



## تحلیل ارتباط نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان

جواد بیگری\*، عباس کنگی و عبدالرضا جعفریان

گروه زمین‌شناسی، واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۰۶

### چکیده

زون گسلی بخاردن-قوچان در قسمت مرکزی کمربند چین خورده-رورانده کپه‌داغ در شمال شرق ایران، در مجاورت مرز ایران و ترکمنستان قرار دارد. با آرایه‌ای از گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌گرد با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق بوده که پایانه انتهایی آنها خمیدگی پیدا کرده و به گسل‌های کور متصل شده‌اند. تغییر سازوکار گسل‌ها از امتدادلغز به معکوس همراه راندگی باعث افزایش استرس، کوتاه‌شدگی و گسلس راندگی در خمیدگی انتهایی شده‌اند. ارتباط ساختاری این گسل‌ها از طریق پهنه انتقالی راندگی مشکان که موتور محرکه اصلی گسل‌های این زون است، به‌طور مداوم تحت تأثیر تنش‌های نئوتکتونیک ناشی از هم‌گرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا از زمان آخرین فاز کوه‌زایی آلپی تاکنون بوده‌اند. بیشتر زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در اطراف سامانه‌های گسلی زون بخاردن-قوچان توزیع شده‌اند. نتایج بررسی لرزه‌خیزی این زون با استفاده از خرد زمین‌لرزه‌ها و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های  $b$  لرزه‌خیزی، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش می‌تواند اطلاعاتی ارزشمند از توزیع تنش در پوسته زمین، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه‌های گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده در اختیار قرار دهد. در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات  $b$ -value کمتر از  $0/6$  است و بعد فرکتالی بین مقادیر صفر تا ۲ تغییر می‌کند.

**واژه‌های کلیدی:** نئوتکتونیک، تنش‌گاه، لرزه‌خیزی، دوره بازگشت، زون بخاردن-قوچان

### مقدمه

جانبی حاشیه صفحه‌ها قرار گرفته و باعث شده تا پوسته فلات ایران به صورت صفحه‌ای فعال و مستعد وقوع زلزله درآید و کمربند فعال زلزله‌خیز شمال شرق ایران را پدید آورد. زون بخاردن-قوچان در قسمت مرکزی رشته کوه کپه‌داغ در شمال شرق ایران، مجاور مرز ایران و ترکمنستان قرار دارد. گسل‌های این زون، شامل دو دسته گسل هستند: گسل‌های

فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپ-همالایا قرار دارد که محل تلاقی صفحه‌های عربستان (عربستان-افریقا)، هند (هند-استرالیا) و اوراسیا (اروپا-آسیا) است که در نتیجه آن خرد صفحه ایران به صورت صفحه‌ای ترد و شکننده بین صفحه‌های بزرگ‌تر قرار گرفته و زیر اثر تنش‌ها و فشارهای

زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین صفر تا ۲۵ کیلومتر بوده که در ارتباط با چشمه‌های لرزه‌ای گسل‌های اصلی منطقه و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهد و نشان‌دهنده فعالیت لرزه‌ای بالایی در این زون و بخش غربی آن است ( Tchalenko, 1975; Hirata, 1989; Lyberis and Manby, 1999 (شکل ۱).

### تاریخچه نئوتکتونیک، لرزه‌خیزی و تنش‌گاہ‌ها در زون بخاردن-قوچان

با توجه به اینکه فلات ایران در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپی هیمالایا قرار گرفته؛ به‌طور مداوم تحت تأثیر تنش‌های وارده ناشی از بازشدگی بستر دریای سرخ و هم‌گرایی صفحه‌های عربی-اوراسیایی بوده است ( Afshar Harb, 1979; Shahidi et al., 2013) و ارتباط ساختاری بین گسل‌های این زون با گسل‌های بینالود از طریق زون مثلثی شکل انتقالی راندگی مشکان وجود دارد. تداوم هم‌گرایی صفحه‌های عربی و صفحه مقاوم و پایدار توران در شمال شرق باعث شده است گسل‌های امتدادلغز-راست‌گرد این زون به‌دلیل وجود سیستم فشارشی مایل، دچار راندگی شده و مدل نئوتکتونیک چرخش خلاف عقربه‌های ساعت بلوک‌ها حول محور عمودیشان را در اثر حرکت راست‌گرد گسل عشق‌آباد و حرکت چپ‌گرد گسل شاهرود پدید آورند و باعث ایجاد کشش شرقی-غربی شوند و در نتیجه به‌عنوان چشمه‌های توانمند لرزه‌خیزی شناخته شوند که مسئول زمین‌لرزه‌های گذشته، حال و آینده هستند (Bretis et al., 2012). فعالیت‌های نئوتکتونیک این گسل‌ها تأثیرهای جانبی زیادی را بر روی عملکرد بخش غربی خود مانند گسل‌های معکوس آشخانه و چپ‌گرد شوقان نیز داشته‌اند و باعث شده‌اند گسل‌های فرعی امتدادلغز آشخانه<sup>۲</sup> گسل معکوس آشخانه را در دشت سملقان قطعه قطعه کنند. با توجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت‌شده، اطلاعات دقیق و ارزشمندی از فعالیت‌های این زون مانند عمق این لایه‌ها،

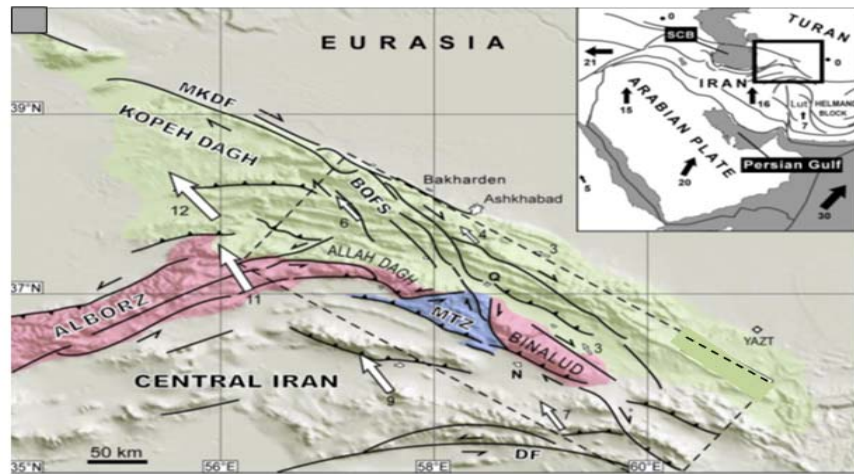
پی‌سنگی با روند شرقی-غربی که زمان رسوب‌گذاری فعال بوده‌اند و گسل‌های فعال امتدادلغز-راست‌گرد با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق که در فاز کوه‌زایی فعال شده‌اند. پایانه انتهایی این گسل‌ها در اثر فشارش ناشی از هم‌گرایی صفحه‌های عربی و اوراسیایی به واسطه ارتباط ساختاری گسل‌های این زون با گسل‌های بینالود در جنوب آن از طریق زون مثلثی شکل انتقالی راندگی مشکان<sup>۱</sup> که در واقع موتور محرکه اصلی فعالیت‌های نئوتکتونیک گسل‌های این زون است، دچار خمیدگی، کوتاه‌شدگی، فشردگی، ضخیم‌شدگی و در نتیجه باعث افزایش استرس و روراندگی شده‌اند که محلی مناسب برای افزایش زمین‌لرزه‌ها ایجاد کرده‌اند ( Stocklin, 1968; Berberian, 1976; Hollingsworth et al., 2006). در این پژوهش، با توجه به اینکه تغییرات شدت لرزه‌خیزی هر منطقه تحت تأثیر تنش‌های نئوتکتونیک در حجم معینی از پوسته بالایی زمین آن منطقه است؛ لذا با استفاده از زمین‌لرزه‌ها و زلزله‌های ثبت‌شده مرکز لرزه‌نگاری کشور و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی *b-value*، بعد فرکتالی و تهیه نقشه توزیع محلی تنش و تنش‌گاہ‌ها، می‌توان اطلاعات ارزشمندی را از توزیع تنش در پوسته زمین، سازوکار گسل‌ها و تغییرات سامانه گسلی در طول زمان و مکان احتمالی وقوع زلزله‌های آینده در این زون ارائه کنیم. در نواحی فعال نئوتکتونیک اگر مقدار *b-value* کمتر از ۰/۶ و بعد فرکتالی نزدیک به صفر باشد، نشان‌دهنده متمرکز شدن گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه تنش‌گاهی با میزان تنش بالاست؛ ولی اگر مقدار *b-value* بیشتر از ۰/۶ و بعد فرکتالی نزدیک به عدد ۲ باشد، نشان‌دهنده تنش کم و پراکندگی گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها در کل محدوده است که بیانگر تنش پیچیده و چندگانه روی این گستره است. نقشه بعد فرکتالی تغییرات این مقدار را بین ۱/۵ تا ۱/۸ در بخش عمده‌ای از این زون نشان می‌دهد که بیانگر توزیع گسل‌ها در سرتاسر این زون است؛ به‌گونه‌ای که می‌توان این سیستم گسلی را به ۳ بخش مجزا تقسیم کرد و الگوی فعالیت‌های لرزه‌ای با الگوی

1. MTZ (Meshkan Transfer Zone)

2. Tear Faults

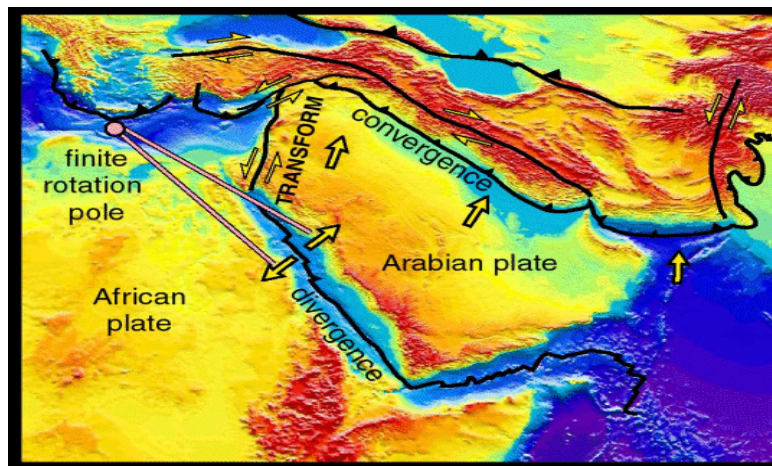
و وجود تنش‌گاه‌ها<sup>۱</sup> به‌خصوص در اطراف گسل‌های قوچان و باغان-گرماب است (شکل‌های ۲ و ۳) (Tchalenko, 1975; Berberian, 1976; Hollingsworth et al., 2006).

