

## تخمین خطر لرزه‌ای برای منطقه البرز مرکزی

کارن آساتوریانس\*، علی فاتحی\* و علی اکبر اسلامی\*

### چکیده

در مقاله حاضر پس از تهیه لیست مشخصات زلزله‌ها، ضرایب لرزه‌خیزی a و b برای منطقه البرز مرکزی به روش بیشینه درست‌نمایی و یجرت محاسبه شده‌اند. نقشه‌های خطر لرزه‌ای بصورت شتاب بیشینه زمین بر حسب g برای احتمال وقوع ۱۰ درصد در ۵۰ سال و ۶۴ درصد در ۵۰ سال بترتیب معادل دوره‌های بازگشت ۴۷۵ و ۵۰ سال ارائه شده‌اند. مقادیر فوق برای محدوده ۴۸/۵ تا ۵۴/۵ طول شرقی و ۳۴/۵ تا ۳۷/۵ درجه عرض شمالی برآورد شده‌اند که بیشینه آنها برابر ۰/۵۳g و ۰/۱۹g بترتیب برای دوره‌های بازگشت فوق می‌باشند. بدلیل کمبود داده‌ها با عدم یقین همراه می‌باشند. نتایج حاصل از این بررسی لزوم برآورد کمیت آهنگ لغزش را برای گسلها جهت مطالعات دقیقتر در آینده آشکار می‌سازد.

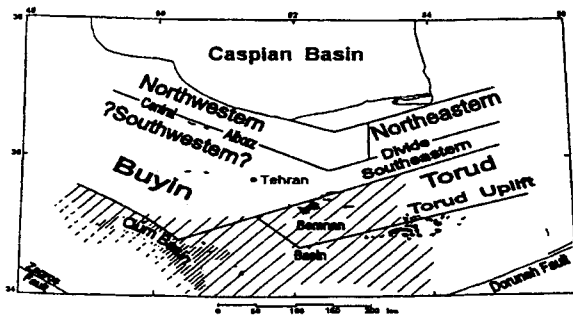
کلیدواژه‌ها: منطقه البرز مرکزی، روش بیشینه درست‌نمایی، عدم یقین، آهنگ لغزش

### ۱ مقدمه

وقوع زلزله‌های بزرگ و مخرب. مبارک‌آباد ۱۹۳۳، سنگچال ۱۹۵۷، بوئین‌زهرا ۱۹۶۲، رودبار ۱۹۹۰ و ... دلالت بر فعال بودن و وجود لرزه‌خیزی بالای منطقه دارند.

با توجه به لرزه‌خیزی بالا و تراکم جمعیت، مطالعه جدی و دقیق منطقه از دیدگاه زلزله‌خیزی و برآورد خطر زمینلرزه امری مهم و ضروری بشمار می‌آید. در این مقاله ابتدا چکیده‌ای از ویژگیهای لرزه زمینساختی منطقه و مشخصات تعدادی از گسلهای مهم منطقه که از داده‌های آنها استفاده شده ارائه گشته و سپس به روش تهیه کاتالوگ نهایی داده‌ها پرداخته شده است. الگوی لرزه‌خیزی منطقه با توجه به زلزله‌های رخ داده بررسی شده و

سلسله جبال البرز نتیجه کوهزایی‌های مهم چون کوهزایی پرکامبرین و کوهزایی دورانهای سنوزوئیک و مزوزوئیک بوده که پیامد آخرین حرکات، گسل‌ها، روراندهای ملایم و مرتفع شدن البرز بوده است. سلسله جبال البرز در دامنه جنوبی، روراندهای پرشیب به سمت جنوب دارد که غالباً در زیر رسوبات آبرفتی قرار گرفته‌اند و در دامنه شمالی نیز روراندهای پرشیبی به سمت شمال دارد. (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). با توجه به جهت تنش حاکم بر منطقه که به طور عموم به طرف شمال شرق می‌باشد (جکسون و مکنزی<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴) و امتداد گسل‌ها که عمدتاً در امتداد شرقی-غربی‌اند، منطقه البرز مرکزی منطقه‌ای فعال است. همچنین



شکل ۱. بخشهای زمینساختی شمال مرکزی ایران (چالانکو، ۱۹۷۴).

مرکز سطحی زلزله‌ها در زیر بخشهایی واقع شده‌اند که از نظر ساختمانی متمایز از یکدیگرند. این زیربخشها، بخشهای زمینساختی نامیده می‌شوند.

- ۱- بخش شمال شرقی البرز
- ۲- بخش تورود
- ۳- بخش شمال غربی البرز
- ۴- بخش بوئین‌زهره و بخش جنوب شرقی البرز

طی هر کدام از زیر دوره‌های در نظر گرفته شده، زلزله‌ها ترجیحاً در یکی از زیربخشهای یاد شده رخ داده‌اند، در ضمن هر بخش توسط یک زلزله اصلی و مخرب به شرح زیر نمایانده شده است

- ۱- زلزله ۱۱ آوریل ۱۹۳۵ البرز
  - ۲- زلزله ۱۲ فوریه ۱۹۵۳ تورود
  - ۳- زلزله ۲ ژوئیه ۱۹۵۷ سنگچال
  - ۴- زلزله ۱ سپتامبر ۱۹۶۲ بوئین‌زهره
- چالانکو متذکر می‌شود که این بخشها به ساده‌ترین روش ممکن هم با استفاده از مرزهای ساختاری شناخته شده و هم با جداسازی رومرکز زلزله‌های مهم در دوره‌های متفاوت صورت گرفته

چشمه‌های لرزه‌زای ناحیه‌ای با توجه به الگوی فوق تعریف شده‌اند. در صورتیکه داده‌هایی در مورد گسل‌های مورد بررسی در دسترس بوده گسلهای مورد نظر بصورت چشمه‌های خطی در محاسبات وارد شده‌اند. ضرایب لرزه‌خیزی چشمه‌های ناحیه‌ای به روش بیشینه درست‌نمایی و بچرت<sup>۱</sup> برای گسلها به طریقی که در متن آمده محاسبه شده‌اند. در این مقاله از روش تعیینی برای برآورد خطر استفاده نشده و تنها به روش احتمالی، نتایج بصورت نقشه‌های پربندی شتاب بیشینه برای احتمال وقوع ۱۰ درصد و ۶۰ درصد در ۵۰ سال ارایه شده‌اند.

