

# توزیع آهنگ لغزش در سامانه گسل های فعال منطقه برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا بر اساس روش المان های مرزی

اصغر راست بود<sup>۱</sup> و بهزاد وثوقی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

<sup>۲</sup> دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۱۶

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۱۵

## چکیده

در این نوشتار به منظور بررسی میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS در منطقه برخورد مایل صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا، از مفاهیم مکانیک شکست و مدل سازی جداشدگی استفاده شده است. بدین منظور نخست گسل های فعال عمده در محدوده منطقه مورد مطالعه، انتخاب و سپس با اعمال شرایط مرزی مناسب آهنگ لغزش امتداد لغز بین گسل ها با استفاده از روش عددی المان های مرزی با توابع گرین مستخرج از مدل تحلیلی Okada توزیع شد. در ادامه میدان سرعت حاصل از مدل سازی با میدان سرعت GPS شبکه غیر دائم ژئودینامیک سراسری ایران مقایسه شده و با تغییر شرایط مرزی به صورت سعی و خطا تطابق بهتری بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS شد، به نحوی که اختلاف بیشتر مشاهدات GPS از نتایج مدل در محدوده بیضی اطمینان ۹۵ درصد آنها قرار گرفت. در ادامه برآوردها برای بهبود تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و با در نظر گرفتن همخوانی آهنگ های لغزش حاصل از مدل با آهنگ های لغزش زمین شناسی، سعی شد با تغییر شرایط مرزی و معرفی برخی از آهنگ های لغزش حاصل از روش های زمین شناسی به عنوان شرط مرزی به مدل، تطابق بیشتری بین آهنگ های لغزش حاصل از دو روش ایجاد شود. در مورد دیگر گسل ها نیز آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی اولیه به عنوان شرط مرزی به گسلش ها داده شد و با روند سعی و خطا، این مقادیر برای رسیدن به آهنگ های لغزش زمین شناسی تغییر داده شد به گونه ای که تا حد امکان تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS حفظ شده و حتی بهبود نیز بیاید. نتایج حاصل از مدل سازی نشان می دهند که در مورد بیشتر گسل ها، آهنگ لغزش مدل سازی شده با آهنگ لغزش تعیین شده با استفاده از روش های زمین شناسی سازگار است. همچنین نتایج نشان می دهند که بیشتر گسل های امتداد لغز در ایران از نوع راست گرد هستند. از سوی دیگر، با توجه به این که آهنگ لغزش مدل سازی شده نهایی برای گسل شمال تبریز (۶/۴ mm/yr) بیشتر از گسل اصلی عهد حاضر (۲/۲ mm/yr) است بنابراین از مدل سازی انجام شده می توان به این نتیجه رسید که ادامه گسل شمال آتانولی در ایران، گسل شمال تبریز است.

**کلید واژه ها:** روش المان مرزی، ناپیوستگی جابه جایی، میدان سرعت GPS، مکانیک شکست، دگرشکلی، زمین ساخت، سنگ کره کشسان.

E-mail: arastbood@dena.kntu.ac.ir

\*نویسنده مسئول: اصغر راست بود

## ۱- مقدمه

برخورد مایل عربستان و اوراسیا است. دگرشکلی حاصل از این برخورد در محدوده گسترده ای در داخل ایران بین سامانه های گسلش مختلف توزیع می شود. به گونه ای که این برخورد، باعث ایجاد کمربند چین و رانندگی در رشته کوه های زاگرس، فرورانش در منطقه مکران، حرکت پادساعت گرد در محدوده دشت لوت و سیستم حرکتی امتداد لغز در محدوده شمال باختر ایران است.

به منظور مدل سازی در این پژوهش از مدل سازی به روش المان های مرزی سه بعدی استفاده می شود. المان های مرزی استفاده شده در مدل، منطقه ای شامل المان های مستطیلی اند که از ژرفای قفل شدگی متوسط ۱۵ کیلومتر تا ۱۰۰۰۰۰ کیلومتر (ژرفای مؤثر بی نهایت) در نیم فضای الاستیک (با نسبت پواسن ۰/۲۵) امتداد دارند. این المان ها ساختارهای قائمی را در پوسته پایین و گوشته بالا تا سست کره نشان می دهند (Savage and Burford, 1973). المان های مرزی مورد استفاده در مدل سازی سطوحی با میزان لغزش ثابت هستند که شرایط مرزی روی آنها با حرکت صلب صفحه عربستان به سمت اوراسیا در سامانه اوراسیای ثابت از مشاهدات GPS استنتاج شده اند. در این مدل سازی ژرفای قفل شدگی بالای گسل، برابر ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است، برای بهبود نتایج مدل سازی، می توان با در نظر گرفتن دوره بازگشت زمین لرزه، ژرفای قفل شدگی گسل ها را تغییر داد. بدین صورت که هر چقدر دوره بازگشت زمین لرزه بیشتر باشد ژرفای قفل شدگی گسل نیز بیشتر خواهد بود. دگرشکلی های مسطحاتی و ارتفاعی با استفاده از مدل جداشدگی های مستطیلی Okada (1992) محاسبه می شوند. با مدل سازی آهنگ لغزش اطلاعات گسلش به روش المان های مرزی و با توابع گرین مدل تحلیلی Okada انطباق میدان سرعت GPS شبکه غیر دائم ژئودینامیک سراسری ایران با بردارهای سرعت مدل بررسی شد.

اندازه گیری دگرشکلی های پوسته، با روش های مدرن امروزی، تأثیر مهمی در مطالعات زمین ساختی کنونی دارند. با وجود این که این اندازه گیری ها اطلاعات با ارزشی در مورد چگونگی دگرشکلی کنونی زمین می دهند، اما پاسخی برای علت این دگرشکلی ها ندارند. افزون بر این، اندازه گیری های کنونی نمی توانند رفتار زمین ساختی آینده زمین و یا رفتار گذشته آن را تعیین کنند. به همین دلیل شاخه های مختلف علوم زمین از مدل هایی بر پایه ریاضیات و فیزیک استفاده می کنند. در مطالعات دگرشکلی پوسته، مدل های گسلی که بر اساس اطلاعات زمین شناسی، ژئوتکتیکی و لرزه ای تنظیم شده اند، دید با ارزشی از ویژگی های گسل ها و رفتار آنها در طول زمان فراهم می کنند. مدل ها بر اساس مشاهدات گذشته، برآوردهایی از دگرشکلی آینده و مخاطرات لرزه ای در اختیار انسان قرار می دهند که برای کلان شهرهای مجاور مناطق لرزه ای فعال بسیار ارزش هستند.

در این نوشتار برای منطقه مطالعاتی، محدوده برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا که به طور تقریبی با مرزهای سیاسی ایران منطبق است در نظر گرفته شده و نحوه توزیع آهنگ لغزش بین گسل های فعال عمده در اثر این برخورد با تکیه بر میدان سرعت حاصل از پردازش مشاهدات GPS که نسبت به اوراسیا تثبیت شده اند، مدل سازی شده است. به منظور انجام این مدل سازی از مفاهیم مکانیک شکست و مدل سازی جداشدگی استفاده شده است.

مرز برخورد صفحه های زمین ساختی در مناطق قاره ای مانند ایران، بزرگ تر از مرزهای متناظر در صفحه های اقیانوسی است. با در نظر گرفتن این واقعیت مرز برخورد صفحه های عربستان و اوراسیا در ایران، در محدوده بزرگی گسترده شده است و در حقیقت ایران شبیه یک مرز عریض نرم بین دو صفحه متحرک در حال

**۲-۱. مدل Okada برای منبع نقطه ای**

(1958) Steketeet نشان داد که میدان جابه جایی  $(x_1, x_2, x_3)$  ناشی از جداشدگی  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  به مساحت  $\Sigma$  در یک محیط هم رفتار از رابطه زیر به دست می آید:

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[ \lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left( \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (1)$$

در این رابطه  $\delta_{jk}$  دلتای کرونکر،  $\lambda$  و  $\mu$  ضرایب لامه و  $v_k$  کسینوس هادی عمود بر المان سطحی  $d\Sigma$  بوده و قرارداد جمع اعمال شده است.  $u_i^j$  مؤلفه نام جابه جایی در نقطه  $(x_1, x_2, x_3)$  ناشی از جهت  $j$ ام نیروی نقطه ای به بزرگی  $F$  است که در نقطه  $(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$  روی سطح اعمال می شود. رابطه ۱ به معادله ولترا (Volterra's equation) معروف بوده و نشان می دهد که جابه جایی ها ناشی از منابعی، به صورت کوپل مضاعف هستند (Segall, 2010).

در دستگاه مختصات کارترین شکل ۱ محیط کشسان در منطقه  $z \leq 0$  قرار گرفته و محور  $x$  موازی با امتداد گسل است. همچنین در این شکل جداشدگی های  $U_1, U_2, U_3$  که متناظر با مؤلفه های امتداد لغز، شیب لغز و کشتی یک جداشدگی اختیاری هستند، نشان داده شده است. هر بردار جداشدگی حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان می دهد. در این شکل مؤلفه شیب لغز جداشدگی، یعنی  $U_2$  نشان دهنده حرکت معکوس است که اگر  $\sin 2\delta < 0$  باشد نشانگر حرکت نرمال خواهد بود. در این دستگاه مختصات،  $u_i^j$  در سطح زمین از روابط زیر به دست می آید:

$$u_1^1 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} \quad (2)$$

$$u_2^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\}$$

$$u_3^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_1^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \quad (3)$$

$$u_2^2 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\}$$

$$u_3^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_1^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \quad (4)$$

$$u_2^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}$$

$$u_3^3 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{\xi_3^2}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R} \right\}$$

در این روابط داریم:  $R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2$  با استفاده از رابطه ۱، سهم المان سطحی  $\Delta\Sigma$  در جابه جایی، ناشی از هر مؤلفه جداشدگی به صورت زیر است:

$$\frac{1}{F} \mu U_1 \Delta\Sigma \left[ -\left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \delta + \left( \frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \delta \right] \quad (5)$$

لازم به توضیح است که در طول دهه گذشته، ایستگاه های GPS متعددی در محدوده ایران احداث شده است که منجر به تعیین بهتر بردارهای سرعت بیانگر دگرشکلی در منطقه شده است. در این تحقیق، برای مدل سازی، از میدان سرعت GPS (2007) Masson et al. استفاده شده است.

نتایج حاصل از مدل سازی را می توان با سرعت های لغزش تعیین شده توسط روش های وابسته به زمین شناسی و زمین ریخت شناسی در بازه های زمانی بلندتر مقایسه کرد. انطباق میدان سرعت GPS با بردارهای سرعت مدل به عنوان معیاری برای درستی آهنگ لغزش برآورد شده برای گسل ها، مورد نیاز است.

با توجه به این که اساس روش المان های مرزی با روش زمین شناسی برای تعیین آهنگ لغزش کاملاً باهم متفاوت است، بنابراین به دست آوردن نتایج مغایر با استفاده از دو روش مدل سازی و زمین شناسی دور از انتظار نیست. اما با این حال با توجه به اینکه روش المان های مرزی یک روش مکانیکی بوده و ضمن توزیع آهنگ لغزش، برهم کنش گسل ها و کمیته سازی انرژی کرنش منطقه ای را نیز در نظر می گیرد، بنابراین انتظار می رود که نتایج حاصل از دو روش، همخوانی خوبی باهم داشته باشند که این همخوانی در مورد بیشتر گسل ها برقرار و در برخی از گسل ها برقرار نیست. از کارهای پیشین انجام شده با استفاده از روش المان های مرزی می توان به (2003) Armijo et al. و (2004) Flerit et al. اشاره کرد که در منطقه فلات آتاتولی انجام شده است. از دیگر کارهای انجام شده می توان به مطالعات (2001) Meghan and Johnson در منطقه کالیفرنای شرقی اشاره کرد که توسط مدل سازی به روش المان های مرزی، آهنگ لغزش گسل ها در این منطقه را تصحیح کرده است و یا می توان به پایان نامه دکتری (2008) Marshall در دانشگاه Massachusetts Amherst اشاره کرد. در این پایان نامه برای رسیدن به نتایج دقیق تر در محدوده های مطالعاتی کوچک تر، از المان های مثلثی به جای المان های مستطیلی استفاده شده و بدین ترتیب اثر انحنای سطح گسل ها در مدل سازی لحاظ شده است. همچنین در پایان نامه (1998) Mannikko از مدل سازی به روش المان های مرزی سه بعدی برای برآورد کرنش در طول دوره نوژن زمین شناسی تا زمان حاضر در ایالات بیسین و رینج (Basin and Range) آمریکا استفاده شده است.

