

## بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه اصفهان

سیدهادی دهقان منشادی<sup>۱\*</sup>، نوربخش میرزائی<sup>۲</sup> و مرتضی اسکندری قادی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۳</sup> دانشیار، دانشکده مهندسی عمران، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۹/۸/۲۹، پذیرش نهایی: ۹۱/۷/۱۸)

### چکیده

در این کار، گستره  $E 49.5-54.0$  و  $N 31-34.1$  برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه اصفهان انتخاب شده است. از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس  $1:250,000$  و  $1:1,000,000$  ناحیه اصفهان برای استخراج دقیق‌تر گسل‌های ناحیه مورد نظر استفاده و از آن برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت منطقه بهره گرفته شده است. بررسی سازوکار کانونی ۱۸ زمین‌لرزه با  $M_w \geq 4/3$  در این منطقه، وجود مولفه غالب معکوس را برای اکثر آنها (۱۱ مورد) نشان می‌دهد. با استفاده از داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی از منابع جهانی (*USGS, ISC*) و محلی فهرست‌نامه کامل و یکنواختی مشتمل بر ۱۷۰ زمین‌لرزه دستگاهی و ۱۰ زمین‌لرزه تاریخی از منطقه تهیه و براساس آن لرزه‌خیزی این ناحیه مورد بررسی قرار گرفته است. به‌منظور یکنواختی فهرست‌نامه، در هر ایالت لرزه‌زمین‌ساختی رابطه‌ای برای تبدیل مقیاس بزرگی  $m_b$  به  $M_s$  تعیین و به‌کار گرفته شد. برای محاسبه دقیق‌تر پارامترهای لرزه‌خیزی، عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه‌ها و همچنین آستانه کامل بودن داده‌ها، بررسی و مدنظر قرار گرفته است. مقدار پارامتر  $b$  ( $b$ -value) برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس و ایران مرکزی-شرق ایران در گستره مورد بررسی به‌ترتیب، معادل  $0.95 \pm 0.05$  و  $0.81 \pm 0.12$ ، نرخ رویداد زمین‌لرزه،  $\lambda$ ، برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 3$  معادل  $4/976 \pm 0/413$  و  $4/48 \pm 0/129$ ، برآورد شده است. بیشینه بزرگی زمین‌لرزه قابل انتظار برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس در گستره مورد بررسی،  $M_{max}$ ،  $7/4 \pm 0/67$  و برای ایران مرکزی-شرق ایران  $7/8 \pm 1/74$  برآورد شده است. همچنین، تاثیر دسته‌بندی نکردن داده‌های دستگاهی (با اختصاص آستانه کامل بودن و عدم قطعیت خاص آن دسته)، روی پارامترهای لرزه‌خیزی بررسی شده است، نتیجه آنکه تاثیر آن روی مقدار پارامتر  $b$  و نرخ رویداد محسوس‌تر از تاثیر آن روی  $M_{max}$  است. همچنین، باعث کاهش چشمگیر عدم قطعیت پارامترهای لرزه‌خیزی می‌شود.

واژه‌های کلیدی: لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین‌ساخت، عدم قطعیت بزرگی، آستانه کامل بودن داده‌ها، ناحیه اصفهان

### Study of seismotectonic and seismicity of Isfahan region

Dehghan-Manshadi, S. H.<sup>1</sup>, Mirzaei, N.<sup>2</sup> and Eskandari-Ghadi, M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student of Earthquake Seismology, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup>Associate Professor, School of Civil Eng., College of Engineering, University of Tehran, Iran

(Received: 20 Nov 2010, Accepted: 09 Oct 2012)

### Abstract

This paper presents the seismicity and seismotectonic characteristics of Esfahan and adjoining regions, an area bounded between  $49.5-54.0$  E and  $31-34.1$  N. According to Mirzaei et al. (1998) this region is placed between two major seismotectonic provinces: Zagros and Central-East Iran. The boundary between these two provinces is known to be the Main Zagros Reverse Fault. Geological maps with scales of 1:100000 and 1:250000

were used to provide the faults map of this region. We determined several probable faults in the region that can help us to introduce the potential seismic source more precisely. Among a total of eighteen focal mechanism solutions of earthquakes with  $M_w \geq 4.3$  in the region of interest, one event is normal, six events show dominant strike-slip components, and eleven events have dominant reverse components, which confirms the dominance of reverse/thrust faulting.

Using global database of earthquakes provided by USGS/NEIC and ISC, as well as catalog of historical (pre-1900) and early- instrumental (1900-1963) earthquakes provided by Ambraseys and Melville (1982), a uniform catalog of earthquakes for the interest region has been provided that involves 170 instrumental and 10 historical earthquakes. To unify the scale of earthquake magnitude for each seismotectonic province, we established empirical relations to convert  $m_b$  to  $M_s$ . Because historical earthquake in Iran have been defined in  $M_s$  and lack of events with magnitudes above the saturation level of  $M_s$  in the interest region, surface wave magnitude is the most appropriate magnitude scale for the region, and on a broader scale, is appropriate for Iran. In order to establish empirical relations between  $m_b$  and  $M_s$  we applied the orthogonal regression (OR) method that takes into accounts the errors of measurements in both variables.

Based on this uniform catalog, seismicity of the interest region was studied, and seismicity parameters were calculated utilizing the method proposed by Kijko and Sellevoll (1992), in which one can consider magnitude uncertainty and completeness of data in calculations. In order to achieve more reliable results, the completeness of catalog and uncertainty of magnitudes have been estimated and considered in our calculations. In this method, dataset of the catalog should be divided into extreme and complete part, and each complete part can be subdivided again into several complete parts that have their own completeness threshold. In this work, the whole data was separated into six complete parts with threshold magnitudes between  $M_c=3.2$  (for events after 1996) to  $M_c=5$  (for events after 1939). To estimate the magnitude threshold ( $M_c$ ) combination of two methods were used. The first, is maximum curvature (MAXC) and the second, is goodness of fit test (GFT). In cases where lack of data does not allow using GFT, only MAXC method is used.

Magnitude uncertainty of each event is considered to be 0.2 and 0.3 for modern-instrumental and early-instrumental earthquakes, respectively, when  $M_s$  has been assigned directly based on seismogram readings. For the events that their surface-wave magnitudes have been obtained by empirical conversion relations, magnitude uncertainty is considered to be 0.4. In the case of historical events, uncertainties are considered to be in the order of 0.4 to 0.8 (Mirzaei et al., 1997a), based on their quality (a, b, c, d) that was assigned by Ambraseys and Melville (1982).

For Central-East Iran part of the interest region, the results show that b-value is equal to  $0.81 \pm 0.12$ ,  $\lambda$  is equal to  $0.48 \pm 0.129$  and  $M_{max}=7.8 \pm 1.74$ . For Zagros part, b-value is equal to  $0.95 \pm 0.05$ ,  $\lambda$  is equal to  $4.976 \pm 0.413$  and  $M_{max}=7.4 \pm 0.67$ . The impact of classification of data on seismicity parameters has been investigated, and the results show that it has a significant impact on the b-value (or  $\beta$ ) and recurrence rate of the seismic events ( $\lambda$ ); while its effect on  $M_{max}$  is negligible. Furthermore, classification of complete part of the catalog significantly decreases the uncertainty in the evaluated parameters of  $M_{max}$ ,  $\lambda$  and b (or  $\beta$ ). The minimum impact on uncertainty of parameters appears in b, and the maximum appears in  $M_{max}$ .

**Key words:** Seismicity, Seismotectonics, Magnitude uncertainty, Completeness of the catalog, Esfahan

## ۱ مقدمه

در زمین‌شناسی ایران، این باور وجود دارد که سرزمین ایران در بخش میانی کوه‌زایی آلپ-همیالیا است که از غرب اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد. قرار گرفتن ایران در این کمربند که از وسیع‌ترین مناطق لرزه‌خیز جهان است، باعث شده که به دفعات ایران متحمل زمین‌لرزه‌های مخرب شده باشد. وجود بعضی پوسته‌های اقیانوسی سبب شده است تا گروهی از زمین‌شناسان، جایگاه زمین‌شناسی ایران را در چارچوب زمین‌ساخت ورقی مورد تجزیه و تحلیل قرار دهند. به باور این زمین‌شناسان در محل کنونی راندگی اصلی زاگرس اقیانوس گسترده‌ای به نام تیس وجود داشته که دو قاره آفریقا-عربستان (گندوانا) و اروپا-آسیا (اوراسیا) را از یکدیگر جدا می‌کرده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). وجود گستره پایدار سپر اوراسیا (اروپا-آسیا) تنش‌های فشاری ناشی از بازشدن دریای سرخ، حرکت صفحه آفریقا-عربستان (گندوانا) در راستای شمال-شمال شرقی، با نرخ همگرایی ۲۵ تا ۳۰ میلی‌متر در سال (دیمتر و همکاران، ۱۹۹۴)، منجر به چین‌خوردگی‌های فراوان و سامانه‌های گسلی و عارضه‌های زمین‌ساختی شاخصی شده که نوار چین‌خورده-رانده زاگرس نامیده می‌شود. بر پایه نظر ورنانت و چری (۲۰۰۶)، از آنجا که بلوک ایران مرکزی با نرخ تقریبی ۱۳ میلی‌متر در سال به سوی شمال نسبت به اوراسیا حرکت می‌کند و این میزان بین بلوک ایران مرکزی و صفحه عربستان به ۷ میلی‌متر در سال کاهش می‌یابد، دگرشکلی‌های بزرگی در منطقه شکل گرفته است. همگرایی بین صفحات عربستان-اوراسیا، با ضخیم شدن و انتقال جانبی پوسته تعدیل شده است که گسل اصلی معکوس زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به ترتیب ریختارهای اصلی در ضخیم‌شدگی و انتقال جانبی در پوسته هستند (حیدری و میرزائی، ۱۳۸۸).

بنا به بررسی گسست و همکاران (۲۰۰۶)، مجموع کوتاه‌شدگی در زون برخوردی عربستان-اوراسیا در حدود ۱۵۰ کیلومتر از زمان برخورد آنها در اوایل میوسن است. براساس تحقیقات GPS (نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) همگرایی صفحات عربستان-اوراسیا با سرعتی در حدود  $2 \pm 25$  میلی‌متر در سال و در جهت‌های شمال و شمال-شمال شرقی صورت می‌گیرد. همچنین، گسترش اقیانوس هند و در نتیجه حرکت صفحه هند در راستای شمال-شمال غربی، موجب حرکت و جابه‌جایی‌های نسبی متفاوت در قطعات گوناگون پوسته قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود (آقنابتی، ۱۳۸۳). بنابراین، کشور ایران به‌متابۀ بخشی از کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا لرزه‌خیزی زیادی دارد، به‌گونه‌ای که بخش‌های گوناگون کشور بارها با زمین‌لرزه‌های ویرانگر تخریب شده است.

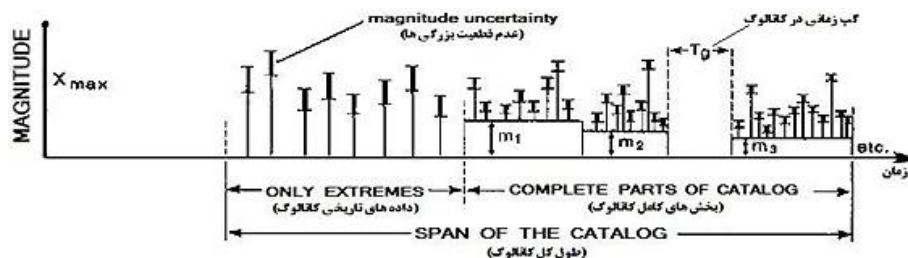
اولین قدم در بررسی لرزه‌خیزی یک منطقه تهیه فهرست‌نامه کامل و یکنواخت از زمین‌لرزه‌های آن منطقه است. فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها دو نوع اطلاعات را دربردارند: ۱- داده‌های مه‌لرزه‌ای، که بر پایه مشاهدات صحرائی زمین‌لرزه‌های بزرگ حاصل شده است. ۲- داده‌های دستگاهی (کیجکو و سلفول، ۱۹۸۹).

