نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال هشتم، شماره ۳، پاییز ۱٤۰۰

صفحات ۱۰۷ – ۱۲۲

ارزیابی و مقایسه دقت داده‌های گسلی و لرزه‌ای در تحلیل فرکتالی زمین‌ساخت زاگرس شمال غرب

ابوالقاسم گورابی[1]؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

سید محمد زمانزاده؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

مجتبی یمانی؛ استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

پریسا پیرانی؛ دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

دریافت مقاله : ۱۳۹۹/۱۱/۲۸ پذیرش نهایی:۱۴۰۰/۰۷/۱۴

چکیده

تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی عامل مهمی برای بررسی وضعیت زمین‌ساختی است. در هندسه فرکتال، بعد فرکتال در هر مقیاسی، حفظ می‌شود که بیانگر خاصیت اصلی فرکتال است. در این تحقیق به منظور بررسی کارایی روش فرکتال در بررسی زمین‌ساخت زاگرس شمال غرب، به مقایسه و آزمون یکسان بودن نتایج ابعاد فرکتالی گسل‌ها در نقشه‌هایی با مقیاس‌های مختلف، و زمین‌لرزه‌هایی با طول دوره و جزئیات و مقیاس‌های مختلف بزرگا پرداخته شد. برای این منظور از ۶ لایه اطلاعاتی استفاده گردید و ابعاد فرکتالی آن‌ها به روش مربع‌شمار محاسبه و نتایج بعد فرکتالی آن‌ها مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. دو دسته داده گسلی مستقیماً و دو دسته داده زمین‌لرزه (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله و مؤسسه ژئوفیزیک) یکبار بدون تغییر و دیگر بار برای افزایش دقت با احتساب بزرگای کمال وارد محاسبات شدند. نتایج نشان می‌دهد که ابعاد هندسی گسل‌های منطقه فرکتالی است و تنها تفاوت در ثبت جزئیات گسل‌ها سبب تغییری جزئی در ترتیب مناطق فعال در دو مقیاس شده است و نتایج دو مقیاس تقریباً مشابه است. در مورد داده‌های لرزه‌ای نتایج داده‌های از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ که از تعداد کمتر زمین‌لرزه و مقیاس مختلف ثبت بزرگا برخوردارند تطبیقی با واقعیت نشان نمی‌دهند، در صورتی که می‌توان به نتایج ابعاد فرکتالی داده‌های زمین‌لرزه‌های منحصراً سده ۲۰ که از نظر دقت و مقیاس ثبت بزرگا یکسان هستند، اعتماد نمود. نتایج آن، فعال‌ترین منطقه از نظر بعد فرکتالی را محدوده غرب کرمانشاه نشان می‌دهد و شاهد آن تمرکز زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالاتر به ویژه زمین‌لرزه اخیر کرمانشاه با بزرگای ۷/۳ است که تلفات فراوانی به دنبال داشت.

واژه های کلیدی: فرکتال، زمین ساخت، زاگرس شمال‌غرب، گسل، زمین‌لرزه.

۱:نویسنده مسئول

Email: goorabi@ut.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

مقدمه

هندسه اقلیدسی یا هندسه کلاسیک، اشیائ فیزیکی قابل توصیف با استفاده از خطوط، دوایر، بیضی و ... را با بعد صحیح دربر می‌گیرد. با این حال الگوهایی در طبیعت یافت می‌شود که به طور قابل توجهی بسیار پیچیده هستند (Schuller et al, ۲۰۰۱:۲). پدیده‌های ناهموار با اشکال نامنظم و بی‌قاعده، از اصول هندسه اقلیدسی پیروی نمی‌کنند. هندسه‌ای که برای این پدیده‌ها و ابعاد ناصحیح آن‌ها به کار می‌رود، هندسه فرکتال[۱] نامیده می‌شود. ابعاد هندسه فرکتال اعشاری هستند و محدودیتی برای اندازه‌گیری پدیده‌های طبیعی ایجاد نمی‌کنند و امکان مقایسه آن‌ها را فراهم می‌آورند (Turcotte, ۱۹۷۷:۱۲۱). در اندازه‌گیری خط ساحلی، محققان دریافتند در اندازه‌گیری با واحدی کوچکتر و دقیقتر، طول ظاهری ساحل طولانی‌تر است، در صورتی که برای یک شیء محصور غیر فرکتالی مانند یک دایره، طول کلی پیرامونی آن به یک عدد ثابت نزدیک خواهد شد (Schuller et al, ۲۰۰۱:۲). واژه فرکتال اولین بار توسط مندلبروت[۲] ریاضیدان در سال ۱۹۷۵ از واژه لاتین فراکتوس[۳] گرفته شد تا بر ماهیت قطعه قطعه شونده که یکی از مشخصه‌های اصلی این فرم است، تأکید داشته باشد (کرم، ۱۳۸۹: ۷۳). هندسه فرکتالی به توصیف اشیایی می‌پردازد که خود متشابه یا متقارن هستند و صرف نظر از اینکه با چه دقتی یک شی فرکتالی را بررسی کنیم، درجه نوسان آن بدون تغییر باقی خواهد ماند (Baas, ۲۰۰۲, ۳۱۱). بنابراین در فرکتال‌ها این بعدفرکتال است که مهم است و نه مقیاس، زیرا در هر اندازه‌ای، بعدفرکتال حفظ می‌شود و بیانگر خاصیت اصلی فرکتال است (Phillips, ۲۰۰۲, ۱٤٤). تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی عامل مهمی برای بررسی وضعیت زمین‌ساختی است. با تعیین بعد فرکتال ساختارهای خطی مثل گسل‌ها، می‌توان بسیاری از خصوصیات آن‌ها را تخمین زد و و تراکم این ساختارهای خطی را تعیین و با یکدیگر مقایسه نمود (Turcotte, ۱۹۷۷:۱۲۱). علاوه بر آن گسل‌های اصلی یا فرعی در مناطقی از طول خود که هندسه بی‌قاعده دارند، بیشتر دچار گسیختگی می‌شوند (Schwartz & Coopersmith, ۱۹۸٤: ۱۷). در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده و این بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی بررسی شود (Sukmono et al, ۱۹۹٦:٥). این عامل با رفتار لرزه‌ای گسل نیز مرتبط است. زمین‌لرزه یکی از رخدادهای همزاد با گسلش است (Bachmanov, et al, ۲۰۱۲: ۲۲۱) و جانمایی و تمرکز زمین‌لرزه‌ها در یک منطقه بیانگر تنش و آزاد شدن انرژی و به طور کلی مبین فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی است (بیت‌الهی، ۱۳۸۹: ۱). یکی از روش‌هایی که در سال‌های اخیر به طور گسترده‌ای در تحلیل‌های لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار گرفته‌اند، روش‌های فرکتالی هستند (میرعابدینی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲). در تحلیل فرکتالی می‌توان گفت افزایش بعد فرکتالی بیانگر محیط مناسب برای تجمع انرژی و آزاد شدن آن در آینده است همچنین این تحلیل بیانگر عبور مسیرهای تنش در یک منطقه گسترده است که در برخورد با سطوح ضعیف (گسل‌های موجود) می‌توانند عامل حرکت آن‌ها و آزاد شدن انرژی باشد که نشان دهنده ناپایداری منطقه است (فاتحی و همکاران، ۱۳۹۰: ۳۹).

پس از انتشار کتاب مندل بروت در زمینه فرکتال (۱۹۸۲)، محققان متعددی سعی در بررسی مسائل مختلف با روش‌های فرکتالی نمودند از جمله ، کینگ (King, ۱۹۸۳) به کاربرد فرکتال در زمین‌ساخت پرداخت، و پس از او

