

دینامیک گسیختگی در زمین لرزه بم

معصومه اسکندری^{۱*} و محمدرضا قیطانچی^۱

^۱دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۰/۲۵

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۶/۲۳

چکیده

هدف این نوشتار، بررسی دینامیک گسیختگی چشمه زمین لرزه بم است. در دو مدل دینامیکی ارائه شده، ناهمگنی‌های تنش به صورت تکه‌های پایدار و سدهای جنبشی مدل شده‌اند و نتایج با سرعت جابه‌جایی زمین در میدان نزدیک ثبت شده در ایستگاه شتاب‌نگاری بم مقید شده‌اند. در مدل اول، گسیختگی از یک تکه پایدار ضعیف شروع شده و پس از چیره شدن بر مقاومت یک سد جنبشی و شکستن آن در سطح گسل منتشر می‌شود. در مدل دوم، افزون بر این دو ناهمگنی، یک تکه پایدار دیگر در بخش جنوبی گسل در نظر گرفته شده است. از شکستن سد جنبشی، دو جبهه گسیختگی به وجود می‌آید، که یکی سریع‌تر از دیگری و در رژیم سرعتی اینترسونیک منتشر می‌شود. مهم‌ترین موج شکست ناشی از انتشار جبهه گسیختگی در رژیم ساب رایلی با سرعت ۰/۷۴ سرعت امواج برشی است. هر دو مدل با موفقیت جنبش زمین را بازسازی می‌کنند اما مدل دوم همخوانی بهتری با نداشت ثبت شده در ایستگاه بم دارد.

کلیدواژه‌ها: دینامیک گسیختگی، زمین لرزه بم، جبهه گسیختگی، ناهمگنی تنش

*نویسنده مسئول: معصومه اسکندری

۱- مقدمه

در ایران، به طور تقریبی هر هفت سال کمتر از یک زمین لرزه با بزرگی بیش از هفت و هر دو سال یک زمین لرزه با بزرگی شش تا هفت گزارش شده است (Berberian, 2005). زمین لرزه بم یکی از این زمین لرزه‌ها است که با بزرگی $M_w=6/6$ در ۲۶ دسامبر ۲۰۰۳ در شهر بم در جنوب خاور ایران رخ داد. حدود ۳۳۰۰۰ کشته و ۱۴۰۰۰۰ بی‌خانمان بر جای گذارد و حدود ۷۰٪ شهر را به کلی ویران کرد. مقایسه این آمار با آمار تلفات در دیگر زمین لرزه‌های ویران‌گر نشان می‌دهد که تلفات بیش از مقدار قابل انتظار از چنین زمین لرزه‌ای است. این مسئله توجه پژوهشگران بسیاری را برای بررسی این زمین لرزه از جهات مختلف برانگیخت (از جمله: Fu et al., 2004; Jafargandomi et al., 2004; Berberian, 2005; Wang et al., 2004; Tatar et al., 2005; Bouchon et al., 2006; Talebian et al., 2004). هدف این مطالعه شناخت ویژگی‌های دینامیکی و ارائه مدل گسیختگی چشمه این زمین لرزه با استفاده از شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین، در میدان نزدیک است. در نظر گرفتن این نکته که انتشار شکستگی آبی نیست، منجر به طراحی مدل‌های دینامیکی شده است. به همین دلیل، مدل‌های دینامیکی در مقایسه با مدل‌های استاتیکی چشمه با محدود کردن سرعت گسیختگی درک واقعی‌تری از چگونگی فرایند شکست فراهم می‌کنند. سرعت جبهه گسیختگی، معرف رژیم سرعتی، یکی از مهم‌ترین پارامترها در تعیین چگونگی گسیختگی از دیدگاه دینامیکی است. در بررسی‌های تئوری سه رژیم سرعتی گسیختگی عبارتند از رژیم ساب‌رایلی (sub Rayleigh) که در آن سرعت جبهه کمتر از سرعت امواج رایلی است، رژیم اینترسونیک (inter-sonic) که سرعت جبهه در آن بین سرعت امواج برشی و سرعت امواج فشارشی است و رژیم سوپرسونیک (supersonic) که جبهه در آن با سرعتی بیش از سرعت امواج فشارشی منتشر می‌شود. بخشی از انرژی کرنش تأمین شده توسط سنگ‌ها، انرژی لازم برای گسیختگی را در اختیار رأس گسیختگی (crack tip) قرار می‌دهد و مقدار انرژی لازم برای پیشبرد گسیختگی به سرعت جبهه گسیختگی بستگی دارد. در این نوشتار، ابتدا به طور خلاصه زمین ساخت پدید آورنده این زمین لرزه معرفی می‌شود و به دنبال آن مدل دینامیکی توصیف می‌شود و نتایج ارائه و بحث می‌شوند.

۲- زمین ساخت منطقه بم

شهر بم واقع در استان کرمان، روی زون گسلی بم بنا شده است. مهم‌ترین گسل‌های

استان کرمان در جنوب خاور ایران، گسل‌های امتداد لغز کوه بنان، جرجافک، ناینبد، بم، سبزواران و رفسنجان در باختر دشت لوت هستند. با وجود نمودهایی از دگرشکلی فعال در امتداد این گسل‌ها در دشت کرمان، دشت لوت فاقد لرزه‌خیزی و دگرشکلی فعال است. حرکت برشی راست‌گرد در حاشیه باختری بلوک لوت به طور مستقیم میان سیستم‌های گسلی ناینبد، لکرکوه، کوه بنان، گوک و بم منتقل می‌شود. لرزه‌خیزی منطقه بم تا حدی به الگوی لرزه‌خیزی این سیستم گسلی مربوط است (Berberian, 2005). گسل مسبب زمین لرزه بم، روندی تقریباً شمالی-جنوبی با شیب به طور تقریب قائم دارد و سازوکار آن امتداد لغز راست‌گرد است (Talebian et al., 2004). مطالعات نشان می‌دهد که زمین لرزه بم، نه در اثر فعالیت گسل از پیش موجود بم، که در اثر یک گسیختگی جدید به موازات گسل بم رخ داده است (Talebian et al., 2004; Nakamura et al., 2005). این گسیختگی جدید، که گسل ارگ بم نامیده شده، در باختر گسل بم و سه و نیم کیلومتر دورتر از آن قرار دارد و از زیر شهر بم عبور می‌کند.

