Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

بررسی اثر جهت دید ماهواره در شناسایی بهینه پارامترهای گسل مسبب زلزله اسفند ۱۳۸۳ زرند، مبتنی‌بر روش تداخل‌سنجی راداری

محمدصادق پاکدامن[1*]، زینب گلشادی[2]، مهدی رضاپور[3]

۱- گروه سنجش‌ازدور و **GIS**، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

۲- موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

۳- موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

دریافت: ۱۷/ ۱۰/ ۱۳۹۶ پذیرش: ۱۵/ ۰۵/ ۱۳۹۷

چکیده

در تاریخ ۴ اسفند ۱۳۸۳ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی M_W=۶/۵ زرند کرمان را به لرزه درآورد. درک ویژگی و استخراج پارامترهای گسل مسبب این زمین‌لرزه و تعیین و تحدید ارقام، به‌منظور دستیابی به رقم اعتمادبرانگیز از این پارامترها مسئله عددی بسیاری از محققین است. داده‌های ماهواره‌ای راداری به جهت برخورداری از تکنیک برداشت در دو گذر متفاوت (روبه‌بالا و پایین) قادرند اطلاعات متفاوتی از شرایط فیزیکی و هندسی یک گسل ارائه دهند؛ این خود امکان استخراج بهینه پارامتر گسل مسبب زمین‌لرزه را فراهم می‌آورد. بدین‌منظور با استفاده از روش کاتوره‌ای گسل محدود و شبیه‌سازی شتاب‌نگاشت مصنوعی، پارامترهای گسل مسبب در هر مدار به دست آمد و نتایج هر ایستگاه، در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، با مقادیر مشاهده‌ای مقایسه گردید. نتایج نشان داد کمترین میزان اختلاف بیشینه شتاب ثبت‌شده در هر مدار، به نتایج به‌دست‌آمده از مدل‌سازی پارامترهای ماهواره‌های مدار پایین‌گذر به میزان ٪۵/۳۶، در مقایسه با مدار بالاگذر به میزان ٪۷/۵۱ تعلق داشت. بدین ترتیب می‌توان گفت دسته پارامترهای گسل محاسبه‌شده برای زلزله مذکور، از داده‌های مدار پایین‌گذر دقت بالاتری نسبت به داده‌های مدار بالاگذر دارند.

واژگان کلیدی: زرند، InSAR، جنبش نیرومند زمین.

* نویسنده مسئول: Pakdaman.rs@gmail.com

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۱- مقدمه

مطالعه گسل‌های فعال به‌منظور شناخت فیزیک زلزله‌ها و بهبود امکان پیش‌بینی آن‌ها موضوع موردتوجه محققین علوم زمین است. ازطرفی امکان برآورد تغییر شکل سطحی زمین توسط مشاهدات راداری با دقت بالا (شریفی‌کیا، ۱۳۹۶؛ شریفی‌کیا، ۱۳۹۱) و ثبت شتاب‌نگاشت[1]های مربوط به یک زلزله، مرجع‌های مناسبی برای بررسی پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی را فراهم کرده است. جابجایی صفحات گسلی که ممکن است به‌صورت امتدادلغز و یا شیب‌لغز و یا ترکیبی از این‌دو باشد، می‌تواند به سطح زمین برسد و خود را به‌صورت جابجایی در سه جهت نشان دهد. این جابجایی با استفاده از مشاهدات ماهواره‌های راداری و روش تداخل‌سنجی رادار روزنه مصنوعی[2] قابل‌اندازه‌گیری است. ازاین‌روش برای ترسیم تغییرشکل‌های ایجادشده در سطح زمین در اثر زلزله می‌توان استفاده کرد (اکادا[3]، ۱۹۸۵). مدل‌های متفاوتی به‌منظور برآورد تغییر شکل سطح زمین با معلوم‌بودن ویژگی‌های هندسی گسل مسبب زمین‌لرزه و چگونگی و میزان نابرجایی اتفاق‌افتاده بر سطح گسل ارائه شده است (طالبیان[4] و همکاران، ۲۰۰۶).

به‌منظور استخراج مقادیر مربوط به پارامترهای گسل، با درنظرگرفتن فرضیاتی در مورد رفتار و خصوصیات لیتوسفر منطقه اطراف گسل، می‌توان از میدان جابجایی به‌دست‌آمده از مشاهدات راداری به‌عنوان مسئله مقدار مرزی مدل‌های الاستیک و ویسکوالاستیک بهره جست و با حل معکوس به پارامترهای ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه دست یافت. جابجایی در سطح زمین ناشی از تغییر شکل صورت گرفته در کانون زلزله است. مدل‌سازی این جابجایی، ما را در جهت شناخت پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه یاری می‌کند. این پارامترها شامل امتداد، شیب، ریک، موقعیت جغرافیایی، طول، عرض، عمق و لغزش در صفحه گسل است که علاوه بر اینکه نوع گسل را برای ما آشکار می‌سازد، ویژگی‌های ساختارهای مؤثر بر زمین‌ساخت منطقه که از دسترس خارج هستند را نیز مشخص می‌کند (نیسن[5] و همکاران، ۲۰۱۰).

پژوهش حاضر با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، دودسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند کرمان به‌دست می‌آورد. برای به‌دست‌آوردن بهترین پارامترها برای گسل مسبب زمین‌لرزه، از داده‌های شتاب‌نگاشت استفاده شد.

1- Accelerometer
2- Synthetic Aperture Radar Interferometrery
3- Okada
4- Talebian
5- Nissen

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

یکی از روش‌های مطالعه زمین‌لرزه‌ها با استفاده از شتاب‌نگاشت‌ها، شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین[1] می‌باشد. بزرگی زمین‌لرزه، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج برشی، سرعت گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهایی هستند که برای شبیه‌سازی موردنیاز می‌باشند. در این پژوهش، دودسته پارامتر گسل مسبب زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرند استان کرمان با بزرگی M_W=۶/۵ که با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در دور مدار بالاگذر[2] و پایین‌گذر[3] ماهواره به‌دست‌آمده، به‌عنوان ورودی برنامه شبیه‌سازی مورداستفاده قرار گرفت و نتایج شبیه‌سازی با شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده توسط ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن به روش کاتوره‌ای گسل محدود[4] موردبررسی و مقایسه قرار گرفت. اساس روش کاتوره‌ای بر این اصل استوار است که می‌توان مدل‌های ارائه شده برای طیف دامنه حرکات زمین را با توجه به تصادفی‌بودن حرکات با فرکانس بالا ترکیب نمود. مدل گسل محدود یک ابزار مهم برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی مرکز زمین‌لرزه‌های مهم به‌شمار می‌رود. در روش گسل محدود، شبیه‌سازی حرکات تعدادی زمین‌لرزه کوچک ناشی از ریزگسل‌ها که تشکیل‌دهنده یک گسل می‌باشند، به‌عنوان روشی برای پیش‌بینی حرکات در میدان نزدیک مطرح گردیده است. در این تحقیق پس از دستیابی به دودسته پارامتر (مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر ماهواره) برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند استان کرمان، با استفاده از روش گسل محدود، شتاب‌نگاشت‌های مربوط به دودسته پارامتر شبیه‌سازی شدند و درنهایت با شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن مقایسه و بهترین دسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند ارائه شدند.

درنهایت اهداف این پژوهش به‌صورت زیر قابل بیان است:

- به‌دست‌آوردن دودسته پارامتر برای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند ۱۳۸۳ استان کرمان با استفاده از مشاهدات تداخل سنجی راداری در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر؛
- استفاده از نتایج تداخل سنجی راداری به‌عنوان داده‌های ورودی برای مدل‌سازی مستقیم داده‌های شتاب‌نگاشت مصنوعی؛
- مقایسه نتایج مدل‌سازی شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری و مقایسه آن با داده‌های مشاهده‌ای؛
- بررسی اثر دید ماهواره در شناسایی پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند استان کرمان.

1- Strong Ground Motion Simulation
2- Ascending
3- Descending
4- Stochastic Finite Fault

Archive of SID

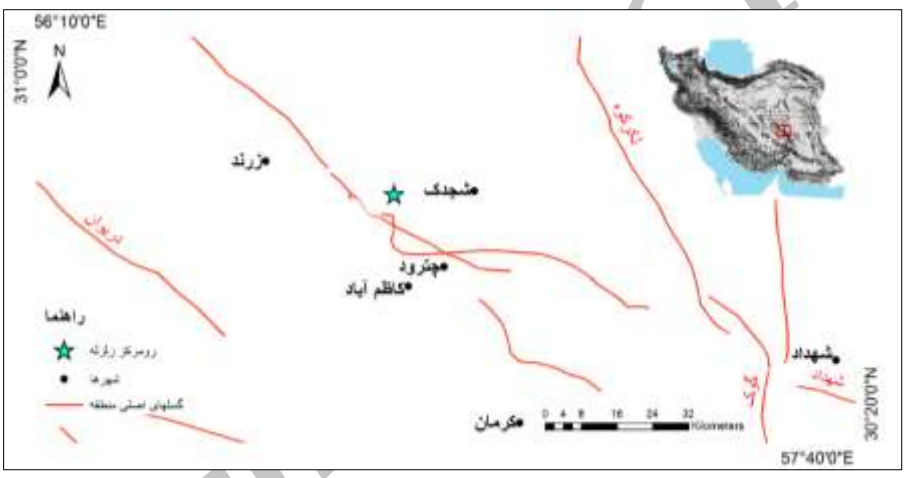
www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۲- روش تحقیق

شهرستان زرند در استان کرمان، یکی از مناطق زلزله‌خیز محسوب می‌شود که متأثر از ده‌ها گسل مختلف است که از گسل کوهبنان آغاز و این گسل‌ها به‌سمت کرمان و شهرستان‌های جنوبی کشیده می‌شود.

