

توزیع لرزه‌خیزی در جنوب زاگرس با استفاده از همبستگی آماری بین b -value و بعد فرکتال لرزه‌خیزی

علی رومینا^۱، سعید زارعی^{۲*}، سیدرضا منصوری^۲ و امید آزادی جو^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

^۲ استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشکده علوم و فناوری نانو و زیستی، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

^۳ کارشناس ارشد شرکت سهامی آب منطقه ای بوشهر، بوشهر، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۰۱/۰۴، پذیرش: ۱۴۰۱/۰۶/۰۸)

چکیده

در دو دهه گذشته، بخش خاوری منطقه جنوب زیرپهنه فارس در کمربند کوهزایی زاگرس فعال بوده است. در این مطالعه، تغییرات نرخ لرزه‌خیزی بخش جنوبی زاگرس در پهنه فارس از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۱ بر پایه تغییرات فراسنج لرزه‌خیزی (b -value) و بعد فرکتال لرزه‌خیزی (D -value) با استفاده از داده‌های لرزه‌ای دستگاهی بررسی و تحلیل شده است. برای اندازه‌گیری فراسنج لرزه‌خیزی b از روش حداقل مربعات و برای محاسبه بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌های رخ داده از روش انتگرال همبستگی استفاده شده است. برای تهیه نقشه‌های پهنه‌بندی نیز از روش همسایگی استفاده شده است. کاهش مقدار b در شمال خاوری نشان می‌دهد تنش در این بخش در حال افزایش است که می‌تواند نشانه‌ای از یک زلزله بزرگ در آینده باشد. تغییرات مکانی b نشان می‌دهد بخش شمال خاوری در مقایسه با بخش جنوب باختری کمتر در فشار است. با توجه به اینکه ضریب همبستگی حدود ۰/۷۸- است؛ لذا میزان احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ روی گسل‌هایی با مساحت زیاد افزایش می‌یابد. با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی و شناسایی مناطق با تنش زیاد در محدوده مطالعاتی، بخش‌های شمالی گسل MFF و گسل برازجان و مناطق اطراف شهرهای جم و فراهبند و در مراحل بعد، خورموج مناطق احتمالی رخداد زمین‌لرزه آتی معرفی می‌شوند. این نتایج نشان می‌دهد این رویکرد می‌تواند ابزاری مفید برای ارزیابی توزیع توان لرزه‌ای در مناطق فعال لرزه‌زمین‌ساختی باشد.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، فراسنج لرزه‌خیزی، b -value، بعد فرکتالی

۱ مقدمه

ایران از مناطق مهم لرزه‌خیز جهان است. تحلیل آماری زمین‌لرزه‌ها می‌تواند در افزایش دانش ما درباره زمین‌لرزه و کاهش آثار مخرب آن مفید باشد. هندسه فرکتال شاخه‌ای از علم ریاضیات است. فرکتال‌ها الگوهای هندسی مانند مربع و دایره هستند که در اندازه‌های کوچک و بزرگ روی یک صفحه در فضا قرار دارند و به صورت پی‌درپی تکرار می‌شوند (مندلبرت، ۱۹۸۲).

تحلیل فرکتالی می‌تواند بیانگر نحوه توزیع متغیرها و اندازه متغیرها نسبت به کل فضای اشغال‌شده باشد. واژه فرکتال مشتق از واژه لاتین فراکتوس به معنای سنگی است که به شکل نامنظم شکسته و خرد شده است. در واقع در محاسبات فرکتالی، بعد اهمیت دارد نه مقیاس؛ زیرا بعد در هر اندازه‌ای حفظ می‌شود. روش‌های فرکتالی به دلایل بسیاری از جمله در نظر گرفتن توزیع مکانی داده‌ها، شکل هندسی ساختارها و همچنین استفاده از تمام داده‌ها بدون تعدیل آنها کاربرد فراوانی در مطالعات زمین‌شناسی دارند. تحلیل فرکتالی برخی عوارض و ساختارهای زمین‌شناسی می‌تواند برای تعیین پویایی زمین‌ساختی یک منطقه استفاده شود.

کمربند چین‌خورده رانده زاگرس یکی از فعال‌ترین کمربندهای لرزه‌خیز دنیا به‌شمار می‌رود. در بخش‌های مختلف این کمربند، ویژگی‌های زمین‌شناسی، الگوی ساختاری، تاریخچه رسوب‌گذاری و نرخ همگرایی متفاوتی وجود دارد که سبب می‌شود در قسمت‌های مختلف این کمربند وضعیت لرزه‌خیزی متفاوتی حاکم باشد. مطالعات زیادی درباره فرکتال و برآورد فراسنج‌های لرزه‌خیزی (a و b) در مناطق مختلف جهان و ایران انجام شده است، اما به دلیل تفاوت‌های گفته‌شده، لزوم بررسی در مقیاس‌های مختلف احساس می‌شود. رخداد زلزله‌های اخیر نیز می‌تواند وضعیت لرزه‌خیزی را تغییر داده باشد؛ لذا این‌گونه مطالعات می‌تواند در به‌روزرسانی نتایج

کمک‌کننده باشد.

جهت برآورد فراسنج‌های لرزه‌خیزی و شناخت مهم‌ترین چشمه‌های لرزه‌زا مطالعات متعددی در ایران و جهان صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به پژوهش توکلی‌زاده و همکاران (۱۳۹۴)، هندرسون و همکاران (۱۹۹۴)، اونسل و ویلسون (۲۰۰۲، ۲۰۰۷) و اوزتورک (۲۰۱۲) اشاره کرد. بنا بر پژوهش یاداو و همکاران (۲۰۱۲)، مقدار بعد فرکتال برای زلزله‌های نقطه‌ای و رخ‌داده در یک نقطه صفر، برای مناطق فرورانش برابر ۱ و به صورت خطی است. این مقدار برای سطوح شکستگی صفحه‌ای، نزدیک به ۲ و برای شکستگی در حجم پوسته نزدیک به ۳ است. شولز (۲۰۱۵) رابطه‌ای بین b -value و تنش تفاضلی به‌دست آورده است که نشان می‌دهد با افزایش تنش تفاضلی، b -value کاهش می‌یابد و برای زمین‌لرزه‌های قاره‌ای و مناطق فرورانش، این مقدار به صورت خطی با افزایش تنش کاهش می‌یابد. فدعی و همکاران (۱۴۰۰) ناهمسانی لرزه‌ای در پهنه خوزستان را به کمک تحلیل فرکتالی و فراسنج‌های لرزه‌ای به‌دست آوردند و نسبت b -value به D -value را در منطقه خوزستان محاسبه و با استفاده از آن تنش‌گاه‌ها را معرفی کردند.

شناخت گسل‌های لرزه‌زا و به نقشه در آوردن آنها و استفاده از بانک اطلاعات لرزه‌ای با عدم قطعیت مناسب کمک شایانی به زمین‌شناسان جهت درک خصوصیات لرزه‌ای یک منطقه خواهد کرد. در این مطالعه ابتدا فراسنج b -value به روش حداقل مربعات مطالعه شده است. سپس در هر یک از این سلول‌ها مقدار بعد فرکتال لرزه‌خیزی (D -value) با استفاده از روش انتگرال همبستگی محاسبه شده و با استفاده از روش کریجینگ پهنه‌بندی صورت گرفته است.

بعد فرکتال D با ناهمگنی میدان‌های تنش و ساختارهای زمین‌شناسی از پیش موجود کنترل می‌شود (اونسل و

محدوده مطالعاتی به‌طور میانگین حدود ۱۱ کیلومتر گزارش شده است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳ و ریگارد و همکاران، ۲۰۱۰). میزان همگرایی از شمال باختر به جنوب خاور افزایش می‌یابد و نرخ کوتاه‌شدگی در نزدیک گسل کازرون حدود ۸ تا ۱۰ میلی متر در سال گزارش شده است (هاتزفلد و مولینار، ۲۰۱۰). وجود لایه نمکی هرمز و سایر سطوح جدایش میانی، نقش مهمی در سبک ساختاری و توزیع زمین‌لرزه‌ها در زاگرس ایفا می‌کند (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴ و کاسیلو و همکاران، ۲۰۰۹).

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه لرزه‌زمین‌ساخت فارس در حد فاصل گسل‌های کازرون و پیش‌بوم بندرعباس است که در جنوب باختر ایران بین طول‌های جغرافیایی ۵۱ درجه تا ۵۲ درجه و ۳۰ دقیقه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۷ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۲۹ درجه شمالی قرار گرفته است. زلزله ۱۳۹۲/۱/۲۰ شهر شنبه با بزرگای گشتاوری ۶/۲ (با ۳۷ نفر تلفات جانی) و زمین‌لرزه فروردین ۱۳۹۷ کاکلی با بزرگای گشتاوری ۵/۹ که در نزدیکی گنبد نمکی جاشک اتفاق افتاد، از لحاظ لرزه‌خیزی توجه پژوهشگران را به منطقه مورد مطالعه جلب کرده است. زلزله‌های سیراف (۹۷۸ و ۱۰۰۸ میلادی) مهم‌ترین زلزله‌های تاریخی محدوده مطالعاتی هستند. در این پهنه اطلاعات سازوکار کانونی (IRIS) بیست و پنج زمین‌لرزه متوسط و بزرگ گزارش شده است که هجده زمین‌لرزه از نوع راندگی و هفت زمین‌لرزه از نوع امتدادلغز است. با استفاده از تحلیل سازوکار کانونی زلزله‌ها و نرم‌افزار Win-Tensor جهت وارون‌سازی تنش، میدان تنش در منطقه مطالعاتی برآورد شده است. نتیجه نهایی تنها شامل صفحه‌هایی می‌شود که بهترین تناسب را با میدان تنش یکنواخت دارند. از شاخص رژیم تنش R' (index regime stress) که بر اساس مقدار نسبت تنش R است، برای بیان کمی رژیم تنش استفاده می‌شود. در این روش محدوده مقادیر R' پیوسته است. مقدار R' از ۰ تا ۱ برای رژیم گسلی نرمال

همکاران، ۱۹۹۶). این روش که برای اندازه‌گیری درجه ناهمگنی فعالیت‌های لرزه‌ای به کار می‌رود، حساسیت زیادی نسبت به تغییرات اندک در ویژگی‌های خوشه‌بندی و تغییرات در مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها دارد؛ لذا برای درک بهتر لرزه‌خیزی می‌تواند مؤثر باشد. مطالعه حاضر با تهیه نقشه مقدار b و بعد فرکتال D ، به بررسی ارتباط آنها با لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مطالعاتی پرداخته است.

