

نوع مقاله: پژوهشی

چکیده

یکی از روش‌های عددی در مکانیک محیط‌های پیوسته، روش المان مرزی (BEM)^۱ است. در این روش معادلات دیفرانسیلی^۲ حاکم به معادلات انتگرالی^۳ تبدیل و روی مرز مسئله اعمال خواهند شد. سپس مرز به قطعات مرزی تقسیم می‌شود و انتگرال‌گیری عددی بر روی المان‌های مرزی انجام می‌شود که از حل آن می‌توان به جواب یکتای مسئله رسید. روش المان مرزی را می‌توان به راحتی بر روی مرزهای با هندسه پیچیده به کار برد. روش المان مرزی یا معادله انتگرال مرزی (BIEM)^۴ یکی از روش‌های مدل‌سازی عددی است که کاربرد زیادی در شبیه‌سازی عددی دینامیک گسل‌ها^۵ دارد؛ نتایج آن دید وسیعی از فیزیک گسیختگی زلزله فراهم می‌کند. در این مقاله به مرور مدل‌سازی عددی گسل به روش المان مرزی پرداخته شده، و مطالعات انجام شده در زمینه مدل‌سازی عددی گسل به روش المان مرزی مورد بررسی قرار گرفته است. در نهایت نتایج به دست آمده به این گونه است که روش المان مرزی برای مسائل دارای مرزهای پیچیده همانند هندسه گسل و مسائل با مرزهای بی‌کران مناسب است. همچنین می‌توان با استفاده از مدل‌سازی عددی به روش المان مرزی، لغزش رخ داده روی گسل و تغییر شکل‌های سطحی را به خوبی پیش‌بینی کرد.

واژگان کلیدی: گسل، روش المان مرزی، لغزش گسل، معادله انتگرال مرزی.

مروری بر تحلیل دینامیکی و مدل‌سازی عددی گسل‌ها با استفاده از روش اجزای مرزی

سید یادگار هوشیار

دانشجوی دکتری مهندسی ژئوتکنیک، گروه مهندسی عمران، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

ایمان عشایری (نویسنده مسئول)

استادیار، گروه مهندسی عمران، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران
i.ashayeri@razi.ac.ir

محسن کمالیان

استاد، گروه مهندسی ژئوتکنیک لرزه‌ای، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

۱- مقدمه

کارایی لازم در تحلیل برخی سیستم‌های پیچیده، نمی‌توان چشم‌پوشی کرد. علاوه بر این ژانگ و همکاران [۶] و کاوتس و همکاران [۷] در مطالعات خود به مدل‌سازی گسل با استفاده از روش عددی تفاضل محدود پرداختند؛ از ضعف‌های اساسی روش عددی تفاضل محدود نیز می‌توان حجم بالای عملیات محاسباتی و تکراری و همچنین عدم توانایی در مدل کردن انواع محیط‌های فیزیکی را نام برد. با توجه به محدودیت‌های روش‌های عددی مذکور، توجه به روش عددی المان مرزی به علت توانایی مؤثر و بالای آن در مدل کردن انواع محیط‌های نامحدود، حجم اطلاعات اولیه کمتر، سرعت عمل بالاتر و دقت محاسباتی بیشتر در مقایسه با دیگر روش‌های عددی، بیشتر است.

از دیرباز روش‌های مختلفی برای مدل کردن میدان تغییر شکل حرکات میان‌لرزه‌ای ناشی از گسل‌ها مورد توجه قرار گرفته است که در این راستا روش‌های تحلیلی و عددی از مهم‌ترین

روش المان مرزی یا معادله انتگرال مرزی یکی از روش‌های مدل‌سازی عددی است که به صورت گسترده برای حل مسائل فیزیکی و مهندسی استفاده شده است [۱-۳] که این روش کاربرد زیادی در شبیه‌سازی عددی دینامیک گسل دارد و نتایج آن یک دید وسیعی از فیزیک و گسیختگی زلزله^۶ را فراهم می‌کند. در حال حاضر روش المان مرزی به عنوان یکی از مناسب‌ترین ابزارهای مدل‌سازی عددی در کنار سایر روش‌های متداول، مانند روش المان محدود^۷ و روش تفاضل محدود^۸ شناخته می‌شود.

در مطالعات انجام شده توسط ژائو و چائو [۴] و همچنین ترازاتی و همکاران [۵] به منظور تعیین توزیع لغزش گسل از روش المان محدود استفاده شده است. هرچند روش المان محدود در بین محققان توجه زیادی را به خود معطوف داشته است اما از مشکلاتی چون حجم بالای اطلاعات و داده‌های اولیه، عدم توانایی کامل در مدل کردن محیط‌های نامحدود و همچنین عدم

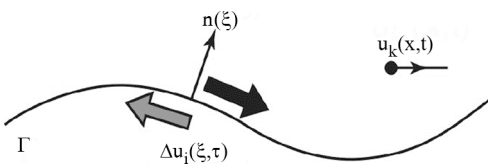
می‌شود. تئوری جداشدگی‌ها در مصالح الاستیک^{۱۶} به‌طور گسترده بیش از نیم‌قرن گذشته به‌منظور ارزیابی جابه‌جایی، میدان‌های تنش و کرنش در اطراف گسل به‌کار برده شده است. استیکت [۲۳-۲۴]، این تئوری و کاربردهای بالقوه آن را برای مسائل ژئوفیزیکی در دو مقاله بحث کرد. او، فرمولاسیون ولترا^{۱۷} را برای مسائل جداشدگی بازبینی کرد و یک روش برای ایجاد توابع گرین^{۱۸} در فضای نیمه‌بی‌نهایت، شامل یک سطح ناپوستگی جابه‌جایی (جداشدگی) نشان داد. با انتگرال‌گیری توابع گرین می‌توان میدان جابه‌جایی اطراف سطح ناپوستگی را محاسبه کرد. این میدان‌های جابه‌جایی، معادلات ناویر^{۱۹} را که معادلات حاکم تئوری الاستیک خطی هستند؛ ارضا می‌کند. از مشتقات مکانی مؤلفه‌های جابه‌جایی، مؤلفه‌های کرنش حاصل می‌شود و با استفاده از قانون هوک برای مصالح الاستیک همگن و همسان می‌توان مؤلفه‌های تنش را محاسبه کرد. بنابراین کار استیکت توضیح می‌دهد که چطور ابزار ریاضیات تئوری جداشدگی قادر به محاسبه میدان‌های جابه‌جایی، تنش و کرنش در اطراف گسل‌ها در نیم‌فضای الاستیک است اما در مقایسه با داده‌های ژئوفیزیکی از دقت کمتری برخوردار است. چینری [۲۵] از نتایج استیکت به‌منظور استخراج حل دقیق، برای گسل امتدادلغز مستطیلی با عمق و ابعاد دلخواه استفاده کرد. چینری [۲۵-۲۶] میدان‌های تنش و جابه‌جایی را محاسبه و توضیح داد و میدان جابه‌جایی سطحی را با اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی در نزدیک گسل مقایسه کرد. انتگرال‌گیری جداشدگی ولترا بر روی سطوح مستطیلی در نیم‌فضا، در مطالعات مورویاما [۲۷]، پریس [۲۸]، سویج و هیستی [۲۹-۳۰]، سمیلی و مانسینها [۳۱]، دیویس [۳۲]، ما و کوزنیر [۳۳] استفاده شده است. اکادا [۹] این ادبیات فنی را بازبینی کرد و بیانات تحلیلی برای تغییر شکل در سطح نیم‌فضا، به علت برش مایل و بازشدگی سطح جداشدگی مستطیلی را تکمیل کرد. روش پیشنهاد شده‌ی قبلی توسط استیکت [۲۳-۲۴] و چینری [۲۵-۲۶] شامل انتگرال‌گیری‌های طولانی و پیچیده حتی برای شکل‌های هندسی ساده مانند مستطیل است. یک رویکرد متفاوت که در اصل توسط برگرز [۳۴] ارائه شده است،

روش‌ها به حساب می‌آیند. اکادا [۸] ابتدا در سال ۱۹۸۵ و بعدها در سال ۱۹۹۲ [۹] یک سری روابط تحلیلی بسته را برای به دست آوردن تغییر شکل‌های سطحی و داخلی ناشی از لغزش انواع گسل‌های کششی و برشی در یک نیم‌فضای الاستیک همگن و همسان ارائه نمود. راه‌های تحلیلی برای مسائل کلی و شکل‌های ساده‌ی مسئله قابل استفاده می‌باشند. سپس برنامه‌ها و نرم‌افزارهای گوناگونی برای مدل المان مرزی توسط محققان نوشته شد. توماس [۱۰] در سال ۱۹۹۳ نرم‌افزار Poly3D را نوشت و بعداً مارتن [۱۱] در سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ نسخه ارتقاء یافته Poly3D را با نام iBem3D نوشت که تا به حال محققان از آن استفاده می‌کنند. علاوه بر روش‌های تحلیلی و عددی مدل المان مرزی روش‌های تجربی نیز استفاده شده است؛ برای نمونه کانیون و همکاران [۱۲] به‌منظور بررسی نقش غیر یکنواختی تنش گسل بر روی لغزش هم‌لرز و بلندمدت آن، از یک مدل چند لایه الاستوپلاستیک مقیاس شده استفاده کردند.

در روش المان مرزی، معادلات دیفرانسیل جزئی تعریف شده در محدوده یک فضا به معادلات انتگرالی بر روی مرزهای آن فضا تبدیل می‌شوند که این یک بعد از ابعاد مسئله را کم می‌کند. به‌عنوان مثال؛ یک مسئله الاستودینامیک^۹ تعریف شده در یک فضای دو بعدی، با یک مسئله معادله انتگرالی تعریف شده در مرزهای آن جایگزین می‌شود که دارای یک بعد می‌باشد. در صورتی که مسئله تعریف شده در یک فضای سه بعدی، با یک مسئله معادله انتگرالی دو بعدی جایگزین می‌شود. در نهایت معادلات انتگرالی با تقسیم مرزها به شبکه‌ای از المان‌های گسسته با اندازه محدود، به‌صورت عددی حل خواهند شد.

