

تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها با بزرگی $2 \leq M_n \leq 5$ در منطقه البرز با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و نسبت دامنه موج S به دامنه موج P

فاطمه حاجی میرزاعلیان^۱، محمدرضا حاتمی^{۲*}، و وحید ملکی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۲۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۷/۳۰)

چکیده

با اندازه‌گیری سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان جهت انتشار گسیختگی، ساختار گسل و میدان تنش منطقه را تعیین کرد. در دسترس بودن حجم وسیعی از زمین‌لرزه‌های کوچک، استفاده از آنها را برای این منظور حائز اهمیت کرده است. هدف این مطالعه، تعیین سازوکار کانونی ۴۲۰۴ زمین‌لرزه با بزرگای $2 \leq M_n \leq 5$ ثبت شده در چهل‌ویک ایستگاه از ایستگاه‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری کشوری در منطقه البرز با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و نسبت دامنه موج S به دامنه موج P است. این زمین‌لرزه‌ها از سال ۱۹۹۷ تا ماه مه سال ۲۰۱۵ رخ داده‌اند. در این تحقیق از شکل‌موج‌های گیرنده‌های سه مؤلفه‌ای استفاده شده است. شکل‌موج‌های سرعت با انتگرال‌گیری، به شکل‌موج‌های جابه‌جایی تبدیل شدند. به دلیل ضعیف بودن کیفیت شکل‌موج‌های زمین‌لرزه‌های کوچک، کاتالوگی از سازوکار کانونی ۲۷۷ زمین‌لرزه با بزرگای M_n بیشتر از ۳/۵، براساس زوایای امتداد، شیب و لغزش فراهم شد. به منظور بررسی عملکرد این روش در تعیین سازوکار گسلش در منطقه موردنظر، دوازده زمین‌لرزه مصنوعی نیز تولید شد که نتایج بررسی آنها ارائه خواهد شد. گسلش غالب در نواحی شمالی منطقه مورد مطالعه، معکوس و در نواحی جنوبی امتداد لغز است. در امتداد باختری گسل طالقان، اکثر سازوکارها امتداد لغز چپگرد تعیین شده‌اند. راستای گسل ایندس، شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است و در امتداد جنوب‌خاوری آن با توجه به سازوکارهای رویداد ۲۰۰۷/۶/۱۸ و تعدادی از پس‌لرزه‌های آن، گسلش منطقه معکوس است. نتایج این مطالعه با بیشتر نتایج مطالعات قبلی در این منطقه هماهنگی دارد.

واژه‌های کلیدی: سازوکار کانونی، نسبت دامنه موج S به دامنه موج P، منطقه البرز

۱ مقدمه

داشتن کاتالوگ سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، به بهبود درک ما از ساختار گسل (شیرر، ۱۹۹۸)، تعیین میدان تنش (هاردبک و هاکسون، ۲۰۰۱) و پتانسیل لرزه‌خیزی منطقه کمک می‌کند. سازوکارها اغلب با استفاده از قطبش اولین رسید موج P تعیین می‌شوند. ورودی این روش، قطبش اولین رسید موج P است که جهت خروج پرتو از ناحیه کانونی را نشان می‌دهد (ریزنبرگ و اوپنهاایمر، ۱۹۸۵ و هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲). در این روش، افزایش تعداد ایستگاه‌ها و همچنین پراکندگی آزیموتی مناسب آنها باعث کاهش عدم قطعیت سازوکار کانونی به دست آمده در مقایسه با گسلش حاکم بر منطقه می‌شود. از نواقص این روش، ناتوانی در ثبت اولین رسید مشاهده شده امواج P برای بسیاری از زمین‌لرزه‌های کوچک است.

گسترش وسیع دستگاه‌های بلنددوره (بزرگ‌تر از ۵ ثانیه) موجب پیشرفت در روش معکوس‌سازی شکل موج و تهیه سازوکار کانونی چشمه زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیشتر از ۳/۵ شد (زو و هلمبرگر، ۱۹۹۶). این روش در مقایسه با روش استفاده از قطبش اولین رسید موج P برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، حساسیت کمتری نسبت به پوشش آزیموتی ایستگاه‌ها نشان می‌دهد (تان و همکاران، ۲۰۰۶). در تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها با استفاده از معکوس‌سازی شکل موج، به دلیل نسبت سیگنال به نوفه ضعیف، احتمال عدم قطعیت سازوکار به دست آمده برای زمین‌لرزه‌ها زیاد می‌شود.

با انجام تصحیحات لازم روی پراکندگی هندسی، جذب و اثر محیط، استفاده از نسبت دامنه امواج P، S یا هردو، می‌تواند مشکلات ناشی از کمبود مشاهدات را در تحلیل رویدادها جبران کند (تان و همکاران، ۲۰۰۷). در دو دهه اخیر، استفاده از دامنه‌های امواج P و S به صورت مجزا (ایبل و بونجر، ۱۹۹۰ و ناکامورا و همکاران، ۱۹۹۹) یا استفاده از نسبت این دامنه‌ها (کیسلینگر، ۱۹۸۰؛ ناتال و

همکاران، ۱۹۹۱؛ شوارتز، ۱۹۹۵؛ ژولین و فولگر، ۱۹۹۶؛ رائو و همکاران، ۱۹۹۶ و هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳) برای تعیین سازوکار چشمه زمین‌لرزه تقریباً معمول شده است. رائو و همکاران (۱۹۹۶) در تایوان با استفاده از نسبت دامنه موج S به دامنه موج P توانستند پارامترهای گسل را با قطعیت قابل قبولی مطابق با سازوکار گسلش حاکم بر منطقه محاسبه کنند؛ درحالی‌که هاردبک و شیرر (۲۰۰۳)، به دلیل مشاهده نوفه در دامنه امواج S و هنگام محاسبه نسبت دامنه‌ها، در تعیین سازوکارهای کانونی منطقه مورد مطالعه در کالیفرنیا با محدودیت‌هایی روبه‌رو شدند (تان و همکاران، ۲۰۰۷). مطالعات نشان می‌دهند استفاده از دامنه موج P و S برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها در نقاط مختلف جغرافیایی نسبت به سازوکار کانونی حاکم بر منطقه با عدم قطعیت‌های متفاوتی همراه است. دلایل متفاوتی از جمله مناسب نبودن تعداد ایستگاه‌ها، نسبت سیگنال به نوفه نامطلوب، نوفه دستگاهی و غیره می‌تواند باعث ایجاد نوفه در محاسبه دامنه امواج شود؛ اما دلیل عمده وجود نوفه زیاد در محاسبه دامنه‌ها ناشی از ناهمگنی‌های مدل‌سازی نشده پوسته برای دامنه‌های کوتاه است (تان و همکاران، ۲۰۰۷). اثر ساختگاه یکی از مهم‌ترین عواملی است که بر دامنه امواج تأثیر می‌گذارد. استفاده از نسبت دامنه موج S به دامنه موج P در بسیاری از مطالعات از جمله در تان و همکاران (۲۰۰۷) بررسی شده است. با توجه به اثر ساختگاه در بزرگنمایی دامنه امواج لرزه‌ای، اطلاع از شرایط ساختگاه دریافت‌کننده‌های لرزه‌ای، بسیار حائز اهمیت است. بزرگنمایی مصنوعی ایجاد شده (Artifact) بر اثر شرایط ساختگاهی، نوفه است و نتایج کاربرد نسبت دامنه موج S به دامنه موج P را تحت تأثیر قرار می‌دهد؛ بنابراین سازوکار کانونی که با استفاده از دامنه امواج S و P و مدل سرعتی نامناسب تعیین شود، ممکن است درصد خطای زیادی داشته باشد (تان و همکاران، ۲۰۰۷).

۲ مشخصات منطقه و مرور پیشینه تحقیق

ناحیه مورد مطالعه، در محدوده ۳۳ تا ۳۷ درجه عرض شمالی و ۴۸ تا ۵۴ درجه طول شرقی قرار دارد. طبق تقسیم‌بندی ایران زمین به ایالت‌های اصلی لرزه‌زمینساختی توسط میرزائی و همکاران (۱۹۹۸)، این ناحیه شامل بخش مرکزی، ایالت اصلی لرزه‌زمینساختی البرز- آذربایجان (زیرایالت البرز مرکزی) و بخشی از ایالت اصلی لرزه‌زمینساختی ایران مرکزی- شرق ایران (زیرایالت ایران مرکزی) است که آن را شمال ایران مرکزی (north-central Iran) نیز می‌نامند. تمرکز این مطالعه بیشتر بر منطقه‌ای است که در زیرایالت البرز مرکزی قرار دارد. فلات ایران از نظر زمینساختی، بخشی از کمربند فعال آلپ- هیمالیاست. دگرشکلی‌ها در فلات ایران متأثر از همگرایی صفحه عربی و اوراسیا است. حدود یک‌سوم این دگرشکلی‌ها، در کوه‌های البرز اتفاق می‌افتد (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ بربریان و یتز، ۱۹۹۹ و جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). از دوره کرتاسه تا دوره پالئوسن، کوتاه‌شدگی در ایران مرکزی باعث راندگی محسوس و چین‌خوردگی در نواحی شمالی ایران شد (سنگور، ۱۹۹۰؛ داوود زاده و همکاران، ۱۹۹۷؛ گست و همکاران، ۲۰۰۶ و گست و همکاران، ۲۰۰۷). از دوره ائوسن تا الیگوسن زیرین، فاز کششی ایران مرکزی، بخش جنوبی البرز و احتمالاً بخش مرکزی البرز را تحت تأثیر قرار داد (داوود زاده و همکاران، ۱۹۹۷؛ بربریان، ۱۹۸۳؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳ و گست و همکاران، ۲۰۰۶) و تمام نواحی شمال ایران و ناحیه جنوبی خزر از میوسن میانی تاکنون تحت تأثیر برخورد فشاری قرار دارند (سنگور و کید، ۱۹۷۹ و بربریان و بربریان، ۱۹۸۱). این سه رویداد زمینساختی از دوره کرتاسه، نواحی شمالی ایران را تحت تأثیر قرار داده و موجب دگرشکلی آن شده‌اند.

ایالت لرزه‌زمینساختی البرز- آذربایجان، بخش‌های شمال و شمال‌غرب ایران را دربردارد. شمال این ایالت به

حوضه خزر جنوبی و جنوب آن به ایالت ایران مرکزی محدود می‌شود. مرز بین این دو ایالت، به‌وضوح مشخص نیست (میرزائی و همکاران ۱۹۹۸). رشته‌کوه البرز، با امتداد شرقی- غربی و حدود ۶۰۰ کیلومتر طول و ۶۰ تا ۱۰۰ کیلومتر پهنا، در این منطقه واقع است. این رشته‌کوه در تریاس بالایی بر اثر برخورد تکه‌ای از گندوانا با اوراسیا تشکیل شده است. در بین لایه‌های رشته‌کوه‌های البرز، تعدادی لایه آتشفشانی و رسوبی وجود دارد که طی برخورد در دوره سنوزوئیک بالایی تشکیل شده‌اند (علوی، ۱۹۹۶). در سمت خاوری این رشته‌کوه، کوه‌های تالش و در سمت باختری آن کوه‌های کپه داغ و بینالود قرار دارند. حرکت همگرایی ایران مرکزی به سمت اوراسیا و چرخش ساعت‌گرد ناحیه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و حرکت آن با نرخ 2 ± 6 میلی‌متر در سال به سمت شمال‌باختر (جمور و همکاران، ۲۰۱۰) باعث پیچش چپگرد و رژیم ترفشاری شمال- شمال‌خاور و جنوب- جنوب‌باختر در محدوده کوهستانی البرز در شمال ایران شده است؛ اما ناحیه البرز مرکزی تحت تأثیر تراکشن فعال با محور کشش باختر- شمال‌باختر و خاور- جنوب‌خاور قرار دارد (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶). به‌طور کلی از اواخر میوسن تاکنون گسلش غالب در منطقه به‌صورت امتدادلغز- راندگی همراه با چین‌خوردگی است (علوی، ۱۹۹۶؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ اکسن و همکاران، ۲۰۰۱؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳ و گست و همکاران، ۲۰۰۶، ۲۰۰۷). جکسون و همکاران (۲۰۰۲) نیز نشان دادند که گسلش غالب در این منطقه به‌صورت امتدادلغز چپگرد است که این روند در البرز خاوری نسبت به البرز باختری آشکارتر است. در دوره پایانی سنوزوئیک برخلاف گسل‌های چپگرد در بخش البرز مرکزی، هیچ نشانی از فعالیت گسل‌های راستگرد مشاهده نشده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). مطالعه انگدال و همکاران (۲۰۰۶)، نشان داده است که اکثر زمین‌لرزه‌ها در

در این روش برای هر رویداد با توجه به مکان کانون، مدل سرعتی و مکان ایستگاه‌ها، زوایای برخاست (take-off angle) محاسبه می‌شوند. سپس با در نظر گرفتن کره کانونی به صورت یک شبکه زاویه‌ای با فواصل معین، جستجوی شبکه‌ای برای یافتن زوایای امتداد، شیب و لغزش انجام می‌شود و مجموعه‌ای از سازوکارهای کانونی قابل قبول براساس کمینه شدن عدم تطابق داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای تعیین می‌شود (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲). در این برنامه همچنین خطاهای مربوط به قطبش‌های مشاهده‌ای و زوایای برخاست (ناشی از خطای تعیین محل و مدل سرعت) در تعیین سازوکار کانونی در نظر گرفته می‌شوند.

