

هندسه فرکتالی گسل‌ها و لرزه‌خیزی در شمال شرق ایران

محسن جامی^۱، دکتر محمد مهدی خطیب^۲

دکتر علی اصغر مریدی^۳، غلامرضا مظلوم^۴

چکیده

بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در شمال شرق ایران، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی که اکثراً در راستایی تقریباً NW-SE توزیع یافته‌اند، مشاهده می‌شود. تحلیل‌های فرکتالی به روش مربع شمار در شرق ایران انجام شد که برای این منظور منطقه مطالعاتی را به (12) محدوده مجزا تقسیم و هر محدوده را بطور جداگانه تحلیل نمودیم. بعد فرکتالی بین مقادیر 0 تا 2 تغییر می‌کند اگر بعد فرکتال نزدیک به صفر باشد، نشان دهنده این است که گسل‌ها و زمین لرزه‌ها در یک نقطه متمرکز شده‌اند و اگر بعد به عدد 2 نزدیک باشد نشان دهنده پراکنندگی گسل‌ها و زمین لرزه‌ها در کل محدوده است. در واقع این روش مقایسه‌ای بین مناطق همجوار از لحاظ نرخ فعالیت لرزه‌ای می‌باشد. براساس نتایج بدست آمده با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند NW-SE بوده، از میزان بعد فرکتال و در نتیجه لرزه‌خیزی کاسته می‌شود که این امر نشان دهنده وجود ناپیوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه می‌باشد. مقدار بالای بعد فرکتال در محدوده‌های قائن، بشرویه و تربت حیدریه و هم‌چنین کاهش در مقدار بعد فرکتال محدوده‌های بیرجند، گزیک و تایباد، پیشنهاد می‌کند که منطقه انتهایی سیستم‌های گسلی اصلی در شرق در منطقه‌ی محدوده‌های بیرجند و تایباد باشد. براساس تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و بررسی داده‌های لرزه‌ای، عمده فعالیت لرزه‌ای در شمال شرق ایران با الگوی زمین لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم (اکثراً بین 10-20 کیلومتر) بوده و در ارتباط با چشمه‌های خطی (گسل‌های) اصلی در منطقه و یا شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهد. هم‌چنین توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی شمال شرق ایران نشان دهنده فعالیت لرزه‌ای بالاتر در بخش‌های مرکزی و غربی آن نسبت به سایر مناطق مجاور می‌باشند.

کلید واژه‌ها: سیستم‌های گسلی، بعد فرکتال، لرزه‌خیزی، چشمه‌های خطی، مربع شمار

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

1- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

2- دانشیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

3- استادیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

4- کارشناس بخش اکتشاف، سازمان صنعت، معدن، تجارت استان سیستان و بلوچستان

1- دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

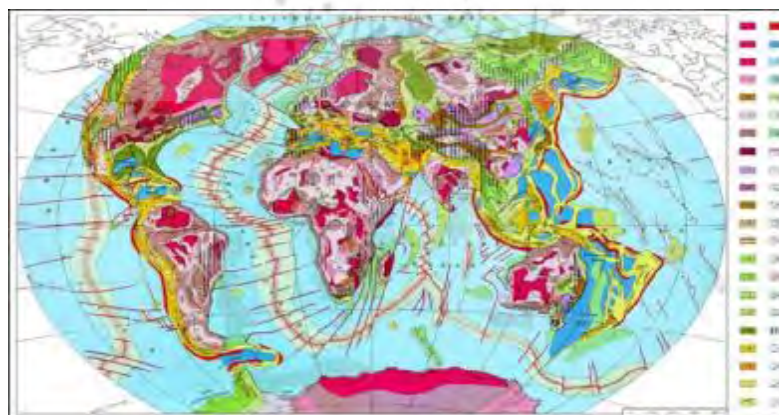
2- دانشیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

