

# ارزیابی دوره بازگشت زمین لرزه در سامانه گسلی آستارا بر پایه کاتالوگ‌های لرزه‌ای

امیربرزگری<sup>۱</sup>، منوچهری قرشی<sup>۲</sup>، حمید نظری<sup>۳</sup>، محمد علی شکری<sup>۴</sup> و محسن پور کرمانی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۳</sup> استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۴</sup> کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۵</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۳/۱۸

## چکیده

سامانه گسلی آستارا با روند تقریبی شمالی- جنوبی در مرز خاوری کوه‌های تالش با دریای کاسپین قرار گرفته است و فعالیت لرزه‌ای احتمالی آن اثر سترگی بر گستره شمالی استان گیلان وارد خواهد کرد. این سامانه گسلی یکی از گسل‌های پی سنگی ایران است که نقش بسیار مهمی در کوه‌های تالش و فرونشست حوضه کاسپین جنوبی دارد. به نظر می‌رسد که این سامانه گسلی مسبب زمین‌لرزه‌های دستگاهی با بزرگای متوسط تا بالا شده است، که می‌توان به زمین‌لرزه ۱۶ آوریل ۱۹۱۳ با بزرگای ۵/۱، ۱۱ ژوئیه ۱۹۷۰ با بزرگای امواج حجمی ۵/۲ و ۴ نوامبر ۱۹۷۸ با بزرگای امواج سطحی ۶ اشاره کرد. در ارتباط با زمین‌لرزه‌های تاریخی این سامانه گسلی اطلاعات چندانی در دسترس نیست ولی می‌توان زمین‌لرزه‌های تاریخی در سال‌های ۱۷۰۹ و ۱۷۱۳ رشت را مرتبط با فعالیت این سامانه گسلی دانست. وجود زمین‌لرزه‌های منتسب به فعالیت لرزه‌ای این سامانه از یک سو و نبود داده‌های لرزه‌ای مهم مانند دوره بازگشت زمین‌لرزه، نرخ فعالیت و نرخ لغزش از سوی دیگر، فعالیت لرزه‌ای آینده این گسل را با ابهام همراه ساخته است. هدف از این پژوهش ارزیابی دوره بازگشت زمین‌لرزه در سامانه گسلی آستارا است. به این منظور از دو رابطه مقدماتی گوتنبرگ- ریشتر و توزیع پایانی کیکو- سلوول استفاده شده است. نتایج حاصل از روش گوتنبرگ- ریشتر نشان‌دهنده رخداد لرزه‌ای با بزرگای امواج سطحی بیش از ۸ در سه بازه زمانی ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ سال است. این در حالی است که بزرگای لرزه‌ای حاصل از روش کیکو- سلوول برای بازه‌های زمانی بیان شده به ترتیب برابر با ۷/۳، ۷/۷ و ۷/۹ است.

**کلیدواژه‌ها:** سامانه گسلی آستارا، نرخ فعالیت، دوره بازگشت، پارینه لرزه‌شناسی، ارزیابی خطر لرزه‌ای.

\*نویسنده مسئول: امیربرزگری

E-mail: barzegariamir@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

سامانه گسلی آستارا در بخش باختری استان گیلان و در مرز میان کوه و دشت قرار دارد (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰)، که به‌صورت کلی دارای روند تقریبی شمالی- جنوبی است و به نظر می‌رسد که سبب پایین افتادن حوضه فروافتاده دریای کاسپین نسبت به رشته‌کوه‌های تالش شده باشد. خط گسل، بیشتر توسط انباشته‌های دشت کرانه کاسپین پوشیده شده، ولی در برخی نقاط آثار آن در پیکر پهنه خرد شده است که روی سنگ‌های آذرآواری پالئوسن در حاشیه دریا دیده می‌شود. اختلاف ارتفاع و بریدگی‌هایی تند و مستقیم که در دامنه خاوری کوه‌های تالش دیده می‌شوند، می‌توانند نتیجه سازوکار این سامانه گسلی باشند. با توجه به وجود پی سنگ دگرگونی نهشته‌های باختری گسل، چنین می‌نماید که سامانه گسلی آستارا یک گسل پی سنگی کهن بوده است که از پالئوژن فعال شده است (خدابنده و همکاران، ۱۳۸۰). دنباله این گسل از شمال در خاک آذربایجان و از جنوب به چهار گوشه بندر انزلی کشیده می‌شود که درازای بخش درون ایران حدود ۲۰۲ کیلومتر است و با در نظر گرفتن امتداد آن در بخش شمال باختری (بیرون از ایران) به طول ۴۰۰ کیلومتر می‌رسد (نظری و شهیدی، ۱۳۹۰). خطواره مغناطیسی F-270 با محل سامانه گسلی آستارا مطابقت دارد (Yousefi & Friedberg, 1978). در ارتباط با این سامانه سازوکارها و شیب‌های متفاوتی ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به پژوهش‌های نبوی (۱۳۵۵) و (Berberian 1983) اشاره کرد، همچنین نامبردگان گسل آستارا را وارون و فعال معرفی می‌کنند، که نهشته‌های مزوزویک را در کنار رسوبات کواترنری جای داده است (شکل ۱). (Kaveh et al. (2013 در نقشه لرزه‌زمین ساخت کوه‌های تالش، این سامانه را به دو بخش راندگی (در نزدیکی ارتفاعات به تعداد سه قطعه) و راستالغز (با دور شدن از ارتفاعات، به تعداد دو قطعه)، که هر دو دارای مؤلفه امتدادلغز راست گرد هستند تقسیم کرده‌اند (شکل ۲). همچنین می‌توان این سامانه را

