

برآورد رفتار بین‌لرزه‌ای گسل‌های فعال بر مبنای مشاهدات ژئودتیکی، بررسی موردی: گسل شمال تهران

معصومه آمیغ‌پی^{۱*}، بهزاد وثوقی^۲، مهدی معتق^۳ و سیاوش عربی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه مهندسی نقشه‌برداری، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران

^۴ رئیس اداره ترازیبی دقیق، سازمان نقشه‌برداری کشور، تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۸/۴، پذیرش نهایی: ۹۳/۱۱/۲۸)

چکیده

بررسی گسل‌های فعال به‌منظور شناخت زلزله‌ها و بهبود امکان پیش‌بینی آنها موضوع مورد توجه محققان علوم زمین است. امکان اندازه‌گیری موقعیت نقاط روی سطح زمین و امکان برآورد تغییرشکل سطحی زمین از مشاهدات ژئودتیکی با دقت زیاد، مرجع مناسبی برای بررسی پدیده‌های گوناگون ژئودینامیکی فراهم کرده است. استفاده از اندازه‌گیری‌های ژئودتیکی در بازه‌های زمانی بین‌لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای وسیله‌ای مهم برای برآورد میزان جمع‌شدگی تنش در گسل‌ها و خصوصیات پوسته زمین است. از طرفی مشاهدات ژئودتیکی فقط جابه‌جایی سطحی زمین را اندازه‌گیری می‌کنند و بنابراین برآورد مستقیمی از خصوصیات فیزیکی منطقه به‌دست نمی‌دهند. به‌منظور استخراج مقادیر این پارامترها، با در نظر گرفتن فرضیاتی در مورد رفتار و خصوصیات پوسته زمین در منطقه اطراف گسل، می‌توان از میدان جابه‌جایی به‌دست آمده از مشاهدات ژئودتیک به منزله مسئله مقدار مرزی مدل‌های کشسان و کشسان وابسته به زمان بهره جست و با حل معکوس این معادله‌ها به پارامترهای ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه دست یافت. در این تحقیق، رفتار بین‌لرزه‌ای گسل شمال تهران با حل معکوس معادله‌های اکادا به روش گداختگی شبیه‌سازی شده در چارچوب بایزین و با به کار گیری میدان جابه‌جایی بین‌لرزه‌ای سطحی زمین به‌دست آمده از مشاهدات ترازیبی دقیق برآورد می‌شود. نتایج نشان‌دهنده بالابردگی فرادیواره و پایین آمدن فروددیواره این گسل است. نرخ لغزش قسمت شرقی گسل $1.9 \pm 0.2 \text{ mm/yr}$ و نرخ لغزش قسمت غربی گسل $0.4 \pm 0.0 \text{ mm/yr}$ طی سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴ برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ترازیبی دقیق، رفتار بین‌لرزه‌ای گسل، خصوصیات گسل

Interseismic behavior of active faults estimation based on geodetic observation, the case study: north Tehran fault

Amighpey, M.¹, Voosoghi, B.², Motagh, M.³ and Arabi, S.⁴

¹ Ph.D Student, Faculty of Geodesy & Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

² Associate Professor, Faculty of Geodesy & Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, College of Engineering, University of Tehran, Iran

⁴ Head of Precise Levelling Department, National Cartographic Center of Iran, Tehran, Iran

(Received: 26 Oct 2013, Accepted: 17 Feb 2015)

Summary

Studying active faults behavior for earthquake prediction and recognition is a concentrated subject in earth science. Precise measurements of earth surface deformation by geodetic observation provide a good reference for studying different geodynamic phenomena. Applying geodetic measurements in postseismic and interseismic intervals is an important

E-mail: amighpey@yahoo.com

*نگارنده رابط:

tool for estimating strain accumulation and rheological properties of the faults. However, the geodetic measurements only describe the movement of selected points and therefore are not a direct estimation of the rheological properties of the region. To derive the values of those parameters, assumptions on the behavior and on the properties of the lithosphere surrounding the fault should be introduced and then by applying geodetic displacement field as boundary value of elastic and viscoelastic formulation, the inverse problem could be solved. The important problem in these inversions is the complex non-linearity of this formulation which classic inversion methods cannot solve them well. Global optimization methods are usually applied to solve these inversions.

In this study, we estimate the interseismic behavior of North Tehran fault. North Tehran fault is a north-dipping thrust fault marking the boundary between Eocene rock formation and alluvium. It is the general term for the abrupt change of elevation between Tehran's piedmont and rock formation raising over 2.5 km above it. The North Tehran Fault is located at the southernmost piedmont of Central Alborz. It stands out as a major active fault menacing directly the city of Tehran, a 12 million inhabitants mega pole, and would have been the source of several major historical earthquakes in the past. The fault zone extends within the 110 km and corresponds mainly to a reverse fault crossing the northern suburbs of the Tehran metropolis.

In order to investigate the recent crustal movements in Tehran north fault, the design of a leveling network containing three leveling circuits across the fault was taken in 1997. The main corrections to the data is applied including gravity irregularities, rod miscalibrations, residual refraction and rod scale expansion because of temperature differences. Another leveling observation was performed in 2005 in three distinct lines. We used these observations for assessing North Tehran interseismic behavior. The methodology of geometrical modeling of surface vertical deformation is applied to fix the datum of leveling observation in non-deformed region. For this, Mean and Gaussian curvature differences were introduced as scalar invariants associated with the tensor of change of curvature.

Using precise leveling observations, Okada relations are inverted applying simulated annealing algorithm in Bayesian framework. Simulated annealing is a procedure analogous to thermodynamic annealing where the chaotic motions of atoms of a molten solid settle down to form a crystal with minimal energy under certain suitable conditions. With a similar analogy, the unknown model parameters constitute the molecules of a molten solid in which the chaotic motion of them during temperature reduction gradually ceases and the state corresponding to the global minimum of the cost function becomes highly probable at a very low temperature.

The inversion results show the uplift of the hanging wall and subsidence of the footwall of the fault. The estimated slip rate is 1.9 ± 0.2 mm/yr for the eastern part and 5.7 ± 0.04 mm/yr for the western part of the faults in 1997-2005 period.

Keywords: Precise leveling, Intersesismic behavior of faults, Rheology parameter of fault

۱ مقدمه

بررسی گسل‌های فعال، امری حیاتی محسوب می‌شود. بدین منظور دانشمندان قرن‌ها است که به دنبال شناخت زلزله‌ها و بهبود امکان پیش‌بینی آنها بوده‌اند (گیلبرت، ۱۸۸۴؛ مالت، ۱۸۵۷).

بررسی تغییر شکل سطح زمین با استفاده از مشاهدات ژئودتیکی، منبع مناسبی برای بررسی پدیده‌های

زلزله از پرمخاطره‌ترین حوادث طبیعی است که بررسی و پیش‌بینی آن به منظور کاهش خسارات و تلفات ناشی از آن، از دیرباز مورد توجه بوده است. از آنجا که بسیاری از نواحی زلزله‌خیز جهان همچون ایران، اندونزی و کالیفرنیا مناطق پرجمعیتی هستند که میلیون‌ها انسان تحت تهدید یک زلزله احتمالی در این مناطق زندگی می‌کنند،

زلزله‌ها، برآورد نرخ کرنش انباشته شده و برآورد بزرگی حوادث گذشته استفاده می‌شود. امکان اندازه‌گیری موقعیت نقاط روی سطح زمین با روش‌های ژئودتیکی با دقت زیاد، این روش‌ها را در حکم ابزار جدیدی در این راستا اضافه کرده است

استفاده از اندازه‌گیری‌های ژئودتیکی در بازه‌های زمانی بین‌لرزه‌ای و پس‌لرزه‌ای وسیله مهمی برای برآورد میزان جمع‌شدگی کرنش در گسل‌ها و خصوصیات فیزیکی پوسته زمین است. آگاهی از میزان جمع‌شدگی کرنش یک گسل و خصوصیات فیزیکی آن برای برآورد میزان خطرپذیری گسل نقشی اساسی دارد. از طرفی مشاهدات ژئودتیکی فقط جابه‌جایی سطحی زمین را اندازه‌گیری می‌کنند و بنابراین برآورد مستقیمی از خصوصیات فیزیکی منطقه به دست نمی‌دهند. به منظور استخراج مقادیر این پارامترها، با در نظر گرفتن فرضیاتی در مورد رفتار و خصوصیات پوسته زمین منطقه اطراف گسل، مدل‌هایی عرضه شده است (سویج و لیسوسکی، ۱۹۹۸).