3- استادیار تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

4- کارشناس بخش اکتشاف، سازمان صنعت، معدن، تجارت استان سیستان و بلوچستان

مقدمه

از روزگاران پیش، انسان و زندگی او، همواره از سوی حوادث طبیعی مانند زلزله، سیل، زمین لغزش، خشکسالی و غیره مورد تهدید قرار گرفته است. انسان، در ابتدا وقوع این پدیده‌ها را نشانه‌ای از قهر و غضب خدا تلقی می‌کرد رشد جمعیت و گسترش سکونت‌گاه‌ها روی نواحی پرمخاطره، اثر حوادث طبیعی را در جوامع صنعتی و به ویژه کشورهای در حال توسعه، افزایش داده است. اتخاذ تدابیری به منظور کاهش اثرات بلایا، راهکاری است که اکنون در کشورهای پیشرفته و جهان سوم به کار می‌رود. زلزله از مهم‌ترین مخاطرات طبیعی است. هر سال، هزاران زلزله در سراسر دنیا ثبت می‌شوند که خوشبختانه فقط تعداد محدودی از آن‌ها، تلفات جانی به همراه دارند. زمین‌لرزه‌ها و تکان‌های شدید زمین، موجب انهدام و ویرانی ناگهانی ساختمان‌ها، شکستگی خطوط لوله، جاری‌شده سیلاب‌های ناشی از شکسته‌شدن سدها و مخازن آب، آتش‌سوزی و انفجار در شهرها و روستاها می‌شوند. در ایران نیز طی نیم‌قرن اخیر، زلزله‌های زیادی به وقوع پیوسته که از میان آن‌ها می‌توان به زمین‌لرزه‌های طبرس در سال 1357، زمین‌لرزه‌ی استان اردبیل در سال 1375 و زمین‌لرزه بم در سال 1382 اشاره کرد که هر یک موجب قربانی شدن هزاران نفر از مردم کشور و به جا ماندن انبوهی از خرابی‌ها و ویرانی‌ها در شهرها و روستاهای مربوطه شده است. سرزمین ایران، به عنوان بخشی از پهنه فعال زمین‌ساختی آلپ-هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسسته‌ها، قطعات زمین‌ساختی و پهنه‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نو زمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. در نقشه‌های تکتونیکی دنیا (شکل 1)، ایران به صورت یک صفحه در محل بین دو خط برخورد تکتونیکی قرار گرفته است. به این معنی که مینی پلیت ایران به صورت صفحه‌ای ترد و شکننده بین صفحات بزرگتر واقع شده و تحت تأثیر فشارهای جانبی قرار گرفته است. فشارهای مذکور در حاشیه صفحات و در امتداد خطوط مزبور موجب تمرکز حداکثر فعالیت لرزه‌ای در این نواحی شده و در نتیجه دو کمربند زلزله‌خیز اصلی را در شمال و جنوب و یک کمربند فرعی را در شرق ایران پدید آورده‌اند. بررسی کارتوگرافیکی زمین لرزه‌های ثبت شده در قرن اخیر، تمرکز مسلم فعالیتهای آن را در حواشی کوهستانی فلات ایران نشان می‌دهند. به طور قطع دلیل عمده این تمرکز حضور گسله‌های مهم و سراسری در نوار پای کوهی ارتفاعات ایران می‌باشد. زیرا در امتداد این گسله‌ها، حرکات قائمی به صورت فرونشینی و بلندشدگی انجام گرفته و موجب ناپایداری زمین‌ها شده است. مثلاً می‌توان به فرونشینی کف دریای خزر



شکل ۱: نقشه‌ی تکتونیکی جهان، موقعیت ایران با دایره مشکی مشخص شده است

در امتداد گسل‌های حاشیه‌ای (گسل البرز یا خزر) اشاره نمود. گسل‌های مذکور عمدتاً همانهایی هستند که در طی فاز کوهزایی کاتانگایی ایجاد شده و در همان موقع نیز با فعالیتهای و حرکات قائم خود هورست و گرابن‌ها و ناآرامی‌هایی را موجب می‌شدند. البته همه آنها در طی کواترنر فعال نبوده و برخی از آنها در عهد حاضر فعالیت نسبتاً مهم داشته‌اند. علاوه بر آن گسل‌های مربوط به دورانهای بعد از کاتانگایی نیز با فعالیت خود باعث رخداد زمین لرزه‌ایی شده‌اند. منطقه شمال شرق ایران از دیرباز دارای سابقه وقوع زلزله‌های متعدد است. مهمترین منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی در شرق ایران قائن می‌باشد. از زمین لرزه‌های قبل از سال (1900) میلادی، دو زمین لرزه، یکی در شهر قائن و دیگری در (80) کیلومتری جنوب شرق آن بوقوع پیوسته است. کانون‌های این زمین لرزه‌ها در سه منطقه تجمع نشان می‌دهند، یکی در شمال غرب منطقه، دیگر در غرب منطقه و سومی با اهمیت کمتر در شرق چهار گوش نقشه قائنات و نزدیک مرز افغانستان می‌باشد. مهم‌ترین این زمین لرزه‌ها عبارتند از: زمین لرزه (10) ژانویه (1493) مؤمن آباد (غرب بیرجند)، زمین لرزه (15) فوریه (1549) شرق قائن، زمین لرزه (14) نوامبر (1979) کریزان و زمین لرزه (27) نوامبر (1979) کولی. به طور کلی واحدهای سنگی منطقه، تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی واقع شده و توسط چین‌ها و گسل‌ها، تغییر شکل یافته‌اند. منطقه مورد بررسی دارای طول‌های (57) تا (61/30) درجه شرقی و عرض‌های (32) تا (36) درجه شمالی می‌باشد. در این مطالعه منطقه به (12) محدوده با نامهای کاشمر، تربت حیدریه، تربت جام، فردوس، گناباد، تایباد، بشرویه، قائن، شاهرخت، نایبند، بیرجند، گزیک، تقسیم‌بندی شده است که در واقع از نام نقشه‌های (1:250000) منطقه گرفته است.

