

## مطالعه دگرشکلی پسالرزهای زمین‌لرزه ۲۰۱۰ ریگان $M_w 6/5$ ، جنوب‌شرق ایران با تداخل‌سنجی راداری

میثم امیری<sup>۱</sup>، زهرا موسوی<sup>۲\*</sup>، و سید خلیل متقی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران  
<sup>۲</sup>استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۷/۰۲، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۶/۱۱)

### چکیده

در ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰، زمین‌لرزه‌ای با بزرگای  $M_w 6/5$  در منطقه ریگان واقع در جنوب شهر بم رخ داد. ۳۷ روز بعد، در ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ پس‌لرزه بزرگی (با بزرگای  $M_w 6/2$ ) در ۲۰ کیلومتری زمین‌لرزه اول اتفاق افتاد. برای مطالعه دگرشکلی پس‌لرزه‌ای پس از وقوع زمین‌لرزه‌های فوق، تصاویر ماهواره COSMO-SkyMed (از آژانس فضایی ایتالیا) در بازه زمانی ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ و ۱۵ جولای ۲۰۱۱ تهیه و تحلیل سری زمانی روی تصاویر با استفاده از روش کوتاه‌ترین خط‌مینا (SBAS) انجام شد. نقشه میانگین سرعت به‌دست‌آمده از تحلیل سری زمانی کوتاه‌ترین خط‌مینا، بیانگر وجود فاز پس‌لرزه‌ای با سازوکار راست‌بر در منطقه ریگان است. سری زمانی جابه‌جایی دو طرف گسل مسبب زلزله اصلی، نشان‌دهنده ۸ میلی‌متر جابه‌جایی در مدت ۵ ماه پس از زلزله است. پس از این مدت، فاز پس‌لرزه‌ای به اتمام می‌رسد، گسل قفل می‌شود و فاز میان‌لرزه‌ای با انباشت آرام تنش روی صفحه گسلی شروع می‌شود. تعیین پارامترهای چشمه فاز پس‌لرزه‌ای با استفاده از مدل اکادا (۱۹۸۵)، نشان می‌دهد که یک توزیع لغزش با بیشینه جابه‌جایی ۱ متر، در زیر گسیختگی زلزله اصلی (در عمق ۱۰ کیلومتری) و همچنین در لبه‌های گسل متمرکز شده است. نتیجه مدل‌سازی نشان می‌دهد که فاز پس‌لرزه‌ای مشاهده شده صرفاً به دلیل وقوع پس‌لرزه‌ها در بخش‌های مجاور گسیختگی اصلی، روی صفحه مسبب زلزله اول است. سازوکار این دگرشکلی، پس‌لغزش است.

**واژه‌های کلیدی:** زلزله ریگان، فاز پس‌لرزه‌ای، تداخل‌سنجی راداری، نقشه سرعت متوسط، آنالیز سری زمانی

## ۱ مقدمه

نگاه سنتی درباره چرخه زمین‌لرزه آن است که چرخه زمین‌لرزه شامل دو مرحله (۱) انباشت تنش روی صفحه گسلی (فاز میان‌لرزه‌ای (Interseismic Phase)) و (۲) آزاد شدن تنش همراه با رخ‌دادن زمین‌لرزه (فاز هم‌الرز (Co-seismic Phase)) است. این چرخه، تصویر کاملی از وقوع یک زمین‌لرزه بزرگ را نشان نمی‌دهد، چرا که در وقوع برخی زمین‌لرزه‌های بزرگ، بخشی از تنش انباشت شده در گسل طی روزها، ماه‌ها یا سال‌ها بعد از زمین‌لرزه به‌مرور آزاد شده و دگرشکلی‌هایی را ایجاد می‌کند که به آن دگرشکلی‌های فاز پس‌لرزه‌ای گفته می‌شود (تاچر و پولیتز، ۲۰۰۸). حرکت پس‌لرزه‌ای، پاسخ زمین به توزیع تنش بعد از وقوع زمین‌لرزه است. مشاهدات زلزله‌شناسی و ژئودتیکی نشان می‌دهند که جابه‌جایی‌های پس‌لرزه‌ای، معمولاً از مرتبه‌ای کوچک‌تر از جابه‌جایی‌های هم‌الرز بوده و با گذشت زمان بعد از زلزله کاهش می‌یابند (برگمن و همکاران، ۲۰۰۲). مهم‌ترین جابه‌جایی سطحی پس‌لرزه‌ای اولین بار در زمین‌لرزه ۱۹۶۶ پارک فیلد،  $M_w 6.4$ ، دیده شد (اسمیت و ویس، ۱۹۶۸). جابه‌جایی‌های پس‌لرزه‌ای پس از این زمین‌لرزه به‌صورت لگاریتمی با زمان انباشته شدند. جابه‌جایی‌های پس‌لرزه‌ای مشابهی پس از زمین‌لرزه‌های بزرگ مانند زمین‌لرزه ۲۰۰۱ کوکوسیلی (Kokoxili)،  $M_w 8.1$  (ریدر و همکاران، ۲۰۱۱)، زمین‌لرزه ۲۰۰۲ ایزمیت،  $M_w 7.5$  (برگمن و همکاران، ۲۰۰۲)، زمین‌لرزه ۲۰۰۴ پارک فیلد،  $M_w 6.4$  (باربت و همکاران، ۲۰۰۹) و زمین‌لرزه ۲۰۰۵ نیاس،  $M_w 8.5$  (هسو و همکاران، ۲۰۰۶) دیده شده است.

اندازه‌گیری‌های ژئودتیکی نشان می‌دهند که حرکات پس‌لرزه‌ای معمولاً در نتیجه سه سازوکار رخ می‌دهند: (۱) پس‌لغزش (Afterslip) زیر گسیختگی اولیه و یا تکه‌های گسیخته نشده گسل (مارون و همکاران، ۱۹۹۱) و برگمن و همکاران، ۲۰۰۲؛ (۲) واهلش ویسکوالاستیک

(Viscoelastic Relaxation) پوسته پایینی یا گوشته بالایی، که در آن تغییر تنش ناشی از زمین‌لرزه بر پوسته پایینی یا گوشته بالایی تأثیر گذاشته و عکس‌العمل آن به‌صورت جریان ویسکوالاستیک، دگرشکلی‌هایی را ایجاد می‌کند (پولیتز و همکاران، ۲۰۰۰) و (۳) بازگشت پوروالاستیک (Poroelastic Rebound)، که در آن تغییر تنش ناشی از زلزله، موجب جریان مایع منفذی سنگ‌ها در پوسته بالایی می‌شود (پلتزر و همکاران، ۱۹۹۸ و جانسون و همکاران، ۲۰۰۲). هر سازوکار می‌تواند به‌صورت مستقل یا در ترکیب با سازوکارهای دیگر بعد از وقوع زلزله‌های بزرگ رخ دهد (فیالکو، ۲۰۰۴ و فرد و همکاران، ۲۰۰۷).

مطالعات انجام شده روی فاز پس‌لرزه‌ای تاکنون نشان داده‌اند که سری زمانی دگرشکلی‌های سطحی همراه با نمونه‌برداری مکانی و زمانی خوب، برای تعیین سازوکارهای دگرشکلی پس‌لرزه‌ای و تغییرات به‌وجودآمده در عمق زمین ضروری هستند. استفاده از GPS به‌دلیل پوشش زمانی مناسب، کمک شایانی به مطالعات پس‌لرزه‌ای کرده است ولی از نظر پوشش مکانی ضعیف است. برای مثال برگمن و همکاران (۲۰۰۲) با استفاده از GPS برای زمین‌لرزه ۱۹۹۹ ایزمیت (ترکیه) جابه‌جایی‌های سطحی فاز پس‌لرزه‌ای را اندازه‌گیری کرده و با استفاده از مدل‌سازی معکوس با مدل اکادا (Okada Model) (۱۹۸۵)، پیشنهاد دادند سازوکار پس‌لغزش با نرخ  $2 \text{ m/yr}$  مسبب فاز پس‌لرزه‌ای است. اندازه‌گیری جابه‌جایی‌های سطحی با تفکیک زمانی و مکانی خوب توسط ماهواره‌ها در روزها و سال‌های بعد از زمین‌لرزه، در تشخیص سازوکار مسبب دگرشکلی‌های پس‌لرزه‌ای بسیار مفید است. با دسترسی به داده‌های رادار با دریچه مصنوعی (SAR: Synthetic Aperture Radar) در اوایل سال ۱۹۹۰، الگوهای مکانی دگرشکلی، به‌ویژه دگرشکلی سطحی مرتبط با فرایندهای کم‌عمق به خوبی تشخیص

دادند. یک پس لرزه بزرگ با بزرگای  $M_w$  ۶/۲ در نزدیکی همین منطقه در ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ روی گسل امتداد لغز چپ بر با لغزش ۶/۶ متری و زاویه امتداد ۳۱۰ درجه رخ داد (واکر و همکاران، ۲۰۱۳).

