


Slip rate partitioning in the fault system of NW Iranian plateau based on GPS observations

Rastbood, A.¹ 

1. Department of Surveying, Faculty of Civil Engineering, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

Corresponding Author E-mail: arastbood@tabrizu.ac.ir

(Received: 9 July 2022, Revised: 18 Sep 2022, Accepted: 10 Jan 2023, Published online: 30 Aug 2023)

Summary

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

NW Iran-Eastern Turkey is a region of active deformation as a result of oblique collision of Arabia-Eurasia tectonic plates. In northwest of Iran, deformation between the Central Iranian block and the Caucasus domain is accommodated by a fault system and mainly by right lateral strike-slip on the North Tabriz fault. In the current study, we did slip rate partitioning in the fault system of northwest Iranian plateau using the concepts of dislocation theory. Modelling approach is described by Gomberg and Ellis (1994), Flerit et al., (2003) and Armijo et al., (2004) and it differs from rigid block models (Reilinger et al., 2006; Djamour et al., 2011) in which dislocation conditions at the boundaries of blocks are often incompatible with geological evidences. In the alternative method of Flerit et al., (2003), slip everywhere has a direction of motion consistent with geological constraints. The dislocations do not divide the region into closed rigid blocks and slip can vary along strike as observed geologically. Finally we obtain a tectonic model for NW Iran-Eastern Turkey that is more realistic than rigid block model (Reilinger et al., 2006; Djamour et al., 2011) or models based on seismic or geologic strain rates (Haines, 1982; Haines and Holt, 1993; Jackson et al., 1995; Masson et al., 2005). For this purpose we use a three dimensional boundary elements method.

First, we consider an elastic and homogeneous half-space for the study area. Then geometric data of fault system are collected from geological and geophysical sources including fault length, width, dip, and locking depth. For Lamé coefficients, we use global average values. Both mentioned geometrical and physical data are kept fixed in the modeling process. Then, strain tensor that best fits the GPS data is estimated for the study area using least squares method. Then, stress rate tensor is estimated using generalized Hook's law. Geometrical characteristics of faults, physical characteristics of crust and stress rate tensor act as boundary conditions in the model.

Faults are locked in normal direction but they are allowed to slip freely in strike and dip directions under the influence of boundary conditions. Regarding the strike changes of faults, the fault surfaces are divided by different segments in strike direction with constant strikes and dips. Then fault segment surfaces are divided into 1km elements. Finally, we have free slipping elements in strike and dip directions as inputs for modeling.

Our model is fitted to the fault traces data set of NW Iran-eastern Turkey. The results indicate the dependency of the partitioned slip rate on the boundary conditions and confirm the existence of interaction among faults. Also, partitioned slip rates show that the Chalderan, Guilato-Siahcheshmeh-Khoy, Nakhchivan, North Tabriz and Pambak-Sevan-Sunik faults are right-lateral strike slip in all cases. Also, the slip rate in these faults is almost symmetric and reaches its maximum value around the center of the faults. We show that the maximum value of slip rate in the fault plane is reduced by partitioning, which it will be definitely closer to reality. According to the gridding for slip rate partitioning in the fault system, the highest value of slip rate is always related to the North Tabriz Fault.

Previous studies show that the geological slip rate estimates are lower than the present-day GPS-derived slip-rates along the North Tabriz fault. We show that slip rate partitioning solves this discrepancy by considering the mechanical interaction among faults. Our partitioned slip rates for North Tabriz Fault are lower than geodetic rates and are more consistent with geological rates. Finally, we present a model that fits best with the geological constraints.

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. This research may open new research direction to handle the difference between geologic and geodetic slip rates values in the Iranian Plateau. The boundary elements method is both faster and more accurate for modeling compared to the finite element method used by Khodaverdian et al. (2015). Considering the effect of topography and sphericity of Earth, using the Galerkin boundary element method developed by Thompson (2019) is proposed to get more realistic results. The coefficients matrix in the of Boundary Elements Method is fully populated and in high dimensions it takes a lot of time to solve the resulting system of equations. Sparsing of the coefficient matrix using wavelet transforms is suggested (Ebrahimnejad et al., 2010) in this study. The use of iterative computational methods along with parallel processing will also reduce the computational time (Thompson and Meade, 2019).

Keywords: slip rate partitioning, green functions, horizontal GPS velocity field, NW Iran, Eastern Turkey.

افراز نرخ لغزش در سامانه گسلی منطقه شمال باختر فلات ایران براساس مشاهدات GPS

اصغر راست‌بود^۱ ✉

۱. گروه نقشه برداری، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: arastbood@tabrizu.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۱/۴/۱۸، بازنگری: ۱۴۰۱/۶/۲۷، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۲۰، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۶/۸)

چکیده

در این مقاله جریان پوسته به صورت نرخ لغزش افزایشی روی گسل‌ها در شمال باختر فلات ایران با استفاده از مشاهدات GPS و مدل اجزای مرزی برآورد می‌شود. برای افراز نرخ لغزش نخست گسل‌ها به صورت ساده صفحات مستقیم، سپس به صورت صفحات مستقیم شبکه‌بندی شده و در نهایت به صورت شبکه‌بندی با هندسه واقعی برای مدل‌سازی در نظر گرفته می‌شوند. شرط مرزی تنش با استفاده از مشاهدات GPS به روش کمترین مربعات محاسبه شده و به مرکز سلول‌ها اعمال می‌شود.

این مدل به مجموعه داده‌های اثر سطحی به روز شده گسل‌های شمال باختر ایران- خاور ترکیه برآزش می‌شود. در این تحقیق با مدل‌سازی نشان داده می‌شود که بیشینه حرکت امتدادلغز راست‌گرد در شمال باختری ایران در گسل شمال تبریز رخ می‌دهد. به منظور صحت‌سنجی مدل، برآورد نرخ لغزش افزایشی با نرخ‌های لغزش حاصل از مطالعات ژئودتیکی و دیرینه‌لرزه‌شناسی در گسل شمال تبریز که در فرایند مدل‌سازی مورد استفاده قرار نگرفته، مقایسه شده است.

برآورد نرخ لغزش با روش‌های زمین‌شناسی در امتداد گسل شمال تبریز کمتر از نرخ لغزش‌های امروزی برگرفته از مشاهدات GPS است. در این تحقیق نشان داده می‌شود که افراز نرخ لغزش حاصل از مشاهدات GPS با در نظر گرفتن اندرکنش مکانیکی این اختلاف را حل می‌کند. نرخ‌های لغزش افزایشی برآورد شده همگی کمتر از محدوده نرخ‌های لغزش ژئودتیکی مبتنی بر GPS یا رادار بوده و با نرخ‌های لغزش زمین‌شناسی سازگارترند. در نهایت مدلی به دست آمده است که بهترین انطباق را با قیود زمین‌شناسی دارد.

واژه‌های کلیدی: افراز نرخ لغزش، توابع گرین، میدان سرعت مسطحاتی GPS، فلات ایران.

۱. مقدمه

از این رو این مناطق به عنوان مناطق برخورد بین قاره‌ای با ارتفاع زیاد شناخته می‌شوند. در حالی که فشارش به سمت شمال در گسل شمال تبریز انتظار می‌رود، بررسی‌های ژئودتیکی کشش 30° N را نشان می‌دهد (ماسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶). جکسون و مک‌کنزی (۱۹۸۴) خاطر نشان کردند که حرکت برشی بلوک آاناتولی از ناحیه برخورد، احتمالاً منجر به یک حرکت امتدادلغز راست‌گرد در شمال باختری ایران می‌شود. کپلی و جکسون (۲۰۰۶) نشان دادند که زمین‌ساخت فعال منطقه ترکیه- ایران-قفقاز با افراز همگرایی صفحه‌ای مایل همراه است.

سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها (جکسون، ۱۹۹۲) نشان می‌دهد که حرکت راست‌گرد بر روی سیستم‌های گسلی امتدادلغز (مثلاً گسل‌های چالدران و شمال تبریز) در فلات

فلات ایران در منطقه برخورد مایل دو صفحه صلب عربستان و اوراسیا قرار دارد (همپتون، ۱۹۸۷). فرایند ژئودینامیک حاکم بر شمال باختری ایران، جنوب خاوری ترکیه و ارمنستان (شکل ۱) همگرایی صفحه عربستان به سمت اوراسیا است. شمال باختر فلات ایران بخشی از صفحه اوراسیا است که بین دو کمربند رانده قفقاز در شمال و رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب قرار دارد. این منطقه دارای تغییرشکل و لرزه‌خیزی زیاد است. با وجود لرزه‌خیزی شدید منطقه، توزیع نرخ لغزش روی گسل‌ها در شمال باختری ایران و خاور ترکیه هنوز تا حد زیادی ناشناخته مانده است.

مک‌کلاسیکی و همکاران (۲۰۰۳) بر اساس مشاهدات GPS و مدل‌سازی عددی نرخ همگرایی $17 \sim$ میلی‌متر در سال را در (36° N، 43° E) در جهت 345° برآورد کردند.

می‌کند (ماسون و همکاران، ۲۰۰۶)، مدل جمور به‌دلیل محدودیت ذاتی رویکرد مدل‌سازی بلوک کشسان قادر به ارائه برآوردی برای نرخ لغزش در گسل‌های ثانویه (مانند گسل‌های اهر و خوجا) نیست. وقوع زمین‌لرزه‌های دوگانه اهر (۲۰۱۲، M_w ۶/۳ و ۶/۴؛ زعفرانی و همکاران (۲۰۱۵)؛ اومی و زعفرانی (۲۰۱۶) نشان داد که سایر گسل‌های فعال با نرخ لغزش کم نیز قادر به ایجاد زمین‌لرزه‌های با بزرگی زیاد هستند.

در بخش خاوری، کوه‌های تالش که در سمت باختری دریای خزر امتداد یافته‌اند، به‌عنوان کمر بند فعال عمده شناخته شده‌اند. اگرچه گسل‌های فعال در منطقه ترکیه-ایران در چندین مطالعه بررسی شده‌اند، درک تغییر شکل و ویژگی‌های لرزه‌ای کمر بند چین‌خورده و رانده تالش هنوز ضعیف است. سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها نشان داد که بلوک خزر جنوبی، یکی از ضخیم‌ترین حوضه‌های رسوبی در جهان (برونت و همکاران، ۲۰۰۳)، کوه‌های تالش را تحت رانش قرار داده است (پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). این گسلش فعال توسط بخش‌های گسلی رانده با امتداد شمالی و شیب به سمت باختر همراه است. زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) لرزه‌خیزی در رشته کوه‌های تالش را بررسی کرده و نشان دادند که عمق مرکز زمین‌لرزه‌ها در امتداد حاشیه باختری دریای خزر بیش از ۲۰ کیلومتر است و پوشش رسوبی به‌صورت غیرلرزه‌ای تغییر شکل می‌دهد.

خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) یک مدل سینماتیک جامع برای فلات ایران با استفاده از روش المان‌های محدود با به‌کارگیری تمام مجموعه داده‌های سینماتیکی موجود، از جمله نرخ لغزش زمین‌شناسی، سرعت‌های ژئودتیکی و جهت‌های اصلی تنش ایجاد کردند. آنها نشان دادند که شمال باختری ایران تحت نرخ کرنش‌های بالایی قرار دارد و نرخ لغزش بلندمدت را برای گسل‌های فعال شناخته شده ارائه دادند.

