



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۳۹۹، سال چهارم، شماره ۱۶

10.22077/JT.2021.4051.1102

تغییرات لرزه خیزی در زاگرس چین - رانده (حدفاصل گسلهای کازرون و سروستان)

حمیده صحرائی^۱، سید احمد علوی^۲، محسن احتشامی معین آبادی^۳

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، 09177136984.h.sahraee.88@gmail.com (رابط)

۲- استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، 02129903082.a-alavi@sbu.ac.ir

۳- استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، 02129902601.e_ehteshami@sbu.ac.ir

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۱۷

چکیده

کمر بند چین خورده-رانده زاگرس از فعال ترین پهنه های لرزه خیزی فلات ایران است که رفتار لرزه خیزی آن تحت تاثیر عوامل مختلف، از پیچیدگی ها و تغییرات مکانی و زمانی خاصی برخوردار است. بر مبنای تحلیل های مختلف بر روی داده های زمین لرزه های ثبت شده در محدوده بین گسلهای کازرون و سروستان، جنبه هایی از پیچیدگی های تغییرات لرزه خیزی این بخش از کمر بند چین خورده-رانده زاگرس بررسی شده است. گسلهای اصلی منطقه مورد مطالعه شامل گسلهای پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون-برازجان، سبزپوشان، قیر و سروستان می باشند. با تهیه نقشه های پراکنندگی و تغییرات عمقی داده های لرزه ای مشخص گردید که زمین لرزه ها از نظر تعداد و بزرگی عمدتاً در اطراف گسلهای اصلی تمرکز یافته و در عمق کمتر از ۲۰ کیلومتری پوسته رخ داده اند. برآورد پارامترهای لرزه ای با استفاده از مدل گوتنبرگ-ریشتر نشان می دهد مقدار β برابر $1/55 \pm 0/03$ و مقدار λ برای بزرگی حداقل $2/8$ ، برابر $12/07 \pm 0/6$ می باشد. تغییرات مکانی لرزه خیزی، با استفاده از شبکه بندی و رسم نقشه های تغییرات پارامترهای a -value و b -value بررسی گردیده است. مقدار a -value در محدوده از $3/98$ تا $7/64$ متغیر است. تغییرات b -value در منطقه از $0/44$ تا $2/4$ می باشد. بیشترین مقدار پارامترهای a و b در قسمت غربی و جنوب شرقی منطقه اتفاق افتاده است که نشان دهنده رخداد زلزله های بیشتر و با بزرگی کمتر در این قسمتها است. تجزیه و تحلیل داده های لرزه ای نشان می دهد که یکی از عوامل لرزه خیزی منطقه، گسلهای عرضی بوده که عمدتاً پی سنگی هستند و کنترل کننده شکل چین خوردگیها می باشند.

کلیدواژه ها: زاگرس چین - رانده، گوتنبرگ-ریشتر، گسل کازرون، لرزه زمین ساخت



Variation of seismicity in Zagros Fold-Thrust Belt (Between Kazerun and Sarvestan Faults)

Hamideh Sahraei¹, Seyed Ahmad Alavi², Mohsen Ehteshami Moinabadi³

1-PhD Student, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University,

2-Professor, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran

3- Assistant Professor, Department of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran

Abstract

The Zagros fold-thrust belt is one of the most seismicity active zones of the Iranian plateau and its seismic behavior has certain complexities and changes in space and time under influence of various factors. Based on various studies on seismic data recorded in the area between Kazerun and Sarvestan faults, some complexities in the seismicity changes of this part of the Zagros fold and thrust belt have been investigated. The main faults in the region are Zagros Mountain front faults, Zagros foredeep fault, Kazerun-Borazjan, Sabzpooshan, Qir and Sarvestan faults. By preparing scattering maps and depth changes of seismic data, it was determined that earthquakes are mainly concentrated around the main faults in terms of number and magnitude and occurred at depth of less than 20 km. Estimation of seismic parameter by using Gutenberg-Richter model shows the β value is 1.55 ± 0.03 and λ for M_{min} equal 2.8 is 12.07 ± 0.6 . Spatial changes of seismicity have been investigated by using networking and plotting changes of a-value and b-value parameters. Changes in a-value range from 3.98 to 7.64. The changes of b-value in the region are from 0.44 to 2.4. The highest value of a and b occurred in the western and Southeastern part of the region which indicates the existence of smaller earthquakes that occurred in these parts and more of them. Analysis of seismic data shows that one of the seismic factors of the region is transverse faults that are mainly basement faults and control the shape of the folds in the area.

Keywords: Fold-Thrust Zagros, Gutenberg-Richter, kazerun Fault, Seismotectonics

۱- مقدمه

(1986) خطر زمین لرزه را با استفاده از آنالیز خطر لرزه‌ای احتمالی برای مناطق مختلف ایران برآورد نمودند. هاشمی (۱۳۸۸) به بررسی تغییرات مکانی پارامتر لرزه‌خیزی b -value در ایران پرداخت و نتیجه گرفت که بیشترین مقدار پارامتر لرزه‌خیزی در زاگرس $1/28$ و کمترین آن به پهنه خاور-مرکز ایران $0/84$ تعلق دارد. مصطفی زاده (۱۳۹۱) به بررسی آماری پارامترهای لرزه‌ای در منطقه زاگرس پرداخت و با تقسیم بندی منطقه به پنج ناحیه و بررسی تغییرات b -value به این نتیجه رسید که این مقدار از جنوب باختر به سمت شمال باختر کاهش می‌یابد. ده نمکی و زعفرانی (۱۳۹۲) به بررسی پارامترهای لرزه‌خیزی برای ایران پرداختند و نقشه‌های تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی را در ایران تهیه نمودند. کلانه و آق آتابای (۱۳۹۳) به بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه‌خیزی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس پرداختند و بدین منظور از روش فراکتالی استفاده نمودند. یافته‌های آنها نشان داد در پهنه انتقالی زاگرس-مکران (پهنه میناب - زندان)، مقدار b و Dt پایین است که ناشی از وقوع بیشتر زمین لرزه‌های نسبتاً بزرگ و خوشه‌های پس لرزه‌های حاصل از آن می‌باشد. مقدار b و بعد همبستگی زمانی در سایر مناطق زاگرس بالا است که حاکی از وقوع زمین لرزه‌های با بزرگی متوسط و همگن بودن توزیع زمانی آنها می‌باشد. بیت‌اللهی و رزاقیان (۱۳۹۷) به پهنه بندی ایران براساس تغییرات نسبت ضرایب a/b پرداختند و نقشه a -value و b -value برای ایران تهیه نمودند که بر این اساس روند شمال غرب-جنوب شرق زاگرس جزو مناطق با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا قرار می‌گیرد. جعفری (2008, Jafari) به بررسی توزیع b -value در استانهای مختلف لرزه‌خیز در ایران پرداخت و مقادیر a -value و b -value برای البرز، آذربایجان، ایران مرکزی، شرق ایران، کپه داغ، مکران و زاگرس برآورد نمود. نعمتی (2016, Nemati) به بررسی

کمربند چین - رانده زاگرس در بخش میانی کمربند آلپ-همالیا یکی از لرزه‌خیزترین مناطق جهان است. این کمربند با متوسط همگرایی بیش از 20 میلیمتر بر سال، بخش مهمی از کرنش و دگرشکلی ناشی از حرکت رو به شمال ورقه عربی را به صورت چین خوردگی، گسلش و فعالیت لرزه‌ای مصرف می‌کند (Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004). دگرشکلی در زاگرس هم در پی سنگ و هم در پوشش رسوبی (پوسته بالایی) رخ می‌دهد و این پدیده در لرزه‌خیزی منطقه نیز مشاهده شده است (Hatzfeld et al., 2010). ضخیم شدگی پوسته در اثر گسلش راندگی، تقسیم شدگی دگرشکلی بین کمربند چین - رانده و گسل جوان اصلی، نقش گسلهای عرضی در توزیع دگرشکلی و چرخش محور چین‌ها، وجود لایه‌های نامقاوم که به‌عنوان پهنه‌های جدایشی اصلی و میانی عمل می‌کنند، تنها بخشی از موضوعات مهم مورد بررسی در ارتباط با زمین ساخت جنبای کمربند زاگرس چین - رانده است که به ویژه طی دو دهه گذشته پیشرفت‌های خوبی داشته‌است (Hessami, 2002; Sepehr and Cosgrove, 2004; Paul et al., 2010; Malekzadeh et al., 2007; Hatzfeld et al., 2010; Barnhart et al., 2018; Edey et al., 2020). در کنار این مطالعات، بررسی لرزه‌خیزی و مطالعه زمین لرزه‌ها در این کمربند از گذشته مورد توجه بوده‌است (Berberian and Papastamatiou, 1978; Berberian, 1995; Talebian and Jackson, 2004; Zamani and Agh-Atabai, 2011; Neissen et al., 2011; Ghods et al., 2012; Elliott et al., 2015; Barnhart et al., 2018). اما در این بین مطالعات در زمینه تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی را می‌توان از تازه‌ترین زمینه‌های پژوهش‌های کاربردی در حال رشد دانست. اولین تحقیق در مورد خطر لرزه‌ای در ایران به‌وسیله بربریان و مهاجر اشجعی (Berberian and Mohajer Ashjai, 1977) انجام شد که نقشه‌ای از شدت زلزله‌ها در ایران تهیه نمودند. نوروزی و احمدی (Nowroozi and Ahmadi,



