



وزارت صنعت، معدن و تجارت

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

طرح اطلس لرزه خیزی ایران

پژوهشی و بررسی

نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه -

گسلش در گستره چهارگوش آمل

پژوهشی و بررسی لرزه زمین ساخت ایران زمین: بخش چهاردهم

مجری فنی

منوچهر قرشی

نگارش

شرکت مهندسی مشاور صحراکاو

عباس مهدویان

گزارش شماره ۸۹

سال تهیه: ۱۳۸۵

سال انتشار: ۱۳۹۳

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
ج	چکیده
۱	فصل اول
۱	مقدمه
۱	۱- معرفی سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای
۱	۲- شرایط لرزه‌ای طرح با توجه به آئین نامه ۲۸۰۰
۳	فصل دوم
۳	زمین ساخت لرزه زمین ساخت و لرزه‌خیزی
۵	۱-۲- فیزیوگرافی و ریخت‌شناسی البرز
۶	۲-۲- زمین‌شناسی عمومی البرز
۶	۳-۲- گسله‌های گسترده مورد بررسی
۷	۲-۳-۲- ۱- گسله‌های با پیشینه لرزه‌خیزی شناخته شده
۷	۲-۳-۲- ۱- گسله خزر (Khazar fault)
۹	۲-۳-۲- ۲- گسله شمال البرز (North Alborz Fault)
۱۱	۲-۳-۲- ۳- گسله طالقان (Talegan Fault)
۱۲	۲-۳-۲- ۴- مهگسله‌های گسترده مورد بررسی (Major faults)
۱۲	۲-۳-۲- ۱- گسله کهر
۱۲	۲-۳-۲- ۲- گسله گلندرود (گسله تاشر)
۱۲	۲-۳-۲- ۳- گسله کجور (بلده)
۱۳	۲-۳-۲- ۴- گسله هزار
۱۳	۲-۳-۲- ۵- گسله کندوان
۱۳	۴-۲- لرزه‌خیزی گسترده مورد بررسی
۱۴	۲-۴-۱- زمینلرزه‌های تاریخی
۱۴	۲-۴-۱- ۱- زمینلرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی (اول ذی‌الحجه ۳۴۶ هجری) ری-طالقان
۱۵	۲-۴-۱- ۲- زمینلرزه ۲۰ آوریل ۱۶۰۸ میلادی (۴ محرم ۱۰۱۷ هجری) رودبارت- طالقان
۱۵	۲-۴-۱- ۳- زمینلرزه ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی (آخر شوال ۱۲۲۳ هجری) طالقان
۱۶	۲-۴-۱- ۴- زمینلرزه سال ۱۸۰۹ میلادی آمل
۱۶	۲-۴-۱- ۵- زمینلرزه سال ۱۸۲۵ میلادی هراز
۱۶	۲-۴-۱- ۶- نتیجه‌گیری آغازی از بررسی زمینلرزه‌های تاریخی گسترده مورد بررسی
۱۶	۲-۴-۲- زمینلرزه‌های سده بیستم به بعد
۱۸	۲-۴-۲- ۱- زمینلرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ بندپی- مازندران
۱۹	۲-۴-۲- ۲- زمینلرزه سه‌شنبه ۸ نوامبر ۱۹۶۶ میلادی (۱۷ آبان ۱۳۴۵ خورشیدی) صمغ آباد طالقان
۱۹	۲-۴-۲- ۳- زمینلرزه دوشنبه ۱۷ سپتامبر ۱۹۷۳ میلادی (۲۶ شهریور ۱۳۵۲ خورشیدی) مرزن آباد
۱۹	۲-۴-۲- ۴- زمینلرزه سه‌شنبه ۳۰ اکتبر ۱۹۷۳ میلادی (۸ آبان ۱۳۵۲ خورشیدی)
۲۰	۲-۴-۲- ۵- زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور (زمینلرزه بلده)
۲۰	۲-۴-۲- ۶- ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های دستگامی
۲۳	۲-۴-۲- ۶- نتیجه‌گیری آغازی از بررسی زمینلرزه‌های گسترده مورد بررسی

فصل سوم	۲۵
بررسی آماری ویژگی‌های لرزه‌خیزی و برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی	۲۵
۱-۳- مقدمه	۲۵
۲-۳- تکمیل داده‌ها در فهرست زمینلرزه‌ها	۲۵
۱-۲-۳- عمق کانونی زمینلرزه‌ها	۲۵
۲-۲-۳- بزرگای زمینلرزه‌ها (Earthquake Magnitude)	۲۷
۳-۳- پردازش فهرست زمینلرزه‌ها	۳۰
۴-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی	۳۳
۱-۴-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی بر مبنای روش کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر	۳۵
۲-۴-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی بر مبنای تابع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر و روش کیکو-سلوول	۳۷
۱-۲-۴-۳- نحوه به کارگیری و دسته بندی زمینلرزه‌های آمیخته	۳۸
۲-۲-۴-۳- خطای بزرگا	۳۹
۳-۲-۴-۳- تعیین بزرگای آستانه و حداکثر	۳۹
۴-۲-۴-۳- روش آماری مورد استفاده در برازش رابطه بزرگا-فراوانی	۴۰
۵-۲-۴-۳- نتایج حاصل از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی	۴۰
۱-۵-۲-۴-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره‌های شعاعی	۴۱
۲-۵-۲-۴-۳- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در استان لرزه‌زمینساخت ایران مرکزی و البرز	۴۱
۵-۳- نتیجه‌گیری فصل سوم	۵۱
فصل چهارم	۵۵
تحلیل خطر زمینلرزه - برآورد بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین	۵۵
۱-۴- مقدمه:	۵۵
۲-۴- انتخاب مدل کاهیدگی جنبش نیرومند زمین	۵۶
۳-۴- تحلیل احتمالی خطر زمینلرزه	۵۸
۱-۳-۴- برآورد (PGA) با استفاده از روش احتمالی مدل چشمه‌های نقطه‌ای لرزه‌زا	۵۹
۲-۳-۴- برآورد بیشینه شتاب جنبش نیرومندزمین (PGA) با استفاده از روش احتمالی مدل چشمه‌های خطی-نواری لرزه‌زا	۶۰
۴-۴- برآورد بیشینه مقادیر شتاب (PGA) با استفاده از روش تعینی	۶۲
۵-۴- معرفی بیشینه مقادیر شتاب جنبش زمین برای سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای	۶۳
فصل پنجم	۶۶
برآورد طیف پاسخ شتاب جنبش نیرومند زمین	۶۶
۱-۵- مقدمه:	۶۶
۲-۵- برآورد مقادیر طیف پاسخ بروش احتمالی	۶۶
۳-۵- طیف معرفی شده به روش احتمالی	۷۷
۴-۵- محاسبه طیف پاسخ بر اساس بکارگیری روش‌های آماری بر روی شتابنگاشت‌ها	۸۱
۵-۵- معرفی طیف نهایی پاسخ شتاب طرح در گستره طرح	۸۸
مراجع	۹۵

چکیده:

گزارش حاضر در برگیرنده مطالعات لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین ساخت و تحلیل خطر زمین لرزه در چهار گوش آمل و گستره پیرامون آن می‌باشد. این مطالعات بمنظور شناخت منطقه برای برنامه ریزیهای آینده وایمن سازی سازه‌های پر اهمیت در مقابل خطر زمین لرزه تهیه شده است. با انجام مطالعات تفصیلی لرزه‌خیزی- لرزه‌زمین ساختی و تحلیل خطر زمینلرزه علاوه بر تخمین دقیق بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین، مقادیر طیف پاسخ شتاب مناسب برای تحلیل‌های طیفی سازه‌های گستره طرح محاسبه و ارائه گردیده است.

این پارامترها (جنبش نیرومند زمین) نقش بسیار مهمی در مقاوم سازی و پایداری سازه‌های مهم و در نتیجه کاهش مخاطرات جانی و اقتصادی در مقابل تاثیرات ناشی از زمینلرزه و جنبش زمین دارا می‌باشند. لذا در هنگام انتخاب پارامتر مورد نظر باید سعی گردد که علاوه بر دیدگاه فنی وزلزلشناسی جنبه‌های ایمنی و اقتصادی نیز مدنظر قرار گرفته شود.

چهارگوش مورد مطالعه در ناحیه شمال ایران ودر استان مازندران قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه گستره‌ای به مختصات ۳۶-۳۷ درجه شمالی و ۵۱-۵۲/۵ درجه خاوری را در بر می‌گیرد. از نظر تقسیمات لرزه زمینساختی گستره مورد مطالعه در استان لرزه‌زمینساخت ایران مرکزی (البرز) واقع شده است و از ویژگیهای لرزه‌زمینساختی آن پیروی می‌کند.

فصل اول

مقدمه

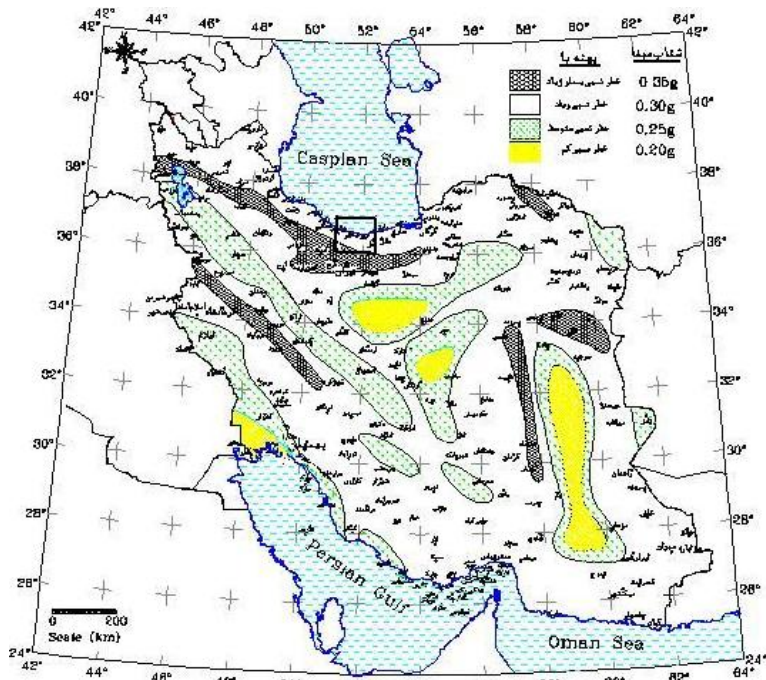
۱- معرفی سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای

سازه‌ها و تاسیسات حیاتی و پر اهمیت شهری با توجه به اهمیت روز افزون ایمنی و کارکرد آنها از نظر مخاطرات اقتصادی و اجتماعی در برابر زمین لرزه وبمنظور طراحی لرزه‌ای نیاز به پیروی از دستورات و توصیه‌های ملی و همچنین بین‌المللی که بر مبنای تجارب و بررسی آسیب های وارده از زمین لرزه‌های گذشته بنا شده‌اند را الزامی می‌سازد. بر این اساس برای این طرح و برای جبران ابهامات و فقدان دقت لازم در برآورد ویژگیهای جنبش نیرومند زمین، پنج دوره بازگشت به ترتیب معادل با ۲۰۰، ۴۷۵، ۲۴۷۵، ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال در کلاس بندی‌های مختلف از نظر خطر نسبی جنبش نیرومند زمین در نظر گرفته شد و پارامترهای جنبش نیرومند زمین برای این دوره بازگشتها محاسبه شده و بصورت نقشه‌های خطوط هم تراز شتاب ارائه شده است.

همچنین پارامترهای بیشینه شتاب برای سطح حداکثر پذیرفتنی (MCL: Maximum Credible Level) که معرف بزرگترین میزان جنبش نیرومند زمین است که میتواند با توجه به سابقه لرزه‌خیزی، زمین ساخت و فعالیت مهمترین چشمه‌های لرزه‌زای گستره طرح قابل تصور و پدید آمدن باشد محاسبه و ارائه شده است. بنابراین برای طراحی لرزه‌ای سازه‌های قرار گرفته در چهار گوش گستره مورد نظر می‌توان با توجه به اهمیت سازه و میزان قبول خطر پذیری (Risk)، با ملاک قرار دادن یکی از سطوح دوره بازگشت و جایگاه ساختگاه مورد نظر از نظر کلاس بندیهای اعمال شده در این گزارش پارامترهای مناسب جنبش زمین را اختیار نمود.

۲- شرایط لرزه‌ای طرح با توجه به آیین نامه ۲۸۰۰:

بر اساس آیین‌نامه استاندارد طراحی ساختمانها در برابر زلزله (استاندارد ۲۸۰۰ ویرایش سوم چاپ شده در سال ۱۳۸۴) بخشی از گستره طرح بر پهنه با خطر نسبی زیاد واقع شده و برای آن شتاب مبنا $0.3g$ پیشنهاد می‌گردد و بخش جنوب باختری آن بر پهنه با خطر نسبی بسیار زیاد واقع شده و برای آن شتاب مبنا $0.35g$ پیشنهاد شده است (شکل شماره ۱-۱). همچنین با توجه به بند ۱-۲-۲ این آیین‌نامه در مورد سازه‌های خاص تاکید شده که مقادیر پارامتر شتاب جنبش نیرومند زمین در نظر گرفته شده نباید از دو سوم مقادیر مندرج در این آیین‌نامه (یعنی $0.2g$ و $0.23g$) کمتر باشد مگر آنکه مطالعات خاص لرزه‌خیزی در ساختگاه مورد نظر انجام شود و حتی در این صورت نیاز مقادیر طیفی نباید از دو سوم مقادیر آیین نامه کمتر باشد در هر حال باید سعی گردد تا از این امر پیروی شود.



شکل ۱-۱: نقشه پهنه بندی خطر زلزله در ایران که به ضمیمه آئین نامه طراحی ساختمانها در برابر زلزله (استاندارد ۲۸۰۰) می باشد. موقعیت گستره مورد مطالعه نسبت به آن به شکل چهار گوش آمل سیاه رنگ نشان داده شده است.

فصل دوم
زمین ساخت لرزه زمین ساخت و
لرزه خیزی

۱-۲- فیزیوگرافی و ریخت‌شناسی البرز

از آنجا که گستره مورد بررسی در پهنه البرز جای دارد، در این بخش اشاره کوتاهی به ریخت‌شناسی البرز خواهد شد.

رشته کوه البرز با روند عمومی خاوری-باختری بخش بزرگی از کوهزاد آلپ-همالیا را تشکیل می‌دهد. این رشته‌کوه در بخش شمالی فلات ایران زمین قرار گرفته است و بلندترین قله آن، کوه آتشفشانی دماوند است که ۵۶۷۱ متر ارتفاع دارد. شمال البرز از خاور به باختر به ترتیب با کوه‌های کپه داغ، فرو نشست خزر جنوبی و فرونشست کورا و کوه‌های قفقاز کوچک همسایه است. جنوب این رشته کوه، منطقه‌ای است که با وجود ارتفاع میانگین به نسبت بالا، بخش فرونشسته‌ای را نسبت به نواحی اطراف خود دارد و به صورت کم و بیش پیوسته‌ای در شمال بلوک لوت، کویرهای شمال ایران مرکزی و منطقه فرونشسته زنجان- تبریز دیده می‌شود (قرشی و قاسمی ۱۳۸۲).

رشته‌کوه‌های شمال ایران الگویی پیچ و خم‌دار دارد و از سه خمیدگی عمده تشکیل شده است که آنها را می‌توان خمیدگی بینالود، خمیدگی مرکزی و خمیدگی تالش نامید که به ترتیب متوجه شمال، جنوب و شمال خاور هستند. خمیدگی بخش مرکزی در واقع بخش اصلی خمکوه (orocline) البرز را تشکیل می‌دهد. این خمیدگی که در جنوب دریای خزر قرار گرفته است، در واقع هندسه یک جلوآمدگی (salient) را دارد که به سوی جنوب و جنوب باختر کوژ است. این کوه از دیدگاه ساختاری بدون تقارن است و بی‌تقارنی را می‌توان هم در کمانی که از روندهای ساختاری رشته‌کوه شکل گرفته است، هم در پهنای و بلندی رشته‌کوه و هم در رخنمونهای سنگی آن یافت. راستای این بخش از البرز، شمال خاوری است و کم و بیش با همین راستا تا گرمسار ادامه می‌یابد. این بخش در عبور از خاور به باختر به تدریج پهن‌تر می‌شود اما همچنان راستای عمومی ساختارها در آن حفظ می‌شود. به سوی باختر، در ناحیه گرمسار یک تغییر به تقریب ناگهانی روندهای ساختاری از راستای شمال خاوری به راستای باختری و شمال باختری آشکار می‌شود. راستای مزبور به سوی باختر تا محدوده گسله لاهیجان به صورت یکنواخت ادامه دارد و پس از عبور از این گسله مهم، ساختارهای با راستای شمال-شمال باختری که به سوی باختر و جنوب باختر کوژ هستند، مشاهده می‌شوند. این الگوی ساختاری در شمال آستارا با یک خمیدگی ناگهانی جای خود را به روندهای خاوری-باختری می‌دهد. باتوجه به تقسیم‌بندی (۱۹۹۹) Macedo and Marshak برای هندسه اینگونه کوهها، می‌توان کمربند راندگی و چین البرز را کوهی با الگوی خط روندهای بریده (truncated trend line pattern) در نظر گرفت.

حوضه خزر جنوبی در شمال البرز، حوضه‌ای درون قاره است که بین کپه داغ و فرونشست کورا قرار گرفته است. با وجود اختلافی که در فیزیوگرافی و چینه‌نگاری بین البرز و خزر دیده می‌شود، به نظر می‌رسد این دو بخش از شمال ایران از دیدگاه زایشی ارتباطی تنگاتنگ با یکدیگر داشته باشند (قاسمی و مصوری، ۱۳۷۹).

۲-۲- زمین شناسی عمومی البرز

بخش عمده رخنمون‌های البرز را سنگ‌های مزوزوییک و ترشیری تشکیل می‌دهند، اما سنگ‌های پالئوزوئیک و پروتوزوییک پسین نیز در این رشته کوه کمیاب نیستند. بخش میانی البرز که بین گسله‌های شمال البرز و خزر در شمال و گسله‌های شاهرود، فولاد محله، مشا، کندوان و جیرنده در جنوب قرار گرفته است، بیشتر دارای رخنمون سنگ‌های پروتوزوییک پسین، پالئوزوییک و مزوزوییک است. در جنوب این بخش، چیرگی با رخنمون سنگ‌های آذرآواری و آذرین ائوسن است. بخش خاوری البرز در پهنه‌ای که بین گسله‌های شمال البرز و خزر قرار می‌گیرد، بطور عمده دارای رخنمون سنگ‌های نئوژن رخساره خزر است. به علاوه در بخش میانی و جنوبی البرز میتوان به طور پراکنده نهشته‌های بین کوهستانی نئوژن را مشاهده نمود. بخش‌هایی از شمال البرز، در جنوب گرگان و جنوب استان گیلان، دارای رخنمون سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک است. سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی نئوژن و کواترنری به ویژه در بخش‌های مرکزی و باختری البرز به صورت پراکنده دیده میشوند. در گستره‌ای که میان بخش‌های کویرهای ایران مرکزی و بخش جنوبی قرار می‌گیرد، سنگ‌های نئوژن و کواترنری گسترش دارند.

۲-۳- گسله‌های گستره مورد بررسی

شکستگی‌های پوسته جامد زمین که در راستای آنها جابجایی نسبی روی می‌دهد، گسله (fault) نامیده می‌شوند. گسله‌هایی که دارای یک یا چند ویژگی زیر باشند، گسله فعال (active fault) یا گسله توانمند (capable fault) به حساب می‌آیند (بربریان و همکاران ۱۳۶۴):

- ۱- رویداد زمینلرزه‌های تاریخی (پیش از سده بیستم و بیست و یکم در بخشی از درازای گسله).
 - ۲- کانون یابی زمینلرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده‌های بیستم و بیست و یکم در نقطه‌ای از درازای گسله.
 - ۳- گسلش در رسوبات کواترنر پسین، یک جنبش در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته (USAE ۱۹۷۳).
 - ۴- دیواره گسله‌های فعال (fault scarp) در روی زمین که بوسیله فرسایش از بین نرفته باشند.
 - ۵- رویداد کهرزه‌ای (microearthquake) زیاد در جایی از درازای گسله
 - ۶- همبستگی زمین ساختی یک گسله با گسله شناخته شده فعال که به سبب جنبش گسله فعال، جنبش در گسله دیگر مجاور روی دهد.
- در این بخش همراه با گردآوری تمامی داده‌های موجود و بررسی‌های روی زمین، گسله‌های گستره مورد بررسی ارائه شده است.

۲-۳-۱- گسله‌های با پیشینه لرزه‌خیزی شناخته شده

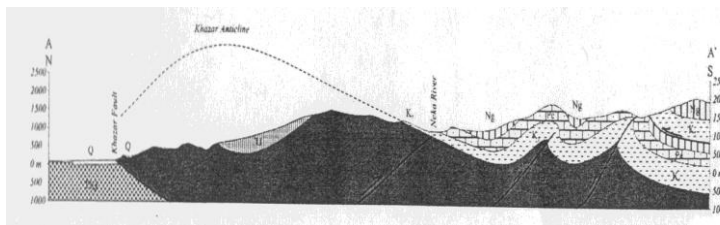
در این بخش ویژگی‌های گسله‌های کواترنری که دارای پیشینه شناخته شده لرزه‌خیزی می‌باشند آورده شده است (نقشه شماره ۲-۱).

۲-۳-۱-۱- گسله خزر (Khazar fault)

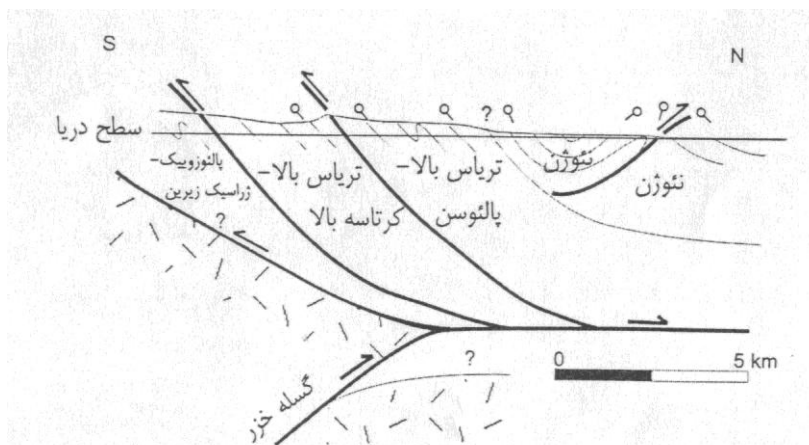
این گسله به طور کلی به عنوان مرز بین کوهپایه‌های شمالی البرز با دشت خزر در نظر گرفته می‌شود. انتهای خاوری این گسله چندان مشخص نیست و ظاهراً در تنگ راه (ابتدای بوستان ملی گلستان، در خاور گنبد کاووس) خاتمه می‌یابد. این گسله به صورت اختلاف به نسبت مشخص در برجستگی به سوی باختر، تا باختر چالوس ادامه دارد و در جنوب عثمان سرا (جنوب باختر سلمان شهر) به گسله شمال البرز می‌پیوندد. باتوجه به دو پایانه یاد شده، طول کل اثر سطحی گسله خزر به حدود ۴۵۴ کیلومتر می‌رسد. بیشترین جابجایی در روی این گسله در بخش میانی آن، در جنوب باختر گرگان دیده می‌شود. در این ناحیه ارتفاعات فرا دیواره گسله بیشترین برجستگی را دارد و مجموعه دگرگونی گرگان با سن پالئوزویک در مجاورت رسوبات جوان کواترنری قرار می‌گیرد. به سوی باختر ارتفاع رشته‌کوه به تدریج کاهش می‌یابد و از میزان جابجایی چینه نگاشتی گسله کم می‌شود. به طوری که در فرادیواره، سنگهای پالئوزویک به تدریج جای خود را به سنگهای مزوزویک و سپس نئوژن می‌دهند. شواهد نوزمین ساختی نیز با این مشاهدات همخوانی دارد به گونه‌ای که شیب دشت جنوب خلیج گرگان در خاور بیشتر است و به سوی باختر مقدار آن کاهش می‌یابد.

از باختر علمده تا محل پیوستن گسله خزر با گسله شمال البرز، مقدار جابجایی چینه نگاشتی دوباره افزایش می‌یابد، به طوری که سنگهای پرمین، تریاس، ژوراسیک و کرتاسه در فرادیواره گسله قرار می‌گیرند. بنابراین احتمال می‌رود که گسله کنونی خزر از به هم پیوستن دو گسله هم راستای فرعی‌تر ایجاد شده باشد. بخش خاوری گسله خزر با خطواره مغناطیسی F-۴۷۹ و بخش میانی آن با خطواره مغناطیسی F-۵ (Yousefi and Freidberg, ۱۹۷۸) مطابقت دارد. برداشت‌های صحرایی در گستره ورقه بهشهر (قاسمی و مصوری، ۱۳۷۹) منجر به شناسایی رخنمونی از این گسله گردید. گسله خزر در مرز بین کوه و دشت سبب راندگی سنگهای مجموعه دگرگونی گرگان بر روی نهشته‌های آبرفتی شده است. گسله مزبور در دو نقطه از این رخنمون دارای وضعیتهای N۸۷W/۳۰SW و N۸۳E/۳۹SE است و خط خش روی سطح گسله یکی در حدود ۹۰ درجه دارد. سنگ‌های سری دگرگونی گرگان در فرادیواره این گسله به شدت کاتاکلستی شده‌اند. شیب لایه‌بندی واحدهای سنگی نئوژن فرادیواره گسله خزر در ناحیه نکا و ساری بسیار کم است اما شیب آنها به سوی باختر افزایش می‌یابد که به طور کم و بیش یکنواخت به سوی شمال است. این وضعیت تا ناحیه جنوب علمده ادامه دارد. در جنوب علمده (رویان) در فرادیواره گسله خزر یک گسله فرعی با وضعیت N۴۸W/۶۵SW در نهشته‌های نئوژن مشاهده شد که تاییدکننده فشاری بودن ساز و کار گسله‌های خزر و احتمالاً شیب جنوبی آن می‌باشد. این گسله با چین به نسبت بزرگی در فرادیواره خود همراه است (شکل ۲-۱). باتوجه به این که گسله خزر در خاور در سطح زمین رخنمون یافته است اما به سوی باختر از جابجایی

آن کاسته می‌شود و واحدهای فرادیواره آن را لایه‌های به نسبت جوان نتوژن تشکیل می‌دهند که به سوی شمال شیب دارند، پیشنهاد میشود که گسله خزر به سوی باختر تبدیل به یک پهنه مثلثی (triangular zone) میشود که سنگهای قدیمی‌تر را به صورت گوه‌ای از جنوب به زیرواحدهای جوانتر رانده است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۱- وضعیت ساختاری گسله خزر و چین فرادیواره آن در باختر بهشهر (قاسمی، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۲- وضعیت ساختاری گسله خزر در جنوب رویان. در این تفسیر ساختاری، گوه‌ای از سنگهای قدیمی در میان توالی جوانتر قرار گرفته است.

زمین لرزه ویرانگر ۸۷۴ میلادی جرجان (گنبد کاووس) ($I_0 = VII+$; $MS = 6.0$) بر روی گسله خزر روی داد. دو هزار سرباز که در این شهر پناه گرفته بودند در طی زمین لرزه جان باختند. آسیب چنان شدید بود که بسیاری گرگانیان به بغداد کوچ کردند. لرزه‌های شدید سه روز دنبال داشت. زمین لرزه‌های آسیب‌رسان ۱۴۳۶، ۱۴۷۰ و ۱۴۹۸ میلادی گرگان احتمالاً با عملکرد گسله خزر پیوند داشته‌اند. در طی زمین لرزه ۱۴۷۰ میلادی یکی از روستاهای ناحیه (احتمالاً در نزدیکی آبسکون) به درون زمین فرو رفت. زمین لرزه

۱۴۹۸ میلادی سبب فروریختن بیشتر خانه‌ها در گرگان (گبند کاووس) شد و در حدود ۱۰۰۰ تن از ساکنان آنان را کشت.

زمین لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های خزر یا شمال البرز پیوند داشته است. این زمین لرزه در مناطق شیرگاه، گنجرود و جولاب، بین مسیرهای سفلاهی رودخانه‌های هراز و تالار روی داد. دامنه آسیب‌ها تا اشرف نیز گسترش داشت و در آن جا کاخ صفی‌آباد ویران شد. زمین لرزه سبب پدیداری روانگی گسترده خاک در دره‌های رودخانه‌ها و نیز سنگریزش‌هایی در کوه‌ها شد.

زمین لرزه ۵ آوریل ۱۹۴۴ گرگان (mb=۵.۲; I=VII) (Gorelikov, ۱۹۶۰, Tchalenko, ۱۹۷۵b; Bozorgnia, ۱۹۶۲) با عملکرد گسله خزر پیوند داشته است. در این زمین لرزه در حدود ۶۰٪ از شهر گرگان به شدت آسیب دید و در حدود ۲۰ نفر جان باختند.

زمین لرزه ۹ اکتبر ۱۹۵۲ گرگان (mb=۴.۷) احتمالاً با عملکرد گسله خزر پیوند داشته است. زمین لرزه ۲۴ فوریه ۱۹۷۰ فارسبان (mb=۵.۰) (Tchalenko, ۱۹۷۵b) احتمالاً با عملکرد گسله خزر پیوند داشته است.

زمین لرزه ۹ اوت ۱۹۷۱ بابل کنار (mb=۵.۲) (Tchalenko, ۱۹۷۴b) با عملکرد گسله خزر پیوند داشته است. این زمین لرزه سبب شد در حدود ۹۰۰ خانه در ۴۲ روستا خسارت جزئی ببینند، یک نفر کشته شود و ۳۹ نفر مجروح گردند.

زمین لرزه ۲۶ نوامبر ۱۹۹۹ علی‌آباد کتول (mb=۵.۳) (روزنامه اطلاعات، ۷۸/۹/۲۰) با عملکرد بخش خاوری گسله خزر پیوند داشته است. در این زمین لرزه ۱۱۰۳ واحد مسکونی آسیب دید و یک نفر جان باخت.

۲-۳-۱-۲- گسله شمال البرز (North Alborz Fault)

گسله شمال البرز، گسله‌ای رانندگی با شیب عمومی به سوی جنوب است که مرز جنوبی رخنمونهای نئوژن خزر را شکل می‌دهد. راستای نیمه خاوری گسله، خاور-شمال خاوری و راستای نیمه باختری آن باختر-شمال باختری است. در روی این گسله، سنگهای پالئوزوئیک، تریاس و ژوراسیک بر روی سنگهای تریاس، کرتاسه بالا، نئوژن و کواترنری رانده شده‌اند. این گسله از انتهای خاوری خود در جنوب گرگان تا انتهای باختری خود در ناحیه لاهیجان در حدود ۴۲۷/۵ کیلومتر درازا دارد. انتهای خاوری این گسله با تبدیل به چین پیشروی گسله و انتقال جابجایی بر روی گسله‌های موازی همراه است. انتهای باختری گسله شمال البرز به گسله لاهیجان محدود می‌شود. پیش از رسیدن به گسله لاهیجان، گسله خزر از شمال به گسله شمال البرز می‌پیوندد و با آن یکی می‌شود.

خطواره‌های مغناطیسی T-۱۶, F-۴۲۲ و F-۶۱۸ (Yousefi and Friedberg, ۱۹۷۸) با محل گسله شمال البرز مطابقت دارند. سعیدی و اکبرپور (۱۳۷۱) در نقشه زمین‌شناسی کیاسر، شیب گسله شمال البرز را به سوی شمال نمایش داده‌اند.

بیشترین جابجایی چینه نگاشتی این گسله در ناحیه جنوب پابند دیده می‌شود (ناحیه دره زارم رود). در این ناحیه سنگهای کربناته تریاس در روی گسله شمال البرز (که به سوی جنوب شیب دارد) بر روی نهشته‌های

نئوژن رانده شده‌اند. Stocklin (۱۹۷۴) جابجایی در روی گسله شمال البرز را در طی پلیوسن تا پلیستوسن بیش از ۲ کیلومتر برآورد کرده است. وضعیت لایه‌بندی در فرادیواره گسله شمال البرز در جنوب باختر پابند N۶۷E/۵۰SE است و به عنوان برآوردی از وضعیت گسله شمال البرز در این ناحیه ارائه می‌گردد. گرایش (vergence) چین‌های موجود در سنگهای پالئوزویک و تریاس در جنوب دره چمن ساور و ناحیه پابند شیب جنوبی گسله شمال البرز و راندگی سنگهای فرادیواره به سوی شمال را تأیید میکند.

رخنمون گسله شمال البرز به سوی جنوب کوژ است و پس از عبور از جنوب قائم‌شهر راستای شمال باختری پیدا میکند تا آن که در باختر چالوس گسله خزر به آن می‌پیوندد. در منتهی‌الیه باختری گسله شمال البرز (محل برخورد با گسله لاهیجان) سنگهای دگرگونی پالئوزویک در فرادیواره گسله قرار گرفته‌اند که حکایت از افزونی جابجایی چینه نگاشتی این بخش از گسله دارد. این پدیده به علاوه ممکن است نشان دهنده پیوستگی اولیه گسله شمال البرز با گسله آستارا باشد که با عملکرد گسله لاهیجان به دو گسله مجزا تقسیم شده‌اند.

باتوجه به آن که گسل شمال البرز مرز جنوبی نهشته‌های نئوژن خزر را شکل می‌دهد، چنین پیشنهاد می‌گردد (قاسمی و مصوری، ۱۳۷۹) که گسله مزبور گسله‌ای قدیمی است که در پس بوم (hinterland) گرایش بین خزر و البرز شکل گرفته است و در راستای آن البرز اولیه شروع به افراستگی کرده است. وجود نهشته‌های آبرفتی کواترنری در بخش خاوری گسله شمال البرز (جنوب دره چمن ساور) که دچار کج‌شدگی شده‌اند نشان دهنده پویایی جدید این گسله مهم است. به علاوه زمین لغزه‌های کوچک و بزرگ متعددی در نهشته‌های نئوژن نزدیک نیمه خاوری گسله شمال البرز دیده میشود که حکایت از رویداد زمین‌لرزه‌های متعدد در این بخش از گسله شمال البرز دارند.

ناحیه اثر زمین لرزه ۱۱۲۷ میلادی فریم- چهاردانگه (Ms=۶.۸ ; Io=VIII+) مطابقت مکانی خوبی با فرادیواره گسله‌های شمال البرز و بادله دارد. این زمین‌لرزه ویرانگر سبب ویرانی تمام روستاهای ناحیه فریم شد. روستای دولت در اثر یک زمین‌لغزه به سوی دیگر رودخانه‌ای که در کنار آن جای داشت، رانده شد. سراسر هزارجریب باید در اثر این زمین‌لرزه آسیب دیده باشد.

زمین‌لرزه دیگری نیز که در ۱۳۰۱ میلادی در ناحیه فریم روی داد با عملکرد گسله شمال البرز یا گسله بادله در ارتباط بوده است. این زمین لرزه روستاهای بسیاری را در مازندران جنوبی به تمامی ویران کرد. زمین‌لرزه شدید ۱۶۸۷ میلادی مازندران که ناحیه معینی برای ویرانی آن توصیف نشده است احتمالاً با عملکرد گسله شمال البرز یا گسله خزر در پیوند بوده است.

زمین‌لرزه ۱۸۰۵ میلادی هراز احتمالاً با عملکرد گسله شمال البرز روی داده است. زمین‌لرزه ۱۸۰۹ میلادی آمل احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های خزر یا شمال البرز پیوند داشته است. زمین‌لرزه ویرانگر ۱۸۲۵ میلادی هراز که دامنه آسیب‌های آن تا جاجرود، دماوند، آمل و ساری گسترش داشت، احتمالاً با عملکرد گسله شمال البرز یا گسله لله بند پیوند داشته است. نشانه‌های بسیار باریک وجود دارد حاکی از آن که در این محل، لرزه با دگرریختی‌های زمین (که احتمالاً خاستگاه زمین ساختی داشته‌اند) همراه بوده است.

زمین لرزه ویرانگر ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ میلادی کسوت مازندران با گسله شمال البرز پیوند داشته است. این زمین لرزه و پس لرزه‌های آن در منطقه‌های آن در منطقه‌های گلیجان و چهاردانگه در مازندران، ۲۶ روستا را ویران کرد و ۸۰ روستای دیگر را نیز یا ویران کرد و یا به حد ترمیم‌ناپذیری آسیب رساند. در گردشی، قادیکلا و چورت، زمین لرزه‌های در اثر پس لرزه‌های شدید به راه افتادند. در سراسر منطقه کلان‌لرزه‌ای و نیز قدری دور از آن، زمین لرزه‌ها جاده‌ها و گردنه‌ها را بستند. در نزدیکی دوسله، رود تجن در اثر زمین لرزه‌ای به درازای نیم کیلومتر که از کناره‌های شمالی آن به راه افتاد، سد شد و بین ورنند، علمدار و کسوت، دامنه‌های کوه در هر دوسوی رودخانه فروریزش کرد. تنده‌های زمین لرزه‌هایی را که در اثر این زمین لرزه به راه افتادند، هنوز میتوان در راستای کناره‌های شمالی رود تجن تا جنگل قادیکلا و نیز بین جناسم و شیت بر کنار زارم رود دید. حتی در زمین لرزه‌های به نسبت هموار، برای نمونه بین تلوکلا و شمال کینیم و نیز باختر امری و بین آریم و سنکور، لرزه و پس لرزه‌های سبب زمین لغزش و فروریزش گسترده زمین شد که تنده‌هایش را هنوز میتوان بر روی زمین دید. زمین لرزه‌ها و بارانی که به دنبال زمین لرزه بارید، منطقه را گذرناپذیر کرد. به دنبال این زمین لرزه به مدت ۲۴ ساعت، رشته‌ای از پس لرزه‌های شدید آمد و پس از آن دو لرزه‌های خفیف آغاز شد که در حدود ۶ ماه به درازا کشید. این لرزه‌ها عمدتاً با شبکه لرزه‌نگاری اتحاد جماهیر شوروی سابق ثبت شدند.

زمین لرزه ۹ دسامبر ۱۹۹۹ هزارگریب ($M=4/8$) (روزنامه جمهوری اسلامی ایران، ۷۸/۹/۲۱) احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های شمال البرز یا خزر پیوند داشته است. در این زمین لرزه در حدود ۱۲۰ واحد مسکونی آسیب دید.

۲-۳-۱-۳- گسله طالقان (Talegan Fault)

این گسله از کوهپایه دماوند کوه در خاور تا جنوب مرجان در باختر در حدود ۱۱۳ کیلومتر درازا دارد. اثر سطحی آن به ویژه در نیمه خاوری بسیار خمدار است اما راستای عمومی آن باختر-شمال باختری است. بازدیدهای صحرایی و بررسی عکس‌های هوایی نشان می‌دهد برخلاف آنچه که در نقشه‌های زمین‌شناسی نشان داده شده است. شیب این گسله به سوی جنوب است و در راستای آن سازند شمشک بر روی سازند کرج رانده شده است نه برعکس. در بخش‌های دیگری از راستای این گسله، سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه بر روی سنگ‌های سازند کرج و سازند شمشک رانده شده‌اند. گسله طالقان از باختر به گسله کهر می‌پیوندد. زمین ریخت‌شناسی ناحیه نشان می‌دهد آخرین حرکت‌های این گسله علاوه بر داشتن مولفه اصلی راستالغز چپبر دارای مولفه عادی نیز هست (Ritz et al., ۲۰۰۶).

برپایه داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی زمین لرزه بزرگ و ویرانگر ۲ فوریه ۱۹۵۸ میلادی با بزرگای ۷/۷ و شدت X به جنبش گسله طالقان نسبت داده شده است (Ritz et al., ۲۰۰۶).

زمین لرزه ۱۴۲۸ میلادی طالقان احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های طالقان، کهر و یا الموت رود روی داده است. پس لرزه‌های این زمین لرزه تا ۱۰ روز بعد ادامه داشتند. احتمال می‌رود که این زمین لرزه در محل

دیگری روی داده باشد و به علت شباهت نام محل با نام طالقان به اشتباه برای طالقان در البرز ذکر شده باشد.

زمین لرزه بزرگ ۲۰ آوریل ۱۶۰۸ میلادی طالقان نیز با یکی از گسله‌های فوق‌الذکر در پیوند بوده است، اگرچه ناحیه ویرانی اصلی آن با گسله الموت رود مطابقت بیشتری دارد. زمین لرزه ویرانگر ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی طالقان احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های طالقان، کهر و یا الموت رود پیوند داشته است. این زمین لرزه، مازندران باختری، قزوین و تهران را تحت تأثیر قرار داد و پس لرزه‌های دنباله‌دار آن در تهران حس می‌شد.

۲-۳-۲- مهگسله‌های گستره مورد بررسی (Major faults)

در این بخش ویژگی‌های گسله‌های بنیادی جوان با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر بررسی شده است. سن جوان و درازای زیاد این گسله‌ها آنها را در گروه گسله‌های لرزه‌زا و خطرناک قرار می‌دهد.

۲-۳-۲-۱- گسله کهر

این گسله از خاور کوه کهر در خاور تا شمال باختر آبیگ در باختر در حدود ۶۷/۵ کیلومتر درازا دارد. شیب گسله به سوی جنوب است و در راستای آن سنگ‌های پروتروزوییک پسین (سارند کهر)، پالئوزوییک و مزوزوییک بر روی سنگ‌های مزوزوییک، ائوسن و نتوژن رانده شده‌اند. گسله کهر در انتهای خاوری به گسله مشا می‌پیوندد. گسله کهر مرز جنوبی یکی از حوضه‌های بین کوهستانی (نتوژن) این بخش از البرز را تشکیل می‌دهد.

زمین لرزه نیرومند ۸ نوامبر ۱۹۶۶ میلادی صمغ آباد طالقان احتمالاً با عملکرد یکی از گسله‌های کهر، آبیگ و یا طالقان پیوند داشته است.

۲-۳-۲-۲- گسله گلندرود (گسله تاشر)

این گسله از جنوب چمستان (جنوب خاور نور) در خاور تا باختر پل کلات (جاده چالوس) در باختر در حدود ۷۳ کیلومتر درازا دارد. راستای آن باختر-شمال باختری است و شیب آن به سوی شمال است. گسله گلندرود از باختر به گسله شمال البرز می‌رسد. در راستای این گسله، سنگ‌های مزوزوییک بر روی سنگ‌های کرتاسه و نتوژن رانده شده‌اند.

