

مطالعه ساختار سرعتی پوسته و سازوکار گسلش در زون امتداد لغز تبریز

نوشته: علی سیاهکالی مرادی^{*,**}، محمد تاتار^{**}، دنیس هاتسفلد^{***}، آن پل^{***}

^{*}مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
^{**}پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^{***}مرکز ژئوفیزیک و تکتونوفیزیک دانشگاه ژوزف فوریه گرونوبل، فرانسه

Crustal Velocity Model and Fault Mechanism of the Tabriz Strike-Slip Zone.

By : A. S. Moradi^{*,**}, M. Tatar^{**}, D. Hatzfeld^{***} & A. Paul^{***}

^{*}Institute of Geophysics, University of Tehran (IGUT), Tehran, Iran

^{**}International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

^{***}Laboratoire de Geophysique Interne et Tectonophysique, Universite Joseph Fourier Grenoble – CNRS, France

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷ / ۰۵ / ۱۳

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷ / ۰۲ / ۱۷

چکیده

گسل شمال تبریز یکی از گسل‌های فعال در شمال باختر ایران است. وجود این گسل سبب بالا رفتن خطر لرزه‌ای در این ناحیه از کشور از جمله شهر تبریز با جمعیتی بالغ بر ۱/۶ میلیون نفر شده است. به منظور بررسی و تعیین هندسه و نحوه حرکت این گسل، به مدت ۳ ماه، شبکه‌ای متراکم از ۱۴۰ ایستگاه لرزه‌نگاری ۳ مؤلفه در اطراف قسمت مرکزی گسل تبریز که از قسمت شمالی شهر تبریز عبور می‌کند، نصب شد. با استفاده از خرد زمین لرزه‌های ثبت شده در شبکه موقت نصب شده و بیش از ۶ سال داده‌های ثبت شده در شبکه دائمی ۱۸ ایستگاهی تبریز، مدل یک بعدی سرعتی پوسته در این ناحیه تعیین شد. نتایج کار نشان می‌دهد که پوسته بالایی در این ناحیه، از لایه‌ای از رسوبات با ستبرای میانگین ۶ کیلومتر ($V_p = 5.23 \text{ km s}^{-1}$) در بالای یک لایه بلورین با ستبرای میانگین ۱۸ کیلومتر ($V_p = 5.85 \text{ km s}^{-1}$) تشکیل شده است. این دو لایه بر روی یک نیم فضا با سرعت میانگین $V_p = 6.54 \text{ km s}^{-1}$ قرار دارند که با توجه به محدودیت عمقی زمین لرزه‌های ثبت شده، نمی‌توان ستبرای این لایه را تعیین کرد. زمین لرزه‌های تعیین محل شده با دقت بالا، حاکی از فعالیت لرزه‌ای در امتداد گسل شمال تبریز هستند. بررسی دقیق محل کانونی زمین لرزه‌ها در مقاطع مختلف، نشان‌دهنده شیب تند به سمت شمال خاوری در قسمت‌های باختری و میانی گسل شمال تبریز و شیب تند به سمت جنوب باختری در قسمت خاوری این گسل است. تمامی ساز و کارهای محاسبه شده، بیانگر حرکت امتداد لغز راست‌گرد در این گسل هستند. سازوکارهای محاسبه شده، با مقاطع کانونی زمین لرزه‌ها همخوانی داشته و نشان‌دهنده وجود نیرو با مؤلفه کششی در قسمت‌های خاوری گسل در مقیاس به وجود نیرو با مؤلفه تراکمی در قسمت باختری گسل هستند. سازوکارهای مشاهده شده در تحقیق ما و نتایج مطالعات مربوط به اندازه‌گیری‌های سرعت حرکت در این منطقه به کمک GPS بیانگر این مطلب است که گسل شمال تبریز یکی از مجموعه گسل‌های امتداد لغزی است که سبب تسهیل حرکت افقی قسمتی از پوسته به سمت شمال خاور در این ناحیه متراکم شونده، می‌شود.

کلیدواژه‌ها: گسل شمال تبریز، ساختار سرعتی پوسته، سازوکار کانونی، حرکت امتداد لغز راست‌گرد

Abstract

The North Tabriz Fault (NTF) is an active fault which poses a high seismic hazard to the areas of NW Iran, especially the city of Tabriz with a population of 1.6 million. In order to determine the geometry and the kinematics of this fault system, a local dense seismological network including forty 3-component stations was installed around the central segment of Tabriz Fault which crosses the northern part of the city of Tabriz. This network operated for 3 months. Using microearthquakes recorded by our temporary network in addition of more than 6 years of local events recorded by 8 permanent stations of Tabriz telemetry network, the 1-D crustal velocity of the region was determined.

Our results indicates that the upper crust consists of a ~6 km thick sedimentary layer ($V_p = 5.23 \text{ km s}^{-1}$) overlying a ~18 km thick upper crystalline crust ($V_p = 5.85 \text{ km s}^{-1}$). We estimate a velocity of 6.54 km s^{-1} for the lower crystalline crust, but the limited focal depths of our local events did not allow determining the thickness of this layer. The well-located earthquakes indicate the seismic activity along the Tabriz fault. Precise examination of the focal depths on different cross sections indicates that the western and central segment of this fault system dip northeast ward while the eastern part shows almost southwest dipping plane. Calculated focal mechanism all indicate the right-lateral strike-slip motion of the Tabriz Fault. The most reliable fault plane solutions are consistent with cross sections showing evidence of extension in Eastern part comparing to compression observed in Western segment. Our focal mechanisms and geodetic studies using GPS measurements indicate that the North Tabriz Fault helps to northeast motion of trapped crust in this area.

Key words: North Tabriz Fault, Crustal velocity, Focal mechanism, Right-lateral strike-slip motion

مقدمه

می توان اشاره کرد. تبریز نیز به عنوان یکی از شهرهای مهم و پر جمعیت کشورمان با جمعیتی بیش از ۱/۶ میلیون نفر در این زون امتداد لغز فعال قرار گرفته است. این شهر بارها در طی تاریخ در اثر زلزله ویران شده که آخرین زمین لرزه مخرب پیرامون آن، به بیش از ۲۰۰ سال پیش بازمی گردد. همان طور که در بخش های آتی خواهیم دید، زمین لرزه قابل توجهی در سده های اخیر در این شهر گزارش نشده است، در حالی که مطالعات ژئودزی بر مقدار قابل توجهی دگرشکلی امتداد لغز در طرفین گسل تبریز اشاره دارد (Vernant et al., 2004, Masson et al., 2006). بررسی دقیق و کمی ویژگی های لرزه زمین ساختی تبریز و نواحی اطراف آن، هندسه و سازوکار گسل شمال تبریز و تعیین مدل سرعتی پوسته در زون لرزه زمین ساختی فوق هدف اصلی پژوهش حاضر است. در این پژوهش سعی بر این است تا به کمک تحلیل خرد زمین لرزه های ثبت شده در یک شبکه لرزه نگاری تراکم که به طور موقت در یک بازه ۳ ماهه در اطراف گسل تبریز نصب شده است و همچنین زمین لرزه های ثبت شده در ۸ ایستگاه دائمی شبکه لرزه نگاری تله متری تبریز به اهداف فوق دست یابیم.

لرزه زمین ساخت تبریز

شمال باختر ایران، در ناحیه ای بین دریای خزر، جنوب قفقاز، خاور آناتولی و شمال رشته کوه های زاگرس واقع است. این ناحیه بخشی از فلات ایران-ترکیه است که یکی از دو فلات اصلی سامانه چین خورده آلپ-همالیا به شمار می رود (Sengor & Kidd, 1979; Dewey et al., 1986). فلات ایران از خاور ترکیه تا خاور ایران گسترش یافته است و به طور میانگین بین ۱/۵ تا ۲ کیلومتر ارتفاع دارد و در خاور ایران ارتفاع به ۵۰۰ متر کاهش می یابد (Allen, 2004). زمین ساخت فعال در این ناحیه همانند دیگر نقاط ایران، ناشی از همگرایی صفحه های عربی و اوراسیا است که تمامی کشور ما را تحت تأثیر خود قرار داده است.

