تغییرات فضایی پارامترهای فرکتالی در البرز مرکزی ایران

مریم‌سادات میرعابدینی، مریم آق‌آتابای*؛
دانشگاه گلستان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

دریافت ۹۱/۷/۸ پذیرش ۹۲/۱۲/۱۲

چکیده

زمین‌لرزهٔ بلده-کجور که از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های صد سال اخیر نزدیک به تهران محسوب می‌شود، در خرداد ۱۳۸۳ در دامنهٔ شمالی البرز روی داده است. در این پژوهش تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی منطقهٔ بررسی شده است. به‌منظور ترسیم نقشه‌های تغییرات مکانی، ابعاد فرکتالی مکانی روکانون زمین‌لرزه‌ها (D_e)، توزیع زمانی رویداد آن‌ها (D_t) و *b-value* قبل و بعد از شوک اصلی محاسبه شد. نتایج نشان داد که پیش از زمین‌لرزهٔ بلده-کجور مقدار این پارامترها در بخش خاوری روکانون اندک است. به‌نظر می‌رسد کم بودن این پارامترها پیش از زمین‌لرزه بلده-کجور به‌دلیل وجود خوشه‌های زمین‌لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه و نیز زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر پس از آن باشد. در محدودهٔ اطراف روکانون زمین‌لرزه کاهش میزان لرزه‌خیزی (آرامش لرزه‌ای) مشاهده می‌شود. بعد از زمین‌لرزه مقدار پارامتر *b-value* و D_t در محدودهٔ روکانون و بخش باختری اندک است. کم بودن این پارامترها بعد از زمین‌لرزه به‌دلیل تأثیر خوشهٔ پس‌لرزه‌ها و آزاد شدن تنش در زمان زمین‌لرزه و در توالی پس‌لرزه‌ها است. در نقشهٔ لرزشی زمین‌لرزه نیز زیاد بودن شدت زمین‌لرزه در این بخش مشاهده می‌شود. مقدار D_e بعد از رویداد شوک اصلی هم‌چنان زیاد است. کم بودن *b-value* و زیاد بودن D_e سطح بالایی از فعالیت لرزه‌خیزی را در منطقه نشان می‌دهد. در مجموع نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که پارامترهای فرکتالی به خوشه‌بندی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها بسیار حساس هستند و از آن‌ها می‌توان به‌عنوان ابزار *پژوهش‌های پیش‌نشان‌گرهای* لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های بزرگ استفاده کرد.

واژه‌های کلیدی: پارامترهای فرکتالی، بلده-کجور، البرز مرکزی، خوشه پس‌لرزه، آرامش لرزه‌ای.

*نویسنده مسئول maryamataby@yahoo.com

مقدمه

زمین‌لرزه‌ها همیشه در طول تاریخ تهدید بزرگی برای موجودات زنده به‌خصوص انسان‌ها بوده‌اند. به‌همین دلیل انسان همواره در پی یافتن راه حلی برای کاهش خطرات احتمالی در مناطق مستعد زمین‌لرزه است. بررسی‌های لرزه - زمین‌ساختی یکی از این راه‌ها است، که به‌کمک آن می‌توان وضعیت لرزه‌خیزی هر منطقه را بررسی کرد. مانند بسیاری از پدیده‌ها و فرآیندهای طبیعی، فرآیندهای زمین‌ساختی بسیار پیچیده هستند. اما این فرآیندها که عامل ایجاد توپوگرافی و مناظر طبیعی زمین هستند، در عین پیچیدگی نظم خاصی دارند. در سال‌های اخیر پژوهش‌های زیادی برای درک نظم موجود در فرآیندهای زمین‌ساختی انجام شده است. این پژوهش‌ها نشان داده‌اند که فرآیندهای زمین-ساختی از جمله لرزه‌خیزی را می‌توان با مفاهیم فرکتالی[1]، تشریح کرد. اولین بار ریاضیدان لهستانی به نام مندلبروت [۱]

1. Fractal

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

فرکتال را معرفی کرد که از واژه "فرکتوس[۲]" به معنای "شکسته شده" اقتباس و برای توضیح خودهم‌سانی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت استفاده می‌شود. فرکتالی بودن یک شیء یا پدیده به این معنی است که با افزایش بزرگ‌نمایی در این قبیل اشیاء جزئیات هم‌چنان مشابه کل است. مقیاس نامتغییر از مهم‌ترین ویژگی فرکتال‌ها است به‌گونه‌ای که شکل این اشیاء با تغییر مقیاس تغییر نمی‌کند. از دیگر خصوصیات پدیده‌های فرکتالی این است که بُعد[۳] صحیح ندارد. اشیاء فیزیکی در کل دارای بعد یک، دو، سه و یا بدون بعد (بعد صفر) هستند. تمام اشیاء موجود در طبیعت بعد صحیح ندارند و سطوح ناهموار کوه‌ها، شکل توده‌های ابر، تلاطم آب در حال جریان در رودخانه‌ها و ریخت خطوط ساحلی مثال‌هایی از پدیده‌های فیزیکی هستند که نمی‌توان بعد آن‌ها را یک عدد صحیح دانست. هر پدیده فرکتالی به‌وسیلهٔ بعدی فرکتالی مشخص می‌شود که نمایش عددی نظم موجود درون آن است. از این ویژگی در بررسی‌های لرزه زمین‌ساخت[۴] نیز می‌توان استفاده کرده و توزیع گسل‌ها و زمین لرزه‌ها را به‌کمک ابعاد فرکتالی تحلیل کرد. خصوصیات فرکتالی لرزه‌خیزی به‌وسیله بعد فرکتالی که ابزاری آماری پیچیده برای تعیین نحوهٔ توزیع زمانی و مکانی لرزه‌خیزی است، محاسبه می‌شود. تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی عامل مهمی برای بررسی وضعیت زمین-ساختی است. میزان تغییرات این پارامترها با توجه به‌وضعیت زمین‌ساختی هر منطقه متفاوت است. پژوهش*های* متعددی در زمینهٔ تغییرات مکانی این پارامترها در مناطق مختلف دنیا مانند پهنه‌های خاوری و شمالی آناتولی ترکیه، شمال‌خاور هندهٔ دنالی آلاسکا صورت گرفته است [۲]، [۳]، [۴]، [۵]. تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی بیان‌کنندهٔ تغییرات مهمی در خصوصیات لرزه‌زمین‌ساختی [۳]، توزیع مکانی متفاوت زمین‌لرزه‌ها [۴]، سطح لرزه‌خیزی [۴]، [۵] و وضعیت زمین‌ساختی در مناطق مختلف است [۶]، [۷]، [۸]، [۹].