در ساعت ۰۵:۵۵:۲۳، سه‌شنبه ۴ اسفند ۱۳۸۳ (۲۲ فوریه ۲۰۰۵، ساعت ۰۲:۲۵:۲۳) زمین‌لرزه‌ای با بزرگی M_W=۶/۵ منطقه زرند کرمان را به لرزه درآورد. مرکز این زمین‌لرزه در مختصات °۳۰/۷۵۴ شمالی و °۵۶/۸۱۶ شرقی ثبت گردیده است. این زمین‌لرزه در ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگار به ثبت رسید. رومرکز زمین‌لرزه در شرق شهرستان زرند و در غرب روستای هجدک قرار دارد (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه منطقه موردبررسی به همراه گسل‌های اصلی در منطقه و محل مرکز زلزله

این منطقه دارای زلزله‌های تاریخی فراوانی در ۱۰۰۰ سال گذشته بوده است (امبرسیز و ملویل[1]، ۲۰۰۵). براساس داده‌های GPS در این منطقه صفحه عربستان به‌سمت اوراسیا با نرخ ۲±۲۲ میلی‌متر در سال در مسیر N13°E همگراست (ورنانت[2] و همکاران، ۲۰۰۴). با توجه به این جابجایی، تغییر شکل و لرزه‌خیزی در مرزهای بلوک‌های ایران مرکزی و لوت متمرکز شده است (واکر[3] و همکاران، ۲۰۰۳). تغییرات مشاهده‌شده در مطالعات میدانی مربوط به این زمین‌لرزه، پیچیدگی فراوانی را در انتشار گسیختگی گسل نشان می‌دهد (جعفری و موسوی[4]،

1- Ambraseys & Melville
2- Vernant
3- Walker
4- Jafari & Moosavi

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۲۰۰۸). زارع[1] (۲۰۰۵) فعال‌شدن این گسل را مربوط به فعالیت دوباره گسل داهویه نسبت می‌دهد که درنهایت به گسل کوه‌بنان می‌رسد. طالبیان و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از امواج حجمی لرزه‌ای، تداخل‌سنجی رادار و بررسی‌های میدانی منبع این زمین‌لرزه را موردبررسی قرار دادند. طبق این تحقیقات این گسل، گسلی معکوس با امتداد شرقی غربی است که به‌سمت شمال شیبی به‌اندازه ۶۰ درجه دارد و در عمق ۱۰ کیلومتری قرار دارد.

براساس تحقیقات صورت گرفته توسط نیسن و همکاران (۲۰۱۴) عمق مرکز گسیختگی این گسل حدود ۲ کیلومتر از عمق به‌دست‌آمده از تداخل‌سنجی رادار (طالبیان و همکاران، ۲۰۰۴) کمتر است. نیکنام[2] و همکاران (۲۰۰۷) پارامترهای منبع این زلزله اعم از جهت صفحه گسل، هندسه، نقطه گسیختگی، افت تنش و میانگین لغزش را با استفاده از تابع تجربی گرین (ایریکورا، ۱۹۸۶) به دست آوردند. در این پژوهش از داده‌های جنبش نیرومند زمین (BHRC) استفاده شد. براساس تخمین پراکندگی عمق ریزلرزه‌ها، با توجه به شبکه‌های لرزه‌ای محلی، ضخامت زون لرزه‌خیز در این منطقه حداکثر ۲۰ کیلومتر تخمین زده شد (نعمتی و قیطانچی[3]، ۲۰۱۱). نعمتی[4] و همکاران (۲۰۱۵) با استفاده از توزیع پس‌لرزه‌های این منطقه، عمق ۱۶/۵ کیلومتر را برای گسل مسبب این زمین‌لرزه به دست آورند. روح‌اللهی[5] و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از معکوس‌سازی شکل موج جنبش نیرومند زمین در میدان نزدیک تاریخچه گسلش و توزیع لغزش را به دست آوردند.

زعفرانی[6] و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از روش کاتوره‌ای گسل محدود (برسنو و آتکینسون[7]، ۱۹۹۷)، جنبش نیرومند زمین را پس از این زلزله شبیه‌سازی کرد و پارامترهای گسل مسبب این زمین‌لرزه را به دست آوردند. ماهانی[8] و همکاران (۲۰۰۷) سعی کردند که جنبش نیرومند زمین را شبیه‌سازی کنند و پس‌ازآن پارامترهای مربوط به گسل را به دست آورند. آن‌ها نتیجه گرفتند که شکست گسل از غرب به شرق و با شیب ۶۰ درجه به‌سمت شمال است و درواقع گسلی معکوس با مؤلفه امتدادلغز است.

1- Zare
2- Nicknam
3- Nemati & Gheitanchi
4- Nemati
5- Rouhollahi
6- Zafarani
7- Beresnev & Atkinson
8- Mahan

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۲-۱- حل مسئله معکوس با استفاده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری به‌منظور مدل‌سازی گسل مسبب زمین‌لرزه

۲-۱-۱- داده‌ها و مشاهدات تداخل‌سنجی راداری ناشی از رویداد ۱۳۸۳/۱۲/۴ زرند

پوشش وسیع و قدرت تفکیک مکانی مناسب تصاویر راداری و دقت قابل‌قبول، روش تداخل‌سنجی راداری را به‌عنوان ابزار نیرومندی برای مطالعه پدیده‌های مختلف ژئودینامیکی همچون زمین‌لرزه، فرونشست، زمین‌لغزش و غیره مطرح کرده است؛ اما به هر صورت این روش محدودیت‌هایی مانند حساسیت بالا به عدم همبستگی فاز تصاویر، بازیابی فازها[1] و اندازه‌گیری در جهت خط دید ماهواره را دارد. از طرفی، به این دلیل که این روش قادر به‌اندازه‌گیری حداکثر جابه‌جایی نسبی بین دونقطه متناظر، به‌اندازه نصف طول‌موج حاصله برای یک فرینج است، ممکن است بعضی فرینج‌ها در مکانی که گرادیان جابه‌جایی بیش از نصف یک طول‌موج است، از دست برود (ماسونت و فیگل[2]، ۱۹۹۸). در این تحقیق از میدان جابجایی به‌دست‌آمده از مشاهدات تداخل‌سنجی راداری در راستای خط دید ماهواره به‌صورت ۲ تصویر بالاگذر و دو تصویر پایین‌گذر استفاده می‌شود (جدول ۱). در شکل ۲ محدوده برداشت[3] تصاویر مورداستفاده برای تعیین جابجایی آورده شده است.

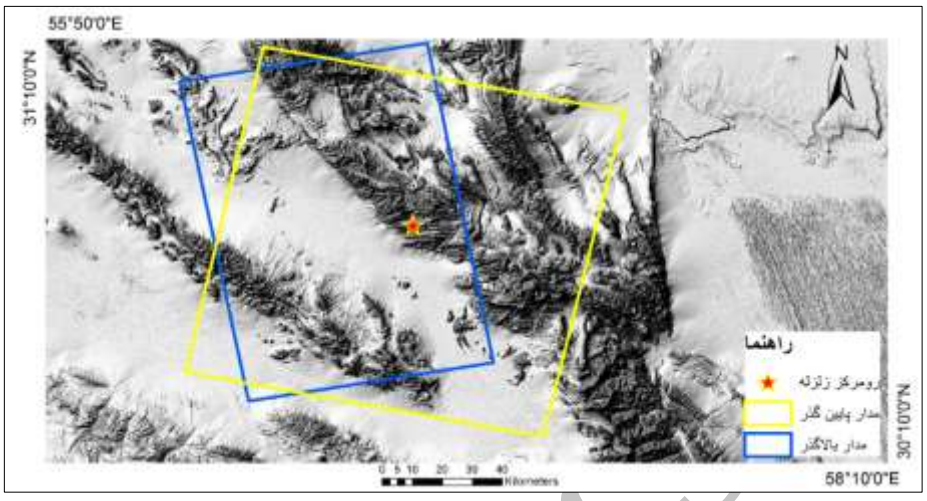
جدول ۱: مشخصات تصاویر مورداستفاده برای به‌دست‌آوردن جابجایی بالاگذر و پایین‌گذر