در این تحقیق تلاش می شود با انجام تداخل سنجی راداری روی تصاویر ماهواره ای رادار با دریچه مصنوعی ماهواره COSMO-SkyMed به بود یا نبود فاز پس لرزه ای بعد از دو زمین لرزه فوق پی برده شود. همچنین با تحلیل سری زمانی تصاویر و به دست آوردن نقشه میانگین سرعت دگرشکلی منطقه، مدت زمان و جهت حرکت جابه جایی های پس لرزه ای تعیین می شود. در نهایت، با استفاده از نتایج، به بررسی سازوکار مسبب دگرشکلی های فاز پس لرزه ای خواهیم پرداخت.

## ۲ معرفی منطقه

تکتونیک فعال ایران با حرکت رو به شمال ورقه عربی، با نرخ  $25 \text{ mm yr}^{-1}$  (در طول جغرافیایی  $56^\circ \text{E}$ ) نسبت به اوراسیا کنترل می شود. بردارهای GPS اندازه گیری شده در ایران، (شکل ۱- الف)، در جفت مرزهای شمالی و شرقی ایران نسبت به اوراسیا به صفر می رسند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) که نشان می دهد قسمت اعظم کوتاه شدگی قاره ای در مرزهای سیاسی کشور محصور است و بیشترین دگرشکلی در رشته کوه های زاگرس در جنوب و غرب ایران و کوه های البرز و کپه داغ در شمال و شمال شرق متمرکز است. نتیجه حرکت رو به شمال فلات ایران نسبت به غرب افغانستان (بلوک هلمند)، یک منطقه برشی راست بر در شرق ایران است که در جنوب عرض جغرافیایی  $34^\circ \text{N}$  روی گسل های راست بر شمالی - جنوبی اطراف منطقه دشت لوت به نام های آبیژ، نهندان، گوک و نی بند جذب می شود (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ جنوب ریگان ( $M_w$  ۶/۵)، در ساعت ۲۲:۱۲ (زمان محلی) در یک منطقه کویری در

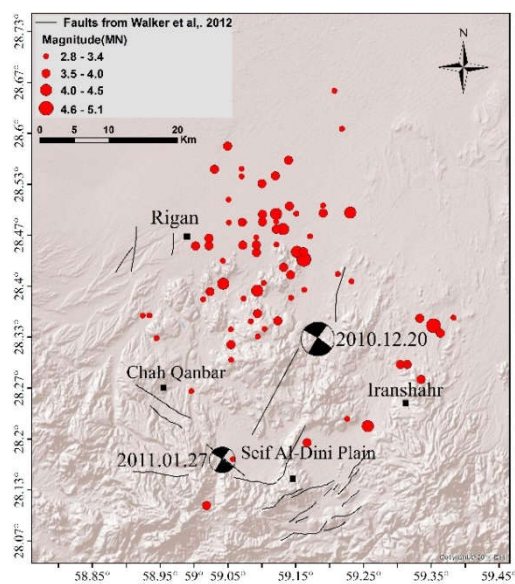
داده شدند (میسونت و همکاران، ۱۹۹۳). استفاده از تداخل سنجی راداری تصاویر رادار با دریچه مصنوعی کمک شایانی به مشاهده فاز پس لرزه ای و تشخیص سازوکار مسبب آن در سال های اخیر داشته است. پلتزر و همکاران (۱۹۹۸) برای زمین لرزه ۱۹۹۲ لندرز با استفاده از تداخل سنجی راداری روی تصاویر ERS-1، دگرشکلی پس لرزه ای را تشخیص دادند و با استفاده از مدل سازی جابه جایی به دست آمده و تغییر نسبت پواسونی از مقدار  $0.27$  به  $0.31$  به ترتیب از جامد به مایع، سازوکار بازگشت پورو الاستیک را برای اولین بار مسبب دگرشکلی مشاهده شده معرفی کردند. در بین همه مطالعات پس لرزه ای، سازوکار پس لغزش رایج ترین سازوکار مسبب دگرشکلی های فاز پس لرزه ای است. برای مثال، باریت و همکاران (۲۰۰۸) با استفاده از تصاویر رادار با دریچه مصنوعی و تصاویر نوری، دگرشکلی حین زلزله و فاز پس لرزه ای مربوط به زمین لرزه ۲۷ سپتامبر ۲۰۰۳ آلتای  $M_w$  7.2 را مطالعه کردند. برای مشاهده فاز پس لرزه ای، ابتدا دو تداخل نگار از تصاویر ماهواره انویست تشکیل شد که پوشش زمانی سه ساله داشتند. برای مدل سازی سازوکار پس لغزش، مدل اکادا (۱۹۸۵) به کار برده شد. آنها از مدل نیم فضای همگن و مدل گسل به دست آمده در فاز حین زلزله استفاده کردند و نتیجه گرفتند سازوکار پس لغزش باعث بیشترین جابه جایی پس لرزه ای در راستای خط دید ماهواره شده است.

در این مطالعه برای بررسی فاز پس لرزه ای، زلزله ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ با بزرگای  $M_w$  ۶/۵ انتخاب شده است. این زلزله در منطقه بیابانی جنوب ریگان در استان کرمان در جنوب شرق ایران اتفاق افتاده است. واکر و همکاران (۲۰۱۳) با استفاده از مطالعات زلزله شناسی و تداخل سنجی راداری، دگرشکلی حین زلزله را مطالعه کردند و برای زمین لرزه ۲۰۱۰، لغزش ۱/۳ متری را روی یک گسل تقریباً عمودی راست بر با زاویه امتداد ۲۱۰ درجه گزارش

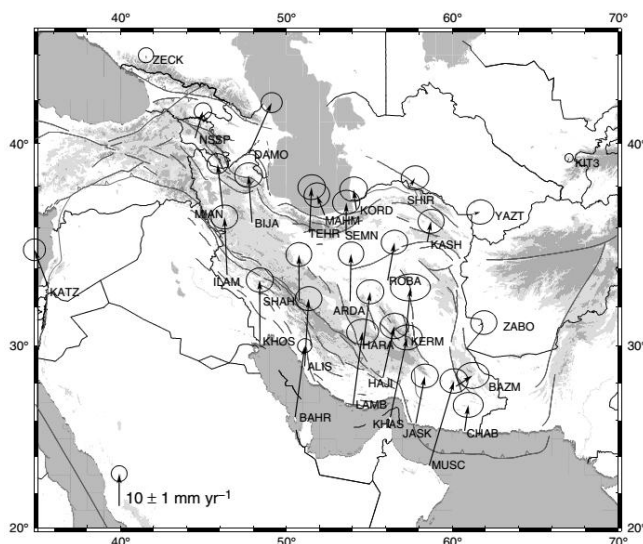
کویری به نام دشت نرمشیر در جنوب دشت لوت رخ‌دادند. دشت نرمشیر از جنوب با رشته‌کوه‌های شهسواران در جنوب ریگان هم‌مرز است. در رشته کوه‌های شهسواران، دنباله‌ای از سنگ‌های رسوبی و توده‌های گرانیتی با سن کرتاسه یا پالئوزوئیک در شیب‌های مرکزی و جنوبی برونزد دارد (بربریان، ۱۹۹۰ و نوگل سادات، ۱۹۹۶). شیب‌های شمالی کوه‌های شهسواران از سنگ‌های آتشفشانی از ائوسن تا عصر کنونی تشکیل شده‌اند (بربریان، ۱۹۹۰ و آقائباتی، ۱۹۹۲). رومرکز زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ در یک دشت آبرفتی سیف‌الدینی قرار گرفته‌است.

موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران پنج روز بعد از زمین‌لرزه ۲۰۱۰، تعداد ۷۶ پس‌لرزه با بزرگای بیش از ۲/۵ گزارش کرده است که نشانه وجود فاز پس‌لرزه‌ای بعد از زمین‌لرزه است. رومرکز این پس‌لرزه‌ها در شکل ۱-ب دیده می‌شود (واکر و همکاران، ۲۰۱۳، ملکی و همکاران ۱۳۹۱، رضا و همکاران، ۱۳۹۳). در این مطالعه، برای

۶۰ کیلومتری شهر کوچک ریگان در استان کرمان در جنوب شرقی ایران رخ‌داد (شکل ۱-ب). این زمین‌لرزه در بم، ایرانشهر، خاش و زاهدان احساس شد. تلفات زلزله، چهار کودک یک خانواده در دهکده کوچک چاه‌قنبر بود. زلزله قابل توجه دوم ( $M_w 6/2$ ) همان منطقه کویری را در ساعت ۱۲:۰۹ به وقت محلی در ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ لرزاند. رومرکز این زمین‌لرزه‌ها به همراه گسل‌های منطقه (اقتباس از واکر و همکاران ۲۰۱۳) در شکل ۱-ب آورده شده است. این دو زمین‌لرزه در مکانی قرار داشتند که قبلاً در آن گسل‌های فعال کمی شناخته شده بودند و بیشتر به‌عنوان بلوک بدون دگرشکلی در زون برخورد اوراسیا-عربی تلقی می‌شد (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). این زمین‌لرزه‌ها تنها رویدادهای مخرب رخ‌داده در گسل‌های ناشناخته این منطقه نبودند؛ زمین‌لرزه ویرانگر ۲۳ دسامبر ۲۰۰۳ بم با ۳۰۰۰۰ کشته نیز بر روی گسل ناشناخته راست‌الغز در دشت جنوبی بم رخ‌داده‌است. زمین‌لرزه‌های ۲۰۱۱ و ۲۰۱۰ جنوب ریگان در یک دشت کم‌جمعیت



(ب)



(الف)

شکل ۱. (الف) بردارهای سرعت GPS نسبت به اوراسیا برگرفته از ورنانت و همکاران (۲۰۰۴)، (ب) منطقه مورد مطالعه. توپک‌ها نشان‌دهنده رومرکز زمین‌لرزه‌های ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ و دایره‌های قرمز نشان‌دهنده پس‌لرزه‌های رخ‌داده ۵ روز پس از زمین‌لرزه ۲۰۱۰ هستند. خطوط سیاه رنگ، گسل‌های منطقه برگرفته از واکر و همکاران (۲۰۱۳) هستند.

Elevation Model) حذف یا تصحیح می‌کنند و در نهایت فاز تغییر شکل زمین  $\phi_{def}$  به دست می‌آید. تداخل‌سنجی وقتی کاربرد موفقی دارد که خط‌مبنای زمانی بین برداشت‌ها کوتاه باشد، ولی در کاربردهای مربوط به دگرشکلی‌های با نرخ کوچک، شکاف‌های زمانی بزرگ بین برداشت‌ها وجود خواهد داشت. این محدودیت‌ها سبب می‌شود تا روش تداخل‌سنجی به تنهایی، ابزاری کامل جهت نظارت و اندازه‌گیری اعوجاجات سطح زمین و تغییرات توپوگرافی نباشد. تابه‌حال روش‌های متنوعی برای مطالعه تحول زمانی دگرشکلی منتشر شده است ولی در حال حاضر دو روش کلی جهت غلبه بر این محدودیت‌ها و تحلیل سری زمانی تداخل‌نگار وجود دارد: روش کوتاه‌ترین خط‌مبنا (SBAS: Small Baseline Subset) (براردینو و همکاران، ۲۰۰۲) و روش پراکنش‌کننده دائمی (PS: Persistent Scatterer) (فرتی و همکاران، ۱۹۹۹). در این پژوهش، از روش کوتاه‌ترین خط‌مبنا استفاده شده است که در ادامه توضیح داده می‌شود. برای تولید تداخل‌نگار در روش کوتاه‌ترین خط‌مبنا، تنها زوج تصاویری استفاده می‌شوند که مؤلفه خط‌مبنای عمودی آنها از مقدار بحرانی خط‌مبنا کوتاه‌تر و همزمان خط‌مبنای زمانی آنها نیز کمینه باشد. بنابراین با توجه به مقادیر مدنظر برای خط‌مبنای زمانی و مکانی، شبکه‌ای از تداخل‌نگارها تشکیل شده و مقادیر فاز اندازه‌گیری شده برای هر تداخل‌نگار به دست می‌آیند (شکل ۲). برای به دست آوردن مقادیر فاز هر پیکسل در زمان، معادله ماتریسی زیر تشکیل می‌شود (براردینو و همکاران، ۲۰۰۲):

$$A\varphi = \delta\varphi, \quad (2)$$

که  $A$  ماتریس ضرایب،  $\varphi$  فاز مجهول هر پیکسل در طول زمان و  $\delta\varphi$  فاز اندازه‌گیری شده برای هر تداخل‌نگار است. با اعمال روش کمترین مربعات روی این معادله

مشاهده و اندازه‌گیری مقادیر فاز پس‌الرزهای و مدل‌سازی گسل‌های مسبب این دگرشکلی‌ها، از تکنیک تداخل‌سنجی راداری استفاده شد. در ادامه تصاویر تداخل‌سنجی راداری مورد استفاده، نحوه پردازش و نتایج پردازش شرح داده می‌شود.

### ۳ تکنیک تداخل‌سنجی راداری

تداخل‌سنجی راداری (InSAR) مخفف کلمه Interferometric Synthetic Aperture Radar است. تصاویر تداخل‌سنجی، از راداری با دید جانبی به دست می‌آیند که در طول حرکت، سطح زمین را با سیگنال‌های مایکروویو جاروب می‌کند. سیگنال‌های دریافتی به صورت اعداد مختلط متشکل از دامنه و فاز ذخیره می‌شوند. اساس کار روش تداخل‌سنجی، استفاده از اطلاعات فاز سیگنال بازتابی از زمین است؛ به نحوی که تغییرشکل‌های ایجادشده در سطح زمین، سبب تغییر فاز بین دو تصویر راداری جمع‌آوری شده از منطقه‌ای مشابه در دو زمان مختلف می‌شود. با بررسی این اختلاف فاز و مدل‌سازی آن، تغییرشکل زمین کمی‌سازی می‌شود (میسونت و همکاران، ۱۹۹۸).

