

بررسی آماری پارامترهای لرزه‌ای در منطقه زاگرس

مهرداد مصطفی‌زاده، استادیار پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

چکیده

طول کوه‌های زاگرس در ایران حدود ۱۴۰۰ کیلومتر و پهنای آن از حدود ۲۰۰ کیلومتر در شمال غرب به حدود ۳۵۰ کیلومتر در جنوب شرق افزایش می‌یابد. ارتفاع ساختارهای زمین‌شناسی و سن نسبی کوه‌های زاگرس به سمت شمال شرق افزایش می‌یابد. این افزایش با پله‌های تدریجی از تاقدیسه‌های دست نخورده حاشیه خلیج فارس تا خط‌الرأس ارتفاعات گسل خورده زاگرس مرتفع ادامه دارد [۱]، شکل (۱). نوار زاگرس از مناطق فعال لرزه‌خیز ایران است که عمده این لرزه‌خیزی حاصل فعالیت گسل‌های معکوس و امتدادلغز می‌باشد. در این مطالعه تقسیم‌بندی نوار زاگرس بر اساس مرزهای تفکیک کننده مورفوتکتونیکی لحاظ گردیده که شامل گسل معکوس اصلی زاگرس، گسل اصلی اخیر، کمر بند تراست زاگرس مرتفع، گسل مرتفع و گسل جبهه کوهستان می‌باشد. در این مطالعه تقسیم‌بندی نوار زاگرس بر اساس مرزهای تفکیک کننده مورفوتکتونیکی لحاظ گردیده که شامل گسل معکوس اصلی زاگرس، گسل اصلی اخیر، کمر بند تراست زاگرس مرتفع، گسل زاگرس مرتفع و گسل جبهه کوهستان می‌باشد [۲].

شواهد زمین‌شناختی نشان‌دهنده آن است که در طی پالئوزوئیک، ایران بخشی از ادامه شمالی پلاتفرم قاره‌ای عربستان را تشکیل می‌داده است، شکل (۲). در صورت وجود هر گونه جدایش (بازشدگی) قابل‌ملاحظه بین اوراسیا و عربستان، باید آن را در شمال ایران جستجو کرد. احتمالاً فرونشست خزر جنوبی که از پوسته اقیانوسی برخوردار است بیانگر بقایای دریایی است که در شمال ایران وجود داشته و به پالئوتتیس معروف است [۳].

حرکت رو به سمت شمال عربستان در اواخر کرتاسه منجر به باریک شدن نئوتتیس و برخورد حاشیه‌های قاره‌ای صفحات ایران و عربستان در زمان میوسن در طول پهنه خرد شده زاگرس گردید. این برخورد، فشردگی صفحه ایران، بسته شدن شاخه‌های نئوتتیس در شرق و شمال غرب ایران، اتحاد مجدد بخش‌های مرکزی و شرق ایران و چین‌خوردگی ایران مرکزی والبرز را در طی کوهزایی آلپی به دنبال داشت [۱]، شکل (۲).

نوار زاگرس از مناطق فعال لرزه‌خیز ایران است که عمده این لرزه‌خیزی حاصل فعالیت گسل‌های معکوس و امتدادلغز می‌باشد. در این مطالعه تقسیم‌بندی نوار زاگرس بر اساس مرزهای تفکیک کننده مورفوتکتونیکی لحاظ گردیده که شامل گسل معکوس اصلی زاگرس، گسل اصلی اخیر، کمر بند تراست زاگرس مرتفع، گسل زاگرس مرتفع، گسل جبهه کوهستان می‌باشد. در این تحقیق نوار لرزه‌زمین‌ساخت زاگرس با به کارگیری روش فرکتال، ویژگی‌های ساختاری و لرزه‌ای آن مورد مطالعه قرار گرفته شده است. به همین منظور داده‌های پایه مرتبط با گسلش و لرزه‌خیزی با بزرگای زمین‌لرزه؛ توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها مورد بررسی قرار گرفته شده است. پایه و اساس آنالیز فرکتالی محاسبه پارامتر بعد فرکتال (Dc) و پارامتر لرزه‌ای (b) بوده که به ترتیب با استفاده از روش‌های انتگرال سرشتی و بیشینه احتمال محاسبه شده است. متفاوت از دیگر روش‌های در این روش توزیع زمانی و فضایی پارامترها، ویژگی تجمعی داده‌ها (بعد سرشتی) و سطح تنش تکتونیکی منطقه (پارامتر b) مرتبط با فرآیندهای مختلف لرزه زمین‌ساختی همراه می‌باشد. به منظور محاسبه این پارامترها، از داده‌های لرزه‌ای مختلف (پایگاه‌های داخلی و خارجی) استفاده شده است. با در نظر گرفتن توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها، لرزه‌خیزی منطقه و با در نظر گرفتن توزیع بزرگای زمین‌لرزه‌ها، بعد سرشتی ($0.3 < b < 1/6$) و میزان لرزه‌خیزی ($2/15 < D < 2/47$) محاسبه گردیده و تغییرات عمده این پارامترها در هر حوزه متناسب با شرایط لرزه زمین‌ساختی مشاهده می‌گردد.

کلیدواژه‌ها: فرکتال، گسل زاگرس، بیشینه احتمال، تئوری اسپیریته

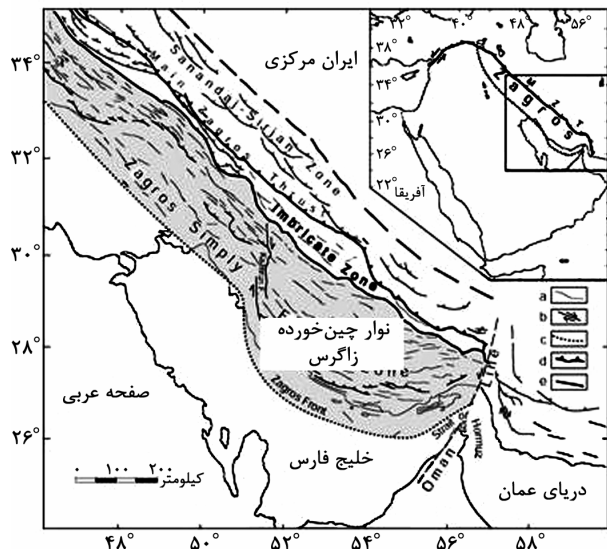
۱- مقدمه

کوه‌های زاگرس از شمال به فلات ایران و از جنوب به حوضه‌های فعال بین‌النهرین و خلیج فارس محدود می‌شود.

