

ارزیابی و مقایسه کارایی روش‌های کمی فرکتال و آنتروپی در تحلیل وضعیت لرزه خیزی زاگرس شمال غرب

ابوالقاسم گورابی* - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
سید محمد زمانزاده - دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
مجتبی یمانی - استاد ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.
پریسا پیرانی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۲۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۹/۰۶/۱۸

چکیده

زمین‌لرزه‌ها حاصل نیروی تنشی آزاد شده گسلش و پویایی زمین‌ساختی هر ناحیه هستند. از آنجاکه لرزه‌خیزی نسبت به بزرگا، فضا و زمان توزیع فرکتالی دارد، این تحقیق پارامترهای کمی فرکتالی را در تحلیل لرزه‌خیزی زاگرس شمال غرب بکار برده و از طرف دیگر به ارزیابی پهنه‌های لرزه‌خیز با استفاده از مدل آنتروپی پرداخته است. داده‌های مورد استفاده در این تحقیق شامل کانون زمین‌لرزه‌ها (پراکنش سطحی، عمق، بزرگا) و اطلاعات محور ساختمانی و گسل‌های منطقه مستخرج از نقشه‌های زمین‌شناسی هستند که در محیط Arc GIS و سپس نتایج در نرم‌افزار Excel مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. در روش فرکتالی از معادله ریشتر گوتنبرگ برای محاسبه مقدار b -value و از روش مربع‌شمار برای محاسبه مقدار FD استفاده شد. همچنین با استفاده از ۳۰ خوشه تمرکز زمین‌لرزه‌ها (سده بیست و یکم) و لایه‌های تراکم و فاصله و درون‌یابی ساخته شده از داده‌های اولیه، پهنه‌های لرزه‌خیز با تشکیل ماتریس آنتروپی و جداول مربوطه با استفاده از روش آنتروپی مشخص شدند. کاهش b -value رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و افزایش FD توزیع یکنواخت زمین‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد. همبستگی منفی این دو مؤید عدم خوشه‌بندی زمین‌لرزه‌ها و رها شدن انرژی توسط زمین‌لرزه‌هایی با فراوانی کمتر و بزرگای بیشتر و زمین‌ساخت فعال است. نتایج نشان می‌دهند که افزایش مقدار FD با کاهش مقدار b -value (همبستگی حدود منفی ۶۰ درصد) همراه است. منطقه A (غرب کرمانشاه)، بالاترین میزان FD (۱/۰۲) و پایین‌ترین میزان b (۰/۷۸) را داراست که به معنی توزیع بالای تنش در سطح منطقه و شاهد آن زمین‌لرزه اخیر کرمانشاه با بزرگای ۷/۳ است. مناطق C و F در نقطه مقابل A قرار دارند که بیانگر رها شدن تنش در قالب زمین‌لرزه‌هایی کوچک است. مناطق D، E و B شرایطی مشابه و متوسط از نظر زمین‌ساخت دارند. نتایج مدل آنتروپی نتایج FD را تأیید می‌کند و رابطه معکوسی با مقادیر b دارد.

واژگان کلیدی: لرزه‌خیزی، زاگرس شمال غرب، فرکتال، آنتروپی.

مقدمه

مانند بسیاری از پدیده‌ها و فرایندهای طبیعی، فرایندهای زمین‌ساختی مولد توپوگرافی و مناظر طبیعی زمین، بسیار پیچیده‌اند اما در عین پیچیدگی نظم خاصی دارند و به همین سبب پژوهش‌های زیادی صرف مطالعه و درک انتظام این فرایندها شده‌اند (میرعابدینی و آق‌آتابای، ۱۳۹۴: ۵۷). زمین‌لرزه‌ها از جمله پدیده‌هایی هستند که جانمایی و تمرکز آن‌ها در یک منطقه بیانگر تنش و آزاد شدن انرژی و به طور کلی فعال بودن منطقه از نظر زمین‌ساختی است (بیت‌الهی، ۱۳۸۹: ۱). زمین‌لرزه یکی از رخدادهای همزاد با گسلش است که در زمان رویداد می‌تواند منشأ ایجاد خسارات فراوان به تأسیسات حیاتی شود. اهمیت و تأثیرگذاری این پدیده از یک سو و قابلیت تحقیق‌پذیری آن از سوی دیگر، مطالعات مربوط به شناسایی پهنه‌های واقع در معرض گسلش و سنجش ارتباط آن با سایر فاکتورهای پی‌آمد مانند طول گسل، بزرگای زمین‌لرزه، پهنای گسیختگی و جابجایی عمودی را اهمیت و ضرورتی خاص بخشیده است (باچمانو^۱، ۲۰۱۲: ۲۲۱). تمامی پدیده‌های موجود در طبیعت بعد هندسی صحیح ندارند و بعد اعشاری فرکتالی می‌تواند امکان ارزیابی نظم موجود در آن‌ها را فراهم کند. به همین سبب یکی از روش‌هایی که در سال‌های اخیر به طور گسترده‌ای در تحلیل‌های الگو و توزیع زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، روش‌های فرکتالی هستند (میرعابدینی و همکاران، ۱۳۹۰: ۲). لرزه‌خیزی به صورت توزیع زمین‌لرزه‌ها از لحاظ بزرگا (انرژی)، فضا و زمان در نظر گرفته می‌شود و مطالعات نشان می‌دهند که لرزه‌خیزی نسبت به این پارامترها توزیع فرکتالی دارد (هیراتا^۲، ۱۹۸۹: ۷۵۰۷). رفتار فرکتالی لرزه‌خیزی از لحاظ توزیع انرژی توسط پارامترهای موجود در رابطه گوتنبرگ-ریشتر^۳ بررسی می‌شود که بیانگر الگوی لرزه‌خیزی یک منطقه است (آکی و ریچاردز^۴، ۱۹۸۰: ۳۰۳). توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها که در واقع توزیع زمانی و مکانی رومرکز آن‌ها است، نیز توسط بعد فرکتالی و چند فرکتالی به روش‌های مختلفی از جمله مربع شمار، شعاع ثابت و جرم ثابت بررسی می‌شود (آق‌آتابای، ۱۳۹۳: ۱۲۳). در چنین مطالعاتی زمین‌لرزه یک پدیده نقطه‌ای در نظر گرفته می‌شود که رویداد آن از نظر زمانی و مکانی تصادفی توزیع شده است و دوره بازگشت آن مستقل از مقیاس (ویژگی فرکتالی) است (سورنت و همکاران^۵، ۱۹۹۱: ۸۹۷) 2 آمار لرزه‌ای نشان می‌دهند که بین توزیع فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌ها و توزیع فرکانس-بزرگای^۶ زمین‌لرزه یک رابطه منطقی وجود دارد و این دو در ساختار فضایی لرزه‌خیزی همبسته هستند (هیراتا^۷، ۱۹۸۹: ۷۵۰۷). این نوع تجزیه و تحلیل‌ها به عنوان ابزارهای توانمند در تشخیص پدیده‌های اصلی لرزه‌خیزی، می‌توانند نشانه‌هایی از دینامیک درونی فعالیت لرزه‌زمین‌ساختی را به دست دهند (تلسکا^۸ و همکاران، ۲۰۰۱: ۹۳). اولین مطالعات فرکتالی زمین‌لرزه‌ها به قبل از کشف پدیده فرکتال بر می‌گردد. قانون امری^۹ (۱۸۹۵) و رابطه گوتنبرگ-ریشتر (۱۹۵۴) نشان می‌دهد که این پژوهشگران پیش از آشنایی با مفهوم فرکتال، روابط فرکتالی میان زمین‌لرزه‌ها را کشف کرده‌اند. (آق‌آتابای، ۱۳۹۳: ۱۲۳). رابطه فراوانی-بزرگای ارائه شده توسط گوتنبرگ-ریشتر بیانگر

^۱ Bachmanov^۲ Hirata^۳ Gutenberg-Richter^۴ Aki & Richards^۵ Sornette et al^۶ Frequency-Magnitude^۷ Hirata^۸ Telesca et al^۹ Omori

خودهمسانی^۱ زمین‌لرزه‌ها است (گدانو و همکاران^۲، ۲۰۱۴: ۱۷۶۵). در همین رابطه مطالعات کاگان و نوپوف^۳ (۱۹۸۰) در زمینه خوشه‌بندی و توالی زمین‌لرزه‌ها، پراکندگی آن‌ها در مکان، زمان و بزرگا در مقیاس‌های مختلف را دارای ویژگی فرکتالی ارزیابی نمود. همچنین آکی^۴ (۱۹۸۱) سعی نمود بعد فرکتالی روابط فرکانس-بزرگی و گشتاور-بزرگی را تعیین نماید. مندل بروت^۵ ریاضیدان لهستانی که مطالعاتش مدت‌ها پیش از انتشار کتابش در زمینه فرکتال (۱۹۸۲) آغاز شده بود، نظریه فرکتال را ارائه داد. پس از آن محققان متعددی سعی در بررسی مسائل زمین‌ساختی به ویژه زمین‌لرزه‌ها با روش‌های فرکتالی نمودند از جمله؛ کینگ^۶ (۱۹۸۳) به کاربرد فرکتال در زمین‌ساخت پرداخت، و پس از او تورکوت^۷ (۱۹۸۶) 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. اولین کاربرد ابتکاری فرکتال در لرزه‌خیزی به اسمالی و همکارانش^۸ (۱۹۸۷) برمی‌گردد (آق‌آتابای، ۱۳۹۳: ۱۲۳). در زمینه ارتباط میان پارامترهای موجود در رابطه فراوانی-بزرگا از طریق معادله ریشتر-گوتنبرگ و بعد فرکتالی که در ارزیابی مخاطره زمین‌لرزه در مناطق زمین‌ساختی فعال اهمیت اساسی دارد، مطالعات متعددی انجام شده است که از جمله می‌توان به: تحقیقات هانگ و تورکوت^۹، ۱۹۸۸؛ هیراتا، ۱۹۸۹؛ وانگ^{۱۰}، ۱۹۹۱؛ آنکل و همکاران^{۱۱}، ۱۹۹۶، هندرسون و همکاران^{۱۲}، ۱۹۹۱؛ لگران^{۱۳}، ۲۰۰۲؛ ویس و همکاران^{۱۴}، ۲۰۰۴؛ ماندال و راستوگی^{۱۵}، ۲۰۰۵ و بایراک و بایراک^{۱۶}، ۲۰۱۲ و ... اشاره نمود. از جمله پژوهش‌های اخیر می‌توان به این موارد اشاره نمود: وو و همکاران^{۱۷} (۲۰۱۷) پس‌لرزه‌های تا یکسال بعد از زمین‌لرزه ۸ ریشتری ونچون (۲۰۰۸) چین را با استفاده از بعد فرکتال و قانون گوتنبرگ-ریشتر بررسی کردند و نتایج آن‌ها نشان داد در مناطق با لغزش بزرگتر گسل، مقدار D بالا و b پایین است. نامپالی و همکاران^{۱۸} (۲۰۱۸) ناهمگنی فضایی توالی زمین‌لرزه‌ای ۲۰۱۵ نپال را با استفاده از مقادیر فرکتالی و b-value ارزیابی

^۱ Self-similarity

^۲ Godano et al

^۳ Kaga & Knopoff

^۴ Aki

^۵ Mandelbrot

^۶ King

^۷ Turcotte

^۸ Smalley et al

^۹ Huang & Turcotte

^{۱۰} Wang

^{۱۱} Öncel et al

^{۱۲} Henderson

^{۱۳} Legrand

^{۱۴} Wyss et al

^{۱۵} Mandal & Rastogi

^{۱۶} Bayrak & Bayrak

^{۱۷} Wu et al

^{۱۸} Nampally et al

نمودند که نتایج بیانگر ناهمگنی بالا و تنش پایین و توزیع غیر اتفاقی اما با خودسازمانی بحرانی پس لرزه‌ها است. همداچه و همکاران^۱ (۲۰۱۹) در بررسی پارامترهای فرکتالی و نیز b-value برا ارزیابی فعالیت لرزه‌ای منطقه ایبو-مغربی، چندین توالی لرزه‌ای را بصورت کمی و کیفی تحلیل و بین این دو مقدار یک همبستگی مثبت به دست آوردند و روابط ریاضی آن را ارائه کردند. مینوچا و پاروز^۲ (۲۰۲۰) در بررسی خود تشابهی فرکتالی لرزه‌خیزی و b-value پس لرزه‌های زمین لرزه گروخا در نپال با دو روش گوتنبرگ-ریشتر و حداکثر شباهت مقادیر b-value و از سوی دیگر بعد همبستگی مکانی و زمانی فرکتالی را محاسبه کردند که به ترتیب تنش برشی بالای زون منبع و توزیع ناهمگن کانون زمین لرزه روی یک ساختار خطی در فضا را نشان می‌دهد.

