

پهنه بندی لرزه ای شرق استان یزد بر اساس زلزله ها و گسل های کواترنری با استفاده از مدلسازی فرکتالی

احمد ادیب

عضو هیات علمی گروه مهندسی نفت، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

پیمان افضل

عضو هیات علمی گروه مهندسی معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

معصومه زارع

پژوهشگر، پژوهشکنده سوانح طبیعی ایران

تاریخ دریافت: ۹۵/۴/۵ تاریخ پذیرش: ۹۵/۱۰/۱۸

adib@azad.ac.ir

چکیده

در این تحقیق لرزه خیزی شرق استان یزد براساس داده‌های لرزه‌ای و ساختاری با استفاده از دو روش فرکتالی مقدار-تعداد و مقدار-مساحت تحلیل و پهنه‌های لرزه‌ای ساختاری با توجه به گسل‌های کواترنر و زمین‌لرزه‌ها تفکیک گردید. با استفاده از روش فرکتالی مقدار-مساحت، نقشه تراکم گسل‌ها و با روش مقدار-تعداد، نقشه بزرگی زلزله‌ها در این منطقه تولید و با ترکیب این دو نقشه، یک پهنه‌بندی جدید لرزه‌ای ساختاری در منطقه ارائه شد. نتایج حاصله با پهنه‌بندی بدست‌آمده از روش مرسوم مقایسه و داده‌ها نشانگر بهبود نتایج تفکیک پهنه‌های لرزه‌ای با استفاده از این روش می‌باشد. با استفاده از این روش می‌توان با اطمینان بیشتری زونهای لرزه‌خیز را براساس زلزله و گسل از هم تفکیک کرد. این بررسی، کمک شایانی به شناخت خطر پذیری لرزه‌ای ناحیه شرق استان یزد که تحت تاثیر زون گسلی کوهبنان و بهاباد است می‌نماید. براساس نتایج حاصل شده، مدلسازی فرکتالی در مطالعات پهنه‌بندی نسبی حرکت زمین و تعیین ارتباط طول، تراکم و تقاطع گسل‌ها با چشمه‌های بالقوه زمین لرزه کاربرد داشته و می‌تواند در کاهش هزینه مطالعات شناخت پهنه‌های لرزه‌ای مفید باشد.

کلمات کلیدی: گسل بهاباد، پهنه‌بندی لرزه‌ای، گسل های کواترنری، روش های فرکتالی، استان یزد

مقدمه

(Tocher, 1958; Mohajer -Ashjai and Nowroozi 1978; Nowroozi, 1985; Slemmons, 1982; Bonilla et al., 1984; Wells and Coppersmith, 1994) در میان این روابط تجربی، رابطه ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴)، که بر اساس ۱۲ زمین‌لرزه ایران و ۲۴۴ زمین‌لرزه سایر کشورها ارائه شده، نسبت به روابط دیگر قابل اعتمادتر هستند.

کامل بودن کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها در مطالعات زلزله‌خیزی و برآورد خطر زمین‌لرزه در درجه اول اهمیت قرار دارد، زیرا تحلیل‌های آماری با بکارگیری مجموعه اطلاعات ناقص منجر به نتایج قابل قبول نخواهد شد (درخشانی، ۱۳۹۳) و Vere (1992) Jones (-)، به همین دلیل (Huang, 1994)، اعتقاد دارد که کامل و قابل اعتماد بودن داده‌ها، اساس تحقیقات زلزله‌شناسی است.

بنابراین، اطلاع از کمیت و کیفیت داده‌ها برای اتخاذ روش‌های مناسب در تحلیل داده‌ها اجتناب ناپذیر است. بیشتر مطالعات و پژوهش‌های انجام گرفته، مرتبط با فرایندهای زمین‌ساختی، در گذشته بر حوادث لرزه‌ای و خطرات ناشی از آن با توجه به ویژگی آماری آنها متمرکز بوده است. در بسیاری از مناطق دارای پتانسیل لرزه‌ای، رخدادهای لرزه‌ای عهد حاضر به تعداد کم وجود دارد. بر این اساس، برای مطالعه و ارزیابی دقیق‌تر از فعالیت‌های زمین‌ساختی، بررسی داده‌ها با استفاده از مدلسازی، شبیه‌سازی‌های ریاضی مانند روش‌های زمین‌آماري و فرکتالی ضرورت دارد.

در دوره زمانی پس از استقرار شبکه زلزله نگاری جهانی، برای رومرکز زمین لرزه‌های با بزرگی بیش از ۵ به طور متوسط، عدم قطعیت بین ۱۰ تا ۱۰ کیلومتر وجود دارد (Mirzaei et al., 1997). بدیهی است که این میزان خطا برای زمین‌لرزه‌های کوچکتر به مراتب بیشتر است.

به دلیل تعداد کم شبکه‌های محلی و ایستگاه‌های زلزله نگاری ناحیه‌ای، کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران عمدتاً بر اساس داده‌های دور لرزه‌ای است که توسط آژانس‌های مختلف بین‌المللی گزارش شده‌اند. از این رو، عدم قطعیت قابل توجهی در پارامترهای مختلف زمین‌لرزه‌ها وجود دارد (Ambraseys, 1978; Mirzaei et al., 1997; Berberian, 1979). برای تعیین چشمه‌های زمین‌لرزه که بخش عمده یک تحلیل خطر لرزه‌ای را تشکیل می‌دهد، شناخت وضعیت زمین‌شناسی، زلزله‌خیزی و زمین ساخت ناحیه‌ای و محلی، ضرورت دارد (Reiter, 1990). تخمین M_{max} معمولاً بر اساس خواص هندسی، ویژگی‌های فعالیت لرزه‌ای، شباهت‌های زمین‌شناسی و طول گسل‌ها صورت می‌گیرد (بایزیدی و هاشمی، ۱۳۹۲؛ Berberian, 1983). در مطالعات کاربردی، M_{max} غالباً بر اساس روابط تجربی بین بزرگی زمین‌لرزه و پارامترهای مختلف گسل، مانند طول گسیختگی، مساحت سطح شکست، بیشینه جابجایی سطحی و نرخ آزاد شدن گشتاور لرزه‌ای تخمین زده می‌شود. روابط تجربی بسیار زیادی برای رابطه بین این پارامترها و بزرگی زمین‌لرزه توسط پژوهشگران منتشر شده است

فرایندهای لرزه‌ای در محدوده شرقی استان می‌باشد. نقشه شدت تراکم رومرکز رخدادهای لرزه‌ای بخش‌های مرکزی استان با وجود بالا بودن تراکم شکستگی‌ها تراکم پائینی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد. علت آن را می‌تواند به‌وسیله ماهیت متفاوت سنگ‌شناسی در قسمت‌های مرکزی و شرقی، رفتار غیر لرزه‌ای گسل‌ها در بخش‌های مرکزی و یا عدم جهت یافتگی هندسی مناسب گسل‌ها نسبت به میدان‌های تنش محلی در بخش‌های مرکزی دانست (Talebian and Jackson, 2004) اما به دلیل پراکندگی نامنظم و پهنه‌ای رومرکز زلزله‌ها، تشخیص یک یا چندین روند غالب در الگوی پراکنش رخدادهای لرزه‌ای امکان‌پذیر نیست. بدین منظور با استفاده از تحلیل فرکتال داده‌های رومرکز زلزله‌ها، روند و توزیع غالب الگوی مکانی آن‌ها مشخص می‌گردد.

هدف از این مطالعه تفکیک مناطق بر اساس سرشت زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها در ناحیه شرق یزد به‌عنوان یک منطقه با خطر لرزه‌خیزی متوسط تا نسبتاً بالا با استفاده از روش‌های فرکتالی مقدار-تعداد و مقدار-مساحت و مقایسه آن با سایر روش‌های متداول است. برای این کار از داده‌های زلزله‌های ثبت‌شده و نیز گسل‌های کواترنر توانمند استفاده شده است. منطقه مورد مطالعه و نواحی پیرامون آن در زون ساختاری ایران مرکزی، توسط گسل‌های طولی که به سمت غرب خمیدگی دارند به فرازمین شتری، فرونشست طیس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه- بردسیر و بلوک یزد تقسیم شده است (آقنابتی ۱۳۸۳: شکل ۱).

روش تحقیق

روش‌های فرکتالی می‌توانند روابط بین نتایج به‌دست‌آمده از مطالعات زمین‌شناسی، ساختاری، ژئوفیزیکی، ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی را توضیح دهند و نمودارهای لگاریتمی حاصل از روش فرکتالی عیار تعداد، بیانگر تغییرات و تفاوت‌های زمین‌شناختی می‌باشند. شکست‌های بین قطعه‌های خط مستقیم روی نمودار و مقادیر متناظر با عیار عنصری p ، به‌عنوان حدود آستانه‌ای برای جداسازی مقادیر در میان مؤلفه‌های گوناگون مورد استفاده قرار می‌گیرد که بیان‌کننده عوامل مختلفی از جمله تفاوت‌های ساختاری و فرایندهای ژئوفیزیکی می‌باشند (Lima et al., 2003). (Mandelbrot, 1983) و (Cheng and Agterberg 1994) روش مقدار-تعداد را به‌منظور جداسازی جوامع زمین-شناسی ارائه کردند. این مدل دارای شکل عمومی زیر هست:

(رابطه ۱) $N(\geq p) \propto p^{-\beta}$

در این رابطه p میزان متغیر مورد بررسی مانند بزرگی زلزله، N تعداد نمونه‌های دربرگیرنده متغیر مورد بحث با میزان بزرگ‌تر و مساوی p و β بعد فرکتالی است. اساس این روش بر رابطه معکوس بین پارامتر و فراوانی تجمعی هر پارامتر و مقادیر بالاتر از آن است. حسن مهم این روش انجام محاسبات، قبل از تخمین و با داده‌های خام هست (Sadeghi et al., 2012).