همگرایی دو صفحه عربستان و ایران باعث شد گسل‌های پی سنگی به صورت گسل‌های معکوس فعال شوند. این فرآیندها را می‌توان نتیجه رویدادهای پیچیده‌ای دانست که بر اثر حرکت صفحات قاره‌ای آفریقا، هند و اوراسیا روی داده و توسط محققین زیادی به شکلهای گوناگون مطرح شده است [۳-۵].

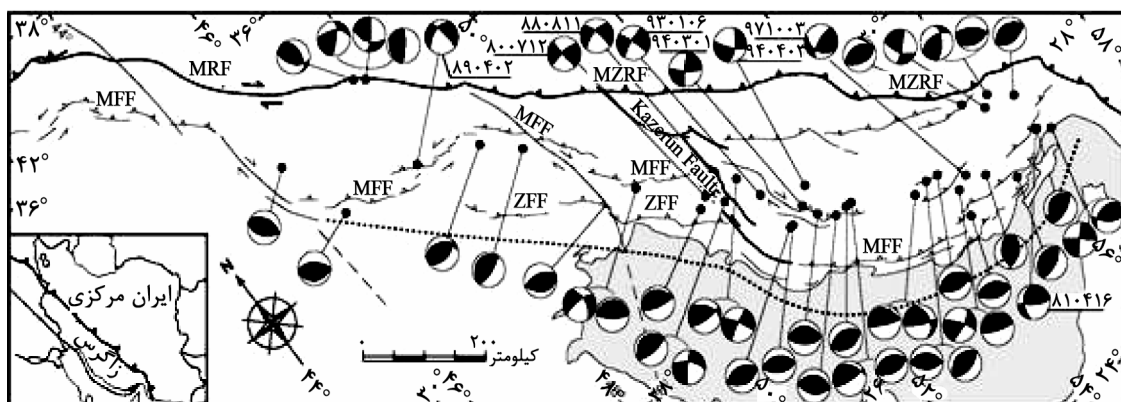
این وارونگی جنبشی باعث ضخیم‌شدگی غیرعادی پوسته بلورین و یا فرورانش آن نگردیده و احتمالاً تا زمانی که پی سنگ به ضخامت اولیه خود برسد، ادامه خواهد یافت. در این فرآیند فعالیت گسل‌های معکوس با ضخیم‌شدگی نسبی در پی سنگ همراه بوده و سبب ایجاد چین‌خوردگی شدید در پوشش رسوبی گردیده است. با ادامه همگرایی، در شمال شرق زاگرس (جنوب شرقی گسل اصلی زاگرس) بر اثر فشار ناشی از ایران مرکزی، پوشش رسوبی بر روی سازند هرمز لغزیده و چین می‌خورد. این چین‌خوردگی به تدریج در طی مقاطع مختلف زمانی به سمت جنوب غرب مهاجرت می‌کند. این عمل که به طور مجزا و مستقل از پی سنگ صورت می‌گیرد، باعث شده تغییرشکلهای ایجاد شده در پی سنگ با پوشش رسوبی مطابقت نداشته باشد.

در طبیعت، ویژگی شکستگی‌های موجود که فاقد ساختار هندسی منظم می‌باشند را می‌توان با استفاده از مفاهیم ارائه شده فرکتالی تشریح نمود. مطالعات گسترده‌ای در خصوص تشریح ساختار گسلی سان‌آندراس در آمریکا و همچنین بررسی نحوه تقسیم‌بندی لیتوسفر زمین توسط تورکوت [۶] با استفاده از مفاهیم فرکتال ارائه شده که می‌توان از آنها نام برد.

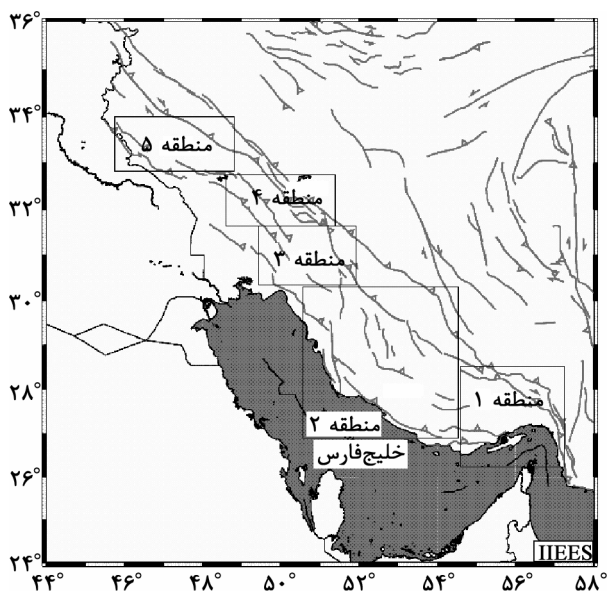


شکل (۱): مراحل مختلف تشکیل و مهاجرت چین‌خوردگی در زاگرس چین‌خورده. شروع چین‌خوردگی در ائوسن پایانی با فرایش شمال‌شرقی‌ترین بخش زاگرس چین‌خورده و مهاجرت حوضه رسوبی به سمت جنوب غرب همراه گردیده و در مراحل بعدی (در طی مقاطع زمانی میوسن آغازی، میوسن میانی- پایانی، پلیوسن پایانی و اواسط پلیستوسن) به تدریج بخشهای دیگر زاگرس چین‌خورده متحمل چین‌خوردگی گردید و حوضه رسوبی به سمت جنوب مهاجرت نمود [۱].

ساختار پوسته در زیر زاگرس را می‌توان از نوع حاشیه قاره‌ای غیرفعال در نظر گرفت. بر مبنای مدل ارائه شده، پوسته در مراحل اولیه تشکیل حوضه زاگرس متحمل کشیدگی و نازک‌شدگی گردیده که با تشکیل گسل‌های عادی در پی سنگ همراه بوده است. گسل‌های عادی پی سنگی با گذشت زمان در زیر رسوبات دریایی (پوشش رسوبی) که ضخامت آن از ۵ تا ۱۲ کیلومتر متغیر است، دفن گردیدند.



شکل (۲): حل مکانیسم کانونی تعدادی از زمین‌لرزه‌های بزرگ زاگرس به همراه کانون سطحی آنها نشان داده شده است [۱].



شکل (۳): نواحی پنج‌گانه در منطقه زاگرس که در این بررسی مورد مطالعه قرار گرفته است.

