فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۸، شماره ۳، پاییز ۱۴۰۱، صفحهٔ ۵۴۱- ۵۵۵ (مقاله پژوهشی)
DOI: 10.22059/jesphys.2022.325788.1007331

تعیین‌محل مجدد پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ سفیدسنگ با استفاده از همبستگی متقابل شکل موج‌های لرزه‌ای و روش اختلاف‌زمانی دوگانه

زهرا خرمی[۱]، علی مرادی[۲*] و علی سنقری[۱]

۱. دانش‌آموخته کارشناسی ارشد، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
۲. دانشیار، گروه زلزله‌شناسی، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۰/۴/۲۸، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۷/۱۲)

چکیده

در تاریخ ۱۶ فروردین ماه ۱۳۹۶ زمین‌لرزه سفیدسنگ با بزرگای گشتاوری ۶/۰ در حدود ۳۰ کیلومتری سفید سنگ و ۸۰ کیلومتری مشهد در استان خراسان رضوی به وقوع پیوست. با نگاهی به توزیع پس‌لرزه‌های گزارش شده در وب‌سایت مرکز لرزه‌نگاری کشوری با توجه به خطای موجود در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، در این محل امکان نسبت‌دادن این رویداد به فعالیت بخش غربی گسل فریمان یا منتهی‌الیه جنوبی گسل کشف‌رود، میسر نیست. در این مطالعه تلاش شد تا اثر استفاده از تعیین مکان نسبی زمین‌لرزه‌ها و بهبود قرائت فازها برروی داده‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری به‌منظور یافتن گسل مسبب بررسی شود. داده‌ها مربوط به بازه زمانی یک‌ساله پس از رخداد زمین‌لرزه اصلی و شامل ۲۱۳۶ پس‌لرزه بود که از این تعداد ۲۹۰ رویداد با گپ آزیموتی کمتر یا مساوی ۱۸۰ درجه، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵ و RMS کمتر یا مساوی ۰/۵ثبت‌شده بودند. با استفاده از روش همبستگی متقابل، خطای قرائت فاز P شکل‌موج‌های ثبت‌شده کاهش یافته و سپس با استفاده از روش اختلاف‌زمانی دوگانه، خطای ناشی از مدل پوسته در تعیین‌محل زمین‌لرزه کاهش داده شد که این دو کار سبب افزایش دقت مکانی رویدادها شده‌اند. روش ذکر شده در بهبود توزیع عمقی زمین‌لرزه‌های این منطقه نیز، تأثیر قابل ملاحظه‌ای داشته است. نتایج به‌دست آمده در این پژوهش با توجه به توزیع پس‌لرزه‌های با دقت بالا تعیین‌محل مجدد شده، نشانگر روند شمال غربی-جنوب شرقی (به موازات روند گسل کشف رود) و با شیبی در حدود ۴۵ درجه می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تعیین‌محل مجدد زمین‌لرزه، روش اختلاف‌زمانی دوگانه، همبستگی متقابل شکل‌موج، توزیع کانونی پس‌لرزه‌ها، زمین‌لرزه سفیدسنگ.

۱. مقدمه

مکان‌یابی زمین‌لرزه، مشخص کردن مکان و زمان آغاز آزاد شدن انرژی از یک رویداد لرزه‌ای است که به دو دسته کلی مطلق و نسبی قابل تقسیم است. در روش‌های مطلق، مکان‌یابی در یک سیستم جغرافیایی ثابت و یک مبنای زمانی ثابت انجام می‌شود و در روش‌های نسبی مکان زمین‌لرزه نسبت به یک رویداد دیگر که ممکن است خود دارای مکانی نامعلوم باشد صورت می‌گیرد (لوماکس و همکاران، ۲۰۰۹). یکی از پرکاربردترین روش‌های تعیین‌محل مجدد نسبی زمین‌لرزه‌ها، روش اختلاف‌زمانی دوگانه (Double-Difference) است که تئوری آن توسط گات و همکاران (۱۹۹۴) مطرح شد و توسط والدهاوزر و السورث (۲۰۰۰) برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها مورد استفاده قرار گرفت. برتری که این روش نسبت به دیگر روش‌های نسبی می‌تواند داشته باشد، این است که بدون استفاده از تصحیحات ایستگاهی به‌طور قابل ملاحظه‌ای مکان زمین‌لرزه‌ها اصلاح می‌شوند. الگوریتم اختلاف زمانی دوگانه با کم‌کردن اثرات خطای ساختار مدل سرعتی، مکان زمین‌لرزه‌ها را به‌طور نسبی با دقت بالاتری محاسبه می‌کند و هدف اصلی آن به‌دست آوردن موقعیت مکانی تمام زمین‌لرزه‌ها در یک دسته (خوشه) نسبت به یکدیگر است. برای به‌دست آوردن دقیق‌تر زمان‌رسید فازهای لرزه‌ای، از روش همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها استفاده می‌کنیم که می‌تواند باعث کاهش خطای قرائت فازها و در نتیجه باعث کاهش

*نگارنده رابط: asmoradi@ut.ac.ir

خطای تعیین مکان زمین‌لرزه شود (اوتمولر و توماس، ۲۰۰۷). در تعیین‌محل به روش اختلاف‌زمانی دوگانه فرض بر این است که اگر اختلاف مکانی کانون دو زمین‌لرزه در مقایسه با فاصله چشمه تا ایستگاه خیلی کوچک باشد، می‌توان مسیر موج پیموده‌شده برای دو زمین‌لرزه به یک ایستگاه را شبیه به هم دانست و در نتیجه با این فرض، اختلاف زمان‌سیر مشاهده شده بین دو زمین‌لرزه، از ناهمگنی سرعتی تأثیری نمی‌پذیرد و آن‌را می‌توان به اختلاف مکانی آنها نسبت داد. در این پژوهش از برنامه hypoDD معرفی‌شده توسط والدهاوزر و السورث (۲۰۰۰) برای تعیین‌محل مجدد پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سفیدسنگ خراسان‌رضوی که در روز چهارشنبه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ با بزرگای Mn=۶، در حدود ۳۰ کیلومتری سفیدسنگ در استان خراسان رضوی به وقوع پیوست، استفاده شده است. براساس گزارش مرکز لرزه‌نگاری کشوری، این زمین‌لرزه در عمق ۶ کیلومتری، با تعداد زیادی پس‌لرزه در حوالی آن منطقه ثبت شده است که با توجه به خطای موجود در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، در این محل امکان نسبت دادن لرزه‌خیزی مشاهده‌ای به گسل‌های معرفی شده قبلی نیست. لذا در این پژوهش سعی بر این است تا با تعیین محل هرچه دقیق‌تر زمین‌لرزه‌ها (کاهش خطای محل پس‌لرزه‌ها و بررسی توزیع مکانی آنها) گسل مسبب و هندسه شکستگی را بهتر درک کرد.

۲. لرزه‌زمین‌ساخت گستره مورد مطالعه

فلات ایران یکی از مناطق فعال و لرزه خیز جهان می‌باشد که به‌دلیل این‌که از سکونتگاه‌های کهن بشر نیز بوده است، زمین‌لرزه‌های تاریخی بسیاری در آن ثبت و گردآوری شده است. چشمه‌های لرزه‌ای در مناطق مختلف ایران دارای سازوکار و لرزه‌خیزی یکسانی نبوده و با توجه به تفاوت آنها، محققین مختلف ایرآن‌را دارای ایالت‌های مختلف لرزه‌زمین‌ساختی تقسیم کرده‌اند. مطابق نظر میرزائی و همکاران (۱۹۹۹) ایران دارای ۵ ایالت لرزه‌زمین‌ساختی مختلف به نام‌های البرز-آذربایجان، کپه داغ، زاگرس، ایران مرکزی و شرق و مکران است. نواحی شمالی استان خراسان رضوی در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه داغ و نواحی جنوبی آن در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی، ایران مرکزی و شرق ایران واقع شده است.

تغییرات زمین‌ساختی پدید آمده در ایران با کوتاه‌شدگی پوسته و گسلش همراه بوده است که در نتیجه همگرایی و فشارش بین دو صفحه عربی-اوراسیا بوده است. با ادامه فرورانش در تریاس میانی کوهزایی سیمرین، دو قطعه لیتوسفری به یکدیگر برخورد می‌کنند، پس از اتمام برخورد و توقف نسبی حرکات تکتونیکی، فرونشست ناحیه برخوردی آغاز می‌شود که در نتیجه آن حوضه کم‌عمق و درون قاره‌ای کپه‌داغ بر روی پوسته قاره‌ای ایجاد می‌شود (نواب‌پور و همکاران، ۱۳۸۲). شواهد زمین‌شناسی و نوع سنگ‌های مشاهده شده در کافت درون قاره‌ای شکل گرفته در ناحیه کپه داغ، آن‌را به‌عنوان یک ناحیه رسوبی مستقل و متفاوت از سایر زون‌های فلات ایران متمایز می‌کند (آقانباتی، ۱۳۸۳) که به تدریج با فشار وارده به آن ناشی از حرکت خردصفحه ایران، روندهای گسلی نرمال این حوزه رسوبی به فشارشی تغییر ماهیت داده‌اند. در نواحی شرقی و مرکزی کپه‌داغ، سامانه گسل‌های با مؤلفه راستگرد با روند شرق-جنوب شرقی و غرب-شمال غربی (ناحیه قوچان-بجنورد) وجود دارند و در نواحی غربی، سامانه گسل‌های با مؤلفه چپ‌گرد با روند شمال شرقی- جنوب غربی قرار دارند. این گسل‌ها در فازهای کوهزایی اخیر فعال بوده و با تغییر سازوکار به‌صورت معکوس، سبب چین‌خوردگی و گسلش راندگی با شیب به سمت شمال شده‌اند (افشار حرب، ۱۳۷۳).

