

افراز نرخ لغزش در گسل شمال تبریز با استفاده از مشاهدات دائم و دوره‌ای GPS

اصغر راست‌بود^{*۱}

^۱ استادیار، دانشکده عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۴/۰۸، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۸/۱۵)

چکیده

برای گسل ایده‌آل در محیط کشسان، توزیع لغزش حول یک مقدار مرکزی بیشینه متقارن است. در طبیعت، توزیع لغزش در صفحه یک گسل به برهم‌کنش پارامترهایی از جمله هندسه خود گسل و گسل‌های مجاور، شرایط مرزی روی گسل‌ها و مناطق دور و معادله رفتاری محیط اطراف بستگی دارد. مطالعه این توزیع، نقش مهمی در بررسی انتقال لرزه‌خیزی دارد. با توجه به واقع شدن کلان‌شهر تبریز در مجاورت گسل شمال تبریز، مطالعه برهم‌کنش مکانیکی بین بخش‌های مختلف این گسل از اهمیت ویژه‌ای جهت تحلیل خطر لرزه‌ای برخوردار است.

در این تحقیق با در نظر گرفتن یک نیم‌فضای کشسان همگن و همسان، اطلاعات هندسی گسل و پارامترهای رئولوژیکی منطقه از منابع مختلف انتخاب و ثابت فرض شد. شرایط مرزی کرنش با استفاده از مشاهدات دائم و دوره‌ای GPS شمال غرب کشور محاسبه و گسل در راستای عمود برهم قفل و در راستای مماسی به صورت آزاد رها شد. با اعمال شرایط مرزی در حالت‌های مختلف، نرخ سالیانه لغزش روی گسل افراز شد. جهت افراز از روش اجزای مرزی استفاده و مدل تحلیلی اکادا نیز برای حل اساسی انتخاب شد.

نتایج نشان‌دهنده وابستگی نرخ لغزش توزیعی روی گسل به شرایط مرزی و مؤید وجود برهم‌کنش بین بخش‌های مختلف این گسل است. همچنین نرخ لغزش افرازی، امتداد لغز راست‌گرد بودن گسل را در کلیه حالت‌ها نشان می‌دهد. نرخ لغزش توزیعی روی کل صفحه گسل تقریباً متقارن است و در حوالی کلان‌شهر تبریز به بیشینه مقدار خود یعنی ۵/۵ میلی‌متر در سال می‌رسد. نزدیک بودن نرخ لغزش افراز شده به مقادیر دیرینه‌لرزه‌شناسی نشان‌دهنده نزدیک به واقعیت بودن نتایج افراز با روش اجزای مرزی نسبت به نتایج دیگر روش‌های تحلیلی و عددی است.

واژه‌های کلیدی: افراز نرخ لغزش، برهم‌کنش مکانیکی، روش اجزای مرزی، مشاهدات GPS، گسل شمال تبریز

۱ مقدمه

اگر از برهم کنش گسل با هر عامل خارجی صرف نظر شود، توزیع نرخ لغزش در طول گسل باید متقارن و بیضی شکل باشد (پلارد و سگال، ۱۹۸۷). تحقیقات نشان می دهند عواملی همچون تغییر شرایط مرزی مثل تنش مناطق دور، ویژگی های کشسانی ناهمگن، فرایند تغییر شکل غیرکشسانی و برهم کنش مکانیکی بین بخش های مختلف یک گسل و گسل های مجاور باعث خروج نرخ لغزش افزای در طول یک گسل از حالت متقارن می شوند (بورقمن و همکاران، ۱۹۹۴).

چون نرخ بارگذاری گسل ها در مناطق تغییر شکل درون قاره ای بسیار کم است، برهم کنش بخش های مختلف یک گسل در این مناطق می تواند باعث انتقال لرزه خیزی از یک بخش به بخش های دیگر گسل شود و در فواصل زمانی زیاد، پس از طی دوره سکون لرزه ای، به بروز زمین لرزه های بزرگ منجر شود؛ از این رو در چنین مناطقی مطالعه برهم کنش مکانیکی و افزای نرخ لغزش بر اساس آن اهمیت ویژه ای دارد.

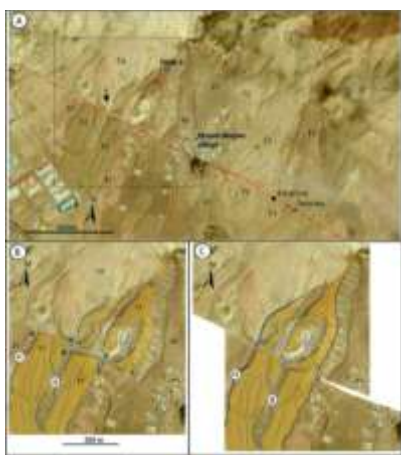
ایران در منطقه برخورد مایل صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا قرار دارد و در معرض تغییر شکل درون قاره ای است. زمین ساخت ایران اغلب نتیجه این برخورد است که با نرخ 2 ± 22 میلی متر در سال با مشارکت منطقه شمال غرب ایران با نرخ 2 ± 8 میلی متر در سال همگرا می شود (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). این همگرایی بین کوتاه شدگی در کوه های زاگرس، تغییر شکل داخلی ایجاد شده با گسل های اغلب امتداد لغز در مرکز ایران و کوتاه شدگی در کوه های البرز توزیع شده است (شکل ۱). منطقه شمال غرب ایران به دلیل برهم کنش صفحه عربستان، فلات آناتولی و صفحه اوراسیا بخشی از یک سامانه پیچیده زمین ساختی است. این منطقه شامل گسل آناتولی شمالی، گسل آناتولی شرقی و کوه های قفقاز است که محدوده کننده کوه های

زاگرس هستند. این سامانه پیچیده گسلی، بخشی از حرکت رو به شمال صفحه عربستان را به فلات آناتولی منتقل می کند (جکسون، ۱۹۹۲). مایل بودن منطقه برخورد در کوه های زاگرس به افزای حرکت بین کوتاه شدگی در قفقاز و حرکت امتداد لغز راست گرد در گسل شمال تبریز منجر می شود (جکسون، ۱۹۹۲). گسل شمال تبریز، ساختاری پیچیده در ناحیه شمال غربی ایران است. این گسل با درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر با روند شمال غربی - جنوب شرقی از جنوب مرند شروع می شود و با عبور از حاشیه شمالی شهر تبریز تا نزدیکی بستان آباد امتداد می یابد. اگر گسل شمال میشو دنباله شمال غربی گسل در نظر گرفته شود، درازای گسل به حدود ۲۱۰ کیلومتر می رسد. گسل شمال تبریز از سمت شمال غرب، به یک پهنه گسلی واژگون پیوند می خورد و در ناحیه شمال دریاچه ارومیه (گسل های صوفیان و تسوج) به طرف غرب - جنوب غرب می چرخد. ادامه جنوب شرقی گسل شمال تبریز نیز با پهنه های گسلی واژگون شمال و جنوب بزقوش، دوزدوزان و جنوب سراب پیوند می خورد که این مجموعه، به طرف شرق - شمال شرق تغییر روند می دهد (بربریان و یتر، ۱۹۹۹). نخستین گزارش های لرزه زمین ساختی منتشر شده، گسل شمال تبریز را گسل واژگون پرشیب معرفی کردند (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶)؛ با وجود این، بر پایه بررسی عکس های هوایی، به شواهدی مبنی بر جابه جایی امتداد لغز راست گرد در طول این گسل نیز اشاره شد. پس از آن، پژوهشگران دیگر با شواهد قوی تر، جابه جایی راست گرد آبراهه ها و دیگر عوارض زمین ریخت شناختی کواترنری را در راستای این گسل روی زمین مستند کردند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳ و کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴).

بربریان (۱۹۹۷) گسل شمال تبریز را به چند قطعه تقسیم کرد که درازای مجموع آنها به ۲۱۰ کیلومتر می رسد. این

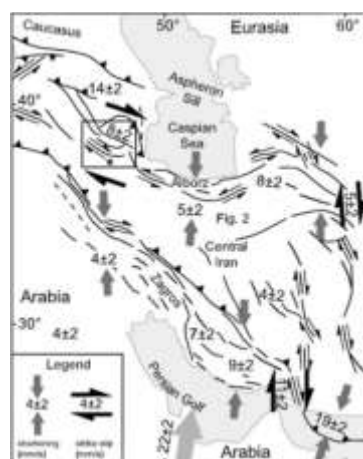
غربی آغاز می‌شود و از شهر تبریز تا روستای باسمنج ادامه می‌یابد. میان این دو قطعه، یک حوضه کششی قرار گرفته است. شاخه‌های جوان که در امتداد گسل غربی هستند و از هر دو قطعه جدا شده‌اند، این فروافتادگی را در میان خود می‌گیرند. این شاخه‌های جوان، پرتگاه‌های گسلی آشکاری دارند که آنها را در شمال غرب شهر تبریز می‌توان دنبال کرد و احتمالاً در زمین‌لرزه سال ۱۷۸۰ میلادی با بزرگای $M_s = 7/4$ و رویدادهای پیش از آن تشکیل شده‌اند (سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹).

گسل شمال تبریز را می‌توان به‌وضوح در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی مشاهده و ردیابی کرد. مطابق تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، مخروط‌افکنه‌های متعلق به کواترنر پسین و آبراهه‌هایی که اثر گسل را قطع می‌کنند، در نتیجه حرکات راستالغز راست‌گرد جابه‌جا شده‌اند (شکل ۲). بازسازی تصاویر به وضعیت پیش از جابه‌جایی بیانگر آن است که آبراهه‌های حفر شده روی سطح زمین ریختی کواترنر پسین، جابه‌جایی افقی راست‌گرد از خود نشان می‌دهند.