بزرگترین گسل‌های منطقه

گسل درونه، گسل نایبند و گسل‌های محدود کننده شمال شرق ایران بزرگترین گسل‌های منطقه می‌باشند.

در مجموع علل لرزه خیزی شرق ایران را می‌توان بطور خلاصه بدین شرح بیان نمود:

- 1 - وجود گسل‌های عمیق در مناطق شرقی کشور.
- 2 - واقع شدن ایران بین دو صفحه توران در شمال و عربستان در جنوب که محل برخورد این قسمت به ترتیب در امتداد البرز و زاگرس می‌باشد.

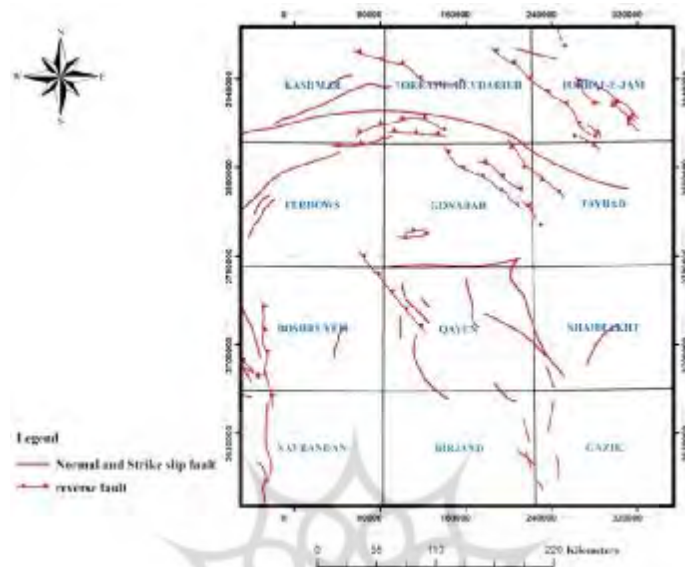
رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد. گسل‌های اصلی و یا قطعات گسلی همواره در طول مناطقی از طول خود که دارای هندسه بی‌قاعده‌ای هستند، دچار گسیختگی می‌شوند (شوارتز، 17:1984)¹. در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده و بنابراین این بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود که مقادیر (D) بزرگتر نشان‌دهنده بی‌نظمی هندسی بیشتر می‌باشد (سوکمونو و همکاران، 5:1997)².

در این تحقیق از روش مربع شمار برای محاسبه بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها، در گستره شرق ایران استفاده نموده‌ایم. در این راستا گستره مطالعاتی را به (12) محدوده (1/5) درجه در (1) درجه تقسیم نموده و هر محدوده را بطور مجزا مورد بررسی قرار دادیم. هر یک از این محدوده‌ها منطبق بر یکی از نقشه‌های زمین‌شناسی

1- Schwartz

2-Sukmono et al

ورقه‌های زمین‌شناسی استفاده شده است. (شکل 2) تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور می‌باشند و بنابراین در نامگذاری محدوده‌ها نیز از اسامی



شکل 2: محدوده‌های منطبق بر نقشه‌های زمین‌شناسی (1:250000) به همراه موقعیت گسلها.

پیشینه تحقیق

پر کاربردترین روش آنالیز در تحلیل فرکتالی سیستم‌های گسلی، روش مربع شمار می‌باشد. این روش توسط (هیراتا، 1989:163)¹ برای سیستم‌های گسلی در ژاپن؛ توسط (ایدزیاک و تمپر، 1996:243)² برای محاسبه ابعاد فرکتالی شبکه‌های گسلی در حوضه زغالی سیلیسیا³ بالایی در هلند؛ توسط (آنگولو، و همکاران، 1998:31)⁴ برای مطالعه توزیع گسل‌ها، شکستگی‌ها و خطوطاره‌ها در منطقه‌ای در سواحل غربی ایالت گونرو⁵ در مکزیک جنوبی استفاده شده است. هم‌چنین از تکنیکی مشابه توسط (اکوبو و آکای، 1987)⁶ برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سن‌آندریاس، و توسط (سوکمون و همکاران، 1996، 1997:5)⁷ برای محاسبه هندسه فرکتالی سیستم گسلی سوماترا استفاده شده است.

