

# محاسبه بیشینه شتاب لرزه‌ای گسل شمال تبریز با استفاده از شبیه‌سازی لرزه‌ای چشمه گسل محدود

هادی امیرانلوی<sup>۱</sup>، محسن پور کرمانی<sup>۲</sup>، روزبه دبیری<sup>۲</sup>، منوچهر قرشی<sup>۴</sup> و سهیلا بوذری<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۲</sup>استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

<sup>۳</sup>استادیار، گروه مهندسی عمران، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران

<sup>۴</sup>دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی، تهران، ایران

<sup>۵</sup>دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۳/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۲۷

## چکیده

رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در نزدیکی گسل شمال تبریز شاهدی بر فعالیت لرزه‌خیزی این گسل است که زمین‌لرزه‌های تاریخی با بزرگی بیشتر از ۷ در در کارنامه خود دارد. در این پژوهش با استفاده از روابط تجربی موجود، زمین‌لرزه‌های تاریخی، مطالعات لرزه‌خیزی و هندسه گسل شمال تبریز، یک سناریوی لرزه‌ای با بزرگی ۷/۷ تعریف شد. با انجام شبیه‌سازی به روش «شبیه‌سازی کاتوره‌ای چشمه گسل محدود مبتنی بر بسامد گوشه دینامیک» مشاهده شد که هماهنگی خوبی میان مقادیر بیشینه شتاب برآورد شده و الگوی روابط کاهیدگی وجود دارد. نقشه لرزش به دست آمده نشان می‌دهد که بیشترین جنبش نیرومند زمین در نواحی شمال باختر، شمال و شمال خاور شهر تبریز در امتداد مشابه با آزمون گسل دیده می‌شود. همچنین بیشینه شتاب حاصل از شبیه‌سازی با بیشینه شتاب حاصل از روابط کاهیدگی تقریباً یکسان است.

**کلیدواژه‌ها:** بیشینه شتاب، جنبش زمین، گسل شمال تبریز، چشمه گسل محدود.

\*نویسنده مسئول: هادی امیرانلوی

E-mail: dashbaghcha@yahoo.com

## ۱- پیش‌نوشتار

جنبش نیرومند زمین بر اثر زمین‌لرزه، نتیجه فرایند فیزیکی پیچیده‌ای است که از سه مرحله تشکیل شده است؛ موج‌های لرزه‌ای به مثابه بخشی از انرژی کرنشی آزاد شده از گسل فعال هستند که مربوط به اثر چشمه است؛ سپس در سراسر پوسته زمین منتشر می‌شوند که این پدیده، انتشار موج یا اثر مسیر نام دارد و در پایان تارسیدن به سطح، تحت تأثیر تغییرات در لایه‌های کم‌ژرفا قرار می‌گیرند که همان اثرات ساختگاه است (شکل ۱).

دستگاه ثبت‌کننده این امواج نیز، تأثیراتی روی نگاشت ثبت شده این امواج اعمال می‌کند که می‌توان این تأثیرات را با توجه به ویژگی‌های دستگاه حذف کرد. در نتیجه هم‌آمیختن این عوامل، نگاشت زمین‌لرزه به دست می‌آید که ویژگی‌های بنیادین آن برای دوره‌های بلند و کوتاه متفاوت است (Stewart, 2001).

اثر مسیر شامل کاهیدگی دامنه موج ناشی از گسترش هندسی و جذب غیرالاستیک انرژی، بازتاب و شکستگی در سطح لایه‌بندی و پراکندگی موج‌ها به دلیل ناهمگنی در پوسته زمین است. توابع گرین بیان‌کننده این اثرات در مدل ساختار پوسته زمین، در فرایند شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین هستند. برای محاسبه توابع گرین، به دانستن سرعت موج تراکمی و برشی، چگالی و فاکتور کاهیدگی نیاز است. همچنین برای تعیین این توابع با توجه به ساختار و لایه‌بندی پوسته در مناطق مختلف، فرضیات گوناگونی اعمال می‌شود.

افزون بر ساختار و لایه‌بندی زمین، اثرات مربوط به ساختگاه همچون زمان روبرویی با یک دره رسوبی یا تپه به عنوان ساختگاه، باید این اثرات توپوگرافی را در مدل‌سازی در نظر گرفت. البته دو یا سه بعدی بودن آنها نیز اهمیت دارد.