رویکرد به این نوع مطالعات در زمینه بررسی لرزه‌خیزی مناطق مختلف ایران نیز همواره مورد توجه محققان این مرز و بوم بوده است و مطالعات متعددی با این مضمون در زمینه بررسی این ارتباط انجام شده است که از جمله می‌توان: مطالعات میرعابدینی و همکاران (۱۳۹۰) در بلده (البرز مرکزی)، فاتحی و همکاران (۱۳۹۰) در محدوده غسل دهشیر (غرب یزد)، جامی و همکاران (۱۳۹۲) در شمال شرق ایران، آق‌آتابای (۱۳۹۲) در استان گلستان، میرعابدینی و همکاران (۱۳۹۴) در البرز مرکزی، ادیب و همکاران (۱۳۹۵) در شرق یزد و نئیمی قصابین و همکاران^۳ (۲۰۱۶) در شمال شرق بلوک مرکزی ایران را نام برد. همچنین برخی از این گونه مطالعات به طور خاص یا در بخشی از کار خود زاگرس را مورد بررسی قرار داده‌اند که می‌توان به مصطفی‌زاده (۱۳۹۱)، مداحی‌زاده و همکاران (۱۳۹۳)، اشتری جعفری^۴ (۲۰۰۸) اشاره نمود.

همانطور که پیش‌تر ذکر شد، شناسایی پهنه‌های واقع در معرض خطر زمین لرزه و گسلش و تبیین و سنجش ارتباط آن با سایر فاکتورها نقش مهمی در بررسی زمین لرزه‌ها دارد. در این راستا روش‌های مختلفی استفاده می‌شود. مدل آنتروپی^۵ برای نخستین بار توسط ویلسون^۶ (۱۹۶۷ و ۱۹۷۰) ارائه شد و توسط سننور^۷ (۱۹۷۹) مورد تجدیدنظر و اصلاح قرار گرفت (پائولو^۸، ۱۹۹۱: ۵۵۷). کار بر روی مدل آنتروپی از دهه ۶۰ آغاز و مقالات متعددی در مورد این مدل در دهه ۹۰ و بعد از آن چاپ شده‌اند (ارکات و همکاران، ۱۳۸۸: ۱۶). این نوع مدل به طور گسترده‌ای برای پهنه‌بندی داده‌های نقطه‌ای و پهنه‌ای از جمله زمین لغزش، فرسایش و ... مورد استفاده قرار گرفته است. در این تحقیق استفاده از آن در مورد زمین لرزه به عنوان یک داده نقطه‌ای مدنظر بوده است.

در واقع در این تحقیق وضعیت لرزه‌خیزی زاگرس شمال غربی را با استفاده از روش‌های فرکتالی و مدل آنتروپی مورد ارزیابی قرار گرفته است. نیل به این مقصود از طریق بررسی بعد فرکتالی توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها با استفاده از روش مربع‌شمار^۹ (FD) و همچنین پارامترهای لرزه‌خیزی a (سطح فعالیت لرزه‌ای) و b (اندازه توزیع بزرگای زمین لرزه) به دست آمده از رابطه فراوانی-بزرگای معادله ریشتر-گوتنبرگ میسر شده است. از سوی دیگر نتایج تحلیل فرکتالی حاصل از

^۱ Hamdache

^۲ Minocha & Parves

^۳ Naimi Ghassabian et al

^۴ Ashtari Jafari

^۵ Entropy

^۶ Wilson

^۷ Sinior

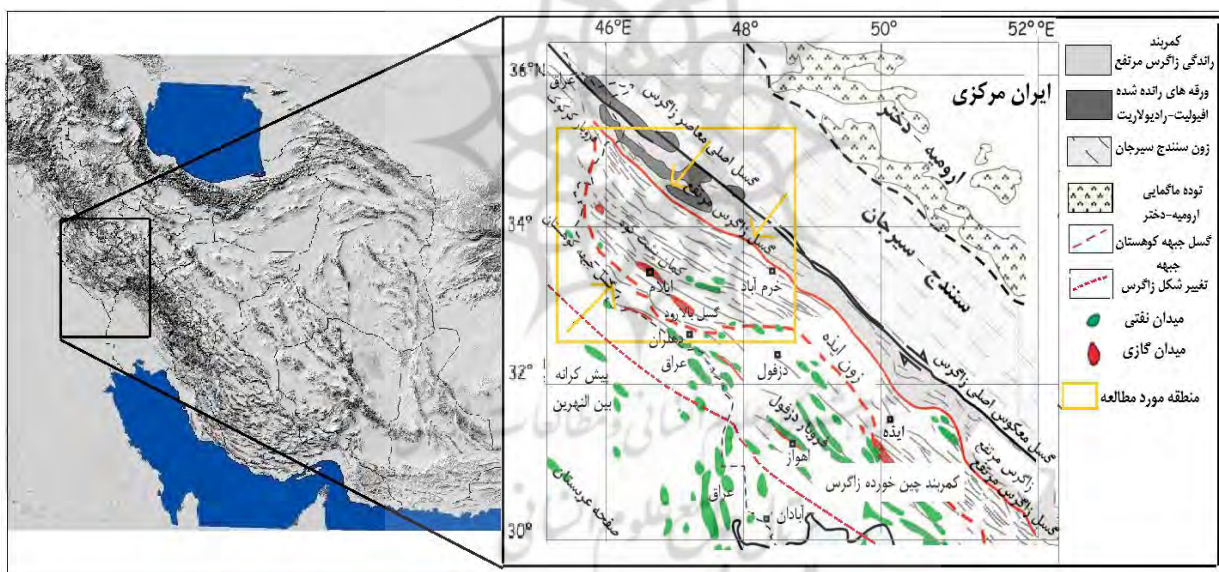
^۸ Paulov

^۹ Box-Counting method

روش‌های ذکر شده با یکدیگر و نیز با مقادیر ارزش آنتروپی پهنه‌های طبقه‌بندی شده با استفاده از معیارهای مؤثر و دخیل در لرزه‌خیزی منطقه مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفته است.

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در غرب ایران و در پهنه ساختاری زاگرس قرار دارد (شکل ۱). زون زاگرس شامل واحدهای زاگرس مرتفع و چین‌خورده است. زاگرس چین‌خورده رسوبات هم‌شیب حاشیه قاره‌ای مشرق پلاتفرم عربستان بوده که چین‌خورده و در برخی نواحی به زیر زاگرس مرتفع کشیده شده‌اند. این نوار چین‌خورده به سمت شمال شرق به یک نوار کم‌عرض رورانده، خردشده و گسلیده تبدیل شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۲۰۲-۱۹۸). به عقیده مطیعی (۱۳۷۴) زاگرس چین‌خورده همه جا ویژگی‌های زمین‌شناختی یکسان ندارد و دارای زیرپهنه‌های فروافتادگی کرکوک، کمان لرستان، پهنه ایذه، فروافتادگی دزفول، پهنه فارس، پس کرانه بندرعباس، و دشت آبادان است (آقنابتی، ۱۳۸۳: ۲۵). واحدهای مورفوتکتونیک و گسل‌های محدود کننده آن‌ها در منطقه، از شمال غرب به جنوب شرق عبارتند: از گسل معکوس اصلی و گسل اصلی عهد حاضر زاگرس، کمربند زاگرس مرتفع، گسل زاگرس مرتفع، کمربند ساده چین‌خورده و گسل جبهه کوهستان (بربریان^۱، ۱۹۹۵: ۱۹۳). مرز جنوبی محدوده نیز در محل گسل بالارود است (آقنابتی، ۱۳۸۳: ۲۵).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی، زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه (ورگس و همکاران^۲، ۲۰۱۱: ۷۴)

جایگاه زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی

ایران بین کراتون عربی-توران در جنوب غرب و شمال شرق قرار دارد (جکسون و مکنزی^۳، ۱۹۸۴: ۱۸۵) (شکل ۱: الف) و زمین‌ساخت فعال آن تحت تأثیر حرکت رو به شمال صفحه عربی نسبت به اوراسیا است. توزیع زمین‌لرزه‌ها بیانگر این است که همگرایی به صورت ترکیبی از گسلش معکوس و امتداد لغز درون ایران رخ داده اما دگرشکلی فعال یکسان توزیع نشده است. منظره مشخص این همگرایی در لبه غربی صفحه ایران، برخورد قاره‌ای است که کوتاه‌شدگی آن عمدتاً در

^۱ Berberian

^۲ Verges et al

^۳ Jackson & Mckenzie

غرب ایران و در کمربندهای کوهستانی زاگرس و البرز-قفقاز جای گرفته است (ورنانت^۱، ۲۰۰۴: ۱۷۷). اندازه‌گیری‌های جدید GPS، کوتاه‌شدگی یک میلیون سال گذشته ایران را حدود ۲۰ میلیمتر در سال تخمین زده‌اند که ۱۰ میلیمتر آن در زاگرس توزیع شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴: ۳۸۱). همگرایی شمالی-جنوبی صفحه عربی-اوراسیا منطبق بر زاگرس شمال غربی است (بلانک و همکاران^۲، ۲۰۰۳: ص ۴۰۱) (شکل ۲: الف). ساختار پوسته در زیر زاگرس در مراحل اولیه تشکیل حوضه زاگرس متحمل کشیدگی و نازک‌شدگی گردیده که با تشکیل گسل‌های عادی در پی‌سنگ همراه بوده است و با گذشت زمان در زیر پوشش رسوبی که ضخامت آن از ۵ تا ۱۲ کیلومتر متغیر است، دفن شده است. همگرایی دو صفحه عربستان و ایران سبب شده گسل‌های پی‌سنگی به صورت گسل‌های معکوس فعال شوند که سبب ضخیم‌شدگی پی‌سنگ و چین‌خوردگی پوشش رسوبی شده است. این چین‌خوردگی از شمال شرق زاگرس شروع شده و به تدریج به سمت جنوب غرب جابجا شده است. مجزا بودن این فرایند از پی‌سنگ، سبب عدم انطباق تغییر شکل‌های پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی شده است (بربریان و کینگ^۳، ۱۹۸۱: ۲۱۰؛ حسامی و همکاران^۴، ۲۰۰۱: ۵). سازوکار راندگی‌های زاگرس زاویه‌ای در حدود ۵۰-۴۰ درجه را نشان می‌دهد. بنابراین فعالیت لرزه‌ای زاگرس نتیجه یک گسلش معکوس با زاویه‌ای زیاد است که در سرتاسر عرض کمربند گسترده شده است. جکسون و مکنزی^۵، ۱۹۸۴: ۱۸۵). بررسی زمین‌لرزه‌های سده بیستم زاگرس نشان داده‌اند که زمین‌لرزه‌های زاگرس با گسلش روی زمین همراه نیست و کانون ژرفی آن‌ها در زیر لایه‌های رسوبی فانروزوئیک قرار داشته و به علت جنبش گسله‌های لرزه‌زای موجود در پی‌سنگ رخ داده‌اند (جمالی، ۱۳۶۹: ۳۸-۳۷). لغزش‌هایی که بین پی‌سنگ و رسوبات بالایی روی می‌دهند، به دلیل وجود لایه‌های شکل‌پذیر، بی‌لرزه است (بربریان، ۱۹۹۵: ۱۹۴). در مورد زمین‌لرزه‌هایی که خیلی بزرگ بوده‌اند، بررسی‌ها نشان داد که تعداد زیادی از شوک‌ها بزرگی بین ۵ و ۶ ریشتر داشته و تعداد خیلی کمی بزرگی حدود ۷ ریشتر یا بزرگتر داشته‌اند (جمالی، ۱۳۶۹: ۴۲). گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر مرز شمالی لرزه‌خیزی در زاگرس را تشکیل می‌دهد (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۷: ۱۹۹۸). مطالعات مختلف عمق زمین‌لرزه‌های زاگرس را بین ۸ تا ۲۰ کیلومتر برآورد نموده‌اند (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴: جکسون و فیتچ^۶، ۱۹۸۱: مگی و همکاران^۶، ۲۰۰۰) (شکل ۲: ب). شکل ۲ (ج) زمین‌لرزه‌های بزرگ گستره مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

