

الگوی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های جنوب خاور زاگرس

مریم آق‌آتابای^۱

^۱ استادیار، دانشگاه گلستان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، گرگان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۵/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۲/۲۳

چکیده

در این مقاله، ویژگی‌های توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های جنوب‌خاور زاگرس با استفاده از روش‌های چندفرکتالی مطالعه شد. برای تشریح ویژگی‌های چندفرکتالی زمان رویداد زمین‌لرزه‌ها، ابعاد همبستگی عمومی (Dq) و طیف تکین $f(\alpha_q)$ برای زمین‌لرزه‌های برابر و بزرگ‌تر از بزرگی کمال ($M_c=4.5$) محاسبه شد. به منظور بررسی تغییرات مکانی الگوی لرزه‌خیزی، ناحیه مورد مطالعه به سه منطقه تقسیم و نتایج حاصل از هر بخش با یکدیگر مقایسه شد. طیف‌های چندفرکتالی محاسبه شده در سه منطقه نشان می‌دهد که فعالیت لرزه‌ای در این مناطق دارای ساختار چندفرکتالی ناهمگن است. به‌جز زون گذر که در آن سه محدوده مقیاس‌بندی مشاهده می‌شود، در دو منطقه دیگر، دو گستره خطی کوتاه مدت و بلند مدت وجود دارد. با توجه به کم بودن محدوده بالایی گستره کوتاه مدت (کمتر از یک سال)، به نظر می‌رسد ویژگی‌های این گستره توسط زمین‌لرزه‌های کوچک (مثل پس‌لرزه‌ها) درون خوشه‌ها کنترل شده و محدوده بلند مدت توسط توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و خوشه‌های مرتبط با آنها کنترل می‌شود. در نمودار زون گذر، گستره بلند مدت خود به دو گستره با رفتاری کاملاً متفاوت تقسیم شده است. مرز بین این دو گستره بلند با یک شکستگی شاخص در حدود ۳/۶ سال مشخص شده است. وجود این طول شاخص به این معنی است در منطقه زون گذر علاوه بر خوشه‌های زمین‌لرزه‌های کوچک، خوشه‌های دیگری از زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر نیز وجود دارد. نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در سه منطقه نیز کوتاه‌تر بودن دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های اصلی در زون گذر را نسبت به مناطق دیگر تأیید می‌کند. در مجموع، نتایج تحقیق حاضر نشان‌دهنده پیچیدگی و ناهمگن بودن الگوی توزیع زمین‌لرزه‌های زون گذر زاگرس-مکران نسبت به اطراف است.

کلید واژه‌ها: زمین لرزه، چند فرکتال، زون گذر، فاکتور عدم تقارن، دوره بازگشت

*نویسنده مسئول: مریم آق‌آتابای

E-mail: maryamatabay@yahoo.com

۱- پیش‌گفتار

یکی از روش‌های مهم مطالعه الگوی پدیده‌های طبیعی، تجزیه و تحلیل کمی (Quantitative analysis) یا نمایش و بازسازی عددی به منظور تفسیر و توضیح پدیده مورد نظر است. مهم‌ترین مزیت مطالعات کمی این است که وضعیت پیچیده یک پدیده با یک یا چند عدد نمایش داده می‌شود که تفسیر آن را آسان‌تر می‌نماید. در سال‌های اخیر از بین روش‌های کمی مطالعات لرزه‌خیزی، روش‌های فرکتالی و چند فرکتالی (fractal and multifractal approaches) از محبوبیت خاصی برخوردار شده است. بر همین اساس این پدیده‌ها را می‌توان با این مفاهیم تشریح نمود.

فرکتالی بودن یک پدیده به این معنی است که بدون توجه به مقیاس مشاهده‌ای، جزئیات قابل مشاهده هستند و حتی در مقیاس‌های بسیار دقیق، هنوز جزئیاتی وجود دارند که قابل مشاهده باشند. ویژگی بسیار شاخص فرکتال، ناوردایی مقیاسی (Scale Invariance) است. این ویژگی خود خصوصیت مهم دیگری را در فرکتال‌ها ایجاد کرده است. در صورتی که بخشی از یک پدیده فرکتالی تحت مقیاس خاصی بزرگ شود (یعنی واحد اندازه‌گیری کوچک شود)، بخش بزرگ‌شده، شکلی مشابه حالت اولیه پدیده خواهد داشت. اگر این فرایند در این بخش تکرار شود، شکل حاصل دوباره مشابه بخش پیشین بوده و این فرایند می‌تواند تا بی‌نهایت ادامه یابد. این ویژگی را خودهمسانی (Self-Similarity) گویند. یکی دیگر از ویژگی‌های پدیده‌های فرکتالی این است که دارای بعد (Dimension) صحیح نمی‌باشد که از یک سری فرمول‌های لگاریتمی محاسبه می‌شود. اما نکته قابل توجه در مورد پدیده لرزه‌خیزی و بسیاری دیگر از فرایندهای طبیعی این است که ناهمسان و چندمتغیره هستند و برای توصیف آنها نمی‌توان از یک بعد فرکتالی استفاده کرد. در چنین مواردی با روش‌های چند فرکتالی (multifractal approaches) بهتر می‌توان این فرایندها را تفسیر نمود.

مطالعه بر روی پدیده‌های لرزه‌ای در مناطق مختلف دنیا نشان داده است که توزیع بزرگی، مراکز سطحی و زمان رویداد زمین‌لرزه‌ها با رفتارهای فرکتالی مشخص می‌شوند (Aki, 1981; Kagan & Jackson, 1991; Telesca et al., 2001). اولین کاربردهای ابزارهای چند فرکتالی در لرزه‌خیزی، در کار ابتکاری و Smally et al. (1987) به چشم می‌خورد. Kagan & Jackson (1991) نشان دادند که زمین‌لرزه‌ها در هر دو مقیاس زمانی کوتاه و بلند، ویژگی فرکتالی از خود نشان می‌دهند. از آن پس، پژوهشگران زیادی خوشه‌بندی زمانی توالی‌های لرزه‌ای را مطالعه کرده‌اند (از جمله: Kagan & Jackson, 1991; Telesca et al., 2003, 2004; Enescu et al., 2005; Telesca & Lapenna, 2006; Zamani & Agh-Atabai, 2009). این آنالیزها ابزارهای قدرتمندی برای تشخیص پدیده‌های اصلی لرزه‌خیزی بوده و می‌توانند نشانه‌هایی از دینامیک درونی فعالیت لرزه‌زمین‌ساختی را به دست دهند (Telesca et al., 2001).

در این مقاله، الگوی توزیع زمانی لرزه‌خیزی بخش‌های مختلف جنوب خاور

Zamani and Agh-Atabai, 2009, 2011). نخستین مطالعات فرکتالی زمین لرزه‌ها به سال‌ها پیش از کشف فرکتال برمی‌گردد. قانون آماری و رابطه گوتنبرگ و ریشتر نشان می‌دهد که این پژوهشگران بدون این که با مفهوم فرکتال آشنا باشند روابط فرکتالی موجود در بین زمین‌لرزه‌ها را کشف کرده‌اند.

Omori (1895) دریافت که کاهش نرخ حوادث پس‌لرزه‌ای نسبت به زمان از یک قانون هیپربولیکی ساده که تحت عنوان فرمول آماری نامگذاری شده است، پیروی می‌کند. سال‌ها بعد Gutenberg and Richter (1954) متوجه شدند که هیچ‌گونه اندازه شاخصی برای گسیختگی وجود ندارد طوری که توزیع بزرگی (اندازه زمین‌لرزه‌ها) از یک رابطه خود همسان به صورت $\log N = a - bM$ تبعیت می‌کند، که در آن N تعداد حوادث با بزرگی مساوی یا بیشتر از M در یک ناحیه و در طی یک دوره زمانی و a یک ثابت است که معیاری برای لرزه‌خیزی متوسط (average seismicity) می‌باشد. در رابطه بالا M متناسب با لگاریتم انرژی کل ایجاد شده از امواج لرزه‌ای در طی زمین لرزه است، بنابراین این معادله نشان‌دهنده یک توزیع فرکتالی است و در آن شاخص b بُعد فرکتالی تعمیم یافته بزرگی زمین لرزه می‌باشد (Aki, 1981).

اولین کاربردهای ابزارهای چند فرکتالی در لرزه‌خیزی، در کار ابتکاری و Smally et al. (1987) به چشم می‌خورد. Kagan & Jackson (1991) نشان دادند که زمین‌لرزه‌ها در هر دو مقیاس زمانی کوتاه و بلند، ویژگی فرکتالی از خود نشان می‌دهند. از آن پس، پژوهشگران زیادی خوشه‌بندی زمانی توالی‌های لرزه‌ای را مطالعه کرده‌اند (از جمله: Kagan & Jackson, 1991; Telesca et al., 2003, 2004; Enescu et al., 2005; Telesca & Lapenna, 2006; Zamani & Agh-Atabai, 2009). این آنالیزها ابزارهای قدرتمندی برای تشخیص پدیده‌های اصلی لرزه‌خیزی بوده و می‌توانند نشانه‌هایی از دینامیک درونی فعالیت لرزه‌زمین‌ساختی را به دست دهند (Telesca et al., 2001).