۱. Fractals
۲. Mandelbrot
۳. Fractus

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

تورکوته (Turcotte, ۱۹۸٦) مفهوم فرکتال را مورد استفاده قرار داد و در کتاب خود (۱۹۹۲) به بسط آن در بررسی مسائل زمین‌ساختی به ویژه شبکه زهکشی، گسل و زمین‌لرزه پرداخت. هیراتا (Hirata,۱۹۸۹) با استفاده از الگوریتم مربع شمار، خود تشابهی فرکتالی هندسه شکستگی سنگ‌ها بر اساس نقشه گسل‌ها را بررسی نمود و نتیجه گرفت که از مرکز ژاپن به اطراف بعد فرکتالی کاهش می‌یابد. بادری (Bodri, ۱۹۹۳) با استفاده از روش فرکتال، ژاپن مرکزی را از طریق روش‌های فراوانی-بزرگای توزیع زمین‌لرزه، توزیع کانون سطحی زمان شروع زمین‌لرزه و سیستم شکستگی گسل‌های منطقه بررسی کرد و نتایج حاکی از انطباق مناسب مقادیر فرکتالی این روش‌ها بود. لی و کوسنس (Lei & Kusunose, ۱۹۹۹) با کمک روش مربع شمار، ساختارهای فرکتالی مربوط به توزیع فضایی سه سیستم زمین‌شناسی (کانون‌های زمین‌لرزه، گسل‌های فعال، رودخانه‌ها) را مورد تحلیل قرار دادند و نتایج نشان داد که یک مقیاس مشخص مشترک ۱۳ کیلومتری، توزیع فضایی را به دو باند تقسیم می‌کند و در هر دو توزیع بصورت نمایی است. بهاتاچاریا و همکاران (Bhattacharya et al, ۲۰۰٤) با استفاده از مدل همپوشانی دو فرکتالی سعی نمودند مدلی از رخداد زمین‌لرزه را از طریق شبیه‌سازی و مقایسه با داده پس‌لرزه ارائه دهند و نتایج نشان داد که انتگرال تجمعی بزرگی پس‌لرزه‌ها در طول زمان، خطی مستقیم با شیب مشخص است که شیب آن با هندسه فرکتال سطح گسل که اغلب پس‌لرزه‌ها را تولید می‌کند، مرتبط است. گلوگن و همکاران (Gloaguen et al, ۲۰۰۷) بر مبنای داده‌های سنجش از دور راداری و مدل ارتفاع رقومی به استخراج گسل‌ها و تحلیل فرکتالی بخش جنوب شرقی ریفت کنیا پرداختند و نتایج آن‌ها نشان داد بعد فرکتالی ابعاد گسل‌ها با بعد فرکتالی حاصل از تصاویر سنجش از دور مشابه است و روش آن‌ها به درک تکامل سیستم گسل و طبقه‌بندی شدت تغییر شکل کمک می‌کند. ازترک (Ozturk, ۲۰۱۲) کانون‌های سطحی زمین‌لرزه‌های ترکیه را در یک دوره طولانی مدت از طریق بررسی مقادیر b و بعد فرکتالی مطالعه نمود و در نتیجه ترکیه را به ۵۵ منطقه تکتونیکی تقسیم کرد و همبستگی منفی بین این دو مقدار را نشانه شدت نسبتاً بالای تنش و خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌های قوی‌تر در منطقه دانست. پیلپلی و چووانگ (Pailoplee & Choowong, ۲۰۱٤) بعد فرکتالی و توزیع فراوانی-بزرگای ۱۳ منطقه منبع لرزه در جنوب شرق آسیا را با استفاده از مجموعه کامل داده‌های لرزه‌ای مورد بررسی قرار دادند و نتایج بیانگر تغییرات تنش لرزه‌ای در منطقه بود و در نتیجه مناطق با تنش تکتونیکی بالا را مشخص نمودند. ستیاوان و ساپیه (Setyawan & Sapiie, ۲۰۱۹) در بررسی رابطه بین بعد فرکتالی توزیع فضایی مرکز پس‌لرزه‌ها و گسل فعال سوماترا با استفاده از روش مربع شمار، بعد فرکتالی این گسل و همبستگی مثبت را مشخص نموده و ۱۵ زمین‌لرزه را از طریق پس‌لرزه با گسل سوماترا مرتبط دانستند. هویی و همکاران (Hudi et al, ۲۰۲۰) منطقه لرزه‌ای تایوان را از نظر مشخصات چند فرکتالی توزیع فضایی-زمانی زمین‌لرزه‌ها مورد ارزیابی قرار دادند و نتایج آن‌ها نشان داد منحنی زمانی چندفرکتالی، قبل و بعد از زمین‌لرزه‌های بزرگ تغییر می‌کند، همچنین مکانسیم‌های کانونی و ساختاری زمین‌شناسی در عمق صفر تا نه کیلومتری پیچیده‌تر هستند و نیز بین مقادیر فرکتالی و b همبستگی مثبت وجود دارد.

همانطور که گفته شد پدیده‌های فرکتالی مستقل از مقیاس هستند یعنی همیشه در هر مقیاسی جزئیاتی برای مشاهده دارند و اگر بخشی از آن‌ها را بزرگ‌نمایی کنیم جزئیات آن تا بی‌نهایت مشابه با پدیده اصلی خواهند بود. در این تحقیق فرکتالی بودن گسل‌های منطقه در مقیاس‌های مختلف و داده‌های لرزه‌ای با جزئیات مختلف مورد بررسی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

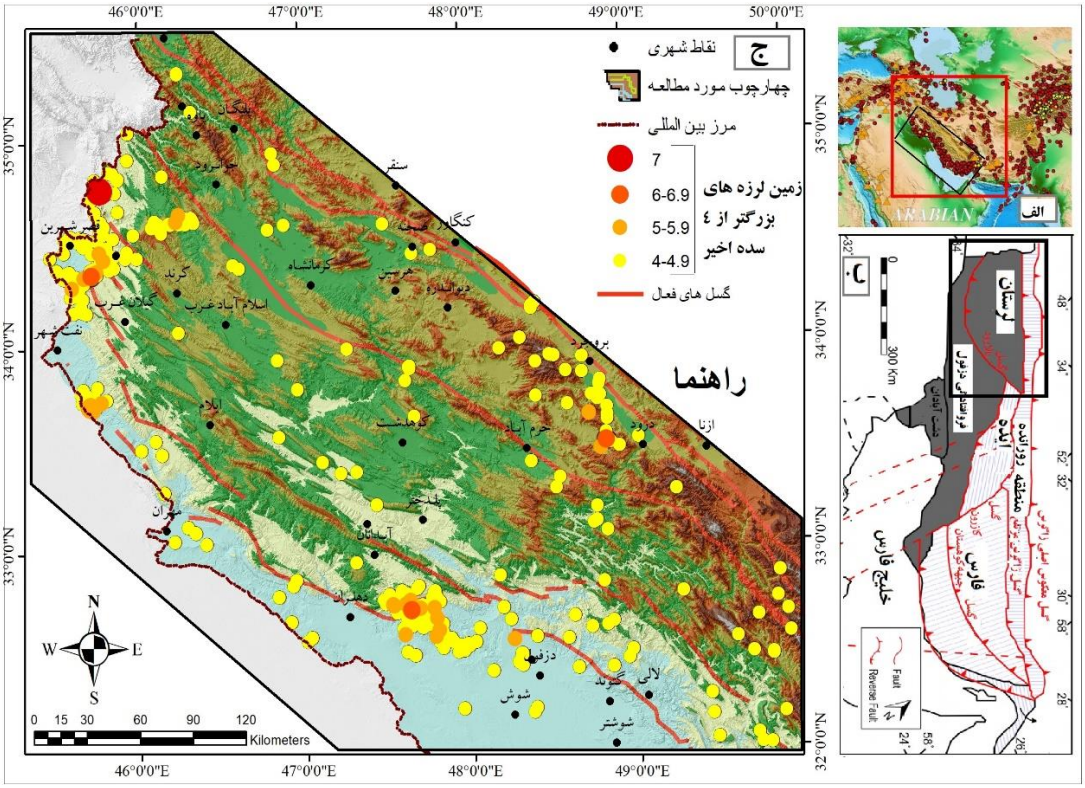
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

قرار گرفته است. در واقع در این تحقیق بر آن هستیم که وضعیت زمین‌ساختی زاگرس شمال غربی را با استفاده از تحلیل فرکتالی داده‌های مختلف گسلی و لرزه‌ای با دقت متفاوت با استفاده از روش مربع‌شمار[۱] ارزیابی کنیم.

داده‌ها و روش کار

الف) قلمرو جغرافیایی مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون زاگرس است که به نام کمان لرستان شناخته می‌شود (شکل ۱: الف). زاگرس به دو منطقه مرتفع (داخلی) و چین‌خورده (خارجی) تقسیم می‌شود. کمربند چین‌خورده زاگرس به طرف شمال شرق به کمربندی رورانده و گسل‌خورده تبدیل می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۲۰۲-۱۹۸). خود زاگرس چین‌خورده دارای ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوتی است و چندین زیرپهنه دارد که یکی از آن‌ها زیر پهنه لرستان است (آقانباتی، ۱۳۸۳: ۲۵). این زیر پهنه در قسمت شمال شرقی به منطقه رانده شده زاگرس متصل است و در قسمت جنوبی، زیرپهنه فروافتادگی ایذه در دنباله آن قرار گرفته است. همچنین زیر پهنه‌های فروافتادگی دزفول و کرکوک در جنوب غرب و شمال شرق آن قرار دارند. واحدهای مورفوتکتونیک و گسل‌های محدود کننده آن‌ها در منطقه از شمال غرب به جنوب شرق عبارت‌اند از؛ گسل معکوس اصلی زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر، کمربند زاگرس مرتفع، گسل زاگرس مرتفع، کمربند ساده چین‌خورده، و گسل جبهه کوهستان (Berberian, ۱۹۹۵: ۱۹۳). مرز جنوبی محدوده نیز گسل بالارود است (آقانباتی، ۱۳۸۳: ۲۵) (شکل ۱: ب).