هندسه گسل‌ها و سازوکار گسل‌ها فراهم شده است. تجمع زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب گذشته و حال، در امتداد گسل‌های این زون نیز دلیلی محکم بر فعالیت بالای لرزه‌ای آنها



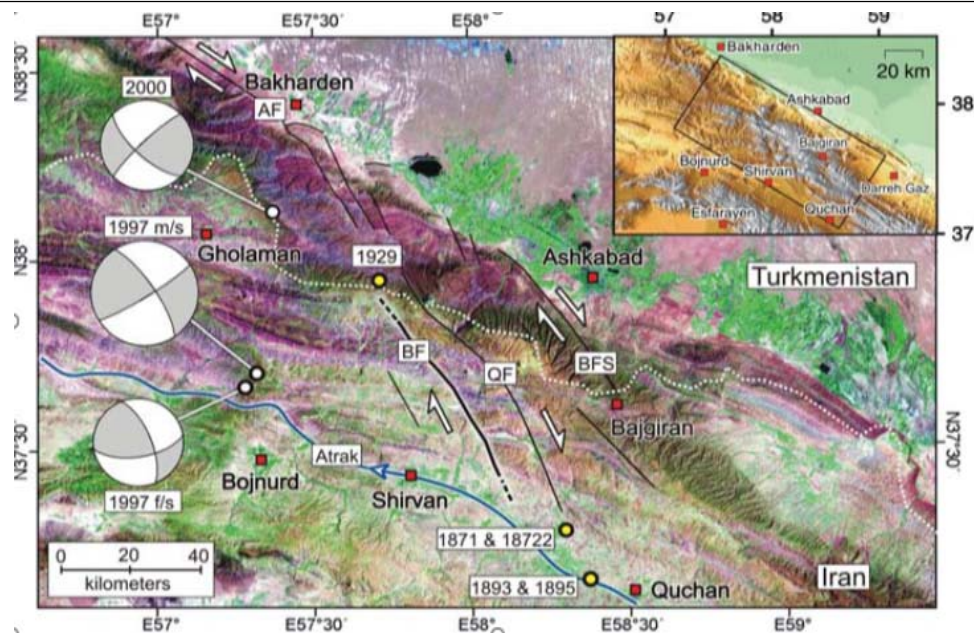
شکل ۱. کادر بالا گوشه سمت راست ناحیه مورد مطالعه، SCB: حوزه جنوبی دریای خزر، BQFS: سیستم گسلی بخاردن-قوچان در مرکز کپه‌داغ، MKDF: گسل اصلی کپه‌داغ، MTZ: زون انتقالی مشکان در بینالود و ارتباط آن با سیستم گسلی بخاردن-قوچان، DF: گسل درونه، YAZT: ایستگاه لرزه‌نگاری. پیکان‌های سفید و شماره‌ها سرعت‌های افقی GPS بر حسب میلی‌متر در سال. پیکان‌های سیاه و شماره‌های سرعت‌های حرکات صفحه‌های عربی-اوراسیایی بر حسب میلی‌متر در سال (Shabanian et al., 2009)

**Fig. 1.** Inset upper right box shows area of study. SCB: south Caspian basin, BQFS: Bakharden-Quchan fault system, MKDF: main Kopeh Dagh fault, MTZ: Meshkan transfer zone, DF: Darouneh fault, YAZT: seismography station. White arrows and numbers are GPS horizontal velocities in mm/per year. Black arrows and numbers are Arabia-Eurasia plate velocities in mm/per year (Shabanian et al., 2009)



شکل ۲. مدل دینامیکی خردصفحه ایران و صفحات مجاور آن (Shahidi et al., 2013)

**Fig. 2.** Dynamic model of mini-plate Iran and adjacent plates (Shahidi et al., 2013)



شکل ۳. کادر بالا گوشه سمت راست، تصویر منطقه مورد بررسی در مرکز کپه‌داغ. AF: سامانه گسل عشق‌آباد، BF: سامانه گسلی باغان، QF: سامانه گسلی قوچان، BFS: سامانه گسلی باجگیران. دایره‌های کوچک زرد رنگ، رومرکز زلزله‌های ۱۵۰ سال گذشته. دایره‌های بزرگ خاکستری رنگ (f/s) پیش‌لرزه‌ها. دایره‌های بزرگ خاکستری رنگ (m/s) زلزله‌های اصلی (Hollingsworth et al., 2006)

**Fig. 3.** Inset upper right box shows study area within Central part of Kopeh Dagh. AF: Ashkabad fault, BF: Baghan fault, QF: Quchan fault, BFS: Bajgiran fault system. Small yellow circles Epicenters of major earthquakes of last 150 y/r. Big gray circles (f/s) are foreshock. Big gray circles (m/s) are main shock (Hollingsworth et al, 2006)

### روش مطالعه

در این پژوهش، با استفاده از نرم‌افزار زدمپ<sup>۱</sup> و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی *b*-value، بعد فرکتالی *D* و تهیه نقشه *b*-value و دوره بازگشت، اقدام به شناسایی تنش‌گاه‌ها و تفسیر آنها کرده‌ایم. با توجه به اینکه پدیده‌های طبیعی معمولاً از الگوها و فرم‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند، می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچک‌تر، آنها را در مقیاس‌های بزرگ‌تری نیز تعمیم داد. در این پژوهش با استفاده از روش‌های ریاضی که جدیدترین روش در تحلیل زمین‌لرزه‌هاست، به الگوسازی رویداد زمین‌لرزه‌ها، مدل‌سازی کوچ خوشه‌های لرزه‌ای، رتبه‌بندی توان لرزه‌ای گسل‌ها، پیش‌بینی فرایند زمین‌لرزه‌ها و روش کنترل رویداد زمین‌لرزه‌ها با محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی اقدام کرده‌ایم. مؤلفه *b*

در این زون تنش‌گاه‌ها به دو شکل بخش‌های قفل‌شده گسل‌ها و بخش‌های قفل‌نشده گسل‌ها (بخش‌های خزشی) وجود دارند. بخش‌های قفل‌شده گسل‌ها محل و مرکز تجمع و انباشت استرس گسل‌ها بوده و میزان واتنش وارده به صفحه گسل در آنجا بیشتر بوده است و کمترین دوره بازگشت را دارند؛ در نتیجه گسل‌ها در این مناطق مقاومت بیشتری از خود نشان داده‌اند که در نهایت به وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب منجر خواهند شد؛ ولی در بخش‌های قفل‌نشده، گسل‌ها 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 داده و دارای بیشترین دوره بازگشت بوده‌اند و زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر اتفاق خواهد افتاد (Berberian, 1976).

### رابطه مؤلفه‌های لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان

نمی‌توان عوامل و دلایل مشخصی را برای چگونگی ارتباط بین مقدار  $b$  و بعد فرکتالی بیان کرد؛ زیرا به صورت محلی و موقت می‌تواند تغییر کند و در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد. ولی در حالت کلی می‌توان گفت مقدار  $b$  بستگی به رژیم تنش و ناهمگنی پوسته دارد؛ در حالی که بعد فرکتالی نشان‌دهنده رومرکز زمین‌لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های گسترده مورد بررسی در مکان و زمان است (Hirata, 1989). در این زون دو مؤلفه با استفاده از رویدادهای ثبت شده مرکز لرزه نگاری کشور مورد بررسی قرار گرفته است. در محدوده دو سد دو قوسی بارزو و شیرین‌دره در حریم بخش مرکزی، دو گسل قوچان و باغان-گرماب قرار دارد که در سال ۱۹۲۹، پنج زلزله با بزرگی بیش از هفت ریشتر در استان خراسان شمالی را باعث شده‌اند. مؤلفه  $b$  اهمیت به‌سزایی در منطقه دارد؛ لذا می‌توان به‌طور مستقیم به بعد فرکتالی سیستم‌های گسلی فعال که در لرزه‌خیزی منطقه دخیل هستند، ارتباط داشته باشد و آنها را به صورت  $D=2b$  در نظر گرفت (شکل ۴).

