

تجزیه و تحلیل فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت- سراوان، شمال شرق مکران

عبدالرضا پرتابیان^۱، شجاع انصاری^(۲) و فریده جهاننیده^۳

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

۲. دکترای زمین‌شناسی (تکتونیک)، دانشکده فنی فومن، دانشگاه تهران

۳. دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۷/۰۷

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۱/۱۶

چکیده

در این پژوهش بعد فرکتالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان و ارتباط آن با پارامترهای لرزه‌خیزی (b-value) همچنین نسبت انرژی منتشر شده توسط زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار گرفته است. زمین‌لرزه اصلی، یک زمین‌لرزه درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال بوده و ناشی از فعالیت گسل سراوان نمی‌باشد. بررسی بعد فرکتالی پس‌لرزه‌ها و ارتباط آن با b-value وجود یک منبع لرزه‌ای خطی نظیر پهنه فرورانش را تایید می‌کند. از طریق بعد فرکتال می‌توان نسبت لغزش در گسل‌های اصلی و ثانویه را نیز برآورد کرد. این نسبت نشان می‌دهد که بخش کمی از لغزش‌ها از طریق گسل‌های نزدیک به سطح زمین صورت گرفته است که این موضوع از طریق عمق پس‌لرزه‌های رخ داده در نزدیکی این گسل‌ها قابل تایید می‌باشد. بنابراین وقوع زمین‌لرزه اصلی در عمق زیاد موجب آزاد شدن انرژی و انتقال آن به اعماق کم و فعال نمودن گسل‌ها و شکستگی‌ها شده است که رخداد پس‌لرزه‌ها هم در اعماق نزدیک به زمین‌لرزه اصلی و هم در اعماق کم و نزدیک به سطح زمین می‌تواند تایید کننده آن باشد. نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گشت-سراوان به انرژی منتشر شده توسط زمین‌لرزه اصلی نشان می‌دهد که بخش بزرگ انرژی منتشر شده مربوط به زمین‌لرزه اصلی بوده و تنها درصد کمی مربوط به پس‌لرزه‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: مکران، پهنه فرورانش، پس‌لرزه، لرزه‌خیزی، بعد فرکتال.

مقدمه

دور از ساحل^۲ تا فروافتادگی جازموریان در ایران و فروافتادگی مشکل^۳ در پاکستان می‌باشد (Burg et al., 2013). پهنه فرورانش مکران یک پهنه همگرا است که در آن پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیر قاره اوراسیا از اوایل کرتاسه

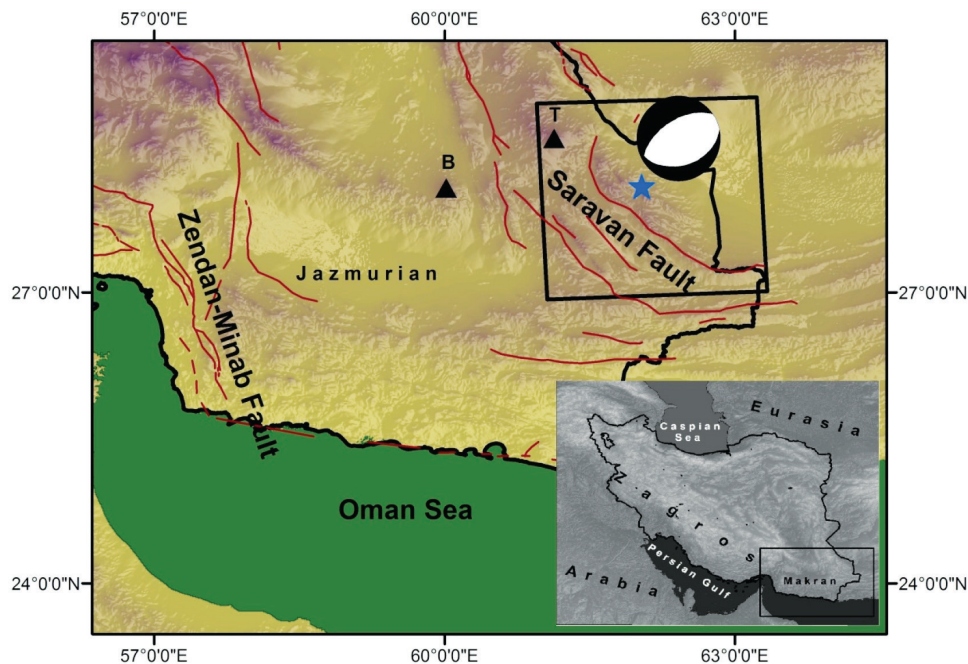
مکران از دیدگاه زمین‌شناسی، یکی از بزرگ‌ترین گوه‌های برافزایشی^۱ بر روی زمین است که در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان قرار گرفته است (شکل ۱) و به اندازه ۱۰۰۰ کیلومتر از تنگه هرمز در غرب تا در نزدیکی کراچی در شرق گسترده شده است. عرض گوه به اندازه ۳۵۰-۳۰۰ کیلومتر از نواحی

1. Accretionary prism
2. Offshore
3. Meshkel

* نویسنده مرتبط: Shojaansari@yahoo.com

در سرتاسر مکران گسترده شده‌اند که از جنوب به طرف شمال شدت آنها کاهش می‌یابد. گسل‌های مهم در منطقه، راندگی‌های با روند شرقی بوده که در ایران در سرتاسر عرض مکران از جازموریان تا خلیج عمان کشیده شده‌اند (Farhoudi and Karig, 1977). از پلیستوسن میانی بخش ساحلی مکران بالآمدگی و گسل خوردگی کششی را تجربه کرده است. (Grando and McClay, 2007) نرخ کوتاه شدگی ژئودتیک مکران بر اساس یافته‌های Vernant et al. (2004) به اندازه ۱۹ میلی‌متر بر سال می‌باشد. نرخ کوتاه شدگی لرزه‌ای مکران بر اساس یافته‌های Ansari and Zamani (2014) تقریباً ۱ میلی‌متر بر سال به دست آمده است که بیانگر غالب بودن دگرشکلی غیر لرزه‌ای در این منطقه می‌باشد.