## ۲ لرزه زمینساخت منطقه

### ۱.۲ بخشهای زمینساختی

تقسیماتی چند در مورد البرز بر اساس ویژگیهای زمینساختی وجود دارد که در اینجا به ذکر تقسیم‌بندی چالانکو اکتفا می‌کنیم.

چالانکو<sup>۲</sup> (۱۹۷۴) بر اساس تعیین مکان و زمان زلزله‌های دستگاهی در دوره زمانی ۱۹۷۱-۱۹۱۷ شمال مرکزی ایران را به چهار بخش از نظر زمینساختی تقسیم کرده است. منطقه مورد نظر در این نوشته (البرز مرکزی) بخش اعظم منطقه تقسیم‌بندی شده توسط چالانکو را پوشش می‌دهد (شکل ۱).

وی بازه زمانی فوق را به چهار زیر دوره تقسیم کرده است

- ۱- مه ۱۹۳۲ تا سپتامبر ۱۹۴۴
- ۲- نوامبر ۱۹۴۴ تا مارس ۱۹۵۷
- ۳- مارس ۱۹۵۷ تا اوت ۱۹۶۲
- ۴- اوت ۱۹۶۲ تا اوت ۱۹۷۱

چالنگورخ داده و در بررسی وی وارد نشده است. همانطوریکه قبلاً ذکر شد تقسیم‌بندیهای دیگری نیز وجود دارد اما منطقه نبوده و به همین دلیل خلأ بزرگی در شناخت ویژگیهای زمینساختی این منطقه لرزه‌خیز مهم به چشم می‌خورد.

## ۲.۲ گسل‌های اصلی و لرزه‌زا

گسلهای جوانی هستند که با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر در گستره مورد مطالعه دیده می‌شوند. سن کم و طول زیاد این گسلها آنها را جزء گسلهای لرزه‌زا و خطرناک این گستره قرار داده است. شکل ۲ نقشه‌ای از گسلهای البرز مرکزی را نشان می‌دهد. در این شکل همچنین مکان وقوع و مکانیسم کانونی سه زلزله مهم قرن نشان داده شده است.

در این مطالعه گسلهای متعددی مورد بررسی قرار گرفتند اما در محاسبات برآورد و ضرایب لرزه‌خیزی تنها گسلهایی در نظر گرفته شدند که زلزله یا زلزله‌هایی به آنها نسبت داده شده بود (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴، برزگر و همکاران، ۱۳۷۶، تهران تدبیر بافت، ۱۳۷۵). جدول ۱ بر

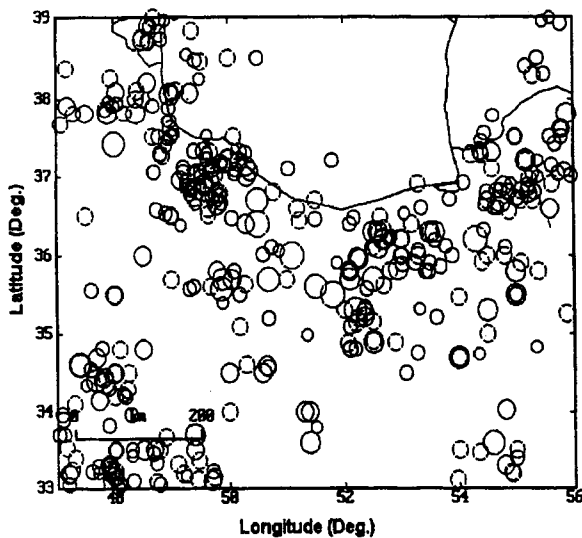
است. بخشهای فوق اساساً نشان دهنده ماهیت لرزه‌خیزی تنها نیم قرن می‌باشند و ممکن است در گذشته متفاوت از این بوده و در آینده نیز تغییر پیدا کند. تعریف این بخشها مفهومی قطعی را در بر ندارد، بلکه تنها وسیله‌ای برای توصیف لرزه‌خیزی است. موقعیتهای جغرافیایی و حدود بخشهای زمینساختی نشان دهنده تقسیمات فیزیوگرافیک و تقسیمات اصلی ساختاری منطقه می‌باشد. مکانیسم‌های کانونی سه زلزله بزرگ قرن نشان دهنده گسلهای معکوس با شیب تند جنوبی است که امتداد آنها همان روند کلی البرز را دارد. این مکانیسم‌ها دارای مولفه افقی کوچک چپگرد در بخشهای غربی (سنگچال ۱۹۵۷، بوئین زهرا ۱۹۶۲) و مولفه افقی کوچک راستگرد در بخشهای شرقی (تورود ۱۹۵۳) می‌باشند (چالنگو، ۱۹۷۴). لازم به ذکر است که زلزله مهم رودبار چند سال پس از مطالعه چالنگورخ داده و در بررسی وی وارد نشده است. همانطوریکه قبلاً ذکر شد تقسیم‌بندیهای دیگری نیز وجود دارد اما هیچکدام از آنها بر اساس بررسی و مطالعه جامع پس از مطالعه

جدول ۱. مشخصات تعدادی از گسلهای مهم منطقه البرز مرکزی

شماره	نام گسل	طول (km)	امتداد تقریبی	مکانیسم
۱	مشاء	۲۰۰	شرق جنوب شرقی - غرب شمال غربی	معکوس
۲	شمال تهران	۷۵	شرقی - غربی	تراست
۳	ایپک	۸۰	N۱۰۳	معکوس با مولفه امتداد لغز چپگرد
۴	طاقان	۷۵	شرقی - غربی	-
۵	گرمسار	>۱۰۰	شرقی - غربی	راندگی
۶	کهریزک	۴۰	شرقی - غربی	-
۷	خزر	>۴۰۰	سینوسی - تشکیل دهنده مرز شمالی ارتفاعات البرز	معکوس
۸	البرز	۳۰۰	N۱۱۹	-
۹	زردگلی	۸۰	بطور متوسط N۱۰۷ و متشکل از ۳ قطعه	امتداد لغز همراه با مولفه کوچک معکوس

شبکه جهانی لرزه‌نگاری گزارش زمینلرزه‌ها را ارایه نموده و در خود ایران نیز ایستگاههای متعددی نصب شده‌است. در این مدت زلزله‌های مهمی از جمله بوئین زهرا و رودبار رخ داده‌اند (آستوریانس، ۱۳۷۷). شکل ۳ زلزله‌های تاریخی و دستگاهی منطقه البرز مرکزی را با بزرگای بیشتر از ۴ نشان می‌دهد. در این شکل پیشلرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها حذف نشده‌اند.

