

پهنه‌بندی فعالیت لرزه‌ای کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس با استفاده از پارامترهای فرکتالی

سمیه کلانه^۱ و مریم آق اتابای^{۲*}

۱. کارشناس ارشد تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

(دریافت: ۹۳/۶/۹، پذیرش نهایی: ۹۴/۳/۱۲)

چکیده

در تحقیق حاضر نقشه پارامترهای لرزه‌ای کمربند چین‌خورده و رانده زاگرس با بررسی تغییرات مکانی توزیع بزرگی، رومرکز و توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها تهیه شد. به این منظور پارامترهای فرکتالی b -value و ابعاد همبستگی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌های منطقه با حداقل بزرگی ۴/۴ در طول نزدیک به ۴۰ سال اخیر (ژانویه ۱۹۷۵ تا می ۲۰۱۴) به نقشه در آمد. در این نقشه به وضوح مشاهده می‌شود که پهنه گذر زاگرس-مکران و خطواره قطر-کازرون، به عنوان کنترل‌کننده مقدار همگرایی و جابه‌جایی بلوک‌های دو طرف خود، سبب ایجاد تغییرات ناگهانی در ویژگی‌های لرزه‌خیزی زاگرس شده‌اند. در این دو بخش به ویژه پهنه گذر زاگرس-مکران در مقایسه با سایر مناطق زاگرس، نسبت وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر یا متوسط مقیاس بیشتر بوده و به نظر می‌رسد این رخدادها تحت کنترل روندهای غالب است که به صورت خوشه‌های لرزه‌ای مشاهده می‌شود. به عبارت دیگر این مناطق با بیش‌بودن مقدار استرس (b -value پایین) در مقایسه با دیگر بخش‌های زاگرس و خوشه‌بندی مکانی مراکز سطحی (D_e پایین) در امتداد روندهای ساختاری اصلی (مانند خطواره عمان و خطواره قطر-کازرون) همراه با خوشه‌بندی زمانی زمین‌لرزه‌ها (D_t پایین) مشخص شده‌اند. به طور کلی بررسی تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی زمین‌لرزه‌ها اطلاعات ارزشمندی را در مورد ویژگی مقیاس‌ناپذیری تغییرات فعالیت‌های لرزه‌ای در کمربند زاگرس آشکار ساخت. این نتایج نشان می‌دهد که از پارامتر فرکتالی می‌توان به عنوان ابزاری مفید برای ارزیابی وضعیت لرزه‌خیزی در مناطق لرزه‌زمین‌ساختی فعال استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: بعد همبستگی، زاگرس، زمین‌لرزه، فرکتال، مقدار b

۱. مقدمه

وضعیت لرزه‌خیزی در مناطق فعال لرزه‌ای ارائه شده است. مطالعات زیادی نیز با استفاده از پارامترهای مختلف لرزه‌خیزی در مناطق مختلف ایران صورت گرفته است (هاشمی، ۱۳۸۸؛ بیت‌اللهی و معتمد، ۱۳۸۹؛ متقی و همکاران، ۱۳۹۱؛ زمانی و آق اتابای ۲۰۰۹ و ۲۰۱۱؛ اشتری جعفری، ۲۰۱۳؛ موسوی بفروئی و همکاران، ۱۳۹۳). کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس در جنوب‌غرب ایران که یکی از فعال‌ترین کمربندهای لرزه‌خیز جهان به شمار می‌رود، در بخش‌های مختلف ویژگی‌های زمین‌شناسی، الگوی ساختاری و تاریخچه رسوب‌گذاری و حتی نرخ همگرایی و مقدار کوتاه‌شدگی مشابهی ندارد. به نظر می‌رسد این تفاوت‌ها

آگاهی‌نداشتن بشر از بزرگی، زمان و مکان وقوع حوادث طبیعی چون زمین‌لرزه، همواره آثار بسیار مخربی در جامعه به همراه داشته و خسارات جانی و مالی فراوانی بر جای گذاشته است. کشور ما از مناطق مهم لرزه‌خیز در جهان به شمار می‌رود و تحلیل و بررسی آماری زمین‌لرزه‌ها می‌تواند دانش ما را در این زمینه ارتقا بخشد. همچنین شناسایی مناطق پرخطر لرزه‌ای، می‌تواند گامی در جهت افزایش آگاهی برای آماده‌سازی نهادها و مردم به منظور استحکام بخشیدن به بناها و نظارت بر ساخت‌وساز اصولی برای کاهش آثار مخرب ناشی از وقوع این پدیده به‌ظاهر ناگهانی و بی‌نظم ارائه دهد. مدل‌های آماری بسیاری برای ارزیابی

سبب شده این کمربند کوهزاد در بخش‌های مختلف، وضعیت لرزه‌خیزی یکنواختی نداشته باشد. مطالعات بسیاری هم در این زمینه انجام گرفته که این مطلب را به اثبات رسانده است (سرکاری‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۳؛ بارنهارت و لوهمن، ۲۰۱۳؛ بارنهارت و همکاران، ۲۰۱۳؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۴؛ کلانه و آق اتابای، ۱۳۹۳، آق اتابای، ۱۳۹۳). در این پژوهش وضعیت لرزه‌خیزی زاگرس با استفاده از پارامترهای فرکتالی، بررسی شد و نقشه پارامترهای فرکتالی زمین‌لرزه‌های زاگرس تهیه و بر اساس این پهنه‌بندی، بخش‌های مختلف با ویژگی لرزه‌ای متفاوت شناسایی و تحلیل شد. در سال‌های اخیر مطالعات لرزه‌ای مبتنی بر برآورد آماری خصوصیات فرکتالی زمین‌لرزه‌ها، توسعه چشمگیری در مناطق مختلف جهان از جمله ترکیه، ژاپن و هند داشته است (هیراتا، ۱۹۸۹؛ اونسل و همکاران، ۱۹۹۶؛ اونسل و ویلسون، ۲۰۰۲، نانجو و ناگাহاما، ۲۰۰۴؛ سینگ و همکاران، ۲۰۱۲). این مطالعات نشان داد پدیده‌هایی مانند زلزله، «سیستم‌های خودمتشابه» در هر مقیاس دارند. مشخصه خودمتشابه یا ناورد-مقیاس اساس ساختار فرکتالی است. در حقیقت در ساختار فرکتالی، بعد مهم است و نه مقیاس، زیرا در هر اندازه‌ای بعد حفظ می‌شود (تورکات، ۱۹۹۷؛ دیمیری، ۲۰۰۰). رویداد زمین‌لرزه به عنوان پدیده‌ای فرکتالی، فرایندی پنج بعدی شامل ابعاد مکانی (طول و عرض جغرافیایی و عمق وقوع زمین‌لرزه‌ها)، بعد زمان و بعد اندازه (بزرگی) است که برای تعیین این ابعاد از رابطه قانون توان (Power law) استفاده می‌شود. توان این رابطه، بعد فرکتالی نامیده می‌شود که «درجه پیچیدگی» این پدیده آشوبناک (Chaotic) را نشان می‌دهد (سیلان، ۲۰۰۶). ضریب برآوردشده از رابطه فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها که با عنوان b -value شناخته می‌شود، بعد بزرگی زمین‌لرزه‌ها را اندازه می‌گیرد. این پارامتر در حالت نرمال نزدیک به یک است اما به طور معمول تفاوت در ویژگی‌های