لرزه‌زارا می‌توان به‌طور میانگین 15 ± 7 کیلومتر در نظر گرفت (Engdahl et al., 2006). نقشه توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های ایران (شکل ۱) نشان می‌دهد، لرزه‌خیزی کم‌ژرفای زاگرس به‌طور ناگهانی در مجاورت تنگه هرمز در جنوب ایران پایان می‌یابد. در این ناحیه، رژیم زمین‌ساختی جالبی مشاهده می‌شود: در سمت باختر این ناحیه دو صفحه‌قاره‌ای عربستان و اوراسیا با هم برخورد کرده و کمربند تصادم قاره‌ای زاگرس با روند NW-SE را به وجود آورده، در حالی که در سمت خاور صفحه‌ی اقیانوسی به زیر صفحه اوراسیا فرورانده شده و باعث تشکیل گوه‌های افزایشی با روند خاوری - باختری در مکران شده است. به نظر می‌رسد پیش از برخورد صفحات ایران و عربستان، در منطقه زاگرس و مکران فعلی یک زون پیوسته فرورانش وجود داشته است. برخورد صفحه‌قاره‌ای عربی در باختر، به یک تصادم قاره‌ای انجامیده، در حالی که در خاور بخش اقیانوسی صفحه‌عربی هنوز در حال فرورانش است (Regard et al., 2010).

زون انتقالی زاگرس - مکران در بسیاری از مقالات، خطواره عمان نامیده شده است که با روند 20° از شبه جزیره موساندام به سمت شمال ادامه دارد (Kadinsky-Cade and Barazangi, 1982). این خطواره از نظر لرزه‌خیزی غیر فعال است و مزر بین ناحیه‌ای با فعالیت لرزه‌خیزی بالا در باختر و ناحیه‌ای با لرزه‌خیزی پایین در خاور را ایجاد می‌کند. در سمت باختر در مجاورت این خطواره، یک زون پرتراکم لرزه‌خیزی با روند شمال‌خاوری مشاهده می‌شود که از انتهای جنوب باختری جزیره قشم شروع شده و تنها نقطه کمربند کوهزایی زاگرس است که در آن لرزه‌خیزی در جهت شمال خاوری به آن سوی گسل اصلی معکوس زاگرس به‌طور قابل توجهی امتداد پیدا کرده است. مطالعات لرزه‌خیزی نشان داده‌اند که ژرفای این زمین‌لرزه‌ها در این منطقه تا $30-45$ کیلومتری پوسته نیز امتداد یافته است (Engdahl et al., 2006; Yamini-Fard et al., 2007). نکته قابل توجه دیگر این است که، علاوه بر این که سرعت همگرایی در زاگرس از سمت شمال باختر به سمت جنوب خاور به تدریج افزایش پیدا می‌کند، گذر از تصادم زاگرس به فرورانش مکران با یک جهش در مقدار سرعت از 2 ± 9 میلی متر در سال تا حدود 2 ± 19 میلی متر در سال همراه بوده است (Vernant et al., 2004; Masson et al., 2007; Regard et al., 2010). Yamini-Fard et al. (2007) با محاسبه ساختار سه‌بعدی سرعت پوسته‌ای (3D crustal velocity structure) به این نتیجه رسیدند که در این ناحیه، ساختاری با سرعت بالا و شیبی به سمت شمال خاور وجود دارد. این ساختار، صفحه‌ای است با شیبی حدود 15° درجه به سمت شمال خاور که احتمالاً از نزدیکی سیستم گسلی میناب - زندان آغاز شده است و در ژرفا، سازوکار رانده را نشان می‌دهد. بنابراین، به احتمال قوی در این ناحیه یک راندگی با مقیاس پوسته‌ای فعال وجود دارد که بخش زاگرس در فرودپایه و تشکیلات مکران در فرادپایه آن واقع شده است.

۳- روش کار

با توجه به این که فرایندهای طبیعی کاملاً همگن نیستند، نمی‌توان از یک بُعد فرکتالی برای توصیف آنها استفاده کرد. در چنین مواردی با روش‌های چندفرکتالی (multifractal approaches) بهتر می‌توان آنها را تفسیر نمود. مطالعات نشان می‌دهد که الگوی رویداد زمین‌لرزه‌ها چندفرکتالی است (Geilikman et al., 1990; Hirabayashi et al., 1992; Goltz, 1997; Kiyashchenko et al., 2003; Kortas, 2011; Telesca and Lapenna, 2006; Zamani and Agh-Atabai, 2009). تجزیه و تحلیل چندفرکتالی ابزار مفیدی برای نشان دادن رفتار پیچیده و آشوب‌ناک توزیع و هندسه فعالیت لرزه‌ای است که با سایر روش‌ها آشکار نمی‌شود. در این روش‌ها به‌جای به‌دست آوردن یک بُعد فرکتالی، طیف یا تابعی از ابعاد فرکتالی به‌دست می‌آید. این توابع معادل چندین آنالیز فرکتالی است که جنبه‌های مختلف

زاگرس با استفاده از روش‌های چندفرکتالی مطالعه شده است. برای این منظور از دو طیف چندفرکتالی ابعاد همبستگی عمومی Dq و تکینیتی $f(\alpha_q)$ استفاده شد. در این روش‌ها به جای به‌دست آوردن یک بُعد فرکتالی، یک طیف یا تابعی از ابعاد فرکتالی به‌دست می‌آید که به‌صورت نمودار نمایش داده می‌شود. در این نمودارها، از مقادیر ابعاد فرکتالی و شکل ظاهری توابع چندفرکتالی می‌توان اطلاعاتی درباره ویژگی‌های الگوی لرزه‌خیزی از جمله میزان خوشه‌بندی و درجه ناهمگنی به‌دست آورد. هدف اصلی این پژوهش نیز به‌دست آوردن چنین خصوصیت‌های الگوی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های جنوب خاور زاگرس به‌ویژه زون گذر تصادم قاره‌ای زاگرس و فرورانش مکران است که یکی از موارد جالب گذر بین فرورانش اقیانوسی و تصادم قاره‌ای در دنیا می‌باشد. انتظار می‌رود الگوی چندفرکتالی لرزه‌خیزی این زون انتقالی با سایر بخش‌های زاگرس متفاوت باشد. در این پژوهش، تجزیه و تحلیل‌های چندفرکتالی با استفاده از جعبه‌ابزار (toolbox) طراحی شده برای تجزیه و تحلیل‌های غیرخطی توزیع زمین‌لرزه‌ها که تحت برنامه Zmap و Matlab اجرا می‌شود، انجام شده است (Wiemer and Zúñiga, 1994; Wiemer, 2001; Enescu et al., 2005).

۲- زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه

فلات ایران بخش گسترده‌ای از کمربند کوهزایی آلپ-همالیاست، که از اسپانیا در باختر اروپا تا اندونزی در جنوب خاور آسیا امتداد پیدا کرده است. زمین‌ساخت کنونی ایران، حاصل همگرایی دو ورقه پایدار عربستان در جنوب باختر و اوراسیا در شمال خاور است (Jackson and McKenzie, 1984). این همگرایی بر تمام گستره فلات ایران و پهنه‌های دگرشکل‌شده مجاور آن تأثیر گذاشته است. دگرشکلی حاصل از این همگرایی که به‌صورت لرزه‌خیزی، زمین‌ریختار، زمین‌ساختی و زمین‌شناسی بروز کرده، به‌شکل ناهمگن توزیع شده است. بیشترین دگرشکلی، در زون فعال برخورد قاره‌ای زاگرس در جنوب باختر، فرورانش اقیانوسی مکران در جنوب خاور، کمربند راندگی البرز در حاشیه دریای خزر، کمربند فعال کپه‌داغ در شمال خاور و ایران مرکزی و خاوری متمرکز است (شکل ۱).

کمربند چین خورده - رانده زاگرس با طولی در حدود 1200 کیلومتر و پهنایی بین 200 تا 300 کیلومتر با روند شمال باختر - جنوب خاور از گسل آنتولی خاوری در خاور ترکیه تا گسل میناب در خاور تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد. مرز شمال خاوری این کمربند بر گسل اصلی معکوس زاگرس (Main Zagros Reverse Fault) و گسل اصلی عهد حاضر (Main Recent Fault) زاگرس منطبق است (Berberian, 1995; Mirzaei et al., 1998). کمربند زاگرس که از جوان‌ترین و جنباترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای بر روی زمین است، در طی فاز اصلی کوهزایی زاگرس از میوسن بالایی تا عصر حاضر شکل گرفته است (Stocklin, 1968) و تقریباً 50 درصد از همگرایی بین صفحه‌عربی و ایران مرکزی به صورت کوتاه‌شدگی شمالی جنوبی به میزان $10-15$ میلی‌متر در سال، در کمربند زاگرس انجام می‌گیرد (Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004).