برای حل مسائل دو بعدی، تکنیک عددی روش المان مرزی (BEM) به‌صورت گسترده استفاده شده است [۱۳]. روش المان مرزی برای مدل‌سازی رفتار گسل^{۱۰} [۱۴-۱۵]، همپوشانی مراکز گسترده^{۱۱} [۱۶]، رشد مجموعه‌های اتصال^{۱۲} [۱۷-۱۸]، رگه‌ها^{۱۳} [۱۹] و تحلیل لرزه‌ای عوارض توپوگرافی [۲۰-۲۲] مورد استفاده قرار گرفته است. یکی از فرم‌های BEM بر پایه جداشدگی^{۱۴} است که به آن روش ناپوستگی جابه‌جایی^{۱۵} گفته

که در آن $u_k(\mathbf{x}, t)$ جابه‌جایی در جهت k -ام در محل \mathbf{x} و زمان t ، Γ سطح گسل، ξ نقطه منبع قرار گرفته بر روی Γ ، $\Delta u_i(\xi, \tau)$ لغزش در سراسر گسل در جهت i -ام در محل ξ و زمان τ است. c_{ijpq} ثابت الاستیک (تانسور سختی)، و $n_j(\xi)$ بردار واحد عمود بر سطح گسل در محل ξ است (شکل ۱). یک طرف Γ به‌عنوان طرف مثبت، و طرف دیگر، منفی در نظر گرفته می‌شود. لغزش $\Delta u_i(\xi, \tau)$ به‌صورت جابه‌جایی نسبی طرف مثبت Γ نسبت به طرف منفی می‌باشد.



شکل (۱): مجموعه علائم جابه‌جایی، لغزش و بردار واحد نرمال گسل [۳۹].

تابع $G_{kp}(\mathbf{x}, t - \tau; \xi, 0)$ در انتگرال معادله (۱)، تابع گرین^{۲۴} جابه‌جایی را نشان می‌دهد که به‌عنوان جابه‌جایی در جهت k -ام در محل \mathbf{x} و زمان $t - \tau$ در پاسخ به یک نیروی واحد اعمال شده در جهت p -ام در محل منبع ξ و زمان صفر تعریف شده است؛ زمان صفر به دلیل تعریف اختلاف فاز زمانی بین نقطه‌ی اعمال بار و مشاهده‌ی پاسخ به‌صورت $t - \tau$ است که به‌نوعی زمان لغزش یا شروع بارگذاری می‌باشد. از سوی دیگر استفاده از اختلاف زمانی $t - \tau$ در تابع G_{kp} نشان می‌دهد که تابع گرین فقط به تأخیر زمانی بین زمان ورودی τ و زمان پاسخ t وابسته است:

$$G_{kp}(\mathbf{x}, t; \xi, \tau) = G_{kp}(\mathbf{x}, t - \tau; \xi, 0) \quad (۲)$$

به شرطی که محیط مورد نظر همگن و بی‌نهایت باشد؛ به‌صورت مشابه برای مکان نیز همین حالت برقرار است. به‌عبارت دیگر؛ تابع گرین فقط به اختلاف مختصات مکانی ورودی و خروجی بستگی دارد:

$$G_{kp}(\mathbf{x}, t - \tau; \xi, 0) = G_{kp}(\mathbf{x} - \xi, t - \tau; 0, 0) \quad (۳)$$

معادلات (۲) و (۳) خواص متقابل رابطه‌های (۴) و (۵) را برای مشتقات تابع گرین تضمین می‌کنند:

توسط یوف [۳۵] برای مسائل جداشدگی زاویه‌ای^{۲۰} در محیط الاستیک بی‌نهایت به‌کار برده شده است. جداشدگی زاویه‌ای در یک صفحه عمودی قرار می‌گیرد که دارای یک پایه عمودی است و با یکی از محورهای مختصات در صفحه‌ی افقی زاویه می‌سازد. از مجموع شش جداشدگی زاویه‌ای، یک جداشدگی مثالی ایجاد می‌شود که در آن تمامی پایه‌های عمودی حذف می‌شود و یک مثلث در صفحه‌ی افقی باقی می‌ماند. اخیراً سهم بیشتر ادبیات فنی مربوط به جداشدگی مثالی^{۲۱} به‌صورت مستقیم به‌جای مجموع جداشدگی‌های زاویه‌ای می‌باشد [۳۶-۳۷]. اما این یک حل عمومی برای مسائل نیم‌فضا پیشنهاد نشده است. کومینو و دوندرز [۳۸] استفاده از جداشدگی زاویه‌ای برای مسائل نیم‌فضا را توسعه دادند و بدین ترتیب راه را برای استفاده از این رویکرد، به‌طور کلی در مسائل ژئوفیزیکی، به‌ویژه گسل‌ها هموار کردند. در مقاله حاضر به مروری بر مطالعات انجام شده در زمینه مدل‌سازی عددی گسل به روش المان مرزی پرداخته شده و در نهایت مزیت‌ها و قابلیت‌های این روش نسبت به سایر روش‌های عددی در مدل‌سازی گسل بیان گردیده است.

۲- معادلات پایه روش المان مرزی

گسل‌های مسبب زلزله که روی آنها گسیختگی اتفاق می‌افتد به‌صورت مرزهای محیط اطراف عمل می‌کنند؛ به دلیل اینکه جابه‌جایی در سراسر آنها ناپیوسته است (در این مطالعه از اصطلاح لغزش استفاده شده است که همان مقدار ناپیوستگی جابه‌جایی در سراسر گسل می‌باشد). کاربرد BIEM در دینامیک گسیختگی زلزله^{۲۲} با نوشتن معادلات انتگرالی پایه الاستودینامیک شروع می‌شود که فقط روی سطح گسل تعریف شده‌اند. تئوری الاستیسیته^{۲۳} [۳۹] نشان می‌دهد که میدان جابه‌جایی در محیط الاستیک بی‌نهایت توسط یک حلقه مکانی-زمانی توزیع لغزش بر روی سطح گسل به‌صورت رابطه (۱) بیان شده است:

$$u_k(\mathbf{x}, t) = \int_{\Gamma} dS(\xi) \times \int_0^t d\tau \Delta u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} n_j(\xi) \frac{\partial}{\partial \xi_q} G_{kp}(\mathbf{x}, t - \tau; \xi, 0) \quad (۱)$$

تابع لغزش مجهول $\Delta u(x, t)$ است؛ وقتی که شرط مرزی ترکشن $T(x, t)$ داده شود. ساده‌ترین شرط مرزی حالتی است که تمام قطعات شکسته شده روی گسل به صورت رابطه (۱۰) دارای ترکشن آزاد هستند:

$$T(x, t) = 0 \quad (x \in \Gamma(t)) \quad (10)$$

که در آن $\Gamma(t)$ بخشی از گسل Γ است که روی آن لغزش در زمان t اتفاق می‌افتد (هندسه $\Gamma(t)$ ممکن است با زمان t توسعه یابد؛ به عبارت دیگر، ممکن است با زمان رشد، جابه‌جا یا منقبض گردد). در اکثر مدل‌های عددی واقعی معمولاً فرض می‌شود که ترکشن و لغزش بر روی قطعات شکسته شده گسل به صورت متقابل به بعضی قوانین اصطکاک (یا قانون ساختاری) مربوط است؛ همانند قانون تضعیف لغزش مثلثی^{۲۶} یا هر قانون دیگری که به لغزش یا مشتق زمانی آن (آهنگ لغزش) وابسته باشد [۴۰].

$$T(x, t) = \begin{cases} T_c(1 - \Delta u(x, t)/D_c) & \Delta u(x, t) < D_c \\ 0 & \Delta u(x, t) \geq D_c \end{cases} \quad (x \in \Gamma(t)) \quad (11)$$

تمامی قوانین اصطکاک موجود، شامل فرض ترکشن آزاد می‌باشند (معادله ۱۰) که آنها را می‌توان در یک حالت عمومی به صورت رابطه‌ی (۱۲) توصیف کرد:

$$T(x, t) = F(\Delta u(x, t), \Delta \dot{u}(x, t)) \quad (x \in \Gamma(t)) \quad (12)$$

که در آن F یک تابع خاص است که از یک قانون اصطکاک به دیگری متفاوت است.

کاربرد BIEM در دینامیک گسیختگی زلزله به صورت اساسی شامل حل معادله انتگرال مرزی (معادله ۸) تحت شرط مرزی داده شده در معادله (۱۲)، به اضافه‌ی شرایط اولیه مناسب محیط در زمان $t = 0$ می‌باشد. اگر دید متفاوتی نسبت به این قضیه وجود داشته باشد می‌تواند به عنوان حل مجموعه معادلات (۸) و (۱۲) به صورت هم‌زمان برای دو تابع مجهول با نام‌های ترکشن $T(x, t)$ و لغزش $\Delta u(x, t)$ نیز مورد بررسی قرار گیرد.