^۱ Vernant

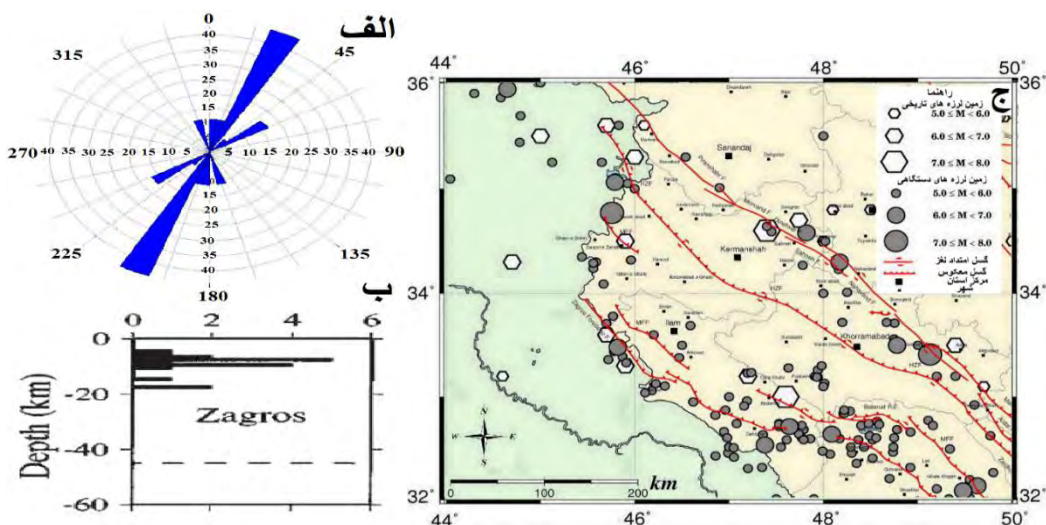
^۲ Blanc et al

^۳ Berberian & king

^۴ Hessami

^۵ Jackson & Fitch

^۶ Maggi et al

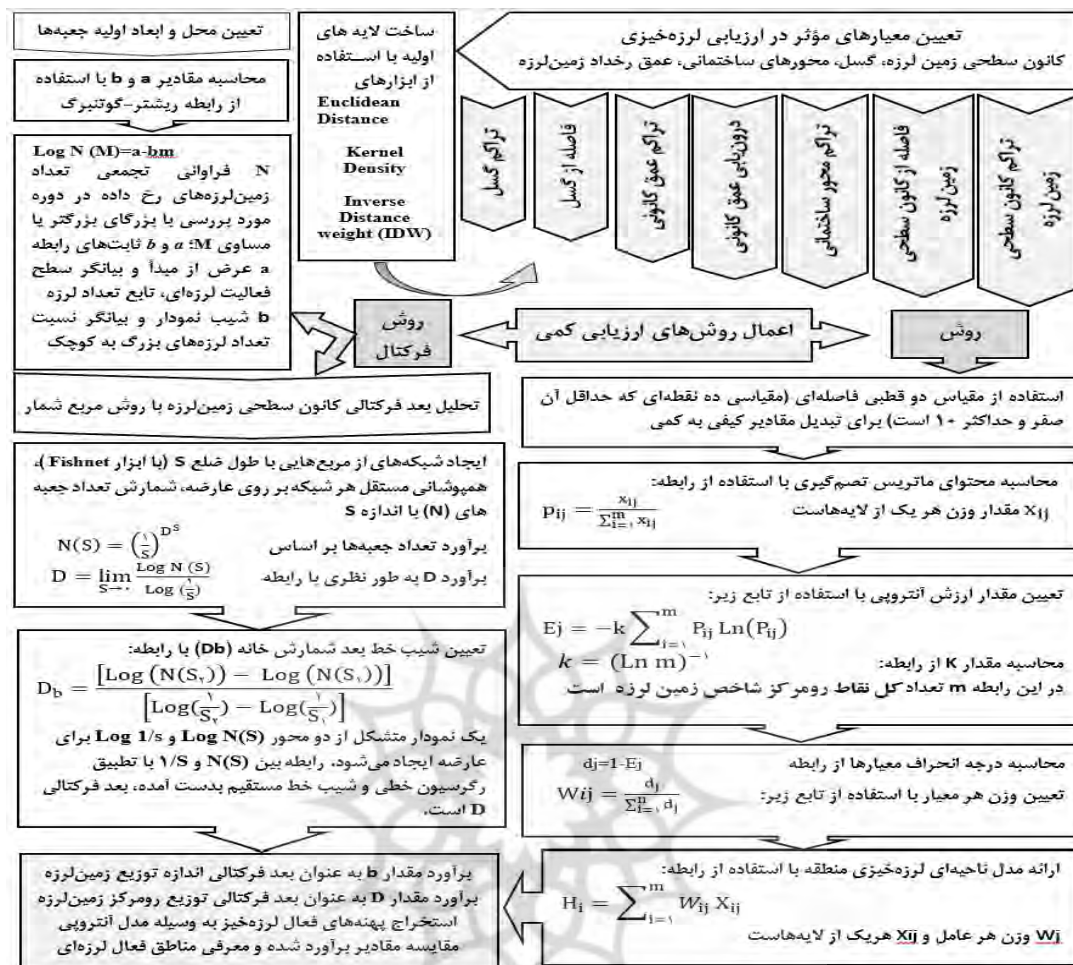


شکل ۱۲ الف: نمودار گلسرخی راستای بیشینه تنش در زاگرس غربی (فروهید، ۱۳۸۵: ۶۰)، ب: عمق کانونی زمین لرزه‌های زاگرس (مگی و همکاران، ۲۰۰۰: ۶۲۹)، نقشه گسل‌های اصلی فعال و پراکنش رومرکز زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی (پیش از ۱۹۰۰) و دستگاهی (۱۳۹۶-۱۳۷۸) زاگرس شمال غرب (مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۲۰۰۸: <http://irsc.ut.ac.ir>)

روش تحقیق

۱. داده‌ها

این پژوهش به لحاظ هدف از نوع کاربردی و به لحاظ روش از نوع تحلیلی به‌شمار می‌رود. داده‌های مورد استفاده در تحقیق شامل اطلاعات نقطه‌ای زمین‌لرزه‌ای و اطلاعات مربوط به خطوط ساختمانی هستند. داده‌های زمین‌لرزه از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه شدند که در برگیرنده طول و عرض جغرافیایی کانون‌های سطحی زمین‌لرزه، عمق کانونی و بزرگای زمین‌لرزه‌های سده بیستم هستند. اطلاعات خطی مانند گسل‌ها و محورهای ساختمانی (تاق‌دیس و ناودیس) از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه مطالعاتی (۸ ورق) در محیط نرم افزار Arc GIS پس از زمین‌مرجع شدن نقشه‌ها، استخراج شدند. در بخش اول تحقیق (تحلیل آنتروپی) پس از انتخاب عوامل مؤثر دو نوع داده مورد استفاده قرار گرفت که دسته اول شامل محدوده‌های تراکم زمین‌لرزه با بزرگای مختلف به عنوان نقاط مبنا و دسته دوم لایه‌های اطلاعاتی ساخته شده بر اساس اطلاعات لرزه‌ای و ساختمانی (لایه‌های تراکم و فاصله از کانون سطحی زمین‌لرزه، تراکم محور ساختمانی، درون‌یابی و تراکم عمق کانونی زمین‌لرزه، تراکم و فاصله از گسل) هستند که به عنوان داده‌های اصلی برای همپوشانی کردن با دسته اول و استخراج اطلاعات آن‌ها به منظور اعمال پهنه‌بندی آنتروپی به کار گرفته شدند. در بخش دوم تحقیق (تحلیل فرکتالی)، داده‌های پراکنش سطحی زمین‌لرزه‌ها و نیز بزرگای آن‌ها به ترتیب برای محاسبه پارامترهای بعد فرکتالی روش مربع شمار و روش ریشتر-گوتنبرگ مورد استفاده قرار گرفت. شکل ۳ نحوه بکارگیری این داده‌ها و نیز روش‌های اعمال شده بر روی آن‌ها را در قالب فرایند روش تحقیق نشان می‌دهد.



شکل ۲. فرایند روش تحقیق (ترسیم: نگارندگان)

۲. روش تحقیق

الف. روش پهنه‌بندی (آنتروپی)

آنتروپی نشان دهنده مقدار عدم اطمینان (درجه توزیع نامتعادل پدیده‌ها) موجود از محتوای مورد انتظار اطلاعاتی از یک پیام است (مقیمی و نگهبان، ۱۳۹۱: ۲). در واقع به معنای کمیتی از بی‌نظمی بین علل و نتایج یا تصمیم‌گیری‌ها در موضوع‌های مختلف مورد بحث است. برای استفاده از این مدل ابتدا باید ماتریس تصمیم‌گیری ایجاد شود و با محاسبه ماتریس آنتروپی و وزن کل عوامل، میزان ضریب وقوع یک رخداد به‌دست می‌آید (مقیمی و همکاران، ۱۳۹۱: ۸۱). ابتدا براساس اهمیت هر پارامتر، لایه‌های مختلفی از آن تولید و به عنوان داده اصلی در مدل به کار گرفته شدند. در این روش برای تشکیل ماتریس آنتروپی وجود نقاط یا پهنه شاخص از نظر پارامتر مورد بررسی ضروری است که مبنای برداشت اطلاعات از لایه‌های مختلف خواهند بود. پس از ساخت لایه‌های تراکم زمین‌لرزه برای دسته‌های مختلف رومرکز زمین‌لرزه‌ها، متراکم‌ترین بخش‌های این لایه‌ها به عنوان نماینده هر دسته انتخاب و با همپوشانی لایه‌های مختلف با آن، اطلاعات مؤثر برداشت شده است. در مرحله بعدی ابتدا لایه‌های اصلی و طبقات آن‌ها و امتیاز اختصاص یافته به هر طبقه (جدول ۲) مشخص شد، سپس لایه‌های اطلاعاتی رستری امتیازدهی شده و به عنوان داده‌های اصلی در تشکیل ماتریس آنتروپی استفاده شدند. در این پژوهش از مقیاس دو قطبی فاصله‌ای برای تبدیل مقادیر کیفی به کمی استفاده شد که روشی عمومی در رتبه بندی شاخص‌های کمی و کیفی است. اندازه‌گیری در این روش بر اساس یک مقیاس ده نقطه‌ای است. به

طوری که صفر مشخص کننده کمترین ارزش ممکن - که عملاً قابل درک باشد - و ده نشان دهنده حداکثر ارزش ممکن از شاخص مورد نظر است. نقطه وسط نیز نقطه شکست مقیاس بین مساعدها و نامساعدهاست (اصغرپور، ۱۳۹۲: ۱۹۳).

ب. روش فرکتال

در بخش دوم تحقیق برای ارزیابی فرکتالی زمین‌لرزه‌ها (بر طبق مراحل شکل ۳)، منطقه را به جعبه‌هایی هم‌اندازه به گونه‌ای که کل منطقه (به صورت طولی و عرضی) و همچنین گسل‌های اصلی زاگرس را تحت پوشش قرار دهند، تقسیم نموده سپس روش‌های فرکتالی مورد استفاده قرار گرفت که به دلایل بسیاری از جمله در نظر گرفتن توزیع فضایی داده‌ها و همچنین استفاده از تمام داده‌ها بدون جرح و تعدیل آن‌ها، دارای کاربرد فراوانی در مطالعات زمین‌شناسی می‌باشند (نوری و همکاران، ۲۰۱۳: ۴۰۹). بعد فرکتالی ابزاری است آماری که خوشه‌بندی مکانی و زمانی و یا یکنواختی توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها را به صورت کمی بیان می‌کند. تحلیل جامع زمین‌لرزه‌ها به لحاظ کمی با ارزیابی پارامترهای b و FD در کنار یکدیگر دست‌یافتنی است (مداحی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۶۶). این روش راهکاری مناسب جهت توجیه رفتار زمین‌ساختی مناطق مختلف است (مصطفی‌زاده، ۱۳۹۱: ۱۱). مطالعات مختلف همبستگی مثبت یا منفی این دو پارامتر یا تغییر بین این دو را گزارش نموده‌اند (نئیمی قصابیان، ۲۰۱۶: ۲۴۴). همبستگی مثبت آن‌ها کاهش احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و همچنین احتمال فزاینده آزادسازی تنش به واسطه صفحات گسلی کوچک را فراهم می‌نماید و بالعکس (مداحی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳: ۲۶۵).

روش ریشتر-گوتنبرگ (برآورد پارامتر b):

رابطه فراوانی-بزرگای زمین‌لرزه روشی برای بررسی فعالیت لرزه‌خیزی در یک منطقه است. تعداد سالانه زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای مختلف متعلق به هر گسل، با استفاده از ترکیبی از دو نوع توزیع آماری تعریف می‌شود: (۱) مدل مشخصه زمین‌لرزه مبتنی بر تکرار اندازه ویژه‌ای از گسیختگی زمین‌لرزه در امتداد قطعات گسلی خاص؛ (۲) مدل نمایی مبتنی بر تبعیت زمین‌لرزه‌های روی یک گسل معین از رابطه گوتنبرگ-ریشتر (بین و شن^۱، ۲۰۰۹: ۱۰۲۶). یکی از قدیمی‌ترین، ساده‌ترین و در عین حال شاید پرکاربردترین روابط آماری در لرزه‌شناسی، برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی (a و b) با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر (۱۹۴۴) ($G-R$) می‌باشد که بیانگر توزیع نمایی بزرگای زمین‌لرزه است (گدانو، ۲۰۱۴: ۱۷۶۵)، به عبارت دیگر فراوانی رخداد زمین‌لرزه‌ها را به عنوان تابعی از بزرگای زمین‌لرزه ارائه می‌کند (اشتری جعفری، ۲۰۰۸: ۵۴۸۲) (رابطه ریشتر گوتنبرگ در شکل ۳، فرایند روش تحقیق). در این رابطه فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌ها به طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده‌ای به بزرگی نسبت داده می‌شود. با به کارگیری چنین رابطه ساده‌ای می‌توان با انجام یک دسته‌بندی مناسب برای بزرگی زمین‌لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و ضرایب مربوط به آن را به دست آورد. این تابع برای فاصله‌های زمانی که اطلاعات لرزه‌ای نسبتاً همگن و پیوسته باشند و در بازه محدودی از بزرگی زمین‌لرزه‌ها قابل قبول می‌باشد (اسمائیلی و همکاران، ۱۳۹۷: ۷۸). پارامتر a در این رابطه نرخ کلی لرزه‌خیزی و سطح فعالیت لرزه‌خیزی یک ناحیه است و پارامتر b توزیع نسبی اندازه زمین‌لرزه‌های آن ناحیه را نشان می‌دهند. اگرچه هر دو پارامتر این رابطه اهمیت دارند، اما مقدار b بسیار مهم‌تر است و موضوع بسیاری از بررسی‌های آماری، تحلیلی و تحول زمین‌ساختی در چند دهه اخیر بوده است. این پارامتر بیانگر اندازه توزیع یا در واقع نسبت بین زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک است (تورکوت، ۱۹۹۷: ۵۷) که به عنوان بعد فرکتالی نیز شناخته می‌شود. در این روش ابتدا بزرگای زمین‌لرزه‌ها طبقه‌بندی می‌شود سپس تعداد زمین‌لرزه‌های رخ داده برای هر طبقه بزرگا شمارش و در انتها فراوانی تجمعی آن محاسبه می‌شود. بعد از انجام این محاسبات نمودار $\log N(m)$ یا حاصل تجمعی هر دسته محاسبه شده را بر اساس بزرگی (M) رسم کرده و بهترین رابطه خطی برازش داده بر آن به عنوان

^۱ Yin & shen

معادله گوتنبرگ-ریشر منطبقه معرفی می‌شود. شیب نمودار بیانگر مقدار b خواهد بود و عرض از مبدأ نمودار نیز مقدار a را نشان می‌دهد (سعیدنژاد و کشاورزی پورفتی، ۱۳۹۴: ۴۴). میزان a رابطه مستقیم با استعداد لرزه‌خیزی خاستگاه مورد مطالعه دارد. به عبارت دیگر هر چه مقدار آن بیشتر باشد. تعداد زلزله‌های منطقه در بازه زمانی مورد نظر بیشتر است. اما میزان b رابطه معکوس با مقدار تنش تجمع یافته در ناحیه دارد و کم بودن آن نشانگر نسبت بالای تعداد زلزله‌های بزرگ به کوچک در منطقه خواهد بود (نولوکاسانووا و همکاران^۱، ۲۰۰۶: ۳۴۷). همچنین مقدار b هر چه بیشتر باشد نمایانگر تعداد کمتر زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر در آن ناحیه است. مقدار متوسط b در یک ناحیه بزرگ همیشه مقداری نزدیک به یک را نشان می‌دهد. این پارامترها تحت تأثیر غیر همگن بودن ناحیه یا سطح استرس برشی ناحیه قرار می‌گیرند (مصطفی‌زاده، ۱۳۹۱: ۱۱). مهم‌ترین پارامتر در بررسی لرزه‌خیزی بزرگای کمال^۲ (Mc) است یعنی حداقل بزرگایی که داده‌های بالاتر از آن در مجموعه داده‌ها کامل هستند است که می‌توان آن را با توجه به تغییر شیب نمودار فراوانی-بزرگای 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 (ویمر و وایس، ۲۰۰۰، ۸۵۹). این بزرگا محدوده داده‌هایی که بهتر است مورد تجزیه و تحلیل فرکتالی قرار گیرند را نشان می‌دهد (میرعابدینی و همکاران، ۱۳۹۰: ۷-۱).

روش مربع شمار (برآورد پارامتر FD)

با توجه به اینکه در کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای ژرفا نسبت به دیگر متغیرها خطای بیشتری دارد، تحلیل فرکتالی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها (شکل ۴) بهتر می‌تواند الگوهای پنهان درون داده‌های لرزه‌ای که در ظاهر هیچ‌گونه روند لرزه‌ای ویژه‌ای ندارند را استخراج کند (آق‌آتابای، ۱۳۹۳: ۱۲۵). بعد فرکتالی پیچیدگی یک شیء فرکتالی را تعیین می‌کند، یک شیء با بعد فرکتالی پایین نسبت به شیء با بعد فرکتالی بالا پیچیدگی کمتری دارد (شولر و همکاران^۳، ۲۰۰۱: ۲). مدل بروت (۱۹۸۲) معادلاتی برای محاسبه بعد فرکتال با استفاده از دو کمیت $N-S$ ^۴ ارائه نمود. هاسدورف^۵ (۱۹۹۱) ابعاد فرکتالی که برای تمامی فرکتال‌ها مفید هستند را تعریف نمود. اگرچه بعد به اصطلاح هاسدورف می‌تواند برای هر فرکتالی تعریف شود، محاسبه دقیق آن مشکل است. برای جلوگیری از پیچیدگی‌های محاسباتی روش هاسدورف^۶ مدل ارائه شده است. مدل اول روش قطعه قطعه کردن خط برای محاسبه بعد فرکتالی است که به ریچاردسون^۶ (۱۹۶۱) نسبت داده می‌شود. مدل دوم، روش مربع شمار نام دارد (شولر و همکاران، 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. زمانی که اندازه مربع‌ها کاهش می‌یابد، S نیز کاهش می‌یابد (رودریگز ایتورب و رینالدو^۷، ۱۹۹۷: ۲۳۷). علاوه بر این، زمانی که S کاهش می‌یابد (شکل ۴ و جدول ۲)، معادله بالا تخمین بهتری از بعد فرکتالی فراهم می‌کند. بسیار حائز اهمیت است که کوچکترین اندازه مربع به صورتی انتخاب شود که کوچکترین عنصر قابل مشاهده

^۱ Novelo-Casanova

^۲ Magnitude of completeness

^۳ Schuller et al

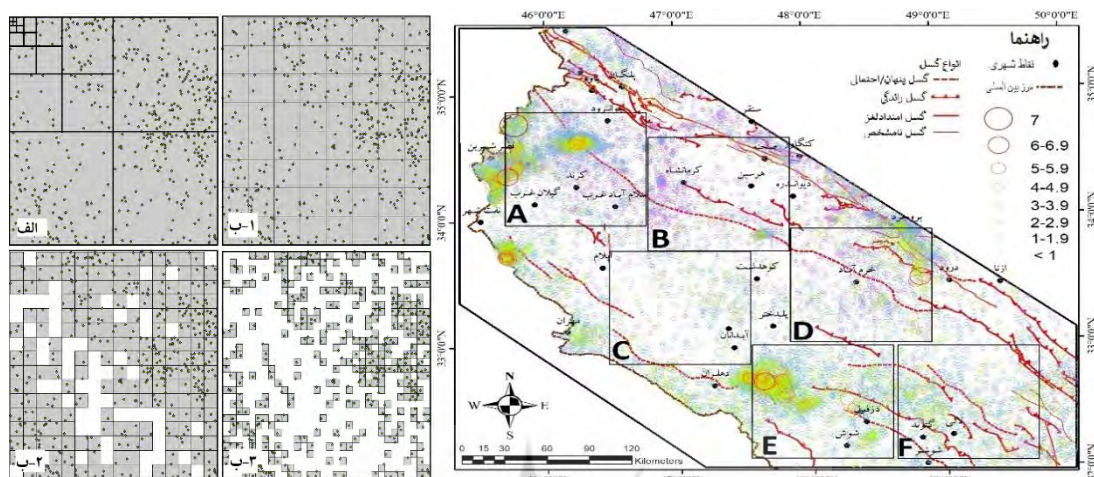
^۴ Number-Size

^۵ Hausdorff

^۶ Richardson

^۷ Rodriguez-Iturbe and Rinaldo

از عارضه را در بر بگیرد. رابطه بین تعداد مربع‌های حاوی عارضه و طول ضلع مربع از طریق تطبیق دادن رگرسیون خطی و محاسبه شیب خط مستقیم که همان بعد فرکتالی FD است، محاسبه می‌شود (استروگاتز^۱، ۱۹۹۴: ۴۰۶).



شکل ۴: سمت راست: توزیع جعبه‌های پوشاننده منطقه مطالعاتی (پهنه‌های انتخاب شده در برگزیده مناطق شاخص گسلی و نیز لرزه‌ای به منظور ارائه یک الگوی طولی و عرضی از تغییرات لرزه‌ای و مقایسه بهتر مدل‌ها است). سمت چپ: الگوریتم مربع‌شمار و مراحل پیاده‌سازی آن روی کانون‌های سطحی زمین لرزه (ردیف‌های ۴، ۵، ۶ در جدول ۲)

جدول ۱: ابعاد شبکه‌های پوشش داده شده بر روی منطقه

ردیف	رابطه نمایی	تعداد سطر و ستون	تعداد خانه‌ها	ابعاد ایزومتریک شبکه KM	مساحت هر خانه KM2
۱		۱×۱	۱	۱۰۰	۱۰۰۰۰
۲	۲ ^۲	۲×۲	۴	۵۰	۲۵۰۰
۳	۳ ^۴	۴×۴	۱۶	۲۵	۶۲۵
۴	۳ ^۸	۸×۸	۶۴	۱۲/۵	۱۵۶/۲۵
۵	۲ ^{۱۶}	۱۶×۱۶	۲۵۶	۶/۲۵	۳۹/۰۶۲۵
۶	۳ ^{۳۲}	۳۲×۳۲	۱۰۲۴	۳/۱۲۵	۹/۷۴۵۶۲۵
۷	۳ ^{۶۴}	۶۴×۶۴	۴۰۹۶	۱/۵۶۲۵	۲/۴۴۱۴۰۶۲۵
۸	۳ ^{۱۲۸}	۱۲۸×۱۲۸	۱۶۳۸۴	۰/۷۸۱۲۵	۰/۶۱۰۳۵۱۵۶۳
۹	۳ ^{۲۵۶}	۲۵۶×۲۵۶	۶۵۵۳۶	۰/۳۹۰۶۲۵	۰/۱۵۲۵۸۱۷۸۹۱
۱۰	۳ ^{۵۱۲}	۵۱۲×۵۱۲	۲۶۲۱۴۴	۰/۱۹۵۳۱۲۵	۰/۰۳۸۱۴۶۹۷۳
۱۱	۳ ^{۱۰۲۴}	۱۰۲۴×۱۰۲۴	۱۰۴۸۵۷۶	۰/۰۹۷۶۵۶۲۵	۰/۰۰۹۵۳۶۷۴۳
۱۲	۳ ^{۲۰۴۸}	۲۰۴۸×۲۰۴۸	۴۱۹۴۳۰۴	۰/۰۴۸۸۲۸۱۲۵	۰/۰۰۲۳۸۴۱۸۶
۱۳	۳ ^{۴۰۹۶}	۴۰۹۶×۴۰۹۶	۱۶۷۷۷۲۱۶	۰/۰۲۴۴۱۴۰۶۲۵	۰/۰۰۰۵۹۶۰۴۶