برای زمینلرزه‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۹۸ از داده‌های PDE و کاتالوگ موسسه ژئوفیزیک استفاده شده و

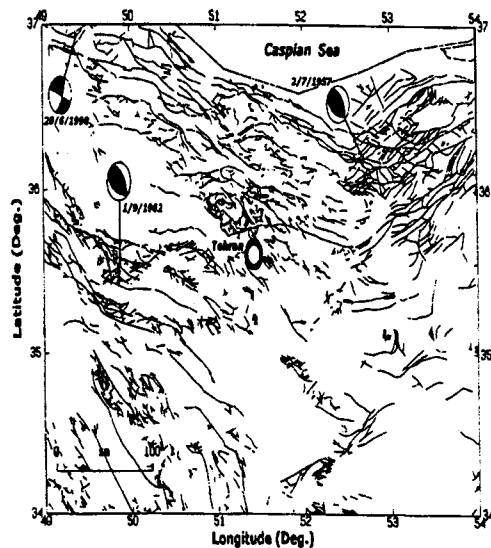


شکل ۳. زلزله‌های تاریخی و دستگاهی منطقه البرز مرکزی با بزرگای بیشتر از ۴ تا آخر سال ۱۹۹۸.

داده‌های مورد نظر در برخی از موارد با دیگر کاتالوگ‌های موجود تطبیق داده شده است.

### ۱.۳ تبدیل بزرگا

بزرگی‌های نسبت داده شده به زلزله‌ها در کاتالوگ یکسان نبوده و بهمین دلیل کلیه بزرگی‌ها جهت استفاده در رابطه کاهندگی به  $M_w$  تبدیل شده‌اند. بدین منظور ابتدا با استفاده از روابط



شکل ۲. نقشه گسل‌های البرز مرکزی، مکانیسم‌های نشان داده شده مربوط به زلزله‌های سنگ‌چال ۱۹۵۷، بوئین‌زهرا ۱۹۶۲ و رودبار ۱۹۹۰ می‌باشد (نقشه گسلها از زکریایی، ۱۳۷۵).

اساس مراجع فوق مشخصات اصلی تعدادی از مهم‌ترین آنها را نشان می‌دهد.

### ۳ تهیه کاتالوگ داده‌ها

– زمینلرزه‌های قبل از ۱۹۰۰

این قسمت زلزله‌های تاریخی را در بر می‌گیرد و محل رو مرکز زمینلرزه‌ها ممکن است با خطای زیادی همراه باشد (آمبرزیس و ملویل، ۱۳۷۰)

– زمینلرزه‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۲ میلادی

در این دوره زلزله‌های مهم دنیا توسط ایستگاههای تازه تاسیس شده در اروپا و آمریکا قرائت و اندازه‌گیری می‌شدند. در آن دوره ایران فاقد پایگاه لرزه‌نگاری بوده است.

– زمینلرزه‌های ۱۹۶۲ تا ۱۹۹۸

نتایج این بازه بسیار مفید بوده زیرا در این فاصله

رویداد را می‌توان توسط قانون اموری که کاهش نمایی تعداد پس‌لرزه‌ها را با زمان بیان می‌دارد، بررسی نمود. یک سری پس‌لرزه‌ای بصورت یک فرایند پواسونی وابسته به زمان نمایش داده می‌شود. از اینرو معیار زمانی تابعی از بزرگی رویداد اصلی، بزرگی آستانه آشکارسازی، احتمال صحت<sup>۳</sup> و زمان بین دو رویداد خواهد بود. از آنجاییکه معیار زمانی  $m_b$  متناسب با اختلاف زمان است، کرانه‌های بالا و پایین باید روی آن قرار گیرند. هرگاه اختلاف زمانی کمتر از  $m_b$  باشد، دو رویداد از نظر زمانی وابسته شناخته می‌شوند. هرگاه معیارهای زمانی و مکانی هر دو برآورده شوند دو رویداد وابسته در نظر گرفته می‌شوند. اگر بزرگی رویداد دوم بیشتر از اولی باشد، بعنوان یک رویداد اصلی جدید در نظر گرفته می‌شود. بایستی توجه داشت که دقت در تعیین مکان زلزله‌ها در دوره‌های متفاوت مختلف بوده که در کاربرد معیار مکانی برای جداسازی پس‌لرزه‌ها می‌بایست اعمال گردد. جهت تعیین ضرایب از جمله  $m_b$  می‌توان به ریزنبرگ<sup>۴</sup> (۱۹۸۹) و ساویج و دی‌پولو<sup>۵</sup> (۱۹۹۳) مراجعه نمود. با استفاده از الگوریتم‌های فوق و برنامه کامپیوتری declust (لافورز<sup>۶</sup> ۱۹۹۴) حذف رویدادهای وابسته انجام شده است.

شکل ۴ زلزله‌های منطقه البرز مرکزی را که به روش مذکور رویدادهای وابسته از آن حذف شده‌اند نشان می‌دهد.

#### ۴ الگوی لرزه‌خیزی منطقه

پس از حذف پس‌لرزه‌ها و دیگر رویدادهای وابسته، منطقه‌ای که نقشه خطر لرزه‌ای برای آن

تجربی، بزرگی‌های  $M_s$  به  $m_b$  و یا بالعکس تبدیل گردیدند. برای تبدیل‌های فوق از رابطه زیر استفاده شده است

$$M_s = 1.78 m_b - 5.17$$

$$m_b = 0.56 M_s + 2.9$$

و برای بزرگی ۶ ( $m_b$  و  $M_s$ ) بزرگی  $M_w$  به زلزله‌ها نسبت داده شد. (کمپبل<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵).

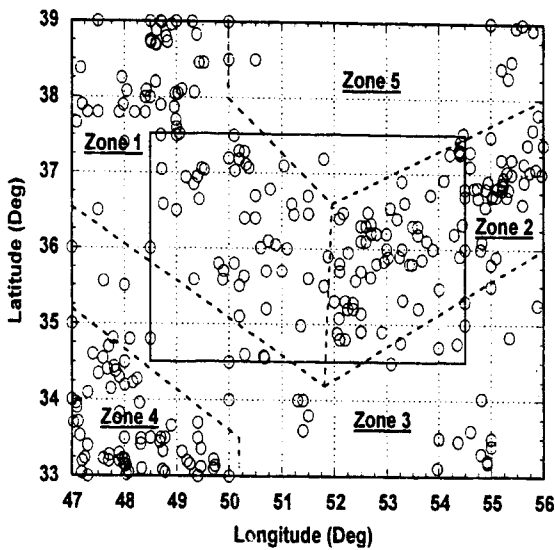
#### ۲.۳ حذف پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها

در برآورد خطر زمین‌لرزه رخداد زلزله‌ها یک فرایند پواسونی و وقوع یک زلزله از زلزله‌ای دیگر مستقل فرض می‌گردد. پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها که وابسته به زلزله اصلی هستند، رویدادهای وابسته و غیر مستقل بوده و با فرض فوق در تناقض می‌باشند. به این دلیل پس‌لرزه‌ها و پیش‌لرزه‌ها و دیگر رویدادهای وابسته باید از کاتالوگ داده‌ها از نظر مکان و زمان رفتاری تصادفی داشته باشد.