در این تحقیق از روش المان‌های مرزی استفاده می‌شود. توزیع نرخ لغزش در سامانه گسل‌های فعال منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا با استفاده

ایران و ترکیه و گسل‌های رانشی با همان امتداد، در بخش خاوری قفقاز بزرگ رخ می‌دهد.

مشاهدات GPS و مدل‌های زمین‌ساختی نیز بر افراز کرنش دلالت دارند (مک‌کلاسیکی و همکاران، ۲۰۰۰؛ ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶). گسل‌های امتدادلغز عمده در فلات ایران-ترکیه (مانند گسل‌های چالدران و شمال تبریز) دارای حرکت راست‌گرد هستند، با باقی‌مانده حرکت نسبی که در سراسر منطقه در قسمت خاوری قفقاز بزرگ رخ می‌دهد. این افراز توسط کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) و همچنین توسط مشاهدات GPS مک‌کلاسیکی و همکاران (۲۰۰۰) تأیید شده است.

جمور و همکاران (۲۰۱۱) حرکت سطحی را با استفاده از مشاهدات GPS اندازه‌گیری کرده و با ایجاد مدل بلوک، سینماتیک زمان حاضر شمال باختر ایران را بررسی کردند. آنها شمال باختر فلات ایران را به بلوک‌های بزرگی که توسط گسل‌های فعال اصلی از هم جدا شده‌اند، تقسیم کردند و به این نتیجه رسیدند که بخش بزرگی از حرکت امتدادلغز در شمال باختری ایران در گسل شمال تبریز رخ داده و گسل‌های گیلاتو-سیاه‌چشمه-خوی (GSKF) و چالدران حرکت فعال را به ترکیه منتقل می‌کنند. نقطه ضعف این مدل‌سازی این است که فقط گسل‌های اصلی قابل بررسی بوده و گسل‌های فرعی نادیده گرفته می‌شوند. درحالی‌که، بسیاری از گسل‌های فرعی که در منطقه وجود دارند، بایستی در هر مدل‌سازی کرنشی مناسب در نظر گرفته شوند. برای گسل شمال تبریز، آنها نرخ لغزش را حدود ۸ میلی‌متر در سال برآورد کردند که با 6 ± 3 میلی‌متر در سال استنباط شده از آنالیز تداخل‌سنجی راداری پراکنش‌کننده‌های دائمی (ریزا و همکاران، ۲۰۱۳) مطابقت دارد و بیشتر از نرخ لغزش اواخر کواترنر $1/4 - 3/6$ میلی‌متر در سال بر اساس پژوهش حسامی و همکاران (۲۰۰۳a) است.

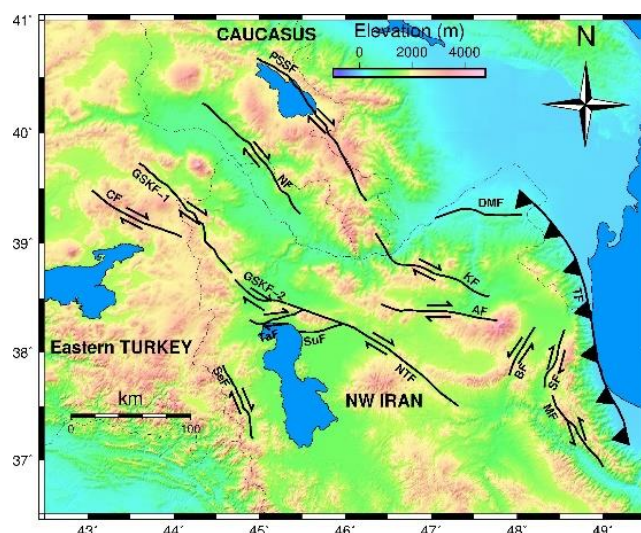
مطابق تحقیق سلیمانی‌آزاد و همکاران (۲۰۱۵) نرخ لغزش همالرزه اخیر در امتداد گسل شمال تبریز از شمال باختر به سمت جنوب خاور در حال کاهش است. علی‌رغم این که ناحیه شمالی گسل شمال تبریز کشش فعالی را تجربه

می‌شود که بزرگ‌تر شدن محدوده و پیچیدگی گسلش های منطقه مورد مطالعه تأثیر چندانی در زمان آماده‌سازی اطلاعات و محاسبات نداشته باشد. به حافظه کمتری در کامپیوتر احتیاج است و زمان کمتری برای بررسی مسئله توسط کامپیوتر صرف می‌شود. برای یک میزان دقت در روش المان مرزی نسبت به روش‌های دیگر به تعداد تقریب در جواب‌های حاصل از روش المان مرزی به سطوح مرزی محدود می‌شود. نباید شبکه‌بندی در روش المان مرزی را با شبکه‌بندی در روش اجزاء محدود که گره‌های داخلی آن برداشته شده است مقایسه کرد. برای رسیدن به دقت یکسان شبکه اجزاء محدود را باید به تقسیمات بیشتری نسبت به شبکه المان مرزی معادل تقسیم کرد.

در این پژوهش، شمال باختر فلات ایران به‌عنوان یک سیستم گسلی منفرد (نابرجایی‌ها) و محیط پیوسته با استفاده از روش اجزای مرزی مدل‌سازی شده است (گمبرگ و ایس، ۱۹۹۴). هدف اصلی این مدل‌سازی برآورد و افزایش نرخ‌های لغزش طولانی‌مدت در منطقه مورد مطالعه است.

از روش المان‌های مرزی و با قید کرنش مستخرج از مشاهدات GPS توسط راست بود و وثوقی در سال ۱۳۹۱ به انجام رسیده است. افزایش نرخ لغزش بین گسل‌های فعال بخش جنوبی البرز مرکزی با لحاظ برهمکنش مکانیکی بین گسل‌ها توسط راست‌بود و همکاران (۱۳۹۲) به انجام شده است. همچنین در تحقیق دیگری نرخ لغزش بین‌لرزه‌ای در بخش‌های مختلف گسل شمال تبریز با استفاده از مشاهدات دائم و دوره‌های GPS توسط راست‌بود (۱۴۰۱) براساس روش المان‌های مرزی افزایش شده است. در روش المان‌های مرزی زمان کمتری برای آماده‌سازی داده‌ها لازم است. این مزیت یکی از نتایج مستقیم مدل کردن مرز می‌باشد و بنابراین بعد مسئله یک درجه کم می‌شود و در نتیجه زمان لازم برای آماده‌سازی اطلاعات و چک کردن اطلاعات به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. از آنجاکه تنها مرز مدل می‌شود، اعمال هرگونه تغییر در شبکه‌بندی المان‌ها راحت است.

به‌علت کاهش قابل‌ملاحظه در زمانی که برای مدل‌سازی یک مسئله مشخص مورد نیاز است، با استفاده از روش المان مرزی به راحتی می‌توان شکل و هندسه‌های مختلف را آزمایش کرد. این مزیت روش المان‌های مرزی باعث



شکل ۱. نقشه زمین‌ساخت الگوی تغییر شکل در شمال غرب فلات ایران، شرق ترکیه و موقعیت گسل‌های فعال در منطقه را نشان می‌دهد. خطوط خاکستری نازک با مرزهای سیاسی و مقیاس رنگ با توپوگرافی مطابقت دارند. گسل‌های خاور ترکیه و قفقاز از حسامی و همکاران (۲۰۰۳a) و قدس و همکاران (۲۰۱۵) اقتباس شده است. اختصارات: CF، گسل چالدران؛ GSKF، گسل گیلان-توسپناه چشمه-خوی؛ NF، گسل نخجوان؛ PSSF، گسل پامبک-سوان-سونیک؛ SeF، گسل سرو؛ TF، گسل تسوج؛ SuF، گسل صوفیان؛ NTF، گسل شمال تبریز؛ AF، گسل اهر؛ KF، گسل خوجا؛ DMF، گسل دشت مغان؛ BF، گسل بزقوش؛ SF، گسل سنگاورد؛ MF، گسل ماسوله؛ TF، گسل تالش.

۲. روش مدل‌سازی

تغییر شکل سطح زمین در یک بازه زمانی طولانی (کوآترن و میوسن) به صورت محلی در سیستم‌های گسلی عمده ظاهر می‌شود. تغییر شکل سطحی ابتدا در اثر زمین‌لرزه رخ می‌دهد. کل آفست زمین‌شناسی تولید شده توسط یک گسل از مجموع آفست‌های زمین‌لرزه‌ای به دست می‌آید. متأسفانه در اکثر موارد زمین‌لرزه‌های بزرگ نادر بوده و زمان بازگشت آنها یک دوره زمانی طولانی است.

از آنجایی که ثبت امواج لرزه‌ای به کمی بیش از یکصد سال می‌رسد، هرگونه تلاش برای تعیین کمیت تغییر شکل با جمع تغییر شکل‌های هم‌لرزه‌ای غیر قابل اعتماد است. بنابراین تلاش برای برآورد تغییر شکل سطحی با جمع کردن سهم تغییر شکل‌های هم‌لرزه منجر به نرخ تغییر شکل‌های متناقض با نرخ‌های بلندمدت می‌شود (جکسون و همکاران، ۱۹۹۵).

علاوه بر این، روش جمع گشتاورهای لرزه‌ای، تغییر شکل را منتشر کرده و هموار می‌کند به نحوی که می‌توان آن را نه به گسل‌های فعال بلکه به تغییر شکل پیوسته پوسته زیرین و گویسته بالایی نسبت داد (کستروف، ۱۹۷۴). اطلاعات لرزه‌ای امکان تعیین کمی تغییر شکل را فراهم نمی‌کند. باین حال لرزه‌خیزی و سازوکارهای ژرفی اطلاعات کیفی اولیه را برای تعیین نوع لغزش گسل فراهم می‌کنند. روش مدل‌سازی مورد استفاده در این مقاله توسط گومبرگ و ایس (۱۹۹۴)، فلریت و همکاران (۲۰۰۳) و آرمیجو و همکاران (۲۰۰۴) توصیف شده و با مدل‌های بلوک صلب متفاوت است (ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۱) که در آن شرایط نابرجایی در مرز بلوک‌ها اغلب با شواهد زمین‌شناسی ناسازگار است. در روش جایگزین فلریت و همکاران (۲۰۰۳) برای مدل‌سازی، لغزش در همه جا دارای جهت حرکت مطابق با قیود زمین‌شناسی است. نابرجایی‌ها منطقه را به بلوک‌های بسته صلب تقسیم نمی‌کنند و مطابق مشاهدات زمین‌شناسی لغزش می‌تواند در طول گسل تغییر کند.