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی، زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (الف: سایت مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران[۱]، ؛ ب: برگرفته از (Masoudi et al, ۲۰۱۵: ۳۰۳۲)؛ ج: ترسیم: نگارندگان

[۱] Box-Counting method

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

زمین‌ساخت و لرزه‌زمین ساخت ایران تحت تأثیر دو بلوک مقاوم توران (متعلق به صفحه اوراسیا) در شمال شرق و عربی در جنوب غرب است (Jackson & Mckenzie, ۱۹۹۵: ۱۸۵) (شکل ۱: الف) ، بنابراین زمین‌ساخت فعال و دگرشکلی آن تحت تأثیر حرکت رو به شمال صفحه عربی نسبت به اوراسیا است اما با توجه به توزیع زمین‌لرزه‌ها، دگرشکلی فعال در آن یکسان توزیع نشده است. اندازه‌گیری‌های جدید کل کوتاه‌شدگی را حدود ۲۰ میلیمتر تخمین زده‌اند که ۱۰ میلیمتر آن در زاگرس توزیع شده است (Vernant, ۲۰۰٤: ۱۷۷, ۳۸۱). همگرایی شمالی-جنوبی صفحه عربی-اوراسیا منطبق بر زاگرس شمال‌غربی است (Blanc et al, ۲۰۰۳:٤۰۱). فعالیت گسل‌های معکوس و امتدادلغز نوار زاگرس را در زمره مناطق فعال لرزه‌خیز ایران قرار داده است (Hessami et al, ۲۰۰۱: ٥).گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر مرز شمالی لرزه‌خیزی در زاگرس را تشکیل می‌دهد (Mirzaei et al, ۱۹۹۷: ۱٦).

ب)روش کار

این پژوهش به لحاظ هدف، از نوع کاربردی و به لحاظ روش از نوع تحلیلی به‌شمار می رود. در این تحقیق از دو دسته داده استفاده شده است: داده‌های زمین‌لرزه با بزرگاهای مختلف که توسط مقیاس‌های مختلف بزرگا ثبت شده‌اند و مربوط به دوره طولانی‌تری هستند اما عمدتاً زمین‌لرزه‌های بزرگ (با بزرگای بیش از ۲) را در بر دارند (سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی[۲]) و داده‌های صرفاً زمین‌لرزه سده بیستم که از نظر مقیاس ثبت یکدست و از نظر تعداد رخداد از دقت بالایی برخوردارند (دریافت مستقیم از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران). همچنین گسل‌های منطقه در دو مقیاس مورد ارزیابی قرار گرفته‌اند؛ مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ که در هر دو دسته بخشی از نقشه‌ها توسط سازمان نقشه‌برداری و بخشی توسط شرکت نفت تهیه شده‌اند. بدیهی است جزئیات درج شده در گسل‌های برداشت شده توسط این دو ارگان اندکی متفاوت هستند و تا حدودی نتایج را تحت تأثیر قرار خواهند داد، با این وجود در ارائه یک الگوی کلی از تغییرات ابعاد فرکتالی پدیده‌های زمین‌ساختی منطقه کمک کننده خواهند بود. برای انجام این تحقیق، ابتدا لایه گسل‌های منطقه در محیط نرم افزار Arc Gis از نقشه‌های موجود استخراج شد، در مجموع منطقه مورد مطالعه از هشت نقشه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۴۳ نقشه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تشکیل شده است. در مرحله بعد از روش مربع شمار برای محاسبه ابعاد فرکتالی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه استفاده شد.

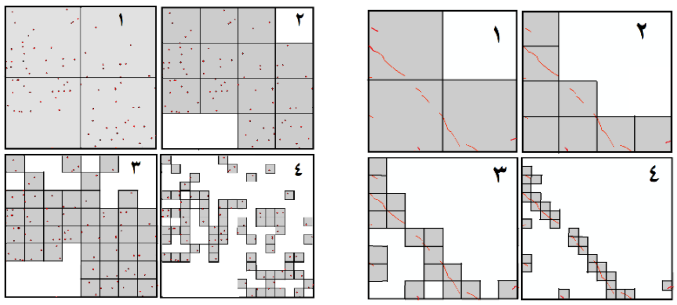
- **روش مربع شمار (برآورد پارامتر D)**

بعدفرکتالی پیچیدگی یک شیء فرکتالی را تعیین می‌کند، یک شیء با بعدفرکتالی پایین نسبت به شیء با بعد فرکتالی بالا کمتر پیچیده است (Schuller et al, ۲۰۰۱:۲). مندل بروت (۱۹۸۲) معادلاتی برای محاسبه بعدفرکتال با استفاده از دو کمیت N-S[۳] ارائه نمود. هاسدورف (Hausdorff, ۱۹۹۱) ابعاد فرکتالی که برای تمامی فرکتال‌ها مفید هستند را تعریف نمود گرچه محاسبه دقیق آن مشکل است و برای جلوگیری از پیچیدگی‌های محاسباتی آن دو مدل ارائه شده است. مدل اول به ریچاردسون (Richardson, ۱۹٦۱) نسبت داده می‌شود. مدل دوم، روش شمارش جعبه‌ای نام دارد (Schuller et al, ۲۰۰۱:۳). که حاصل همپوشانی یک سری از شبکه‌های تشکیل یافته از مربع‌هایی با طول ضلع S بر روی عوارض و شمارش تعداد خانه‌های N با اندازه S است (Number-Size) که عارضه را دربر می‌گیرند.

[۱] http://irsc.ut.ac.ir
[۲] http://www.iiees.ac.ir (/fa/eqcatalog/)
[۳]. Number-Size

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

زمانی که اندازه جعبه‌ها کاهش می‌یابد، S نیز کاهش می‌یابد (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, ۱۹۹۷:۲۳۷). علاوه بر این، زمانی که S کاهش می‌یابد، معادله بالا تخمین بهتری از بعد فرکتالی فراهم می‌کند. بسیار حائز اهمیت است که کوچکترین اندازه جعبه به صورتی انتخاب شود که کوچکترین عنصر قابل مشاهده از عارضه را در بر بگیرد. رابطه بین تعداد جعبه حاوی عارضه و طول ضلع جعبه از طریق تطبیق دادن رگرسیون خطی و محاسبه شیب خط مستقیم که همان بعد فرکتالی D است، محاسبه می‌شود (Strogatz, ۱۹۹٤: ٤٠٦). تعداد سطر و ستون هر شبکه در این تحقیق به صورت رابطه نمایی از عدد ۲ تقسیم‌بندی یافته ($۲^۲$، $۲^۴$، $۲^۸$، $۲^{۱۶}$ و ...)، به این شکل که تعداد خانه‌ها به صورت ضرایبی از عدد ۴ افزایش می‌یابند (۱، ۴، ۱۶، ۶۴، ۲۵۶ و ...). همچنین بزرگترین ابعاد ایزومتریک شبکه ۱۰۰ کیلومتر است که هر بار برای شبکه بعدی نصف خواهد شد. (۱۰۰، ۵۰، ۲۵، ۱۲/۵ و ...) (جدول ۲). در این تحقیق طول ضلع تا حد ممکن کاهش یافته است شکل ۲ نحوه شبکه‌بندی تا چهار مرحله را برای گسل و زمین‌لرزه و همچنین نحوه شمارش خانه‌های واجد گسل و رومرکز زمین‌لرزه را نشان می‌دهد.

