

نوع مقاله: علمی - پژوهشی

چکیده

با استفاده از هندسه فرکتالی می‌توان توزیع نامنظم عوارض زمین‌شناسی را به صورت کمی بررسی نمود. اهمیت تحلیل فرکتالی در تعیین پویایی زمین‌ساختی، ناهمگونی لرزه‌ای و بلوغ زمین‌ساختی می‌باشد. در این پژوهش از روش مربع‌شمار برای اندازه‌گیری بعد فرکتالی گسل‌های فعال، پارامتر لرزه‌خیزی b و زمین‌لرزه‌های رخ داده در پهنه خوزستان به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مراکز انرژی‌های هیدروکربوری خاورمیانه، طی سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۹ استفاده شده است. برای این منظور کل منطقه به ۱۶ زیرپهنه تقسیم شده و میزان بعد فرکتال در هر پهنه محاسبه شده است. محاسبه بعد فرکتال گسل‌های فعال، پارامتر لرزه‌خیزی b و نسبت آنها و فرکتال زلزله‌های رخ داده در پهنه‌ی خوزستان، نشان‌دهنده‌ی کاهش پویایی زمین‌ساختی از خاور و شمال خاور به سمت مرکز و جنوب می‌باشد. ضریب همبستگی حدود 0.78 - نشان می‌دهد که بین دو پارامتر b -value و D -value همبستگی مناسبی برقرار می‌باشد که بیانگر افزایش میزان احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بر روی گسل‌هایی با مساحت زیاد می‌باشد. نتایج نشان می‌دهد در مناطقی که تعادلی بین فرکتال لرزه‌ای و گسل‌ها وجود ندارد می‌تواند به‌عنوان کاندید زلزله‌های آتی یا وجود گسل‌های پنهان معرفی گردد. با توجه به نتایج این پژوهش مناطق اطراف گسل‌های ایذه، گسل MFF و گسل لهری از مناطق کاندید زمین‌لرزه‌های آتی معرفی می‌گردند.

واژگان کلیدی: پویایی زمین‌ساختی، تحلیل فرکتالی، فراسنج لرزه‌خیزی، گسل‌های فعال.

بررسی ناهمسانی لرزه‌ای پهنه‌ی خوزستان در جنوب باختری زاگرس به کمک تحلیل فرکتالی

مehشید فدعمی

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

سعید زارعی (نویسنده مسئول)

استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران، szarei@pgu.ac.ir

شیر انشکپور مطلق

استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

۱- مقدمه

که به شکل نامنظم شکسته و خرد شده است و نخستین بار توسط ریاضیدان فرانسوی به نام بنوئیت مندلبرو (۱۹۶۷) وارد دنیای ریاضیات شد [۲]، وی توضیح داد که پدیده‌های طبیعی بعد صحیح ندارند در حالی که اجسام فیزیکی دارای بعد اقلیدسی یک، دو، سه و یا صفر هستند [۳]. مدل‌های فرکتالی زیادی برای توزیع گسل‌ها در سطوح پوسته‌ی زمین در یک منطقه توسط تورکات ارائه شده است. در واقع در محاسبات فرکتالی، بعد اهمیت دارد نه مقیاس، زیرا بعد در هر اندازه‌ای حفظ می‌شود [۴]. با محاسبه‌ی بعد فرکتال ساختارهای خطی همانند گسل‌ها و آبراهه‌ها، می‌توان بسیاری از ویژگی‌های آنها را شناسایی و تراکم این ساختارهای خطی را تعیین و با یکدیگر مقایسه نمود [۴]. روش‌های فرکتالی

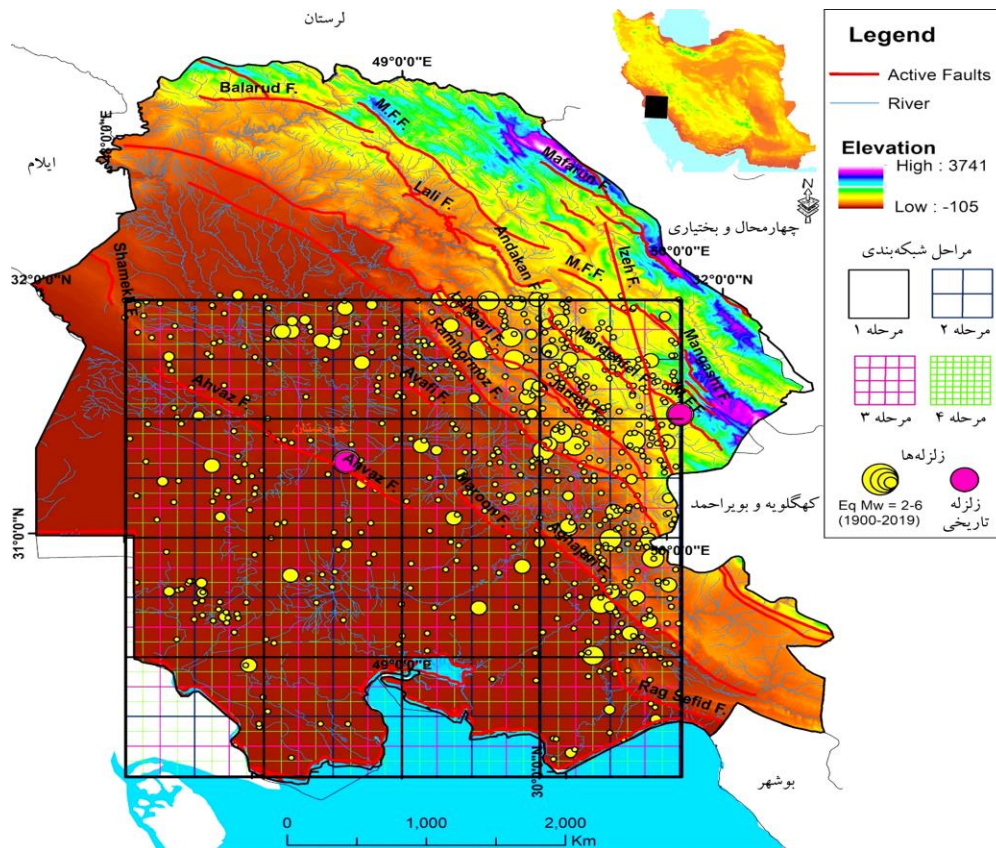
هندسه‌ی فرکتال شاخه‌ای از علم ریاضیات است. فرکتال‌ها الگوهای هندسی مانند مربع و دایره هستند که در اندازه‌های کوچک و بزرگ بر روی یک صفحه در فضا قرار دارند و پیاپی تکرار می‌شوند [۱]. به بیان دیگر، در طبیعت شکل‌ها و رفتارهایی را می‌توان یافت که قابل توصیف توسط هندسه‌ی کلاسیک نیستند؛ مثل تکرار گسل‌ها و زلزله‌ها. در واقع مبنای روش مطالعه در فرکتال، محاسبه ابعاد فرکتالی برای عناصر هندسی است. این رفتارها و شکل‌ها توسط هندسه‌ی فرکتال قابل توجیه و توصیف هستند. یک تحلیل فرکتالی می‌تواند بیانگر نحوه‌ی توزیع متغیرها و اندازه‌ی متغیرها نسبت به کل فضای اشغال شده باشد. واژه‌ی فرکتال مشتق شده از واژه‌ی لاتین فراکتوس به معنای سنگی است

فعال جهان است که رخداد زمین‌لرزه‌هایی با شدت کم و زیاد، خود شاهدهی بر این ادعاست [۸]. رشته کوه زاگرس با طول حدود ۱۲۰۰ کیلومتر در قسمت جنوب و جنوب باختر ایران به‌عنوان بخشی از کمربند آلپ-همالیا محسوب می‌گردد. این کمربند در حاشیه شمال خاوری صفحه عربی و روی پی‌سنگ کامبرین واقع شده است. ناحیه زاگرس با احتساب کمربند دگرگونی بین ۲۰۰ تا ۳۵۰ کیلومتر پهنا دارد. این کمربند یک منطقه جوان است که در اثر برخورد صفحات عربی و ایران مرکزی دچار کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی شده است [۸] و بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ثبت شده ایران را به خود اختصاص داده است [۹]. ضخامت پوشش رسوبی حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر [۸] و عمق پی سنگی زاگرس ۴۵ کیلومتر تخمین زده شده است [۹]. منطقه مورد بررسی در این پژوهش، در عرض شمالی ۳۰ تا ۳۲ درجه و طول خاوری ۴۸ تا ۵۰ درجه می‌باشد که قسمتی از حوضه رسوب گذاری زاگرس است (شکل ۱). این منطقه چندین

به دلایل بسیاری از جمله در نظر گرفتن توزیع فضایی داده‌ها، شکل هندسی ساختارها و همچنین استفاده از تمام داده‌های بدون تعدیل آنها دارای کاربرد فراوانی در مطالعات زمین‌شناسی هستند [۵]. در این پژوهش نقشه گسل‌های فعال منطقه تهیه شده و رومرکز زلزله‌ها از سایت IRSC و IIEES استخراج و بعد از تصحیحات لازم در نرم‌افزار ArcGIS 10.4.1 روی نقشه ارتفاعی رقومی منطقه رسم شده‌اند. برای زمین‌لرزه‌های تاریخی از بربریان [۶] و آمبرسیز و ملویل [۷] استفاده شده است. سپس با ترسیم نمودارها، محاسبه و مقایسه ابعاد فرکتالی ساختارهای گسلی، پارامتر لرزه‌خیزی b و زلزله‌های رخ داده در پهنه خوزستان، پویایی زمین‌ساختی منطقه مطالعه شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

فلات ایران به سبب قرارگیری در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همالیا به لحاظ جایگاه ساختاری، یکی از مناطق