تحقیقات اخیر با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری بر گسل‌های آلتین تق و سن آندرس است که تغییر شکل بین‌زلزله‌ای نا متقارن در این مناطق را نشان می‌دهد (فیالکو، ۲۰۰۶؛ جولیت و همکاران، ۲۰۰۸). از دیگر نمونه تحقیقات صورت گرفته به منظور بررسی رفتار بین زلزله‌ای گسل‌های راستالغز با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری و GPS، تحقیق ونگ و همکاران (۲۰۰۹) روی گسل سینشای در پلیت تبت است. در آن تحقیق، نرخ لغزشی معادل ۹-۱۲ میلی‌متر در سال و عمق قفل‌شدگی معادل ۳-۶ کیلومتر در سطح اطمینان ۹۰ درصد برای گسل پیش‌گفته برآورد شد. همچنین کانکو و همکاران (۲۰۱۳) تغییر شکل بین زلزله‌ای در قسمت مرکزی گسل شمال آئاتولی در ترکیه را با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری اندازه‌گیری کردند. سرعت در جهت خط دید ماهواره یک

گونگون ژئودینامیکی بوده است. برای نمونه، براساس مشاهدات ژئودتیکی زلزله ۱۹۰۶ سان فراسیسکو، نظریه بازگشت کشسان عرضه شد (رید، ۱۹۱۰). براساس این نظریه یک زلزله، جریان آزادسازی انرژی کشسان جمع شده در یک گسل و بزرگی آن مرتبط با مقدار انرژی کشسان انباشته شده در منطقه است. بنابراین با فرض آزاد شدن همه انرژی ذخیره شده در گسل حین زلزله و اندازه‌گیری مقدار کرنش انباشته شده در یک گسل پس از زلزله، باید بتوان بزرگی زلزله‌های آینده در منطقه را برآورد کرد. اما این فقط ساده‌سازی مسئله است و شامل فرضیات زیادی است که در واقعیت محقق نمی‌شود. بنابراین برآورد بزرگی و زمان زلزله مسئله پیچیده‌تری است و رفتار غیر خطی و تصادفی زلزله‌ها پیش‌بینی آنها را دشوار می‌کند (اسچولتز، ۱۹۹۰؛ تارکوت، ۱۹۹۷). در هر صورت بررسی احتمال وقوع یک زلزله در یک منطقه مشخص و در بازه زمانی چند دهه، ممکن است (هریس، ۱۹۹۸؛ ولیس، ۱۹۸۳).

برآورد مناطق زلزله‌خیز براساس نقشه‌های زمین‌شناسی و فهرست‌نامه‌های تاریخی و دستگامی زلزله‌های قبلی امکان‌پذیر است. گرچه برخی از بزرگ‌ترین زلزله‌های ۱۵ سال گذشته، مانند زلزله نورتریج ۱۹۹۴ در جنوب کالیفرنیا، در گسل‌های ناشناخته مناطقی که قبلاً به‌خوبی مورد تحقیق و بررسی قرار گرفته بود، اتفاق افتاده‌اند. این بدین معنا است که باید روش‌های تشخیص مناطق جمع‌شدن کرنش را بهبود داد.

برآورد بزرگی و زمان وقوع زلزله پیچیده‌تر است و بر مبنای تحقیقات نوزمین‌ساخت و اندازه‌گیری‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی منطقه صورت می‌گیرد. در این تحقیقات، دورافت‌های زمانی ساختارهای خاصی مانند ساختارهای زمین‌شناسی، ردپای رودخانه‌ها و خطوط ساحلی، کانال‌های جریان‌ها در عرض گسل‌ها ارزیابی می‌شود و از این ارزیابی، برای تعیین دوره بازگشت

گسل که قید مناسبی برای مدل‌های ژئودینامیکی محسوب می‌شود و به ارزیابی بهتر پتانسیل زلزله‌خیزی منطقه کمک می‌کند، به کار رفته است.

محاسبه تغییر شکل سطحی زمین در منطقه اطراف گسل با استفاده از روش‌های گوناگون ژئودتیکی و داده‌های متفاوت صورت می‌گیرد. ممکن است داده‌های ژئودتیکی پیوسته یا گسسته، مطلق یا نسبی باشند. مهم‌ترین موضوع در مورد این داده‌ها دقتشان است. برای تعیین میزان تغییرات، داده‌های مورد استفاده در بازه‌ای از زمان یا مکان اندازه‌گیری می‌شوند.

با معلوم بودن میزان جابه‌جایی سطح زمین با استفاده از روش‌های گوناگون ژئودزی همچون ترازایی دقیق و GPS، می‌توان از این میدان جابه‌جایی در حکم مسئله مقدار مرزی مدل‌های کشسان و کشسان وابسته به زمان بهره‌جست و به دنبال حل معکوس این معادله‌های تحلیلی بود. به عبارتی با استفاده از میدان جابه‌جایی سطحی زمین، به مقادیر پارامترهای ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه دست یافت.

به‌طور کلی اگر g : رابطه ریاضی بین مشاهدات و خصوصیات داخلی زمین، d : مشاهدات سطح زمین و m : خصوصیات داخلی زمین، فرض شود، در حالی که خصوصیات داخلی زمین مجهول مسئله باشد، به‌منظور برآورد این پارامترهای مجهول، ناگزیر از حل معکوس معادله (۱) هستیم:

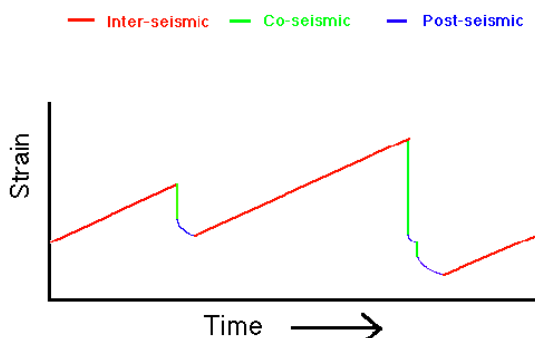
$$d = g(m) \quad (1)$$

ناپوستگی بالغ بر ۵ میلی‌متر در سال را در طول ۷۵ کیلومتر از گسل نشان داد که معادل خزش سطحی با سرعت ۹ میلی‌متر در سال است.

در تحقیق حاضر، رفتار بین‌لرزه‌ای گسل شمال تهران با استفاده از مشاهدات ترازایی دقیق برآورد می‌شود. در این راستا ابتدا با استفاده از مدل‌سازی هندسی مشاهدات ترازایی و استخراج کمیت ناوردای تغییر خمیدگی، داده شبکه ترازایی تثبیت و سپس با سرشکنی مشاهدات در این داده، تغییر ارتفاعی منطقه برآورد می‌شود. پس از آن با استفاده از حل معکوس معادله‌های اکادا و با استفاده از تغییر ارتفاعی به‌دست آمده از مشاهدات ترازایی رفتار بین‌لرزه‌ای گسل شمال تهران برآورد خواهد شد.

۲ روش‌شناسی بررسی پدیده‌های ژئودینامیکی بر پایه مشاهدات ژئودتیکی

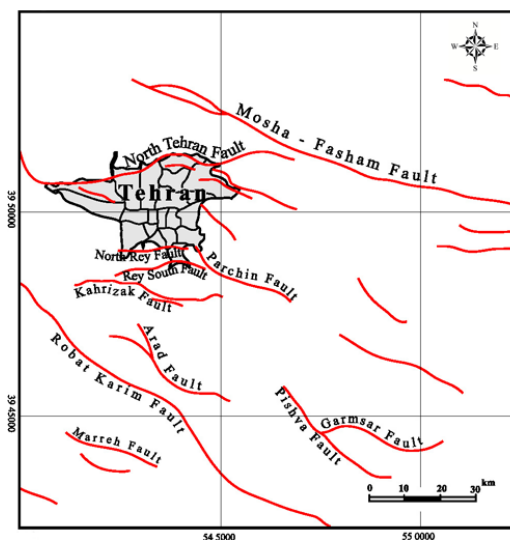
مشاهدات ژئودتیکی در مناطق زلزله‌خیز، تغییر شکل در بازه‌های زمانی گوناگون بین‌لرزه‌ای، بعد زلزله‌ای و هم‌زمان با زلزله را ثبت می‌کند. تغییر شکل هم‌زمان با زلزله به‌صورت یک جابه‌جایی آنی، تغییر شکل پس‌لرزه‌ای به‌صورت یک پاسخ مکانیکی کوتاه مدت و تغییر شکل مشاهده شده بین‌لرزه‌ای به‌صورت سیگنالی پیوسته در زمان در مشاهدات ژئودتیکی آشکار می‌شود (شکل ۱). مطالعات تغییر شکل هم‌زمان با زلزله و پس از زلزله در شناسایی ویژگی‌های گسل مسبب زلزله و بررسی تغییر شکل بین‌لرزه‌ای در برآورد نرخ لغزش یک



شکل ۱. چرخه زلزله، که نشان‌دهنده فرایند جمع‌شدن کرنش در طول دوره بین‌لرزه‌ای و آزاد شدن آن در زمان زلزله و پس از آن در یک گسل است (دمتر، ۲۰۰۱).