(Cheng et al., 1994) این روش را بر اساس ارتباط معکوس بین میزان پارامتر مورد بررسی و مساحت تجمعی دربرگیرنده آن مطرح کردند. روش فرکتالی مقدار-مساحت همبستگی بین نتایج بدست آمده از زمین‌شناسی، خواص زمین-شیمیایی و ژئوفیزیکی و اطلاعات کانی‌شناسی را نشان می‌دهد. مهم‌ترین ویژگی این روش که به‌سادگی قابل اجرا می‌باشد برای محاسبه حد آنومالی‌های

ماندلبروت (۱۹۸۳)، هندسه فرکتال را به‌عنوان یک هندسه غیر اقلیدسی مهم در دانش ریاضی مطرح کرد. پدیده‌ها و اشکال نامنظم در طبیعت مانند گسل‌ها از هندسه اقلیدوسی پیروی نمی‌کنند، بلکه هندسه فرکتال قادر به توضیح آن می‌باشد. در این هندسه با تعیین بعد فرکتال ساختارهایی مانند گسل‌ها، محور چین‌ها و آبراهه‌ها می‌توان خصوصیتی مانند عرض زون خردشده، میزان جایجایی گسل و محل گسل‌ها و چین‌های مدفون را مشخص کرد (Turcotte, 1997; Vere-Jones, 1992; Xiao et al, 2012). روش‌های فرکتالی به‌دلایل بسیاری از جمله در نظر گرفتن توزیع فضایی داده‌ها، شکل هندسی ساختارها و همچنین استفاده از تمام داده‌ها بدون جرح و تعدیل آنها، دارای کاربرد فراوانی در مطالعات زمین‌شناسی می‌باشند (Cheng et al., 2013; Davis, 2002; Nouri et al., 2013). از سال ۱۹۸۰ تاکنون مدل‌های فرکتالی مولتی فرکتالی متعددی جهت بکارگیری در علوم زمین توسط متخصصان معرفی و توسعه داده شده‌اند که می‌توان به مدل‌های مقدار مساحت (Cheng et al., 1994)، مقدار محیط (Cheng et al., 1994)، مقدار-فاصله (Li et al., 2003)، طیف‌توان مساحت (Cheng, 1999) و طیف توان حجم (Afzal et al., 2012)، مقدار تعداد (Mandelbrot, 1983) و مقدار حجم (Hassanpour and Afzal, 2013) اشاره کرد.

روش‌های کلاسیک مانند نمودارهای هیستوگرام، نقشه‌های کانتوری و دیگرام گلرخی و ضریب همبستگی برای جدایش جوامع ساختاری استفاده می‌گردند. این روش‌ها دارای نقطه ضعف ساختاری به نام عدم در نظرگیری موقعیت فضایی داده‌ها می‌باشند و باعث ایجاد خطای سیستماتیک در این روش‌ها می‌شود. رفتار لرزه‌ای در یک گسل می‌تواند با بی‌نظمی‌های هندسی آن گسل مرتبط باشد، سیمای ناهموار سیستم‌های گسلی می‌تواند تابع هندسه فرکتالی باشد. تورکوت (۱۹۹۷) نشان داد که برای تحلیل عددی اجزای هندسی یک زون گسلی و اثر آن در محدوده گسل خورده، تحلیل فرکتالی یک ابزار مناسب است و به کمک آن می‌توان توزیع و پراکندگی گسل‌ها، توزیع تراکم شکستگی‌ها و پراکندگی زلزله‌ها را مورد بررسی قرار داد. به‌طور کلی داده‌های لرزه‌ای رفتار مولتی فرکتالی دارند که بیانگر تغییرات ساختاری است و می‌توان با تطبیق پهنه‌ها و نقشه‌های لرزه زمین-ساخت صحت این مدل‌سازی‌ها را تعیین نمود.

بالاترین تراکم شکستگی و گسلش در بخش‌های مرکزی و شمال شرقی استان یزد و بیشترین تمرکز زمین‌لرزه‌ها در بخش‌های شمال شرقی استان می‌باشد (سامانی و چرچی، ۱۳۹۴). ایالت لرزه‌زمین‌ساخت ایران مرکزی به دلیل وجود ساختارهای گسلی قدیمی و بزرگ یکی از مناطق لرزه زا با پتانسیل خطر بالا در پهنه ایران محسوب می‌شود (Berberian, 1979). مطالعات تحلیل لرزه‌ای با استفاده از روش‌های آماری گوتنبرگ ریشتر بر روی این ایالت لرزه‌ای نشان‌دهنده پتانسیل بالقوه لرزه‌ای آن است. در این پژوهش الگوی مکانی گسل‌ها و رومرکز زلزله‌های شرق استان یزد مورد ارزیابی قرار گرفته است. مناطق مرتفع و پست در راستاهای تقریباً موازی و با روند شمال غرب- جنوب شرق نسبت به یکدیگر قرار گرفته و این راستاهای احتمالی با راستای برخی از گسل‌های ناحیه، مانند انار، کوهبنان و بهاباد منطبق می‌باشند. توزیع مکانی ساختارهای خطی در محدوده و روند غالب ساختارهای خطی، به‌خوبی نشان‌دهنده چگالی بیشتر

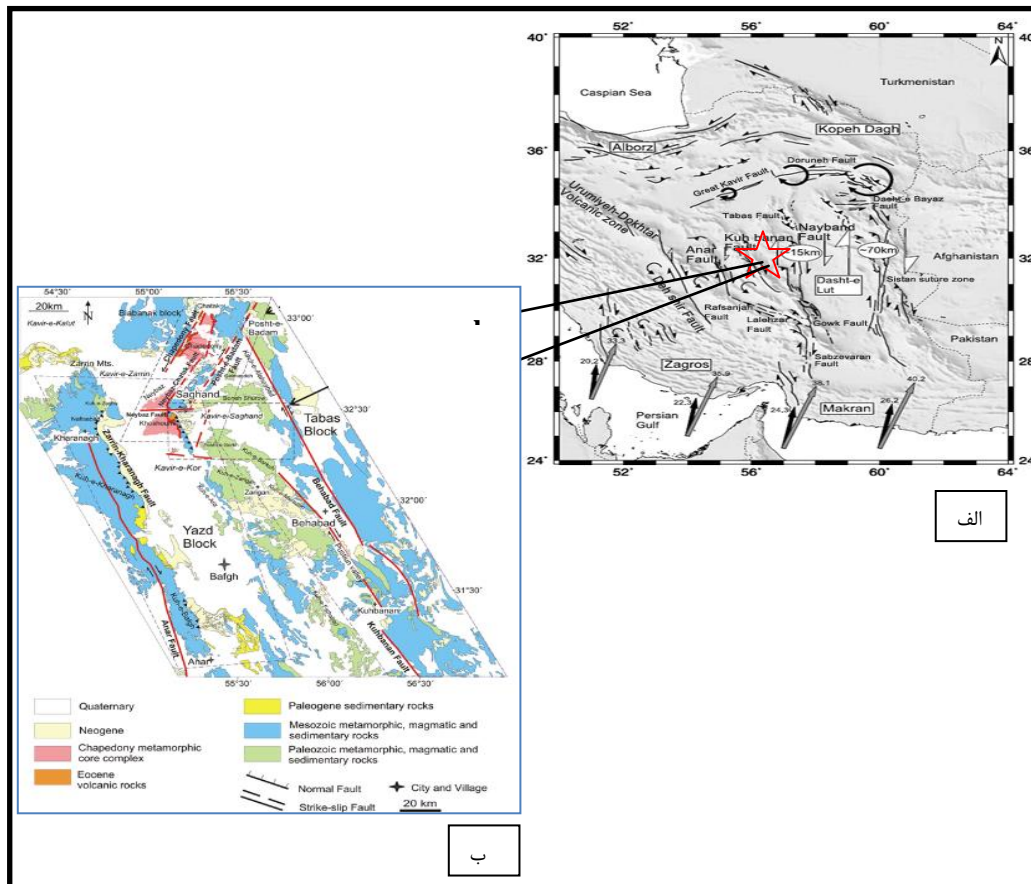
سلول‌هایی می‌باشد که مقادیر پارامتر این سلول‌ها بزرگ‌تر از میزان ρ باشد (رائی و افضل، ۱۳۹۳; Afzal et al., 2010; Heidari et al., 2013).