ایران در کمربند چین خورده آلپ-همالیا و در یک ناحیه فشارشی ناشی از همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا قرار دارد. همگرایی این دو صفحه، سبب دگرشکلی ناحیه ای پوسته قاره ای به مساحت تقریبی ۳۰۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع شده است و این ناحیه را به یکی از بزرگ ترین نواحی دگرشکلی یافته ناشی از همگرایی در زمین مبذل ساخته است (Allen, 2004). همگرایی صفحه ها عربی-اوراسیا که با آهنگ بیش از 22 mm/yr صورت می پذیرد که باعث به وجود آمدن سامانه های پیچیده ای از گسل های معکوس و امتداد لغز شده است. این امر به صورت کمی نیز با استفاده از داده های GPS مشخص شده است (Vernant et al., 2004). گسل های امتداد لغز یکی از عناصر مهم ساختاری در مرز صفحه ها هستند (Barka & Kadinsky-Cade, 1988). گسل های امتداد لغز با طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر نیز در بسیاری از مناطق فعال قاره ای مشاهده و گزارش شده اند (Jackson & McKenzie, 1984). این گسل ها توانایی تولید زمین لرزه های بزرگ را دارند (Kurushin et al., 1997) و نقش عمده ای در دگرشکلی پوسته قاره ای داشته و گاهی نیز در یک سامانه چرخشی حول یک محور قائم مشارکت دارند (Berberian et al., 2000; England & Molnar, 1990).

اغلب زون های گسلی امتداد لغز قاره ای در محیط های نیمه برشی واقع شده اند (در مقایسه با محیط های با ویژگی برش خالص) که ناشی از همگرایی یا واگرایی مایل در مرز صفحه ها هستند. در زون های برخورد قاره ای اغلب گسل ها از نوع معکوس بوده و در این نواحی سترشدگی پوسته و سنگ کره مشاهده می شود. یکی از پدیده های معمول در چنین مناطقی، فرار افقی قطعات سنگ کره از منطقه در حال تراکم است (Yeats et al., 1997). این حرکت توده عظیم مواد در راستای افقی به کمک گسل های امتداد لغز صورت می گیرد.

در شمال باختر ایران، وجود حرکت های برشی، سبب ایجاد گسل های امتداد لغز شده است که به گسل شمال تبریز به عنوان یکی از نمونه های بارز و بسیار مهم آن

در شمال باختر ایران، سرعت میانگین حرکت امتدادلغز راست گرد را معادل ۸ میلی‌متر در سال برای گسل شمال تبریز و کششی معادل ۸ میلی‌متر در سال را با راستای شمال خاور- جنوب باختر در اطراف زون تالش نسبت به ایران مرکزی محاسبه کردند. (Copley & Jackson, 2006) با استفاده از داده‌های GPS (Reilinger et al., 2006) و با توجه به افزایش میزان سرعت‌های مشاهده شده از شمال باختر به سمت جنوب خاور در کمربند قفقاز، چرخشی پادساعت گرد در گسل‌های امتدادلغز جنوب ناحیه قفقاز و شمال باختر ایران پیشنهاد کردند.

در تمامی مطالعات صورت گرفته به حرکت امتداد لغز راست گرد گسل شمال تبریز در اثر حرکت کلی موجود در منطقه که همان حرکت رو به سمت شمال صفحه عربی است، اشاره شده است.

از جمله جدیدترین کارهای پژوهشی صورت گرفته در مورد لرزه زمین ساخت شمال باختر ایران می‌توان به کار (Bayramnejad et al., 2008) اشاره کرد. ایشان با استفاده از داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری تله‌متری تبریز وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مدل یک‌بعدی سرعتی برای نواحی شمال باختر ایران بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های ۴۴ تا ۵۰ درجه خاوری ارائه کردند. نتایج حاصل از کار ایشان دو لایه کم سرعت زیرسطحی با سبتهای ۳ و ۲ کیلومتر با سرعت‌های میانگین امواج طولی ۴/۸ و ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه و یک ناپیوستگی بارز در ژرفای ۲۳ کیلومتری است که در آن سرعت امواج طولی از ۶/۱ به ۶/۶ کیلومتر در ثانیه افزایش می‌یابد. ژرفای موهو به دست آمده در مطالعه فوق، ۴۵ کیلومتر برآورد شده است.

لرزه‌خیزی تبریز

گسل شمال تبریز اگر چه در طی بیش از دو سده از لحاظ لرزه‌ای نافع بوده، اما در طی تاریخ، رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ بارها سبب ویرانی شهر تبریز شده است. زمین‌لرزه‌های تاریخی گزارش شده در اطراف شهر تبریز حاکی از آسیب‌ها و ویرانی‌های بسیار در این شهر در اثر زلزله است که از مخرب‌ترین آنها می‌توان به زمین‌لرزه‌های زیر اشاره کرد (Berberian & Yeats, 1999)

۱- زمین‌لرزه سال ۱۰۴۲ میلادی تبریز: $Ms \sim 7.3$

۲- زمین‌لرزه سال ۱۲۷۳ میلادی تبریز: $Ms \sim 6.5$

۳- زمین‌لرزه سال ۱۳۰۴ میلادی تبریز - مرند: $Ms \sim 6.7$

۴- زمین‌لرزه سال ۱۶۴۱ میلادی دهخوارقان (بین تبریز و دریاچه ارومیه): $MS \sim 6.8$

۵- زمین‌لرزه سال ۱۷۲۱ میلادی در جنوب خاور تبریز: $Ms \sim 7.3$

۶- زمین‌لرزه سال ۱۷۸۰ میلادی تبریز: $Ms \sim 7.4$

در شکل ۱ زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی تبریز و نواحی اطراف آن نشان داده

نتایج حاصل از مطالعات لرزه‌خیزی ژئودزی که در آن میزان حرکت پوسته بر اساس محاسبه گشتاور لرزه‌ای و اندازه‌گیری‌های GPS برآورده می‌شود نشان‌دهنده مقدار کمی کوتاه‌شدگی در این ناحیه است (Jackson et al., 1995; McClusky et al., 2000; Masson et al., 2005) و بیشتر کوتاه‌شدگی در شمال این ناحیه در قفقاز (McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 1997) و در جنوب آن در رشته‌کوه‌های زاگرس روی می‌دهد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه (شکل ۱) نشان دهنده گسلش امتداد لغز در شمال باختر ایران و خاور آناتولی و گسل‌های معکوس در حاشیه باختری دریای خزر است. (Jackson et al., 1995) بیان داشتند که با در نظر گرفتن ساختارها در بخش خاوری آناتولی و شمال باختر ایران و میدان کلی سرعت، حرکت به سمت خاور در فلات ایران- ترکیه به منظور فرار از ناحیه همگرایی مشاهده نمی‌شود در صورتی که وجود گسل‌های امتداد لغز شمال و خاور آناتولی در بخش باختری سبب فرار افقی قسمتی از پوسته فلات مذکور به سمت باختر شده است. در شمال باختر ایران اگر چه گسل‌های امتداد لغز ممتد نبوده و از چند قطعه گسلی معجزا تشکیل شده‌اند (شکل ۱)، ولی دارای یک امتداد هستند. در این ناحیه سامانه گسلی شمال تبریز، بزرگ‌ترین قطعه امتدادلغز است. این سامانه گسلی به طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر از حوالی مرند در شمال باختر تا بستان آباد در جنوب خاور امتداد دارد. این گسل از گسل‌های فعال و پی‌سنجی بوده و نمود بارزی در سطح زمین دارد. (Berberian & Arshadi, 1976) به کمک مطالعه عکس‌های هوایی، حرکت راست گرد در امتداد این گسل را مشخص کردند که این حرکت آشکارا در محل قابل مشاهده است (Karkhanian et al., 2004).

یکی دیگر از مظاهر حرکات امتداد لغز در گسل شمال تبریز وجود آبگیرهای فرونشستی است. این آبگیرها که در شمار حوضه‌های واچاکیده (Pull apart basin) قرار می‌گیرند، دشت‌هایی هستند که در اثر ایجاد کافت در راستای گسل‌های امتدادلغز تراکشی به وجود می‌آیند و گویای انبساط محلی همراه با حرکت امتدادلغز هستند (Mial, 1990; Stewart & Hancock, 1992). (Mokhtari, 2007) با مطالعه آبگیرهای اطراف گسل شمال تبریز (قوری گل بستان آباد، پیام، ارلان و میشو) با اشاره به نهشته‌های بسیار جوان کواترنری در آنها، گسل شمال تبریز را فعال دانسته و آبگیر خشک پیام در نزدیکی مرند را به عنوان جوان‌ترین آبگیر معرفی کرده است. (Hessami et al., 2003) با استفاده از جابه‌جایی مشاهده شده در چاه‌های قنات و سامانه زهکشی آهنگ لغزش امتداد لغز در این ناحیه را بین ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال تعیین کردند. (Vernant et al., 2004) با اندازه‌گیری‌های GPS وجود حرکات امتداد لغز راست گرد را در این ناحیه به خوبی نشان دادند. (Masson et al., 2006) نیز با استفاده از شبکه متراکم GPS نصب شده

محلی در بازه زمانی سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۳ و شکل موج‌های محدوده زمانی مشترک با شبکه موقت نصب شده است.