ثبت اولین نگاشت در نزدیکی گسل در زمین‌لرزه ۱۹۶۶ پارکفیلد (Parkfield) در ایالت متحده آمریکا زمینه را برای معرفی روشی تحت عنوان شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین برای برآورد ویژگی‌های جنبش نیرومند زمین فراهم کرد. در این روش روند زمانی جنبش نیرومند زمین با استفاده از روش‌های تئوری شبیه‌سازی می‌شود. این روش‌ها عبارتند از:

- تصادفی (Random) (Boore, 1983)

- تابع تجربی گرین (Empirical Green's Function) (Hadley and Helmberger, 1980)

(Irikura, 1983)

- تابع نیمه تجربی گرین (Semi-Empirical Green's Function) (Somerville et al., 1991);

(Midorikawa, 1993)

- پیوندی (Hybrid) (Kamae et al., 1998)

برتری این روش‌ها آن است که اطلاعات مربوط به چشمه زمین‌لرزه، انتشار موج میان چشمه و ایستگاه، شرایط ایستگاه و کاهیدگی در شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین در نظر گرفته می‌شود که در پایان سبب اطمینان بیشتری در برآورد ویژگی‌های جنبش نیرومند زمین در حوزه زمان و بسامد می‌شود. برای یک نوع گسلش، محتوای بسامدی بستگی به متغیرهای چشمه دارد مانند: افت تنش، جابه‌جایی گسل، مساحت گسل، الگوی تشعشعی و سوی گسیختگی.

مؤلفه‌های یکنواخت لغزش گسل، موجب ایجاد امواج بسامد پایین می‌شوند که رفتاری تعینی دارند و برای بررسی آنها در میدان دور، می‌توان مدل چشمه را نقطه‌ای فرض کرد. مؤلفه‌های مقیاس کوچک آشفتگی موجب ایجاد امواج بسامد بالا می‌شوند که رفتاری احتمالی (کاتوره‌ای) دارند و در شبیه‌سازی کاتوره‌ای و در میدان نزدیک، مدل چشمه محدود فرض می‌شود.

برخلاف ارتعاشات بسامد پایین زمین که قابل پیش‌بینی و برآورد هستند، ارتعاشات بسامد بالای زمین ماهیت تصادفی دارند و به‌صورت تصادفی رفتار می‌کنند. پایه و بنیان روش تصادفی به این صورت است که می‌توان مدل‌های ارائه شده برای طیف دامنه حرکات زمین را با توجه به تصادفی بودن حرکات با بسامد بالا ترکیب کرد (Hanks and Kanamori, 1979; Hanks and McGuire, 1981). روش‌های تصادفی به‌صورت گسترده‌ای در پیش‌بینی جنبش‌های زمین استفاده شده‌اند. روش‌های تصادفی بر دو نوع هستند: یک نوع از چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای و نوع دیگر از چشمه لرزه‌ای گسل محدود استفاده می‌کند.

## ۲- چشمه گسل محدود

مدل چشمه گسل محدود ابزار مهمی برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی رومرکز زمین لرزه به شمار می‌رود. روش کاتوره‌ای برای چشمه نقطه‌ای، در شبیه‌سازی نگاشت‌های جنبش نیرومند زمین‌لرزه‌های بزرگ و یا میدان نزدیک به

کاتوره‌ای، دارای برتری‌هایی است. در این روش نگهداری انرژی منتشر شده در بسامدهای بالا وابسته به ابعاد زیرگسل‌ها نیست. برای گستره بیشتری از بزرگا کاربرد دارد و بر دامنه نسبی بسامدهای بالاتر نسبت به پایین‌تر کنترل بیشتری وجود دارد.

### ۳- روش پژوهش

بر پایه مطالعات آماری صورت گرفته برای ناحیه تبریز، تاریخ آخرین زمین‌لرزه ویرانگر در تبریز به سال ۱۷۸۰ بازمی‌گردد (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, M., 1994). با توجه به اینکه تاکنون هیچ رخداد مخربی برای گسل شمال تبریز به صورت دستگاهی ثبت نشده است؛ پیش‌بینی و برآورد جنبش‌های نیرومند زمین در این ناحیه مبتنی بر مدل‌های فرضی و تصادفی با استفاده از شتاب‌نگاشت‌های مناطق دیگر بوده است. بنابراین شبیه‌سازی زمین‌لرزه بهترین راه حل برای دست یافتن به دانش بیشتر در مورد پیامدهای رخداد زمین‌لرزه در این منطقه است. به این منظور در این پژوهش برای برآورد پیشینه شتاب لرزه‌ای به روش شرح داده شده در بخش پیش، از روش چشمه گسل محدود استفاده شده است. به این منظور یک روند لرزه‌ای منطبق با ویژگی‌های هندسی گسل تبریز و با در نظر گرفتن پیشینه لرزه‌خیزی و زمین‌لرزه‌های تاریخی بزرگ مخرب تعریف شد. از روابط تجربی Wells and Coppersmith (1994) برای گسل‌های با سازوکار امتدادلغز و مطالعات لرزه‌خیزی گسل استفاده شده است که توانایی ایجاد زمین‌لرزه‌های با پیشینه بزرگی ۷/۴ و طول گسیختگی ۶۰ کیلومتر با احتمال ۷۵ درصد به دست آمد. برای تعیین آزیموت و شیب گسل، از نتایج مطالعه سازوکار زمین‌لرزه ۱۰ آذر ماه ۱۳۸۶ تبریز استفاده شد که توسط حمزه لو و همکاران (۱۳۸۹) مطالعه شده است. تعیین ضریب میرایی بر پایه مطالعات شریفی و همکاران (۱۳۹۱) برای شمال باختر ایران انجام شده است. برای تعیین سرعت موج برشی به منظور توصیف محیط انتشار، از مطالعات سایه‌کالی مرادی و همکاران (۱۳۸۷) استفاده شده است که ساختار سرعتی پوسته را در پهنه گسلی امتدادلغز تبریز مورد بررسی قرار داده است. مقدار افت تنش بر پایه مطالعات Kanamori and Anderson (1975) در نظر گرفته شده است. به منظور تعیین میزان توزیع لغزش روی صفحه گسل، با توجه به اینکه توزیع لغزش روی گسل تبریز در دسترس نبود؛ از توانایی برنامه EXSIM-Beta برای تولید لغزش به صورت تصادفی و بر پایه توزیع عادی استفاده شد. ویژگی‌های مربوط به هندسه گسل با به کارگیری اطلاعات موجود در این زمینه مطابق جدول ۱ تعیین شد.