۲-۳-۲-۳- گسله کجور (بلده)

این گسله از جنوب خاور ورازان در ناحیه کپ (کجور) تا توده نفوذی علم‌کوه در باختر در حدود ۹۵ کیلومتر درازا دارد. اثر سطحی آن خمدار است به طوری که در بخش خاوری، راستای شمال باختری، در بخش میانی

(بخش اصلی)، راستای باختر- جنوب باختری و در انتهای باختری، راستای باختر- شمال باختری دارد. شیب گسله به سوی جنوب است. بخش باختری گسله به صورت یک پهنه گسله است که در راستای آن سنگ‌های پروتروزوییک پسین سازند کهر بر روی سازند شمشک و سنگ‌های اخیر به نوبه خود بر روی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ناحیه علم کوه رانده شده‌اند. پایانه باختری این گسله احتمالاً به گسله نوشا می‌رسد. بخش میانی گسله در ناحیه کینج و کجور نیز جابجایی چینه نگاشتی قابل ملاحظه‌ای دارد، به طوری که در این بخش سنگ‌های کربناته کربنیفر و پرمین بر روی سنگ‌های کرتاسه رانده شده‌اند. جابجایی گسله به سوی خاور کاهش می‌یابد و گسله به تدریج در چین‌های سازند شمشک محو می‌گردد. باتوجه به آن چه بیان شد، به نظر می‌رسد مولفه اصلی این گسله راندگی باشد، اما احتمال می‌رود مولفه راستالغز آن نیز اهمیت داشته باشد.

۲-۳-۴- گسله هزار

این گسله از جنوب شیخ موسی در خاور تا جنوب خاور چاک بزه (باختر دره چالوس) در باختر در حدود ۱۳۵ کیلومتر درازا دارد. راستای عمومی آن باختر- شمال باختری است و شیب عمومی آن به سوی شمال- شمال خاور است. بخش میانی گسله در کنار دره هزار (دره بلده) قرار گرفته است. گسله هزار سبب راندگی سنگ‌های سازند کهر و سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک بر روی سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک شده است. در محدوده جاده هراز این گسله با یک تاقدیس در فرادیواره (سازند شمشک) و یا ناودیس در فرودیواره (سنگ‌های کربناته و آتشفشانی کرتاسه) همراه است. گسله هزار در خاور به گسله لله بند و در باختر به گسله کجور پایان می‌یابد.

۲-۳-۵- گسله کندوان

این گسله از خاور بایجان در خاور تا ناحیه علم کوه در باختر در حدود ۱۵۱/۵ کیلومتر درازا دارد. راستای آن در بخش خاوری، شمال باختری، در بخش میانی، خاوری و در بخش باختری، شمال باختری است و شیب عمومی آن به سوی شمال و شمال خاور است. گسله کندوان سبب راندگی سنگ‌های سازند کهر و سنگ‌های پالئوزوییک و مزوزوییک بر روی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است. بخش میانی گسله باتوجه به وضعیت زمین شناسی، نشانه‌هایی از مولفه راستالغز را نشان می‌دهد. احتمال می‌رود زمین لرزه‌های ۲۵ مارس ۱۹۸۳ ($mb=5.2$) و ۲۶ مارس ۱۹۸۳ میلادی ($mb=4.5$) بایجان با عملکرد بخش خاوری این گسله ایجاد شده باشد.

۲-۴- لرزه خیزی گستره مورد بررسی

یکی از داده‌های بنیادی برای ارزیابی خطر زمینلرزه و آشنایی با پیشینه لرزه خیزی هر پهنه و گستره و بررسی تاریخچه زمینلرزه‌های گذشته (تاریخی و سده بیستم به بعد) است. روشن است که برای دستیابی به ویژگی‌های لرزه زمینساختی باید تاریخچه زمینلرزه‌ها در زمان زیادی گردآوری و بررسی شود.

چنانچه در بررسی فراوانی رویداد زمینلرزه‌ها از دوره کوتاهی (چون زمینلرزه‌های سده بیستم بعد) استفاده شود، در بررسی‌های دوره بازگشت زمینلرزه‌ها، ممکنست پهنه‌های لرزه‌خیز، بصورت بیلرزه یا کملرزه نشان داده شوند.

در این بخش داده‌های موجود لرزه‌خیزی از سرچشمه‌های گوناگون گردآوری و مورد بررسی قرار گرفته است کوشش شده است تا حدامکان گسله یا گسله‌های مسئول رویداد زمینلرزه‌ها معرفی شوند. روشن است که به سبب کمبود داده‌ها این نکته برای تمامی زمینلرزه‌ها در حال حاضر ممکن نیست. پیشینه لرزه‌خیزی گستره مورد بررسی در دو زیر بخش زمینلرزه‌های تاریخی و سده بیستم به بعد در زیر آورده شده‌اند.

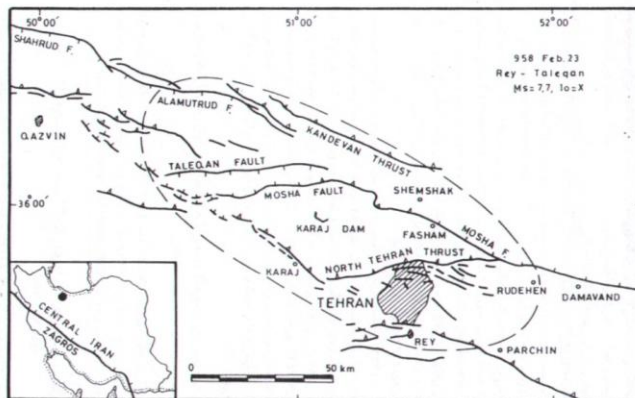
۲-۴-۱- زمینلرزه‌های تاریخی

شناخت ما از زمینلرزه‌های پیش از سده بیستم منحصر به کتابهای تاریخی می‌باشد. بدین جهت این داده‌ها از دیدگاه محل رویداد، شدت و بزرگی زمینلرزه دارای دقت زیادی نیست و تنها سیمایی از ویژگیهای لرزه‌خیزی گستره را به دست میدهد (نقشه ۲-۱).

۲-۴-۱-۱- زمینلرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی (اول ذی‌الحجه ۳۴۶ هجری) - طالقان

زمین لرزه سال ۹۵۸ میلادی (۳۴۶ هجری) زمینلرزه‌ای بزرگ و ویرانگر بوده که از سرچشمه‌های جاجرود تا طالقان رود در شمال باختری کرج همراه با بخش بزرگی از شهر ری، ۱۵۰ شهر و روستای شمیران، لشگرک، واریان و طالقان را ویران نموده و هزاران نفر را کشته است (شکل ۲-۳). سنگریزش و کوه‌لغزش در کوه‌های شمال تهران، رودخانه‌ها را بند آورده و در پهنه شمال تهران، زمین شکاف برداشته است. کوه‌لغزش و سنگریزش در دره جاجرود باعث کشته‌شدن شمار زیادی شده است. در طالقان تنها ۳۰ نفر زنده ماندند. به احتمال قوی این زمینلرزه ویرانگر و بزرگ با گسله‌شدگی درازای همراه بوده است. زمینلرزه تا فاصله ۴۰۰ کیلومتری بخوبی احساس شده و پس‌لرزه‌های آن روزها ادامه داشته است.

این زمین‌لرزه بوسیله جلال‌الدین سیوطی (۸۴۹ تا ۹۱۱ هجری)، عزیزالدین ابوالحسن علی‌ابن اثیر (۱۱۶۰/۵۵۵ تا ۱۲۳۳/۶۳۰) و شمس‌الدین ابوالمظفر یوسف‌بن قزاوغلو مشهور به سبط‌ابن جوزی صاحب مرات‌الزمان (۱۱۸۵/۵۸۱ تا ۱۲۵۶/۶۵۴) به تفصیل شرح داده شده و می‌نویسند: ((در ری کوه شکاف برداشت و زمین شکافته شده و از داخل زمین آب و بخار خارج گردید و دهکده و ساکنان آن بلعیده شدند. فرو رفتن زمین در طالقان نیز ذکر شده است. بزرگی زمینلرزه $Ms=7.7$ و شدت آن $Io=X$ تخمین زده شده است (Ambraseys and Melville ۱۹۸۲).



شکل ۲-۳- پهنه زمینلرزه ۲۳ فوریه ۹۵۸ میلادی ری- دامغان

۲-۴-۱-۲- زمینلرزه ۲۰ آوریل ۱۶۰۸ میلادی (۴ محرم ۱۰۱۷ هجری) رودبارات- طالقان

زمینلرزه‌ای با بزرگی نزدیک $Ms=7/6$ و شدت $Io=X$ در نزدیکی ساعت ۱۲ پهنه رودبارات الموت (شمال رودخانه شاهرود) و طالقان را ویران نمود. دژ در بند با برج تازه‌ساز آن بداخل دژ فرو ریخت و سه برج دروازه دژ نیز ویران شد. در آمل، ساری و اشرف (که در ۲۸۰ کیلومتری پهنه مهلرزه‌ای این زمینلرزه قرار دارند) خانه‌ها ترک برداشت و دودکشها فرو ریختند. این زمینلرزه در آداکسار میانکاله (که در فاصله ۳۰۰ کیلومتری از پهنه مهلرزه زمینلرزه قرار دارد) به شدت بوسیله شاه عباس صفوی و شکاربانان همراهش همچنین منجم یزدی ستاره‌شناس احساس شده است. زمینلرزه سبب تشکیل سونامی (Tsunami) شدیدی در کرانه دریای خزر شد (Ambraseys and Melville ۱۹۸۲). اثر این زمینلرزه در دژ الموت یا دژ لمبسر، بقایای دژ شیرکوه الموت (بنای دوره اسماعیلیه)، دژ شهرک رودبار الموت (اسماعیلیه) و مسجد ده گازرخان در ۲۰۰ متری پای قلعه الموت (بنای سده هفتم هجری با تعمیر در سال ۸۵۲ هجری) روشن نیست و باید بررسی شود (بربریان و همکاران ۱۳۷۱).

۲-۴-۱-۳- زمینلرزه ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی (آخر شوال ۱۲۲۳ هجری) طالقان

زمینلرزه با بزرگی نزدیک $Ms=5/9$ در ساعت ۱۸ روز ۱۶ دسامبر ۱۸۰۸ میلادی (آخر شوال ۱۲۲۳ هجری) پهنه باختری مازندران و طالقان را ویران نمود. در شهر قزوین خانه‌هایی ویران شد و تمامی سازه‌های همگانی به شدت ترک برداشتند. این زمینلرزه به شدت در تهران احساس شد و مردم بیرون از خانه‌های خود بسر بردند.

۲-۴-۱-۴- زمینلرزه سال ۱۸۰۹ میلادی آمل

زمین لرزه ویرانگری در مناطق شیرگاه، گنجرود و جولاب، بین مسیرهای سفلی رودخانه‌های هراز و تالار روی داد. در آمل پل روی هراز درهم شکست و خانه‌های بسیار فرو ریخت و نیز بقایای مسجد شاه‌عباس، بخشی از مسجد جامع و سقف گنبد شمس طبرسی ویران شد. (Ambraseys and Melville ۱۹۸۲).

۲-۴-۱-۵- زمینلرزه سال ۱۸۲۵ میلادی هراز

زمینلرزه ویرانگری در دره هراز روستاهای بسیاری را ویران کرد و سبب کشته‌شدن شمار زیادی از مردم شد. دامنه آسیب‌ها جاجرود، دماوند، ساری و آمل گسترش داشت. (Ambraseys and Melville ۱۹۸۲). در منطقه رو مرکزی زمینلرزه کم و بیش تمام پل‌ها و تونل‌های جاده هراز ویران شد.

۲-۴-۱-۶- نتیجه‌گیری آغازی از بررسی زمینلرزه‌های تاریخی گستره مورد بررسی

بررسی کوتاه زمینلرزه‌های تاریخی (پیش از سال ۱۹۰۰ میلادی یا ۱۲۷۸ خورشیدی) گستره چهارگوش آمل، نشان می‌دهد که گستره از دیدگاه لرزه‌خیزی فعال و لرزه‌خیز است. این بررسی نشانگر این است گسله‌های خزر، شمال البرز و طالقان سرگذشت پر مخاطره‌ای را پشت‌سر گذاشته‌اند.

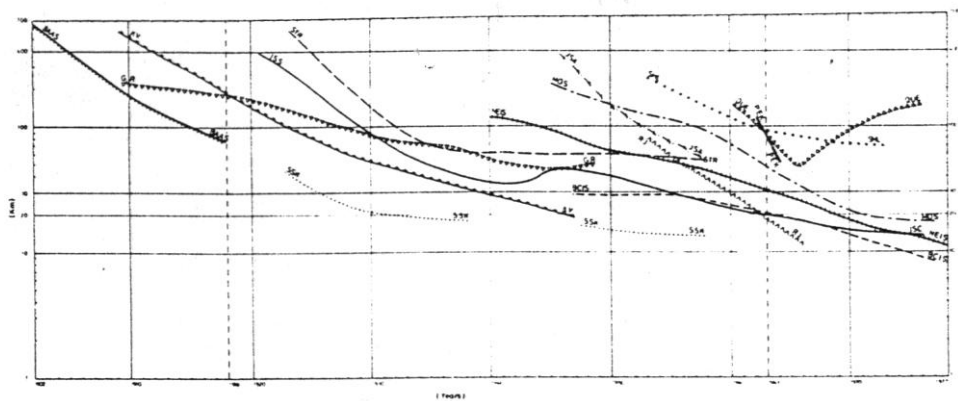
۲-۴-۲- زمینلرزه‌های سده بیستم به بعد

تاکنون کاتالوگ منفرد و جامعی که تمامی زمینلرزه‌های سده بیستم خاورمیانه از جمله تمامی زمینلرزه‌های با بزرگی کوچک ایران (بازرگای $M > 3$) را دربر گیرد وجود ندارد. با اینکه به داده‌های زمینلرزه‌های سده بیستم ایران زمین توجه بیشتری شده، ولی در حال حاضر داده‌های زیادی از دهه‌های نخستین این سده در دست نیست.

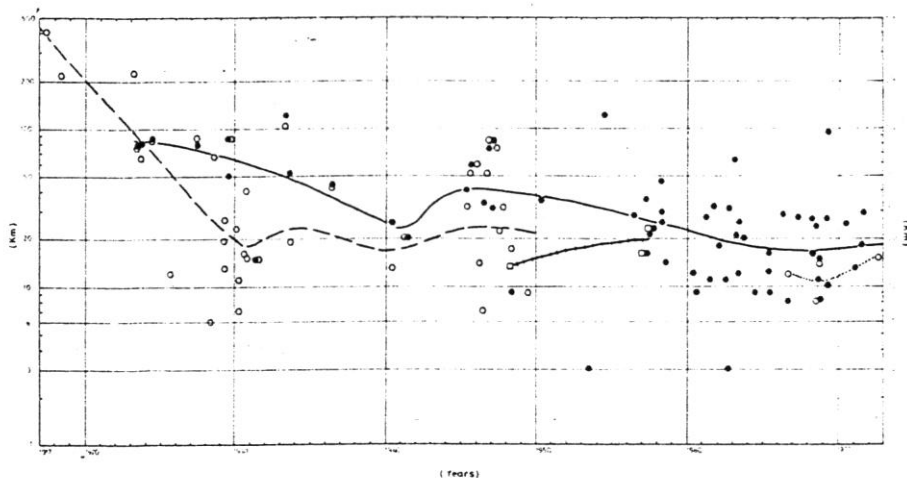
زمینلرزه‌های نگاشته شده دستگاهی (instrumentally recorded) یا داده‌های دستگاهی (instrumental data) داده‌هایی که در دوره وجود دستگاههای لرزه‌نگاری بدست آمده است) سده بیستم گزارش شده به وسیله پایگاه‌های لرزه‌شناسی گوناگون دهه‌های مختلف این سده، دارای خطای گوناگونی در مرکز زمینلرزه (epicenter)، کانون زمینلرزه (hypo-center)، ژرفا (focal depth)، و زمان رویداد زمینلرزه است. همزمان با تکمیل دستگاه‌های لرزه‌نگاری و افزایش شمار ایستگاههای لرزه‌نگاری، این خطاها به ویژه برای زمینلرزه‌های بزرگ کم می‌شود (Ambraseys ۱۹۷۸، Berberian ۱۹۷۹c). میانگین خطا در مرکز زمینلرزه داده‌های نگاشته شده دستگاهی و یا دوباره مرکزبایی شده (relocated) زمینلرزه‌های با بزرگی میانه و بالا در ایران میان ۵۰۰ کیلومتر (در سال ۱۹۰۳ میلادی) تا ۳۰۰ کیلومتر (۱۹۱۸) و ۳۰ کیلومتر (۱۹۶۳)، و نزدیک ۱۵ کیلومتر (۱۹۷۷) تغییر می‌کند شکل‌های ۲-۴ و ۲-۵ که برای بررسیهای دقیق لرزه زمینساختی و خطر زمینلرزه-گسلش قابل قبول نیست (Berberian ۱۹۷۹c, ۱۹۸۱).

به دلیل وجود خطای زیاد در مرکز یابی داده های دستگاهی و دوباره حساب شده و نبودن پژوهشهای گسترده کهرزه ای (micro-earthquake survey) تعیین جایگاه جنبش بیشتر گسله ها در کشورهای خاورمیانه از روی داده های بدست آمده از ایستگاههای لرزه نگاری محلی و یا جهانی (همانند آمریکا و ژاپن) ممکن نیست. پیوند دادن داده های لرزه نگاری دستگاهی با گسله های هر پهنه نیاز به مرکز یابی و کانون یابی دقیق زمین لرزه ها است که متأسفانه از ایستگاههای اندک لرزه نگاری کشور ساخته نیست.

پس از آغاز کار شبکه جهانی استاندارد زمین لرزه شناسی (WWSSN) خطای داده های لرزه نگاری دستگاهی کمتر از پیش شده و میانگین خطای مرکز زمین لرزه ها از سال ۱۹۶۳ تا ۱۹۷۷ میلادی به نزدیک ۳۰ تا ۱۵ کیلومتر رسیده است (Berberian ۱۹۷۹). یادآوری می شود که داده های دور لرزه ای پس از آغاز کار WWSSN نیز با توجه به بزرگی زمین لرزه ها یکنواخت نبوده و تعیین ژرفای دقیق (کانون) بیشتر زمین لرزه های کشورهای خاورمیانه مشکل است (Berberian ۱۹۷۹c, Mckenzie ۱۹۷۲).



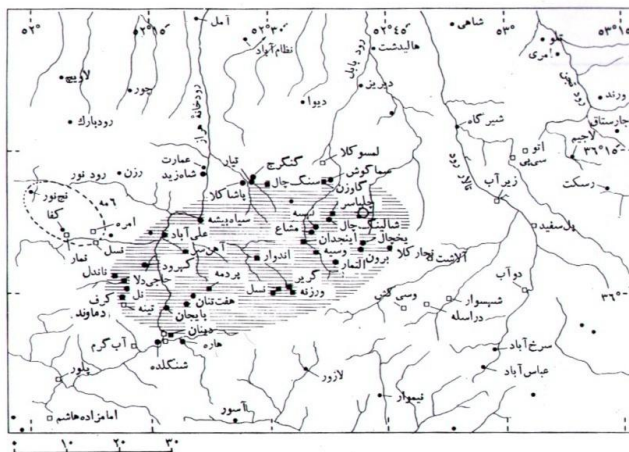
شکل ۲-۴- میانگین خطای موجود در مرکز زمین لرزه های نگاشته دستگاهی ایران زمین (به کیلومتر) در مقایسه با مرکز مهله های زمین لرزه های سالهای ۱۹۰۲ تا ۱۹۷۷، کوته نوشتها نامهای استاندارد پایگاههای لرزه شناسی است.



شکل ۲-۵- خطای تک تک و میانگین خطای موجود در مرکز زمینلرزه‌های نگاشته دستگاهی دوباره مرکزیابی شده ایران زمین (به کیلومتر) در مقایسه با مرکز مهلرزه‌های زمینلرزه‌های سالهای ۱۹۱۷ تا ۱۹۷۶ (Berberian ۱۹۷۹a)

۲-۴-۱- زمینلرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ بندپی- مازندران

هنگام سپیده دم ۱۱ تیر ۱۳۳۶ از زمینلرزه ویرانگری منطقه کوهستانی بندپی را ویران کرد. در منطقه کلان لرزه ای حدود ۱۲۰ روستا به کلی ویران شد که تعداد کشته‌شدگان آنها ۱۵۰۰ نفر برآورد شده است. برخی از روستاهای گستره مورد بررسی در پهنه کلان لرزه‌ای این زمینلرزه جای دارد (شکل ۲-۶). بزرگی زمینلرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ $M_s=7.0$ و $m_b=6.8$ برآورد گردیده است (Ambraseys and Melville ۱۹۸۲).



شکل ۲-۶ - زمینلرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ بندپی - مازندران

۲-۴-۲-۲ - زمینلرزه سه شنبه ۸ نوامبر ۱۹۶۶ میلادی (۱۷ آبان ۱۳۴۵ خورشیدی) صمغ آباد طالقان
 زمینلرزه‌ای در ساعت ۶:۴۵ بوقت محلی در تهران، شمیران، پشگلدره، لاریجان و نوشهر احساس شد (Nabavi ۱۹۷۲). سقف برخی از خانه‌های خشتی-گلی در صمغ آباد فرو ریخت و بقیه ترک برداشتند. دو حیوان در صمغ آباد تلف شدند و در جنوب آبادی کوه ریزش کرد (مهاجر اشجعی و همکاران ۱۳۶۲).

۲-۴-۲-۳ - زمینلرزه دوشنبه ۱۷ سپتامبر ۱۹۷۳ میلادی (۲۶ شهریور ۱۳۵۲ خورشیدی) مرزن آباد
 در ساعت ۷:۳۶:۱۶ بوقت محلی زمینلرزه‌ای قزوین، معلم کلایه، مرزن آباد، نوشهر را تکان داده و در تهران احساس شد. براساس گزارش موسسه ژئوفیزیک مرکز رویداد زمینلرزه در ۱۱۰ کیلومتری شمال باختری تهران در کوه‌های علم کوه و شیرکوه میان شهنسوار و قزوین بوده است. در مرزن آباد سقف خانه‌ای فرو ریخت و چندین خانه آسیب دید. در چالوس زمینلرزه با صدا همراه بود. در معلم کلایه سه بار زمینلرزه احساس و موجب وحشت شد. در قزوین شیشه خانه‌ها بصدا درآمدند (اطلاعات ۲۶ شهریور ۱۳۵۲ تهران ژورنال و کیهان اینترنت‌نشال ۲۷ شهریور ۱۳۵۲). بزرگی این زمینلرزه $mb = 4/8$ بوده است.

۲-۴-۲-۴ - زمینلرزه سه شنبه ۳۰ اکتبر ۱۹۷۳ میلادی (۸ آبان ۱۳۵۲ خورشیدی)
 از ساعت ۱۹:۲۹ تا ۰۱:۲۰ روز بعد (بوقت محلی) ۶ زمینلرزه مازندران و بخشی از گیلان را تکان داد که لرزه اولی شدیدتر بود. در رامسر، تنکابن، ساقی کلایه، کتالم، چابکسر و عباس آباد مردم وحشت زده شدند و چند خانه در رامسر و زیندشت شکاف برداشتند. زمینلرزه در رشت، لاهیجان، سیاهکل، پاشاکی، منجیل، خمام و بندر انزلی نیز سبب ترس مردم شد. در رشت شیشه خانه‌ها بصدا درآمد و چراغهای برخی از

محلها خاموش و روشن شد. زمینلرزه در قزوین و دماوند احساس شد (کیهان و اطلاعات ۱۳۵۲/۸/۹، مرد مبارز ۱۳۵۲/۸/۱۰).

۲-۴-۲-۵- زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور (زمینلرزه بلده)

ساعت ۵ و ۸ دقیقه و ۴۶ ثانیه روز جمعه ۱۳۸۳/۳/۸ زمینلرزه‌ای با بزرگای ۶/۳ ناحیه گسترده‌از از استان‌های شمالی ایران را لرزاند. ناحیه‌ای که بیش از همه مورد تأثیر زمینلرزه قرارگرفت از شمال به دریای خزر، از خاور به جاده هراز، از جنوب به تهران و از باختر به طالقان محدود می‌شود. زمینلرزه در تهران خسارتی در پی نداشت اما سبب وحشت بسیاری از تهرانی‌ها و بیرون آمدن آنها از خانه‌ها شد. حس شدن زمینلرزه با شدت حدود ۶ در تهران سبب داغ شدن بازار شایعات رویداد زمینلرزه در تهران شد و زندگی عادی شهروندان تهرانی به سبب این شایعات دچار اختلال گردید.

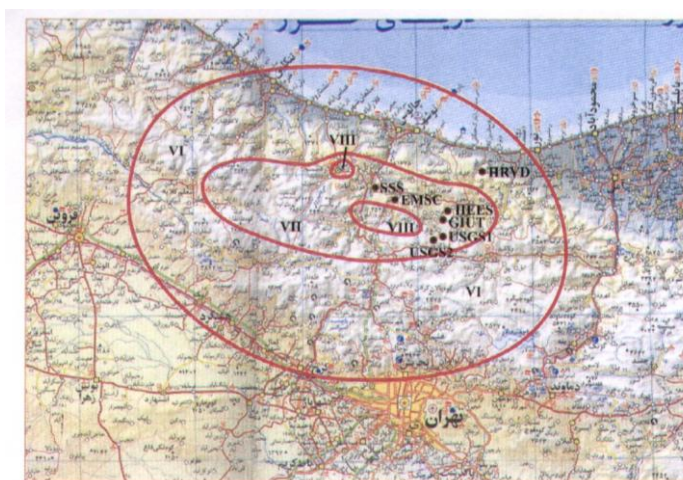
گستره مهلرزه‌ای زمینلرزه فیروزآباد کجور در بلندی‌های البرز مرکزی قرارگرفته است (شکل ۲-۷ و ۲-۸)، جایی که گسله‌های مهمی چون گسله‌های شمال البرز، کجور (بلده) و کندوان در آن قرارگرفته‌اند. این زمینلرزه در رسانه‌ها با نام زمینلرزه بلده معروف شد، اما با توجه به آن که روستای بلده در این زمینلرزه آسیب چندانی ندید و بیشترین شدت لرزش، ویرانی و تلفات در روستای فیروزآباد بخش کجور از شهرستان نوشهر بود، به وسیله قاسمی و همکاران (۱۳۸۳) از نام زمینلرزه فیروزآباد کجور استفاده شده است. به سبب این زمینلرزه حدود ۲۲ نفر کشته شدند که ۱۸ نفر به سبب ریزش سنگ در مسیر جاده چالوس- کرج جان سپردند.

۲-۴-۲-۶- ویژگی‌های زمین لرزه‌های دستگاهی

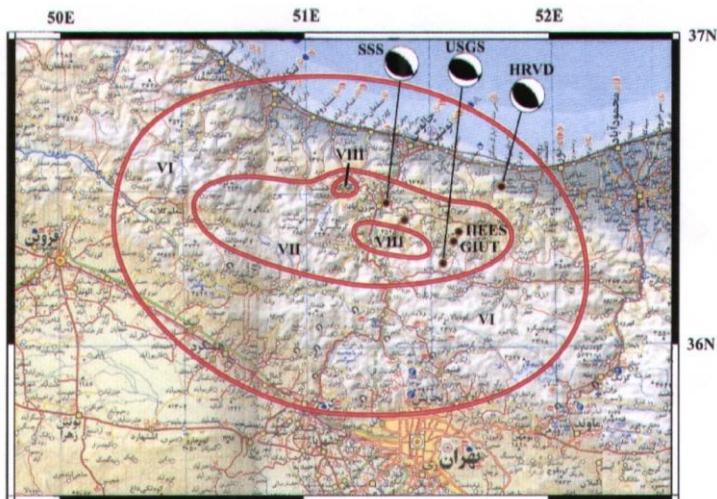
جدول ۱ ویژگی‌های زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ را به نقل از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (مژردت) و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (پبزمز)، سازمان زمین‌شناسی آمریکا (سزآ)، مؤسسه لرزه‌شناسی سوئیس (م‌زس)، دانشگاه هاروارد (د ه) و مرکز لرزه‌شناسی اروپا-مدیترانه (م‌ل‌ام) را نشان می‌دهد. مقایسه ناحیه مهلرزه‌ای و ناحیه پیشینه شدت زمینلرزه با روکانون‌های محاسبه شده نشان می‌دهد همه روکانون‌های محاسبه شده (به جز روکانون محاسبه شده از سوی دانشگاه هاروارد) در حد قابل قبولی دقت دارند، اما در بین آنها شاید بتوان گفت روکانون محاسبه شده از سوی مرکز لرزه‌شناسی اروپا-مدیترانه بیشترین همخوانی را با ناحیه مهلرزه‌ای نشان می‌دهد. در مورد ژرفای کانونی زمین لرزه تا محاسبات دقیق تر از سوی متخصصین فن نمی‌توان اظهارنظر نمود. اما با توجه به گستردگی پهنه مهلرزه‌ای و احساس زمین لرزه در گستره وسیعی از کشور، می‌توان انتظار داشت ژرفای کانونی زمینلرزه نسبتاً زیاد باشد.

جدول ۱- ویژگی های دستگاهی زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور

زمان محلی	زمان بین المللی	عرض	طول	ژرفا(ک.م.)			ماخذ
۱۷:۸:۴۳		۳۶/۳۵	۵۱/۶۲		m_b	۵/۵	مژدت
۱۷:۸:۴۶		۳۶/۳۷۱	۵۱/۶۴۳	۲۸	Ms	۶/۳	پبزمز
		۳۶/۲۸۳	۵۱/۶۱۶	۲۹/۱	Ms	۶/۳	سزا
		۳۶/۲۷۵	۵۱/۵۷۰	۱۴	Mw	۶/۲	سزا
		۴۳/۳	۵۲/۷	۱۰	Ms	۶/۲	مژس
				۱۰	m_b	۶/۷	مژس
		۳۶/۴۵	۵۱/۳۲	۳۱	Mw	۶/۴	مژس
		۳۶/۵۲	۵۱/۸۱	۳۴/۷	Mw	۶/۳	ده
					m_b	۶/۲	ده
					Ms	۶/۲	ده
		۳۶/۴۱	۵۱/۴۱	۲۳	m_b	۶/۳	م.لام



شکل ۲-۷ - موقعیت کلی لرزه اصلی زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور در البرز مرکزی، روکانون های تعیین شده از سوی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (GIUT)، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES)، سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS)، مؤسسه زمین لرزه شناسی سوئیس (SSS)، مرکز لرزه شناسی اروپا- مدیترانه (EMSC) و دانشگاه هاروارد (HRVD) در شکل نشان داده شده اند.



شکل ۲-۸- سازوکارهای کانونی ارائه شده از سوی سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS). مؤسسه لرزه‌شناسی سوئیس (SSS) و دانشگاه هاروارد (HRVD)

شکل ۲-۷ موقعیت کلی لرزه اصلی زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور در البرز مرکزی، روکانون‌های تعیین شده از سوی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (GIUT)، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (پبزم)، سازمان زمین‌شناسی آمریکا (سزآ)، مؤسسه لرزه‌شناسی سوئیس (م‌س)، دانشگاه هاروارد (د ه) و مرکز لرزه‌شناسی اروپا-مدیترانه (م‌لام) را نشان می‌دهد. برپایه این شکل می‌توان گفت که روکانون محاسبه شده از سوی مرکز لرزه‌شناسی اروپا-مدیترانه بیشترین همخوانی را با ناحیه مهلززه‌ای نشان می‌دهد. سازوکارهای کانونی به دست آمده برای زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور همگی با گسلش معکوس (راندگی) بر روی گسله‌ای با راستای باختر-شمال باختری مطابقت دارند. تفاوت تنها در اختلاف جزئی راستا و شیب صفحه‌ها می‌باشد (شکل ۲-۸).

گسیختگی سطحی روشنی که بتوان آن را به گسله مسبب زمینلرزه نست داد تاکنون گزارش نشده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که گسله‌های متعددی در پهنه مهلززه‌ای زمینلرزه فیروزآباد کجور و پیرامون وجود دارد. از مهمترین این گسله‌ها می‌توان گسله‌های شمال البرز، خزر، کجور، مرزن‌آباد، بلده و کندوان را نام برد. اگر بپذیریم که ژرفای زمینلرزه به نسبت زیاد بوده است (که با توجه به گستردگی ناحیه تأثیر زمینلرزه دور از واقعیت نمی‌باشد)، از دیدگاه قاسمی و همکاران (۱۳۸۳) گسله شمال البرز را می‌توان بهترین نامزد به عنوان گسله مسبب زمینلرزه معرفی کرد.

۲-۴-۶- نتیجه گیری آغازی از بررسی زمینلرزه‌های گستره مورد بررسی

بررسی لرزه‌خیزی گستره چهارگوش آمل نشان می‌دهد که حداقل گسله‌های خزر، شمال البرز و طالقان دارای پیشینه شناخته شده زمینلرزه‌ای بوده‌اند. بزرگترین زمینلرزه تاریخی، زمینلرزه ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ (با بزرگی $M_s = 7.8$ و $m_b = 6.8$) و سده بیستم به بعد، زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور بوده است. در نتیجه گستره مورد بررسی، گستره‌ای فعال و لرزه‌خیزی است.

فصل سوم

بررسی آماری ویژگی‌های لرزه‌خیزی و

برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

۳-۱- مقدمه

در این بخش بر مبنای فهرست زمینلرزه‌های رویداده در چهارگوش آمل اقدام به مطالعه و تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره مورد بررسی شده است. بر پایه اطلاعات کسب شده از زمینلرزه‌ها که در گستره‌های شعاعی یا در استانهای لرزه‌زمینساخت گردآوری می‌شود ویژگیهای آماری لرزه‌خیزی و پارامترهای لرزه‌خیزی با بکارگیری روشهای مناسب آماری تعیین می‌گردد. به این منظور ابتدا لازم است تا داده‌های گردآوری شده تکمیل و پردازش گردند. پردازش داده‌ها بر مبنای پیروی رویداد زمینلرزه‌ها از فرآیند پواسونی که تاکنون قابل قبولترین فرضیه در علم لرزه‌شناختی می‌باشد انجام شده است. رابطه بزرگا-فراوانی زمینلرزه‌ها به روشهای مختلف برآورد گردیده که در مناسب‌ترین شکل از توابع توزیع دوکراندار گوتنبرگ-ریشتر استفاده شده است. ضرائب ثابت رابطه گوتنبرگ-ریشتر شامل پارامترهای لرزه‌خیزی β و λ (آهنگ رویداد Rate of Occurrence) و همچنین حداکثر بزرگای محتمل M_{max} و دوره بازگشت و احتمال رویداد بزرگای زمینلرزه‌ها در بازه‌های زمانی متفاوت نیز با استفاده از روشهای مختلف به مناسبترین شکل محاسبه، مقایسه و در همه موارد با تکیه بر داوری کارشناسی تعیین گردیده است.

۳-۲- تکمیل داده‌ها در فهرست زمینلرزه‌ها

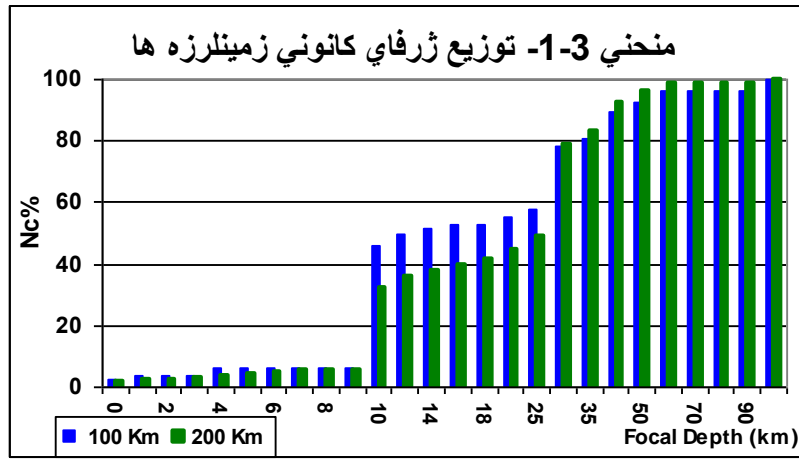
لیست مشخصات زمینلرزه‌های بوقوع پیوسته در چهار گوشه مطالعاتی آمل به مرکز نقطه میانی و تا شعاع ۲۰۰ کیلومتری پیرامون مرکزگستره طرح گردآوری شده که در پیوست ۱ ارائه گردید. اطلاعات داده شده برای هر رویداد زمینلرزه ای شامل تاریخ و زمان وقوع، مختصات جغرافیائی رومرکز، ژرفای کانونی، بزرگا و شدت زمینلرزه‌ها و فاصله نسبت به مرکز محدوده مورد مطالعه می‌باشد. در ارائه این فهرست تلاش شده تا مناسبترین اطلاعات پس از مقایسه مراجع مختلف معرفی گردد. با این وجود مشاهده می‌شود که بسیاری از این پارامترها برای هر زمینلرزه ارائه نشده و اطلاعات به صورت ناقص در دسترس قرار می‌گیرد. برای مثال زمینلرزه‌های کوچک و متوسط اغلب بدون بزرگای M_s اعلام شده‌اند. در مطالعات لرزه‌خیزی و تحلیل خطر زمینلرزه لازم است تا اطلاعات زمینلرزه‌ها بخصوص برای ژرفای کانونی و بزرگا کامل باشد. لذا لازم است تا با انجام بررسیهای آماری که در ادامه این فصل آورده شده این داده‌ها در فهرست زمینلرزه‌ها تکمیل گردد. ضمناً با توجه به آنکه مختصات اعلام شده از وقایع لرزه ای گاهاً " دارای خطای بسیار بوده است اطلاعات محدوده وسیعتری (شعاع ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری پیرامون مرکزگستره مورد مطالعه) گرد آوری و مورد بررسی قرار گرفته است.

۳-۲-۱- عمق کانونی زمینلرزه‌ها

عمق کانونی زمینلرزه نشاندهنده عمق لرزه‌خیزی ناحیه مورد بررسی می‌باشد. تعیین دقیق آن از اهمیت خاص برخوردار است. ساده‌ترین و پر خط‌ترین روش تعیین عمق کانونی بر اساس اطلاعات ثبت شده دستگاهی از زمینلرزه‌های گستره مورد نظر صورت می‌گیرد. متأسفانه در محاسبه این پارامتر که توسط

مراکز جهانی اعلام کننده زمینلرزه صورت می‌گیرد خطای قابل توجه (حداقل پیرامون ± 30 کیلومتر برای داده‌های نسبتاً قدیمی و حدود ± 15 کیلومتر در مورد داده‌های جدید) و نبودهای اطلاعاتی فراوان وجود دارد. برای مثال در بسیاری از موارد به علت فقدان اطلاعات، یا زمینلرزه‌ها بدون ژرفا اعلام شده‌اند و یا ژرفای ۳۳ کیلومتر که در واقع نشاندهنده سطحی بودن ژرفای زمینلرزه و عدم امکان محاسبه آن می‌باشد به طور قراردادی به این زمینلرزه‌ها نسبت داده می‌شود. لذا اگر بررسیهای آماری عمق کانونی زمینلرزه‌ها بدون دقت کارشناسی صورت گیرد نتایج دربرگیرنده اطلاعات گمراه کننده و به دور از واقعیات لرزه‌خیزی منطقه خواهد بود.

در جدول و نمودار ۱-۳ توزیع ژرفای کانونی بر حسب بزرگا نمایش داده شده است. با در نظر گرفتن مطالب گفته شده فوق در رابطه با خطای موجود در اعلام ژرفای کانونی زمینلرزه‌ها از بررسی آماری این داده‌ها می‌توان به طور کلی چنین برداشت نمود که زمینلرزه‌ها در گستره طرح اغلب کم عمق می‌باشند. حدود ۴۶ و ۶۹ درصد وقایع در گستره های ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری دارای ژرفای کانونی کمتر از ۱۲ کیلومتر است. ضمناً" با توجه به مطالعات لرزه زمینساخت ولرزه خیزی منطقه مورد مطالعه می‌توان عمق لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه را بین ۸ تا ۱۲ کیلومتر پیش بینی نمود. لذا به منظور تکمیل اطلاعات زمینلرزه‌های گستره مورد مطالعه که ژرفای کانونی برای آنها اعلام نشده با دید محافظه کارانه ژرفای ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شد.



جدول ۳-۱: فراوانی مقادیر عمق کانونی زمینلرزه‌ها در گستره‌های مختلف شعاعی

Depth Km	۱۰۰ Km		۲۰۰ Km	
	No. of data	Nc%	No. of data	Nc%
۰	۲	۲۵۶۴۱	۵	۱۹۳۸
۱	۱	۳۸۴۶۲	۲	۲۷۱۳۲
۲	۰	۳۸۴۶۲	۰	۲۷۱۳۲
۳	۰	۳۸۴۶۲	۱	۳۰۰۰۸
۴	۲	۶۴۱۰۳	۲	۳۸۷۶
۵	۰	۶۴۱۰۳	۱	۴۲۶۳۶
۶	۰	۶۴۱۰۳	۲	۵۰۳۸۸
۷	۰	۶۴۱۰۳	۱	۵۴۲۶۴
۸	۰	۶۴۱۰۳	۱	۵۸۱۴
۹	۰	۶۴۱۰۳	۰	۵۸۱۴
۱۰	۳۱	۴۶۰۱۵۳۸	۶۹	۳۲۰۵۵۸۱
۱۲	۳	۵۰	۹	۳۶۰۴۶۵
۱۴	۱	۵۱۰۲۸۲۱	۵	۳۷۹۸۴۵
۱۶	۱	۵۲۰۵۶۴۱	۴	۳۹۰۵۳۴۹
۱۸	۰	۵۲۰۵۶۴۱	۵	۴۱۰۴۷۲۹
۲۰	۲	۵۵۰۱۲۸۲	۹	۴۴۰۹۶۱۲
۲۵	۲	۵۷۰۶۹۲۳	۱۰	۴۸۰۱۳۷۲
۳۰	۱۶	۷۸۰۲۰۵۱	۷۷	۷۸۰۶۸۲۲
۳۵	۲	۸۰۰۷۶۹۲	۱۲	۸۳۰۳۳۳۳
۴۰	۷	۸۹۰۷۴۳۶	۲۴	۹۲۰۶۳۵۷
۵۰	۲	۹۲۰۳۰۷۷	۱۰	۹۶۰۵۱۱۶
۶۰	۳	۹۶۰۱۵۳۸	۵	۹۸۰۴۴۹۶
۷۰	۰	۹۶۰۱۵۳۸	۰	۹۸۰۴۴۹۶
۸۰	۰	۹۶۰۱۵۳۸	۰	۹۸۰۴۴۹۶
۹۰	۰	۹۶۰۱۵۳۸	۰	۹۸۰۴۴۹۶
۱۰۰	۳	۱۰۰	۴	۱۰۰

۳-۲-۲- بزرگای زمینلرزه‌ها (Earthquake Magnitude)

بزرگای زمینلرزه یک اندازه‌گیری کمی از نیروی آن زمینلرزه را در اختیار می‌گذارد که توسط آن امکان تعیین انرژی کل رها شده از یک زمینلرزه در مکان خاص میسر می‌گردد. حال آنکه شدت یک زمینلرزه بر مبنای مشاهده و توصیف میزان خرابیهای آن تعیین شده و اغلب مبنای کار پژوهشگران قرار می‌گیرد که به بررسی زمینلرزه‌های تاریخی بوقوع پیوسته پیش از نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری می‌پردازند. واضح است که برای مقاصد مهندسی مناسب‌تر است تا از پارامتر بزرگا که بر مبنای روش‌های محاسباتی تعیین می‌گردد استفاده شود.