### ارزیابی مقدار مؤلفه $b$ لرزه‌خیزی

بدون شک روابط ریاضی (Gutenberg and Richter, 1994; Wiemer and Wyss, 2002) از مهم‌ترین روابط در ارزیابی ویژگی‌های لرزه‌ای مناطق مختلف زمین هستند. طبق رابطه ۱:

$$\log N = a - bM$$

$N$ : تعداد تجمعی زلزله‌هایی با بزرگی یا مساوی یا بزرگ‌تر از  $M$

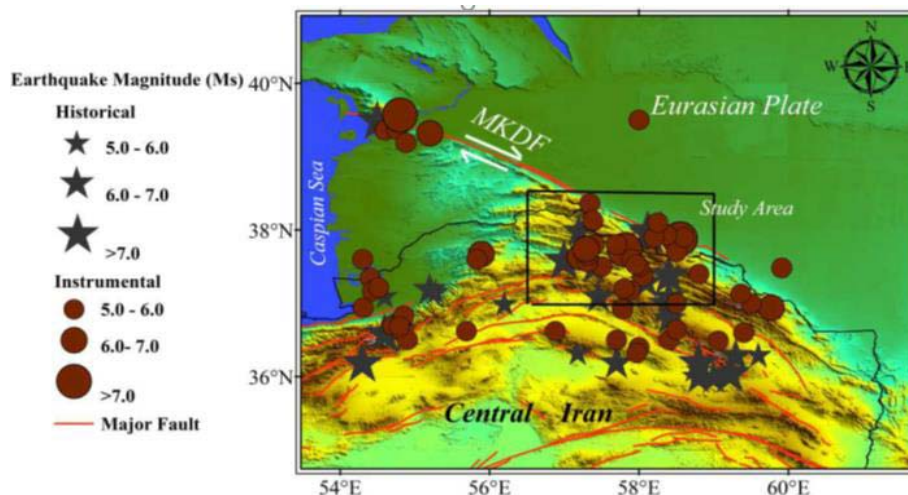
$a/b$ : ثابت‌های مؤلفه‌های لرزه‌خیزی

A: مقدار سطح عمومی لرزه‌خیزی ناحیه در طول دوره

B: توزیع زمین‌لرزه‌ها برای محدوده بزرگی‌های مشاهده شده نمودار فراوانی-بزرگی (شکل ۵) و نقشه بزرگی کاملی گسترده نیز تغییرات بزرگی کاملی را بین ۱/۲ تا ۲/۲ نشان می‌دهد. نمودار فراوانی رویدادها بعد از تعیین بزرگی کاملی (شکل ۶) نشان‌دهنده گزارش رویدادهایی با  $M \geq 2/2$  است.

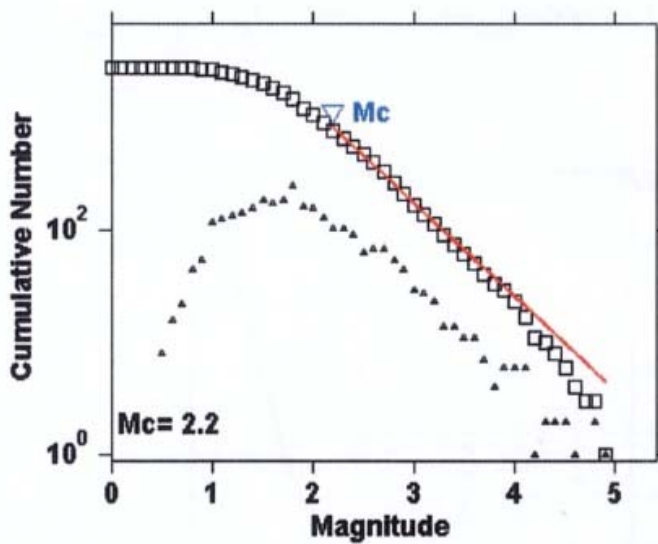
لرزه‌خیزی در واقع نوعی تنش‌سنج بوده و رابطه معکوس با تنش دارد. در زون بخاردن-قوچان با استفاده از نمودار فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌ها، استفاده از روش بیشینه احتمال، تهیه نقشه مؤلفه  $b$  لرزه‌خیزی و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها مقدار مؤلفه  $b$  لرزه‌خیزی محاسبه شده است. نقاطی که دارای مقدار کمینه  $b$  کمتر از ۰/۶ محلی هستند به‌عنوان محتمل‌ترین تنش‌گاه برای رویداد زمین‌لرزه‌های بعدی معرفی می‌شوند. مؤلفه لرزه‌خیزی بعد فرکتالی نیز نوعی روش ریاضی بی‌نظمی نامیده می‌شود که برای توضیح خودتشابهی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت و شکل هندسی قطعه قطعه شوندگی استفاده می‌شود که نشان‌دهنده شباهت اجزاء به کل است. ابعاد فرکتالی می‌تواند اعداد اعشاری باشند که با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یعنی شمارش مربع‌ها<sup>۱</sup> و با کمک نرم‌افزار Zmap قابل اندازه‌گیری هستند. از این روش برای الگوسازی لرزه‌خیزی و ارزیابی فرایندهای زمین‌ساختی که دارای خواص بی‌نظمی یا فرکتالی هستند، استفاده می‌شود. به دلیل اینکه زلزله‌ها روی سطح یکپارچه واحد گسلی اتفاق نمی‌افتد و روی گسل‌های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختار فرکتالی دارند، رخ می‌دهند؛ گسل‌ها و زمین‌لرزه‌های منطقه روی شبکه‌ای مربعی پیاده می‌شوند و مربع اولیه را به مربع‌های کوچک‌تر و یکسان تقسیم می‌کنند و سپس بعد فرکتالی سطحی را برای هر محدوده به‌طور مجزا محاسبه می‌کنند. در درون مربع‌ها تعداد رویداد زمین‌لرزه‌ها ثبت می‌شوند و تقاطع خط‌های مربع‌ها را مرکز گره نامیده‌اند که هر چه تراکم رویدادها بیشتر باشد، مربع‌ها کوچک‌تر و دقت بیشتر می‌شود. با محاسبه و ترسیم نقشه‌های بعد فرکتالی می‌توانیم الگوی بی‌نظمی‌های هندسی و شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا را در طول سیستم گسلی این زون شناسایی و نشان دهیم. مؤلفه لرزه‌خیزی بعد فرکتالی بین صفر تا ۲ تغییر می‌کند که در این زون مقدار آن بین ۱/۵ تا ۱/۸ است. در نتیجه نشان‌دهنده معنادار بودن این دو مؤلفه در تعیین نئوتکتونیک و لرزه‌خیزی هستند.





شکل ۴. توزیع رومرکز لرزه‌های تاریخی دستگاهی در زون بخاردن-قوچان (۲۰۰۳-۲۰۱۳)

Fig. 4. Epicenter distribution of historical and instrumental earthquakes in Bakharden-Quchan zone (2003-2013)



شکل ۵. نمودار توزیع فراوانی زمین‌لرزه‌ها در برابر بزرگی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 5. Diagram frequency-magnitude distribution of earthquakes in Bakharden-Quchan Zone

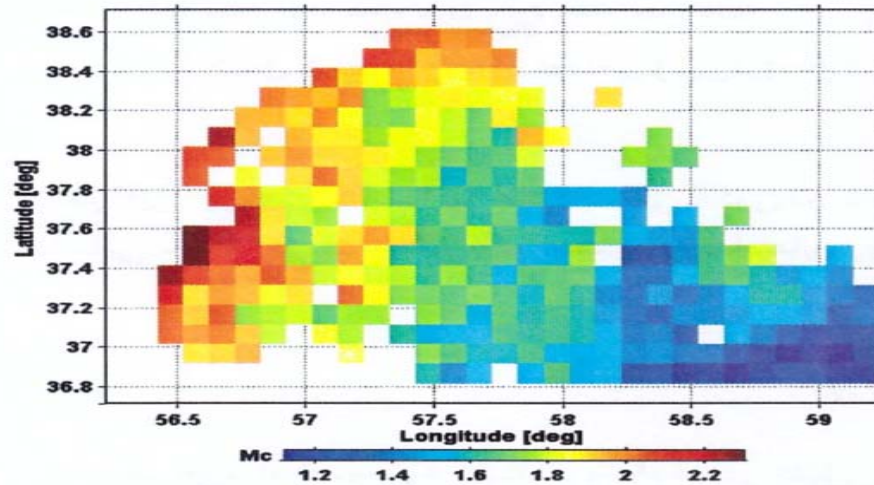
$M_{min}$ : کوچک‌ترین بزرگی همه رویدادهای پهنه که به مقدار بزرگی کاملی<sup>۱</sup> اشاره می‌کند و می‌توان آن را با همگن کردن کل داده‌ها برای تمامی حجم نمونه محاسبه کرد. مقدار  $b$ -value کل گستره ۰/۸۴ و مقدار ۳/۹۵ برای  $a$ -value به‌دست آمد (شکل ۷).