متغیرهای لرزه‌ای به کار رفته در مدل همچون انتشار هندسی، فاکتور کیفیت و متغیر تنش با استفاده از پژوهش‌های صورت گرفته برای زمین‌لرزه‌های شمال ایران که در بالا آورده شده؛ در جدول ۲ گردآوری شده و به کار رفته است. ژرفای بالایی گسل و پهنای آن به گونه‌ای انتخاب شده که میانگین ژرفاهای گزارش شده برای زمین‌لرزه‌ها را شامل شود.

با به کارگیری متغیرهای یاد شده شبیه‌سازی در مجموعه نقاط شبکه‌بندی شده با فاصله ۰/۲ درجه در طول و عرض جغرافیایی در منطقه مورد مطالعه انجام گرفت که نمونه‌ای از رکورد شبیه‌سازی شده در شکل ۳ نشان داده شده است. با استخراج پیشینه شتاب (PGA) از رکوردهای شبیه‌سازی شده، رسم آنها بر حسب فاصله در شکل ۴ دیده می‌شود که مقادیر به دست آمده با الگوهای متداول کاهیدگی به‌ویژه مدل ارائه شده توسط Hamzehoo et al. (2012) هماهنگی کامل دارد.

استخراج پیشینه شتاب حرکت زمین در نقاط شبکه‌بندی شده در منطقه مورد مطالعه و تهیه نقشه لرزش زمین (شکل ۵) نشان می‌دهد که شهرک‌های شمال باختر، شمال و شمال خاور (باغ‌میشه، ولی امر، ارم و رشدیه) در منطقه با خطر بالا قرار دارند و بیشترین مقادیر شتاب در جهت شمال با آزیموت مشابه با امتداد گسل قرار دارند.

با توجه به اطلاعات موجود در گستره ایران، برآورد و محاسبه پیشینه بزرگای زمین‌لرزه‌ای که یک گسل می‌تواند ایجاد کند؛ بر پایه طول گسیختگی یا به عبارت

علت در نظر گرفته نشدن مسائلی مانند ابعاد گسیختگی، پدیده جهت‌یابی و مانند آن با محدودیت‌هایی همراه است. در روش گسل محدود، شبیه‌سازی حرکات ناشی از شماری زمین‌لرزه‌های کوچک ناشی از زیرگسل‌ها که تشکیل دهنده یک گسل هستند، در حکم روشی برای پیش‌بینی حرکات در میدان نزدیک مطرح شده است. Motazedian and Atkinson (2005) روشی برای شبیه‌سازی نگاشت‌های زمین‌لرزه بر پایه روش کاتوره‌ای گسل محدود بر پایه بسامد گوشه دینامیکی عرضه کرده‌اند. با بهبود یافتن این روش و افزایش متغیرهای بیشتر نتایج دقیق‌تری نیز حاصل شده است. در این مدل بسامد گوشه تابعی از زمان است و محتوای بسامدی سری زمانی شبیه‌سازی شده در هر زیرگسل با توجه به تاریخچه گسیختگی کنترل می‌شود. در این روش یک گسل بزرگ به  $n$  زیرگسل تقسیم می‌شود و هر کدام از آنها در حکم یک چشمه نقطه‌ای در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۲).