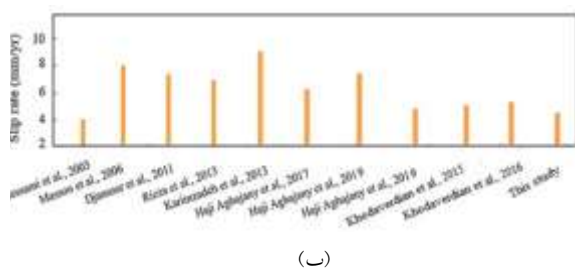


شکل ۲. تصویر گوگل از جابه‌جایی راستالغز بادن‌های آبرفتی در راستای گسل شمال تبریز در نزدیکی روستای خواجه مرجان (ریزا و همکاران، ۲۰۱۳)

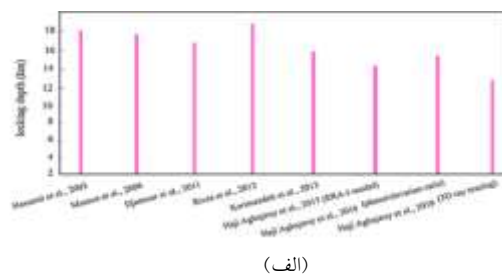
قطعه‌ها بر پایه شماری از گسیختگی‌های سطحی در زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۷۲۱، ۱۷۸۰ و ۱۷۸۶ میلادی تعیین شده‌اند. بر اساس مطالعات کاراخیان و همکاران (۲۰۰۴)، هندسه این گسل شامل قطعه‌های ناهم‌ردیفی است که به‌طور راست‌پله آرایش یافته‌اند. دو قطعه اصلی، یکی در شرق و دیگری در غرب شهر تبریز، اهمیت ویژه‌ای در برآورد خطر زمین‌لرزه‌ای دارند. قطعه غربی از شهر صوفیان تا شهر تبریز ادامه دارد و نشانه‌های آشکاری از جابه‌جایی آبراهه‌ها روی آن دیده می‌شود که از جنبش راستالغز راست‌گرد در طول آن حکایت دارد. افزون‌براین، شواهد آشکاری از وقوع گسلش سطحی ناشی از زمین‌لرزه‌های پیشین را می‌توان در قالب عوارض ریخت‌زمین‌ساختی و بررسی‌های دیرینه‌لرزه‌شناختی در طول آن استنباط کرد (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). دنباله شمال غربی گسل شمال تبریز از دامنه‌های شمالی کوه میشو می‌گذرد که اغلب، آن را گسلی جداگانه (گسل شمال میشو) معرفی کرده‌اند (بربریان و یتز، ۱۹۹۹). قطعه شرقی گسل شمال تبریز، با یک فاصله، از جنوب قطعه



شکل ۱. نقشه زمین‌ساختی ساده‌شده ایران با بردارهایی که نشان‌دهنده جهت حرکت‌های نسبی هستند. جابه‌جایی‌های نسبی در شمال غرب ایران با نرخ 8 ± 2 میلی‌متر در سال به‌صورت برشی رخ می‌دهند (با تغییر از ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران با مستطیل و محل تقریبی کلان‌شهر تبریز با علامت ستاره مشخص شده است.



(ب)



(الف)

شکل ۳. (الف) عمق قفل‌شدگی (ب) نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز حاصل از مطالعات مختلف.

گسل‌ها بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و زمین‌ریخت‌شناسی؛ میدان سرعت GPS در بازه‌های زمانی بدون زمین‌لرزه بزرگ؛ جهت‌های تنش اصلی و مقادیر سرعت در نقاط مرزی ناحیه مدل‌سازی. با استفاده از این مدل‌سازی، مقدار نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز ۵/۸ میلی‌متر در سال برآورد شده است. کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) نیز با مدل‌سازی نابرجایی ساده کشسان سری‌های زمانی طول میناهای کوتاه مشاهدات تداخل‌سنجی راداری، نرخ لغزش متوسط ۸/۷ میلی‌متر در سال را برای گسل شمال تبریز پیشنهاد کردند. حسامی و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی در بخش شمال غربی گسل که در غرب شهر تبریز واقع است، نرخ لغزش ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال را برای این بخش از گسل برآورد کردند. شکل ۳ خلاصه‌وار برآوردهای قبلی را درباره عمق قفل‌شدگی و نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز نشان می‌دهد.

با توجه به واقع شدن کلان‌شهر تبریز در مجاورت گسل شمال تبریز، مطالعه برهم‌کنش مکانیکی بین بخش‌های مختلف این گسل از اهمیت ویژه‌ای جهت تحلیل خطر لرزه‌ای در این شهر برخوردار است. در این تحقیق برای اولین بار، نرخ لغزش در گسل شمال تبریز با استفاده از روش اجزای مرزی و براساس نرخ کرنش مستخرج از مشاهدات GPS تعیین و سپس با در نظر گرفتن برهم‌کنش مکانیکی، بین بخش‌های مختلف گسل افزایش می‌شود.

کاراخیان و همکاران (۲۰۰۴) با مشاهده بیشینه جابه‌جایی راست‌الغز یک‌صد متری برای دره‌های بزرگ (پیرامون روستای زبرلو)، کمینه جابه‌جایی سه تا پنج متری برای آبراهه‌های فرعی (پیرامون روستای خواجه مرجان) و نیز دست‌کم دو تا سه متر و حداکثر ده متر جابه‌جایی شاقولی، میزان جابه‌جایی‌های شاقولی را در قطعه غربی گسل شمال تبریز دو تا هفت بار کمتر از جابه‌جایی‌های راست‌الغز آن گزارش کرده‌اند. ایشان بر پایه مشاهده هشت متر جابه‌جایی افقی آبراهه‌های کوچک در امتداد شاخه اصلی گسل (با بیشینه سن پلیستوسن پسین)، نرخ لغزش کلی دو میلی‌متر بر سال را برای این قطعه از گسل شمال تبریز برآورد کردند.

ریزا و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از دو روش مشاهدات ژئودتیکی، نرخ لغزش را برای گسل شمال تبریز برآورد کردند. این مقدار بر اساس مشاهدات ثبت‌شده در ایستگاه‌های GPS برابر ۷/۳ میلی‌متر در سال و بر اساس تحلیل تداخل‌سنجی راداری، ۶/۰ میلی‌متر در سال گزارش شده است. در مطالعه‌ای دیگر، جمور و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از مدل بلوک، مقدار نرخ لغزش را برای این گسل ۷/۳ میلی‌متر در سال برآورد کردند. همچنین خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) مدل‌سازی اجزای محدود سینماتیکی تغییرشکل‌های سطح زمین را در محدوده فلات ایران اجرا کردند. داده‌های استفاده‌شده در این نوع مدل‌سازی عبارت‌اند از: هندسه گسل‌ها؛ نرخ لغزش

به سه نقطه غیرواقع روی یک خط و در فضای سه‌بعدی، دست کم به چهار نقطه غیرواقع روی یک صفحه نیاز است.

برای حل این دستگاه معادلات خطی با استفاده از روش‌های جبر خطی، باید معادله (۱) به صورت سه ماتریس بازنویسی شود که دو تا از این ماتریس‌ها شامل کمیت‌های معلوم و ماتریس دیگر شامل کمیت‌های مجهول است. در حالت دوبعدی، معادلات بازنویسی شده برای وضعیت مرجع به صورت زیر خواهند بود (مینز، ۱۹۷۶):

$$\begin{bmatrix} u_1^1 \\ u_2^1 \\ u_1^2 \\ u_2^2 \\ \dots \\ u_1^n \\ u_2^n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & X_1^1 & X_2^1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^1 & X_2^1 \\ 1 & 0 & X_1^2 & X_2^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^2 & X_2^2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 1 & 0 & X_1^n & X_2^n & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & X_1^n & X_2^n \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_1 \\ t_2 \\ G_{11} \\ G_{12} \\ G_{21} \\ G_{22} \end{bmatrix} \quad (2)$$

در حالت سه‌بعدی شکل معادلات به همین صورت فوق خواهد بود تنها با این تفاوت که یک اندیس اضافه‌تر وجود خواهد داشت؛ یعنی یک بردار $3n \times 1$ در طرف چپ معادله، یک ماتریس $3n \times 12$ و یک بردار 12×1 در طرف راست معادله خواهد بود. معادله (۲) را می‌توان به تنهایی برای سه ایستگاه در حالت دوبعدی یا چهار ایستگاه در حالت سه‌بعدی بلکه در حالت کلی برای n ایستگاه نوشت. اگر بیش از سه ایستگاه در حالت دوبعدی و بیش از چهار ایستگاه در حالت سه‌بعدی موجود باشد، تعداد معادلات بیشتر از تعداد پارامترهای مجهول خواهد شد. در این حالت از اطلاعات اضافی می‌توان برای ارزیابی دقت پارامترهای محاسبه‌شده استفاده کرد.

جهت حل معادله (۲) از نظریه معکوس‌سازی کلاسیک و به‌ویژه حل مسئله کمترین مربعات خطی استفاده می‌شود. این مسئله به شکل زیر است:

$$\vec{b} = M\vec{a} \quad (3)$$

که \vec{b} بردار جابه‌جایی‌ها یا سرعت‌های جابه‌جایی معلوم،

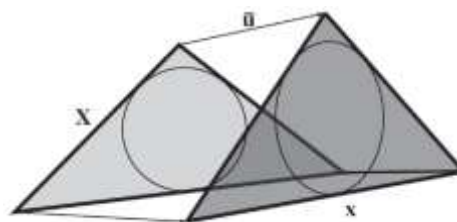
۲ روش پژوهش

۱-۲ محاسبه شرایط مرزی

تغییرشکل، گرادیان میدان جابه‌جایی است. شکل ۴ سه نقطه را در دستگاه مختصات اولیه X نشان می‌دهد که با سه بردار غیرموازی u جابه‌جا و به مختصات نهایی x منتقل شده‌اند. اگر تغییرشکل همگن باشد (یعنی خطوط موازی در حالت اولیه در حالت نهایی نیز موازی باقی بمانند)، رابطه بین بردارهای جابه‌جایی و وضعیت مرجع به صورت زیر بیان می‌شود (مینز، ۱۹۷۶):

$$u_i = t_i + G_{ij}X_j. \quad G_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial X_j} \quad (1)$$

که t_i مقداری ثابت است و انتقال یک نقطه نسبت به مبدأ را نمایش می‌دهد. G تانسور گرادیان جابه‌جایی لاگرانژی نامیده می‌شود و G_{ij} گرادیان‌های جابه‌جایی در وضعیت مرجع هستند.



شکل ۴. سه نقطه در وضعیت اولیه X در امتداد بردارهای غیرموازی u به طرف وضعیت نهایی x حرکت می‌کنند و سبب ایجاد کرنش می‌شوند (کاردوزو و آلمندیفر، ۲۰۰۹).

همان‌طور که رابطه (۱) نشان می‌دهد، جهت حل دستگاه معادلات در حالت دوبعدی، شش مجهول خواهیم داشت: دو مؤلفه بردار انتقال و چهار مؤلفه تانسور گرادیان جابه‌جایی لاگرانژی. در حالت سه‌بعدی نیز دوازده مجهول وجود دارد: سه مؤلفه بردار انتقال و نه مؤلفه تانسور گرادیان جابه‌جایی لاگرانژی. هر ایستگاه GPS با جابه‌جایی یا سرعت جابه‌جایی معلوم، اگر در فضای دوبعدی باشد، دو معادله و اگر در فضای سه‌بعدی باشد، سه معادله خواهد داشت؛ بنابراین برای حل تانسور کرنش یا تانسور گرادیان جابه‌جایی، در فضای دوبعدی دست کم

روش‌های مختلفی برای محاسبه پارامترهای تغییرشکل وجود دارد. در برخی از این روش‌ها از مشاهدات برای تعیین پارامترها استفاده می‌شود، ولی در ژئودزی روش‌هایی به کار می‌روند که مختصات سرشکن شده در آن موجود باشد. در این روش‌ها دست کم باید دو سری مشاهده در دو زمان متفاوت در هر نقطه برای محاسبه مقادیر جابه‌جایی در امتداد محورهای مختصات در نظر گرفته شود؛ برای مثال می‌توان از مشاهدات GPS استفاده کرد. روش‌های متعددی برای محاسبه تانسور گرادیان جابه‌جایی با استفاده از مشاهدات GPS وجود دارد که شامل مثلث‌بندی دلونی و روش‌های تفاضلی است. به دلیل توزیع غیریکنواخت ایستگاه‌های GPS، هیچ‌یک از روش‌های ارائه شده راه‌حل ایده‌آلی نیستند.