برای هر سازوکار مفروض، قطبش اولین رسید موج P در ایستگاه‌ها محاسبه و با قطبش‌های مشاهده‌ای مقایسه می‌شود. نتیجه این مقایسه، «درصد خطای قطبش بد» نام دارد که یکی از ورودی‌های برنامه است. با بررسی گروهی از زمین‌لرزه‌های مشابه در یک منطقه، که شکل موج‌هایشان به کمک همبستگی متقابل شناسایی شده است، می‌توان نرخ خطای قطبش را تعیین کرد. در اساس، شکل موج‌های این رویدادهای مشابه، سازوکارهای مشابهی را برای منطقه تعیین می‌کنند. علاوه بر این، قطبش‌های مشاهده شده در ایستگاه‌ها برای تمام رویدادهای مشابه در گروه، باید با سازوکار به دست آمده هماهنگی داشته باشند (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲). با بررسی گروه‌های زمین‌لرزه‌های مشابه در منطقه مورد مطالعه، درصد خطای قطبش بد به دست می‌آید.

خطای مکان چشمه و مدل سرعتی، به خطا در محاسبه زاویه برخاست منجر می‌شود که موقعیت پرتو خارج شده از چشمه تا گیرنده روی کره کانونی را تغییر خواهد داد و در نتیجه در حل سازوکار کانونی تأثیرگذار خواهد بود (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲)؛ از این رو، درصد خطای عمق یکی از معیارهاست. زمین‌لرزه‌های استفاده شده در این

منطقه البرز در عمق بیش از ۱۵ کیلومتر روی می‌دهند. از زمین‌لرزه‌های مهم این منطقه می‌توان به زمین‌لرزه رودبار-طارم با بزرگای گشتاوری ۷/۳ در سال ۱۹۹۰ میلادی اشاره کرد که سازوکار کانونی آن دلالت بر حرکت امتدادلغز چپگرد در منطقه دارد. تاتار و همکاران (۲۰۰۷) با تعیین سازوکار کانونی معکوس برای زمین‌لرزه سال ۲۰۰۴ میلادی بلده با بزرگای گشتاوری ۶/۲ در البرز مرکزی، آن را به فعالیت گسل خزر نسبت دادند. مکنزی (۱۹۷۲)، در مطالعات خود با استفاده از قطبش اولین رسید موج P ثبت شده، به مطالعه سازوکار گسل‌ها در منطقه البرز پرداخت. از دیگر روش‌های تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه این منطقه، وارون‌سازی امواج پیکری و حل تانسور ممان زمین‌لرزه با استفاده از مشاهدات شکل موج لرزه‌ای است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲ و تاتار و همکاران، ۲۰۰۷).

۳ روش تحقیق

در این مطالعه برای تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، از قطبش اولین رسید موج P و نسبت دامنه موج S به دامنه موج P، که به اختصار با S/P نشان داده می‌شود، استفاده شده است. این روش را هاردبک و شیرر (۲۰۰۲) با استفاده از نرم‌افزار Hash معرفی کردند. از نظر اطلاعات مربوط به چشمه که برای تهیه سازوکار کانونی از شکل موج لرزه‌ای به دست می‌آید، روش S/P، اطلاعات قوی‌تری در اختیار قرار می‌دهد و مستقیماً متناسب است با الگوی تشعشی انرژی لرزه‌ای که در کره کانونی چشمه اندازه‌گیری می‌شود. در کره کانونی در نزدیکی صفحات گره‌ای که دامنه موج P بسیار ضعیف است، S/P بیشترین مقدار خود را دارد و در فواصل دورتر از صفحات گره‌ای و نزدیک محورها P و T که دامنه موج P قوی‌تر است، مقادیر کمتری دارد (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳).

روش پیش‌فرض مورد استفاده در این مطالعه، به کارگیری استریونت است که از نیم کره پایینی استفاده می‌کند (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳)؛ به این معنی که نتایج نشان داده شده در نیم کره پایینی معرف خط اثرهای صفحات و قطب‌های سازوکار کانونی هستند. تصویرسازی با استفاده از نیم کره بالایی و پایینی در نهایت معادل هم هستند با این تفاوت که نمایش نتایج در آنها نسبت به دیگری با ۱۸۰ درجه چرخش همراه است.

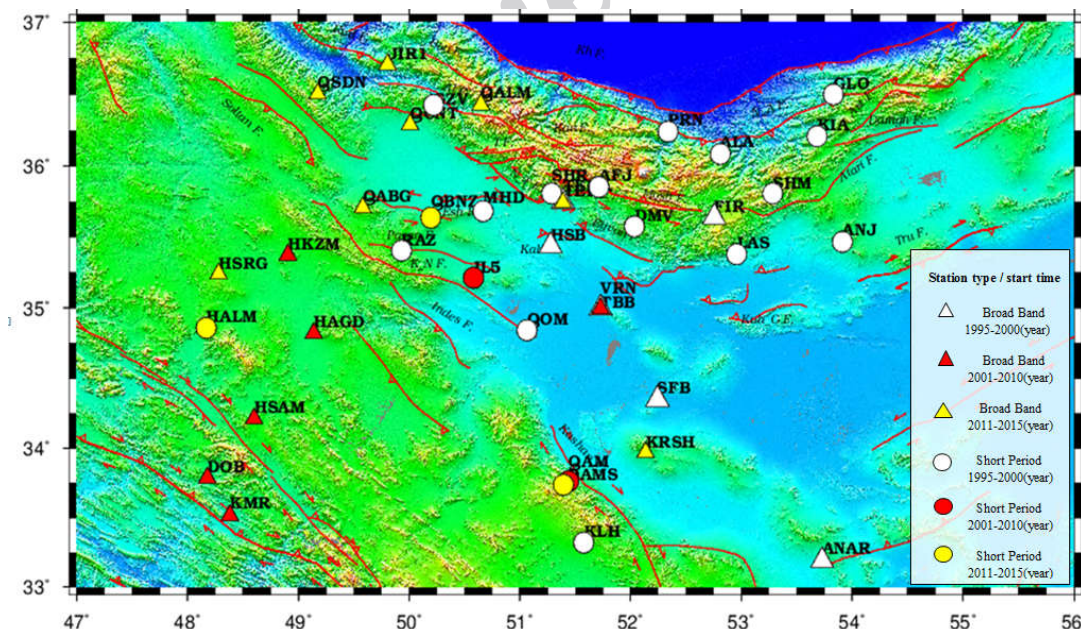
۴ پردازش داده واقعی و بررسی نتایج

در پژوهش حاضر، از شکل موج‌های ۴۲۰۴ زمین‌لرزه با بزرگای M_n بیشتر از ۲ استفاده شده است که از سال ۱۹۹۷ تا ماه مه سال ۲۰۱۵ میلادی در چهل‌ویک ایستگاه شبکه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری کشوری (Iranian Seismological Center, IRSC) (جدول ۱) در محدوده جغرافیایی مورد مطالعه ثبت شده‌اند (شکل ۱). تعداد ایستگاه‌هایی که از داده‌های آنها در سال ۱۹۹۷ استفاده شده است، سیزده ایستگاه است. میانگین تعداد قطبش ثبت شده در سال ۱۹۹۷ برابر ۸/۶۴ است. به دلیل کافی نبودن تعداد ایستگاه‌ها و پوشش آزیموتی نامناسب، از بین تمام داده‌های سال ۱۹۹۷، تنها از دوازده داده استفاده شد و بسیاری از داده‌ها حذف شدند. همچنین تصحیحات لازم برای ایستگاه‌هایی اعمال شده است که در این مدت خطای معکوس‌شدگی داشتند. برای تعیین کانون زمین‌لرزه‌ها در منطقه البرز، از مدل سرعتی اشتیری و همکاران (۲۰۰۵) استفاده شده است. شبکه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری ایران مجهز به لرزه‌نگارهای بانداکوتاه، باندمتوسط، باندپهن و باندهای پهن سه مؤلفه‌ای هستند. این مرکز در حال حاضر با بهره‌گیری از صد و هشت ایستگاه لرزه‌نگاری رقمی در قالب بیست شبکه لرزه‌نگاری محلی، چهار پایگاه لرزه‌نگاری تک ایستگاهی و یک ایستگاه درون‌چاهی فعالیت دارد و بسیاری از مناطق لرزه‌خیز

مطالعه با استفاده از روش غیرخطی احتمالاتی براساس مطالعه ملکی و همکاران (۲۰۱۳) مکان‌یابی شده‌اند. این روش دقت در تعیین عمق را بهبود می‌بخشد و سبب به حداقل رسیدن خطای عمق می‌شود (لومکس و همکاران، ۲۰۰۱). با توجه به استفاده از معادلات براساس حل معکوس احتمالی و محاسبه بیشینه احتمال وقوع زمین‌لرزه، به استفاده از محاسبه مشتقات مراتب بالاتر نیازی نیست. در این روش، شرایط نامناسب مکان‌یابی مانند نداشتن پوشش آزیموتی، نسبت به سایر روش‌های معمول مکان‌یابی، که براساس معادلات خطی شده هستند، تأثیر به مراتب کمتری بر نتایج خواهد داشت (ملکی و همکاران، ۱۳۹۱). براساس این خطاها، مقادیر مختلفی از زوایای برخاست از کانون تا ایستگاه محاسبه می‌شوند؛ بنابراین برای هر سازوکار مفروض براساس زوایای برخاست مختلف و خطای مکان کانونی، چندین حالت مختلف خواهیم داشت که از بین آنها حالتی با کمترین عدم تطابق داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای انتخاب می‌شود. بعد از آنکه مجموعه‌ای از صفحات قابل قبول براساس کمینه عدم تطابق قطبش اولین رسید موج P مشاهده‌ای و محاسبه‌ای به دست آمد، جواب نهایی، جوابی است که بیشترین تطابق را با داده‌های مربوط به نسبت دامنه‌ها داشته باشد. در نهایت، با میانگین‌گیری از سازوکارهای قابل قبول، جواب نهایی سازوکار کانونی تعیین می‌شود. در برخی مواقع به علت وجود داده‌های پرت، میانگین‌گیری تکرار می‌شود. به این منظور، بعد از میانگین‌گیری اول، صفحاتی حذف می‌شوند که فاصله زیاد از میانگین داشته باشند. پس از آن با میانگین‌گیری دوباره از جواب‌های قابل قبول (پس از حذف جواب‌های پرت) جواب نهایی به دست می‌آید (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲). استفاده از نسبت S/P در کنار قطبش اولین رسید موج P، نسبت به استفاده از قطبش اولین رسید موج P به تنهایی، اطلاعات مهم‌تر و نتایج معتبرتری تولید می‌کند.

