

# لرزه زمین ساخت البرز میانی - خاوری و دامنه جنوبی آن با نگرشی بر زمین لرزه $M_w = 5/7$ جنوب دامغان

مجید نعمتی<sup>۱\*</sup>، دنیس هتسفلد<sup>۲</sup>، محمد رضا قیطانچی<sup>۳</sup>، مرتضی طالبیان<sup>۴</sup>، نوربخش میرزایی<sup>۵</sup> و احمد سدیدخوی<sup>۶</sup>

<sup>۱</sup> استادیار، بخش زمین شناسی دانشکده علوم و مرکز پژوهشی زلزله دانشکده فیزیک، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران؛ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، مرکز ژئوفیزیک و تکنوفیزیک دانشگاه ژوزف فوریه گرونوبل، فرانسه

<sup>۳</sup> استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۴</sup> استادیار، پژوهشکده علوم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۵</sup> دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۶</sup> استادیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۹/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۲/۱۳

## چکیده

سامانه گسلی شاهرود نقش مهمی را در لرزه زمین ساخت البرز خاوری و میانی بازی می کند. در این پژوهش به لرزه خیزی در این گستره و جنوب آن با نگاهی به خردلرزه خیزی آن گستره و بررسی زمین لرزه پنجم شهریور ۱۳۸۹ جنوب دامغان پرداخته شده است. در این بررسی داده های شبکه های لرزه نگاری محلی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و همچنین داده های شبکه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله برای پردازش سازوکار خردلرزه ها و پردازش ویژگی های زمین لرزه جنوب دامغان و بزرگ ترین پس لرزه آن به کار گرفته شد. پراکنندگی رومرکز خردلرزه ها و زمین لرزه های جنوب دامغان در گستره البرز میانی - خاوری و جنوب آن بر جنبایی سامانه گسلی شاهرود و گسل تروود پافشاری می کنند. پراکنندگی کانونی زمین لرزه ها و سازوکار آنها شیب تند و سازوکار راستالغز چپ گرد را برای پاره های باختری سامانه گسلی شاهرود و گسل تروود نشان می دهند. سازوکار زمین لرزه ها نشان می دهند سه گسل آستانه، چاشم و فیروزکوه از سامانه گسلی یاد شده، از دیدگاه سازوکار ژرفی یکسان هستند و شاید بتوانند در یک رویداد یگانه مانند یک گسل بزرگ به جنبش درآیند و زمین لرزه بزرگی را به وجود بیاورند. همچنین سازوکار راستالغز چپ گرد زمین لرزه های جنوب دامغان نشان می دهد که گسل تروود نیز از دید رفتار لرزه زمین ساختی مانند گسل های البرز خاوری بوده و این گستره می تواند گسل تروود را نیز در بر بگیرد.

**کلیدواژه ها:** سامانه گسلی شاهرود، خردلرزه خیزی، سازوکار، شبکه محلی، البرز خاوری

\*نویسنده مسئول: مجید نعمتی

E-mail: majid\_1974@uk.ac.ir

## ۱- مقدمه

ایالت لرزه زمین ساختی البرز از دیدگاه لرزه خیزی و جنبایی گسل های آن، یکی از مهم ترین ایالت های لرزه زمین ساختی ایران به شمار می رود. زمین ساخت جنبا در گستره البرز با جنبش دسته ای از گسل های با سازوکار بیشتر راستالغز چپ گرد شناخته می شود. البرز میانی و خاوری گستره مهمی در برهم کنش ایالت لرزه زمین ساختی البرز و همسایگان آن است. این پژوهش در گستره ای از البرز میانی - خاوری و جنوب آن که از شمال به گسل کاسپین، از جنوب و جنوب خاوری به دشت کویر ایران مرکزی و گسل تروود و از جنوب باختر نیز به گسل مشا کران دارد، انجام شده است. در این پژوهش لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت البرز خاوری و همچنین سازوکار گسل تروود با نگاهی به زمین لرزه  $M_w = 5/7$  وابسته به آن بررسی می شود. گسل های آستانه، چاشم و فیروزکوه از گسل های جنبا در پایانه باختری سامانه گسلی شاهرود هستند. این سامانه نقش مهمی را در لرزه زمین ساخت البرز میانی - خاوری بازی می کند. لرزه خیزی در گستره البرز خاوری و جنوب آن با پردازش داده خرد زمین لرزه ها بررسی شده است. در این بررسی، سازوکار زمین لرزه های بینه مکان یابی شده (خردلرزه ها و زمین لرزه های جنوب دامغان) برداشت شده با سه شبکه محلی سازمان زمین شناسی که به مدت رفته ۹ ماه ناپیوسته در سال های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ در البرز خاوری و همچنین ۵ ماه در سال ۲۰۱۰ در استان فارس راه اندازی شده اند، به همراه نزدیک به چهار سال داده شبکه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به دست آمده است. از آنجایی که کاف (نبود) داده لرزه ای در گستره جنوبی البرز خاوری وجود دارد، سازوکار زمین لرزه جنوب دامغان به شناخت لرزه زمین ساخت جنوب البرز خاوری کمک خواهد کرد. در

این پژوهش به چالش های زیر پاسخ داده خواهد شد: آیا پاره های گسلی در سامانه گسلی شاهرود می توانند در یک روی داد یگانه به گونه ای یکپارچه جنبش داشته باشند؟ اگر می توانند چرا؟ جنبایی ادامه گسل آستانه به سوی باختر و پیوستن آن به گسل فیروزکوه چگونه است؟ لرزه زا یا بی لرزه؟ اگر لرزه زا است، کدام یک از گسل های پیونددهنده جنباتر هستند؟ سازوکار گسل تروود به ویژه در ژرفا که لرزه زمین ساخت پاره جنوبی البرز وابسته به آن است، چیست؟

## ۲- لرزه زمین ساخت البرز خاوری و گستره جنوبی آن

رشته کوه البرز که یک گستره چین خورده و گسل خورده است، یکی از گستره های کوتاه شدگی پوسته در ایران است. کوتاه شدگی این گستره در پی برخورد پهنه های عربی و اوراسیا در تریاس پسین آغاز شده است (Sengör et al., 1988). آهنگ کتونی این برخورد ۲۳ میلی متر در سال است (Vernant et al., 2004b) (شکل ۱). گستره لرزه زمین ساختی البرز خاوری و پاره جنوبی آن از شمال به گسل کاسپین، از جنوب به گسل تروود، از باختر به گسل مشا و از خاور به کوه های کپه داغ کران دارد. راستای این رشته کوه در گستره خاوری  $N80^{\circ}E$  است. جابه جایی رو به باختر پوسته کاسپین روی زمین ساخت پاره باختری البرز خاوری تأثیر دارد. خمیدگی رو به شمال البرز خاوری در نزدیکی  $57^{\circ}$  درجه طول خاوری به  $20 \pm 200$  کیلومتر می رسد (Hollingsworth et al., 2010a). سازوکار (Harvard (2010) بیشتر زمین لرزه های این پاره از البرز راستالغز چپ گرد همسو با راستای گسل های رشته کوه است. گسل های البرز در گستره خاوری دارای رخنمون های بسیار نمایان تری در سنجش با گستره

(Ritz et al., 2006). کارهای دیرینه لرزه‌شناسی زمین‌لرزه سال 856 A.D. کومس دامغان را که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه درون‌قاره‌ای ایران بوده و در تراشه (شکری و همکاران، ۱۳۸۸) کنده شده روی گسل آستانه برداشت شده است (شکل ۱)، وابسته به گسل آستانه می‌دانند. جابه‌جایی چپ‌گرد این گسل آهنگ جنبشی ۳ تا ۵ میلی‌متر در سال را نشان می‌دهد (Hollingsworth et al., 2006). اگر چه در سال 2010 آهنگ لغزش این گسل ۱/۷ تا ۲/۵ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Hollingsworth et al., 2010b). بر پایه کارهای نو، گسل آستانه با سامانه پلکانی یا نردبامی (En-Echelon)، یک گسل راستالغز با راستای خاور شمال خاوری- باختر جنوب باختری و سازوکار چپ‌گرد (Hollingsworth et al., 2010b) است (شکل ۱). این گسل دارای چند پاره است که شبکه لرزه نگاری 2007-2008 پیرامون پاره خاوری آن و شبکه لرزه‌نگاری 2008 پیرامون یکی از پاره‌های باختری آن گسترانده شده است (شکل ۱). پاره‌های افزای شده باختری گسل آستانه (گسل بشم با شیب ۵۰ درجه رو به جنوب خاوری و درازای ۵۳ کیلومتر و گسل چاشم با شیب روبه شمال و درازای ۴۴ کیلومتر) گسل آستانه را به گسل فیروزکوه پیوند می‌دهند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). از دیدگاه زمین‌شناسی گسل آستانه در ۵۳/۵ درجه طول جغرافیایی به دو گسل وارون چاشم و بشم با شیب‌های ناممگون که پاره خاوری گسل آستانه را به گسل فیروزکوه پیوند می‌دهند، افزای شده است.

گسل گرمسار، پیش‌تر با سازوکار وارون برداشت شده بود (Tchalenko et al., 1974a and b)، دارای راستای خاور، شمال خاوری- باختر، جنوب باختری و شیب تند رو به شمال است (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰). این گسل سازند هزاردره را به روی نهشته‌های آبرفتی جنوبی خود رانده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). از دید فیضی و آراین (۱۳۸۵) این گسل راندگی از گونه ضعیف به سطح رسیده است که در یک سری رانده جای دارد و از گونه روپله‌ای است. اگر چه پیشینه لرزه‌خیزی آشکاری در گستره گسلی شمال گرمسار وجود ندارد، این گسل، بیشترین توان جنبش را در میان گسل‌های مرز جنوبی البرز خاوری دارد (آراین و قرشی، ۱۳۸۵) (شکل ۱).

گسل ترود، دسته گسل‌هایی با راستای خاور شمال خاوری- باختر جنوب باختری و با درازای ۱۵۰ کیلومتر در جنوبی‌ترین پاره البرز خاوری و در شمالی‌ترین پاره ایران مرکزی گسترده شده است. این گسل دارای شیب ۸۰ درجه رو به جنوب خاور و جابه‌جایی شاقولی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در نقشه گسل‌های فعال ایران این گسل با سازوکار راندگی و با شیب رو به جنوب گزارش شده است (Hessami et al., 2003). همچنین Fattahi et al. (2007) این گسل را گسلی راندگی با شیب روبه شمال پنداشته‌اند. رومرکز زمین‌لرزه تاریخی سال 1808 میلادی و زمین‌لرزه دستگاهی سال 1953 میلادی به شماره، با بزرگ‌های ۶/۶ و ۶/۹ در سنجه پرتوهای پیکری در نزدیکی گسل ترود برآورد شده‌اند (Ambraseys & Melville, 1982). با وجود این که لغزش‌های مکانی وابسته به برآورد رومکان این گونه زمین‌لرزه‌ها زیاد است، چون گسل دیگری در نزدیکی گسل ترود نیست، می‌توان گفت این دو زمین‌لرزه به این گسل وابسته‌اند (شکل ۳). بر پایه چهارگوش‌نگاره هوایی ژئومغناطیسی سمنان، گسل‌های مشا، فیروزکوه، بشم و شمال سمنان با خطوط‌های مغناطیسی همخوانی دارند. اگرچه گسل چاشم با هیچ کدام از خطوط‌های شناخته شده همخوانی ندارد.