۳- مدل دینامیکی

متوسط سرعت گسیختگی در بیشتر زمین لرزه‌های کم‌ژرفا، ۷/ تا ۹/ سرعت موج برشی است (Heaton, 1990). تصور می‌شود برای سرعت‌های متوسط نزدیک به سرعت موج برشی، سرعت جبهه بتواند به طور موضعی و برای مدت کوتاهی از سرعت موج برشی بیشتر شود و با سرعتی بین سرعت امواج برشی و سرعت امواج فشارشی حرکت کند شواهدی از وجود چنین حرکتی به وسیله پژوهشگران در متون علمی گزارش شده است (Archuleta et al., 1984; Spudich & Cransuick, 1984; Bouchon et al., 2000; 2001). در فرایند گسیختگی، لازم است که هم تنش برشی در سطح گسل محدود و کنترل شده باشد و هم انرژی در جبهه گسیختگی جذب شود. برای سرعت‌های گسیختگی با سرعت‌های کمتر از سرعت امواج رایلی، تنها جذب انرژی در تعیین سرعت گسیختگی لحاظ می‌شود. اما برای تعیین این که آیا سرعت گسیختگی بیش از سرعت امواج برشی خواهد بود یا نه، لازم است هر دو معیار در نظر گرفته شوند. در نظر گرفتن این شرایط ایجاب می‌کند که جبهه گسیختگی نقطه‌ای نباشد، بلکه گسترش فضا-زمانی داشته باشد (Andrews, 1976). تابش امواج

جنبشی عبور می کند، اما مقاومت سد جنبشی باعث تأخیر در حرکت جبهه می شود (Page et al, 2005).

در این نوشتار به منظور بازسازی جنبش نیرومند زمین که در ایستگاه شتاب‌نگاری بم ثبت شده است، دو مدل بررسی شده است. هندسه این دو مدل در شکل ۳ نشان داده شده است. پراکنندگی در تکه‌های پایدار و سد جنبشی، گوسی شکل است. همچنین، برای خاتمه گسیختگی در مرزهای گسل، گسل به سدهای جنبشی محکم ختم می شود که با مقاومت در برابر گسیختگی آن را متوقف می کنند. در مدل یک، یک تکه پایدار گوسی شکل با سطح تنش پایین و گسترش طولی ۱/۲ کیلومتر و گسترش ژرفای ۳/۶ کیلومتر در نظر گرفته است که مرکز آن در ۳/۸ کیلومتری جنوب ایستگاه بم فاصله قرار دارد و در ژرفای ۹ کیلومتری واقع شده است. همچنین یک سد جنبشی گوسی شکل با گسترش طولی ۱/۲ کیلومتر و گسترش عمقی ۴ کیلومتر در نظر گرفته شده که مرکز آن از ایستگاه بم ۵ کیلومتر به سمت جنوب فاصله و ۹ کیلومتر ژرفا دارد. در مدل دوم افزون بر این ناهمگنی‌ها، یک تکه پایدار دیگر در فاصله ۱۲/۵ کیلومتری جنوب ایستگاه در نظر گرفته شده که ابعاد آن مانند سد جنبشی است و در ژرفای ۵ کیلومتری واقع شده است.

در هر دو مدل: سرعت موج برشی در محیط، ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه، سرعت موج فشارشی ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه، ضریب برشی ۳۰ گیگاپاسکال، پله زمانی ۰/۲۸۱ ثانیه و پله مکانی ۳۰۰ متر است. ضریب اصطکاک دینامیکی ۰/۲ و مقدار d_0 ۵ متر است. نسبت $\sigma = \frac{\tau_u - \tau_o}{\tau_o - \tau_f}$ ، یا نسبت لرزهای (Andrews, 1976 و Das and Aki, 1977) در سد جنبشی ۰/۰۱۴ است. در مدل اول نسبت $\frac{\tau}{\tau_o - \tau_f}$ در تکه پایدار در امتداد محورهای x و y ۰/۸۸ و در سد جنبشی به ترتیب ۰/۷۸ و ۱/۰۱- است. در تکه پایدار دیگری که در مدل دوم وارد شده است این نسبت در امتداد محورهای x و y به ترتیب ۰/۹۸- و ۰/۶۷- است.

۴- بحث و نتیجه گیری

حل معادلات الاستودینامیکی تحت شرایط و با پارامترهای ذکر شده، نگاهت مصنوعی سرعت جنبش زمین را در قالب مؤلفه‌های موازی روند و عمود بر آن به دست می دهد. به دلیل هزینه‌های گزاف محاسباتی، مدل‌سازی به صورت مستقیم انجام می شود. شکل ۴ نگاهت مصنوعی به دست آمده را نشان می دهد. رنگ قرمز معرف نگاهت طبیعی و رنگ آبی معرف نگاهت مصنوعی است. در سمت چپ نگاهت حاصل از مدل اول، در سمت راست نگاهت حاصل از مدل دوم نشان داده شده‌اند. در هر سمت، نگاهت بالا، مؤلفه موازی با جهت روند گسل و نگاهت پایین مؤلفه عمود بر روند را نشان می دهد. قوی‌ترین دامنه‌های جنبش در مؤلفه عمود بر روند ثبت شده‌اند. هر دو مدل مهم‌ترین موج رخداد را با دقت خوبی به دست می دهند. اما مدل دوم در بازسازی موج‌ها موفق‌تر است. در این مدل، موج به نسبت بزرگی در انتهای نگاهت به وجود آمده است که ناشی از ضعف مدل در مورد امواج بازتابی است. میدان‌های جابه‌جایی و نرخ جابه‌جایی هر دو مدل در شکل‌های ۵ تا ۸ آورده شده است. مهم‌ترین حوادث شکستگی در شش ثانیه اول رخ داده‌اند به همین دلیل چگونگی تغییرات میدان‌ها در هشت ثانیه اول نشان داده شده است. تغییرات در هر سطر از چپ به راست در فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه رسم شده‌اند.

