

مدل‌سازی تغییر مختصات مسطحاتی نقاط سطحی زمین در چارچوب‌های مرجع ITRF در محدوده فلات ایران

اصغر راست‌بود^۱ و بهزاد ووشوقی*

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

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۲/۱۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۹/۳۰)

چکیده

آشنایی با نحوه حرکت و تغییر مختصات نقاط سطح زمین با زمان برای انواع کاربردهای ژئودتیک امری بسیار مهم و ضروری است. هدف از این تحقیق مدل‌سازی وابسته به زمان جابه‌جایی و تغییر مختصات نقاط سطحی زمین در اثر حرکت صفحه‌های زمین‌ساختی و زمین‌لرزه‌ها در محدوده فلات ایران است. از مدل عرضه شده می‌توان برای پیش‌بینی تغییر مختصات نقاط سطحی زمین و یا پیش‌بینی مشاهدات ژئودتیک (طول و زاویه) از یک ایپوک زمانی دلخواه به ایپوک دلخواه دیگر نیز بهره جست. این مدل مختصات نقاط ورودی را در انواع چارچوب‌های مرجع ITRF و یا WGS84 دریافت می‌کند و بعد از اجرای محاسبات، خروجی را در چارچوب مرجع دلخواه عرضه می‌دارد. به‌منظور مدل‌سازی حرکت دائمی صفحه‌ها و حرکت‌های بین‌لرزه‌ای و همچنین حرکت‌های هم‌لرزه از روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده شده است. جذر میانگین مربعات (rms) خطای مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای برای مدلی که بهترین انطباق را با مشاهدات GPS داشت برابر $0/35 \text{ mm/yr}$ محاسبه شد. نتایج مدل‌سازی نشان می‌دهد که سهم گسلش‌های اطراف صفحه عربستان در تولید میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران بیشتر از سهم گسلش‌های فلات آناتولی و حتی گسلش‌های داخلی ایران است. استفاده از پارامترهای هندسی دقیق گسلش ناشی از زمین‌لرزه‌ها که با بهره‌گیری از مشاهدات InSAR و با حل مسئله معکوس به‌دست آمده باشند و مدل‌سازی حرکت‌های بعدلرزه‌ای با استفاده از مدل وانگ (۲۰۰۶) برای تکمیل و بالا بردن دقت خروجی‌های مدل پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: میدان سرعت GPS، نظریهٔ نابرجایی، زمین‌ساخت، چارچوب مرجع، ITRF، WGS84

Horizontal coordinates change modeling of Earth surface points in ITRF reference frames in the region of Iranian plateau

Asghar Rastbood¹ and Behzad Voosoghi*

¹Department of Geodesy Engineering, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K.N.Toosi University of Technology, Tehran, Iran

(Received: 2 May 2010, accepted: 21 December 2011)

Summary

Being familiar with the modes of motion and coordinate changes of the Earth surface points as a function of time is very important and essential in different types of geodetic applications. The purpose of this research is the time-dependent modeling of displacement and coordinate changes of the Earth's crust surface points due to the plate tectonic motions and earthquakes in the region of Iranian plateau. The provided model could be used to predict the coordinate changes of surface crust points or to predict the geodetic observations (distance and angle) from one arbitrary epoch to another. This model receives the coordinates in various ITRFs or WGS84 reference frames and after the computations are made, the results could be provided in any reference frame.

The Bursa-Wolf seven-parameter conformal model was used to transform three dimensional Cartesian co-ordinates between WGS84 and ITRF2000. In the absence of a crustal motion, the equations for transforming positional coordinates from one ITRF to another are rather familiar to the surveying community, i.e. it is a seven-parameter transformation. In the presence of a crustal motion, the transformation equations can be generalized to allow one frame to move relative to the other. Thus, each of the seven defining parameters becomes a function of time. Therefore, in modeling, fourteen transformation parameters were used for ITRF2000 reference frame transformation to the previous and later reference frames.

Okada (1985) analytical model was used to model sudden coseismic and interseismic motions due to earthquakes. In previous works (Pearson, 2010 and Meade, 2005) the block model was used for secular and interseismic deformation modeling, but in this research, we used Okada (1985) analytical modeling for this purpose since (1) Modeling the present-day velocity field determined with GPS networks incorporates geological constraints on the geometry of the main structures and on the long-term deformations; (2) Regions between the major faults are not rigid and so the modeling allows for internal deformations. Finally, we have a tectonic model for Arabia-Eurasia oblique collision zone in Iran that is more realistic than the rigid block model. This model shows that about 30% of GPS velocity field components are produced by faults inside Iran, 60% by Arabian plate and 10% by Anatolian plate.

Continuous use of GPS data and local network observations is recommended to get a more precise model for secular and interseismic motions. Also using more precise geometric faulting parameters due to earthquakes obtained by inverse problem solution based on GPS or InSAR observations is recommended to get more precise outputs. Postseismic motions were not modeled in this research since this effect is a function of time and its amplitude is just considerable for large earthquakes, beside that the amount of this effect is reduced with time. Anyway, the postseismic deformation modeling due to intense earthquakes with a large focal depth using Wang (2006) model is recommended. In this research, just the effects of secular, interseismic and coseismic motions were included in the model. To complete the model, it is recommended to consider the effects of the crustal motions associated with land subsidence, volcanic activity, postglacial rebound etc.

Key words: GPS velocity field, dislocation theory, tectonics, reference frame, ITRF, WGS84

۱ مقدمه

زمین بدین لحاظ که دارای سه لایه عمده است شبیه یک تخم مرغ نیم پز است. لایه خارجی که سنگ کره نامیده می شود، نسبتاً شکننده است و حدود یک درصد شعاع زمین را تشکیل می دهد. لایه میانی که گوشته نامیده می شود، دارای ساختاری شبیه خمیردندان است. داخلی ترین لایه هسته نامیده می شود. پرتوایی مداوم در داخل زمین باعث افزایش دما با افزایش عمق می شود، و گرما جریان همرفت در گوشته را ایجاد می کند. سنگ کره سخت تر از آن است که جریان یابد، بنابراین به حدود بیش از بیست صفحه زمین ساختی شکسته می شود و به صورت تقریباً صلب، روی گوشته با نرخ تقریباً ثابت چند سانتی متر در سال شناور است. زمانی که دو صفحه به هم برخورد می کنند یا به شکل سایشی از کنار هم رد می شوند، به صورت کشسان تغییر شکل پیدا می کنند. تنش های انباشته شده در اثر دگرشکلی هنگامی که از نیروی اصطکاک در طول مرز صفحه ها بیشتر شود، به صورت زمین لرزه ویرانگر آزاد می شوند. پس از وقوع زمین لرزه، صفحه های مجاور، برای به دست آوردن شکل قبلی خود، حرکت بازگشتی می کنند. بنابراین، نقاط روی سطح زمین به صورت افقی با سرعت های نسبتاً ثابت حرکت می کنند که با جابه جایی های ناگهانی مرتبط با زمین لرزه، گسیخته می شود.

در زمین شناسی ایران این باور وجود دارد که این سرزمین در بخش میانی کوهزاد آلپ - هیمالیا قرار دارد که از غرب اروپا آغاز می شود و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی های برمه و اندونزی ادامه دارد (آقانباتی، ۱۳۸۳). ایران منطقه ای با زمین ساخت فعال است و می توان آن را به صورت مرز عریض نرم بین صفحه های صلب اوراسیا و عربستان در نظر گرفت، به طوری که همگرایی صفحه های عربستان - اوراسیا بین گسلش های این منطقه توزیع می شود. وضعیت

توپوگرافی این منطقه، وجود گسل های فعال و توزیع زمین لرزه های متعدد دستگامی و تاریخی مؤید این واقعیت است.

ایران شاهد برخورد مایل صفحه های زمین ساختی عربستان و اوراسیا در رشته کوه های زاگرس، البرز و کپه داغ، فرورائش در منطقه مکران، حرکت پادساعت گرد در محدوده دشت لوت و سامانه حرکتی امتدادلغز در محدوده گسل شمال تبریز است. با در نظر گرفتن زمین ساخت منطقه و با توجه به وقوع زلزله های متعدد و فاجعه بار تاریخی و دستگامی در این منطقه (بربریان، ۱۳۷۴؛ آمبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲) و احتمال وقوع زلزله های مشابه در آینده، جابه جایی نقاط از جمله ایستگاه های ژئودزی و تغییر مختصات آنها در اثر حرکت دائمی صفحه های زمین ساختی و زمین لرزه ها امری کاملاً طبیعی است.

هدف از تحقیق حاضر عرضه مدلی برای پیش بینی تغییر مختصات نقاط سطحی زمین در اثر حرکت دائمی صفحه های زمین ساختی و زمین لرزه ها در محدوده فلات ایران است. مدل عرضه شده از دو قسمت اصلی تشکیل شده است. در قسمت اول مؤلفه های افقی سرعت ناشی از حرکت های دائم و بین لرزه ای محاسبه می شوند. بدین منظور با استفاده از مشاهدات GPS و براساس نظریه نابرجایی، مدل قادر به پیش بینی مؤلفه های افقی سرعت در هر موقعیت از محدوده مورد بررسی است. در قسمت دوم مؤلفه های افقی سرعت، ناشی از حرکت های هم لرزه با مدل براساس نظریه نابرجایی محاسبه می شوند. به منظور محاسبه تغییر مختصات بین دو مقطع زمانی، سرعت پیش بینی شده با مدل در قسمت اول به اختلاف زمانی ضرب شده و با جابه جایی های مرتبط با زمین لرزه های رخ داده در دوره زمانی مشخص شده که در قسمت دوم مدل محاسبه شده جمع برداری می شود. به منظور مدل سازی سرعت های بین لرزه ای از میدان سرعت GPS شبکه

بهبود پارامترهای گسلس ناشی از زمین‌لرزه‌ها با بهره‌گیری از روش‌های گوناگون حل مسئله معکوس و براساس روش‌های مشاهداتی نظیر GPS و InSAR به‌جای استفاده از روابط تجربی یا نیمه‌تجربی برای بالا بردن دقت خروجی‌های مدل پیشنهاد می‌شود. در مدل عرضه شده، حرکت‌های بعدلرزه‌ای مدل‌سازی نشده است. زیرا اثرات بعدلرزه‌ای بیشتر در مورد زمین‌لرزه‌هایی مطرح است که دارای بزرگی و عمق کانونی زیادی باشند تا زمین‌لرزه قسمت خمیری سنگ‌کره را تحت تأثیر قرار دهد. در مورد زمین‌لرزه‌هایی که بزرگ نیستند و یا عمق کانونی زیادی ندارند، اثر بعدلرزه‌ای بسیار کم است. از طرفی در حالت کلی اثرات بعدلرزه‌ای در مقایسه با اثرات هم‌لرزه، از نظر دامنه خیلی کوچک‌ترند و بعد از وقوع زمین‌لرزه، با گذشت زمان کوچک‌تر نیز می‌شوند (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶). برای مدل‌سازی این حرکت‌ها می‌توان از مدل وانگ (۲۰۰۶) استفاده کرد. به‌منظور کامل کردن مدل، افزودن و مدل‌سازی حرکت‌های بعدلرزه‌ای در مورد زمین‌لرزه‌های بزرگ با عمق کانونی زیاد، به مدل موجود در نسخه‌های بعدی نرم‌افزار عرضه شده پیشنهاد می‌شود.