راندگی شمال تهران به درازای بیش از ۷۵ کیلومتر در کوهپایه شمال تهران از شرق دره لشکرک (ده سبو) در شمال شرقی تهران، تا آبادی کاظم آباد (۲ کیلومتری شرق کلاک و شمال بزرگراه تهران- کرج) و شهر کرج در غرب پیگردی شده و نزدیکترین گسله زمین‌لرزه‌زا به شهر تهران است (شکل ۲). چنین انگاشته می‌شود که این گسله شاخه‌ای از گسله فشاری مشا است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

راندگی شمال تهران به صورت یک زون کار کرده و گسله تکی نیست. در غرب دره فرحزاد، دست کم سه گسله موازی هم با سه دیواره در کوهپایه البرز و در کنار یکدیگر دیده می‌شود. راندگی شمال تهران دارای راستای شرقی- غربی تا شرق شمال شرقی- غرب جنوب غربی و شیب آن به سمت شمال است. شیب راندگی شمال تهران بسیار متغیر است. در کاظم آباد ۳۰ درجه به سمت شمال شرقی، قسمت غربی دره لشکرک ۴۰ درجه به سمت شمال شمال غربی، و در شمال شرقی ده سبو در حدود ۳۰ درجه به سمت شمال است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).



شکل ۲. نقشه گسل‌های تهران، شهر تهران با محدوده مشگی و گسل‌های استان تهران با منحنی‌های سرخ نمایش داده شده است (شهرداری تهران، ۲۰۱۳).

از طرفی غالب مدل‌های ژئودینامیکی، مدل‌هایی غیرخطی هستند. گرچه در حل مسائل غیرخطی، ساده‌ترین روش حل کمترین مربعات است اما این روش در مسائلی که دارای کمینه‌های متعدد است، به جواب اولیه و برآورد اولیه ما از مقادیر مجهول وابسته است. بدیهی است در صورتی که این انتخاب به درستی صورت نگیرد، جواب به دست آمده کمینه کلی مسئله نخواهد بود. در این گونه مسایل غیرخطی دارای کمینه‌های متعدد، استفاده از روش‌های بهینه‌سازی، همچون الگوریتم ژنتیک و شبه‌گداختگی، روش برتر خواهد بود. مسئله بهینه‌سازی، شامل جست‌وجوی مدلی که بهترین برازش به مشاهدات را داشته باشد است. تابعی که در روند این بهینه‌سازی باید کمینه شود، تابع اختلاف مشاهدات و مشاهدات مدل‌سازی شده است و تابع خطا نامیده می‌شود:

$$E(m) = d - g(m) \quad (2)$$

در این تحقیق محاسبات روی گسل شمال تهران با استفاده از داده‌های ترازیبی سال‌های ۷۶ و ۸۴ صورت گرفته و میزان تغییرات ارتفاعی منطقه اطراف گسل تعیین شده است. سپس با استفاده از حل معکوس معادله‌های اکادا به روش شبه‌گداختگی، میزان لغزش گسل برآورد شده است.

۳ مروری بر ویژگی‌های گسل شمال تهران

شهر تهران در دامنه جنوبی البرز کوه مرکزی و روی نهشته‌های آبرفتی کواترنر بنا شده است و قسمت جنوبی آن کم و بیش در کناره شمال غربی کویر بزرگ مرکزی ایران قرار دارد. اختلاف بلندی ناگهانی و شدید میان شهر تهران با میانگین بلندی ۱۳۰۰ متر و نزدیک‌ترین تیغ کوه به آن در یک فاصله کمتر از ۱۰ کیلومتر (تیغ توچال با بلندی نزدیک به ۳۹۳۳ متر) یکی از ویژگی‌های پستی و بلندی گسترده و نتیجه مولفه شاغولی است که در راستای راندگی گسل شمال تهران روی داده است.

در سال ۱۳۷۶ طراحی و تا سال ۱۳۷۹ در بازه‌های زمانی یک ساله مشاهده شد. این شبکه شامل ۲۰ نقطه پیلار و ۱۵۰ نقطه بتنی درجه یک و درجه دو ترازیبی است که به صورت سه لوپ طراحی شده‌اند. از آنجا که لوپ‌های شبکه گسل تهران از محل راندگی می‌گذرند (شکل ۳)، می‌توان بررسی‌ها و تفاسیر جابه‌جایی‌های قائم به دست آمده را براساس دو قسمت فرادیواره و فرودیواره گسل تهران عملی ساخت. مشاهدات این شبکه مطابق استاندارد درجه یک ترازیبی و با دوربین‌های اپتیکی $N3$ صورت گرفته است و تصحیحات واسنجی، درجه حرارت و تبدیل اورتومتریک روی آنها اعمال شده است (عربی و همکاران، ۱۳۸۵).

به منظور رفع محدودیت‌های شبکه گسل شمال تهران و نیز بهبود طرح این شبکه، مرحله دوم ترازیبی گسل شمال تهران با طرح جدید و با استفاده از ترازیب‌های رقمی $Dini$ و نیز به‌کارگیری سایر تجهیزات کمکی برای اندازه‌گیری اطلاعات جانبی در سال ۱۳۸۴ صورت گرفت. شکل ۳ نشان‌دهنده شبکه طراحی شده برای گسل شمال تهران است.

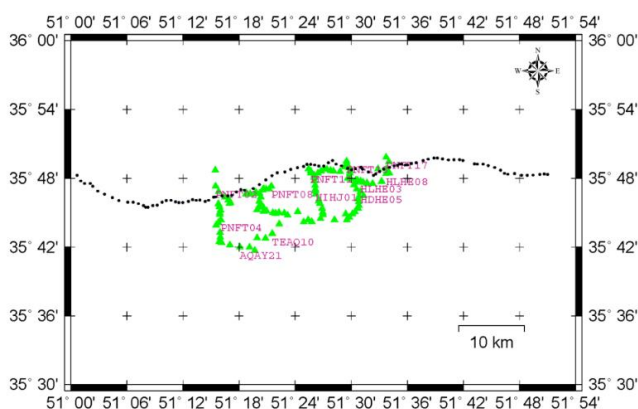
به علت نرخ پایین تغییر شکل منطقه، در این تحقیق از مشاهدات سال ۷۶ و سال ۸۴ به منظور محاسبه میدان جابه‌جایی سطحی زمین استفاده شد. شبکه مشاهده شده برای این دو سال در شکل ۴ نشان داده شده است.

زمان آخرین مرحله حرکت راندگی شمال تهران به سبب ندانستن سن دقیق نهشته‌های آبرفتی گستره تهران، روشن نیست. چنانچه رسوب‌گذاری سازند آبرفتی تهران حدود ۴۰۰۰ سال پیش پایان یافته باشد (ویتافینزی، ۱۹۶۹)، بدون در نظر گرفتن جنبش‌های دوباره احتمالی آن در زمان زمین‌لرزه‌های تاریخی، آخرین حرکت مهم راندگی شمال تهران و راندگی آن روی آبرفت‌های شمال تهران، پیش از این تاریخ بوده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

راندگی جوان شمال تهران گسله‌ای است لرزه‌زا که به سبب کم بودن داده‌ها، سرگذشت لرزه‌خیزی آن به درستی روشن نیست. به علت رفتار راندگی گسل شمال تهران، انتظار می‌رود که بیشترین مولفه جابه‌جایی سطحی آن مولفه قائم باشد. به منظور بررسی جابه‌جایی‌های ارتفاعی پوسته زمین در منطقه گسل شمال تهران، شبکه ترازیبی گسل تهران در سال ۱۳۷۶ طراحی و در ۱۵ اپک مشاهده شد. در این تحقیق، به بررسی رفتار بین‌لرزه‌ای این گسل با استفاده از مشاهدات ترازیبی دقیق خواهیم پرداخت.

