

لرزه خیزی پی سنگی در کمان لرستان زاگرس

محمدرضا رحمانی^۱، عبدالرضا قدس^۲، سید خلیل منقی^۳، اسماعیل شبانین^۴، مرتضی طالبیان^۴ و لینگ چن^۵

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

^۴ دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۵ استاد، مرکز زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۲/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۴/۳۰

چکیده

در نوامبر سال ۲۰۱۳، پنج زمین‌لرزه با بزرگی متوسط در منطقه کمان لرستان رخ داد. پیشانی دگرشکلی زاگرس در کمان لرستان از جمله مناطقی بوده که رابطه میان لرزه خیزی و ساختارهای فعالش ناشناخته است. در این مطالعه ما با استفاده از شبکه موقت ایران-چین و شبکه‌های لرزه‌نگاری ایران و عراق، زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن را به روش تک‌رویدادی و چندرویدادی مکان‌یابی شد، با روش معکوس‌سازی تانسور ممان و روش اولین رسید موج طولی، سازوکار کانونی پنج زمین‌لرزه بزرگ‌تر از ۴/۵ به دست آمد و ساختار سرعتی در منطقه مورد مطالعه با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشش به مدل‌های سرعتی، در زیر دو ایستگاه لرزه‌نگاری نزدیک خوشه محاسبه شد. مکانیسم‌های به دست آمده از وارون‌سازی گسل‌های معکوس با شیب ۲۳ تا ۳۹ درجه به سمت شمال خاور و خاور هستند. صفحه گسلی از روی توزیع پس‌لرزه‌ها و عمق رخدادها انتخاب شده است. روند ابر پس‌لرزه‌ها با راستای گسل‌های شناخته شده همخوانی ندارند. عمق ستروید و عمق کانونی برای هر پنج رخداد برابر ۱۴ کیلومتر به دست آمد. نتایج به دست آمده نشان می‌دهند که در جبهه دگرشکلی کمان لرستان ضخامت سنگ‌های رسوبی کمتر از ۸ کیلومتر است و زمین‌لرزه‌های رخ داده در جبهه دگرشکلی کمان لرستان همگی در پی‌سنگ کریستالی روی می‌دهند. یافته‌ها، ایده جدایش لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های اصلی را از پس‌لرزه‌های آن که توسط Nissen et al. (2011) ارائه شد، حداقل در کمان لرستان زاگرس رد می‌کنند.

کلیدواژه‌ها: کمان لرستان، لرزه‌خیزی، پی سنگی، تابع گیرنده، قصر شیرین.

*نویسنده مسئول: عبدالرضا قدس

E-mail: aghods@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

گشتاوری ۵ تا ۶ با استفاده از داده‌های دورلرزه محاسبه و عمق کانونی برای پس‌لرزه‌ها با استفاده از داده‌های محلی تعیین شده است. (Nissen et al. 2011) با استفاده از داده‌های شبکه‌های محلی نشان دادند که توزیع عمقی میکرولرزه‌خیزی در ۸ منطقه در زاگرس در اعماق بیش از ۱۰ و تا عمق ۲۰ کیلومتر است و حتی در بعضی مناطق به ۳۰ کیلومتر هم می‌رسد. آنها با استفاده از داده‌های دورلرزه به این نتیجه رسیدند که عمق ستروید برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیشتر از ۵ در زاگرس چین خورده ساده، بین ۴ تا ۱۴ کیلومتر است و به ندرت به ۲۰ کیلومتر می‌رسد. بنابراین به اعتقاد Nissen et al. (2011) ایده جدایش عمقی زمین‌لرزه‌های اصلی از پس‌لرزه‌ها را می‌توان برای تمام زون چین خورده ساده تعمیم داد.

مسائلی در مطالعات (Nissen et al. 2010, 2011 and 2014) وجود دارد که در اینجا به اختصار ذکر می‌شود. عمق کانونی عمقی است که پارگی گسلش از آنجا شروع شده و عمق ستروید عمقی است که بیشترین انرژی در آنجا آزاد شده است. این دو عمق با هم فرق دارند و نحوه محاسبه هر کدام و لذا خطای موجود در محاسبه هر عمق نیز متفاوت است. دقت محاسبه عمق ستروید (حتی اگر این عمق برابر با عمق کانونی باشد) کمتر از دقت به دست آمده از مکان‌یابی عمق کانونی با استفاده از شبکه‌های محلی است. همچنین مطالعاتی که در آنها از داده‌های اینسار برای مطالعه چشمه استفاده شده است، به علت وابستگی شدید جابه‌جایی مشاهده شده در سطح با عمق گسلش، به‌طور سیستماتیک عمق صفحه گسلش را کمتر از واقعیت و نزدیک‌تر به سطح نشان می‌دهند (Delouis et al., 2002). مقدار جابه‌جایی در سطح یک نسبت عکس‌مکعب فاصله از سطح گسل دارد و لاجرم مدل‌های اینساری که عمق رخداد را نزدیک به سطح نشان می‌دهند دارای وزن بیشتری هستند. یک مسئله مهم دیگر این است که به‌طور دقیق عمق رسوبات در زاگرس مشخص نیست. نظر اکثر محققان وجود بالغ بر ۸

نوار چین خورده - رانده زاگرس، بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا و یکی از جوان‌ترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای در روی زمین است. عملکرد گسل‌های پی‌سنگی و رئولوژی پوشش رسوبی دو عامل کنترل‌کننده هندسه چین‌خوردگی در زاگرس هستند. چگونگی تغییر شکل در کمربند رورانده - چین‌خورده زاگرس به دو گروه عمده ضخیم‌پوسته و نازک‌پوسته تقسیم می‌شود (McQuarrie, 2004). مطالعات Talebian and Jackson (2004) بیان‌کننده این موضوع است که پی‌سنگ در فرایند تغییر شکل زاگرس شرکت دارد. به علت وجود رسوبات ضخیم با چند میان‌لایه تبخیری در زاگرس، بیشتر دگرشکلی به‌صورت بی‌لرزه با خزش در گسل‌ها و یا چین‌خوردگی‌ها همراه است (Jackson and McKenzie, 1984). در زاگرس، لغزش سطحی زمین‌لرزه‌ها در سطح به جز برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی ۶ تا ۷ قابل مشاهده نیست (Falcon, 1969). به علت نبود گسیختگی‌های سطحی قابل مشاهده و اطلاعات زمین‌شناسی کافی، شناسایی تمام گسل‌های فعال زاگرس میسر نیست. بنابراین بررسی گسل‌های فعال لرزه‌زا در زاگرس عمدتاً با استفاده از مطالعات زمین‌لرزه‌شناسی ممکن است.