لرزه‌زمین‌ساختی مناطق مختلف، سبب انحراف از مقدار نرمال می‌شود (بریدگس و گائو، ۲۰۰۶؛ کومار پال، ۲۰۰۸؛ ازترک، ۲۰۱۲). بعد همبستگی توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها، درجه خوشه‌بندی فرکتالی مکانی را نمایان می‌سازد. مقدار این پارامتر در فضای دو بعدی بین ۰ تا ۲ متغیر است. مقدار کمتر آن تمرکز مکانی زمین‌لرزه‌ها را آشکار می‌سازد و اگر به ۱ نزدیک شود، نشان‌دهنده توزیع خطی زمین‌لرزه‌ها در امتداد خاصی است و در نهایت اگر زمین‌لرزه‌ها توزیع همگن و پراکنده داشته باشند، این مقدار به عدد ۲ نزدیک می‌شود. بعد همبستگی توزیع زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها، هم بین ۰ تا ۱ تغییر می‌کند و کم‌تر بودن آن وقوع زمین‌لرزه‌ها به صورت خوشه‌ای را بیان می‌دارد.

۲. لرزه‌زمین‌ساخت زاگرس

کوه‌های زاگرس در جنوب غرب ایران کمربند چین‌خورده-رانده خطی‌ای با طول تقریبی ۱۶۰۰ کیلومتر و عرض بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر با روند شمال غرب-جنوب شرق است که از کوه‌های تاروس در ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد. این کمربند نتیجه برخورد سپر عربستان و بلوک ایران در میوسن پایانی است (اشتوکلین، ۱۹۷۴) و در حال حاضر نزدیک به نیمی از نرخ همگرایی بین این دو صفحه (تاتار و همکاران، ۲۰۰۲؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ انگداهل و همکاران، ۲۰۰۶) و نیز بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ثبت شده در ایران را به خود اختصاص داده است (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). ضخامت پوشش رسوبی و عمق پی سنگ در منطقه به ترتیب بین ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر (بربریان، ۱۹۹۵) و ۴۵ کیلومتر تخمین زده شده است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ پائول و همکاران، ۲۰۱۰). گسل اصلی معکوس زاگرس، گسل اصلی عهد حاضر، گسل جبهه کوهستان، گسل زاگرس مرتفع و گسل پیش‌ررفای زاگرس، چارچوب اصلی زاگرس را شکل داده‌اند و این کمربند را از شمال شرق به جنوب غرب و هم‌روند با روند اصلی زاگرس به

زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده ساده و پیش‌ژرفای زاگرس تقسیم کرده‌اند (بربریان، ۱۹۹۵). همچنین تعدادی گسل‌های امتدادلغز با روند شمالی- جنوبی، مانند گسل‌های کازرون- برازجان، کره‌بس، سبزپوشان و ایزه، زاگرس را به‌طور جانبی به بخش‌های کوچک‌تری تقسیم کرده‌اند. به طوری که از شمال غرب به جنوب شرق، زیرپهنه‌های لرستان، فروافتادگی دزفول، ایزه و فارس را شکل داده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۴) (شکل ۱). این گسل‌های عرضی به‌ویژه سامانه گسلی کازرون- برازجان، باقیمانده سیستم گسلی پی‌سنگی پان‌آفریقا در پروتوزوویک پایانی هستند و فعالیت مجدد آن‌ها نوع و مقدار رسوب‌گذاری فانروزیویک و ذخایر هیدروکربن را کنترل کرده است (تالوت و علوی، ۱۹۹۶؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۱). از دیگر تأثیرات این گسل‌ها، کنترل دیابریسم نمک در منطقه است (اگدل، ۱۹۹۶).

یکی از ویژگی‌های مهم زاگرس وجود لایه نمکی هرمز به سن کامبرین زیرین و افق‌های تبخیری جوان‌تر است که وضعیت ساختاری و لرزه‌ای این کمربند را به شدت تحت تأثیر خود قرار داده است. سری نمکی هرمز در لرستان و فارس دیده می‌شود، در حالی که در فروافتادگی دزفول و زون ایزه این لایه ضعیف، ضخامت کمتری دارد یا وجود ندارد؛ البته در این مناطق افق‌های تبخیری جوان‌تر جایگزین شده است (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴؛ ام سی کواری، ۲۰۰۴؛ کاسلیو و همکاران، ۲۰۰۹). به علاوه محدوده سامانه گسلی کازرون- برازجان، نقش کینماتیکی اصلی را در انطباق تغییر در سبک و مقدار کوتاه‌شدگی از بخش شمال غربی به بخش جنوب شرقی (ایالت لرزه‌زمین‌ساخت فارس) بازی می‌کند. در شمال غرب، همگرایی کلی مایل بر روند اصلی زاگرس با مؤلفه امتدادلغز و مؤلفه کوتاه‌شدگی است. در مقابل در جنوب شرق، همگرایی کلی قائم بر امتداد منطقه‌ای بوده و فقط دارای مؤلفه راندگی است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴؛ لاکومبه و همکاران، ۲۰۰۶). زاگرس با بالاآمدگی سریع، لرزه‌خیزی زیاد و

زلزله‌هایی با بزرگی متوسط تا بزرگ در گسل‌های معکوس و امتدادلغز مشخص شده است. سبک دگرشکلی در بسیاری از مناطق زاگرس با چین‌های متقارن و نبود شواهد قابل توجهی از گسل‌های معکوس آشکار در سطح، به استثنای گسل‌های پی‌سنگی شناخته‌شده، مشخص شده است (بربریان، ۱۹۹۵). زمین‌لرزه‌ها در زاگرس کم‌ژرفا بوده و به‌طور متوسط بین ۸ تا ۲۰ کیلومتر عمق دارند، البته در پهنه گذر زاگرس- مکران، این عمق به ۴۰ کیلومتر نیز می‌رسد (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳، تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ ریگارد و همکاران، ۲۰۱۰). پهنه گذر زاگرس- مکران مرز تدریجی بین حوزه شرقی و غربی تعریف شده که با تغییرات ناگهانی در روند و سبک ساختارها و کاهش سریع فعالیت لرزه‌ای و دیابریسم نمک از غرب به شرق همراه است (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۴). نرخ کوتاه‌شدگی در زاگرس از ۸ تا ۱۰ میلی‌متر در سال در بخش جنوب شرق خطواره کازرون به ۴ تا ۶ میلی‌متر در سال در شمال غرب آن کاهش می‌یابد که کمتر از نیمی از نرخ همگرایی بین عربستان و اوراسیا، حدود ۱۸ میلی‌متر در شمال غرب و نزدیک به ۲۵ میلی‌متر در سال در تنگه هرمز است (هاتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰).