در هر دو مدل، گسیختگی از یک تکه پایدار بسیار ضعیف آغاز و به دو سو منتشر می شود. مرکز این تکه پایدار در فاصله ۳/۵ کیلومتری جنوب ایستگاه بم و در ژرفای ۹ کیلومتری واقع است. امواج ضعیف حاصل از این شکستگی کوچک به سد جنبشی می‌رسند و به دلیل مقاومت سد جنبشی، به جای شکستن، آن را احاطه می کنند و ضمن ایجاد پدیده تمرکز (Page et al., 2005) منجر به شکست سد جنبشی

لرزه‌ای در زمین لرزه‌ها، به سطح مطلق تنش بستگی ندارد (Aki & Richards, 1980). سطح تنش مبنا برای اندازه‌گیری لغزش، سطح تنش اولیه است. سطح اولیه تنش باعث شکست نمی‌شود و بنابراین سطح لغزش اولیه صفر است. لغزش تنها در صفحه گسل اتفاق می‌افتد. در سطح گسیختگی تنش میان دو سطح تنش تسلیم τ_{II} ، تنش که لغزش در آن شروع می‌شود و تنش اصطکاک τ_f متغیر است. برای مدل کردن جبهه لغزش از اصطکاک، در قالب رابطه لغزش- تضعیف (Slip-weakening) (Ida, 1972;) (Palmer and Rice, 1973) استفاده شده است. در این مدل، با رسیدن سطح تنش به تنش تسلیم، لغزش شروع می‌شود و با افزایش مقدار لغزش سطح تنش افت می‌کند (شکل ۱). در مدل لغزش- تضعیف، تنش برشی در سطح گسیختگی تابع لغزش است ($T(\Delta u)$) و در حالی که تنش قائم ثابت است به تدریج با افزایش لغزش از τ_{II} به τ_f افت می‌کند. شرایط تنش هنگامی که لغزشی اتفاق نمی‌افتد به صورت زیر است:

$$|\tau| \leq T(\Delta u) \quad \frac{\partial u}{\partial t} = 0 \quad (1)$$

و در طی لغزش به این صورت است:

$$\tau = T(\Delta u). \text{sgn}\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right) \quad \frac{\partial u}{\partial t} \neq 0 \quad (2)$$

$$T(\Delta u) = \tau_{II} - (\tau_{II} - \tau_f) \Delta u / d_0 \quad \Delta u < d_0 \quad (3)$$

$$T(\Delta u) = \tau_f \quad \Delta u \geq d_0 \quad (4)$$

در روابط یاد شده d_0 مقدار لغزش ذره است که در طی آن سطح تنش به سطح تنش اصطکاک افت می‌کند.

محیط یک لایه، همگن و همسانگرد با رفتار کشسان خطی در نظر گرفته شده است. معادلات الاستودینامیک در دستگاه مختصات کارترین حل می‌شوند. محور x دستگاه در امتداد روند گسیختگی و محور y عمود بر آن (در امتداد ژرفا) است. مبدأ دستگاه به همراه جبهه گسیختگی با سرعت v_f حرکت می‌کند. در مدل‌سازی دینامیکی به هندسه گسل نیاز است. پس لرزه‌ها، اطلاعات مفیدی درباره محدوده گسل به دست می‌دهند. مهم‌ترین پس لرزه‌هایی که محدوده اصلی شکست را مشخص می‌کنند، در مدت کوتاهی پس از وقوع زمین لرزه رخ می‌دهند، که در بیشتر موارد از جمله زمین لرزه بم ثبت نمی‌شوند. پس لرزه‌هایی که با فاصله زمانی بیشتری رخ می‌دهند، حدود تقریبی گسل را به دست می‌دهند. بررسی دقیق پس لرزه‌های زمین لرزه بم (Tatar et al., 2005; Nakamura et al., 2005) نشان می‌دهد، پراکنندگی سطحی پس لرزه‌ها از چند کیلومتری جنوب شهر آغاز شده و تا اندکی در شمال شهر ادامه می‌یابد. برای یافتن محدوده اصلی شکست از پراکنندگی مکانی، پس لرزه‌های زمین لرزه بم (شکل ۲a) استفاده شد. زمین لرزه‌ها در امتداد محوری که از ابتدا تا انتهای پراکنندگی سطحی پس لرزه‌ها عبور کرده است (محور A-B)، به پهنای ۲۰ کیلومتر بر حسب ژرفا تعیین مکان شده‌اند (شکل ۲b). چنان که شکل ۲ نشان می‌دهد، پس لرزه‌ها در امتداد محوری به طول تقریبی ۲۵ کیلومتر رخ داده‌اند و در ژرفا، بیشترین تجمع آنها بین ژرفاهای ۴ تا ۱۲ کیلومتر است. با این اطلاعات، در مدل دینامیکی، طول گسل ۲۵ کیلومتر در نظر گرفته شد که از پنج کیلومتر بالای شهر بم شروع شده و در امتداد شمالی- جنوبی ۲۰ کیلومتر به سمت جنوب بم ادامه می‌یابد. همچنین عرض گسل ۱۲ کیلومتر انتخاب شد.

