

## تعیین جزئیات گسیختگی زمین‌لرزه‌های ۱۸ ژوئن ۲۰۰۷ کهک و ۲۷ سپتامبر ۲۰۱۰ شمال کازرون با استفاده از تصویرسازی معکوس امواج P دورلرز

مهسا چناری<sup>۱\*</sup>، ظاهر حسین شمالی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۹/۱۶، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۱۵)

### چکیده

یکی از روش‌هایی که امروزه توجه بسیاری از زلزله‌شناسان را جلب کرده است، روش تصویرسازی معکوس (back-projection) در تعیین جزئیات گسیختگی از قبیل گسترش (extension)، سرعت (velocity)، جهت (direction) و مدت‌زمان گسیختگی (duration) است. توانایی پیاده‌سازی بر روی داده با باندهای فرکانسی نسبتاً پهن و سادگی نسبی محاسبات از مزیت‌های این روش نسبت به روش‌های مرسوم تعیین گسیختگی از قبیل روش گسل محدود (finite fault) است. در این تحقیق تصویرسازی معکوس با استفاده از داده ایستگاه‌های سرعت‌نگار باند پهن شبکه‌های لرزه‌نگاری جهانی که نسبت به رویدادها در فاصله دورلرز (teleseismic) قرار گرفته‌اند، برای دو زمین‌لرزه ۱۸ ژوئن ۲۰۰۷ کهک و ۲۷ سپتامبر ۲۰۱۰ شمال کازرون محاسبه شده است. از آنجا که روش تصویرسازی معکوس بسیار به هندسه آرایه نسبت به رومرکز رویداد حساس است، ابتدا با استفاده از تابع پاسخ آرایه، آرایه با کمترین اثر مصنوعی انتخاب می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که برای زمین‌لرزه کهک، جبهه گسیختگی با سرعت متوسط  $0.06 \pm 9/1$  کیلومتر بر ثانیه از جنوب غربی کانون زمین‌لرزه در مدت‌زمان  $1 \pm 8$  ثانیه به سمت شمال شرقی حرکت می‌کند. ابعاد ناحیه گسیختگی منطقه‌ای با مساحت  $5/39$  کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد. نتایج برای زمین‌لرزه شمال کازرون سرعت گسیختگی معادل با  $0.03 \pm 6/1$  کیلومتر بر ثانیه و ناحیه گسیختگی با مساحت تقریبی  $193$  کیلومتر مربع را نشان داد. جبهه گسیختگی در مدت‌زمان  $1 \pm 15$  ثانیه از جنوب غربی به سمت شمال شرقی منتشر می‌شود.

**واژه‌های کلیدی:** تصویرسازی معکوس، جزئیات گسیختگی، تابع پاسخ آرایه، زمین‌لرزه کهک، زمین‌لرزه شمال کازرون

## ۱ مقدمه

محاسبه و تعیین پارامترهای چشمه زمین لرزه برای مطالعات زلزله شناسی، مهندسی زلزله و تحلیل خطر لرزه ای کاربرد دارد (لی و والاس، ۱۹۹۵). هنگامی که زمین لرزه رخ می دهد اولین انرژی آزاد شده از کانون زمین لرزه توسط لرزه نگاشت ها ثبت می شود، در حالی که انرژی هایی که به علت لغزش در جبهه گسیختگی ایجاد می شوند دیرتر دریافت می شوند. پس از وقوع یک زمین لرزه بزرگ، یکی از مهم ترین وظیفه آژانس های زلزله شناسی تعیین هرچه سریع تر یک مدل برای چشمه گسیختگی است. در نتیجه یک نقشه از مناطقی که بیشترین لغزش را داشته اند به سازمان های نجات ارائه می شود. در اکثر موارد کانون زمین لرزه منطقه ای با بیشترین خسارت وارده نیست (ژو و همکاران، ۲۰۰۹). خسارت زمین لرزه های بزرگ به گسترش و بزرگی لغزش در سطح گسل بستگی دارد به همین دلیل برای زمین لرزه های بزرگ، گسیختگی یک پارامتر مهم محسوب می شود. عمده ترین روش برای تعیین گسیختگی چشمه و تغییرات مکانی و زمانی آن، به کارگیری روش های برگردان است که بر مبنای مدل های مفروض به دو صورت خطی و غیرخطی انجام می شود. برگردان چشمه زمین لرزه، با استفاده از روش گسل محدود یکی از ابزارهای معمول در زلزله شناسی است. برگردان چشمه با استفاده از روش گسل محدود به ما کمک می کند تا پیچیدگی روند گسیختگی در زمین لرزه را بهتر درک کنیم. با استفاده از اطلاعات زمین لرزه، به کمک روش برگردان می توان به چگونگی انتشار گسیختگی در بازه زمانی و مکانی برای یک یا چند قطعه گسل فرضی دست یافت (السن و آپسل، ۱۹۸۲). تعیین گسیختگی با استفاده از روش گسل محدود معمولاً به دو روش انجام می شود، روش اول با استفاده از مکان پس لرزه هاست، روش دوم که بر اساس برگردان امواج درونی است، جزئیاتی بیشتر از گسیختگی زمین لرزه در

اختیار ما قرار می دهد ولی به یک سری از فرض های اولیه از قبیل مشخصات گسل و حل تانسور ممان نیازمند است، لذا تعیین گسیختگی به سرعت انجام نمی گیرد. بیشتر این روش ها حداقل به یک دانش اولیه از پارامترهای گسل و محاسبه تابع گرین میان نقاط در صفحه گسلی مفروض و ایستگاه ها نیاز دارد. سپس با کمینه کردن اختلاف میان شکل موج مشاهده ای و محاسبه ای، مدل بر اساس روش برگردان ارائه می شود. علاوه بر این مسائل برگردان اکثر اوقات فرو معین (under determined) هستند و به منظور رسیدن به نتایج بهتر لازم است تا قیدهایی اعمال شود (ایشی و همکاران، ۲۰۰۷). برای زمین لرزه های بزرگ با استفاده از روش برگردان مدل های بسیاری هستند که داده های مشاهده ای و محاسبه ای را به خوبی برازش می - کنند و نتایج برگردان برای مدل های مختلف با یکدیگر متفاوت است. از مشکلات ذاتی این روش می توان به غیر یکتایی و پایداری در فرکانس های پایین اشاره کرد. یکی از مهم ترین کمیت ها در درک فیزیک گسیختگی های بلند مدت و خطری که جامعه محتمل آن است، سرعتی است که هر یک از جبهه های گسیختگی با آن در حال انتشار است. تکنیک های بسیاری در زمینه تصویرسازی لرزه بازتابی وجود دارد که در بیست سال اخیر به طور چشمگیری پیشرفت کرده اند. اساس کار بر این است که شکل موج های ثبت شده در ژئوفن ها به دلیل همدوسی فازی که با یکدیگر دارند می توانند برای نشان دادن انرژی چشمه لرزه ای در فضای زمان به عقب برگردانده شوند (ایشی و همکاران، ۲۰۰۷). تصویرسازی معکوس یکی از این روش هاست که در سال های اخیر برای مطالعه فرآیند گسیختگی زمین لرزه های بزرگ و نسبتاً بزرگ به کار می - رود و به عبارتی نمونه ای ساده از مهاجرت وارون زمان میدان موج می باشد (ایشی و همکاران، ۲۰۰۵). کاربرد عمده روش تصویرسازی معکوس، حل پیچیدگی های چشمه و همچنین تخمین گسترش گسیختگی و انرژی

بزرگ محاسبه کرد و گسترش مکانی گسیختگی را در هر کدام از پنجره‌های زمانی در قسمت‌های مختلف منطقه گسلی به تصویر کشید. تصویرسازی معکوس با این پیش‌فرض که پیچیدگی قطار موج می‌تواند روی هر نقطه از منطقه گسلی که پتانسیل چشمه بودن را داراست تصویر شود، فرآیند گسیختگی را شبیه‌سازی می‌کند. این نقاط در اطراف کانون زمین‌لرزه به صورت یک شبکه دو بعدی در ناحیه چشمه تعریف می‌شوند، اختلاف طول و عرض جغرافیایی برای هر دو نقطه متوالی از این شبکه یکسان است. از آنجا که شبکه باید بیان‌کننده ابعاد شکستگی باشد، از پراکندگی پس‌لرزه‌ها و روابط تجربی (که مساحت شکستگی را به بزرگی ربط می‌دهد) برای تعیین محدوده شبکه استفاده می‌شود. پس از تعریف شبکه، زمان رسید موج P برای تمامی ایستگاه‌ها به صورت دستی مشخص می‌شود و با توجه به مدل‌های سرعتی میانگین جهانی نظیر IASPE91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) بهینه می‌شود. فرض می‌شود که زمان رسید اولیه به دلیل شکست در کانون زمین‌لرزه در لرزه‌نگاشت مشاهده می‌شود، شکل موج‌ها حول زمان رسید به وسیله همبستگی به خط می‌شوند و این دامنه به کانون زمین‌لرزه نسبت داده می‌شود، در ادامه فرض می‌شود که در زمان  $t_0$ ، آمین نقطه از شبکه، چشمه لرزه‌ای (مسبب انتشار امواج لرزه‌ای) است (ژانگ و جی، ۲۰۱۰)، زمان رسید بین ایستگاه و نقطه آم از شبکه از طریق تئوری و با استفاده از مدل سرعتی IASPE91 محاسبه می‌شود تمام ایستگاه‌ها شیفته داده می‌شوند و پس از شیفته زمانی سپس به منظور به تصویر کشیدن چشمه، شکل موج ایستگاه‌ها برای هر نقطه از شبکه برانبارش می‌شوند و در زمان  $t$  به نقطه آم از شبکه نسبت داده می‌شوند. این رویه برای تمامی نقاط شبکه در زمان‌های متفاوت انجام می‌شود و آن نقطه از شبکه که دارای بیشینه دامنه است به عنوان چشمه انتشار امواج لرزه‌ای در زمان  $t$  انتخاب می‌شود. این رویه در زمان‌های

آزاد شده به وسیله زمین‌لرزه است و بجز دانستن مختصات کانون زمین‌لرزه و در اختیار داشتن مدل سرعتی به دانش اولیه دیگری احتیاج ندارد. این روش نسبت به روش‌های مرسوم از قبیل گسل محدود از سرعت نسبی بیشتری در محاسبات برخوردار است و روی داده‌ها با باندهای فرکانسی مختلف پیاده می‌شود. یک شبکه از نقاط در ناحیه چشمه تعریف می‌شود که این شبکه محدوده پس‌لرزه‌ها را شامل می‌شود. روش تصویرسازی معکوس به کار برده شده در این پژوهش نسبت به عمق، از قدرت تفکیک مناسبی برخوردار نیست. از این رو عمق در نظر گرفته شده برای نقاط شبکه برابر با عمق کانون زمین‌لرزه است. روش تصویرسازی معکوس نشان می‌دهد که در هر پنجره زمانی کدام یک از نقاط شبکه مسبب انتشار امواج لرزه‌ای است. سپس به منظور به تصویر کشیدن چشمه، لرزه‌نگاشت‌ها برای هر نقطه از شبکه برانبارش می‌شوند. فرآیند برانبارش، انرژی که از یک نقطه چشمه آزاد شده است را به طور مفید جمع می‌زند و دیگر انرژی‌ها در سطح لرزه‌نگاشت را خشی می‌کند.