در روش تفاضلی از دو شیوه نزدیک‌ترین نقاط و فواصل وزن‌دار استفاده می‌شود. در هر دو روش یک شبکه یکنواخت در منطقه ساخته و گرادیان سرعت در نقاط مرکزی سلول‌ها محاسبه می‌شود. تفاوت دو روش به نحوه مربوط ساختن سرعت ایستگاه‌های GPS به تحلیل‌های مربوط به نقاط مرکزی هر سلول شبکه بازمی‌گردد.

در روش نزدیک‌ترین نقاط، گرادیان‌ها با استفاده از تعداد ثابتی از نزدیک‌ترین ایستگاه‌ها به هر نقطه مرکزی سلول محاسبه می‌شود. حساسیت مکانی به‌طور مستقیم به تراکم ایستگاه‌های GPS ارتباط دارد و در مناطق مختلف شبکه متفاوت است.

در روش فواصل وزن‌دار، از کلیه ایستگاه‌های شبکه در محاسبات استفاده می‌شود، ولی اطلاعات هر ایستگاه با فاصله آنها از نقطه مرکزی سلول شبکه با اختصاص ثابت α وزن‌دهی می‌شود. ثابت α نشان می‌دهد چگونه اثر یک ایستگاه با فاصله آن از نقطه مرکزی سلول کاهش می‌یابد. هر فاصله با ضریب W وزن‌دهی می‌شود:

$$W = \exp\left(\frac{-d^2}{2\alpha^2}\right) \quad (6)$$

M ماتریس طرح با موقعیت اولیه ایستگاه‌ها و \vec{a} بردار مجهولات مسئله است. برای حل کردن مسئله و به دست آوردن بردار \vec{a} ، بردار \vec{b} در معکوس ماتریس M ضرب می‌شود:

$$\vec{a} = M^{-1}\vec{b} \quad (4)$$

اگر ایستگاه‌ها بر اساس فاصله‌ای که از نقطه محاسبه تانسور کرنش دارند وزن‌دهی نشده باشند، مسئله مربعات خطی عمومی را می‌توان با تجزیه مقدار منفرد (SVD) حل کرد (پرس و همکاران، ۱۹۹۲). با اینکه روش‌های سریع‌تری نیز موجود هستند، روش SVD این مزیت را دارد که اگر معادلات نرمال نزدیک به تکینگی باشند، جواب پایدارتر خواهد داد. این حالت وقتی اتفاق می‌افتد که در حالت دوبعدی، ایستگاه‌ها تقریباً در یک خط یا در حالت سه‌بعدی، ایستگاه‌ها تقریباً در یک صفحه قرار گرفته باشند. اگر ایستگاه‌ها نسبت به نقطه محاسبه تانسور کرنش بر اساس فاصله‌ای که با آن دارند وزن‌دهی شده باشند، می‌توان مسئله مربعات خطی را با روش کمترین مربعات وزن‌دار با پایداری کمتر (منکه، ۱۹۸۴) حل کرد. در هر دو حالت جواب عبارت است از: پارامترهای مجهول مدل a ؛ واریانس‌ها یا مربع انحراف معیار خطای پارامترهای a (که همان مؤلفه‌های قطری ماتریس کواریانس هستند) و برآوردی آماری از میزان خوبی برازش (χ^2 goodness of fit) (پرس و همکاران، ۱۹۹۲). با محاسبه مجهولات (بردار a)، گرادیان جابه‌جایی (چهار عضو آخر در حالت دوبعدی یا نه عضو آخر در حالت سه‌بعدی بردار a) محاسبه می‌شود. در حالتی که مختصات وضعیت مرجع معلوم است، تانسور کرنش لاگراتژی به شکل زیر خواهد بود (مینز، ۱۹۷۶):

$$E_{ij} = \frac{1}{2}[G_{ij} + G_{ji} + G_{ki}G_{kj}] \quad (5)$$

۲-۲ محاسبه تانسور گرادیان جابه‌جایی با استفاده از میدان سرعت GPS

متفاوت هستند. در روش مثلث‌بندی دلونی، تانسور کرنش برای مرکز ثقل هر مثلث محاسبه می‌شود.

۳-۲ حل مسئله معکوس با استفاده از روش اجزای مرزی

در حالت کلی، تغییرشکل در هر نقطه مشاهداتی مانند (x, y, z) از جمع تغییرشکل ناشی از لغزش روی هر یک از جداشدگی‌های صفحه‌ای (گسل) و میدان تغییرشکل یکنواخت منطقه مورد مطالعه محاسبه می‌شود. میدان تغییرشکل منتج به طور کامل با بردار جابه‌جایی

$$\vec{u} = u_x \hat{x} + u_y \hat{y} + u_z \hat{z} = u_d \hat{d} + u_s \hat{s} + u_n \hat{n}$$

تانسور گرادیان جابه‌جایی

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

و ثابت‌های فیزیکی محیط شامل نسبت پواسن و مدول یانگ مشخص می‌شود. تانسورهای تنش، کرنش و دوران جسم صلب با استفاده از تانسور گرادیان جابه‌جایی و ثابت‌های فیزیکی محیط و معادله رفتاری محیط محاسبه می‌شوند.

در هر جزء، مؤلفه‌های جداشدگی یعنی لغزش گسل در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر گسل عبارت‌اند از: $D_s = u_s^- - u_s^+$, $D_d = u_d^- - u_d^+$, $D_n = u_n^- - u_n^+$ که اندیس فوقانی منفی، جابه‌جایی مطلق فرودیواره و اندیس فوقانی مثبت، جابه‌جایی مطلق فرادیواره را نشان می‌دهد.

در این تحقیق برای افراز نرخ لغزش از روش اجزای مرزی سه‌بعدی استفاده شده است. سه رویکرد عمده در مدل‌سازی با این روش وجود دارد که عبارت‌اند از: روش تنش مجازی، روش ناپیوستگی جابه‌جایی و روش انتگرال مرزی مستقیم (کراچ و استارفیلد، ۱۹۸۳). یک گسل، مانند یک شکاف یا شکستگی، دو رویه یا مرز دارد که

که d فاصله بین نقطه مرکزی شبکه و یک ایستگاه GPS است. ایستگاه‌هایی که در فاصله 1α و 2α قرار دارند، به ترتیب ۶۷٪ و ۳۴٪ در محاسبات سرشکنی سهمیم هستند. در سرشکنی، سهم ایستگاه‌های واقع در فاصله بزرگ‌تر از 3α کمتر از ۱٪ است. در قالب ماتریسی، W به صورت یک ماتریس قطری ظاهر و با رابطه زیر در روند سرشکنی خطی وارد می‌شود (منکه، ۱۹۸۴):

$$m = [G^T W G]^{-1} G^T W d \quad (7)$$

که G ماتریس طرح $2n \times 6$ در سمت راست رابطه (۲)، d بردار ستونی سرعت‌ها در سمت چپ رابطه (۲) و m بردار ستونی گرادیان‌های سرعت و انتقال در سمت راست رابطه (۲) است.

با توجه به وجود بیش از سه ایستگاه، معلوم بودن خطای بردارهای سرعت GPS و بهره‌گیری از فرض همگن بودن کرنش بین ایستگاه‌ها، دقت مقادیر مجهول را می‌توان محاسبه کرد. سلول‌هایی که مقدار مطلق مجهول محاسباتی در آنها کمتر از خطای 1σ باشد، از نتایج محاسبات حذف می‌شوند. محاسبات در نقطه مرکزی هر سلول، مستقل از محاسبات در کلیه گره‌های دیگر است.

در هنگام محاسبات، مقدار ثابت α برای کل شبکه چنان انتخاب می‌شود که میزان تغییرات در پارامتر محاسبه شده بیشینه باشد و تعداد گره‌های حذفی که مقدار محاسبه شده در آنها کوچک‌تر از دقت برآورد شده باشد، کمینه شود. برای این منظور مقدار α با استفاده از روند سعی و خطا برای کل شبکه برابر $31/79$ انتخاب شد.

در روش مثلث‌بندی دلونی، مدل جابه‌جایی برای مثلث‌های مجزا از نقاط مجاور هم تشکیل و سپس پارامترهای کرنش در مرکز ثقل مثلث‌های مزبور محاسبه می‌شود. در این روش کرنش را در هر مثلث، همگن فرض می‌کنند که از معایب این روش است؛ زیرا پارامترهای تغییرشکل در عمل از نقطه‌ای به نقطه دیگر

موازات سطح آزاد است و جهت مثبت آن به سمت شرق است. محور Y نیز افقی است و جهت مثبت آن به سمت شمال است. محور Z قائم است و جهت مثبت آن نسبت به سطح آزاد به سمت بالای نیم فضا است. از این دستگاه مختصات برای تعریف خروجی های مدل استفاده می شود. دستگاه مختصات محلی (X_L, Y_L, Z_L) برای هر صفحه یا جزء تعریف شده است و از آن برای محاسبه توابع گرین استفاده می شود. محورهای X_L و Y_L یک صفحه افقی را تعریف می کنند 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 به طوری که دستگاه مختصات حاصل راست گرد باشد؛ یعنی با نگاه کردن در راستای امتداد گسل (X_L) فرادیواره در سمت راست و محور Y_L به سمت فرودیواره باشد. دستگاه مختصات صفحه ای (X_P, Y_P, Z_P) نیز برای هر صفحه گسلی تعریف می شود. در این دستگاه، محور X_P در امتداد گسل همراستا با X_L و محور Y_P در راستای شیب گسل است و به سمت بالا مثبت است. محور Z_P نیز عمود بر صفحه یا جزء است و جهت مثبت آن به نحوی است که دستگاه راست گرد باشد. از این دستگاه مختصات برای تعریف شرایط مرزی و معرفی آن به مدل استفاده می شود.

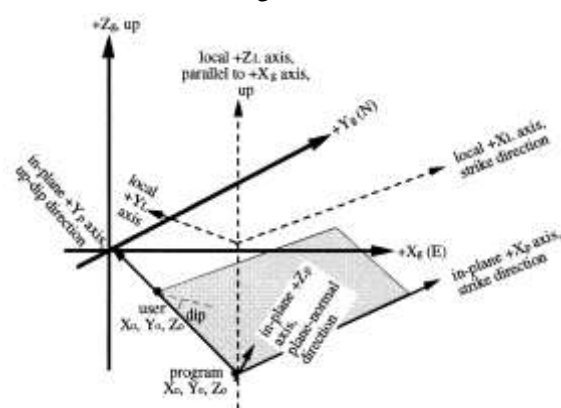
نابرجایی یک گسل همیشه به حرکت فرادیواره نسبت به فرودیواره اشاره می کند؛ بنابراین نابرجایی برشی منفی به معنی حرکت فرادیواره در جهت مثبت امتداد گسل یا جهت مثبت محور X_P دستگاه مختصات صفحه ای است و این به معنی حرکت راست گرد است. به همین ترتیب، نابرجایی مثبت در راستای شیب گسل مشخص کننده جهت حرکت معکوس است.