زاگرس از نظر لرزه‌خیزی بسیار فعال است و لرزه‌خیزترین منطقه ایران به‌شمار می‌رود. بیش از 50 درصد زمین‌لرزه‌های ایران که شبکه‌های جهانی به ثبت رسانده‌اند، در این کمربند روی داده است (Mirzaei et al., 1998). اما بزرگی زمین‌لرزه‌های آن عموماً کمتر از 7 در مقیاس بزرگی گشتاوری است (Talebian & Jackson, 2004; Engdahl et al., 2006). کوچک‌تر در همه نوار چین خورده-رانده زاگرس پراکنده شده، ولی مناطق مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر در امتداد زمین‌ریخت‌های خاصی قرار گرفته‌اند. لرزه‌خیزی در زاگرس از نوع کم‌ژرفا است، به‌طوری که ژرفای کانونی آنها کمتر از 20 کیلومتر است، به عبارتی، تقریباً تمامی زمین‌لرزه‌های آن در بخش پوسته بالایی اتفاق افتاده است (Tatar et al., 2004; Talebian and Jackson, 2004). ژرفای لایه

بعدی)، $(R_i < m)^{-\tau(q)}$ تابع اندازه همسایگی (Neighborhood Size Function)، m تعداد نقاط مجاور نقطه i و T_q یک عدد حقیقی است که با Dq طبق رابطه زیر ارتباط دارد.

$$\tau(q) = (q-1)D(q) \quad (5)$$

تحقیقات نشان داده است که این روش در مقایسه با روش شعاع ثابت برای q های منفی مناسب‌تر است (Badii and Broggi, 1988; Grassberger et al., 1988; Hirabayashi et al., 1992).

طیف دیگری که برای توصیف و تفسیر پدیده زمین‌لرزه استفاده شد، طیف چند فرکتالی تکین $f(\alpha(q))$ است که طبق روابط زیر به دست می‌آید:

$$f(\alpha(q)) = q\alpha(q) - \tau(q) \quad (6)$$

$$\alpha(q) = \frac{d\tau(q)}{dq} \quad (7)$$

در صورت چندفرکتالی بودن توزیع زمین‌لرزه‌ها، طیف $f(\alpha(q))$ به شکل یک سهمی واژگون است که رأس آن در $\alpha=0$ واقع شده و از α_{\min} تا α_{\max} امتداد یافته است. مشابه ابعاد چندفرکتالی $D_{-\infty}$ و $D_{+\infty}$ ، دو محدوده انتهایی این طیف (α_{\max} و α_{\min}) نیز به ترتیب نشان‌دهنده ناحیه‌های متمرکز و خالی از زمین‌لرزه است. در صورتی که توزیع زمین‌لرزه‌ها تک‌فرکتالی (Monofractal) باشد، دامنه تغییرات این نمودار صفر بوده و کل نمودار در یک نقطه جمع خواهد شد ($\Delta\alpha = (\alpha_{\max} - \alpha_{\min}) = 0$). با افزایش دامنه تغییرات نمودار ($\Delta\alpha$)، میزان درجه ناهمگنی توزیع زمین‌لرزه‌ها نیز افزایش پیدا خواهد نمود. بنابراین $\Delta\alpha$ را می‌توان به عنوان پارامتر دیگر معرف درجه ناهمگنی استفاده نمود.

برای به دست آوردن خصوصیات کمی طیف $f(\alpha(q))$ ، یک تابع درجه دو بر این نمودار منطبق می‌شود:

$$f(\alpha(q)) = A(\alpha(q) - \alpha_0)^2 + B(\alpha(q) - \alpha_0) + C \quad (8)$$

که در آن A ، B و C ضرایب ثابت معادله هستند. در بین این پارامترها B عامل فقدان تقارن (asymmetry factor) اهمیت خاصی دارد. این عامل مقدار صفر برای نمودار متقارن، مقادیر مثبت و منفی برای اشکال چپ‌گرد و راست‌گرد به خود می‌گیرد. در طی فرایند انطباق معادله درجه ۲ ضریب ثابت C برابر با $f(\alpha_0) = 1$ در نظر گرفته می‌شود. چپ‌گرد/راست‌گرد بودن نمودار به این معنی است که ناحیه‌های متمرکز/خالی از زمین‌لرزه همگن‌تر از ناحیه‌های خالی/متمرکز از زمین‌لرزه است.

۴- تجزیه و تحلیل داده‌های لرزه‌ای

در این پژوهش، به منظور بررسی الگوی زمانی زمین‌لرزه‌ها، داده‌های لرزه‌ای بین طول‌های جغرافیایی ۵۱ تا ۵۸ درجه خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۶ تا ۳۰ درجه شمالی از بولتن‌های جامع مرکز لرزه‌شناسی بین‌المللی (International Seismological Center) ISC و تعیین اولیه مراکز سطحی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (Preliminary Determination of Epicenters) PDE استخراج شد. مجموعه داده لرزه‌ای به دست آمده، به طول ۳۷ سال (از ژانویه سال ۱۹۷۵ تا آخر ۲۰۱۱) و تعداد کل حدود ۲۰۰۰ زمین‌لرزه با بزرگی بین ۳/۳ تا ۶/۷ در مقیاس امواج درونی است. مطالعات نشان می‌دهند که کاتالوگ‌های زمین‌لرزه‌ای تا بزرگی خاصی ناقص هستند، به این معنی که زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از بزرگی آستانه (M_{th}) (Threshold magnitude) به‌طور کامل گزارش نشده‌اند. از آنجایی که برای مطالعات الگوی لرزه‌خیزی به کاتالوگ کامل نیاز است، باید بزرگی آستانه یا حداقل بزرگی کمال (M_c) (Minimum magnitude of completeness) محاسبه و زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر از آن از کاتالوگ لرزه‌ای حذف گردد تا الگوی به دست آمده درست باشد. به این منظور، آنالیز گوتنبرگ-ریشر یا فرانکس-بزرگی ($\log N = a - bM$) انجام شد. در این معادله تغییر در شیب نمودار فرانکس-بزرگی (FMD) برای ارزیابی M_c استفاده شد، زیرا تصور می‌شود تغییر شیب یا افت تعداد

الگوی توزیع زمین‌لرزه‌ها را به نمایش می‌گذارد. در این پژوهش از دو طیف چند فرکتالی Dq و تکین $f(\alpha_q)$ (Singularity) استفاده شده است.

برای بررسی ویژگی فرکتالی و چندفرکتالی، یک توالی زمین‌لرزه را می‌توان به صورت یک فرایند نقطه‌ای در نظر گرفت که در آن حوادث در مکان‌های تصادفی در بُعد زمان و مکان پراکنده شده‌اند (Cox and Isham, 1980). در صورتی که، چنین فرایند نقطه‌ای با N دایره به شعاع r پوشانده شود طوری که مراکز آنها N نقطه باشد، احتمال توزیع نقاط در دایره i به صورت زیر خواهد بود:

$$P_i(r) \approx r^{-\alpha_i} \quad (1)$$

در این رابطه $P_i(r)$ احتمال یافتن یک نقطه (یا جرم) در کره i ($i = 1, 2, \dots, N$) با شعاع r است و α_i توان هولدر (Holder exponent) یا اندیس جمعیت نام دارد و مطابق با بُعد فرکتالی در نقطه i است که برای توزیع چندفرکتالی از محلی به محل دیگر تغییر می‌کند. در صورتی که تمام دایره‌ها دارای α مشابه باشد توزیع جمعیت زمین‌لرزه‌ها همگن یا تک‌فرکتال خواهد بود (Goltz, 1996). برای به دست آوردن طیف Dq که ابعاد همبستگی عمومی (generalized correlation dimensions) نامیده می‌شود، ابتدا باید تابع تفکیک $Z(r, q)$ (partition Function) محاسبه شود:

$$Z(r, q) = \sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q \quad (2)$$

که در آن پارامتر q درجه گشتاوری معیار P_i است و مقدار آن از $-\infty$ تا $+\infty$ متغیر است. سپس D_q به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$D_q = \frac{1}{q-1} \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log(Z(r, q))}{\log r} \quad (3)$$