سپس با استفاده از روش پیشینه احتمالی مقدار  $b$ -value را از رابطه (۲)، (Aki, 1981; Utsu, 1965) به‌دست می‌آوریم. رابطه ۲:

$$\log e/\bar{M} - M_{min}$$

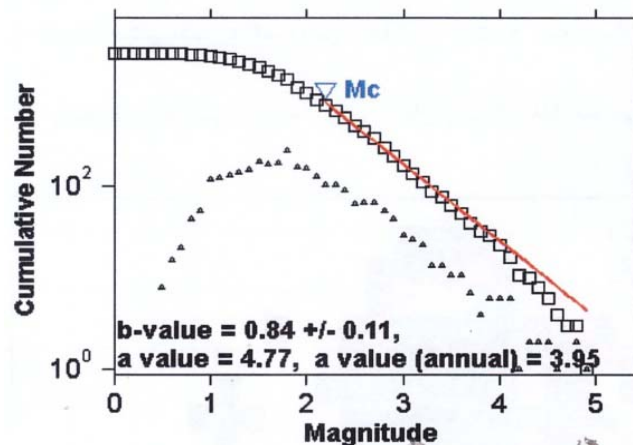
$\bar{M}$ : بزرگی میانگین

1. MC (Magnitude completed)



شکل ۶. نمودار تعداد تجمعی رویدادها بعد از تعیین بزرگی کاملی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 6. Diagram cumulative events after signifying magnitude completeness in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۷. نمودار فراوانی بزرگی زمین‌لرزه‌ها و محاسبه مقادیر مؤلفه‌های لرزه‌خیزی a و b در زون بخاردن-قوچان

Fig. 7. Diagram frequency-magnitude earthquakes and computation seismic parameters of a/b-values in Bakharden-Quchan Zone

(Wiemer and Wyss, 1997) تهیه شد. ناحیه به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۱ در ۰/۱ درجه تقسیم شد و برای محاسبه مقدار b هر شبکه از رابطه ۲، از حداقل نزدیک‌ترین ۴۰ زمین لرزه‌ای که با بزرگی بیشتر از بزرگی کاملی شبکه که در شعاع ۳۰ کیلومتری هر گره قرار دارند، استفاده شد. مقدار هر شبکه نیز با همین روش و استفاده از رابطه ۱، محاسبه شده است. سپس با استفاده از

تنش‌های برشی<sup>۱</sup> زیاد، زمین لرزه‌هایی با مقدار b کم و تنش‌های برشی کم، زمین لرزه‌هایی با مقدار b زیاد به وجود می‌آورند.

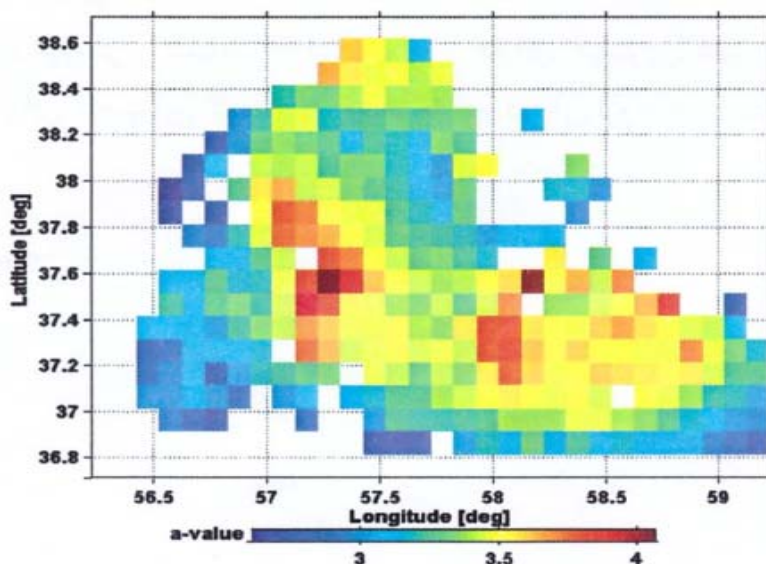
#### نقشه‌های a-value، b-value و دوره بازگشت

برای بررسی تغییرات محلی تنش در زون بخاردن-قوچان نقشه توزیع a-value و b-value با استفاده از روش ویمر و ویس

dT: طول دوره مشاهده شده  
 نقشه مقدار a (شکل ۸)، تغییرات جانبی سطح لرزه‌خیزی ناحیه را نشان می‌دهد که بین ۳ تا ۴/۲ متغیر است و نقشه b-value (شکل ۹)، مقدار کمتر از ۰/۹ در بخش زیادی از گستره را نشان می‌دهد که تغییرات محلی مقدار b نشان‌دهنده توزیع تنش در منطقه است.

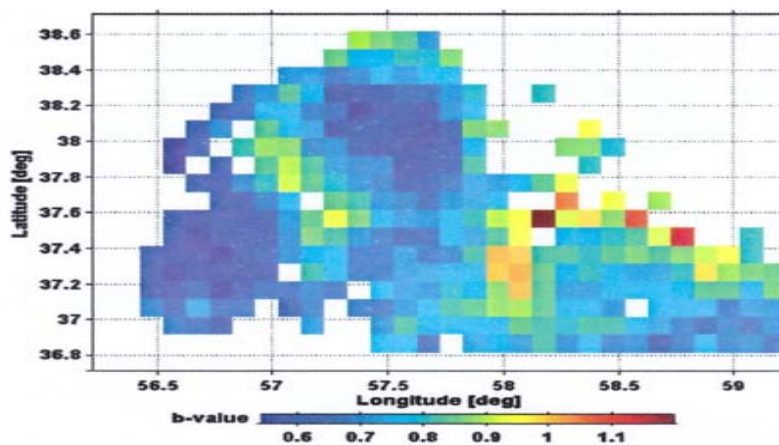
مقادیر به دست آمده با کمک رابطه ۲، نقشه دوره بازگشت<sup>۱</sup> با کمک رابطه ۳ و روش شبیه‌سازی تصادفی ویمر و ویس (Wiemer and wyss, 2002) ترسیم شد.

رابطه ۳:  
 $T_L(M) = dT / 10^{(a-bM)}$   
 زمان بازگشت زمین‌لرزه‌ها در شعاع ثابت از مکان  
 زون



شکل ۸. تغییرات مکانی مقدار a در زون بخاردن-قوچان

Fig. 8. Changing places of a-value in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۹. تغییرات مکانی مقدار b در زون بخاردن-قوچان

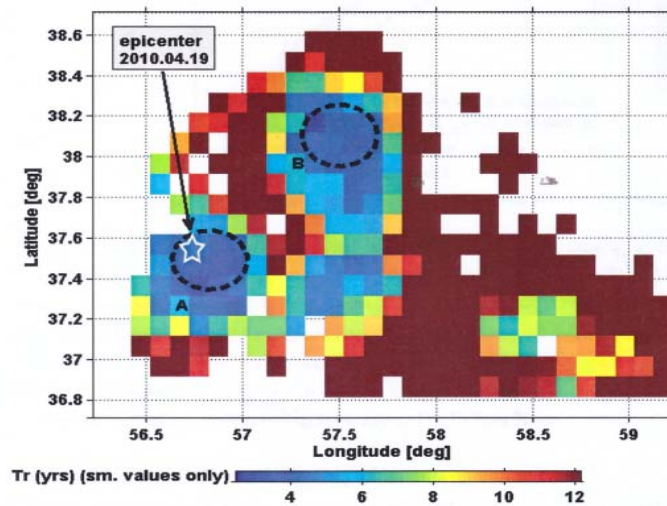
Fig. 9. Changing places of b-value in Bakharden-Quchan Zone

1. TL (time length)



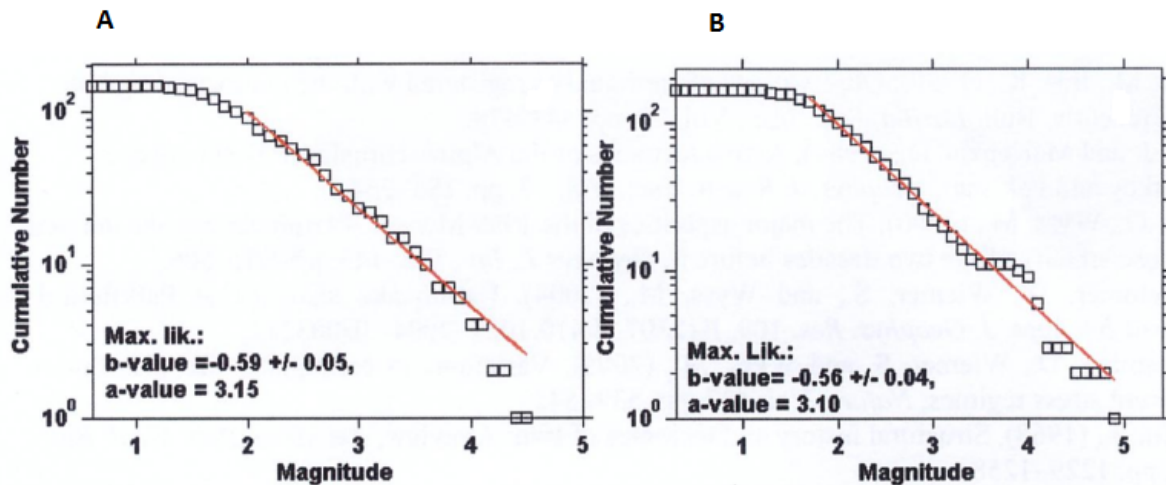
(شکل ۱۱-A و B) ترسیم شده است. مقدار مؤلفه  $b$  محاسبه شده برای ناحیه‌ای که زمین‌لرزه ۴/۸ ریشتری در آن روی داده است (ناحیه A)، برابر با ۰/۵۹ و برای ناحیه B برابر با ۰/۵۶ است.