برای مشخص کردن شرایط مرزی، سطوح هر گسل به زیرجزءهایی تقسیم و شرایط مرزی در نقطه مرکزی هر زیرجزء مشخص می شود (شکل ۶). این شرایط سه قید

یکی به طور مؤثر بر دیگری منطبق است. روش های اجزای مرزی مرسوم، مانند روش انتگرال گیری مستقیم، در شبیه سازی این مسئله مؤثر نیستند. روش ناپیوستگی جابه جایی را کراچ (۱۹۷۶) جهت مقابله با مسائلی از این نوع ایجاد کرد. پس با توجه به اینکه گسلش با ناپیوستگی در جابه جایی همراه است؛ بنابراین روش ناپیوستگی جابه جایی برای مدل سازی حرکت گسل ها در این تحقیق انتخاب شد.

در روش اجزای مرزی، گسل ها به صورت نابرجایی های مستطیلی صفحه ای در نیم فضای کشسان همگن با نام جزء شناخته می شوند. نابرجایی یا لغزش روی اجزا را می توان با روش های متعددی شامل اعمال تنش، کرنش یا تانسور گرادیان جابه جایی با اعمال شرایط مرزی مناطق دور یا با اعمال جابه جایی یا تنش روی اجزای دیگر ایجاد کرد. امکان استفاده از شرایط مرزی ترکیبی نیز وجود دارد.

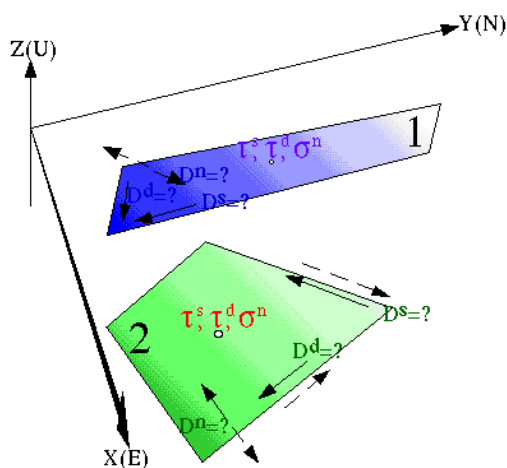
در مدل سازی به روش اجزای مرزی سه بعدی از سه دستگاه مختصات مختلف استفاده می شود که عبارت اند از: دستگاه مختصات سراسری؛ دستگاه مختصات محلی و دستگاه مختصات صفحه ای (شکل ۵).



شکل ۵. دستگاه های مختصات استفاده شده در مدل سازی به روش اجزای مرزی سه بعدی (گمبرگ و الیس، ۱۹۹۴).

دستگاه مختصات سراسری (X_g, Y_g, Z_g) بین همه اجزا مشترک است. محور X این دستگاه افقی و به

به این نکته لازم است که شرایط مرزی فقط در نقطه مرکزی هر جزء تعیین می‌شود و به کل صفحه جزء اعمال نمی‌شود. با تقسیمات بیشتر اجزا می‌توان به نتایج دقیق‌تری رسید ولی این کار زمان محاسبات و میزان حافظه مورد نیاز را افزایش می‌دهد.



شکل ۷. برای مدل‌سازی به روش اجزای مرزی، یک سری شرایط مرزی در نقاط مرکزی هر جزء مشخص می‌شود (گمبرگ و الیس، ۱۹۹۴).

(۲) یک سری معادلات خطی به شکل زیر نوشته

می‌شوند:

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

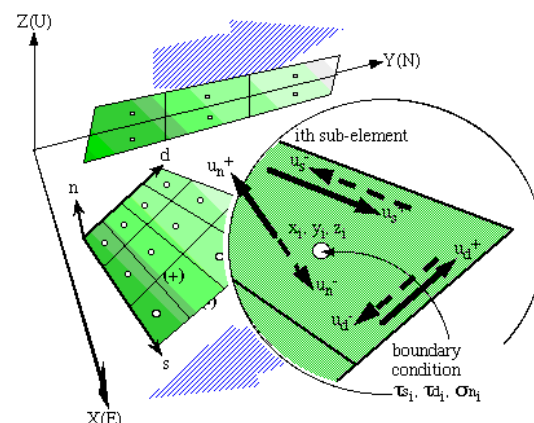
$$\tau_s(x_i, y_i, z_i) = \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ss} D_j^s + A_{ij}^{sd} D_j^d + A_{ij}^{sn} D_j^n) + \tau_s^b$$

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

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

که τ_s ، τ_d و σ_n به ترتیب شرایط مرزی تنش در راستای آزیموت، شیب و عمود بر گسل هستند. ضرایب A نیز ضرایب تأثیر یا توابع گرین هستند که با استفاده از حل اساسی اکادا (۱۹۸۵) محاسبه می‌شوند. توابع گرین

تنش یا جابه‌جایی را در سه راستای امتداد، شیب و عمود بر هر زیرجزء تعریف می‌کند؛ یعنی یک شرط مرزی به‌ازای هر راستا وجود دارد. شرایط مرزی می‌توانند دربرگیرنده مؤلفه‌های تنش، جابه‌جایی مطلق، جابه‌جایی نسبی یا هر ترکیبی از آنها در هر زیرجزء باشند.



شکل ۶. نمایش پارامترهای ورودی استفاده‌شده در مدل‌سازی به روش اجزای مرزی سه‌بعدی (گمبرگ و الیس، ۱۹۹۴)

مؤلفه‌های جابه‌جایی نسبی برای هر زیرجزء (مؤلفه‌های نرخ لغزش گسل) را می‌توان معلوم فرض کرد و به‌عنوان شرط مرزی به مدل معرفی کرد یا اینکه آنها را مجهول در نظر گرفت و از مدل‌سازی به‌دست آورد. مؤلفه‌های گسلس نسبی در زیرجزء‌ها با مدل‌سازی چنان برآورد می‌شوند که هم شرایط مرزی اولیه مشخص‌شده در مدل صدق کند و هم انرژی کرنش در محدوده مدل کمینه شود.

یک جزء شامل یک گسل یا بخشی از یک گسل است و برهم‌کنش آن با دیگر اجزا و تغییرشکل زمینه‌ای منطقه با حل یک سری معادلات خطی به شرح ذیل مدل‌سازی می‌شود:

(۱) یک سری شرط مرزی شامل جابه‌جایی یا تنش در نقطه مرکزی هر جزء مشخص می‌شود. شکل ۷ این مرحله را برای شرط مرزی تنش در دو جزء نشان می‌دهد. توجه

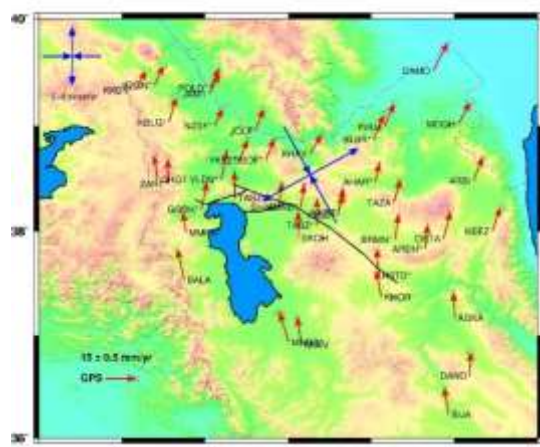
مختصات نقطه ابتدایی گسل و همچنین مختصات نقاط مشاهداتی است. این مدل با توجه به هندسه گسلش و فیزیک منطقه مورد مطالعه، نابرجایی گسل یا نرخ لغزش را به میدان جابه‌جایی یا میدان سرعت ناشی از آن تبدیل می‌کند.

۳ محاسبات

در این پژوهش نرخ لغزش در شاخه‌های مختلف گسل شمال تبریز با لحاظ برهم‌کنش بین این بخش‌ها بر اساس نرخ کرنش مستخرج از مشاهدات GPS افزاشد.

۳-۱-۳ مشاهدات GPS

در مطالعه حاضر از نرخ کرنش حاصل از مشاهدات دوره‌ای و دائمی چهارویک ایستگاه GPS برگرفته از مقاله جمور و همکاران (۲۰۱۱) در محدوده منطقه مورد مطالعه جهت تعیین شرط مرزی کرنش برای مدل اجزای مرزی استفاده شد (شکل ۸). نخست با استفاده از مشاهدات GPS، تانسور گرادیان جابه‌جایی در منطقه با روش فواصل وزن‌دار محاسبه شد. این تانسور باید بهترین تطابق را با کلیه مشاهدات در منطقه داشته باشد. در ادامه، تانسور کرنش با استفاده از رابطه (۵) محاسبه شد.



شکل ۸. بردارهای سرعت شبکه دائمی GPS ایران در چارچوب مرجع اوراسیا برگرفته از جمور و همکاران (۲۰۱۱) که برای محاسبه محورهای اصلی کرنش برای شرط مرزی در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است.

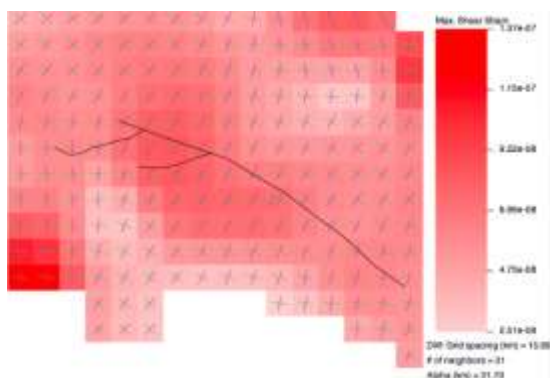
توابعی هستند که میدان تغییرشکل (جابه‌جایی و گرادیان آن) را به نابرجایی یا گسلش در نیم‌فضای همگن (محیط نیمه‌بی‌نهایت محدودشده با یک سطح آزاد) ارتباط می‌دهند. جهت برآورد توابع گرین باید جواب تحلیلی موجود باشد. با در نظر گرفتن جواب تحلیلی مسئله و رابطه تبدیل بین دستگاه‌های مختصات می‌توان به توابع گرین دست یافت. دستگاه معادلات فوق 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 نابرجایی مجهول (D) را به دست آورد.

(۴) با محاسبه جابه‌جایی‌های نسبی (مؤلفه‌های گسلش) میدان تغییرشکل در هر نقطه از محیط را می‌توان به صورت تحلیلی با استفاده از مدل تحلیلی اکادا محاسبه کرد.