	نام ماهواره	سنجنده	طول‌موج راداری	مدار تصویربرداری ماهواره	تاریخ تصویربرداری
۱	ENVISAT	ASAR	C	ASC	۱۳۸۳/۱۱/۱۸
۲	ENVISAT	ASAR	C	ASC	۱۳۸۳/۱۲/۲۳
۳	ENVISAT	ASAR	C	DSC	۱۳۸۳/۱۱/۱۷
۴	ENVISAT	ASAR	C	DSC	۱۳۸۴/۰۱/۰۴

1- Phase Unwrapping
2- Massonnet & Feigl
3- Footprint

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018



شکل ۲: محدوده اثر تصاویر مورداستفاده مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر در منطقه موردبررسی و محل مرکز زلزله

۳- مبانی نظری تداخل‌سنجی SAR

یک تصویر SAR ماتریسی متشکل از اعداد مختلط می‌باشد. مقادیر فاز ثبت‌شده در این تصاویر با فاصله سنجنده تا هدف، توپوگرافی سطح زمین، شرایط اتمسفری، پارامترهای مداری ماهواره، جابجایی سطح زمین، پوشش سطح زمین و نویز ناشی از سنجنده ارتباط تنگاتنگی دارد. مقدار فاز (ϕ) ثبت‌شده در یک پیکسل (P) تصویر راداری را می‌توان به چهار مؤلفه جزئی تقسیم‌بندی نمود (فرتی[1]، ۲۰۱۴):

$$\phi(P) = \varphi + \frac{4\pi}{\lambda} r + a + \upsilon \qquad [۱]$$

- φ : مقدار فازی که به موقعیت و ماهیت هر پراکنش‌کننده[2] وابسته است که اغلب به فاز انعکاسی[3] مشهور است.
- $4\pi r/\lambda$: شامل مهم‌ترین مقدار فاز در تحلیل تداخل‌سنجی است، که به فاصله سنجنده تا هدف (r) و طول‌موج (λ) وابسته می‌باشد.
- a : مقدار نویز فاز در اثر اغتشاشات اتمسفری (یونوسفر و تروپوسفر) می‌باشد که بیشتر توسط عواملی مانند بخار آب و بارندگی تحت تأثیر قرار می‌گیرد. a به دلیل اثر ناچیز، معمولاً در تحلیل‌های «تداخل‌سنجی مرسوم»[1] نادیده گرفته می‌شود.

1- Ferretti
2- Scatterers
3- Reflectivity Phase

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

υ : مقدار نویز فاز از دیگر منابع احتمالی می‌باشد. از مهم‌ترین عوامل ایجاد υ نویز حرارتی حاصل از سیستم‌های سیگنال برداری راداری و متعاقباً نسبت سیگنال به نویز[۲] می‌باشد. به‌طورکلی می‌توان گفت هرگاه اکوی بازگشتی هر پالس راداری از اهداف روی سطح زمین ضعیف گردد، منجر به افزایش υ می‌شود.

حال فرض کنید از یک منطقه ثابت در دو زمان مختلف، دو تصویر SAR که از یک سنجنده با پارامترهای مداری مشخص برداشت شده است، در اختیار داریم. برای استخراج اطلاعات دقیق و کامل از هر عارضه (جابجایی یا ارتفاع) در منطقه مذکور، می‌بایست میزان اختلاف‌فاز $\Delta\phi(P)$ را در هر دو تصویر به‌صورت پیکسل به پیکسل محاسبه کنیم که اختلاف‌فاز اینترفرومتریک نامیده می‌شود (فرتی[۳]، ۲۰۱۴):

$$\Delta\phi(P) = \Delta\varphi + \frac{4\pi}{\lambda}\Delta r + \Delta a + \Delta\upsilon \qquad [۲]$$

با محاسبه اختلاف‌فاز در هر دو تصویر امکان تولید تداخل‌نما برای ما ایجاد می‌گردد. به عبارت دقیق‌تر یک تداخل‌نما یا تداخل‌نگار از ضرب مختلط مقادیر فاز تصویر اول (معروف به تصویر پایه Master) در تصویر دوم (معروف به تصویر پیرو Slave) محاسبه می‌گردد:

$$I = Z_M Z_S^* = A_M A_S e^{j(\phi_M - \phi_S)} \qquad [۳]$$

۳-۱- سناریوی مدل‌سازی فاز تداخل‌سنجی برای محاسبه جابجایی سطح زمین

در سناریوی پیش رو که هدف محاسبه جابجایی سطح زمین می‌باشد، استفاده از تصاویر چندزمانه راداری که در گذرهای مختلف ماهواره به‌دست‌آمده است، بسیار متداول می‌باشد. این نوع از تحلیل، تداخل‌سنجی با گذرهای تکرارشونده[۴] نامیده می‌شود.

اگر فرض کنیم که موقعیت «خط مبنای مکانی»[۵] سنجنده در دو زمان تصویربرداری برای تصاویر پایه و پیرو از یک منطقه ثابت صفر باشد (B=0)، ما می‌توانیم تغییرات فاز برای همه پیکسل‌های برداشت‌شده را اندازه‌گیری کنیم (**شکل ۳**). اما باید توجه داشت مقدار فاز موجود در تداخل‌نگار ($\Delta\phi_{int}$) علاوه بر فاز جابجایی سطح زمین ($\Delta\phi_{def}$)، شامل اختلاف‌فاز توپوگرافی ($\Delta\phi_{topo}$)، اختلاف‌فاز در اثر شرایط اتمسفری ($\Delta\phi_{atm}$) و اختلاف‌فاز براثر نویزهای باقیمانده ($\Delta\phi_{noise}$) می‌باشد:

1- Conventional Interferometry
2- SNR
3- Ferretti
4- Repeat Pass Interferometry
5- Normal Spatial Baseline

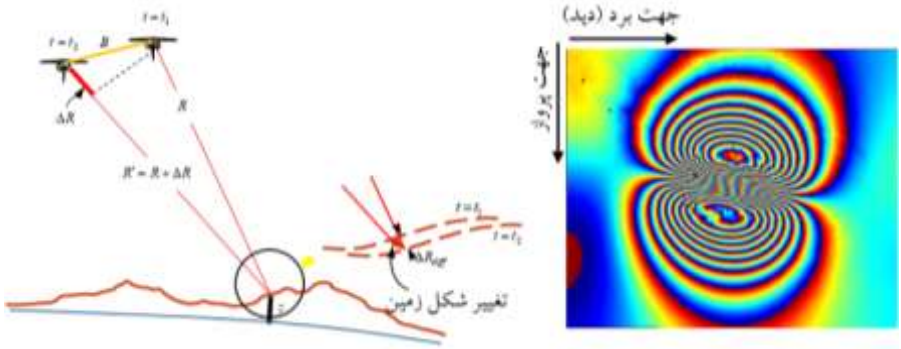
Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

$$\Delta\phi_{int} = \Delta\phi_{def} + \Delta\phi_{topo} + \Delta\phi_{atm} + \Delta\phi_{noise} \quad [۴]$$

در اینجا چون هدف بازیابی اختلاف‌فاز جابجایی زمین ($\Delta\phi_{def}$) می‌باشد می‌بایست سایر عوامل را به نحوی اصلاح و یا حذف نمود تا در انتها صرفاً اختلاف‌فاز جابجایی زمین محاسبه گردد. بدین‌منظور برای اصلاح فاز توپوگرافی ($\Delta\phi_{topo}$) سطح زمین از یک مدل ارتفاعی رقومی دقیق استفاده می‌گردد. در مورد اختلاف‌فاز در اثر شرایط اتمسفری ($\Delta\phi_{atm}$) می‌بایست این نکته را مدنظر قرارداد که در صورت امکان باید از محصولات بخارآب سایر سنجنده‌ها که حتی‌الامکان در زمان تصویربرداری SAR در دو تصویر پایه و پیرو وجود دارند، استفاده کرد و اقدام به محاسبه فاز اتمسفری[1] نمود (فرتی، ۲۰۱۴). اما در عمل دستیابی به محصولات بخار آب هم‌زمان با تصاویر SAR بسیار مشکل می‌باشد. برای حل این مشکل می‌بایست با درنظرگرفتن طول‌موج راداری مورداستفاده، تصاویر پایه و پیرو را در زمان‌هایی سفارش داد که از وضعیت فصلی مشابه و شرایط اتمسفری (ابری و بارانی بودن) مناسبی برخوردار باشند. در تحقیق پیش رو به دلیل خشک و کویری بودن منطقه، پایین بودن پوشش گیاهی و رطوبت خاک و همچنین انتخاب تصاویر فاقد ابر، به‌طورکلی می‌توان انتظار همدوسی بالا بین فازها را داشت و ز اختلاف‌فاز ایجادشده در اثر اتمسفر چشم‌پوشی کرد. اختلاف‌فاز در اثر سایر نویزهای باقیمانده معمولاً با اطلاعات مداری جانبی و یا فیلترگذاری‌های محدود و مشخص قابل اصلاح می‌باشند. پس از حذف اختلاف‌فازهای مذکور می‌توان اختلاف‌فاز باقیمانده را به جابجایی سطح زمین در اینترفروگرام نسبت داد.