منطقهٔ بررسی شده در دامنهٔ شمالی البرز مرکزی بین طول‌های جغرافیایی ۵۳-۵۱ درجهٔ خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۷-۳۵ درجهٔ شمالی قرار دارد. این منطقه از نظر لرزه‌خیزی فعال است و زمین‌لرزه بلده-کجور که از بزرگترین زمین‌لرزه‌های صد سال اخیر نزدیک به تهران محسوب می‌شود در خرداد سال ۱۳۸۳ به وقوع پیوسته است. زمین‌لرزه بلده-کجور در ۲۸ می ۲۰۰۴ با بزرگای M_b=۶/۲ [۱۰] در نزدیکی بلده در حدود ۷۰ کیلومتری شمال تهران اتفاق افتاد. روکانون[۵] این زمین‌لرزه در ۵۱/۵۸ درجهٔ طول خاوری و ۳۶/۲۸ درجهٔ عرض شمالی [۱۱] و عمق آن در ۲۲ کیلومتری [۱۲] گزارش شده است. از جمله پژوهش*هایی* که در منطقهٔ البرز و بر روی این زمین‌لرزه صورت گرفته می-توان به قیطانچی [۱۳]، تاتار و همکاران [۱۱] و متقی و همکاران [۱۴] اشاره کرد، ولی بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است. در این تحقیق از تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی البرز مرکزی استفاده شد. پارامترهای بررسی شده شامل *b-value*، بعد فرکتالی توزیع مکانی روکانون زمین‌لرزه‌ها (D_e) و بعد فرکتالی زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها (D_t) است.

روش‌ها و داده‌های استفاده شده

در این تحقیق برای بررسی تغییرات مکانی و الگوی لرزه‌خیزی در منطقهٔ بررسی شده از پارامترهای فرکتالی (*b-value*، D_e و D_t) استفاده شد. *b-value* اولین پارامتر لرزه‌خیزی است که از کاربردی‌ترین ابزارهای برآورد خطر زمین-

2. Fractus
3. Dimension
4. Seismotectonic
5. Epicenter

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

لرزه‌ها محسوب می‌شود. این پارامتر بیان‌کنندهٔ رابطهٔ قانون توانی بین فراوانی رویداد، بزرگا، گشتاور لرزه‌ای و طول گسل است [۱۵]، [۱۶]. برای به‌دست آوردن این پارامتر از رابطهٔ گوتنبرگ- ریشتر [۱۷] استفاده شد:

$$\log_{10} N = a - bM, \qquad (۱)$$

که N تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگای M، a و b ضرایب ثابت معروف به پارامترهای لرزه‌خیزی هستند. پارامتر a سطح فعالیت لرزه‌خیزی و b که از شیب نمودار لگاریتمی فراوانی-بزرگا به‌دست می‌آید، نسبت بین زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک است. پارامتر *b-value* به‌عنوان بعد فرکتالی شناخته شده است [۱۸].

برای محاسبهٔ *b-value* از روش درست‌نمایی حداکثر[۶] استفاده شد. این روش نسبت به‌روش کم‌ترین مربعات[۷] دقیق‌تر است [۱۹]:

$$b = \frac{\log_{10}(e)}{(M_{mean} - M_{\min})}, \qquad (۲)$$

که e عدد نپر، M_{mean} بزرگای میانگین و $M_{min} = M_c$ بزرگای کمال[۸] است. بزرگای کمال، M_c، مهم‌ترین پارامتر در بررسی‌های لرزه‌خیزی است. این پارامتر حداقل بزرگایی است که داده‌های بالاتر از آن در مجموعه داده‌ها کامل است. بزرگای کمال را می‌توان با در نظر گرفتن رابطهٔ گوتنبرگ-ریشتر به‌دست آورد. تغییر در شیب نمودار فراوانی-بزرگا بیان‌کننده مقدار بزرگای کمال است که دلیل آن کامل نبودن مقادیر کوچک‌تر از آن در مجموعه داده‌ها است [۲۰]. در این تحقیق بزرگای کمال از روش خمیدگی بیشینه[۹] به‌دست آمد. در این روش نقطهٔ خمیدگی بیشینه از منحنی توزیع فراوانی-بزرگای غیرتجمعی انتخاب می‌شود [۲۱].

برای محاسبه بعد فرکتالی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها از روش انتگرال همبستگی استفاده می‌شود [۲۲]، [۲۳]. خصوصیات فرکتالی زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها با استفاده از بعد هم‌بستگی، D_2، ارزیابی می‌شود [۱۶]، [۲۴]. در این مقاله برای تفکیک بین بعد هم‌بستگی توزیع مکانی روکانون زمین‌لرزه‌ها، و توزیع زمانی آن‌ها به‌ترتیب از D_e و D_t استفاده شد. این پارامترها به روش گرسبرگر و پروکاکسیا [۲۵] به‌دست آمدند:

$$D_2 = \lim_{r \to 0} \left[\frac{\log C(r)}{\log r} \right], \qquad (۳)$$

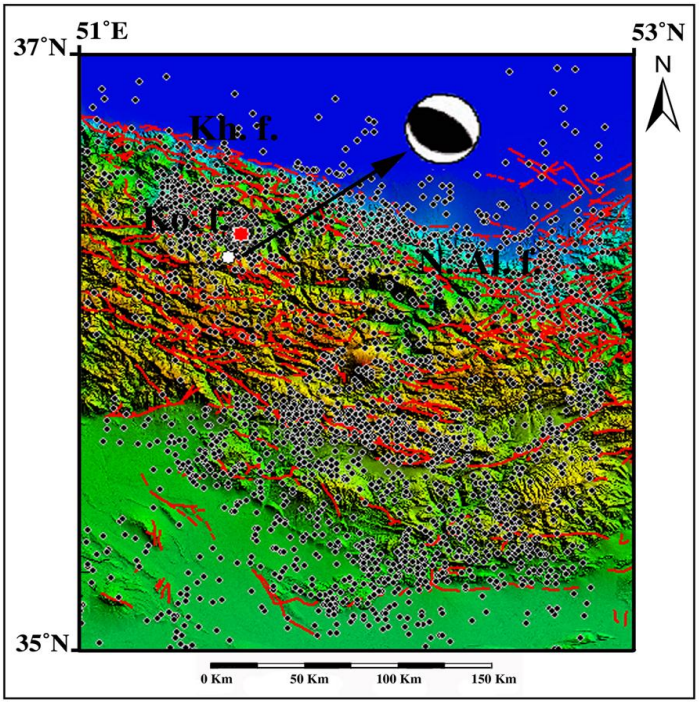
$$C(r) = \frac{2N_{R<r}}{N(N-1)}, \qquad (۴)$$

که $C(r)$ انتگرال هم‌بستگی، N تعداد کل رویدادها و $N_{R<r}$ تعداد جفت نقاط دارای فاصله R است که در فاصله‌ای کم‌تراز r قرار دارند. بعد هم‌بستگی با رسم $C(r)$ در برابر r بر روی نمودار دو لگاریتمی و از شیب خط به‌دست می‌آید. روش انتگرال هم‌بستگی به‌دلیل اطمینان بیش‌تر و حساسیت به کوچک‌ترین تغییرات در خوشه‌بندی نسبت به‌دیگر روش‌ها کاربرد بیش‌تری دارد. بعد هم‌بستگی مکانی (D_e) مقدار خوشه‌بندی مکانی رویدادها را که بیان کنندهٔ وضعیت لرزه‌خیزی یک منطقه است را به ما می‌دهد [۵].