حرکات زمین ناشی از هر کدام از زیرگسل‌ها که می‌توان بر پایه روش کاتوره‌ای برای چشمه نقطه‌ای به دست آورد؛ با در نظر گرفتن تأخیر زمانی مناسب برای هر کدام از آنها به منظور تعیین سری زمانی حرکات ناشی از یک گسل محدود، با یکدیگر جمع می‌شوند (رابطه ۱؛ شکل ۲).

$$a(t) = \sum_{j=1}^{nw} \sum_{i=1}^{nl} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}) \quad (\text{رابطه ۱})$$

در این رابطه  $nw$  و  $nl$  تعداد زیرگسل‌ها در امتداد طول و پهنای گسل اصلی هستند. در نتیجه  $nl \times nw = N$  و  $\Delta t_{ij}$  تأخیر زمانی مربوط به امواج منتشر شده از  $i$ ژامین زیرگسلی هستند که به نقطه مورد نظر می‌رسند. نیز مقدار شتاب به دست آمده به روش تصادفی نقطه‌ای است. به منظور شبیه‌سازی از روش Motazedian and Atkinson (2005) استفاده شده است که بسامد گوشه را به صورت دینامیک در نظر می‌گیرد. طیف شتاب زیر گسل  $i$ ژام، به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$A_{ij}(f) = CM_{0ij} H_{ij} \frac{(2\pi f)^2}{[1 + (\frac{f}{f_{0ij}})^2]} e^{-\pi f k_0} e^{-\frac{\pi R_{ij}}{Q\beta}} \frac{1}{R_{ij}} \quad (\text{رابطه ۲})$$

که  $M_{0ij}$  و  $f_{0ij}$  گشتاور لرزه‌ای و بسامد گوشه دینامیک زیر گسل  $i$ ژام هستند. جمله  $\exp(-\pi f k)$  یک فیلتر پایین‌گذر است، تا اثرات کاپا (متغیر افت طیفی؛  $k$ ) را در نزدیکی سطح مدل‌سازی کند و این معمولاً با افت سریع طیفی در بسامدهای بالا دیده می‌شود. Hanks and McGuire (1981) بر این باور است که نوسان‌های بسامد بالا در چشمه تولید می‌شود و افت سریع آنها به کاهندگی غیرالاستیک (حاصل از ساختارهای زمین‌شناختی زیر سطحی نزدیک ساختگاه) مربوط است. جمله  $1/R$ ، اشاره به کاهیدگی ناشی از گسترش هندسی امواج حجمی دارد. تابع  $H_{ij}$  عبارت است:

$$H_{ij} = \left\{ N \cdot \frac{\sum_f [(\frac{f^2}{1 + (\frac{f}{f_0})^2})^2]}{\sum_f [(\frac{f^2}{1 + (\frac{f}{f_{0ij}})^2})^2]} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (\text{رابطه ۳})$$

$C$  فاکتور مقیاس بوده و عبارت است از:

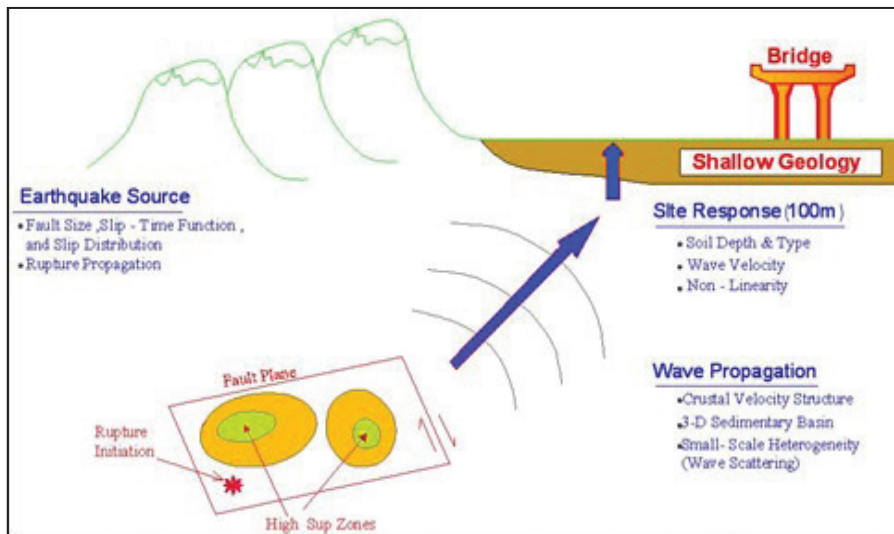
$$C = \frac{R_{0\theta} FV}{4\pi\rho\beta^3} \quad (\text{رابطه ۴})$$