۲ مدل‌سازی تغییرشکل ناشی از گسلس‌ها براساس مدل تحلیلی اکادا

همان‌طور که در مقدمه نیز اشاره شد، به‌منظور مدل‌سازی جابه‌جایی‌های ناشی از لغزش در گسل‌ها، از مدل تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده شده است. مدل اکادا برپایه نظریه نابرجایی فرمول‌بندی شده است. در این مدل ابتدا مدل‌سازی میدان تغییرشکل حاصل از یک تک‌نیرو (چشمه نقطه‌ای) صورت می‌گیرد و سپس با انتگرال‌گیری از روابط چشمه نقطه‌ای، میدان تغییرشکل حاصل از یک چشمه مستطیلی (صفحه گسلس) فرمول‌بندی می‌شود. به‌طورکلی پارامترهای ورودی مدل اکادا به دو دسته

ژئودینامیک سراسری ایران با مشاهدات دوره‌ای (ماسون، ۲۰۰۷) درحکم قید مدل‌سازی استفاده می‌شود. در مدل‌سازی و پیش‌بینی سرعت‌ها و جابه‌جایی‌های مربوط به حرکت‌های دائمی، بین‌لرزه‌ای و هم‌لرزه در منطقه مورد بررسی از روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده شده است. مدل طراحی شده قادر به پیش‌بینی سرعت‌ها و جابه‌جایی‌ها به‌صورت اوراسیا فیکس است ولی قابلیت تبدیل مقادیر پیش‌بینی شده را به دیگر چارچوب‌های مرجع از جمله WGS84 و کلیه ITRFها دارد. از کارهای صورت گرفته قبلی در این مورد می‌توان به تحقیق و نرم‌افزار تهیه شده HTDP در منطقه امریکا اشاره کرد (اسنی، ۱۹۹۹؛ پیرسون و همکاران، ۲۰۱۰). بیست و پنج نسخه متفاوت از این نرم‌افزار از ژوئن ۱۹۹۲ تا کنون عرضه شده است. آخرین نسخه عرضه شده HTDP 3.1.2 است که در ۶ ژوئن ۲۰۱۱ عرضه شد. تحقیق حاضر اولین گام در تولید اولین نسخه نرم‌افزار معادل برای منطقه فلات ایران است. در نرم‌افزار HTDP به‌منظور مدل‌سازی حرکت دائم و بین‌لرزه‌ای صفحات از مدل بلوک استفاده شده است ولی در تحقیق حاضر به دو دلیل از مدل تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) به‌جای مدل بلوک استفاده شده است. (۱) با مدل‌سازی میدان سرعت GPS با استفاده از مدل تحلیلی اکادا قیود زمین‌ساختی (موقعیت گسل‌ها) و لرزه‌زمین‌ساختی (جهت حرکت گسل‌ها) به‌طور صحیح در مدل قابل اعمال است. (۲) با استفاده از این مدل، مناطق واقع بین گسل‌های فعال صلب فرض نشده است و با ضرایب لامه تعریف شده برای مدل، قابلیت تغییرشکل دارند. از کارهای قبلی صورت گرفته در زمینه مدل‌سازی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای با استفاده از مدل تحلیلی اکادا و مقایسه آن با مدل بلوک می‌توان به تحقیق آرمیگو و همکاران (۲۰۰۳) و فلریت و همکاران (۲۰۰۴) در منطقه فلات آناتولی و راست‌بود و وثوقی (۱۳۸۹) در منطقه خاورمیانه اشاره کرد.

در منطقه $z \leq 0$ قرار می گیرد و محور x موازی با امتداد گسل است. همچنین در این شکل نابرجایی های U_1 ، U_2 و U_3 که متناظر با مؤلفه های امتداد لغز، شیب لغز و کششی یک نابرجایی اختیاری هستند نشان داده شده است. هر بردار نابرجایی حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان می دهد. در این شکل مؤلفه شیب لغز نابرجایی یعنی U_2 نشان دهنده حرکت معکوس است که اگر $\sin 2\delta < 0$ باشد، نشانگر حرکت نرمال خواهد بود. در این دستگاه مختصات، مؤلفه u_i جابه جایی در نقطه (x_1, x_2, x_3) ناشی از جهت u_i نیروی نقطه ای به بزرگی F در نقطه (ξ_1, ξ_2, ξ_3) یعنی (u_i^j) از روابط زیر به دست می آید:

(۲)

$$\begin{cases} u_1^1 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_1 - \xi_1)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} \\ u_2^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \\ u_3^1 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}, \end{cases}$$

(۳)

$$\begin{cases} u_1^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2) \left\{ \frac{1}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)^2} \right\} \\ u_2^2 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{R - \xi_3} - \frac{(x_2 - \xi_2)^2}{R(R - \xi_3)^2} \right] \right\} \\ u_3^2 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\}, \end{cases}$$

(۴)

$$\begin{cases} u_1^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_1 - \xi_1) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \\ u_2^3 = \frac{F}{4\pi\mu} (x_2 - \xi_2) \left\{ -\frac{\xi_3}{R^3} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R(R - \xi_3)} \right\} \\ u_3^3 = \frac{F}{4\pi\mu} \left\{ \frac{1}{R} + \frac{\xi_3^2}{R^3} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R} \right\}, \end{cases}$$

پارامترهای فیزیکی و هندسی تقسیم می شوند. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در مدل، همان ضرایب لامه μ و λ منطقه مورد بررسی هستند که باید به صورت تقریبی مشخص باشند. برای این منظور می توان با توجه به نتایج آنالیز حساسیت مدل (نوری و وثوقی، ۱۳۸۸) از مقادیر متوسط جهانی نیز استفاده کرد. پارامترهای هندسی مورد استفاده در مدل اکادا شامل طول، عرض، عمق قفل شدگی، شیب، راستا، میزان نابرجایی یا نرخ لغزش، مختصات نقطه ابتدایی گسل و همچنین مختصات نقاط مشاهداتی (ایستگاه های GPS) است. در واقع این مدل با توجه به هندسه گسلش و فیزیک منطقه مورد بررسی، نابرجایی حاصل از گسلش یا نرخ لغزش را به میدان جابه جایی یا میدان سرعت ناشی از آن تبدیل می کند.

۱-۲ مدل اکادا برای گسلش نقطه ای

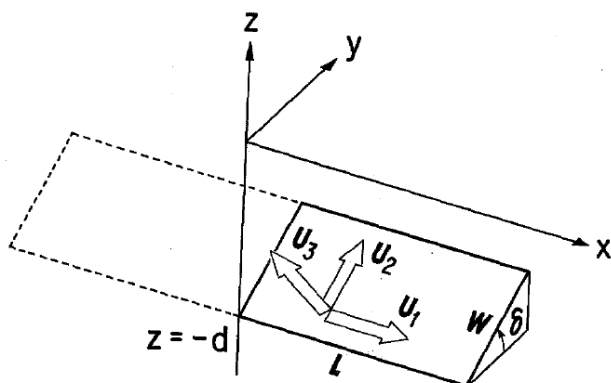
استکتی (۱۹۵۸) روشن ساخت که میدان جابه جایی $u_i(x_1, x_2, x_3)$ ناشی از نابرجایی (ξ_1, ξ_2, ξ_3) به مساحت Σ در یک محیط هم رفتار از رابطه زیر به دست می آید:

(۱)

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

که δ_{jk} دلتای کرونکر، λ و μ ضرایب لامه و v_k کسینوس هادی نرمال بر سطح المان $d\Sigma$ و قرارداد جمع اعمال شده است. u_i^j مؤلفه u_i جابه جایی در نقطه (x_1, x_2, x_3) ناشی از جهت u_i نیروی نقطه ای به بزرگی F است که در نقطه (ξ_1, ξ_2, ξ_3) روی سطح اعمال می شود. رابطه (۱) به معادله ولترا (Volterra's equation) معروف است و نشان می دهد که جابه جایی ها ناشی از منابعی به صورت کوپل دوگانه هستند (سگال، ۲۰۱۰).

در دستگاه مختصات دکارتی شکل ۱ محیط کشسان



شکل ۱. هندسه گسل و نمادهای مورد استفاده در مدل‌سازی تحلیلی (اکادا، ۱۹۸۵).

نشان می‌دهند. همچنین، رابطه (۷) مرکز اتساع با شدت $\lambda U_3 \Delta \Sigma$ ترکیب شده با کوپل دوگانه بدون گشتاور و شدت $2\mu U_3 \Delta \Sigma$ را برای گسل کششی (tensile fault) نمایش می‌دهد. با جایگذاری روابط (۲)، (۳) و (۴) در روابط (۵)، (۶) و (۷) و قرار دادن $\xi_1 = \xi_2 = 0$ و $\xi_3 = -d$ جابه‌جایی‌های سطحی ناشی از یک چشمه نقطه‌ای که در موقعیت $(0, 0, -d)$ قرار دارد به دست می‌آید.

