

## بررسی لرزه‌خیزی، ریخت‌شناسی و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های تهران

علیرضا اشعری<sup>۱</sup>، عزت‌اله قنوتی<sup>۲\*</sup>، علی‌احمدآبادی<sup>۳</sup> و حمید خسروی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استادیار دانشکده علوم جغرافیایی، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

<sup>۴</sup> کارشناس ارشد ژئوفیزیک زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۰۸، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۱۸)

### چکیده

فلات ایران در کمربند لرزه‌خیز آلپ-همیالیا قرار گرفته است. توسعه پایدار در مناطق لرزه‌خیز دنیا منوط به داشتن بانک جامع همه رویدادهای لرزه‌ای مخرب تاریخی، رویدادهای لرزه‌ای سده‌های اخیر و تحلیل دقیق آنها برای طراحی قابل اعتماد ساختمان‌ها و سازه‌های مهم است. بررسی اسناد و مدارک وقوع زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی یک‌صد سال اخیر نشان می‌دهد منطقه البرز از فعالیت لرزه‌خیزی زیادی برخوردار بوده است. توسعه کلان‌شهر تهران و شهرک‌های اطراف آن با توجه به قرارگیری در البرز مرکزی و برخورداری از تمرکز جمعیتی بسیار زیاد و قرارگیری مراکز تصمیم‌گیری اصلی حکمرانی، ضرورت مطالعه ریخت‌شناختی و تأثیرگذاری آن بر لرزه‌خیزی و فعالیت گسل‌های منطقه را اجتناب‌ناپذیر ساخته است.

در این پژوهش با هدف محاسبه دقیق موقعیت زمین‌لرزه‌ها و گسل‌های مسبب آنها، از شکل موج زمین‌لرزه‌های ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موجود استفاده شده است. محاسبات نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌های مهم، در اثر فعالیت گسل‌های گستره تهران رخ داده‌اند و سازوکار کانونی محاسبه‌شده با هندسه گسل‌ها همخوانی دارد. تجمع کانون رویدادهای لرزه‌ای البرز مرکزی در مناطق شمالی و شمال شرقی آن نسبت به مناطق جنوبی و شمال غربی آن بیشتر است. علاوه بر این، تراکم شواهد ریخت‌شناختی، عوارض و زمین‌چهره‌های مشاهده‌شده در مناطق شمالی و شمال شرقی نیز از مناطق جنوبی و شمال غربی بیشتر است. این موضوع بیانگر وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی بیشتر در مناطق شمالی و شمال شرقی و تأثیر آن بر ریخت‌شناسی آن محدوده است. در بین سازوکارهای به‌دست‌آمده، سازوکارهای فشاری و امتدادلغز، روند غالب را در منطقه دارند و مؤلفه‌های کوچکی از کشش نیز در بین سازوکارها مشاهده شده که نشان‌دهنده وجود سازوکارهای کششی در منطقه است. با توجه به پیچیدگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی روندهای بنیادین در منطقه البرز، نتایج این مطالعه، اهمیت زیاد پوشش ایستگاهی مناسب منطقه و ضرورت پایش زمین‌لرزه‌ها را تأیید می‌کند؛ از این رو نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری متراکم حتی به‌صورت موقت و البته با زمان استقرار طولانی‌تر در اطراف این گسل‌ها برای برداشت داده‌های لرزه‌ای بیشتر و ثبت خردلرزه‌ها ضروری به‌نظر می‌رسد.

**واژه‌های کلیدی:** لرزه‌خیزی تهران، ریخت‌شناسی، سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

## ۱ مقدمه

استان تهران در مرز مشترک دو ناحیه البرز و ایران مرکزی قرار دارد. مهم‌ترین تفاوت‌های این دو ناحیه، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌ساختی، زمین‌ریخت‌شناختی (geomorphology)، توپوگرافی، لرزه‌خیزی و شرایط گوناگون آب‌وهوایی است. از دیدگاه زمین‌شناسی، منطقه تهران در لبه جنوبی البرز مرکزی و روی رسوبات عهد حاضر کواترنر گسترش یافته است. نخستین پژوهش‌ها برای درک و شناخت دقیق سنگ بستر گستره تهران را چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) و چالنگو (۱۹۷۵) انجام دادند. ایشان سنگ بستر زیر نهشته‌های آبرفتی تهران را از نوع سازند کرج قلمداد کردند که رخنمون آن در دره لثیان در شرق تهران و مرز شمالی کوهپایه مشاهده می‌شود. پوشش سنگ بستر تهران در پهنه کوهپایه‌ای نیز نهشته‌های آبرفتی کواترنری است و شهر تهران روی این نهشته‌ها بنا شده است. جامع‌ترین مطالعه در دو دهه اخیر، پژوهش‌های جعفری و همکاران (۲۰۰۳ و ۲۰۰۴) است که بر اساس روش‌های ژئوتکتیک لرزه‌ای و زمین‌شناختی، به نتایج شایان توجهی از وضعیت آبرفت‌های تهران بزرگ دست یافتند. آن بررسی نشان داد رسوبات درشت‌دانه شامل شن و ماسه، تا عمق زیادی بخش عمده نواحی شمالی و مرکزی تهران (بالا تر از خیابان جمهوری) را پوشانده است. همچنین بخش عمده‌ای از نواحی مرکزی و جنوب غربی تهران را نهشته‌های ریزدانه (سیلت و رس) پوشانده است. نهشته‌های ریزدانه در بخش وسیعی از نواحی جنوب تهران وجود دارند. کاهش تدریجی و کم‌ویش منظم اندازه ذرات تشکیل‌دهنده رسوبات از شمال و شمال غرب به سمت جنوب و جنوب غرب، که از بارزترین ویژگی‌های آبرفت تهران است، بیانگر آن است که این نهشته‌ها از زمان پلیوسن پسین تاکنون از فرایش و فرسایش دامنه‌های جنوبی رشته‌کوه البرز سرچشمه گرفته‌اند و همراه با رودخانه‌ها و سیلاب‌های فصلی جاری شده از

ارتفاعات، در محدوده کوهپایه البرز تا حاشیه شمالی کویر جنوبی تهران و فرونشست قم نهشته شده‌اند. از دیدگاه رین (۱۹۵۵)، ویژگی‌های چینه‌شناسی، سنگ‌شناسی، ریخت‌شناسی و سن نهشته‌های آبرفتی تهران، از عوامل مهم در تقسیم‌بندی رسوبات گستره تهران بزرگ به لحاظ سن هستند. رین رسوبات تهران را به بخش‌های جداگانه A، B، C و D تقسیم کرد. در بررسی‌های جدیدتر، این نهشته‌های آبرفتی بر پایه مقاطع نمونه شناسایی شده به ترتیب سازندهای هزاردره، کهریزک، آبرفت تهران و آبرفت نو (آبرفت هولوسن) نامیده شدند (رین، ۱۹۶۶). پس از آن پژوهشگران بسیاری گستره تهران و پیرامون را از دیدگاه‌های متفاوت بررسی کردند که همگی کم‌ویش از تقسیم‌بندی چهارگانه رین (۱۹۵۵ و ۱۹۶۶) پیروی کرده‌اند. این واحدهای آبرفتی چهارگانه از رسوبات درشت‌دانه شنی و ماسه‌ای تشکیل شده‌اند و سازند A متراکم‌ترین و سازند D کم‌تراکم‌ترین آنها محسوب می‌شوند. البته نتایج جعفری و همکاران (۲۰۰۳) نشان می‌دهد برخلاف سن زمین‌شناسی، تراکم سازند B در مقایسه با سازندهای A و C کمتر است. وجود گسل‌های فعال و مهم در گستره استان تهران و شواهد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی اخیر، اهمیت بررسی لرزه‌خیزی و سازوکار این گسل‌ها را برای تفسیر ریخت‌شناختی و ریخت‌زمین‌ساخت (morphotectonics) منطقه نشان می‌دهد.

در این مقاله سعی شده است با تلفیق شکل‌موج زمین‌لرزه‌های دستگاهی اخیر ثبت‌شده در شبکه‌های لرزه‌نگاری داخل کشور و محاسبه پارامترهای هر زمین‌لرزه با روش‌های نوین، موقعیت مکانی و زمانی و سازوکار کانونی آنها با دقت پذیرفتنی محاسبه شود. بدیهی است از این محاسبات در تفسیر ریخت‌شناختی و ریخت‌زمین‌ساخت گستره تهران بزرگ استفاده می‌شود. کیفیت داده‌ها، محاسبات انجام‌شده و نتایج این پژوهش

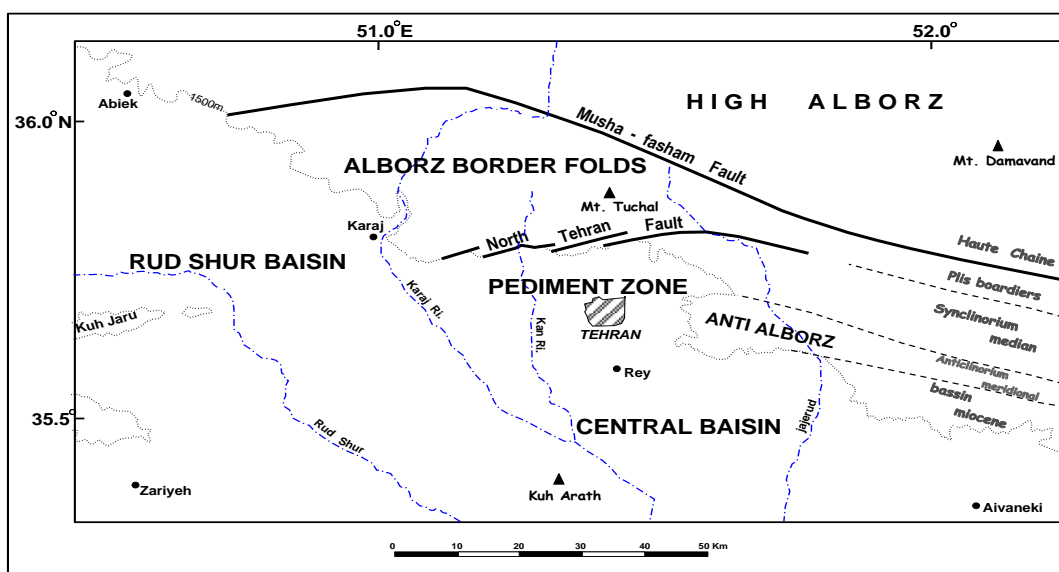
کوهستانی البرز قسمتی از یک نوار کوهستانی و دربرگیرنده نوار شمالی شهر تهران تا کرج است که با گسله جنب و لرزه‌زای مشا از بخش البرز مرتفع جدا شده است و به شکل کمان خمیده به سمت جنوب، نواحی شمالی استان را می‌پوشاند. چهره ریخت‌شناختی آن کوهستانی است که به آرامی چین خورده است و اغلب، ارتفاعات پیرامون قله توچال و دامنه‌های جنوبی آن را دربرمی‌گیرد. قله توچال با ارتفاع ۳۹۳۳ متر، بلندترین قله این ناحیه است که خط‌الرأس اصلی آن با راستای تقریبی شرقی-غربی و مشرف بر دامنه‌های جنوبی و دشت تهران، حوضه‌های آبریز کوچکی را در دامنه خود تشکیل داده است (چالنگو، ۱۹۷۵). رودخانه‌های جاری در این حوضه‌ها با جریان تقریباً دائمی، شریان‌های حیاتی شهر تهران را تشکیل می‌دهند و به ترتیب از غرب به شرق شامل حوضه‌های کن، فرحزاد، درکه، دربند و تعدادی زیرحوضه کوچک‌تر هستند. بخش البرزی استان تهران متشکل از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن سازند کرج با رخنمون‌های اصلی واحدهای آبرفتی (با سن کواترنری) به صورت تپه‌ها و چین‌خوردگی‌هایی در دامنه جنوبی

در مقایسه با سایر مطالعات، زمینه تفسیر مطمئن‌تری را برای زمین‌ریخت‌شناسی منطقه فراهم می‌کند.

## ۲ زمین‌ریخت‌شناسی منطقه

استان تهران بین کوهپایه جنوبی البرز مرکزی و شمالی‌ترین بخش فرونشست ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). با توجه به ویژگی‌های متنوع هریک از دو واحد زمین‌ساختی لبه جنوبی البرز مرکزی و شمال ایران مرکزی، تنوع شکل‌های زمین‌ریختی در ناحیه تهران مشهود است. چگونگی تشکیل و روند تکاملی ساختارهای این ناحیه نشان می‌دهد عوامل زمین‌شناسی، به‌خصوص فعالیت‌های زمین‌ساختی، تناوب رسوب‌گذاری و فرسایش شدید و عوامل آب‌وهوایی نظیر بارش، درجه حرارت و جریان‌های سطحی، نقش اساسی در تکوین زمین‌ریخت‌شناسی گستره تهران داشته است (صفاری، ۱۳۸۷).