**۲-۲ مدل سازی دگرشکلی ناشی از گسلش ها بر اساس مدل تحلیلی Okada**

همان گونه که در مقدمه نیز اشاره شد، به منظور مدل سازی جابه جایی های ناشی از آهنگ لغزش گسل ها در این نوشتار، از مدل تحلیلی (1985) Okada استفاده می شود. از برتری های مدل سازی تحلیلی، می توان به محاسبه میزان دگرشکلی در هر نقطه دلخواه، با توجه به نوع گسلش مورد نظر اشاره کرد.

مدل Okada بر پایه تئوری جداشدگی (dislocation theory) فرموله شده است. در این مدل ابتدا مدل سازی میدان دگرشکلی حاصل از یک تک نیرو (منبع نقطه ای) انجام می گیرد و سپس با انتگرال گیری از روابط منبع نقطه ای، میدان دگرشکلی حاصل از یک منبع مستطیلی (صفحه گسلش) فرموله می شود. به طور کلی، متغیرهای ورودی مدل Okada به دو دسته متغیرهای فیزیکی و هندسی تقسیم بندی می شوند. متغیرهای فیزیکی مورد استفاده در این مدل، همان ضرایب لامه  $\mu$  و  $\lambda$  منطقه مورد مطالعه است، که باید به صورت تقریبی مشخص باشند، برای این منظور می توان با توجه به نتایج تحلیل حساسیت مدل (نوری و وثوقی، ۱۳۸۸) از مقادیر متوسط جهانی نیز استفاده کرد. متغیرهای هندسی استفاده شده در مدل Okada شامل طول، عرض، ژرفای قفل شدگی، شیب، راستا، میزان جداشدگی یا آهنگ لغزش، مختصات نقطه ابتدایی گسل و همچنین مختصات نقاط مشاهداتی (ایستگاه های GPS) است. مدل Okada در واقع با توجه به هندسه گسلش و فیزیک منطقه مورد مطالعه، جداشدگی گسلش یا آهنگ لغزش را به میدان جابه جایی یا میدان سرعت ناشی از آن تبدیل می کند.

**۲-۲. مدل Okada برای منبع با ابعاد محدود**

میدان دگرشکلی برای یک گسل مستطیلی محدود با طول  $L$  و عرض  $W$ ، با جایگزینی  $\xi' = x - \eta' \cos \delta$  و  $y - \eta' \sin \delta$  به جای  $x$  و  $y$  در روابط به دست آمده برای

$$\int_0^L d\xi' \int_0^W d\eta' \quad (13)$$

منبع نقطه‌ای و با انتگرال گیری زیر به دست می‌آیند:

$$\int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta \quad (14)$$

با تغییر متغیر از  $\xi'$  و  $\eta'$  به  $\xi$  و  $\eta$  به صورت  $\xi' = x - \eta' = \eta$  و  $x - \xi' = \eta$  خواهیم داشت:

$$f(\xi, \eta) = f(x, p) - f(x, p-W) - f(x-L, p) + f(x-L, p-W) \quad (15)$$

اگر مطابق خطوط خط چین شکل ۱ گسل مستطیلی با طول  $2L$  در نظر گرفته شود، کافی است که در دو ترم اول و دوم سمت راست رابطه ۱۵،  $x$  با  $x+L$  جایگزین شود. مؤلفه‌های بردار جابه‌جایی برای گسلش امتدادلغز به صورت زیر خواهد بود:

$$\begin{cases} u_x = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\xi q}{R(R+\eta)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_1 \sin \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \cos \delta}{R+\eta} + I_2 \sin \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\eta)} + \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \right] \end{cases} \quad (16)$$

همچنین برای گسلش شیب لغز خواهیم داشت:

$$\begin{cases} u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \\ u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{d} q}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \end{cases} \quad (17)$$

برای گسلش کششی نیز خواهیم داشت:

$$\begin{cases} u_x = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{q^2}{R(R+\eta)} - I_3 \sin^2 \delta \right] \\ u_y = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{-\tilde{d} q}{R(R+\xi)} - \sin \delta \left\{ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_1 \sin^2 \delta \right] \\ u_z = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{\tilde{y} q}{R(R+\xi)} + \cos \delta \left\{ \frac{\xi q}{R(R+\xi)} - \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} \right\} - I_5 \sin^2 \delta \right] \end{cases} \quad (18)$$

در روابط فوق داریم:

$$\begin{cases} I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{-1}{\cos \delta} - \frac{\xi}{R+\tilde{d}} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \\ I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R+\eta)] - I_3 \\ I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{\cos \delta} \frac{\tilde{y}}{R+\tilde{d}} - \ln(R+\eta) \right] + \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \\ I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{\cos \delta} [\ln(R+\tilde{d}) - \sin \delta \ln(R+\eta)] \\ I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{2}{\cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X+q \cos \delta) + X(R+X) \sin \delta}{\xi(R+X) \cos \delta} \end{cases} \quad (19)$$

$$\frac{1}{F} \mu U_2 \Delta \Sigma \left[ \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_2^2}{\partial \xi_2} \right) \cos 2\delta + \left( \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_3} - \frac{\partial u_2^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (6)$$

برای مؤلفه کششی:

$$\frac{1}{F} U_3 \Delta \Sigma \left[ \lambda \frac{\partial u_1^n}{\partial \xi_n} + 2\mu \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_2} \sin^2 \delta + \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_3} \cos^2 \delta \right) - \mu \left( \frac{\partial u_1^2}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_1^3}{\partial \xi_2} \right) \sin 2\delta \right] \quad (7)$$

عبارت‌های ۵ و ۶ جفت نیروهای معادل کوپل مضاعف با گشتاور  $\mu U_1 \Delta \Sigma$  یا  $\mu U_2 \Delta \Sigma$  را در حالت گسل برشی نشان می‌دهند. همچنین رابطه ۷ مرکز اتساع با شدت  $\lambda U_3 \Delta \Sigma$  ترکیب شده با کوپل مضاعف بدون گشتاور و شدت  $2\mu U_3 \Delta \Sigma$  را برای گسل کششی نمایش می‌دهد. با جایگزینی روابط ۲، ۳، ۴ در روابط ۵، ۶، ۷ و قرار دادن  $\xi_2 = 0$  و  $\xi_1 = -d$ ، جابه‌جایی‌های سطحی ناشی از یک منبع نقطه‌ای که در موقعیت  $(0, 0, -d)$  قرار دارد، به دست می‌آید.

در حالت امتدادلغز:

$$\begin{cases} u_x^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3x^2 q}{R^5} + I_1^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3xyq}{R^5} + I_2^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = -\frac{U_1}{2\pi} \left[ \frac{3xdq}{R^5} + I_4^0 \sin \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (8)$$

در حالت شیب لغز:

$$\begin{cases} u_x^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3xpq}{R^5} - I_3^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3ypq}{R^5} - I_1^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = -\frac{U_2}{2\pi} \left[ \frac{3dpq}{R^5} - I_5^0 \sin \delta \cos \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (9)$$

در حالت کششی:

$$\begin{cases} u_x^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3xq^2}{R^5} - I_3^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_y^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3yq^2}{R^5} - I_1^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma \\ u_z^0 = \frac{U_3}{2\pi} \left[ \frac{3dq^2}{R^5} - I_5^0 \sin^2 \delta \right] \Delta \Sigma. \end{cases} \quad (10)$$

در روابط ۸، ۹ و ۱۰ داریم:

$$\begin{cases} I_1^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} y \left[ \frac{1}{R(R+d)^2} - x^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \\ I_2^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} x \left[ \frac{1}{R(R+d)^2} - y^2 \frac{3R+d}{R^3(R+d)^3} \right] \\ I_3^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{x}{R^3} \right] - I_2^0 \\ I_4^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ -xy \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \\ I_5^0 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[ \frac{1}{R(R+d)} - x^2 \frac{2R+d}{R^3(R+d)^2} \right] \end{cases} \quad (11)$$

$$\begin{cases} p = y \cos \delta + d \sin \delta \\ q = y \sin \delta - d \cos \delta \\ R^2 = x^2 + y^2 + d^2 = x^2 + p^2 + q^2 \end{cases} \quad (12)$$

- به حافظه کمتری در کامپیوتر احتیاج است و زمان کمتری برای بررسی مسئله توسط کامپیوتر صرف می شود. برای یک میزان دقت در روش المان مرزی، نسبت به روش های دیگر به تعداد کمتری نقاط گرهی و المان نیاز است. از آنجا که تقریب در جواب های حاصل از روش المان مرزی به سطوح مرزی محدود می شود. نباید شبکه بندی در روش المان مرزی را با شبکه بندی در روش اجزای محدود که گره های داخلی آن برداشته شده است، مقایسه کرد. برای رسیدن به دقت یکسان شبکه اجزای محدود را باید به تقسیمات بیشتری نسبت به شبکه المان مرزی معادل تقسیم کرد.

- در روش المان های مرزی اطلاعات ناخواسته کمتری حاصل می شود. بنابراین این روش باعث استفاده کارتر از کامپیوتر می شود. افزون بر این، از آنجا که نقاط داخلی در پاسخ های روش المان مرزی اختیاری است، استفاده کننده می تواند به جای کل ناحیه داخلی توجه خود را روی بخش خاصی از ناحیه داخلی متمرکز کند.

#### ۴- مقایسه مدل سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان

مدل سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان را می توان در چهار مورد به شرح زیر مقایسه کرد:

الف) تفاوت اصلی بین مدل سازی به روش المان مرزی و روش جدادشدگی کشسان مانند مدل Okada این است که در روش المان مرزی مقادیر لغزش یا مقادیر مؤلفه های جدادشدگی به عنوان مجهول در نظر گرفته شده که ضمن صدق کردن در شرایط مرزی تنش یا جابه جایی روی هر سطح جدادشدگی با کمینه سازی انرژی کرنش در محیط، محاسبه می شوند. با توجه به اینکه لغزش گسل باعث راهایی و کم شدن کرنش در پوسته بالایی زمین می شود، کمینه سازی انرژی کرنش در روش المان های مرزی از نظر فیزیکی فرض معقولی است. در حالی که در مدل Okada مقدار جدادشدگی یا گسلش از قبل معلوم بوده و به عنوان ورودی مدل در نظر گرفته می شود. ب) مدل سازی به روش المان مرزی، برهم کنش بین گسل ها را در نظر می گیرد، در حالی که مدل های جدادشدگی کشسان هم از برهم کنش گسل ها و هم از کمینه سازی انرژی کرنش صرف نظر می کنند.

ج) راه حل مکانیکی مورد استفاده در روش المان مرزی، نیازمند استفاده از شرط مرزی تنش روی المان های ناپیوستگی است، در حالی که راه حل سینماتیکی مورد استفاده در جدادشدگی کشسان فقط از جدادشدگی یا شرط ناپیوستگی جابه جایی روی المان ها استفاده می کند. د) در روش های المان مرزی امکان استفاده از انواع شرایط مرزی و ترکیبات آنها وجود دارد. استفاده از تنش و کرنش به عنوان شرایط مرزی برای توزیع آهنگ لغزش در سامانه ای از انواع گسل ها، این روش را به یک روش مکانیکی برای توزیع آهنگ لغزش تبدیل می کند که بهتر از روش های سینماتیکی مانند قطب اولر است. روش های مکانیکی دید بهتری از توزیع آهنگ لغزش ارائه داده و تحلیل خطر لرزه ای با استفاده از آهنگ های لغزش توزیع شده با این روش به واقعیت نزدیک تر است.