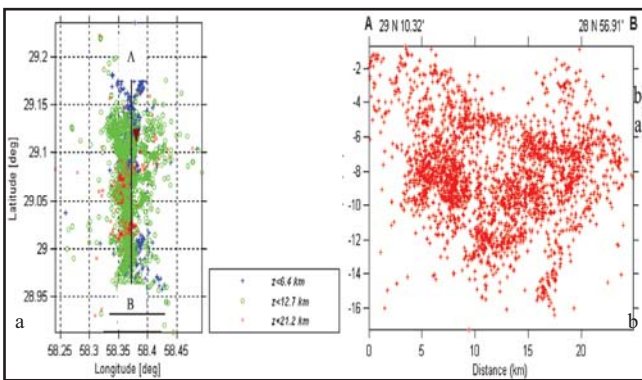
ناهمگنی‌های تنش در سطح گسل به دو صورت تکه‌های پایدار (asperity) و سدهای جنبشی (barrier) مدل شده‌اند. در این نوشتار تعاریف از سدهای جنبشی و تکه‌های پایدار مطابق تعاریف (Madariaga (1983) است. سد جنبشی منطقه‌ای است که تنش تسلیم بالاتری نسبت به محیط اطراف دارد و تکه پایدار معرف منطقه‌ای است که در آن تنش اولیه بیش از محیط اطراف است. تکه پایدار آغازگر گسیختگی است و سد جنبشی در برابر آن مقاومت می‌کند. اگر تنش که گسیختگی به سد جنبشی اعمال می‌کند بر تنش تسلیم آن چیره شود، جبهه گسیختگی از میان سد

گسیختگی حاصل از این تکه پایدار با سرعت 0.82 سرعت امواج برشی به سوی شمال و جنوب منتشر می‌شود (شکل ۱۱)، اما در برخورد با جبهه ناشی از سد جنبشی از قدرت آن کم می‌شود. بیشترین جنبش ثبت شده در ایستگاه بم (بزرگ‌ترین موج) ناشی از جبهه با سرعت 0.74 است که از شکست سد جنبشی به وجود آمده است. میدان جابه‌جایی حاصل از مدل دوم، نگاشت ثبت شده را با دقت بیشتری پیش‌بینی می‌کند. لازم به یادآوری است که در این بررسی از تنها ایستگاهی که اطلاعات میدان نزدیک زمین‌لرزه بم را ثبت نموده، استفاده شده است. بدیهی است مدل‌سازی با در دست داشتن نگاشت‌های بیشتری از میدان نزدیک دقیق‌تر خواهد بود.

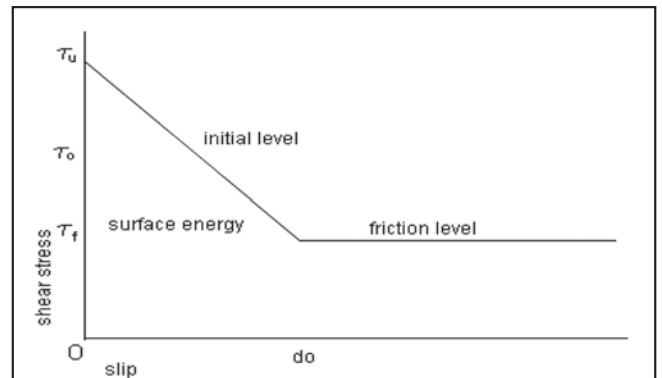
سپاسگزاری

از جناب آقای دکتر Nakamura به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های مربوط به پس‌لرزه‌ها و نیز از سازمان تحقیقات مسکن به خاطر اطلاعات شتاب‌نگاشت ایستگاه بم مورد استفاده در این پژوهش قدردانی و سپاسگزاری می‌شود.

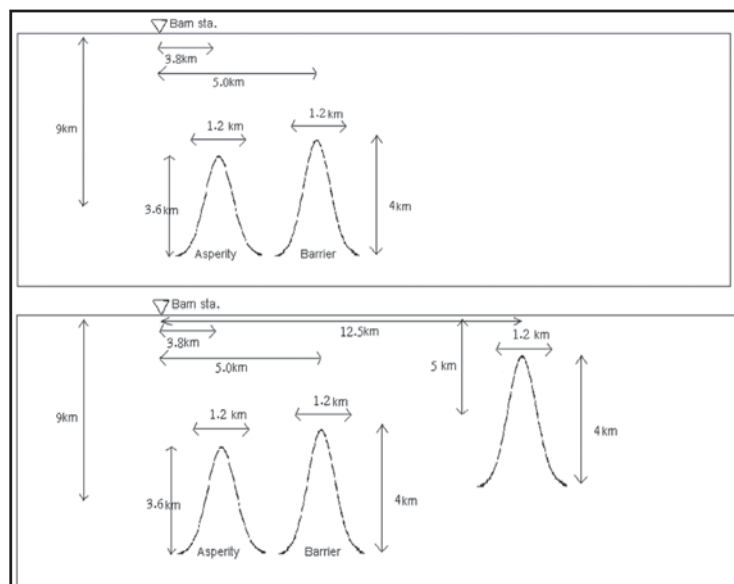
و آزاد شدن انرژی لرزه‌ای انباشته در آن می‌شوند. چون شکست سد جنبشی پس از احاطه شدنش به وسیله امواج لرزه‌ای است که از سمت شمال سد جنبشی به آن تابیده‌اند، شکست از سمت جنوب (سمت راست سد جنبشی) شروع می‌شود و به سمت شمال از میان سد جنبشی عبور می‌کند (شکل ۹). نمودار زمان-مکان نرخ لغزش نشان می‌دهد که شکست سد جنبشی با ایجاد دو جبهه گسیختگی همراه است (شکل ۱۰). جبهه سریع‌تر که با سرعت $1/28$ برابر سرعت امواج برشی در رژیم اینترسونیک حرکت می‌کند و نسبت به جبهه دیگر ضعیف‌تر است و جبهه کندتر که با سرعت 0.78 سرعت امواج برشی در رژیم ساب‌رایلی حرکت می‌کند. چنان‌که در شکل ۱۰ نیز دیده می‌شود سد جنبشی با مقاومت در برابر شکست سبب تأخیر در انتشار گسیختگی در سطح گسل شده است. در مدل دوم، افزون بر ناهمگنی‌های مدل اول، یک تکه پایدار در فاصله $12/5$ کیلومتری از ایستگاه بم در ژرفای 5 کیلومتری وجود دارد. این تکه پایدار هم‌زمان با شروع گسیختگی در تکه پایدار ضعیف شکسته می‌شود اما به دلیل دور بودن، امواج آن در شکست سد جنبشی نقشی ندارند. جبهه