یکی از سوال‌های مهم در زاگرس ارتباط زمین‌لرزه‌های اصلی و پس‌لرزه‌های آنها با شکستگی‌های پوشش رسوبی و گسل‌های پی‌سنگی است (McQuarrie et al., 2003). (Nissen et al. 2010) با مطالعه زمین‌لرزه‌های رخ داده در منطقه قشم و با استفاده از سه مجموعه داده (پس‌لرزه‌ها، داده‌های دورلرزه و داده‌های اینسار) نشان دادند که زمین‌لرزه‌های اصلی در عمق ۵ تا ۱۰ کیلومتری در پوشش رسوبی و پس‌لرزه‌ها در نتیجه استرس ناشی از زمین‌لرزه‌ی اصلی با عمق بیشتر از ۱۲ کیلومتر در پی‌سنگ رخ داده‌اند. با تکیه بر این مشاهده (Nissen et al. 2010) جدا کردن عمقی بین زمین‌لرزه‌های اصلی و پس‌لرزه‌ها را در منطقه قشم مطرح کردند. در مطالعه Nissen et al. (2010) عمق ستروید برای ۱۱ زمین‌لرزه اصلی با بزرگی

مدل‌سازی شکل موج برای محاسبه تانسور ممان به دست آمد. با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی پاشش زیر دو ایستگاه نزدیک خوشه قصرشیرین ضخامت رسوبات محاسبه شد.

۲- داده‌ها

در این مطالعه از داده‌های مربوط به شبکه موقت ایران-چین که از مهرماه سال ۱۳۹۲ تا آبان‌ماه سال ۱۳۹۳ در راستای عمود بر کمربند البرز و زاگرس با همکاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، سازمان زمین‌شناسی ایران و آکادمی علوم چین نصب شده بود، برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها، به دست آوردن سازوکار کانونی با روش وارون‌سازی و محاسبه توابع گیرنده استفاده شده است (شکل ۱). برای مکان‌یابی تک‌رویدادی و چندرویدادی و تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها از روش اولین رسید موج طولی، از داده‌های مربوط به شبکه‌ی موقت ایران-چین (IR-CH)، ایستگاه‌های دائم مرکز لرزه‌نگاری ایران وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و از زمان رسید فازهای شبکه لرزه‌نگاری شمال کشور عراق (ISN) استفاده شده است (شکل ۱). همچنین برای کم کردن خطای مکان‌یابی کانون زمین‌لرزه از اختلاف زمان‌رسید فازهای Pg و Sg برای پنج زمین‌لرزه اصلی استفاده شده است که توسط شبکه شتاب‌نگاری ایران (BHRC) ثبت شده بود.

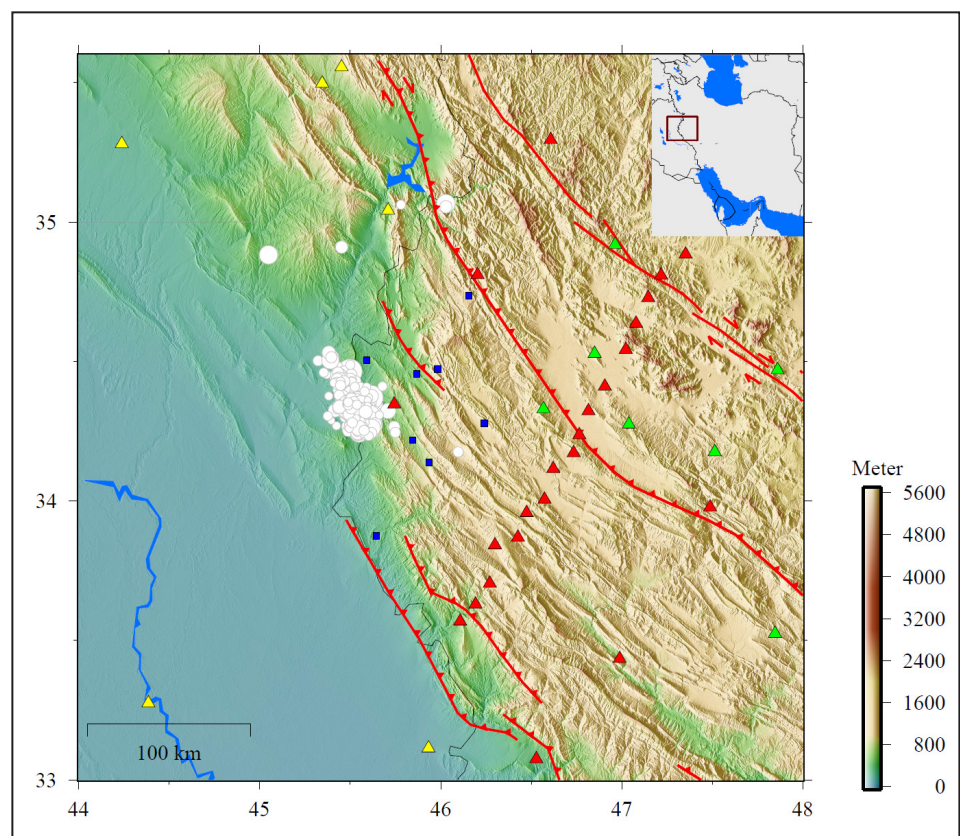
۳- مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها

در آذرماه سال ۱۳۹۲، زمانی که شبکه موقت ایران-چین فعال بود، در منطقه جبهه دگرشکلی کمان لرستان در استان کرمانشاه و نزدیکی شهر قصرشیرین، پنج زمین‌لرزه با بزرگی متوسط رخ دادند. این زمین‌لرزه‌ها به همراه ۲۸۹ پس‌لرزه توسط شبکه ایران-چین و شبکه لرزه‌نگاری عراق با ماکزیمم گاف آزیموتی ۱۰۰ درجه ثبت شدند (شکل ۱).

کیلومتر رسوب در زاگرس است که در مناطق مختلف زاگرس، ضخامت رسوبات تفاوت دارد. برای تفسیر درست نتایج نیاز به دانستن ضخامت دقیق رسوبات بوده که متأسفانه این کار انجام نشده و تنها به ضخامت ستون چینه‌شناسی گزارش شده از کارهای زمین‌شناسی قبلی استناد شده است که دقیق نیستند. همچنین دلیل فیزیکی قانع‌کننده‌ای از طرف Nissen et al. (2011) ارائه نشده است که پی‌سنگ زاگرس در وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگی متوسط شرکت نمی‌کند. برای مثال Nissen et al. (2011) بر این اعتقادند که پی‌سنگ در وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگی متوسط (۵ تا ۶) نقشی ندارد. با توجه به اینکه اکثر زمین‌لرزه‌های زاگرس بزرگی کمتر از ۶ دارند و پس‌لرزه‌ها باعث آزاد شدن انرژی زیادی نمی‌شوند، معلوم نیست کوتاه‌شدگی در پی‌سنگ چگونه جبران می‌شود.