در این پژوهش رومرکز زلزله‌ها از مرکز IRSC و IIEES استخراج و بعد از تصحیحات لازم در نرم‌افزار ArcGIS 10.4.1 روی نقشه ارتفاعی رقومی منطقه رسم شده است. در ادامه به کمک رسم نمودارها، محاسبه و مقایسه ابعاد فرکتالی زلزله‌ها، فراسنج لرزه‌خیزی b و زلزله‌های رخ داده در پهنه مطالعاتی، پویایی لرزه‌زمین‌ساختی منطقه بررسی شده است.

۲ لرزه‌زمین‌ساخت محدوده مطالعاتی

پهنه زاگرس به طول ۱۶۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۳۰۰ کیلومتر یکی از مهم‌ترین ایالت‌های زمین‌ساختی فلات ایران است. برخورد پیوسته صفحه عربی با ریزصفحه قاره‌ای ایران مرکزی از دوران زمین‌شناسی میوسن تا عصر حاضر باعث تشکیل کمربند رانده و چین‌خورده زاگرس شده است که هنوز هم لرزه‌خیز است و بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در ایران و نزدیک به نیمی از همگرایی صفحه عربی و ایران را به خود اختصاص داده است (آگارد و همکاران ۲۰۱۱؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۲ و انگدال و همکاران، ۲۰۰۶). ضخامت پوشش رسوبی در زاگرس ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر تخمین زده می‌شود. زاگرس با زلزله‌های متوسط تا بزرگ و گسل‌های معکوس و امتدادلغز شناخته می‌شود. مهم‌ترین گسل‌های محدوده مورد مطالعه، گسل‌های برازجان، پیشانی کوهستان (MFF) و گسل پیش‌ژرفای زاگرس (ZFF) است. زمین‌لرزه‌ها در زاگرس کم‌ژرفا هستند و ژرفای آنها در کل زاگرس ۸ تا ۲۰ و در

محاسبه مقدار فراسنج b هستند. در روش حداقل مربعات، مقدار فراسنج b ، شیب خطی است که بر منحنی توزیع فراوانی- بزرگا منطبق می‌شود. در روش بیشترین احتمال، مقدار این فراسنج با عکس میانگین بزرگا متناسب است:

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e \quad (2)$$

در این مطالعه برای محاسبه فراسنج b از روش حداقل مربعات استفاده شده است. ناهمگنی فراسنج b به‌طور مستقیم به توزیع تفاضلی تنش‌ها در پوسته زمین مرتبط است؛ یعنی نواحی با مقدار b کوچک معمولاً بعد از وقوع زمین‌لرزه اصلی تنش برشی بیشتری دارند و بخش‌هایی که مقدار b بیشتری دارند، لغزش را تجربه می‌کنند (اوتسو، ۱۹۹۹).

کل محدوده مطالعاتی به شبکه‌ای از سلول‌های 16×16 کیلومتر در نرم‌افزارهای ArcGis و Matlab تقسیم شده است (شکل ۱-ب). بعد از تصحیحات لازم و حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها با پنجره مکانی- زمانی ریزنبرگ، در نهایت کاتالوگی شامل ۴۰۶ زمین‌لرزه از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۲۱ استخراج و در نرم‌افزار ArcGIS روی لایه‌های گسل و توپوگرافی ترسیم شد.

برای یکسان‌سازی بزرگاها به M_w در گستره مطالعاتی از رابطه موسوی و همکاران (۲۰۱۴) استفاده شده است:

$$\begin{aligned} &M_w = 1.298 m_b - 1.349; 3.9 \leq m_b < 6.2; \\ &\sigma = 0.2 \\ &M_w = 0.67 M_s + 1.945; 3.0 \leq M_s < 6.1; \quad \sigma = 0.16 \\ &M_w = 0.94 M_s + 0.32; 6.2 \leq M_s < 8.1; \\ &\sigma = 0.17 \\ &M_w = 0.922 M_n + 0.494; 3.0 \leq M_s < 6.4; \\ &\sigma = 0.2 \\ &M_w = 0.81 M_L + 1.098; 3.0 \leq M_s < 6.4 \\ & ; \\ &\sigma = 0.19 \end{aligned} \quad (3)$$

که σ عدم قطعیت است. به‌منظور حذف نقص ناشی از زمین‌لرزه‌های کوچک در کاتالوگ، مقدار بزرگای کامل (M_c) در محدوده مطالعاتی به کمک نرم‌افزار Zmap

(normal faulting regime)، از ۱ تا ۲ برای رژیم امتدادلغز (strike-slip regime) و از ۲ تا ۳ برای رژیم گسلی راندگی (thrust faulting regime) تعریف شده است. بهترین جهت‌گیری بیشینه استرس افقی $Sh - \max = N43^\circ E \pm 12/1$ و کمینه استرس افقی $Sh - \min = 129^\circ = S51^\circ E$ است. شاخص رژیم منطقه $R' = 2/21 \pm 0/31$ محاسبه شده است. رژیم حاکم بر منطقه معرف یک منطقه راندگی است (شکل ۱-الف).

۳ روش پژوهش

برای بیان لرزه‌خیزی یک گستره، می‌توان از پراکندگی تعداد زمین‌لرزه‌هایی استفاده کرد که در دوره زمانی مشخصی در آن گستره لرزه‌خیز رخ می‌دهد. در این راستا فرکانس رخداد زمین‌لرزه‌ها که تابعی از بزرگا است، از عوامل ارزشمندی است که سبب توجه تعداد زیادی از زلزله‌شناسان شده است. برای تشریح این پراکندگی از رابطه فراوانی- بزرگای گوتنبرگ- ریشتر (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴) استفاده می‌شود. فراوانی تجمعی زمین‌لرزه (N_c) به‌طور خطی به بزرگای زمین‌لرزه نسبت داده می‌شود (آکی، ۱۹۸۱ و تورکات، ۱۹۸۶):

$$\log(N_c) = a - bM \quad (1)$$

مقدار a ، تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از صفر را نشان می‌دهد که به مساحت محدوده مطالعاتی، اندازه چشمه لرزه‌زا و تعداد سال‌هایی بستگی دارد که داده‌های لرزه‌ای در آن محاسبه شده است. b فراسنج مهمی در بررسی لرزه‌خیزی است که برای بررسی مجموعه‌ای از زمین‌لرزه‌ها به کار می‌رود و رابطه معکوس با تنش دارد. تنش عامل اصلی ایجاد زمین‌لرزه است؛ بنابراین می‌توان از مقدار b برای بررسی مقدار تنش استفاده کرد (شورلمر و همکاران، ۲۰۰۵).

روش‌های بیشترین احتمال و حداقل مربعات، روش‌های

مکانی زمین‌لرزه‌ها مناسب است (یاداو و همکاران، ۲۰۱۲). بعد فرکتال توزیع مراکز زمین‌لرزه (D)، فاصله‌بندی یا میزان خوشه‌ای بودن یک مجموعه از مراکز زمین‌لرزه را اندازه‌گیری می‌کند و بیشتر زمانی از آن استفاده می‌شود که ویژگی دارای مقیاس توزیع نقاط محاسبه شود. تحلیل و محاسبه بعد همبستگی، ابزاری قوی برای محاسبه خودمشابهی در پدیده‌های هندسی است (اوزتورک، ۲۰۱۲) در ادامه، با کمک روش کریجینگ، درون‌یابی و پهنه‌بندی با استفاده از طول و عرض جغرافیایی مرکز هر سلول صورت می‌گیرد:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (4)$$

r فاصله بین رومرکز زمین‌لرزه‌ها و $C(r)$ تابع همبستگی است:

