

گسل‌ها و لرزه‌خیزی در پهنه بخاردن - قوچان

جواد بیگلری^{۱*}، عباس کنگی^۲ و عبدالرضا جعفریان^۳

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود، واحد شاهرود

نویسنده مسئول: tectogeology@gmail.com*

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۹۸/۱۱/۲۰

دریافت: ۹۸/۶/۱۷

چکیده

پهنه گسلی بخاردن- قوچان در قسمت مرکزی کمربند چین‌خورده-رانده کپه‌داغ در شمال شرق ایران با آرایه‌ای از گسل‌های فعال امتداد لغز راستگرد با راستای شمال‌غرب- جنوب‌خاوری قرار داشته است و بیش‌ترین فعالیت‌های لرزه‌ای در شمال خاوری ایران در اطراف این گسل‌ها توزیع یافته‌اند. به علت فعالیت‌های نوزمین‌ساختی و به واسطه خمیدگی انتهایی گسل‌های پهنه بخاردن- قوچان و تغییر سازکار آن‌ها به معکوس، همراه با مولفه‌ی راندگی باعث افزایش استرس، کوتاه‌شدگی، لرزه‌خیزی و تراکم بالای زمین‌لرزه‌ها در پایانه انتهایی آن‌ها شده است. این پهنه به طور مداوم تحت تاثیر تنش‌های نئوتکتونیک همگرایی صفحات عربی- اوراسیایی از زمان آخرین فاز کوهزایی آلپی تا کنون قرار داشته است. در این تحقیق با استفاده از نرم‌افزار Zmap از روش مربع شمار برای محاسبه بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها در این پهنه استفاده شده است که نشان‌دهنده الگوی بی‌نظمی هندسی زمین‌لرزه‌ها و شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در طول پهنه گسلی بخاردن- قوچان می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: لرزه‌خیزی، چشمه‌های لرزه‌ای، بعد فرکتال، مربع شمار، پهنه نئوتکتونیک بخاردن- قوچان

۱- پیشگفتار

را در شمال شرق ایران تشکیل می‌دهد. بررسی کارتوگرافیکی زمین‌لرزه‌های ثبت شده اخیر نشان از حضور گسل‌های جنبای مهم و وقوع زلزله‌های متعدد در این پهنه است (لیبریز و مانبی، ۱۹۹۹). گسل‌های مذکور عمدتاً در طی فاز کوهزایی کاتانگایی ایجاد شده‌اند و با فعالیت‌ها و حرکات قائم خود هورست و گرابن‌ها و ناآرامی‌هایی را در امتداد خود موجب شده‌اند و برخی از آن‌ها در عهد حاضر فعالیت مهمی به همراه گسل‌های بعد از گاتانگایی داشته‌اند که باعث زمین‌لرزه‌های مخرب نیز شده‌اند (بربریان و ویتس، ۲۰۰۱). مهم‌ترین ویژگی بارز جنبای بودن این گسل‌ها خمیدگی پایانه انتهایی آن‌ها می‌باشد که در اثر فشارش ناشی از هم‌گرایی صفحات عربی- اوراسیایی و ارتباط ساختاری آن‌ها با گسل‌های رشته کوه بینالود از طریق پهنه مثلثی شکل انتقالی مشکان^۱ است که موتور محرکه اصلی فعالیت‌های نئوتکتونیک گسل‌های این پهنه می‌باشد که باعث خمیدگی، کوتاه‌شدگی، فشردگی و ضخیم‌شدگی، افزایش استرس و گسل راندگی در پهنه مذکور شده و به گسل‌های رانده کور^۲ متصل شده‌اند (شعبانیان و

سرزمین ایران به عنوان بخش میانی پهنه فعال زمین‌ساختی آلپ- هیمالیا طرح پیچیده‌ای از مجموعه پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساختی و پهنه‌های متفاوت زمین‌ساختی است که از نگاه نوزمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی ویژگی‌های خاصی دارد (بربریان، ۱۹۷۷؛ هولینگزورث، ۲۰۰۷). ایران به صورت یک خرد صفحه ترد و شکننده در محل بین دو خط برخورد تکتونیک صفحات بزرگ‌تر عربستان، هند و اوراسیا واقع شده و تحت تاثیر فشارهای جانبی و تنش‌های حاشیه صفحات قرار گرفته و در امتداد خطوط مزبور موجب تمرکز حداکثر فعالیت لرزه‌ای در این نواحی شده و در نتیجه کمربند فعال زلزله‌خیز را در شمال شرق ایران بوجود آورده است که زمین‌لرزه‌هایی با شدت کم و زیاد از دیرباز تاکنون خود شاهدی بر آن هستند (بربریان، ۱۹۸۱؛ کینگ، ۱۹۸۳؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۴). پهنه بخاردن قوچان در قسمت مرکزی پهنه رسوبی ساختاری کپه‌داغ در محدوده عرض جغرافیایی ۳۷ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی به طول ۳۵۰ کیلومتر گستره تکتونیک چین- رانده فعالی

^۱ MTZ (Meshkan Transfer Zone)