جدول ۱. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه‌های لرزه‌نگاری کشوری مورد استفاده در این مطالعه

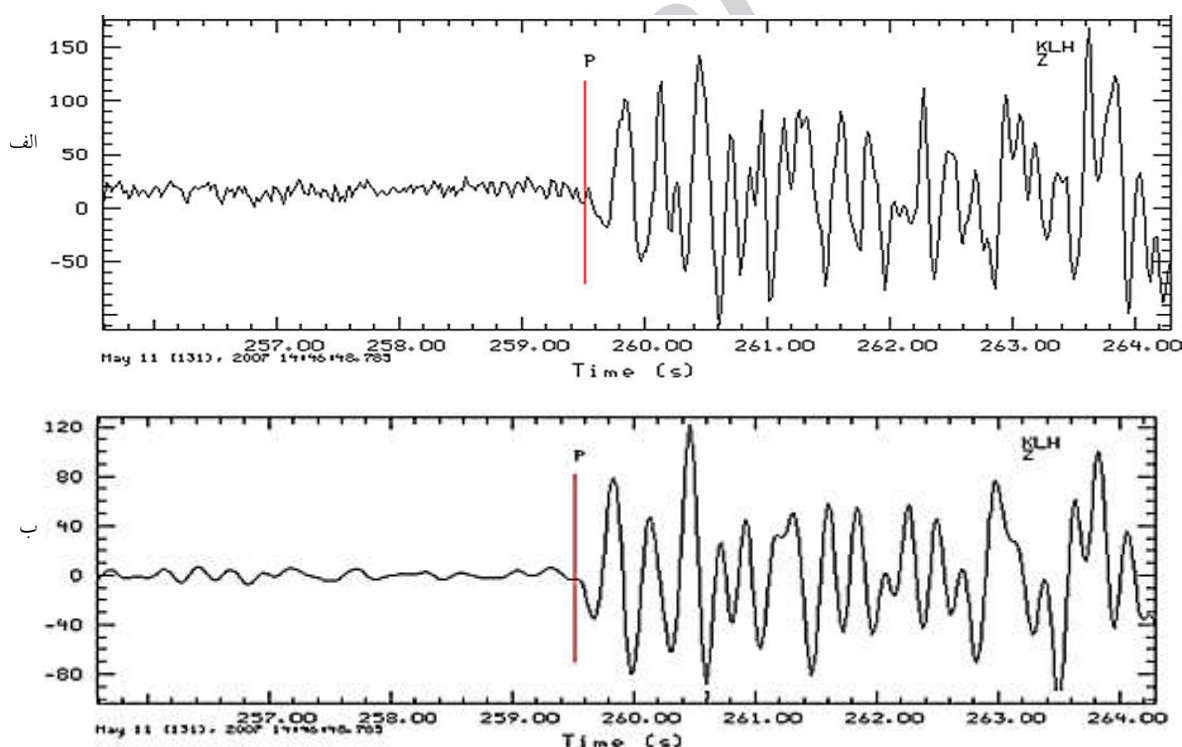
No.	Station Code	Station Name	Latitude (N°)	Longitude (E°)	Altitude (m)	No.	Station Code	Station Name	Latitude (N°)	Longitude (E°)	Altitude (m)
1	AFJ	Afjeh	35.855	51.712	2750	22	LAS	Lasjerd	35.381	52.959	1452
2	ALA	Alasht	36.083	52.81	2600	23	MHD	Mahdasht	35.685	50.667	1658
3	ANAR	Anar	33.19	53.729	1323	24	PRN	Peran	36.242	52.338	1333
4	ANJ	Anjilu	35.468	53.915	1845	25	QABG	Abgarm	35.708	49.582	2085
5	DMV	Damavand	35.577	52.032	2546	26	QALM	Alamut	36.432	50.646	2212
6	DOB	Doab	33.787	48.177	1948	27	QAM	Qamsar	33.761	51.44	1865
7	FIR	Firuzkuh	35.642	52.754	2380	28	QAMS	Qamsar	33.736	51.396	2245
8	GLO	Galugah	36.502	53.831	1950	29	QBNZ	BuinZahra	35.637	50.195	2093
9	GZV	Gazvin	36.4259	50.2183	2458	30	QCNT	Center	36.29	50.009	1319
10	HAGD	Aqdareh	34.822	49.139	1831	31	QOM	Qom	34.842	51.063	1000
11	HALM	Almabolaq	34.86	48.168	2450	32	QSDN	Sirdan	36.504	49.174	2148
12	HKZM	Kuhzaman	35.378	48.905	2328	33	RAZ	Razeqan	35.405	49.929	1950
13	HSAM	Samen	34.212	48.602	2314	34	RSTI	Rasht	37.232	49.63	12
14	HSB	HasanAbad	35.438	51.276	1138	35	SFB	Sefidab	34.352	52.241	995
15	HSRG	Sarighya	35.242	48.279	2545	36	SHM	Shahmirzad	35.806	53.284	2633
16	IL5	Ilpa5	35.213	50.581	1353	37	SHR	Shahran	35.806	51.289	1000
17	JIR1	Jirandeh	36.708	49.802	1567	38	TBB	Varamin 2	34.995	51.727	1139
18	KIA	Kiasar	36.207	53.684	2161	39	TEH	Tehran	35.752	51.389	1458
19	KLH	Kalahrud	33.319	51.578	2280	40	TEHA	AmirAbad	35.746	51.387	1418
20	KMR	Kamar Siah	33.518	48.38	1733	41	VRN	Varamin	34.995	51.727	1139
21	KRSH	Karshahi	33.969	52.135	1630						



شکل ۱. محل ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مرکز لرزه‌نگاری کشوری مورد استفاده در این مطالعه. در این شکل ایستگاه‌های شامل لرزه‌نگارهای کوتاه‌دوره با نماد دایره و ایستگاه‌های شامل لرزه‌نگارهای باندپهن با نماد مثلث نمایش داده شده‌اند. رنگ سفید مربوط به ایستگاه‌هایی است که تاریخ شروع به کار آنها از ابتدای سال ۱۹۹۵ تا پایان سال ۲۰۰۰ است. ایستگاه‌هایی که تاریخ شروع به کار آنها از ابتدای سال ۲۰۰۱ تا پایان سال ۲۰۱۰ است، با رنگ قرمز و ایستگاه‌هایی که تاریخ شروع به کار آنها از ابتدای سال ۲۰۱۱ تا پایان سال ۲۰۱۵ است، با رنگ زرد نشان داده شده‌اند.

جهت حذف نوفه‌های دوره‌بلند و افزایش نسبت سیگنال به نوفه در داده‌ها، شکل موج‌های مورد استفاده در این مطالعه با فیلتر میان‌گذر با فرکانس‌های گوشه ۱۰ هرتز و ۰/۱ هرتز فیلتر شدند. فرکانس غالب لرزه‌نگارهای مورد استفاده، در محدوده فرکانسی فیلتر اعمال شده قرار دارد. فیلتر مورد نظر براساس حساسیت فرکانسی دریافت‌کننده‌های مورد استفاده انتخاب شده است. از آنجا که حساسیت فرکانسی لرزه‌نگارهای استفاده شده اغلب یک هرتز است و با دقت به این مسئله که این پژوهش برای یک ناحیه با مقیاس محلی اجرا شده است، حد پایین ۰/۱ هرتز و حد بالای ۱۰ هرتز برای فیلتر، انتخاب مناسبی است. اعمال فیلتر، تنها باعث سهولت در تشخیص قطبش اولین رسید موج P می‌شود و تأثیری در

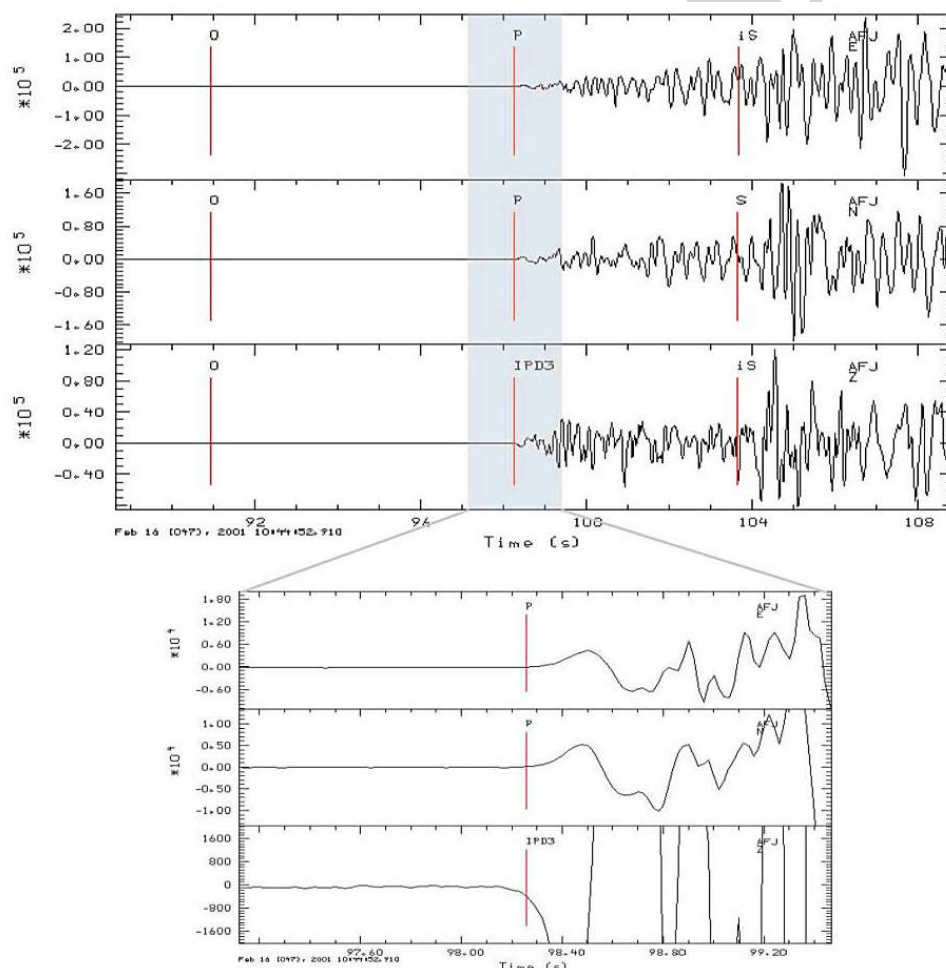
کشور را تحت پوشش قرار می‌دهد. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کوتاه‌دوره مجهز به لرزه‌نگار SS1 با فرکانس ویژه یک هرتز هستند. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باند متوسط مجهز به لرزه‌نگارهای Trillium-40s و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری باندپهن و بسیارپهن مجهز به لرزه‌نگارهای CMG3T-360S و Trillium-240 هستند. مرکز لرزه‌نگاری کشوری، که مسئول مدیریت داده‌های لرزه‌ای کشور است، سازوکار قانونی زمین‌لرزه‌های ایران با بزرگای حدود ۴/۵ و بیشتر را از سال ۲۰۱۲ به بعد محاسبه و در سایت لرزه‌نگاری کشوری منتشر می‌کند. در راستای این هدف، با افزایش تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و بهبود کیفیت آنها، رویدادها در مرکز با دقت بیشتری ثبت و بررسی می‌شوند.



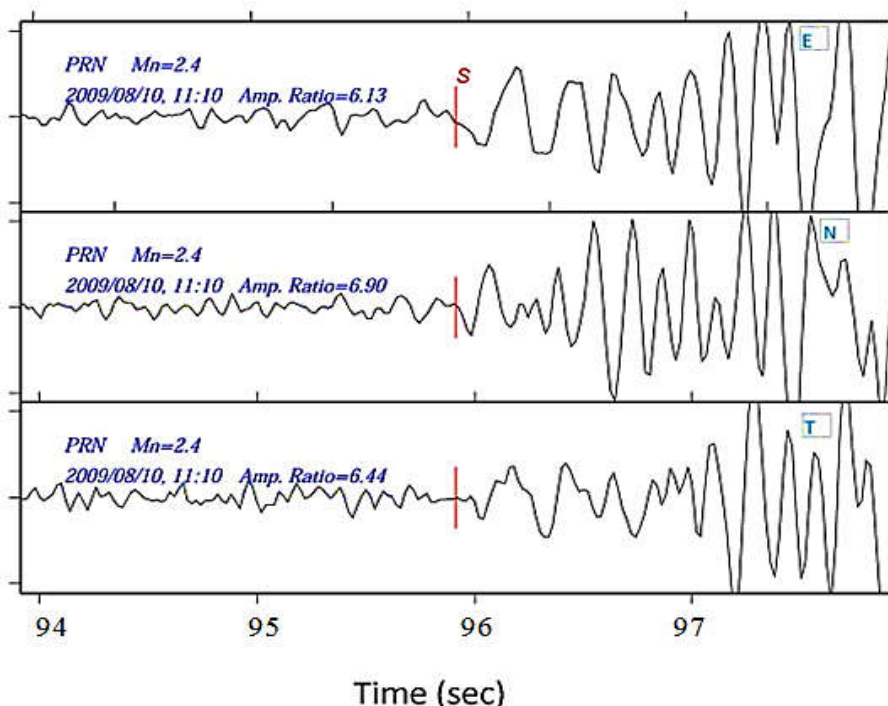
شکل ۲. بررسی شکل موج ثبت شده در ایستگاه کلاه‌رود، مربوط به رویداد یازده ماه مه سال ۲۰۰۷ با بزرگای $M_{\text{b}} 3/1$ و فاصله رومرکزی ۱۰۵/۷ کیلومتر. (الف) شکل موج قبل از اعمال فیلتر، (ب) شکل موج بعد از اعمال فیلتر. استفاده از فیلتر علاوه بر افزایش نسبت سیگنال به نوفه در نگاشت لرزه‌ای، تغییری در قطبش اولین رسید موج P ایجاد نمی‌کند.

شد. این لرزه‌نگارها معمولاً برای دریافت امواج مستقیم S_g و P_g می‌توانند استفاده شوند. با بررسی مجدد شکل موج‌های ثبت شده در گیرنده‌های سه مؤلفه‌ای، قطبش اولین رسید موج P از مؤلفه Z با دقت بیشتری تعیین شد (شکل ۳). همچنین با چرخاندن دستگاه مختصات حول محور Z، زمان رسید موج S از مؤلفه T در دستگاه مختصات استوانه‌ای خوانده شد. به دلیل امکان رسید فازهای تبدیل یافته قبل از موج مستقیم S، در تشخیص رسید موج S ابهاماتی وجود دارد (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳)؛ به همین دلیل عدم قطعیت در تعیین فاز S نسبت به فاز P بیشتر است (شکل ۴).