مناسب‌ترین روش‌ها برای آنالیز داده‌های مه‌لرزه‌ای فهرست‌نامه، توزیع‌های کرانگین (extreme) است که اجازه می‌دهد تا از بازه‌های زمانی متفاوت که از آن بزرگی‌های بیشینه انتخاب می‌شود، استفاده شود. فرض بر این است که این بخش از فهرست‌نامه فقط شامل بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌ها باشد و امکان تقسیم فهرست‌نامه به بازه‌های زمانی متفاوت با طول‌های زمانی متفاوت وجود دارد. البته می‌توان بخش کامل فهرست‌نامه را در محاسبات وارد کرد و بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌هایی که در بازه‌های زمانی نسبتاً کوتاه (معمولاً ۱ سال)، در آن روی

قسمت کامل آن به صورت دقیق تر استفاده می شود. اگر در مواردی به هر دلیل با وقفه در داده ها مواجه باشیم در این روش می توان آن را در محاسبات وارد کرد (شکل ۱). کیجکو و سلفول (۱۹۹۲) روشن ساختند که می توان میزان عدم قطعیت مربوط به بزرگی ها را در محاسبه پارامترهای لرزه خیزی وارد کرد و دقت پارامترهای محاسبه شده را افزایش داد. به طوری که در این روش می توان در فرایند محاسبات مربوط به برآورد پارامترهای لرزه خیزی، عدم قطعیت های مربوط به هر کدام از داده ها را وارد کرد (شکل ۱). در بحث مربوط به عدم قطعیت بزرگی زمین لرزه ها، فرض بر این است که بزرگی واقعی زمین لرزه در بازه ای بین  $M \pm \delta$  قرار دارد، که در آن،  $M$ ، بزرگی مشاهده شده، و  $\delta$  میزان عدم قطعیت مربوط به آن بزرگی است.

در این مقاله، گستره  $E$   $54^{\circ}$ – $49/5^{\circ}$  و  $N$   $31^{\circ}$ – $34/10^{\circ}$  برای بررسی لرزه خیزی در منطقه اصفهان انتخاب شده است؛ منطقه اصفهان یک منطقه صنعتی با جمعیت زیاد و دارای آثار باستانی بسیار ارزشمند است، به همین علت، نگهداری و پیوستگی بهره برداری از سازه ها در این شهر حائز اهمیت است. بررسی لرزه خیزی این منطقه به منزله گام اول برای برآورد خطر زمین لرزه تهدید کننده این گستره، مورد توجه بوده است.

داده را انتخاب کرد. الحاق کردن بخش ناکامل فهرست نامه به آنالیز کردن داده ها با این روش بعید به نظر می رسد که روش بهینه ای باشد، چرا که مقدار زیادی از اطلاعات که شامل زمین لرزه های کوچک و متوسط هستند، نادیده گرفته می شوند (کیجکو و سلفول، ۱۹۸۹). روش دیگر برای برآورد پارامترهای لرزه خیزی، این است که داده های مه لرزه ای که کامل نیستند را نادیده گرفت و از هر روش استاندارد برای برآورد پارامترهای لرزه خیزی، با استفاده از قسمت کامل فهرست نامه استفاده کرد. واضح است که این روش نیز خیلی موثر نیست، چون برآورد کمی دوره بازگشت زمین لرزه های بزرگ بر پایه مشاهدات یک دوره کوتاه زمانی با خطای زیادی همراه است (کیجکو و سلفول، ۱۹۸۹). کیجکو و سلفول (۱۹۸۹) روشی عرضه کردند که ترکیب داده های مه لرزه ای و داده های قسمت های کامل فهرست نامه را که از بازه های متفاوت تشکیل شده اند و مربوط به بازه زمانی کوتاهی هستند، میسر می کند. در این روش بخش کامل فهرست نامه به فهرست نامه های کوچک تر یا قسمت های کامل متفاوتی تقسیم می شود و هر قسمت دارای آستانه کامل بودن خاص خود است. هرچه زمان به جلو می آید، طبیعتاً به سبب ثبت بهتر داده ها و افزایش ایستگاه های لرزه نگاری آستانه کامل بودن داده ها پایین می آید. لذا، در این روش هم از قسمت تاریخی فهرست نامه و هم از



شکل ۱. نمایشی از داده هایی که می توان آنها را برای برآورد پارامترهای لرزه خیزی با استفاده از روش کیجکو و سلفول (۱۹۹۲)، به کار برد. در این روش اجازه تلفیق داده های مربوط به بزرگ ترین زمین لرزه ها (داده های تاریخی)، با قسمت کامل فهرست نامه با آستانه کامل بودن متفاوت داده می شود. بزرگی های  $M_3$ ،  $M_2$ ،  $M_1$  آستانه های کامل بودن هستند. منظور از  $X_{max}$  زمین لرزه های تاریخی است که قبل از اینکه فهرست نامه شروع شود رویداده اند. حتی اگر کاف داده ای ( $T_0$ ) به هر دلیل وجود داشته باشد، در این روش در نظر گرفته شده است (کیجکو و سلفول، ۱۹۸۹)، با اندکی اصلاح در نوشتارهای نمودار.

## ۲ لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه

پژوهشگران علوم زمین براساس تاریخچه تحولات ساختمانی-رسوبی، جایگاه زمین‌ساختی، اطلاعات ژئوفیزیکی، داده‌های زلزله‌شناسی و ویژه‌گی‌های لرزه‌زمین‌ساختی، ایران را به واحدهای ساختمانی، ساختمانی-رسوبی و لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت تقسیم‌بندی کرده‌اند. در تقسیم‌بندی ایران زمین به ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی متفاوت که براساس جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی که میرزائی و همکاران (۱۹۹۸) به انجام رسانده‌اند، گستره مورد بررسی عمدتاً در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران است و فقط بخش جنوب غربی آن در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس قرار می‌گیرد. مرز بین این دو قسمت از ناحیه مورد بررسی با گسل اصلی معکوس زاگرس که عمده‌ترین گسل تشکیل‌دهنده مرز ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس و ایران مرکزی است، مشخص می‌شود (شکل ۲).

نتایج تحقیقات مدل‌سازی شکل امواج و خردزمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بیشتر زمین‌لرزه‌ها در ایران مرکزی، در عمق ۸ تا ۲۰ کیلومتر روی داده‌اند. نقشه عمق موهو، با بررسی‌های گرانی‌سنجی، در ایران نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در طول کمربند سنندج-سیرجان ۵۵~۵۰ km است، درحالی‌که در سایر نواحی ضخامت پوسته از ۳۶ تا ۵۰ کیلومتر در تغییر است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۸). نقشه عمق موهو، به‌دست آمده از بررسی امواج لرزه‌ای با استفاده از روش وارون‌سازی سه‌بعدی (شادمنان، ۱۳۸۹) نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در زیر کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس به حدود ۴۵ کیلومتر می‌رسد و ناگهان در زیر گسل اصلی معکوس زاگرس افزایش می‌یابد و در زیر زون سنندج-سیرجان به ۶۵ کیلومتر می‌رسد. این در حالی است که در زیر ایران مرکزی ضخامت پوسته کاهش پیدا می‌کند و به

حدود ۴۲ کیلومتر می‌رسد. در قسمت میانی ایران مرکزی جایی که توپوگرافی کمترین مقدار را دارد؛ موهو از عمق ۴۵ به ۳۵ کیلومتر کاهش می‌یابد (شادمنان، ۱۳۸۹).

### ۱-۲ گسل‌های مهم گستره مورد بررسی

به همراه تصویر ماهواره‌ای (SRTM) (<http://www.blumarblegeo.com/global-mapper/>) و نیز نقشه‌های زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ گسل‌های منطقه استخراج شده است (شکل ۳). همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، روند عمومی این گسل‌ها، شمال‌غربی-جنوب‌شرقی است که منطبق بر داده‌های توپوگرافی (ماهواره‌ای) SRTM است. از گسل‌های عمده‌ای که در این گستره قرار می‌گیرند می‌توان گسل اصلی معکوس زاگرس، گسل‌های معکوس دنا و سمیرم و گسل امتداد لغز نائین-سورک را نام برد.

تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت شده در دشت اصفهان (بخش مرکزی نقشه)، بسیار اندک است، درحالی‌که تراکمی از رومرکز زمین‌لرزه‌ها در زاگرس جلب توجه می‌کند (شکل ۲).

### ۱-۱-۲ گسل اصلی معکوس زاگرس

گسل اصلی معکوس زاگرس با امتداد شمال‌غربی-جنوب شرقی (N130E)، از مریوان (مرزغربی ایران با عراق) تا شمال بندرعباس به طول ۱۳۵۰ کیلومتر امتداد دارد. این گسل در ناحیه مریوان وارد خاک عراق و مجدداً در ناحیه سردشت وارد ایران و از آنجا وارد خاک ترکیه می‌شود. سازوکار گسل زاگرس، راندگی-فشاری است (آقاباتی، ۱۳۸۳).

به باور بربریان (۱۹۸۱ و ۱۹۹۴) رخدادهای زیر می‌توانند بر اثر فعالیت این سامانه گسلی باشند:

-زمین‌لرزه ۵ ژانویه ۱۳۱۶ میلادی گلپایگان با بزرگای

$$M_w = 6.1 \text{ و } I_0 = VIII \text{ شدت}$$

-زمین لرزه ۹ می ۱۹۷۵ با بزرگای  $M_s = 4.9$  و شدت  $I_0 = VI$   
 -زمین لرزه ۲۱ سپتامبر ۱۹۷۵ با بزرگای  $M_s = 5.2$  و  
 شدت  $I_0 = VII$   
 -زمین لرزه اول اکتبر ۱۹۸۹ میلادی با بزرگای  $M_s = 5.2$

## ۲-۲ سازوکار کانونی زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه

بررسی سازوکار کانونی زمین لرزه‌های یک منطقه در شناختن رژیم زمین‌ساختی آن بسیار موثر است. بدین منظور با استفاده از داده‌های برگرفته از بانک داده‌های حل سازوکار کانونی هاروارد (HRVD CMT Solution) (<http://www.globalcmt.org/>) و Zur-RTM سازوکار کانونی مجموعاً ۱۸ زمین لرزه با  $M_w \geq 4/3$  (جدول ۱) مورد بررسی قرار گرفت. اگرچه همه این زمین لرزه‌ها کم و بیش دارای مولفه CLVD (Compensated Linear Vector Dipole) (معرف میزان انحراف از حالت دو جفت نیرو) هستند، با توجه به کوچک بودن این مولفه برای اکثریت غالب زمین لرزه‌های این ناحیه، از این انحراف چشم‌پوشی شده و از حل سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها برای تحلیل‌ها استفاده شده است. همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، به جز زمین لرزه ۲۷ مارس ۱۹۸۵ با  $M_w = 5/1$  که دارای سازوکار نرمال است، زمین لرزه‌های ۶ آوریل ۱۹۷۷ ( $M_w = 6/0$ )، ۳ مارس ۱۹۹۲ ( $M_w = 5/1$ )، ۲۱ سپتامبر ۱۹۹۸ ( $M_w = 5/1$ )، ۱۸ ژانویه ۲۰۰۴ ( $M_w = 4/4$ )، ۲۰ اکتبر ۲۰۰۵ ( $M_w = 5/0$ )، ۲۶ سپتامبر ۲۰۰۶ ( $M_w = 4/9$ )، دارای مولفه غالب امتدادلغز است و بقیه، یعنی ۱۱ زمین لرزه دیگر دارای مولفه غالب معکوس هستند. این مطلب با نوع گسل‌های این ناحیه که با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، از روی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای (SRTM) استخراج شده است مطابقت مناسبی دارد؛ این ویژگی در قسمت جنوب ناحیه محسوس تر است (شکل‌های ۲ و ۳).