از مهرماه سال ۱۳۹۲ تا آبان‌ماه سال ۱۳۹۳، شبکه لرزه‌نگاری موقت ایران-چین با همکاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، سازمان زمین‌شناسی ایران و آکادمی علوم چین نصب شد. در آذرماه سال ۱۳۹۲، زمانی که شبکه موقت ایران-چین در حال داده‌برداری بود، پنج زمین‌لرزه با بزرگی متوسط در منطقه جبهه دگرشکلی کمان لرستان (زمین‌لرزه‌های قصرشیرین) رخ دادند. وجود شبکه موقت باند پهن که ایستگاه‌های بسیار نزدیک به زمین‌لرزه داشت، فرصتی استثنایی فراهم آورد تا زمین‌لرزه‌های اصلی و پس‌لرزه‌های آن با استفاده از داده یک شبکه متراکم مکان‌یابی شود. در این مطالعه پس از تعیین ضخامت رسوبات با استفاده از روش توابع گیرنده، ارتباط زمین‌لرزه‌ها با پوشش رسوبی و پی‌سنگ و صحت ایده‌ای که Nissen et al. (2011) به تمام زون ساده رانده چین‌خورده تعمیم داده‌اند بررسی شد. در این مطالعه با استفاده از مکان‌یابی چندرویدادی به روش تجزیه‌های پوستر وید (HDC) (Jordan and Sverdrup, 1981) و تلفیق همه داده‌های موجود، دقت مکان‌یابی و عمق کانونی رخدادهای خوشه قصرشیرین و رخدادهای قبلی تا حد امکان بالا برده شد. در این مطالعه عمق کانونی هر پنج رخداد اصلی خوشه قصرشیرین و تعدادی از پس‌لرزه‌های آن و تعدادی از زمین‌لرزه‌های بزرگ قبلی رخداد در منطقه محاسبه شد. همچنین برای این پنج رخداد سازوکار کانونی و عمق سنتر وید از روش

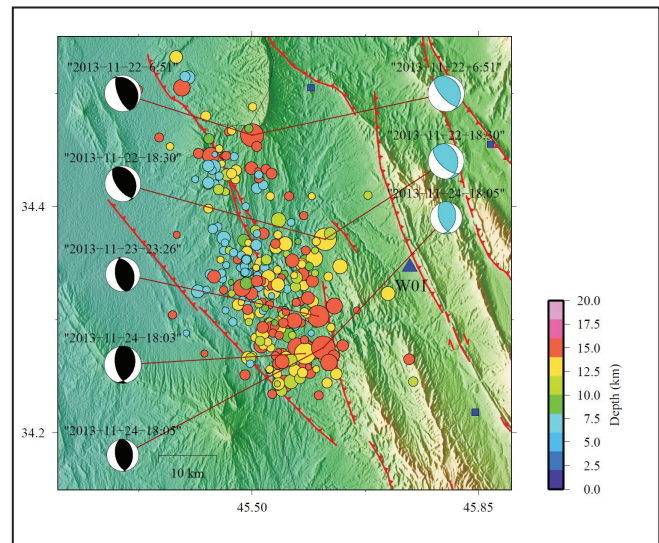
شکل ۱- موقعیت زمین‌لرزه‌های خوشه قصرشیرین و ایستگاه‌های مورد استفاده در این مطالعه. مثلث‌های قرمز شبکه موقت ایران-چین، مثلث‌های سبز شبکه دائم مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، مثلث‌های سیاه شبکه دائم پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، مثلث‌های زرد شبکه دائم شمال کشور عراق، مربع‌های آبی شبکه شتاب‌نگاری ایران، دایره‌های سفید خوشه لرزه‌های قصرشیرین و خطوط قرمز اثر سطحی گسل‌های فعال را نشان می‌دهند (Hesami et al., 2003).



از مدل سرعتی وجود ندارد. مکان‌یابی چندرویدادی این امکان را می‌دهد که نوفه‌های همبسته با مسیر و همچنین داده‌های پرت را از بین برد. اساس مکان‌یابی چندرویدادی تعریف خوشه لرزه‌ای است. در این مطالعه برای بالا بردن دقت مکانی رخدادها، مکان‌یابی خوشه‌ای به روش تجزیه هاپوستروید (HDC) (Jordan and Sverdrup, 1981) انجام شده است. این روش در بسیاری از مطالعات اخیر در ایران و جاهای دیگر استفاده شده است (Aziz Zanjani et al., 2013; Ghods et al., 2012). در این مطالعه از زمین‌لرزه‌های بزرگ رخ داده قبل از سال ۲۰۱۳ نیز در منطقه استفاده شده است تا پوشش آزمون‌ی و تعداد زمین‌لرزه‌های موجود در خوشه افزایش یابد. با تلفیق رخدادهای خوشه قصر شیرین و رخدادهای قبلی، یک خوشه لرزه‌ای با تعداد ۱۲۶ رخداد برای مکان‌یابی استفاده شد (از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۳). جدول ۱ مدل سرعتی به دست آمده از مکان‌یابی چندرویدادی را نشان می‌دهد.

شکل ۲- مکان‌یابی تک‌رویدادی خوشه مورد مطالعه و نتایج به دست آمده از وارون‌سازی برای پنج زمین‌لرزه متوسط رخ داده در منطقه. بیچ‌بال‌های سیاه رنگ سازوکارهای به دست آمده در این مطالعه و بیچ‌بال‌های فیروزه‌ای رنگ سازوکارهای محاسبه شده توسط Global CMT را نشان می‌دهند. با توجه به کم شدن عمق زمین‌لرزه‌ها با حرکت به سمت شمال باختر ابر زمین‌لرزه، شیب گسل تراستی مسبب باید به سمت شمال خاور باشد. خط‌های قرمز رنگ گسل‌های فعال شناسایی شده (پالیزوان، ۱۳۹۵) هستند که با مطالعه جابه‌جایی تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، رودخانه‌ها، تغییر توپوگرافی و برداشت خش‌لغزها و اسکارپ‌های کوتاه‌تری تشخیص داده شده‌اند. مثلث آبی ایستگاه W01 از ایستگاه‌های شبکه موقت ایران-چین است. مربع‌های آبی ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری نزدیک خوشه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.