#### ۴- لرزه‌خیزی تاریخی و سده کنونی در گستره البرز خاوری و جنوب آن

در البرز میانی- خاوری زمین‌لرزه‌های تاریخی زیادی رخ داده است (شکل ۲). زمین‌لرزه‌های تاریخی سال‌های 856 A.D. کومس دامغان با بزرگای ۷/۹ و 1301 میلادی با بزرگای ۶/۷، زمین‌لرزه دستگاهی سال 1953 میلادی با بزرگای ۵/۸ در نزدیکی گستره مورد بررسی رخ داده‌اند که شاید بتوان آنها را به سامانه

باختری آن هستند. جنبش البرز خاوری به دو سامانه راندگی گسل کاسپین و راستالغز چپ‌گرد سامانه گسلی شاهرود (شکل ۱) با راستای شمال خاوری- جنوب باختری افزای می‌شود (Hollingsworth et al., 2010b). گسل‌های سامانه گسلی شاهرود و سازوکار همگی آنها در روی زمین شناخته شده است اما آرایش آنها در ژرفا شناخته شده نیست. در این گستره پیش‌تر بررسی‌های لرزه‌خیزی انجام نگرفته است. در گستره جنوبی البرز خاوری گسل ترود با سازوکار راندگی گزارش شده است (Hessami et al., 2003). البرز خاوری یکی از گستره‌های جنبای است که نقش مهمی در برهم‌کنش با همسایگان خود، مثل پوسته کهن دریای کاسپین، دارد. راستالغزی چپ‌گرد البرز خاوری و میانی با جنبش شمال- شمال باختری پوسته کهن دریای کاسپین (Hollingsworth et al., 2006, 2008) و/یا با گردش ساعت‌گرد آن (Ritz et al., 2003) همخوانی دارد.

#### ۳- گسل‌های جنبای در گستره البرز خاوری

گسل کاسپین، با درازایی بیش از ۴۵۰ کیلومتر در مرز شمالی پهنه البرز گسترده شده است (Berberian, 1983) (شکل ۱). این گسل یک گسل فشاری با شیب رو به جنوب است (Berberian, 1983; Allen et al., 2003; Nazari & Ritz, 2008). گسل کاسپین افزای بلندی را در لبه جنوبی دریای کاسپین درست کرده است. زمین‌لرزه‌های بسیاری وابسته به این گسل و شاخه‌های گوناگون آن هستند. زمین‌لرزه‌هایی مانند زمین‌لرزه سال 874 A.D. با بزرگای ۶/۰، زمین‌لرزه سال 1985 میلادی گرگان با بزرگای ۶/۰ (Berberian & Yeats, 1999) و زمین‌لرزه سال 2004 بلده با بزرگای ۶/۲ (Tatar et al., 2007) را می‌توان وابسته به این گسل دانست (شکل ۲).

گسل شمال البرز، که در بیشتر درازای خود هم‌راستا با گسل کاسپین گسترده شده است، بیش از ۲۰۰ کیلومتر درازا دارد. این گسل دارای شیب رو به جنوب و سازوکاری فشاری است (Stöcklin, 1974; Nazari & Ritz, 2008). زمین‌لرزه‌هایی مانند زمین‌لرزه سال 1127 میلادی فریم چهار دانگه با بزرگای ۶/۸ و زمین‌لرزه سال 1957 میلادی سنگچال با بزرگای ۶/۸ را می‌توان وابسته به این گسل دانست (Berberian & Yeats, 1999) (شکل ۲).

گسل مشا، در گذشته با نام‌هایی چون راندگی مشا- فشم (Tchalenko et al., 1974a) و همچنین گسل فشاری مشا (Berberian, 1983) نامیده شده است. این گسل در کواترنری آغازین به عنوان گسلی راستالغز و چپ‌گرد با سامانه عادی پنداشته می‌شد و هم‌اکنون یک گسل راندگی با شیب تند به سوی شمال انگاشته می‌شود (Nazari 2006; Ritz et al., 2006; Soleymani Azad, 2009). زمین‌لرزه‌هایی چون زمین‌لرزه سال 1665 میلادی با بزرگای ۶/۵ و زمین‌لرزه سال 1830 میلادی با بزرگای ۷/۱، همگی جنبش‌های دوباره گسل مشا هستند (Berberian and Yeats, 1999). بررسی‌های جدید نشان می‌دهند گسل مشا یک گسل راستالغز چپ‌گرد بوده و آهنگ لغزش آن ۱ تا ۲ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Nazari et al., 2008; Nazari and Ritz, 2008) (شکل ۲).

گسل فیروزکوه، باختری‌ترین گسل از سامانه گسلی شاهرود، با راستای شمال خاوری- جنوب باختری با درازایی نزدیک به ۷۰ کیلومتر است. رخنمون بسیار راست این گسل، شیب زیاد و راستالغز بودن آن را نشان می‌دهد. شیب این گسل رو به جنوب باختری و سازوکار آن راستالغز چپ‌گرد است (Nazari et al., 2009; Nazari and Ritz., 2008) (شکل ۱).

گسل آستانه، پاره میانی سامانه گسلی شاهرود است. رد این گسل به خوبی با کار ریخت‌زمین‌شناسی در جابه‌جایی‌هایی که در کواترنری پسین به وجود آورده است، برداشت شده است. بربریان و همکاران (۱۳۷۵) سازوکار راندگی را ویژگی این گسل دانسته است، چه بسا داده‌های زمین‌ریخت‌شناسی و دیرینه‌لرزه‌شناسی، این گسل را یک گسل جنبای با سازوکار راستالغز چپ‌گرد معرفی می‌کنند

است (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰). پراکندگی ژرفایی این زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که ژرفای بیشتر آنها میان ۴ و ۱۴ کیلومتر است و نزدیک به ۸۰٪ زمین‌لرزه‌ها در درون لایه بلورین رخ داده‌اند. ژرفای چهار کیلومتری، پهنای نهشته‌های رویی و آغاز لایه بلورین در گستره مورد مطالعه پنداشته شده است. پهنای لایه لرزه‌زا در گستره، ۲۳ کیلومتر است (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰). بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های رخ داده‌اند در بازه زمانی شبکه‌های لرزه‌نگاری موقت، با شبکه لرزه‌نگاری ۲۰۰۸ برداشت شده که هر دو زمین‌لرزه در یک روز (شانزدهم) در ماه جولای رخ داده، دارای سازوکارهای راستالغز با اندکی سازوکار وارون (شماره ۱۳ با بزرگای  $M_L$  ۴/۰ و شماره ۱۴ با بزرگای ۴/۲) بوده و همچنین هر دو زمین‌لرزه به گسل چاشم وابسته‌اند. زمین‌لرزه بیستم ژانویه ۱۹۹۰ با بزرگای  $M_S = 5/9$  و با سازوکار راستالغز چپ‌گرد وابسته به گسل فیروزکوه است (شکل ۲).

#### ۴- سازوکار زمین‌لرزه‌ها

پی‌بردن به لرزه‌زمین‌ساخت سامانه گسلی شاهرود با بررسی سازوکار خردلرزه‌ها امکان‌پذیر است. شکل ۵ سازوکار خردلرزه‌های گزینش شده را در این گستره نشان می‌دهد. گزینش بر پایه مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها با دست کم هشت ایستگاه، کاف (نبرد) آزیموتی کمتر از  $180^\circ$ ، بیشترین لغزش مکانی ۳ کیلومتر و بیشترین بازماند زمانی ۰/۳ ثانیه انجام شده است. سازوکارهایی با رنگ سرخ پایداری و درستی بیشتری از سازوکارهای آبی رنگ دارند. این پایداری بر پایه پراکندگی ایستگاه‌ها در یک چهارم‌ها آورده شده است. ایستگاه‌ها در سازوکارهایی با رنگ سرخ در هر چهارپاره از سازوکار پراکنده شده و ایستگاه‌ها در سازوکارهایی با رنگ آبی در سه چهارم پراکندگی دارند. همچنین پایداری سازوکار به شمارگان ایستگاه‌ها در هر پاره و در هر سازوکار، اندازه دامنه قطبش خوانده شده و دوری و نزدیکی قطبش‌ها به صفحه‌ها نیز وابسته است. سازوکار چیره راستالغز چپ‌گرد را با این پندار که پهنه گسلی دارای راستای خاور، شمال‌خاوری-باختری، جنوب‌باختری است می‌توان به خوبی برای پاره‌های خاوری و باختری گسل آستانه که همان گسل چاشم است، پیشنهاد کرد (شکل ۵). در تمام خردلرزه‌ها به‌جز شماره‌های ۳، ۸ و ۱۲ سامانه راستالغز برتر است. درجه وارونگی به چپ‌گردی نزدیک به یک به چهار است. زمین‌لرزه‌های وابسته به گسل آستانه به‌جز زمین‌لرزه‌های شماره ۶ و ۱۶ همه راستالغز چپ‌گرد هستند. وابستگی زمین‌لرزه با سازوکار عادی شماره ۹ به گسل چاشم توجه پذیر نیست. تنها یک زمین‌لرزه (شماره ۱۸) با سازوکار راستالغز چپ‌گرد به گسل بشم وابسته است. جدول ۲ ویژگی‌های رقومی سازوکارهای ۲۰ خردلرزه نشان داده شده در نگاره ۵ را نشان می‌دهد. پیامد پردازش سازوکارها با نگاهی به همه گفته‌های بالا سازوکار راستالغز چپ‌گرد با کمی سامانه شیب‌لغز وارون برای جنبش گسل‌های آستانه، چاشم و بشم در بازه زمانی شبکه‌های لرزه‌نگاری موقت و همچنین سازوکار راستالغز چپ‌گرد برای گسل فیروزکوه است (Harvard, 2010).