حرکت کرده است (Farhoudi and Karig, 1977). نرخ همگرایی در راستای مرز مکران به آرامی از غرب به طرف شرق افزایش می‌یابد (De Mets et al., 1990). مکران در غرب توسط برخورد قاره-قاره صفحات عربی و اوراسیا و در شرق توسط برخورد قاره-قاره بین صفحات هند و اوراسیا محدود شده است. مرز شرقی مکران توسط سیستم‌های امتدادلغز ترافشارشی اصلی نظیر پهنه‌های گسلی اورناچ-نال و چمن محدود می‌شوند. سیستم گسلی میناب لبه غربی مکران را به پهنه فشارشی با روند شمال غربی کمربند راندگی-چین خورده زاگرس به یکدیگر متصل می‌کند (Byrne et al., 1992). مکران، در شمال توسط گودال‌های جازموریان و مشکل محدود می‌شود در حالی که مرز جنوبی در قاعده شیب قاره قرار می‌گیرد. گسل‌ها و چین‌های فعال



شکل ۱. نقشه موقعیت مکانی زمین لرزه اصلی در شمال شرق مکران. سازوکار کانونی نرمال از (Ashtari Jafari, 2014) اقتباس شده است. کادر سیاه رنگ موقعیت شکل ۲ را نشان می‌دهد. مثلث‌های سیاه رنگ موقعیت مکانی آتشفشان‌های بزمان (B) و نفتان (T) را نشان می‌دهند. نقشه پیوست موقعیت مکانی صفحات عربی و اوراسیا را نسبت به ایران نشان می‌دهد کادر مشخص شده در آن موقعیت شکل ۱ را نشان می‌دهد

می‌شود. بررسی‌های گرانش هوای آزاد^۳ در جهت عمود بر گودال اقیانوسی در شرق و غرب مکران نشان می‌دهد که

داده‌های لرزه‌ای نشان می‌دهند که شرق مکران با زاویه ۸° فرورانش داشته و با خمش ورقه به درون سست کره به ۲۰° درجه افزایش می‌یابد. زاویه شیب ورقه فرورونده در غرب مکران که به زیر ورقه فرارونده حرکت می‌کند، روشن نیست اما به درون سست کره با زاویه شیب تقریباً ۳۰° خم

1. Ormach-Nal and Chaman fault zones
2. Aseismic
3. Free air gravity

نشان می‌دهد این زمین‌لرزه از جبهه منشأ گرفته است و حداقل نیمی از سنگ کره اقیانوسی را دچار گسیختگی نموده است (Barnhart et al., 2014). (Penney et al., 2017). پیشنهاد می‌کنند که زمین‌لرزه‌های با عمق‌های تقریباً ۸۰-۷۰ کیلومتری در نواحی شمالی مکران نشان‌دهنده کشیدگی در صفحه فرورونده می‌باشد. این زمین‌لرزه در نواحی کوهستانی با جمعیت پراکنده در استان سیستان و بلوچستان در نزدیکی شهر گشت به وقوع پیوسته است. یکی از نکات قابل توجه در مورد این زمین‌لرزه نزدیک بودن نواحی کانون سطحی زمین‌لرزه ۲۹ فروردین سال ۱۳۶۲ به زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ می‌باشد. این زمین‌لرزه یک کشته و چندین نفر آسیب دیده در ایران به‌جای گذاشته است (Ashtari Jafari, 2014).

پس‌لرزه‌ها همیشه پس از وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ رخ می‌دهند. بعد از کامل شدن گسیختگی حاصل از زمین‌لرزه اصلی، تغییرات تنش ناشی از زمین‌لرزه اصلی به تدریج در پهنه‌های ضعف (گسل‌های کوچک) پیرامون منتشر می‌شود. برهم‌کنش بین تنش‌ها و گسل‌ها نقش مهمی در به وقوع پیوستن پس‌لرزه‌ها دارد (Yamashita and Knopoff, 1987; Tajima and Kanamori, 1985). توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها حاوی اطلاعاتی در مورد شکل‌گیری زمین‌لرزه‌ها، هندسه گسل، خواص فیزیکی مواد در پهنه‌های گسلی و تنش می‌باشد. علاوه بر جالب توجه بودن رفتار پس‌لرزه‌ها از دیدگاه علمی و تحقیقاتی، از نظر کاربردهای عملی نیز پس‌لرزه‌ها دارای اهمیت می‌باشند به دلیل آنکه پس‌لرزه‌های بزرگ می‌توانند بر میزان خسارت‌های حاصل از زمین‌لرزه اصلی به میزان قابل توجهی اضافه نمایند (Kisslinger and Jones, 1991; Kisslinger 1996). بنابراین مطالعه توزیع پس‌لرزه‌ها برای کاهش خسارت‌های زمین‌لرزه‌ها و محافظت در برابر آنها دارای اهمیت بسیاری می‌باشند (Hu et al., 2013).