## ۲ روش پژوهش

### ۱-۲ تئوری روش تصویرسازی معکوس

اگرچه روش‌های اجرایی بسیار متفاوتی برای تصویرسازی معکوس وجود دارد، این روش‌های اجرایی متفاوت، مفهوم فیزیکی یکسان دارند و می‌توانند به منظور تصویرسازی انرژی لرزه‌ای که در مدت‌زمان زمین‌لرزه منتشر شده است به کار گرفته شوند. همان‌طور که در مقدمه آورده شد، سادگی نسبی محاسبات نسبت به روش برگردان، گسل محدود، و توانایی پیاده‌سازی روی داده با باند فرکانسی متفاوت از جمله فرکانس‌های بالاتر از یک هرتز از مزیت‌های این روش به حساب می‌آید. با استفاده از این روش می‌توان گسترش مکانی، جهت، سرعت و مدت‌زمان گسیختگی را برای زمین‌لرزه‌های

$$s_i(t) = \sum_{k=1}^n a_k u_k(t - t_{ik}^p), \quad (1)$$

$$a_k = \frac{P_k}{a_k}, \quad (2)$$

$$s_i(t) = \sum_{k=1}^n \alpha_k u_k(t - t_{ik}^p + \Delta t_k), \quad (3)$$

## ۲-۲ داده

برای تصویرسازی معکوس، انتخاب داده و اعمال فیلتر مناسب از اهمیت بسیاری برخوردار است. شکل موج ایستگاه‌های آرایه‌های مختلف که از آنها در تصویرسازی معکوس استفاده می‌شود، می‌توانند نسبت به موقعیت زمین‌لرزه در فاصله محلی، منطقه‌ای و یا دورلرزه قرار بگیرد. همچنین در تصویرسازی معکوس می‌توان از فازهای متفاوت استفاده کرد (کیسر و همکاران، ۲۰۱۱). به این دلیل که امواج P اطلاعات خوبی از خصوصیات چشمه در اختیار ما قرار می‌دهد، معمولاً ورودی شکل موج P مستقیم است و از آنجا که فاز P در مؤلفه قائم لرزه‌نگاشت بهتر دیده می‌شود، از میان سه مؤلفه قائم، شرقی-غربی و شمالی-جنوبی لرزه‌نگاشت از مؤلفه قائم استفاده می‌شود. از آنجا که در فواصل دور لرز (90° - 30°) زوایای فرود تقریباً قائم بوده و نسبت به ناهمگنی‌های زیر ایستگاه کمترین حساسیت را دارند از شکل موج P مستقیم در فواصل دورلرزه استفاده می‌شود. از آنجا که ما با موج P کار می‌کنیم و فرکانس غالب موج P در فواصل دور لرزه ۱ هرترتز می‌باشد، لذا از فیلتر بالاگذر با فرکانس گوشه ۱ هرترتز استفاده می‌شود، از میان تمام ایستگاه‌های آرایه با محاسبه همبستگی متقابل ۴-۶ ثانیه آغازین موج P، از سایت‌هایی استفاده می‌شود که شکل موج مشابهی نسبت به یکدیگر دارند. در این پژوهش از سرعت نگاشت‌های باند پهن دو شبکه X4 (چین) و YP (شمال شرق چین) که نسبت به دو رویداد

متفاوت برای نقاط مختلف از شبکه تکرار شده و بررسی می‌شود که در زمان مشخص، بیشینه دامنه امواج لرزه‌ای در کدام نقطه از شبکه مشاهده می‌شود. با توجه به مکان این بیشینه‌ها، نحوه انتشار گسیختگی در فضای زمان و مکان به دست می‌آید. سپس با رسم نمودار زمان-مکان برای این نقاط که دارای بیشینه دامنه هستند، سرعت گسیختگی محاسبه می‌شود. رابطه ریاضی این فرآیند برای برانبارش  $s_i(t)$  صورت تابعی از زمان  $t$  برای  $n$  لرزه‌نگاشت شبکه و اعمال عملگر جمع بر روی  $n$  لرزه‌نگاشت به صورت رابطه (۱) بیان می‌شود که  $t_{ik}^p$  زمان محاسباتی بین  $n$  نقطه شبکه و  $k$  امین ایستگاه می‌باشد و  $u_k$  معرف جابه‌جایی ثبت شده در  $k$  امین ایستگاه است. فرآیند هم‌آمیخت همچنین اطلاعاتی از دامنه و پلاریته نسبی هر کدام از لرزه‌نگاشت‌ها با توجه به یک لرزه‌نگاشت مرجع (نزدیک‌ترین فاصله به مکان زمین‌لرزه) فراهم می‌کند،  $\alpha_k$  مطابق رابطه (۲) تعریف می‌شود که ضریب  $P_k$  برای اطمینان از اینکه همه ایستگاه‌ها در پلاریته یکسان قرار گرفته باشند به کار می‌رود و  $A_k$  بیشینه دامنه ثبت شده برای هر ایستگاه می‌باشد. داده‌های واقعی و رکوردهای زمین‌لرزه، به دلیل تغییرات جانبی سرعت موج، دچار اعوجاج می‌شوند. می‌توان به وسیله همبستگی متقابل (cross-correlation) لرزه‌نگاشت‌ها با تعیین شیفت زمانی هر ایستگاه و به خط کردن آنها همدوسی شکل موج را افزایش داد. به دلیل استفاده از امواج دورلرزه و با فرض اینکه ایستگاه‌ها نزدیک به هم هستند که انتظار می‌رود که شکل موج‌ها به هم شبیه باشند و از نسبت سیگنال به نوفه یکسانی برخوردار هستند. حال این اختلال در انحراف آشفستگی در زمان به وسیله همبستگی به دست می‌آید (ریف و همکاران، ۲۰۰۲). رابطه ۱ پس از در نظر گرفتن تصحیح زمانی به صورت رابطه ۳ بیان می‌شود (ایشی و همکاران، ۲۰۰۷).

## ۲-۳ تابع پاسخ آرایه

روش تصویرسازی معکوس به هندسه آرایه مورد استفاده بسیار حساس است و تأثیر هندسه آرایه، چگونگی انتشار پرتو از کانون زمین‌لرزه تا ایستگاه، بر روی نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس و قدرت تفکیک تأثیر می‌گذارد، لذا انتخاب یک شبکه لرزه‌نگاری مناسب با کمترین اثر مصنوعی (artifact) اولین گام در روش تصویرسازی معکوس است. به‌منظور برآورد تأثیر هندسه میان چشمه و گیرنده برای یک آرایه خاص بر روی نتایج از تابع پاسخ آرایه (array response function) استفاده می‌شود. به این منظور دقیقاً همان فرآیند در نظر گرفته می‌شود با این تفاوت که به‌جای داده واقعی از لرزه‌نگاشت مصنوعی استفاده می‌شود. در لرزه‌نگاشت‌های محاسبه‌ای، دامنه در همه‌جا به‌جز زمان رسید موج P، صفر است. توابع پاسخ آرایه معمولاً به‌صورت حقیقی و مثبت هستند و با توجه به اینکه دامنه در همه‌جا بجز لحظه زمان رسید صفر است، لذا انتظار می‌رود که مقدار بیشینه در کانون زمین‌لرزه دیده شود. تابع پاسخ آرایه به‌صورت تابع دلتا یا سایر توابع دیگر در کانون مشاهده می‌شوند، هرچقدر توان پرتو متقارن‌تر و تجمع بیشینه دامنه‌ها در اطراف کانون زمین‌لرزه متمرکزتر باشد، آرایه، اثر مصنوعی کمتری دارد و برای استفاده در روش تصویرسازی معکوس مناسب‌تر است (ژو و همکاران، ۲۰۰۹). همان‌طور که در عنوان مقاله نیز مشخص است، مشخصات گسیختگی برای این دو زمین‌لرزه با استفاده از لرزه‌نگاشت آرایه‌هایی، که نسبت به رویداد در فاصله دورلرز قرار گرفته‌اند محاسبه می‌شود. از آنجا که دو رویداد انتخابی در ایران رخ داده‌اند، لذا باید از لرزه‌نگارهای جهانی استفاده کرد، با استفاده از سایت IRIS تمامی آرایه‌هایی که نسبت به رویداد در فاصله دورلرز قرار گرفته‌اند شناسایی شد. در شکل ۲ همه آرایه‌ها مشاهده می‌شود.

در فاصله دورلرز قرار گرفته‌اند استفاده شده است. انتخاب شبکه لرزه‌نگاری مناسب بسته به فاصله از چشمه و پوشش ایستگاهی مناسب و همچنین نسبت بالای سیگنال به نوفه لرزه‌نگاشت‌ها، اولین گام در روش تصویرسازی معکوس می‌باشد. تمام ایستگاه‌های شبکه مورد نظر می‌بایست دارای پلاریته یکسان باشند. برای هر زمین‌لرزه بزرگ، لرزه‌نگاشت‌های مشاهده‌ای در فواصل دورلرز شامل فازهای مستقیم و فازهای ثانویه هستند به این دلیل که اکثر فازهای ثانویه از قبیل PP محتوای فرکانسی پایینی دارند (به دلیل مسیر انتشار و برخورد با گوشته بالایی)، فازهای مستقیم می‌توانند با اعمال یک فیلتر بالاگذر به‌سادگی مشاهده شوند (کروگر و اهنبرگر، ۲۰۰۵) فیلترهایی از قبیل بالاگذر یا میان‌گذر موجب می‌شوند که فازهایی با فرکانس پایین میرا شوند. فازهایی از قبیل PcP که منحنی حرکت متفاوتی دارند و نمی‌توان آنها را به خط کرد از این قبیل فازها هستند. به این دلیل باید داده‌ها با فرکانس‌های پایین فیلتر شوند و یک فیلتر بالاگذر با فرکانس گوشه و مرتبه مناسب که پس از آزمایش‌های بسیار انتخاب می‌شود بر داده‌ها اعمال شود. سپس تمام مؤلفه‌های قائم لرزه‌نگاشت‌ها برای هر نقطه از شبکه برانبارش می‌شوند. روش‌های متفاوتی برای برانبارش موج از قبیل برانبارش خطی و برانبارش ریشه N وجود دارد. برانبارش ریشه N یک ابزار قدرتمند غیرخطی به‌منظور برانبارش سیگنال‌هاست (مک‌فادن و همکاران، ۱۹۸۷). زمانی که توزیع نوفه به‌صورت زنگوله‌ای است از برانبارش خطی استفاده می‌شود. در اکثر رویدادهای طبیعی بدین‌گونه نیست و برانبارش خطی می‌تواند دارای نوفه زیادی باشد. برانبارش ریشه N از قدرت سیگنال به نوفه بیشتری برخوردار است و هم‌دوسی انرژی با فرکانس بالا را بهتر نمایش می‌دهد. در شکل ۱ روند محاسبات روش تصویرسازی معکوس به‌طور خلاصه نشان داده شده است.

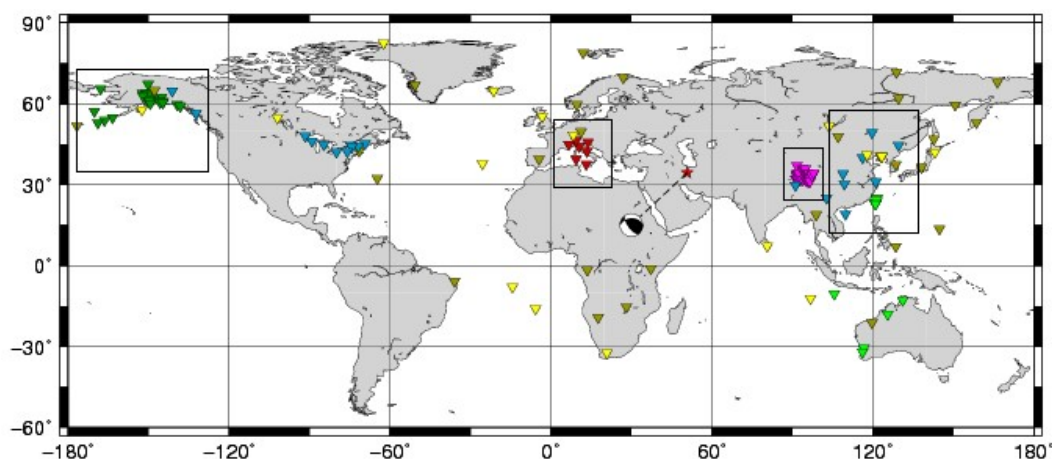


شکل ۱. نمایش روند محاسبات روش تصویرسازی معکوس.

