

بررسی رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ در فلات ایران

فرناز کامران‌زاد^۱، لاله سادات موسوی^۲، مسعود مجرب^۳ و حسین معماریان^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ کارشناسی، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکترا، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ استاد، دانشکده فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۱۷

چکیده

در پژوهش حاضر رفتار کاهندگی توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ رخ داده در فلات ایران براساس رابطه تجربی (Omori (1894) مورد مطالعه قرار گرفته است. با توجه به پوشش دستگاهی مناسب از سال ۱۹۹۰ به بعد، زمین‌لرزه‌های مهم رخ داده در فلات ایران در این فاصله بررسی شدند. پس از تعیین پس‌لرزه‌های هر زمین‌لرزه براساس پنجره زمانی- مکانی (Gardner & Knopoff (1974)، نمودار کاهندگی پس‌لرزه‌های ۱۴ توالی از زمین‌لرزه‌ها که دارای رکورد کافی بوده و در سراسر فلات ایران گسترده شده‌اند، تحلیل شد. بنابراین نمودار و پارامترهای رابطه آموری شامل c و k برای هر توالی لرزه‌ای محاسبه و تحلیل شد. نتایج نشان داد که برای زمین‌لرزه‌های ایران مقدار پارامتر p در محدوده $۰/۳۹-۲/۷$ ، پارامتر c در محدوده $۰/۰۱-۵$ و پارامتر k در محدوده $۱۰-۱۴۲۷/۴$ است که این تغییرپذیری زیاد معرف تنوع الگوی رخداد پس‌لرزه‌ها در فلات ایران و البته ناقص و ناهمگن بودن کاتالوگ زمین‌لرزه‌های ایران است. بنابراین با داده‌های موجود، تفکیک یا پهنه‌بندی نواحی از نظر رفتار کاهندگی زمانی فعالیت پس‌لرزه‌ها در منطقه گسترده‌ای چون فلات ایران به‌طور دقیق امکان‌پذیر نیست؛ با این حال از برآورد نرخ کاهندگی پس‌لرزه‌ها به‌طور جداگانه برای هر منطقه فعال لرزه‌ای می‌توان برای مطالعات تحلیل خطر زمین‌لرزه استفاده کرد. به‌طور کلی می‌توان گفت که مقدار پارامتر p و بنابراین سرعت کاهندگی پس‌لرزه‌ها برای نواحی البرز و زاگرس بیشتر از نواحی مرکزی و خاوری ایران است. هرچه نرخ کاهندگی بیشتر باشد، نرخ تخلیه انرژی و سرعت رسیدن به میزان لرزه‌خیزی زمینه بیشتر است که نتیجه حاصل با نرخ تخلیه انرژی پهنه‌های لرزه‌زمین‌ساختی ایران همخوانی دارد. افزون بر ۷ توالی از زمین‌لرزه‌ها دارای رخداد پس‌لرزه‌های ثانویه بوده و بنابراین دو مقدار برای پارامترهای رابطه آموری اختیار کردند. نتایج نشان داد که هرچه بزرگای زمین‌لرزه بیشتر باشد، احتمال رویداد زمین‌لرزه بزرگ بعدی و رخداد پس‌لرزه‌های ثانویه در توالی وجود دارد. افزون بر این، برای ۷ زمین‌لرزه موجود دارای توالی ثانویه، روندی در تغییرات P_2 قابل مشاهده است؛ به‌گونه‌ای که برای ۳ مورد از این ۷ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۷ که در مرز فعال ورقه ایران نیز هستند، مقدار P_2 بیشتر از $۲/۵$ و برای ۴ زمین‌لرزه درون ورقه‌ای دیگر با بزرگای کمتر از ۷، مقدار P_2 کمتر از ۲ است و این مساله ممکن است به دلیل بزرگای زمین‌لرزه یا محیط زمین‌ساختی و فاصله کانون زمین‌لرزه تا گره‌های گسل اصلی است. نتایج این بررسی همچنین نشان داد که مقدار پارامترهای c و k به شدت تحت تأثیر تعداد رکورد در کاتالوگ است و هرچه داده‌ها کامل‌تر باشند، مقدار پارامترهای یادشده و بنابراین تحلیل لرزه‌خیزی و فیزیک ناحیه گسلش دقیق‌تر خواهد بود.

کلیدواژه‌ها: پس‌لرزه، توالی لرزه‌ای، کاهندگی، قانون آموری، فلات ایران.

***نویسنده مسئول:** فرناز کامران‌زاد

E- mail: f_kamranzad@ut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

اشاره کرد (Ogata & Shimazaki, 1984). از طرفی در بسیاری موارد خسارات ناشی از پس‌لرزه‌ها به سازه‌ها قابل توجه است. زیرا پس‌لرزه‌ها قابل‌پیش‌بینی نبوده و می‌توانند سبب فروریختن ساختمان‌هایی شوند که در جریان زمین‌لرزه اصلی هنوز فرونریخته‌اند. از این رو امروزه اهمیت مطالعه پس‌لرزه‌ها بر زلزله‌شناسان و مهندسان زمین‌لرزه پوشیده نیست.

تاکنون مطالعات بسیاری درمورد الگوی توزیع زمانی و مکانی پس‌لرزه‌ها و بررسی تفصیلی رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌ها با استفاده از «قانون آموری» (Omori Law) در نقاط مختلف دنیا انجام شده است که از جمله مهم‌ترین تحقیقات بنیادی این مطالعات می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: (Utsu (1969) با برازش بر داده‌های پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های ژاپن، فرمول اولیه رابطه آموری را به شکلی گسترده و کاربردی‌تر به‌عنوان مدل نرخ کاهندگی پس‌لرزه‌ها اصلاح کرد؛ (Reasenberg et al. (1989. با ادغام دو رابطه تجربی گوتنبرگ- ریشتر و آموری، رابطه‌ای را به‌صورت ترکیبی ارائه کرده و این رابطه را برای ۶۲ توالی از زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا بررسی و پارامترهای مدل کالیفرنیا را ارائه کردند؛ (Utsu et al. (1995) صد سال پس از معرفی رابطه آموری، به بررسی و تشریح دقیق مفاهیم فیزیکی پارامترهای این رابطه و ارتباط آنها با یکدیگر و با عوامل فیزیکی محدوده گسلش پرداختند؛ (Kisslinger (1996 وابستگی توزیع پس‌لرزه‌ها به

به مجموعه‌ای از زمین‌لرزه‌های یک منطقه که در مدت زمانی خاص و در رابطه با یکدیگر به وقوع می‌پیوندند، «توالی لرزه‌ای» گفته می‌شود. به‌طور معمول هر توالی لرزه‌ای شامل یک زمین‌لرزه اصلی (بزرگ‌ترین رخداد) و رخداد‌های وابسته به آن یعنی پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها است. پارامترهای مهم هر توالی لرزه‌ای شامل تعداد پس‌لرزه‌ها، توزیع مکانی و کاهش فعالیت زمانی آنها است (Caccamo et al., 2005). البته برخی توالی‌ها نیز فاقد شوک اصلی واضح هستند که هنگام لرزه (Swarm Earthquakes) نامیده می‌شوند (Liu & Stein, 2011). پس‌لرزه‌ها رویدادهای وابسته پس از زمین‌لرزه اصلی هستند که با بزرگای کمتر و با فاصله زمانی میان چند دقیقه تا چند سال پس از زمین‌لرزه اصلی ممکن است رخ داده و فراوانی آنها با گذشت زمان کاهش می‌یابد (Omori, 1894).

در گذشته، بیشتر مطالعات زلزله‌شناسی به بررسی توزیع زمین‌لرزه‌ها و سازوکار آنها مربوط بود. ولی امروزه مطالعه پس‌لرزه‌ها به مساله پراهمیتی تبدیل شده است. زیرا پس‌لرزه‌ها نمایانگر ویژگی‌های چشمه‌های لرزه‌ای هستند و توزیع زمانی و مکانی آنها در هر منطقه با توجه به شوک اصلی، از رفتار و الگوی خاصی پیروی می‌کند (ریاضی‌راد، ۱۳۸۵). در مورد اهمیت مطالعه توزیع پس‌لرزه‌ها می‌توان به کاربرد آنها در برآورد میزان انرژی آزادشده در بیشتر مناطق لرزه‌خیز، تعیین روند پهنه‌های لرزه‌خیز، تعیین امتداد گسل‌های نهان فعال‌شده و روند مهاجرت پس‌لرزه‌ها

۲- محدوده مورد مطالعه

فلات ایران روی نوار لرزه‌خیز آلپ-همالیا یکی از فعال‌ترین و لرزه‌خیزترین مناطق کره زمین، در محل برخورد ورقه‌های عربی، هند و اوراسیا قرار گرفته است. برخورد این ورقه‌ها و فشار وارده از سوی آنها سبب دگرشکلی و ایجاد چین‌خوردگی و رشته‌کوه و رخدادهای زمین‌لرزه‌های فراوان و بعضاً بزرگی در پوسته فلات ایران شده است. در این ناحیه حدود ۹۰ درصد از انرژی جنبشی به صورت دگرشکلی‌های بی‌لرزه رخ می‌دهد و تنها حدود ۱۰ درصد از آزاد شدن تنش‌ها به صورت لرزه‌ای و همراه با زمین‌لرزه است (زارع، ۱۳۸۴). از نظر لرزه‌زمن‌ساختی فلات ایران را می‌توان به پهنه‌های زاگرس، کپه‌داغ، البرز، ایران مرکزی و دشت لوت تقسیم کرد (Berberian, 1976). پارامترهای لرزه‌خیزی در این ایالت‌های لرزه‌زمن‌ساختی متفاوت بوده به طوری که در ناحیه ایران مرکزی و البرز زمین‌لرزه‌های کوچک‌مقیاس، کمتر رخ داده و زمین‌لرزه‌ها کم‌تعدادتر ولی با اندازه‌های بزرگ‌تر و با فاصله‌های زمانی طولانی‌تر رخ می‌دهد. در مقابل، در منطقه زاگرس آزادسازی انرژی لرزه‌ای در فواصل زمانی کوتاه‌تر و به صورت رخدادهای زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر رخ می‌دهد (زارع، ۱۳۸۴). بنابراین از آنجایی که فلات ایران سرزمینی زلزله‌خیز است که به‌طور معمول هر چند دهه زمین‌لرزه بزرگی را تجربه می‌کند و نیز محل سکونت جمعیت بسیاری است، مطالعه رفتار لرزه‌خیزی و الگوی رخداد توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ، از اهمیت زیادی برخوردار است.