#### ۵- مدل سازی دگرشکلی بر اساس روش المان های مرزی

در حالت کلی دگرشکلی در هر نقطه مشاهداتی مانند  $(x, y, z)$  از جمع دگرشکلی ناشی از لغزش روی هر یک از جدادشدگی های صفحه ای (گسل) و میدان دگرشکلی یکنواخت منطقه مورد مطالعه محاسبه می شود. میدان دگرشکلی منتج به طور کامل توسط بردار جابه جایی،  $\vec{u} = u_x \hat{x} + u_y \hat{y} + u_z \hat{z} = u_d \hat{d} + u_s \hat{s} + u_n \hat{n}$

تنسور گرایان جابه جایی،

$$\begin{bmatrix} \frac{du_x}{dx} & \frac{du_y}{dx} & \frac{du_z}{dx} \\ \frac{du_x}{dy} & \frac{du_y}{dy} & \frac{du_z}{dy} \\ \frac{du_x}{dz} & \frac{du_y}{dz} & \frac{du_z}{dz} \end{bmatrix}$$

در حالی که  $\cos \delta = 0$  باشد خواهیم داشت: (۲۰)

$$\begin{cases} I_1 = -\frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \frac{\xi q}{(R + \tilde{d})^2} \\ I_3 = \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[ \frac{\eta}{R + \tilde{d}} + \frac{\tilde{y} q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \\ I_4 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \\ I_5 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \sin \delta}{R + \tilde{d}} \end{cases}$$

$$\begin{cases} p = y \cos \delta + d \sin \delta \\ q = y \sin \delta - d \cos \delta \\ \tilde{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta \\ \tilde{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta \\ R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \tilde{y}^2 + \tilde{d}^2 \\ X^2 = \xi^2 + q^2 \end{cases} \quad (21)$$

با اعمال اطلاعات هم لرزه به مدل Okada، می توان جابه جایی های هم لرزه و با اعمال اطلاعات بین لرزه ای به این مدل می توان جابه جایی های بین لرزه ای را محاسبه کرد. در این نوشتار اطلاعات بین لرزه ای به مدل اعمال شده و جابه جایی های بین لرزه ای متناظر با این قیود محاسبه می شوند. همچنین با توجه به اینکه مدل Okada یک مدل تحلیلی بوده و برای یک مسئله خطی حل شده است، بنابراین برای محاسبه اثر چند گسلش در یک نقطه کافی است که جابه جایی های ناشی از تک تک گسلش ها را محاسبه کرده و به صورت برداری باهم جمع کرد.

#### ۳- مقایسه مدل سازی به روش المان مرزی و المان محدود

با توجه به اینکه مدل سازی حرکت گسل ها با استفاده از روش المان های محدود، بسیار متداول است، اما در این تحقیق از روش المان های مرزی به جای المان های محدود استفاده شده است. روش المان های مرزی با حفظ دقت بهتر از روش المان های محدود است، بنابراین در این بخش به برخی از مزایای روش المان مرزی در مقایسه با المان محدود اشاره می شود (Thomas, 1993).

- در روش المان های مرزی زمان کمتری برای آماده سازی اطلاعات لازم است. این مزیت یکی از نتایج مستقیم مدل کردن مرز است و بنابراین، بعد مسئله یک درجه کم می شود و در نتیجه زمان لازم برای آماده سازی اطلاعات و چک کردن اطلاعات به میزان قابل توجهی کاهش می یابد. از آنجا که تنها مرز مدل می شود، اعمال هرگونه تغییر در شبکه بندی المان ها راحت است. این جنبه مثبت به ویژه در مسائلی مانند مطالعات طراحی اولیه، گسترش ترک و مسائل تماس دارای اصطکاک که المان بندی دوباره لازم است، بسیار با اهمیت است.

- به علت کاهش قابل ملاحظه در زمانی که برای مدل سازی یک مسئله مشخص مورد نیاز است، روش المان مرزی برای طراحی های اولیه که در آنها شکل و بارگذاری بعداً تغییر می کند، تلاش کمتری می طلبد. به این ترتیب به راحتی می توان شکل و هندسه های مختلف را آزمایش کرد. این مزیت روش المان های مرزی باعث می شود که بزرگ تر شدن محدوده و پیچیدگی گسلش های منطقه مورد مطالعه، تأثیر چندانی در زمان آماده سازی اطلاعات و محاسبات نداشته باشد.

- تنش ها در نقاط داخل میدان دارای دقت بالایی بوده و دقیق هستند، زیرا تقریبی برای جواب در نقاط داخلی میدان اعمال نمی شود و جواب در نقطه داخل میدان دقیق و پیوسته است. این امر استفاده از روش المان مرزی را در مدل سازی مسائلی که تغییرات زیاد تنش در آن وجود دارد، بسیار مناسب می کند. بنابراین کاربرد روش المان مرزی در مسائل تمرکز تنش، مسائل تماس و مسائل مکانیک شکست قابل توجهی است و اهمیت بالایی دارد.

مؤلفه‌های جابه‌جایی نسبی برای هر زیرالمان (مؤلفه‌های آهنگ لغزش گسل) را می‌توان معلوم فرض کرده و به‌عنوان شرط مرزی به مدل معرفی کرد، یا اینکه آنها را مجهول در نظر گرفته و از مدل‌سازی به‌دست آورد. مؤلفه‌های گسلش نسبی در زیرالمان‌ها با مدل‌سازی چنان برآورد می‌شوند که شرایط مرزی اولیه مشخص شده در مدل صدق کرده و هم انرژی کرنش در محدوده مدل کمینه شود.

برهم کنش یک‌المان که شامل یک گسل یا بخشی از یک گسل است، با دیگر المان‌ها و دگرشکلی زمینه‌ای منطقه با حل یک سری معادلات خطی به شرح زیر مدل‌سازی می‌شود: (۱) یک سری شرط مرزی شامل جابه‌جایی یا تنش در نقطه مرکزی هر المان مشخص می‌شود. شکل ۴ انجام این مرحله را برای شرط مرزی تنش در دو المان نشان می‌دهد.

توجه به این نکته لازم است که شرایط مرزی فقط در نقطه مرکزی هر المان تعیین شده و به کل صفحه المان اعمال نمی‌شوند. با تقسیمات بیشتر المان‌ها می‌توان به نتایج دقیق‌تری رسید، اما انجام این کار زمان محاسبات و میزان حافظه مورد نیاز را افزایش می‌دهد.

(۲) یک سری معادلات خطی به شکل زیر نوشته می‌شوند:

$$\begin{bmatrix} \tau_1^s \\ \tau_1^d \\ \sigma_1^n \\ \tau_2^s \\ \tau_2^d \\ \sigma_2^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{11}^{ss} & A_{11}^{sd} & A_{11}^{sn} & A_{12}^{ss} & A_{12}^{sd} & A_{12}^{sn} \\ A_{11}^{ds} & A_{11}^{dd} & A_{11}^{dn} & A_{12}^{ds} & A_{12}^{dd} & A_{12}^{dn} \\ A_{11}^{ns} & A_{11}^{nd} & A_{11}^{nn} & A_{12}^{ns} & A_{12}^{nd} & A_{12}^{nn} \\ A_{21}^{ss} & A_{21}^{sd} & A_{21}^{sn} & A_{22}^{ss} & A_{22}^{sd} & A_{22}^{sn} \\ A_{21}^{ds} & A_{21}^{dd} & A_{21}^{dn} & A_{22}^{ds} & A_{22}^{dd} & A_{22}^{dn} \\ A_{21}^{ns} & A_{21}^{nd} & A_{21}^{nn} & A_{22}^{ns} & A_{22}^{nd} & A_{22}^{nn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_1^s \\ D_1^d \\ D_1^n \\ D_2^s \\ D_2^d \\ D_2^n \end{bmatrix} \quad (22)$$

$$\tau_s(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ss} D_j^s + A_{ij}^{sd} D_j^d + A_{ij}^{sn} D_j^n) + \tau_s^b \quad (23)$$

$$\tau_d(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ds} D_j^s + A_{ij}^{dd} D_j^d + A_{ij}^{dn} D_j^n) + \tau_d^b$$

$$\sigma_n(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ns} D_j^s + A_{ij}^{nd} D_j^d + A_{ij}^{nn} D_j^n) + \sigma_n^b$$

در این معادلات  $\tau_s$ ،  $\tau_d$  و  $\sigma_n$ ، به ترتیب شرایط مرزی تنش در راستای آزمون، شیب و عمود بر گسل هستند. ضرایب  $A$  نیز ضرایب تأثیر یا توابع گرین هستند که با استفاده از حل اساسی Okada محاسبه می‌شوند. توابع گرین، توابعی هستند که میدان دگرشکلی (جابه‌جایی و گزردان آن) را به جداسدگی یا گسلش در نیم‌فضای همگن (محیط نیمه‌بی‌نهایت محدود شده توسط یک سطح آزاد) ارتباط می‌دهند. برای برآورد توابع گرین، باید جواب تحلیلی را داشته باشیم. با در نظر گرفتن جواب تحلیلی مسئله و رابطه تبدیل بین دستگاه‌های مختصات، می‌توان به توابع گرین دست یافت. این دستگاه معادلات را می‌توان با استفاده از توابع گرین مناسب برای شرایط مرزی مربوط به جابه‌جایی نیز نوشت.

(۳) با حل دستگاه معادلات خطی تشکیل شده، می‌توان مؤلفه‌های جداسدگی مجهول  $D$  را به‌دست آورد.

(۴) با محاسبه جابه‌جایی‌های نسبی (مؤلفه‌های گسلش) میدان دگرشکلی در هر نقطه از محیط را می‌توان به‌صورت تحلیلی با استفاده از مدل Okada محاسبه کرد.

### ۶- مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش در سامانه گسل‌های فعال در منطقه برخورد مایل صفحه‌های عربستان و اوراسیا با حل عددی مسئله به روش ناپیوستگی جابه‌جایی

برای انجام مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش، نخست سامانه‌ای از گسلش‌های فعال عمده در محدوده برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا،

و ثابت‌های فیزیکی محیط شامل نسبت پواسن و مدول یانگ مشخص می‌شود. تنسورهای تنش، کرنش و دوران جسم صلب، با استفاده از تنسور گزردان جابه‌جایی و ثابت‌های فیزیکی محیط و معادله رفتاری محیط قابل محاسبه است.

در مورد هر المان مؤلفه‌های جداسدگی یعنی لغزش گسل در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر گسل عبارتند از:

$$D_s = u_s^- - u_s^+, \quad D_d = u_d^- - u_d^+, \quad D_n = u_n^- - u_n^+$$

در این روابط اندیس بالایی منفی جابه‌جایی مطلق فرودیواره و اندیس بالایی مثبت جابه‌جایی مطلق فرادیواره را نشان می‌دهد.

در این نوشتار برای انجام محاسبات، از مدل المان مرزی سه بعدی استفاده می‌شود. سه روش عمده در مدل‌سازی با المان‌های مرزی وجود دارد که عبارتند از: روش تنش مجازی، روش ناپیوستگی جابه‌جایی، روش انتگرال مرزی مستقیم (Crouch and Starfield, 1983). یک گسل، شیب یک شکاف یا شکستگی دو رویه یا مرز دارد که یکی به طور مؤثر بر دیگری منطبق است. روش‌های المان مرزی مرسوم، مانند روش انتگرال‌گیری مستقیم، در شبیه‌سازی این مسئله غیر مؤثر هستند. روش ناپیوستگی جابه‌جایی توسط Crouch (1976) برای مقابله با مسائلی از این نوع ایجاد شد. با توجه به اینکه گسلش با ناپیوستگی در جابه‌جایی همراه است، بنابراین روش ناپیوستگی جابه‌جایی برای مدل‌سازی حرکت گسل‌ها در این مدل‌سازی انتخاب شد. در مدل المان مرزی گسل‌ها، به‌صورت جداسدگی‌های مستطیلی صفحه‌ای در نیم‌فضای الاستیک هموزن با عنوان المان شناخته می‌شوند. جداسدگی یا لغزش روی المان‌ها را می‌توان با روش‌های متعددی شامل اعمال تنش، کرنش یا تنسور گزردان جابه‌جایی، با اعمال شرایط مرزی مناطق دور یا با اعمال جابه‌جایی یا تنش روی المان‌های دیگر ایجاد کرد. امکان استفاده از شرایط مرزی ترکیبی نیز وجود دارد.