6. maximum likelihood method
7. least-square method
8. minimum magnitude of completeness
9. Maximum curvature method

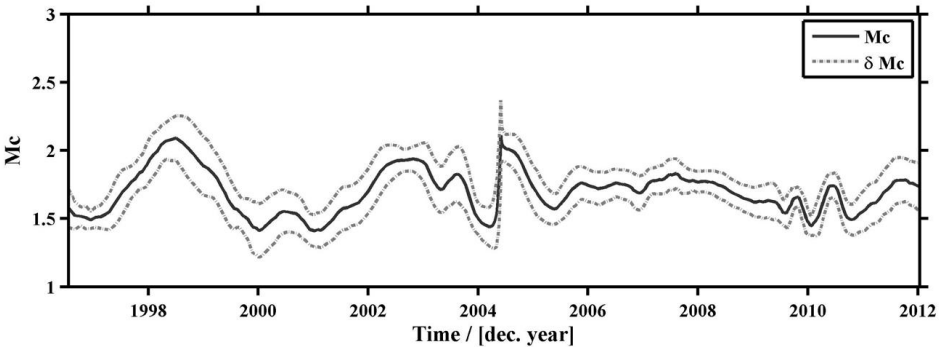
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی منطقه بررسی شده، داده‌های لرزه‌ای از بولتن مرکز لرزه‌شناسی ایران [۲۶] وابسته به مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای محدوده‌ای بین طول‌های جغرافیایی ۵۳-۵۱ درجه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۳۷-۳۵ درجه شمالی استخراج شد (شکل ۱). مجموعه داده زمین‌لرزه‌ای به‌دست آمده دارای ۸۹۵۷ رویداد (از ژانویه ۱۹۹۶ تا فوریه ۲۰۱۲) است. دقت تعیین روکانون زمین‌لرزه‌ها در محدودهٔ بررسی شده بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر است (مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران). در تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی داشتن یک مجموعه داده لرزه‌ای کامل و بدون هیچ آلاینده لرزه‌ای ضروری است. برای اطمینان از کامل بودن مجموعه داده لرزه‌ای بررسی شده نمودار تغییرات Mc در زمان رسم شد (شکل ۲). براساس این نمودار Mc بین ۰/۲-/+۱/۴ تا ۰/۲-/+۲/۱ در تغییر است. برای حذف اثر آلاینده‌های بانک داده لرزه‌ای (به‌عنوان مثال انفجارات معادن) هیستوگرام تعداد زمین‌لرزه‌ها در ساعات مختلف شبانه برای بزرگاهای متفاوت ترسیم شد. در شکل ۳ الف هیستوگرام مربوط به زمین‌لرزه‌های با M≥۱/۷ نشان داده شده است که در آن اختلاف تعداد زمین‌لرزه‌های ساعات مختلف شبانه روز به وضوح مشاهده می‌شود. با افزایش حداقل بزرگا این اختلاف به تدریج کاهش می‌یابد به‌طوری‌که برای مجموعه داده لرزه‌ای با حداقل بزرگای ۲/۱ اختلاف معنی‌داری مشاهده نمی‌شود (شکل ۳ ب). بنا بر این مقدار Mc=۲/۱ در نظر گرفته شد و داده‌های کوچک‌تر از آن در مجموعه داده‌ها حذف شد. سپس تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی بعدی برای تمام زمین‌لرزه‌های این مجموعه داده با بزرگای $M\geq$ ۲/۱ که شامل ۲۳۳۴ داده است، انجام شد.

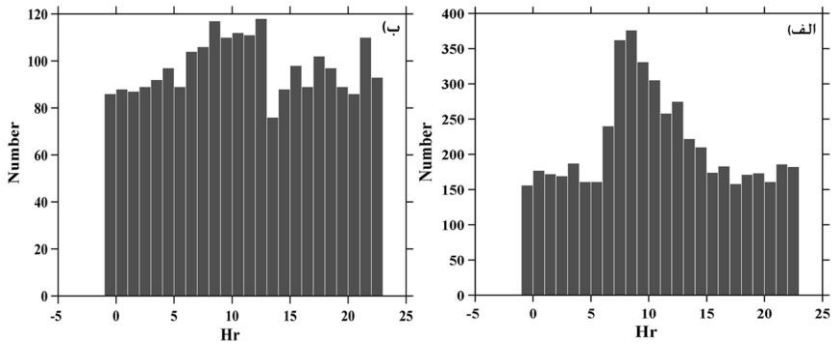


شکل ۱. نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت محدودهٔ بررسی شده: دایرهٔ سفید روکانون برگرفته از تاتار و همکاران [۱۱] و دایره قرمز روکانون برگرفته از مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران [۲۶]، ساز و کار ژرفی [۱۱]، Kh. گسل خزر، N.Al. گسل شمال البرز و Ko. گسل کجور

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل ۲. نمودار تغییرات بزرگای آستانهٔ (*Mc*) با زمان



شکل ۳. هیستوگرام تعداد زمین‌لرزه‌ها در ساعات شبانه روز: الف) برای زمین‌لرزه‌های با $M\geq$۱/۷ و ب) $M\geq$۲/۱

به‌منظور بررسی تغییرات مکانی ابعاد فرکتالی زمین‌لرزه‌ها ابتدا منطقه به ۴۹ پیکسل[10] ۰/۳۰° × ۰/۳۰° تقسیم شد. برای اجتناب از خطا، داده‌ها در محدوده‌ای بزرگ‌تر از پیکسل‌ها و به شعاع ۳۰ کیلومتری انتخاب شد. برای اطمینان از کافی بودن داده‌ها از روش اسمیت [۲۷] استفاده شد:

$$N_{\min} = \left\{ \frac{R(2-Q)}{r(1-Q)} \right\}^{\mu}, \qquad (۵)$$

که N_{min} حداقل تعداد نقاط موجود در هر شبکه، Q فاکتور کیفیت (۰< Q <۱)، R نسبت $r_{max}/r_{\min}$ که در آن r مقیاسی برای محاسبهٔ C_r و μ بزرگ‌ترین عدد صحیح کوچک‌تر از بعد هم‌بستگی کل است. با استفاده از این رابطهٔ حداقل تعداد داده در شبکه‌ها ۳۱ به‌دست آمد. برای حذف اثر محدودهٔ بررسی شده پیکسل‌های اطراف در محاسبات وارد نشد. سپس پارامترهای فرکتالی برای هر پیکسل محاسبه شد.