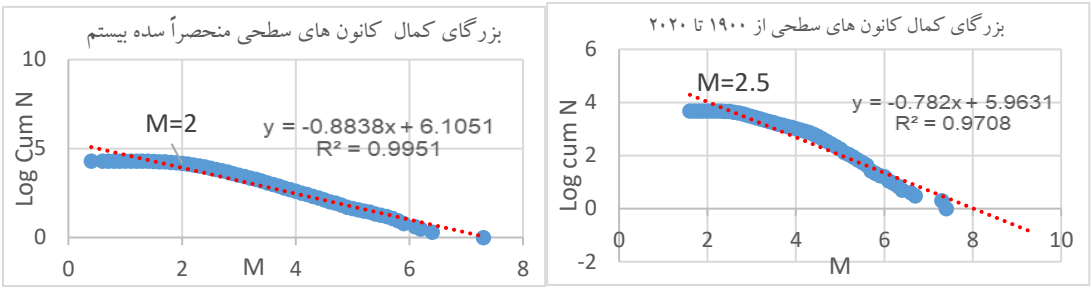


شکل ۲. الگوریتم مربع شمار و مراحل پیاده‌سازی آن روی گسل‌ها و کانون‌های زمین‌لرزه

مهم‌ترین پارامتر در بررسی لرزه‌خیزی، بزرگای کمال[۱] (M_c) یا بزرگی آستانه[۲](M_{th}) است یعنی حداقل بزرگایی که داده‌های بالاتر از آن در کاتالوگ(مجموعه داده‌ها) کامل هستند است که می‌توان آن را با توجه به تغییر شیب نمودار فراوانی-بزرگای زمین‌لرزه‌ها به دست آورد. تصور بر این است که تغییر شیب یا افت تعداد رویدادهای لرزه‌ای در برابر بزرگی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای کوچک‌تر از بزرگای کمال، به علت عدم گزارش رویدادهای لرزه‌ای باشد (Wiemer & Wyss, ۲۰۰۰: ۸۵۹). این بزرگا محدوده داده‌هایی که بهتر است مورد تجزیه و تحلیل فرکتالی قرار گیرند را نشان می‌دهد (میرعابدینی و همکاران، ۱۳۹۰: ۱-۷). به این منظور ابتدا داده‌های رومرکز براساس تعداد وقوع به بزرگا، مرتب و سپس فراوانی تجمعی تعداد وقوع هر دسته بزرگا محاسبه شده و به صورت لگاریتمی در برابر بزرگاها قرار گرفت. محل شکست یا تغییر شیب در نمودار داده‌های ترسیم شده بیانگر بزرگای کمال یا بزرگای آستانه داده‌های لرزه‌ای است (شکل ۳).

[۱] .Magnitude of completeness
[۲]. Magnitude of threshold

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

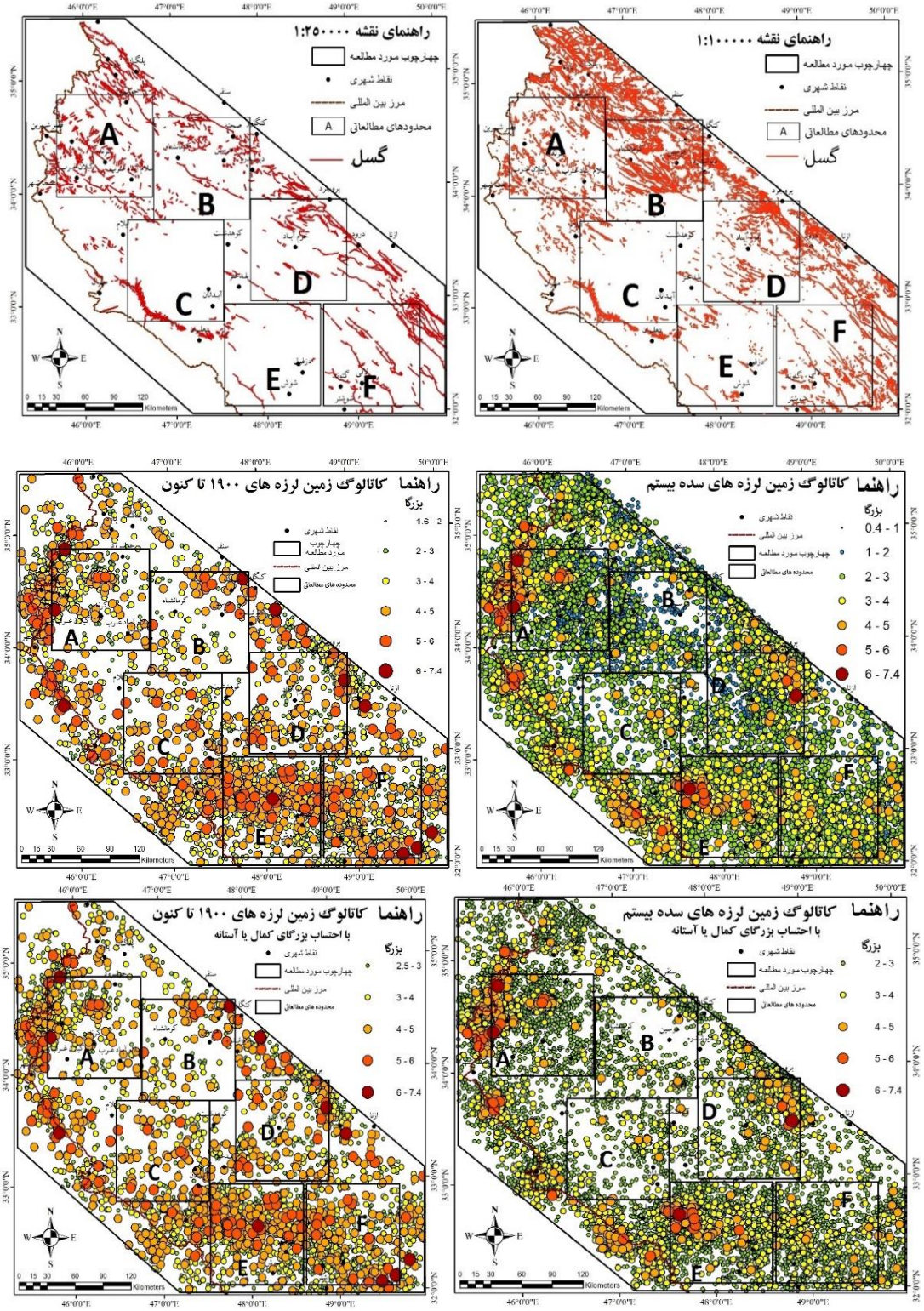


شکل ۳. برآورد بزرگای کمال یا بزرگای آستانه داده‌های لرزه‌ای (سمت راست: داده‌های سایت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله؛ سمت چپ: داده‌های مؤسسه ژئوفیزیک)

شکل ۵ داده‌های مورد استفاده در تحلیل فرکتالی منطقه را نشان می‌دهد: گسل‌های با دو مقیاس مختلف، داده‌های زمین‌لرزه ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله) و منحصراً سده بیستم (مؤسسه ژئوفیزیک) ، با و بدون احتساب بزرگای کمال. تمامی این مراحل در دیاگرام تحقیق (شکل ۴) نشان داده شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

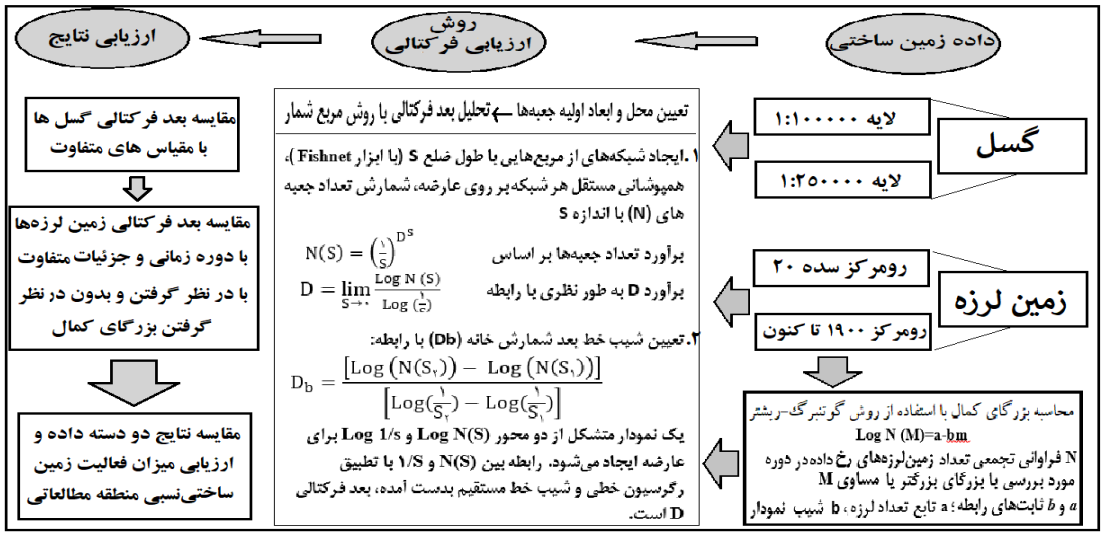
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]



شکل ۴. داده‌های مورد استفاده در فرایند تحقیق وتوزیع جعبه‌های پوشاننده منطقه مطالعاتی (پهنه‌های انتخاب شده در برگیرنده مناطق شاخص گسلی و نیز لرزه‌ای به منظور ارائه یک الگوی طولی و عرضی از تغییرات گسلی و لرزه‌ای و مقایسه بهتر داده‌ها می‌باشد)

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]



شکل ۵. دیاگرام فرایند پژوهش (ترسیم: نگارندگان)

شرح و تفسیر نتایج

با توجه به دیاگرام تحقیق (شکل ۵) محاسبات ابعاد فرکتالی برای لایه‌های مورد استفاده در تحقیق (شکل ۴) صورت گرفت. جدول ۲ نتایج حاصل از همپوشانی شبکه‌هایی با طول ضلع‌های مختلف بر روی گسل‌های با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و رومرکز زمین‌لرزه‌های از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ با و بدون احتساب بزرگای کمال و نیز نتایج حاصل از شمارش خانه‌های حاوی این عوارض در هر یک از سطوح شبکه برای جعبه‌های مختلف را نشان می‌دهد (همین مراحل برای گسل‌های با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰و رومرکز زمین‌لرزه‌های سده بیست با و بدون احتساب بزرگای کمال نیز صورت پذیرفته است و برای پرهیز از اطاله کلام به ذکر نتایج نهایی آن‌ها اکتفا شده است).