در هر روش جداسازی باید معیاری برای مستقل یا وابسته بودن هر رویداد از رویداد مجاورش در مکان و زمان وجود داشته باشد. جهت تعیین بستگی مکانی یک رویداد اصلی تعریف می‌شود. به این رویداد یک شعاع چشمه وابسته به بزرگی رویداد بر اساس مدل شکاف دایره‌ای (کاناموری و آندرسون<sup>۲</sup>، ۱۹۷۵) و نیز یک افت تنش معادل ۳۰ بار نسبت داده می‌شود. شعاع رویداد بعدی در زمان بصورت شعاع شکاف دایره‌ای آن ضرب در یک عامل  $Q$  تعریف می‌گردد. اگر فاصله بین رومرکز دو رویداد کمتر از مجموع دو شعاع باشد، دو رویداد از نظر مکانی وابسته شناخته می‌شوند. وابستگی زمانی دو

1. Campbell  
3. confidence probability  
5. Savage & Depolo

2. Kanamory & Anderson  
4. Reasonberg  
6. Laforge

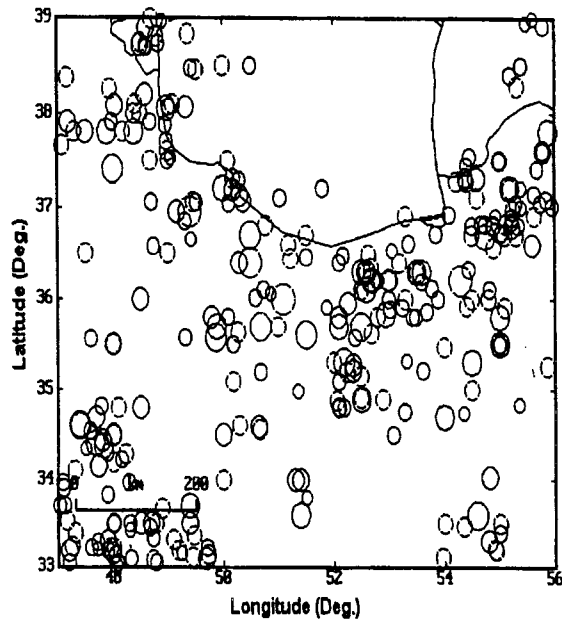


شکل ۵. ناحیه دربرگیرنده چشمه‌های لرزه‌ای (مستطیل بزرگ) و منطقه‌ای که نقشه خطر برای آن تهیه شده است (مستطیل کوچک). در این شکل زلزله‌ها با دایره‌هایی به قطر یکسان نشان داده شده‌اند.

ناحیه ۲ رخ داده‌اند.

#### ۱.۴ چشمه‌های لرزه‌زا

چشمه‌های لرزه‌زا به دو نوع ناحیه‌ای<sup>۱</sup> و خطی<sup>۲</sup> تقسیم شده‌اند. در مواردی که زلزله یا زلزله‌هایی به یک گسل نسبت داده شده، گسل مذکور بعنوان چشمه‌ای خطی در نظر گرفته شده است. با استفاده از زلزله‌های باقیمانده که بخش اعظم کاتالوگ را تشکیل می‌دهند چشمه‌های ناحیه‌ای تعریف شده‌اند. نواحی پنجگانه‌ای که در شکل ۵ با خط‌چین از یکدیگر جدا شده‌اند بعنوان ۵ چشمه سطحی در محاسبات وارد شده‌اند. شکل ۶ چشمه‌های ناحیه‌ای و خطی را (که عبارت از ۹ گسل مهم منطقه بوده و زلزله‌هایی به آنها نسبت داده شده) نشان می‌دهد.



شکل ۴. زلزله‌های تاریخی و دستگاهی منطقه البرز مرکزی تا پایان سال ۱۹۹۸. پس‌لرزه‌ها و دیگر رویدادهای وابسته در این شکل حذف شده‌اند.

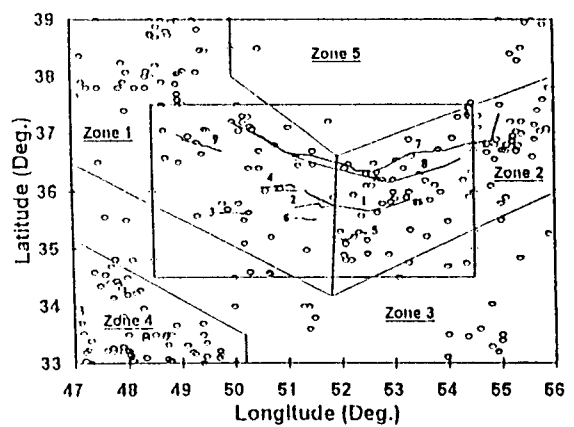
تهیه شده، تعیین گردیده است. در شکل ۵ زلزله‌های موردنظر با دایره‌هایی به قطر یکسان دوباره نشان داده شده‌اند. مستطیل کوچک با مختصات رئوس  $48/5$  و  $54/5$  طول شرقی و  $34/5$  و  $37/5$  عرض شمالی، منطقه‌ای است که برای آن نقشه خطر لرزه‌ای تهیه شده و مستطیل بزرگ با مختصات رئوس  $47$  و  $56$  طول شرقی و  $33$  و  $39$  عرض شمالی منطقه‌ای است که شامل چشمه‌های لرزه‌ای برای محاسبات لازم می‌باشد. همانطوریکه از شکل پیداست تراکم زلزله‌ها در مناطق مختلف متفاوت می‌باشد.