قطبش اولین رسید موج P ندارد. شکل ۲، تأثیر فیلتر اعمال شده بر شکل موج یکی از داده‌ها را به عنوان نمونه نشان می‌دهد. در واقع برای مطالعات محلی و فواصل ایستگاهی استفاده شده در این مطالعه، فیلتر میان‌گذر با فرکانس گوشه ۰/۱ هرتز کلیه سیگنال‌های ثبت شده در این فواصل را حفظ می‌کند. دستگاه‌های کوتاه‌دوره، موج S را دریافت می‌کنند اما به دلیل دامنه بلند موج S، داده‌های با پهنای باند زیاد (Broad-band) برای انجام مطالعات با استفاده از نسبت دامنه موج S به دامنه موج P کاربردی‌ترند. وجود لرزه‌نگارهای کوتاه‌دوره باعث نتایجی با درجه کیفیت متوسط (نه عالی) در این مطالعه



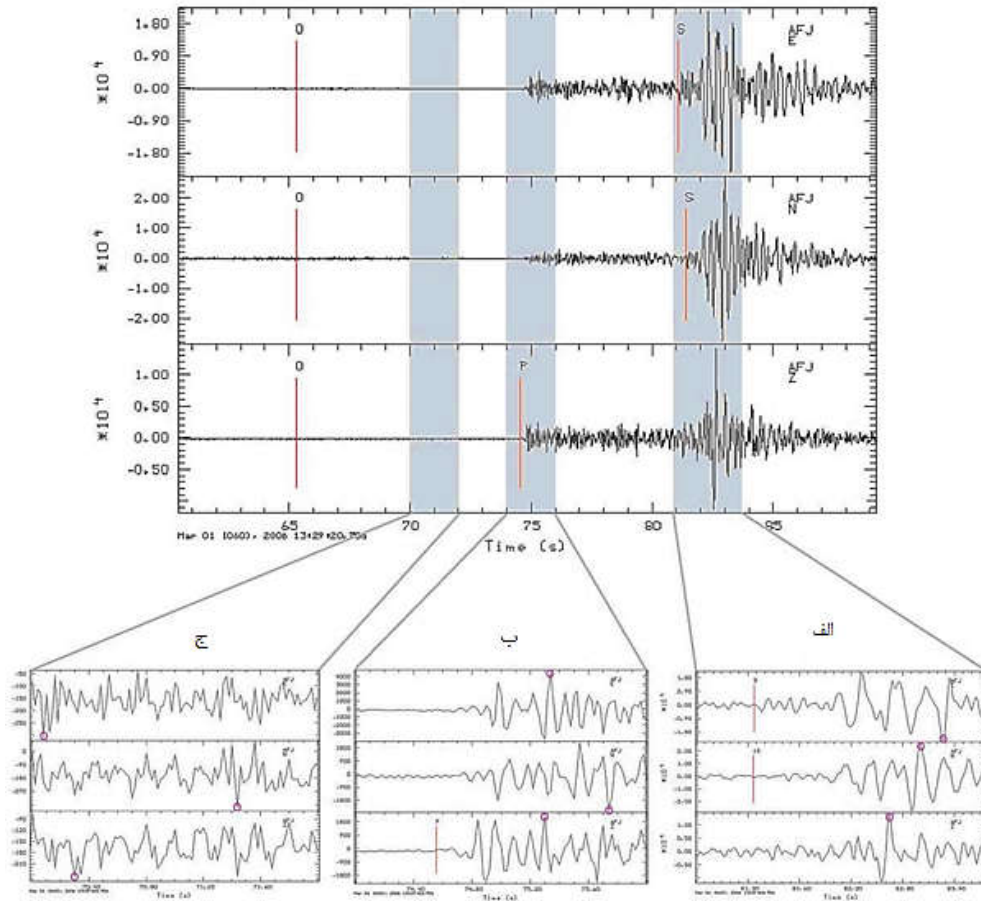
شکل ۳. نمونه‌ای از بررسی مجدد قطبش اولین رسید موج P با دقت بیشتر. این شکل مربوط به رویداد ۱۶ فوریه ۲۰۰۱ به بزرگای M_n ۲/۱، ثبت شده در ایستگاه افجه است. قطبش اولین رسید موج P روی مؤلفه Z تعیین می‌شود.



شکل ۴. تعیین زمان رسید موج S رویداد ۲۰۰۹/۰۸/۱۰ ثبت شده در ایستگاه پرند. با چرخاندن دستگاه مختصات حول محور Z، زمان رسید موج S از مؤلفه T تعیین شد و با چرخش مجدد، بر دو مؤلفه E و N نیز ثبت شد. پس از چرخش، نسبت سیگنال به نوفه در مؤلفه T افزایش یافت.

(شکل ۵). در نهایت، با مقایسه مقادیر قله به قله بین سه مؤلفه، بیشترین مقدار دامنه امواج S، P و نوفه زمینه تعیین شد. راه‌های دیگری هم برای تعیین پنجره امواج وجود دارد؛ اما نتایج، حساسیت کمی نسبت به نحوه این انتخاب نشان می‌دهند (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳). برای مثال هاردبک و شیرر طی تحقیقات خود در سال ۲۰۰۳، برای تعیین سازوکار زمین‌لرزه‌ها در منطقه کالیفرنیا، با استفاده از نسبت دامنه موج S به دامنه موج P، قله اولین نیم‌دوره رسید موج P را در مؤلفه‌های شعاعی و عمودی اندازه‌گیری کردند و سپس با اعمال جمع کارترین روی این دو مؤلفه، دامنه موج P را محاسبه کردند. همچنین به دلیل عدم قطعیت زیاد در تعیین فاز S، با مقایسه دو ثانیه اول رسید موج S در هر سه مؤلفه، بزرگ‌ترین دامنه بین سه مؤلفه را در این بازه زمانی، دامنه موج S در نظر گرفتند (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳).

برای محاسبه مقدار S/P، دامنه امواج S و P و نوفه زمینه با استفاده از شکل موج‌ها محاسبه شدند. با اعمال انتگرال‌گیری، شکل موج‌ها از مؤلفه سرعت به مؤلفه جابه‌جایی تغییر پیدا کردند. برای از بین بردن نوفه‌ها با فرکانس‌های پایین مصنوعی تولید شده در روند انتگرال‌گیری، با استفاده از روش معرفی شده در مقاله حیدری و همکاران (۲۰۱۳)، شکل موج‌های جابه‌جایی با استفاده از فیلتر بالاگذر ButterWorth با فرکانس گوشه ۰/۷۵ هرتز فیلتر شدند و پنجره Hanning اعمال شد. سپس در هر سه مؤلفه برای تعیین دامنه امواج S و P، پنجره زمانی از ۰/۵- تا ۱/۵ ثانیه قبل تا بعد از زمان اولین رسید آنها و برای تعیین دامنه نوفه زمینه، پنجره زمانی از ۲/۵- تا ۰/۵- ثانیه قبل از زمان اولین رسید موج P انتخاب شد. در هر پنجره، با اندازه‌گیری قله به قله، اختلاف بین بیشترین و کمترین مقدار دامنه شکل موج تعیین می‌شود



شکل ۵. پنجره‌های زمانی مورد استفاده برای اندازه‌گیری مقدار قله به قله دامنه‌های نوفه، موج P و موج S هر رویداد با استفاده از شکل موج‌های سه مؤلفه‌ای مربوط به رویداد ۱ مارس ۲۰۰۶، ثبت شده در ایستگاه افجه. خط عمودی با بالانویس S، زمان اولین رسید موج S و خط عمودی با بالانویس P، زمان اولین رسید موج P را نشان می‌دهد. قسمت‌های سایه زده شده، پنجره‌های زمانی ۲ ثانیه‌ای برای تعیین دامنه‌ها هستند. (الف) پنجره زمانی برای تعیین دامنه موج S، (ب) پنجره زمانی برای تعیین دامنه موج P و (ج) پنجره زمانی برای تعیین دامنه نوفه زمینه را نشان می‌دهد. در هر پنجره، دایره‌های توخالی بیشترین یا کمترین مقدار دامنه را نشان می‌دهند.

بیشترین زاویه ایجاد شده در قرارگیری زمین لرزه نسبت به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری است. نبود آزیموتی 360° درجه زمانی می‌تواند ایجاد شود که زمین لرزه خارج از شبکه قرار بگیرد و همه ایستگاه‌ها روی یک خط نسبت به زمین لرزه قرار داشته باشند. بیشترین نبود زاویه برخاست، 90° درجه تعیین می‌شود (بانگ و همکاران، ۲۰۱۲). زاویه

برای محاسبه سازوکار کانونی گسل، پارامترهای ورودی این روش معیارها و ضوابطی دارند. برای هر رویداد حداقل تعداد قطبش تعیین شده مورد نیاز هشت قطبش، کمترین نسبت دامنه موج P به نوفه زمینه، سه و بیشترین مقدار نبود آزیموتی (azimuthal gap) 360° درجه است (بانگ و همکاران، ۲۰۱۲). نبود آزیموتی،

به دست آمده براساس چهار کمیت عدم تطابق میانگین، مقدار RMS، نسبت توزیع ایستگاه‌ها (STDR) و احتمال سازوکار ارزیابی می‌شود. عدم تطابق میانگین، برای تطابق کامل بین داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای برابر صفر و برای عدم تطابق کامل، برابر یک است. مقدار RMS، عدم قطعیت جواب نهایی سازوکار کانونی را نشان می‌دهد. اگر نسبت توزیع ایستگاه‌ها، کوچک‌تر از ۰/۵ باشد، تعداد نسبتاً زیادی از داده‌ها در نزدیکی صفحات گره‌ای هستند و وقتی که این کمیت بزرگ‌تر از ۰/۵ باشد، بیشتر داده‌ها دور از صفحات گره‌ای قرار دارند. هرچه مقدار این کمیت به یک نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده بهتر بودن جواب به دست آمده برای سازوکار کانونی است. احتمال سازوکار، کسری از جواب‌های قابل قبولی است که به اندازه ۳۰ درجه از جواب نهایی سازوکار کانونی اختلاف دارند. ارزیابی کیفیت جواب نهایی سازوکار کانونی تعیین شده براساس مقادیر کمیت‌های ذکر شده، در جدول ۲ نشان داده شده است. رویدادهایی که بزرگای M_n کمتر از ۳/۵ داشتند، به دلیل ضعیف بودن کیفیت شکل موج‌ها و تولید جواب‌های غیرمعتبر حذف شدند. رومرکز سایر رویدادها در شکل ۶ دیده می‌شود. دو نمونه از جواب نهایی نمایش داده شده در پوشه خروجی نرم‌افزار برای دو رویداد متفاوت در جدول ۳ نشان داده شده است.

جدول ۲. ارزیابی کیفیت جواب نهایی سازوکار تعیین شده براساس مقادیر چهار کمیت عدم تطابق میانگین، RMS، نسبت توزیع ایستگاه‌ها و احتمال سازوکار (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲).

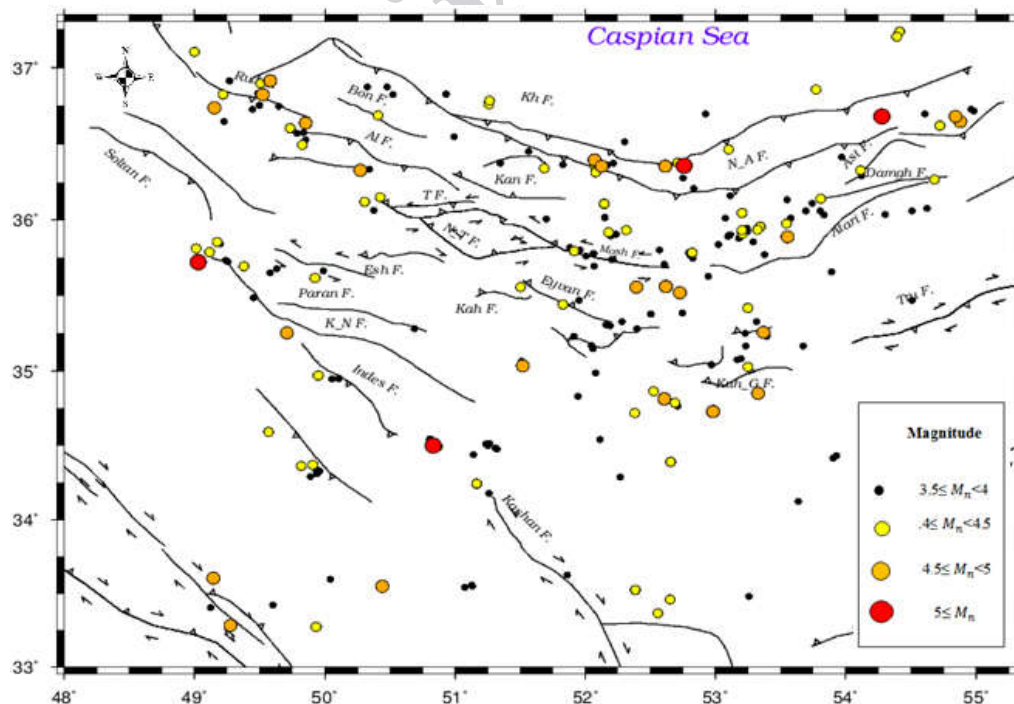
Quality	average misfit	RMS	STDR	mechanism probability
A	$\leq 0/15$	$\leq 25^\circ$	$\geq 0/5$	$\geq 0/8$
B	$\leq 0/20$	$\leq 35^\circ$	$\geq 0/4$	$\geq 0/6$
C	$\leq 0/30$	$\leq 45^\circ$	$\geq 0/3$	$\geq 0/7$
D	maximum azimuthal gap $\leq 90^\circ$, maximum takeoff angle gap $\leq 60^\circ$			
E	maximum azimuthal gap $> 90^\circ$, maximum takeoff angle gap $> 60^\circ$			
F	fewer than 8 polarities			