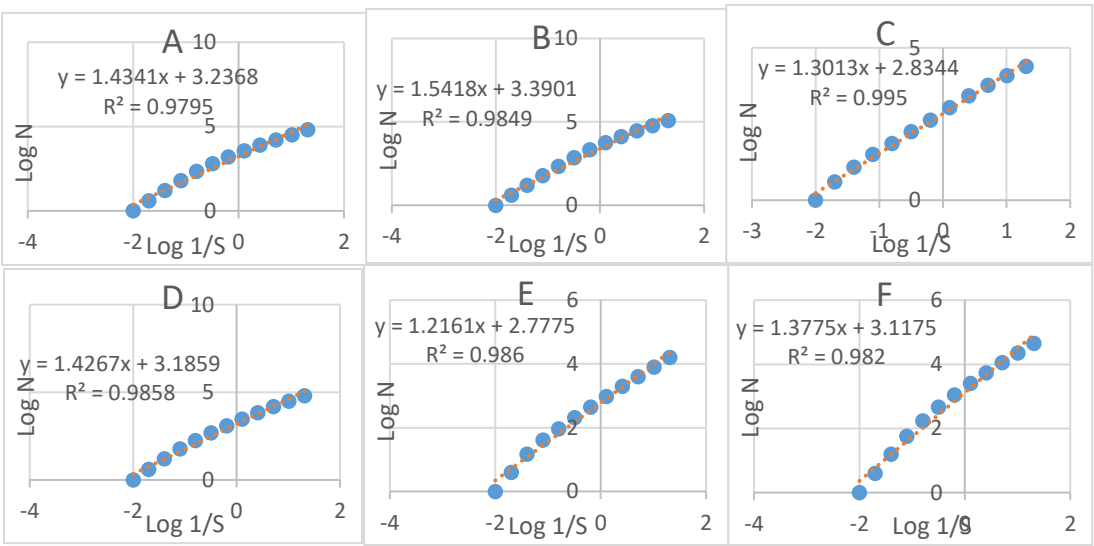
جدول ۱. تعداد خانه‌های (Number) حاوی خطوط گسلی (مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) و رومرکز زمین‌لرزه با و بدون احتساب بزرگای کمال (Mc) (از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰) درهر سطح شبکه پوشش داده شده روی مناطق مطالعاتی A-F

	طول شبکه / پدیده	۱۰۰	۵۰	۲۵	۱۲/۵۰	۶/۲۵	۳/۱۳	۱/۵۶	۰/۷۸	۰/۳۹	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۰۵
A	گسل	۱	۴	۱۶	۶۳	۲۲۱	۶۳۳	۱۵۷۱	۳۶۶۸	۷۸۴۵	۱۵۹۸۵	۳۱۸۶۷	۶۳۴۴۴
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۵۶	۱۳۶	۲۶۳	۴۰۲	۵۰۸	۵۴۲	۵۶۰	۵۶۸	۵۶۸
	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۵۶	۱۳۲	۲۵۷	۳۸۲	۴۷۴	۵۰۳	۵۱۸	۵۲۶	۵۲۶
B	گسل	۱	۴	۱۶	۵۹	۲۱۵	۷۲۷	۲۱۷۹	۵۷۴۰	۱۳۴۷۷	۲۹۱۳۲	۵۹۳۵۵	۱۱۸۹۰۳
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۴۹	۸۸	۱۱۲	۱۲۱	۱۲۵	۱۲۵	-	-	-
	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۴۹	۸۷	۱۱۰	۱۱۹	۱۲۳	۱۲۳	-	-	-
C	گسل	۱	۴	۱۲	۳۲	۷۳	۱۷۶	۴۲۳	۱۰۹۴	۲۶۵۵	۵۹۱۲	۱۲۲۳۸	۲۴۶۶
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۵۸	۱۲۵	۱۷۳	۱۹۴	۲۰۲	۲۰۲	-	-	-
	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۵۷	۱۲۲	۱۶۷	۱۸۷	۱۹۵	۱۹۵	-	-	-
D	گسل	۱	۴	۱۶	۵۸	۱۷۷	۴۸۲	۱۲۱۷	۲۹۴۲	۶۸۱۴	۱۴۸۲۹	۳۰۵۵۸	۶۱۷۹۱
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۶۰	۱۵۱	۲۳۳	۳۱۴	۳۶۸	۳۷۸	۳۷۹	۳۷۹	-

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۶۶	۱۴۵	۲۲۲	۳۰۰	۳۴۸	۳۵۶	۳۵۶	-	-
E	گسل	۱	۴	۱۵	۴۱	۹۲	۲۰۶	۴۴۹	۹۵۷	۱۹۹۳	۴۰۰۹	۷۹۶۳	۱۵۸۴۲
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۲۱	۵۰۰	۷۸۱	۹۰۸	۹۱۷	۹۲۲	۹۲۵	-
	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۲۰	۴۹۰	۷۵۶	۸۸۰	۸۸۹	۸۹۴	۸۹۷	۸۹۷
F	گسل	۱	۴	۱۶	۵۸	۱۷۲	۴۶۸	۱۱۱۸	۲۵۳۱	۵۴۳۳	۱۱۲۸۶	۲۲۴۹۶	۴۴۸۱۲
	رومرکز بی Mc	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۰۶	۴۲۱	۵۴۲	۵۷۴	۵۸۱	۵۸۲	۵۸۲	-
	رومرکز با Mc	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۰۴	۴۰۹	۵۲۳	۵۵۴	۵۶۱	۵۶۲	۵۶۲	-

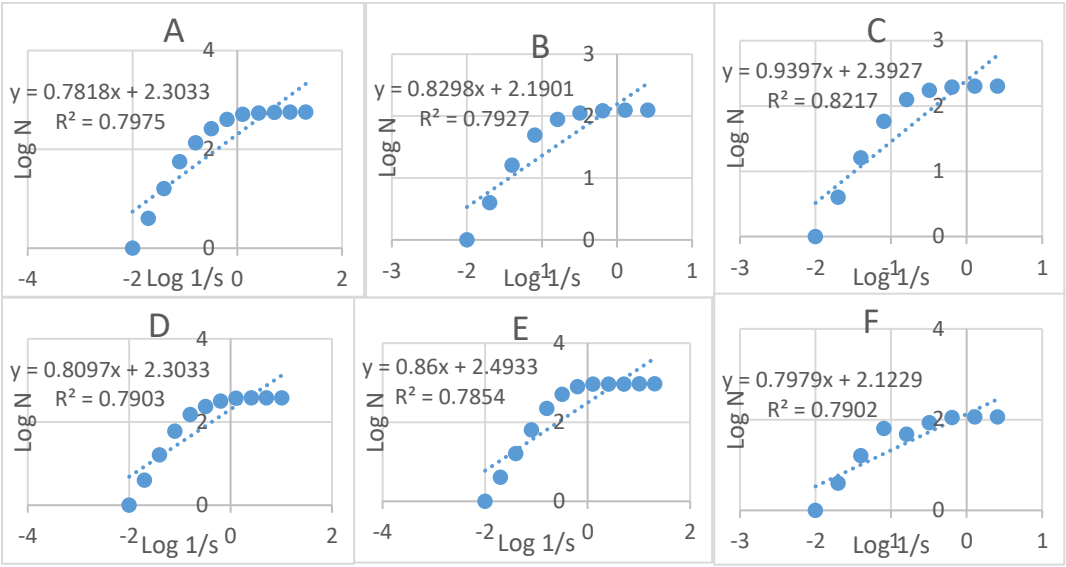
در مرحله بعد طبق روش شمارش جعبه‌ای (دیاگرام پژوهش: شکل ۴)، طول شبکه (سطر اول در جدول ۲ که برای داده‌های گسلی و لرزه‌ای یکسان در نظر گرفته شده است) به صورت معکوس (۱/S) تبدیل شد و مقادیر لگاریتمی آن و نیز مقادیر لگاریتمی تعداد شبکه‌های حاوی عارضه (Number) (سطور دوم تا چهارم در جدول ۲) برای محاسبه بعد فرکتالی به دست آمد. شکل‌های ۶، ۷ و ۸ نمودارهای به دست آمده برای ابعاد فرکتالی کلی داده‌های جدول ۲ را نشان می‌دهد.بعد جزئی فرکتالی نیز با محاسبات رابطه ۲ (دیاگرام پژوهش شکل ۴) به دست می‌آید و بر اساس کمیت کلی بعد فرکتال (ضرایب X در شکل‌های ۶، ۷ و ۸) نقاطی که بعد آن‌ها بزرگتر از این مقادیر باشد، خارج از نظم متناظر هستند (جامعه زمینه[۱])، جامعه دوم با بعد بزرگتر از این مقدار،جامعه آستانه[۲] است و موید پیدایش یک جامعه متناظر با کمینه تغییرات بعد فرکتالی و نشانگر کاهش آشفتگی و افزایش خواص فرکتال است. برای گسل‌ها جامعه زمینه بین ۲ تا ۱/۴۴ را در برمی‌گیرد و جامعه آستانه بین ۰/۹۹ تا ۱ است که یک جامعه فرکتالی با تکرار مؤلفه‌ها است. در مورد رومرکز زمین‌لرزه‌ها ارقام بعد فرکتالی قبل و بعد از بزرگای کمال به استثنائ محدوده D مشابه هستند. در این محدوده بعد فرکتالی پس از محاسبه بزرگای کمال کاهش می‌یابد. جامعه زمینه بین ۲ تا ۰/۸۳ متغییر است . بالاترین مربوط به D و پایین ترین مربوط به B می‌باشد. جامعه آستانه نیز به سمت صفر میل می‌کند.