اگر تابع لغزش $\Delta u(x, t)$ در هر نقطه بر روی سطح گسل معلوم باشد؛ جابه‌جایی و تنش را به آسانی در هر نقطه‌ی دلخواه از محیط می‌توان توسط محاسبه معادلات (۶) و (۷) تعیین کرد.

$$\frac{\partial}{\partial \tau} G_{ij}(x, t - \tau; \xi, 0) = -\frac{\partial}{\partial t} G_{ij}(x, t - \tau; \xi, 0) \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial \xi_k} G_{ij}(x, t - \tau; \xi, 0) = -\frac{\partial}{\partial x_k} G_{ij}(x, t - \tau; \xi, 0) \quad (5)$$

با استفاده از معادله (۵)، معادله (۱) را می‌توان به صورت رابطه (۶) بازنویسی کرد:

$$u_k(x, t) = -\int_{\Gamma} dS(\xi) \times \int_0^t dt \Delta u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} n_j(\xi) \frac{\partial}{\partial x_q} G_{kp}(x, t - \tau; \xi, 0) \quad (6)$$

و مؤلفه‌ی تنش $\sigma_{kl}(x, t)$ ، در هر محل دلخواه x و زمان t به صورت رابطه (۷) تعیین شده است:

$$\sigma_{kl}(x, t) = \sigma_{kl}^0 + c_{klrs} \frac{\partial}{\partial x_s} u_r(x, t) = \sigma_{kl}^0 - \int_{\Gamma} dS(\xi) \int_0^t dt \Delta u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} c_{klrs} n_j(\xi) \times \frac{\partial^2}{\partial x_q \partial x_s} G_{rp}(x, t - \tau; \xi, 0) \quad (7)$$

در رابطه‌ی (۷)، σ_{kl}^0 تانسور تنش اولیه محیط است؛ قبل از اینکه لغزش اتفاق بیفتد. معادله (۷) باید برای حالت حدی که x به سطح گسل Γ نزدیک می‌شود نیز برقرار باشد. ترکشن برشی^{۲۵} $T(x, t)$ بر روی Γ ، به صورت مؤلفه‌ی تنشی که بر روی سطح گسل در جهت بردار واحد $t_1(x)$ و مماس بر سطح گسل در محل x ، است که به صورت رابطه (۸) می‌باشد:

$$T(x, t) = n_k(x) t_1(x) \sigma_{kl}(x, t) = T^0(x) - \int_{\Gamma} dS(\xi) \int_0^t dt \Delta u_i(\xi, \tau) c_{ijpq} c_{klrs} n_k(x) t_1(x) n_j(\xi) \times \frac{\partial^2}{\partial x_q \partial x_s} G_{rp}(x, t - \tau; \xi, 0) \quad (x \in \Gamma) \quad (8)$$

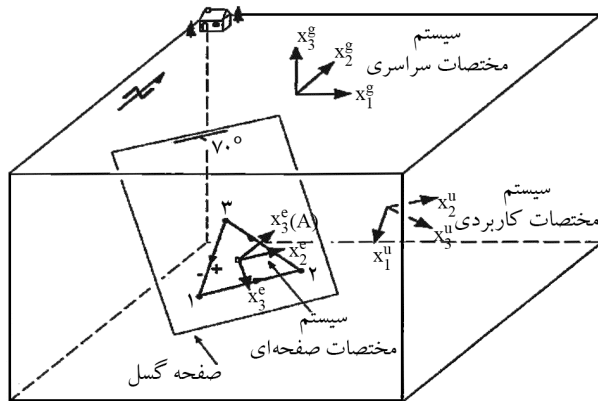
که در آن

$$T^0(x) = n_k(x) t_1(x) \sigma_{kl}^0 \quad (9)$$

معادله (۸) رابطه‌ی اساسی بین توزیع فضایی-زمانی ترکشن و لغزش بر روی گسل را که در یک محیط همگن و بی‌نهایت ظاهر شده است، نشان می‌دهد. در رابطه (۹) $n_k(x)$ بردار نرمال واحد یا بردار واحد عمود بر سطح گسل است در حالی که $t_1(x)$ بردار واحد مماس بر سطح گسل می‌باشد.

اکثر مسائل مربوط به مدل‌سازی دینامیک گسل برای حل

شده‌اند. میدان الاستیک اطراف المان‌ها از حل یک جداشدگی زاویه‌ای در نیم‌فضا به دست می‌آید [۳۵، ۳۸]. از نظر زمین‌شناسی، یک المان مثلثی ممکن است بخشی از شکستگی یا سطح گسل را نشان دهد که در آن ناپیوستگی جابه‌جایی تقریباً ثابت است.



شکل (۲): نمایش سیستم‌های مختصات مورد استفاده در Poly3D [۱۰].

برای مدل‌سازی گسل‌ها یا شکستگی‌ها چندین المان جداشدگی مثلثی استفاده شده است. تلاش برای مدل‌سازی سطوح دارای انحنا با المان‌های مستطیلی به‌جز در موارد ساده باعث ایجاد شکاف و همپوشانی می‌شود؛ بر خلاف آن شکل (۳) نشان می‌دهد که چطور یک سطح گسل سه‌بعدی پیچیده با استفاده از المان‌های مثلثی، بدون هیچ شکاف و همپوشانی تقریب زده شده است. گسسته‌سازی سطح گسل سه‌بعدی توسط المان‌های مثلثی امکان ساخت سطح گسل با هر نوع شکل دلخواهی را می‌دهد. شرایط مرزی ناپیوستگی جابه‌جایی یا ترکشن در مرکز هر المان بر اساس سیستم مختصات محلی اعمال می‌شود. علاوه بر آن تنش‌ها یا کرنش‌های دوردست را نیز می‌توان اعمال کرد. خروجی در نقاط مشاهداتی (نقطه‌های سیاه‌رنگ در شکل ۳) می‌تواند جابه‌جایی، کرنش، تنش، کرنش اصلی و تنش اصلی باشد. توانایی روش iBem3D در: (۱) شبیه‌سازی انتقال تنش از یک شکستگی به گسل‌های نزدیک [۴۲-۴۵]، (۲) مدل‌سازی توزیع تنش در اطراف گسل‌های فعال [۴۶-۴۸]، (۳) ارزیابی هندسه‌های گسیختگی مختلف [۴۹-۵۳] و (۴) مدل‌سازی توزیع لغزش گسیختگی [۵۴-۵۸] به‌صورت موفقیت‌آمیز نشان داده شده است.

۳- مدل‌سازی گسل بر اساس روش المان مرزی

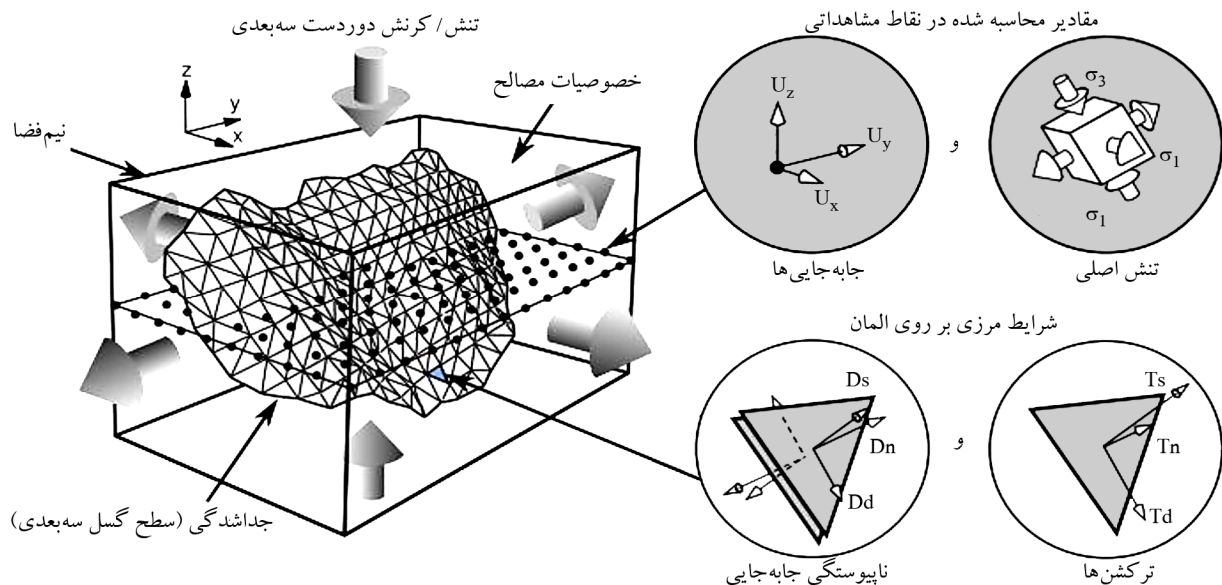
به‌منظور مدل‌سازی می‌توان از نرم‌افزارهایی نظیر Poly3D و iBem3D استفاده کرد. این نرم‌افزارها بر اساس روش المان مرزی می‌باشند.

۳-۱- روش المان مرزی Poly3D

برنامه کامپیوتری Poly3D [۱۰] بر اساس روش المان مرزی کروچ و استارفیلد [۱۳] است. نرم‌افزار Poly3D حل اساسی را بر پایه یک جداشدگی زاویه‌ای در یک نیم‌فضای الاستیک خطی همگن حل می‌کند [۳۸، ۴۱]. اگر تعدادی از جداشدگی‌های زاویه‌ای در کنار یکدیگر قرار بگیرند المان‌های مرزی چندضلعی (مثلثی و مستطیلی) را تشکیل می‌دهند که این المان‌ها به‌صورت مجموعه‌ای، سطح گسل سه‌بعدی گسسته شده را تعریف می‌کنند. در انجام مدل‌سازی به روش المان مرزی توسط Poly3D از سه سیستم مختصات استفاده می‌شود که عبارتند از: ۱- سیستم مختصات سراسری [۲۷]؛ ۲- سیستم مختصات صفحه‌ای [۲۸] و ۳- سیستم مختصات کاربردی [۲۹] (شکل ۲). شرایط مرزی در نرم‌افزار Poly3D به‌صورت تنش‌ها یا کرنش‌های دوردست و در مرکز هر المان از سطح گسل گسسته شده به‌صورت ترکشن یا ناپیوستگی جابه‌جایی (لغزش) و یا ترکیب این دو اعمال می‌شود. این برنامه یک سری معادلات جبری خطی را حل می‌کند که اثر هر المان بر روی المان دیگر تحت اثر شرایط مرزی تعیین شده را توصیف می‌کند. ابتدا توزیع جابه‌جایی در سطح گسل تعیین می‌شود، سپس میدان‌های جابه‌جایی و کرنش و تنش استاتیکی در اطراف گسل محاسبه می‌شود.