همیشه گسل‌های وارون در سنجش با گسل‌های راستالغز و عادی دارای توان لرزه‌ای بیشتری هستند، زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تری روی آنها رخ می‌دهد (Sibson, 1974, 1975 & 1977) و دوره بازگشت بزرگ‌تری دارند (Berberian & King, 1981). همچنین بربریان و همکاران (۱۳۷۵) رشد گسل چاشم را همزمان با پدید آمدن یک گستره کوچک فشاری دانسته و بر این پندار هستند که در پی جنبدن دوباره گسل‌های آستانه و بشم پدید آمده است. بنا به گفته نبوی بیشترین جابه‌جایی قائم گسل‌های بشم و چاشم نزدیک به ۴۰۰۰ متر برآورد می‌شود (نبوی، ۱۳۵۴). جابه‌جایی‌های برشی گسل آستانه در هولوسن، گسل فیروزکوه و گسل مشا باید در سامانه گسلی شاهرود که پاره بزرگی از آهنگ جابه‌جایی برشی البرز خاوری (۲۲±۴ میلی‌متر در سال برآورد شده با GPS) را بر دوش می‌کشد، جذب شود (Ritz et al., 2006; Vernant et al., 2004a,b). هیچ‌کدام از گسل‌های چاشم و

گسلی شاهرود وابسته دانست. در زمین‌لرزه کومس، که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه درون قاره‌ای ایران است، نزدیک به ۲۰۰،۰۰۰ نفر در شهر دامغان و پیرامون آن کشته شدند (Ambraseys & Melville, 1982). اگر چه در تازه‌ترین مطالعه، پژوهشگران زمین‌لرزه کومس و دو دیرینه زمین‌لرزه دیگر را در بررسی‌های دیرینه‌زمین‌لرزه‌شناسی در ترانسه گسل آستانه (شکل ۱) به آن گسل وابسته دانسته‌اند (Hollingsworth et al. 2010b). پیشینه لرزه‌خیزی گستره جنوبی البرز خاور نشان می‌دهد که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های رخ داده در گستره، رویداد هفتم ژوئیه ۱۹۲۷ میلادی شمال دشت کویر با بزرگای ۶/۹ در سنججه پرتوهای پیکری ( $m_p$ ) و زمین‌لرزه ۱۲ فوریه ۱۹۵۳ میلادی در خاور رشم با بزرگای ۹/۹ در سنججه پرتوهای پیکری است، زمین‌لرزه سال ۱۸۰۸ میلادی با بزرگای ۶/۶ نیز در گذشته تاریخی گستره روی داده است. زمین‌لرزه ساعت ۲۳:۵۳ روز پنجم شهریورماه ۱۳۸۹ با  $M_L = 5/9$  در جنوب خاوری دامغان را نیز می‌توان به این پیشینه افزود (شکل ۳). چون فاصله میان ایستگاهی شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) زیاد است، پراکندگی زمین‌لرزه‌های برداشت شده با این شبکه همخوانی زیاد خوبی با رخنمون گسل‌ها ندارد. تنها داده‌های لرزه‌ای درست‌تر، زمین‌لرزه‌هایی دارای حل تانسور ممان (Centriod Moment Tensor) هستند که بزرگای بالاتر از ۵/۰ دارند.

#### ۵- برداشت و پردازش داده‌ها

در این پژوهش، هر کدام از شبکه‌های لرزه‌نگاری سازمان زمین‌شناسی با ۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت میان ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک، راه اندازی شد (شکل ۴). دستگاه‌های شبکه‌های محلی از گونه گورالپ (Guralp) سه سامانه‌ای با دوره ۶۰ ثانیه (CMG-3ESP) هستند. اگر چه دستگاه‌های مؤسسه ژئوفیزیک از گونه سه سامانه‌ای کوتاه دوره (SSI Short period) و دستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه زلزله‌شناسی باند پهن بیشتر از گونه (CMG-3T) هستند.

پرتوهای خردلرزه‌ها و همچنین زمین‌لرزه جنوب دامغان و پس‌لرزه آن به گونه‌ای دستی با نرم‌افزار SCREAM (<http://www.guralp.com/>) جدا و با نرم‌افزار Seisan (<http://www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE/>) و برنامه Hypo 71 (Havskov & Ottemöller, 2005) و در پی آن با نرم‌افزار GMT (Lee & Lahr, 1972) پردازش و در پی آن با نرم‌افزار (Wessel & Smith, 1998 [<http://www.soest.hawaii.edu/gmt/>]) نمایش داده شده است. فازهای  $P_p$  و  $S_p$  زمین‌لرزه‌های یاد شده با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۵۰ کیلومتر و فاز  $P_n$  زمین‌لرزه‌هایی با فاصله رومرکزی بیشتر از آن خوانده شده‌اند. میانگین دامنه‌های پرتوهای پیکری برای یافتن بزرگی وود - اندرسون، که پاسخ دستگاهی را برمی‌دارد و پرتو را همانند پرتوهای برداشت شده با دستگاه‌های جابه‌جایی نگار وود - اندرسون می‌پندارد، به کار گرفته شده است. برای مکان‌یابی دوباره زمین‌لرزه‌ها و دیگر پردازش‌ها پیوند  $V_p$  و  $V_s$  (که  $V_p/V_s = 1/1.7$  به دست آمده است) و الگوی سرعتی نعمتی و همکاران (۱۳۹۰) (جدول ۱) در گستره در دست بررسی در جنوب البرز به کار برده شد.

#### ۶- پراکندگی زمین‌لرزه‌ها

زمین‌لرزه‌های ژانویه ۲۰۰۶ تا سپتامبر ۲۰۱۰ شبکه مؤسسه ژئوفیزیک، به جز بازه زمانی شبکه‌های محلی، دوباره با الگوی سرعتی و نسبت  $V_p$  به  $V_s$  برآورد و با برنامه هایپو ۷۱ مکان‌یابی شدند. بر پایه زمین‌لرزه‌های گزینش شده شبکه مؤسسه ژئوفیزیک و همچنین بر پایه زمین‌لرزه‌های گزینش شده شبکه‌های محلی در گستره البرز خاوری می‌توان گفت که لرزه‌خیزی در گستره، روی گسل‌های کاسپین، شمال البرز، گرمسار، شمال سمنان، مشا و به‌ویژه آستانه پراکنده شده است. در این گستره ۷ زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۴/۰ وابسته به گسل‌ها از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۹ روی داده

زمین‌لرزه‌های تاریخی با بزرگ‌های میان ۶/۷ تا ۷/۹ اگر بتوان آنها را زمین‌لرزه‌های سرشتی پنداشت (Characteristic earthquake)، دوره بازگشت آنها نزدیک به ۴۵۰ سال برآورد می‌شود. چون هم اکنون نزدیک به ۷۰۰ سال از زمین‌لرزه سال ۱۳۰۱ گذشته و هنوز زمین‌لرزه‌ای با بزرگ‌ای یاد شده روی گسل آستانه رخ نداده است، پس شاید بتوان گفت که الگوی سرشتی برای برآورد دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها روی این گسل کاربردی ندارد و روی این گسل باید الگوهای دیگری مانند الگوی خوشه‌ای را به کار برد.

#### ۸- زمین‌لرزه جنوب دامغان

در پاره جنوبی البرز خاوری در ساعت ۲۳:۵۳ روز پنجم شهریورماه ۱۳۸۹ زمین‌لرزه‌ای به بزرگ‌ای ۵/۷ در سنجه بزرگ‌ای محلی ( $M_L$ ) در جنوب خاوری دامغان و بزرگ‌ترین پس‌لرزه آن در ساعت ۴:۵۹ روز ششم شهریور با بزرگ‌ای ۵/۲ در همین سنجه رخ داد. پس از راه اندازی شبکه‌های لرزه‌نگاری کشوری در ایران، این نخستین زمین‌لرزه با بزرگ‌ای بیشتر از ۵/۵ است که در گستره جنوبی البرز خاوری رخ داده است. برون‌داد ما برای زمین‌لرزه جنوب دامغان و پس‌لرزه بزرگ آن هم آمیخت و در پی آن پردازش نگاره پرتوهای پیکری برداشت شده با شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و شبکه محلی سازمان زمین‌شناسی (راه‌اندازی شده در استان فارس) بوده است. ایستگاه‌های شبکه محلی سازمان زمین‌شناسی که با انگیزه بررسی خردلرزه‌خیزی استان فارس راه‌اندازی شده بودند، پرتوهای این زمین‌لرزه و بزرگ‌ترین پس‌لرزه آن را که در فاصله نزدیک به ۱۰۰۰ کیلومتری شبکه رخ داده است، به خوبی و بدون نوفه (Noise) برداشت کرده‌اند. برای این زمین‌لرزه‌ها روش به دست آوردن سازوکار، به شماره، به کارگیری قطبش‌های نخستین پرتو فشاری رسیده به ۴۵ و ۳۰ ایستگاه است. با نگاهی به راستای ساختارهای زمین‌شناسی سازوکار زمین‌لرزه با بزرگ‌ای  $M_N=5/9$  گسلی راستالغز چپ‌گرد با راستای  $N30^{\circ}E$ ، شیب تند SE ۸۵ درجه و لغزش ۵- درجه پیشنهاد می‌کند، همچنین بزرگ‌ای آن در سنجه  $M_L$  (بزرگا در سنجه محلی) با میانگین‌گیری میان ۱۱ ایستگاه، ۵/۷ است. سازوکار زمین‌لرزه دیگر با بزرگ‌ای  $M_N=5/0$  گسلی راستالغز چپ‌گرد با راستای  $N29^{\circ}E$ ، شیب ۷۰ درجه روبه شمال و لغزش ۴۰ درجه پیشنهاد می‌کند (ویژگی‌های سازوکار زمین‌لرزه‌های دامغان در پیوست ۱، ویژگی‌های سازوکار خردلرزه‌ها در پیوست ۲ و ایستگاه‌های به کار رفته در برآورد این سازوکارها در پیوست ۳ تا ۶ نشان داده شده‌اند)، همچنین بزرگ‌ای آن در سنجه  $M_L$  با میانگین‌گیری میان ۹ ایستگاه، ۴/۸ است (شکل ۳ و جدول ۳). با نگاهی به شکل ۶ در می‌یابیم که شیب پس‌لرزه‌ها رو به جنوب است و با سازوکار ما همخوانی بیشتری دارد تا با سازوکار CMT و USGS. همچنین می‌توان گفت که این زمین‌لرزه‌ها به شاخه‌های افزاز شده شمالی گسل تروند با شیب رو به جنوب وابسته هستند.