جستجوی شبکه‌ای برای سازوکار کانونی، ۵ درجه انتخاب شد. امواج S نسبت به امواج P، پراکندگی بیشتری در اعماق کم دارند. در واقع در اعماق کم، دامنه موج S نسبت به دامنه موج P، بیشتر تضعیف می‌شود به طوری که مقدار مشاهده شده نسبت دامنه موج S به دامنه موج P، از مقدار محاسبه شده آن کمتر است. مطالعات قبلی، اختلافی را بین نمودارهای $\log_{10} S/P$ ثبت شده و محاسبه شده نشان می‌دهند. مقدار میانگین $\log_{10} S/P$ در نمودار مشاهده شده، از مقدار میانگین آن در نمودار محاسبه شده کمتر است (شن و همکاران، ۱۹۹۷ و هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳). یکی از معیارهای روش استفاده شده در این مطالعه، مقدار خطای نسبت S/P با مقیاس لگاریتم در مبنای ۱۰ است. این معیار تأثیر بسزایی در عدم قطعیت جواب نهایی ندارد (یانگ و همکاران، ۲۰۱۲). در این پژوهش مقدار پذیرفته شده برای معیار پراکندگی نسبت S/P برای منطقه مورد مطالعه، ۰/۳ با مقیاس لگاریتم در مبنای ۱۰ محاسبه شده است. در محاسبه تئوری نسبت S/P، چشمه از نوع دوجفت نیرو فرض می‌شود (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳). خطای عمق، شش کیلومتر و خطای قطبش بد برای منطقه ۵٪ است. بیشترین فاصله قابل قبول بین ایستگاه و کانون زمین لرزه ۳۰۰ کیلومتر است؛ قطبش ایستگاه‌هایی با فواصل بیشتر از این مقدار، در تعیین سازوکار شرکت داده نمی‌شود. زاویه برای محاسبه احتمال سازوکار، ۴۵ درجه و همچنین خطای داده‌های مشاهده‌ای ۰/۱ در نظر گرفته می‌شود. فقط بهترین سازوکار نگه داشته می‌شود و سازوکار با خطای کمتر به عنوان سازوکار محتمل انتخاب می‌شود (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۳).

پس از انجام محاسبات، جواب نهایی تعیین سازوکار زمین لرزه که براساس مقدار میانگین زوایای امتداد، شیب و لغزش سازوکارهای قابل قبول تعیین می‌شود، از کیفیت بیشتر به کمتر به شش دسته تقسیم و با حروف A، B، C، D، E و F نمایش داده می‌شود. کیفیت جواب‌های

جدول ۳. دو نمونه از جواب‌های خروجی با استفاده از داده‌های واقعی.

Value	Event 1	Event 2
Event ID	3796	1492
Origin Time: Year, Month, Day	2013, 4, 24	2009, 6, 9
Hour, Minute, Second	3, 8, 25.910	22, 55, 10.300
Event Type	L	L
Magnitude	4.7	3.700
Magnitude Type	X	X
Hypocenter Latitude	33.5488	35.84167
Hypocenter Longitude	50.44	53.02217
Hypocenter Depth	17.06	7.470
Location Quality	X	X
Location RMS	-9.000	-9.000
Horizontal Error (km)	2.500	2.500
Depth Error (km)	2.500	2.500
Origin Time Error (s)	-9.000	-9.000
Number of picks used in the location	-18	-18
Number of P picks	-9	-9
Number of S picks	-9	-9
Focal Mechanism Strike (degrees)	268	211
Focal Mechanism Dip (degrees)	70	79
Focal Mechanism Rake (degrees)	131	-109
Fault Plane Uncertainty (degrees)	61	63
Auxiliary Plane Uncertainty (degrees)	64	55
Focal Mechanism Quality: A-F	D	D
Probability Mechanism close to solution	21	17
Station Distribution	0/56	0/56
Number of S/P ratios	21	6
Average $\log_{10}(S/P)$ miss-fit	85	78

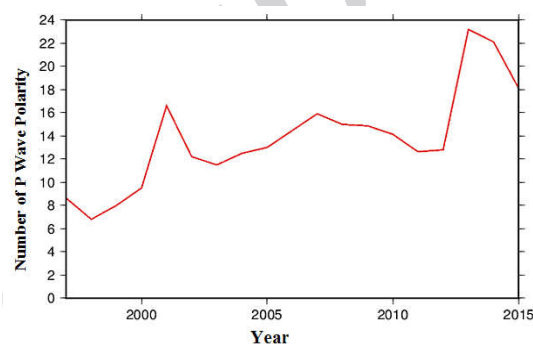


شکل ۶. رومرکز ۲۷۷ زمین‌لرزه استفاده شده در این مطالعه با بزرگای بیشتر از ۳/۵.

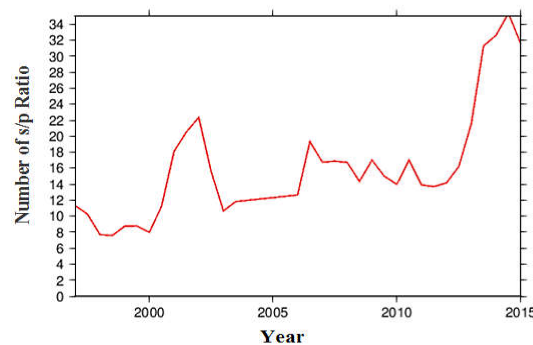
رویدادها و S/P، خطا در مکان‌یابی و مدل سرعتی مورد استفاده بستگی دارد (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲) و همواره بزرگ‌تر از صفر درجه است. بهترین مقیاس برای نشان دادن کیفیت سازوکار، میانگین عدم قطعیت صفحات گره‌ای است (کیلب و هاردبک، ۲۰۰۶). بر این اساس در این مطالعه با استفاده از کاتالوگ اولیه، ارتباط میانگین عدم قطعیت یکی از صفحات گره‌ای برحسب درجه با نه عامل مختلف بررسی شد (شکل ۸). شکل ۸-الف نشان می‌دهد با بیشتر شدن احتمال سازوکار، عدم قطعیت در سازوکار نهایی، کاهش پیدا می‌کند. این سیر نزولی برای احتمال‌های بیشتر از ۴۷٪ به صورت آشکاری نمایان است. در شکل ۸-د با افزایش تعداد قطبش مورد استفاده، عدم قطعیت سازوکارها با شیب ملایمی کاهش پیدا می‌کند و در شکل ۸-و ارتباطی مستقیم بین عمق و عدم قطعیت سازوکار وجود دارد به طوری که نمودار تا عمق حدود ۳۵ کیلومتر با شیبی ملایم روند صعودی و در ادامه مقدار ثابتی دارد. با وجود اینکه پراکندگی ایستگاه‌ها در ارزیابی کیفیت جواب‌های نهایی مشارکت دارد، در این مطالعه ارتباط معناداری بین میانگین عدم قطعیت و پراکندگی ایستگاه‌ها و همچنین تعداد نسبت‌های S/P استنباط نشد. بررسی نمودارهای ۸-ه، ۸-ز، ۸-ح و ۸-ط نشان می‌دهد عدم قطعیت صفحات کانونی به برخی پارامترهای کانونی مانند زوایای امتداد، لغزش، شیب و همچنین بزرگای زمین‌لرزه مربوط نمی‌شود.

جهت بررسی ارتباط عامل عدم قطعیت صفحات کانونی و کیفیت نتایج محاسبه شده، سازوکار کانونی به دست آمده برای ۲۱ رویداد با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و S/P و قطبش اولین رسید موج P به تنهایی و همچنین سازوکارهای ثبت شده توسط مراکز زلزله‌شناسی معتبر برای هفت رویداد در جدول ۴ مقایسه شده‌اند. هرچه عدم قطعیت بیشتر شود، کیفیت سازوکار کانونی ضعیف‌تر می‌شود.

در شکل ۷، نتایج بررسی تغییرات تعداد قطبش ثبت شده و تعداد نسبت S/P محاسبه شده برای کل داده‌ها نشان داده شده است. تعداد قطبش ثبت شده و تعداد نسبت S/P محاسبه شده در طول دوره بررسی شده، سیر صعودی دارند. تأثیر تغییرات و پیشرفت‌های شبکه لرزه‌نگاری کشوری از سال ۲۰۱۲ به بعد، در دو نمودار شکل ۷ قابل مشاهده است؛ از این سال به بعد روند افزایشی درخور توجهی در دو نمودار ملاحظه می‌شود.



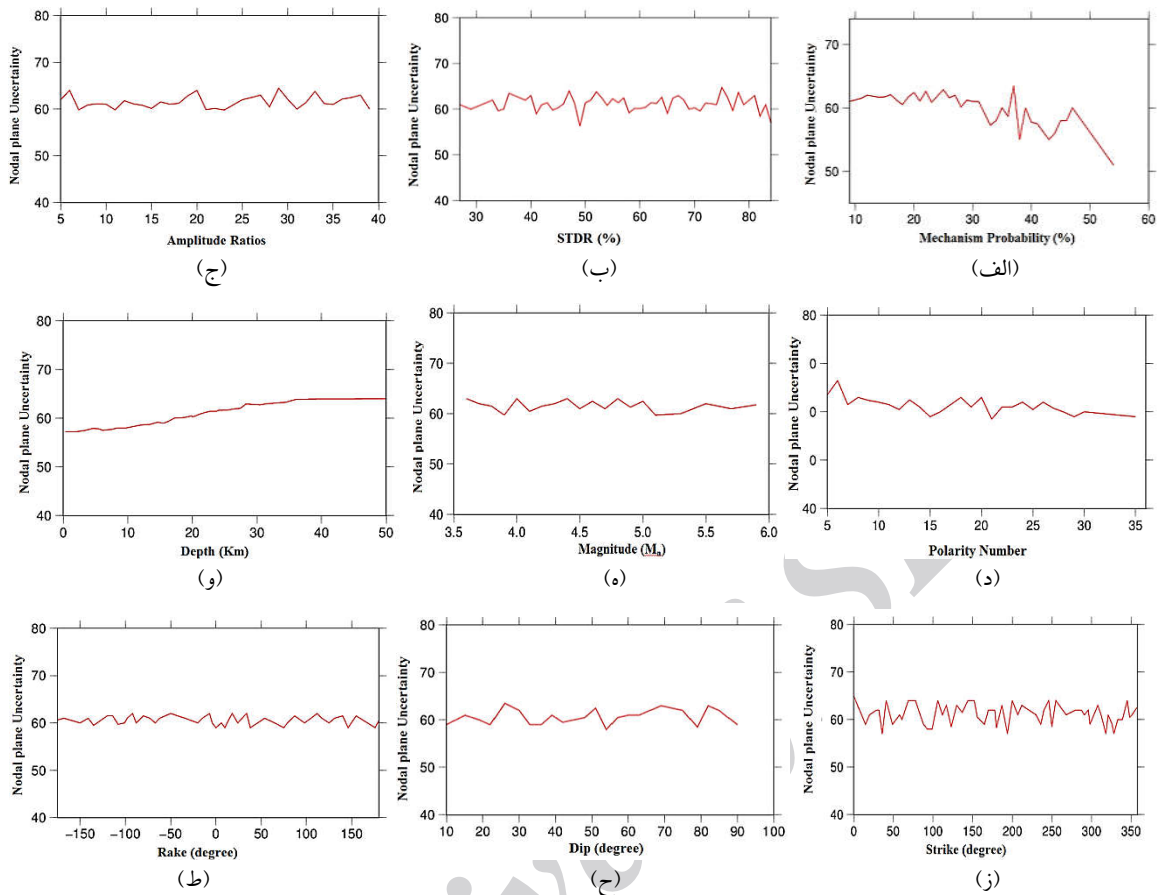
(الف)



(ب)

شکل ۷. (الف) تغییرات تعداد قطبش اولین رسید موج P ثبت شده و (ب) تغییرات تعداد نسبت‌های S/P محاسبه شده برای همه زمین‌لرزه‌های ثبت شده در مرکز لرزه‌نگاری کشور از سال ۱۹۹۷ تا سال ۲۰۱۵.