۳- روش مطالعه

برای بررسی الگوی رخداد توالی پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه، که فراوانی، مکان و مدت زمان وقوع آنها وابسته به زمین‌لرزه اصلی است، قوانین و روابط تجربی مختلفی ارائه شده است. یکی از این روابط «قانون آموری» است که به مدل‌سازی رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌ها با گذشت زمان از زمین‌لرزه اصلی می‌پردازد. بدیهی است باید انتظار داشت که در یک منطقه لرزه‌خیز، با تخلیه انرژی توسط یک زمین‌لرزه بزرگ و وقوع جابه‌جایی‌های بزرگ اولیه، تنش‌های منطقه رو به آرام‌تر شدن پیش رود و فراوانی وقوع زمین‌لرزه‌ها با گذشت زمان از شوک اصلی، کاهش یابد. در واقع قانون آموری رابطه میان کاهش نرخ وقوع پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه اصلی را با گذشت زمان از آن بیان می‌کند. فعالیت پس‌لرزه‌ها معمولاً بلافاصله پس از زمین‌لرزه اصلی آغاز شده و در ابتدا فراوانی‌شان زیاد است. بر اساس قانون آموری با گذشت زمان، تعداد رخداد پس‌لرزه‌ها کاهش می‌یابد تا اینکه به نرخ لرزه‌خیزی زمینه منطقه رسیده و توالی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه کامل می‌شود (Ogata, 2001)، (شکل ۱).

Omori (1894) مطالعات خود را روی تعدادی از پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های بزرگ ژاپن انجام داد و با برازش بر داده‌های این توالی‌ها نشان داد که فراوانی پس‌لرزه‌ها با گذشت زمان از زمین‌لرزه اصلی طبق رابطه ریاضی زیر کاهش می‌یابد:

$$N(t) = \frac{k}{t+c} \quad (1)$$

که در آن: $N(t)$ = نرخ وقوع پس‌لرزه‌ها که برابر تعداد پس‌لرزه‌ها در واحد زمان (معمولاً یک روز) است؛ k = دامنه که با تعداد پس‌لرزه‌ها در توالی متناسب است؛ t = زمان متغیر سپری شده پس از وقوع شوک اصلی؛ c = زمان دوام آشفته‌نگی لرزه‌ای در ساعات اولیه پس از رخداد زمین‌لرزه اصلی در منطقه است که در پایان این زمان، روند کاهندگی وقوع پس‌لرزه‌ها آغاز می‌شود. درواقع این پارامتر معرف رفتار پس‌لرزه‌های اولیه در کاتالوگ است که معمولاً از یک قاعده کاهشی پیروی نکرده و مقدار آن توسط داده‌های موجود در بخش ابتدایی توالی کنترل می‌شود. بنابراین به دلیل آنکه جنبایی گسل و فعالیت لرزه‌ای در ساعات اولیه زمین‌لرزه زیاد است، روند کاهش فعالیت پس‌لرزه‌ها در ساعات اولیه رخداد، خیلی مشخص نیست و یا امکان دارد که

ویژگی‌های فیزیکی زون گسل و شرایط محیطی خصوصاً مقاومت، تنش و دما را مطالعه کرد؛ (Christopherson & Smith, 2000) براساس داده‌های مرکز لرزه‌نگاری جهانی (ISC) مدلی جهانی برای پس‌لرزه‌ها ارائه کرده و با تجزیه فضایی توزیع توالی پس‌لرزه‌ها، به تعریف رابطه‌ای برای مساحت ناحیه توالی پس‌لرزه‌ها به‌عنوان تابعی از بزرگای زمین‌لرزه دست یافتند؛ (Felzer et al., 2002) با شبیه‌سازی توزیع پس‌لرزه‌ها با کمک روش مونت کارلو و براساس روابط آموری، گوتنبرگ-ریشتر و باث نتیجه گرفتند که به احتمال ۸۵ درصد زمین‌لرزه ۱۹۹۹ هکتورماین کالیفرنیا در اثر توالی ثانویه پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۹۹۲ لندز کالیفرنیا ایجاد شده است (Shcherbakov et al., 2004) با ترکیب سه رابطه آموری، گوتنبرگ-ریشتر و اصلاح شده باث، فرمول تعمیم‌یافته Omori را برای روند کاهش پس‌لرزه‌ها ارائه کردند؛ (Pollock, 2007) نیز به تجزیه توالی پس‌لرزه‌های ناحیه نیوزلند پرداخت و با محاسبه پارامترهای رابطه آموری، مدلی برای ناحیه یاد شده ارائه کرد.

در ایران نیز تاکنون مطالعات بسیاری در مورد رفتار توالی پس‌لرزه‌ها صورت گرفته است. به‌عنوان مثال ریاضی و قیطانچی (۱۳۸۴) مدل‌ها و منحنی‌های پوش (Mogi (1962); Utsu (1961); Omori (1984) را برای روند کاهش پس‌لرزه‌ها برای زمین‌لرزه‌های ۱۹۹۰ رودبار، ۱۹۹۷ اردبیل و ۲۰۰۴ زرنده با استفاده از داده‌های ایستگاه محلی مطالعه کرده و نتیجه گرفتند که منحنی پوش مدل آموری بهترین برازش را نسبت به مدل‌های دیگر برای پس‌لرزه‌ها دارد؛ ریاضی‌راد (۱۳۸۵) نیز منحنی‌های پوش (Kisslinger (1993); Mogi (1962); Utsu (1961); Omori (1984) را برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۲ بوئین‌زهرا، ۱۹۶۸ دشت‌بیاض، ۱۹۹۰ رودبار، ۱۹۹۰ فورک، ۱۹۹۷ اردبیل، ۲۰۰۲ چنگوره آوج، ۲۰۰۴ بلده و ۲۰۰۵ زرنده بررسی کرد و نتیجه گرفت که منحنی پوش مدل آموری بهترین برازش را نسبت به مدل‌های دیگر داشته است؛ خاکشور و همکاران (۱۳۸۸) ارتباط میان مدت زمان دوام رخداد پس‌لرزه‌ها با بزرگای زمین‌لرزه اصلی را برای زمین‌لرزه بزرگ‌تر از ۶ ریشتر ایران مطالعه کرده و نتیجه گرفتند که با افزایش بزرگای زمین‌لرزه، مدت دوام پس‌لرزه‌ها افزایش می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که رخداد پس‌لرزه‌ها برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای ۶ تا ۷، حدود ۱/۵ تا ۲ سال و برای زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۷، تا بیش از ۲ سال ادامه می‌یابد. آنها همچنین اختلاف میان بزرگای زمین‌لرزه اصلی با بزرگ‌ترین پس‌لرزه در پهنه‌های زمین‌ساختی ایران را مقایسه کرده و نتیجه گرفتند که مقدار این اختلاف برای پهنه زاگرس حدود ۱ و در البرز و ایران مرکزی بیش از ۱ است. یمنی‌فرد (۱۳۹۰) نیز پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۷ قشم را براساس داده‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت مطالعه کرد و نتیجه گرفت که توزیع پس‌لرزه‌ها با نتایج تحلیل تصاویر InSAR و مدل‌سازی شکل موج زمین‌لرزه‌های دور، تطابق خوبی نشان می‌دهد و ژرفای پس‌لرزه‌ها میان ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر ژرف‌تر از ژرفای ستروید برای این زمین‌لرزه، نشان‌دهنده رخداد چیره پس‌لرزه‌ها در پی‌سنگ بالایی و جدایش بخش عمده منطقه گسلش اصلی از منطقه وقوع پس‌لرزه‌ها است.

هدف از مطالعه حاضر، ارائه مطالعه‌ای منسجم و جامع روی الگوی کاهندگی پس‌لرزه‌های فلات ایران است. به این منظور ابتدا سعی شده تا از میان زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ رخ داده در محدوده فلات ایران، توالی زمین‌لرزه‌هایی که دارای تعداد کافی داده هستند، انتخاب و با رسم نمودار آموری، پارامترهای کاهندگی شامل c و k محاسبه شود. با کمک این پارامترها به‌ترتیب می‌توان سرعت کاهش وقوع پس‌لرزه‌ها، دوام آشفته‌نگی لرزه‌ای در ساعات اولیه پس از رخداد زمین‌لرزه اصلی و فراوانی پس‌لرزه‌ها را در منطقه برآورد کرد. بنابراین، این بررسی به‌دنبال شناخت رفتار پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ در گستره فلات ایران و تعیین تابع کاهندگی آنها طی زمان است. در ادامه سعی شده تا پس از مقایسه و تحلیل پارامترهای حاصل، نواحی مختلف فلات ایران از نظر الگوی رفتاری پس‌لرزه‌ها کلاسه‌بندی شوند.

بزرگای زمین‌لرزه اصلی با بزرگ‌ترین پس‌لرزه حاصل از برون‌یابی رابطه گوتنبرگ-ریشر، $M_m =$ بزرگای زمین‌لرزه اصلی، $b =$ شیب نمودار گوتنبرگ-ریشر ($b > 0$)، $(c/m) =$ زمان شروع کاهندگی پس‌لرزه‌ها با حد آستانه M_z در نظر گرفته شده و p توان مخرج کسر رابطه اصلاح‌شده آموری است (جدول ۱).

لازم به یاد آوری است، باوجود کاهشی بودن روند تمامی روابط ارائه شده برای توالی پس‌لرزه‌ها، در برخی موارد مشاهده شده برخلاف قاعده موردانتظار، فعالیت پس‌لرزه‌ها با گذشت زمان کاهش نیافته است. این مساله دو دلیل می‌تواند داشته باشد:

- ۱) وجود چندین توالی از پس‌لرزه‌های ثانویه در یک توالی لرزه‌ای.
- ۲) رخداد توالی لرزه‌ای در منطقه‌ای که در آن آشفتگی لرزه‌ای ناشی از افزایش ماگما یا فشار آب وجود دارد.

بنابراین در چنین موارد استثنایی که پس‌لرزه‌ها روند کاهشی از خود نشان نمی‌دهند، استفاده از دیگر روش‌های مدل‌سازی پس‌لرزه‌ها مانند مدل‌های پردازش نقطه‌ای و خصوصاً مدل ارائه شده توسط Ogata به نام مدل ETAS بسیار کارآمد خواهد بود (Utsu et al., 1995).

مطالعات مختلف نشان داده که از میان روابط مطرح‌شده برای رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌ها، قانون ارائه شده توسط Utsu یعنی قانون اصلاح شده آموری یک مدل عالی برای بسیاری از پراکندگی‌های پس‌لرزه‌ها و نوع توزیع آنهاست و در خیلی موارد بهترین برازش را برای توالی‌های مختلف نشان می‌دهد (ریاضی و قیطانچی، ۱۳۸۴). این رابطه تاکنون پرکاربردترین روش بوده و بهترین برازش ریاضی را نسبت به دیگر مدل‌های دیگر برای داده‌های پس‌لرزه‌ها ارائه می‌کند (Ogata, 1983). از این‌رو بیشترین ارجاع را در پژوهش‌ها و مطالعات صورت گرفته روی پس‌لرزه‌ها داشته است. بنابراین رابطه مورد استفاده در این مطالعه نیز رابطه اصلاح‌شده آموری (رابطه ۲) خواهد بود که بر مبنای آن به محاسبه پارامترهای کاهندگی یعنی c ، p و k و تحلیل و تفسیر رفتار پس‌لرزه‌های گستره فلات ایران پرداخته خواهد شد.