در نهایت یک مدل زمین‌ساختی برای شمال باختر ایران و خاور ترکیه به دست می‌آید که نسبت به مدل بلوک صلب (ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶) یا مدل‌های مبتنی بر نرخ کرنش‌های لرزه‌ای یا زمین‌شناسی به واقعیت نزدیک‌تر است (هاینز، ۱۹۸۲؛ هاینز و هولت، ۱۹۹۳؛ جکسون و همکاران، ۱۹۹۵؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۵). برای این منظور از روش اجزای مرزی سه‌بعدی استفاده می‌شود. مدل‌سازی اجزای مرزی دو بعدی برای درک مجموعه‌ای از مسائل زمین‌شناسی توسعه داده شد (بیلهام و کینگ، ۱۹۸۹؛ کینگ و ایس، ۱۹۹۰؛ ایس و کینگ، ۱۹۹۱؛ هاگمن و همکاران، ۱۹۹۰؛ گومبرگ، ۱۹۹۱؛ بیلهام و بودین، ۱۹۹۲؛ کینگ و همکاران، ۱۹۹۳؛ گومبرگ و ایس، ۱۹۹۳). روش اجزای مرزی با استفاده از روابط تابع گرین اوکادا (۱۹۹۲) توسط گومبرگ و ایس (۱۹۹۴) به بعد سوم گسترش یافته است. با استفاده از اجزای مرزی سه‌بعدی امکان در نظر گرفتن یک میدان تغییر شکل پس‌زمینه یکنواخت فراهم می‌شود که می‌تواند به صورت تانسور گرادیان تنش، کرنش یا جابه‌جایی مشخص شود. گسترش از دو به سه بعد برای ایجاد تمام حالت‌ها و هندسه‌های گسلی ضروری است. در مدل‌های اجزای مرزی، لغزش یا بزرگی مؤلفه‌های نابرجایی به‌عنوان مجهول در نظر گرفته می‌شوند که با هدف کمینه‌کردن انرژی کرنش در محیط و در عین برآورده کردن شرایط مرزی تنش یا جابه‌جایی در هر سطح نابرجایی، حل می‌شوند. با این فرض که لغزش گسل عامل اصلی کاهش کرنش‌ها در پوسته بالایی است لذا کمینه کردن انرژی کرنش از نظر فیزیکی منطقی است. مدل‌های اجزای مرزی به‌طور صریح برهم‌کنش بین گسل‌ها را در نظر می‌گیرند (گومبرگ و ایس، ۱۹۹۴). بخش‌های گسلی با نابرجایی‌های مستطیلی مسطح در یک نیم‌فضای یکنواخت نشان داده می‌شوند که با عنوان جزء نیز شناخته می‌شوند. تغییر شکل در هر نقطه مشاهداتی در محیط، برهم‌نهی تغییر شکل ناشی از لغزش روی هر یک از مجموعه نابرجایی‌های مسطح در نیم‌فضای کشسان همگن

به اضافه میدان تغییر شکل یکنواخت است.

میدان تغییر شکل به طور کامل با بردار جابه‌جایی، تانسور گرادیان جابه‌جایی و ثابت‌های ماده، نسبت پواسون و مدول یانگ توصیف می‌شود. در الگوریتم اجزای مرزی، برهم‌کنش یک جزء با اجزای دیگر و با تغییر شکل پس‌زمینه با حل مجموعه‌ای از معادلات خطی مدل‌سازی می‌شود.

$$\begin{aligned} \tau_s(x_i, y_i, z_i) &= \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ss} D_j^s + A_{ij}^{sd} D_j^d + A_{ij}^{sn} D_j^n) + \tau_s^b \\ \tau_d(x_i, y_i, z_i) &= \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ds} D_j^s + A_{ij}^{dd} D_j^d + A_{ij}^{dn} D_j^n) + \tau_d^b \\ \sigma_n(x_i, y_i, z_i) &= \sum_{j=1}^J (A_{ij}^{ns} D_j^s + A_{ij}^{nd} D_j^d + A_{ij}^{nn} D_j^n) + \sigma_n^b \end{aligned} \quad (1)$$

در این معادلات τ_s ، τ_d و σ_n به ترتیب شرایط مرزی تنش در راستای امتداد، شیب و نرمال بر گسل می‌باشند. ضرایب A نیز ضرایب تأثیر یا توابع گرین هستند که با استفاده از حل اساسی اوکادا (۱۹۸۵) محاسبه می‌شوند. با حل دستگاه معادلات خطی می‌توان مؤلفه‌های نابرجایی مجهول (D) را به دست آورد. مسئله یک محیط شامل یک سامانه گسلی است. هر بخش گسلی دارای دو سطح یا مرز است که یکی به طور مؤثر بر دیگری منطبق است. با یک از روش های اجزای مرزی به نام ناپیوستگی جابه‌جایی (کراچ و استارفیلد، ۱۹۹۰) می‌توان این مسئله را حل کرد. ناپیوستگی جابه‌جایی بر اساس راه‌حل تحلیلی (تابع گرین) برای مسئله ناپیوستگی ثابت در جابه‌جایی بر روی یک

خط محدود در صفحه نیم‌فضای صلب کشسان است. حل تحلیلی اوکادا (۱۹۸۵) به عنوان تابع گرین برای مدل‌سازی استفاده می‌شود.

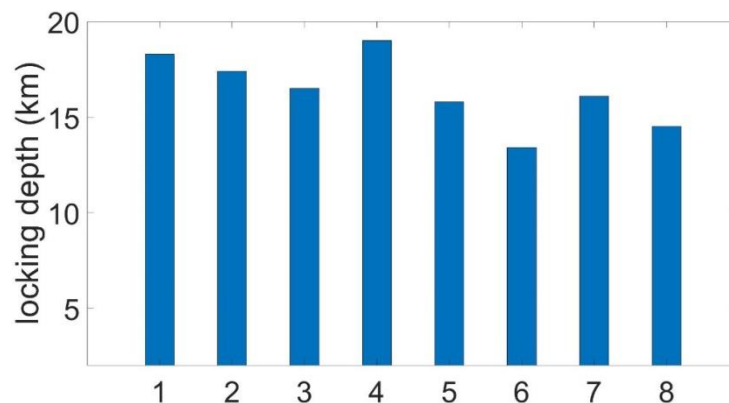
۳. داده‌های ورودی

۳-۱. ساختار کلی گسل‌های فعال

برای مدل‌سازی سیستم گسلی دانستن اطلاعات زیرسطحی گسل‌ها ضروری است؛ بنابراین از نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳b) و تحقیقات قبلی (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۳) جهت استخراج موقعیت، امتداد، شیب و طول گسل‌ها استفاده شد (جدول ۱). عمق‌های قفل‌شدگی نیز با میانگین‌گیری از مقادیر به دست آمده در تحقیقات قبلی (شکل ۲) برابر ۱۵ کیلومتر فرض شد.

۳-۲. میدان سرعت براساس GPS

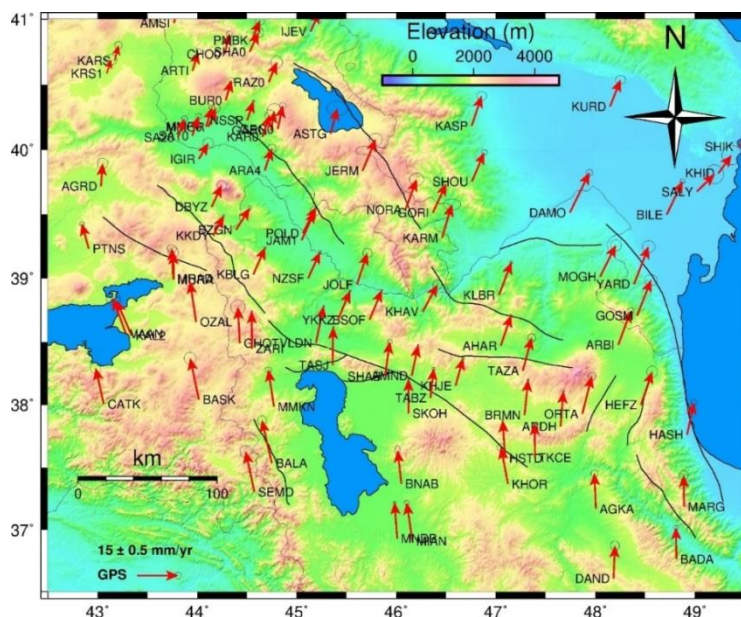
به منظور محاسبه محورهای اصلی نرخ کرنش از گسترده‌ترین و به روزترین میدان سرعت GPS یکپارچه برای شمال باختری فلات ایران و خاور فلات ترکیه استفاده شد (شکل ۳). این میدان نتیجه ترکیب پردازش داده‌های جمع‌آوری شده در طول ۱۰ سال از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۵ از شبکه دائمی GNSS ایران (IPGN) با میدان‌های سرعت منتشر شده قبلی از مشاهدات GPS طی سال‌های ۱۹۹۷ تا ۲۰۱۳ است (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹).



شکل ۲. مقادیر عمق قفل‌شدگی برآوردشده برای گسل شمال تبریز حاصل از مطالعات قبلی، (۱) حسامی و همکاران، ۲۰۰۳a؛ (۲) ماسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ (۳) جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ (۴) ریزا و همکاران، ۲۰۱۳؛ (۵) کریم‌زاده و همکاران، ۲۰۱۳؛ (۶) حاجی‌آقاجانی، ۲۰۱۷؛ (۷) و (۸) حاجی‌آقاجانی، ۲۰۱۹.

جدول ۱. اطلاعات گسلی، زوایای شیب گسل ها از (۲۰۱۴) GSI انتخاب شده‌اند.

نوع	امتداد	شیب (°)	طول (km)	گسل
راست‌گرد	خاوری-باختری	۹۰		اهر
معکوس	شمال شمال خاور-جنوب جنوب باختر	۵۵	۵۲	بزقوش
راست‌گرد	باختری شمال باختری-خاوری جنوب خاوری	۹۰		چالدران
	خاوری-باختری	۴۰	۹۰	دشت مغان
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰		گیلاتو-سیاه چشمه-خوی-۲
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰		گیلاتو-سیاه چشمه-خوی-۱
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰		خوجا
معکوس	شمال باختری-جنوب خاوری	۵۰	۶۲	ماسوله
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰		نخجوان
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰	۱۵۰	شمال تبریز
راست‌گرد	شمال باختری-جنوب خاوری	۹۰		پامیک-سوان-سونیک
چپ‌گرد	شمال شمال خاوری-جنوب جنوب باختری	۶۰	۷۴	سنگاورد
	شمال شمال باختری-جنوب جنوب خاوری	۵۵		سرو
معکوس	خاوری-باختری	۶۰	۳۲	صوفیان
معکوس	شمالی-جنوبی	۳۰	۴۰۰	تالش
معکوس	شمال خاوری-جنوب باختری	۶۰	۶۱	تسوج

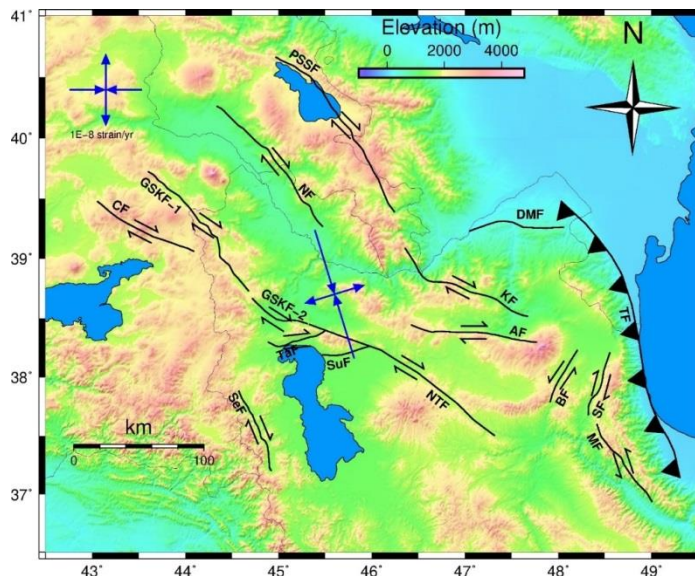


شکل ۳. سرعت‌های مسطحاتی GPS با بیضی اطمینان ۹۵ درصد آنها نسب به اوراسیا از خرمی و همکاران (۲۰۱۹).