^۲ Blind fault

ساختارهای خطی را تعیین و با یکدیگر مقایسه نمود (مندلبورت، ۱۹۸۶؛ دوی و همکاران، ۱۹۸۶؛ گوارنیثری، ۲۰۰۲؛ آقنابتی، ۱۳۸۳؛ علیپور و همکاران، ۱۳۹۴). در نواحی فعال نئوتکتونیک بعد فرکتالی بین مقادیر صفر تا ۲ تغییر می‌کند. اگر این مقدار نزدیک به صفر باشد نشان دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه تنشگاهی با میزان تنش بالا می‌باشد ولی اگر مقدار بعد فرکتالی نزدیک به ۲ باشد، نشان‌دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در کل محدوده است. نقشه بعد فرکتالی تغییرات این مقدار را بین ۱/۵ تا ۱/۸ در بخش عمده‌ای از پهنه بخاردن- قوچان نشان می‌دهد که بیانگر توزیع گسل‌ها در سراسر این پهنه می‌باشد به گونه‌ای که می‌توان این سیستم گسلی را به سه بخش غربی، مرکزی (پهنه بخاردن- قوچان) و شرقی تقسیم کرد. الگوی فعالیت‌های لرزه‌ای این پهنه با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای عمق کم بین صفر تا ۲۵ کیلومتر مطابق بوده که در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای گسل‌های اصلی منطقه و شاخه‌های فرعی آن‌ها می‌باشد و نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای زیاد در این پهنه و بخش غربی آن می‌باشد. مطالعات پیشین در گستره کپه‌داغ بیش‌تر متمرکز در شناسایی گسل‌ها و اثرات مورفوتکتونیک و لرزه‌ای آن‌ها بوده است ولی در این تحقیق با استفاده از زمین‌لرزه‌های کوچک و پارامترهای لرزه‌خیزی اقدام به شناسایی تنشگاه‌ها که مکان‌های احتمالی وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب در آینده می‌باشند، شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ شعبانیان و همکاران، ۲۰۰۹). (شکل‌های ۱ و ۲).

۲- تاریخچه فعالیت‌های نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی

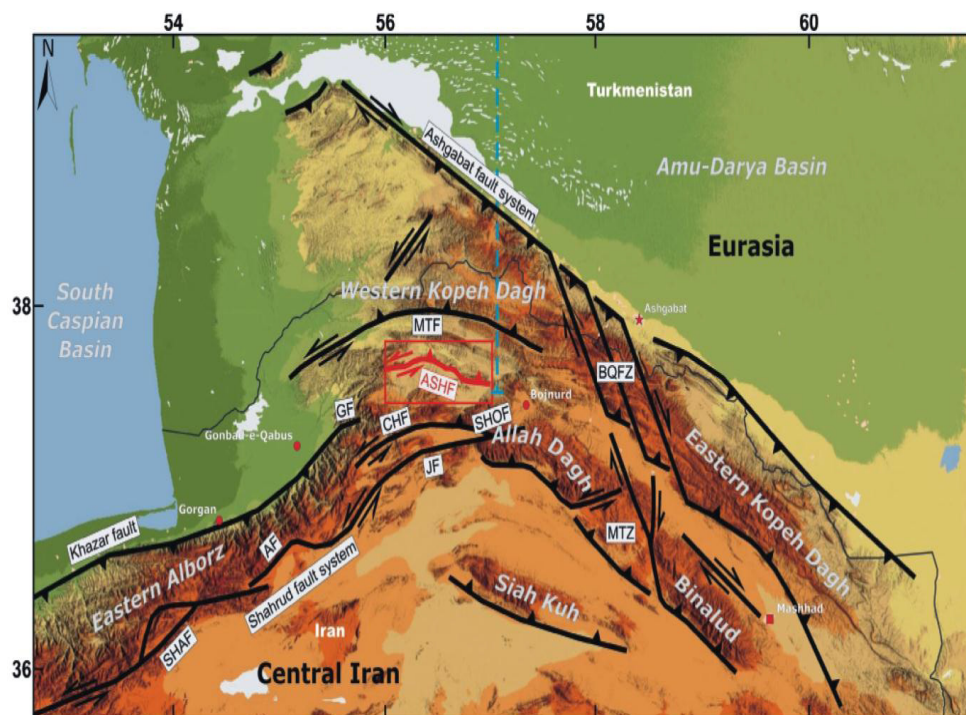
پهنه بخاردن- قوچان

تداوم همگرایی صفحات عربی و توران ناشی از تاثیر تنش‌های وارده از بازشدگی بستر دریای سرخ و همگرایی صفحات عربی- اوراسیایی باعث شده گسل‌های پهنه نئوتکتونیک بخاردن- قوچان به دلیل وجود سیستم فشارشی مایل دچار راندگی شده و مدل نئوتکتونیک چرخش خلاف عقربه‌های ساعت بلوک‌ها حول محور عمودی‌شان در اثر حرکت راست‌گرد گسل عشق‌آباد و حرکت چپگرد گسل شاه‌رود را پدید آوردند و در نتیجه کشش شرقی- غربی را ایجاد کنند (برتیس و همکاران،

