

تعیین ساختار سرعتی و مطالعه لرزه‌خیزی تهران و ارتفاعات البرز در دهه اخیر

سعید سلطانی مقدم^۱، کامران سپانلو^{۲*}، و میثم خیری ملومه^۳

^۱ دانشجوی دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ دانشیار، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای، سازمان انرژی اتمی، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکتری، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۳/۲۰، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۵/۲۷)

چکیده

زمین‌لرزه اخیر ملارد تهران و وقوع چهار زمین‌لرزه با بزرگای بیش از چهار طی یک دهه اخیر، به‌خوبی اهمیت مطالعه لرزه‌خیزی کلان‌شهر تهران را مشخص می‌کند. در این مطالعه، سعی شده با نگاهی جامع به اطلاعات لرزه‌ای موجود در یک دهه گذشته، لرزه‌خیزی شهر تهران و مناطق اطراف بررسی شود. به‌این‌منظور، از اطلاعات سه شبکه لرزه‌نگاری دائمی فعال در منطقه استفاده شد. با ادغام اطلاعات این سه شبکه، حذف انفجارات و داده‌های پرت، تعداد ۲۰۰۰ زمین‌لرزه در بانک داده اصلی قرار گرفت. با انتخاب همگن ۳۱۰ رویداد به شیوه تفکیک سلولی در سه بعد، ساختار سرعتی منطقه با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی ازدحام ذرات محاسبه شد. سپس بانک داده با استفاده از برنامه غیرخطی احتمالاتی، مجدداً مکان‌یابی شد. نتایج مکان‌یابی نشان می‌دهد ۴۰ درصد از رویدادهای مکان‌یابی شده، خطای رومرکزی کمتر از ۲/۵ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۵ کیلومتر و میانگین باقی‌مانده زمانی ۰/۲۴ ثانیه دارند. در ادامه، زمین‌لرزه‌ها براساس عدم قطعیت‌های محاسبه شده در سه کلاس مختلف دسته‌بندی شدند. برای بررسی دقیق‌تر هندسه گسل‌های فعال منطقه، چندین مقطع عمقی رسم شد. در انتها، سازوکار کانونی ۳۸ زمین‌لرزه به‌وقوع‌پیوسته در تهران و محدوده اطراف آن، با روش قطبش اولین موج تراکمی، محاسبه شد. نتایج این بررسی نشان می‌دهد طی یک دهه گذشته، بخش‌های شرقی فعالیت بیشتری از خود نشان داده‌اند و زمین‌لرزه ملارد تهران در غرب، در منطقه‌ای با لرزه‌خیزی نسبتاً کم، به‌وقوع‌پیوسته‌است. با بررسی میدان تنش، جهت تنش بیشینه، N36E، نسبت تنش برابر ۰/۱۲ و رژیم زمینساختی راست‌الغز فشاری به‌دست‌آمد. براساس زاویه لغزش در دایره مور، اکثر صفحات گسلی اصلی با روند شرقی-غربی، سازوکار چپ‌گرد را تأیید می‌کنند. این نتایج، همخوانی بسیار خوبی با روندهای موجود در ناحیه شمال تهران نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: مکان‌یابی غیرخطی احتمالاتی، مدل سرعتی یک‌بعدی، سازوکار کانونی، میدان تنش

۱ مقدمه

منطقه مورد مطالعه، محصور به عرض جغرافیایی $35/10^{\circ}$ تا $36/20^{\circ}$ شمالی و طول جغرافیایی $50/80^{\circ}$ تا 52° شرقی است. بخش شمالی این منطقه را رشته کوه‌های البرز و حاشیه جنوبی آن را ایران مرکزی احاطه کرده است. شرق این منطقه نیز به ارتفاعات البرز مرکزی- جنوبی محدود شده است. سامانه‌های گسلی متعدد و مهمی در این محدوده وجود دارند که از شمال به جنوب می‌توان به گسل رورانده کندوان، گسل طالقان، گسل شمال تهران، بخش غربی گسل مشا، گسل ایوانکی (پارچین)، گسل کهریزک و گسل اشتها در غرب، اشاره کرد. از میان این گسل‌ها، گسل‌های مشا، طالقان و شمال تهران مرزهای شروع توپوگرافی شدید بین دو بخش شمالی و جنوبی در البرز مرکزی هستند. گسل شمال تهران به‌وضوح یک گسل رورانده است و دو گسل دیگر در دوره کوتاترنری گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد هستند (ریتس و همکاران، ۲۰۰۳). در این میان، فعال‌ترین گسل منطقه، گسل مشا با طول تقریبی ۱۸۰ کیلومتر است که با آهنگ حرکت متوسط ۳ میلی‌متر در سال بخش مهمی از فعالیت لرزه‌ای منطقه البرز مرکزی را به‌خود اختصاص داده است (ریتس و همکاران، ۲۰۰۳). در جنوب تهران نیز گسل‌های پیشوا، گرمسار و کهریزک وجود دارند که اغلب جنبش معکوس و کمی امتدادلغز چپ‌گرد در آنها دیده شده است. در طول تاریخ، زمین‌لرزه‌های ویرانگری روی گسل‌های مهم منطقه رخ داده‌اند که برای نمونه می‌توان به زمین‌لرزه در سال‌های ۹۵۸، ۱۶۶۵ و ۱۸۳۰ روی گسل مشا (بربریان و یتس، ۱۹۹۹) و نیز زمین‌لرزه بزرگ روی گسل گرمسار با بزرگای ۷/۶ در سال ۷۴۳ اشاره کرد (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). همچنین در مجاورت گسل ایوانکی (پارچین) زمین‌لرزه‌های متعدد و ویرانگری گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به زمین‌لرزه سال ۸۵۵ میلادی (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲) اشاره کرد

که باعث ویرانی خانه‌های بسیاری در ری شد. در قرن نوزده میلادی، هیچ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای بیش از ۵ در این منطقه به ثبت نرسیده و آخرین زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۵، زمین‌لرزه ملارد تهران در ۲۹ آذر سال ۱۳۹۶ با بزرگای محلی ۵/۲ است. وقوع این زمین‌لرزه و چند زمین‌لرزه با بزرگای محلی بیش از ۴ طی سالیان اخیر، اهمیت مطالعه این منطقه از البرز را دوچندان کرده است. چندین گسل کوتاترنری نیز با طول‌های کوچک درون شهر تهران وجود دارد (طالبیان و همکاران ۲۰۱۶ و عباسی و فرید، ۲۰۰۹) که از آن جمله می‌توان گسل‌های نیاوران، لویزان، تلو، عباس‌آباد، طرشت، پردیسان، ایوبی، باغ‌فیض و چیتگر را نام برد. با نگاه به لرزه‌خیزی ثبت شده از رویدادهای لرزه‌ای در منطقه البرز، به‌راحتی می‌توان به فعال بودن این منطقه پی‌برد. میزان این فعالیت خصوصاً در بخش شرقی البرز (گسل مشا) کاملاً مشهود است. برای نمونه، نتایج تعیین محل رویدادها با روش تعیین محل نسبی در اطراف گسل ایوانکی (پارچین) و مشا، علاوه بر تأیید فعالیت بالای این ناحیه، هندسه گسل و شیب رو به سمت شمال را به‌وضوح، نشان می‌دهد که با مشاهدات زمین‌شناسی تطابق خوبی دارد (متقی و همکاران، ۲۰۱۰). نتایج مدل‌سازی شکل‌موج زمین‌لرزه‌ها در البرز مرکزی، ترکیبی از سازوکارهای معکوس و امتدادلغز را نشان می‌دهد. عمق متوسط رویدادها در این منطقه، حدود ۱۵ کیلومتر برآورد شده است (تاتار و همکاران، ۲۰۱۲).

ساختار سرعتی پوسته در بخش‌های مختلف البرز، به‌دلیل توپوگرافی و زمین‌شناسی این منطقه، کاملاً متفاوت است. وجود پدیده‌های کوهزایی، آتشفشان و برخورد پوسته اقیانوسی- قاره‌ای سبب شده است تا بخش‌های مختلف پوسته، تحت تأثیر این ویژگی‌های زمین‌شناسی، ساختار متفاوتی داشته باشند (گائست و همکاران، ۲۰۰۶). در سال‌های گذشته، ساختار سرعتی این منطقه با استفاده از داده‌های رویدادهای به ثبت رسیده در شبکه‌های محلی

۲. داده و پردازش اولیه

در این مطالعه، از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری، وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله و شبکه لرزه‌نگاری سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران استفاده شده است. مجموعه داده‌های ثبت شده در این سه شبکه از ابتدای سال ۲۰۰۴ تا اوایل سال ۲۰۱۸ بررسی شد. سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهر تهران از سال ۲۰۰۴ تاکنون برای ثبت لرزه‌خیزی این منطقه مجموعاً تعداد ۱۵ ایستگاه لرزه‌نگاری نصب و راه‌اندازی کرده است. این شبکه از ابتدای سال ۲۰۰۴ تا انتهای سال ۲۰۱۶ تعداد ۳۸۸ زمین‌لرزه را در منطقه مورد مطالعه به ثبت رسانده است (در این کاتالوگ رویدادهای مشکوک به انفجار با بررسی شکل موج آنها حذف شده‌اند). در کنار این شبکه، ۲۰ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری کشوری نیز ۱۸۰۰ زمین‌لرزه را از ابتدای سال ۲۰۰۴ تا انتهای ماه فوریه ۲۰۱۸، ثبت کرده‌اند. علاوه بر این دو شبکه، ۷ ایستگاه لرزه‌نگاری باندپهن از شبکه ملی لرزه‌نگاری باندپهن پژوهشگاه نیز در گستره مورد مطالعه وجود دارد. در تحقیق حاضر، از تمامی اطلاعات ثبت شده در این سه شبکه استفاده شده است. در نخستین گام، بانک داده‌ای مشتمل بر داده‌های به ثبت رسیده در این سه شبکه تشکیل و پس از حذف انفجارات و فازهای ناصحیح، کاتالوگی همگن مشتمل بر ۲۰۰۰ زمین‌لرزه تهیه شد. داده‌های مشکوک به انفجار با برنامه Zmap (ویمر، ۲۰۰۱) و فازهای پرت با استفاده از الگوریتم «اجماع نمونه تصادفی» (Random Sample Consensus) (فیشلر و بولز (۱۹۸۱) از بانک داده حذف شدند. در این میان، برای محاسبه ساختار سرعتی سعی شد تا با یک انتخاب همگن، مجموعه‌ای از بهترین رویدادهای به ثبت رسیده مشخص شود. دلیل این امر، چگالی زیاد رویدادها (پرتوهای موج) در بخش‌هایی از منطقه است