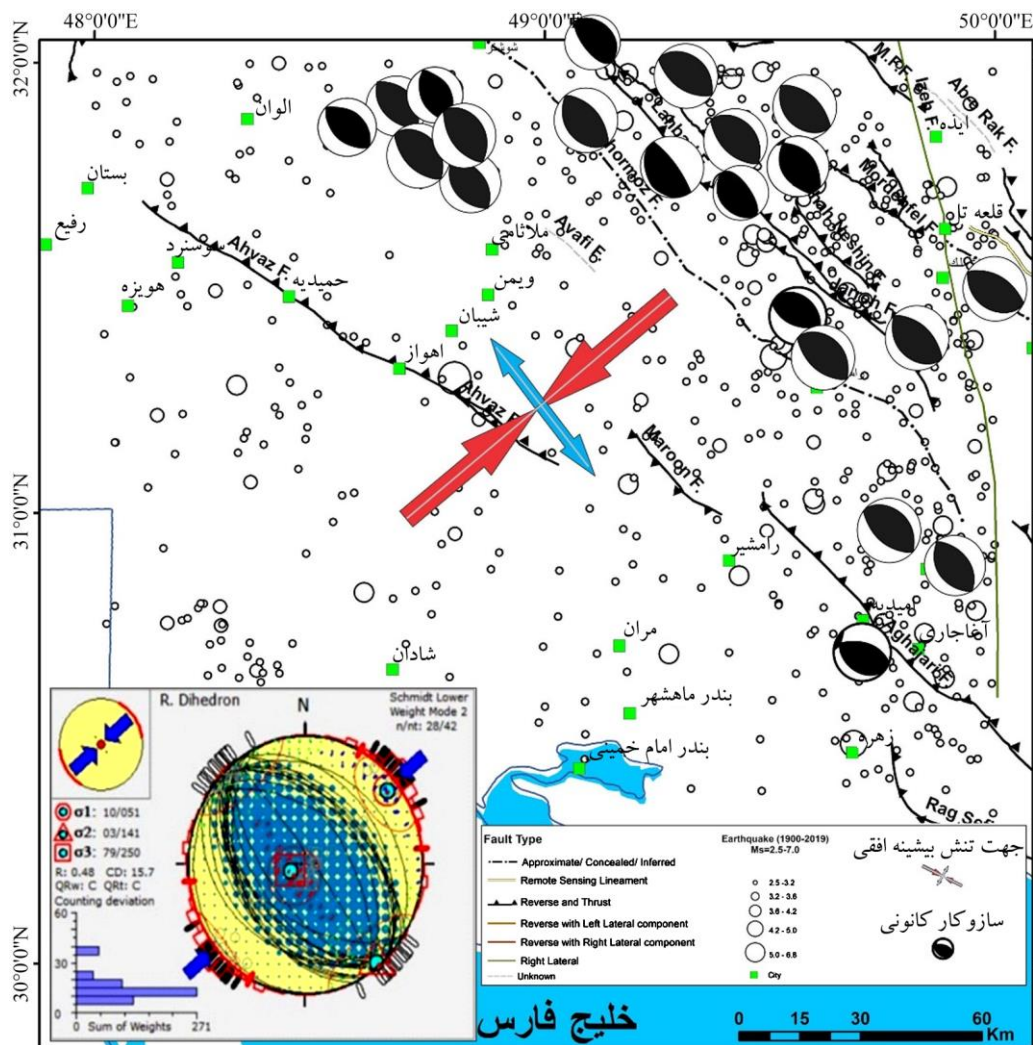
شکل (۱): نقشه لرزه‌زمین‌ساختی منطقه مطالعاتی در پهنه خوزستان در جنوب باختری زاگرس. مراحل مختلف شبکه‌بندی ساختار فرکتالی، گسل‌های فعال، زلزله‌های تاریخی و دستگاهی و شبکه‌بندی آبراهه‌ها در شکل نشان داده شده است.

۳- مواد و روش‌ها

۳-۱- تعیین جهت بیشینه تنش منطقه مطالعاتی

در اینجا با استفاده از تحلیل داده‌های حاصل از فوکل مکانیسم زلزله‌ها در نرم‌افزار Win-Tensor راستای تنش بیشینه‌ی افقی منطقه مطالعاتی تعیین شده است. در منطقه مطالعاتی از سازوکار ۲۱ زمین‌لرزه بزرگ‌تر از ۴ گزارش شده از مرجع IRIS استفاده کرده و میدان تنش در جنوب باختری کمربند زاگرس را از فرمول وارونگی تنش با سازوکار کانونی داده شده محاسبه گردیده است (شکل ۲). با وارد کردن اطلاعات زمین‌لرزه شامل امتداد، شیب و ریگ، و تعیین سازوکار زلزله و ثبت آن در نرم‌افزار فوق، یک سری از داده‌های ناهمگون در مجموعه حذف نتیجه بهینه و دقیق استخراج می‌گردد.

میدان نفت و گاز مهم ایران (مارون، آغاچاری، گچساران، آزادگان، آب تیمور، رگ سفید و اهواز) را در خود جای داده است و از نظر اقتصادی یکی از با ارزش‌ترین قطب‌های اقتصادی ایران است، لذا شناخت فعالیت زمین‌ساخت منطقه می‌تواند بسیار مفید واقع شود. مهم‌ترین سازنده‌های موجود در منطقه عبارتند از بختیاری، آغاچاری، میشان، گچساران، آسماری، پابده، گورپی که اکثراً روند شمال باختر- جنوب خاوری دارند و مهم‌ترین گسل‌های منطقه مطالعاتی گسل‌های ایذه، لهبری، آغاچاری، اهواز و مارون هستند (شکل ۱). پهنه‌ی خوزستان شامل قسمت کمی از زاگرس مرتفع، قسمتی از زاگرس چین‌خورده ساده، و بخش عمده آن فروافتادگی دزفول و دشت آبادان می‌باشد. بیشتر زلزله‌های پهنه به دلیل وجود لایه‌های جدایشی، بدون گسلش سطحی می‌باشد [۱۰].



شکل (۲): جهت SH_{max} و سیگما به دست آمده از تحلیل داده‌ها در نرم‌افزار win tensor بر روی نقشه گسل‌های فعال منطقه مطالعاتی.

در هر مرتبه و i مرتبه است. شکل ساده‌تر از رابطه (۲) به صورت رابطه (۳) است [۵]:

$$\text{Log}(N) = C + K \log\left(\frac{1}{S}\right) \quad (۳)$$

در این رابطه N تعداد پدیده‌ها، S اندازه شبکه به کار گرفته شده، a ثابت رابطه و k بعد فرکتالی است. روش مربع شمار^۶ متداول‌ترین روش در تحلیل فرکتالی است [۵] و توسط بسیاری از محققین به کار گرفته شده است. در این روش ابتدا در محدوده‌ی مورد مطالعه یک شبکه‌بندی مناسب ایجاد می‌شود. تحلیل‌ها بر اساس نمودار $\log\text{-}\log$ از تعداد مربع‌های حاوی ساختار N_n برحسب عکس طول شبکه‌های ایجاد شده ($1/r_n$) صورت می‌گیرد. طبق رابطه:

$$\log(N_n) = D \cdot \log(1/r_n) + c \quad (۴)$$

D شیب خط برازش شده و نشان‌دهنده‌ی بعد فرکتالی می‌باشد که دامنه تغییرات این ضریب در روش مربع شمار و در یک سامانه دوعدی می‌تواند عددی در بازه ۰ تا ۲ مربوط به منابع لرزه‌ای فعال باشد [۱۲]. مقادیر D_c نزدیک به صفر می‌تواند مربوط به تجمع تمامی زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه باشد، مقادیر نزدیک به ۱ می‌تواند مربوط به پراکنندگی خطی زمین‌لرزه‌ها مثلاً در یک پهنه‌ی فرورانشی باشد و مقادیر نزدیک‌تر به ۲ نشان‌دهنده‌ی شکستگی صفحه‌ای باشد. در سامانه سه‌بعدی این مقدار می‌تواند تا ۳ نیز باشد که مقدارهای نزدیک‌تر به ۳ مربوط به حجم پوسته توسط شکستگی زمین‌لرزه‌های انباشته شده است [۱۳-۱۴]. ابعاد فرکتال یک پهنه گسلی بیانگر پویایی و نحوه‌ی فعالیت گسل و گسترش آن می‌باشد.

۳-۳- فرکتال سامانه گسلی

گسل‌ها از پارامترهای مهم مطالعات لرزه‌زمین‌ساختی هستند که تحلیل هندسه فرکتالی آنها بر پایه خودهمسانی^۷ است؛ یعنی اگر گسل بخواهد رشد کند، از شکستگی‌های بسیاری درست می‌شود که به سیستم گسل اولیه شبیه است. اگر مقدار فرکتال

نتیجه نهایی تنها شامل صفحه‌هایی می‌شود که بهترین تناسب را با میدان تنش یکنواخت دارد. برای بیان عددی رژیم تنش از شاخص رژیم تنش R' استفاده می‌کنیم که مبتنی بر مقدار نسبت تنش R است [۱۱].

در این روش محدوده مقادیر R' پیوسته است. مقدار R' از صفر تا ۱ برای رژیم گسلی نرمال^۲، از ۱ تا ۲ برای رژیم گسلی امتداد لغز^۳ و از ۲ تا ۳ برای رژیم گسلی تراستی^۴ تعریف شده است. در این منطقه، ۲۱ زمین‌لرزه با $m_b \geq 4$ در بازه زمانی ۱۹۵۰ تا ۲۰۱۹ ثبت شده است. بردار جهت‌گیری بیشینه تنش افقی برای این منطقه $Sh_{max} = N50^\circ E \pm 20.6$ و کمینه تنش افقی $Sh_{min} = N140$ محاسبه شده است. روند کلی گسل‌ها از شمال باختر به جنوب‌خاور می‌باشد. شاخص رژیم به‌دست آمده منطقه $R' = 2/4 \pm 0/44$ است. بنابراین رژیم تنش منطقه از نوع همگرا تعریف می‌گردد.

۳-۲- مفهوم فرکتال^۵

ابعاد هندسی اقلیدسی نمی‌توانند بیان‌گر ویژگی پدیده‌ها با هم و مقایسه آنها با یکدیگر باشند، ولی ابعاد فرکتالی می‌توانند به صورت اعداد اعشاری بیان‌گرند، بدین ترتیب در این روش محدودیتی در اندازه‌گیری هیچ‌یک از پدیده‌ها وجود ندارد. مهم‌ترین ویژگی این روش برای محاسبه حد آنومالی‌های ژئوفیزیکی ساختاری و ژئوشیمیایی هستند.