بر پایه تغییرات روندی به سه بخش شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور (قطعه اول)، شمالی- جنوبی (قطعه دوم) و شمال باختری- جنوبی خاوری (قطعه سوم که در خارج از مرزهای سیاسی ایران قرار دارد) تقسیم‌بندی کرد. Berberian (1983) زمین‌لرزه ۴ نوامبر ۱۹۷۸ با بزرگای  $M_s=6.0$  و  $m_b=6.1$  سیاهیل را که با تخریب ۲۰ روستا همراه بود، مرتبط با بخشی از طول جنوبی سامانه گسلی آستارا می‌داند که نتایج جالبی از ارزیابی لرزه‌ای در بخش باختری حوضه کاسپین جنوبی فراهم آورد. زمین‌لرزه یاد شده نمایانگر روراندگی کوه‌های تالش روی فرونشست کاسپین (Berberian, 1983; Jackson & Mckenzie, 1984) و همچنین نشان‌دهنده کوتاه‌شدگی خاوری- باختری و راندگی‌های پوسته قاره‌ای در خاور Transcaucasia است. (Jackson et al. (2002 بر این باورند که زمین‌لرزه‌های روی داده به سبب عملکرد سامانه گسلی آستارا، ژرفایی میان ۱۵ تا ۲۲ کیلومتر دارند و سازوکار کانونی آنها نیز نشانگر شیب ملایم به سوی باختر است. زمین‌لرزه‌های با بزرگای کوچک تا متوسط در تاریخ ۱۱ ژوئیه ۱۹۷۰ با بزرگای ۵/۲ و ۱۶ آوریل ۱۹۱۳ با بزرگای ۵/۱ در بخش‌های شمالی و جنوبی سامانه گسلی آستارا روی داده‌اند. هیچ داده لرزه‌ای تاریخی در طول این گسل به ثبت نرسیده است؛ ولی رویداد زمین‌لرزه‌های ۱۷۰۹ و ۱۷۱۳ میلادی رشت را می‌توان به سبب عملکرد این سامانه گسلی دانست (Ambraseys & Melville, 1982; Berberian & Yeats, 1999 & 2001; Nazari & Shahidi, 2011). نکته قابل بیان جایگیری این سامانه در استان گیلان است (جمعیت شهر آستارا: بیش از ۸۵۰۰۰ نفر؛ جمعیت شهر تالش (هشتپر): ۱۸۴۱۳۳ نفر؛ جمعیت شهر رضوانشهر: بیش از ۲۶۷۱۵ (مرکز آمار ایران)) که خطر لرزه گسترده‌ای را به سبب وضعیت محیطی و فعالیت لرزه‌ای ایجاد می‌کند؛ به گونه‌ای که رخداد زمین‌لغزش‌های وسیع به سبب حضور واحد رسوبی مستعد لغزش،

مطالعه، می‌باشد. جدول ۱ و شکل ۳ نشان‌دهنده مقادیر هر متغیر برای گستره شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا هستند.

## ۲-۲. روش توزیع پایانی (Kijko-Sellevoll)

روش ارائه شده توسط Kijko & Sellevoll (1992) (K-S) و تکمیل آن توسط Kijko & Graham (1998) دارای توانایی‌های سودمندی در به کارگیری فهرست زمین‌لرزه‌های آمیخته و ناهمگن است که مناسب با ویژگی‌های داده‌های لرزه‌ای سرزمین ایران است. توابع استفاده شده در برنامه کامپیوتری کیکو شامل تابع توزیع برازش مقادیر پایانی برای زمین‌لرزه‌های پیش از سده بیستم می‌شوند که اغلب بزرگ ولی کم‌دقت هستند و تابع توزیع دوکران‌دار Gutenberg - Richter برای زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی و به کارگیری روش آماری برآورد توزیع نهایی است. در روش K-S، توان به کارگیری همزمان زمین‌لرزه‌های تاریخی و ثبت شده دستگاهی با انجام دسته‌بندی‌های مناسب با در نظر گرفتن خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای بیشینه به صورت متفاوت برای هر دسته وجود دارد. همچنین می‌توان اثر نبوده‌های لرزه‌ای و یا کمبود اطلاعات را به گونه‌ای در محاسبات وارد کرد. استفاده از این روش در پهنه‌های زمین‌ساختی که دارای فهرست ناقصی از اطلاعات زمین‌لرزه‌های تاریخی و یا اساساً بدون زمین‌لرزه‌های تاریخی هستند بسیار مناسب و کارآمد است. نتایج حاصل از به کارگیری این روش شامل تعیین متغیرهای لرزه‌خیزی یعنی ضرایب  $\beta$  و  $\lambda$  (میزان و آهنگ لرزه‌خیزی)، بیشینه بزرگای پذیرفتنی  $M_{max}$ ، تعیین دوره بازگشت، احتمال رویداد و عدم رویداد بزرگای زمین‌لرزه در دوره‌های زمانی متفاوت است.

## ۳-۳. برآورد متغیرهای لرزه‌خیزی به روش Kijko-Sellevoll

در گستره مطالعاتی فهرست رویداد زمین‌لرزه‌ها به سه بازه زمانی تقسیم می‌شود که در برگیرنده رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی، فهرست زمین‌لرزه‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ و همچنین فهرست زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۴ به بعد (سال نصب شبکه لرزه نگاری جهانی) است:

- زمین‌لرزه‌های تاریخی (روی داده پیش از سده بیستم) با خطای محاسبه بزرگا از ۰/۳ تا ۰/۵ واحد بزرگا.

- زمین‌لرزه‌های دستگاهی از تاریخ ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ میلادی با خطای ۰/۲ واحد بزرگا و بزرگای آستانه  $MS=4.2$ .

- زمین‌لرزه‌های دستگاهی از سال ۱۹۶۴ میلادی تاکنون با خطای ۰/۱۵ واحد بزرگا و بزرگای آستانه  $MS=4.2$ .

در جدول ۲ مقادیر آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد بر پایه بازه‌های زمانی ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ ساله بر حسب بزرگای سطحی ( $MS$ ) در گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا آمده که بر پایه این جدول، شکل ۴ رسم شده است.

## ۴-۴. دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه

در این بخش با استفاده از رابطه‌های Gutenberg - Richter و Kijko-Sellevoll، دوره بازگشت بزرگا برای گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا محاسبه می‌شود.

## ۴-۱. دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها بر پایه روش مقدماتی (G-R) Gutenberg - Richter

دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها بر حسب روابط زیر برای گستره‌های ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری محاسبه و نتایج حاصل از آنها در جدول ۳ و شکل ۵ ارائه شده است:

$$RP(M \geq m) = t_0 \exp [-(a-b \cdot M) \ln 10] \quad (Eq3)$$

که در آن  $RP$ ، دوره بازگشت زمین‌لرزه بر پایه بزرگا،  $t_0$ ، دوره زمان مورد

بالا بودن سطح ایستایی و ایجاد امواج سونامی در حوضه کاسپین جنوبی در اثر فعالیت لرزه‌ای این سامانه، محتمل خواهد بود. با توجه به موارد بیان شده، سامانه گسلی یاد شده به عنوان یک سامانه فعال و لرزه‌ای اهمیت دارد که ارزیابی خطر بیشینه جنبش نیرومند زمین مستلزم دانستن شاخص‌هایی همچون دوره بازگشت زمین‌لرزه، نرخ لغزش و نرخ فعالیت است. در این پژوهش سعی می‌شود تا با استفاده از دو روش مقدماتی Gutenberg - Richter و توزیع پایانی Kijko-Sellevoll برآوردی از دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها به دست آورده شد.