با کم کردن فازهای دو تصویر رادار با درجه مصنوعی که در دو زمان مختلف از یک منطقه گرفته شده، تداخل‌نگار (Interferogram) تولید می‌شود. در حالت کلی، فاز یک تداخل‌نگار از مؤلفه‌های زیر تشکیل شده است (هانسن، ۲۰۰۱):

$$\Delta\phi = \phi_{flatten} + \phi_{topo} + \phi_{def} + \phi_{noise}, \quad (1)$$

که  $\phi_{flatten}$  فاز زمین مرجع،  $\phi_{topo}$  فاز حاصل از توپوگرافی،  $\phi_{def}$  فاز تولید شده از دگرشکلی منطقه و  $\phi_{noise}$  فاز نوفه است. در پردازش رادار با درجه مصنوعی و تشکیل تداخل‌نگار، فاز زمین مرجع را با اطلاعات مداری و فاز توپوگرافی را با مدل رقومی ارتفاع زمین (Digital

چهارچوب‌های استفاده شده به همراه گسل‌های منطقه و مکان رویداد دو زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ نشان داده شده است. نرم‌افزار به کار برده شده برای پردازش داده‌ها، نرم‌افزار Envi و افزونه SARscape® است. داده‌های توپوگرافی استفاده شده برای اصلاح اثر توپوگرافی در مراحل پردازشی تداخل‌سنجی، داده رقومی ماهواره راداری ناسا (SRTM: Shuttle Radar Topography Mission) با قدرت تفکیک ۹۰ متر است. با در نظر گرفتن پارامترهای مناسب برای خط‌مبنای مکانی و زمانی، شبکه تداخل‌نگارها طوری تشکیل می‌شود که بین آنها کمترین فاصله زمانی (۴۵ روز) و بیشترین فاصله مکانی (۸۰۰ متر) برقرار باشد (شکل ۲). در این شبکه، محور افقی نشان‌دهنده زمان برداشت تصاویر و محور قائم، فاصله خط‌مبنای عمودی بین برداشت‌ها است. در شکل ۳، نقاط سبز رنگ

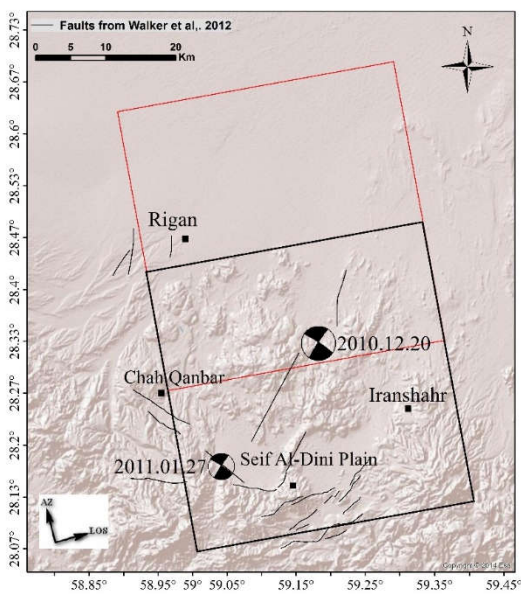
وارون‌سازی انجام می‌شود و مقادیر فاز مجهول در طول زمان به صورت زیر به دست می‌آیند (منکه، ۱۹۸۹):

$$\varphi = A^{\#} \delta\varphi, \quad A^{\#} = (A^T A)^{-1} A^T. \quad (3)$$

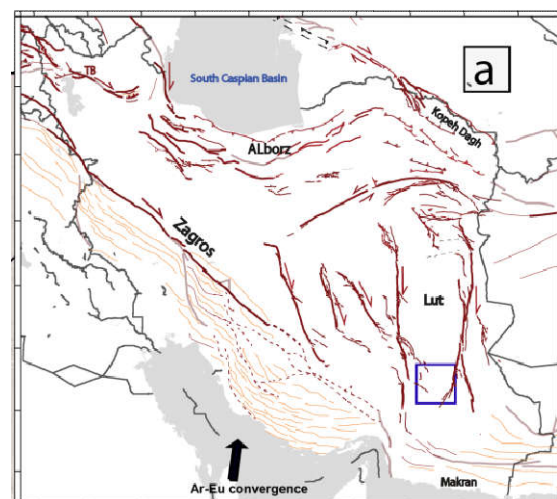
با به دست آوردن فاز هر پیکسل در طول زمان، می‌توان میانگین سرعت دگرشکلی را نیز برای هر پیکسل به دست آورد.

#### ۴ پردازش تصاویر راداری

در این پژوهش، از ۳۰ تصویر مسیر بالاگذر (Ascending) مجموعه ماهواره (COSMO\_SkyMed: Constellation of small Satellites for the Mediterranean basin Observation) در باند X استفاده شده است. پوشش زمانی تصاویر، از ۴ فوریه تا ۱۵ جولای ۲۰۱۱ است. در تصاویر استفاده شده، دو چهارچوب بالا و پایین منطقه دگرشکلی با هم ترکیب شده و چهارچوب بزرگ‌تری با پوشش مکانی وسیع به دست آمده است. در شکل ۲

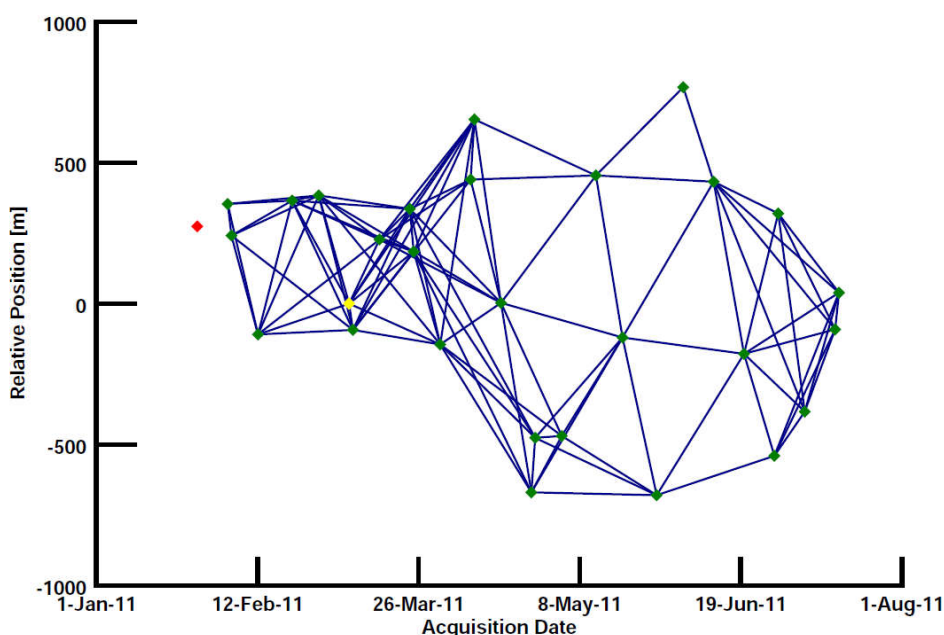


(ب)



(الف)

شکل ۲. الف) گسل‌های فعال ایران. مربع آبی نشانگر منطقه مطالعاتی در این مقاله است. ب) نقشه منطقه مورد مطالعه به همراه گسل‌های برگرفته از مقاله واکر و همکاران (۲۰۱۳). ترکیب دو فریم قرمز و مشکی کاملاً منطقه تحت تأثیر دو زلزله را پوشش می‌دهد. توپک‌ها، سازوکارهای دو زمین‌لرزه اصلی ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ هستند.



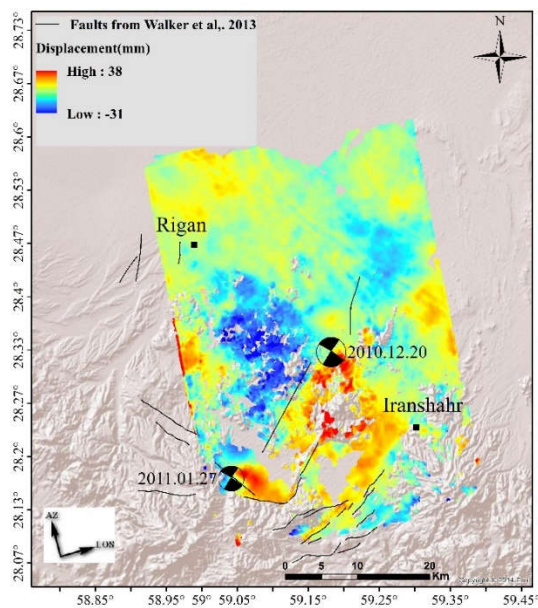
شکل ۳. شبکه گراف تداخل نگارها. در این شکل، محور افقی نشان‌دهنده زمان برداشت تصاویر و محور قائم خط‌مبنای عمودی است. هر یک از نقاط، نشان‌دهنده تصاویر ورودی و هر خط بین این نقاط به منزله تداخل نگار تشکیل شده از دو تصویر است. نقطه زرد رنگ، تصویر پایه اصلی است. تعداد ۱۰۹ تداخل نگار از این شبکه گراف به دست آمده است.