-زمین لرزه ۵ ژوئن ۱۸۵۳ میلادی ایزدخواست با بزرگای

$$I_0 = VII \text{ و } M_w = 5.4$$

-زمین لرزه ۱۱ ژوئن ۱۸۵۳ میلادی با بزرگای  $M_w = 5.4$

$$\text{و شدت } I_0 = VII$$

-زمین لرزه ژوئن ۱۸۶۵ میلادی داریان با بزرگای  $M_w =$

$$5.9 \text{ و شدت } I_0 = VII$$

-زمین لرزه ۲۱ ژوئن ۱۹۶۵ میلادی با بزرگای  $M_s = 5.0$

$$\text{و شدت } I_0 = VI$$

-زمین لرزه ۲۸ آگوست ۱۹۷۳ میلادی با بزرگای  $M_s =$

$$4.8 \text{ و شدت } I_0 = VI$$

-زمین لرزه ۱۱ نوامبر ۱۹۷۳ میلادی با بزرگای  $M_s = 5.5$

$$\text{و شدت } I_0 = VII$$

-زمین لرزه ۶ سپتامبر ۱۹۷۵ میلادی با بزرگای  $M_s = 6.1$

$$\text{و شدت } I_0 = VIII$$

## ۲-۱-۲ گسل دنا (دینار)

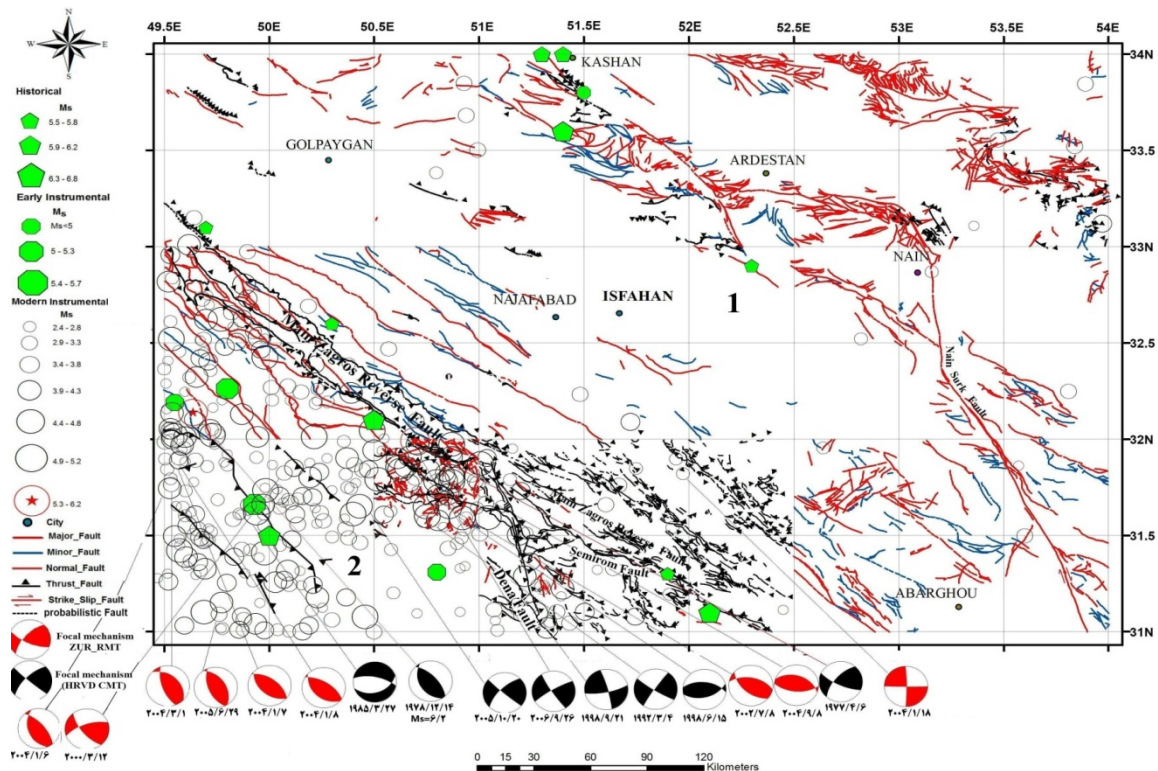
گسل دنا با راستای شمال-شمال غربی و شیب به سمت شرق-شمال شرقی، یکی از گسل‌های اصلی زاگرس است که بیش از یک صد کیلومتر طول دارد و طرفین آن به دو بخش با ویژگی‌های زمین‌ساختی، لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌شناسی متفاوت تقسیم شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی و تصویرهای ماهواره‌ای چنین به نظر می‌رسد که گسله دنا افزون بر جنبش فشاری، دارای جنبش راستالغز از گونه راست‌بر مهمی نیز هست. از ویژگی‌های مهم زمین‌شناسی گسل دنا، بیرون‌زدگی گنبد نمکی در درازای آن است. (آقانباتی، ۱۳۸۳).

به باور بربریان (۱۹۸۱ و ۱۹۹۴) رخدادهای زیر می‌توانند بر اثر فعالیت این سامانه گسلی باشند:

-زمین لرزه ۱۳ مارس ۱۹۳۴ با بزرگای  $M_s = 5.3$  و

$$\text{شدت } I_0 = VII$$



شکل ۲. نقشه لرزه‌زمین‌ساختی تهیه شده از گستره مورد بررسی. (ناحیه شماره ۱ و ۲ آن قسمت از گستره مورد بررسی هستند که به ترتیب در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران و زاگرس قرار می‌گیرند و با گسل اصلی معکوس زاگرس از هم جدا شده‌اند).

### ۳ لرزه‌خیزی گستره مورد بررسی

زمین‌لرزه مربوط به دوره نخست دستگاهی (۱۹۶۳-۱۹۰۰) و ۳۳۱ زمین‌لرزه مربوط به دوره جدید دستگاهی است. بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگاهی ثبت شده در تاریخ ۱۹۷۸/۱۲/۱۴ به بزرگای  $M_s = 6/2$  با سازوکار معکوس در فاصله رومرکزی ۱۹۸ کیلومتری از شهر اصفهان و در قسمت غربی ناحیه مورد بررسی روی داده است (شکل ۲).

برای بررسی لرزه‌خیزی گستره مورد تحقیق، در ابتدا، با استفاده از منابع اطلاعات جهانی و محلی فهرست‌نامه یکنواختی از زمین‌لرزه‌های رویداده در گستره مورد بررسی از سال ۱۹۰۰ تا انتهای سال ۲۰۰۹ تهیه شد. در این مرحله از نظر اولویت و اعتبار به ترتیب داده‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دوره نخست دستگاهی با فهرست‌نامه آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲)، مرکز بین‌المللی زلزله‌شناسی (ISC) (International Seismological Center (www.isc.ac.uk/))، مرکز اطلاعات زمین‌لرزه سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS/NEIC) (US Geological Survey (www.usgs.gov/)) و داده‌های محلی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مورد توجه قرار گرفت. فهرست‌نامه موجود شامل ۱۰ زمین‌لرزه تاریخی، ۵

۱-۳ زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره مورد بررسی اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌های تاریخی ایران را پژوهشگران گوناگونی گردآوری کرده و انتشار داده‌اند اما، قابل‌اعتمادترین اطلاعات را آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) با بررسی مدارک تاریخی و همچنین، تحقیقات صحرايي عرضه کرده‌اند. بزرگی این زمین‌لرزه‌ها براساس اطلاعات

بزرگی نزدیک به حد اشباع  $M_s$  هستند. بنابراین، بزرگی امواج سطحی که فقط بزرگی تعیین شده برای زمین لرزه‌های قدیمی تر است، مقیاس مناسبی برای برآورد خطر زمین لرزه در ایران است. چون بزرگی  $m_b$  برای تحقیقات لرزه‌خیزی و برآورد خطر زمین لرزه مناسب نیست؛ بنابراین، لازم است که برای داشتن یک فهرست‌نامه یکنواخت، با یافتن رابطه بین این دو نوع بزرگی در گستره مورد بررسی، برای همه زمین لرزه‌ها، بزرگی یکسان  $M_s$  را تعیین کرد.

رابطه بین  $M_s$  و  $m_b$  در گستره‌های لرزه‌زمین‌ساختی گوناگون دنیا معمولاً خطی است و به صورت رابطه عمومی زیر معرفی می‌شود:

$$M_s = dm_b + c \quad (1)$$

در این رابطه،  $d$  و  $c$  پارامترهای ثابت هستند. وایس و هابرم (۱۹۸۲)، دریافتند که در رابطه خطی فوق، هنگامی که انحراف معیار خطاهای متغیر مستقل،  $m_b$  و متغیر وابسته،  $M_s$ ، و یا نسبت این خطاها به دست آید، بهترین مقدار برای  $d$  حاصل خواهد شد. با به کارگیری این روش، میرزائی و همکاران (۱۹۹۷b) رابطه‌ی بزرگی  $M_s$  و  $m_b$  برای ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی در ایران را به دست داده‌اند. آنها برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی و شرق رابطه:  $M_s = 2.0m_b - 5.28$  (برای  $4.1 \leq m_b \leq 6.2$ ) و برای زاگرس رابطه:  $M_s = 1.79m_b - 4.32$  (برای  $4.0 \leq m_b \leq 6.2$ ) را به دست آوردند.

### ۳-۲-۱ رابطه بزرگی $M_s$ و $m_b$

بزرگی امواج درونی ( $m_b$ )، مقیاسی جهانی است که براساس بزرگ‌ترین دامنه امواج دوره کوتاه P که بسامد غالب آن در فواصل دور لرزه‌ای یک است در چند ثانیه ابتدایی، روی مولفه قائم لرزه‌نگاشت، تعیین می‌شود. بزرگی امواج سطحی ( $M_s$ ) نیز

مه‌لرزه‌ای، یعنی بیشینه شدت و شعاعی که زمین لرزه در آن احساس شده است و مقایسه با اطلاعات مه‌لرزه‌ای زمین لرزه‌های دستگامی برآورد شده است (میرزائی، ۱۳۸۱). مختصات رومرکز زمین لرزه‌ها نیز براساس اطلاعات مه‌لرزه‌ای و همچنین بررسی‌های صحرائی تعیین شده‌است. زمین لرزه‌های تاریخی گستره مورد بررسی، شامل ۱۰ زمین لرزه است که بزرگ‌ترین آن با  $M_s = 6/8$  در سال ۱۰۵۲ میلادی در زاگرس و در فاصله ۲۰۰ کیلومتری اصفهان روی داده است. در شکل ۲ رومرکز این زمین لرزه‌ها داده شده است. در جدول ۲ پارامترهای زمین لرزه‌های تاریخی گستره مورد بررسی به همراه کیفیت آنها که مبنای ارزیابی میزان عدم قطعیت در بزرگی زمین لرزه‌ها برای محاسبات بعدی قرار خواهد گرفت، داده شده است.