پس از تصحیح زمانی داده‌های ثبت شده در شبکه محلی، رکوردهای زمین‌لرزه‌های مختلف از امواج پیوسته به قالب استاندارد SAC استخراج شد. پس از این مرحله با تغییر قالب شکل موج‌های شبکه دائمی تبریز از Nanometrics Y file به SAC، داده‌های این شبکه با داده‌های شبکه موقت مخلوط شد. در عمل بانک داده‌های مورد استفاده در این پژوهش داده‌های یک شبکه ۴۸ ایستگاهی در بازه ۳ ماهه ۲۰۰۴/۰۴ تا ۲۰۰۴/۰۷ و یک شبکه ۸ ایستگاهی برای بازه ۶ ساله ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۳ را شامل می‌شود.

پردازش داده‌ها

در این مطالعه از نرم‌افزار PickEv 2000 (Frechet & Thouvenot, 2003)، به‌عنوان نرم‌افزار اصلی قرائت زمان رسید فازهای مختلف در کنار نرم‌افزارهای DAN و SEISAN (Havskov & Ottemöller, 2005) استفاده شد. لازم به‌ذکر است در مورد داده‌های سال‌های ۱۹۹۶ تا ۲۰۰۳ تبریز از قرائت‌های انجام شده در این شبکه برای تعیین محل استفاده شد. مجموعه رویدادها در دو بازه زمانی یاد شده، شامل بیش از ۴۹۰۰ زمین‌لرزه محلی است که مورد استفاده قرار گرفت.

محاسبه V_p/V_s

نسبت سرعت امواج P و S یکی از ویژگی‌های ساختاری مناطق بوده و نقش مهمی در ساختار سرعتی پوسته ایفا می‌کند. برای دست یافتن به این نسبت، پس از اتمام قرائت زمان رسیده‌ها، نسبت سرعت امواج P و S (V_p/V_s) به کمک دو روش مختلف مورد جستجو قرار گرفت:

محاسبه V_p/V_s با استفاده از اختلاف زمان رسیده‌ها

از آنجا که اختلاف زمان رسید امواج P و S به دو ایستگاه مختلف، ناشی از اختلاف راه آن دو ایستگاه تا مرکز زلزله است، خواهیم داشت:

$$t_p^j - t_p^i = \frac{d^j - d^i}{V_p} \quad (1)$$

$$t_s^j - t_s^i = \frac{d^j - d^i}{V_s} \quad (2)$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_s^j - t_s^i}{t_p^j - t_p^i} \quad (3)$$

بر اساس رابطه ۳، نسبت V_p/V_s با استفاده از منحنی تغییرات $t_s^j - t_s^i$ بر حسب $t_p^j - t_p^i$ قابل محاسبه خواهد بود. در اینجا i و j، اشاره به i امین رویداد و

شده است. همان‌طور که در بالا آمده است و در شکل مشاهده می‌شود، آخرین زمین‌لرزه بزرگ پیرامون تبریز در ۱۷۸۰ میلادی و در شمال باختر این شهر روی داده است. از نظر لرزه‌خیزی دستگاهی، برخلاف زمین‌لرزه‌های تاریخی که در سراسر گسل تبریز قابل مشاهده‌اند، فعالیت چندانی در اطراف این گسل به چشم نمی‌خورد. تنها بخشی که در آن تجمعی از رویدادهای دستگاهی سده اخیر مشاهده می‌شود، در بخش باختری گسل شمال تبریز و شمال دریاچه ارومیه است که بزرگی آنها از ۴/۸ فراتر نرفته است. براساس اطلاعات موجود، چنین به‌نظر می‌رسد که در سده‌های اخیر، بخش باختری گسل تبریز فعالیت لرزه‌ای بیشتری داشته است. به دلیل نبود زمین‌لرزه‌های بزرگ دستگاهی در اطراف شهر تبریز، چنین استنباط می‌شود که منطقه تبریز از دیدگاه لرزه‌ای فعال نباشد اما در واقع، وجود سابقه لرزه‌خیزی تاریخی و مطالعات ژئودزی و زمین‌شناسی که پیش‌تر به آنها اشاره شد، همگی مؤید فعالیت و خطرپذیری بالای این بخش از کشورمان هستند. (Masson et al. (2005، با مقایسه دگرشکلی لرزه‌ای و نالرزه‌ای به نتایج جالبی رسیدند.

آنها به کمک داده‌های GPS و کرنش حاصله به کمک بانک داده‌های زمین‌لرزه نسبت دگرشکلی لرزه‌ای به نالرزه‌ای را محاسبه کردند. نتایج کار آنان بر دوره بازگشتی در حدود ۳۰۰ سال برای زمین‌لرزه‌های تبریز دلالت دارد. (Hessami et al. (2003 براساس سن رویدادهای لرزه‌ای مشاهده شده در ترانشه‌های حفر شده، میانگین دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ همراه با گسلش سطحی را 170 ± 820 سال به‌دست آوردند و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های متوسط با بزرگی ۵/۵ تا ۶/۵ را ۲۱۰ تا ۲۵۰ سال محاسبه کردند. با توجه به این که آخرین زمین‌لرزه بزرگ در تبریز در سال ۱۷۸۰ میلادی روی داده‌است، مطالب فوق بیانگر افزایش ریسک لرزه‌ای این ناحیه است.

داده‌های مورد استفاده

به‌منظور بررسی وضعیت لرزه‌خیزی گسل تبریز، شبکه‌ای موقت، متشکل از ۴۰ ایستگاه لرزه‌نگاری ۳ مؤلفه‌ای، در حوالی گسل شمال تبریز نصب شد (شکل ۲). این شبکه متشکل از ۱۰ دستگاه لرزه‌سنج باند میانگین ۴۰ ثانیه، CMG-40T، ۱۲ دستگاه لرزه‌سنج کوتاه دوره ۲ ثانیه و ۱۸ عدد لرزه‌سنج کوتاه دوره ۵ ثانیه، Le-3D، که همگی به ثبت‌کننده‌های MiniTitan متصل بودند، تشکیل شده بود. تمام ایستگاه‌ها به صورت پیوسته و با بسامد نمونه‌برداری ۱۲۵ هرتز برای یک دوره زمانی ۳ ماهه در سال ۱۳۸۳ در منطقه فوق نصب و مشغول به کار بودند. در تمام ایستگاه‌ها، زمان با یک گیرنده GPS کالیبره می‌شد. از داده‌های شبکه دائمی تبریز نیز در این پژوهش استفاده شد. شبکه لرزه‌نگاری تبریز دارای ۸ ایستگاه لرزه‌نگاری است که از لرزه‌نگارهای SS1 و دیجیتایزهای RD3 استفاده می‌کند و از طریق رادیو به مرکز شبکه متصل است. در این شبکه بسامد نمونه‌برداری ۵۰ هرتز است. داده‌های استفاده شده از شبکه تبریز شامل قرائت‌های زمین‌لرزه‌های

برای این کار از نرم افزار VELEST (Kissling, 1998) استفاده شد. نرم افزار فوق این توانایی را دارد که با برگردان زمان‌های رسید امواج P و S، به‌طور همزمان مدل سرعتی اولیه را در زیر ایستگاه‌ها بهبود بخشیده و رویدادها را تعیین محل کند. با توجه به یکتا نبودن جواب در معکوس‌سازی، برای رسیدن به مدل بهینه سعی شد از مدل‌های تصادفی اولیه به تعداد زیاد، برای به‌دست آوردن مرزهای تغییر سرعت استفاده شود. ابتدا مدل‌های تصادفی ساخته شده و برنامه VELEST بر روی داده‌ها و مدل‌های ورودی اجرا شد و سپس با کنترل خروجی‌ها، مدل‌هایی که روند معکوس‌سازی در آنها منطقی نبوده و یا باعث افزایش خطا شده‌اند، کنار گذاشته و مدل‌های همگرا شده در خروجی برنامه مذکور بررسی شدند.