بر اساس توزیع مکانی و تراکم زلزله‌ها منطقه چشمه‌ها به ۵ ناحیه تقسیم شده است. نواحی ۱ و ۲ دارای فعالیت بیشتری هستند. زلزله‌های رودبار و بوئین‌زهر در ناحیه ۱ و سنگ‌چال در

مدت زمان یاد شده برای زلزله کوچکتر خواهد بود. نظر به اینکه برآورد آهنگ لغزش<sup>۱</sup> برای گسلهای ایران اخیراً شروع شده و اطلاعات کافی در مورد گسلهای منطقه در این مورد در دست نبود، برای برآورد لرزه‌خیزی گسلها از این کمیت مهم استفاده نشده است. لذا ممکن است ضرایب لرزه‌خیزی گسلها از عدم قطعیت بیشتری نسبت به چشمه‌های ناحیه‌ای برخوردار باشد.

#### ۲.۵ چشمه‌های ناحیه‌ای (سطحی)

جهت برآورد ضرایب لرزه‌خیزی این چشمه‌ها از روش بیشینه درست‌نمایی<sup>۲</sup> و بچرت (ویچرت، ۱۹۸۰) استفاده شده است. در این روش دوره‌های زمانی کامل رخداد با بزرگی متفاوت و همچنین تعداد واقعی زلزله‌ها (به جای میزان برآورد شده رخداد سالیانه) به کار می‌رود و از این‌رو از دقیقترین روشها در محاسبه ضرایب  $a$  و  $b$  و نیز  $\lambda$  است. توجه به میزان عدم یقین در برآورد مقادیر  $b$  بسیار مهم است. این عدم یقین بستگی زیادی به تعداد زلزله‌ها دارد. برای  $N=50$  انحراف استاندارد مقدار  $b$  در حدود ۱۵ درصد است (بندر<sup>۳</sup>، ۱۹۸۳). بنابراین مقدار برآورد شده  $b$  برای نمونه‌هایی که تعداد آنها مثلاً از ۴۰ کمتر است دقیق نمی‌باشد. جدول ۲ تعداد زلزله‌های هر کدام از چشمه‌های ناحیه‌ای، خطی (گسلها) و نیز مجموع کل تعداد این زلزله‌ها را نشان می‌دهد. براساس نکات ذکر شده ضرایب برآورد شده برای نواحی ۳ و ۵ از دقت زیادی برخوردار نیستند. برای نواحی ۱، ۲ و ۴ که تعداد زلزله‌های آنها از ۵۰ بیشتر است نتایج بهتری در برآورد مقدار  $b$  حاصل شده است. مقادیر به دست آمده  $a$  و  $b$  برای چشمه‌های



شکل ۶. چشمه‌های ناحیه‌ای و خطی (گسلهای منطقه)

که در محاسبات وارد شده‌اند. چشمه‌های ناحیه‌ای همان مناطق پنجگانه در شکل ۵ می‌باشند.

#### ۵ ضرایب لرزه‌خیزی

در برآورد ضرایب لرزه‌خیزی  $a$  و  $b$  برای دو نوع چشمه از روشهای متفاوت استفاده شده است.

#### ۱.۵ گسلها

بر سر اینکه لرزه‌خیزی یک گسل از رابطه گوتنبرگ-ریشتر برآورد شود یا نه بحث فراوان وجود دارد. بدیهی است هر چه تعداد داده‌ها (زلزله‌های مربوط به یک گسل) بیشتر باشد، این رابطه جواب بهتری خواهد داد. در اینجا در صورت کمبود داده‌ها از روش زیر و یا روشهای مشابه و یا متوسطی از آنها جهت برآورد لرزه‌خیزی گسلهای منطقه استفاده شده است.

فرض کنیم که به گسلی ۲ زلزله نسبت داده شده باشد. رخداد سالیانه‌ای برابر ۲ تقسیم بر بازه زمانی (قبل از رخداد اولین زلزله تا زمان حال) در نظر گرفته شده است، مشروط به اینکه زلزله قبلی با همان بزرگی رخ نداده باشد. نتیجه برابر ۲ تقسیم بر

1. slip rate  
3. Bender

2. Maximum Likelihood Method

بالایی و پایینی مقادیر محاسبه شده نیز در جدول آمده است. بجز بازه بزرگی ۸-۷/۵ در باقی موارد مقادیر محاسبه شده در فاصله اطمینان داده‌های مشاهده شده قرار گرفته‌اند.

شکل ۷ تعداد سالیانه رویدادها را بر حسب بزرگی (برای چشمه شماره ۱) نشان می‌دهد.

Magnitude Range	Observed Return Period (yrs)	Predicted Return Period (yrs)	Lower Bound	Upper Bound
4.5-5.0	1.46	1.26	0.93	1.71
5.0-5.5	3.30	3.92	3.14	4.90
5.5-6.0	10.61	12.20	9.72	15.31
6.0-6.5	45.11	37.94	27.66	52.03
6.5-7.0	146.67	117.98	75.94	183.29
7.0-7.5	514.00	366.91	205.78	654.21
7.5-8.0	391.00	1141.07	554.46	2348.31

جدول ۴. دوره‌های بازگشت مشاهده شده و محاسبه شده برای بازه‌های بزرگی متفاوت برای چشمه ناحیه‌ای شماره ۱. حدود بالایی و پایینی مربوط به مقادیر محاسبه شده است.

در این منحنی فواصل اطمینان داده‌های مشاهده شده و مقادیر محاسبه شده به روش

Sources		Number of Earthquakes
Areal Sources (zones)	zone 1	86
	zone 2	104
	zone 3	35
	zone 4	69
	zone 5	11
Line Sources (faults)		54
Total		359

جدول ۲. تعداد زلزله‌های رخ داده مربوط به هر کدام از چشمه‌ها و مجموع آنها.

ناحیه‌ای به روش بیشینه درست‌نمایی و یچرت در جدول ۳ آمده است. در این محاسبات مقادیر a و b و انحراف معیار آنها به دو روش انباشتی و بازه‌ای به دست آمده‌اند. مقادیر a و b در جدول به کیلومتر مربع بر سال بهنجار شده است.