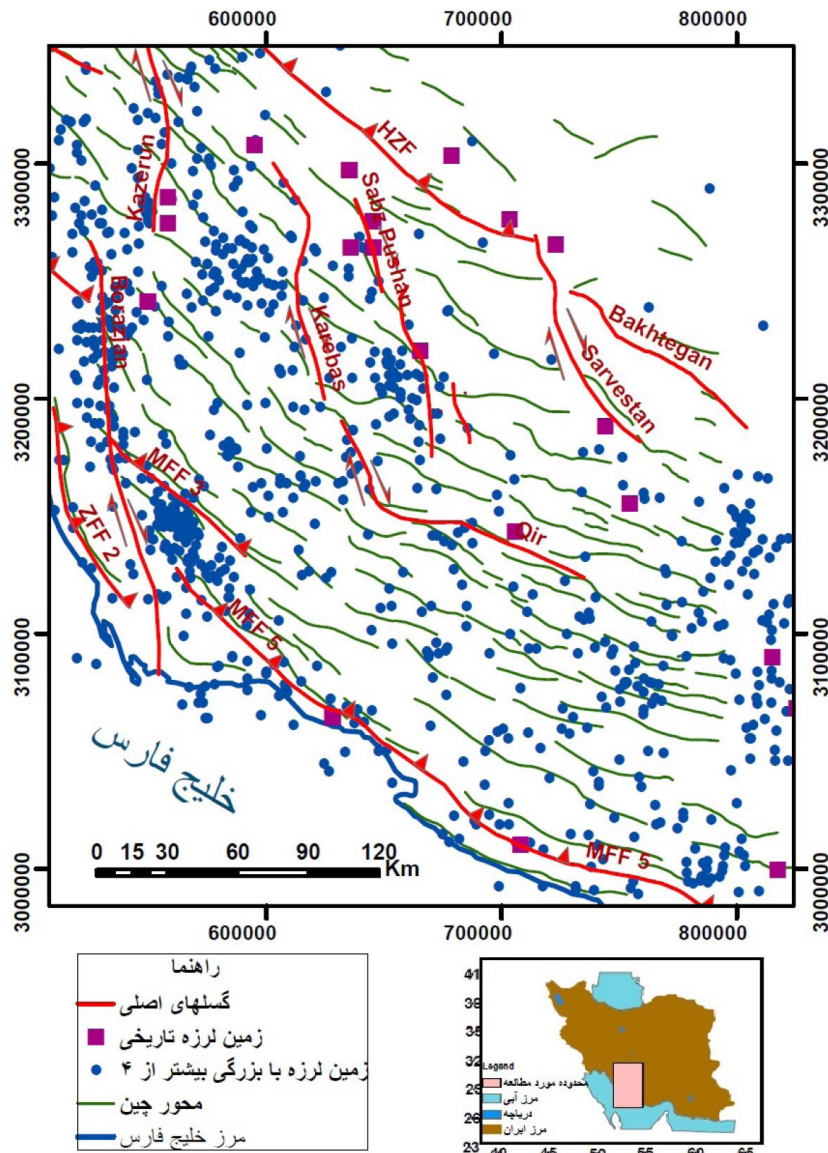
۱-۱. زمین ساخت جنبای گستره

کمر بند چین خورده- رانده زاگرس در جنوب غرب ایران نتیجه همگرایی مایل بین ورقه ایران و عربی است که در اواخر کرتاسه شروع شده و در سنوزویک شدت یافته است (Stocklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000). در نتیجه این همگرایی پهنه‌ای با عرض ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر از رسوبات چین خورده - رانده که در حاشیه غیرفعال عربی عمدتاً طی اواخر پالئوزویک - پالئوژن نهشته شده بودند، تشکیل شده است. این کمر بند با طول بیش از ۱۶۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد. عمده چین خوردگی‌ها با روند شمال غرب-جنوب شرق شکل گرفته و گسل‌های مهم راندگی با روند شمال غرب-جنوب شرق و گسل‌های امتداد لغز با روند غالب شمال-جنوب فعالیت دارند (Talebian and Jackson, 2002). نرخ کوتاه شدگی در زاگرس از ۸ تا ۱۰ میلیمتر در سال در بخش جنوب شرق خطواره کازرون به ۴ تا ۶ میلیمتر در سال در شمال غرب آن کاهش می‌یابد که کمتر از نیمی از نرخ همگرایی بین عربستان و اوراسیا، حدود ۱۸ میلیمتر در شمال غرب و نزدیک به ۲۵ میلیمتر در سال در تنگه هرمز است. (Hatzfeld and Molnar, 2010). زاگرس کمر بند تکتونیکی فعالی است که بیش از نیمی از زلزله‌های ایران در این کمر بند رخ می‌دهد (Mirzaei et al. 1998). بزرگی زلزله‌ها در زاگرس کم تا متوسط و با عمق کم است.

تغییرات زمانی شدت لرزه‌خیزی در دوره ۲۰۰ ساله در زاگرس و استانهای لرزه‌زمین ساخت شرق ایران پرداخت.

خداوردیان و همکاران (Khodaverdian et al., 2016) پارامترهای لرزه‌ای و مدل لرزه‌خیزی مکانی برای ایران را برآورد نمودند و بدین منظور برای شبکه‌هایی با فواصل یک درجه طول و عرض جغرافیایی پارامترهای لرزه‌خیزی را محاسبه و نقشه تغییرات مکانی را تهیه نمودند. موسوی (Moosavi, 2017) با استفاده از روش گوتنبرگ-ریشتر، به بررسی تغییرات b -value در ایران پرداخته که این پارامتر را در محدوده بین ۰/۸ تا ۱/۵ محاسبه نموده و مقدار بالای این پارامتر در ایران مرکزی و شرق، و کمترین آن در شمال غرب ایران بدست آورده است.

گستره مورد مطالعه بین طول جغرافیایی ۵۱ تا ۵۴ درجه شرقی و عرض ۲۷ تا ۳۰ درجه شمالی از کمر بند زاگرس چین - رانده انتخاب شده است و لرزه‌خیزی و تغییرات پارامترهای لرزه‌ای a -value و b -value در این گستره بررسی شده است. گسل‌های اصلی در این منطقه شامل گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، گسل‌های عرضی کازرون - برازجان، کره‌بس، سبزپوشان، قیر و سروستان می‌باشد. شکل (۱) موقعیت گستره مورد مطالعه و رومرکز زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۴ را نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت محدوده مورد مطالعه و پراکندگی زلزله های با بزرگی بیشتر از ۴

گسلش راستالغز گاهی سطحی، چین خوردگی و بالا آمدگی نامتقارن و همزمان با لرزه پوشش رسوبی، راندهای به سطح رسیده از لاقول دو سطح جدایش ناحیه ای بالایی (گچساران) و زیرین (هرمز) در زاگرس وجود دارد (Berberian, 1995، قرشی و آراین، ۱۳۸۹). نمک هرمز در قاعده پوشش رسوبی در کمربند زاگرس نقش مهمی دارد. بیشتر زمین لرزه ها در زاگرس بزرگی کمتر و مساوی ۶ دارند و فقط چند گسل که در پی سنگ و پوشش رسوبی هستند قابلیت تولید زلزله های بزرگ تا حدود ۶/۷ را دارند. این گسلهای بزرگ در مکانهای ویژه

عمق زلزله ها در این کمربند بین ۸ تا ۲۰ کیلومتر است که در جنوب شرق کمربند به ۳۰ تا ۴۵ کیلومتر می رسد (Tatar et al., 2004; Hatzfeld et al., 2003). در کمربند زاگرس گسلش سطحی مربوط به وقوع زمین لرزه ها کمتر مشاهده شده است و بیشتر اطلاعات در زمینه گسلهای فعال از طریق حل سازوکار ژرفی و پارامترهای منشا زمین لرزه ها بدست آمده است. بخشی از لرزه خیزی زاگرس در امتداد گسلهای معکوس پرشیب رخ می دهد (Talebian and Jackson, 2004). در واقع دگرشکلی فعال به دلیل راندهای مدفون بیشتر طولی،



۲-۱. پردازش داده‌های لرزه‌ای

کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها از مهمترین بخش در مطالعات لرزه‌خیزی، لرزه زمین ساخت و خطر زمین‌لرزه می‌باشد و آماده کردن یک کاتالوگ کامل و دقیق از زلزله‌ها یکی از مراحل مهم در ارزیابی فعالیت لرزه‌خیزی یک منطقه است. اولین کاتالوگ لرزه‌ای در ایران توسط آمبرسیز و ملویل (Ambraseys and Melville, 1982) و پس از آن بربریان (Berberian, 1994) تهیه گردید که مهمترین مراجع برای زمین‌لرزه‌های تاریخی هستند. میرزائی و همکاران (Mirzaei et al., 1997) نیز مجموعه داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی را تهیه نمودند. در این تحقیق برای تهیه کاتالوگ زمین‌لرزه‌ها، از اطلاعات موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و موسسه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده و پس از مقایسه رویدادهای لرزه‌ای با هم، یک کاتالوگ کامل از زمین‌لرزه‌ها در گستره تهیه گردیده‌است.

ای در زیر تاقدیسهای نامتقارن با رخنمون سطحی کم و از چین‌های مزوزوئیک یا پالئوزوئیک هستند (Neissen et al., 2011). مطالعه تاریخیچه لرزه‌خیزی زاگرس نشان دهنده دوره بازگشت طولانی برای زمین‌لرزه‌های بزرگ رویداده در طول گسل‌های سورمه، پیشانی کوهستان زاگرس، پیش ژرفای زاگرس و زاگرس مرتفع می‌باشد. بیشترین زمان سپری شده از رویداد یک زمین‌لرزه - بیش از ۱۱۶۰ سال - در طول قطعه ای از گسل پیش ژرفای زاگرس، از زمان رویداد زمین‌لرزه سال ۸۴۰ میلادی در اهواز با بزرگی ۶/۵ ثبت شده است. کوتاهترین دوره بازگشت در زاگرس نیز در طول گسل‌های راستالغز عرضی کازرون و سبزپوشان مشاهده می‌شود. همچنین شواهد حکایت از فعالیت قطعات مختلف گسل اصلی عهد حاضر زاگرس (باباحیدر، دورود، فارسان، نهاوند و صحنه) و گسل معکوس اصلی زاگرس (MZRF) در امتداد مرز گستره رسوبی - ساختاری زاگرس و ایران مرکزی دارد (Berberian, 1994).