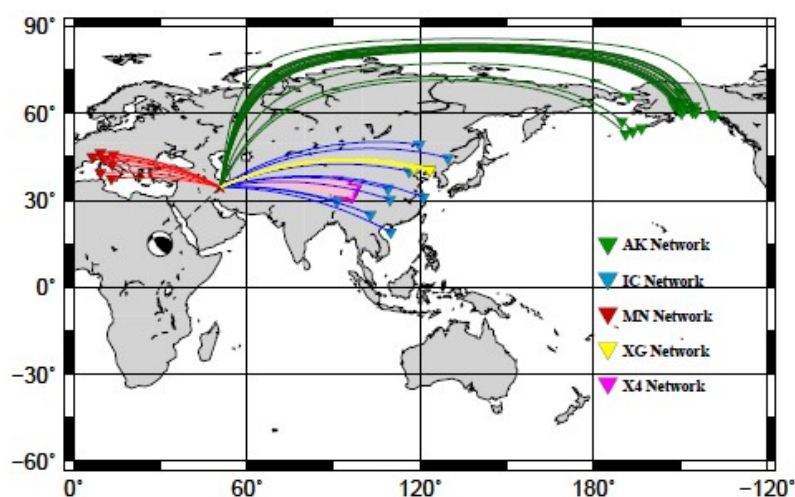
استفاده از لرزه‌نگاشت مصنوعی مشاهده می‌شود. همان‌طور که در شکل ۴ مشاهده می‌شود برای شبکه X4 بیشینه توان پرتو در اطراف کانون متمرکز است و کانون زمین‌لرزه را شامل می‌شود. رنگ زردی با دامنه کم نیز در امتداد مسیر دایره بزرگ رویداد تا هر آرایه مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده‌ی ارتباط بین زمان رسید و فاصله ایستگاه تا رویداد است، برای ایستگاه‌هایی از قبیل MN و AK که سمت چپ رویداد قرار گرفته‌اند، دامنه پرتو به سمت چپ متمایل بوده و برای آرایه‌هایی که در سمت راست رویداد قرار گرفته‌اند به سمت راست متمایل می‌باشد. همچنین آرایه IC و XG چند اثر مصنوعی را نشان می‌دهند.

در این پژوهش با توجه به نرخ سیگنال به نوفه‌ی نگاشت‌ها، از بین تمامی آرایه‌ها پنج آرایه انتخاب شد و در ادامه با استفاده از لرزه‌نگاشت مصنوعی که در متن مقاله به آن اشاره شده است، آرایه بهینه انتخاب می‌شود. پنج آرایه که نسبت به سایر آرایه‌ها مناسب‌ترند در شکل ۳ با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده‌اند، مسیر دایره بزرگ (great circle arc) برای هر آرایه از رویداد تا ایستگاه‌ها با رنگ همان آرایه رسم شده است.

در جدول ۱ برخی از خصوصیات آرایه‌ها ذکر شده‌اند. شبکه AK با رنگ سبز، IC با رنگ آبی، MN قرمز، XG زرد و X4 با صورتی مشاهده می‌شوند، در شکل ۴ بیشینه توان پرتو برای پنج آرایه لرزه‌نگاری با



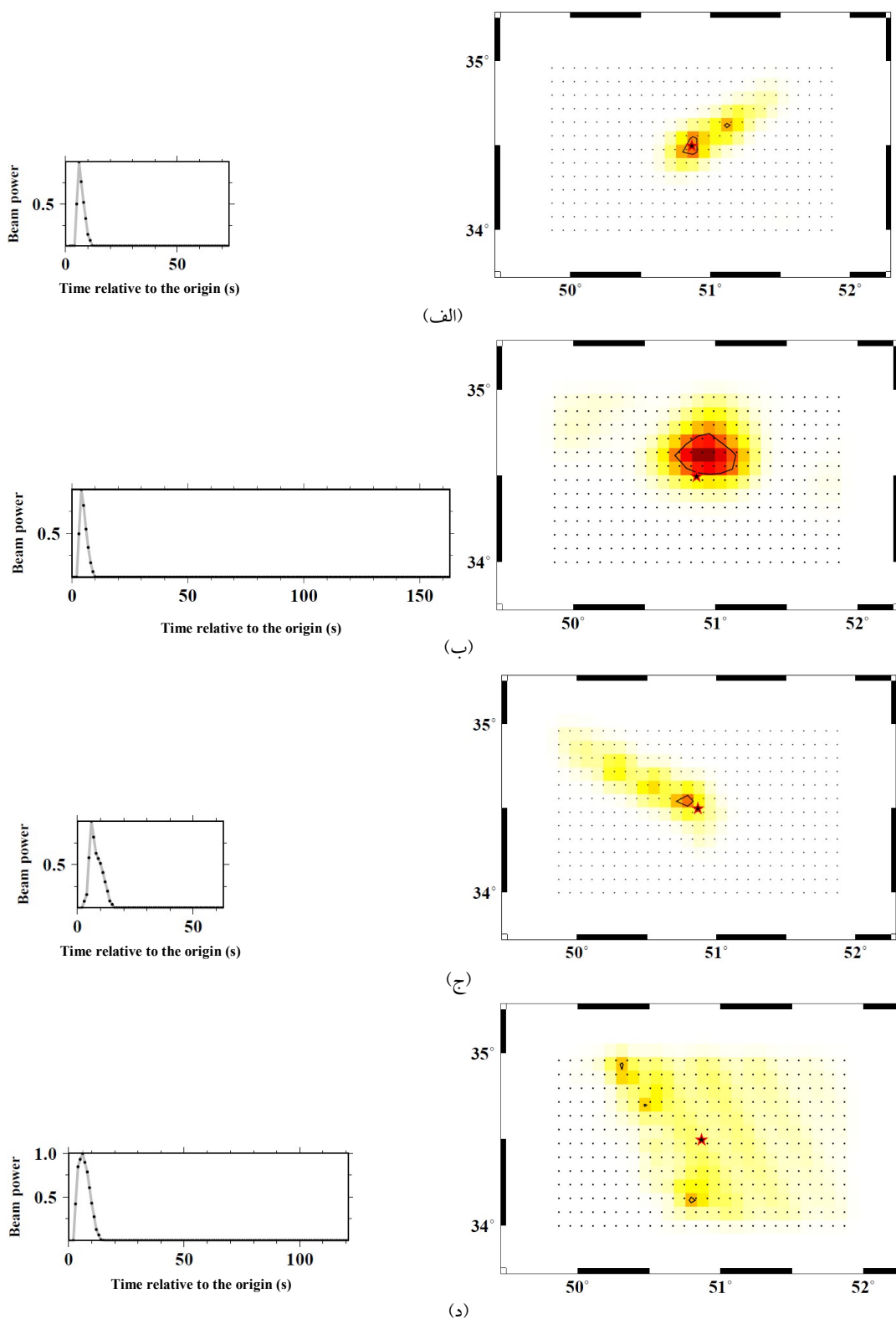
شکل ۲. نمایش تمامی آرایه‌هایی که نسبت به زمین‌لرزه کهک در فاصله دور لرز قرار گرفته‌اند.



شکل ۳. نمایش پنج آرایه متفاوت که با رنگ سبز، آبی، قرمز، زرد و صورتی نشان داده شده و هر پنج آرایه در فاصله دور لرز از زمین‌لرزه کهک قرار گرفته‌اند. مسیر دایره بزرگ از کانون تا ایستگاه‌ها برای هر آرایه با رنگ آرایه رسم شده است.

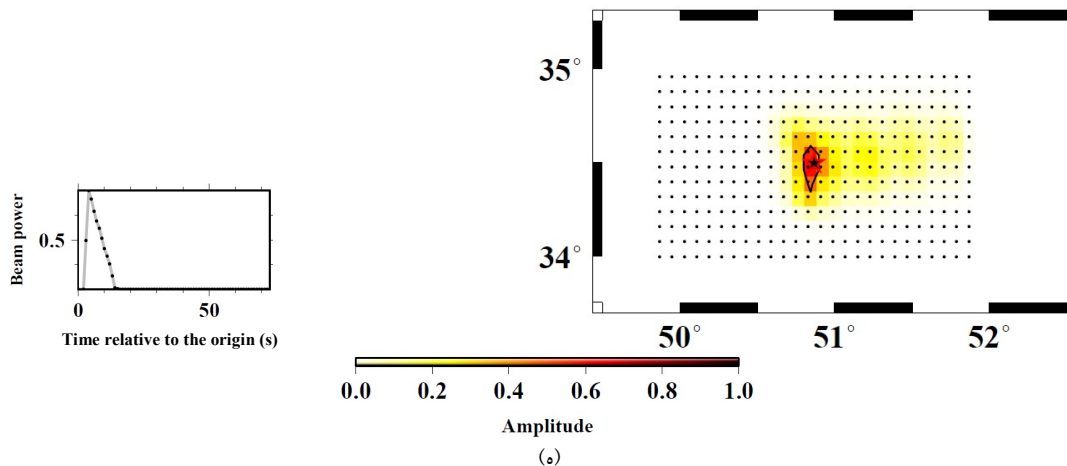
استفاده از آرایه X4 و شکل موج P مستقیم جهت مطالعه فرآیند گسیختگی زمین‌لرزه کهک مناسب‌تر به نظر می‌رسد. ابعاد ناحیه شکستگی می‌تواند با استفاده از فرمول تجربی و توزیع نسبی پس‌لرزه‌ها تعیین شود. در این پژوهش ناحیه با استفاده از توزیع نسبی پس‌لرزه‌ها مشخص و سپس با استفاده از تابع پاسخ آرایه فاصله بین نقاط شبکه مشخص می‌شود.

نتایج تابع پاسخ آرایه برای شبکه X4 به‌خوبی برای شرط‌های بالا برقرار است لذا در نتایج نهایی از شبکه X4 استفاده می‌شود که توزیع نسبی ایستگاه‌های این شبکه و تعداد ایستگاه‌ها و فاصله نسبی آنها از یکدیگر بهتر از ایستگاه‌های آرایه‌های دیگر است، پس کاملاً انتظاری منطقی است که نتایج برای آرایه‌های متفاوت با یکدیگر فرق داشته باشد، و بتوان با استفاده از تابع پاسخ آرایه شبکه بهینه را انتخاب کرد. لذا تصویرسازی معکوس با



شکل ۴. تابع پاسخ آرایه برای پنج آرایه مورد بررسی، (الف) آرایه IC، (ب) آرایه AK، (ج) آرایه MN، (د) آرایه XG، و (ه) آرایه X4؛ آرایه X4 از اثر مصنوعی کمتری برخوردار بوده و به خوبی در اطراف کانون زمین لرزه متمرکز شده و کانون را شامل می‌شود. آرایه AK اثر مصنوعی بزرگ‌تری دارد و آرایه IC و XG چند اثر مصنوعی را نشان می‌دهند.





ادامه شکل ۴.

جدول ۱. مشخصات پنج آرایه به‌کار برده شده در این پژوهش که نسبت به زمین‌لرزه کهک در فاصله دورلرز قرار گرفته‌اند.

نام آرایه	تعداد ایستگاه	فاصله متوسط بین ایستگاه (کیلومتر)	آزیموت (N°)	فاصله (درجه)
AK	۲۰	۶۰	۷۳-۸۲	۳۳-۳۸
IC	۹	۳۱۰	۵۱-۹۰	۳۴-۵۹
MN	۷	۷۹	۲۸۶-۳۰۳	۳۰-۳۵
XG	۷	۳۰	۶۰-۶۱	۵۲-۵۶
X4	۲۹	۲۰	۷۳-۸۲	۳۳-۳۸

شده است. در روش تصویرسازی معکوس در مقاله‌های مختلف معتبر برای بررسی تأثیر مکان‌یابی زمین‌لرزه و عمق، به‌ویژه اثر عمق، با استفاده از تابع پاسخ آرایه عمق‌های مختلف امتحان می‌شود و تابع پاسخ آرایه بهینه در ادامه محاسبات انتخاب می‌شود.