برای چشمه‌های ناحیه‌ای مختلف دوره‌های بازگشت مشاهده شده و نیز محاسبه شده با یکدیگر یکدیگر مقایسه شده‌اند. جدول ۴ دوره‌های بازگشت مشاهده شده و نیز محاسبه شده را برای بازه‌های بزرگی متفاوت برای چشمه ناحیه‌ای شماره ۱ نشان می‌دهد. فواصل اطمینان<sup>۱</sup>

Zones	a, incremental ( $\sigma$ )	a, cumulative ( $\sigma$ )	b ( $\sigma$ ; inc, cum)	Area (km <sup>2</sup> )
Zone 1	-0.569 (0.371)	-0.647 (0.103)	0.986 (0.067, 0.020)	141049
Zone 2	-0.666 (0.301)	-0.695 (0.103)	0.888 (0.055, 0.020)	89404
Zone 3	-4.282 (0.605)	-4.004 (0.081)	0.445 (0.107, 0.015)	161350
Zone 4	-0.167 (0.372)	-0.237 (0.126)	0.971 (0.068, 0.024)	45774
Zone 5	-3.679 (0.772)	-3.489 (0.202)	0.525 (0.152, 0.042)	98236

جدول ۳. مقادیر محاسبه شده a و b برای چشمه‌های ناحیه‌ای. مقادیر داخل پرانتز انحراف معیار را برای ضرایب فوق نشان می‌دهد.



No.	Fault	No. of Events	b	$\sigma_b$
1	Mosha	18	0.75	0.07
2	North Alborz	16	0.7	0.02
3	Ipak	1	1	-
4	Khazar	4	0.68	0.05
5	North Tehran	5	0.6	0.04
6	Garmsar	7	1.2	0.08
7	Zardgoli	1	1	-
8	Taleghan	1	1	-
9	Kahrizak	1	1	-

جدول ۵. تعداد زلزله‌های چشمه‌های خطی (گسلها)، مقادیر مربوط به هر کدام و انحراف استاندارد مقدار محاسبه شده b.

نزدیکترین فاصله تا شکستگی گسل  $R=R_f$   
 $R \leq 50\text{km}$

$$M = M_l (M < 6)$$

$$M = M_s (M > 6)$$

PGA = PHA<sub>m</sub> mean horizontal component

$$M = 5-7.7$$

applicability = world wide

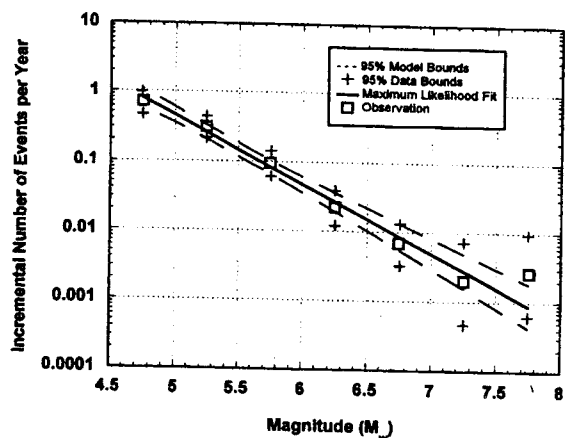
در مقایسه با دیگر روابط کاهندگی و نیز با توجه به اینکه رابطه فوق بر اساس داده‌های جهانی بدست آمده است، از این رابطه در اینجا استفاده شده است.

#### ۷ نقشه‌های خطر لرزه‌ای

نقشه‌های فوق برای منطقه مورد نظر برای دو مقدار احتمال وقوع ۱۰٪ در ۵۰ سال و ۶۴٪ در ۵۰ سال رسم شده‌اند. مقادیر محاسبه شده بر اساس روش کلی ذکر شده محاسبه میزان احتمالی خطر

بیشینه درستنمایی نشان داده شده است. محاسبات فوق برای دیگر چشمه‌ها نیز بروش مشابه صورت گرفته است.

همچنین جدول ۵ مقادیر b محاسبه شده برای گسلها و عدم قطعیت آنها را نشان می‌دهد. در موردی که تعداد داده‌ها کافی نبوده عدد ۱ که مقدار متوسط جهانی است به گسل مذکور نسبت داده شده است.



شکل ۷. تعداد سالیانه رویداد بر حسب بزرگی برای چشمه ناحیه‌ای شماره ۱. علامت + فواصل اطمینان داده‌های واقعی و خط چین اطمینان مدل استفاده شده را نشان می‌دهد. خط پیوسته، از روش بیشینه درستنمایی محاسبه شده و مربعها نشاندهنده داده‌های واقعی هستند.

#### ۶ انتخاب رابطه کاهندگی

در این مطالعه از رابطه تضعیف کمپیل (۱۹۸۱)

استفاده شده است. این رابطه بصورت زیر است

$$0.0606 \exp \text{PGA} = 0.0159 \exp (1) \\ (0.868M) [R + (0.700M)]$$

در رابطه فوق R بر حسب کیلومتر و PGA بر حسب g می‌باشد. تعریف ضرایب بصورت زیر است.

مشاهده نمود. اثر هر کدام از چشمه‌های ناحیه‌ای در سطح چشمه به طور یکنواخت پخش شده و تنها در مرزها اثرات چشمه‌های مجاور با یکدیگر جمع می‌شوند که در آنها تراکم بالای پربندها مشخص است (شکل ۸. ب). البته بایستی توجه داشت که لرزه‌خیزی یک چشمه ناحیه‌ای در بقیه نقاط چشمه‌های دیگر (دور از مرزها) نیز اثر دارد که میزان آن کمتر است.

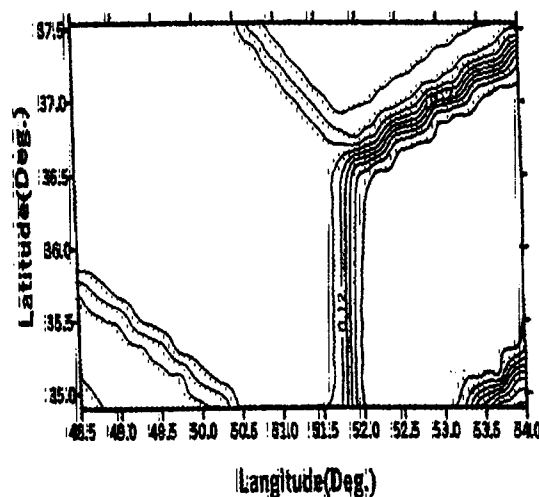
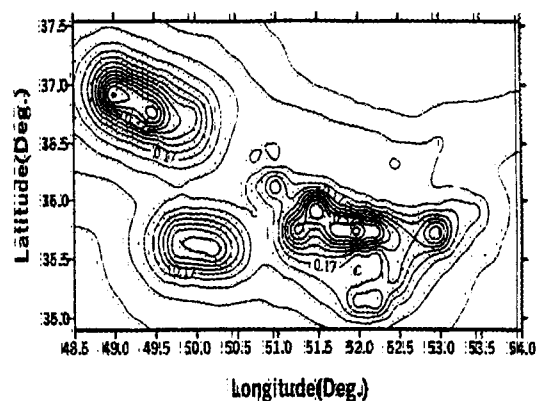
شکل ۹ مجموع اثرات چشمه‌ها (گسلها و زونها) را نشان می‌دهد. فواصل پربندی در شکل ۹. الف  $0.3g$  است. همانطوریکه مشاهده می‌شود بیشترین مقدار برای احتمال  $10\%$  وقوع در  $50$  سال  $0.5g$  است. با رجوعی دوباره به شکل ۸ می‌توان دریافت که سهم گسلها در میزان احتمال وقوع مقادیر یاد شده بیشتر از چشمه‌های ناحیه‌ای است. برای تهیه نقشه‌های فوق محدوده مورد نظر به فواصل  $0.2^\circ$  در طول و  $0.2^\circ$  در عرض تقسیم شده است. تعداد نقاطی که محاسبات برای آنها انجام گرفته  $480$  می‌باشد. در محاسبات عدم یقینی برابر  $20$  کیلومتر برای مکان زلزله‌ها در نظر گرفته شده است.