جای‌گاه لرزه‌زمین‌ساخت

محدودهٔ بررسی شده در دامنهٔ شمالی البرز مرکزی قرار دارد. جنبش، ساختار و تکامل البرز مرکزی به‌علت احتمال خطر لرزه‌خیزی زیادی که برای تهران با جمعیتی بیش از ۱۲ میلیون نفر دارد، مورد توجه بسیاری از محققان است. زمین‌لرزه‌های تاریخی متعددی که در البرز مرکزی گزارش شده [۲۸]، [۲۹]، [۳۰]، بیان‌کننده فعالیت لرزه‌خیزی نسبتاً بالای آن است. بررسی داده‌های لرزه‌شناسی و دیرینه لرزه‌شناسی[11] نشان داد که البرز می‌تواند تحت تأثیر زمین-لرزه‌هایی با بزرگای ۷= M_w یا بیش‌تر باشد [۲۹]، [۳۰]، ۳۱].

10. Pixel
11. Paleoseismology

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

در دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی، محدودهٔ تهران چندین‌بار به‌وسیلهٔ زمین‌لرزه‌های متعددی در گذشته تخریب شده است [۲۸]، [۲۹]، و اکنون تهران با احتمال خطر لرزه‌ای روبه‌رو است. گزارش‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های دستگاهی در این منطقه نیز گویای این مطلب است [۳۲]. با وجود لرزه‌خیز بودن این منطقه از سال ۱۸۳۰ تا ۲۰۰۴ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۶ در البرز مرکزی رخ نداده است. اما زمین‌لرزه بلده-کجور که در ۷۰ کیلومتری شمال تهران به‌وقوع پیوسته یادآوری برای احتمال خطر رویداد زمین‌لرزه‌های دیگر در منطقه است.

حل سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها [۳۳] نشان داده که دگرشکلی‌های کنونی البرز به‌وسیلهٔ گسل‌های راندگی و راستا-لغز چپ‌بر که به‌موازات این رشته‌کوه هستند، تعیین می‌شود [۳۴]. بنا بر این در این منطقه جنبش‌های[12] گسلی متفاوت از فشارش در لبه‌های کمربند تا راستالغز چپ‌بر و عادی در درون آن نیز دیده می‌شود [۳۱]، [۳۵]. ساختارهای اصلی محدودهٔ بررسی شده شامل گسل‌های شمال البرز و خزر است. گسل شمال البرز به‌صورت گسلی معکوس-رانده با شیبی به‌سمت جنوب‌خاور تا جنوب‌باختر از علی‌آباد گرگان تا نزدیکی تنکابن گسترش دارد [۳۶]، [۳۷]، [۳۸]. روند ساختاری این گسل شمال‌خاور- جنوب‌باختر و شمال باختر- جنوب خاور است. روند کلی به موازات گسل خزر است و در E ۵۱° ۳۰′ به آن می‌پیوندد [۳۸].

گسل خزر که طولانی‌ترین ساختار لبهٔ شمالی البرز به‌شمار می‌رود با راستای خم‌دار خاوری-باختری و سازوکار فشاری در دامنهٔ شمالی البرز و جنوب دشت کرانه‌ای مازندران قرار دارد. در بیش‌تر گزارش‌ها [۱۱]، [۳۸]، [۳۹]، شیب این گسل به سمت جنوب عنوان شده است. بربریان و همکاران [۴۰] چهار زمین‌لرزه تاریخی را در امتداد باختری این گسل در E ۵۰° گزارش کرده‌اند. آن‌ها معتقدند که گسل خزر به‌سمت باختر در زیردشت‌های اطراف رشت گسترش دارد. گسل خزر در این منطقه به‌صورت گسلی پنهان با شیبی به‌سمت جنوب در نظر گرفته می‌شود [۳۸]. بررسی داده‌های لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که جنبش این گسل سبب رویداد زمین‌لرزه‌ای گوناگون شده و گسل خزر یک گسل لرزه‌زا محسوب می‌شود. جمور و همکاران [۳۴] براساس بررسی‌های سینماتیکی خود این گسل را به دو قطعه باختری که یک گسل راندگی با یک مؤلفهٔ راستالغز چپ‌بر و قطعه خاوری که گسلی راستالغز چپ بر با مؤلفهٔ راندگی است، تقسیم کرده‌اند. با توجه به عمق قفل‌شدگی متفاوت که برای هر دو قطعه به‌دست آمده به‌نظر می‌رسد که این دو قطعه به‌صورت متفاوت رفتار می‌کنند. دگرشکلی بین‌لرزه‌ای عمق قفل‌شدگی عمیق حدود ۳۰ کیلومتر را روی قطعه مرکزی-باختری از گسل خزر که منطبق با شکستگی زمین‌لرزه بلده-کجور و پس‌لرزه‌های آن است را نشان می‌دهد [۱۱]. با استفاده از توزیع پس‌لرزه‌ها در عمق، تاتار و همکاران [۱۱] علت زمین‌لرزه ۲۰۰۴ بلده-کجور را لغزش در طول گسل خزر (شیب به سمت جنوب) در عمق ۲۲ کیلومتری بیان کرده‌اند. الگوی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که در محدوده‌ای به طول ۴۰ کیلومتر و عرض ۲۰ کیلومتر گسترش داشته و تقریباً همهٔ آن‌ها در امتداد باختر-شمال‌باختر روکانون واقع شده‌اند [۱۱].