۴ شبکه ترازیبی گسل شمال تهران

به منظور بررسی جابه‌جایی‌های قائم پوسته زمین در منطقه گسل شمال تهران، فاز یک شبکه ترازیبی گسل تهران



شکل ۳. شبکه ترازیبی گسل شمال تهران (عربی و همکاران، ۱۳۸۵)، ایستگاه‌های ترازیبی با مثلث سبز و گسل شمال تهران با نقطه چین مشکی نشان داده شده است.

به منظور بررسی تغییر شکل در شبکه‌های کنترل ژئودزی، نقش موثری در تفسیر صحیح نتایج و بررسی‌های گوناگون ژئودینامیکی خواهد داشت.

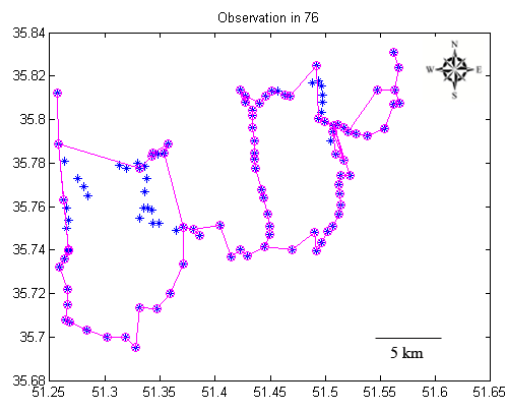
در نظریه مکانیک محیط‌های پیوسته، مقایسه کمیت‌های ناوردای استخراج شده از تانسورهای اساسی نوع اول و دوم، روشی متداول برای بررسی تغییر شکل جسم است (ارنست، ۱۹۸۱؛ پیتراز کیویز، ۱۹۷۷). برای نمونه، گرافارند و وثوقی (۲۰۰۳) با تحقیق در کمیت‌های ناوردای تانسور اساسی نوع اول (تانسور متریک) و تانسور اساسی نوع دوم (تانسور خمیدگی)، به بررسی کمیت‌هایی همچون تغییر خمیدگی، برای شناخت تغییر شکل سطحی زمین در منطقه اروپا و مدیترانه پرداختند. هم‌چنین آمیغی و همکاران (۱۳۹۰) به بررسی الگوی تغییر شکل ارتفاعی خراسان به صورت مستقل از داده و با استفاده از کمیت‌های ناوردای مستخرج از تانسور تغییر خمیدگی پرداختند و منطقه بدون تغییر شکل را برای تثبیت داده به دست آوردند.

تانسور اساسی نوع اول در بررسی تغییر شکل‌های مسطحاتی و تانسور اساسی نوع دوم در بررسی تغییر شکل‌های ارتفاعی مورد استفاده قرار می‌گیرند. با معلوم بودن تانسور اساسی نوع اول و دوم سطح، تغییر خمیدگی گاوسی $(k-K)$ و تغییر خمیدگی متوسط $(h-H)$ ، به منزله دو معیار ناوردای هندسی دارای تفسیر فیزیکی به صورت زیر تعریف می‌شوند (وثوقی، ۲۰۰۰):

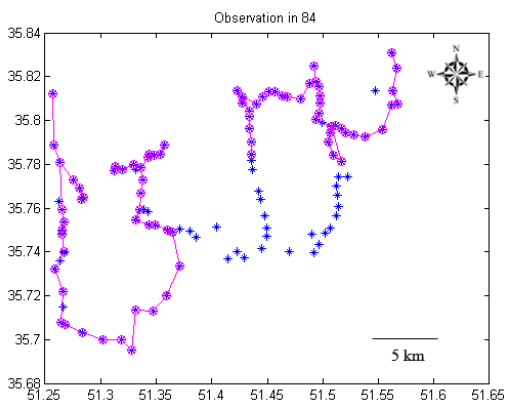
$$k-K = \frac{\det(b_{\lambda\theta})}{\det(a_{\lambda\theta})} - \frac{\det(B_{\Lambda\Theta})}{\det(A_{\Lambda\Theta})} \quad (۳)$$

$$h-H = \frac{1}{2} [a^{\lambda\theta} b_{\lambda\theta} - A^{\Lambda\Theta} B_{\Lambda\Theta}] \quad (۴)$$

در روابط (۳) و (۴)، $a^{\lambda\theta}$ تانسور اساسی نوع اول در وضعیت مرجع، $A^{\Lambda\Theta}$ تانسور اساسی نوع اول در وضعیت جاری، $b_{\lambda\theta}$ تانسور اساسی نوع دوم در وضعیت مرجع و $B_{\Lambda\Theta}$ تانسور اساسی نوع دوم در وضعیت جاری است. در پیوست مقاله شرح و اثبات این روابط آمده است. مثبت بودن علامت کمیت‌های تغییر



(الف)



(ب)

شکل ۴. شبکه ترازیبی گسل تهران مشاهده شده در سال: (الف) ۱۳۷۶، (ب) ۱۳۸۴، ایستگاه‌های شبکه ترازیبی گسل شمال تهران با ستاره آبی و ایستگاه‌هایی که در هر یک مشاهده شده با دایره صورتی و مشاهده اختلاف ارتفاع بین دو ایستگاه با خط صورتی نشان داده شده است.

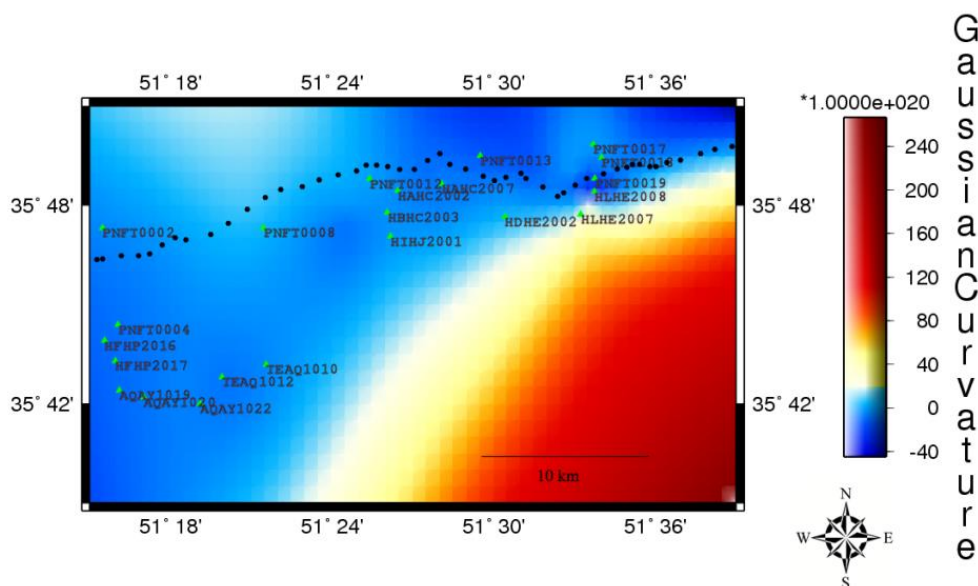
۵ تثبیت داده و سرشکنی مشاهدات ترازیبی دقیق

بسیاری از مسائل شبکه‌های کنترل ژئودزی که به منظور بررسی تغییر شکل پوسته زمین ایجاد می‌شوند، با مشکل نقص داده و مشخص نبودن نقطه ثابت که خارج از منطقه تغییر شکل است، مواجه‌اند. این مسئله در شبکه‌های ترازیبی که به منظور بررسی تغییر شکل ارتفاعی منطقه از آنها استفاده می‌شود، نیز مطرح است. به‌ویژه در مناطقی که به منظور بررسی‌های ژئودینامیکی، با سرعت تغییرات کوچک، از این شبکه‌ها استفاده می‌شود، لزوم دستیابی به داده ثابت امری کلیدی محسوب می‌شود. استخراج کمیت‌هایی مستقل از داده