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} N(R < r) \quad (5)$$

$N(R < r)$ تعداد جفت‌های X_i, X_j با فاصله کمتر از r است. انتگرال همبستگی استاندارد با رابطه زیر بیان می‌شود (کیگان و نوپوف، ۱۹۸۰):

$$C(r) \sim r^{D_c} \quad (6)$$

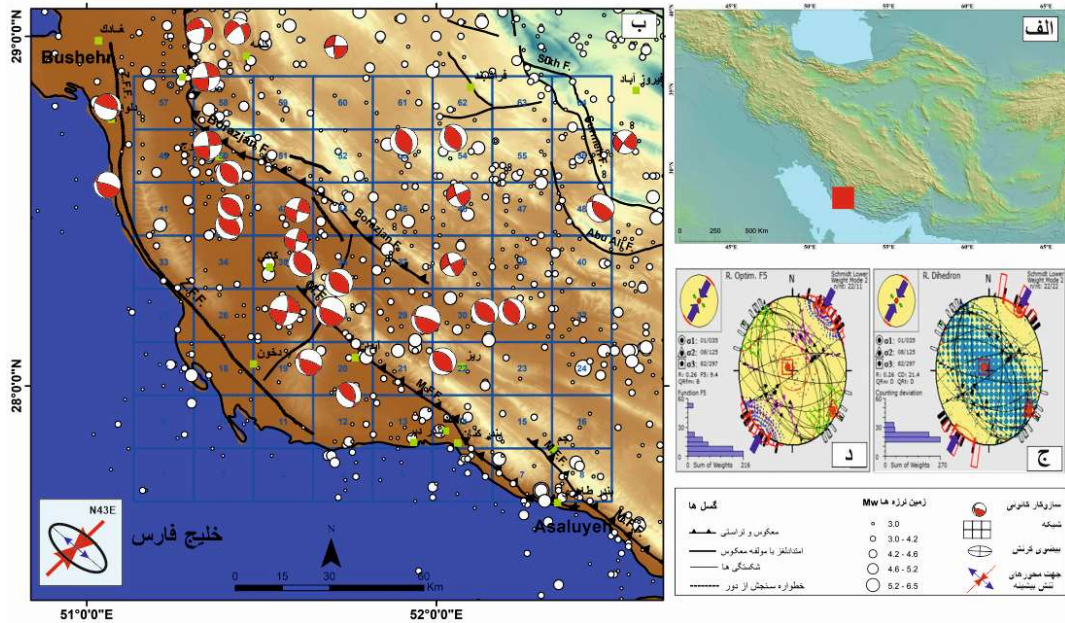
فاصله R برحسب درجه بین دو زمین‌لرزه برابر است با:

$$r = \cos^{-1}[(\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_1 - \phi_2))] \quad (7)$$

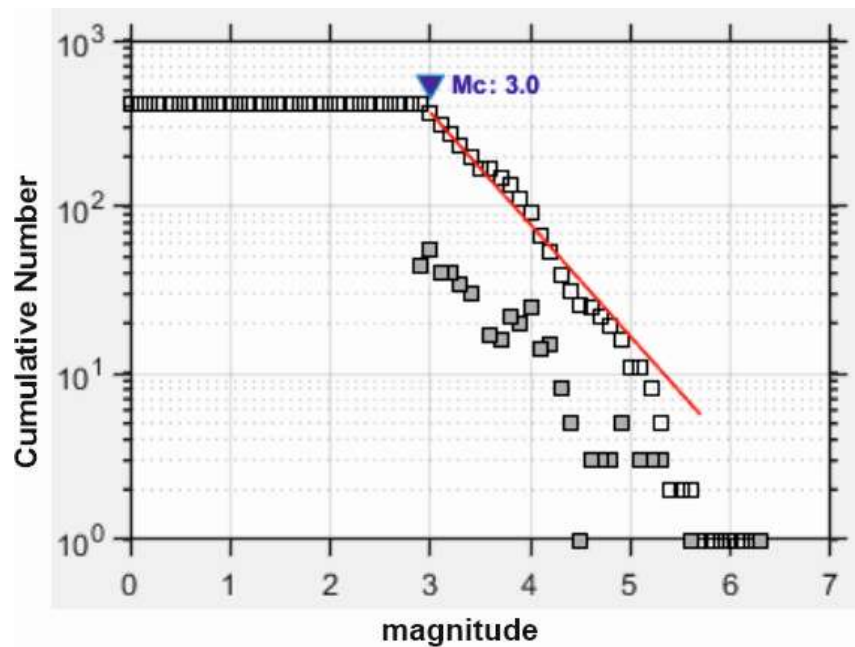
که $(\theta_1$ و $\theta_2)$ و $(\phi_1$ و $\phi_2)$ طول و عرض مکان زلزله اول و دوم است (هیراتا، ۱۹۸۹). اگر پراکنش زلزله ساختار فرکتالی داشته باشد، $C(r) \sim r^{D_c}$ به دست می‌آید. در این رابطه D_c بعد فرکتال یا بعد همبستگی است (هندرسون و مین، ۱۹۹۲). با انتقال نقاط و رسم $C(r)$ برحسب r روی نمودار تمام‌لگاریتمی و محاسبه شیب خط رگرسیون می‌توان بعد فرکتال را محاسبه کرد (کیگان و نوپوف، ۱۹۸۰؛ هیراتا، ۱۹۸۹؛ هندرسون و مین، ۱۹۹۲ و یاداو و همکاران، ۲۰۱۱).

معادل ۳ محاسبه و برآورد فرانسج‌ها برای زلزله‌های بزرگ‌تر از آن انجام شده است (شکل ۲). بزرگای کامل از روش حداکثر انحنای ($\text{maximum curvature method}$) محاسبه شده است. از این روش به‌طور گسترده‌ای استفاده می‌شود (وایمر و ویس، ۲۰۰۲). در این روش، نقطه نشان‌دهنده بیشترین انحنای در توزیع غیرتجمعی فراوانی-بزرگای، M_c در نظر گرفته می‌شود. توقف ارسال داده و دقت کاربر شبکه‌ها در ثبت زمین‌لرزه‌های کوچک و وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ تا متوسط در بازه زمانی کوتاه موجب ایجاد تغییراتی در بزرگای کامل می‌شود. این تغییر محسوس می‌تواند ناشی از خرابی دستگاه در مدت زمان محدود یا بی‌دقتی کاربر در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها در این منطقه باشد. M_c کاتالوگ داده‌های استفاده‌شده قبل از خوشه‌زدایی در بازه زمانی مورد مطالعه (۲۰۰۰-۲۰۲۱) بین ۲ تا ۲/۸ است. این تغییرات ناشی از پوشش نامناسب شبکه ثبت داده‌ها در گذشته است. بزرگای کامل برای سال‌های اولیه کاتالوگ برابر با ۲/۸ است. به مرور زمان، با افزایش تعداد ایستگاه‌ها و توانایی ثبت رخداد‌های کوچک‌تر، بزرگای کامل به حدود ۲ در سال‌های پایانی کاتالوگ کاهش می‌یابد. در این مطالعه از بزرگای بیشتر از ۳ استفاده شده است که بزرگ‌تر از بزرگای کامل برای کل داده‌ها در زمان‌های مختلف است. کاتالوگ استفاده‌شده در این مطالعه محدوده بزرگایی دارد که کمترین آن از بیشترین بزرگای کامل در طول زمان نیز بیشتر است؛ لذا با قطعیت خوبی می‌توان گفت که برای تحلیل، داده‌ای در کاتالوگ مورد استفاده از دست نرفته است.

اندازه طول سلول‌ها طوری انتخاب شده است که عدم قطعیت رومرکز زمین‌لرزه‌ها تا حد زیادی پوشش داشته باشد و از طرفی، دقت نقشه‌های پهنه‌بندی هم زیاد باشد. مقدار بعد فرکتال D در هر یک از این سلول‌ها با استفاده از روش انتگرال همبستگی محاسبه شده است که برای توزیع



شکل ۱. (الف) موقعیت منطقه مطالعه شده در این پژوهش در فلات ایران (ب) سازوکار زمین‌لرزه‌های منطقه مطالعاتی در جنوب زاگرس همراه با جهت‌یابی محور بیشینه تنش (ج) بهینه‌سازی چرخشی (rotational optimization method) (د) روش دوجبهی عمود بر هم (right dihedral method).



شکل ۲. توزیع فراوانی تجمعی زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره مطالعاتی برحسب بزرگای و محاسبه بزرگای کامل در دوره بررسی شده.

۳ نتایج و بحث

۳-۱ برآورد مقدار b

مقدار b تنها بازتاب‌کننده رابطه نسبی تعداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک در یک ناحیه نیست، بلکه به شرایط تنش در آن ناحیه بستگی دارد. شکل ۳ پهنه‌بندی فراسنج b را نشان می‌دهد.

بین تنش انحرافی و فراسنج b رابطه معکوسی وجود دارد و مقدار b می‌تواند به‌عنوان تنش‌سنج عمل کند (اوتسو، ۱۹۹۲). در ساختارهای زمین‌ساختی مختلف، معمولاً مقدار b عددی نزدیک به ۱ را نشان می‌دهد، اما شکستگی‌های مختلف و همچنین گرادیان حرارتی می‌توانند مقدار آن را افزایش دهند. همچنین زیاد بودن تنش فشارشی و مؤثر می‌تواند مقدار عددی آن را کم کند (شولز، ۱۹۶۸ و ویس، ۱۹۷۳). مطالعات مختلف نشان‌دهنده تطابق مکانی زمین‌لرزه‌های اصلی و مناطقی با مقدار b کوچک هستند (ویمر و ویس، ۲۰۰۲). مناطقی که مقدار b کمتر دارند، اغلب با مناطق تحت تنش برشی بیشتر بعد از زمین‌لرزه اصلی تطابق دارند و بخش‌هایی که مقدار b بیشتری دارند، لغزش بیشتری دارند (بیراک و اوزتورک، ۲۰۰۴). در واقع در بخش‌هایی که b کمتر از ۰/۷ است، احتمال گسیختگی بیشتر است و زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تری روی می‌دهند (اونسل و ویلسون، ۲۰۰۷).