۲- روش کار

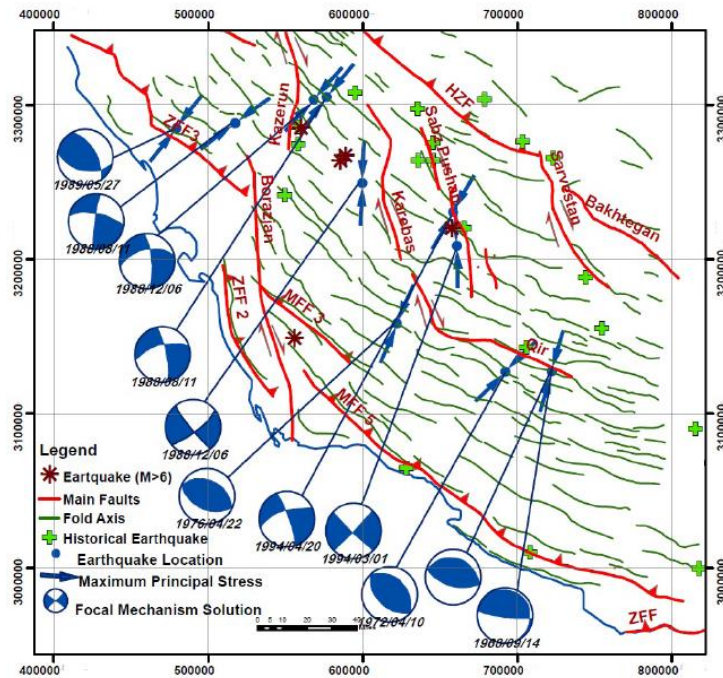
داده‌های لرزه‌ای را می‌توان در سه گروه یا دوره تقسیم‌بندی نمود. اولین گروه داده‌های تاریخی است که تا قبل از سال ۱۹۰۰ میلادی است. دومین گروه دوره ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۶ است و دوره بعد از این سال که در واقع دوره داده‌های دستگامی کامل و مدرن است. در شکل (۲) نقشه منطقه مورد مطالعه به همراه زمین‌لرزه‌های تاریخی و گسل‌های اصلی ارائه شده است. تعداد ۳۹ زلزله تاریخی در منطقه ثبت شده که از این تعداد تنها در ۲۱ مورد از آنها بزرگی ثبت شده است (جدول ۱). بیشترین بزرگی متعلق به زمین لرزه ای با بزرگی ۷/۱ در سال ۱۴۴۰ می‌باشد. در سال‌های ۱۸۵۳ و ۱۸۶۳ دو زلزله تاریخی در سال و در دیگر سال‌ها یک زلزله ثبت شده است (Ambraseys and Melville, 1982). از مهمترین زمین‌لرزه‌های دستگامی منطقه می‌توان زمین‌لرزه‌های ۱۷ اردیبهشت ۱۳۷۸ کره‌بس، ۵ آذر ۱۳۸۹ جم، ۱۶ بهمن ماه ۱۳۹۰ خورموج، ۲۰ فروردین ۱۳۹۲ کاکلی بوشهر و ۷ بهمن ۱۳۹۸ خاخرنجان را نام برد.

در ابتدای کار نقشه پایه محدوده مورد بررسی تهیه گردید که بدین منظور از نقشه‌های زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه استفاده شده و پس از زمین‌مرج نمودن نقشه‌ها در محیط GIS، محور چینهای اصلی و گسلها در نقشه پیاده گردیده است. همچنین در تعیین موقعیت گسل‌های اصلی از نقشه گسل‌های فعال ایران که توسط پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله تهیه گردیده، نیز استفاده شده است. گسل‌های اصلی در محدوده مورد مطالعه شامل گسل‌های راندگی پیش ژرفای زاگرس، پیشانی زاگرس، و گسل‌های عرضی کازرون، برازجان، کره‌بس، سبزپوشان، قیر و سروستان می‌باشد. گسل‌های فوق در لرزه‌خیزی زاگرس نقش مهمی را ایفا می‌نمایند (Berberian, 1995).

جدول ۱. فهرست زمین لرزه های تاریخی گستره

No.	Date	Epicenter		Ms	Ref.
		Lat.	Long.		
1	978 06 17	27.7	52.3	5.3	AMB
2	1008	27.7	52.3	6.5	AMB
3	1400	27.7	54.3	5.3	AMB
4	1440	28.4	53.1	7.1	AMB
5	1459	31.1	52.1	6.6	AMB
6	1591	29.8	52.4	5.9	AMB
7	1593 09	27.7	54.3	6.5	AMB
8	1623	29.85	52.85	5.5	BER
9	1677	27.9	54.2	6.4	AMB
10	1824 06 25	29.8	52.4	6.4	AMB
11	1853 05 05	29.6	52.5	6.2	AMB
12	1853 06 05	31.3	51.9	5.5	AMB
13	1862 12 21	29.5	52.5	6.2	AMB
14	1865	27.2	53.1	5.6	AMB
15	1865 06	29.6	53.1	6	AMB
16	1880 08	27.02	54.2	5.3	BER
17	1883 10 16	27.7	52.3	5.8	AMB
18	1890 03 25	28.8	53.5	6.4	AMB
19	1891 12 14	29.9	51.58	5.3	BER
20	1892 08 15	29.1	52.7	5.3	BER
21	1894 02 26	29.5	53.3	5.9	AMB

همچنانکه از شکل (۲) مشاهده می شود روند عمومی محور چینها مطابق روند زاگرس (شمال غرب-جنوب شرق) می باشد اما در بعضی مناطق، محور چینهای اصلی در اثر گسلهای عرضی در منطقه منحرف گردیده است. این مورد در اطراف گسلهای عرضی کره بس و قیر قابل مشاهده است. علاوه بر این موقعیت زلزله های تاریخی نیز منطبق بر گسلهای اصلی در منطقه می باشد و بیشتر در اطراف گسل سبزپوشان و نیز گسلهای کازرون و زاگرس مرتفع تراکم دارند.



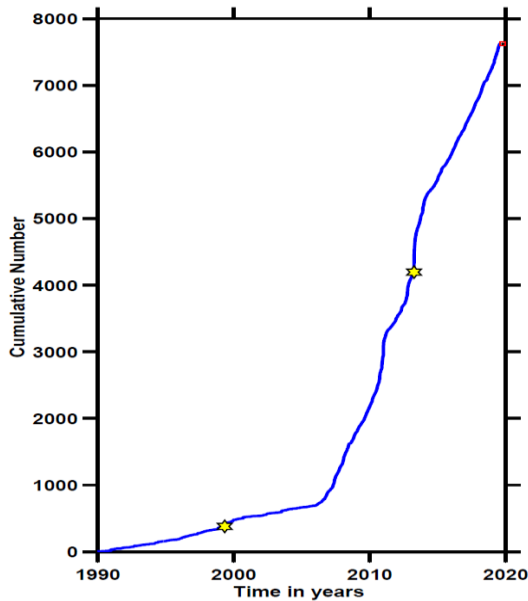
شکل ۲. موقعیت گسلهای اصلی و پراکندگی زلزله های تاریخی.

(MFF: Mountain Front Fault, ZFF: Zagros Foredeep Fault, HZF: High Zagros Fault)

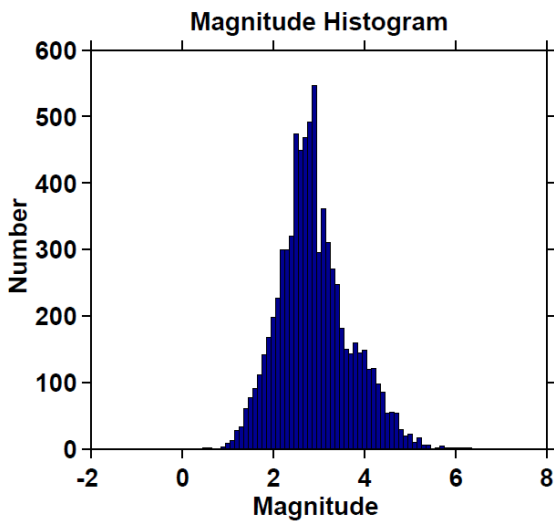
(سازوکار گسلها در نقشه اقتباس از حسامی و همکاران، ۱۳۸۲ می باشد)

رویدادها توسط این غربالگری حذف می شوند. بدلیل اینکه انفجارها در طول روز انجام می شوند برخی از محققین هنگام مطالعه تنها به رویدادهای شبانه اکتفا می کنند و رویدادهای روزانه را از کاتالوگ خود حذف می کنند که در این حالت تقریباً نیمی از اطلاعات از دست می رود چرا که تمام رویدادهای اتفاق افتاده در روز مربوط به انفجار معدن نیست.

بررسی کیفیت کاتالوگهای لرزه ای، مسئله مهمی برای مطالعات لرزه ای است. شناسایی و در نهایت حذف انفجارهای معدنکاری از کاتالوگهای لرزه ای یکی از جنبه های مهم کنترل کیفیت داده ها است. بیشتر شبکه های لرزه ای تلاش می کنند تا در طی تجزیه و تحلیل اطلاعات روزمره خود، انفجارهای معدن را شناسایی و نشان دهند. با این حال واقعیت ثابت می کند که تنها درصد متغیری از



شکل ۳. سری زمانی تجمعی زلزله‌ها



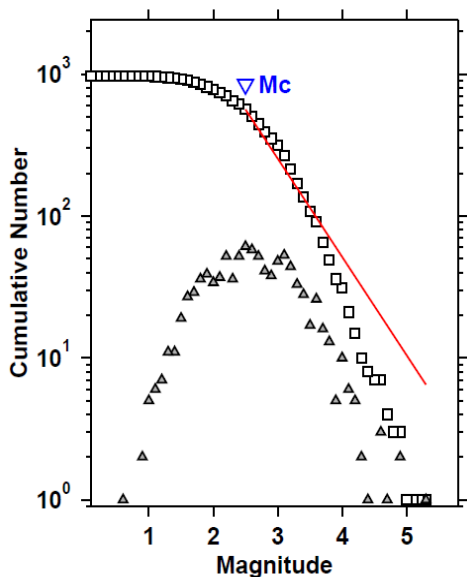
شکل ۴. هیستوگرام بزرگی زلزله‌ها

شکل (۵) تغییرات زمانی M_c را نشان می‌دهد. بدلیل

کاملتر شدن داده‌های لرزه‌ای در سالهای اخیر، مقادیر M_c در طول زمان یکنواخت نبوده و به همین دلیل دوره‌های زمانی ۲۰۰۵-۱۹۰۰، ۲۰۰۸-۲۰۰۶ و ۲۰۱۷-۲۰۰۸ در برآورد M_c در نظر گرفته شده است. نمودارهای مربوطه در شکل‌های (۶) تا (۸) ارائه گردیده است.