۴- داده‌های مورد مطالعه

اولین گام در مدل‌سازی رفتار پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ در فلات ایران، تهیه فهرستی از زمین‌لرزه‌های مهم رخ داده (با بزرگای بیشتر از ۵) در این ناحیه است. به این منظور گزارش‌های موجود در مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مورد جستجو قرار گرفت و در وهله اول حدود ۴۰ زمین‌لرزه مهم رخ داده طی سال‌های ۱۳۷۶ تا ۱۳۹۲ شناسایی شدند. سپس رکورد‌های هر زمین‌لرزه به شعاع ۲۰۰ کیلومتر از مختصات رومرکز و تا فاصله زمانی ۳ سال پس از تاریخ رخداد، در میان کاتالوگ‌های موجود جستجو شدند. پس از جستجو مشخص شد که تعدادی از این زمین‌لرزه‌ها باوجود اهمیت زیاد، دارای رکورد کافی از پس‌لرزه‌ها نبودند (مانند بم ۱۳۸۲، داهوئیه زرنده ۱۳۸۳، سراوان ۱۳۹۲ و ...) و یا اینکه طی مراحل مختلف تعیین توالی نظیر اعمال پنجره زمانی- مکانی یا پس از حذف بخش ناقص کاتالوگ، به دلیل تعداد کم داده باقیمانده در توالی و یا غیرقابل اطمینان بودن نتایج حاصل از نمودار آنها در نرم‌افزار، از لیست مورد نظر حذف شدند (مانند باختر قشم، ۱۳۸۵؛ فین هرمزگان، ۱۳۸۵؛ بندر خمیر، ۱۳۸۷؛ اشکنان فارس، ۱۳۸۹؛ تربت حیدریه، ۱۳۸۹؛ کهنوج، ۱۳۹۰؛ راور، ۱۳۹۰؛ سیرج، ۱۳۹۰ و ...). بنابراین پس از تعیین توالی، که در بخش بعد به تفصیل شرح داده خواهد شد، در مجموع ۱۴ زمین‌لرزه در فلات ایران برای بررسی الگوی رفتاری پس‌لرزه‌هایشان در نظر گرفته شدند (جدول ۲). لازم به یادآوری است که پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه اردکول قائن خراسان (۱۳۷۶) از داده‌های شبکه موقت در گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (فرهبد و همکاران، ۱۳۷۷) تهیه شد.

به دلیل هم‌پوشانی در رخداد پس‌لرزه‌ها، تمامی آنان توسط دستگاه‌ها ثبت نشوند (Utsu et al., 1995). مقدار c معمولاً میان ۰/۵ تا ۲۰ ساعت پس از زمین‌لرزه اصلی بوده و دارای رابطه معکوس با مقدار انتخابی به عنوان حد آستانه پس‌لرزه‌ها یعنی M_z است. بدین ترتیب که هرچه مقدار M_z برای بررسی پس‌لرزه‌ها بزرگ‌تر انتخاب شود، بخشی از داده‌های ابتدای توالی حذف شده و بنابراین زمان c کاهش می‌یابد. (Utsu (1961) با برازش‌هایی که برای ۴۱ مورد از توالی‌های مختلف پس‌لرزه‌ای انجام داد، متوجه شد که تمامی توالی زمین‌لرزه‌ها دارای انطباق دقیقی با رابطه آموری نیستند؛ بلکه بسیاری از این توالی‌ها طبق توان p در مخرج این رابطه، که معمولاً میان ۰/۷ تا ۱/۸ متغیر است، کاهش می‌یابند. به همین دلیل رابطه کامل‌تر زیر (رابطه ۲) را ارائه نمود که به نام قانون اصلاح شده آموری (Modified Omori Law) معروف است:

$$N(t) = \frac{k}{(t+c)^p} \quad (2)$$

از فرم این رابطه پیداست که کاهندگی در نرخ پس‌لرزه‌ها، یک تابع توانی (Power) است و برخلاف توابع نمایی (Exponential) که در بیشتر قوانین کاهشی در فیزیک تعریف شده‌اند، توابع توانی مانند رابطه اصلاح شده آموری (رابطه ۲) طبیعت بلندمدت فعالیت پدیده‌ها را شرح می‌دهند. طبق این تابع، هرچه مقدار p بیشتر باشد، شیب نمودار بیشتر است، یعنی نرخ رخدادها زودتر به مقدار زمینه منطقه می‌رسد. مطالعات نشان می‌دهد که هیچ ارتباط سامانه یافته‌ای میان مقدار p با بزرگای شوک اصلی (M_m) و یا حد آستانه انتخابی برای پس‌لرزه‌ها (M_z) وجود ندارد؛ ولی روشن است که علت وجود مقادیر مختلف برای آن، ناشی از تفاوت در شرایط زمین‌ساختی مناطق مختلف، مانند تفاوت در ناهمگونی ساختاری، تنش‌های موجود در منطقه و دما است؛ ولی دقیقاً معلوم نیست که کدام یک از این شرایط کنترل‌کننده اصلی در مقدار p است (Utsu et al., 1995). تاکنون مطالعات مختلفی برای یافتن رابطه‌ای میان مقدار p با ویژگی‌های یادشده انجام شده است. برای مثال رابطه p با دمای کانون ژرفی زمین‌لرزه (T) توسط Creamer & Kisslinger (1993) به صورت زیر ارائه شده است:

$$P = 0.692 + 0.000994T(^{\circ}C) \quad (3)$$

این رابطه نشان می‌دهد که هرچه دمای منطقه لرزه‌خیز بیشتر باشد، تنش‌های موجود در آن سریع‌تر آرام شده و زودتر به مقدار زمینه می‌رسد. بنابراین دمای کانون ژرفی رابطه مستقیم با مقدار p و در نتیجه شیب نمودار دارد. طی بررسی روی روند کاهندگی پس‌لرزه‌ها و برای تکمیل قانون آموری، روابط دیگری با در نظر گرفتن پارامترها و برازش‌های مختلف ریاضی ارائه شدند (جدول ۱). رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌ها در روابط ارائه شده توسط Mogi (1962) و Kisslinger (1993) به صورت توابع نمایی مدل شد.

(Reasenberg et al. (1989) با در نظر گرفتن دو قانون گوتنبرگ-ریشر و قانون اصلاح‌شده آموری، رابطه‌ای ترکیبی ارائه کردند. این مؤلفان ۶۲ توالی از پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا را بررسی کرده و پارامترهای این ناحیه را به دست آوردند و این پارامترها را به عنوان پارامترهای مدل پس‌لرزه‌های کالیفرنیا معرفی کردند (Christophersen & Smith, 2004). پارامترهای رابطه ترکیبی ریزنبرگ و جونز به صورت زیر تعریف می‌شوند: $M_z =$ بزرگای حد آستانه پس‌لرزه‌ها، $M_m =$ بزرگای زمین‌لرزه اصلی، $b =$ شیب نمودار گوتنبرگ-ریشر ($b > 0$)، $A =$ پارامتری ثابت و منفی، p و c نیز پارامترهای رابطه آموری هستند. قانون تعمیم‌یافته آموری (Generalized Omori's law)، دومین شکل ترکیبی از قانون آموری است که توسط Shcherbakov et al. (2004) ارائه شده است. این رابطه از ترکیب سه رابطه تجربی گوتنبرگ-ریشر، آموری و قانون اصلاح‌شده باث تعریف می‌شود. این معادله شامل پارامترهای زیر است: $M_z =$ بزرگای حد آستانه پس‌لرزه‌ها، $\Delta M^* =$ اختلاف بین

۵- آماده‌سازی و پردازش داده‌های ورودی به مدل

۵-۱. شناسایی توالی پس‌لرزه‌های مربوط به یک زمین‌لرزه از کاتالوگ موجود

برای تعیین الگوی رفتار پس‌لرزه‌ها و تعیین پارامترهای آن، ابتدا باید بتوان با روشی پس‌لرزه‌های خاص آن زمین‌لرزه را از میان داده‌های جستجو شده از کاتالوگ جدا کرد. روش اصلی برای یافتن توالی پس‌لرزه‌ها، استفاده از روش‌های جداسازی (Declustering) موجود خصوصاً پنجره‌های زمانی- مکانی است که به‌طور تجربی و براساس آمار توالی داده‌های زمین‌لرزه‌های قبلی تعریف شده‌اند. آرمان اصلی در استفاده از پنجره‌های زمانی- مکانی آن است که برای هر زمین‌لرزه با بزرگای مشخص، یک فاصله مکانی از رومرکز زمین‌لرزه و یک فاصله زمانی از تاریخ وقوع آن در نظر گرفته می‌شود و هر رخدادی که دارای بزرگای کوچک‌تر از زمین‌لرزه اصلی بوده و درون پنجره مکانی و زمانی تعریف شده قرار گیرد، پس‌لرزه آن زمین‌لرزه به شمار می‌آید. بنابراین هر زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های آن یک خوشه (Cluster) را در رکوردهای کاتالوگ زمین‌لرزه تشکیل می‌دهند که توالی لرزه‌ای نامیده می‌شود. از رایج‌ترین متدهای پنجره‌های زمانی- مکانی می‌توان به پنجره‌های Gardner & Knopoff (1974), Reasenberg (1985), Uhrhammer (1986) و Keilis-Borok & Kossobokov (1986) اشاره کرد. از میان روش‌های یادآوری، روش Gardner- Knopoff (جدول ۳) پرکاربردتر از دیگر روش‌ها بوده و بنابراین مبنای تعیین پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه‌های اصلی موردنظر این مطالعه نیز قرار گرفته است.

۵-۲. رسم نمودار گوتنبرگ- ریشتر

پس از اعمال پنجره زمانی- مکانی Gardner & Knopoff بر داده‌های زمین‌لرزه‌های فلات ایران، پس‌لرزه‌های وابسته به هر زمین‌لرزه اصلی تعیین شد. سپس برای رسم نمودار آموری، حدآستانه داده‌هایی که کاتالوگ از آن به بعد کامل است (Mc) به‌عنوان حدآستانه بررسی پس‌لرزه‌ها (Mz) در نظر گرفته شد تا اثر داده‌های ناقص روی روند کاهندگی حذف شود. به‌همین دلیل برای هر زمین‌لرزه نمودار گوتنبرگ- ریشتر آن رسم و پارامترهای a , b و Mc به روش برآورد بیشینه احتمال (Maximum Likelihood Estimation) در برنامه ZMAP (Wyss et al., 2001) در نرم‌افزار MATLAB محاسبه شد (جدول ۴). سپس داده‌های کوچک‌تر از Mc از توالی‌ها حذف شدند. افزون بر آن از آنجایی که تعداد داده‌های توالی پس‌لرزه‌ها معمولاً کم است، برای افزایش دقت و اطمینان بیشتر از نتایج حاصل، از روش آماری بوت استرپینگ (روش باز نمونه‌گیری از کل داده‌ها برای برآورد دقیق‌تر پارامترها) برای رسم نمودار استفاده شد. در اینجا تعداد بوت استرپ ۱۰۰ مرتبه انتخاب شد تا هم دقت کافی برای برآورد رعایت شود و هم در زمان صرفه‌جویی شود.