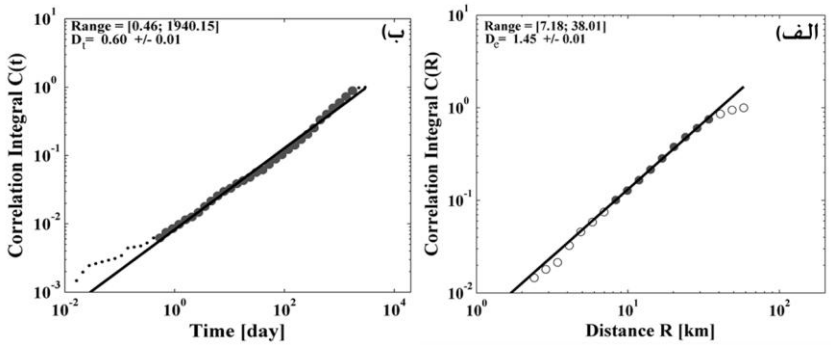
نتایج و بحث

در این مقاله برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی و بررسی تغییرات ایجاد شده در پارامترهای فرکتالی حاصل از زمین‌لرزه بلده-کجور داده‌های قبل و بعد از آن به‌طور جداگانه تجزیه و تحلیل شد. برای تهیهٔ نقشه‌های تغییرات مکانی

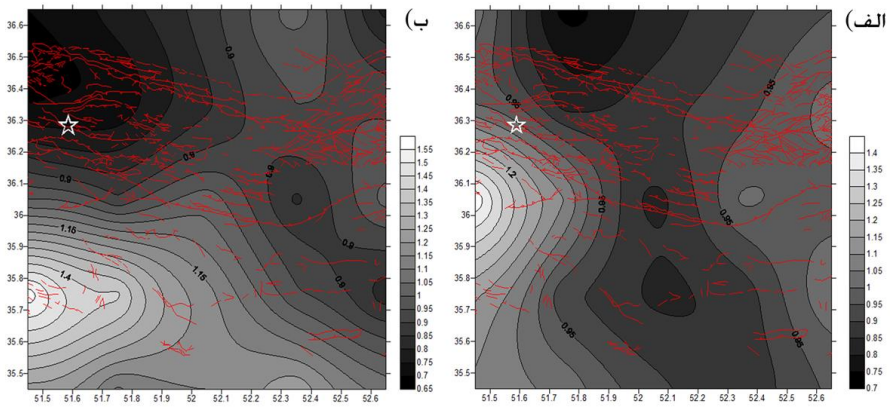
12. Kinematic

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

پارامترهای فرکتالی که شامل *b-value*، ابعاد فرکتالی توزیع مکانی روکانون زمین‌لرزه‌ها (D_e) و زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها (D_t) است، ابتدا این پارامترها و مقادیر خطای محاسباتی آن‌ها برای هر کدام از پیکسل‌ها محاسبه شد. مقدار خطا در تمام پیکسل‌ها برای پارامتر *b-value* بین ۰/۰۴ تا ۰/۱، D_e بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۳ و D_t حدود ۰/۰۱ به‌دست آمد. در شکل ۴ الف و ب D_e و D_t یکی از پیکسل‌های مربوط به قبل از زمین‌لرزه به‌عنوان نمونه نشان داده شده است. محدوده مقیاس‌بندی توزیع روکانون زمین‌لرزه‌ها در اکثر پیکسل‌ها بین حدود ۷ تا ۴۰ کیلومتر و توزیع زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها در اکثر پیکسل‌ها از حدود ۱ تا ۱۹۴۰ روز در تغییر است. ۷ کیلومتر متوسط خطای روکانون زمین‌لرزه‌ها و ۴۰ کیلومتر دو سوم ابعاد پیکسل‌ها است. در نهایت نقشه‌های تغییرات مکانی این پارامترها تهیه شد (شکل‌های ۵ تا ۸). برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی و تشریح این تغییرات نمودار مکان- زمان منطقهٔ بررسی شده نیز ترسیم شد (شکل ۹). بررسی الگوی لرزه‌خیزی پیش از زمین‌لرزه نشان‌دهندهٔ وجود آرامش لرزه‌ای (Q) چند ماه پیش از شوک اصلی، خوشه-های زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از پس‌زمینه (C) بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ و تعداد زیادی زمین‌لرزه‌های کوچک در داخل الگوی دونات است (شکل ۹).

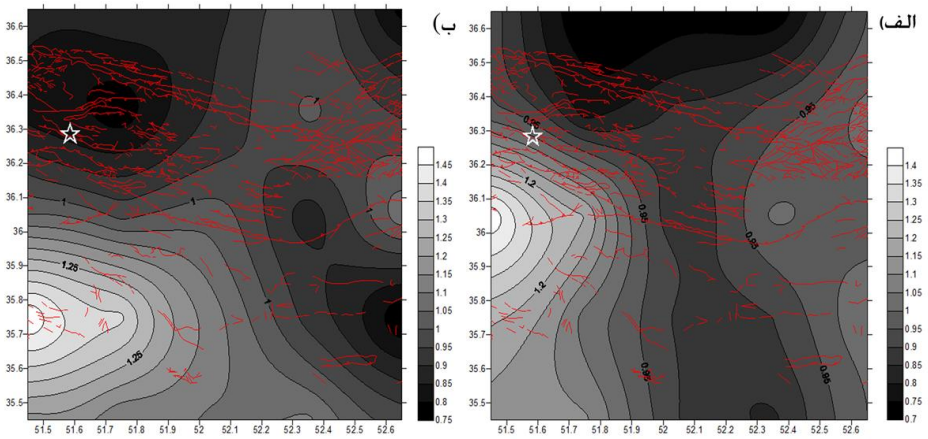


شکل ۴. نمونه‌ای از D_e و D_t: الف) D_e و ب) D_t

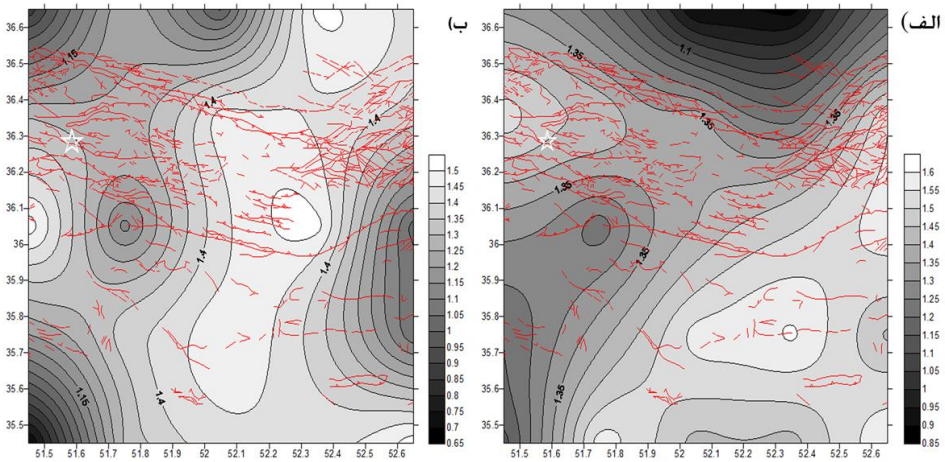


شکل ۵. نقشه‌های تغییرات مکانی *b-value* پیش از حذف خوشه‌های لرزه‌ای. الف) قبل از زمین‌لرزه، ب) بعد از زمین‌لرزه. خطوط قرمز گسل‌ها (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور)، ستاره روکانون زمین‌لرزه