۳. روش پژوهش

در تحقیق حاضر پارامترهای فرکتالی شامل b -value و بعد همبستگی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها، با استفاده از رابطه فراوانی- بزرگی و روش انتگرال همبستگی محاسبه شد.

۳.۱. بعد فرکتالی توزیع بزرگی زمین‌لرزه‌ها (b -value)

b -value گسترده‌ترین پارامتر آماری برای تعریف ویژگی‌های مقیاس‌بندی لرزه‌خیزی است که از آن به عنوان بعد فرکتالی عمومی بزرگی زمین‌لرزه‌ها یاد می‌شود. این پارامتر با استفاده از رابطه توانی ایشیموتو و آیدا (۱۹۳۹) و گوتنبرگ و ریشتر (۱۹۴۴) به‌دست

می‌آید که بنیادی‌ترین رابطه در لرزه‌شناسی بوده و دوباره در چارچوب فرکتال بیان شده است (آکی، ۱۹۸۱؛ تورکات، ۱۹۸۶):

$$\log_{10} N = a - bM \quad (1)$$

در این معادله N ، تعداد تجمعی زمین‌لرزه‌ها با بزرگی بیشتر و مساوی M و a و b ثابت‌اند. پارامتر a شاخص سطح فعالیت لرزه‌خیزی محسوب می‌شود، بنابراین تابعی از تعداد زمین‌لرزه‌های روی داده در منطقه است و ثابت b پراکندگی نسبی زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک نسبت به یکدیگر را نشان می‌دهد (سینگ و همکاران، ۲۰۱۲). روش‌های مختلفی برای برآورد b -value وجود دارد. قدرتمندترین و پذیرفته‌شده‌ترین این روش‌ها، روش درست‌نمایی حداکثر (Maximum likelihood) (آکی، ۱۹۶۵؛ اتسو، ۱۹۶۵) است:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{M_{\text{mean}} - M_{\text{min}}} \quad (2)$$

M_{mean} بزرگی میانگین و $M_{\text{min}} = M_C$ حداقل بزرگی کمال و از پارامترهای مهم در مطالعات لرزه‌خیزی است. این پارامتر حداقل بزرگی است که داده‌های بزرگ‌تر و مساوی آن توسط ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به طور کامل گزارش شده‌اند (وایمر و وایس، ۲۰۰۰).

۲.۳. بعد فرکتالی توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها (D_e)

بعد فرکتالی توزیع مکانی زمین‌لرزه‌ها که با عنوان بعد همبستگی نیز شناخته می‌شود، اندازه‌گیری درجه خوشه‌بندی فرکتالی نقاط در مکان را می‌سازد. این پارامتر با استفاده از روش انتگرال همبستگی (گراسبرگر و پروکاسیا، ۱۹۸۳) تخمین زده شد:

$$C(r) = 2 / N(N-1) \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N H(r - \|x_i - x_j\|) \quad (3)$$

در این معادله $C(r)$ تابع همبستگی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها، N تعداد کل زمین‌لرزه‌ها، r شعاع مقیاس‌بندی و $\|x_i - x_j\|$ فاصله بین دو نقطه (دو مرکز سطحی) x_i و x_j است. H تابع هیوساید (Heaviside)

(function) یا تابع شمارنده نقاط است؛ هنگامی که $x \geq 0$ باشد: $H(x) = 1$ و اگر $x < 0$ ، آنگاه: $H(x) = 0$. به طور کلی اگر توزیع مراکز سطحی ساختار فرکتالی داشته باشد، رابطه قانون توان $C(r) \propto r^{D_e}$ برقرار است که D_e بعد همبستگی مراکز سطحی است (دیمیری، ۲۰۰۰؛ چن و همکاران، ۲۰۰۶).

۳.۳. بعد فرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها (D_t)

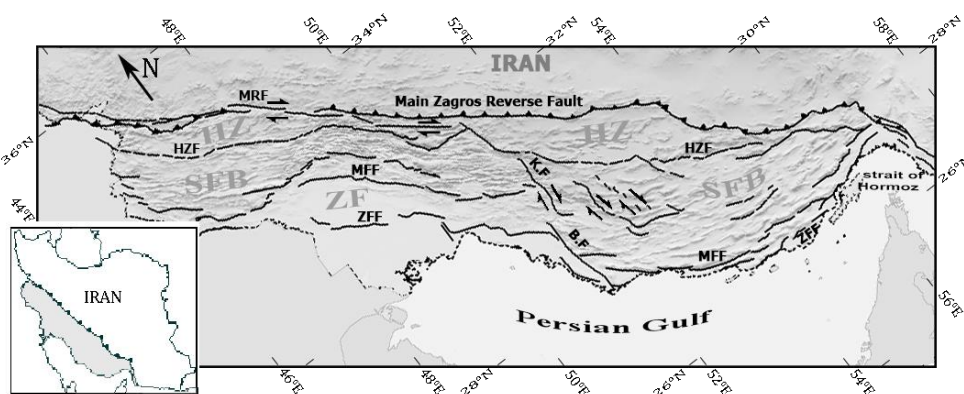
در تعیین بعد همبستگی زمانی که درجه خوشه‌بندی وقوع زمین‌لرزه‌ها در محور زمان را نشان می‌دهد، از همین روابط استفاده می‌شود. با این تفاوت که به جای r ، فاصله زمانی بین دو رخداد زمین‌لرزه و به جای T, R قرار می‌گیرد:

$$C(T) = 2 / N(N-1) \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N H(T - \|t_i - t_j\|) \quad (4)$$

$C(T)$ تابع همبستگی زمانی زمین‌لرزه‌ها، N تعداد رویدادها با فاصله زمانی $T < t$ از یکدیگر است. اگر توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها ساختار فرکتالی داشته باشد، آنگاه $C(T) \propto T^{D_t}$ خواهد بود که D_t بعد همبستگی زمانی است (توسی و همکاران، ۲۰۰۸). در این تحقیق برای این محاسبات، از برنامه Zmap (وایمر، ۲۰۰۱) استفاده شد.

۴. اندازه‌گیری و محاسبات

در این تحقیق، رویدادهای لرزه‌ای ثبت شده در گستره زاگرس بین طول‌های جغرافیایی ۴۵-۵۸ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷-۲۶ درجه شمالی، از دو کاتالوگ شامل داده‌های لرزه‌ای از بولتن مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی (ISC) از ابتدای ۱۹۶۴ میلادی تا ژوئن ۲۰۱۱ و مرکز اطلاع‌رسانی زمین‌لرزه‌های آمریکا (NEIC) در دوره زمانی ژوئن ۲۰۱۱ تا می ۲۰۱۴ میلادی استخراج شد. برای همگن‌سازی داده‌ها، تغییرات زمانی Mc برای کاتالوگ ISC با استفاده از روش پنجره متحرک (۵۰ رویداد در هر پنجره با همپوشانی ۱۰) و از روش انحنای حداکثر (Maximum Curvature method) با معادله ۲ تعیین شد (شکل ۲).