در صورت تجمع تنش در یک محدوده مقدار b کاهش و احتمال رخداد زلزله افزایش می‌یابد. با توجه به شکل ۳، این مقدار در بخش‌های شمال خاور محدوده مطالعاتی و در راستای حرکت صفحه عربی کاهش می‌یابد. این محدوده بر زاگرس ساده-چین‌خورده منطبق است. همان‌گونه که دیده می‌شود، بخش‌های شمال خاوری عدد کمتری را نشان می‌دهند که منطبق بر زاگرس ساده-چین‌خورده و رمپ شمالی گسل پیشانی کوهستان (MFF) و گسل برازجان است. کمترین مقدارها مربوط به رمپ فعال گسل MFF در محدوده شهرستان خورموج و همچنین بخش‌هایی از

شهرستان فرشبند و جم است. بیشترین مقدار b نیز مربوط به بخش‌های آبی خلیج فارس است.

نوع گسل‌ها نیز در توزیع تنش‌ها مؤثر است؛ یعنی در بخش‌هایی که گسل‌های رانندگی و معکوس وجود دارد، مقدار b کمتری نسبت به مناطق با گسل‌های امتدادلغز و نرمال دیده می‌شود (شورلمر و همکاران، ۲۰۰۴). مناطقی همانند بخش‌های شمالی گسل MFF که تجمع تنش دارند، به دلیل مقدار b کمتر، پتانسیل لرزه‌زایی بیشتری در آینده دارند. همان‌گونه که در شکل ۳ دیده می‌شود، در بخش‌های جنوبی‌تر گسل‌های پیش‌ژرفای زاگرس (ZFF) و MFF شواهد لرزه‌ای زیادی وجود ندارد. در این مناطق توزیع لرزه‌خیزی با گسل‌ها هماهنگی ندارد که می‌تواند به این دلیل باشد که در این گسل‌ها تنش به تدریج به صورت خزش آزاد می‌شود و همچنین انرژی آزاد شده ناشی از جابه‌جایی بلوک‌های دو سمت گسل، در محل قطعات قفل‌شده در مقابل گسلش (آسپریتی‌ها) تجمع یافته است (آکی، ۱۹۸۴).

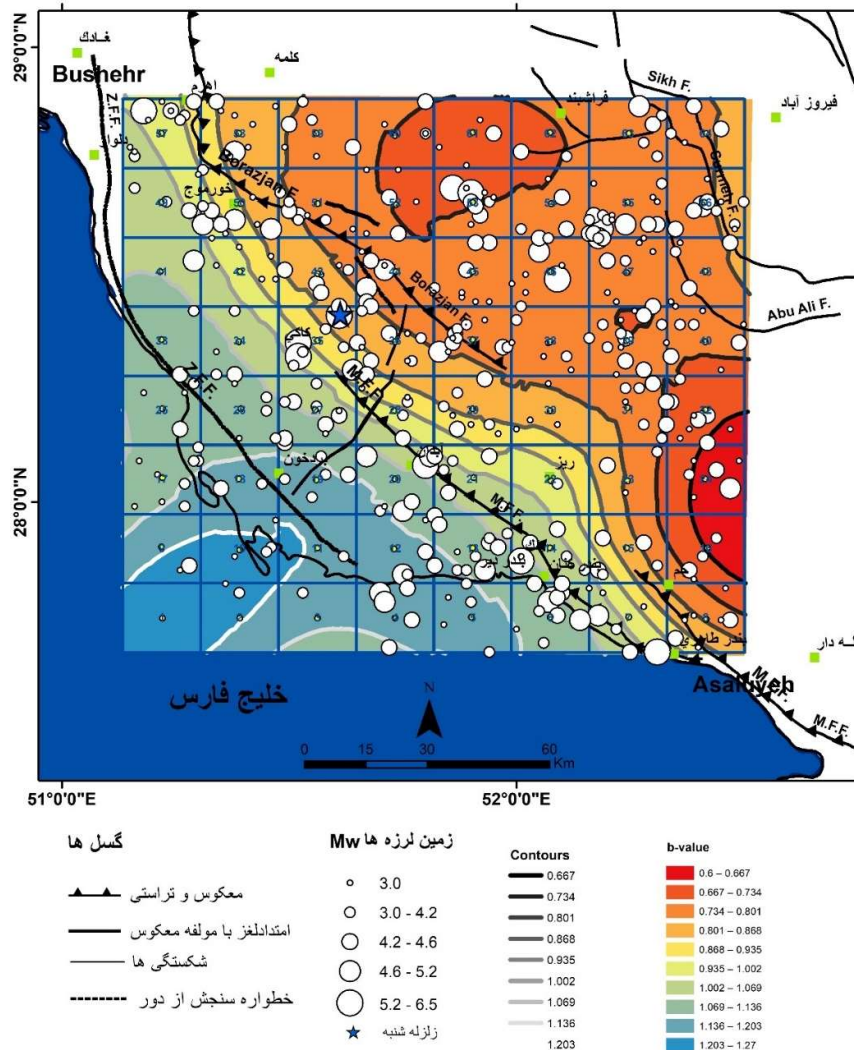
گسل‌ها از آسپریتی‌ها، قطعات گسلی قفل‌نشده و در حال خزش و همچنین قطعات حد واسط تشکیل شده‌اند. در قطعات در حال خزش تنش زیادی آزاد می‌شود و انرژی نمی‌تواند به صورت پتانسیل در گسل‌ها وجود داشته باشد، درحالی‌که در قطعات قفل‌شده این مقدار انرژی ذخیره می‌شود و در زمین‌لرزه‌های اصلی آزاد می‌شود (وایمر و ویس، ۲۰۰۲). شناسایی آسپریتی‌ها به شناسایی محل‌های تجمع تنش و مناطق پرخطر منجر می‌شود. یک زمین‌لرزه بزرگ می‌تواند از اتصال یک یا تعداد بیشتری آسپریتی با اندازه‌های مختلف به همدیگر رخ دهد. معمولاً آسپریتی‌های بزرگ‌تر به رخدادهای اصلی بزرگ‌تری منجر می‌شوند (اونسل و ویلسون، ۲۰۰۷).

۳-۲ برآورد مقدار D

بعد فرکتال، برای اندازه‌گیری کمی درجات ناهمگنی متأثر

در حجمی از پوسته شکستگی ناشی از زمین لرزه وجود دارد (روی و همکاران، ۲۰۱۱ و یاداو و همکاران، ۲۰۱۲).
 شکل ۴ یکی از نمودارهای لگاریتمی- لگاریتمی تابع همبستگی $C(r)$ را برحسب فاصله نشان می‌دهد. از روی شیب خط برازش مقدار بعد فرکتال D به دست می‌آید.
 شکل ۵ پهنه‌بندی بعد فرکتالی به روش کریجینگ را در افزونه زمین‌آمار نرم‌افزار ArcGis نشان می‌دهد.

از تنش و هندسه گسل‌ها استفاده می‌شود. توزیع خوشه‌ای رومرکز زمین لرزه‌ها باعث کاهش بعد فرکتال خواهد شد (اونسل و ویلسون، ۲۰۰۲).
 اگر تمامی زمین لرزه‌ها در یک نقطه رخ داده باشند، مقدار D ممکن است در آن محدوده نزدیک به صفر باشد. مقادیر نزدیک به ۱ نشان‌دهنده توزیع خطی نظیر پهنه‌های فرورانش هستند و مقادیر نزدیک به ۲ سطوح شکستگی صفحه‌ای را نشان می‌دهند. مقادیر نزدیک به ۳ نشان می‌دهد



شکل ۳. نقشه تغییرات b-value در محدوده مطالعاتی به همراه رومرکز زمین لرزه‌ها و گسل‌های فعال.

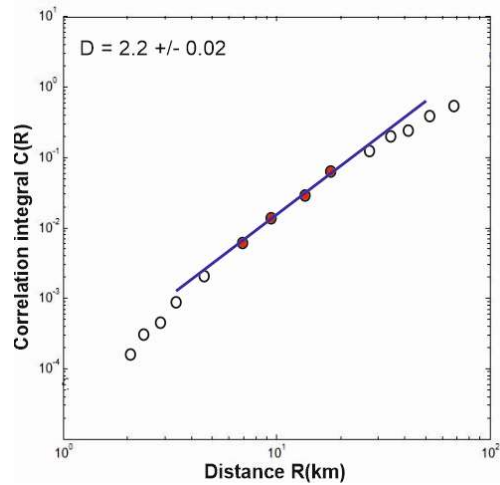
b و بعد فرکتال D رابطه رگرسیون مرتبه یک زیر به‌دست آمده‌است (شکل ۶):

$$D = 2.2 - 0.02 \cdot R \quad b = 0.64$$

مقادیر کم b و مقادیر زیاد D ، تنشگاه‌ها و مناطق با خطر زیاد زمین‌لرزه را در آینده نشان می‌دهند و برعکس، مقادیر زیاد b و مقادیر کم D ، مناطق خزش گسل‌ها را نشان می‌دهند؛ بنابراین نسبت D -value/ b -value می‌تواند معیار خوبی جهت برآورد خطر زمین‌لرزه در آینده باشد.