#### ۹- نتیجه‌گیری

پردازش داده‌های لرزه‌ای سه شبکه محلی و نزدیک به چهار سال داده شبکه مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در گستره البرز میانی- خاوری و جنوب آن، به شناخت بیشتر ما از پوسته زمین در آن گستره کمک کرد. پراکندگی زمین‌لرزه‌های شبکه مؤسسه ژئوفیزیک، جنباً بودن گسل‌های البرز خاوری به‌ویژه آستانه را نشان می‌دهد. رخداد ۷ زمین‌لرزه با بزرگ‌ای بیشتر از ۴/۰ وابسته به گسل‌های این گستره از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۹، نشان از توان بالای لرزه‌ای گستره بررسی شده دارد. پردازش سازوکار خردلرزه‌ها، سازوکار راستالغز چپ‌گرد با کمی سامانه شیب‌لغز وارون (شکل ۵) برای جنبش گسل‌های آستانه، چاشم، بشم، فیروزکوه و تروند در بازه زمانی لرزه‌خیزی

بشم با سازوکار وارون که در روی زمین دیده شده‌اند، نمی‌توانند یک گسل پیوند دهنده (Relay fault) میان دو گسل راستالغز چپ‌گرد باشند. این به پیچیدگی سامانه گسلی شاهرود می‌افزاید.

این چالش که گسل‌هایی با سازوکار راستالغز با کمی سامانه شیب‌لغز وارون (گسل‌های چاشم و بشم) در روی زمین تنها سازوکار زمین‌شناسی وارون (بربریان و همکاران (۱۳۷۵)؛ Tchalenko et al. (1974a & b)) از خود نشان داده‌اند، به پوشش روسی باز می‌شود. پژوهش‌های زیادی درباره برآورد بیشینه بزرگی زمین‌لرزه‌هایی که برپایه درازای گسل برآورد می‌شوند، با این پندار که تمام درازای گسل هنگام رویداد زمین‌لرزه بشکند، انجام گرفته است (e.g. Schwartz & Coppersmith, 1984; Scholz, 1982). و ناپیوستگی‌ها در راستای گسل از ویژگی‌هایی هستند که گسل را پاره‌بندی (Segmentation) کرده‌اند و بنابراین گسل به یکباره در همه درازای خود نمی‌شکند. هنوز پژوهشگران درباره بلوغ یا تکامل (Maturation) گسل‌ها به همفکری نرسیده‌اند. برخی از آنها مانند Wenousky (1988) و Manighetti et al. (2007) بر این پندار هستند که جنبش گسل‌ها توان (Strength) سدها را کاهش می‌دهد. برخی دیگر مانند Klinger (2010) نیز بر این پندار هستند که پاره‌بندی گسل‌ها تنها به ستبری پوسته زمین وابسته است. گرچه پاره‌های گسلی برداشت‌های روی زمین هستند که به هندسه گسل در ژرفا و درون پوسته شکننده، جایی که شکستگی زمین‌لرزه از آنجا آغاز می‌شود، وابسته نیستند.

در این پژوهش می‌توان پی‌برد که گستره کششی با درازای ۴۰ کیلومتر (Hollingsworth et al. 2008) و ستبری ۲۳ کیلومتر (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۰) که بر پایه دو گسل بشم و چاشم (گستره میان آنها) ساخته شده است، در ژرفا، بسیار ساده‌تر است. این گستره کوچک برشی، پیامد الگوی پیچیده‌ای از خم‌های بازدارنده در راستای گسل است (Hollingsworth et al., 2010b). گسل بشم جنبایی چندانی ندارد و لرزه‌خیزی و یکسان بودن سازوکار زمین‌لرزه‌های وابسته به آنها نشان می‌دهند که پیوند میان گسل‌های آستانه، چاشم و فیروزکوه در ژرفا ساده‌تر است. این یکسان‌شدگی در ژرفا در گسل‌های دیگر مانند پاره‌هایی از گسل سان آندریاس که زمین‌لرزه‌های بزرگی در پی داشته نیز دیده شده است (Graymer et al., 2007). با داده‌های کمی از کرنش‌های پوسته که در این گستره در دست است، به سختی می‌توان الگویی از تکامل ساختاری گسل‌ها در روی زمین پیشنهاد کرد. می‌توان گفت که در این گستره ساختار چهار کیلومتر نهشته‌های رویی با ساختار پوسته شکننده یکسان نیست. ساختار شکستگی‌های روی زمین تنها می‌تواند به یکسان نبودن ویژگی‌های مکانیکی نهشته‌های رویی و پوسته شکننده وابسته باشند. سازوکار شیب‌لغز گسل‌های بشم و چاشم در روی زمین و سازوکار راستالغز و شیب‌لغز آنها در ژرفا نشان از تکامل ساختاری آنها دارد. لغزش کلی این گسل‌ها که در ۱۰ میلیون سال پیش آغاز شده است، ۴۰-۳۰ کیلومتر بوده (Hollingsworth et al., 2006) و نشان دهنده یکنواخت شدن ناهمگونی‌های آنها است. پیامد مهم این گفته‌ها این است که همخوانی ژرفی سه پاره گسلی (گسل‌های آستانه، چاشم و فیروزکوه) می‌تواند در یک رویداد یگانه با بزرگی متناسب با درازای مجموع پاره‌ها بجنبند و یک زمین‌لرزه بزرگ ایجاد کنند. این گفته در همخوانی با دیدگاه Hollingsworth et al. (2010b) است که اشاره به توانایی لرزه‌ای سامانه گسلی شاهرود در ایجاد زمین‌لرزه‌ها در آینده دارد (Hollingsworth et al., 2010b).

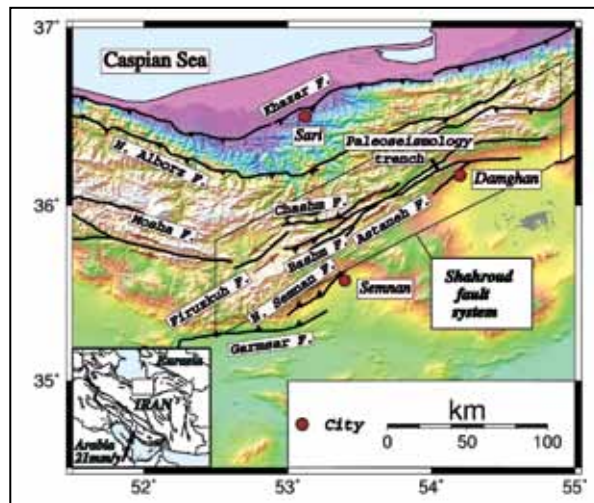
(Mason et al. 2005) با سنجش کرنش‌های لرزه‌ای و GPS، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ را در البرز خاوری بیشتر از یک سده برآورد کرده‌اند. بر پایه الگوی سرشتی (Characteristic Model) (Schwartz & Coppersmith, 1984) در اینجا می‌توان گفت که اگر زمین‌لرزه سال ۱۳۰۱ را نیز مانند زمین‌لرزه‌های سال‌های ۸۵۶ و ۸۵۹ به سامانه گسلی شاهرود وابسته بدانیم، با بررسی آماری این

این زمین لرزه به شاخه‌های افزایش‌دهنده شمالی گسل ترود با شیب رو به جنوب وابسته باشد. همچنین بزرگای آن ۵/۷ در سنجه  $M_L$  است.

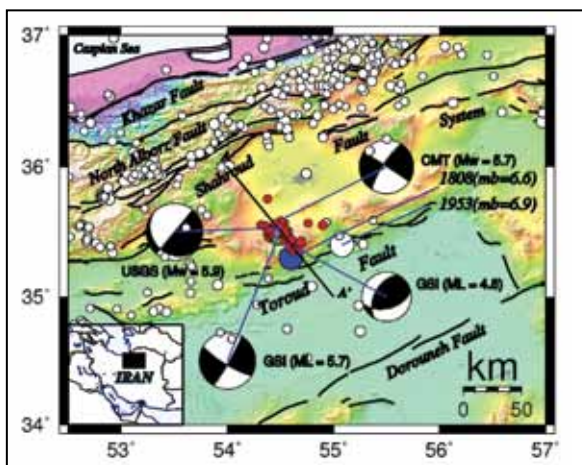
### سیاسگزاری

این بررسی با داده‌های سازمان زمین‌شناسی انجام گرفته است که بدین وسیله برای در اختیار گذاردن دستگاه‌های لرزه‌نگاری و تهیه لوازم کار صحرایی از آن سازمان محترم سیاسگزاری می‌شود. از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به دلیل فراهم آوردن داده‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری سیاسگزاری می‌شود. از مردم محلی استان سمنان و ساری و همچنین بخش‌داری‌های مربوط به ویژه بخش‌داری فولادمحل سیاسگزاری می‌شود.

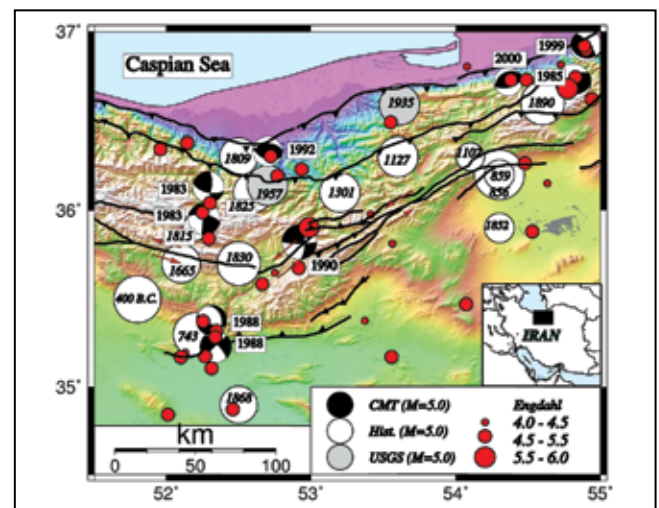
دستگاهی پیشنهاد می‌کند. سازوکار خردلرزه‌ها نشان می‌دهند که گسل‌های گستره البرز خاوری دارای سازوکار راست‌الغز چپ‌گرد هستند. یکسان بودن سازوکار ژرفی سه پاره گسل‌های آستانه، چاشم و فیروزکوه و همخوانی ژرفی آنها نشان می‌دهد که این گسل‌ها در ژرفا یک گسل یگانه هستند که می‌توانند در یک رویداد یگانه با بزرگای متناسب با درازای همه پاره‌ها بجنبند و یک زمین‌لرزه بزرگ ایجاد کنند. یکسان بودن سازوکار زمین‌ریخت‌شناسی گسل‌های نامبرده در روی زمین با سازوکار لرزه‌ای ژرفی آنها به نهشته‌های رویی با ستبرای کمتر از چهار کیلومتر باز می‌گردد. سازوکار زمین‌لرزه جنوب دامغان، گسلی راست‌الغز چپ‌گرد با شیب تند ۸۵ درجه روبه جنوب خاوری پیشنهاد می‌کند. شیب پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه نیز روبه جنوب است که با سازوکار ما همخوانی بیشتری دارد تا با سازوکار CMT. شاید



شکل ۱- نمایی از گسل‌های گستره البرز خاوری- میانی و شهرهای آن. پاره باختری سامانه گسلی شاهرود (چهار گوش اشاره شده در نگاره) و آهنگ ۲۳ میلی‌متر در سال، همگرایی پهنه‌های عربی و اوراسیا در نگاره دیده می‌شوند.