در این پژوهش نخست گسل‌های کوتاه‌تر-توانمند جدا شدند و براساس نقشه رقومی آنها، نقشه تراکم گسلی تهیه و با استفاده از مدل فرکتالی مقدار-مساحت تراکم گسلش دسته‌بندی شده است. سپس زمین‌لرزه‌ها براساس روش مقدار-مساحت و با توجه به میزان بزرگی‌شان دسته‌بندی شدند. همچنین پهنه‌بندی لرزه‌ای منطقه به روش‌های مرسوم صورت گرفته و نتایج آن با پهنه‌های لرزه‌ای-ساختاری مبتنی بر فرکتال مقایسه شده است.

ژئوفیزیکی، ساختاری و زمین‌شیمیایی هست. رابطه کلی این مدل به شکل زیر می‌باشد:

$$A(\rho \leq v) \propto \rho^{-a_1}; A(\rho \geq v) \propto \rho^{-a_2} \quad (\text{رابطه ۲})$$

در این تابع توانی $A(\rho)$ نشان دهنده مساحتی با میزان پارامتر برابر ρ و بالاتر از آن می‌باشد که این می‌تواند شامل بزرگی زلزله تخمین‌خورده، میزان تراکم ساختارها یا داده‌های مدل شده ژئوفیزیکی باشد و نیز مقدار v حد آستانه‌ای را نشان می‌دهد. پارامترهای a_1 و a_2 در رابطه‌های بالا نشان‌دهنده بعد فرکتال در هر نقطه می‌باشند. مساحت $A(\rho)$ برای یک مقدار ρ مشخص برابر با تعداد



شکل ۱. الف) نقشه زون ساختاری ناحیه شرق بلوک یزد بر اساس تصاویر ماهواره‌ای که در آن جهت حرکت صفحه عربی-اوراسیا نشان داده شده است (modified after: Berberian and King, 1981; Jackson and Mackenzie, 1984) ب) موقعیت ناحیه مورد مطالعه و نقشه زمین‌شناسی ساده شده آن در زون ایران مرکزی (modified after Haghypour and Aghanabati, 1985)

مثال گسل کوهبنان جداکننده بلوک پشت بادام از بلوک طبس و مسبب تنش‌های نو زمین‌ساختی و دارای فعالیت نسبی تکتونیکی است (Ramezani and Tucker, 2003). فعالیت‌های حال حاضر ساختارهای اصلی با روند (NW-SE) بیشتر به‌صورت گسل‌های امتداد لغز نمود دارد و در این روند گسل‌ها و چین‌های بسیاری در منطقه مورد مطالعه وجود دارند. تراکم ساختارها در این

جایگاه زمین ساختی ناحیه

بخش شرقی بلوک یزد علاوه بر قرارگیری در مرکز ایالت لرزه زمین‌ساخت ایران مرکزی، تحت تأثیر گسل‌های عمده کوهبنان، بهاباد، چاپدونی، انار و کلمرد قرار داشته و این گسل‌ها در تحولات زمین‌شناسی و لرزه‌خیزی ناحیه مؤثر و سبب جدایش پهنه‌های ساختاری از یکدیگر شده‌اند (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸). به‌عنوان

به صورت معکوس با شیب به سوی شمال رخ داده است. گسل کوهبنان، به عنوان یک گسل فعال با زمین لرزه های بزرگ همراه بوده و زمین لرزه های (سال های ۱۸۵۴ هوريجان $M_s=5.8$ ، ۱۸۶۴، چترود $M_s=6$ ، ۱۸۷۱، چترود $M_s=5.7$ ، ۱۸۷۵ کوهبنان و دژ جور $M_s=6.0$ ، ۱۸۷۹ شمال بهاباد $M_s=5.5$ ، ۱۸۹۷، چترود $M_s=5.7$ ، ۱۹۲۳، چترود $M_s=4.5$ ، ۱۹۳۷ باب تنگل $M_s=4.7$ ، ۱۹۷۷ ده زوئيه $M_s=5.6$ ، ۱۹۷۷، ده زوئيه $M_s=4.8$ ، ۱۹۷۷ باب تنگل $M_b=5.8$ و ۲۰۰۵ حتکن $M_b=6.4$) را به جنبش دوباره این گسل نسبت داده اند. (Berberian, 1979 ; Berberian and Yeats, 2001 Ambrasyes and Melville 1982) در (شکل ۳) ساختارهای اصلی و تعدادی از زمین لرزه های مرتبط با این گسل نشان داده شده است.

گسل بهاباد

گسل لرزه ای و راستالغز بهاباد از شمال بهاباد شروع و به صورت قطعه هایی گسله به وسیله نهشته های کواترنری از یکدیگر جدا می گردند. این گسل در طولی بیش از ۱۷۰ کیلومتر با روند (۳۳۷-۳۱۸) به سوی جنوب شرق کشیده شده و در بیشتر رخنمون ها مرز بین کوه و دشت می باشد و پس از عبور از نزدیکی شهرستان بهاباد با یک چرخش و دوشاخه شدن به سمت شهرستان راور (محل عبور گسل راور) امتداد می یابد. از میان زمین لرزه های ثبت شده و منتسب به این گسل می توان به زمین لرزه های سال های ۱۸۷۹، ۱۹۷۸، ۱۹۷۷، ۱۹۰۳، ۱۹۳۳ اشاره نمود (Ambrasyes and Melville 1982). با توجه به اینکه گسل های کوهبنان و بهاباد از گسل های فعال منطقه می باشند، ویژگی نوزمینساختی آن ها از دیدگاه اندیس گرادیان رودخانه و سینوزیتی خط الرأس کوه ها نیز مورد توجه قرار گرفت. بر این اساس گسل های بهاباد و کوهبنان از مقادیر اندیس گرادیان بالایی برخوردار هستند (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸).

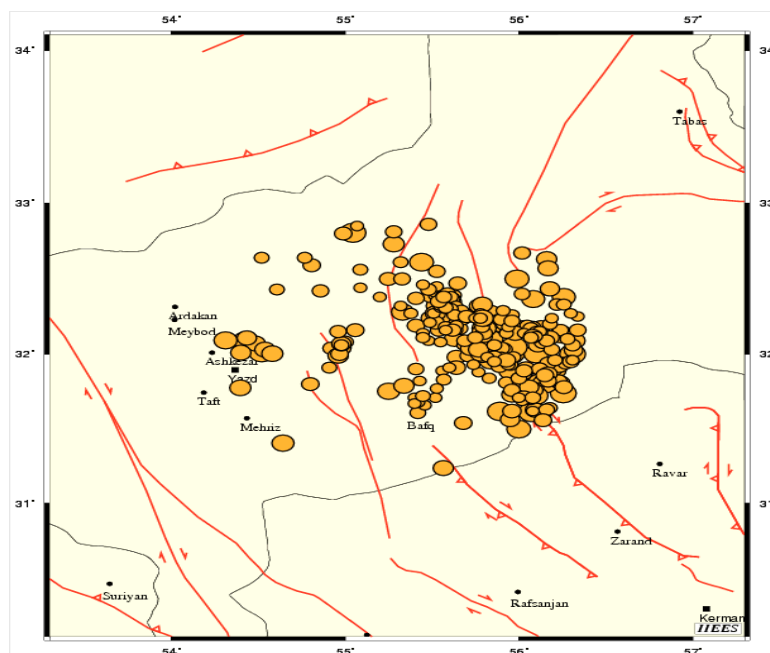
ناحیه بستگی به میزان بالآمدگی داشته و نشانگر ساختارهای فعال در شرق بلوک یزد است. گسل های شرق استان یزد نقش مؤثری در حرکات زمین ساختی، ایجاد تنش ها و رخداد زمین لرزه های بزرگ در این منطقه دارند (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸). در این میان فقط گسل های اصلی لرزه زا نیستند، بلکه گسل های فرعی نیز بسته به جهت و نوع فشارهای تکنونیکي موجود ممکن است زمین لرزه های بزرگی را ایجاد نمایند (شکل ۲). بنابراین با توجه به قرارگیری کانون زمین لرزه های اخیر بر روی این گسل ها، بسیاری از گسل های این ناحیه هنوز فعال بوده و شناسایی و بررسی آن ها کمک شایانی به تفکیک پهنه های لرزه ای می نماید.