تورکات [۴] مجموعه فرکتال را به صورت زیر تعریف می‌کند:

$$N_i = C / r_i^D \quad (۱)$$

که در این رابطه N_i ، r_i ، C به ترتیب تعداد پدیده‌ها، بعد خطی ویژه، و ثابت رابطه و D بعد فرکتال است. این رابطه را می‌توان به صورت دیگر نیز بیان کرد [۴]:

$$D = \frac{\text{Log}\left(\frac{N_i + 1}{N_i}\right)}{\text{Log}\left(\frac{r_i}{r_i + 1}\right)} \quad (۲)$$

که در این معادله D بعد فرکتال، N تعداد پدیده‌ها، r طول مربع

بلوغ کمتر سامانه‌ی گسلی در آن پهنه می‌باشد [۱۵]. مقدار کم بعد فرکتالی نشان از افزایش کرنش و بلوغ بیشتر سیستم گسلی پهنه دارد [۱۶]. افزایش بعد فرکتالی گسل‌ها در نتیجه توسعه بیشتر گستره سطحی گسل و بلوغ کمتر شکستگی‌هاست که در طی دگرریختی، از پوسته فضای بیشتری نسبت به منطقه اشغال کرده‌اند. این فرایند نشانگر توزیع گسترده اعمال شکستگی و در نتیجه افت تنش در یک میدان وسیع‌تر خواهد بود. افزایش فاصله مسیرهای تنش در سطح، موجب افت تنش به صورت خطی و نقطه‌ای می‌شود و این پدیده شرایط را برای کاهش مؤلفه‌های تنش چنان‌که نتواند بر مقاومت پوسته چیره شود را فراهم می‌آورد [۱۵].

با توجه به نمودارهای به دست آمده (شکل ۳)، ابعاد فرکتالی در بخش‌های متفاوت منطقه یکسان نیست که نمایانگر تفاوت هندسه‌ی سیستم گسلش بخش‌ها با یکدیگر است. پهنه ۱ دارای بیشترین مقدار عددی بعد فرکتالی می‌باشد. بعد از آن به ترتیب قسمت‌های ۲ و ۵ و ۹ ابعاد فرکتالی بیشتری نسبت به قسمت‌های مرکزی و جنوبی دارند و با نزدیک شدن از بخش شمالی به سوی مرکز و بخش جنوبی پهنه‌ی مطالعاتی، بعد فرکتالی کمتر می‌شود. پراکندگی میدان تنش در این نواحی می‌تواند سبب کاهش توان لرزه‌هایی در آن مناطق شده باشد.

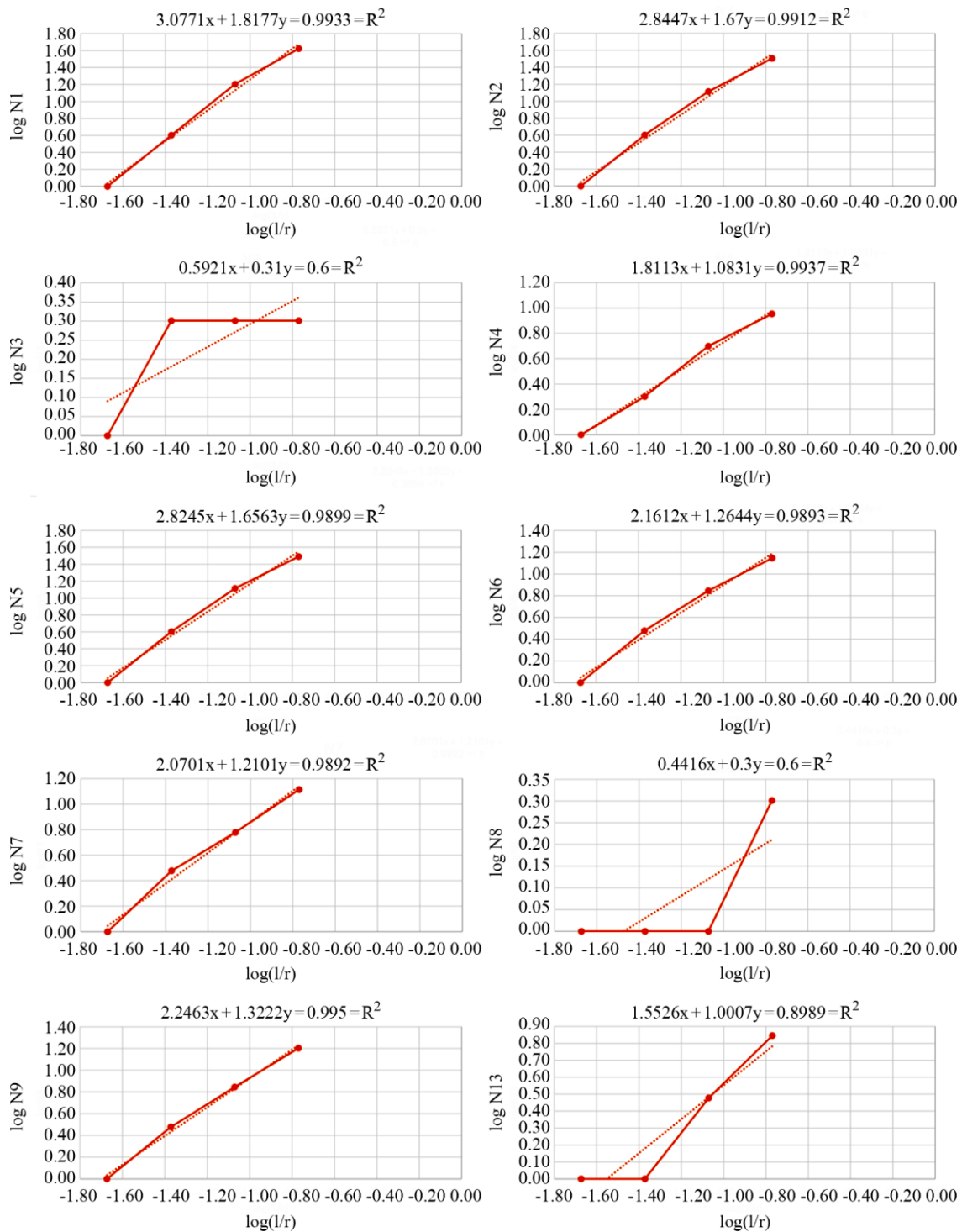
باید به این نکته توجه داشت که هرچه جنس سنگ‌های منطقه شکننده‌تر باشد، شدت شکستگی بیشتر و بعد فرکتالی بزرگ‌تر است و هرچه سن سنگ‌های منطقه بیشتر باشد، به علت تحمل تنش‌های بیشتر، شکستگی‌ها بیشتر و بعد فرکتالی بزرگ‌تری دارند. نکته دیگر رخنمون واحدهاست. هرچه واحدهای قدیمی‌تر نسبت به واحدهای جوان‌تر در منطقه

گسل ثابت بماند یعنی پدیده گسلش در هر مقیاسی خودهمسان است و بنابراین مقیاس پایاست. مقادیر بزرگ‌تر فرکتال گسل نشان‌دهنده بی‌نظمی بیشتر هندسه گسل و تراکم بیشتر شکستگی‌ها در یک سطح رخنمون است، یعنی مناطق با بعد بزرگ‌تر فرکتالی گسل، هندسه گسلی پیچیده‌تری دارند. توزیع فضایی گسل‌ها بر روی مقدار عددی فرکتال مؤثر است. در واقع شدت شکستگی‌ها معرف مقدار بعد فرکتال سامانه گسلی است. افزایش و کاهش میزان زلزله‌ها نیز مرتبط با طول گسل‌های مرتبط می‌باشد. لذا بالا بودن نرخ لرزه‌ای نشان‌دهنده‌ی پویایی (فعال بودن) یک پهنه در محدوده‌ای کوچک از کل یک گسل است. توزیع فرکتال شکستگی‌ها یا ابعاد فرکتال یک پهنه گسلی بیانگر نحوه فعالیت گسل و گسترش آن می‌باشد. برای محاسبه ابعاد فرکتالی سیستم گسلی فعال در منطقه، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای، نقشه سامانه گسلی فعال و اصلی منطقه تهیه شده است، سپس منطقه مورد مطالعه به ۱۶ زیرپهنه تقسیم شده است؛ یعنی یک مربع به طول ۱۸۸ کیلومتر به ۱۶ مربع به طول ۴۷/۰۷ کیلومتر تقسیم شد؛ و از این ۱۶ مربع، ۱۰ مربع که دارای گسلش سطحی بودند هر کدام جداگانه مورد ارزیابی قرار گرفته و برای هر یک بعد فرکتالی محاسبه شده است. در شکل (۱) تقسیم‌بندی سامانه گسلی نشان داده شده است. جدول (۱) نحوه‌ی محاسبه پارامترهای تحلیل فرکتالی گسل‌های فعال را نشان می‌دهد.

مقدار کم بعد فرکتال نشان‌گر این خواهد بود که گستره سطحی گسل، محدود بوده و دگرشکلی در آن به حد نهایی رسیده است؛ و هر چه بعد فرکتالی شکستگی‌های ساختاری، عدد بزرگ‌تری باشد، نشان‌دهنده‌ی میزان تراکم شکستگی‌ها و

جدول (۱): محاسبه پارامترهای تحلیل فرکتالی گسل‌های فعال.

N16	N15	N14	N13	N12	N11	N10	N9	N8	N7	N6	N5	N4	N3	N2	N1	1/r	r
-	-	-	۱	-	-	-	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۰/۰۲۱۲۴	۴۷/۰۷
-	-	-	۱	-	-	-	۳	۱	۳	۳	۴	۲	۲	۴	۴	۰/۰۴۲۴۹	۲۳/۵۳۵
-	-	-	۳	-	-	-	۷	۱	۶	۷	۱۳	۵	۲	۱۳	۱۶	۰/۰۸۴۹۸	۱۱/۷۶۷
-	-	-	۷	-	-	-	۱۶	۲	۱۳	۱۴	۳۱	۹	۲	۳۲	۴۲	۰/۰۱۶۹۹	۵/۸۸۴