۳-۳. شرایط مرزی

مشاهدات دائم و دوره‌های GPS در محدوده فلات ایران توسط راست‌بود (۱۴۰۲) انجام شده است. از نتایج تحقیق مذکور می‌توان به عنوان شرط مرزی برای افراز نرخ لغزش در گسل‌های فعال محدوده فلات ایران استفاده کرد.

به‌عنوان شرط مرزی کرنش با بهترین برازش به همه ایستگاه‌های GPS محاسبه و در مرکز داده‌های ایستگاهی ترسیم شده است. کلیه ایستگاه‌ها در محاسبه به‌طور مساوی وزندهی شده‌اند. برآورد نرخ کرنش زمان حاضر با استفاده از



شکل ۴. بهترین مدل برازش شده برای محورهای اصلی نرخ کرنش منطقه‌ای برآورد شده با استفاده از مشاهدات GPS با روش کمترین مربعات.

مابین ایستگاه‌ها همگن است، دقت مقادیر مجهول قابل محاسبه می‌باشد. سلول‌هایی که مقدار مطلق کمیت مجهول موردنظر در آنها کمتر از خطای ۱۵ باشد، از نتایج محاسبات حذف می‌شوند. محاسبات در نقطه مرکزی هر سلول، مستقل از محاسبات کلیه سلول‌های دیگر می‌باشد. در انجام محاسبات مقدار ثابت α برای کل شبکه چنان انتخاب می‌شود که دامنه تغییرات پارامتر مورد نظر بیشینه بوده و تعداد سلول‌های حذفی که مقدار مطلق دامنه پارامتر مورد محاسبه در آنها کوچک‌تر از دقت برآورد شده باشد، کمینه شود. بدین منظور مقدار α با روند سعی و خطا برای کل شبکه برابر ۳۲ انتخاب شد (آلمندینگر و همکاران، ۲۰۰۷). ابعاد سلول‌های مربعی نیز ۱۶×۱۶ کیلومتر انتخاب شد. ابعاد سلول‌ها چنان انتخاب می‌شود که بتوان به‌نحو مناسبی کرنش محاسبه شده را به ساختارهای زمین‌شناسی ارتباط داد.

برخلاف روش مثلث‌بندی دلونی که در آن نرخ کرنش در مرکز مثلث‌های با مساحت نابرابر تشکیل شده توسط ایستگاه‌های GPS با فاصله غیرمساوی برآورد می‌شود؛ نتایج معقول‌تر و تجسم بهتری از جهات و بزرگی‌های نرخ کرنش در یک شبکه منظم با مساحت مساوی به دست می‌دهد. البته، فاصله کم ایستگاه‌ها و تغییر شکل فعال منجر به نرخ کرنش‌های بسیار بالایی می‌شود، در صورتی که از

به‌منظور درک اولیه رفتار حرکتی گسل‌های فعال برای تعیین شرایط مرزی علاوه بر مشاهدات زمین‌شناسی از کد SSPX (کاردوزو و آلمندینگر، ۲۰۰۹) برای محاسبه نرخ کرنش مسطحاتی بی‌نهایت کوچک از سرعت‌های مسطحاتی GPS استفاده شد. بدین‌منظور از روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار استفاده شد. از آنجایی که ایستگاه‌های GPS به‌طور یکنواخت توزیع نشده‌اند و با توجه به تغییر شکل زمین‌ساختی ناهمگن در منطقه مورد مطالعه، روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار جواب نزدیک به واقعیت‌تری تولید می‌کند (آلمندینگر و همکاران، ۲۰۰۷). روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار از تعدیل حداقل مربعات وزنی استفاده می‌کند که در آن هر ایستگاه با فاصله آن تا مرکز سلول وزن‌دهی می‌شود:

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

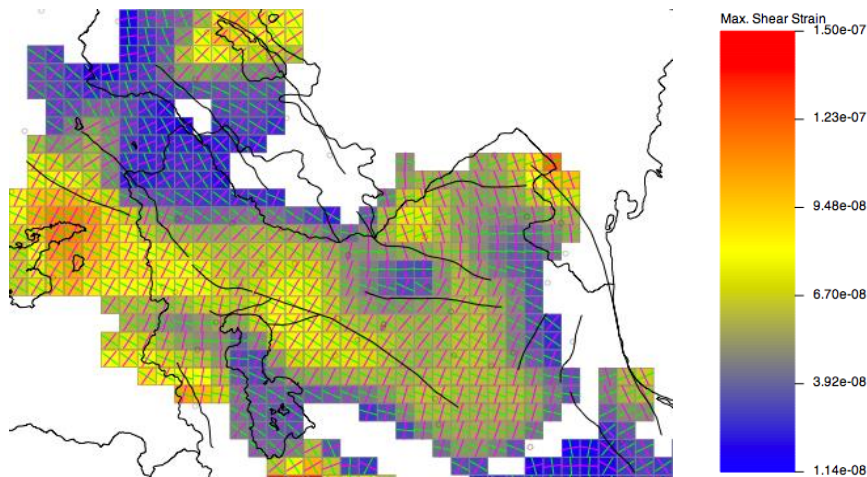
که در آن W وزن، d فاصله و α ثابتی است که مشخص می‌کند چگونه نزدیکی ایستگاه‌ها به مرکز سلول بر جواب کرنش تأثیر می‌گذارد. ایستگاه‌های تا فاصله ۱α بیش از ۶۷ درصد و ایستگاه‌هایی که در فاصله بیش از ۳α هستند کمتر از ۱ درصد در جواب مشارکت دارند (شن و همکاران، ۱۹۹۶).

با در دسترس بودن تعداد بیشتر از ۳ ایستگاه و معلوم‌بودن خطای بردارهای سرعت GPS و با فرض این‌که کرنش

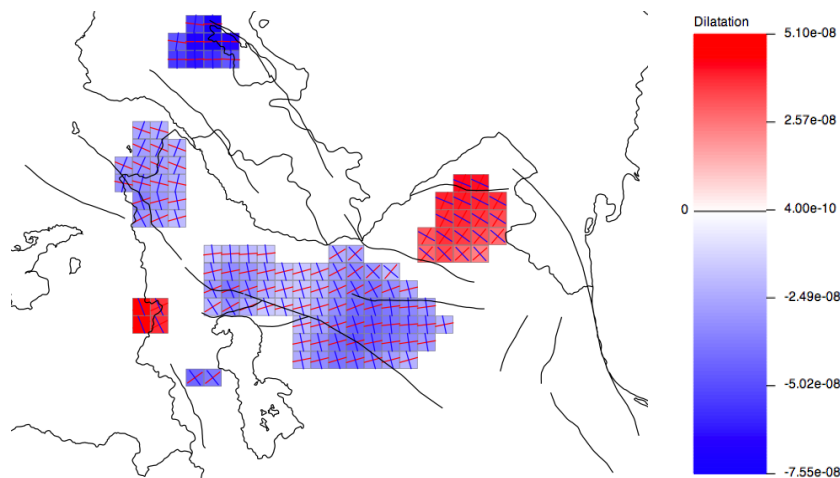
مطابق شکل ۵ انتظار می‌رود گسل‌های در راستای جهات کرنش برشی بیشینه راست گرد (سبزرنگ) مانند گسل‌های اهر، چالدران، گیلاتو-سیاه‌چشمه-خوی، خوجا، نخجوان، شمال تبریز، پامبک-سوان-سونیک، سرو دارای رفتار امتدادلغز راست گرد و گسل‌های در راستای جهات کرنش برشی بیشینه چپ گرد (بنفش‌رنگ) مانند گسل‌های بزقوش و سنگاورد دارای رفتار امتدادلغز چپ گرد باشند. مطابق شکل ۶، گسل‌های در راستای کوتاه‌شدگی (آبی‌رنگ) مانند صوفیان و تسوج انتظار می‌رود دارای رفتار معکوس و گسل‌های در راستای کشش (قرمز رنگ) مانند گسل دشت مغان دارای رفتار نرمال باشند.

عامل فواصل وزن‌دار استفاده نشود (کاردوزو و آلمندینگر، ۲۰۰۹).

نرخ کرنش در مرکز هر سلول 16×16 کیلومتری از یک شبکه مستطیلی که شامل ۶۱ بردار سرعت GPS نسبت به اوراسیاست (شکل ۲)، با روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار محاسبه شد. در روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار، سرعت ایستگاه‌های نزدیک، بیشتر در برآورد مشارکت دارند و بنابراین، یک میدان نرخ کرنش واقعی‌تر برای مناطق زمین‌ساختی ناهمگن که در آن مکانیسم‌های سینماتیکی و تغییرشکل متفاوتی مشاهده می‌شود، برآورد می‌کند.



شکل ۵. نقشه بیشینه کرنش برشی برحسب strain/yr حاصل از مشاهدات GPS برای بخش شمال باختری فلات ایران با استفاده از روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار. خطوط سیاه رنگ ساختارهای زمین‌شناسی اصلی و مرزهای جغرافیایی را نشان می‌دهند. جهات کرنش برشی بیشینه راست‌گرد با خطوط سبزرنگ و چپ‌گرد با خطوط بنفش‌رنگ نشان داده شده است.



شکل ۶. نقشه اتساع برحسب strain/yr حاصل از مشاهدات GPS برای بخش شمال باختری فلات ایران با استفاده از روش شبکه‌بندی با فواصل وزن‌دار. جهت محورهای بی‌نهایت کوچک فشارشی با رنگ آبی و کششی با رنگ قرمز نشان داده شده است.

۴. افزایش نرخ لغزش

در این پژوهش نرخ لغزش در سامانه گسلی شمال باختر ایران- خاور ترکیه با لحاظ برهم کنش مکانیکی مابین گسل‌ها و براساس نرخ کرنش مستخرج از مشاهدات GPS به‌عنوان شرط مرزی افزایش شد. برهم کنش مکانیکی مابین گسل‌ها با استفاده از روش اجزای مرزی در نظر گرفته شد. از نرخ کرنش مستخرج از مشاهدات GPS که بهترین تطابق را با منطقه مورد مطالعه دارد به‌عنوان شرایط مرزی استفاده شد. بدین منظور از مشاهدات دائم و دوره‌ای GPS برگرفته از خرمی و همکاران (۲۰۱۹) برای منطقه شمال باختر ایران استفاده شد.