۲-۴ حل اساسی

در این تحقیق برای مدل‌سازی جابه‌جایی‌های ناشی از نرخ لغزش در گسل‌ها از مدل تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده می‌شود. مدل اکادا بر پایه نظریه نابرجایی فرمول‌نویسی شده است. در این مدل ابتدا میدان تغییرشکل حاصل از یک تک‌نیرو (منبع نقطه‌ای) مدل‌سازی می‌شود سپس با انتگرال‌گیری از روابط منبع نقطه‌ای، میدان تغییرشکل حاصل از یک منبع مستطیلی (صفحه گسلش) فرمول‌بندی می‌شود. به‌طور کلی پارامترهای ورودی مدل اکادا به دو دسته پارامترهای فیزیکی و هندسی تقسیم می‌شوند. پارامترهای فیزیکی استفاده‌شده در این مدل، همان ضرایب لامه μ و λ منطقه مورد مطالعه هستند که باید به صورت تقریبی مشخص باشند. برای این منظور می‌توان با توجه به نتایج تحلیل حساسیت مدل اکادا از مقادیر متوسط جهانی نیز استفاده کرد. پارامترهای هندسی استفاده‌شده در مدل اکادا شامل طول، عرض، عمق قفل‌شدگی، شیب، راستا، میزان جداشدگی یا نرخ لغزش،



شکل ۱۱. جهت و مقادیر کرنش برشی بیشینه راست‌گرد در منطقه مورد مطالعه (خطوط سبزنگ)

۲-۳ پارامترهای ورودی مدل

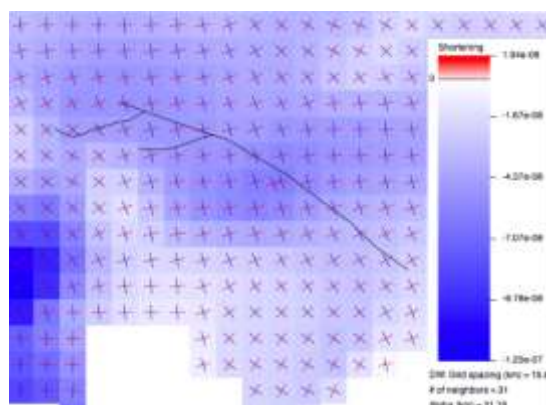
برای مدل‌سازی گسل شمال تبریز دانستن اطلاعات زیرسطحی این گسل ضروری است؛ بنابراین از نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) جهت استخراج موقعیت، امتداد، شیب و طول استفاده شد. عمق قفل‌شدگی گسل نیز با میانگین‌گیری از مقادیر به‌دست‌آمده در کارهای قبلی (شکل ۳-الف) برابر ۱۵ کیلومتر فرض شد (جدول ۲).

۳-۳ مراحل مدل‌سازی و افراز نرخ لغزش در

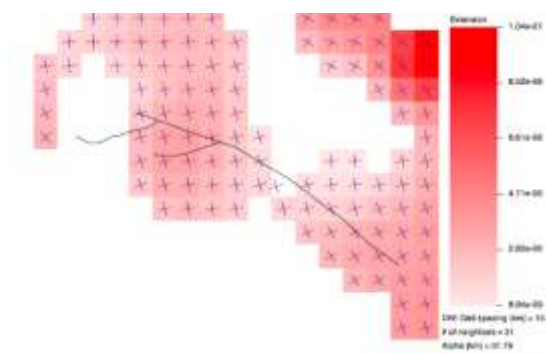
گسل شمال تبریز

بر اساس تحلیل حساسیت اجراشده، بیشترین حساسیت مدل تحلیلی اکادا به پارامتر ناهنجاری است. با تغییر این پارامتر، بیشترین تغییر در خروجی‌های مدل یعنی جابه‌جایی‌ها مشاهده می‌شود؛ لذا در این تحقیق کلیه پارامترهای هندسی گسل و همچنین پارامترهای فیزیکی منطقه با لحاظ مقادیر تقریبی موجود از شواهد زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی ثابت فرض شد و از روش اجزای مرزی با حل اساسی اکادا برای توزیع نرخ لغزش (ناهنجاری) در بخش‌های مختلف گسل شمال تبریز استفاده شد.

شکل‌های ۹ و ۱۰ مقادیر و جهت کشش و فشارش مستخرج از تانسور کرنش را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند. در این شکل‌ها در شاخه‌های شماره ۲، ۳، ۵ و ۶ جهت فشارش تقریباً عمود بر راستای گسل است که مؤید رفتار شیب‌لغز معکوس در این شاخه‌ها است. شکل ۱۱ جهت‌ها و مقادیر کرنش برشی بیشینه را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، جهت کرنش برشی بیشینه راست‌گرد (خطوط سبزنگ) با تقریب خوبی بر شاخه اصلی گسل منطبق است که تأییدی بر امتداد لغز بودن راست‌گرد بودن گسل است. توجه محورهای اصلی تانسور کرنش در تمام منطقه مورد مطالعه ثابت فرض شد.



شکل ۹. جهت و مقادیر فشارش در منطقه مورد مطالعه (خطوط آبی‌رنگ).



شکل ۱۰. جهت و مقادیر کشش در منطقه مورد مطالعه (خطوط قرمزنگ)

جدول ۱. مشخصات متوسط مفروض برای گسل شمال تبریز در ساده‌ترین حالت. ستون اول نام قطعه گسل، ستون‌های دوم و سوم مختصات UTM نقطه شروع قطعه گسل، ستون چهارم آزیموت گسل، ستون پنجم شیب گسل و ستون‌های ششم و هفتم طول و عرض گسل را نشان می‌دهند.

شماره بخش	X (UTM) (متر)	Y (UTM) (متر)	آزیموت (درجه)	شیب (درجه)	طول (کیلومتر)	عرض (کیلومتر)
۱	۵۲۸۴۹۳/۰۰۰	۴۲۵۵۴۶۶/۰۰۰	۱۲۰/۰۰۰	۹۰/۰۰۰	۲۰۰/۰۰۰	۱۰۰۰۰/۰۰۰

جدول ۲. پارامترهای هندسی قطعات گسلی استفاده‌شده در مدل‌سازی. ستون اول نام قطعه گسل، ستون‌های دوم و سوم مختصات UTM نقطه شروع قطعه گسل، ستون چهارم آزیموت گسل، ستون پنجم طول قطعه گسل و ستون ششم شبکه‌بندی قطعه‌های گسلی را در راستای طول نشان می‌دهد.

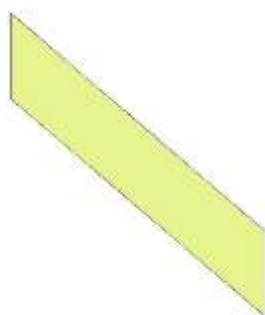
#1	طول (کیلومتر)	آزیموت (درجه)	Y (UTM) (متر)	X (UTM) (متر)	شماره بخش
۱۶	۱۶/۴۲۹	۱۰۹/۶۷۰	۴۲۵۵۴۶۶/۳۸۰	۵۲۸۴۹۳/۱۷۰	۱
۱۳	۱۳/۲۶۹	۱۰۹/۶۶۰	۴۲۳۹۲۱۳/۱۷۰	۴۸۹۳۲۳/۲۲۰	۲
۴۵	۴۴/۷۹۲	۷۰/۱۷۵	۴۲۳۴۷۴۷/۸۶۰	۵۰۱۸۱۸/۵۳۰	۳
۴۴	۴۴/۰۱۲	۱۰۹/۲۲۲	۴۲۴۹۹۳۸/۹۵۰	۵۴۳۹۵۵/۴۸۰	۴
۱۸	۱۷/۵۳۷	۹۰/۵۶۵	۴۲۲۷۰۰۸/۷۶۰	۵۴۰۸۵۵/۴۷۰	۵
۲۸	۲۸/۴۵۷	۷۲/۳۸۲	۴۲۲۶۸۳۶/۱۰۰	۵۵۸۳۹۰/۷۴۰	۶
۱۱	۱۱/۱۹۱	۱۰۸/۸۰۳	۴۲۳۵۴۴۹/۲۵۰	۵۸۵۵۱۳/۰۶۰	۷
۴۰	۳۹/۷۶۳	۱۲۰/۸۶۳	۴۲۳۱۸۴۲/۴۳۰	۵۹۶۱۰۶/۸۲۰	۸
۴۸	۴۷/۹۸۵	۱۲۶/۵۷۶	۴۲۱۱۴۴۳/۶۸۰	۶۳۰۲۳۹/۱۲۰	۹
۲۳	۲۳/۲۹۸	۱۳۴/۲۱۲	۴۱۸۲۸۵۰/۳۸۰	۶۶۱۷۷۳/۸۱۰	۱۰
۲۳	۲۳/۰۰۶	۱۲۴/۳۸۴	۴۱۶۶۶۰۴/۲۰۰	۶۸۵۴۷۳/۰۸۰	۱۱

دستگاه معادلات با ماتریس طرحی با ابعاد متناسب با تعداد سلول‌ها جهت تعیین مجهولات با استفاده از مقادیر مرزی معلوم تشکیل و حل شد و به این ترتیب، نرخ لغزش روی صفحه گسل افراز شد.

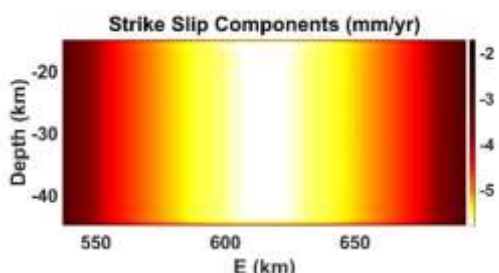
نخست کل صفحه گسل، یک شبکه 1×1 در نظر گرفته شد (شکل ۱۲). مشخصات هندسی مفروض در جدول ۱ آورده شده است. با اعمال شرط مرزی تنش برآورد شده با استفاده از مشاهدات GPS، نرخ لغزش گسل به روش اجزای مرزی برابر $8/8$ میلی‌متر در سال برآورد شد که با مقدار برآورد شده کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) یعنی $2/5 \pm 8/7$ میلی‌متر در سال همخوانی دارد. در مرحله دوم، سطح گسل در نظر گرفته شده در شکل ۱۲ به تعداد 10×500 سلول شبکه‌بندی شد و با اعمال شرط مرزی تنش معلوم در مرکز تک‌تک اجزا در دو

با توجه به استفاده از توابع گرین و انجام دادن محاسبات در محیط نیم‌فضا باید قبل از شروع محاسبات، منطقه مورد مطالعه به محیط نیم‌فضا تصویر شود. از آنجاکه کل گسل شمال تبریز در منطقه 38 شمالی UTM قرار دارد، از این روش تصویر کردن برای تبدیل محیط کروی به محیط نیم‌فضا استفاده شد. همچنین با توجه به تصویر کردن گسل از زمین کروی به محیط نیم‌فضا، عرض گسل در عمل بی‌نهایت فرض شد.

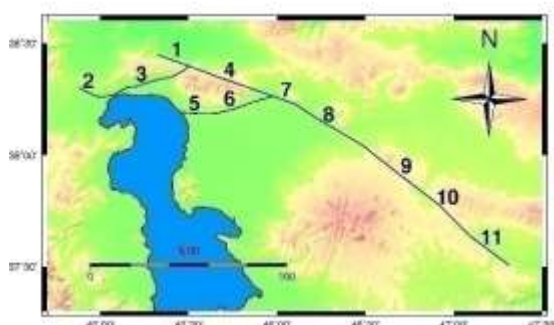
برای افراز کردن، نرخ لغزش در دو راستای امتداد و شیب در مرکز هر سلول شبکه محاسبه می‌شود. با شبکه‌بندی در حالت‌های مختلف، سلول‌هایی در کل صفحه گسل ایجاد می‌شود. با توجه به معلوم بودن شرایط مرزی تنش در مرکز هر سلول در دو راستای امتداد و شیب و مجهول بودن ناهم‌جایی در این دو راستا، در نهایت



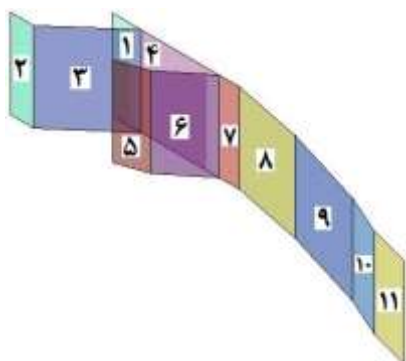
شکل ۱۲. هندسه گسل شمال تبریز در ساده‌ترین حالت ممکن.