برای اندازه گیری بزرگا از مقیاس های مختلفی استفاده می شود که مهمترین آنها شامل بزرگای Ms (بزرگا در مقیاس امواج سطحی Surface Wave Magnitude)، mb (بزرگا در مقیاس امواج پیکری Body Wave Magnitude) و Mw (بزرگای گشتاوری Moment Magnitude) می باشند. از نظر ریاضی روابط خاصی بین مقیاسهای مختلف بزرگا برقرار شده که امکان محاسبه هر یک از روی دیگری امکان پذیر می گردد. نمودار ۲-۳-۲ رابطه بین بزرگای گشتاوری با سایر مقیاس های بزرگا از قبیل Ms، mb و ml گرفته شده از Heaton et.al, (۱۹۸۴) نشان داده شده است که با توجه به روابط بدست آمده امکان تبدیل بزرگای زمینلرزه ها بر حسب مقیاس مورد نظر ممکن خواهد بود. بر اساس مطالعات هیتون و همکاران نتایج زیر حاصل می گردد:

- برای تمامی مقیاس ها با افزایش بزرگای گشتاوری یک حد بالا یا اشباع وجود دارد. این مسئله هنگامی بوجود می آید که ابعاد گسیختگی گسل بسیار بیشتر از طول موج امواج لرزه ای که در محاسبه بزرگا از آن استفاده می شود گردد. تنها بزرگای گشتاوری بدون حد اشباع شدن می باشد زیرا در محاسبه آن بجای بکارگیری دامنه امواج خوانده شده از لرزه نگارها از گشتاور لرزه ای استفاده می شود.

- بزرگای Mw برای مقادیر تا حدود $Mw \leq 6.0$ عموماً برابر با بزرگای mb (بزرگای امواج پیکری یا پرپود کوتاه) و بزرگای ML (بزرگای امواج محلی) می باشد.

- بزرگای Mw برای مقادیر تا حدود $Mw \leq 7.5$ برابر با بزرگای mb (بزرگای امواج پیکری یا پرپود طولانی) است.

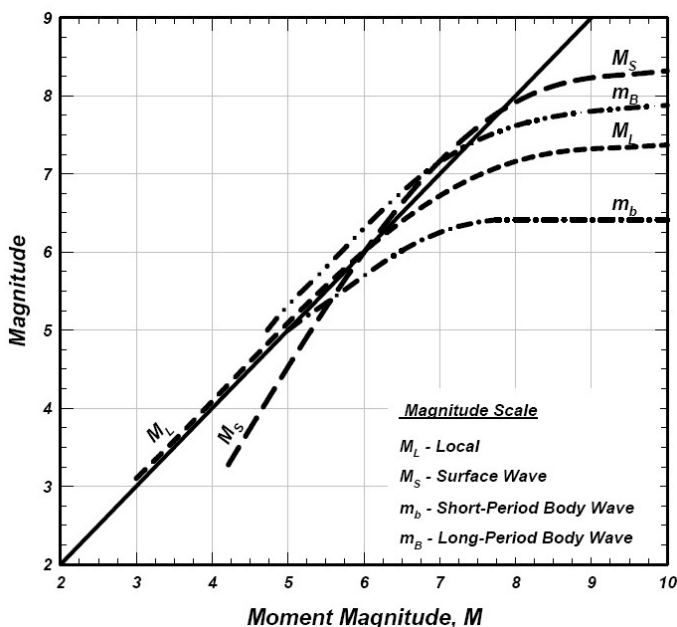
- بزرگای Mw در محدوده 6.0 تا 8.0 برابر با بزرگای Ms می باشد.

داده های لرزه ای کشور ایران در درجه اول بر حسب بزرگای mb و پس از آن بر حسب Ms بیان شده اند و از آنجا که اغلب محاسبات مربوط به تحلیل خطر زمینلرزه بر اساس بزرگای Ms (که در محدوده بزرگای بیش از 6.0 تا کمتر از 8.0 با Mw برابر می باشد) زمینلرزه ها انجام می گردد و فهرست زمینلرزه ها برای این بزرگا کامل نمی باشد. لازم است تا با به دست آوردن رابطه ای مناسب بین بزرگای Ms و mb این داده ها تکمیل گردد. لذا معمول است تا با گردآوری داده هایی که برای آنها هر دو بزرگای Ms و mb اعلام شده و با فرض خطی بودن رابطه بین این دو بزرگا و بدست آوردن بهترین خط با بکارگیری روش آماری کمترین مربعات، رابطه ای خطی بین این دو بزرگا بدست آید. البته بدست آوردن رابطه ای قابل قبول در درجه اول در صورتی امکان پذیر است که فهرست رویداد زمینلرزه ها به تعداد کافی در برگیرنده زمینلرزه هایی با هر دو بزرگای Ms و mb بوده و از طرف دیگر رابطه دو بزرگا و توزیع آماری آنها مناسب باشد.

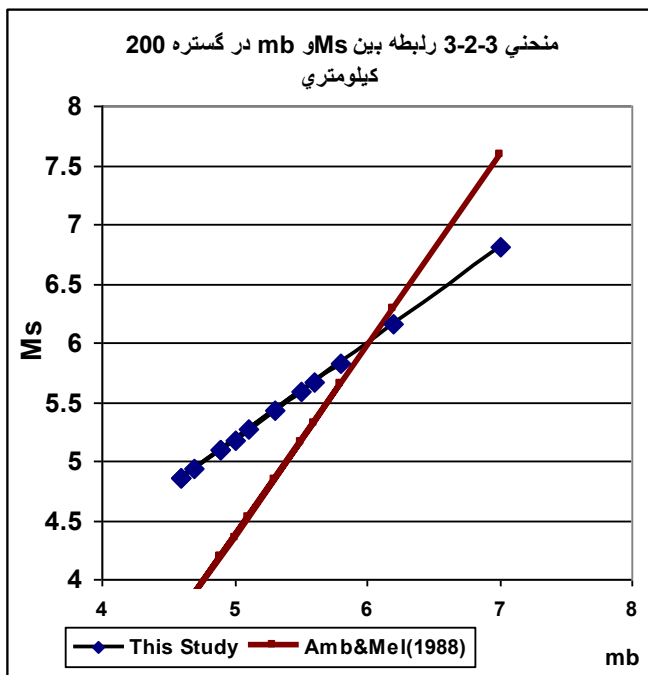
لازم به ذکر است که در این راه مشکلاتی از قبیل کمبود داده های مناسب، خطای داده ها و ناهمگنی اطلاعات ارائه شده از سوی ایستگاههای مختلف وجود داشت که پس از بررسی گستره های مختلف شعاعی و همچنین استان لرزه زمینساخت در برگیرنده گستره طرح مناسبتین نتایج در گستره شعاعی 200 کیلومتری پیرامون گستره مورد مطالعه با حذف برخی از داده های نامناسب حاصل گشت. رابطه بدست آمده برای $M > 5$ به صورت زیر می باشد:

$$Ms = mb = 6.0 \text{ و } Ms = 0.8131mb + 1.1164$$

نتایج فوق بر مبنای تعداد بسیار کمی ارداده ها (۱۲ عدد) بدست آمده است و هرچند نشاندهنده رابطه‌ای تقریباً مناسب بین بزرگای M_S و m_b در گستره مورد مطالعه و برای بزرگای $m_b \geq 5$ بوده. در این رابطه ضریب همبستگی برابر با $R=0.81$ حاصل شد و تعداد زمینلرزه‌های در نظر گرفته شده در محاسبات ۱۲ عدد می‌باشد. نمودار ۳-۲-۳ نشاندهنده نتایج حاصل از این رابطه است که با مقایسه با رابطه Ambraseys, N. N., and Melville (۱۹۸۲) که برای کل ایران ارائه شده است اختلافاتی مشاهده می‌گردد. لذا ترجیح داده شد که در این گزارش از رابطه Ambraseys, N. N., and Melville (۱۹۸۲) برای تکمیل بزرگای زمینلرزه‌های فاقد M_S استفاده گردید.



نمودار ۳-۲-۳- رابطه بین بزرگای گشتاوری و سایر مقیاسهای بزرگا (گرفته شده از هیتون و همکاران، ۱۹۸۴)



نمودار ۳-۲-۳: رابطه خطی بدست آمده بین بزرگای Ms و mb زمینلرزه‌ها و داده‌های بکار برده شده در محاسبه آماری

۳-۳-۳- پردازش فهرست زمینلرزه‌ها

بمنظور پردازش رویداد زمینلرزه‌ها معمولاً از رابطه گوتنبرگ-ریشتر استفاده می‌گردد. فرض اصلی در بکارگیری فهرست مورد نظر از زمینلرزه‌ها در این روش این است که رویداد آنها را بتوان از لحاظ آماری با تابع توزیع پواسونی مدل نمود. مدل پواسون بر اساس فرضیاتی بنا شده که دو فرض اصلی آن اینست که اولاً هر رویداد بتواند بطور اتفاقی در هر زمان و مکان بوقوع بپیوندد ثانیاً رویداد هر واقعه در یک زمان و مکان خاص از نظر آماری مستقل از سایر رویدادها باشد.

بنابراین قبل از بکارگیری فهرست مورد نظر در محاسبات لرزه‌خیزی لازم است تا بر اساس تابع پواسون فهرست زمینلرزه‌ها مورد پردازش قرار گیرند. فهرست کامل زمینلرزه‌ها شامل دو نوع دو توزیع می‌باشد. یکی رویداد پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها که در حوزه زمان و مکان به یکدیگر وابسته بوده و در نتیجه غیر پواسونی هستند و دیگری توزیع زمینلرزه‌های اصلی که پواسونی بودن آن باید به نحوی کنترل گردد. لذا در مرحله اول سعی گردید تا در فهرست زمینلرزه‌ها، رویدادهای اصلی از پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها تشخیص داده شده و از یکدیگر جدا گردند. مناسبترین روش در حذف پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها که در این گزارش نیز از آن استفاده

شده ترکیب روش پنجره‌های متغیر در حوزه زمان و مکان به همراه اعمال داوری کارشناسی برای حذف دستی یا اضافه نمودن زمینلرزه‌های خاص می‌باشد (Gardner & Knopuff, ۱۹۷۴).

با بکارگیری این روش و حذف اینگونه زمینلرزه‌ها و به منظور اطمینان از مناسب بودن توزیع نهایی حاصل شده از زمینلرزه‌های اصلی، برازش آنها با فرایند پواسونی با روش آماری توان دوم-کای (Chi-Square Method) به نحوی ارزیابی می‌شود تا توزیع بدست آمده بوسیله فرایند تصادفی پواسون در سطح احتمال بهتر از ۹۵٪ مورد تایید قرار گیرد (Powell & Duda, ۱۹۷۵). در این گزارش نیز برای تمامی زمینلرزه‌های گردآوری شده چه در گستره‌های موردنظر به این روش عمل شده و پس از اطمینان از مناسب بودن پواسونی بودن توزیع آنها در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی و تحلیل خطر زمینلرزه مورد استفاده قرار گرفته است. فهرست زمینلرزه‌ها برازش شده در گستره شعاعی ۲۰۰ کیلومتری طرح در جدول ۳-۲- این گزارش ارائه شده است.

بکارگیری رابطه گوتنبرگ-ریشتر و قبول فرضیه پواسونی بودن زمینلرزه‌ها در حال حاضر نسبت به سایر فرضیات، معتبرترین روش در علم لرزه‌شناختی بوده و بر آن بیشتر تکیه شده است. از نظر محاسبات آماری، پردازش داده‌ها و همچنین نتایج حاصل نیز این روش نسبت به سایر روشها دارای کارایی مناسبی می‌باشد.

جدول ۳-۲- فهرست زمینلرزه‌ها برازش شده در گستره شعاعی ۲۰۰ کیلومتری طرح

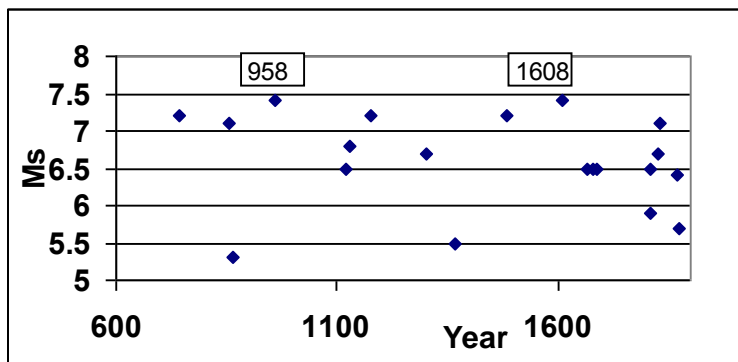
Year	M	D	Time	N	E	FD(km)	Ms	mb	Ref.	Dis(km)
۱۹۰۱	۵	۲۰	۱۲۲۹۰	۳۶.۳۹	۵۰.۴۸	۱۲	۵.۴	۵.۶	AMB	۱۱۴
۱۹۳۰	۱۰	۲	۱۵۳۲۰	۳۵.۷۶	۵۱.۹۹	۱۲	۵.۲	۵.۵	AMB	۸۵
۱۹۳۲	۵	۲۰	۱۹۱۶۱۱	۳۶.۵۰	۵۳.۵۰	۱۲	۵.۳	۵.۶	USGS	۱۵۶
۱۹۳۵	۳	۵	۱۰۲۶۲۵	۳۶.۲۵	۵۳.۲۵	۱۲	۶	۶	USGS	۱۳۷
۱۹۳۵	۴	۱۱	۲۳۱۴۴۳	۳۶.۵۰	۵۳.۵۰	۱۲	۷.۳	۶.۸	USGS	۱۵۶
۱۹۳۵	۴	۱۲	۱۱۱۱۴	۳۶.۰۰	۵۳.۱۰	۱۳	۵.۲	۵.۵	CCP(BAN)	۱۳۳
۱۹۳۵	۴	۱۲	۳۳۴۴	۳۵.۸۰	۵۳.۸۰	۱۳	۴.۷	۵.۲	CCP(BAN)	۱۲۲
۱۹۳۵	۴	۱۲	۱۶۳۵	۳۶.۰۰	۵۳.۵۰	۱۳	۵.۲	۵.۵	CCP(BAN)	۱۶۷
۱۹۳۵	۴	۱۲	۱۴۴۳۰	۳۶.۰۰	۵۳.۴۰	۱۳	۵.۲	۵.۵	CP(BAN)	۱۵۸
۱۹۴۰	۹	۲۵	۱۹۳۱۲۰	۳۶.۲۰	۵۳.۲۰	۱۲	۴.۴	۵	CCP(BAN)	۵۲
۱۹۵۶	۴	۱۲	۲۳۳۴۴۸	۳۷.۲۵	۵۰.۲۵	۱۲	۵.۲	۵.۵	BCIS	۱۵۷
۱۹۵۷	۷	۲	۴۲۳۳	۳۶.۰۶	۵۳.۵۶	۱۰	۷.۳	۷.۳	BER.M	۸۸
۱۹۵۸	۶	۲۵	۱۱۴۲	۳۶.۲۷	۵۳.۸۰	۴	۴.۴	۵	NOW,PT	۹۷
۱۹۵۹	۵	۱	۸۳۲۵۷	۳۶.۵۰	۵۳.۰۰	۱۲	۴.۸	۵.۳	CGS	۲۲
۱۹۶۲	۹	۱	۱۹۲۰۰	۳۵.۷۰	۴۹.۸۱	۱۰	۷.۲	۶.۹	AMB	۱۹۶
۱۹۶۲	۹	۴	۱۳۳۰۱۲	۳۵.۶۰	۴۹.۹۰	۱۲	۵.۳	۵.۶	BCIS	۱۹۴
۱۹۶۲	۱۰	۱۳	۱۰۲۳۳۸	۳۵.۷۵	۵۰.۰۷	۳۵	۵.۲	۵.۵	ISS	۱۷۲
۱۹۶۳	۱	۲	۱۷۳۸۰	۳۵.۷۰	۴۹.۹۰	۲۰	۵.۲	۵.۵	NAB	۱۸۹
۱۹۶۴	۱۱	۳	۱۷۳۶۶	۳۵.۸۶	۵۰.۳۹	۱۸	۴.۸	۵.۳	NOW,CGS	۱۴۱
۱۹۶۶	۱۰	۳	۱۷۵۱۰	۳۵.۷۰	۵۳.۳۰	۲۳	۴.۲	۴.۹	USGS	۱۶۵
۱۹۶۶	۱۱	۸	۳۱۴۱۲	۳۶.۱۰	۵۰.۸۰	۳۸	۴.۴	۵	USGS	۹۶
۱۹۶۷	۱۱	۱۰	۲۵۰۵۶	۳۶.۰۰	۵۳.۸۰	۳۳	۴.۴	۵	USGS	۱۹۲
۱۹۶۷	۱۲	۱۰	۱۰۵۲۵۲	۳۶.۰۰	۵۳.۶۰	۵۱	۴.۴	۵	USGS	۱۷۵
۱۹۶۸	۱۲	۱۲	۱۸۵۴۴۷	۳۵.۸۰	۵۳.۴۹	۲۷	۴.۲	۴.۹	ISC	۱۷۵
۱۹۷۰	۶	۲۷	۷۵۷۵۳	۳۵.۲۰	۵۰.۷۰	۱۴	۴.۲	۴.۹	USGS	۱۷۳
۱۹۷۱	۸	۹	۲۵۴۴۲	۳۶.۲۰	۵۳.۶۰	۵۰	۶.۵	۶.۳	BCIS	۸۳
۱۹۷۳	۹	۱۷	۴۶۲	۳۶.۶۰	۵۱.۱۰	۱۲	۴.۵	۴.۷	MOS	۵۹
۱۹۷۷	۵	۲۵	۱۱۱۶۶	۳۶.۹۰	۵۳.۱۰	۲۶	۴.۳	۵.۴	NEIS	۱۸۱
۱۹۸۰	۱	۱۳	۵۵۱۳۶	۳۷.۱۷	۵۰.۴۶	۴۵	۴.۸	۵	ISC	۱۳۷
۱۹۸۰	۷	۲۲	۵۱۷۶	۳۷.۳۶	۵۰.۳۵	۳۷	۵.۱	۵.۳	ISC	۱۵۷
۱۹۸۰	۱۲	۳	۴۲۶۱۵	۳۷.۱۷	۵۰.۴۷	۴۴	۴.۷	۵.۱	ISC	۱۳۶
۱۹۸۲	۱۰	۲۵	۱۶۵۴۵۱	۳۵.۲۱	۵۳.۳۶	۳۳	۵.۴	۴.۶	NEIS	۱۵۴
۱۹۸۳	۳	۲۵	۱۱۵۷۴۷	۳۶.۱۳	۵۳.۳۶	۱۰	۴.۹	۵.۱	ISC	۶۸
۱۹۸۵	۱۰	۱۴	۱۵۳۸۳۱	۳۵.۵۲	۵۳.۷۰	۱۰	۴.۳	۴.۷	ISC	۱۳۹
۱۹۸۸	۸	۲۲	۲۱۲۳۳۵	۳۵.۳۵	۵۳.۳۸	۱۸	۵	۵	ISC	۱۴۰
۱۹۸۸	۱۰	۲۴	۱۷۱۵۹	۳۵.۲۵	۵۳.۳۰	۳۴	۴.۴	۴.۹	ISC	۱۴۸
۱۹۹۰	۱	۲۰	۱۲۷۱۰	۳۵.۸۹	۵۳.۰۰	۳۵	۵.۸	۵.۵	ISC	۱۳۱

۱۹۹۰	۶	۲۰	۲۳۵۸۵۵	۳۶.۷۴	۴۹.۵۴	۳۳	۵.۲	۴.۹	CSEM	۱۹۹
۱۹۹۰	۶	۲۰	۲۳۰۳۶	۳۶.۸۹	۴۹.۵۹	۱۵	۵.۲	۴.۹	NEIC,ISC	۱۹۷
۱۹۹۰	۶	۲۰	۲۳۲۷۴۷	۳۶.۹۰	۵۰.۲۵	۳۳	۵	۴.۶	ISC	۱۴۱
۱۹۹۰	۶	۲۰	۲۳۲۳۲۴	۳۷.۰۴	۴۹.۸۶	۱۰	۴.۷	۴.۵	ISC	۱۷۹
۱۹۹۰	۶	۲۰	۲۳۴۸۴۶	۳۶.۷۵	۴۹.۸۶	۲۰	۵.۱	۴.۷	ISC	۱۷۱
۱۹۹۰	۶	۲۱	۹۳۱۵	۳۶.۶۵	۴۹.۸۳	۱۵	۵.۳	۵.۸	ISC	۱۷۲
۱۹۹۰	۸	۲۰	۱۲۲۰۱۳	۳۶.۸۱	۴۹.۶۸	۵۶	۴.۱	۴.۷	ISC	۱۸۸
۱۹۹۰	۹	۲۵	۱۲۱۲۲۰	۳۶.۷۷	۴۹.۸۲	۴۰	۴.۱	۴.۹	ISC	۱۷۵
۱۹۹۰	۱۰	۲۲	۳۵۰۳۳	۳۶.۸۲	۴۹.۵۸	۳۳	۴.۸	۵.۳	MOS	۱۹۷
۱۹۹۱	۸	۲۳	۲۲۱۴۲۱	۳۵.۹۹	۵۳.۲۷	۴۲	۴.۵	۵	ISC	۱۴۸
۱۹۹۱	۱۱	۲۸	۱۷۲۰۰	۳۶.۸۶	۴۹.۵۸	۵۰	۵	۵.۶	ISC	۱۹۸
۱۹۹۲	۲	۲۳	۱۲۳۱۶	۳۷.۱۷	۴۹.۹۵	۳	۴.۴	۵	MOS	۱۷۷
۱۹۹۲	۹	۲۲	۱۴۵۵۵	۳۶.۳۳	۵۲.۷۰	۳۶	۴.۴	۵.۲	NEIC	۸۷
۱۹۹۵	۴	۲۶	۱۱۴۶۱۵	۳۶.۷۲	۵۰.۱۵	۱۱	۴.۴	۴.۹	BJI	۱۴۵
۱۹۹۵	۶	۲۶	۲۱۱۲۵۵	۳۶.۶۰	۵۱.۱۹	۲۲	۴.۲	۴.۱	ISC	۵۱
۱۹۹۷	۶	۷	۲۰۲۹۴۹	۳۶.۵۱	۵۰.۳۶	۲۸	۴.۲	۳.۹	ISC	۱۲۴
۱۹۹۸	۱	۹	۱۹۶۱۵	۳۶.۴۴	۵۲.۱۹	۴۵	۴.۴	۴.۶	ISC	۴۰
۱۹۹۸	۱	۲۴	۲۳۵۱۵۶	۳۵.۹۱	۵۳.۵۷	۲۸	۴.۳	۴.۱	ISC	۱۷۶
۱۹۹۹	۱۱	۱۹	۴۴۰۲۶	۳۶.۵۹	۵۳.۸۲	۶۹	۵	۵.۱	BER	۱۸۵
۱۹۹۹	۱۲	۹	۲۲۲۰۳۵	۳۶.۵۴	۵۳.۵۳	۷	۴.۱	۴.۶	ISC	۱۵۹
۲۰۰۱	۵	۱۶	۷۲۴۲۹	۳۶.۲۶	۵۲.۶۶	۲۶	۴.۴	۴	ISC	۸۶
۲۰۰۲	۴	۱۹	۱۳۴۶۵۰	۳۶.۵۷	۴۹.۸۱	۳۳	۴.۷	۵.۲	NEIC	۱۷۴
۲۰۰۲	۴	۲۵	۱۷۴۰۱۹	۳۶.۵۵	۵۱.۶۱	۱۰	۴.۳	۵	BER	۱۴
۲۰۰۴	۵	۲۸	۱۲۳۸۴۸	۳۶.۵۵	۵۱.۵۸	۲۲	۶.۴	۶.۲	HRVD	۱۶
۲۰۰۴	۵	۲۹	۹۲۳۴۸	۳۶.۴۰	۵۱.۳۷	۱۰	۴.۵	۴.۷	PDE-W	۳۶

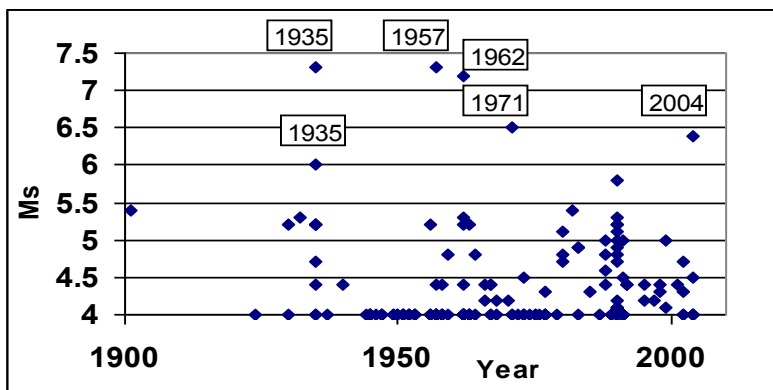
۳-۴- برآورد پارامترهای لرزه خیزی

بررسی لرزه خیزی یک ناحیه معمولاً با مطالعه آماری فراوانی رویداد زمینلرزه‌ها نسبت به بزرگا و مشاهده پراکندگی بزرگای زمینلرزه‌ها در حوزه زمان و مکان (نمودارهای ۳-۴ و ۳-۵) می‌باشد، که بطور کلی وضعیت لرزه خیزی ناحیه مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. این بررسی نشان می‌دهد که در فاصله نزدیک به گستره طرح زمینلرزه‌های بزرگی نظیر زمینلرزه تاریخی سال ۸۵۶ میلادی با بزرگای $M_s 7/5$ ، زمینلرزه سال ۱۱۲۷ میلادی با بزرگای $M_s 6/8$ ، زمینلرزه ۱۳۰۱ میلادی با بزرگای $6/7$ و سال ۱۴۹۸ و ۱۸۰۸ میلادی با بزرگای $M_s 6/5$ و $M_s 6/6$ و زمینلرزه ۱۸۹۰ میلادی با بزرگای $M_s 7/2$ از وقایع مهم تاریخی می‌باشند. در سده اخیر نیز زمینلرزه‌های سالهای ۱۹۳۵، با بزرگای $M_s 6$ و $M_s 7$ و رویدادهای ۱۹۵۳ و ۱۹۸۵ با بزرگای $6/9$ و 6 از وقایع مهم لرزه ای سده بیستم می‌باشند.

لذا گستره نزدیک پیرامون گستره طرح دارای پتانسیل رویداد زمینلرزه‌های متوسط تا بزرگ ($M \sim 7/5$) در آینده می‌باشد. در فصل دوم چنین برداشت شد که احتمال رویداد زمینلرزه‌هایی با بزرگای بالا ($M_s \geq 7/0$) در گستره طرح وجود داشته و بزرگترین زمینلرزه گستره طرح (در حد MCE) دارای بزرگائی تا حداکثر حدود $M_s \sim 7/5$ برای زمینلرزه‌های منطقه موردبررسی می‌باشد. لذا به منظور برآورد دوره بازگشت چنین زمینلرزه‌ای باید تمامی زمینلرزه‌های مهم و مرتبط با لرزه‌حیزی گستره طرح در محاسبات وارد و از مناسب‌ترین روشها و توابع توزیع استفاده نمود. در این راستا و به منظور نشان دادن نقاط ضعف روشهای قدیمی نسبت به روشهای جدید در ادامه دو روش کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر و روش نوین کیو-سلوول-گراهام شرح و نتایج این دو روش به منظور مقایسه ارائه شده است.



نمودار ۳-۴- توزیع پراکندگی رابطه بزرگا-فراوانی زمینلرزه‌ها تاریخی در گستره ۲۰۰ کیلومتری موردبررسی



نمودار ۳-۵- توزیع پراکندگی بزرگای زمینلرزه‌های دستگاهی نسبت به زمان در گستره ۲۰۰ کیلومتری مورد

بررسی

۳-۴-۱- برآورد پارامترهای لرزه خیزی بر مبنای روش کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر

روابط شناخته شده گوتنبرگ-ریشتر یکی از روشهای مناسبی است که بمنظور تشریح میزان لرزه خیزی یک ناحیه معرفی می گردد. توسط این رابطه، ارتباط بزرگا-فراوانی رویداد زمینلرزه‌ها تعریف می‌شود که ضرائب ثابت آن نشانگر وضعیت لرزه خیزی ناحیه یا چشمه مورد نظر خواهد بود. مدلهای مختلفی از روابط گوتنبرگ-ریشتر در جهت تصحیح محاسبات، تعیین دقیقتر رابطه بزرگا-فراوانی و جبران کاستیهای روابط قبلی ارائه شده‌اند. ساده‌ترین مدل که به نام رابطه مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر، ۱۹۵۸ نامیده می‌شود به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{Log } 10 \cdot N_c = a - b M$$

در این رابطه به شکل خطی بزرگای زمینلرزه‌ها (M) به فراوانی تجمعی (N_c) آنها با بزرگای بیشتر از M ارتباط یافته و به این ترتیب ضرایب ثابت این رابطه (a, b) که نشانگر وضعیت لرزه خیزی منطقه ($10 \cdot a$) نشانگر تعداد زمینلرزه‌ها با بزرگای بیش از صفر و b نشانگر فراوانی نسبی رویداد زمینلرزه‌ها با بزرگای گوناگون) می‌باشند از روش آماری رگرسیون خطی قابل محاسبه است. این رابطه در شکل توزیع نمایی به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$N_c = N_0 \exp(-\beta M)$$

با مقایسه این دو رابطه تناسب زیر بین ضرائب آنها برقرار خواهد شد:

$$a = \log N_0$$

$$\beta = b \ln(10)$$

a و N_0 نشاندهنده آهنگ رویداد لرزه خیزی و b و β معرف میزان لرزه خیزی در گستره مورد مطالعه می‌باشند. رابطه کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر از دو طرف بزرگای بالا و پایین بدون حد می باشد. لذا دارای همبستگی مناسبی با لرزه خیزی واقعی در این دو محدوده نمی‌باشد. همچنین با توجه به روش آماری مورد استفاده در این روش امکان بکارگیری زمینلرزه‌های بزرگ تاریخی وجود ندارد.

بر اساس داده‌های لرزه‌ای دو گستره شعاعی ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری به مرکز گستره طرح وبر اساس تابع کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر رابطه بزرگا فراوانی محاسبه است. نتایج در نمودار ۳-۶- برای گستره‌های مورد بررسی ارائه شده است. به منظور محاسبه دوره بازگشت بزرگای زمینلرزه‌ها از رابطه زیر استفاده شده است:

$$RP (M \geq m) = T_0 / \exp [(a - b M) \ln 10]$$

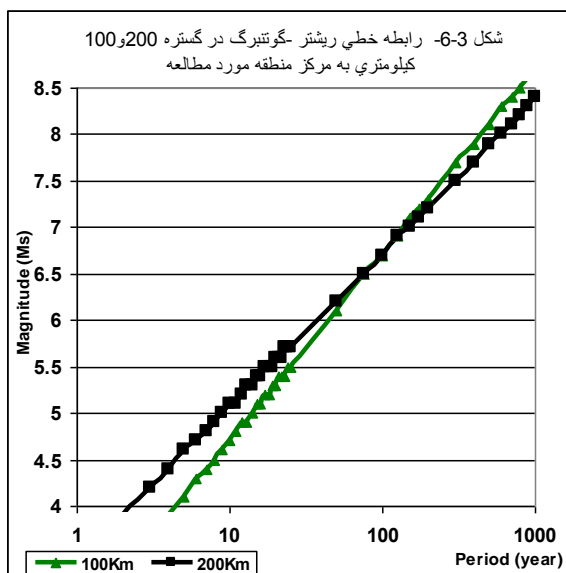
RP دوره بازگشت بزرگای زمینلرزه، T_0 دوره زمانی مورد مشاهده و a, b ضرائب ثابت رابطه ریشتر-گوتنبرگ می‌باشد. با استفاده از این رابطه نیز دوره بازگشت بزرگای زمینلرزه‌ها در گستره‌های مورد نظر محاسبه شد که نتایج حاصل در جدول ۳-۳ ارائه شده است. ضمناً روابطی که برای این دو گستره بدست آمده است عبارتند از:

در گستره ۱۰۰ کیلومتری :

$$\text{LOGNc} = ۳/۲۳۶۹۴ + (-۰/۵۰۲۱۷ * M), r = ۰/۸۹۶۵۵$$

در گستره ۲۰۰ کیلومتری :

$$\text{LOGNc} = ۴/۰۸۷۴۸ + (-۰/۶۰۵۳۹ * M), r = ۰/۹۷۶۱۰$$



نمودار ۳-۶: محاسبه رابطه بزرگا-فرآوانی بر مبنای رابطه کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر برای گستره ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری مرکز منطقه مورد مطالعه

جدول ۳-۳: دوره بازگشت بزرگای زمینلرزه‌ها بر اساس رابطه کلاسیک گوتنبرگ-ریشتر

Ret. Per.	Area		Ret. Per.	Area	
Year	۱۰۰-Km	۲۰۰-Km	Year	۱۰۰-Km	۲۰۰-Km
۱	۲.۷	۳.۴	۲۱	۵.۴	۵.۶
۲	۳.۳	۳.۹	۲۲	۵.۴	۵.۶
۳	۳.۷	۴.۲	۲۳	۵.۴	۵.۷
۴	۳.۹	۴.۴	۲۴	۵.۵	۵.۷
۵	۴.۱	۴.۶	۲۵	۵.۵	۵.۷
۶	۴.۳	۴.۷	۵۰	۶.۱	۶.۲
۷	۴.۴	۴.۸	۷۵	۶.۵	۶.۵
۸	۴.۵	۴.۹	۱۰۰	۶.۷	۶.۷
۹	۴.۶	۵	۱۲۵	۶.۹	۶.۹
۱۰	۴.۷	۵.۱	۱۵۰	۷.۱	۷
۱۱	۴.۸	۵.۱	۱۷۵	۷.۲	۷.۱
۱۲	۴.۹	۵.۲	۲۰۰	۷.۳	۷.۲
۱۳	۴.۹	۵.۳	۳۰۰	۷.۷	۷.۵
۱۴	۵	۵.۳	۴۰۰	۷.۹	۷.۷
۱۵	۵.۱	۵.۴	۵۰۰	۸.۱	۷.۹
۱۶	۵.۱	۵.۴	۶۰۰	۸.۳	۸
۱۷	۵.۲	۵.۵	۷۰۰	۸.۴	۸.۱
۱۸	۵.۲	۵.۵	۸۰۰	۸.۵	۸.۲
۱۹	۵.۳	۵.۵	۹۰۰	۸.۶	۸.۳
۲۰	۵.۳	۵.۶	۱۰۰۰	۸.۷	۸.۴

همانطور که ذکر گردید با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی این دو گستره و رویداد زمینلرزه‌های تاریخی در گستره طرح و عدم امکان بکارگیری زمینلرزه‌های تاریخی در این مدل و همچنین محدود نبودن این رابطه از دو طرف بزرگای پایین و بالا، نتایج بخصوص برای دوره بازگشتهای طولانی فاقد اعتبار بوده و در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی مورد استفاده قرار نگرفته است.

۳-۴-۲- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی بر مبنای تابع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر و روش کیکو- سلولول رابطه گوتنبرگ-ریشتر دارای دو حد پایین و بالا در جهت همخوانی بهتر مدل ریاضی با ویژگیهای زمینلرزه‌های واقعی نیست لیکن در صورتیکه دارای دو حد پایین و بالا باشد به آن رابطه دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر گویند. تابع توزیع آن به صورت زیر بیان می‌شود:

$$G(m | T) = \Pr(M \leq m) = \exp[-\lambda T \frac{\exp(-\beta M_{\max}) - \exp(-\beta m)}{\exp(-\beta M_{\max}) - \exp(-\beta m_{\min})}]$$

پارامتر M بزرگای حداکثر زمینلرزه در اصل نشاندهنده میزان لرزه‌خیزی ناحیه بوده و پارامترهای مورد نظر لرزه‌خیزی در محاسبات می‌باشند. مناسبترین روش و برنامه نرم افزاری که در این راه با توجه به نوع داده‌های لرزه‌خیزی کشور ایران در دسترس می‌باشد روش کیکو-سلوول (Kijko & Sellevoll) معرفی شده در سال ۱۹۹۲ میلادی می‌باشد که در این گزارش از آخرین نسخه نرم افزاری ارائه شده در سال ۲۰۰۲ میلادی و بر پایه محاسبه M_{\max} بر مبنای روش کیکو-گراهام استفاده شده است. مهمترین مزایای بکارگیری روش کیکو-سلوول-گراهام به شرح زیر است:

- امکان در نظر گرفتن فواصل زمانی برای نبوده‌های لرزه‌ای در محاسبات
- امکان بکارگیری توام و دسته بندی زمینلرزه‌های آمیخته به معنای وارد نمودن توام زمینلرزه‌های کم دقت سده‌های گذشته و زمینلرزه‌های ثبت شده دستگاهی سده بیستم به بعد با احتساب دقت و خطای متفاوت برای بزرگای زمینلرزه‌ها
- استفاده از تابع توزیع بزرگترین مقادیر برای زمینلرزه‌های بزرگ تاریخی (پیش از سده بیستم) و تابع توزیع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر برای بخش کامل فهرست زمینلرزه‌ها (زمینلرزه‌های رویداده از سده بیستم به بعد) در محاسبات
- استفاده از روش آماری تخمین بیشینه درست‌نمایی به منظور برازش مناسب توابع توزیع مورد نظر با توزیع واقعی زمینلرزه‌ها

در نظر گرفتن بازه زمانی نامساوی برای دسته بندیهای مختلف زمینلرزه‌ها توضیح کامل در پیوست II آمده است.

۳-۴-۱- نحوه به کارگیری و دسته بندی زمینلرزه‌های آمیخته

مشخصات زمینلرزه‌ها اغلب حاوی داده‌های آمیخته می‌باشد. به این معنی که قسمت تاریخی و ناکامل آن شامل رویدادهای بزرگ و کم دقت سده‌های گذشته و قسمت کامل (سده بیستم به بعد) آن در برگیرنده داده‌های ثبت شده دستگاهی و با دقت بیشتر می‌باشد. مناسبترین نحوه استفاده از زمینلرزه‌ها بکارگیری توام زمینلرزه‌های تاریخی و سده بیستم به بعد می‌باشد. ولی همواره باید به خاطر داشت همانطور که تنها با اکتفا به زمینلرزه‌های سده بیستم به بعد نمی‌توان نتایج معتبری را برای دوره بازگشت‌های طولانی بدست آورد، استفاده نامناسب از زمینلرزه‌های کم دقت تاریخی نیز می‌تواند باعث بوجود آمدن خطا در محاسبات و عدم استفاده مطلوب از رویدادهای دقیقتر ثبت شده دستگاهی شود. بطوریکه بکارگیری زمینلرزه‌های تاریخی با بزرگای کوچک باعث انتساب لرزه‌خیزی کم و یا تنها، در نظر گرفتن زمینلرزه‌های مخرب و بزرگ تاریخی با بزرگای بیش از $M_s=7$ باعث انتساب لرزه‌خیزی بالا برای دوره زمانی طولانی می‌گردد. لذا

بکارگیری صحیح زمینلرزه‌های تاریخی در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی حائز اهمیت می‌باشد. از طرف دیگر با توجه به ناهمگن بودن اطلاعات مربوط به زمینلرزه‌های سده بیستم به بعد و به منظور حصول نتایج مناسب لازم است تا با انجام دسته‌بندیهای مناسب به نوعی تأثیر این ناهمگنی نیز در محاسبات در جهت تدقیق نتایج مورد نظر قرار گیرد و برای هر بازه زمانی، توزیع صحیح خطای بزرگا، بزرگای آستانه و بزرگای حداکثر به صورت جداگانه در نظر گرفته شود.

با توجه به موارد ذکر شده در این گزارش سعی شده تا پس از ارزیابی حضور و یا عدم حضور زمینلرزه‌های تاریخی در محاسبات و همچنین انجام دسته‌بندیهای مختلف برای بزرگای زمینلرزه‌ها مناسب‌ترین پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره‌های مختلف محاسبه و ارائه شود.

۳-۴-۲-۲- خطای بزرگا

خطای بزرگای زمینلرزه‌ها در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی به شکل زیر منظور شده است:
خطای بزرگای زمینلرزه‌های تاریخی بسیار زیاد و برآورد صحیح آن حائز اهمیت می‌باشد. در این گزارش برای اینگونه زمینلرزه‌ها خطای ۰/۳۵ و ۰/۳۰ واحد بزرگا در نظر گرفته شده است.
در مورد زمینلرزه‌های سده بیستم با توجه به سال نصب شبکه لرزه‌نگاری جهانی (۱۹۶۳ میلادی) و بهبود نسبی خطای محاسبات سه دسته با خطای ۰/۲ و ۰/۱۵ واحد بزرگا به ترتیب برای سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۳ و ۱۹۶۴ به بعد (۲۰۰۴) در نظر گرفته شده است.

۳-۴-۲-۳- تعیین بزرگای آستانه و حداکثر

بزرگای آستانه یا حد پایین (Mmin) بزرگای زمینلرزه‌ها با توجه به دسته‌بندیهای انجام شده برای زمینلرزه‌ها و کیفیت داده‌های لرزه‌ای و با دآوری کارشناسی، تعیین می‌گردد. به عبارت دیگر حد پایین مشخص کننده کوچکترین بزرگای زمینلرزه‌ها می‌باشد که از نظر مهندسی لرزه‌شناختی قابل اهمیت است.
بزرگای بزرگترین زمینلرزه‌های به نام حد بالای بزرگا و یا بزرگای حداکثر باور کردنی معرف است، که احتمال رویداد آن در گستره طرح پیش‌بینی می‌شود.

بر اساس آخرین مطالعات انجام شده توسط (Kijko and Graham, ۱۹۹۷)، تعیین دقیق این بزرگا در محاسبات پارامترهای لرزه‌خیزی دارای اهمیت بسیار بوده و به منظور بالا بردن دقت برآورد این بزرگا، استفاده از روشهای تعینی (Deterministic) و احتمالی (Probabilistic) با توجه به ماهیت لرزه‌خیزی گستره طرح و توانایی شناسایی چشمه‌های لرزه‌زا توصیه شده است.

روش تعینی متداول‌ترین روش در تعیین بزرگای بیشینه است که بر مبنای اطلاعات حاصل از مطالعات لرزه‌زمینساخت در مورد چشمه‌های مختلف لرزه‌زا بدست می‌آید. برای مثال به منظور محاسبه بیشینه بزرگا برای هر گسل یا از بیشینه لرزه‌خیزی و زمینلرزه‌های نسبت داده شده به آن گسل استفاده می‌شود و یا روابط تجربی ارائه شده بین بزرگا و طول یا پهنای گسیخته شده گسل، به کار گرفته می‌شود. معتبرترین رابطه‌ای که تاکنون برای رابطه بزرگا-گسلش ارائه شده روابط Wells & Coppersmith, ۱۹۹۴.

