



مدل تحلیل طیفی تمرکز تنش مرتبط با سطوح ناهموار در صفحات گسلی

پویا صادقی فرشباف^{۱*}، محمد مهدی خطیب^۲

۱ پژوهشگر پسا دکتری زمین شناسی ساختمانی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند.

۲ استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند.



تاریخ دریافت: ۹۷/۰۱/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۵/۱۲

چکیده

هدف از این مطالعه، تحلیل قیاسی تمرکز و توزیع تنش در سطوح گسلی با استفاده از یک مدل تحلیلی بر اساس بازتاب طیف آشکار ساز بر روی ناهمواری های سطوح گسل هنگام شکست میباشد. مدلسازی گسل ها به صورت نیم فضا های جدا از همدیگر انجام میشود. این مدل برای تعامل مکانیکی مابین نقاط تماس است و لذا می تواند یک توضیح فیزیکی در خصوص نحوه توزیع دوباره استرس در زمان شکست در یک سطح قفل شده گسلی ارائه دهد. برای شرایط مرزی یک جابجایی مشخص، نیروهای نرمال و برشی در نقاط تماس محاسبه و با معیار شکست مقایسه می شوند. اگر یک یا چند سطح قفل شده گسلی عمل نکنند، تنش ها دوباره محاسبه می شوند. توزیع مجدد تنش که ناشی از شکست است، ممکن است موجب شکست سطوح قفل شده دیگر شود. این فرآیند تا به دست آمدن هریک از حالت های پایدار و یا شکست تمام سطوح گسلی جهت تحلیل طیف آشکار ساز ادامه می یابد. توزیع تنش ها و همچنین شروع و پیشرفت شکست، به هندسه کنتاکت و ناهمواری سطوح بستگی دارد.

کلید واژه ها: انباشت تنش، مدلسازی، سطوح قفل شده، طیف آشکار ساز



مقدمه

برای مدلسازی گسل‌های ناهمگن، از تئوری مکانیک شکست الاستیک خطی برای گسل‌ها استفاده کرده‌اند که توسط توزیع هم راستا و هم صفحه ترک‌ها در یک ماتریس کششی نشان داده شده است. به عنوان مثال، این نظریه برای تحلیل اثر برهم کنش زون‌های لغزشی روی پارامترهای زلزله و (Rudnicki and Kanam-ori, 1981) و شکست پیشرونده سطوح گسلی (Kemeny, 1986) مورد استفاده قرار گرفته است. در این مدل‌ها، ناهمواری‌های سطوح گسلی، مواد بین ترک‌ها هستند.

برای مدل ارائه شده در اینجا، گسل‌ها به عنوان سطوح خشن در تماس با سطوح ناهموار دیگر مدل می‌شوند و تحلیل بر اساس بازتاب طیف آشکار ساز بر روی ناهمواری‌های سطوح گسل هنگام شکست است. تنش‌ها در تماس سطوح ناهموار یکنواخت نیستند و به ابعاد سطوح ناهموار و هندسه فضایی نقاط تماس بستگی دارند. بنابراین، شکست یک بلوک گسلی پیشرونده است و در نقاط دارای مقدار تنش نرمال ضعیف آغاز می‌شود و با توزیع مجدد تنش، از سطوح ناهموار شکسته تا نقاط تماس مجاور پیشرفت می‌کند (Hopkins, 1992). این شکست پیشرونده با مطالعات آزمایشگاهی (Okubo and Dieterich, 1984) و دیگر مدل‌هایی که تنش‌ها را بر روی سطح گسل اندازه می‌گیرند (Ke-meny, 1986) سازگار است.

روش کار

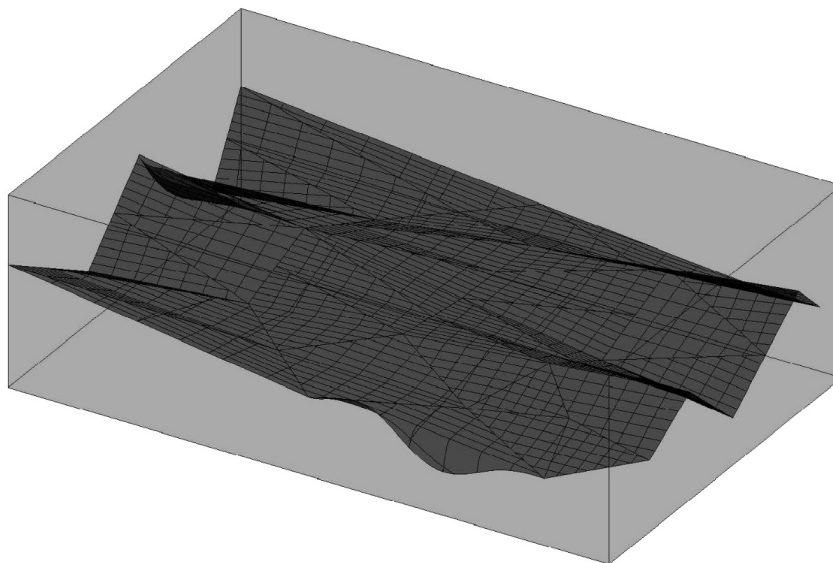
مدل تحلیلی

در ابتدا یک مدل تحلیلی برای مطالعه تغییر طیف‌ها مشابه با مدل تغییر شکل مکانیکی و درزه‌های بسته تحت بارگذاری نرمال (Hopkins, 1990, and Hopkins et al., 1990) که برای بررسی تراکم تنش و شکست برشی روی سطوح گسلی پیشنهاد شده بود ارائه شد. یک گسل طبیعی در سنگ می‌تواند به صورت دو سطح خشن که توسط تنش‌های نرمال در مواد اطراف آن تحت فشار هستند در نظر گرفته شود. گسل‌ها توسط دو نیم فضای موازی که بوسیله ارتفاع متغیر سطوح ناهموار از یکدیگر جدا می‌شوند توضیح داده می‌شوند (Hopkins, 1992).