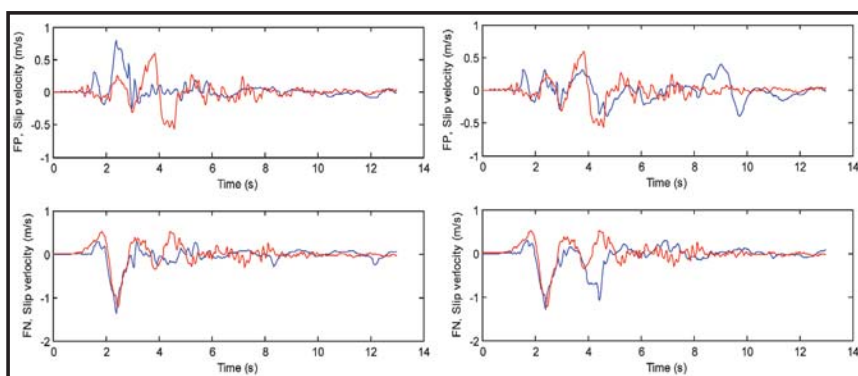
شکل ۲- توزیع مکانی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه بم. بخش (a) توزیع سطحی و بخش (b) توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها را در امتداد محور A-B نشان می‌دهد. مثلث قهوه‌ای رنگ در قسمت b نشان‌گر محل ایستگاه بم است.



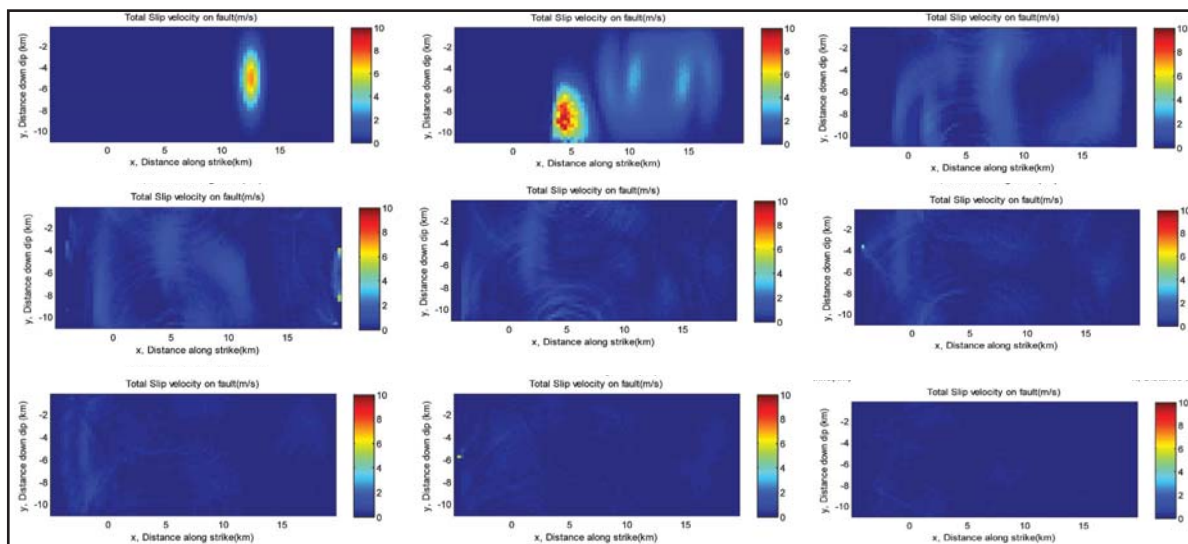
شکل ۳- مدل لغزش-تضعیف. پس از افزایش تنش به سطح تنش تسلیم، لغزش شروع می‌شود و با افزایش لغزش، سطح تنش افت می‌کند.



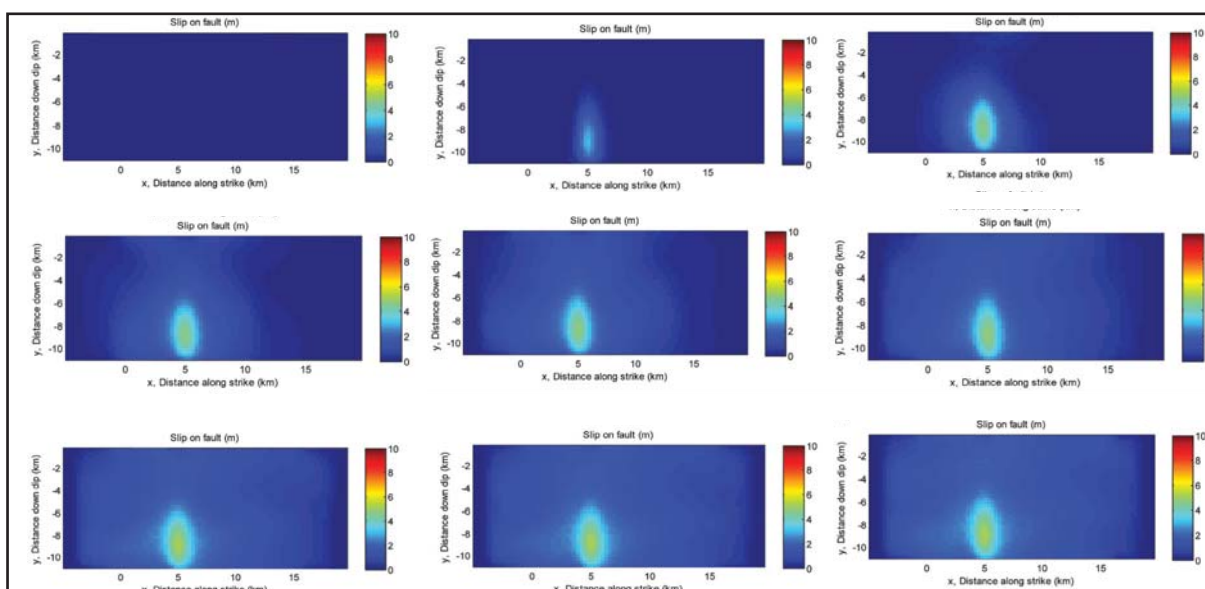
شکل ۴- مدل توزیع ناهمگنی‌های تنش در گسل، شکل بالا مدل یک و شکل پایین مدل دو را نشان می‌دهد. علامت مثلث ایستگاه بم را مشخص می‌کند. مقیاس فواصل نسبت به هم واقعی نیست.