برای رسیدن به مدل سرعتی بهینه، هزاران مدل تصادفی با مجموعه داده‌های متفاوت در این منطقه توسط برنامه VELEST آزمایش شد. با توجه به تأثیر ورودی در نتیجه کار از قرائت‌های مربوط به زمین‌لرزه‌هایی که در ایستگاه‌های بیشتری ثبت و در داخل شبکه قرار داشتند، به عنوان ورودی استفاده شد. شرط پذیرفتن رویدادها به عنوان ورودی، دارا بودن نمود آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰ درجه، باقیمانده زمانی (rms) کمتر از ۰/۳ در تعیین محل و ثبت شده توسط حداقل ۶ ایستگاه لحاظ شد. بر اساس معیارهای فوق در مجموع ۱۲۶ زمین‌لرزه محلی برای برگردان یک‌بعدی انتخاب شدند. پس از انتخاب مجموعه داده ورودی، مدل اولیه تولید شد. ابتدا از یک دسته مدل ورودی که دارای ۶۰ مدل متفاوت تصادفی با سرعت‌های میانگین ۶ (km/s) با تغییرات سرعت حداکثر ۱ واحدی و هر مدل دارای ۲۴ لایه ۲ کیلومتری بود، استفاده شد (شکل ۳-الف). ۵۷ مدل از این ۶۰ مدل در نهایت همگرا شده و باقیمانده زمانی کلی با مدل‌های بهینه شده توسط برنامه برابر ۰/۳۴ به‌دست آمد (شکل ۳-ب). با توجه به شکل ۳-ب، بیشترین تغییرات سرعتی در مدل‌های نهایی در ژرفاهای ۶، ۸، ۱۰، ۲۴ و ۲۶ کیلومتری مشاهده می‌شود. پس از این مرحله، از ۶۰ مدل تصادفی که هر یک از آنها مدلی ۶ لایه با مرزهای به‌دست آمده در مرحله پیشین بودند با سرعت میانگین ۶ (km/s) و با تغییرات سرعتی حداکثر ۱ واحدی به عنوان ورودی مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۳-ج). با مشاهده خروجی برای این ۶۰ مدل به طور کامل مشخص می‌شود که مدل‌ها بیشتر به یک مدل ۳ لایه با مرزهای ۶ و ۲۴ کیلومتری برای کمتر شدن خطاها سوق پیدا کرده‌اند (شکل ۳-د). این عملیات با مدل‌های اولیه ورودی، مشابه شکل (۳-د) مانند دو مرحله پیش ادامه پیدا کرد تا در نهایت خروجی برنامه فوق با استفاده از ۵۰ مدل اولیه تصادفی ۳ لایه، به جوابی مناسب با سرعت‌های میانگین ۵/۲۳، ۵/۸۵ و ۶/۵۴ کیلومتر بر ثانیه منتهی شد (شکل ۴ و جدول ۱). سرعت به‌دست آمده برای ژرفاهای بیش از ۲۴ کیلومتر همخوانی خوبی با سرعت حاصل برای شمال باختر ایران برای ژرفاهای بین ۲۳ تا ۴۵ کیلومتر دارد که در پژوهش Bayramnejad et al. (2008) برابر ۶/۶ کیلومتر به‌دست آمده بود.

ز امین ایستگاه دارند. برای محاسبه نسبت VP/VS در گستره مورد مطالعه از داده‌های انتخابی با شرط‌های نبود آزمون‌ی کمتر از ۱۸۰، عدم قطعیت مکانی (خطای تعیین محل در سطح (Erh) و خطای تعیین ژرفا (Erz)) در تعیین محل کمتر از ۵ کیلومتر و باقیمانده زمانی (rms) کمتر از ۰/۵ ثانیه زمانی استفاده شد. از روش فوق مقدار نسبت سرعت موج P به S به شرح زیر دست آمد.

$$(V_p/V_s)_1 = 1.77 \pm 0.03$$

مزیت این روش عدم نیاز آن به تعیین محل زمین‌لرزه‌ها است.

روش Wadati

متداول‌ترین روش برای محاسبه VP/VS روش Wadati (1933) است. اساس روش Wadati نیز بر اختلاف زمان رسید امواج P و S استوار است. با توجه به این که برای یک رویداد لرزه‌ای روابط زمان رسید امواج P و S به شرح زیر برقرار است:

$$t_p = t_0 + D/V_p \quad (4)$$

$$t_s = t_0 + D/V_s \quad (5)$$

که در آنها D نشانگر فاصله، t_p و t_s برابر زمان رسیدهای امواج P و S در یک ایستگاه و t_0 برابر زمان وقوع رویداد است. Wadati با حذف فاصله از رابطه فوق به رابطه زیر رسید.

$$t_s - t_p = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) \times (t_p - t_0) \quad (6)$$

برای حصول بهترین نتیجه در محاسبه V_p/V_s به روش Wadati از معیارهای مختلفی برای انتخاب مجموعه داده‌ها استفاده شد. با استفاده از معیاری مشابه روش قبل و کمترین ضریب همبستگی ۰/۹۸ در تعیین V_p/V_s در رویدادهای مختلف، مقدار آن به شرح زیر به‌دست آمد.

$$(V_p/V_s)_2 = 1.77 \pm 0.05$$

همان‌طور که در بالا مشاهده می‌شود مقدار V_p/V_s از دو روش، برابر با ۱/۷۷ است که از این مقدار برای مراحل بعدی استفاده می‌شود.

تعیین مدل سرعت

همان‌طور که در مقدمه بیان شد، Bayramnejad et al. (2008) مدلی سرعتی برای نواحی شمال باختر ایران ارائه کرده‌اند. با توجه به این که مدل سرعتی به‌دست آمده در کار فوق با استفاده از داده‌های ثبت شده توسط شبکه تله‌متری تبریز و با استفاده از زمین‌لرزه‌هایی است که بسیاری از آنها در خارج این شبکه ثبت شده‌اند و با توجه به نبود یک مدل سرعتی معتبر و قابل قبول برای خود منطقه تبریز و اهمیت مدل سرعتی در تعیین محل زمین‌لرزه‌های محلی سعی شد به کمک زمان رسیدها و روش معکوس‌سازی یک‌بعدی، مدل سرعتی به‌صورت ریز تر برای منطقه تعیین شود.

توزیع کانون ژرفی زمین لرزه‌های محلی

توزیع کانون ژرفی زمین لرزه‌ها عامل اصلی در شناخت هندسه گسل است، و در این راستا، آنچه نقش مهمی ایفا می‌کند، داده‌های زمین لرزه‌هایی است که با دقت بالا تعیین محل شده باشند. به منظور بررسی توزیع کانون ژرفی زمین لرزه‌های ثبت شده، پس از محاسبه V_p/V_s و تعیین مدل سرعتی پوسته در زیر منطقه مورد مطالعه، رویدادهای انتخابی در مرحله پیش، با استفاده از مدل محاسبه شده، دوباره تعیین محل شدند و مقادیر باقیمانده در ایستگاه‌ها به دست آمد. سپس، مقادیر به دست آمده برای حذف اثر باقیمانده ایستگاه‌ها استفاده شد که منجر به کاهش خطای زمانی میانگین باقیمانده زمانی شد. به منظور اطمینان از نتایج، برای مطالعه گسل از میان تمامی رویدادهایی که دوباره تعیین محل شده بودند، یک مجموعه از زمین لرزه‌ها با شرایط نبود آزمون ایستگاهی (GAP) کمتر از ۱۸۰ درجه و خطای تعیین محل در سطح و خطای تعیین ژرفای کمتر از ۲ کیلومتر انتخاب شد. در این مجموعه داده، که ۳۶۸ زمین لرزه را شامل می‌شود، مقدار میانگین خطای تعیین محل در سطح کمتر از ۴۰۰ متر، مقدار میانگین Erz کمتر از ۵۰۰ متر و مقدار میانگین باقیمانده زمانی برابر ۰/۰۷ است. رومرکز این زمین لرزه‌ها در شکل ۵ با دوائر سرخ رنگ نشان داده شده است.

نمودار توزیع ژرفای ۳۶۸ زمین لرزه انتخابی در شکل ۶ آمده است. همان‌طور که در این شکل مشخص است، بیشتر زمین لرزه‌های انتخابی، ژرفایی بین ۵ تا ۲۵ کیلومتر دارند.

برای مشاهده بهتر هندسه گسلش از تصویر ۳۶۸ رویداد انتخابی در سه مقطع عرضی که در شکل ۵ محل آنها با CC' ، BB' و AA' مشخص شده است، استفاده شد. مقاطع CC' و BB' هر یک به عرض ۳۰ کیلومتر و مقطع AA' به عرض ۱۰ کیلومتر است (شکل ۷).

سازوکار کانونی زمین لرزه‌های محلی

یکی از اهداف اصلی ما از نصب شبکه متراکم محلی، ثبت زمین لرزه‌ها با پوشش آزمون مناسب، تعداد ایستگاه بالا و تعیین محل آن با دقت مناسب به منظور تعیین سازوکار کانونی آنها بود. برای محاسبه سازوکار کانونی برای تعداد محدودی زمین لرزه ثبت شده، از قطبیت موج P استفاده شد. این ساز و کارها، با توجه به کیفیت پوشش آزمون در کره کانونی و امکان حل‌های دیگر برای آنها و با توجه به قابلیت اعتماد و اعتبار، به سه دسته A، B، C تقسیم شدند که در شکل ۵ با سه رنگ مختلف نشان داده شده‌اند.