در منطقه مطالعاتی، ضریب همبستگی منفی در پاسخ به افزایش تمرکز تنش (b کمتر) و کاهش خوشه‌ای شدن (D) لرزه‌خیزی بیشتر) رومرکزها ایجاد شده است. دلیل این رابطه، تراکم بیشتر گسلش در مناطقی است که D بیشتر است. از آنجا که مقادیر زیاد b و مقادیر کم D ، نواحی خزش گسل‌ها و برعکس، مقادیر کم b و مقادیر زیاد D ، تنشگاه‌ها و نواحی‌ای را نشان می‌دهد که ممکن است در آینده زمین‌لرزه بزرگی داشته باشند؛ لذا نسبت این فراسنج‌ها می‌تواند معیار خوبی جهت برآورد خطر زمین‌لرزه در آینده باشد. در حالت کلی، مقدار b به رژیم تنش و ناهمگنی پوسته بستگی دارد، درحالی که بعد فرکتالی رومرکزها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های گستره را در مکان و زمان نشان می‌دهد. وجود آسپریته‌ها در طول گسل نیز می‌تواند باعث زیادتر بودن D و کمتر بودن b شود (اوزتورک، ۲۰۱۲).

ارتباط مثبت و منفی فراسنج‌های b و D در داده‌های زمین‌لرزه‌های طبیعی (اونسل و همکاران، ۱۹۹۵)، مدل‌های آزمایشگاهی (والنت و گراسو، ۱۹۹۴) و مدل‌های فیزیکی (هندرسون و مین، ۱۹۹۲) بررسی شده است. از عوامل مؤثر احتمالی در ارتباط منفی آنها می‌توان به غیریکنواخت بودن فهرست داده‌ها، تغییر در دقت تعیین محل دقیق زمین‌لرزه‌ها و تغییرات آرایش دستگاهی اشاره کرد. هیراتا (۱۹۸۹) بعد همبستگی میان فرکتال و مقدار b را محاسبه کرد و برای زلزله‌های ۱۹۲۶ تا ۱۹۸۶ ژاپن رابطه $D = 2.23 - 0.73b$



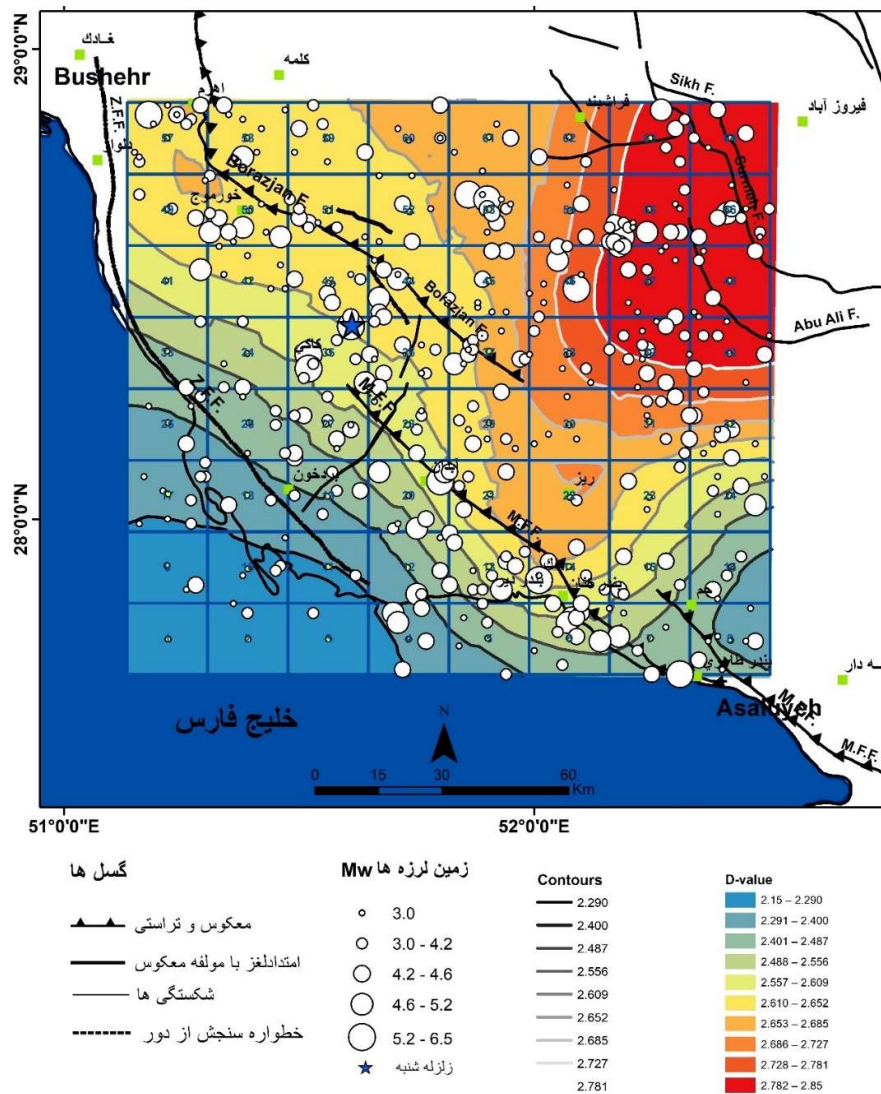
شکل ۴. نمودار لگاریتمی- لگاریتمی تابع همبستگی $C(R)$ بر حسب فاصله در یکی از پهنه‌های مطالعه‌شده.

۳-۳ فراسنج لرزه‌خیزی D -value/ b -value و تعیین روابط همبستگی

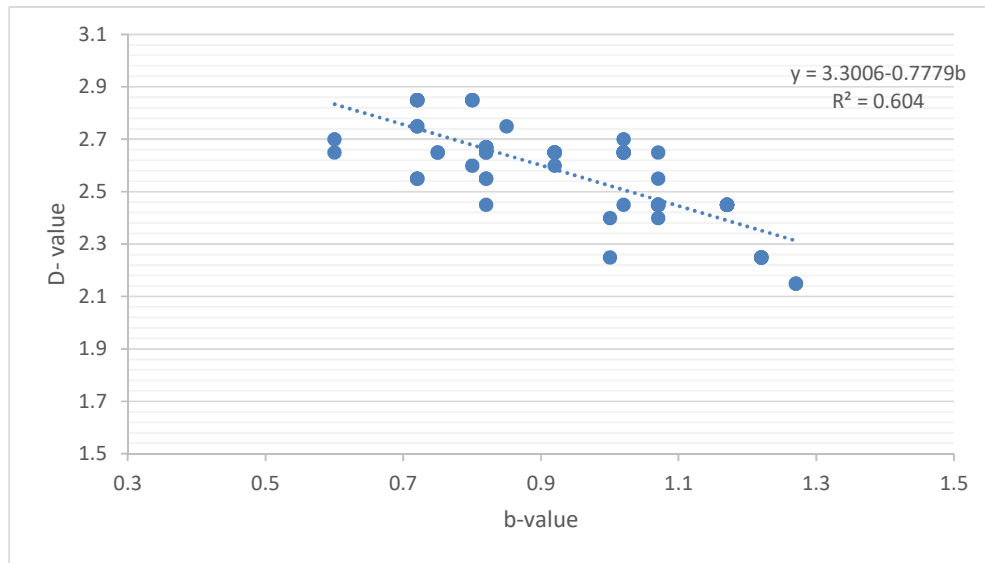
به نظر می‌رسد رخداد همبستگی مثبت یا منفی با حالت‌های مختلف شکست درون مجموعه‌های فعال گسلی کنترل می‌شود (اونسل و همکاران، ۲۰۰۱). روابط منفی با کاهش b و افزایش هم‌زمان D همراه است. کاهش b نشان‌دهنده افزایش احتمال وقوع زمین‌لرزه است. افزایش D به معنای احتمال وجود شبکه‌های گسلی پیچیده‌تر و تراکم است. دلیل این رخداد، تراکم بیشتر گسلش در مناطق با D زیاد است (اونسل و همکاران، ۲۰۰۱). جدول ۱ نتایج محاسبات را در سلول‌های مختلف نشان می‌دهد. بخش‌هایی که مقدار b کمتر دارند، اغلب تنش برشی بیشتری را بعد از زلزله اصلی تجربه کرده‌اند و بخش‌هایی که مقدار b بیشتری دارند، مناطقی هستند که لغزش را تجربه می‌کنند (بیراک و اوزتورک، ۲۰۰۴). ارتباط بین D و b ، حاوی اطلاعات مفیدی درباره لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مطالعاتی است (بیراک و بیراک، ۲۰۱۲). در این پژوهش برای محاسبه بعد همبستگی در سلول‌ها با استفاده از فراسنج

به‌دست‌آوردند. در بخشی دیگر از منطقه، این ضریب $+0/11$ محاسبه شد. ایشان رابطه منفی را بر اساس شکستگی‌های خشک تفسیر کردند و همبستگی مثبت را ناشی از اثر جریان سیال در منطقه گسلی دانستند. اونسل و همکاران (۱۹۹۶) با بررسی بازه زمانی ۱۹۹۲-۱۹۰۰ در آناتولی شمالی، بین مقدار b و D همبستگی منفی به‌دست‌آوردند و نشان دادند تنش در زمان وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر با تکرار کم آزاد می‌شود.