روش تحقیق:

در این روش ابتدا گسل‌ها و زمین لرزه‌های منطقه بر روی یک شبکه مربعی با طول (r_0) پیاده می‌شوند. سپس متعاقباً مربع اولیه (r_0) به مربع‌های کوچکتر با طول اضلاع $r_1=r_0/2, r_0/4, r_0/8, \dots$ تقسیم می‌شود. مجموع تعداد مربع‌ها یا جعبه‌هایی که حداقل توسط یک خط گسلی قطع شده‌اند برابر با $N(r_i)$ می‌باشد. اگر سیستم گسلی منطقه

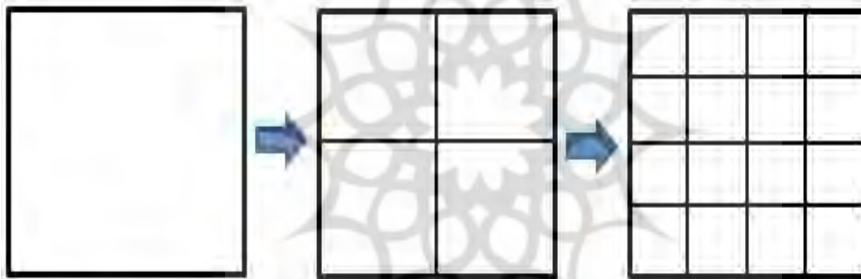
1- Hirata
2- Idziak and Temper
3 -Silesian
4 - Angulo- Brown et al
5- Guerrero
6 - Okubo and Aki
7 -Suk Moon et al

از ساختار خود تشابهی¹ که توسط (مندلبورت، 1983)² ارائه شده، تبعیت کند، $N(r_i)$ را می‌توان از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$(1) \quad N(r_i) \sim (r_0/r_i)^D \sim r_i^{-D}$$

بطوریکه (D) عبارت از بعد فرکتالی سیستم گسلی است. بعد فرکتالی (D) از شیب نمودار $\text{LOG } N(r_i)$ در برابر $\text{LOG } (r_0/r_i)$ محاسبه می‌شود. (شکل 3)

همانطور که گفته شد، کل منطقه مطالعاتی را به (12) محدوده مجزا تقسیم نموده، سپس بعد فرکتال سطحی و بعد فرکتال حجمی را برای هر محدوده بطور مجزا محاسبه نمودیم. بعد فرکتال حجمی منطقه از افزودن عدد (1) به مقدار بعد فرکتال سطحی حاصل می‌شود (تورکات، 1992)³. در تمام نمودارها، از محدوده‌هایی با طول $r_0=133 \text{ Km}$ برای محاسبه بعد فرکتال استفاده شده است. r_0 طول اولیه مربع، $P(r_i) = 8/16$ ، $N(r_i) = 8$ ، $N_i = 16$



شکل 3: روش مربع شمار برای تحلیل فرکتالی

بحث و نتایج

احتمال هندسی سیستم گسلی

برای هر پدیده A که بر روی سطح دو بعدی ظاهر می‌شود، احتمال هندسی آن توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود (ایدزیاک، 1996:240)⁴:

$$(2) \quad P(A) = \text{Sum}(A) / \text{Sum}(\text{total})$$

در حالی که کل مربعاتی که توسط گسل‌ها قطع شده‌اند از رابطه زیر محاسبه می‌شود (سطح منطقه مطالعاتی توسط مربعاتی با طول r_i پوشیده شده است):

1 -Self- Similar
2 -Mandelbrot
3 -Turcotte
4 - Idziak

$$(3) \quad \text{Sum (A)} = N (r_i) * r_i^2$$

و نیز تعداد کل مربعاتی که سطح منطقه را پوشانده‌اند توسط رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$(4) \quad \text{Sum (total)} = N_i * r_i^2$$

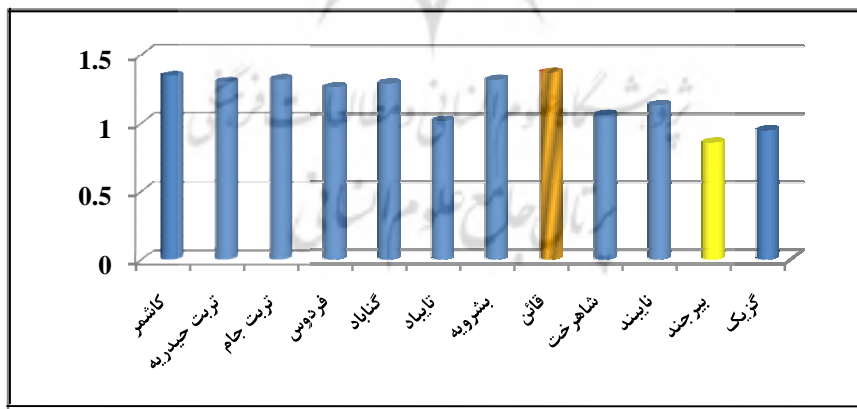
N_i برابر با تعداد کل مربع‌ها و $N(r_i)$ برابر با تعداد مربعاتی است که حداقل توسط یک گسل قطع شده‌اند. احتمال اینکه یک مربع با طول اضلاع r_i توسط یک گسل قطع شود نیز از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$(5) \quad P(r_i) = N(r_i) / N_i$$