شکل ۱۳. نرخ لغزش افزایشی در حالت شبکه‌بندی برای گسل شمال تبریز. بیشینه نرخ لغزش در حالت راست‌گرد برابر ۵/۸ میلی‌متر در سال در نواحی مرکزی گسل مشاهده می‌شود. نرخ لغزش در بخش مرکزی گسل بیشینه است و به سمت طرفین کاهش می‌یابد.



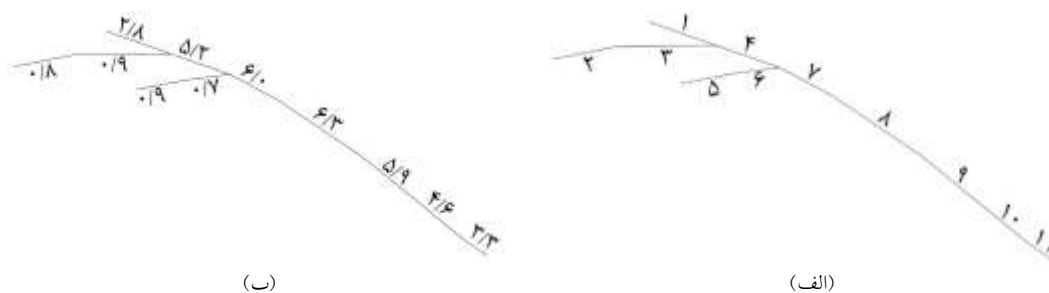
شکل ۱۴. شاخه‌بندی گسل شمال تبریز. هر بخش امتداد تقریباً ثابتی دارد.



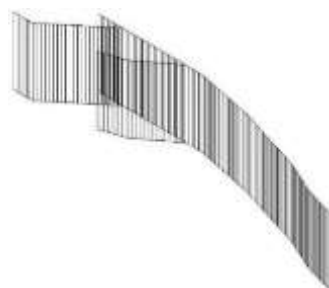
شکل ۱۵. مدل سه‌بعدی مفروض برای مدل‌سازی و توزیع نرخ لغزش در حالت سوم.

راستای امتداد و شیب و مجهول بودن نابرجایی در این دو راستا، در نهایت دستگاه معادلات با ماتریس طرحی با ابعاد 10000×10000 جهت تعیین مجهولات با استفاده از مقادیر شرایط مرزی معلوم تشکیل و حل و نرخ لغزش روی اجزا افزایشی شد. نتیجه نرخ‌های لغزش افزایشی در صفحه گسل در شکل ۱۳ دیده می‌شود. نرخ لغزش شیب لغز برای گسل در این حالت در حد 10^{-8} میلی‌متر در سال برآورد شد که در عمل برابر صفر است. در مقابل، بیشینه نرخ لغزش در حالت راست‌گرد برابر ۵/۸ میلی‌متر در سال در نواحی مرکزی گسل تعیین شد. نرخ لغزش در بخش‌های مرکزی گسل بیشینه است و به سمت طرفین کاهش می‌یابد تا در انتهای گسل به صفر برسد (شکل ۱۳). با توجه به اینکه در عمل، بین بخش‌های مختلف یک گسل در محیط کشسان برهم‌کنش مکانیکی وجود دارد؛ بنابراین نویسندگان ادعا می‌کنند افزایش نرخ لغزش انجام‌شده به روش اجزای مرزی و مقادیر به‌دست‌آمده صحیح‌تر از مقدار به‌دست‌آمده قبلی است. به نظر می‌رسد که نتیجه کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳) که بدون افزایش لحاظ برهم‌کنش مکانیکی و بر اساس مدل نابرجایی کشسان ساده است، دور از واقعیت باشد.

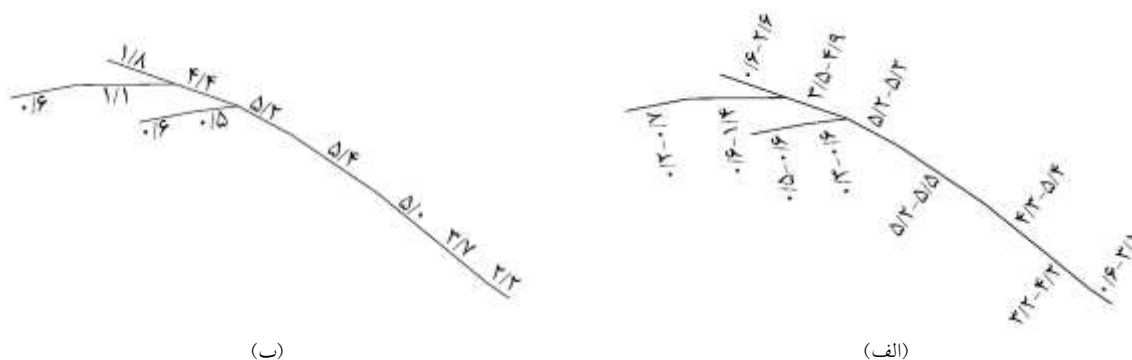
در ادامه با استفاده از نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) گسل بر اساس تغییر امتداد به بخش‌های مجزا تقسیم شد تا هر بخش تقریباً راستای ثابتی داشته باشد (شکل ۱۴). به این ترتیب در نهایت، تعداد یازده بخش یا شاخه از گسل جهت مدل‌سازی در نظر گرفته شد (شکل‌های ۱۵ و ۱۶-الف). مشخصات هندسی هر بخش گسلی در جدول ۲ ارائه شده است. سپس هر بخش گسل یک سلول مجزا فرض شد و شرط مرزی تنش در مرکز هر بخش اعمال و نرخ لغزش به روش اجزای مرزی با ماتریس طرح 22×22 افزایش شد (شکل ۱۶-ب). در این حالت بیشینه نرخ لغزش در شاخه شماره ۸ بود که برابر $6/3$ میلی‌متر در سال برآورد شد.



شکل ۱۶. افراز نرخ لغزش با تقسیم گسل شمال تبریز به بخش‌هایی با امتداد تقریباً ثابت. (الف) شماره بخش‌های گسلی در نظر گرفته شده برای افراز در حالت سوم (ب) نرخ لغزش افرازی بر حسب میلی‌متر در سال روی شاخه‌ها.



شکل ۱۷. شبکه‌بندی یک کیلومتری یازده شاخه گسل شمال تبریز.



شکل ۱۸. افراز نرخ لغزش با شبکه‌بندی هر شاخه گسل شمال تبریز. (الف) مقادیر کمیته و بیشینه نرخ لغزش افرازی برای هر شاخه بر حسب میلی‌متر در سال (ب) مقدار میانگین نرخ لغزش افرازی برای هر شاخه بر حسب میلی‌متر در سال.

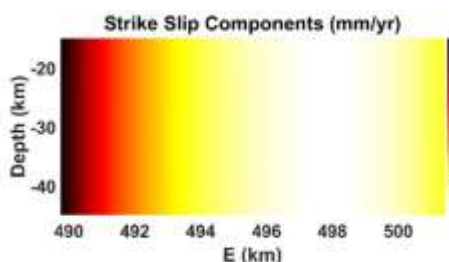
میانگین نرخ‌های لغزش افرازی در کلیه شاخه‌های گسل در شکل‌های ۱۸-الف و ۱۸-ب دیده می‌شود. نحوه افراز لغزش در هر شاخه در شکل‌های ۱۹ تا ۲۹ به صورت گرافیکی آورده شده است. در این شکل‌ها محور افقی نشان‌دهنده فاصله در امتداد شاخه گسلی و محور قائم نشان‌دهنده عمق در راستای شیب گسل است. نتیجه افراز بیانگر توزیع لغزش به صورت امتداد لغز راست گرد در کلیه شاخه‌های این گسل است. به همین علت گسل شمال تبریز را گسل امتداد لغز راست گرد می‌دانند. همچنین بیشترین

در مرحله بعد، هر بخش گسلی به ازای هر کیلومتر در راستای طول و دو سلول در راستای عرض بی‌نهایت شبکه‌بندی شد (شکل ۱۷) (ستون ششم جدول ۲) و دوباره با اعمال شرط مرزی، نرخ لغزش روی تک‌تک اجزا به روش اجزای مرزی با ماتریس طرح به ابعاد 1244×1244 افراز شد. مطابق نتایج، بیشینه نرخ لغزش همچنان مربوط به شاخه شماره ۸ در سمت شمالی شهر تبریز است. کمیته نرخ لغزش، $5/2$ و بیشینه آن، $5/5$ با مقدار میانگین $5/4$ میلی‌متر در سال است (شکل ۱۸). مقادیر کمیته، بیشینه و

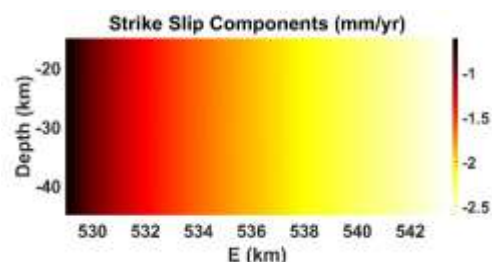
مختلف، نرخ لغزش ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال برای این بخش از گسل ارائه شده است. در تحقیق حاضر برای این شاخه از گسل، نرخ لغزش بین ۵/۲ تا ۵/۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است که در مقایسه با سایر پژوهش‌ها، بهترین همخوانی را با واقعیت یعنی نرخ لغزش حاصل از روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی دارد.

نرخ لغزش امتدادلغز در شاخه ۸ گسل در مجاورت کلان‌شهر تبریز مشاهده می‌شود.

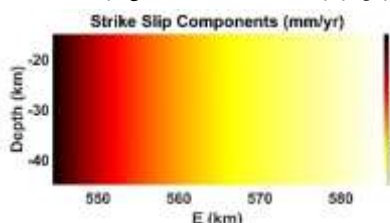
محل تحقیق حسامی و همکاران (۲۰۰۳) با روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی، در بخش شمال غربی گسل در طول جغرافیایی ۴۶/۱۰۹ درجه شرقی و ۳۸/۲۲۸ درجه عرض شمالی در بخش غربی شاخه شماره ۸ تحقیق حاضر واقع است (شکل ۳۰). در پژوهش یادشده، بر اساس روش‌های



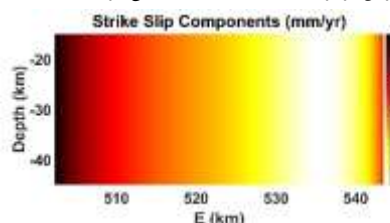
شکل ۲۰. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۲ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۲ و بیشینه آن ۰/۷ میلی‌متر در سال است.



شکل ۱۹. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۱ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۶ و بیشینه آن ۲/۶ میلی‌متر در سال است.