هدف از این مقاله بررسی توزیع مکانی و بزرگای پس‌لرزه‌های حاصل از زمین‌لرزه‌های سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان و تقسیم‌بندی انرژی بین زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها

بی‌هنجاری گرانشی در نواحی گودال در غرب مکران نسبت به شرق منفی می‌باشد. این بدان معنی است که زاویه شیب ورقه فرورونده به زیر سنگ کره فرا رونده در غرب نسبت به شرق بیشتر است (Zarifi, 2006).

لرزه‌خیزی در حال حاضر در مکران به صورت پراکنده می‌باشد. در شرق مکران، زمین‌لرزه‌های با بزرگای متوسط تا بزرگ، هم مربوط به ورقه پایین رونده در اعماق متوسط بوده و هم در نواحی نزدیک به سطح درحالی‌که در غرب مکران در حال حاضر، نواحی ساحلی تقریباً بدون لرزه‌خیزی بوده اما ممکن است زمین‌لرزه‌های بزرگی را در گذشته‌های دور تجربه کرده باشد (Zarifi, 2006). بیشتر وقایع لرزه‌ای در غرب مکران در عمق متوسط در درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال رخ می‌دهند. یکی از موارد جالب توجه در مورد توزیع زمین‌لرزه‌ها در پهنه‌های فرورانش آن است که وقوع زمین‌لرزه‌های با سازوکار نرمال ناشی از خمش ورقه فرورونده همراه با عملکرد نیروهای کشش ورقه در اعماق بین ۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتری می‌باشد. این زمین‌لرزه‌ها در مکران دارای توزیع خطی ENE-WSW می‌باشند که به موازات امتداد صفحات گرهی آنها می‌باشد که در واقع گستره طولی پهنه فرورانش را قطع می‌کند. در اعماق، شیب پهنه لرزه‌ها که از روی توزیع زمین‌لرزه‌ها به دست می‌آید به نظر می‌رسد که به طرف شمال این خط لرزه‌ای بیشتر می‌شود. زمین‌لرزه‌های با سازوکار نرمال ممکن است نشان‌دهنده کشش در صفحه فرورونده باشند که این حالت برای دیگر پهنه‌های فرورانش با شیب‌های متغیر پیشنهاد شده است. زمین‌لرزه‌های با سازوکار رانندگی در طول جغرافیایی ۶۲° شرقی رخ می‌دهند که این مناطق در غرب زمین‌لرزه سال ۱۹۴۵ قرار می‌گیرند (Isacks and Barazangi, 1977; Byrne et al., 1992; Kearey et al., 2009; Penney et al., 2017).

زمین‌لرزه ۲۷ فروردین سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان با بزرگای گشتاوری ۷/۸ در پهنه فرورانش مکران با سازوکار نرمال در نزدیکی مرز ایران و پاکستان به وقوع پیوست (شکل ۱). بزرگای زیاد و عمق متوسط (نزدیک به ۸۰ کیلومتر)، این زمین‌لرزه را می‌تواند در گروه زمین‌لرزه‌های به وقوع پیوسته درون ورقه فرورونده قرار دهد. توزیع لغزش و عمق کانونی

1. Intraslab
2. Slab pull
3. Nodal planes

کم می‌باشد (Scholz, Gutenberg and Richter 1954; Ansari, 2016; 2015). تنش اختلافی با نوع گسل در ارتباط می‌باشد و بنابراین موجب تغییراتی در b-value می‌گردد (Schorlemmer et al., 2005). در این پژوهش از زمین لرزه‌های جمع آوری شده از پایگاه داده‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) طی بازه زمانی ۱۳۹۷-۱۳۹۲ (شکل ۲) برای تعیین b-value استفاده شده است. b-value ارائه شده در این پژوهش (شکل ۳ الف) از روش درست نمایی پیشینه^۵ محاسبه شده است (Aki, 1965). بررسی‌های آماری وقوع زمین لرزه‌ها به توزیع ناهمگنی در هندسه گسل و تنش مرتبط می‌باشد (Huang and Turcotte, 1988). بعد فرکتال برای اندازه‌گیری کمی درجات این ناهمگنی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر زمین لرزه‌ها به‌طور پیش‌رونده بیشتر به صورت خوشه‌ای توزیع شوند، بعد فرکتال کاهش پیدا می‌کند (Öncel et al., 2002; Öncel and Wilson 1996; al., 2008). برای بررسی ویژگی‌های مکانی توالی‌های پس لرزه، تحلیل‌های فرکتالی بر اساس انتگرال همبستگی^۶ می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد (Yadav et al., 2011; 2012). روش انتگرال همبستگی یکی از متداول‌ترین روش‌ها برای محاسبه بعد فرکتال می‌باشد (Grassberger and Procaccia, 1983) که علت آن قابل اعتماد بودن این روش و حساسیت زیاد به تغییرات اندک در ویژگی‌های خوشه‌بندی نقاط (نظیر مراکز سطحی زمین لرزه‌ها) است (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989; Öncel and Wilson, 2002; Singh et al., 2008). انتگرال همبستگی که توسط Grassberger and Procaccia (1983) پیشنهاد شده است به صورت زیر می‌باشد:

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{\log(C_r)}{\log r} \quad (2)$$

که (Cr) تابع همبستگی می‌باشد. این تابع فضای بین

1. Fractal dimension
2. Heterogeneity
3. Bath's law
4. Differential stress
5. Maximum likelihood
6. Correlation integral

می‌باشد. تاکنون مطالعات متعددی بر روی این زمین لرزه انجام شده است که می‌توان به‌طور مثال به (Kunda et al., 2014; Ashtari Jafari, 2014; Barnhart et al., 2014) اشاره کرد. ولی بررسی‌های لرزه زمین ساختی و تغییرات مکانی پارامترهای فرکتالی تاکنون مورد توجه قرار نگرفته است.