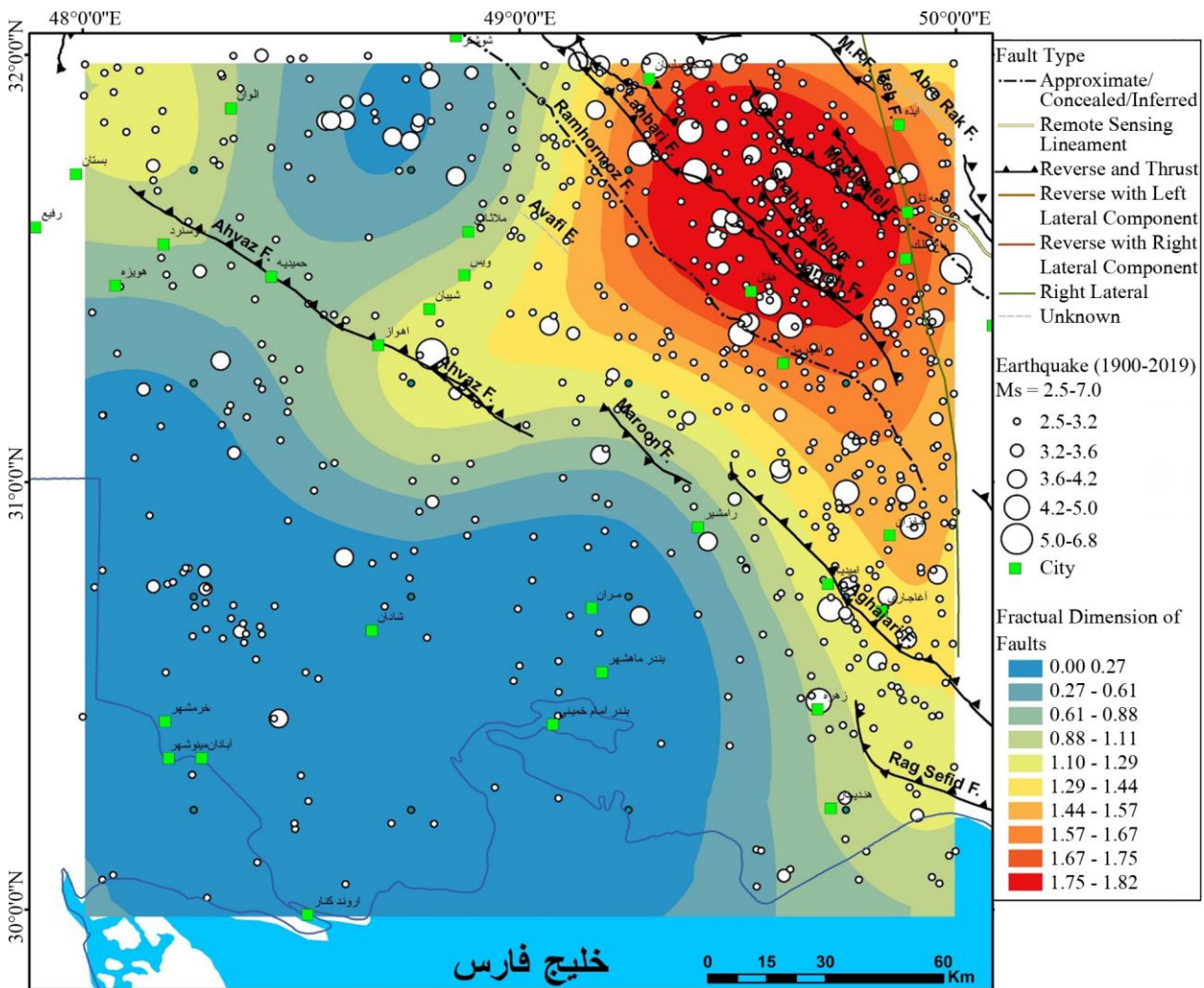


$D_1 = 1.8177$	$D_2 = 1.67$	$D_3 = 0.3$	$D_4 = 1.0831$	$D_5 = 1.6563$
$D_6 = 1.2644$	$D_7 = 1.2101$	$D_8 = 0.3$	$D_9 = 1.3222$	$D_{13} = 1.0007$

شکل (۳): نمودارهای لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی شکستگی‌های ساختاری هستند.

توجه می‌باشد. شکل (۴) پهنه‌بندی منطقه مطالعاتی را بر اساس ابعاد فرکتالی به دست آمده به روش کریجینگ با ابزار Geostatistics از نرم‌افزار Arc Gis 10.4 نشان می‌دهد.

رخمون بیشتری داشته باشند، بر شدت شکستگی و بعد فرکتالی افزوده خواهد شد [۱۷]. با توجه به پوشیده شدن بخش‌های جنوبی‌تر خوزستان از رسوبات آبرفتی و جوان این موضوع قابل



شکل (۴): نقشه تغییرات بعد فرکتال گسل‌های فعال در منطقه مطالعاتی به همراه رومرکز زمین لرزه‌ها.

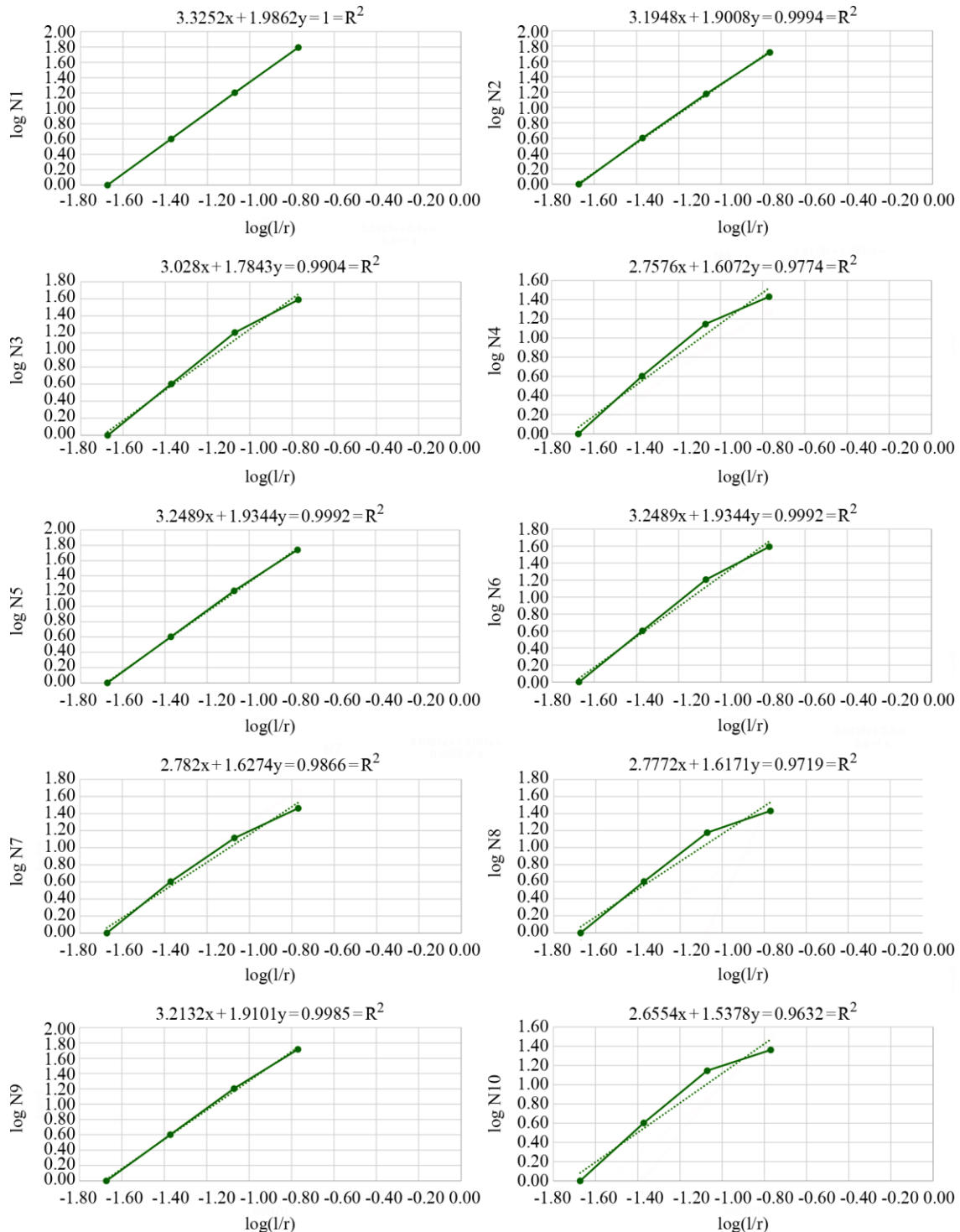
۳-۴- فرکتال زلزله‌ها

(به ترتیب ۲۳/۵۳ و ۱۱/۷۷ و ۵/۸۸ کیلومتر) ایجاد شده‌اند. سپس نمودارها رسم و مقادیر فرکتالی برای هر ۱۶ مربع اصلی محاسبه (شکل ۵) و بر اساس آنها پهنه‌بندی صورت گرفته است (شکل ۶). از آنجا که هر چه بعد فرکتالی در منطقه بزرگ‌تر باشد نشان‌دهنده‌ی وقوع زلزله‌های رخ داده است، پس می‌توان گفت که قسمت‌های شمال خاور و خاور شامل زیر پهنه‌های ۱، ۵، ۹ و ۲ دارای زلزله‌های فراوان‌تری نسبت به دیگر قسمت‌ها می‌باشند. با بررسی شکل‌های (۱) و (۲) می‌توان دریافت که این قسمت‌ها تقریباً در زیر پهنه زاگرس چین خورده قرار دارند که در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در راستای شمال خاوری- جنوب باختری فشرده می‌شود که این همگرایی باعث ایجاد فرایندهای نوزمین‌ساختی و در نتیجه

بررسی آماری رخداد زمین لرزه‌ها به توزیع ناهمگنی در هندسه گسل و تنش مربوط می‌باشد [۵]. بعد فرکتال، برای اندازه‌گیری کمی درجات این ناهمگنی مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر رومرکز زلزله‌ها به صورت پیش‌رونده به صورت خوشه‌ای توزیع شوند، کاهش بعد فرکتال را خواهیم داشت [۱۸]. بعد از تصحیحات لازم و حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها، در نهایت کاتالوگی شامل دو زلزله‌ی تاریخی و ۶۷۰ زلزله از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۹ استخراج شده و در نرم‌افزار ArcGIS بر روی لایه‌های گسل و توپوگرافی پلات شده است (شکل ۱). سپس در هر مرحله شمارش‌ها در همه‌ی مربع‌ها انجام شده است. در هر مرحله با کاهش طول ضلع مربعات، شبکه‌های با طول ضلع کمتر