در گروه اول سازوکارهایی قرار می‌گیرند که به خوبی هر چهار ربع و یا سازوکارهای معکوس آنهایی که هر سه ربع به خوبی نمونه‌گیری شده‌اند (دارای ایستگاه هستند) و امکان جابه‌جایی صفحه‌ها به میزان حداکثر ۱۰ درجه میسر است. در گروه دوم سازوکارهایی قرار می‌گیرند که در آنها دست کم یک ربع

نمونه‌گیری نشده است. در گروه یادشده دست کم یک صفحه به خوبی تعیین شده به طوری که نمی‌تواند بیشتر از ۱۰ درجه جابه‌جا شود، در حالی که صفحه دوم، آزادی لازم برای جابه‌جایی تا بیشتر از ۲۰ درجه را دارد. گروه سوم سازوکارهایی را شامل می‌شود که هیچ یک از صفحه‌ها به خوبی تعیین نشده‌اند و هر دو صفحه می‌توانند جابه‌جا شوند. امکان حل سازوکارهای متفاوت برای سازوکارهای این گروه وجود دارد. برای تعیین سازوکارهای گروه اخیر، بیشتر سعی شد از سازوکارهای واقع در مجاورت آنها کمک گرفته شود. پارامترهای مربوط به تعیین محل و سازوکار کانونی این زمین لرزه‌ها در جدول ۲ آمده است. سازوکارهای محاسبه شده در گستره گسل شمال تبریز به خوبی بر حرکت امتداد لغز راست گرد این گسل دلالت دارند (شکل ۵). بجز چند مورد سازوکار مشاهده‌ای در بخش باختری گسل که دلالت بر گسلش معکوس دارند، سایر سازوکارهای موجود به خوبی نشانگر راست‌الغز بودن گسل تبریز است. سازوکارهای معکوس به نظر می‌رسد مرتبط با فعالیت گسل معکوس صوفیان باشند. شیب تند به سمت شمال در بخش میانی و شیب زیاد به سمت جنوب در بخش خاوری (مطابق مقاطع عرضی رسم شده در شکل ۷) به خوبی با سازوکارهای کانونی حل شده سازگار هستند. براساس سازوکارهای حل شده، وجود حرکت کششی در بخش خاوری گسل شمال تبریز قابل تأمل است. اگرچه به دلیل سامانه فشاری ناشی از حرکت رو به شمال صفحه عربی، انتظار وجود مؤلفه فشاری را داریم اما نتایج پژوهش حاضر و مطالعات ژئودزی به عمل آمده به کمک اندازه‌گیری GPS (Masson et al., 2006) وجود حرکات کششی را تأیید می‌کنند.

بحث و نتیجه‌گیری

بررسی سه ماهه داده ثبت شده در یک شبکه موقت لرزه‌نگاری در کنار ۶ سال داده جمع‌آوری شده توسط شبکه دائمی لرزه‌نگاری تبریز این امکان را به وجود آورد تا بتوان ساختار سرعتی پوسته و لرزه‌خیزی گسل تبریز در بخش‌های مختلف آن را مطالعه کرد. نتایج حاصل از تحلیل زمین لرزه‌های محلی نشان می‌دهد که ساختار پوسته در گستره شهر تبریز و زیر گسل تبریز از یک لایه رسوبی به سبزی ۶ کیلومتر و سرعت ۵/۲۳ کیلومتر بر ثانیه واقع بر روی یک لایه سبزی ۱۸ کیلومتری با سرعت ۵/۸۵ کیلومتر بر ثانیه به عنوان بخش بالایی پوسته بلورین که در مجموع بر روی یک نیم‌فضا با سرعت ۶/۵۴ کیلومتر بر ثانیه قرار می‌گیرند، تشکیل شده است. بیشتر زمین لرزه‌های تعیین محل شده، ژرفایی بین ۵ تا ۲۵ کیلومتر را نشان می‌دهند. این زمین لرزه‌ها به خوبی بر فعالیت گسل تبریز دلالت داشته و به آن مربوط می‌شوند. سازوکارهای کانونی محاسبه شده، غالباً دلالت بر حرکت امتداد لغز گسل تبریز دارند. سازوکارهای حل شده، همخوانی خوبی با مقاطع گسلی به دست آمده از زمین لرزه‌ها (شکل ۷) دارند. سازوکارها و مقاطع مشاهده شده، حاکی از تغییر تدریجی شیب گسل

شده است (Allen, 2004).

۴- سازوکارهای چپ گرد و وجود حرکات چپ گرد در حاشیه جنوبی قفقاز کوچک (Reilinger et al., 2006).

۵- سازوکارهای فشاری با راستاهای شمالی- جنوبی در حاشیه جنوب باختری دریای خزر.

تمامی موارد یاد شده می تواند مؤید حرکت افقی به سمت شمال خاور بخش هایی از شمال باختر ایران برای خروج از ناحیه تراکمی ناشی از حرکت صفحه عربی به سمت بالا باشد (شکل ۸). در این ناحیه گسل شمال تبریز به عنوان یکی از گسل های تسهیل کننده فرار افقی از این ناحیه عمل می کند.

سپاسگزاری

بدین وسیله از آقای دکتر مهدی رضایپور، رئیس مرکز لرزه نگاری کشوری به خاطر در اختیار قرار دادن داده های شبکه لرزه نگاری تبریز تشکر و قدردانی می نمایم.

تبریز از شمالی در شمال باختر به جنوبی در جنوب خاور دارد. این امر نشان دهنده وجود حرکات تراکمی در بخش های شمال باختری و حرکات کششی در بخش های جنوب خاوری این ناحیه دارد. این امر با نتایج کار حاصل از داده های GPS که در مقدمه به آنها اشاره شد و بیانگر وجود کشش در این ناحیه است، همخوانی دارد. در این ناحیه از کشورمان چند پدیده جالب لرزه زمین ساختی به طور همزمان به شرح زیر قابل مشاهده است:

۱- وجود زون های امتداد لغز در آذربایجان (گسل شمال تبریز) و البرز (گسل مشا) که تقریباً دارای یک امتداد بوده ولی حرکات عکس یکدیگر نسبت به ایران مرکزی (و یا اوراسیا) دارند. این دو زون در تالش به یکدیگر می رسند.

۲- تغییر روند بردارهای سرعت در مناطق بالای گسل شمال تبریز، نشان دهنده تغییر جهت حرکت به سمت خاور نسبت به بخش های جنوبی این گسل است (Masson et al., 2005).

۳- چرخش ساعت گرد در بلوک جنوبی دریای خزر که سبب حرکت چپ گرد در گسل های امتداد لغز حاشیه جنوبی و جنوب باختری دریای خزر

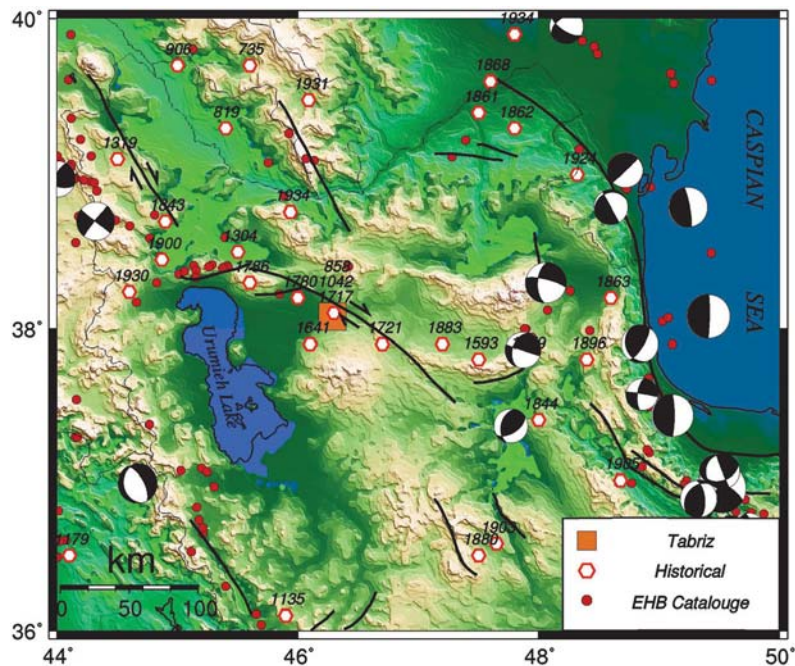
جدول ۱- پارامترهای مدل سرعتی به دست آمده به روش برگردان یک بعدی در اطراف گسل شمال تبریز