در نگاهی کلی، گستره تهران مشتمل بر سه بخش ارتفاعات، کوهپایه و دشت است که بلندی‌های البرز، تپه‌ماهورهای شمالی دشت و دشت تهران (با شیب سراسری شمال به جنوب) را تشکیل می‌دهند. بخش



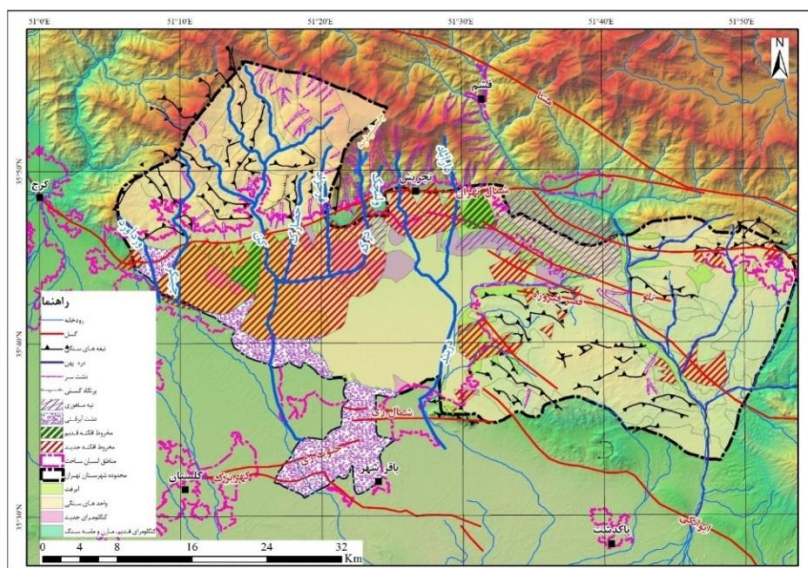
شکل ۱. واحدهای فیزیوگرافی جداشده در گستره تهران و پیرامون (چالنگو، ۱۹۷۴). تقسیم‌بندی دلنیاخ (۱۹۶۴) در سمت راست تصویر دیده می‌شود.

رشته کوه البرز دیده می‌شود. این بخش از جنوب به گسله شمال تهران محدود شده است و در امتداد این گسلش روی ناحیه کوهپایه‌ای قرار گرفته است. این گسله مرز سنگ و آبرفت تعیین شده است و تقریباً با مرز خط تغییر شیب کوهپایه و دشت تهران همخوانی دارد (عباسی، ۱۳۹۸). بخش گستره کوهپایه‌ای تهران از زیرنا و تمامی شهر تهران روی مخروط‌افکنه‌های دربرگیرنده رسوبات آبرفتی حوضه‌های رودخانه‌ای موجود در دامنه‌های جنوبی البرز استقرار یافته است. سازند هزاردره، تپه‌های کنگلومرایی نیمه شمالی تهران (شامل تپه‌های لویزان، نمایشگاه بین‌المللی، محدوده برج میلاد، پارک طالقانی، پارک پردیسان، پارک پرواز، پارک چیتگر و نظایر آن)، مخروط‌های جدید (حاصل از رسوبات انتقال یافته از حوضه‌های آبخیز بالادست و مواد حاصل از تخریب مخروط‌های قدیمی و سازند هزاردره در پایین دست) و آبرفت‌های جدید مرحله چهارم (جدیدترین رسوبات مخروط‌افکنه‌ای تشکیل شده در منتهی‌الیه مخروط‌افکنه‌های جوان در محدوده جنوبی تهران) در این بخش جای دارند (عباسی و همکاران، ۱۳۸۱). این مخروط‌افکنه‌ها در دوران چهارم زمین‌شناسی تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی متحول شده‌اند و در نهایت، ریخت‌شناسی کنونی منطقه تهران شکل گرفته است. مرز ریزش‌های سنگی با آبرفت‌ها گسلیده شده است و شواهد سینماتیک آنها با تنش عهد حاضر همخوان است (عباسی، ۱۴۰۰). این پدیده بیانگر واقعیتهای انکارناپذیر است: دگرشکلی در شمال تهران در راستای یک گسله مشخص متمرکز نیست و بیشتر به شکل نامتمرکز در پهنه وسیعی در شمال تهران کارسازی می‌کند؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت راندگی شمال تهران یک ساختار اصلی نیست و در نتیجه، نمی‌تواند تنها مسبب بالا راندن ارتفاعات سنگی در فرادیواره راندگی شمال تهران باشد (عباسی، ۱۴۰۰). گستره کوهپایه‌ای تهران شکل فیزیوگرافی غیریکنواختی

دارد و از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی، تأثیرات زمین‌ساختی و عملکرد گسل‌های گوناگون، پنج نوع بلندی و فرونشست اصلی در آن بر اساس توپوگرافی می‌توان تشخیص داد (بربریان و همکاران، ۱۹۸۳). نخستین و شمالی‌ترین این واحدها، بلندی‌های سعادت‌آباد-شمیران-دزاشیب است که از سعادت‌آباد در شمال غربی تهران آغاز و پس از گذر از شمیران و دزاشیب به بلندی‌های هزاردره در شمال شرق تهران ختم می‌شود. شکل زمین‌ریختی هزاردره، قدیمی‌ترین سازندهای آبرفتی منطقه تهران را تشکیل داده است که هم‌زمان با آخرین فعالیت‌های زمین‌ساختی البرز در پلیوسن بالا آمده‌اند. راندگی شمال تهران، این بلندی‌ها را از بخش چین‌های کناری البرز جدا کرده و در قسمت جنوبی، راندگی نیاوران آنها را روی دومین واحد گستره یعنی فرونشست اوین-تجریش-نیاوران رانده است. این فرونشست فشاری در اثر عملکرد گسله‌های فشاری نیاوران در شمال و محمودیه در جنوب با راستای تقریبی شرقی-غربی به پایین افتاده است و در قسمت جنوبی، بلندی‌های امانیه و شیان-کوثر روی آن رانده شده‌اند (عباسی، ۱۳۹۸). بلندی‌های امانیه و شیان-کوثر سومین واحد فیزیوگرافیکی گستره کوهپایه تهران هستند که از غرب به شرق شامل تپه‌های محمودیه، الهیه، قیطره، فرمانیه، و شیان-کوثر هستند. حرکت در امتداد گسله محمودیه سبب بالا آمدن (uplift) بلندی‌های امانیه شده است. به نظر می‌رسد به سمت جنوب، کم‌کم از ارتفاع بلندی‌های امانیه کاسته و به فرونشست داودیه متصل می‌شود. این واحد از سمت شرق به مجیدیه و تهران‌پارس و از سمت جنوب با راندگی داودیه به بلندی‌های طرشت-عباس‌آباد وصل می‌شود که آخرین و جنوبی‌ترین واحد فیزیوگرافیکی ناحیه کوهپایه تهران است. بلندی‌های طرشت-عباس‌آباد، به سمت جنوب و با کم شدن تدریجی بلندی، به گستره فرونشست شمالی ایران مرکزی

دشت گونه است و رخنمون های تپه ماهوری به آن سیمای نه چندان برجسته می دهد که از آن جمله می توان به بلندی های جنوب شرق تهران (سه پایه)، تپه ماهورهای جنوب کهریزک، بلندی های جنوبی (کوه های آراد) و تپه های جنوب کرج اشاره کرد. با توجه به عملکرد گسله های واقع در این محدوده، چهار بخش فیزیوگرافیکی برای ناحیه فرونشست شمال ایران مرکزی (دشت تهران-ری) فرض می شود: دشت تهران که اولین و شمالی ترین واحد فیزیوگرافیکی این ناحیه را تشکیل داده است و از سمت جنوب با گسل شمال ری به دومین واحد یعنی فرونشست ری متصل می شود. سومین واحد فیزیوگرافیکی که در ادامه فرونشست ری قرار گرفته است و با گسل جنوب ری از آن جدا می شود، فرونشست جنوب ری است. این فرونشست در قسمت جنوبی در اثر عملکرد گسل کهریزک روی دشت کهریزک رانده شده است و به جنوبی ترین واحد فیزیوگرافیکی ناحیه یعنی فرونشست کهریزک وصل می شود. نقشه زمین ریخت شناسی گستره تهران در شکل ۲ نشان داده شده است.

(دشت تهران-ری) می پیوندد. هنوز گسله ای مهم در گستره بلندی های طرشت-عباس آباد و دشت تهران مشاهده نشده است. دشت تهران در جنوب بخش کوهپایه ای و از قسمت های میانی شهر تهران (ارتفاع حدود ۱۲۵۰ متر) شروع و با توپوگرافی سطحی بسیار هموار و شیبی بسیار ملایم، تا جنوب شهر ری گسترش یافته است. این ناحیه که بخش های مرکزی و جنوبی شهر تهران، شهر ری و جنوب آن را فرامی گیرد، از نهشته های ریزدانه آبرفتی جوان و کمی قدیمی تر پوشیده شده است و مخروط افکنه های رودخانه های کن، کرج و جاجرود قسمت های جنوبی آن را می پوشاند. در ناحیه جنوب شرقی گستره مورد بررسی، کوه های سرخه حصار قرار گرفته اند. این ارتفاعات، پیشکوه های البرز در جنوب یا آنتی البرز قلمداد می شوند و از نظر زمین ریخت شناسی نظم خاصی در آنها دیده نمی شود. بلندترین نقطه این توده کوهستانی، کوه سه پایه با ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر است. پیش آمدگی توده سرخه حصار با تحدب غربی، بی نظمی خاصی را در ریخت شناسی شهر تهران به وجود آورده است و مانع توسعه کلان شهر تهران به سمت مشرق شده است. شکل فیزیوگرافیکی دشت تهران به طور کلی



شکل ۲. نقشه زمین ریخت شناسی گستره تهران.

### ۳ ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی منطقه

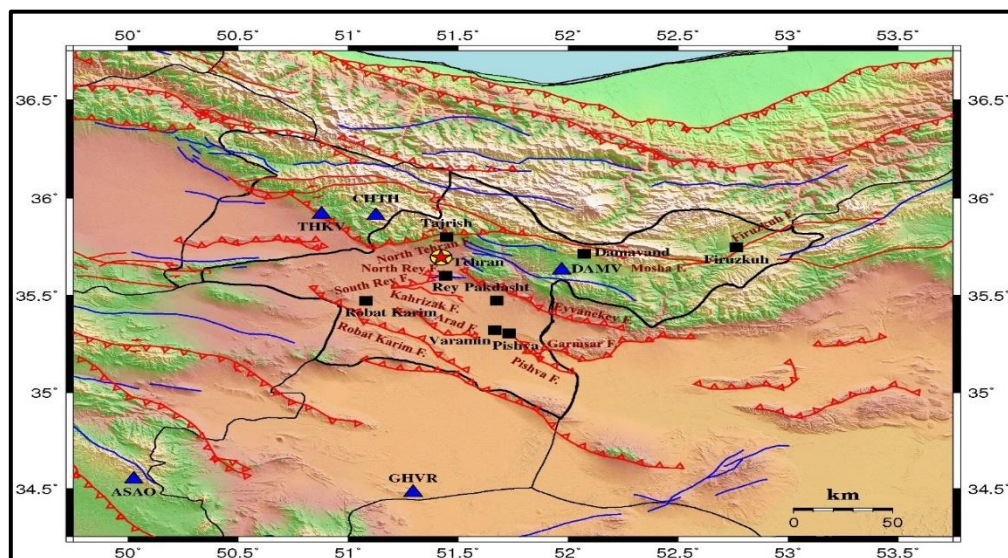
#### ۱-۳ گسل‌های منطقه

بیشتر گسل‌های موجود در دشت تهران به دلیل بریدن نهشته‌های کواترنر پسین از نوع فعال به‌شمار می‌روند. بیش از چهار دهه قبل، چالنگو و همکاران (۱۹۷۴) و بربریان و همکاران (۱۳۶۴) بررسی و شناخت گسل‌های کواترنر گستره تهران را شروع کردند. این پژوهش‌ها همچنان ادامه دارد (برای مثال: عباسی و همکاران، ۱۳۸۱؛ عباسی، ۱۳۹۸ و ۱۴۰۰ و حسامی آذر، ۲۰۲۱). با توجه به توسعه سکونت‌گاه‌های شهری روی عوارض زمین‌شناختی، اغلب گسل‌های بررسی‌شده به بخش شمالی و جنوبی تهران محدود شده‌اند و گسل‌های محدوده مرکزی، کمتر شناسایی شده‌اند. از گسل‌های بررسی‌شده می‌توان به گسل‌های اصلی و لرزه‌زا (با درازای بیش از ۱۰ کیلومتر) و متوسط (با درازای ۲ تا ۱۰ کیلومتر) مشا، شمال تهران، محمودیه، شیان و کوثر، شمال ری، جنوب ری، کهریزک و قصر فیروزه اشاره کرد. فقهی (۱۳۸۲) با توجه به تأثیر گسل‌ها در تغییر وضعیت جریان آب زیرزمینی، علاوه بر گسل‌های پیشین، چهل و چهار گسل یا شاخه گسلی دیگر را در مرکز و جنوب گستره مورد بررسی شناسایی و معرفی کرده است. سه نمونه از این گسل‌ها، اصلی و لرزه‌زا هستند و شش گسل دیگر (F12، F36، F37، F38، F39 و F42) نیز با به‌دنبال‌هم قرار گرفتن خود، خط‌واره‌ای به نام پرندک - قلعه مرغی پدید آورده‌اند که با درازای نزدیک به ۳۰ کیلومتر و روند شمال شرقی - جنوب غربی می‌تواند چشمه‌ای لرزه‌زا باشد.