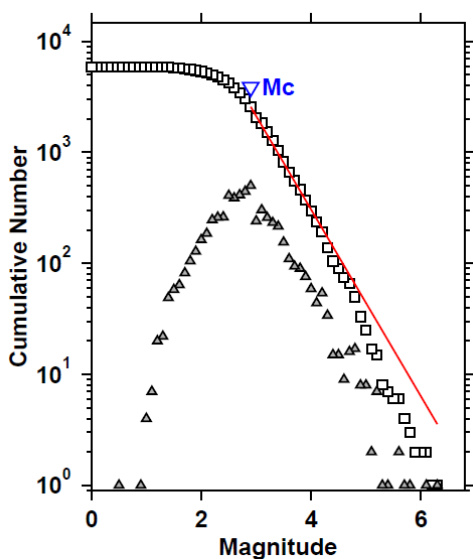
وایمر و بیر (Wiemer and Baer, 2000) روش تهیه نقشه R_q را برای حذف رویدادهای انفجاری معدن از کاتالوگ لرزه‌ای ارائه دادند که در این تحقیق از این روش برای حذف رویدادهای انفجاری معدنی استفاده شده است. نقشه R_q به وضوح مناطقی از فعالیت‌های معدنکاری بالا را مشخص می‌کند. مقادیر R_q بیشتر از $1/8$ نشان دهنده مناطق معدنی است. در ابتدا با تهیه نقشه نسبت تعداد رویدادهای روزانه به شبانه R_q ، بیشترین مقدار R_q از داده‌ها حذف شد.

در بررسی لرزه‌خیزی منطقه مورد بررسی، زلزله‌های تاریخی به همراه زلزله‌های دستگاهی تا سال ۲۰۱۷ پردازش گردیده است. در شکل (۳) توزیع زمانی زمین‌لرزه‌های منطقه ارائه گردیده است. براساس شکل فوق دو روند اصلی قابل تشخیص است که روند اول مربوط به زلزله‌های سالهای ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۶ و روند دوم مربوط به ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷ می‌باشد. از سال ۲۰۰۶ به بعد تعداد زلزله‌های ثبت شده افزایش چشمگیری نشان می‌دهد که بدلیل افزایش تعداد و دقت ایستگاههای لرزه‌نگاری می‌باشد. در شکل (۴) هیستوگرام زلزله‌ها برحسب بزرگی ارائه شده است. تغییرات بزرگی زلزله‌ها در منطقه مورد بررسی از $0/5$ تا $6/3$ تغییر می‌کند که زلزله‌های با بزرگی $2/5$ تا 3 بیشترین فراوانی را دارند. در این بین بیشترین تعداد زلزله رخ داده، ۴۲۶ زلزله با بزرگی $2/8$ می‌باشد.



Maximum Likelihood Solution
 $b\text{-value} = 0.693 \pm 0.02$, $a\text{ value} = 4.48$,
 Magnitude of Completeness = 2.5

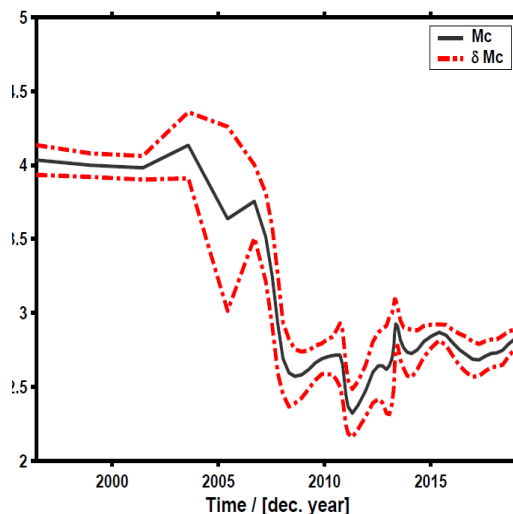
شکل ۷. مقدار M_c در دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸



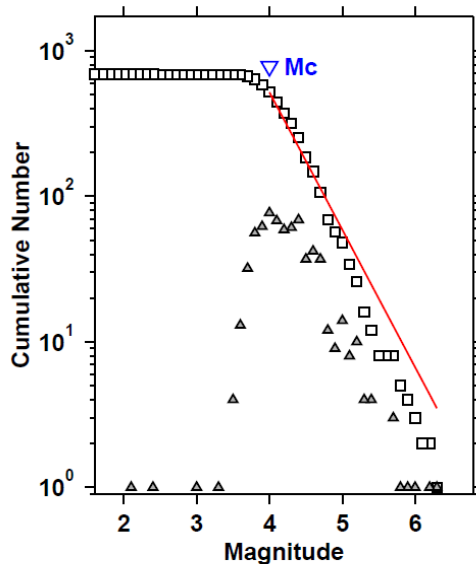
Maximum Likelihood Solution
 $b\text{-value} = 0.841 \pm 0.02$, $a\text{ value} = 5.85$,
 Magnitude of Completeness = 2.9

شکل ۸. مقدار M_c در دوره ۲۰۰۹ تا ۲۰۱۷

براساس شکل‌های فوق مقدار M_c در دوره های ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۵ برابر ۴، در دوره ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ برابر ۲/۵ و در



شکل ۵. تغییرات زمانی M_c در دوره آماری مورد بررسی (۱۹۰۰-۲۰۱۷)



Maximum Likelihood Solution
 $b\text{-value} = 0.944 \pm 0.03$, $a\text{ value} = 6.49$,
 Magnitude of Completeness = 4

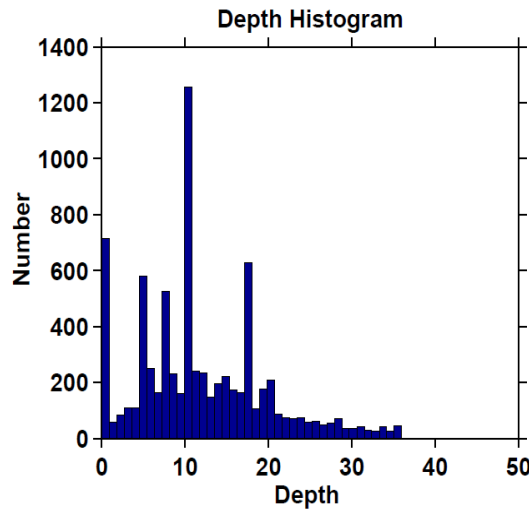
شکل ۶. مقدار M_c در دوره ۱۹۰۰ تا ۲۰۰۰



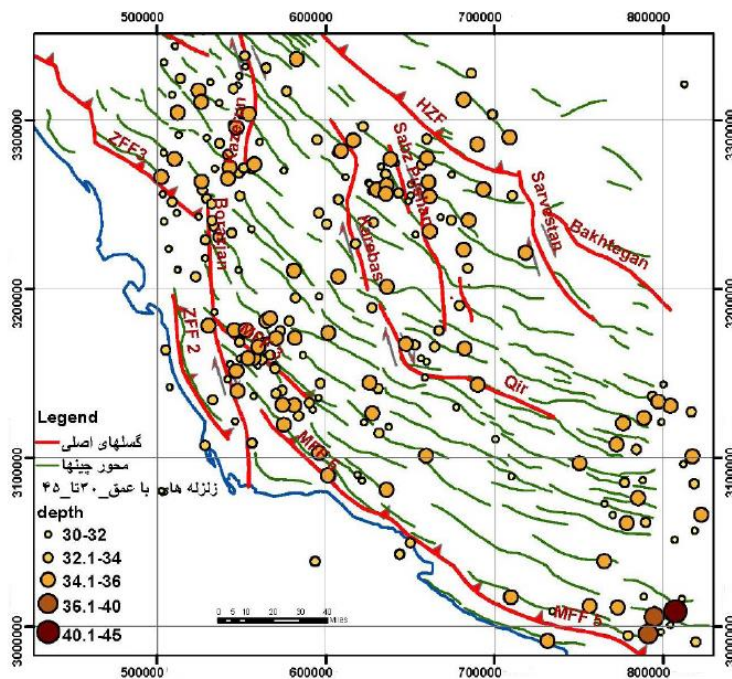
کیلومتری به آنها نسبت داده شده است. در شکل‌های (۹) و (۱۰) تغییرات عمقی و پراکندگی زمین لرزه‌ها در منطقه ارائه گردیده است. فراوانی عمق‌های ۱۰ و ۱۸ کیلومتر در شکل (۹) مشخص است. همچنین با بررسی فراوانی بزرگی زمین لرزه‌ها نسبت به عمق کانونی آنها مشخص می‌شود بیشتر زمین لرزه‌های بزرگ، عمق کانونی کمتر از ۱۵ کیلومتر دارند.

دوره ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۷ برابر ۲/۹ بدست آمده است که در آنالیز داده‌های لرزه‌ای برای هر دوره زمانی مقدار محاسبه شده برای آن دوره لحاظ شده است.

تعیین عمق کانونی زمین لرزه‌ها براساس داده‌های ثبت شده دستگاهی صورت می‌گیرد و در محاسبه این پارامتر خطای قابل توجه و نبودهای اطلاعاتی زیادی وجود دارد. به همین دلیل در بسیاری از موارد یا زمین لرزه‌ها بدون عمق اعلام شده (صفر) و یا عمق ۱۰ یا ۱۸



شکل ۹. تغییرات عمقی زمین لرزه‌های منطقه



شکل ۱۰. پراکندگی زمین لرزه‌های عمیق در منطقه

۲-۲. پردازش فهرست زمین لرزه ها

و b ضرایب ثابت این رابطه بوده که نشانگر وضعیت لرزه خیزی منطقه می باشد. در صورتیکه در این رابطه از فروانی سالیانه استفاده شود رابطه فوق به صورت زیر در می آید: (Gutenberg and Richter, 1954).

$$\text{رابطه (۲): } \log N = a - bM$$

مقادیر بدست آمده برای ضرایب لرزه خیزی a و b در نمودار بزرگی-فروانی مدل گوتنبرگ-ریشتر، بیانگر وضعیت لرزه خیزی منطقه می باشد. b ضریب لرزه خیزی نامیده می شود، چراکه کاهش مقدار b در طول یک دوره زمانی مشخص نشان دهنده افزایش درجه بزرگی زلزله قابل رویداد خواهد بود. مقدار این پارامتر به خواص مواد کانونی و ویژگیهای تکنیکی یک ناحیه مربوط است (Wang, 1988). مقدار عددی ضریب b از ۰/۷ تا ۱/۳ در مناطق با شرایط تکنیکی مختلف تغییر می کند (Barton et al, 1999; Kalyoncuoglu, 2007).