قرار گرفته می‌گیرد [۹-۱۰]. در این میان ویمر و ویس [۱۱] روشی برای یافتن مکانهایی که احتمال وقوع زلزله در آنجا بیشینه است را معرفی کردند که بر پایه تئوری اسپیریتی^۲ قرار دارد [۱۲]. بر پایه این نظریه زلزله‌های بزرگ در بخشی از گسلها روی می‌دهند که بیشترین مقاومت را در برابر استرین تجمع یافته در آن ناحیه از خود نشان می‌دهد. در این بخش از گسلها پس از گذراندن یک دوره آرامش لرزه‌ای^۳ در مجاورت نواحی فعال لرزه‌ای یک زلزله بزرگ روی می‌دهد که می‌تواند خسارات جانی و مالی بسیاری ایجاد کند. در روش ویمر و ویس [۱۱]، زمان بازگشت برای یک زلزله با بزرگای خاص در هر قسمت از ناحیه به صورت محلی^۴ محاسبه می‌شود و نقاطی که دارای مقدار کمینه زمان بازگشت مکانی، TL ، هستند به عنوان محتمل‌ترین نقاط برای رویداد زلزله معرفی می‌شود.

ویمر و ویس [۱۱] در مقاله خود بحث کرده‌اند که اسپیریتی‌ها تنها بخشی از گسلها هستند که ممکن است اطلاعاتی درباره دوره بازگشت زلزله‌های بزرگ در خود نهفته باشند، زیرا این اسپیریتی‌ها هستند که زمان گسلش را کنترل می‌نمایند. به همین دلیل زمان بازگشت مکانی می‌تواند به عنوان یک پارامتر محلی در نقاط مختلف برای یافتن محتمل‌ترین مکان برای رویداد زلزله محاسبه شود.

مقیاس اندازه‌گیری ویژگی فرکتال ابعاد فرکتال است. ابعاد فرکتال متناسب با روش اندازه‌گیری آن می‌تواند مفهوم خاص خود را به دست آورد. در این بررسی توزیع فضایی گسلها بر روی مقدار عددی فراکتال (D) حائز اهمیت است. نتیجه مطالعات نشان داده در بررسی نوع دوم مقادیر محاسبه شده بعد فرکتال در ارتباط با تراکم رومرکز زمین-لرزه‌ها همخوانی داشته است.

تورکوت [۶] و آکی [۷] ارتباط بین پارامترهای لرزه‌ای موجود در رابطه گوتنبرگ ریشتر را به صورت یک رابطه فرکتالی ارائه نمودند. در این مطالعات کانون لرزه‌ای با فرض بر نقطه‌ای بودن^۱ و دوره بازگشت مستقل از مقیاس آن معرفی شده است [۸]. مقیاس فرکتال علاوه بر این که میزان نامنظمی موجود بر روی سطح شکستگی را نشان می‌دهد، معرف شدت شکستگی بر روی سطح نیز می‌باشد. افزایش و یا کاهش تعداد زمین‌لرزه‌ها مستقیماً با طول گسل مرتبط است. لذا بالا بودن نرخ لرزه‌خیزی (N) نشان‌دهنده وجود پهنه لرزه-ای خیلی فعال در محدوده کوچکی از کل گسل است. یکی از راهکارهای مناسب جهت توجیه رفتار تکتونیکی هر منطقه ارزیابی رابطه بین بعد فرکتال (Dc) و پارامتر b است. علاوه بر این مقدار خطای آماری این داده‌ها با در نظر گرفتن مرز خطای قابل اعتماد حدود ۹۵ درصد است.

برای تشریح ویژگی فرکتالی لرزه‌خیزی در یک منطقه بررسی موضوع مستلزم به کارگیری سیستم چند بعدی است. در ارتباط با توزیع زمانی و مکانی لرزه‌خیزی، محاسبه ابعاد فرکتالی حاصل از توزیع گسل روشهای مختلفی ارائه شده است. به لحاظ اصول کار در همگی این روشها ابعاد فرکتالی، درجه عدم یکنواختی مرتبط با لرزه‌خیزی مؤثر در سیستم‌های گسلی با مقیاسی کمی ارزیابی می‌شود. در این مطالعه با در نظر گرفتن شرایط تکتونیکی منطقه زاگرس، به تعیین پارامترهای فرکتال در نواحی پنج‌گانه زاگرس پرداخته می‌شود، شکل (۳).

۲- روش

امروزه تکنیکهای متفاوتی برای یافتن مکانهایی که بیشترین احتمال وقوع زلزله در آنجا وجود دارد، مورد استفاده

۲-۲- بعد ظرفیت (Do)

یکی از متداولترین روشها به منظور اندازه‌گیری بعد ظرفیت (Do) بر روی سطح شکستگی به کارگیری روش گرید و یا شمارش جعبه می‌باشد. در این روش طول جانبی $r \rightarrow 0$ سطح مورد مطالعه تقسیم و تعداد سلولهایی $N(r)$ که توسط حداقل یک شکستگی قابل شمارش می‌باشد، لحاظ می‌گردد.

$$N(r) \propto \frac{1}{r^{-D_0}} \quad (2)$$

در اینجا Do معرف بعد ظرفیت می‌باشد [۲۰]. این روش برای اندازه‌گیری میزان پارامتر مورد نظر در منطقه والکانیکسکی نوادا به کار گرفته شده و پارامتر $Do = 1/49 - 1/91$ اندازه‌گیری شده است [۲۱].

همچنین کاربرد این روش در حوزه‌های گرانیتهی شامل تشکیلات ماسیفی نشان داده اندازه پارامتر بعد ظرفیت (Do) به میزان $Do = 1/05 - 2$ قابل تغییر است. همچنین نتیجه یکی از مطالعات توسط هیراتا [۲۲] بر روی سیستم گسلی در کشور ژاپن پارامتر $Do = 0/7 - 1/6$ برآورد گردیده است.

۲-۳- بعد همبستگی (Dc)

یکی از رایج‌ترین ابعاد فرکتالی که مورد استفاده قرار می‌گیرد بعد همبستگی فرکتال است. از آن جهت که به شکل تکرار آزمایش قابل تفسیر می‌باشد.

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log C(r)}{\log r} \quad (3)$$

در اینجا پارامتر r معرف شعاع کره زمین و $C(r)$ معرف انتگرال همبستگی است.

$$C(r) = \lim_{N \rightarrow \infty} \frac{1}{N^2} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N H[r - |x_i - x_j|] \quad (4)$$

در اینجا N معرف تعداد نقاطی است که در هر پنجره آنالیز می‌گردد و x معرف مختصات نقاط جغرافیایی است. H معرف تابع پله‌ای هیوساید است: برای $X < 0$ آنگاه $H(x) = 0$ و برای $X > 0$ خواهیم داشت $H(x) = 1$. به عبارت ساده‌تر انتگرال همبستگی $C(r)$ امکان فراهم نمودن تابع احتمال دو نقطه را که فاصله آن نقاط کمتر از شعاع کره زمین است را برآورد می‌نماید.