سایر گسل‌های مهم منطقه که درازای ۳۰ تا ۱۰۰ کیلومتر دارند عبارت‌اند از: گسل جنبای پیشوا با درازای ۴۲ کیلومتر و راستای تقریبی شرقی - غربی؛ گسل فعال رباط کریم به طول ۱۰۰ کیلومتر در امتداد شمال غرب - جنوب شرق که مسبب احتمالی زمین‌لرزه ۱۹۹۷/۱۱/۵ با

بزرگای  $m_b=4/2$  است؛ گسل گرمسار با درازای ۱۰۰ کیلومتر و با راستای تقریبی شرقی - غربی که مسبب احتمالی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگامی بوده است؛ گسل لرزه‌زای فیروزکوه با درازای ۷۰ کیلومتر و راستای شمال شرق - جنوب غرب و گسل ایوانکی با طول تقریبی ۷۵-۸۰ کیلومتر در جنوب کوه پارچین و دهانه خروجی رودخانه جاجرود به سمت دشت ورامین و از جنوب شرقی ایوانکی تا امین‌آباد که مرز شاخص بین کوه و دشت را ایجاد کرده است و می‌توان آن را باعث برپایی ارتفاعات این ناحیه دانست. نام دیگر گسل ایوانکی، گسل پارچین است و از نظر لرزه‌خیزی، لرزه‌زا است و به‌نظر می‌رسد مسبب بسیاری از زمین‌لرزه‌های بزرگ محدوده تهران باشد. امکان دارد که در رویداد زمین‌لرزه سده چهارم پیش از میلاد ری - ایوانکی با بزرگای حدود ۷/۶ در مقیاس امواج سطحی ( $M_s$ ) و شدت ۱۰ (X) در مقیاس اصلاح‌شده مرکالی نقش داشته باشد. اگر این گسل ادامه شرقی گسل جنوب ری لحاظ شود، به درازای گسل افزوده می‌شود (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲). موقعیت گسل‌های منطقه مورد مطالعه در شکل ۳ ارائه شده است.

از دیدگاه زمین‌ساختی، استان تهران به دو محدوده زمین‌ساختی البرز و ایران مرکزی تعلق دارد. مرز این پهنه بر راندگی شمال تهران منطبق است که در اثر عملکرد آن بلندی‌های البرز روی دشت تهران رانده شده است. شهر تهران و گستره مورد بررسی، در دامنه جنوبی واحد ریخت‌زمین‌ساختی البرز مرکزی و ناحیه شمالی ایالت ساختاری ایران مرکزی و کویر مرکزی ایران واقع شده است و نمی‌توان آن را قاطعانه به یکی از این دو ایالت ساختاری نسبت داد، اما از آنجاکه در فاصله ۵ تا ۷ کیلومتری جبهه کوهستان قرار دارد، از نظر کلی می‌توان آن را جزء کوهپایه رشته‌کوه البرز دانست.



شکل ۳. نقشه گسل های منطقه مورد مطالعه برگرفته از حسامی آذر و همکاران (۱۳۹۱).

### ۲-۳ لرزه خیزی منطقه

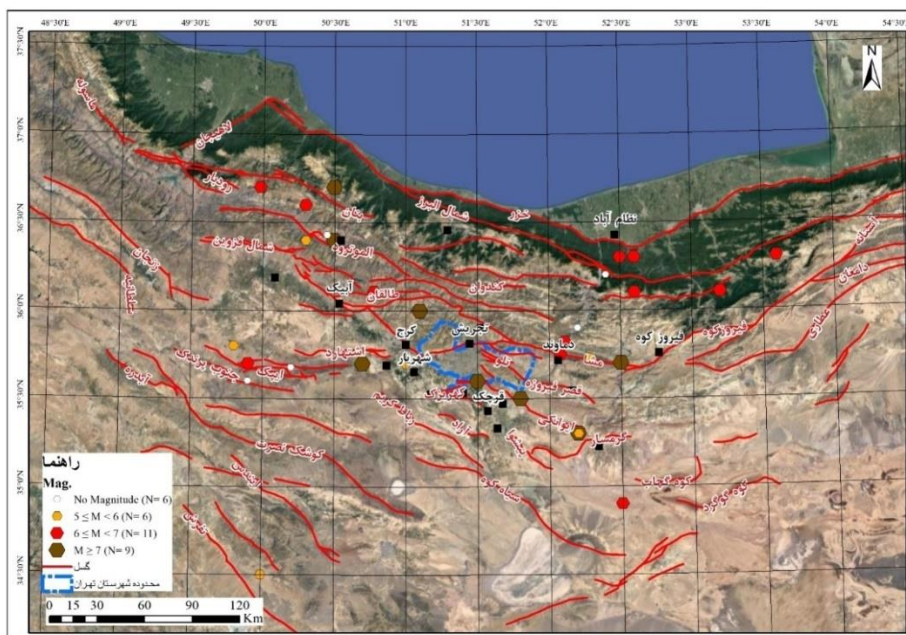
ناحیه لرزه زمین ساختی البرز با الگوی لرزه خیزی نامنظم، زمین لرزه های مخرب و بزرگ با دوره بازگشت طولانی دارد. این ویژگی خود محصول پیچیدگی های خاص زمین ساختی عمومی در نوار کوهزایی آپی و فشرده گی هایی است که از جنوب غربی (در اثر حرکت صفحه عربی) بر فلات ایران وارد می شود و در واحدهای مختلف تشکیل دهنده پوسته ایران زمین نموده های متفاوتی از خود بروز می دهد. نوار کوهزایی البرز، یک ناحیه فعال به لحاظ لرزه خیزی محسوب می شود و در طول تاریخ، زمین لرزه های بزرگ متعددی را به خود دیده است. از مهم ترین زلزله های رخ داده در این پهنه می توان به زلزله بوئین زهرا با بزرگای ۷/۲ (۱۹۶۲)، زلزله چنگوره - آوج با بزرگای ۶/۵ (۲۰۰۲)، زلزله فیروزآباد کجور با بزرگای ۶/۳ (۲۰۰۴)، زلزله کهک - قم با بزرگای ۵/۹ (۲۰۰۷) و زلزله با بزرگای ۴ در نزدیکی کلان شهر تهران (۲۰۰۹) اشاره کرد. لرزه خیزی در البرز به لحاظ فرکانس وقوع در درجه اهمیت کمتری نسبت به زاگرس قرار دارد، اما زمین لرزه ها در این پهنه اغلب بزرگای بیشتری نسبت به

زاگرس دارند (قنواتی و همکاران، ۱۳۸۸). بیشتر دانش ما راجع به لرزه خیزی این ناحیه فعال تا قبل از سال ۲۰۰۰ میلادی، محدود به داده های تاریخی و زمین لرزه های گزارش شده در کاتالوگ های جهانی است. بر اساس مطالعه انگدال و همکاران (۲۰۰۶) اغلب زمین لرزه ها در ناحیه البرز از نوع کم عمق با عمقی بین ۱۰ تا ۳۰ کیلومتر هستند و بخش شرقی البرز در طول قرن بیستم لرزه خیزتر از بخش غربی آن بوده است (بربریان، ۱۹۷۶). وجود خطای زیاد در چنین کاتالوگ هایی، به ویژه برای عمق زمین لرزه که گهگاه تا شصت کیلومتر می رسد (مگی و همکاران، ۲۰۰۲ و پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴)، امکان نسبت دادن لرزه خیزی به ساختارهای فعال در این ناحیه را تا حدی غیرممکن ساخته است. با وجود این راه اندازی مرکز ملی شبکه لرزه نگاری باندپهن ایران (پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) و توسعه مرکز لرزه نگاری کشوری (مؤسسه ژئوفیزیک) در دو دهه اخیر، به مطالعات لرزه خیزی گستره البرز کمک شایان توجهی کرده است. در چند سال اخیر، استفاده از داده های ایستگاه های لرزه نگاری دائمی مستقر در منطقه و نصب

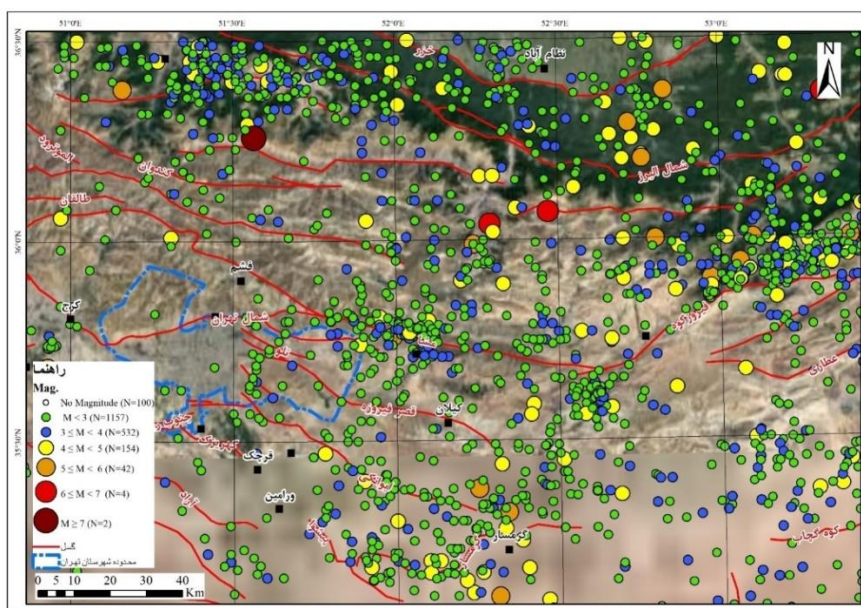


ناحیه فعال، به ندرت می توان شاهد زمین لرزه های عمیق تر از ۲۰ کیلومتر بود (اسلامی و همکاران، ۱۳۹۵). نقشه لرزه خیزی تاریخی در شکل ۴ و لرزه خیزی دستگاهی منطقه مورد مطالعه در شکل ۵ نشان داده شده است.

شبکه های لرزه نگاری موقت متراکم محلی در این گستره، دانش ما را درباره وضعیت لرزه خیزی این مناطق و شناسایی ساختارهای فعال منطقه افزایش داده است. از دستاوردهای این مطالعات می توان به تمرکز لرزه خیزی در اعماق بین ۵ تا ۱۶ کیلومتر اشاره کرد، به نحوی که در این



شکل ۴. نقشه لرزه خیزی تاریخی منطقه مورد مطالعه. زمین لرزه های تاریخی از امبرسیز و ملویل (۱۹۸۲) استخراج شده اند.



شکل ۵. نقشه لرزه خیزی دستگاهی منطقه مورد مطالعه (۱۹۰۰-۲۰۲۰ میلادی).



#### ۴ داده و پردازش داده

در این پژوهش، همه زمین لرزه های دستگاهی (۲۰۲۰-۱۹۰۰ میلادی) در گستره مورد بررسی، از پایگاه های داده مراکز لرزه نگاری داخلی گردآوری شد که از بین ۳۷۳۰ رویداد لرزه ای، تعداد ۱۹۹۱ زمین لرزه، بزرگای ۲/۵ و بیشتر داشتند (شکل ۵). با تلفیق زمین لرزه های ثبت شده در مرکز لرزه نگاری کشوری (از سال ۲۰۰۶) و شبکه لرزه نگاری باندپهن ایران (از سال ۲۰۰۴)، فهرست نهایی برای پردازش اولیه و تعیین مشخصات رویداد (تعیین زمان، مکان و بزرگای) در بازه زمانی ۲۰۲۰-۲۰۰۴ آماده شد. حدود ۷۰ هزار نگاشت لرزه ای مشتمل بر بیش از ۹۰۰ هزار مؤلفه سه گانه همه ایستگاه های لرزه نگاری کشور مربوط به داده های خام این رویدادها، از مراکز لرزه نگاری دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله دریافت و با توجه به زمان وقوع رویداد، جداسازی و استخراج شد. سپس برای آنکه بتوان آنها را پردازش کرد، در نرم افزارهای تخصصی و کاربردی زلزله شناسی تبدیل قالب (format) صورت گرفت. مراحل استخراج، تبدیل قالب و ذخیره داده ها، از چند مرحله جزئی تر شامل تهیه، نصب و اجرای برنامه های استاندارد و کاربردی، محیط رایانه ای و نرم افزار مناسب، فراهم کردن فضای حافظه مورد نیاز جهت پردازش و اجرای منظم و کامل برنامه ها تشکیل می شود. داده های خام در چهار قالب دستگاهی مختلف شامل SAC، MiniSEED، GCF و SEISAN ثبت و دریافت شدند. این داده ها در مرحله اول، به قالب MiniSEED تبدیل شدند. سپس یکسان سازی قالب ها متناسب با پردازش و تعیین سازوکار در محیط نرم افزار SEISAN اجرا شد. در تبدیل داده های خام، از نرم افزارهای متنوعی استفاده شده است که فقط در همان مرحله کاربرد داشتند و کار تبدیل داده ها را از قالب خام اولیه به قالبی عمومی تر و کاربردی تر انجام دادند. در آغاز هر مرحله از تبدیل قالب، تصحیح زمانی داده های