شکل نهایی رابطه گوتنبرگ-ریشتر به صورت دو کراندار و دارای دو حد پایین و بالا در جهت همخوانی بهتر مدل ریاضی با ویژگیهای زمین لرزه های واقعی می باشد که تابع توزیع آن به صورت زیر بیان می شود:

$$\text{رابطه (۳): } \lambda(m) = \frac{1}{M_{max}} \exp[-\beta(m-m_0)]$$

در فرمول فوق پارامترهای λ و β و بزرگای حداکثر زمین لرزه در اصل نشان دهنده میزان لرزه خیزی ناحیه می باشند. برای محاسبه پارامترهای فوق از روش کیجکو و سلوول (Kijko and Sellevoll, 1989) استفاده شده است. در این روش از زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی استفاده می شود.

زمین لرزه های تاریخی شامل رویدادهای بزرگ و کم دقت در گذشته است و زمین لرزه های دستگاهی شامل داده های ثبت شده و با دقت بیشتر می باشد.

استفاده از مدل گوتنبرگ ریشتر در فهرست زمین لرزه ها در محاسبه پارامترهای لرزه خیزی برای آن است که بتوان رویداد آنها را از لحاظ آماری با تابع توزیع پواسونی مدل نمود. دو فرض اصلی مدل پواسون این است که اولاً هر رویداد بتواند بطور اتفاقی در هر زمان و مکان بوقوع پیوندد و همچنین رویداد هر واقعه در یک زمان و مکان خاص از نظر آماری مستقل از سایر رویدادها باشد. در ابتدا به بررسی پیشلرزه ها و پس لرزه ها و حذف آنها پرداخته شد. بهترین روش ارائه شده در این مورد ترکیب روش پنجره های متغیر در حوزه زمان و مکان به همراه اعمال داوری کارشناسی برای حذف دستی یا اضافه نمودن زمین لرزه های خاص می باشد (Gardner & Knopuff, 1974). در جدول (۲) بازه زمانی وقوع پیشلرزه ها و پس لرزه ها براساس نظر گاردنر و نوپوف ارائه شده است. در این مطالعه براساس جدول زیر و مقایسه موقعیت کانونی زلزله ها نسبت به گسل مسبب زلزله اصلی پس لرزه ها و پیش لرزه ها از بانک داده های لرزه ای حذف شده اند.

۱. بحث

متداول ترین روشی که برای بررسی میزان لرزه خیزی یک ناحیه استفاده می شود روش گوتنبرگ-ریشتر می باشد. با استفاده از این روش، رابطه بزرگا-فروانی رویداد زمین لرزه ها تعیین شده که ضرایب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه خیزی ناحیه است. رابطه گوتنبرگ-ریشتر به صورت فرمول زیر می باشد:

$$\text{رابطه (۱): } \log Nc = a - bM$$

در این رابطه M بزرگای زمین لرزه و Nc فروانی جمعیتی زمین لرزه های با بزرگای بیشتر از M می باشد. a



جدول ۲. مقادیر حدی برای Di و Ti جهت شناسایی پس‌لرزه و پیش‌لرزه در روش پنجره مکانی و زمانی

۸	۷/۵	۷	۶/۵	۶	۵/۵	۵	۴/۵	۴	بزرگی
۹۴	۸۱	۷۰	۶۱	۵۴	۴۷	۴۰	۳۵	۳۰	فاصله (Km)
۹۸۵	۹۶۰	۹۱۵	۷۹۰	۵۱۰	۲۹۰	۱۵۵	۸۳	۴۲	زمان (روز)

بوده است. در شکل (۱۱) نرخ رخداد سالیانه زمین لرزه‌ها در منطقه ارائه گردیده است.

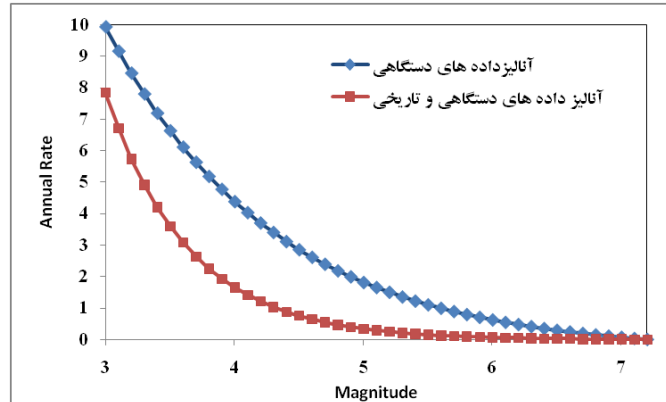
یکی از عوامل مهم موثر در لرزه‌خیزی، گسل‌های پی‌سنگی و فعال در منطقه می‌باشد. گسل‌های اصلی محدوده شامل گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون، برازجان، کره بس، قیر، سبزپوشان و سروستان می‌باشد.

برای تعیین توان لرزه‌زایی گسل‌ها، از روابط ارائه شده توسط نوروزی (Nowrouzi, 1985)، ولز و کوپراسمیت (Wells and Coppersmith, 1994)، نوروزی و مهاجر (Nowrouzi and Mohajer, 1985)، آمبرسیز (Ambraseys, 1982) و زارع (۱۳۷۴) استفاده شده که نتایج آن در جدول (۴) ارائه گردیده است. بیشترین توان لرزه‌زایی محاسبه شده مربوط به گسل پیشانی زاگرس (قطعه ۳) با مقدار ۷/۳ برآورد شده است. توان لرزه‌زایی محاسبه شده به روش‌های مختلف تفاوت زیادی با هم نشان نمی‌دهد. در شکل (۱۲) تغییرات حاصل جمع تجمعی رویدادها برحسب بزرگای برای گسل‌های مورد بررسی ارائه گردیده است.

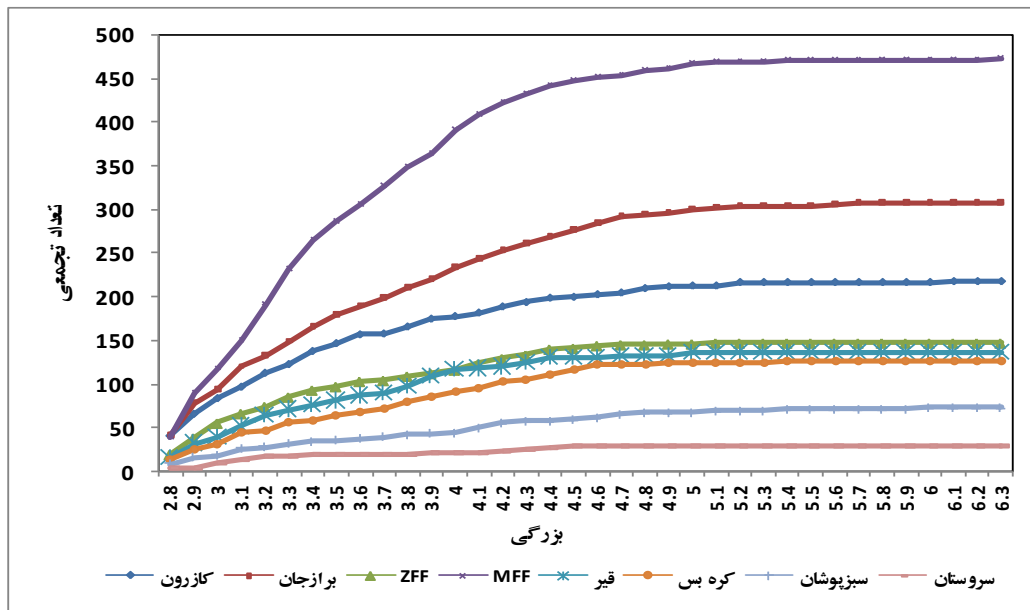
مناسبتین روش در استفاده از زمین‌لرزه‌ها، بکارگیری داده‌های تاریخی و دستگاهی است. باید در نظر داشت که بکارگیری زمین‌لرزه‌های تاریخی با بزرگای کم باعث بدست آوردن لرزه‌خیزی کم و یا تنها در نظر گرفتن زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب تاریخی باعث انتساب لرزه‌خیزی بالا برای دوره زمانی طولانی می‌شود. به همین دلیل بکارگیری صحیح زمین لرزه‌های تاریخی در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی حائز اهمیت است. خطای بزرگای زمین‌لرزه‌های تاریخی بسیار زیاد و برآورد صحیح آن حائز اهمیت می‌باشد. برای اینگونه زمین‌لرزه‌ها خطای ۰/۳ تا ۰/۵ واحد بزرگا در نظر گرفته شده است. در مورد زمین‌لرزه‌های سده بیستم با توجه به سال نصب شبکه لرزه‌نگاری جهانی (۱۹۶۳ میلادی) و بهبود نسبی خطای محاسبات، برای سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ خطای ۰/۲ و برای سالهای ۱۹۶۳ به بعد خطای ۰/۱ در نظر گرفته شده است. پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه شده بر اساس روش کیجکو-سلوول در محدوده مورد مطالعه در جدول (۳) ارائه شده است. آنالیز محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی دوبار انجام گرفته که یکبار با استفاده از داده‌های تاریخی و یکبار فقط با استفاده از داده‌های دستگاهی

جدول ۳. پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه شده براساس روش کیجکو-سلوول در منطقه

Seismicity parameters		Mmax	مبنای محاسبه
β	$\lambda/8$		
$1/55 \pm 0/03$	$12/07 \pm 0/6$	$7/3 \pm 0/7$	داده‌های تاریخی و دستگاهی
$0/77 \pm 0/03$	$10/76 \pm 0/38$	$7/2 \pm 0/6$	داده‌های دستگاهی