همکاران، ۲۰۰۹). تغییر سازکار این گسل‌ها از امتداد لغز به معکوس در بخش انتهایی آن‌ها محل مناسبی را برای افزایش رویدادهای زمین‌لرزه‌ای ایجاد کرده است. عمق کم موهو ۴۰ تا ۴۵ کیلومتر، توزیع عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها بین ۶ تا ۲۵ کیلومتر و سازکار کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان از وجود گسل‌های جنبای امتدادلغز- راستگرد در این پهنه می‌باشد (لیبریس و مانی، ۱۹۹۹؛ شعبانیان و همکاران، ۲۰۰۹). در این تحقیق با توجه به اینکه تغییرات لرزه‌خیزی هر منطقه‌ای تحت تاثیر تنش‌های نئوتکتونیک پوسته بالایی زمین آن منطقه می‌باشد، با استفاده از خرد لرزه‌ها و زلزله‌های ثبت شده مرکز لرزه‌نگاری کشوری و *USGS* از هندسه فرکتالی که شاخه‌ای از علم ریاضیات می‌باشد و استفاده شده است. فرکتال‌ها الگوهای هندسی مربعی و دایره‌ای هستند که در اندازه‌های کوچک و بزرگ بر روی صفحه و یا فضا قرار دارند و مرتباً تکرار می‌شوند که برای توجیه و تفسیر توزیع تنش در پوسته، سازکار گسل‌ها و تغییرات سامانه گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زمین‌لرزه‌های آینده در این پهنه استفاده می‌شود زیرا در طبیعت شکل‌ها و رفتارهایی را می‌توان یافت که قابل توصیف توسط هندسه کلاسیک نیستند و فاقد بعد می‌باشند مانند گسل‌ها و فرایندهای زمین‌لرزه‌ای (فاتحی و همکاران، ۱۳۹۴). این شکل‌ها و رفتارها توسط هندسه فرکتالی قابل توجیه و توصیف هستند زیرا یک توزیع فرکتالی می‌تواند بیانگر نحوه توزیع متغیرها و اندازه متغیرها نسبت به کل فضای اشغال شده باشد. بعنوان مثال رابطه بین توپوگرافی ایجاد شده در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی مانند گسل‌ها، چین‌ها و خمش‌ها با میزان فرسایش‌پذیری و رسوب‌گذاری. پدیده‌های زمین‌شناسی دارای متغیرهای فراوانی هستند که برقراری رابطه بین آن‌ها با روش‌های معمولی ریاضی مشکل است مانند فراوانی و اندازه ذرات تشکیل‌دهنده سنگ‌ها، گسل‌ها، زمین‌لرزه‌ها، آتشفشان‌ها، ذخایر معدنی و میدان‌های نفتی. مدل‌های فرکتالی زیادی برای توزیع گسل‌ها در سطح پوسته زمین در یک منطقه توسط تورکات (۱۹۹۲) ارائه شده است. از تحلیل‌های فرکتالی می‌توان برای بررسی سیستم‌های گسلی و فرایندهای زمین‌ساختی با محاسبه بعد فرکتالی ساختارهای خطی مانند گسل‌ها بسیاری از ویژگی‌های آن‌ها را شناسایی و تراکم این

و مرکز تجمع و انباشت استرس بوده و میزان واتنش وارده به صفحه گسل حداکثر بوده و کمترین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها را دارند در نتیجه گسل‌ها مقاومت بیشتری از خود نشان می‌دهند و در نهایت منجر به وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب خواهند شد. ۲- بخش‌های قفل نشده گسل‌ها (بخش‌های خزشی) که انباشت و تجمع تنش و میزان واتنش وارده به صفحه گسل حداقل بوده و انرژی به تدریج تخلیه می‌شود در نتیجه گسل‌ها مقاومت کمتری از خود نشان می‌دهند و دارای بیش‌ترین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها بوده و منجر به وقوع زلزله‌های کوچک‌تر خواهند شد (بربریان، ۱۹۸۱؛ هولینگزورث، ۲۰۰۶)، (شکل ۳).

۲۰۱۲). زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده اطلاعات دقیق و ارزشمندی از فعالیت گسل‌های مهم این پهنه مانند عمق لایه‌ها، هندسه گسل‌ها و سازکار گسل‌ها را فراهم می‌کنند. تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته و حال در امتداد گسل‌های این پهنه دلیل خوبی بر فعالیت‌های زیاد لرزه‌ای آن‌ها و وجود تنشگاه‌ها به خصوص در اطراف گسل‌های قوچان و باغان- گرماب می‌باشند. اکثر زمین‌لرزه‌ها در عمق کانونی کمتر از ۱۰ کیلومتر رخ داده‌اند که نشان از حضور گسل‌های امتداد لغز راستگر در این پهنه می‌باشد (تی چالنگو، ۱۹۷۵؛ برتیس و همکاران، ۲۰۱۲). در این پهنه تنشگاه‌ها به دو شکل می‌باشند: ۱- بخش‌های قفل شده گسل‌ها که محل

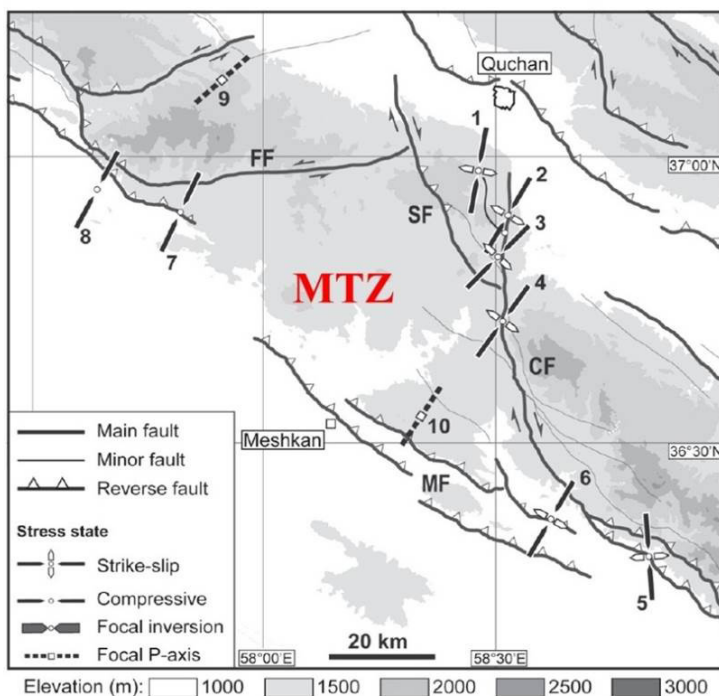


شکل ۱. نقشه گسل‌های گستره کپه‌داغ در شمال‌خاوری ایران. (BQFZ) پهنه گسلی بخاردن- قوچان، (MTZ) پهنه انتقالی مشکان (AF) گسل آستانه، (ASHF) گسل آشخانه، (CHF) گسل نیک چشمه، (GF) گسل گلستان، (JF) گسل جاجرم، (MTF) گسل مراوه تپه، (SHAF) سامانه گسل شاهرود، (SHOF) گسل شوقان. (برتیس و همکاران، ۲۰۱۲).