شکل ۱. نقشه واحدهای ساختاری و گسل‌های اصلی زاگرس (گسل‌ها برگرفته از نقشه گسل‌های فعال ایران، ۱۳۸۲ با اندکی تغییر). واحدهای اصلی زاگرس عبارت است از: زاگرس مرتفع (HZ)، کمربند چین‌خورده ساده (SFB) و پیش‌ژرفای زاگرس (ZF). گسل‌های اصلی شامل گسل اصلی معکوس زاگرس، گسل اصلی عهد حاضر (MRF)، گسل زاگرس مرتفع (HZF)، گسل جبهه کوهستان (MFF)، گسل پیش‌ژرفای زاگرس (ZFF)، گسل کازرون (KF) و گسل برازجان (BF) است.

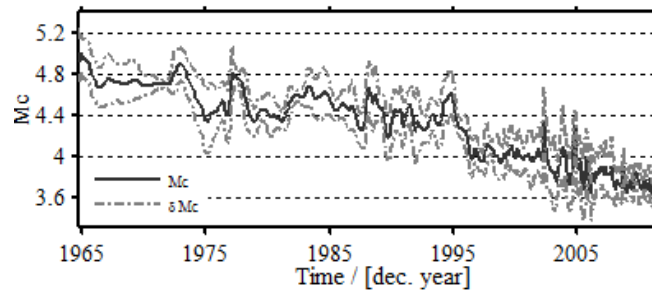
است که به ترتیب محدوده بالایی و پایینی مقیاس‌بندی برای محاسبه $C(r)$ هستند. M بزرگ‌ترین عدد صحیح کمتر از بعد فرکتالی مجموعه است. با توجه به اینکه شبکه‌بندی منطقه مورد مطالعه در ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه و دایره‌هایی با شعاع ۷۵ کیلومتر به مرکزیت هر گره صورت پذیرفت، تعداد حداقل رویداد مورد نیاز در هر دایره با استفاده از معادله ۵، ۳۸ به دست آمد. سپس برای هر پیکسل، پارامترهای فرکتالی به همراه مقادیر خطای آن‌ها محاسبه شد. b -value از رابطه ۲ و با استفاده از شیب نمودار گوتنبرگ-ریشتر به دست آمد. بعد همبستگی توزیع مکانی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها، از رابطه ۳ و رسم $C(r)$ در مقابل r روی یک مختصات زوج لگاریتمی در بازه ۵۵-۱۵ کیلومتر، محاسبه و از شیب نمودار تعیین شد. عدد ۱۵ به دلیل متوسط خطای مرکز سطحی زمین‌لرزه‌ها (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۷؛ انگداهل و همکاران، ۲۰۰۶) و عدد ۵۵ بر اساس یک‌دوم تا یک‌سوم قطر محدوده مورد مطالعه (موراس، ۲۰۰۴) است. بعد همبستگی توزیع زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها از رابطه ۴ و شیب نمودار زوج لگاریتمی t - $C(T)$ در بازه زمانی ۱۸-۰ سال (محدوده پایینی مربوط به حداقل زمان بین دو رویداد متوالی و محدوده بالایی بر اساس یک‌دوم تا یک‌سوم فاصله زمانی دو رویداد

با توجه به شکل ۲ در سه مقطع زمانی، حداقل بزرگی کمال کاهش ناگهانی داشته است: از سال ۱۹۶۴ تا سال ۱۹۷۵ این پارامتر زیاد (حدود ۴/۷) بوده است. از سال ۱۹۷۵ مقدار M_c به میانگین ۴/۴ کاهش یافت و در نهایت از سال ۱۹۹۶ با کاهش ناگهانی به ۴ رسید؛ البته به نظر می‌رسد با توجه به گسترش شبکه‌های لرزه‌نگاری، این روند همچنان رو به کاهش بوده است. با توجه به بالا بودن بزرگی آستانه قبل از ۱۹۷۵، به دلیل محدود شدن تعداد رویدادهای لرزه‌ای برای تحلیل‌ها، این بخش از داده‌ها از محاسبات حذف شد. همچنین مقدار M_c برای کاتالوگ NEIC حدود ۴/۱ تخمین زده شد. در نهایت از این دو فهرست‌نامه، حدود ۱۸۰۰ داده همگن با بزرگی آستانه ۴/۴ بر مبنای امواج درونی زمین (mb) برای پردازش‌های بعدی انتخاب شدند. سپس به منظور ترسیم تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی زمین‌لرزه‌ها در کمربند زاگرس، ابتدا منطقه شبکه‌بندی و به مرکزیت هر گره، دایره‌ای با شعاع ثابت ترسیم شد. برای اطمینان از کافی بودن تعداد داده‌ها در هر دایره، از روش اسمیت (۱۹۸۸) استفاده شد:

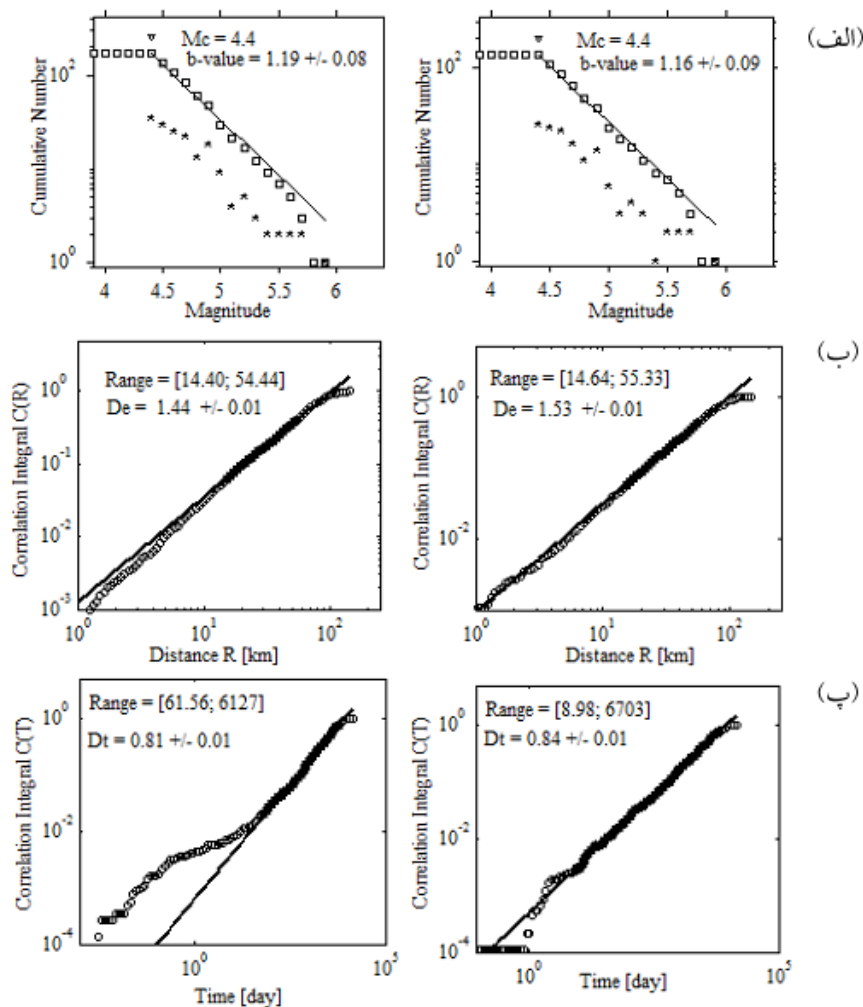
$$N_{Min} = \left(\frac{R(2-Q)}{2(1-Q)} \right)^M \quad (5)$$