شکل ۱۱. نرخ رخداد سالیانه زمین لرزه ها در منطقه



شکل ۱۲. تغییرات تجمعی زلزله های رویداده بر حسب بزرگا در گسلهای منطقه

جدول ۴. محاسبه توان لرزه زایی گسلها

نام گسل	طول گسل (کیلومتر)	طول گسیختگی (کیلومتر)	Nowroizi (1985)	wells & Coppersmith (1994)	Nowrouzi & Mohajer (1978)	Ambraseys (1982)	Zare (1374)	حداکثر بزرگی
کازرون	96	48	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1
برازجان	168	62.2	7.2	7.2	7.2	7.1	-	7.2
کره بس	98	49	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1
ZFF3	125	46.3	7.1	7.0	7.1	7	7.1	7.1
ZFF2	84	42	7.0	7.0	7.0	7	6.8	7.0
MFF5	74	37	7.0	6.9	7.0	6.9	6.7	7.0
MFF3	292	87.6	7.3	7.3	7.3	7.3	-	7.3
قیر	130	48.1	7.1	7.0	7.1	7	7.2	7.2
سبزپوشان	130	48.1	7.1	7.0	7.1	7	7.2	7.2
سروستان	94	47	7.1	7.0	7.1	7	6.9	7.1



مورد بررسی از ۳/۹۶ تا ۷/۶۴ متغیر است. زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۶ در جاهایی که خطوط منحنی میزان a از هم فاصله گرفتند و مقدار کمتر a رخ داده است. کمترین این پارامتر در اطراف گسل عرضی قیر مشاهده می‌شود. در واقع می‌توان گفت که گسل‌های عرضی در زاگرس که عمدتاً پی سنگی می‌باشند نقش مهمی در لرزه‌خیزی منطقه داشته و بیشتر زمین لرزه‌های بزرگ در اثر فعالیت این گسل‌ها رخ داده‌اند. این گسل‌ها همچنین کنترل کننده مورفولوژی سطحی و شکل چین‌خوردگی‌های منطقه می‌باشند.

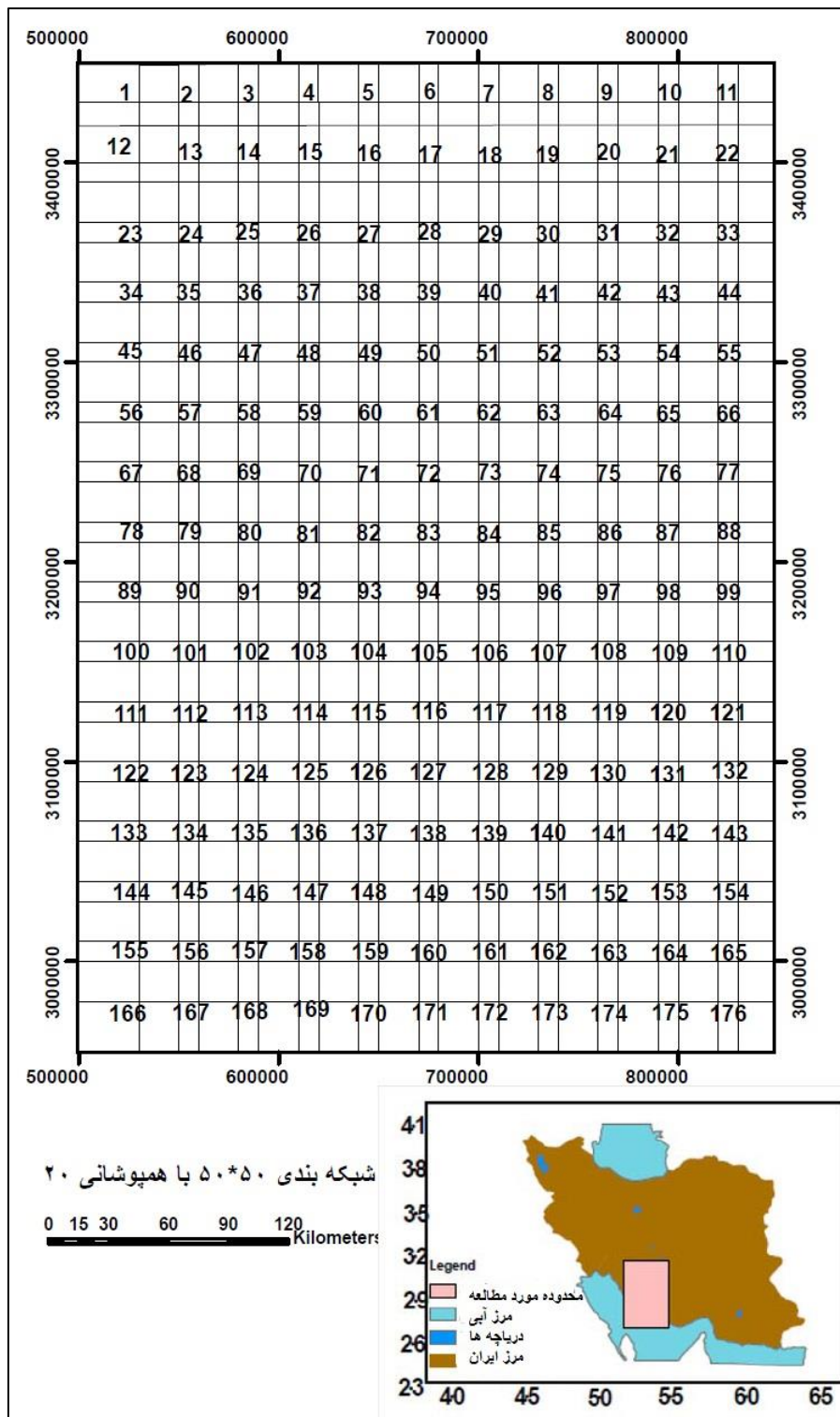
تغییرات b در منطقه از ۰/۴۴ تا ۲/۰۱ تغییر می‌کند. فاصله خطوط منحنی میزان b در نظر گرفته شده است. بیشترین مقدار b در قسمت جنوب شرقی منطقه اتفاق افتاده است که نشان‌دهنده وجود زلزله‌های کوچکتر اتفاق افتاده در این قسمت‌ها و تعداد بیشتر آنها است. با روی هم انداختن نقشه مقادیر b ، زلزله‌ها و گسل‌های منطقه مشخص می‌شود که در جاهایی که مقادیر بالای b مشاهده می‌شود زلزله‌ها دارای تعداد بیشتر و بزرگی کمتر هستند. بیشتر منطقه در دسته مقادیر b بین ۰/۴ تا ۱/۲۰ قرار دارند و از آنجا که هر چه مقدار b کمتر باشد احتمال وجود زلزله‌های بزرگتر وجود دارد، پس دلیل بر لرزه‌خیز بودن منطقه می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود اکثر زلزله‌های تاریخی در این بخش‌ها قرار گرفته‌اند.

در شکل (۱۸) تغییرات زمانی پارامتر b در کل محدوده مورد بررسی ارائه گردیده است که دامنه تغییرات آن بین ۰/۶ تا ۱/۲ می‌باشد.

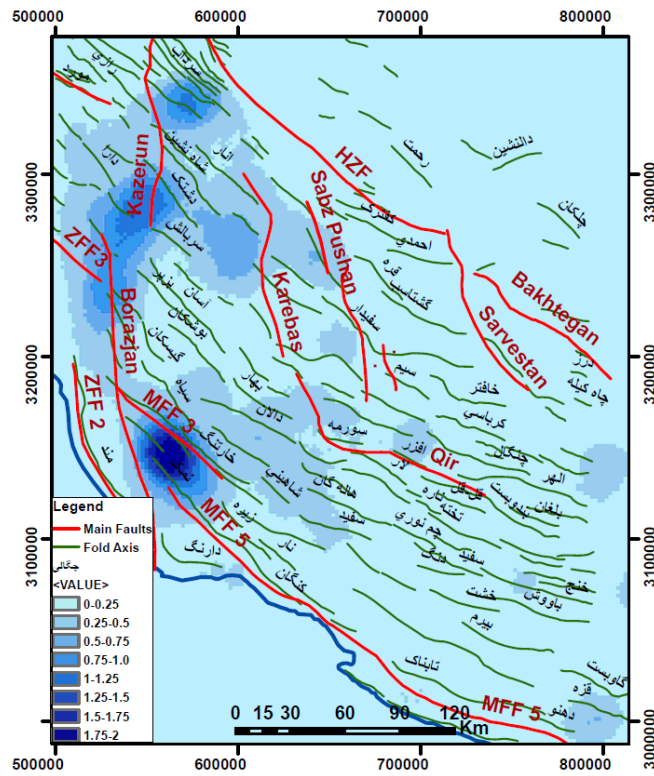
برای بدست آوردن تغییرات مکانی مقادیر a و b با استفاده از مدل گوتنبرگ-ریشتر با توجه به پراکندگی چشمه‌های لرزه‌زا یعنی گسل‌های فعال در عصر حاضر و پراکندگی زمین لرزه‌ها منطقه مورد مطالعه شبکه‌بندی شده که این شبکه دارای ۱۷۶ مربع است (شکل ۱۳) بعد از حذف مربع‌هایی که تعداد زلزله بزرگتر از ۴ در آنها کمتر از پنج زلزله بود، برای افزایش دقت کار ۸۶ مربع باقی ماند. سپس در منطقه برای هر مربع از شبکه، داده‌ها را بر اساس بزرگی دسته‌بندی کرده و در هر دسته تعداد زلزله‌های رخ داده محاسبه شد و حاصل جمع تجمعی آن‌ها بدست آمد. در مرحله بعد مقدار لگاریتم حاصل جمع تجمعی هر دسته به منظور محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی و رابطه گوتنبرگ - ریشتر بدست آمد.

بیشترین تعداد زلزله‌های بزرگتر از ۴ در هر مربع ۹۶ و کمترین تعداد ۵ است. شکل‌های (۱۴) و (۱۵) تغییرات چگالی زلزله‌ها را بر اساس تعداد و بزرگی در منطقه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیشترین چگالی در بخش غربی محدوده مطالعاتی قرار دارد و بیشترین چگالی زلزله‌ها هم از نظر بزرگی و هم از نظر تعداد با موقعیت گسل‌های پیشانی زاگرس و کازرون-بrazجان همخوانی دارد.