اندر کنش مکانیکی به گونه‌ای حساب می‌شود که ناهمواری‌ها بتوانند بطور پیوسته جایگیری شوند تا سطوح خشن ایجاد شوند. بنابراین، یک توپوگرافی سطح ترکیبی توسط جمع بندی ارتفاعات ناهمواری از دو سطح گسل ایجاد می‌شود (شکل ۱).

در مطالعات پیشین در مورد پیدایش گسل عموماً فرض بر این بوده است که تنش‌ها در سرتاسر سطوح گسل یکنواخت هستند و بنابراین مدلسازی شکست به عنوان یک لغزش یکنواخت در سطح گسل انجام می‌شد. اما اکنون به خوبی شناخته شده است که ویژگی‌های گسل و رفتار لغزش اصطکاکی ناهمگن هستند (به عنوان مثال، Tse and Rice 1986) و یک مبنای کتابخانه‌ای وجود دارد که نشان می‌دهد که مدل سطوح ناهموار، نمایشی مناسبتری از یک گسل است. برای توصیف چندین زلزله از جمله گواتمالا، از مدل‌های سطوح ناهموار گسلی استفاده شده است. زلزله سال ۱۹۷۶ گواتمالا (Kanamori and Stewart, 1978)، زلزله سال ۱۹۸۵ میچوکان در مکزیک (Mendoza and Hartzell, 1989) و زمین لرزه سال ۱۹۸۹ لوما پریتا در کالیفرنیا (Foxall et al., 1991). Aki (1984) نشان داد که پارامترهای اندازه گیری شده زلزله با مدل‌های ناهمواری سطح گسلی و دیواره‌های سازگار هستند. همچنین Das و Kostrov (۱۹۸۶) شکستگی دینامیکی یک سطح منفرد ناهموار را تحلیل کردند و نتیجه گرفتند که این می‌تواند یک مدل برای زمین لرزه‌های ضعیف باشد که مشخصه‌های آن، بزرگای کوچک، گشتاور بزرگ و مدت زمان طولانی خواهد بود.

هر چند باید در مورد استنتاج رفتار گسل از آزمایشات آزمایشگاهی احتیاط شود اما کار بر روی نمونه‌های کوچک، اطلاعات مهمی در مورد رفتار مکانیکی درزه‌ها ارائه می‌دهد (Hopkins, 1992). مطالعه تجربی با فلزات نشان داده‌اند که حتی سطوح بسیار صیقل هم تنها در ظاهر هموار و مسطح هستند و در سطوح ناهموار خود دارای تماس‌های هستند که نشان دهنده تنها یک کسر کوچک از کل سطح می‌باشند (Holm, 1946; Bowden and Moore, 1948, 1964). همچنین برخی آزمایشات (Williamson and Hunt, 1972) نشان می‌دهند که سطوح ناهموار در شرایط اعمال بار و حتی زمان تغییر شکل حجمی نیز ایستادگی کرده و باقی می‌مانند. افزون بر این، به استثنای سطوح تازه، شواهد عینی نیز وجود دارند که نشان می‌دهند که سطوح ناهموار و مواد فشرده به حالت الاستیک تغییر شکل می‌یابند (Tabor, 1948; Blok, 1952; Halliday, 1955; Archard, 1957; Dyson and Hirst, 1961; Hirst and Lancaster, 1960; Archard et al. 1975; Stesky and Hannan, 1987; Pyrak-Nolte et al., 1987). مدل شرح داده شده در بخش بعد بر اساس این فرض است که تغییر شکل سطوح گسل و ناهمواری‌ها بصورت الاستیک خطی باشد.



شکل ۱. توپوگرافی سطح ترکیبی گسل حاصل از جمع بندی ارتفاعات ناهمواری سطوح بالا و پایین بلوک گسلی

رساندن صورت انرژی کرنشی می شوند استفاده می شود (برای شرح کامل روش حل، به Hopkins (۱۹۹۰) مراجعه شود). بنابراین برای ادامه مدل سازی در اینجا فرض بر این است که سطوح ناهموار زمانی شکسته می شوند که تنش برشی آن به اندازه کافی برای آغاز لغزش بزرگ باشد. همچنین فرض می شود که سطوح ناهمواری که در اثر برش شکسته شده اند، به حفظ همان بارگذاری نرمال قبل از شکست ادامه دهند. تنش های عامل هنگامی که بر روی تماس هر یک از سطوح ناهمواری محاسبه شدند، با معیار شکست زیر مقایسه می شوند:

(۱)

که در آن و ثابت ها، تنش نرمال عامل بر روی ناهمواری ها و تنش برشی لازم برای شروع لغزش است (نگاه شود به Jaeger و Cook، ص ۵۶-۶۱، ۱۹۷۶). اگر تنش برشی محاسبه شده بیشتر از باشد، فرض می شود که ناهمواری ها در اثر برش شکسته شده اند. اگر یک یا چند ناهمواری شکسته باشد، تنش برشی عامل بر روی تمامی نقاط تماس دیگر محاسبه می شود زیرا توزیع تنشی که به علت شکست رخ می دهد ممکن است سبب شکست بیشتر شود (Hopkins، 1992). این روند تا رسیدن به یک حالت پایدار (توزیع تنش بدون شکست های اضافی رخ دهد) و یا شکست تمام سطح (تمام سطوح ناهموار باقی مانده شکسته شوند) ادامه می یابد. معادله ۱ ابتدا توسط Jaeger مطرح شد و به خوبی با داده های آزمایشگاهی برای سطوح نسبتاً خشن در چندین نوع مختلف سنگ (Jaeger and Cook, 1976) سازگار است.