در حالت امتدادلغز:

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

در حالت شیب‌لغز:

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

در حالت کششی:

که

$$R^2 = (x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2,$$

با استفاده از رابطه (۱)، سهم اِلمان سطحی $\Delta \Sigma$ در جابه‌جایی، ناشی از هر مؤلفه نابرجایی به صورت زیر است: برای مؤلفه امتدادلغز:

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

برای مؤلفه شیب‌لغز:

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

برای مؤلفه کششی (tensile):

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

عبارت‌های (۵) و (۶) جفت نیروهای معادل کوپل دوگانه با گشتاور $\mu U_1 \Delta \Sigma$ یا $\mu U_2 \Delta \Sigma$ را در حالت گسل بُرشی

جایگذاری به صورت زیر است:

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

اگر مطابق خطوط خط چین شکل ۱ گسل مستطیلی با طول $2L$ در نظر گرفته شود، کافی است که در دو عبارت اول و دوم سمت راست رابطه (۱۵) با $x+L$ جایگزین شود. مؤلفه های بردار جابه جایی برای گسلش امتداد لغز به صورت زیر خواهد بود:

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

همچنین برای گسلش شیب لغز خواهیم داشت:

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

برای گسلش کش لغز نیز خواهیم داشت:

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

که

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

که

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

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

۲-۲ مدل اکادا برای گسلش با ابعاد محدود

میدان تغییر شکل برای یک گسل مستطیلی محدود با طول L و عرض W ، با جایگزینی $x - \xi'$ ، $y - \eta' \cos \delta$ و $d - \eta' \sin \delta$ به جای x ، y و d در روابط به دست آمده برای چشمه نقطه ای و با انتگرال گیری زیر به دست می آید:

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

با تغییر متغیر از ξ' و η' به ξ و η به صورت $x - \xi' = \xi$ و $p - \eta' = \eta$ که در آن $p = y \cos \delta + d \sin \delta$ است خواهیم داشت:

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

نتایج نهایی با استفاده از نماد چینی || به منظور نمایش

به صورت برداری باهم جمع کنیم. مطابق شکل ۲ در مدل‌سازی با استفاده از مدل تحلیلی اکادا از سه دستگاه مختصات متفاوت استفاده می‌شود که عبارت‌اند از: ۱- دستگاه مختصات سراسری ۲- دستگاه مختصات محلی و ۳- دستگاه مختصات صفحه‌ای.

دستگاه مختصات سراسری (X_g, Y_g, Z_g) بین همه المان‌ها مشترک است به نحوی که محور X آن افقی و به موازات سطح آزاد، و جهت مثبت آن به سمت شرق است. محور Y این دستگاه نیز افقی و جهت مثبت آن به سمت شمال است. محور Z نیز قائم و جهت مثبت آن نسبت به سطح آزاد به سمت بالای نیم‌فضا است. از این دستگاه مختصات برای تعریف خروجی‌های مدل (سرعت و جابه‌جایی) استفاده می‌شود.

دستگاه مختصات محلی (X_L, Y_L, Z_L) برای هر صفحه یا المان تعریف شده و از آن برای محاسبه توابع گرین مدل اکادا استفاده می‌شود. محورهای X_L و Y_L یک صفحه افقی را تعریف می‌کنند که به موازات سطح آزاد است. محور X_L در راستای گسل و محور Y_L عمود بر آن و محور Z_L قائم بر صفحه دو محور است، به نحوی که دستگاه مختصات حاصل به صورت راست‌گرد باشد یعنی با نگاه کردن در راستای امتداد گسل (X_L) فرادیواره در سمت راست قرار بگیرد و محور Y_L به سمت فرودیواره باشد.

دستگاه مختصات صفحه‌ای (X_p, Y_p, Z_p) نیز برای هر صفحه تعریف می‌شود، به نحوی که محور X_p در امتداد گسل به موازات محور X دستگاه مختصات محلی، محور Y_p در راستای شیب گسل، و به سمت بالا مثبت است. محور Z_p نیز عمود بر صفحه یا المان و جهت مثبت آن به نحوی است که دستگاه راست‌گرد باشد. از این دستگاه مختصات برای تعریف و معرفی مشخصات نابرجایی گسل به مدل یا تعریف خروجی‌های مدل استفاده می‌شود.

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

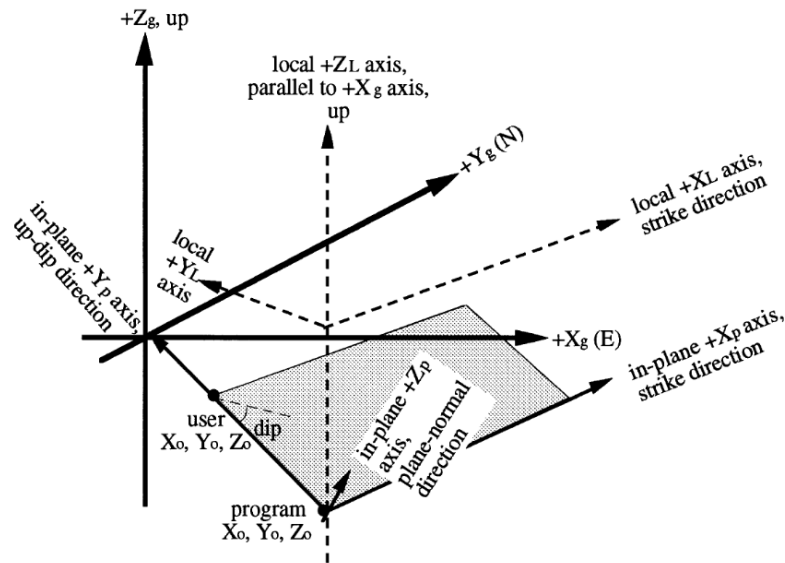
در حالتی که $\cos \delta = 0$ باشد خواهیم داشت:

$$(20) \quad \begin{cases} I_1 = -\frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \frac{\xi q}{(R + \tilde{d})^2} \\ I_3 = \frac{\mu}{2(\lambda + \mu)} \left[\frac{\eta}{R + \tilde{d}} + \frac{\tilde{y} q}{(R + \tilde{d})^2} - \ln(R + \eta) \right] \\ I_4 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{q}{R + \tilde{d}} \\ I_5 = -\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{\xi \sin \delta}{R + \tilde{d}} \end{cases}$$

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

با اعمال اطلاعات همالرزهای به مدل اکادا می‌توان جابه‌جایی‌های همالرز و با اعمال اطلاعات بین‌لرزه‌ای به این مدل می‌توان جابه‌جایی‌های بین‌لرزه‌ای را محاسبه کرد.

۲-۳ دستگاه‌های مختصات مورد استفاده در مدل‌سازی با توجه به اینکه مدل اکادا مدلی تحلیلی است و برای یک مسئله خطی حل شده است، لذا با توجه به برقرار بودن اصل برهم‌نهی (principle of superposition) برای محاسبه اثر چند گسلش در یک نقطه کافی است که جابه‌جایی‌های ناشی از تک‌تک گسلش‌ها را محاسبه و



شکل ۲. دستگاه های مختصات مورد استفاده در مدل سازی (گمبرگ و الیس، ۱۹۹۴).

داد. بنابراین هر کدام از هفت پارامتر تعریف کننده تبدیل دو چارچوب، تابعی از زمان t می شوند؛ یعنی $T_X(t)$ ، $T_Y(t)$ ، $T_Z(t)$ ، $R_X(t)$ ، $R_Y(t)$ ، $R_Z(t)$ و $S(t)$. یک تعمیم ساده فرض هفت پارامتر فوق به صورت تابعی خطی از زمان است. بنابراین، برای مثال، دوران در زمان t را می توان با رابطه زیر بیان کرد:

$$R_X(t) = R_X(t_0) + (dR_X/dt)(t - t_0), \quad (23)$$

که

t_0 : زمان مرجع،

$R_X(t_0)$: دوران در لحظه t_0

dR_X/dt : نرخ زمانی تغییرات دوران حول محور X

تبدیل تعمیم یافته شامل ۱۵ پارامتر است. دو پارامتر برای هر کدام از هفت تابع خطی و زمان مرجع t_0 . از تعمیم ساده فوق برای تبدیل مختصات بین چارچوب های مرجع گوناگون استفاده می شود. پارامترهای تبدیل از ITRF2000 به ITRF های قبل و بعد مورد استفاده در مدل سازی، در جدول ۱ عرضه شده است.

۳ تبدیل مختصات بین چارچوب های مرجع ITRF

اگر مختصات دکارتی برای نقطه ای در چارچوب مرجع اول به صورت (X_1, X_2, X_3) باشد، مختصات متناظر در چارچوب مرجع دوم در غیاب حرکت صفحه های زمین ساختی از روابط زیر به دست می آید:

$$\begin{aligned} X_2 &= T_X + (1+S)X_1 + R_Z Y_1 - R_Y Z_1 \\ Y_2 &= T_Y - R_Z X_1 + (1+S)Y_1 + R_X Z_1 \\ Z_2 &= T_Z + R_Y X_1 - R_X Y_1 + (1+S)Z_1, \end{aligned} \quad (24)$$

که T_X ، T_Y و T_Z به ترتیب بیانگر سه انتقال در امتداد محورهای X ، Y و Z هستند که باعث انطباق مبدأ دو چارچوب برهم می شوند. R_X ، R_Y و R_Z نیز بیانگر سه دوران حول محورهای X ، Y و Z هستند که ترکیب آنها سه محور یک چارچوب را به صورت موازی با محورهای متناظر از چارچوب دیگر قرار می دهد. S نیز بیانگر تفاوت مقیاس بین دو چارچوب است.

با در نظر گرفتن حرکت صفحه های زمین ساختی می توان معادلات تبدیل مابین دو چارچوب را به منظور در نظر گرفتن حرکت یک چارچوب نسبت به دیگری تعمیم

مختصات مرکز زمین در فضای سه‌بُعدی (X_0, Y_0, Z_0) ، دوران بُردار موقعیت (rx, ry, rz) و تغییر مقیاس (ds) است و به صورت ماتریسی زیر نوشته می‌شود:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_W = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1+ds & rz & -ry \\ -rz & 1+ds & rx \\ ry & -rx & 1+ds \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_I, \quad (24)$$

که اندیس‌های پایینی I و W به ترتیب نشان‌دهنده چارچوب WGS84 و ITRF هستند. ماتریس دوران سه در سه رابطه فوق ساده شده سه ماتریس دوران مجزا است، با این فرض که دوران‌های محوری کوچک‌اند (کوچک‌تر از پنج ثانیه کمانی برای اکثر شبکه‌های ژئودزی) و می‌توان از ترم‌های بسط به سری دو جمله‌ای سینوس و کسینوس برحسب رادیان استفاده کرد.