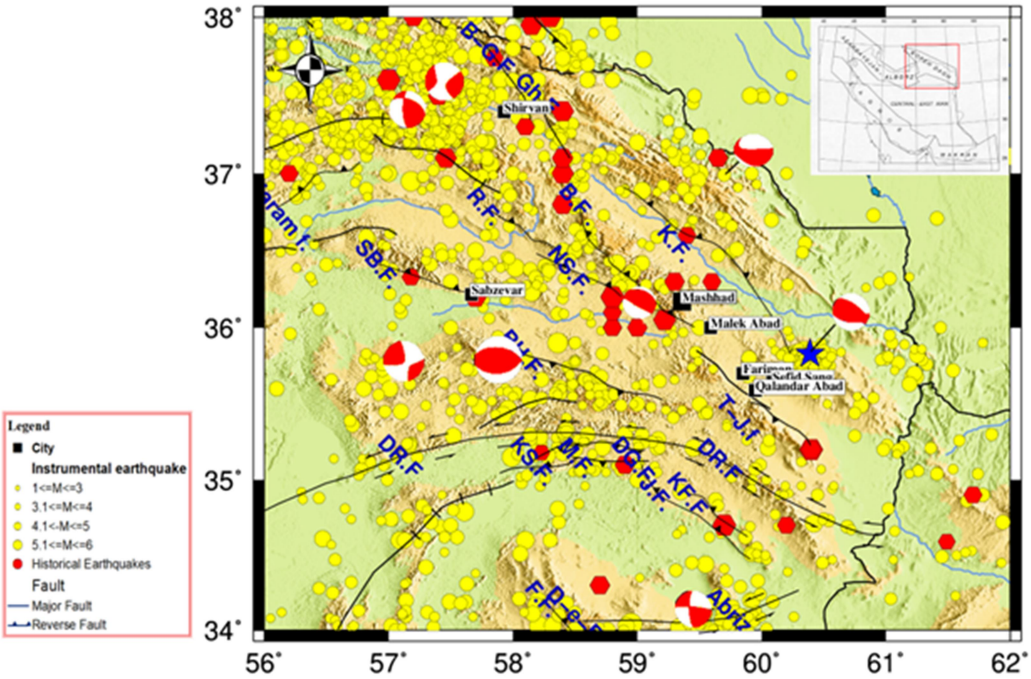
از مهم‌ترین گسل‌های این منطقه می‌توان به زون گسلی کپه‌داغ، گسل باغان-گرماب، گسل نیشابور، گسل فریمان، گسل کشف‌رود، گسل تربت جام،گسل سبزوار، گسل بینالود، گسل قوچان، گسل ریوند و گسل اسفراین

اشاره کرد.

همان‌طور که در شکل ۱ قابل مشاهده است، درحوالی رومرکز زمین‌لرزه ۱۶ فروردین ماه ۱۳۹۶ سفیدسنگ دو گسل مهم کشف رود و تربت جام قابل مشاهده است. با توجه به زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده، در خود ناحیه سفید سنگ قبل از زمین‌لرزه فروردین ۱۳۹۶، زمین‌لرزه قابل ملاحظه‌ای ثبت نشده است. نزدیک‌ترین زمین‌لرزه‌های تاریخی به این ناحیه، زمین‌لرزه ژوئیه ۸۴۰ میلادی با بزرگای ۶/۵ در انتهای گسل تربت جام و زمین‌لرزه‌های ۱۶۷۳ و ۱۶۸۷ میلادی حوالی شهر مشهد مرتبط با گسل کشف‌رود می‌باشند (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲) که بیشترین تلفات با ۵۶۰۰ کشته مرتبط با زمین‌لرزه ۱۶۷۳ میلادی در شهر مشهد و نیشابور می‌باشد که این زمین‌لرزه به حرم امام رضا (ع) نیز آسیب جدی وارد کرده بوده است (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

گسل کشف‌رود بخشی از ساختار مهم دره اترک-کشف رود است. دره اترک–کشف رود محل زمین‌درز میان کپه‌داغ (اوراسیا) و البرز خاوری-بینالود (ایران مرکزی) است (متقی، ۱۳۹۰) . درازای این گسل به ۱۲۰ کیلومتر می‌رسد (حسامی آذر، ۱۳۸۷) دارای سازوکار فشاری است و با توجه به طول آن و نزدیکی آن به ابر شهر مشهد نقشی اصلی در خطر لرزه‌ای این منطقه دارد. گسل تربت جام نیز با طول حدودی ۴۰ کیلومتر در جنوب سنگ‌سفید با راستای شمال باختری-جنوب خاوری از دیگر گسل‌های مهم و شناخته‌شده این ناحیه می‌باشد.

با توجه به این‌که رویداد زمین‌لرزه سنگ‌سفید در ناحیه‌ای رخ داد که ارتباط مستقیم آن به گسل‌های شناخته‌شده ممکن نبود، پژوهشگران متعددی به روش‌های مختلف سعی در شناسایی گسل مسبب کردند که از سری پژوهش‌های صورت‌گرفته در مورد این زمین‌لرزه و پس‌لرزه‌های مرتبط به آن می‌توان به مطالعات عینک‌چی (۱۳۹۷) و خسروی و همکاران (۱۳۹۸) اشاره کرد. در مطالعه عینک‌چی (۱۳۹۷)، که در آن با استفاده از نرم‌افزار HypoDD و تنها استفاده از زمان‌رسیدهای ثبت شده (بخش کاتالوگ در این نرم‌افزار) توزیع سطحی پس‌لرزه‌های تعیین‌محل شده نشان می‌دهد که توزیع آنها تقریباً روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی دارد که با روند گسل‌های اصلی ناحیه ازجمله گسل کشف‌رود و گسل فریمان تطابق دارد. لازم به‌ذکر است در مطالعه حاضر هم از داده‌های زمان‌رسیدهای دریافتی و هم از خروجی همبستگی متقابل شکل موج‌ها برای بهبود قرائت فازهای لرزه‌ای به‌صورت همزمان استفاده شده است. در مطالعه دیگر، خسروی و همکاران (۱۳۹۸) با استفاده از داده‌های یک شبکه موقت محلی و با استفاده از توموگرافی فازهای لرزه‌ای تراکمی، وجود راندگی با شیب متوسط در راستای شمال غرب–جنوب شرق که منجر به بالا آمدن بخش های زیرین پوسته شده است را نشان دادند. البته با توجه به گزارش هر دو مطالعه شکستگی به سطح زمین نرسیده است (عینک‌چی، ۱۳۹۷؛ خسروی و همکاران، ۱۳۹۸). سازوکار کانونی گزارش‌شده برای زمین‌لرزه سفیدسنگ در مراکز مختلف در جدول ۱ آورده شده است. همان‌طور که در جدول یک ملاحظه می‌کنیم به غیر از سازوکار USGS و مطالعه خسروی و همکاران (۱۳۹۸) که به‌ترتیب شیب کم و بیشتری را برای صفحه با راستای شمال غربی–جنوب شرقی ارائه کرده‌اند، مابقی شیبی بین ۴۰ تا ۵۰ برای آن صفحه ارائه کرده‌اند.



شکل ۱. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ناحیه موردمطالعه در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه داغ (زمین‌لرزه‌ها از کاتالوگ موسوی و همکاران (۲۰۱٤) و از ۲۰۱٤ تا ۲۰۱۷ از IRSC و گسل‌ها از حسامی و همکاران (۱۳۸۲). T-J. F. گسل تربت جام، K-R. F. گسل کشف رود، B.F. گسل بینالود، Gh.F. گسل قوچان، R.F.گسل ریوند، N.F گسل نیشابور، N.S.F گسل سبزوار، DR.F گسل درونه، M.F گسل مهدی آباد، K.F گسل کاشمر، DG.F گسل دوغ آباد، KF.F. گسل خاف، F.F. گسل فردوس). سازو کارها از GCMT. زمین‌لرزه ۱٦ فروردین ۱۳۹٦ با علامت ستاره در شکل مشخص شده است.

جدول ۱. سازوکارهای منتشره برای زمین‌لرزه ۱٦ فروردین ۱۳۹٦ سفیدسنگ.