### ۳-۲ یکنواخت سازی فهرست‌نامه زمین لرزه‌ها

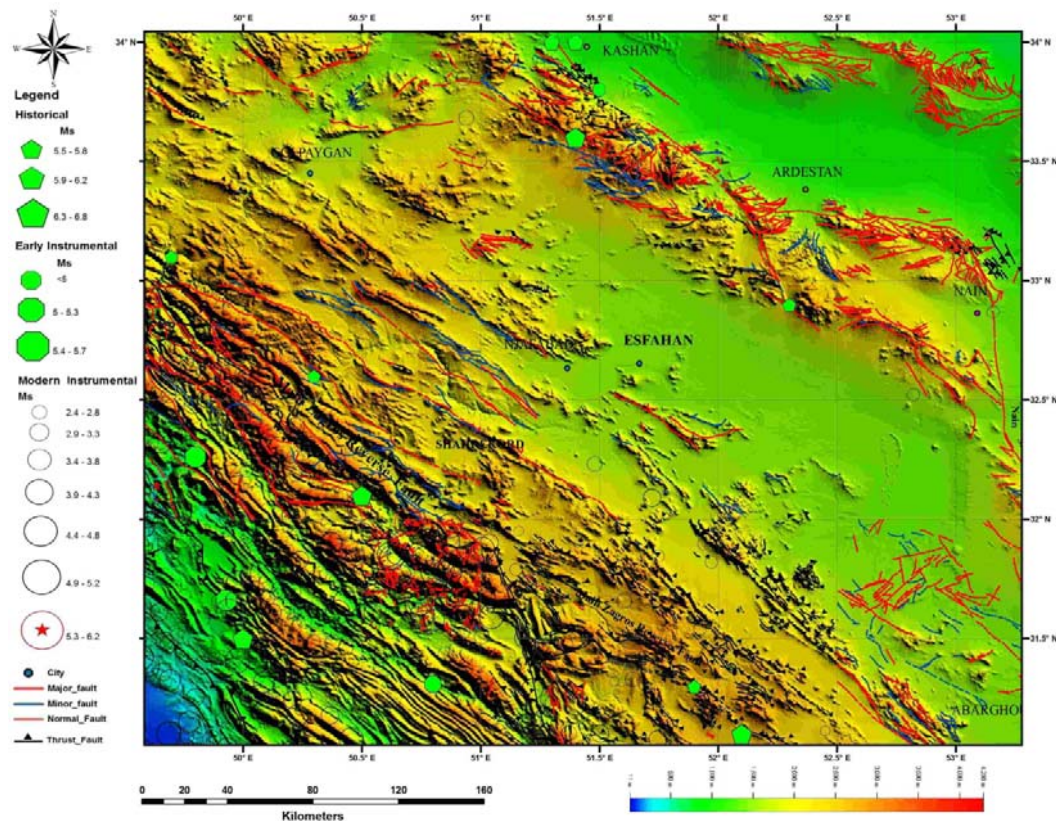
برای حدود ۸۰ درصد از زمین لرزه‌های ایران که پس از استقرار شبکه لرزه‌نگاری استاندارد جهانی در ۱۹۶۳ به ثبت رسیده‌اند، فقط بزرگی امواج درونی گزارش شده است. بزرگی  $m_b$  برای زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از حدود ۶/۲ اشباع می‌شود (سینگ و همکاران، ۱۹۸۳، به نقل از میرزائی، ۱۳۸۱) و نمی‌تواند قدرت زمین لرزه‌های بزرگ‌تر را به طور کامل نشان دهد. با این حال،  $M_s$  تا حدود بزرگی ۸ اشباع نمی‌شود، لذا، برای زمین لرزه‌های تا این حد بزرگی، معتبر و قابل اطمینان است. مناسب‌ترین مقیاس بزرگی برای تحقیقات زلزله‌شناسی،  $M_w$  است که اشباع نمی‌شود و دارای مبنای فیزیکی قوی‌تری است (کازاهازا، ۱۹۸۵)، اما،  $M_w$  برای فقط تعداد اندکی از زمین لرزه‌های ایران تعیین شده است. لیکن،  $M_w$  برای اکثر زمین لرزه‌های با  $M_s$  تا بزرگی حدود ۸ هم‌خوانی بسیار خوبی دارد (هانکس و کاناموری، ۱۹۷۹). از سوی دیگر، در ایران فقط تعداد اندکی از زمین لرزه‌ها دارای



به‌منظور حفظ ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی درحکم واحدهای تحقیقاتی، داده‌های این دو ایالت از هم جدا و تبدیل  $m_b$  به  $M_s$  به‌طور جداگانه برای هر ایالت صورت گرفت. زون گسلی اصلی معکوس زاگرس که این دو ایالت لرزه‌زمین‌ساختی را از هم جدا می‌کند، به‌منزلهٔ مرز تفکیک داده‌ها در نظر گرفته شد. از میان زمین‌لرزه‌های روی داده در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس که  $M_s$  آنها مستقیماً از خوانش لرزه‌نگاشت‌ها تهیه شده باشد، ۷۰ زمین‌لرزه در گستره مورد بررسی قرار می‌گیرد که برای به‌دست آوردن رابطه بین  $m_b$  و  $M_s$  از آنها استفاده شده است. همین‌طور از ۵۷ زمین‌لرزه روی داده در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران که  $M_s$  آنها مستقیماً تعیین و گزارش شده، برای به‌دست آوردن رابطه بین  $m_b$  و  $M_s$  در این ایالت استفاده شده است.

مقیاسی جهانی است که براساس دامنه امواج سطحی (معمولاً امواج رایلی) با تناوب حدود ۲۰ ثانیه تعیین می‌شود.

برای بالا بردن دقت به این نکته نیز باید توجه کرد که ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی گستره‌هایی هستند که در رژیم ژئودینامیکی موجود دارای جایگاه زمین‌ساختی قابل قیاس و از آن مهم‌تر دارای الگوی لرزه‌خیزی یکنواختی هستند (پی و همکاران، ۱۹۹۵). بنابراین، بایستی آنها را همواره درحکم واحدهای تحقیقاتی مدنظر قرار داد. با توجه به این نکته داده‌های مربوط به گستره مورد بررسی باید با توجه به ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، از هم تفکیک و محاسبات جداگانه روی آنها صورت گیرد. همان‌طور که گفته شد گستره مورد بررسی در دو ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران و زاگرس واقع شده است.



شکل ۳. نقشه گسل‌های منطقه همراه با تصویر توپوگرافی SRTM گستره مورد بررسی.

جدول ۱. مشخصات صفحه‌های گره و محورهای اصلی (B,T,P) ۱۸ زمین‌لرزه با  $M_w \geq 4/3$  در گستره اصفهان.

DATE		DEPTH		مشخصات محورهای اصلی (PRINCIPAL AXES)							مشخصات صفحات گره (NODAL PLANES)						%	SRC			
				T			N (B)				P			۱			۲				
YR	MO	DA	Km	M <sub>w</sub>	VAL	PL	AZM	VAL	PL	AZM	VAL	PL	AZM	STK	DP	SLIP	STK	DP	SLIP	DC	
1977	04	06	10	6	1.40	41	74	-0.2	48	265	-1.2	6	169	220	58	28	114	66	144	71	HRVD
1978	12	14	15	6.1	1.95	77	205	0.01	6	321	-1.96	11	52	150	34	100	318	57	83	99	HRVD
1985	03	27	83.8	5.1	5.50	16	0	0.85	13	94	-6.35	69	221	72	31	-115	281	62	-76	73	HRVD
1992	03	04	33	5.1	4.97	13	78	1.51	76	244	-6.47	3	347	122	79	173	213	83	12	53	HRVD
1998	06	15	31	5.2	7.75	78	261	0.45	12	86	-8.2	1	356	75	45	74	277	47	106	89	HRVD
1998	09	21	33	5.1	5.16	22	299	-0.39	67	135	-4.76	5	32	78	71	12	343	78	160	85	HRVD
2000	12	03	33	4.4	4.959	58	101	0.36	30	302	-5.319	9	206	141	61	125	265	44	44	-	ZUR_RMT
2002	07	08	15	4.6	0.862	75	108	0.186	15	297	-1.048	2	207	131	49	110	282	45	68	-	ZUR_RMT
2004	01	06	18	5	3.264	82	84	-0.271	5	312	-2.993	6	222	137	51	97	306	39	82	-	ZUR_RMT
2004	01	06	15	4.3	3.522	74	202	-0.331	9	324	3.191	14	56	319	59	80	158	32	107	-	ZUR_RMT
2004	01	07	18	4.8	1.53	84	193	-0.086	2	308	-1.443	5	38	306	50	87	131	40	94	-	ZUR_RMT
2004	01	08	18	4.5	6.478	78	193	-0.497	3	305	-5.98	11	36	302	56	84	132	34	98	-	ZUR_RMT
2004	01	18	36	4.4	4.431	6	316	1.381	82	103	-5.812	4	225	90	88	7	0	83	178	-	ZUR_RMT
2004	03	01	18	4.5	6.148	72	106	-1.170	12	333	-4.978	13	240	160	59	104	314	34	68	-	ZUR_RMT
2004	09	08	15	4.5	7.268	79	329	-0.026	7	99	-7.242	8	190	94	54	81	289	37	102	-	ZUR_RMT
2005	06	29	21	4.5	8.05	82	99	-1.86	5	333	-6.19	7	243	157	52	96	327	39	82	-	ZUR_RMT
2005	10	20	29.1	5	3.45	24	84	1.99	61	298	-5.43	14	181	224	62	8	131	83	152	27	HRVD
2006	09	26	24.8	4.9	2.69	16	103	-0.18	74	287	-2.51	1	193	239	78	11	147	79	168	87	HRVD

جدول ۲. پارامترهای زمین‌لرزه‌های تاریخی گستره مورد بررسی،  $Q$ ، کیفیت اسناد مربوط به هر زمین‌لرزه را براساس تحقیقات آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) نشان می‌دهد.

DATE			TIME	EPICENTER		$M_s$	$Q$	REF.
Y	M	D	h	LAT(N°)	LONG(E°)			
۱۰۵۲	-	-	-	۳۱/۵	۴۰	۶/۸	b	AMB
۱۳۴۴	-	-	-	۳۲/۹	۵۲/۳	۵/۷	c	AMB
۱۴۵۹	-	-	-	۳۱/۱	۵۲/۱	۶/۶	c	AMB
۱۶۶۶	-	-	-	۳۲/۱	۵۰/۵	۶/۵	b	AMB
۱۷۵۵	۶	۷	۱۲	۳۴	۵۱/۴	۵/۹	b	AMB
۱۷۷۸	۵	۱۲	۱۸	۳۴	۵۱/۳	۶/۲	b	AMB
۱۸۴۴	۵	۱۲	۱۸	۳۳/۶	۵۱/۴	۶/۴	a	AMB
۱۸۵۳	۶	۵	-	۳۱/۳	۵۱/۹	۵/۵	b	AMB
۱۸۵۳	۶	۱۱	-	۳۲/۶	۵۰/۳	۵/۵	b	AMB
۱۸۷۶	۹	۲۸	۳	۳۳/۱	۴۹/۷	۵/۸	b	AMB

$$M_s = 1.36m_b - 2.00 \quad (\sigma = 0.38) \quad (۳)$$

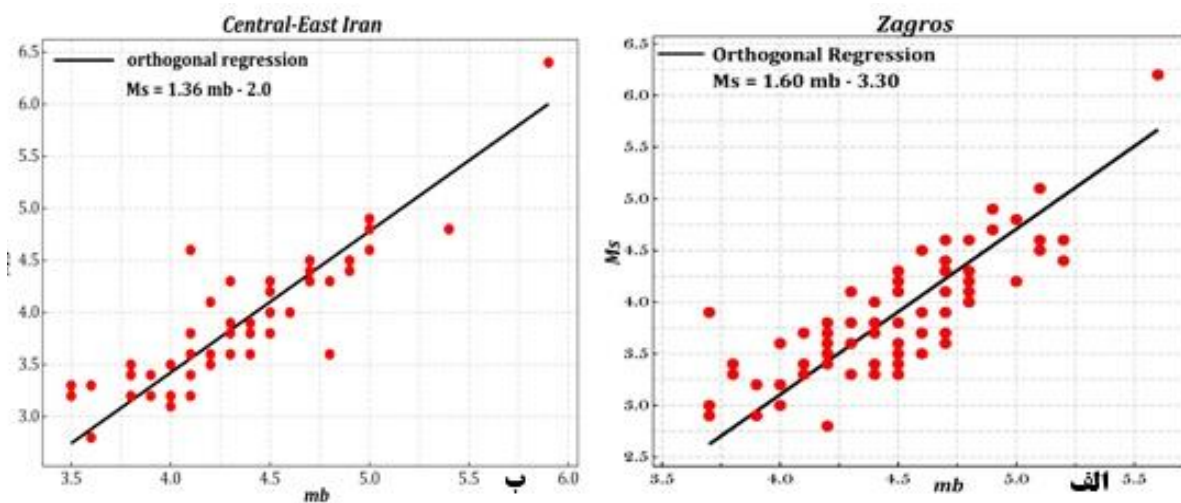
### ۳-۳ تحلیل آماری داده‌ها

با کمک نرم‌افزار تحلیل گرافیکی و آماری داده‌های زمین‌لرزه (Zmap)، بررسی روی توزیع و فراوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی ناحیه مورد بررسی از حیث بزرگی و زمان (سال) وقوع صورت گرفت. از نظر فراوانی رخداد زمین‌لرزه‌ها، با فقر داده مواجه هستیم به گونه‌ای که از ۱۹۰۰ تا ۱۹۳۹ هیچ زمین‌لرزه دستگاهی در این گستره به ثبت نرسیده و تا ۱۹۶۳ (دوره نخست دستگاهی)، تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت شده در این ناحیه بسیار اندک است (فقط ۵ زمین‌لرزه). در دوره جدید دستگاهی (پس از ۱۹۶۳) با رشد داده مواجه می‌شویم و به‌ویژه از ۱۹۹۶ که زمان نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی در ایران است اوج داده‌ها را در گستره مورد بررسی شاهد هستیم (شکل ۵-الف و شکل ۵-ب). بدیهی است که این رشد ناگهانی داده‌ها به علت فراهم شدن امکان ثبت زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر است.