## ۲-۲. محاسبه دوره بازگشت زمین‌لرزه

همان‌گونه که بیان شد به منظور ارزیابی خطر بیشینه جنبش نیرومند زمین در سامانه گسلی آستارا نیاز به دانستن دوره بازگشت، نرخ لغزش و یا نرخ فعالیت این سامانه است. در صورت نبود داده‌های پارین‌لرزه‌شناسی به منظور ارزیابی چنین اطلاعاتی می‌توان از داده‌های آماری زمین‌لرزه‌ها استفاده کرد. این روش تنها تکیه بر کاتالوگ‌های لرزه‌ای دارد که بهترین نتایج آن در ۱۱۴ سال اخیر گردآوری شده‌اند. در این بخش سعی شده تا با استفاده از روش مقدماتی Gutenberg - Richter (G-R) و توزیع پایانی (Kijko-Sellevoll)، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها مورد محاسبه قرار گیرند. به منظور بررسی دوره بازگشت زمین‌لرزه در سامانه گسلی آستارا زمین‌لرزه‌های روی داده در دو گستره شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتر از میانه این سامانه (با مختصات  $48/879$ ،  $38/380$ ) و از منابع لرزه‌ای معتبر گردآوری شده‌اند (IIIES, USGS, ISC). از آنجا که هر منبع گزارش‌کننده زمین‌لرزه بزرگایی خاص را گزارش می‌کند، نیاز است تا همه بزرگا‌های موجود در گستره‌های بیان شده به یک بزرگای واحد تبدیل شوند (به منظور تعیین دوره بازگشت). در این پژوهش همه روش‌های ارزیابی دوره بازگشت بر پایه بزرگای  $M_s$  مورد تحلیل قرار گرفته‌اند. برای تبدیل بزرگای  $mb$  به  $M_s$  از رابطه (ICOLD 1998) و برای تبدیل بزرگای  $M_w$  به  $M_s$  از رابطه (Heaton et al. 1986) استفاده شده است. در نهایت، پس از تبدیل بزرگا‌های یاد شده، به منظور حذف زمین‌لرزه‌های وابسته، از پنجره زمانی (Gardnere & Knopoff 1974) و (Keilis- Borok et al. 1980) استفاده شده تا داده‌های مورد نیاز روابط بازگشتی به دست آیند.

## ۲-۱. روش مقدماتی (G-R) Gutenberg - Richter

تابع توزیع مقدماتی یا پایه Gutenberg - Richter در سال ۱۹۵۶ ارائه شد. در این رابطه فراوانی تجمعی زمین‌لرزه ( $N_c$ ) به‌طور خطی و با در نظر گرفتن رابطه ساده زیر به بزرگا ( $M$ ) نسبت داده می‌شود.

$$\log N_c = a - bM \quad (Eq 1)$$

حتی با به کارگیری این رابطه ساده نیز می‌توان با انجام یک دسته‌بندی مناسب برای بزرگای زمین‌لرزه‌ها، رابطه لرزه‌خیزی و ضرایب مربوط به آن را (ضرایب  $a$  و  $b$ ) به دست آورد. ولی با توجه به محدودیت‌های این رابطه از یک سو امکان استفاده از زمین‌لرزه‌های تاریخی وجود ندارد و از سوی دیگر به دلیل نداشتن حد بالا و پایین برای بزرگا، نتایج به دست آمده تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه بوده و با واقعیات لرزه‌خیزی منطقه سازگار نیستند. بنابراین نتایج تنها برای فاصله‌های زمانی که اطلاعات لرزه‌ای به نسبت همگن و پیوسته باشند (زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده) و در بازه محدودی از بزرگا ( $MS = 4.3 - 5.8$ ) به نسبت قابل قبول است. رابطه مقدماتی گوتنبرگ - ریشتر بر حسب لگاریتم طبیعی (مبنای نمایی) به این صورت نوشته می‌شود:

$$\ln(N_c) = \ln(N_0) - B\mu$$

با مقایسه این دو رابطه تساوی زیر میان ضرایب آنها برقرار خواهد شد:

$$\ln(N_0) = a, \beta = 2.3 b \quad (Eq2)$$

$N_0$  و  $a$  معرف آهنگ رویداد سالیانه و  $\beta$  و  $b$  معرف میزان لرزه‌خیزی گستره مورد

مشاهده ۱۱۴ سال (از ۱۹۰۰ تا ۲۰۱۴)،  $a$  و  $b$  ضرایب رابطه Gutenberg - Richter و  $M$  بزرگای زمین لرزه است.

نتایج حاصل از دو روش‌های لرزه‌ای بیان شده نشان می‌دهد که شعاع مطالعاتی ۲۰۰ کیلومتری متغیرهای لرزه‌ای بالاتری را نسبت به شعاع ۱۵۰ کیلومتری به دست می‌دهد که این امر نشان‌دهنده آن است که در مطالعات ارزیابی خطر استفاده از زمین‌لرزه‌های دوردست با بزرگای بالا سبب لرزه‌خیزی کردن غیر واقعی گستره مورد مطالعه خواهد شد.

نتایج به دست آمده به روش Gutenberg - Richter نشان دهنده رخداد زمین لرزه‌ای با بزرگای  $M_s > 8$  در سه بازه زمانی ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ سال است که با توجه به ماهیت خطی و استفاده نکردن از زمین لرزه‌های تاریخی و نداشتن حد بالا و پایین برای بزرگا (کارایی رابطه در بازه محدودی از بزرگا) از واقعیت به دور است؛ چرا که الگوی لرزه‌خیزی به دست آمده بر پایه داده‌های ۱۱۴ سال اخیر نمی‌تواند برای درازمدت قابل تعمیم و استفاده باشد. در واقع برای فهم بهتر و بیشتر الگوی واقعی لرزه‌خیزی منطقه باید داده‌های یک دوره زمانی طولانی‌تر به همراه روش‌های قابل اطمینان‌تر مورد مطالعه و ارزیابی قرار گرفته شود.

دوره بازگشت حاصل از رابطه کیکو- سلول برای گستره ۱۵۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا به ترتیب نشان‌دهنده رخداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۷/۳، ۷/۷، ۷/۹ برای سه بازه زمانی ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ سال است که به سبب استفاده از داده‌های تاریخی و تابع توزیع برازش پایانی زمین‌لرزه‌های دستگاهی نسبت به رابطه Gutenberg – Richter اعداد منطقی تری دارد. ولی با این وجود رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۷/۴ در گستره مورد مطالعه با هیچ یک از داده‌های لرزه‌ای همخوانی ندارد. از آنجا که در این پژوهش از داده‌های حاصل از کاتالوگ‌های لرزه‌ای استفاده شده است عدم قطعیت زیادی در نتایج آن به سبب ثبت نشدن زمین‌لرزه‌ها (ناقص بودن کاتالوگ‌ها)، اغراق در بزرگای و دقت آنها (در بخش زمین‌لرزه‌های تاریخی) وجود دارد. ولی به منظور شناخت ویژگی‌های لرزه‌ای این سامانه گسلی استفاده از علم پارینه لرزه‌شناسی راهگشا خواهد بود. چرا که داده‌های لرزه‌ای درازمدت، دوره بازگشت، زمان سپری شده و بزرگای را با دقت زیادی نسبت به کاتالوگ‌های لرزه‌ای در اختیار می‌گذارند. لازم به بیان است که پژوهش پارینه‌لرزه‌شناسی روی سامانه گسلی آستارا در حال انجام است.