گسل های کواترنر و لرزه ای منطقه

مطالعه چگونگی دگرریختی پوسته زمین هم زمان با زمین لرزه، یکی از جنبه های اساسی برای برآورد توان لرزه زایی می باشد. سازوکار گسل های شرق یزد غالباً از نوع امتداد لغز با مؤلفه فشاری و عموماً مرز میان واحدهای ساختاری - رسوبی منطقه را تشکیل داده و در لرزه خیزی ناحیه تأثیر بسزایی دارند (جدول ۱). در ادامه مهم ترین گسل های ناحیه تشریح می شوند:

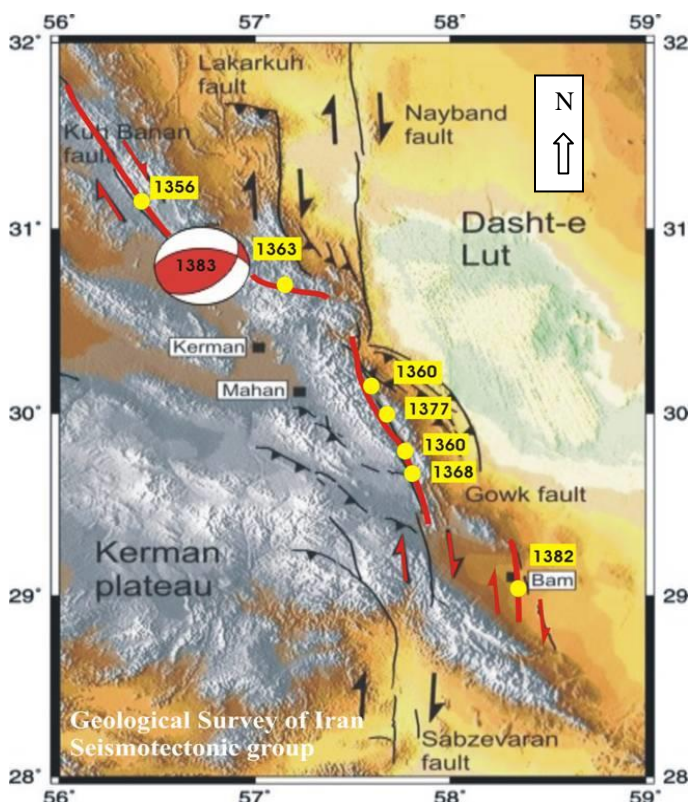
گسل کوهبنان

گسل کوهبنان با راستای شمال باختری - جنوب خاوری و طول بیش از ۲۴۰ کیلومتر در جنوب شرق استان یزد و شرق زرنند قرار دارد. این گسل دارای حرکت فشاری با مؤلفه شیب لغز راستگرد و شیب به سمت شمال شرق می باشد (Huckriede et al., 1962) گسل کوهبنان سبب رانده شدن سنگ های پالئوزوئیک بر روی بادبزنیهای آبرفتی کواترنر شده و فعال ترین گسل ناحیه است (شکل ۳). حرکت گسل کوهبنان در طی دوره های مختلف باعث شکل گیری گسل های فرعی به صورت انشعابی از گسل کوهبنان شده که با تغییر روند تدریجی، راستای خاوری-باختری پیدا می نمایند. زمین لرزه سال ۱۳۸۵ زرنند ناشی از حرکت راندگی بر روی یکی از انشعاب های خاوری - باختری این گسل



شکل ۲. مهم ترین گسل های شرق استان یزد، سازوکار امتداد لغز و معکوس با مؤلفه امتداد لغز این گسل ها و پراکندگی مراکز زلزله، نشانه ای بر فعالیت نسبی آنها در دوره کواترنر است. (سایت پژوهشگاه زلزله، ۱۳۹۴)

این گسل را می‌توان به‌عنوان گسل ثانویه و مرتبط با گسل انار دانست. گسل بهادران بر روی خطواره مغناطیسی F-643 قرار دارد. ایجاد پرتگاه در طول آن نشانه‌ای بر فعالیت آن در طی زمان کواترنر و زلزله‌های اخیر مکان‌یابی شده بر روی آن، دلیلی بر فعال بودن آن است (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸).



شکل ۳. زلزله‌های مرتبط با گسل‌های غرب کویر لوت، گسل کوهبنان و انشعابات آن (Berberian and Yeats, 2001)

گسل شمال یزد- جنوب اردکان

گسل کواترنر و معکوس شمال یزد- جنوب اردکان با طول ۶۰ کیلومتر و راستای شمال غرب، جنوب شرق از سه کیلومتری شمال یزد تا جنوب اردکان ادامه دارد. این گسل در به وجود آوردن زلزله‌های ۱۹۶۶، ۱۹۷۳، ۱۹۷۵ و ۱۹۷۸ مؤثر بوده و شواهد ریخت‌شناسی مانند: ترک‌خوردگی رسوبات دشت یزد- اردکان در راستای گسل، قرارگیری بخشی از خطواره مغناطیسی F-644 در طول گسل، بریده شدن لایه‌های نئوژن توسط گسل در سه کیلومتری شمال شرق یزد، اختلاف شوری و هدایت الکتریکی در دو سوی گسل و قرارگیری تعدادی زمین‌لرزه کوچک در چند سال اخیر در طول آن نشان‌دهنده حرکت گسل در دوره کواترنر است (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸، ادیب، ۱۳۹۰).

گسل چاپدونی

گسل چاپدونی به طول تقریبی ۱۴۰ کیلومتر با روند عمومی (N15-20E) و مؤلفه افقی راست لغز در شمال غرب ساغند واقع است. در شرق گسل، دسته گسل‌های امتداد لغز تقریباً موازی چپ لغز به‌عنوان گسل‌های ریدل درجه دوم

جدول ۱. ویژگی و مختصات گسل‌های کواترنر عمده مرکز و شرق استان یزد

نام گسل	ساز و کار گسل	طول (کیلومتر)	روند گسل (آزیموت)
بهادران	امتداد لغز	۱۰	۳۲۰
رفسنجان	معکوس و امتداد لغز	۱۳۰	۱۲۰
انار	امتداد لغز	۱۰۰	۳۴۵
طیس	معکوس و امتداد لغز	۸۵	۳۴۰
چاپدونی	عادی	۱۰۰	۰۲۰
لکروه	معکوس و امتداد لغز	۱۶۰	۲۵۵
راور	راست لغز	۸۰	۳۶۰
بهباد و شاخه‌های آن	معکوس و راست‌لغز	۶۰	۱۳۰
کوی موسی	فشاری و امتداد لغز	۱۷	۳۰۰
کوهبنان	فشاری و امتداد لغز	۳۰۰	۱۲۵
کلمرد	امتداد لغز	۳۰۰	۰۲۰
پشت بادام	امتداد لغز	۳۵۰	۰۲۰
کوی لاغر چاه خاور	امتداد لغز راست بر	۱۲۱	۳۳۰
گسل چشمه موسی	نرمال	۸۰	۳۴۵
گسل مهریز	امتداد لغز راست بر	۱۱	۳۵۱
یزد- اردکان	معکوس	۶۰	۳۳۰
F:4	امتداد لغز چپ بر	۱۲/۲	۲۲۶
F:5	امتداد لغز	۳۸	۱۲۳
F:7	امتداد لغز	۵۳/۷	۳۱۲
F:8	امتداد لغز	۴۷/۷	۳۲۰
F:14	امتداد لغز راست بر	۱۷/۳	۳۰۰
F:16	متداد لغز	۱۷/۶	۲۰۲
F:17	متداد لغز	۳۹/۶	۱۰۵
F:19	امتداد لغز چپ بر	۱۵/۸	۰۴۳
F:20	نرمال	۳۲/۴	۳۱۵
F:21	امتداد لغز	۷۰/۲	۳۲۴
F:22	نرمال	۳۷/۳	۳۲۰
F:23	امتداد لغز چپ بر	۱۶	۲۴۲
F:24	امتداد لغز چپ بر	۱۱/۶	۲۲۵
F:25	معکوس	۱۴	۰۸۸
F:27	امتداد لغز چپ بر	۱۴/۷	۲۳۶

گسل انار و چشمه موسی

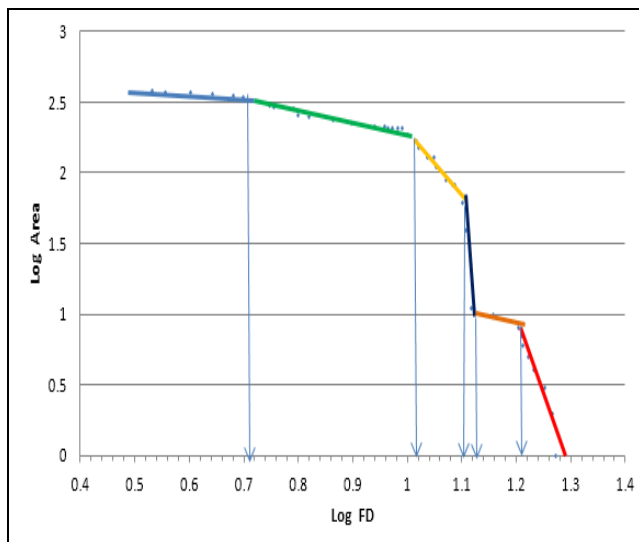
گسل انار در غرب شهر انار با طول ۱۰۰ کیلومتر و راستای شمال - شمال غرب و جنوب - جنوب شرق پرتگاهی به ارتفاع حدود ۲ متر از خود به‌جا گذاشته است. قرارگیری خطواره مغناطیسی F-573 در کنار گسل دلیلی بر ژرف بودن آن است (ادیب و مهرنهاد، ۱۳۷۸). گسل کواترنر چشمه موسی با طول ۶۰ کیلومتر نیز باعث بریدن رسوبات آبرفتی کواترنر در جنوب کوه چشمه موسی در شرق جاده یزد- بافق شده است. با توجه به قرارگیری این گسل بر روی خطواره مغناطیسی F-573 می‌توان آن را ادامه شمالی گسل انار دانست.