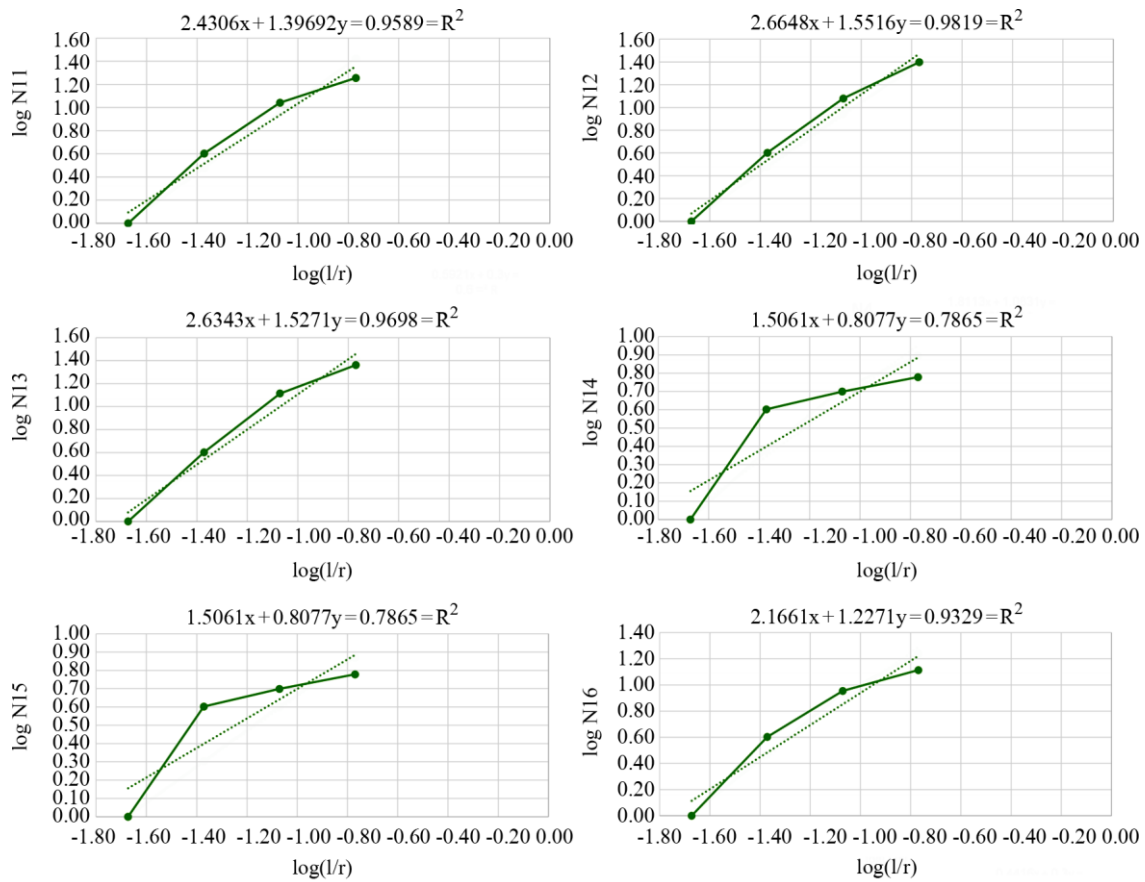
همین تنش‌ها موجب دگرشکلی ورق عربستان و فراوانی زمین‌لرزه‌های این قسمت می‌شود.

لرزه‌خیزی کنونی زیرپهنه‌های این قسمت می‌شود. به بیان بهتر، تنش‌های فشارشی وارد بر زاگرس بر ناحیه اثرگذار است و



$D_1 = 1.9862$	$D_2 = 1.9008$	$D_3 = 1/7843$	$D_4 = 1.6072$	$D_5 = 1.9344$
$D_6 = 1.7856$	$D_7 = 1.6274$	$D_8 = 1.6171$	$D_9 = 1.9101$	$D_{10} = 1.5378$

شکل (۵): نمودارهای لگاریتمی عکس طول ضلع مربع‌ها به تعداد مربع‌هایی که حاوی زلزله هستند. جدول میزان بعد فرکتال محاسبه شده در ۱۶ مربع در نظر گرفته شده در شکل نشان داده شده است.



$D_{11} = 1.3969$	$D_{12} = 1.5516$	$D_{13} = 1.5271$
$D_{14} = 1.8077$	$D_{15} = 1.8077$	$D_{16} = 1.2271$

ادامه شکل (۵).

در این رابطه مقدار a ، تعداد زلزله‌های بزرگ‌تر از صفر را نشان می‌دهد که به عواملی مثل مساحت منطقه مطالعاتی، اندازه چشمه لرزه‌زا و شمار سال‌هایی که داده در آنها مورد محاسبه قرار می‌گیرند بستگی دارد. مقدار b ، پارامتری مهم در بررسی لرزه‌خیزی است که برای توصیف مجموعه‌ای از زمین‌لرزه‌ها به کار می‌رود. مقدار b رابطه معکوس با تنش دارد و از آنجا که تنش عامل اصلی ایجاد زلزله است، بنابراین می‌توان از مقدار b به‌عنوان تنش سنج استفاده کرد [۱۹].

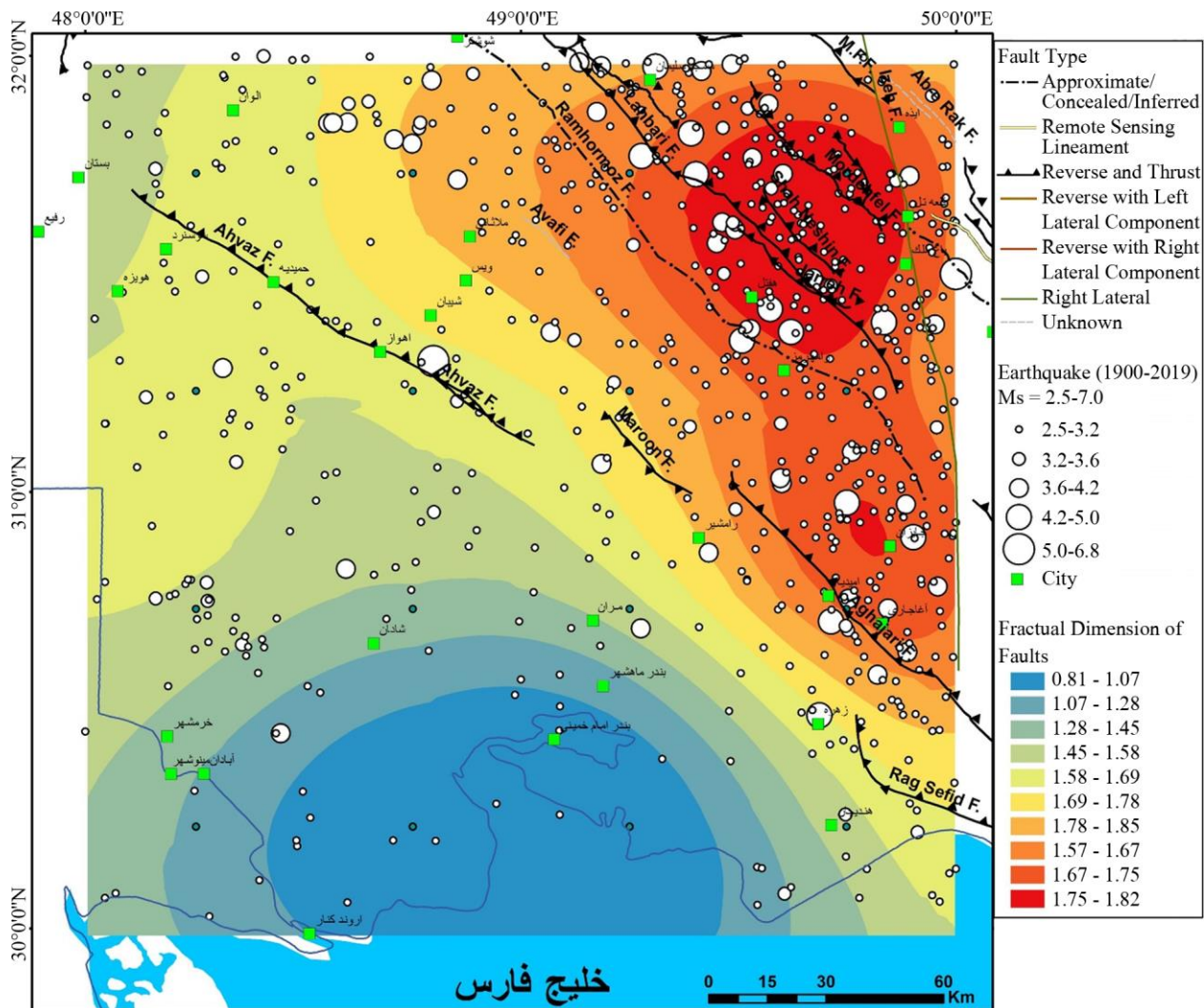
روش بیشینه احتمال و روش حداقل مربعات دو روش اصلی محاسبه مقدار پارامتر b می‌باشند. روش حداقل مربعات با برازش خطی بر منحنی توزیع بزرگی- فراوانی منطبق می‌شود و شیب این خط به‌عنوان b -value لحاظ می‌گردد. در روش بیشترین احتمال به‌طور معکوس به میانگین بزرگی ارتباط دارد و روشی

۳-۵- تعیین روابط نسبتی بعد همبستگی با فراسنج لرزه‌خیزی

D-value/b-value

پراکندگی تعداد زمین‌لرزه‌هایی که در یک دوره مشخص زمانی در هر گستره‌ی لرزه‌خیز رخ می‌دهد را می‌توان به‌عنوان نمایشگر بنیادی برای بیان لرزه‌خیزی آن به کار برد. در این راستا به کارگیری بسامد رخداد زمین‌لرزه‌ها به‌مثابه‌ی تابعی از بزرگی آن، از ابزارهای ارزشمندی است که نظر بسیاری از زلزله‌شناسان را به خود جلب کرده است. رابطه فراوانی- بزرگی گوتنبرگ-ریشتر برای تشریح این پراکندگی به کار می‌رود. در این رابطه فراوانی تجمعی زمین‌لرزه (N_c) به‌طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگی (M) نسبت داده می‌شود:

$$\log(N_c) = a - bM \quad (5)$$



شکل (۶): نقشه تغییرات D-value در جنوب باختری زاگرس به همراه رومکز زمین لرزه‌ها و گسل‌های فعال.

ارتباط بین فراسنج b و بعد فرکتال D ، اطلاعات ارزشمندی را درباره لرزه‌زمین ساخت یک ناحیه به ما می‌دهد [۲۲]. برای برآورد بعد همبستگی در ۱۶ مربع مورد استفاده در این پژوهش، با استفاده از فراسنج b و برازش خط راست به کمک کمترین مربعات در محدوده مطالعاتی روابط زیر به دست آمد:

$$D = 1.38 - 0.25b \quad R^2 = 0.75 \quad (7)$$

از آنجا که مقادیر بالای b و مقادیر پایین D ، نواحی خزش گسل‌ها و برعکس مقادیر پایین b و مقادیر بالای D ، تشگاه‌ها و نواحی که ممکن است در آینده زمین لرزه بزرگی داشته باشند را نشان می‌دهند بنابراین نسبت D -value/ b -value می‌تواند نشانگر خوبی جهت برآورد خطر زمین لرزه در آینده باشد (شکل ۷).