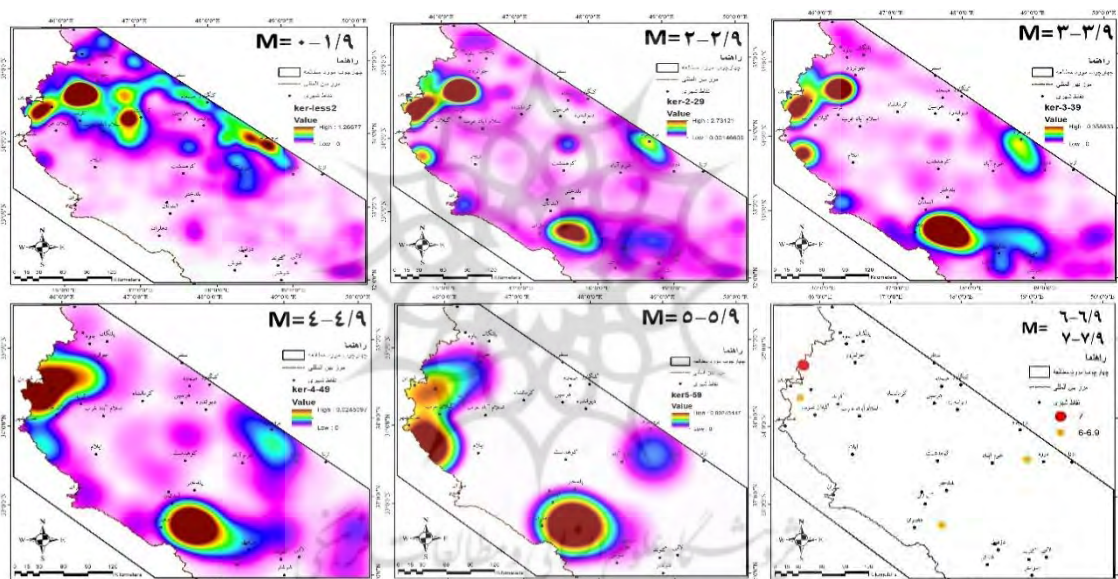
برای محاسبه بعد فرکتالی لازم است که حداقل در شبکه با طول‌های متفاوت مقدار N شمارش شود (تورکوت، ۱۹۹۷). این فرایند باید آنقدر تکرار شود تا مقادیر شمارش شده عارضه به یک عدد ثابت برسد و پس از آن تغییر نکند. با توجه به مطالب ذکر شده، در این تحقیق طول ضلع تا حد ممکن (۱۳ مرحله) کاهش یافته است (جدول ۱) تا حدی که مقادیر شمارش شده به رقم ثابتی می‌رسند. در واقع نقطه‌ای که اگر S تغییر کند مقادیر N ثابت بماند، محل توقف شمارش و به

¹ Strogatz

عبارتی تولید شبکه است (جدول ۵). شکل ۲ مربع‌های پوشاننده منطقه و نیز نحوه شبکه‌بندی و جدول ۱ شبکه‌های پوشاننده منطقه را نشان می‌دهد. مقادیر پایین بعد فرکتالی محاسبه شده با این روش به معنای تمرکز زمین لرزه‌ها در خوشه‌ها است و با کاهش تمرکز زمین‌لرزه‌ها در خوشه و توزیع آن در گستره، بعد فرکتالی افزایش می‌یابد که به معنای فعال بودن زمین‌ساخت منطقه است (آنکل و ویلسون، ۲۰۰۲: ۳۳۹). مراحل و محاسبات مربوط به روش تحقیق در دیاگرام تحقیق (شکل ۳) آمده است.

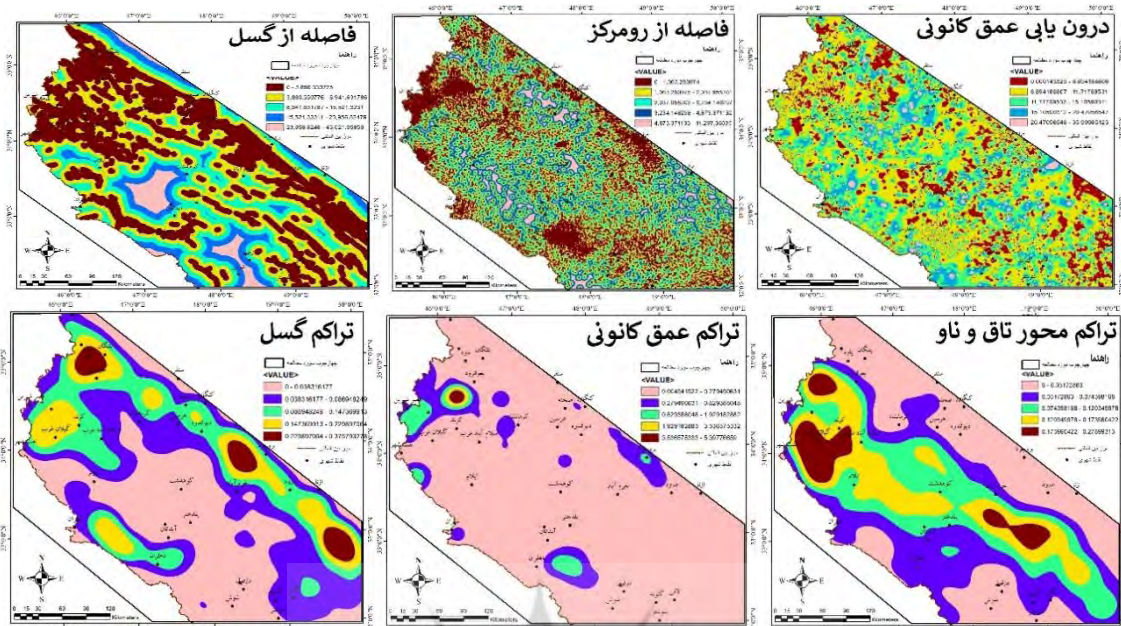
بحث و یافته‌ها

در بررسی لرزه‌خیزی منطقه در قالب مدل پژوهش همانطور که ذکر شد ابتدا تعداد محل‌های برداشت اطلاعات با توجه به تقسیم‌بندی تراکم زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف (ذکر شده در نقشه‌های شکل ۵) مشخص شد. در زمین‌لرزه‌های با بیشترین بزرگا تمام نقطه محل‌ها و در بزرگای کوچکتر، محل‌های بیشترین تراکم به عنوان نقاط شاخص برای مراحل بعدی، معیار قرار گرفت (شکل ۵).



شکل ۳: نقشه‌های تراکم طبقات مختلف بزرگای کانون سطحی زمین‌لرزه (نقاط مبنا ماتریس آنتروپی)

فشرده‌گی ناشی از همگرایی شمال شرقی-جنوب غربی در غرب ایران، به صورت چین‌خوردگی‌های زاگرس نمود یافته است (آگارد و همکاران^۱، ۲۰۰۵: ۴۰۱). بنابراین موقعیت محور تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها بعنوان یک لایه منعکس کننده حداکثر اعمال نیرو و استفاده شد. همچنین ادامه این فشارها و فعال بودن زون گسلی زاگرس و گسل‌های آشکار و نهان منطقه (بربریان، ۱۹۹۵: ۱۹۴)، سبب شده همه ساله شاهد زمین‌لرزه‌های کوچک و بزرگ و بعضاً مخرب در منطقه مطالعاتی باشیم که لزوم بکارگیری لایه گسل‌ها و کانون زمین‌لرزه را بیان می‌کند. با استفاده از این داده‌ها لایه‌های مختلف برای به کار گیری در مدل آنتروپی ساخته شد (شکل ۶).



شکل ۴: لایه‌های ساخته شده با استفاده از داده‌های محور تاق‌دیس و ناودیس، گسل و زمین‌لرزه‌های منطقه

لایه‌های به کارگرفته شده در مدل آنتروپی در شکل ۶ نشان داده شده است. در مرحله بعد این لایه‌ها به روش Natural break به ۵ طبقه به این دلیل که این نوع و این تعداد، توزیع مناسبی از پراکنش لایه‌ها در هیستوگرام نشان می‌دهد، تقسیم شدند. جدول ۲ حاوی لایه‌های شکل ۶ و طبقات آن‌ها به همراه امتیاز اختصاص یافته کارشناسی (نحوه امتیازدهی) پیش‌تر توضیح داده شد) به این طبقات است. این امتیاز در واقع اهمیت آن بخش از عامل مورد نظر در تحلیل است.

جدول ۲: لایه‌های اصلی و طبقات آن‌ها و امتیاز اختصاص یافته به هر طبقه

طبقات هر لایه و امتیاز هر طبقه					لایه	معیار
۰/۱۷-۰/۲۸	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۰/۲۸-۰/۸۳	۰-۰/۲۸	تراکم	کانون سطحی زمین‌لرزه
۹	۸	۷	۶	۴	اهمیت	
۴/۸۷-۱۱/۳۰	۳/۲۳-۴/۸۷	۲/۰۴-۳/۲۳	۱/۰۶-۲/۰۴	۰/۰-۱/۰۶	فاصله	
۵	۶	۷	۸	۹	اهمیت	عمق کانونی زمین‌لرزه
۵۸/۵۵-۹۴/۵۰	۲۸/۵۴-۵۸/۵۵	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۰-۲/۹۶	تراکم	
۹	۸	۷	۶	۴	اهمیت	
۲۰/۴۷-۳۶/۰۰	۱۵/۱۱-۲۰/۴۷	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۸/۹۸	درون‌یابی	گسل
۳	۵	۶	۷	۸	اهمیت	
۰/۱۷-۰/۲۸	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۰۳	تراکم	
۹	۸	۷	۶	۵	اهمیت	محور ساختمانی
۲۳/۹۶-۴۳/۰۲	۱۵/۵۲-۲۳/۹۶	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰-۳/۸۸	فاصله	
۳	۴	۶	۸	۹	اهمیت	
۰/۱۷-۰/۲۸	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۰۳	تراکم	محور ساختمانی
۷	۶	۵	۴	۳	اهمیت	

این دو دسته داده یعنی ۳۰ محل تراکم کانون‌های سطحی با بزرگای مختلف (کمتر از ۲ تا ۷/۳) و خصوصیات هر دسته کانون همپوشانی شده با طبقات مختلف هر لایه، اساس ایجاد جدول ۳ به عنوان ماتریس آنتروپی بوده است.