که در آن  $R_{0\theta}$  الگوی تابش و به‌طور میانگین برابر با ۰/۵۵،  $F$  ضریب تشدید سطح آزاد و برابر با ۲،  $V$  برابر با ۰/۷۱ برای تقسیم به دو مؤلفه افقی و ضریب پخش انرژی به راستاهای افقی و  $\rho$  و  $\beta$  به ترتیب چگالی و سرعت موج برشی هستند. استفاده از شیوه بسامد گوشه دینامیکی نسبت به روش‌های پیشین گسل محدود

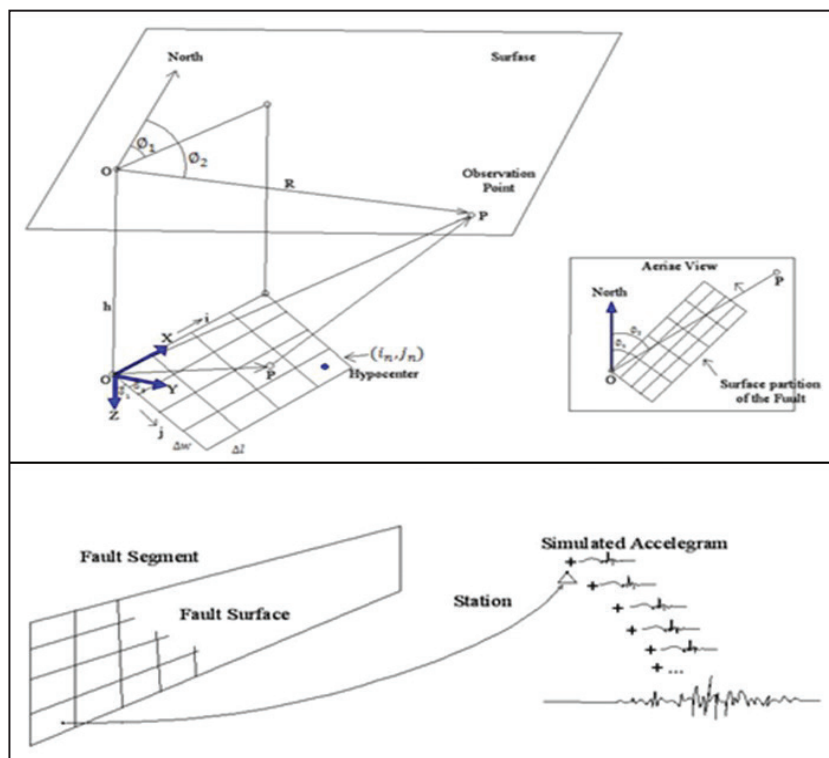
#### ۴- بحث و نتیجه‌گیری

با استخراج بیشینه شتاب (PGA) از رکوردهای شبیه‌سازی شده، رسم آنها بر حسب فاصله در شکل دیده می‌شود که مقادیر به دست آمده با الگوهای متداول کاهیدگی به‌ویژه مدل ارائه شده توسط Hamzehoo et al. (2012) هم‌مانگی کامل دارد. استخراج بیشینه شتاب حرکت زمین در نقاط شبکه‌بندی شده در منطقه مورد مطالعه و تهیه نقشه لرزش زمین، نشان می‌دهد که شهرک‌های شمال باختر، شمال و شمال‌خاور شهر تبریز (باغ‌میشه، ولی امر، ارم و رشیدیه) در منطقه با خطر بالا قرار دارند و بیشترین مقادیر شتاب در سوی شمال با آزمون مشابه با امتداد گسل قرار دارد. مقایسه شتاب‌های حاصل از شبیه‌سازی و روابط کاهندگی نشان می‌دهد که بیشینه شتاب حاصل از شبیه‌سازی با بیشینه شتاب حاصل از روابط کاهندگی تقریباً یکسان است.