موقت و دائم بررسی شده است. برگردان یک بعدی داده‌های محلی شبکه متراکم لرزه‌نگاری در حاشیه جنوبی البرز مرکزی (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵)، نشان‌دهنده یک مدل چهار لایه در منطقه مورد بررسی است. این مدل شامل یک لایه رسوبی و لایه‌هایی با ضخامت‌های ۲ و ۶ کیلومتر، با سرعت موج تراکمی ۵/۴ و ۵/۷ کیلومتر بر ثانیه است. این لایه‌ها روی دو لایه بلورین با ضخامت‌های ۴ و ۲۲ کیلومتر و با سرعت‌های ۶ و ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه واقع شده‌اند. عباسی و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از داده‌های یک شبکه متراکم محلی، ساختار سرعتی حاشیه جنوبی البرز مرکزی را با روش وارون‌سازی زمان‌رسید موج P به‌دست‌آوردند که شامل دو لایه رسوبی به ضخامت‌های ۳ و ۴ کیلومتر با سرعت موج تراکمی ۵/۴ و ۵/۸ کیلومتر بر ثانیه است. در زیر این لایه‌های رسوبی، دو لایه کریستالین بالایی، با ضخامت‌های ۹ و ۸ کیلومتر و سرعت موج تراکمی برابر با ۶/۱ و ۶/۲۵ کیلومتر بر ثانیه قرار گرفته است. یک لایه کریستالین پایینی نیز به ضخامت ۳۴ کیلومتر و سرعت ۶/۴ کیلومتر بر ثانیه، در زیر لایه‌های فوق قرار دارد. یمینی‌فرد و مرادی (۱۳۹۰) نیز با برگردان داده‌های ثبت شده از انفجارات معادن جنوب-شرق تهران، یک مدل سرعتی دو لایه برای این منطقه به‌دست‌آوردند. این مدل، شامل دو لایه با ضخامت‌های ۱ کیلومتر و سرعت موج تراکمی ۴/۸ و ۵/۰ کیلومتر بر ثانیه است که روی یک نیم‌فضا با سرعت ۵/۸ کیلومتر بر ثانیه قرار گرفته است.

در این مطالعه سعی شد با مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها به روش غیرخطی احتمالاتی، مدل سرعتی به روش بهینه‌سازی ازدحام ذرات محاسبه و درنهایت با حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به روش قطبش و محاسبه میدان تنش منطقه، لرزه‌خیزی تهران و اطراف آن در یک دهه گذشته بررسی شود.

سپس این ذرات در فضای پاسخ حرکت می‌کنند و نتایج بر مبنای یک «ملاک شایستگی» پس از هر اجرا، محاسبه می‌شود. با گذشت زمان، ذرات به سمت ذراتی شتاب می‌گیرند که از ملاک شایستگی بالاتری برخوردارند و در گروه ارتباطی یکسانی قراردارند. روش PSO در حل مسائل بهینه‌سازی پیوسته، موفقیت بسیاری از خود نشان داده است. در این روش، برخلاف روش‌های معمول محاسبه ساختار سرعتی (روش‌های قطعی مانند برنامه ولست (کیسلینگ و همکاران، ۱۹۸۴)) نیازی به داشتن مدل سرعتی اولیه نیست و بنابراین، نتایج نهایی به انتخاب مدل اولیه وابسته نخواهد بود. در این روش، به جای معرفی یک مدل سرعتی، می‌توان از یک نیم‌فضا شروع کرد و در نهایت به یک مدل چند لایه رسید. برنامه در اولین تکرار، مجموعه‌ای از مدل‌های تصادفی را تولید خواهد کرد که همگی در فضای پاسخ معتبر هستند (پاسخ معتبر به معنای برآوردن شروط پیش‌فرض مانند نبودن لایه‌های کم‌سرعت در مدل تولید شده است). سپس مقدار تابع شایستگی (در اینجا باقی‌مانده زمانی) را برای هر مدل محاسبه می‌کند و اطلاعات به‌دست‌آمده از هر مدل را با کانال‌های ارتباطی بین سایر مدل‌ها به اشتراک می‌گذارد. در دومین تکرار، تولید مدل‌های تصادفی جدید به سمت مدل‌هایی خواهد بود که نسبت به سایر مدل‌ها (از مرحله قبل) تابع شایستگی بالاتری دارند (استفاده از خرد جمعی در رسیدن به هدف). این مراحل تا جایی تکرار خواهند شد که یکی از شروط لازم برای اتمام برنامه فرا رسد. این شرط می‌تواند رسیدن به تعداد تکرارهای معین باشد یا اینکه مقادیر تعدیل در مدل‌های جدید از حد مشخصی کوچک‌تر شود. این شیوه در هر بار تکرار، سبب خواهد شد تا ضمن تولید مدل‌های جدید، از تولید مدل‌های تکراری جلوگیری شود و در نتیجه سرعت همگرایی برنامه افزایش پیدا می‌کند. مدل به‌دست‌آمده در این مطالعه که با استفاده از این الگوریتم محاسبه شده است، در شکل ۱ و

که در صورت بی‌تفاوتی نسبت به آن، سبب خواهد شد تا مدل سرعت نهایی، میانگین وزن‌داری از آن منطقه باشد. بنابراین، ابتدا منطقه به سلول‌هایی سه بعدی، در راستای طول و عرض جغرافیایی و عمق تقسیم شد. مساحت هر سلول برابر با ۱۰ کیلومتر مربع و عمق هر کدام برابر با ۵ کیلومتر در نظر گرفته شد. در نهایت، ۳۱۰ رویداد با شرایط نبود آزمون‌تری کمتر از ۱۸۰ درجه، خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر، خطای عمق کمتر از ۸ کیلومتر، باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۵۰ ثانیه و ثبت در حداقل ۶ ایستگاه، انتخاب شد. برای جلوگیری از تجمع رویدادها در برخی از سلول‌ها، بیشینه تعداد رویداد در هر سلول نیز ۱۳ رویداد در نظر گرفته شد. اولویت در انتخاب رویدادهای منتخب، کمتر بودن نبود آزمون‌تری بود. با چنین انتخابی، چگالی پرتوهای عبوری از هر سلول تقریباً برابر خواهد بود که نتیجه آن، محاسبه ساختار سرعتی متناسب با میانگین کل منطقه است.

در بخش محاسبه سازوکار کانونی نیز رویدادهایی در محدوده استان تهران انتخاب شدند که حداقل در ۸ ایستگاه ثبت شده بودند و نبود آزمون‌تری کمتر از ۱۸۰ درجه داشتند. تعداد ۳۸ رویداد منتخب از بانک داده نهایی برای این بخش در نظر گرفته شد.

۳ محاسبه ساختار سرعتی

در این مطالعه، از روش بهینه‌سازی ازدحام ذرات (PSO) برای محاسبه مدل سرعتی منطقه استفاده شده است (ابرهارت و کندی، ۱۹۹۵). روش PSO، یک روش سراسری کمینه‌سازی است که با استفاده از آن می‌توان به مسائلی پرداخت که جواب آنها یک نقطه یا سطح در فضای n بعدی است. در چنین فضایی، فرضیاتی مطرح و یک سرعت ابتدایی به آن نقاط اختصاص داده می‌شود. همچنین کانال‌های ارتباطی حاوی اطلاعاتی از وضعیت ذرات (موقعیت و سرعت جابه‌جایی) در نظر گرفته می‌شود.

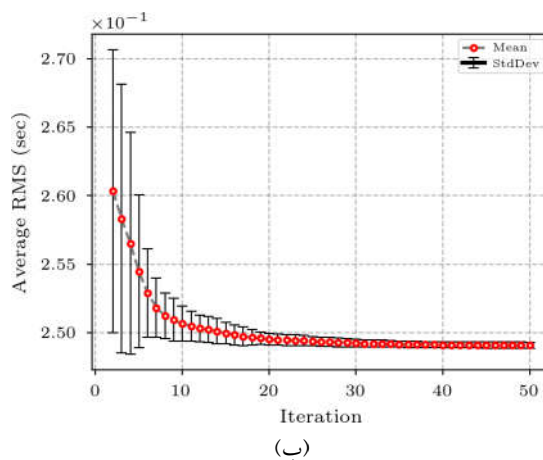
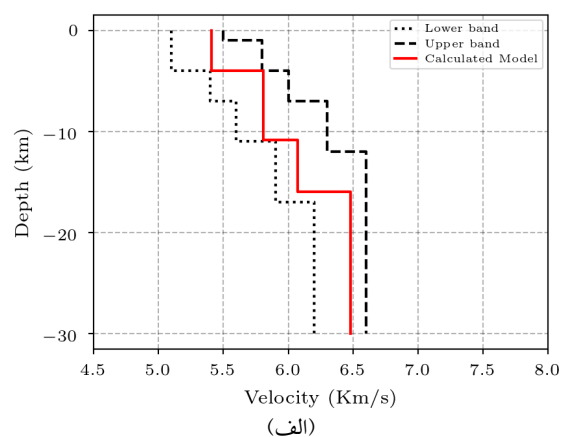
قرار گرفته‌اند. با استفاده از این مدل، میزان باقی‌مانده زمانی برای ۳۱۰ رویداد منتخب برابر با ۰/۲۴ ثانیه و نسبت موج تراکمی به موج برشی برابر با ۱/۷۱ محاسبه شد. با توجه به نحوه انتخاب داده‌ها و الگوریتم مورد استفاده در محاسبه مدل سرعتی، با اطمینان بالایی می‌توان گفت که مدل به‌دست‌آمده، نزدیک-ترین مدل به مدل واقعی زمین است. شباهت به مدل‌های به‌دست‌آمده در مطالعات پیشین (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰)، بررسی خطای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها و به‌ویژه وجود به‌خط‌شدگی‌های مشخص هنگام بررسی هندسه گسل‌ها نیز به‌خوبی موید این مطلب است. از مدل به‌دست‌آمده در این منطقه علاوه بر محاسبه دقیق‌تر رومرکز زمین‌لرزه‌ها، می‌توان برای بهبود نتایج تحلیل خطر زمین‌لرزه‌ها نیز بهره‌مند شد.