۶- مدل‌سازی رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌های فلات ایران و تفسیر و تحلیل نتایج

همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، رفتار کاهندگی یک توالی از پس‌لرزه‌ها، از قانون آموری با سه پارامتر معنی‌دار p , k و c پیروی می‌کند. در این میان گاهی ممکن است توالی لرزه‌ای دارای یک توالی پس‌لرزه‌های ثانویه در خود باشد که براساس تغییر رفتار رخداد پس‌لرزه‌ها، روند کاهندگی آن را تغییر می‌دهد. با توجه به روند تغییر رفتار کاهندگی پس‌لرزه‌ها از زمان وقوع توالی ثانویه، مدل دیگری به‌نام مدل پس‌لرزه‌های ثانویه به داده‌ها برازش می‌شود که پارامترهای آن نیز مشابه توالی اولیه به‌راحتی قابل تفسیر است. به‌طور کلی مدل‌های قانون آموری به‌صورت زیر تعریف شده‌اند:

مدل ۱: تعیین یک مقدار برای هر یک از پارامترهای k , p و c . این مدل نشان‌دهنده عدم وجود روند پس‌لرزه‌های ثانویه بوده و تنها یک پوش به مجموعه داده‌ها برازش می‌کند.

مدل ۲: تعیین یک مقدار برای پارامتر p و c و دو مقدار برای پارامتر k . این مدل

معرف آن است که شروع و سرعت روند کاهندگی توالی ثانویه در امتداد توالی اولیه است اما در توالی ثانویه فراوانی پس‌لرزه‌ها و در نتیجه تعداد رکوردها تغییر خواهد کرد. این مدل معمولاً در الگوی رفتاری توالی پس‌لرزه‌ها به‌ندرت مشاهده می‌شود.

مدل ۳: تعیین یک مقدار برای پارامتر c و دو مقدار برای پارامترهای k و p . این مدل اشاره به توالی پس‌لرزه‌های ثانویه‌ای دارد که بلافاصله پس از وقوع، رفتار کاهندگی مشاهده می‌شود (عدم وجود c_2 ولی روند کاهشی (یعنی شیب p) و میزان لرزه‌خیزی آن (یعنی k) پس از شروع این مجموعه از رخدادها تغییر کرده و رفتار متفاوتی را نسبت به بخش اول توالی نشان می‌دهد.

مدل ۴: تعیین دو مقدار برای هر یک از پارامترهای k و p . در این مدل رفتار هر دو بخش پس‌لرزه‌های اولیه و ثانویه کاملاً از هم متمایز بوده و شروع روند کاهندگی و تغییر شیب و میزان لرزه‌خیزی آن کاملاً متفاوت است.

بنابراین پس از طی مراحل مختلف تعیین توالی، بهترین مدل پوش آموری به‌روش برآورد بیشینه احتمال برای توالی پس‌لرزه‌های مورد مطالعه به‌دست آمد. گفتنی است که نمایش این نمودار به دو صورت نزولی و تجمعی قابل رسم است که البته نحوه رسم چه به‌صورت کاهشی و چه به‌صورت تجمعی، در برآورد مقادیر پارامترهای این رابطه تفاوتی ایجاد نمی‌کند. نتایج مدل آموری بر داده‌های مورد مطالعه در فلات ایران در شکل ۳ نشان داده شده است.

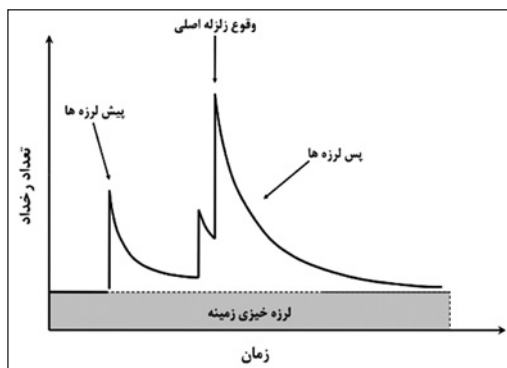
باتوجه به مقادیر به دست آمده برای سه پارامتر k , p و c که به‌ترتیب معرف فراوانی لرزه‌خیزی، زمان شروع روند کاهندگی توالی و نرخ کاهندگی زمانی پس‌لرزه‌ها هستند، می‌توان رفتار هر زمین‌لرزه را تحلیل نمود (جدول ۵). نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که از میان ۱۴ توالی فوق، زمین‌لرزه‌های اهر- ورزقان آذربایجان شرقی، دهلران ایلام، وان ترکیه، ریگان کرمان، بالاکوت پاکستان و اردکول قائن خراسان دارای k بیشتری نسبت به دیگر زمین‌لرزه‌ها هستند (شکل ۴). بالا بودن مقدار k می‌تواند معرف فراوانی بیشتر زمین‌لرزه‌ها و لرزه‌خیزی بالای مناطق یادشده نسبت به دیگر نواحی بوده و یا ناشی از پوشش بهتر دستگاه‌های لرزه‌نگاری و ثبت تعداد بیشتری رکورد در مناطق یادشده باشد. پارامتر c پارامتری قابل بحث است زیرا مقدار آن به‌شدت تحت تأثیر عوامل فیزیکی و آماری است. عامل مؤثر بر مقدار c ، تعداد رکوردهای ثبت شده در منطقه زلزله‌زده است. به‌این معنا که هرچه کاتالوگ دارای رکورد کمتر و به‌اصطلاح ناقص‌تر باشد، مقدار حد آستانه انتخابی بزرگ‌تر برای حذف بخشی از داده‌های توالی بالاتر بوده و برعکس؛ بنابراین روی مقدار c تأثیرگذار خواهد بود. تحت شرایط ایده‌آل که با پوشش دستگاهی کافی تمامی رخدادها ثبت شوند و یک کاتالوگ کاملاً همگن در دسترس باشد، مقدار c معرف میزان آشوب لرزه‌ای در ساعات اولیه زمین‌لرزه خواهد بود و نشان می‌دهد که در چه زمانی پس از رخداد زمین‌لرزه، توالی پس‌لرزه‌ها روند کاهندگی خود را آغاز می‌کند. به‌عنوان مثال در توالی‌های فوق، زمین‌لرزه‌های اردکان- نورآباد فارس، شمال کازرون، جنوب خاوری دامغان و کهک قم دارای c کمتری نسبت به دیگر رخدادها هستند (شکل ۵). یعنی زمان کمتری طول کشیده است تا روند کاهندگی رخداد پس‌لرزه‌ها آغاز شود و در مقابل برای زمین‌لرزه‌ای مانند زمین‌لرزه ورزقان تا حدود ۲ روز اول، آشوب لرزه‌ای و عدم کاهش در نرخ وقوع پس‌لرزه‌ها مشاهده می‌شود. بنابراین به طور کلی مقدار پارامترهای k و c به‌شدت تحت تأثیر تعداد رکورد در کاتالوگ هستند و هرچه داده‌ها کامل‌تر باشند، مقدار پارامترهای یادشده و بنابراین تحلیل لرزه‌خیزی و فیزیک ناحیه گسلسل دقیق‌تر خواهد بود.

برای تمامی ۱۴ توالی موردنظر، مقدار k و c مشابه مثال فوق قابل مقایسه و تحلیل پذیر هستند، اما پارامتر دیگر یعنی p از اهمیت بیشتری برخوردار است، زیرا سرعت کاهندگی نرخ وقوع پس‌لرزه‌ها را نشان می‌دهد. با مقایسه مقدار محاسبه شده برای این پارامتر می‌توان گفت که سرعت کاهندگی وقوع پس‌لرزه‌ها بسیار گوناگون