مطابق شکل ۲ در انجام مدل‌سازی به‌روش المان‌های مرزی سه بعدی از سه دستگاه مختصات مختلف استفاده می‌شود که عبارتند از: (۱) دستگاه مختصات سراسری (۲) دستگاه مختصات محلی و (۳) دستگاه مختصات صفحه‌ای.

دستگاه مختصات سراسری  $(X_g, Y_g, Z_g)$  بین همه المان‌ها مشترک است به‌گونه‌ای که محور  $X$  آن افقی و به موازات سطح آزاد بوده و سوی مثبت آن به سمت خاور است. محور  $Y$  این سیستم نیز افقی بوده و سوی مثبت آن به سمت شمال است. محور  $Z$  نیز قائم بوده و سوی مثبت آن نسبت به سطح آزاد به سمت بالای نیم‌فضا است. از این دستگاه مختصات برای تعریف خروجی‌های مدل استفاده می‌شود. دستگاه مختصات محلی  $(X_L, Y_L, Z_L)$  برای هر صفحه یا المان تعریف شده است، و از آن برای محاسبه توابع گرین استفاده می‌شود. محورهای  $X_L$  و  $Y_L$  یک صفحه افقی را تعریف می‌کنند که به موازات سطح آزاد است. محور  $X_L$  در راستای گسل و محور  $Y_L$  عمود بر آن و محور  $Z_L$  قائم بر صفحه دو محور است، به‌گونه‌ای که دستگاه مختصات حاصل، به‌صورت راست‌گرد است، یعنی با نگاه کردن در راستای امتداد گسل  $X_L$ ، فرادیواره در سمت راست قرار گرفته و محور  $Y_L$  به سمت فرودیواره باشد. دستگاه مختصات صفحه‌ای  $(X_p, Y_p, Z_p)$  نیز برای هر صفحه تعریف می‌شود، به‌گونه‌ای که محور  $X_p$  در امتداد گسل  $(= X_L)$  و محور  $Y_p$  در راستای شیب گسل بوده و به سمت بالا مثبت است. محور  $Z_p$  نیز عمود بر صفحه یا المان بوده و جهت مثبت آن به‌گونه‌ای است که سیستم راست‌گرد باشد. از این دستگاه مختصات برای تعریف و معرفی شرایط مرزی به مدل استفاده می‌شود.

بر اساس شکل ۳ برای مشخص کردن شرایط مرزی، سطوح هر گسل به زیرالمان‌هایی تقسیم شده و شرایط مرزی در نقطه مرکزی هر زیرالمان مشخص می‌شود. این شرایط تعداد سه قید تنش یا جابه‌جایی را در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر هر زیرالمان تعریف می‌کنند. یعنی یک شرط مرزی به‌ازای هر راستا. شرایط مرزی می‌توانند دربرگیرنده مؤلفه‌های تنش، جابه‌جایی مطلق، نسبی و یا هر ترکیبی از آنها در هر زیرالمان باشد.

جدول مقادیر منفی نشان دهنده آهنگ لغزش راست گرد و مقادیر مثبت نشان دهنده آهنگ لغزش چپ گرد هستند.

بر اساس شکل ۹- الف در مناطقی که میدان سرعت مدل انطباق خوبی را با مشاهدات GPS نشان می دهد، اعتماد بیشتری به سرعت های لغزش مدل سازی شده برای گسل ها وجود دارد. با توجه به همین امر آهنگ لغزش اولیه به دست آمده برای گسل کوه بنان با در نظر گرفتن این که سرعت مدل در ایستگاه GPS نزدیک آن، یعنی ایستگاه KERM، تطابق خوبی با مشاهدات GPS ندارد، قابل اعتماد نیست و اختلاف زیادی نیز با آهنگ لغزش حاصل از روش های زمین شناسی دارد. برای رفع چنین مواردی افزون بر استفاده از روش المان های مرزی و روند سعی و خطا بعد از مدل سازی، استفاده از اطلاعات گسلی بیشتر و شبکه های GPS محلی با تراکم بالا در منطقه مورد مطالعه پیشنهاد می شود.

بر اساس ستون های دوم و سوم جدول ۲ با توجه به این که آهنگ لغزش مدل سازی شده برای گسل شمال تبریز بزرگ تر از آهنگ لغزش گسل اصلی عهد حاضر است، بنابراین نتایج این مدل سازی گسل شمال تبریز را به جای گسل اصلی عهد حاضر در امتداد گسل آاناتولی شمالی در نظر می گیرد. همچنین نتایج مدل سازی ها نشان می دهند که بیشتر گسل های امتداد لغز در ایران از نوع راست گرد و بیشتر گسل های شیب لغز از نوع معکوس هستند.

برای مقایسه آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی به روش المان های مرزی در ستون دوم جدول ۲ با آهنگ های لغزش حاصل از روش المان های محدود و روش های زمین شناسی در شکل ۱۱ ارائه شده است. شکل ۱۱ آهنگ های لغزش مدل سازی شده به ازای مقادیر مختلف ضریب اصطکاک در سطح گسل را به روش المان های محدود نشان می دهد. در این شکل مستطیل های خاکستری، نشان دهنده سرعت های لغزش برآورد شده به همراه محدوده خطای آنها با روش های زمین شناسی هستند. مقایسه مقادیر آهنگ لغزش در ستون دوم جدول ۲ و شکل ۱۱ نشان می دهد که در مورد گسل شمال تبریز آهنگ لغزش منتج از روش المان های مرزی با نتایج زمین شناسی تطابق بهتری دارد تا نتایج روش المان های محدود. در مورد گسل اصلی عهد حاضر و گسل کازرون، آهنگ لغزش حاصل از روش المان های مرزی با روش المان های محدود، تطابق بیشتری را نشان می دهد و با نتیجه حاصل از زمین شناسی تفاوت زیادی دارد. در مورد گسل های میناب، سبزواران و ده شیر، آهنگ لغزش حاصل از روش المان های مرزی بیشتر از روش المان های محدود یا روش زمین شناسی بوده، اما به آهنگ لغزش زمین شناسی نزدیک تر است. در مورد گسل های نه و نایبند نیز آهنگ لغزش حاصل از روش المان های مرزی به آهنگ لغزش حاصل از روش المان های محدود، در حالی که ضریب اصطکاک  $\mu = 0.05$  باشد، نزدیک تر است. در مورد گسل کوه بنان اختلاف زیادی بین روش المان مرزی با روش المان محدود دیده می شود که علت این امر همان گونه که قبلاً نیز مطرح شد، عدم انطباق خوب میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS در منطقه اطراف این گسل مطابق شکل ۱۰- الف است.

در مورد راندگی اصلی زاگرس (MZT) با این که نتایج حاصل از GPS و لرزه نگاری هیچ گونه حرکت امتداد لغزی را نشان نمی دهند، اما نتایج حاصل از مدل سازی به روش المان های محدود آهنگ لغزش حدود  $0.5 \text{ mm/yr}$  را به ازای  $\mu = 0.05$  و آهنگ لغزش حدود  $1 \text{ mm/yr}$  را به ازای  $\mu = 0.02$  ارائه می دهند، در این روش با کم شدن ضریب اصطکاک، آهنگ لغزش افزایش یافته است (Vernant, & Chery, 2006). در مدل سازی به روش المان های مرزی نیز آهنگ لغزش  $2/1 \text{ mm/yr}$  برای راندگی اصلی زاگرس برآورد شده است که بیشتر از مقادیر برآورد شده توسط روش المان های محدود است. علت برآورد چنین آهنگ لغزشی را برای راندگی اصلی زاگرس می توان به در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک بین سطوح گسلش در این روش مدل سازی نسبت داد، زیرا در این روش، گسل ها زیر

یعنی ایران، با شرایط مرزی استنتاجی از GPS انتخاب شد. در این زمینه از (Vernant & Chery, 2006) استفاده شد. گسل های فعال انتخابی در شکل ۵ و هندسه مدل با شرایط مرزی اولیه در شکل ۶ نشان داده شده است که شامل کل منطقه برخورد مایل صفحه های عربستان با اوراسیا در محدوده ایران است. برای رسیدن به نتایج بهتر برای مؤلفه امتداد لغز سرعت های لغزش در انجام مدل سازی به روش المان های مرزی، بایستی بین گسلش ها مرزهای بسته ای ایجاد شود، بر اساس شکل های ۶ و ۷، مرزهای بسته ای بین گسل ها ایجاد شد. شرایط مرزی در پنج ضلعی احاطه کننده منطقه مورد مطالعه، بر اساس مقادیر استنتاجی از GPS در مدل لحاظ شد. گسلش های داخلی منطقه در ژرفای متوسط ۱۵ کیلومتر قفل شده و در زیر این ژرفا نیز به عنوان شرط مرزی تنش ها در صفحه گسل برابر صفر منظور شده و اجازه حرکت نرمال نیز به گسل ها داده نشد. بدین ترتیب گسل های داخل منطقه با شرایط مرزی لحاظ شده مجاز شدند که در راستای امتداد و شیب خود زیر ژرفای قفل شدگی آزادانه حرکت کنند. میزان این حرکت، یعنی آهنگ لغزش نیز توسط شرایط مرزی حاکم بر محیط مورد مطالعه و روش ناپیوستگی جابه جایی تعیین شد. میدان سرعت GPS انتخابی از (Masson et al., 2007) که نسبت به اوراسیا ثابت شده و برای بررسی درستی نتایج مدل مورد استفاده قرار گرفته است در شکل ۸ به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد آنها نشان داده شده است. ایستگاه های GPS خارج از پنج ضلعی احاطه کننده منطقه مورد مطالعه یعنی ایستگاه های BAHR, MUSC, CHAB, JASK و ایستگاه KHAS که خیلی نزدیک به مرز منطقه مورد مطالعه بود، از روند مدل سازی حذف شدند. پس از مشخص شدن نتایج اولیه انطباق میدان سرعت مدل با مشاهدات GPS مورد بررسی قرار گرفت و با تغییر شرایط مرزی به صورت سعی و خطا سعی شد که این انطباق به پیشینه برسد. در این مرحله برای گسل های مورد مطالعه مؤلفه های معکوس و نرمال نیز در نظر گرفته شد، برای تعیین دامنه این مؤلفه ها، تنها انطباق میدان سرعت مدل با مشاهدات GPS در نظر گرفته شد و مدل سازی میدان سرعت ناشی از تغییرات آهنگ لغزش گسل ها در اثر مؤلفه های معکوس و نرمال با مدل سازی متعارف جدانشدگی یعنی مدل Okada و بدون بهر گیری از روش المان های مرزی انجام گرفت.

جدول ۱، میدان سرعت GPS و نتایج اولیه و نهایی میدان سرعت مدل را در ایستگاه های شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران نشان می دهد، در این جدول ستون اول نام ایستگاه های GPS، ستون های دوم و سوم مختصات جغرافیایی ایستگاه ها، ستون های چهارم و پنجم مؤلفه های سرعت ایستگاه ها از مرجع (Masson et al., 2007)، ستون های ششم، هفتم و هشتم دقت و همبستگی مشاهدات GPS، ستون های نهم و دهم سرعت های مدل سازی شده اولیه و ستون های یازدهم و دوازدهم سرعت های مدل سازی شده نهایی، ناشی از گسلش های داخلی ایران در منطقه برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا را نشان می دهند. شکل ۹- الف میدان سرعت GPS را با بیضی خطای ۹۵ درصد به همراه میدان سرعت حاصل از مدل سازی اولیه به روش المان های مرزی نشان می دهد. تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت ناشی از مدل سازی اولیه نیز در شکل ۹- ب نشان داده شده است. این شکل بردارهای باقیمانده اولیه ناشی از تفاضل بردارهای سرعت مدل را از بردارهای سرعت مشاهداتی یعنی GPS به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS و مقادیر درون یابی شده باقیمانده ها در منطقه مورد مطالعه نشان می دهد. شرط تساوی دو میدان سرعت در ایستگاه های مختلف، قرار گرفتن بردار تفاضل آنها در بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS است که در مورد بیشتر ایستگاه ها این وضعیت برقرار است. میزان برقراری این وضعیت یعنی قرار گرفتن بردار تفاضل در داخل بیضی خطای مشاهدات GPS، درصد درستی ادعای مطرح شده در مورد آهنگ لغزش گسل ها را مشخص می کند. در ستون دوم جدول ۲، سرعت های لغزش امتداد لغز برآورد شده اولیه از مدل سازی به روش المان های مرزی برای گسلش های فعال انتخابی نشان داده شده است، در این

سرعت مدل نهایی را از بردارهای سرعت مشاهداتی یعنی GPS به همراه بیضی خطای ۹۵ درصد مشاهدات GPS و مقادیر درون یابی شده باقیمانده های نهایی در منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. مدل سازی های انجام شده، نشانگر سازگاری مقادیر آهنگ لغزش حاصل از مدل سازی با مقادیر حاصل از روش المان های محدود و روش های زمین شناسی در مورد بیشتر گسل ها دارد.