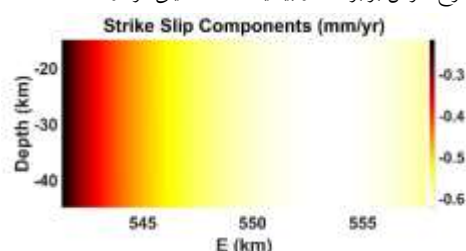
شکل ۲۲. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۴ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۳/۵ و بیشینه آن ۴/۹ میلی‌متر در سال است.



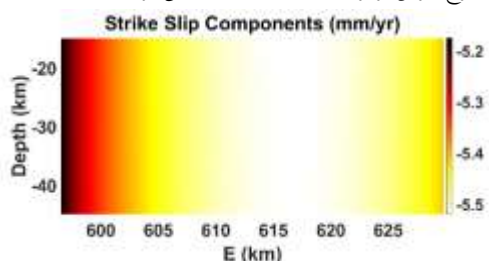
شکل ۲۱. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۳ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۶ و بیشینه آن ۱/۴ میلی‌متر در سال است.



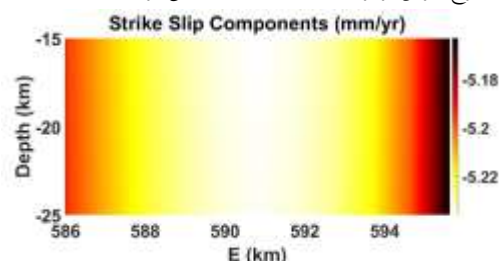
شکل ۲۴. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۶ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۳ و بیشینه آن ۰/۶ میلی‌متر در سال است.



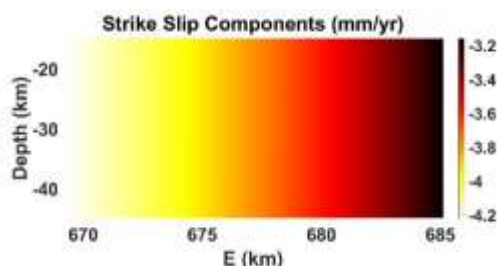
شکل ۲۳. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۵ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۵ و بیشینه آن ۰/۶ میلی‌متر در سال است.



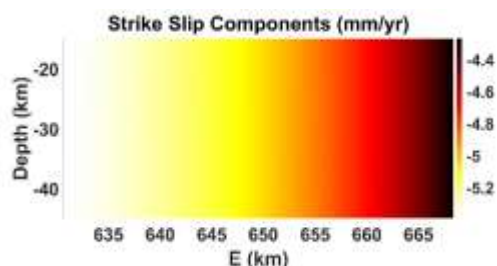
شکل ۲۶. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۸ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۵/۲ و بیشینه آن ۵/۵ میلی‌متر در سال است.



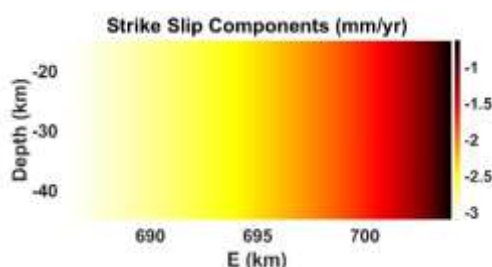
شکل ۲۵. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۷ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۵/۲ و بیشینه آن ۵/۲ میلی‌متر در سال است.



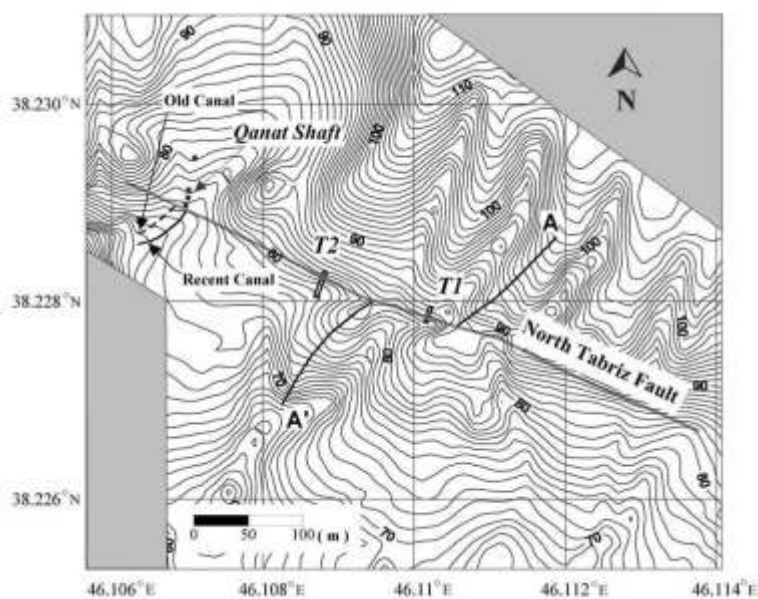
شکل ۲۸. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۱۰ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۳/۲ و بیشینه آن ۴/۲ میلی متر در سال است.



شکل ۲۷. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۹ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۴/۳ و بیشینه آن ۵/۴ میلی متر در سال است.



شکل ۲۹. توزیع نرخ لغزش در شاخه شماره ۱۱ گسل شمال تبریز. کمینه نرخ لغزش برابر ۰/۶ و بیشینه آن ۳/۱ میلی متر در سال است.



شکل ۳۰. نقشه توپوگرافی بزرگ مقیاس با منحنی میزان یک متری منطقه مورد مطالعه حسامی و همکاران (۲۰۰۳). موقعیت ترانشه‌ها با خطوط دوگانه و حروف T1 و T2 نشان داده شده است.

جابه‌جایی آبراهه‌ها، مین‌های ریخت‌شناسی و سن رسوبات تطابق داده شده با رخداد‌های آب‌وهوایی، نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز در بازه ۲ تا ۶/۴ میلی متر در سال گزارش شده است. این برآوردها در تطابق کامل با

با استفاده از اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی انجام شده مانند پدرامی (۱۹۸۷)، حسین-خان-نظر (۱۹۹۹)، حسامی و همکاران (۲۰۰۳) و کاراخانیان و همکاران (۲۰۰۴) با روش‌هایی نظیر بررسی

جهت انجام دادن افراز، با در نظر گرفتن اطلاعات زمین‌شناسی، هندسه گسل موجود ثابت فرض شد و برای ضرایب لامه نیز از مقدار متوسط جهانی استفاده شد. بررسی زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه جهت مشخص کردن دقیق‌تر هندسه گسل‌ها در عمق و همچنین تعیین ضرایب لامه به صورت محلی جهت بهبود نرخ لغزش افرازی پیشنهاد می‌شود.

در این تحقیق با توجه به وسعت منطقه مورد مطالعه، از یک تانسور نرخ کرنش برای کل منطقه استفاده شد که از مشاهدات GPS استخراج شده بود. جهت بهبود نتایج، تفکیک منطقه مورد مطالعه به مناطقی که از نظر تنش وضعیت متفاوتی داشته باشند (یوسفی و مؤید، ۲۰۱۵) و اجرای مدل‌سازی به صورت جداگانه برای چنین مناطقی با شرایط مرزی تنش جداگانه پیشنهاد می‌شود.

برای توزیع نرخ لغزش بین گسل‌ها از توابع گرین مربوط به نیم‌فضا استفاده شد. استفاده از توابع گرین کروی به جای توابع گرین نیم‌فضا جهت اعمال اثر کروی بودن زمین برای بهبود نرخ لغزش افرازی پیشنهاد می‌شود. همچنین در مدل‌سازی انجام‌شده، زمین به صورت جسم کشسان همگن فرض شده است. استفاده از مدل لایه‌ای برای زمین و اعمال اثر ناهمگنی زمین به بهبود نتایج افراز کمک خواهد کرد (سان و همکاران، ۱۹۹۶ و سان و اکوبو، ۲۰۰۲). همچنین جهت اعمال انحنای احتمالی سطح گسل، استفاده از اجزای مثلثی به جای اجزای مستطیلی برای بررسی اثر انحنای سطح گسل در نرخ لغزش افرازی توصیه می‌شود (توماس، ۱۹۹۳؛ مارتن و همکاران، ۲۰۰۵ و مارشال و همکاران، ۲۰۰۸). اعمال اثر گرانج زمین در شرط مرزی با استفاده از مدل وانگ (۲۰۰۶) نیز باعث توزیع واقعی‌تر نرخ لغزش خواهد شد. از نرخ لغزش افرازی با لحاظ برهم‌کنش مکانیکی برای مطالعه و مدل‌سازی توپوگرافی منطقه مورد مطالعه نیز می‌توان استفاده کرد (میفز و همکاران، ۲۰۰۸).

افراز انجام‌شده در این تحقیق هستند و از نرخ‌های لغزش امروزی برآوردشده با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی مانند GPS و تداخل‌سنجی راداری مانند جمور و همکاران (۲۰۱۱)، کریم‌زاده و همکاران (۲۰۱۳)، ماسون و همکاران (۲۰۰۶) و ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) کمتر هستند. انجام دادن افراز با استفاده از نرخ‌های لغزش ژئودتیکی باعث از بین رفتن یا کاهش این اختلاف و نزدیکی نتایج روش‌های ژئودتیکی به روش‌های زمین‌شناسی خواهد شد.

مدل‌سازی اجراشده نشان می‌دهد در شاخه‌های گسلی، نرخ لغزش افرازی حالت متقارن ندارد. این موضوع دال بر برهم‌کنش بین شاخه‌ها است که ناشی از تنش منطقه‌ای و هندسه بخش‌های مختلف گسل است.

در افرازهای انجام‌شده، عامل ایجادکننده لغزش در گسل، تنش منطقه‌ای محاسبه‌شده با استفاده از مشاهدات GPS است که از آن برای شرط مرزی استفاده شده است. عامل افراز لغزش به مؤلفه امتداد لغز نیز وضعیت هندسی گسل نسبت به توجیه محورهای کشش و فشارش یا محورهای کرنش برشی بیشینه یا مؤلفه‌های اصلی تنش منطقه‌ای است. علت راست‌گرد بودن نرخ لغزش نیز ناشی از تمایل محورهای اصلی افقی جهت بیشینه کوتاه‌شدگی و کشیدگی تانسور نرخ تنش منطقه‌ای نسبت به امتداد گسل شمال تبریز است به گونه‌ای که تصویر مؤلفه‌های اصلی تنش در امتداد گسل بیشتر از تصویر مؤلفه‌های متناظر در امتداد عمود بر آنهاست.

بعد از افراز لغزش، جهت محاسبه پارامترهای تغییرشکل در یک نقطه اختیاری می‌توان با استفاده از مدل نابرجایی اکادا، بردارهای جابه‌جایی مربوط به تک‌تک اجزا را در نقطه مورد نظر محاسبه و با توجه به برقراری اصل برهم‌نهی در محیط‌های کشسان (میس و میس، ۱۹۹۹)، نتایج را با هم جمع برداری کرد و به پارامتر مدنظر برای میدان تغییرشکل رسید.