نام مرکز یا مطالعه منتشرشده	Lat.(°N)	Long.(°E)	Depth	M_w	Strike1(°) / Strike2(°)	Dip1(°) / Dip2(°)	Rake1(°) / Rake2(°)
GCMT	۳۵/۹	٦۰/٤	۱۲	٦/۱	۸۹	۵۰	۵۸
					۳۱۳	۵۰	۱۲۲
USGS	۳۵/۹	٦۰/۳	۱۲	٦/۱	۱۰۵	۷۳	۸۰
					۳۱٦	۲۰	۱۲۰
GFZ	۳۵/۷	٦۰/٤	۱۵	٦/۱	۱۲٦	۵۲	۱۰۳
					۲۸۵	٤۰	۷٤
IRSC	۳۵/۷٦	٦۰/٤	٦/۰	۵/۹	۱۰۱	۵٦	۵۸
					۳۲۹	٤۵	۱۲۷
خسروی و همکاران (۱۳۹۸)	۳۵/۸۱٤	٦۰/۳۲۲	۱۳/۹	٦/۰	۷٤/۵٤	٤٤/۹۳	۳٤/۸۰
					۳۱۸/۲۹	٦٦/۲۷	۱۲۹/۲۹

۳. تئوری پژوهش

۳-۱. روش اختلاف‌زمانی دوگانه

روش اختلاف‌زمانی دوگانه در سال توسط والدهوزر و السورث (۲۰۰۰) ارائه شد. در این روش، اختلاف مربوط به اختلاف زمان‌رسیدهای محاسبه و مشاهده شده برای دو زمین‌لرزه i و j که در یک ایستگاه مشترک k ثبت‌شده‌اند، کمینه می‌شود.

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \qquad (۱)$$

این روش اجازه تعیین‌محل زمین‌لرزه‌هایی که پراکندگی مکانی زیادی ندارند و در ایستگاه‌های مختلفی ثبت‌شده‌اند

را داده و علاوه‌بر این، امکان استفاده از زمان‌سیر مطلق و همچنین اختلاف زمان به‌دست آمده از زمان سیر مطلق و همبستگی شکل موج برای بهبود تعیین مکان دقیق کانون زمین‌لرزه را می‌دهد. در روش اختلاف‌زمانی دوگانه، تلاش بر پیدا کردن جفت زمین‌لرزه‌های نزدیک به هم است (شکل ۲). معادلات برای تمام جفت زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در همه ایستگاه‌ها، در یک سیستم از معادلات خطی ترکیب و یک سیستم ماتریسی تشکیل می‌دهند و الگوریتم اختلاف‌زمانی دوگانه با حل این سیستم، اختلاف باقی‌مانده‌های زمان سیر مشاهده‌ای و محاسباتی را برای هر جفت زمین‌لرزه در فازهای S و P مربوط به هر ایستگاه به کمینه می‌رساند. در این الگوریتم از روش کمترین‌مربعات (LSQR) و همچنین روش تجزیه مقادیر تکین (SVD) برای حل این سیستم استفاده می‌شود (متقی، ۱۳۹۰). مزیتی که این روش نسبت به دیگر روش‌های نسبی می‌تواند داشته باشد این است که بدون استفاده از تصحیحات ایستگاهی به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای مکان زمین‌لرزه‌ها بهبود پیدا می‌کنند. این روش در مناطقی بسیار مفید خواهد بود که زمین‌لرزه‌ها در کنار هم و نزدیک به‌هم اتفاق افتاده باشند، لذا برای مطالعه پس‌لرزه‌ها، بسیار کارا است (لین و شیرر، ۲۰۰۵). از معایب این روش نیز می‌توان به زمانبر بودن تنظیمات اولیه و محاسبات آن تا رسیدن به نتیجه اشاره کرد.

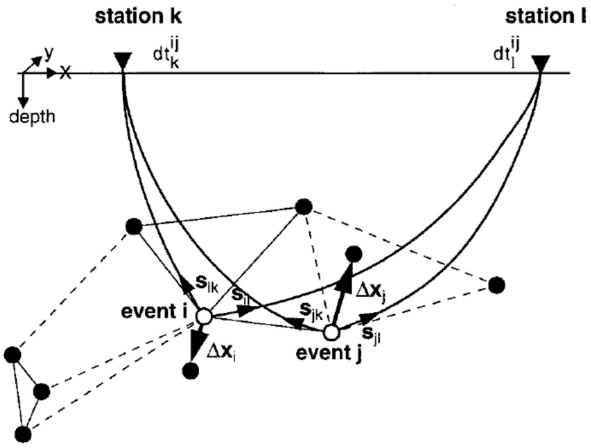
۳-۲. همبستگی متقابل شکل موج‌ها

همبستگی میان دو سری زمانی، جهت بررسی میزان شباهت و ارتباط آنها محاسبه می‌شود. زمانی که همبستگی بر روی شیفت‌های زمانی متفاوت زیادی انجام شود، همبستگی متقابل نامیده می‌شود.

$$w[n]=u[n]*v[n]=\sum_{-\infty}^{+\infty}u^{*}[k]v[k+n] \qquad (۲)$$

u و v توابع گسسته‌ای هستند که دو سری زمانی مختلف را نشان می‌دهند. W[n] تأخیر زمانی u نسبت به v و پارامتر k تأخیر زمانی را نشان می‌دهد. همبستگی متقابل به‌عنوان تابعی از انتقال زمانی یک شکل موج نسبت به شکل موج دیگر، شباهت دو شکل موج را نسبت به یکدیگر می‌سنجد و برای محاسبه اختلاف زمانی متناسب با شیفت میان دو شکل موج مفید است. نتیجه محاسبه همبستگی متقابل میان دو سیگنال، زمان شیفت زمانی دو سیگنالی را می‌دهد که بهترین تطابق را با یکدیگر داشته باشند.

در زلزله‌شناسی از همبستگی متقابل برای اندازه‌گیری میزان شباهت دو شکل موج مربوط به دو رویداد لرزه‌ای استفاده می‌شود و اگر میزان شباهت دو شکل موج بالا باشد، می‌توان با استفاده از آن، زمان جابه‌جایی نسبی امواج لرزه‌ای میان دو رویداد برای رسیدن به بالاترین شباهت را به‌دست آورد.



شکل۲. نمایی شماتیک از الگوریتم اختلاف‌زمانی دوگانه. دایره‌های توخالی و توپر، مراکز زمین‌لرزه‌هایی را نشان می‌دهند که به یکدیگر مرتبط شده‌اند. خط‌چین‌ها مربوط به داده کاتالوگ و خطوط تیره مربوط به داده‌های همبستگی متقابل است. مسیر پرتو برای زمین‌لرزه i و j از چشمه به ایستگاه نشان داده شده است (والدهوزر و السورث، ۲۰۰۰).

زمانی که کانون دو رویداد بسیار به هم نزدیک باشند، شکل موج آنها بسیار به یکدیگر شبیه‌اند زیرا از یک ساختار یکسان عبور کرده‌اند. استفاده از روش همبستگی متقابل برای به‌دست آوردن زمان‌رسید فازها به‌صورت دقیق‌تر، می‌تواند باعث کاهش خطا در تعیین محل زمین‌لرزه شود (اوتمولر و توماس، ۲۰۰۷؛ رشیدی و همکاران، ۱۳۹۵؛ محمدی و مرادی، ۱۳۹۸).

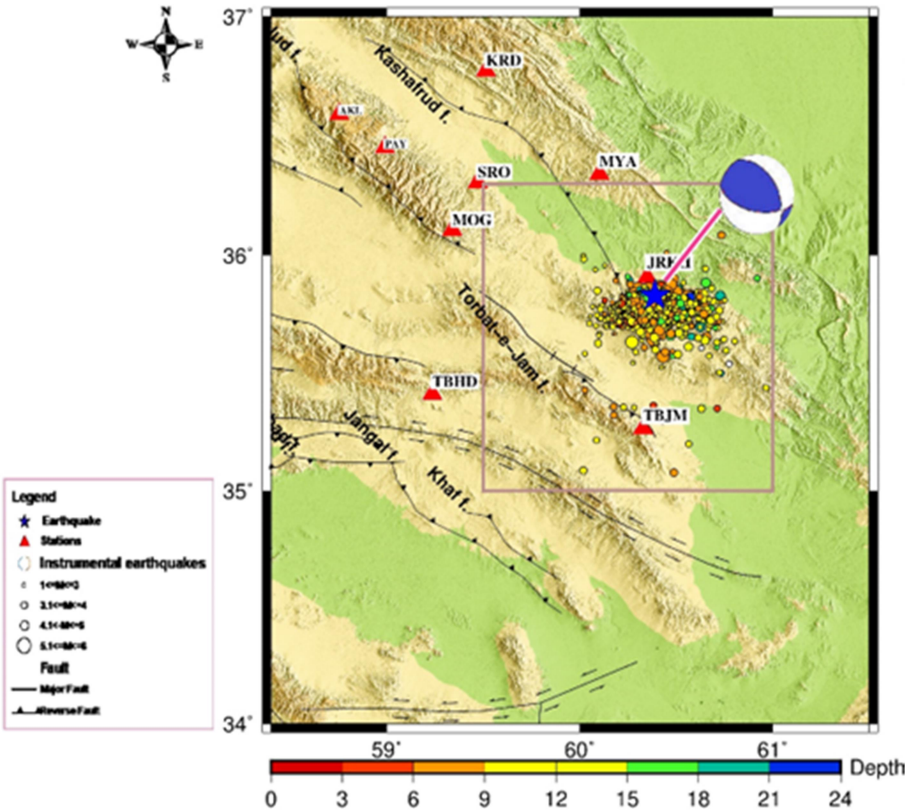
۴. تعیین‌محل مجدد پس‌لرزه‌ها

۴-۱. داده‌ها و روند پردازش آنها

از تاریخ ۱۶ فروردین ۱۳۹۷ تا ۱۰ اردیبهشت ۱۳۹۸، تعداد ۲۱۳۶ زمین‌لرزه در حوالی سفیدسنگ در حد فاصل ۵۹ تا ۶۱ درجه شرقی و ۳۵ تا ۳۶ درجه شمالی در شبکه مرکز لرزه‌نگاری کشوری ثبت شده بود، که در این تحقیق سعی بر تعیین مجدد آنها با استفاده از الگوریتم اختلاف زمانی دوگانه شده است؛ همین‌طور به گزارش این مرکز، سازوکار کانونی زلزله اصلی رخ داده در این منطقه، معکوس با مؤلفه امتدادلغز می‌باشد که در شکل ۳ قابل مشاهده است. در این پژوهش، از نرم‌افزار HypoDD برای تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌ها استفاده شده است. لازم به‌ذکر است که پس از بررسی مدل سرعتی‌های مختلف، از مدل سرعتی پنج لایه مرکز لرزه‌نگاری کشوری جواب‌های بهتری اخذ شد لذا خروجی‌ها در این پژوهش با استفاده از این مدل سرعتی می‌باشد که در جدول ۲ آورده شده است و نسبت v_p/v_s در آن برابر با ۱/۷۳ است.