می‌باشد که به همراه رابطه ارائه شده توسط Nowroozi (۱۹۸۵) برای ایران و رابطه جدید آمبرسیز و جکسون، ۱۹۹۸ که برای منطقه شرق مدیترانه و خاور میانه داده شده در این گزارش مورد استفاده واقع شده است.

برای محاسبه بیشینه بزرگا از روشهای احتمالی متفاوتی نیز که تقریباً همگی آنها بر مبنای بررسیهای آماری روی فهرست زمینلرزه‌های گستره مورد نظر می‌باشد استفاده می‌گردد. در این گزارش از روش (۱۹۹۲) Kijko, A., and Sellevoll، Kijko, A., and Graham، Kijko, A., and Sellevoll (۱۹۹۸) و Kijko در سال ۲۰۰۲ با توجه به ماهیت داده‌های لرزه‌خیزی گستره طرح و قابلیت‌های بسیار زیاد آن استفاده گردیده و سعی شده تا برای هر چشمه لرزه‌زا و یا استان لرزه زمینساخت مناسب‌ترین بزرگا برآورد گردد.

۳-۴-۲-۴- روش آماری مورد استفاده در برازش رابطه بزرگا-فراوانی

در روش کیکو-سلوول از روش آماری تخمین بیشینه درستمایی و تابع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر که از مناسب‌ترین روشها و روابط جهت برازش آماری توزیع مورد نظر با توزیع داده‌های بزرگا-فراوانی زمینلرزه‌ها می‌باشد استفاده شده است.

در تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی، بکارگیری روش، Sellevoll (۱۹۹۲) and Graham- Kijko (۱۹۹۸) و نسخه جدید برنامه نرم افزاری ارائه شده توسط Kijko در سال ۲۰۰۲ میلادی، نسبت به سایر روشها از جمله روش آماری کمترین مربعات و به دست آوردن بهترین خط که در روش مقدماتی گوتنبرگ-ریشتر و یا گامبل از آن استفاده می‌گردد، نتایج بسیار مناسبتری بدست آمده و اساساً این روش با ماهیت داده‌های لرزه‌ای کشور ایران که دارای عدم قطعیت و کمبودهای اطلاعاتی می‌باشد همخوانی بیشتری دارا می‌باشد.

۳-۴-۲-۵- نتایج حاصل از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی

گستره مورد مطالعه این طرح در استان لرزه‌زمین ساخت ایران مرکزی و البرز واقع شده است. از مهمترین ویژگیهای این دواستان لرزه‌زمینساخت می‌توان به رویداد زمینلرزه‌های متوسط تا بزرگ در داخل آن اشاره نمود. از نظر پتانسیل خطر پذیری (Risk) لرزه‌ای با توجه به رویداد متعدد زمینلرزه‌های تاریخی با بزرگای حدود شش و بالاتر و وجود گسلهای لرزه‌زا در بخشهایی از این منطقه دارای خطر بالا خواهد بود. لذا لازم است تا محاسبات مربوط به برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی و دوره بازگشت بزرگای زمینلرزه با دقت فراوان و با اعمال دآوری کارشناسی به نحوی انجام شود تا تمامی زمینلرزه‌های بزرگ تاریخی و بزرگ تا متوسط و حتی تا حد امکان کوچک قرن حاضر نیز با وزن مناسب در محاسبات مربوط به تعیین پارامترهای لرزه‌خیزی هر چشمه لرزه‌زا در نظر گرفته شود. در نتیجه به منظور برآورد دقیق‌تر پارامترهای لرزه‌خیزی علاوه بر استان لرزه‌زمینساخت ایران مرکزی از گستره‌های شعاعی نیز استفاده گردید. لازم به ذکر می‌باشد که در هر دو مورد گستره‌های شعاعی و استان لرزه‌زمینساخت پس از جمع‌آوری زمینلرزه‌ها با توجه به خطای مکانیابی آنها و اعمال دآوری کارشناسی نسبت به حذف و یا اضافه زمینلرزه‌هایی که در فواصل نزدیک مرزی

واقع شده‌اند اقدام گردیده است. نتایج بدست آمده از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در جدول ۳-۴ برای گستره‌های مختلف شعاعی و استان لرزه‌زمینساخت ایران مرکزی و البرز ارائه شده و نتایج مربوطه در گستره‌های در نظر گرفته شده با توجه به موارد گفته شده به قرار زیر می‌باشد.

Area Under Study	Seismicity Parameter	
	β	$\lambda M4$
Area ۱۰۰ km	۲.۳۶ ± ۰.۱۱	۰.۷۷۷
Area ۲۰۰ km	۲.۲۳ ± ۰.۰۶	۰.۹۷
Central.Iran	$۱.۷۳ \square ۰.۰۸$	۲.۱۶
Alborz	$۱.۱۸ \square ۰.۲۰$	۰.۳۱

جدول ۳-۴: پارامترهای لرزه‌خیزی محاسبه شده بر اساس روش کیکو (۲۰۰۲) در گستره طرح

۳-۴-۲-۵-۱- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره‌های شعاعی

در این مطالعات محدوده مورد مطالعه در گستره‌های مختلف شعاعی مورد بررسی قرار گرفت و نتایج حاصل در دو گستره شعاعی ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری ارائه شده است.

جدول ۳-۵ تا ۳-۸ و نمودارهای ۳-۷ تا ۳-۱۱ نشان‌دهنده دوره بازگشت، آهنگ رویداد و احتمال عدم رویداد بزرگای زمینلرزه‌ها در بازه‌های زمانی مختلف در گستره‌های شعاعی ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری پیرامون مرکز گستره مورد مطالعه می‌باشد. با توجه به تعداد کافی زمینلرزه‌های تاریخی از آنها نیز به همراه زمینلرزه‌های ثبت شده دستگاهی سده بیستم به بعد در برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده شده که نتایج قابل قبولی بدست آمده است.

نتایج حاصل از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در شعاع‌های ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری که به روش کیکو-سلوول-گراهام انجام شده بیانگر وقوع زمینلرزه‌ای با بزرگای بین $M_s ۵/۸$ و $M_s ۶/۴$ در دوره بازگشت ۱۰۰ سال و $M_s ۶/۵$ و $M_s ۷/۰$ با دوره بازگشت ۵۰۰ سال برای این دو گستره ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر و بترتیب می‌باشد. بر اساس جدول ۳-۹ دوره بازگشت زمینلرزه‌ها در این دو گستره تفاوت قابل ملاحظه‌ای با یکدیگر دارند. آهنگ رویداد بزرگای زمینلرزه‌ها نیز در جداول فوق‌الذکر ارائه شده که در محاسبات مربوط به برآورد بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین بکار گرفته می‌شود

۳-۴-۲-۵-۲- برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در استان لرزه‌زمینساخت ایران مرکزی و البرز

از جمله ویژگی‌های یک استان لرزه‌زمینساخت، یکنواخت بودن وضعیت لرزه‌خیزی آن می‌باشد. از آنجا که ممکن است یک گستره شعاعی محل برخورد دو یا چند استان لرزه زمینساخت باشد، لذا محاسبه ویژگی‌های

لرزه‌خیزی آن می‌تواند در انجام داوری کارشناسی به منظور تعیین نهایی پارامترهای لرزه‌خیزی گستره طرح مفید واقع شود. در این گزارش گستره‌های شعاعی در برگیرنده استان لرزه‌زمینساخت، ایران مرکزی، البرز می‌باشد و در محاسبه پارامترهای لرزه‌خیزی بخصوص حد بالای بزرگای پذیرفتنی (MCE) در نظر گرفته شده است. لیکن بخش عمده این گستره‌ها در ایران مرکزی واقع می‌باشد. جداول ۳-۷ تا ۳-۹ و نمودارهای ۳-۷، ۳-۹ و ۳-۱۱ نشان‌دهنده دوره بازگشت، آهنگ رویداد و احتمال عدم رویداد بزرگا در بازه‌های زمانی مختلف در استان لرزه‌زمین ساخت ایران مرکزی و البرز می‌باشند.

در استان لرزه زمین ساخت ایران مرکزی با توجه به محاسبات انجام شده، در دوره بازگشت بین ۵۰ تا ۱۰۰ سال، انتظار وقوع زمینلرزه‌ای با بزرگای حدود $Ms6/6$ تا $Ms6/9$ وجود خواهد داشت. در این گستره زمینلرزه‌های تاریخی و سده بیستم توأمأ به کار گرفته اند مقادیر پارامترهای β و λ (M4.0) به ترتیب ۱/۷۳ و ۲/۱۶ بوده و مقدار بزرگای حداکثر M_{max} مشاهده شده و حاصل از محاسبات به ترتیب برابر با $Ms7/4$ و $Ms7/6$ می‌باشد.

جدول ۳-۷-۳ تا ۳-۹- نتایج حاصل از برآورد آهنگ رویداد، دوره بازگشت و احتمال رویداد بزرگای زمین لرزه بر اساس

روش کیکو-سلوول

Table 3-5 : annual rate and probability of earthquake occurrences in the area of radius ۱۰۰ Kilometers, using Kijko method

Ms	LAMBDA	Ret.Per.	T = ۱,	۵۰۰,	۱۰۰۰,	۱۰۰۰۰,
۳.۲	۵.۰۵E+۰۰	۰.۲	۰.۹۹۹۶۹۸	۱	۱	۱
۳.۳	۴.۰۳E+۰۰	۰.۲	۰.۹۸۸۱۸۷	۱	۱	۱
۳.۴	۳.۱۸E+۰۰	۰.۲	۰.۹۶۴۲۵۶	۱	۱	۱
۳.۵	۲.۵۱E+۰۰	۰.۲	۰.۹۳۴۳۸۱	۱	۱	۱
۳.۶	۱.۹۸E+۰۰	۰.۵	۰.۸۶۷۴۹۵	۱	۱	۱
۳.۷	۱.۵۶E+۰۰	۰.۶	۰.۷۹۵۵۷۵	۱	۱	۱
۳.۸	۱.۲۴E+۰۰	۰.۸	۰.۷۱۳۷۱۶	۱	۱	۱
۳.۹	۹.۷۶E-۰۱	۱	۰.۶۲۶۸۹	۱	۱	۱
۴	۷.۷۰E-۰۱	۱.۳	۰.۵۴۰۴۶۷	۱	۱	۱
۴.۱	۶.۰۸E-۰۱	۱.۶	۰.۴۵۵۸۲۱	۱	۱	۱
۴.۲	۴.۸۰E-۰۱	۲.۱	۰.۳۸۳۷۴۹	۱	۱	۱
۴.۳	۳.۷۹E-۰۱	۲.۶	۰.۳۱۷۵۶۳	۱	۱	۱
۴.۴	۲.۹۹E-۰۱	۳.۳	۰.۲۶۰۳۶۵	۱	۱	۱
۴.۵	۲.۳۶E-۰۱	۴.۲	۰.۲۱۱۸۶۴	۰.۹۹۹۹۹۳	۱	۱
۴.۶	۱.۸۷E-۰۱	۵.۴	۰.۱۷۱۳۵	۰.۹۹۹۹۱۲	۱	۱
۴.۷	۱.۴۷E-۰۱	۶.۸	۰.۱۳۷۹۰۵	۰.۹۹۹۳۷۱	۱	۱
۴.۸	۱.۱۶E-۰۱	۸.۶	۰.۱۱۰۵۵۳	۰.۹۹۷۰۳۲	۰.۹۹۹۹۹۱	۱
۴.۹	۹.۱۹E-۰۲	۱۰.۹	۰.۰۸۸۳۴۸	۰.۹۸۹۹۰۱	۰.۹۹۸۹۸۸	۱
۵	۷.۲۶E-۰۲	۱۳.۸	۰.۰۷۰۴۲۷	۰.۹۷۳۴۴۱	۰.۹۹۲۲۹۵	۱
۵.۱	۵.۷۳E-۰۲	۱۷.۵	۰.۰۵۶۰۳	۰.۹۴۳۰۱۲	۰.۹۹۶۵۷۲	۱
۵.۲	۴.۵۲E-۰۲	۲۲.۱	۰.۰۴۴۵۰۵	۰.۸۹۵۸۶۸	۰.۹۸۹۱۵۷	۱
۵.۳	۳.۵۷E-۰۲	۲۸	۰.۰۳۵۳۰۷	۰.۸۳۲۳۹	۰.۹۷۱۹۰۷	۱
۵.۴	۲.۸۲E-۰۲	۳۵.۵	۰.۰۲۷۹۸۲	۰.۷۵۵۹۲۴	۰.۹۴۰۴۲۷	۱
۵.۵	۲.۲۳E-۰۲	۴۴.۹	۰.۰۲۲۱۵۹	۰.۶۷۱۵۹۹	۰.۸۹۲۱۵۲	۱
۵.۶	۱.۷۶E-۰۲	۵۶.۹	۰.۰۱۷۵۳۷	۰.۵۸۴۸۸۵	۰.۸۲۷۶۷۹	۱
۵.۷	۱.۳۹E-۰۲	۷۲	۰.۰۱۳۸۷۲	۰.۵۰۰۵۱۷	۰.۷۵۰۵۱۷	۰.۹۹۹۹۹۹
۵.۸	۱.۱۰E-۰۲	۹۱.۲	۰.۰۱۰۹۶۹	۰.۴۲۱۹۴۸	۰.۶۶۵۵۵۶	۰.۹۹۹۹۸۳
۵.۹	۸.۶۵E-۰۳	۱۱۵.۵	۰.۰۰۸۶۷	۰.۳۵۱۲۷۱	۰.۵۷۹۱۵۱	۰.۹۹۹۸۲۶
۶	۶.۸۳E-۰۳	۱۴۶.۳	۰.۰۰۶۸۵۲	۰.۲۸۹۴۱	۰.۴۹۵۰۶۲	۰.۹۹۸۹۲۳
۶.۱	۵.۳۹E-۰۳	۱۸۵.۴	۰.۰۰۵۴۱۳	۰.۲۳۴۲۴۴	۰.۴۱۶۹۵۲	۰.۹۹۵۲۴
۶.۲	۴.۲۶E-۰۳	۲۳۴.۸	۰.۰۰۴۲۷۶	۰.۱۹۱۸۱	۰.۳۴۶۸۲۸	۰.۹۸۵۸۶۶
۶.۳	۳.۳۶E-۰۳	۲۹۷.۴	۰.۰۰۳۳۷۷	۰.۱۵۴۷۴۸	۰.۲۸۵۵۴۸	۰.۹۶۵۳۴۸
۶.۴	۲.۶۵E-۰۳	۳۷۶.۷	۰.۰۰۲۶۶۷	۰.۱۲۴۲۸۷	۰.۲۳۳۱۲۶	۰.۹۲۹۶۵۴
۶.۵	۲.۱۰E-۰۳	۴۷۷.۳	۰.۰۰۲۱۰۶	۰.۰۹۹۴۶۱	۰.۱۸۹۰۰۳	۰.۸۷۶۹۶
۶.۶	۱.۶۵E-۰۳	۶۰۴.۶	۰.۰۰۱۶۶۳	۰.۰۷۹۳۶۳	۰.۱۵۴۴۲۷	۰.۸۰۸۶۷۶
۶.۷	۱.۳۱E-۰۳	۷۶۶.۱	۰.۰۰۱۳۱۲	۰.۰۶۳۱۷۷	۰.۱۲۲۳۶۳	۰.۷۲۸۸۸۶
۶.۸	۱.۰۳E-۰۳	۹۷۰.۹	۰.۰۰۱۰۳۶	۰.۰۵۰۱۹۶	۰.۰۹۷۸۷۲	۰.۶۴۲۹۸۹
۶.۹	۸.۱۳E-۰۴	۱۲۳۰.۵	۰.۰۰۰۸۱۷	۰.۰۳۹۸۱۹	۰.۰۷۸۰۵۲	۰.۵۵۶۳۲۷
۷	۶.۴۱E-۰۴	۱۵۶۰.۲	۰.۰۰۰۶۴۵	۰.۰۳۱۵۴۵	۰.۰۶۲۰۹۶	۰.۴۷۲۲۷۳
۷.۱	۵.۰۶E-۰۴	۱۹۷۷.۴	۰.۰۰۰۵۰۹	۰.۰۲۴۹۶۲	۰.۰۴۳۰۰۱	۰.۳۹۶۸۴۶
۷.۲	۳.۹۹E-۰۴	۲۵۰۷.۹	۰.۰۰۰۴۰۱	۰.۰۱۹۷۳۳	۰.۰۳۹۰۷۶	۰.۳۲۸۷۴۱
۷.۳	۳.۱۴E-۰۴	۳۱۸۲.۲	۰.۰۰۰۳۱۶	۰.۰۱۵۵۸۴	۰.۰۳۰۹۳۴	۰.۲۶۹۵۷۳
۷.۴	۲.۴۷E-۰۴	۴۰۴۲.۲	۰.۰۰۰۲۴۹	۰.۰۱۲۲۹۵	۰.۰۲۴۴۴۹	۰.۲۱۹۱۹۳
۷.۵	۱.۹۵E-۰۴	۵۱۳۳.۲	۰.۰۰۰۱۹۶	۰.۰۰۹۶۹۱	۰.۰۱۹۳۸۸	۰.۱۷۶۹۶۹
۷.۶	۱.۵۳E-۰۴	۶۵۳۸.۵	۰.۰۰۰۱۵۴	۰.۰۰۷۶۳	۰.۰۱۵۲۰۱	۰.۱۴۲۰۲۲
۷.۷	۱.۲۰E-۰۴	۸۳۰.۹	۰.۰۰۰۱۲۱	۰.۰۰۵۹۹۹	۰.۰۱۱۹۶۲	۰.۱۱۳۳۸۲
۷.۸	۹.۴۵E-۰۵	۱۰۵۸۰	۰.۰۰۰۰۹۵	۰.۰۰۴۷۱	۰.۰۰۹۳۹۷	۰.۰۹۰۰۹۵
۷.۹	۷.۳۹E-۰۵	۱۳۵۴۰.۶	۰.۰۰۰۰۷۴	۰.۰۰۳۶۹	۰.۰۰۷۳۶۷	۰.۰۷۱۲۷۶
۸	۵.۷۷E-۰۵	۱۷۳۱۷.۸	۰.۰۰۰۰۵۸	۰.۰۰۲۸۸۵	۰.۰۰۵۷۶۱	۰.۰۵۶۱۴۲

۸.۱	۴.۵E-۰۵	۲۲۲۲۲.۲	۰.۰۰۰۰۴۵	۰.۰۰۲۲۴۸	۰.۰۰۴۴۹۲	۰.۰۴۴۰۱۸
۸.۲	۳.۵E-۰۵	۲۸۶۱۱.۹	۰.۰۰۰۰۳۵	۰.۰۰۱۷۴۵	۰.۰۰۳۴۸۸	۰.۰۳۴۳۳۵
۸.۳	۲.۷E-۰۵	۳۶۹۷۰.۵	۰.۰۰۰۰۲۷	۰.۰۰۱۳۴۸	۰.۰۰۲۶۹۴	۰.۰۲۶۶۲۱
۸.۴	۲.۰۷E-۰۵	۴۸۳۸۷.۸	۰.۰۰۰۰۲۱	۰.۰۰۱۰۳۴	۰.۰۰۲۰۶۸	۰.۰۲۰۴۸۶
۸.۵	۱.۵۸E-۰۵	۶۳۲۷۶.۴	۰.۰۰۰۰۱۶	۰.۰۰۰۷۸۷	۰.۰۰۱۵۷۲	۰.۰۱۵۶۱۴
۸.۶	۱.۱۹E-۰۵	۸۳۳۶۸.۵	۰.۰۰۰۰۱۲	۰.۰۰۰۵۹۱	۰.۰۰۱۱۸۱	۰.۰۱۱۷۵۱
۸.۷	۸.۸۱E-۰۶	۱۱۳۶۱.۱	۰.۰۰۰۰۰۹	۰.۰۰۰۴۳۶	۰.۰۰۰۸۷۲	۰.۰۰۰۸۶۸۹

Table ۳-۶ Annual rate and probability of earthquake occurrences in the area of radius ۲۰ Kilometers, using Kijko method

Ms	LAMBDA	Ret.Per.	T = ۱,	۵۰۰,	۱۰۰۰,	۱۰۰۰۰,
۳.۳	۱.۱۳E+۰۱	۰.۱	۰.۹۹۹۹۹۹	۱	۱	۱
۳.۴	۹.۱۰E+۰۰	۰.۱	۰.۹۹۹۹	۱	۱	۱
۳.۵	۷.۲۸E+۰۰	۰.۱	۰.۹۹۹۳۲۲	۱	۱	۱
۳.۶	۵.۸۲E+۰۰	۰.۲	۰.۹۹۷۰۵۲	۱	۱	۱
۳.۷	۴.۶۶E+۰۰	۰.۲	۰.۹۹۰۵۲۱	۱	۱	۱
۳.۸	۳.۷۲E+۰۰	۰.۳	۰.۹۷۵۹۱	۱	۱	۱
۳.۹	۲.۹۸E+۰۰	۰.۳	۰.۹۴۹۳۱۵	۱	۱	۱
۴	۲.۳۸E+۰۰	۰.۴	۰.۹۰۷۷۹	۱	۱	۱
۴.۱	۱.۹۱E+۰۰	۰.۵	۰.۸۵۱۴۱۶	۱	۱	۱
۴.۲	۱.۵۲E+۰۰	۰.۷	۰.۷۸۲۳۷۷	۱	۱	۱
۴.۳	۱.۲۲E+۰۰	۰.۸	۰.۷۰۴۶۹۲	۱	۱	۱
۴.۴	۹.۷۶E-۰۱	۱	۰.۶۳۰۰۲	۱	۱	۱
۴.۵	۷.۸۰E-۰۱	۱.۳	۰.۵۴۱۷۰۷	۱	۱	۱
۴.۶	۶.۲۴E-۰۱	۱.۶	۰.۴۶۴۲۰۸	۱	۱	۱
۴.۷	۴.۹۹E-۰۱	۲	۰.۳۹۲۸۸۴	۱	۱	۱
۴.۸	۳.۹۹E-۰۱	۲.۵	۰.۳۲۹۰۵۴	۱	۱	۱
۴.۹	۳.۱۹E-۰۱	۳.۱	۰.۲۷۳۱۹۸	۱	۱	۱
۵	۲.۵۵E-۰۱	۳.۹	۰.۲۲۵۱۸۸	۰.۹۹۹۹۹۷	۱	۱
۵.۱	۲.۰۴E-۰۱	۴.۹	۰.۱۸۴۵۱۱	۰.۹۹۹۹۶۳	۱	۱
۵.۲	۱.۶۳E-۰۱	۶.۱	۰.۱۵۰۴۴۲	۰.۹۹۹۷۱۲	۱	۱
۵.۳	۱.۳۰E-۰۱	۷.۷	۰.۱۲۳۱۶۷	۰.۹۹۸۵۱۹	۰.۹۹۹۹۹۸	۱
۵.۴	۱.۰۴E-۰۱	۹.۶	۰.۰۹۸۸۷۴	۰.۹۹۴۵۱۳	۰.۹۹۹۹۹۷	۱
۵.۵	۸.۳۲E-۰۲	۱۲	۰.۰۷۹۷۹۷	۰.۹۸۴۳۶۱	۰.۹۹۹۷۵۵	۱
۵.۶	۶.۶۴E-۰۲	۱۵.۱	۰.۰۶۴۲۶۷	۰.۹۶۳۸۵۲	۰.۹۹۸۹۶۳	۱
۵.۷	۵.۳۰E-۰۲	۱۸.۹	۰.۰۵۱۶۱۹	۰.۹۲۹۳۴۳	۰.۹۹۵۰۰۸	۱
۵.۸	۴.۲۳E-۰۲	۲۳.۷	۰.۰۴۱۳۹۵	۰.۸۷۹۲۲۳	۰.۹۸۵۴۱۳	۱
۵.۹	۳.۲۷E-۰۲	۲۹.۷	۰.۰۳۳۱۳۸	۰.۸۱۴۵۴۹	۰.۹۵۵۶۰۸	۱
۶	۲.۶۸E-۰۲	۳۷.۳	۰.۰۲۶۶۸۲	۰.۷۳۸۵۵۹	۰.۹۳۱۷۰۱	۱
۶.۱	۲.۱۴E-۰۲	۴۶.۸	۰.۰۲۱۱۲۴	۰.۶۵۶۱۴۳	۰.۸۸۱۷۶۲	۱
۶.۲	۱.۷۰E-۰۲	۵۹	۰.۰۱۶۸۱۸	۰.۵۷۱۷۴۳	۰.۸۱۶۵۹۶	۱
۶.۳	۱.۲۴E-۰۲	۷۴.۴	۰.۰۱۳۳۵۹	۰.۴۸۹۵۴۶	۰.۷۳۴۴۲۷	۰.۹۹۹۹۹۹
۶.۴	۱.۰۶E-۰۲	۹۴	۰.۰۱۰۵۸۴	۰.۴۱۲۵۷۵	۰.۶۵۹۹۳۲	۰.۹۹۹۹۷۶
۶.۵	۸.۳۹E-۰۳	۱۱۹.۱	۰.۰۰۸۳۵۸	۰.۳۴۲۳۲۱	۰.۵۶۷۹۹۷	۰.۹۹۹۷۷۴
۶.۶	۶.۶۰E-۰۳	۱۵۱.۶	۰.۰۰۶۵۷۴	۰.۳۸۰۹۳۹	۰.۴۸۲۹۳۶	۰.۹۹۸۹۳۴

۶.۷	۵.۱۶E-۰۳	۱۹۳.۹	۰.۰۰۵۱۴۵	۰.۲۲۷۳۳۴	۰.۴۰۲۹۸۸	۰.۹۹۴۴۲۸
۶.۸	۴.۰۱E-۰۳	۲۴۹.۵	۰.۰۰۴	۰.۱۸۱۶۰۲	۰.۳۳۰۲۲۵	۰.۹۸۱۸۳۳
۶.۹	۳.۰۹E-۰۳	۳۳۳.۸	۰.۰۰۳۰۸۳	۰.۱۴۳۰۷۹	۰.۳۶۵۶۸۷	۰.۹۵۴۴۶۶
۷	۲.۳۵E-۰۳	۴۲۵.۱	۰.۰۰۲۳۵	۰.۱۱۰۹۶۳	۰.۲۰۹۶۱۳	۰.۹۰۴۸۵۲
۷.۱	۱.۷۶E-۰۳	۵۶۷	۰.۰۰۱۷۶۲	۰.۰۸۴۴۰۸	۰.۱۶۱۶۹۲	۰.۸۲۸۵۸۹
۷.۲	۱.۲۹E-۰۳	۷۷۳.۳	۰.۰۰۱۲۹۲	۰.۰۶۲۵۹۷	۰.۱۲۱۲۷۵	۰.۷۲۵۵۰۹
۷.۳	۹.۱۶E-۰۴	۱۰۹۱.۶	۰.۰۰۰۹۱۶	۰.۰۴۴۷۷۶	۰.۰۸۷۵۲۸	۰.۵۹۹۹۶۱
۷.۴	۶.۱۵E-۰۴	۱۶۲۵.۹	۰.۰۰۰۶۱۵	۰.۰۳۰۲۷۸	۰.۰۵۹۶۳۹	۰.۴۵۹۳۱۱
۷.۵	۳.۷۴E-۰۴	۲۶۷۶.۴	۰.۰۰۰۳۷۴	۰.۰۱۸۵۲۲	۰.۰۳۶۰۰۱	۰.۳۱۱۹۶۲
۷.۶	۱.۸۱E-۰۴	۵۵۲۳.۳	۰.۰۰۰۱۸۱	۰.۰۰۹۰۱۶	۰.۰۱۷۹۵	۰.۱۶۵۶۷۵
۷.۷	۲.۷۱E-۰۵	۳۶۸۶۷.۷	۰.۰۰۰۰۲۷	۰.۰۰۱۳۳۵	۰.۰۰۲۶۸۹	۰.۰۲۶۵۶۷

Table ۳-۷ Annual rate and probability of earthquake occurrences in the Central Iran, using Kijko method

INT/M	AG LAMBD	A	T = ۱,	۵۰۰,	۱۰۰۰,	۱۰۰۰۰,
۳.۵	۵.۱۱E+۰۰	۰.۲	۰.۹۹۹۷۸۸	۱	۱	۱
۳.۶	۴.۳۳E+۰۰	۰.۲	۰.۹۹۲۵۷۶	۱	۱	۱
۳.۷	۳.۶۴E+۰۰	۰.۳	۰.۹۷۹۴۰۵	۱	۱	۱
۳.۸	۳.۰۶E+۰۰	۰.۳	۰.۹۵۸۶۳۴	۱	۱	۱
۳.۹	۲.۵۷E+۰۰	۰.۴	۰.۹۳۸۹۷۶	۱	۱	۱
۴	۲.۱۶E+۰۰	۰.۵	۰.۸۹۰۰۲۷	۱	۱	۱
۴.۱	۱.۸۲E+۰۰	۰.۶	۰.۸۴۲۳۶۴	۱	۱	۱
۴.۲	۱.۵۳E+۰۰	۰.۷	۰.۷۸۷۴۰۳	۱	۱	۱
۴.۳	۱.۲۸E+۰۰	۰.۸	۰.۷۲۷۱۲	۱	۱	۱
۴.۴	۱.۰۸E+۰۰	۰.۹	۰.۶۶۳۷۳۱	۱	۱	۱
۴.۵	۹.۰۶E-۰۱	۱.۱	۰.۵۹۹۳۹۸	۱	۱	۱
۴.۶	۷.۶۱E-۰۱	۱.۳	۰.۵۳۶۰۳۹	۱	۱	۱
۴.۷	۶.۳۹E-۰۱	۱.۶	۰.۴۷۵۱۵۹	۱	۱	۱
۴.۸	۵.۳۷E-۰۱	۱.۹	۰.۴۱۷۹۱۳	۱	۱	۱
۴.۹	۴.۵۱E-۰۱	۲.۲	۰.۳۶۵۰۲۴	۱	۱	۱
۵	۳.۷۸E-۰۱	۲.۶	۰.۳۱۶۸۸۷	۱	۱	۱
۵.۱	۳.۱۷E-۰۱	۳.۱	۰.۲۷۳۶۲۳	۱	۱	۱
۵.۲	۲.۶۶E-۰۱	۳.۸	۰.۲۳۵۱۴۸	۰.۹۹۹۹۹۸	۱	۱
۵.۳	۲.۲۳E-۰۱	۴.۵	۰.۲۰۱۲۳۶	۰.۹۹۹۹۸۶	۱	۱
۵.۴	۱.۸۷E-۰۱	۵.۳	۰.۱۷۱۵۶۸	۰.۹۹۹۹۱۳	۱	۱
۵.۵	۱.۵۷E-۰۱	۶.۴	۰.۱۴۵۷۷۷	۰.۹۹۹۶۰۲	۱	۱
۵.۶	۱.۳۱E-۰۱	۷.۶	۰.۱۲۳۴۷۴	۰.۹۹۸۵۶۸	۰.۹۹۹۹۹۸	۱
۵.۷	۱.۰۹E-۰۱	۹.۱	۰.۱۰۴۲۷۳	۰.۹۹۵۷۹۸	۰.۹۹۹۹۸۲	۱
۵.۸	۹.۱۳E-۰۲	۱۰.۹	۰.۰۸۷۸۰۵	۰.۹۸۹۶۱۲	۰.۹۹۹۸۹۲	۱
۵.۹	۷.۶۱E-۰۲	۱۳.۱	۰.۰۷۳۷۲۶	۰.۹۷۷۷۶۶	۰.۹۹۹۵۰۶	۱
۶	۶.۳۳E-۰۲	۱۵.۸	۰.۰۶۱۷۲	۰.۹۵۷۸۳۷	۰.۹۹۸۲۳۲	۱
۶.۱	۵.۲۶E-۰۲	۱۹	۰.۰۵۱۵۰۵	۰.۹۳۷۷۸۸	۰.۹۹۶۷۸۵	۱
۶.۲	۴.۳۵E-۰۲	۲۳	۰.۰۴۲۸۳	۰.۸۸۶۴۷۲	۰.۹۸۷۱۱۳	۱
۶.۳	۳.۵۹E-۰۲	۲۷.۹	۰.۰۳۵۴۷۵	۰.۸۳۳۹۱۷	۰.۹۷۲۴۱۷	۱
۶.۴	۲.۹۵E-۰۲	۳۳.۹	۰.۰۲۹۲۴۶	۰.۷۷۱۳۰۷	۰.۹۴۷۷	۱
۶.۵	۲.۴۱E-۰۲	۴۱.۴	۰.۰۲۳۹۷۸	۰.۷۰۰۷۲۴	۰.۹۱۰۴۳۴	۱

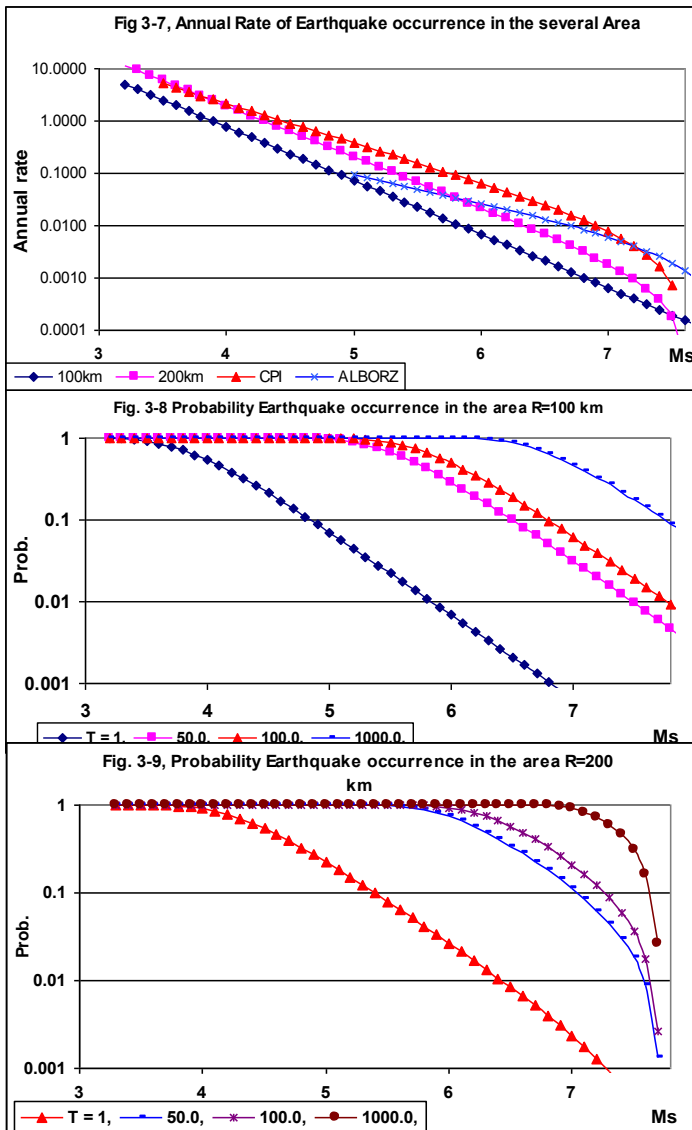
۶۶	۱.۹۶E-۰۲	۵۱	۰.۰۱۹۵۲۷	۰.۶۲۴۷۶۷	۰.۸۵۹۲	۱
۶۷	۱.۵۸E-۰۲	۶۳.۳	۰.۰۱۵۷۶۸	۰.۵۴۶۱۶۶	۰.۷۹۴۰۳۵	۱
۶۸	۱.۳۶E-۰۲	۷۹.۴	۰.۰۱۲۵۹۶	۰.۴۶۷۴۶۵	۰.۷۱۶۴۰۶	۰.۹۹۹۹۹۷
۶۹	۹.۹۱E-۰۳	۱۰۰.۹	۰.۰۰۹۹۳۱	۰.۳۹۰۸۱۸	۰.۶۳۸۸۹۷	۰.۹۹۹۹۹۷
۷	۷.۶۵E-۰۳	۱۳۰.۷	۰.۰۰۷۶۶۷	۰.۳۱۷۸۹۳	۰.۵۳۴۷۳	۰.۹۹۹۵۳۵
۷.۱	۵.۷۵E-۰۳	۱۷۳.۹	۰.۰۰۵۷۶۷	۰.۲۴۹۸۵۹	۰.۴۳۷۲۸۸	۰.۹۹۹۸۱۷
۷.۲	۴.۱۵E-۰۳	۲۴۰.۹	۰.۰۰۴۱۶۷	۰.۱۸۷۴۲۷	۰.۳۳۹۷۲۵	۰.۹۸۴۲۵۱
۷.۳	۲.۸۱E-۰۳	۳۵۶.۳	۰.۰۰۲۸۱۹	۰.۱۳۰۹۲۶	۰.۲۴۴۷۱۱	۰.۹۳۹۵۸۷
۷.۴	۱.۶۸E-۰۳	۵۹۶.۶	۰.۰۰۱۶۸۴	۰.۰۸۰۳۸۸	۰.۱۵۴۳۱۳	۰.۸۱۲۸۹۱
۷.۵	۷.۲۵E-۰۴	۱۳۷۸.۵	۰.۰۰۰۷۲۹	۰.۰۳۵۴۳۴	۰.۰۶۹۹۸	۰.۵۱۵۹۱۲

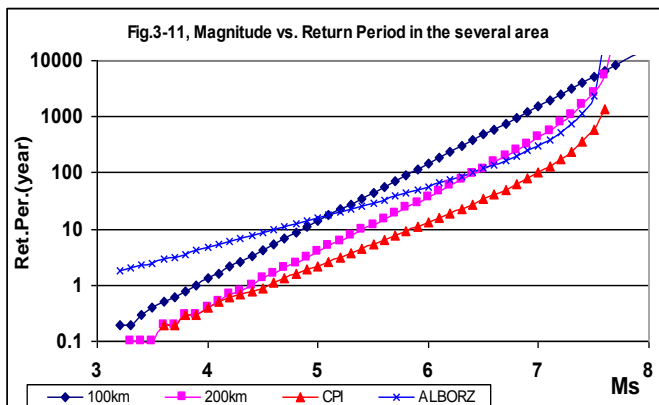
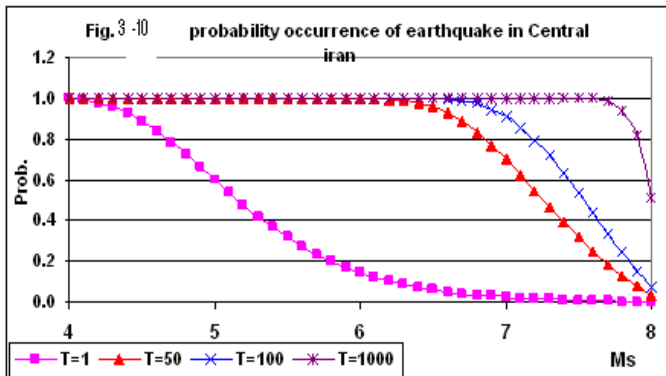
Table ۳-۸ Annual rate and probability of earthquake occurrences in the area of Alborz province using Kijko method

۳.۵	.۵۵۸E	۱.۸	۰.۵۷۲۳	*	*	*
۳.۶	.۴۹۸E	۲	۰.۶۰۷۸	*	*	*
۳.۷	.۴۴۲E	۲.۳	۰.۶۴۲۷	*	*	*
۳.۸	.۳۹۳E	۲.۵	۰.۶۷۵۳	*	*	*
۳.۹	.۳۴۹E	۲.۹	۰.۷۰۵۷	*	*	*
۴	.۳۰۹E	۳.۲	۰.۷۳۳۹	*	*	*
۴.۱	.۲۷۵E	۳.۶	۰.۷۵۹۹	*	*	*
۴.۲	.۲۴۴E	۴.۱	۰.۷۸۳۷	*	*	*
۴.۳	.۲۱۶E	۴.۶	۰.۸۰۵۶	*	*	*
۴.۴	.۱۹۲E	۵.۲	۰.۸۲۵۵	۰.۰۰۰۱	*	*
۴.۵	.۱۷۰E	۵.۹	۰.۸۴۳۶	۰.۰۰۰۲	*	*
۴.۶	.۱۵۱E	۶.۶	۰.۸۶	۰.۰۰۰۵	*	*
۴.۷	.۱۳۴E	۷.۵	۰.۸۷۴۹	۰.۰۰۱۳	*	*
۴.۸	.۱۱۸E	۸.۴	۰.۸۸۸۳	۰.۰۰۲۷	*	*
۴.۹	.۱۰۵E	۹.۵	۰.۹۰۰۴	۰.۰۰۵۳	*	*
۵	۹.۲۹E-۰۲	۱۰.۸	۰.۹۱۱۳	۰.۰۰۹۶	۰.۰۰۰۱	*
۵.۱	۸.۲۲E-۰۲	۱۲.۲	۰.۹۳۱۱	۰.۰۱۶۴	۰.۰۰۰۳	*
۵.۲	۷.۲۷E-۰۲	۱۳.۸	۰.۹۴۹۹	۰.۰۲۶۴	۰.۰۰۰۷	*
۵.۳	۶.۴۳E-۰۲	۱۵.۶	۰.۹۳۷۸	۰.۰۴۰۲	۰.۰۰۱۶	*
۵.۴	۵.۶۸E-۰۲	۱۷.۶	۰.۹۴۴۸	۰.۰۵۸۵	۰.۰۰۳۴	*
۵.۵	۵.۰۱E-۰۲	۲۰	۰.۹۵۱۱	۰.۰۸۱۷	۰.۰۰۶۷	*
۵.۶	۴.۴۲E-۰۲	۲۲.۶	۰.۹۵۶۸	۰.۱۰۹۸	۰.۰۱۳۱	*
۵.۷	۳.۸۹E-۰۲	۲۵.۷	۰.۹۶۱۸	۰.۱۴۲۹	۰.۰۲۰۴	*
۵.۸	۳.۴۲E-۰۲	۲۹.۲	۰.۹۶۶۳	۰.۱۸۰۵	۰.۰۳۲۶	*
۵.۹	۳.۰۱E-۰۲	۳۳.۲	۰.۹۷۰۴	۰.۲۲۲۲	۰.۰۴۹۴	*
۶	۲.۶۴E-۰۲	۳۷.۹	۰.۹۷۴	۰.۲۶۷۳	۰.۰۷۱۴	*
۶.۱	۲.۳۱E-۰۲	۴۳.۳	۰.۹۷۷۲	۰.۳۱۴۹	۰.۰۹۹۲	*
۶.۲	۲.۰۲E-۰۲	۴۹.۵	۰.۹۸	۰.۳۶۴۴	۰.۱۳۲۸	*
۶.۳	۱.۷۶E-۰۲	۵۶.۸	۰.۹۸۲۶	۰.۴۱۴۸	۰.۱۷۲۱	*
۶.۴	۱.۵۳E-۰۲	۶۵.۴	۰.۹۸۴۸	۰.۴۶۵۵	۰.۲۱۶۷	*
۶.۵	۱.۳۲E-۰۲	۷۵.۵	۰.۹۸۶۸	۰.۵۱۵۶	۰.۲۶۵۹	*
۶.۶	۱.۱۴E-۰۲	۸۷.۵	۰.۹۸۸۶	۰.۵۶۴۷	۰.۳۱۸۹	*
۶.۷	۹.۸۱E-۰۳	۱۰۱.۹	۰.۹۹۰۲	۰.۶۱۲۳	۰.۳۷۴۹	۰.۰۰۰۱
۶.۸	۸.۲۷E-۰۳	۱۱۹.۴	۰.۹۹۱۷	۰.۶۵۷۹	۰.۴۳۲۸	۰.۰۰۰۲
۶.۹	۷.۱۰E-۰۳	۱۴۰.۹	۰.۹۹۲۹	۰.۷۰۱۳	۰.۴۹۱۸	۰.۰۰۰۸