را با تابع رگرسیون مرتبه اول بین این دو فرانسج به‌دست‌آورد. هندرسون و مین (۱۹۹۲) زلزله‌های ۱۹۹۰-۱۹۷۷ کالیفرنیا را بررسی کردند و نشان دادند بعد فرکتال با افزایش تنش افزایش می‌یابد و شکستگی‌ها فضا را دربر گرفته‌اند. در آن مطالعه، مقدار b همبستگی منفی با بعد فرکتال داشت. با کاهش بزرگای زمین‌لرزه‌ها (کاهش b) رهاسازی تنش به‌صورت فزاینده‌ای پراکنده (D زیاد) می‌شود. هندرسون و همکاران (۱۹۹۴) مقدار ضریب همبستگی را در زمین‌لرزه‌های برزیل $-0/54$



شکل ۵. نقشه تغییرات بعد فرکتال لرزه‌خیزی D در جنوب زاگرس به همراه رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌های فعال.



شکل ۶. ارتباط بین فراسنج لرزه‌خیزی **b** و بعد فرکتال لرزه‌خیزی **D** در محدوده مطالعاتی.

لرزه‌ای و زمین‌ساختی و به سطح نرسیدن گسل‌ها باعث شده است که علاوه بر تغییرات مقدار **b**، بعد فرکتال رومرکز زمین‌لرزه‌ها نیز متأثر شود. مطالعات مختلف (اوگاتا و همکاران، ۱۹۹۱؛ وایمر و ویس، ۱۹۹۷؛ چن و همکاران، ۲۰۰۶ و اوزتورک و ساری، ۲۰۱۵) نشان می‌دهد رابطه بین مقدار **b** و بعد فرکتال رومرکز زمین‌لرزه‌ها می‌تواند در مقیاس‌های کوچک و محلی تغییر کند و در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی یا کم برآورد شود.

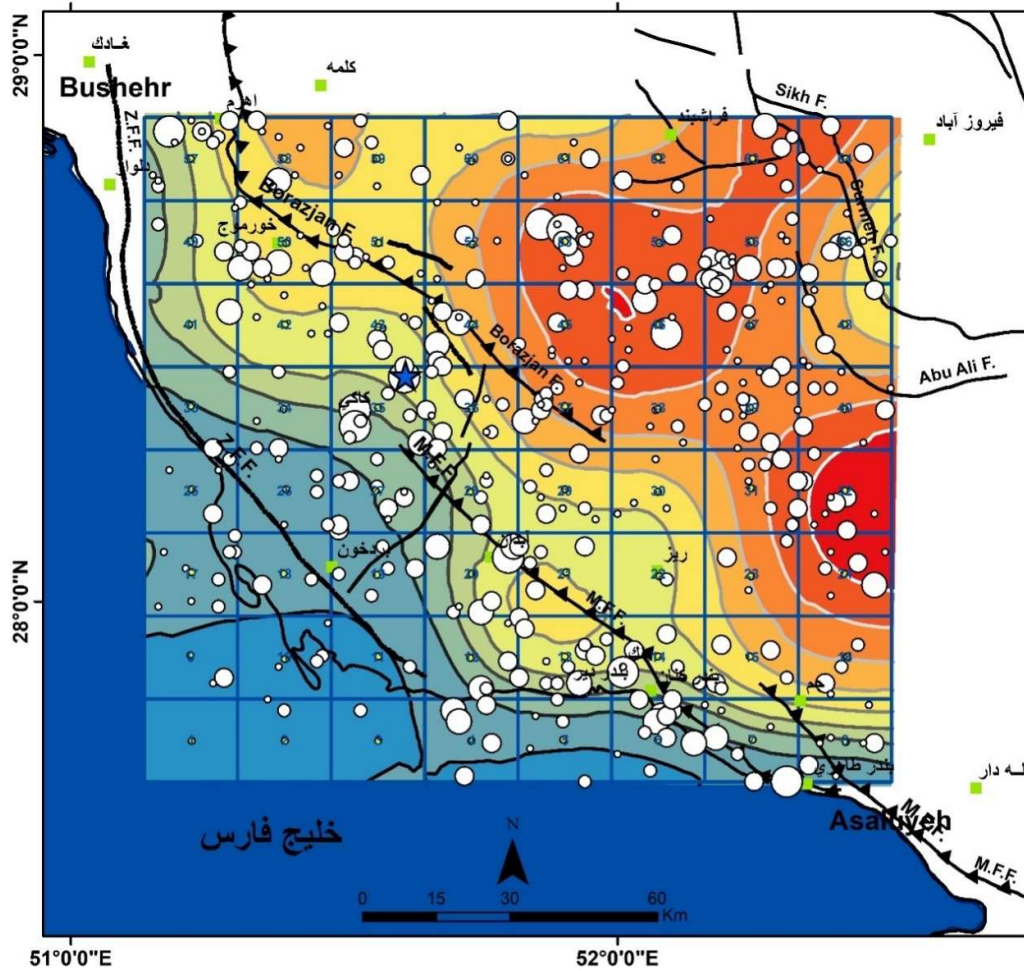
همبستگی منفی می‌تواند نشان‌دهنده افزایش میزان احتمال رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ روی گسل‌هایی با مساحت زیاد باشد. همبستگی مثبت نیز می‌تواند حاکی از کاهش احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ در پاسخ به قطعه قطعه شدن منطقه گسلی یا آزاد شدن تنش شاخه‌های فرعی سامانه‌های گسلی بعد از گسیختگی اصلی باشد (متدال و راستوگی، ۲۰۰۵). نسبت بعد فرکتال **D** به ضریب لرزه‌خیزی **b**، محل بیشینه تنشگاه‌ها را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل ۷ نشان داده شده است، بخش‌های شمال‌خاوری منطقه مطالعاتی منطبق بر گسل‌های سورمه و جنوب فراشبند و پایانه‌های گسل برازجان در زاگرس

کومار و همکاران (۲۰۱۳) به بررسی اثر سد کونیا در هندوستان پرداختند و رابطه منفی بین **b** و **D** به‌دست‌آوردند. اوزتورک و ساری (۲۰۱۵) در منطقه گسلی آناتولی شمالی، فعالیت‌های لرزه‌ای را بررسی و تغییرات **b** و **D** را مطالعه کردند و پتانسیل لرزه‌زایی را به‌دست‌آوردند. ایشان بعد فرکتال را نشان‌دهنده میزان غیریکنواخت بودن فعالیت‌های لرزه‌ای در سامانه گسل فعال و تفاوت‌های ساختاری دانستند.

شکل ۷ پهنه‌بندی نسبت فراسنج **b** به **D** را نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود، بخش‌های شمال‌خاوری عدد کوچک‌تری را نشان می‌دهند. ضریب همبستگی (r) حدود -0.78 است. رابطه بین این دو پارامتر در منطقه، منفی اما کوچک است. این همبستگی کم را می‌توان با نحوه لرزه‌خیزی در منطقه مرتبط دانست که در برخی نقاط با تجمع تنش (به‌خصوص در بخش‌های شمالی گسل MFF) و سطح تنش متفاوت همراه است. در این منطقه تجمع بیشتر گسل‌ها در زاگرس ساده-چین‌خورده به نسبت زاگرس ساحلی و رژیم زمین‌ساختی فشارشی حاکم که تحت تأثیر حرکات صفحه عربی است، در کنار ناهمگنی فعالیت‌های

ساده- چین خورده چین شرایطی را دارند. MFF موجود است. به طور کلی زاگرس ساده- چین خورده نسبت به بخش ساحلی زاگرس میزان فرکتال بیشتری را نشان می دهد.

ساده- چین خورده چین شرایطی را دارند. دو ناهنجاری عمده در پهنه بندی بعد فرکتال یکی در شمال باختری محدوده مطالعاتی و مربوط به گسل کازرون و دیگری در شمال خاوری و مربوط به رمپ فعال گسل



گسل ها	زمین لرزه ها Mw	Contours	D-value/b-value
▲ معکوس و تراستی	○ 3.0	— 2.116	1.758 - 2.116
— امتدادلغز با مولفه معکوس	○ 3.0 - 4.2	— 2.441	2.117 - 2.441
— شکستگی ها	○ 4.2 - 4.6	— 2.735	2.442 - 2.735
----- خطواره سنجش از دور	○ 4.6 - 5.2	— 3.001	2.736 - 3.001
	○ 5.2 - 6.5	— 3.241	3.002 - 3.241
	★ زلزله شنبه	— 3.458	3.242 - 3.458
		— 3.699	3.459 - 3.6999
		— 3.965	3.700 - 3.965
		— 4.258	3.966 - 4.258
			4.259 - 4.583

شکل ۷. نقشه توزیع نسبت بعد فرکتال به مقدار b (D-value/b-value) و رومرکز زمین لرزه ها در منطقه مطالعاتی.

جدول ۱. نتایج محاسبات در هریک از ۶۴ سلول. ستون‌های جدول شامل شماره سلول، موقعیت جغرافیایی مرکز هر سلول، مقدار **b**، مقدار فرکتال لرزه‌خیزی **D**، نسبت دو فرانسج و بزرگ‌ترین زلزله رخ داده در هر سلول است.