در این معادله N ، حداقل داده مورد نیاز در هر دایره؛ Q ، فاکتور کیفیت ($0 < Q < 1$) و R ، برابر با $r_{max} / r_{min} \geq 1$

لرزه‌ای در هر دایره محاسبه شد. همچنین به منظور بررسی الگوی لرزه‌خیزی پس‌زمینه، خوشه‌های لرزه‌ای با روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) حذف شد و این تحلیل‌ها بدون خوشه‌های لرزه‌ای و برای حدود ۱۴۰۰ داده لرزه‌ای در هر دایره محاسبه شد. همچنین به منظور بررسی الگوی لرزه‌خیزی پس‌زمینه، خوشه‌های لرزه‌ای با روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) حذف شد و این تحلیل‌ها بدون خوشه‌های لرزه‌ای و برای حدود ۱۴۰۰ داده لرزه‌ای در هر دایره محاسبه شد.



شکل ۲. تغییرات حداقل بزرگی کمال در طی زمان، برای زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده زاگرس توسط کاتالوگ لرزه‌ای ISC (دوره زمانی ۱۹۶۴ تا ژوئن ۲۰۱۱).



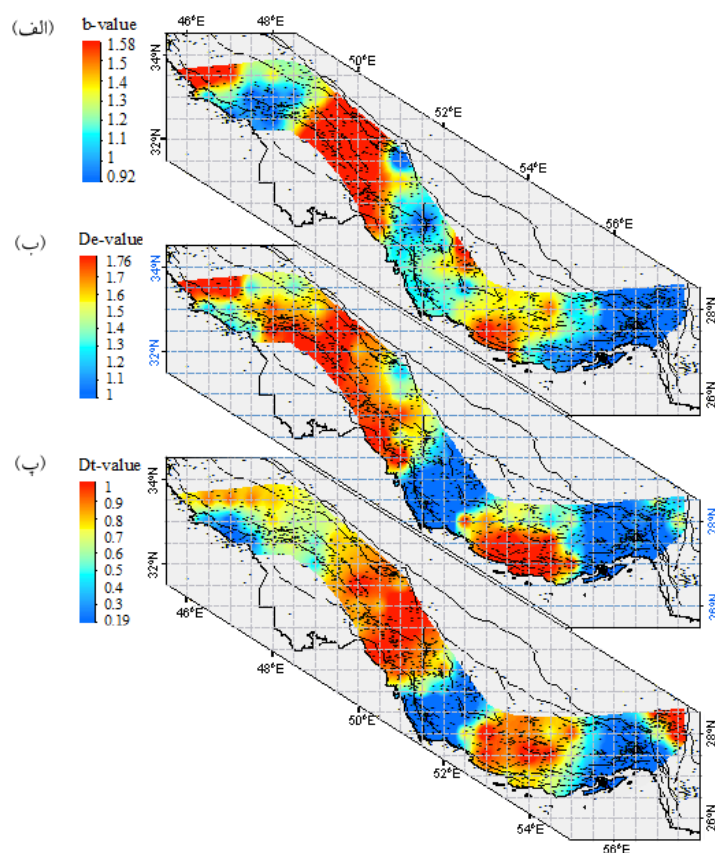
شکل ۳. تعیین ابعاد فرکتالی در یکی از دایره‌ها که به عنوان نمونه نشان داده شده است. نمودارهای سمت چپ با خوشه‌های لرزه‌ای و نمودارهای سمت راست بدون خوشه‌ها را نشان می‌دهند. این نمودارها شامل: (الف) b -value، (ب) بعد همبستگی مکانی و (پ) بعد همبستگی زمانی.

۵. نتایج و بحث

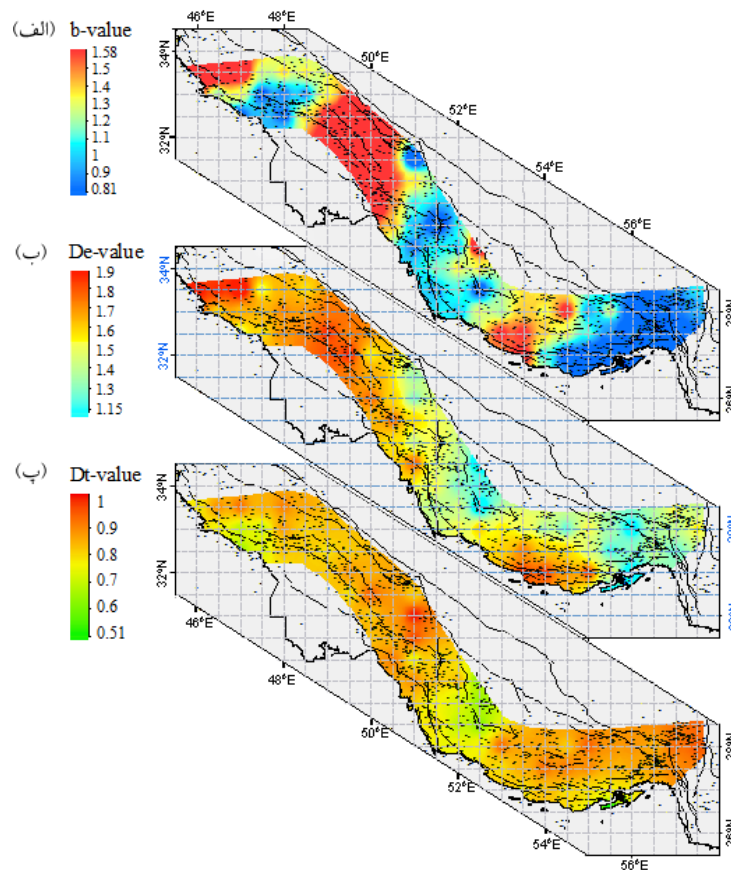
۵.۱. تغییرات b -value

همان‌طور که در نقشه‌ها مشاهده می‌شود، پهنه گذر زاگرس- مکران، محدوده سامانه گسلی کازرون - برازجان و نیز بخشی از انتهای شمال غرب زاگرس مقادیر کمتری از b را نشان می‌دهند (شکل ۴- الف). حداقل مقدار b در ناحیه انتقالی زاگرس- مکران مشاهده می‌شود. این پارامتر رابطه معکوس با مقدار استرس در پوسته لرزه‌زا داشته و ناهنجاری b -value کم، تراکم بالای استرس را در منطقه نشان می‌دهد (وایمر و وایس، ۱۹۹۷). بنابراین این الگو نشان می‌دهد که زون گذر زاگرس- مکران استرس بالا را تجربه کند. موقعیت ویژه زمین‌ساختی این بخش که مرز بین تصادم قاره‌ای زاگرس و فرورائش مکران به شمار می‌آید و به علاوه افزایش نرخ همگرایی بین صفحات عربستان و اوراسیا و