لرزه‌خیزی، بیانگر اندازه‌ای از فعالیتهای لرزه‌ای در فضا و زمان است که برای یک ناحیه اندازه‌گیری می‌شود. قدیمی‌ترین رابطه‌ای که برای اندازه‌گیری لرزه‌خیزی به کار می‌رود رابطه بازگشتی گوتنبرگ- ریشتر است، رابطه (۱):

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

که در آن N تعداد زلزله‌ها با بزرگای M یا بزرگتر از آن و a و b ثابتهایی هستند که به پارامترهای گوتنبرگ- ریشتر معروفند. این پارامترها در واقع با لرزه‌خیزی ناحیه در ارتباطند به نحوی که a با ویژگیهای زمینساختی ناحیه در ارتباط است و b شیب خط در نمودار $\log(N)$ است و هر چه بیشتر باشد، نمایانگر تعداد کمتر زلزله با بزرگای بیشتر در آن ناحیه است.

پارامترهای لرزه‌خیزی که از رابطه گوتنبرگ- ریشتر به دست می‌آیند، رابطه (۱)، می‌توانند توسط پارامترهای فیزیکی مختلفی تحت تأثیر قرار گیرند. از این پارامترها می‌توان به غیرهمگن بودن ناحیه یا سطح استرس برشی موجود در ناحیه اشاره کرد [۱۳-۱۵]. همچنین توسط آنسل و ویس [۱۶] نشان داده شده که b می‌تواند با تغییر لرزه‌خیزی ناحیه و به خصوص تحت تأثیر خوشه‌های لرزه‌ای در طول ناحیه تغییر کند، هرچند که مقدار متوسط b در یک ناحیه بزرگ همیشه مقداری نزدیک به یک را نشان می‌دهد.

۲-۱- بعد فرکتال

شکستگیهایی که در پوسته زمین رخ می‌دهد به رفتارهای تکنونیک در منطقه نوع ذرات تشکیل‌دهنده لایه‌های زمین و نحوه قرار گرفتن مینرالهای سازنده در کنار هم بستگی دارد. سطح شکستگی سطحی است غیرمنظم که شکل آن به ساختار تشکیل‌دهنده لایه‌ها بستگی دارد. بر اساس اطلاعات حاصل از پژوهشهای مختلف بعد فرکتال صفحات که شکستگی بر روی آنها ایجاد گردیده قابل تغییر بوده و کمتر از عدد ۲ می‌باشد [۱۷-۱۹].

در شرایط عادی هنگام ارزیابی ویژگی فرکتال هندسه این نوع سیستم‌ها (مانند لایه‌های زمین) پارامترهای دیگری همچون بعد ظرفیت (Do) و بعد سرشتی (Dc) مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۴-۲- ویژگی فرکتال بر روی سیستم‌های گسلی

برای اولین بار مطالعه درخصوص ویژگی فرکتال بر روی سیستم گسلی در سال ۱۹۸۷ بر روی گسل سان‌آندریاس صورت گرفت. ارزیابی فرکتال بر روی گسل مورد نظر توسط اکوبو و آکی [۲۳] و اوایلز و همکاران [۲۴] بررسی شد. اوایلز و همکاران [۲۴] در مقیاس ۱ تا ۱۰۰ کیلومتر بر روی سیستم گسلی سان‌آندریاس بعد فرکتال به میزان $1/0.01$ و در مقیاس خیلی کوچکتر مقدار $1/0.1$ را برآورد نمودند. هیراتا [۲۵] با مطالعه بر روی بخش کواترنر سیستم گسلی منطقه‌ای از ژاپن بعد فرکتال را محاسبه مقادیر پارامتر مورد نظر را بین $0.7-1.6$ تعیین نمودند.

هیراتا در این بررسی دو نوع گسل را مورد ارزیابی قرار داد. نوع اول: در این بررسی نقشه گسل تنها دربرگیرنده گسل‌های اصلی منطقه بوده است. نوع دوم: در این بررسی نقشه تکتونیکی منطقه در برگیرنده گسل‌های اصلی نبوده و تنها به ارائه گسل‌های فرعی اکتفا نموده است.

در بررسی نوع اول با در نظر گرفتن توزیع فضایی گسلها در مقیاسهای ۲ الی ۲۰ کیلومتر همسویی توزیع فرکتال گسلها در این مقیاس مشاهده گردیده است. مقدار بعد فرکتال محاسبه شده در قسمتهای مرکزی ژاپن حدود $1/6$ و با دور شدن از قسمتهای مرکزی تا حدود $1/0.5$ کاهش یافته است. در بررسی نوع اول آنچه مشاهده می‌شود آن است که ویژگی تراکم توزیع گسلی در نقشه معیار حاکم در این مطالعه بوده است.

در بررسی نوع دوم هیراتا و همکاران [۲۶] مقدار فرکتال محاسبه شده $D < 1$ برآورد گردیده است.

۳- عدم قطعیت

در محاسبه و برآورد پارامترهای لرزه‌ای، منبع اصلی عدم قطعیت توزیع زمانی رویدادها است. استفاده از کاتالوگهای دوره‌های کوتاه، به عنوان یک نمونه از رویدادهای بلندمدت در لرزه‌خیزی محسوب می‌شود. چنانچه دوره کاتالوگی معادل چند دوره برگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ باشد، محاسبه و برآورد پارامترهای لرزه‌ای بر مبنای داده‌های آن کاتالوگ از اعتبار لازم برخوردار و قابل اتکا است. از عوامل

اصلی ایجاد انحراف در محاسبه پارامترهای لرزه‌ای، کامل نبودن داده‌های تاریخی و همچنین دوره بازگشت رویدادهای تأثیرگذار است.

۴- ارزیابی داده‌ها

مطالعات حاصل از تجمع آماری داده‌ها نشان می‌دهد این روش قابلیت اصلاح ذاتی خطای سیستماتیک را دارا می‌باشد. برای مثال امکان ایجاد ضریب مثبت سرشتی برای مجموعه داده‌های تصادفی تفکیک شده را نیز دارا می‌باشد. به همین منظور ترجیحاً سرشتی‌هایی هم از بین مجموعه داده‌های تفکیکی انتخاب می‌گردد.

پارامتر N رابطه مستقیم با تعداد زمین‌لرزه‌ها و رابطه معکوس با پریودهای زمانی دارد $N = \frac{n}{T}$. در این شرایط به دلیل ثابت بودن پارامتر n در محدوده زمانی کوچک (T) شاهد بالا بودن نرخ نسبی وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ خواهیم بود.