گسل بهادران

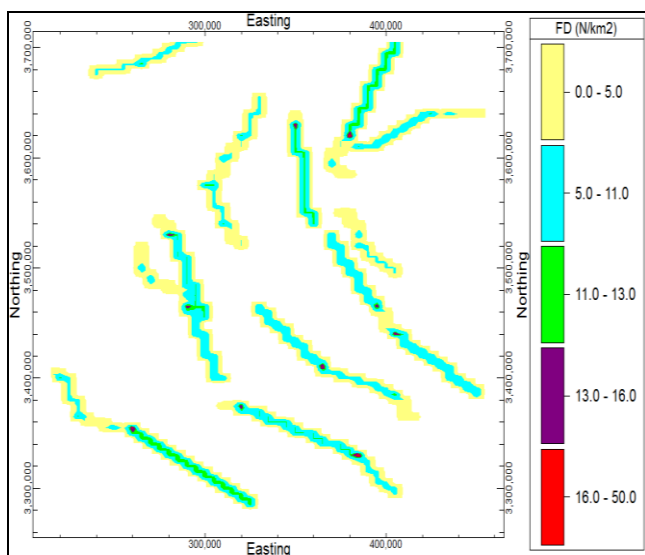
گسل بهادران با روند شمال غرب، جنوب شرق و طول ۱۰ کیلومتر باعث جابه‌جایی آبرفت‌ها و آبراه‌ها در جنوب روستای کریم‌آباد شده است. در این ناحیه روند گسل انار N345 و روند گسل بهادران و مجموعه گسل‌های موازی آن N325 تا N315 است. زاویه بین دو گسل انار و بهادران حدود ۳۰-۲۰ درجه بوده و

میزان طول گسل تهیه شده و بر اساس روش مقدار- مساحت جوامع مختلف تراکم گسلی از یکدیگر جدا شدند (شکل ۶). باتوجه به منحنی فرکتالی ترسیم شده شش جامعه جدا شدند که در این منحنی یک رفتار چندفرکتالی نیز دیده می شود. بر اساس این مدل سازی بیشترین تراکم گسلش در شرق، شمال شرقی و مرکز محدوده قرار دارد و بیش از مقدار ۱۳ مناطق با شکستگی بالا است.

تطابق بین مناطق با تراکم و بزرگی بالای زلزله و نیز گسل های اصلی نشانگر تطابق زلزله های بزرگ (مقادیر بزرگی بیش از ۴/۶ ریشتر) با گسل های با روند شمال غربی- جنوب شرقی بخصوص گسل های بهاباد و کوهینان می باشد (شکل ۷). همچنین بیشترین میزان زلزله های بخش مرکزی با گسل چاپدونی در ارتباط است. همان گونه که در شکل شماره ۸ دیده می شود، میزان تراکم های بالای گسلش در منطقه رابطه مستقیم با بزرگی و فراوانی زلزله ها دارد و این امر در شمال شرقی محدوده به خوبی دیده می شود.



شکل ۶. منحنی لگاریتمی تراکم گسل-مساحت در محدوده شرق استان یزد



شکل ۷. نقشه تراکم گسل-مساحت در محدوده شرق استان یزد

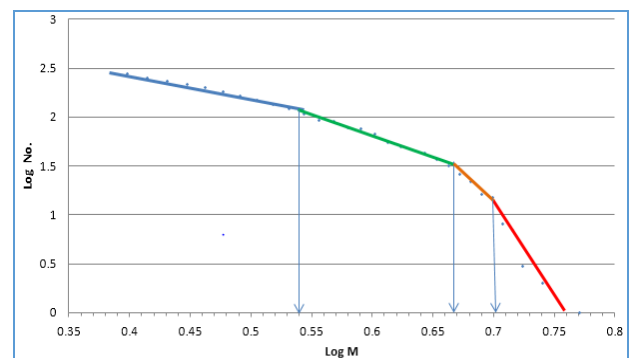
(R_2) در ارتباط با گسل اصلی چاپدونی منطقه را تحت تأثیر قرار داده اند که با دور شدن از گسل چاپدونی تراکم آن ها کم می شود (ادیب، ۱۳۹۰).

گسل های پشت بادام و ساغند

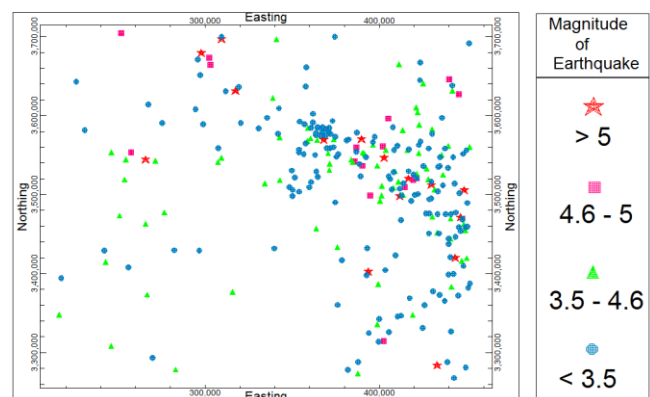
این گسل ها به همراه گسل چاپدونی از قدیمی ترین گسل های ایران مرکزی بوده (Tirrul et al., 1983) و با حرکت راستالغز و فعالیت در کوتاه تر (ادیب، ۱۳۹۰). در حرکت نسبی تکتونیکی ناحیه مؤثر می باشند.

مدل سازی فرکتالی توزیع زلزله ها و تراکم گسل ها

در این مرحله از میزان بزرگی ۲۷۷ زلزله ثبت شده در این محدوده برای دسته بندی آن ها به روش فرکتالی مقدار- اعداد استفاده می شود. بر اساس مدل سازی فرکتالی مقدار-تعداد، چهار جامعه برای بزرگی زلزله ها جدا شدند که نشانگر وجود زلزله های شدید با میزان بزرگی بیش از ۵ ریشتر است (شکل ۴). زمینه بزرگی زلزله ها در محدوده ۳/۴۶ ریشتر و نیز زلزله ها با بزرگی متوسط بین ۳/۴۶ و ۴/۶ ریشتر می باشد. همچنین زلزله های با بزرگی بالا دارای بزرگی بین ۴/۶ و ۵ ریشتر می باشند. بر اساس مدل سازی فرکتالی مقدار- تعداد زلزله های با شدت بالا در شمال شرقی و شرق محدوده مورد مطالعه است که در شکل شماره ۵ آورده شده است.



شکل ۴. نمودار فرکتالی مقدار-تعداد برای بزرگی زلزله ها



شکل ۵. نقشه دسته بندی بزرگی زلزله ها بر اساس روش فرکتالی مقدار-تعداد

برای مدل سازی فرکتالی تراکم گسل ها نخست نقشه تراکم آن ها با استفاده از میزان تراکم گسل ها در واحد سطح، میزان تراکم تقاطع آن ها در واحد سطح و

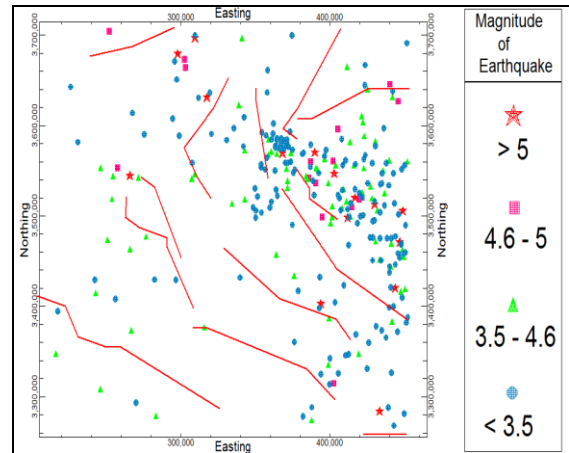
برای اعمال تأثیر توأم گسل‌ها و زلزله‌ها در ناحیه با استفاده از عملگر Add دو نقشه با یکدیگر ترکیب و یک نقشه نهایی به دست آمد. سپس با استفاده از روش فرکتالی مقدار-مساحت چهار پهنه خطرپذیر بر اساس زلزله‌خیزی جدا تحت عناوین، پهنه لرزه‌ای با لرزه‌خیزی کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد تفکیک شدند (شکل ۱۰، جدول ۳). مشخصات این پهنه‌ها در جدول شماره ۳ آورده شده است. همان‌گونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، پهنه‌های با لرزه‌خیزی زیاد (در محدوده امتیازهای ۳/۲ تا ۴) و بسیار زیاد (در محدوده امتیازهای مساوی یا بیش از ۴) در شمال غربی، غرب، شمال و مرکز محدوده قرار دارند. این نواحی به‌خصوص در بخش شمال شرقی همراه با گسل‌های کوه‌بنان و بهاباد و در بخش مرکزی همراه با گسل چاپدونی هستند. بر این اساس بیشترین لرزه‌خیزی را می‌توان در شمال شرقی منطقه مورد مطالعه دید. بخش‌های مرکزی استان با وجود بالا بودن تراکم شکستگی‌ها، تراکم پائینی از فعالیت‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد. توجیه‌پذیری این ویژگی را می‌تواند به‌وسیله ماهیت متفاوت سنگ‌شناسی، تنش غالب در قسمت‌های مرکزی استان، رفتار غیر لرزه‌ای گسل‌ها در بخش‌های مرکزی و یا عدم جهت یافتگی هندسی مناسب گسل‌ها نسبت به میدان‌های تنش محلی در بخش‌های مرکزی توجیه نمود.