۳-۲- روش المان مرزی iBem3D

iBem3D [۱۱] یک برنامه کامپیوتری است که جابه‌جایی‌ها، کرنش‌ها و تنش‌های ایجاد شده در یک نیم‌فضا را با استفاده از المان‌های مثلثی شکل ناپیوستگی جابه‌جایی محاسبه می‌کند. این المان‌ها از برهم‌نهی المان‌های زاویه‌ای به دنبال روش توصیف شده توسط جیا کاموران و همکاران [۴۱] و بعداً توماس [۱۰] ایجاد



شکل (۳): ساختار هندسه پیچیده گسل با استفاده از المان‌های مثلثی و شبکه نقاط مشاهداتی اطراف. شرایط مرزی بر روی المان‌های مثلثی ترکیبی از جابه‌جایی و ترکش هستند. در هر نقطه مشاهداتی هر کدام از جابه‌جایی، کرنش و تنش می‌تواند به‌عنوان خروجی مدل باشد. همچنین تنش/کرنش‌های دور دست سه‌بعدی نشان داده شده است [۱۱].

۲) تغییر شکل مربوط به گسل‌های معکوس [۷۹-۸۰]؛ ۳) گسل‌های امتداد لغز [۸۱] و ۴) گسل‌های نرمال [۵۲، ۸۲-۸۵] استفاده کردند. قابلیت اطمینان، سرعت، سادگی و دقت در آخرین نسخه برنامه‌ی iBem3D بهبود یافته است. به‌طور خلاصه در جدول (۱) تفاوت‌ها، مزایا و محدودیت‌های مربوط به دو روش توصیف شده‌ی فوق نسبت به یکدیگر ارائه شده است.

جدول (۱): تفاوت برنامه‌های المان مرزی iBem3D و Poly3D با یکدیگر [۱۱].

iBem3D	<p>فرمولاسیون برای المان‌های مثلثی، روش حل تکراری سریع، مشتقات دستی میدان جابه‌جایی و زبان ++C</p> <p>خصوصیات:</p> <p>کاربرد برای نیم‌فضا، مدل‌سازی ناپیوستگی‌های پیچیده، در نظر گرفتن عکس‌العمل المان، کاربرد در محیط با مصالح ناهمگن، در نظر گرفتن چسبندگی، اصطکاک مصالح، محاسبه سریع ماتریس ضرایب، اینورژن تنش زمین‌شناسی (پالتواسترس) تکراری و اینورژن لغزش تکراری</p>
Poly3D	<p>فرمولاسیون برای المان‌های چندضلعی، روش حل مستقیم، مشتقات نمادین میدان جابه‌جایی و زبان C</p> <p>خصوصیات:</p> <p>کاربرد در نیم‌فضا، مدل‌سازی ناپیوستگی‌های پیچیده، در نظر گرفتن عکس‌العمل المان و اینورژن لغزش</p>

از روش‌های المان مرزی فوق به‌منظور درک مسائلی مانند: ۱) گسترش یا رشد گسل طبیعی [۵۹]؛ ۲) آرایه‌های گسل نرمال پلکانی [۶۰-۶۲]؛ ۳) گسل‌های متقاطع [۶۳-۶۴]؛ ۴) گسترش شکستگی ثانویه [۶۵-۶۸]؛ ۵) درزه‌های متقاطع قائم [۶۹]؛ ۶) اتصال [۷۰] گسل نرمال [۷۰] و ۷) فاصله [۷۱] گرفتن گسل نرمال [۷۱] استفاده شده است.

مدل‌های الاستیک اغلب به دلیل سادگی محاسبات و توصیف کافی تغییر شکل‌های مشاهده شده در طبیعت، استفاده شده‌اند. به‌عنوان مثال؛ گسل‌ها به‌صورت سطوح سه‌بعدی ناپیوستگی جابه‌جایی در یک محیط همگن، همسان و الاستیک خطی مدل شده‌اند. این تفسیر در مرتبه اول درکی از چگونگی لغزش گسل‌ها، تعامل، تمرکز تنش و تغییر شکل اطراف فراهم می‌کند. شاید بیشترین اهمیت، این واقعیت باشد که راه‌حل‌های مسئله مقدار مرزی الاستیک با قوانین حرکت نیوتن مطابقت دارند و دارای یک قانون ساختاری صریح تعریف شده مربوط به تنش و کرنش در سه بعد هستند. بنابراین زمین‌شناسان از روش‌های المان مرزی فوق به‌منظور درک ساختارهای زمین‌شناسی مشاهده شده مانند: ۱) چین‌خوردگی و شکستگی ثانویه مربوط به گسل [۷۲-۷۸]؛

$$m = (G^T W_e G + \varepsilon^2 D^T D)^{-1} G^T W_e d \quad (15)$$

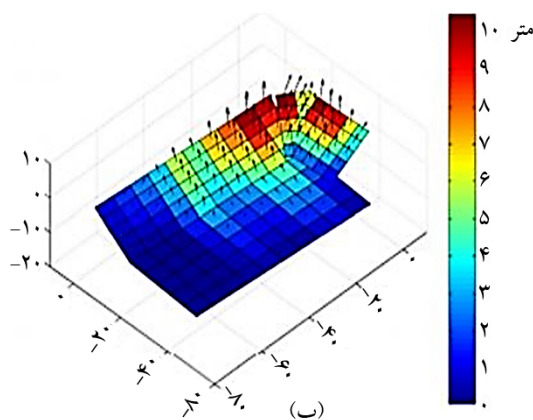
که در آن W_e یک ماتریس وزنی است که سهم نسبی هر نقطه از خطای پیش‌بینی شده‌ی کل را تعریف می‌کند.

در این مطالعه بر اساس روش معکوس فوق و با استفاده از اینورژن^{۳۶} داده‌های GPS مشاهده شده، توزیع لغزش روی گسل تعیین شده است (شکل ۴).

همچنین لغزش حاصل از این روش با توزیع لغزش به‌دست‌آمده برای گسل با استفاده از المان‌های جداشدگی مستطیلی توسط جانسون و سگال [۸۷] مقایسه شده است که هماهنگی خوبی با همدیگر دارند.

۴-۲- بررسی ناپایداری شیب

تسلطیس و گیکا [۸۸] با استفاده از روش المان مرزی به مدل‌سازی ناپایداری شیب کانال کورینت^{۳۷} در یونان به علت فعالیت گسل‌های نزدیک پرداختند؛ بدین منظور سه گسل فعال مشخص در مجاورت ناحیه کانال کورینت برای توصیف اثرات آنها بر کانال شبیه‌سازی شده است و در نهایت تغییر شکل‌ها و تغییر مکان‌های مسبب گسل‌ها با استفاده از برنامه المان مرزی سه‌بعدی برای دو طرف کانال ارائه شده است. به‌منظور مدل‌سازی گسل در یک نیم‌فضای الاستیک به روش المان مرزی از برنامه کامپیوتری Poly3D استفاده شده است. مشخصات سه گسل نامبرده به‌عنوان ورودی نرم‌افزار و به‌منظور شبیه‌سازی گسل‌ها به‌صورت جدول (۲) در نظر گرفته شده است.



۴- پیش‌بینی‌های حاصل از مدل‌سازی گسل به روش المان مرزی

۴-۱- توزیع لغزش گسل

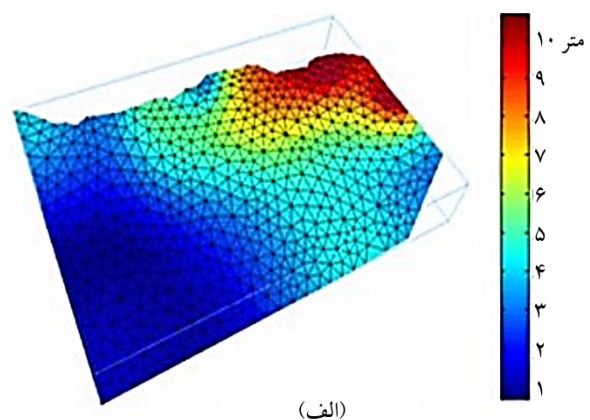
ژانگ و همکاران [۵۷] توزیع لغزش گسل چلنگپو^{۳۵} در چی‌چی تایوان را با استفاده از روش معکوس داده‌های GPS، تعیین کردند؛ بدین منظور هندسه گسل سه‌بعدی با استفاده از Poly3D ۱۰۶۸ المان جداشدگی مثلثی با به‌کارگیری نرم‌افزار Poly3D مدل شده است. یکی از مزیت‌های استفاده از المان‌های مثلثی این است که قادر به مدل کردن سطوح گسل دارای انحنا می‌باشد و این در صحت نتایج مؤثر است. روش معکوس لغزش گسل استفاده شده در این مطالعه به‌صورت یک مسئله معکوس خطی می‌باشد. برای هر نقطه مشاهداتی این مسئله را می‌توان به‌صورت رابطه (۱۳) نوشت:

$$d^p = G^{e,p} m^e + E \quad (13)$$

که در آن d^p جابه‌جایی نقطه p در سطح زمین، m^e لغزش بر روی المان گسل e ، $G^{e,p}$ ضرایب تأثیر جابه‌جایی یا توابع گرین و E خطای مشاهداتی است. در فرآیند معکوس هدف پیدا کردن m^e با به حداقل رساندن اصل L_2 خطای داده‌ها و زبری مدل به‌صورت هم‌زمان است:

$$\min [\|Gm - d\|_2 + \varepsilon^2 \|Dm\|_2] \quad (14)$$

در اینجا $\|Gm - d\|_2$ قاعده خطای داده و $\varepsilon^2 \|Dm\|_2$ اندازه زبری مدل است. یک رویکرد کمترین مربعات میرا شده‌ی وزن‌دار برای حل مسئله مینیمم‌سازی استفاده شده است [۸۳]:



شکل (۴): (الف) توزیع لغزش گسل توسط اینورژن داده‌های GPS [۵۷] و (ب) توزیع لغزش گسل با استفاده از المان‌های جداشدگی مستطیلی [۸۷].

جدول (۲): مشخصات گسل‌ها [۸۸].