بررسی رابطه بین مقادیر بعد فرکتال (Dc) و تعداد زمین‌لرزه‌ها (N) امکانپذیر می‌باشد. رابطه این دو پارامتر می‌تواند در شرایط مختلف متغیر باشد. وجود سرشتی منفی بین تعداد زمین‌لرزه‌ها (N) و بعد فرکتال (Dc) گویای وجود رابطه معکوس بین پارامتر N و طول گسل است.

در شرایطی که بین نسبت وقوع زمین‌لرزه‌ها ($\log N$) و بعد فرکتال شاهد سرشتی مثبت ($r > 0$) باشیم، این امر گویای وقوع زمین‌لرزه‌ها در حوزه زمان بوده که می‌تواند متناسب با بزرگای زمین‌لرزه اصلی تغییر کند. در منطقه مورد مطالعه (زاگرس) بین پارامترهای b و Dc ارتباط زمانی بین پارامترها مورد ارزیابی قرار گرفته شده است. رابطه موجود بین این دو پارامتر همچنین ارتباط بین نسبت وقوع زمین‌لرزه‌ها ($\log N$) مورد مطالعه قرار گرفته شده است. از آنجا که بعد از سالهای ۱۹۷۰ با افزایش ایستگاههای لرزه‌ای مواجه هستیم، افزایش ثبت زمین‌لرزه‌ها در منطقه مشاهده می‌گردد. وجود سرشتی متفاوت در منطقه بیش از آنکه ناشی از شرایط دینامیک زمین باشد حاصل افزایش ایستگاههای لرزه‌ای و به دنبال آن ثبت فعالیت‌های لرزه‌ای است.

بوده از اهمیت فیزیکی بالایی برخوردار است که می‌توان به شرح ذیل بیان نمود:

۱. معمولاً مقدار پارامتر b در یک منطقه هنگام وقوع یک زمین‌لرزه بزرگ دارای روندی صعودی می‌باشد.
۲. روند صعودی پارامتر b به لحاظ کمی تا یک میزان حداکثر افزایش یافته و بعد از زمین‌لرزه اصلی سیر نزولی پیدا می‌کند.

در این مطالعه تغییرات لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال منطقه در حوزه زمان و فضا مورد ارزیابی واقع گردیده است. با در نظر گرفتن مقدار کمی داده‌ها در نواحی مختلف نوار زاگرس (مناطق پنج‌گانه)، شکل (۲)، بعد فرکتال رومرکز زمین‌لرزه‌ها (Dc) و پارامتر b مرتبط با رابطه گوتنبرگ-ریشتر محاسبه تغییرات لرزه‌خیزی منطقه در حوزه زمان و فضا با استفاده از روش انتگرال سرشتی و حداکثر احتمال وقوع ارزیابی شده است. ویژگی داده‌های لرزه‌ای در هریک از پهنه‌های لرزه‌ای و در نهایت ارتباط ساختاری و ویژگی مکانیکی هر یک از زونهای لرزه‌ای با تغییرات سیستماتیک آنها در حوزه فضا مورد بررسی قرار گرفته شده است. بدیهی است در محاسبه هر یک از پارامترهای مورد نظر (b , Dc) با درصدی از خطا مواجه خواهیم بود که این خود ناشی از خطای سیستماتیک موجود در روش اعمال شده می‌باشد.

لرزه‌خیزی در منطقه میانی زاگرس تغییرات پارامتر لرزه‌خیزی (b) و بعد فرکتال به ترتیب در نوسان می‌باشد. بین هر دو پارامتر (b) و (Dc) وجود یک سرشتی منفی محتمل می‌باشد.

همان‌گونه که در شکل (۴) نشان داده شده است، مقدار بعد فرکتال بین $2/40-2/55$ متغیر است. تغییرات بعد فرکتال ارتباط مستقیم با ساختار هندسی منطقه داشته و هنگامی که این مقدار به حداقل مقدار خود (یعنی ۱) نزدیک می‌شود، گویای این امر است که زون گسلی همچون یک خط مستقیم ظاهر می‌گردد. بالا بودن مقدار بعد فرکتال نیز معرف شدت بالای لرزه‌خیزی در منطقه می‌باشد که با توزیع گسلها در جهات مختلف قابل تفسیر است. دلیل اصلی لرزه‌خیزی در منطقه زاگرس با در نظر گرفتن حوزه برخوردی فلات ایران

طی دوره‌هایی که در منطقه با کمبود ایستگاههای لرزه-ای مواجه می‌باشیم کاهش ثبت زمین‌لرزه به دور از انتظار نخواهد بود. در این شرایط کاهش مقدار b و افزایش مقدار بعد فرکتال (Dc) دور از انتظار نخواهد بود. افزایش تراکم لرزه‌خیزی را می‌توان با موارد ذیل مرتبط دانست:

الف) نحوه قرار گرفتن رومرکز زمین‌لرزه‌ها به شکل یک بعدی در امتداد خطی گسل؛

ب) به هنگام توزیع رومرکز پس‌لرزه‌ها توزیع رومرکز در یک فضای دوبعدی درحین شکل‌گیری گسلش^۵. افزایش ثبت زمین‌لرزه‌ها با افزایش مقدار کمی b همراه می‌باشد که این امر با ارتقاء قابلیت ثبت زمین‌لرزه‌های کوچک مرتبط می‌باشد.

آمار لرزه‌ای نشان می‌دهد بین توزیع فرکتال رومرکز زمین‌لرزه‌ها و توزیع فرکانسی بزرگای زمین‌لرزه یک رابطه منطقی وجود دارد [۲۲]. مطالعات صورت گرفته در منطقه زاگرس نشان می‌دهد پارامترهای بعدسرشتی (Dc) و b هنگامی که تغییرات زمانی آنها بررسی می‌شود رابطه‌ای منفی وجود دارد.

در این مطالعه رفتارهایی که تغییرات سیستماتیک آنها دارای منشاء فرکتالی چندگانه^۶ می‌باشند، مورد ارزیابی قرار گرفته شده است. این‌گونه رفتارها در ساختارهای زمین-شناسی اثبات گردیده است [۲۷]. برای دانه‌های رسوبی دو مقدار فرکتالی در نظر گرفته‌اند^۷ و بر اساس نوع قرار گرفتن دانه‌های رسوبی تقسیم‌بندی نمودند.