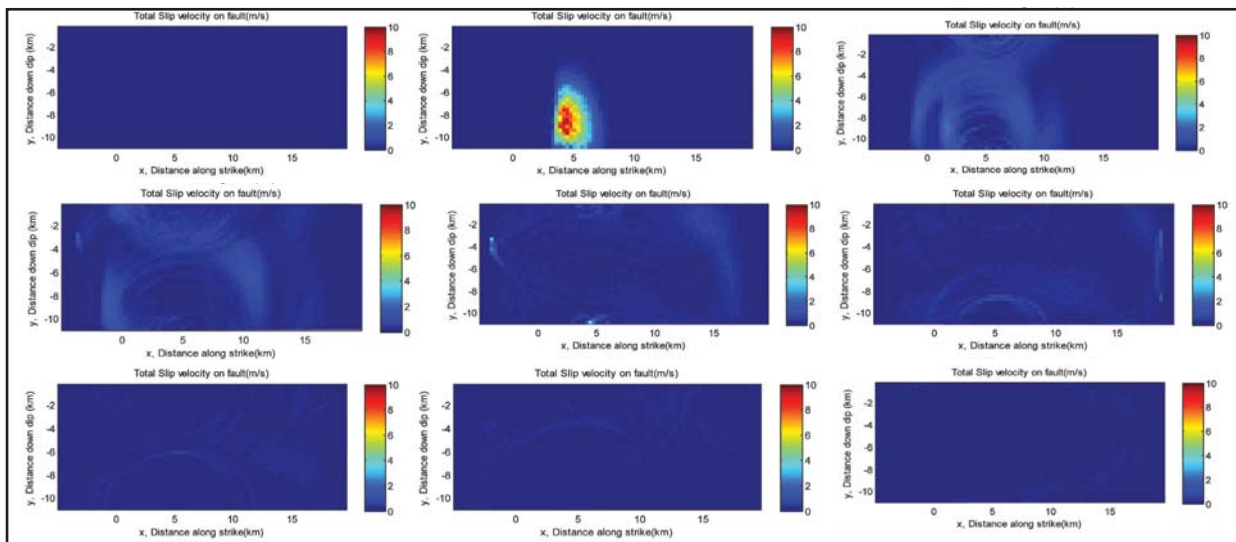
شکل ۴- مقایسه نداشت‌های حاصل از مدل‌های اول و دوم با نداشت ثبت شده در ایستگاه بم. نداشت‌های سمت راست مربوط به مدل اول هستند. نداشت‌های بالا سرعت جابه‌جایی زمین را در امتداد روند و نداشت‌های پایین سرعت را عمود بر امتداد گسل نشان می‌دهند.



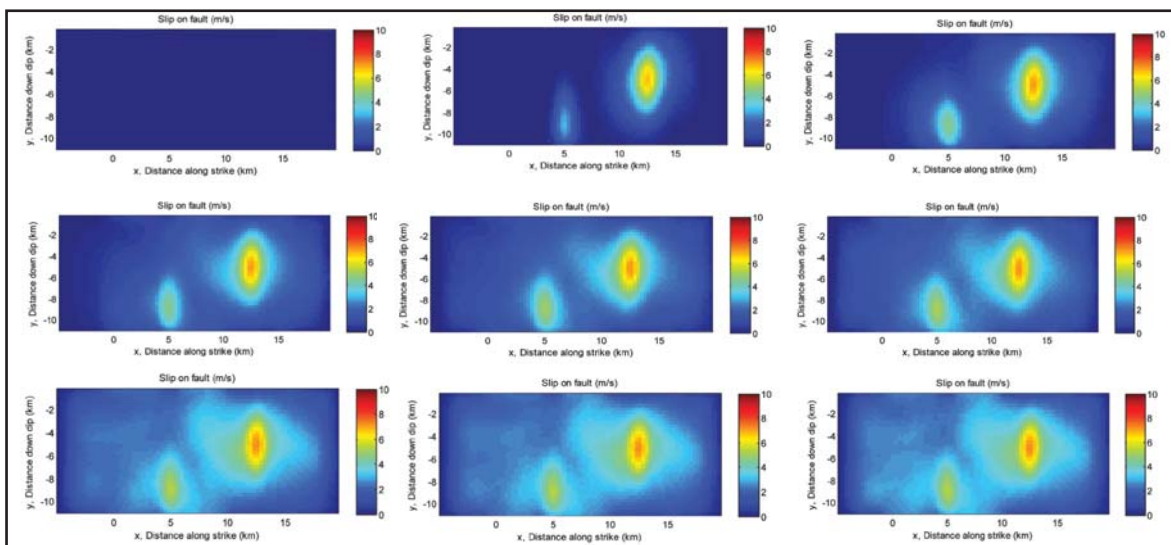
شکل ۵- میدان سرعت جابه‌جایی در سطح گسل حاصل شکست ناهمگنی‌های مدل اول در فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه. ترتیب شکل‌ها از چپ به راست و مقیاس رنگی بر حسب متر بر ثانیه است.