شماره سلول	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	b-value	D-value	D – value/b – value	بزرگ‌ترین زلزله
۱	۵۱/۲۲	۲۷/۷۴	۱/۲۷	۲/۱۵	۱/۷۶	۴/۳
۲	۵۱/۳۹	۲۷/۷۴	۱/۲۷	۲/۱۵	۱/۷۶	۳/۱
۳	۵۱/۵۶	۲۷/۷۴	۱	۲/۲۵	۲/۱۰	۳/۱
۴	۵۱/۷۳	۲۷/۷۴	۱/۲۲	۲/۲۵	۲/۱۸	۴/۹
۵	۵۱/۹۰	۲۷/۷۵	۱/۱۷	۲/۴۵	۲/۱۰	۳/۳
۶	۵۲/۰۷	۲۷/۷۵	۱/۰۷	۲/۴۵	۲/۳۴	۴/۸
۷	۵۲/۲۵	۲۷/۷۵	۱/۰۲	۲/۴۵	۲/۴۸	۵/۱
۸	۵۲/۴۲	۲۷/۷۴	۰/۸۲	۲/۴۵	۲/۶۴	۳/۸
۹	۵۱/۲۲	۲۷/۹۰	۱/۲۲	۲/۲۵	۱/۹۲	۳/۸
۱۰	۵۱/۳۹	۲۷/۸۹	۱/۲۲	۲/۲۵	۱/۹۲	۳/۳
۱۱	۵۱/۵۶	۲۷/۹۰	۱/۲۲	۲/۲۵	۱/۹۲	۳/۲
۱۲	۵۱/۷۳	۲۷/۹۰	۱/۱۷	۲/۴۵	۲/۸۲	۴/۹
۱۳	۵۱/۹۰	۲۷/۹۰	۱/۰۷	۲/۶۵	۳/۳۱	۴/۲
۱۴	۵۲/۰۷	۲۷/۹۰	۱/۰۲	۲/۶۵	۲/۹۴	۵/۲
۱۵	۵۲/۲۴	۲۷/۹۰	۰/۹۲	۲/۶۵	۳/۵۳	۴/۱
۱۶	۵۲/۴۲	۲۷/۹۰	۰/۶	۲/۲۵	۳/۷۵	۳/۹
۱۷	۵۱/۲۲	۲۸/۰۵	۱	۲/۲۵	۲/۵۰	۳/۶
۱۸	۵۱/۳۹	۲۸/۰۵	۱/۱۷	۲/۴۵	۲/۳۲	۴/۲
۱۹	۵۱/۵۶	۲۸/۰۵	۱/۱۷	۲/۴۵	۲/۴۴	۴/۲
۲۰	۵۱/۷۳	۲۸/۰۵	۱/۰۷	۲/۴	۲/۸۲	۴/۷
۲۱	۵۱/۹۱	۲۸/۰۵	۱/۰۲	۲/۶۵	۳/۳۱	۴
۲۲	۵۲/۰۸	۲۸/۰۵	۰/۹۲	۲/۶۵	۳/۱۲	۳/۲
۲۳	۵۲/۲۴	۲۸/۰۵	۰/۸۲	۲/۶۵	۳/۶۷	۳/۸
۲۴	۵۲/۴۲	۲۸/۰۵	۰/۶	۲/۶۵	۴/۱۷	۴/۴
۲۵	۵۱/۲۲	۲۸/۲۰	۱/۱۷	۲/۴۵	۲/۲۰	۴/۱
۲۶	۵۱/۳۹	۲۸/۲۰	۱/۰۷	۲/۴۵	۲/۳۲	۳/۶
۲۷	۵۱/۵۶	۲۸/۲۰	۱/۰۷	۲/۴۵	۲/۳۲	۴/۱
۲۸	۵۱/۷۳	۲۸/۲۰	۰/۹۲	۲/۶۵	۲/۹۹	۳/۷
۲۹	۵۱/۹۰	۲۸/۲۰	۰/۹۲	۲/۶۵	۳/۲۴	۴
۳۰	۵۲/۰۷	۲۸/۲۰	۰/۸۵	۲/۷۵	۳/۲۴	۳/۱
۳۱	۵۲/۲۴	۲۸/۲۱	۰/۸۲	۲/۵۵	۳/۹۳	۴/۲
۳۲	۵۲/۴۲	۲۸/۲۰	۰/۷۲	۲/۶۵	۴/۵۸	۴

۳۳	۵۱/۲۲	۲۸/۳۶	۱/۰۷	۲/۴۵	۲/۳۹	۴/۱
۳۴	۵۱/۳۹	۲۸/۳۵	۱/۰۷	۲/۴۵	۲/۷۱	۴
۳۵	۵۱/۵۶	۲۸/۳۵	۰/۹۲	۲/۶	۲/۸۹	۶/۳
۳۶	۵۱/۷۳	۲۸/۳۵	۰/۸۲	۲/۶۵	۳/۲۵	۴/۲
۳۷	۵۱/۹۰	۲۸/۳۶	۰/۷۲	۲/۵۵	۳/۹۳	۴/۱
۳۸	۵۲/۰۷	۲۸/۳۵	۰/۷۲	۲/۷۵	۳/۹۳	۳/۶
۳۹	۵۲/۲۴	۲۸/۳۵	۰/۷۲	۲/۸۵	۳/۷۳	۴
۴۰	۵۲/۴۲	۲۸/۳۵	۰/۷۲	۲/۸۵	۳/۹۳	۳/۸
۴۱	۵۱/۲۲	۲۸/۵۱	۱/۰۷	۲/۵۵	۳/۰۰	۴/۷
۴۲	۵۱/۳۹	۲۸/۵۱	۱/۰۲	۲/۷	۳/۱۸	۳/۱
۴۳	۵۱/۵۶	۲۸/۵۰	۰/۸	۲/۶	۳/۲۵	۴/۲
۴۴	۵۱/۷۴	۲۸/۵۱	۰/۷۵	۲/۶۵	۳/۴۷	۴/۹
۴۵	۵۱/۹۰	۲۸/۵۱	۰/۸۲	۲/۶۷	۴/۰۰	۴/۲
۴۶	۵۲/۰۸	۲۸/۵۱	۰/۸۲	۲/۷۵	۴/۲۳	۴/۶
۴۷	۵۲/۲۴	۲۸/۵۰	۰/۷۲	۲/۸۵	۴/۰۰	۴/۳
۴۸	۵۲/۴۲	۲۸/۵۱	۰/۸	۲/۸۵	۳/۵۰	۴/۲
۴۹	۵۱/۲۲	۲۸/۶۶	۱/۰۲	۲/۶۵	۲/۸۴	۳/۹
۵۰	۵۱/۳۹	۲۸/۶۶	۰/۹۲	۲/۶۵	۳/۴۴	۴/۹
۵۱	۵۱/۵۶	۲۸/۶۶	۰/۷۲	۲/۵۵	۳/۱۹	۳/۸
۵۲	۵۱/۷۴	۲۸/۶۵	۰/۸۲	۲/۶۷	۳/۷۱	۳/۷
۵۳	۵۱/۹۰	۲۸/۶۶	۰/۶۲	۲/۶۷	۴/۳۳	۵/۳
۵۴	۵۲/۰۸	۲۸/۶۶	۰/۸۲	۲/۶۷	۴/۰۰	۴/۱
۵۵	۵۲/۲۴	۲۸/۶۶	۰/۷۲	۲/۸۵	۴/۰۰	۴/۳
۵۶	۵۲/۴۱	۲۸/۶۶	۰/۸	۲/۸۵	۳/۵۰	۴/۴
۵۷	۵۱/۲۲	۲۸/۸۱	۱/۰۲	۲/۶۵	۳/۰۶	۵/۱
۵۸	۵۱/۳۹	۲۸/۸۱	۰/۸۲	۲/۶۵	۳/۴۴	۴/۶
۵۹	۵۱/۵۶	۲۸/۸۱	۰/۷۵	۲/۶۵	۳/۵۳	۳/۹
۶۰	۵۱/۷۳	۲۸/۸۱	۰/۸۲	۲/۶۷	۳/۲۹	۴/۲
۶۱	۵۱/۹۰	۲۸/۸۱	۰/۶۲	۲/۶۷	۳/۸۳	۴/۱
۶۲	۵۲/۰۷	۲۸/۸۱	۰/۸۲	۲/۶۷	۳/۵۴	۴/۱
۶۳	۵۲/۲۵	۲۸/۸۱	۰/۷۲	۲/۸۵	۴/۱۵	۴/۳
۶۴	۵۲/۴۲	۲۸/۸۱	۰/۸	۲/۸۵	۳/۸۹	۳/۹

۴ نتیجه گیری

طرف صفحه عربی طی دگرشکلی پیشرونده در زاگرس، بخش‌های زاگرس مرتفع درگیر تغییر شکل‌های فعالی در تاریخ زمین‌شناسی خود بوده است. این موضوع با گذشت

برای بررسی پویایی منطقه جنوب زاگرس، بعد فراسنج D و b و نسبت بین آنها محاسبه شده است. با اعمال تنش از