(<http://www.earthquake.ethz.ch/software/zmap>)

به‌خاطر مناسب بودن مقیاس  $M_s$  برای تحقیقات لرزه‌خیزی در ایران، و برای یکنواخت کردن فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها، که مشتمل بر ۳۳۶ زمین‌لرزه دستگاهی (اعم از دوره نخست و دوره جدید دستگاهی) و ۱۰ زمین‌لرزه تاریخی است، بزرگی‌های با مقیاس  $m_b$  با استفاده از رابطه‌های ۲ و ۳ به مقیاس  $M_s$  تبدیل شد. در این تحقیق برای به‌دست آوردن رابطه تبدیل  $m_b$  به  $M_s$  از روش رگرسیون قائم (Orthogonal regression) استفاده شده تا نتایج دقیق‌تری نسبت به رگرسیون عادی حاصل شود. چرا که این نوع رگرسیون زمانی که هم متغیر وابسته و هم متغیر مستقل دارای خطا هستند به کار می‌رود. در این رگرسیون فاصله قائم بین داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای (روی خط رگرسیون) کمینه می‌شود. با این توضیح رابطه ۲ برای زمین‌لرزه‌های روی داده در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (شکل ۴-الف) و رابطه ۳ برای زمین‌لرزه‌های روی داده در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران (شکل ۴-ب)، در گستره مورد بررسی محاسبه و به کار گرفته شد.

$$M_s = 1.60m_b - 3.30 \quad (\sigma = 0.31) \quad (۲)$$



شکل ۴. (الف) رابطه  $m_b$  به  $M_s$  برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (ناحیه شماره ۲ در شکل ۲) و (ب) برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران (ناحیه شماره ۱ در شکل ۲).

جدول ۳. فراوانی بازه‌های متفاوت بزرگی زمین‌لرزه‌های دستگاهی در گستره مورد بررسی.

بازه بزرگی ( $\Delta m$ )	فراوانی
$2/5 \leq M_s < 3$	۴۸
$3 \leq M_s < 3/5$	۹۷
$3/5 \leq M_s < 4$	۱۱۵
$4 \leq M_s < 4/5$	۵۳
$4/5 \leq M_s < 5$	۱۷
$5 \leq M_s < 5/5$	۳
$5/5 \leq M_s < 6$	۲
$6 \leq M_s < 6/5$	۱

به این مهم با تعیین درست آستانه کامل بودن زمین‌لرزه‌ها میسر می‌شود. معمولاً این کمیت ( $M_c$ )، به دلیل افزایش ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و بهبود روش‌های تحلیل داده‌ها، در حال کاهش است (وایمر و وایس، ۲۰۰۰).

میزان کامل بودن فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های ایران را میرزائی و همکاران (۱۹۹۷b) مورد بررسی قرار دادند و روشن ساختند که برای ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس و ایران مرکزی-شرق ایران، زمین‌لرزه‌های به بزرگی  $M_s = 4$  به بالا از ۱۹۷۵ تاکنون کامل هستند. در این کار با استفاده از روش فراوانی-زمان برای زمین‌لرزه‌های با بازه بزرگی معین (شکل ۷)، میزان کامل بودن فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها از نظر زمانی مورد بررسی قرار گرفت که همانند تحقیقات میرزائی و همکاران (۱۹۹۷b) برای زمین‌لرزه‌هایی به بزرگی  $M_s = 4$  از ۱۹۷۵ داده‌های زمین‌لرزه‌ها کامل برآورد می‌شود.

در این تحقیق به منظور مقایسه و تعیین آستانه کامل بودن برای مقاطع زمانی متفاوت از روش‌های دیگری نیز، برای تعیین آستانه کامل بودن داده‌ها ( $M_c$ ) استفاده شده است. از طرفی، هرچه به جلو می‌آییم، آستانه کامل بودن داده‌ها پایین می‌آید؛ به طوری که در نمودار بزرگی-زمان برای زمین‌لرزه‌های گستره مورد بررسی، افزایش ناگهانی زمین‌لرزه‌ها در چند مقطع زمانی قابل مشاهده است

فراوانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی برای بازه‌های متفاوت بزرگی در جدول ۳ و همچنین، در شکل ۶ نشان داده شده است. به این نکته بایستی توجه کرد که داده‌هایی برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی مناسب هستند که علاوه بر یکنواخت بودن، هم کامل باشند و هم فرض پواسون بودن رویداد زمین‌لرزه‌ها در آنها رعایت شده باشد. با این توضیح، فهرست‌نامه موجود، در این مرحله هنوز برای برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی مناسب نیست؛ چرا که اصل آستانه کامل بودن داده‌ها در آن لحاظ نشده و همچنین، پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها که ناقض فرض پواسون بودن رخداد زمین‌لرزه‌ها است، از آن حذف نشده‌اند. بنابراین، بایستی در مراحل بعدی این موارد روی داده‌ها لحاظ شود تا فهرست‌نامه مناسب برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی گستره مورد بررسی به دست آید.

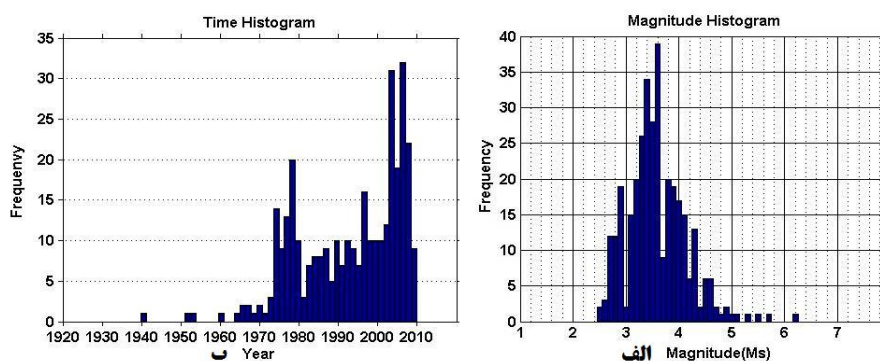
### ۳-۴ تعیین آستانه کامل بودن زمین‌لرزه‌ها

مسئله میزان کامل بودن فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها ( $M_c$ ) در تحقیقات لرزه‌خیزی در درجه نخست اهمیت قرار دارد؛ زیرا، تحلیل‌های آماری با به‌کارگیری مجموعه اطلاعات ناقص منجر به نتایج قابل قبول نخواهد شد. در تحقیقات لرزه‌خیزی استفاده از حداکثر تعداد رویدادها به منظور دستیابی به نتایج قابل قبول، اهمیت بسزایی دارد. دستیابی

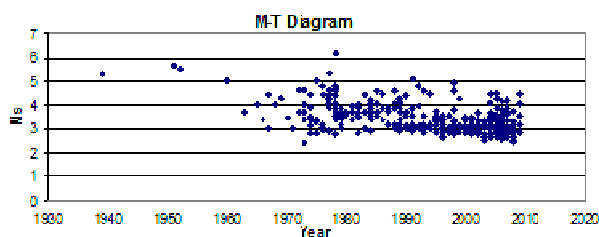
بزرگی زمین‌لرزه‌ها (که در آن فراوانی بزرگی‌ها به صورت تجمعی است) رسم می‌شود، و بزرگی ( $M$ ) مربوط به آن بخش از منحنی که بیشترین انحنا را دارد (بیشترین مشتق اول را دارد) در حکم آستانه کامل بودن ( $M_c$ )، در نظر گرفته می‌شود. این روش برای توزیع‌های تجمعی که انحنای نمودار آن به تدریج تغییر می‌کند، مقدار کمتری از حد معمول نشان می‌دهد، که علت آن وجود ناهمگنی‌های موقتی یا مکانی است. روش دوم، روش آزمون نیکویی برازش یا (GFT)(Goodness of Fit Test) است. این روش نسبت به روش بیشترین انحنا قابل اطمینان‌تر است و عیب روش بیشترین انحنا را ندارد؛ یعنی، مقدار کمتری از حد معمول را برای تعیین آستانه کامل بودن نشان نمی‌دهد. در این روش ابتدا برای فهرست‌نامه با استفاده از رابطه گوتنبرگ-ریشر مقدار پارامتر  $b$  (b-value)، و  $a$  (a-value)، برای  $M \geq M_i$  به دست می‌آید. در مرحله بعد، با همین مقدار  $a$  و  $b$ ، یک توزیع مصنوعی با آستانه کامل بودن دلخواه ( $M_i$ ) ایجاد می‌شود.

(شکل‌های ۵-ب و ۶). این افزایش ناگهانی، یکی در سال‌های آغازین دهه ۱۹۶۰ هم‌زمان با نصب شبکه استاندارد جهانی و دیگری در ۱۹۹۶ با روی کار آمدن شبکه‌های لرزه‌نگاری محلی در ایران است. از کاهش یافتن  $M_c$  با گذشت زمان، می‌توان نتیجه گرفت که با برآورد  $M_c$  برای مقاطع متفاوت زمانی (که با رشد داده مواجه می‌شویم)، می‌توان هرچه بیشتر از تعداد رخدادها در گستره مورد بررسی استفاده کرد و از تحقیق لرزه‌خیزی منطقه، نتیجه مطلوب‌تری گرفت. این کار با تقسیم فهرست‌نامه به چند دسته (بازه‌های زمانی متفاوت)، و محاسبه  $M_c$  جدا برای هر کدام صورت می‌گیرد.