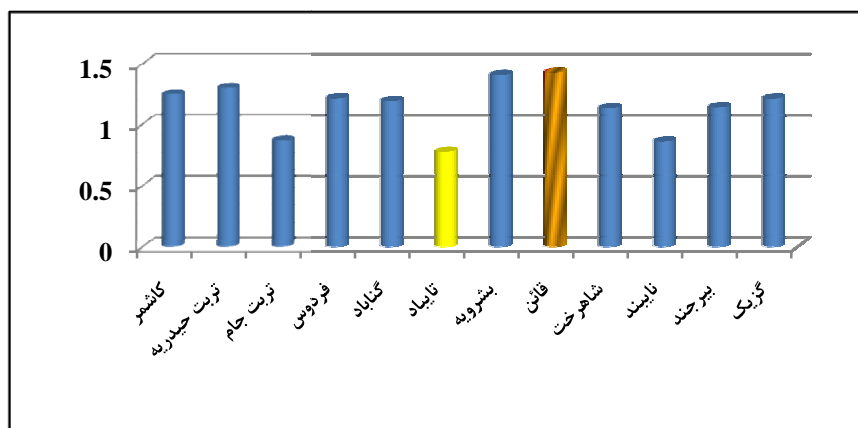
و در صورتیکه احتمال هندسی دارای خودتشابهی باشد، باید از توزیع فرکتال تبعیت کند (تورکات، 1992):

$$(6) \quad P(r_i) = (r_i / r_0)^{2-D_p}$$

بطوریکه (D_p) بعد فرکتال توزیع احتمالی $P(r_i)$ می‌باشد. مقدار (D_p) تابعی از توزیع گسل‌ها در منطقه بوده و عددی بین (0) تا (2) می‌باشد. مقادیر نزدیک به صفر نشان دهنده این است که گسل‌ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه مطالعاتی وجود داشته و یا به عبارتی دارای توزیع ناچیزی در منطقه هستند. در صورتیکه مقادیر نزدیک به (2) نشان دهنده توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سرتاسر منطقه مورد نظر می‌باشد. مقادیر تحلیل فرکتال برای تک تک محدوده‌ها در منطقه مورد مطالعه محاسبه شد که در (شکل 4) نمودارها و در (جدول 1) مقادیر آنها آورده شده است.



شکل 4: نمودار حاصل از بررسی فرکتالی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه با توجه به نمودار مشخص می‌شود که محدوده قائن دارای بیشترین بعد فرکتالی مربوط به گسل‌ها می‌باشد.



شکل 5: نمودار حاصل از بررسی فرکتالی زمین لرزه‌ها در منطقه مورد مطالعه با توجه به نمودار مشخص می‌شود که محدوده قائن دارای بیشترین بعد فرکتالی مربوط به زمین لرزه‌ها می‌باشد.

بعد فرکتالی گسل‌ها و پارامتر (b-value)

پارامتر (b) رابطه فراوانی بین مقدار زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف را بیان می‌کند. پارامتر (b) به وضعیت تنش و استحکام شکستگی‌های پوسته زمین در منطقه بستگی دارد (لی، 1997:5). پارامتر (b) توسط رابطه گوتنبرگ ریشتر (G-R) محاسبه می‌شود (لومنیتر، 1967):¹

$$N_T = am^{-b} \quad (7)$$

در این رابطه (m) برابر با بزرگای (N_T) برابر با مجموع تعداد زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد نظر که دارای بزرگای برابر با (m) و یا بیشتر هستند، می‌باشد. (a و b) نیز ضرایب رگرسیونی می‌باشند. پارامتر (b) عموماً دارای مقادیری نزدیک به (1) بوده و عموماً کمتر از (0/7) یا بالاتر از (1/3) نمی‌باشد. پارامتر (b) دارای اهمیت بالایی است زیرا با بکار بردن منطق خود تشابهی هندسی نشان داده شده است که پارامتر b در رابطه گوتنبرگ- ریشتر می‌تواند مستقیماً به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در فعالیت‌های لرزه‌ای دخیل هستند، ارتباط داشته باشد (کینگ، 1983:54):²