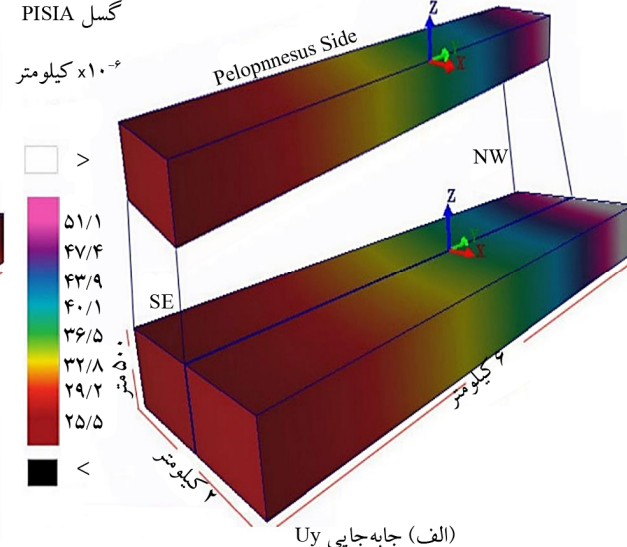
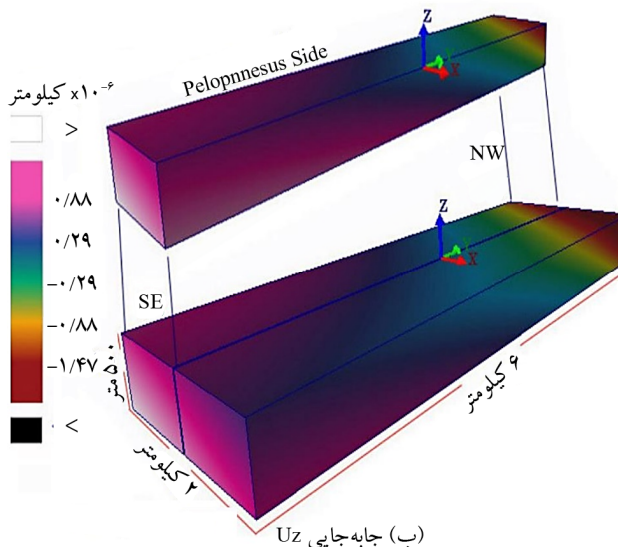
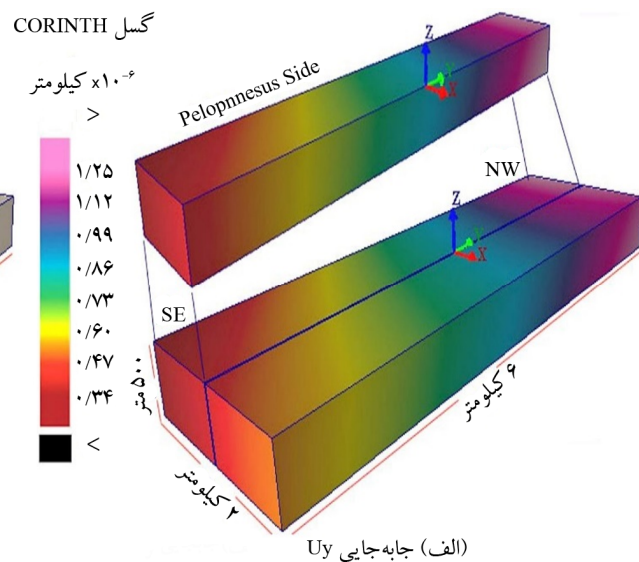
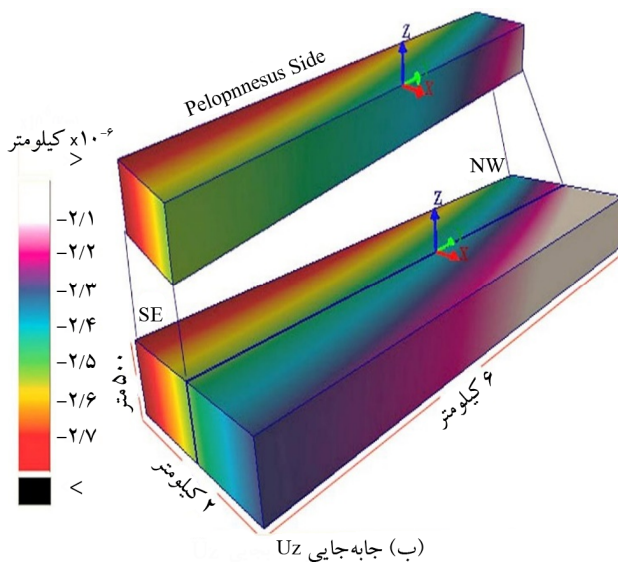
نام گسل	طول (کیلومتر)	عمق (کیلومتر)	شیب (درجه)	جابه‌جایی (متر)
CORINTH	۱۳	۵	۴۵	۱
PISIA	۷/۵	۵	۴۵	۱
KECHRIES	۴	۴	۵۰	۰/۵

بخش مرکزی کانال اتفاق افتاده است [۸۸].

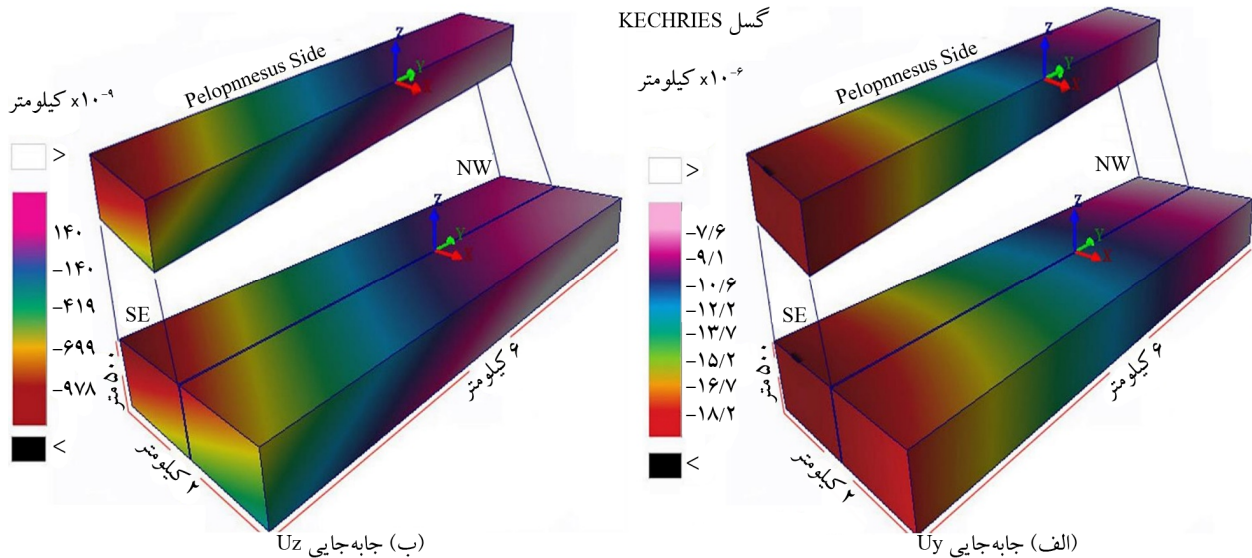
۳-۴- بررسی اثرات آشفته‌گی تنش بر گسترش گسل‌های ثانویه یا کوچک‌تر

مارتن و همکاران [۸۹] به بررسی اثرات آشفته‌گی تنش بر گسترش گسل‌های ثانویه یا کوچک‌تر پرداختند. در این مطالعه فرض بر این است که توسعه گسل‌های کوچک‌تر مربوط به آشفته‌گی تنش تولید شده به علت جابه‌جایی گسل‌های بزرگ‌تر است. در این مطالعه از مدل‌های عددی سه‌بعدی به منظور پیش‌بینی موقعیت گسل‌های ثانویه استفاده شده است.

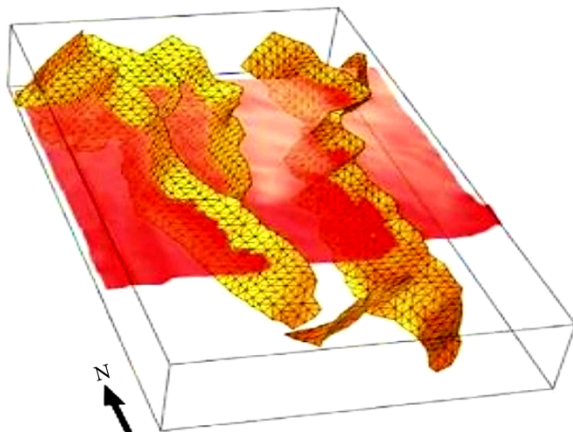
در نهایت با شبیه‌سازی فعالیت این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها در یک شبکه سه‌بعدی برای دو طرف کانال تحت اثر هر سه گسل به صورت جداگانه محاسبه و نتایج در شکل (۵) نشان داده شده است. با توجه به شکل (۵) ماکزیمم جابه‌جایی رخ داده در محور Uy کانال حدود ۲/۲ تا ۵ سانتی‌متر است و بیشترین تغییر مکان در



شکل (۵): توزیع تغییر مکان در کانال کورینت: (الف) در راستای محور Uy کانال و (ب) عمق Uz به علت فعالیت گسل‌های CORINTH و PISIA. مرکز کانال با پیکان نشان داده شده است [۸۸].



ادامه شکل (۵).