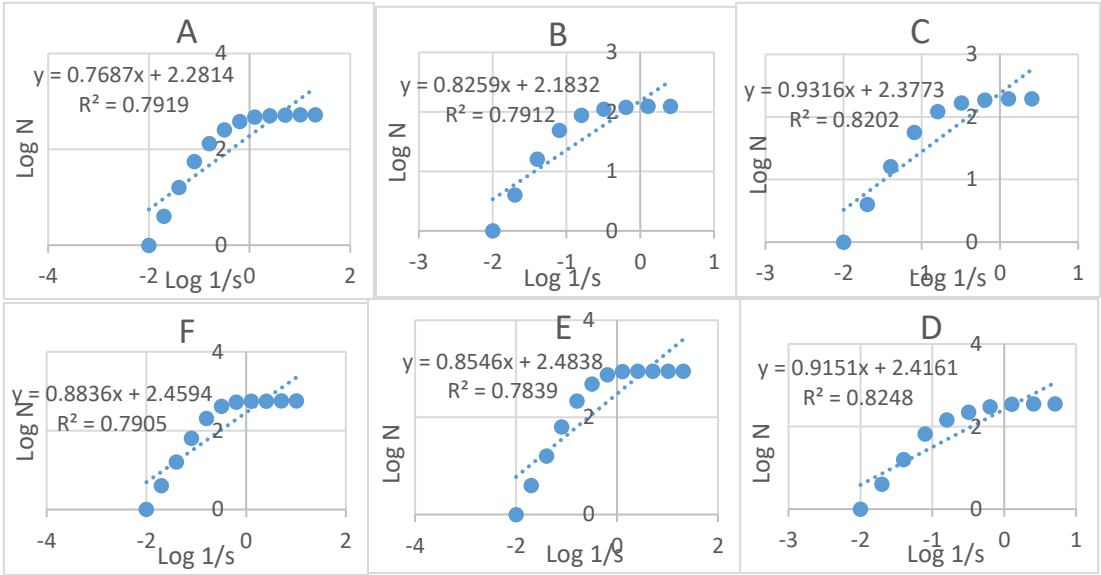
شکل ۶. نمودار Log/Log معکوس طول ضلع و تعداد خانه‌های حاوی گسل

[۱] Background population
[۲] Thershold population

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]



شکل ۷. نمودار Log-Log معکوس طول ضلع شبکه و تعداد خانه‌های حاوی رومرکز زمین لرزه (۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰) بدون بزرگای کمال



شکل ۸. نمودار Log-Log معکوس طول ضلع شبکه و تعداد خانه‌های حاوی رومرکز زمین لرزه (۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰) با احتساب بزرگای کمال

در این تحقیق محدوده A در غرب کرمانشاه، عمدتاً در زاگرس چین‌خورده واقع شده است، محدوده‌های B، D، F به ترتیب از شمال به جنوب در امتداد شکستگی اصلی زاگرس قرار گرفته‌اند. محدوده B شمال‌ترین قطعه است و بین دو گسل اصلی و گسل زاگرس مرتفع قرار دارد. محدوده D به طور مساوی بین دو زون چین خورده و رورانده واقع است. منطقه F، یعنی جنوبی‌ترین بخش و منطقه پیوند گسل‌های اصلی زاگرس و گسل جبهه کوهستان زاگرس است و قسمتی از زون ایذه را در بر دارد. منطقه C یعنی حاشیه غربی درجات پایین‌تری از تراکم گسل و فراوانی زمین‌لرزه را دارا است و انتهای غربی آن بخشی از گسل جبهه کوهستان است. منطقه E نیز در شمال در مسیر گسل بالارود قرار

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

دارد و در جنوب مشرف بر فروافتادگی دزفول است. این قسمت نیز تراکم گسل به نسبت پایینی را نشان می‌دهد. جدول ۲ نتایج ابعاد فرکتالی کلی مربوط به داده‌های مختلف مورد استفاده در فرایند تحقیق را نشان می‌دهد.

جدول ۲. ابعاد فرکتالی داده‌های مختلف مورد استفاده در تحقیق به تفکیک هر محدوده

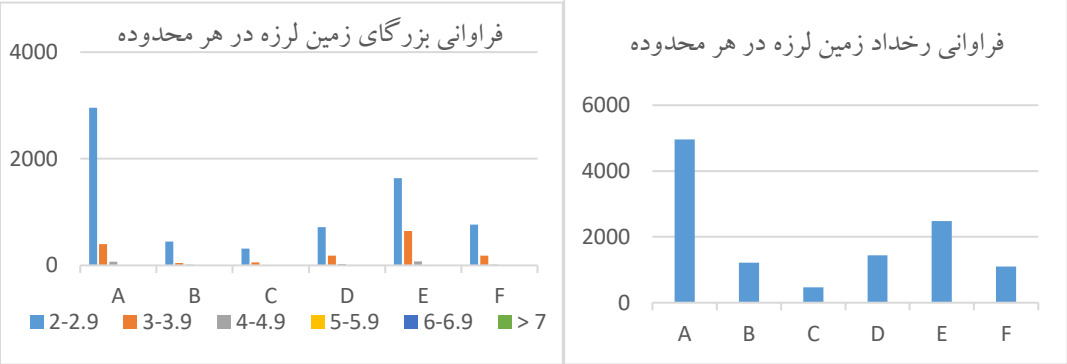
داده / چهارچوب	گسل ۱:۱۰۰۰۰۰	گسل ۱:۲۵۰۰۰۰	رومرکز سده ۲۰ بدون بزرگای کمال	رومرکز سده ۲۰ با بزرگای کمال	رومرکز ۱۹۰۰-۲۰۲۰ بی بزرگای کمال	رومرکز ۱۹۰۰-۲۰۲۰ بی بزرگای کمال
A	۱/۴۳۴۱	۱/۳۲۳۱	۱/۰۱۹۲	۱/۰۷۴۸	۰/۷۸۱۸	۰/۷۶۸۷
B	۱/۵۴۱۸	۱/۲۵۱۱	۰/۹۶۶۹	۰/۷۶۰۵	۰/۸۲۹۸	۰/۸۲۵۹
C	۱/۳۰۱۳	۱/۲۳۲۸	۰/۷۴۰۷	۰/۷۰۴۶	۰/۹۳۹۷	۰/۹۳۱۶
D	۱/۴۲۶۷	۱/۲۷۴۲	۰/۹۳۴۴	۰/۸۵۴۳	۰/۸۰۹۷	۰/۹۵۵۱
E	۱/۲۱۶۱	۱/۰۷	۰/۹۱۷۴	۱/۰۲۱۶	۰/۸۶	۰/۸۵۴۶
F	۱/۳۷۷۵	۱/۲۵۵۳	۰/۸۸۸۷	۰/۸۶۵۶	۰/۸۹۰۳	۰/۸۸۳۶