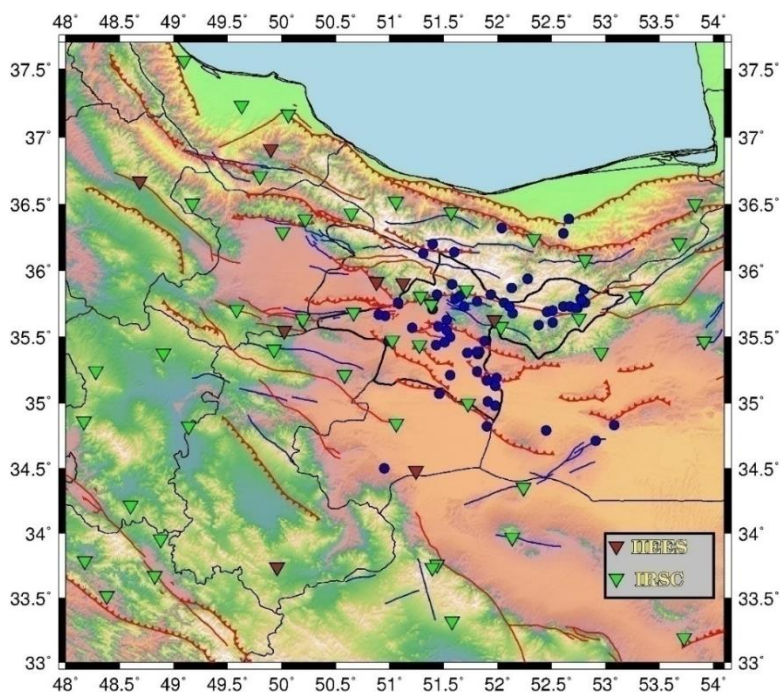
خام (هم زمانی نگاشت ها با زمان ثبت شده جی پی اس) با دقت میلی ثانیه انجام شد. مؤلفه های ایستگاه های مختلف همه مراکز لرزه نگاری داخلی که پیشتر تبدیل و یکسان سازی قالب آنها انجام گرفته بود، برای هر رویداد واحد به صورت هیبرید در کنار هم قرار گرفتند. تشکیل بانک داده های قابل اعتماد و تعیین رویدادهای لرزه ای مناسب و تفکیک آنها از رویدادهای غیر لرزه ای یا لرزه ای غیرطبیعی با توجه به شکل و محتوای فرکانسی موج در ایستگاه های نزدیک تر به محل رویدادها، مشاهدات دقیق شکل موج رویداد به ویژه در فرکانس های بالا در شروع موج، حذف ناگهانی دامنه های بزرگ در شروع موج، استفاده از فیلترهای متفاوت، دامنه قوی در موج های شکست مرزی (سرموج)، کاهش سریع دامنه در ادامه نگاشت، فاصله نزدیک زمان رسید امواج P و S، موج ثانویه نامشخص یا کم دامنه در ادامه نگاشت، عمق کم رویدادها (نزدیک به صفر) و حذف رویدادهای مشکوک از رویدادهای لرزه ای محلی انجام و بانک داده پالایش شده از شکل موج ها تهیه شد. فازهای لرزه ای P و S در محیط نرم افزاری برای هریک از رویدادهای لرزه ای قرائت و با استفاده از جدیدترین مدل سرعتی (سلطانی مقدم و همکاران، ۲۰۱۹)، مکان یابی مجدد و تعیین مشخصات و پارامترهای همه زمین لرزه ها با بزرگای  $M \geq 2/5$  در گستره مورد بررسی انجام شد. برای کاهش خطا در تعیین محل رویدادهای ثبت شده در بانک داده ها، تصحیحات پاسخ دستگاهی لازم در برنامه های مکان یابی های مکان یابی، کنترل و بازبینی قرائت ها و قطبش ها (polarity) انجام شد که نتایج آن در فایل هایی در بانک داده ها ذخیره شد.

در این پژوهش از بیش از ۱۵۰ ایستگاه لرزه نگاری جهت تعیین پارامترهای زمین لرزه ها و گسله های منتسب به آنها استفاده شد. برای افزایش دقت مکان یابی، کاهش نبود آزیموتی و کاهش خطاهای زمانی، داده های همه

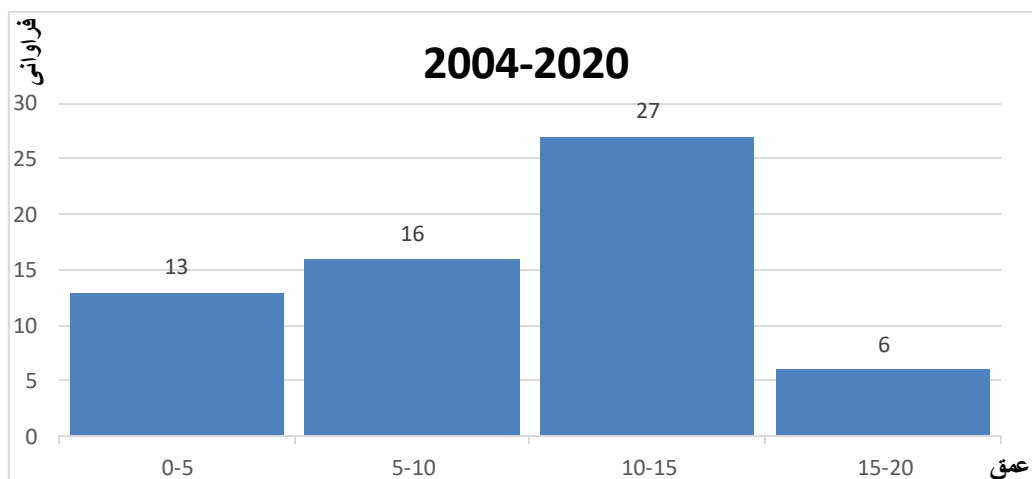
عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها که ممکن است در مواردی به ده‌ها کیلومتر نیز برسد، افزایش تراکم ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و پوشش مناسب ایستگاه‌ها نسبت به یکدیگر و نسبت به کانون زمین‌لرزه ضروری است. برای تعیین عمق زمین‌لرزه‌ها، فاصله ایستگاه‌های ثبت امواج لرزه‌ای تا مرکز کانونی زمین‌لرزه نباید از یک تا دو برابر عمق کانونی آن رویداد بیشتر باشد؛ بنابراین از ایستگاه‌هایی استفاده شد که تا فاصله ۴۰ کیلومتری نسبت به کانون زمین‌لرزه‌ها قرار داشتند. در بررسی‌های مربوط به عمق، از رویدادهای لرزه‌ای گذشته به دلیل در دسترس نبودن شکل‌موج چشم‌پوشی شد. همچنین در این بررسی‌ها، به رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای کمتر از ۲/۵ توجه نشد؛ چون با توجه به بزرگای کم این زمین‌لرزه‌ها، تعداد ایستگاه‌های دریافت‌کننده کمتر بوده است و ممکن است تعیین محل رومرکز و به‌ویژه تعیین عمق با خطای بیشتری مواجه شود. علاوه‌براین ممکن است در رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای کمتر از ۲/۵، رویدادهای لرزه‌ای غیرطبیعی نیز وجود

ایستگاه‌های لرزه‌نگاری جمع‌آوری و در پردازش و تحلیل‌های بعدی به کار گرفته شد. از ۵۶ ایستگاه نزدیک‌تر به گستره مورد بررسی، به دلیل اهمیت و تأثیرگذاری بیشتر، علاوه‌بر مکان‌یابی، برای تعیین عمق، قطبش و سازوکار گسله‌ها نیز استفاده شد. مشخصات این ایستگاه‌ها در جدول ۱ و موقعیت آنها در شکل ۶ آورده شده است. سایر ایستگاه‌هایی که در فاصله بیشتری نسبت به کانون زمین‌لرزه قرار داشتند، تنها برای تعیین محل رویداد (با توجه به بزرگای زمین‌لرزه) و در صورت داشتن خطای زمانی کمتر از یک ثانیه به کار گرفته شدند. از بین زمین‌لرزه‌های با بزرگای  $M \geq 2/5$ ، تعداد ۶۲ رویداد انتخاب و در موارد مناسب، تعیین قطبش روی نگاشت‌ها انجام شد. نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های منتخب در شکل ۶ آورده شده است.

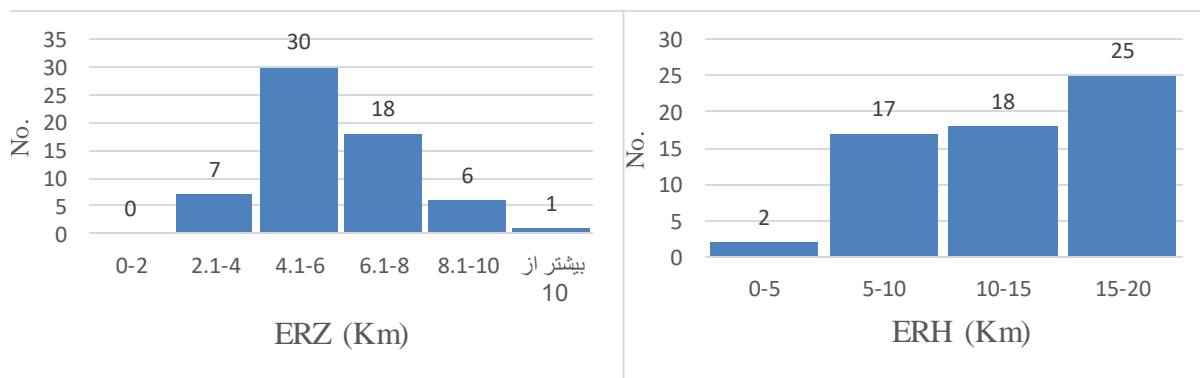
تعیین عمق کانونی زمین‌لرزه (ژرفای زمین‌لرزه) در تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه و هندسه گسله اهمیت بسزائی دارد. به‌منظور کاهش خطا و عدم قطعیت در تعیین



شکل ۶. رومرکز زمین‌لرزه‌های انتخابی با مکان‌یابی مجدد به همراه موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مؤسسه



(الف)



(ب)

شکل ۷. (الف) نمودار فراوانی عمق ۶۲ زمین لرزه منتخب (ب) نمودار مقایسه خطای رومرکزی (ERH) و خطای عمق کانونی (ERZ).

جدول ۱. مشخصات ایستگاه‌های اصلی لرزه‌نگاری مورد استفاده در این پژوهش.

(\*) IIEES: مرکز ملی شبکه لرزه‌نگاری باندبهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله؛ \*IRSC: مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

ردیف	شبکه	علامت اختصاری ایستگاه	ایستگاه	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ارتفاع از سطح دریا (متر)
۱	IIEES*	ASAO	آشتیان - مرکزی	۳۵/۵۴۸	۵۰/۰۲۵	۲۲۱۷
۲		CHTH	چاران - البرز	۳۵/۹۰۸	۵۱/۱۲۶	۲۲۵۰
۳		DAMV	دماوند - تهران	۳۵/۶۳	۵۱/۹۷۱	۲۳۰۰
۴		GHVR	قم - قم	۳۴/۴۸	۵۱/۲۴۵	۹۲۷
۵		GIDE	دیلمان - گیلان	۳۶/۹۱	۴۹/۹	۱۸۳۸
۶		KHMZ	حمن - مرکزی	۳۳/۱۳۹	۴۹/۹۵۹	۱۹۸۵
۷		THKV	کاوش - البرز	۳۵/۹۱۶	۵۰/۸۷۹	۱۷۹۵
۸		ZNJK	زنجان - زنجان	۳۶/۶۷	۴۸/۶۸۵	۲۲۰۰
۱	IRSC*	AFJ	افچه	۳۵/۸۵۵	۵۱/۷۱۲	۲۷۵۰