زمین‌لرزه‌های رخ داده ابتدا با استفاده از برداشت زمان‌رسید فازهای مستقیم Pg و Sg شکل موج‌های ثبت شده در شبکه‌ها، در نرم افزار ساینز (Havskov and Otemoller, 1999) و به روش تک‌رویدادی Hypocenter (Lienert and Havskov, 1995) مکان‌یابی شدند. در شکل ۲ نتایج حاصل از مکان‌یابی تک‌رویدادی نشان داده شده است. برای تعیین دقیق عمق زمین‌لرزه‌ها، لازم است نسبت فاصله رومرکزی به عمق زمین‌لرزه در حدود یک باشد. در این مطالعه نزدیک‌ترین ایستگاه به خوشه مکان‌یابی شده در فاصله ۱۵ کیلومتری خوشه قرار دارد (شکل ۲). مدل سرعتی مورد استفاده در مکان‌یابی تک‌رویدادی، مدل سرعتی رایج مورد استفاده در شبکه زلزله‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است. در مکان‌یابی تک‌رویدادی امکان محاسبه و حذف خطای سیستماتیک ناشی



جدول ۱- مدل سرعتی استفاده شده در مکان‌یابی چندرویدادی. عمق موهو ۴۷ کیلومتر است.

عمق از بالای لایه (کیلومتر)	سرعت موج طولی (کیلومتر/ثانیه)	سرعت موج عرضی (کیلومتر/ثانیه)
۰	۵/۸	۳/۳
۱۲	۶/۱۵	۳/۵۵
۴۷	۸/۰۵	۴/۶۵

منطقه‌ی سبز رنگ (Sn و Pn) خوشه‌ی لرزه‌ای با زمان رسیده‌های پیش‌بینی شده توسط مدل سرعتی منطقه‌ای (خطوط قرمز و سبز) در شکل ۴ نشان داده شده است. زمان رسیده‌های قبل خط چین عمودی در تعیین هاپوستروید شرکت کرده‌اند. شکل ۵ نتایج حاصل از مکان‌یابی چندرویدادی و پروفیل عمقی رخدادهای با دقت عمقی خوب را نشان می‌دهد.

۴- سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های اصلی

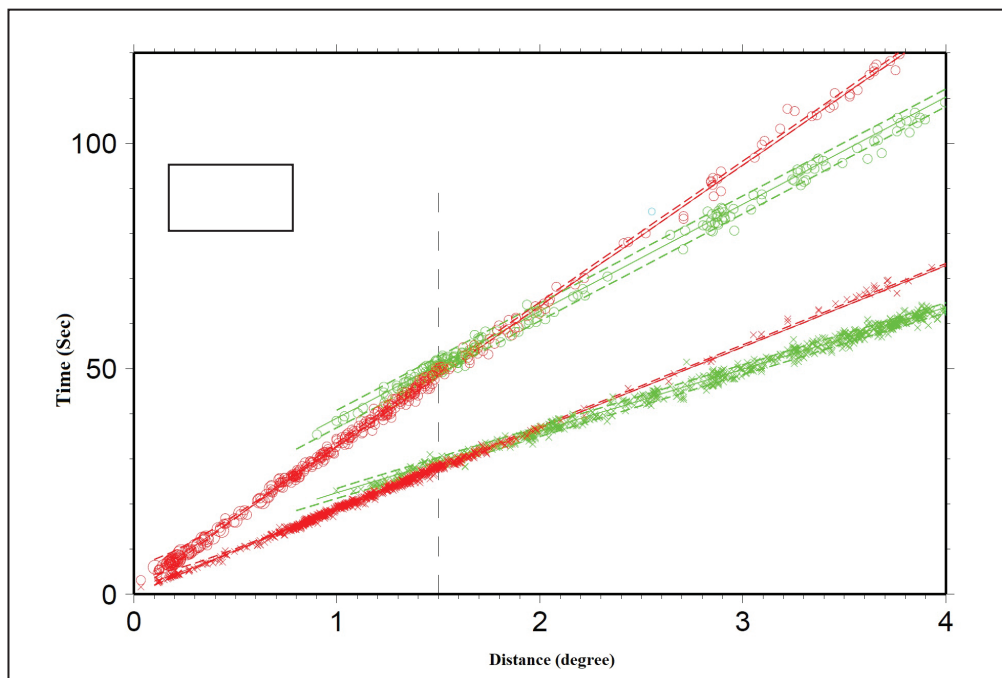
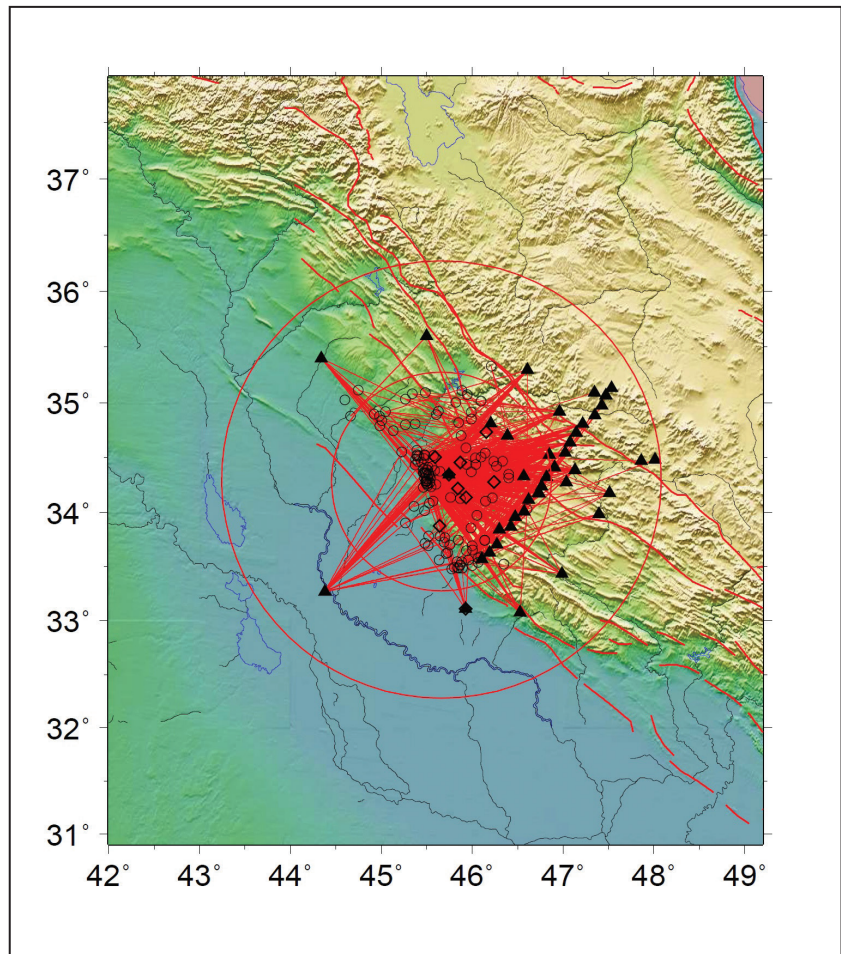
برای به دست آوردن سازوکار کانونی پنج زمین‌لرزه و عمق سنتر ویدشان، از روش مدل‌سازی شکل موج برای محاسبه تانسور ممان استفاده شد. در این مطالعه از برنامه امتی‌اینورس (mtinverse) (Dahm and Kruger, 1999) برای وارون‌سازی در حوزه زمان استفاده شده است. برای انجام وارون‌سازی، تابع گرین با استفاده از روش بازتابندگی (Muller, 1985) ساخته می‌شود. تابع زمانی چشمه به صورت مثلثی در نظر گرفته شد. در شکل ۶ نتایج نحوه برازش شکل موج‌های واقعی و مصنوعی