۷	۵.۹۶E-۰۳	۱۶۷.۷	۰.۹۹۴۱	۰.۷۴۲۲	۰.۵۵۰۹	۰.۰۰۲۶
۷.۱	۴.۹۵E-۰۳	۳۰۱.۸	۰.۹۹۵۱	۰.۷۸۰۶	۰.۶۰۹۳	۰.۰۰۷۱
۷.۲	۴.۰۶E-۰۳	۲۴۶.۴	۰.۹۹۵۹	۰.۸۱۶۳	۰.۶۶۶۴	۰.۰۱۷۳
۷.۳	۳.۲۶E-۰۳	۳۰۶.۵	۰.۹۹۶۷	۰.۸۴۹۵	۰.۷۲۱۷	۰.۰۳۸۳
۷.۴	۲.۵۵E-۰۳	۳۹۱.۵	۰.۹۹۷۴	۰.۸۸۰۱	۰.۷۷۴۶	۰.۰۷۷۷
۷.۵	۱.۹۳E-۰۳	۵۱۹.۳	۰.۹۹۸۱	۰.۹۰۸۲	۰.۸۲۴۸	۰.۱۴۵۸
۷.۶	۱.۳۷E-۰۳	۷۳۱.۶	۰.۹۹۸۶	۰.۹۳۳۹	۰.۸۷۲۲	۰.۲۵۴۹
۷.۷	۸.۷۰E-۰۴	۱۱۴۹.۱	۰.۹۹۹۱	۰.۹۵۷۴	۰.۹۱۶۷	۰.۴۱۸۸
۷.۸	۴.۲۹E-۰۴	۲۳۳۱.۵	۰.۹۹۹۶	۰.۹۷۸۸	۰.۹۵۸	۰.۶۵۱۳
۷.۹	۳.۶۸E-۰۵	۲۷۲۰۱.۷	۱	۰.۹۹۸۲	۰.۹۹۶۳	۰.۹۶۳۹

نمودار ۳-۷: آهنگ رویداد بزرگای زمینلرزه‌ها به روش کیکو-سلول-گراهام در گستره‌های مختلف





جدول ۳-۹ دوره بازگشت زمینلرزه ها در گستره های مختلف

Table ۳-۹ Return Period of earthquake Magnitude in the several area, using Kijko method

Ms	۱۰۰ km	۲۰۰ km	CPI	Alborz	Ms	۱۰۰ km	۲۰۰ km	CPI	Alborz
۳.۵	۰.۴	۰.۱	۰.۲	۱.۸	۶.۱	۱۸۵.۴	۴۶.۸	۱۹	۴۳.۳
۳.۶	۰.۵	۰.۲	۰.۲	۲	۶.۲	۲۳۴.۸	۵۹	۲۳	۴۹.۵
۳.۷	۰.۶	۰.۲	۰.۳	۲.۳	۶.۳	۲۹۷.۴	۷۴.۴	۲۷.۹	۵۶.۸
۳.۸	۰.۸	۰.۳	۰.۳	۲.۵	۶.۴	۳۷۶.۷	۹۴	۳۳.۹	۶۵.۴
۳.۹	۱	۰.۳	۰.۴	۲.۹	۶.۵	۴۷۷.۳	۱۱۹.۱	۴۱.۴	۷۵.۵
۴	۱.۳	۰.۴	۰.۵	۳.۲	۶.۶	۶۰۴.۶	۱۵۱.۶	۵۱	۸۷.۵
۴.۱	۱.۶	۰.۵	۰.۶	۳.۶	۶.۷	۷۶۶.۱	۱۹۳.۹	۶۳.۳	۱۰۱.۹
۴.۲	۲.۱	۰.۷	۰.۷	۴.۱	۶.۸	۹۷۰.۹	۲۴۹.۵	۷۹.۴	۱۱۹.۴
۴.۳	۲.۶	۰.۸	۰.۸	۴.۶	۶.۹	۱۲۳۰.۵	۳۲۳.۸	۱۰۰.۹	۱۴۰.۹
۴.۴	۳.۳	۱	۰.۹	۵.۲	۷	۱۵۶۰.۲	۴۲۵.۱	۱۳۰.۷	۱۶۷.۷
۴.۵	۴.۲	۱.۳	۱.۱	۵.۹	۷.۱	۱۹۷۷.۴	۵۶۷	۱۷۳.۹	۲۰۱.۸
۴.۶	۵.۴	۱.۶	۱.۳	۶.۶	۷.۲	۲۵۰۷.۹	۷۷۳.۳	۲۴۰.۹	۲۴۶.۴
۴.۷	۶.۸	۲	۱.۶	۷.۵	۷.۳	۳۱۸۲.۲	۱۰۹۱.۶	۳۵۶.۳	۳۰۶.۵
۴.۸	۸.۶	۲.۵	۱.۹	۸.۴	۷.۴	۴۰۴۲.۳	۱۶۲۵.۹	۵۹۶.۶	۳۹۱.۵
۴.۹	۱۰.۹	۳.۱	۲.۲	۹.۵	۷.۵	۵۱۳۳.۲	۲۶۷۶.۴	۱۳۷۸.۵	۵۱۹.۳
۵	۱۳.۸	۳.۹	۲.۶	۱۰.۸	۷.۶	۶۵۲۸.۵	۵۵۳۳.۳		۷۳۱.۶
۵.۱	۱۷.۵	۴.۹	۳.۱	۱۲.۲	۷.۷	۸۳۰.۹	۳۶۸۶۷.۷		۱۱۴۹.۱
۵.۲	۲۲.۱	۶.۱	۳.۸	۱۳.۸	۷.۸	۱۰۵۸۰			۲۳۳۱.۵
۵.۳	۲۸	۷.۷	۴.۵	۱۵.۶	۷.۹	۱۳۵۴۰.۶			۲۷۲۰.۱۷
۵.۴	۳۵.۵	۹.۶	۵.۳	۱۷.۶	۸	۱۷۳۱۷.۸			
۵.۵	۴۴.۹	۱۲	۶.۴	۲۰					
۵.۶	۵۶.۹	۱۵.۱	۷.۶	۲۲.۶					
۵.۷	۷۲	۱۸.۹	۹.۱	۲۵.۷					
۵.۸	۹۱.۲	۲۳.۷	۱۰.۹	۲۹.۲					
۵.۹	۱۱۵.۵	۲۹.۷	۱۳.۱	۳۳.۲					
۶	۱۴۶.۳	۳۷.۳	۱۵.۸	۳۷.۹					

۳-۵- نتیجه گیری فصل سوم

پس از برآورد پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره طرح، از نتایج مربوط به گستره های شعاعی ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری پیرامون گستره طرح در جهت نسبت دادن پارامترهای لرزه‌خیزی (شامل ضرائب β ، λ و M_{max}) به چشمه های خطی لرزه‌زا (گسلها) به ابعاد چشمه‌های لرزه‌زا و میزان فعالیت لرزه‌زایی آنها به منطقه موردبررسی وبا اعمال داوری کارشناسی استفاده شده است. همچنین با توجه به خصوصیات تقریباً همگن لرزه‌خیزی در دو گستره ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری می توان نتیجه گرفت که گستره ۲۰۰ کیلومتری دارای شرایط لرزه ای بالاتری نسبت به گستره ۱۰۰ کیلومتری است.

فصل چهارم

تحليل خطر زمين لرزه - بر آورد بيشينه

مقادير شتاب جنبش نيرومند زمين

۴-۱- مقدمه:

مطالعات مربوط به برآورد خطر زمینلرزه به منظور برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین در طراحی ایمن لرزه‌ای و ارزیابی خطر پذیری (Risk) پروژه‌های عمرانی از نظر پی‌آمدهای اجتماعی-اقتصادی خسارات ناشی از زمینلرزه دارای اهمیت بسیار می‌باشند. لذا لازم است تا با توجه به اهمیت طرح و میزان قبول خطر پذیری، مقاوم سازی آن در مقابل زمینلرزه بر اساس پارامترها و روشهای طراحی مناسب تا حدی انجام شود تا کارکرد ایمن و مورد نظر قسمتهای مختلف در برابر سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای ضمن رعایت معیارهای اقتصادی حاصل گردد.

حرکات جنبش نیرومند زمین بر حسب پارامترهای مختلفی نظیر بیشینه مقادیر شتاب جنبش زمین (PGA) (یا سرعت و تغییر مکان)، طیف پاسخ شتاب یا طیف فوریه و تاریخچه زمانی شتاب (شتابنگاشتها) تعریف و از نظر مهندسی معنی‌دار می‌گردد. در روش‌های استاتیکی که معمول‌ترین و ساده‌ترین شیوه طراحی لرزه‌ای می‌باشد پارامتر PGA که معرف بیشینه دامنه مطلق جنبش نیرومند زمین است مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر چه این پارامتر نمی‌تواند پاسخ دینامیکی سازه را جوابگو باشد ولی همیشه افزایش آن معادل با خطر لرزه‌ای بیشتر برای سازه و بوجود آمدن خرابی‌های بیشتر است. در روشهای پیچیده‌تر دینامیکی لازم است تا پریود یا فرکانس طبیعی نیز در طراحی سازه در نظر گرفته شود. لذا در این موارد از مقادیر طیف پاسخ استفاده می‌شود. کامل‌ترین روش طراحی در مقابل جنبش نیرومند زمین بکارگیری شتابنگاشتها می‌باشد که ارائه دهنده کل انرژی یک زمینلرزه بر حسب دامنه آن در محدوده زمان است.

پارامترهای استاندارد طراحی لرزه‌ای که از سوی کدها و آئین‌نامه‌های ملی ارائه می‌شوند اغلب به صورت بسیار محافظه کارانه تعیین می‌گردند. در این گزارش راه کار مناسب‌تر یعنی انجام مطالعات خاص برای محاسبه پارامترهای لرزه‌ای در ساختمان مورد نظر بکار بسته شده است. در محاسبه پارامترهای جنبش زمین برای طراحی لرزه‌ای سازه‌های عمرانی و غیره در چهار گوشه آمل از روشهای تعیینی، احتمالی و آماری که در حال حاضر مناسب‌ترین روشهای تحلیل خطر زمینلرزه در جهان می‌باشند استفاده گردیده است. روش احتمالی تحلیل خطر زمینلرزه در برگیرنده تعیین احتمال فزونی میزان جنبش زمین در ساختمان مورد نظر بر مبنای مدل نمودن کلیه چشمه‌های لرزه‌زا و کلیه حالات ممکن از رویداد زمینلرزه‌ها می‌باشد. حال آنکه در روش تعیینی به چشمه مسبب زمینلرزه‌ها (گسلها) و مهمترین سناریو نسبت به ساختمان توجه می‌شود.

در انجام تحلیل خطر زمینلرزه به اطلاعات اولیه مختلفی شامل شناسایی چشمه‌های مختلف لرزه‌زا، تهیه یک مدل لرزه‌زا از آنها در گستره مورد نظر، برآورد توانایی لرزه‌زایی چشمه‌ها و اختصاص پارامترهای لرزه‌خیزی به آنها و انتخاب روابط کاهیدگی مناسب و در نهایت تحلیل خطر زمینلرزه و برآورد دقیق پارامترهای جنبش نیرومند زمین می‌باشد. در ادامه این فصل موارد گفته شده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و پارامترهای مورد نیاز جنبش زمین برای طراحی لرزه‌ای این پروژه که شامل بیشینه مقادیر شتاب، طیف پاسخ شتاب مناسب با سطوح طراحی لرزه‌ای مورد نظر معرفی خواهند شد.

۴-۲- انتخاب مدل کاهیدگی جنبش نیرومند زمین

به منظور برآورد پارامترهای جنبش زمین مناسبترین راهکار بکارگیری روابط کاهیدگی (Attenuation Relationships) می‌باشد که مشخص کننده میزان کاهش انرژی و دامنه جنبش زمین نسبت به فاصله از چشمه مورد نظر می‌باشد. این روابط پارامترهای جنبش نیرومند زمین را به توان لرزه‌زائی یک گسل (بزرگای زمینلرزه) و فاصله ساختگاه از آن گسل مرتبط می‌سازند که به این طریق امکان محاسبه پارامترهای مورد نظر میسر می‌شود.

به طور کلی روابط کاهیدگی به دو صورت نظری (با استفاده از مدل‌های لرزه‌زمینساختی) و تجربی (با انجام مطالعات آماری بر روی بانک شتابنگاشتی ثبت شده از زمینلرزه‌های واقعی) بدست می‌آیند. روابط کاهیدگی توابعی هستند که پارامتر جنبش نیرومند زمین (نظیر بیشینه مقدار شتاب یا طیف پاسخ شتاب) را به متغیرهایی که وابسته به رویداد یک زمینلرزه هستند مرتبط می‌سازند. این متغیرها به سه عامل اساسی خصوصیات چشمه (نظیر بزرگا یا سازوکار گسل و غیره)، مسیر عبور امواج (خصوصیات طبیعی زمین که باعث کاهیدگی امواج لرزه‌ای در طول مسیر از کانون زمینلرزه به محل ثبت آن می‌شود) و شرایط زمین‌شناسی ساختگاه (سنگی، خاکی یا آبرفتی) بستگی دارند. در متداول‌ترین شکل این روابط، پارامترهای جنبش زمین که اغلب از توزیع لگاریتمی پیروی می‌کنند بر حسب توابعی از مقیاسهای مختلف بزرگا و فاصله از چشمه لرزه‌زا (نظیر فاصله سطحی، فاصله از کانون و غیره) و سایر پارامترها به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\text{Log}Y(S.G.M.P) = F_1(M) + F_2(R) + F_3(SC) + F_4(SM) \dots \pm \varepsilon$$

S.G.M.P (Strong Ground Motion Paramter) = پارامتر جنبش نیرومند زمین

M(Magnitude) = بزرگای زمینلرزه

R (Distance) = کمترین فاصله ساختگاه تا چشمه زمینلرزه

SC(Site Condition) = شرایط زمین‌شناسی ساختگاه

SM(Source Mechanism) = سازوکار چشمه

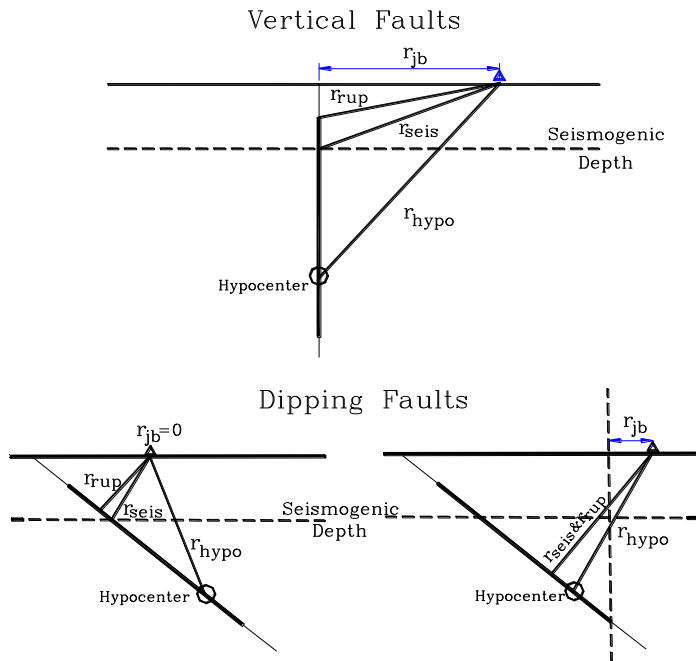
$\varepsilon = \sigma \ln Y$ خطای تصادفی با مقدار میانه صفر و انحراف از معیار

در رابطه فوق Y پارامتر مورد نظر جنبش نیرومند زمین بوده که بر اساس توابعی شامل بزرگای زمینلرزه، فاصله چشمه تا ساختگاه، شرایط زمین‌شناسی ساختگاه، سازوکار چشمه و غیره قابل محاسبه می‌باشد. در روابط جدیدتر پارامترهای بیشتری نظیر سازوکار گسل، شرایط زمین‌شناسی ساختگاه، ضخامت رسوبات و غیره نیز به صورت توابعی مدل شده‌اند.

مطابق طبقه‌بندی‌های انجام شده برای سراسر جهان، لرزه‌خیزی در فلات ایران در گروه ناحیه زمینساختی فعال و همراه با زمینلرزه‌های کم عمق رویداده در پوسته تقسیم بندی می‌شود که روابط کاهیدگی زیادی نیز برای آن معرفی شده است. لذا استفاده از روابط تجربی برای تخمین پارامترهای جنبش نیرومند زمین مناسب‌ترین راهکار و روش مورد انتخاب برای این طرح می‌باشد.

بر این اساس در این گزارش از آخرین روابط کاهیدگی تجربی ارائه شده توسط Campbell & Bozorgnia (۲۰۰۳) و Ambraseys & Douglas (۲۰۰۳) استفاده شده که برای مناطق پوسته‌ای کم عمق و فعال زمینساختی سراسر دنیا ارائه شده و دارای ویژگیهای فراوانی می‌باشد. در هنگام برآورد پارامترهای جنبش نیرومند زمین از دو رابطه ذکر شده با وزن مساوی استفاده شده است. علت انتخاب رابطه (۲۰۰۳) Campbell & Bozorgnia جوابهای بسیار مناسب و طیف نرم و پارامترهای تقریباً کامل از ویژگی‌های مختلف لرزه زمینساختی چشمه‌های مختلف لرزه‌زا و در روابط Ambraseys & Douglas در نظر گرفتن نگاهتهای میدان نزدیک و بکارگیری تعداد زیاد از شتابنگاشت‌های زمینلرزه‌های ایران می‌باشد که به این ترتیب پوشش دهنده نقاط ضعف یکدیگر بوده و جوابهای مناسبتری را نتیجه خواهند داد. سایر دلایل و مزایای انتخاب این روابط به شرح زیر می‌باشد:

- ۱- استفاده از تعداد زیاد و متنوعی از مناسبترین شتاب نگاشت های ثبت شده در نقاط مختلف دنیا از جمله زمین لرزه‌های طیس، منجیل، ماکو، زنجیران و آوج از کشور ایران در برآورد روابط (۲۰۰۳) Campbell & Bozorgnia و Ambraseys & Douglas
- ۲- امکان محاسبه بیشینه مقادیر شتاب برای مؤلفه‌های افقی و قائم در روابط Campbell & Bozorgnia (۲۰۰۳) و Ambraseys & Douglas
- ۳- ارائه مقادیر شتاب در مختصات مختلف طیفی برای مؤلفه‌های افقی و قائم در میرایی ۵ درصد در ۱۴ نقطه از پریود ۰/۰۵ تا ۴/۰ ثانیه در روابط Campbell & Bozorgnia و در ۶۱ نقطه از پریود ۰/۰۵ تا ۲/۵ ثانیه در روابط Ambraseys & Douglas (۲۰۰۳).
- ۴- ارائه مدل با در نظر گرفتن پارامترهایی در روابط به منظور احتساب اثر بزرگا (بزرگای گشتاوری Mw)، نزدیکترین فاصله تا سطح گسیختگی لرزه‌زا اثر ساختگاه (خاک بسیار سفت، خاک سفت، سنگ سخت، سنگ نرم و غیره)، سازوکار گسل (امتداد - لغز یا نرمال، معکوس، راندگی و غیره) و همچنین اثر فرا دیواره گسل (Hanging Wall) در روابط کمپیل-بزرگ‌نیا و در نظر گرفتن بزرگا (بزرگای گشتاوری Mw)، شرایط زمین‌شناسی ساختگاه، سازوکار گسل (امتداد - لغز، نرمال، راندگی و غیره) و فاصله به صورت نزدیکترین فاصله افقی به تصویر قائم گسیختگی به سطح زمین (Rjb) در روابط Ambraseys & Douglas شکل ۴-۱ نشان دهنده نحوه تعریف فاصله در این دو رابطه با توجه به سازوکار گسل می‌باشد.
- ۵- امکان در نظر گرفتن سطح ۵۰ یا ۸۴ درصد منحنی خطای برآورد روابط کاهیدگی در محاسبات پارامترهای جنبش زمین در هر سه رابطه که در روابط Campbell & Bozorgnia این خطا در دو حالت یکی وابسته به بیشینه مقادیر شتاب (PGA) و دیگری براساس بزرگای زمینلرزه و در رابطه Ambraseys & Douglas وابسته به بزرگای زمینلرزه در اختیار گذاشته شده است.



شکل ۴-۱: چگونگی تعریف فاصله با توجه به سازوکار گسلها

۴-۳- تحلیل احتمالی خطر زمینلرزه

(PSHA: Probabilistic Seismic Hazard Analysis)

خطر زمینلرزه به روش احتمالی بمنظور برآوردی صحیح از نرخ یا احتمال رویداد افزایش پارامترهای جنبش زمین در یک ساختمانگاه و برای سطح طراحی مورد نظر محاسبه می‌شود. در این روش، مدلسازی چشمه‌های لرزه‌زا (نقطه‌ای، خطی/انواری و یا ناحیه‌ای)، بر پایه تمامی حالات ممکن از مقادیر بزرگای زمینلرزه حاصل از توان لرزه‌زائی چشمه‌های لرزه‌زا در گستره مورد نظر و در کلیه فاصله‌های ممکن چشمه از ساختمانگاه مورد مطالعه با استفاده از توابع آماری و به کمک برنامه‌های نرم‌افزاری انجام می‌گیرد. در نتیجه با استفاده از روش احتمالی امکان برآورد پتانسیل جنبش نیرومند زمین با در نظر گرفتن احتمال فزونی (Exceedance Probability) مشخص میسر می‌گردد. همچنین در این روش عدم قطعیت‌های هر یک از پارامترها تخمین زده شده و به صورت کمی در می‌آید و تحلیل‌های خطر زمینلرزه به منظور برآورد واقعی‌تر از ماهیت

لرزه خیزی جنبش نیرومند زمین وارد محاسبات می شوند. نتایج حاصل از این روش به صورت منحنی‌های خطر که بر حسب احتمال فزونی خاص در دوره بازگشت مورد نظر و در عمر مفید آن پروژه رسم می‌شوند ارائه می‌شود که به این وسیله امکان انتخاب مناسب‌ترین پارامترهای جنبش زمین برای سطح لرزه‌ای مورد نظر میسر می‌گردد.

مرحل اساسی مطالعات مطابق با آنچه که در زیر آورده شده است در نظر گرفته می‌شود:

۱- آگاهی از چشمه‌های لرزه‌زا در گستره طرح و مدلسازی آنها به یکی از صورتهای چشمه‌های نقطه‌ای (زمینلرزه‌ها)، خطی/ناواری (گسلها) یا ناحیه‌ای لرزه‌زا (در گستره‌هایی که چشمه‌های لرزه‌زا شناخته نشوند)

۲- برآورد دوره بازگشت یا تکرار رویداد زمینلرزه (روابط مختلف گوتنبرگ-ریشتر)، توزیع بزرگا و میانگین نرخ رویداد زمینلرزه برای هر چشمه

۳- انتخاب روابط کاهیدگی مناسب بمنظور برآورد پارامتر جنبش نیرومند زمین

۴- ارائه خطر زمینلرزه به صورت منحنی‌های بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین با در نظر گرفتن عمر مفید سازه، احتمال رویداد و دوره بازگشت‌های متفاوت.

چشمه‌های لرزه‌زا در چهار گوش آمل به مدل درآورده شده است. در راه مدل نمودن چشمه‌ها به پارامترهایی نظیر شیب گسل، عمق بالا و پایین لایه لرزه‌زا و سازوکار آن چشمه توجه شده است. با توجه به قابلیت‌های این روش که مهمترین آنها شامل در نظر گرفتن عدم قطعیت پارامترهای مختلف، بکارگیری مدل‌های مختلف از چشمه‌های لرزه‌زا و توان لرزه‌زایی آنها، وارد نمودن پارامترهای لرزه‌خیزی و بکارگیری روابط مختلف کاهیدگی از یکسو و وارد نمودن عمر مفید سازه و سطح خطر پذیری برای سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای از سوی دیگر می‌باشد امکان دستیابی به بهترین تخمین بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین میسر خواهد گردید.

۴-۳-۱- برآورد (PGA) با استفاده از روش احتمالی مدل چشمه‌های نقطه‌ای لرزه‌زا

با مدل کردن زمینلرزه‌ها به صورت چشمه‌های نقطه‌ای و با در نظر گرفتن پارامترهای نظیر بزرگای زمینلرزه، موقعیت رومرکز، ژرفای کانونی و استفاده از روشهای آماری و توابع توزیع مناسب می‌توان پارامترهای مورد نظر جنبش نیرومند زمین را محاسبه نمود. بکارگیری این روش بخصوص در مواردی بر سایر روشهای تحلیل زمینلرزه ارجح است که امکان شناسایی گسلهای منطقه و همچنین توانایی انتساب مطمئن زمینلرزه‌ها به آنها وجود نداشته و یا زمینلرزه‌های بزرگ و متعددی در گستره نزدیک به ساختگاه روی داده و با دقت مناسب ثبت شده باشند.

زمینلرزه‌های تاریخی در این روش بکار گرفته نمی‌شود. لذا به دلیل عدم توانایی در بکارگیری زمینلرزه‌های تاریخی (رویداده پیش از سده بیستم) در اغلب مدل‌های ارائه شده همچنین خطای زیاد در مکان‌یابی آنها مدل چشمه‌های نقطه‌ای لرزه‌زا برای گستره مورد مطالعه نمی‌تواند نتایج چندان مناسبی را از نظر دقت

محاسبات و همچنین دوره بازگشتهای طولانی ارائه دهد. به هر صورت زمینلرزه‌ها به صورت چشمه‌های نقطه‌ای مدل شده و محاسبات با استفاده از سه تابع توزیع نوع I و III و S انجام می‌گیرد. در گستره چهار گوش آمل کلیه گسلهای موثر شناسائی شده اند. لذا بنابر دلایل ذکر شده نتایج بدست آمده چندان قابل اعتماد نبوده و نمی‌تواند با واقعیات لرزه‌خیزی گستره طرح ارتباط مناسب داشته باشد. همانطور که گفته شد از نتایج حاصل از این روش بدلیل ضعفهای این روش در تعیین بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین برای این طرح ارائه و استفاده نشده است.

۴-۳-۲- برآورد بیشینه شتاب جنبش نیرومند زمین (PGA) با استفاده از روش احتمالی مدل چشمه‌های خطی-نواری لرزه‌زا

پس از آنکه کلیه گسلهای گستره طرح شناسائی گردیدند با مدل نمودن گسلها به صورت یک خط لرزه‌زا و با نوار لرزه‌زا تحلیل خطر زمینلرزه بر اساس روش اصلی معرفی شده توسط (Cornell ۱۹۶۸) و روابط (Bender & Perkins ۱۹۸۷) که به صورت برنامه نرم افزاری معتبر (SEISRISK-III، ۱۹۸۷) ارائه شده انجام گردیده است. این برنامه نرم افزاری که بطور گسترده‌ای در تمامی جهان مورد استفاده قرار می‌گیرد برنامه اصلی و معتبرترین نرم افزار تحلیل خطر زمینلرزه بوده و ارائه دهنده نتایج مناسب در کلیه نقاط جهان می‌باشد.

اطلاعات ورودی این برنامه شامل مقادیر شتاب بر حسب بزرگا و فاصله، مشخصات چشمه‌های لرزه‌زا به صورت مختصات جغرافیائی همراه با خطای تعیین محل و پارامترهای لرزه‌خیزی منتسب به فعالیت هر گسل می‌باشند که مقادیر شتاب به صورت یک جدول با توجه به روابط کاهیدگی مورد استفاده محاسبه و آماده می‌شود.

احتمال فزونی پارامتر مورد نظر جنبش زمین مانند شتاب یا طیف پاسخ شتاب با توجه به رابطه کاهیدگی انتخاب شده در محل مورد بررسی محاسبه می‌شود. این محاسبات بر پایه مدل‌سازی چشمه‌های لرزه‌زا به صورت چشمه‌های خطی یا پهنه‌ای نواری لرزه‌زا و نسبت دادن پارامترهای لرزه‌خیزی براساس توابع دو کراندار گوتنبرگ-ریشتر و روش کیکو-سلوول-گراهام به هریک از چشمه‌ها صورت گرفته است. بطوریکه هر چشمه لرزه‌زا به صورت یک خط لرزه‌زا و یا پهنه‌ای نواری لرزه‌ای با توجه به حد بالا و پائین لایه لرزه‌زا، بزرگای آستانه و حداکثر منتسب شده به آن و نزدیکترین فاصله به ساختگاه مورد تحلیل قرار گرفته و با بکارگیری توام تمامی چشمه‌های لرزه‌زا، پارامترهای مورد نظر جنبش زمین برای احتماله‌های فزونی مورد نظر و عمر مفید سازه به دست می‌آید. همچنین به منظور محاسبه توان لرزه‌زایی از روابط تجربی بزرگا-طول گسلش ولز-کاپر اسمیت که از جمله معتبرترین روابط جهانی می‌باشد و با داده‌های ایران زمین نیز انطباق بسیار خوبی دارد استفاده شده است. به طور کلی برای هر چشمه منفرد از ترکیب سه تابع احتمال زیر استفاده می‌گردد:

- احتمال اینکه یک زمینلرزه با بزرگای خاص در بازه زمانی مشخص بر روی یک چشمه روی دهد،

- احتمال اینکه گسیختگی مرتبط با این چشمه و بزرگای این رویداد در فاصله‌ای خاص از ساختگاه روی دهد،
 - احتمال اینکه جنبش نیرومند زمین ناشی از زمینلرزه‌ای با بزرگا و فاصله مشخص از سطح خاصی در ساختگاه فزونی یابد.
- مهمترین قابلیت این روش امکان محاسبه احتمال فزونی برای یک سطح خاص جنبش زمین در ساختگاه مورد نظر با احتساب عمر مفید آن و در نظر گرفتن توام تمامی چشمه‌ها می‌باشد.
- برنامه SEISRISK-III دارای قابلیت‌های فراوان در جهت مدل نمودن مناسب چشمه‌های لرزه‌زا و تحلیل خطر زمینلرزه به روش احتمالی می‌باشد که برای اطلاع بیشتر به مقاله‌های مربوط مراجعه شود. از مهمترین ویژگیهای این روش می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:
- ۱- توانایی تخصیص پارامترهای لرزه‌خیزی به طور مستقل، گروهی و یا ناحیه‌ای به چشمه‌های لرزه‌زا
 - ۲- توانایی مدلسازی و دسته‌بندی چشمه‌های لرزه‌زا بصورت خطی/نواری یا ناحیه‌ای لرزه‌زا براساس ویژگیهای لرزه‌خیزی هر یک از آنها
 - ۳- توان احتساب خطای مرزی چشمه‌های ناحیه‌ای لرزه‌زا
 - ۴- امکان وارد نمودن بزرگای حداکثر و آستانه برای توان لرزه‌زائی هر گسل
 - ۵- برآورد بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش زمین (شتاب، طیف پاسخ شتاب و ...) براساس دوره بازگشت و احتمال فزونی مورد نظر
 - ۶- امکان مدل نمودن دقیق چشمه‌های خطی و ناحیه‌ای لرزه‌زا از نظر مشخصات هندسی
 - ۷- در نظر گرفتن یک باند از مقادیر بزرگا به جای یک بزرگا برای هر کدام از چشمه‌های لرزه‌زا توضیح کاملتری در پیوست III آورده شده است.
- براساس این روش و استفاده از روابط کاهیدگی پیش گفته شده کمپیل-بزرگ‌نیا و آمبرسیزو همکاران بیشینه مقادیر شتاب افقی و قائم برای سنگ بستر لرزه‌ای و در شبکه‌ای از نقاط (بفاصله تقریبی یک دقیقه جغرافیائی از یکدیگر) درون چهار گوشه آمل در دوره بازگشتهای ۲۰۰، ۴۷۵، ۲۴۷۵، ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال محاسبه و پس از میانگین‌گیری از دو رابطه ذکر شده در شکل‌های ۱-۴ تا ۱۰-۴ برای مولفه افقی و ۱۱-۴ تا ۲۰-۴ برای مولفه قائم به صورت خطوط هم تراز بیشینه مقادیر شتاب در سطح ۵۰٪ و ۸۴٪ خطای روابط کاهیدگی ارائه شده است.
- همانگونه که مشاهده می‌شود بر اساس بیشینه مقادیر شتاب (PGA) بدست آمده برای هر دوره بازگشت و بر مبنای تقسیم بندی ارائه شده در آئین‌نامه طراحی ساختمانها در برابر زلزله (استاندارد ۲۸۰۰) یک تقسیم بندی بر مبنای نقشه بادوره بازگشت ۴۷۵ سال (شکل ۴-۴) شامل چهار منطقه به صورت زیر در چهار گوشه آمل نیز صورت گرفته است:
- بیشینه مقادیر شتاب (PGA) بیش از ۰/۳۵g ملاک مناطق با خطر لرزه‌ای بسیار زیاد
 - بیشینه مقادیر شتاب (PGA) بین ۰/۳۰g تا ۰/۳۵g ملاک مناطق با خطر لرزه‌ای زیاد
 - بیشینه مقادیر شتاب (PGA) بین ۰/۲۵g تا ۰/۳۰g ملاک مناطق با خطر لرزه‌ای متوسط

- بیشینه مقادیر شتاب (PGA) کمتر از $0.25g$ ملاک مناظر با خطر لرزه‌ای پائین بر اساس این تقسیم بندی گستره طرح مورد مطالعه یعنی چهار گوش آمل مورد تقسیم بندی قرار گرفته که می‌تواند مبنای طراحی لرزه‌ای سازه‌های مختلف شهری بر اساس خطر پذیری مورد نظر (دوره بازگشت‌های متناظر با آن) قرار گیرد.

۴-۴- برآورد بیشینه مقادیر شتاب (PGA) با استفاده از روش تعینی (DSHA: Deterministic Seismic Hazard Analysis)

در روش تعینی بمنظور برآورد بیشینه مقادیر شتاب (PGA) به عامل اصلی یعنی چشمه‌های اصلی لرزه‌زا (گسلها) و دو پارامتر مهم مرتبط با هر چشمه یعنی توان لرزه‌زائی و نزدیکترین فاصله آن چشمه از مکان مورد بررسی توجه شده است. سپس از میان تمامی چشمه‌ها، شدیدترین حالت لرزه‌خیزی از میان آنها نسبت به ساختگاه مورد نظر در نظر گرفته می‌شود. به عبارت دیگر در این روش، طراحی لرزه‌ای برای وخیم‌ترین حالت صورت می‌گیرد، لذا ایمنی مورد نظر برای ساختگاه مورد مطالعه در مقابل خطر زمینلرزه به صورت محافظه کارانه بدست خواهد آمد. لذا پارامترهای حاصل از این روش مناسب برای بالاترین سطح طراحی لرزه‌ای MCL(Maximum Credible Level) (سطح حداکثر پذیرفتنی) می‌باشد.

آسان بودن نسبی انجام آن و جوابهای محافظه کارانه آن از نقاط قوت این روش است. حال آنکه مهم‌ترین نقاط ضعف این روش ابهام در رمینه انتخاب بزرگترین زمینلرزه منتسب به یک گسل (بارها مشاهده شده که زمینلرزه‌هایی بزرگتر از حد قابل پیش‌بینی بر روی یک گسل بوقوع پیوسته) و نسبت به روش احتمالی عدم امکان وارد نمودن عمر مفید سازه و قبول درصد خطر و سرانجام اگر بدون تجربه و نظر کارشناسی انجام گیرد جوابهای فوق محافظه کارانه آن می‌باشد.

مراحل تحلیل خطر زمینلرزه به روش تعینی به شرح زیر می‌باشد:

- ۱- شناسایی و تعیین توان لرزه‌زائی چشمه‌های لرزه‌زا در گستره طرح و معرفی مهم‌ترین سناریوی لرزه‌زا نسبت به ساختگاه مورد نظر
 - ۲- محاسبه بزرگترین زمینلرزه که امکان رویداد آن بر روی هر یک از چشمه‌های لرزه‌زا وجود دارد (توان لرزه‌زایی برابر با M_{max} در نظر گرفته می‌شود) و برآورد فاصله هر یک از چشمه‌ها تا ساختگاه مورد نظر
 - ۳- انتخاب روابط کاهیدگی جنبش زمین
 - ۴- محاسبه بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین در رابطه با هر یک از چشمه‌ها و انتخاب مهم‌ترین حالت که نشان دهنده بزرگترین زمینلرزه در نزدیکترین فاصله به ساختگاه مورد نظر می‌باشد.
- با توجه به موارد فوق بیشینه مقادیر پارامتر شتاب جنبش نیرومند زمین در گستره طرح با استفاده از دو مدل کاهیدگی انتخاب شده یعنی روابط کاهیدگی، (۲۰۰۳) Campbell & Bozorgnia و (۲۰۰۳) Ambraseys & Douglas، محاسبه شده است. توان لرزه‌زایی هر یک از گسلها با توجه به پهنای گسیختگی هر گسل و استفاده از روابط تجربی که بزرگا را با پهنای گسیختگی هر گسل همبسته می‌سازد (روابط

Wells and Coppersmith, ۱۹۹۴) محاسبه شده و یا در صورت وقوع رویدادهای واقعی لرزه‌ای متناسب با آن گسل بزرگ‌ای آن زمین لرزه‌ها در صورت بزرگ‌تر بودن از مقادیر محاسبه شده از روابط تجربی در نظر گرفته می‌شوند. به منظور محاسبه فاصله بر حسب نوع رابطه بکار برده شده عمل شده است با این معنی که در رابطه، Campbell & Bozorgnia (۲۰۰۳) فاصله براساس (R_{seis}) که معرف نزدیکترین فاصله تا سطح گسیختگی لرزه‌زاست (سطح آزاد شدن انرژی بر روی صفحه گسل) و در رابطه آمبرسیز و همکاران بر اساس (R_{jb}) که معرف نزدیکترین فاصله افقی به تصویر قائم گسیختگی به سطح زمین می‌باشد تعریف شده و باید بر این اساس محاسبه و در نظر گرفته شوند.

در نقشه‌های ۴-۲۱ تا ۴-۲۴ نتایج حاصل از برآورد بیشینه مقدار شتاب جنبش زمین در شبکه‌ای که نقاط آن انتخاب شده‌اند، محاسبه و به صورت خطوط هم تراز بیشینه مقادیر شتاب ارائه شده است. این مقادیر در هر دو سطح ۵۰٪ و ۸۴٪ سطح خطای روابط کاهیدگی محاسبه و ارائه شده است.

۴-۵- معرفی بیشینه مقادیر شتاب جنبش زمین برای سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای

با در نظر گرفتن نتایج حاصل از محاسبات گفته شده برای تعیین بیشینه مقادیر شتاب جنبش نیرومند زمین و سطوح طراحی لرزه‌ای مورد نظر برای این طرح (پنج دوره بازگشت ۲۰۰، ۴۷۵، ۲۴۷۵، ۵۰۰۰ و ۱۰۰۰۰ سال) مقادیر نهایی بیشینه شتاب افقی و قائم جنبش نیرومند زمین تعیین گردید و به نحوی ارائه شده تا ایمنی آن در مقابل زمین لرزه از نظر معیارهای طراحی لرزه‌ای حاصل شود.

به منظور گزینش بیشینه مقادیر شتاب زمین در این سطوح طراحی لرزه‌ای انتخاب سطح ۵۰٪ یا ۸۴٪ خطا در روابط کاهیدگی از اهمیت خاص برخوردار می‌باشد. با توجه به پتانسیل لرزه‌خیزی موجود در گستره طرح و اهمیت این سازه‌ها از نقطه نظر دیدگاه اقتصادی-اجتماعی، سطح ۸۴٪ خطای روابط کاهیدگی برای تعیین بیشینه مقادیر پارامترهای جنبش نیرومند زمین برای دوره‌های بازگشت ذکر شده انتخاب شد. در حالیکه به منظور احتراز از ارقام فوق محافظه کارانه روش تعیینی برای این روش سطح خطای ۵۰٪ برای سازه‌های با اهمیت کمتر و برای سازه‌های بسیار مهم نقشه‌های با سطح خطر ۸۴٪ پیشنهاد می‌گردد.

فصل پنجم

بر آورد طیف پاسخ شتاب جنبش نیرومند

زمین

۵-۱- مقدمه:

به منظور تحلیلهای معمول استاتیکی طراحی لرزه‌ای سازه‌ها در چهار گوش آمل، مقادیر دامنه شتاب حرکت نیرومند زمین (PGA) به دو روش احتمالی و تعیینی و برای سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای در فصل قبل ارائه شد. برای طراحی لرزه‌ای سازه‌های مهم که نیاز مند تحلیلهای دینامیکی بوده و پیروید یا فرکانس طبیعی سازه نیز در نظر گرفته می‌شود، جنبش نیرومند زمین بوسیله مقادیر طیف پاسخ شتاب و در روشهای کامل‌تر با داده‌های شتابنگاشتی تعریف می‌شود.

فرکانس طبیعی جنبش نیرومند زمین برای تحلیلهای دینامیکی طراحی لرزه‌ای سازه باید در محدوده فرکانسی وسیع برای سازه و به صورت مقادیر طیف پاسخ یا شتابنگاشتها بیان شود.

طیف پاسخ جنبش زمین بیان کننده جنبش نیرومند زمین به صورت مقادیر طیفی مجزا از هم در محدوده گسترده فرکانسی می‌باشد. این طیف در حقیقت معرف پوش بیشینه پاسخ شتاب، سرعت یا تغییر مکان یک مجموعه نامحدود از سیستمهای نوسانگر با یک درجه آزادی می‌باشد که تحت تاثیر محرکی دینامیکی وابسته به زمان (مانند یک زمینلرزه) قرار گرفته باشد. مقادیر پوش پاسخ بر حسب تابعی از پیروید طبیعی و میرائی‌های مورد نظر بیان می‌گردد.

مقادیر طیف پاسخ شتاب را نیز می‌توان یا بر حسب مقادیر استاندارد داده شده توسط آئین‌نامه‌ها تعیین نمود و یا برای ساختگاه مورد نظر و از طریق روشهای تحلیل خطر زمینلرزه محاسبه نمود. در این گزارش راه حل دوم مورد استفاده قرار گرفته است. ضمن اینکه کوشش گردید تا در تمامی محاسبات با مقایسه با آئین‌نامه‌ها ارقام داده شده پایین‌تر از حد توصیه شده اختیار نگردد.

به این منظور از روش احتمالی به همراه روش آماری استفاده شده و مقادیر طیف پاسخ شتاب برای سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای ارائه شد که به این ترتیب امکان انجام تحلیلهای دینامیکی سازه و کنترل پایداری آن تحت تابعی از فرکانسها، پیرودها و نسبتهای میرایی مورد نظر میسر گردیده است.