قدرتمند و قوی برای محاسبه b -value است [۲۰]. مقدار آن با استفاده از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$b = \frac{1}{M - M_{\min}} \log e \quad (6)$$

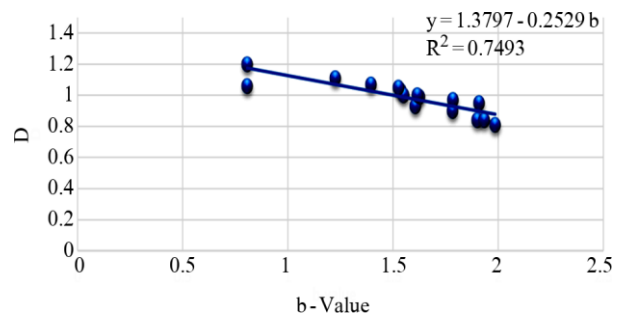
در این رابطه \bar{M} بزرگی میانگین و M_{\min} حداقل بزرگی نمونه در حال بررسی است. این مقدار به Mc اشاره می‌کند. برای محاسبه مقدار b به روش بیشینه احتمال، از نزدیک‌ترین زمین لرزه‌های شعاع ۵۰ کیلومتری مرکز هر مربع استفاده شده است.

ناهمگنی مقادیر b به‌طور مستقیم به توزیع تنش‌های تفاضلی در پوسته زمین مرتبط هستند یعنی نواحی با b -value کمتر عموماً تحت تنش برشی بیشتر بعد از زمین لرزه اصلی هستند و بخش‌های با b -value بالاتر بخش‌هایی هستند که لغزش را تجربه می‌کنند [۲۱].

طی دوره زمانی زمین‌لرزه‌های بزرگ، مقدار b پایین و D بالاست. این به ترتیب با شدت تنش بالا و خوشه‌ای بودن کمتر فعالیت لرزه‌ای مرتبط می‌باشد.

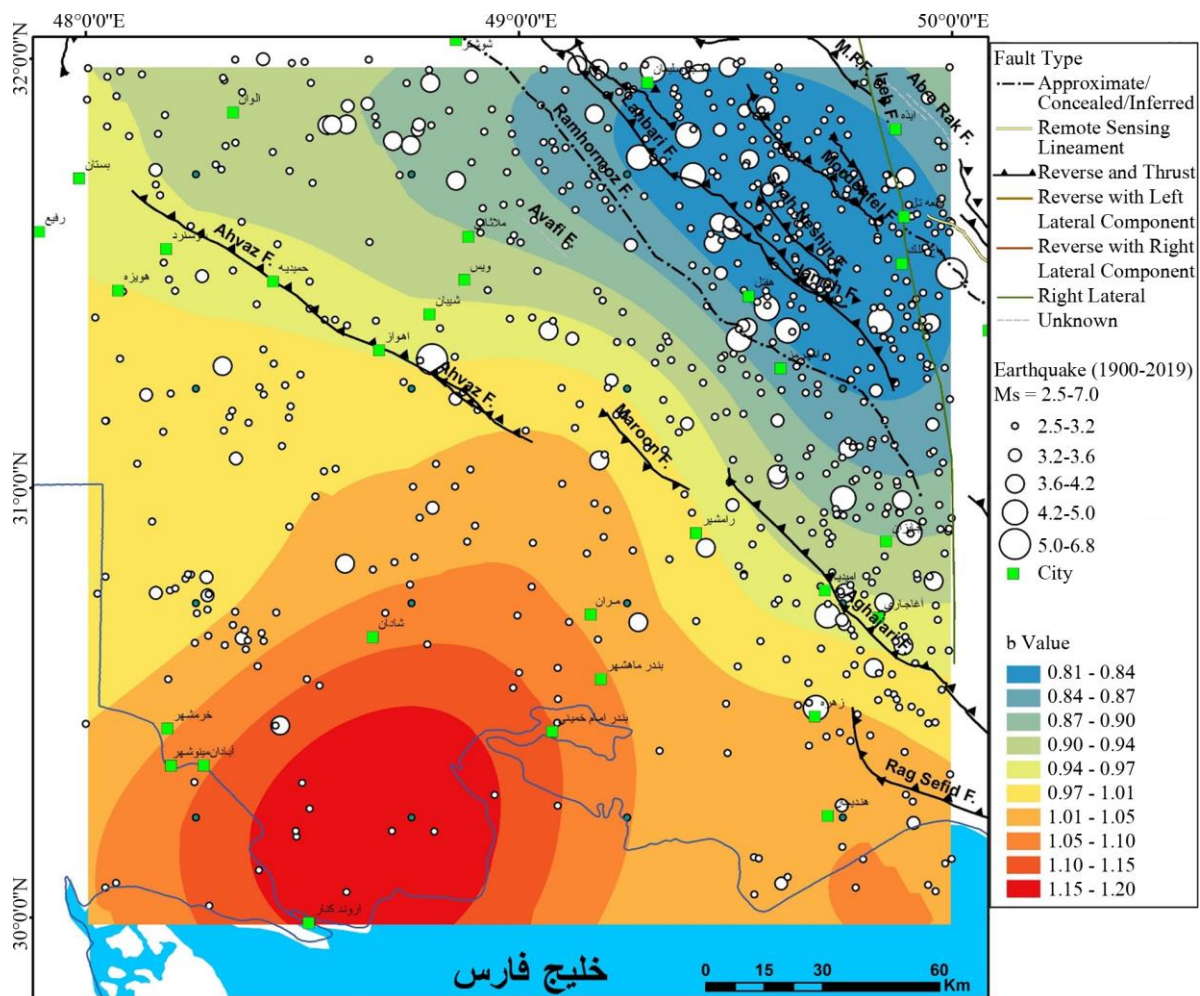
مقدار b در یک ناحیه تنها بازتاب‌کننده رابطه نسبی تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک در یک ناحیه نیست، بلکه به شرایط تنش در یک ناحیه بستگی دارد. بعد فرکتال هم توصیف‌کننده میزان غیر یکنواختی فعالیت لرزه‌ای در یک سیستم گسلی فعال و تا حدی تفاوت‌های مکانیکی و ساختاری می‌باشد [۲۳]. D بالاتر و b پایین‌تر به احتمال حضور آسپریته‌ها در طول گسل نیز مربوط است [۲۴].

شکل (۸) پهنه‌بندی فراسنج b را نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود بخش‌های شمال‌خاوری عدد پایین‌تری را نشان می‌دهند. ضریب همبستگی حدود -0.86 نشان می‌دهد که بین



شکل (۷): ارتباط بین فراسنج لرزه‌خیزی b و بعد فرکتال D لرزه‌خیزی با برازش خط راست به روش کمترین مربعات.

در واقع از آنجا که مقادیر بالای b و مقادیر پایین D ، نواحی خزش گسل‌ها و برعکس مقادیر پایین b و مقادیر بالای D ، تنشگاه‌ها و نواحی که ممکن است در آینده زمین‌لرزه بزرگی داشته باشند را نشان می‌دهند بنابراین نسبت این پارامترها می‌تواند نشانگر خوبی جهت برآورد خطر زمین‌لرزه در آینده باشد.



شکل (۸): نقشه تغییرات b -value در جنوب باختری زاگرس به همراه رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌های فعال.

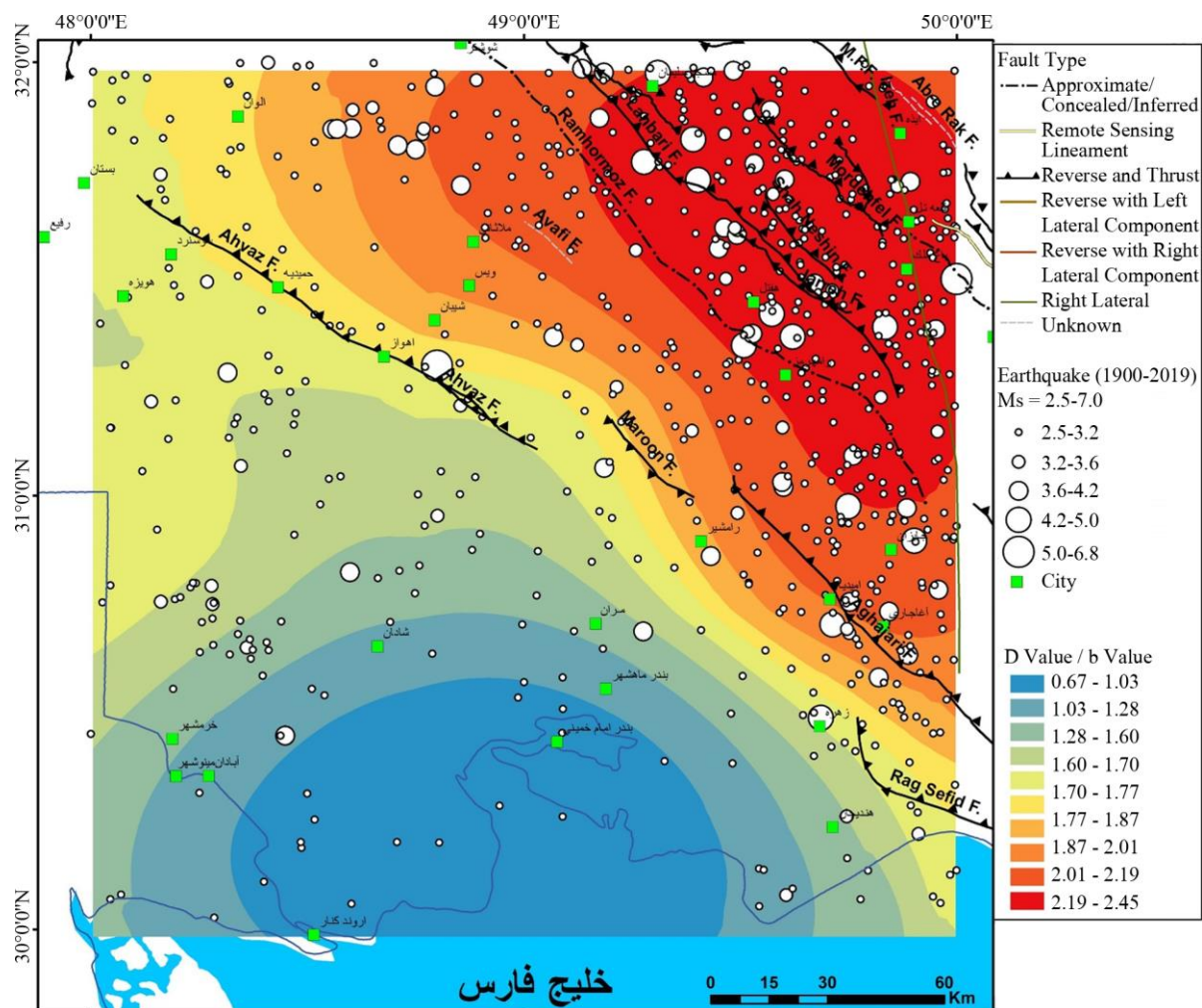
روند بررسی فرکتال مکانی می‌باشد. با این تفاوت که در تحلیل فرکتال زمانی، به جای تقسیم منطقه‌ی مورد نظر به زیرپهنه‌های مساوی و کوچک‌تر، بازه‌ی زمانی در نظر گرفته شده به دوره‌های کوچک‌تر تقسیم می‌شود و تعداد عارضه در هر مرحله (هر مرتبه) برای دوره‌ی زمانی مورد نظر شمرده شده (جدول ۲) و در نهایت بعد فرکتال محاسبه شده و برای زیردوره‌های مختلف مقایسه شده است (شکل ۱۰).