در موارد توزیع همگن حوادث یا ساختار تک‌فرکتالی Dq برای تمامی q ها برابر است، بدین معنی که فقط یک بُعد فرکتالی برای تفسیر پدیده کافی است. در این حالت منحنی D_q به یک خط راست که تمام مقادیر آن با D_0 برابر است تبدیل می‌شود و در غیر این صورت Dq با افزایش q به تدریج کاهش می‌یابد. محدوده بالای ابعاد فرکتالی یعنی $D_{-\infty}$ مربوط به بخش‌های خالی و کم تراکم الگوی لرزه‌خیزی بوده و به عبارتی جایی است که در آن $P_i(r)$ کم است. در این محدوده که مربوط به q های منفی است، D_q مقادیری بزرگ‌تر از بُعد فضایی را نشان می‌دهد و بُعد بدون مفهوم هندسی نام دارد (Hirabayashi et al., 1992; Goltz, 1996). در حالی که محدوده پایینی ابعاد فرکتالی، $D_{+\infty}$ مناطق خوشه‌ای و چگال الگوی لرزه‌خیزی را نشان می‌دهد. D_1 ، D_0 و D_2 مواردی خاص از ابعاد فرکتالی هستند که به ترتیب بُعد، ظرفیت (Capacity)، اطلاعات (information) و همبستگی (correlation) نامیده می‌شوند. برای تفسیر ویژگی طیف چند فرکتالی Dq ، پهنای طیف ($W = (D_{-\infty} - D_{+\infty})$) و نرخ کاهش یا شیب طیف اهمیت خاصی دارد. هرچه پهنای طیف بیشتر، توزیع زمین‌لرزه‌ها ناهمگن‌تر خواهد بود. به همین علت پهنای طیف می‌تواند نشان‌دهنده درجه ناهمگنی باشد. از طرفی، در صورتی که شیب طیف کم باشد (gentle type) توزیع زمین‌لرزه‌ها پراکنده است، ولی اگر این نرخ بالا باشد (steep type) توزیع زمین‌لرزه‌ها خوشه‌ای و متمرکز است.

در عمل برای محاسبه طیف D_q ، زمین‌لرزه‌ها با کره یا دایره‌هایی با شعاع ثابت پوشانده شده و $P_i(r)$ به دست می‌آید. این کار برای r های مختلف تکرار شده و در نهایت Dq از شیب بخش خطی (ناحیه مقیاس بندی) در نمودار $(\log(\sum_{i=1}^N \{P_i(r)\}^q))$ در برابر $\log r$ به دست می‌آید. این روش برای q های مثبت مناسب است و اگر تعداد داده‌ها محدود باشد نتیجه برای q های منفی ناپایدار است (Badii and Broggi, 1988; Grassberger et al., 1988; Hirabayashi et al., 1992). برای رفع این مشکل می‌توان از روش جرم ثابت (fixed-mass method) استفاده نمود که در آن نقاط مورد نظر (مراکز سطحی یا زمان وقوع زمین‌لرزه‌ها در محور زمان) با دایره‌هایی با شعاع‌های مختلف ولی حاوی تعداد مساوی پوشانده می‌شود.

$$\log \langle R_i < m \rangle^{-\tau(q)} \approx \log m^{-1/D_q} \quad (4)$$

در رابطه بالا، R میانگین شعاع کره (در حالت سه بعدی) یا دایره (در حالت دو

ملازم است (شکل ۵-الف). نمودار طیف $f(\alpha)$ نیز در این مقیاس زمانی بسیار نامتقارن است (شکل ۵-ب، جدول ۱). جهت نامتقارنی نمودار به صورت راست گرد است ($B = -0.82$) و نشان می‌دهد محدوده‌های زمانی با خوشه‌های لرزه‌ای پرتراکم بسیار ناهمگن‌تر از محدوده‌های زمانی خالی از زمین‌لرزه است. به این معنی که، در این منطقه نبودهای لرزه‌ای با بازه زمانی کوتاه‌تر از ۴ سال وجود دارد که با خوشه‌های لرزه‌ای پرتراکم جدا شده‌اند. در دو منطقه دیگر، این بخش از نمودار وجود ندارد و این امر نشان‌دهنده متفاوت بودن الگوی توزیع زمین‌لرزه‌های آنها نسبت به زون گذر است.

در محدوده زمانی بلند مدت، مقدار بُعد فرکتالی D_{∞} در مناطق ۱ تا ۳ به ترتیب برابر با 0.76 ، $1/0.2$ و $1/0.5$ ، بُعد فرکتالی بیشینه تجمع زمین‌لرزه‌ها در زمان، D_{∞} برابر با 0.45 ، 0.83 و 0.67 و درجه ناهمگنی برابر با 0.31 ، 0.19 و 0.83 است. این ارقام نشان می‌دهند که در این محدوده زمانی نیز الگوی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های زون گذر متراکم‌تر از دو منطقه دیگر است. نکته جالب در باره نمودارهای چندفرکتالی و تکین منطقه ۱ این است که در این گستره زمانی نیز آنها نامتقارن بوده و جهت تقارن مشابه الگوی گستره میان مدت است (شکل ۶، جدول ۱).

با توجه به شکل توابع همسایگی می‌توان دریافت که در دو منطقه ۲ و ۳ الگوی لرزه‌ای متفاوت است و شامل دو الگوی توزیع زمانی کوتاه مدت زمین‌لرزه‌ها که معمولاً مربوط به زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر با فاصله زمانی کوتاه از یکدیگر است و الگوی توزیع بلند مدت زمین‌لرزه‌ها و خوشه‌های لرزه‌ای مرتبط با آنها در طول زمان می‌باشد. اما در منطقه زون گذر اوضاع متفاوت است. در این منطقه سه الگوی متفاوت در سه محدوده زمانی مختلف مشاهده می‌شود. همانند دو منطقه دیگر، این منطقه نیز محدوده کوتاه زمانی ویژگی‌های چندفرکتالی توزیع پس‌لرزه‌ها و زمین‌لرزه‌های کوچک را درون خوشه‌های لرزه‌ای نشان می‌دهد. محدوده زمانی بلندمدت، الگوی توزیع زمین‌لرزه‌ها را در طول زمان نشان می‌دهد. ولی وجود شکستگی شاخص در نمودار توابع همسایگی یا به عبارتی یک مقیاس شاخص نشان از الگوی متفاوت توزیع زمین‌لرزه‌ها در این محدوده زمانی است. به نظر می‌رسد در منطقه زون گذر علاوه بر خوشه‌های کوچک لرزه‌ای نوع دیگری نیز وجود دارد. این نوع، خوشه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و اصلی (Mainshocks) است که با فاصله زمانی کوتاه از یکدیگر اتفاق افتاده‌اند. در سال‌های اخیر به طور متوسط هر ۳-۴ سال یک بار در مناطق قشم و بندرعباس و اطراف آنها یک زمین‌لرزه اصلی متوسط تا بزرگ (با بزرگی بین $5/5$ تا $6/2$) اتفاق می‌افتد. به منظور بررسی بیشتر، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در این مناطق با استفاده از رابطه گوتنبرگ-ریشر محاسبه و ترسیم شد (شکل ۷). این نمودارها نیز گویای کوتاه‌تر بودن دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های اصلی در زون گذر زاگرس-مکران نسبت به مناطق مجاور است.

۵- نتیجه‌گیری

در این تحقیق برای بررسی ویژگی‌های چندفرکتالی زمین‌لرزه‌های جنوب خاور زاگرس، مجموعه داده‌های لرزه‌ای از مراکز ISC و NEIC با بازه زمانی ۳۷ سال (۱۹۷۵ تا ۲۰۱۱) استخراج شد. برای به دست آوردن الگوی توزیع زمین‌لرزه‌ها، طیف‌های چندفرکتالی برای سه منطقه در جنوب خاور زاگرس محاسبه شد. توابع انتگرال همبستگی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های سه منطقه با یکدیگر تفاوت دارد. به جز منطقه ۱ که در آن سه محدوده مشاهده می‌شود، در دو منطقه دیگر، دو گستره خطی کوتاه مدت و بلند مدت وجود دارد. اما در نمودار زون گذر گستره بلند مدت خود به دو گستره با رفتاری کاملاً متفاوت تقسیم شده است. مرز بین این دو گستره بلند با یک شکستگی شاخص در حدود $3/6$ سال مشخص شده است. در محدوده زمانی بلند مدت الگوی توزیع زمین‌لرزه‌ها در زون گذر کاملاً خوشه‌ای

حوادث لرزه‌ای در مقابل بزرگی برای زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی کمتر از M_c به علت گزارش نشدن حوادث لرزه‌ای باشد (Wiemer and Wyss, 2000). به این ترتیب بزرگی کمال برای منطقه مطالعه شده $4/5$ به دست آمد (شکل ۲).

در شکل ۳ نقشه لرزه‌خیزی منطقه مطالعه شده نمایش داده شده است. در این نقشه، در بخش شمال‌باختر منطقه که منطبق بر خطواره قطر-کازرون است خوشه‌های زمین‌لرزه وجود دارد، در بخش میانی که همان منطقه جنوب خاور زاگرس است، زمین‌لرزه‌ها تقریباً به صورت همگن توزیع شده و در نهایت در بخش جنوب خاور، یعنی در زون گذر یک روند لرزه‌ای دیده می‌شود که از قشم آغاز و تا میناب ادامه پیدا کرده است. برای تفکیک سه بخش، داده‌های لرزه‌ای درون سه دایره به ترتیب با مراکز $56/5$ درجه خاوری - $27/5$ درجه شمالی (ناحیه شماره ۱)، 54 - $27/5$ (ناحیه شماره ۲) و 52 - $28/5$ (ناحیه شماره ۳) و با شعاع 150 کیلومتر استخراج شد و به طور جداگانه مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۳).