۵-۲- برآورد مقادیر طیف پاسخ بروش احتمالی

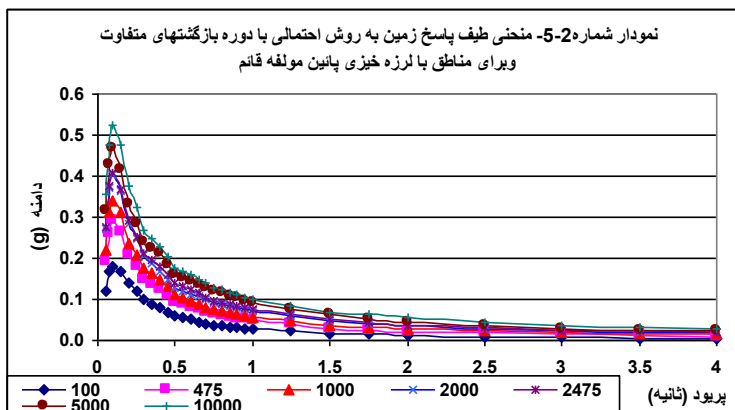
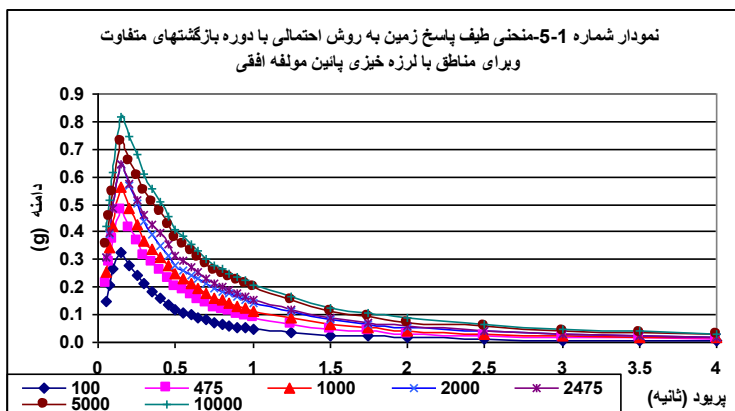
در گستره چهار گوش آمل به منظور برآورد طیف پاسخ شتاب زمین از روش احتمالی مدل خطی-نواری چشمه‌های لرزه‌زا در دو دوره بازگشت ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال استفاده شده است

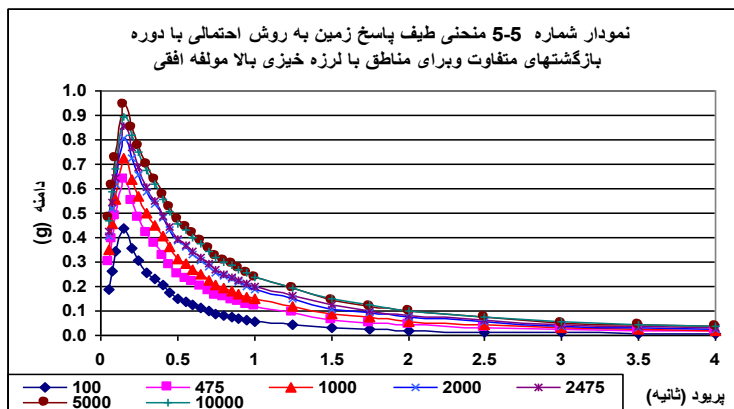
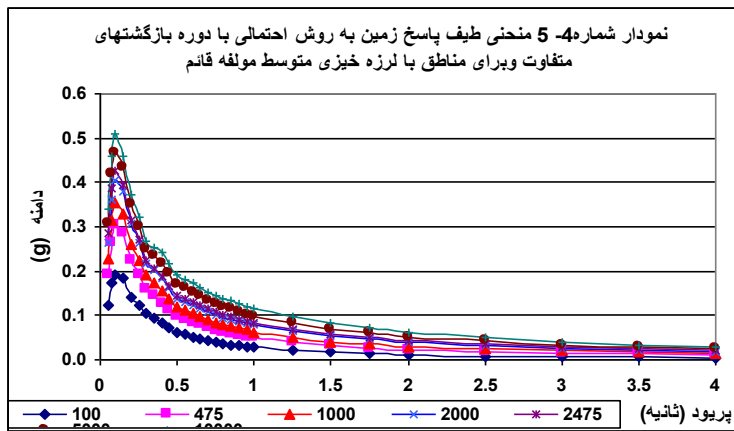
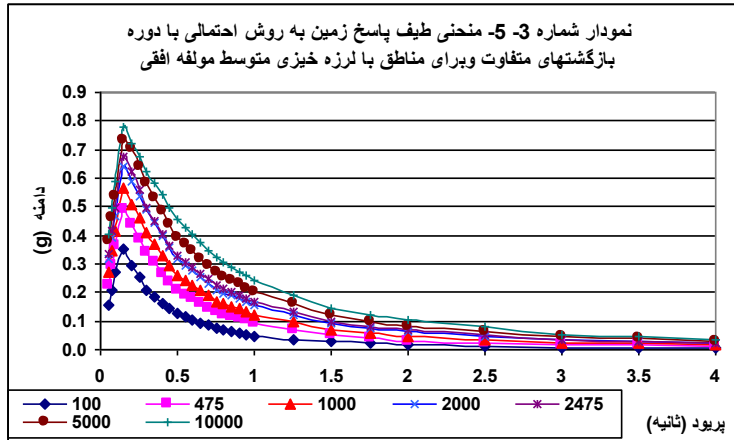
در روش احتمالی مدل خطی-نواری چشمه‌های لرزه‌زا با توجه به احتمال فزونی متناظر با دوره بازگشتهای ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال، مقادیر شتاب در مختصات مختلف طیفی با بکارگیری روابط طیفی مدل کاهیدگی انتخاب شده (Campbell & Bozorgnia, ۲۰۰۳) و در نظر گرفتن سطح توزیع خطای ۰/۸۴، محاسبه شده است. طیفهای حاصل از این روش طیف پاسخ متحد (UHF: Uniform Hazard Spectra) یا با احتمال رویداد یکسان (EPRS: Equal Probability Response Spectra) نامیده می‌شوند. به این معنی که برای هر احتمال فزونی با اتصال نقاط مختلف مقادیر طیف پاسخ به یکدیگر، یک منحنی طیفی بدست می‌آید که دارای احتمال مساوی فزونی پارامتر جنبش نیرومند زمین در هر نقطه لرزش می‌باشد (EERI, ۱۹۸۹). لازم به ذکر است که روش محاسباتی و

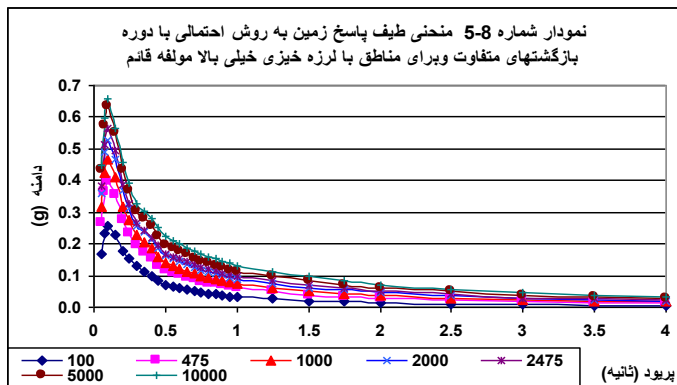
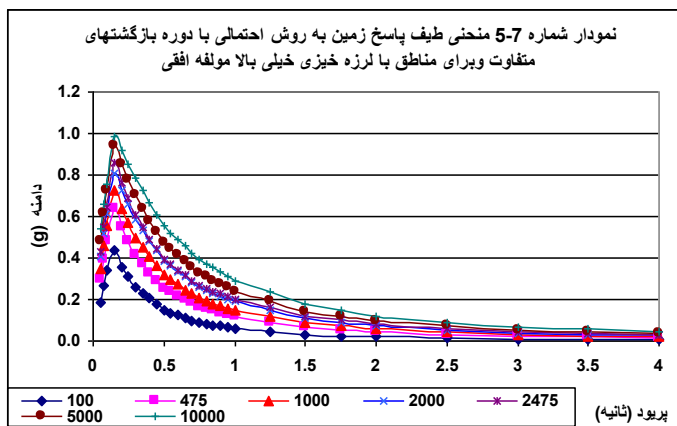
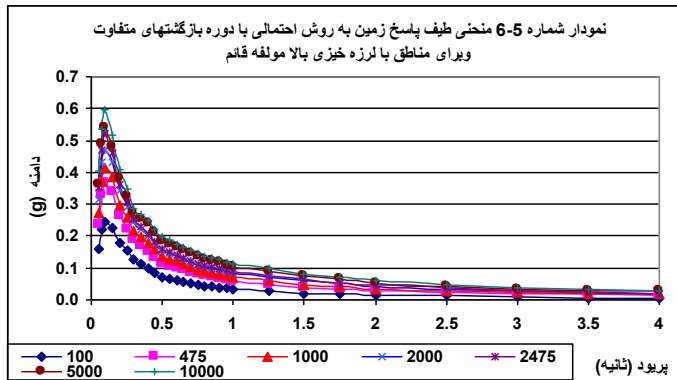
داده‌های ورودی دقیقاً مشابه با فصل ۴ بوده با این تفاوت که بجای بکارگیری روابط مربوط به محاسبه بیشینه مقادیر شتاب از روابط مربوط به محاسبه طیف شتاب استفاده شده است. همانطور که گفته شد دوره بازگشت‌های مورد نظر به ترتیب ۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال در نظر گرفته شده است.

به منظور محاسبه طیف پاسخ همانطور که در فصل قبل گفته شد برای هر دوره بازگشت تقسیم بندی خاصی با توجه به بیشینه مقادیر شتاب محاسبه شده در چهار گوش آمل امکان پذیر می‌باشد. بر این اساس برای دوره بازگشت ۴۷۵ سال چهار سطح با خطر لرزه‌ای

بسیار زیاد، خطر لرزه‌ای زیاد، متوسط و پائین و برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال نیز چهار سطح با خطر لرزه‌ای بسیار زیاد، زیاد، متوسط و پائین تعریف گردید (شکل‌های ۱-۵ تا ۵-۸). این عمل با نمونه گیری از چند نقطه از هر یک از این مناطق محاسبه در هر کدام از این سطوح برای طیف پاسخ به روش احتمالی انجام گردید و سپس میانگین این نقاط به عنوان دامنه های طیف آن سطح قرار گرفت. جدول‌های ۱-۵ تا ۵-۸ نشان‌دهنده نتایج حاصل از این روش در میرایی ۵ درصد برای مولفه‌های افقی و قائم می‌باشند.









جدول ۱-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با

لرزه خیزی پائین مولفه افقی

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۴۷	۰.۲۱۶	۰.۲۵۵	۰.۳۰۵	۰.۳۰۸	۰.۳۵۸	۰.۴۱۸
۰.۰۷۵	۰.۲۰۷	۰.۲۹۱	۰.۳۴۲	۰.۳۹۳	۰.۳۹۷	۰.۴۵۷	۰.۵۱۵
۰.۱	۰.۲۶۶	۰.۳۷۱	۰.۴۲۲	۰.۴۸۳	۰.۴۸۷	۰.۵۴۷	۰.۶۱۵
۰.۱۵	۰.۳۲۸	۰.۴۸۱	۰.۵۶۲	۰.۶۴۳	۰.۶۴۷	۰.۷۲۷	۰.۸۱۵
۰.۲	۰.۳۷۸	۰.۴۱۶	۰.۴۸۶	۰.۵۶۶	۰.۵۷۲	۰.۶۵۸	۰.۷۴۸
۰.۲۵	۰.۴۴۵	۰.۳۶۵	۰.۴۲۸	۰.۵۰۲	۰.۵۱۷	۰.۶۰۴	۰.۶۷۸
۰.۳	۰.۲۱۱	۰.۳۱۴	۰.۳۶۹	۰.۴۳۷	۰.۴۶۲	۰.۵۵۱	۰.۶۰۸
۰.۳۵	۰.۱۸۴	۰.۲۸۸	۰.۳۳۸	۰.۳۹۳	۰.۴۲۸	۰.۵۱۱	۰.۵۵۸
۰.۴	۰.۱۵۷	۰.۲۶۲	۰.۳۰۶	۰.۳۴۸	۰.۳۹۵	۰.۴۷۱	۰.۵۰۸
۰.۴۵	۰.۱۳۷	۰.۲۳۳	۰.۲۷۷	۰.۳۱۳	۰.۳۵۵	۰.۴۲۶	۰.۴۵۸
۰.۵	۰.۱۱۶	۰.۲۰۳	۰.۲۴۹	۰.۲۷۸	۰.۳۱۵	۰.۳۸۱	۰.۴۰۸
۰.۵۵	۰.۱۰۷	۰.۱۸۸	۰.۲۳۲	۰.۲۶۲	۰.۲۹۴	۰.۳۵۷	۰.۳۸۲
۰.۶	۰.۰۹۸	۰.۱۷۲	۰.۲۱۴	۰.۲۴۵	۰.۲۷۴	۰.۳۳۳	۰.۳۵۶
۰.۶۵	۰.۰۸۹	۰.۱۵۶	۰.۱۹۷	۰.۲۲۸	۰.۲۵۳	۰.۳۰۹	۰.۳۳
۰.۷	۰.۰۸	۰.۱۴	۰.۱۷۹	۰.۲۱۲	۰.۲۳۳	۰.۲۸۵	۰.۳۰۴
۰.۷۵	۰.۰۷	۰.۱۲۵	۰.۱۶۲	۰.۱۹۵	۰.۲۱۲	۰.۲۶۱	۰.۲۷۸
۰.۸	۰.۰۶۶	۰.۱۱۷	۰.۱۵۲	۰.۱۸۵	۰.۲۰۱	۰.۲۴۹	۰.۲۶۴
۰.۸۵	۰.۰۶۱	۰.۱۱	۰.۱۴۲	۰.۱۷۵	۰.۱۸۹	۰.۲۳۷	۰.۲۵۱
۰.۹	۰.۰۵۶	۰.۱۰۲	۰.۱۳۳	۰.۱۶۵	۰.۱۷۷	۰.۲۲۴	۰.۲۳۷
۰.۹۵	۰.۰۵۲	۰.۰۹۵	۰.۱۲۳	۰.۱۵۵	۰.۱۶۵	۰.۲۱۲	۰.۲۲۳
۱	۰.۰۴۷	۰.۰۸۷	۰.۱۱۳	۰.۱۴۵	۰.۱۵۳	۰.۲	۰.۲۰۹
۱.۲۵	۰.۰۳۷	۰.۰۶۸	۰.۰۸۹	۰.۱۱۴	۰.۱۲	۰.۱۵۶	۰.۱۶۸
۱.۵	۰.۰۲۶	۰.۰۴۸	۰.۰۶۵	۰.۰۸۲	۰.۰۸۷	۰.۱۱۳	۰.۱۲۷
۱.۷۵	۰.۰۲۲	۰.۰۴	۰.۰۵۴	۰.۰۶۸	۰.۰۷۲	۰.۰۹۳	۰.۱۰۷
۲	۰.۰۱۷	۰.۰۳۱	۰.۰۴۳	۰.۰۵۴	۰.۰۵۷	۰.۰۷۳	۰.۰۸۷
۲.۵	۰.۰۱۲	۰.۰۲۵	۰.۰۳۲	۰.۰۴۱	۰.۰۴۴	۰.۰۵۷	۰.۰۶۸
۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۸	۰.۰۲۲	۰.۰۲۹	۰.۰۳۱	۰.۰۴۲	۰.۰۴۹
۳.۵	۰.۰۰۶	۰.۰۱۵	۰.۰۱۹	۰.۰۲۴	۰.۰۲۵	۰.۰۳۴	۰.۰۳۹
۴	۰.۰۰۵	۰.۰۱۲	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲۷	۰.۰۳



جدول ۲-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با لرزه خیزی پائین مولفه قائم

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۱۹	۰.۱۹۱	۰.۲۲۲	۰.۲۷۳	۰.۲۷۷	۰.۳۱۷	۰.۳۵۵
۰.۰۷۵	۰.۱۶۸	۰.۲۶۱	۰.۳۱۲	۰.۳۷۳	۰.۳۷۷	۰.۴۲۷	۰.۴۷۵
۰.۱	۰.۱۷۹	۰.۲۹۱	۰.۳۴۲	۰.۴۰۳	۰.۴۰۷	۰.۴۶۷	۰.۵۲۵
۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۲۶۶	۰.۳۱۴	۰.۳۶۵	۰.۳۶۸	۰.۴۱۸	۰.۴۷۵
۰.۲	۰.۱۴۱	۰.۲۰۸	۰.۲۳۸	۰.۲۸۶	۰.۲۹۲	۰.۳۳۱	۰.۳۷۸
۰.۲۵	۰.۱۲۱	۰.۱۷۹	۰.۲۰۸	۰.۲۴۷	۰.۲۵۲	۰.۲۸۶	۰.۳۲۳
۰.۳	۰.۱۰۱	۰.۱۴۹	۰.۱۷۸	۰.۲۰۷	۰.۲۱۲	۰.۲۴۱	۰.۲۶۸
۰.۳۵	۰.۰۹	۰.۱۳۷	۰.۱۶۴	۰.۱۸۷	۰.۱۹۷	۰.۲۲۶	۰.۲۴۸
۰.۴	۰.۰۷۹	۰.۱۲۵	۰.۱۴۹	۰.۱۶۸	۰.۱۸۲	۰.۲۱۱	۰.۲۲۸
۰.۴۵	۰.۰۶۹	۰.۱۰۹	۰.۱۳۱	۰.۱۴۸	۰.۱۶۲	۰.۱۸۶	۰.۲۰۳
۰.۵	۰.۰۵۹	۰.۰۹۴	۰.۱۱۲	۰.۱۲۹	۰.۱۴۲	۰.۱۶۱	۰.۱۷۸
۰.۵۵	۰.۰۵۵	۰.۰۸۸	۰.۱۰۴	۰.۱۲۱	۰.۱۳۳	۰.۱۵۳	۰.۱۶۸
۰.۶	۰.۰۵۱	۰.۰۸۲	۰.۰۹۷	۰.۱۱۴	۰.۱۲۴	۰.۱۴۵	۰.۱۵۹
۰.۶۵	۰.۰۴۶	۰.۰۷۶	۰.۰۹	۰.۱۰۷	۰.۱۱۵	۰.۱۳۶	۰.۱۴۹
۰.۷	۰.۰۴۲	۰.۰۷	۰.۰۸۲	۰.۱	۰.۱۰۶	۰.۱۲۸	۰.۱۳۹
۰.۷۵	۰.۰۳۷	۰.۰۶۴	۰.۰۷۵	۰.۰۹۲	۰.۰۹۷	۰.۱۲	۰.۱۲۹
۰.۸	۰.۰۳۵	۰.۰۶۱	۰.۰۷۱	۰.۰۸۸	۰.۰۹۳	۰.۱۱۵	۰.۱۲۳
۰.۸۵	۰.۰۳۳	۰.۰۵۷	۰.۰۶۸	۰.۰۸۴	۰.۰۸۸	۰.۱۰۹	۰.۱۱۷
۰.۹	۰.۰۳۱	۰.۰۵۴	۰.۰۶۴	۰.۰۸	۰.۰۸۴	۰.۱۰۳	۰.۱۱۱
۰.۹۵	۰.۰۲۹	۰.۰۵۱	۰.۰۶	۰.۰۷۶	۰.۰۷۹	۰.۰۹۸	۰.۱۰۵
۱	۰.۰۲۷	۰.۰۴۷	۰.۰۵۷	۰.۰۷۲	۰.۰۷۵	۰.۰۹۲	۰.۰۹۹
۱.۲۵	۰.۰۲۳	۰.۰۳۹	۰.۰۴۷	۰.۰۵۹	۰.۰۶۳	۰.۰۷۷	۰.۰۸۴
۱.۵	۰.۰۱۸	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴۷	۰.۰۵۱	۰.۰۶۳	۰.۰۶۹
۱.۷۵	۰.۰۱۵	۰.۰۲۶	۰.۰۳۳	۰.۰۴۱	۰.۰۴۴	۰.۰۵۴	۰.۰۶۳
۲	۰.۰۱۲	۰.۰۲۲	۰.۰۲۸	۰.۰۳۵	۰.۰۳۷	۰.۰۴۵	۰.۰۵۷
۲.۵	۰.۰۰۹	۰.۰۱۹	۰.۰۲۴	۰.۰۳	۰.۰۳۲	۰.۰۳۷	۰.۰۴۶
۳	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۲۴	۰.۰۲۶	۰.۰۲۹	۰.۰۳۵
۳.۵	۰.۰۰۶	۰.۰۱۳	۰.۰۱۷	۰.۰۲۱	۰.۰۲۳	۰.۰۲۶	۰.۰۳۱
۴	۰.۰۰۵	۰.۰۱	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۱۹	۰.۰۲۳	۰.۰۲۸



جدول ۳-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با

لرزه خیزی متوسط مولفه افقی

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۵۳	۰.۲۲۷	۰.۲۷	۰.۳۱۸	۰.۳۳۳	۰.۳۸۳	۰.۴۰۴
۰.۰۷۵	۰.۲۱	۰.۲۹۵	۰.۳۴۵	۰.۳۹۵	۰.۴۱۶	۰.۴۶۳	۰.۴۹۸
۰.۱	۰.۲۷	۰.۳۶۲	۰.۴۱۴	۰.۴۶۹	۰.۴۹۶	۰.۵۳۸	۰.۵۸۸
۰.۱۵	۰.۳۵	۰.۴۹۲	۰.۵۶۴	۰.۶۳۸	۰.۶۷۶	۰.۷۳۳	۰.۷۷۸
۰.۲	۰.۲۹۴	۰.۴۳۷	۰.۵۱	۰.۵۸۸	۰.۶۲۳	۰.۷۰۳	۰.۷۲۴
۰.۲۵	۰.۲۵۲	۰.۳۸۸	۰.۴۶	۰.۵۳۸	۰.۵۶	۰.۶۴۲	۰.۶۷۴
۰.۳	۰.۲۱	۰.۳۳۸	۰.۴۱	۰.۴۸۸	۰.۴۹۷	۰.۵۸۱	۰.۶۲۴
۰.۳۵	۰.۱۸۶	۰.۳۰۳	۰.۳۶۹	۰.۴۴۲	۰.۴۵	۰.۵۳۳	۰.۵۸۴
۰.۴	۰.۱۶۳	۰.۲۶۷	۰.۳۲۷	۰.۳۹۶	۰.۴۰۴	۰.۴۸۴	۰.۵۴۴
۰.۴۵	۰.۱۴۴	۰.۲۳۷	۰.۲۹۴	۰.۳۵۷	۰.۳۶۵	۰.۴۴	۰.۴۹۹
۰.۵	۰.۱۲۵	۰.۲۰۸	۰.۲۶	۰.۳۱۸	۰.۳۲۶	۰.۳۹۵	۰.۴۵۴
۰.۵۵	۰.۱۱۵	۰.۱۹۳	۰.۲۴۲	۰.۲۹۶	۰.۳۰۶	۰.۳۷	۰.۴۲۸
۰.۶	۰.۱۰۵	۰.۱۷۷	۰.۲۲۴	۰.۲۷۵	۰.۲۸۶	۰.۳۴۵	۰.۴۰۱
۰.۶۵	۰.۰۹۴	۰.۱۶۲	۰.۲۰۶	۰.۲۵۳	۰.۲۶۶	۰.۳۲	۰.۳۷۵
۰.۷	۰.۰۸۴	۰.۱۴۷	۰.۱۸۸	۰.۲۳۱	۰.۲۴۶	۰.۲۹۵	۰.۳۴۸
۰.۷۵	۰.۰۷۴	۰.۱۳۲	۰.۱۷	۰.۲۱	۰.۲۲۶	۰.۲۷	۰.۳۲۲
۰.۸	۰.۰۶۹	۰.۱۲۴	۰.۱۶۱	۰.۱۹۹	۰.۲۱۴	۰.۲۵۶	۰.۳۰۶
۰.۸۵	۰.۰۶۴	۰.۱۱۶	۰.۱۵۱	۰.۱۸۹	۰.۲۰۲	۰.۲۴۲	۰.۲۹
۰.۹	۰.۰۵۹	۰.۱۰۹	۰.۱۴۲	۰.۱۷۸	۰.۱۹	۰.۲۲۸	۰.۲۷۴
۰.۹۵	۰.۰۵۴	۰.۱۰۱	۰.۱۳۲	۰.۱۶۷	۰.۱۷۸	۰.۲۱۴	۰.۲۵۸
۱	۰.۰۴۸	۰.۰۹۳	۰.۱۲۳	۰.۱۵۷	۰.۱۶۶	۰.۲	۰.۲۴۲
۱.۲۵	۰.۰۳۷	۰.۰۷۱	۰.۰۹۶	۰.۱۲۳	۰.۱۳۱	۰.۱۶	۰.۱۹۳
۱.۵	۰.۰۲۶	۰.۰۵	۰.۰۶۹	۰.۰۹	۰.۰۹۷	۰.۱۲	۰.۱۴۵
۱.۷۵	۰.۰۲۱	۰.۰۴	۰.۰۵۷	۰.۰۷۵	۰.۰۸۲	۰.۱	۰.۱۲۴
۲	۰.۰۱۷	۰.۰۳۱	۰.۰۴۶	۰.۰۶۱	۰.۰۶۷	۰.۰۸	۰.۱۰۴
۲.۵	۰.۰۱۲	۰.۰۲۵	۰.۰۳۶	۰.۰۴۷	۰.۰۵۲	۰.۰۶۳	۰.۰۷۸
۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۹	۰.۰۲۵	۰.۰۳۳	۰.۰۳۶	۰.۰۴۵	۰.۰۵۳
۳.۵	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۲۲	۰.۰۲۸	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴۵
۴	۰.۰۰۵	۰.۰۱۲	۰.۰۱۸	۰.۰۲۲	۰.۰۲۵	۰.۰۳	۰.۰۳۶



جدول ۴-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشتهای مختلف و برای منطقه با

لوزه خیزی متوسط مولفه قائم

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۲۳	۰.۱۹۳	۰.۲۲۷	۰.۲۶۵	۰.۲۸۶	۰.۳۰۸	۰.۳۳۸
۰.۰۷۵	۰.۱۷۳	۰.۲۶۵	۰.۳۱۴	۰.۳۶۳	۰.۳۸۶	۰.۴۱۸	۰.۴۵۸
۰.۱	۰.۱۹۳	۰.۳۰۳	۰.۳۵۴	۰.۴۰۵	۰.۴۲۶	۰.۴۶۸	۰.۵۰۸
۰.۱۵	۰.۱۸۵	۰.۲۸۷	۰.۳۳	۰.۳۷۸	۰.۳۹۳	۰.۴۳۳	۰.۴۵۹
۰.۲	۰.۱۴	۰.۲۲۳	۰.۲۶	۰.۳۰۸	۰.۳۱۵	۰.۳۵۱	۰.۳۷۴
۰.۲۵	۰.۱۲۲	۰.۱۹۱	۰.۲۲۵	۰.۲۶۳	۰.۲۷	۰.۳۰۱	۰.۳۲۱
۰.۳	۰.۱۰۵	۰.۱۵۸	۰.۱۹	۰.۲۱۸	۰.۲۲۵	۰.۲۵۱	۰.۲۶۷
۰.۳۵	۰.۰۹۴	۰.۱۴۳	۰.۱۷۳	۰.۲۰۱	۰.۲۰۷	۰.۲۳۴	۰.۲۵۴
۰.۴	۰.۰۸۲	۰.۱۲۷	۰.۱۵۶	۰.۱۸۴	۰.۱۸۸	۰.۲۱۷	۰.۲۴۲
۰.۴۵	۰.۰۷۲	۰.۱۱۲	۰.۱۳۷	۰.۱۶۲	۰.۱۶۷	۰.۱۹۴	۰.۲۱۷
۰.۵	۰.۰۶۱	۰.۰۹۷	۰.۱۱۸	۰.۱۳۹	۰.۱۴۶	۰.۱۷	۰.۱۹۲
۰.۵۵	۰.۰۵۷	۰.۰۹۱	۰.۱۱۱	۰.۱۳۱	۰.۱۳۸	۰.۱۶۱	۰.۱۸۲
۰.۶	۰.۰۵۲	۰.۰۸۴	۰.۱۰۴	۰.۱۲۳	۰.۱۳	۰.۱۵۲	۰.۱۷۲
۰.۶۵	۰.۰۴۷	۰.۰۷۸	۰.۰۹۷	۰.۱۱۵	۰.۱۲۲	۰.۱۴۴	۰.۱۶۳
۰.۷	۰.۰۴۳	۰.۰۷۲	۰.۰۹	۰.۱۰۸	۰.۱۱۵	۰.۱۳۵	۰.۱۵۳
۰.۷۵	۰.۰۳۸	۰.۰۶۶	۰.۰۸۳	۰.۱	۰.۱۰۷	۰.۱۲۶	۰.۱۴۴
۰.۸	۰.۰۳۶	۰.۰۶۲	۰.۰۷۹	۰.۰۹۵	۰.۱۰۲	۰.۱۲۱	۰.۱۳۸
۰.۸۵	۰.۰۳۴	۰.۰۵۹	۰.۰۷۵	۰.۰۹۱	۰.۰۹۷	۰.۱۱۵	۰.۱۳۲
۰.۹	۰.۰۳۲	۰.۰۵۶	۰.۰۷۱	۰.۰۸۷	۰.۰۹۲	۰.۱۰۹	۰.۱۲۶
۰.۹۵	۰.۰۳	۰.۰۵۲	۰.۰۶۷	۰.۰۸۲	۰.۰۸۸	۰.۱۰۳	۰.۱۲
۱	۰.۰۲۸	۰.۰۴۹	۰.۰۶۳	۰.۰۷۸	۰.۰۸۳	۰.۰۹۸	۰.۱۱۴
۱.۲۵	۰.۰۲۳	۰.۰۴	۰.۰۵۱	۰.۰۶۶	۰.۰۷	۰.۰۸۴	۰.۰۹۸
۱.۵	۰.۰۱۸	۰.۰۳۱	۰.۰۴	۰.۰۵۴	۰.۰۵۸	۰.۰۷	۰.۰۸۳
۱.۷۵	۰.۰۱۵	۰.۰۲۶	۰.۰۳۵	۰.۰۴۶	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۷۳
۲	۰.۰۱۲	۰.۰۲۲	۰.۰۳	۰.۰۳۹	۰.۰۴۲	۰.۰۵	۰.۰۶۳
۲.۵	۰.۰۰۹	۰.۰۱۹	۰.۰۲۵	۰.۰۳۳	۰.۰۳۵	۰.۰۴۲	۰.۰۵۱
۳	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۲	۰.۰۲۶	۰.۰۲۸	۰.۰۳۴	۰.۰۳۹
۳.۵	۰.۰۰۶	۰.۰۱۳	۰.۰۱۸	۰.۰۲۳	۰.۰۲۴	۰.۰۳	۰.۰۳۳
۴	۰.۰۰۵	۰.۰۱	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۲	۰.۰۲۵	۰.۰۲۸



جدول ۵-۵: مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با

لوزه خیزی بالا مولفه افقی

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۳۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۸۶	۰.۲۷۹	۰.۳۱۸	۰.۳۷۱	۰.۴۰۱	۰.۴۳۱	۰.۴۶۸
۰.۰۷۵	۰.۲۵۶	۰.۳۵۷	۰.۴۰۳	۰.۴۶	۰.۵۱۱	۰.۵۳۱	۰.۵۸۵
۰.۱	۰.۳۳۴	۰.۴۳۶	۰.۴۹۲	۰.۵۵۷	۰.۶۰۲	۰.۶۲۱	۰.۶۸۳
۰.۱۵	۰.۴۲۲	۰.۵۸۶	۰.۶۵۳	۰.۷۳	۰.۸۰۲	۰.۸۳۱	۰.۸۹۵
۰.۲	۰.۳۵۶	۰.۵۱۹	۰.۵۹۶	۰.۶۷۱	۰.۷۲۱	۰.۷۷۱	۰.۸۱۸
۰.۲۵	۰.۳۰۸	۰.۴۶۱	۰.۵۳۷	۰.۶۱۱	۰.۶۴۷	۰.۷۰۶	۰.۷۴۸
۰.۳	۰.۲۶	۰.۴۰۳	۰.۴۷۸	۰.۵۵۱	۰.۵۷۳	۰.۶۴۱	۰.۶۷۸
۰.۳۵	۰.۲۳۱	۰.۳۶۲	۰.۴۳۳	۰.۵۰۶	۰.۵۱۹	۰.۵۹۱	۰.۶۱۸
۰.۴	۰.۲۰۳	۰.۳۲	۰.۳۸۷	۰.۴۶۲	۰.۴۶۶	۰.۵۴۱	۰.۵۵۸
۰.۴۵	۰.۱۷۶	۰.۲۹	۰.۳۴۸	۰.۴۱۷	۰.۴۲۱	۰.۴۹۵	۰.۵۰۹
۰.۵	۰.۱۵	۰.۲۶	۰.۳۰۸	۰.۳۷۲	۰.۳۷۶	۰.۴۵	۰.۴۵۹
۰.۵۵	۰.۱۳۸	۰.۲۴۱	۰.۲۸۶	۰.۳۴۶	۰.۳۵۱	۰.۴۲۱	۰.۴۳
۰.۶	۰.۱۲۷	۰.۲۲۱	۰.۲۶۴	۰.۳۲۱	۰.۳۲۶	۰.۳۹۱	۰.۴۰۲
۰.۶۵	۰.۱۱۶	۰.۲۰۲	۰.۲۴۲	۰.۲۹۵	۰.۳	۰.۳۶۲	۰.۳۷۴
۰.۷	۰.۱۰۵	۰.۱۸۳	۰.۲۲	۰.۲۷	۰.۲۷۵	۰.۳۳۲	۰.۳۴۵
۰.۷۵	۰.۰۹۳	۰.۱۶۴	۰.۱۹۸	۰.۲۴۴	۰.۲۵	۰.۳۰۳	۰.۳۱۷
۰.۸	۰.۰۸۷	۰.۱۵۴	۰.۱۸۸	۰.۲۳۱	۰.۲۳۷	۰.۲۸۷	۰.۳۰۱
۰.۸۵	۰.۰۸	۰.۱۴۴	۰.۱۷۸	۰.۲۱۷	۰.۲۲۳	۰.۲۷۱	۰.۲۸۵
۰.۹	۰.۰۷۴	۰.۱۳۵	۰.۱۶۸	۰.۲۰۴	۰.۲۱	۰.۲۵۵	۰.۲۷
۰.۹۵	۰.۰۶۸	۰.۱۲۵	۰.۱۵۸	۰.۱۹	۰.۱۹۷	۰.۲۳۹	۰.۲۵۴
۱	۰.۰۶۱	۰.۱۱۵	۰.۱۴۸	۰.۱۷۷	۰.۱۸۳	۰.۲۲۳	۰.۲۳۸
۱.۲۵	۰.۰۴۷	۰.۰۸۹	۰.۱۱۵	۰.۱۳۸	۰.۱۴۵	۰.۱۷۹	۰.۱۹۳
۱.۵	۰.۰۳۳	۰.۰۶۳	۰.۰۸۲	۰.۱	۰.۱۰۷	۰.۱۳۵	۰.۱۴۸
۱.۷۵	۰.۰۲۶	۰.۰۵۲	۰.۰۶۹	۰.۰۸۵	۰.۰۹	۰.۱۱۱	۰.۱۲۳
۲	۰.۰۲	۰.۰۴۱	۰.۰۵۶	۰.۰۶۹	۰.۰۷۳	۰.۰۸۷	۰.۰۹۹
۲.۵	۰.۰۱۵	۰.۰۳۲	۰.۰۴۳	۰.۰۵۳	۰.۰۵۶	۰.۰۶۷	۰.۰۷۷
۳	۰.۰۱۱	۰.۰۲۳	۰.۰۲۹	۰.۰۳۷	۰.۰۳۹	۰.۰۴۸	۰.۰۵۵
۳.۵	۰.۰۰۹	۰.۰۲	۰.۰۲۴	۰.۰۳۱	۰.۰۳۳	۰.۰۴	۰.۰۴۶
۴	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۲۶	۰.۰۲۷	۰.۰۳۲	۰.۰۳۷



جدول ۶-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با

لرزه خیزی بالا مولفه قائم

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۵۸	۰.۲۳۷	۰.۲۷۳	۰.۳۱۷	۰.۳۵۱	۰.۳۶۱	۰.۴۰۵
۰.۰۷۵	۰.۲۲۲	۰.۳۲۷	۰.۳۷۲	۰.۴۲	۰.۴۷۲	۰.۴۸۸	۰.۵۳۵
۰.۱	۰.۲۴۵	۰.۳۶۷	۰.۴۱۳	۰.۴۷	۰.۵۲۱	۰.۵۴۱	۰.۵۹۵
۰.۱۵	۰.۲۲۶	۰.۳۳۹	۰.۳۸۵	۰.۴۳۱	۰.۴۶۱	۰.۴۸۱	۰.۵۱۸
۰.۲	۰.۱۷۸	۰.۲۶۱	۰.۲۹۸	۰.۳۴۱	۰.۳۶۱	۰.۳۸۱	۰.۴۰۸
۰.۲۵	۰.۱۵۳	۰.۲۲۳	۰.۲۵۸	۰.۲۹۲	۰.۳۰۷	۰.۳۲۶	۰.۳۴۸
۰.۳	۰.۱۲۸	۰.۱۸۶	۰.۲۱۸	۰.۲۴۳	۰.۲۵۲	۰.۲۷۱	۰.۲۸۸
۰.۳۵	۰.۱۱۴	۰.۱۶۸	۰.۱۹۸	۰.۲۲۳	۰.۲۲	۰.۲۵۵	۰.۲۶۹
۰.۴	۰.۱	۰.۱۵۱	۰.۱۷۸	۰.۲۰۳	۰.۲۰۷	۰.۲۴	۰.۲۴۹
۰.۴۵	۰.۰۸۶	۰.۱۳۱	۰.۱۵۸	۰.۱۷۹	۰.۱۸۳	۰.۲۱۱	۰.۲۲۳
۰.۵	۰.۰۷۲	۰.۱۱۲	۰.۱۳۷	۰.۱۵۴	۰.۱۶	۰.۱۸۳	۰.۱۹۷
۰.۵۵	۰.۰۶۷	۰.۱۰۵	۰.۱۲۹	۰.۱۴۵	۰.۱۵۱	۰.۱۷۳	۰.۱۸۶
۰.۶	۰.۰۶۲	۰.۰۹۹	۰.۱۲	۰.۱۳۶	۰.۱۴۱	۰.۱۶۴	۰.۱۷۶
۰.۶۵	۰.۰۵۷	۰.۰۹۲	۰.۱۱۲	۰.۱۲۷	۰.۱۳۲	۰.۱۵۴	۰.۱۶۶
۰.۷	۰.۰۵۲	۰.۰۸۵	۰.۱۰۳	۰.۱۱۸	۰.۱۲۳	۰.۱۴۵	۰.۱۵۵
۰.۷۵	۰.۰۴۷	۰.۰۷۹	۰.۰۹۵	۰.۱۰۸	۰.۱۱۳	۰.۱۳۵	۰.۱۴۵
۰.۸	۰.۰۴۴	۰.۰۷۴	۰.۰۹	۰.۱۰۴	۰.۱۰۸	۰.۱۲۹	۰.۱۳۸
۰.۸۵	۰.۰۴۲	۰.۰۷	۰.۰۸۵	۰.۰۹۹	۰.۱۰۳	۰.۱۲۲	۰.۱۳۲
۰.۹	۰.۰۳۹	۰.۰۶۶	۰.۰۸۱	۰.۰۹۴	۰.۰۹۸	۰.۱۱۶	۰.۱۲۵
۰.۹۵	۰.۰۳۶	۰.۰۶۲	۰.۰۷۶	۰.۰۸۹	۰.۰۹۳	۰.۱۱	۰.۱۱۸
۱	۰.۰۳۴	۰.۰۵۸	۰.۰۷۱	۰.۰۸۵	۰.۰۸۸	۰.۱۰۴	۰.۱۱۲
۱.۲۵	۰.۰۲۷	۰.۰۴۸	۰.۰۵۹	۰.۰۷۲	۰.۰۷۶	۰.۰۸۹	۰.۰۹۷
۱.۵	۰.۰۲	۰.۰۳۸	۰.۰۴۷	۰.۰۶	۰.۰۶۴	۰.۰۷۴	۰.۰۸۲
۱.۷۵	۰.۰۱۸	۰.۰۳۳	۰.۰۴۱	۰.۰۵۱	۰.۰۵۴	۰.۰۶۴	۰.۰۷۲
۲	۰.۰۱۵	۰.۰۲۸	۰.۰۳۵	۰.۰۴۲	۰.۰۴۵	۰.۰۵۴	۰.۰۶۲
۲.۵	۰.۰۱۲	۰.۰۲۳	۰.۰۲۹	۰.۰۳۵	۰.۰۳۷	۰.۰۴۳	۰.۰۴۹
۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۹	۰.۰۲۲	۰.۰۲۷	۰.۰۲۸	۰.۰۳۲	۰.۰۳۷
۳.۵	۰.۰۰۷	۰.۰۱۷	۰.۰۲	۰.۰۲۴	۰.۰۲۵	۰.۰۲۹	۰.۰۳۳
۴	۰.۰۰۶	۰.۰۱۵	۰.۰۱۸	۰.۰۲	۰.۰۲۱	۰.۰۲۶	۰.۰۲۹



جدول ۷-۵- مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با لرزه خیزی خیلی بالا مولفه افقی