۴ مکان‌یابی با روش غیرخطی احتمالاتی

الگوریتم غیرخطی احتمالاتی (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۰) با بهره‌گیری از ریاضیات احتمالاتی تارانتولا و والت (۱۹۸۲) به مکان‌یابی رویدادهای لرزه‌ای می‌پردازد. در این الگوریتم، تابع توزیع احتمال برای تک‌تک سلول‌های یک شبکه منظم فضایی سه بعدی با تعداد سلول‌های مشخص محاسبه می‌شود. در نهایت، سلولی که بیشترین احتمال را دارد، مکان نهایی زمین‌لرزه در نظر گرفته می‌شود. سلول‌هایی با احتمال بیش از مقدار پیش‌فرض، فضایی ابرمانند تشکیل می‌دهند که از آنها برای محاسبه خطای مکان‌یابی استفاده خواهد شد (سلطانی مقدم و همکاران، ۱۳۹۲). در این مطالعه، بانک داده اصلی شامل ۲۰۰۰ زمین‌لرزه است که پس از محاسبه مدل سرعتی، تمامی آنها با استفاده از این الگوریتم مجدداً مکان‌یابی شده‌اند. نتایج آماری (شکل ۲) نشان می‌دهد توزیع ژرفای کانونی زمین‌لرزه‌ها اغلب بین ۵ الی ۲۰ کیلومتر با بیشینه‌ای در ۱۲ کیلومتری است. این نتایج تطابق خوبی با مطالعات قبلی انجام شده در این منطقه دارد (عباسی و همکاران، ۲۰۱۰؛ مرادی و همکاران، ۲۰۱۱؛ نعمتی و همکاران، ۲۰۱۱ و تاتار و همکاران، ۲۰۱۲). این نتایج همچنین نشان می‌دهد که حدود

جدول ۱. مدل سرعتی محاسبه شده با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی ازدحام ذرات.

لایه	سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه)	ضخامت (کیلومتر)
اول	۵/۴۰	۴
دوم	۵/۸۰	۶
سوم	۶/۰۵	۵
نیم فضا	۶/۵۰	-



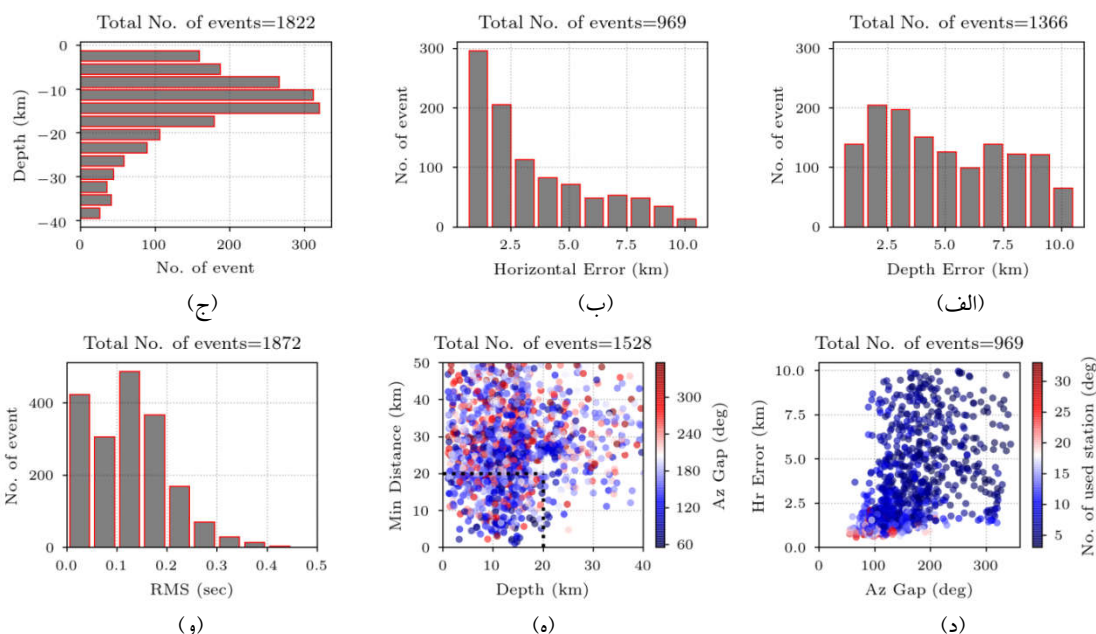
شکل ۱. مدل سرعتی محاسبه شده با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی ازدحام ذرات. (الف) مدل سرعتی نهایی به همراه بازه در نظر گرفته شده برای تولید مدل‌های تصادفی، (ب) نمودار کاهش باقی‌مانده زمانی در هر تکرار.

جدول ۱، نشان داده شده است. این مدل، مدلی است سه لایه با سرعت‌های موج تراکمی ۵/۴، ۵/۸ و ۶/۰۵ کیلومتر بر ثانیه که ضخامت هر لایه به ترتیب ۴، ۶ و ۵ کیلومتر است. این سه لایه بر روی یک نیم‌فضا با سرعت ۶/۵ کیلومتر بر ثانیه

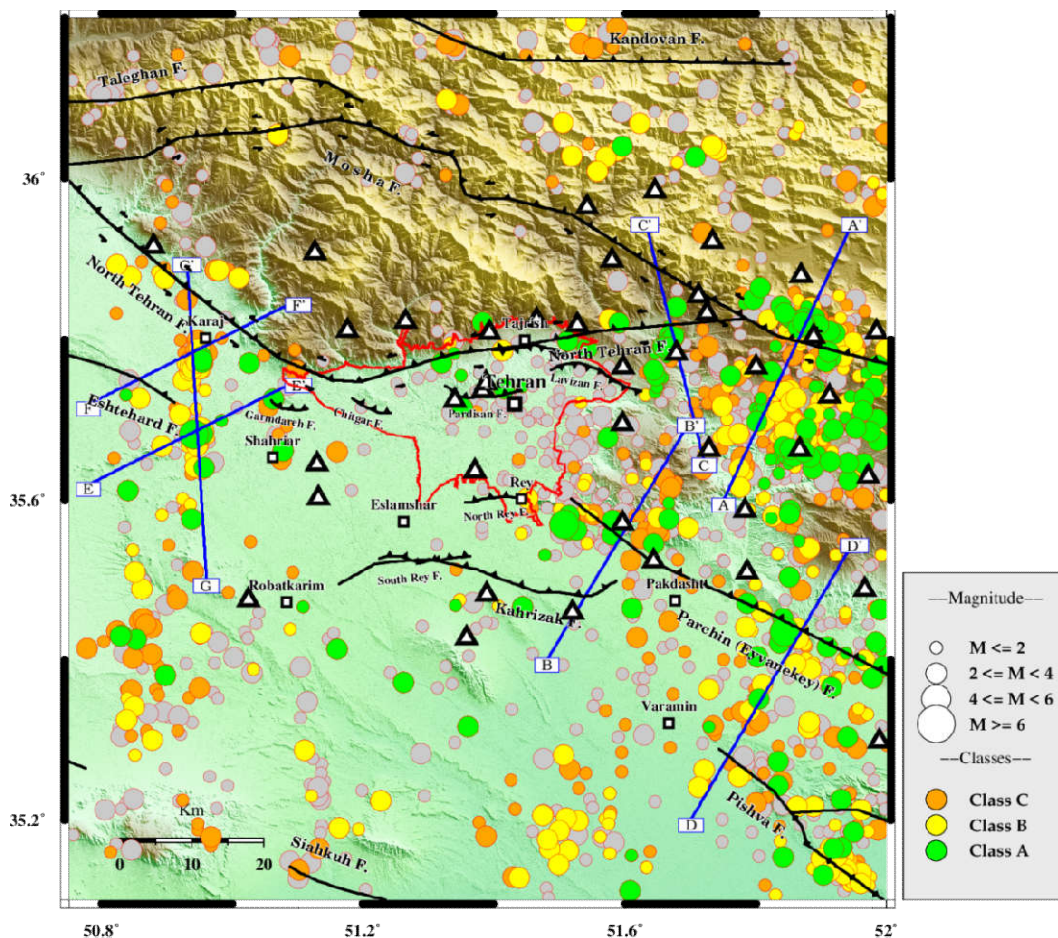
چگالی احتمال پیرامون چشمه است، این اطمینان را می‌دهد که خطاهای محاسبه شده، عدم قطعیت کمتری نسبت به روش‌های خطی شده دارند. تفکیک رویدادها براساس معیارهای آماری مانند خطای رومرکزی و عمق، میزان باقی‌مانده زمانی، نبود آزمون‌تی، فاصله نزدیک‌ترین ایستگاه و غیره کمک مؤثری در تعیین صحیح به‌خط‌شدگی‌ها و آشکارسازی هندسه گسل‌ها به‌ویژه در عمق خواهد داشت. بر همین اساس، سه کلاس مختلف براساس معیارهای ذکر شده در جدول ۲، تعریف شد و رویدادها براساس آنها تفکیک شدند. به‌این ترتیب، ۱۸۸ رویداد در کلاس A، ۵۰۴ رویداد در کلاس B و ۷۹۰ رویداد در کلاس C قرار گرفتند (شکل ۳). موضوع دیگری که می‌تواند به نوعی مؤید درستی نتایج مکان‌یابی باشد، بررسی مقاطع عمقی است. به‌همین جهت برای واکاوی بیشتر هندسه گسل‌های فعال منطقه، چهار مقطع عمقی مختلف رسم شد (شکل ۳).

۴۰ درصد از زمین‌لرزه‌ها دارای خطای رومرکزی کمتر از ۲/۵ کیلومتر و خطای عمقی کمتر از ۵ کیلومتر هستند. میزان باقی‌مانده زمانی نیز برای نزدیک به ۶۰ درصد از رویدادها زیر ۰/۲۰ ثانیه برآورد شده است.