۴ تبدیل مختصات بین چارچوب ITRF2000 و WGS84

تفاوت ITRF2000 و WGS84 به تفاوت تعریف دو سامانه و حرکت‌های زمین‌ساختی برمی‌گردد. تفاوت مختصات یک نقطه بین این دو سامانه در منطقه ایران بیشتر از یک متر نیست. با استفاده از یک تبدیل هفت پارامتری می‌توان اختلاف بین دو سامانه را مدل‌سازی کرد. برای این منظور می‌توان از دو مدل تبدیل بورس-ولف (بورسا، ۱۹۶۲؛ ولف، ۱۹۶۳) و مالدنسکی - بادکاس (مالدنسکی و همکاران، ۱۹۶۲؛ بادکاس، ۱۹۶۹) استفاده کرد.

مدل متشابه هفت پارامتری بورس-ولف برای تبدیل مختصات دکارتی سه‌بُعدی بین چارچوب‌های ماهواره‌ای در مقیاس جهانی مناسب است. این تبدیل شامل انتقال

جدول ۱. پارامترهای تبدیل از ITRF2000 به ITRFهای قبل و بعد که در مدل‌سازی مورد استفاده قرار گرفته است (بوچر و همکاران، ۲۰۰۴؛ التیمی و همکاران، ۲۰۰۲).

شماره ITRF	T ₁ (cm)	T ₂ (cm)	T ₃ (cm)	S (ppb)	R ₁ (mas)	R ₂ (mas)	R ₃ (mas)	اپوک
ITRF2008	-1.90	-1.70	-10.50	1.34	0.00	0.00	0.00	2000.0
نرخ	0.10	0.10	-1.80	0.08	0.00	0.00	0.00	
ITRF2005	0.10	-0.80	-5.80	0.40	0.00	0.00	0.00	2000.0
نرخ	-0.20	0.10	-1.80	0.08	0.00	0.00	0.00	
ITRF97	0.67	0.61	-1.85	1.55	0.00	0.00	0.00	1997.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF96	0.67	0.61	-1.85	1.55	0.00	0.00	0.00	1997.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF94	0.67	0.61	-1.85	1.55	0.00	0.00	0.00	1997.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF93	1.27	0.65	-2.09	1.95	-0.39	0.80	-1.14	1988.0
نرخ	-0.29	-0.02	-0.06	0.01	-0.11	-0.19	0.07	
ITRF92	1.47	1.35	-1.39	0.75	0.0	0.00	-0.18	1988.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF91	2.67	2.75	-1.99	2.15	0.00	0.00	-0.18	1988.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF90	2.47	2.35	-3.59	2.45	0.00	0.00	-0.18	1988.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF89	2.97	4.75	-7.39	5.85	0.00	0.00	-0.18	1988.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	
ITRF88	2.47	1.15	-9.79	8.95	0.10	0.00	-0.18	1988.0
نرخ	0.00	-0.06	-0.14	0.01	0.00	0.00	0.02	

جدول ۲. پارامترهای تبدیل از ITRF2000 به WGS84 با استفاده از مدل بورسا- ولف که در مدل سازی مورد استفاده قرار گرفته است.

T_1 (m)	T_2 (m)	T_3 (m)	S (ppm)	R_1 (sec)	R_2 (sec)	R_3 (sec)
0.551±0.0028	- 0.373±0.0028	- 0.817±0.0028	0.004874±0.0050	-0.001063±0.0013	0.009047±0.0016	-0.011414±0.0014

۵ مراحل طراحی مدل و کاربردهای آن

۵-۱ پیش بینی سرعت

پیش بینی سرعت در هر موقعیت از سطح زمین در محدوده فلات ایران اساسی ترین کاربرد مدل عرضه شده است. در این قسمت اطلاعات بین لرزه ای به مدل اعمال می شود و جابه جایی های بین لرزه ای متناظر با آنها با قید میدان سرعت GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران با مشاهدات دوره ای ماسون (۲۰۰۷) در هر نقطه به کمک مدل و با روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) به صورت اوراسیا فیکس محاسبه می شود.

این مرحله از مدل سازی با سعی و خطا، به ویژه در مورد نرخ لغزش و عمق قفل شدگی گسل های عمده در منطقه مورد بررسی بین میدان سرعت مدل و GPS صورت می گیرد. مدل سازی طی مراحل گوناگون طراحی شد و نتایج حاصل در هر مرحله با میدان سرعت GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران در چارچوب مرجع اوراسیا فیکس از مقاله ماسون و همکاران (۲۰۰۷) مقایسه شد (شکل ۳). مقادیر عددی مؤلفه های میدان سرعت GPS به همراه دقت و همبستگی آنها در جدول ۳ قابل مشاهده است. به منظور آغاز مدل سازی میدان سرعت دائم و بین لرزه ای در منطقه مورد بررسی، نخست فقط گسلش های بین صفحه های زمین ساختی نوپیا، سومالی، هند و دور فلات آنا تولی در مدل سازی وارد شد. موقعیت این گسل ها مطابق شکل ۴- الف و جهت و مقدار لغزش نیز با توجه به سازو کار ژرفی زمین لرزه ها (شکل ۴- ب) با استفاده از مدل های موجود حرکت صفحات زمین ساختی مانند REVEL (سلا، ۲۰۰۲) یا NUVEL-1A (دیمتر،

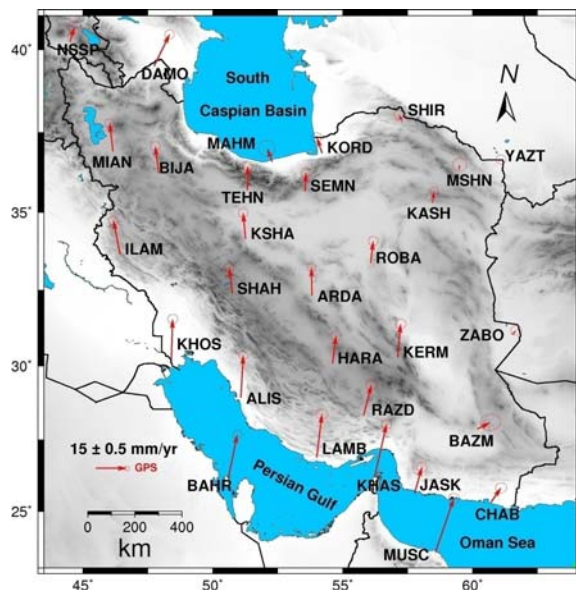
مدل مالدنسکی- بادکاس نیز یک مدل متشابه هفت پارامتری مختصات دکارتی سه بُعدی بین چارچوب ها است و برای تبدیل بین چارچوب های زمینی و ماهواره ای مناسب و به صورت زیر است:

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_W = \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} X_m \\ Y_m \\ Z_m \end{bmatrix} \quad (25)$$

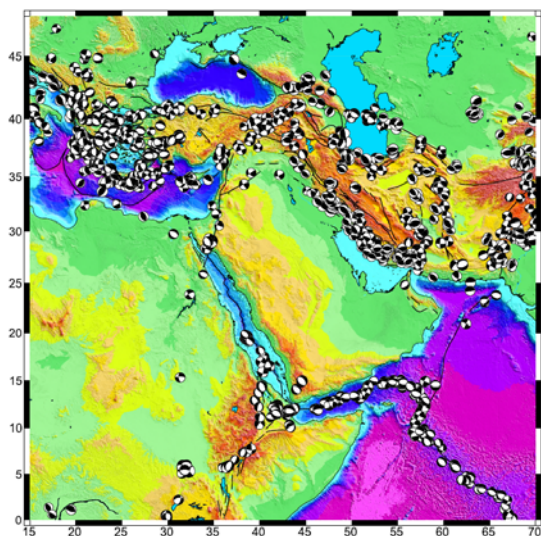
$$+ \begin{bmatrix} 1+ds & rz & -ry \\ -rz & 1+ds & rx \\ ry & -rx & 1+ds \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X_I - X_m \\ Y_I - Y_m \\ Z_I - Z_m \end{bmatrix},$$

که $(\Delta X, \Delta Y, \Delta Z)$ انتقال بین مرکز دو چارچوب است. ماتریس دوران و تغییر مقیاس با مدل بورسا- ولف فرقی ندارد. تنها تفاوت بین دو مدل، انتخاب نقطه ای است که در آن دوران های محوری و تغییر مقیاس صورت می گیرد. چون در مدل مالدنسکی- بادکاس این نقطه مرکز شبکه است، در نتیجه این مدل انتخاب مناسب تری برای تبدیل بین چارچوب های زمینی و ماهواره ای است. به لحاظ نظری با استفاده از یک رشته اطلاعاتی، این دو مدل بایستی به نتایج یکسانی برای تعیین مجموعه پارامترهای تبدیل منجر شوند.

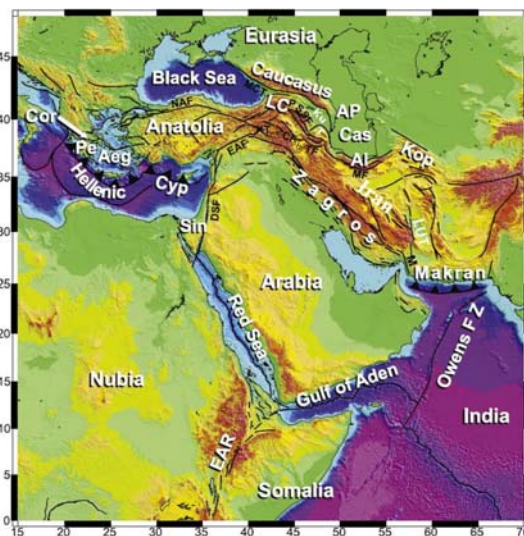
از بین این دو مدل، مدل بورسا- ولف به نتایج بهتری در منطقه ایران منجر و برای تعیین پارامترهای تبدیل توصیه شده است. به همین دلیل در مدل عرضه شده نیز از مدل بورسا- ولف برای تبدیل مختصات بین دو سامانه استفاده شده است. پارامترهای تبدیل برآورد شده با استفاده از مدل تبدیل بورسا- ولف در جدول ۲ آمده است.



شکل ۳. میدان سرعت GPS (بردارهای سرخ) نسبت به اوراسیا با بیضی خطای ۹۵٪ در منطقه ایران برگرفته از مقاله ماسون و همکاران (۲۰۰۷) که به‌منزله قید در مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای مورد استفاده قرار گرفته است.



(ب)



(الف)

شکل ۴. خلاصه اطلاعات زمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی که در مدل‌سازی حرکت دائمی و بین‌لرزه‌ای در منطقه فلات ایران مورد استفاده قرار گرفته است. (الف) نقشه توپوگرافی و زمین‌ساخت ساده شده منطقه مورد بررسی در محل برهم‌کنش صفحه‌های زمین‌ساختی نوبیا، سومالی، عربستان و اوراسیا. (با تغییر از رایلینگر و همکاران، ۲۰۰۶) (ب) سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌ها در منطقه مورد بررسی از فهرست‌نامه هاروارد در بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۰۵ (رایلینگر و همکاران، ۲۰۰۶).