در مکان‌یابی به روش تجزیه هاپوستروید عمق کانونی اولیه با استفاده از رخدادهایی که با دقت بالاتری مکان‌یابی شده‌اند تعیین می‌شود. برای رخدادهایی که فاز نزدیک داشته باشند، می‌توان عمق کانونی را در طی اجرای برنامه تغییر و بازماند آن را کاهش داد. فاصله بیشینه رومرکز فازهای مورد استفاده برای تعیین هاپوستروید به گونه‌ای تعریف می‌شود که فقط فازهای مستقیم Pg و Sg را در برگیرد. چون مقدار خطای مدل سرعتی برای این فازها کمتر است. این فاصله نه باید آن قدر کم باشد که پوشش آزمون‌ی را کم کند و نه آن قدر زیاد که فازهای منطقه‌ای در آن شرکت کنند. در این مطالعه این فاصله ۱۵۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. شکل ۳ موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده در مکان‌یابی چندرویدادی و همچنین برازش زمان‌رسید فازهای مشاهده شده با زمان رسیده‌های پیش‌بینی شده توسط مدل سرعتی را نشان می‌دهد. شکل ۳ به وضوح پوشش آزمون‌ی خوبی را برای تعیین عمق موهو هاپوستروید نشان می‌دهد. همچنین برازش زمان‌رسید فازهای مشاهده شده مستقیم Pg (ضربدرهای قرمز) و Sg (دایره‌های قرمز) و فازهای

نشان دهد. وارون‌سازی برای عمق‌های ۱ تا ۲۰ کیلومتر و بازه‌ی فرکانسی ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ هرتز و در حوزه زمان انجام گرفته است. از روش اولین رسید موج طولی برای راستی آزمایشی سازوکار این پنج زمین لرزه استفاده شد.

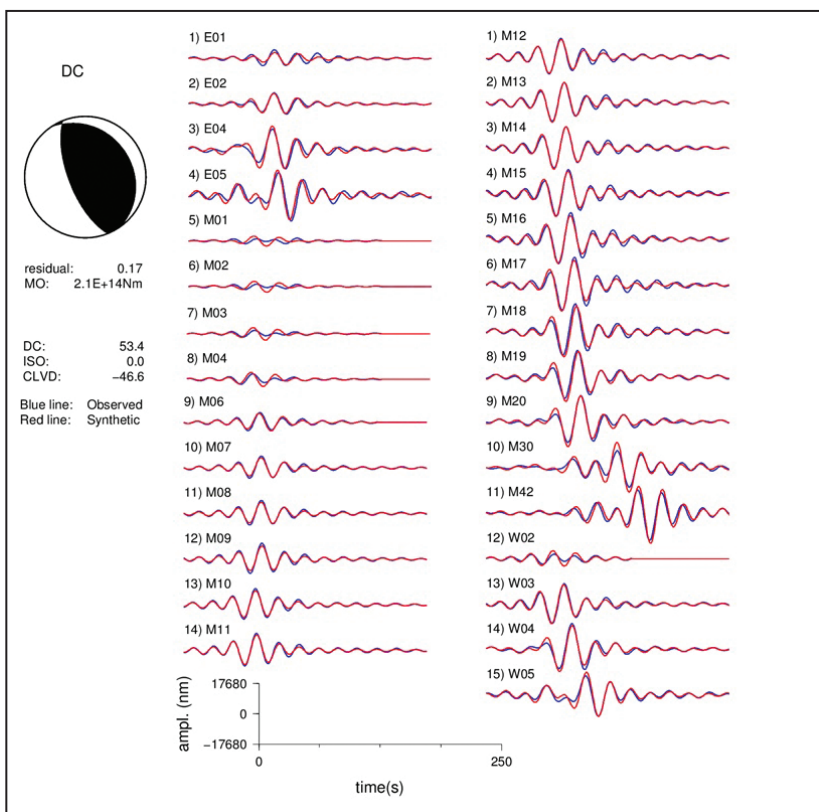
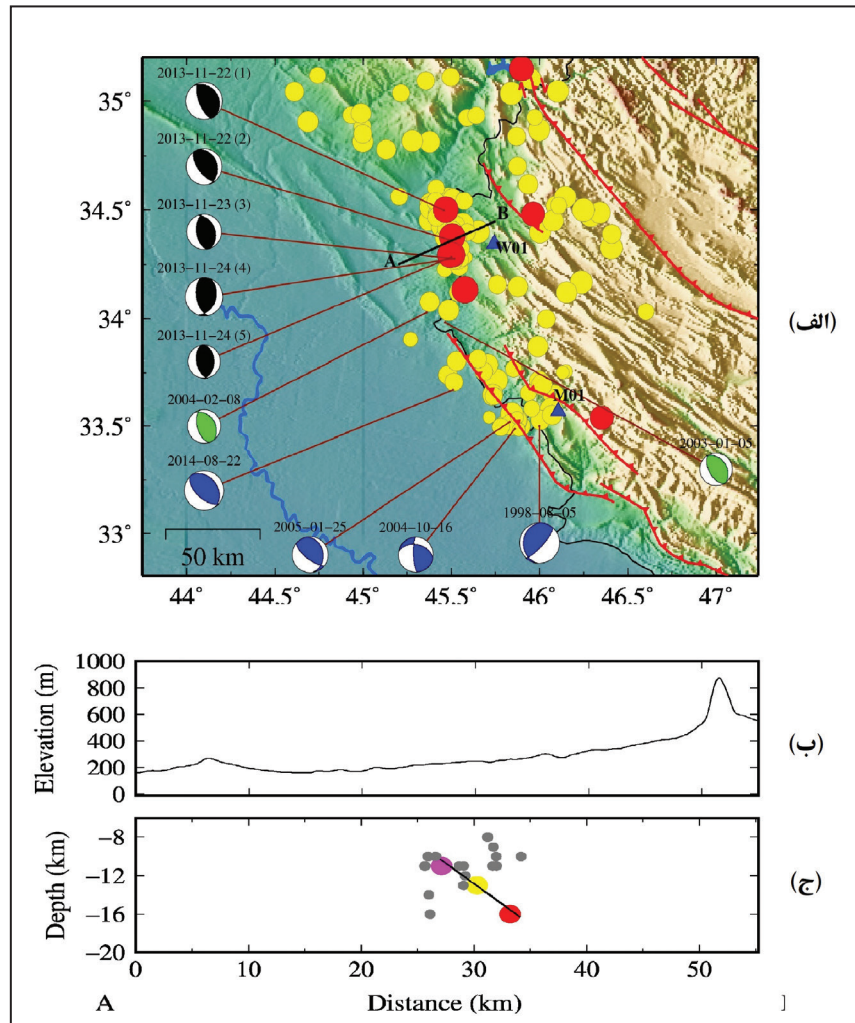
برای یکی از زمین لرزه‌ها و در شکل ۷ نحوه تعیین عمق ستروید برای یکی از زمین لرزه‌ها نشان داده شده است. عمق ستروید، عمقی در نظر گرفته می‌شود که کمینه ناهمخوانی در برازش را برای شکل موج‌های مصنوعی و داده‌های واقعی