نیروهای نرمال و برشی در نقاط تماس، باعث تغییر شکل نیمه فضاها و ناهمواری ها می شوند. ناهمواری ها به صورت دیسک هایی در نظر گرفته می شوند که بصورت الاستیک تغییر شکل دهند.

تغییر شکل نرمال نیم فضاها از راه حل بوسینسک برای جابجایی تحت یک دایره بارگذاری شده (Timoshenko and Goodier, 1970) و جابجایی برشی سطوح از راه حل های ارائه شده توسط Johnson (۱۹۸۷) محاسبه شده اند.

ناهمواری ها، نیمه فضاها را در سطحی بزرگتر از ابعاد خود جابجا می کنند و منجر به تعامل مکانیکی بین نقاط تماس می شوند. بنابراین، نیروهایی که هر کدام از سطوح ناهموار اعمال می کنند، نه تنها به ابعادشان بستگی دارد، بلکه به ابعاد و موقعیت های نسبی سطوح ناهموار مجاور نیز بستگی دارد. با فرض الاستیسیته خطی، از اصل انطباق برای محاسبه اندرکنش استفاده می شود. مطابق این اصل، جابه جایی در هر نقطه از نیم فضا به صورت مجموع جابجایی های حاصل شده توسط تمام نیروهای عامل بر سطوح ناهموار در تماس ها محاسبه می شود.

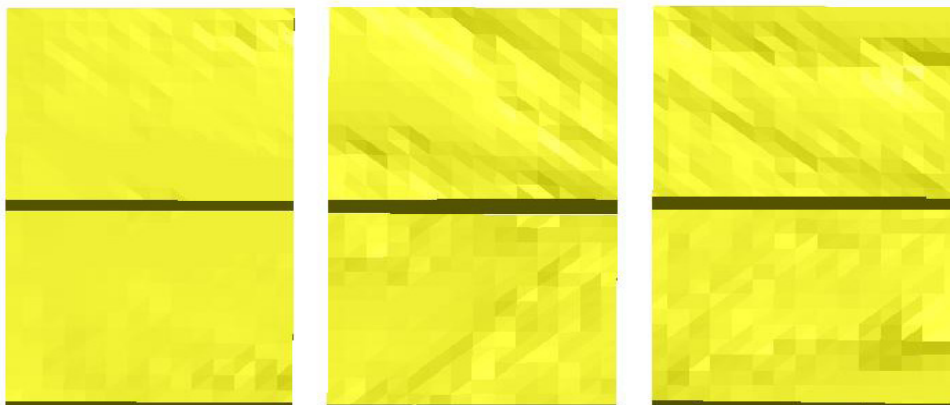
برای شرایط مرزی جابجایی مشخص، نیروهایی که بر روی ناهمواری عمل می کنند، با استفاده از قضیه حداقل کار، که بیان می کند توزیع واقعی تنش موجب کاهش انرژی کرنش در سیستم می شود، محاسبه می شود. فرض بر این است که سطوح تماسی دور از هر گونه مانع یا نقاط تماس باشند و همچنین گسل برای حرکت در طول مرز پایین تر آزاد باشد. انرژی کرنش، از کار انجام شده برای تغییر شکل سطوح گسلی و سطوح ناهمواری ها بدست می آید. سپس روشهای عددی برای پیدا کردن توزیع نیروهایی که موجب به حداقل

۱- بحث

اثر تماس هندسی بر تکوین و تکامل شکست‌ها

سه بلوک گسل ایده آل و برابر با یکدیگر اما با سطوح ناهموار متفاوت ایجاد شدند (شکل ۲). هر گسل با رویه ی متناظر خود نشان دهنده سطوح ناهموار است.

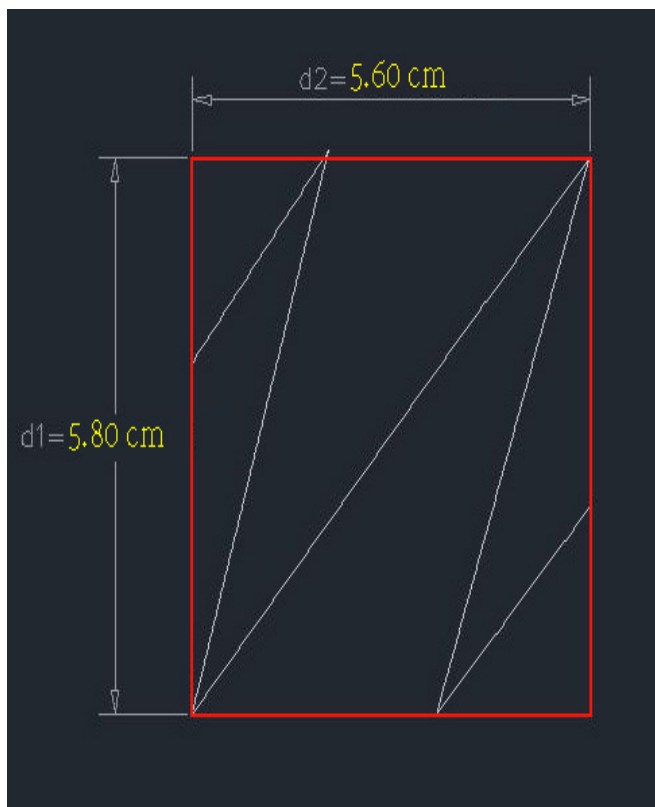
برای مطالعه اثر هندسه تماس بر روی توزیع تنش‌ها،



شکل ۲. سه بلوک گسلی ایده آل و برابر با یکدیگر اما با سطوح ناهموار متفاوت. هر گسل با رویه ی متناظر خود در بالای آن نشان دهنده سطوح ناهموار است. بلوک گسلی الف، ب و ج دارای سطوح ناهموار به ترتیب کم، متوسط و زیاد می‌باشند.