شبکه گراف و تحلیل سری زمانی روی آنها، در نهایت نقشه جابه‌جایی در راستای خط دید ماهواره به دست آمد (شکل ۴). در این نقشه، خطوط مشکی گسل‌های منطقه و توپک‌ها سازوکارهای دو زمین‌لرزه اصلی ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ هستند. بنابراین فاز پس‌لرزه‌ای بعد از زمین‌لرزه ۲۰۱۰ وجود داشته و آزاد شدن تنش در ماه‌های پس از آن همچنان ادامه داشته است. در این نقشه، رنگ قرمز نشان‌دهنده نقاط نزدیک شده به ماهواره در راستای خط دید (راستای خط دید با برداری به اسم LOS در نقشه نشان داده شده است) و رنگ آبی حاکی از دور شدن از ماهواره در همان راستا است. تغییر رنگ مشاهده شده نشان‌دهنده سازوکار راست‌بر بودن جابه‌جایی‌های فاز پس‌لرزه‌ای مشاهده شده است. برای پی‌بردن به مدت زمان آزاد شدن تنش بعد از زمین‌لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و مدت زمان دگرشکلی‌های فاز پس‌لرزه‌ای، سری زمانی برای بلوک‌های دو طرف گسل رسم شد که در شکل ۴-ب

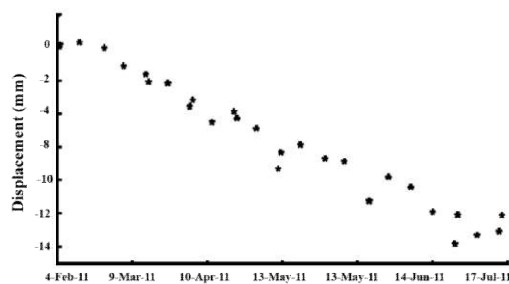
نشان‌دهنده تصاویر استفاده شده در پردازش هستند. نقطه زرد رنگ، تصویر پایه اصلی و نقطه قرمز رنگ، تصویر حذف شده از پردازش‌ها به دلیل همزمانی با پس‌لرزه ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ است. خط متصل‌کننده دو نقطه (یا دو تصویر) در این شکل، به منزله تشکیل یک تداخل نگار است.

پس از تشکیل تداخل نگارها، به ترتیب تصحیح اثر فاز توپوگرافی، تصحیح اثر فاز زمین مسطح و عملیات بازیابی فاز انجام شد سپس تحلیل سری زمانی برای به دست آوردن میزان جابه‌جایی، سرعت میانگین و نقشه‌های سری زمانی انجام شد. در گام بعد، تصاویر زمین مرجع شدند و نقشه میدان جابه‌جایی به دست آمده از تحلیل سری زمانی در سیستم مختصات ماهواره به سیستم مختصات زمینی ژئودتیک تبدیل شد.

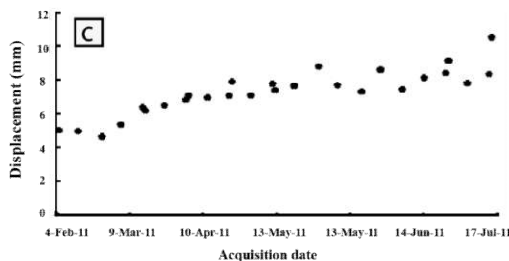
با انجام دادن مراحل وارون‌سازی SBAS (توصیف شده در بخش ۳) روی تداخل نگارهای تشکیل شده از



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۴. (الف) جابه‌جایی منطقه در راستای خط دید ماهواره (LOS). رومرکز زمین‌لرزه‌ها برگرفته از مطالعه واکر و همکاران (۲۰۱۳) و خطوط سیاه رنگ گسل‌های منطقه هستند. رنگ قرمز در نقشه سمت راست نشان‌دهنده نزدیک شدن به ماهواره در راستای خط دید آن است و رنگ آبی دور شدن از ماهواره را نشان می‌دهد. سازوکار راست‌بر بودن گسل مسبب این دگرشکلی‌ها از روی شکل به‌وضوح دیده می‌شود. (ب) سری زمانی میدان جابه‌جایی برای ناحیه جنوب شرق گسل که سیگنال قرمز دارد. (ج) سری زمانی میدان جابه‌جایی برای ناحیه شمال غرب گسل که سیگنال آبی دارد. محور افقی تاریخ برداشت تصویر و محور عمودی میزان جابه‌جایی به میلی‌متر است. با گذشت حدود ۵ ماه از اولین تصویر (۴ فوریه ۲۰۱۱)، میزان جابه‌جایی پوسته زمین ادامه یافته است و مقدار جابه‌جایی فاز پس‌لرزه‌ای به ۸ میلی‌متر می‌رسد.

مشاهده می‌شود. محور افقی، تاریخ برداشت تصویر و محور عمودی، میزان جابه‌جایی به میلی‌متر است. در هر دو سری زمانی با گذشت ۵ ماه از اولین تصویر (۴ فوریه ۲۰۱۱)، جابه‌جایی دو طرف گسل که به مقدار ۸ میلی‌متر می‌رسد، همچنان ادامه یافته است.

## ۶ تعیین توزیع لغزش روی صفحه گسل

پس از مشاهده فاز پس‌لرزه‌ای، برای پی‌بردن به پارامترهای چشمه آن، میزان و توزیع لغزش بر روی صفحه گسلی مسبب بررسی شد. یکی از مدل‌های کاربردی استفاده شده برای پیش‌بینی جابه‌جایی سطحی حاصل از یک زمین‌لرزه، یک جاخوردگی (Dislocation) برشی در گسل مستطیلی متناهی است که مدل اکادا نام دارد (اکادا، ۱۹۸۵). در این مدل، گسل مستطیلی در نیم‌فضای الاستیک، همگن و همسانگرد در نظر گرفته می‌شود که با یک جاخوردگی برشی لغزش می‌کند. در این مطالعه، طی دو مرحله از مدل‌سازی مستقیم و وارون برای به‌دست آوردن مشخصات صفحه گسل مسبب و توزیع لغزش روی آن استفاده می‌شود. در مرحله اول، مدل‌سازی مستقیم برای تعیین مشخصات صفحه گسل با توزیع لغزش یکنواخت (Uniform Slip Modeling) روی صفحه گسل صورت گرفته و در مرحله دوم، با مدل‌سازی وارون و با ثابت در نظر گرفتن پارامترهای چشمه، توزیع لغزش (Distributed Slip Modeling) روی صفحه گسل محاسبه می‌شود. قبل از انجام مدل‌سازی، برای افزایش سرعت، به نمونه‌برداری نقطه‌ای (Downsampling) جابه‌جایی حاصل از تداخل‌سنجی راداری نیاز است. برای این مطالعه، الگوریتم نمونه‌برداری براساس الگوریتم الگوی تغییر شکل انجام شد. در این روش، نقاط قرار گرفته در محدوده تغییر شکل، با تفکیک بیشتر و نقاط بدون تغییر شکل با تفکیک کمتری نمونه‌برداری می‌شوند. در این تحقیق، برای نمونه‌برداری از دو چندضلعی استفاده شد که