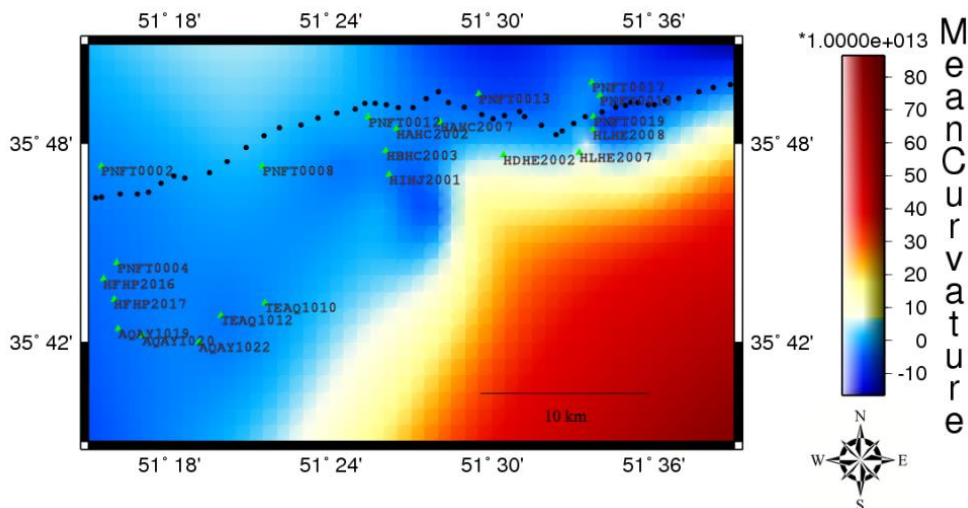
گاوسی و متوسط براساس روابط (۲) و (۳) برای ایستگاه‌های دارای جابه‌جایی معنی‌دار در منطقه محاسبه شد (شکل‌های ۵ و ۶) و براساس تغییر خمیدگی به‌دست آمده، داده ارتفاعی در مناطقی که تغییر خمیدگی نداشتند، تثبیت شد. بدین ترتیب، ایستگاه HFHP2016 به‌منزله ایستگاه ثابت ارتفاعی مشاهدات سال ۱۳۷۶ و ایستگاه‌های HFHP2016، HLHE2007، AQAY1022، PNFT0020، HIHJ2001 و HDHE2002 در حکم ایستگاه‌های ثابت ارتفاعی مشاهدات سال ۱۳۸۴ منظور شد. شکل ۷ نشان‌دهنده تغییر ارتفاعی منطقه در بازه سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴ است. مثلث‌های سبزرنگ نشان‌دهنده ایستگاه‌های ترازیبی دقیق است. همان‌طور که در شکل‌های ۵ و ۶ مشخص است، تغییر خمیدگی گاوسی و تغییر خمیدگی میانگین برآورد شده در ایستگاه‌هایی که در حکم منطقه ثابت ارتفاعی در نظر گرفته شده، نبود تغییر ارتفاعی را نشان می‌دهد که در تطابق با داده تثبیت شده است. همچنین تغییر خمیدگی منفی در مناطق دارای بالاآمدگی و تغییر خمیدگی مثبت در مناطق فرونشست موید داده انتخاب شده است.

خمیدگی گاوسی و میانگین، به‌معنای فرونشست منطقه مورد بررسی و منفی بودن علامت این کمیت‌ها، به معنای بالاآمدگی آن منطقه است. این مهم‌ترین ویژگی این دو کمیت ناوردا است.

مشاهدات ترازیبی سال ۱۳۷۶ از ۵ حلقه بسته (شکل ۴-الف) و مشاهدات سال ۱۳۸۴ از سه خط منقطع تشکیل شده بود (شکل ۴-ب). ابتدا به‌منظور سرشکنی مشاهدات سال ۱۳۷۶ ارتفاع ایستگاه AQAY1021 و به‌منظور سرشکنی مشاهدات سال ۱۳۸۴ ارتفاع ایستگاه‌های AQAY1021، HVTA2002، HAHC2003، HDHE2001، PNFT0017 و HLHE2008 معلوم و ثابت در نظر گرفته شد. بدین‌منظور، ایستگاه ثابت در مناطقی تعیین شد که کمترین تغییرات اختلاف ارتفاع از دو طرف را داشته باشد. ارتفاع ایستگاه‌های ثابت، از نتایج سرشکنی مشاهدات شبکه درجه یک ترازیبی دقیق گرفته شد و سرشکنی کمترین مربعات به‌منظور تعیین ارتفاع سایر ایستگاه‌ها و دقت آنها با درجه آزادی ۵ برای مشاهدات سال ۱۳۷۶ و درجه آزادی ۳ برای مشاهدات سال ۱۳۸۴ صورت پذیرفت. سپس کمیت ناوردای تغییر خمیدگی



شکل ۵. تغییر خمیدگی گاوسی منطقه در بازه سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴.



شکل ۶. تغییر خمیدگی میانگین منطقه در بازه سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴.

۶ برآورد رفتار بین‌لرزه‌ای گسل شمال تهران

با استفاده از میدان جابه‌جایی سطحی به دست آمده از ترازبایی دقیق در بازه زمانی ۱۳۷۶-۱۳۸۴، لغزش گسل شمال تهران با استفاده از حل معکوس مدل تحلیلی اکادا (۱۹۹۲) برآورد شد. با فرض سطح زمین به مثابه یک صفحه محدود شده در نیم‌فضای کشسان، مدل جابه‌جاشدگی اکادا با در نظر گرفتن گسل به صورت یک صفحه مستطیلی با اندازه متناهی و در حال لغزش، هندسه و میزان لغزش روی سطح گسل را با میدان جابه‌جایی ایجاد شده روی زمین مرتبط می‌سازد. این گسل مستطیلی با پارامترهای طول و عرض و عمق و شیب و سمت آن و مختصات مرکز گسل مشخص می‌شود. بنابراین با فرض رفتار کشسان زمین و مشخص بودن ویژگی‌های هندسی گسل و میزان لغزش آن، می‌توان با استفاده از حل مستقیم روابط مدل اکادا به میزان جابه‌جایی ایجاد شده روی سطح زمین دست یافت. از طرفی از آنجا که در تحقیقات ژئوفیزیک، ویژگی‌های هندسی گسل و میزان لغزش آن مجهول است و معمولاً میزان جابه‌جایی سطحی زمین با روش‌های متفاوت ژئودتیکی قابل اندازه‌گیری است، برای دستیابی به ویژگی‌های گسل مورد بررسی، ناگزیر از حل معکوس

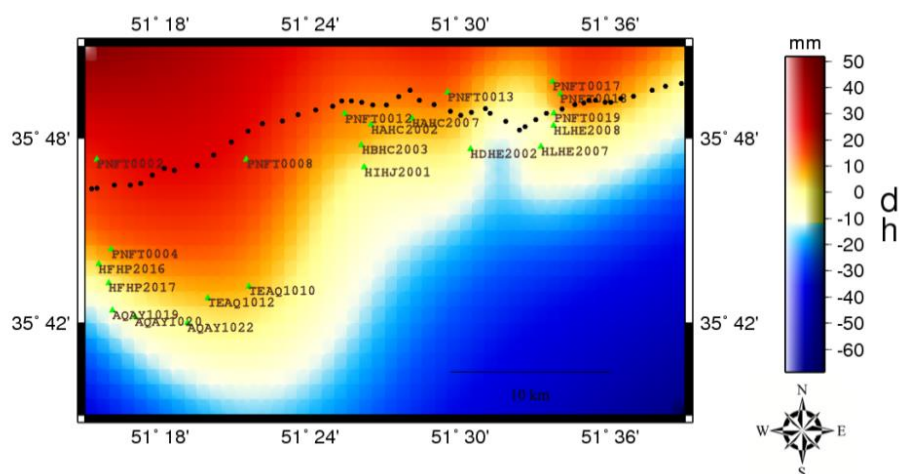
معادله‌های غیرخطی اکادا خواهیم بود. از آنجا که روش‌های کلاسیک سرشکنی قادر به یافتن جواب بهینه سراسری چنین معادله‌هایی نیست، برای حل آن باید به دنبال روش‌های بهینه‌سازی سراسری بود. از طرفی، هدف این تحقیق نه تنها به دست آوردن مدلی است که به بهترین نحو به مشاهدات برازش می‌یابد، بلکه بررسی نبود اطمینانی مدل به دست آمده از راه تابع چگالی احتمال ثانویه مدل است. الگوریتم شبه‌گذاختگی را می‌توان با یک روش بایزین هم شرح داد (رثمن، ۱۹۸۵). بدین ترتیب، جست‌وجوی کمینه سراسری یک تابع خطا معادل یافتن بیشینه تابع چگالی احتمال ثانویه آن می‌شود و بنابراین یک الگوریتم شبه‌گذاختگی با سرمایه‌ش، یک الگوریتم برآورد بیشینه چگالی احتمال ثانویه است. بدین ترتیب، در این تحقیق، برای برآورد پارامترهای گسل به همراه دقت آنها، از روش بهینه‌سازی سراسری گذاختگی شبیه‌سازی شده در چارچوب بایزین (آمیخچی و همکاران، ۲۰۱۳) استفاده می‌شود.