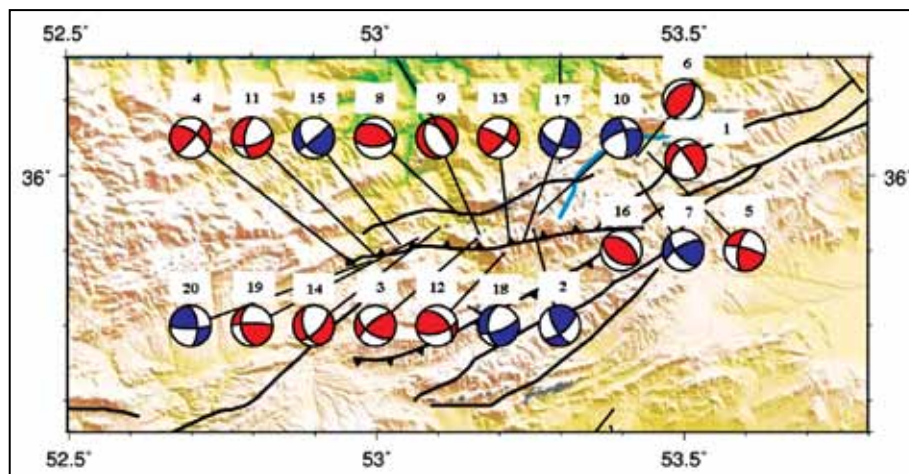
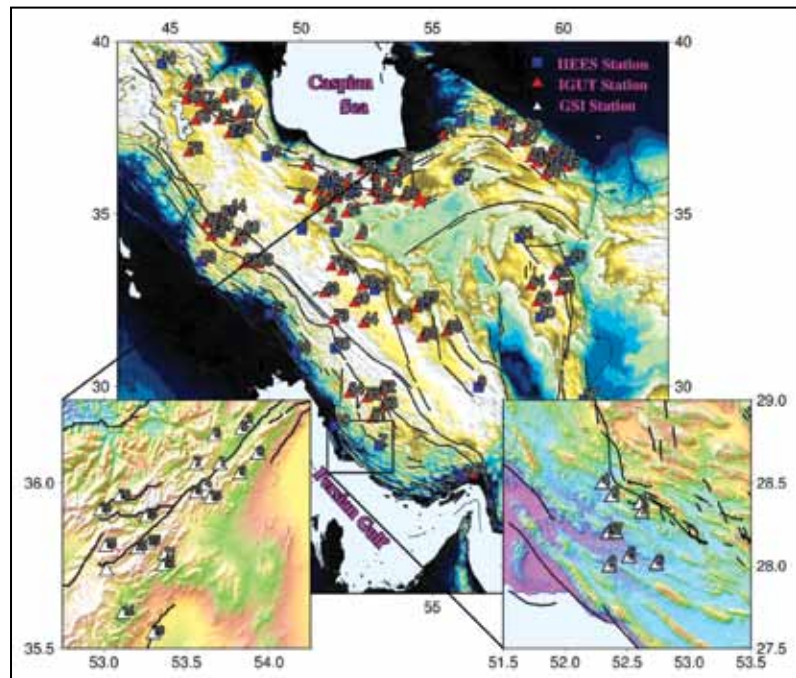


شکل ۳- رومرکز و سازوکار زمین‌لرزه ترود و پس‌لرزه بزرگ آن از نهادهای گوناگون. زمین‌لرزه تاریخی سال ۱۸۰۸ (نشانگر آبی) با بزرگی ۶/۶ در سنجه پرتوهای پیکری (Ambraseys and Melville, 1982) به گسل ترود وابسته است. نشانگرهای سفید خردلرزه‌ها، نشانگرهای سرخ پس‌لرزه‌ها، نشانگر بنفش رومرکز زمین‌لرزه جنوب دامغان از مؤسسه ژئوفیزیک و نشانگر سبز رومرکز پژوهشگاه زلزله‌شناسی را برای این زمین‌لرزه نشان می‌دهند. بازه زمانی خردلرزه‌ها، سال‌های ۲۰۰۹ و ۲۰۱۰ و بازه زمانی پس‌لرزه‌ها تا چهار ماه پس از رویداد زمین‌لرزه است.

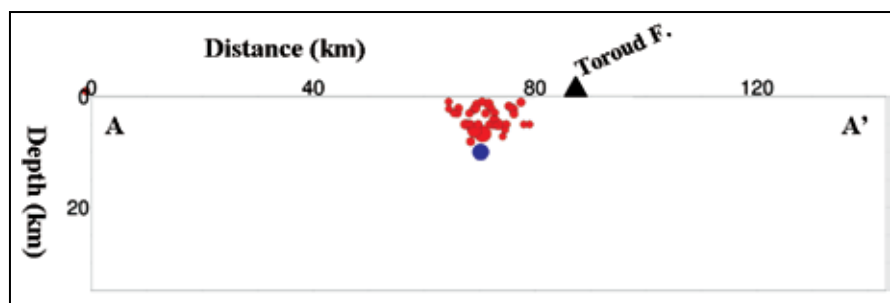


شکل ۲- نمایی از گستره در دست بررسی و پیرامون (البرز خاوری) که زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش‌دستگاهی را نشان می‌دهد. رومرکز برآورد شده زمین‌لرزه تاریخی سال ۸۵۶ کومس دامغان می‌تواند به سامانه گسلی شاهرود وابسته باشد (Ambraseys & Melville, 1982). سازوکار زمین‌لرزه‌ها از Harvard (2010) بر گرفته شده است. زمین‌لرزه راست‌الغز چپ‌گرد سال ۱۹۹۰ به گسل فیروزکوه وابسته است. نشانگرهای سرخ زمین‌لرزه‌های دوباره مکان‌یابی شده انگدال را نشان می‌دهند (Engdahl et al., 1998).

شکل ۴ - ایستگاه‌های لرزه‌نگاری به کارگرفته شده برای پردازش سازوکار زمین‌لرزه‌ها از شبکه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک، پژوهشگاه زلزله‌شناسی و سازمان زمین‌شناسی (شبکه خاوری و باختری در چهارگوش پایین و چپ به شماره، شبکه‌های لرزه‌نگاری 2007-2008 و 2008 و شبکه چهارگوش پایین راست شبکه لرزه‌نگاری 2010 را نشان می‌دهند). پیوست ۳ تا پیوست ۶ مختصات ایستگاه‌های نمایش داده شده در این شکل را نشان می‌دهند.



شکل ۵ - سازوکار ۲۰ خردلرزه برگزیده که با روش نخستین جنبش پرتو P برآورد شده‌اند. رویدادهای گزینش شده بر پایه مکان‌یابی با دست کم شش فاز خوانده شده، دارای بیشترین کاف آزموتی  $180^\circ$ ، بیشترین لغزش مکانی ۳ کیلومتر و بیشترین بازماند زمانی ۰/۳ ثانیه هستند.



شکل ۶ - برش کانونی از زمین‌لرزه جنوب دامغان و پس‌لرزه  $(M_w > 2.5)$  های آن از مؤسسه ژئوفیزیک. دو نشانگر بزرگ سرخ‌رومرکز زمین‌لرزه جنوب دامغان و پس‌لرزه بزرگ آن را نمایش می‌دهند. نشانگر آبی کانون پردازش شده این پژوهش را نشان می‌دهد. فاصله زمین‌لرزه تا گسل ترود وابستگی آن را به شاخه‌های شمالی گسل ترود نشان می‌دهد.

جدول ۱- الگوی سرعتی به کار گرفته شده از نعمتی و همکاران (۱۳۹۰).

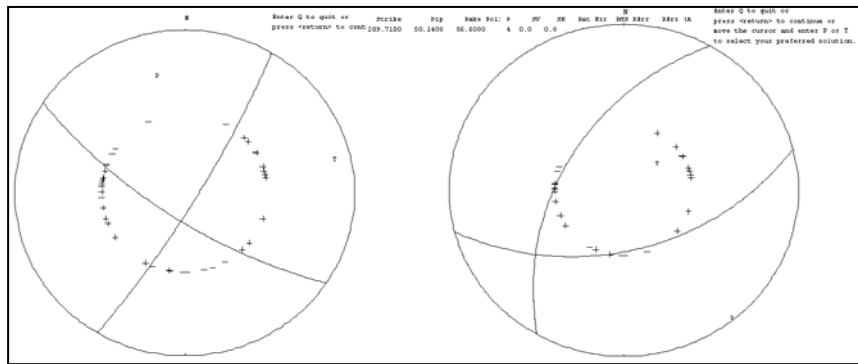
سرعت (کیلومتر بر ثانیه)	ژرفا (کیلومتر)
۵/۴	۰
۶/۰	۴
۶/۳	۱۲
۸/۰	۳۵

جدول ۲- ویژگی‌های رقومی سازوکار ۲۰ خردلرزه نشان داده شده در شکل ۵. ستون‌ها از راست به چپ شماره، تاریخ، زمان رخداد، طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی، ژرفا، آزمون، شیب و لغزش صفحه ۱، آزمون، شیب و لغزش صفحه ۲ و رده‌بندی سازوکارها هستند.