V_p/V_s	سرعت موج P (km/s)	مرز بالایی لایه (km)
۱/۷۷	$۵/۲۳ \pm ۰/۱۷$	۰
	$۵/۸۵ \pm ۰/۰۲$	۶
	$۶/۵۴ \pm ۰/۰۳$	۲۴

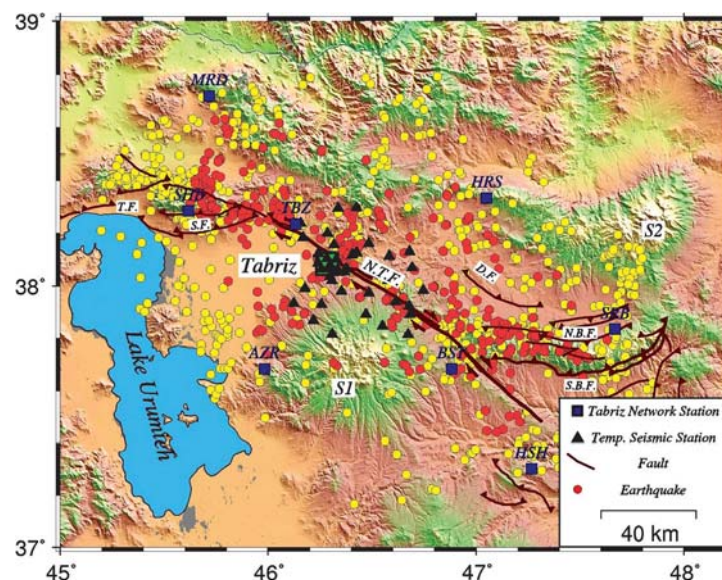
جدول ۲- پارامترهای زمین لرزه هایی که برای آنها سازوکار به دست آمده است.

No.	DATE (ymmdd)	Time (hh:mm:ss)	Lat. (Deg)	Long. (Deg)	Depth (km)	Mag.	N.	Gap (Deg)	Dmin (km)	RMS (s)	ERH (km)	ERZ (km)	St1	Di1	Ra1	St2	Di2	Ra2	Q
1	40501	23:40:33.62	38.155	45.896	17.26	1.4	35	159	22.6	0.37	1.0	2.0	255.24	41.41	40.89	132.23	64.34	123.69	A
2	40505	06:32:35.03	37.995	46.797	13.2	2.8	58	137	4.8	0.26	0.3	1.4	107.19	61.12	-171.5	13.06	82.56	-29.15	A
3	40507	00:11:42.00	38.438	45.645	7.86	2.9	54	183	17.3	0.24	0.9	4.7	287.47	63.22	82.15	124.47	27.83	105.13	B
4	40507	17:58:29.95	38.436	45.646	18.21	2.5	32	183	17.2	0.36	1.7	1.3	288.27	50.48	164.45	28.31	78.07	40.57	B
5	40507	20:22:42.77	37.880	46.937	16.31	2.0	48	232	20.4	0.24	0.8	0.8	188.77	73.33	25.31	91.04	65.82	161.68	B
6	40621	21:49:52.18	38.141	46.432	16.99	1.7	42	68	1.9	0.23	0.4	0.6	292.91	60	144.74	42.38	60	35.26	A
7	40622	23:39:40.64	38.154	46.385	13.92	1.3	11	138	4.8	0.17	1.3	1.2	294.43	85.95	170.85	25.08	80.87	4.1	C
8	40708	11:21:20.20	38.377	45.758	15.87	2.0	27	223	16.2	0.3	1.4	1.5	280.03	60.18	148.93	26.71	63.4	33.79	C
9	40710	21:17:23.94	37.923	46.625	7.54	1.3	14	106	1.9	0.13	0.4	1.0	100	75	-180	190	90	15	C
10	40713	02:26:12.91	38.339	45.671	18.32	2.7	49	237	7.8	0.45	1.8	1.2	265.98	58.68	60.35	133.58	42.06	129.11	B

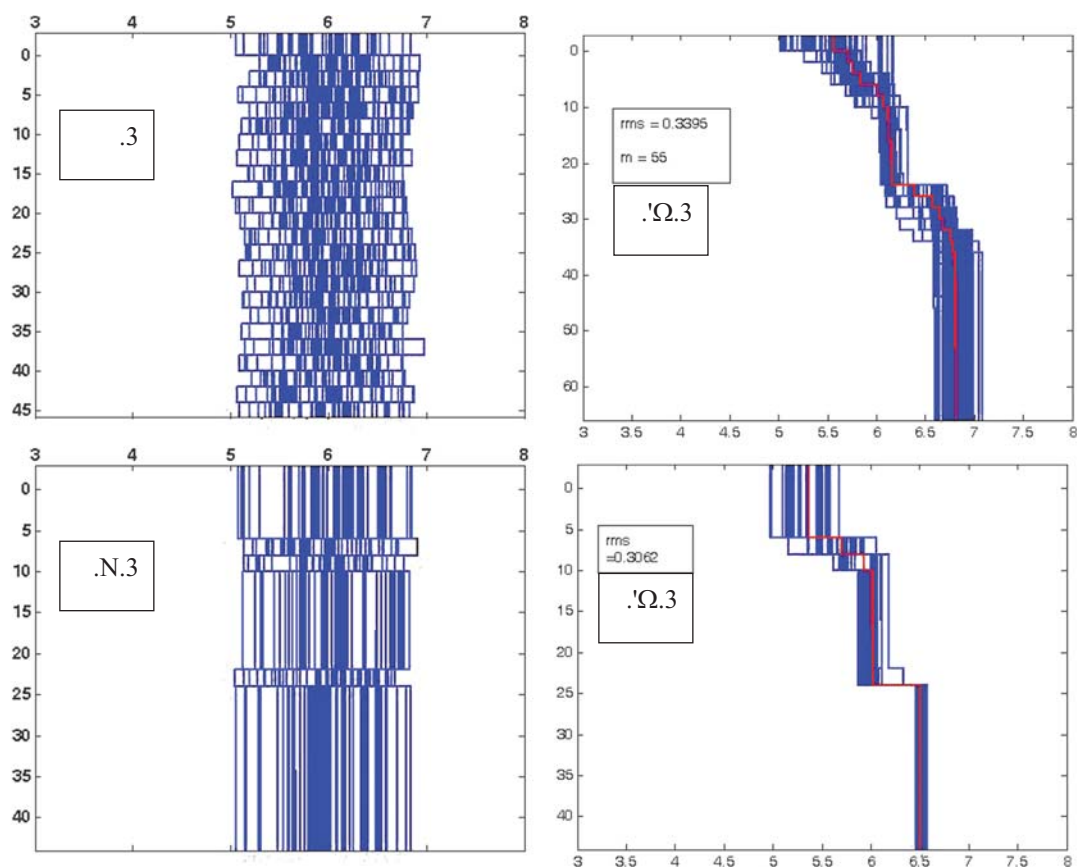
N^* : تعداد فازهای قرائت شده، Gap: نبود آزمون ایستگاه در تعیین محل، Dmin: فاصله نزدیک ترین ایستگاه تا محل زمین لرزه، St1، Di1 و Ra1 به ترتیب برابر Dip، Strike و Rake صفحه اول و St2، Di2 و Ra2 مربوط به صفحه دوم هستند. Q: بیانگر کیفیت سازوکار به دست آمده برای زمین لرزه است.



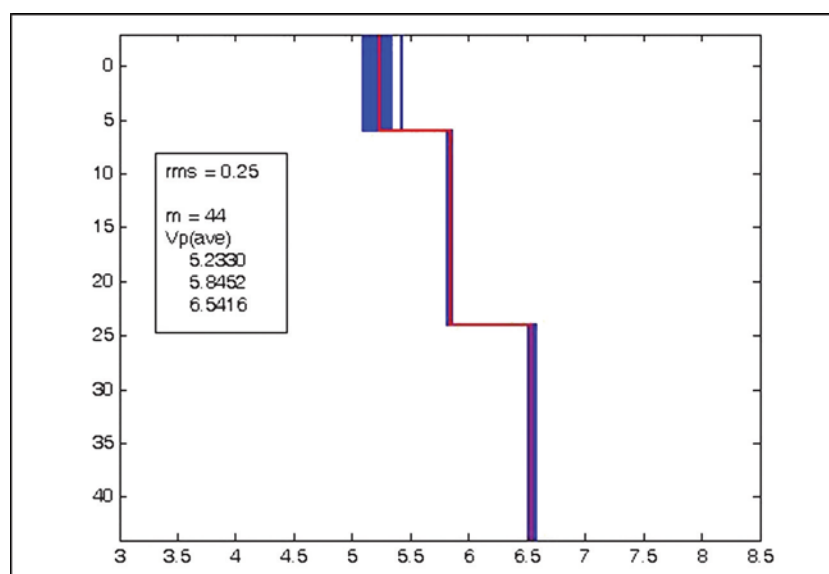
شکل ۱- زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی شمال‌باختر ایران. زمین‌لرزه‌های تاریخی (Ambraseys & Melville, 1982) با شش ضلعی سفید و زمین‌لرزه‌های دستگاهی از کاتالوگ (Engdahl et al., 2006) با دایره‌های سرخ رنگ نشان داده شده‌اند. سازوکارهای کانونی، حل‌های CMT محاسبه شده توسط مرکز دانشگاه هاروارد است.