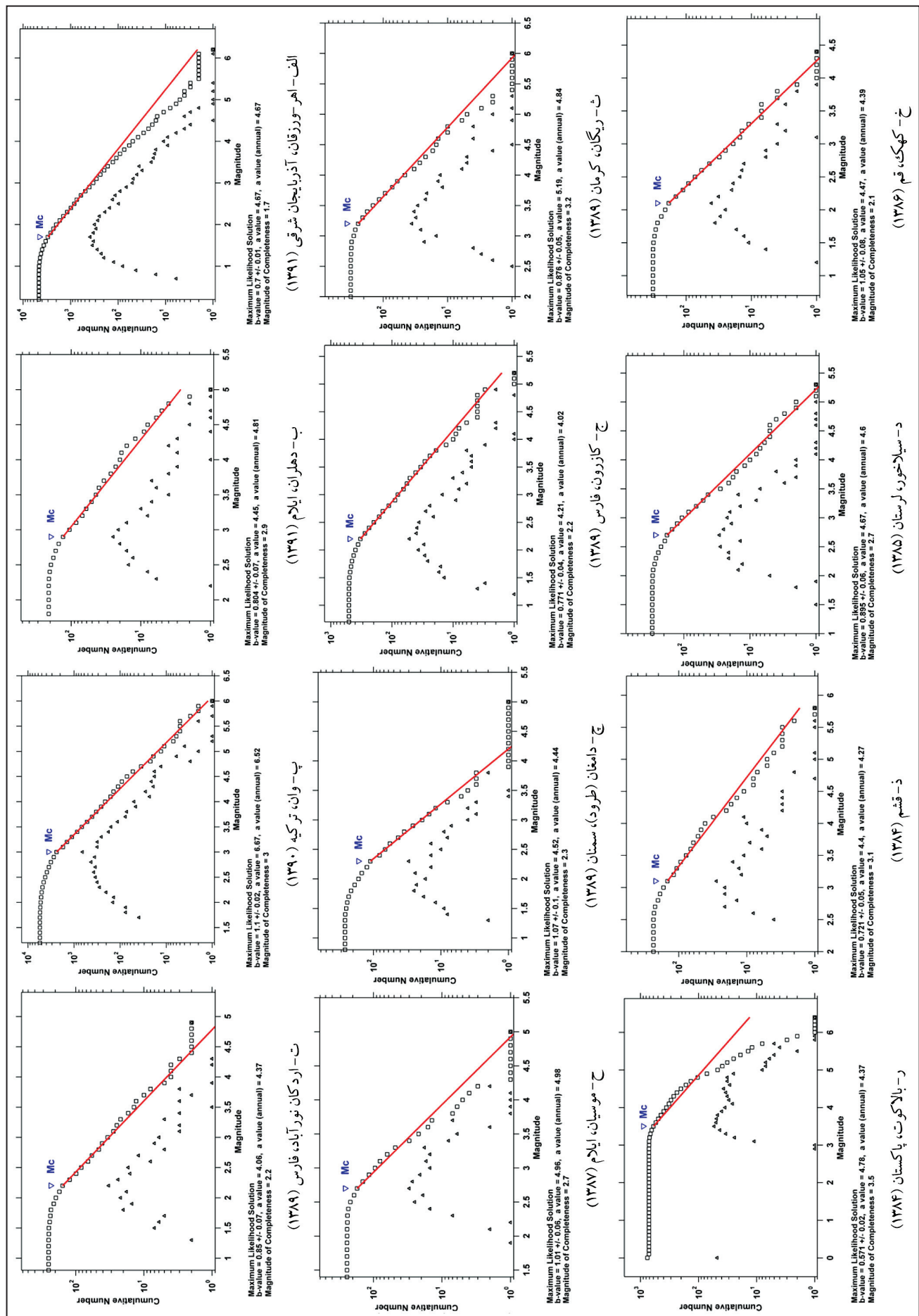
۷- نتیجه گیری

این مطالعه نشان داد که اولاً برای برآورد پارامترهای رابطه آموری برای یک منطقه وسیع نظیر فلات ایران به داده‌های کافی نیاز است تا ضمن پوشش تمامی پهنه‌های لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه، پوش منحنی صحیحی بر داده‌ها برازش داده شود. رکورد زمین لرزه‌های دستگاهی برای ایران از سال ۱۹۹۰ به بعد کامل بوده که متأسفانه هنوز در برخی مناطق پوشش کافی برای ثبت تمامی رخدادهای کوچک وجود ندارد. بنابراین در این مطالعه تنها ۱۴ زمین لرزه طی ۲۳ سال اخیر دارای توالی کافی از پس لرزه‌ها بوده و نمودار قابل تحلیلی داشتند. بنابراین گام اول در چنین مطالعات آماری و محاسباتی، داشتن یک کاتالوگ کامل و همگن با تعداد رکورد کافی است. افزون بر این ثبت داده‌های شبکه محلی پس از هر زمین لرزه کمک می‌کند تا رفتار پس لرزه‌ها بهتر شناخته شود. چراکه با توجه به خرابی‌هایی که در زمین لرزه‌های مخرب نظیر وان ترکیه، اهر- ورزقان آذربایجان و زمین لرزه آوران پاکستان رخ داد، اهمیت مطالعه تفصیلی و دقیق رفتار پس لرزه‌ها بیش از پیش نمودار شده است. بنابراین با برآورد پارامترهای کاهندگی وقوع پس لرزه‌ها به‌طور جداگانه برای هر ناحیه، می‌توان در مطالعات تحلیل خطر استفاده نمود. نتایج همچنین نشان داد که برای زمین لرزه‌های ایران مقدار پارامتر p در محدوده $۰/۳۹-۲/۷$ ، c در محدوده $۵-۰/۰۱$ و k در محدوده $۱۴۲۷/۴-۱۰$ است که این خود نشان‌دهنده تغییرپذیری زیاد پارامترهای کاهندگی و تنوع الگوی رخداد پس لرزه‌ها در محدوده فلات ایران و البته ناقص و ناهمگن بودن کاتالوگ زمین لرزه‌های ایران است. بنابراین امکان تفکیک دقیق نواحی مختلف فلات ایران از نظر رفتار کاهندگی وجود ندارد؛ به‌طور کلی می‌توان گفت که مقدار پارامتر p و در نتیجه سرعت کاهندگی پس لرزه‌ها برای زمین لرزه‌های محدوده البرز و زاگرس بیشتر از نواحی مرکزی و خاور فلات ایران است که این نتیجه با روند لرزه‌خیزی و سرعت تخلیه انرژی و رسیدن به میزان لرزه‌خیزی زمینه در نواحی فوق منطبق است. طبق نتایج به‌دست آمده زمین لرزه‌های اصلی که بزرگای بیشتری داشته باشند، بالطبع زمین لرزه بزرگ بعدی بالاتری هم داشته و عموماً دارای روند توالی ثانویه پس لرزه خواهند بود. به گونه‌ای که برای زمین لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۶ عموماً توالی ثانویه مشاهده نمی‌شود. از میان ۱۴ زمین لرزه مورد مطالعه ۷ زمین لرزه دارای پس لرزه ثانویه بودند که در تغییرات P_2 آنها روندی قابل مشاهده است. به‌طوری که برای زمین لرزه‌های با بزرگای بیش از ۷ و در محل مرز ورقه فعال ایران، مقدار P_2 بیش از ۲/۵ و برای زمین لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۷ و درون ورقه‌ای ایران، مقدار P_2 کمتر از ۲ است. بنابراین این روند ممکن است به‌خاطر بزرگای زمین لرزه باشد و یا ممکن است به‌دلیل زون لرزه‌زمین‌ساختی که کانون زمین لرزه در آن قرار گرفته و نیز فاصله آن تا محل تلاقی و گره‌های گسل‌های بزرگ در مرز ورقه‌های زمین‌ساختی باشد.

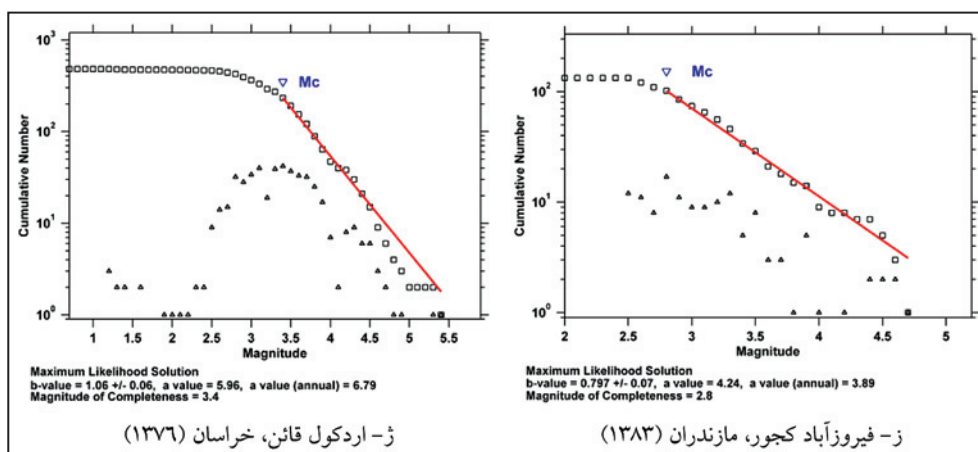
است (شکل ۶). این مساله ممکن است ذاتاً به‌دلیل طبیعت متفاوت لرزه‌خیزی نواحی مختلف باشد و یا ممکن است با وجود حساسیت‌های اعمال شده در محاسبات، به‌دلیل عدم دسترسی به یک کاتالوگ همگن از رکوردها، پارامترهای برآورد شده مدل به‌طور دقیق بر مقدار واقعی منطبق نباشد. ولی به‌طور کلی می‌توان گفت که دو پهنه لرزه‌زمین‌ساختی البرز و زاگرس دارای p بیشتری نسبت به دیگر پهنه‌های فلات ایران یعنی ایران مرکزی، کپه‌داغ و مکران هستند. فعالیت بالای لرزه‌خیزی و تخلیه سریع تر انرژی در این مناطق توسط زمین لرزه‌های کوچک نیز مؤید این مساله است که در این مناطق کاهندگی باید با سرعت بیشتری نسبت به دیگر نواحی صورت گیرد. بنابراین به‌طور کلی نتایج برآورد سه پارامتر رابطه آموری نشان داد که برای زمین لرزه‌های ایران مقدار پارامتر p در محدوده $۰/۳۹-۲/۷$ ، پارامتر c در محدوده $۵-۰/۰۱$ و پارامتر k در محدوده $۱۴۲۷/۴-۱۰$ است و تعیین یک الگوی خاص و تفکیک و پهنه‌بندی نواحی فلات ایران از نظر رفتار کاهندگی پس لرزه‌ها به‌طور دقیق امکان‌پذیر نیست. افزون بر این نتایج نشان داد که ۷ مورد از ۱۴ توالی از زمین لرزه‌ها دارای رخداد پس لرزه‌های ثانویه هستند که از این میان زمین لرزه قشم در مدل شماره ۳ و زمین لرزه‌های اهر- ورزقان آذربایجان شرقی، وان ترکیه، ریگان کرمان، کازرون فارس، بالاکوت پاکستان و اردکول قائن خراسان در مدل شماره ۴ بهترین برازش را نشان دادند. تحلیل پس لرزه‌های ثانویه نشان داد که هرچه بزرگای زمین لرزه بیشتر باشد، احتمال وقوع زمین لرزه بزرگ بعدی و رخداد توالی ثانویه پس لرزه وجود دارد. به گونه‌ای که برای زمین لرزه‌های با بزرگای کمتر از ۶ عموماً توالی ثانویه مشاهده نشد. افزون بر این برای ۷ زمین لرزه موجود دارای توالی ثانویه، روندی در تغییرات P_2 قابل مشاهده است؛ به گونه‌ای که ۳ مورد از این ۷ زمین لرزه با بزرگای بیش از ۷ که در مرز فعال ورقه ایران نیز هستند، یعنی زمین لرزه‌های وان ترکیه ($M=۷/۲$)، بالاکوت پاکستان ($M=۷/۶$)، و اردکول قائن خراسان ($M=۷/۵$)، مقدار P_2 بیشتر از ۲/۵ بوده و برای ۴ زمین لرزه درون ورقه‌ای دیگر با بزرگای کمتر از ۷، یعنی قشم ($M=۶$)، اهر- ورزقان آذربایجان شرقی ($M=۶/۲$)، ریگان کرمان ($M=۶/۵$)، کازرون فارس ($M=۶/۱$)، مقدار P_2 کمتر از ۲ است که این مساله ممکن است به‌دلیل بزرگای زمین لرزه باشد، یا ممکن است به‌دلیل محیط زمین‌ساختی کانون زمین لرزه و فاصله آن تا گره‌های گسل اصلی یعنی محل تلاقی صفحات گسل‌های اصلی در مرز فعال ورقه‌های زمین‌ساختی باشد. این نقاط به لحاظ خطر و ریسک زمین لرزه اهمیت زیادی داشته و فعال شدن یکی از گسل‌ها در یک سمت گره می‌تواند منجر به چکانش (trigger) زمین لرزه و فعالیت گسل دیگر و در نهایت رخداد زمین لرزه‌ای بزرگ یا افزایش لرزه‌خیزی منطقه شود. در این مطالعه نیز هر سه زمین لرزه وان ترکیه، بالاکوت پاکستان، و اردکول قائن خراسان برخلاف ۴ زمین لرزه درون ورقه‌ای دیگر، در محل تلاقی گسل‌های بزرگ مرز ورقه‌ای فلات ایران قرار دارند.