برای محاسبه طیف چندفرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های مناطق مطالعه شده، ابتدا توابع اندازه همسایگی برای τ_q های مختلف طبق رابطه (۴) محاسبه و گستره τ_q طوری انتخاب شد (بین 10 - تا 6) که در نهایت بعد از محاسبه طیف q بین 5 - تا 5 متغیر باشد و نمودار توابع اندازه همسایگی در برابر m در یک دستگاه مختصات دو لگاریتمی ترسیم شد (شکل ۴).

توابع انتگرال همبستگی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های سه منطقه کاملاً با یکدیگر تفاوت دارد. در منطقه ۱ سه محدوده و در دو منطقه دیگر، دو گستره خطی مشاهده می‌شود. محدوده زمانی کوچک برای مناطق یک تا سه به ترتیب حدود 0 تا 150 روز، 28 تا 270 روز و 36 تا 330 روز است. به نظر می‌رسد حد پایینی این گستره با کوچک‌ترین فاصله زمانی دو زمین‌لرزه متوالی کنترل می‌شود و با توجه به حد بالایی آن که کمتر از یک سال است، ویژگی‌های چندفرکتالی محاسبه شده از این گستره، الگوی توزیع زمانی خوشه‌های کوچک و به ویژه چگونگی توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر را درون خوشه‌ها نشان می‌دهد. حد بالایی گستره زمانی بزرگ در هر سه نمودار، تقریباً برابر با دو سوم طول دوره زمانی مطالعه شده (حدود 24 سال) است. نکته جالب درباره نمودار زون گذر این است که گستره بلند مدت در این منطقه خود به دو گستره با رفتاری کاملاً متفاوت تقسیم شده است. مرز بین این دو گستره بلندمدت حدود $3/6$ سال است. بنابراین، می‌توان گفت که نمودار منطقه یک شامل سه گستره خطی کوتاه مدت (تا 150 روز)، میان مدت (150 روز تا $3/6$ سال) و بلندمدت ($3/6$ تا 24 سال) است. ابتدا و انتهای این محدوده‌ها بر روی شکل ۴ مشخص شده است.

برای به دست آوردن الگوی چندفرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌ها، شیب نمودارها در تمام مقیاس‌های زمانی محاسبه و نمودارهای طیف‌های فرکتالی D_q و $f(\alpha)$ ترسیم شده است. متأسفانه در گستره کوتاه، خطای شیب نمودارها به علت کم بودن تعداد داده‌ها بسیار بالا است، و این مقدار خطا، نتایج را تحت تأثیر قرار داده است. بنابراین در ادامه فقط نتایج مربوط به گستره بلندمدت بررسی می‌شود. از آنجا که در منطقه ۱ گستره بلند به دو گستره تقسیم شده، برای مقایسه ویژگی‌های چند فرکتالی سه منطقه یک بار طیف‌های چندفرکتالی مناطق ۲ و ۳ با گستره میان مدت زون گذر و بار دیگر با گستره بلندمدت این زون با هم مقایسه و ترسیم شده است (شکل‌های ۵ و ۶).

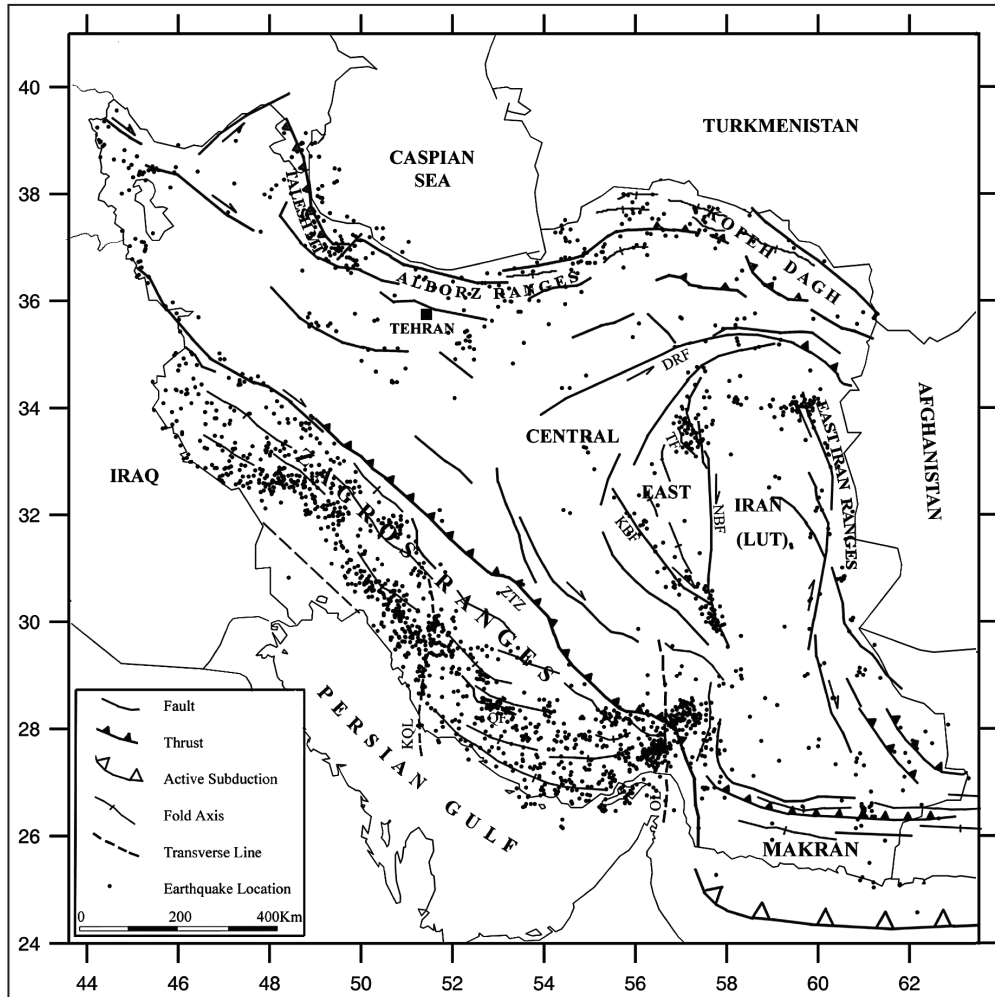
در محدوده زمانی میان مدت، که فقط در زون گذر مشاهده می‌شود، مقدار بُعد فرکتالی D_{∞} برابر با $1/1$ ، بُعد فرکتالی بیشینه تجمع زمین‌لرزه‌ها در زمان، D_{∞} برابر با 0.37 و میزان درجه ناهمگنی برابر با 0.73 است. مقدار بُعد فرکتالی همبستگی ($D_2=0.5$) نشان می‌دهد که در این محدوده زمانی زمین‌لرزه‌های این منطقه تقریباً به صورت خوشه‌هایی متمرکز است. نکته قابل توجه در نمودار طیف D_q این است که شیب این نمودار در بخش مثبت به شدت متغیر و نشان‌دهنده توزیع خوشه‌ای و متمرکز زمین‌لرزه‌ها است. این در حالی است که شیب بخش منفی نمودار بسیار

زمین‌لرزه‌های اصلی در زون گذر را نسبت به مناطق دیگر تأیید می‌کند. در مجموع نتایج تحقیق حاضر نشان‌دهنده پیچیدگی و ناهمگن بودن الگوی توزیع زمین‌لرزه‌های زون گذر زاگرس-مکران نسبت به اطراف است.

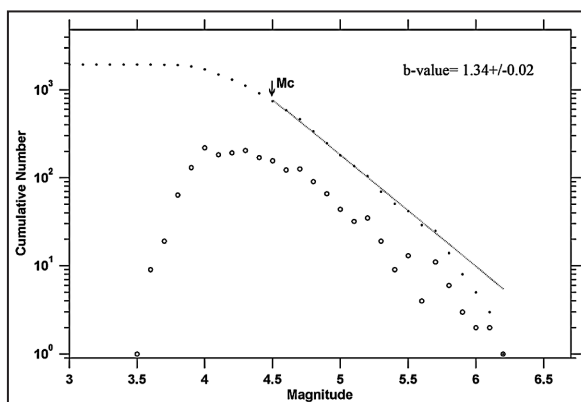
سیاسگزاری

از داوران گرامی که با پیشنهادات سازنده خود باعث تقویت مقاله شدند سپاسگزاری می‌شود.