شکل ۳: تداخل‌نما از فاز اینترفرومتریک، اگر خط مبنای مکانی صفر باشد (B=0) و سطح زمین دچار تغییر شکل شده باشد، تداخل‌نما مقادیر فاز غیر صفر را در ناحیه دچار تغییر شکل با سیکلی از تغییر رنگ‌ها[2] نشان می‌دهد.

1- Atmospheric Phase Screen
2- Fringe

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

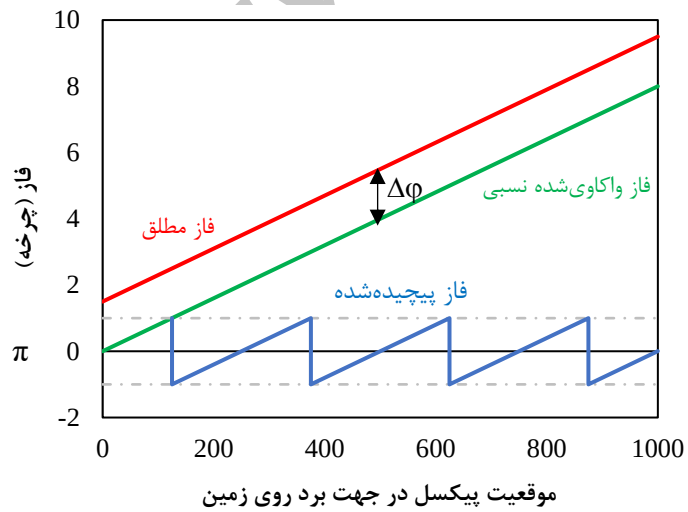
هر سیکل تغییرات رنگی در اینترفروگرام معادل جابجایی در سطح زمین به میزان نصف طول‌موج ($\lambda/2$) در راستای دید سنجنده[1] می‌باشد (ماسونت و فیگل، ۱۹۹۸). محدوده‌ای که دچار تغییر شکل شده ازلحاظ مکانی با یک الگوی مشخصی از فرینج‌ها که شبیه خطوط منحنی میزان می‌باشند، مشخص می‌شود (ماسونت و فیگل،۱۹۹۸).

فازهای محاسبه‌شده در اینترفروگرام برای هر پیسکل فازهایی Wrapped هستند که مقادیر آن بین $-\pi$ و $+\pi$ محصور شده‌اند. اما همان‌طور که می‌دانیم بالطبع پیسکل‌هایی هستند که میزان اختلاف‌فاز جابجایی در آن‌ها بیش از 2π می‌باشد. بنابراین ما نیاز داریم تعداد چرخه‌های فازهای محصور را شمرده و آن‌ها را از حالت Wrapped به Unwrapped تبدیل کنیم که در ادامه این عملیات منجر به تغییر بازه فازها از $-\pi$ و $+\pi$ به $n\pi$ می‌شود (شکل ۴). این عملیات واکاوی یا بازیابی فازها نامیده می‌شود.

پس از عملیات واکاوی فازها در هر تداخل‌نگار، حال می‌توان فازهای موجود را به میزان جابجایی سطح زمین در جهت دید سنجنده تبدیل نمود:

$$D = \frac{\emptyset_{uw} * \lambda}{-4\pi} \qquad [۵]$$

$\emptyset_{uw}$ فاز واکاوی شده و λ طول‌موج سنجنده راداری می‌باشد. مقادیر منفی حاصله برای D در معادله ۵ نشان‌دهنده دور شدن سطح زمین از سنجنده و مقادیر مثبت به معنای نزدیک شدن به ماهواره می‌باشد.



شکل ۴: مفهوم عملیات واکاوی فازها

1- Line of Sight

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۳-۲- مدل‌سازی ویژگی‌های زمین‌ساخت زمین‌لرزه زرند برمبنای مشاهدات راداری

ازآنجاکه تغییر شکل هم‌لرز زمین‌لرزه، تغییر شکلی الاستیک به‌شمار می‌آید، در این مدل‌سازی از مدل تحلیلی Okada استفاده شد (اکادا،۱۹۸۵). در مدل استاندارد اکادا فرض می‌شود که سطح زمین مسطح و متناظر با صفحه محدودشده نیم فضای الاستیک است. این مدل، جابه‌جایی سطحی ناشی از یک نابرجایی که توسط بردار لغزش روی سطح گسلی مستطیلی، مشخص می‌شود را محاسبه می‌کند. این گسل مستطیلی نیز توسط پارامترهای طول و عرض و ژرفای گسل، شیب و آزیموت آن و مختصات مرکز گسل مشخص می‌شود. در این مدل‌سازی از الگوریتم مارکوارت استفاده شده است (مارکوارت[1]، ۱۹۶۳). جدول ۲ مشخصات تداخل‌نگارهای تشکیل‌شده از داده‌های جدول ۱ در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر را نشان می‌دهد. همچنین شکل ۵ تداخل‌نگار بالاگذر و پایین‌گذر و تداخل‌نگارهای حاصل از مدل‌سازی و بردار باقی‌مانده آن‌ها را نشان می‌دهد که بیانگر برازش مناسب میدان جابه‌جایی به‌دست‌آمده از الگوریتم مارکوارت با مشاهدات تداخل‌سنجی راداری است.

جدول ۲: مشخصات تداخل‌نگارهای تولیدی

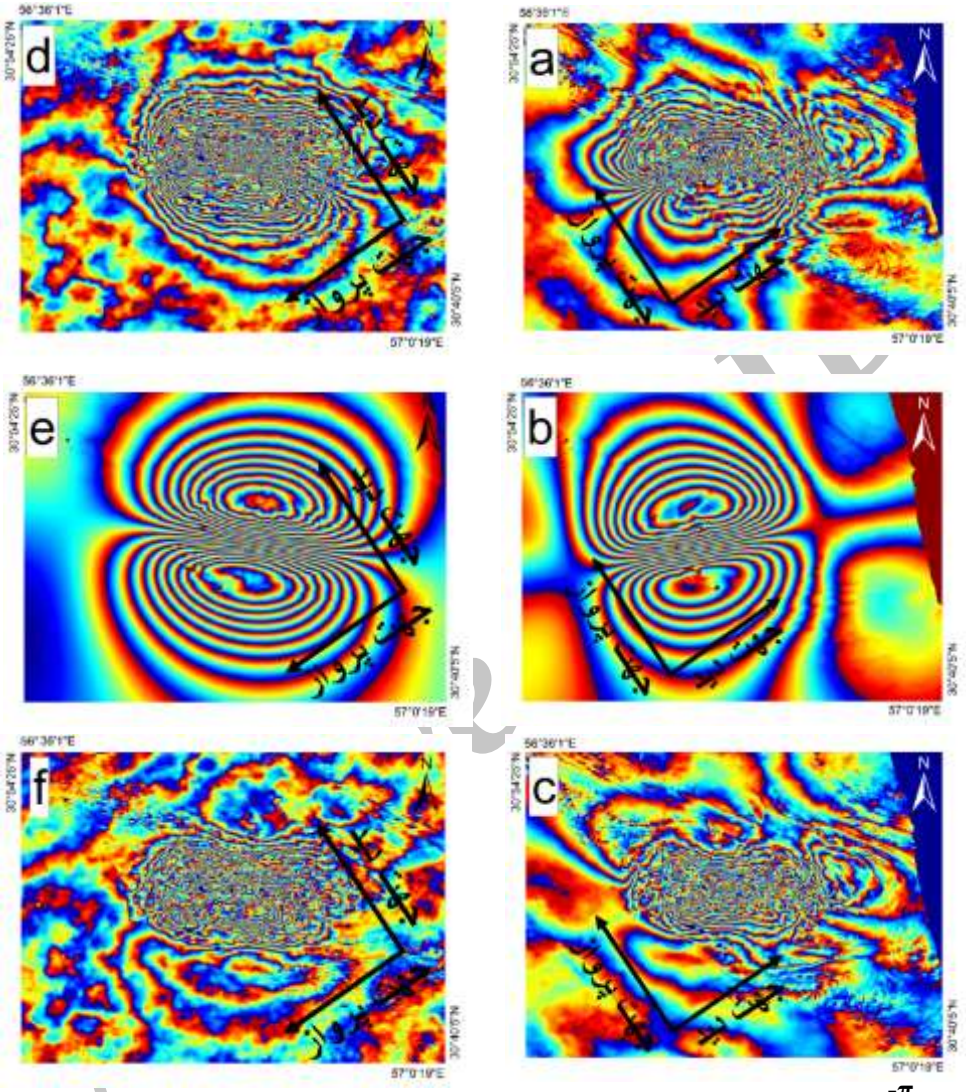
	مدار	تاریخ تصویر پایه	تاریخ تصویر پیرو	خط مبنای مکانی (متر)	فاصله زمانی (روز)	میانگین همدوسی فازها
۱	بالاگذر	۱۳۸۳/۱۱/۱۸	۱۳۸۳/۱۲/۲۳	۳۱۳	۳۵	۰/۶۱
۲	پایین‌گذر	۱۳۸۳/۱۱/۱۷	۱۳۸۴/۰۱/۰۴	۷۷	۳۵	۰/۶۴