جدول ۲. وزن‌های مرتبط با جوامع بر اساس مدل‌سازی فرکتالی بزرگی زلزله‌ها و تراکم گسلش

وزن مربوط به جوامع حاصل از مدل‌سازی مقدار - تعداد بزرگی زلزله‌ها	
محدوده بزرگی زلزله	وزن
کمتر از ۳/۵	۱
۳/۵ تا ۴/۶	۲
۴/۶ تا ۵	۳
بیشتر از ۵	۴
وزن مربوط به جوامع حاصل از مدل‌سازی مقدار - مساحت تراکم گسلش	
محدوده تراکم گسلش	وزن
کمتر از ۵	۱
۵ تا ۱۱	۲
۱۱ تا ۱۳	۳
۱۳ تا ۱۶	۴
بیشتر از ۱۶	۵

جدول ۳. مقادیر پارامترهای لرزه‌خیزی در سه زون در بردارند گستره (Talebian and Jackson, 2004)

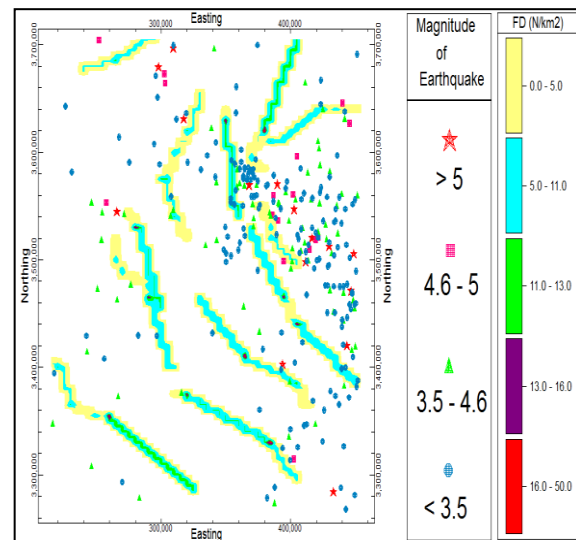
بزرگی حداقل	بزرگی حداکثر	B	A	زون
۳/۵۰	۵/۲۵ ± ۱/۲۵	۲/۱۵ ± ۰/۱۶	۱/۵۰ ± ۰/۶۶	Z ₁
۳/۱۰	۶/۹۰ ± ۱/۳۲	۲/۱۳ ± ۰/۱۳	۱/۷۰ ± ۰/۶۴	Z ₂
۳/۵۰	۶/۲۰ ± ۱/۲۰	۲/۱۳ ± ۰/۱۶	۲/۱۸ ± ۰/۷۴	Z ₃



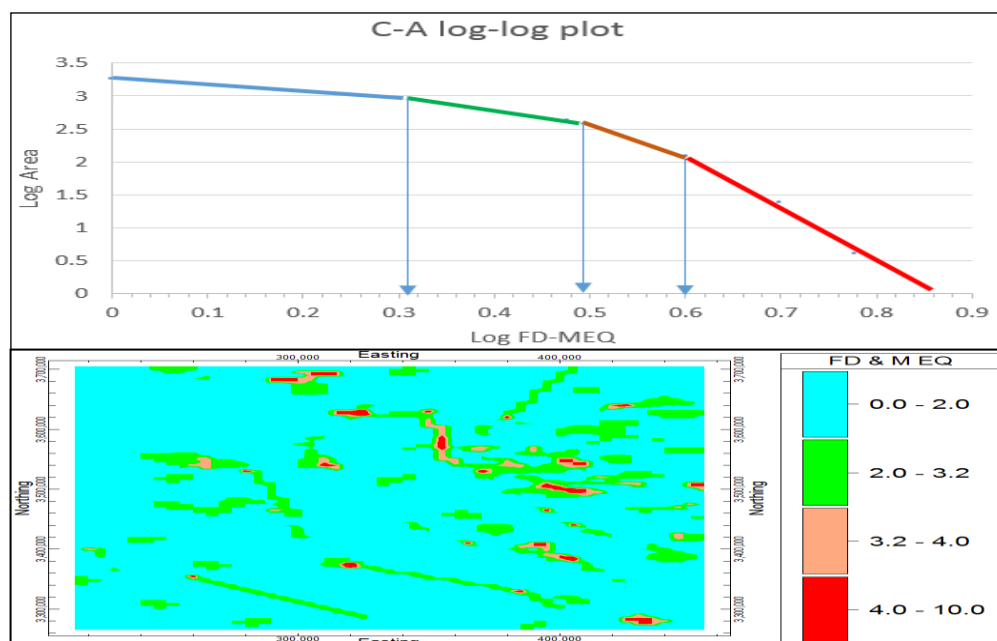
شکل ۸. تطابق نقشه رده‌بندی زلزله‌ها با گسل‌ها در محدوده شرق استان یزد

مدل‌سازی فرکتالی پهنه‌بندی خطر زلزله در محدوده مورد مطالعه

برای پهنه‌بندی خطر زلزله در منطقه مورد مطالعه نخست موقعیت زلزله‌ها با گسل‌ها و نیز نقشه تراکم گسل‌ها همراه باهم آورده شدند (شکل‌های ۸ و ۹). از دیدگاه همپوشانی ساده بخش‌های شمال شرقی و مرکزی منطقه دارای بالاترین پتانسیل برای زلزله‌زایی هستند. اما برای بدست آوردن یک نقشه کیفی نهایی نیاز به وزن‌دهی و ترکیب دو مدل زلزله‌ها و نیز تراکم گسلش بود. برای این کار نخست با استفاده از روش بولین هر جامعه حاصل از مدل‌سازی‌های فرکتالی در دو نقشه ذکر شده جدا شدند. در این مرحله همه جوامع دارای ارزش یکسان و به مقدار یک در نظر گرفته شدند. در ادامه به هر جامعه با توجه به میزان اهمیت آن در خطرپذیری زلزله وزن مربوطه به‌صورت کارشناسی داده شد (جدول ۲).



شکل ۹. تطابق نقشه‌های رده‌بندی زلزله‌ها با تراکم گسل‌ها در محدوده شرق استان یزد



شکل ۱۰. نقشه پهنه‌های لرزه‌ای در محدوده شرق استان یزد با تلفیق نقشه زلزله‌ها و تراکم گسلش با استفاده روش فرکتالی مقدار-مساحت

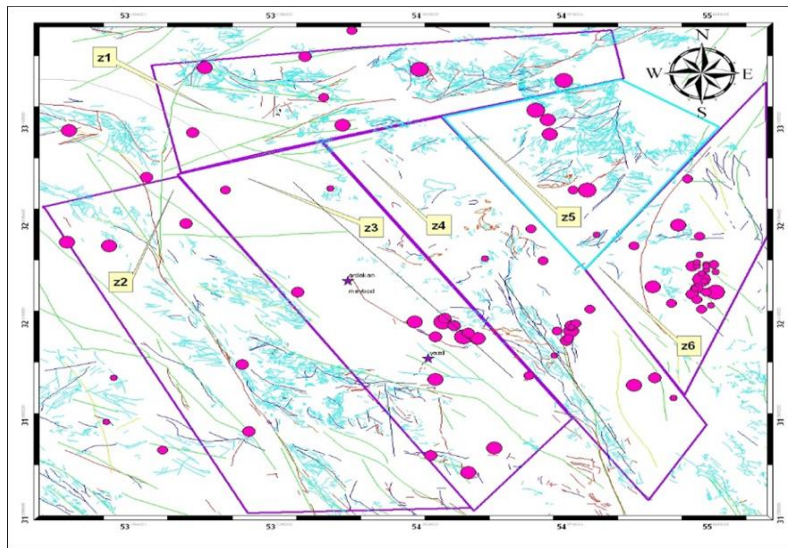
(۱۹۷۸)، که برای ایران ارائه شده است، بیشینه زمین‌لرزه مورد انتظار از جنبش احتمالی گسل‌های فعال در گستره مورد مطالعه برآورد گردیده است (جدول ۴).