۲۶۰۰	۵۲/۸۱۰	۳۶/۰۸۳	آلاشت	ALA	۲
۱۳۲۳	۵۳/۷۲۹	۳۳/۱۹۰	انار	ANAR	۳
۱۸۴۵	۵۳/۹۱۵	۳۵/۴۶۸	انجیلو	ANJ	۴
۲۴۹۴	۴۸/۸۸۱	۳۳/۹۵۴	دره صیدی	BDRS	۵
۱۶۹۸	۴۸/۸۲۵	۳۳/۶۷۲	میدان	BMDN	۶
۱۸	۴۹/۰۹۵	۳۷/۵۶۴	کاسپین	CSN1	۷
۲۵۴۶	۵۲/۰۳۲	۳۵/۵۷۷	دماوند	DMV	۸
۱۹۴۸	۴۸/۱۷۷	۳۳/۷۸۷	دوآب	DOB	۹
۲۳۸۰	۵۲/۷۵۴	۳۵/۶۴۲	فیروزکوه	FIR	۱۰
۱۹۵۰	۵۳/۸۳۱	۳۶/۵۰۲	گلوگاه	GLO	۱۱
۲۴۵۸	۵۰/۲۱۸	۳۶/۳۸۶	قزوین	GZV	۱۲
۱۸۳۱	۴۹/۱۳۹	۳۴/۸۲۲	آق‌دره	HAGD	۱۳
۲۴۵۰	۴۸/۱۶۸	۳۴/۸۶۰	آلموبلاق	HALM	۱۴
۲۳۲۸	۴۸/۹۰۵	۳۵/۳۷۸	کوه زمان	HKZM	۱۵
۲۳۱۴	۴۸/۶۰۲	۳۴/۲۱۲	سامن	HSAM	۱۶
۱۱۳۸	۵۱/۲۷۶	۳۵/۴۳۸	حسن‌آباد	HSB	۱۷
۲۵۴۵	۴۸/۲۷۹	۳۵/۲۴۲	ساری قیه	HSRG	۱۸
۱۱۰۹	۵۱/۰۲۴	۳۵/۴۷۶	ایلپا۳	IL3	۱۹
۱۳۵۳	۵۰/۵۸۱	۳۵/۲۱۳	ایلپاه	IL5	۲۰
۱۵۶۷	۴۹/۸۰۲	۳۶/۷۰۸	جیرنده	JIR1	۲۱
۲۱۶۱	۵۳/۶۸۴	۳۶/۲۰۷	کیاسر	KIA	۲۲
۲۲۸۰	۵۱/۵۷۸	۳۳/۳۱۹	کلهرود	KLH	۲۳
۲۶۹۱	۵۱/۰۵۹	۳۶/۵۱۹	مازیچال	KLST	۲۴
۱۷۳۳	۴۸/۳۸۰	۳۳/۵۱۸	کمرسیاه	KMR	۲۵
۱۶۳۰	۵۲/۱۳۵	۳۳/۹۶۹	کرشاهی	KRSH	۲۶
۱۴۵۲	۵۲/۹۵۲	۳۵/۳۸۱	لاسجرد	LAS	۲۷
۷۹	۵۰/۰۶۲	۳۷/۱۶۶	لاهیجان	LHJ2	۲۸
۱۶۵۸	۵۰/۶۶۷	۳۶/۶۸۵	ماه‌دشت	MHD	۲۹
۲۰۲۳	۵۱/۵۶۹	۳۶/۴۴۰	پول - نیمور	MZPU	۳۰
۱۳۳۳	۵۲/۳۳۸	۳۶/۲۴۲	پرن	PRN	۳۱
۲۰۸۵	۴۹/۵۸۲	۳۵/۷۰۸	آبگرم	QABG	۳۲
۲۲۱۲	۵۰/۶۴۶	۳۶/۴۳۲	الموت	QALM	۳۳
۱۸۶۵	۵۱/۴۴۰	۳۳/۷۶۱	قمصر	QAM	۳۴
۲۲۴۵	۵۱/۳۹۶	۳۳/۷۳۶	قمصر	QAMS	۳۵
۲۰۹۳	۵۰/۱۹۵	۳۵/۶۳۷	بوئین‌زهرآ	QBNZ	۳۶
۱۳۱۹	۵۰/۰۰۹	۳۶/۲۹۰	مرکز - قزوین	QCNT	۳۷
۱۰۰۰	۵۱/۰۶۳	۳۴/۸۴۲	قم	QOM	۳۸
۲۱۴۸	۴۹/۱۷۴	۳۶/۵۰۴	سیردان	QSDN	۳۹
۱۹۵۰	۴۹/۹۲۹	۳۵/۴۰۵	رازقان	RAZ	۴۰
۱۲	۴۹/۶۲۹	۳۷/۲۳۲	مرکز - رشت	RST 1	۴۱
۹۹۵	۵۲/۲۴۱	۳۴/۳۵۲	سفیدآب	SFB	۴۲

۲۶۳۳	۵۳/۲۸۴	۳۵/۸۰۶	شهمیرزاد	SHM		۴۳
۱۰۰۰	۵۱/۲۸۹	۳۵/۸۰۶	شهران	SHR		۴۴
۱۱۳۹	۵۱/۷۲۷	۳۴/۹۹۵	ورامین ۲	TBB		۴۵
۱۴۵۸	۵۱/۳۸۹	۳۵/۷۵۲	تهران	TEH		۴۶
۱۴۱۸	۵۱/۳۸۷	۳۵/۷۴۶	امیرآباد	TEHA		۴۷
۱۱۳۹	۵۱/۷۲۷	۳۴/۹۹۵	ورامین	VRN		۴۸

هشت قطبش، نبود آزیموتی کمتر از ۱۶۰ درجه، خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر و خطای عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر داشتند. شایان ذکر است برای افزایش دقت حل سازوکارهای کانونی، علاوه بر قطبش، از نسبت دامنه نیز استفاده شد. بیشترین مقدار خطا در نسبت دامنه ها، ۰/۱ و بیشترین تعداد خطای قطبش ۲ فرض شد. در شکل ۸ سازوکار کانونی یک زمین لرزه به روش قطبش با استفاده از نسبت دامنه و بدون استفاده از نسبت دامنه مقایسه شده است. بررسی شکل ۸ نشان می دهد با کاهش گام زاویه از دو درجه به یک درجه، صفحات با خطای بیشتر هم به سازوکار اضافه می شود. در این حالت، استفاده از نسبت دامنه هم زمان با قطبش، دقت سازوکار کانونی را بسیار بیشتر و همگرایی خوبی در نتایج ایجاد می کند. این مقایسه اهمیت استفاده از نسبت دامنه در حل سازوکارهای به دست آمده در این پژوهش را مشخص کرده و بیانگر دقت زیاد سازوکارهای تعیین شده در این مطالعه است.

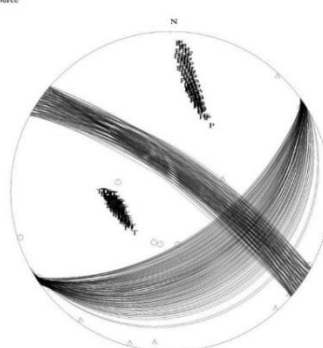
داشته باشد. نمودار فراوانی عمق ۶۲ زمین لرزه منتخب در شکل ۷- الف و نمودار خطای رومرکزی و خطای عمق کانونی زمین لرزه ها در شکل ۷- ب آورده شده است. بررسی عمق زمین لرزه ها نشان می دهد بیشتر آنها در گستره عمقی ۱۵-۱۰ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه قرار دارند.

**۵ محاسبه و بررسی سازوکار کانونی زمین لرزه ها**  
سازوکار کانونی یک زمین لرزه، الگو و نوع حرکت صفحات گسلی مسبب آن رویداد و راستای تنش در چشمه لرزه ای را مشخص می کند. در پژوهش حاضر با استفاده از تلفیق لرزه نگاشت های ایستگاه های دائمی باندپهن پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و ایستگاه های مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مکان یابی و تعیین پارامترهای صفحه گسلی با استفاده از قرائت قطبش اولین زمان رسید موج P انجام شده است. به این منظور از رویدادهایی استفاده شده است که دست کم

2011 12 1 0748 6.8 LE 35.131 51.979 150 TES 30 3.5  
STR DHP RAK Source  
53 57 29 2.67  
53 55 27 2.66  
52 56 27 2.66  
53 56 26 2.67  
53 55 24 2.66  
53 57 25 2.67  
53 56 23 2.68  
52 55 23 2.67  
54 56 24 2.69  
53 55 23 2.68



2011 12 1 0748 6.8 LE 35.131 51.979 150 TES 30 3.5  
STR DHP RAK Source  
54 12 31  
62 11 22  
60 16 29  
59 15 23  
59 19 31  
57 18 26  
59 18 26  
60 17 30  
57 21 28  
59 21 28



شکل ۸. حل سازوکار کانونی یک زمین لرزه (۲۰۱۱/۱۰/۰۷) با استفاده از قطبش و به ازای زاویه دو درجه (سمت راست) و با استفاده از قطبش و نسبت دامنه و به ازای زاویه یک درجه (سمت چپ).

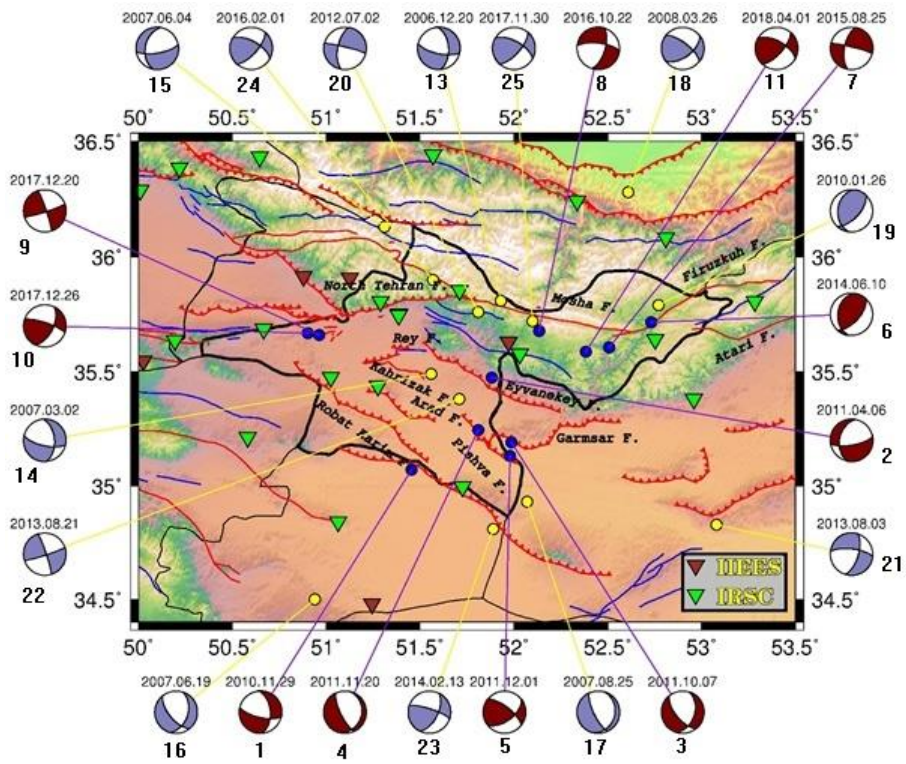


با استناد به روش اسنوکه و همکاران (۱۹۸۴) و استفاده از الگوریتم FOCMEC، سازوکارهای کانونی ۶۲ زمین‌لرزه منتخب (شکل ۶) محاسبه شد. این سازوکارها با توجه به تعداد ایستگاه‌های ثبت‌کننده و بر اساس قیدهای میزان انحراف معیار، پارامترهای صفحه گسلی و نبود آزمون‌تی به سه دسته بسیار خوب (A)، خوب (B) و نامناسب (C) از نظر کیفیت تقسیم‌بندی شدند. زمین‌لرزه‌هایی که در بیش از ۱۲ ایستگاه، قطبش واضح داشته باشند و نبود آزمون‌تی ایستگاه‌ها در آنها، کم‌تر از  $120^\circ$  و انحراف معیار راستا، شیب و زاویه لغزش به ترتیب کمتر از ۱۰، ۵ و ۱۰ درجه باشد، در گروه A قرار می‌گیرند (۱۱ زمین‌لرزه) و چنانچه نبود آزمون‌تی بین

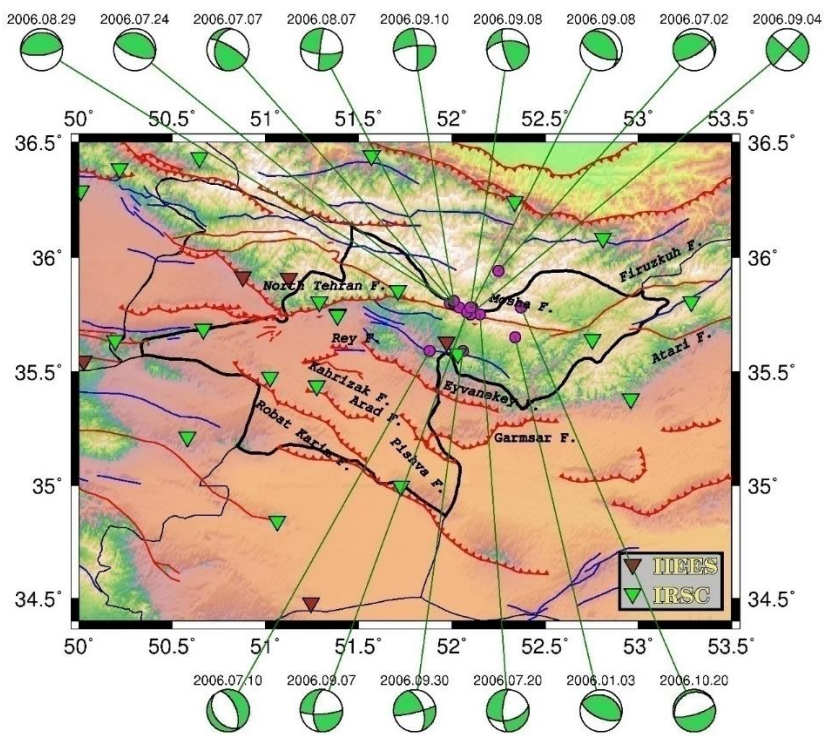
۱۶۰°-۱۲۰° باشد، در گروه B جای می‌گیرند (۱۳ زمین‌لرزه). ۳۸ زمین‌لرزه باقیمانده نیز رویدادهایی بودند که تعداد قطبش تشخیص داده شده برای آنها کمتر از ۸ قطبش بود و نبود آزمون‌تی بیش از  $160^\circ$  داشتند که در گروه C جای گرفته‌اند. در این مقاله درباره سازوکارهای کانونی ۱۱ زمین‌لرزه با کیفیت بسیار خوب (A) بحث شده است. همچنین برای بررسی‌های دقیق‌تر و دستیابی به نتایج کامل‌تر، از سازوکارهای کانونی به‌دست‌آمده در مطالعات قبلی نیز استفاده شده است (عباسی، ۱۳۸۸). مشخصات این زمین‌لرزه‌ها و سازوکارهای مرتبط با آنها در جدول‌های ۲ و ۳ و شکل‌های ۹-الف و ۹-ب آورده شده است.

جدول ۲. پارامترهای به‌دست‌آمده برای سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده با کیفیت A.