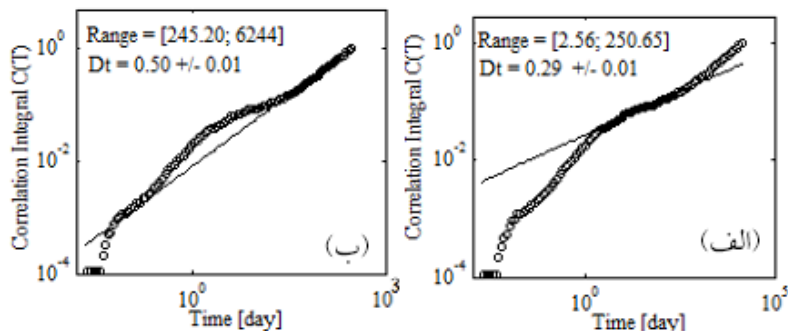
افزایش در ضخامت پوسته لرزه‌زا در این بخش از زاگرس می‌تواند پایین‌بودن b -value را در این زون توجیه کند. در محدوده سامانه گسلی کازرون- برازجان نیز b -value به نسبت کمتر است. همچنین در انتهای شمال غرب زاگرس در مرز پهنه لرستان با فروافتادگی دزفول پارامتر b مقدار کمی را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد این منطقه در بازه زمانی مورد مطالعه شاهد وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ نبوده، اما زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متوسط زیاد داشته است. در سایر بخش‌ها مقدار این پارامتر زیاد است. ناهنجاری b -value بالا در این بخش‌ها گویای کم‌تر بودن توزیع استرس در این مناطق است. در بیشتر مناطق بعد از حذف خوشه‌های لرزه‌ای، b -value به دلیل حذف زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر مرتبط با خوشه‌های لرزه‌ای اندکی کاهش یافت، اما روند تغییرات ثابت ماند (شکل ۵- الف).



شکل ۴. نقشه تغییرات مکانی ابعاد فرکانسی زمین‌لرزه‌های زاگرس (با خوشه‌های لرزه‌ای). محاسبات در پیکسل‌ها با شعاع ۷۵ کیلومتر به مرکزیت هر گره از شبکه‌هایی با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه. (الف) b -value، (ب) بعد همبستگی مکانی و (پ) بعد همبستگی زمانی.



شکل ۵. نقشه تغییرات مکانی ابعاد فرکتالی زمین لرزه‌های زاگرس (بدون خوشه‌های لرزه‌ای). محاسبات در پیکسل‌ها با شعاع ۷۵ کیلومتر به مرکزیت هر گره از شبکه‌هایی با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه. (الف) b-value، (ب) بعد همبستگی مکانی و (پ) بعد همبستگی زمانی.



شکل ۶. (الف) بعد همبستگی زمانی در بازه کوتاه مدت و (ب) بعد همبستگی زمانی در بازه بلند مدت.

۵. ۲. تغییرات بعد همبستگی مکانی

نقشه تغییرات بعد همبستگی مکانی زمین لرزه‌ها در زاگرس نشان می‌دهد که مقدار این پارامتر در پهنه گذر زاگرس-مکران و بخش شرقی محدوده سامانه گسلی کازرون-بrazجان تا گسل کره‌بس و سبزپوشان، کم و در سایر بخش‌ها زیاد است (شکل ۴-ب) که تقریباً با تغییرات مشاهده شده در نقشه b-value سازگار است. به این معنا که در این بخش‌ها مقادیر ناهنجاری کم b با

مقدار کم D_e در ارتباط است. از آنجا که تغییرات مکانی استرس در صفحه گسلی، توزیع مکانی زمین لرزه‌ها را کنترل می‌کند، مقدار D_e می‌تواند نشانه‌ای مستقیم از حالت استرس در مناطق گسلی ارائه دهد. مقادیر کمتر D_e (کمتر از ۱/۵) در زون گذر زاگرس-مکران و گسل‌های کازرون، برازجان، کره‌بس، سبزپوشان و مقادیر بالای D_e (بیشتر از ۱/۵) در قسمت میانی کمان فارس و مناطق شمال غربی سامانه گسلی

کوتاه‌مدت، حدود ۲۵۰ روز است که از دیگر بخش‌های مطالعه‌شده طولانی‌تر است و ممکن است ناشی از وقوع مکرر زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر با توالی پس‌لرزه‌های طولانی‌تر در این پهنه باشد. اما بازه بلندمدت با نحوه توزیع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و خوشه‌های لرزه‌ای بر روی زون‌های گسیختگی در ارتباط است.

با توجه به این مسئله، برای ترسیم نقشه تغییرات مکانی بعد همبستگی زمانی، در مناطقی که بعد همبستگی در دو گستره جداگانه بود، تنها بازه بلندمدت مدنظر قرار گرفت. نقشه تغییرات مکانی بعد همبستگی زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها در زاگرس نشان می‌دهد که تغییرات D_t نیز متأثر از تغییرات b و D_e است؛ به طوری که این پارامتر در پهنه گذر (به استثنای شمال‌شرق راندگی اصلی زاگرس) و نیز محدوده گسل‌های برازجان، کره‌بس و سبزپوشان کمتر است که نشانگر خوشه‌ای بودن وقوع زمین‌لرزه‌هاست (شکل ۴-ب). مقدار بالای بعد همبستگی زمانی در سایر مناطق پراکندگی زمانی رویداد زمین‌لرزه را در اغلب مناطق زاگرس می‌رساند. پس از حذف خوشه‌ها بعد همبستگی زمانی وقوع زمین‌لرزه‌ها، تنها در یک گستره زمانی وجود داشت و مقدار آن نیز در همه بخش‌ها به شدت افزایش یافت و به حالت همگن در آمد (شکل ۵-ب).