## ۷- دلایل اختلاف آهنگ های لغزش مدل سازی شده به روش المان های مرزی و المان های محدود با آهنگ های لغزش حاصل از روش های زمین شناسی

اختلافاتی بین آهنگ های لغزش منتج از سه روش وجود دارد که علت آن را می توان تفاوت اساسی سه روش المان های مرزی، المان های محدود و زمین شناسی، عدم انطباق نتایج حاصل از مدل سازی با مشاهدات GPS در ایستگاه های نزدیک به گسل های فعال که باعث ایجاد عدم اعتماد به آهنگ لغزش منتج از مدل سازی می شود، در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک بین سطوح گسلس در روش المان های مرزی، فرض منطقه مورد مطالعه به صورت نیم فضای کشسان همگن در حالی که زمین واقعی به صورت بیضوی گرانروی کشسان ناهمگن است، حرکات مربوط به رهایی بعد لرزه ای (postseismic relaxation) یا حرکات هم لرزه مدل سازی نشده در مرحله پردازش مشاهدات GPS، اثر توپوگرافی و اثر جاذبی مدل سازی نشده در داخل توابع گرین و عدم قطعیت ورودی های مدل یا آهنگ های لغزش حاصل از زمین شناسی نسبت داد. برای مثال، نحوه برخورد با حرکات هم لرزه و بعد لرزه در مشاهدات ایستگاه های GPS قبل از توزیع آهنگ لغزش به شرح زیر است:

با توجه به لرزه خیزی منطقه مورد بررسی، وجود تأثیرات هم لرزه و بعد لرزه روی ایستگاه های GPS امری بدیهی است. تصحیح آثار هم لرزه و بعد لرزه در مشاهدات GPS ضروری است. محل ایستگاه های GPS و زمان مشاهدات باید به گونه ای در نظر گرفته شوند که نتایج حاصل از پردازش ها به دور از اثرات هم لرزه یا بعد لرزه باشد. این آثار را می توان به صورت مشاهداتی و یا محاسباتی از بین برد. در روش مشاهداتی، باید با توجه به لرزه خیزی منطقه در تعیین محل ایستگاه ها دقت کرد و یا در مورد مشاهدات دوره ای، زمان مشاهدات را با توجه به زمان زمین لرزه های شدید رخ داده در منطقه به گونه ای تعیین کرد که نتایج حاصل از مشاهدات GPS به دور از اثرات هم لرزه یا بعد لرزه باشد. در روش محاسباتی، این آثار را می توان با استفاده از مدل Okada (1985) در حالت هم لرزه و مدل Wang et al. (2006) در حالت بعد لرزه مدل سازی و از روی مشاهدات GPS حذف کرد و بعداً به مدل سازی در حالت بین لرزه ای پرداخت (Tavakoli et al., 2008). از سوی دیگر، باید توجه داشت با این که واحد سرعت مشاهدات GPS یا سرعت های حاصل از مدل، میلی متر در سال است، اما مشاهدات دوره ای در چند روز محدود و متفاوت صورت می گیرد و سرعت های به دست آمده در سال های بعدی ثابت فرض می شوند. بنابراین اگر در سال های بعد نیز در همان منطقه زمین لرزه ای رخ دهد، عملاً تأثیری در میدان سرعت ثابت GPS نخواهد داشت. از سوی دیگر، اثرات بعد لرزه ای بیشتر در مورد زمین لرزه هایی مطرح است که شدید باشند و ژرفای کانونی بزرگی داشته باشند تا زمین لرزه بخش خمیری سنگ کره را تحت تأثیر قرار دهد. در مورد زمین لرزه هایی که شدید نباشند و یا دارای ژرفای کانونی زیادی نباشند، اثر بعد لرزه ای بسیار کم است و مدل سازی و اعمال اثر آنها در مشاهدات GPS لزومی ندارد زیرا در حالت کلی اثرات بعد لرزه ای در مقایسه با اثرات هم لرزه از نظر دامنه خیلی کوچک ترند و بعد از رخداد زمین لرزه، با گذشت زمان کوچک تر نیز می شوند (Wang et al., 2006).

از سوی دیگر، در مدل سازی انجام شده ژرفای قفل شدگی گسل ها به طور متوسط ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده و در ضمن مدل سازی تغییر داده نشده است، تغییر

ژرفای قفل شدگی به صورت آزاد و بدون ضریب اصطکاک در نظر گرفته می شوند. از سوی دیگر، مقایسه مقادیر آهنگ لغزش حاصل از مدل سازی به روش المان های مرزی با مقادیر حاصل از روش های زمین شناسی نیز نشان می دهد که در بیشتر موارد آهنگ های لغزش برآورد شده با روش المان های مرزی، بیشتر از مقادیر متناظر با روش های زمین شناسی است که علت آن را می توان به در نظر نگرفتن ضریب اصطکاک در مدل سازی به روش المان های مرزی نسبت داد. همچنین در مدل سازی به روش المان های مرزی زمین به صورت کشسان در نظر گرفته می شود در حالی که زمین واقعی به صورت گرانروی کشسان است که در مدل سازی به روش المان های محدود نیز این اثر اعمال می شود، کشسان فرض کردن زمین در مدل سازی به روش المان های مرزی نیز می تواند دلیلی بر افزایش آهنگ لغزش حاصل از این روش مدل سازی نسبت به روش های زمین شناسی یا المان های محدود باشد.

مطالعات انجام شده در این تحقیق به نوعی حل مسئله معکوسی است که بی نهایت جواب دارد یعنی می توان بی نهایت حالت برای گسل ها در نظر گرفت که منجر به یک جابه جایی سطحی شود. برای محدود کردن حالت های ممکن و رسیدن به جواب واحد باید سعی شود که قيود بیشتری از زمین شناسی با اطلاعات حاصل از عملیات صحرایی در مدل وارد شود. در مرحله اول انجام محاسبات برای ایجاد تطابق بهتر بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS، فقط شرایط مرزی مدل روی چند ضلعی (پلی گون) تغییر داده شد، در حالی که می توان ژرفای قفل شدگی گسل ها را با استفاده از اطلاعات موجود از گسل ها در مورد دوره بازگشت زمین لرزه ها تغییر داد، یا اگر آهنگ لغزش در مورد گسلی با روش هایی غیر از مدل سازی معلوم است، می توان اطلاعات مربوط به آن گسل را به عنوان شرط مرزی مدل سازی در نظر گرفت. در مرحله اول انجام محاسبات مدل سازی انجام شده آهنگ لغزش همه گسل ها، مجهول در نظر گرفته شده و گسل ها در زیر ژرفای قفل شدگی در راستای گسل آزاد گرفته شده و در راستای نرمال بر گسل با توجه به سازوکار ژرفی زمین لرزه های مربوط به گسل و با سعی و خطا مقادیری برای آنها اختصاص داده شده است، به گونه ای که انطباق خوبی بین میدان سرعت مدل با میدان سرعت حاصل از مشاهدات GPS ایجاد شود.

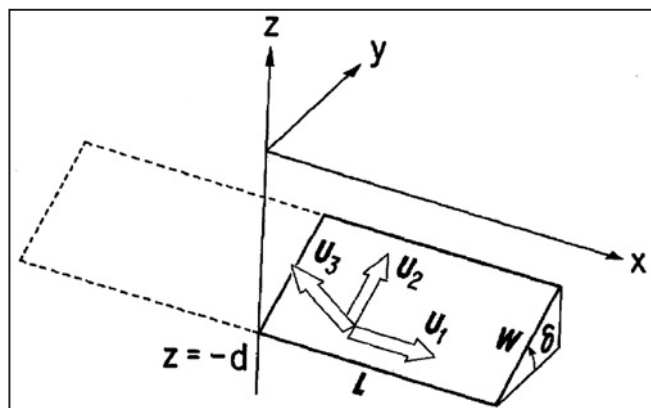
در ادامه برآوردها برای بهبود تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و با در نظر گرفتن همخوانی آهنگ های لغزش حاصل از مدل با آهنگ های لغزش زمین شناسی، سعی شد با تغییر شرایط مرزی در چند ضلعی احاطه کننده گسل ها در شکل ۶ و معرفی برخی از آهنگ های لغزش حاصل از روش های زمین شناسی به عنوان شرط مرزی به مدل، تطابق بیشتری بین آهنگ های لغزش حاصل از روش های مختلف ایجاد شود، برای مثال با توجه به این که برای راندگی اصلی زاگرس، آهنگ لغزش امتداد لغزی توسط روش های زمین شناسی گزارش نشده است، بنابراین این گسل در راستای امتداد قفل شده و اجازه حرکت امتداد لغز به آن داده نشد. در مورد بقیه گسل ها نیز آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی اولیه به عنوان شرط مرزی به گسلس ها داده شد و با روند سعی و خطا این مقادیر در جهت رسیدن به آهنگ های لغزش زمین شناسی تغییر داده شد به گونه ای که تا حد ممکن تطابق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS حفظ شده و حتی بهبود نیز بیاید. ستون سوم جدول ۲ مقادیر نهایی آهنگ های لغزش مدل سازی شده را نشان می دهد که به آهنگ های لغزش حاصل از زمین شناسی نزدیک تر شده است و به ویژه در مورد گسل کوه بنان با بهبود انطباق بردار سرعت مدل با بردار سرعت GPS نزدیک به آن، یعنی ایستگاه KERM، نزدیک شدگی آهنگ لغزش مدل به آهنگ لغزش زمین شناسی مشهودتر است. شکل ۱۰- الف میدان سرعت GPS را با بیضی خطای ۹۵ درصد به همراه میدان سرعت حاصل از مدل سازی نهایی به روش المان های مرزی نشان می دهد. تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت نهایی ناشی از مدل سازی نیز در شکل ۱۰- ب نشان داده شده است. این شکل بردارهای باقیمانده نهایی ناشی از تفاضل بردارهای

بر اساس شبکه های GPS محلی پیشنهاد می شود. در مدل سازی محلی در ابعاد کوچک تر، باید اطلاعات گسلش با دقت و تراکم بیشتری وارد مدل شود. در این حالت استفاده از شبکه های GPS پیوسته به جای دوره ای پیشنهاد می شود. همچنین در این حالت بهتر است از زیرالمان های مثلی به جای زیرالمان های مستطیلی استفاده شود تا هم دقت بیشتری از مدل سازی حاصل شود و هم انحنا سطوح گسلی به نحو بهتری در مدل سازی ها وارد شده و اثر آن در نتایج، ارزیابی گردد.

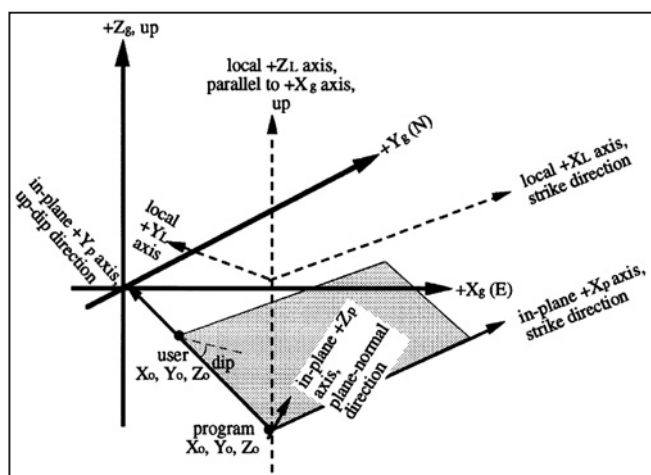
برای حل مشکلات مربوط به عدم تطابق آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی با آهنگ های لغزش زمین شناسی، بهبود توابع گرین مدل Okada برای موارد یاد شده در مورد دلایل عدم تطابق آهنگ های لغزش پیشنهاد می شود.