Q	(°)R.2	(°)D.2	(°)A.2	(°)R.1	(°)D.1	(°)A.1	Z(km)	Y(°N)	X(°E)	time	date	N
A	-۱۴	۴۵	۲۲۵	-۱۳۴	۸۰	-۳۵	۹	۳۶/۰۲	۵۳/۵	۰/۳۹۷	۷۱۲۳۱	۱
B	۴۸	۴۱	۳۰۰	۱۲۰	۶۰	۱۷۰	۱۴	۳۶/۰۸	۵۳/۶۷	۰/۳۵۲	۸۰۱۱۳	۲
A	۱۵۵	۵۴	۱۲۵	۳۸	۷۰	۲۳۰	۱۲	۳۵/۹۱	۵۳/۱۶	۰/۹۹۴	۸۰۱۲۳	۳
A	۱۶۸	۶۳	۳۰۵	۲۶	۸۰	۴۰	۱	۳۵/۸۷	۵۲/۹۷	۰/۸۹۶	۸۰۱۲۶	۴
A	۱۶۸	۶۳	۱۹۰	۲۶	۸۰	-۷۵	۲	۳۶/۰۳	۵۳/۴۴	۰/۵۵۶	۸۰۲۰۱	۵
A	۱۰۷	۳۱	۲۳۰	۷۹	۶۰	۳۰	۱	۳۶/۰۲	۵۳/۴۲	۰/۷۶۲	۸۰۲۰۱	۶
B	۱۵۷	۶۴	۱۴۰	۲۷	۷۰	۲۴۰	۱۸	۳۵/۹۹	۵۳/۴۲	۰/۱۳۴	۸۰۲۰۴	۷
A	۱۱۸	۴۰	۳۰۰	۶۸	۵۵	۸۵	۰	۳۵/۹۴	۵۳/۱۳	۰/۷۸۲	۸۰۲۰۵	۸
A	-۱۰۵	۵۲	۳۱۵	-۷۰	۴۰	۱۶۰	۹	۳۵/۹۲	۵۳/۱۶	۰/۳۵۳	۸۰۲۱۸	۹
B	-۲۲	۶۴	۲۵۰	-۱۵۲	۷۰	-۱۰	۹	۳۵/۹۵	۵۳/۲۶	۰/۲۶۷	۸۰۳۲۲	۱۰
A	-۱۴۴	۵۹	۱۸۵	-۳۶	۶۰	۷۵	۶	۳۵/۸۹	۵۲/۹۹	۰/۰۹	۸۰۷۰۶	۱۱
A	۱۳۸	۴۹	-۴۵	۴۹	۶۰	۷۵	۳	۳۵/۸۹	۵۳/۲	۰/۶۶۴	۸۰۷۱۶	۱۲
A	۱۵۴	۷۹	-۶۰	۱۱	۶۵	۳۵	۲	۵۳/۲۱	۳۵/۹۱	۰/۶۹	۸۰۷۱۶	۱۳
A	-۱۴۵	۴۷	۱۶۰	-۴۷	۶۵	۴۵	۵	۵۳/۱	۳۵/۹۳	۰/۰۲۴	۸۰۸۱۹	۱۴
B	-۴۵	۸۵	۵۰	-۱۷۲	۴۵	۱۴۵	۱۴	۳۵/۹	۵۳/۰۳	۰/۹۴۲	۸۰۸۲۷	۱۵
A	۹۶	۵۰	-۵۰	۸۲	۴۰	۱۲۰	۸	۳۵/۹۷	۵۳/۳۹	۰/۳۷۲	۸۰۸۲۸	۱۶
B	-۳۰	۸۱	۲۰	-۱۷۰	۶۰	۱۱۵	۹	۳۵/۹۱	۵۳/۲۴	۰/۰۷۲	۸۰۹۱۵	۱۷
B	-۱۵۲	۴۶	۱۸۰	-۴۶	۷۰	۷۰	۸	۳۵/۸۲	۵۳/۱۵	۰/۳۹۶	۸۱۰۲۸	۱۸
A	۱۶۵	۴۵	۱۷۰	۴۵	۸۰	-۹۰	۵	۳۵/۹۱	۵۳/۰۶	۰/۶۷۳	۸۱۱۰۸	۱۹
B	۱۶۸	۶۳	-۵	۲۶	۸۰	۹۰	۷	۳۵/۸۸	۵۲/۹۹	۰/۱۸۳	۸۱۱۱۸	۲۰

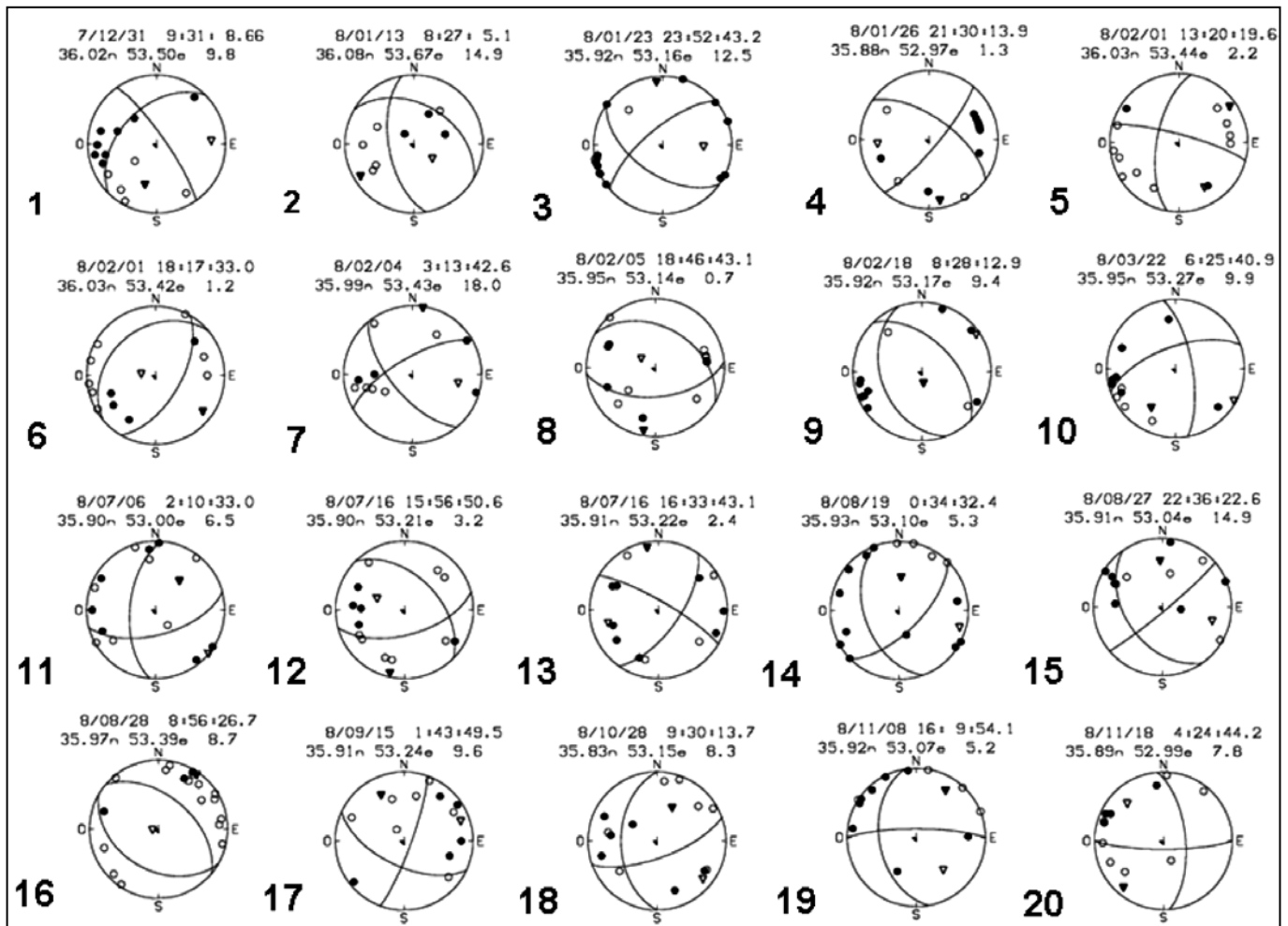
جدول ۳- ویژگی‌های پردازش شده زمین‌لرزه جنوب دامغان و پس‌لرزه آن از نهادهای گوناگون.

Ref.	Plane Fault			Mag	RMS(s)	Er.(km)	Depth(km)	Er.(km)	Lat.(°N)	Er.(km)	Long.(°E)	Orig. Time(GMT)
	°Strike	°Dip	°rake									
CMT		۷۹	۲۱۳	(M <sub>w</sub> )۵/۷	-	-	۱۳/۱	-	۳۵/۵۸	-	۵۴/۴۸	۱۹۲۱۴۴,۰-۲۰۱۰۰۸۲۷
IGUT	-	-	-	(M <sub>N</sub> )۵/۹	۰/۵	-	۶/۷	-	۳۵/۴۸۸	-	۵۴/۴۶۶	۱۹۲۱۴۴,۰-۲۰۱۰۰۸۲۷
IIIES	-	-	-	(M <sub>L</sub> )۵/۸	۰/۲	۷	۱۴/۲	۲/۹	۳۵/۴۳	۳	۵۴/۴۶	۱۹۲۱۴۴,۰-۲۰۱۰۰۸۲۷
here	-۵	۸۵	۲۱۰	(M <sub>L</sub> )۵/۷	۰/۶	۵/۵	۱۰	۲/۶	۳۵/۴۵۶	۲/۱	۵۴/۴۷۶	۱۹۲۱۴۴,۰-۲۰۱۰۰۸۲۷
IGUT	-	-	-	(M <sub>N</sub> )۵/۰	۰/۴	-	۵	-	۳۵/۴۸۳	-	۵۴/۴۱۵	۰۰۲۶۴۶,۰-۲۰۱۰۰۸۲۸
IIIES	-	-	-	(M <sub>N</sub> )۵/۲	۰/۴	۸/۸	۵	۵	۳۵/۴۳	۳/۵	۵۴/۵	۰۰۲۶۴۶,۰-۲۰۱۰۰۸۲۸
here	۴۰	۷۰	۲۹	(M <sub>L</sub> )۴/۸	۰/۸	۶	۶/۷	۲/۹	۳۵/۴۲۳	۳	۵۴/۵۴۷	۰۰۲۶۴۶,۱-۲۰۱۰۰۸۲۸



پیوست ۱- ویژگی‌های دیداری سازوکار زمین‌لرزه جنوب دامغان ( $M_N=5/9$ ) با ۴۵ ایستگاه (چپ) بزرگ‌ترین پس‌لرزه آن ( $M_N=5/0$ ) با ۳۰ ایستگاه (راست). این سازوکارها با بیشینه سه لغزش در قطبش‌ها و بدون لغزش و چرخش در شیب صفحه‌ها به دست آمده است.

پیوست ۲- ویژگی‌های دیداری ۲۰ سازوکار خردلرزه‌های نشان داده شده در شکل ۵.





پیوست ۳- مختصات ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری محلی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در البرز که در شکل ۴ آورده شده است.