جدول ۱: ماتریس آنتروپی عوامل دخیل در ارزیابی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه

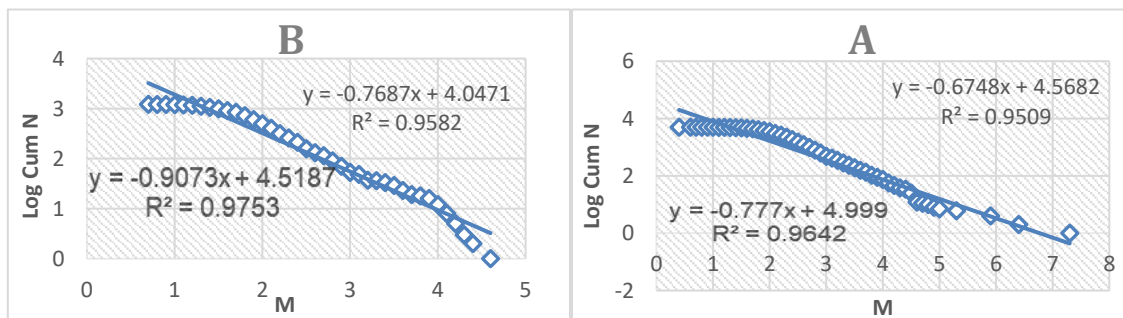
ردیف	بزرگای	تراکم گسل	تراکم محور ساختمانی	تراکم کانون سطحی	تراکم عمق کانونی	درون‌یابی عمق زمین‌لرزه	فاصله تا گسل	فاصله تا کانون
۱	بزرگای	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۱۵/۱۱-۲۰/۴۷	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۲	بزرگای	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۳	۶-۶/۹	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۲۸	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۱۵/۱۱-۲۰/۴۷	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۴		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۵	بزرگای	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۰-۸/۹۸	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۶		۰-۰/۰۳	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۷	۵-۹/۵	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۲۸	۰-۲/۹۶	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۸		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۹	بزرگای	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۱۰		۰-۰/۰۳	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۰/۰-۱/۰۶
۱۱	۴-۹/۴	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۰-۸/۹۸	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۱۲		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۱/۰۶-۲/۰۴
۱۳		۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۲۸	۰-۲/۹۶	۰-۸/۹۸	۰-۳/۸۸	۱/۰۶-۲/۰۴
۱۴	بزرگای	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۷-۰/۲۸	۵۸/۵۵-۹۴/۵۰	۰-۸/۹۸	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۱۵		۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۱۶	۳-۹/۳	۰-۰/۰۳	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۰/۰-۱/۰۶
۱۷		۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۳/۸۸-۸/۹۴	۱/۰۶-۲/۰۴
۱۸		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۰/۰-۱/۰۶
۱۹		۰-۰/۰۳	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۲۸	۰-۲/۹۶	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۰/۰-۱/۰۶
۲۰	بزرگای	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۷-۰/۲۸	۵۸/۵۵-۹۴/۵۰	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۲۱		۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۲۲		۰-۰/۰۳	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۸/۹۴-۱۵/۵۲	۰/۰-۱/۰۶
۲۳		۰/۰۷-۰/۱۲	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۲۴		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۲۵	بزرگای	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۲۶		۰/۰۳-۰/۰۷	۰/۱۲-۰/۱۷	۰/۱۷-۰/۲۸	۵۸/۵۵-۹۴/۵۰	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶
۲۷	کمتر از ۲	۰/۰۳-۰/۰۷	۰-۰/۰۳	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۱۱/۷۲-۱۵/۱۱	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۲۸		۰-۰/۰۳	۰-۰/۰۳	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۰-۸/۹۸	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۲۹		۰/۱۲-۰/۱۷	۰-۰/۰۳	۰/۲۸-۰/۸۳	۲/۹۶-۱۰/۳۸	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۰-۳/۸۸	۰/۰-۱/۰۶
۳۰		۰/۰۷-۰/۱۲	۰-۰/۰۳	۰/۸۳-۰/۱۲	۱۰/۳۸-۲۸/۵۴	۸/۹۸-۱۱/۷۲	۳/۸۸-۸/۹۴	۰/۰-۱/۰۶

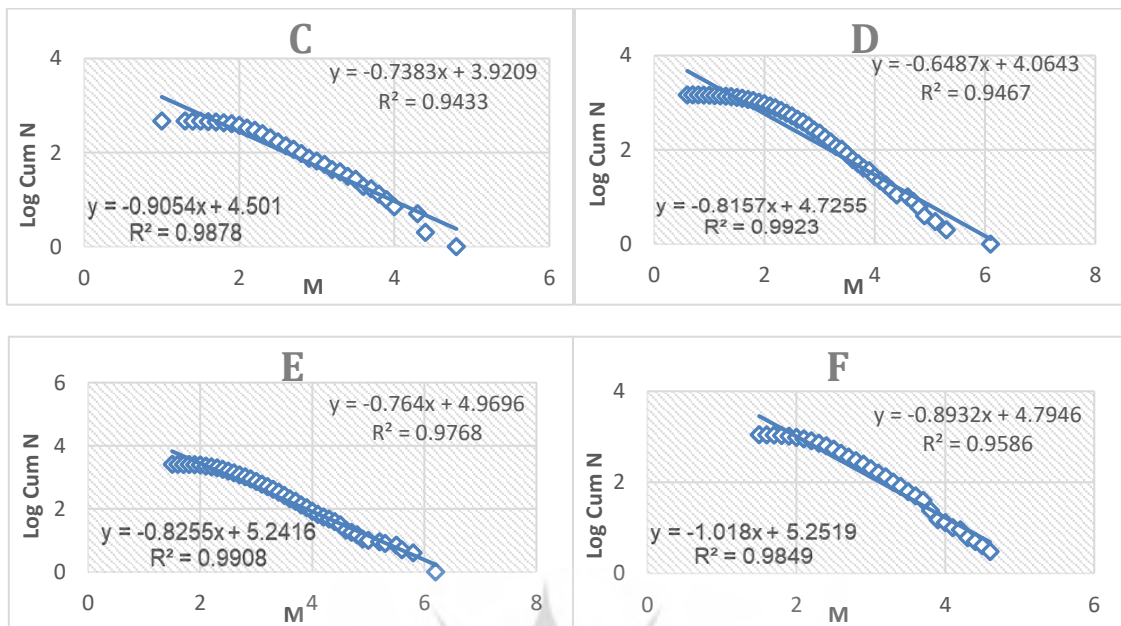
در مرحله بعد بایستی مقادیر جدول ۳ با امتیازهای مربوط به هر طبقه (ستون اهمیت در جدول ۲) جایگزین شود، به عبارتی بایستی این معیارها به عدد صحیح تبدیل شوند که به دلیل پرهیز از اطاله کلام از آوردن آن صرف نظر شده است. جدول جدیدی که به این نحو تولید می‌شود ماتریس کمی شده عوامل دخیل در ارزیابی لرزه‌خیزی است و مقادیر خانه‌های آن X_{ij} هستند که اساس محاسبات بعدی آنتروپی قرار خواهند گرفت. پس از آن، مقدار P_{ij} ، مقدار K و مقدار E_j با استفاده از روابط شکل فرایند روش تحقیق (شکل ۳) به دست می‌آید که مقادیر آن در جدول ۴ آمده است. در این رابطه E از توزیع احتمال P_i بر اساس سازوکار آماری محاسبه شده است و مقدار آن در صورت تساوی P_i ها با یکدیگر بیشترین مقدار ممکن خواهد بود (اصغرپور، ۱۳۹۲: ۱۹۶). سپس عدم اطمینان یا درجه انحراف هر معیار (d_j) از کسر مقدار E_j از عدد ۱ حاصل شده و با استفاده از رابطه W_{ij} وزن معیارهای استفاده شده در ماتریس آنتروپی حاصل شد. در نهایت رابطه H_i که بیانگر ضریب رخداد زمین‌لرزه است از ضرب وزن نهایی هر یک از عوامل (W_{ij}) در هر یک از لایه‌ها (X_{ij}) به دست می‌آید (زونگی و همکاران^۱، ۲۰۱۰: ۱۳۳۶) که بیانگر میزان لرزه‌خیزی منطقه است. جدول ۴ مقادیر پارامترهای ذکر شده را نشان می‌دهد.

جدول ۲: مقادیر شاخص‌های محاسبه شده برای عوامل مؤثر در لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه

شاخص‌های محاسبه شده	تراکم گسل	تراکم محور ساختمانی	تراکم کانون سطحی	تراکم عمق کانونی	درون‌یابی عمق زمین لرزه	فاصله تا گسل	فاصله تا کانون
E_j	۰/۹۹۵۸	۰/۹۹۱۷	۰/۹۹۴۲	۰/۹۹۵۱	۰/۹۹۸۱	۰/۹۹۷۵	۰/۹۹۹۸
d_j	۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۸۳	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۴۹	۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۲۵	۰/۰۰۰۲
W_j	۰/۱۵۱۳	۰/۲۹۷۶	۰/۲۰۹۰	۰/۱۷۶۵	۰/۰۶۷۱	۰/۰۹۰۵	۰/۰۰۸۰
درصد تاثیر	۱۵/۱۳	۲۹/۷۶	۲۰/۹۰	۱۷/۶۵	۶/۷۱	۹/۰۵	۰/۸
ترتیب اهمیت	۴	۱	۲	۳	۶	۵	۷

در قسمت دوم تحقیق، نمودارهای گوتنبرگ-ریشتر داده‌های لرزه‌ای رسم شد و معادله آن برای جعبه‌های مختلف به دست آمد (شکل ۷). در این نمودارها معادله و مقادیر a و b مربوط به کل داده‌ها (سمت راست، بالای نمودار) و همچنین بزرگ‌های بیشتر از بزرگای کمال (حدود $Mc=2$) محاسبه و (سمت چپ، زیر نمودارها) آورده شده است. بر اساس نمودارهای به دست آمده بیشترین مقادیر b مربوط به F ، B و C و کمترین آن مربوط به A و D است. همچنین بالاترین مقدار a مربوط به F ، E و A است. نتایج با اندکی تغییر در مورد هر دو مجموعه داده (کل داده‌ها و بزرگتر از Mc) صدق می‌کند.





شکل ۵. پارامترهای لرزه‌خیزی در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه

جدول ۵ نتایج حاصل از همپوشانی شبکه‌هایی با طول ضلع‌های مختلف (جدول ۱) روی رو مرکز زمین‌لرزه‌ها و نیز نتایج حاصل از شمارش خانه‌های حاوی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در هر یک از سطوح شبکه را نشان می‌دهد.

جدول ۳: تعداد خانه‌های حاوی رومرکز زمین‌لرزه در هر سطح شبکه پوشش داده شده روی مناطق مطالعاتی A-F

طول ضلع KM	۱۰۰	۵۰	۲۵	۱/۵۰ ۲	۶/۲۵	۳/۱۳	۱/۵۶	۰/۷۸	۰/۳۹	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۲	محدوده
A	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۴۹	۷۴۱	۱۶۰۷	۲۶۸۸	۳۶۹۴	۴۴۴۷	۴۸۰۵	۴۸۱۹	۴۸۱۹	خانه‌های رومرکز (N)
B	۱	۴	۱۶	۶۳	۲۱۱	۵۲۴	۸۵۹	۱۰۸۲	۱۱۷۴	۱۲۰۴	۱۲۱۱	۱۲۱۱	-	خانه‌های رومرکز (N)
C	۱	۴	۱۶	۶۴	۱۹۷	۳۴۸	۴۲۹	۴۵۸	۴۶۶	۴۶۸	۴۶۹	۴۶۹	-	خانه‌های رومرکز (N)
D	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۴۲	۶۲۱	۱۰۲۲	۱۲۹۱	۱۳۹۸	۱۴۲۷	۱۴۳۲	۱۴۳۲	-	خانه‌های رومرکز (N)
E	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۴۳	۷۰۹	۱۳۹۷	۲۰۲۵	۲۳۵۱	۲۴۴۸	۲۴۷۸	۲۴۷۹	۲۴۷۹	خانه‌های رومرکز (N)
F	۱	۴	۱۶	۶۴	۲۴۱	۶۲۰	۹۲۷	۱۰۵۱	۱۰۸۹	۱۰۹۸	۱۱۰۰	۱۱۰۰	-	خانه‌های رومرکز (N)

خانه‌های رنگی مؤید ثابت ماندن تعداد شمارش شده هستند. در مرحله بعد طبق روش مربع شمار (فرایند روش پژوهش: شکل ۳)، طول شبکه به صورت معکوس ($1/S$) تبدیل شد و مقادیر لگاریتمی تعداد شبکه‌های حاوی رومرکز زمین‌لرزه (Number) و معکوس طول شبکه (Size) به دست آمد. جدول ۶ این مقادیر را به همراه بعد فرکتالی جزئی (Partial FD) برای زمین‌لرزه‌های جعبه‌های مختلف منطقه نشان می‌دهد. روش تعداد-اندازه (نامبر-سایز) تغییرات جزئی بعد فرکتالی را نشان می‌دهد که هر چه به هم شبیه باشند مؤید وجود مولفه‌های متناظر و خود تشابه در رخداد زمین‌لرزه‌های منطقه است. همه نقاطی که روی یک قرار گرفته‌اند، از نوع خود متشابه هستند و زمانی که شیب خط یا بعد فرکتال تغییر

می‌کند، جامعه جدیدی از خود تشابهی با اجزای متناظر ایجاد می‌شود. بر اساس تغییرات جزئی بعد فرکتال، سه جامعه قابل تشخیص است که برای هر جعبه از بالا به پایین با سه رنگ مختلف مشخص شده‌اند.