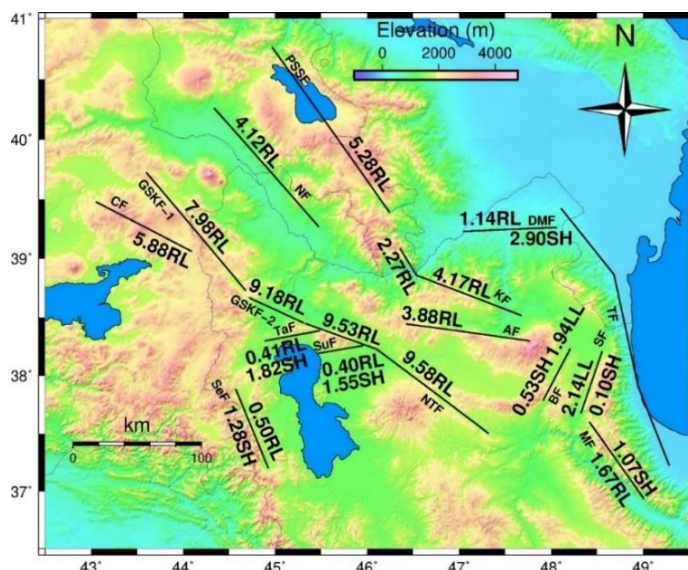
بر اساس تحلیل حساسیت اجرا شده، بیشترین حساسیت مدل تحلیلی اکادا به پارامتر نرخ لغزش گسل است. با تغییر این پارامتر، بیشترین تغییر در خروجی‌های مدل یعنی جابه‌جایی‌ها مشاهده می‌شود؛ لذا در این تحقیق کلیه پارامترهای هندسی سیستم گسلی و همچنین پارامترهای فیزیکی منطقه با لحاظ مقادیر تقریبی موجود از شواهد زمین‌شناسی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

با توجه به این که توابع گرین مورد استفاده مستخرج از مدل اکادا برای محیط نیم‌فضا می‌باشند ولی سامانه گسلی

در یک محیط کروی قرار دارد، لذا باید قبل از شروع برآوردها، منطقه مورد مطالعه با استفاده از مفاهیم سیستم‌های تصویر به محیط نیم‌فضا تصویر شود. بدین منظور از سیستم تصویر مشابه مرکاتور استفاده شد. با توجه به تصویر کردن گسل از زمین کروی به محیط نیم‌فضا، عرض گسل در عمل بی‌نهایت فرض شد.

برای افزایش، نرخ لغزش در دو راستای امتداد و شیب در مرکز هر سلول شبکه برآورد می‌شود. با شبکه‌بندی در حالت‌های مختلف، سلول‌هایی در امتداد کل صفحه گسل ایجاد می‌شود. شرایط مرزی تنش در مرکز هر سلول در دو راستای امتداد و شیب معلوم بوده و مقدار نابرجایی در این دو راستا مجهول است. دستگاه معادلات با ماتریس ضرایبی با ابعاد متناسب با تعداد سلول‌ها جهت تعیین مجهولات با استفاده از مقادیر مرزی معلوم تشکیل و حل می‌شود. به این ترتیب، نرخ لغزش روی کل صفحه گسل افزایش می‌شود.

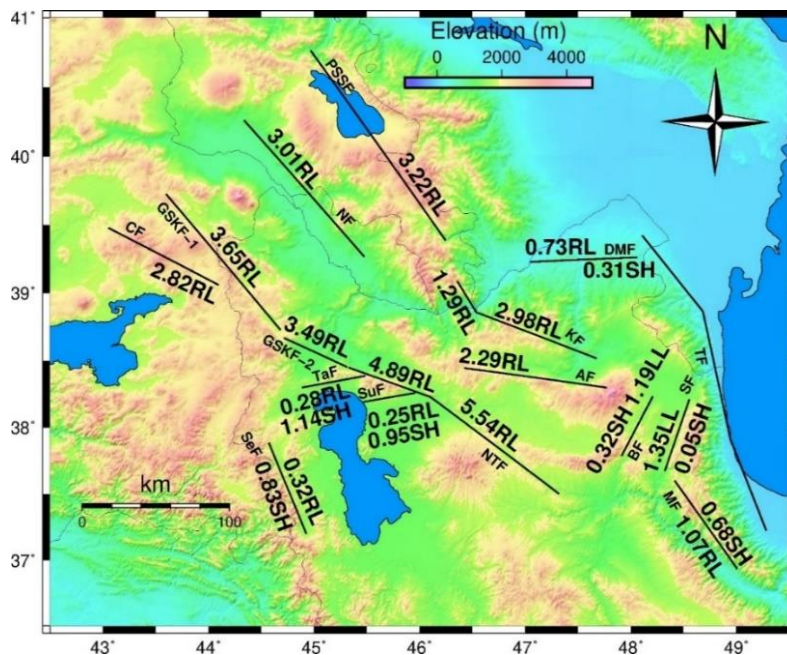
نخست کل صفحه هر گسل، یک شبکه ساده 1×1 در نظر گرفته شد. مشخصات هندسی مفروض برای هر گسل در جدول ۱ آورده شده است. شرط مرزی تنش برآورد شده با استفاده از مشاهدات GPS به مرکز هر گسل اعمال شد. شکل ۷ نرخ‌های لغزش برآورد شده را نشان می‌دهد. بیشینه نرخ لغزش برابر $9/58$ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز به دست آمد.



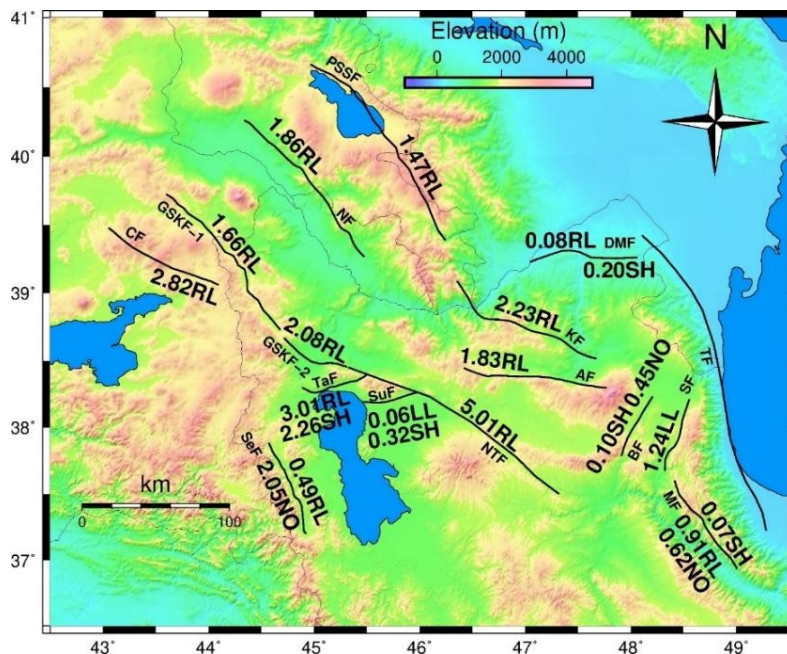
شکل ۷. نرخ‌های لغزش بدون افزایش که از بهترین نرخ کرنش برازش شده برآورد شده است.

در مرحله سوم هر سطح گسلی ساده در شکل ۱ در امتداد گسل به سلول‌های ۱ کیلومتری شبکه‌بندی شد. تغییرات آزمون گسل در فرایند شبکه‌بندی اعمال شد. با اعمال شرایط مرزی افراز نرخ لغزش دوباره انجام شد. شکل ۹ پیشینه مقدار نرخ‌های لغزش افرازی را برای هر گسل نشان می‌دهد. پیشینه نرخ لغزش برابر $5/01$ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز به دست آمد.

در مرحله دوم هر سطح گسلی ساده در شکل ۱ در امتداد گسل به سلول‌های ۱ کیلومتری شبکه‌بندی شد و با اعمال شرایط مرزی افراز نرخ لغزش دوباره انجام شد. شکل ۵ پیشینه مقدار نرخ‌های لغزش افرازی را برای هر گسل نشان می‌دهد. پیشینه نرخ لغزش برابر $5/54$ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز به دست آمد (شکل ۸).



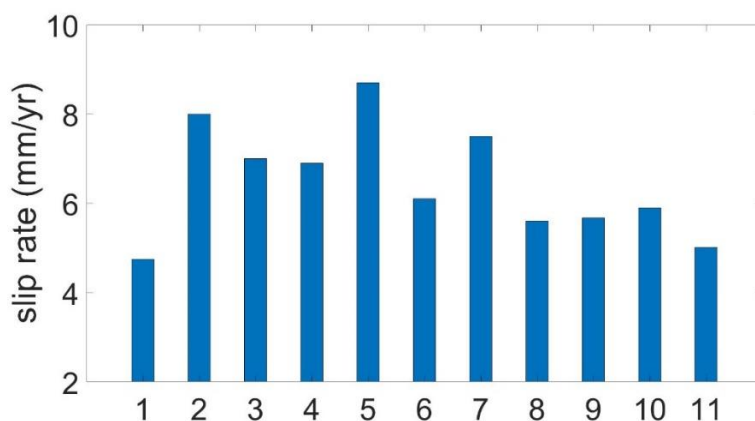
شکل ۸. پیشینه مقادیر برآوردی نرخ لغزش افرازشده از بهترین نرخ کرنش برازش‌شده با هندسه خطی ساده.



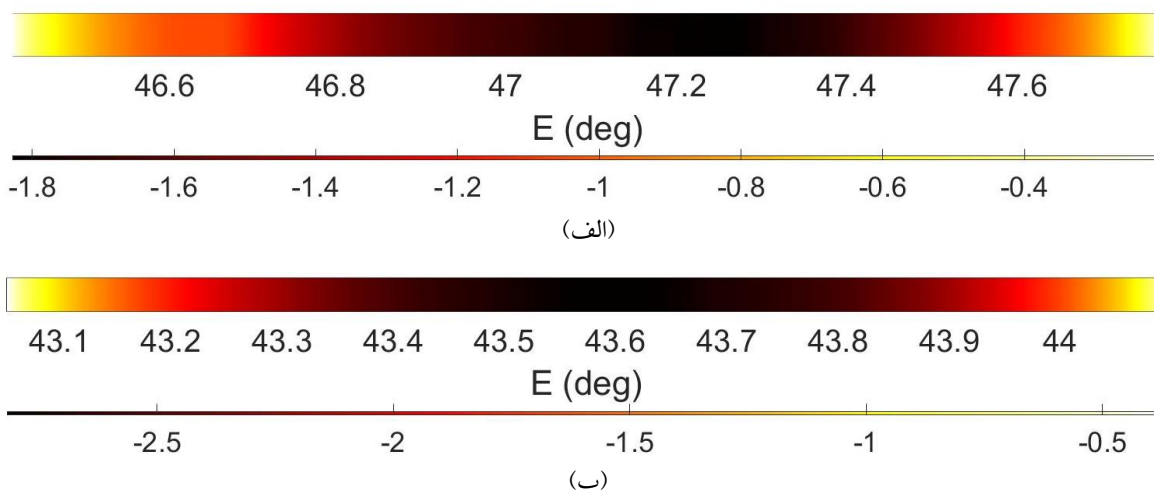
شکل ۹. پیشینه مقادیر برآوردی نرخ لغزش افرازشده از بهترین نرخ کرنش برازش‌شده با هندسه واقعی.