نتایج به‌دست آمده از این بخش، به‌خوبی عملکرد مناسب مدل سرعتی محاسبه شده در بخش قبل را در جهت کاهش خطای مکان‌یابی و باقی‌مانده زمانی نشان می‌دهد. همچنین باید توجه داشت که به‌دلیل نبودن ایستگاه در نزدیکی رومرکز برخی از زمین‌لرزه‌ها (شکل ۲)، بافت‌نگار (هیستوگرام) خطای عمق این دسته از رویدادها اعداد بزرگ‌تری را نشان می‌دهد که با توجه به مطلب گفته شده و تأثیر ایستگاه نزدیک در تعیین عمق رویدادها و خطای آن، کاملاً منطقی به‌نظر می‌رسد. این موضوع با توجه به نحوه محاسبه خطای مکان‌یابی در الگوریتم غیرخطی احتمالاتی (سلطانی مقدم و همکاران، ۱۳۹۲) که بر مبنای محاسبه تابع



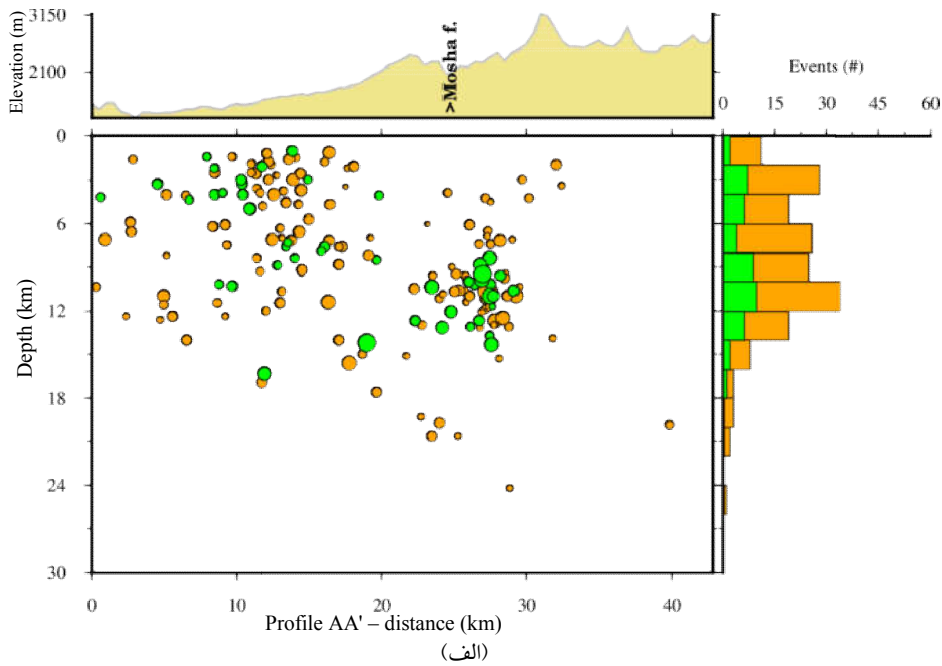
شکل ۲. نتایج آماری مکان‌یابی مجدد ۲۰۰۰ زمین‌لرزه که با روش غیرخطی احتمالاتی و به‌کارگیری مدل سرعتی محاسبه شده در این مطالعه، به‌دست آمده‌اند. (الف) بافت‌نگار خطای عمق، (ب) بافت‌نگار خطای رومرکزی، (ج) بافت‌نگار توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها، (د) وضعیت خطای رومرکزی براساس نبود آزمون‌تی، (ه) توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها براساس فاصله نزدیک‌ترین ایستگاه، (و) بافت‌نگار باقی‌مانده زمانی. اعداد نشان‌داده شده در بالای هر نمودار، بیان‌کننده تعداد رویدادهای استفاده شده در آن است.



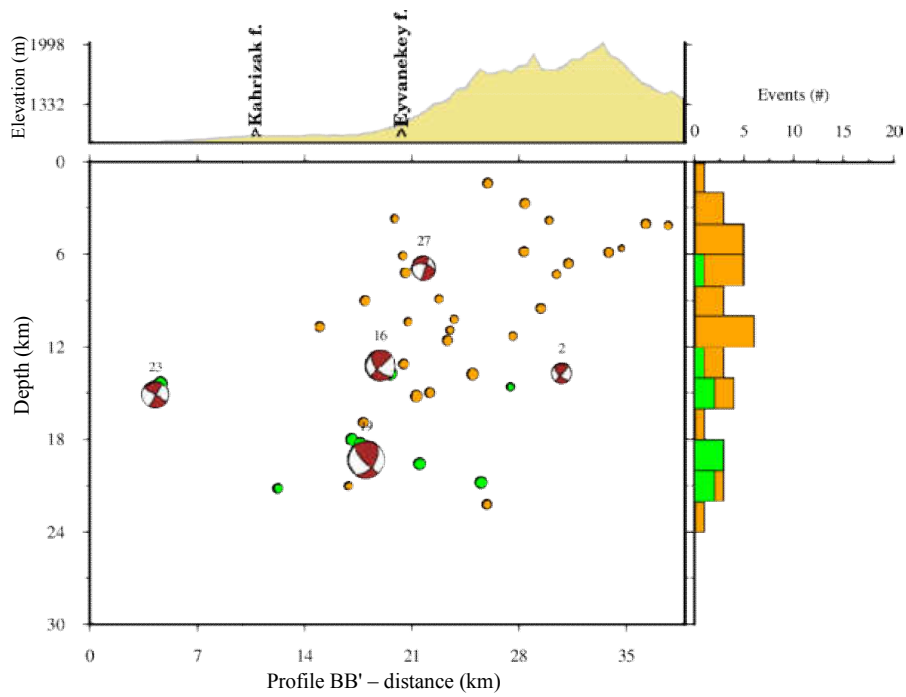
شکل ۳. رومرکزهای مکان‌یابی شده با روش غیرخطی احتمالاتی به همراه محل ایستگاه‌ها و مقاطع عمقی. موقعیت گسل‌ها، برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳) و طالبیان و همکاران (۲۰۱۶) است. رنگ‌بندی رویدادها براساس دسته‌بندی انجام شده در جدول ۲ است. دایره‌های خاکستری، رویدادهای قرارگرفته در خارج از این دسته‌بندی را نشان می‌دهند.

یک به‌خط‌شدگی را با شیب رو به سمت جنوب‌غرب تایید می‌کند. با توجه به اینکه شیب این گسل در نقشه‌های لرزه‌زمین‌ساختی رو به سمت شمال‌غرب تصویر شده، حداقل برای این بخش از گسل شیب رو به جنوب‌غرب کاملاً واضح است. در مقطع CC' که عمود بر بخش شرقی گسل شمال تهران با پهنای ۱۵ کیلومتر است (شکل ۵-الف)، توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها بین ۳ تا ۱۸ کیلومتر با بیشینه‌ای در عمق ۱۱ کیلومتر است. سازوکارهای به‌دست آمده از اولین قطبش موج تراکمی برای این ناحیه اغلب سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد را نشان می‌دهد که مؤلفه‌های نرمال و معکوس نیز در آنها دیده می‌شود.

مقطع AA' با پهنای ۱۵ کیلومتر، در شرق منطقه و عمود بر گسل مشا است. توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها در این مقطع، بین ۲ الی ۲۰ کیلومتر است (شکل ۴-الف). یک به‌خط‌شدگی واضح در زیر گسل مشا دیده می‌شود که شیبی نزدیک به قائم دارد. در قسمت جنوبی این مقطع، پراکندگی زیاد رویدادها امکان تشخیص یک به‌خط‌شدگی واضح را دشوار ساخته است. دومین مقطع، BB'، برای بررسی لرزه‌خیزی ناحیه جنوب و شرق تهران عمود بر بخش غربی گسل ایوانکی (پارچین) و با پهنای ۱۵ کیلومتر رسم شده است (شکل ۴-ب). توزیع عمق زمین‌لرزه‌ها و نیز سازوکارهای کانونی حل شده، وجود



(الف)



(ب)

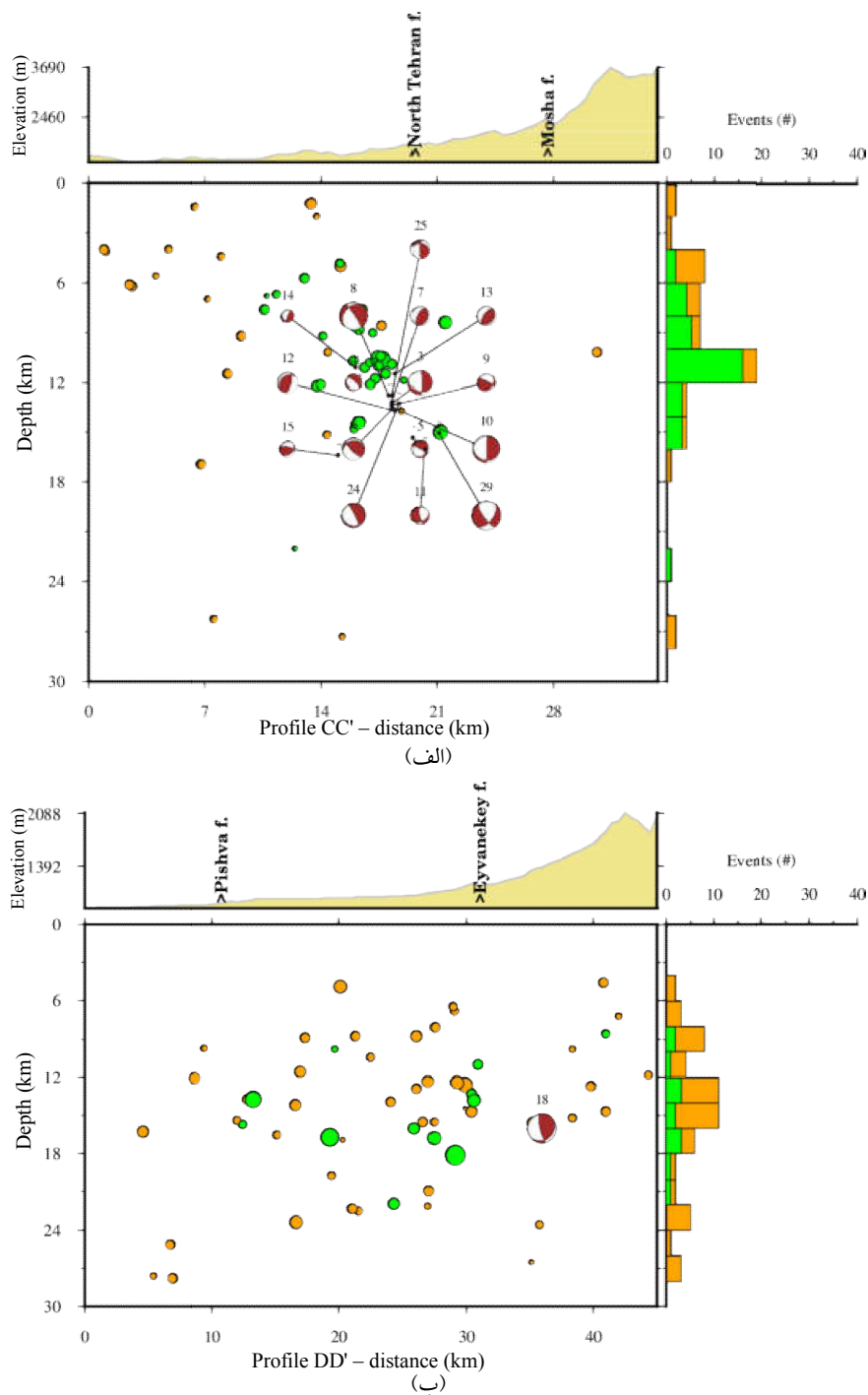
شکل ۴. (الف) مقطع عمقی AA' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر روند گسل مشا نشان می‌دهد. (ب) مقطع عمقی BB' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر بخش شمالی گسل ایوانکی (پارچین) نشان می‌دهد. رنگ‌ها مربوط به دو کلاس A و C است.