مفاهیم اصلی الگوریتم گذاختگی شبیه‌سازی شده از مسائل مکانیک آماری که شامل بررسی خصوصیات تعداد زیادی اتم در جامدات یا مایعات است، گرفته شده است (کیرکپاتریک و همکاران، ۱۹۸۳). در این

گسل برابر با ۱۲۵۵۶ متر و سمت آن برابر با ۲۹۰ درجه معرفی و سایر ویژگی‌های گسل در حکم مجهول در نظر گرفته شد. البته نرخ لغزش گسل، مجهول اصلی این بررسی بود. حل مسئله معکوس به روش بهینه‌سازی شبه‌گداختگی با هدف کمینه‌سازی تابع خطا (رابطه ۲) و به منظور برآورد نرخ لغزش گسل صورت گرفت. شکل ۹ بردار تغییر ارتفاع مشاهداتی ترازیبی دقیق و بردار تغییر ارتفاع مدل‌سازی شده و بردار باقی‌مانده (بردار اختلاف تغییر ارتفاع مشاهداتی و مدل‌سازی شده) در ایستگاه‌های ترازیبی دقیق را نشان می‌دهد. شکل ۱۰ مولفه مدل‌سازی شده جابه‌جایی ارتفاعی سطحی زمین در بازه زمانی ۱۳۷۶-۱۳۸۴ را نشان می‌دهد. بررسی بردار باقی‌مانده مدل‌سازی در ایستگاه‌های ترازیبی نشان‌دهنده برازش مناسب مشاهدات به مدل در قسمت بالای گسل است. بردار باقی‌مانده موجود در قسمت جنوبی گسل می‌تواند نشانگر فعالیت زمین‌ساخت دیگری در منطقه باشد که موجب بالاآمدگی منطقه شده است. باین حال به صورت کلی همان‌طور که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، مدل برازش داده شده توانسته است در اغلب نقاط در سطح اطمینان ۹۵ درصد تغییر ارتفاعی به دست آمده از ترازیبی دقیق را مدل‌سازی کند. میزان لغزش قسمت شرقی گسل شمال تهران ۱,۵ سانتی‌متر و میزان لغزش قسمت غربی آن ۴,۶ سانتی‌متر طی این ۸ سال برآورد شد.

الگوریتم، پارامترهای مدل مسئله بهینه‌سازی، ذرات در یک دستگاه فیزیکی ایدئال در نظر گرفته می‌شود. روند گداخت با افزایش دمای جسم جامد به نحوی که همه ذرات آن به صورت تصادفی به حالت مایع درآیند، شروع می‌شود. سپس دمای دستگاه طوری به آرامی کاهش می‌یابد که آرایش همه ذرات به گونه‌ای شود که جسم دارای سطح انرژی کمینه باش و تبلور صورت پذیرد. روند بهینه‌سازی شامل شبیه‌سازی تکامل تدریجی دستگاه فیزیکی در هنگامی است که سرد و ذوب می‌شود و به حالت انرژی کمینه می‌رسد. در مسائل بهینه‌سازی، تابع انرژی معادل تابع خطای برازش مدل به مشاهدات در نظر گرفته می‌شود و سعی بر آن است تا این تابع خطا، کمینه شود. خطا تابعی از مدل‌های ژئوفیزیکی ممکن است و به‌ازای مقادیر متفاوت مدل مقادیر متفاوتی می‌گیرد. در مسائل بهینه‌سازی در جست‌وجوی مدلی هستیم که به‌ازای آن، این خطا کمینه شود. الگوریتم محاسباتی این روش در شکل ۸ نشان داده شده است.

به علت تغییر شیب و راستای گسل شمال تهران از شرق به غرب (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱)، مدل‌سازی به صورت دو صفحه کُشان مستقل در قسمت شرق و غرب صورت پذیرفت. با استفاده از نقشه زمین‌شناسی گسل‌های تهران، طول قسمت شرقی گسل برابر با ۶۵۲۵۰ متر و سمت آن برابر با ۲۶۳ درجه و طول قسمت غربی



شکل ۷. تغییر ارتفاعی منطقه در بازه سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴.

الگوریتم شبه‌گداختگی

شروع با مقادیر تصادفی از مجهول‌ها: m_0 ، با انرژی (تابع خطای) $E(m_0)$

حلقه کاهش دما (T)

• حلقه تغییر تصادفی مقادیر مجهول‌ها

• محاسبه $E(m_1)$ برای مدل جدید m_1

• $\Delta E = E(m_1) - E(m_0)$

• $P = \exp(-\frac{\Delta E}{T})$

• اگر: $\Delta E \leq 0$

• $m_0 = m_1$

• $E(m_0) = E(m_1)$

• پایان شرط

• اگر: $\Delta E_{i,j} > 0$

• انتخاب عددی تصادفی r در بازه: $U[0,1]$

• اگر $P > r$

• $m_0 = m_1$

• $E(m_0) = E(m_1)$

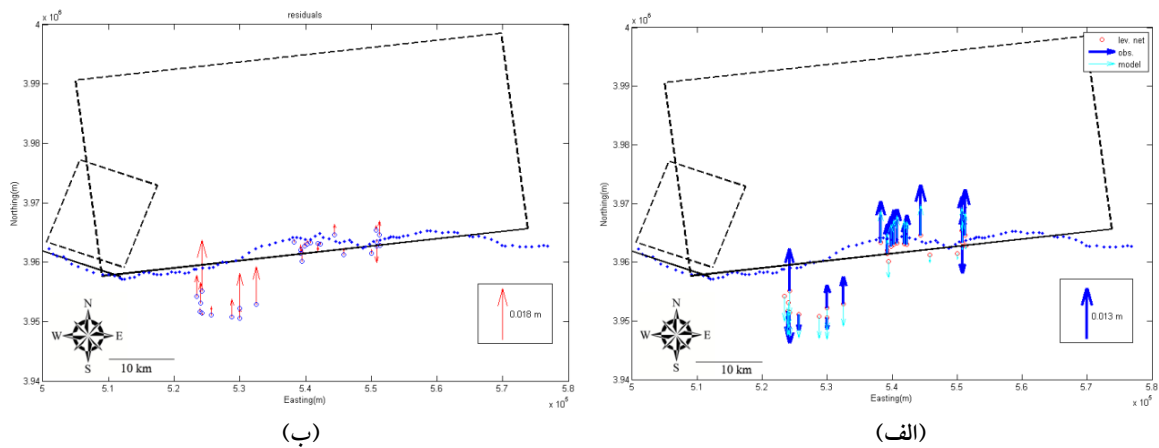
• پایان شرط

• پایان شرط

• پایان حلقه

پایان حلقه

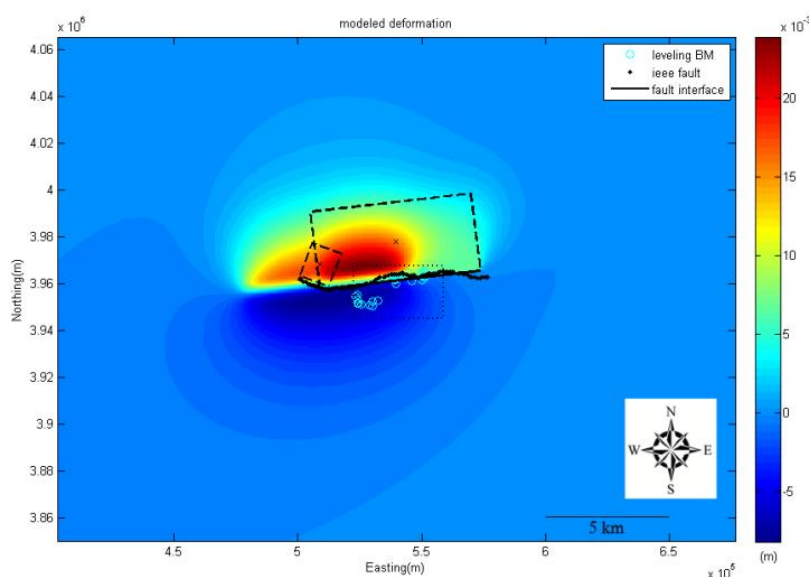
شکل ۸. کد برنامه حل مسئله معکوس به روش الگوریتم شبه‌گداختگی به منظور برآورد پارامترهای مجهول با کمینه کردن تابع خطا.