$$D = 3b / c \quad (8)$$

جدول 1: محاسبه بعد فرکتال سطحی و حجمی در محدوده‌های مورد بررسی

محدوده	بعد فرکتال سطحی	بعد فرکتال حجمی	پارامتر b
کاشمر	1/24	2/24	0/62
تربت حیدریه	1/29	2/29	0/63
تربت جام	0/86	2/86	0/42
فردوس	1/21	2/21	0/61
گناباد	1/19	2/19	0/54
تایباد	0/77	2/77	0/32
بشرویه	1/46	2/40	0/74
قائن	1/42	2/42	0/72
شاهرخت	1/13	2/13	0/51
نایبند	0/86	1/86	0/41
بیرجند	1/13	2/13	0/51
گزیک	1/21	2/21	0/62

بطوریکه (c) دارای مقداری ثابت بوده و در صورتیکه مقدار آن (1/5) در نظر گرفته شود (کانامیرو، 1975:22)¹، رابطه (8) به رابطه زیر خلاصه می‌شود:

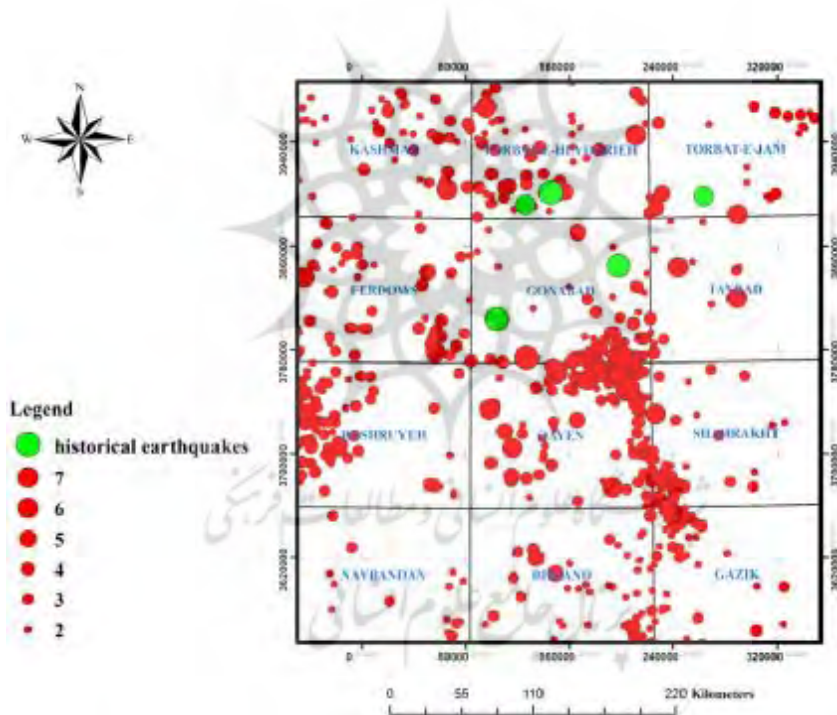
$$D = 2b \quad (9)$$

هم‌چنین بنا بر نظر عده‌ای از محققین مقدار بعد فرکتال در یک منطقه دو برابر مقدار پارامتر (b) در آن منطقه می‌باشد (تورکات، 1992). بنابراین با بکاربردن رابطه (9)، پارامتر (b) را در هر یک از محدوده‌ها در منطقه محاسبه نمودیم. (جدول 1)

بعد فرکتالی و لرزه‌زمین‌ساخت

رفتار لرزه‌ای یک گسل می‌تواند به توزیع هندسی آن گسل مرتبط باشد. (تورکات، 1992)، تفاوت در ابعاد فرکتالی محدوده‌های مختلف در منطقه مطالعاتی و نیز توزیع متفاوت گسل‌ها در محدوده‌ها، نشان دهنده تفاوت در لرزه‌خیزی محدوده‌ها در منطقه با یکدیگر است. بطوریکه این امر را می‌توان در مقدار پایین بعد فرکتالی محدوده‌های گزیک، بیرجند، تایباد، شاهرخت که در آنها گسل‌ها دارای شکل نامنظم و توزیع کمتری می‌باشند، مشاهده نمود. در حالی که در محدوده‌های قائن، بشرویه، کاشمر، فروس و گناباد بعد فرکتالی بالا بوده که این امر می‌تواند در نتیجه توزیع فراوان گسل‌ها در این محدوده‌ها و نیز طبیعت خود تشابهی در توزیع آنها باشد.