عدم قطعیت صفحات گره‌ای با عامل جذر میانگین مربعات (RMS) تعریف می‌شود. این مقدار، اختلاف زاویه‌ای صفحه اصلی سازوکار قابل قبول و جواب نهایی است و به عواملی همچون عدم قطعیت در تعیین قطبش













































شکل ۸. ارتباط میانگین عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده برای یکی از صفحات گره‌ای (Np-U) برحسب درجه برای ۲۷۷ رویداد کاتالوگ اولیه این مطالعه با (الف) درصد احتمال سازوکار، (ب) درصد پراکندگی ایستگاه یا STDR، (ج) تعداد نسبت‌های S/P، (د) تعداد قطبش‌ها، (ه) بزرگی زمین‌لرزه‌ها برحسب M_n ، (و) عمق برحسب کیلومتر، (ز) زاویه امتداد گسل، (ح) زاویه شیب گسل و (ط) زاویه لغزش گسل.

۲۰۱۲/۰۱/۱۱ با سازوکار امتدادلغز، رویداد ۲۰۰۳/۰۶/۲۱ با سازوکار معکوس و رویدادهای ۲۰۱۵/۰۵/۱۰ و ۲۰۱۳/۰۴/۲۴ با سازوکار امتدادلغز راستگرد، نتایج استفاده از قطبش اولین رسید موج P با نتایج ثبت شده در مراکز لرزه‌نگاری معتبر، سازگار هستند. همچنین برای رویدادهای ۲۰۱۴/۰۹/۰۶ و ۲۰۱۴/۰۹/۰۷ با سازوکارهای معکوس، نتایج استفاده از قطبش اولین رسید موج P و S/P، هماهنگ با نتایج ثبت شده در مراکز لرزه‌نگاری معتبر است.

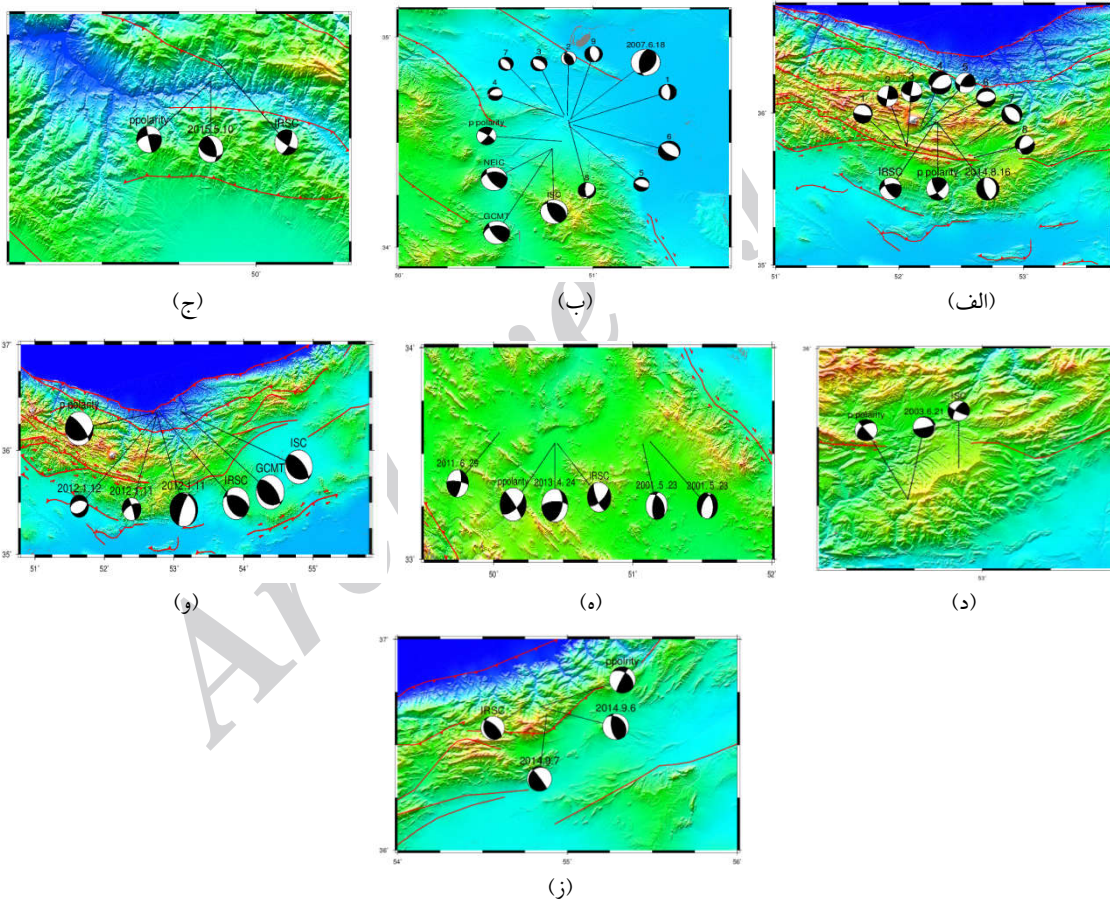
در این مطالعه، همه سازوکارهای به‌دست آمده با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و S/P با کیفیت D هستند درحالی‌که بعضی از همان سازوکارها با استفاده از قطبش موج P به‌تنهایی، کیفیت بهتری دارند. مقایسه سازوکارهای به‌دست آمده برای هفت رویداد با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و S/P و قطبش اولین رسید موج P به‌تنهایی با نتایج ثبت شده توسط مراکز لرزه‌شناسی معتبر در شکل ۹، گواه بر این ادعا است. با توجه به شکل ۹، برای رویدادهای ۲۰۱۴/۰۶/۱۸ و

جدول ۴. مقایسه سازوکار کانونی ۲۱ رویداد براساس تغییرات عدم قطعیت صفحات کانونی (Np-U). کیفیت A نشان دهنده عدم قطعیت کمتر از ۲۵ درجه، کیفیت B نشان دهنده عدم قطعیت کمتر از ۳۵ درجه، کیفیت C نشان دهنده عدم قطعیت کمتر از ۴۵ درجه و کیفیت D برای زمانی است که نبود آزمون کمتر از ۹۰ درجه و حداکثر نبود زاویه برخاست کمتر از ۶۰ درجه باشد.

Events ID	Np-U	Polarity		Polarity and S/P Ratio			Other Studies	
		Quality	Beach Ball	Np-U	Quality	Beach Ball		
1	200706191503 35.61	18	A		58	D		
2	20090815002841.21	12	A		60	D		
3	20010520437 32.90	15	B		61	D		
4	200205211048 36.40	16	B		59	D		
5	200306 22033910.20	31	B		54	D		
6	200604030038 4.60	29	B		55	D		
7	201002240451 45.60	14	B		59	D		
8	2011022011 2215.30	29	B		56	D		
9	201201161524 37.60	34	B		59	D		
10	2012022 094451.70	30	B		61	D		
11	20130424 030825.90	29	B		58	D		 IRSC
12	2014 0129220132.70	34	B		57	D		
13	20140907081253.00	34	B		60	D		
14	201505121528 21.80	24	B		59	D		
15	20140816 230557.20	41	C		57	D		 IRSC
16	200706181451 53.00	33	C		60	D		 ISC  GCMT  NEIC
17	20120111170802.27	36	D		60	D		 ISC  IRSC  GCMT

ادامه جدول ۴.

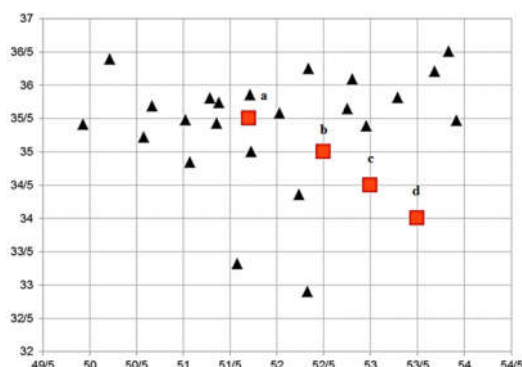
Events ID	Np-U	Polarity Quality	Polarity and S/P Ratio			Other Studies
			Beach Ball	Np-U	Quality	
18 20030621150001.40	54	D		61	D	 ISC
19 20121211214742.70	56	D		57	D	
20 2014090623419.90	52	D		59	D	 IRSC
21 201505102208 57.80	52	D		61	D	 IRSC



شکل ۹. سازوکارهای به‌دست‌آمده از دو روش و سازوکارهای ثبت شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشور برای هفت رویداد. سازوکارهایی که با تاریخ نشان داده شده‌اند با استفاده از قطبش موج P و نسبت S/P به‌دست‌آمده‌اند. (الف) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۱۴/۸/۱۶ اطراف گسل مشاء، (ب) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۰۷/۶/۱۸ بین گسل ایندس و کوشک نصرت، (ج) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۱۵/۵/۱۰ در امتداد جنوب خاوری گسل رودبار، (د) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۰۳/۶/۲۱ بین گسل مشاء و عطاری، (و) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۱۳/۴/۲۴ جنوب گسل کاشان، (ه) سازوکارهای مربوط به رویداد ۲۰۱۲/۱/۱۱ و دو پس‌لرزه آن در جنوب گسل خزر، (ز) سازوکارهای مربوط به رویدادهای ۲۰۱۴/۹/۶ و ۲۰۱۴/۹/۷ در امتداد خاوری گسل البرز.

۵ پردازش داده مصنوعی و بررسی نتایج

به منظور بررسی کارایی این روش در منطقه مورد مطالعه، دوازده رویداد با استفاده از روش شبیه سازی قطبش و زمان رسید با استفاده از برنامه Time2EQ تولید شد. این برنامه یکی از قسمت های برنامه رایانه ای NonLinLoc است که لوماکس و همکاران (۲۰۰۰) ارائه کردند. جدول ۵ مدل سرعتی استفاده شده و جدول ۶ مشخصات رویدادها را نشان می دهد.



شکل ۱۰. پراکندگی رویدادهای تولید شده و ایستگاه ها. نماد مثلث نشان دهنده ایستگاه ها و نماد مربع در نقاط a, b, c و d رومرکز رویدادها را نشان می دهد.

نتایج و کیفیت سازوکارهای به دست آمده پس از اعمال روش، در جدول ۸ ارائه شده است. بررسی نتایج نشان می دهد در رویدادهایی که رومرکز آنها در نقاط a و b قرار دارد، سازوکار کانونی با کیفیت های برتر و درصد عدم قطعیت کم به دست می آید و در رویدادهایی که رومرکز آنها در نقاط c و d قرار دارد، به دلیل پوشش ایستگاهی نامناسب و نبود آزمون های زیاد، کیفیت سازوکار کانونی ضعیف (E) است و زوایای امتداد، شیب و لغزش برای صفحات گسل محاسبه نمی شوند.

جدول ۵. مدل سرعتی استفاده شده در تولید داده های مصنوعی

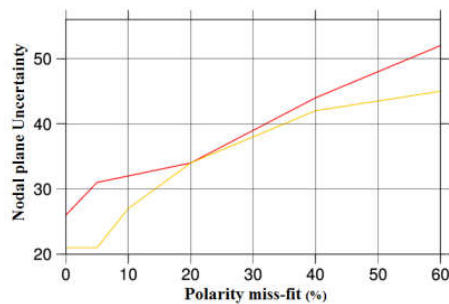
Depth (km)	P-wave velocity (km/s)
0.0	5.4
2.0	5.7
8.0	6.0
12	6.3
20	6.7
35	6.9
52	8.0
V_P/V_S	1.73

تمامی مراحل پردازشی و معیارهای به کار برده شده، مشابه مراحل پردازشی و معیارهای استفاده شده برای داده های واقعی است و از ایستگاه های موجود در منطقه استفاده شده است. شکل ۱۰ ایستگاه های مورد استفاده (جدول ۷) و پراکندگی رویدادها را نشان می دهد. در ادامه، تأثیر پراکندگی ایستگاه ها، قطبش اولین رسید موج P، مکان کانون زمین لرزه و مدل سرعتی بر نتایج تعیین

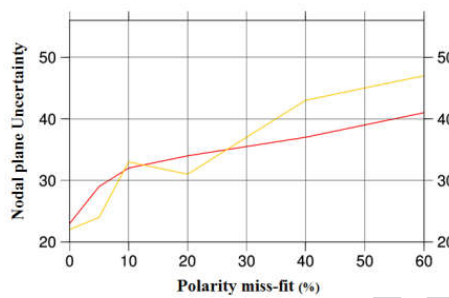
جدول ۶. مشخصات داده های مصنوعی استفاده شده در این مطالعه. Az.Gap، نبود آزمون و RMS، میزان زمان باقی مانده محاسبه شده را نشان می دهد. ERH خطای رومرکزی و ERZ خطای عمق زمین لرزه است.