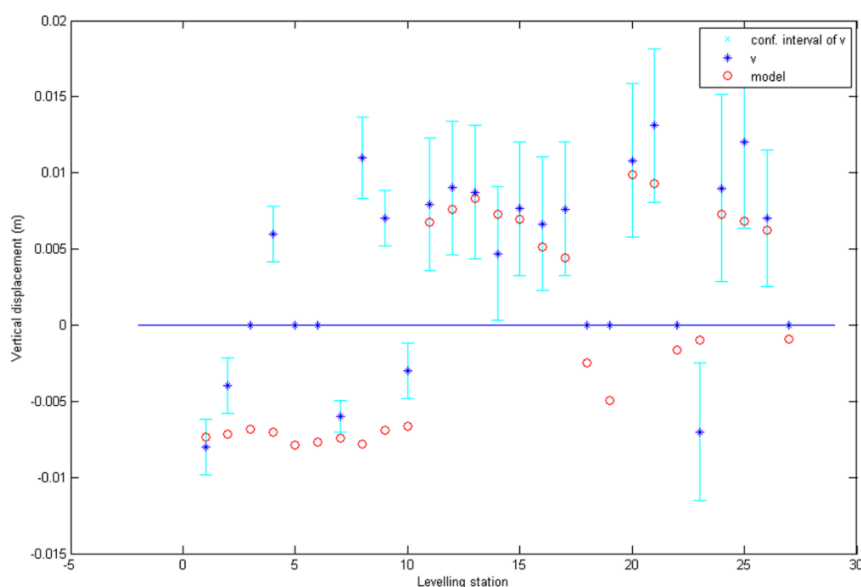
شکل ۹. (الف) بردار مشاهداتی تغییر ارتفاعی در ایستگاه‌های ترازیبی دقیق (نشان داده شده با دایره‌های سرخ) با آبی و بردار مدل‌سازی شده با نیلی نمایش داده شده است، (ب) بردارهای سرخ بردار باقی‌مانده در ایستگاه‌های ترازیبی دقیق را نشان می‌دهد. محدوده نشان داده شده با خط‌چین در شکل تصویر صفحه گسل‌های مدل‌سازی شده بر سطح زمین و خطوط مشکی، نشان‌دهنده محل تقاطع صفحه این گسل‌ها با سطح زمین است. نقطه‌چین آبی نشان‌دهنده گسل شمال تهران برگرفته از نقشه زمین‌شناسی است.

بیشینه احتمال برآورد شده در راستای پارامتر بهینه است. دقت نهایی لغزش برآورد شده برای قسمت شرقی ۰,۰۰۱ متر و برای قسمت غربی ۰,۰۰۰۳ متر و حاکی از معنی دار بودن لغزش برآورد شده است.

به منظور برآورد دقت لغزش تعیین شده، از برآورد مقاطع احتمال نهایی در راستای پارامترهای بهینه گسل استفاده شد (آمیغ پی و همکاران، ۲۰۱۳). شکل ۱۲ نمودار توزیع احتمال لغزش گسل در قسمت شرقی و غربی را نشان می‌دهد. این شکل بیانگر



شکل ۱۰. مولفه مدل‌سازی شده ارتفاعی جابه‌جایی سطحی زمین، محدوده نشان داده شده با خط چین در شکل تصویر صفحه گسل‌های مدل‌سازی شده بر سطح زمین و محدوده نشان داده شده با نقطه چین محدوده نشان داده شده در شکل ۴ است. مختصات مرکز گسل با ضربدر، گسل شمال تهران برگرفته از نقشه زمین‌شناسی با نقطه چین مشکی و محل تقاطع صفحه گسل با سطح زمین با خط مشکی نشان داده شده است.



شکل ۱۱. مقایسه جابه‌جایی به دست آمده از مدل‌سازی با نتایج ترازیبی، نتایج مدل‌سازی با دایره‌های سرخ و نتایج ترازیبی با ستاره‌های آبی و محدوده اطمینان نتایج ترازیبی با رنگ نیلی نشان داده شده است.

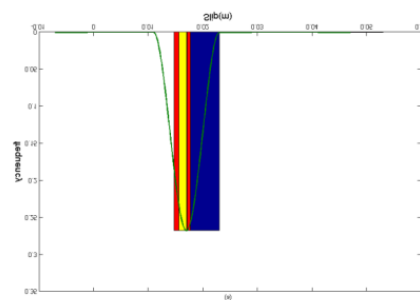
شبه‌گداختگی استفاده شد. میزان لغزش قسمت شرقی گسل $1.5 \pm 0.1 \text{ cm}$ و میزان لغزش قسمت غربی $4.6 \pm 0.03 \text{ cm}$ طی سال‌های ۱۳۷۶-۱۳۸۴ برآورد شد که این میزان لغزش معادل نرخ لغزش $0.19 \pm 0.001 \text{ cm/yr}$ برای قسمت شرقی و $0.57 \pm 0.0005 \text{ cm/yr}$ برای قسمت غربی گسل است. این نتایج با تحقیقات مقدماتی پیشینه زلزله‌شناسی صورت گرفته متفاوت به نظر می‌رسد (ریتر و همکاران، ۲۰۱۲). تحقیقات آنان قسمت مرکزی گسل شمال تهران بین شهرهای کرج و تهران را از منظر پیشینه زلزله‌ای مورد بررسی قرار داد. طبق تحقیق آنها، بین ۶ تا ۷ رویداد گسیختگی سطح زمین در ۳۰۰۰۰ سال گذشته روی داده است که بزرگی آنها بین ۶٫۱ تا ۷٫۲ ریشتر بوده است. بزرگترین و آخرین این رویدادها در حدود ۸۰۰۰ سال گذشته روی داده است که منجر به سرعت لغزش هولوسن حدود ۰٫۳ میلی‌متر در سال شده است. در هر صورت از آنجا که در این تحقیق تنها یک ترانشه در طول قسمت کوچکی از گسل مورد بررسی قرار گرفته است، تحقیقی مقدماتی محسوب می‌شود.

نرخ لغزش برآورد شده این تحقیق با برآوردهای زمین‌شناسی متفاوت به نظر می‌رسد. علت تفاوت برآورد زمین‌شناسی و ژئودتیکی می‌تواند پیچیدگی زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی، وجود خطا در برآوردهای زمین‌شناسی و تغییر روند حرکت و مدل دگرشکل زمین‌ساختی در طول زمان باشد.

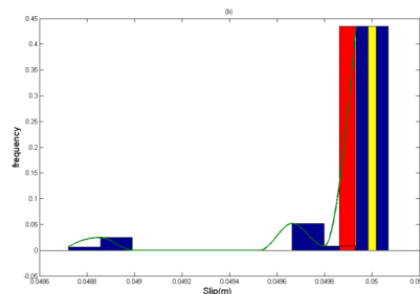
نتایج به‌دست آمده از میدان جابه‌جایی حاصل از ترازیبی و مدل‌سازی صورت گرفته در این تحقیق، نشانگر بالآمدگی قسمت بالایی گسل شمال تهران و فروافتادگی قسمت جنوبی آن است.

تشکر و قدردانی

از سازمان نقشه‌برداری کشور به خاطر همکاری مطلوب در راستای این تحقیق، کمال تشکر را داریم.



(الف)



(ب)

شکل ۱۲. نمودار توزیع احتمال ثانویه لغزش (الف) قسمت شرقی، (ب) قسمت غربی گسل شمال تهران به‌دست آمده از مقاطع احتمال نهایی، میله سرخ نشانگر میانگین و میله زرد نشانگر مقدار بهینه برآورد شده هر پارامتر است.

۷ نتیجه‌گیری

برآورد نرخ لغزش یک گسل به ارزیابی بهتر پتانسیل زلزله‌خیزی منطقه کمک می‌کند. در این تحقیق، با بررسی تغییر شکل بین‌لرزه‌ای نرخ لغزش گسل شمال تهران برآورد شد. مشاهدات ژئودتیکی مورد استفاده، مشاهدات ترازیبی دقیق صورت گرفته در سال‌های ۱۳۷۶ و ۱۳۸۴ بود. از آنجا که مشاهدات سال ۱۳۸۴ به‌صورت ناپیوسته و در سه قسمت جداگانه خوانده شده بود، تثبیت داده شبکه ترازیبی یکی از رویکردهای اساسی این تحقیق بود. بدین‌منظور با استفاده از محاسبه کمیت‌های ناوردای تغییر خمیدگی میانگین و گاوسی به تثبیت داده پرداخته و سپس مشاهدات ترازیبی در دو اپک در این داده سرشکن و تغییر ارتفاعی منطقه محاسبه شد.