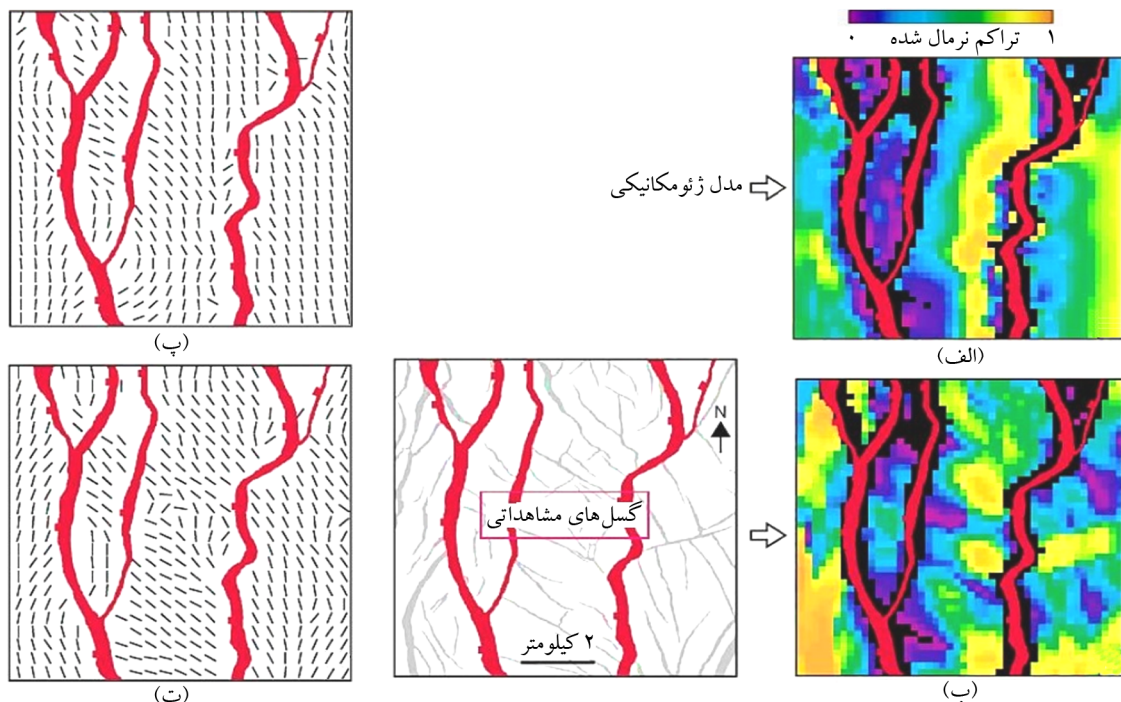
شکل (۶): نمای سه بعدی مدل مش بندی شده با امان های مثلی. صفحه عبوری از گسل، نقاط مشاهداتی عبور داده شده از گسل را نشان می دهد [۸۹].

در شکل (۷-الف) تراکم گسل توسط مقدار SC به صورت نقشه رنگی نشان داده شده است. برای مقایسه با داده های مشاهداتی، یک نقشه تراکم گسل (شکل ۷-ب) با جمع آوری حاصل از طول و جابه جایی تمام بخش های گسل ایجاد شده است که این اندازه گیری تراکم مربوط به کرنش ایجاد شده توسط گسلش است. به منظور مقایسه ی آسان، مقادیر داده های محاسبه شده و مشاهده شده به یک توزیع یکنواخت با مقادیر محدود شده ی صفر تا یک نرمال شده است. بیشترین تراکم پیش بینی شده و مشاهده شده در محل خمیدگی ها اتفاق می افتد که در آن بیشترین تمرکز تنش وجود دارد.

مدل های مارتن و همکاران [۸۹]، مکانیک یک رویداد تک لغزش ایده آل یا یک سری از رویدادها که شامل آزادسازی تنش نیست را ثبت می کنند و مکان های احتمالی را نشان می دهند که کرنش های غیر الاستیک^{۳۸} ممکن است در آنجا جمع شوند اما تغییر شکل های غیر الاستیک را مشخص نمی کند. در این مطالعه مدل سازی گسل های بزرگ ناحیه ی میدان نفتی آسبرگ در شمال دریای شمال با استفاده از برنامه امان مرزی سه بعدی Poly3D [۱۰] انجام شده است (شکل ۶). تانسور تنش در نقاط مشاهداتی در اطراف گسل محاسبه شده اند. محورهای تنش اصلی محاسبه شده، با یک معیار گسیختگی به منظور تعیین هر دو تراکم و امتداد گسل ترکیب شده اند. آنها از ماکزیمم تنش برشی کلمب^{۳۹} به عنوان ضریبی برای تراکم گسل استفاده کردند. این معیار توسط کریدر و پولارد [۷۰] در سال ۱۹۹۸ به منظور تفسیر و تشریح گسل های ثانویه در شکاف بین همپوشانی گسل های نرمال به کار برده شد [۹۰]. مقدار ماکزیمم تنش برشی کلمب به صورت رابطه ی (۱۶) تعیین می شود:

$$S_c = \left(\frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2} \sqrt{1 + \mu^2} \right) - \mu \left(\frac{(\sigma_1 + \sigma_3)}{2} \right) \quad (16)$$

در اینجا σ_1 و σ_3 به ترتیب تنش های اصلی ماکزیمم و مینیمم و μ ضریب اصطکاک داخلی که برابر ۰/۶ می باشد.



شکل (۷): مقایسه بین تراکم و امتداد گسل مشاهده شده و پیش‌بینی شده توسط مدل‌سازی. (الف) تراکم گسل محاسبه شده با استفاده از مدل‌سازی گسل‌های بزرگ (قرمز)، (ب) تراکم گسل‌های خاکستری مشاهده شده. تمام تراکم‌های مشاهده شده به مقادیر صفر و یک نرمال شده است، (پ) امتداد گسل محاسبه شده برای مدل مشابه (الف) و (ت) امتداد گسل‌های خاکستری مشاهده شده [۸۹].

همچنین بیشترین تراکم نیز نزدیک گسل‌هایی است که بیشترین مقادیر لغزش را داشته‌اند. همان‌طور که در شکل (۷) دیده می‌شود سازگاری خوبی بین تراکم‌های اندازه‌گیری شده با پیش‌بینی شده در ناحیه مرکزی مدل دیده می‌شود.

مؤلفه‌ی تنش σ_1 به صورت عمود بر صفحات گسیختگی کلمب است و امتداد دو صفحه‌ی گسیختگی کلمب تقریباً در راستای مؤلفه‌ی تنش σ_2 است که این راستا برای تخمین امتداد گسل استفاده شده است. نقشه امتداد گسل‌های کوچک‌تر با استفاده از روش تشریح شده قبلی برای تراکم مشاهده شده ایجاد شده است که در شکل (۷-ت) دیده می‌شود.

۵- نتیجه‌گیری

در این مقاله، مفاهیم اصلی روش معادله انتگرال مرزی (BIEM) یا روش المان مرزی مرور گردیده است که به منظور مدل‌سازی دینامیک گسل‌ها اعمال شده است. مزیت‌های روش المان مرزی نسبت به سایر روش‌ها عبارت است از: (۱) کاهش یک بعد از ابعاد مسئله؛ (۲) قابل انطباق با مسائل دارای مرزهای پیچیده

(هندسه گسل‌ها)؛ (۳) مناسب برای مسائل دارای حوزه‌های نامحدود و (۴) کاربرد در محیط‌های با مصالح ناهمگن.

نتایج مدل‌سازی عددی گسل به روش المان مرزی و مقایسه این نتایج با مقادیر مشاهداتی نشان می‌دهد که روش المان مرزی روش مناسبی برای پیش‌بینی مسائلی همچون توزیع لغزش روی گسل، تغییر مکان‌های سطحی و ناپایداری شیروانی‌ها می‌باشد. همچنین روش المان مرزی روش مناسبی برای پیش‌بینی مکان و موقعیت گسل‌های کوچک‌تر و ثانویه می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که روش المان مرزی یک ابزار قدرتمند برای مدل‌سازی عددی دینامیک گسیختگی زلزله یا گسل می‌باشد. در مقالات مورد بررسی این مطالعه توزیع لغزش در سطح گسل با استفاده از اینورژن جابه‌جایی‌های سطحی حاصل از زلزله‌ی اصلی تعیین شده است؛ در صورتی که پس‌لرزه‌ها نیز مسبب جابه‌جایی در سطح زمین هستند بنابراین به‌عنوان یک پیشنهاد جهت انجام تحقیقات آینده می‌توان از اینورژن جابه‌جایی‌های سطحی حاصل از پس‌لرزه‌ها برای تعیین لغزش‌های ثانویه ایجاد شده روی سطح گسل نیز استفاده کرد.

مراجع

12. Caniven, Y., Dominguez, S., Soliva, R., Peyret, M., Cattin, R., and Maerten, F. (2017) Relationships between along-fault heterogeneous normal stress and fault slip patterns during the seismic cycle: Insights from a strike-slip fault laboratory model. *Earth and Planetary Science Letters*, **480**, 147-157.
13. Crouch, S.L. and Starfield, A.M. (1983) *Boundary Element Methods in Solid Mechanics*. Unwin Hyman, London.
14. Mavko, G.M. (1982) Fault interaction near Hollister, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **87**(B9), 7807-7816.
15. Bilham, R. and King, G. (1989) The morphology of strike-slip faults: Examples from the San Andreas Fault, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B8), 10204-10216.
16. Sempere, J.C. and Macdonald, K.C. (1986) Overlapping spreading centers: Implications from crack growth simulation by the displacement discontinuity method. *Tectonics*, **5**(1), 151-163.
17. Olson, J. and Pollard, D.D. (1989) Inferring paleostresses from natural fracture patterns: A new method. *Geology*, **17**(4), 345-348.
18. Wu, H. and Pollard, D.D. (1995) An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *Journal of Structural Geology*, **17**(6), 887-905.
19. Olson, J.E. and Pollard, D.D. (1991) The initiation and growth of en echelon veins. *Journal of Structural Geology*, **13**(5), 595-608.
20. Panji, M., Kamalian, M., Asgari Marnani, J., and Jafari, M.K. (2013) Transient analysis of wave propagations problems by half-plane BEM. *Geophysical Journal International*, **194**, 1849-1865.
21. Panji, M., Kamalian, M., Asgari Marnani, J., and Jafari, M.K. (2014a) Analyzing seismic convex topographies by a half-plane time-domain BEM. *Geophysical Journal International*, **197**(1), 591-607.
22. Panji, M., Kamalian, M., Asgari Marnani, J., and Jafari, M.K. (2014b) Antiplane seismic response from semi-sine shaped valley above embedded truncated circular cavity: a half-plane time-domain BEM. *IJCE*, **12**(2), 193-206.
1. Beskos, D.E. (1987) Boundary element methods in dynamic analysis. *Appl. Mech. Rev.*, **40**, 1-23.
2. Beskos, D.E. (1997) Boundary element methods in dynamic analysis: Part II (1986-1996). *Appl. Mech. Rev.*, **50**, 149-197.
3. Bouchon, M. and Sa'nchez-Sesma, F.J. (2007) Boundary integral equations and boundary elements methods in elastodynamics. *Adv. Geophys.*, **48**, 157-189.
4. Zhao, S. and Chao, D. (1995) Determination of the fault slip distribution of the 1976 Tangshan earthquake by the finite element method. *Journal of Geodynamics*, **19**(2), 107-115.
5. Trasatti, E., Kyriakopoulos, C., and Chini, M. (2011) Finite element inversion of DInSAR data from the Mw 6.3 L'Aquila earthquake, 2009 (Italy). *Geophysical Research Letters*, **38**(8).
6. Zhang, W., Iwata, T. & Irikura, K. (2006) Dynamic simulation of a dipping fault using a three-dimensional finite difference method with nonuniform grid spacing. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(B5).
7. Coates, R.T. and Schoenberg, M. (1995) Finite-difference modeling of faults and fractures. *Geophysics*, **60**(5), 1514-1526.
8. Okada, Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(4), 1135-1154.
9. Okada, Y. (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**(2), 1018-1040.
10. Thomas, A.L. (1993) *Poly 3D: A Three-Dimensional, Polygonal Element, Displacement Discontinuity Boundary Element Computer Program with Applications to Fractures, Faults, and Cavities in the Earth's crust*. Master's Thesis, to the Department of Geology, Stanford University.
11. Maerten, F., Maerten, L., and Pollard, D.D. (2014) iBem3D, a three-dimensional iterative boundary element method using angular dislocations for modeling geologic structures. *Computers and Geosciences*, **72**, 1-17.