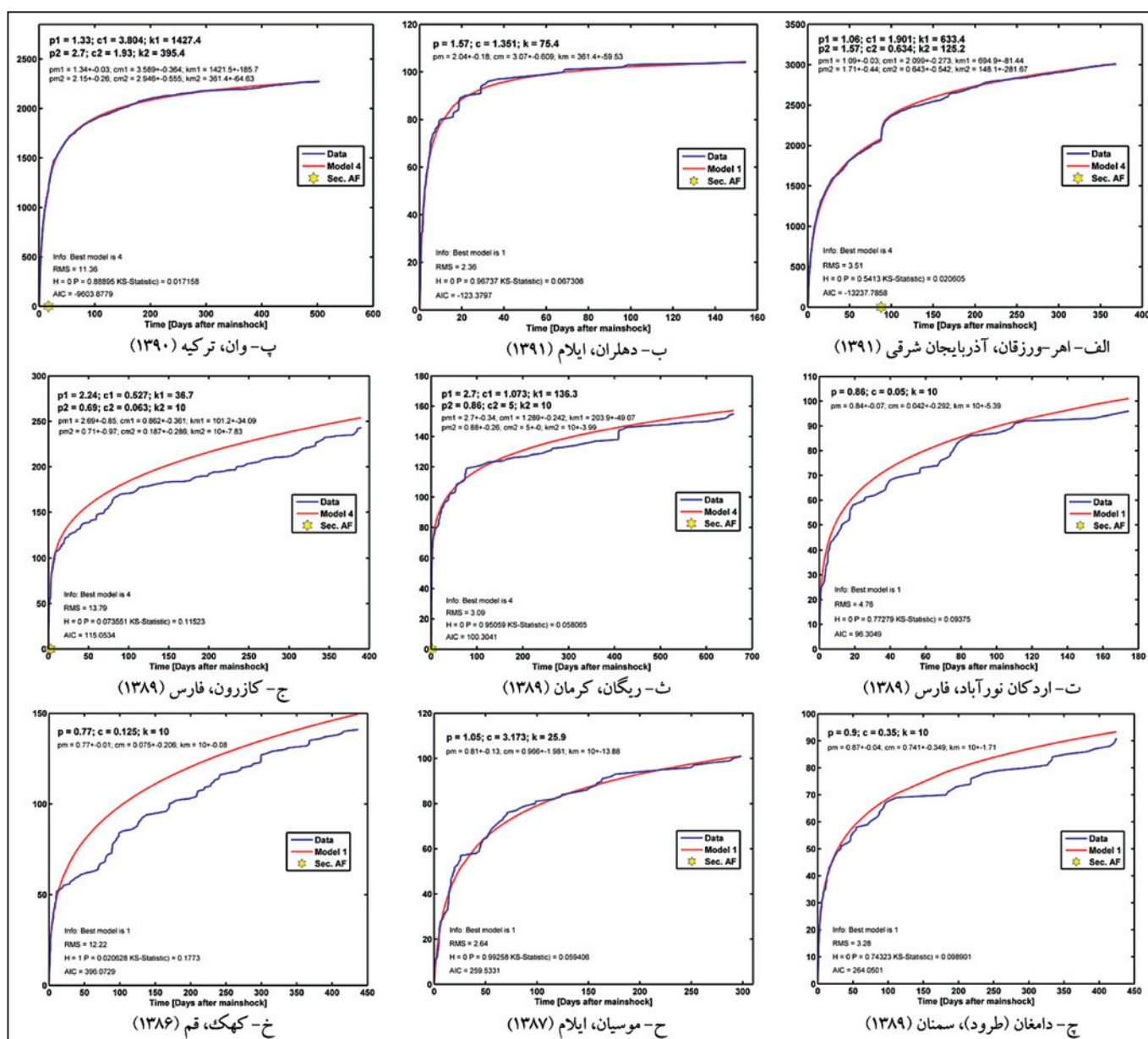
شکل ۱- مثالی شماتیک از یک نمونه توالی لرزه‌ای (نقل از وبگاه



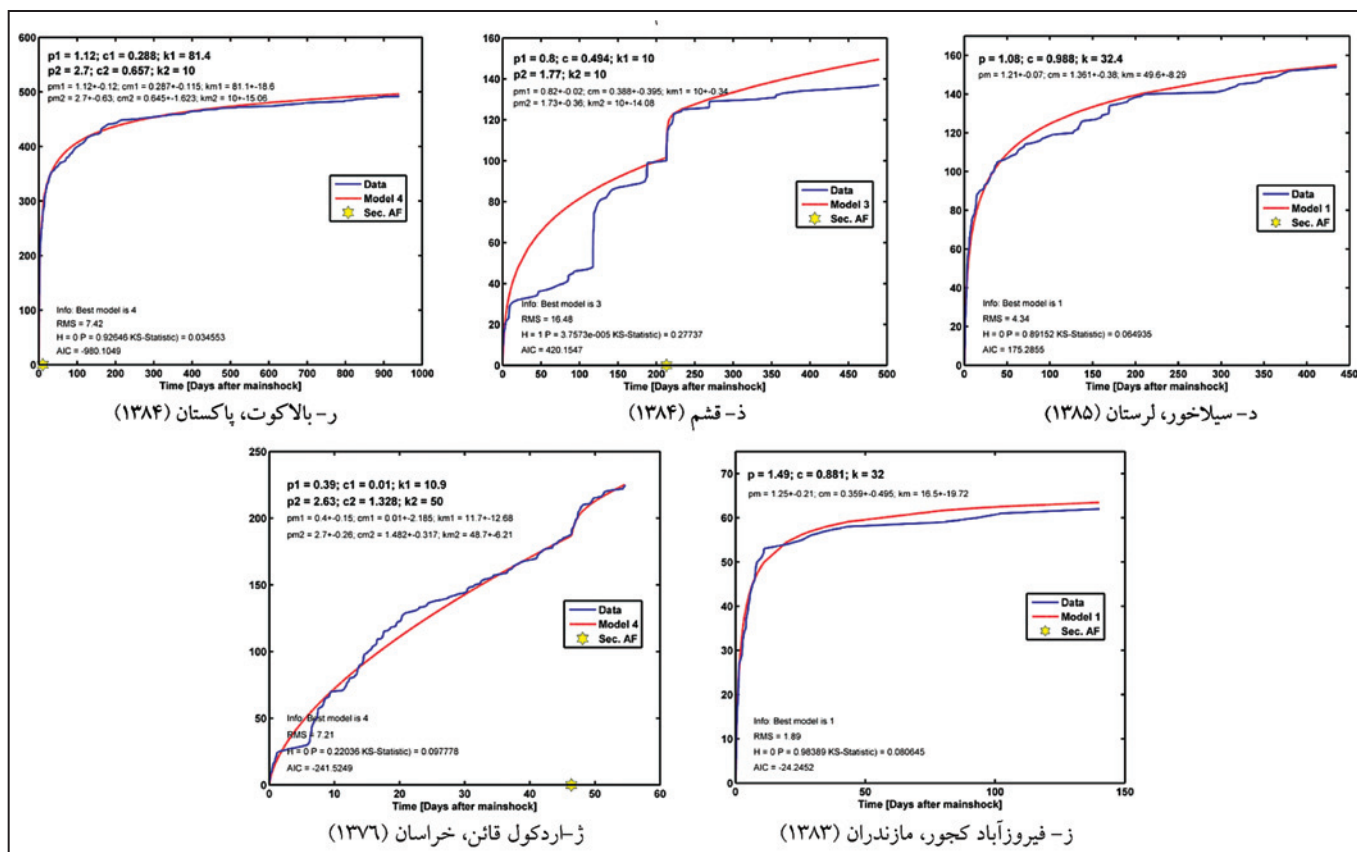
شکل ۲- نمودار رابطه گره‌تیر-ریشتر برای توالی پس‌لرزه‌های ۱۴ زمین‌لرزه مورد بررسی.



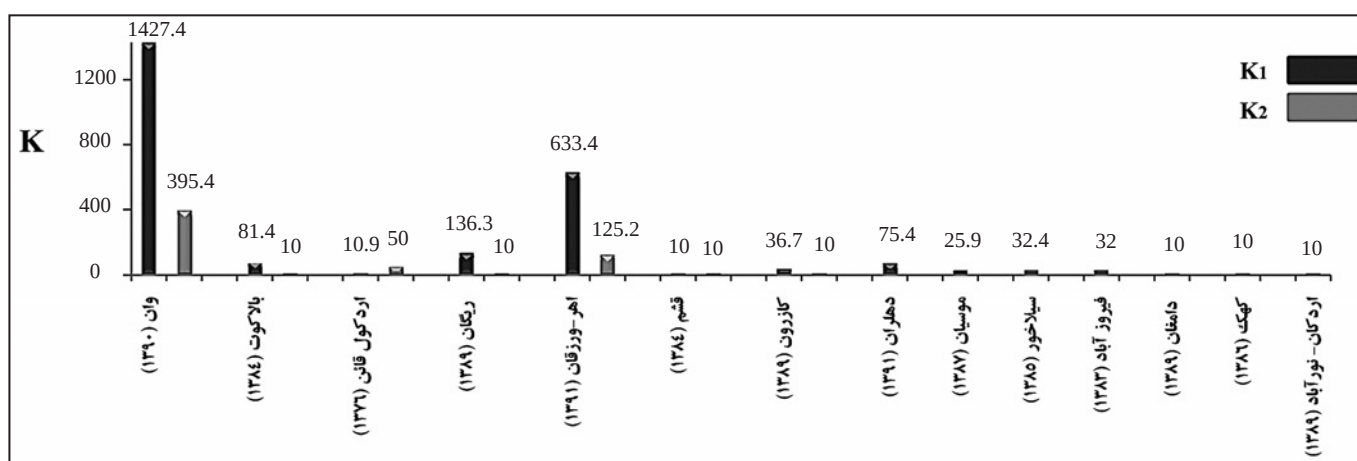
ادامه شکل ۲



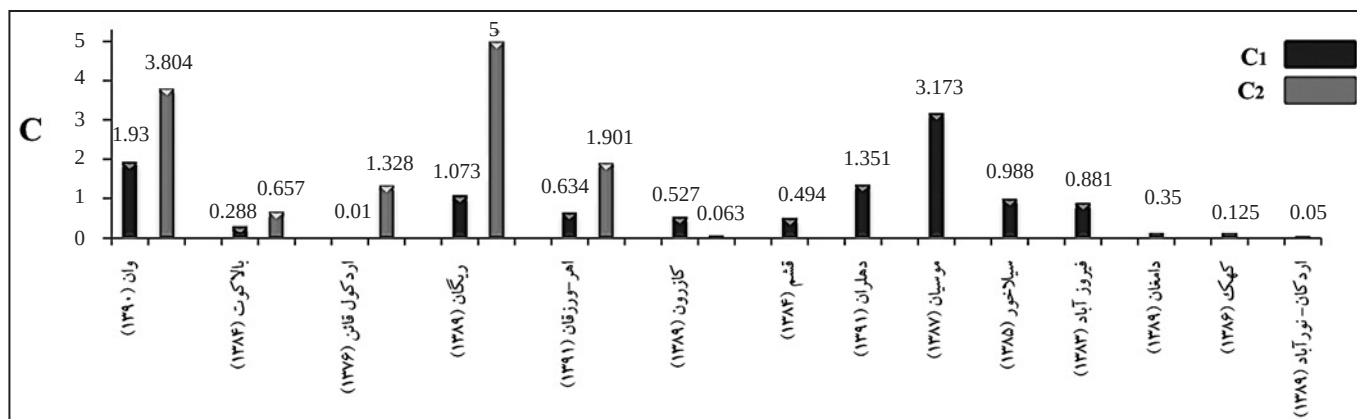
شکل ۳- مدل آموری برای هر توالی لرزه‌ای.