مقطع نیز نشان‌دهنده وجود سازوکارهای نرمال در عمق کمتر و سازوکارهای معکوس در عمق بیشتر است (شکل ۵-الف). در این مقطع، یک به‌خط‌شدگی نیز دیده

تقریباً نیمی از سازوکارها که مؤلفه نرمال دارند، در بخش جنوبی و مؤلفه‌های معکوس در بخش شمالی این قطعه از گسل قرار گرفته‌اند. رسم این سازوکارها در این

(پارچین)، مقطع DD' با پهنای ۱۵ کیلومتر رسم شد؛ اما به علت پراکندگی زیاد رویدادها در این مقطع، هیچ گونه به خط‌شدگی واضحی رؤیت نشد (شکل ۵-ب).

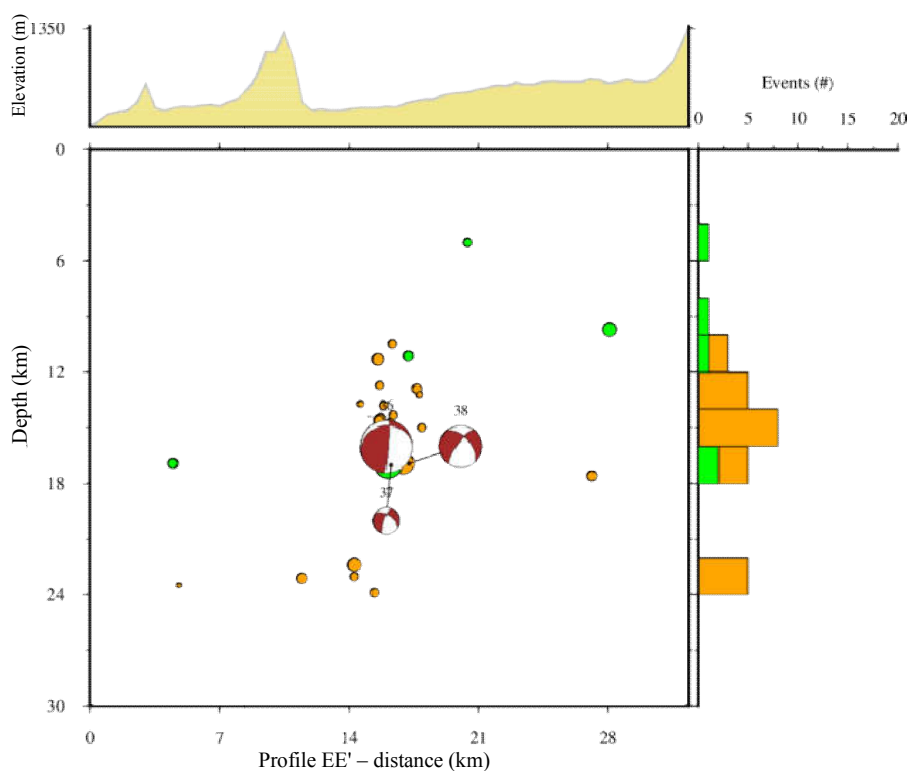
می‌شود که همخوانی خوبی با صفحات گسلی به دست آمده از سازوکارهای حل شده با شیب حدود ۸۰ درجه و رو به شمال دارد. برای بررسی گسل ایوانکی



شکل ۵. الف) مقطع عمقی CC' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر گسل شمال تهران نشان می‌دهد. ب) مقطع عمقی DD' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر روند گسل ایوانکی (پارچین) نشان می‌دهد. رنگ‌ها مربوط به دو کلاس A و C است.

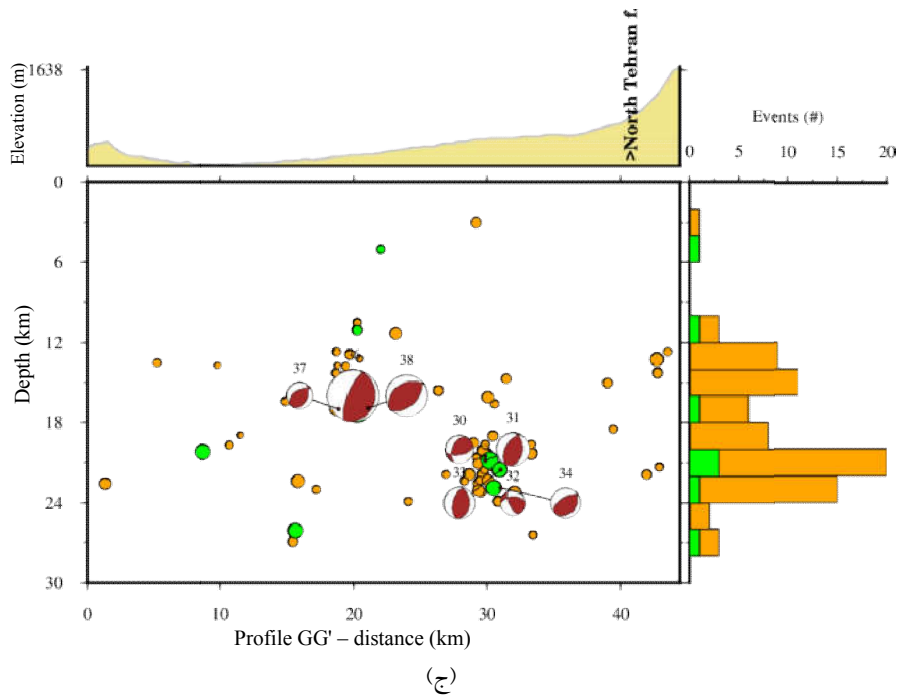
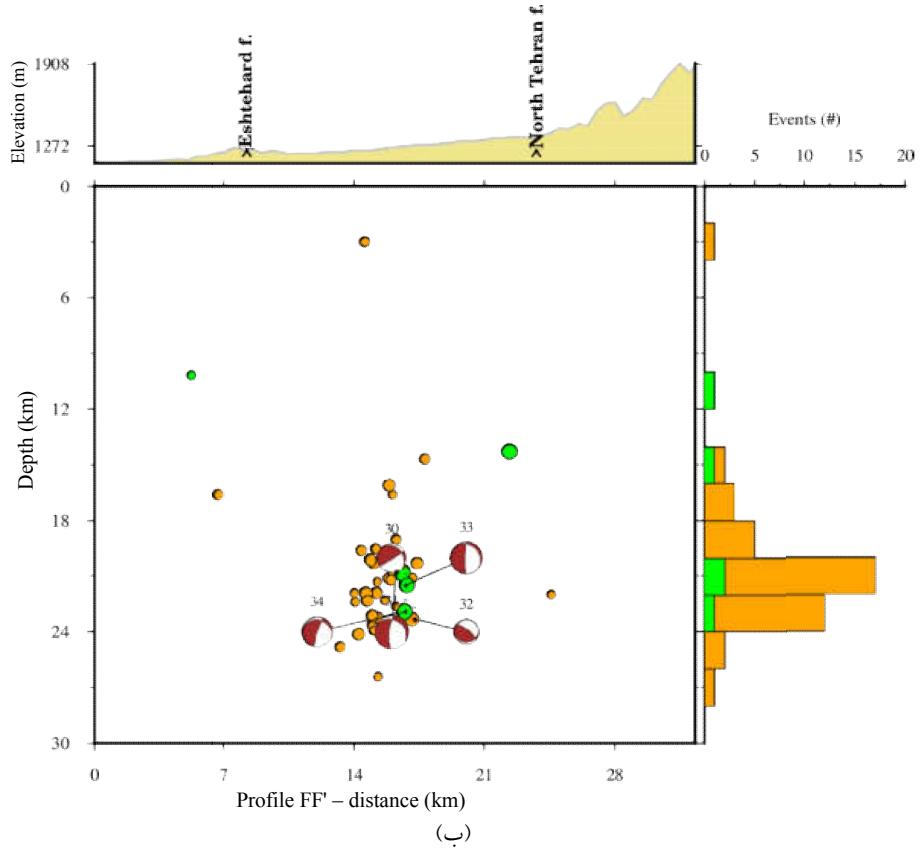
رسم شد. اولین نکته بارز در این مقطع، افزایش عمق زمین‌لرزه‌هاست که بین ۱۸ تا ۲۵ کیلومتر قرار گرفته‌اند. سازوکارهای حل شده و تجمع خوشه‌مانند زمین‌لرزه‌ها در این مقطع (شکل ۶-ب) نیز یک به‌خط‌شدگی با شیب نزدیک به قائم و رو به جنوب‌غرب نشان می‌دهد. آخرین مقطع، برای بررسی ارتباط میان زمین‌لرزه‌های قرارگرفته در دو مقطع قبل رسم شد (شکل ۶-ج). با توجه به تجمع رویدادهای رخ داده در دو منطقه جدا از هم که در اعماق متفاوتی نیز هستند، به نظر نمی‌رسد که وقوع زمین‌لرزه ملارد به بخش شمالی ارتباطی داشته باشد.

در نهایت، مقاطع عمقی 'EE'، 'FF' و 'GG' هرکدام با پهنای ۱۰ کیلومتر برای مطالعه زمین‌لرزه اخیر تهران در منطقه ملارد رسم شدند. بررسی توزیع زمین‌لرزه‌ها در کنار سازوکار کانونی حل شده برای زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها در مقطع 'EE'، وجود یک به‌خط‌شدگی با شیب نزدیک به قائم را تأیید می‌کند که تطابق خوبی نیز با سازوکارهای حل شده دارد (شکل ۶-الف). بنابراین به نظر می‌رسد که گسل مسبب زمین‌لرزه، گسل امتدادلغز راست‌گرد باشد. تجمعی از زمین‌لرزه‌ها در بخش شمالی مقطع 'EE' مشاهده می‌شود که برای بررسی آن مقطع 'FF'



(الف)

شکل ۶. (الف) مقطع عمقی 'EE' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر روند پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ملارد تهران نشان می‌دهد. (ب) مقطع عمقی 'FF' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را عمود بر روند پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ملارد تهران نشان می‌دهد. (ج) مقطع عمقی 'GG' که توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها را به موازات روند پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ملارد تهران نشان می‌دهد. رنگ‌ها مربوط به دو کلاس A و C است.



ادامه شکل ۶.

جنوبی این گسل واقع شده‌اند، سازوکار امتدادلغز چپ‌گرد با مؤلفه بارز نرمال دارند.