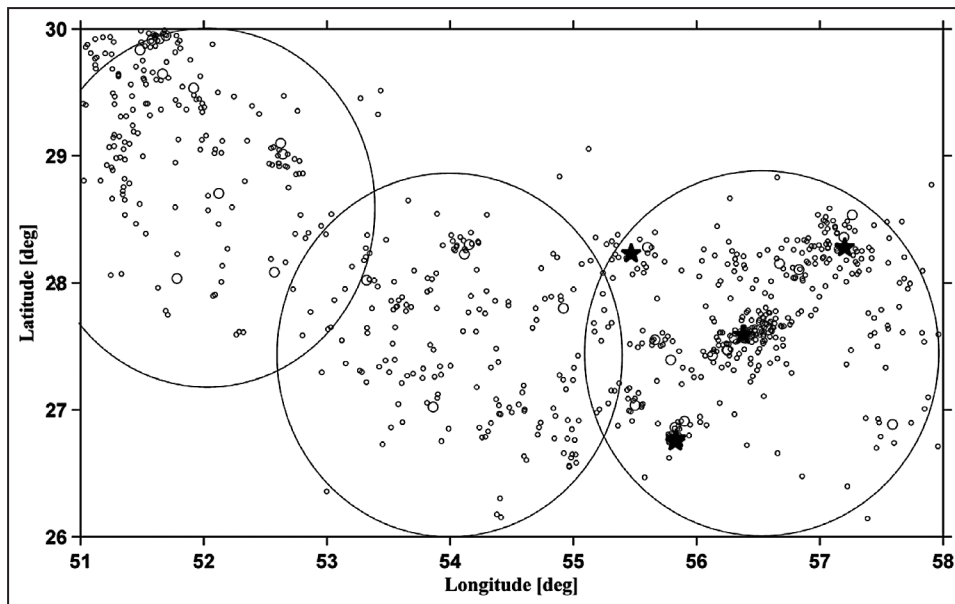
و متراکم‌تر از دو منطقه دیگر است. وجود شکستگی شاخص در نمودار توابع همسایگی نشان‌دهنده الگوی متفاوت توزیع زمین‌لرزه‌ها در این محدوده زمانی است. به نظر می‌رسد در منطقه زون گذر علاوه بر خوشه‌های کوچک پس‌لرزه‌ای نوع دیگری از خوشه نیز وجود دارد. این نوع، خوشه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر و اصلی (Mainshocks) است و با فاصله زمانی کوتاه از یکدیگر اتفاق افتاده‌اند. در سال‌های اخیر در مناطق قشم و بندرعباس و اطراف آنها به طور متوسط هر ۳ الی ۴ سال یک‌بار یک زمین‌لرزه اصلی متوسط تا بزرگ (با بزرگی بین ۵/۵ تا ۶/۲) اتفاق افتاده است. نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در سه منطقه نیز کوتاه‌تر بودن دوره بازگشت



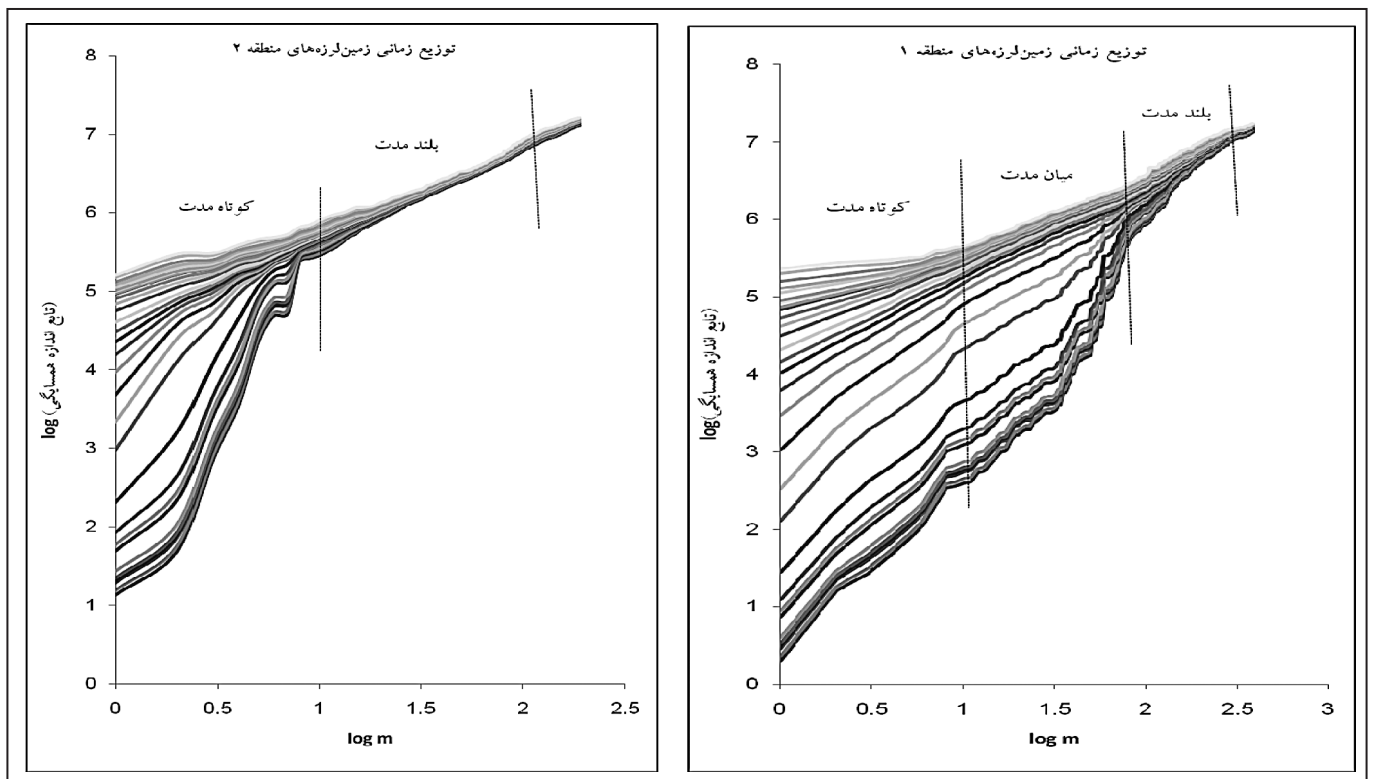
شکل ۱- نقشه ساده شده لرزه‌زمین‌ساختی ایران (برگرفته از Agh-Atabai, 2009)



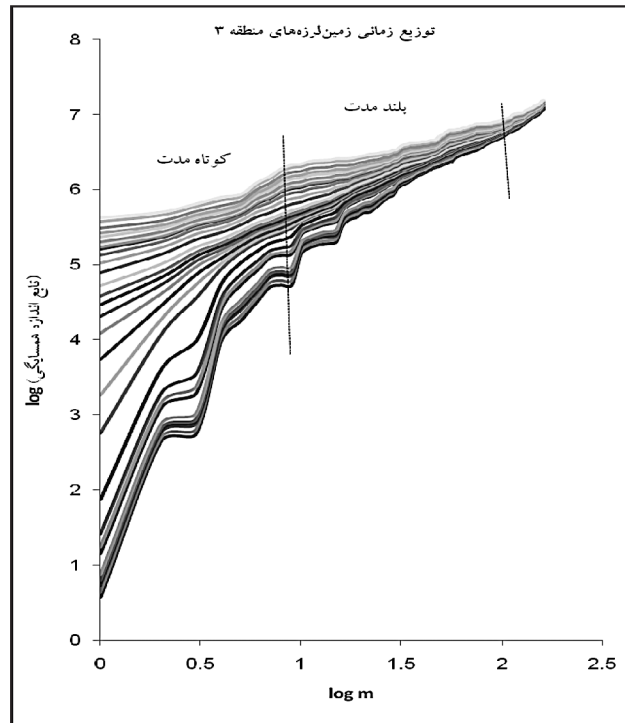
شکل ۲- نمودار توزیع فرکانس - بزرگی برای زمین‌لرزه‌های جنوب باختر زاگرس برای دوره زمانی ۱۹۷۵-۲۰۱۱