۶. نتیجه‌گیری

ترسیم نقشه تغییرات پارامترهای فرکتالی در کمر بند چین خورده- رانده زاگرس، وضعیت لرزه‌خیزی متفاوتی را در پهنه گذر زاگرس- مکران و محدوده سامانه گسلی کازرون- برازجان در مقایسه با سایر مناطق زاگرس آشکار ساخت. به طوری که در این دو بخش کمترین مقدار پارامترهای b ، D_e و D_t کاملاً مشخص است. این بخش‌ها به‌ویژه پهنه گذر زاگرس- مکران به دلیل نسبت بیشتر وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر، کمترین مقدار b را به خود اختصاص داده‌اند و توزیع هندسی

کازرون- برازجان مشاهده می‌شود. بعد همبستگی با درجه خوشه‌بندی مکانی زمین‌لرزه‌ها رابطه معکوس دارد. به‌طور کلی، الگوی لرزه‌خیزی در امتداد روندهای اصلی ساختاری مانند خطواره عمان و خطواره قطر- کازرون توسط b کم در یک هندسه به شدت خوشه‌بندی‌شده (D_e پایین) مشخص می‌شود که وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ یا متوسط در مناطق پرتنش و در امتداد ساختارهای اصلی را نشان می‌دهد. در حالی که در سایر مناطق زاگرس، توزیع فرکتالی تقریباً همگن زمین‌لرزه‌ها با بعد همبستگی بالا دیده می‌شود. در این مناطق اکثر زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر (b بالا) با توزیع مکانی نسبتاً پراکنده (D_e بالا) همراه است. در واقع این الگوی رفتاری نشان می‌دهد که در بسیاری از بخش‌های زاگرس، استرس از طریق زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی کمتر در ساختارهای فرعی مانند گسل‌های کوچک‌تر و چین‌های لرزه‌زا منتشر شده است (زمانی و آق‌اتابای، ۲۰۰۹). به علاوه توزیع مکانی زمین‌لرزه‌های پس‌زمینه در غالب مناطق همگن است، ولی همچنان مقدار این پارامتر در محدوده زون گذر و گسل کازرون- برازجان، کره‌بس و سبزپوشان کم است که از خوشه‌ای بودن وقوع زمین‌لرزه‌های اصلی در این مناطق حاکی است (شکل ۵-ب).

۵. ۳. تغییرات بعد همبستگی زمانی

بعد همبستگی توزیع زمانی وقوع زمین‌لرزه‌های زاگرس در برخی از دایره‌های تحت بررسی به‌ویژه پهنه گذر زاگرس- مکران در دو بازه زمانی کوتاه‌مدت و بلندمدت، جداگانه به‌دست آمد (شکل ۶). به نظر می‌رسد گستره کوتاه‌مدت به طول زمانی توزیع زمین‌لرزه‌های کوچک درون خوشه‌های لرزه‌ای مرتبط است که در برخی مناطق به‌طور محسوس به وقوع پیوسته است. در این مناطق مقدار بعد همبستگی زمانی در گستره کوتاه‌مدت مشابه و بین ۰/۲۵ تا ۰/۵۰ متغیر است. اما در پهنه گذر، محدوده بالایی گستره

مراکز سطحی این زمین‌لرزه‌ها به حالت خطی نزدیک است. در سایر مناطق نسبت وقوع زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر، بیشتر بوده و توزیع مراکز سطحی و همچنین توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها، همگن‌تر است. در حقیقت پیروی از تکتونیک نازک‌پوسته به علت وجود سری نمک هرمز و لایه‌های تبخیری جوان‌تر در زاگرس سبب کاهش مقاوت سنگ‌ها و توان ذخیره‌سازی انرژی لرزه‌ای شده است. در نتیجه زمین‌لرزه‌های کوچک و متوسط مقیاس به تدریج و در طی زمان در اغلب مناطق زاگرس و در امتداد ساختارهای فرعی و چین‌های لرزه‌زا رخ می‌دهند. در حالی که در پهنه گذر زاگرس-مکران، به دلیل جایگاه ویژه زمین‌ساختی، افزایش عمق پوسته لرزه‌زا یا افزایش نرخ همگرایی بین صفحه عربستان-اوراسیا و همچنین محدوده گسل‌های کازرون-برازجان به عنوان گسل‌های انتقالی با مقدار بالاتر توزیع استرس مشخص می‌شوند. به طوری که این تنش در امتداد روند ساختاری غالب (خطواره عمان) در پهنه گذر و گسل‌های فعال کازرون، برازجان، کره‌بس و سبزپوشان و در خوشه‌های زمانی آزاد می‌گردد. همچنین با توجه به طولانی‌تر بودن گستره زمانی کوتاه‌مدت در پهنه گذر زاگرس-مکران به نظر می‌رسد طول دوره زمانی وقوع خوشه‌های پس‌لرزه‌ای در منطقه بیشتر است.

قابل توجه است که گرچه در این مطالعه زمین‌لرزه‌های رخ داده از ژانویه ۱۹۷۵ تا می ۲۰۱۴ یعنی پیش از وقوع زمین‌لرزه مورموری در استان ایلام (هجدهم آگوست ۲۰۱۴) تحلیل شد و تا قبل از آن منطقه شاهد زمین‌لرزه‌های چندان بزرگی نبوده است، اما در نقشه‌های رسم‌شده، این بخش از زاگرس (انتهای شمال‌غربی زاگرس) نیز تغییرات قابل ملاحظه‌ای را در پارامترهای فرکتالی به خصوص b -value آشکار ساخت که نشان‌دهنده تنش زیاد در منطقه بوده است. این مسئله به نوبه خود می‌تواند کاربرد مؤثر روش‌های فرکتالی در تحلیل‌های لرزه‌ای را نشان دهد.

تغییرات الگوی لرزه‌خیزی زمین‌لرزه‌های پس‌زمینه نیز برای b -value و D_e مشابه بود. پارامتر b در غالب

مناطق به دلیل حذف زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر مرتبط با خوشه‌های لرزه‌ای اندکی کاهش داشت و توزیع مکانی این رویدادها به دلیل حذف زمین‌لرزه‌های درون خوشه‌های لرزه‌ای که در اطراف زون گسیختگی اصلی رخ داده است، همگن‌تر شد. همچنین همان‌طور که انتظار می‌رفت در تمامی بخش‌ها توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های پس‌زمینه در یک گستره زمانی و تقریباً یکنواخت توزیع شده است.

مراجع

- آق اتابای، م.، ۱۳۹۳، الگوی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های جنوب خاور زاگرس، م. علوم زمین، ۹۴، صفحه ۲۴۵-۲۵۴.
- بیت‌اللهی، ع. و معتمد، پ.، ۱۳۸۹، محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی برای منطقه البرز مرکزی، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۳ و ۴، ۸ ص.
- کلانه، س. و آق اتابای، م.، ۱۳۹۳، بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه‌خیزی در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱-۴.
- متقی، س. خ.، حسامی آذر، خ. و مصطفی‌زاده، م.، ۱۳۹۱، تشخیص تشکاه‌های بزرگ در البرز با استفاده از لرزه‌خیزی دهه گذشته و معرفی محتمل‌ترین مکان‌های رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ آینده، م. علوم زمین، ۸۵، ۱۲۵-۱۳۴.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی نفت زاگرس، تهران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱، ۵۸۹ ص.
- موسوی بفرولی، س. ح.، میرزائی، ن.، شعبانی، ا. و اسکندری قادی، م.، ۱۳۹۳، پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در ایران و برآورد مقادیر بیشینه شتاب برای مراکز استان‌ها، م. فیزیک زمین و فضا، ۴۰(۴)، ۱۵-۳۸.
- هاشمی، س. ن.، ۱۳۸۸، بررسی تغییرات مکانی پارامتر لرزه‌خیزی در ایران، م. علوم زمین، ۷۲، ۱۷۹-۱۸۴.