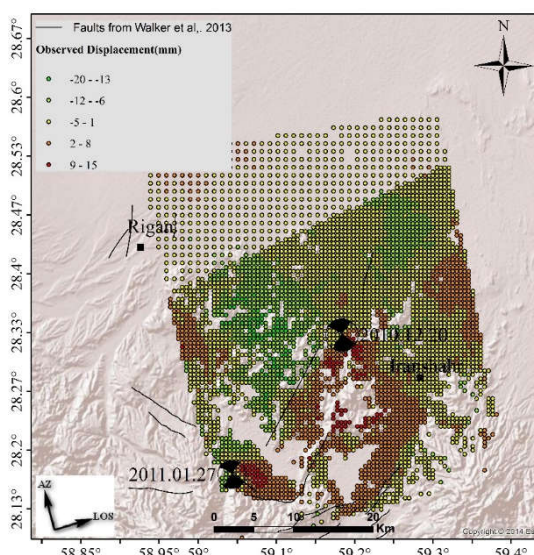


مطالعه واکر و همکاران (۲۰۱۳)، پارامترهای گسل محاسبه شدند. در جدول ۱ مقادیر به دست آمده برای پارامترهای چشمه لرزه‌ای به همراه انحراف معیار هر پارامتر دیده می‌شود. در ادامه، برای به دست آوردن توزیع لغزش روی صفحه گسل، مدل‌سازی وارون با استفاده از پارامترهای به دست آمده از مدل‌سازی مستقیم برای چشمه لرزه‌ای انجام شد. در این مطالعه، گسل در راستای طول و عرض، به تکه‌های ۱ کیلومتری تقسیم شد و در نتیجه ۷۷۰ تکه در صفحه گسل ایجاد شد. پس از اجرای برنامه و رسیدن به کمترین باقی‌مانده بین مشاهده و مدل، صفحه گسلی با توزیع لغزش متغیر روی آن به دست آمد. در شکل ۶ نتیجه جابه‌جایی به دست آمده از مدل‌سازی وارون و مقدار باقی‌مانده بین مشاهده و مدل دیده می‌شود. همان‌طور که از مقادیر جابه‌جایی مشاهده می‌شود، نقشه-های جابه‌جایی مدل‌سازی (شکل ۶) و مشاهده شده (شکل ۵) بسیار به هم نزدیک‌اند. صفحه گسلی به دست آمده از این مدل‌سازی در شکل ۷ آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، توزیع لغزش  $1 \pm 0.2$  متری در عمق حدود ۱۰ کیلومتری یعنی در مکان گسیختگی اولیه زمین‌لرزه (مدل شده توسط واکر و همکاران (۲۰۱۳)) و همچنین در لبه‌های گسل متمرکز شده است. لبه‌های گسل جاهایی هستند که گسیختگی اصلی در آنها متوقف می‌شود و پس‌لرزه‌های بعدی در آنها رخ می‌دهند.

جدول ۱. پارامترهای چشمه لرزه‌ای به دست آمده از مدل‌سازی مستقیم.

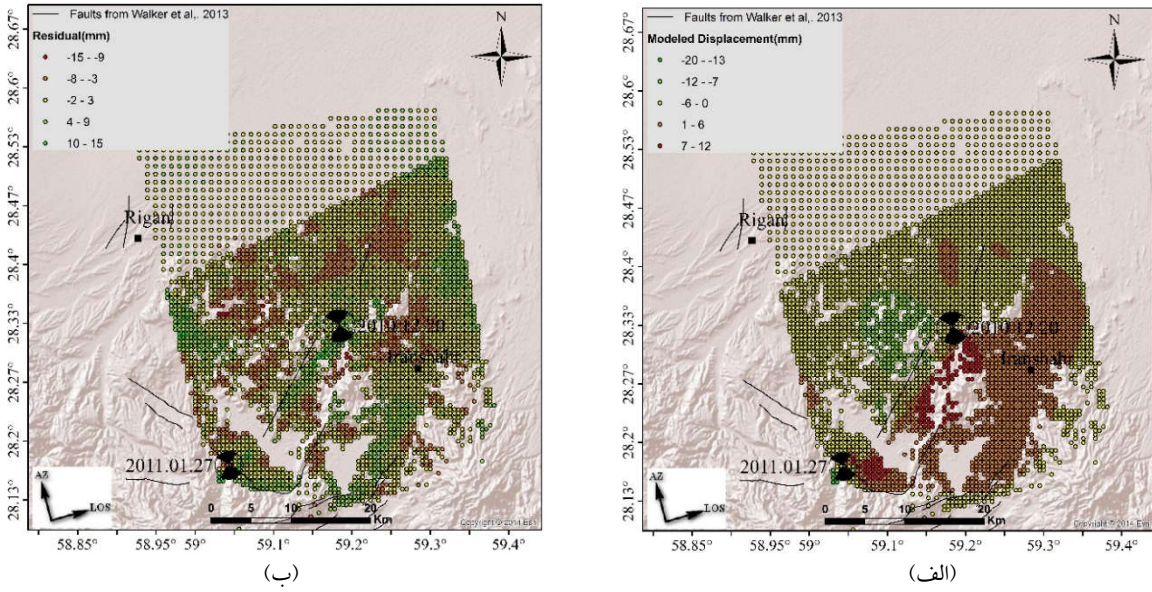
| پارامتر چشمه      | مقدار به دست آمده برای صفحه گسل |
|-------------------|---------------------------------|
| طول گسل (کیلومتر) | $35 \pm 5/0$                    |
| عرض گسل (کیلومتر) | $22 \pm 5/0$                    |
| عمق گسل (کیلومتر) | $22 \pm 2/0$                    |
| شیب گسل (درجه)    | $87 \pm 1$                      |
| امتداد گسل (درجه) | $217 \pm 2$                     |
| مختصات شرق (متر)  | $711000/0 \pm 1000$             |
| مختصات شمال (متر) | $3130000/0 \pm 1000$            |
| ریک (درجه)        | $160 \pm 2$                     |

یکی منطقه بزرگ و دیگری منطقه دگرشکلی را پوشش می‌داد. تفکیک چندضلعی کوچک‌تر و نزدیک منطقه دگرشکلی، ۵۰۰ متر و تفکیک چندضلعی بزرگ‌تر، ۱۰۰۰ متر انتخاب شد. در شکل ۵ نقشه نمونه‌برداری شده دیده می‌شود که نقشه مشاهده برای مدل‌سازی است. در این نقشه، گسل‌های منطقه برگرفته از مطالعه واکر و همکاران (۲۰۱۳) و سازوکارهای دو زمین‌لرزه ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱ دیده می‌شود.

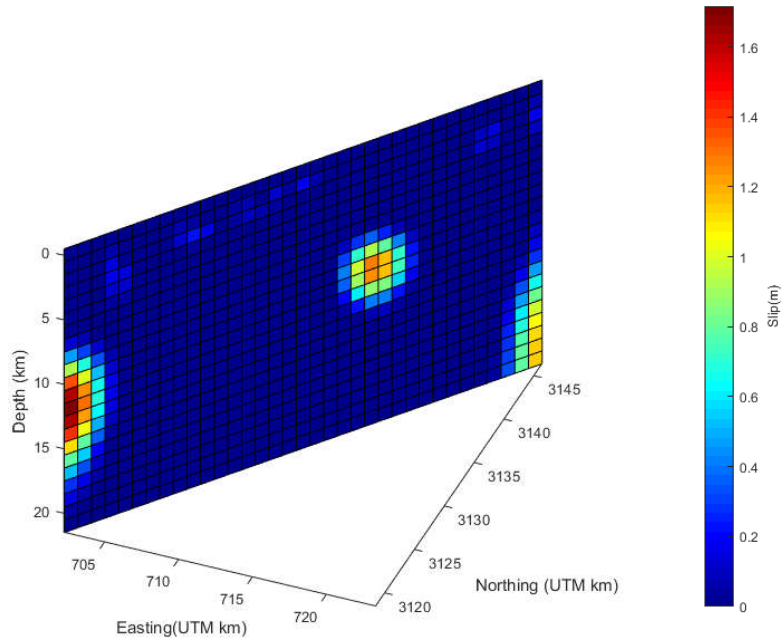


شکل ۵. نقاط نمونه‌برداری شده از جابه‌جایی مشاهده شده.

