرکز بالا و ناپایداری تنش در سامانه گسلی است.

۲. زمان رخداد زمین‌لرزه اصلی و دوره‌ی بلافاصله پس از آن (۲۰۱۷-۲۰۱۸): وقوع زمین‌لرزه با بزرگای ۷/۳ باعث افزایش ناگهانی مقدار b شد که هم در نقشه‌های پراکندگی مکانی و هم در تحلیل‌های زمانی مشاهده گردید. این افزایش حاکی از رهایی ناگهانی تنش انباشته‌شده و تغییر به سمت تولید پس‌لرزه‌هایی با بزرگای کمتر، در چارچوب فاز آرام‌سازی تنش می‌باشد. در مقابل، کاهش چشمگیر مقدار DC منعکس‌کننده‌ی ساده‌سازی ساختار گسل به‌دلیل گسیختگی و بازتوزیع تنش بوده است.

۳. تحولات بلندمدت پس از زمین‌لرزه (۲۰۱۸-۲۰۲۳): در این بازه زمانی، مقدار b با وجود نوسانات، در سطحی بالاتر نسبت به دوره‌ی پیش‌لرزه‌ای باقی‌مانده و نشان‌دهنده‌ی ادامه‌ی فعالیت‌های پس‌لرزه‌ای و بازتوزیع تدریجی تنش در سامانه گسلی است. از سوی دیگر، مقدار DC پایین باقی‌مانده است که بیانگر ساختار ساده‌تر گسل در نتیجه‌ی گسیختگی و فرآیندهای بازسازی پس از زمین‌لرزه می‌باشد. این الگوها با فرآیندهای ترمیم تدریجی گسل، کاهش تنش و بازسازماندهی شبکه‌ی لرزه‌ای در مرحله‌ی پس‌لرزه‌ای هم‌خوانی دارند.

منابع

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., 43, 237-239.
- Aki, K. (1981). A probabilistic synthesis of precursory phenomena. Earthquake prediction: an international review, 4, 566-574.
- Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5867-5872.

- Alavi, M. (2007). Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of science*, 307(9), 1064-1095.
- Chiba, K. (2022). Heterogeneous b-value distributions measured over an extensive region from the northern Okinawa trough to southern Kyushu Island, Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 179(3), 899-913.
- Gardner, J. K., & Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bulletin of the seismological society of America*, 64(5), 1363-1367.
- Gerstenberger, M., Wiemer, S., & Giardini, D. (2001). A systematic test of the hypothesis that the b value varies with depth in California. *Geophysical Research Letters*, 28(1), 57-60.
- Gutenberg, B., & Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological society of America*, 34(4), 185-188.
- Hanks, T. C., & Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B5), 2348-2350.
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003). Major Active Faults of Iran. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES). *Tehran, Iran*.
- Hirata, T. (1989). Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *Fractals in geophysics*, 157-170.
- Hosseini, H., Pakzad, M., & Naserieh, S. (2019). Iranian regional centroid moment tensor catalog: Solutions for 2012–2017. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 286, 29-41.
- Kalaneh, S., & Agh-Atabai, M. (2016). Spatial variation of earthquake hazard parameters in the Zagros fold and thrust belt, SW Iran. *Natural Hazards*, 82, 933-946.
- Lamessa, G., Mammo, T., & K. Raghuvanshi, T. (2019). Homogenized earthquake catalog and b-value mapping for Ethiopia and its adjoining regions. *Geoenvironmental Disasters*, 6, 1-24.
- Li, Q., & Xie, Z. (2024). Analysis of spatiotemporal variations in b-values before the 6.8-magnitude earthquake in Luding, Sichuan, China, on September 5, 2022. *Acta Geophysica*, 72(6), 3957-3974.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., ... & Parsons, B. (2010). The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3-4), 181-194.
- Oncel, A. O., & Wilson, T. H. (2002). Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 339-349.
- Öztürk, S. (2018). Earthquake hazard potential in the Eastern Anatolian Region of Turkey: seismotectonic b and Dc-values and precursory quiescence Z-value. *Frontiers of Earth Science*, 12, 215-236.
- Öztürk, S., & Şahin, Ş. (2019). A statistical space-time-magnitude analysis on the aftershock's occurrence of the July 21th, 2017 MW= 6.5 Bodrum-Kos, Turkey, earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences*, 172, 443-457.
- Öztürk, S. (2015). A study on the correlations between seismotectonic b-value and Dc-value, and seismic quiescence Z-value in the Western Anatolian region of Turkey. *Austrian Journal of Earth Sciences*.
- Paul, A., Tiwari, A., & Upadhyay, R. (2019). Central seismic gap and probable zone of large earthquake in North West Himalaya. *Him Geol*, 40(2), 199-212.
- Senatorski, P. (2020). Gutenberg–Richter's b value and earthquake asperity models. *Pure and applied Geophysics*, 177(5), 1891-1905.
- Sharon, M., Kurzon, I., Wetzler, N., Sagy, A., Marco, S., & Ben-Avraham, Z. (2022). Variations of the seismic b-value along the Dead Sea transform. *Frontiers in Earth Science*, 10, 1074729.
- Singh, C., Singh, A., & Chadha, R. K. (2009). Fractal and b-value mapping in Eastern Himalaya and Southern Tibet. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(6), 3529-3533.
- Smith, W. D. (1981). The b-value as an earthquake precursor. *Nature*, 289(5794), 136-139.
- Sornette, D. (2006). *Critical phenomena in natural sciences: chaos, fractals, selforganization and disorder: concepts and tools*. Springer Science & Business Media.
- Talebian, M., & Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophysical Journal International*, 156(3),