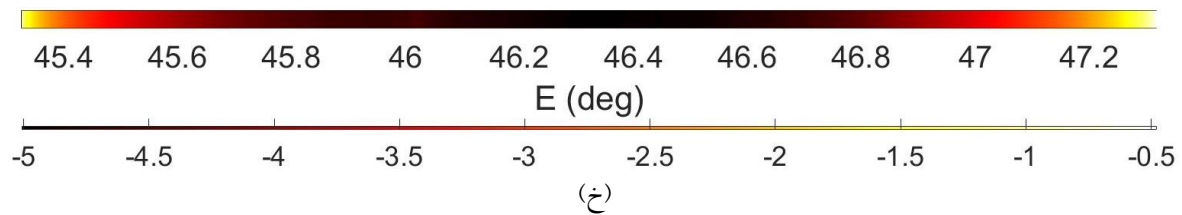
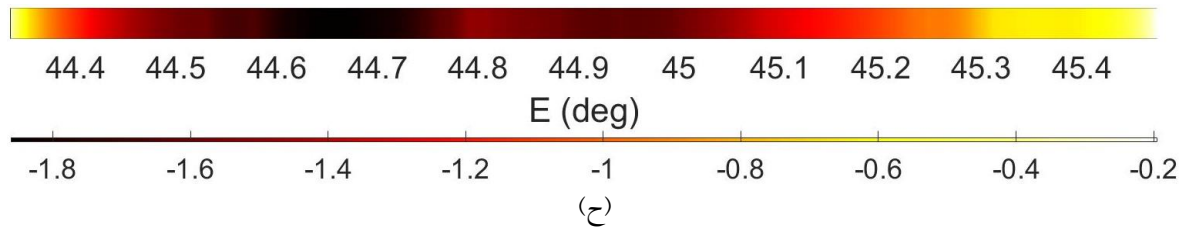
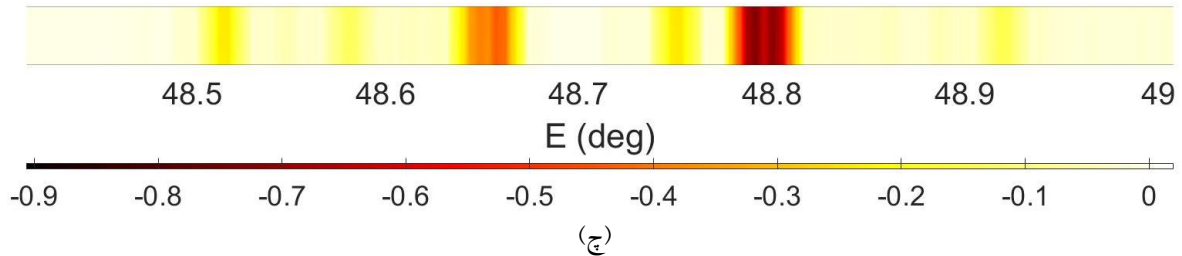
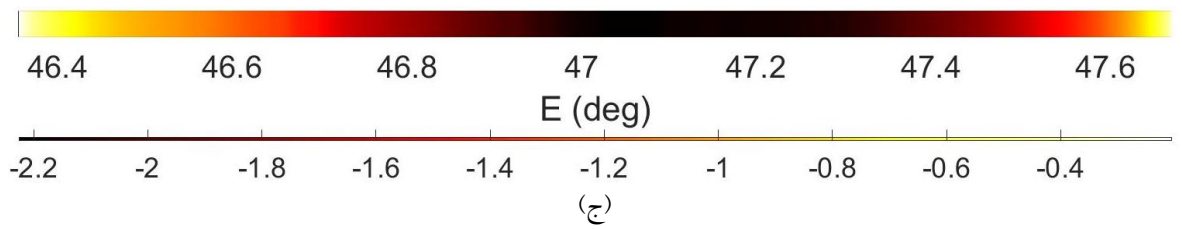
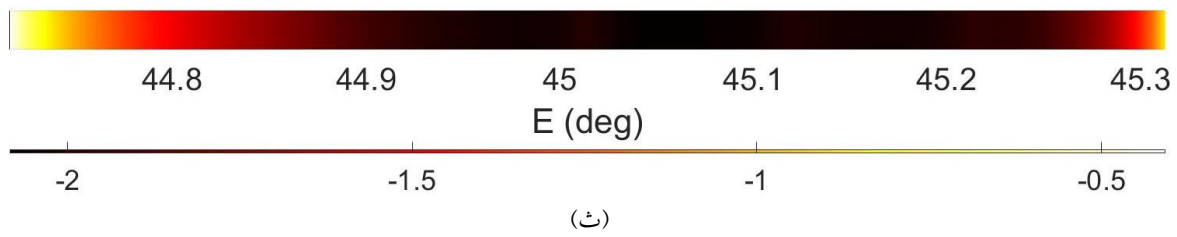
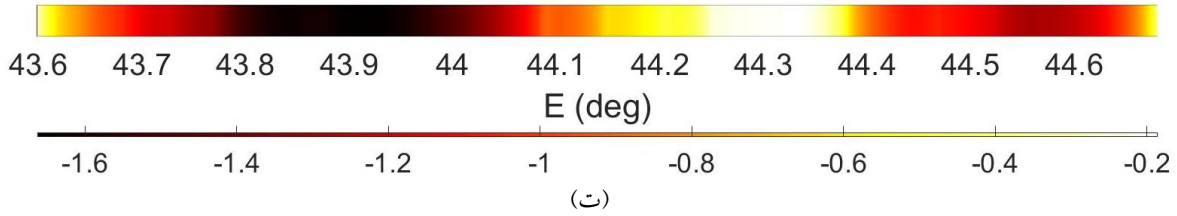
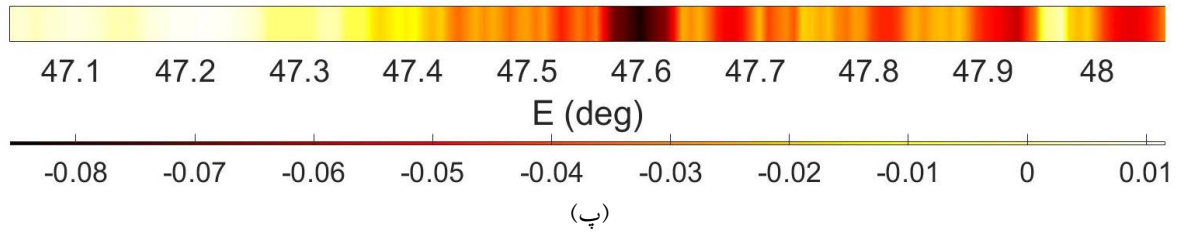
بین رفتن یا کاهش این اختلاف و نزدیکی نتایج روش‌های ژئودتیکی به روش‌های زمین‌شناسی می‌شود. شکل ۱۱ نتایج افزایش نرخ لغزش را در گسل‌های شمال باختر ایران و خاور ترکیه با در نظر گرفتن قیود زمین‌شناسی و ژئودتیکی با استفاده از روش اجزاء مرزی را نشان می‌دهد. در این شکل‌ها محور افقی نشان‌دهنده طول جغرافیایی در امتداد گسل است. نرخ لغزش در گسل‌های اهر (شکل ۱۱-الف)، چالدران (شکل ۱۱-ب)، گیالتو-سیاه‌چشمه-خوی (شکل ۱۱-ث)، شمال تبریز (شکل ۱۱-خ) و سنگاورد (شکل ۱۱-ذ) به صورت امتداد لغز راست‌گرد متقارن با مقدار بیشینه در مرکز گسل دیده می‌شود. عدم تقارن در نرخ لغزش افزایش ناشی از تغییر آزیموت گسل است (شکل ۱۱-پ، ت، چ، د، ر و شکل ۱۲).

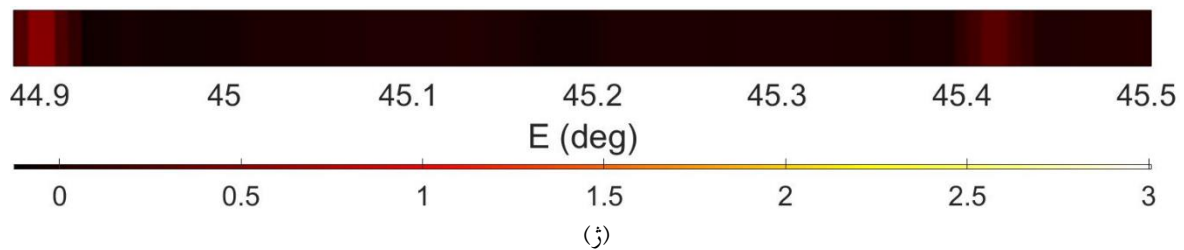
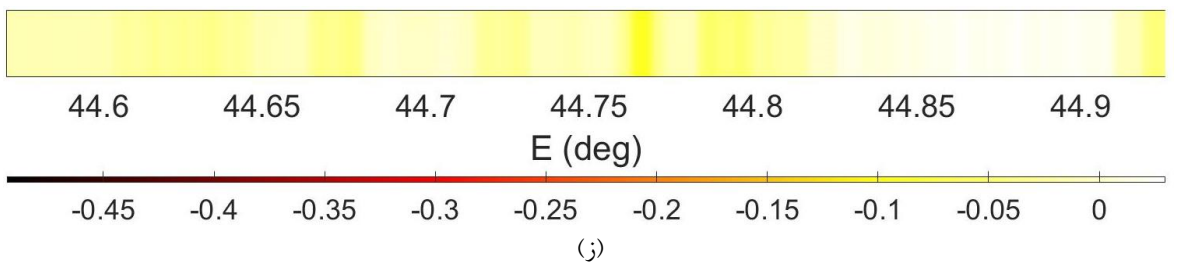
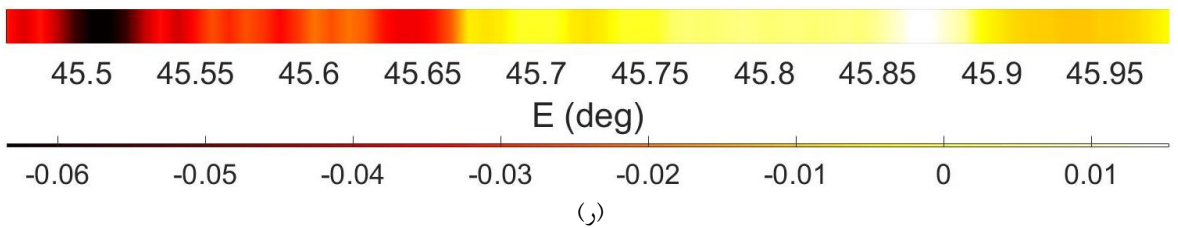
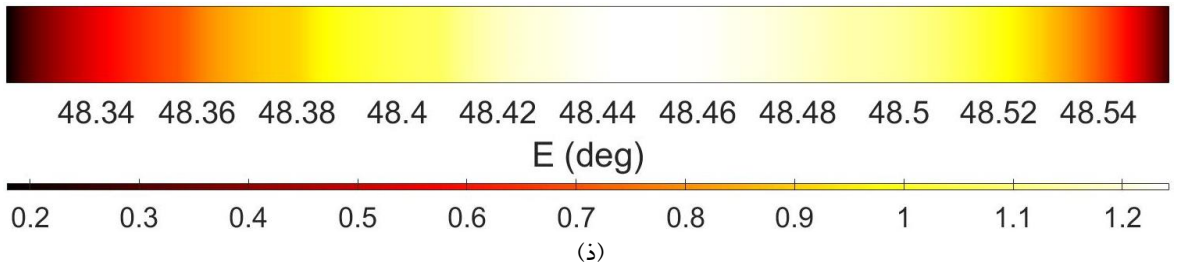
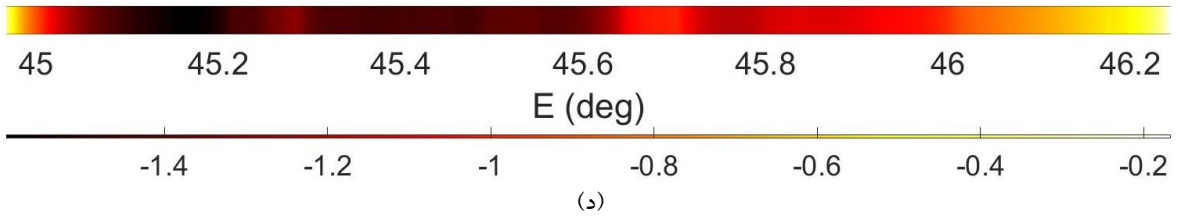
با استفاده از اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و مطالعات زمین‌ریخت‌شناسی انجام‌شده مانند پدramی (۱۹۸۷)، حسین-خان-نظر (۱۹۹۹)، حسامی و همکاران (۲۰۰۳a) و کاراخانیان و همکاران (۲۰۰۴) با روش‌هایی نظیر بررسی جابه‌جایی آبراهه‌ها، مبین‌های ریخت‌شناسی و سن رسوبات تطابق داده شده با رخدادهای آب‌وهوایی، نرخ لغزش برای گسل شمال تبریز در بازه ۲ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال گزارش شده است. این برآوردها در تطابق کامل با افزایش 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 (ریزا و همکاران، ۲۰۱۳). افزایش نرخ لغزش باعث از