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۸۸	۰.۲۹۷	۰.۳۴۸	۰.۴۰۸	۰.۴۲۶	۰.۴۸۳	۰.۵۳۸
۰.۰۷۵	۰.۲۶۵	۰.۳۹۵	۰.۴۵۷	۰.۵۱۸	۰.۵۴۶	۰.۶۱۳	۰.۶۵۷
۰.۱	۰.۳۴۴	۰.۴۸۵	۰.۵۵۷	۰.۶۱۸	۰.۶۴۶	۰.۷۲۳	۰.۷۵۷
۰.۱۵	۰.۴۳۵	۰.۶۳۵	۰.۷۲۷	۰.۸۰۸	۰.۸۵۶	۰.۹۴۳	۰.۹۸۷
۰.۲	۰.۳۵۹	۰.۵۴۸	۰.۶۳۸	۰.۷۲۸	۰.۷۶۶	۰.۸۵۳	۰.۹۱۷
۰.۲۵	۰.۳۰۸	۰.۴۸۳	۰.۵۶۹	۰.۶۵۸	۰.۶۸۶	۰.۷۷۸	۰.۸۵۱
۰.۳	۰.۲۵۷	۰.۴۱۸	۰.۴۹۹	۰.۵۸۸	۰.۶۰۶	۰.۷۰۳	۰.۷۸۴
۰.۳۵	۰.۲۳۱	۰.۳۷۲	۰.۴۵۲	۰.۵۳۶	۰.۵۴۷	۰.۶۴	۰.۷۲۴
۰.۴	۰.۲۰۴	۰.۳۲۶	۰.۴۰۵	۰.۴۸۴	۰.۴۸۸	۰.۵۷۶	۰.۶۶۴
۰.۴۵	۰.۱۷۷	۰.۲۸۹	۰.۳۶	۰.۴۳۴	۰.۴۴۲	۰.۵۲۶	۰.۶۰۹
۰.۵	۰.۱۴۹	۰.۲۵۲	۰.۳۱۵	۰.۳۸۵	۰.۳۹۵	۰.۴۷۶	۰.۵۵۴
۰.۵۵	۰.۱۳۷	۰.۲۳۴	۰.۲۹۳	۰.۳۶	۰.۳۶۹	۰.۴۴۶	۰.۵۲۲
۰.۶	۰.۱۲۵	۰.۲۱۷	۰.۲۷۱	۰.۳۳۴	۰.۳۴۴	۰.۴۱۶	۰.۴۸۹
۰.۶۵	۰.۱۱۲	۰.۱۹۹	۰.۲۴۸	۰.۳۰۹	۰.۳۱۸	۰.۳۸۶	۰.۴۵۷
۰.۷	۰.۱	۰.۱۸۲	۰.۲۲۶	۰.۲۸۳	۰.۲۹۲	۰.۳۵۶	۰.۴۲۴
۰.۷۵	۰.۰۸۸	۰.۱۶۴	۰.۲۰۴	۰.۲۵۸	۰.۲۶۶	۰.۳۲۶	۰.۳۹۲
۰.۸	۰.۰۸۲	۰.۱۵۵	۰.۱۹۳	۰.۲۴۴	۰.۲۵۳	۰.۳۰۸	۰.۳۷۲
۰.۸۵	۰.۰۷۶	۰.۱۴۶	۰.۱۸۱	۰.۲۳	۰.۲۳۹	۰.۲۹۱	۰.۳۵۲
۰.۹	۰.۰۷۱	۰.۱۳۶	۰.۱۷	۰.۲۱۶	۰.۲۲۶	۰.۲۷۴	۰.۳۳۲
۰.۹۵	۰.۰۶۵	۰.۱۲۷	۰.۱۵۹	۰.۲۰۳	۰.۲۱۲	۰.۲۵۷	۰.۳۱۲
۱	۰.۰۵۹	۰.۱۱۸	۰.۱۴۸	۰.۱۸۹	۰.۱۹۹	۰.۲۳۹	۰.۲۹۲
۱.۲۵	۰.۰۴۵	۰.۰۹۱	۰.۱۱۸	۰.۱۴۹	۰.۱۶	۰.۱۹۱	۰.۲۳۴
۱.۵	۰.۰۳	۰.۰۶۴	۰.۰۸۸	۰.۱۰۹	۰.۱۲۲	۰.۱۴۲	۰.۱۷۶
۱.۷۵	۰.۰۲۵	۰.۰۵۳	۰.۰۷۳	۰.۰۹۱	۰.۱۰۱	۰.۱۲	۰.۱۴۶
۲	۰.۰۱۹	۰.۰۴۳	۰.۰۵۸	۰.۰۷۲	۰.۰۸۱	۰.۰۹۷	۰.۱۱۶
۲.۵	۰.۰۱۵	۰.۰۳۲	۰.۰۴۴	۰.۰۵۵	۰.۰۶۱	۰.۰۷۵	۰.۰۹۱
۳	۰.۰۱	۰.۰۲۲	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴۱	۰.۰۵۲	۰.۰۶۶
۳.۵	۰.۰۰۸	۰.۰۱۹	۰.۰۲۵	۰.۰۳۳	۰.۰۳۵	۰.۰۴۵	۰.۰۵۶
۴	۰.۰۰۶	۰.۰۱۶	۰.۰۲	۰.۰۲۸	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴۵



جدول ۸-۵: مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت‌های مختلف و برای منطقه با

لرزه خیزی خیلی بالا مولفه قائم

period	۱۰۰	۴۷۵	۱۰۰۰	۲۰۰۰	۲۴۷۵	۵۰۰۰	۱۰۰۰۰
۰.۰۵	۰.۱۶۶	۰.۲۶۵	۰.۳۱۷	۰.۳۵۸	۰.۳۸۴	۰.۴۳۳	۰.۴۴۷
۰.۰۷۵	۰.۲۳۵	۰.۳۶۵	۰.۴۲۷	۰.۴۸۸	۰.۵۱۴	۰.۵۷۳	۰.۵۹۷
۰.۱	۰.۲۵۶	۰.۳۹۵	۰.۴۶۷	۰.۵۲۸	۰.۵۶۴	۰.۶۳۳	۰.۶۵۷
۰.۱۵	۰.۲۲۸	۰.۳۵۷	۰.۴۰۹	۰.۴۶۸	۰.۴۹۶	۰.۵۵۳	۰.۵۶۷
۰.۲	۰.۱۷۹	۰.۲۷۴	۰.۳۱۹	۰.۳۶۸	۰.۳۸۶	۰.۴۳۳	۰.۴۵۷
۰.۲۵	۰.۱۵۴	۰.۲۳۵	۰.۲۷۴	۰.۳۱۴	۰.۳۲۶	۰.۳۶۸	۰.۳۹۲
۰.۳	۰.۱۳	۰.۱۹۶	۰.۲۲۹	۰.۲۵۹	۰.۲۶۶	۰.۳۰۳	۰.۳۲۸
۰.۳۵	۰.۱۱۴	۰.۱۷۴	۰.۲۰۷	۰.۲۳۷	۰.۲۴۲	۰.۲۸	۰.۳۰۵
۰.۴	۰.۰۹۹	۰.۱۵۲	۰.۱۸۵	۰.۲۱۴	۰.۲۱۸	۰.۲۵۶	۰.۲۸۲
۰.۴۵	۰.۰۸۵	۰.۱۳۳	۰.۱۶۱	۰.۱۸۹	۰.۱۹۴	۰.۲۳۶	۰.۲۵۲
۰.۵	۰.۰۷۱	۰.۱۱۵	۰.۱۳۸	۰.۱۶۵	۰.۱۶۹	۰.۱۹۶	۰.۲۲۲
۰.۵۵	۰.۰۶۶	۰.۱۰۸	۰.۱۳	۰.۱۵۶	۰.۱۶	۰.۱۸۶	۰.۲۱
۰.۶	۰.۰۶۱	۰.۱۰۱	۰.۱۲۲	۰.۱۴۶	۰.۱۵۲	۰.۱۷۶	۰.۱۹۹
۰.۶۵	۰.۰۵۶	۰.۰۹۵	۰.۱۱۴	۰.۱۳۷	۰.۱۴۴	۰.۱۶۶	۰.۱۸۸
۰.۷	۰.۰۵۱	۰.۰۸۸	۰.۱۰۷	۰.۱۲۸	۰.۱۳۵	۰.۱۵۶	۰.۱۷۷
۰.۷۵	۰.۰۴۶	۰.۰۸۱	۰.۰۹۹	۰.۱۱۹	۰.۱۲۷	۰.۱۴۶	۰.۱۶۶
۰.۸	۰.۰۴۴	۰.۰۷۷	۰.۰۹۴	۰.۱۱۳	۰.۱۲۱	۰.۱۳۹	۰.۱۵۹
۰.۸۵	۰.۰۴۱	۰.۰۷۳	۰.۰۸۹	۰.۱۰۷	۰.۱۱۵	۰.۱۳۱	۰.۱۵۲
۰.۹	۰.۰۳۸	۰.۰۶۹	۰.۰۸۴	۰.۱۰۱	۰.۱۰۹	۰.۱۲۴	۰.۱۴۵
۰.۹۵	۰.۰۳۵	۰.۰۶۵	۰.۰۸	۰.۰۹۵	۰.۱۰۳	۰.۱۱۷	۰.۱۳۸
۱	۰.۰۳۳	۰.۰۶۱	۰.۰۷۵	۰.۰۹	۰.۰۹۷	۰.۱۱	۰.۱۳۳
۱.۲۵	۰.۰۲۶	۰.۰۵	۰.۰۶۳	۰.۰۷۶	۰.۰۸۴	۰.۰۹۶	۰.۱۱۴
۱.۵	۰.۰۲	۰.۰۳۹	۰.۰۵۱	۰.۰۶۲	۰.۰۷۱	۰.۰۸۲	۰.۰۹۶
۱.۷۵	۰.۰۱۷	۰.۰۳۴	۰.۰۴۴	۰.۰۵۴	۰.۰۶۱	۰.۰۷۲	۰.۰۸۲
۲	۰.۰۱۵	۰.۰۲۸	۰.۰۳۶	۰.۰۴۷	۰.۰۵۱	۰.۰۶۱	۰.۰۶۸
۲.۵	۰.۰۱۱	۰.۰۲۳	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵۶
۳	۰.۰۰۸	۰.۰۱۹	۰.۰۲۴	۰.۰۲۹	۰.۰۳	۰.۰۳۸	۰.۰۴۵
۳.۵	۰.۰۰۷	۰.۰۱۶	۰.۰۲۱	۰.۰۲۵	۰.۰۲۷	۰.۰۳۳	۰.۰۳۹
۴	۰.۰۰۶	۰.۰۱۴	۰.۰۱۸	۰.۰۲۱	۰.۰۲۴	۰.۰۲۹	۰.۰۳۴

۵-۳- طیف معرفی شده به روش احتمالی

بر مبنای روش احتمالی تحلیل خطر زمینلرزه طیف پاسخ با میان‌گیری با وزن مساوی از مقادیر شتاب برای دو دوره بازگشت مورد نظر (۴۷۵ و ۲۴۷۵ سال) محاسبه گردید. خلاصه نتایج در جداول ۹-۵ و ۱۰-۵ و نمودارهای ۹-۵ تا ۱۲-۵ ارائه شده است.



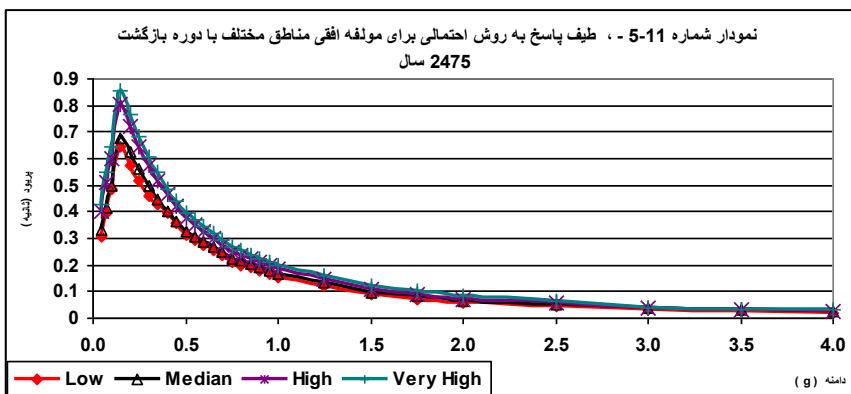
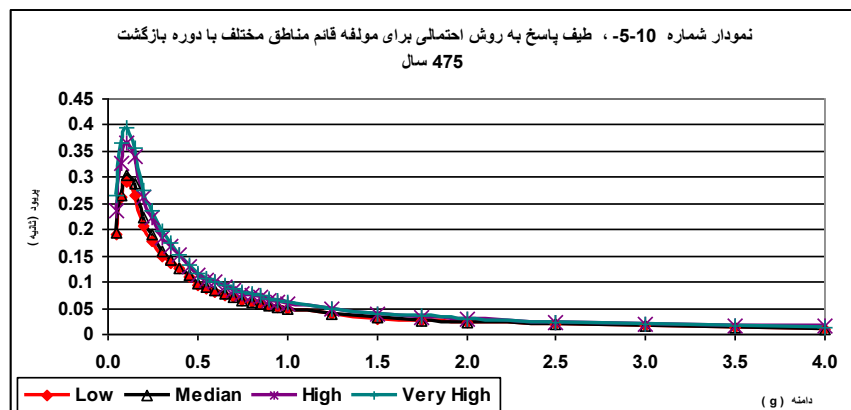
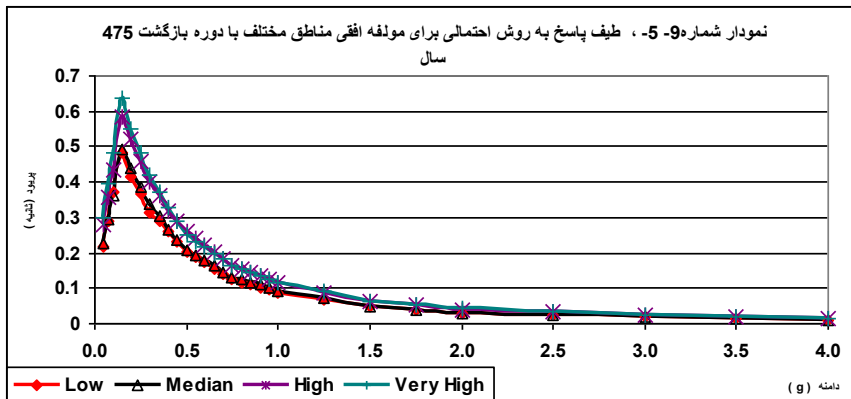
جدول ۹-۵: مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت ۴۷۵ و برای مناطق با لرزه خیزی متفاوت برای دو مولفه افقی وقائم

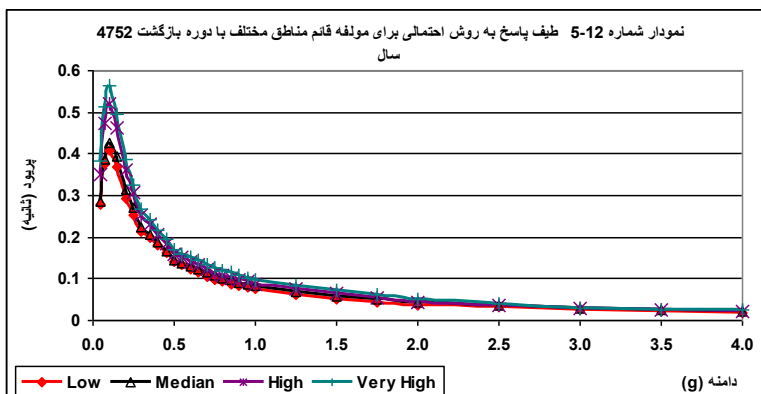
period	Low		Median		High		Very High	
	H	V	H	V	High	V	H	V
۰.۰۵	۰.۲۱۶	۰.۱۹۱	۰.۲۲۷	۰.۱۹۳	۰.۲۷۹	۰.۲۳۷	۰.۲۹۷	۰.۲۶۵
۰.۰۷۵	۰.۲۹۱	۰.۲۶۱	۰.۲۹۵	۰.۲۶۵	۰.۳۵۷	۰.۳۲۷	۰.۳۹۵	۰.۳۶۵
۰.۱	۰.۳۷۱	۰.۲۹۱	۰.۳۶۲	۰.۳۰۳	۰.۴۳۶	۰.۳۶۷	۰.۴۸۵	۰.۳۹۵
۰.۱۵	۰.۴۸۱	۰.۲۶۶	۰.۴۹۲	۰.۳۸۷	۰.۵۸۶	۰.۳۳۹	۰.۶۳۵	۰.۳۵۷
۰.۲	۰.۴۱۶	۰.۲۰۸	۰.۴۳۷	۰.۲۲۳	۰.۵۱۹	۰.۲۶۱	۰.۵۴۸	۰.۲۷۴
۰.۲۵	۰.۳۶۵	۰.۱۷۹	۰.۳۸۸	۰.۱۹۱	۰.۴۶۱	۰.۲۲۳	۰.۴۸۳	۰.۲۳۵
۰.۳	۰.۳۱۴	۰.۱۴۹	۰.۳۳۸	۰.۱۵۸	۰.۴۰۳	۰.۱۸۶	۰.۴۱۸	۰.۱۹۶
۰.۳۵	۰.۲۸۸	۰.۱۳۷	۰.۳۰۳	۰.۱۴۳	۰.۳۶۲	۰.۱۶۸	۰.۳۷۲	۰.۱۷۴
۰.۴	۰.۲۶۲	۰.۱۲۵	۰.۲۶۷	۰.۱۲۷	۰.۳۲	۰.۱۵۱	۰.۳۲۶	۰.۱۵۲
۰.۴۵	۰.۲۳۳	۰.۱۰۹	۰.۲۳۷	۰.۱۱۲	۰.۲۹	۰.۱۳۱	۰.۲۸۹	۰.۱۳۳
۰.۵	۰.۲۰۳	۰.۰۹۴	۰.۲۰۸	۰.۰۹۷	۰.۲۶	۰.۱۱۲	۰.۲۵۲	۰.۱۱۵
۰.۵۵	۰.۱۸۸	۰.۰۸۸	۰.۱۹۳	۰.۰۹۱	۰.۲۴۱	۰.۱۰۵	۰.۲۳۴	۰.۱۰۸
۰.۶	۰.۱۷۲	۰.۰۸۲	۰.۱۷۷	۰.۰۸۴	۰.۲۲۱	۰.۰۹۹	۰.۲۱۷	۰.۱۰۱
۰.۶۵	۰.۱۵۶	۰.۰۷۶	۰.۱۶۲	۰.۰۷۸	۰.۲۰۲	۰.۰۹۲	۰.۱۹۹	۰.۰۹۵
۰.۷	۰.۱۴	۰.۰۷	۰.۱۴۷	۰.۰۷۲	۰.۱۸۳	۰.۰۸۵	۰.۱۸۲	۰.۰۸۸
۰.۷۵	۰.۱۲۵	۰.۰۶۴	۰.۱۳۲	۰.۰۶۶	۰.۱۶۴	۰.۰۷۹	۰.۱۶۴	۰.۰۸۱
۰.۸	۰.۱۱۷	۰.۰۶۱	۰.۱۲۴	۰.۰۶۲	۰.۱۵۴	۰.۰۷۴	۰.۱۵۵	۰.۰۷۷
۰.۸۵	۰.۱۱	۰.۰۵۷	۰.۱۱۶	۰.۰۵۹	۰.۱۴۴	۰.۰۷	۰.۱۴۶	۰.۰۷۳
۰.۹	۰.۱۰۲	۰.۰۵۴	۰.۱۰۹	۰.۰۵۶	۰.۱۳۵	۰.۰۶۶	۰.۱۳۶	۰.۰۶۹
۰.۹۵	۰.۰۹۵	۰.۰۵۱	۰.۱۰۱	۰.۰۵۲	۰.۱۲۵	۰.۰۶۲	۰.۱۲۷	۰.۰۶۵
۱	۰.۰۸۷	۰.۰۴۷	۰.۰۹۳	۰.۰۴۹	۰.۱۱۵	۰.۰۵۸	۰.۱۱۸	۰.۰۶۱
۱.۲۵	۰.۰۶۸	۰.۰۳۹	۰.۰۷۱	۰.۰۴	۰.۰۸۹	۰.۰۴۸	۰.۰۹۱	۰.۰۵
۱.۵	۰.۰۴۸	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۳۱	۰.۰۶۳	۰.۰۳۸	۰.۰۶۴	۰.۰۳۹
۱.۷۵	۰.۰۴	۰.۰۲۶	۰.۰۴	۰.۰۲۶	۰.۰۵۲	۰.۰۳۳	۰.۰۵۳	۰.۰۳۴
۲	۰.۰۳۱	۰.۰۲۲	۰.۰۳۱	۰.۰۲۲	۰.۰۴۱	۰.۰۲۸	۰.۰۴۳	۰.۰۲۸
۲.۵	۰.۰۲۵	۰.۰۱۹	۰.۰۲۵	۰.۰۱۹	۰.۰۳۲	۰.۰۲۳	۰.۰۳۲	۰.۰۲۳
۳	۰.۰۱۸	۰.۰۱۶	۰.۰۱۹	۰.۰۱۶	۰.۰۲۳	۰.۰۱۹	۰.۰۲۲	۰.۰۱۹
۳.۵	۰.۰۱۵	۰.۰۱۳	۰.۰۱۶	۰.۰۱۳	۰.۰۲	۰.۰۱۷	۰.۰۱۹	۰.۰۱۶
۴	۰.۰۱۲	۰.۰۱	۰.۰۱۲	۰.۰۱	۰.۰۱۶	۰.۰۱۵	۰.۰۱۶	۰.۰۱۴



جدول ۱۰-۵: مقادیر طیف پاسخ حاصل از روش احتمالی برای دوره بازگشت ۲۴۷۵ و برای مناطق با لرزه خیزی متفاوت برای دو مولفه افقی وقائم

period	Low		Median		High		Very High	
	H	V	H	V	High	V	H	V
۰.۰۵	۰.۲۰۸	۰.۲۷۷	۰.۳۳۳	۰.۲۸۶	۰.۴۰۱	۰.۳۵۱	۰.۴۲۶	۰.۳۸۴
۰.۰۷۵	۰.۲۹۷	۰.۳۷۷	۰.۴۱۶	۰.۳۸۶	۰.۵۱۱	۰.۴۷۲	۰.۵۴۶	۰.۵۱۴
۰.۱	۰.۴۸۷	۰.۴۰۷	۰.۴۹۶	۰.۴۲۶	۰.۶۰۲	۰.۵۲۱	۰.۶۴۶	۰.۵۶۴
۰.۱۵	۰.۶۴۷	۰.۳۶۸	۰.۶۷۶	۰.۳۹۳	۰.۸۰۲	۰.۴۶۱	۰.۸۵۶	۰.۴۹۶
۰.۲	۰.۵۷۲	۰.۲۹۲	۰.۶۲۳	۰.۳۱۵	۰.۷۲۱	۰.۳۶۱	۰.۷۶۶	۰.۳۸۶
۰.۲۵	۰.۵۱۷	۰.۲۵۲	۰.۵۶	۰.۲۷	۰.۶۴۷	۰.۳۰۷	۰.۶۸۶	۰.۳۲۶
۰.۳	۰.۴۶۲	۰.۲۱۲	۰.۴۹۷	۰.۲۲۵	۰.۵۷۳	۰.۲۵۲	۰.۶۰۶	۰.۲۶۶
۰.۳۵	۰.۴۲۸	۰.۱۹۷	۰.۴۵	۰.۲۰۷	۰.۵۱۹	۰.۲۳	۰.۵۴۷	۰.۲۴۲
۰.۴	۰.۳۹۵	۰.۱۸۲	۰.۴۰۴	۰.۱۸۸	۰.۴۶۶	۰.۲۰۷	۰.۴۸۸	۰.۲۱۸
۰.۴۵	۰.۳۵۵	۰.۱۶۲	۰.۳۶۵	۰.۱۶۷	۰.۴۲۱	۰.۱۸۳	۰.۴۴۲	۰.۱۹۴
۰.۵	۰.۳۱۵	۰.۱۴۲	۰.۳۲۶	۰.۱۴۶	۰.۳۷۶	۰.۱۶	۰.۳۹۵	۰.۱۶۹
۰.۵۵	۰.۲۹۴	۰.۱۳۳	۰.۳۰۶	۰.۱۳۸	۰.۳۵۱	۰.۱۵۱	۰.۳۶۹	۰.۱۶
۰.۶	۰.۲۷۴	۰.۱۲۴	۰.۲۸۶	۰.۱۳	۰.۳۲۶	۰.۱۴۱	۰.۳۴۴	۰.۱۵۲
۰.۶۵	۰.۲۵۳	۰.۱۱۵	۰.۲۶۶	۰.۱۲۲	۰.۳	۰.۱۳۲	۰.۳۱۸	۰.۱۴۴
۰.۷	۰.۲۳۳	۰.۱۰۶	۰.۲۴۶	۰.۱۱۵	۰.۲۷۵	۰.۱۲۳	۰.۲۹۲	۰.۱۳۵
۰.۷۵	۰.۲۱۲	۰.۰۹۷	۰.۲۲۶	۰.۱۰۷	۰.۲۵	۰.۱۱۳	۰.۲۶۶	۰.۱۲۷
۰.۸	۰.۲۰۱	۰.۰۹۳	۰.۲۱۴	۰.۱۰۲	۰.۲۳۷	۰.۱۰۸	۰.۲۵۳	۰.۱۲۱
۰.۸۵	۰.۱۸۹	۰.۰۸۸	۰.۲۰۲	۰.۰۹۷	۰.۲۲۳	۰.۱۰۳	۰.۲۳۹	۰.۱۱۵
۰.۹	۰.۱۷۷	۰.۰۸۴	۰.۱۹	۰.۰۹۲	۰.۲۱	۰.۰۹۸	۰.۲۲۶	۰.۱۰۹
۰.۹۵	۰.۱۶۵	۰.۰۷۹	۰.۱۷۸	۰.۰۸۸	۰.۱۹۷	۰.۰۹۳	۰.۲۱۲	۰.۱۰۳
۱	۰.۱۵۳	۰.۰۷۵	۰.۱۶۶	۰.۰۸۳	۰.۱۸۳	۰.۰۸۸	۰.۱۹۹	۰.۰۹۷
۱.۲۵	۰.۱۲	۰.۰۶۳	۰.۱۳۱	۰.۰۷	۰.۱۴۵	۰.۰۷۶	۰.۱۶	۰.۰۸۴
۱.۵	۰.۰۸۷	۰.۰۵۱	۰.۰۹۷	۰.۰۵۸	۰.۱۰۷	۰.۰۶۴	۰.۱۲۲	۰.۰۷۱
۱.۷۵	۰.۰۷۲	۰.۰۴۴	۰.۰۸۲	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۰۵۴	۰.۱۰۱	۰.۰۶۱
۲	۰.۰۵۷	۰.۰۳۷	۰.۰۶۷	۰.۰۴۲	۰.۰۷۳	۰.۰۴۵	۰.۰۸۱	۰.۰۵۱
۲.۵	۰.۰۴۴	۰.۰۳۲	۰.۰۵۲	۰.۰۳۵	۰.۰۵۶	۰.۰۳۷	۰.۰۶۱	۰.۰۴
۳	۰.۰۳۱	۰.۰۲۶	۰.۰۳۶	۰.۰۲۸	۰.۰۳۹	۰.۰۲۸	۰.۰۴۱	۰.۰۳
۳.۵	۰.۰۲۵	۰.۰۲۳	۰.۰۳	۰.۰۲۴	۰.۰۳۳	۰.۰۲۵	۰.۰۳۵	۰.۰۲۷
۴	۰.۰۲	۰.۰۱۹	۰.۰۲۵	۰.۰۲	۰.۰۲۷	۰.۰۲۱	۰.۰۳	۰.۰۲۴





۵-۴- محاسبه طیف پاسخ بر اساس بکارگیری روش‌های آماری بر روی شتابنگاشت‌ها

ارائه طیف طراحی به روش آماری و با استفاده از مجموعه ای از شتابنگاشت‌های انتخاب شده از زمینلرزه‌های بزرگ ایران و سایر نقاط جهان وبکارگیری روشهای ریاضی مربوطه میسر است. مبنای بکارگیری این روشها اینست که بزرگای شتابنگاشت زمینلرزه‌های انتخاب شده تا حد امکان در بازه تعریف شده برای بزرگا قرار گرفته و فاصله ایستگاه ثبت کننده در مسافت حدود ۳۰ کیلومتر قرار گرفته باشد. البته پارامترهای دیگری نظیر تطابق سازوکار زمینلرزه انتخاب شده و شرایط زمین‌شناسی ساختگاه که در این مطالعات سنگ در نظر گرفته شده است نیز تا حد امکان در انتخاب زمینلرزه‌ها مورد نظر قرار می‌گیرد. روش بررسی آماری شتابنگاشت‌ها دربرگیرنده مراحل زیر می‌باشد:

- انتخاب مناسب مجموعه‌ای از شتابنگاشت‌های زمینلرزه‌های سایر نقاط که از نظر بزرگا و فاصله تابع شرایط هدف برای گستره طرح باشند.
- به مقیاس درآوردن آنها یا طیف پاسخ مربوط به آنها
- روشهای تحلیلی آماری: به مقیاس در آوردن مجموعی شتابنگاشت‌های انتخاب شده و محاسبه طیف پاسخ آنها و اعمال روشهای آماری بر روی مجموعه طیفی حاصل و میانگین‌گیری مجموعه حاصل بمنظور ارائه ضریب طیف برای منطقه مورد بررسی و سپس ارائه طیف برای سطوح مختلف لرزه ای بر مبنای بیشینه شتاب منتخب در هر منطقه.
- برای هر سه سطح طراحی لرزه‌ای ملاک اصلی قبول نتایج حاصل از روش آماری، تطابق طیف حاصل با طیفهای محاسبه شده ویژه طرح بدست آمده در بند ۵-۳ می‌باشد.
- در روش آماری دو روش متفاوت را می‌توان بکار بست. یکی روی هم ریختن مجموعه‌ای از شتابنگاشت‌های مختلف بدون نرمالیزه کردن آنها و دیگری نرمالیزه کردن شتابنگاشت‌ها بر حسب بیشینه شتاب هدف و سپس محاسبه آماری طیف حاصل می‌باشد. مزیت روش اول بکار بردن شتابنگاشت‌های واقعی می‌باشد ولی به همین دلیل بسیاری از شتابنگاشت‌های مناسب بدلیل کوچکتر یا بزرگتر بودن از



طیف هدف قابل استفاده نبوده و در نتیجه اغلب تعداد محدودی شتابنگاشت در اختیار قرار می‌گیرد. حال اینکه در روش دوم با نرمالیزه کردن شتابنگاشتها امکان دستیابی به مجموعه‌ای فراوان تر از شتابنگاشتها فراهم می‌شود.

در این گزارش با توجه به نیاز محاسبه مقادیر طیفی برای دو دوره بازگشت متفاوت در کلاس‌های مختلف خطر پذیری لرزه‌ای و امکان بکارگیری مجموعه‌ای با تعداد بیشتر از شتابنگاشتها راه دوم انتخاب گردید.

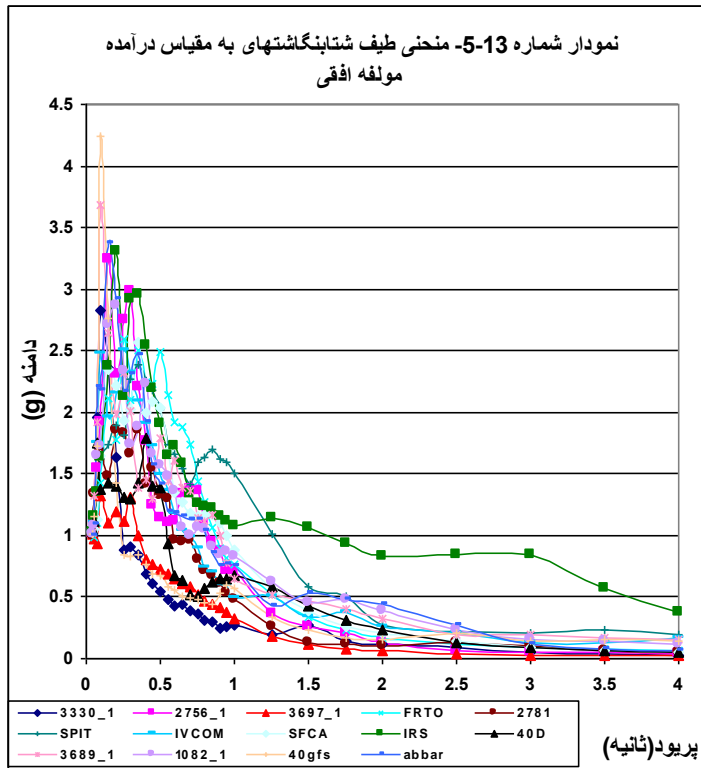
با توجه به ویژگیهای اعلام شده برای انتخاب شتابنگاشتها بر طبق نتایج فصل سوم زمینلرزه ای با بزرگای ۶/۵ و ۷ دارای دوره بازگشت ۵۰۰ سال در گستره های ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتری به مرکز ناحسه موردبررسی می باشد. حداکثر بزرگای مشاهده شده در سده اخیر برابر $Ms \ 7/4$ و مربوط به زمینلرزه سال ۱۹۵۷ سنگجال ودر دو گستره فوق می‌باشد. لذا پیشنهاد می نماید که بازه انتخابی بزرگای زمینلرزه ها مابین $Ms \ 6/4$ تا $Ms \ 7/4$ انتخاب شود. اسامی و مشخصات مجموعه زمینلرزه‌های انتخاب شده در بررسی آماری زمینلرزه‌ها در جدول ۱۱-۵ ارائه شده است. در نمودارهای ۱۳-۵ و ۱۴-۵ نیز شکل منحنی طیف هر شتابنگاشتهای منتخب و بمقیاس در آمده در میرائی ۰/۵ برای مولفه‌های افقی و قائم نشان داده شده است. منحنی ۱۵-۵ منحنیهای ضریب طیف برای مولفه های افقی و قائم را نشان می دهد. جدول ۱۲-۵ ضرایب بدست آمده برای طیف طراحی دو مولفه افقی و قائم نشان می دهد.

جدول ۱۱-۵- اسامی و مشخصات زمینلرزه‌های انتخاب شده برای روش آماری

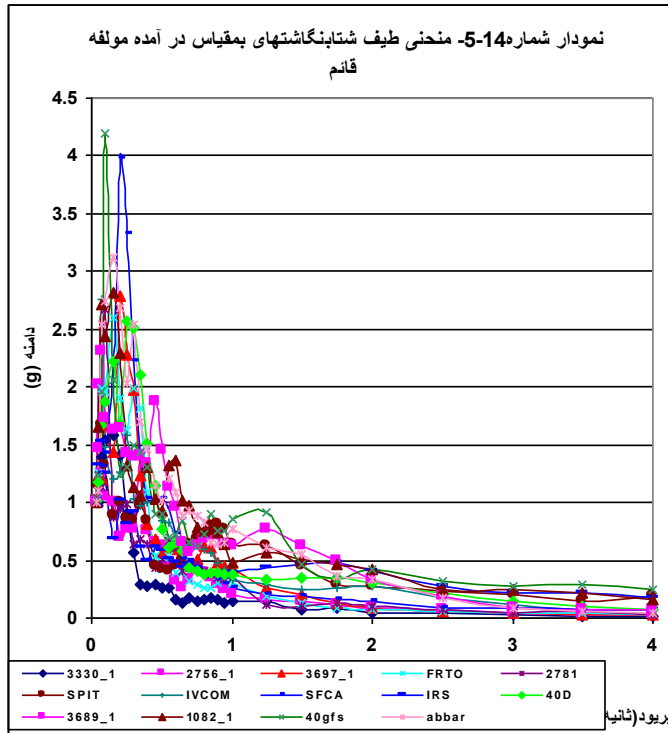
نام زمینلرزه	ایستگاه ثبت کننده و نام رکورد	تاریخ رویداد	بزرگای زمینلرزه
چنگوره آوج، ایران	رزن(۱-۲۷۵۶)	June ۲۲, ۲۰۰۲	M۶.۵
ززند، ایران	سد شیرین رود(۱-۳۶۹۷)	Feb ۲۲, ۲۰۰۵	M۶.۵
Friuli	Tolmezzo(FRTO)	May.۰۶ ۱۹۷۶	M۶.۵
چنگوره آوج، ایران	شیرین سو(۲۷۸۱)	June ۲۲, ۲۰۰۲	M۶.۵
Spitak, Armenia	Gukasiyan(SPIT)	Dec. ۷, ۱۹۸۸	M۶.۸
Imperila Valley, USA	Compuertas(IVCOM)	Oct. ۱۵, ۱۹۷۹	M۶.۷
San Fernando, USA	Castaic (SFCA)	Nov. ۲۳, ۱۹۸۰	M۶.۵
Irpinia, Ita.	Sturmo(IRS)	Nov. ۲۳, ۱۹۸۰	M۶.۸
San Fernando	Pacoima Dam (۴۰D)	Feb. ۰۹, ۱۹۷۱	M۶.۶
ززند، ایران	سدقدرونی(۱-۳۶۸۹)	Feb ۲۲, ۲۰۰۵	M۶.۵
پلده	پل (۱-۳۳۳۰)	May ۲۸, ۲۰۰۴	M۶.۴
رودبار-منجیل، ایران	آب بر (Abbar)	June ۲۰, ۱۹۹۰	M۷.۴
طیس، ایران	دیپوک ۱-۱۰۸۲	Sep ۱۶, ۱۹۷۸	M۷.۳
San Fernando USA	Santa Felicia Dam(۴۰GFS)	Feb. ۹, ۱۹۷۱	M۶.۵



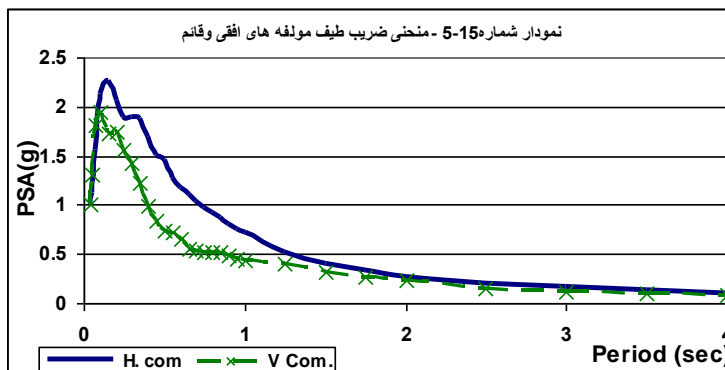
نمودار ۱۳-۵: طیف به مقیاس در آمده مجموعه شتابنگاشتهای منتخب برای مولفه افقی در گستره چهار گوش آمل



نمودار ۱۴-۵: طیف به مقیاس در آمده مجموعه شتابنگاشتی منتخب برای مولفه قائم در گستره چهار گوش آمل



نمودار ۱۵-۵: ضریب طیف برای مولفه های افقی و قائم بر مبنای مجموعه شتابنگاشتی منتخب قائم در گستره چهار گوش آمل





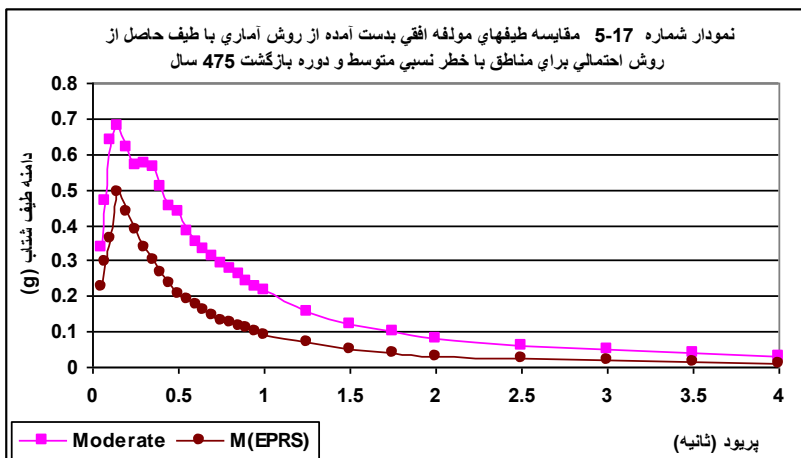
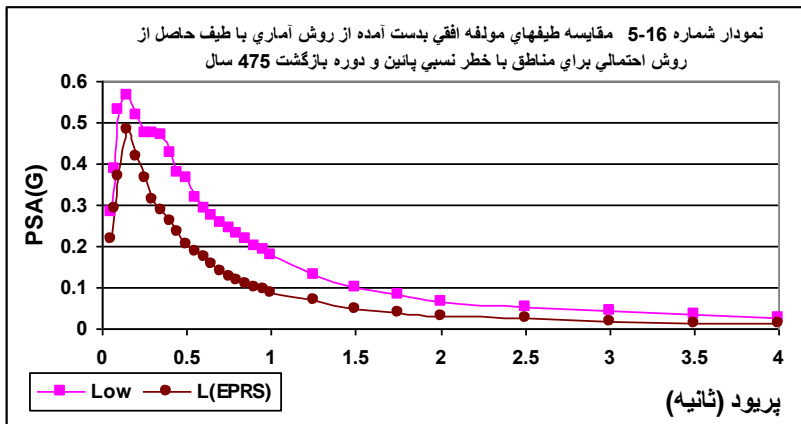
جدول ۱۲-۵: مقادیر ضرایب بدست آمده برای طیف طراحی دو مولفه افقی و قائم در گستره چهار گوش

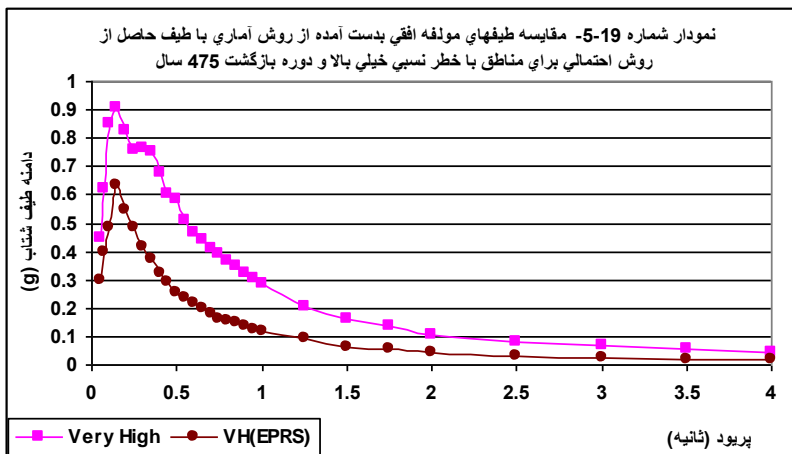
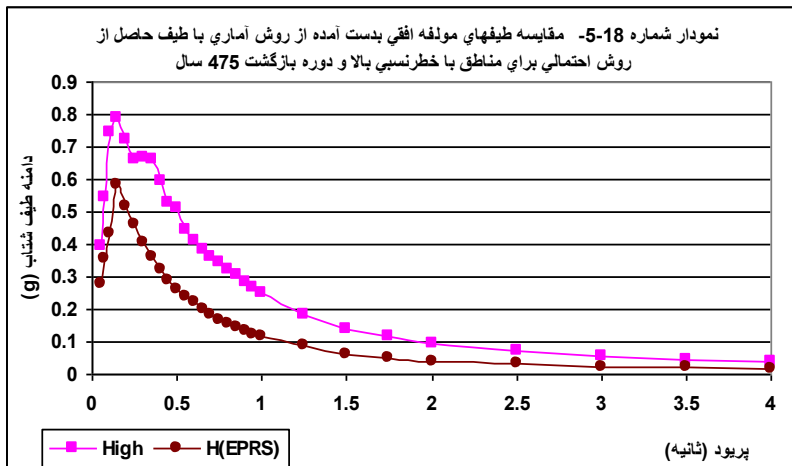
آمل

Sec	H. com	V Com.	Sec	H. com	V Com.
۰.۰۴	۱.۰۱۹۳۸۶	۱.۰۱۳۴۵۱	۰.۷	۱.۰۳۱۹۶۶	۰.۵۳۷۴۹۹
۰.۰۵	۱.۱۲۵۱۳۱	۱.۳۰۸۷۴۳	۰.۷۵	۰.۹۷۸۳۶۷	۰.۵۱۸۷۸
۰.۰۷۵	۱.۵۵۲۹۳۳	۱.۸۱۵۴۵۵	۰.۸	۰.۹۲۰۱۲۹	۰.۵۲۲۳۲۵
۰.۱	۲.۱۲۴۹۷۴	۱.۹۵۲۴۹۷	۰.۸۵	۰.۸۷۱۳۰۴	۰.۵۲۰۱۸۸
۰.۱۵	۲.۲۵۹۴۰۸	۱.۷۳۶۱۴۳	۰.۹	۰.۸۰۵۶۷۹	۰.۴۸۷۷۲۵
۰.۲	۲.۰۶۷۲۸۳	۱.۷۵۲۱۱	۰.۹۵	۰.۷۶۰۹۸۵	۰.۴۵۸۲۸۹
۰.۲۵	۱.۸۹۳۸۳۹	۱.۵۵۵۹۴۴	۱	۰.۷۱۴۶۳۲	۰.۴۳۹۲۱۸
۰.۳	۱.۹۰۴۳۲۲	۱.۴۲۹۹۸۵	۱.۲۵	۰.۵۱۶۲۸۳	۰.۳۹۹۴۷
۰.۳۵	۱.۸۸۵۵۷۳	۱.۲۲۱۲۶۸	۱.۵	۰.۳۹۸۹۹۷	۰.۳۲۱۹۴۱
۰.۴	۱.۶۹۶۳۳۱	۰.۹۹۱۷۸۳	۱.۷۵	۰.۳۳۵۴۳۹	۰.۲۶۹۳۶۸
۰.۴۵	۱.۵۱۳۱۸۴	۰.۸۴۱۲۶۱	۲	۰.۲۶۴۲۴۸	۰.۲۳۶۴۱۳
۰.۵	۱.۴۶۵۸۷۲	۰.۷۳۵۳۷	۲.۵	۰.۲۰۶۱۵۷	۰.۱۵۷۵۹
۰.۵۵	۱.۲۶۹۷۰۴	۰.۷۲۵۷۹۴	۳	۰.۱۶۵۷۰۸	۰.۱۱۹۷۵۱
۰.۶	۱.۱۶۶۹۳۹	۰.۶۵۹۹۳۶	۳.۵	۰.۱۳۴۵۲۶	۰.۱۰۲۵۵
۰.۶۵	۱.۱۰۰۳۸۹	۰.۵۴۹۹۲۷	۴	۰.۱۰۸۲۸۴	۰.۰۸۹۶۱

منحنیهای ۱۶-۵ الی ۱۹-۵ مقایسه طیف های بدست آمده از روشهای احتمالی و آماری را برای هر چهار ناحیه نشان می دهد. بطوری مشاهده می گردد دامنه کلیه طیفهای بدست آمده از روش آماری پوش مناسبی برای دامنه طیفهای حاصل از روش احتمالاتی می باشد. لذا می توان طیفهای بدست آمده از روش آماری را بعنوان طیفهای طراحی برای سنگ بستر لرزه ای معرفی نمود. لازم به تذکر می باشد که پس از اعمال اثر رسوبات آبرفتی در هر ناحیه می توان طیف طراحی در سطح زمین در آن ناحیه را بدست آورد. در هر حال مقادیر دامنه های طیف بدست آمده نهائی باید با مقادیر دامنه طیف معرفی شده در آئین نامه ۲۸۰۰ ایران مقایسه و اتخاذ تصمیم گردد. مشابه این روش برای مولفه قائم نیز بعمل آمد که نتایج آن در زیر منعکس می باشد.