باید توجه کرد که به دلیل عدم استفاده از زمین‌لرزه‌های تاریخی، نتایج مربوط به دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها را نمی‌توان معیار صحیحی برای پیشینه‌لرزه‌خیزی درازمدت منطقه که دارای زمین‌لرزه‌های بزرگ در سده‌های پیشین است، دانست. همچنین به دلیل نداشتن حد بالا و خطی بودن رابطه گوتبرگ-ریشتر مقادیری برای دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها حاصل می‌شود که از حد خاصی به بعد به دور از واقعیت لرزه‌خیزی منطقه و تنها تابع ماهیت ریاضی رابطه مورد استفاده شده است. با توجه به نتایج به دست آمده جدول ۳ و شکل ۵ در دوره بازگشت ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ سال رویداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای زیر در گستره‌های ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسل، آستارا محتمل خواهد بود:

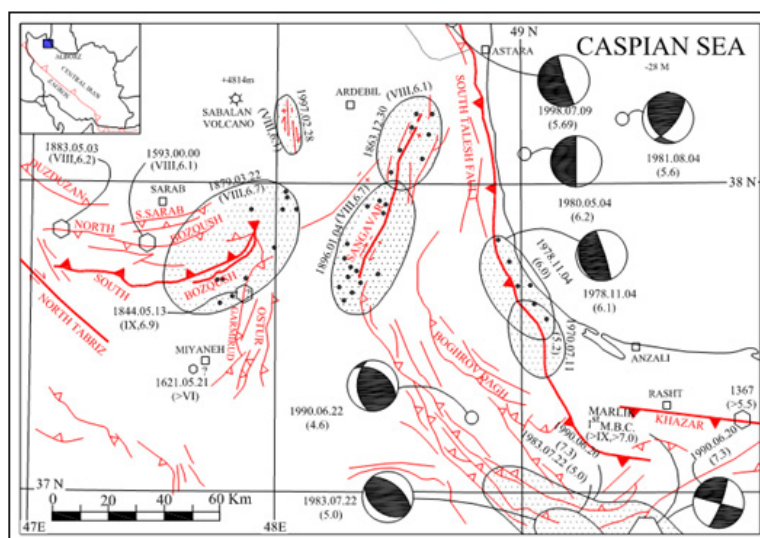
۴-۲. دوره بازگشت بزرگای زمین‌لرزه‌ها بر پایه توزیع پایانی (روش  
(Kijko-Sellevoll)

در این روش از تابع توزیع انباشتی دو کرانه‌ای گوتنبرگ - بیشتر استفاده شده است و دوره بازگشت رویداد زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای آنها در گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری مورد برازش قرار گرفته است. جدول ۴ نشان‌دهنده دوره‌های بازگشت بزرگای سطحی در گستره‌های مورد مطالعه است. بر پایه اطلاعات این جدول، شکل ۶ رسم شده است.

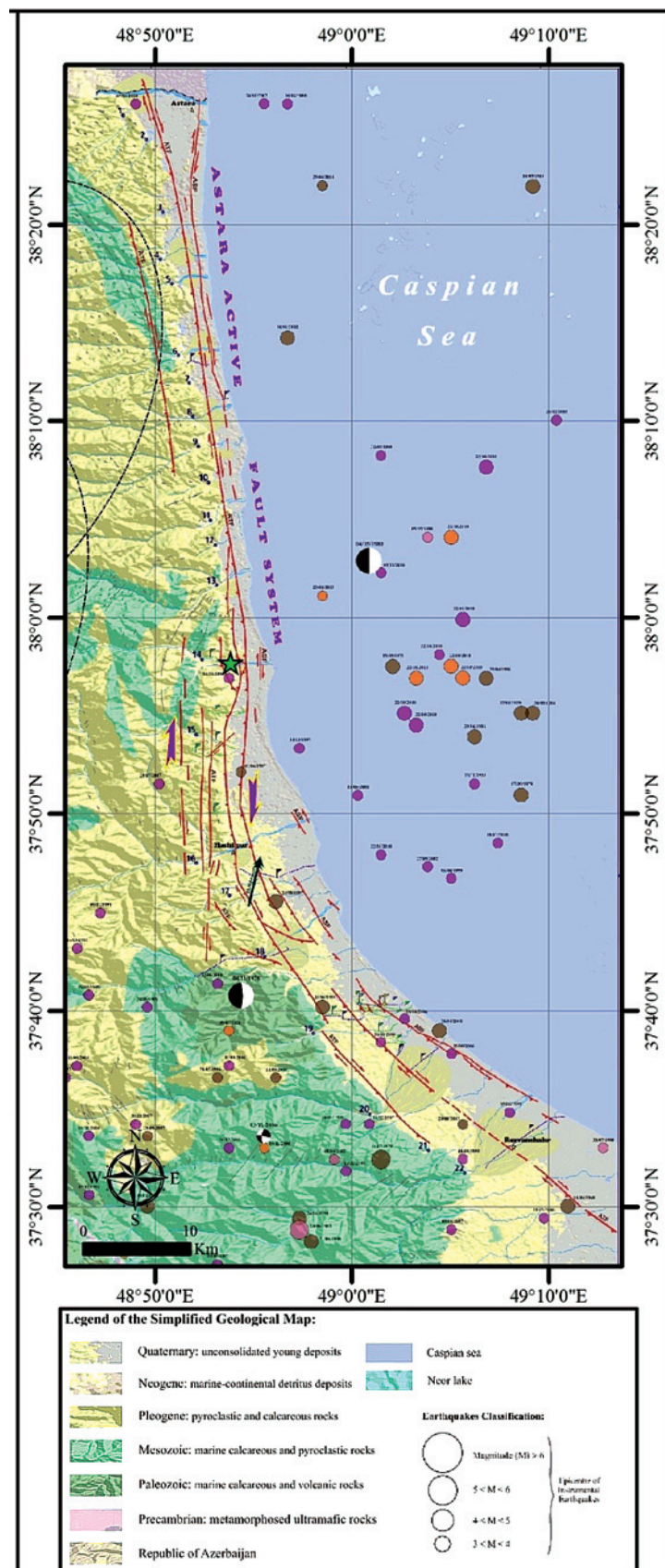
با مقایسه روش‌های مختلف ارائه شده برای تعیین دوره بازگشت بیشینه بزرگا، چنین نتیجه‌گیری می‌شود که توزیع نهایی (روش ککو) نسبت به رابطه