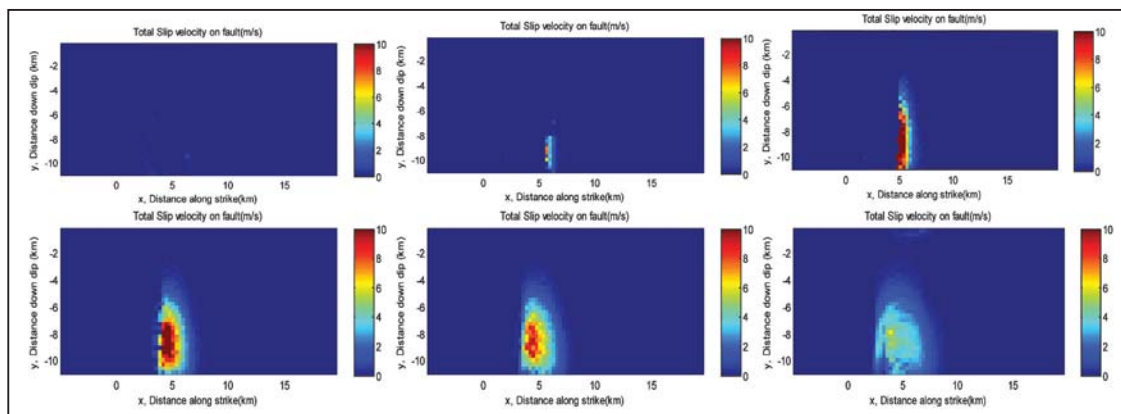
شکل ۶- میدان جابه‌جایی در سطح گسل حاصل شکست ناهمگنی‌ها در مدل اول. ترتیب شکل‌ها از چپ به راست و فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه است. مقیاس رنگی بر حسب متر است.



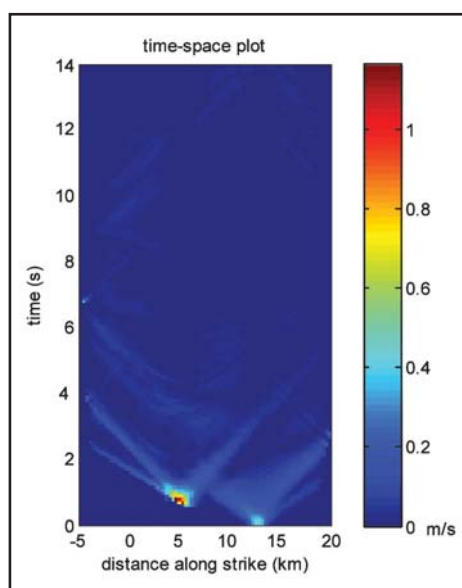
شکل ۷- میدان سرعت جابه‌جایی در سطح گسل حاصل شکست ناهمگنی‌های مدل دوم، فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه و ترتیب شکل‌ها از چپ به راست است. مقیاس رنگی بر حسب متر بر ثانیه است.



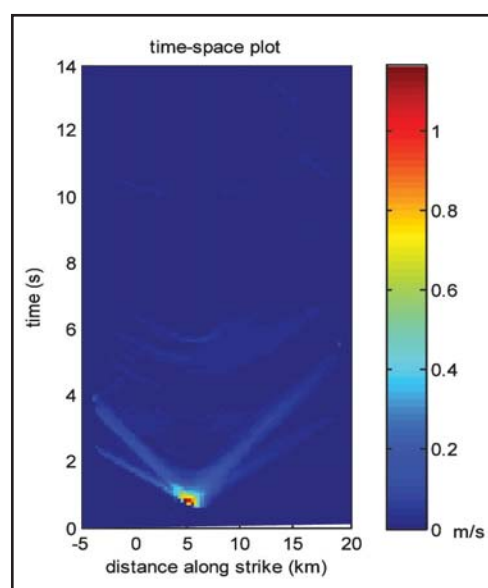
شکل ۸- میدان جا به‌جایی در سطح گسل حاصل شکست ناهمگنی‌های مدل دوم، فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه هستند. ترتیب شکل‌ها از چپ به راست و مقیاس رنگی بر حسب متر است. به دلیل تأخیر در شکست سد جنبشی، میدان آن با تأخیر نسبت به تکه پایدار منتشر می‌شود.



شکل ۹- نحوه شکست سد جنبشی. مقیاس رنگی بر حسب متر بر ثانیه و ترتیب شکل‌ها از چپ به راست و فواصل زمانی ۰/۸۸ ثانیه هستند.



شکل ۱۱- نمودار زمان- مکان نرخ لغزش در مدل دوم.



شکل ۱۰- نمودار زمان- مکان نرخ لغزش در مدل اول.