روش مطالعه

ویژگی‌های آماری پس لرزه‌ها را می‌توان از نظر زمانی (با استفاده از قانون Omori)، مکانی (با استفاده از بعد فرکتالی) و بزرگا (قانون گوتنبرگ-ریشتر و قانون Bath) تشریح نمود (Kisslinger, 1996; Guo and Ogata 1997; Shcherbakov and Turcotte, 2004). یکی از روش‌های طبیعی برای تحلیل توزیع مکانی لرزه‌خیزی استفاده از بعد فرکتال^۱ می‌باشد (Hamdache et al., 2013) که می‌تواند برای اندازه‌گیری کمی درجه ناهمگنی^۲ فعالیت‌های لرزه‌ای در یک منطقه مورد استفاده قرار گیرد. بعد فرکتال توسط ناهمگنی میدان تنش و ساختارهای زمین‌شناسی از پیش موجود کنترل می‌گردد (Öncel et al., 1996). رابطه گوتنبرگ-ریشتر نیز برای بررسی آماری فراوانی در برابر بزرگای پس لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. قانون Bath^۳ نیز اختلاف بزرگا بین زمین لرزه اصلی و بزرگ‌ترین پس لرزه را بیان می‌کند که برای تقسیم‌بندی انرژی زمین لرزه مورد استفاده قرار می‌گیرد (Shcherbakov and Turcotte, 2015; Shcherbakov et al., 2004). البته باید در نظر داشت که این تقسیم‌بندی انرژی تحت تاثیر تنش آزاد شده از زمین لرزه اصلی می‌باشد (Gentili and Bressan, 2008).

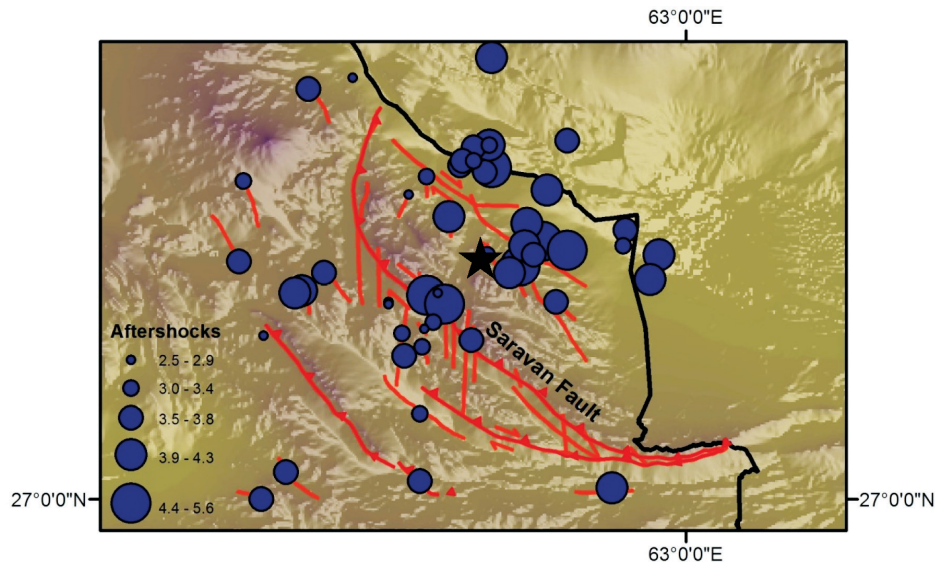
بحث

۱- لرزه خیزی و بعد فرکتال

فراوانی تجمعی زمین لرزه‌ها را می‌توان از رابطه گوتنبرگ-ریشتر به صورت زیر ارائه نمود

$$\text{Log } N = a - bM \quad (1)$$

که N تعداد تجمعی زمین لرزه‌ها با بزرگای بزرگ‌تر مساوی M. a و b ثابت هستند. b-value با تنش اختلافی^۴ رابطه عکس دارد در واقع تعیین‌کننده نسبت بین تعداد زمین لرزه‌های با بزرگای زیاد در برابر زمین لرزه‌های با بزرگای



شکل ۲. توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان. اندازه دواپر بر حسب بزرگا تغییر می‌کند. موقعیت مرکز سطحی زمین لرزه گشت-سراوان با ستاره نشان داده شده است