1- Marquardt

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018



شکل ۵: راست: **a**: تداخل‌نگار مشاهده‌ای بالاگذر. **b**: تداخل‌نگار مدل‌سازی‌شده بالاگذر. **c**: خطای نسبی مدل‌سازی بالاگذر (فاز باقیمانده) چپ: **d**: تداخل‌نگار مشاهده‌ای پایین‌گذر. **e**: تداخل‌نگار مدل‌سازی‌شده پایین‌گذر. **f**: خطای نسبی مدل‌سازی پایین‌گذر (فاز باقیمانده)

پس از محاسبه جابجایی سطح از مشاهدات راداری ماهواره‌ای در دو مدار مختلف و مدل‌سازی معکوس مارکورات، پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند استان کرمان مطابق جدول ۳ گزارش شدند. همان‌گونه که مشخص است تفاوت عمده پارامترهای استخراج‌شده

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

برای گسل مسبب در دو مدار مختلف مربوط به زاویه ریک[1] گسل‌ها می‌باشد. ازاین‌رو برای بررسی صحت پارامترهای به‌دست‌آمده از مدار ماهواره نیاز به مقایسه نتایج با مقادیر ثبت‌شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاشت بوده که در بخش بعدی به تفضیل بحث خواهد شد.

به‌طورکلی در روش تداخل‌سنجی راداری جهت اندازه‌گیری جابجایی سطح زمین، هرگاه راستای جابجایی سطح زمین عمود بر جهت پرواز (موازی با جهت دید) ماهواره باشد، این روش توانایی ناچیزی در ثبت جابجایی‌های سطح زمین دارد. درحالی‌که راستای جابجایی موازی با جهت پرواز (عمود بر جهت دید) ماهواره، ایده‌آل‌ترین حالت ممکن برای اندازه‌گیری جابجایی‌های سطحی می‌باشد. با توجه به نتایج ارائه شده در شکل-۵، زاویه راستای جابجایی به‌دست‌آمده (خط شکست گسل) در شکل e (مربوط به مدار پایین‌گذر) نسبت به جهت پرواز، مقدار بسیار کمتری نسبت به زاویه راستای جابجایی به‌دست‌آمده (خط شکست گسل) در شکل b (مربوط به مدار بالاگذر) نسبت به جهت پرواز در همان مدار دارد. با توجه به استدلال بیان‌شده می‌توان انتظار نتایج حاصل از داده‌های مدار پایین‌گذر نتایج دقیق‌تری ارائه دهد.

جدول ۳: پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرند با استفاده از جابجایی‌های بالاگذر و پایین‌گذر

پارامتر	عرض (km)	طول (km)	عمق (km)	امتداد (درجه)	شیب (درجه)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ریک (درجه)	لغزش (متر)
بالاگذر	۶/۵	۱۴	۵	۲۵۶	۸۶	۴۷۸۰۸۶/۳	۳۴۰۶۴۳۷	۱۳۴	۳/۷
پایین‌گذر	۶/۵	۱۵	۵	۲۷۹	۹۰	۴۸۳۳۳۳/۴	۳۴۰۶۴۳۷	۵۵	۲/۹

۳-۳- مدل‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود

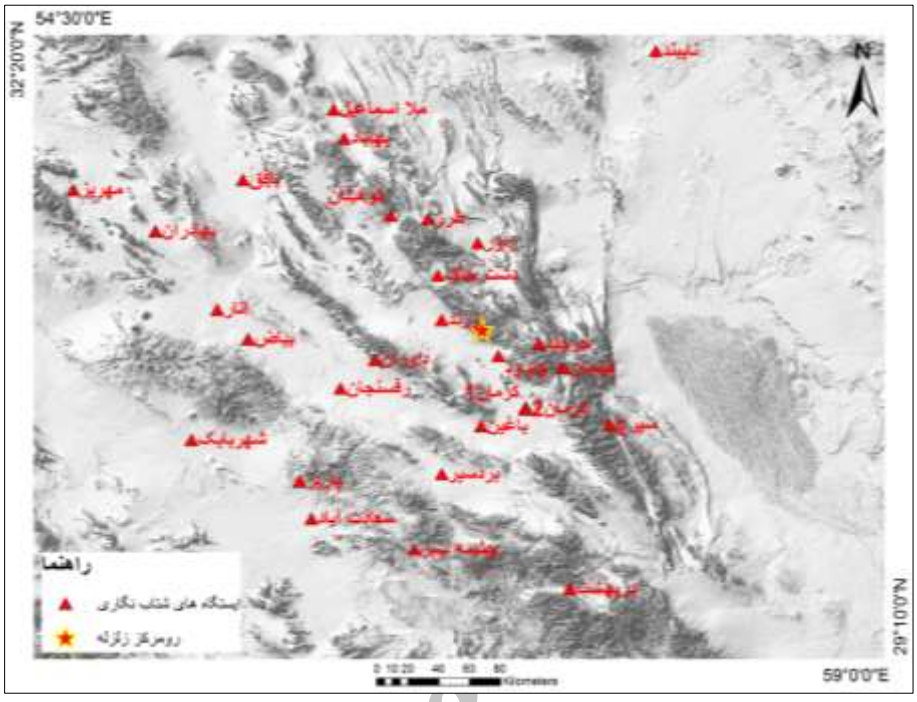
همان‌گونه که ذکر گردید، برای تعیین قطعیت پارامترهای گسل مسبب زمین‌لرزه زرند که به روش تداخل‌سنجی و مدل‌سازی آن به دست آمد و تعیین بهترین دسته پارامتر به شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و مقایسه آن با ایستگاه‌هایی که این زلزله را ثبت کرده‌اند می‌پردازیم. این زلزله توسط ۲۸ ایستگاه شتاب‌نگاری سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن ثبت شد و برای پردازش و مقایسه نتایج شبیه‌سازی مورداستفاده قرار گرفت (شکل ۶).

1- Rake

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018



شکل ۶: ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری که زلزله زرند ۱۳۸۳ را ثبت کرده‌اند به همراه موقعیت و مرکز زلزله

جنبش‌های فرکانس بالای زمین به‌صورت کاتوره‌ای رفتار می‌کنند. روش‌های کاتوره‌ای به‌صورت گسترده‌ای در پیش‌بینی جنبش‌های زمین استفاده شده‌اند. روش‌های کاتوره‌ای بر دو نوع‌اند: یک نوع از چشمه لرزه‌ای نقطه‌ای و نوع دیگر از چشمه لرزه‌ای گسل محدود استفاده می‌کند. نوع چشمه نقطه‌ای از مدل چشمه w^2 با یک فرکانس گوشه (f_c) و یک افت تنش ثابت $\Delta\partial$ استفاده می‌کند.

مدل گسل محدود ابزاری مهم برای پیش‌بینی حرکات زمین در نزدیکی مرکز زمین‌لرزه‌های مهم به‌شمار می‌رود. برای شبیه‌سازی با استفاده از گسل محدود از روش تأخیر زمانی و جمع شتاب‌نگاشت‌های مربوط به یک شبکه دوبعدی از المان‌ها استفاده می‌شود. در این مدل که بعداً توسط ایریکورا[1] (۱۹۹۲) مورداستفاده عملی قرار گرفت، برای توصیف فرآیند لغزش گسل از مدل چشمه سینماتیکی استفاده می‌شود. مدل چشمه سینماتیکی شامل هندسه شکست گسل (مساحت شکست‌خورده، راستای گسل و شیب گسل)، نقطه شروع شکست و سرعت شکست می‌باشد. در این روش یک صفحه مستطیلی برای گسل در نظر گرفته می‌شود و صفحه گسل نیز به المان‌های مستطیلی تقسیم می‌شود و فرض می‌شود که شکست که از مرکز یکی از

1- Irikura

Archive

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

المان‌ها شروع شده و به‌صورت شعاعی انتشار می‌یابد. سرعت انتشار شکست معمولاً ۸۰ درصد سرعت موج‌برشی در نظر گرفته می‌شود. وقتی‌که شکستگی به مرکز هر خرد گسل می‌رسد، به‌صورت چشمه‌ای کوچک مستقل لرزه‌ای عمل کرده و شروع به تشعشع انرژی لرزه‌ای می‌کند. تاریخچه زمانی شتاب با درنظرگرفتن روابط زمانی تجربی وابسته به فاصله، میرایی هندسی و مدل‌های میرایی Q به نقطه مشاهده انتشار می‌یابد.