همانطور که از جدول ۲ قابل مشاهده است در بررسی گسل‌های منطقه ترتیب ابعاد فرکتالی در هر دو مقیاس نقشه‌های مورد استفاده مشابه است با این تفاوت که در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ محدوده A و در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ محدوده B دارای بالاترین بعد فرکتالی گسل است. نقشه‌های زمین‌شناسی این بخش (B) توسط سازمان زمین‌شناسی و با جزئیات بالای گسل و شکستگی و محدوده مجاور آن (A) توسط شرکت نفت تهیه شده است و این امر تفاوتی را در تراکم گسل‌ها ایجاد نموده است. صرف‌نظر از این دو محدوده، سایر محدوده‌ها به ترتیب بعد فرکتالی مقادیر بالا به پایین D، F، C، E هستند که به عبارتی بیانگر ترتیب فعال بودن آن‌ها از نظر مؤلفه‌های فرکتالی گسلی است. نتایج این دو مقیاس از نظر فعالیت گسل را می‌توان با نتایج ابعاد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها مقایسه نمود. پارامتر D به عنوان یک اندازه‌گیری کمی از درجه عدم یکنواختی فعالیت لرزه‌ای برای سیستم‌های گسلی استفاده می‌شود و زمانی که زمین‌لرزها به طور فزاینده‌ای خوشه‌بندی می‌شوند، مقدار آن کاهش پیدا می‌کند. افزایش بعد فرکتالی بیانگر توزیع یکنواخت کانون زمین‌لرزه‌ها در سراسر یک منطقه و زمین‌ساخت فعال آن است (Öncel & Wilson, ۲۰۰۲: ۳۳۹). در مورد زمین‌لرزه‌ها همانطور که مشاهده می‌شود، فعال‌ترین محدوده (بالاترین بعد فرکتالی رومرکز) و آرام‌ترین محدوده (پایین‌ترین بعد فرکتالی رومرکز) در دو سری داده (سده بیستم و از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰) کاملا عکس یکدیگر هستند به این صورت که در بررسی زمین‌لرزه‌های از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ با و بدون در نظر گرفتن بزرگای کمال، فعال‌ترین منطقه C و آرام‌ترین منطقه A است که در بررسی زمین‌لرزه‌های سده بیستم این نتایج کاملا تغییر می‌کنند و معکوس می‌شوند. این در حالی است که محدوده C به استثنای بخش جنوب شرقی تراکم گسل بسیار کمی را دارا است و در هر دو داده زمین‌لرزه های آن تراکم کمتری دارند، در حالی که محدوده A هم از نظر تراکم گسل در هر دو مقیاس مورد مطالعه و هم از نظر تراکم زمین‌لرزه و بزرگای زمین‌لرزه جزو فعالترین مناطق در گستره مورد مطالعه است. نتایج بررسی رومرکز زمین‌لرزه‌های سده بیست در هر دو روش با احتساب بزرگای کمال و بدون در نظر گرفتن آن، فعال‌ترین محدوده‌ها را A، E و D نشان می‌دهد. با مقایسه بعد فرکتالی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها دو منطقه B و E از نظر تراکم گسل و زمین‌لرزه در نقطه مقابل یکدیگر قرار دارند. محدوده B تراکم بالای گسل و پایین زمین‌لرزه را دارا است و همچنین بزرگای زمین‌لرزه‌های

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

آن کوچکتر هستند در حالی که محدوده E تراکم پایین‌تری از گسل و شکستگی را نشان می‌دهد در حالی که تراکم و بزرگای رومرکز زمین‌لرزه‌های آن بالا است (که این امر را می‌توان با گسل‌های پنهان در این منطقه توجیه نمود که مسبب زمین‌لرزه‌های بسیاری بوده‌اند) (شکل ۹). می‌توان چنین تحلیل نمود که در هر مقیاس مورد استفاده، در صورتی که داده‌ها بصورت یکدست و دقیق و کامل ثبت شوند، نتایج ابعاد فرکتالی مقیاس‌های مختلف نقشه بایستی در تأیید یکدیگر باشند. همچنین هر چه داده‌های لرزه‌ای کامل‌تر باشند و از یک مقیاس برای ثبت آن‌ها استفاده شده باشد نتایج به واقعیت نزدیکتر و در تأیید نتایج قبل خواهد بود.



شکل ۹. تراکم و بزرگای رومرکز زمین‌لرزه‌ها در محدوده‌های مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

در این تحقیق به منظور بررسی کارایی روش فرکتال در بررسی زمین‌ساخت زاگرس شمال غرب به مقایسه و آزمون یکسان بودن نتایج ابعاد فرکتالی در گسل‌های مقیاس‌های مختلف نقشه‌های زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) و زمین‌لرزه‌های با طول دوره، جزئیات و دقت‌های مختلف بزرگا مربوط به ارگان‌های مختلف (کانون سطحی زمین‌لرزه از ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۰ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله با و بدون احتساب بزرگای کمال، کانون سطحی زمین‌لرزه سده بیستم مؤسسه ژئوفیزیک با و بدون احتساب بزرگای کمال) از روش مربع‌شمار استفاده و بعد فرکتال (D) موارد ذکر شده مورد تحلیل قرار گرفت. نتایج این تحقیق را می‌توان به شرح زیر ارائه نمود:

۱. تنها تفاوتی که سبب تغییر اولویت مناطق فعال شده در دو مقیاس گسلی مورد استفاده شده است، تفاوت در ثبت جزئیات گسل‌ها و شکستگی‌های ارگان‌های تهیه کننده آن‌ها (شرکت نفت و سازمان زمین‌شناسی) است. به عنوان مثال در نقشه‌های ۲۵۰ هزار، امتداد گسل در نقشه کرمانشاه (سازمان زمین‌شناسی) با ورود به ورق کوهدشت (شرکت نفت) قطع می‌شود و در نقشه‌های ۱۰۰ هزار نیز این موارد قابل مشاهده است. با این وجود گسل‌های منطقه در هر دو مقیاس ، ابعادی فرکتالی دارند و فعال‌ترین منطقه از نظر گسلی، در مقیاس ۲۵۰ هزار محدوده A (غرب کرمانشاه در زاگرس چین‌خورده) و در مقیاس ۱۰۰ هزار محدوده B در همان راستا (محدوه پیرامون کرمانشاه در زاگرس شکسته) است؛

۲. در مورد داده‌های لرزه‌ای نتایج داده‌های ۱۹۰۰ تا کنون که از جزئیات کمتر و مقیاس مختلف ثبت بزرگا برخوردارند، تطبیقی با واقعیت نشان نمی‌دهند به صورتی که محدوده C (دارای تراکم پایین گسل و زمین‌لرزه) در اولویت اول و محدوده A (با تراکم بالای گسل و زمین‌لرزه) در آخر قرار گرفته است. این در حالی است که می‌توان به نتایج ابعاد فرکتالی زمین‌لرزه‌های سده ۲۰ که از نظر دقت و مقیاس ثبت یکسان

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]
[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

هستند، اعتماد نمود. در این داده‌ها نتایج ابعاد فرکتالی با و بدون احتساب بزرگای کمال فعال‌ترین منطقه را محدوده A نشان می‌دهد. که با داده‌های گسلی دقیق‌تر مورد استفاده در تحقیق (مقیاس ۱۰۰ هزار) انطباق دارد؛

۳. می‌توان نتیجه گرفت که نه مقیاس (زیرا نتایج ابعاد فرکتالی در مقیاس‌های مختلف مشابه بوده است) بلکه دقت و یکدستی ثبت داده‌های گسلی و لرزه‌ای است که نتایج محاسبه بعد فرکتالی را تحت تأثیر قرار خواهد داد، بنابراین استفاده از داده دقیق‌تر به دستبابی به نتایج صحیح‌تر کمک خواهد نمود.

سپاسگزاری

این مقاله از رساله دکتری مصوب در دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران استخراج شده است و تحت حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران کشور (INSF) انجام شده است. بدین وسیله از حمایت این صندوق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

آقانباتی، سید علی. ۱۳۸۳. *زمین‌شناسی ایران*. چاپ اول. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

بیت‌الهی، علی؛ پانته‌آ معتمد. ۱۳۸۹. محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی برای منطقه البرز مرکزی. *پژوهشنامه زلزله‌شناسی*، **۱۳**: ۱-۸.

درویش‌زاده، علی. ۱۳۷۰. *زمین‌شناسی ایران*. چاپ اول. نشر دانش امروز (وابسته به انتشارات امیرکبیر)، تهران.

فاتحی، محمد؛ محمد محجل و محمد مهدی خطیب.۱۳۹۰. تحلیل فرکتالی گسل‌ها و ارتباط آن‌ها با زمین‌لرزه‌ها در پهنه برش پانه‌ای شکل گسل دهشیر. *پژوهش‌های دانش زمین*، **۲**: ۳۶-۴۵.

کرم، امیر ۱۳۸۹. نظریه آشوب، فرکتال و سیستم‌های غیر خطی در ژئومورفولوژی. *فصلنامه جغرافیای طبیعی*، **۳**: ۸۲-۶۷.