جدول ۳. نام‌ها و مؤلفه‌های شرقی و شمالی میدان سرعت GPS (V_e , V_n) شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران با دقت (σ_e , σ_n) و همبستگی در چارچوب مرجع اوراسیا فیکس از مرجع ماسون و همکاران (۲۰۰۷). ستون‌های نهم و دهم مقادیر باقی‌مانده سرعت‌ها را برای هر ایستگاه GPS در حالتی که مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای بهترین انطباق را با میدان سرعت GPS دارد ($rms = 0.35 \text{ mm/yr}$) نشان می‌دهد.

Site	long. (°E)	lat. (°N)	V_e (mm/yr)	V_n (mm/yr)	σ_e (mm/yr)	σ_n (mm/yr)	Corr.	Res. E (mm/yr)	Res. N (mm/yr)
ALIS	51.082	28.919	1.19	20.65	0.89	0.86	0.024	-2.53	-0.12
ARDA	53.822	32.313	-0.28	13.60	0.86	0.84	0.023	-0.73	1.83
BAZM	60.180	27.865	6.24	03.20	2.02	1.65	0.018	1.50	0.96
BAHR	50.608	26.209	4.21	20.45	0.89	0.87	0.026	-0.38	0.37
BIJA	47.930	36.232	-1.79	13.09	0.95	0.92	0.014	-1.46	0.83
CHAB	60.694	25.300	5.05	07.23	1.11	1.02	0.024	1.00	1.08
DAMO	47.744	39.513	7.45	15.31	0.94	0.91	0.013	1.67	1.40
HARA	54.608	30.079	1.68	13.58	0.98	0.96	0.023	-1.06	1.18
ILAM	46.427	33.648	-3.14	16.46	0.97	0.93	0.016	-1.68	-0.73
JASK	57.767	25.636	3.52	12.62	1.04	1.00	0.026	-1.14	0.67
KASH	58.464	35.293	0.74	05.71	0.87	0.84	0.019	0.96	2.37
KERM	57.119	30.277	1.42	16.30	1.07	0.99	0.024	-1.59	2.19
KHAS	56.233	26.208	5.79	25.50	1.01	0.98	0.025	0.57	3.30
KHOS	48.409	30.246	0.58	19.10	0.98	0.95	0.018	-2.04	0.15
KORD	54.199	36.860	-2.53	07.48	0.98	0.94	0.017	-0.25	1.35
KSHA	51.255	34.150	-1.18	12.69	0.95	0.93	0.017	-1.80	-0.10
LAMB	54.004	26.883	2.52	20.96	1.18	1.00	0.019	-2.23	1.33
MAHM	52.285	36.588	-2.43	06.45	1.60	1.56	0.013	-0.73	-0.66
MIAN	46.162	36.908	-1.66	13.70	0.95	0.91	0.013	-1.61	1.73
MSHN	59.480	36.335	0.29	02.70	1.36	1.28	0.016	0.79	-0.20
MUSC	58.569	23.564	8.85	25.95	1.11	1.02	0.022	2.50	2.00
NSSP	44.503	40.226	2.23	07.17	1.29	1.21	0.007	-0.02	-1.13
RAZD	55.800	28.330	3.76	14.70	1.04	1.00	0.022	-1.32	0.66
ROBA	56.070	33.369	1.30	10.67	0.97	0.95	0.020	0.24	2.39
SEMN	53.564	35.662	0.28	09.04	0.96	0.93	0.018	-1.13	-0.08
SHAH	50.748	32.367	-1.47	12.65	0.96	0.93	0.018	-2.21	-1.69
SHIR	57.308	37.814	-1.80	03.54	0.96	0.95	0.018	0.90	-0.17
TEHN	51.334	35.697	0.19	11.63	1.01	1.00	0.015	-1.54	-0.84
YAZT	61.034	36.601	0.72	00.97	0.96	0.95	0.018	0.63	-0.19
ZABO	61.517	31.049	1.97	02.01	1.08	0.98	0.022	-0.35	0.16

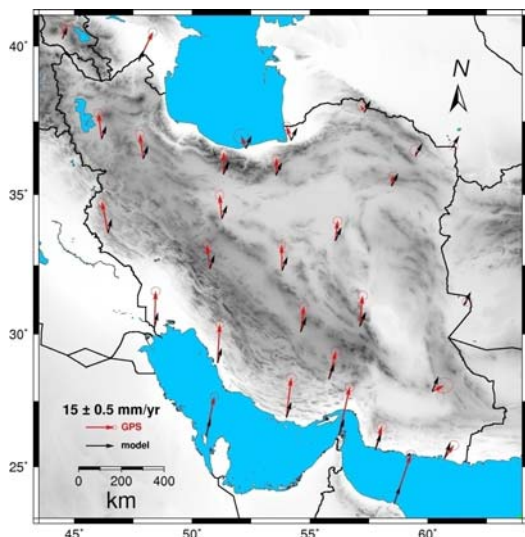
میدان سرعت GPS، بردارهای مشکلی) را همراه با میدان خطای درون‌یابی شده بین مقادیر اسکالر باقی‌مانده‌ها (با رنگ سرخ) که بیانگر میزان منطبق نبودن دو میدان سرعت است نشان می‌دهد.

استفاده از این شیوه منطبق نبودن دو میدان، باعث تشخیص راحت مناطق با منطبق نبودن زیاد می‌شود و یک روش قابل‌اعتماد برای تشخیص خطاهای سامان‌مند در گروهی از بردارها و بهبود سامان‌مند مدل است. مطابق شکل ۵- ج مقادیر باقی‌مانده‌ها، به‌ویژه در جنوب غربی و جنوب ایران زیاد است. مدل‌سازی اولیه نشانگر تأثیر و ضرورت در نظر گرفتن گسل‌های اطراف صفحه عربستان

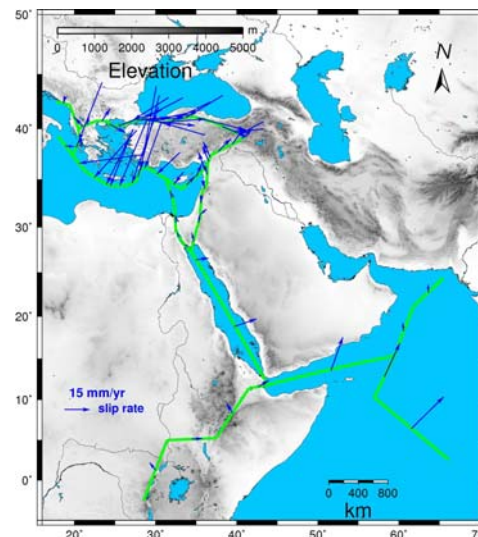
(۱۹۹۴) محاسبه شده است. شکل ۵ نتایج مدل‌سازی اولیه میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. شکل ۵- الف موقعیت و نرخ لغزش گسل‌های انتخابی با نرخ‌های لغزش مربوط (بردارهای آبی) را نشان می‌دهد. مطابق شکل ۵- ب مدل اولیه میدان سرعتی را در راستای جنوب غرب به شمال شرق در ایران ایجاد کرده است (بردارهای مشکلی) و انطباق خوبی با میدان سرعت GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران (بردارهای سرخ) ندارد. دامنه میدان سرعت مدل در راستای جنوب غرب به شمال شرق کم می‌شود. شکل ۵- ج نیز مقادیر باقی‌مانده‌ها (تفاضل میدان سرعت مدل از

حتی سهم گسل‌های اطراف صفحه عربستان خیلی بیشتر از سهم گسل‌های اطراف فلات آناتولی است.

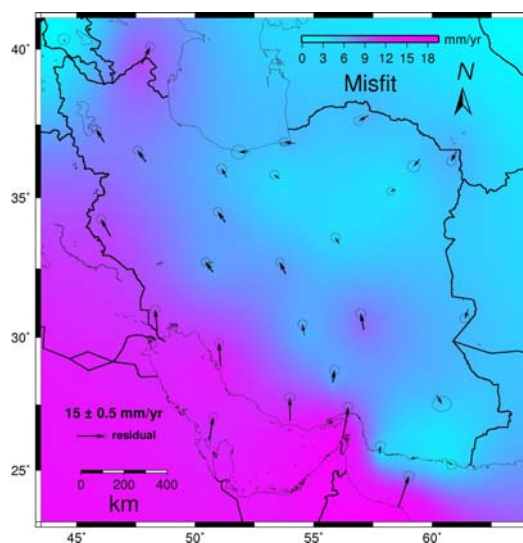
و فلات آناتولی در تولید میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران است، به‌نحوی که



(ب)



(الف)

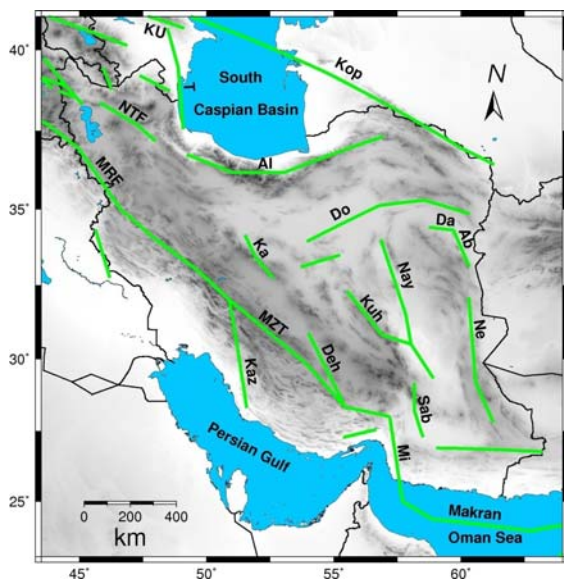


(ج)