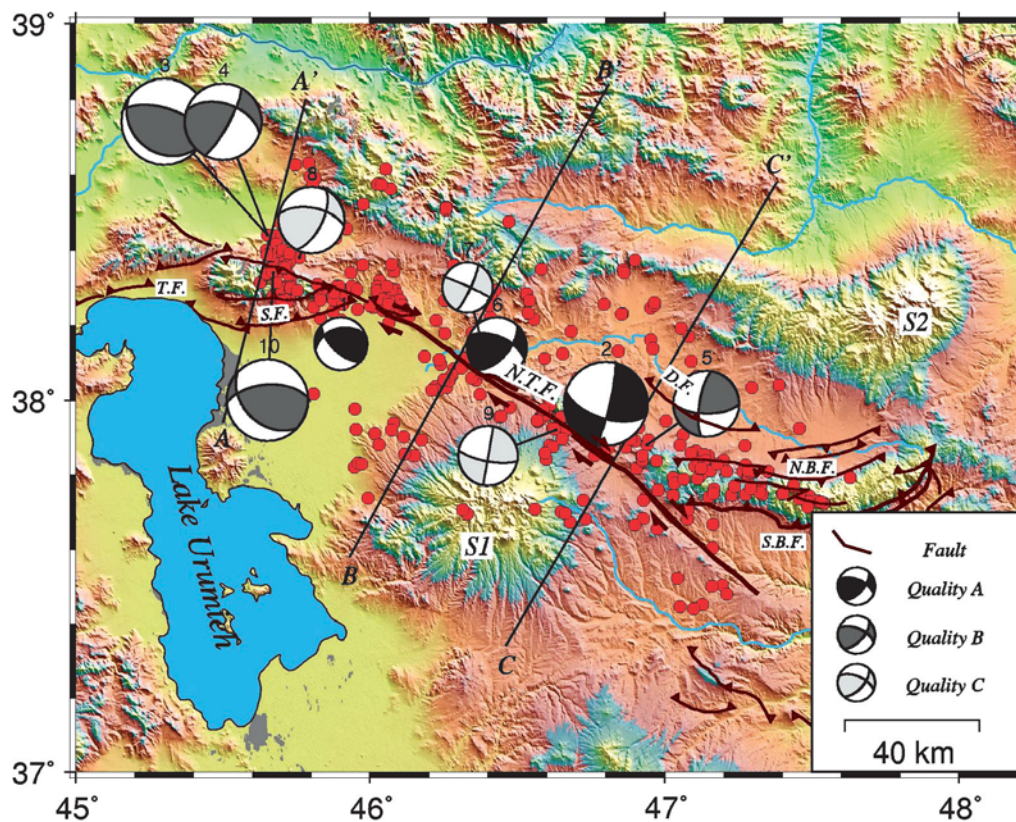
شکل ۲- شبکه موقت لرزه‌نگاری نصب شده در اطراف گسل شمال تبریز و شبکه دائمی تبریز و توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌هایی که در بیش از ۴ ایستگاه ثبت شده‌اند. (دوایر زرد رنگ، مربوط به رویدادهایی با شرط عدم قطبیت افقی و قائم کمتر از ۳ کیلومتر و نبود ایستگاهی کمتر از ۲۷۰ درجه انتخاب شده‌اند و دایر سرخ رنگ رویدادهایی هستند با همان شرط که در دوره نصب شبکه موقت ثبت شده‌اند. گسل‌ها: D.F (Berberian & Yeats, 1999): گسل دوزدوزان، N.B.F: گسل بزقوش شمالی، S.B.F: گسل بزقوش جنوبی، N.T.F: گسل شمال تبریز، S.F: گسل صوفیان، T.F: گسل تسوج، S1: قله سهند، S2: قله سبلان.



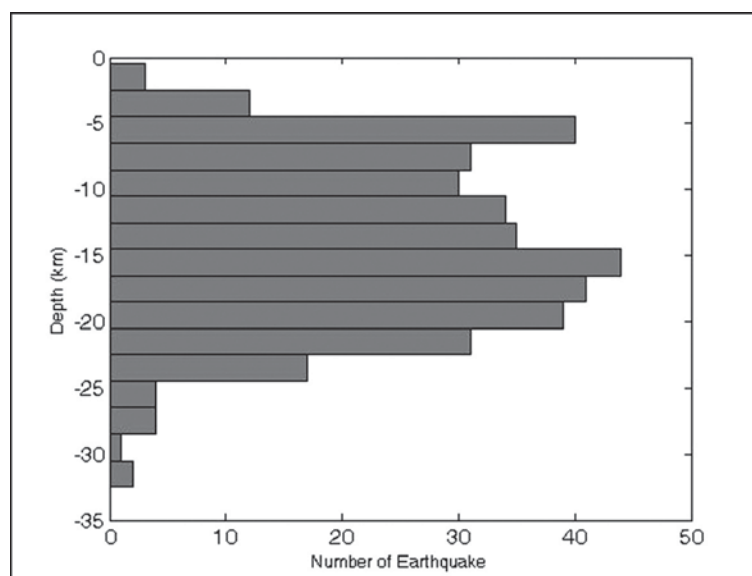
شکل ۳- مدل‌های ورودی اولیه داده شده به برنامه VELEST (سمت چپ) و خروجی حاصل از آنها (سمت راست)



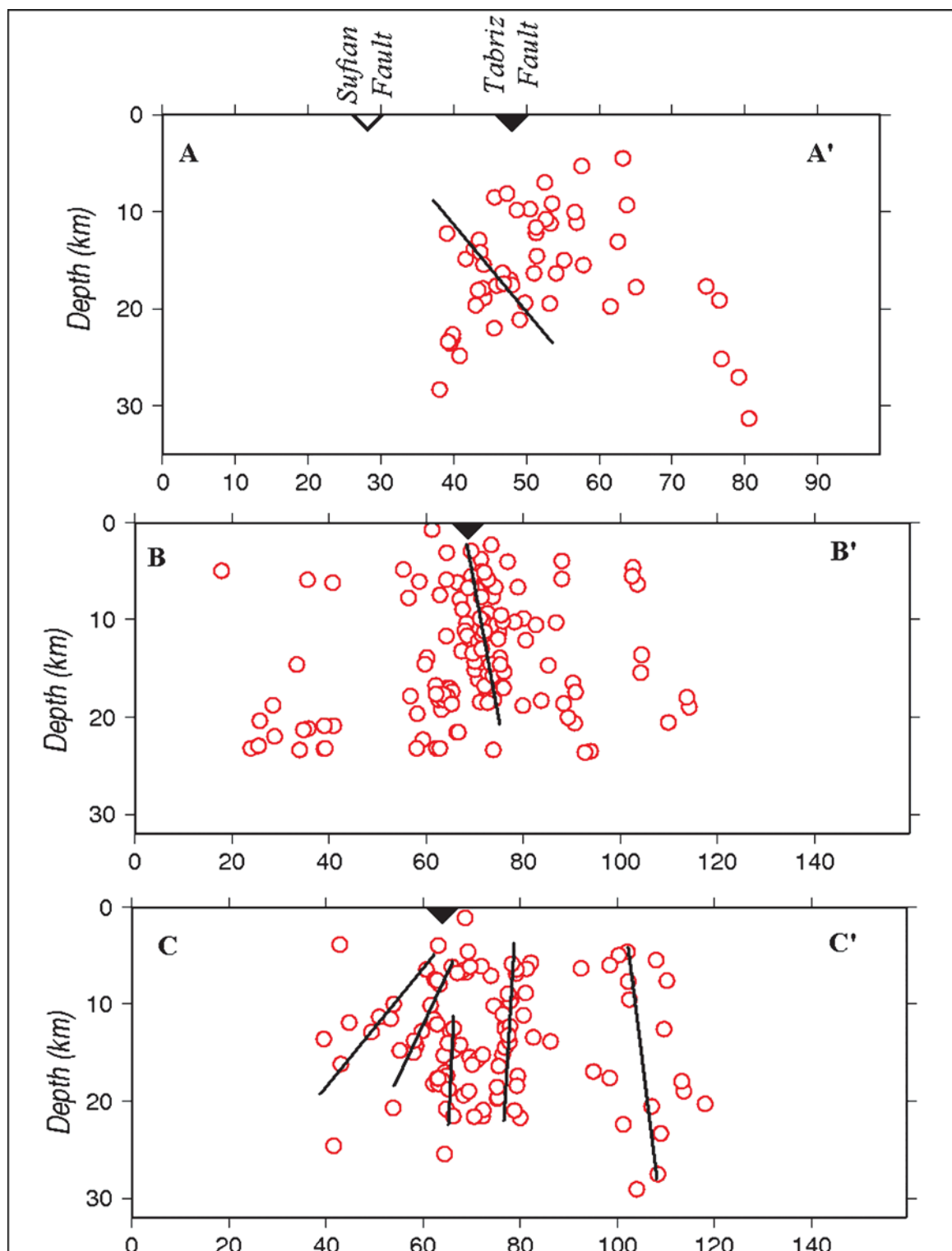
شکل ۴- مجموعه خروجی‌های برنامه VELEST بر روی مجموعه داده انتخابی و ۵۰ مدل تصادفی ۳ لایه با مرزهای ۶ و ۲۴ کیلومتر. همگرایی ۴۴ مدل از ۵۰ مدل اولیه به مدلی واحد، کاملاً در شکل مشهود است.