شکل ۳- ایستگاه‌های ثبت کننده زمین لرزه‌های خوشه لرزه‌ای قصرشیرین. مثلث‌های سیاه ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و مربع‌ها ایستگاه‌های شبکه شتابنگاری ایران را نشان می‌دهند. خط‌های قرمز رنگ پرتوهای فازهایی را نشان می‌دهند که در تعیین هایپوستروید به کار گرفته شده‌اند. شکل به وضوح نشان می‌دهد که یک پوشش آزمایشی خوب برای مکان‌یابی هایپوستروید به کار برده شده است. منحنی‌های قرمز رنگ اثر سطحی گسل‌ها را نشان می‌دهد (Hesami et al., 2003).

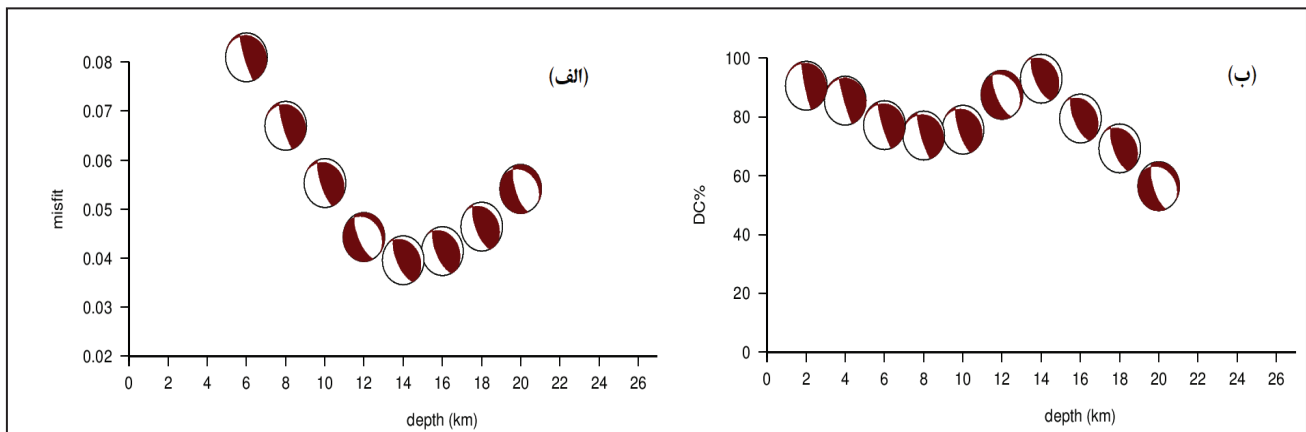


شکل ۴- برازش زمان رسید فازهای مشاهده شده مستقیم Pg (ضربدرهای قرمز) و Sg (دایره‌های قرمز) و فازهای منطقه سبز رنگ (Sn و Pn) خوشه قصرشیرین با زمان رسیدهای پیش‌بینی شده توسط مدل سرعتی منطقه‌ای (خطوط قرمز و سبز). زمان رسیدهای قبل خط چین عمودی در فاصله کانونی ۱۵۰ کیلومتر در تعیین هایپوستروید شرکت کرده‌اند.

شکل ۵- الف) زمین‌لرزه‌های استفاده شده در مکان‌یابی چندرویدادی و سازوکار تعدادی از آنها. رویدادهای با بزرگای بیشتر از ۵ با رنگ قرمز نشان داده شده‌اند. سازوکارهای سیاه رنگ مربوط به سازوکارهای محاسبه شده در این مطالعه است. در بالای هر سازوکار تاریخ وقوع هر زمین‌لرزه ذکر شده و شماره بعد از تاریخ شماره زمین‌لرزه در جدول ۲ است که مشخصات تکمیلی برای زمین‌لرزه در آن آمده است. سازوکارهای آبی از سایت GCMT و سازوکارهای سبز از سایت ISC (<http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search>) گرفته شده است. ایستگاه‌های M01 و W01 از شبکه ایران چین به رنگ آبی نشان داده شده است. خط سیاه راستای پروفیل عمقی زمین‌لرزه‌ها و خطوط قرمز اثر سطحی گسل‌های فعال را نشان می‌دهند (Hesami et al., 2003)؛ ب) پروفیل توپوگرافی در راستای پروفیل AB که عمود بر کلاستر قصر شیرین است؛ ج) توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها در راستای پروفیل AB و به عرض ۱۰ کیلومتر از پروفیل. تنها رویدادهای با عمق دقت بالا نشان داده شده‌اند. دایره‌های قرمز، زرد و ارغوانی به ترتیب عمق زمین‌لرزه‌های اول، دوم و سوم با بزرگای بیش از ۵ (جدول ۲) را نشان می‌دهند. دایره‌های خاکستری مربوط به عمق سایر زمین‌لرزه‌هاست. خط سیاه صفحه گسلش پیشنهادی برای زمین‌لرزه‌های بزرگتر است. صفحه پیشنهادی شیب ۳۵ درجه به سمت شمال خاور دارد.