توزیع مکانی این زمین‌لرزه‌ها در شکل (۲) ارائه شده است. در این مطالعه بعد فرکتال پس‌لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان برابر است با $1/11$ (شکل ۳ ب). بعد فرکتال بین 0 تا 2 مربوط به منابع لرزه‌ای فعال می‌باشند (Tosi, 1998). مقدار D_c نزدیک به صفر ممکن است این‌گونه تفسیر شود که تمامی زمین‌لرزه‌ها در یک نقطه رخ داده‌اند، مقادیر نزدیک به یک نشان می‌دهد که منابع به صورت خطی نظیر پهنه‌های فرورانش می‌باشند، مقادیر نزدیک به 2 نشان‌دهنده سطوح شکستگی صفحه‌ای و مقادیر نزدیک به 3 نشان می‌دهد که حجم پوسته توسط شکستگی زمین لرزه انباشته شده است (Roy et al. 2011; Yadav et al., 2011, 2012)

b-value= 0.923

a-value= 4.85

Legrand (2002) اشاره می‌کند که بعد فرکتالی مکانی (D_c) زمین‌لرزه‌ها با اندازه زمین لرزه تغییر می‌کند. برای زمین‌لرزه‌های کوچک، متوسط و بزرگ به ترتیب رابطه بین بعد فرکتال و b-value به صورت $D_c = 3b$, $D_c = 2b$, $D_c = b$ می‌باشد. b-value، مربوط به رابطه گوتنبرگ-ریشتر می‌باشد. بنابراین زمین‌لرزه‌های کوچک (ناشی از گسل‌های کوچک) درون حجم پوسته توزیع می‌شوند درحالی‌که

مجموعه‌هایی از نقاط را با رابطه زیر اندازه‌گیری می‌کند.

$$C(r) = \frac{2}{N(N-1)} N(R < r) \quad (3)$$

که $N(R < r)$ تعداد جفت‌ها (X_j, X_i) با فاصله کمتر از r می‌باشد. انتگرال همبستگی به تابع همبستگی استاندارد Kagan and Knopoff (1980) ارائه شده است به صورت زیر بیان می‌شود

$$C(r) \sim r^{-D_c} \quad (4)$$

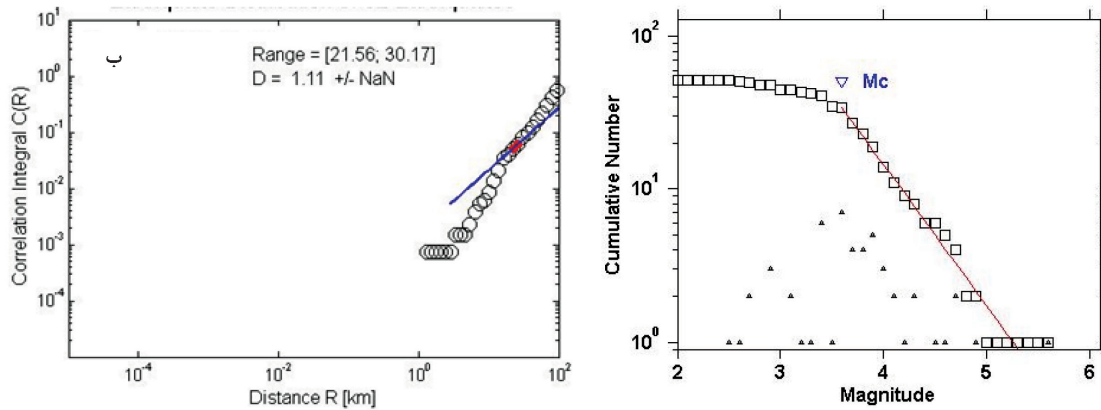
که فاصله زاویه‌ای (r) بین دو زمین لرزه (θ_1, θ_2) و (ϕ_1, ϕ_2) با استفاده از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$r = \cos^{-1} [\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_1 - \phi_2)] \quad (5)$$

که θ_1 و θ_2 عرض‌های جغرافیایی و ϕ_1 و ϕ_2 طول‌های جغرافیایی دو زمین لرزه می‌باشند (Hirata, 1989). بعد فرکتال توزیع مکانی زمین لرزه‌ها که به صورت شیب خط بهینه نمودار لگاریتمی $C(r)$ در برابر r می‌باشد (Grassberger and Procaccia, 1983; Hirata, 1989; Singh et al., 2009; Yadav et al., 2011; Hamdache et al., 2013)

برای محاسبه بعد فرکتال از زمین لرزه‌های موجود در پایگاه داده‌های زمین لرزه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) از بازه زمانی ۱۳۹۲-۱۳۹۷ استفاده شده است.

1. Angular distance



شکل ۳. الف) فراوانی تجمعی پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان، ب) بعد فرکتال پس لرزه‌ها

و باقیمانده لغزش (۲۷/۰) به گسل‌های ثانویه مرتبط می‌باشد. مقایسه عمق پس لرزه‌هایی که پس از زمین لرزه گشت-سراوان رخ داده‌اند (شکل ۴) نشان می‌دهد که برخی از پس لرزه‌ها در اعماق زیاد در نزدیکی کانون زمین لرزه و برخی دیگر در اعماق کم (۲۰-۱۰ کیلومتر) رخ داده‌اند. دقت مکانی زمین لرزه‌های ثبت شده در پایگاه داده‌های موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر می‌باشد. با توجه به شکل (۴) و نزدیکی پس لرزه‌های کم عمق با شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه می‌توان دریافت که بخشی از انرژی زمین لرزه اصلی با فاصله گرفتن از کانون و انتقال به نزدیکی سطح، گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در اعماق کم را فعال نموده که این گسل‌ها به عنوان گسل‌های ثانویه در نظر گرفته می‌شوند و موجب وقوع پس لرزه‌های با عمق کم می‌گردند.^۱

۲- انرژی زمین لرزه

بر اساس یافته‌های (Shcherbakov et al., 2015) از روی اختلاف بزرگای بین زمین لرزه اصلی و بزرگ‌ترین پس لرزه (قانون Bath) می‌توان برای تقسیم‌بندی انرژی زمین لرزه استفاده نمود. در این پژوهش نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان به انرژی منتشر شده توسط زمین لرزه اصلی تعیین می‌شود. انرژی منتشر شده در یک زمین لرزه به‌طور تجربی به