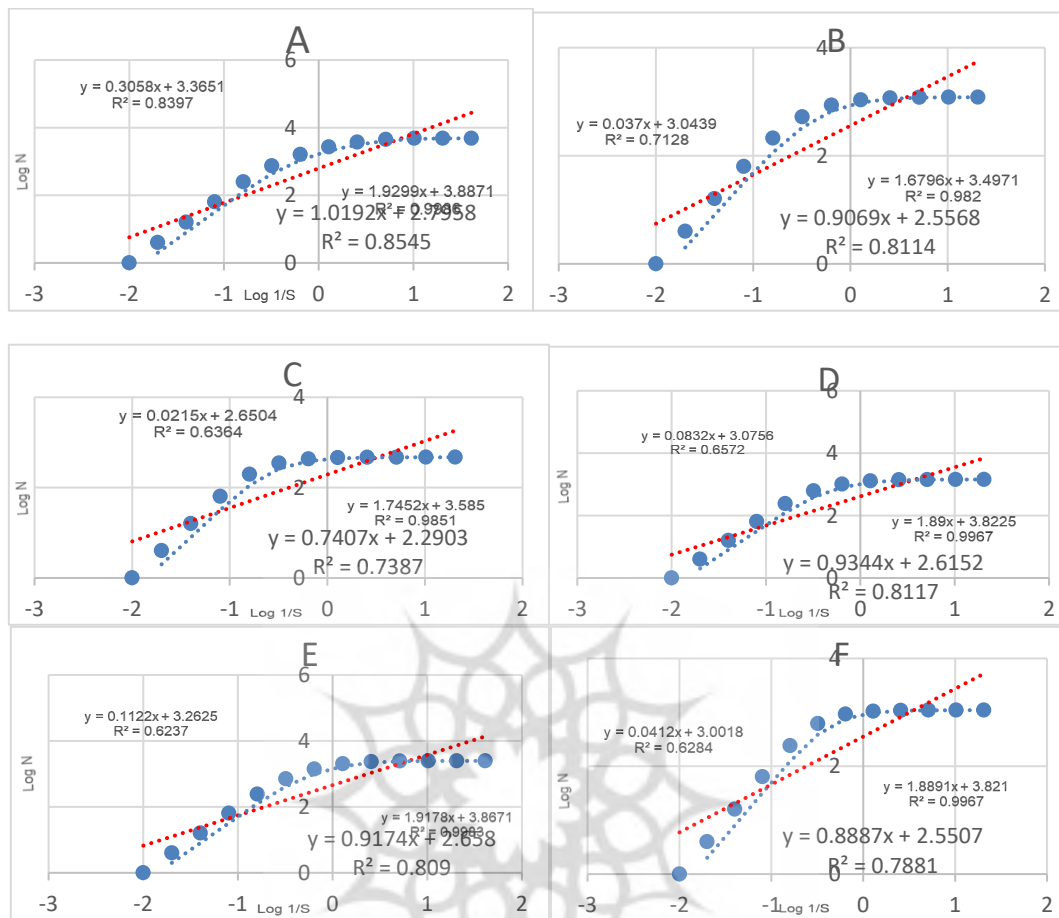
جدول ۴: لگاریتم معکوس طول شبکه (Size)، لگاریتم خانه‌های حاوی رومرکز (Number) و بعد فرکتالی جزئی (Partial FD)

F		E		D		C		B		A		Log I/size
Partial FD	Log N	Partial FD	Log N	Partial FD	Log N	Partial FD	Log N	Partial FD	Log N	Partial FD	Log N	
۲/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۰	۲/۰۰	۰/۰۰	-۲
۲/۰۰	۰/۶۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۲/۰۰	۰/۶۰	۲/۰۰	۰/۶۰	-۱/۷۰
۲/۰۰	۱/۲۰	۲/۰۰	۱/۲۰	۲/۰۰	۱/۲۰	۲/۰۰	۱/۲۰	۱/۹۸	۱/۲۰	۲/۰۰	۱/۲۰	-۱/۴۰
۱/۹۱	۱/۸۱	۱/۹۲	۱/۸۱	۱/۹۲	۱/۸۱	۱/۶۲	۱/۸۱	۱/۷۴	۱/۸۰	۱/۹۶	۱/۸۱	-۱/۱۰
۱/۳۶	۲/۳۸	۱/۵۴	۲/۳۹	۱/۳۶	۲/۳۸	۰/۸۲	۲/۲۹	۱/۳۱	۲/۳۲	۱/۵۷	۲/۴۰	-۰/۸۰
۰/۵۸	۲/۷۹	۰/۹۸	۲/۸۵	۰/۷۲	۲/۷۹	۰/۳۰	۲/۵۴	۰/۷۱	۲/۷۲	۱/۱۲	۲/۸۷	-۰/۴۹
۰/۱۸	۲/۹۷	۰/۵۴	۳/۱۵	۰/۳۴	۳/۰۱	۰/۰۹	۲/۶۳	۰/۳۳	۲/۹۳	۰/۷۴	۳/۲۱	-۰/۱۹
۰/۰۵	۳/۰۲	۰/۲۲	۳/۳۱	۰/۱۱	۳/۱۱	۰/۰۲	۲/۶۶	۰/۱۲	۳/۰۳	۰/۴۶	۳/۴۳	-۰/۱۱
۰/۰۱	۳/۰۴	۰/۰۶	۳/۳۷	۰/۰۳	۳/۱۵	۰/۰۱	۲/۶۷	۰/۰۴	۳/۰۷	۰/۲۷	۳/۵۷	-۰/۴۱
۰/۰۰	۳/۰۴	۰/۰۲	۳/۳۹	۰/۰۱	۳/۱۵	۰/۰۰	۲/۶۷	۰/۰۱	۳/۰۸	۰/۱۱	۳/۶۵	-۰/۷۱
۰/۰۰	۳/۰۴	۰/۰۰	۳/۳۹	۰/۰۰	۳/۱۶	۰/۰۰	۲/۶۷	۰/۰۰	۳/۰۸	۰/۰۰	۳/۶۸	۱/۰۱
۰/۰۰	۳/۰۴	۰/۰۰	۳/۳۹	۰/۰۰	۳/۱۶	۰/۰۰	۲/۶۷	۰/۰۰	۳/۰۸	۰/۰۰	۳/۶۸	۱/۳۱
		۰/۰۰	۳/۳۹							۰/۰۰	۳/۶۸	

توابع فرکتالی شکل ۸ با توجه به تغییر شیب خط، از نوع دوفرکتالی به هم چسبیده هستند. کمیت کلی شیب عمومی خط رگرسیون برای محدوده A، برابر با ۱/۰۲ (بیشترین مقدار بین محدوده‌ها) و محدوده C، ۰/۷۴ (کمترین مقدار بین محدوده‌ها) است. این مقدار برای سایر محدوده‌های D، E، B و F تقریباً به هم نزدیک و به ترتیب ۰/۹۳، ۰/۹۲، ۰/۹۱ و ۰/۸۹ محاسبه شده است. کلیه نقاطی که بعد آن‌ها از این اعداد بزرگتر است، خارج از نظم متناظر هستند، به عبارتی "جامعه زمینه"^۱ با بعد جزئی متغیر که آشفتگی آن بسیار جزئی است. جامعه دوم "جامعه آستانه"^۲ با بعد فرکتالی حدود ۰/۵ تا ۰/۷ ظاهر می‌شود و موید پیدایش یک جامعه متناظر با کمینه تغییرات بعد فرکتالی بوده و نشانگر کاهش آشفتگی و افزایش خواص فرکتال است. غیر از مقادیر c که با سایر داده‌ها ناهماهنگ است، در سایر مناطق همبستگی منفی حدود ۶۰ درصدی میان مقادیر FD و b وجود دارد. بنابراین می‌توان گفت در منطقه افزایش مقدار FD با کاهش مقدار b همراه بوده است. همبستگی منفی در پاسخ به افزایش تمرکز تنش (b پایین‌تر) و کاهش در خوشه‌بندی رومرکز (FD افزایش یافته) گسترش پیدا می‌کند (آنکل و ویلسون، ۲۰۰۲: ۳۳۹).

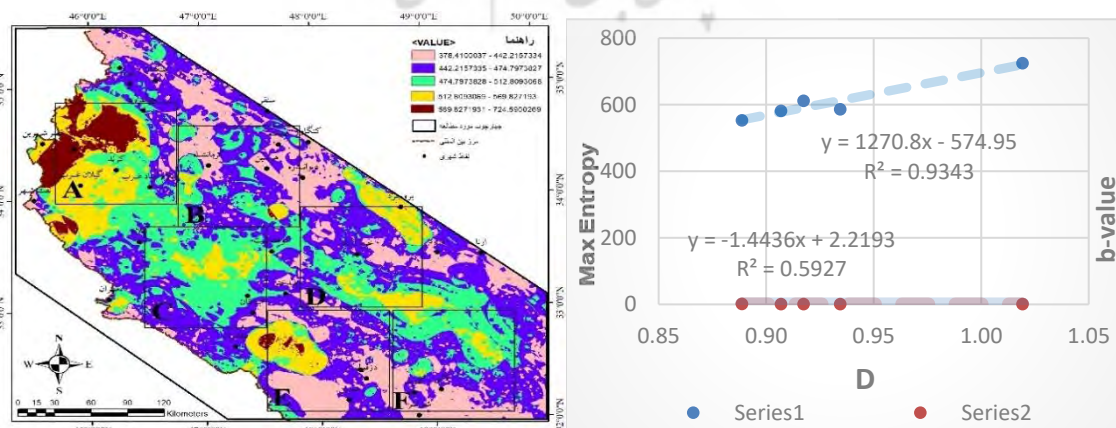
^۱ Background population

^۲ Threshold population



شکل ۶. نمودار Log-Log معکوس طول ضلع و تعداد رومرکز زمین لرزه

نتایج پهنه‌بندی مدل آنتروپی نیز بالاترین تمرکز ارزش‌های حداکثری را در مناطق A و E نشان می‌دهد. سایر محدوده‌ها نیز نظم کاهشی موجود در مقادیر بعد فرکتالی را نشان می‌دهند و تنها منطقه C حائز این شرایط نیست و با در نظر نگرفتن منطقه C نتایج مدل آنتروپی و مقدار FD همبستگی مثبت ۹۳ درصدی را نشان می‌دهند. بنابراین مقایسه مقادیر FD با ارزش حداکثری آنتروپی بیانگر نتایج یکسان و هر دوی این مقادیر در مقابل نتایج مقادیر b قرار دارند (شکل ۹).



شکل ۷: سمت راست: نقشه پهنه‌بندی آنتروپی، سمت چپ: مقایسه مقادیر d, b و حداکثر ارزش آنتروپی

نتیجه‌گیری

پارامترهای لرزه‌خیزی a و b و بعد فرکتالی FD به عنوان رویکرد کمی برای تحلیل لرزه‌خیزی زاگرس شمال غرب مورد استفاده قرار گرفتند. پارامترهای a و b به وسیله توزیع فراوانی-بزرگای رابطه گوتنبرگ-ریشتر (G-R) و پارامتر FD به روش مربع شمار محاسبه شد. پارامتر a بیانگر سطح لرزه‌خیزی و مقدار آن تابع فراوانی زمین‌لرزه‌ها است، پارامتر b نسبت زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک ناحیه و تابع شرایط تنش ناحیه است (نئیمی قصابیان، ۲۰۱۶: ۲۴۶) و مقدار پایین آن نشانه تمرکز بالای کرنش به سبب زمین‌ساخت منطقه‌ای و ایجاد تنش در طی زمان است که ممکن است از طریق زمین‌لرزه‌هایی که فراوانی کمتر اما بزرگای بیشتری دارند، رها شده باشد. پارامتر FD به عنوان یک اندازه‌گیری کمی از درجه عدم یکنواختی فعالیت لرزه‌ای برای سیستم‌های گسلی استفاده می‌شود و زمانی که زمین‌لرزه‌ها به طور فزاینده‌ای خوشه‌بندی می‌شوند، مقدار آن کاهش پیدا می‌کند. افزایش آن بیانگر توزیع یکنواخت کانون زمین‌لرزه‌ها در منطقه و زمین‌ساخت فعال آن است (آنکل و ویلسون، ۲۰۰۲: ۳۳۹). در میان شش جعبه که مناطق شاخص گسلی و زمین‌لرزه‌ای را می‌پوشانند، نتایج نشان می‌دهند که منطقه A یعنی غرب کرمانشاه، در زاگرس چین‌خورده، از نظر مقدار a جزو مقادیر بالاست (۵) و نیز بالاترین میزان FD (۱/۰۲) و پایین‌ترین میزان b (۰/۷۸) را دارا است که به معنی تنش بالا و توزیع آن در سطح منطقه است که شاهد آن زمین‌لرزه اخیر کرمانشاه با بزرگای ۷/۳ است. منطقه D در حد فاصل زاگرس مرتفع و چین‌خورده از لحاظ مقادیر FD (۰/۹۳)، b (۰/۹۱) و a (۴/۷۳) بعد از A قرار می‌گیرد. منطقه E در محل اتصال گسل جبهه کوهستان و بالارود، با مقدار بالاتر a (۵/۲۴) و مقادیر پایین‌تر FD (۰/۹۲) و b (۰/۸۳) شرایطی مشابه E دارد اما زمین‌لرزه‌های بزرگ آن بزرگای کمتری دارند (۵ و ۶ ریشتر). منطقه F، یعنی منطقه پیوند گسل‌های اصلی و جبهه کوهستان زاگرس، با وجود تمرکز گسل‌ها و بالاترین مقدار a (۵/۲۵)، تقریباً در نقطه مقابل A قرار دارند (مقدار b (۱/۰۲) و مقدار به نسب پایین FD (۰/۸۹)) که بیانگر رها شدن تنش در قالب زمین‌لرزه‌های کوچک است. منطقه C یعنی حاشیه غربی با کمترین تمرکز گسل و زمین‌لرزه ($a=۴/۵۰$)، شرایطی تنشی مشابه B دارد ($b=۰/۹۱$) اما FD آن پایین‌ترین مقدار محاسبه شده است (۰/۷۴). در منطقه B در مجاورت گسل‌های معکوس و رورانده زاگرس مقدار FD و b (۰/۹۱) مساوی و شرایط متوسط از نظر زمین‌ساخت دارد. نتایج به دست آمده از مدل پهنه‌بندی آنتروپی تا حد زیادی نتایج بعد فرکتالی (FD) را تأیید می‌کند. و رابطه معکوسی با مقادیر b دارد. بنابراین زمین‌ساخت انتهایی شمال غربی و جنوب غربی کمان لرستان فعال‌تر است.