در این مطالعه، برای بازتولید چشمه لرزه‌ای، ابتدا فرض شد که تمام پارامترهای چشمه ناشناخته هستند و برای هر پارامتر، بازه‌ای با کمترین و بیشترین مقدار در نظر گرفته شد. با تکرار مدل‌سازی مستقیم در محیط جستجو برای پارامترهای گسل و مقایسه جابه‌جایی محاسبه شده و مشاهده شده، بازه پارامترها کوچک‌تر شد. همچنین با ثابت در نظر گرفتن برخی پارامترها، می‌توان با سرعت بیشتری به نتایج دست یافت. در این پژوهش، ابتدا با تعریف بازه برای مجهولات، تکرار برنامه و سپس با ثابت در نظر گرفتن برخی پارامترها با استفاده از نتایج



شکل ۶. (الف) جابه‌جایی مدل‌سازی شده با وارون‌سازی خطی، (ب) مقدار باقی‌مانده بین جابه‌جایی مشاهده شده و مدل‌سازی شده با وارون‌سازی خطی.



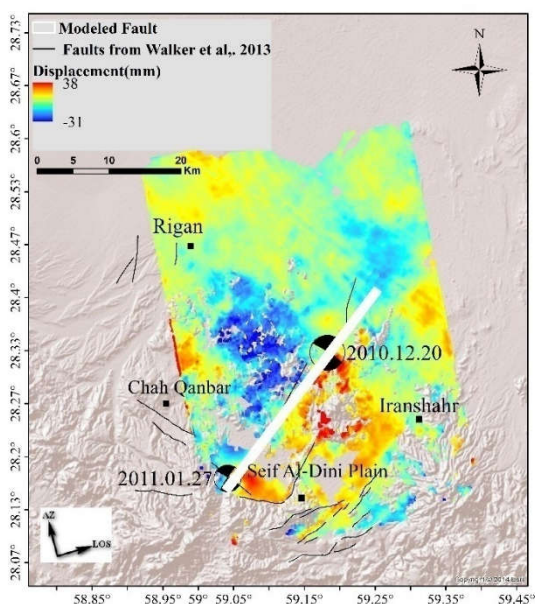
شکل ۷. توزیع لغزش در تکه‌های مختلف گسل مسبب فاز پسالزهای زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان.

### ۵ بحث و بررسی

ماهواره COSMO-SkyMed، فاز پسالزهای بعد از زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان مشاهده شد (شکل ۴). سری زمانی به‌دست آمده برای دو بلوک واقع در دو طرف

در مطالعه حاضر، با استفاده از روش تداخل‌سنجی راداری و اعمال روش کوتاه‌ترین خط‌مبنا (SBAS) روی تصاویر

۰/۶ متری، زیر گسیختگی اصلی در صفحه گسلی مشاهده شد (یانگماتو و همکاران، ۲۰۱۲). در مطالعه زمین لرزه ۲۰۰۹ لاکویلا (L'Aquila) (ایتالیا)  $M_w$  ۶/۳ با استفاده از تداخل سنجی راداری، GPS و مقایسه توزیع لغزش بین مرحله حین زلزله و پس از زلزله دیده شد که پس از لغزش، در لبه های زبری های روی گسل (asperity) در مرحله حین زلزله آغاز (trigger) شده است (چلونی و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۸ تصویر سطحی گسل مدل سازی شده با رنگ سفید به همراه گسل های اقتباس شده از واکر و همکاران (۲۰۱۳) و نقشه جابه جایی فاز پس از زلزله.

## ۶ نتیجه گیری

با استفاده از روش تداخل سنجی راداری و اعمال روش کوتاه ترین خط مینا (SBAS) روی تصاویر ماهواره COSMO-SkyMed، فاز پس از زلزله بعد از زمین لرزه ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ ریگان بررسی و مشاهده شد که آزاد شدن تنش بعد از این زلزله هنوز به صورت کامل انجام نشده است و فاز پس از زلزله وجود دارد. تحلیل سری زمانی این تصاویر ماهواره ای نشان می دهد که با گذشت ۵ ماه بعد از

گسل نشان می دهد که بعد از زمین لرزه و با گذشت زمان، جابه جایی بیشتر می شود و در بازه زمانی ۵ ماهه برداشت تصاویر، به مقدار تقریبی ۸ میلی متر می رسد. بنابراین آزاد شدن تنش پس از پنج ماه از وقوع زلزله اصلی، تقریباً تمام شده و وارد مرحله میان لرزه ای و انباشت کرنش می شود. نحوه تغییر رنگ تصویر جابه جایی پس از زلزله در شکل ۴- الف نشان می دهد آزاد شدن تنش، سبب می شود جابه جایی های پس از زلزله ای در امتداد جابه جایی های حین زلزله ادامه یابند؛ به این معنی که بلوک شمالی گسل مسبب زلزله ۲۰۱۰ (با سازوکار حرکتی راست بر) همچنان به حرکت راست بر خود ادامه می دهد. واکر و همکاران (۲۰۱۳)، که مرحله حین زلزله را با تداخل سنجی راداری مدل سازی کرده اند، توزیع لغزشی به مقدار ۲ متر در عمق ۵ کیلومتری به دست آورده اند در حالی که در این مطالعه، توزیع لغزش  $1 \pm 0.2$  متری در عمق ۱۰ کیلومتر برای مرحله پس از زلزله ای به دست آمده است (شکل ۷). لغزش مشاهده شده در لبه قسمت جنوب غربی گسل می تواند زمین لرزه ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ ریگان را ایجاد (trigger) کرده باشد. تصویر سطحی این گسل مدل سازی شده با رنگ سفید به همراه گسل های اقتباس شده از واکر و همکاران (۲۰۱۳) در شکل ۸ دیده می شود.

چنین پس از لغزشی در بیشتر مطالعات برای فاز پس از زلزله ای مشاهده شده است. برای مثال، در زمین لرزه ۱۹۹۷ مانی (Manyi)،  $M_w$  ۷/۶، که ۷ متر لغزش با سازوکار چپ بر روی یک گسل ۲۰۰ کیلومتری رخ داده بود، با استفاده از تداخل سنجی راداری، سازوکار پس از لغزش زیر گسیختگی اولیه زلزله با مقدار ۰/۷۲ متر بعد از سه سال دیده شد (ریدر و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین ۲ سال بعد از زمین لرزه ۲۰۰۱ کوکو کیلی  $M_w$  ۷/۸ در شمال تبت با گسیختگی چپ بر ۸ متری در گسل ۴۰۰ کیلومتری، با استفاده از سری زمانی تداخل سنجی راداری، فاز پس از زلزله ای بیشینه ۸ سانتی متری با سازوکار پس از لغزش