در ادامه، با استفاده از سازوکارهای محاسبه شده، از برنامه Win-Tensor برای حل تانسور تنش، استفاده شد (دلواکس و اسپرنر، ۲۰۰۳a). وارون‌سازی محورهای ممان تنش (P، B و T) به محاسبه چهار پارامتر تانسور تنش می‌انجامد که به بهترین شکل می‌توانند رژیم تنشی منطقه را بازگو کنند. این چهار پارامتر، جهت‌های سه محور اصلی تنش یعنی σ_1 ، σ_2 ، σ_3 و نسبت تنش R هستند و از رابطه (۱) محاسبه می‌شوند (علیزاده و حسین‌علیزاده، ۲۰۱۷):

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

سپس با توجه به مقادیر به‌دست‌آمده برای این سه محور و نسبت تنش، مطابق با آنچه در جدول ۳ آمده است، می‌توان رژیم تکتونیکی غالب منطقه را تعیین کرد. با توجه به تانسور تنش جهانی، درجه کیفیت تانسور به‌دست‌آمده از داده‌های فوق B است. این مقدار براساس معیارهایی نظیر تعداد داده‌های استفاده شده، میزان انحراف بردار لغزش محاسبه‌ای و مشاهده شده و نوع داده به‌کارگرفته شده، توسط برنامه (دلواکس و اسپرنر، ۲۰۰۳b) محاسبه می‌شود. براین اساس، ۷۳ درصد از حل‌های به‌دست‌آمده در تانسور تنش سازگار است (حل‌های شماره ۷، ۸، ۱۲، ۱۴، ۱۸، ۲۲ و ۲۸ کنار گذاشته شده‌اند). جهت تنش بیشینه (σ_1) در این منطقه N36E و نسبت تنش (R) برابر ۰/۱۲ محاسبه شده است و رژیم زمینساختی غالب، راستالغز فشاری است (شکل ۱۳). براساس زاویه لغزش در دایره مور، اکثر صفحات گسلی اصلی با روند شرقی-غربی، سازوکار چپ‌گرد را تأیید می‌کنند. این نتایج همخوانی بسیار خوبی با روندهای موجود در ناحیه

جدول ۲. دسته‌بندی زمین‌لرزه‌ها براساس معیارهای آماری (عدم قطعیت‌ها) محاسبه شده در مکان‌یابی.

معیار	کلاس A	کلاس B	کلاس C
خطای رومرکزی (کیلومتر)	۴	۱۰	۲۰
خطای عمق (کیلومتر)	۵	۱۵	۲۰
باقی‌مانده زمانی (ثانیه)	۰/۳	۰/۴۰	۰/۵۰
نبود آزیموتی (درجه)	۱۵۰	۲۰۰	۲۵۰
فاصله نزدیک‌ترین ایستگاه (کیلومتر)	۲۰	۳۰	۴۰
تعداد رویداد	۱۸۸	۵۰۴	۷۹۰

جدول ۳. رژیم تکتونیکی غالب براساس محورهای تنش اصلی و نسبت R (علیزاده و حسین‌علیزاده، ۲۰۱۷).

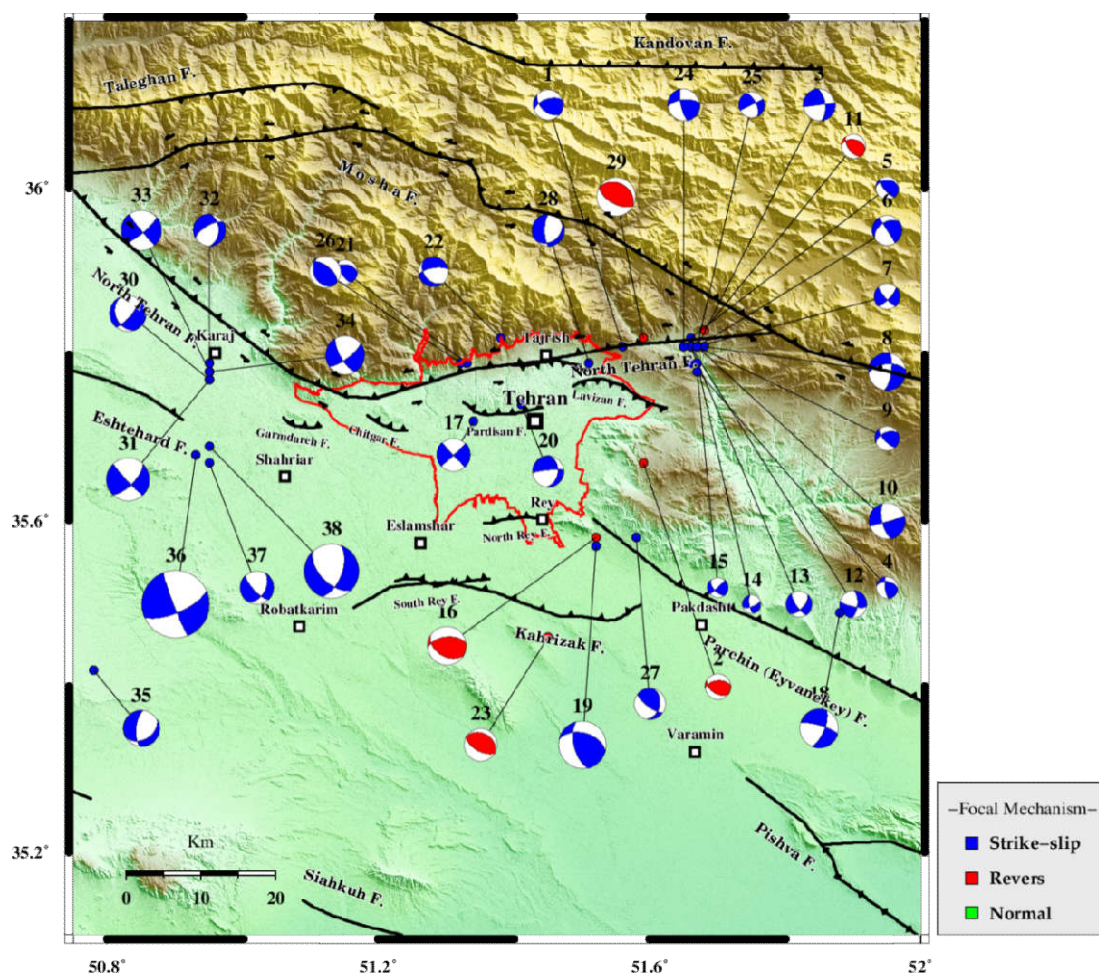
رژیم تکتونیکی	R	σ_3	σ_2	σ_1
عمود	$0.25 < R < 0.75$	-	-	عمود
عمود	$0.75 < R < 1.00$	-	-	عمود
-	$0.75 < R < 1.00$	-	عمود	-
-	$0.25 < R < 0.75$	-	عمود	-
-	$0.00 < R < 0.25$	عمود	-	-
-	$0.25 < R < 0.75$	عمود	-	-

۵ محاسبه سازوکار کانونی

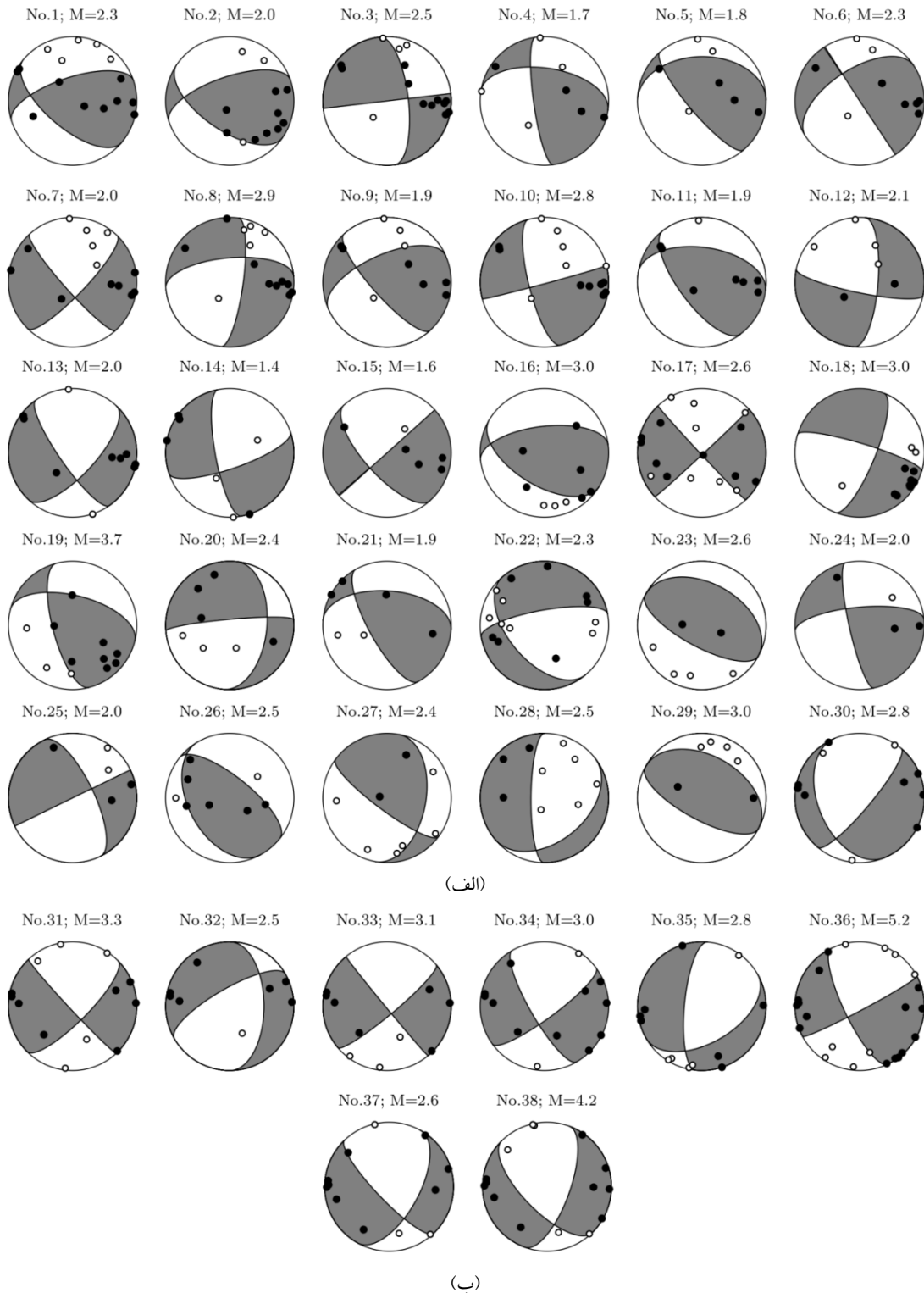
برای بررسی لرزه‌زمین‌ساخت منطقه، سازوکار کانونی تعدادی از زمین‌لرزه‌های رخ‌داده در منطقه تهران با استفاده از روش قطبش اولین موج تراکمی محاسبه شد (شکل ۱۱). ابتدا تمامی زمین‌لرزه‌های منطقه که نبود آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه داشتند و در حداقل ۸ ایستگاه لرزه‌نگاری ثبت شده بودند، از بانک داده اصلی استخراج شدند. خروجی این مرحله، تعداد ۴۳ زمین‌لرزه است که در نهایت سازوکار کانونی ۳۸ رویداد تعیین شد (شکل ۱۲ و شکل ۱۳). سازوکارهای محاسبه شده در این بخش، مرتبط با گسل‌های مشا، شمال تهران، ایوانکی (پارچین)، پردیسان و محدوده غربی تهران (ملارد) است. اکثر زمین‌لرزه‌های رخ‌داده روی بخش شرقی گسل شمال تهران، سازوکار معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌گرد دارند. همچنین بخشی از این زمین‌لرزه‌ها که در جبهه