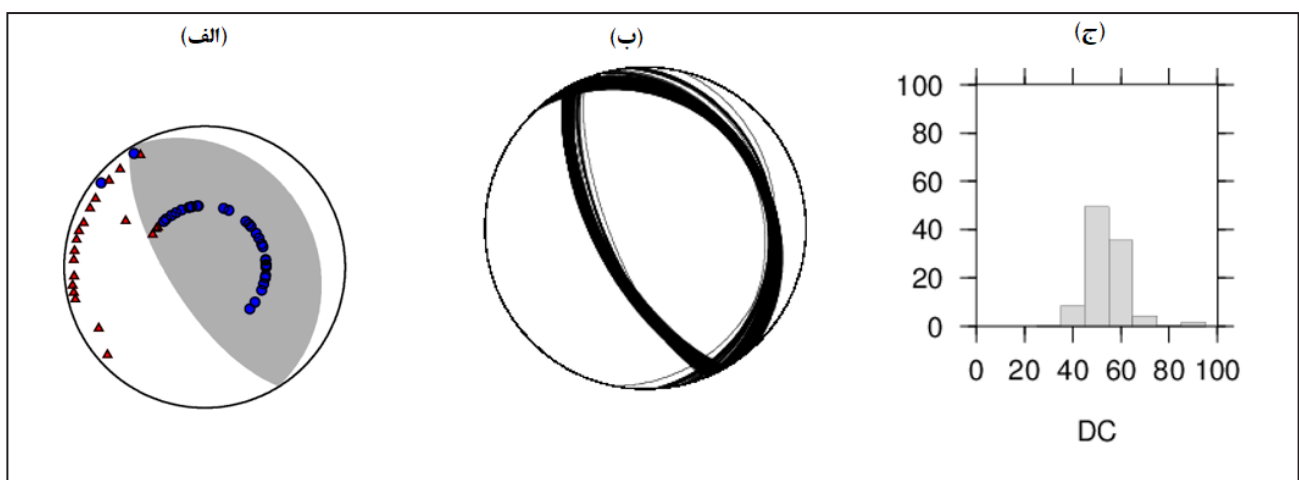
شکل ۶- برازش شکل موج‌های مشاهده شده و محاسبه شده مؤلفه Z، برای پاسخ به دست آمده از معکوس‌سازی تانسور ممان در حوزه زمان برای رخداد ۲۰۱۳/۱۱/۲۲ ساعت ۰۶:۵۱ در خوشه قصر شیرین. خطوط آبی و قرمز به ترتیب برای شکل موج‌های مشاهده و محاسبه شده است.



شکل ۷- نحوه محاسبه عمق سنتروید برای زمین لرزه ۲۰۱۳/۱۱/۲۲ ساعت ۰۶:۵۱ از خوشه قصر شیرین. الف) کمترین میزان خطای برازش شکل موج‌های مصنوعی و واقعی؛ ب) بیشترین میزان درصد دوجفت نیرو که به عنوان عمق سنتروید در نظر گرفته می‌شود.

وارون‌سازی سنجیده شد. بدین منظور آزمون جک‌نایف (Miller, 1974) به کار رفت. این آزمون یکی از روش‌های نمونه‌برداری مجدد از یک جامعه آماری است. با این روش می‌توان برآوردی از بایاس ناشی از هر نمونه داشت و پایداری تغییرات ناشی از نمونه‌برداری مجدد سنجیده شود. همچنین در این مطالعه برای هر زمین لرزه زاویه چرخش کگن (Kagan, 1991) مورد نیاز برای تبدیل پاسخ اصلی به هر یک از پاسخ‌های به دست آمده از آزمون جک‌نایف محاسبه شد. کوچک بودن زوایای کگن نشان می‌دهد که پاسخ به دست آمده پس از حذف تصادفی شکل موج‌ها تغییر زیادی نمی‌کند. شکل ۸ نتایج آزمون جک‌نایف و تغییرات درصد دو جفت نیرو برای این آزمون و همچنین نتیجه به دست آمده از روش پلاریته اولین رسید موج طولی، برای یکی از رخدادها را نشان می‌دهد.

در جدول ۲ مشخصات و همچنین نتایج وارون‌سازی در حوزه زمان برای این پنج زمین لرزه آورده شده است. همچنین در جدول ۳ مشخصات و نتایج سازوکارهای به دست آمده توسط سی‌ام‌تی (GCMT) برای مقایسه نشان داده شده است. وارون‌سازی تانسور ممان نسبت به نبود قطعیت در رومرکز و عمق زمین لرزه، مدل زمین و نبود پوشش ایستگاهی مناسب حساس است (Dahm and Kruger, 1999). رومرکز استفاده شده در این مطالعه با استفاده از مکان‌یابی مجدد رخدادها با دقت خوبی به دست آمده است. جهت محاسبه عمق سنتروید، وارون‌سازی برای عمق‌های متفاوت انجام می‌شود و حساسیت جواب‌ها نسبت به عمق سنتروید همواره بررسی می‌شود. در آزمون‌های پایداری میزان حساسیت پاسخ به دست آمده نسبت به هر یک از شکل موج‌های استفاده شده در



شکل ۸- نتایج آزمون جک‌نایف برای رخداد ۲۰۱۳/۱۱/۲۲ ساعت ۰۶:۵۱. الف) صفحات مدل‌های بهینه؛ ب) تعداد مدل‌ها (محور عمودی) بر حسب درصد جفت نیرو (محور افقی)؛ ج) مقایسه سازوکار به دست آمده از روش معکوس‌سازی تانسور ممان با پلاریته اولین رسید موج طولی. توزیع پلاریته‌ها تا اندازه زیادی در همخوانی با سازوکار به دست آمده است.

جدول ۲- مشخصات زمین لرزه‌ها و جزئیات نتایج به دست آمده از وارون‌سازی در حوزه زمان برای زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه قصر شیرین. مختصات‌ها از مکان یابی چند رویدادی به دست آمده است. زمین لرزه‌هایی که تاریخ و زمان آنها در جدول پررنگ‌تر نشان داده شده توسط کاتالوگ Global CMT نیز برایشان سازوکار محاسبه شده که در جدول ۴ مشخصات سازوکارهای به دست آمده توسط GCMT لیست شده است.

No.	Date	Time (UTC)	Latitude	Longitude	Mag (M_w)	DC	ISO	CLVD	Strike	Dip	Rake	Depth
1	22/11/2013	6:51:25	34.4980	45.45971	5.3	53.24	-0.29	-46.47	325	23	77.8	14
2	22/11/2013	18:30:58	34.3600	45.5057	5.4	70.91	0.06	-29.03	342	29.3	106	14
3	23/11/2013	23:26:20	34.27621	45.51770	4.8	50.12	8.31	-41.57	339.5	37.3	80.2	14
4	24/11/2013	18:03:14	34.27725	45.50449	4.5	90.31	5.31	-4.37	0.7	39.2	99.7	14
5	24/11/2013	18:05:42	34.28504	45.50187	5.2	73.79	7.71	-18.5	10.7	37.8	115.5	14

جدول ۳- مشخصات و نتایج سازوکار ۳ زمین لرزه خوشه قصر شیرین که توسط Global CMT سازوکارشان محاسبه شده است.