میرعابدینی، مریم‌سادات؛ مریم آق‌آتابای و عزیز رحیمی چاکدل. ۱۳۹۰. بررسی خصوصیات فرکتالی زمانی زمین‌لرزه‌های ناحیه بلده (البرز مرکزی). *سی‌امین گردهمایی علوم زمین*، ۱ تا ۳ اسفند ۹۰، وزارت صنعت معدن و تجارت، سازمان زمین‌شناسی، ۱-۷.

Angeles, G., G. Perillo and J. Pierini. ۲۰۰٤. Fractal analysis of tidal channels in the Bahía Blanca Estuary (Argentina). *Geomorphology*, ٥٧: ٢٦٣-٢٧٤. **DOI** ١٠,١٠١٦/S٠١٦٩-٥٥٥X(٠٣)٠٠١٠٦-٥.

Baas, A.C.W. ۲۰۰۲. Chaos, Fractals and Self-Organization in Coastal Geomorphology: Simulating Dune Landscapes in Vegetated Environments. *Geomorphology*, ٤٨: ٣٠٩-٣٢٨. **DOI** ١٠,١٠١٦/S٠١٦٩-٥٥٥X(٠٢)٠٠١٨٧-٣

Berberian, M. ۱۹۹٥. Masterblind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, ٢٤١: ١٩٣-٢٢٤. **DOI** ١٠,١٠١٦/٠٠٤٠-١٩٥١(٩٤)٠٠١٨٥-C

Bhattacharya, P., B.K. Chakrabarti and Kamal. ۲۰۱۱. A fractal model of earthquake occurrence: Theory, simulations and comparisons with the aftershock data. *Journal of Physics: Conference Series*, **٣١٩**: ١-٣٧. **DOI** ١٠,١٠٨٨/١٧٤٢-٦٥٩٦/٣١٩/١/٠١٢٠٠٤

Blanc, E. J. P., M. B. Allen, S. Inger, and H. Hassani. ۲۰۰۳. Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. *Journal of the Geological Society (London)*, ١٦٠: ٤٠١–٤١٢. **DOI** ١٠,١١٤٤/٠٠١٦-٧٦٤٩٠٢-١١٠

Bodri, B. ۱۹۹۳. A fractal model for seismicity at Izu-Tokai region, central Japan. *Earth Sciences*, ١: ٥٣٩-٥٤٦. **DOI** ١٠,١١٤٢/S٠٢١٨٣٤٨X٩٣٠٠٠٥٦٣

Hessami, K., H.A. Koyi, and C.J. Talbot. ۲۰۰۱. The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *Journal of petroleum Geology*, ٢٤: ٥-٢٨. **DOI** ١٠,١١١١/j.١٧٤٧-٥٤٥٧,٢٠٠١.tb٠٠٦٥٩.x

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

Hirata, T. ۱۹۸۹. Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales. *pure and applied geophysics*, **۱۳۱**: ۱۵۷–۱۷۰. **DOI** ۱۰,۱۰۰۷/BF۰۰۸۷٤٤۸۵

Hui, C., C. Cheng, L. Ning, and J. Yang. ۲۰۲۰. Multifractal Characteristics of Seismogenic Systems and b Values in the Taiwan Seismic Region. *International Journal of Geo-Information*, **۹**: ۱-۱۵. **DOI** ۱۰,۳۳۹۰/ijgi۹۰٦۰۳۸٤

Jackson, J., and D. Mckenzie. ۱۹۸٤. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **۷۷**: ۱۸۵–۲٦٤. **DOI** ۱۰,۱۱۱۱/j.۱۳٦۵-۲٤٦X.۱۹۸٤.tb۰۱۹۳۱.x

Lei, X., and K. Kusunose. ۱۹۹۹. Fractal structure and characteristic scale in the distributions of earthquake epicentres, active faults and rivers in Japan. *Geophysical Journal International*, **۳۹**: ۷۵٤–۷٦۲. **DOI** ۱۰,۱۰٤٦/j.۱۳٦۵-۲٤٦x.۱۹۹۹,۰۰۹۷۷.x

Mandelbrot, B.B. ۱۹۸۲. *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman and Company, New York..

Masoudi, P., Y. Asgarinezhad, and B. Tokhmechi. ۲۰۱۵. Feature selection for reservoir characterisation by Bayesian network. *Arabian Journal of Geosciences*, **۸**: ۳۰۳۱-۳۰٤۳. **DOI** ۱۰,۱۰۰۷/s۱۲۵۱۷-۰۱٤-۱۳٦۱-۷.

Mirzaei, N., M. Gao, and Y.T. Chen. ۱۹۹۷. Seismicity in major seismotectonic provinces of Iran. *Earthquake Research in China*, **٤**: ۱٦-۲٦.

Öncel, A.O., and T. Wilson. ۲۰۰۲. Space-time correlations of seismotectonic parameter and examples from Japan and Turkey preceding the izmit earthquake. *Bulletin Seismological Society of America*, **۹۲**: ۳۳۹–۳۵۰. **DOI**. ۱۰,۱۷۸۵/۰۱۲۰۰۰۰۸٤٤

Ozturk, S. ۲۰۱۲. Statistical correlation between b-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution. *Earth science research*, **۱٦**: ۱۰۳-۱۰۸.

Pailoplee, S., and M. Choowong. ۲۰۱٤. Earthquake frequency-magnitude distribution and fractal dimension in mainland Southeast Asia. *Earth Planet and Space*, **٦٦**: ۱-۱۰. **DOI** ۱۰,۱۱۸٦/۱۸۸۰-۵۹۸۱-٦٦-۸

Richardson, L.F. ۱۹٦۱. The problem of contiguity: An Appendix to Statistics of Deadly Quarrels. *General System Yearbook*, **٦**: ۱۳۹-۱۸۷.

Rodriguez-Iturbe, I., and A. Rinaldo. ۱۹۹۷. *Fractal River Basin (Chance and Self-Organization)*. Cambridge University Press, Cambridge. **DOI** ۱۰,۱۰٦۳/۱,۸۸۲۳۰۵

Schuller, D.J., A.R. Rao and G.D. Jeong. ۲۰۰۱. Fractal characteristics of dense stream networks. *Journal of Hydrology*, **۲٤۳**: ۱–۱٦. **DOI** ۱۰,۱۰۱٦/S۰۰۲۲-۱٦۹٤(۰۰)۰۰۳۹۵-٤

Schwartz, D., and K. J. Coopersmith. ۱۹۸٤. Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Faults, *Journal of Geophysics Research*. **۸۹**: ۵٦۸۱–۵٦۹۸. **DOI** ۱۰,۱۰۲۹/JB۰۸۹iB۰۷p۰۵٦۸۱

Setyawan, B., and B, Sapiie. ۲۰۱۹. Correlation between the fractal of aftershock spatial distribution and active fault on Sumatra. *Natural hazards and earth system sciences*, ۱-۱۱. **DOI** ۱۰,۵۱۹٤/nhess-۲۰۱۹-۲۱۵

Strogatz, S.H. ۱۹۹٤. *Nonlinear Dynamics and Chaos*. Perseus Books publication, New York.

SukMono, S., M. T. Zen, W. G. A. Kadir, L. Hendrajaya, D. Santoso, and J. Dubios. ۱۹۹٦. Fractal Geometry of the Sumatra Active Fault System and its Geodynamical Implications. *Journal of Geodynamic*, **۲۲**: ۱–۹. **DOI** ۱۰,۱۰۱٦/۰۲٦٤-۳۷۰۷(۹٦)۰۰۰۱۵-٤

Turcotte, D. L. ۱۹۸٦. Fractals and Fragmentation. *Geophysics* Research, **۹۱**: ۱۹۲۱-۱۹۲٦. **DOI** ۱۰,۱۰۲۹/JB۰۹۱iB۰۲p۰۱۹۲۱

Turcotte, D.L. ۱۹۷۷. *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge. **DOI** ۱۰,۱۰۱۷/CBO۹۷۸۱۱۳۹۱۷٤٦۹۵

Vernant, P., F. Nilforushan, D. Hatzfeld, M. Abassi, C. Vigney, F. Mason, H. Nankali, J. Martinod, M. Ashtiany, R. Bayer, F. Tavakoli, and J. Chery. ۲۰۰٤. Present day crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and north Oman. *Geophysical Journal International*, **۱۵۷**: ۳۸۱-۳۹۸. **DOI** ۱۰,۱۱۱۱/j.۱۳٦۵-۲٤٦X.۲۰۰٤,۰۲۲۲۲.x

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]

Wiemer, S., and M. Wyss. ۲۰۰۰. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States,and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, ۹۰: ۸۵۹-۸٦۹. **DOI** ۱۰,۱۷۸۵/۰۱۱۹۹۹۰۱۱٤.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-28]

[DOI: 10.52547/jsaeh.8.3.107]