شایان ذکر است که منظور از تابع پاسخ آرایه بهینه تابع پاسخ آرایه‌ای است که کمترین اثر مصنوعی را دارد که با استفاده از کانون‌های زمین‌لرزه که توسط آژانس‌های مختلف اعلام شده است تابع پاسخ آرایه بررسی می‌شود و با توجه به نتایج برای ادامه محاسبات کانون زمین‌لرزه اعلام شده توسط ISC در نظر گرفته می‌شود.

همان‌طور که پیش‌تر توضیح داده شد تصویرسازی معکوس به عمق حساس نیست، لذا شبکه تعریف شده یک شبکه دو بعدی با عمق ثابت است. شبکه می‌تواند با توجه به امتداد صفحه گسلی متمایل باشد و با شمال جغرافیایی زاویه بسازد. لذا در ابتدای محاسبات عدم قطعیت آرایه در نظر گرفته شده است و سپس پس از انتخاب آرایه بهینه تأثیر عوامل مختلف از قبیل عمق نقاط شبکه، فرکانس گوشه در اعمال فیلتر، طول پنجره برانبارش، تعیین مکان کانون زمین‌لرزه و تأثیر سازوکار کانونی زمین‌لرزه بر روی شبکه تعریف شده بررسی می‌شود که به دلیل حجم بالای محاسبات و تصاویر، در این مقاله تمامی نتایج مشاهده نمی‌شود و تنها تصاویر نهایی و چهار مشخصه گسیختگی برای دو زمین‌لرزه ارائه

ایستگاه‌های آرایه YP نسبت به CB بیشتر است، از آرایه YP در ادامه محاسبات استفاده می‌شود.

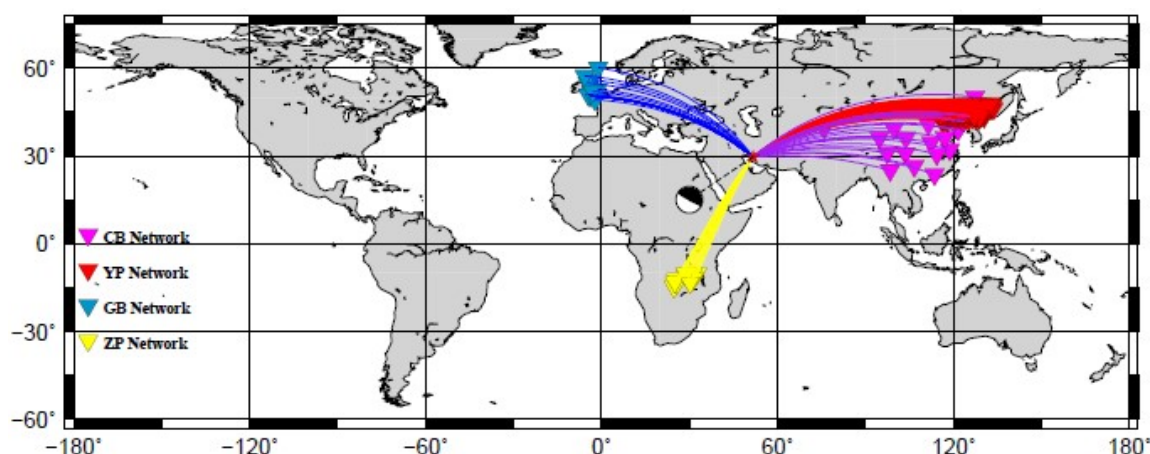
#### ۲-۴ دو زمین‌لرزه مورد مطالعه

در ساعت ۱۷:۵۹:۵۰ (به وقت محلی) خرداد ماه ۱۳۸۶ (۱۴:۲۹:۴۹ به وقت GMT روز ۱۸ ژوئن ۲۰۰۷) زمین‌لرزه‌ای به بزرگای گشتاوری ۵/۵ در نزدیکی کهک واقع در استان قم به وقوع پیوست و شهرهای تهران، قم، کاشان، نائین، تفرش، کرج، اراک، قزوین، ورامین، گرمسار را به لرزه درآورد.

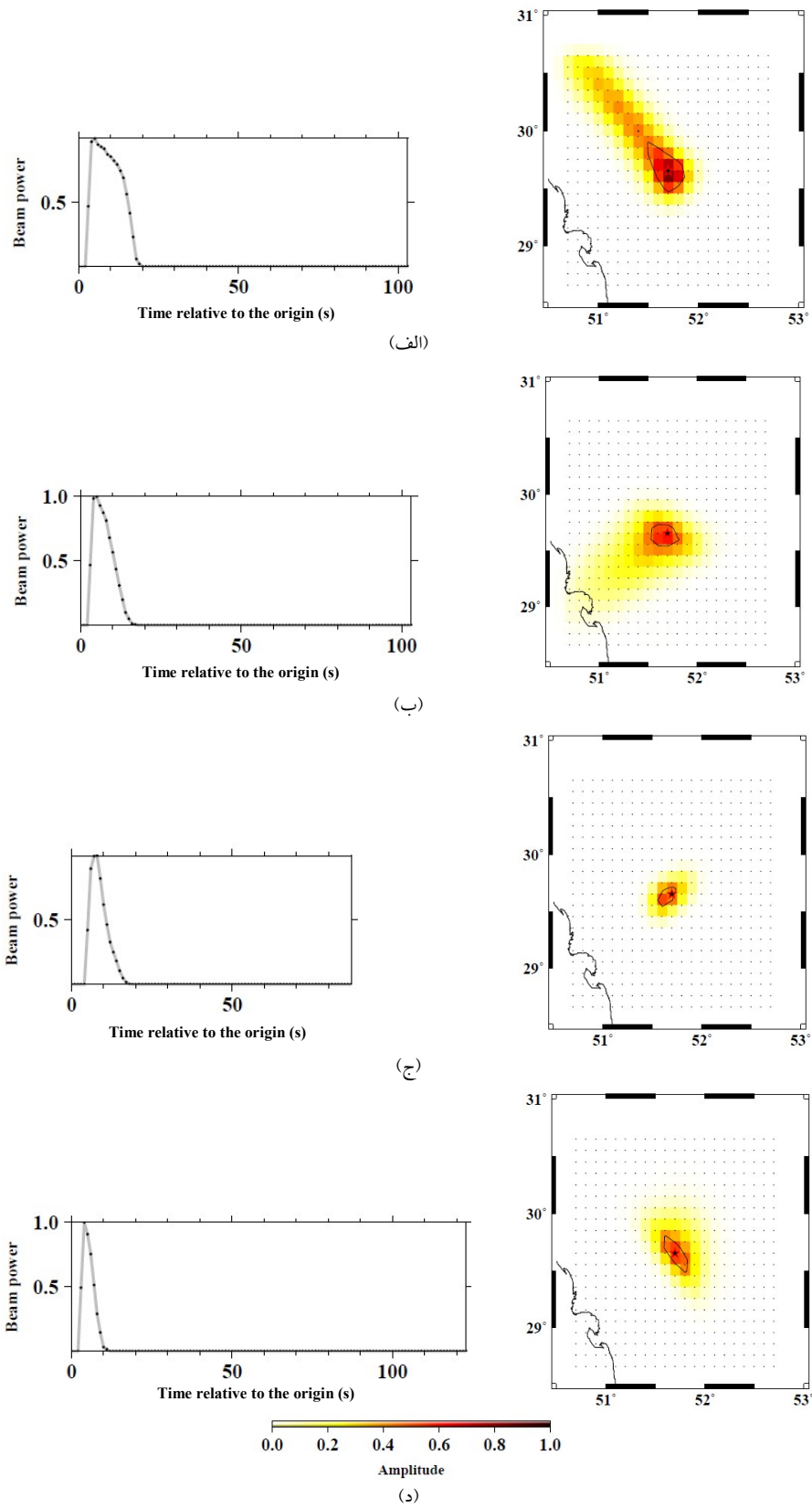
برای زمین‌لرزه کازرون نیز با استفاده از تابع پاسخ آرایه، آرایه مناسب انتخاب می‌شود. در جدول ۲ برخی از مشخصات چهار آرایه که شکل موج زمین‌لرزه شمال کازرون را ثبت کرده‌اند و نسبت به رویداد در فاصله دورلر قرار گرفته‌اند، بیان شده است و موقعیت جغرافیایی آنها در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. برای چهار آرایه نام برده با استفاده از لرزه‌نگاشت مصنوعی، تابع پاسخ آرایه محاسبه می‌شود. بیشینه توان پرتو بر حسب مکان برای چهار آرایه در شکل ۶ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود آرایه CB نشان داده شده در قسمت a و آرایه YP نشان داده شده در قسمت d کمترین اثر مصنوعی را به خود اختصاص داده‌اند. از آنجا که تعداد

جدول ۲. مشخصات چهار آرایه به‌کار برده شده در این پژوهش که نسبت به زمین‌لرزه شمال کازرون در فاصله دورلر قرار گرفته‌اند.

نام آرایه	تعداد ایستگاه	فاصله متوسط بین ایستگاه (کیلومتر)	آزیموت (N°)	فاصله (درجه)
CB	۱۵	۱۶۰	۴۶-۸۴	۳۶-۵۸
GB	۹	۴۰	۳۱۱-۳۲۶	۴۴-۴۸
ZP	۱۳	۶۵	۲۰۷-۲۱۵	۴۳-۵۱
YP	۳۵	۳۳	۴۹-۵۷	۵۲-۶۲

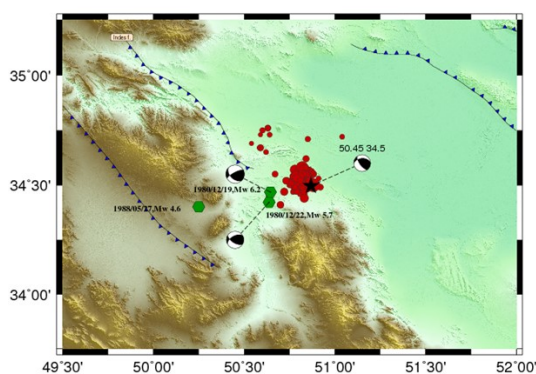


شکل ۵. موقعیت جغرافیایی چهار آرایه که نسبت به زمین‌لرزه شمال کازرون در فاصله دورلر قرار گرفته‌اند. مسیر دایره بزرگ از کانون زمین‌لرزه تا ایستگاه‌ها نیز برای هر ایستگاه با رنگ آرایه رسم شده است.



شکل ۶. نمایش بیشینه توان پرتو برای چهار آرایه، (الف) GB، (ب) ZP، (ج) CB، و (د) YP، خط مشکی کنتور ۰/۵ را نشان می‌دهد.

به وضوح احساس شده است. این زمین لرزه را می توان به گسل کازرون نسبت داد. طول گسل کازرون حدود ۱۲۵ کیلومتر است. به گمان بربریان گسل های کازرون و برازجان، یک پهنه گسلی راستالغز را تشکیل می دهند که طول آن به حدود ۴۵۰ کیلومتر هم می رسد (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲). موقعیت جغرافیایی این گسل از ۱۵ کیلومتری شمال باختر شهرستان کازرون می گذرد. نوع گسل بر اساس توان لرزه خیزی، لرزه زاست. زمین لرزه های ژانویه ۱۹۶۷ و اکتبر ۱۹۷۱ در بخش جنوبی گسل کازرون نشانگر فعالیت این بخش از گسل کازرون در عهد حاضر است (بربریان، ۱۹۷۶).



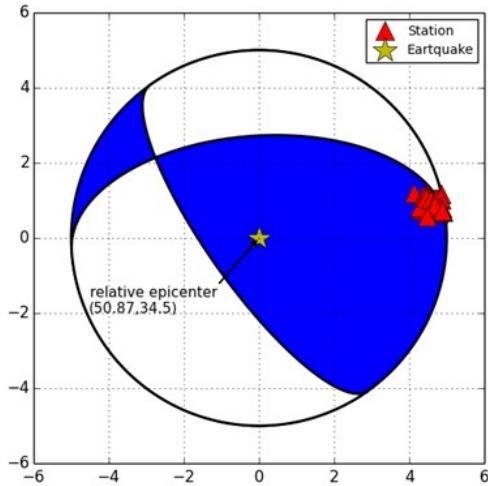
شکل ۷. نقشه ناحیه مورد بررسی برای زمین لرزه ۵/۵ Mw ۱۸/۶/۲۰۰۷، ستاره سیاه کانون زمین لرزه، طبق گزارش ISC دایره های قرمز پس لرزه های گزارش شده توسط مرکز لرزه نگاری کشوری و شش ضلعی سبز زمین لرزه های مربوط به گسل ایندس را نشان می دهند.