جدول۲. مدل سرعتی مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC).

عمق لایه (کیلومتر)	۰	۷	۱۲	۲۰	٤۷
سرعت موج P (کیلومتر بر ثانیه)	۵/۳۸	۵/۹۵	٦/۱۵	٦/٤۲	۸/۰٦



شکل۳. مکان اولیه ۲۱۳٦ رویداد ثبت‌شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری در منطقه از ۱٦ فروردین ۱۳۹۷ تا ۱۰ اردیبهشت ۱۳۹۸ در شکل قابل مشاهده‌اند. اندازه دایره‌ها متناسب با بزرگای زمین‌لرزه‌ها تغییر کرده و همچنین عمق‌های متفاوت، با رنگ‌های مختلف نشان داده شده است.

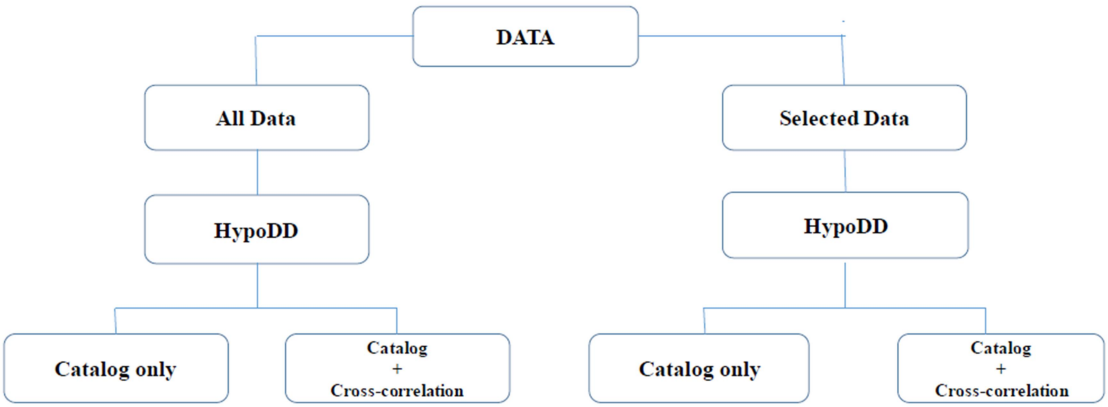
ایستگاه‌های مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که از داده‌های آنها در این مطالعه استفاده شده است، در جدول ۳ آورده شده‌اند.

۴-۲. شیوه پژوهش

برای مکان‌یابی مجدد داده‌های پس‌لرزه مطابق شکل ۴ چهار حالت مختلف بر روی ۲۱۳۶ داده اعمال شد، در مرحله اول از کل داده‌ها بدون هیچ شرطی استفاده شد، سپس تنها با روش اختلاف‌زمانی دوگانه با استفاده از داده‌های کاتالوگ مکان‌یابی مجدد صورت پذیرفت. در حالت دوم، علاوه‌بر حالت اول، همبستگی متقابل بر روی شکل موج‌ها اعمال شد. در حالت سوم و چهارم مطابق حالت اول، ولی با رویدادهایی که با کیفیت بالاتری ثبت شده بودند (گپ آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵ و RMS کمتر یا مساوی ۰/۵) بررسی صورت گرفت. داده‌های انتخابی با این شروط به ۲۹۰ رویداد کاهش پیدا کرد و ابتدا بدون همبستگی متقابل و تنها با داده‌های کاتالوگ و سپس با همبستگی متقابل، مکان‌یابی مجدد صورت می‌پذیرد. علت انتخاب زمین‌لرزه با بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵، جداسازی زمین‌لرزه‌هایی بوده است که حتی برای ایستگاهای بسیار نزدیک چشمه به‌صورت نقطه‌ای باشد و اثرات ابعاد چشمه بر روی شکل موج تأثیر منفی در همبستگی متقابل شکل موج‌ها در مسیرهای مختلف در نزدیکی چشمه نداشته باشد.

جدول ۳. مختصات ایستگاه‌های مورد استفاده.

ردیف	کد ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع از سطح دریا (m)	فاصله رومرکز زمین‌لرزه اصلی تا ایستگاه (km)
۱	JRKH	۶۰/۳۴۹	۳۵/۹۰۸	۱۲۰۶	۷
۲	KRD	۵۹/۵۱۵	۳۶/۷۷۶	۲۲۴۵	۱۲۷
۳	MOG	۵۹/۳۳۳	۳۶/۱۰۸	۲۵۷۷	۹۵
۴	MYA	۶۰/۱۰۲	۳۶/۳۴۴	۱۶۸۴	۵۹
۵	PAY	۵۸/۹۹	۳۶/۴۵۴	۲۱۰۰	۱۳۹
۶	SRO	۵۹/۴۷۲	۳۶/۳۰۸	۱۰۵۰	۹۳
۷	TBJM	۶۰/۳۳۹	۳۵/۲۶۸	۱۷۴۱	۶۴



شکل ۴. دیاگرام مراحل مختلف کار در این پژوهش.

۴-۳. داده‌های همبستگی متقابل

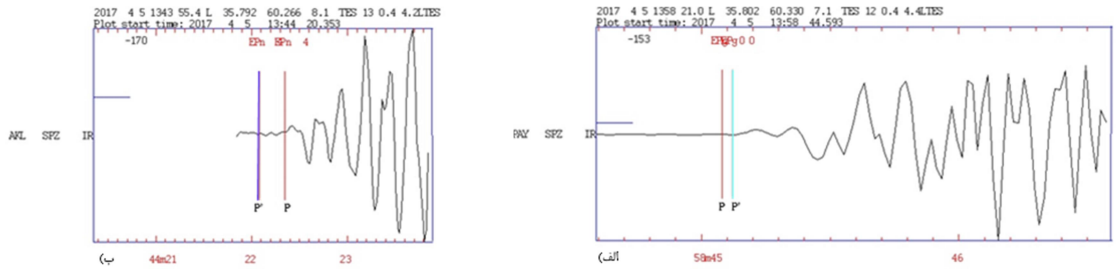
در این بخش از مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت استفاده کردیم. برای محاسبه همبستگی متقابل، پنجره زمانی ۲ ثانیه‌ای (۰/۵ ثانیه قبل و ۱/۵ ثانیه بعد از زمان‌رسید موج P که توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری خوانده شده است) از شکل موج جدا شده و فیلتر میان‌گذر، در باند بسامدی ۳ تا ۸ هرتز جهت کاهش نوفه‌ها روی داده‌ها اعمال کردیم و پس از این عملیات، میزان شیفت زمانی و ضریب همبستگی متقابل جفت رویدادها در هر ایستگاه به دست آمد، که در این پژوهش حداقل ضریب همبستگی متقابل امواج برای استفاده در مراحل بعدی برابر با ۰/۸ در نظر گرفته شده است. هنگامی‌که این ضریب بزرگ‌تر یا مساوی با ۰/۸ باشد، میزان تأخیرزمانی (dt) و ضریب همبستگی متقابل امواج (cc) آن جفت زمین‌لرزه به‌عنوان خروجی در فایل dt.cc نوشته می‌شود. در شکل ۵ یک نمونه از جفت رویداد در پنجره ۲ ثانیه که ضریب همبستگی آنها ۰/۸۵۲ محاسبه شده است و میزان زمان شیفت آنها نیز ۰/۲۳ ثانیه به‌دست آمده، آورده شده است.

فازهای خوانده شده توسط شبکه لرزه‌نگاری کشوری به رنگ قرمز (P) و زمان‌رسید این فاز بعد از اعمال زمان تأخیر به‌دست آمده، به رنگ آبی (P') به نمایش در آمده است. با تعیین محدوده همبستگی متقابل در اطراف فاز P با توجه به خطای احتمالی در قرائت زمان‌رسید فاز P، می‌توان مقدار بیشینه زمان شیفت یک جفت رویداد برای رسیدن به زمان‌رسید بهینه برای فاز لرزه‌ای را کنترل کرد.