37. Barnett, D.M. (1985) The displacement field of a triangular dislocation loop. *Philosophical Magazine*, A. **51**(3), 383-387.
38. Comninou, M. and Dundurs, J. (1975) The angular dislocation in a half space. *Journal of Elasticity*, **5**(3-4), 203-216.
39. Aki, K. and Richards, P.G. (2002) *Quantitative Seismology*. 2nd Edition, University Science Books, Sausalito.
40. Ida, Y. (1972) Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3796-3805.
41. Jeyakumar, M., Rudnicki, J.W., and Keer, L.M. (1992) Modeling slip zones with triangular dislocation elements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **82**(5), 2153-2169.
42. Price, E.J. and Burgmann, R. (2002) Interactions between the Landers and Hector Mine, California, earthquakes from space geodesy, boundary element modeling, and time-dependent friction. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(4), 1450-1469.
43. Muller, J.R., Aydin, A., and Maerten, F. (2003) Investigating the transition between the 1967 Mudurnu Valley and 1999 Izmit earthquakes along the North Anatolian fault with static stress changes. *Geophysical Journal International*, **154**(2), 471-482.
44. Muller, J.R. and Aydin, A. (2004) Rupture progression along discontinuous oblique fault sets: implications for the Karadere rupture segment of the 1999 Izmit earthquake, and future rupture in the Sea of Marmara. *Tectonophysics*, **391**(1-4), 283-302.
45. Muller, J.R., Aydin, A., and Wright, T.J. (2006) Using an elastic dislocation model to investigate static Coulomb stress change scenarios for earthquake ruptures in the eastern Marmara Sea region, Turkey. *Geological Society, London, Special Publications*, **253**(1), 397-414.
46. Fielding, E.J., Wright, T.J., Muller, J., Parsons, B.E., and Walker, R. (2004) Aseismic deformation of a fold-and-thrust belt imaged by synthetic aperture radar interferometry near Shahdad, southeast Iran. *Geology*, **32**(7), 577-580.
47. Lovely, P.J., Pollard, D.D., and Mutlu, O. (2009)
23. Steketee, J.A. (1958) On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*. **36**(2), 192-205.
24. Steketee, J.A. (1958) Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations. *Canadian Journal of Physics*, **36**(9), 1168-1198.
25. Chinnery, M.A. (1963) The stress changes that accompany strike-slip faulting. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **53**(5), 921-932.
26. Chinnery, M.A. (1961) The deformation of the ground around surface faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **51**(3), 355-372.
27. Maruyama, T. (1964) Statical elastic dislocations in an infinite and semi-infinite medium. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **42**, 289-368.
28. Press, F. (1965) Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances. *Journal of Geophysical Research*, **70**(10), 2395-2412.
29. Savage, J.C. and Hastie, L.M. (1966) Surface deformation associated with dip-slip faulting. *Journal of Geophysical Research*, **71**(20), 4897-4904.
30. Savage, J.C. and Hastie, L.M. (1969) A dislocation model for the Fairview Peak, Nevada, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **59**(5), 1937-1948.
31. Smylie, L. and Mansinha, D.E. (1971) The Displacement Fields of Inclined Faults. *Bulletin of the Seismological society of America*, **61**, 1433-1440.
32. Davis, P.M. (1983) Surface deformation associated with a dipping hydrofracture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **88**(B7), 5826-5834.
33. Ma, X.Q. and Kusznir, N.J. (1993) Modelling of near-field subsurface displacements for generalized faults and fault arrays. *Journal of Structural Geology*, **15**(12), 1471-1484.
34. Burgers, J. (1939) Internal strains in solids. *Proc. Acad. Science*, **42**, 293.
35. Yoffe, E.H. (1960) The angular dislocation. *Philosophical Magazine*, **5**(50), 161-175.
36. Eshelby, J.D., Bilby, B.A., Miller, K.J., and Willis, J.R. (Eds.) (1985) *Fundamentals of Deformation and Fracture: Eshelby Memorial Symposium Sheffield 2-5 April 1984*. Cambridge University Press.

57. Zhang, L., Wu, J.C., Ge, L.L., Ding, X.L., and Chen, Y.L. (2008) Determining fault slip distribution of the Chi-Chi Taiwan earthquake with GPS and InSAR data using triangular dislocation elements. *Journal of Geodynamics*, **45**(4-5), 163-168.
58. Cheng, L.W., Lee, J.C., Hu, J.C., and Chen, H.Y. (2009) Coseismic and postseismic slip distribution of the 2003 Mw = 6.5 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: Elastic modeling from inversion of GPS data. *Tectonophysics*, **466**(3-4), 335-343.
59. Willemsse, E.J. and Pollard, D.D. (2000) 'Normal fault growth: evolution of tipline shapes and slip distribution'. In: *Aspects of Tectonic Faulting*, Springer, Berlin, Heidelberg, 193-226.
60. Willemsse, E.J., Pollard, D.D., and Aydin, A. (1996) Three-dimensional analyses of slip distributions on normal fault arrays with consequences for fault scaling. *Journal of Structural Geology*, **18**(2-3), 295-309.
61. Willemsse, E.J. (1997) Segmented normal faults: Correspondence between three-dimensional mechanical models and field data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **102**(B1), 675-692.
62. Crider, J.G. (2001) Oblique slip and the geometry of normal-fault linkage: mechanics and a case study from the Basin and Range in Oregon. *Journal of Structural Geology*, **23**(12), 1997-2009.
63. Maerten, L., Willemsse, E.J., Pollard, D.D., and Rawnsley, K. (1999) Slip distributions on intersecting normal faults. *Journal of Structural Geology*, **21**(3), 259-272.
64. Maerten, L. (1999) *Mechanical Interaction of Intersecting Normal Faults: Theory, Field Examples and Applications*. Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford, CA.
65. Martel, S.J. and Boger, W.A. (1998) Geometry and mechanics of secondary fracturing around small three-dimensional faults in granitic rock. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B9), 21299-21314.
66. Kattenhorn, S.A., Aydin, A., and Pollard, D.D. (2000) Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *Journal of Structural Geology*, **22**(1), 1-23.
- Regions of reduced static stress drop near fault tips for large strike-slip earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **99**(3), 1691-1704.
48. Fielding, E.J., Lundgren, P.R., Bürgmann, R., and Funning, G.J. (2009) Shallow fault-zone dilatancy recovery after the 2003 Bam earthquake in Iran. *Nature*, **458**(7234), 64-68.
49. Rigo, A., De Chabaliere, J.B., Meyer, B., and Armijo, R. (2004) The 1995 Kozani-Grevena (northern Greece) earthquake revisited: an improved faulting model from synthetic aperture radar interferometry. *Geophysical Journal International*, **157**(2), 727-736.
50. Muller, J.R. and Aydin, A. (2005) Using mechanical modeling to constrain fault geometries proposed for the northern Marmara Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B3).
51. Akoglu, A.M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S.O., Ergintav, S., and Akyüz, H.S. (2006) The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, **252**(3-4), 467-480.
52. Marshall, S.T., Cooke, M.L., Owen, S.E. (2008) Effects of nonplanar fault topology and mechanical interaction on fault-slip distributions in the Ventura Basin, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**(3), 1113-1127.
53. Dair, L. and Cooke, M.L. (2009) San Andreas fault geometry through the San Gorgonio Pass, California. *Geology*, **37**(2), 119-122.
54. Bürgmann, R., Schmidt, D., Nadeau, R.M., d'Alessio, M., Fielding, E., Manaker, D., and Murray, M.H. (2000) Earthquake potential along the northern Hayward fault, California. *Science*, **289**(5482), 1178-1182.
55. Schmidt, D.A., Bürgmann, R., Nadeau, R.M., and d'Alessio, M. (2005) Distribution of aseismic slip rate on the Hayward fault inferred from seismic and geodetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **110**(B8).
56. Kreemer, C., Blewitt, G., and Maerten, F. (2006) Co-and postseismic deformation of the 28 March 2005 Nias Mw 8.7 earthquake from continuous GPS data. *Geophysical Research Letters*, **33**(7).