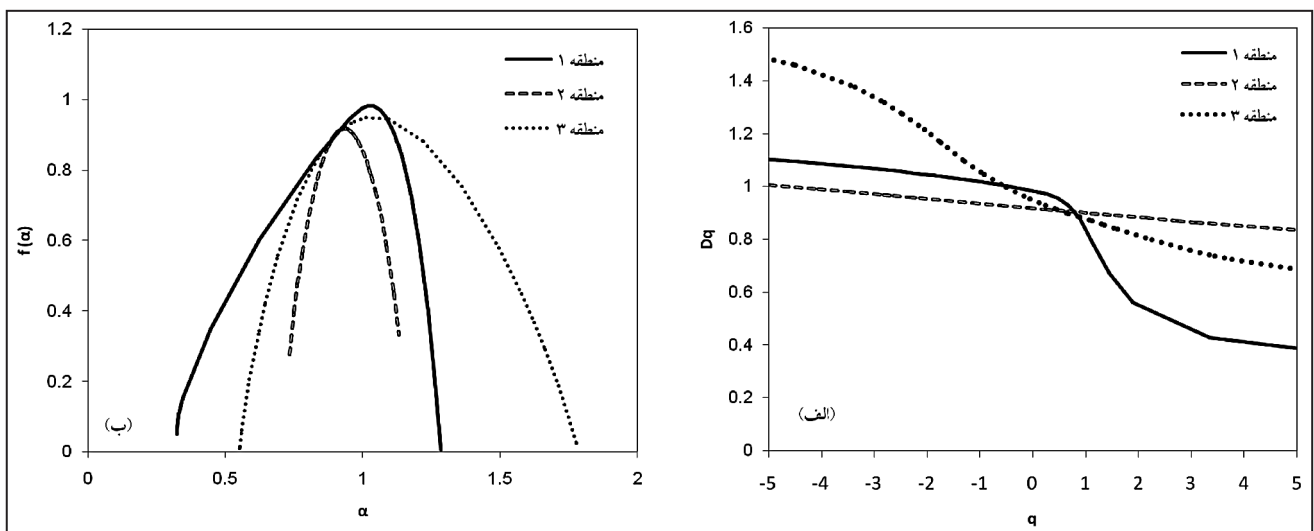
شکل ۳- توزیع مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های منطقه جنوب خاور زاگرس با بزرگی $mb \geq 4/5$ برای دوره زمانی ۱۹۷۵ تا ۲۰۱۱. دایره‌ها، محدوده سه منطقه مطالعه شده را نشان می‌دهد. مرکز دایره‌ها از راست به چپ به ترتیب $56/5$ درجه خاوری - $27/5$ - 54 - $27/5$ و 52 - $28/5$ است.



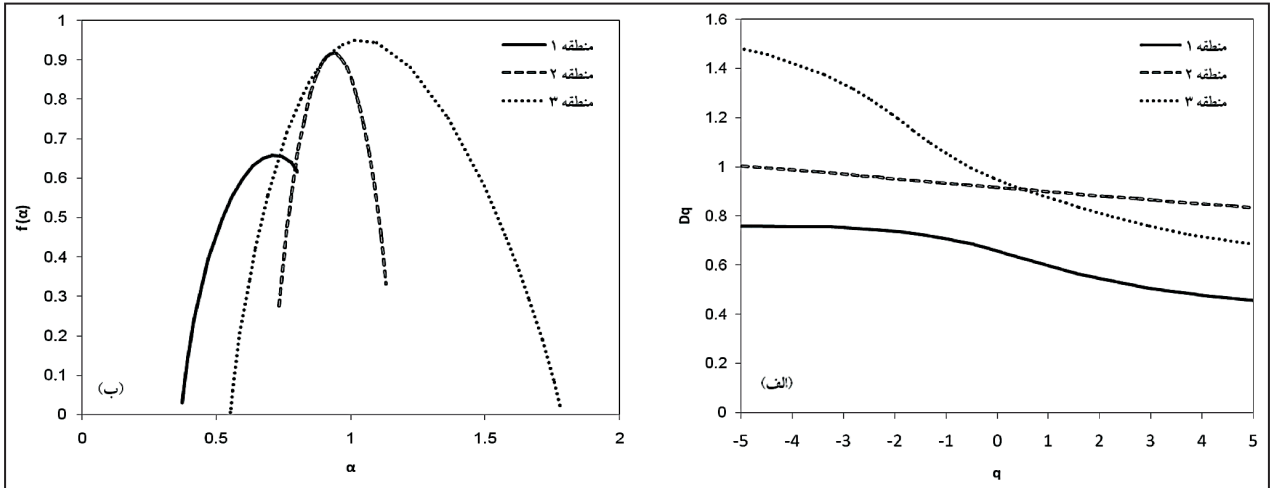
شکل ۴- نمودار توابع اندازه همسایگی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های مناطق ۱ تا ۳ با بزرگی $4/5$ و بزرگ‌تر و دوره زمانی ۱۹۷۵-۲۰۱۱ (τ_p از بالا به پایین بین ۶- تا ۱۰ متغیر است). محدوده‌های مقیاس‌بندی در هر سه نمودار نمایش داده شده است.



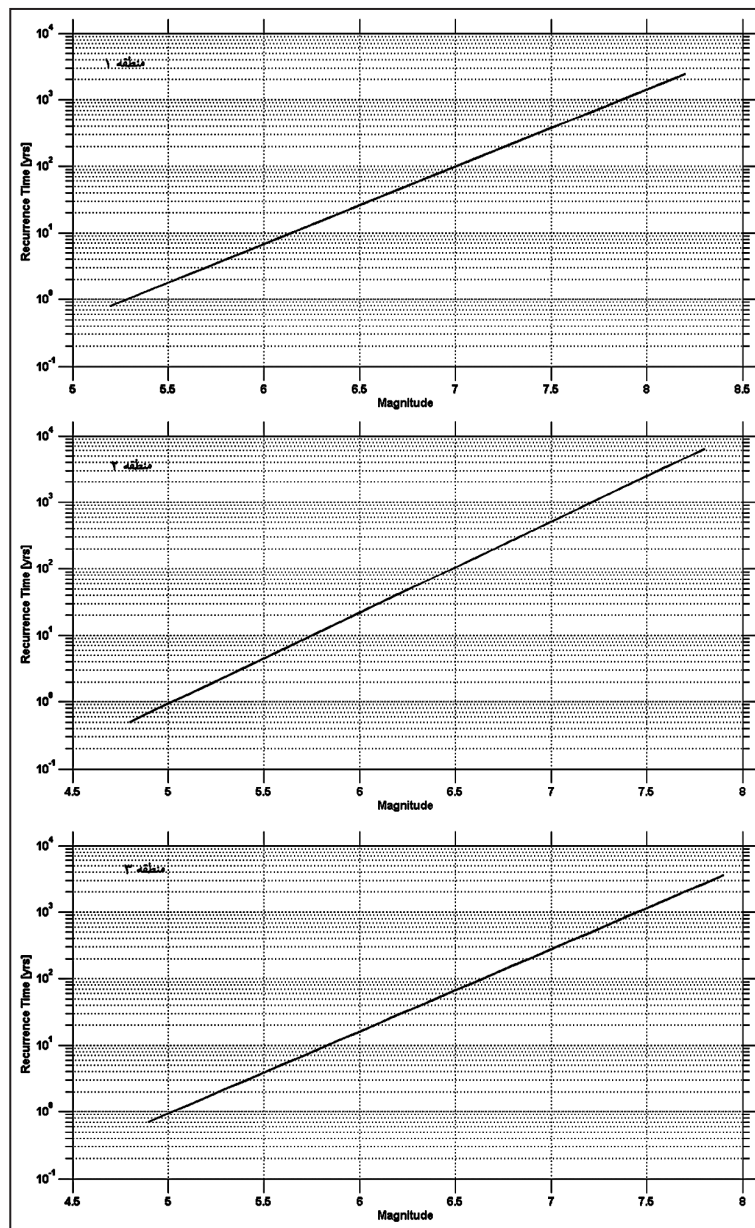
ادامه شکل ۴- نمودار توابع اندازه همسایگی توزیع زمانی زمین لرزه‌های مناطق ۱ تا ۳ با بزرگی ۴/۵ و بزرگ‌تر و دوره زمانی ۱۹۷۵-۲۰۱۱ (τ_p) از بالا به پایین بین ۶- تا ۱۰ متغیر است). محدوده‌های مقیاس بندی در هر سه نمودار نمایش داده شده است.



شکل ۵- نمودارهای الف) طیف چند فرکتالی D_q و ب) طیف تکنیکی $f(\alpha_p)$ برای مقیاس زمانی بلند مناطق ۲ و ۳ و گستره میان مدت منطقه ۱.



شکل ۶- نمودارهای الف) طیف چند فرکتالی D_q و ب) طیف تکین $f(\alpha_q)$ برای سه منطقه ۱ تا ۳ در مقیاس زمانی بلند.



شکل ۷- نمودارهای دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در مناطق ۱ تا ۳.