در شکل ۱۰، نقشه دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها با بزرگی ۴/۸ ریشتر ترسیم شده است و برای ارزیابی مؤلفه  $b$  در طی دوره زمانی مطالعه، نمودار نواحی دارای کمترین دوره بازگشت



شکل ۱۰. نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ها با بزرگی ۴/۸ ریشتر در زون بخاردن-قوچان

Fig. 10. Regression period map of an earthquake with Mag=4.8 in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۱۱. A: نمودار FMD ناحیه A و B: نمودار FMD ناحیه b در زون بخاردن-قوچان

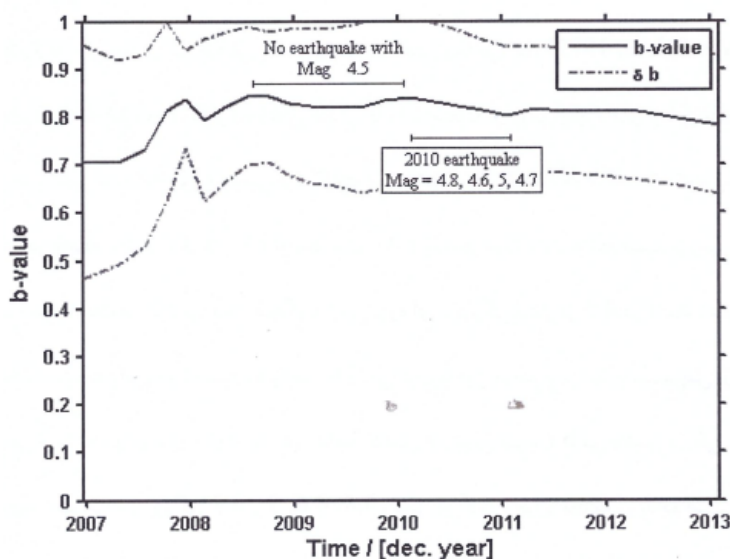
Fig. 11. A: Diagram of FMD region A. B: Diagram of FMD region B in Bakharden-Quchan Zone

پنجره‌های زمانی متحرک با ۵۰ رویداد و هم‌پوشانی ۵ رویداد تغییرات زمانی مقدار  $b$  بررسی شد (شکل ۱۲). مقدار این مؤلفه در فاصله زمانی ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۰ نسبتاً ثابت بوده و هیچ‌گونه

این پژوهش نشان می‌دهد مؤلفه مهم لرزه‌خیزی  $b$  تابعی از مکان و زمان بوده و متغیر است و قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ تغییراتی در مقدار  $b$  به وجود می‌آید. با استفاده از روش

زمین‌لرزه به بزرگی ۵، ۴/۸، ۴/۷ و ۴/۶ ریشتر در گستره رخ داده است. وقوع چهار زمین‌لرزه و تغییرات این مؤلفه‌ها را می‌توان ناشی از تغییرات تنش در منطقه در نظر گرفت.

زمین‌لرزه‌ای با بزرگی بیشتر از ۴/۵ ریشتر در این فاصله زمانی رخ نداده است؛ ولی در فاصله زمانی ابتدا تا انتهای سال ۲۰۱۰ شاهد کاهش تدریجی مقدار  $b$  و در طی سال ۲۰۱۰ چهار



شکل ۱۲. تغییرات مقدار  $b$  در طی زمان در پیرامون سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان

Fig. 12. Changes of  $b$ -value around Shirin Dareh dam in Bakharden-Quchan Zone

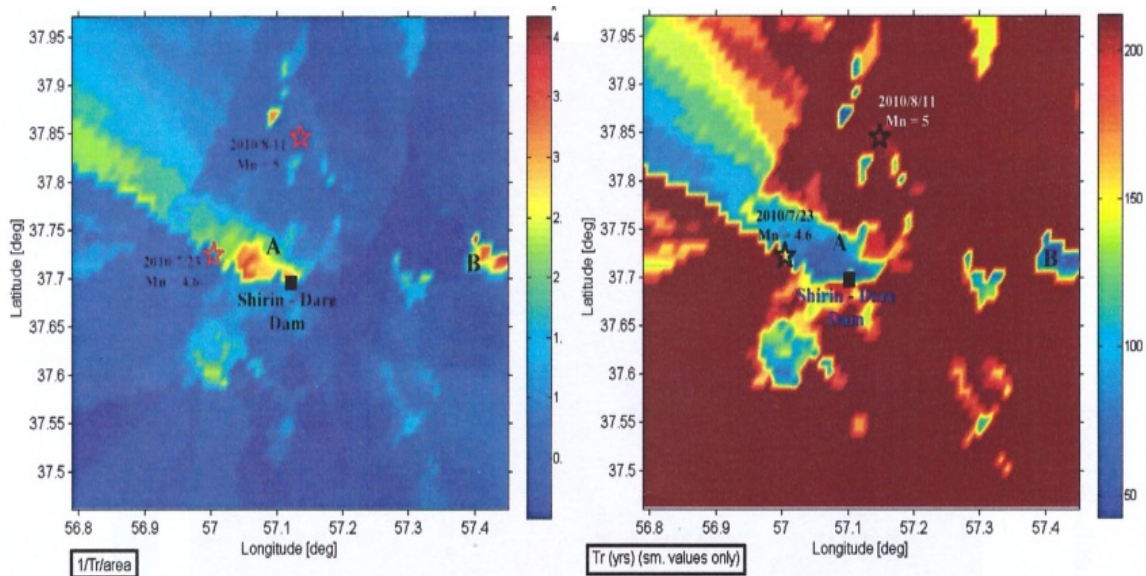
### ارزیابی مؤلفه بعد فرکتالی

روش مندلبورت (Mandelbrot, 1983)، در تحلیل زمین‌لرزه‌های مرتبط با سامانه گسل‌ها در سطح بین‌المللی مورد توجه قرار گرفت و به کار برده شد. از آنجا که پدیده‌های طبیعی از الگوها و شکل‌های هندسی یکسانی پیروی می‌کنند، می‌توان با شناسایی و پیدا کردن این الگوها در مقیاس‌های کوچک‌تر، آنها را در مقیاس‌های بزرگ‌تر نیز تعمیم داد. با توجه به اینکه فعالیت لرزه‌خیزی در نتیجه فعالیت‌های پیچیده گسل‌ها و نیروهای چکاننده‌ای است که زمین‌لرزه‌ها را در دسته‌های کوچک و بزرگ تقسیم می‌کند، این پژوهش با این روش و با مقایسه مؤلفه‌های آماری در مناطق مختلف پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه را مورد ارزیابی قرار می‌دهد. بعد فرکتالی روش ریاضی توزیع فرکتال با استفاده از شیوه انتگرال همبستگی یا شمارش مربع‌ها و کمک نرم‌افزار زدکمپ برای تعیین توزیع زمین‌لرزه‌ها، میزان تصادفی بودن و وقوع آنها و دسته‌بندی مکانی آنها به کار می‌رود و نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌های ناشی از فعالیت گسل‌ها از ریاضی فرکتالی بی‌نظمی و

در نواحی فعال نئوتکتونیک مقدار تغییرات مؤلفه  $b$  بین حدود کمتر از ۰/۶ تا ۱/۱ است (Hirata, 1989) و در گستره مورد بررسی در این پژوهش، مقدار  $b$  کمتر از ۰/۹ است (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). در شکل ۱۵، در بخش‌های غربی (A) و شرقی (C) مقدار  $b$  کمترین است ( $b=0/6$ )؛ لذا نشان‌دهنده انباشت تنش زیادی هستند و می‌توان آنها را بخش‌های قفل شده گسل‌ها یا لبه تنش‌گاه‌ها با دوره بازگشت کم و وقوع زلزله‌های بزرگ‌تر و مخرب در نظر گرفت و بخش مرکزی (B) که زون بخاردن-قوچان است، دارای مقدار  $b$  بیشترین بوده ( $b=1/1$ ) و بیانگر تنش کم با دوره بازگشت زیاد و وقوع زمین‌لرزه‌های کمتر از ۵ ریشتر است و می‌توان آن را بخش قفل نشده گسل‌ها (بخش خزشی) همراه با تخلیه تدریجی تنش از طریق خزش گسل‌ها در نظر گرفت.