گوتبرگ- ریشتر اعداد منطقی‌تری دارد چرا که در این روش افزون بر استفاده از تابع توزیع انباشتی دو کرانه گوتبرگ- ریشتر از زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز استفاده شده است. با توجه به این امر، در دوره بازگشت ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ سال رویداد زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای زیر در گستره‌های ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری محتمل خواهند بود:

گفتنی است که در صورت وجود مطالعات پارینه‌لرزه‌شناسی ارزیابی دوره

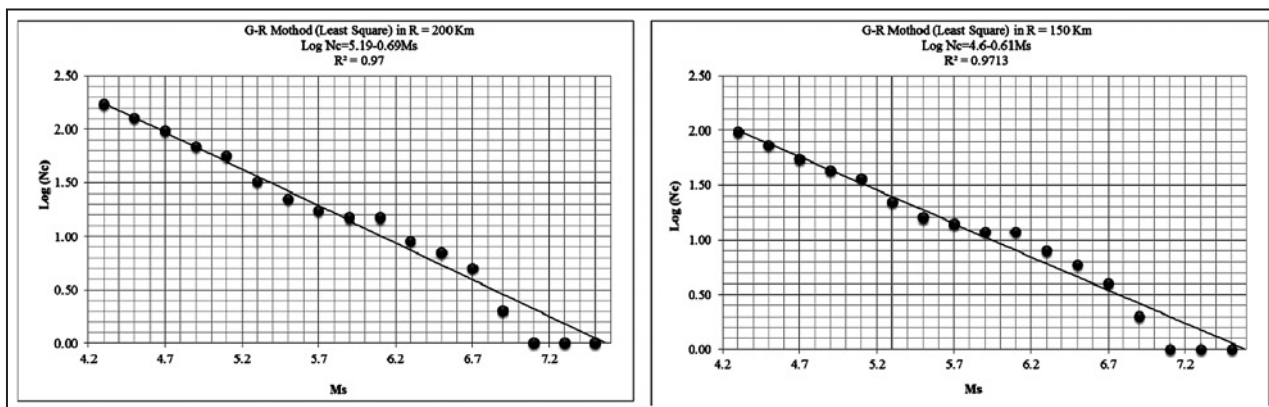


شکل ۱- نقشه‌ای از مناطق هم‌لرزه (مناطق سایه‌دار) و مراکز تخریب شده با نقاط سیاه رنگ نمایش داده شده‌اند. گسل‌های فعال و لرزه‌زا با خطوط ستبر نشان داده شده‌اند. گسل‌های با دندانه‌های مثلثی شکل نمایانگر گسل‌های وارون هستند (Berberian, 1997).

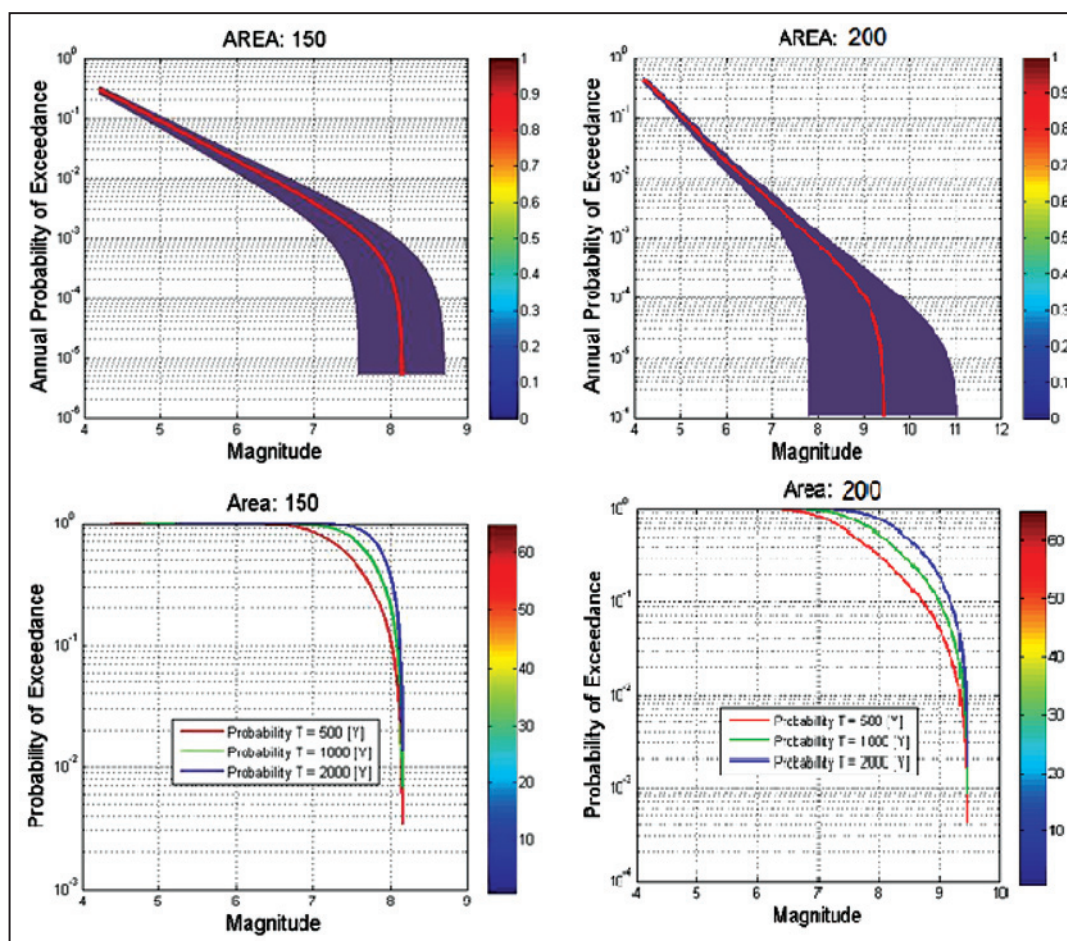


شکل ۲- نقشه لرزه‌زمین‌ساخت کوه‌های تالش. خطوط سرخ رنگ نشان‌دهنده شاخه‌های گسل و به ترتیب دوایر صورتی کم رنگ، سرخ رنگ، سبز، نارنجی و بنفش پررنگ نشان‌دهنده بزرگای زمین‌لرزه‌ای  $M_n$  و  $M_{lmb}$ ،  $M_s$ ،  $M_w$  هستند (Kaveh et al., 2013).