۵. تعیین‌محل مجدد پس‌لرزه‌ها

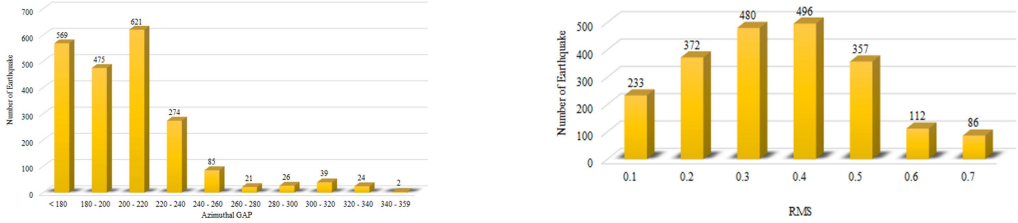
۵-۱. نتایج روش اختلاف‌زمانی دوگانه برای تمام داده‌ها

تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده در بازه حدودا یک‌ساله پس از رویداد ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ سفیدسنگ توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری ۲۱۳۶ رویداد است. نمودارهای مرتبط با میزان گپ آزیموتی داده‌های ثبت شده در این مرکز و RMS مکان‌یابی آنها در شکل ۶ نمایش داده شده است.



(ب) (الف)

شکل۵. بهبود قرائت زمان‌رسید فاز P با استفاده از همبستگی متقابل امواج که با P' بعد از بهبود نمایش داده شده است. الف) بهبود قرائت زمان‌رسید فاز در ایستگاه PAY را نشان می‌دهد در این قسمت، مقدار ضریب همبستگی متقابل برابر با ۰/۸۴۵ و میزان شیفت زمانی برابر با ۰/۰۴ ثانیه است. ب) بهبود قرائت زمان‌رسید فازP در ایستگاه AKL را نشان می‌دهد. در این قسمت ضریب همبستگی متقابل برابر با ۰/۸۴۲ و میزان شیفت زمانی برابر با ۰/۲۷- ثانیه است.



(ب) (الف)

شکل۶. الف) نمودار فراوانی مقادیر مختلف RMS مکان یابی مربوط پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه سفیدسنگ در یک بازه یک‌ساله ثبت‌شده در مرکز لرزه‌نگاری کشوری و ب) نمودار فراوانی همین زمین‌لرزه‌ها بر حسب گپ‌های آزیموتی ایستگاهی که در ثبت آنها وجود داشته است.

در مرحله اول با توجه به مقادیر ورودی، ۶۴ درصد از زمین‌لرزه‌ها (۱۲۶۴) توسط نرم‌افزار تعیین‌محل مجدد شد. میزان جذر میانگین مربعات مربوط به داده کاتالوگ (RMSCT)، نسبت به زمین‌لرزه‌های اصلی کاهش یافت که این مسئله بهبود مکان‌یابی نسبی زمین‌لرزه‌ها در هر تکرار را نشان می‌دهد. مقادیر میانگین جابه‌جایی در جهت‌های اصلی مختلف (DX، DY و DZ) به ۳۳ متر و میانگین تغییرات زمانی (DT) مربوط به کانون زمین‌لرزه به کمتر از ۱ ثانیه کاهش می‌یابد. همان‌طور که در شکل ۶ مشخص شده است، RMS گزارش‌شده برای تعیین مکان اکثر زمین‌لرزه‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۵ ثانیه گزارش شده بود که پس از مکان‌یابی مجدد متوسط این مقدار در خروجی HypoDD، ۰/۰۲۷ ثانیه برای داده‌های تعیین‌محل مجدد شده گزارش شد . در شکل ۷ رومرکز زمین‌لرزه‌ها قبل و بعد از تعیین‌محل مجدد آورده شده است و همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود با استفاده از روش اختلاف‌زمانی دوگانه تا حدودی از پراکندگی زمین‌لرزه‌ها کاسته شده است.

۵-۲. نتایج روش اختلاف‌زمانی دوگانه بر روی داده‌های با کیفیت بالاتر

در این بخش برای داده‌های ورودی قبل از تعیین‌محل مجدد ۳ شرط، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵، گپ آزیموتی کمتر یا مساوی ۱۸۰ درجه و میزان خطای مجذور مربعات کمتر از ۰/۵ ثانیه را لحاظ می‌کنیم. رویدادهای دارای شرایط مطرح‌شده از پس‌لرزه‌ها استخراج شد که شامل ۲۹۰ رویداد می‌باشد که ۲۱۳ رویداد از این تعداد یعنی به میزان ۷۳ درصد رویدادها با روش اختلاف‌زمانی دوگانه تعیین‌محل مجدد شده‌اند.

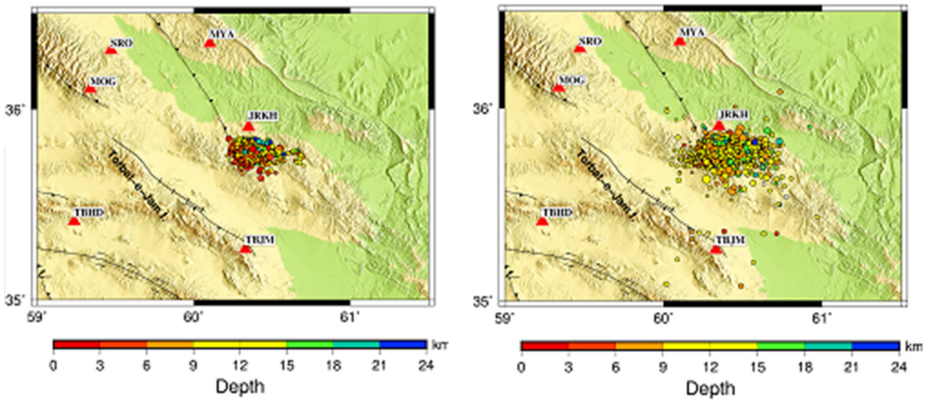
شکل ۸ توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها قبل و بعد از تعیین‌محل مجدد به روش اختلاف‌زمانی دوگانه آورده شده است، همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، علی‌رغم اعمال شرایط خاص در انتخاب داده‌ها، در توزیع عمقی زمین‌لرزه‌های گزارش شده توزیع نرمالی وجود ندارد و تعداد زیادی زمین‌لرزه با یک عمق خاص گزارش شده‌اند که این امر می‌تواند به‌دلیل عدم‌امکان تعیین عمق صحیح به‌دلیل مشکلات مدل سرعتی پوسته و تعداد فاز کم قرائت شده باشد ولی خروجی نرم‌افزار HypoDD این مشکل را از بین برده است و شاهد توزیع منطقی‌تر عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها هستیم و با توجه به این شکل اغلب پس‌لرزه‌ها دارای عمق کانونی ۵ تا ۲۰ کیلومتر می‌باشند.

۵-۳. نتایج ناشی از بهبود فازها با کمک همبستگی متقابل روی داده‌های با کیفیت بالاتر

پیش‌تر تعیین‌محل مجدد با همبستگی متقابل و روش اختلاف‌زمانی دوگانه بر روی تمام داده‌ها اجرا و نسبت به بخش ۵-۱ از پراکندگی زمین‌لرزه‌ها کاسته شد اما تلاش شد با استفاده از رویدادهایی که دارای شرایط گپ آزیموتی کمتر از ۱۸۰ درجه، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵ و RMS کمتر یا مساوی ۰/۵ ثانیه هستند، داده‌های با کیفیت‌تری انتخاب شوند تا به نتیجه مطلوب‌تری برسیم. تعداد رویدادهای جداشده با این شروط شامل ۲۳۳ زمین‌لرزه جهت تعیین‌محل مجدد انتخاب شده‌اند. این رویدادها با استفاده از داده کاتالوگ به‌همراه خروجی همبستگی متقابل شکل موج‌ها، با روش اختلاف‌زمانی دوگانه تعیین‌محل شده‌اند.

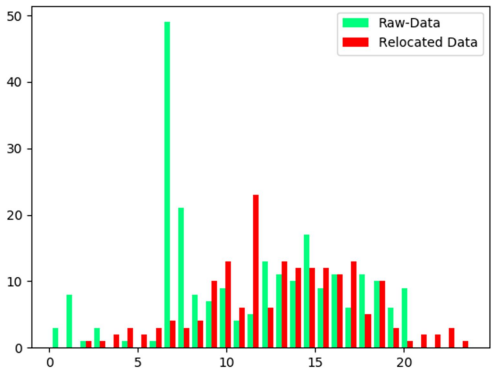
در شکل ۹ محل ایستگاه‌ها و رومرکز پس‌لرزه‌ها قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد با اختلاف‌زمانی دوگانه بروی داده‌های کاتالوگ با شرایط گپ آزیموتی، بزرگا و RMS که قبلاً ذکر شد و استفاده از همبستگی متقابل برای بهبود قرائت‌ها آورده شده است. همان‌طور که در شکل ۹ دیده می‌شود رومرکز پس‌لرزه‌های تعیین‌محل مجدد شده، حاکی از جمع‌شدگی زمین‌لرزه‌ها و به‌صورت تقریباً دایره‌ای است که در ظاهر، روند خاصی را نمایش نمی‌دهند. برای مشاهده بهتر تأثیر کار برای بررسی در عمق زمین‌لرزه‌ها و روند عمقی از دو مقطع عرضی بهره می‌گیریم، مقطع AA' عمود بر

روند ساختارهای شمال‌غرب جنوب‌شرقی زمین (عمود بر روند ادامه احتمالی گسل کشف رود) و مقطع BB' در امتداد روندهای توپوگرافی مشاهده‌شده زده شده‌اند.