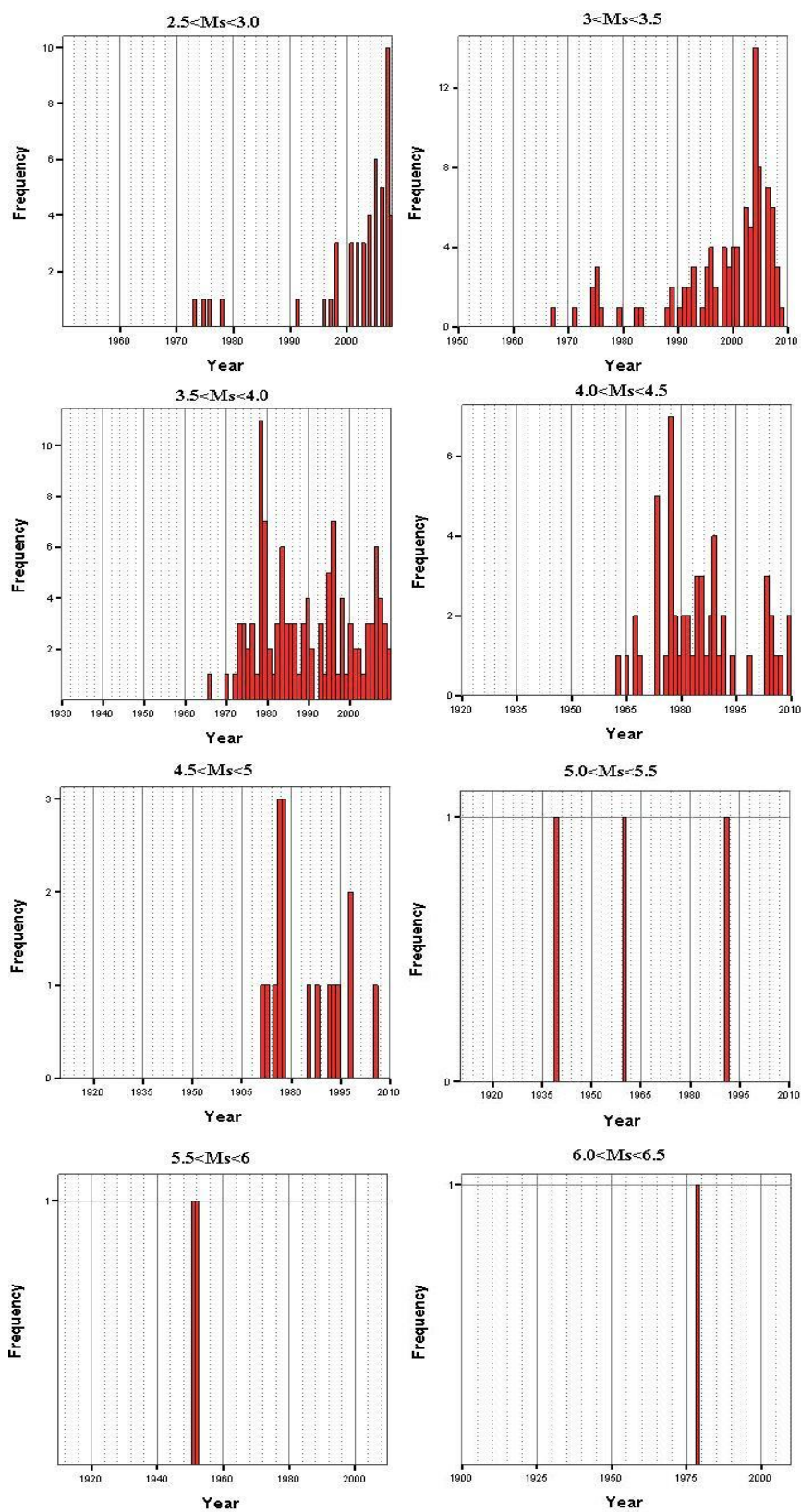
وایمر و وایس (۲۰۰۰)، دو روش برای به دست آوردن آستانه کامل بودن فهرست‌نامه عرضه کرده‌اند که در این تحقیق به منظور یافتن اطمینان بیشتر از نتایج، از آنها استفاده شده است. روش اول، روش بیشترین انحنا (Maximum Curvature)(MAXC) است، که روش سریع و قابل اطمینانی است. در این روش نمودار فراوانی-



شکل ۵. الف) نمودار فراوانی-بزرگی زمین‌لرزه‌های ناحیه اصفهان در دوره دستگاهی و ب) نمودار فراوانی-زمان زمین‌لرزه‌های رویداده در گستره مورد بررسی از ۱۹۰۰ تا انتهای ۲۰۰۹.



شکل ۶. نمودار بزرگی-زمان (M-T) زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره مورد بررسی.



شکل ۷. نمودار فراوانی-زمان برای بازه‌های بزرگی معین در گستره مورد بررسی.

$M_c$  معادل ۳/۹ برآورد می‌شود (شکل ۸-الف) و همین‌طور برای بازه‌های ۱۹۷۸ تا انتهای ۱۹۹۵ و نیز ۱۹۹۶ تا انتهای ۲۰۰۹ به ترتیب برای آستانه کامل بودن داده‌ها عدد ۳/۸ و ۳/۲ برآورد می‌شود (شکل‌های ۸-ب و ۸-ج).

### ۳-۵ عدم قطعیت‌ها

تعداد کم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، توزیع ضعیف ایستگاه‌ها و نامناسب بودن مدل‌های سرعت برای ایران، باعث وجود عدم قطعیت بالایی در پارامترهای متفاوت زمین‌لرزه‌ها شده است. بزرگی زمین‌لرزه درحکم عنصر اصلی در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی، اهمیت زیادی دارد. بنابراین، لازم است که عدم قطعیت موجود در آن، مدنظر قرار گیرد. فرمول‌هایی که برای تعیین بزرگی زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند، به‌طور تجربی با ساده‌کردن فرایندهای پیچیده‌ای که در چشمه‌های زمین‌لرزه روی می‌دهند، به‌دست آمده است. اکثر صاحب‌نظران (بس، ۱۹۷۹؛ کازاهارا، ۱۹۸۵) پذیرفته‌اند که در بهترین حالت برای زمین‌لرزه‌های دستگاهی حداقل ۰/۲ واحد بزرگی، عدم قطعیت وجود دارد (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۷a). بزرگی زمین‌لرزه‌های تاریخی براساس اطلاعات مه‌لرزه‌ای به‌دست می‌آید. در کار آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) که در این تحقیق از آن بهره گرفته شده، بزرگی‌های داده شده براساس اینکه برای هر زمین‌لرزه، کدام‌یک از پارامترهای مه‌لرزه‌ای (شدت، شعاع احساس) و با چه درجه اطمینانی وجود داشته، بزرگی‌ها از کیفیت  $a$  تا  $d$  درجه‌بندی شده است. تحقیقات میرزائی و همکاران (۱۹۹۷a) نشان می‌دهد که عدم قطعیت برای زمین‌لرزه‌های تاریخی که براساس نوع و کیفیت اطلاعات مه‌لرزه‌ای برای هر زمین‌لرزه تعیین شده است در خوشبینانه‌ترین حالت، از ۰/۴ واحد بزرگی (در مطلوب‌ترین شرایط) تا ۰/۸ واحد بزرگی متغیر است.

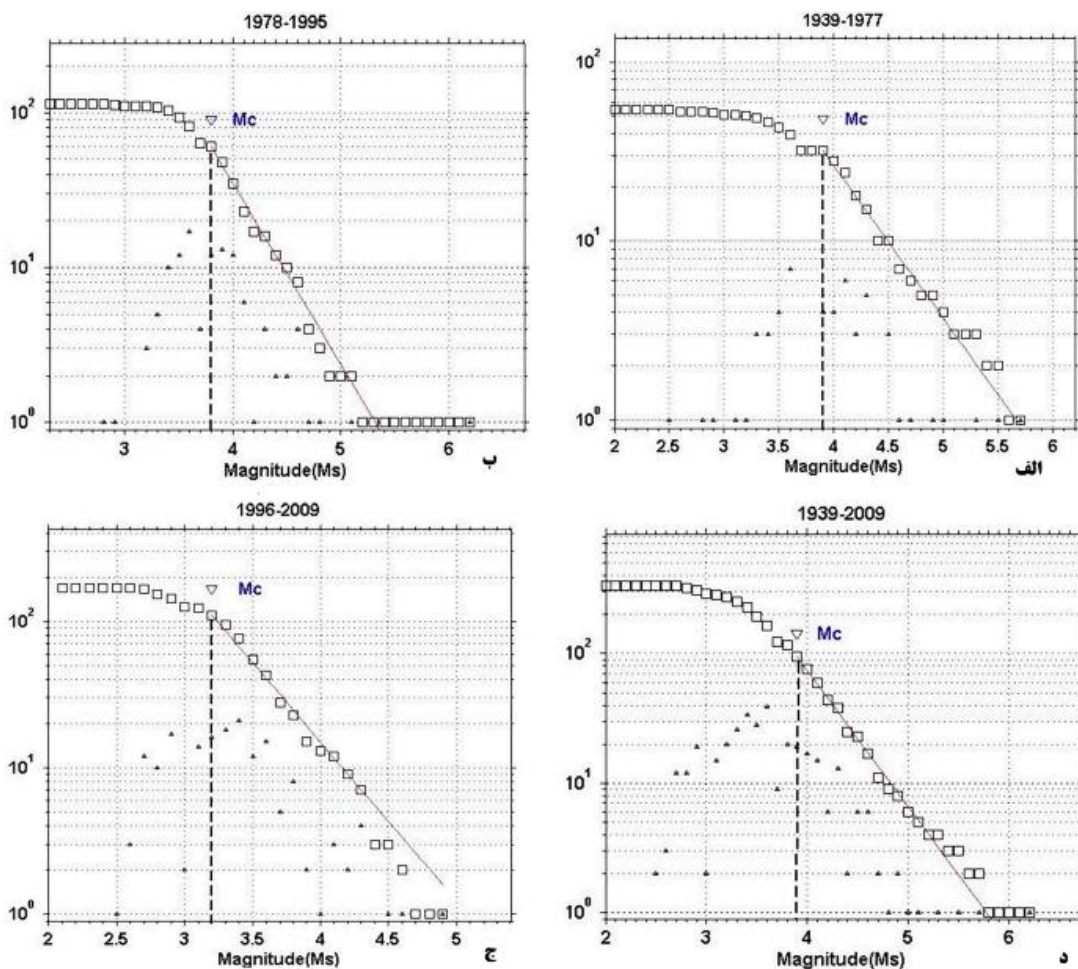
آن‌گاه بین توزیع مشاهده شده از زمین‌لرزه‌ها (داده‌های واقعی) و توزیع ایجاد شده مقایسه صورت می‌گیرد. این مقایسه با قدرمطلق تفاوت تعداد رویدادها در بازه‌های بزرگی، بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های مصنوعی صورت می‌پذیرد. مقدار  $M_i$  افزایش داده می‌شود تا بیشترین تطابق بین داده‌های مصنوعی و داده‌های مشاهده شده، صورت گیرد. میزان تطابق بین این دو توزیع به‌صورت تابعی به نام  $R$  از  $a$  و  $b$  و  $M_i$  (که در حال افزایش است)، تعریف و به‌صورت درصد بیان می‌شود (وُسنر و وایمر، ۲۰۰۵).

$$R(a, b, M_i) = 100 - \left( \frac{\sum_{M_i}^{M_{\max}} |B_i - S_i|}{\sum_i B_i} \right) \quad (۴)$$

که در آن،  $B_i$ ، عدد فراوانی تجمعی مشاهده شده و  $S_i$ ، عدد فراوانی تجمعی بزرگی تولید شده برای هر بازه بزرگی است.

تعیین  $M_c$  در این روش در دو سطح ۹۰٪ و ۹۵٪ بیان می‌شود. تطابق ۹۵٪ به ندرت اتفاق می‌افتد، لذا، اکثراً تطابق ۹۰٪ را به‌جای آن در نظر می‌گیرند. عیب این روش آن است که به‌علت کمبود داده ممکن است اصلاً تطابق در این سطح صورت نگیرد. این عیب در روش اول (MAXC) وجود ندارد.

در این تحقیق برای به‌دست آوردن  $M_c$  برای بازه‌های متفاوت زمانی، از بهترین تلفیق این دو روش استفاده شده است. بدین‌صورت که تا جایی که داده‌ها اجازه استفاده از روش آزمون نیکویی برازش (GFT) را می‌دهد، از آن استفاده می‌شود و اگر این امکان وجود نداشت (بازه زمانی ۱۹۳۹ تا ۱۹۷۷ و ۱۹۷۸ تا ۱۹۹۶)، از روش بیشترین انحنای به‌دست آوردن آستانه کامل بودن فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های گستره مورد بررسی استفاده می‌شود. نتیجه آنکه در گستره مورد بررسی برای زمین‌لرزه‌های رویداده در بازه ۱۹۳۹ تا انتهای ۱۹۷۷



شکل ۸. آستانه کامل بودن بزرگی‌ها برای دسته‌های گوناگون (بازه زمانی متفاوت) فهرست‌نامه. مربع‌ها بیانگر توزیع تجمعی بزرگی زمین‌لرزه‌ها است. مثلث‌ها بیانگر توزیع غیرتجمعی زمین‌لرزه‌ها است.