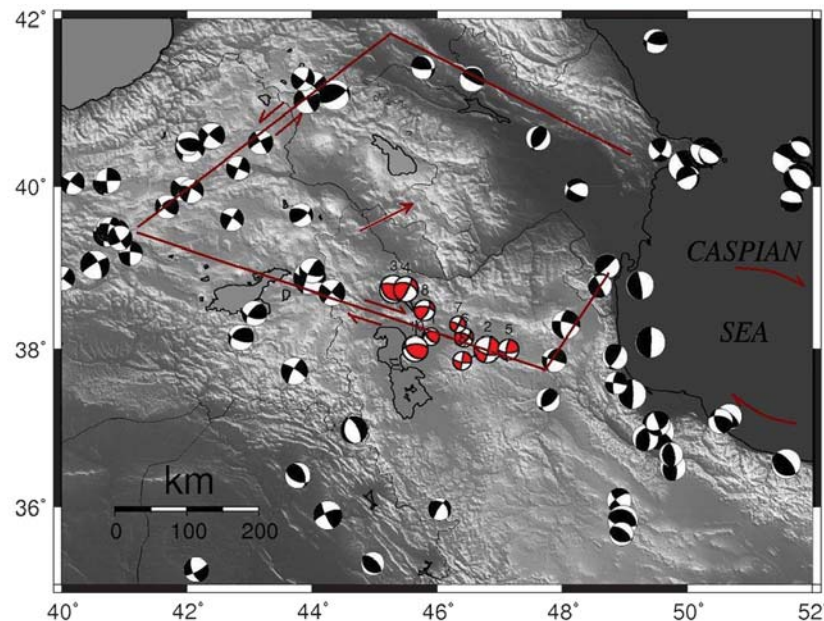
شکل ۵- توزیع کانون سطحی ۳۶۸ زمین‌لرزه انتخابی در منطقه تبریز (دوایر سرخ رنگ) و سازوکارهای محاسبه شده در این تحقیق (پارامترهای این سازوکارها در جدول ۲ آمده است). موقعیت مقاطع عرضی جهت بررسی توزیع کانونی ژرفی زمین‌لرزه‌ها با خطوط مشکی مشخص شده است. گسل‌ها (Berberian & Yeats, 1999).



شکل ۶- کانون ژرفی زمین‌لرزه‌ها



شکل ۷- توزیع کانون ۳۶۸ رویداد انتخابی در مقاطع عرضی رسم شده به صورت عمود بر روندهای مشاهده شده. محل گسل شمال تبریز در سطح با مثلث توپر مشکی مشخص شده است. مقطع AA' در بخش شمال باختری، BB' در بخش میانی و CC' در بخش جنوب خاوری گسل شمال تبریز رسم شده اند (رجوع به شکل ۵).



شکل ۸- طرحی ساده از حرکت افقی پوسته در شمال باختر ایران به سمت خاور. سازوکارهای کانونی به دست آمده در این تحقیق، سرخ و سازوکارهای کانونی مشکی از کاتالوگ CMT است.

References

- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Ambraseys, N. & Melville, C., 1982- A history of Persian Earthquakes, Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Barka, A. A. & Kadinsky-cade, K., 1988- Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7, 663-84.
- Bayramnejad, E., Mirzaei, M. & Gheitanchi, M. R., 2008- Determination of improved velocity model for the north west Iran region, using simultaneous inversion of local earthquake travel times., *Journal of the Earth and Space Physics*. 33 (No.3), 47- 59.
- Berberian, M. & Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city, *Geol. Surv. Iran Rep.*, 39, 397-418.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M. & Priestley, K., 2000- The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, *Geophys. J. Int.*, 142, 283 299.
- Copley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, 25, TC6006, doi:10.1029/2005TC001906.

- Dewey, J. F., Hemton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. & Sengor, A. M. C., 1986- Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone, in *Collision Tectonics*, edited by M. P. Coward and A.C. Ries, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, 3-36.
- Engdahl, E.R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. & Priestley, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03127.x
- England, P & Molnar, P, 1990- Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature*, 344, 140-142.
- Falcon, N.L., 1974- Southern Iran: Zagros mountains, *Geol. Soc. Lond. Spec. Pub.*, 4, 199-211.
- Frechet, J. & Thouvenot, F., 2003- *PickEv 2000: Software to visualize, pick and process seismograms and locate local and teleseismic events.*
- Havskov, J. & Ottemöller, L., 2005- *SEISAN: the earthquake analysis software, version 8.1.*
- Harvard. Department of Geological Sciences, Centroid Moment Tensor catalogue, available on line at: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabasi, H., Shabanian, E., Abbasi, M.R., Feghhi, K. & Soleymani, S., 2003- Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46, 903-915.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jackson, J. A., Haines, A. J. & Holt, W. E., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,205- 15,209.
- Jackson, J. A. & McKenzie, J., 1988- The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rate of active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 93, 45-73.
- Karkhanian, A., Trifonov, V., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtyan, V. & Adilkhanyan, A., 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northern Iran : *Tectonophysics*, 380, 189-219.
- Kissling, E., 1988- Geotomography with local earthquake data, *Rev. Of Geophys.*, 26, 659-698.
- Kurushin, R.A., Bayasgalan, A., Olziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P, Bayarsayhan, Ch., Hudnut, K.W. & Lin, J., 1997- The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geol. Soc. Am. Special Paper# 320*.
- Masson, F., Chery, J., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafari-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquake and geodetic data, *Geophys. J. Int.*, 160, 217-226.
- Masson, F., Van Gorp, S., Chery, J., Djamour, Y., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P. 2006- Extension in NW Iran Driven by the Motion of the South Caspian Basin, *Earth Planet. Sci. Lett*, 252, 180-188.
- McClusky, S., Bassalanian, C., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Hans-Gert, H.-G., Karstens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Relinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksaz, M.N. & Veis, G., 2000- Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and

- Caucasus, J. Geophys. Res, 105 (B3), 5695-5719.
- Mokhtari, D., 2007- Sag ponds on Tabriz fault: Landforms produced by active tectonics, Geosciences, 16 (No63), 40-49.
- Mial, A. D., 1990- Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag pub.
- Reilinger, R.E., S.C. McClusky, M.B. Oral, R.W. King, M.N. Toksoz, A.A. Barka, I. Kinik, O. Lenk, and I. Sanli, 1997- Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, J. Geophys. Res., 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Laurence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., ArRajehi, A., Abdulaziz, K., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, J. Geophys. Res., 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Sengor, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish – Iranian plateau and a comparison with Tibet, Tectonophysics, 55, 361-367.
- Stewart, I. S. & Hancock, P. L., 1992- Neotectonics. In : Twiss & Moores. Structural geology : freeman. 370 – 409.
- Vernant, P., Nilfroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigney, C., Masson, F., Nankali, H. & Martinod, J., 2004- Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and North Oman, Geophys. J. Int., 157, 381-398.
- Wadati A., 1933- On travel time of earthquake waves, part II., Geophys Mag. (Tokyo) 7, 101-111.
- Yeats, R., Sieh, K., & Allen, C., 1997- The Geology of Earthquakes: Oxford University Press.