ناحیه مورد بررسی در شکل ۸، سازوکار زمین لرزه شمال کازرون و زمین لرزه هایی که مسبب آن گسل کازرون بوده است و توپوگرافی ناحیه مورد بررسی نمایش داده شده اند. ستاره سیاه کانون زمین لرزه طبق گزارش ISC ([www.isc.ac.uk](http://www.isc.ac.uk)) و شش ضلعی های سبز رنگ زمین لرزه هایی که از سال ۱۸۲۴ تا کنون در ناحیه مورد بررسی روی داده است را نشان می دهد.

بر اساس داده های منتشر شده توسط مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بیش از صد پس لرزه که بزرگ ترین آنها دارای بزرگای گشتاوری ۴/۴ است، برای این زمین لرزه ثبت شده است. این زمین لرزه را به گسل ایندس نسبت داده اند (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲). طول گسل ایندس ۱۰۰ کیلومتر و موقعیت جغرافیایی آن باختر قم است که در راستای شمال باختر- جنوب خاور با شیب به سوی جنوب خاور واقع شده است. این گسل از چندین پاره گسلی تشکیل شده است (شیخ الاسلامی و همکاران، ۱۳۹۲). سازوکار گسل ایندس راستالغز راست بر (بابا احمدی و همکاران، ۲۰۱۰)، معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست بر است. نوع گسل بر اساس توان لرزه خیزی، لرزه زاست و به نظر می رسد که زمین لرزه های ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ با بزرگای سطحی ۵/۸ و اول مارس ۱۹۸۸ با بزرگای حجمی ۴/۵ در ناحیه قم به سبب جنبش گسل های جنبای ایندس قم و بیدهند روی داده باشد. به احتمال زیاد زمین لرزه ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ با بزرگای سطحی ۵/۸ بزرگ ترین زمین لرزه مربوط به این گسل بوده است. بریدگی بستر رودخانه ها و تشکیل پادگانه های رودخانه ای در راستای گسل ایندس نشانگر جنبش گسل در عهد حاضر است (بابا احمدی و همکاران، ۲۰۱۰).

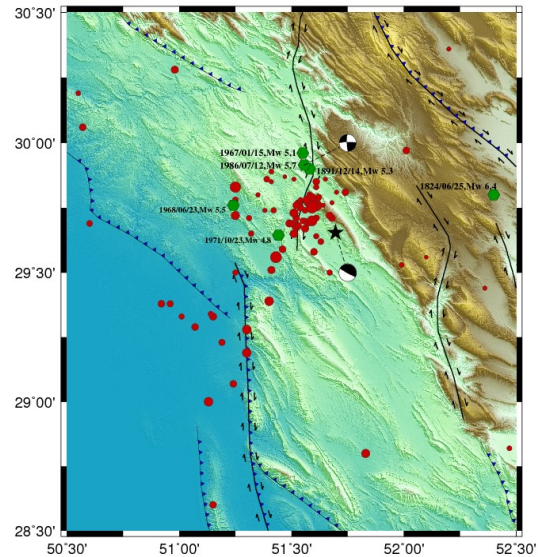
در شکل ۷ ناحیه مورد بررسی و سازوکار زمین لرزه نشان داده شده است. پس لرزه های زمین لرزه کهک با دایره قرمز و زمین لرزه هایی که به گسل ایندس نسبت داده شده با شش ضلعی سبز نشان داده شده اند. همچنین کانون زمین لرزه کهک با ستاره مشکی نشان داده شده است.

در ساعت ۱۴:۵۲:۴۶ (به وقت محلی) مهرماه ۱۳۸۹ (۱۱:۲۲:۴۶ به وقت GMT روز ۲۷ سپتامبر ۲۰۱۰) زمین لرزه ای در شمال کازرون واقع در استان فارس، در غرب شهر شیراز به وقوع پیوست. این زمین لرزه مناطق وسیعی از استان فارس و بوشهر را به لرزه در آورد و در شهرهای نورآباد ممسنی، بوشهر، شیراز و کازرون



شکل ۹. با توجه به سازوکار اعلام شده توسط CMT برای زمین‌لرزه کهک، تمامی ایستگاه‌های شبکه X4 در پلارینه یکسان قرار گرفته‌اند.

نگاشت‌های آرایه X4 در محدوده موج P در شکل ۱۰ مشاهده می‌شوند که با استفاده از همبستگی متقابل چند ثانیه آغازین موج، نسبت به زمان رسید موج P به خط شده‌اند. از آنجا که روش تصویرسازی معکوس قدرت تفکیک عمقی خوبی ندارد، یک شبکه دو بعدی در عمق ثابت ۱۱ کیلومتر در اطراف کانون زمین‌لرزه کهک تعریف شده که تمامی پس‌لرزه‌ها را نیز شامل می‌شود. این شبکه در عرض جغرافیایی ۹/۳۳ تا ۹/۳۴ درجه و طول جغرافیایی ۸/۴۹ تا ۸/۵۱ درجه در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی ایران مرکزی واقع شده است. فاصله هر دو نقطه متوالی از شبکه ۰/۰۸ درجه است. پس از حذف پاسخ دستگامی، حذف روند روزانه و تشخیص فاز P بر روی لرزه‌نگاشت‌ها، شکل موج‌ها با استفاده از فیلتر بالاگذر با فرکانس گوشه ۱ هرتز فیلتر می‌شوند و با استفاده از برانبارش ریشه  $m$  با مرتبه ۹ سیگنال‌ها، نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس محاسبه می‌شود.

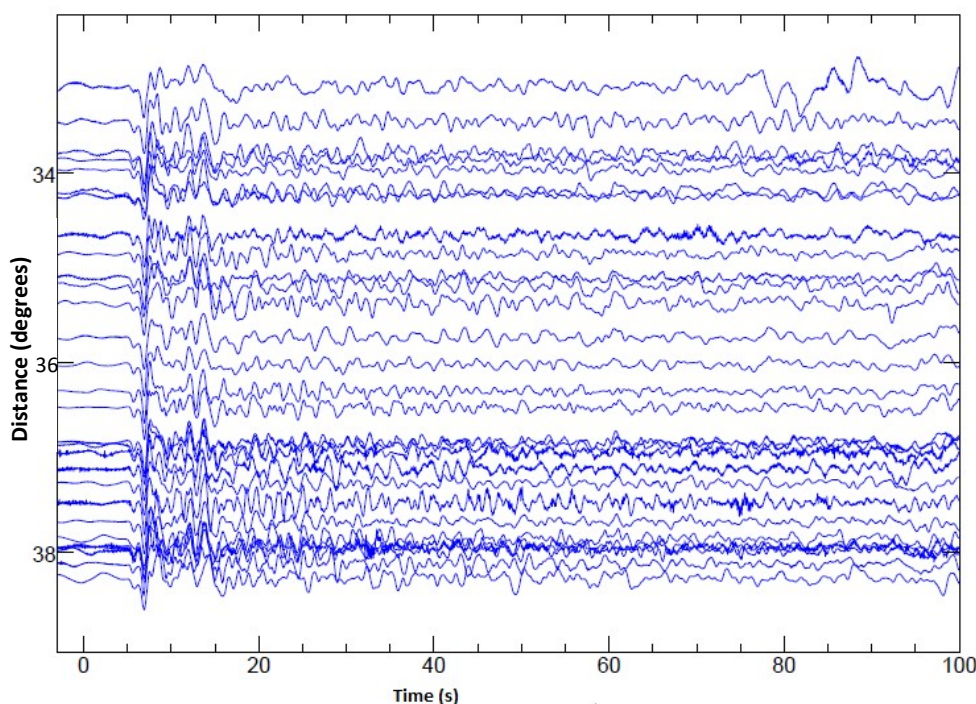


شکل ۸. نقشه ناحیه مورد بررسی برای زمین‌لرزه ۲۰۱۰/۰۹/۲۷ Mw ۵/۹، ستاره سیاه کانون زمین‌لرزه، طبق گزارش ISC، دایره‌های قرمز پس‌لرزه‌های گزارش شده توسط مرکز لرزه‌نگاری کشوری و شش ضلعی سبز زمین‌لرزه‌های مربوط به گسل ایندس را نشان می‌دهند.

### ۳ پردازش و تحلیل

آرایه X4 یک آرایه موقت محسوب می‌شود که از سال ۲۰۰۷ تا ۲۰۰۸ فعال بوده است، ایستگاه‌ها سرعت‌نگار باند پهن هستند. همان‌طور که پیش‌تر توضیح داده شد، یکسان بودن پلارینه برای همه ایستگاه‌های آرایه از مسائل مهم محسوب می‌شود (شکل ۹). در این پژوهش فرآیند گسیختگی با استفاده از امواج P مستقیم به تصویر کشیده می‌شود، لذا انتخاب بازه زمانی مناسب پس از زمان رسید و قطع شکل موج از اهمیت بسیاری برخوردار است تا از دخالت و ورود سایر فازهای ثانویه از قبیل PP، PKP، جلوگیری شود. لذا با استفاده از زمان رسید سایر فازها، محدوده شکل موج P مستقیم برای زمین‌لرزه کهک، ۷۰ ثانیه تعیین می‌شود و شکل موج قبل از رسیدن سایر فازها قطع می‌گردد.





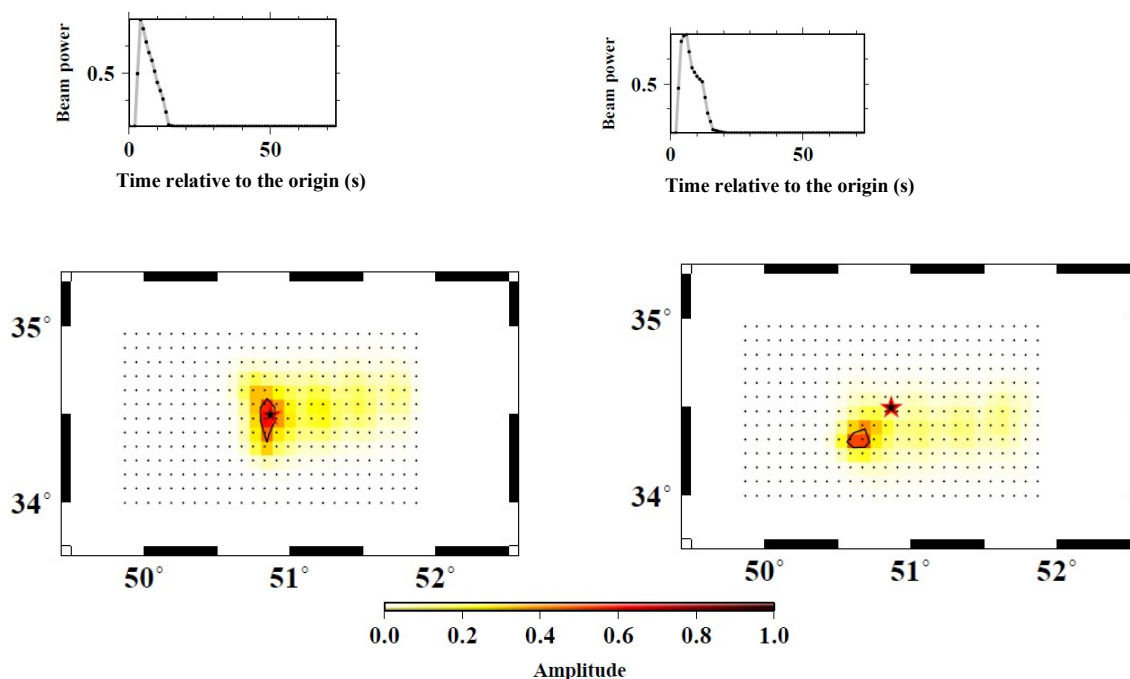
شکل ۱۰. نمایش نگاشت‌های آرایه X4 در محدوده موج P که نسبت به زمان رسید به خط شده‌اند.