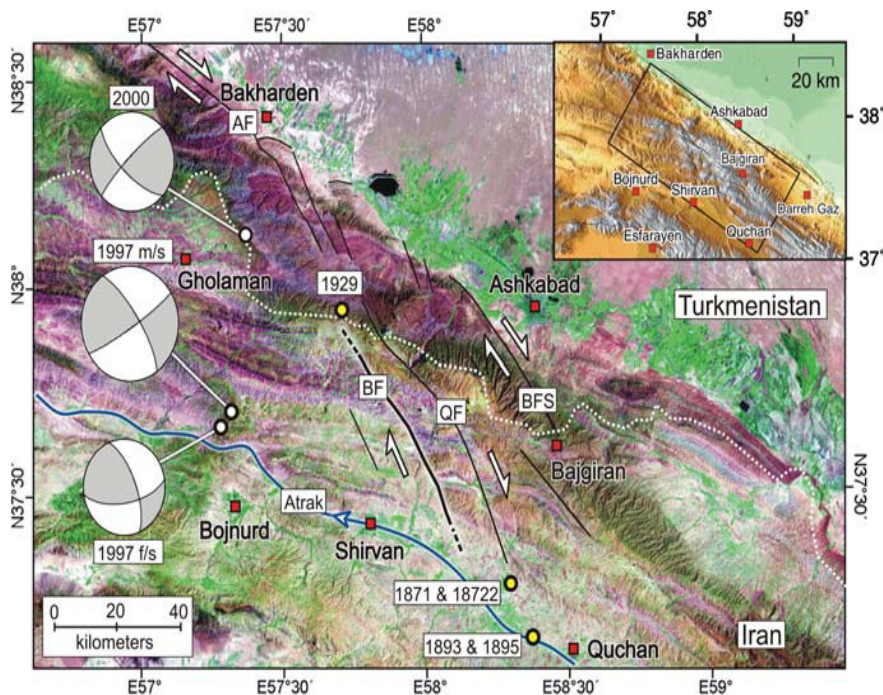
۳- مواد و روش‌ها

بی‌قاعده‌ای هستند دچار گسیختگی می‌شوند (شوارتز، ۱۹۸۴). در نتیجه بدون در نظر گرفتن مقیاس، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی در گسل‌ها می‌تواند تابع هندسه فرکتالی بوده بنابراین بی‌نظمی هندسی می‌تواند به صورت بعد فرکتالی (D) بررسی شود که مقادیر بزرگ‌تر D نشان‌دهنده بی‌نظمی‌های هندسی بیشتر می‌باشد (سوکمونو و همکاران، ۱۹۹۶).

در این تحقیق با استفاده از داده‌های لرزه‌ای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۸ و نرم‌افزار Zmap از روش مربع شمار برای محاسبه بعد فرکتالی سطحی توزیع گسل‌ها در پهنه بخاردن- قوچان استفاده شده است. از آنجایی که رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد، گسل‌های اصلی و یا قطعات گسلی همواره در طول مناطقی از خود که دارای هندسه



شکل ۲. جهت‌های (آزیموت‌های) محور افقی زیگما ۱ (محور تنش حداکثر) برای رژیم‌های تنش فشارشی و امتداد لغز استنباط شده از وارونگی بردار لغزش گسل‌های منفرد توام با گسلش امتداد لغز غالب در طول مرز سامانه گسل‌های (FF) گسل چپگرد فرهادان (CF) گسل راستگرد چکنه و (SF) گسل راستگرد سرآخور با یکدیگر می‌باشد. شماره‌های ۱ تا ۸ توزیع جمعیت گسل‌ها، صفحات گسل‌ها و وارونگی تنش کششی برای بردارهای لغزش مرتبط در امتداد مرز گسل‌ها هستند (شعبانیان و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۳. تصویر پهنه گسلی بخاردن- قوچان در مرکز کپه‌داغ. (AF) سامانه گسل اصلی عشق‌آباد-کپه‌داغ. (BF) سامانه گسلی باغان. (QF) سامانه گسلی قوچان. (BFS) سامانه گسلی باجگیران. رو مرکز زلزله‌های ۱۵۰ سال گذشته. (f/s) پیش‌لرزه‌ها. (m/s) زلزله‌های اصلی (هولینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶)

$$(1). P(A) = \text{Sum}(A) / \text{Sum}(\text{Total})$$

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

و تعداد کل مربعاتی که سطح منطقه را پوشانده‌اند از رابطه (۳) محاسبه می‌شود:

$$(3). \text{Sum}(\text{Total}) = N_i * r_i^2$$

N_i = تعداد مربع‌ها، $N(r_i)$ = تعداد مربعاتی که حداقل توسط یک گسل قطع شده‌اند.