با تقسیم گسلش ناشی از یک زمین لرزه به زیرالمان های کوچک و استفاده از شرایط مرزی حاصل از GPS یا InSAR می توان توزیع لغزش هم لرزه ناشی از یک زمین لرزه را با استفاده از مدل سازی به روش المان های مرزی به دست آورد.

در این نوشتار از روش عددی المان های مرزی با توابع گرین مستخرج از مدل تحلیلی Okada برای توزیع آهنگ لغزش بین گسل ها در حالت بین لرزه ای استفاده شده است. با استفاده از سرعت های لغزش توزیع شده و زمان شروع گسلش ها و با مدل تحلیلی Okada می توان توپوگرافی منطقه تحت مطالعه را با این روش مدل سازی کرد که با مدل ارتفاعی منطقه قابل مقایسه باشد. از سوی دیگر می توان اثر ایزوستازی، فرسایش و رسوب را به صورت اثر محیط های ناهمگن در مدل سازی به روش المان های مرزی لحاظ کرد.



شکل ۱- هندسه گسل و نمادهای مورد استفاده در مدل سازی (Okada, 1985)



شکل ۲- دستگاه های مختصات استفاده شده در مدل سازی به روش المان های مرزی سه بعدی (Gomberg et al., 1994)

ژرفاهای قفل شدگی با استفاده از اطلاعات قبلی زمین شناسی قطعاً در انطباق میدان سرعت مدل با میدان سرعت GPS و رسیدن به آهنگ های لغزش نزدیک به مقادیر زمین شناسی مؤثر است. اما متأسفانه در مورد بیشتر گسل ها ژرفای قفل شدگی مشخص نیست و از مقدار میانگین در این مدل سازی استفاده شده است.

همچنین عدم انطباق دو میدان سرعت را می توان به اثرات سیستماتیک موجود در مشاهدات GPS و به ویژه مشاهدات دوره ای نسبت داد (برای مثال اثرات فصلی یا اثرات ناشی از فعالیت های انسانی)، برای رفع این مشکل، استفاده از مشاهدات پیوسته GPS به جای مشاهدات دوره ای پیشنهاد می شود.

در هر منطقه ای از مدل، به جای سامانه گسلی موجود، تنها یک گسل در نظر گرفته شده است که طبیعتاً باعث عدم همخوانی آهنگ های لغزش حاصل از مدل سازی با آهنگ های لغزش زمین شناسی خواهد شد. برای حل این مشکل استفاده از گسل های بیشتر در سامانه های گسلی مختلف با شبکه های GPS متراکم محلی پیشنهاد می شود.

## ۸- نتیجه گیری

نتایج حاصل از مدل سازی ها، قابلیت روش المان های مرزی را به عنوان ابزاری کارا در تعیین آهنگ لغزش گسل ها با استفاده از شرایط مرزی مناسب نشان می دهد. دو برتری مهم علمی و فنی برای مدل سازی به روش المان های مرزی وجود دارد که عبارتند از: الف) از نظر فنی در این روش، مش بندی تنها در سطح گسل انجام می گیرد. یعنی با این که مسئله سه بعدی است، اما مش بندی و محاسبات در دو بعد انجام می شود که باعث صرفه جویی در حجم و زمان محاسبات می شود. از این دیدگاه استفاده از روش المان های مرزی به جای المان های محدود خیلی مقرون به صرفه تر خواهد بود.

ب) از نظر علمی این روش با استفاده از تنش و کرنش به عنوان شرایط مرزی به یک ابزار مکانیکی برای توزیع لغزش تبدیل می شود که بهتر از روش های سینماتیکی بوده و برآوردهای انجام شده با استفاده از آهنگ های لغزش توزیع شده با این روش به واقعیت نزدیک تر هستند.

آهنگ های لغزش توزیع شده با این روش نشان می دهند که بیشتر گسل ها در ایران از نوع امتداد لغز راست گرد و شیب لغز معکوس هستند.

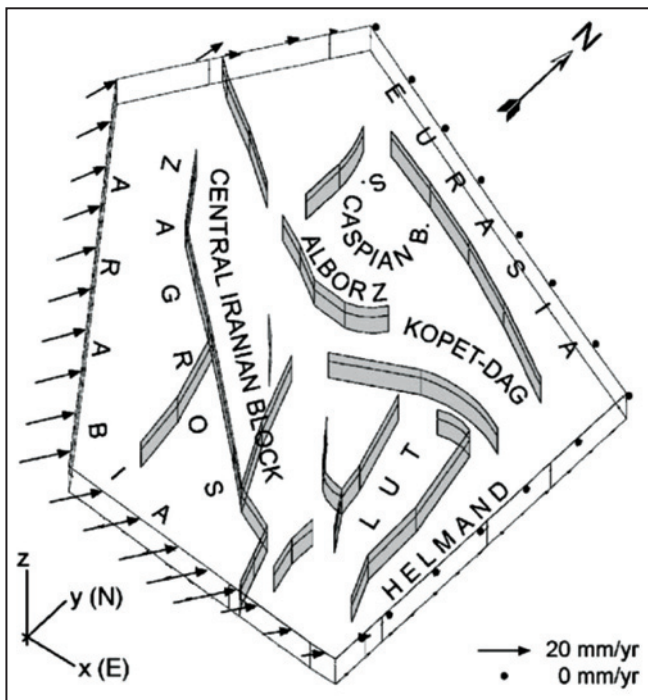
از سوی دیگر، با توجه به این که در این روش آهنگ لغزش مدل سازی شده برای گسل شمال تبریز بیشتر از گسل اصلی عهد حاضر است، بنابراین از مدل سازی انجام شده می توان به این نتیجه رسید که گسل شمال تبریز دنباله گسل شمال آتاتولی است. در این نوشتار شرایط مرزی مورد استفاده در محاسبات با استفاده از مشاهدات GPS تعیین شده اند. امکان تعیین شرایط مرزی با روش های دیگر نیز وجود دارد، برای مثال می توان از مفهوم قطب اولر استفاده کرده و برای منطقه برخورد مایل دو صفحه عربستان با اوراسیا کرنش محاسبه کرده و کرنش حاصل را به عنوان شرط مرزی وارد مدل نموده و آهنگ لغزش گسل ها را بر اساس آن تعیین کرد.

در استفاده از روش المان های مرزی برای توزیع آهنگ لغزش، امکان استفاده از انواع شرایط مرزی و حتی ترکیبات آنها وجود دارد. استفاده از تنش یا کرنش به عنوان شرط مرزی در توزیع آهنگ لغزش در سیستمی از انواع گسلش ها، روش المان های مرزی را به ابزار مکانیکی برای توزیع لغزش تبدیل می کند که به روش های سینماتیکی مانند قطب اولر برتری دارد. استفاده از ابزار مکانیکی به جای ابزار سینماتیکی برای توزیع لغزش در سامانه های گسلی دید واقع بینانه تری از آهنگ لغزش گسل ها ارائه داده و برآورد خطر زمین لرزه با استفاده از سرعت های لغزش برآوردی با این روش به واقعیت نزدیک تر خواهد بود.

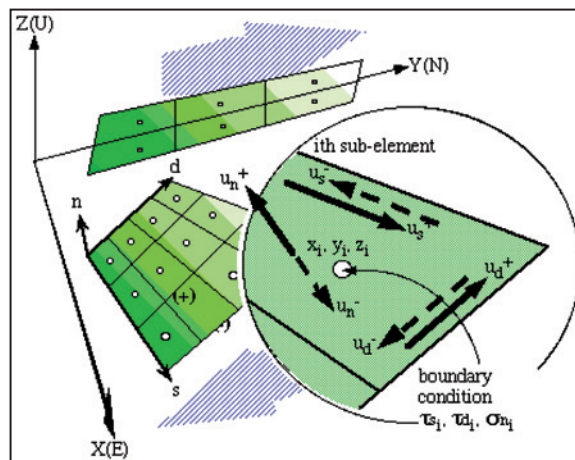
در انجام مدل سازی، هر گسل به عنوان یک المان در نظر گرفته شده است با تقسیم گسل ها به زیرالمان هایی با ابعاد کوچک تر در کارهای محلی می توان به توزیع دقیق تری از آهنگ های لغزش دست یافت.

در ادامه این نوشتار، توزیع آهنگ لغزش بین گسل ها در مقیاس های محلی

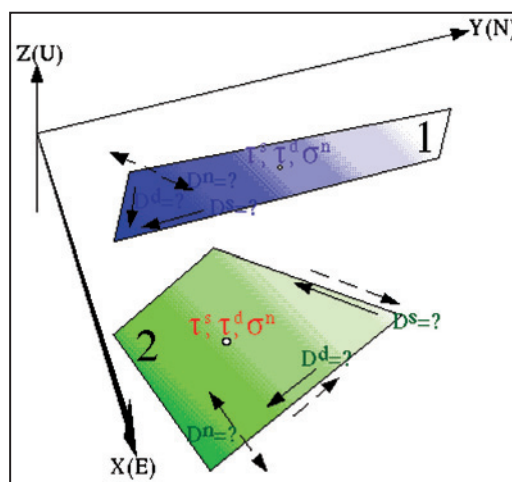




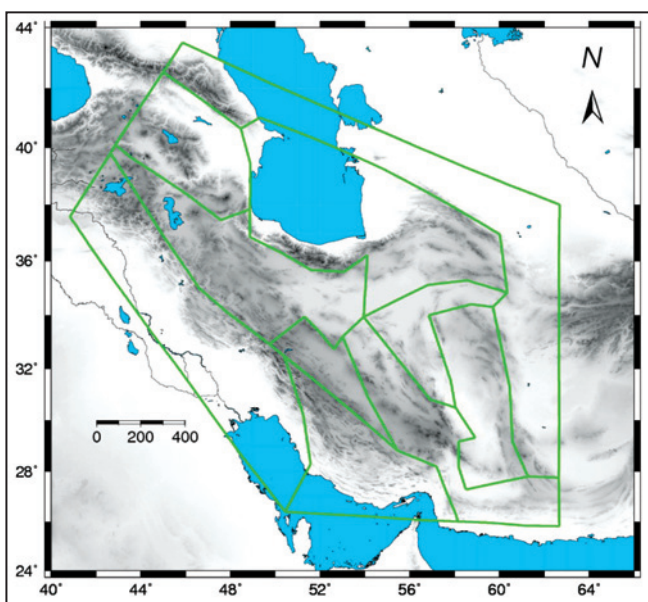
شکل ۶- هندسه مدل، شامل کل منطقه برخورد صفحه‌های عربستان با اوراسیا در محدوده ایران است. گسل‌های انتخابی با رنگ خاکستری نشان داده شده‌اند. شرایط مرزی مورد استفاده با حرکت صلب صفحه عربستان به سمت اوراسیا در سیستم اوراسیای ثابت از مشاهدات GPS نتیجه‌گیری شده‌اند (Vernant & Chery, 2006).



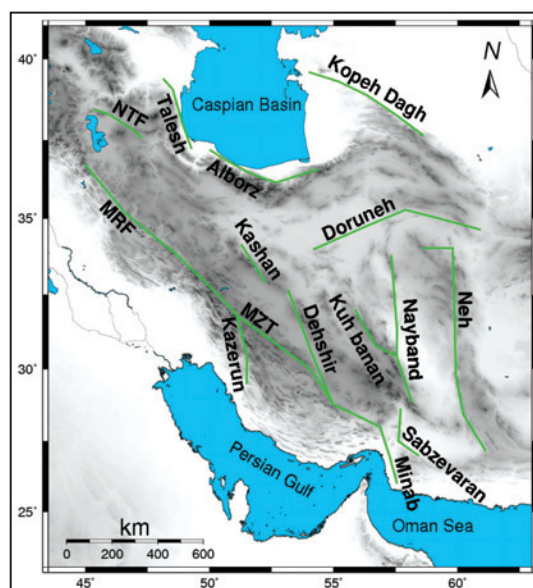
شکل ۳- نمایش متغیرهای ورودی مورد استفاده در مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی سه‌بعدی (Gomberg et al., 1994).