شکل ۱۰ احتمال  $64\%$  وقوع در  $50$  سال رانشان می‌دهد. فواصل پربندی در  $0.1g$  و بیشترین مقدار در نقشه  $0.19g$  است.

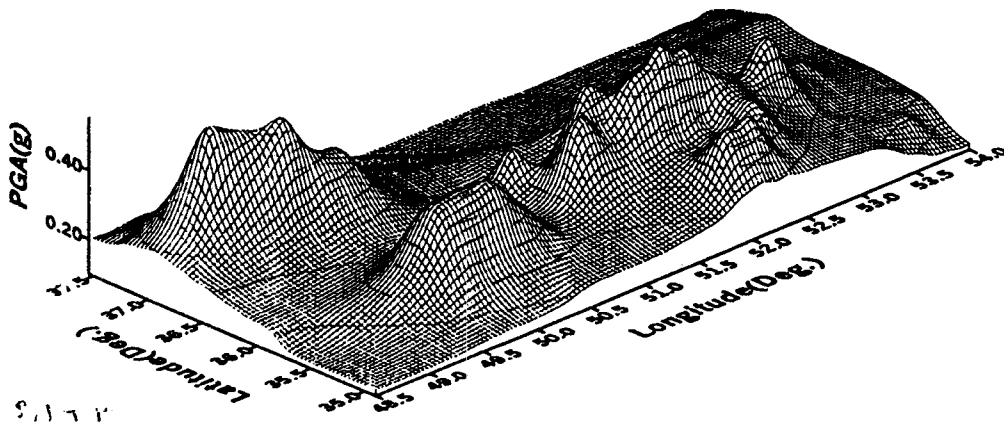
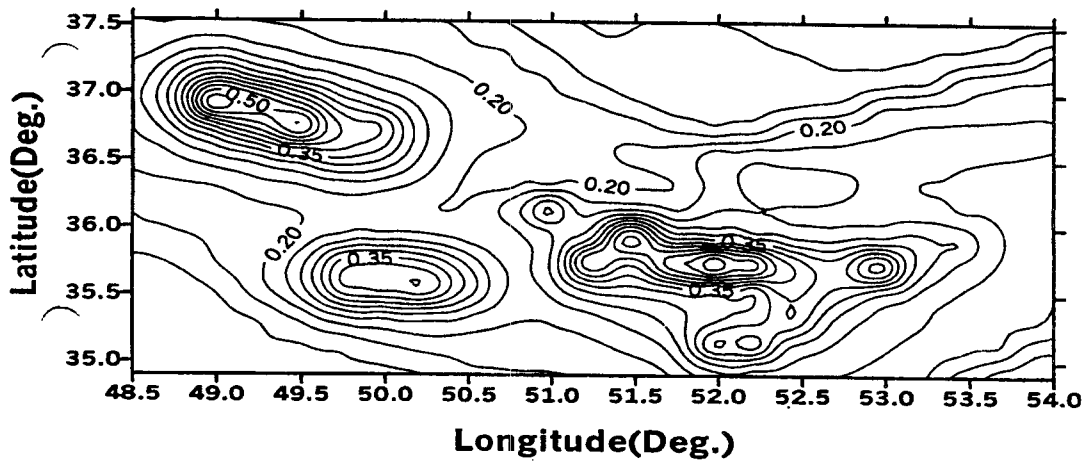
#### ۸ نتیجه

در تهیه نقشه خطر لرزه‌ای البرز مرکزی ابتدا ضرایب لرزه‌خیزی بر اساس کاتالوگ داده‌ها، شامل زلزله‌های تاریخی و دستگامی به روش بیشینه درستمایی ویچرت محاسبه شده‌اند. برای تعدادی از چشمه‌های ناحیه‌ای مقادیر محاسبه شده دارای

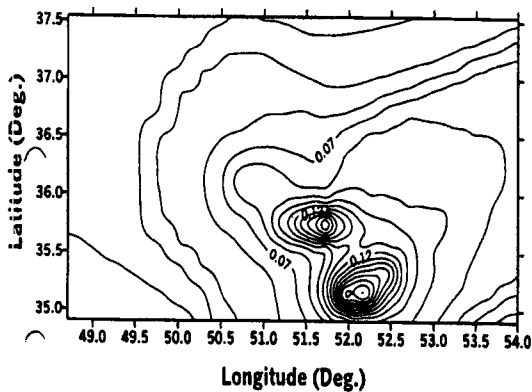
در مقاله کرنل<sup>۱</sup> (۱۹۶۸) و با استفاده از برنامه یاد کامپیوتری آمده‌اند. SEISRISKIII شده به دست شکل ۸ احتمال  $10\%$  وقوع مقادیر نشان داده در شده (PHA)  $50$  سال را برای الف- گسلها ب- زونها (چشمه‌های ناحیه‌ای) نشان می‌دهد. در شکل ۸. الف فواصل پربندی  $0.3g$  و در  $0.8$  ب  $0.1g$  است. با توجه به شکل ۸. الف می‌توان اثر یک گسل منفرد و یا ترکیبی از گسلها را در نقشه



شکل ۸. مقادیر برآورد شده PHA برای  $10\%$  احتمال وقوع در  $50$  سال. الف- برای چشمه‌های خطی (گسلها). ب- فواصل پربندی  $0.3g$  ب- برای چشمه‌های ناحیه‌ای با فواصل پربندی  $0.1g$ .