در ادامه بر آن شدیم که رابطه بین لرزه‌خیزی و مقادیر بعد فرکتالی را در منطقه بررسی نماییم. براساس (شکل 6) مشاهده می‌شود که اکثر زمین‌لرزه‌های تاریخی مخرب و دستگاهی با بزرگای ($M_s > 4$) در محدوده‌های قائن، تربت حیدریه، و گناباد رخ داده‌اند که در این محدوده‌ها ابعاد فرکتالی هندسه گسل‌ها نیز دارای مقادیر نسبتاً بالایی نسبت به محدوده‌های همجوار خود می‌باشند. نمودار رسم شده با توجه به فرکتال زمین‌لرزه در منطقه نشان دهنده‌ی ارتباط نزدیک گسل‌ها با زمین لرزه‌ها می‌باشد. (شکل 5) (هیراتا، 1989)¹ برای سیستم گسلی در ژاپن مقدار (D) را برابر با (1/6) برای گسل‌های فعال، در بخش مرکز کمان ژاپن محاسبه نمود. براساس نظر (هیراتا) این مقدار یک حد بالا برای بعد فرکتال هندسه شکستگی‌ها می‌باشد. (آنگولو، و همکاران، 31:1998)² بعد فرکتالی (1/64) را برای یک زون لرزه‌ای فعال که مرتبط با درازگودال امریکای مرکزی³ در مکزیک جنوبی، محاسبه نمودند. (ایدزیاک و تمپر، 244:1996)⁴ مقدار D را برای حوضه زغالی سیلیسیا⁵ در هلند، (1/6) محاسبه نمودند.



شکل 6: محدوده‌های منطبق بر نقشه‌های زمین‌شناسی 1:250000 به همراه موقعیت زمین لرزه‌ها

- 1 - Hirata
- 2 - Angulo et al
- 3 - Middle American Trench
- 4 - Middle American Trench
- 5 - Silesian

نتیجه گیری

بررسی انجام شده نشان می‌دهد بیشترین فعالیت‌های لرزه‌ای در منطقه، در اطراف سیستم‌های گسلی اصلی توزیع یافته‌اند. این گسل‌های اصلی شامل گسل‌هایی چون دشت بیاض، فردوس، چندین گسل کوچک و بزرگ دیگر می‌شود که اکثراً در راستایی NW-SE در شرق ایران قرار دارند. در محدوده‌هایی که این گسل‌ها وجود دارند شاهد فعالیت لرزه‌ای با توزیع مکانی فراوان و متمرکز و گاه با بزرگای بالا هستیم در حالیکه در سایر مناطق شرق ایران، فعالیت‌های لرزه‌ای در سطح دارای پراکنش بوده و محدود به نقاط وسیعی می‌شوند. البته همین فعالیت‌های پراکنده نیز می‌توانند دارای بزرگای بالایی بوده و تهدیدی برای جامعه شهری و روستایی محسوب شوند، برای مثال در محدوده تربت‌جام که دارای بعد فرکتال (1/86) بوده و فعالیت لرزه‌ای بصورت محدود می‌باشد، در سال (840) میلادی زمین‌لرزه‌ای با بزرگای $M_s = 6/5$ رخ داده و سبب خسارات جانی و مالی فراوانی شده است. براساس تحلیل‌های انجام شده، با فاصله گرفتن از سیستم گسلی اصلی در منطقه که دارای روند NW-SE است، از میزان بعد فرکتال کاسته می‌شود که این امر نشان دهنده وجود ناپیوستگی در سیستم‌های گسلی اصلی در منطقه می‌باشد. مقدار بالای بعد فرکتال در محدوده‌های قائن، بشرویه و تربت حیدریه و همچنین کاهش در مقدار بعد فرکتال محدوده‌های بیرجند، گزیک و تایباد، پیشنهاد می‌کند که منطقه انتهایی سیستم‌های گسلی اصلی در شرق در منطقه‌ی محدوده‌های بیرجند و تایباد باشد. همچنین توزیع ابعاد فرکتالی حجمی و سطحی شمال شرق ایران نشان دهنده فعالیت لرزه‌ای بالاتر در بخش‌های مرکزی و غربی آن نسبت به سایر مناطق مجاور می‌باشند. براساس تحلیل فرکتالی گسل‌های منطقه و داده‌های لرزه‌ای، بطور کلی می‌توان بیان نمود که عمده فعالیت لرزه‌ای در شرق ایران با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم (اکثراً بین 10-20km) بوده و در ارتباط با چشمه‌های خطی (گسل‌های) اصلی و یا شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهد. با توجه به لرزه‌خیز بودن اکثر شهرهای کشور لزوم رعایت پارامترهای فنی در ساخت و سازها انجام تحقیقات با دقت بیشتر برای استان‌های لرزه زمین‌ساختی کشور احساس می‌شود. بنابراین باید جمعیت ساکن در این محدوده‌ها را از احتمال وقوع زمین‌لرزه آگاه کرد و هرگونه کار ساختمانی و توسعه روستا و شهر، راه‌سازی، استخراج معادن، آبخیزداری مهارآب‌های سطحی و حفرچاه آب در این مناطق با توجه به میزان فعالیت لرزه‌ای باشد تا در آینده از خسارت‌های مالی و تلفات جانی تا حد ممکن جلوگیری شود.