احتمال اینکه یک مربع با طول اضلاع r_i توسط یک گسل قطع شود از رابطه (۴) و در صورتی که احتمال هندسی دارای خود تشابهی باشد باید از توزیع فرکتالی تبعیت کند رابطه (۵)، (تورکات، ۱۹۹۲).

$$(4). P(r_i) = N(r_i) / N_i$$

$$(5). p(r_i) = (r_i / r_0)^{2-D_p}$$

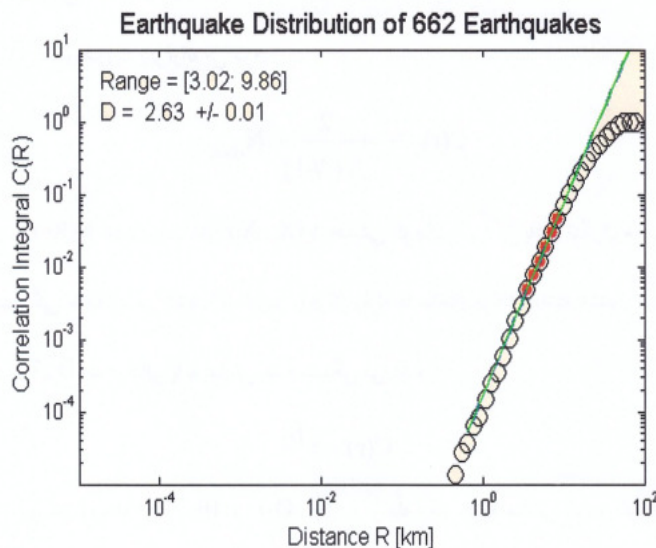
به طوری که D_p بعد فرکتال توزیع احتمالی $p(r_i)$ می‌باشد. مقدار D_p تابعی از توزیع گسل‌ها در منطقه بوده و عددی بین صفر تا ۲ می‌باشد. مقادیر نزدیک به صفر نشان‌دهنده این است که گسل‌ها به شدت در یک محدوده کوچک در منطقه مطالعاتی وجود دارند و دارای توزیع ناچیزی هستند در صورتی که مقادیر نزدیک به ۲ نشان‌دهنده توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سراسر منطقه مورد نظر می‌باشند. در تحلیل بعد فرکتالی زمین‌لرزه‌های پیرامون سدهای شیرین دره و بارزو در محدوده گسل‌های قوچان و باغان در این تحقیق مقدار $2/63$ برای بعد فرکتالی رو مرکز زمین‌لرزه‌ها در شعاع ۳۰ کیلومتری بدست آمده است و نشان‌دهنده حد بالایی از بعد فرکتالی و توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سراسر منطقه می‌باشند (شکل‌های ۴ و ۵).

در این تحقیق برای محاسبه بعد فرکتالی از حداقل ۴۲ نقطه رو مرکز زمین‌لرزه‌ها استفاده شده است که منطقه را به شبکه‌هایی به ابعاد $0/2$ درجه در $0/2$ درجه با همپوشانی $0/25$ درجه تقسیم شده است و بعد فرکتالی را برای شبکه‌هایی که تعداد رویدادهای آن‌ها بیش از ۴۲ رویداد بوده، محاسبه شده است که در (شکل ۶-a و b) a : نشان‌دهنده بعد فرکتالی به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره و b : شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا را در بخش مرکزی گسل قوچان و شمال گسل باغان گرماب نشان می‌دهد.

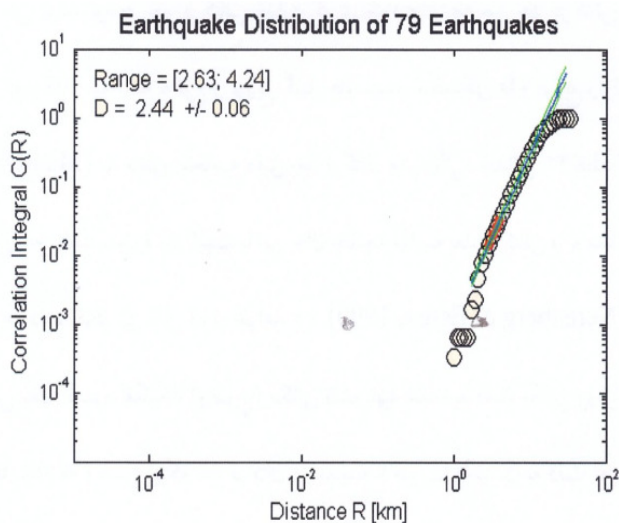
پدیده‌های طبیعی معمولاً از الگوها و فرم‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند لذا می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچک‌تر آن‌ها را در مقیاس‌های بزرگ‌تر نیز تعمیم داد. بعد فرکتالی روش ریاضی بی‌نظمی نیز نامیده می‌شود که برای توزیع خود تشابهی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت و فرم هندسی قطعه قطعه شونده استفاده می‌شوند که نشان‌دهنده شباهت اجزا به کل می‌باشد. ابعاد فرکتالی می‌توانند اعداد اعشاری نیز باشند که با شیوه انتگرال همبستگی شمارش مربع‌ها قابل اندازه‌گیری هستند. زلزله‌ها روی یک سطح یکپارچه واحد گسلی رخ نمی‌دهند و معمولاً روی سطوح گسل‌های متعدد مرتبط و نزدیک به هم که ساختار فرکتالی دارند، رخ می‌دهند پس می‌توان گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه را روی یک شبکه مربعی پیاده کرد و متعاقباً هر محدوده را بطور مجزا مورد بررسی قرار داد و آن‌ها را منطبق بر نقشه‌های زمین‌شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰) تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی کشور قرار دهیم و از اسامی ورقه‌های زمین‌شناسی در نام‌گذاری محدوده‌ها نیز استفاده کرد. درون مربع‌ها تعداد رویداد زمین‌لرزه‌ها ثبت می‌شوند و هر چه تراکم رویدادها بیشتر باشد، مربع‌ها کوچک‌تر شده ولی دقت بیش‌تر می‌شود. با محاسبه و ترسیم نقشه‌های بعد فرکتالی می‌توانیم الگوی بی‌نظمی‌های هندسی و شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در طول سیستم گسلی پهنه بخاردن- قوچان را شناسایی و نشان دهیم. در این پهنه مقدار بعد فرکتالی بین $1/5$ تا $1/8$ می‌باشد که نشان‌دهنده معنادار بودن آن در تعیین و تغییر نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد (اوکوبو و آکی، ۱۹۸۷؛ هیراتا، ۱۹۸۹؛ سوکمونو و همکاران، ۱۹۹۶؛ براون و همکاران، ۱۹۹۸؛ ویس و همکاران، ۲۰۰۴).