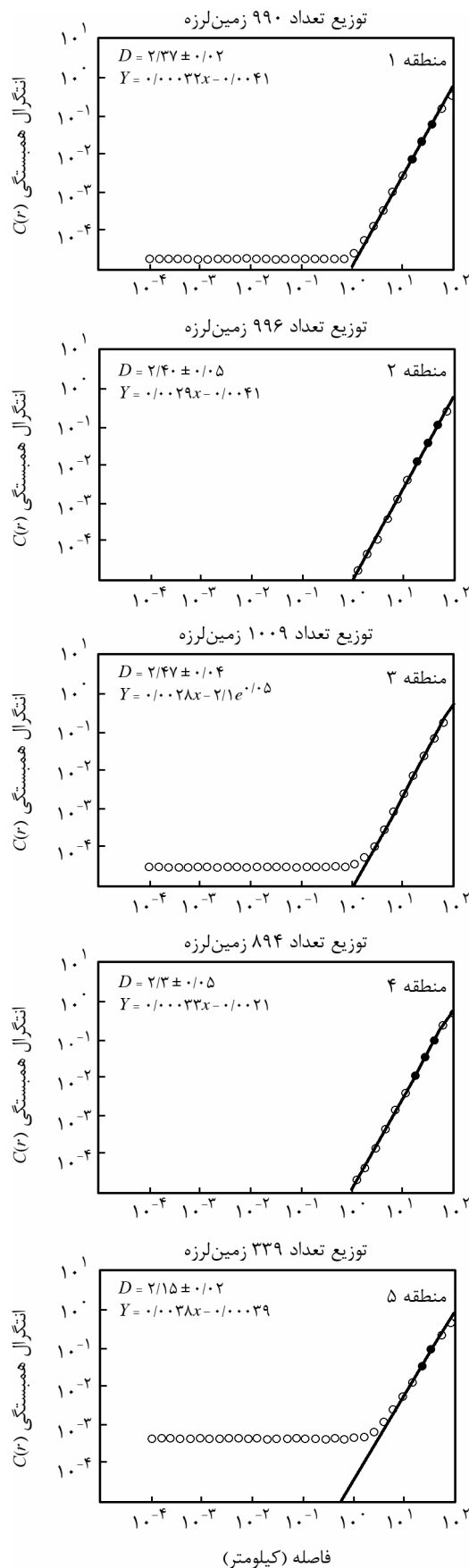
نوع اول: در این نوع از شکل‌گیری دانه‌های رسوبی نظم و یکسان بودن دانه‌ها در کنار یکدیگر با مقدار بعد فرکتال واحد مشاهده می‌گردد.

نوع دوم: در این نوع از شکل‌گیری لایه‌ها عملاً نظم و یکنواختی دیده نمی‌شود و بعد فرکتال به صورت کنوکس ظاهر می‌شود. این نوع رفتارها را در زونهایی که سیستم‌های گسلی امتدادلغز حاکم می‌باشند، می‌توان مشاهده نمود. در این بررسی منطقه مورد مطالعه که به لحاظ لرزه‌زمینساختی دارای ویژگی متفاوت می‌باشند؛ آن‌گونه که بین پارامترهای b و Dc عملاً سرشتی متفاوت قابل ثبت می‌باشد.

تغییرات موجود در مقدار پارامتر b که تابعی از زمان

با فلات عربستان بوده که موجبات بروز تنش و گسلش در منطقه را فراهم می‌سازد. در نتیجه برخورد هر حوزه تکتونیک (فلات ایران و عربستان) شکل‌گیری حوزه‌های تنش و گسلش به دور از انتظار نمی‌باشد، که این امر در راستاهای مختلف روواندگی گسلها و پهنه‌بندی لرزه‌ای را به همراه خواهد داشت. در این مطالعه دلیل اصلی ارائه تغییرات آماری لرزه‌ای، تغییرات تنش در امتداد راستای گسلها می‌باشد. از جمله دلایلی که می‌تواند این تفسیر را قویتر نماید نتایج آزمایشگاهی است که می‌توان به آنها استناد نمود. ولد و همکاران [۲۸] در نتیجه آزمایشات به عمل آمده بر روی سنگهای گرانیتی (فشار برابر ۵-۰/۵ کیلو بار) متوجه وجود یک ارتباط سیستماتیک بین فشار محیطی (تنش نرمال) و بعد فرکتال شدند. در نتیجه این آزمایشات و به کارگیری برشهای مختلف بر روی نمونه‌های آزمایشی متوجه افزایش بعد فرکتال متناسب با افزایش فشار محیطی گردیدند. از سویی دیگر افزایش مدت زمان تأثیر فشار محیطی بر روی نمونه‌های آزمایشگاهی و ساختارهای غیرلرزه‌ای^۸ در امتداد شکستگیهایی که دارای ابعاد فرکتالی بالا می‌باشند نیز گزارش شده که این امر مؤید وجود رفتار دگرشکلی پلاستیک گونه در نمونه‌های آزمایشی می‌باشد [۲۸]. هیراتا و همکاران [۲۶] یک چنین رفتار غیرلرزه‌ای را در مراحل اولیه ($D=2/75$) میانه ($D=2/66$) و انتها ($D=2/25$) همچنین کاهش مقدار بعد فرکتال را تابعی از زمان عنوان نموده‌اند که از خردلرزه‌ها ناشی می‌گردد. این نتایج را می‌توان ناشی از تغییرات حاصله از تنش در حوزه زمان و یا عوامل دستگامی که ارتباط مستقیم با کمیت داده‌ها در کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها می‌باشد، تفسیر نمود. این موارد خصوصاً در شرایطی که شاهد کاهش امتداد طولی و یا نبود هرگونه کوچ لرزه‌ای در منطقه می‌باشیم، دور از انتظار نخواهد بود.

بررسی فرکتال زمین‌لرزه‌ها در منطقه زاگرس میانمی بیشترین دگرشکلی در منطقه را نشان می‌دهد. در این شرایط بالا بودن مقدار بعد فرکتالی محاسبه شده در منطقه انتظار می‌رود. در دیگر مناطق زاگرس همزمان با وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و افزایش تنش منطقه، تغییرات کمی در مقادیر b و بعد فرکتال (Dc) مشاهده می‌گردد. نتایج به