No	Date	Time	Long (°N)	Lat (°E)	Depth (Km)	N. P	Gap (°)	Strike 1 (°)	Dip1 (°)	Rake 1 (°)	Strike 2 (°)	Dip2 (°)	Rake2 (°)	P(Az,Pl)
1	2010/11/29	03:00	51.455	35.071	10	18	40	355 ± 0.5	52 ± 1.2	-27 ± 2.3	103 ± 1	68 ± 2	-139 ± 0.6	325.66, 43.62
2	2011/04/06	12:12	51.88	35.47	5	14	52	80 ± 1.7	71 ± 2.7	-51 ± 1.9	191 ± 2.7	42 ± 2.6	-152 ± 2.9	31.70, 48.18
3	2011/10/07	00:39	51.98	35.19	10	15	64	18 ± 0.6	44 ± 0.6	-43 ± 1	141 ± 1.2	61 ± 0.5	-124 ± 0.8	2.72, 57.71
4	2011/11/20	13:19	51.81	35.24	8	16	69	14 ± 2.3	23 ± 1.4	-52 ± 2.8	154 ± 1.8	72 ± 1.51	-104 ± 1	44.49, 60.41
5	2011/12/01	07:48	51.97	35.13	9	17	56	53 ± 0.3	56 ± 0.6	25 ± 1.8	308 ± 1.1	69 ± 1.5	142 ± 0.6	3.05, 8.52
6	2014/06/10	21:28	52.73	35.71	8	8	98	186 ± 1.2	35 ± 0.2	58 ± 2.9	43 ± 3.6	61 ± 1.1	110 ± 1.53	118.54, 13.22
7	2015/08/25	17:36	52.50	35.60	9	17	62	191 ± 0.6	62 ± 0.4	-7 ± 1.5	284 ± 0.5	84 ± 1.3	-152 ± 0.4	150.98, 23.79
8	2016/10/22	16:15	52.13	35.67	8	19	81	277 ± 0.4	70 ± 1.9	-28 ± 1.8	17 ± 0.4	63 ± 2.1	-158 ± 1.8	235.24, 33.84
9	2017/12/20	19:57	50.96	35.66	13	29	30	72 ± 0.8	85 ± 1.9	6 ± 1.3	341 ± 0.8	84 ± 1.3	175 ± 1.9	166.67, 1.50
10	2017/12/26	21:24	50.90	35.66	15	24	43	26 ± 1.8	58 ± 1.2	15 ± 3.1	288 ± 2.0	77 ± 2.4	146 ± 1.5	340.84, 12.88
11	2018/04/01	18:26	52.38	35.58	9	24	38	41 ± 1.1	68 ± 4.3	30 ± 2.5	299 ± 0.7	62 ± 3.1	155 ± 4.2	223.11, 5.14



(الف)



(ب)

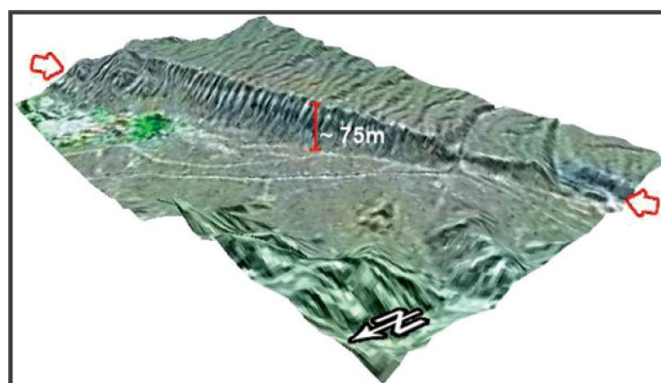
شکل ۹. سازوکار کانونی زمین لرزه های باز مکان یابی شده با کیفیت A (قرمز) و B (آبی) در این مطالعه (الف)؛ سازوکار کانونی زمین لرزه های با کیفیت A در مطالعه عباسی (۱۳۸۸) (ب).

جدول ۳. پارامترهای به دست آمده برای سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌های مکان‌یابی شده با کیفیت B.

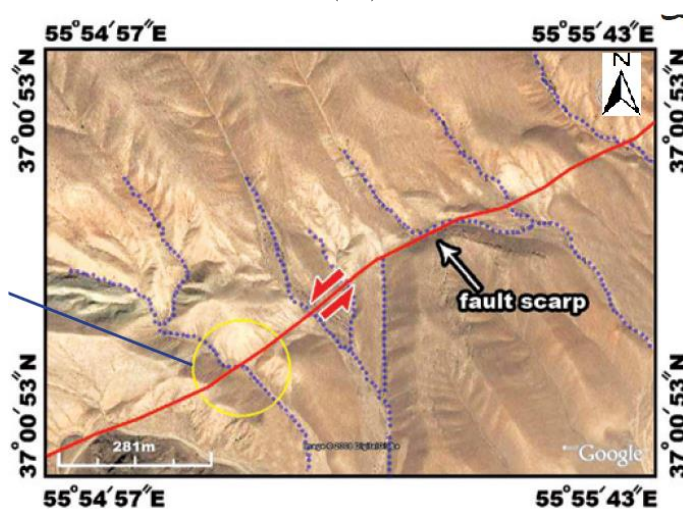
No.	Date	Time	Long (°N)	Lat (°E)	Depth (Km)	N.P	Gap (°)	Strike1 (°)	Dip1 (°)	Rake1 (°)
13	2006/12/20	04:39	51.93	35.81	8.1	15	115	318.5	7	-62
14	2007/03/02	12:10	51.56	35.49	12.2	13	73	20	74	-71
15	2007/06/04	08:04	51.31	36.13	13.8	17	117	46	74	15
16	2007/06/19	15:03	50.94	34.50	12.1	12	104	298	60	35
17	2007/08/25	08:25	52.07	34.93	15	8	79	215	35	-89
18	2008/03/26	18:49	52.61	36.28	12.2	14	117	140	54	89
19	2010/01/26	01:52	52.77	35.79	8.1	14	55	316	54	-36
20	2012/07/02	04:21	51.81	35.76	12.1	15	87	123	86	-67
21	2013/08/03	15:25	53.08	34.83	12.1	24	38	224	68	-5
22	2013/08/21	19:44	51.71	35.38	12.8	18	66	213	47	-14
23	2014/02/13	00:50	51.89	34.81	12.3	20	47	241	53	43
24	2016/02/01	05:05	51.57	35.90	8.9	17	116	51	57	54
25	2017/11/30	00:19	52.10	35.72	8.1	19	51	292	25	54

نرمال-امتدادلغز شده باشد. سازوکار کانونی زمین لرزه ۲ منتسب به گسل ایوانکی، نرمال با مؤلفه امتدادلغز است که با سازوکارها و نتایج مطالعات اشتري و همکاران (۲۰۰۵) و عباسی و همکاران (۱۳۸۱) همخوانی دارد و نشان‌دهنده وجود چنین سازوکاری در بخش‌های آنتی‌البرز است. سازوکارهای به دست آمده برای آن دسته از زمین لرزه‌هایی که در ارتباط با گسل مشا هستند، سازوکار کششی با مؤلفه امتدادلغز (زمین لرزه‌های ۸، ۱۳ و ۲۰) و فشاری با مؤلفه امتدادلغز است (زمین لرزه‌های ۲۴ و ۲۵). تنوع و آشفته‌گی سازوکارها در راستای گسل مشا، بیانگر وجود پیچیدگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی کمتر شناخته شده این

کانون زمین لرزه شماره ۱ در محدوده جوادآباد و در محل گسل سیاه‌کوه قرار دارد. سازوکار معرفی شده برای این گسل راندگی بود (شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲)، در صورتی که سازوکار محاسبه شده، کششی امتدادلغز است. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی در این گسل شامل افزایش گسلی، بریدگی مخروط‌افکنه‌ها و جابه‌جایی آبراهه‌ها به صورت چپگرد، سازوکار کششی به دست آمده در این پژوهش را تأیید می‌کند (شکل ۱۰). با توجه به دقت زیاد محاسبه و اطمینان از سازوکارهای به دست آمده در این پژوهش، به نظر می‌رسد تغییرات میدان تنش در ناحیه مورد نظر، باعث تغییر سازوکار گسل از راندگی به



(الف)



(ب)

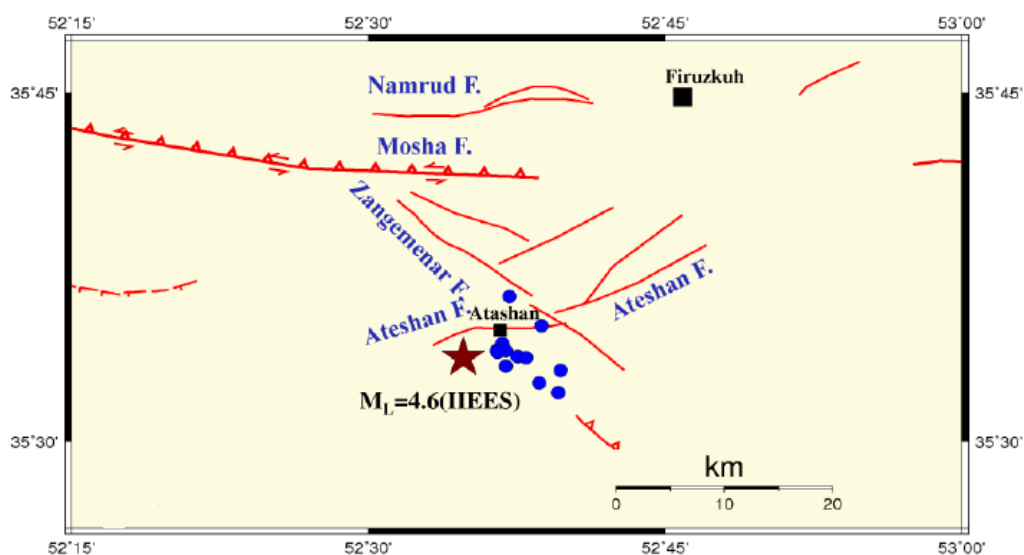
شکل ۱۰. الف) تصویر سه بعدی از افزاز گسل سیاهکوه بر پایه SRTM (۹۰ متر) تصویر ماهواره ای لندست (ب) تصویر ماهواره ای جابه جایی چپ لغز آبراهه به وسیله گسل سیاهکوه برگرفته از نعیمی و همکاران (۱۳۹۲).

ریخت شناختی محرز است، اما لرزه خیزی مشخصی را به جز چند زمین لرزه طی ده سال اخیر نمی توان با اطمینان به این گسل نسبت داد. سازوکار معرفی شده هر دو گسل معکوس است (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲)، اما سازوکارهای به دست آمده وجود مؤلفه های کششی را نشان می دهد. کانون زمین لرزه شماره ۶ در شمال فیروزکوه و بین گسل های شمال البرز، عطاری و فیروزکوه قرار گرفته است. سازوکار به دست آمده برای این زمین لرزه، معکوس با مؤلفه امتداد لغز است که با سازوکار معرفی شده برای هر سه گسل مطابقت دارد، اما نزدیکی بیشتر کانون زمین لرزه به این گسل نسبت به سایر

ساختار فعال لرزه ای منطقه است. سازوکارهای نرمال به دست آمده یا وجود مؤلفه های کششی در رویدادهای لرزه ای مرتبط با گسل مشا، با توجه به هندسه پیچیده ساختار مشا توجیه پذیر است و با نتایج ریتز و همکاران (۲۰۰۶) و احتشامی و یساقی (۲۰۰۷) همخوانی دارد. کانون زمین لرزه های ۳ تا ۵ در ارتباط با گسل های پیشوا و گرمسار است و نگاهی به نقشه زمین لرزه های دستگاهی رویداده در محدوده مورد بررسی (شکل ۵) به خوبی نشان می دهد لرزه خیزی گسل گرمسار در مقایسه با گسل پیشوا بسیار بیشتر است. فعال بودن گسل پیشوا نیز بر اساس مستندات و مطالعات نوزمین ساختی و شواهد