- 506-526.
- Tatar, M., Ebrahimi, M. R., & Yamini Fard, F. (2011). Induced seismicity in Masjed Soleyman reservoir (southwest of Iran). *Scientific Quarterly Journal of Geosciences*, 20(80), 95-102.
- Tourani, M., Isik, V., Saber, R., Caglayan, A., & Chitea, F. (2024). Evaluation of seismicity and seismotectonics in the Alborz Mountains: insights from seismic parameters, Northern Iran. *Journal of Seismology*, 28(3), 675-706.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15115-15128.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2002). Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In *Advances in geophysics* (Vol. 45, pp. 259-V). Elsevier.
- Wyss, M., McNutt, S. R., & Wyss, M. (1998). Temporal and three-dimensional spatial analyses of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, 134(2), 409-421.
- Wyss, M., Schorlemmer, D., & Wiemer, S. (2000). Mapping asperities by minima of local recurrence time: San Jacinto-Elsinore fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B4), 7829-7844.
- Yadav, R. B. S., Bayrak, Y., Tripathi, J. N., Chopra, S., Singh, A. P., & Bayrak, E. (2012a). A probabilistic assessment of earthquake hazard parameters in NW Himalaya and the adjoining regions. *Pure and applied geophysics*, 169, 1619-1639.
- Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra, S., & Shan, B. (2012b). Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 167-178.

Investigation of the seismic parameter b value and the fractal seismicity dimension (Dc value) in relation to the 2017 Sarpol Zahab–Ezgeleh earthquake

Muhammed Hossein Mousavi¹, Amir Talebi^{2*} and Faegheh Mina Araghi²

¹ M.Sc., Department of Physics Education, Farhangian University, Tehran, Iran.

² Assistant Professor, Department of Physics, Faculty of Science, Arak University, Arak, Iran

(Received: 23 June 2025, Accepted: 25 October 2025)

Summary

The 7.3 magnitude Sarpol Zahab earthquake, which occurred on November 12, 2017, in the Zagros region, underscores the need for thorough seismic hazard analyses in this active tectonic zone. In the present study, the spatiotemporal variations of the seismic parameters b-value and DC-value in the vicinity of the earthquake were examined using an integrated earthquake catalog recorded by the National Seismological Center (IRSC) during the period from January 1, 2006, to October 31, 2024. The results indicate that in the active tectonic segments, the b-value varied between 0.4 and 1.4, a reduction in this parameter adjacent to the fault prior to the mainshock suggests stress accumulation and the potential for an imminent rupture. In contrast, an increase in the DC-value reflects enhanced heterogeneity in the fault structure and a more complex fracture mechanism nearing failure. Immediately following the main event, a significant increase in the b-value was observed, indicative of stress release through smaller aftershocks, alongside a decrease in the DC-value. The temporal analysis of the b-value revealed a decreasing trend before and a pronounced increasing trend after the earthquake, attributable to stress redistribution within the region's geological framework. Additionally, low b-value values (less than 0.5) at depths between 10 and 20 kilometers confirm a concentration of stress within this depth interval. These findings clearly demonstrate the complementary roles of the b-value and DC-value in characterizing seismic behavior, assessing fault evolution, and understanding the tectonic processes in reverse, strike-slip, and extensional faults of the Zagros region. The obtained results serve as a crucial tool for evaluating seismic hazard in tectonically active areas.

Keywords: b-value, DC-value, Sarpol Zahab, Seismotectonics, Zagros

* Corresponding author:

a-talebii@araku.ac.ir