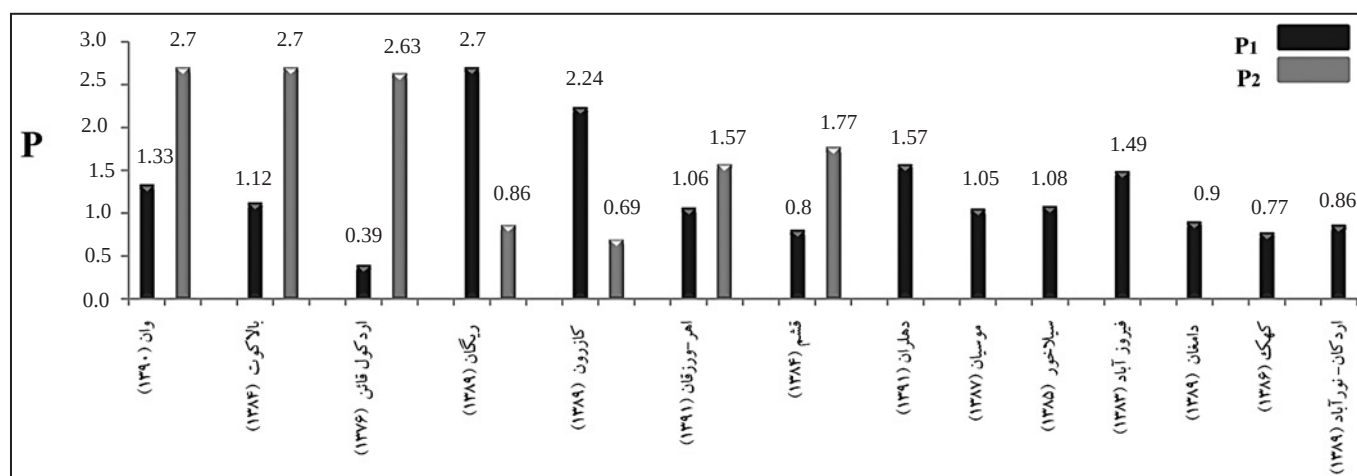
ادامه شکل ۳



شکل ۴- مقدار پارامتر k برای هر توالی لرزه‌ای.



شکل ۵- مقدار پارامتر C برای هر توالی لرزه‌ای.



شکل ۶- مقدار پارامتر P برای هر توالی لرزه‌ای.

جدول ۱- رابطه‌های ارائه شده برای روند کاهندگی پس‌لرزه‌ها.

فرمول ریاضی	رابطه
$n = n_1 \exp[-t/t_0]$	Mogi, 1962
$n = kt^{-p} \exp[-(t/t_0)^{1-p}]$	Kisslinger, 1993
$R(t, M_m) = \frac{10^{A+b(M_m-MZ)}}{(t+c)^p}$	Reasenberget al., 1989
$r(t, m) = \frac{(p-1)10^{b(M_m-MZ)}}{c(m)} \frac{1}{[1 + \frac{t}{c(m)}]^p}$	Shcherbakov et al., 2004

جدول ۲- لیست ۱۴ زمین‌لرزه موردنظر برای بررسی الگوی کاهندگی پس‌لرزه‌ها.

مرجع کاتالوگی	مختصات رومرکز		بزرگا	تاریخ وقوع		مکان زمین‌لرزه
	Y	X		میلادی	خورشیدی	
IRSC*1	۳۸/۴۳	۴۶/۸۱	۶/۲	۲۰۱۲/۰۸/۱۱	۱۳۹۱/۰۵/۲۱	اهر- ورزقان، آذربایجان شرقی
IRSC	۳۲/۵۰۳	۴۷/۰۴۹	۵/۱	۲۰۱۲/۰۴/۲۰	۱۳۹۱/۰۲/۰۱	دهلران، ایلام
emsc-csem*2	۳۸/۷۸	۴۳/۴	۷/۲	۲۰۱۱/۱۰/۲۳	۱۳۹۰/۰۸/۰۱	وان، ترکیه
IRSC	۳۰/۱۸۱	۵۱/۶۹۹	۵/۲	۲۰۱۱/۰۱/۰۵	۱۳۸۹/۱۰/۱۵	اردکان- نورآباد، فارس
IRSC	۲۸/۴۴۳	۵۹/۱۵۳	۶/۵	۲۰۱۰/۱۲/۲۰	۱۳۸۹/۰۹/۲۹	ریگان، کرمان
IRSC	۲۹/۶۹۳	۵۱/۶۱۸	۶/۱	۲۰۱۰/۰۹/۲۷	۱۳۸۹/۰۷/۰۵	شمال کازرون، فارس
IRSC	۳۵/۴۸۸	۵۴/۴۶۶	۵/۹	۲۰۱۰/۰۸/۲۷	۱۳۸۹/۰۶/۰۵	جنوب خاوری دامغان، سمنان
IRSC	۳۲/۳۴۴	۴۷/۳۲۵	۵/۷	۲۰۰۸/۰۸/۲۷	۱۳۸۷/۰۶/۰۷	جنوب موسیان، ایلام
IRSC	۳۴/۴۹۸	۵۰/۸۶۶	۵/۹	۲۰۰۷/۰۶/۱۸	۱۳۸۶/۰۳/۲۸	کهک، قم
IRSC	۳۳/۴۸۳	۴۸/۸۶۴	۵/۹	۲۰۰۶/۰۳/۳۱	۱۳۸۵/۰۱/۱۱	سیلاخور، لرستان
IIEES*3	۲۶/۸۳	۵۵/۸۲	۶	۲۰۰۵/۱۱/۲۷	۱۳۸۴/۰۹/۰۶	قشم
NEIC*4	۳۴/۵۳۹	۷۳/۵۸۸	۷/۶	۲۰۰۵/۱۰/۰۸	۱۳۸۴/۰۷/۱۷	بالاکوت، پاکستان
IIEES	۳۶/۲۶	۵۱/۵۷	۶/۴	۲۰۰۴/۰۵/۲۸	۱۳۸۳/۰۳/۰۸	فیروز آباد - کجور، مازندران
IIEES	۳۳/۸۳	۵۹/۸۱	۷/۵	۱۹۹۷/۰۵/۱۰	۱۳۷۶/۰۲/۲۰	اردکول قائن، خراسان

*1- Iranian Seismological Center (مرکز لرزه‌نگاری کشوری)

*2- European-Mediterranean Seismological Centre (مرکز لرزه‌نگاری اروپا- مدیترانه)

*3- International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله)

*4- National Earthquake Information Center (مرکز اطلاعات لرزه‌نگاری آمریکا)

جدول ۴- پارامترهای محاسبه شده رابطه گوتنبرگ- ریشتر برای هر توالی لرزه‌ای.

پارامترهای گوتنبرگ- ریشتر			بزرگا	مکان زمین‌لرزه
a	b	Mc		
۴/۶۷	۰/۷	۱/۷	۶/۲	اهر- ورزقان، آذربایجان شرقی (۱۳۹۱)
۴/۴۵	۰/۸۰۴	۲/۹	۵/۱	دهلران، ایلام (۱۳۹۱)
۶/۶۷	۱/۱	۳	۷/۲	وان، ترکیه (۱۳۹۰)
۴/۰۶	۰/۸۵	۲/۲	۵/۲	اردکان- نورآباد، فارس (۱۳۸۹)
۵/۱۹	۰/۸۷۶	۳/۲	۶/۵	ریگان، کرمان (۱۳۸۹)
۴/۲۱	۰/۷۷۱	۲/۲	۶/۱	شمال کازرون، فارس (۱۳۸۹)
۴/۵۲	۱/۰۷	۲/۳	۵/۹	جنوب خاوری دامغان، سمنان (۱۳۸۹)
۴/۹۶	۱/۰۱	۲/۷	۵/۷	جنوب موسیان، ایلام (۱۳۸۷)
۴/۴۷	۱/۰۵	۲/۱	۵/۹	کهک، قم (۱۳۸۶)
۴/۶۷	۰/۸۹۵	۲/۷	۵/۹	سیلاخور، لرستان (۱۳۸۵)
۴/۴	۰/۷۲۱	۳/۱	۶	قشم (۱۳۸۴)
۴/۷۸	۰/۵۷۱	۳/۵	۷/۶	بالاکوت، پاکستان (۱۳۸۴)
۴/۲۴	۰/۷۹۷	۲/۸	۶/۴	فیروز آباد - کجور، مازندران (۱۳۸۳)
۵/۹۶	۱/۰۶	۳/۴	۷/۵	اردکول قائن، خراسان (۱۳۷۶)

جدول ۳- پنجره زمانی- مکانی تعریف شده توسط Gardner & Knopoff (1974).

بزرگای زمین‌لرزه اصلی	فاصله (کیلومتر)	زمان (روز)
۲/۵	۱۹/۵	۶
۳	۲۲/۵	۱۱/۵
۳/۵	۲۶	۲۲
۴	۳۰	۴۲
۴/۵	۳۵	۸۳
۵	۴۰	۱۵۵
۵/۵	۴۷	۲۹۰
۶	۵۴	۵۱۰
۶/۵	۶۱	۷۹۰
۷	۷۰	۹۱۵
۷/۵	۸۱	۹۶۰
۸	۹۴	۹۸۵

جدول ۵- پارامترهای محاسبه شده رابطه آموری برای هر توالی لرزه‌ای.