مسیر نشان دهنده ناهمواری‌ها طبق شکل ۳ شامل ۵ مقطع می‌باشد که برای هر بلوک گسلی بصورت تجمیعی در یک مسیر مستقیم نشان داده شده است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶).

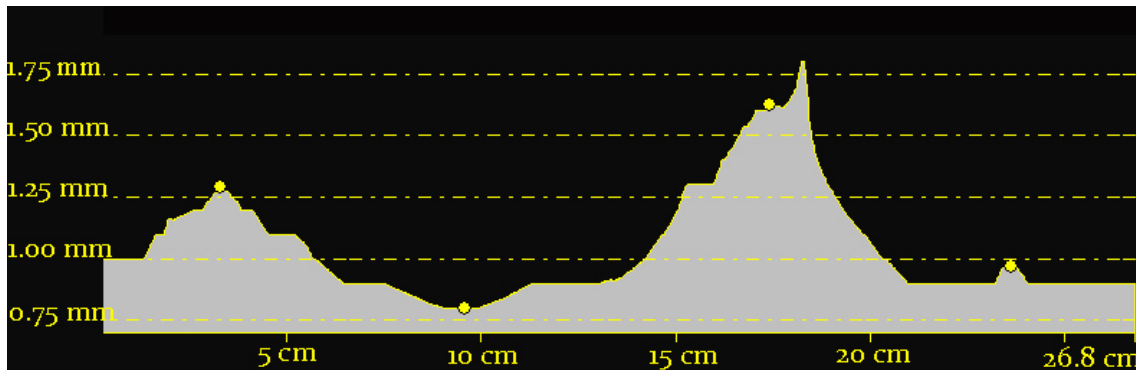
بلوک‌ها با ابعاد $2,60\text{ cm} \times 5,60\text{ cm} \times 5,80\text{ cm}$ در نظر گرفته شده‌اند و شامل یک مسیر جهت بیان ناهمواری و زبری میانگین می‌باشند (شکل ۳).



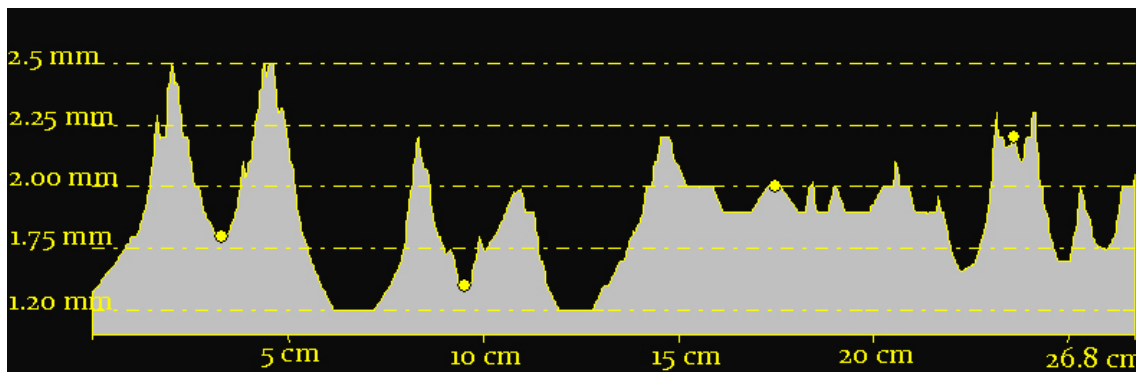
شکل ۳. ابعاد تمام بلوک‌های گسلی و مسیر یکسان در آنها جهت تعیین ناهمواری میانگین (شکل ۴).



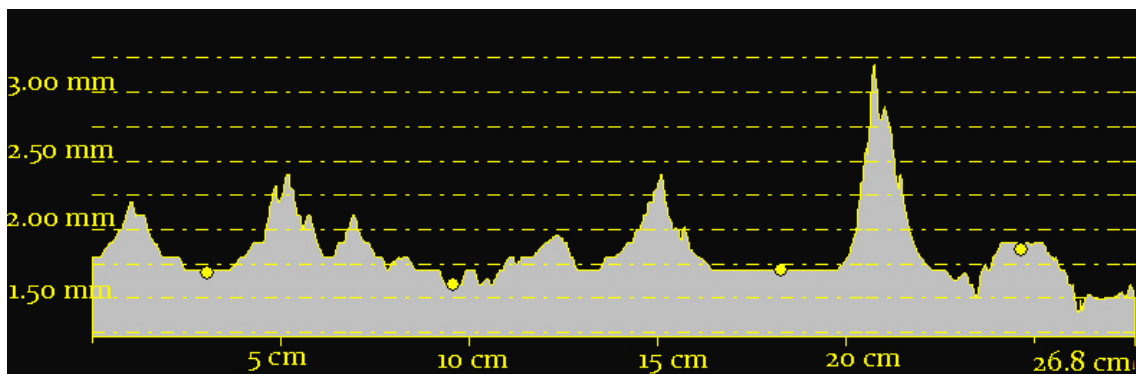
طبق توضیحات بالا، این سطوح هنگام جابجایی برشی که شده می‌باشند (شکل ۷). سطوح روشن تر دارای تنش برشی در این آزمایش به مقدار ۰,۲۵ برابر قطر شبکه‌های ناهمواری در نظر گرفته شده‌اند، نشان دهنده تنش‌های برشی محاسبه بیشتر و سطوح بنفش دارای تنش برشی کمتر هستند.