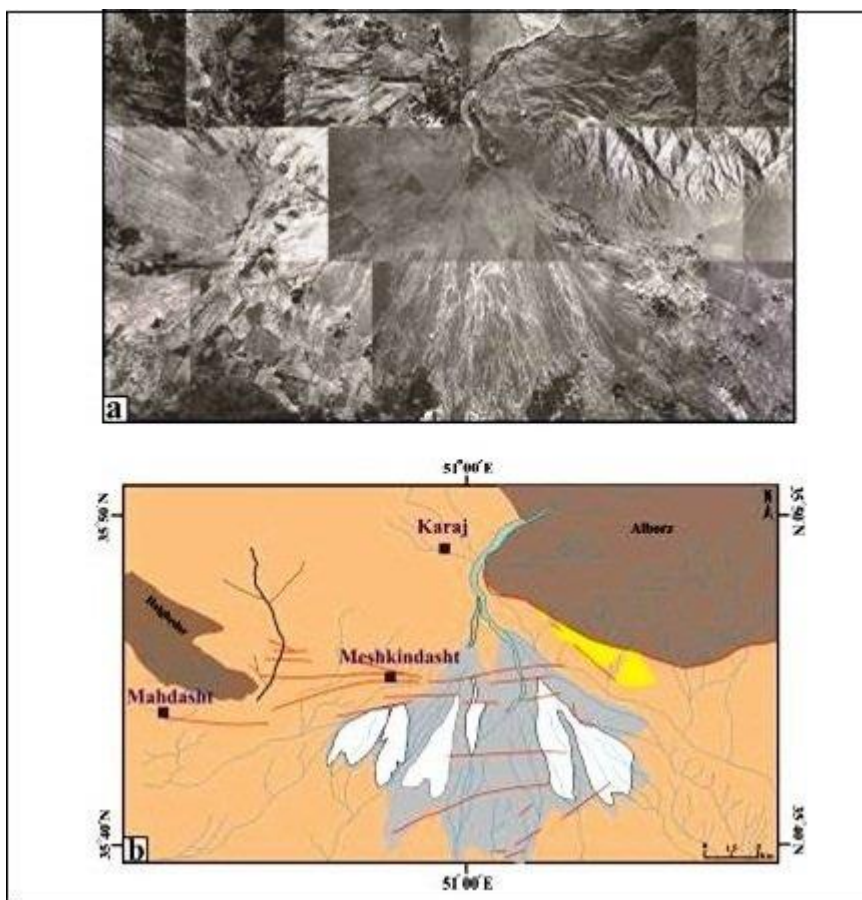
قطعه قطعه بودن گسل، شکل نامتقارن، خمیده و بریده بودن مخروط افکنه‌ها و ایجاد جابه‌جایی افقی بین قطعات، نشان‌دهنده چیرگی مؤلفه حرکتی راست‌الغز نسبت به مؤلفه شیب‌لغز است (شکل ۱۲). سازوکار کانونی محاسبه‌شده در این مطالعه، معکوس با مؤلفه امتدادلغز است که با شواهد زمین‌ریختی فوق و سازوکار معرفی‌شده برای این گسل سازگار است. کانون زمین‌لرزه شماره ۱۱ در جنوب گسل مشا و سازوکار به‌دست‌آمده برای این زمین‌لرزه معکوس است که با سازوکار برخی از گسل‌های اطراف مانند فیروزکوه، قصر فیروزه، ایوانکی و گرمسار همخوانی دارد. نزدیک‌ترین گسل به کانون این زمین‌لرزه، گسل مشا است، اما با توجه به سازوکار متفاوت آن و به دلیل فاصله کانون زمین‌لرزه با سایر گسل‌های ذکر شده، گسل مشخصی به‌عنوان گسل مسبب این رویداد معرفی نشده است. به‌نظر می‌رسد استقرار دستگاه‌های موقت لرزه‌نگاری در این محدوده، برای پایش و بررسی لرزه‌خیزی گسل‌ها در این محدوده و مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌های این محدوده ضروری است.

گسل‌ها، دلیل انتساب این زمین‌لرزه به گسل فیروزکوه بوده است. کانون زمین‌لرزه شماره ۷ (فیروزکوه) در جنوب گسل آتشان واقع شده است (شکل ۱۱). این گسل در جنوب مشا و در تقاطع با گسل زنگه منار قرار گرفته است و هیچ‌گونه سابقه لرزه‌خیزی ندارد (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). سازوکار گسل آتشان نامشخص است، اما نتایج این پژوهش که با قرائت حدود ۹۰ فاز و با کیفیت A به‌دست‌آمده است، سازوکار امتدادلغز را برای این زمین‌لرزه نشان می‌دهد. کانون دو زمین‌لرزه شماره ۹ و ۱۰ (ملارد) در جنوب گسل شمال تهران و در شرقی‌ترین نقطه گسل اشتهارد قرار گرفته است که با توجه به معرفی گسل ماهدشت در جنوب کرج با سازوکار راندگی (پورکرمانی و سلیمانی آزاد، ۱۳۷۷)، به گسل ماهدشت نسبت داده شده است، اما در مطالعه حاضر، سازوکار کانونی دو زمین‌لرزه تا حدودی متفاوت هستند و برای نسبت دادن این زمین‌لرزه‌ها به گسل ماهدشت، بررسی‌های دقیق‌تر و شواهد زمین‌شناسی بیشتری نیاز است. وجود مخروط افکنه‌های کوچک‌تر و جوان‌تر روی بخش‌های میانی، بیانگر وجود مؤلفه شیب‌لغز برای گسل ماهدشت و



شکل ۱۱. کانون زمین‌لرزه شماره ۶ و موقعیت گسل‌های آتشان و زنگه منار.





شکل ۱۲. اثر دگرشکلی سطحی گسل ماهدشت بر مخروط افکنه در عکس هوایی (بالا) و مخروط افکنه های جوان روی بخش های میانی گسل، قطعه قطعه بودن گسل، شکل نامتقارن، خمیده و بریده مخروط افکنه ها و جابه جایی افقی بین قطعات مشاهده می شود (پایین). برگرفته از سلیمانی آزاد و همکاران (۱۳۹۶).

## ۶ بحث و نتیجه گیری

مطالعات گذشته درباره وضعیت گسل ها از دیدگاه لرزه زمین ساخت، همخوانی خوبی با نتایج حل سازوکار کانونی در این پژوهش و شواهد زمین شناختی و ریخت زمین ساخت محدوده نشان می دهد. نتایج پژوهش حاضر عبارت اند از:

۱- طبق نظر جکسون و همکاران (۲۰۰۲) همگرایی ایران مرکزی و حوزه جنوبی البرز موجب ایجاد سازوکارهای معکوس و امتدادلغز در روندهای گسلی موجود در منطقه شده است. با وجود آنکه سازوکارهای کانونی به دست آمده برای رویدادهای لرزه ای قابل اعتماد و با کیفیت و دقت زیاد، سازوکارهای ژرفی متفاوتی را

برای ساختارهای زمین ساختی منطقه نشان می دهد، چیرگی مؤلفه امتدادلغز یا همراهی آن، در بیشتر سازوکارها مشاهده شده است و با این نظریه همخوانی دارد، به طوری - که در بیشتر سازوکارهای کانونی به دست آمده، سازوکار امتدادلغز به صورت مستقل یا همراه با سازوکارهای کششی یا فشارشی وجود داشته است.

۲- در بین سازوکارهای سه گانه به دست آمده، سازوکارهای فشاری و امتدادلغز روند غالب را در منطقه دارند و مؤلفه های کوچکی از کشش نیز در بین سازوکارها مشاهده شده که نشان دهنده وجود سازوکارهای کششی در منطقه است؛ بنابراین در عملکرد رژیم لرزه زمین ساختی این محدوده باید اثر تنش های

۵- روند همه گسل‌های فرعی و کوچک‌تری که در جنوب گسل شمال تهران قرار گرفته‌اند، شمال غربی- جنوب شرقی است، اما سازوکار این گسل‌های فرعی متفاوت است؛ برای نمونه می‌توان به گسل‌های تلویزیون و باغ فیض با سازوکار راندگی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، ونک‌پارک با سازوکار کششی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) و جهان کودک با سازوکار کششی (شبانیان و همکاران، ۱۳۸۰) اشاره کرد. گفتنی است برای یک روند گسلی مشخص، نمی‌توان هم‌زمان سازوکارهای متفاوت و دوگانه در نظر گرفت. با توجه به نزدیکی این گسل‌ها به یکدیگر و به دلیل وجود خطای معمول مکان‌یابی، هیچ‌یک از رویدادهای مکان‌یابی‌شده در این پژوهش را نمی‌توان با قطعیت به هر کدام از این گسل‌ها اختصاص داد؛ لذا بررسی دقیق‌تر این موضوع، مستلزم استقرار شبکه‌های لرزه‌نگاری موقت در اطراف این سامانه‌های گسلی و مطالعات کامل‌تر و جامع‌تر در این زمینه است.

۶- دقت در به‌خط‌شدگی نسبی کانون زمین‌لرزه‌ها در قسمت میانی گستره مورد نظر در راستای شمالی- جنوبی از لواسان تا ری، موجب توجه ویژه به وجود چنین روندی برای کانون زمین‌لرزه‌ها در این محدوده شد و این ایده را مطرح کرد که ممکن است روندی متفاوت با راستای غالب فعالیت لرزه‌ای و گسل‌های منطقه (که به نسبت شرقی- غربی است) در محدوده وجود داشته باشد و این رویدادها از یک روند ساختاری شمالی- جنوبی پیروی کنند. برخی شواهد ریخت‌شناختی در نقشه‌های تهیه‌شده نظیر شکستگی گسل شمال تهران در قسمت ابتدایی شرقی پس از جدا شدن از گسل مشا (مختصات  $35/48^{\circ}N, 51/45^{\circ}E$ )، انحنا گسل قصر فیروزه، قطع گسل ایوانکی، بالافتادگی گسل کهریزک در انتهای شرقی، جابه‌جایی‌های مشاهده‌شده تیغه‌های سنگی در نقشه، تغییرات و جابه‌جایی در مخروط‌افکنه‌ها و انحنا آبراهه‌های محدوده، این فرضیه را تقویت کرد (شکل

کششی را نیز در بررسی‌های بعدی این محدوده مدنظر قرار داد. با توجه به پیچیدگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی روندهای بنیادین در منطقه البرز و نبود نظر مشترک بین پژوهشگران در خصوص سازوکار کانونی گسل‌های منطقه، محاسبه سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بیشتر، می‌تواند مکمل و تأییدکننده نتایج این مطالعه باشد و تفسیر دقیق‌تری را از خصوصیات لرزه‌زمین‌ساخت و زمین‌ریخت‌شناسی منطقه فراهم کند.

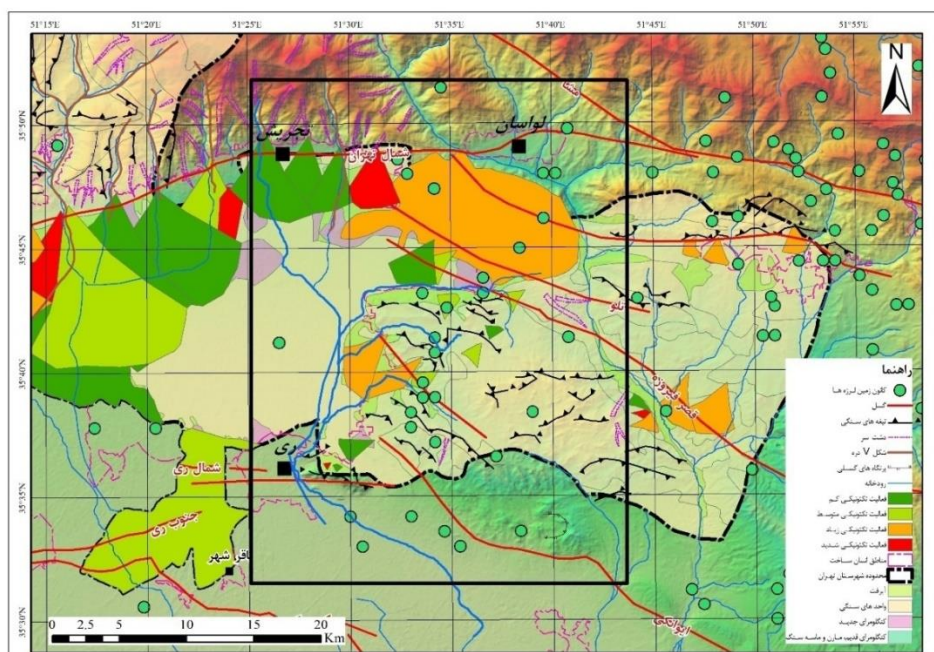
۳- تراکم شواهد ریخت‌شناختی، عوارض و زمین‌چهرهای (landforms) مشاهده‌شده در مناطق شمالی و شمال شرقی نسبت به مناطق جنوبی و شمال غربی بیشتر است. علاوه بر این، تجمع کانون رویدادهای لرزه‌ای در مناطق شمالی و شمال شرقی نیز نسبت به سایر مناطق ذکر شده بیشتر است. این موضوع بیانگر آن است که فعالیت‌های زمین‌ساختی در این مناطق زیادتر است و تأثیر بیشتری نیز بر ریخت‌شناسی آن محدوده برجای گذاشته است.

۴- با بررسی لرزه‌خیزی در نقاط مختلف گستره مورد نظر و با توجه به نقشه پراکندگی کانون زمین‌لرزه‌ها، مشاهده می‌شود تراکم زمین‌لرزه‌ها با بزرگای مساوی یا بزرگ‌تر از ۴ در مناطق شمال و شمال شرق گستره بیشتر از سایر قسمت‌ها و تراکم زمین‌لرزه‌ها با بزرگای کمتر از ۴، در نیمه شرقی منطقه مورد مطالعه ( $52^{\circ}E - 51/30^{\circ}$ ) بیشتر از نیمه غربی است. مشاهده روندهای فعال لرزه‌خیزی (seismic trend) و نبودهای لرزه‌ای (seismic gap) در طول یک ساختار، می‌تواند نشانه‌ای از لرزه‌خیزی زیاد، آرامش نسبی یا قفل‌شدگی لرزه‌ای باشد. در گام‌های بعدی با بررسی فعالیت لرزه‌خیزی دیرین گسل‌ها، محاسبه توان لرزه‌زایی و بیشینه بزرگای زلزله در هر یک از ساختارها و توجه به وجود مراکز جمعیتی متعدد، می‌توان نقاط پرخطر را شناسایی و ایمن‌ترین و مطمئن‌ترین نقاط گستره مورد نظر را مشخص کرد.

لرزه نگاری موقت و بررسی عکس های هوایی و ماهواره ای، گوگل ارث، شواهد ریخت شناسی و مطالعات میدانی مفصل نیاز دارد.