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

- ارکات، ج، باباخانی، م و ابراهیمی، ب، ۱۳۸۸. بکارگیری بازپخت شبیه‌سازی شده در مدل آنتروپی توزیع سفر، نشریه بین‌المللی مهندسی صنایع و مدیریت تولید، جلد ۲۰، شماره ۱، صص ۲۱-۱۶.

- اسمائیلی، ش.، امجدی، ع و نساری، ح.، ۱۳۹۷. تحلیل خطر زلزله به روش تعیینی و احتمالاتی و تعیین بیشینه شتاب و بزرگا ناشی از گسل‌های اصلی مسبب زلزله در سایت ایوان غرب، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، اردیبهشت ۹۷، صص ۷۶-۸۳.
- اصغرپور، م.، ۱۳۹۲. تصمیم‌گیری‌های چند معیاره، چاپ ۱۱، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- آق‌آتابای، مریم.، ۱۳۹۳. تحلیل چندفرکتالی مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های استان گلستان، علوم زمین، سال ۲۳، صص ۱۲۸-۱۲۳.
- آق‌آتابای، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، تهران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بیت‌الهی، ع.، معتمد، پ.، ۱۳۸۹. پارمترهای لرزه‌خیزی البرز مرکزی، پژوهشنامه زلزله‌شناسی، سال ۱۳، شماره ۳ و ۴، صص ۸-۱.
- جمالی، ف.، ۱۳۶۹. مروری بر زمین‌ساخت زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، شرکت توسعه علوم زمین، گروه زمین‌شناسی، تهران.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران، چاپ اول، نشر دانش امروز (وابسته به انتشارات امیرکبیر)، تهران.
- سعیدنژد، م.، کشاورزی پورفتقی، س.، ۱۳۹۴. تحلیل خطر لرزه‌ای با مدل گوتنبرگ-ریشر و پواسون، رسم نقشه *b-value* و محاسبه مقادیر *DBE & MCE* در استان خراسان رضوی. زمین‌ساخت، سال ۱، شماره ۴، صص ۳۷-۴۹.
- فروهید، ن.، ۱۳۸۵. گسل‌های زمین‌لرزه‌ای و توزیع میدان تنش در ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک (گرایش زلزله‌شناسی)، راهنما: نوربخش میرزایی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- مداحی‌زاده، ر.، مصطفی‌زاده، م.، انصاری، ا.، ۱۳۹۳. برآورد میزان همبستگی بین پارامترهای لرزه‌خیزی در پهنه زاگرس، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۳ تا ۲۵ اردیبهشت، صص ۲۶۴-۲۶۰.
- مصطفی‌زاده، م.، ۱۳۹۱. بررسی آماری پارامترهای لرزه‌ای منطقه زاگرس، پژوهشنامه زلزله‌شناسی، سال ۱۵، شماره ۴، صص ۱۹-۹.
- مقیمی، ا.، باقری‌سیدلشکری، سجاده، صفرزاد، طاهر.، ۱۳۹۱. پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش با استفاده از مدل آنتروپی (مطالعه موردی: تاقدیس نثار زاگرس شمال غربی)، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۹، صص ۷۷-۹۰.
- مقیمی، ا.، نگهبان، سعید.، ۱۳۹۱. بررسی فرسایش در حوضه آبخیز رودخانه شور فدایی (استان فارس) با استفاده از مدل آنتروپی، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، سال ۴۴، شماره ۳، صص ۱۶-۱.
- میرعابدینی، م.، آق‌آتابای، م.، ۱۳۹۴. تغییرات فضایی پارامترهای فرکتالی البرز مرکزی، علوم زمین، جلد ۱، شماره ۱، صص ۷۰-۵۷.
- میرعابدینی، م.، آق‌آتابای، م.، رحیمی چاکدل، ع.، 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. صص ۷-۱.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *Earth Science*, 94, pp. 401-419.
- Aki, K., 1981. A probabilistic synthesis of precursory phenomena, in earthquake prediction, American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 4, Eds Simpson, D.W. and Richards, P.G., pp. 566-574.
- Aki, K., and Richards, P., 1980, *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. H. Freeman.

- Ashtari Jafari, M., 2008. *The distribution of b-value in different seismic provinces of Iran. The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 2008, Beijing, China.*
- Bachmanov, D.M., Trifonov, V.G., Hessami, Kh.T, Kozhurin, A.I, Ivanova, T.P, Rogozhin, E.A Hademi, M.C. and Jamali, F.H., 2004, *Active Faults in the Zagros and Central Iran. Tectonophysics, 380 (3-4). pp. 221-241.*
- Berberian, M., 1995. *Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241, pp. 193-224.*
- Berberian, M. and King, G. (1981). *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Earth Sciences, 18, pp. 210-265.*
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S. and H. Hassani, H., 2003. *Structural styles in the Zagros simple folded zone, Iran. geological society (London), 160, pp. 401-412.*
- Godano, C., Lippiello, E. and de Arcangelis, L., 2014. *Variability of the b value in the Gutenberg–Richter distribution, Geophysical Journal International, 199 (3), pp. 1765–1771.*
- Hamdache, M., Henares, J., Pela'Ez, A and Damerdji, Y., 2019. *Fractal Analysis of Earthquake Sequences in the Ibero-Maghrebian Region, Pure and Applied Geophysics, 176, pp. 1397–1416.*
- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., 2001. *The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. Petroleum geology, 24 (1), pp. 5-28.*
- Hirata, T., 1989. *A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes. Geophysic Research, 94, pp. 7507-7514.*
- Jackson, J. and Mckenzie, D., 1984. *Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Royal Astronomical Society, 77, pp. 185–264.*
- Jackson, J.A. and Fitch, T., 1981. *Basement faulting and the focal depth of the larger earthquakes in the Zagros Mountains (Iran). Royal Astronomical Society, 64, pp. 561-586.*
- Kagan, Y. and Knopoff, L., 1980. *Spatial-distribution of earthquakes: the 2-point correlation-function. Geophysical Journal International, 62, pp. 303–320.*
- King, G., 1983. *The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of b-value, Pure and Applied Geophysics, 121, pp. 761- 815.*
- Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., and Baker, C., 2000. *A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and Northern India. Geophysics, 142, pp. 629-661.*
- Mandelbrot, B. B., 1982- *The Fractal Geometry of Nature. Freeman, New York.*
- Minoch, S and Parves, I.A, 2020. *Self-Organized Fractal Seismicity and b-value of Aftershocks of the 2015 Groskha Earthquake, Nepal, International Journal of Geoscience, 11 (8), pp. 562-579*
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y.T., 1997. *Seismicity in major seismotectonic provinces of Iran, Earthquake Research in China 11(4), pp. 351-361.*
- Naimi Ghassabian, N., Khatib, M.M, K., Nazari, H. and Heyhat, M.R., 2016. *Fractal dimension and earthquake frequency-magnitude distribution in NCEIB. Geopersia, 6 (2), pp. 243-264.*
- Nampally, S., Padhy, S., Dimri, V., 2018. *Characterizing spatial heterogeneity based on the b-value and fractal analyses of the 2015 Nepal earthquake sequence, Tectonophysics, 722, pp. 154-162.*
- Nouri, R., Jafari, M.R., Arian, M., Feizi, F. and Afzal, P., 2013. *Correlation between Cu mineralization and major faults using multifractal modeling in Tarom 1:100,000 sheet, NW Iran. Geologica Carpathica, 64, pp. 409-416.*

- Novelo-Casanova, D.A., Martinez-Bringas, A. and Valdés-González, C., 2006: *Temporal variations of $Q_c - 1$ and b values associated to the December 2000–January 2001, volcanic activity at the Popocatepetl, Mexico, volcano. Volcanol. Geotherm. Research, 152, pp. 347–358.*
- Oncel, A.O. and Wilson, T., 2002. *Space-time correlations of seismotectonic parameter and examples from Japan and Turkey preceding the izmit earthquake. Bull. Seism. Soc. Am, 92, pp.339–350.*
- Paulov, J. 1991. *The Zone-Size-Dependent Entropy Formula and Spatial Interaction Modeling: A Note on Some Implications. Environment and Planning, 23, pp. 557-570.*
- Rodriguez-Iturbe, I., and Rinaldo, A., 1997. *Fractal River Basin (Chance and Self-Organization). Cambridge, Cambridge University Press.*
- Schuller, D.J., Rao, A.R., and Jeong, G.D., 2001. *Fractal characteristics of dense stream networks. Hydrology, 243 (1-2), pp. 1–16.*
- Sornette, D., Vanneste, C., and Sornette, A., 1991. *Dispersion of b values in Gutenberg-Richter law as a consequence of a proposal fractal nature of continental faulting, Geophysics Research. Letter., 18, pp. 897-900.*
- Strogatz, S.H., 1994. *Nonlinear Dynamics and Chaos. Perseus Books pub, New York.*
- Telesca, L., Cuomo, V., Lapenna, V. and Macchiato, M., 2001. *Identifying space time clustering properties of the 1983-1997 Irpinia- Basilicata (southern Italy) seismicity. Tectonophysics 330, pp. 93-102.*
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractal and Chaos in Geology and Geophysics. Cambridge University Press, first press 1992.*
- Verges, J., Goodarzi, M.G.H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. and Gillespie, P., 2011. *Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: Role of mechanical stratigraphy. Thrust fault-related folding. Petroleum Geologists Memoir, 94, pp. 69–94.*
- Vernant, P., Nilforushan, F., Hatzfeld D., Abassi, M., Vigney, C., Mason, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany M., Bayer R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. *Present day crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and north Oman. Geophysical Journal International, 157, 381-398.*
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000. *Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. Bull. Seism. Soc. Am. 90, pp. 859–869.*
- Wu, H.Y., Liu, H.F., Xu, W.J, and Wang, X., 2017. *Fractal dimension and b value of the aftershock sequence of the 2008 M S 8.0 Wenchuan earthquake, Natural Hazards, 88 (14), pp. 315-325.*
- Yin, M.M. and Shen, W., 2009. *Gutenberg-Richter Recurrence Law to Seismicity Analysis of Southern Segment of the Sagaing Fault and Its Associate Components. World Academy of Science, Engineering and Technology 26, 2009, pp. 1026-1029.*
- Zongji, Y., Jianping, Q. and Xiaogang, ZH., 2010. *Regional Landslide Zonation Based on Entropy Method in Three Gorges Area, China, Seventh International Conference on Fuzzy Systems and Knowledge Discovery, pp. 1336 – 1339.*