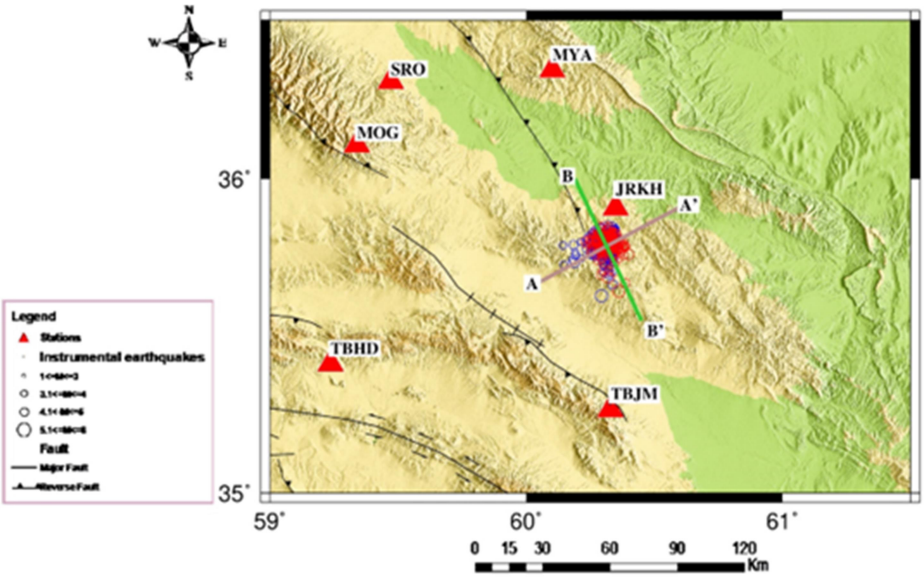


(ب) (الف)

شکل۷. نقشه توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها. الف) رومرکز اولیه زمین‌لرزه‌ها گزارش شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری. ب) رومرکزهای حاصل از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها با استفاده از داده‌های کاتالوگ به‌وسیله روش اختلاف‌زمانی دوگانه.



شکل۸. نمودار توزیع عمقی زمین‌لرزه‌های با بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵، گپ آزیموتی کمتر یا مساوی ۱۸۰ درجه و میزان خطای مجذور مربعات کمتر از ۰/۵ ثانیه، قبل (ستون‌های سبز) و بعد از تعیین‌محل مجدد با شرایط خاص (ستون‌های قرمز).

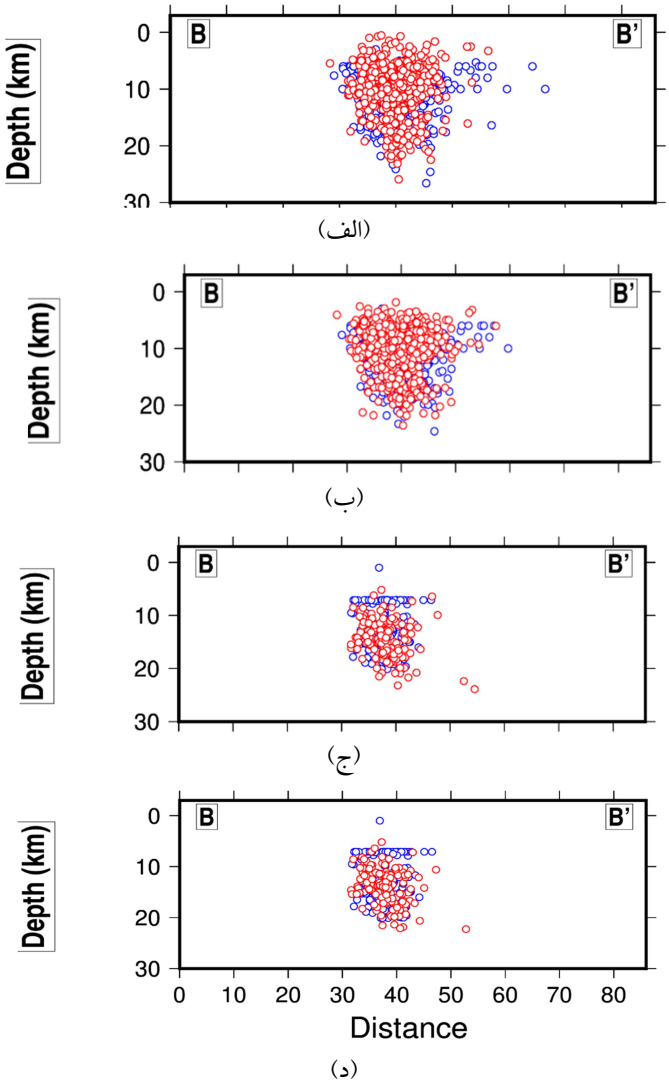


شکل۹. رومرکز زمین‌لرزه‌ها قبل از تعیین‌محل مجدد (دایره‌های آبی‌رنگ) و بعد از مکان‌یابی مجدد (دایره‌های قرمزرنگ). تعیین‌محل مجدد خروجی HypoDD و با استفاده از همبستگی متقابل شکل موج‌ها و داده‌های کاتالوگ می‌باشد.

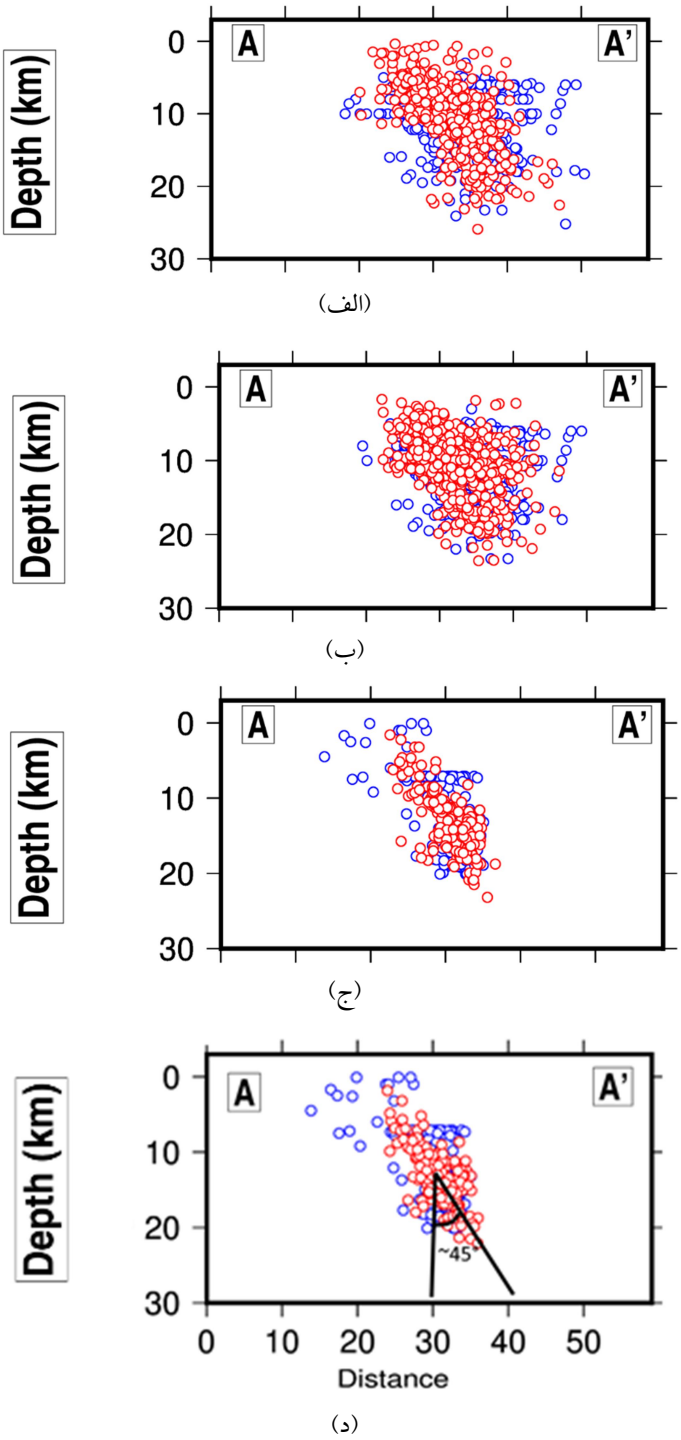
۵-۴. بررسی مقاطع عرضی

در شکل ۱۰ مقاطع عرضی داده‌ها بر روی پروفیل BB' آورده شده است. بعد از مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها، پس از اعمال شرایط گپ آزیموتی، بزرگا و RMS و همبستگی متقابل شکل موج‌ها، روند مکان‌یابی بهبود یافته است. با توجه به شکل ۱۰ جمع شدگی داده‌ها مشخص بوده اما روند خاصی نمی‌توان از آنها یافت.