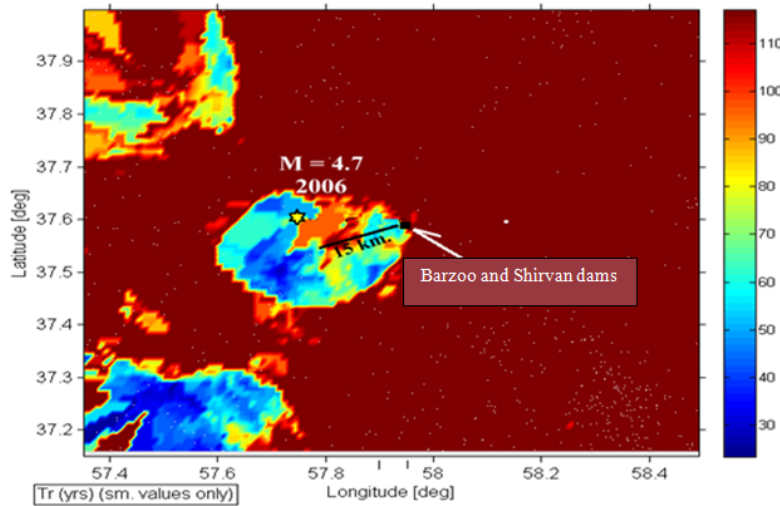
(Turcotte, 1986

شکل هندسی ناشی از قطعه قطعه شوندگی برای توضیح خودتسابی یا خود همسانی پدیده‌های طبیعی پیروی می‌کند ( King, 1983;



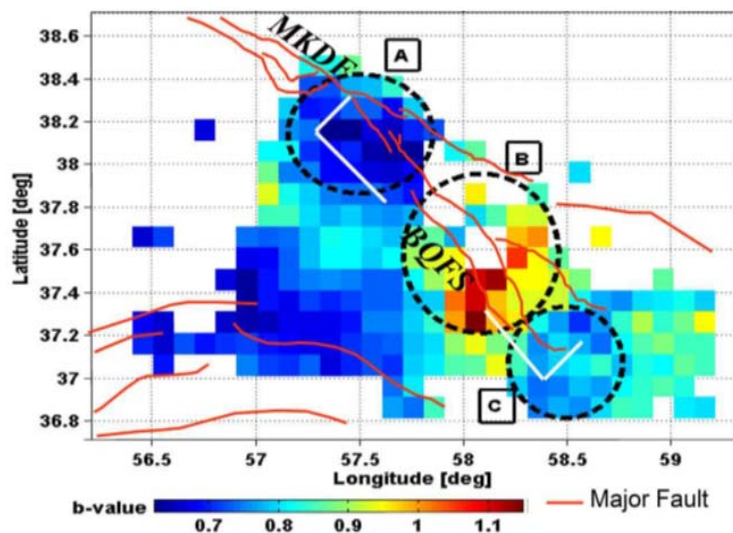
شکل ۱۳. نقشه مکانی دوره بازگشت زلزله‌ای با بزرگی ۶ ریشتر که با کمک زمین‌لرزه‌های سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ ترسیم شده و بر اساس این نقشه یک مرکز افزایش تنش (A) در مجاور سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان شکل گرفته است.

**Fig. 13.** Location map of a magnitude 6 richter earthquake seismic return period that is plotted by applying earthquakes years 2006-2013 and basis on this map an increasing center of tension (A) is formed in the vicinity of Shirindareh dam in the Bakharden-Quchan zone.



شکل ۱۴. نقشه مکانی دوره بازگشت در زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۴/۸ ریشتر (۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳) و شکل‌گیری یک تنش‌گاه اصلی در بخش مرکزی در بخش گسل باغان-گرماب در محدوده سد بارزو در زون بخاردن-قوچان

**Fig. 14.** Regression period map of earthquake Mag 4.8 (2006-2013) and forming a main asperity in central part of Baghan-Garmab fault around Barzoo dam in Bakharden-Quchan Zone



شکل ۱۵. نمایش توزیع مقدار مؤلفه b لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان (BQFS) و گستره کپه‌داغ

Fig. 15. Showing distribution of b-value seismic quantity in the Bakharden-Quchan zone (BQFS) and KopehDagh range

بارزو در بخش مرکزی دو گسل قوچان و باغان-گرماب استفاده شده است. در روش اول بعد ظرفیتی<sup>۱</sup> را با شمارش رویداد زمین لرزه‌ها در هر مربع از منطقه شبکه‌بندی شده، محاسبه می‌کند و ویژگی‌های فضایی پر شده از مجموع شکستگی‌ها را با توجه به تغییرات مقیاس، اندازه‌گیری می‌کند (Hirata, 1989) و اینکه مربع‌هایی که ناحیه را پوشش داده‌اند توسط مجموع شکستگی‌ها پر شده‌اند یا خیر در نظر گرفته می‌شود؛ ولی اگر تعداد نقاط شکستگی‌ها کم باشد، قابل اعتماد نیست. ولی در روش دوم بعد همبستگی<sup>۲</sup> با روش انتگرال، همبستگی اندازه‌گیری می‌شود؛ زیرا این روش به دلیل حساسیت زیاد به تغییرات کوچک خوشه‌بندی رویداد زمین لرزه‌ها ترجیح داده می‌شود و در تحلیل بعد فرکتالی زمین لرزه‌های پیرامون شیرین‌دره و بارزو استفاده شده است و بعد همبستگی توزیع مکانی لرزه‌خیزی ناحیه به صورت رابطه ۴ ارائه می‌شود (Grassberger and Procaccia, 2004).

رابطه ۴:

$$D_{wr} = \text{Lim Log} (Cr) / \text{Log} r$$

$$C(r) = 2 / N (N-1) \cdot N(R < r)$$

$r \rightarrow 0$

در محدوده زون بخاردن-قوچان، با مدل‌سازی آماری رویداد زمین لرزه‌ها با روش توزیع فرکتال، امکان الگوسازی زمین لرزه‌ها، مدل‌سازی کوچ خوشه‌های لرزه‌ای، رتبه‌بندی توان لرزه‌ای گسل‌ها، پیش‌بینی فرایند رویداد زمین لرزه و کنترل زمین لرزه فراهم می‌شود. عمده زمین لرزه‌ها در اثر فعال شدن گسل‌ها که شاخص‌ترین نوع شکستگی‌ها هستند، روی می‌دهند و زلزله‌ها روی سطح یکپارچه واحد رخ نمی‌دهند؛ بلکه روی گسل‌های متعدد، مرتبط و نزدیک به هم که ساختاری فرکتالی دارند، به وقوع می‌پیوندند. بر این اساس زمین لرزه را می‌توان توسط یک ساختار ریاضی خودمتشابه ارائه کرد و آن را بعد فرکتالی زمین لرزه نامید. در این روش، ابتدا گسل‌ها و زمین لرزه‌های منطقه بر روی شبکه‌ای مربعی به طول R پیدا می‌شوند که مربع اولیه به مربع‌های کوچک‌تر تقسیم می‌شوند. مجموع تعداد مربع‌ها که حداقل توسط یک خط گسلی (گره) قطع شده‌اند، برابر با NRI است. اگر سیستم گسلی منطقه از ساختار خودمتشابهی پیروی کند، می‌توان از دو روش زیر برای تعیین بعد فرکتالی استفاده کرد. در این پژوهش نیز در زون بخاردن-قوچان در محدوده دو سد احداث شده شیرین‌دره و

1. Capacity Dimension (D0)

2. Dimension Correlation (D2)

بالایی از بعد فرکتالی است. مقادیر نزدیک به صفر به معنای این است که گسل‌ها به شدت در محدوده‌ای کوچک در منطقه متمرکز بوده و دارای توزیع ناچیزی هستند؛ ولی مقادیر نزدیک به ۲ به معنای توزیع بسیار زیاد گسل‌ها در سرتاسر منطقه هستند (شکل ۱۶).

برای محاسبه دقیق بعد فرکتال همبستگی و نقشه بعد فرکتالی آن حداقل ۴۲ نقطه در هر شبکه لازم است؛ لذا منطقه به شبکه‌هایی به ابعاد ۰/۲ در ۰/۲ درجه با هم‌پوشانی ۰/۲۵ درجه تقسیم شده و بعد فرکتالی برای شبکه‌هایی که تعداد رویدادهای آنها بیشتر از ۴۲ رویداد بوده، محاسبه شده است. در شکل ۱۷، تحلیل فرکتالی شبکه به مرکزیت ۵۷ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۵۵ دقیقه عرض شمالی است. بعد فرکتالی گستره سد شیرین دره و بارزو بین ۲/۵ تا ۴ متغیر است که این مقدار در بخش شرقی منطقه ۲/۵ تا ۳ و در بخش غربی بین ۳ تا ۴ است. نقشه بعد فرکتالی (شکل ۱۸-A و B)، اندازه کمی نشان‌دهنده متمرکز شدن همه رویدادها در یک نقطه به صورت خوشه‌ای بوده و (D=2) نشان‌دهنده توزیع رویدادها به صورت تصادفی یا همگن روی یک فضای دوبعدی است.

Cf: تابع همبستگی و دسته‌بندی مکانی و فاصله بین یک مجموعه از نقاط را اندازه‌گیری می‌کند.

$N(R < r)$ : تعداد جفت‌های  $(X_j, X_i)$  با جدایش کوچک‌تر از  $r$  انتگرال همبستگی وابسته به تابع همبستگی استاندارد است و اگر توزیع رومرکز زلزله‌ها ساختار فرکتالی داشته باشد (رابطه ۵)، بعد فرکتالی D، بعد همبستگی است.

$$C(r) \sim r^{D2} \quad \text{رابطه ۵:}$$

فاصله  $r$  بین دو رویداد  $(Q1 \text{ و } \theta1)$  و  $(Q2 \text{ و } \theta2)$  توسط رابطه مثلثاتی ۶، توسط هیراتا (Hirata, 1989) ارائه شده است.