۴- بحث

۴-۱- ارزیابی بعد فرکتالی در پهنه بخاردن- قوچان
برای هر پدیده A که بر روی سطح دو بعدی ظاهر می‌شود احتمال هندسی آن توسط رابطه (۱) محاسبه می‌شود (ویس و همکاران، ۲۰۰۴).
در حالی که کل مربعاتی که توسط گسل‌ها قطع شده‌اند از رابطه (۲) محاسبه می‌شوند یعنی مربعاتی که با طول r_i سطح منطقه مطالعاتی را پوشانده‌اند.



شکل ۴. تعیین بعد فرکتالی در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره به روش مربع شمار و انتگرال همبستگی



شکل ۵. تعیین بعد فرکتالی به روش مربع شمار و انتگرال همبستگی در یکی از شبکه‌های پیرامون سد شیرین دره

m بزرگ، N_r مجموع تعداد زمین‌لرزه‌ها در منطقه که دارای بزرگای m و یا بیش‌تر هستند، a و b ضرایب رگرسیونی، پارامتر b عموماً دارای مقادیر نزدیک به ۱ بوده ولی معمولاً کمتر از ۰/۷ یا بالاتر از ۱/۳ نمی‌باشد و در واقع نوعی تنش‌سنج بوده و رابطه معکوس با تنش دارد زیرا در تنشگاه‌ها مقدار این پارامتر کمتر از ۰/۶ بوده و دارای تنش زیاد با کمترین دوره بازگشت می‌باشد که بیانگر وقوع زلزله‌های بزرگ‌تر و مخرب می‌باشد (در بخش‌های غربی A و شرقی C گستره کپه‌داغ) ولی در پهنه بخاردن- قوچان ($BQFS$) مقدار این پارامتر بیش‌تر از ۰/۶ بوده با تنش کم و بیش‌ترین دوره بازگشت که

۴-۲- ارتباط پارامترهای لرزه‌خیزی بعد فرکتالی و b -value

بعد فرکتالی رو مرکز زمین‌لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های سیستم گسلی فعال منطقه را در زمان و مکان نشان می‌دهد در حالی که پارامتر b -value بستگی به وضعیت رژیم تنش، استحکام شکستگی‌ها و ناهمگنی پوسته زمین در منطقه دارد و رابطه فراوانی بین مقدار زمین‌لرزه‌های با بزرگای مختلف را بیان می‌کند و توسط رابطه (۶) گوتنبرگ- ریشتر محاسبه می‌شود (لومینتز، ۲۰۱۳).

$$(6). N_r = a^{m-b}$$

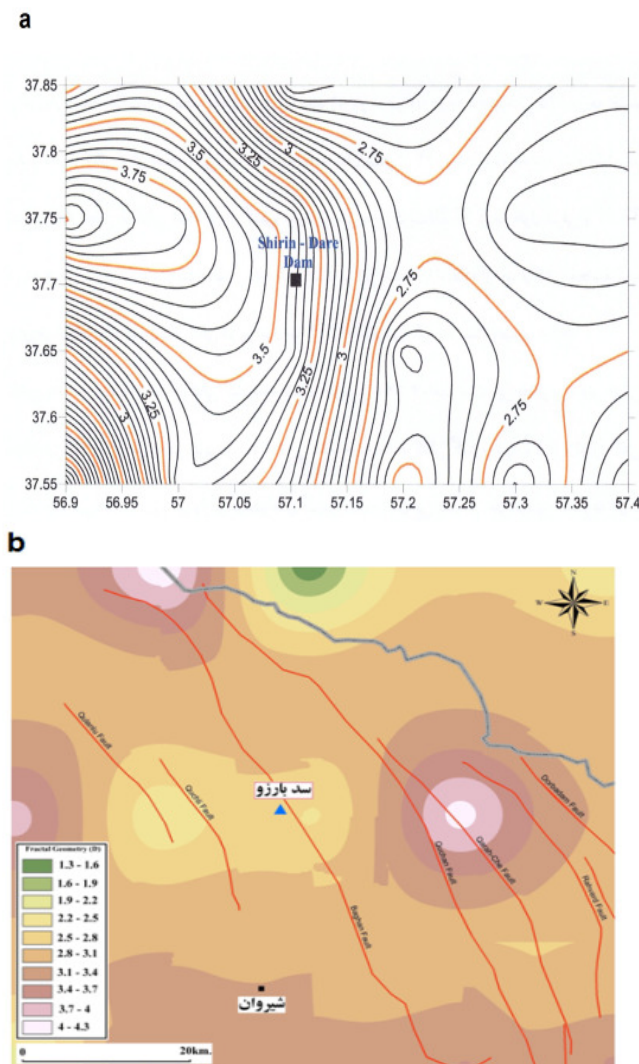
با توجه به مقادیر $D=2/63$ و $b=0/92$ پیرامون گسل‌های پهنه بخاردن- قوچان در اطراف سدهای شیرین دره و بارزو رابطه منفی وجود دارد ولی می‌تواند به صورت موقت و محلی در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد (آکی، ۱۹۸۱؛ کینگ، ۱۹۸۳). طبق شکل (۸) مطالعات انجام گرفته در این تحقیق نشان می‌دهد قبل از زمین‌لرزه نمودار بعد فرکتالی D بیش‌تر از b می‌باشد ولی در طی زمان وقوع زمین‌لرزه نمودار آن‌ها عکس می‌شوند یعنی نمودار بعد فرکتالی D کاهش و b افزایش یافته است ولی بعد از زمین‌لرزه هر دو نمودار D و b افزایش یافته و به همان صورت باقی می‌مانند (ویمر و ویس، ۲۰۰۵؛ شواترز و همکاران، ۲۰۱۲).