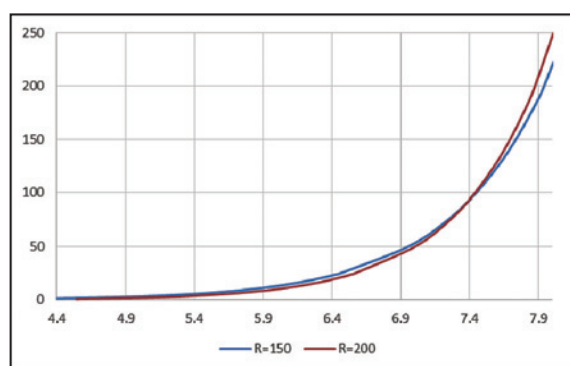




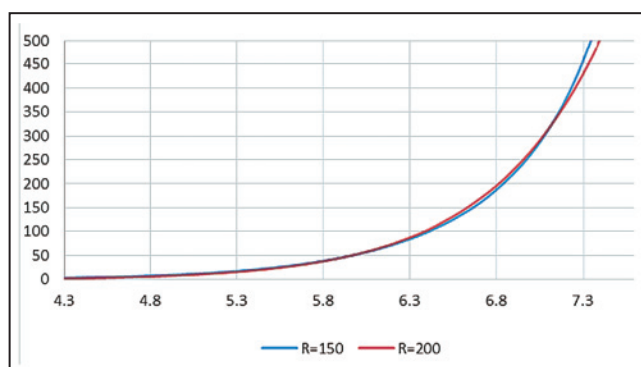
شکل ۳- رابطه میان فراوانی تجمعی ( $N_c$ ) و بزرگای سطحی ( $M_s$ ) زمین لرزه‌ها بر پایه روش گوتنبرگ- ریشتر در گستره ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از بخش میانی سامانه گسلی آستارا.



شکل ۴- آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زمین لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی در گستره ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا با استفاده از رابطه Kijko-Sellevoll.



شکل ۵- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی برای گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا توسط رابطه Gutenberg – Richter.



شکل ۶- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی برای گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا به روش Kijko-Sellevoll.

جدول ۱- مقادیر متغیرها و ضرایب ثابت رابطه Gutenberg - Richter با استفاده از روش کمترین مربعات در گستره ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسل آستارا.

G-R Mothod (Least Square) in R = 200 Km					
G-R Result	Data Results			Ms	
Log(Nc)	Log(Nc)	Nc.	No.	To(≥)	From(≤)
2.22	2.23	170	44	4.4	4.2
2.09	2.10	126	30	4.6	4.4
1.95	1.98	96	27	4.8	4.6
1.81	1.84	69	13	5	4.8
1.67	1.75	56	24	5.2	5
1.53	1.51	32	10	5.4	5.2
1.40	1.34	22	5	5.6	5.4
1.26	1.23	17	2	5.8	5.6
1.12	1.18	15	0	6	5.8
0.98	1.18	15	6	6.2	6
0.84	0.95	9	2	6.4	6.2
0.70	0.85	7	2	6.6	6.4
0.57	0.70	5	3	6.8	6.6
0.43	0.30	2	1	7	6.8
0.29	0.00	1	0	7.2	7
0.15	0.00	1	0	7.4	7.2
0.02	0.00	1	0	7.6	7.4
-0.12	0.00	1	0	7.8	7.6
-0.26	0.00	1	1	8	7.8
Regression Output					
5.19	a				
0.69	b				
Log Nc=5.19 - 0.69Ms					

G-R Mothod (Least Square) in R = 150 Km					
G-R Result	Data Results			Ms	
Log(Nc)	Log(Nc)	Nc.	No.	To(≥)	From(≤)
1.98	1.99	97	24	4.4	4.2
1.86	1.86	73	18	4.6	4.4
1.73	1.74	55	12	4.8	4.6
1.61	1.63	43	7	5	4.8
1.49	1.56	36	14	5.2	5
1.37	1.34	22	6	5.4	5.2
1.25	1.20	16	2	5.6	5.4
1.12	1.15	14	2	5.8	5.6
1.00	1.08	12	0	6	5.8
0.88	1.08	12	4	6.2	6
0.76	0.90	8	2	6.4	6.2
0.63	0.78	6	2	6.6	6.4
0.51	0.60	4	2	6.8	6.6
0.39	0.30	2	1	7	6.8
0.27	0.00	1	0	7.2	7
0.15	0.00	1	0	7.4	7.2
0.02	0.00	1	0	7.6	7.4
-0.10	0.00	1	0	7.8	7.6
-0.22	0.00	1	1	8	7.8
Regression Output					
4.60	a				
0.61	b				
Log Nc= 4.6 - 0.61Ms					

جدول ۲- آهنگ رویداد سالیانه و احتمال رویداد زمین‌لرزه‌ها بر حسب بزرگای سطحی در گستره ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا با استفاده از رابطه Kijko-Sellevoll.