در شکل ۱۱ مقاطع عرضی داده‌ها بر روی پروفیل AA' آورده شده است. بعد از مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌ها، پس از اعمال شرایط گپ آزیموتی، بزرگا و RMS و همبستگی متقابل، روند مکان‌یابی بهبود یافته است. با توجه به این شکل روند پس‌لرزه‌ها روی گسلشی با شیب حدود ۴۵ درجه به سمت شمال‌شرق قابل‌مشاهده می‌باشند.

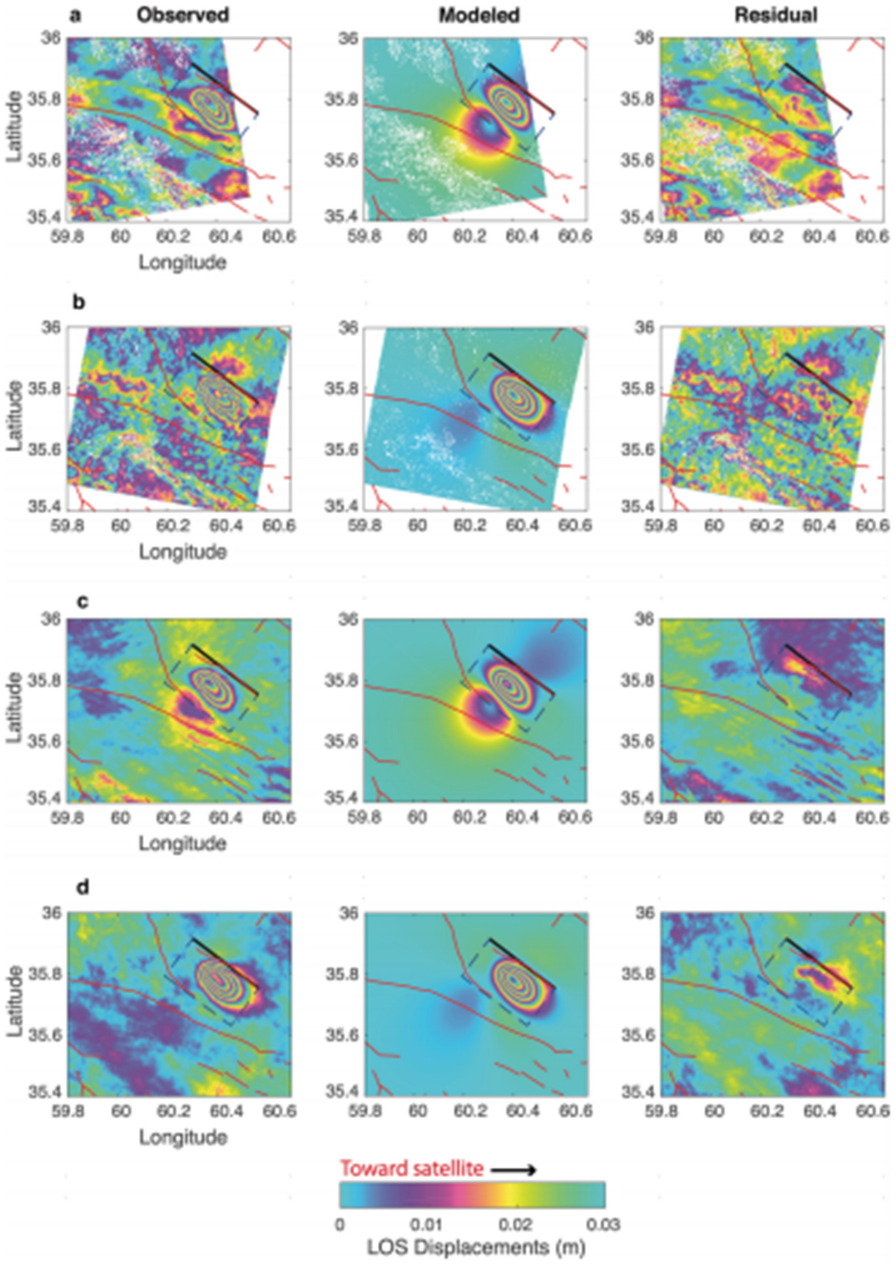


شکل ۱۰. مقایسه تأثیر مکان‌یابی مجدد با HypoDD (دایره‌های آبی‌رنگ داده‌های گزارش شده اولیه و دایره‌های قرمزرنگ خروجی مکان‌یابی مجدد هستند). الف) توزیع پس‌لرزه‌ها در مقطع عرضی پروفیل BB' برای کل پس‌لرزه‌ها (۲۱۳۶ زمین‌لرزه) که تعیین‌محل مجدد تنها با استفاده از فازهای داده کاتالوگ بوده است. ب) مقطع عرضی پروفیل BB' در حالت استفاده از فازهای داده‌های کاتالوگ و فازهای بهبودیافته از همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها بر روی کل داده‌ها. ج) مقطع عرضی پروفیل BB' در حالت استفاده از داده‌های کاتالوگ به‌همراه اعمال شرایط گپ آزیموتی کمتر یا مساوی ۱۸۰ درجه، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵ و RMS کمتر یا مساوی ۰/۵ قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد. د) مقطع عرضی پروفیل BB' بر روی داده‌های انتخابی با شرایط ذکر شده و استفاده همزمان از همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها و فازهای کاتالوگ برای مکان‌یابی مجدد و مقایسه آنها با کانون‌های گزارش شده اولیه.



شکل ۱۱. مقایسه تأثیر مکان‌یابی مجدد با HypoDD (دایره‌های آبی‌رنگ داده‌های گزارش شده و دایره‌های قرمزرنگ خروجی مکان‌یابی مجدد هستند) بر روی پروفیل 'AA. الف) توزیع پس‌لرزه‌ها در مقطع عرضی پروفیل 'AA بر روی کل پس‌لرزه‌ها (۲۱۳۶ زمین‌لرزه) قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد تنها با استفاده از داده‌های کاتالوگ. ب) مقطع عرضی پروفیل 'AA در حالت استفاده از فازهای داده‌های کاتالوگ و فازهای بهبودیافته از همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها بر روی کل داده‌ها. ج) مقطع عرضی پروفیل 'AA در حالت استفاده از داده‌های کاتالوگ به‌همراه اعمال شرایط گپ آزیموتی کمتر یا مساوی ۱۸۰ درجه، بزرگای کمتر یا مساوی ۲/۵ و RMS کمتر یا مساوی ۰/۵ قبل و بعد از مکان‌یابی مجدد. د) مقطع عرضی پروفیل 'AA بر روی داده‌های انتخابی با شرایط ذکرشده و استفاده همزمان از همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها و فازهای کاتالوگ برای مکان‌یابی مجدد و مقایسه آنها با کانون‌های گزارش شده اولیه.

با اجرای مقطع عرضی بر روی دو پروفیل یکی در راستای شمال غرب-جنوب شرق و دیگری در راستای عمود بر پروفیل اول، با توجه به شکل ۱۱ مشخص شد، شیب صفحه گسل در حدود ۴۵ درجه و راستای آن شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد. که نتیجه این مطالعه با شیب گزارش‌شده برای یکی از صفحات خروجی سازوکار کانونی گزارش‌شده توسط مرکز لرزه‌نگاری جدول ۱ تطابق دارد. همچنین این عدد به شیب ۴۷ درجه به‌سمت شمال‌شرق خروجی کار غیورنجارکار و فوکوشیما (۲۰۲۰) که با استفاده از مطالعات InSAR به‌دست آمده است (شکل ۱۲) همخوانی خوبی دارد.



شکل ۱۲. مدل سازی گسلش زمین‌لرزه ۱۶ فروردین سفیدسنگ با استفاده از داده‌های InSAR حاصل از کار غیورنجارکار و فوکوشیما (۲۰۲۰).