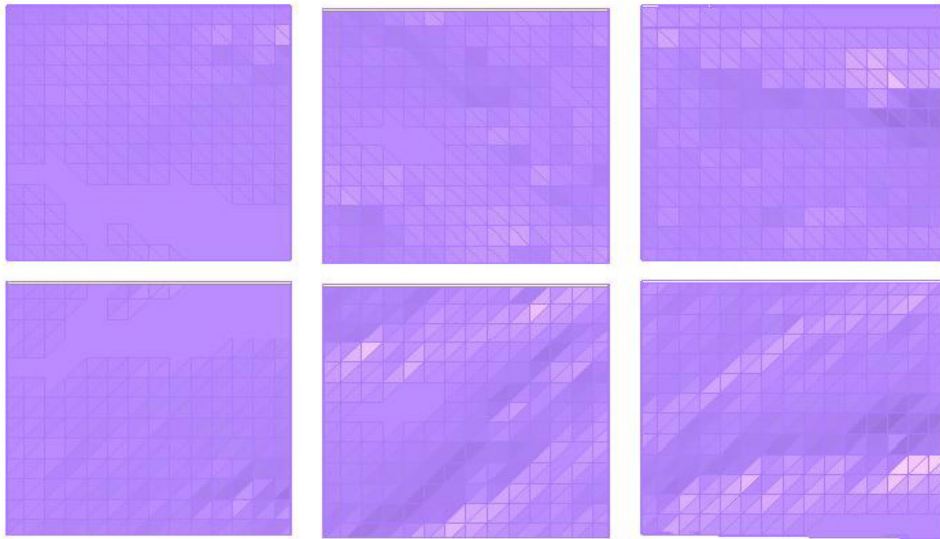
شکل ۴. توزیع ناهمواری و زیری سطح گسل در راستای مسیر مشخص شده در شکل ۳ برای بلوک گسلی الف در شکل ۲.



شکل ۵. توزیع ناهمواری و زیری سطح گسل در راستای مسیر مشخص شده در شکل ۳ برای بلوک گسلی ب در شکل ۲.



شکل ۶. توزیع ناهمواری و زیری سطح گسل در راستای مسیر مشخص شده در شکل ۳ برای بلوک گسلی ج در شکل ۲.



شکل ۷. تنش‌های برشی برای جابجایی برشی به مقدار $0/25$ برابر قطر شبکه‌های ناهمواری در سه بلوک گسلی الف، ب و ج اشاره شده در شکل ۲. سطوح روشن تر دارای تنش برشی بیشتر و سطوح بنفش دارای تنش برشی کمتر هستند.

نیروی مورد نیاز جهت جابجایی شرایط مرزی در آنجا کوچکتر است.

پیشرفت شکست در بلوک گسلی سوم است بعلاوه تنش‌های نرمال و برشی است که در ابتدا باعث شکسته شدن چند سطح ناهموار در مرکز سطح می‌شوند که تمام طول بلوک گسلی را شامل می‌شود. توزیع مجدد تنش در سطوح ناهموار شکسته شده باعث ایجاد یک واکنش زنجیره‌ای می‌شود که در سراسر سطح گسترش می‌یابد و موجب شکست‌های اضافی و شکست نهایی در کل بلوک گسلی می‌شود. سطوح ناهمواری منفرد و دسته‌های کوچک، آخرین موارد شکست هستند. جابجایی برشی برابر با $0/25$ برابر قطر سطوح ناهموار، باعث شکست کامل قطعات گسلی می‌شود. برای هر سه بلوک گسلی، شکست در مرکز دسته‌ها یا موانع، که محل تنش‌های نرمال است، آغاز می‌شود. علیرغم تنش‌های برشی زیاد، دسته‌های کوچک و سطوح ناهموار مجزا، جزو اولین موارد شکست نیستند زیرا همچنان تمایل به تنش‌های نرمال بالا دارند. افزون بر این، سطوح مجزا کمتر بصورت کاملاً مخالف تحت تاثیر توزیع مجدد تنش در سطوح ناهموار قرار می‌گیرند.

تاثیر زبری سطح بر آغاز و پیشرفت گسل

دو سطح از لحاظ ریاضی به گونه‌ای ایجاد شدند که ارتفاع آنها به صورت فضایی همبستگی داشته باشد. سپس یک سطح ترکیبی حاصل از جمع ارتفاع ناهمواری‌ها در دو سطح گسل ایجاد شد (شکل ۱). همچنین ارتفاع سطوح ناهموار در سطح ترکیبی منطبق برهم هستند. هنگامی که سطوح گسل بار گذاری

محدوده تماس و تنش نرمال کلی برای هر سه بلوک گسلی یکسان هستند. بنابراین، تفاوت در توزیع تنش‌ها ناشی از تفاوت در هندسه فضایی سطوح ناهموار در تماس با همدیگر است. اولین بلوک گسل دارای توزیع تنش نسبتاً یکنواخت است و پنج سطح ناهمواری شکسته می‌شوند. بنابراین برای یک جابجایی مشخص، پایدار است. در گسل دوم سطوح ناهمواری بیشتری درگیر می‌شوند و نهایتاً شکسته می‌شوند، اما این باعث تشدید شکست بیشتر نمی‌شود، بنابراین حالت تنشی پایدار دارد. برای گسل سوم، جابجایی اعمال شده باعث شکستن سطوح ناهمواری زیادی می‌شود و این باعث آغاز واکنش زنجیره‌ای می‌شود که منجر به شکست تمام بلوک گسلی می‌شود.

به علت تعامل مکانیکی، تنش‌های عادی و برش برای هر یک از سطوح ناهموار متفاوت هستند، هرچند که همه آنها ابعاد یکسان دارند. تنش‌ها در سطوح ناهمواری منفرد بیشتر هستند و در سطوح مرکزی که اندرکنش مکانیکی بیشتر است، کمترین میزان را دارند. به عنوان مثال تمام سطوح اطراف باعث جابجایی در مرکز خوشه‌ها می‌شوند، بنابراین نیروی مورد نیاز برای جابجایی شرایط مرزی در آن مناطق کمتر است.