R=150 Km							R=200 Km						
BETA =1.75+- 0.16 (b = 0.76+- 0.07)							BETA = 2.05+- 0.13 (b = 0.89+- 0.06)						
LAMBDA = 0.352 +- 0.06 (for Mmin = 4.20)							LAMBDA = 0.526 +- 0.081 (for Mmin = 4.20)						
Mmax = 8.1(for Mmax obs. = 7.9 +- 0.50)							Mmax =9.45 +-1.63 (for Mmax obs. = 7.9 +- 0.50)						
Mag	Lambda	RP	Prob(T=1	50	475	2475)	Mag	Lambda	RP	Prob(T=1	500	1000	2000)
4.2	3.52E-01	2.84E+00	0.29392	1	1	1	4.2	5.26E-01	1.90E+00	0.40378	1	1	1
4.3	2.96E-01	3.38E+00	0.25384	1	1	1	4.3	4.28E-01	2.33E+00	0.34483	1	1	1
4.4	2.49E-01	4.02E+00	0.21865	1	1	1	4.4	3.50E-01	2.86E+00	0.29281	1	1	1
4.5	2.10E-01	4.77E+00	0.18796	1	1	1	4.5	2.87E-01	3.48E+00	0.24756	1	1	1
4.6	1.77E-01	5.65E+00	0.16134	1	1	1	4.6	2.36E-01	4.24E+00	0.20864	1	1	1
4.7	1.50E-01	6.68E+00	0.13835	1	1	1	4.7	1.94E-01	5.15E+00	0.17544	1	1	1
4.8	1.27E-01	7.89E+00	0.11855	1	1	1	4.8	1.60E-01	6.24E+00	0.14731	1	1	1
4.9	1.07E-01	9.31E+00	0.10155	1	1	1	4.9	1.32E-01	7.55E+00	0.12359	1	1	1
5	9.12E-02	1.10E+01	0.08697	1	1	1	5	1.10E-01	9.11E+00	0.10365	1	1	1
5.1	7.76E-02	1.29E+01	0.07448	1	1	1	5.1	9.12E-02	1.10E+01	0.08693	1	1	1
5.2	6.61E-02	1.51E+01	0.0638	1	1	1	5.2	7.59E-02	1.32E+01	0.07294	1	1	1
5.3	5.63E-02	1.78E+01	0.05466	1	1	1	5.3	6.33E-02	1.58E+01	0.06124	1	1	1
5.4	4.80E-02	2.08E+01	0.04684	1	1	1	5.4	5.29E-02	1.89E+01	0.05146	1	1	1
5.5	4.10E-02	2.44E+01	0.04015	1	1	1	5.5	4.43E-02	2.26E+01	0.04328	1	1	1
5.6	3.51E-02	2.85E+01	0.03443	0.99999	1	1	5.6	3.72E-02	2.69E+01	0.03644	1	1	1
5.7	3.00E-02	3.33E+01	0.02953	0.99997	1	1	5.7	3.12E-02	3.20E+01	0.03072	0.99998	1	1
5.8	2.57E-02	3.89E+01	0.02534	0.99992	1	1	5.8	2.63E-02	3.80E+01	0.02593	0.99993	1	1
5.9	2.20E-02	4.55E+01	0.02174	0.99977	1	1	5.9	2.22E-02	4.51E+01	0.02191	0.99978	1	1
6	1.88E-02	5.31E+01	0.01865	0.99939	1	1	6	1.87E-02	5.34E+01	0.01854	0.99937	1	1
6.1	1.61E-02	6.20E+01	0.01599	0.99854	0.99999	1	6.1	1.58E-02	6.31E+01	0.01571	0.99839	0.99998	1
6.2	1.38E-02	7.24E+01	0.01371	0.99679	0.99995	1	6.2	1.34E-02	7.45E+01	0.01332	0.99631	0.99994	1
6.3	1.18E-02	8.46E+01	0.01175	0.99347	0.99986	1	6.3	1.14E-02	8.79E+01	0.01131	0.99232	0.99982	1
6.4	1.01E-02	9.89E+01	0.01006	0.98766	0.99961	1	6.4	9.67E-03	1.03E+02	0.00962	0.98536	0.99948	1
6.5	8.64E-03	1.16E+02	0.0086	0.97819	0.999	0.99999	6.5	8.22E-03	1.22E+02	0.00819	0.97426	0.99869	0.99999
6.6	7.37E-03	1.36E+02	0.00734	0.96375	0.99767	0.99997	6.6	7.00E-03	1.43E+02	0.00698	0.95784	0.997	0.99996
6.7	6.28E-03	1.59E+02	0.00626	0.94306	0.99499	0.99991	6.7	5.97E-03	1.68E+02	0.00595	0.93522	0.99374	0.99987
6.8	5.33E-03	1.88E+02	0.00531	0.91499	0.98995	0.99972	6.8	5.09E-03	1.96E+02	0.00508	0.90589	0.98799	0.99962
6.9	4.51E-03	2.22E+02	0.0045	0.87873	0.98119	0.99922	6.9	4.35E-03	2.30E+02	0.00434	0.86988	0.97867	0.99904
7	3.80E-03	2.63E+02	0.00379	0.83396	0.96695	0.99801	7	3.72E-03	2.69E+02	0.00371	0.8277	0.96466	0.99777
7.1	3.18E-03	3.14E+02	0.00318	0.78083	0.94521	0.99531	7.1	3.18E-03	3.15E+02	0.00317	0.7803	0.94496	0.99527
7.2	2.65E-03	3.77E+02	0.00265	0.71995	0.91386	0.98972	7.2	2.72E-03	3.68E+02	0.00272	0.72889	0.91889	0.99074
7.3	2.18E-03	4.58E+02	0.00218	0.65236	0.87097	0.97899	7.3	2.33E-03	4.30E+02	0.00232	0.67483	0.88617	0.98319
7.4	1.78E-03	5.62E+02	0.00178	0.57937	0.81502	0.9598	7.4	1.99E-03	5.02E+02	0.00199	0.61949	0.84702	0.97149
7.5	1.43E-03	7.01E+02	0.00143	0.50243	0.74509	0.92764	7.5	1.70E-03	5.87E+02	0.0017	0.56411	0.80205	0.95452
7.6	1.12E-03	8.93E+02	0.00112	0.42307	0.66101	0.87694	7.6	1.46E-03	6.86E+02	0.00146	0.50976	0.75225	0.93135
7.7	8.50E-04	1.18E+03	0.00085	0.34273	0.56334	0.80139	7.7	1.25E-03	8.02E+02	0.00125	0.45733	0.69881	0.90136
7.8	6.15E-04	1.62E+03	0.00062	0.26273	0.45333	0.69451	7.8	1.06E-03	9.40E+02	0.00106	0.40746	0.64303	0.86438
7.9	4.10E-04	2.44E+03	0.00041	0.18421	0.33278	0.55035	7.9	9.07E-04	1.10E+03	0.00091	0.3606	0.58616	0.82065



جدول ۳- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای سطحی در گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا با استفاده از رابطه Gutenberg – Richter.

Return Period (Year)	Surface wave Magnitude (Ms)		Return Period (Year)	Surface wave Magnitude (Ms)	
	200	150		200	150
1	4.6	4.3	50	7.0	6.9
2	5.1	4.8	75	7.2	7.2
3	5.3	5.0	100	7.4	7.4
4	5.5	5.2	125	7.6	7.6
5	5.6	5.4	150	7.7	7.7
6	5.7	5.5	175	7.8	7.8
7	5.8	5.6	200	7.8	7.9
8	5.9	5.7	300	8<	8<
9	6.0	5.8	400	8<	8<
10	6.0	5.8	500	8<	8<
11	6.1	5.9	600	8<	8<
12	6.1	6.0	700	8<	8<
13	6.2	6.0	800	8<	8<
14	6.2	6.1	900	8<	8<
15	6.3	6.1	1000	8<	8<
16	6.3	6.2	1100	8<	8<
17	6.4	6.2	1200	8<	8<
18	6.4	6.2	1300	8<	8<
19	6.4	6.3	1400	8<	8<
20	6.5	6.3	1500	8<	8<
21	6.5	6.4	1600	8<	8<
22	6.5	6.4	1700	8<	8<
23	6.5	6.4	1800	8<	8<
24	6.6	6.4	1900	8<	8<
25	6.6	6.5	2000	8<	8<

جدول ۴- دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگای سطحی در گستره‌های شعاعی ۱۵۰ و ۲۰۰ کیلومتری از میانه سامانه گسلی آستارا با استفاده از روش Kijko-Sellevoll.