بزرگی، طول و عرض گسل، راستا و شیب گسل، ابعاد المان، سرعت امواج برشی، سرعت گسیختگی و نقطه شروع گسیختگی، پارامترهای موردنیاز برای شبیه‌سازی‌اند. نگاشت ثبت‌شده، حاصل از هم‌آمیخت تابع چشمه، تابع انتشار و اثر ساخت‌گاه است که در حوزه بسامد به‌صورت معادله ۶ نمایش داده می‌شود:

$$A_S(f,r) = S(f).D_{geo}(r).D_{An}(f,r).P(f).Z(f) \qquad [۶]$$

که S(f) تابع چشمه، $D_{geo}(r)$ ضریب کاهیدگی هندسی، $D_{An}(f,r)$ ضریب کاهیدگی مسیر، P(f) ضریب پوسته بالایی و Z(f) اثر ساخت‌گاه است. معتضدیان و آتکینسون[1] (۲۰۰۵) روشی را برای شبیه‌سازی نگاشت‌های نزدیک گسل به‌صورت برنامه[2] EXSIMعرضه کردند. در این روش از مدل‌سازی کاتوره‌ای گسل محدود براساس بسامد گوشه دینامیکی استفاده شده است. در این روش جنبش‌های نیرومند زمین در هر ریزگسل با استفاده از روش کاتوره‌ای چشمه نقطه‌ای محاسبه و سپس در نقطه موردنظر (در این تحقیق محل ایستگاه‌های شتاب‌نگاری) با یک تأخیر زمانی مناسب، برای به‌دست‌آوردن جنبش زمین در کل گسل، جمع می‌شوند:

$$a(t) = \sum_{j=1}^{nw}\sum_{i=1}^{nl} a_{ij}(t + \Delta t_{ij}) \qquad [۷]$$

که nw و nl تعداد ریزگسل‌ها در امتداد طول و پهنای گسل اصلی است و Δt_{ij} تأخیر زمانی مربوط به امواج منتشرشده از ijامین ریزگسل به نقطه موردنظر است. $a_{ij}(t)$ نیز مقدار محاسبه‌شده به روش کاتوره‌ای نقطه‌ای است.

۳-۴- پارامترهای موردنیاز برای شبیه‌سازی

در این پژوهش، با توجه به نبود مدل پوسته مناسب برای زرند از مدل بم استفاده شد و سرعت موج برشی در ناحیه زرند را می‌توان به‌طور میانگین حدود ۳/۲ کیلومتر بر ثانیه در نظر گرفت. نگاشت‌های جنبش نیرومند زمین اغلب دارای مشکل انحراف از خط مبنا (خط صفر) هستند.

1- Motazedian & Atkinson
2- EXtended fault SIMulation

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

در این تحقیق، شتاب‌نگاشت‌های زمین‌لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ زرند با استفاده از نرم‌افزار seismosignal تصحیح خط مبنا شده‌اند. بیشتر نگاشت‌ها با برازش چندجمله‌ای درجه‌یک، بهتر تصحیح می‌شوند. البته چون هم‌زمان فیلتر باترووِرث ۰/۱ تا ۲۵ هرتز نیز اعمال می‌شود، در بیشتر موارد حذف بسامدهای کم، کار تصحیح خط مبنا را عملی می‌کند. پارامتر اُفت طیفی و رابطه وابستگی بسامدی ضریب کیفیت امواج برشی ازجمله پارامترهای ورودی به‌منظور شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین به روش کاتوره‌ای گسل محدود هستند. این پارامترها با توجه به نزدیکی منطقه زرند به منطقه ریگان از کار صفرشاهی[1] و همکاران (۲۰۱۳) استخراج شد. پارامترهای موردنیاز دیگر برای شبیه‌سازی جنبش نیرومند زمین و تهیه شتاب‌نگاشت‌ها، از نتایج مدل‌سازی تداخل‌سنجی SAR (جدول ۳) به دست آمد. ایستگاه زرند با توجه به نزدیک بودن به کانون زلزله بیشترین مقادیر را ثبت نموده، از طرفی به دلیل نزدیک‌تر بودن این ایستگاه می‌توان انتظار داشت که مقادیر دقیق‌تری را نسبت به سایر ایستگاه‌ها ثبت نماید. نتایج شتاب‌نگاشت مشاهده‌ای در ایستگاه زرند به همراه نتایج شتاب‌نگاشت شبیه‌سازی‌شده در شکل ۷ آورده شده است که نشان‌دهنده دقت بالای مقادیر شبیه‌سازی‌شده‌ی از مشاهدات ماهواره‌ای و مدل‌سازی با مقادیر ثبت‌شده واقعی در ایستگاه زرند می‌باشد.

۴- تفسیر و بررسی نتایج

پس از تهیه شتاب‌نگاشت‌های مصنوعی و شبیه‌سازی شتاب‌نگاشت در ۲۸ مکان ایستگاه شبکه شتاب‌نگاری به بررسی شباهت بیشینه شتاب ثبت‌شده در هر ایستگاه با مقدار مشاهده‌شده در زمان وقوع زلزله می‌پردازیم (بولتون[2] و همکاران، ۱۹۷۶). این مقادیر به همراه درصد اختلاف از مقادیر مشاهده‌ای واقعی در جدول ۴ آورده شده است.

Archive of SID

1- Safarshahi
2- Bolton

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

شکل ۷: مقایسه نتایج شتاب‌نگاشت مشاهده‌ای (قرمز) و شبیه‌سازی‌شده (سبز) براساس مشاهدات راداری پایین‌گذر در ایستگاه زرند

براساس نتایج به‌دست‌آمده در جدول ۴، بیشترین مقدار شتاب مشاهده‌ای ثبت‌شده برای نزدیک‌ترین ایستگاه یعنی زرند به میزان (m/s^2) ۳۰۹ و کمترین آن برای ایستگاه دربهشت به میزان (m/s^2) ۳ می‌باشد. بدون درنظرگرفتن شرایط الاستیکی زمین می‌توان گفت که با دور شدن از مرکز زمین‌لرزه، میزان شتاب ثبت‌شده در هر ایستگاه کاهش می‌یابد؛ اما در واقعیت بعضاً مشاهده می‌گردد که لزوماً فاصله کمتر متضمن ثبت مقادیر بالاتر شتاب نیست. به‌عنوان‌مثال در ایستگاه‌های حرجند و دشت خاک با درنظرگرفتن فاصله کمتر نسبت به مرکز زمین‌لرزه، در مقایسه با ایستگاه راور انتظار می‌رود که مقادیر شتاب بالاتری ثبت شود اما مشاهده می‌گردد که اثر عوامل زمین‌ساخت باعث شده تا ایستگاه راور علی‌رغم فاصله بیشتر مقادیر بالاتری را ثبت نماید.

بیشترین مقادیر شتاب مدل‌سازی‌شده در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر به ترتیب به میزان (m/s^2) ۴۹۶ و (m/s^2) ۳۰۴ نیز متعلق به ایستگاه زرند و کمترین آن به میزان (m/s^2) ۱ برای هر دو مدار برای ایستگاه مهریز می‌باشد. برای بررسی دقت مقادیر شتاب‌نگاشت‌های مدل‌سازی‌شده و مقادیر مشاهده‌ای در هر ایستگاه، می‌بایست مقادیر بیشینه شتاب در هر اکوی دریافتی ایستگاه و مدل‌سازی‌شده با هم مقایسه گردد (بولتون و همکاران، ۱۹۷۶). ازاین‌رو هرچقدر مقادیر بیشینه با یکدیگر اختلاف کمتری داشته باشند نشان‌دهنده دقت بالاتر سیگنال‌های شتاب‌نگاشت شبیه‌سازی‌شده با توجه به مقادیر مشاهده‌ای می‌باشد. این مقایسه در تمامی ایستگاه‌ها برای تمامی مقادیر مدل‌سازی‌شده داده‌های بالاگذر و پایین‌گذر ماهواره صورت پذیرفت (جدول ۴).

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

جهت تدقیق مقایسه یک ضریب وزنی که براساس فاصله هر ایستگاه به مرکز زلزله می‌باشد، نیز اعمال گردید. در مدار بالاگذر ماهواره، بیشترین دقت سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی‌شده با مقادیر ثبت‌شده در ایستگاه‌های بیاض، انار، بهاباد و دربهشت به دست آمد؛ اما در مدار پایین-گذر ماهواره، بیشترین دقت سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی‌شده با مقادیر ثبت‌شده در ایستگاه‌های بهاباد، دربهشت، پاریز و بافق می‌باشد. جهت بررسی دقت کلی مقادیر مدل‌سازی‌شده براساس تحلیل‌های تداخل‌سنجی راداری مدار بالاگذر و پایین‌گذر اقدام به میانگین‌گیری از محاسبات گردید که مقادیر سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی‌شده با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای پایین‌گذر با دقت اختلاف ٪۵/۳۶ دارای دقت بالاتری نسبت به مقادیر سیگنال‌های شتاب شبیه‌سازی‌شده با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بالاگذر با دقت اختلاف ٪۷/۵۱ می‌باشد. این تفاوت در دقت محاسبات مدل‌سازی را می‌توان به وضعیت توپوگرافی منطقه، زاویه دید سنجنده و درنتیجه مقادیر مشاهده‌ای متفاوت در راستای LOS در هر مدار مرتبط دانست. همچنین با توجه به فاصله زمانی یکسان (۳۵ روز) بین هر دو تصویر پایه و پیرو در هر دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، می‌توان گفت دلیل اصلی بهبود مقادیر همدوسی فازها در مدار پایین‌گذر و درنتیجه بهبود دقت اختلاف به‌دست‌آمده از تحلیل‌ها، کم بودن میزان فاصله خط مبنای مکانی بین داده‌های مدار پایین‌گذر (۷۷ متر) نسبت به مدار بالاگذر (۳۱۳ متر) می‌باشد (جدول-۲).