بعلاوه اندرکنش مکانیکی، تنش‌های نرمال و برشی برای هر سطح ناهموار با وجود آنکه همه آنها دارای ابعاد مشابه هستند، متفاوت می‌باشد. تنش‌ها در سطوح ناهموار مجزا شدیدتر و در سطوح ناهموار در مرکز دسته‌ها یعنی جایگاه اندرکنش مکانیکی بیشتر می‌باشد، ضعیف تر هستند. یعنی تمام سطوح ناهموار دربرگیرنده، در مرکز دسته جابجایی ایجاد می‌کنند و بنابراین

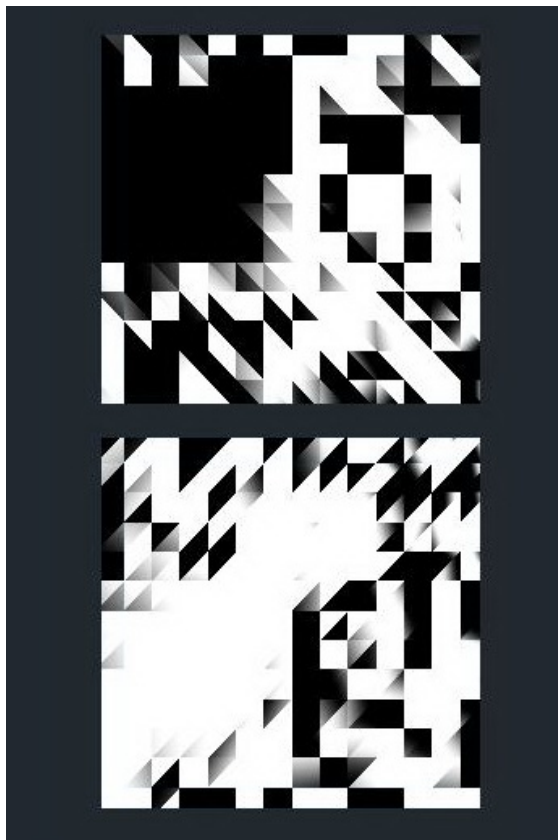


افزایش اختلاف تنش‌های اصلی در سطوح مجاور یکدیگر افزایش می‌یابد. با توجه به واکنش مختلف سطوح ناهموار به اعمال تنش نرمال در سه بلوک گسلی، از تکنیک طیف‌های پیوستگی جهت آشکارسازی ارتباط سطوح ناهموار با یکدیگر و استنتاج رفتار مشابه در برابر تنش‌های نرمال استفاده می‌کنیم. برای هر بلوک این طیف‌ها در دو مرحله پیشرونده بصورت نرمال بر سطوح تاییده می‌شوند و طیف نهایی از ترکیب دو مرحله قبلی بدست می‌آید که از این پس به آن طیف ترکیبی می‌گوییم. طیف‌های روشن بیانگر تنش‌های نرمال بالاتر و طیف‌های تیره بیانگر تنش‌های نرمال پایین می‌باشند. نتایج شامل پاسخ طیفی سطوح ناهموار در بلوک‌های به تریب اول، دوم و سوم هستند. آزمون برای هر صفحه گسلی و رویه ی آن به صورت مجزا انجام شده است و نتایج به صورت زوج صفحات گسلی مرتبط با هر بلوک نمایش داده شده‌اند (شکل‌های ۸، ۹ و ۱۰).

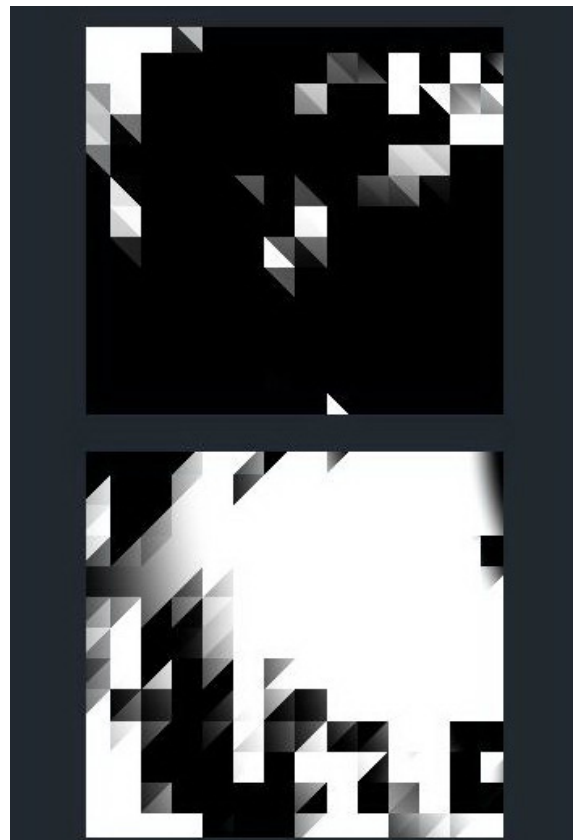
نرمال می‌شوند، در نقاط گسسته با یکدیگر تماس پیدا می‌کنند. برای سطوح خشن، تنش‌ها در هر نقطه تماس به هندسه فضایی آنها بستگی دارد. به طور کلی، مرتفعترین سطوح ناهموار در سطح گسل ترکیبی دارای بالاترین تنش‌های نرمال هستند و این باعث می‌شود که این نقاط در برابر برش نسبتاً قوی باشند. زمانی که شکست آغاز می‌شود تنش برشی در نقاط تماس بسیار یکنواخت است. شکست سطوح ناهموار در مکان‌هایی که تنش نرمال کم باشد آغاز می‌شود. به طور کلی، آخرین سطوح ناهموار برای شکست، آنهایی هستند که دارای بالاترین تنش نرمال باشند.