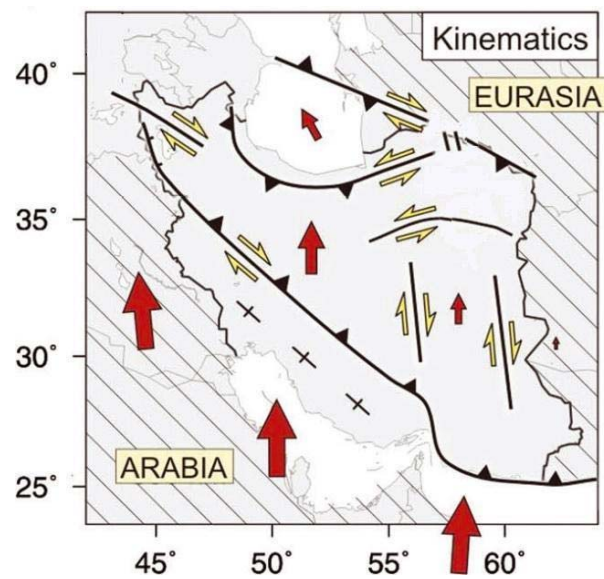
شکل ۵. مدل‌سازی اولیه میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی. (الف) فقط گسل‌های بین صفحه‌های زمین‌ساختی نوبیا، سومالی، عربستان، هند و دور فلات آناتولی در مدل‌سازی وارد شده‌اند. جهت و مقدار لغزش (بردارهای آبی) در گسل‌ها با استفاده از مدل‌های موجود حرکت صفحه‌های زمین‌ساختی مانند REVEL2000 (سلا، ۲۰۰۲) یا NUVEL-1A (دیمتز، ۱۹۹۴) محاسبه شده است. (ب) مدل اولیه میدان سرعتی را در راستای جنوب غرب به شمال شرق در ایران ایجاد کرده (بردارهای مشکی) و انطباق خوبی با میدان سرعت GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران (بردارهای سرخ) ندارد. دامنه میدان سرعت مدل در راستای جنوب غرب به شمال شرق کم می‌شود. (ج) مقادیر باقی‌مانده (تفاضل میدان سرعت مدل از میدان سرعت GPS) که به‌ویژه در جنوب غرب و جنوب ایران زیاد است.

عمده براساس شکل ۶- الف و نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و جمالی، ۲۰۰۶) برای مدل‌سازی نهایی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه ایران انتخاب شدند. گسل‌های انتخابی نهایی در شکل ۶- ب قابل مشاهده‌اند. گسل‌های فعال انتخابی از داخل ایران با در نظر گرفتن موقعیت (شکل ۶- ب) و جهت حرکت آنها با استفاده از سازوکار ژرفی زمین‌لرزه‌های رخ داده (شکل ۴- ب) به تدریج به مدل اولیه اضافه می‌شود و با سعی و خطا در نرخ لغزش و عمق قفل‌شدگی گسل‌ها تلاش شد تا بردار باقی‌مانده‌ها بین میدان سرعت مدل و GPS حداقل شود. بدین ترتیب مدل نابرجایی بهینه که تطابق خوبی با میدان سرعت GPS دارد به دست می‌آید. شکل ۷- الف

در ادامه، گسل‌های فعال عمده مناطق داخلی ایران برای مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای انتخاب شدند. برای این منظور نخست مطابق شکل ۶- الف زمین‌ساخت و سینماتیک ایران به صورت طرح‌وار در منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا در نظر گرفته شد. در این شکل بردارهای سرخ نشان‌دهنده حرکت نسبت به اوراسیا هستند و نحوه کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی را در منطقه مشخص می‌کنند. خطوط مشکی نحوه حرکت و تغییرشکل را در مناطق مربوط به گسل‌های عمده نشان می‌دهند. خطوط زرد نیز جهت لغزش گسل‌های امتدادلغز را نشان می‌دهند (هولیتزورف و همکاران، ۲۰۱۰). سپس گسل‌های فعال



(ب)

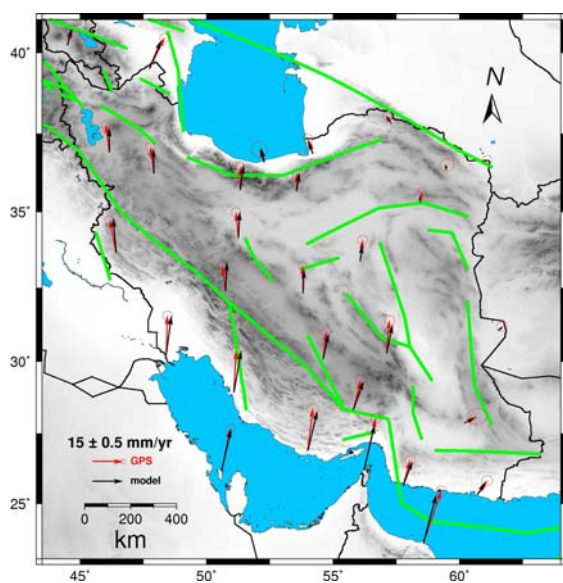


(الف)

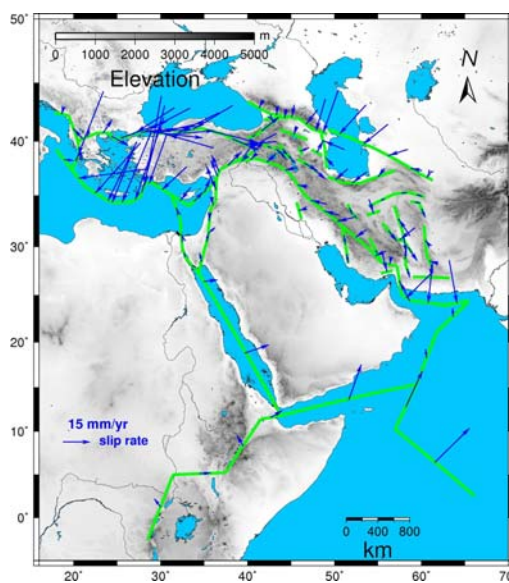
شکل ۶. انتخاب گسل‌های فعال عمده مناطق داخلی ایران برای مدل‌سازی نهایی حرکت دائم و بین‌لرزه‌ای در محدوده فلات ایران. (الف) نقشه طرح‌وار نشان‌دهنده زمین‌ساخت و سینماتیک ایران در منطقه برخورد مایل صفحه‌های زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا. بردارهای سرخ نشان‌دهنده حرکت نسبت به اوراسیا هستند و نحوه کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی را در منطقه مشخص می‌کنند. خطوط مشکی نحوه حرکت و تغییرشکل را در مناطق مربوط به گسل‌های عمده نشان می‌دهند. خطوط زرد جهت لغزش گسل‌های امتدادلغز را نشان می‌دهند (هولیتزورف و همکاران، ۲۰۱۰). (ب) گسل‌های فعال عمده انتخابی (خطوط سبز) براساس شکل ۵- الف و نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و جمالی، ۲۰۰۶) برای مدل‌سازی نهایی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه ایران. عبارت‌های اختصاری مورد استفاده در این شکل عبارت‌اند از: گسل شمال تبریز (NAF)، خلیج کورا (KU)، گسل تالش (T)، گسل اصلی جوان (MRF)، گسل البرز (AL)، گسل کپه‌داغ (Kop)، گسل درونه (Do)، گسل دشت بیاض (Da)، گسل آبیز (Ab)، گسل نه (Ne)، گسل سبزواران (Sab)، گسل میناب (Mi)، گسل دهشیر (Deh)، راندگی اصلی زاگرس (MZT)، گسل کازرون (Kaz)، گسل کاشان (Ka)

ایران، میدان سرعت مدل را تقویت کرده‌اند و آن را از راستای جنوب غربی - شمال شرقی به راستای جنوبی - شمالی و جنوب جنوب شرقی - شمال شمال غربی دوران می‌دهند. برای آزمون صحت مدل‌سازی، تساوی آماری مشاهدات GPS با جابه‌جایی‌های حاصل از مدل مورد

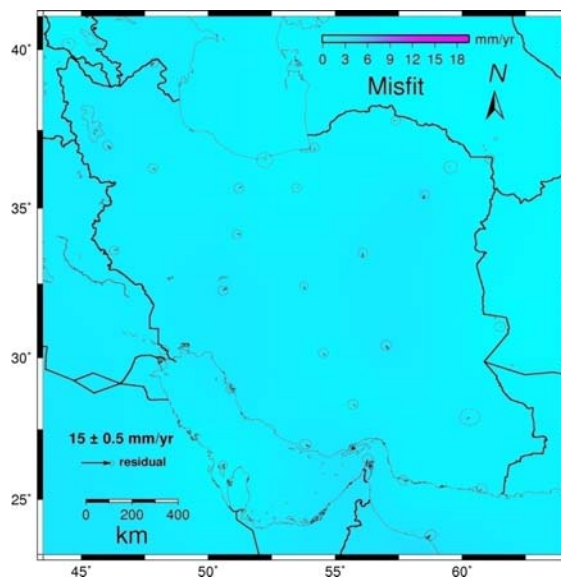
کل گسل‌های مربوط به مدل بهینه با نرخ‌های لغزش مربوط (بردارهای آبی) برای مدل‌سازی نهایی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد. مقایسه شکل‌های ۵- ب و ۷- ب نشان می‌دهد که مطابق مدل نابرجایی بهینه، گسلش‌های محدوده فلات



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۷. مدل‌سازی نابرجایی بهینه میدان سرعت دائمی و بین‌لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی. (الف) گسلش‌های داخلی ایران به تدریج به مدل اولیه اضافه شده و با سعی و خطا روی نرخ لغزش‌ها و عمق قفل‌شدگی، مدل نابرجایی بهینه به دست می‌آید. (ب) گسلش‌های محدوده فلات ایران میدان سرعت مدل را تقویت می‌کنند و از راستای جنوب غربی - شمال شرقی به راستای جنوب غربی - شمالی و جنوب جنوب شرقی - شمال شمال غربی دوران می‌دهند. (ج) در مورد اکثر ایستگاه‌های GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران مقادیر باقی‌مانده‌ها در محدوده بیضی خطای ۹۵٪ مشاهدات GPS است.

زاگرس، ماسون و همکاران (۲۰۰۶)، جمور و همکاران (۲۰۱۱) در منطقه شمال غرب ایران، تاتار و همکاران (۲۰۰۲) در منطقه زاگرس مرکزی، ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) و جمور و همکاران (۲۰۱۰) در منطقه البرز، ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) در منطقه خاورمیانه و مکلانسی و همکاران (۲۰۰۰) در منطقه شرق مدیترانه و قفقاز قابل استخراج است. با توجه به اینکه بردارهای سرعت GPS در منابع یادشده به ایستگاه‌های گوناگونی از اوراسیا فیکس شده‌اند، یکسان‌سازی ایستگاه‌هایی از اوراسیا که بردارهای سرعت GPS به آنها فیکس می‌شوند با استفاده از مفهوم قطب اولر (هفتی، ۲۰۰۷) قبل از شروع مدل‌سازی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای در منطقه مورد بررسی ضروری است.