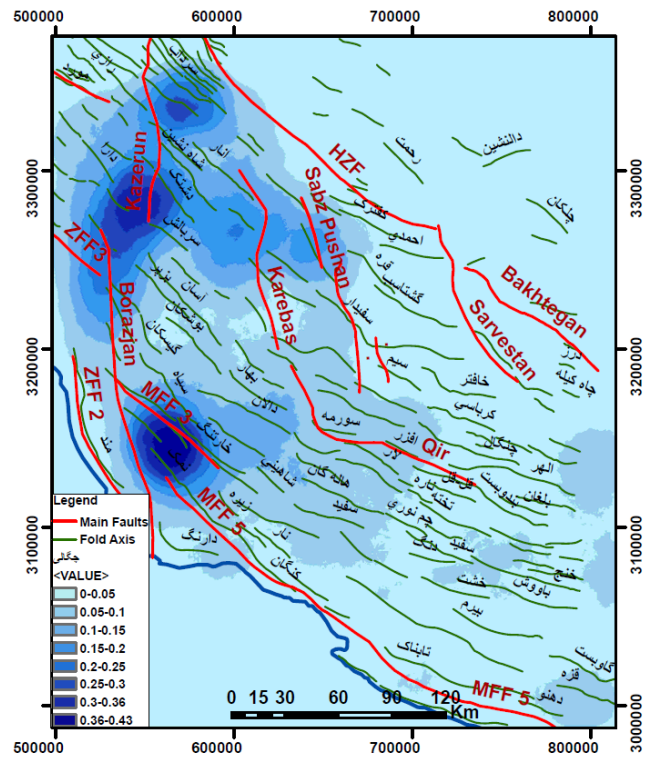
در شکل‌های (۱۶) و (۱۷) تغییرات پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه نشان داده شده‌است. مقدار پارامتر a - $value$ از یک منطقه به منطقه دیگر تغییر می‌کند. این تغییرات وابسته به طول دوره آماری، وسعت منطقه مورد مطالعه و اندازه زمین‌لرزه‌ها دارد (Ashtari Jafari, 2008; Ozturk, 2015). تغییرات این پارامتر در گستره



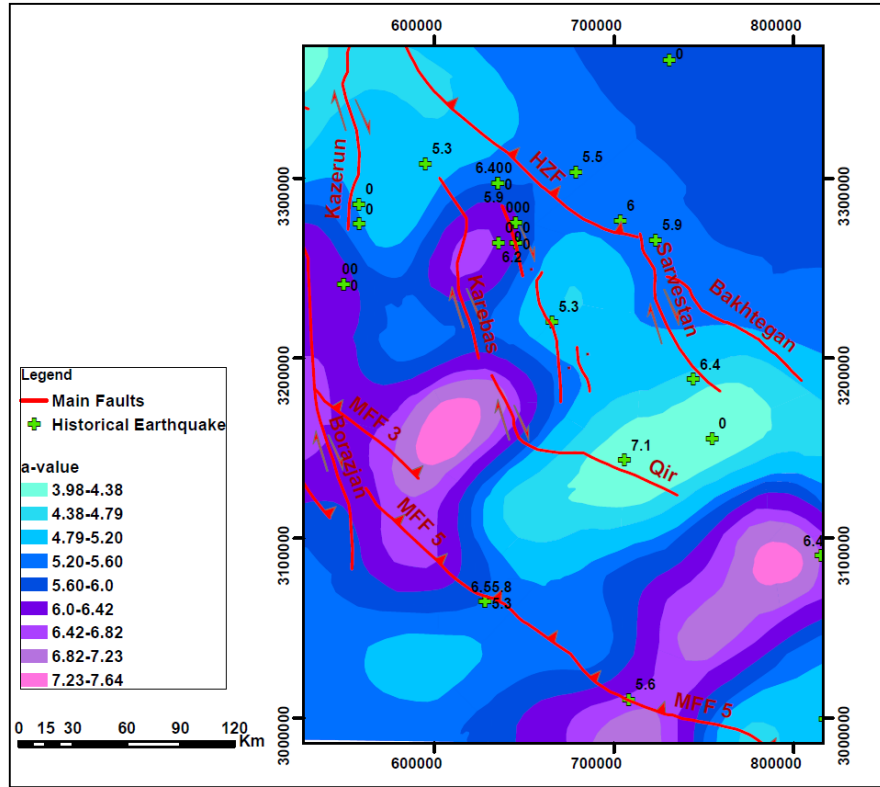
شکل ۱۳. شبکه بندی مورد استفاده در پژوهش



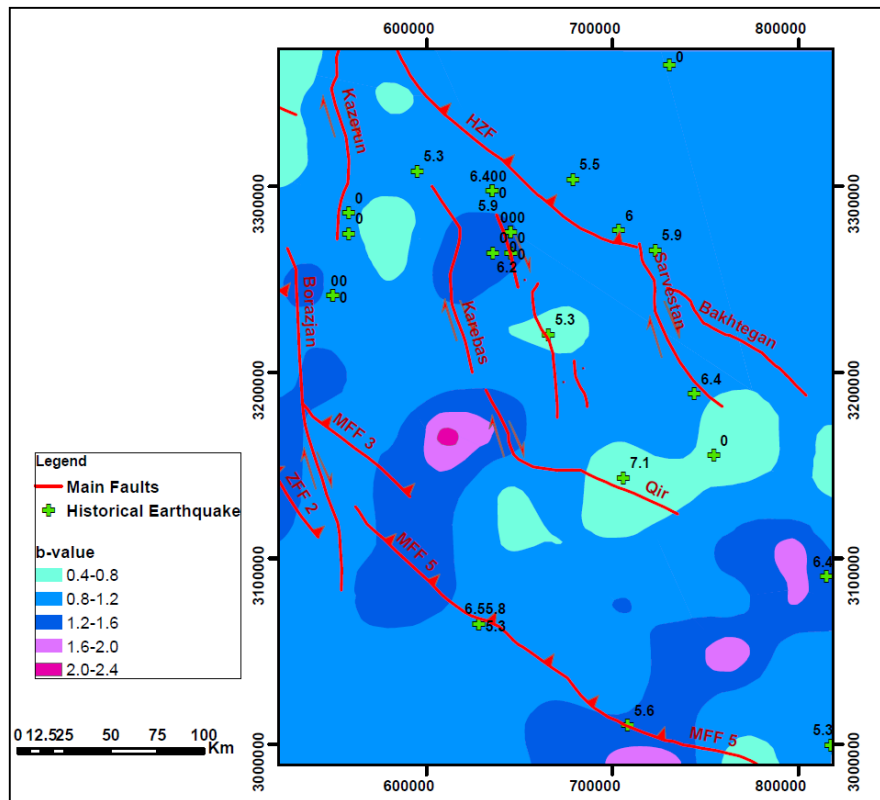
شکل ۱۴. توزیع چگالی زلزله ها بر اساس بزرگی



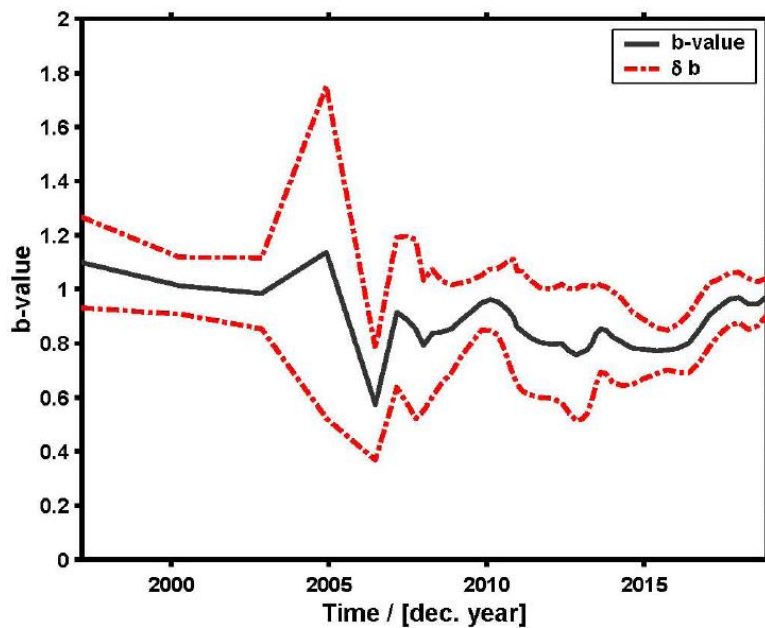
شکل ۱۵. توزیع چگالی زلزله ها از نظر تعداد



شکل ۱۶. تغییرات مقادیر a -value در محدوده مورد مطالعه



شکل ۱۷. تغییرات مقادیر b -value در محدوده مورد مطالعه



شکل ۱۸. تغییرات زمانی پارامتر b-value در محدوده مورد بررسی

۲. نتیجه‌گیری

در بررسی لرزه‌خیزی در ناحیه مورد مطالعه، بیشترین چگالی زلزله‌ها از نظر تعداد و بزرگی در اطراف گسل‌های عرضی کازرون-بrazجان و پیشانی زاگرس می‌باشد. پراکندگی زلزله‌های با بزرگی بیشتر از ۵ نیز در اطراف گسل‌های پیشانی زاگرس، پیش ژرفای زاگرس، کازرون-بrazجان، کره بس، سبزپوشان، قیر و سروستان است. برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی منطقه از روش کیچکو-سلوول استفاده شده که براساس آن مقدار β برابر $1/55 \pm 0/03$ و مقدار λ برای بزرگی حداقل $2/8$ برابر $12/07 \pm 0/6$ و بزرگی حداکثر $7/3$ بدست آمده است. در مطالعات انجام شده توسط خداوردیان و همکاران (۲۰۱۶)، برای کل ایران پهنه‌بندی پارامترهای لرزه‌ای انجام گرفته است که در آن مقدار λ برای بزرگی حداقل ۴ برای ناحیه زاگرس چین خورده بین ۱۸ تا ۲۱، مقدار β بین $2/2$ تا $2/4$ و حداکثر بزرگی نیز $7/2$ محاسبه گردیده است.

در این تحقیق نرخ رخداد زلزله‌ها و دوره بازگشت آنها محاسبه گردیده است. بزرگی زلزله‌ها برای دوره بازگشت‌های ۵۰ و ۱۰۰ ساله $6/5$ و $6/8$ می‌باشد. پارامتر a ثابت فرمول گوتنبرگ ریشتر است که بیانگر لرزه‌خیزی منطقه می‌باشد به بیان دیگر تعداد زلزله‌ها را نشان می‌دهد. هر چه مقدار a-value افزایش یابد نشان دهنده تراکم زلزله‌ها در آن منطقه می‌باشد و از آنجایی که تراکم و بزرگی با هم رابطه عکس دارند هر چه تراکم زلزله‌ها زیاد باشد بزرگی زلزله کمتر است در نتیجه احتمال وقوع زلزله‌های بزرگ مقیاس خیلی کمتر بوده و دوره بازگشت بیشتر است.