تحلیل طیف آشکارساز

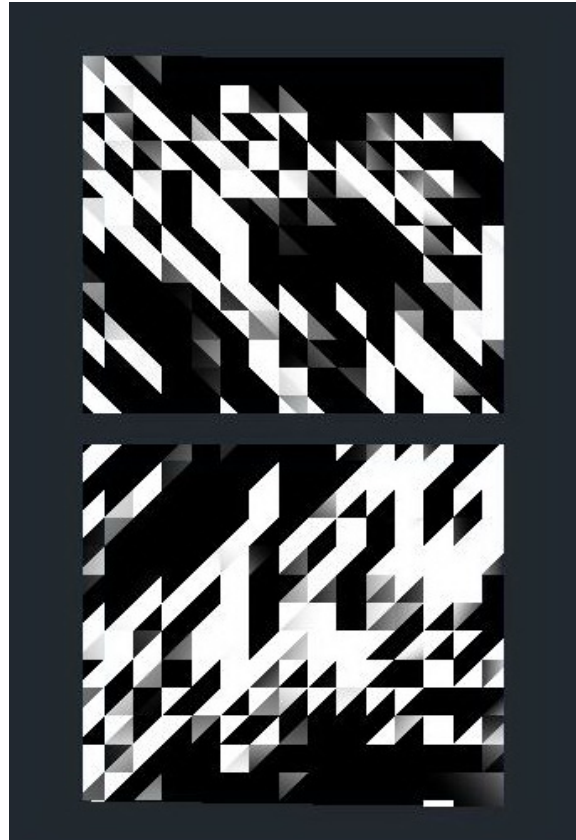
با توجه به توضیحات بخش پیشین، سطوح ناهمواری ارتباط مستقیم با توزیع مجدد تنش دارند و مطابق شکل ۳، این توزیع منطبق بر شبکه‌های سطوح ناهموار هستند. با توجه به اصل اختلاف تنش، احتمال شکست در یک بلوک، با



شکل ۹. پاسخ تحلیل طیف پیوستگی سطوح ناهموار در بلوک گسلی ب در شکل ۲. آزمون برای صفحه گسلی و رویه ی آن به صورت مجزا انجام شده است و نتایج به صورت زوج صفحات گسلی مرتبط با بلوک نمایش داده شده است. درصد پیوستگی برابر ۵۲٪ می‌باشد.



شکل ۸. پاسخ تحلیل طیف پیوستگی سطوح ناهموار در بلوک گسلی الف در شکل ۲. آزمون برای صفحه گسلی و رویه ی آن به صورت مجزا انجام شده است و نتایج به صورت زوج صفحات گسلی مرتبط با بلوک نمایش داده شده است. درصد پیوستگی برابر ۷۵٪ می‌باشد.



شکل ۱۰. پاسخ تحلیل طیف پیوستگی سطوح ناهموار در بلوک گسلی ج در شکل ۲. آزمون برای صفحه گسلی و رویه ی آن به صورت مجزا انجام شده است و نتایج به صورت زوج صفحات گسلی مرتبط با بلوک نمایش داده شده است. درصد پیوستگی برابر ۴۰٪ می باشد.

صفحه و رویه ی آن برای بلوک گسلی سوم ۴۰٪ می باشد و گسل نا پایدار است. با کاهش درجه پیوستگی، توزیع اختلاف تنش در سطح گسل بیشتر می شود و در نتیجه تمام سطح گسل به صورت واکنش زنجیره ای درگیر می شود و فعالیت گسل آغاز می گردد.

در شکل ۴، درجه پیوستگی در صفحه و رویه ی آن برای بلوک گسلی اول ۷۵٪ می باشد و گسل پایدار است. درجه پیوستگی در شکل ۵، در صفحه و رویه ی آن برای بلوک گسلی دوم ۵۲٪ است و گسل همچنان پایدار است. در شکل ۶، درجه پیوستگی در



نتیجه گیری

است. با کاهش درصد پیوستگی، گسل به سمت ناپایداری و در نتیجه شکست بیشتر سطوح میل می کند. بنابراین برای یک محدوده تماسی، پایداری گسل بستگی به زبری سطح ترکیبی و هندسه فضایی سطوح تماسی ناهموار دارد. برای محدوده های با تماس برابر، یک بلوک از گسل با یک توزیع نسبتاً یکنواخت از سطوح تماسی ناهموار مقاومتر از بلوکی می باشد که دارای سطوح ناهموار خوشه ای یا بزرگ است. علیرغم تنشهای برشی بالا، سطوح ناهموار مجزا و خوشه های کوچک، جزو اولین موارد شکست نیستند زیرا آنها دارای تنشهای نرمال بالا نیز هستند. شکست در ابتدا در مرکز سطوحی که نقاط با تنش نرمال ضعیف دارند رخ می دهد. سپس شکست به دلیل توزیع مجدد تنش در سطوح ناهموار پیشروی می کند.

برای گسل های متشکل از دو سطح خشن که تحت بارگذاری نرمال قرار می گیرند، تنش های نرمال و برشی بر روی سطوح تماسی ناهموار یکنواخت نیستند، بلکه به ابعاد سطوح ناهموار و هندسه فضایی نقاط تماس بستگی دارد. در نتیجه، شکست یک بلوک گسلی زمانی پیشرونده است که در نقاط با تنش نرمال کم آغاز شده باشد و تنش برشی از سطوح شکسته به سمت نقاط تماسی مجاور مجدداً توزیع شده باشد.