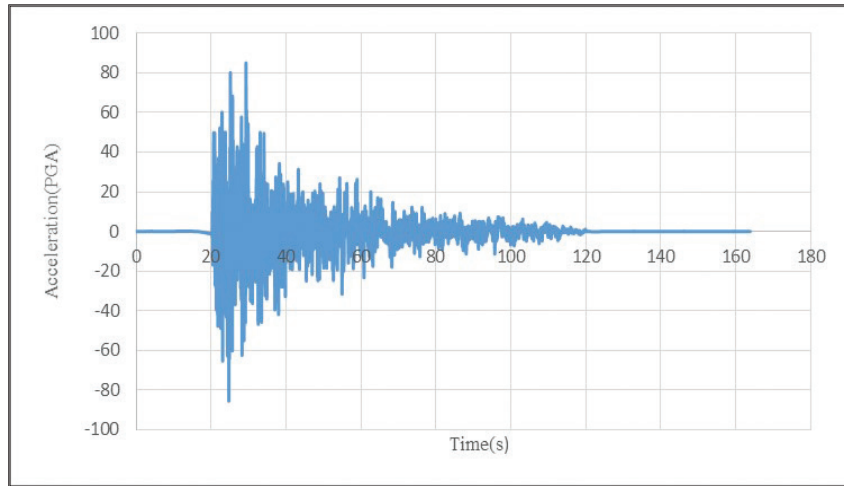
ساده‌تر طول بخشی از گسل که در یک زمین‌لرزه دچار لغزش می‌شود؛ روشی عملی و متداول به شمار می‌رود. روابط و دستورهایی بسیاری برای برآورد بیشینه بزرگای زمین‌لرزه‌ای وجود دارد که می‌تواند در نتیجه حرکت در راستای یک گسل تولید شود. اختلاف بزرگای برآورد شده با این روابط تجربی، چشمگیر نیست و در برابر آن خطای ناشی از عوامل به نسبت ناشناخته زیر قابل چشم پوشی است. بر این اساس، با در نظر گرفتن بزرگای  $V/V$  به عنوان بیشینه زمین‌لرزه باورپذیر (MCE) در گستره شهر تبریز و در نتیجه عملکرد احتمالی گسل شمال تبریز، با کاربرد مدل کاهیدگی (Campbell and Bozorgnia (2008) و Hamzehoo et al. (2012)، مقادیر بیشینه شتاب باورپذیر برای گستره شهر تبریز به دست آمده و در شکل ۶ رسم شده است.



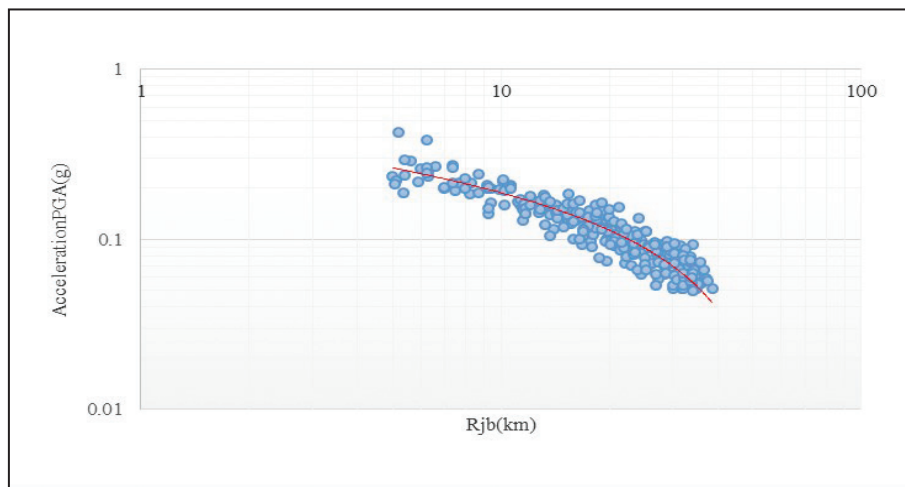
شکل ۱- نمایش طرح کلی سه فرایند فیزیکی که بر شکل امواج لرزه‌ای ثبت شده تأثیر می‌گذارد (Stewart, 2001).



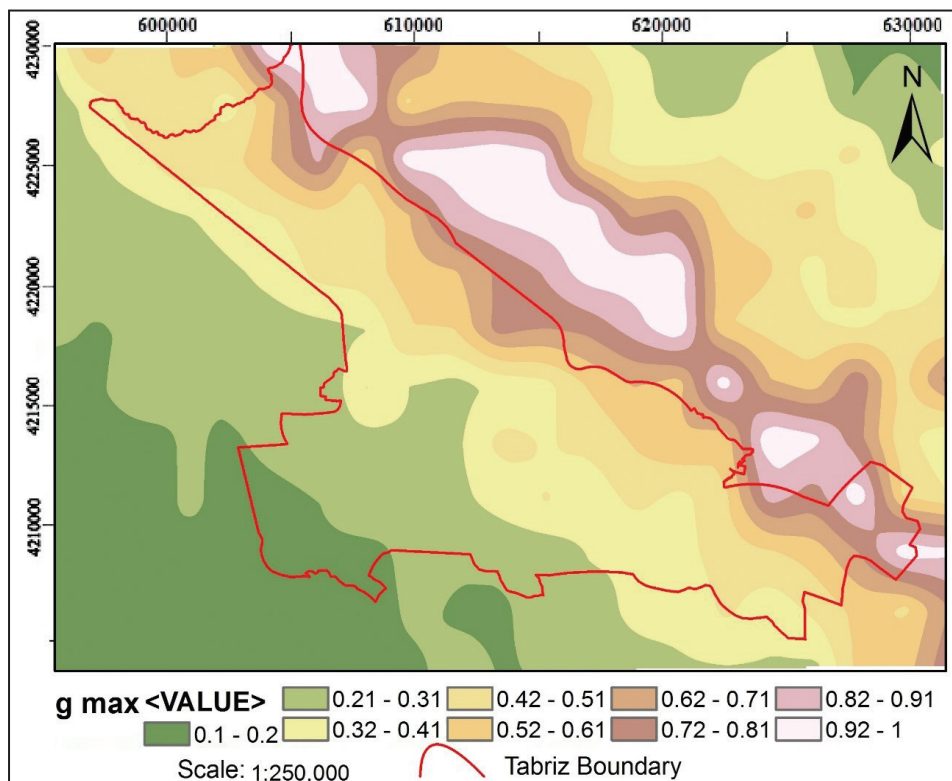
شکل ۲- مدل گسل محدود تقسیم صفحه گسل به N زیر گسل (Motazedian and Atkinson, 2005).