77. Shackleton, J.R. and Cooke, M.L. (2007) Is plane strain a valid assumption in non-cylindrical fault-cored folds? *Journal of Structural Geology*, **29**(7), 1229-1240.
78. Hilley, G.E., Mynatt, I., and Pollard, D.D. (2010) Structural geometry of raplee ridge monocline and thrust fault imaged using inverse boundary element modeling and ALSM data. *Journal of Structural Geology*, **32**(1), 45-58.
79. Griffith, W.A. and Cooke, M.L. (2004) Mechanical validation of the three-dimensional intersection geometry between the Puente Hills blind-thrust system and the Whittier fault, Los Angeles, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(2), 493-505.
80. Olson, E.L. and Cooke, M.L. (2005) Application of three fault growth criteria to the Puente Hills thrust system, Los Angeles, California, USA. *Journal of Structural Geology*, **27**(10), 1765-1777.
81. Brankman, C.M. and Aydin, A. (2004) Uplift and contractional deformation along a segmented strike-slip fault system: the Gargano Promontory, southern Italy. *Journal of Structural Geology*, **26**(5), 807-824.
82. Resor, P.G. (2003) *Deformation Associated with Continental Normal Faults*. Doctoral dissertation, Stanford University.
83. Grant, J.V. and Kattenhorn, S.A. (2004) Evolution of vertical faults at an extensional plate boundary, southwest Iceland. *Journal of Structural Geology*, **26**(3), 537-557.
84. Soliva, R., Benedicto, A., Schultz, R.A., Maerten, L., and Micarelli, L. (2008) Displacement and interaction of normal fault segments branched at depth: Implications for fault growth and potential earthquake rupture size. *Journal of Structural Geology*, **30**(10), 1288-1299.
85. Meigs, A.J., Cooke, M.L., and Marshall, S.T. (2008) Using vertical rock uplift patterns to constrain the three-dimensional fault configuration in the Los Angeles Basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**(1), 106-123.
86. Maerten, F., Resor, P., Pollard, D., and Maerten, L. (2005) Inverting for slip on three-dimensional fault surfaces using angular dislocations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**(5), 1654-1665.
67. Bourne, S.J. and Willemsse, E.J. (2001) Elastic stress control on the pattern of tensile fracturing around a small fault network at Nash Point, UK. *Journal of Structural Geology*, **23**(11), 1753-1770.
68. Soliva, R., Maerten, F., Petit, J.P., and Auzias, V. (2010) Field evidences for the role of static friction on fracture orientation in extensional relays along strike-slip faults: comparison with photoelasticity and 3-D numerical modeling. *Journal of Structural Geology*, **32**(11), 1721-1731.
69. Bai, T., Maerten, L., Gross, M.R., and Aydin, A. (2002) Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology*, **24**(1), 77-88.
70. Crider, J.G. and Pollard, D.D. (1998) Fault linkage: Three-dimensional mechanical interaction between echelon normal faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **103**(B10), 24373-24391.
71. Soliva, R., Benedicto, A., and Maerten, L. (2006) Spacing and linkage of confined normal faults: importance of mechanical thickness. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **111**(B1).
72. Savage, H.M. and Cooke, M.L. (2003) Can flat-ramp-flat fault geometry be inferred from fold shape?: A comparison of kinematic and mechanical folds. *Journal of Structural Geology*, **25**(12), 2023-2034.
73. Bellahsen, N., Fiore, P.E., and Pollard, D.D. (2006) From spatial variation of fracture patterns to fold kinematics: A geomechanical approach. *Geophysical Research Letters*, **33**(2).
74. White, I.R. and Crider, J.G. (2006) Extensional fault-propagation folds: Mechanical models and observations from the Modoc Plateau, northeastern California. *Journal of Structural Geology*, **28**(7), 1352-1370.
75. Allward-Fiore, P. (2006) *3D Characterization and Mechanics of Brittle Deformation in Thrust Fault Related Folds*. Ph.D. Thesis, Stanford University, CA, USA.
76. Mynatt, I., Hilley, G.E., and Pollard, D.D. (2007) Inferring fault characteristics using fold geometry constrained by Airborne Laser Swath Mapping at Raplee Ridge, Utah. *Geophysical Research Letters*, **34**(16).

Angular Dislocation	۲۰- جداشدگی زاویه ای
Triangular Dislocation	۲۱- جداشدگی مثلثی
Earthquake Rupture Dynamics	۲۲- دینامیک گسیختگی زلزله
Theorem of Elasticity	۲۳- تئوری الاستیسیته
Green's Function	۲۴- تابع گرین
Shear Traction	۲۵- ترکشن برشی
Triangular Slip Weakening Law	۲۶- قانون تضعیف لغزش مثلثی
Default Global Coordinate System	۲۷- سیستم مختصات سراسری
Element Coordinate System	۲۸- سیستم مختصات صفحه ای
User Coordinate Systems	۲۹- سیستم مختصات کاربری
Intersecting Faults	۳۰- گسل های متقاطع
Secondary Fracture	۳۱- شکستگی ثانویه
Orthogonal Cross Joints	۳۲- درزه های متقاطع قائم
Linkage	۳۳- اتصال
Spacing	۳۴- فاصله
Chelungpu	۳۵- چلنگپو
Inversion	۳۶- اینورژن
Corinth	۳۷- کانال کورینت
Inelastic Strains	۳۸- کرنش های غیرالاستیک
Columbus Shear Stress	۳۹- تنش برشی کلمب

87. Johnson, K.M. and Segall, P. (2004) Imaging the ramp-décollement geometry of the Chelungpu fault using coseismic GPS displacements from the 1999 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *Tectonophysics*, **378**(1-2), 123-139.

88. Tselentis, G.A. and Gkika, F. (2005) Boundary element slope instability modeling of Corinth Canal, Greece due to nearby fault activation. *WIT Transactions on the Built Environment*, **78**.

89. Maerten, L., Gillespie, P., and Pollard, D.D. (2002) Effects of local stress perturbation on secondary fault development. *Journal of Structural Geology*, **24**(1), 145-153.

90. Childs, C., Watterson, J., and Walsh, J.J. (1995) Fault overlap zones within developing normal fault systems. *Journal of the Geological Society*, **152**(3), 535-549.

واژه نامه

Boundary Element Method (BEM)	۱- روش المان مرزی
Differential Equations	۲- معادلات دیفرانسیلی
Integral Equations	۳- معادلات انتگرالی
Boundary Integral Equation Method (BIEM)	۴- روش معادله انتگرال مرزی
Faults Dynamic	۵- دینامیک گسل ها
Earthquake Rupture	۶- گسیختگی زلزله
Finite Element	۷- المان محدود
Finite Difference	۸- تفاضل محدود
Elastodynamic Problem	۹- مسئله الاستودینامیک
Fault Behavior	۱۰- رفتار گسل
Overlapping Spreading Centers	۱۱- همپوشانی مراکز گسترده
Joint Sets	۱۲- مجموعه های اتصال
Veins	۱۳- رگه ها
Dislocation	۱۴- جداشدگی
Displacement Discontinuity	۱۵- ناپیوستگی جابه جایی
Elastic Materials	۱۶- مصالح الاستیک
Volterra's Formulation	۱۷- فرمولاسیون ولترا
Green's Functions	۱۸- توابع گرین
Navier Equations	۱۹- معادلات ناویر

Analysis and Numerical Modeling of Faults Using the Boundary Element Method

Sayed Yadegar Hoshyar¹, Iman Ashayeri^{2*} and Mohsen Kamalian³

1. Ph.D. Student in Geotechnical Engineering, Department of Civil Engineering, Razi University, Kermanshah, Iran
2. Assistant Professor, Department of Civil Engineering, Razi University, Kermanshah, Iran,
*Corresponding Author, email: i.ashayeri@razi.ac.ir
3. Professor, Geotechnical Engineering Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

One of the numerical methods in the mechanics of continuous environments is the boundary element method. In this method, the governing differential equations will be converted to integral equations and applied to the problem boundary. Then the boundary is divided into boundary parts and numerical integration is performed on the boundary elements, from the solution of which a single solution of the problem can be obtained. In the boundary element method, the partial differential equations defined within a space are converted to integral equations at the boundaries of that space, which reduces one dimension of the problem. For example, an elastodynamic problem defined in a two-dimensional space is replaced by an integral equation problem defined at its boundaries that has one dimension. If the problem defined in a three-dimensional space is replaced by a two-dimensional integral equation problem. Finally, the integral equations will be solved numerically by dividing the boundaries into a network of finite element discrete elements. The boundary element method can be easily applied to borders with complex geometry. Boundary element method or boundary integral equation (BIEM) is one of the numerical modeling methods that have many applications in numerical simulation of fault dynamics. Its results provide a broad view of the physics of earthquake rupture. To solve two-dimensional problems, the numerical technique of the boundary element method has been widely used. The boundary element method has been used to model the behavior of faults of overlapping centers, the growth of junction assemblies, veins and seismic analysis of topographic features. One form of BEM is based on separation, which is called the displacement discontinuity method. The theory of detachments in elastic materials has been widely used for more than half a century to evaluate the displacement, stress and strain fields around faults. By integrating Green's functions, the displacement field around the discontinuity surface can be calculated. These displacement fields are the Navier equations that are the governing equations of linear elastic theory. Strain components are obtained from the spatial derivatives of the displacement components, and the stress components can be calculated using Hooke's law for homogeneous and homogeneous elastic materials. Therefore, the mathematical tool of detachment theory is able to calculate the displacement, stress and strain fields around faults in half-elastic space, but it is less accurate compared to geophysical data. In this paper, numerical modeling of faults using the boundary element method has been reviewed, and studies conducted in the field of numerical modeling of faults using the boundary element method have been reviewed. Finally, the results show that the boundary element method is suitable for problems with complex boundaries such as fault geometry and problems with infinite boundaries. It is also possible to predict slip on the fault and surface deformation using numerical modeling using the boundary element method. The results of numerical modeling of the fault using the boundary element method and comparing these results with the observed values show that the boundary element method is a suitable method for predicting issues such as slip distribution on the fault, surface displacement and slope instability. Also, the boundary element method is a suitable method for predicting the location of smaller and secondary faults. Therefore, it can be said that the boundary element method is a powerful tool for numerical modeling of earthquake or fault rupture dynamics. In the articles studied in this study, the slip distribution at the fault surface has been determined using the inversion of surface displacements resulting from the main earthquake. If aftershocks also cause surface displacements, then as a suggestion for future research, the inversion of surface displacements caused by aftershocks can also be used to determine the secondary slips created on the fault surface.

Keywords: Fault, Boundary Element Method, Fault Slip, Boundary Integral Equation.