جدول ۱- پارامترهای مختلف چندفرکتالی توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های منطقه: $D_{+\infty}$ و $D_{-\infty}$: محدوده بالایی طیف و پایینی طیف چندفرکتالی، D_0 : بعد ظرفیت (Capacity)، D_2 : بعد اطلاعات (information) یا همبستگی (correlation)، $D_0 - D_{+\infty}$ و $D_0 - D_{-\infty}$: پهنای بخش‌های منفی و مثبت طیف، $W(D_{-\infty} - D_{+\infty})$: پهنای طیف، α_{\min} و α_{\max} : دو محدوده انتهایی طیف چندفرکتالی تکین، f_{\max} : نقطه بیشینه طیف تکین، $\Delta\alpha$: پهنای طیف تکین و عامل فقدان تقارن طیف تکین: B

گستره	گستره زمانی میان مدت			گستره بلند (بلند مدت)		
	۱	۲	۳	۱	۲	۳
منطقه						
$D_{-\infty}$	۱/۱	-	-	۰/۷۶	۱/۰۲	۱/۵۰
D_0	۰/۹۸	-	-	۰/۶۶	۰/۹۱	۰/۹۵
D_2	۰/۵	-	-	۰/۵۴	۰/۸۷	۰/۷۹
$D_{+\infty}$	۰/۳۷	-	-	۰/۴۵	۰/۸۳	۰/۶۷
$D_{-\infty} - D_0$	۰/۱۲	-	-	۰/۱	۰/۱۱	۰/۵۵
$D_0 - D_{+\infty}$	۰/۶۱	-	-	۰/۲۱	۰/۰۸	۰/۲۸
$W(D_{-\infty} - D_{+\infty})$	۰/۷۳	-	-	۰/۳۱	۰/۱۹	۰/۸۳
α_{\min}	۰/۳۲	-	-	۰/۳۷	۰/۷۳	۰/۵۵
α_{\max}	۱/۲۸	-	-	۰/۸	۱/۱۳	۱/۷۷
f_{\max}	۰/۹۸	-	-	۰/۶۶	۰/۹۲	۰/۹۵
$\Delta\alpha = (\alpha_{\max} - \alpha_{\min})$	۰/۹۶	-	-	۰/۴۳	۰/۴	۱/۲۲
B	-۰/۸۲	-	-	-۰/۱۳	+۰/۱۴	+۰/۶۷

References

- Agh-Atabai, M., 2009- Quantitative seismicity pattern of Iran, PhD diss., Shiraz University.
- Aki, K., 1981- A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In Earthquake prediction- An international Rev. Am. Geophys. Unio, D.W. Simpson & P. G. Richards (ed.), Maurice Ewing Ser. 4: 566-574.
- Badii, R. & Broggi G., 1988- Measurement of the Dimension Spectrum $f(\alpha)$ - Fixed-mass Approach. Phys. Lett. A, 131 (6): 339-343.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193-224.
- Cox, D.R. & Isham, V., 1980- Point processes. Chapman and Hall, London.
- Enescu, B., Ito, K., Radulian, M., Popescu, M. & Bazacliu, O., 2005- Multifractal and Chaotic Analysis of Vrancea (Romania) Intermediate-depth Earthquakes: Investigation of the Temporal Distribution of Events, Pure appl. geophys. 162: 249-271.
- Engdahl, E.R., Jackson, J., Myers, S. C., Bergman, E.A. & Priestley, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. Geophys. J. Int. 167: 761-778.
- Geilikman, M.B., Golubeva, T.V. & Pisarenko, V.F., 1990- Multifractal patterns of seismicity. Earth Planet. Sci. Lett. 99: 127-132.
- Goltz, C., 1996- Multifractal and entropic properties of landslides in Japan, Geol. Rundsch., 85: 71-84.
- Goltz, C., 1997- Fractal and Chaotic Properties of Earthquakes. Springer-Verlag, Berlin, p. 178.
- Grassberger, P., Badii, R. & Polit, A., 1988- Scaling laws for invariant measures on hyperbolic and nonhyperbolic attractors. Journal of Statistical Physics 51: 135-178.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F., 1954- Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon. Second edition. Princeton: Princeton University Press.
- Hirabayashi, T., Ito, K. & Yoshii, T., 1992- Multifractal Analysis of Earthquakes. Pure Appl. Geophys. 138 (4): 591-610.
- ISC, International Seismological Centre, Newbury, Berkshire, United Kingdom.

- Jackson, J. & McKenzie, D.P., 1984- Active tectonics of the Alpine- Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophy. J. Roy. Astr. Soc.*, London 77: 185-264.
- Kadinsky-Cade, K. & Barazangi, M., 1982- Seismotectonics of southern Iran : the Oman Line, *Tectonics*, 1: 389-412.
- Kagan, Y. & Jackson, D., 1991- Long-term earthquake clustering. *Geophys. J. Int.* 104: 117-133.
- Kiyashchenko, D., Smirnova, N., Troyan, V. & Vallianatos, F., 2003- Dynamics of multifractal and correlation characteristics of the spatio-temporal distribution of regional seismicity before the strong earthquakes. *Nat. Hazard Earth Syst. Sci.* 3: 285-298.
- Kortas, L., 2005- Search for chaotic dynamics manifestation in multiscale seismicity. *Acta Geophys. Polonica* 53 (1): 47-74.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007- Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International* 170: 436-440.
- Mirzaei, N., Gao, M. & Chen, Y.T., 1998- Seismic sources regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7: 465-495.
- Omori, F., 1895- On the aftershocks of earthquakes. With plates IV-XIX. *Coll. Sci. Tokyo Imp. Univ.* 7: 111-200.
- PDE, Preliminary Determination of Epicenters. Monthly Listing, US Department of the Interior, Geol. Surv., National Earthquake Information Center, Denver, Colorado, USA.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. & Abbassi, M., 2010- The transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and Active deformation, *Special Publication - Geological Society of London* 330 (2010) 41-64“ DOI : 10.1144/SP330.4.
- Smalley, R.F., Chatelain, J.L., Turcotte, D.L. & Pre' vot R., 1987- A fractal approach to the clustering of earthquakes: application to the seismicity of the New Hebrides. *Bull. Seism. Soc. Am.* 77: 1368-1381.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bull.* 52: 1229-1258.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156: 506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. & Ghafory-Ashtiani, M., 2004- Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophys. J. Int.*, 156: 255-266.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. & Chery, J., 2002- The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 29(19), doi:10.1029/2002GL015427.
- Telesca, L., Lapenna, V. & Macchiato, M., 2003- Spatial variability of the time correlated behavior in Italian seismicity. *Earth Planet. Scie. Lett.* 212: 279-290.
- Telesca, L., Cuomo, V., Lapenna, V. & Macchiato, V., 2001- Identifying space time clustering properties of the 1983-1997 Irpinia- Basilicata (southern Italy) seismicity. *Tectonophysics* 330: 93-102.
- Telesca, L. & Lapenna, V., 2006- Measuring multifractality in seismic sequences. *Tectonophysics* 423: 115-123.
- Telesca, L., Lapenna, V. & Macchiato, M., 2004- Investigating linear & nonlinear behaviors in time dynamics of observational seismic sequences. *Chaos, Solitons & Fractals* 20: 195-203.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Present day crustal deformation and plate kinematics in the middle-east constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman., *Geophys. J. Int.* 157: 381-398.
- Wiemer, S., 2001- A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seis. Res. Lett.* 72:382-373 .
- Wiemer, S. & Wyss, M., 2000- Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 859-869.
- Wiemer, S. & Zúniga, R.F., 1994- ZMAP—a software package to analyze seismicity, *EOS, Transactions. Fall Meeting, AGU* 75, p. 456.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Paul, A., Farahbod A.M. & Mokhtari, M., 2007- “The Diffuse Transition between the Zagros Continental Zone and the Makran Oceanic Subduction (Iran): Microearthquake Seismicity and Crustal Structure”, *Geophys. J. Int.*, 170: 182-194.
- Zamani, A. & Agh-Atabai, M., 2009- Temporal characteristics of seismicity in the Alborz and Zagros regions of Iran, using a multifractal approach. *J. 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, *IJST, A1*: 39-51.

Temporal Distribution Pattern of the Earthquakes in the SE Zagros

M. Agh-Atabai ^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran

Received: 2012 July 22

Accepted: 2013 May 13

Abstract

In this paper, the properties of temporal distribution of earthquakes in southeast Zagros were studied using multifractal methods. To describe the multifractal characteristics of the occurrence time of events, the generalized correlation dimensions D_q and the singularity spectrum $f(\alpha_q)$ were calculated for earthquake sequence with magnitudes equal to or larger than the completeness magnitude ($M=4.5$). In order to investigation of the spatial variations of seismicity pattern, the study area is divided into the three subareas and the results of the analyses were compared to each other. The calculated multifractal spectra for all subareas indicate that the pattern of seismic activity in these regions is a heterogeneous multifractal phenomenon. However, the graphs of correlation integral functions of the studied subareas have clear differences. Except the transition zone on which there are three scaling ranges, the other subareas show two scaling ranges: short and long time scales. The properties of short time scale are controlled by the distributions of small earthquakes (e.g. aftershocks) in clusters, whereas the long time scale is related to the distribution of larger main earthquakes and the clusters related to them. In the graph of transition zone, the large time scale is divided into two different ranges with a characteristic break on about 3.6 years. This characteristic length means there is another kind of clusters (main shocks) rather than the small earthquake clusters. The graphs of recurrence time of earthquakes support these results and show the shorter recurrence time of events in the transition zone. In addition, the results show that the transition zone has a more heterogeneous multifractal pattern rather than its surroundings.

Keywords: Earthquake, Multifractal, Transition zone, Asymmetry factor, Recurrence time

For Persian Version see pages 245 to 254

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