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, *Bull. Earth Res. Inst., Univ. Tokyo*, 43, 237-239.
- Aki, K., 1981, A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in *Earthquake Prediction: An International Review*, eds. Simpson, D.W. & Richards P. G., AGU, Washington DC, 4, 566-574.
- Ashtari Jafari, M., 2013, Spatial distribution of seismicity parameters in the Persian Plateau, *Earth Planets Space*, 65, 863-869.
- Barnhart, W. D. and Lohman, R. B., 2013, Phantom earthquakes and triggered aseismic creep: vertical partitioning of strain during earthquake sequences in Iran, *Geophysical Research Letters*, 40, 819-823.
- Barnhart, W. D., Lohman, R. B. and Mellors, R. J., 2013, Active accommodation of plate convergence in Southern Iran: earthquake locations, triggered aseismic slip, and regional strain rates, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 5699-5711.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Bridges, D. L. and Gao, S. S., 2006, Spatial variation of seismic b -values beneath Makushin Volcano, Unalaska Island, Alaska, *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 408-415.
- Casciello, E., Verges, J., Saura, E., Casini, G., Fernà Ndez, N., Blanc, E., Homke, S. and Hunt, D. W., 2009, Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran), *Journal of the Geological Society, London*, 166, 947-959.
- Ceylan, S., 2006, Fractal properties of earthquakes in Marmara, *Journal of Istanbul Kültür University*, 4, 99-108.
- Chen, Ch-Ch., Wang, W-Ch., Chang, Y-F., Wu, Y-M. and Lee, Y-H., 2006, A correlation between the b -value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Geophys. J. Int.*, 167, 1215-1219.
- Dimiri, V. P., 2000, Application of fractals in the earth sciences, A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield.
- Egdell, H. S., 1996, Salt tectonism in the Persian Gulf Basin, in *Salt Tectonics*, eds Alsop, G. I., Blundell, D. J. and Davison, I., Geological Society Special Publication, London, 100, 129-151.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophys. J. Int.*, 167, 761-778.
- Grassberger, P. and Procaccia, I., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors, *Physica D*, 9, 189-208.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F., 1944, Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.
- Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications, *Review of Geophysics*, 48, 48 p.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 155, 403-410.
- Hessami, K., Koyi, H. A. and Talbot, C. J., 2001, The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt, *Journal of Petroleum Geology*, 24, 5-28.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b -value and the fractal dimension of earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 94, 7507-7514.
- ISC, 2014, International Seismological Center, Newbury, Berkshire, United Kingdom, <http://www.isc.ac.uk>.
- Ishimoto, M. and Iida, K., 1939, Observations of earthquakes registered with the microseismograph constructed recently, *Bull. Earthq. Res.*, 17, 443-478.
- Kumar Pal, P., 2008, Geomorphological, Fractal Dimension and b -value mapping in Northeast India, *J. Ind. Geophys. Union*, 1, 41-54.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S. and Meyer, B., 2006, Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros, *Tectonics*, 25, 27 p.
- McQuarrie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, 26, 519-535.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1997, Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for the purpose of seismic zoning of Iran, *Earthquake Research in China*, 11, 197-212.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y.T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495.
- Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P.,

- Eshraghi, S. A. and de Lamotte, D. F., 2004, The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran), *Mar. Pet. Geol.*, 21, 735-752.
- Murase, K., 2004, A Characteristic change in fractal dimension prior to the 2003 Tokachi-oki earthquake (MJ = 8.0), Hokkaido, Northern Japan, *Earth Planets Space*, 56, 401-405.
- Nanjo, K. and Nagahama, H., 2004, Fractal properties of spatial distributions of aftershocks and active faults, *Chaos, Solitons and Fractals*, 19, 387-397.
- NEIC/U.S. Geological Survey, 2014, Earthquake hazards program, National Earthquake Information Center, World data center for seismology, Denver, <http://neic.usgs.gov/neic/epic.html>.
- Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S. and Tatar, M., 2014, Zagros "phantom earthquakes" reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt?, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 10.1002/2013JB010796, 23 p.
- Öncel, A. O. and Wilson, Th. H., 2002, Space-time correlations of seismotectonic parameters: examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake, *Bull. Seismol Soc. Am.*, 92(1), 339-349.
- Öncel, A. O., Main, I., Alptekin, Ö. and Cowie, P., 1996, Spatial variations of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones, *Tectonophysics*, 257, 189-202.
- Öztürk, S., 2012, Statistical correlation between b-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution, *Earth Sci. Res. SJ.*, 2, 103-108.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquignat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), In *tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic* (eds P. Leturmy & C. Robin), Geological Society of London, Special Publication, 330, 5-18.
- Reasenber, P. A., 1985, Second order moment of Central California seismicity, 1969-82, *JGR*, 90, 5479-5495.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. and Abbassi, M., 2010, The transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and active deformation, *tectonic and Stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic* (eds P. Leturmy and C. Robin), Geological Society, London, Special Publications, 330, 43-64.
- Sarkarinejad, K., Mehdi Zadeh, R. and Webster, R., 2013, Two-dimensional spatial analysis of the seismic b-value and the Bouguer gravity anomaly in the southeastern part of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: tectonic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, 308-316.
- Sherkati, S. and Letouzey, J., 2004, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful embayment), Iran, *Mar. Pet. Geol.*, 21(5), 535-554.
- Singh, A. P., Mishra, O. P., Kumar, D., Kumar, S. and Yadav, R. B. S., 2012, Spatial variation of the aftershock activity across the Kachchh Rift Basin and its seismotectonic implications, *J. Earth Syst. Sci.*, 121, 439-451.
- Smith, L. A., 1988, Intrinsic limits in dimension calculations, *Phys. Lett. A*, 133, 283-288.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, in *Geology of Continental Margins*, edited by C. Burk and C. Drake, Springer-Verlag, New York, 873-877.
- Talbot, C. J. and Alavi, M., 1996, The past of a future syntaxis across the Zagros, in *Alsop, Salt Tectonics*, eds Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I., Geological Society of America Special Paper, 100, 89-109.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shorting in the Zagros Mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156, 506-529.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, 156, 255-266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafory-Ashtiany, M. and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29, 33-1 to 33-4.
- Tosi, P., De Rubeis, V., Loreto, V. and Pietronero, L., 2008, Space–time correlation of earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 173, 932-941.
- Turcotte, D. L., 1986, Fractals and fragmentation, *J. Geophys. Res.*, 91(B2), 1921-1926.
- Turcotte, D. L., 1997, *Fractals and chaos in geology and geophysics*, 2nd edition, Cambridge University press, Cambridge, New York.
- Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in formula $\log N = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes, *Geophys. Bull. Hokkaido Univ.*, 13, 99-103.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004,

- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.*, 102, 15115-15128.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000, Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.
- Wiemer, S., 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, *Seis. Res. Lett.*, 72, 373-382.
- Zamani, A. and Agh-Atabai, M., 2009, Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach, *Journal of Geodynamics*, 47, 271-279.
- Zamani, A. and Agh-Atabai, M., 2011, Multifractal analysis of the spatial distribution of earthquake epicenters in the Zagros and Alborz-Kopeh Dag regions of Iran, *IJST*, A1, 39-51.