می‌شود. در این پژوهش برای سه بازه زمانی ۳، ۴ و ۶ ثانیه آغازین موج، همبستگی متقابل با لرزه‌نگاشت مرجع انجام می‌شود و شیفت زمانی محاسبه شده و پس از اعمال شیفت زمانی داده‌ها حول زمان رسید به خط می‌شوند. پس از آزمایش فرکانس گوشه فیلتر و بازه زمانی، نتیجه می‌شود که برای فیلتر بالاگذر با فرکانس گوشه ۱ هرتز و بازه ۳ ثانیه آغازین شکل موج بهترین به خط شدن صورت می‌گیرد.

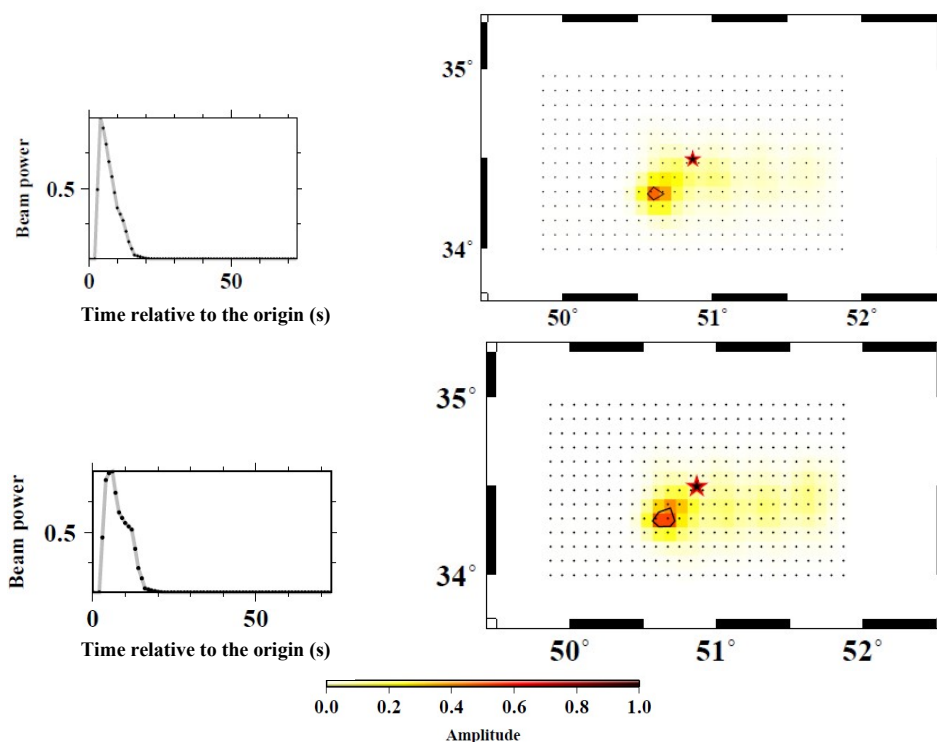
در شکل ۱۲ نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس بدون در نظر گرفتن شیفت زمانی حاصل از همبستگی متقابل در تصویر پایین و پس از در نظر گرفتن شیفت زمانی در تصویر بالا نشان داده شده است. شکل‌ها بیشینه توان پرتو هستند، توان دوم دامنه متناسب با انرژی است و چون به بیشینه دامنه نرمالایز شده‌اند، واحد ندارد. پس از در نظر گرفتن شیفت زمانی، سرعت گسیختگی و ابعاد گسیختگی برای زمین‌لرزه ۲۰۰۷/۰۶/۱۸ کهک محاسبه می‌شوند.

در ابتدا تصحیح زمانی از طریق همبستگی متقابل شکل موج در چند ثانیه آغازین در نظر گرفته نمی‌شود و شکل موج‌ها نسبت به زمان رسید موج P که به صورت دستی پیک شده‌اند، به خط می‌شوند. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشخص است، نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس با داده واقعی، ناحیه اطراف کانون زمین‌لرزه که نتایج حاصل از تابع پاسخ آرایه نشان می‌دهد را شامل نشده، در سمت چپ شکل تابع پاسخ آرایه و در سمت راست، نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس با استفاده از شکل موج زمین‌لرزه مشاهده می‌شود.

پس از مشاهده نتایج شیفت زمانی با استفاده از همبستگی متقابل ۳ ثانیه آغازین موج، شکل موج‌ها نسبت به زمان رسید با استفاده از همبستگی متقابل به خط می‌شوند و نتایج پس از اعمال شیفت زمانی محاسبه می‌شوند. ابتدا برای چهار حالت با استفاده از سه فیلتر بالاگذر با فرکانس‌های گوشه، ۱، ۰/۵ و ۰/۲ داده خام در زمان‌های متفاوت، همبستگی متقابل شکل موج امتحان



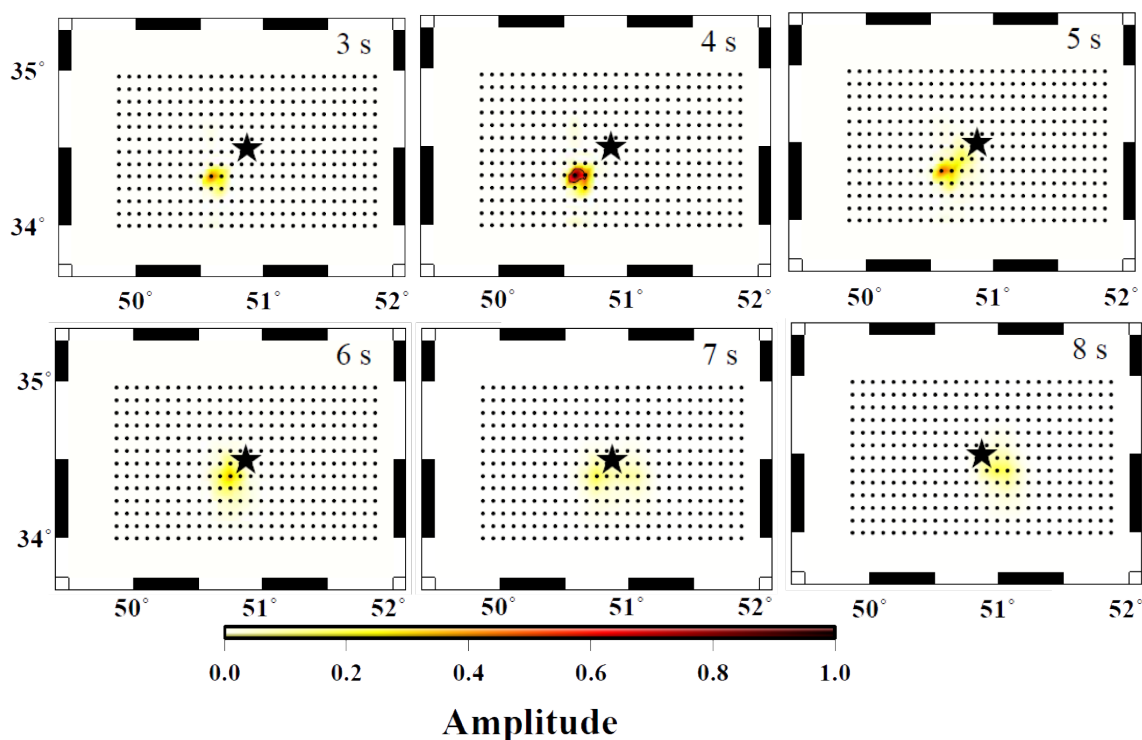
شکل ۱۱. نتایج تصویرسازی معکوس زمین‌لرزه کهک برای شبکه  $X4$  سمت چپ نتایج تابع پاسخ آرایه و سمت راست نتایج حاصل از امواج  $P$  مستقیم را نشان می‌دهد، نمودار بیشینه توان بر حسب زمان برای هر دو مورد در قسمت بالای شکل نشان داده شده است.



شکل ۱۲. نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس با استفاده از امواج  $P$  دورلرز زمین‌لرزه ۲۰۰۷/۰۶/۱۸ کهک، تصویر بالا نتایج با استفاده از در نظر گرفتن شیفت زمانی محاسبه شده توسط همبستگی متقابل ۳ ثانیه آغازین شکل موج به دست آمده‌اند و در تصویر پایین، شیفت زمانی در نظر گرفته نشده است، خط سیاه کنتور ۰/۵ را نشان می‌دهد.

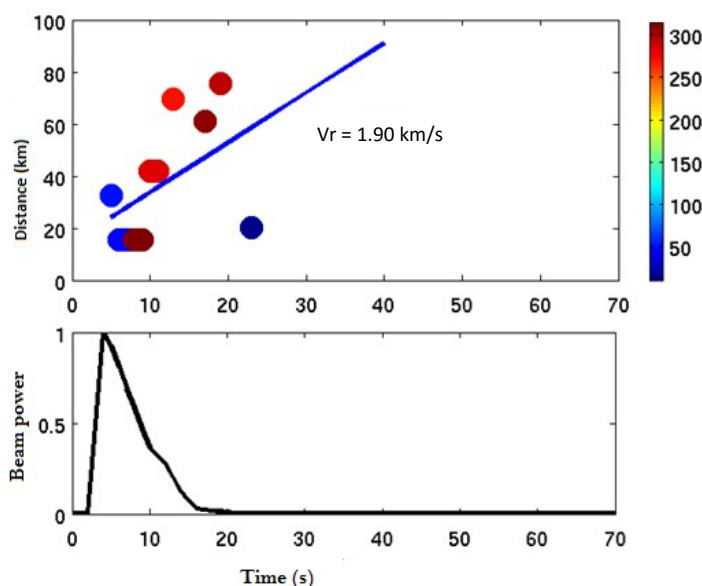
معکوس با استفاده از امواج p مستقیم شکل موج زمین لرزه ۲۰۰۷/۰۶/۱۸ کهک با سه دامنه فرکانسی متفاوت، منحنی آبی، داده خام، منحنی مسی رنگ داده فیلتر شده با فیلتر بالاگذر با فرکانس گوشه ۱ هرتز و منحنی سیاه داده فیلتر شده با فیلتر بالاگذر و فرکانس گوشه ۰/۵ هرتز را نمایش می دهد. همان طور که از شکل مشخص است تفاوت فاحشی میان سه داده مشاهده می شود که برای منحنی قرمز محاسبات از بقیه دقیق تر است. همان طور که مشاهده می شود، برای منحنی قرمز رنگ نیز یک پهنا دیده می شود که این حد قدرت تفکیک است، یعنی آنومالی هایی که از این ابعاد کمتر باشند قادر به تفکیک نخواهند بود (شکل ۱۵).

در شکل ۱۳ نحوه انتشار جبهه گسیختگی زمین لرزه کهک مشاهده می شود. گسیختگی از سمت جنوب غربی کانون به سمت شمال شرقی در حرکت است. به منظور تعیین سرعت گسیختگی لازم است مشخص شود کدام نقطه از شبکه دارای بیشینه دامنه در زمان معین  $t$  است. پس از مشخص شدن نقطه معرف بیشینه دامنه، لازم است تا فاصله نقطه تا کانون زمین لرزه محاسبه شود. با مشخص بودن زمان و مکان نمودار مکان-زمان کشیده می شود و خط برازش شده به این نقاط سرعت گسیختگی را نشان می دهد (شکل ۱۴)؛ بنابراین با رسم نمودار مکان-زمان بیشینه توان پرتو و برازش خط، سرعت گسیختگی زمین لرزه کهک محاسبه شد. نتایج حاصل از تصویرسازی

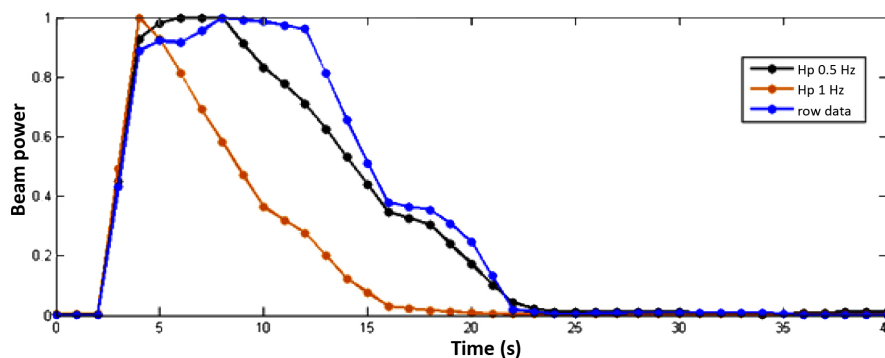


شکل ۱۳. نحوه انتشار جبهه گسیختگی برای زمین لرزه کهک.