مقایسه طیفهای بدست آمده از روشهای احتمالی و آماری برای مولفه قائم بادوره بازگشت ۴۷۵ (SL۱) سال و همچنین برای مولفه های افقی و قائم و دوره بازگشت ۲۴۷۵ (SL۲) سال را برای هر چهار ناحیه بدست آمد. دامنه کلیه طیفهای بدست آمده از روش آماری پوش مناسبی برای دامنه طیفهای حاصل از روش احتمالاتی می باشد.

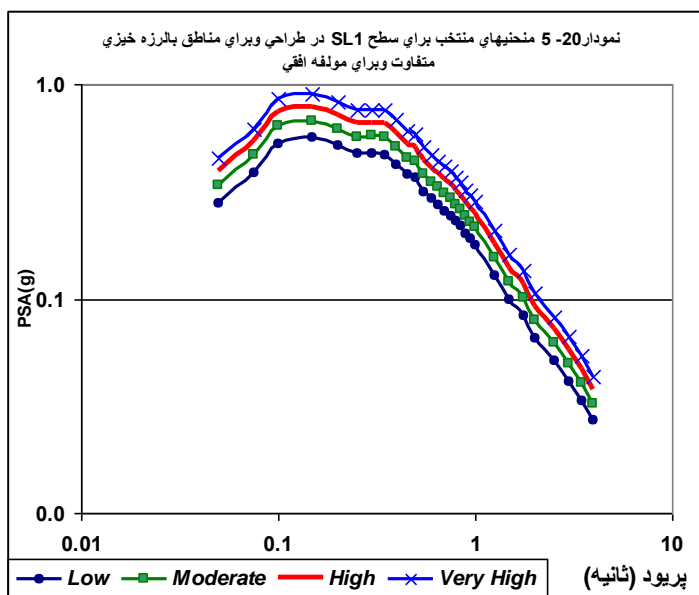




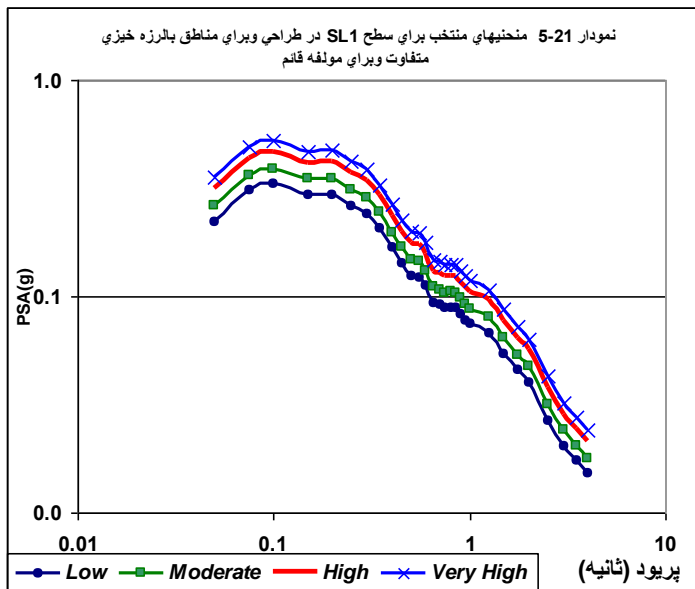
۵-۵- معرفی طیف نهائی پاسخ شتاب طرح در گستره طرح

با توجه به تطابق مناسب بدست آمده بین نتایج حاصل از روش آماری با طیف‌های حاصل از روش احتمالی، نتایج حاصل از روش آماری بعنوان طیف نهائی طرح در چهار گوش گستره آمل برای طراحی لرزه‌ای معرفی می‌شوند. مقادیر نهائی شتاب طیف طرح در سطوح SL₁ و SL₂ و برای هر چهار سطح ناحیه لرزه‌ای در جداول ۵-۱۳ تا ۵-۱۶ آورده شده است.

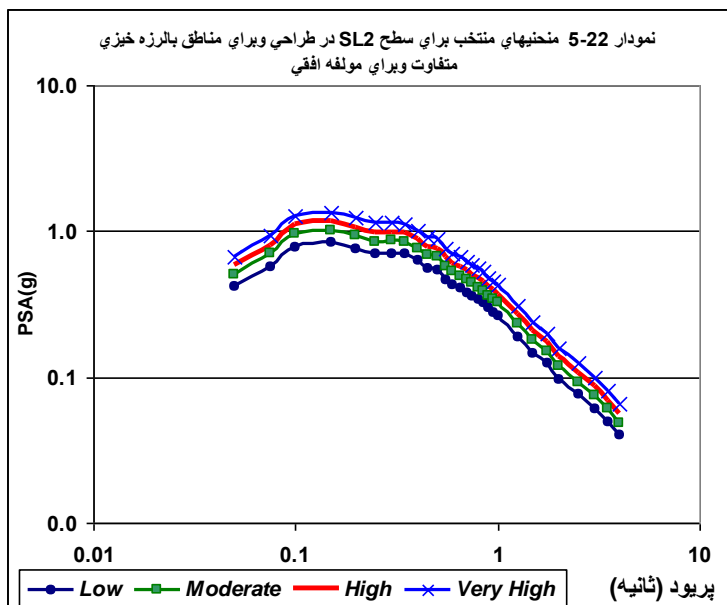
همچنین منحنی نهایی طیف پاسخ جنبش نیرومند زمین در سطوح مختلف طراحی لرزه‌ای در نمودارهای ۵-۲۰ تا ۵-۲۳ به صورت محورهای دو لگاریتمی نشان داده شده است



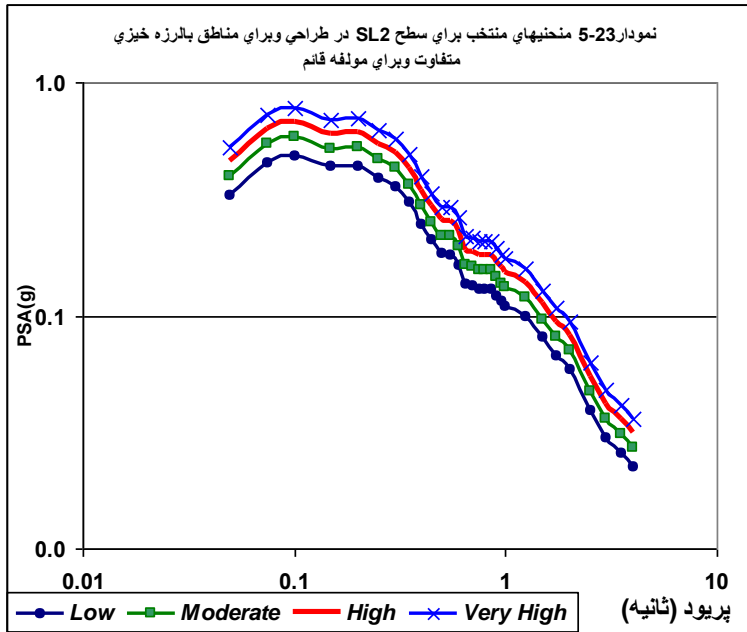
نمودار ۲۰-۵: منحنی طیف پاسخ نهائی مولفه افقی طرح برای چهار سطح طراحی لرزه‌ای و در دوره بازگشت ۴۷۵ سال



نمودار ۵-۲۱: منحنی طیف پاسخ نهائی مولفه قائم طرح برای چهار سطح طراحی لرزه‌ای و در دوره بازگشت ۴۷۵ سال



نمودار ۵-۳: منحنی طیف پاسخ نهائی مولفه افقی طرح برای چهار سطح طراحی لرزه‌ای و در دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال



نمودار ۴-۵-۵: منحنی طیف پاسخ نهائی مولفه قائم طرح برای چهار سطح طراحی لرزه‌ای و در دوره بازگشت ۲۴۷۵ سال



جدول ۱۳-۵ مقادیر نهائی دامنه شتاب افقی طیف طرح برای سطح SL_۱ و در هر چهار ناحیه لرزه‌ای

RSP FOR ۴ ZONES WITH RT. ۴۷۵ YEAR H Com.				
Sec	Low	Moderate	High	Very High
۰.۰۵	۰.۲۸۱۳	۰.۳۳۷۵	۰.۳۹۳۸	۰.۴۵۰۱
۰.۰۷۵	۰.۳۸۸۲	۰.۴۶۵۹	۰.۵۴۳۵	۰.۶۲۱۲
۰.۱	۰.۵۳۱۲	۰.۶۳۷۵	۰.۷۴۳۷	۰.۸۵۰۰
۰.۱۵	۰.۵۶۴۹	۰.۶۷۷۸	۰.۷۹۰۸	۰.۹۰۳۸
۰.۲	۰.۵۱۶۸	۰.۶۲۰۲	۰.۷۲۳۵	۰.۸۲۶۹
۰.۲۵	۰.۴۷۳۵	۰.۵۶۸۲	۰.۶۶۲۸	۰.۷۵۷۵
۰.۳	۰.۴۷۶۱	۰.۵۷۱۳	۰.۶۶۶۵	۰.۷۶۱۷
۰.۳۵	۰.۴۷۱۴	۰.۵۶۵۷	۰.۶۶۰۰	۰.۷۵۴۲
۰.۴	۰.۴۲۴۱	۰.۵۰۸۹	۰.۵۹۳۷	۰.۶۷۸۵
۰.۴۵	۰.۳۷۸۳	۰.۴۵۴۰	۰.۵۲۹۶	۰.۶۰۵۳
۰.۵	۰.۳۶۶۵	۰.۴۳۹۸	۰.۵۱۳۱	۰.۵۸۶۳
۰.۵۵	۰.۳۱۷۴	۰.۳۸۰۹	۰.۴۴۴۴	۰.۵۰۷۹
۰.۶	۰.۲۹۱۷	۰.۳۵۰۱	۰.۴۰۸۴	۰.۴۶۶۸
۰.۶۵	۰.۲۷۵۱	۰.۳۳۰۱	۰.۳۸۵۱	۰.۴۴۰۲
۰.۷	۰.۲۵۸۰	۰.۳۰۹۶	۰.۳۶۱۲	۰.۴۱۲۸
۰.۷۵	۰.۲۴۴۶	۰.۲۹۳۵	۰.۳۴۲۴	۰.۳۹۱۳
۰.۸	۰.۲۳۰۰	۰.۲۷۶۰	۰.۳۲۲۰	۰.۳۶۸۱
۰.۸۵	۰.۲۱۷۸	۰.۲۶۱۴	۰.۳۰۵۰	۰.۳۴۸۵
۰.۹	۰.۲۰۱۴	۰.۲۴۱۷	۰.۲۸۲۰	۰.۳۲۲۳
۰.۹۵	۰.۱۹۰۲	۰.۲۲۸۳	۰.۲۶۶۳	۰.۳۰۴۴
۱	۰.۱۷۸۷	۰.۲۱۴۴	۰.۲۵۰۱	۰.۲۸۵۹
۱.۲۵	۰.۱۲۹۱	۰.۱۵۴۹	۰.۱۸۰۷	۰.۲۰۶۵
۱.۵	۰.۰۹۹۷	۰.۱۱۹۷	۰.۱۳۹۶	۰.۱۵۹۶
۱.۷۵	۰.۰۸۳۹	۰.۱۰۰۶	۰.۱۱۷۴	۰.۱۳۴۲
۲	۰.۰۶۶۱	۰.۰۷۹۳	۰.۰۹۲۵	۰.۱۰۵۷
۲.۵	۰.۰۵۱۵	۰.۰۶۱۸	۰.۰۷۲۲	۰.۰۸۲۵
۳	۰.۰۴۱۴	۰.۰۴۹۷	۰.۰۵۸۰	۰.۰۶۶۳
۳.۵	۰.۰۳۳۶	۰.۰۴۰۴	۰.۰۴۷۱	۰.۰۵۳۸
۴	۰.۰۲۷۱	۰.۰۳۲۵	۰.۰۳۷۹	۰.۰۴۳۳



جدول ۱۴-۵ مقادیر نهائی دامنه شتاب قائم طیف طرح برای سطح SL₁ و در هر چهار ناحیه لرزه‌ای

RSP FOR ۴ ZONES WITH TR ۴۷۵ YEAR V com.				
Sec	Low	Moderate	High	Very High
۰.۰۵	۰.۲۲۴۸۶	۰.۲۶۱۷۴۹	۰.۳۱۴۰۹۸	۰.۳۵۳۳۶۰۶۲
۰.۰۷۵	۰.۳۰۸۶۲۷	۰.۳۶۳۰۹۱	۰.۴۳۵۷۰۹	۰.۴۹۰۱۷۲۸۲
۰.۱	۰.۳۳۱۹۲۴	۰.۳۹۰۴۹۹	۰.۴۶۸۵۹۹	۰.۵۲۷۱۷۴۱۷
۰.۱۵	۰.۲۹۵۱۴۴	۰.۳۴۷۲۲۹	۰.۴۱۶۶۷۴	۰.۴۶۸۷۵۸۷
۰.۲	۰.۲۹۷۸۵۹	۰.۳۵۰۴۲۲	۰.۴۲۰۵۰۶	۰.۴۷۳۰۶۹۷۷
۰.۲۵	۰.۲۶۴۵۱	۰.۳۱۱۱۸۹	۰.۳۷۳۴۲۷	۰.۴۲۰۱۰۴۸۹
۰.۳	۰.۲۴۳۰۹۷	۰.۲۸۵۹۹۷	۰.۳۴۳۱۹۶	۰.۳۸۶۰۹۵۸۷
۰.۳۵	۰.۲۰۷۶۱۶	۰.۲۴۴۲۵۴	۰.۲۹۳۱۰۴	۰.۳۲۹۷۴۲۴
۰.۴	۰.۱۶۸۶۰۳	۰.۱۹۸۳۵۷	۰.۲۳۸۰۲۸	۰.۲۶۷۷۸۱۳
۰.۴۵	۰.۱۴۳۰۱۴	۰.۱۶۸۲۵۲	۰.۲۰۱۹۰۳	۰.۲۲۷۱۴۰۴۶
۰.۵	۰.۱۲۵۰۱۳	۰.۱۴۷۰۷۴	۰.۱۷۶۴۸۹	۰.۱۹۸۵۴۹۹۸
۰.۵۵	۰.۱۲۳۳۸۵	۰.۱۴۵۱۵۹	۰.۱۷۴۱۹۱	۰.۱۹۵۹۶۴۴
۰.۶	۰.۱۱۲۱۸۹	۰.۱۳۱۹۸۷	۰.۱۵۸۳۸۵	۰.۱۷۸۱۸۲۶۶
۰.۶۵	۰.۰۹۳۴۸۸	۰.۱۰۹۹۸۵	۰.۱۳۱۹۸۲	۰.۱۴۸۴۸۰۲۱
۰.۷	۰.۰۹۱۳۷۵	۰.۱۰۷۵	۰.۱۲۹	۰.۱۴۵۱۲۴۶۳
۰.۷۵	۰.۰۸۸۱۹۳	۰.۱۰۳۷۵۶	۰.۱۲۴۵۰۷	۰.۱۴۰۰۷۰۵۷
۰.۸	۰.۰۸۸۷۹۵	۰.۱۰۴۴۶۵	۰.۱۲۵۳۵۸	۰.۱۴۱۰۲۷۶۷
۰.۸۵	۰.۰۸۸۴۳۲	۰.۱۰۴۰۳۸	۰.۱۲۴۸۴۵	۰.۱۴۰۴۵۰۷۸
۰.۹	۰.۰۸۲۹۱۳	۰.۰۹۷۵۴۵	۰.۱۱۷۰۵۴	۰.۱۳۱۶۸۵۷۲
۰.۹۵	۰.۰۷۷۹۰۹	۰.۰۹۱۶۵۸	۰.۱۰۹۹۸۹	۰.۱۲۳۷۳۷۹۹
۱	۰.۰۷۴۶۶۷	۰.۰۸۷۸۴۴	۰.۱۰۵۴۱۲	۰.۱۱۸۵۸۸۹
۱.۲۵	۰.۰۶۷۹۱	۰.۰۷۹۸۹۴	۰.۰۹۵۸۷۳	۰.۱۰۷۸۵۶۸۷
۱.۵	۰.۰۵۴۷۳	۰.۰۶۴۳۸۸	۰.۰۷۷۲۶۶	۰.۰۸۶۹۲۴۰۷
۱.۷۵	۰.۰۴۵۷۷۶	۰.۰۵۳۸۵۴	۰.۰۶۴۶۲۴	۰.۰۷۲۷۰۲۳۳
۲	۰.۰۴۰۱۹	۰.۰۴۷۲۸۳	۰.۰۵۶۷۳۹	۰.۰۶۳۸۳۱۴۷
۲.۵	۰.۰۳۶۷۹	۰.۰۳۱۵۱۸	۰.۰۳۷۸۲۲	۰.۰۴۲۵۴۹۳۹
۳	۰.۰۲۰۳۵۸	۰.۰۲۳۹۵	۰.۰۲۸۷۴	۰.۰۳۲۳۳۲۸۵
۳.۵	۰.۰۱۷۴۳۳	۰.۰۲۰۵۱	۰.۰۲۴۶۱۲	۰.۰۲۷۶۸۸۴۲
۴	۰.۰۱۵۲۳۴	۰.۰۱۷۹۲۲	۰.۰۲۱۵۰۶	۰.۰۲۴۱۹۶۶۹



جدول ۱۵-۵ مقادیر نهائی دامنه شتاب افقی طیف طرح برای سطح SL₂ و در هر چهار ناحیه لرزه‌ای

RSP FOR ۴ ZONES WITH RT.۲۴۷۵YEAR H Com.				
Sec	Low	Moderate	High	Very High
۰.۰۵	۰.۴۱۶۲۹۹	۰.۵۰۶۳۰۹	۰.۵۸۵۰۶۸	۰.۶۷۵۰۷۹
۰.۰۷۵	۰.۵۷۴۵۸۵	۰.۶۹۸۸۲	۰.۸۰۷۵۲۵	۰.۹۳۱۷۶
۰.۱	۰.۷۸۶۲۴	۰.۹۵۶۲۳۸	۱.۱۰۴۹۸۶	۱.۲۷۴۹۸۴
۰.۱۵	۰.۸۳۵۹۸۱	۱.۰۱۶۷۳۴	۱.۱۷۴۸۹۲	۱.۳۵۵۶۴۵
۰.۲	۰.۷۶۴۸۹۵	۰.۹۳۰۲۷۷	۱.۰۷۴۹۸۷	۱.۲۴۰۳۷
۰.۲۵	۰.۷۰۰۷۲	۰.۸۵۲۲۲۷	۰.۹۸۴۷۹۶	۱.۱۳۶۳۰۳
۰.۳	۰.۷۰۴۵۹۹	۰.۸۵۶۹۴۵	۰.۹۹۰۲۴۷	۱.۱۴۲۵۹۳
۰.۳۵	۰.۶۹۷۶۶۲	۰.۸۴۸۵۰۸	۰.۹۸۰۴۹۸	۱.۱۳۱۳۴۴
۰.۴	۰.۶۲۷۶۴۳	۰.۷۶۳۳۴۹	۰.۸۸۲۰۹۲	۱.۰۱۷۷۹۹
۰.۴۵	۰.۵۵۹۸۷۸	۰.۶۸۰۹۳۳	۰.۷۸۶۸۵۶	۰.۹۰۷۹۱۱
۰.۵	۰.۵۴۲۳۷۳	۰.۶۵۹۶۴۲	۰.۷۶۲۲۵۴	۰.۸۷۹۵۲۳
۰.۵۵	۰.۴۶۹۷۹۱	۰.۵۷۱۳۶۷	۰.۶۶۰۲۴۶	۰.۷۶۱۸۲۳
۰.۶	۰.۴۳۱۷۶۷	۰.۵۲۵۱۲۳	۰.۶۰۶۸۰۸	۰.۷۰۰۱۶۳
۰.۶۵	۰.۴۰۷۱۴۴	۰.۴۹۵۱۷۵	۰.۵۷۲۲۰۲	۰.۶۶۰۲۳۳
۰.۷	۰.۳۸۱۸۲۷	۰.۴۶۴۳۸۵	۰.۵۳۶۶۳۲	۰.۶۱۹۱۸
۰.۷۵	۰.۳۶۱۹۹۶	۰.۴۴۰۲۶۵	۰.۵۰۸۷۵۱	۰.۵۸۷۰۲
۰.۸	۰.۳۴۰۴۴۸	۰.۴۱۴۰۵۸	۰.۴۷۸۴۶۷	۰.۵۵۲۰۷۸
۰.۸۵	۰.۳۲۲۳۸۳	۰.۳۹۲۰۸۷	۰.۴۵۳۰۷۸	۰.۵۲۲۷۸۲
۰.۹	۰.۲۹۸۱۰۱	۰.۳۶۲۵۵۵	۰.۴۱۸۹۵۳	۰.۴۸۳۴۰۷
۰.۹۵	۰.۲۸۱۵۶۵	۰.۳۴۲۴۴۳	۰.۳۹۵۷۱۲	۰.۴۵۶۵۹۱
۱	۰.۲۶۴۴۱۴	۰.۳۲۱۵۸۴	۰.۳۷۱۶۰۹	۰.۴۲۸۷۷۹
۱.۲۵	۰.۱۹۱۰۲۵	۰.۲۳۲۳۲۷	۰.۲۶۸۴۶۷	۰.۳۰۹۷۷
۱.۵	۰.۱۴۷۶۲۹	۰.۱۷۹۵۴۹	۰.۲۰۷۴۷۸	۰.۲۳۹۳۹۸
۱.۷۵	۰.۱۲۴۱۱۲	۰.۱۵۰۹۴۸	۰.۱۷۴۴۲۸	۰.۲۰۱۲۶۳
۲	۰.۰۹۷۷۷۲	۰.۱۱۸۹۱۲	۰.۱۳۷۴۰۹	۰.۱۵۸۵۴۹
۲.۵	۰.۰۷۶۲۷۸	۰.۰۹۲۷۷۱	۰.۱۰۷۲۰۲	۰.۱۲۳۶۹۴
۳	۰.۰۶۱۳۱۲	۰.۰۷۴۵۶۹	۰.۰۸۶۱۶۸	۰.۰۹۹۴۲۵
۳.۵	۰.۰۴۹۷۷۴	۰.۰۶۰۵۳۶	۰.۰۶۹۹۵۳	۰.۰۸۰۷۱۵
۴	۰.۰۴۰۰۶۵	۰.۰۴۸۷۲۸	۰.۰۵۶۳۰۸	۰.۰۶۴۹۷۱



جدول ۱۶-۵ مقادیر نهائی دامنه شتاب قائم طیف طرح برای سطح SL₂ ودر هر چهار ناحیه لرزه‌ای

RSP FOR ۴ ZONES WITH TR ۲۴۷۵YEAR V com.				
Sec	Low	Moderate	High	Very High
۰.۰۵	۰.۳۲۷۱۸۶	۰.۳۹۲۶۲۳	۰.۴۵۸۰۰۶	۰.۵۲۳۴۹۷
۰.۰۷۵	۰.۴۵۳۸۶۴	۰.۵۴۴۶۳۶	۰.۶۳۵۴۰۹	۰.۷۲۶۱۸۲
۰.۱	۰.۴۸۸۱۲۴	۰.۵۸۵۷۴۹	۰.۶۸۳۳۷۴	۰.۷۸۰۹۹۹
۰.۱۵	۰.۴۴۴۰۳۶	۰.۵۲۰۸۴۳	۰.۶۰۷۶۵	۰.۶۹۴۴۵۷
۰.۲	۰.۴۳۸۰۲۸	۰.۵۲۵۶۳۳	۰.۶۱۳۳۳۹	۰.۷۰۰۸۴۴
۰.۲۵	۰.۳۸۸۹۸۶	۰.۴۶۶۷۸۳	۰.۵۴۴۵۸	۰.۶۲۳۳۷۸
۰.۳	۰.۳۵۷۴۹۶	۰.۴۲۸۹۹۵	۰.۵۰۰۴۹۵	۰.۵۷۱۹۹۴
۰.۳۵	۰.۳۰۵۳۱۷	۰.۳۶۶۳۸	۰.۴۲۷۴۴۴	۰.۴۸۸۵۰۷
۰.۴	۰.۲۴۷۹۴۶	۰.۳۹۷۵۳۵	۰.۳۴۷۱۲۴	۰.۳۹۶۷۱۳
۰.۴۵	۰.۲۱۰۳۱۵	۰.۳۵۳۳۷۸	۰.۲۹۴۴۴۱	۰.۳۳۶۵۰۴
۰.۵	۰.۱۸۳۸۴۳	۰.۳۲۰۶۱۱	۰.۲۵۷۳۸	۰.۲۹۴۱۴۸
۰.۵۵	۰.۱۸۱۴۴۹	۰.۳۱۷۷۳۸	۰.۲۵۴۰۲۸	۰.۲۹۰۳۱۸
۰.۶	۰.۱۶۴۹۸۴	۰.۱۹۷۹۸۱	۰.۲۳۰۹۷۸	۰.۲۶۳۹۷۴
۰.۶۵	۰.۱۳۷۴۸۲	۰.۱۶۴۹۷۸	۰.۱۹۲۴۷۴	۰.۲۱۹۹۷۱
۰.۷	۰.۱۳۴۳۷۵	۰.۱۶۱۲۵	۰.۱۸۸۱۲۵	۰.۲۱۴۹۹۹
۰.۷۵	۰.۱۲۹۶۹۵	۰.۱۵۵۶۳۴	۰.۱۸۱۵۷۳	۰.۲۰۷۵۱۲
۰.۸	۰.۱۳۰۵۸۱	۰.۱۵۶۶۹۷	۰.۱۸۲۸۱۴	۰.۲۰۸۹۳
۰.۸۵	۰.۱۳۰۰۴۷	۰.۱۵۶۰۵۶	۰.۱۸۲۰۶۶	۰.۲۰۸۰۷۵
۰.۹	۰.۱۲۱۹۳۱	۰.۱۴۶۳۱۷	۰.۱۷۰۷۰۴	۰.۱۹۵۰۹
۰.۹۵	۰.۱۱۴۵۷۲	۰.۱۳۷۴۸۷	۰.۱۶۰۴۰۱	۰.۱۸۳۳۱۶
۱	۰.۱۰۹۸۰۵	۰.۱۳۱۷۶۵	۰.۱۵۳۷۲۶	۰.۱۷۵۶۸۷
۱.۲۵	۰.۰۹۹۸۶۷	۰.۱۱۹۸۴۱	۰.۱۳۹۸۱۴	۰.۱۵۹۷۸۸
۱.۵	۰.۰۸۰۴۸۵	۰.۰۹۶۵۸۲	۰.۱۱۲۶۷۹	۰.۱۲۸۷۷۶
۱.۷۵	۰.۰۶۷۳۱۷	۰.۰۸۰۷۸	۰.۰۹۴۲۴۴	۰.۱۰۷۷۰۷
۲	۰.۰۵۹۱۰۳	۰.۰۷۰۹۲۴	۰.۰۸۲۷۴۵	۰.۰۹۴۵۶۵
۲.۵	۰.۰۳۹۳۹۸	۰.۰۴۷۲۷۷	۰.۰۵۵۱۵۷	۰.۰۶۳۰۳۶
۳	۰.۰۲۹۹۳۸	۰.۰۳۵۹۲۵	۰.۰۴۱۹۱۳	۰.۰۴۷۹۰۱
۳.۵	۰.۰۲۵۶۳۷	۰.۰۳۰۷۶۵	۰.۰۳۵۸۹۲	۰.۰۴۱۰۲
۴	۰.۰۲۲۴۰۲	۰.۰۲۶۸۸۳	۰.۰۳۱۳۶۳	۰.۰۳۵۸۴۴



مراجع:

- بربریان، م. و همکاران ۱۳۶۴- پژوهش و بررسی ژرف نو زمینساخت، لرزه زمینساخت و قطر زمینلرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون، گزارش شماره ۵۶ (چاپ دوم)، سال ۱۳۷۱.

- معین فر، مهدویان، و مالکی، ۱۳۷۳، "مجموعه اطلاعات پایه زلزله‌های ایران"، مرکز انتشارات مؤسسه نمایشگاه‌های فرهنگی ایران.

- قرشی، م. و قاسمی، م. ر. ۱۳۸۲- گسله‌های لرزه‌زای بنیادی البرز، شورای پژوهش‌های علمی کشور، کمیسیون عمران و زلزله (طرح ملی تحقیقات)، شماره ثبت ۳۲۸، ۸۲ صفحه.

- قاسمی، م. ر. و مصوری، ف.، ۱۳۷۹- تأثیر صفحه خزر بر زمین‌ساخت البرز، خلاصه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۲۴ تا ۲۶ بهمن‌ماه ۱۳۷۹، تهران

- قاسمی، م. ر. و همکاران ۱۳۸۳- گزارش زمینلرزه ۸ خرداد ۱۳۸۳ فیروزآباد کجور (بلده)، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، ۱۵ صفحه

- مهاجر اشجعی، ا. و همکاران ۱۳۶۲- گزارش برآورد خطر زمینلرزه و پارامترهای طرح زلزله برای سد مخزنی طالقان، سازمان انرژی اتمی ایران، ۴۰ رویه.

Abrahamson, N. A., and Shedlock, k., M. ۱۹۹۷ "Overview", Seismological Research Letters, ۶۸, Number ۱, Jan/Feb ۱۹۹۷, pp., ۹-۲۴.

Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., ۱۹۸۲. "A History of Persian Earthquakes", Cambridge University Press.

Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., ۱۹۹۸. "Faulting Associated with Historical and Recent Earthquakes in the Eastern Mediterranean Region ", Geophys. J. Int, ۱۳۳, ۳۹۰-۴۰۶.

Ambraseys, N. N. and Douglas, J., ۲۰۰۳, "Near Field Horizontal & Vertical Earthquake Ground Motion", Soil Dynamics and Earthquake Engineering ۲۳ (۲۰۰۳), ۱-۱۸.

Bender, B., and Perkins, D.M., ۱۹۸۷. "SEISRISK III, A Computer Program for Seismic Hazard Estimation", US Geological Survey, Bulletin ۱۷۷۲.

Baker, C., Jackson, J. and Priestely, K., ۱۹۹۳. "Earthquakes on the Kazerun Line in the Zagros Mountains of Iran: Strike Slip Faulting Within a Fold-and-Thrust Belt", Thesis, Cambridge University.

Berberian, M., ۱۹۷۶. "Seismotectonic Map of Iran (Scale ۱/۳۵۰۰۰۰)", Geol. Surv. Of Iran.

Berberian, M., ۱۹۷۶. "Contribution to the Siesmotectonics of Iran (Part II)", Geol. Surv. Of Iran, Rep. No. ۳۹, ۵۱۶.

Berberian, M., ۱۹۷۶. "Contribution to the Siesmotectonics of Iran (Part IV)", Geol. Surv. Iran, Rep. No. ۴۰.

Berberian, M., ۱۹۷۷. "Contribution to the Siesmotectonics of Iran (Part III)", Geol. Surv. Iran, Rep. No. ۴۰.

Berberian, M., ۱۹۷۹, "Evaluation of the instrumental and relocated epicenters of Iranian earthquakes", Geophys. J. R. Astron. Soc. ۵۸, ۶۲۵-۶۳۰.

Berberian, M., ۱۹۸۱. " Active Faulting and Tectonics of Iran ", Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evaluation, American Geophysical Union, Washington DC, Geodyn. Ser.Vol. ۳.



- Berberian, M., ۱۹۹۴. "Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran, Vol. ۱, Historical Hazard in Iran Prior to ۱۹۰۰", A UNESCO/IIIES publication during UN/IDNDR: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, ۶۰۳ (in English) + ۶۶ (in Persian).
- Berberian, M., ۱۹۹۵. "Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics", *Tectonophysics*, Vol. ۲۴۱, pp. ۱۹۳-۲۲۴.
- Berberian, M. and Mohajer-Ashjai, ۱۹۷۷, "Seismic Risk Map of Iran, A Proposal", Report No. ۴۰, Contribution to the Seismotectonics of Iran, Part III, Geological and Mining Survey of Iran.
- Berberian, M., and King, G.C.P., ۱۹۸۱. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, ۱۸, pp. ۲۱۰-۲۶۵.
- Bender, B., and Perkins, D.M., ۱۹۸۷. "SEISRISK III, A Computer Program for Seismic Hazard Estimation", US Geological Survey, Bulletin ۱۷۷۲
- Bozorgnia, H. , ۱۹۶۲ – statistics on earthquakes in Iran from ۱۹۴۴-۱۹۶۲. NIOC, Geol Rep. ۲۵۳,۳۳P.
- Campbell, K.W., and Bozorgnia, Y., ۲۰۰۳. "Updated Near-Source Ground Motion (Attenuation) Relations for the Horizontal and Vertical Components of Peak Ground Acceleration and Acceleration Response Spectra", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. ۹۳, No. ۱, Feb. ۲۰۰۳.
- Cornell, C.A., ۱۹۶۸. "Engineering Seismic Risk Analysis", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. ۵۸, No. ۵, pp. ۱۵۸۳-۱۶۰۶.
- Chen, W.-P. and Molnar, P., ۱۹۸۳, "Focal depths of intra-continental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere", *J. Geophys. Res.* ۸۸, ۴۱۸۳-۴۲۱۴.
- Dunbar, W.S., and Charlwood, R.G., ۱۹۹۱. "Empirical Methods for the Prediction of Response Spectra", *Earthquake Spectra* Vol. ۷, No. ۳.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., and Stein, S., ۱۹۹۰. "Current plate motion", *Geophys. J. Int.* ۱۰۱, ۴۲۵-۴۷۸.
- EERI, ۱۹۸۹. "The Basics of Seismic Risk Analysis", *Earthquake Spectra*, ۵, pp. ۶۷۵-۷۰۲.
- Gumbel, E.J., ۱۹۵۸. "Statistics of Extremes", Columbia Uni. Press, NY.
- Gardener, J.K., and Knopoff, L., ۱۹۷۴. "Is the Sequence of Earthquakes in Southern California with Aftershocks Removed, Poissonian", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. ۶۴, No. ۵, pp. ۱۳۶۳-۱۳۶۷.
- Gutenberg, B., and Richter, C.F., ۱۹۵۶. "Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration" *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. ۴۶, No.۲, pp ۱۰۵-۱۴۵.
- Heaton, T.H., Tajima, F. and Mori, A.W. ۱۹۸۴. "Estimating Ground Motions using Recorded Accelerograms", *Surveys in Geophysics*, ۸, ۲۵-۸۳.
- Howell, B.F., ۱۹۸۰. "Seismic Risk in the Central United States", *Earthquake Notes, Eastern Section SSA*, Vol. ۵۱, No. ۲, pp. ۱۳-۱۹.
- ICOLD, International Commission on Large Dams, ۱۹۹۵. "Tailings Dams and Seismicity, Review and Recommendations", *Bulletin* ۹۸.



- ICOLD, International Commission on Large Dams, ۱۹۸۹. "Selecting Seismic Parameters for Large Dams, Guidelines", Bull. ۷۲.
- Kimball, J.K., ۱۹۸۳. "The Use of Site Dependent Spectra", US Geological Survey, Open File Report ۸۳-۸۴۵, pp ۴۰-۴۲۲.
- Kijko, A., and Sellevoll, M.A., ۱۹۹۲. "Estimation of Earthquake Hazard Parameters from Incomplete Data Files. Part II. Incorporation of Magnitude Heterogeneity", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. ۸۲, No. ۱, pp. ۱۲-۱۳۴.
- Kijko, A., and Graham, G., ۱۹۹۸. "'Parametric-Historic' Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Part I: Assessment of Maximum Regional Magnitude Mmax", Pure and Applied Geophysics ۱۹۹۸, ۱۵۲, ۴۱۳-۴۲.
- Kijko, A., and Graham, G., ۱۹۹۹. "'Parametric-Historic' Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Part II: Assessment of Seismic Hazard Analysis at Specific Site", Pure and Applied Geophysics ۱۹۹۹, ۱۵۴, ۱-۲۲.
- McGuire, R.B., ۲۰۰۴. "Seismic Hazard and Risk Analysis", EERI, Earthquake Engineering Research Institute, MNO-۱۰.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K. and Baker, C., ۲۰۰۰a, "A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle?", Geophys. J. Int. ۱۴۳, ۶۲۹-۶۶۱.
- Maggi, A., Jackson, J. A., McKenzie, D. and Priestley, K., C., ۲۰۰۰b, "Earthquake focal depths effective elastic thickness, and the strength of the continental lithosphere", Geology ۲۸, ۴۹۵-۴۹۸.
- Maeedo, J., and Marshak, s., ۱۹۹۹-Controls on the geometry of fold – thrust left salients. Geol. Soc. Am. Bull. ۱۱۱, ۱۸۰۸-۱۸۲۲.
- Makenzie, D.P., ۱۹۲۲- Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J. R. astr. Sec ۳۰, ۱۰۹-۱۸۵.
- Nabavi, S. M. ., ۱۹۷۲-The seismicity of Iran. M.phil. Thesis, London University, ۲۷۳P.
- Nowroozi, A. A., ۱۹۷۶. "Seismotectonic Provinces of Iran", , B.S.S.A., Vol. ۶۶, pp. ۱۲۴۹-۱۲۷۶.
- Nowroozi, A.A., ۱۹۸۵. "Empirical Relations between Magnitudes and Fault Parameters for Earthquakes in Iran ", B.S.S.A., Vol.۷۵, No. ۵, ۱۳۲۷-۱۳۳۸.
- Powell, J.A., and Duda, S.J., ۱۹۷۵. "A Statistical Study of Earthquake Occurrence", Pageoph, Vol. ۱۱۳, pp. ۴۴۷-۴۶۰.
- Razani, R. and Lee, K.L ۱۹۷۳. "An Engineering study of the air earthquake in southern Iran, April ۱۰, ۱۹۷۲", Proc. World conf. Earthquake Eng, Sth, ۶pp.
- Ritz, J-F., ۲۰۰۶-Active Transtension inside entral Alborz: Amew might into norther Iran- southern Caspian geodynamics. Geology, ۳۴, ۴۷۷-۴۸۰.
- Scholz, C. H., ۱۹۸۸, "The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting", Geol. Rundschau ۷۷, ۳۱۹-۳۲۸.
- Stocklin, J., ۱۹۶۸, "Structural History and Tectonics of Iran; A Review", Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., ۵۲, pp. ۱۲۲۹-۱۲۵۸.
- US Army Corps of Engineers, ۱۹۹۹. "Response Spectra and Seismic Analysis for Concrete Hydraulic Structures ", Manual No. ۱۱۱۰-۲-۶۰۵۰.



USNRC, ۱۹۸۹. "Standard Review Plan for the Review of Safety Analysis Report for Nuclear Power Plants", Report No. NUREG-۰۸۰۰, Section ۲.۵.۲ (Rev. ۲) - Vibratory Ground Motion, Office of Nuclear Reactor Regulation, US Nuclear Regulatory Commission, Washington, DC.

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J., ۱۹۹۴. "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area and Surface Displacement", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. ۸۴, No. ۴, pp. ۹۷۴-۱۰۰۲.

Yegulalp, T.M., and Kuo, J.T., ۱۹۷۴. "Statistical Prediction of the Occurrence of Maximum Magnitude Earthquakes", B.S.S.A., Vol. ۶۴, pp. ۳۹۳-۴۱۴.

Youngs, R.R., Chiou, S.J., Silva, W.J. and Humphrey, J.R., ۱۹۷۷. "Strong Ground Motion Attenuation Relationships for Subduction Zone Earthquakes", Seismological Research Letters, ۶۸, Number ۱, Jan/Feb ۱۹۹۷, pp., ۵۸-۷۲.

Yousefi, E., and Friedberg, J.L., ۱۹۷۸-Aeromagnetic map of Amol (۱:۲۵۰۰۰۰). Geol. Surv. Iran.