جدول (۲): محاسبه پارامترهای تحلیل فرکتالی الگوی زمانی پهنه.

N4t	N3t	N2t	N1t	1/r	r (year)
۱	۱	۱	۱	۰/۱۴۲۸	۷
۴	۴	۴	۴	۰/۵۷۱۴	۱/۷۵
۱۱	۱۲	۱۱	۱۱	۲/۲۸۵۷	۱/۴۳۷۵
۲۰	۱۵	۲۱	۲۰	۹/۱۴۲۸	۰/۱۰۹۴

این دو پارامتر همبستگی خوبی برقرار می‌باشد. همبستگی منفی می‌تواند نشان‌دهنده‌ی افزایش میزان احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بر روی گسل‌هایی با مساحت زیاد باشد. همبستگی مثبت نیز می‌تواند نشانگر احتمال کاهش رخداد زلزله‌های بزرگ در پاسخ به قطعه‌قطعه شدن زون گسلی باشد. همچنین می‌تواند نشان‌دهنده‌ی رهایی تنش شاخه‌های فرعی سیستم گسلی بعد از گسیختگی اصلی باشد [۲۵]. نسبت بعد فرکتال به ضریب b لرزه‌خیزی، محل بیشینه تنشگاه‌ها را نشان می‌دهند و بخش‌های شمال‌خاوری خوزستان چنین شرایطی را دارند (شکل ۹).

در ادامه بحث فرکتال زمین‌لرزه‌ها که یک مقیاس دو بُعدی می‌باشد، به جای بُعد مکان-تعداد می‌توان بعد زمان-تعداد را برای یک عارضه محاسبه و بررسی کرد؛ که روند آن نیز، مشابه



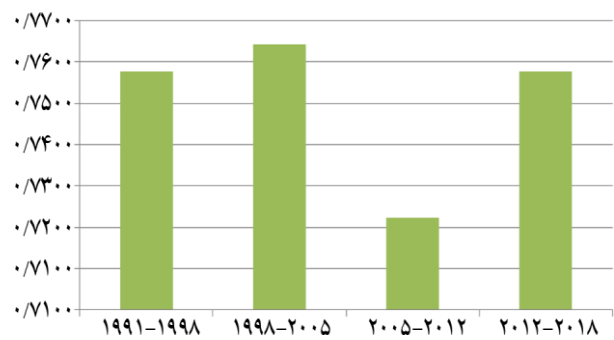
شکل (۹): نقشه توزیع نسبتی بعد فرکتال (D value/b value) رومرکز زمین‌لرزه‌ها در منطقه مطالعاتی.

چین خوردگی و گسلش به سمت جنوب و جنوب باختری مهاجرت می‌نماید این احتمال می‌رود که در آینده مهاجرت این پویایی لرزه‌ای را به سمت بخش‌های جنوب باختری نیز داشته باشیم. با اعمال تنش از طرف صفحه عربی طی دگرشکلی پیش‌رونده در زاگرس بخش‌های زاگرس مرتفع در گیر با تغییر شکل‌های فعالی در تاریخ زمین‌شناسی خود بوده است. این موضوع با گذشت زمان ادامه یافته و با پیشروی دگرشکلی‌ها از سمت زاگرس مرتفع به سمت زاگرس ساحلی یعنی عکس جهت تنش وارد شده به صفحه ایران ادامه یافته است. از پهنه بندی مرکز سطحی زلزله‌های رخ داده در منطقه نیز این نتیجه حاصل می‌شود که بخش‌های شمال باختری از فعالیت لرزه‌خیزی بالاتری برخوردارند.

اطلاع از کمیّت و کیفیت داده‌ها برای اتخاذ روش‌های مناسب در تحلیل داده‌ها اجتناب‌ناپذیر است [۲۵]. به نظر می‌رسد رخداد همبستگی مثبت یا منفی توسط حالت‌های مختلف شکست درون مجموعه‌های فعال گسلی کنترل می‌شود [۲۶]. روابط منفی همراه با یک افت در b و افزایش هم‌زمان D می‌باشد. کاهش b نشانگر افزایش احتمال وقوع زمین‌لرزه می‌باشد. افزایش D نیز همراه با شبکه‌های گسلی پیچیده‌تر و متراکم وجود دارند. دلیل این رخداد تراکم بیشتر گسلش در مناطق با D بالاست [۲۷]. در منطقه مطالعاتی ضریب همبستگی منفی در پاسخ به افزایش تمرکز تنش (b پایین‌تر) و کاهش خوشه‌ای شدن (D لرزه‌خیزی بالاتر) رومرکزها ایجاد شده است. دلیل این رابطه تراکم بیشتر گسلش در مناطق با D بالاتر می‌باشد.

همان‌گونه که در نقشه‌ها نیز دیده می‌شود تطابق نسبتاً بالایی بین بعد فرکتال لرزه‌خیزی و فرکتال گسل‌ها وجود دارد؛ اما در بعضی مناطق به‌عنوان نمونه در مناطق شمالی شهر اهواز و جنوبی شهر شوشتر، همچنین مرکز منطقه مطالعاتی در اطراف شهر رامشیر تا حدی عدم تعادل بین مقدار بعد فرکتال لرزه‌خیزی و گسل‌ها وجود دارد. در صورت بالا بودن فرکتال گسل‌ها یا قطعات گسلی نسبت به زمین‌لرزه‌ها، عدم تعادل می‌تواند نشان‌دهنده‌ی عدم آزاد شدن زلزله‌ها تا کنون و پتانسیل لرزه‌خیزی در آینده باشد

زمین‌لرزه‌های رخ داده (بزرگ‌تر از $m_b = 4$) در بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۱۸ را به چهار زیرگروه زمانی ۷ ساله تقسیم و بعد زمانی فرکتال برای هر زیرگروه محاسبه شده است. نتیجه‌ی محاسبه، اعداد متفاوتی را برای دوره‌های مختلف نشان می‌دهد. نتایج به‌دست‌آمده را در یک نمودار جهت مقایسه نمایش می‌دهیم (شکل ۱۰).



شکل (۱۰): مقایسه فرکتال دوره‌های زمانی هفت ساله.

نتیجه جالب توجه در اینجا این است که دوره اول و دوره چهارم دقیقاً عدد فرکتال مشابه را نشان می‌دهد و چنین برمی‌آید که احتمالاً این منطقه از نظر فرکتال زمانی یک چرخه منظم را تکرار می‌کند. با فرض ادامه روند همین سیکل می‌توان عدد فرکتال دوره‌های هفت ساله آینده را نیز حدس زد. البته این روش نیاز به آزمایش‌های بیشتر و در سایر مناطق نیز دارد که به‌عنوان یک پیشنهاد در اینجا مطرح شده است.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

برای تعیین پویایی منطقه خوزستان در جنوب خاوری زاگرس، بعد فرکتال زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها محاسبه شده است. عارضه اول سیستم گسلش فعال منطقه بوده است که مقادیر فرکتال در ۱۶ زیرپهنه به ما نشان داد که از سمت شمال خاوری و خاور منطقه به سمت مرکز و جنوب باختر، بعد فرکتال رو به کاهش می‌باشد و در نتیجه می‌توان گفت پویایی منطقه از شمال خاور به سمت مرکز و از آنجا به سمت جنوب و جنوب باختر کاسته می‌شود. البته این موضوع مربوط به زمان حال حاضر می‌باشد و با توجه به اینکه در زاگرس تغییر شکل‌های فعال شامل

6. Berberian, M. (2014) *Earthquake and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau*. 1st Edition Elsevier.
7. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (1982) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, Britain, Translated by Abolhassan Radeh, Agah Publishers, Tehran (1991).
8. Berberian, M. and King, G.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**(11), 1764-1766, <https://doi.org/10.1139/e81-163>.
9. 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.
10. Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran: The Main Sedimentary-Structural Zone of Iran* (in Persian).
11. Roy, S., Ghosh, U., Hazra, S., and Kayal, J.R. (2011) Fractal dimension and b-value mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone. *Natural Hazards*, **57**(1), 27-37.
12. Yadav, R.B.S., Gahalaut, V.K., and Sumer Chopra, Bin Shan (2012) Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan. Pakistan earthquake sequence. *Journal of Asian Earth Sciences*, **45**, 167-178.
13. Delvaux, D., Macheyeke, A.S., Kervyn, F., Petermans, Verbeeck, T.K., and Temu, E.B. (2007) Session TS3.3/NH4.4. Earthquake Geology of the Kanda Fault System (Tanganyikaerukwa Rift, SW Highlands of Tanzania). *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assembly 2007, **9**, 09129.
14. Tosi, P. (1998) Seismogenic structure behaviour revealed by spatial clustering of seismicity in the Umbria-Marche Region (Central Italy). *Annals of Geophysics*, **41**(2), University Press, Princeton, NJ, USA.
15. Shahryari, S. and Khatib, M.M. (1376) Fractal analysis of Nehbandan fault system. *Journal of Earth Sciences*, **6**(23-24), 32-39 (in Persian).
16. Cowie, P.A., Sornette, D., and Vanneste, C. (1995) Multifractal scaling properties of a growing fault population. *Geophysic Journal International*, **122**,

و برعکس آن یعنی بالاتر بودن بعد فرکتال مراکز سطحی زمین لرزه‌ها نسبت به بعد فرکتالی گسل‌ها می‌تواند ناشی از وجود گسل‌های پنهان و یا عوامل دیگر مثل اثر سازندهای تبخیری تحتانی و میانی باشد [27]. در زاگرس به سطح نرسیدن گسله‌ها، ناهمگن بودن مکانیسم گسله‌ها، عدم انطباق پراکندگی سطحی زمین لرزه‌ها با گسله‌های موجود، صرف انرژی زیاد در طی چین خوردگی‌ها و استرین داخلی و تفاوت در سبک تکنونیک و ساختاری بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه موجب شده است که تفاوت‌هایی در میزان بعد فرکتالی لرزه‌خیزی و گسل‌ها داشته باشیم.