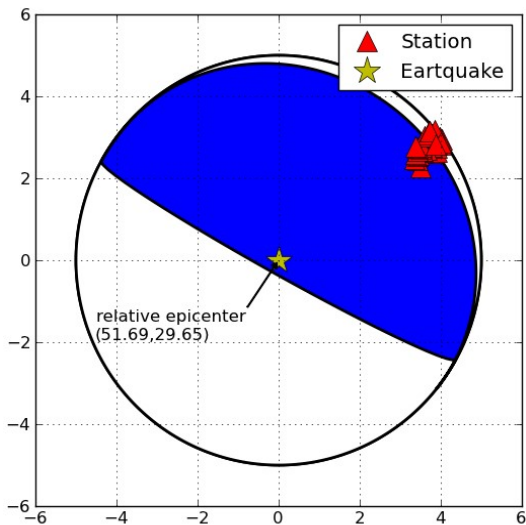
شکل ۱۴. نمودار مکان-زمان بیشینه توان پرتو، زمین‌لرزه ۲۰۰۷/۰۶/۱۸ کهک، محور افقی در هردو شکل زمان را نشان می‌دهد، در قسمت بالا محور عمودی، فاصله مکان بیشینه دامنه تا کانون زمین‌لرزه است، رنگ دایره‌ها برحسب آزیموت نقطه شبکه (بر حسب درجه)، نسبت به کانون زمین‌لرزه تعریف شده است، شیب خط آبی رنگ معرف سرعت متوسط گسیختگی است.



شکل ۱۵. نمایش منحنی بیشینه توان پرتو بر حسب زمان برای سه محدود فرکانسی، منحنی سیاه رنگ، داده‌های فیلتر شده با فرکانس گوشه ۰/۵ هرتز، منحنی مسی رنگ فرکانس گوشه ۱ هرتز و منحنی آبی داده خام را نشان می‌دهند.

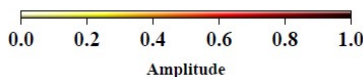
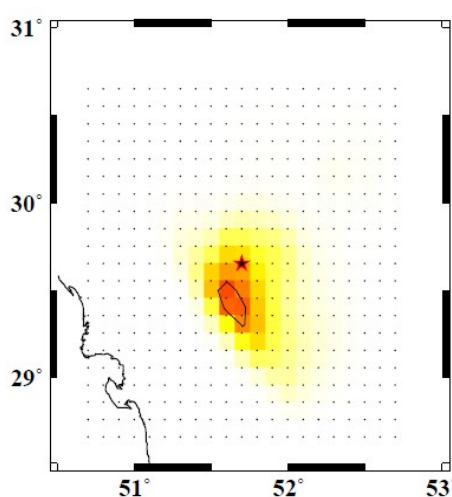
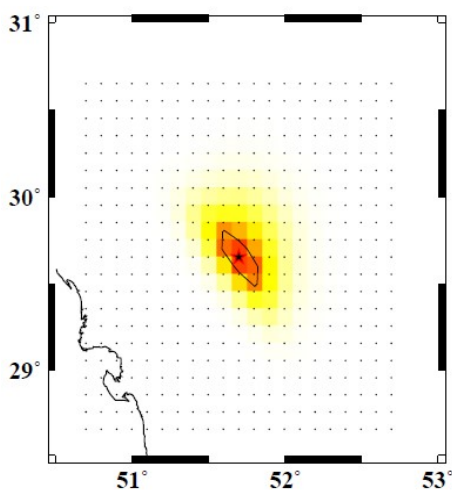
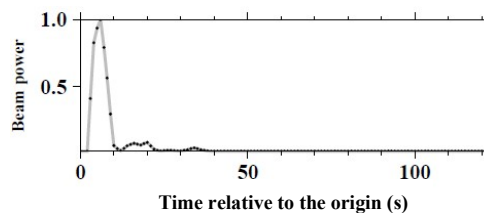
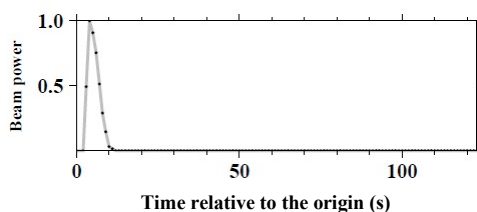
شده در محدوده عرض جغرافیایی ۶۵/۲۸ تا ۶۵/۳۰ درجه و طول جغرافیایی ۶۹/۵۰ تا ۶۹/۵۲ درجه در ایالت لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس قرار دارد. اختلاف هر دو نقطه از شبکه ۰/۱ درجه است و عمق نقاط شبکه برابر با ۲۱/۳ کیلومتر، برابر عمق اعلام شده برای کانون زمین‌لرزه توسط ISC است. همان‌طور که در شکل ۱۶ مشخص است، تمامی ایستگاه‌ها در پلاریته یکسان قرار گرفته‌اند.

برای زمین‌لرزه شمال کازرون، با استفاده از شکل موج ایستگاه‌های سرعت‌نگار باند پهن آرایه YP (شمال شرق چین)، جزئیات گسیختگی محاسبه می‌شود. با استفاده از زمان رسید سایر فازها بازه قطع موج P مستقیم ۱۲۰ ثانیه پس از زمان رسید تخمین زده می‌شود، سپس یک شبکه دو بعدی از مجموعه نقاط با استفاده از توزیع نسبی پس‌لرزه‌ها در ناحیه چشمه تعریف می‌شود. شبکه تعریف

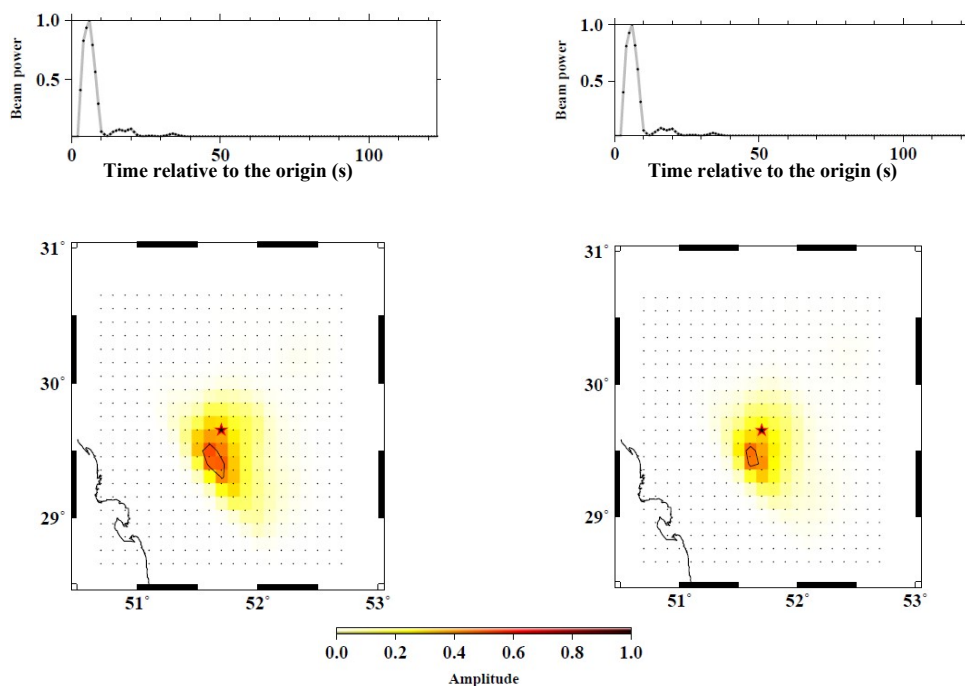


شکل ۱۶. نمایش ایستگاه‌های آرایه YP با در نظر گرفتن سازوکار اعلام شده توسط CMT برای زمین‌لرزه شمال کازرون.

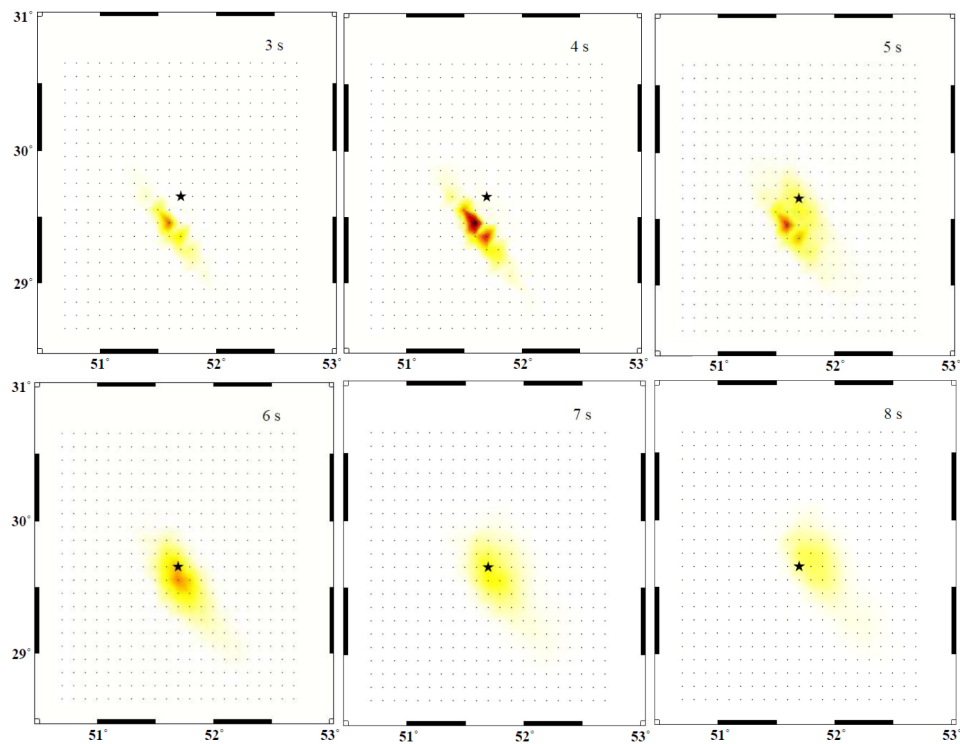
در ابتدا شکل موج‌ها بدون در نظر گرفتن شیفت زمانی حاصل از هم‌بستگی متقابل چند ثانیه آغازین شکل موج برانبارش می‌شوند و توان پرتو برای هر یک از نقاط شبکه در تمامی زمان‌ها محاسبه می‌شود. در شکل ۱۷ سمت چپ تابع پاسخ آرایه و در سمت راست نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس شکل موج P مستقیم دورلرز نشان داده شده است. پس از در نظر گرفتن شیفت زمانی نتایج با استفاده از همبستگی متقابل چهار ثانیه آغازین شکل موج نتایج در شکل ۱۸ مشاهده می‌شود. در شکل ۱۹ نحوه انتشار جبهه گسیختگی مشاهده می‌شود. نمودار مکان نسبی پیشینه توان پرتو بر حسب زمان نسبی در شکل ۲۰ رسم شده است و به کمک آن سرعت گسیختگی زمین‌لرزه شمال کازرون محاسبه شده است.