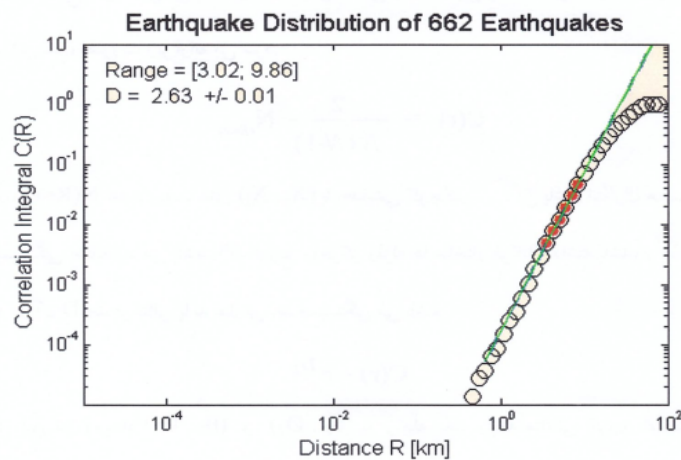
رابطه ۶:

$$R = \cos^{-1} \cos \theta1 \cos \theta2 + \sin \theta1 \sin \theta2 \cos (Q1 - Q2)$$

$Q1, Q2$ : طول‌های جغرافیایی دو رویداد

$\theta1, \theta2$ : عرض‌های جغرافیایی دو رویداد

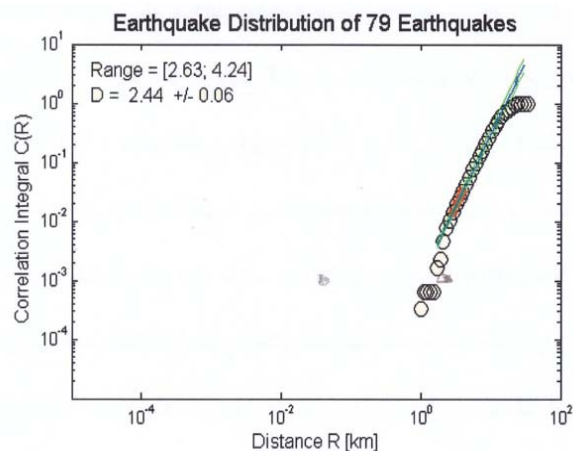
با ترسیم  $C(r)$  در برابر یک نمودار لگاریتمی، می‌توان بعد فرکتالی را به کمک شیب نمودار با برازش کردن یک خط به روش کم‌ترین مربعات به دست آورد. در این پژوهش، مقدار ۲/۶۳ برای بعد فرکتالی رومرکز زمین‌لرزه‌های گستره سد شیرین دره به شعاع ۳۰ کیلومتری به دست آمده و از آنجایی که توزیع بعد فرکتالی گسل‌ها بین صفر تا ۲ است، نشان‌دهنده حد



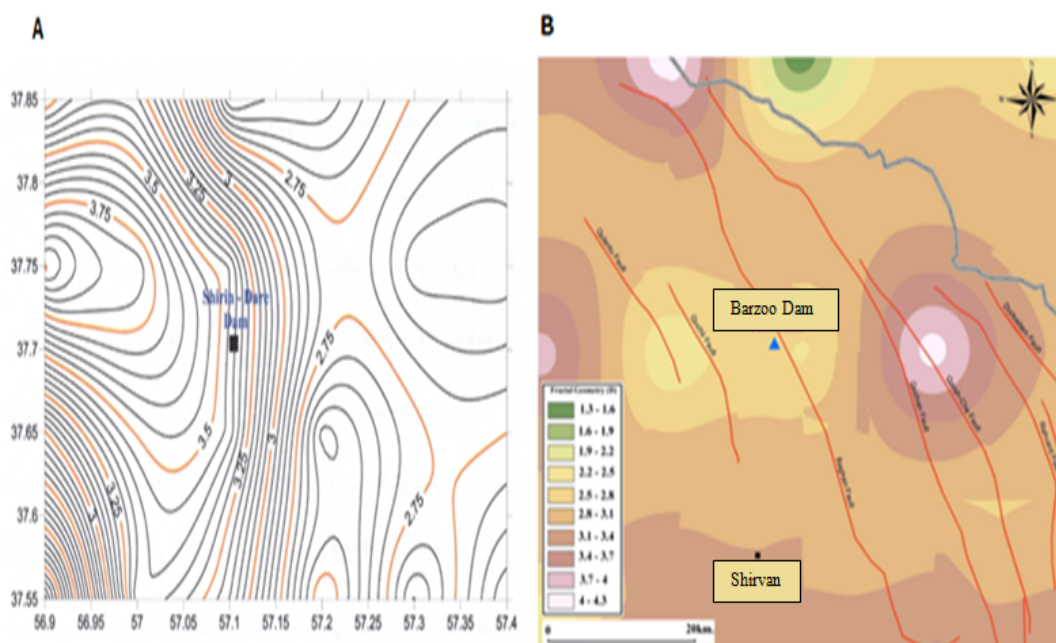
شکل ۱۶. تعیین بعد فرکتالی در شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین دره به روش مربع‌شمار و انتگرال همبستگی در زون بخاردن-قوچان

Fig. 16. Signifying of fractal dimension in 30 Km to Shirin Dareh dam by box counting an correlation integral in Bakharden-Quchan Zone





شکل ۱۷. تعیین بعد فرکتالی به روش انتگرال همبستگی در یکی از شبکه‌های پیرامون سد شیرین‌دره در زون بخاردن-قوچان  
**Fig. 17.** Signifying of fractal dimension by correlation integrum in grid around Shirin Dareh dam in Bakharden-Quchan Zone.



شکل ۱۸. A: نقشه بعد فرکتالی همبستگی گستره‌ای به شعاع ۳۰ کیلومتری سد شیرین‌دره و B: شکل‌گیری دو سلول با بعد فرکتالی بالا در بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان-گرماب در زون بخاردن-قوچان

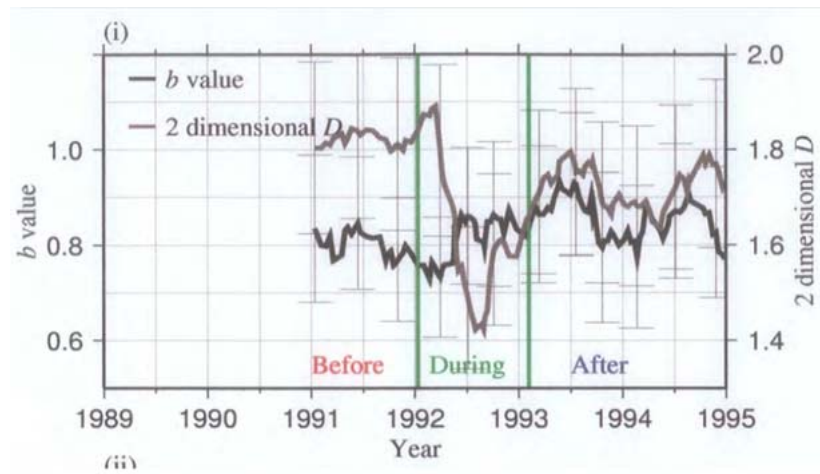
**Fig. 18.** A: correlation fractal dimension map in 30 Km to Shirin Dareh dam. B: forming of 2 cells with high fractal dimension in central part of Quchan fault and N part of Baghan-Garmab fault in Bakharden-Quchan zone

شکستگی‌ها و ناهمگنی پوسته زمین در منطقه دارد و اغلب نزدیک به ۱ و کمتر از ۰/۶ است؛ درحالی‌که بعد فرکتالی

ارتباط مؤلفه b لرزه‌خیزی و بعد فرکتالی D مؤلفه b لرزه‌خیزی بستگی به وضعیت رژیم تنش، استحکام

را برای این دو مؤلفه معرفی می‌کنند. پژوهش‌های انجام شده توسط شوارتز و کوپراسمیت (Schwartz and Coppersmith, 1984) نشان می‌دهد، قبل از زمین‌لرزه نمودار مقادیر بعد فرکتالی  $D$  بیشتر از مقدار  $b$  است؛ ولی در طول زمان زمین‌لرزه نمودار این مقادیر برعکس می‌شوند و مقدار بعد فرکتالی  $D$  کاهش و مقدار  $b$  افزایش یافته و به همان صورت باقی می‌ماند (شکل ۱۹).

رومرکز زمین‌لرزه‌ها، اندازه تغییر شکل پوسته و درجه تراکم زمین‌لرزه‌های سیستم گسلی فعال منطقه را در زمان و مکان نشان می‌دهد. با توجه به مقادیر  $b=0.92$  و  $D=2.63$  پیرامون گسل‌های زون بخاردن-قوچان در اطراف سدهای شیرین‌دره و بارزو رابطه منفی وجود دارد؛ ولی می‌تواند به صورت موقت و محلی در مناطق یا زمان‌هایی مثبت یا منفی باشد (شکل ۱۹). آکی (Aki, 1981) و کینگ (Kin, 1983) رابطه  $D=2b$



شکل ۱۹. ارتباط مؤلفه‌های لرزه‌خیزی بعد فرکتالی  $D$  و مؤلفه  $b$  لرزه‌خیزی در زون بخاردن-قوچان پیرامون سدهای شیرین‌دره و بارزو در قبل، هم‌زمان و بعد از رویداد زمین‌لرزه

**Fig. 19.** Relationship seismic components of fractal dimension and b-value component in the Bakharden-Quchan zone in the vicinity of Shirindareh and Barzoo dams in before, during and after earthquake

زمین‌لرزه‌های ویرانگر اصلی تاریخی و دستگامی هستند. (۲) در این زون به سبب تغییر در سازوکار پایانه گسل‌ها از امتدادلغز به راندگی در اثر خمیدگی انتهایی آنها موجب افزایش تنش و کاهش مقدار مؤلفه  $b$  لرزه‌خیزی و از سویی وجود انشعابات در پایانه گسل‌ها موجب بی‌نظمی هندسی بیشتر و در نتیجه افزایش بعد فرکتالی  $D$  در بخش انتهایی گسل‌ها شده است.