نتیجه‌گیری

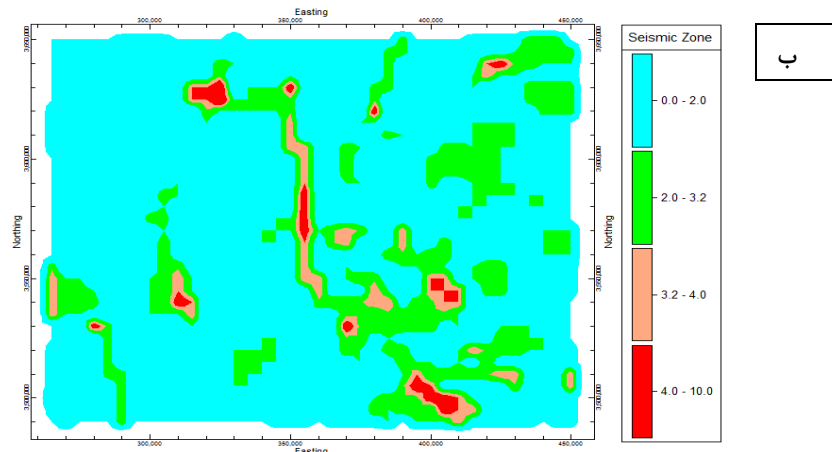
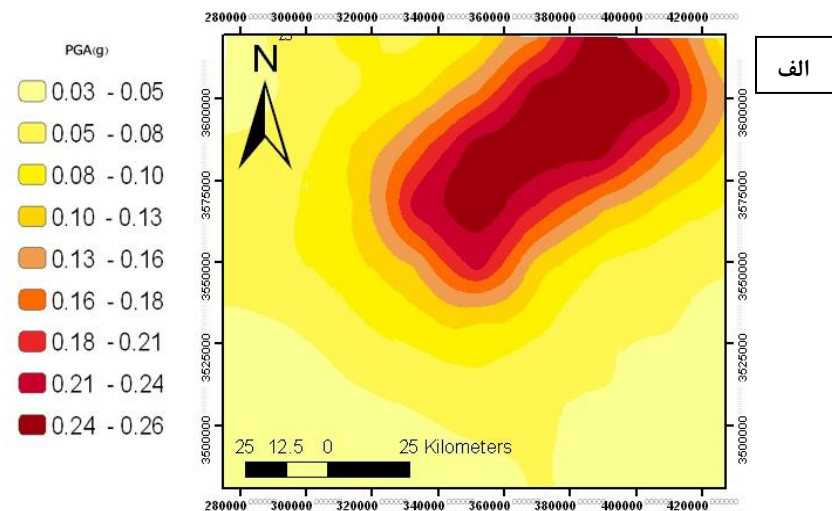
روند غالب گسل‌ها و شکستگی‌ها در شرق استان یزد، شمال غرب- جنوب شرق و به تبعیت از آن پراکنش رومرکز زلزله‌ها نیز دارای الگوی پهنه‌ای، با روند شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. گسل‌های شمال غربی- جنوب شرقی نقش مهمی در فعالیت‌های لرزه‌ای ناحیه داشته و بالا بودن تراکم فعالیت‌های لرزه‌ای در مناطق با تراکم بیشتر گسل‌ها به‌ویژه در بخش‌های شرقی استان مؤید این امر است. مطالعات نشان داد که با استفاده از مدل‌سازی‌های فرکتالی می‌توان زمین‌لرزه‌ها، تراکم گسلش و نیز پهنه‌های لرزه‌ای را به نحو مطلوب از یکدیگر تفکیک نمود. با استفاده از روش فرکتالی مقدار-تعداد زلزله‌ها برحسب بزرگی به چهار دسته و بر اساس روش مقدار-مساحت تراکم گسلش به پنج کلاس تقسیم‌شده و وزن دهی شدند. پس از تلفیق این داده‌ها، نتایج حاصل با روش فرکتالی مقدار-مساحت مدل‌سازی شده و چهار پهنه لرزه‌ای در منطقه شرق استان یزد تفکیک گردید. پهنه‌های با لرزه‌خیزی زیاد و خیلی زیاد در شمال شرق و شرق محدوده قرار داشته و این پهنه‌ها با گسل‌های کوهبنان و بهاباد در ارتباط مستقیم هستند. در بخش مرکزی نیز پهنه‌های با لرزه‌خیزی زیاد و متوسط در امتداد گسل چادپونی قرار گرفتند. بنابراین روش فرکتال به خوبی تأثیر تاریخچه لرزه‌ای گسل‌ها را در پهنه‌ها به تصویر می‌کشاند و استفاده از آن را برای سایر مناطق توصیه می‌نماید. با استفاده از این روش می‌توان با اطمینان بیشتری زون‌های لرزه‌خیز شرق استان یزد که تحت تأثیر زون گسلی کوهبنان و بهاباد است، را از هم تفکیک کرد. بر اساس نتایج حاصل‌شده، مدل‌سازی فرکتالی در تعیین ارتباط طول، تراکم و تقاطع گسل‌ها با چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه در این ناحیه کاربرد داشته و می‌توان از آن برای شناخت پهنه‌های لرزه‌ای استفاده کرد.

صحت‌سنجی پهنه‌های لرزه‌ای حاصل از مدل‌سازی فرکتالی

تعیین چشمه‌های بالقوه لرزه‌ای، مهم‌ترین مرحله تحلیل خطر زمین‌لرزه بوده و توسط گسل‌های فعال و زمین‌لرزه‌ها از هم تفکیک می‌شوند (Reiter, 1990). میزان اطلاعات و شناخت از ساخت‌های لرزه‌ها هنوز به اندازه‌ای نیست که بتوان بر اساس آن چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه را با دقت و تفصیل تعیین نمود. به عنوان مثال، گسیختگی سطحی زمین‌لرزه ویرانگر ۲۰ ژوئن ۱۹۹۰ میلادی رودبار- طارم بر اثر جنبش گسلی روی داد که پیش از آن شناسایی نشده بود (Berberian et al., 1992). همچنین گسل زمین‌لرزه‌ای طبرس که رویداد زمین‌لرزه ویرانگر ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ میلادی طبرس را موجب شد، قبل از رویداد این زمین‌لرزه به عنوان گسل فعال شناخته نشده و آن منطقه نیز به صورت پهنه زمین‌لرزه‌ای پر خطر معرفی نشده بود (Berberian, 1981). به علت کمبود اطلاعات در مورد زمین‌لرزه‌ها و گسل‌ها، برای تعیین چشمه‌های بالقوه زمین‌لرزه، این چشمه‌ها با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی ساختمانی و زلزله‌شناسی مشخص (شکل ۱۰، ۱۱ و جدول ۳) و در ادامه با روش‌های نوین مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. با مقایسه نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های فرکتالی (شکل‌های ۹ و ۱۰) با نقشه‌های تفکیک چشمه‌های لرزه‌ای و پهنه‌های لرزه‌ای با روش‌های معمول همپوشانی ساده و چشمی و نیز نقشه هم شتاب سنگ‌بستر پیرامون منطقه مورد مطالعه (شکل‌های ۱۱ و ۱۲)، ملاحظه می‌شود که نقشه‌های اخیر، سیمای لرزه‌ای ناحیه و اثرات گسل‌ها را بهتر نشان می‌دهد. در پهنه بندی لرزه ای به روش معمول (شکل ۱۲ الف) مناطق خیلی بزرگتر از هم تفکیک و با تطابق کمتر از هم جدا شده‌اند، در حالی که با استفاده روش‌های فرکتالی (شکل ۱۲ ب) پهنه‌های لرزه‌ای با دقت بیشتر جدا شده است. بر اساس روابط تجربی ارائه شده توسط ولز و کوپر اسمیت (۱۹۹۴) و نیز رابطه تجربی ارائه شده توسط مهاجر اشجعی و نوروزی



شکل ۱۱. نقشه سرچشمه‌های لرزه زا در محدوده شرق استان یزد با روش همپوشانی ساده و چشمی



شکل ۱۲. الف) نقشه هم شتاب سنگ بستر پیرامون شرق استان یزد با در دوره بازگشت ۴۷۵ سال براساس . ب) نقشه تفک زون‌های لرزه‌ای با اعمال پهنه‌بندی بر اساس فرکتالی

جدول ۴. محاسبه بیشینه توان لرزه‌زایی برای گسل‌های گسترده مورد مطالعه بر اساس روابط مختلف

بزرگی میانگین	Wells, and Coppersmith(1994)		Nowroozi (1985)		زارع (۱۳۷۴)		طول گسل LF, (km)	نام گسل
	M=5.08+1.16logL		M=LOG L+5.4		Mw=0.91*ln LR+3.66			
	Mw	L=0.5LF	Ms	L=0.5LF	MW	LR=0.37L F		
۶/۱۰	۶/۲۹	۱۱/۰۰	۶/۴۴	۱۱/۰۰	۵/۵۷	۸/۱۴	۲۲	مهریز
۶/۷۱	۶/۷۹	۳۰/۰۰	۶/۸۸	۳۰/۰۰	۶/۴۸	۲۲/۲۰	۶۰/۰	شمال یزد- اردکان
۶/۷۱	۶/۷۹	۳۰/۰۰	۶/۸۸	۳۰/۰۰	۶/۴۸	۲۲/۲۰	۶۰/۰	چشمه موسی
۶/۶۱	۶/۷۰	۲۵/۰۰	۶/۸۰	۲۵/۰۰	۶/۳۲	۱۸/۵۰	۵۰/۰	چاه خاور و کوی لاغز
۵/۶۱	۵/۸۹	۵/۰۰	۶/۱۰	۵/۰۰	۴/۸۵	۳/۷۰	۱۰/۰	بهداران
۶/۱۷	۶/۳۵	۱۲/۵۰	۶/۵۰	۱۲/۵۰	۶/۶۸	۹/۲۵	۲۵/۰	شوره
۶/۱۰	۶/۲۴	۱۰/۰۰	۶/۴۰	۱۰/۰۰	۵/۴۸	۳/۷۰	۲۰/۰	بند سرخ
۵/۸۶	۶/۱۰	۷/۵۰	۶/۲۸	۷/۵۰	۵/۲۲	۵/۲۲	۱۵/۰	بیاضه
۵/۷۱	۶/۷۹	۳۰/۰۰	۶/۸۸	۳۰/۰۰	۶/۴۸	۲۲/۲۰	۶۰/۰	بهباد و شاخه‌های آن
۶/۶۱	۵/۵۴	۲۵/۰۰	۵/۸۸	۲۵/۰۰	۴/۲۲	۱۸/۵۰	۶۰/۰	شمال شیطان
۷/۲۴	۷/۲۲	۷۰/۰۰	۷/۲۵	۷۰/۰۰	۷/۲۵	۵۱/۸۰	۱۴۰/۰	چاپدون
۵/۸۶	۶/۱۰	۷/۵۰	۶/۲۸	۷/۵۰	۵/۲۲	۵/۵۵	۱۵/۰	ساغند
۷/۸۰	۷/۶۸	۱۷۵/۰۰	۷/۶۴	۱۷۵/۰۰	۸/۰۹	۱۲۹/۵۰	۳۵۰/۰	پشت بادام
۷/۷۱	۷/۶۰	۱۵۰/۰۰	۷/۵۸	۱۵۰/۰۰	۷/۹۵	۱۱۱/۰۰	۳۰۰/۰	کلمرد