شکل ۹. مقادیر برآورد شده PHA برای ۱۰٪ احتمال وقوع در ۵۰ سال برای منطقه البرز مرکزی. الف- فواصل پربندی  $g$  ۰/۰۳ و مقادیر فوق شامل مجموع اثرات همه چشمه‌ها می‌باشند. ب- نمودار سه‌بعدی قسمت اول.



شکل ۱۰. مقادیر برآورد شده PHA برای ۶۴٪ احتمال وقوع در ۵۰ سال منطقه البرز مرکزی. فواصل پربندی  $g$  ۰/۰۱ و مقادیر فوق شامل مجموع اثرات کلیه چشمه‌ها می‌باشد.

عدم یقین نسبتاً زیادی هستند. این بدلیل تعداد کم داده‌های مربوط به این نواحی است. انتخاب تابع کاهندگی تاثیر قابل ملاحظه‌ای روی نتایج داشته و از اینرو تابع کاهندگی کمپیل (۱۹۸۱) با وجود برخی مسائل، چون بر اساس داده‌های جهانی ارایه شده و تا حدودی حالت اشباع در فواصل نزدیک را نشان می‌دهد، بعنوان تابع مناسب انتخاب گردیده است. همچنین استفاده از این تابع مقادیر غیر قابل قبولی از بیشینه شتاب را در فواصل مختلف نتیجه نمی‌دهد. با استفاده از برنامه کامپیوتری Seisrisk III و انتخاب عدم یقینی برابر ۲۰ km در مکان

از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی: نشریه انجمن نفت، ۸۲، ۱۹-۲۸.

آمبریزس، ن. ن. و ملویل، ج. پ.، ترجمه به فارسی توسط رده، ا.، ۱۳۷۰، تاریخ زمینلرزه‌های ایران، انتشارات آگاه.

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۴، (پژوهش و بررسی ژرف‌نو زمین‌ساخت ایران زمین: بخش پنجم) گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی کشور.

برزگر، ف.، بربریان، م.، قریشی، م.، مالکی، ا.، معین‌فر، ع. و نادرزاده، ا.، ۱۳۷۶، پهنه‌بندی خطر نسبی زمینلرزه در ایران (از جمله مطالعات طرح کالبد ملی ایران): مرکز مطالعات و تحقیقات شهرسازی و معماری تهران.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی ایران: نشر دانش امروز، تهران.

زکریایی، س.، ۱۳۷۵، نقشه گسل‌های منطقه البرز: موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

تهران تدبیر بافت، ۱۳۷۵، گزارش طرح تهران تدبیر بافت: موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

Bender, B., 1983, Maximum likelihood estimation of b values for magnitude grouped data: Bull. Seism. Soc. Am., 73, 831-851.

Bender, B., and Perkind, D.M., 1987, SEISRISK III: A Computer Program for Sismic hazard estimation: U. S. Geological Survey Bulletin, 1772.

Boore, D. M., and Joyner, W.B., 1982, The empirical prediction of ground motion: Bull. Seism. Soc. Am., 72, 543-560.

Campbell, K.W., 1981a, Near-Source attenu-

رویداد زلزله‌ها، نقشه‌های خطر لرزه‌ای برای احتمال وقوع ۱۰٪ در ۵۰ سال و ۶۴٪ در ۵۰ سال رسم شده‌اند. برای احتمال اولی بیشینه شتابی برابر ۰/۵g در برخی نقاط دیده می‌شود. نتایج حاصله به قوت از نرخ رویداد سالیانه چشمه‌ها و بخصوص چشمه‌های خطی (گسلها) تاثیرپذیر بوده است. در این مطالعه بدلیل در دسترس نبودن اطلاعات از برآوردهای آهنگ لغزش برای گسلها استفاده نشده است. به همین دلیل می‌توان گفت که میزان رخداد سالیانه محاسبه شده برای گسلها خیلی دقیق نمی‌باشد، که مسلماً روی نتایج نیز تاثیر داشته است. همچنین بدلیل نبود شواهد کافی، مدل زلزله سرشتی به هیچکدام از گسلها نسبت داده نشده است. در آینده با برآورد آهنگ لغزش برای گسلها و انجام مطالعات دقیق زمین‌شناسی و زمینساختی در مورد چشمه‌های لرزه‌ای و نیز بسط و گسترش روابط کاهندگی موجود برای ایران یا ارایه رابطه‌ای مستقل برای منطقه می‌توان ورودیه‌های لازم برای محاسبات را بطور دقیقتر فراهم نمود تا نتایجی دقیقتر حاصل گردد.

#### تشکر و قدردانی

از زحمات آقای دکتر محمدرضا عباسی که ما را در بخشهای زمین‌شناسی و زمینساخت این بررسی یاری دادند تشکر و قدردانی می‌شود.

#### منابع

آساتوریانس، ک.، ۱۳۷۷، تعیین ساز و کار گسل‌های فعال منطقه البرز مرکزی به کمک ریززلزله‌های ثبت شده توسط دیجیتال تهران: پایان‌نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.  
افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹، تفکیک بخشهای مختلف ایران

- Seism. Soc. Am., **83**, 1910-1938.
- Tchalenko. J.S., 1974, Outline of seismotectonic provinces of North- Central Iran: Geological Survey of Iran Report, **29**, 117-126.
- Weichert. D.H., 1980, Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation period for magnitudes: Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1337-1346.
- ation of peak horizontal acceleration: Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 2039-2070.
- Campbell, K.W., 1985, Strong ground motion attenuation relations: A ten year perspective: Earthquake Spectra, **1**, 759-804.
- Campbell, K.W., 1997, Empirical Near-Source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, Peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra: Seimoligical research Letters, **68**, 154-179.
- Cornell. A.C., 1968, Engineering Seismic risk analysis: Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1583-1606.
- Jackson, J., and Mc Kenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine- Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: Geophys. J. R. Astr. Soc., **77**, 185-265.
- Kanamori, H., and Anderson, D.L., 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology: Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1073-1095.
- LaForge, R., 1994, SEISRISK  $\alpha$ : A modified version of SEISRISK  $\beta$ . Bureau of Reclamation, Denver, USA.
- Reasonberg, P.A., and Jones, L.M., 1989, Earthquake hazard a mainshock: California Science, **243**, 1173-1176.
- Savage, M.K., and Depolo, D.M., 1993, Foreshock probabilities in The western Great- Basin Eastern Sierra Nevada: Bull