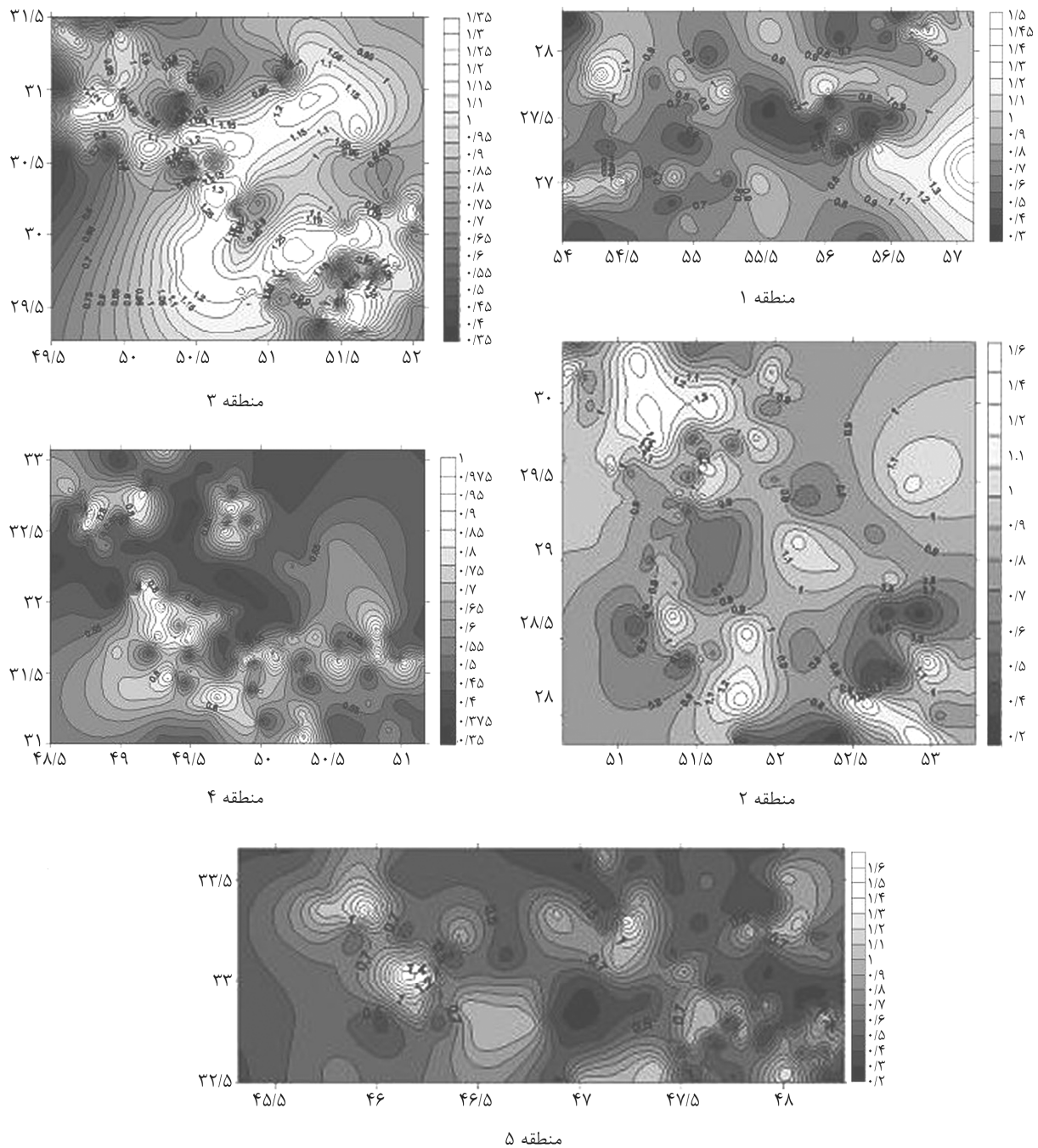


شکل (۴): نمودار محاسباتی انتگرال سرشتی داده‌ها نسبت به فاصله در هر یک از نواحی پنج‌گانه را نشان می‌دهد.

خیزی در منطقه می‌باشد [۲۹].

رابطه بین پارامتر b و Dc در صورت وجود یک سرشتی منفی نشان‌دهنده کاهش روند صعودی مقدار b به هنگام وقوع زمین‌لرزه اصلی و از سویی دیگر افزایش بعد فرکتال (Dc) بعد از زمین‌لرزه اصلی (به دلیل افزایش پس‌لرزه‌ها) می‌باشد. در شرایطی که وجود سرشتی منفی در زونهای تکتونیکی مشاهده می‌گردد، آنگاه تغییرات آماری بعد فرکتال در حوزه فضا از اهمیت به سزایی برخوردار خواهد گردید.

دست آمده از بعد سرشتی (Dc) مربوط به توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها و محاسبه پارامترهای لرزه‌ای (b) در منطقه زاگرس در شکل‌های (۴) و (۵) نشان داده شده است. در این شکل‌ها، در هر یک از پهنه‌های لرزه‌ای توزیع فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌ها به صورت تجمع آماری نشان داده شده است. در هر یک از پهنه‌های لرزه‌ای مقادیر ضریب رگرسیون مقدار حداقل و حداکثر آن نشان داده شده است. این نتیجه‌گیری مؤید افزایش میزان تنش در منطقه و به طبع آن رشد لرزه-



شکل (۵): تغییرات پارامتر b در حوزه پنج‌گانه را نشان می‌دهد.

۵- بحث و نتیجه‌گیری

گونه‌ای که در جنوب و شمال غرب زاگرس برخلاف زاگرس میانی این مقدار به پایین‌ترین میزان کاهش یافته است. بررسی تغییرات b در مناطق پنج‌گانه نشان از روند کاهش این مقدار به سمت شمال غرب زاگرس بوده که حاکی از روند کاهش تنش در این راستا است. مقایسه آماری وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ ($M > 5/5$) در منطقه شماره پنج و کاهش آن به میزان $\frac{1}{6}$ نسبت به منطقه شماره یک مؤید روند کاهش تنش در این راستا است. کاهش تنش به میزان ۵۰ درصد در منطقه زاگرس میانی در مقایسه با جنوب و جنوب شرق زاگرس را تا حدودی می‌توان ناشی از تأثیرگذاری سیستم گسلی امتدادلغز (گسل کازرون، کربس، سروستان و سبزپوشان) بر روند غالب زاگرس تفسیر نمود.

۶- تشکر و قدردانی

به این وسیله مراتب قدردانی خود را از آقای دکتر حسامی برای مطالعه و ارائه نظر اعلام می‌دارم.