جدول ۴: مقادیر بیشینه شتاب مشاهده‌ای و شبیه‌سازی‌شده برای دودسته پارامتر به‌دست‌آمده از مدل‌سازی تداخل‌سنج راداری (بالاگذر و پایین‌گذر)

ردیف	نام ایستگاه	وزن‌دهی براساس فاصله از مرکز	بیشینه شتاب مشاهده‌ای (m/s^2)	بیشینه شتاب مدل‌سازی‌شده در مدار بالاگذر (m/s^2)	درصد اختلاف مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مدار بالاگذر	بیشینه شتاب مدل‌سازی‌شده در مدار پایین‌گذر (m/s^2)	درصد اختلاف مقادیر مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در مدار پایین‌گذر
۱	زرند	۱	۳۰۹	۴۹۶	٪۶۱	۳۰۴	٪۲
۲	چترود	۰/۷۰۸	۹۵	۱۰۸	٪۱۰	۱۰۰	٪۴
۳	راور	۰/۳۷۱	۷۴	۴۲	٪۱۶	۵۸	٪۱۲
۴	حرجند	۰/۴۷۶	۶۴	۶۰	٪۳	۷۲	٪۶
۵	دشت خاک	۰/۵۳۳	۶۰	۷۹	٪۱۷	۱۰۰	٪۳۶

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

۶	داوران	۰/۳۰۶	۴۶	۶۳	٪۱۱	۴۵	٪۱
۷	کرمان ۱	۰/۲۹۷	۳۳	۳۵	٪۲	۴۶	٪۱۲
۸	هینمان	۰/۳۱۸	۳۱	۲۹	٪۲	۳۴	٪۳
۹	کرمان ۲	۰/۲۹۱	۲۶	۲۵	٪۱	۲۵	٪۱
۱۰	باغین	۰/۲۷۱	۲۳	۲۸	٪۶	۲۸	٪۶
۱۱	طرز	۰/۲۶۳	۲۳	۲۸	٪۶	۲۲	٪۱
۱۲	رفسنجان	۰/۲۱۳	۲۱	۲۹	٪۸	۱۸	٪۳
۱۳	بردسیر	۰/۱۸۵	۱۲	۱۴	٪۳	۱۶	٪۶
۱۴	سیرچ	۰/۱۸۴	۱۲	۱۱	٪۲	۱۳	٪۲
۱۵	کوهبنان	۰/۲۲۳	۱۱	۲۱	٪۲۰	۲۲	٪۲۲
۱۶	شهربابک	۰/۱۰۶	۱۱	۵	٪۶	۴	٪۷
۱۷	بیاض	۰/۱۴۵	۱۰	۱۰	٪۰	۶	٪۶
۱۸	انار	۰/۱۳۰	۸	۸	٪۰	۸	٪۰
۱۹	بهادران	۰/۰۹۹	۷	۴	٪۴	۴	٪۴
۲۰	بهاباد	۰/۱۳۴	۷	۷	٪۰	۷	٪۰
۲۱	پاریز	۰/۱۳۰	۶	۷	٪۲	۶	٪۰
۲۲	بافق	۰/۱۱۷	۵	۶	٪۲	۵	٪۰
۲۳	ملااسماعیل	۰/۱۱۸	۵	۶	٪۲	۴	٪۲
۲۴	نایبند	۰/۰۹۲	۵	۲	٪۶	۳	٪۴
۲۵	مهریز	۰/۰۷۸	۴	۱	٪۶	۱	٪۶
۲۶	چشمه سبز	۰/۱۲۳	۴	۶	٪۶	۳	٪۳
۲۷	سعادت‌آباد	۰/۱۱۸	۴	۷	٪۹	۵	٪۳
۲۸	دربهشت	۰/۱۰۳	۳	۳	٪۰	۳	٪۰
میانگین درصد اختلاف شتاب مدل‌سازی‌شده برای مدارهای بالاگذر و پایین‌گذر					**٪۷/۵۱**		**٪۵/۳۶**

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

پس از تعیین پارامترهای دقیق گسل با استفاده از داده‌های مدار پایین‌گذر، سایر پارامترهای گسل مسبب زلزله مذکور که در سایر تحقیقات محاسبه شده است نیز موردبررسی قرار گرفت (جدول ۵).

جدول ۵: پارامترهای گسل مسبب زلزله زرند، ارائه‌شده توسط سایر منابع

منبع	طول (km)	عرض (km)	ریک (°)	شیب (°)	امتداد (°)	بزرگا	عمق (km)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	لغزش (m)
مرکز تحقیقات را، مسکن و شهرسازی[1]	–	–	–	–	–	۶/۴	۱۰	۳۰/۸۰	۵۶/۷۳	–
موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران[2]	–	–	–	–	–	۶/۴	–	۳۰/۷۹	۵۶/۹	–
سازمان نقشه‌برداری‌های زمین‌شناسی آمریکا[3]	–	–	۱۲۴	۴۶	۲۷۹	–	۱۲	۳۰/۷۵	۵۶/۸۰	–
پژوهشکده بین‌المللی زلزله-شناسی و مهندسی زلزله[4]	–	–	–	–	–	۶/۴	–	۳۰/۷۶	۵۶/۷۴	–
طالبیان و همکاران (۲۰۰۶)	–	–	۱۰۴	۶۰	۲۷۰	۶/۴	۷	۳۰/۷۷	۵۶/۷۳	–
نیکنام و همکاران (۲۰۰۷)	۱۵/۴	۱۱	۱۰۴	۶۰	۲۷۰	۶/۴	۱۰	۳۰/۷۶	۵۶/۷۶	۰/۸
کاتالوگ CMT[5]	–	–	۹۷	۵۱	۲۷۱	۶/۴	۱۲	۳۰/۷۶	۵۶/۹	–
مرکز لرزه‌نگاری بین‌المللی[6]	–	–	–	–	–	–	–	۳۰/۷۱	۵۶/۷۹	–
روح‌اللهی و همکاران (۲۰۱۲)	۱۸	۱۴	۱۰۴	۶۰	۲۶۰	۶/۴	۱۲-۶	–	–	۲/۴
زعفرانی و همکاران (۲۰۰۷)	۱۴	۱۰	۹۰	۷۶	۲۷۰	–	۹	۳۰/۸۰	۵۶/۷۳	–
مقاله حاضر: مدار پایین‌گذر	۱۵	۶/۵	۵۵	۹۰	۲۷۹	–	۸	۳۰/۷۹	۵۶/۸۳	۲/۹

براساس پارامترهای ارائه‌شده می‌توان گفت که عمق مرکز زلزله که در این پژوهش ۸ کیلومتر ارائه‌شده با عمق ۷ کیلومتر توسط طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) همخوانی دارد اما عمق ۱۲ کیلومتری ارائه‌شده توسط CMT و USGS با پارامترهای به‌دست‌آمده از محاسبات InSAR و مدل‌سازی معکوس تفاوت دارد. طول گسل مسبب که در این پژوهش ۱۵ کیلومتر محاسبه گردیده با طول‌های ارائه‌شده توسط نیکنام و همکاران (۲۰۰۷)، روح‌اللهی و همکاران

1- BHRC
2- IGTU
3- USGS
4- IIEES
5- Centroid-Moment-Tensor
6- ISC

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

(۲۰۱۲) و همچنین زعفرانی و همکاران (۲۰۰۷) همگی در یک محدوده قرار دارند. البته در محاسبات تداخل سنجی راداری و مدل‌سازی معکوس صورت گرفته توسط طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) طول گسل محاسبه نگردیده است. عرض گسل محاسبه‌شده در این پژوهش با عدد ۶/۵ کیلومتر علی‌رغم تفاوت با اعداد ارائه‌شده توسط سایر مطالعات مشابه، به دلیل بررسی صحت و همبستگی قطعی با داده‌های شتاب‌نگاشت از دقت بالایی نسبت به سایر محاسبات مشابه برخوردار بوده است.