دسته که مستقیماً از لرزه‌نگاشت‌ها به دست آمده‌اند، براساس تعداد ایستگاه‌های ثبت‌کننده زمین‌لرزه‌ها، مقایسه مقادیر بزرگی تعیین شده برای هر زمین‌لرزه از سوی مراکز گوناگون، و تاریخ رویداد زمین‌لرزه (با گذشت زمان کمیت و کیفیت ایستگاه‌ها افزایش یافته است)، از ۰/۲ تا ۰/۵ واحد بزرگی متغیر است (میرزائی و همکاران، ۱۹۹۷a). با توجه به تحقیق میرزائی و همکاران (۱۹۹۷a) در این کار این گروه از داده‌های فهرست‌نامه به دو بخش تقسیم شد، گروه اول به علت اینکه دارای تاریخ رویداد (۱۹۷۸ به بعد) و ثبت ایستگاهی مناسبی‌اند، برای آنها حداقل میزان عدم قطعیت پذیرفته شده، یعنی ۰/۲ واحد

در فهرست‌نامه تهیه شده از زمین‌لرزه‌های گسترده مورد بررسی با سه گروه بزرگی براساس امواج سطحی ( $M_s$ ) مواجه هستیم: ۱- بزرگی‌هایی که براساس اطلاعات مه‌لرزه‌ای به دست آمده‌اند که داده‌های تاریخی را شامل می‌شوند (قبل از ۱۹۰۰ میلادی)، ۲- بزرگی‌های  $M_s$  که مستقیماً از خوانش لرزه‌نگاشت‌ها تهیه شده‌اند، ۳- بزرگی که از تبدیل  $M_b$  به  $M_s$  با استفاده از روابط تجربی به دست آمده‌اند. برای دسته اول، یعنی زمین‌لرزه‌های تاریخی، برای زمین‌لرزه‌های با کیفیت a، b و c به ترتیب، ۰/۴، ۰/۵ و ۰/۶ واحد بزرگی، خطا یا عدم قطعیت در نظر گرفته شده است. برای گروه دوم از بزرگی‌ها یعنی آن



ثابت است و زمین‌لرزه‌ها رویدادهای مستقل از یکدیگر هستند، یعنی رویداد یک زمین‌لرزه به دیگری وابسته نیست. در این صورت، همه پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی بایستی حذف شود. با توجه به موارد گفته شده، داده‌های موجود در فهرست‌نامه به دو بخش عمده تاریخی که یکی ناکامل است و دیگری بخش کامل که داده‌های دستگاهی را شامل می‌شود، تقسیم شد. داده‌های دستگاهی یا همان بخش کامل فهرست‌نامه، خود در ۶ گروه از قرار زیر دسته‌بندی شد:

دسته اول که شامل ۴ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۳۹ تا انتهای ۱۹۶۰ است. برای این دسته از داده‌ها با استفاده از روش بزرگی-زمان آستانه کامل بودن آنها (شکل ۶)  $M_s = 5$  در نظر گرفته می‌شود. دسته دوم شامل ۲۴ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۶۳ تا انتهای ۱۹۷۷ است که دارای آستانه کامل بودن  $M_s = 3/9$  (شکل ۸-الف) است. دسته سوم شامل ۱۶ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۷۸ تا انتهای ۱۹۹۵ است که دارای آستانه کامل بودن  $M_s = 3/8$  (شکل ۸-ب) است. دسته چهارم شامل ۳۷ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۷۸ تا انتهای ۱۹۹۵ است که دارای آستانه کامل بودن  $M_s = 3/8$  است. دسته پنجم شامل ۵۷ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۹۶ تا انتهای ۲۰۰۹ و آستانه کامل بودن  $M_s = 3/2$  (شکل ۸-ج) واحد بزرگی است و دسته ششم شامل ۳۲ زمین‌لرزه از ابتدای ۱۹۹۶ تا انتهای ۲۰۰۹ و آستانه کامل بودن  $M_s = 3/2$  است (جدول ۴).

همان‌طور که مشاهده می‌شود داده‌های موجود از ۳۳۶ زمین‌لرزه دستگاهی، بعد از حذف پس‌لرزه‌ها و تعیین آستانه کامل بودن داده‌ها، به ۱۷۰ زمین‌لرزه تقلیل می‌یابد. حذف پس‌لرزه‌ها با انتخاب پنجره زمانی ۷ روزه و پنجره مکانی ۰/۵ درجه طول و عرض جغرافیایی (تا شعاع تقریباً ۶۰ کیلومتری) صورت گرفته است.

بزرگی، لحاظ می‌شود. برای داده‌های قبل از آن (۱۹۷۷-۱۹۶۳) ۰/۳ واحد بزرگی در نظر گرفته می‌شود. برای زمین‌لرزه‌های قبل از آن که البته همگی مربوط به دوره نخست دستگاهی می‌شوند و بزرگی بالای  $M_s = 5$  دارند، ۰/۳ واحد بزرگی، در نظر گرفته می‌شود. برای دسته سوم یعنی بزرگی‌هایی که از تبدیل  $m_b$  به  $M_s$  به‌دست آمده‌اند، این نکته را باید در نظر گرفت که میزان عدم قطعیت‌های موجود در رابطه تجربی برای تبدیل  $m_b$  به  $M_s$ ، باعث ایجاد خطای اضافی در مقادیر  $M_s$  به‌دست آمده از تبدیل  $m_b$  می‌شود. موقعیت خط برازش داده شده با داده‌های مورد استفاده در تعیین رابطه تبدیل، نقش کلیدی در مقدار خطای آن ایفا می‌کند. این خطا تحت نام خطای استاندارد در رابطه رگرسیون شناخته می‌شود. این میزان خطا علاوه بر میزان خطای پایه برای بزرگی هر زمین‌لرزه است، لذا عدم قطعیت نهایی برای این گروه از داده‌ها از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_0^2 + \sigma_1^2} \quad (5)$$

که در آن،  $\sigma_0$  خطای پایه برای بزرگی هر زمین‌لرزه دستگاهی است و از ۰/۲ تا ۰/۵ واحد بزرگی متغیر است.  $\sigma_1$  میزان خطای استاندارد است و ناشی از تبدیل  $m_b$  به  $M_s$  است که در این کار به‌طور میانگین میزان آن ۰/۳۴ واحد بزرگی در نظر گرفته می‌شود. با قرار دادن این دو عدد در رابطه ۴، برای این گروه از داده‌های فهرست‌نامه میزان ۰/۴ واحد بزرگی به‌دست می‌آید، و در محاسبات مربوط به پارامترهای لرزه‌خیزی گستره مورد بررسی لحاظ می‌شود. در جدول ۴ عدم قطعیت و دیگر ویژگی‌های دسته داده‌های تهیه شده آورده شده است.

### ۳-۶ برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

در محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی فرض بر این است که فرایند رخداد زمین‌لرزه‌ها پواسونی است (کرنل، ۱۹۶۸). با این فرض، می‌پذیریم که نرخ رویداد زمین‌لرزه‌ها در سال

جدول ۴. مشخصات دسته‌های تهیه شده از بخش کامل فهرست‌نامه.

دسته داده‌ها	سال شروع	سال پایان	آستانه کامل بودن ( $M_c$ )	عدم قطعیت بزرگی‌ها	فراوانی زمین‌لرزه‌ها (No.)
۱	۱۹۳۹	۱۹۶۰	۵/۰	۰/۳	۴
۲	۱۹۶۳	۱۹۷۷	۳/۹	۰/۴	۲۴
۳	۱۹۷۸	۱۹۹۵	۳/۸	۰/۲	۱۶
۴	۱۹۷۸	۱۹۹۵	۳/۸	۰/۴	۳۷
۵	۱۹۹۶	۲۰۰۹	۳/۲	۰/۴	۵۷
۶	۱۹۹۶	۲۰۰۹	۳/۲	۰/۲	۳۲

رویداد واقعی زمین‌لرزه‌ها از رابطه زیر استفاده شده است:

$$\tilde{\lambda}(m) = \begin{cases} \lambda(m) \{ \exp(\beta\delta) - \exp[-\beta(M_{\max} - m)] \} / 2\beta\delta & M_{\max} - \delta \leq m \leq M_{\max} \\ \lambda(m) \frac{e^{\gamma^2}}{2} \left[ 1 + \operatorname{erf} \left[ (M_{\max} - m) / \sqrt{2}\sigma \right] + \gamma \right] & m \geq M_{\min} \end{cases} \quad (7)$$

که در آن،  $\lambda(m)$  نرخ رویداد واقعی و  $\tilde{\lambda}(m)$  نرخ ظاهری رویداد زمین‌لرزه‌ها است. عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه‌ها با  $\delta$  نشان داده شده است که به صورت یک توزیع نرمال با انحراف معیار  $\sigma$  در نظر گرفته می‌شود.  $\gamma = \beta\sigma / \sqrt{2}$  است.  $\operatorname{erf}(x)$  تابع خطا است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-u^2} du \quad (8)$$

کیجکو و گراهام (۱۹۹۸)، برای برآورد بزرگ‌ترین زمین‌لرزه قابل وقوع در گستره مورد بررسی رابطه زیر را پیشنهاد کردند:

$$M_{\max} = M_{\max}^{obs} + \frac{E_1(TZ_2) - E_2(TZ_1)}{\beta \exp(-TZ_2)} + M_{\min} \exp(-\lambda T) \quad (9)$$

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در مواردی که داده‌های مربوط به زمین‌لرزه‌ها کامل نیست و در طول زمان میزان کامل بودن آنها متفاوت است، از دهه ۱۹۸۰ مورد توجه قرار گرفت و راه‌حلی برای ارتقای کیفیت برآوردهای حاصل عرضه شد. کیجکو و سلفول (۱۹۹۲)، پیشرفته‌ترین روش را عرضه کردند که امکان می‌دهد تا عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه‌ها توأم با بزرگی آستانه و بیشینه بزرگی برای اطلاعات کامل طی دوره‌های زمانی متفاوت را برای ارزیابی پارامترهای لرزه‌خیزی در محاسبات دخالت داده شود.

ساده‌ترین رابطه برای ارزیابی نرخ سالانه فعالیت لرزه‌ای،  $\lambda$  به صورت زیر است:

$$\lambda = \frac{n}{T} \quad (6)$$

که در آن،  $n$  تعداد کل زمین‌لرزه‌های با بزرگی مساوی یا بیشتر از بزرگی  $M_{\min}$  و  $T$ ، دوره زمانی فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های مورد استفاده است. این مدل ساده هنگامی که فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها کامل و عدم قطعیت بزرگی زمین‌لرزه‌ها کوچک باشد، مورد استفاده است. در غیر این صورت، لازم است که روش‌های پیشرفته‌تر به کار برده شود. برای ارزیابی  $\lambda$  نیز مدلی از سوی کیجکو و سلفول (۱۹۹۲)، عرضه شده که در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش برای برآورد نرخ

برای  $0.105 \pm 0.095$  و نرخ رویداد زمین‌لرزه،  $(\lambda)$ ، برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 3$ ، معادل  $0.413 \pm 0.976$  و بیشینه بزرگی زمین‌لرزه قابل‌وقوع،  $M_{max}$ ،  $0.67 \pm 0.74$  برآورد شده است. برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران در گستره مورد بررسی (ناحیه ۱)، مقدار  $b$  (b-value)، معادل  $0.12 \pm 0.81$  و نرخ رویداد زمین‌لرزه  $\lambda$ ، برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 3$ ، معادل  $0.129 \pm 0.48$  برآورد شده است. بیشینه بزرگی زمین‌لرزه قابل‌وقوع  $M_{max}$ ،  $1.74 \pm 0.78$  برآورد شده است (جدول ۵).

#### ۴ بررسی میزان تاثیر دسته‌بندی کردن داده‌ها روی پارامترهای لرزه‌خیزی

برای بررسی میزان تاثیر تعیین آستانه‌های کامل بودن و عدم قطعیت‌های متفاوت برای دسته‌های متفاوت داده‌ها در

که در آن،  $z_1 = -\lambda A_1 / (A_2 - A_1)$  و  $z_2 = -\lambda A_2 / (A_2 - A_1)$  و  $A_1 = \exp(-\beta M_{min}^{obs})$  و  $A_2 = \exp(-\beta M_{max}^{obs})$  است و  $M_{max}^{obs}$ ، بزرگ‌ترین زمین‌لرزه مشاهده شده در فهرست‌نامه است. در این تحقیق از این رابطه برای برآورد  $M_{max}$  استفاده شده است.

نرم‌افزاری که برای محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی در این تحقیق به کار برده شده، Sharp100 نام دارد که کیجکو (۲۰۰۰) آن را تهیه کرده است و این امکان را فراهم می‌آورد تا کلیه موارد گفته شده یعنی آستانه کامل بودن، عدم قطعیت بزرگی‌ها، احیانا وجود وقفه در داده‌ها و تقسیم فهرست‌نامه به بخش‌های کوچک‌تر با آستانه کامل بودن و عدم قطعیت متفاوت، در محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی مد نظر قرار گیرد.