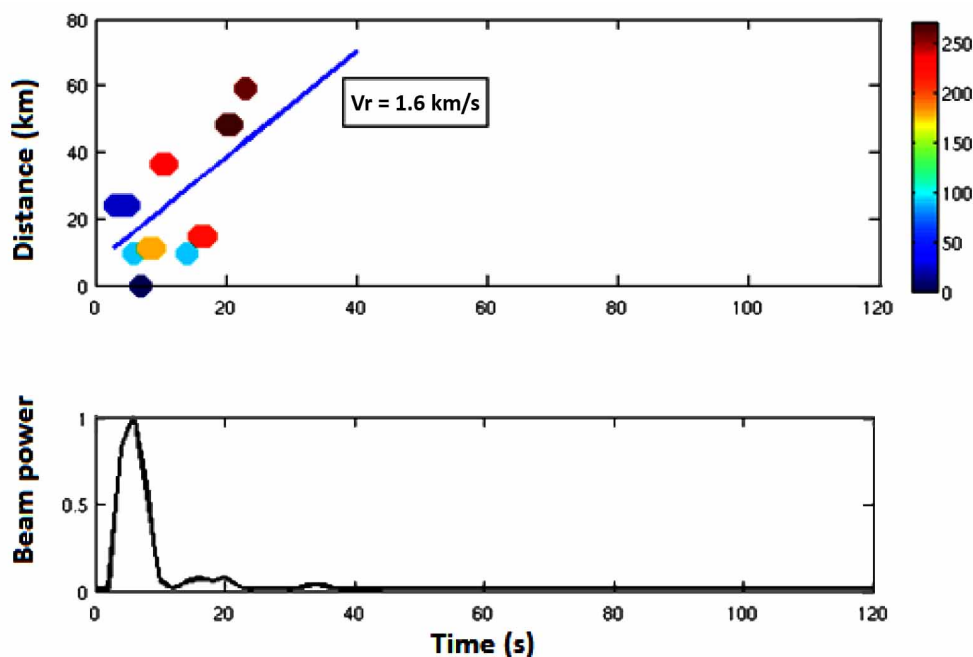
شکل ۱۷. نمایش تابع پاسخ آرایه و نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس برای زمین‌لرزه شمال کازرون، سمت چپ تابع پاسخ آرایه شبکه YP و سمت راست نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس امواج P مستقیم را نشان می‌دهد، خط سیاه کنتور ۰/۵ را نمایش می‌دهد.



شکل ۱۸. نتایج حاصل از تصویرسازی معکوس امواج P مستقیم زمین‌لرزه شمال کازرون. سمت راست نتایج با در نظر گرفتن شیفت زمانی از طریق همبستگی متقابل ۴ ثانیه آغازین شکل موج و سمت راست نتایج بدون در نظر گرفتن شیفت زمانی را نشان می‌دهد، خط سیاه کنتور ۰/۵ را نشان می‌دهد.



شکل ۱۹. نمایش انتشار جبهه گسیختگی زمین‌لرزه شمال کازرون.



شکل ۲۰. نمودار مکان-زمان بیشینه توان پرتو، زمین‌لرزه شمال کازرون، محور افقی در هر دو قسمت زمان را نشان می‌دهد، در قسمت بالا محور عمودی، فاصله مکان بیشینه دامنه تا کانون زمین‌لرزه می‌باشد، رنگ دایره‌ها برحسب آزیموت نقطه شبکه (بر حسب درجه)، نسبت به کانون زمین‌لرزه تعریف شده است، شیب خط آبی رنگ معرف سرعت متوسط گسیختگی است.

## ۵ نتیجه‌گیری

مساحت  $۵/۳۹$  کیلومترمربع را پوشش می‌دهد. طبق رابطه کاناموری (۱۹۷۷) بزرگای گشتاوری زمین‌لرزه Mw برابر با  $۵۹/۵$  محاسبه شد که بزرگای اعلام شده برای زمین‌لرزه کهک توسط مراکز زلزله‌شناسی از قبیل ISC و USGS ([www.usgs.gov](http://www.usgs.gov))  $۵/۵$  بوده است.

نتایج تصویرسازی معکوس برای زمین‌لرزه شمال کازرون با استفاده از امواج p مستقیم با طول  $۱۲۰$  ثانیه سرعت گسیختگی معادل با  $۰/۰۳ \pm ۶/۱$  کیلومتر بر ثانیه برای ناحیه گسیختگی با مساحت تقریبی  $۱۹۳$  کیلومترمربع را نشان داد. جبهه گسیختگی در مدت‌زمان  $۱۵$  ثانیه از جنوب غربی به سمت شمال شرقی منتشر می‌شود. بزرگا با استفاده از مساحت گسیختگی محاسبه شده به کمک رابطه کاناموری  $۲/۶$  در مقیاس گشتاور به دست می‌آید که بزرگای اعلام شده توسط مراکز ذکر شده  $۹/۵$  می‌باشد.

در این پژوهش با استفاده از روش تصویرسازی معکوس امواج P مستقیم دورلرزه، مشخصات گسیختگی برای دو زمین‌لرزه  $۱۸$  ژوئن  $۲۰۰۷$  با بزرگای گشتاوری  $۵/۵$  (کهک) و زمین‌لرزه  $۲۷$  سپتامبر  $۲۰۱۰$  با بزرگای گشتاوری  $۵/۹$  (شمال کازرون) تعیین شد. از آنجا که روش تصویرسازی معکوس به هندسه آرایه شبکه لرزه-نگاری مورد استفاده حساس است با استفاده از تابع پاسخ آرایه، برای زمین‌لرزه کهک شبکه لرزه‌نگاری X4 و زمین‌لرزه شمال کازرون شبکه YP انتخاب شد. با استفاده از قطار موج P مستقیم با طول  $۷۰$  ثانیه برای زمین‌لرزه کهک، جبهه گسیختگی با سرعت متوسط  $۰/۰۶ \pm ۹/۱$  کیلومتر بر ثانیه از جنوب غربی کانون زمین‌لرزه در مدت‌زمان  $۱ \pm ۸$  ثانیه به سمت شمال شرقی حرکت می‌کند. همچنین بیشینه انرژی در ثانیه چهارم در جنوب غربی کانون مشاهده شد. ابعاد ناحیه گسیختگی منطقه‌ای با

- Kiser, E., Ishii, M., Langmuir, C. H., Shearer, P. M., and Hirose, H., 2011, Insights into the mechanism of intermediate depth earthquakes from source properties as imaged by back projection of multiple seismic phases: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (1978–2012), **116**(B6).
- Kruger, F. and Ohrnberger, M., 2005, Tracking the rupture of the Mw=9.3 Sumatra earthquake over 1150 km at teleseismic distance: *Nature*, **435**, 937–939.
- Lay, T. and Wallace, T. C., 1995, *Modern Global Seismology*, **58**, Academic Press.
- McFadden, P. L., Drummond, B. J., and Kravis, S., 1987, The Nth-root stack: a cheap and effective processing technique: *Exploration Geophysics*, **18**(1/2), 135-137.
- Olson, A. H., and Apsel, R. J., 1982, Finite faults and inverse theory with applications to the 1979 Imperial Valley earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**(6A), 1969-2001.
- Reif, C., Masters, G., Shearer, P., and Laske, G., 2002, Cluster analysis of long-period waveforms: Implications for global tomography. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **83**(47), 954.
- Xu Y., K.D. Koper, O. Sufri, L. Zhu, and A. Hutko, Rupture imaging of the Mw 7.9 12 May 2008 Wenchuan earthquake from back projection of teleseismic P waves, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10**, 1-17. Zhang, H. and Ge, Z., 2010, Tracking the rupture of the 2008 Wenchuan earthquake by using the relative back-projection method: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **100**(5B), 2551-2560.
- منابع**
- شیخ‌الاسلامی، م.، جوادی، ح. ر.، اسدی، م.، آقا حسینی، ا.، کوه‌پیما، م.، و وحدتی، ب.، ۱۳۹۲، دانشنامه گسل‌های ایران: تهران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Babaahmadi, A., Safaei, H., Yassaghi, A., Vafa, H., Naeimi, A., Madanipour, S., and Ahmadi, M., 2010, A study of Quaternary structures in the Qom region, West central Iran: *Journal of Geodynamics*, **50**, 355-367.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the Seismotectonics of Iran (part II-III): In commemoration of the 50<sup>th</sup> anniversary of the Pahlavi dynasty (No. 39). Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic Section.
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., and Vidale, J. E., 2005, Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array: *Nature*, **435**(7044), 933-936.
- Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., and Vidale, J. E., 2007, Teleseismic P wave imaging of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Sumatra earthquake ruptures using the Hi-net array: *Journal of Geophysical Research*, **112**, B11307.
- Kanamori, H., 1977, The energy release in great earthquakes: *Journal of Geophysical Research*, **82**(20), 2981-2987.
- Kennett, B. L. N., and Engdahl, E. R., 1991, Travel times for global earthquake location and phase identification: *Geophysical Journal International*, **105**(2), 429-465.

## Rupture details of 18 June 2007 Kahak and 27 September 2010 North of Kazeroon earthquakes imaged by back-projection of teleseismic P-wave

Mahsa Chenari<sup>1\*</sup>, and Zaher Hossein Shomali<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*M. Sc., Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

<sup>2</sup>*Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

(Received: 07 December 2015, Accepted: 06 September 2017)

### Summary

For large earthquakes, rupture characteristics including rupture velocity and fault extension are important parameters that reflect the fault properties and complexities. One of the most important tasks for earthquake monitoring agencies is to determine a finite source rupture model as quickly as possible so that a map of regions with the strongest shaking can be provided to guide emergency response and rescue. In many cases, the epicenter is not the most severely damaged region. One of the recently used methods to image the source and rupture details is back-projection (reverse time migration), which has some advantages comparing to traditional methods such as finite-fault source inversion; since it is much faster (the computation is relatively easier than inversion) and it can be applied to different frequency bands, even high frequencies, and the only a priori information required is a radial velocity model and a hypocentral estimate. In this method, seismic arrays at teleseismic distances are used. Since the back-projection technique is sensitive to the array geometry, array response function (ARF) is used to choose the array with the least artifact. In order to compute the ARF, the process is the same except the fact that the synthetic seismograms are used instead of real seismograms. To investigate the rupture propagation and energy release of two earthquakes, 2007/06/18 Mw 5.9, Kahak, and 2010/09/27 Mw 5.5, north of Kazeroon, a back-projection of teleseismic P-wave with X4 (China) and YP (northeast China) seismic network arrays, vertical component data high-pass filtered at 1.0 Hz are used. It is assumed that the first part of the seismograms is due to the failure at hypocentre and later parts come from rupture front. To determine the rupture propagation that is necessary to know which point in source area has caused the radiation of energy, a grid of points in source area is set. This grid covers most of the aftershocks region. The back-projection analysis used in this study does not have very good depth resolution, so that grid is 2-Dimensional and the depth of grid is constant; hence, the waveforms are stacked at every time window for all grid points and the back-projection method determines which grid points are the source of seismic radiation in each time window of the teleseismic P waves. In this method, seismograms are stacked for grid point to obtain a direct image of the source. Stacking procedures sums the energy that is radiated from the grid point constructively and cancels out other energy patterns present in the seismograms. Resulting maps show the squared amplitudes of the stacks, which are proportional to the radiated high frequency seismic energy. According to the results, for Kahak earthquake, the rupture is in order of  $1.9 \pm 0.006 \text{ km}^{-1}$  and the rupture front propagates southwest to northeast about  $8 \pm 1$  seconds. For north of Kazeroon earthquake, the rupture velocity is  $1.6 \pm 0.003 \text{ km}$  and the total time of propagation is  $15 \pm 1$  seconds. The back-projection method is usually used to determine slip distribution of large earthquakes using a very dense array. However in this study we show that the back-projection method can even be extended to study moderate size earthquakes.

**Keywords:** back-projection, rupture details, Kahak earthquake, north of Kazeroon earthquake, array response function

\*Corresponding author:

mahsachenari@ut.ac.ir