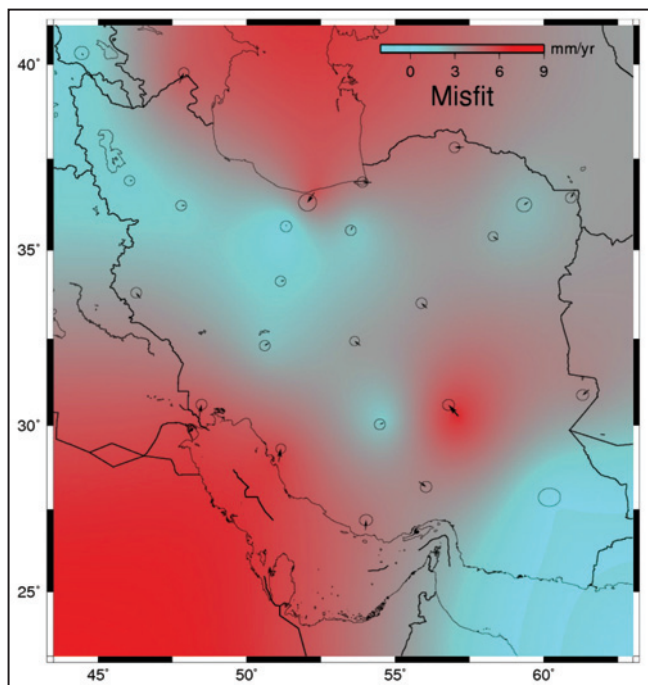
شکل ۴- برای مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی یک سری شرایط مرزی در نقاط مرکزی هر المان مشخص می‌شود (Gomberg et al., 1994).



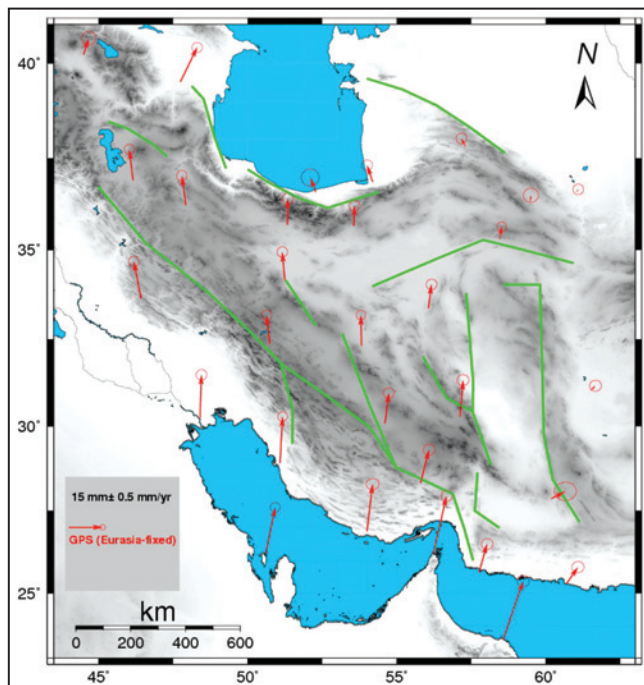
شکل ۷- چند ضلعی طراحی شده برای مدل‌سازی حرکت امتداد لغز گسل‌های محدوده مورد مطالعه در مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی بر اساس اطلاعات مقاله (Vernant & Chery, 2006).



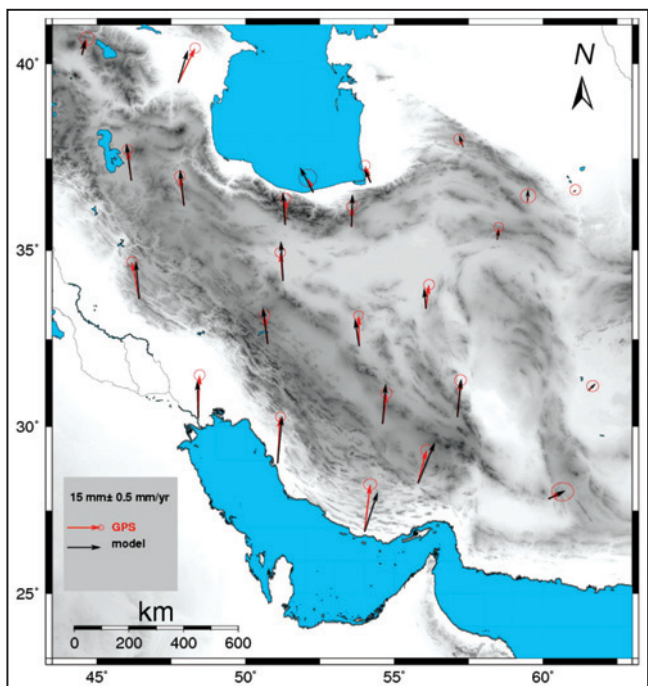
شکل ۵- سامانه گسل‌های فعال انتخابی برای مدل‌سازی و توزیع آهنگ لغزش به روش المان‌های مرزی در محدوده برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا



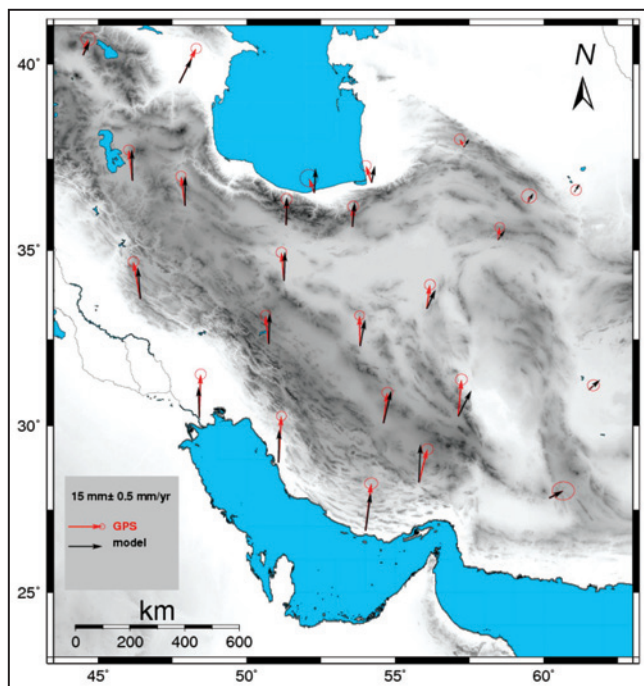
شکل ۹-ب) تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت اولیه ناشی از مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی



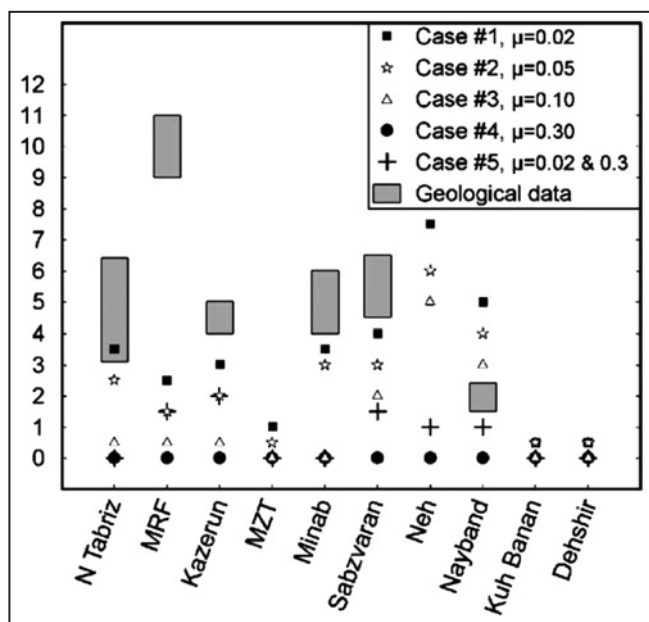
شکل ۸- میدان سرعت GPS انتخابی از مقاله Masson et al. (2007) با بیضی خطای ۹۵ درصد برای آزمون درستی مدل‌سازی به روش المان‌های مرزی همراه با گسل‌های فعال انتخابی از منطقه مورد مطالعه که آهنگ لغزش آنها با مدل‌سازی برآورد شده است.



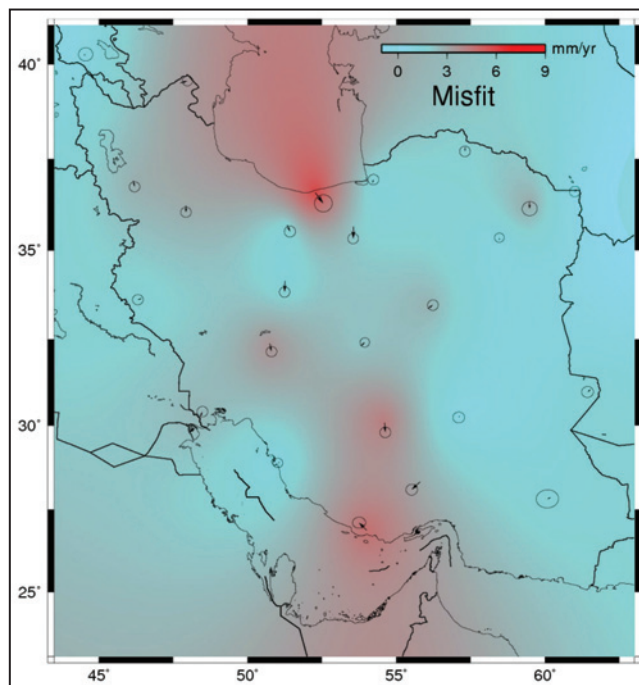
شکل ۱۰- الف) میدان سرعت GPS اوراسیای ثابت در مقایسه با میدان سرعت مدل‌سازی شده نهایی به روش المان‌های مرزی با تغییر دادن آهنگ‌های لغزش اولیه مدل‌سازی شده و نزدیک کردن آنها به آهنگ‌های لغزش زمین‌شناسی.



شکل ۹- الف) میدان سرعت GPS اوراسیای ثابت در مقایسه با میدان سرعت مدل‌سازی شده اولیه به روش المان‌های مرزی.



شکل ۱۱- سرعت های لغزش مدل سازی شده به ازای مقادیر مختلف ضریب اصطکاک در سطح گسل به روش المان های محدود. مستطیل های خاکستری نشان دهنده سرعت های لغزش برآورد شده به همراه خطای آنها با روش های زمین شناسی برحسب میلی متر در سال هستند (Vernant & Chery, 2006).



شکل ۱۰- (ب) تطابق میدان سرعت GPS با میدان سرعت نهایی ناشی از مدل سازی به روش المان های مرزی با تغییر دادن آهنگ های لغزش اولیه مدل سازی شده و نزدیک کردن آنها به آهنگ های لغزش زمین شناسی

جدول ۱- میدان سرعت GPS و مدل در ایران، ستون اول نام ایستگاه های GPS، ستون های دوم و سوم مختصات جغرافیایی ایستگاه ها، ستون های چهارم و پنجم مؤلفه های سرعت ایستگاه ها از مرجع Masson et al. (2007)، ستون های ششم، هفتم و هشتم دقت و همبستگی مشاهدات GPS و ستون های نهم و دهم سرعت های مدل سازی شده اولیه و ستون های یازدهم و دوازدهم سرعت های مدل سازی شده نهایی ناشی از گسلس های داخلی ایران در منطقه برخورد مایل صفحه های عربستان و اوراسیا را نشان می دهد.