Network	Elevation(m)	Lat.(N°)	Long.(°E)	Station	No	Network	Elevation(m)	Lat.(N°)	Long.(°E)	Station	No
۲۰۰۸	۱۸۲۰	۳۵/۷۴۸	۵۳/۳۶۱	۳۷۶۴	۱۲	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۸۸۳	۳۶/۰۵۳	۵۳/۷۰۲	۳۷۸۶	۱
۲۰۰۸	۲۱۲۱	۳۵/۸۹۵	۵۳/۲۵۶	۳۷۷۰	۱۳	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۷۵۲	۳۶/۱۸۴	۵۳/۸۶۷	۳۷۶۶	۲
۲۰۰۸	۱۶۹۳	۳۵/۶۰۲	۵۳/۱۱۶	۳۷۶۶	۱۴	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۲۱۰۶	۳۵/۹۶۷	۵۳/۵۵۹	۳۷۹۷	۳
۲۰۰۸	۲۳۴۵	۳۵/۸۰۶	۵۳/۰۱۱	۳۷۹۷	۱۵	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۲۱۳۴	۳۵/۹۹	۵۳/۶۱۶	۳۷۹۱	۴
۲۰۰۸	۱۸۴۷	۳۵/۹۵۴	۵۳/۰۹۵	۳۷۸۶	۱۶	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۸۹۲	۳۶/۱۵۹	۵۳/۸۲۳	۳۷۶۴	۵
۲۰۰۸	۲۳۰۸	۳۵/۸۱۵	۵۳/۲۷۵	۳۷۶۵	۱۷	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۲۰۳۷	۳۶/۱۴	۵۳/۶۷	۳۷۷۱	۶
۲۰۰۸	۱۶۰۸	۳۵/۹۱۴	۵۲/۹۷۹	۳۷۹۱	۱۸	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۵۱۲	۳۶/۰۵۳	۵۳/۵۵۵	۳۷۶۸	۷
۲۰۰۸	۱۱۵۳	۳۵/۵۴۲	۵۳/۲۹۹	۳۷۶۸	۱۹	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۶۳۱	۳۶/۰۸۵	۵۳/۹۳۲	۳۷۷۰	۸
۲۰۰۸	۲۳۰۸	۳۵/۸۱۵	۵۳/۲۷۵	۳۷۶۵	۲۰	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۱۷۶۷	۳۶/۰۲۵	۵۳/۸۲۳	۳۷۹۸	۹
۲۰۰۸	۲۳۵۱	۳۵/۷۹۹	۵۳/۲۰۲	۳۷۹۸	۲۱	۲۰۰۸-۲۰۰۷	۲۱۶۴	۳۵/۹۵	۵۳/۶۴۶	۳۷۶۵	۱۰
						۲۰۰۸	۱۹۳۱	۳۵/۷۸	۵۳/۳۶۹	۳۷۶۸	۱۱

پیوست ۴- مختصات ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در شکل ۴ آورده شده است.

Alt. (m)	Long.	Lat.	St. Name	No.	Sub Net.	Alt. (m)	Long.	Lat.	St. Name	No.	Sub Net.
	°E	°N					°E	°N			
۲۰۲۰	۵۲/۰۴۱۸	۳۲/۴۰۳۸	Gharneh	۴۰	ISFAHAN	۲۷۵۰	۵۱/۷۱۲۵	۳۵/۸۵۶	Afjeh	۱	TEHRAN
۲۲۸۰	۵۱/۵۷۸۷	۳۳/۳۱۹	Kolahrood	۴۱		۲۵۴۶	۵۲/۰۳۲۲	۳۵/۵۷۷۲	Damavand	۲	
۲۳۲۰	۵۲/۳۲۹۱	۳۲/۸۹۵۶	Zefreh	۴۲		۲۳۸۰	۵۲/۷۵۳۶	۳۵/۶۴۱۵	Firozkooh	۳	
۲۶۰۰	۵۰/۸۹۱۷	۳۲/۶۸۴۱	Pirpir	۴۳		۲۱۰۰	۵۰/۲۱۸۴	۳۶/۳۸۵۹	Ghazvin	۴	
۲۰۰۰	۵۲/۳۸۱۵	۳۱/۸۰۸۸	Ramesheh	۴۴		۱۱۵۰	۵۰/۶۶۷۵	۳۵/۶۸۵۳	Mahdasht	۵	
۱۶۸۴	۶۰/۱۰۱۷	۳۶/۳۴۱۶	Miami	۴۵	۲۲۷۰	۵۱/۰۷۰۳	۳۴/۸۴۲۴	Qom	۶		
۲۲۴۵	۵۹/۵۱۴۶	۳۶/۷۷۵۹	Kardeh	۴۶	۱۹۵۰	۴۹/۹۲۹	۳۵/۴۰۴۶	Razeghan	۷		
۲۱۰۰	۵۸/۹۹۶	۳۶/۴۵	Payeh	۴۷	۹۴۸	۵۲/۲۴۰۶	۳۴/۳۵۱۸	Sefidab	۸		
۲۵۷۷	۵۹/۳۳۹۳	۳۶/۱۰۸۲	Moghan	۴۸	۱۴۶۲	۵۱/۳۸۱۷	۳۵/۷۳۶۷	Tehran	۹		
۱۱۵۰	۵۹/۴۷۰۳	۳۶/۳۰۸۸	Mashad	۴۹	۱۰۹۸	۵۱/۳۵۶۷	۳۵/۴۲۷۵	Hasanabad	۱۰		
۱۰۵۰	۵۹/۴۷۰۳	۳۶/۳۰۸۸	Mashad	۵۰	۸۵۵	۵۱/۷۲۷۳	۳۴/۹۹۵۴	Varamin	۱۱		
۲۷۸۸	۵۲/۷۱۴۶	۲۹/۰۴۶۱	Mouk	۵۱	۸۵۵	۵۱/۷۲۷۳	۳۴/۹۹۵۴	Varamin	۱۲		
۲۶۰۳	۵۳/۰۴۸۵	۲۹/۸۴۱۹	Pars	۵۲	۹۸۹	۵۱/۰۳۲۸	۳۵/۴۷۶۱	ILPA	۱۳		
۲۶۸۸	۵۲/۱۱۳۳	۲۹/۳۸۱۷	Sarvestan	۵۳	۱۳۸۵	۵۰/۵۸۱۱	۳۵/۲۱۲۸	ILPA	۱۴		
۲۸۰۵	۵۱/۸۴	۲۹/۷۷۹۶	Kazeroun	۵۴	۱۶۸۴	۴۵/۷۰۳	۳۸/۷۱۳۳	Marand	۱۵		
۱۵۹۵	۵۲/۵۱۳۳	۲۹/۶۴۱۸	Shiraz	۵۵	۲۱۵۰	۴۵/۶۱۷	۳۸/۲۸۳۳	Shabestar	۱۶		
۱۴۴۴	۴۶/۳۸۶۷	۳۴/۶۹۹۷	Dehrash	۵۶	۱۶۵۰	۴۶/۱۶۷	۳۸/۲۳۳۳	Tabriz	۱۷		
۱۵۰۲	۴۷/۵۱۰۲	۳۴/۱۷۴۵	Komasi	۵۷	۲۳۰۰	۴۵/۹۸	۳۷/۶۷۸۳	Azarshahr	۱۸		
۲۰۹۰	۴۶/۵۶۸۵	۳۴/۳۲۹۶	Ghaleghazi	۵۸	۲۱۰۰	۴۷/۰۴۲	۳۸/۳۱۸۳	Heris	۱۹		
۱۱۳۵	۴۶/۸۴۹۶	۳۴/۵۲۶۴	Veis	۵۹	۱۹۵۰	۴۷/۶۶۷	۳۷/۸۲۵	Sarab	۲۰		
۲۳۴۳	۴۷/۸۶۰۵	۳۴/۴۶۹۶	Bozab	۶۰	۲۱۰۰	۴۶/۸۹۲	۳۷/۷	Bostanabad	۲۱		
۲۱۹۵	۴۶/۹۶۲۴	۳۴/۹۱۸۶	Lien	۶۱	۲۸۰۵	۴۷/۲۶۳	۳۷/۳۰۶۷	Hashtrud	۲۲		
۲۱۵۰	۵۹/۶۶۶۷	۳۳/۱۹۲۲	Monand	۶۲	۲۲۲۲	۴۶/۳۹۴۴	۳۸/۰۱۷۱	Fath-abad	۲۳		
۲۲۴۵	۵۹/۰۰۴۴	۳۲/۴۲۴۱	Kooshah	۶۳	۲۵۰۰	۵۳/۲۹۲۲	۳۵/۸۰۶۷	Shahmirzad	۲۴		
۱۷۴۵	۵۸/۷۴۸۸	۳۲/۸۹۶۵	Tejag	۶۴	۲۱۹۵	۵۲/۹۵۸۹	۳۵/۳۸۲۲	Lasjerd	۲۵		
۲۲۷۷	۵۹/۸۶۸	۳۲/۷۳۹	Dahanechah	۶۵	۲۱۳۵	۵۳/۹۱۴۴	۳۵/۶۶۷۲	Anjilo	۲۶		
۶۲	۵۶/۵۳۹۹	۲۷/۴۴۸۹	Bandar-abas	۶۶	۱۳۲۰	۵۸/۵۳۹۴	۳۷/۰۷۳	Qucahn	۲۷		
۶۲	۵۶/۵۳۹۹	۲۷/۴۴۸۹	Bandar-abas	۶۷	۲۵۰۸	۵۸/۷۵۶۶	۳۶/۶۰۲۲	Akhelmad	۲۸		
-	۴۷/۸۴۶۹	۳۳/۵۲۴۴	Kafar-mosalman	۶۸	۲۵۶۵	۵۸/۶۵۲۲	۳۷/۴۱۵۵	Emamgholi	۲۹		
-	۴۸/۳۸۰۳	۳۳/۵۱۷۸	Kamar-syah	۶۹	۲۴۴۸	۵۸	۳۷/۰۵۳۸	Sfrayin	۳۰		
۱۷۹۰	۵۱/۱۵۸۳	۳۳/۴۵۶۴	Ghamsar	۷۰	۱۹۲۵	۵۷/۷۰۲۷	۳۷/۵۳۴۷	Shirvan	۳۱		
۱۸۰	۵۵/۴۰۶۹	۳۷/۲۵۷۵	Minoodasht	۷۱	۲۱۳۰	۵۴/۶۱۳	۳۱/۳۹۰۲	Mehriz	۳۲		
۱۳۴۴	۴۵/۷۱۶۷	۳۶/۷۶۶۶	Mahabad	۷۲	۱۴۸۵	۵۵/۵۶۷۳	۳۱/۵۹۰۲	Bafgh	۳۳		
۲۳۵۴	۵۱/۲۶	۳۱/۹۰۸	Brojen	۷۳	۲۴۵۷	۵۳/۶۸۵۵	۳۱/۹۱۳۶	Sadrabad	۳۴		
					۲۰۳۰	۵۴/۴۰۷۳	۳۲/۲۴۴۲	Chekchek	۳۵		
					۲۶۰۰	۵۲/۸۰۹۹	۳۶/۰۸۲۹	Alasht	۳۶		
					۱۹۶۳	۵۳/۸۳۰۲	۳۶/۵۰۲۴	Ghaloghah	۳۷		
					۲۱۶۷	۵۳/۶۸۳۷	۳۶/۲۰۷	Kiasar	۳۸		
					۱۳۳۳	۵۲/۳۳۸۱	۳۶/۲۴۱۹	Peran	۳۹		

پیوست ۵- مختصات ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری محلی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در زاگرس که در شکل ۴ آورده شده است.