برخوردار هستند. با نگاه به شکل ۶-ب، مشخص است که حل به دست آمده از میزان اعتبار بالایی برخوردار است. صفحات با راستای شمال شرق- جنوب غرب و نیز شمال غرب- جنوب شرق، دو صفحه به دست آمده از سازوکارهای کانونی هستند. به دلیل نداشتن زمین لرزه های کافی در این منطقه، رسم مقطع عمقی کمکی به تشخیص صفحه گسلی نخواهد کرد؛ اما با توجه به روند رومرکزها در اطراف سازوکار شماره ۱۷ و نیز روند غالب گسلی (شمال تهران) به نظر می رسد صفحه با راستای شمال شرق- جنوب غرب را بتوان به عنوان صفحه گسلی معرفی کرد.

شمال تهران دارد. رد شدن برخی از سازوکارهای کانونی نیز همیشه بیانگر بی دقتی در حل آنها نیست، بلکه در پهنه های گسلی راستالغز، حوضه های کششی و فشاری ناهمخوان با تنش منطقه ای، همواره وجود دارند. با این حال، حل سازوکارهای شماره ۱۲ و ۲۲ خطا دارد. نتایج نشان می دهند که گسل شمال تهران مؤلفه چپ گرد دارد. در قسمت جنوب تهران، صفحه گسلی سازوکارهای کانونی شماره ۱۹ و ۱۶ همخوان با زاویه لغزش، شیب رو به شمال- شرق دارد. در محدوده تهران نیز دو سازوکار شماره ۱۷ و ۲۰ در بخش مرکزی از اهمیت ویژه ای



شکل ۱۱. سازوکارهای کانونی محاسبه شده با روش قطبش اولین موج تراکمی. موقعیت گسلها برگرفته از حسامی و همکاران (۲۰۰۳) و طالبیان و همکاران (۲۰۱۶) است.

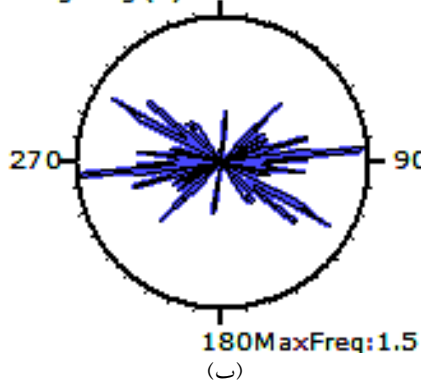


شکل ۱۲. (الف) سازوکارهای به‌دست‌آمده با روش اولین قطبش موج تراکمی. شماره هر سازوکار و بزرگای زمین‌لرزه در بالای آن درج شده است. مشخصات صفحات گسلی در جدول ۴ گردآوری شده است. (ب) سازوکارهای منتخب به‌دست‌آمده با روش اولین قطبش موج تراکمی.

جدول ۴. مشخصات سازوکارهای کانونی ۳۸ رویداد منتخب.

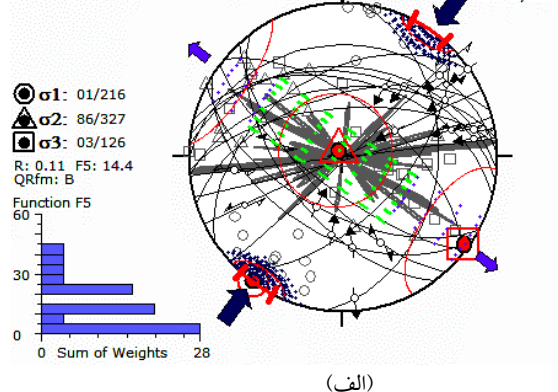
Lon (°)	Lat (°)	Dep (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Mag (Ml)
51.56	35.81	9.2	251.6	57.1	48.2	2.3
51.59	35.67	13.7	122.0	48.0	118.0	2.0
51.67	35.81	13.3	83.3	90.0	30.0	2.5
51.66	35.79	12.2	278.5	44.0	22.2	1.7
51.66	35.82	15.3	269.3	28.0	43.2	1.8
51.67	35.81	13.6	236.5	45.0	0.0	2.3
51.67	35.81	13.2	138.0	78.0	-162.0	2.0
51.68	35.81	12.8	264.7	56.2	-22.8	2.9
51.67	35.81	13.4	138.0	69.0	138.0	1.9
51.67	35.81	13.5	75.0	88.0	-22.0	2.8
51.68	35.83	16	143.0	58.0	118.0	1.9
51.66	35.81	13.7	4.6	64.3	-16.1	2.1
51.66	35.81	11.5	43.0	58.0	-22.0	2.0
51.67	35.79	11.1	71.0	68.0	-22.0	1.4
51.67	35.78	16.4	138.0	58.0	-180.0	1.6
51.52	35.58	13.2	263.1	52.8	64.6	3.0
51.34	35.72	18.4	47.0	87.8	-2.0	2.6
51.88	35.49	16.9	286.7	76.6	-22.5	3.0
51.52	35.57	19.3	284.1	47.9	39.3	3.7
51.41	35.74	15.2	6.0	38.0	-166.0	2.4
51.33	35.79	8.3	274.1	41.4	40.9	1.9
51.38	35.82	6.7	139.9	38.3	-36.2	2.3
51.45	35.46	15.1	118.5	60.0	90.0	2.6
51.65	35.81	13.3	264.5	64.3	16.1	2.5
51.67	35.81	12.8	64.2	90.0	30.0	2.0
51.32	35.79	14.2	308.6	60.5	78.5	2.5
51.58	35.58	6.9	126.6	72.8	58.4	2.4
51.51	35.79	10.9	50.7	28.0	-43.2	2.5
51.59	35.82	15	118.5	60.0	90.0	3.0
50.95	35.77	20.5	40.0	74.0	-62.0	2.8
50.95	35.77	20.8	45.0	68.0	-5.0	3.3
50.95	35.79	23.3	0.0	42.0	-142.0	2.5
50.95	35.78	21.5	50.0	78.0	-2.0	3.1
50.95	35.78	22.9	150.0	70.0	-162.0	3.0
50.78	35.42	15.2	60.0	38.0	-42.0	2.8
50.93	35.68	15	67.0	69.0	-5.0	5.2
50.95	35.67	17	29.0	48.0	-25.0	2.6
50.95	35.69	16.9	20.0	58.0	-42.0	4.2

Strike direction of 21 planes
Weighting (2)



(ب)

R. Optim. F5
Schmidt Lower Weight Mode 2
n/nt: 21/58
Virt. Symm.



(الف)

شکل ۱۳. (الف) تانسور تنش حل شده با استفاده از برگردان داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها. نمودار سمت چپ پایین توزیع گاوسی دارد و بیانگر زاویه ناهمخوانی بین جهت بیشینه لغزش حل شده و واقعی است، (ب) نمودار گل‌سرخ‌ی روندهای انتخاب شده براساس زاویه لغزش. به‌عنوان صفحه گسلی، اکثر صفحات روند شرقی- غربی نشان می‌دهند.

۶ نتیجه‌گیری

در این مطالعه، داده‌های شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری، شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه و شبکه سازمان پیشگیری مدیریت بحران شهر تهران که در بازه زمانی نزدیک به چهارده سال ثبت شده بودند، پس از ادغام و حذف انفجارات و داده‌های پرت، به صورت یک بانک داده همگن بررسی شدند. همچنین ساختار سرعتی منطقه، با استفاده از یک رویکرد نو و با بهره‌مندی از الگوریتم بهینه‌سازی ازدحام ذرات محاسبه شد. علاوه بر به کارگیری روش نوین، با استفاده از روش گزینش سلولی در سه بعد، داده‌های مورد استفاده برای محاسبه مدل سرعتی، به بهترین شکل ممکن انتخاب شدند تا مدل به دست آمده، ساختاری نزدیک به واقعیت از منطقه نشان دهد. شباهت قابل قبول با مدل‌های سرعتی محاسبه شده در مطالعات قبلی، کاهش خطای رومرکزی و باقی‌مانده زمانی در کنار به خط‌شدگی‌های مشخص از رومرکزها، نشان از توانمندی ساختار سرعتی محاسبه شده با به کارگیری الگوریتم غیرخطی احتمالاتی است. بررسی وضعیت لرزه‌خیزی تهران و مناطق اطراف آن به خوبی نشان‌دهنده پراکندگی فعالیت لرزه‌ای گستره مورد مطالعه است. با توجه به نقشه پراکندگی به دست آمده از زمین‌لرزه‌ها (شکل ۳)، فعالیت بیشتر بخش شرقی نسبت به بخش غربی کاملاً نمایان است. گسل‌هایی همچون پیشوا، ایوانکی (پارچین)، مشا و شمال تهران طی ده ساله گذشته فعالیت زیادی داشته‌اند. با وجود این، فعالیت گسل‌هایی مانند طالقان، کندوان و بخش غربی گسل مشا بسیار محدودتر است. بیشترین فعالیت منطقه را می‌توان به بخش شرقی گسل شمال تهران، گسل مشا، پیشوا و ایوانکی (پارچین) نسبت داد. گسل کهریزک در جنوب تهران با نداشتن فعالیت لرزه‌ای چشمگیر طی دهه گذشته، این فرضیه را تقویت می‌کند که خطواره خط ساحلی است نه گسل فعال (نظری و همکاران، ۲۰۱۰). به طور کلی در شهر تهران می‌توان