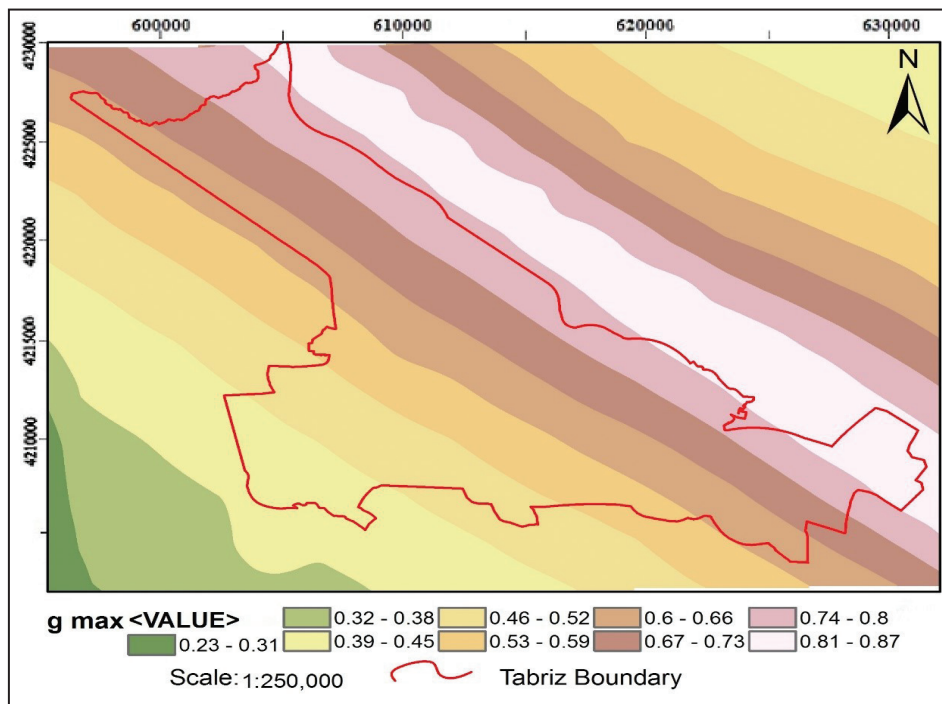
شکل ۳- شتاب‌نگاشت شبیه‌سازی شده.



شکل ۴- رابطه پیشینه شتاب حرکت زمین نسبت به فاصله.



شکل ۵- نقشه پیشینه شتاب حاصل از شبیه‌سازی.



شکل ۶- نقشه هم‌شتاب افقی روی سنگ بستر برای بیشینه شتاب باورپذیر در گستره شهر تبریز با کاربرد مدل کاهیدگی (Campbell and Bozorgnia, 2008; Hamzehoo et al., 2012).

جدول ۱- ویژگی‌های هندسی گسل شمال تبریز.

۲۱۰ × ۱۱/۹	ابعاد گسل (کیلومتر)
۳۱۰ و ۸۵	آزموت و شیب
۲۶/۲۵ × ۵/۹۵	ابعاد زیرگسل‌ها (کیلومتر)

جدول ۲- متغیرهای به کار رفته در شبیه‌سازی.

۷/۷	بزرگای گشتاوری
۵۰	افت تنش (bar)
1/R R≤85km, 1/R0 85<R<120km, 1/R0.5 R≥120km	گسترش هندسی
95f0.8	فاکتور کیفیت Q(f)
۰/۰۳	کاپا (s)
۳	ژرفای بالایی گسل (km)
۳۰	مساحت فعال %
Saragoni-Hart	تابع پنجره
۳/۳	سرعت موج برشی (km/s)
۰/۸ * سرعت موج برشی	سرعت انتشار گسیختگی
۲/۸	چگالی پوسته (g/cm <sup>3</sup> )
%۵	میرایی %
random	المانی که از آن گسیختگی شروع می‌شود
random	توزیع لغزش

## کتابنگاری

- حمزه‌لو، ح.، فرزادگان، ا. و میرزایی علویچه، ح.، ۱۳۸۹- سازوکار زمین لرزه ۱۰ آذر ۱۳۸۶ تبریز با استفاده از داده‌های شتاب‌نگاری، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۷۵.
- سیاهکالی مرادی، ع.، تاتار، م.، هاتسفلد، د. و پل، آ.، ۱۳۸۷- مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون گسلی امتداد لغز تبریز، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۷۰.
- شریفی، م.، بایرام‌نژاد، ا. و شمالی، ظ. ح.، ۱۳۹۱- تعیین ضریب میرایی تجربی برای شمال غرب ایران با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صص. ۹۷ تا ۱۰۰.