پارامترهای آموری			مکان زمین لرزه
K	C	Pz	
$K_1=633/4$ ، $K_2=125/2$	$C_1=1/901$ ، $C_2=0/634$	$P_1=1/06$ ، $P_2=1/57$	اهر- ورزقان، آذربایجان شرقی (۱۳۹۱)
$K=75/4$	$C=1/351$	$P=1/57$	دهلران، ایلام (۱۳۹۱)
$K_1=1427/4$ ، $K_2=395/4$	$C_1=3/804$ ، $C_2=1/93$	$P_1=1/33$ ، $P_2=2/7$	وان، ترکیه (۱۳۹۰)
$K=10$	$C_1=0/05$	$P=0/86$	اردکان- نورآباد، فارس (۱۳۸۹)
$K_1=136/3$ ، $K_2=10$	$C_1=1/073$ ، $C_2=5$	$P_1=2/7$ ، $P_2=0/86$	ریگان، کرمان (۱۳۸۹)
$K_1=36/7$ ، $K_2=10$	$C_1=0/527$ ، $C_2=0/063$	$P_1=2/24$ ، $P_2=0/69$	شمال کازرون، فارس (۱۳۸۹)
$K=10$	$C=0/35$	$P=0/9$	جنوب خاوری دامغان، سمنان (۱۳۸۹)
$K=25/9$	$C=3/173$	$P=1/05$	جنوب موسیان، ایلام (۱۳۸۷)
$K=10$	$C=0/125$	$P=0/77$	کهک، قم (۱۳۸۶)
$K=32/4$	$C=0/988$	$P=1/08$	سیلاخور، لرستان (۱۳۸۵)
$K_1=10$ ، $K_2=10$	$C=0/494$	$P_1=0/8$ ، $P_2=1/77$	قشم (۱۳۸۴)
$K_1=81/4$ ، $K_2=10$	$C_1=0/288$ ، $C_2=0/657$	$P_1=1/12$ ، $P_2=2/7$	بالاکوت، پاکستان (۱۳۸۴)
$K=32$	$C=0/881$	$P=1/49$	فیروز آباد - کجور، مازندران (۱۳۸۳)
$K_1=10/9$ ، $K_2=50$	$C_1=0/01$ ، $C_2=1/328$	$P_1=0/39$ ، $P_2=2/63$	اردکول قائن، خراسان (۱۳۷۶)

کتابنگاری

- خاکشور، م.، حافظی مقدس، ن.، ایزدی فرد، م. و دلجانی، ف.، ۱۳۸۸- بررسی توالی پس لرزه‌ها و توزیع مکانی و زمانی آنها در ایران، هشتمین کنگره بین‌المللی مهندسی عمران، ۸ صفحه، دانشگاه شیراز، شیراز.
- ریاضی، ز. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۴- بررسی روند نرخ کاهش پس لرزه‌های رودبار، اردبیل و زر، سمپوزیوم علوم زمین، ۱۰-۸ اسفند ۱۳۸۴.
- ریاضی‌راد، ز.، ۱۳۸۵- مدل سازی پس لرزه های ایران، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ص ۲۱۶۹-۲۱۶۰.
- زارع، م.، ۱۳۸۴- مقدمه‌ای بر زلزله شناسی کاربردی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، چاپ اول، ۲۹۸ صفحه.
- فرهبد، ا. م.، یمینی فرد، ف. و حسامی آذر، خ.، ۱۳۷۷- بررسی زمین لرزه اردکول و پس لرزه های آن، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، چاپ اول، ۷۳ صفحه.
- یمینی فرد، ف.، ۱۳۹۰- تحلیل پس لرزه های زمین لرزه ۲۰ شهریور ۱۳۸۷ جزیره قشم (بزرگای گشتاوری ۵/۷) براساس داده های ثبت شده در شبکه لرزه نگاری موقت پژوهشگاه، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، سال چهاردهم، شماره ۱-۲ (پیاپی ۵۲)، صفحه ۲۳-۱۱.

References

- Berberian, M., 1976- Contribution to the Seismotectonic of Iran: Part II, Geological and Mining Survey of Iran, No. 39, Tehran.
- Caccamo, D., Barbieri, F. M., Lagana, C., Amico, S. D. & Parrillo, F., 2005- The temporal series of the New Guinea 29 April 1996 aftershock sequence, Physics of the earth and Planetary Interiors, Vol.153 , pp. 175-180.
- Christophersen, A. & Smith, E. G. C., 2004- Are foreshocks really mainshocks with larger aftershocks?, University of Wellington.
- Christopherson, A. & Smith, E. G. C., 2000- A Global MODEL FOR AFTERSHOCK BEHAVIOUR, 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand, Sunday 30 January - Friday 4 February.
- Creamer, F. H. & Kisslinger, C., 1993- The relation between temperature and the Omori decay parameter for aftershock sequences near Japan, EOS, 74, No. 43, Supplement, 417.
- Felzer, K, R., Becker, T., Abercrombie, R, E., Ekstro'm, G. & Rice, G, R., 2002- Triggering of the 1999 $M_w7.1$ Hector Mine earthquake by aftershocks of the 1992 $M_w7.3$ Landers earthquake, Journal of Geophysical Research, vol.107,No.b9, 2190, doi:10.1029/ 2001JB00091.
- Gardner, J. K. & Knopoff, L., 1974- Is The Sequence of earthquake in Southern California, With Aftershock Removed, Poissonian?, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 64 October, No. 5.

- Keilis-Borok, V. I. & Kossobokov, V., 1986- Time of increased probability for the great earthquakes of the world, *Comput. Seismol.*, 19, pp. 45–58.
- Kisslinger, C., 1993- The stretch exponential function as an alternative model for aftershock decay rate, *J. Geophys.*, 98, pp. 1913-1921.
- Kisslinger, C., 1996- aftershock and fault-zone properties, *Advanced in geophysics*, 38, pp.1-36.
- Liu, M. & Stein, S., 2011- Aftershocks. in *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, pp. 192-194, ed. Gupta, H. Springer Dordrecht, The Netherlands.
- Mogi, K., 1962- Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous material and its relation to earthquake phenomena, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 40, pp. 125-173.
- Ogata, Y. & Shimazaki, K., 1984- Transition from aftershock to normal activity: the 1965 Rat Islands earthquake aftershock sequence, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1757-1765.
- Ogata, Y., 1983- Estimation of the parameters in the modified Omori formula for aftershock frequencies by the maximum likelihood procedure, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.31, pp.115-124.
- Ogata, Y., 2001- Increased probability of large earthquakes near aftershock regions with relative quiescence, *Journal of Geophysical Research*, Vol.106, No.B5, pp. 8729-8744.
- Omori, F., 1894- On the after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, 7, pp.111-200.
- Pollock, D., 2007- Aspects of short-term and long-term seismic hazard assessment in New Zealand, Diploma Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, Department of Earth Sciences, 98 page.
- Reasenber, P. A., 1985- Second-order moment of central California seismicity, *J. Geophys. Res.* 90, pp. 5479–5495.
- Reasenber, P. A., Paul, A. & Jones, L. M., 1989- Earthquake Hazard After a Mainshock in California, *Science*, 243, 1173 – 1176.
- Shcherbakov, R., Turcotte, D. L. & Rundle, J. B., 2004- A generalized Omori's law for earthquake aftershock decay, *Geophysical research letters*, 31, 5 pages.
- Uhrhammer, R. A., 1986- Characteristics of northern and central California seismicity, *Earthquake Notes*. Vol 57, No1, pp.21.
- Utsu, T., 1961- A statistical study on the occurrence of aftershocks, *Geophys Mag*, 30, pp. 521-605.
- Utsu, T., 1969- Aftershocks and Earthquake Statistics (I), *Journal of faculty of Science, Hokkaido university*, 3, pp.129-195.
- Utsu, T., Ogata, Y. & Matsu'ura, R. S., 1995- The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity, *J. Phys. Earth*, 43, pp.1-33.
- Wyss, M., Wiemer, S. & Zuniga, R., 2001- ZMAP A Tool for Analyses of Seismicity Patterns, Version 6,0. ETH Zürich.

Determination of Aftershocks Attenuation Behavior of Moderate to Large Earthquakes in Iranian Plateau

F. Kamranzad ^{1*}, L.S. Moussavi ², M. Mojarab ³ & H. Memarian ⁴

¹ M.Sc. Student, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

² B. Sc., College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Ph.D. Student, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴ Professor, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2013 November 27

Accepted: 2014 May 07

Abstract

In this study, attenuation behavior of moderate to large earthquake aftershock sequences occurred in Iranian plateau has been investigated according to the empirical Omori Law. Due to proper recordings of instrumental earthquakes from 1990 to 2012, important earthquakes of this period were selected. After determination of aftershock sequences using temporal-spatial window defined by Gardner & Knopoff (1974), 14 sequences having enough recordings and appropriately distributed over the Iranian plateau were investigated in terms of attenuation behavior curve. Therefore, the Omori curve and parameters (p , c and k) were plotted and calculated for each sequence. Results show that for the Iranian plateau earthquakes, p -values range between 0.39 and 2.7, parameter c values vary from 0.01 to 5, and parameter k shows values in the range of 10 to 1427.4. This high variability is taken to indicate not only a variety of aftershock occurrence patterns in the Iranian plateau, but also an incomplete and inhomogeneous earthquake catalog. By using the present database, therefore, it is not easily possible to have a zonation based on temporal attenuation behavior of aftershock activities over the Iranian plateau. However, the estimations of aftershock attenuation rate for each locality can be used to analyze seismic hazard. Present study showed that the p -values and hence the aftershock attenuation rates in the Alborz and Zagros regions are greater than those in the eastern and central parts of Iran. The higher the rate, the greater the energy release, which means a shorter time to gain background seismicity. This result is comparable and consistent with the amount of energy released in these tectonic zones of the Iranian Plateau. Moreover, 7 out of 14 earthquake sequences have secondary aftershocks, which give two values for each Omori parameters. Results demonstrated that with a higher earthquake magnitude, the occurrence of the next big event as well as secondary aftershocks is more likely. Furthermore, for the 7 sequences with secondary aftershocks, a trend of P_2 variations is observable. P_2 is more than 2.5 for 3 of these sequences that have magnitudes above 7 and occurred along the Iranian plate boundaries. For the other 4 intraplate events, which have magnitudes less than 7, P_2 is less than 2. This might be due to a magnitude change or tectonic setting and distance of hypocenter to the main fault nodes. Results also showed that the c and k parameters are highly affected by number of recordings in the catalog. A more complete and homogeneous catalog would produce well-constrained values for these parameters, which in turn makes the analysis of the seismicity and physics of the fault zone more accurate.

Keywords: Aftershock, Seismic Sequence, Attenuation, Omori Law, Iranian Plateau

For Persian Version see pages 143 to 154

*Corresponding author: F. Kamranzad; E-mail: f_kamranzad@ut.ac.ir