- interferograms: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, **40**(11), 2375-2383.
- Berberian, M., 1990. Geological Quadrangle Map of Jazmurian, 1:250,000, in: F. Vahdati Daneshmand (Compiler). Geological Survey of Iran, K13, Tehran, Iran.
- Bürgmann, R., Ergintav, S., Segall, P., Hearn, E. H., McClusky, S., Reilinger, R. E., ... & Zschau, J. (2002). Time-dependent distributed afterslip on and deep below the Izmit earthquake rupture. Bulletin of the Seismological Society of America, **92**(1), 126-137.
- Cheloni, D., Giuliani, R., D'Anastasio, E., Atzori, S., Walters, R. J., Bonci, L., and Stefanelli, G., 2014, Coseismic and post-seismic slip of the 2009 L'Aquila (central Italy) M<sub>w</sub> 6.3 earthquake and implications for seismic potential along the Campotosto fault from joint inversion of high-precision levelling, InSAR and GPS data: Tectonophysics, **622**, 168-185.
- Ferretti, A., Prati, C., and Rocca, F., 1999, Permanent scatterers in SAR interferometry: Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999, IGARSS'99 Proceedings, IEEE 1999 International, **3**, 1528-1530.
- Fialko, Y., 2004, Evidence of fluid filled upper crust from observations of post-seismic deformation due to the 1992 M<sub>w</sub> 7.3 Landers earthquake, Journal of Geophysical Research, Solid Earth, **109**(B8).
- Freed, A. M., Bürgmann, R., & Herring, T. (2007). Far-reaching transient motions after Mojave earthquakes require broad mantle flow beneath a strong crust. Geophysical Research Letters, **34**(19). doi:doi:10.1029/2007GL030959.
- Hanssen, R. F., 2001, Radar Interferometry, Data Interpretation and Error Analysis: Springer Science and Business Media.
- Hsu, Y. J., Simons, M., Avouac, J. P., Galetzka, J., Sieh, K., Chieh, M., Natawidjaja, D., Prawirodirdjo, L., and Bock, Y., 2006, Frictional afterslip following the 2005 Nias-Simeulue earthquake, Sumatra: Science, **312**, 1921-1925.
- Italiana, A. S., 2007, Cosmo-skymed system description and user guide: ASI-CSM-ENG-RS-093-A.
- Jónsson, S., Zebker, H., Segall, P., and Amelung, F., 2002, Fault slip distribution of the 1999 M<sub>w</sub> 7.1 Hector Mine, California earthquake, estimated from Satellite Radar and GPS
- زمین‌لرزه، میزان جابه‌جایی‌ها ادامه یافته و به مقدار تقریباً ۸ میلی‌متر می‌رسد. نتیجه مدل‌سازی فاز پسالرزه‌ای، بیانگر رخداد لغزش دوباره در زیر محل گسیختگی زلزله در عمق ۱۰ کیلومتری است. بنابراین سازوکار «پس‌لغزش» گسل را می‌توان به عنوان سازوکار مسبب دگرشکلی‌های پسالرزه‌ای بعد از این زمین‌لرزه معرفی کرد.
- منابع
- رضا، م.، عباسی، م.، جوان دولویی، غ.، و سدیدیخوی، ا.، ۱۳۹۳، شناسایی گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان (کرمان) و سازوکار کانونی آن براساس تحلیل پس‌لرزه‌ها: مجله ژئوفیزیک ایران، **۸**(۱)، ۵۹-۷۰.
- ملکی، و.، شمالی، ظ. ح.، حاتمی، م.، ر.، ۱۳۹۱، مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه اصلی ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان M<sub>n</sub> = 6.5 و پس‌لرزه‌های حاصل از آن به روش غیرخطی: مجله ژئوفیزیک ایران: **۶**(۴)، ۹۶-۱۱۱.
- Aghanabati SA (1992) Map of metamorphic rocks of Iran (1:2,500,000). Geological survey of Iran.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes: Cambridge University Press.
- Barbot, S., Fialko, Y., and Bock, Y. (2009). Postseismic deformation due to the Mw 6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress driven creep on a fault with spatially variable rate and state friction parameters. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **114**(B7).
- Barbot, S., Hamiel, Y., & Fialko, Y. (2008). Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 Mw7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology: Journal of geophysical research: solid earth, **113**(B3). doi:doi:10.1029/2007JB005063.
- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., and Sansosti, E., 2002, A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR

- Seismological Society of America, **58**(6), 1955-1973.
- Thatcher, W., & Pollitz, F. F. (2008). Temporal evolution of continental lithospheric strength in actively deforming regions. *GSA Today*, **18**(4-5), 4-11. doi:10.1130/GSAT01804-5A.1
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., and Bayer, R., 2004, Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, **157**(1), 381-398.
- Walker, R., Bergman, E., Elliott, J., Fielding, E., Ghods, A. R., Ghorraishi, M., and Oveisi, B., 2013, The 2010–2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran: *Geophysical Journal International*, **193**(1), 349-374.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(4), 974-1002.
- Wen, Y., Li, Z., Xu, C., Ryder, I., & Bürgmann, R. (2012). Postseismic motion after the 2001 MW 7.8 Kokoxili earthquake in Tibet observed by InSAR time series. *Journal of geophysical research: solid earth*, **117**(B8). doi:doi:10.1029/2011JB009043
- Nogol-e-Sadat, A.A., 1996. Geological Quadrangle Map of Iranshahr, 1:250,000 scale, in: M.R. Sahandi (Compiler). Geological Survey of Iran, L13, Tehran, Iran
- measurements: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(4), 1377-1389, doi:10.1785/0120000922.
- Marone, C. J., Scholz, C. H., and Bilham, R., 1991, On the mechanics of earthquake afterslip: *Journal of Geophysical Research*, **96**, 8441-8542.
- Massonnet, D., and Feigl, K. L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface: *Reviews of Geophysics*, **36**(4), 441-500.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, G., Feigl, K., and Rabaute, T., 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry: *Nature*, **364**(6433), 138-142.
- Menke, W. (1989) *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. 1st Edition, Academic Press, San Diego, 289.
- Okada, Y., 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **75**(4), 1135-1154.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., and Hudnut, K., 1998, Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **103**(B12), 30131-30145.
- Pollitz, F. F., Peltzer, G., and Bürgmann, R., 2000, Mobility of continental mantle: Evidence from post-seismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake: *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **105**(B4), 8035-8054.
- Ryder, I., Parsons, B., Wright, T. J., and Funning, G. J., 2007, Post-seismic motion following the 1997 Manyi (Tibet) earthquake, InSAR observations and modelling: *Geophysical Journal International*, **169**(3), 1009-1027.
- Smith, S. W., and Wyss, M., 1968, Displacement on the San Andreas fault subsequent to the 1966 Parkfield earthquake: *Bulletin of the*

## Studying post-seismic deformation 2010 $M_w$ 6.5 Rigan earthquake in SW Iran using InSAR

Meysam Amiri<sup>1</sup>, Zahra Mousavi<sup>2\*</sup>, and Khalil Motaghi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Ph. D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor, Earth science faculty, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

(Received: 24 September 2017, Accepted: 02 September 2018)

### Summary

On 20 December 2010, an earthquake with  $M_w$  6.5 occurred in Rigan, a small town in the desert south of Bam city. The earthquake epicenter was in a low population area so, luckily, it caused only few casualties. Five days later 76 aftershocks reported by Iranian Seismological Center (ISC). On 27 January 2011, another earthquake ( $M_w$  6.2) stroke an area at  $\sim 20$  km southwest of the first earthquake. Bam earthquake  $M_w$  6.6 occurred in 2003 with 40,000 victims is one of the deadliest earthquakes in Iran which is located in shear zones at southeast Iran. Considering the active faults distribution of the region and aftershocks of the 2010 Rigan earthquake encouraged us to better investigate and model the post-seismic deformation related to the 2010 earthquake. Post-seismic studying provides information about rheology of the surrounding region and improves our knowledge about the strain release after the earthquake. In this study, COSMO-SkyMed (from Italian Space Agency, ASI) images spanning the temporal interval between 27 January 2011 and 15 July 2011 are used to investigate the post-seismic deformation following both earthquakes. We applied the Small Baseline Subset (SBAS) algorithm for images to obtain the post-seismic mean velocity map and the relative deformation time series. 109 interferograms, post-seismic mean velocity map and the relative deformation time series obtained Mean velocity map shows that displacements of post-seismic phase are right lateral strike slip same as co-seismic mechanism. Time series analysis reveals a clear post-seismic signal exponentially increasing with time until reaching the rate of more than 8 mm/year which indicates the end of post-seismic phase and following inter-seismic phase, starts with steady stress accumulation. Later, we modeled the post seismic signal considering a dislocation on a finite fault in an elastic and homogeneous half-space that are the assumptions for the Okada (1985) model. Post-seismic results modeled by adopting a two-step approach: (1) a non-linear inversion performed to constrain the fault geometry parameters and considering a uniform slip, then (2) a linear inversion performed to retrieve the slip distribution on the fault plane previously obtained. The fault plane is split into  $1 \times 1$  km patches along strike and down-dip. Determining fault parameters and slip distribution by Okada model, indicates that the slip is concentrated in downdip of the coseismic depth with 1.2 m slip and also at the edges of the coseismic asperity. This slip distribution indicates that “afterslip” is the mechanism for post-seismic deformation of the Rigan earthquake.

**Keywords:** Rigan earthquake, post-seismic phase, InSAR, mean deformation velocity, time series analysis

\*Corresponding author: