

بررسی ویژگی پیش‌نشاندگی ابعاد فرکتالی پیش از زمین لرزه بلده - کجور، البرز مرکزی

مریم سادات میرعابدینی^۱ و مریم آق‌آتابای^{۲*}

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران
^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گلستان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۲۷

چکیده

در این پژوهش برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی و ویژگی پیش‌نشاندگی ابعاد فرکتالی، توزیع مکانی و تغییرات زمانی بعد همبستگی مراکز سطحی (D_e) و زمانی زمین لرزه‌ها (D_t) پیش از زمین لرزه بلده-کجور مورد مطالعه قرار گرفت. این زمین لرزه که یکی از بزرگ‌ترین زمین لرزه‌های صد سال اخیر نزدیک به تهران به شمار می‌رود، با $M_b = 6/2$ (ISC) در خرداد ماه ۱۳۸۳ در دامنه شمالی البرز مرکزی روی داد. نقشه توزیع مکانی ابعاد فرکتالی در بخش خاوری مرکز سطحی کاهش D_e و D_t را نشان می‌دهد، که در نمودار تغییرات زمانی این کاهش در سال ۲۰۰۲ مشاهده می‌شود. با توجه به نمودار مکان-زمان زمین لرزه‌ها به نظر می‌رسد این کاهش به دلیل خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه که در سال ۲۰۰۲ رخ داده‌اند، باشد. بررسی الگوی لرزه‌خیزی با توجه به تغییرات این متغیرها در مکان و زمان و همچنین نمودار مکان-زمان زمین لرزه‌ها نشان‌دهنده وجود الگوی دونات (خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه و تعداد زیادی زمین لرزه‌های کوچک) و یک دوره آرامش لرزه‌ای است. نتایج پژوهش نشان می‌دهد که متغیرهای فرکتالی به خوشه‌بندی زمانی در زمان و مکان حساس هستند. در نتیجه تغییر در متغیرهای فرکتالی، پیش‌نشاندگی برای زمین لرزه بلده-کجور است، که به وسیله فعالیت لرزه‌خیزی و آرامش لرزه‌ای مشخص می‌شود.

کلیدواژه‌ها: بعد فرکتالی، الگوی دونات، پیش‌نشاندگی، الگوی لرزه‌خیزی، زمین لرزه بلده-کجور.

*نویسنده مسئول: مریم آق‌آتابای

E-mail: maryamataby@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

امروزه مبحث پیش‌بینی زمین لرزه از جایگاه ویژه‌ای برخوردار شده است. مطالعات متعددی در این زمینه بر روی زمین لرزه‌هایی که در گذشته رخ داده‌اند، با هدف پیش‌بینی زمین لرزه‌های آینده صورت می‌گیرد. با اینکه بررسی‌ها نتوانسته نشانه‌هایی قطعی از رخداد زمین لرزه ارائه دهد، ولی با شناخت و مطالعه تغییرات رخ داده پیش از زمین لرزه‌ها می‌توان از آنها به عنوان پیش‌نشاندگر استفاده کرد. انواع مختلف پیش‌نشاندگرها شامل: پیش‌نشاندگرهای الکترومغناطیسی، تغییر رفتار حیوانات، تغییر آب‌وهوا، تغییرات تنش پوسته‌ای، میزان تجمع گاز رادن در آب‌های زیرزمینی و خاک، و پیش‌نشاندگرهای لرزه‌ای است. پیش‌نشاندگرهای لرزه‌ای از دید زمانی به سه دسته پیش‌نشاندگرهای کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت تقسیم می‌شوند. اثرات غیرعادی که هفته‌ها یا ماه‌ها پیش از رخداد زمین لرزه‌ها ظاهر می‌شوند را پیش‌نشاندگرهای میان‌مدت می‌گویند (Scholze, 1988). الگوی لرزه‌خیزی یکی از پیش‌نشاندگرهایی است که با بازبینی و تحلیل آن می‌توان احتمال رخداد زمین لرزه را مورد بررسی قرار داد.

یکی از روش‌هایی که به وسیله آن می‌توان الگوی لرزه‌خیزی یک منطقه را شناخت، استفاده از تحلیل‌های فرکتالی است. در سال‌های اخیر مطالعات در زمینه فرکتال و کاربرد آن در علوم مختلف به‌ویژه لرزه‌خیزی گسترش یافته است. فرکتال که اولین بار توسط یک ریاضیدان لهستانی به نام مندلبرات (Mandelbrot, 1975) معرفی شد از واژه "Fractus" به معنای "شکسته شده" برگرفته شده است و برای توضیح خودهمسانی در بسیاری از پدیده‌های طبیعی با مقیاس‌های متفاوت استفاده می‌شود. به کارگیری فرکتال در مطالعات لرزه‌خیزی به وسیله King (1983) و گسترش آن به وسیله Turcotte (1986) صورت گرفت. پژوهشگران بسیاری از متغیرهای فرکتالی برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی در بعد زمان و مکان استفاده کرده‌اند (Huang & Turcotte, 1988; Öncel et al., 1995 & 1996; Cao & Gao, 2002; Spassov et al., 2002; Bhattacharya & Kayal, 2003; Roy & Nath, 2007; Zamani & Agh-Ataby, 2009 & 2011; Enescu et al., 2011; Alvarez-Ramirez, 2012; Nuannin et al., 2012).

۲- جایگاه لرزه زمین ساخت

رشته‌کوه‌های البرز بخشی از رشته‌کوه آلپ-همیالیا در آسیای باختری است که در امتداد حاشیه جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. دگرشکلی البرز به دلیل کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی بین بلوک ایران مرکزی و اوراسیا ایجاد می‌شود (Vernant et al., 2004). گسل‌های فعال که به موازات این رشته‌کوه هستند، در بخش خاوری دارای روند خاور-شمال خاور و در بخش باختری دارای روند باختر-شمال باختر هستند و در البرز مرکزی به همدیگر می‌رسند (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003; Djamour et al., 2010).

مطالعه داده‌های لرزه‌شناسی و دیرینه لرزه‌شناسی (Paleoseismology) نشان می‌دهد که البرز می‌تواند تحت تأثیر زمین لرزه‌هایی با بزرگی $M_b = 7$ یا بیشتر باشد. با توجه به حل سازوکار ژرفی زمین لرزه‌ها، دگرشکلی‌های کنونی البرز به وسیله گسل‌های رانندگی و امتدادلغز چپ‌بر موازی با رشته‌کوه تعیین می‌شود (Jackson et al., 2002; Djamour et al., 2010). بنابراین در این منطقه جنبش‌های (Kinematic) گسلی متفاوت از فشارش در لبه‌های کمربند تا امتدادلغز چپ‌بر و عادی در درون آن نیز دیده می‌شود (Ritz et al., 2006; Peyret et al., 2008).

برای بررسی تغییرات مکانی و زمانی الگوی لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه، داده‌های لرزه‌ای برای محدوده 50° تا 53° طول‌خاوری و 35° تا 37° عرض شمالی (از ژانویه ۱۹۹۶ تا می ۲۰۰۴) از بولتن مرکز لرزه‌شناسی ایران (IRSC) وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استخراج شد (IRSC, 2011).

پیش از محاسبه متغیرها ابتدا باید مقدار بزرگی کمال (M_c) را محاسبه کرد. این بزرگی مهم‌ترین متغیر در مطالعات لرزه‌خیزی است و کمترین بزرگی است که داده‌های بالاتر از آن در مجموعه داده‌ها کامل است. بزرگی کمال را می‌توان با در نظر گرفتن رابطه Gutenberg & Richter (1954) به دست آورد:

$$\log_{10} N = a - bM \quad (3)$$

که در آن N تعداد زمین‌لرزه‌های با بزرگی M و a و b ضرایب ثابت معروف به متغیرهای لرزه‌خیزی هستند. متغیر a سطح فعالیت لرزه‌خیزی و b که از شیب نمودار لگاریتمی فراوانی- بزرگی به دست می‌آید، نسبت بین زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک است. تغییر در شیب نمودار فراوانی- بزرگی بیان‌کننده مقدار بزرگی کمال است که دلیل آن کامل نبودن مقادیر کوچک‌تر از آن در مجموعه داده‌هاست (Wiemer & Wyss, 2000). در این پژوهش بزرگی کمال از روش انحنا پیشینه (Maximum Curvature Method) به دست آمد. در این روش نقطه انحنا پیشینه از منحنی توزیع فراوانی- بزرگی غیرتجمعی انتخاب می‌شود (Wiemer, 2001).

با استفاده از تجزیه و تحلیل گوتنبرگ- ریشتر مقدار $M_c = 1/7$ محاسبه شد (شکل ۱). برای اطمینان از کامل بودن داده‌ها مقادیر کوچک‌تر از M_c در مجموعه داده‌ها حذف، و تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی بعدی برای زمین‌لرزه‌هایی با $M \geq 1/7$ صورت گرفت.

به منظور مطالعه تغییرات مکانی بعد فرکتالی همبستگی زمین‌لرزه‌ها ابتدا منطقه به 36 پیکسل $(25^\circ \times 25^\circ)$ تقسیم شد. برای جلوگیری از خطا، داده‌ها در محدوده‌ای بزرگ‌تر از پیکسل‌ها و به شعاع 25 کیلومتری انتخاب و برای اطمینان از کافی بودن داده‌ها در هر پیکسل از روش Smith (1988) استفاده شد:

$$N_{min} = \left\lfloor \frac{R(2-Q)}{r(1-Q)} \right\rfloor^H \quad (4)$$

که N_{min} کمترین تعداد نقاط موجود در هر شبکه، Q ضریب کیفیت ($0 < Q < 1$) و R نسبت r_{max}/r_{min} است که در آن r مقیاسی برای محاسبه C_r و μ بزرگ‌ترین عدد صحیح کوچک‌تر از بعد همبستگی کل است. با استفاده از این رابطه کمترین تعداد داده در هر پیکسل 26 به دست آمد. برای حذف اثر محدوده مورد مطالعه پیکسل‌های اطراف در محاسبات وارد نشد. سپس متغیرهای فرکتالی برای هر پیکسل به دست آمد. در شکل‌های ۲- الف و ب، ابعاد فرکتالی D_e و D_i پیکسلی که مرکز سطحی زمین لرزه 2004 بلده- کجور در آن قرار گرفته به عنوان نمونه نشان داده شده است. در پایان نقشه تغییرات مکانی این متغیرها رسم شد (شکل ۳).

برای بررسی تغییرات زمانی ابعاد فرکتالی پیش از زمین‌لرزه بلده- کجور، داده‌ها به مرکزیت زمین لرزه با شعاع 100 کیلومتری برای بازه زمانی 4 سال پیش از زمین لرزه انتخاب شد. در این مقاله به منظور بررسی ویژگی پیش‌نشانگری ابعاد فرکتالی، از روش پنجره‌های متحرک استفاده و تعداد 42 پنجره زمانی با طول ثابت (یکسال) با گام‌های ثابت (یک ماه) تجزیه و تحلیل شد. سپس برای هر پنجره یک D_e و D_i به همراه مقادیر خطای آنها به دست آمد. در شکل ۴، D_e و D_i یکی از پنجره‌ها به عنوان نمونه نشان داده شده است، که بیانگر کافی بودن داده‌های هر پنجره برای انجام تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی است. محدوده مقیاس بندی توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌ها در بیشتر پنجره‌ها بین 7 تا 70 کیلومتر و توزیع زمان

از مهم‌ترین گسل‌های منطقه مورد مطالعه که دارای پیشینه لرزه‌خیزی هستند می‌توان به گسل‌های خزر و شمال البرز اشاره کرد. گسل شمال البرز گسلی وارون- رانده با شیبی به سوی جنوب است (GSI, 1991a & b; Allen et al., 2003). روند ساختاری این گسل شمال خاور- جنوب باختر و شمال باختر- جنوب خاور است و در $E 30^\circ 51'$ به گسل خزر می‌پیوندد (Allen et al., 2003). در $E 54^\circ$ این گسل با شیبی نیمه قائم و یک اثر خطی در سطح رخنمون دارد.

گسل خزر با راستای خم‌دار خاوری- باختری در دامنه شمالی البرز و جنوب دشت کرانه‌ای مازندران قرار دارد. در بیشتر مطالعات شیب این گسل به سوی جنوب عنوان شده است (Berberian, 1983; Allen et al., 2003; Tatar et al., 2007). در بخش خاوری، گسل خزر به طور محلی شیب‌های گرگان را در برابر چینه‌های کواترنری قرار می‌دهد (Allen et al., 2003). چهار زمین لرزه تاریخی در امتداد باختری این گسل در $E 50^\circ$ گزارش شده که گسترش این گسل در زیر دشت‌های پیرامون رشت را نمایان می‌سازد (Berberian et al., 1992). گسل خزر در این منطقه به صورت یک گسل پنهان با شیبی به سوی جنوب در نظر گرفته می‌شود (Allen et al., 2003). بررسی داده‌های لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که جنبش این گسل سبب رویداد زمین لرزه‌های گوناگون شده است و گسل خزر یک گسل لرزه‌زا به شمار می‌رود. (Djamour et al. (2010). بر پایه مطالعات سینماتیکی خود این گسل را به دو قطعه باختری که یک گسل راندگی با یک مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر و قطعه خاوری که یک گسل امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه راندگی است، تقسیم کرده‌اند. با توجه به ژرفای قفل شدگی متفاوت که برای هر دو قطعه به دست آمده است به نظر می‌رسد که این دو قطعه به صورت متفاوت رفتار می‌کنند. دگرشکلی بین لرزه‌های ژرفای قفل شدگی ژرف حدود 30 کیلومتر را روی قطعه مرکزی- باختری از گسل خزر که منطبق با شکستگی زمین لرزه بلده- کجور و پس لرزه‌های آن است نشان می‌دهد (Tatar et al., 2007). مطالعات نشان داده‌اند که زمین لرزه بلده- کجور روی گسل خزر و در ژرفای 22 کیلومتری رخ داده است (Tatar et al., 2007).

۳- روش‌ها و داده‌های مورد استفاده

روش‌ها و متغیرهای بسیاری برای بررسی الگوی لرزه‌خیزی وجود دارد. b -value و بعد فرکتالی از کاربردی‌ترین متغیرها هستند. در این پژوهش به منظور ارزیابی توزیع مکانی و زمانی زمین لرزه‌ها از روش انتگرال همبستگی استفاده شد (Grassberger & Procaccia, 1983). روش انتگرال همبستگی به دلیل اطمینان بیشتر و حساسیت به کوچک‌ترین تغییرات در خوشه‌بندی نسبت به دیگر روش‌ها کاربرد بیشتری دارد:

$$D_2 = \lim_{r \rightarrow 0} \left[\frac{\log C(r)}{\log r} \right] \quad (1)$$

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

که در آن D_2 بعد همبستگی، $C(r)$ انتگرال همبستگی، N تعداد کل رویدادها، r شعاع دایره، که از فواصل کم تا بیشترین اندازه منطقه تغییر می‌کند و θ تابع شمارنده نقاط است، که اگر $r - \|x_i - x_j\| \geq 0$ باشد $\theta = 1$ و اگر $r - \|x_i - x_j\| < 0$ باشد $\theta = 0$ است. بعد همبستگی با رسم $C(r)$ در برابر r روی نمودار دلوگاریتمی و از شیب خط به دست می‌آید. در این مقاله برای تمایز بین ابعاد همبستگی توزیع مکانی مراکز سطحی و توزیع زمانی رخداد زمین لرزه‌ها به ترتیب از D_e و D_i استفاده شد. بعد همبستگی مکانی (D_e) مقدار خوشه‌بندی مکانی رویدادها را که بیان‌کننده وضعیت لرزه‌خیزی یک منطقه است به دست می‌دهد (Roy & Nath, 2007) و توزیع زمانی زمین لرزه‌ها، D_i خوشه‌بندی زمانی زمین لرزه‌ها را نمایان می‌سازد.

مرکزیت زمین لرزه‌ها در بیشتر پنجره‌ها از ۱ تا حدود ۳۰۰ روز تغییر می‌کند. در پایان نمودار تغییرات این متغیرها در زمان رسم شد (شکل ۵-الف). برای مقایسه الگوی تغییرات زمانی ابعاد فرکتالی زمین لرزه‌های کوچک‌تر با بزرگ‌تر تجزیه و تحلیل‌های یادشده برای زمین لرزه‌های با بزرگی $M \geq 2/5$ نیز انجام شد (شکل ۵-ب). لازم به یادآوری است که با توجه به کم شدن تعداد داده‌ها (به علت حذف داده‌های کوچک‌تر از ۲/۵) تجزیه و تحلیل‌های فرکتالی برای پنجره‌های دو ساله انجام شد.

۴- بحث

با رسم نقشه توزیع مکانی و نمودار تغییرات زمانی پیش از زمین لرزه تغییرات معنی‌داری دیده شد. برای بررسی این تغییرات با الگوی لرزه‌خیزی، نمودار مکان-زمان زمین لرزه‌ها برای $M \geq 2/5$ و $M \geq 1/7$ رسم شد (شکل ۶). این الگو که ابتدا به وسیله Fedotov (1965) معرفی و مدت‌ها بعد توسط Mogi (1977 & 1985) و Scholze (1988) اصلاح شد، خلاصه‌ای از الگوهای مختلف لرزه‌خیزی است که در طی یک زمین لرزه یک یا چند بخش از آن را می‌توان دید. در این الگو پس از یک رویداد بزرگ تعدادی پس لرزه دیده می‌شود. پس از پایان پس لرزه‌ها یک دوره آرامش (Q_1)، دوره آرامش اول، لرزه‌خیزی پس‌زمینه (B)، دوره آرامش دوم (Q_2)، الگوی دونات (D)، پیش‌لرزه (F) و دوره آرامش سوم (Q_3) وجود دارد. که در آن دوره‌های B، D و Q_2 پیش‌نشانگرهای میان‌مدت به شمار می‌روند (Scholz, 2002).

در نمودار مکان-زمان زمین لرزه‌های با $M \geq 1/7$ (شکل ۶-الف) همانند الگوی شولز لرزه‌خیزی پس‌زمینه با افزایش نرخ لرزه‌خیزی (الگوی دونات) دنبال شده است. این افزایش نرخ با خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه در سال ۲۰۰۲ آغاز، و سپس با تعداد زیادی زمین لرزه با فواصل نزدیک به هم که در مکان پراکنده‌اند، دنبال شده است. در ادامه کاهش نرخ لرزه‌خیزی (آرامش لرزه‌ای) در بازه زمانی چند ماه پیش از شوک اصلی دیده می‌شود. برای بررسی بهتر الگو، نمودار مکان-زمان برای زمین لرزه‌هایی با $M \geq 2/5$ نیز رسم شد (شکل ۶-ب). در این نمودار به دلیل حذف زمین لرزه‌های کوچک‌تر از ۲/۵، خوشه‌های لرزه‌ای که دارای تعدادی زمین لرزه بزرگ‌تر از ۴ است، واضح‌تر شده‌اند. بر خلاف نمودار پیش، به دنبال خوشه‌های لرزه‌ای الگوی پرتراکم زمین لرزه‌های درون الگوی دونات دیده نمی‌شود، که بیانگر کوچک بودن بزرگی این زمین لرزه‌هاست. در این نمودار نیز همانند نمودار اول، آرامش لرزه‌ای که کمی پیش از رخداد زمین لرزه روی داده، قابل مشاهده است.

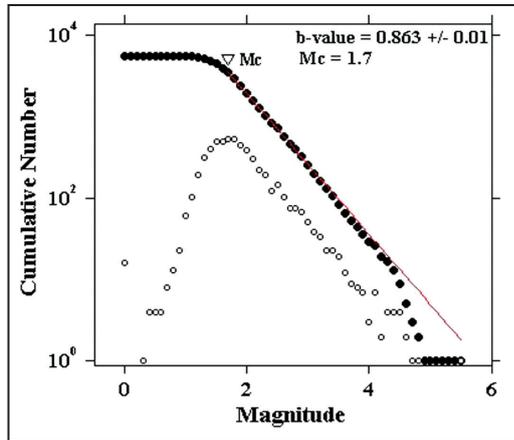
۵- نتیجه‌گیری

در نقشه تغییرات مکانی D_p پیش از زمین لرزه مقدار این متغیر در محدوده مرکز سطحی بالا (تقریباً ۱/۴) و در پیرامون (بخش خاوری و جنوب خاوری مرکز سطحی) پایین است (شکل ۳-الف) که دلیل آن وجود آرامش لرزه‌ای در پیرامون مرکز سطحی و همچنین خوشه‌ها در بخش خاوری و جنوب خاوری است. با توجه به نمودار مکان-زمان و نقشه توزیع مکانی به نظر می‌رسد که پایین بودن D_p در بخش‌های خاوری و جنوب خاوری به دلیل خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه باشد. پس‌زمینه در بخش خاوری و جنوب خاوری دانست. پایین بودن D_p و D_e در این بخش به دلیل رخداد همین خوشه‌ها در ۲۰۰۲ است. نمودارهای تغییرات زمانی ($M \geq 2/5$ و $M \geq 1/7$) نیز کاهش این متغیرها را از سال ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. در الگوی دونات افزون بر خوشه‌ها، زمین لرزه‌های کوچکی رخ داده است که به نظر می‌رسد پس‌لرزه‌های همین خوشه‌ها باشند. این زمین لرزه‌ها در نمودار مکان-زمان $M \geq 2/5$ کمتر شده‌اند، که تأییدی بر کوچک بودن بزرگی آنهاست. به نظر می‌رسد این کاهش در متغیرهای فرکتالی را که در ارتباط با تغییر رفتار لرزه‌خیزی منطقه قبل از رخداد زمین لرزه اصلی بوده- کجور است، می‌توان

در نقشه تغییرات مکانی D_p پیش از زمین لرزه مقدار این متغیر در محدوده مرکز سطحی بالا (تقریباً ۱/۴) و در پیرامون (بخش خاوری و جنوب خاوری مرکز سطحی) پایین است (شکل ۳-الف) که دلیل آن وجود آرامش لرزه‌ای در پیرامون مرکز سطحی و همچنین خوشه‌ها در بخش خاوری و جنوب خاوری است. با توجه به نمودار مکان-زمان و نقشه توزیع مکانی به نظر می‌رسد که پایین بودن D_p در بخش‌های خاوری و جنوب خاوری به دلیل خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه باشد. پس‌زمینه در بخش خاوری و جنوب خاوری دانست. پایین بودن D_p و D_e در این بخش به دلیل رخداد همین خوشه‌ها در ۲۰۰۲ است. نمودارهای تغییرات زمانی ($M \geq 2/5$ و $M \geq 1/7$) نیز کاهش این متغیرها را از سال ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. در الگوی دونات افزون بر خوشه‌ها، زمین لرزه‌های کوچکی رخ داده است که به نظر می‌رسد پس‌لرزه‌های همین خوشه‌ها باشند. این زمین لرزه‌ها در نمودار مکان-زمان $M \geq 2/5$ کمتر شده‌اند، که تأییدی بر کوچک بودن بزرگی آنهاست. به نظر می‌رسد این کاهش در متغیرهای فرکتالی را که در ارتباط با تغییر رفتار لرزه‌خیزی منطقه قبل از رخداد زمین لرزه اصلی بوده- کجور است، می‌توان

در نقشه تغییرات مکانی D_p پیش از زمین لرزه مقدار این متغیر در محدوده مرکز سطحی بالا (تقریباً ۱/۴) و در پیرامون (بخش خاوری و جنوب خاوری مرکز سطحی) پایین است (شکل ۳-الف) که دلیل آن وجود آرامش لرزه‌ای در پیرامون مرکز سطحی و همچنین خوشه‌ها در بخش خاوری و جنوب خاوری است. با توجه به نمودار مکان-زمان و نقشه توزیع مکانی به نظر می‌رسد که پایین بودن D_p در بخش‌های خاوری و جنوب خاوری به دلیل خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه باشد. پس‌زمینه در بخش خاوری و جنوب خاوری دانست. پایین بودن D_p و D_e در این بخش به دلیل رخداد همین خوشه‌ها در ۲۰۰۲ است. نمودارهای تغییرات زمانی ($M \geq 2/5$ و $M \geq 1/7$) نیز کاهش این متغیرها را از سال ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. در الگوی دونات افزون بر خوشه‌ها، زمین لرزه‌های کوچکی رخ داده است که به نظر می‌رسد پس‌لرزه‌های همین خوشه‌ها باشند. این زمین لرزه‌ها در نمودار مکان-زمان $M \geq 2/5$ کمتر شده‌اند، که تأییدی بر کوچک بودن بزرگی آنهاست. به نظر می‌رسد این کاهش در متغیرهای فرکتالی را که در ارتباط با تغییر رفتار لرزه‌خیزی منطقه قبل از رخداد زمین لرزه اصلی بوده- کجور است، می‌توان

در نقشه تغییرات مکانی D_p پیش از زمین لرزه مقدار این متغیر در محدوده مرکز سطحی بالا (تقریباً ۱/۴) و در پیرامون (بخش خاوری و جنوب خاوری مرکز سطحی) پایین است (شکل ۳-الف) که دلیل آن وجود آرامش لرزه‌ای در پیرامون مرکز سطحی و همچنین خوشه‌ها در بخش خاوری و جنوب خاوری است. با توجه به نمودار مکان-زمان و نقشه توزیع مکانی به نظر می‌رسد که پایین بودن D_p در بخش‌های خاوری و جنوب خاوری به دلیل خوشه‌های زمین لرزه‌ای بزرگ‌تر از پس‌زمینه باشد. پس‌زمینه در بخش خاوری و جنوب خاوری دانست. پایین بودن D_p و D_e در این بخش به دلیل رخداد همین خوشه‌ها در ۲۰۰۲ است. نمودارهای تغییرات زمانی ($M \geq 2/5$ و $M \geq 1/7$) نیز کاهش این متغیرها را از سال ۲۰۰۲ نشان می‌دهد. در الگوی دونات افزون بر خوشه‌ها، زمین لرزه‌های کوچکی رخ داده است که به نظر می‌رسد پس‌لرزه‌های همین خوشه‌ها باشند. این زمین لرزه‌ها در نمودار مکان-زمان $M \geq 2/5$ کمتر شده‌اند، که تأییدی بر کوچک بودن بزرگی آنهاست. به نظر می‌رسد این کاهش در متغیرهای فرکتالی را که در ارتباط با تغییر رفتار لرزه‌خیزی منطقه قبل از رخداد زمین لرزه اصلی بوده- کجور است، می‌توان



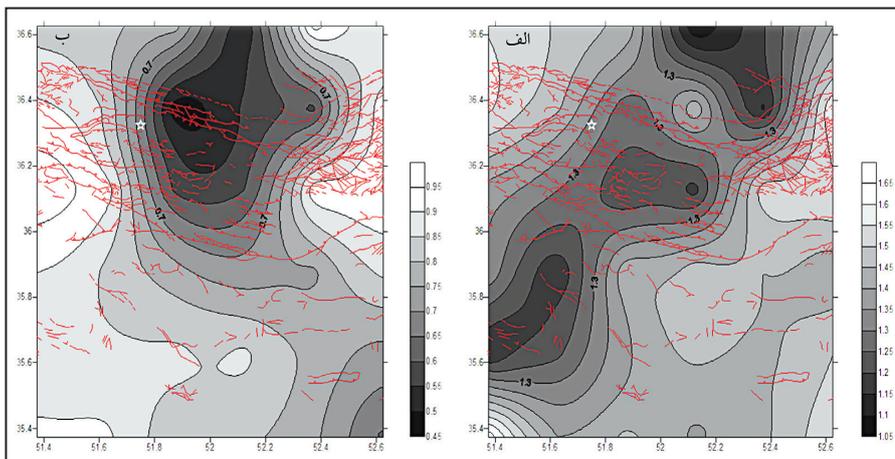
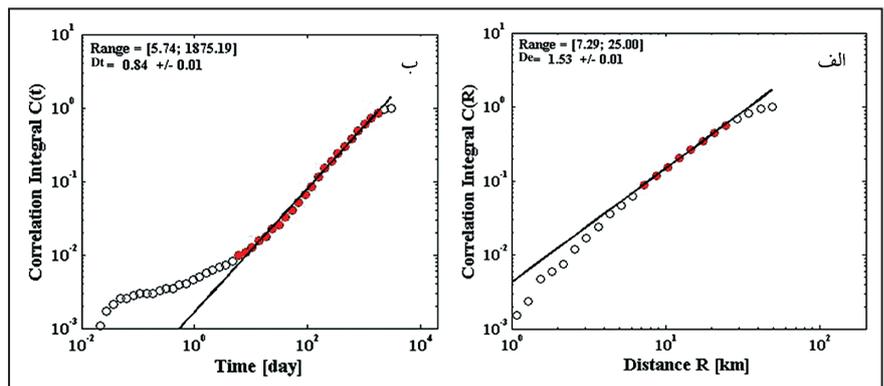
شکل ۱- b -value به دست آمده برای محدوده مورد مطالعه، دایر تو پر نمودار تجمعی و دایر تو خالی نمودار غیر تجمعی را نشان می‌دهد.

به‌عنوان پیش‌نشاندگر لرزه‌ای در نظر گرفت. افزایش ابعاد فرکتالی در نمودار تغییرات زمانی ($M \geq 1/7$) پس از ۲۰۰۲ را می‌توان به رخداد این زمین‌لرزه‌ها نسبت داد. نمودار مکان- زمان یک دوره آرامش لرزه‌ای را چند ماه پیش از زمین‌لرزه نمایان می‌سازد. در نمودار تغییرات زمانی ($M \geq 1/7$) کاهش ابعاد فرکتالی در همین زمان دیده می‌شود. نتایج این پژوهش بیانگر حساس بودن متغیرهای فرکتالی به خوشه‌بندی زمانی در زمان و مکان است. در نتیجه به دلیل فرکتالی بودن توزیع زمین‌لرزه‌ها در زمان و مکان ابعاد فرکتالی می‌تواند به‌عنوان یک پیش‌نشاندگر، الگوی لرزه‌خیزی را نشان دهد. بنابراین تغییر در متغیرهای فرکتالی پیش‌نشاندگی برای زمین‌لرزه بلده- کجور است که به‌وسیله فعالیت لرزه‌خیزی و آرامش لرزه‌ای مشخص می‌شود.

سپاسگزاری

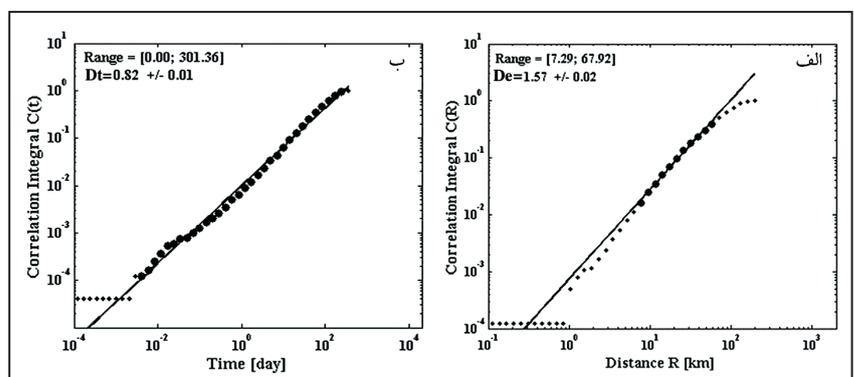
از داوران گرامی که با پیشنهادات سازنده خود سبب بهتر شدن مقاله شدند از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به‌خاطر در اختیار قرار دادن مجموعه داده مورد استفاده در این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

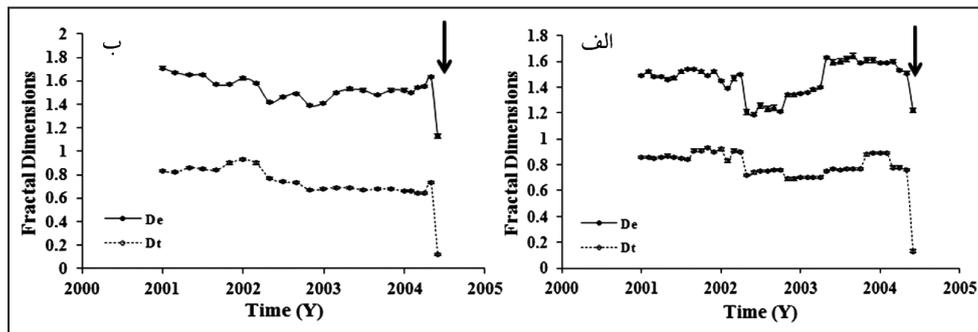
شکل ۲- ابعاد فرکتالی محاسبه‌شده در پیکسل مربوط به مرکز سطحی: الف) D_e ؛ ب) D_f .



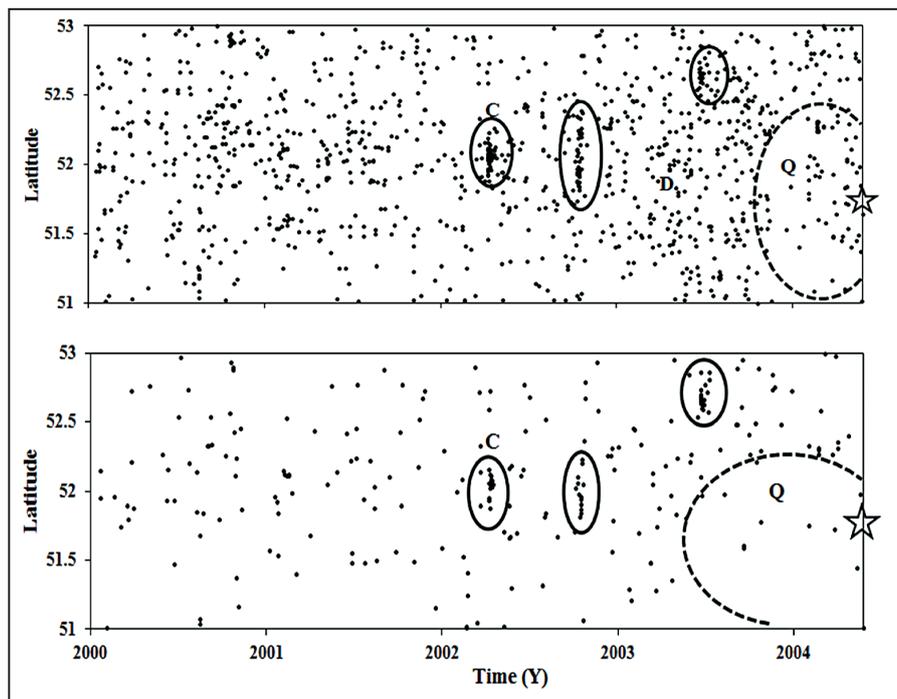
شکل ۳- نقشه تغییرات مکانی ابعاد فرکتالی پیش از زمین‌لرزه بلده- کجور: الف) D_e ؛ ب) D_f .

شکل ۴- نمونه‌ای از ابعاد فرکتالی محاسبه شده در زمان: الف) D_e ؛ ب) D_f .





شکل ۵- نمودار تغییرات زمانی ابعاد فرکتالی (D_e و D_t): زمین لرزه‌های الف ($M \geq 1/7$ ؛ ب) $M \geq 2/5$.



شکل ۶- نمودار مکان- زمان برای زمین لرزه‌های: الف ($M \geq 1/7$ ؛ ب) $M \geq 2/5$. ستاره مرکز سطحی، D الگوی دونات، C خوشه‌های زمین لرزه و Q آرامش لرزه‌ای را نشان می‌دهد.

کتابخانه

میرعابدینی، م. س. و آق آتابای، م. ۱۳۹۱- تغییرات زمانی توزیع فرکتالی پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۳۸۳ بلده-کجور، البرز، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۸-۲۶ اردیبهشت ۹۱، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ص. ۲۶۴-۲۶۱.

میرعابدینی، م. س.، آق آتابای، م. و رحیمی چاکدل، ع.، ۱۳۹۰- بررسی خصوصیات فرکتالی زمانی زمین لرزه‌های ناحیه بلده، البرز مرکزی، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، ۳-۱ اسفند ۹۰، وزارت صنعت معدن تجارت سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25: 659-672.
- Alvarez-Ramirez, J., Echeverria, J. C., Ortiz-Cruz, A. & Hernandez, E., 2012- Temporal and spatial variations of seismicity scaling behavior in Southern México. *Journal of Geodynamics* 54: 1- 12.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20: 163-183.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J. A., Priestley, K. & Wallace, T., 1992- The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia-preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bulletin of Seismology Society of America* 82: 1726-1755.
- Bhattacharya, P. M. & Kayal, J. R., 2003- Mapping the b-Value and its Correlation with the Fractal Dimension in the Northeast Region of India. *Journal of Geology Society of India* 62: 680-695.

- Cao, A. & Gao, S. S., 2002- Temporal variation of b-values beneath northeastern Japan island arc. *Geophysical Research Letters* 29 (9): 48 (1-3).
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Moigne, N. L., Sedighi, M. & Khorrami, F., 2010- GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04811.x, 1-15.
- Enescu, B., Enescu, D. & Ito, K., 2011- Values of b and p: their variation and relation to physical processes for earthquakes in Japan and Romania. *Romanian Journal of Physics* 56 (3-4): 590-608.
- Eyidogan, H. & Jackson, J. A., 1985- A seismological study of normal faulting in the Demirci, Ala, sehir and Gediz earthquake of 1969-70 in western Turkey: implications for the nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 81: 569-607.
- Fedotov, S. A., 1965- Regularities in the distribution of strong earthquakes in Kamchatka, the Kuriles, and northeastern Japan, *Akad. Nauk USSR Inst. Fiz. Zeml., Trudy* 36: 66- 95.
- Grassberger, P. & Procaccia, I., 1983- Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica D* 9: 189-208.
- GSI, 1991a- Amol. Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000.
- GSI, 1991b- Sari. Geological Survey of Iran, Tehran, scale 1:250,000.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1954- *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Huang, J. & Turcotte, D. L., 1988- Fractal distribution of stress and variations of b-value. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 223- 230.
- IRSC, 2011- Iranian Seismological Center, Institute of Geophysics, University of Tehran.
- ISC, 2011- International Seismological Center, Newbury, Berkshire, United Kingdom.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysics Journal International* 148: 214-245.
- 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 Apply Geophysics* 121: 761- 815.
- Mandelbrot, B. B., 1975- 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 Science* 72: 3825- 3828.
- Mogi, K., 1977- Seismic activity and earthquake prediction. In *Proc. Earthquake Prediction symposium*, Tokyo, 203- 214.
- Mogi, K., 1985- *Earthquake prediction*. Tokyo, Academic press.
- Murase, K., 2004- A Characteristic Change in Fractal Dimension Prior to the 2003 Tokachi-oki Earthquake ($M_J = 8.0$), Hokkaido, Northern Japan. *Earth Planets Space* 56: 401-405.
- Nuannin, P., Kulháněk, O. & Persson, L., 2012- Spatial and temporal characteristics of aftershocks of the December 26, 2004 and March 28, 2005 earthquakes off NW Sumatra. *Journal of Asian Earth Science* 46: 150-160.
- Öncel, A. O., Alptekin, O. & Main, I., 1995- 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 Processes in Geophysics* 2: 147- 157.
- Öncel, A. O., Main, I., Alptekin, O. & Cowie, P., 1996- Spatial variation of the fractal properties of seismicity in the Anatolian fault zones. *Tectonophysics* 257: 189-202.
- Peyret, M., Djamour, Y., Rizza, M., Ritz, J.-F., Hurtrez, J.-E., Goudarz, M. A., Nankali, H., Chéry, J., Dortz, K. Le. & Uri, F., 2008- Monitoring of the large slow Kahrod landslide in Alborz mountain range (Iran) by GPS and SAR interferometry. *Engineering Geology* 100: 131-141.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz; a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology Society of America* 34: 477-480.
- Roy, P. N. S. & Nath, S. K., 2007- Precursory correlation dimensions for three great earthquakes. *Current Science* 93 (11): 1522-1529.
- Scholz, C. H., 2002- *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press 471 pp.
- Scholze, C. H., 1988- Mechanisms of seismic quiescences. *Pure and Apply Geophysics* 126: 701- 718.
- Smith, L. A., 1988- Intrinsic limits on dimension calculations. *Physics Letter* 133: 283-288.
- Spasov, E., Sinadinovski, C. & McCue, K., 2002- Spatial and temporal variation of seismicity across Australia. *Journal of the BALKAN Geophysical Society* 5 (4): 115-122.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 2004 May 28 Baladeh earthquake ($M_w 6.2$) in the Alborz, Iran: overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International* 170: 249-26.
- Turcotte, D. L., 1986- Fractals and Fragmentation. *Journal of Geophysics Research* 91 (B2): 1921- 1926.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth Planet Science Letter* 223: 177-185.
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2000- Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bulletin of Seismology Society of America* 90 (4): 859-869.
- Wiemer, S., 2001- A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letter* 72: 373-382.
- Zamani, A. & Agh-Atabai, M., 2009- Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach. *Journal of Geodynamics* 47: 271-279.
- Zamani, A. & Agh-Atabai, M., 2011- Multifractal analysis of the spatial distribution of earthquake epicenters in the Zagros and Alborz-Kopeh Dag regions of Iran. *Iranian Journal of Science & Technology A1*: 39-51.

Investigation of Precursory Property of Fractal Dimensions before the Baladeh-Kojour Earthquake, Central Alborz

M. S. Mirabedini¹ & M. Agh-Atabai^{2*}

¹M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Golestan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Golestan University, Golestan, Iran

Received: 2012 June 30

Accepted: 2013 January 16

Abstract

In this research, to investigate seismic pattern and precursory properties of fractal dimensions, spatial distribution and temporal variations of correlation dimensions of epicentral, D_e , and temporal distribution of earthquakes, D_t , before the Baladeh-Kojour earthquake have been studied. The May 28th, 2004, Baladeh-Kojour earthquake with $M_b = 6.2$ (ISC), which is one of the largest earthquake in the vicinity of Tehran, was occurred in the northern part of the Alborz mountain ranges. The spatial distribution maps show decreasing in D_e and D_t in the eastern part of the epicenter, which is observed at 2002 in the temporal variation plots. With respect to space-time plot, it seems that this decreasing caused by the earthquake clusters that were occurred between 2002 -2003. Investigation of seismic pattern based on spatial and temporal variations of fractal dimensions and space-time plot of earthquakes demonstrate doughnut pattern (some earthquake clusters and a lot of small events) and seismic quiescence before the main shock. The results indicate that fractal dimensions are sensitive to clustering in space and time. So, the spatial and temporal variations of these parameters can be used as a precursory phenomenon, which is caused by seismic activation and quiescence.

Keywords: Fractal dimension, Doughnut pattern, Precursory, Seismicity pattern, Baladeh-Kojour earthquake.

For Persian Version see pages 127 to 132

*Corresponding author: M. Agh-Atabai; E-mail: maryamatabai@yahoo.com