۶. بحث و نتیجه‌گیری

برای مکان‌یابی مجدد پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه فروردین ۱۳۹۶ سفیدسنگ، تعداد ۲۱۳۶ داده که در بازه زمانی فروردین ۱۳۹۶ تا اردیبهشت ۱۳۹۷ در مرکز لرزه‌نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ثبت‌شده بود از آن مرکز اخذ شد، ابتدا برای این داده‌ها توزیع مکانی ترسیم شد که تعیین روند گسلش در آن بسیار مشکل بود. داده‌ها با استفاده از روش اختلاف‌زمانی دوگانه و همچنین، اعمال همبستگی متقابل شکل موج‌ها برای بهبود قرائت فازهای لرزه‌ای مجدداً مکان‌یابی شدند. در این پژوهش چهار حالت مورد بررسی قرار گرفت. یک‌بار کل داده‌ها با همان گزارش اولیه و مکان‌یابی مجدد روی تمام آنها با هم، در مرحله بعد بر روی داده‌ها با شرایط گپ آزیموتی، بزرگا و RMS خاص که پس از انتخاب داده‌ها با روش اختلاف‌زمانی دوگانه مجدداً مکان‌یابی شد. در تعیین‌محل مجدد به این روش که با نرم‌افزار HypoDD صورت گرفت، یک‌بار تنها با استفاده از فازهای قرائت‌شده و در بار دوم علاوه‌بر فازهای قرائت شده از خروجی همبستگی متقابل شکل‌موج‌ها برای بهبود قرائت‌ها بهره گرفته شد. با بررسی مقاطع عمقی بر روی دو پروفیل یکی در راستای شمال غرب-جنوب شرق و دیگری در راستای عمود بر پروفیل اول، مشخص شد که شیب صفحه گسل در حدود ۴۵ درجه به‌سمت شمال شرق و به‌تبع آن‌راستای گسل شمال غرب-جنوب شرق است. غیورنجارکار و فوکوشیما (۲۰۲۰) نیز با استفاده از پردازش تصاویر InSAR عنوان کردند که پس‌لرزه‌ها با زوایای برخورد و شیب مدل گسل شمال شرق سازگاری بیشتری دارند، و مدل گسل موردنظر آنها دارای شیب ۴۷/۴ درجه می‌باشد.همان‌طور که ملاحظه می‌شود اغلب مطالعات صورت گرفته مانند خروجی حاصل از این مطالعه گسلی با روند شمال‌غرب-جنوب شرق و شیب به‌سمت شمال شرق را گسل مسبب زمین‌لرزه ۱۳۹۶ سفیدسنگ می‌دانند که با توجه به گسل‌های موجود منطقه این شکستگی با ادامه روند گسل کشف رود بیشترین همخوانی را دارد. این امر با توجه به اهمیت گسل کشف‌رود در تعیین خطر لرزه‌ای ابر شهر مشهد، لزوم مطالعات برای شناسایی بهتر این زون گسلی و شاخه‌های موازی آن‌را نشان می‌دهد. در مقایسه با مطالعه عینک‌چی (۱۳۹۷) این مطالعه نشان داد که برای اخذ نتایج مطلوب در تعیین‌محل نسبی زمین‌لرزه‌ها بایستی تلاش کرد تا قرائت فازهای لرزه‌ای به‌وسیله روش‌هایی چون همبستگی متقابل شکل موج‌ها بهبود یابد. همچنین علی‌رغم در اختیار نداشتن داده شبکه متراکم محلی موقت مورد استفاده توسط خسروی و همکاران ۱۳۹۸، با انتخاب شرایط سخت‌گیرانه‌تر روی انتخاب داده‌ها و همچنین بهبود قرائت فازهای لرزه‌ای و تعیین مکان نسبی به‌منظور کاهش خطای ناشی از مدل پوسته، نتایج خوبی حاصل شده است که البته دلیل اصلی آن می‌تواند وجود ایستگاه دائمی JRKH در فاصله کمتر از ۱۰ کیلومتری از رومرکز زمین‌لرزه اصلی باشد. این امر به هیچ عنوان از اهمیت شبکه لرزه‌نگاری موقت در اطراف رومرکز زمین‌لرزه که سبب افزایش تعداد ثبت و افزایش دقت زمین‌لرزه‌ها می‌شود را نمی‌کاهد بلکه نشان‌دهنده اهمیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در نزدیکی رومرکز حتی یک مورد می‌باشد.

مراجع

افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی کپه داغ، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، شماره ۱۱، ص. ۲۷۵.

آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، تهران، ص. ۶۴۰.

حسامی آذر، خ. ۱۳۸۷، بخش لرزه‌زمین ساخت از گزارش مطالعات برآورد خطر زمین لرزه و ژئوتکنیک لرزه‌ای در ساختگاه حرم مطهر امام رضا (ع)، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

خسروی، ح.، دلوئی، غ.، تاتار، م. و سفری، م.، ۱۳۹۸، تحلیل پس لرزه های زمینلرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ دوقلعه فریمان بر اساس داده های یک شبکه لرزه

نگاری محلی موقت، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۵(۳)، ۵۰۵ -۴۸۷.

رشیدی، ا .، بایرام‌نژاد، ا. و قیطانچی، م .، ۱۳۹۵، تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌های منطقه قوچان به روش نسبی اختلاف-زمانی دوگانه با استفاده از، مدل سرعتی سه‌بعدی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۴۲(۱)، ۱-۱۴.

عینک‌چی، پ.، ۱۳۹۷، بررسی پس‌لرزههای زمین‌لرزه ۱۶ فروردین ۱۳۹۶ سفیدسنگ در استان خراسان رضوی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

متقی، خ.، ۱۳۹۰، مطالعه ساختار لیتوسفر قاره‌ای در منطقه تصادمی شمال شرق ایران، پایان نامه دکتری، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.

محمدی، ف. و مرادی، ع.، ۱۳۹۸، تعیین محل مجدد پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۱ آبان‌ماه ازگله با استفاده از همبستگی متقابل شکل موج و روش اختلاف‌زمانی دوگانه، هفتمین کنفرانس بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (see8)، تهران.

نواب پور، پ.، حیدر زاده، ق.، مافی، ا. و حقی پور، ن.، ۱۳۸۲، الگوی دگر ریختی و پهنه‌بندی ساختاری ایالت زمین ساختی کپه‌داغ، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.

Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A History of Persian earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge.

Ghayournajarkar, N. and Fukushima, Y., 2020, Determination of the dipping direction of a blind reverse fault from InSAR: case study on the 2017 Sefid Sang earthquake, northeastern Iran. Earth, Planets and Space, 72(1), 1-15.

Got, J. L., Fréchet, J. and Klein, F. W., 1994, Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B8), 15, 375–15,386, doi:10.1029/94JB00577.

Lomax, A., Michelini, A., Curtis, A. and Meyers, R. A., 2009, Earthquake location, direct, global-search methods. Encyclopedia of complexity and systems science, 5, 2449-2473.

Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1999, Delineation of potential seismic sources for seismic zoning of Iran. Journal of Seismology, 3(1), 17-30.

Ottemöller, L. and Thomas, C. W., 2007, Highland Boundary Fault Zone: Tectonic implications of the Aberfoyle earthquake sequence of 2003. Tectonophysics, 430(1-4), 83-95.

Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., 2000, A double-difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California. Bull. Seism. Soc. Am., 90, 1353-1368.

The Relocation of April 5th. 2017 Sefid-Sang Earthquake aftershocks sequence using Waveform cross-correlation and double-difference techniques

Khorrami, Z.[1], Moradi, A.[2*] and Songhori, Ali.[1]

1. M.Sc. Graduated, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran
2. Associate Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 19 July 2021, Accepted: 4 Oct 2022)

Summary

On April 5, 2016, the Sefid-Sang earthquake with a magnitude of Mw~6 occurred about 30 km from Sefid-Sang and 80 km from Mashhad in Khorasan-Razavi province, Iran. Looking at the distribution of aftershocks reported by the Iranian Seismological Center (IRSC), due to the error in the locating of the earthquakes, it is not possible to attribute these events to the activity of any pre-mapped faults. In this study, we attempt to determine the relative location of earthquakes and improve the seismic phase readings on the data recorded in the seismic waveforms recorded by seismic stations of the IRSC to find the causative fault. To relocate the aftershocks of the Sefid-Sang earthquake of April 2016, 2136 data that were recorded in the period from April 2016 to May 2017 at IRSC, were obtained from this center. First, a spatial distribution was drawn for these data, and as said before it was very difficult to determine the causative fault. The data were relocated using the double difference method and also apply the cross-correlation on the waveforms to improve the reading of the seismic phases. In this research, the aftershocks relocated in four different cases. Once the entire data without improving seismic phases relocate with HypoDD together, the next step, first using cross-correlation on all waveforms, we improve the phase readings, and then HypoDD is used to relocate all aftershocks. Then we try to use this double difference method on the data with a better condition in the first reported location. We selected data with an azimuth gap less than 180 degrees, RMS less than 0.5 seconds, and magnitude less than 2.5. Again on selected data, HypoDD was run in two different ways, once only using the phases which read by IRSC experts, and the second, addition, of the cross-correlation output of the waveforms was used to improve the readings. By examining the depth sections on two profiles, first in the northwest-southeast direction and the second, perpendicular to the first profile, it was found that the dip of the fault plane is about 45 degrees towards the northeast, and accordingly, the fault direction is northwest-southeast. Using InSAR image processing, Ghayournajarkar and Fukushima, 2020, stated that aftershocks are more compatible with the fault model whose dip is northeast, and the dip of the fault model has a dip of 47.4 degrees. As can be seen, most of the studies conducted, such as the result of this study, consider a fault with a northwest-southeast strike and northeast dip as the fault that caused the 1396 SefidSang earthquake. According to the existing faults in the region, this fracture is the most consistent with the continuation of the Kashafroud fault. Considering the importance of the Kashafroud fault in determining the seismic hazard of Mashhad city, this shows the necessity of studies to better identify this fault zone and its parallel branches. Compared to the study of Einakchie et al. 2018, this study showed that to obtain favorable results in determining the relative location of earthquakes, efforts should be made to improve the seismic phase readings by any method such as waveforms cross-correlation. Also, despite not having the data of the temporary local dense network used by Khosravi et al. 2018, by choosing stricter conditions on data selection and also improving the reading of seismic phases, and determining the relative location to reduce the error caused by the velocity model, the results could improve a lot, of course, in this study the main advantage is the existence of the JRKH permanent station less than 10 km from the epicenter of the mainshock. The importance of the temporary seismographic network around the epicenter of the earthquake increases the number of records and increases the accuracy of earthquakes, but in cases in which we do not have access to such networks data, existing of the close station to epicenters and using double-difference method could help to get more accurate results.

Keywords: Earthquake relocation, double-difference techniques, cross-correlation, aftershocks distribution, Sefid-Sang earthquake.

* Corresponding author: asmoradi@ut.ac.ir