درنهایت برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس در گستره مورد بررسی (ناحیه ۲)، مقدار  $b$  (b-value)، معادل

جدول ۵. پارامترهای لرزه‌خیزی به‌دست آمده در گستره مورد بررسی.

پارامترهای لرزه‌خیزی	$\beta$	$b$	$\lambda$	$M_{min}$	$M_{max}$
زاگرس (ناحیه شماره ۲)	$2.19 \pm 0.1$	$0.95 \pm 0.05$	$4.976 \pm 0.413$	۳	$0.67 \pm 0.74$
ایران مرکزی-شرق ایران (ناحیه شماره ۱)	$1.87 \pm 0.28$	$0.81 \pm 0.12$	$0.480 \pm 0.129$	۳	$0.74 \pm 0.81$
کل گستره	$2.17 \pm 0.1$	$0.94 \pm 0.04$	$5.272 \pm 0.422$	۳	$0.63 \pm 0.71$

جدول ۶. میزان تاثیر دسته‌بندی کردن داده‌ها (با لحاظ کردن عدم قطعیت و آستانه کامل بودن خاص آن دسته) روی پارامترهای لرزه‌خیزی، در گستره مورد بررسی.

پارامترهای لرزه‌خیزی	$\lambda$	* $\beta$ (Beta)	$b$	$M_{min}$	$M_{max}$	$M_{max}^{obs}$
ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (ناحیه ۲) (با دسته‌بندی کردن داده‌ها)	$3.253 \pm 0.249$	$2.20 \pm 0.11$	$0.95 \pm 0.05$	3.2	$7.4 \pm 0.69$	$6.8 \pm 0.5$
ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس (بدون دسته‌بندی کردن داده‌ها)	$5.424 \pm 0.774$	$2.65 \pm 0.18$	$1.15 \pm 0.08$	3.2	$7.5 \pm 2.24$	$6.8 \pm 0.5$
کل گستره مورد بررسی (با دسته‌بندی داده‌ها)	$3.413 \pm 0.255$	$2.17 \pm 0.1$	$0.94 \pm 0.04$	3.2	$7.17 \pm 0.63$	$6.8 \pm 0.5$
کل گستره مورد بررسی (بدون دسته‌بندی داده‌ها)	$5.229 \pm 0.697$	$2.41 \pm 0.14$	$1.04 \pm 0.06$	3.2	$7.35 \pm 0.77$	$6.8 \pm 0.5$

\*  $\beta = \ln 10$

می‌رسد. همچنین، با دسته‌بندی نکردن داده‌ها، به‌علت در نظر گرفتن آستانه کامل بودن  $M_s = 3/9$ ، برای فهرست‌نامه، تعداد قابل ملاحظه‌ای از داده‌ها به‌سبب تغییر مقدار  $M_c$ ، از محاسبات خارج می‌شوند؛ به‌طوری‌که فهرست‌نامه به ۹۱ زمین‌لرزه دستگاهی کاهش می‌یابد (جدول ۶). در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران در گستره مورد بررسی به‌دلیل کمبود داده (با اعمال آستانه کامل بودن  $M_s = 3/9$ ) این مقایسه قابل اجرا نبوده است.

## ۵ بحث و نتیجه‌گیری

بیشتر زمین‌لرزه‌های این منطقه دارای مولفه غالب معکوس هستند. برای گستره مورد بررسی، در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس مقدار  $b$  (b-value)، معادل  $0/05 \pm 0/95$  و نرخ رویداد زمین‌لرزه،  $(\lambda)$ ، برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 3$ ، معادل  $0/413 \pm 4/976$  و بیشینه بزرگی زمین‌لرزه قابل‌وقوع،  $M_{max}$ ،  $0/67 \pm 7/4$  برآورد شده است. در گستره مورد بررسی، برای ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی-شرق ایران مقدار  $b$  (b-value)، معادل  $0/12 \pm 0/81$  و نرخ رویداد زمین‌لرزه،  $(\lambda)$ ، برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی  $M_s \geq 3$ ، معادل  $0/129 \pm 0/48$  و بیشینه بزرگی زمین‌لرزه قابل‌وقوع،  $M_{max}$ ،  $1/74 \pm 7/8$  برآورد شده است. بررسی و محاسبه عدم قطعیت‌ها و آستانه کامل بودن بزرگی‌ها برای بازه زمانی متفاوت و دخیل کردن آنها در محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی، تاثیر محسوسی روی مقدار  $b$  و  $(\beta)$  نرخ رویداد زمین‌لرزه‌ها دارد؛ درحالی‌که اثرات آن روی پارامتر  $M_{max}$ ، ناچیز است. از طرفی این مقایسه نشان می‌دهد که دسته‌بندی نکردن داده‌های کامل فهرست‌نامه باعث افزایش چشم‌گیر عدم قطعیت، در محاسبه پارامترهای  $M_{max}$ ،  $\lambda$ ،  $b$  و  $\beta$  می‌شود. در این میان عدم قطعیت  $b$  افزایش کمتری می‌یابد و بیشترین عدم قطعیت در مقدار  $M_{max}$  برآورد شده ظاهر می‌شود، به‌طوری‌که میزان عدم قطعیت بیشینه بزرگی به  $2/24 \pm$  واحد بزرگی

پارامترهای لرزه‌خیزی، فهرست‌نامه تهیه شده تنها به دو بخش تقسیم شد؛ بخش تاریخی و بخش کامل که حاوی زمین‌لرزه‌های دستگاهی است. تغییری در بخش تاریخی ایجاد نشد ولی بخش کامل فهرست‌نامه به‌صورت یک دسته داده در محاسبات وارد شد، تا فقط اثر تقسیم نشدن به‌دسته‌های کامل کوچک‌تر روی پارامترهای لرزه‌خیزی بررسی شود. اما، بقیه مراحل و پیش‌فرض‌ها لحاظ شد. یعنی، حذف پس‌لرزه‌ها به‌دلیل رعایت فرض مستقل بودن رویداد زمین‌لرزه‌ها، صورت گرفت. برای اینکه عدم قطعیتی که برای بخش کامل فهرست‌نامه در نظر گرفته شده عدد قابل‌قبولی باشد، میانگینی از عدم قطعیت‌هایی که در مرحله قبل تعیین شده بود برای آن در نظر گرفته شد. به‌طوری‌که سعی شده همه شرایط ثابت فرض شود تا فقط اثر تقسیم نکردن بخش کامل فهرست‌نامه به بخش‌های کوچک‌تر که دارای عدم قطعیت و حد آستانه کامل بودن خاص خود هستند دیده شود. با این توضیحات، برای این بخش از فهرست‌نامه به‌صورت یک‌جا، آستانه کامل بودن  $3/9$  (شکل ۸-د) و عدم قطعیت میانگین دسته‌ها یعنی  $0/3$ ، در نظر گرفته شد. نتیجه محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی در این حالت در جدول ۶، آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود این کار فقط روی پارامتر  $M_{max}$ ، (با توجه به ماهیت کمیت آن که بزرگی است و چند صدم تغییر در آن عملاً هیچ است) تاثیر چندانی ندارد، ولی روی مقدار  $b$ ،  $\beta$  و نرخ رویداد زمین‌لرزه تاثیر محسوسی دارد. از طرفی این مقایسه نشان می‌دهد که دسته‌بندی نکردن داده‌های کامل فهرست‌نامه باعث افزایش چشم‌گیر عدم قطعیت، در محاسبه پارامترهای  $M_{max}$ ،  $\lambda$ ،  $b$  و  $\beta$  می‌شود. در این میان عدم قطعیت  $b$  افزایش کمتری می‌یابد و بیشترین عدم قطعیت در مقدار  $M_{max}$  برآورد شده ظاهر می‌شود، به‌طوری‌که میزان عدم قطعیت بیشینه بزرگی به  $2/24 \pm$  واحد بزرگی

- analysis, Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Lett., **21**, 2191-2194.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S. and Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin skinned deformation, Geosphere, **2**, 35-52.
- Hanks, T. and Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale, J. Geophys. Re., **84**, 2348-2350.
- Kasahara, K., 1985, Earthquake mechanics, Cambridge University Press, Cambridge, 248pp.
- Kijko, A. and Sellevoll, M. A., 1989, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files, Part I: Utilization of extreme and complete catalogues with different threshold magnitudes, Bull. Seism. Soc. Am., **79**, 645-654.
- Kijko, A. and Sellevoll, M. A., 1992, Estimation of earthquake hazard parameters from incomplete data files. Part II: Incorporation of magnitude heterogeneity, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 120-134.
- Kijko, A. and Graham, G., 1998, "Parametric-historic" procedure for probabilistic seismic hazard analysis, Part I: Assessment of maximum regional magnitude  $M_{max}$ , Pure and Applied Geophysics, **152**, 413-442.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1997a, Evaluation of uncertainty of earthquake parameters for seismic zoning of Iran, Earthquake Research in China, **11**, 197-212.
- Mirzaei, N., Gao, M., Chen, Y. T. and Wang, J., 1997b, A uniform catalog of earthquakes for seismic hazard assessment in Iran, Acta Seism. Sinica, **10**, 713-726.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, Journal of Earthquake Prediction Research, **7**, 465-495.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. and Chéry J., 2003, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, Journal of Geodesy, **77**, 411-422.
- قطعیت  $b$  افزایش کمتری می‌یابد و بیشترین عدم قطعیت در مقدار  $M_{max}$  برآورد شده ظاهر می‌شود به طوری که میزان عدم قطعیت بیشینه بزرگی به  $2/24 \pm$  واحد بزرگی می‌رسد. از آنجا که در تحقیقات لرزه‌خیزی وجود هرچه بیشتر داده‌ها در کیفیت بررسی تاثیر مستقیم دارد؛ لذا استفاده از این روش منجر به استفاده حداکثری از داده‌ها و در نتیجه گرفتن نتایج قابل اطمینان‌تری خواهد شد. چرا که عدم قطعیت پارامترهای لرزه‌خیزی با به کارگیری این روش کاهش یافته است.
- ### منابع
- آقاباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حیدری، ر.، و میرزائی، ن.، ۱۳۸۸، الگوی لرزه‌زمین‌ساختی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی، مجله فیزیک زمین و فضا، (۳)، ۳۳، ۸۳-۹۶.
- شادمنان، ن.، ۱۳۸۹، بررسی ساختار سه‌بعدی سرعت موج برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در پهنه ایران با استفاده از روش وارون‌سازی افزایی شکل موج لرزه‌ای، رساله دکتری، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- میرزائی، ن.، ۱۳۸۱، پارامترهای مبنایی زمین‌لرزه‌های ایران، انتشارات دانش‌نگار.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A History of Persian earthquakes, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Bath, M., 1979, Introduction to seismology (2nd Edition), Birkhauser Verlag, Basel, 428 pp.
- Berberian, M., 1981, Active faulting and tectonics of Iran, in Gupta, H. K. and Delany, F. M. (eds), Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamica evolution, AM. Geophys. Union and Geol. Soc. Am., Geodyn. Ser., **3**, 33-69.
- Berberian, M., 1994, Natural hazards and the first earthquake catalogue of Iran, 1, Historical hazards in Iran prior to 1900, IIEES, Tehran.
- Cornell, C. A., 1968, Engineering seismic risk

- magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 859-869.
- Woessner, J., and Wiemer, S., 2005, Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **95**, 684-698.
- Wyss, M. and Habermann, R. E., 1982, Conversion of mb to Ms for estimating the recurrence time of large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **72**, 1651-1662.
- Ye, H., Chen, G. and Zhou, Q., 1995, Study on the intraplate potential seismic sources. In: *Proc. Fifth International Conf. Seismic Zonation, Nice, France*, **2**, 1424-1430.
- Singh, S. K., Rodriguez, M. and Esteva, L., 1983, Statistics of small earthquake and frequency of occurrence of large earthquakes along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **73**, 1779-1796.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Vernant, P. and Chery, J., 2006, Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros: Iran, *Geophys. J. Int.*, **165**, 991-1002.
- Wiemer, S. and Wyss, M., 2000, Minimum