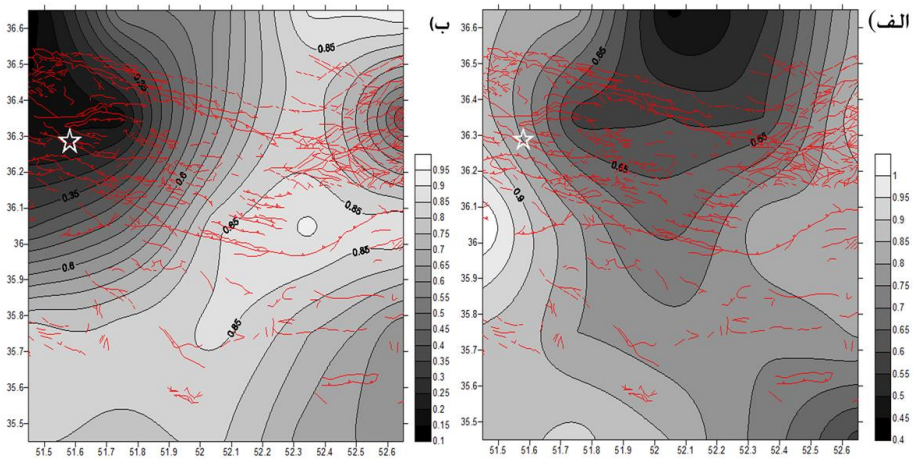
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل ۶. نقشه‌های تغییرات مکانی *b-value* پس از حذف خوشه‌های لرزه‌ای (declustered): الف) قبل از زمین‌لرزه، ب) بعد از زمین‌لرزه. خطوط قرمز گسل‌ها (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور)، ستاره روکانون زمین‌لرزه

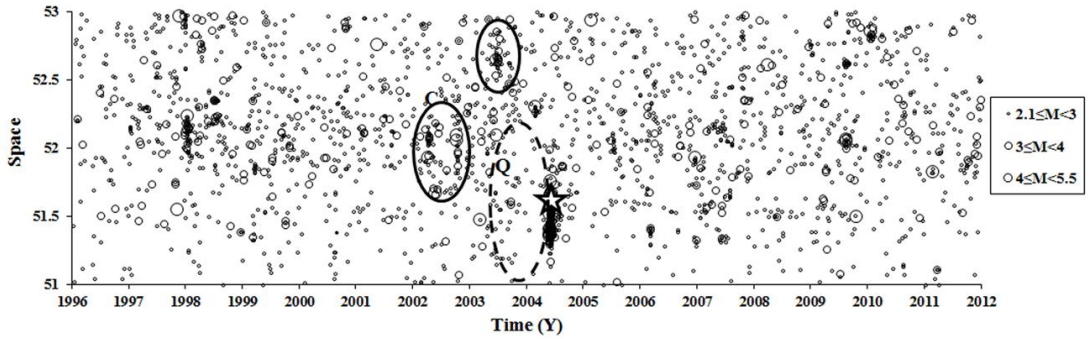


شکل ۷. نقشه‌های تغییرات مکانی D_e: الف) قبل از زمین‌لرزه، ب) بعد از زمین‌لرزه. خطوط قرمز گسل‌ها (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور)، ستاره روکانون زمین‌لرزه



شکل ۸. نقشه‌های تغییرات مکانی D_t: الف) قبل از زمین‌لرزه، ب) بعد از زمین‌لرزه. خطوط قرمز گسل‌ها (برگرفته از سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور)، ستاره روکانون زمین‌لرزه

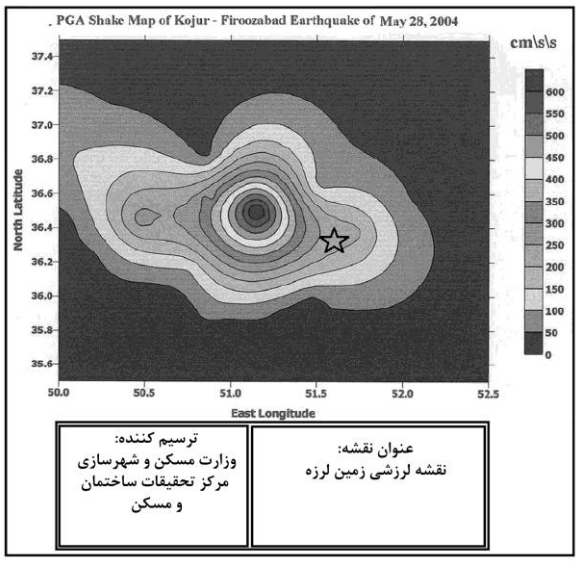
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل ۹. نمودار- مکان زمان محدودهٔ بررسی شده: ستاره روکانون، C خوشه‌های زمین‌لرزه و Q آرامش لرزه‌ای را نشان می‌دهد

b-value

مقدار *b-value* پیش از زمین‌لرزه بلده-کجور بین ۰/۷ تا ۱/۴ در تغییر است (شکل ۵ الف)، که کم‌ترین مقادیر آن در سمت خاور (از شمال‌خاور تا جنوب‌خاور) روکانون مشاهده می‌شود. با توجه به نمودار مکان-زمان، به‌نظر می‌رسد کم بودن این پارامتر در این بخش پیش از زمین‌لرزه به‌دلیل وجود خوشه‌های لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه باشد (شکل ۹). تحقیقات نشان داده‌اند که هم خوشه‌ها و هم آرامش لرزه‌ای هر دو می‌توانند باعث کم شدن *b-value* پیش از زمین-لرزه شوند [۲۲]، [۴۱]. بعد از زمین‌لرزه *b-value* بین ۰/۶۵ تا ۱/۵۵ تغییر می‌کند، که کم‌ترین مقدار آن در بخش شمال‌غربی روکانون مشاهده می‌شود (شکل ۵ ب، ۰/۶۵) که تقریباً روندی خاوری-باختری و به موازات گسل خزر و کجور دارد. کم بودن *b-value* در این دوره را می‌توان به‌علت تأثیر خوشه پس‌لرزه‌ها و آزاد شدن تنش در زمان زمین-لرزه و در توالی پس‌لرزه‌ها [۴۲] دانست. همان‌طور که در نقشه لرزشی[13] زمین‌لرزه نیز مشاهده می‌شود در این بخش شدت زمین‌لرزه زیاد بوده است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. نقشهٔ لرزشی زمین‌لرزه بلده-کجور (برگرفته از گزارش شمارهٔ۲ مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن)

با توجه به این نکته که *b-value* مربوط به لرزه‌خیزی پس‌زمینه که پس از حذف خوشه‌های لرزه‌ای به‌دست می‌آید، می‌تواند محل تنشگاه‌ها را نشان دهد، این خوشه‌ها (پیش‌لرزه و پس‌لرزه) از بین داده‌ها حذف شد. سپس نقشهٔ

13. Shake map

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

تغییرات مکانی *b-value* قبل و بعد از زمین‌لرزه برای این مجموعه داده رسم شد (شکل ۶). نقشه‌های تغییرات مکانی این پارامتر تا حدودی مشابه مجموعه داده‌های کامل (پس‌زمینه همراه با خوشه‌های لرزه‌ای) است، به‌طوری‌که *b-value* در محدودهٔ روکانون پایین و به‌صورت خاوری-باختری است.

ابعاد فرکتالی

با توجه به این‌که از مهم‌ترین ویژگی ابعاد فرکتالی حساس بودن به خوشه‌بندی در زمان و مکان است، برای ترسیم نقشه‌های تغییرات مکانی ابعاد فرکتالی D_e و D_t مجموعه داده‌ها بدون حذف خوشه‌های لرزه‌ای بررسی شد. تغییرات مکانی D_e پیش از زمین‌لرزه بین ۰/۸۵ تا ۱/۶در تغییر است که مقدار تقریبی ۱/۴۵ را در محدودهٔ روکانون نشان می‌دهد (شکل ۷ الف). زیاد بودن D_e در این دوره بیان کنندهٔ پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در گسترهٔ مقیاسی بررسی شده (تا ۴۰ کیلومتر) است. چنان‌که در نقشه تغییرات مکانی مشاهده می‌شود، مقدار این پارامتر مشابه نقشه‌های تغییرات مکانی *b-value* در بخش خاوری روکانون کم است.

مقدار پارامتر D_t پیش از زمین‌لرزه بین۰/۴ تا ۱ تغییر می‌کند، که در محدودهٔ روکانون مقدار آن ۰/۷ است (شکل ۸ الف). اما کم‌ترین مقادیر این پارامتر مشابه دو پارامتر دیگر (شکل‌های ۵ الف و ۷ الف) در سمت خاور روکانون مشاهده می‌شود (حدود ۰/۴). به‌نظر می‌رسد، همان خوشه‌هایی که باعث کاهش *b-value* و D_e در بخش خاوری شده‌اند، D_t را نیز کاهش داده‌اند. کم بودن این پارامتر بیان‌کنندهٔ تمرکز زمانی زمین‌لرزه‌ها در این بخش است.

بعد از زمین‌لرزه، مقدار D_e که بین ۰/۶۵ تا ۱/۵۵ تغییر می‌کند، در روکانون هم‌چنان زیاد است (شکل ۷ ب، تقریباً ۱/۳۵). زیاد بودن این پارامتر به‌دلیل پراکنده بودن زمین‌لرزه‌ها بر روی گسل‌های کوچک است. مقدار پارامتر D_t بین ۰/۱ تا ۰/۹۵ در تغییر است که در محدودهٔ روکانون به ۰/۲۵ می‌رسد (شکل ۸ ب). کم‌تر بودن این پارامتر نسبت به پیش از زمین‌لرزه را می‌توان متأثر از خوشه‌ای بودن پس‌لرزه‌ها دانست. در این زمان مقدار D_t در بخش باختری کم است، که تمرکز خوشه‌های پس‌لرزه را نمایان می‌سازد و نشان‌دهندهٔ تجمع پس‌لرزه‌ها در سمت باختر روکانون زمین‌لرزه بلده-کجور است.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی البرز مرکزی بررسی شد. به‌منظور شناخت وضعیت لرزه‌زمین‌ساختی نتایج به‌دست آمده با موقعیت گسل‌ها در منطقه تطبیق داده شد. نتایج این تحقیق نشان داد که پیش از زمین‌لرزه مقدار پارامترهای فرکتالی بررسی شده در بخش خاوری (شمال‌خاور تا جنوب‌خاور) روکانون کم است. بررسی نمودار مکان-زمان نشان می‌دهد که در منطقهٔ خاور روکانون زمین‌لرزه اصلی (طول‌های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۳ درجه) تعدادی خوشه زمین‌لرزه‌ای وجود دارد که بعضاً بزرگای زمین‌لرزه‌های دورن آن‌ها بیش از حوادث پس‌زمینه است. رویداد این خوشه‌های لرزه‌ای حدود ۲/۵ سال قبل از رویداد شوک اصلی (از سال ۲۰۰۲) شروع شده و تا چند ماه قبل از آن ادامه پیدا کرده است (شکل ۹). بنا بر این، کم بودن پارامترهای فرکتالی در سمت خاور روکانون پیش از زمین‌لرزه بلده-کجور را می‌توان به وجود همین خوشه‌های زمین‌لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه و نیز زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر پس از آن نسبت داد. در ادامه در محدودهٔ روکانون زمین‌لرزه، کاهش میزان لرزه‌خیزی (آرامش لرزه‌ای) مشاهده می‌شود. به‌نظر می‌رسد، بیش‌تر بودن پارامترهای فرکتالی در محدودهٔ روکانون نسبت

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

به سمت خاور آن به‌همین دلیل باشد. در مجموع نتایج نشان‌دهندهٔ حساس بودن پارامترهای فرکتالی به خوشه‌بندی مکانی و زمانی زمین‌لرزه‌ها است، که شاید از آن‌ها بتوان به‌عنوان ابزار پژوهش‌های پش‌نشان‌گرهای لرزه‌ای زمین‌لرزه-های بزرگ استفاده کرد.

الگوی توزیع پارامترهای فرکتالی پس از زمین‌لرزه بلده-کجور بسیار متفاوت از قبل آن است. مقدار پارامتر *b-value* و D_t در محدودهٔ روکانون و بخش باختری با روند خاوری-باختری کم است. کم بودن این پارامترها بعد از زمین‌لرزه به‌دلیل آزاد شدن تنش در زمان زمین‌لرزه و در توالی پس‌لرزه‌ها است. نقشهٔ لرزشی زمین‌لرزه نیز زیاد بودن شدت زمین‌لرزه را در این بخش نشان می‌دهد (شکل ۱۰). پس از حذف خوشه‌های لرزه‌ای نیز نقشه‌های تغییرات مکانی *b-value* مشابه مجموعه داده‌های کامل (پس‌زمینه همراه با خوشه‌های لرزه‌ای) مقدار اندک *b-value* را نشان می‌دهد. اما D_e بعد از رویداد شوک اصلی هم‌چنان زیاد است. کم بودن *b-value* و زیاد بودن D_e سطح زیادی از فعالیت لرزه‌خیزی را در منطقه نشان می‌دهد.

تشکر و قدردانی

از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به‌دلیل در اختیار قرار دادن مجموعه داده استفاده شده در این تحقیق تشکر می‌کنیم.