Site	long. (°E)	lat. (°N)	$V_e$ <sub>(Masson)</sub> (mm/yr)	$V_n$ <sub>(Masson)</sub> (mm/yr)	$\sigma_e$ (mm/yr)	$\sigma_n$ (mm/yr)	corr.	$V_e$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) initial model	$V_n$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) initial model	$V_e$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) final model	$V_n$ <sub>(model)</sub> (mm/yr) final model
ALIS	۵۱/۰۸۲	۲۸/۹۱۹	۱/۱۹	۲۰/۶۵	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۰۲۴	۰/۲۴	۱۴/۶۷	۲/۰۰	۲۱/۰۲
ARDA	۵۳/۸۲۲	۳۲/۳۱۳	-۰/۲۸	۱۳/۶۰	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۰۲۳	۲/۱۹	۱۱/۶۸	-۱/۸۶	۱۲/۰۷
BAZM	۶۰/۱۸۰	۲۷/۸۶۵	۶/۲۴	۰۳/۲۰	۲/۰۲	۱/۶۵	۰/۰۱۸	۶/۱۱	۳/۰۹	۷/۶۰	۳/۷۳
BIJA	۴۷/۹۳۰	۳۶/۲۳۲	-۱/۷۹	۱۳/۰۹	۰/۸۹	۰/۸۷	۰/۰۲۶	-۰/۰۵	۱۳/۰۸	-۱/۷۸	۱۵/۹۸
DAMO	۴۷/۷۴۴	۳۹/۵۱۳	۷/۴۵	۱۵/۳۱	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۰۱۴	۵/۵۲	۱۰/۷۴	۴/۲۸	۱۴/۳۸
HARA	۵۴/۶۰۸	۳۰/۰۷۹	۱/۶۸	۱۳/۵۸	۱/۱۱	۱/۰۲	۰/۰۲۴	۳/۳۷	۱۴/۲۹	۱/۳۹	۱۷/۸۵
ILAM	۴۶/۴۲۷	۳۳/۶۴۸	-۳/۱۴	۱۶/۴۶	۰/۹۴	۰/۹۱	۰/۰۱۳	-۱/۲۰	۱۳/۹۷	-۱/۶۱	۱۶/۹۱
KASH	۵۸/۴۶۴	۳۵/۲۹۳	۰/۷۴	۰۵/۷۱	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۰۲۳	۲/۹۵	۴/۲۴	۰/۷۰	۴/۶۹
KERM	۵۷/۱۱۹	۳۰/۲۷۷	۱/۴۲	۱۶/۳۰	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۰۱۶	۵/۷۳	۱۱/۳۳	۱/۷۱	۱۶/۹۶
KHOS	۴۸/۴۰۹	۳۰/۲۴۶	۰/۵۸	۱۹/۱۰	۱/۰۴	۱/۰۰	۰/۰۲۶	-۰/۳۶	۱۳/۵۲	-۰/۳۸	۱۶/۷۴
KORD	۵۴/۱۹۹	۳۶/۸۶۰	-۲/۵۳	۰۷/۴۸	۰/۸۷	۰/۸۴	۰/۰۱۹	۱/۴۲	۷/۳۲	-۲/۹۳	۶/۱۸
KSHA	۵۱/۲۵۵	۳۴/۱۵۰	-۱/۱۸	۱۲/۶۹	۱/۰۷	۰/۹۹	۰/۰۲۴	۰/۳۸	۱۲/۹۹	-۰/۹۸	۱۳/۹۹
LAMB	۵۴/۰۰۴	۲۶/۸۸۳	۲/۵۲	۲۰/۹۶	۱/۰۱	۰/۹۸	۰/۰۲۵	۲/۲۹	۱۶/۵۵	۵/۸۴	۱۷/۶۰
MAHM	۵۲/۲۸۵	۳۶/۵۸۸	-۲/۴۳	۰۶/۴۵	۰/۹۸	۰/۹۵	۰/۰۱۸	۰/۶۱	۱۰/۹۲	-۵/۹۸	۱۱/۲۵
MIAN	۴۶/۱۶۲	۳۶/۹۰۸	-۱/۶۶	۱۳/۷۰	۰/۹۸	۰/۹۴	۰/۰۱۷	-۰/۳۴	۱۳/۷۶	-۲/۲۲	۱۶/۴۰
MSHN	۵۹/۴۸۰	۳۶/۳۳۵	۰/۲۹	۰۲/۷۰	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۰۱۷	۲/۱۷	۳/۹۵	۰/۲۴	۵/۶۳
NSSP	۴۴/۵۰۳	۳۰/۲۲۶	۲/۲۳	۰۷/۱۷	۱/۱۸	۱/۰۰	۰/۰۱۹	۲/۹۱	۶/۱۱	۱/۴۶	۶/۵۵
RAZD	۵۵/۸۰۰	۲۸/۳۳۰	۳/۷۶	۱۴/۷۰	۱/۶۰	۱/۵۶	۰/۰۱۳	۰/۶۵	۱۶/۹۱	۶/۲۶	۱۶/۲۰
ROBA	۵۶/۰۷۰	۳۳/۳۶۹	۱/۳۰	۱۰/۶۷	۰/۹۵	۰/۹۱	۰/۰۱۳	۳/۷۷	۸/۴۰	-۰/۸۲	۹/۱۱
SEMN	۵۳/۵۶۴	۳۵/۶۶۲	۰/۲۸	۰۹/۰۴	۱/۳۶	۱/۲۸	۰/۰۱۶	۱/۰۰	۱۰/۸۴	۰/۴۲	۱۱/۰۴
SHAH	۵۰/۷۴۸	۳۲/۳۶۷	-۱/۴۷	۱۲/۶۵	۱/۱۱	۱/۰۲	۰/۰۲۲	۰/۳۸	۱۳/۶۹	-۲/۲۱	۱۶/۱۷
SHIR	۵۷/۳۰۸	۳۷/۸۱۴	-۱/۸۰	۰۳/۵۴	۱/۲۹	۱/۲۱	۰/۰۰۷	۲/۳۳	۳/۶۲	-۱/۷۴	۵/۳۶
TEHN	۵۱/۳۳۴	۳۵/۶۹۷	۰/۱۹	۱۱/۶۳	۱/۰۴	۱/۰۰	۰/۰۲۲	۰/۲۴	۱۲/۳۲	-۱/۱۱	۱۰/۶۳
YAZT	۶۱/۰۳۴	۳۶/۶۰۱	۰/۷۲	۰۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۰۲۰	۲/۲۷	۳/۵۱	۱/۱۰	۰/۶۹
ZABO	۶۱/۵۱۷	۳۱/۰۴۹	۱/۹۷	۰۲/۰۱	۰/۹۶	۰/۹۳	۰/۰۱۸	۴/۷۸	۴/۴۱	۳/۱۹	۳/۰۸

جدول ۲- آهنگ‌های لغزش امتدادلغز اولیه و نهایی برآورد شده از مدل المان مرزی با شرایط مرزی مختلف برای گسل‌های فعال انتخابی، مقادیر منفی نشان‌دهنده لغزش راست‌گرد و مقادیر مثبت نشان‌دهنده لغزش چپ‌گرد هستند.

گسل	آهنگ لغزش اولیه (mm/yr)	آهنگ لغزش نهایی (mm/yr)
N Tabriz	-۷/۰	-۶/۴
MRF	-۱/۲	-۲/۲
Kazerun	-۱/۳	-۴/۲
MZT	-۲/۱	۰/۰
Minab	-۷/۶	-۱۲/۰
Sabzevaran	-۸/۰	-۷/۳
Neh	-۶/۰	-۶/۳
Nayband	-۴/۳	-۲/۵
Kuh Banan	-۱۲/۰	-۴/۱
Dehshir	-۳/۹	-۲/۵
Kopeh Dagh	-۳/۶	-۶/۲
Talesh	-۲/۵	-۱/۹
Alborz	۱/۶	۱/۹
Doruneh	۲/۹	۱/۵

## کتابنگاری

نوری، س.، وثوقی، ب. و ابوالقاسم، ا. م.، ۱۳۸۸- مدل‌سازی میدان جابه‌جایی هم‌لرزه یک گسل و تعیین حساسیت پارامترهای هندسی و فیزیکی مدل به میدان جابه‌جایی آن، مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۵، شماره ۱، ۵۹-۷۳.

## References

- Armijo, R. & Flerit, F. & King, G. & Meyer, B., 2003- Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, Earth and Planetary Science Letters 217, 85-95.
- Crouch, S. L., 1976- Solution of plain elasticity problems by the displacement discontinuity method. Int. J. Num. Methods Engng 10, 301-343
- Crouch, S. L. & Starfield, A. M., 1983- Boundary element methods in solid mechanics, George Allen & Unwin publication.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. & Meyer, B., 2004-The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean, Earth and Planetary Science Letters 224, 347-362.
- Gomberg, J. & Ellis, M., 1994- Topography and tectonics of the central New Madrid seismic zone: Results of numerical experiments using a three-dimensional boundary-element program, J. Geophys. Res., 99, 20299-20310.
- Mannikko, N. R., 1998- Estimates of the Neogene to modern regional strain for northern Walker Lane, Basin and Range province, USA, M.Sc. thesis, The University of Memphis.
- Marshall, S. T., 2008- Deformation Associated with Faulting within Geologic and Inter-seismic Time Scales, Ph.D. Thesis, University of Massachusetts Amherst.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. & Van Gorp, S., 2007- Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, Geophys. J. Int. 170, 436-440.
- Meghan Miller, M. & Johnson Daniel, J., 2001- Refined kinematics of the Eastern California shear zone from GPS observations, 1993-1998, Journal of Geophysical Research, VOL. 106, No. B2, Pages 2245-2263.
- Okada, Y., 1985- Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Okada, Y., 1992- Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, Bull. seism. Soc. Am., 82, 1018-1040.
- Savage, J. & Burford, R., 1973- Geodetic determination of relative plate motion in Central California, J. geophys. Res., 78, 832-845.
- Segall, P., 2010- Earthquake and Volcano Deformation, Princeton University Press.
- Steketee, J. A., 1958- On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium, Can. J. Phys. 36, 192-205.
- Tavakoli, F., Walpersdorf, A., Authemayou, C., Nankali, H. R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F. & Cotte, N., 2008- Distribution of the right-lateral strike-slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities, Earth Planet. Sci. Lett., 275, 342-347.
- Thomas, A. L., 1993- POLY3D: 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 Stanford University, 52 pp.
- Vernant, P. & Chéry, J., 2006- Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, Earth and Planetary Science Letters 246, 197-206.
- Wang, R., Lorenzo-Martin, F. & Roth, F., 2006- PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory, Computers & Geosciences, 32, 527-541.

# Slip Rate Partitioning in Active Faults System of Oblique Collision Zone of Arabia-Eurasia Plates based on Boundary Elements Method

A. Rastbood <sup>1\*</sup> & B. Vosooghi <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Student, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran.

<sup>2</sup> Associate Professor, Faculty of Geodesy and Geomatics Eng., K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran.

Received: 2010 July 06

Accepted: 2010 December 07

## Abstract

In this research, fracture mechanic concepts and dislocation modeling is used to examine the velocity field of GPS observables on the oblique collision zone of Arabia-Eurasia plates. For this purpose, the significant active faults in the study area were selected and proper boundary conditions applied. Numerical boundary element method with green functions obtained from Okada analytical solution were used to distribute strike slip rates among selected active faults. Velocity field obtained from the model was compared with GPS velocity field of Iranian campaign global geodynamic network and by changing boundary conditions using try and error a better coincidence were generated between model and GPS velocity field. At the final stage the difference of most of GPS observations from model results were inside of 95% confidence ellipse. Regarding accordance among model and geological slip rates, in continue of estimates we tried to get better accommodation between model and GPS velocity fields. For this purpose we tried to get better accordance between deduced slip rates by two methods with changing of boundary conditions and introducing some of geological slip rates as boundary conditions. Slip rates of other faults obtained by initial modeling were considered as boundary conditions for final modeling. These boundary conditions were changed by try and error to get close and close to geological slip rates such that the accommodation of model with GPS velocity field were retained and even get better too. Modeling results show that most of faults modeled slip rates are consistent with slip rates obtained by geological methods. The numerical results also show that most of strike slip faults in Iran are dextral. Regarding that final modeled slip rate for North Tabriz fault (6.4 mm/yr) is more than modeled slip rate for Main Recent Fault (2.2 mm/yr), the model shows that North Tabriz Fault is continuation of North Anatolian Fault in Iran.

**Keywords:** Boundary element method, Displacement discontinuity, GPS velocity field, Fracture mechanics, Deformation, Tectonic, Elastic lithosphere.

For Persian Version see pages 15 to 26

\*Corresponding author: A. Rastbood; E-mail: arastbood@dena.kntu.ac.ir