منابع

1. آقاباتی، سید علی، (1383)، زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی کشور.
2. بربریان، مانوئل، (1973)، نقشه مقدماتی رو مرکز و عمق کانونی زلزله‌ها. انتشارات سازمان زمین شناسی ایران.
3. قاسمی، محمد رضا، (1383)، چشمه‌های لرزه‌زا. گسله‌ها و انواع آن. سمینار آموزشی مبانی لرزه زمین ساخت و تحلیل خطر نسبی زمین لرزه. تهران. ایران.
4. Ambraseys, N.N., Melville, C.P. (1982), A history of Persian earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, PP 236.
5. Aki, K. (1981), A probabilistic synthesis of precursors phenomena. In Earthquake Prediction (Simpson, D. W., and Richards, P. G., Eds.) (American Geophysical Union, Washington, D.C.).
6. Angulo-Brown, F., Ramirez-Guzman, A. H., Yopez, E., Rudoif-Nvarro, A., and Paviamiller, C. G. (1998), Fractal Geometry and Seismicity in the Mexican Subduction Zone, *Geofisica International* 37, 29–33.
7. Berberian M. & Arshady S., (1976), On the evidence of the youngest activity of The North Tabriz fault and the seismicity of Tabriz city, *Geology Survey of Iran*, Vol 39, PP 397- 418.
8. Berberian M., (1981), Active faulting and tectonics of Iran, *Geodynamics Series*, V 3.
9. Copley, A. & Jackson, J., (2006), Active Tectonics of Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, Vol 25, TC6006, doi: 10.1029/2005TC001906.
10. Dewey, J. F., & Hempton M. R., & Kidd, W. S. F., & Saroglu F., & Sengor A. M. C., (1986) Shortening of continental lithosphere: The tectonics of eastern Anatolia - A young collision zone, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19 – 36.
11. Gonzato, G., Mulargia, F., and Marzocchi, W. (1998), Practical Application of Fractal Analysis: Problems and Solutions, *Geophys. J. Int.* 132, 275–282.
12. Hirata, T. (1989), Fractal Dimension of Fault Systems in Japan: Fractal Structure in Rock Fracture Geometry at Various Scales, *Pure appl. geophys.* 131, 157–170.
13. Idziak, A. and Temper, L. (1996), Fractal Dimension of Faults Network in the Upper Silesian Coal Basin (Poland): Preliminary Studies, *Pure appl. geophys.* 147, 239–247.
14. Kanamori, H., and Anderson, D. (1975), Theoretical Basis for Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 65, 1073–1095.
15. King, G. (1983), The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault System: The Geometrical Origin of b-6value, *Pure appl. geophys.* 121, 761–815.
16. Korvin, G., (1992), *Fractal Models in the Earth Sciences* (Elsevier, Amsterdam, The Netherlands).
17. Lee, C. F., YE, Hong, and Zhou, Qing (1997), On the Potential Seismic Hazard in Hong Kong, *Episodes* 20, 89–94.
18. Lomnitz c., 1976- *Global tectonics and earthquake risk*, Elsevier.
19. McQuarrie, N., & Stock J. M., & Verdel C., & Wernicke B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 30(20), 2036, doi:10.1029/ 2003GL017992.
20. Mandelbrot, B. B., *The Fractal Geometry of Nature* (Freeman, New York 1983).
21. Maus, S., and Dimri, V. P. (1994), Scaling Properties of Potential Fields due to Scaling Sources, *Geophys. Res. Lett.* 21, 891–894.

22. Okubo, P. G., and Aki, K., (1987), Fractal Geometry in the San Andreas Fault System, J. Geophys. Res.92, B1, 345–355.
23. Schwartz, D., and Coopersmith, K. J. (1984), Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasach and San Andreas Faults, J. Geophys. Res. 89, 5681–5698.
24. Sengor, A. M. C., (1990), A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in The Geology and Tectonics of the Oman Region, Geology Society Science, No 49, PP 497-831.
25. Suk Moon, S., Zen, M. T., Kadir, W. G. A., Hendrajaya, L., Santoso, D., and Dubios, J. (1996), Fractal Geometry of the Sumatra Acti6e Fault System and its Geodynamical Implications, J. Geodyn.22, 1–9.
26. Turcotte, D. L., (1992), Fractals and Chaos in Geology and Geophysics (Cambridge University Press, Cambridge).