به‌منظور برآورد لغزش گسل با استفاده از مشاهدات ترازیبی، از حل معکوس به کمک الگوریتم

پيوست

صورت اساسی اول سطح، صورت درجه دومی است که به صورت رابطه (۱-پ) تعریف می شود (و ثوقی، ۲۰۰۰):

$$I(q_1, q_2) = \langle dx, dx \rangle = a_{\alpha\beta} dq_\alpha dq_\beta \quad (1-پ)$$

که در آن، q_1, q_2 مختصات خمیده خط سطحی و x مختصات دکارتی فضایی اند. $a_{\alpha\beta}$ مختصات تانسور متقارن سطحی A هستند که A تانسور متریک سطح است. تانسور اساسی نوع اول در تقریب اول مستقل از تعریف داده است. صورت اساسی دوم سطح به صورت رابطه (۲-پ) تعریف می شود:

$$II(q_1, q_2) = -\langle dn, dx \rangle = b_{\alpha\beta} dq_\alpha dq_\beta \quad (2-پ)$$

که در آن، Ω بردار نرمال بر سطح است. ضرایب $b_{\alpha\beta}$ از رابطه (۳-پ) به دست می آید:

$$b_{\alpha\beta} = -\left\langle \frac{\partial n}{\partial q_\alpha}, \frac{\partial x}{\partial q_\beta} \right\rangle = -\left\langle \frac{\partial n}{\partial q_\alpha}, a_{\beta\gamma} \right\rangle = \left\langle n, \frac{\partial a_{\alpha\gamma}}{\partial q_\beta} \right\rangle \quad (3-پ)$$

$b_{\alpha\beta}$ مختصات تانسور متقارن سطحی B هستند و B تانسور اساسی نوع دوم سطح یا تانسور خمیدگی است. تانسور اساسی نوع دوم نیز در تقریب اول مستقل از تعریف داده است. با معلوم بودن تانسور اساسی نوع اول و دوم سطح، خمیدگی گاوسی (k) و خمیدگی متوسط (h)، به منزله دو معیار ناوردای هندسی به صورت رابطه های (۴-پ) و (۵-پ) تعریف می شوند:

$$k(q_1, q_2) = \frac{\det(b_{\alpha\beta})}{\det(a_{\alpha\beta})} \quad (4-پ)$$

$$h(q_1, q_2) = \frac{1}{2} a^{\alpha\beta} b_{\alpha\beta} \quad (5-پ)$$

که در آن ها، $\det(a_{\alpha\beta})$ و $\det(b_{\alpha\beta})$ دترمینان تانسورهای متریک و خمیدگی هستند. اختلاف خمیدگی گاوسی و میانگین در دو وضعیت جاری و مرجع، معیار مناسبی از تغییر شکل سطحی هستند؛ زیرا این معیارها دارای تفسیر فیزیکی مرتبط با مناطق فرونشست و بالا آمدگی اند. تغییر خمیدگی گاوس به صورت رابطه

(۶-پ) تعریف می شود (و ثوقی، ۲۰۰۰):

$$k - K = \frac{\det(b_{\alpha\beta})}{\det(a_{\alpha\beta})} - \frac{\det(B_{\Lambda\Theta})}{\det(A_{\Lambda\Theta})} \quad (6-پ)$$

و تغییر خمیدگی میانگین به صورت رابطه (۷-پ) تعریف می شود:

$$h - H = \frac{1}{2} [a^{\alpha\beta} b_{\alpha\beta} - A^{\Lambda\Theta} B_{\Lambda\Theta}] \quad (7-پ)$$

مراجع

آمیغ پی، م.، و ثوقی، ب. و عربی، س.، ۱۳۹۰، تغییر انحنای کمیته ناوردای به منظور بررسی تغییر شکل ارتفاعی شبکه های کنترل ژئودزی، م. ژئوفیزیک ایران، (۲)۵، ۱۱۶-۱۲۰.

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱، گسلش در گستره تهران و پیرامون، سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

عربی، س.، مالکی، ا.، کوه زارع، آ.، ایازیان ماوی، م.، معینی، ح. و جوادی، م.، ۱۳۸۵، ترازبایی دقیق در ایران، سازمان نقشه برداری کشور، تهران.

Amighpey, M., Vosooghi, B. and Motagh, M., 2013, Deformation and fault parameters of the 2005 Qeshm earthquake in Iran revisited: a bayesian simulated annealing approach applied to the inversion of space geodetic data, Accepted for publication in: Int. J. Applied Earth Observation and Geoinformation.

DeMets, C., 2001, Earthquakes and the seismic cycle, http://geoscience.wisc.edu/~chuck/Classes/Mtn_and_Plates/eq_cycle.html.

Ernst, L. J., 1981, A geometrically nonlinear finite element shell theory, WTHD. no. 132, Department of Mechanical Engineering, Delft University of Technology, Dept.

Fialko, Y., 2006, Interseismic strain accumulation and the earthquake potential on the southern San Andreas fault system, Nature, **441**, 968-971, doi:10.1038/nature04797.

Gilbert, G. K., 1884, A theory of the earthquakes of the great basin, with a practical application, Am. J. Science, **27**, 49-54.

Grafarend, E. W. and Voosoghi, B., 2003, Intrinsic deformation analysis of the Earth's surface based on displacement fields derived

- Ritz, J. F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothe, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M. and Saidi, A., 2012, Paleoearthquakes of the past 30,000 years along the north Tehran fault (Iran), *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2012JB009147, in press.
- Rothman, D. H., 1985, Nonlinear inversion, statistical mechanics, and residual statics estimation, *Geophysics*, **50**, 2784-2796.
- Savage, J. C. and Lisowski, M., 1998, Viscoelastic coupling model of the San Andreas fault along the big bend, southern California, *Journal of Geophysical Research*, **103**, 0148-0227, doi: 10.1029/98JB00148. Issn.
- Scholtz, C. H., 1990, *The mechanics of earthquake and faulting*, Cambridge University Press.
- Tehran Municipality, 2013, *Atlas of Tehran metropolis*, <http://atlas.tehran.ir/Default.aspx?tabid=240>
- Turcotte, D. L., 1997, *Fractals and chaos in geology and geophysics*, Cambridge University Press, ISBN-10:0521567335, DOI: 10.2277/0521567335.
- Vita-Finzi, C., 1969, *The Mediterranean Valleys*, Cambridge University Press, Cambridge, 140 pp.
- Voosoghi, B., 2000, *Intrinsic deformation analysis of the Earth surface based on 3 dimensional displacement fields derived from space geodetic measurements*, PhD thesis, University of Stuttgart.
- Wallace, R. E., 1983, *Fault scarps formed during the earthquakes October 2., 1995, Pleasant Valley, Nevada, and some tectonic implications*, U.S. Geological Survey.
- Wang, H., Wright, T. J. and Biggs, J., 2009, Interseismic slip rate of the northwestern Xianshuihe fault from InSAR data, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L03302, doi: 10.1029/2008GL036560.
- from space geodetic measurements. case studies: present-day deformation patterns of Europe and of the Mediterranean area (ITRF data sets), *Journal of Geodesy*, **77**(5-6), 303-326.
- Harris, R. A., 1998, Introduction to special section-Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *Journal of Geophysical Research*, **103**(B10), 24, 347-24, 358.
- Jolivet, R., Cattin, R., Chamot-Rooke, N., Lasserre, C. and Peltzer, G., 2008, Thin-plate modeling of interseismic deformation and asymmetry across the Altyn Tagh fault zone, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L02309, doi: 10.1029/2007GL031511.
- Kaneko, Y., Fialko, Y., Sandwell, D. T., Tong, X. and Furuya, M., 2013, Interseismic deformation and creep along the central section of the North Anatolian Fault (Turkey): InSAR observations and implications for rate-and-state friction properties, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **118**, 316-331, doi:10.1029/2012JB009661.
- Kirkpatrick, S., Gelatt, C. D., Jr. and Vecchi, M. P., 1983, Optimization by simulated annealing, *Science*, **220**, 671-680.
- Mallet, R., 1857, *Great Napoleon earthquake of 1857, The first principles of observational seismology*, ING-SGA/Chapman & Hall, London.
- Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- Pietraszkiewicz, W., 1977, *Introduction to the non-linear theory of shells*, *Mitteilungen aus dem institut fuer Mechanik Nr 10*. Ruhr-University, Bochum, Germany.
- Reid, H. F., 1910, *The California earthquake of April 18, 1906, volume II, the mechanics of the earthquake*, Washington DC: Carnegie Institution of Washington, Publication No. **87**, 192 pp.