منابع

1. Mandelbrot B.B., "Stochastic models for the earth’s relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for island", Proceedings National Academy of Sciences, 72 (1975) 3825-3828.
2. Kagan Y.Y., Knopoff L., "Spatial distribution of earthquakes: The two-point correlation function", Geophysic Journal of Royal Astronomical Society, 62 (1980) 303-320.
3. Öncel A.O., Main I., Alptekin O., Cowie P., "Spatial variation of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones", Tectonophysic, 257 (1996) 189-202.
4. Bhattacharya P.M., Kayal J.R., "Mapping the b-Value and its Correlation with the Fractal Dimension in the Northeast Region of India", Journal Geological Society of India, 62 (2003) 680-695.
5. Roy P.N.S., Nath S.K., "Precursory correlation dimensions for three great earthquakes", Current Science, 93: 11 (2007) 1522-1529.
6. Frohlich C., Davis S., "Teleseismic b values: Or", much ado about 1.0, Journal Geophysic Resserch, 98 (1993) 631-644.
7. Wiemer S., Wyss M., "Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?", Journal of Geophysical Resserch, 102 (1997) 15115-15128.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

8. Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M., "Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes", Nature, 437 (2005) 539-542.
9. Lin J.Y., Sibuet J.C., Lee C.S., Hsu S.K., Klingelhoefer F., "Spatial variations in the frequency-magnitude distribution of earthquakes in the southwestern Okinawa Trough", Earth Planets Space, 59 (2007) 221-225.
10. ISC, International Seismological Center, Newbury, Berkshire, United Kingdom (2011).
11. Tatar M., Jackson J., Hatzfeld D., Bergman E., "The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran", Geophysic Journal International, 170 (2007) 249-261.
12. Harvard Seismology (HRVD), CMT catalogue, http:// www. Seismology. Harvard. edu/ CMT catalog search. Html (2011).
13. Gheitanchi M.R., "Source characteristics of the 28th May 2004 Baladeh-Kojour destructive earthquake in central Alborz", revealed from far field waveform data, Geology Science, 58 (2005) 154-163.
14. Motaghi Kh., Hessami Kh., Tatar M., "Pattern recognition of major asperities using local recurrence time in Alborz Mountains", Northern Iran, Journal of Seismology, 14 (2010) 787-802.
15. Öncel A.O., Alptekin O., Main I., "Temporal variation of the fractal properties of seismicity in the western part of the north Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage", Nonlinear Process. Geophysics, 2 (1995) 147-157.
16. Öztürk S., "Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone", Turkey: Temporal and Spatial Analysis, Acta Geophysic, 59 (2011) 209-238.
17. Gutenberg B., Richter C.F., "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena", Princeton Uni. Press. Princeton, New Jersey (1954).
18. Turcotte D.L., "Fractals and chaos in geology and geophysics", Cambridge, (1997).
19. Aki K., "Maximum likelihood estimate of b in the formula log N = a-bM and its confidence limits", Bulletin Earthquake Resserch Institute University of Tokyo, 43 (1965) 237-239.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

20. Wiemer S., Wyss M., "Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan", Bulletin of the Seismological Society of America 90:4 (2000) 859-869.
21. Wiemer S., "A software package to analyze seismicity: ZMAP", Seismological Resserch Letters, 72 (2001) 373-382.
22. Murase K., "A Characteristic Change in Fractal Dimension Prior to the 2003 Tokachi-oki Earthquake (MJ = 8.0), Hokkaido, Northern Japan", Earth Planets Space, 56 (2004) 401-405.
23. Ch-Ch. Chen, W-Ch. Wang, Y-F. Chang, Y-M. Wu, Y-H. Lee, "A correlation between the b-value and the fractal dimension from the aftershock sequence of the 1999 Chi-Chi, Taiwan", earthquake. Geophysic Journal International, 167 (2006) 1215-1219.
24. Kagan Y.Y., "Earthquake spatial distribution: the correlation dimension", Geophysic Journal Internatinal, 168 (2007) 1175-1194.
25. Grassberger P., Procaccia I., "Measuring the strangeness of strange attractors", Physica D, 9 (1983) 189-208.
26. IRSC, "Iranian Seismological Center, Institude of Geophysics", University of Tehran (2011).
27. Smith L.A., "Intrinsic limits on dimension calculations", Physics Letters 133 (1988) 283-288.
28. Ambraseys N.N., Melville C.P., "A history of persian earthquakes", Cambridge University Press, UK (1982).
29. Berberian M., Yeats R.S., "Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau", Bulletin of the Seismological Society of America, 89 (1999) 120-139.
30. Berberian M., Yeats R.S., "Contribution of archeaological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau", Journal of Structural Geology, 23 (2001) 563-584.
31. Peyret M., Djamour Y., Rizza M., Ritz J.F., Hurtrez J.E., Goudarz M.A., Nankali H., Chéry J., K. Le. Dortz, F. Uri, "Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range (Iran) by GPS and SAR interferometry", Engineering Geology, 100 (2008) 131-141.
32. Engdahl E.R., Jackson J.A., Myers S.C., Bergman E.A., Priestley K., "Relocation and assessment of seismicity in the Iran region", Geophysic Journal International, 167 (2006) 761-778.
33. Jackson J., Priestley K., Allen M., Berberian M., "Active tectonics of the south Caspian basin", Geophysic Journal International, 148 (2002) 214-245.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

34. Djamour Y., Vernant Ph., Bayer R., Nankali H.R., Ritz J-F., Hinderer J., Hatam Y., Luck B., Moigne N.L., Sedighi M., Khorrami F., "GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran", Geophysic Journal International, doi: 10.1111/j.1365 -246X.2010.04811.x (2010) 1-15.
35. Ritz J.F., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P., "Active transtension inside central Alborz; a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics", Geological Society of America, 34 (2006) 477-480.
36. "Geological Survey of Iran", Amol. Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000 (1991a).
37. "Geological Survey of Iran", Sari. Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000 (1991b).
38. Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", J. Struct. Geol., 25 (2003) 659-672.
39. Berberian M., "The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped", modified oceanic crust, Canadian Journal of Earth Science, 20 (1983) 163-183.
40. Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A., Priestley K., Wallace T., "The Rudbar-Tarom earhtquake of 20 June 1990 in NW Persia-preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance", Bulletin of the Seismological Society of America, 82 (1992) 1726-1755.
41. Agh-Atabai M., Mirabedini M., "Temporal variations of the seismicity parameters in the Central Alborz, Iran", Acta Geophysics (impress) (2013).
42. Mandal P., Rodkin M., "Seismic imaging of the 2001 Bhuj Mw7.7 earthquake source zone: b-value, fractal dimension and seismic velocity tomography studies", Tectonophysics, 512 (2011) 1-11.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]