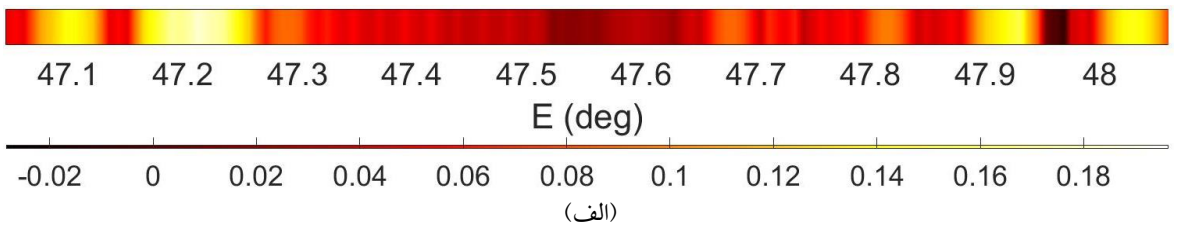
شکل ۱۰. نرخ لغزش برآوردشده برای گسل شمال تبریز حاصل از مطالعات قبلی، (۱) حسامی و همکاران، ۲۰۰۳a؛ (۲) ماسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ (۳) جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ (۴) ریزا و همکاران، ۲۰۱۳؛ (۵) کریم‌زاده و همکاران، ۲۰۱۳؛ (۶) حاجی‌آقاجانی، ۲۰۱۷؛ (۷) و حاجی‌آقاجانی ۲۰۱۹؛ (۸) خداوردیان و همکاران، ۲۰۱۵؛ (۹) خداوردیان و همکاران، ۲۰۱۶؛ (۱۰) خداوردیان و همکاران، ۲۰۱۶؛ (۱۱) تحقیق حاضر.

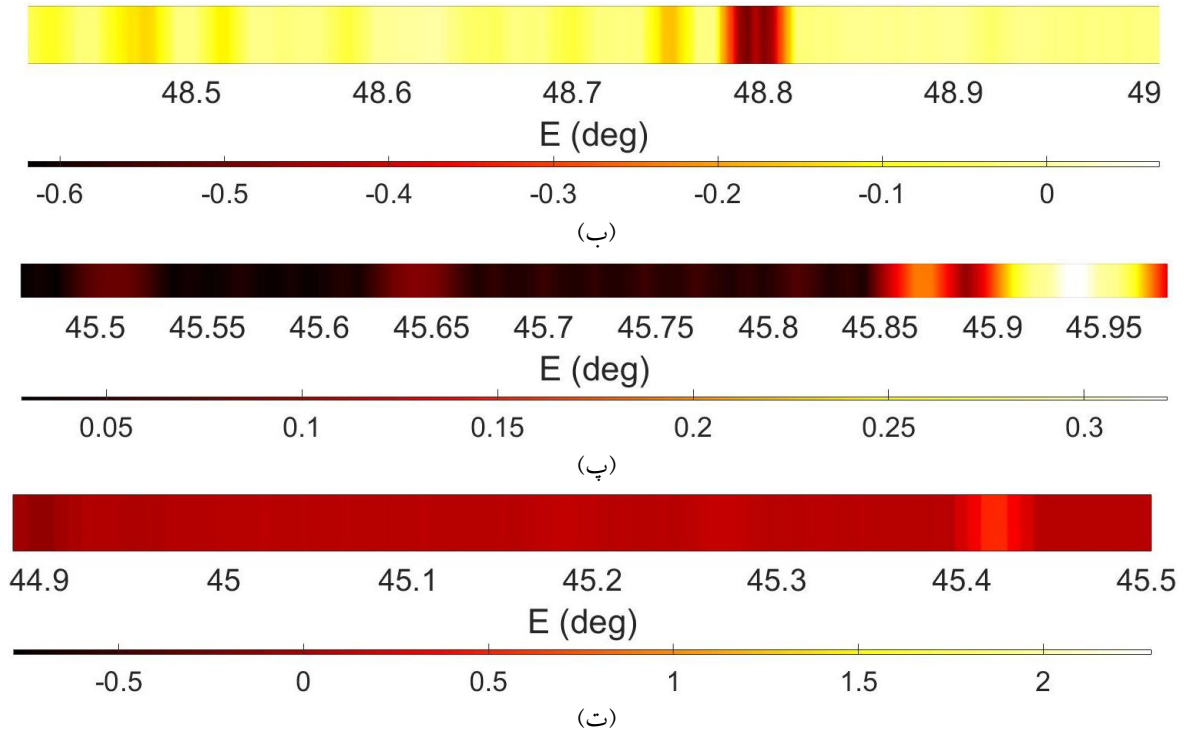






شکل ۱۱. افراز نرخ لغزش امتداد لغز برحسب میلی‌متر در سال روی گسل‌های (الف) اهر، (ب) چالدران، (پ) دشت مغان، (ت) گیلاتو-سیاه-چشمه-خوی-۱، (ث) گیلاتو-سیاه-چشمه-خوی-۲، (ج) خوجا، (چ) ماسوله، (ح) نخجوان، (خ) شمال تبریز، (د) پامبک-سوان-سونیک، (ذ) سنگاورد، (ر) صوفیان، (ز) سرو، (ژ) تسوج با درنظر گرفتن قیود زمین‌شناسی و ژئودتیکی به روش اجزای مرزی.

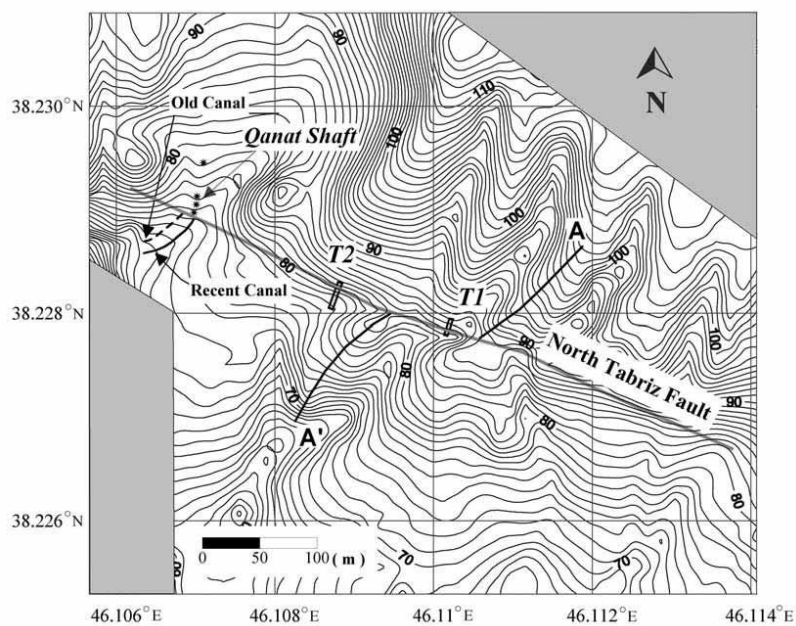




شکل ۱۲. افراز نرخ لغزش شیب لغز برحسب میلی‌متر در سال روی گسل‌های (الف) دشت مغان، (ب) ماسوله، (پ) صوفیان و (ت) تسوج با در نظر گرفتن قیود زمین‌شناسی و ژئودتیکی به روش اجزای مرزی.

ارائه شده است. در تحقیق حاضر برای این بخش گسل، نرخ لغزش بین ۴/۵۹ 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.

محل تحقیق حسامی و همکاران (۲۰۰۳a) با روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی، در بخش شمال باختری گسل در طول جغرافیایی ۴۶/۱۰۹ درجه خاوری و ۳۸/۲۲۸ درجه عرض شمالی واقع است (شکل ۱۳). در پژوهش یادشده، نرخ لغزش ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز



شکل ۱۳. نقشه توپوگرافی بزرگ‌مقیاس با منحنی میزان یک متری منطقه مورد مطالعه حسامی و همکاران (۲۰۰۳a). موقعیت ترانسه‌ها با خطوط دوگانه و حروف T1 و T2 نشان داده شده است.

نتایج برآوردها نشان می‌دهد که با گنجاندن پیچیدگی‌های هندسی بیشتر و انجام افراز، دامنه نرخ لغزش افراز شده در مقایسه با مدل‌های با هندسه ساده و بدون افراز کاهش می‌یابد.

در این تحقیق بیشینه نرخ لغزش افرازی برای گسل شمال تبریز در بهترین حالت شرایط مرزی ۵/۰۱ میلی‌متر در سال به دست آمد. از این رو نتایج تحقیقات قبلی که میزان نرخ لغزش را برای این گسل بیش از حدود ۶ میلی‌متر در سال ارائه کرده‌اند، دور از واقعیت به نظر می‌رسند. علت این موضوع را می‌توان در نظر گرفتن هندسه ساده برای گسل، عدم در نظر گرفتن اندرکنش مکانیکی با گسل‌های مجاور، استفاده از مدل ساده نابرجایی کشسان برای وارون‌سازی و عدم افراز نرخ لغزش دانست. برای هر مدل‌سازی به منظور تعیین نرخ لغزش، انجام دادن افراز با در نظر گرفتن پیچیدگی‌های هندسی هر گسل و گسل‌های مجاور باعث سازگاری بیشتر نتایج با واقعیت خواهد شد.

۵. نتیجه‌گیری

توزیع نرخ لغزش روی گسل نقش مهمی در مطالعات زمین‌لرزه دارد. از آنجایی که گسل‌ها در داخل قاره‌ها با نرخی بسیار آهسته بارگذاری می‌شوند، برهم‌کنش بین گسل‌ها و توزیع لغزش حاصل از آن می‌تواند پس از یک دوره طولانی سکون باعث ایجاد زمین‌لرزه در سایر گسل‌ها شود و لرزه‌خیزی از یک گسل به گسل دیگر مهاجرت کند. در تحقیق حاضر، افراز نرخ لغزش در سامانه گسلی شمال باختر فلات ایران با استفاده از مفاهیم تئوری نابرجایی انجام شد. نخست یک نیم‌فضای کشسان و همگن برای منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شد. سپس داده‌های هندسی سامانه گسلی شامل طول، عرض، شیب و عمق قفل گسل از منابع زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی جمع‌آوری شد. برای ضرایب لامه، از مقادیر متوسط جهانی استفاده شد. هر دو داده‌های هندسی و فیزیکی ذکر شده در فرایند مدل‌سازی ثابت گرفته شد. سپس، تانسور کرنش با بهترین برازش به مشاهدات GPS برای منطقه به روش کمترین مربعات برآورد شد. سپس تانسور نرخ تنش

با استفاده از قانون هوک تعمیم‌یافته برآورد شد. تانسور نرخ تنش به‌عنوان یک شرط مرزی در مدل عمل می‌کند. گسل‌ها در جهت نرمال قفل شده، ولی تحت تأثیر شرایط مرزی به آنها اجازه داده می‌شود آزادانه در جهت امتداد و شیب بلغزند. با توجه به تغییرات آزمون هر گسل، سطوح گسلی به بخش‌های مختلف در جهت آزمون با آزمون و شیب ثابت تقسیم می‌شوند. سپس سطوح هر بخش گسل به اجزای یک کیلومتری تقسیم شدند. در نهایت، اجزای با لغزش آزاد در جهت آزمون و شیب به‌عنوان ورودی برای مدل‌سازی ایجاد می‌شوند.