قدردانی

بدین وسیله از معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب به دلیل مساعدت و تامین هزینه‌های انجام این تحقیق قدردانی به عمل می‌آید.

منابع

- آقایی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- ادیب، ا. و مهرنهاد، ح.، ۱۳۷۸، پهنه بندی لرزه ای استان یزد، سازمان مسکن و شهرسازی استان یزد
- ادیب، ا.، ۱۳۹۰، ریزپهنه بندی ژئوتکنیک لرزه ای میبد، سازمان مسکن و شهرسازی استان یزد
- بایزیدی، ج. و هاشمی، س.ن.، ۱۳۹۲، تحلیل کمی توزیع طولی و تراکم گسل‌های بزرگ مقیاس در ناحیه زاگرس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۷، ص ۵۲-۴۰
- راثی، ر. و افضل، پ.، ۱۳۹۳، جداسازی جوامع آنومالی رگه‌های طلا دار در منطقه شرف آباد - هیزه جان (آذربایجان شرقی) با استفاده از روش فرکتالی عبار-تعداد، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- زارع، م.، ۱۳۷۴، رابطه‌های مناسب بزرگ، شدت و بیشینه شتاب افقی براساس زمین لرزه‌های ایران، پژوهشنامه زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، شماره ۶، ص ۱۴ - ۱۲.
- درخشانی، رضا، ۱۳۹۳، کاربرد روش‌های عددی در شناسایی چشمه‌های لرزه‌ای: مطالعه موردی استان سیستان و بلوچستان، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۴، ص ۶۴-۶۰
- سایت پژوهشگاه زلزله، ۱۳۹۴، <http://www.iiees.ac.ir/fa/eqcatalog/>
- سامانی، ب. و چرچی، ع.، ۱۳۹۴، تحلیل الگوی مکانی گسلش و رومرکز رخدادهای لرزه‌ای با استفاده از روش فرای (مطالعه موردی در استان یزد، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، زمستان ۹۴، شماره ۱۸، ص ۵۴-۵۹)
- Ambraseys, N., 1978, "The relocation of epicenters in Iran", *Geophys. J. R. astr. Soc.*, vol.53, pp.117-21.
- Ambraseys, N. and Melville, C. P., 1982, "A history of Persian earthquakes", Cambridge University Press, Cambridge, p.219.
- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N. and Asadi Haroni, H., 2012. Application of power-spectrum-volume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran, *Journal of Geochemical Exploration* 112, 131-138.
- Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Khakzad, A., Moarefvand, P. and Rashidnejad Omran, N., 2011. Delineation of mineralization zones in porphyry Cu deposits by fractal concentration-volume modeling, *Journal of Geochemical Exploration* 108, 220-232.
- Afzal, P., Khakzad, A., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., Esfandiari, B. and Fadakar Alghalandis, Y., 2010. Geochemical anomaly separation by multifractal modeling in Kahang (Gor Gor) porphyry system, Central Iran, *Journal of Geochemical Exploration* 104, 34-46.
- Berberian, M., 1979, Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978. *Bulletin of the Seismological Society of America* 69 (6), 1861±1887.



- Berberian M., 1983, the southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Can. J. Earth. Sci.*, 20, 163-183.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981, towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth sciences*. v.18, p.210-265.
- Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J.A., Priestley, K. and Wallace, T., 1992- The Rudbar-Tarom earthquake of June 20, 1990 in NW Persia: preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82(4), 1726-1755.
- Berberian, M. and Yeats, R., 2001, "Contribution of archeological data of earthquake history in the Iranian Plateau", *Journal of Structural Geology*, vol.23, 563-584
- Bonilla, M. G.; Mark, R. K. and Lienkaemper, J. J., 1984, "Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length and surface fault displacement: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, no, 6, p. 2379-2411.
- Cheng, Q., Agterberg, F. P. and Ballantyne, S. B., 1994. "The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods", *Journal of Geochemical Exploration* 51, p. 109-130.
- Cheng, Q., 1999. Spatial and scaling modelling for geochemical anomaly separation, *Journal of Geochemical Exploration* 65 (3), p. 175-194.
- Davis, J.C., 2002. "Statistics and data analysis in Geology" (3th ed.). John Wiley & Sons Inc., New York.
- Haghipour, A. and Aghanabati, A., 1985., Geological Map of Iran, 1:2,500,000, Geological Survey of Iran.
- Hassanpour, Sh. and Afzal, P., 2013. Application of concentration-number (C-N) multifractal modelling for geochemical anomaly separation in Haftcheshmeh porphyry system, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* 6: 957-970.
- Heidari, M. Ghaderi, M. and Afzal, P., 2013. Delineating mineralized phases based on litho-geochemical data using multifractal model in Touzlar epithermal Au-Ag (Cu) deposit, NW Iran. *Applied Geochemistry* 31, 119-132.
- Huang, B.S., 1994. Estimation of Source Parameters by the Inversion of Near Source Strong Motion Wave Forms, *TAO*, 5,1,11-26.
- Huckriede, R., M. Kursten. and H., Venlaff., 1962, Zur geologie des gebiets Zwischen Kerman und Saghand (Iran): Beiheft Zum Geologisschen Jahrbuch, v. 51, p. 1-197.
- Jackson, J. and Mckenzie, D., 1984, "Active tectonics of the Alpine – Himalayan Belt btween western Turkey and Pakistan, *Geophys. J.R.astr.soc.* vol.77, PP.185-264.
- Li, C., Ma, T. and Shi, J., 2003. Application of a fractal method relating concentrations and distances for separation of geochemical anomalies from background, *Journal of Geochemical Exploration* 77, p. 167-175.
- Mandelbrot, B.B., 1983. "The Fractal Geometry of Nature", W. H. Freeman. San Fransisco, 468 pp.
- Mirzaei N., Gao, M., Chen, Y. T. and Wang, J., 1997, A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran, *Acta Seismol, Sinica*, 10: 713-726.
- Mohajer -Ashjai, A. and Nowroozi, A.A., 1978, Observed and probable Intensity Zoning of Iran, *Tectonophysics* 49:21-30.
- Nowroozi, A.A., 1985, Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran, *Bull. Seis. Soc. Am.* 75, 1327-1338.
- Nouri, R., Jafari, M.R., Arian, M., Feizi, F. and Afzal, P., 2013. Correlation between Cu mineralization and major faults using multifractal modeling in Tarom 1:100,000 sheet, NW Iran. *Geologica Carpathica* 64, 409-416.
- Ramezani. J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303:622-665.
- Reiter, L., 1990, *Earthquake Hazard Analysis*. Colombia University Press, New York, 254pp.
- Sadeghi, B., Moarefvand, P., Afzal, P., Yasrebi, A.B. and Daneshvar Saein, L., 2012. Application of fractal models to outline mineralized zones in the Zaghia iron ore deposit, Central Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 122, 9-19.
- Slemmons, D. B., 1982, Determination of design earthquake magnitudes for microzonation, *Proc. of the Third International Earthquake Microzonation Conf. Vol. 1*, U.S. National Science Foundation, Washington, D.C., 119-130.
- Talebian, Ms and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156, 506-526.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin* 94, 134-150.
- Tocher D., 1958, Earthquake energy and ground breakage. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 48, 147-153.
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Vere-Jones, D., 1992, Statistical methods for the description and display of earthquake catalogs, In *Statistics in the Environmental and Earth Sciences*, ed. A.T. Walden and P. Guttorp, Arnold, London, and Halsted Press, Toronto, 220 - 246.
- Wells, D.L. and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width and surface displacements, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, p. 974-1002.
- Xiao, F., Chen, J., Zhang, Zh., Zhou, Wang, Ch., Wu, G. and Agterberg, F.A., 2012. Singularity mapping and spatially weighted principal component analysis to identify geochemical anomalies associated with Ag and Pb-Zn polymetallic mineralization in Northwest Zhejiang, China. *Journal of Geochemical Exploration* 122, 90-100.