توزیع و تمرکز تنش بستگی به پیوستگی سطوح ناهمواری در سطح گسل و رویه ی آن دارد. با افزایش پیوستگی سطوح که توسط طیف های آشکارساز نمایش داده می شود، اختلاف تنش های نرمال در آن سطوح کمتر و در نتیجه پایداری بیشتر



Reference:

- Aki, K. 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes, and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, 89, 5867-5872.
- Archard, J. F., 1957. Elastic deformation and the laws of friction. *Proc. Royal Society of London Series A*, 243:190-205.
- Archard, J. F., 1961. Single contacts and multiple encounters. *Journal of Applied Physics*, 32(8):1420-1425.
- Archard, J. F., R. T. Hunt, and R. A. Onions, 1975. Stylus profilometry and the analysis of the Contact of rough surfaces. In A.D. de Pater and J. J. Kalker (eds.), *Proc. of the Symposium of the International Union of Theoretical and Applied Mechanics (IUTAM)*, Enschede, Netherlands, pp. 282-303. Delft: Delft University Press.
- Blok, H., 1952. Comments on the paper by R. Wilson. *Proc. Royal Society London Series A*, 212:480-482.
- Bowden F. P., D. Tabor, 1950 (revised reprint 1954). *The friction and lubrication of solids, part I*. London: Oxford at the Clarendon Press.
- Bowden F. P., D. Tabor, 1964. *The friction and lubrication of solids, part II*. London: Oxford at the Clarendon Press.
- Das, S., B. V. Kostrov, 1986. Fracture of a single asperity on a finite fault: a model for weak earthquakes? In Das et al., (eds.) *Earthquake Source Mechanics*, Geophysical Monograph 37 (6). Washington. DC.: American Geophysical Union,
- Dyson, J., W. Hirst, 1954. The true contact area between solids. *Proc. Physical Society (London)B*, 67:309-312.
- Foxall, W., A. Michellini, T. V. McEvilly 1991. The October, 1989 Loma Prieta Earthquake: failure of a complex segment of the San Andreas Fault, in press.
- Halliday, J. S., 1955. Surface examination by reflection electron microscopy. *Proc. Inst. Mechanical Engineers*, 169:777-787.
- Hirst, W., J. K. Lancaster, 1960. The influence of speed on metallic wear. *Proc. Royal Society of London Series. A*, 259:228-241.
- Holm, Ragnar, 1946. *Electric contacts*. Stockholm: Hugo Gebers Forlag.
- Hopkins, D. L., N. G. W. Cook, and L. R. Myer, 1990. Normal joint stiffness as a function of spatial geometry and surface roughness. In N. Barton and O. Stephenson (eds.), *Proc. Of the International Symposium on Rock Joints*, Loen, Norway, pp. 203-210. Rotterdam: Balkema.
- Hopkins, D. L., 1992. *Proc. 33rd US Symposium on Rock Mechanics*, Santa Fe, 3-5 June 1992P131-140. Publ Rotterdam: A A Balkema,
- Hopkins, D. L., 1990. The effect of surface roughness on joint stiffness, aperture, and Acoustic wave propagation. Ph.D. thesis, University of California at Berkeley.
- Jaeger, J. C. and N. G. W. Cook, 1976. *Fundamentals of rock mechanics* (2nd ed.). London: Chapman and Hall.
- Johnson, K. L., 1987. *Contact mechanics* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Kanamori, H., G. S. Stewart, 1978. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Journal of Geophysical Research*. 83(B7):3427-3434.
- Kemeny, John McKenzie, 1986. Frictional stability of heterogeneous surfaces in contact: the mechanics of faulting and earthquake rupture. Ph.D. thesis, University of California at Berkeley.
- Mendoza, C., S. H. Hartzell, 1989. Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: near-source and tele seismic constraints. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79,
- Moore, A. J. W., 1948. Deformation of metals in static and in sliding contact. *Proc. Royal Society London Series A*, 195:231-249.
- Okubo, P. G., J. H. Dieterich, 1984. Effects of physical fault properties on frictional instabilities produced on simulated faults. *Journal of Geophysical Research*, 8, 9(B7):5817- 5827.
- Pyrak-Nolte, Larry R. Myer, Neville G. W. Cook, and Paul A. Witherspoon, 1987. Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. In G. Herget and S. Vongpaisal (eds.), *Proc. 6th International Congress on Rock Mechanics*, Montreal, pp. 224-231. Rotterdam: Balkema.
- Rudnicki, J. W., H. Kanamori, 1981. Effects of fault interaction on moment, stress drop, and strain energy release, *J. Geophys. Res.*, 86, 1785-1793.
- Stesky, R. M., S. S. Hannan, 1987. Growth of contact area between rough surfaces under normal stress. *Geophysical Research Letters*, 14(5):550-553.
- Tabor, D., 1948. A simple theory of static and dynamic hardness. *Proc. Royal Society of London Series A*, 192:247-252.
- Timoshenko. S. P., J. N. Goodier, 1970. *Theory of elasticity* (3rd ed.). New York: McGraw- Hill Book Co.
- Tse, S. T., J. R. Rice, 1986. Crustal earthquake in stability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* 9,1 (B7):9452-9472.
- Williamson J. B. P. and R. T. Hunt, 1972. Asperity persistence and the real area of contact between rough surfaces. *Proc. Royal Society London Series A*, 327:147-157.



Tectonics
August 2018, Vol:6



University of Birjand

**A spectral analysis model of stress accumulation related to asperities
along fault planes**

Pouya Sadeghi-Farshbaf^{1*}, Mohammad Mahdi Khatib²

1 Postdoc Researcher of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

2 Professor of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran



Abstract

The purpose of this study is to analyze the accumulation and distribution of stress across fault planes using an analytical model based on the reflection of the detector spectrum on the roughness of the fault surfaces during the failure. Fault Modeling is based on asperities making half-spaces separated from each other. This model considers mechanical interaction between contact points and, therefore, can provide a physical explanation of how to redistribute stress at fail time at a locked fault plane. For a boundary condition, a certain displacement, normal and shear forces are calculated at contact points and compared to the failure criterion. If one or more locked surfaces of the fault do not work, the stresses are recalculated. The stress redistribution that is caused by the failure may cause other locked surfaces to fail. This process continues to achieve a stable state or complete failure of entire fault plane for analysis with detector spectrum. The distribution of stresses as well as the onset and progress of failures depend on the contact geometry and roughness.

Key words: stress accumulation, modeling, locked surfaces, detector spectrum

* pouya.sadeghi@rocketmail.com