References

- Aki, K. & Richards, P. G., 1980- Quantitative seismology: Theory and methods, W. H. Freeman, San Francisco, 1: 56 p.
- Andrews, D. J., 1976- Rupture velocity of plane strain shear cracks, *J. Geophys. Res.*, 81: 5679-1976.
- Archuleta, R. J., 1984 - A faulting model for the 1979 Imperial Valley earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89: 4559-4585.
- Berberian, M., 2005- The 2003 bam urban earthquake: a predictable seismotectonic pattern along the western margin of the rigid Lut block, southern Iran, *Earthquake Spectra*, 21, S1: S35-S99.
- Bouchon, M., Bouin, M., Karabulut, H., Toksoz, M. N., Dietrich, M. & Rosakis, A. J., 2001- Turkey earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2723-2726.
- Bouchon, M., Hatzfeld, D., Jackson, J. A. & Haghshenas, E., 2006- Some insight on why Bam (Iran) was destroyed by an earthquake of relatively moderate size, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09309, doi: 10.1029/2006GL02596.
- Bouchon, M., Tokosoz, N., Karabulut, H., Bouin, M. P., Dietrich, M. & Rosakis, A. J., 2000- Seismic imaging of the 1999 Izmit (Turkey) rupture inferred from the near-fault recordings, *Geophys. Res. Lett.*, 27: 3013-3016.
- Das, S. & Aki, K., 1977- A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 50: 643-668.
- Fu, B., Ninomiya, Y., Lei, X., Toda, S. & Awata, Y., 2004- Mapping active fault associated with the 2003 Mw 6.6 Bam (SE Iran) earthquake with ASTER 3D images, *Rem. Sens. Envir.*, 92: 153-157.
- Heaton, T. H., 1990- Evidence for an implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth Planet. Int.*, 64: 1-20.
- Ida, Y., 1972- Cohesive force across tip of a longitudinal- shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77: 3796-3805.
- Jafargandomi, J., Fatemi Aghda, M., Suzuki, S. & Nakamura, T., 2004- Strong ground motions of the 2003 Bam earthquake, southeast of Iran (Mw=6.5), *Bull. Earthq. Res. Ins.* 79: 47-57.
- Madariaga, R. & Olsen, K.B., 2000- Criticality of rupture dynamics in 3-d, *Pure Appl. Geophys.*, 157: 1981-2001.
- Nakamura, T., Suzuki, S., Sadeghi, H., Fatemi Aghda, M., Matsushima, T., Ito, Y., Hosseini, K., Jafar Gandomi, A. & Maleki, M., 2005- Source fault structure of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, inferred from the aftershock distribution and its relation to the heavily damaged area: Existence of the Arg-e-Bam fault proposed, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09308, doi: 1029/2005GL022631.
- Page, M. T., Dunham, E. & Carlson, J. M., 2005- Distinguishing barriers and asperities in near-source ground motion, *J. Geophys. Res.*, 110, B11302, doi: 10.1029/2005JB003736.
- Palmer, A. C. & Rice, J. R., 1973- The growth of slip surfaces in the progressive failure of over-consolidated clay, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 332: 527-548.
- Spudich, P. & Cranswick, E., 1984- Direct observation of rupture propagation during the 1979 Imperial Valley earthquake using a short baseline accelerometer array, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74: 2083-2114.
- Talebian, M., Fielding, E. J., Funning, G. J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Rosen, P. A., Walker, R. & Wright, T. J., 2004- The 2003 Bam (Iran) earthquake – rupture of a blind strike slip fault, *Geophys. Res. Lett.*, 31, xxxx, doi: 10.1029/2004GL020058.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S. & Paul, A., 2005- The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6 aftershock sequence, *Geophys. J. Int.*, 163, 90-105.
- Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., Wetzell, U., Kaufmann, H. & Zschau, J., 2004 - The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: precise source parameters from satellite radar interferometry, *Geophys. J. Int.*, 10.1111/j.1365-246X.2004.02467x.

For Persian Version see pages 95 to 102

* Corresponding author: A. Rajabi-Harsini; E-mail: arh7948@yahoo.com

The Environmental Impacts of Mining in Olang Area, Golestan Province (South Ramian)

N. Hafezi Moghaddas¹, G. A. Kazemi¹, H. R. Amiri Moghaddam¹, R. Sanchooli² & F. S. Hejazi Nejad²

¹Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran.

²Rural Water and Wastewater Company, Golestan, Iran.

Received: 2008 August 25

Accepted: 2009 January 14

Abstract

Olang Coal Mines in the Ghareh Chai watershed are located 100-130 km far from Gorgan and 20 km to the south of Ramian. In this research, the environmental impacts of these mines in this region including impacts on soil and water resources, slope instability and river bed erosion have been investigated. To evaluate the effects of mine drainage and surface pollutants, 34 water samples were collected in two different seasons, spring and summer. The samples were collected from mine drains and upstream and downstream of the junction points of such drains with streams, and subjected to analysis for chemical constituents. The results have shown that mine drainage has increased salinity and organic content of natural streams, but it has not significantly affected the concentration of heavy metals and other constituents. The most polluted samples are those located close to the dumps. This suggests that improper disposal of mine dumps, which are extensive in the area, is the main cause of soil and water pollution. Therefore, proper sealing of such dumps and optimum management of mine drainage is needed to minimize the negative impacts of coal mining. To evaluate the slope instability and land sliding associated with mining activities, first of all, the position of all land slides were located and mapped. The causes of each landslide were then identified. The analysis shows that land sliding is more common in the mining areas, and human activity together with natural causes such as geology, climate and hydrology play important roles in the occurrence of landslides.

Keywords: Environmental effects, Mining, Olang, Golestan Province

For Persian Version see pages 103 to 108

*Corresponding author: N. Hafezi Moghaddas; E-mail: nhafezi@shahroodut.ac.ir

Dynamic Fracture Process of Bam Earthquake

M. Eskandari^{*1} & M. R. Gheitanchi¹

¹University of Tehran, Institute of Geophysics, Tehran, Iran.

Received: 2008 September 13

Accepted: 2009 January 14

Abstract

In this article, we studied the dynamic fracture process of Bam earthquake. In two presented models stress heterogeneity on the fault plain was modeled as barrier or asperity and friction included as slip-weakening relationship. Results of models were constrained by near field ground motion recorded in Bam station. In the first model, fracture starts from a weak asperity which its waves surround the neighbor barrier and break it down. In the second model, another asperity is included in southern part of the fault. Breaking barrier releases two fracture fronts traveling in two different regimes. One of them travels faster than shear waves and goes to the intersonic velocity. The other front travels with 0.74 shear wave velocity and makes the largest pulse of the record. Both models predict the slip rate successfully, but the second model is more consistent with the real data.

Key words: Dynamic Fracture, Bam earthquake, Fracture front, Stress heterogeneity

For Persian Version see pages 109 to 114

*Corresponding author: M. Eskandari; E-mail: eskandary@nt.ac.ir