- precursory phenomena, in Simpson, D. W., and Richards, P. G., eds., *Earthquake Prediction: An International Review: Americal Geophysical Union, Washington DC*, 4, 566-574.
- Aki, K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction: *Journal of Geophysical Research*, **89**, 5867-5872.
- 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: *Journal of Asian Earth Sciences*, **58**, 98–107.
- 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.
- Casciello, E., Verges, J., Saura, E., Casini, G., Fern Ndez, N., Blanc, E., Homke, S., and Hunt, D. W., 2009, Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros Simply Folded Belt (Iran): *Journal of the Geological Society, London*, **166**, 947-959.
- Chen, C. C., Wang, W. C., Chang, Y., Wu, Y., and Lee, Y., 2006, A correlation between the b-value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: *Geophysical Journal International*, **167**, 1215-1219.
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region: *Geophysical Journal International*, **167**, 761-778.
- Gulia, L., and Wiemer, S., 2010, The influence of tectonic regimes on the زمان ادامه داشته و در قالب دگرشکلی‌های داخلی و رخداد زمین‌لرزه خود را نشان داده است. از پهنه‌بندی مرکز سطحی زلزله‌های رخ داده در منطقه مطالعاتی نیز این نتیجه حاصل می‌شود که بخش‌های شمال خاوری از فعالیت لرزه‌خیزی بیشتری برخوردارند.
- همان‌گونه که در نقشه‌ها دیده می‌شود، همخوانی به نسبت زیادی بین بعد فرکتال لرزه‌خیزی و گسل‌ها وجود دارد. در زاگرس، به سطح نرسیدن گسل‌ها، ناهمگن بودن سازوکار گسل‌ها، منطبق نبودن پراکندگی سطحی زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های موجود، صرف انرژی زیاد در چین‌خوردگی‌ها، کرنش داخلی و تفاوت در سبک ساختاری بخش‌های مختلف منطقه مورد مطالعه موجب شده است تفاوت‌هایی در میزان بعد فرکتالی لرزه‌خیزی و گسل‌ها وجود داشته باشد. با توجه به نقشه‌های پهنه‌بندی شده و تشخیص تنشگاه‌ها در منطقه مطالعاتی، شهرهای فراشبند و فیروزآباد در استان فارس و شهرهای جم، شنبه، ریز و در مراحل بعدی خورموج به همراه آبادی‌های اطرافشان اصلی‌ترین مناطق مستعد برای زمین‌لرزه‌های آتی معرفی می‌شوند.
- ### منابع
- توکلی‌زاده، ن.، رحیمی، ب.، قائمی، ف.، ۱۳۹۴، بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و تنشگاه‌ها در زاگرس با استفاده از پارامتر لرزه‌ای **b-value**: سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنفرانس بین‌المللی علوم زمین.
- فدعمی، م.، زارعی، س.، اشکپور مطلق، ش.، ۱۴۰۰، بررسی ناهمسانی لرزه‌ای پهنه خوزستان در جنوب باختری زاگرس به کمک تحلیل فرکتالی: فصلنامه علوم و مهندسی زلزله، **۸**(۳)، ۱-۱۶.
- Agard, P., Omradi, J., Jolivet, L., et al., 2011, Zagros orogeny: a subduction-dominated process: *Geology Magazine*, 1-34.
- Aki, K., 1981, A probabilistic synthesis of earthquake size distribution: A case

- study for Italy: *Geophysical Research Letters*, **37**, 1-6.
- Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1944, Frequency of earthquakes in California: *Bulletin of the Seismology Society of America*, **34**, 185-188.
- Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications: *Review of Geophysics*, **48**, 48.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **155**, 403-410.
- Henderson, J., and Main, I., 1992, A simple fracture mechanical model for the evolution of seismicity: *Geophysical Research Letters*, **19**, 365-368.
- Henderson, J., Main, I. G., Pearce, R. G., and Takeya, M., 1994, Seismicity in north-eastern Brazil: fractal clustering and the evolution of the b-value: *Geophysical Journal International*, **116**, 217-226.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**, 7507-7514.
- Kagan, Y., and Knopoff, L., 1980, Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function: *Geophysical Journal International*, **62**, 303-320.
- Kumar, A., Rai, S. S., Joshi, A., Mittal, H., Sachdeva, R., Kumar, R., and Ghangas, V., 2013, The b-value and fractal dimension of local seismicity around Koyna Dam (India): *Earthquake Science*, **26**, 99-105.
- 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.
- Mandelbrot, B. B., 1982, *The Fractal Geometry of Nature*: W. H. Freeman, New York, 468p.
- Mousavi, S. H., Mirzaei, N., and Shabani, E., 2014, A declustered earthquake catalog for the Iranian plateau: *Annals of Geophysics*, **57**, 1-25.
- Ogata, Y., Imoto, M., and Katsura, K., 1991, 3-D spatial variation of b-values of magnitude-frequency distribution beneath the Kanto District, Japan: *Geophysical Journal International*, **104**, 135-146.
- Öncel, A. O., Main, I., Alptekin, Ö., and Cowie, P., 1996, Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31E and 41E: *Pure and Applied Geophysics*, **147**, 147-159.
- Öncel, 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.
- 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**, 339-349.
- Öncel, A. O., and Wilson, T., 2007, Anomalous seismicity preceding the 1999 Izmit event, NW Turkey: *Geophysical Journal International*, **169**, 259-270.
- Öncel, A. O., Yuksel, F. A., Alptekin, O., Main, I., Khalili, A., 1995, A Preliminary Fractal Analysis of Faulting in the Zagros Thrust Belt: *Second International Conference on*

- Seismology and Earthquake Engineering, 149-156.
- Öztürk, S., 2012, Statistical correlation between b-value and fractal dimension regarding Turkish epicenter distribution: Earth Sciences Research Journal, **16**, 103-108.
- Öztürk, S., and Sari, M., 2015, Spatial variations of seismotectonic b and Dc-values in and around the East Anatolian Fault Zone (EAFZ), Turkey: 8th Congress of the Balkan Geophysical Society.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., YaminiFard, F., Peyret, M. and Abbassi, M., 2010, The transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and active deformation, tectonic and Stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic (eds P. Leturmy and C. Robin): Geological Society, London, Special Publications, 330, 43-64.
- 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.
- Scholz, C.H., 2015, On the stress dependence of the earthquake b value: Geophysical Research Letters, **42**(5), 1399-1402.
- Scholz, C. H., 1968, The frequency-magnitude relation of micro fracturing in rock and its relation to earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, **58**, 399-415.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., 2004, Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of b-values: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **109**.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes: Nature, **437**, 539-542.
- Sherkati, S., and Letouzey, J., 2004, Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful embayment), Iran: Marine and Petroleum Geology, **21**, 535-554.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafory-Ashtiany, M., and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: Geophysical Research Letters, **29**, 33-1 to 33-4.
- Turcotte, D. L., 1986, Fractals and fragmentation: Journal of Geophysical Research, **91**(B2), 1921-1926.
- Utsu, T., 1992, On seismicity, in mathematical seismology (VII), Cooperative research report 34: Institute of statistical mathematics, Tokyo, 139-157.
- Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches: Pure and Applied Geophysics, **155**, 509-533.
- Volant, P., and Grasso, J. R., 1994, The finite extension of fractal geometry and power-law distribution of shallow earthquakes: a geomechanical effect: Journal of Geophysical Research, **99**, 21879-21889.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **102**, 15115-15128.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes: Advances in Geophysics, **45**, 259-302.
- Wyss, M., 1973, Towards a physical

- understanding of the earthquake frequency distribution: *Geophysical Journal International*, **31**, 341-359.
- Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra, S., and Shan, B., 2012, Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence: *Journal of Asian Earth Sciences*, **45**(2), 167-178.
- Yadav, R. B. S., Papadimitriou, E. E., Karakostas, V. G., et al., 2011, The 2007 Talala, Saurashtra, western India earthquake sequence: Tectonic implications and seismicity triggering: *Journal of Asian Earth Sciences*, **40**(1), 303-314.

Seismic distribution in the south of Zagros using the statistical correlation between b-Value and fractal dimension

Ali Rumina¹, Saeed Zarei^{2*}, Seyed Reza Mansouri² and Omid Azadijoui³

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

³ Expert of Bushehr Regional Water Company, Bushehr, Iran

(Received: 24 March 2022, Accepted: 30 August 2022)

Summary

During the last two decades, the south part of seismotectonic zone of Zagros (Fars) was active. The Zagros seismotectonic belt consists of a series of fault-related folds that within their evolution, seismic areas and hydrocarbon reservoirs formed. Although the characteristics of Zagros are well known, the distribution of active deformations, style of fault-related folds, and its seismotectonic behavior are among the features that require further investigation.

In this study, changes in seismic rate based on changes in seismic parameter (b-value) and fractal dimension of seismicity (D-value) have been investigated using instrumental seismic data in the period of 2000 to 2021. Total amount of b-value and D-value were calculated by the least square's method and the correlation integral method, respectively. The map of these parameters was plotted by interpolation method.

Frequency-magnitude distribution power law ($\log N = a - bM$) relates the cumulative number of earthquakes (N) to their magnitude (M). This ratio is frequently used in seismic studies. In this relationship, a-value describes the productivity and b-value characterizes relative size distribution of earthquakes. Most b-value studies associate the seismicity parameter with the physical properties of a particular zone.

Since the introduction of fractal in 1976, the fractal concept has covered a wide range of pure mathematics and many experimental aspects of engineering. It has found a comprehensive concept. We analyzed seismicity using the IIEES and IRSC catalog. Decreasing the b-value in the northeastern of study area indicates that stress is increasing, which may signal a future sizable earthquake. The spatial variation of b-value suggests that the SW segment is less stressed compared to the NE segment. Considering that the correlation coefficient is about -0.78, the probability of occurrence of large earthquakes on large area faults increases. The zoning map parameter b-value to D-value ratio found valuable information on the invariance property of the seismic variation scale in the area. These results suggest that this approach can be used as a useful tool to evaluate seismic power distribution on active seismotectonic regions.

According to the zoning maps and the identification of high stress zone in the study area, the north parts of MFF, around Jam and Farashband and in the later stages, Khormuj will be the main candidate areas for future earthquakes. The seismicity pattern analyzed does hold the key to understand the seismotectonics of the region.

Keywords: Zagros, seismic parameters, b-value, fractal dimension