## References

- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982- A history of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, UK, 219pp.
- Berberian, M., 1994- Natural Hazards and the First Earthquake Catalogue of Iran. Vol. 1, Historical hazards in Iran prior to 1900. A UNESCO/IIIES publication during UN/IDNDR: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Boore, D. M., 1983- Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of the Radiated Spectra, Bull. Seismol. Soc. Am., 73: 1865–1894
- Campbell, K. and Bozorgnia, Y., 2008- NGA Ground Motion Model for the Meometric Mmean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5%-damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s”, Earthquake Spectra 24(1), 139–171.
- Hadley, D. M. and Helmberger, D. V., 1980- Simulation of Strong Ground Motions. Bulletin of the Seismological Society of America, 70(2), 617–630.
- Hamzehoo, H., Akbarzadeh, N. and Mahood, M., 2012- Attenuation Relationship for the Horizontal Component of Peak Ground Acceleration and Acceleration Response Spectra in NW Iran, geophisice journal of Iran, vol 6, no 1.
- Hanks, T. C. and Kanamori, H., 1979- A Moment Magnitude Scale. Journal of Geophysical Research, 84(B5), 2348–2350.
- Hanks, T. C. and McGuire, R. K., 1981- The Character of High-Frequency Strong Ground Motion, Bulletin of the Seismological Society of America, 71(6), 2071–2095.
- Irikura, K., 1983- Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 33, Part 2, No 298.
- Kamae, K., Irikura, K. and Pitarka, A., 1998- A Technique for Simulating Strong Ground Motion Using Hybrid Green’s Function, Bull. Seism. Soc. Am., 88, 357–367.
- Kanamori, H. and Anderson, D. L., 1975- Theoretical Basis of some Empirical Relations in Seismology, Bull. Seism. Soc. Am. 65(5), 1073–1095.
- Midorikawa, S., 1993- Semi -Empirical Estimation of Peak Ground Acceleration from Large Earthquakes, Tectonophysics, vol. 218, P.P. 287-295.
- Motazedian, D. and Atkinson, G. M., 2005- Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency, Bull. Seism. Soc. Am. 95, 995-1010.
- Somerville, P., Sen, M. and Cohee, B., 1991- Simulations of Strong Ground Motions Recorded During the 1985 Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile, earthquakes, Bull. 81(1), 1–27.
- Stewart, J. P., 2001- Variations Between Foundation-Level and Free-Field Earthquake Ground Motion Earthquake Spectra, 16(2), 511–532.
- Wells, D. L. and Coppersmith, K. J., 1994- New Empirical Relationships Among Magnitude Rupture Length, Rupture With Rapture Area and Surface Displacement, Bull seismol. Soc. Am., 84, 974-1002.

# Computing maximum seismic acceleration of North Tabriz Fault using earthquake simulation based on finite fault source

H. Amiranlou<sup>1\*</sup>, M. Pourkermani<sup>2</sup>, R. Dabiri<sup>3</sup>, M. Qoreshi<sup>4</sup> and S. Bouzari<sup>5</sup>

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

<sup>2</sup>Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Science, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

<sup>3</sup>Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Tabriz Branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran

<sup>4</sup>Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

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

Received: 2016 June 06

Accepted: 2016 October 18

## Abstract

The occurrence of historical and instrumental earthquakes near the North Tabriz Fault in NW Iran is an evidence for seismic activity of this fault, which recorded historical earthquakes with magnitudes greater than 7. In this study, existing experimental relations, historical seismicity, and the fault geometry were used to define a Mw 7.7 earthquake scenario. The stochastic finite fault modeling based on a dynamic corner frequency shows a good agreement between maximum estimated acceleration and common attenuation patterns. The derived shake map illustrates that the strongest ground motion is observed in the NW, N and NE of the tabriz city along a zone parallel to the fault. In addition, the maximum acceleration derived from simulation is almost equal to that computed from attenuation patterns.

**Keywords:** Maximum acceleration, Ground motion, North Tabriz Fault, Finite fault source.

For Persian Version see pages 193 to 198

\*Corresponding author: H. Amiranlou; E-mail: dashbaghcha@yahoo.com