۷- مراجع

- Hessami, K., Koyi, H.A., Talbot, C.J., Tabasi, H., and Shabanian, E. (2001b). Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros mountain, *Journal of the Geological Society*, London, **158**, 969-981.
- Berberian, M. (1995). Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
- Stöcklin, J. (1974). Possible ancient continental margins in Iran, In: C. BURK and C. DRAKE (Eds.), *Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag, New York, 873-877,
- Takin, M. (1972). Iranian geology and continental drift in the Middle East, *Nature*, **235**, 147-150.
- Berberian, M. and King, G. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 210-265.
- Turcotte, D.L. (1986). A fractal model for crustal

ارزیابی به عمل آمده از داده‌های GPS و تحلیل نتایج مربوط به عملیات سالهای ۱۹۹۸، ۱۹۹۹، ۲۰۰۱ نشانگر آن است که نرخ کوتاه‌شدگی در جنوب شرقی زاگرس حدود 3 ± 9 میلیمتر در سال می‌باشد، در حالی که در شمال غربی زاگرس این نرخ به حدود 3 ± 5 میلیمتر در سال می‌رسد. همچنین بردارهای سرعتی GPS بیانگر آن است که کوتاه‌شدگی به طور یکنواخت در عرض زاگرس توزیع نشده است. در شمال غرب زاگرس (غرب گسل کازرون) کوتاه‌شدگی عمدتاً به گسل لبه کوهستان (MFF)، جایی که محل تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌باشد، محدود می‌گردد. در شرق گسل کازرون، سریعترین نرخ کوتاه‌شدگی به نظر می‌رسد که در طول پهنه گسل‌های تراستی فعال (لار، بریز و قیر) و همچنین در طول گسل اصلی زاگرس (نواحی که در آن تمرکز لرزه‌خیزی مشاهده می‌شود) اتفاق می‌افتد. در حالی که ساحل خلیج فارس از نرخ لرزه‌خیزی و سرعت‌های GPS نسبتاً پایینی برخوردار است [۱].

ارزیابی انجام شده بر روی داده‌ها نشان می‌دهد که نوعی ارتباط معکوس (سرشتی منفی) بین پارامتر بعد فرکتال Dc و b در مناطق دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه (زاگرس) نتایج به دست آمده از داده‌های دستگاهی (۱۹۷۰ به بعد) و قبل از آن نشان می‌دهد که هنگام وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ کاهش پارامتر b و افزایش Dc با یکدیگر مرتبط بوده که این امر با در نظر گرفتن حوزه‌های تنش بزرگ و تراکم خوشه‌ای رومرکز زمین‌لرزه‌ها قابل تفسیر می‌باشد.

لازم به ذکر است بخش قابل توجهی از فعالیت‌های لرزه‌ای، منطقه حاصل فعالیت گسل‌های پی سنگی می‌باشد. بدیهی است در چنین شرایطی نتایج فرکتالی منطقه برگرفته از اطلاعات لرزه‌ای زمین‌لرزه‌ها (پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها) و آن دسته از گسل‌هایی می‌باشد که آثار سطحی آنها قابل رؤیت می‌باشند. در چنین شرایطی امکان ایجاد سرشتی بین داده‌های فرکتالی با اطلاعات زیر سطحی گسل‌ها میسر نخواهد بود. روند تغییرات ابعاد فرکتالی در هر یک از زونهای لرزه‌ای نشان از تغییرات پارامتر مورد نظر در هر یک از سیستم‌های گسلی می‌باشد به

- International-Oxford*, **143**, 501-506.
17. Nagahama, H. (1991). Fracturing in the solid earth, *Sci. Rep.*, Thoku Univ. 2nd ser. (Geol), **61**(2), 103-126.
 18. Chan, R.W. (1989). Fractal dimension and fracture, *Nature*, **338**, 201-202.
 19. Mandelbrot, B.B., Passoja, D.E., and Panallay, A.J. (1984). Fractal character of fracture surfaces of metals, *Nature*, **308**, 721-722.
 20. Feder, J. (1989). *Fractals*, Plenum Press, New York, 283p.
 21. Barton, C.C. and Larsen, E. (1985). Fractal geometry of two dimensional fracture networks at Yucca Mountain, southeastern Nevada, in *fundamentals of Rock joints*, Edited by Ove. Stephansson, 77-84, Int. Sympo. on Fundamentals of rock joints.
 22. Hirata, T. (1989b). A correlation between the b-value and the fractal dimension of earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7507-7514.
 23. Okubo, P.G. and Aki, K. (1987). Fractal geometry in the San Andreas fault system, *J. Geophys. Res.*, **92**, 345-355.
 24. Aviles, C.A., Scholz, C.H. and Boatwright, J. (1987). Fractal analysis applied to characteristic segments of the San Andreas fault, *J. Geophys. Res.*, **92**, 331-344.
 25. Hirata, T. (1989a): Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales, *Pageoph.*, **131**, 157-170.
 26. Hirata, T., Satoh, T., and Ito, K. (1987). Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **90**, 369-374.
 27. Orford, J. D. and Whaley, W.B. (1983). The use of fractal dimension to quantify the morphology of irregular-shaped particles, *Sedimentology*, **30**, 655-658.
 28. Veled, B. Moore, D., Badri, A., and Ledesert, B. (1993). Fractal and length analysis of fractures during brittle to ductile changes, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12345-12355.
 7. 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., 566-574.
 8. 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, *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 897-900.
 9. Gorshkov, A.I., Kuznetsov, I.V., Panza, G.F., and Soloviev, A. (2000). Identification of future earthquake sources in the Carpatho-Balkan orogenic belt using morphostructural criteria, *Pure and Applied Geophysics*, **157**, 79-95
 10. Öncel, A.O. and Wyss, M. (2000). The major asperities of the 1999 M7.4 Izmit earthquake, defined by the microseismicity of the two decades before it, *Geophysical Journal International-Oxford*, **143**, 501-506.
 11. Wiemer, S. and Wyss, M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?, *J. Geophys. Res.*, **102**, 15115-15128.
 12. Aki, K. (1984). Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5867-5872.
 13. Scholz, C.H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **58**, 399-415.
 14. Wyss, M. (1973). Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **31**, 341-359.
 15. Urbancic, T.I., Trifu, C.I., Long, J.M., and Young, R.P. (1992). Space-time correlations of b-values with stress release, *Pageoph*, **139**, 449-462.
 16. Öncel, A.O. and Wyss, M. (2000). The major asperities of the 1999 M7.4 Izmit earthquake, defined by the microseismicity of the two decades before it, *Geophysical Journal International-Oxford*, **143**, 501-506.

Res., **98**, 11935-940.

29. Main, I.G. and Burton, P.W. (1986). Long-term earthquake recurrence constrained by tectonic seismic moment release rates, Bull. Seism. Soc. Am., **76**, 297-304.

۸- پانوش

- ۱- *Point Source*
- ۲- *Aspurity*
- ۳- *Seismic Quiescence*
- ۴- *Local*
- ۵- *Fault Nucleation*
- ۶- *Multifractal*
- ۷- *Bifractal*
- ۸- *Creep*