Event	Origin Time	Latitude (°)	Longitude (°)	Depth (km)	Epicenter	Az. Gap (°)	RMS (sec)	ERZ (km)	ERH (km)
1	000101 0000 -0.02	35.3016	51.4206	2	A	62	0.11	0.9	0.5
2	000101 0000 -0.03	35.004	52.3003	2	B	131	0.11	1.4	0.8
3	000101 0000 0.09	34.3030	52.5980	2	c	219	0.12	3.1	2.2
4	000101 0000 0.26	34.014	53.3006	2	d	276	0.12	3.3	3.3
5	000101 0000 -0.02	35.3016	51.4206	10	a	62	0.11	1.1	0.5
6	000101 0000 0.06	34.5999	52.3010	10	b	131	0.12	2.1	0.9
7	000101 0000 0.12	34.3025	52.5986	10	c	219	0.12	3.6	2.1
8	000101 0000 0.25	34.0030	53.2999	10	d	276	0.12	3.8	3.2
9	000101 0000 -0.01	35.3015	51.4208	20	a	62	0.11	1.1	0.6
10	000101 0000 -0.03	35.004	52.3003	20	b	131	0.11	2.4	0.9
11	000101 0000 0.08	34.3030	52.5980	20	c	219	0.12	3.4	1.9
12	000101 0000 0.21	34.0068	53.2968	20	d	275	0.11	2.8	2.9

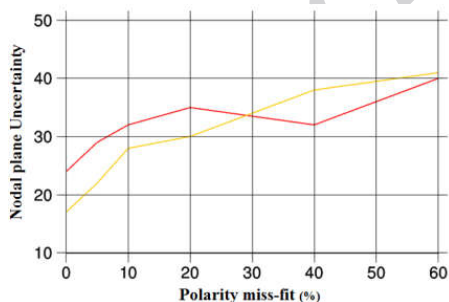
تأثیر خطای مکان کانون زمین لرزه بر عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده بررسی شد (شکل ۱۲). با توجه به نمودارهای شکل ۱۲، تغییرات عدم قطعیت سازوکار تعیین شده در اثر افزایش خطای مکان چشمه ابتدا ناچیز است و سپس روند افزایشی پیدا می‌کند. شروع این روند، در رویدادهایی که رومرکز آنها در نقطه a قرار دارد، نسبت به رویدادهایی که رومرکز آنها در نقطه b قرار دارد، در عمق کمتری است.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۱۱. بررسی تأثیر تغییرات مشاهدات جنبش اولین رسید موج P (درصد) بر عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده (درصد) برای سه رویداد با عمق کانونی (الف) ۲ کیلومتر، (ب) ۱۰ کیلومتر و (ج) ۲۰ کیلومتر. با توجه به شکل ۱۰، خط زرد رنگ مربوط به رویدادهایی است که رومرکز آنها، در نقطه a قرار دارد و خط قرمز رنگ مربوط به رویدادهایی است که رومرکز آنها در نقطه b واقع است.







جدول ۷. ایستگاه‌های مورد استفاده در بررسی داده‌های مصنوعی

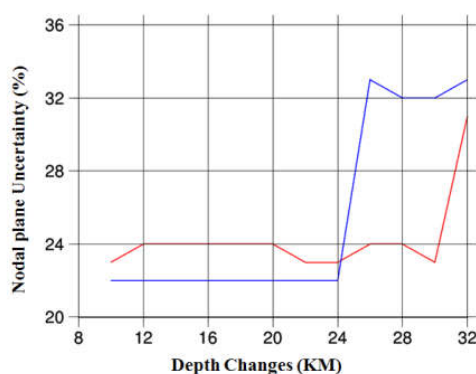
Stations Name	Longitude (°)	Latitude (°)
AFJ	51.7125	35.856
ALA	52.8099	36.0829
ANJ	53.9144	35.4672
DMV	52.0322	35.5772
FIR	52.7536	35.6415
GLO	53.8302	36.5024
GZV	50.2184	36.3859
HSB	51.3567	35.4275
IL3	51.0238	35.4761
IL5	50.5811	35.2128
KIA	53.6837	36.207
KLH	51.578	33.319
LAS	52.9589	35.3822
MHD	50.6675	35.6853
PRN	52.3381	36.2419
QOM	51.0703	34.8424
RAZ	49.929	35.4046
SFB	52.2406	34.3518
SHM	53.2922	35.8067
SHR	51.288	35.806
TBB	51.7273	34.9954
THE	51.3817	35.7367
VRN	51.7273	34.9954
ZEF	52.329	32.896

خطا در مشاهدات جنبش اولین رسید موج P می‌تواند به دلیل خطای معکوس‌شدگی در اثر مشکلات سخت‌افزاری در نصب دستگاه یا به دلیل تشخیص نادرست و استفاده از نسبت سیگنال به نوفه کم باشد. برای بررسی تأثیر خطای قطبش موج P در تعیین سازوکار کانونی، می‌توان قطبش داده‌ها را تغییر داد و تأثیر آنها را بر بهترین سازوکارهای به‌دست آمده مشاهده کرد. به این منظور، با تغییر صفر تا صحت درصدی مشاهدات جنبش اولین رسید موج P، تغییرات عدم قطعیت سازوکار کانونی به‌دست آمده برای رویدادهایی بررسی شد که رومرکز آنها در نقاط a و b قرار دارد (شکل ۱۱). با توجه به تغییرات نمودارها در شکل ۱۱، خطا در مشاهدات جنبش اولین رسید موج P و عدم قطعیت سازوکار کانونی رابطه مستقیم دارند.

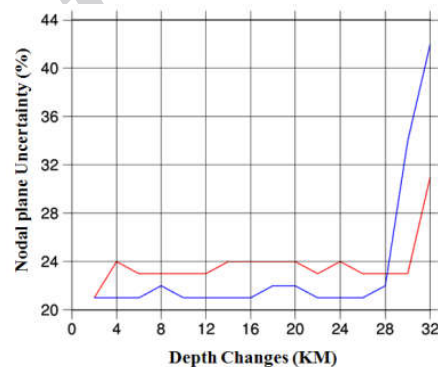
یکی از عواملی که باعث تغییرات در زاویه برخاست می‌شود، خطای مکان چشمه است. خطای عمق زمین لرزه نسبت به خطای افقی تأثیر بیشتری در تغییرات حل سازوکار کانونی خواهد داشت (شیرر و همکاران، ۲۰۰۲). با تغییر عمق کانون رویدادهایی که رومرکز آنها در نقاط a و b قرار دارد،

جدول ۸. نتایج اعمال روش بر داده‌های مصنوعی. علائم A، B و E کیفیت سازوکارها را به ترتیب از زیاد به کم نشان می‌دهند. به دلیل نامناسب بودن داده‌ها، هیچ سازوکاری برای کیفیت‌های E محاسبه نمی‌شود.

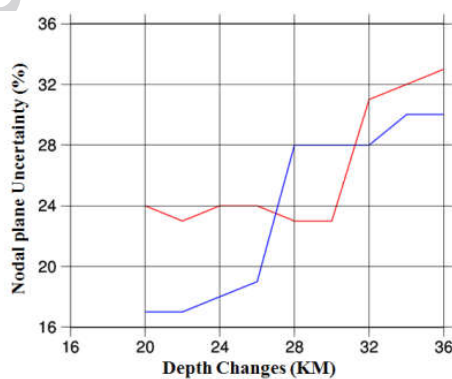
Event	Origin Time	Strike	Dip	Rake	Uncertainty	Quality	Depth	Focal Mechanism
1	000101 0000 -0.02	118	83	179	26	B	2	
2	000101 0000 -0.03	127	88	-159	21	A	2	
3	000101 0000 0.09	-----	-----	-----	-----	E	2	
4	000101 0000 0.26	-----	-----	-----	-----	E	2	
5	000101 0000 -0.02	117	83	117	23	B	10	
6	000101 0000 0.06	126	89	-152	22	A	10	
7	000101 0000 0.12	-----	-----	-----	-----	E	10	
8	000101 0000 0.25	-----	-----	-----	-----	E	10	
9	000101 0000 -0.01	117	83	171	24	B	20	
10	000101 0000 -0.03	300	85	173	17	A	20	
11	000101 0000 0.08	-----	-----	-----	-----	E	20	
12	000101 0000 0.21	-----	-----	-----	-----	E	20	



(ب)



(الف)



(ج)

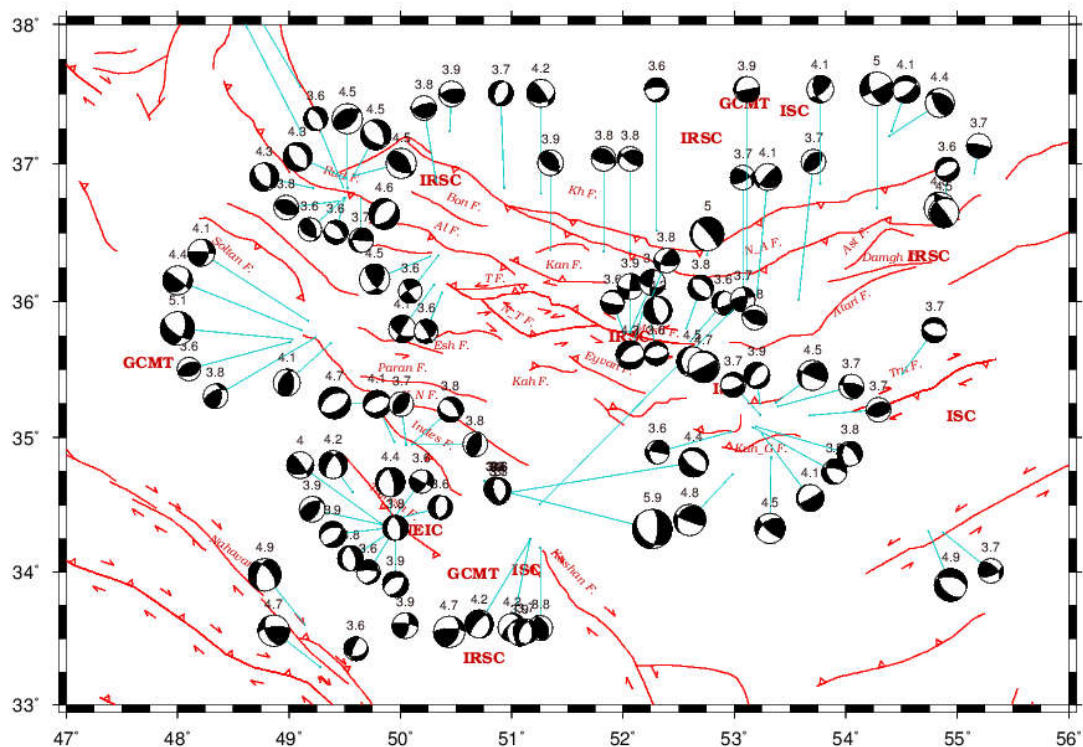
شکل ۱۲. بررسی تأثیر تغییرات عمق کانون زمین‌لرزه (کیلومتر) بر عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده (درصد) برای سه رویداد با عمق کانونی (الف) ۲ کیلومتر، (ب) ۱۰ کیلومتر و (ج) ۲۰ کیلومتر. با توجه به شکل ۱۰، خط آبی‌رنگ مربوط به رویدادهایی است که رومرکز آنها در نقطه a قرار دارد و خط قرمز رنگ مربوط به رویدادهایی است که رومرکز آنها در نقطه b واقع است.

تعیین شده در پنج مرحله با ۵٪، ۱۰٪، ۲۰٪، ۴۰٪ و ۸۰٪ افزایش خطای مدل سرعتی در جدول ۹ ارائه شده است. آنچه از این نتایج استنباط می‌شود، روند افزایش عدم قطعیت براساس افزایش خطای مدل سرعتی است.

در این روش، مدل سرعتی مورد استفاده، در محاسبات زاویه برخاست برای تعیین موقعیت مشاهدات روی کره کانونی و در نتیجه تعیین سازوکار کانونی، حائز اهمیت است. نتایج بررسی تأثیر این عامل بر عدم قطعیت سازوکار

جدول ۹. تأثیر خطای مدل سرعتی بر درصد عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده. ستون‌های ۶ تا ۱۱، درصد عدم قطعیت سازوکار کانونی تعیین شده را به ترتیب با افزایش ۰٪، ۵٪، ۱۰٪، ۲۰٪، ۴۰٪ و ۸۰٪ خطای مدل سرعتی نشان می‌دهند.

Event	Longitude (°)	Latitude (°)	Depth (km)	Epicenter	Nodal Plane Uncertainty (%)					
					Velocity Model Miss-fit 0%	Velocity Model Miss-fit 5%	Velocity Model Miss-fit 10%	Velocity Model Miss-fit 20%	Velocity Model Miss-fit 40%	Velocity Model Miss-fit 80%
1	51.4206	35.3016	2	a	30	38	38	38	49	52
2	52.3003	35.004	2	b	41	41	41	45	45	51
3	51.4206	35.3016	10	a	41	42	43	42	49	51
4	52.3010	34.5999	10	b	13	13	14	14	13	16
5	51.4208	35.3015	20	a	28	28	28	28	28	28
6	52.3003	35.004	20	b	22	22	22	21	21	22



شکل ۱۳. سازوکارهای ۱۰۷ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از ۳/۵ در محدوده گسل‌های اصلی منطقه. اعداد نشان‌دهنده بزرگای رویدادها هستند.