Elevation(m)	Lat.(N°)	Long.(°E)	Station No.	No.
۶۶۷	۲۸/۳۶۵	۵۲/۶۰۳	۳۷۹۱	۱
۵۲۷	۲۸/۳۱۴	۵۲/۶۱۸	۳۷۶۴	۲
۲۶۳	۲۸/۱۸۷	۵۲/۳۴۹	۳۷۹۷	۳
۴۱۱	۲۸/۴۹	۵۲/۳	۳۷۶۸	۴
۳۳۶	۲۸/۰۴۵	۵۲/۵۱۳	۳۷۶۶	۵
۴۰۰	۲۸/۰۰۲	۵۲/۷۳۵	۳۷۷۰	۶
۲۴۵	۲۸/۱۹۱	۵۲/۴۰۶	۳۷۸۶	۷
۵۰۷	۲۸/۴۱۳	۵۲/۳۷۷	۳۷۹۸	۸
۳۵۰	۲۷/۹۹	۵۲/۳۵۵	MYP1	۹

پیوست ۶- مختصات ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی که در شکل ۴ دیده می‌شود.

Elevation(m)	Lat.(N°)	Long.(°E)	Station	No
۱۷۹۵	۳۵/۹۱۶	۵۰/۸۷۹	THKV	۱۶
۱۵۷۵	۲۹/۶۱۱	۶۰/۷۷۵	ZHSF	۱۷
۲۲۰۰	۳۶/۶۷	۴۸/۶۸۵	ZNJK	۱۸
۸۰	۲۸/۸۶۴۱	۵۱/۲۹۵	AHRM	۱۹
۱۴۱۶	۳۱/۹۹۶	۵۹/۱۱۸	BSRN	۲۰
۲۰۹۴	۳۴/۳۱۱۹	۵۸/۳۲۷	GNBK	۲۱
۱۲۵	۲۵/۲۸	۶۰/۶	CHBR	۲۲
۷۹۶	۳۳/۶۲	۴۶/۲	ILAM	۲۳
۱۹۶۵	۳۶/۵۸۷	۵۹/۹۴۳	MSHD	۲۴
۱۶۰۰	۳۷/۳۵	۴۷/۶	MINE	۲۵
۸۳۷	۳۳/۶۴۶	۶۰/۲۹۵	SHRT	۲۶
۱۲۶۴	۳۵/۹۹	۵۶/۰۱	SHRD	۲۷
۲۱۸۶	۳۱/۱	۵۱/۳	YASJ	۲۸
۱۰۰۰	۳۲/۴۵۵	۵۴/۶۷۷	YAZD	۲۹

Elevation(m)	Lat.(N°)	Long.(°E)	Station	No
۲۲۱۷	۳۴/۵۴۸	۵۰/۰۲۵	ASAO	۱
۱۵۰۰	۲۷/۳۹۹	۵۶/۱۷۱	BNDS	۲
۱۳۳۷	۳۷/۷	۵۷/۴۰۸	BJRD	۳
۲۳۵۰	۳۵/۹۰۸	۵۱/۱۲۶	CHTH	۴
۲۵۲۰	۳۵/۶۳	۵۱/۹۷۱	DAMV	۵
۱۳۰۰	۳۸/۸۱	۴۷/۸۹۴	GRMI	۶
۱۲۰۰	۲۸/۲۸۶	۵۲/۹۸۷	GHIR	۷
۹۲۷	۳۴/۴۸	۵۱/۲۹۵	GHVR	۸
۲۵۷۶	۲۹/۹۸۲	۵۶/۷۶۱	KRBR	۹
۱۷۳۰	۳۹/۳۵۵	۴۴/۶۸۳	MAKU	۱۰
۸۷۰	۳۷/۶۵۹	۵۶/۰۸۹	MRVT	۱۱
۲۳۷۹	۳۲/۷۹۹	۵۲/۸۰۸	NASN	۱۲
۱۷۶	۳۰/۹۸۲	۴۹/۸۰۹	RMKL	۱۳
۱۹۴۰	۳۵/۰۹۳	۴۷/۳۴۷	SNGE	۱۴
۱۵۰	۳۲/۱۰۸	۴۸/۸۰۱	SHGR	۱۵

## کتابنگاری

- آرین، م. و قرشی، م.، ۱۳۸۵- ارزیابی توان حرکتی گسل‌های کواترنری در منطقه مرزی البرز- ایران مرکزی، از خاور تهران تا خاور سمنان، فصلنامه علوم زمین شماره ۵۹، مقاله آخر.
- بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج.، ۱۳۷۵- پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه - گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰- کتاب زمین‌شناسی ایران.
- شکری، م.، قرشی، م.، نظری، ح.، سلامتی، ر.، طالبیان، م.، ریتز، ج.- ف.، محمدخانی، ح. و شاهپسندزاده، م.، ۱۳۸۸- نخستین نتایج حفر ترانشه دیرینه زمین‌لرزه شناسی روی گسل آستانه، مجله علوم زمین، جلد ۱۸، شماره ۷۰: ۱۰۲۳-۷۴۲۹.
- فیضی، ف. و آرین، م.، ۱۳۸۵- رده‌بندی پیشانی‌های رانده در مرز ساختاری البرز- ایران مرکزی از خاور ورامین تا خاور سمنان، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد، شماره ۶۱ - ویژه نامه زمین‌شناسی، پاییز ۱۳۸۵، صفحه ۸۷-۷۵.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰، سمنان، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نعمتی، م.، هتسفلد، د.، قیطانچی، م.، سدیدیخوی، ا.، میرزایی، ن. و مرادی، ع.، ۱۳۹۰- بررسی لرزه خیزی گسل آستانه در البرز خاوری، مجله فیزیک زمین و فضا، جلد ۴۷، ۲-۱۳۹۰.

## References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. & Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran, *J. Struct. Geol.*, 25, 659–672.
- Ambraseys, N. & Melville, C., 1982- *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian J. Earth Sci.*, 18, 210–265.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canad. J. Earth Sci.*, 20, 163–183.
- Engdahl, E. R., Vander Hilst, R. D. & Buland, R. P., 1998- Global teleseismic earthquake relocation with improved travel time and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 722–743.
- Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M. M., Dolati A. & Bahroudi A., 2007- Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran *R. T. Walker. Geophys. J. Int.* (2007) 168, 691–709.
- Graymer, R. W., Langenheim, V. E., Simpson, R. W., Jachens, R. C. & Ponce, D. A., 2007- Relatively simple through-going fault planes at large-earthquake depth may be concealed by the surface complexity of strike-slip faults, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 290, 180-201. doi:10.1144/SP290.5.
- Harvard, 2010- Department of Geological Sciences, Centroid Moment Tensor catalogue, <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Havskov, J. & Ottemöller, L., 2005- SEISAN: The earthquake analysis software, version 8.1.
- Hessami, K., Jamali, F. & Tabassi, H., 2003- Map of Major Active Faults of Iran, Tech. rep., International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran, <http://www.iiees.ir>.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M. J., Jackson J. & Copley, A., 2010a- Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia–Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. *Geophys. J. Int.* doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04591.x.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008- Extrusion tectonic and subduction in eastern South Caspian Region since 10 Ma, *Geology*, Vol. 36; no. 10; p. 763-766.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. & Bolourchi, M., 2006- Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran: *Geophysical Journal International*, v. 166, p. 1161–1177, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02983.x.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J.-F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R.-T., Rizza, M. & Jackson, J., 2010b- Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *Journal of geophysical research*, vol. 115, B12313. <http://www.geo.uib.no/Seismologi/SOFTWARE/> <http://www.guralp.com/> <http://www.soest.hawaii.edu/gmt/>
- Klinger, Y., 2010- Relation between continental strike-slip earthquake segmentation and thickness of the crust, *J. Geophys. Res.*, 115, doi: 10.1029/2009JB006550.
- Lee, W. H. K. & Lahr, J. C., 1972- HYPO71 (revised), A computer program for determining hypocenters, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U. S. Geol. Surv. Open File Rep.*, 75–311.
- Manighetti, I., Campillo, M., Bouley, S. & Cotton, F., 2007- Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 253, 429-438.
- Masson, F., Chéry, J., Htzfeld, D., Martinoid, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophysical Journal International*, 160, 217–226.
- Nazari, H. & Ritz, J.-F., 2008- Neotectonics in Central Alborz, *Geosciences, Special Issue*, Vol. 17, N. 1. GSI, Tehran, Iran.
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, unpublished PhD thesis, University of Montpellier II, pp.247.
- Nazari, H., Ritz J.-F., Salamati, R., Balescu, S., Michelot J.-L. & Ghorashi, M., 2008- Paleoseismological analysis in Tehran area (Central Alborz, Iran), *SGF, Dynamique d'une collision continentale, l' Iran*, 6-7 Octobre 2008, Paris.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Walker, R., Alimohammadian, H., Salamati, R., Shahidi, A., Patnaik, R. & Talebian M., 2009- Chronology of last earthquake on Firouzkuh Fault using by C14, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-4906, EGU General Assembly 2009.

- Ritz, J. F., Balescu, S., Sleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabani, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Massault, M., Che'ry, J. & Vernant, P., 2003- Geometry, kinematics and slip rate along the Mosha active fault, central Alborz: Nice, France, EGU-AGU-EUG Joint Assembly, Abstract EAE03-A-06057.
- Ritz, J.-F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. & Vernant, P., 2006- Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology*, v. 34, p. 477-480, doi:10.1130/G22319.1.
- Scholz, C., 1982- Scaling laws for large earthquakes: consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 1-14.
- Schwartz, D. P. & Coppersmith, K. J., 1984- Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, *J. geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Sengö'r, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. & Hsu, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Gondwana and Tethys. In: Audley-Charles, M. G., Hallam, A. (Eds.), *Geological Society Special Publication*, 37, pp. 119-181.
- Sibson, H. R., 1975- Generation of pseudotachlyte by ancient seismic faulting. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 43, 775-794.
- Sibson, H. R., 1974- Frictional constraints on thrusts, wrench and normal faults. *Nature*, 249(5454), 542-541.
- Sibson, H. R., 1977- Fault rocks and fault mechanics. *J. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.
- Solaymani Azad, S., 2009- Seismic Hazard Assessment for Tehran, Tabriz and Zandjan Cities (NW Iran) Based on Morphotectonics and paleoseismology, PhD Thesis, University of Montpellier2 (France), PP. 150 (in French).
- Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for Orogenic Studies*, pp. 213-234, ed. Spencer, A., *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, Vol. 4.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. & Bergman, E., 2007- The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: over thrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys J. Int.*, 170, 249-261.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iran manesh, H., Bailly, M. & Arsovsky, M., 1974b- Tectonic Framework of the Tehran region, *Geological Survey of Iran, Report no. 29*.
- Tchalenko, J. S., Braud, J. & Berberian, M., 1974a- Discovery of three earthquake faults in Iran. *Nature*, 248, 661-663.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Che'ry, J., 2004b- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Che'ry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004a- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.
- Wenousky, S. G., 1988- Seismological and structural evolution of strike-slip faults, *Nature*, 395, 340-343.
- Wessel, P. & Smith, W. H. F., 1998- New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.* 79(47), 579.