Earthquakes Return Period (Kijko-Sellevoll Method)					
Magnitude (Ms)	Return Period (year)		Magnitude (Ms)	Return Period (year)	
	R= 150	R=200		R=150	R=200
4.2	3	2	6.1	62	63
4.3	3	2	6.2	72	75
4.4	4	3	6.3	85	88
4.5	5	3	6.4	99	103
4.6	6	4	6.5	116	122
4.7	7	5	6.6	136	143
4.8	8	6	6.7	159	168
4.9	9	8	6.8	188	196
5	11	9	6.9	222	230
5.1	13	11	7	263	269
5.2	15	13	7.1	314	315
5.3	18	16	7.2	377	368
5.4	21	19	7.3	458	430
5.5	24	23	7.4	562	502
5.6	29	27	7.5	701	587
5.7	33	32	7.6	893	686
5.8	39	38	7.7	1180	802
5.9	46	45	7.8	1620	940
6	53	53	7.9	2440	1100

جدول ۵- فهرست زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای  $M_s > 6.0$  در گستره ۱۵۰ کیلومتری.

Date			Epicenter		Focal Depth	Magnitude				References
Year	month	day	Lat	Long		$M_s$	$m_b$	$M$	$M_w$	
1593			37.8	47.5		6.1				AMB
1844	5	13	37.4	48		6.9				AMB
1851	4	9	40	47.3		6.2				AMB
1862	12	19	39.3	47.8		6.1				AMB
1868	3	18	39.6	47.6		6				AMB
1879	3	22	37.8	47.9		6.7				AMB
1883	5	3	37.9	47.2		6.2				AMB
1924	2	19	39	47.5		6.5				ISS
1948	7	7	36.75	49.4		6				ISS
1956	10	26	38.9	48.3		6				MOS
1956	6	2	37.18	50		6.2		4.8		CP(BAN)
1978	5	26	37	50		6.3	4.6			CGS
1990	6	20	37.07	49.23	10	7.4	6.2			ISC
1997	2	28	38.124	48.076	9.7	6.1	4.6			NOS
1998	7	9	38.718	48.525	26	6	4.7		6	ISC
2000	11	25	40.24	49.95	50	6.9	4.8			ERL
2012	8	11	38.329	46.826	11	6.7		4.6		HFS1

رنگ سرخ:  $M_s$  به دست آمده از رابطه کمیته ملی سدهای بزرگ ایران؛ رنگ آبی:  $M_s$  به دست آمده از Mw با استفاده از رابطه (Heaton et al. (1986)

## کتابنگاری

خدابنده، ع. ا.، سلطانی، غ. ع. و باباخانی، ع. ر.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی آستارا به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
 نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیپاچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ص ۹۱.  
 نظری، ح. و شهیدی، ع. ر.، ۱۳۹۰- زمین‌ساخت ایران البرز، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین، ص ۹۷.

## References

- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P., 1982- A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, Bull. Seismol. Soc. Am., 89: 120-139.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 2001- Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau. Journal of Structural Geology, 23:563-584.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian. A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust." Canadians Journal of Earth sciences 20 (2): 163-183.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, NATO ASI Series 2, Kluwer Academic Press, The Netherlands, 2:233-311.
- Gardner, J. K. & Knopoff, L., 1974- Is the Sequence of Earthquakes in Southern California with Aftershocks Removed, Poissonian, Bulletin of the Siesmological Society of America, 64(5):1363-1367.
- Gutenberg, B. & Richter, C. F., 1956- Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, Bulletin of the Siesmological Society of America, 46(2):105-145.
- Heaton, T. H., Tajima, F. & Mori, A. W., 1986- Estimating ground motions using recorded accelerograms. Survey Geophysics 8: 25-83.
- ICOLD (International Commission on Large Dams), 1998- Neotectonics and Dams, Bulletin 112.
- Jackson, J., K. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine – Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophysical Journal International 77: 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International 148: 214-245.
- Kaveh, A., Nazari, H., Ghorashi, M., Einali, A. & Hallaj-Neyshabouri, M., 2013- Morphotectonic Map of The Talesh Mountains. GSI (Geological Survey of Iran).
- Keilis-Borok, V. I., Knopoff, L. & Rotwain, I. M., 1980- Bursts of aftershocks, long-term precursors of strong earthquakes. Nature, 283: 258-63.
- Kijko, A. & Graham, G., 1998- Parametric-Historic 'Procedure for Probability' Seismic Hazard Analysis. Assessment of Maximum Regional Magnitude  $m_{max}$ , Pure. App. Geophys. 152: 413-442.
- Kijko, A. & Sellevoll, M. A., 1992- Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity, Bulletin of the Siesmological Society of America, 82(1):120-134.
- Nazari, H. & Shahidi, A., 2011- Seismotectonic of Iran (Alborz), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Yousefi, E. & Friedberg, J. L., 1978- Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No.P4), Geological Survey of Iran. Scale:1:250000.

## Evaluation of earthquake recurrence interval at Astara fault system based on seismic catalogs (NW of Iran)

A. Barzegari <sup>1\*</sup>, M. Ghorashi <sup>2</sup>, H. Nazari <sup>3</sup>, M. A. Shokri <sup>4</sup> & M. Pourkermani <sup>5</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch; Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>4</sup> M. Sc., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>5</sup> Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

Received: 2015 March 11

Accepted: 2015 June 08

### Abstract

The north-south trending Astara Fault System (AFS) is located in the east of Talesh Mountains (TM) and west of the Caspian Sea. The probable seismic activity of this fault system will largely affect the north of Gilan Province. The AFS is one of the basement faults in Iran, which plays an important role in Talesh Mountains region and subsidence of the South Caspian Basin (SCB). It seems that the AFS is the source of moderate to large magnitude instrumental earthquakes such as the 16-4-1913 (Magnitude=5.1), 11-7-1970 (Magnitude Mb=5.2), 4-11-1978 (Magnitude Ms=6.0) earthquakes. However, little is known about historical earthquakes related to the AFS, but it has been probably the source of the 1709AD and 1713AD historical earthquakes in Rasht. In spite of the earthquakes attributed to the AFS, the lack of critical seismic information such as recurrence interval, slip rate and activity rate of the AFS has made its future seismic activity ambiguous. This research aims at assessing the earthquake recurrence interval related to the AFS. Therefore, two different methods, i.e. Gutenberg–Richter and Kijko–Sellovel methods, were used to estimate the recurrence interval. The results obtained from the Gutenberg–Richter method represent an earthquake of Ms>8 to occur in the interval of 500, 1000 and 2000 years. The results of the Kijko–Sellovel method, however, represent earthquakes with the magnitudes of Ms=7.3, Ms=7.7 and Ms=7.9 to occur in the interval of 500, 1000 and 2000 years, respectively.

**Keywords:** Astara Fault System, Activity rate, Return period, Paleoseismology, Seismic Risk Assessment.

For Persian Version see pages 83 to 92

\*Corresponding author: A. Barzegari; E-mail: barzegariamir@yahoo.com