۵- نتیجه‌گیری

شناسایی پارامترهای مسبب هر زمین‌لرزه بخشی از فرآیند درک صحیح از فعالیت‌های تکتونیکی در مناطق لرزه‌خیز می‌باشد. ایران با قرارگیری بر روی کمربند زلزله همواره در معرض این پدیده طبیعی بوده و هست. ازاین‌رو استفاده از روش‌های نوین و دقیق جهت شناسایی پارامترهای گسل مسبب هر زلزله همواره مورد تأکید متخصصان بوده است. روش‌های اندازه‌گیری ماهواره‌ای با هزینه پایین و دقت قابل‌قبول به همراه اندازه‌گیری‌های زمینی، دقت محاسبات در تخمین مشخصه‌های هر گسل مسبب زلزله را به مقدار قابل‌توجهی افزایش داده است. روش تداخل‌سنجی راداری و استفاده از روش‌های مدل‌سازی معکوس از سریع‌ترین متدهای مطالعات تکتونوفیزیکی می‌باشد که دقت قابل قبولی را به کاربر ارائه می‌دهد. مقایسه نتایج به‌دست‌آمده از این روش‌ها با داده‌های شتاب‌نگاشت ثبت‌شده در ایستگاه زمینی، بیش‌ازپیش به بالا رفتن دقت تحلیل کمک می‌کند. در این پژوهش با درنظرگرفتن هندسه تصویربرداری تصاویر راداری در دو مدار بالاگذر و پایین‌گذر، اثر جهت تصویربرداری در شناسایی پارامترهای مسبب زلزله زرند موردبررسی قرار گرفت و نتایج با داده‌های شتاب‌نگاشت ثبت‌شده در ایستگاه‌های زمینی مقایسه گردید. با توجه به فاصله خط مبنای مکانی جفت تصویر مدار پایین‌گذر (۷۷ متر) نسبت به مدار بالاگذر (۳۱۳ متر) و درنتیجه میانگین همدوسی بالاتر نتایج تحلیل داده‌های پایین‌گذر نسبت به بالاگذر و همچنین راستای جابجایی (خط شکست گسل) به‌دست‌آمده، پارامترهای گسل به‌دست‌آمده از داده‌های پایین‌گذر دارای دقت بالاتری نسبت به داده‌های بالاگذر بودند.

Archive of SID

www.SID.ir

تقدیر و تشکر

پژوهش پیش رو حاصل تحقیق و مطالعات علمی نگارندگان مقاله می‌باشد. نویسندگان مقاله سپاس فراوان خود را از سازمان فضایی اروپا به جهت در اختیار قراردادن داده‌های ماهواره‌ای موردنیاز اعلام می‌دارند. همچنین از سازمان تحقیقات ساختمان و مسکن به دلیل در اختیار قراردادن داده‌های شتاب‌نگاشت ثبت‌شده زلزله ۱۳۸۳ زرند استان کرمان بسیار سپاس‌گذاریم.

منابع

شریفی‌کیا، محمد (۱۳۹۶) «تحلیل تغییرات مورفولوژیکی رودخانه ناشی از احداث سد طالقان بر پایه تفاضل‌سنجی زمانی داده‌های سنجش‌ازدوری»، *مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره ۲۱، شماره ۲، صص ۱۳۹-۱۱۹.

شریفی‌کیا، محمد (۱۳۹۱)، «تعیین میزان و دامنه فرونشست زمین به کمک روش تداخل‌سنجی راداری (DInSAR) در دشت نوق-بهرمان»، *مجله برنامه‌ریزی و آمایش فضا*، دوره ۱۶، شماره ۳، صص ۷۷-۵۵.

Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (2005). *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press. doi.org/10.1002/eqe.4290110412

Beresnev, I. A., & Atkinson, G. M. (1997). "Modeling finite-fault radiation from the ωn spectrum", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87.

BHRC. *Building and House Research Center accelerometer network*. Retrieved from www.bhrc.gov.ir

Bolton Seed, H., Murarka, R., Lysmer, J., & Idriss, I. M. (1976). "Relationships of maximum acceleration, maximum velocity, distance from source, and local site conditions for moderately strong earthquakes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(4), 1323-1342 .

CMT. Harvard Un. catalogue, Department of Geological Sciences, *Centroid Moment Tensor catalogue*. Retrieved from http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.

Feigl, K. (2002). "Estimating Earthquake Source Parameters from Geodetic Measurements". In H. K. P. C. J. William H.K. Lee & K. Carl (Eds.), *International Geophysics* (Vol. Volume 81, Part A, pp. 607-cp601): Academic Press.

Ferretti, A. (2014*). Satellite InSAR Data: Reservoir Monitoring from Space*, EAGE Publications. DOI: 10.1109/MGRS.2015.2398392

IGTU. Institute of Geophysics, the University of Tehran. Retrieved from http://irsc.ut.ac.ir.

IIEES. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology. Retrieved from http://www.iiees.ac.ir.

Irikura, K. (1986). "Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function", Paper presented at the *7th Japan Earthquake Engineering Symposium*, Tokyo.

Irikura, K. (1992). "The construction of large earthquake by a superposition of small events. Paper presented at the Proc", *10th World Conf. Earthq. Eng*.

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

ISC. International Seismological Center, Engdahl Catalougue. Retrieved from http//:www.isc.ac.uk.

Jafari, M. K., & Moosavi, S. M. (2008). "Lessons to be Learned from Surface F ault Ruptures in I ran Earthquakes". Paper presented at the *Sixth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering* .

Mahani, A. B., & Kazemian, J. (2007). "Strong Ground Motion Parameters Of February 22, 2005 Dahuiyeh (Zarand) Earthquake In Central Iran", *international earthquake symposium kocaeli 2007*.

Marquardt, D. (1963). "An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters", *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, 11(2), 431-441. doi:10.1137/0111030

Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). "Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface", *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441-500. G03139. doi.org/10.1029/97RG03139

Motazedian, D., & Atkinson, G. M. (2005). "Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 995-1010. DOI: 10.4236/ojer.2016.52009

Nemati, M. (2015). "Insights into the Aftershocks and Inter-Seismicity for Some Large Persian Earthquakes", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, University of Tehran, 26, 35 - 48 .

Nemati, M., & Gheitanchi, M. (2011). "Analysis of 2005 Dahuieh (Zarand) aftershocks sequence in Kerman province southeast of Iran", *journal of Earth and Space Physics*, Institute of Geophysics, University of Tehran, 37, 1-9 .

Nicknam, A., Eslamian, Y., & Bozorgnasab, M. (2007). "Modification of seismological parameters of Zarand earthquake (2005 February 22), in central Iran ,Using Empirical Green's function method", Paper presented at the *Australian Conference* .

Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S., & Tatar, M. (2014). "Zagros "phantom earthquakes" reassessed—The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt?", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4), 3561-3583. doi:10.1002/2013JB010796

Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., . . . Parsons, B. (2010). "The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran", *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3–4), 181-194. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.049

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 .

Rouhollahi, R., Ghayamghamian, M. R., Yaminifard, F., Suhadolc, P., & Tatar, M. (2012). "Source process and slip model of 2005 Dahuiyeh-Zarand earthquake (Iran) using inversion of near-field strong motion data", *Geophysical Journal International*, 189(1), 669-680. doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05387.x

Safarshahi, M., Rezapour, M., & Hamzehloo, H. (2013). "Stochastic Finite Fault Modeling of Ground Motion for the 2010 Rigan Earthquake, Southeastern Iran", *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1), 223-235 . DOI:10.1785/0120120027

Archive of SID

www.SID.ir

Downloaded from hsmsp.modares.ac.ir at 10:45 IRST on Saturday December 29th 2018

Sharifikia, Mohammad (2012) "Subsidence Value Estimation Through Differntial Interferometric SAR in Nough-Bahreman Plain", *The Journal of Spatial Planning*. [In Persian]

Sharifikia, Mohammad (2017) "River Morphologic Analysis Caused by Taleghan Dam Construction Based on Temporal Diffrential of Remote Sensing Data", *The Journal of Spatial Planning*. [In Persian]

Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., . . . Saiidi, A. (2006). "The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central Iran: reactivation of an intramountain reverse fault", *Geophysical Journal International*, 164(1), 137-148. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02839.x

Talebian, M., Fielding, E. J., Funning, G. J., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Wright, T. J .(2004) ."The 2003 Bam (Iran) earthquake: Rupture of a blind strike-slip fault", *Geophysical Research Letters*, 31(11), n/a-n/a. doi:10.1029/2004GL020058

USGS. United State Geological Survey. Retrieved from http://www.neic.usgs.gov.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Chéry, J. (2004). "Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", *Geophysical Journal International*, 157, 381-398 . doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x

Walker, R., Jackson, J., & Baker, C. (2003). "Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences", *Geophysical Journal International*. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01886.x

Zafarani, H., Noorzad, A., & Bargi, K. (2007). "Stochastic Finite-Fault Strong Ground-Motion Simulation Of The 22 February 2005 (Mw 6.4) Zarand (Central Iran) Earthquake", Paper presented at the *4th International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*.

Zare, M. (2005). "The Dahuiyeh (Zarand, Iran) Earthquake of 22 February 2005", Ms6.5, *A preliminary Field and Seismological Observation*.

Archive of SID

www.SID.ir