۶ نتیجه‌گیری

در این پژوهش، سازوکار کانونی ۴۲۰۴ زمین‌لرزه با بزرگی M_n بیشتر از ۲ در منطقه البرز با استفاده از قطبش اولین رسید موج P و نسبت دامنه موج S به دامنه موج P بررسی شد. با حذف زمین‌لرزه‌های با بزرگای M_n کمتر از ۳/۵ به دلیل ضعیف بودن کیفیت شکل موج‌ها جهت تعیین قطبش و دامنه امواج، کاتالوگی از سازوکار کانونی ۲۷۷ زمین‌لرزه براساس زوایای امتداد، شیب و لغزش آنها ارائه شد. کیفیت تمامی نتایج، D بود. عدم قطعیت در سازوکارهای کانونی به‌دست‌آمده در مقایسه با نتایج روش قطبش اولین رسید موج P به تنهایی، بیشتر بوده است.

نتایج داده‌های مصنوعی نشان داد در تعیین سازوکار کانونی برای رویدادها با پوشش ایستگاهی مناسب، استفاده از نسبت S/P و قطبش موج P، کاربردی‌تر است درحالی‌که استفاده از داده‌های واقعی به نتایج متفاوتی منجر می‌شود. در واقع امواج S فرکانس بالا، در پوسته تضعیف می‌شوند؛ به‌همین دلیل داده‌های باندپهن برای استفاده از نسبت دامنه‌ها، کاربردی‌تر هستند (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲).

شکل ۱۳، سازوکارهای ۱۰۷ زمین‌لرزه کاتالوگ در محدوده گسل‌های اصلی منطقه را نشان می‌دهد. سازوکار غالب در امتداد باختری گسل طالقان، امتدادلغز چپگرد است که نشان‌دهنده ادامه حرکت چپگرد گسل مشاء است. در طول جغرافیایی ۴۹ درجه و امتداد باختری گسل کوشک نصرت، حرکت غالب، امتدادلغز راستگرد است که نشان‌دهنده حرکت به سمت خاور قطعه بین گسل اشتهاورد و گسل کوشک نصرت است. سازوکارهای به‌دست‌آمده در امتداد گسل نهاوند و نواحی اطراف امتداد جنوب‌خاوری آن، حرکت امتدادلغز را نشان می‌دهند. در امتداد جنوب‌خاوری گسل ایندس با راستای شمال‌باختری- جنوب‌خاوری، گسلش منطقه با توجه به سازوکارهای رویداد ۲۰۰۷/۶/۱۸ و تعدادی از

پس‌لرزه‌های آن، معکوس است. در جنوب نواحی مرکزی گسل کوه گوگرد، گسلش غالب، امتدادلغز با مؤلفه معکوس است. در امتداد جنوبی گسل البرز و حوالی گسل خزر، غالب سازوکارها معکوس هستند.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم می‌دانیم از مرکز لرزه‌نگاری کشوری که داده‌های خود را برای عملی شدن این تحقیق در اختیار ما قرار دادند، تشکر کنیم. از جناب آقای دکتر نوربخش میرزائی که ما را از رهنمودهای خود در قسمت لرزه‌زمین‌ساخت منطقه بهره‌مند فرمودند، تشکر می‌کنیم. در این مطالعه برای اجرای روش از نرم افزار HASH (هاردبک و شیرر، ۲۰۰۲ و ۲۰۰۳) استفاده شد که بدینوسیله از مؤلفین آن تشکر می‌شود.

منابع

ملکی، و.، شمالی، ظ. ح.، حاتمی، م. ر.، ۱۳۹۱، بررسی مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های محلی به روش غیرخطی و کاربرد آن در تعیین محل زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی $M_n \geq 4.0$ در ناحیه البرز مرکزی (۲۰۰۶-۲۰۱۰):

مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۴)، ۲۳-۳۷.

- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran: *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: *Journal of structural Geology*, 25(5), 659-672.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran: *Tectonophysics*, 395(3-4), 193-20.
- Axen, G. J., Lam, P. J., Grove, M., Stockli, D. F., and Hassanzadeh, J., 2001, Exhumation of the west central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics: *Geology*, 29(6), 559-562.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: a compressional depression floored by a

- Hardebeck, J. L., and Shearer, P. M., 2003, Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes: Bulletin of the Seismological Society of America, **93**, 2434–2444.
- Heidari, R., Shomali, Z. H., and Ghayamghamian, M. R., 2013, Magnitude-scaling relationships using period parameters τ_c and τ_p^{\max} , for Tehran region, Iran: Geophysical Journal International, **192**(1), 275–284.
- Iranian Seismological Center, <http://irsc.ut.ac.ir>.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, **148**(2), 214–245.
- Julian, B. R., and Foulger, G. R., 1996, Earthquake mechanisms from linear-programming inversion of seismic-wave amplitude ratios: Bulletin of the Seismological Society of America, **86**(4), 972–980.
- Kilb, D., and Hardebeck, J. L., 2006, Fault parameter constraints using relocated earthquakes: Validation of first motion focal mechanism data: Bulletin of the Seismological Society of America, **96**, 1140–1158.
- Kisslinger, C., 1980, Evaluation of S to P amplitude ratios for determining focal mechanisms from regional network observations: Bulletin of the Seismological Society of America, **70**(4), 999–1014.
- Lomax, A., and Curtis, A., 2001, Fast, probabilistic earthquake location in 3-D models using oct-tree importance sampling: Geophysical Research Abstracts, **955**(3), 101-134.
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., and Berge, C., 2000, Probabilistic earthquake location in 3D and layered models: Introduction of a Metropolis-Gibbs method and comparison with linear locations, in Advances in Seismic Event Location, Thurber, C. H., and Rabinowitz, N., (eds.), Kluwer, Amsterdam, 101-134.
- Maleki, V., Shomali, Z. H., Hatami, M., Pakzad, M. and Lomax, A., 2013, Earthquake relocation in the Central Alborz region of Iran using a non-linear probabilistic method: Journal of Seismology, **17**(2), 615-628.
- Mckenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: Geophysical Journal international, **30**(2), 109-185.
- Mirzaei, N., Gao, M., and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic trapped, modified oceanic crust: Canadian Journal of Earth Sciences, **20**, 163-183.
- Berberian, F., and Berberian, M., 1981, Tectonoplutonic episodes in Iran, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., eds., Zagros–Hindu Kush–Himalaya geodynamic evolution: Geodynamics Series: Washington, D.C., American Geophysical Union, **3**, 5–32.
- Berberian, M., and Yeats, R. S., 1999, Patterns of historical rupture in the Iranian Plateau: Bulletin of the Seismological Society of America, **89**(1), 120-139.
- Davoudzadeh, M., Lammerer, B., and Weber-Diefenbach, K., 1997, Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran: Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, **205**, 33–67.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H. R., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., and Khorami, F., 2010, GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran: Geophysical Journal International, **183**(3), 1287-1301.
- Ebel, J. E., and Bonjer, K. P., 1990, Moment tensor inversion of small earthquakes in southwestern Germany for the fault plane solution: Geophysical Journal International, **101**, 133–146.
- 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**(2), 761-778.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., and Hassanzadeh, J., 2006, Late Cenozoic shortening in the west central Alborz mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation: Geosphere, **2**(1), 35–52.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J., and McIntosh, W. C., 2007, Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran: Tectonics, **26**(6), [TC6011].
- Hardebeck, J. L., and Hauksson, E., 2001, Crustal stress field in southern California and its implications for fault mechanics: Geophysical Journal Research, **106**(B10), 21,859–21,882.
- Hardebeck, J. L., and Shearer, P. M., 2002, A new method for determining first-motion focal mechanisms: Bulletin of the Seismological Society of America, **92**, 2264–2276.

- Society, London, Special Publications, **49**(1), 797-831.
- Sengor, A. M. C., Kidd, W. S. F., 1979, Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet: *Tectonophysics*, **55**(3), 361-376.
- Shearer, P. M., 1998, Evidence from a cluster of small earthquakes for a fault at 18 km depth beneath Oak Ridge, southern California: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**, 1327–1336.
- Shen, Y., Forsyth, D. W., Conder, J., and Dorman, L. M., 1997, Investigation of microearthquake activity following an intraplate teleseismic swarm on the west flank of the southern East Pacific Rise: *Journal of Geophysical Research*, **102**(B1), 459–475.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz Mountains: Geological Society, London, Special Publications, **4**(1), 213–234.
- Tan, Y., and Helmberger, D. V., 2007, A new method for determining small earthquake source parameters using short-period P waves: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **97**, 1176–1195.
- Tan, Y., Zhu, L., Helmberger, D. V., and Saikia, C. K., 2006, Locating and modeling regional earthquakes with two stations: *Geophysical Journal Research*, **111**, B01306.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., and Bergman, E., 2007, The 28 May 2004 Baladeh earthquake (M_w 6.2) in the Alborz, Iran: Implications for the geology of the South Caspian and for the seismic hazard of Tehran: *Geophysical Journal International*, **170**(1), 249–261.
- Yang, W., Hauksson, E., Shearer, P. M., 2012, Computing a large refined catalog of focal mechanisms for Southern California (1981–2010): Temporal stability of the style of faulting: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **102**(3), 1179-1194.
- Zhu, L., and Helmberger, D. V., 1996, Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**, 1634–1641.
- zoning of Iran: Major seismotectonic provinces: *Journal of Earthquake prediction Research*, **7**, 465-495.
- Nakamura, A., Horiuchi, S., and Hasegawa, A., 1999, Joint focal mechanism determination with source–region station corrections using short-period body-wave amplitude data: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **89**(2), 373–383.
- Natale, G. D., Ferraro, A., and Virieux, J., 1991, A probability method for local earthquake focal mechanisms: *Geophysical Research Letters*, **18**(4), 613–616.
- 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.
- Rau, R. J., Wu, F. T., and Shin, T. C., 1996, Regional network focal mechanism determination using 3D velocity model and SH/P amplitude ratio: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(5), 1270–1283.
- Reasenber, P., and Oppenheimer, D., 1985, FPFIT, FPLOT and FPPAGE: FORTRAN computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions: U.S. Geological Survey Open-File Report, **109**, 85-730.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., and Vernant, P., 2006, Active transtension inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics: *Geology*, **34**, 477–480.
- Schwartz, S. Y., 1995, Source parameters of aftershocks of the 1991 Costa Rica and 1992 Cape Mendocino, California, earthquakes from inversion of local amplitude ratios and broad band waveforms: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **85**(6), 1560–1575.
- Sengor, A. M. C., 1990, A new model for the late Palaeozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman: *Geological*

Determining focal mechanism of earthquakes with magnitude $2 \leq M_n \leq 5$ in Alborz region by using the polarity of P wave first motion and S/P amplitude ratios

Fatemeh Hajimirza Alian¹, Mohammad Reza Hatami^{2*}, and Vahid Maleki³

¹M. Sc., Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

²Assistant Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³Ph. D. student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 13 June 2017, Accepted: 22 October 2018)

Summary

Calculating the focal mechanism of earthquakes, helps us to investigate the direction of rupture propagation, the style of faulting, stress field and the seismicity potential of an area. Focal mechanisms classically are determined by using the polarity of P- wave first motion. This method depends on the number of P wave polarities per event and the data set dispersion distribution. Significant improvement of long period instruments caused advantages in using waveform inversion method for determining focal mechanism of earthquakes. In this method outspread outlier data can be used.

Extensive availability of small earthquakes makes them useful in determining focal mechanisms. The current study accomplished to determine focal mechanisms of 4204 events with magnitude $2 \leq M_n \leq 5$. The earthquakes were recorded in 41 stations of Iranian Seismological Center (IRSC) in the Alborz region. The focal mechanisms were prepared by using the polarity of P wave first motion and S/P amplitude ratios.

In this study, waveforms of three-component seismograms were filtered with bandpass filter in a 0/1–10 Hz frequency range. Seismograms with velocity components were integrated to the corresponding displacement components. P-wave first motion polarities are revised by reviewing the waveforms carefully. For calculating the S/P ratios, P wave, S wave and background noise amplitudes were measured by selecting 2 second time windows from waveforms. Maximum amount of S/P ratio is near the nodal planes and the minimum amount is far from the nodal planes. Using P wave polarities and ratios, the final focal mechanisms were obtained. With the progressive improvement of IRSC networks since 2012, more P wave first motion polarities can be recorded and the number of the calculated S/P ratios for each event has increased.

In this study, data set of 1997 to May 2015 was investigated. Because of weak qualities of small earthquakes waveforms, small events were omitted and a focal mechanism catalogue contained strike, dip and rake angles for earthquakes with M_n greater than 3.5 was produced. The method also was tested with 12 synthetic earthquakes in the Alborz region. Most of the focal mechanisms at north of the region have thrust-faulting components and at south they are strike-slip. Along the left side of the Talaghan fault, most of the focal mechanisms are left-lateral strike-slip which shows the left-lateral motion along the Mosha fault. The Indes fault has north west-south east strike. Along the south east side of this fault, the focal mechanisms of 18/6/2007 event and its aftershocks show the inverse faulting. The results of this study are compatible with most of the previous studies in this region.

Keywords: focal mechanism, S/P amplitude ratio, Alborz region

*Corresponding author:

mrhatami@ut.ac.ir