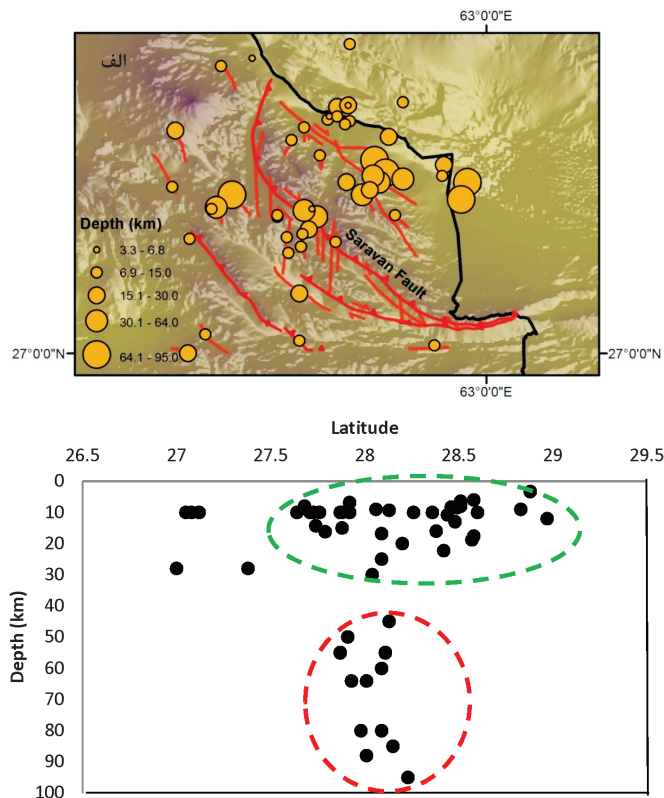
زمین لرزه‌های بزرگ (ناشی از گسل‌های بزرگ) در راستای خطوط بزرگ توزیع می‌شوند. نتایج به‌دست‌آمده از این پژوهش نشان می‌دهد که رابطه بین b -value (923/0) و بعد فرکتال (۱/۱۱) به صورت $D_c \approx b$ می‌باشد. بنابراین می‌توان وقوع زمین لرزه ۱۳۹۲ گشت-سراوان را به پهنه فرورانش مکران که به صورت منبع لرزه‌ای خطی در نظر گرفته می‌شود، ارتباط داد.

مقدار لغزش آزاد شده در طی توالی‌های لرزه‌ای ممکن است بخشی به زمین لرزه اصلی و بخشی دیگر به فعالیت پس لرزه‌ها مربوط باشد. به‌طور کلی کسری از کل لغزش به گسل‌های ثانویه مرتبط می‌شود (Khattri, 1995). این کسر را نسبت لغزش^۱، گویند که از روی بعد فرکتال با استفاده از رابطه زیر قابل برآورد می‌باشد:

$$\frac{S_p}{S} = 1 - \gamma^{-(\gamma - D_c)} \quad (6)$$

که S_p لغزش همراه با زمین لرزه^۲ بر روی گسل ابتدایی و S کل لغزش می‌باشد (Khattri, 1995; Dimri et al., 2005). برای بعد فرکتال $D_c = 3$ ، کل مقدار لغزش بر روی گسل‌های ثانویه (کوچک‌تر) آزاد شده است در حالی که در مورد $D_c = 0$ ، کل لغزش آزاد شده بر روی گسل ابتدایی خواهد بود (Dimri et al., 2005; Yadav et al., 2011; Hamdache et al., 2013). نسبت لغزش به‌دست‌آمده برای پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراوان با بعد فرکتال $D_c = 1/11$ برابر است با ۰/۷۳. این حالت نشان می‌دهد که تقریباً بیش از دو سوم از کل لغزش مربوط به گسل ابتدایی

1. Slip ratio
2. Co-seismic



شکل ۴. الف) توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه گشت-سراوان برحسب عمق، ب) توزیع پس‌لرزه‌ها در منطقه مورد بررسی دو دسته پس‌لرزه را در اعماق نزدیک به زمین‌لرزه اصلی و در اعماق کم را نشان می‌دهد

زمین‌لرزه اصلی برابر $7/8$ و بزرگ‌ترین پس‌لرزه برابر $5/6$ می‌باشد. مقدار Δm را می‌توان با کم کردن بزرگ‌ترین پس‌لرزه اصلی از بزرگ‌ترین پس‌لرزه استنباطی^۱ به دست آورد (Ansari, 2017). این مقدار از تقسیم کردن a -value به b -value قابل محاسبه است که در نهایت مقدار $5/25$ برای Δm در نظر گرفته شد. با جایگذاری داده‌های به‌دست‌آمده در رابطه (۹) می‌توان دریافت که تقریباً ۹۹ درصد انرژی زمین‌لرزه از طریق زمین‌لرزه اصلی و تنها ۱ درصد انرژی منتشر شده ناشی از وقوع پس‌لرزه‌ها بوده است.