با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی شده و مشخص شدن تنشگاه‌ها در منطقه مطالعاتی، شهرهای ایذه، باغملک، هفتکل و در مراحل بعدی مسجدسلیمان و رامهرمز به همراه آبادی‌های اطرافشان به عنوان اصلی‌ترین مناطق کاندید زمین لرزه‌های آتی معرفی می‌گردند.

مراجع

1. Sadr, A., Alipoor, R., and Ghamarian, S. (2018) Analysis (investigating) the role of active structures of tectonic in fractal dimension of fractures and drainages of the Hassanabad fault zone (SW Qazvin). *Journal of Tectonics*, **2**(5), 3-16, doi: 10.22077/jt.2018.867 (in Persian).
2. Khalifeh Soltani, A., Alavi, S., and Ghassemi, M. (2016) The role of geological structures in fractal dimension of fractures and drainages in Southwestern Lenjan-Isfahan. *Geosciences*, **26**(101), 45-56. <https://www.sid.ir/en/journal/ViewPaper.aspx?id=684707> (in Persian).
3. Mandelbrot, B.B. (1982) *The Fractal Geometry of Nature*. Freeman, New York, 460.
4. Turcotte, D.L. (1997) *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press.
5. Cheng, Q., Agterberg, F.P., and Ballantyne, S.B. (1994) The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, **51**, 109-130.

- zoning of eastern Yazd province based on earthquakes and Quaternary faults using fractal modeling. Islamic Azad University, South Tehran Branch. *Journal of Advanced Applied Geology*. Shahid Chamran University of Ahwaz, **22** (in Persian).
27. Oncel, A.O., Wilson, T.H., and Nishizawa, O. (2001) Size scaling relationships in the active fault networks of Japan and their correlation with Gutenberg-Richter b values. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 21827-21841.
28. Sherman, S.I. and Gladkov, A.S. (1999) Fractal analysis of faulting and seismicity patterns in the Baikal Rift Zone. *Tectonophysics*, **308**, 133-142.
- 457-469.
17. Cherchi, A., KHatib, M., Mozafarkhah, M., and Barjasteh, A. (1390) Using fractal analysis to determine the tectonic dynamics of the northern Lali region in northeastern Khuzestan. Shahid Chamran University of Ahwaz. *Journal of Advanced Applied Geology*, **1**(1) (in Persian).
18. Öncel, A.O. and Wilson, T.H. (2002) Space-time correlations of seismotectonic parameters: examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(1), 339-349.
19. Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M. (2005) Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes. *Nature*, **437**, 539-542.
20. Utsu, T. (1999) Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches. *Pure and Applied Geophysics*, **155**, 509-533.
21. Bayrak, Y. and Öztürk, S. (2004) Spatial and temporal variations of the aftershock sequence of the 1999 Izmit and Duzce earthquake. *Earth Planets and Space*, **56**, 933-944.
22. Bayrak, Y. and Bayrak, E. (2012) Regional variations and correlations of Gutenberg-Richter parameters and fractal dimension for the different seismogenic zones in Western Anatolia. *J. Asian Earth Sci.*, **58**, 98-107.
23. Öncel, A.O. and Wyss, M. (2000) The major asperities of the 1999 Mw=7.4 Izmit earthquake defined by the microseismicity of the two decades before it. *Geophys. J. Int.*, **143**, 501-506.
24. Öztürk, S. (2012) Statistical correlation between b-value and fractal dimension regarding Turkish epicenter distribution. *Earth Sciences Research Journal*, **16**(2), 103-108.
25. Mandal, P. and Rastogi, B.K. (2005) Self-organized fractal seismicity and b value of aftershocks of the 2001 Bhuj earthquake in Kutch (India). *Pure and Applied Geophysics*, **162**, 53-72.
26. Adib, A., Afzal, P., and Zareh, M. (1395) Seismic

واژه‌نامه

Index Regime Stress	۱- شاخص رژیم تنش R'
Normal Faulting Regime	۲- رژیم گسلی نرمال
Strike-Slip Faulting Regime	۳- رژیم گسلی امتدادلغز
Thrust Faulting Regime	۴- رژیم گسلی تراستی
Fractal	۵- فرکتال
Box-Counting	۶- روش مربع شمار
Self-similarity	۷- خودهمسانی

The Seismicity Dissimilarity Investigation of Khuzestan in the Southwest of Zagros using by Fractal Analysis

Mahshid Fadami¹, Saeed Zarei^{2*}, and Shobeir Ashkpoor Motlagh³

1. M.Sc. Student, Department of Geophysics, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran
2. Assistant Professor, Department of Geophysics, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran, *Corresponding Author, email: Szarei@pgu.ac.ir
3. Assistant Professor, Department of Geophysics, Faculty of Nano and Bio Science and Technology, Persian Gulf University, Bushehr, Iran

The earthquake phenomenon has been explained by power-law relations with respect to magnitude, time and space. Fractal is one such power-law relation, which is a two-point spatial correlation function for earthquake epicenters [1-2]. It reflects the heterogeneity of seismic activity in a fault system. Another power-law relation is b-value, which is a frequency-magnitude relation defined by Gutenberg-Richter [3]. The b-value of a region reflects the frequency-magnitude characteristics of seismogenic structures, stress distribution in space and depth [4-8].

In this paper, the fractal dimension (D) obtained by the box-counting method as the most general approach for calculating D (Turcott, 1989). According to this method, the study area was initially superimposed on a square grid size r_1 . The unit square (r) of the area was divided into small squares of linear size $r_1/2$, $r_1/4$ and $r_1/8$, sequentially. The geometry of fractals is calculated by power-law distribution and the potential D, is represented by the fractal dimension:

$$N_i = C / r_i^D \quad (1)$$

where, N_i is the number of objects, characterized by the linear dimension r , C; proportionality constant and D_f fractal dimension, which is calculated by (Turcotte, 1992):

$$D = \frac{\text{Log}\left(\frac{N_i+1}{N_i}\right)}{\text{Log}\left(\frac{r_i}{r_i+1}\right)} \quad (2)$$

At simplest form of Equation (2), the fractal dimension was determined from the slope of the $\log(N(r_i))$ versus $\log(1/r_i)$ plot.

$$\text{Log}(N) = C + K \log\left(\frac{1}{S}\right) \quad (3)$$

In this paper, b-value, spatial fractal dimension of seismicity and faults D (s and f) are used to evaluate the seismicity of the Khuzestan zone in Southwestern part of Zagros zone in time interval 1900 to 2018. The seismicity data of the Zagros zone are extracted from unified seismic catalog of the Iranian Plateau. Spatial variations of b-value, D(s) and D(f) demonstrate large variations in seismicity behavior along the study area.

The most vulnerable regions for the occurrence of the large earthquakes in the study area considering the computed lowest b-values and the highest D-values. The relationships among DC -b are used to classify the level of earthquake hazards for individual seismic source zones, in which the calibration curves illustrate a negative correlation among the DC and b values. It is observed that the relationship among b and D may be used for evaluation of seismicity and earthquake hazard assessment because of the high value for correlation coefficients and limited scattering of the calculated parameters.

The results indicate low b -values and high moderate $D(s)$ and $D(f)$ in the North study area while the Central and southwest is accompanied by low b -values and high $D(s)$ in time interval 1900-2018, which indicates different stress release regimes in northeast and southwest parts of the study area. The Index Regime Stress (R') in study area is 2.24 ± 0.44 , that shows convergent in southwest of Zagros.

Fractal analyses of the active faults and earthquake show increasing values from southwest to northeast. Kriging zoning maps of fractal variations show this content. Fractal dimensions of faults and earthquake in the Khuzestan area show different values, which varied in the NE-SW direction. Based on these variations, the northwestern parts of the study area have more tectonic activity than the southeastern parts.

The lack of faults outcrop in Zagros range, nonequality in faults mechanism, lack of conformity in distribution of earthquake epicenters by faults exist. Consume of many states rate of energy duration of folding process and difference in tectonic and structural style of Sundries part of the study area causes difference in the amount of fractal dimension in southeast Zagros.

According to the zoning maps and the identification of high stress zone in the study area, the cities of Izeh, Baghmalek, Haftkel and in the later stages Masjed Soleiman and Ramhormoz along with the surrounding settlements will be introduced as the main candidate areas for future earthquakes.

References

1. Kagan, Y.Y. and Knopoff, L. (1980) Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophysical Journal International*, **62**(2), 303-320.
2. Mandelbrot, B.B. (1982) *The Fractal Geometry of Nature*. W.H. Freeman, New York. 468p.
3. Gutenberg, R. and Richter, C.F. (1944) Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **34**, 185-188.
4. Mogi, K. (1967) Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, **5**(1), 35-55.
5. Mori, J. and Abercrombie, R.E. (1997) Depth dependence of earthquake frequency-magnitude distribution in California: implications for the rupture initiation. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 15081-15090.
6. Wiemer, S. and Wyss, M. (1997) Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 15115-15128.
7. Wiemer, S., McNutt, S.R., and Wyss, M. (1998) Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency magnitude distribution near Long Valley Caldera, California. *Geophysical Journal International*, **134**, 409-421.
8. Wyss, M., Klein, F., Nagamine, K., and Weimer, S. (2001) Anomalously high b -values in the South Flank of Kilauea Hawaii: evidence for the distribution of magma below Kilauea's East Rift Zone. *Geophysical Journal International*, **134**(2), 409-421.

Keywords: Tectonic Activity, Fractal Analysis, Seismicity Parameters, Active Faults.