(۳) بسیاری از زلزله‌های بزرگ مناطق زلزله‌خیز جهان در لبه تنش‌گاه‌های اصلی اتفاق افتاده‌اند و در این زون نیز دو زلزله شاخص این پژوهش در مجاور سدهای شیرین‌دره و بارزو در

## نتیجه‌گیری

بررسی‌های انجام شده، نشان می‌دهد عمده فعالیت‌های لرزه‌ای در زون بخاردن قوچان و شرق ایران در ارتباط با زمین‌لرزه‌های درون قاره‌ای با عمق کم بین ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر بوده و در اثر چشمه‌های خطی گسل‌های اصلی و شاخه‌های فرعی آنها رخ می‌دهند. نتایج این پژوهش به شرح زیر هستند:

(۱) در زون بخاردن-قوچان یک سیستم منظم از گسل‌های امتدادلغز فعال و مایل وجود دارند که در پایانه آنها به گسل‌های رانده کور متصل شده‌اند و رشته‌کوه کپه‌داغ را بریده؛ ولی به فراتر از دره اترک-کشف‌رود نرفته‌اند و مسئول اغلب

۵) بعد فرکتالی بالایی که در بخش زیادی از این زون به دست آمده، نشان‌دهنده لرزه‌خیزی فعال و پراکندگی چشمه‌های لرزه‌ای به شکل برگ‌مانند است. مقایسه نقشه توزیع مکانی بعد فرکتال رومرکز زمین لرزه و نقشه مقادیر  $b$  بیان‌کننده اختلاف انباشت تنش در بخش‌های مختلف است. آزادشدن انرژی در گسل‌های این زون به گونه‌ای است که در شرایطی که گروهی از گسل‌ها به آستانه جنبش می‌رسند، مقادیر  $b$  در آنها بالا رفته و گروهی دیگر که در حال انباشت انرژی بوده‌اند، مقادیر  $b$  در آنها پایین هستند.

### قدردانی

نویسندگان از گروه آموزشی زمین‌شناسی دانشگاه آزاد شاهرود تشکر کرده و همچنین بر خود لازم می‌دانند از سردبیر و داوران محترم نشریه زمین‌شناسی اقتصادی که به غنای بیشتر مقاله کمک کرده‌اند، سپاسگزاری کنند.

بخش مرکزی گسل قوچان و بخش شمالی گسل باغان قرار دارند که با روش تهیه نقشه دوره بازگشت مورد بررسی قرار گرفته و در لبه تنش‌گاه A رخ داده‌اند (شکل ۱۳). وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در لبه این تنش‌گاه‌ها دور از انتظار نیست؛ هرچند این احتمال وجود دارد که تنش‌گاه‌ها انرژی خود را به مرور زمان از دست بدهند و غیرفعال شوند.

۴) نتایج این پژوهش نشان می‌دهد تهیه نقشه‌های  $a/b$ -value و دوره بازگشت به روش انجام‌شده در این پژوهش برای یافتن محدوده تنش‌گاه‌ها مناسب است و بررسی مقادیر  $b$  در طول زمان تغییرات واضحی را برای این مؤلفه در اوایل سال ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. وقوع دو زمین‌لرزه با بزرگی ۵ و ۴/۶ ریشتر در این سال را می‌توان دلیل این تغییرات دانست و از آن به‌عنوان پیش‌نشانگرهای پیش‌بینی زلزله‌ها استفاده کرد.

### References

- Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region, Northern Iran. Ph.D. thesis, Royal school of Mines, London, England, 17 pp.
- Aki, K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6): 1687–1700.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran. Geological and Mining Survey of Iran, Tehran, 518 pp.
- 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): 480–492.
- Grassberger, P. and Procaccia, I., 2004. Measuring the strangeness of strange attractors, in *The Theory of Chaotic Attractors*. Springer, New York, 189 pp.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1994. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34(4): 185–188.
- Hirata, T., 1989. A correlation between the  $b$  value and the fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(6): 7507–7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. and Bolourchi, M.J., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166(3): 1161–1177.
- 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(5–6): 761–815.
- Lyberis, N. and Manby, G., 1999. Oblique to orthogonal convergence across the Turan block in the post-Miocene. *AAPG bulletin*, 83(7):

- 1135–1160.
- Mandelbrot, B.B. 1983. The fractal of Geometry of Nature. WH freeman, New York, 51 pp.
- 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(7): 5681–5698.
- Shabaniyan, 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): 1055–1077.
- Shahidi, A., Nazari, H. and Ghaemi, F., 2013. Structure of Iran-Kopeh Dagh. Mining and Geology Organization of Iran, Tehran, 197 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7): 1229–1258.
- Tchalenko, J.S., 1975. Seismicity and structure of the Kopeh Dagh (Iran, USSR). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 278(1275): 1–28.
- Turcotte, D.L., 1986. Fractals and fragmentation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(2): 1921–1926.
- Utsu, T., 1965. A method for determining the value of "b" in a formula  $\log n = a - bM$  showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. *Geophysics Bulletin Hokkaido University*, 13(65): 99–103.
- 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(7): 15115–15128.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45: 259–302.



## Analysis of correlation of Neotectonic and seismicity in Bakharden-Quchan zone

Javad Biglari\*, Abbas Kangi and Abdol Reza Jafarian

*Department of Geology, Shahrood Branch, Islamic Azad University, Shahrood, Iran*

Submitted: July 15, 2019

Accepted: Feb. 25, 2020

**Keywords:** *Neotectonic, Asperity, Seismicity, Regression period, Bakharden-Quchan Zone*

### Introduction

Two fundamental goals are followed in this paper: 1- Active neotectonics of the Kopeh Dagh Mountains particularly in its central part that is called the Bakharden-Quchan Zone in NE Iran for special features of faulting and role of faults within this zone in the collision between Arabia-Eurasia plates. 2- Seismicity hazards of faulting to recognize the relationship between asperities and earthquakes through analyzing the correlation of fractal dimension and b-value parameters. The Kopeh Dagh Mountain is accommodating a large portion of northward motion of central Iran with respect to Eurasia, involving a major right-lateral strike-slip fault system in its central part (the Bakharden-Quchan Zone). This fault system corresponds to the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision and can be considered to be a lithospheric scale tectonic feature. The Kopeh Dagh Mountain forms a linear intercontinental fold-thrust belt trending NW-SE between the stable Turan platform and central Iran (Afshar Harb, 1979; Hollingsworth et al., 2006; Shabaniyan et al., 2009; Shahidi et al., 2013).

### Materials and methods

This research uses both historical and instrumental seismicity data along with observations from Landsat 7 satellite imageries, topographic data (SRTM), field observations and mathematical fractal dimension (D) model plus integral mathematical functions to find a logical correlation between tectonic movements, asperities and earthquakes in different active zones.

### Results

There is an array of active right-lateral strike-slip faults in the central part of the Kopeh Dagh Mountain which obliquely cut the range and produce offsets of several Kilometers in the geological structures. These faults all end in thrusting and link to blind faults, revealed by the uplifts and incision of the Late Quaternary terraces. These faults have rotated around their vertical axes and can account for several Kilometers of the N-S shortening. They are responsible for major destructive earthquakes in both 19<sup>th</sup> and 20<sup>th</sup> centuries and represent important seismic hazards for populous regions of NE Iran. These faults also require several Kilometers along-strike extension that is taken up by the westward component of motion between south Caspian sea basin, Shahrood fault system and both Eurasia and central Iran (Hollingsworth et al., 2006; Shabaniyan et al., 2009; Bretis et al., 2012).

### Discussion

The Bakharden-Quchan faults have identifiable ends, where they turn into thrusting and link to blind faults. The fault changing mechanism to reverse has caused increase of stress, shortening by thrusting in their end bending. Structural relation faults between this zone and the Binaloud Mountain through Meshkan transfer zone which is the major motion engine of this zone to put it constantly under neotectonic stresses for convergence of Arabia-Eurasia plates since the last Alpine orogeny phase. Most of the seismic

\*Corresponding author Email: tectogeology@yahoo.com



activities of this zone could provide us with precious data on crust tension distribution through microseismic and computing parameters of b-value, fractal dimension (D) and mapping of local stresses. In neotectonic active zone  $b < 0.6$  to 1.1 and D changes from 0 to 2 but they can be recognized to have  $D=2b$  (Aki, 1981; King, 1983; Wiemer and Wyss, 2002).

#### Acknowledgment

We thank the Department of Geology of Shahrood Azad Islamic University and acknowledge support of the respectable editor and reviewers of the Journal of Economic Geology and thank them for their constructive suggestions on alterations to the manuscript.

#### References

- Afshar Harb, A., 1979. The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopeh Dagh region, Northern Iran. Ph.D. thesis, Royal school of Mines, London, England, 17 pp.
- Aki, K., 1981. Source and scattering effects on the spectra of small local earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(6): 1687–1700.
- 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): 480–492.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M.R. and Bolourchi, M.J., 2006. Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran. *Geophysical Journal International*, 166(3): 1161–1177.
- 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(5–6): 761–815.
- Shabaniyan, 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): 1055–1077.
- Shahidi, A., Nazari, H. and Ghaemi, F., 2013. Structure of Iran-Kopeh Dagh. Mining and Geology Organization of Iran, Tehran, 197 pp.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. *Advances in Geophysics*, 45: 259–302.