نتیجه‌گیری

پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سال ۱۳۹۲ گشت-سراوان با بزرگ‌ترین گشتاوری $7/8$ بر اساس توزیع مکانی و بزرگ‌ترین پس‌لرزه‌ها در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته است. زمین‌لرزه اصلی، یک زمین‌لرزه درون ورقه فرورونده با سازوکار نرمال بوده و ارتباطی با گسل سراوان که اثر سطحی این

بزرگ‌ترین گشتاوری (M_w) آن به صورت زیر مرتبط می‌گردد (Utsu, 2002).

$$\log_{10} [E(m)] = \frac{3}{2} M_w + \log_{10} E. \quad (7)$$

که مقدار $E_0 = 6.3 \times 10^4$ ، نسبت کل انرژی منتشر شده در پس‌لرزه‌ها (Eas) به انرژی منتشر شده در زمین‌لرزه اصلی (Ems) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\frac{E_{as}}{E_{ms}} = \frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m} \quad (8)$$

کسری از کل انرژی که مرتبط با پس‌لرزه‌ها است از رابطه زیر (Shcherbakov and Turcotte 2004; Shcherbakov et al., 2005) قابل محاسبه می‌باشد:

$$\frac{E_{as}}{E_{ms} + E_{as}} = \frac{\frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m}}{1 + \frac{b}{\frac{3}{2} - b} 10^{-\frac{3}{2} \Delta m}} \quad (9)$$

در مورد زمین‌لرزه ۱۳۹۲ گشت-سراوان بزرگ‌ترین گشتاوری

1. Inferred

Sciences, 132, 129-137.

- Ansari, S., 2017. Aftershocks properties of the 2013 Shonbe Mw6.3 earthquake, central Zagros, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 147, 17-27.

- Ashtari Jafari, M., 2014. The 16 April 2013 Mw7. 8 Ghosht, Iran earthquake. *Journal of Asian Earth Sciences*, 87, 26-36.

- Barnhart, W. D., Hayes, G. P., Samsonov, S. V., Fielding, and E. J. Seidman, L. E. 2014. Breaking the oceanic lithosphere of a subducting slab: The 2013 Khash, Iran earthquake. *Geophysical Research Letters*, 41,1, 32-36.

- Burg, J.P., Dolati, A., Bernoulli, D. and Smit, J., 2013. Structural style of the Makran Tertiary accretionary complex in SE-Iran. In *Lithosphere dynamics and sedimentary basins: The Arabian Plate and analogues*, Springer, Berlin, Heidelberg, 239-259.

- Byrne, D.E., Sykes, L.R. and Davis, D.M., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research*. 97 (B1), 449-478.

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*. 101, 425-478.

- Dimri, V. P., Vedanti, N. and Chattopadhyay, S. 2005. Fractal analysis of aftershock sequence of the Bhuj earthquake: A wavelet-based approach. *Current Science*. 88,10, 1617-1620.

- Farhoudi, G, and Karig, D.E., 1977. Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology* 5,11, 664-668

- Gentili, S. and Bressan, G. 2008. The partitioning of radiated energy and the largest aftershock of seismic sequences occurred in the north-

گسل با کانون سطحی زمین لرزه در فاصله کمی از هم قرار دارند، ندارد. ویژگی‌های آماری پس لرزه‌ها از دیدگاه مکانی (با استفاده از بعد فرکنتالی) و بزرگا (قوانین گوتنبرگ-ریشتر و قانون Bath) مورد بررسی قرار گرفته که می‌توان از ارتباط بین این ویژگی‌ها نیز برای بررسی لرزه زمین ساختی منطقه مورد مطالعه استفاده نمود. بعد فرکنتالی به دست آمده از توزیع مکانی پس لرزه‌ها و ارتباط آن با b-value، وجود یک منبع لرزه‌ای خطی (نظیر پهنه فرورانش) را تایید می‌نماید. از طریق بعد فرکنتالی به دست آمده می‌توان نسبت لغزش در گسل‌های اولیه و ثانویه را نیز برآورد نمود. این نسبت نشان می‌دهد که بخش کمی از لغزش‌ها از طریق گسل‌های نزدیک به سطح زمین (ثانویه) صورت گرفته است که توزیع پس لرزه‌ها در اعماق کم و در نزدیکی این گسل‌ها و شکستگی‌ها می‌تواند تایید کننده این موضوع باشد. در واقع رخداد زمین لرزه اصلی در اعماق زیاد موجب آزاد شدن انرژی و انتقال آن به اعماق نزدیک سطح زمین شده که در نهایت گسل‌ها و شکستگی‌های موجود را فعال نموده است و به دنبال آن پس لرزه‌ها را هم در اعماق کم و هم در نزدیکی کانون زمین لرزه اصلی ایجاد نموده است. نسبت کل انرژی منتشر شده در طی توالی پس لرزه‌های زمین لرزه گشت-سراون به انرژی منتشر شده توسط زمین لرزه اصلی نشان می‌دهد تقریباً ۹۹ درصد انرژی منتشر شده مربوط به زمین لرزه اصلی بوده و تنها ۱ درصد مربوط به پس لرزه‌ها می‌باشد.

منابع

- Aki, K., 1965. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*. 43, 237-239.

- Ansari, S. and Zamani, A., 2014. Short-term seismic crustal deformation of Iran. *Annals of Geophysics*, 57,2, 0210. doi.org/10.4401/ag-6413.