بیانگر وقوع زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر می‌باشد (شکل ۷). این پارامتر دارای اهمیت بالایی است زیرا با بکار بردن منطق خود تشابهی هندسی نشان داده شده است که پارامتر b در رابطه گوتمبرگ- ریشتر می‌تواند مستقیماً به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در فعالیت‌های لرزه‌ای دخیل هستند ارتباط داشته باشد طبق رابطه (۷)، (کینگ، ۱۹۸۳).

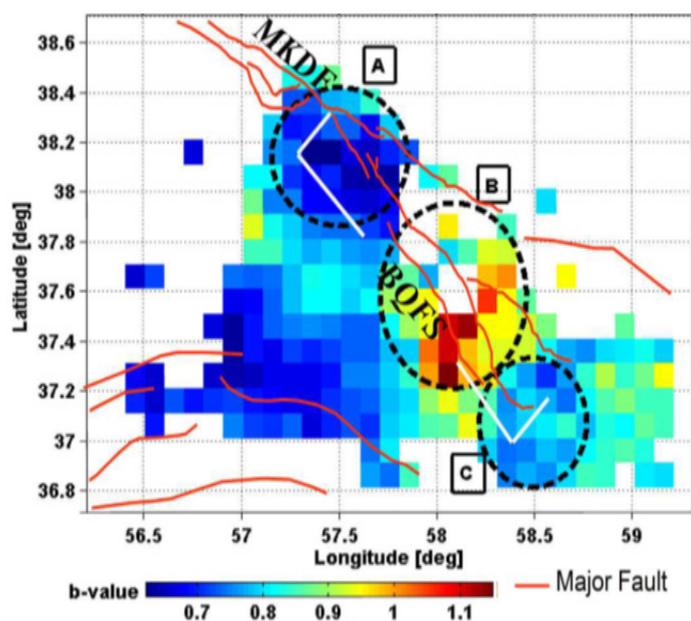
$$(7). D=3b/c$$

C مقدار ثابت و در صورتی که مقدار آن $1/5$ در نظر گرفته شود رابطه (۷) به رابطه (۸) خلاصه می‌شود (کاناموری، ۱۹۷۵).

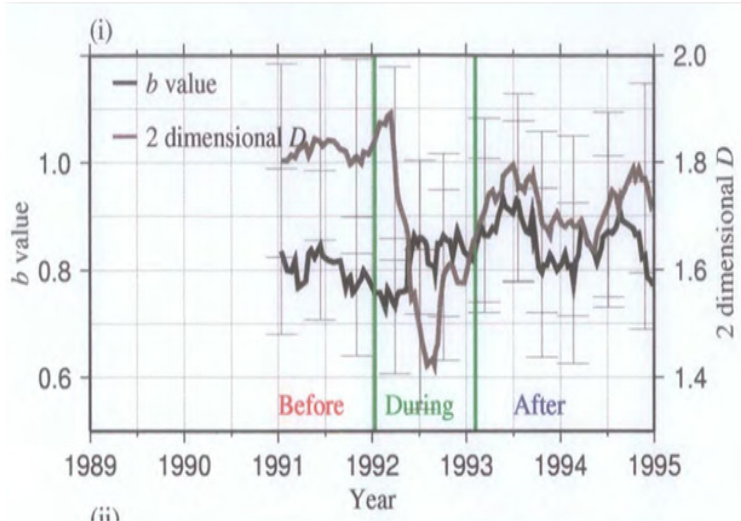
$$(8). D=2b$$



شکل ۶. (a). نقشه بعد فرکتالی همبستگی گستره‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره. (b). شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان-گرماب در پهنه بخاردن- قوچان.



شکل ۷. نمایش توزیع مقدار پارامتر لرزه‌خیزی b -value در پهنه بخاردن - قوچان (BOFS) و بخش‌های غربی A و شرقی C گستره کپه‌داغ.



شکل ۸. ارتباط پارامترهای لرزه‌خیزی بعد فرکتالی D و b -value در پهنه بخاردن قوچان پیرامون سدهای شیرین دره و بارزو در قبل، طی زمان و بعد از رویداد زمین‌لرزه.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام شده در این تحقیق نشان می‌دهد بیش‌ترین فعالیت‌های لرزه‌ای در پهنه بخاردن- قوچان مطابق با الگوی زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده و در اطراف سیستم گسل‌های اصلی و شاخه‌های فرعی آن‌ها توزیع یافته‌اند که اکثراً در راستای $NW-SE$ قرار دارند و در محدوده این گسل‌ها توزیع ابعاد فرکتالی سطحی و حجمی نشان دهنده فعالیت لرزه‌ای بیش‌تر در بخش‌های مرکزی (پهنه

بخاردن- قوچان) و غربی کپه‌داغ می‌باشند. در این پهنه تغییر سازکار در پایانه انتهایی گسل‌ها از امتداد لغز به راندگی در اثر خمیدگی انتهایی آن‌ها باعث افزایش تنش و کاهش پارامتر b و افزایش بعد فرکتالی D و بی‌نظمی‌های هندسی در بخش‌های انتهایی گسل‌ها شده است در نتیجه این گسل‌ها مسئول اغلب زمین‌لرزه‌های ویرانگر تاریخی و دستگاهی می‌باشند. آزاد شدن انرژی در گسل‌های این پهنه به گونه‌ای می‌باشد هنگامی که گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند، مقدار

- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. A. M. C., & Şengör, A. M. C (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone. *Geological Society, London, Special Publications*, 19 (1): 1-36.
- Guarnieri, P., Carbone, S., & Di Stefano, A (2002) The Sicilian orogenic belt: a critical tapered wedge?. *Bollettino – Societa Geologica Italiana*, 121 (2): 221-230.
- Hirata, T (1989) A correlation between the *b* value and the fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94: 7507-7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Reza Gheitanchi, M., and Javad Bolourchi, M (2006) Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166: 1161-1177.
- Kanamori, H., & Anderson, D. L (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bulletin of the seismological society of America*, 65 (5): 1073-1095.
- King, G (1983) The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the earth and other solids by self-similar fault systems: the geometrical origin of *b*-value. *Pure and Applied Geophysics*, (121): 761-815.
- Lomnitz, C (2013) *Global tectonics and earthquake risk (Vol. 5)*. Elsevier.
- Lyberis, N., and Manby, G (1999) Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. *AAPG bulletin*, 83 (7).
- Mandelbrot, B. B (1982) *The fractal of Geometry*. *Nature*, 394-397.
- Okubo, P. G., & Aki, K (1987) Fractal geometry in the San Andreas fault system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1): 345-355.
- Schwartz, D. P., and Coppersmith, K. J (1984) Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89: 5681-5698.
- Shabanian, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., and Abbassi, M. R (2009) Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dagh Mountains, Northeast Iran). *Geophysical Journal International*, 178 (2).
- Sukmono, S., Zen, M. T., Kadir, W. G. A., Hendrajaya, L., Santoso, D., & Dubois, J (1996) Fractal geometry of the Sumatra active fault system and its geodynamical implications. *Journal of Geodynamics*, 22 (1-2): 1-9.
- Tchalenko, J. S (1975) Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran, USSR). *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 278 (1275).

پارامتر *b* در آن‌ها افزایش می‌یابد و گروهی دیگر از گسل‌ها که در حال انباشت انرژی بوده‌اند، مقدار پارامتر *b* در آن‌ها کاهش می‌یابد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه آزاد شاهرود تشکر نموده و هم‌چنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم نشریه یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی که به غنای بیش‌تر مقاله کمک نمودند، سپاسگزاری نماید.

منابع

- آقائباتی، ع (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی ایران.
- علیپور، ر، صدر، ا. و امینی، پ (۱۳۹۴) تحلیل پویایی زمین ساخت گسل مروارید در پهنه زاگرس جوان بوسيله استفاده از GIS و تجزیه و تحلیل فرکتالی. بیستمین کنفرانس زمین‌شناسی، تهران، ص ۸۱۴-۸۲۳.
- فاتحی، ز، جمال‌آبادی، ج، زنگنه، م. و رباط سرپوشی، م (۱۳۹۴) بررسی تاثیر زمین‌ساخت در جنبه‌های کمی زهکشی. تحقیقات کمی ژئومورفولوژی. ۴، ص ۸۷-۱۰۳.
- کنگی، ع (۱۳۹۳) گزارش اندازه‌گیری‌های القایی زلزله‌ها در مخازن سدهای خراسان شمالی بوسيله مدیریت بحران. سازمان آب خراسان شمالی، ص ۱۲۳.
- کنگی، ع (۱۳۹۷) گزارش همبستگی پارامترهای لرزه‌ای اطراف سدهای شیرین دره و بارزو در خراسان شمالی. سازمان آب خراسان شمالی، ص ۱۵-۲۰.
- Aki, K (1981) Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71: 1687-1700.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23(2).
- Berberian, M (1981) Active faulting and tectonics of Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, 3: 33-69.
- Bretis, B., Grasemann, B., and Conradi, F (2012) An Active Fault Zone In The Western Kopeh Dagh (Iran). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105 (3).
- Brown, F. A., Guzmán, A. R., Yépez, E., Navarro, A. R., & Miller, C. P (1998) Fractal geometry and seismicity in the Mexican subduction zone. *Geofísica Internacional*, 37(1).

- Turcotte, D. L (1986) Fractals and fragmentation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91: 1921-1926.*
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., and Tavakoli, F (2004) Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letters, 223 (1-2).*
- Wiemer, S., and Wyss, M (2002) Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. In Advances in geophysics, 45 (259).*
- Wyss, M., Sammis, C. G., Nadeau, R. M., & Wiemer, S (2004) Fractal dimension and b-value on creeping and locked patches of the San Andreas fault near Parkfield, California. Bulletin of the Seismological Society of America, 94 (2): 410-421.*

Faults and seismicity in the Bakharden-Quchan zone

J. Biglari^{*1}, *A. Kangi*² and *A. R. Jafarian*³

1, 2, 3- Dept., of Geology, Islamic Azad University Shahrood, Shahrood Branch

* tectogeology@gmail.com

Recieved: 2019/9/8 **Accepted:** 2020/2/9

Abstract

The Bakharden-Quchan Faulted Zone is located in central part of trusted folding belts of Kopeh Dagh in NE-Iran with an array of active right lateral-strike slip faults by trending NW-SE. the most seismic activities have distributed around and along major fault systems of this zone. Because of neotectonic activities and ends bending of these faults in the Bakharden-Quchan Zone and mechanism changing faults to reverse accompanying with trusting vector have increased stress, shortening, seismicity and high density of earthquakes in their ends. This zone has constantly put unter affection neotectonic stresses convergence of Arabia-Eurasia plates since last phase of Alpine orogeny. In this paper by using of Zmap software and Box counting method were used to compute surface fractal dimension of faults distribution that is shown geometric disorder pattern of earthquakes and forming two cells with high fractal dimension along the Bakharden-Quchan Faulted Zone.

Keywords: *seismicity, seismic, sources, fractal dimension, box counting, neotectonic zone of Bakharden-Quchan*