نتایج نشان‌دهنده وابستگی نرخ لغزش توزیع شده به شرایط مرزی است و وجود برهم‌کنش بین گسل‌ها را تأیید می‌کند. همچنین نرخ‌های لغزش افراز شده نشان می‌دهد که گسل‌های چالدران، گیلاتو- سیاه‌چشمه- خوی، نخجوان، شمال تبریز و پامبک- سوان- سونیک در تمامی حالت‌ها امتداد لغز راست گرد هستند. همچنین نرخ لغزش در این گسل‌ها تقریباً متقارن بوده و در حول و حوش مرکز گسل‌ها به بیشینه مقدار خود می‌رسد.

در این تحقیق نشان داده شد که بیشینه مقدار نرخ لغزش در صفحه گسل با افراز کاهش می‌یابد که قطعاً به واقعیت نزدیک‌تر خواهد بود. با توجه به شبکه‌بندی انجام شده برای افراز نرخ لغزش در سامانه گسلی، بیشترین مقدار نرخ لغزش همواره مربوط به گسل شمال تبریز می‌باشد. نزدیکی نرخ لغزش افرازی به مقادیر دیرینه لرزه‌شناسی نشان‌دهنده نزدیکی نتایج افراز به واقعیت با روش اجزای مرزی در مقایسه با سایر روش‌های تحلیلی و عددی است. این تحقیق مسیر تحقیقاتی جدیدی برای بررسی تفاوت مقادیر نرخ لغزش زمین‌شناسی و ژئودتیکی در فلات ایران باز می‌کند.

روش المان‌های مرزی در مقایسه با روش المان‌های محدود مورد استفاده توسط خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) هم دارای سرعت بیشتر و هم دارای دقت بیشتر برای مدل‌سازی می‌باشد.

در نظر گرفتن اثر توپوگرافی و کرویت زمین با استفاده از روش اجزاء مرزی گالرکین (سوترادار و همکاران، ۲۰۰۸)

توسعه داده شده توسط تامسون (۲۰۱۹) جهت رسیدن به نتایج واقعی تر پیشنهاد می شود. ماتریس ضرایب در روش اجزای مرزی پر بوده و در ابعاد بالا حل دستگاه معادلات حاصل زمان زیادی لازم دارد. تنک سازی ماتریس ضرایب با استفاده از تبدیلات موجک پیشنهاد می شود (ابراهیم نژاد و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین استفاده از روش های محاسباتی تکراری به همراه پردازش موازی زمان محاسبات را کاهش خواهد داد (تامسون و مید، ۲۰۱۹).

منابع

راست بود، ا.؛ وثوقی، ب. و طباطبائی، ه. (۱۳۹۲). افراز آهنگ لغزش بین گسل های فعال بخش جنوبی البرز مرکزی با وارد کردن برهمکنش مکانیکی بین گسل ها. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۷(۲)، ۷۸-۹۵.

راست بود، ا. (۱۴۰۱). افراز نرخ لغزش در گسل شمال تبریز با استفاده از مشاهدات دائم و دوره ای GPS. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۱۶(۱)، ۸۳-۱۰۲.

راست بود، ا. (۱۴۰۲). تحلیل تغییر شکل قاره ای زمان حاضر در محدوده فلات ایران با استفاده از تانسور کرنش مستخرج از مشاهدات دائم و دوره ای GPS. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۹(۱)، ۹۷-۱۱۷.

شیخ الاسلامی، م. ر.؛ جوادی، ح. ر.؛ سرشار، م. ا.؛ آقاحسینی، ا.؛ کوهیما، م. و دانشمند، ب. و. (۱۳۹۳) *دانشنامه گسل های ایران*، ناشر: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نشر رهی.

راست بود، ا. و وثوقی، ب. (۱۳۹۱). توزیع آهنگ لغزش در سامانه گسل های فعال منطقه برخورد مایل صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا براساس روش المان های مرزی. *فصلنامه علمی علوم زمین*، ۲۲(۸۵)، ۱۵-۲۶.

- Allmendinger, R. W., Reilinger, R., & Loveless, J. (2007). Strain and rotation rate from GPS in Tibet, Anatolia, and the Altiplano. *Tectonics*, 26, TC3013, doi:10.1029/2006TC002030.
- Armijo, R., Flerit, F., King, G., & Meyer, B., (2004). Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, 2003. *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85-95.
- Bilham, R. G., & King, G. C. P. (1989). The morphology of strike-slip faults: Examples from the San Andreas fault, California. *J. Geophys. Res.*, 94, 10204-10216.
- Bilham, R., & Bodin, P. (1992). Fault zone connectivity: Slip rates on faults in the San Francisco Bay area. *Science*, 258, 281-284.
- Brunet, M. F., Korotaev, M., V., Ershov, A. V., & Nikishin, A. M. (2003). The south caspian basin: a review of its evolution from subsidence modelling. *Sedimentary Geology*, 156, 119-148.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W. A. (2009). SSPX: A program to compute strain from displacement/velocity data. *Comput Geosci-Uk*, 35(6), 1343-1357.
- Copley, A., & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics*, 25(6), 1-19.
- Crouch, S.L., & Starfield, A.M. (1990). *Boundary Element Methods in Solid Mechanics with Applications in Rock Mechanics and Geological Engineering*. Unwin Hyman, London.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., & 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.
- Ghods A., Shabanian E., Bergman E., Faridi M., Donner S., Mortezaejad G., & Aziz-Zanjani, A., (2015). The Varzaghan-Ahar, Iran, Earthquake Doublet (Mw 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. *Geophys. J. Int.*, 203, 522-540.
- Ebrahimnejad, L., Attarnejad R., & Ebrahimnejad H. (2010). Applying wavelets to improve the boundary element method for elasticity problems. *Engineering Analysis with Boundary Elements*, 34, 810-818.
- Ellis, M. E., & King, G. C. P. (1991). Structural control of flank volcanism in continental rifts. *Science*, 254, 839-842.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B., & Barka A., (2003). Slip partitioning in the Sea of Marmara Pull-Apart determined from GPS velocity vectors. *Geophys. J. Int.*, 154, 1-7.
- Gomberg, J. (1991). Seismicity and shear strain in the southern Great Basin of Nevada and California. *J. Geophys. Res.*, 96, 16383-16400.
- Gomberg, J. (1992). Tectonic deformation in the New Madrid seismic zone: Inferences from boundary-element modeling. *Seismol. Res.*

- Lett.*, 63(3), 407-425.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, 99(B10), 20299-20310.
- Gomberg, J., & Ellis, M. (1993). 3D-DEF: A user's manual, U.S. Geol. Surv. *Open File Rep.*, 93-547, 22 pp.
- GSI (Geological Survey of Iran), 2014. Seismic hazard map preparation (NE and NW regions), Tehran, Iran.
- Hackman, M. C., King, G. C. P., & Bilham, R. (1990). The mechanics of the south Iceland seismic zone. *J. Geophys. Res.*, 95, 17339-17352.
- Haines, A. J. (1982). Calculating velocity fields across plate boundaries from observed shear rates. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 68, 203-209.
- Haines, A. J., & Holt, W. E. (1993). A procedure for obtaining the complete horizontal motions within zones of distributed deformation from the inversion of strain rate data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B7), 12057-12082, doi:10.1029/93jb00892.
- Haji-Aghajany, S., Voosoghi, B., & 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., & 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.
- Hempton, M. R. (1987). Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics*, 6(6), 687-705, doi:10.1029/TC006i006p00687.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Fegghi, K., & Solaymani, S. (2003a). Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46(5), 903-915.
- Hessami, K., Jamali, F., & Tabassi, H. (2003b). Major Active Faults of Iran (map), Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- 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. *J. Geophys. Res.*, 97(B9), 12471-12479.
- Jackson, J. A., Haines, J., & Holt, W. (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.*, 100, 15205-15219.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., & 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., & 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., & 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., & 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>.
- Khorrani F., Vernant P., Masson F., Nilfouroushan F., Mousavi Z., Nankali H., Saadat S. A., Walpersdorf A., Hosseini S., Tavakoli P., Aghamohammadi A., & Alijanzade M. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophys. J. Int.*, 217, 832-843.
- King, G. C. P., & Ellis, M. (1990). The origin of large local uplift in extensional regions. *Nature*, 348, 689-692.
- King, G. C. P., Sturdy, D., & Whitney, J. (1993). The landscape geometry and active tectonics of northwest Greece. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, 137-161.
- Kostrov, B. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Akad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, 1, 23-44.
- Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., & Ghafory-Ashtiani, M. (2005). Seismic Versus Aseismic Deformation in Iran Inferred from Earthquakes and Geodetic Data. *Geophysical Journal International*, 160(1), 217-226.
- Ommi, S. & Zafarani, H. (2016). Analyses of seismicity parameters of the August 11th, 2012 ,Ahar-Varzaghan earthquakes in north-western Iran. *Scient. Iranica, A*, 23, 111.

- Masson, F., Djamour, Y., Van-Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., & 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.
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., & Tealeb, A., (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophysical Journal International*, 155(1), 126-138.
- Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(2), 1018-1040.
- 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).
- Priestley, K., Baker, C., & Jackson, J. (1994). Implications of Earthquake Focal Mechanism Data for the Active Tectonics of the South Caspian Basin and Surrounding Regions. *Geophysical Journal International*, 118(1), 111-141.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G. (2006). Gps Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions. *J. Geophys. Res.*, 111(B5), B05411.
- Rizza, M., Vernant, J., Ritz, F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., Djamour, Y., Salamati, R., Tavakoli, F., Chery, J., Mahan, S., & 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., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., Tabassi, H., & Lamothe, M. (2015). Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). *Tectonophysics*, 640-641, 20-38.
- Sutradhar, A., Paulino, G. H., & Gray, L. J. (2008). Symmetric Galerkin Boundary Element Method, *Springer*.
- Thompson, T. B. (2019). Geometrically Accurate Earthquake Modeling. Doctoral dissertation, Harvard University, Graduate School of Arts & Sciences.
- Thompson, T. B., & Meade B. J. (2019). Boundary element methods for earthquake modeling with realistic 3D geometries, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, doi:10.31223/dsf.io/xzhuk.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., & 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.
- Zanjani, A.A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S., & Rezaeian, M. (2013). Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophys. J. Int.*, 195, 799814.
- Zafarani, H., Ghafoori, S.M.M., Adlparvar, M.R., Rajaeian, P., & Hasankhani, A. (2015). Application of time-and magnitude-predictable model for long-term earthquake prediction in Iran. *Nat. Hazards*, 78, 155178.