مدل‌سازی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای نشان می‌دهد که حدود ۳۰ درصد مؤلفه‌های میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران با گسلش‌های داخلی ایران، ۶۰ درصد آن با صفحه عربستان و ۱۰ درصد آن با گسلش‌های فلات آناتولی تأمین می‌شود.

در ادامه، میدان سرعت مدل‌سازی شده با استفاده از قطب اولر اوراسیا نسبت به چارچوب ITRF2000 که از سوی ورنانت (۲۰۰۴) تعیین شده است (جدول ۴) به این چارچوب تبدیل شد. میدان سرعت حاصل در چارچوب مرجع ITRF2000 را می‌توان با استفاده از پارامترهای تبدیل ذکرشده در جدول‌های ۲ و ۳ به WGS84 یا هر ITRF دیگری تبدیل کرد.

استفاده قرار گرفت. بدین‌منظور تفاضل بردار سرعت حاصل از مدل و مشاهدات GPS بایستی در محدوده بیضی خطای مشاهدات GPS قرار گیرد. شکل ۷-ج نشان می‌دهد که در مورد اکثر ایستگاه‌های GPS شبکه ژئودینامیک سراسری ایران مقادیر باقی‌مانده‌ها در محدوده بیضی خطای ۹۵٪ مشاهدات GPS است، یعنی در مورد اکثر مشاهدات این تساوی آماری برقرار است. جذر میانگین مربعات (rms) خطای مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای برای مدلی که بهترین انطباق را با مشاهدات GPS داشت برابر 0.35 mm/yr محاسبه شد. ستون‌های نهم و دهم جدول ۳ مقادیر باقی‌مانده سرعت‌ها را برای هر ایستگاه GPS درحالی‌که مدل‌سازی بهترین انطباق را با میدان سرعت GPS دارد نشان می‌دهد. منطبق نبودن دو میدان سرعت را می‌توان به اثرات سامان‌مند موجود در مشاهدات GPS و به‌ویژه مشاهدات دوره‌ای نیز نسبت داد (برای مثال، اثرات فصلی یا اثرات ناشی از فعالیت‌های انسانی). به‌منظور رفع این مشکل می‌توان از مشاهدات پیوسته GPS با فیلتر مکانی (ودوینسکی و همکاران، ۱۹۹۷) و فیلتر آنالیز مؤلفه اصلی (آکی و شولز، ۲۰۰۳؛ سوچ، ۱۹۸۸) به‌جای مشاهدات دوره‌ای استفاده کرد. همچنین بهبود دقت نتایج مدل‌سازی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای با استفاده از شبکه‌های محلی GPS نیز پیشنهاد می‌شود. مشاهدات شبکه پیوسته و محلی در محدوده ایران از منابعی نظیر بایر و همکاران (۲۰۰۶) و پیرت و همکاران (۲۰۰۹) در منطقه بین زاگرس و مکران، حسامی و همکاران (۲۰۰۶)، توکلی و همکاران (۲۰۰۸) در منطقه

جدول ۴. قطب دوران اوراسیا در چارچوب ITRF2000 مورد استفاده در تبدیل میدان سرعت حرکت دائم و بین‌لرزه‌ای صفحه‌های زمین‌ساختی مدل از سامانه اوراسیا - فیکس به چارچوب ITRF2000 (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

صفحه زمین‌ساختی	عرض جغرافیایی (°N)	طول جغرافیایی (°E)	نرخ (Myr^{-1})
اوراسیا	56.11 ± 1.4	-100.79 ± 1.9	0.26 ± 0.01

۲-۵ پیش‌بینی جابه‌جایی

پیش‌بینی جابه‌جایی در یک نقطه بین دو مقطع زمانی T_1 و T_2 با ضرب سرعت مدل‌سازی شده برای آن نقطه در فاصله زمانی دو مقطع و سپس اضافه کردن جابه‌جایی‌های لحظه‌ای نقطه در اثر زمین‌لرزه‌های احتمالی در بازه زمانی مورد نظر صورت می‌گیرد. برای محاسبه جابه‌جایی لحظه‌ای نقطه در اثر زمین‌لرزه نیز از روابط تحلیلی اکادا (۱۹۸۵) استفاده می‌شود.

در این مرحله به منظور مدل‌سازی، از زمین‌لرزه‌های با بزرگی $M > 5.5$ استفاده شد. به دلیل تعداد زیاد این زمین‌لرزه‌ها فقط زمین‌لرزه‌های با بزرگی $M > 6.5$ در جدول ۵ فهرست شده است. پارامترهای هندسی گسلش را می‌توان از اطلاعات موجود در مقالات منتشر شده در مورد زمین‌لرزه‌ها به دست آورد. در مواردی که اطلاعاتی از زمین‌لرزه در دسترس نباشد، از روابط تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴)، نوروزی (۱۹۸۵) یا روابط نیمه تجربی هایون و خیاحین (۲۰۰۳) برای برآورد پارامترهای هندسی گسلش‌ها استفاده می‌شود. پارامترهای هندسی برآورد شده برای گسلش‌های ناشی از زمین‌لرزه‌ها در قالب پایگاه داده اطلاعاتی برای مدل در نظر گرفته شده است. ستون‌های ۶ تا ۸ جدول ۵ پارامترهای هندسی گسلش‌های ناشی از زمین‌لرزه‌ها را برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی $M > 6.5$ نشان می‌دهد. در بررسی زمین‌لرزه‌های انتخابی براساس تحقیق زارع (۱۹۹۹)، برای بزرگای کمتر از ۶، M_b و بیش از ۶، M_s ، درحکم معادل، M_w انتخاب شده است.

۳-۵ به‌روزرسانی موقعیت مسطحاتی

به‌منظور به‌روزرسانی موقعیت، بایستی مختصات نقطه در چارچوب مورد نظر، مقطع زمانی موقعیت نقطه، T_1 ، مقطع زمانی که موقعیت نقطه مدنظر است، T_2 ، به مدل معرفی شود. از مدل بردار جابه‌جایی بین دو مقطع T_1 و T_2

محاسبه می‌شود و با اضافه کردن آن به مختصات اولیه نقطه، مختصات مسطحاتی نقطه در مقطع زمانی T_2 به دست می‌آید.

۴-۵ به‌روزرسانی مشاهدات ژئودتیک (طول و زاویه)

به‌منظور به‌روزرسانی مشاهدات مسطحاتی یعنی طول و زاویه، نوع مشاهده، مقدار مشاهداتی و تاریخ مشاهده، مختصات نقطه یا نقاطی که مشاهده در آنها صورت گرفته و تاریخ به‌روزرسانی مشاهدات به مدل معرفی می‌شود. با برآورد تغییر مختصات بین دو مقطع زمانی در نقاط مربوط به مشاهده صورت گرفته، تغییر مشاهده ژئودتیکی قابل محاسبه است.

مختصات نقاط مشاهداتی را می‌توان در چارچوب‌های گوناگون ITRF و یا بیضوی WGS84 وارد مدل کرد. موقعیت نقاط خروجی نیز در دستگاه‌های مختصات گوناگون قابل محاسبه است.

۶ نتیجه‌گیری

برای عملی ساختن مدل‌سازی از میدان سرعت ۳۰ ایستگاه GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران که تقریباً به‌طور یکنواخت در سراسر ایران پراکنده شده است درحکم معیار استفاده شد. با استفاده از نتایج این مدل‌سازی می‌توان سرعت‌ها، جابه‌جایی‌ها، تغییر موقعیت‌های مسطحاتی و تغییر مشاهدات ژئودتیکی (طول و زاویه) را در محدوده بین ۴۵ تا ۶۲ درجه طول جغرافیایی شرقی و ۲۵ تا ۴۰ درجه عرض جغرافیایی شمالی و در بازه‌های زمانی دلخواه پیش‌بینی کرد.

مدل‌سازی میدان سرعت دائم و بین‌لرزه‌ای در محدوده فلات ایران نشان می‌دهد که حدود ۳۰ درصد مؤلفه‌های میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران با گسلش‌های داخلی ایران، ۶۰ درصد آن

جدول ۵. زمین لرزه های رخ داده در منطقه ایران با $M_S > 6.5$ ، برگرفته از فهرست نامه زمین لرزه پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله که در مدل سازی مورد استفاده قرار گرفته است. پارامترهای هندسی گسلش یعنی طول، عرض و مقدار نابرجایی ناشی از زمین لرزه ها با استفاده از روابط تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) و نوروزی (۱۹۸۵) محاسبه شده است.

Date	Lat.	Lon.	Mag. (M_S)	Ref.	Length (km)	Width (km)	Dislocation (m)
1930/05/06	38.24	44.60	7.2	AMB	78.09	24.86	2.13
1934/06/13	27.63	62.64	6.6	AMB	30.90	13.46	0.40
1945/11/27	25.02	63.47	8.0	AMB	226.83	72.70	26.69
1946/11/04	39.32	55.20	6.9	AMB	49.12	18.29	0.92
1947/08/05	25.25	63.20	7.0	AMB	48.37	22.32	2.66
1947/09/23	33.67	58.67	6.8	AMB	42.09	16.51	0.69
1948/10/05	37.88	58.55	7.2	AMB	78.09	24.86	2.13
1953/02/12	35.39	55.08	6.5	A28	26.47	12.15	0.30
1957/07/02	36.07	52.47	6.8	AMB	35.51	17.63	17.01
1957/12/13	34.58	47.82	6.7	AMB	38.96	13.17	0.41
1958/08/16	34.30	48.17	6.6	AMB	33.38	12.05	0.32
1961/06/11	27.78	54.51	6.5	AMB	22.34	12.37	0.08
1962/09/01	35.71	49.81	7.2	AMB	84.37	20.55	1.51
1968/08/31	34.04	58.96	7.1	EHB	72.29	18.80	1.17
1972/04/10	28.41	52.79	6.7	EHB	30.42	15.66	2.89
1976/11/24	39.08	44.03	7.0	EHB	57.33	20.26	1.22
1977/03/21	27.58	56.37	6.7	EHB	36.06	14.91	0.52
1978/09/16	33.24	57.38	7.4	EHB	89.75	35.80	6.70
1979/01/16	33.90	59.47	6.5	EHB	28.60	11.03	0.25
1979/11/14	33.96	59.73	6.6	EHB	33.38	12.05	0.32
1979/11/27	34.06	59.76	7.1	EHB	72.29	18.80	1.17
1980/05/04	38.05	49.02	6.6	EHB	26.07	13.92	0.49
1981/06/11	29.86	57.69	6.6	EHB	30.90	13.46	0.40
1981/07/28	29.97	57.77	7.3	EHB	98.47	22.46	1.96
1983/04/18	27.77	62.05	6.7	EHB	36.06	14.91	0.52
1990/06/20	36.99	49.35	7.7	ISC	142.68	51.01	13.40
1990/11/06	28.24	55.46	6.6	EHB	30.90	13.46	0.40
1997/02/04	37.73	57.31	6.5	EHB	22.34	12.37	0.08
1997/05/10	33.85	59.81	7.2	EHB	84.37	20.55	1.51
1998/03/14	30.14	57.59	6.6	EHB	33.38	12.05	0.32
1999/03/04	28.27	57.21	6.6	EHB	30.90	13.46	0.40
2000/12/06	39.53	54.80	7.0	EHB	57.33	20.26	1.22
2002/06/22	35.60	49.02	6.5	EHB	26.47	12.15	0.30
2003/12/26	29.08	58.38	6.5	IEES	28.60	11.03	0.25
2011/01/18	28.04	63.85	7.0	IEES	57.33	20.26	1.22