۷- وجود کانون های لرزه ای در یک راستا بدون تبعیت از گسل، وجود رویدادهای لرزه ای با عمق بیش از ۲۰ کیلومتر (با این شرط که تعدادشان زیاد باشد، خطای عمق وجود نداشته نباشد و در یک راستا و با روندی مشخص باشند)، تغییر روند لرزه خیزی در یک راستا و ... می تواند نشان دهنده وجود یک سامانه گسلی احتمالی پنهان در راستای روند زلزله هایی با این عمق باشد. بر این اساس، احتمال دارد گسل های ناشناخته ای زیر آبرفت ها و مخروط افکنه های جوان پنهان مانده باشند که در این صورت، خطر تقویت امواج لرزه ای وجود دارد. دستیابی به هریک از این شواهد و یافتن گسل های احتمالی، در وهله اول به وجود شبکه متراکم محلی، پایش لرزه خیزی محدوده و ثبت دقیق خرد لرزه ها نیاز دارد.

۱۳). به کمک شواهد ریخت شناسی فوق در کنار به خط - شدگی نسبی کانون زمین لرزه ها و در صورت وجود سازوکار یکسان به دست آمده برای زمین لرزه هایی که در این امتداد قرار گرفته اند، شاید بتوان روندی را به زلزله های شمالی - جنوبی این محدوده نسبت داد و گسلی را در این راستا تعریف کرد. با توجه به وجود گسل هایی با راستای شمالی - جنوبی در گستره مورد نظر مانند گسل تپه لویزان بین دو گسل کوثر و نارمک (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، گسل پونک و گسل درکه، وجود گسلی با این راستا در محدوده لواسان - ری دور از انتظار نخواهد بود. با توجه به سازوکار نرمال گسل های ذکر شده در این محدوده، انتظار می رود سازوکار این گسل احتمالی نرمال باشد. حل سازوکار کانونی زمین لرزه های این محدوده، می تواند در تقویت یا رد این فرضیه بسیار مؤثر باشد. این فرضیه به پایش مستمر، ثبت دقیق و تعیین سازوکار رویدادهای لرزه ای این محدوده با استقرار شبکه



شکل ۱۳. به خط شدگی نسبی کانون زمین لرزه ها در راستای شمالی - جنوبی در شرق لواسان - ری و شواهد ریخت شناسی مشاهده شده در نقشه.

نتایج این مطالعه، اهمیت زیاد پوشش ایستگاهی مناسب منطقه و ضرورت پایش رویدادهای زمین‌لرزه‌ای را تأیید می‌کند. به دلیل تعداد ناکافی ایستگاه‌های مراکز لرزه‌نگاری دائم مستقر در منطقه، امکان ثبت خردلرزه‌ها در گستره مورد نظر وجود نداشت و تعیین محل رومرکز و به‌ویژه تعیین ژرفای کانونی زمین‌لرزه معمولاً با خطای زیاد همراه بود؛ بنابراین تعداد رویدادهای لرزه‌ای با کیفیت مناسب جهت تعیین سازوکارهای کانونی مرتبط با گسل‌های مهم منطقه به‌ویژه گسل‌های داخل محدوده شهر تهران کافی نبود و امکان ایجاد ارتباط قطعی و سازگاری بین کانون زمین‌لرزه‌ها با ساختارهای گسلی و روندهای لرزه‌خیزی برای برخی از رویدادهای لرزه‌ای با اطمینان زیاد وجود نداشت. همین مسئله ممکن است باعث ایجاد خطا در تحلیل‌ها و تفسیرهای زلزله‌شناختی شود؛ از این رو نصب شبکه‌های لرزه‌نگاری تراکم حتی به صورت موقت و البته با زمان استقرار طولانی‌تر در اطراف این گسل‌ها برای برداشت داده‌های لرزه‌ای بیشتر و ثبت خردلرزه‌ها ضروری به نظر می‌رسد.

### تقدیر و تشکر

از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران برای دراختیار گذاشتن داده‌های خام سپاسگزاری می‌شود.

### منابع

اسلامی، آ.، تقابنی، م.، جوان دولوئی، غ.، ۱۳۹۵، بررسی لرزه‌خیزی و لرزه‌زمین‌ساخت در پهنه استان تهران و اهمیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باندپهن: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.  
امبرسیز، ن. ن.، ملویل، س. پ.، ۱۹۸۲، تاریخ زمین‌لرزه‌های ایران، ترجمه ابوالحسن رده، ۱۳۷۱: انتشارات آگاه، تهران، ۶۷۴ ص.  
بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ‌روش، ب.، مهاجر اشجعی،

ا.، ۱۳۶۴، پژوهش و بررسی ژرف نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گستره تهران و پیرامون: گزارش ۵۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵ - پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه، گسلش در گستره سمنان: گزارش شماره ۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

پورکرمانی، م.، سلیمانی آزاد، ش.، ۱۳۷۷، معرفی گسل لرزه‌ای ماهدشت - جنوب کرج به‌عنوان یکی از سرچشمه‌های لرزه‌ای اصلی در غرب تهران و جنوب کرج: دومین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.  
حسامی آذر، خ.، طبسی، ه.، مبین، پ.، ۱۳۹۱، نسخه جدید گسل‌های جنوب در ایران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران.

سلیمانی آزاد، ش.، شهیدی، ع.، سلامتی، ر.، و همکاران، ۱۳۹۶، گزارش پژوهش مقدماتی بررسی‌های زمین‌شناسی زمین‌لرزه ملارد: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

شبانیان بروجنی، ا.، عباسی، م.، ر.، فرید، ی.، ۱۳۸۰، تأثیر گسله‌ها در شکل‌گیری تاقدیس‌های هزار دره در تپه‌های عباس‌آباد تهران: پژوهشنامه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۱۲ و ۱۳، ۳۸-۴۵.

شیخ‌الاسلامی، م.، ر.، جوادی، ح. ج.، اسدی سرشار، م.، آقاحسینی، ا.، کوه‌پیما، م.، وحدتی دانشمند، ب.، ۱۳۹۲، دانشنامه گسله‌های ایران: پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۰ ص.

صفاری، ا.، ۱۳۸۷، قابلیت‌ها و محدودیت‌های ژئومورفولوژیکی کلان‌شهر تهران به‌منظور توسعه و

- 34(3), 522–531.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: Tectonophysics, **395**, 193–208.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II): Geological Survey of Iran, Report No. 39, 518p.
- Dellenbach, J., 1964, Contribution a` l'etude geologique de la region situee a` l'est de Tehran (Iran), Faculty of Science, University of Strasbourg (France), 117 p, PP.48-53.
- Ehteshami-Moinabad, M. & Yassaghi, A., 2007, Geometry and Kinematics of Mosha fault, Central Alborz Range, Iran, J. of Asian Earth Sci., 29 (5-6), 928-938
- Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region: Geophysical Journal International, **167**, 761-778.
- Hessami, K., 2021, Polyphase inversion tectonics in Western Alborz Mountains, Northern Iran: Iranian Journal of Geophysics, 14(4), 79-88, doi: 10.30499/IJG.2020.248614.1291
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonic of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, 148, 214–245.
- Jafari, M. K., Razmkhah, A., Keshavarz-Bakhshayesh, M., Sohrabi, A., and Pourazin, Kh., 2001, Complementary seismic microzoning study in South of Tehran: International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran.
- Jafari, M. K., Kamalian, M., Razmkhah, A., and Sohrabi, A., 2004, North of Tehran site effect microzonation: 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, B.C., Canada.
- Maggi, A., Priestley, K., and Jackson, J., 2002, Focal depths of moderate and large size earthquakes in Iran: Journal of Seismology and Earthquake Engineering, **4**(2-3), 1-10.
- Priestley, K., Baker, C., and Jackson, J., 1994, Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian basin and surrounding regions: Geophysical Journal International, **118**(1), 111-141.
- Rieben, E. H., 1955, The geology of the Tehran plain: American Journal of Science, **253**(11), 617-639, doi:10.2475/ajs.253.11.617.
- Rieben, E. H., 1966, Geological observations on alluvial deposits in north Iran: Geological Survey of Iran, **9**, 39p.
- ایمنی: رساله دکتری، دانشگاه تهران.
- عباسی، ا.، ۱۳۸۸، لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت لبه جنوبی البرز مرکزی: رساله دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- عباسی، م. ر.، شبانیان بروجنی، ا.، فرید، ی.، فقهی، خ.، طبسی، ه.، ۱۳۸۱، وضعیت جهت تنش نوزمین ساختی در لبه جنوبی البرز مرکزی: پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- عباسی، م. ر.، ۱۳۹۸، مقایسه سازوکارهای گسله های فعال در ترانشه های دیرینه لرزه شناسی و سازوکارهای کانونی در جنوب البرز مرکزی: مجله ژئوفیزیک ایران، **۱۴**(۲)، ۱-۱۴، doi: 10.30499/IJG.2020.106199
- عباسی، م. ر.، ۱۴۰۰، بررسی دو تفسیر از یک گسله در شمال تهران: مجله ژئوفیزیک ایران، **۱۵**(۲)، ۱۹-۳۳، doi: 10.30499/IJG.2021.260239.1305
- فقهی، خ.، ۱۳۸۲، گزارش پژوهشی بررسی گسل های فعال استان تهران از ورامین تا رباط کریم با استفاده از ناهنجاری سطح آب زیرزمینی: انتشارات پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- قنوتی، ع.، قلمی، ش.، عبدلی، ا.، ۱۳۸۸، توانمندسازی مدیریت بحران شهری در جهت کاهش بلایای طبیعی (زلزله) نمونه موردی شهر خرم آباد: فصلنامه جغرافیای طبیعی، **۱**(۴)، ۱۵-۲۴.
- میرزائی، ن.، ۱۳۷۷، کتاب ایالت های لرزه زمین ساختی ایران: انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ۱۹ صفحه.
- نعیمی، ا.، حیدرزاده، ق.، شیخ الاسلامی، م. ر.، ۱۳۹۲، شواهد ساختاری و زمین ریخت شناسی گسل سیاه کوه در شمال خاور ایران: فصلنامه علمی علوم زمین، **۲۳**(۹۰)، ۹۱-۹۸.
- Abbassi, M. R., and Farbod, Y., 2009, Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont: Journal of Asian Earth Sciences,



- Ritz, J.F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtention inside Central Alborz: a new insight into the Northern IranSouthern Caspian geodynamics: *Geology*, 34, 477-480.
- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data: *Earthquake Notes*, 55, 15p.
- Soltani Moghadam, S., Tatar, M., and Komeazi, A., 2019, An improved 1-D crustal velocity model for the Central Alborz (Iran) using Particle Swarm Optimization algorithm: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 292, 87-99.
- Tchalenko, J. S., Barberian, M., Iranmanesh, H., Baily, M., and Ansofsky, M., 1974, Tectonic framework of the Tehran region: *Geological survey of Iran*, 29, 7-46.
- Tchalenko, J. S., 1975, Seismotectonic framework of the North Tehran Fault: *Tectonophysics*, 29(1-4), 411-420.

## Investigation of seismicity, morphology and focal mechanism of important earthquakes of Tehran

Alireza Ashari<sup>1</sup>, Ezatollah Ghanavati<sup>2\*</sup>, Ali Ahmadabadi<sup>3</sup> and Hamid Khosravi<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *PhD. Student, Kharazmi University Tehran, Iran*

<sup>2</sup> *Associate Professor, Kharazmi University, Tehran, Iran*

<sup>3</sup> *Assistant Professor, Kharazmi University Tehran, Iran*

<sup>4</sup> *M.Sc Graduate, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran*

(Received: 29 May 2021, Accepted: 09 August 2021)

### Summary

The Iran plateau is located in the seismic belt of the world. Sustainable development in seismic regions of the world depends on having a comprehensive bank of all destructive seismic historical events, seismic events of recent centuries and their careful analysis for the reliable design of important buildings and structures. Owing to the occurrence of historical and instrumental earthquakes in the Central Alborz region, this region is known as a high seismic active region.

In this study, the waveforms of all earthquakes recorded at existing seismic stations in Central Alborz were used in order to determine the location of earthquakes and their causative faults, accurately. The studies conducted in this area show that activity of faults in Tehran results in the occurrence of significant earthquakes. Furthermore, the calculated focal mechanisms are consistent with the geometry of the faults. The density of morphological evidence, features and landforms observed in the northern and northeastern regions were higher than the southern and northwestern regions. Moreover, accumulation of the epicenters in the northern and northeastern regions is more than the other areas. This indicates that in these areas, there are high tectonic activities which affects on the morphology of the areas strongly. The folds created between the faults indicate the compressive zone of the reverse faults and the remaining deposits indicate the existence of tension between the normal faults. Focal mechanism of high quality and reliable seismic events of the area show different compressive, strike-slip and normal mechanisms. Compressive and strike-slip mechanisms have the dominant trends in the region. Strike-slip components have a more pronounced characteristic than the other components or have always been seen alongside the other components. Small components of traction are also observed among the obtained mechanisms. This shows the existence of traction mechanisms in this area. Therefore, the effect of tensile stresses should be considered in future studies about the tectonic seismic regime of this area. Considering the seismic complexity of fundamental trends in Alborz region and a lack of common opinion among researchers about the focal mechanism of faults in the region, calculating the focal mechanisms of more seismic events can complement and confirm the results of this study. It provides more accurate interpretation of seismic characteristics and geomorphology of the region. The results of this study confirm the importance of proper station coverage in the region and the need to monitor seismic events. Installation of dense seismic networks, even temporarily and with longer deployment times around faults in the area, is necessary to collect more seismic data and record micro-earthquakes.

**Keywords:** Seismicity of Tehran, morphology, focal mechanism of earthquakes

---

\*Corresponding author:

Ghanavati@khu.ac.ir