بیشترین فعالیت لرزه‌ای را به منطقه شرق و کمترین فعالیت را به مناطق غربی و جنوب غربی اختصاص داد. متأسفانه به دلیل کافی نبودن تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در اطراف تهران، بخش بسیار زیادی از رویدادهای رخ داده در شرق، خارج از دسته‌بندی مربوط به رویدادهای با قطعیت زیاد قرار گرفته‌اند. حل ۳۸ سازوکار کانونی به دست آمده در این منطقه که اغلب مربوط به گسل‌های شمال تهران، ایوانکی (پارچین)، کهریزک و منطقه غرب تهران (ملارد) هستند، به خوبی گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهد. با بررسی میدان تنش محاسبه شده از سازوکارهای کانونی منتخب، رژیم زمین‌ساختی راست‌الغز فشاری با جهت پیشینه تنش N36E به دست آمد. این نتایج، همخوانی بسیار خوبی با روندهای موجود در ناحیه شمال تهران نشان می‌دهد. دو سازوکار مهم ۱۷ و ۲۰ (شکل ۱۱) با سازوکارهای امتداد‌الغز و فشارشی با مؤلفه امتداد‌الغز در منطقه شهر تهران دیده می‌شود که روی گسل پردیسان (برج میلاد) قرار گرفته‌اند. وجود این دو زمین‌لرزه، فرضیه فعال بودن این گسل را بیش از پیش تقویت می‌کند (طالبیان و همکاران، ۲۰۱۶). بررسی سازوکارهای شماره ۲، ۱۶، ۱۹ و ۲۷ که در بخش جنوب شرقی تهران و نزدیک به گسل ری رخ داده‌اند، همخوانی بسیار خوبی با نتایج مطالعه یمینی فرد و همکاران (۱۳۹۱) دارد و شیب رو به شمال شرق این بخش از گسل پارچین را به خوبی محرز می‌کند. بنابراین با احتمال زیادی می‌توان این گسل را مسبب زمین‌لرزه ۲۵ مهرماه سال ۱۳۸۸ شهری، با بزرگای گشتاوری ۴/۳ دانست. همچنین بررسی لرزه‌خیزی سالانه در بخش غرب تهران (ملارد) نیز بیانگر این مطلب است که طی یک دهه گذشته این منطقه فعالیت بارزی نداشته و به یک‌باره از سه ماه قبل از زمین‌لرزه اصلی فعال شده است. وقوع زمین‌لرزه ۵/۲ ملارد، بیش از گذشته بر اهمیت مطالعه لرزه‌خیزی این منطقه دلالت دارد. اطلاع از وضعیت لرزه‌خیزی کنونی در این منطقه کمک شایان

- D., and Priestley, K., 2010, Crustal velocity structure in the southern edge of the Central Alborz (Iran): *Journal of Geodynamics*, **49**(2), 68-78.
- Alizadeh, A., and Hoseynalizadeh, Z., 2017, Analysis of the stress regime and tectonic evolution of the Azerbaijan Plateau, Northwestern Iran: *Geotectonics*, **51**(3), 308-318.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 2005, *A history of Persian earthquakes*: Cambridge University Press.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: *Tectonophysics*, **395**(3-4), 193-208.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(1), 120-139.
- Delvaux, D., and Sperner, B., 2003a, Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program: Nieuwland (Doctoral dissertation, D.(ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*, Geological Society, London, Special Publications, **212**, 75-100.
- Delvaux, D., and Sperner, B., 2003b, New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program: Geological Society, London, Special Publications, **212**(1), 75-100.
- Eberhart, R., and Kennedy, J., 1995, A new optimizer using particle swarm theory: *Micro Machine and Human Science, MHS'95., Proceedings of the Sixth International Symposium*, 39-43, IEEE.
- Fischler, M. A., and Bolles, R. C., 1981, Random sample consensus: a paradigm for model fitting with applications to image analysis and automated cartography: *Communications of the ACM*, **24**(6), 381-395.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation: *Geosphere*, **2**(1), 35-52.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, *Active Fault Map of Iran*: Proof print, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Kissling, E., Ellsworth, W. L., and Cockerham, R. S., 1984, Three-dimensional structure of the توجهی به افزایش میزان کیفیت مدیریت منطقه در صورت وقوع بحران و کمک‌رسانی به مناطق آسیب دیده خواهد کرد. لذا پیشنهاد می‌شود با افزایش ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و ثبت بیشتر اطلاعات لرزه‌ای حاصل، مطالعات جدی‌تری در این منطقه بسیار پراهمیت، صورت گیرد.
- ### تشکر و قدردانی
- در پایان از مرکز لرزه‌نگاری کشوری، پژوهشگاه بین‌المللی لرزه‌شناسی و مهندسی زلزله و سازمان پیشگیری و مدیریت بحران شهرداری تهران برای در اختیار قرار دادن داده‌های زمان‌رسید کمال تشکر و قدردانی را داریم. از آقای محسن ازقندی دانشجوی دکتری زلزله‌شناسی بخاطر همکاری در محاسبه شکل ۱۳ قدردانی می‌شود.
- ### منابع
- سلطانی مقدم، س.، شمالی، ظ.ح.، حاتمی، م.، ۱۳۹۴، تعیین مکان مجدد زمین‌لرزه‌های ورزقان- آهر ۶/۵ M_w و M_w ۶/۳ و پس‌لرزه‌های آن با استفاده از الگوریتم غیرخطی احتمالاتی: *مجله ژئوفیزیک ایران*، **۹**(۳)، ۱۴۳-۱۵۹.
- یمینی فرد، ف.، مرادی، ع.، ۱۳۹۰، بررسی ساختار سرعتی پوسته تهران با استفاده از داده‌های دور و انفجار معدن ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری شهر تهران: *مجله فیزیک زمین و فضا*، **۳۷**(۳)، ۵۹-۶۹.
- یمینی فرد، ف.، مرادی، ع.، و نقوی، م.، ۱۳۹۱، پارامترهای چشمه زمین‌لرزه ۲۵ مهرماه ۱۳۸۸ ری-تهران، با بزرگای گشتاوری ۴/۳: *مجله ژئوفیزیک ایران*، **۶**(۳)، ۴۶-۵۸.
- Abbassi, M. R., and Farbod, Y., 2009, Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences*, **34**(4), 522-531.
- Abbassi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbassi, M. R., Hatzfeld,

- Astaneh faults East Alborz, Iran: *Tectonophysics*, **506**, 11-21.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., and Michelot, J. L., 2003, Determining the long-term slip rate along the Mosha Fault, Central Alborz, Iran. Implications in terms of seismic activity: Proceeding of the 4th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran, **1214**.
- Talebian, M., Copley, A. C., Fattahi, M., Ghorashi, M., Jackson, J. A., Nazari, H., and Walker, R. T., 2016, Active faulting within a megacity: the geometry and slip rate of the Pardisan thrust in central Tehran, Iran: *Geophysical supplements to the monthly notices of the Royal Astronomical Society*, **207**(3), 1688-1699.
- Tarantola, A., and Valette, B., 1982, Inverse problems = Quest for information: *Journal of Geophysics*, **50**(3), 150-170.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Abbassi, A., and Yamini Fard, F., 2012, Microseismicity and seismotectonics around the Mosha fault (Central Alborz, Iran): *Tectonophysics*, **544**, 50-59.
- Wiemer, S., 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP: *Seismological Research Letters*, **72**(3), 373-382.
- Long Valley Caldera, California, region by geotomography: U.S. Geological Survey, Open File Rep, **84**(939), 188-220.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge-Thierry, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: *Advances in seismic event location*, Springer, Dordrecht, 101-134.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran): *Tectonophysics*, **506**(1-4), 22-30.
- Mottaghi, A. A., Rezapour, M., and Yamini Fard, F., 2010, Double-difference relocation of earthquake hypocenters along the southern flank of the Central Alborz, Iran: *Bulletin of the seismological society of America*, **100**(5A), 2014-2023.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Shahidi, A., Habibi, H., Ghorashi, M., & Bavandpur, A. K., 2010, Distinguishing between fault scarps and shorelines: the question of the nature of the Kahrizak, North Rey and South Rey features in the Tehran plain (Iran). *Terra Nova*, **22**(3), 227-237.
- Nemati, M., Hatzfeld, D., Gheitanchi, M.R., Sadidkhouy, A., Mirzaei, N., 2011, Microseismicity of the Firuzkuh and

Velocity model calculation and seismicity study of last decade on Tehran and high Alborz elevations

Saeed Soltani Moghadam¹, Kamran Sepanlo^{2*}, and Meysam Kheiri Moloumeh³

¹Ph. D. student, Earthquake Seismology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

²Associated Professor, Nuclear Science and Technology Research, Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Iran

³Ph. D. student, Earthquake Seismology, Institute for Advanced Studies in Basic Science, Zanjan, Iran

(Received: 10 June 2018, Accepted: 18 August 2018)

Summary

An earthquake of local magnitude 5.2 which occurred in Malard recently, was accompanied by four earthquakes with local magnitudes larger than 4.0. These events can be considered as a manifestation of the state of Tehran, a mega-city with more than 13 million inhabitants, in last decade. For this reason, we tried to do a comprehensive seismic study on Tehran and surrounded area using all available data. In order to do this, we used three independent datasets belonged to Iranian Seismological Center (IRSC), International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES) and Tehran Disaster and Mitigation Organization (TDMMO). We merged these three datasets to get a uniform one, using 3D cells gridding technique and then explosions or outliers were removed. The final dataset included 2000 events. Using 310 selected events based on horizontal and depth errors, azimuthal gap, RMS and minimum number of recording stations, we calculated 1D velocity model by utilizing Particle Swarm Optimization (PSO) method. The calculated model consists of three layers. The thickness and P velocity of layers are 4.0 km and 5.4 km/s, 6.0 km and 5.8 km/s and 5.0 km and 6.05 km/s for the first, second and third layer, respectively. The final layer is a half-space with a P velocity of 6.5 km/s. The computed V_p/V_s is 1.71. Then all events were relocated using our new velocity model utilizing fully non-linear probabilistic method to get as much as possible accurate locations. The results show that 40% of all relocated events have uncertainties less than 2.5 km and 5.0 km in horizontal and vertical direction, respectively. The final calculated mean RMS is ~ 0.24 s. In order to define the geometry of the active faults, three different subsets of events were selected based on their location uncertainties, azimuthal gap, RMS and minimum number of recording stations. This helped us to use well-located events for better defining of the fault traces on map view and in depth cross-sections. We plotted four cross-sections perpendicular to the strike of the main faults in the region. The focal mechanism solutions for 38 selected events were also computed based on P-wave first polarity method. The final results show that the eastern part of the study region is more active than the western part, at least in the last decade, and surprisingly, the Malard earthquake occurred in a region without any major activity from three months before the main shock. Stress field study also reveals that the maximum stress axis is N36E and the main seismotectonic regime is left lateral structures. These results are very consistent with the main trends of the North Tehran fault.

Keywords: probabilistic non-linear location, one-dimensional velocity model, focal mechanism, stress field, Tehran region, active faults