۴ نتیجه‌گیری

نرخ لغزش افزایی در صفحه گسل به قطع به واقعیت لغزش نزدیک‌تر خواهد بود. در این تحقیق نرخ لغزش در گسل شمال تبریز با در نظر گرفتن برهم‌کنش مکانیکی در حالت‌های مختلف با استفاده از روش اجزای مرزی با حل اساسی اکادا افزاز شد. از میدان کرنش حاصل از مشاهدات GPS برای شرط مرزی در مدل‌سازی استفاده شد. نتایج افزاز نشان می‌دهد گسل شمال تبریز از نوع امتداد لغز راست گرد است. نرخ لغزش توزیعی روی کل صفحه گسل حالت تقریباً مقارنی دارد و در حوالی کلان‌شهر تبریز به بیشینه مقدار خود می‌رسد. برآوردها نشان می‌دهد بیشینه نرخ لغزش افزایی با در نظر گرفتن برهم‌کنش مکانیکی در صفحه گسل، کمتر از نرخ لغزش بدون افزاز است. با توجه به شبکه‌بندی‌های انجام‌شده برای افزاز نرخ لغزش، بیشینه نرخ لغزش ۵/۵ میلی‌متر در سال برای بخش شمالی شهر تبریز به دست آمد. در تحقیق حسامی و همکاران (۲۰۰۳) با روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی در بخش شمال غربی گسل، نرخ لغزش بین ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال برای این بخش برآورد شده است. در تحقیق حاضر برای این بخش از گسل که شاخه شماره ۸ است، نرخ لغزش بین ۵/۲ تا ۵/۵ میلی‌متر در سال افزاز شده است که بازه کوچک‌تری دارد و بهترین همخوانی را با واقعیت یعنی بازه نرخ لغزش حاصل از روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی دارد و برتری روش اجزای مرزی را به سایر روش‌های مرسوم از جمله مدل بلوک از لحاظ علمی و روش اجزای محدود از لحاظ فنی نشان می‌دهد.

نتایج محاسبات نشان می‌دهد با وارد کردن پیچیدگی‌های هندسی بیشتر و انجام دادن افزاز، دامنه نرخ لغزش توزیعی نسبت به مدل‌های با هندسه ساده و بدون افزاز کاهش می‌یابد؛ از این رو نتایج تحقیقات قبلی که میزان نرخ لغزش را برای گسل شمال تبریز بیشتر از ۵/۵ میلی‌متر در سال ارائه کرده‌اند، دور از واقعیت هستند.

علت این موضوع را می‌توان در نظر گرفتن هندسه ساده برای گسل، استفاده از مدل ساده نابرجایی کشسان برای وارون‌سازی یا افزاز نکردن نرخ لغزش دانست. بعد از هر مدل‌سازی برای تعیین نرخ لغزش، انجام دادن افزاز نرخ لغزش با در نظر گرفتن پیچیدگی‌های هندسی هر گسل باعث سازگاری بیشتر نتایج با واقعیت خواهد شد.

نرخ‌های لغزش برآوردشده برای گسل شمال تبریز با استفاده از اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی کمتر از نرخ‌های لغزش امروزی برآوردشده با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی است. افزاز نرخ لغزش ژئودتیکی باعث از بین رفتن یا کاهش نرخ لغزش حاصل از مشاهدات ژئودتیکی در مناطق اندازه‌گیری نرخ لغزش با روش‌های زمین‌شناسی خواهد شد.

منابع

- Berberian, M., 1977, Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, in Giardini, D., and Balassanian, S., eds., Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus: Kluwer Academic Press, the Netherlands, 2, 233-311.
- Berberian, M., and Arshadi, S., 1976, On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city: Geological Survey of Iran, Report no. 39, 397-418.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: Bulletin of the Seismological Society of America, 89, 120-139.
- Bürgmann, R., Pollard, D. D., and Martel, S. J., 1994, Slip distributions on faults: effects of stress gradients, inelastic deformation, heterogeneous host-rock stiffness, and fault interaction: Journal of Structural Geology, 16, 12, 1675-1690.
- Cardozo, N., and Allmendinger, R. W., 2009, SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data: Computers & Geosciences, 25(6), 1343-1357.
- Crouch, S. L., 1976, Solution of plain elasticity problems by the displacement discontinuity method: International Journal for Numerical Methods in Engineering, 10(2), 301-343.

- Crouch, S. L., and Starfield, A. M., 1983, *Boundary Element Methods in Solid Mechanics*: George Allen & Unwin Publication.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., and Tavakoli, F., 2011, Nw Iran-Eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network: *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 27-34.
- Gomberg, J., and Ellis, M., 1994, Topography and tectonics of the central New Madrid seismic zone: Results of numerical experiments using a three-dimensional boundary-element program: *Journal of Geophysical Research*, 99, B10, 20299-20310.
- Haji-Aghajany, S., Voosoghi, B., and Yazdian, A., 2017, Estimation of North Tabriz Fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field: *Geomatics, Natural Hazards Risk*, 8(2), 918-932, <https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1289248>.
- Haji-Aghajany, S., Voosoghi, B., and Yazdian, A., 2019, Estimating the slip rate on the North Tabriz Fault (Iran) from InSAR measurements with tropospheric correction using 3D ray tracing technique: *Advances in Space Research*, 64, 2199-2208.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, *Map of Major Active Faults of Iran*: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Available from: www.iiess.ac.ir/Seismology/ActiveFault.pdf.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbasssi, M. R., Fegghi, K., and Solaymani, S., 2003, Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results: *Annals of Geophysics*, 46(5), 903-915.
- Hossein-Khan-Nazer, N., 1999, *Geomorphological map of Sardrud*: Geological Survey of Iran, Report sheet 5266 III, series K753.
- Jackson, J., 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus: *Journal of Geophysical Research*, 97(B9), 12471-12479.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., and Adilkhanyan, A., 2004, Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran: *Tectonophysics*, 380(3), 189-219.
- Karimzadeh, S., Cakir, Z., Osmanoglu, B., Schmalzle, G., Miyajima, M., Amiraslanzadeh, R., and Djamour, Y., 2013, Interseismic strain accumulation across the North Tabriz Fault (NW Iran) deduced from InSAR time series: *Journal of Geodynamics*, 66, 53-58.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M., 2015, Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau: *Tectonics*, 34(10), 2190-2220, <https://doi.org/10.1002/2014TC003796>.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H., and Rahimian, M., 2016, Using a physics-based earthquake simulator to evaluate seismic hazard in NW Iran: *Geophysical Journal International*, 206(1), 379-394, <https://doi.org/10.1093/gji/ggw157>.
- 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.
- Marshall, S. T., Cooke, M. L., and 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.
- Mase, G. T., and Mase, G. M., 1999, *Continuum Mechanics for Engineers*: CRC Press.
- Masson, F., Djamour, Y., Van-Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and Vernant, P., 2006, Extension in Nw Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1-2), 180-188.
- Means, W. D., 1976, *Stress and Strain: Basic Concepts Of Continuum Mechanics For Geologists*: Springer, New York.
- 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(2), 106-123.
- Menke, W., 1984, *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*: Academic Press, Orlando, FL, p. 260.
- 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.
- Pedrami, M., 1987, Quaternary stratigraphy of Iran: Geological Survey of Iran, Internal Report, Serial No. 551.79 (55).
- Pollard, D. D., and Segall, P., 1987, Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces, in Atkinson, B. K., ed., Fracture Mechanics of Rock, 277-349.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., and Flannery, B. P., 1992, Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing, second ed.: Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Rizza, M., Vernant, J., Ritz, F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S., and Masson, F., 2013, Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz Fault (Iran): Geophysical Journal International, 199(1), 25–37.
- Solaymani Azad, S., 2009, Evaluation de l'aléa sismique pour les villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan dans le NW de l'Iran. Approche morphotectonique et paléosismologique: PhD. thesis, University of Montpellier.
- Sun, W., Okubo, S., and Vanicek, P., 1996, Global displacements caused by point dislocations in a realistic Earth model: Journal of Geophysical Research, 101, B4, 8561-8577.
- Sun, W., and Okubo, S., 2002, Effects of earth's spherical curvature and radial heterogeneity in dislocation studies—for a point dislocation: Geophysical Research Letters, 29(12), 1605.
- 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: M.Sc. thesis, Stanford University.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: Geophysical Journal International, 157, 381-398.
- Wang, R., Martin, L. F., and Roth, F., 2006, PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co-postseismic deformations and geopotential changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory: Computers & Geosciences, 32, 527-541.
- Yousefi-Bavil, A., and Moayyed, M., 2015, Paleo and modern stress regimes of Central North Tabriz Fault, Eastern Azerbaijan Province, NW Iran: Journal of Earth Science, 26(3), 361–372.

Slip rate partitioning in the North Tabriz fault using permanent and campaign GPS observables

Asgar Rastbood^{1*}

¹ Assistant Professor, Civil Engineering Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran

(Received: 29 June 2021, Accepted: 06 November 2021)

Summary

Fault slip distribution plays an important role in earthquake studies. Because faults are loaded at very slow rates in continental interiors, interaction among faults and resulting slip distribution can give rise to earthquakes on other faults after a long period of quiescence and seismicity can migrate from one fault to the other.

In this research, slip partitioning was done along the North Tabriz Fault (NTF). First, an elastic and homogeneous half space was considered for the study area. Then geometric data of NTF collected from geological and geophysical references including fault length, width, dip, and locking depth. For Lamé coefficients, we used average global values. Both mentioned geometrical and physical data were kept fixed in the modeling process.

Then, displacement gradient tensor that best fits the study area estimated using GPS data by least squares method. Next, strain rate tensor and finally stress rate tensor were estimated using generalized Hook's law. Stress rate tensor acts as a boundary condition in the model. As other boundary conditions, the NTF was locked in normal direction but it was allowed to slip freely in strike and dip directions under the influence of boundary conditions.

Our problem involves a medium containing NTF. Each fault section has two surfaces or boundaries, one effectively coinciding with the other. A boundary element method called displacement discontinuity can cope with this problem. It is based on the analytical solution (Green's function) to the problem of a constant discontinuity in displacement over a finite line segment in a plane of a half space elastic solid. Analytical solution of Okada (1985) is used as Green's function for modeling.

Regarding the strike changes of NTF, the fault surface was divided by different segments in strike direction with constant strike and dip. As a result, we had eleven fault segments. Next, fault segment surfaces were divided into elements. Finally, we had free slipping elements in strike and dip directions as input for modeling. The results indicate the dependency of the distributed slip rate on the boundary conditions and confirm the existence of interaction among different parts of fault. Also, partitioned slip rate shows that NTF is right-lateral strike slip fault in all cases. Moreover, it is almost symmetric and reaches its maximum near the Tabriz metropolis. We show that the maximum slip rate in the fault plane is reduced by partitioning, which it will be definitely closer to reality. According to the meshing done for slip rate partitioning, we get a maximum slip rate of 5.5 mm/year in the northern part of Tabriz city.

The proximity of the partitioned slip rate to the paleo-seismic values indicates the closeness of the partitioning results to reality with the Boundary Elements Method compared to other analytical and numerical methods.

Keywords: Slip rate partitioning, mechanical interaction, Boundary Elements Method, GPS observation, North Tabriz Fault (NTF)

*Corresponding author:

arastbood@tabrizu.ac.ir