- Ansari, S., 2016. Co-seismic stress transfer and magnitude-frequency distribution due to the 2012 Varzaqan-Ahar earthquake doublets (Mw 6.5 and 6.4), NW Iran. *Journal of Asian Earth*

- eastern Italy and western Slovenia. *Journal of Seismology*, 12,3, 343-354.
- Grando, G. and McClay, K. 2007. Morphotectonics domains and structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran. *Sedimentary Geology*, 196,1-4, 157-179.
 - Grassberger, P., and Procaccia, I., 1983. Characterization of strange attractors. *Physical Review Letters*, 50,5, 346.
 - Guo, Z. and Ogata, Y. 1997. Statistical relations between the parameters of aftershocks in time, space, and magnitude. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2857-2873.
 - Gutenberg, B. and Richter, C., 1954. *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2. Princeton University Press. 295.
 - Hamdache, M., Peláez, J. A. and Talbi, A., 2013. Analysis of aftershock sequences in South and Southeastern Spain. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 63, 55-76.
 - Hirata, T., 1989. A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7507-7514.
 - Hu, C., Cai, Y., Liu, M., and Wang, Z. 2013. Aftershocks due to property variations in the fault zone: A mechanical model. *Tectonophysics*, 588, 179-188.
 - Huang, J. and Turcotte, D. L., 1988. Fractal distributions of stress and strength and variations of b-value. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(1-2), 223-230.
 - Isacks, B. L. and Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 1, 99-114.
 - Kagan, Y. Y. and Knopoff, L., 1980. Spatial distribution of earthquakes: the two-point correlation function. *Geophysical Journal International*, 62,2, 303-320.
 - Kearey, P., Klepeis, K.A. and Vine, F.J., 2009. *Global Tectonics*. Third Edition. Wiley-Blackwell. 482.
 - Khattri, K.N., 1995. Fractal description of seismicity of India and inferences regarding earthquake hazard. *Current Science*. 69, 361-366.
 - Kisslinger, C., 1996. Aftershock and Fault Zone Properties. *Advances in Geophysics*, 38, 1-36.
 - Kisslinger, C. and Jones, L. M., 1991. Properties of aftershock sequences in southern California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B7), 11947-11958.
 - Kundu, B., Nankali, H., Malik, P., Yadav, R. K. and Gahalaut, V. K. 2014. Coseismic Offsets due to Intermediate Depth 16 April 2013 Southeast Iran Earthquake (M w 7.8). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104,3, 1562-1566.
 - Legrand, D., 2002. Fractal dimensions of small, intermediate, and large earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 92, 3318-3320.
 - Öncel, A. O. and Wilson, T., 2002. Space-Time Correlations of Seismotectonic Parameters: Examples from Japan and from Turkey Preceding the Izmit Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 92, 339-349
 - Öncel, A. O., Main, I., Alptekin, Ö. and Cowie, P., 1996. Temporal variations in the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31 E and 41 E. *Pure and Applied Geophysics*, 147,1, 147-159.

- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H.R., Sedighi, M., Khorrami, F., Sobouti, F., Rafi, Z., Copley, A., Jackson, J. and Priestley, K., 2017. Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 209,3,1800-1830.
- Roy S., Ghosh U., Hazra S. and Kayal J.R., 2011. Fractal dimension and bvalue mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone-. *Natural Hazards*. 57, 27 37.
- Scholz, C. H., 2015. On the stress dependence of the earthquake b value. *Geophysical Research Letters*, 42,5, 1399-1402.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, and M. Wyss 2005. Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, *Nature*, 437, 539-542, doi:10.1038/nature04094.
- Shcherbakov, R. and Turcotte, D. L. 2004. A damage mechanics model for aftershocks. *Pure and Applied Geophysics*, 161(11-12), 2379-2391.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D. L. and Rundle, J. B. 2005. Aftershock statistics. *Pure Appl. Geophys.* 162, 1051-1076.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D.L. and Rundle, J.B., 2015. Complexity and Earthquakes. *Treatise on Geophysics*, second ed. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00094-4>.
- Singh, C., Bhattacharya, P.M. and Chadha, R.K., 2008. Seismicity in the Koyna-Warna Reservoir Site in Western India: fractal and b-value mapping. *Bulletin of Seismological Society of America*. 98, 476-482. doi: [org/10.1785/0120070165](http://dx.doi.org/10.1785/0120070165).
- Singh, C., Singh, A. and Chadha, R.K., 2009. Fractal and b-value mapping in Eastern Himalaya and Southern Tibet. *Bulletin of Seismological Society of America*. 99, 3529-3533. doi: [org/10.1785/0120090041](http://dx.doi.org/10.1785/0120090041).
- Tajima, F. and Kanamori, H. 1985. Global survey of aftershock area expansion patterns. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 40,2, 77-134.
- Tosi, P., 1998. Seismogenic structure behaviour revealed by spatial clustering of seismicity in the Umbria-Marche Region (Central Italy). *Annals of Geophysics*, 41,2. University Press, Princeton, NJ, USA.
- Utsu, T., 2002. Statistical features of seismicity. *International Geophysics Series*, 81(A), 719-732.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F. ... and Tavakoli, F. 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157,1, 381-398.
- Yadav, R. B. S., Gahalaut, V. K., Chopra, S. and Shan, B., 2012. Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 167-178.
- Yadav, R.B.S., Papadimitriou, E., Karakostas, V.G., Shanker, D., Rastogi, B.K., Chopra, S., Singh, A.P. and Kumar, K., 2011. The 2007 Talala, Saurashtra, western India earthquake sequence: tectonic implications and seismicity triggering. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 303-314
- Yamashita, T. and Knopoff, L., 1987. Models of aftershock occurrence. *Geophysical Journal International*, 91,1, 13-26.
- Zarifi Z., 2006. Unusual subduction zones: case studies in Colombia and Iran. Unpublished Ph.D. Thesis., University of Bergen, Norway, 75.