جایی که مقدار b افزایش یافته باشد فراوانی زلزله‌های کوچکتر، بیشتر و تنش کمتر است و همچنین پخش تنش در قسمت‌های مختلف در گسل‌های کوچکتر می‌باشد. یعنی در این مناطق گسل‌های کوچک، زیاد وجود دارد. در واقع b -value، قدرت زلزله را نشان می‌دهد. هر چه b -value بیشتر باشد شیب خط تندتر

است و زلزله هایی که در قلمرو مورد نظر روی می دهد زیادتر ولی با بزرگی کم می باشد.

بررسی نقشه های a و b منطقه مورد مطالعه نشان می دهد که همان الگویی که در مقادیر a وجود دارد در مقادیر b هم وجود دارد و تغییرات به یک نسبت در هر محدوده افزایش و کاهش داشته اند. در هر دو نقشه بیشترین مقادیر متعلق به بخش غربی و جنوب شرقی منطقه است. حداقل این پارامترها نیز در اطراف گسلهای قیر و کازرون می باشد که زلزله های با بزرگی بیشتر از ۵ نیز در اطراف این گسلها اتفاق افتاده است.

اکثریت منطقه در دسته مقادیر b بین ۰/۴ تا ۱/۲ قرار دارند و از آنجا که هر چه مقدار b کمتر باشد احتمال وجود زلزله های بزرگتر وجود دارد، که دلیل بر لرزه خیز بودن منطقه می باشد بنابراین در این مناطق که دارای گسل های طویل تر می باشند احتمال وجود زلزله های بزرگتر بیشتر است و بیشتر زلزله های تاریخی در این بخش ها قرار گرفته اند.

تجزیه و تحلیل داده های لرزه ای نشان می دهد که یکی از عوامل لرزه خیزی منطقه، گسلهای عرضی بوده که عمدتاً پی سنگی هستند و کنترل کننده شکل چین خوردگیهای منطقه می باشند. همچنین راندهای پنهان که از درون با چینهای اصلی ارتباط دارند در تغییرات لرزه خیزی زاگرس چین-رانده نقش بسزایی ایفا می کنند.

منابع

➤ بیت اللهی، ع. و رزاقیان، غ.، ۱۳۹۷، پهنه بندی گستره ایران بر اساس تغییرات نسبت ضرایب لرزه خیزی a/b ، زمین شناسی کاربردی پیشرفته، ۸(۳): ۷۵-۸۳

➤ حسامی، خ.، جمالی، ف.، طبسی، ه.، ۱۳۸۲، نقشه گسلهای فعال ایران، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

➤ ده نمکی، و.، زعفرانی، ح.، ۱۳۹۲، بررسی پارامترهای لرزه خیزی برای ایران، هفتمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشکده مهندسی زاهدان

➤ قرشی، م. و آراین، م.، ۱۳۸۹، تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی

➤ کلانه، س. و آق آتابای، م.، ۱۳۹۳، بررسی الگوی تغییرات مکانی لرزه خیزی در کمربند چین خورده-رانده زاگرس، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران ۶۵۳-۶۴۹

➤ مصطفی زاده، م. م.، ۱۳۹۱، بررسی آماری پارامترهای لرزه ای در منطقه زاگرس، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، ۱۵(۴): ۱۹-۹

➤ هاشمی، ن.، ۱۳۸۸، بررسی تغییرات مکانی پارامترهای لرزه خیزی در ایران، نشریه علوم زمین، ۱۸(۷۲)

➤ Ambraseys, N. and Melville, C., 1982, A History of Persian Earthquakes Cambridge Univ., Press, New York.

➤ Barton, D.J., Foulger, G.R., Handerson, J.R. and Julian, B.R., 1999, Frequency-magnitude statistics and spatial correlation dimensions of earthquakes as Long Valley Caldera, California, Geophysical Journal International, 138(2): 563-570.

➤ Barnhart, W. D., Brengman, C. M., Li, S. and Peterson, K. E., 2018, Ramp-flat basement structures of the Zagros Mountains inferred from co-seismic slip and afterslip of the 2017 Mw7.3 Darbandikhan, Iran/Iraq earthquake. Earth and Planetary Science Letters, 496, 96-107.

➤ Berberian, M., and Mohajer-Ashjai, A., 1977, Seismic risk map of Iran, Geol. Sur. Iran, 40. 121-148.

➤ Berberian, M., and Papastamatiou, D., 1978, Khurgu (North Bandar Abbas, Iran) earthquake of March 21, 1977: A preliminary



- field report and a seismotectonic discussion, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(2), 411-428.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
 - Berberian, M., 1994, Natural hazards and the first Earthquake Catalogue of Iran, International, Institute of Earthquake Engineering and Seismology, 1, 620.
 - Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *tectonophysics*, 193-224
 - Edey, A., Allen, M. B., and Nilfouroushan, F., 2020, Kinematic variation within the Fars Arc, eastern Zagros, and the development of fold and thrust belt curvature, *Tectonics*, 39(8), e2019TC005941.
 - Elliott, J. R., Bergman, E. A., Copley, A. C., Ghods, A. R., Nissen, E. K., Oveisi, B., ...and YaminiFard, F., 2015, The 2013 Mw 6.2 Khaki&Shonbe (Iran) earthquake: Insights into seismic and aseismic shortening of the Zagros sedimentary cover, *Earth and Space Science*, 2(11), 435-471.
 - Falcon, N. L., 1974, Southern Iran: Zagros Mountains, Geological Society, London, Special Publications, 4(1): 199-211.
 - Gardner, J. and Knopoff, L., 1974, Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian?, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5): 1363-1367.
 - Ghods, A., Rezapour, M., Bergman, E., Mortezaejad, G., and Talebian, M., 2012, Relocation of the 2006 M w 6.1 Silakhour, Iran, earthquake sequence: details of fault segmentation on the main recent fault, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 398-416.
 - Gutenberg, B., and Richter, C.F., 1954, Magnitude and energy of earthquakes, *Ann. Geofis.*, 9, 1-15.
 - Hatzfeld, D. and Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structures of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan Plateaus and geodynamic implications, *Rev. Geophysics*, 48
 - Hatzfeld, D., Authemayou, C., Van Der Beek, P., Bellier, O., Lavé, J., Oveisi, B., ... and Yamini-Fard, F., 2010, The kinematics of the Zagros mountains (Iran), Geological Society, London, Special Publications, 330(1), 19-42.
 - Hessami, K., 2002, Tectonic history and present-day deformation in the Zagros fold-thrust belt, Doctoral dissertation, Acta Universitatis Upsaliensis.
 - Jafari, M. A., 2008, The distribution of b-value in different seismic provinces of Iran, In 14th world conference on earthquake engineering, pp. 12-17.
 - Kalyoncuoglu, U.Y., 2007, Evaluation of seismicity and seismic hazard parameters in Turkey and Surrounding area using a new approach to the Gutenberg-Richter relation, *Journal of Seismology*, 11(2): 131-148.
 - KHodaverdian, A., Zafarani, H., Rahimian, M. and Dehnamaki, V., 2016, Seismicity parameters and spatially smoothed seismicity model for Iran, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 106
 - Kijko, A., and Sellevoll, M., 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, part I, Utilization of extreme and complete catalogs with different threshold magnitudes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 645-654
 - Malekzadeh, Z., Abasi, M., and Bellier, O. 2007, Strain partitioning in west-central Zagros fold and thrust belt: implication for seismic hazard analysis.
 - Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. and Wang, J., 1997, A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran, *Acta Seismologica Sinica*, Vol.10, No.6, 713-726
 - Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yuntai, C., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *Journal of earthquake prediction research*, 7: 465-495.
 - Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000, Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran, *Journal of Structural geology*, 22(8), 1125-1139.



- Mousavi, S. M., 2017, Mapping seismic moment and b-value within the continental-collision orogenic-belt region of the Iranian Plateau, *Journal of Geodynamics*, 103: 26-41.
- Nemati, M., 2016, Intermediate-term variation in 200 years seismicity of south of Iran, *Geomatics, Natural Hazard and Risk*, 7:3,1065-1080
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. and Allen, M., 2011, New views on earthquake faulting in Zagros fold and thrust belt of Iran, *Geophysical Journal International*, 186, 928-944
- Nowroozi, A.A., Ahmadi, G., 1986, Analysis of earthquake risk in Iran based on seismotectonic provinces, *Tectonophysics*, 122, 89-114
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran), *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 5-18.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J. W., 2004, Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, *Iran. Marine and Petroleum geology*, 21(7), 829-843.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review, *AAPG bulletin* 52(7): 1229-1258.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002, Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International* 150(2):422-439.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal Mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophysical Journal International*, 156(3):506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M., and Chéry, J. 2002, The presentday deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical research letters*, 29(19), 33-1.
- Tatar, M., Hatzfeld, D. and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity, *Geophysical Journal International*, 156(2): 255-266.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., ... and Chéry, J., 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.
- Wang, J.H., 1988, b-values of shallow earthquakes in Taiwan, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(3): 1243-1254.
- Wiemer, S., and McNutt, S., 1997, Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas; Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska, *Geoph. Res. Letts*, 24, 189-192.
- Wiemer, S., and Katsumata, K., 1999, Spatial variability of seismicity parameters in aftershock zones, *J. Geophys. Res.*, 104, 13, 135-151
- Wiemer, S. and Baer, M., 2000, Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs, *Bulletin of the Seismological Society of America* 90(2): 525-530.
- Weimer, S., 2001, A software package to analyze seismicity; ZMAP, *Seism. Res. Letts.*, 72, 373-382.
- Zamani, A., and Agh-Atabai, M., 2011, Multifractal analysis of the spatial distribution of earthquake epicenters in the Zagros and Alborz-Kopeh Dagh regions of Iran, *Iranian Journal of Science and Technology (Sciences)*, 35(1), 39-51.