دیگر انواع حرکت های پوسته زمین از جمله فعالیت های آتشفشانی، نشست زمین، بازگشت بعد از عصر یخبندان، بارگذاری و یا کاهش بار از پوسته، می توان مدل را کامل تر کرد. پایگاه داده مورد استفاده برای پارامترهای گسلش در اثر زمین لرزه ها در مدل نیز بایستی با وقوع هر زمین لرزه بزرگ به روز شود. به شرط به روزرسانی پایگاه داده مدل، این مدل ابزار بسیار مناسبی برای کاهش یا حذف اثرهای هم لرزه یا بعد لرزه ای از میدان سرعت

از صفحه عربستان و ۱۰ درصد آن از گسلش های فلات آناتولی تأمین می شود.

مدل عرضه شده در این تحقیق مدلی پویا است، چون ما را قادر می سازد تا با استفاده از آن روی زمین پویا تعیین موقعیت وابسته به زمان را عملی سازیم و از طرفی می توان با گذشت زمان مدل را کامل تر کرد. مدل طراحی شده دربرگیرنده حرکت های مرتبط با صفحه های زمین ساختی شناور روی گوشته و زمین لرزه ها است. با وارد کردن

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

Aoki, Y., and Scholz C. H., 2003, Vertical deformation of the Japanese islands, 1996-1999: *J. Geophys. Res.*, **108**, B5, 2257.

Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher, C., 2002, ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications, *J. Geophys. Res.*, **107**, B10, 2214, pp. 19.

Ambraseys, N., and Melville, C., 1982, *A History of Persian Earthquakes*: Cambridge University Press, Cambridge.

Armijo, R., Flerit, F., King, G., and Meyer, B., 2003, Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean: *Earth and Planetary Science Letters*, **217**, 85-95.

Badekas, J., 1969, Investigations related to the establishment of a world geodetic system, Report 124, Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus.

Bayer, R., Chéry, J., Tatar, M., Vernant, P., Abbassi, M., Masson F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V., and Bellier, O., 2006, Active deformation in Zagros-Makran transition zone inferred from GPS measurements: *Geophys. J. Int.*, **165**, 373-381.

Boucher, C., Altamimi, Z., Sillard, P., and Feissel-Vernier M., 2004, *The ITRF2000*: IERS ITRS Centre, IERS Technical Note No.31, Verlag des Bundesamtes für Karthographic und Geodäsie, Frankfurt am Main.

Bursa, M., 1962, The theory for the determination of the non-parallelism of the minor axis of the reference ellipsoid and the inertial polar axis of the Earth, and the planes of the initial astronomic and geodetic meridians from observations of artificial Earth satellites: *Studia Geophysica et Geodetica*, **6**, 209-214.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.

Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz, J.-F., Hinderer, J., Hatam, Y.,

حاصل از پردازش مشاهدات شبکه‌های GPS غیردائم و یا دائم ژئودینامیکی در محدوده مدل‌سازی است.

با روند سعی‌وخطا، جذر میانگین مربعات (rms) خطای مدل‌سازی حرکت‌های دائم و بین‌لرزه‌ای برای مدلی که بهترین انطباق را با میدان سرعت GPS شبکه غیردائم ژئودینامیک سراسری ایران داشت برابر mm/yr $0/35$ محاسبه شد. با استفاده از مشاهدات پیوسته و شبکه‌های محلی GPS و پارامترهای هندسی دقیق گسل‌ها در مقیاس محلی که با مشاهدات InSAR در حالت بین‌لرزه‌ای و با حل مسئله معکوس به‌دست آمده باشند، می‌توان به نتیجه بهتری برای جذر میانگین مربعات خطای مدل‌سازی رسید.

به‌منظور مدل‌سازی حرکت‌های هم‌لرزه، پارامترهای هندسی گسلش یعنی طول، عرض و مقدار نابرجایی ناشی از زمین‌لرزه‌ها با استفاده از روابط تجربی ولز و کوپراسمیت (۱۹۹۴) و نوروزی (۱۹۸۵) محاسبه شده است. با استفاده از مشاهدات GPS یا InSAR و با حل مسئله معکوس و استفاده از روش‌های بهینه‌سازی می‌توان به مقادیر دقیق‌تری برای این پارامترها رسید و دقت خروجی مدل را بالا برد.

منابع

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بربریان، م.، ۱۳۷۴، نخستین کاتالوگ زلزله و پدیده‌های طبیعی ایران زمین: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

راست‌بود، ا.، وثوقی، ب.، ۱۳۸۹، بررسی تغییرشکل بین‌لرزه‌ای در ناحیه برخورد صفحه‌های زمین‌ساختی ایران، عربستان و آناتولی در منطقه خاورمیانه با استفاده از یک مدل تحلیلی: مجله ژئوفیزیک ایران، ۴ (۲)، ۸۹-۱۰۲.

- Vernant, P., 2006, Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin: *Earth and Planetary Science Letters*, **252**, 180–188.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N., and Veis, G., 2000, Global positioning system constraints on the plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus: *J. Geophys. Res.* **105**, 5695–5719.
- Meade, B. J., and Hager, B. H., 2005, Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements: *J. Geophys. Res.*, **110**, B03403.
- Nowroozi, A. A., 1985, Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **75**, 1327-1338.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**, 1135–1154.
- Pearson C., McCaffrey R., Elliott J. L., and Snay R., 2010, HTDP 3.0: Software for Coping with the Coordinate Changes Associated with Crustal Motion, *Journal of Surveying Engineering*, **136**(2), 80-90.
- Peyret, M., Djamour, Y., Hessami, K., Regard, V., Bellier, O., Vernant, P., Daignières, M., Nankali, H., Van Gorp, S., Goudarzi, M., Chéry, J., Bayer, R., and Rigoulay, M., 2009, Present-day strain distribution across the Minab-Zendan-Palami fault system from dense GPS transects, *Geophys. J. Int.*, **179**(2), 751-762.
- 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., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., and 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**, B05411.
- Savage, J. C., 1988, Principal component analysis
- Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F., 2010, GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran: *Geophys. J. Int.*, **183**, 1287-1301.
- 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**, 27-34.
- Flerit, F., Armijo, R., King, G., and Meyer, B., 2004, The mechanical interaction between the propagating North Anatolian Fault and the back-arc extension in the Aegean: *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 347–362.
- Gomberg J., 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: *J. Geophys. Res.*, **99**, 20299-20310.
- Haiyun, W., and Xiabin, T., 2003, Relationships between moment magnitude and fault parameters: theoretical and semi-empirical relationships: *Earthquake engineering and engineering vibration*, **2**, (2), 201-211.
- Hefty, J., 2007, Geo-kinematics of central and south-east Europe resulting from combination of various regional GPS velocity fields: *Acta Geodyn. Geomater.*, **4**, 4 (148), 173-189.
- Hessami, K., and Jamali, F., 2006. Explanatory Notes to the Map of Major Active Faults of Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering (JSEE)*, **8**, 1-11.
- Hessami, K., Nilforoushan, F., and Talbot, C. J., 2006, Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements: *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 143–148.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M. J., Jackson, J., and Copley, A., 2010, Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene: *Geophys. J. Int.*, **181**, 3, 1214-1246.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007, Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran: *Geophys. J. Int.*, **170**, 436–440.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., and

- Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chéry, J., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.
- Molodensky, M., S., Eremeev, V., F., and Yurkina, M., I., 1962, *Methods for Study of the External Gravitational Field and Figure of the Earth: Programme for the Translation of Scientific Publications*, Jerusalem (Russian original 1960).
- Wang, R., Lorenzo-Martin, F., and Roth, F., 2006, PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory: *Computers and Geosciences*, **32**, 527–541.
- Wdowinski, S., Bock, Y., Zhang, J., Fang, P., and Genrich, J., 1997, Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the Landers earthquake: *J. Geophys. Res.*, **102**, 18,057-18,070.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New Empirical Relationships Among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 974-1002.
- Wolf, H., 1963, Geometric connection and re-orientation of three-dimensional triangulation nets: *Bulletin Géodésique*, **68**, 165-169.
- Zare, M., 1999, *Contribution a l'etude des mouvements forts en Iran: du catalogue aux lois d'attenuation: These De L'universite Joseph Fourier, Grenoble, France.*
- of geodetically measured deformation in Long Valley Caldera, eastern California: *J. Geophys. Res.*, **93**, 13,297-13,305.
- Segall P., 2010, *Earthquake and volcano deformation*, Princeton University Press, 458 pp.
- Sella, G.F., Dixon, G. F., and Mao, G.F., 2002, REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy: *J. Geophys. Res.*, **107**.
- Snay, R.A., 1999, Using the HTDP software to transform spatial coordinates across time and between reference frames: *Surveying and Land Information Systems*, **59**(1), 15-25.
- Steketee J. A., 1958, On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium: *Can. J. Phys.*, **36**, 192-205.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., and Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M., and Chéry, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophys. Res. Lett.*, **29**(19).
- Tavakoli, F., Walpersdorf, A., Authemayou, C., Nankali, H. R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F., and Cotte, N., 2008, Distribution of the right-lateral strike-slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities: *Earth and Planetary Science Letters*, **275**, 342-347.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177–185.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F.,