NO.	Date	Time (GMT)	Latitude	Longitude	Mag()	Strike	Dip	Rake	Depth
1	22/11/2013	6:51:29	34.28	45.31	5.7	339	24	109	18
2	22/11/2013	18:31:01	34.22	45.44	5.7	354	35	125	14
3	24/11/2013	18:05:43	34.18	45.43	5.5	13	41	116	18

۵- توابع گیرنده و مدل‌سازی سرعتی

آمده یک فیلتر گاوسی با پهنای ۳ اعمال می‌شود که معادل یک فیلتر پایین‌گذر با فرکانس گوشه ۰/۶ هرتر است تا اثرات نوفه و یا ساختارهای کوچک مقیاس از روی تابع گیرنده حذف و شکل آن ساده‌تر شود (Langston, 1979). ۲۰ ثانیه ابتدایی توابع گیرنده محاسبه شده برای هر دو ایستگاه W01 و M01 در شکل‌های ۹ و ۱۰ نشان داده شده‌اند.

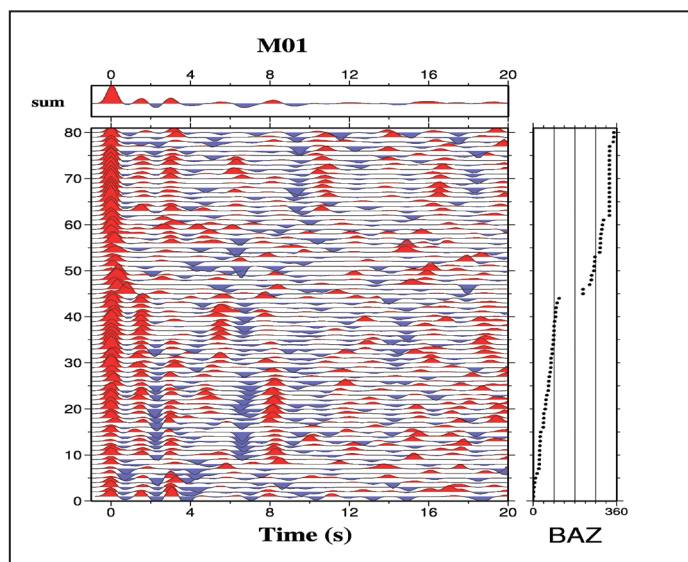
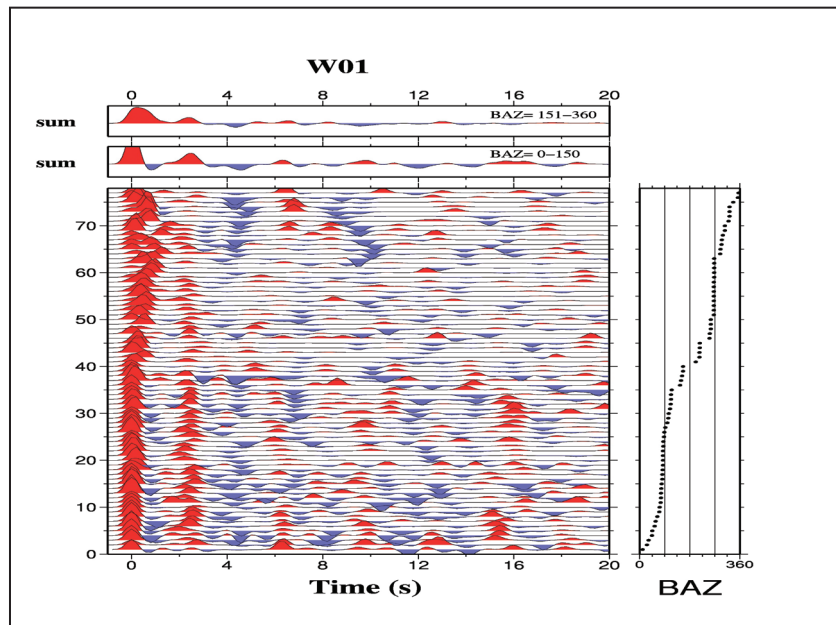
به منظور افزایش نسبت سیگنال به نویز بر روی توابع گیرنده، ابتدا تصحیح اثر فاصله (تصحیح برون‌راند) و سپس عملیات برانبارش انجام شد. در شکل ۱۱ پالس مشاهده شده در حدود ۱ ثانیه در زوایای سمتی برگشتی کمتر از ۱۵۰ درجه منفی و پس از آن مثبت هستند. این پالس به احتمال زیاد در ارتباط با پی‌سنگ است. از آنجا که ساختار سطحی برای این مطالعه بسیار مهم است، این توابع گیرنده بر اساس زوایای سمتی برگشتی کمتر و بیشتر از ۱۵۰ درجه دسته‌بندی و جداگانه برانبارش شد. توابع گیرنده برانبارش شده برای هر دو دسته متفاوت از زوایای سمتی برگشتی در بالای شکل ۱۱ و توابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه M01 در بالای شکل ۱۲ نشان داده شده است. منحنی پاشش مورد نیاز برای مدل‌سازی همزمان تابع گیرنده و منحنی پاشش از توموگرافی نوفه محیطی به دست آمده از داده‌های ثبت شده توسط شبکه موقت ایران-چین (Jiang et al., 2016) استخراج شد. منحنی پاشش از توموگرافی سرعت فاز توابع گرنی به دست آمده است که از همبستگی متقابل مؤلفه‌های قائم محاسبه شده‌اند. منحنی‌های پاشش حاصل از توموگرافی نوفه محیطی، غالباً سرعت فاز را تا دوره‌های تناوب پایین‌تری (حدود ۶ ثانیه) در مقایسه با منحنی‌های پاشش به دست آمده از امواج زمین لرزه به دست می‌دهند و امکان مطالعه ساختارهای سطحی را به رزولوشن بالاتری فراهم می‌کنند. به منظور انجام فرایند

برای اینکه بتوان به‌طور دقیق گفت زمین لرزه‌ها در پی‌سنگ اتفاق می‌افتند، باید ضخامت رسوبات و یا عمق پی‌سنگ با دقت خوبی محاسبه شود. با استفاده از توابع گیرنده می‌توان عمق پی‌سنگ را در زمان محاسبه کرد. برای محاسبه عمق دقیق عمق پی‌سنگ باید با استفاده از یک مدل سرعتی خوب توابع گیرنده را در عمق مهاجرت داد. ضخامت بیشینه ۶ (پالیزوان ۱۳۹۵) یا ۸ کیلومتری رسوبات (Verges et al., 2011) در نزدیکی منطقه مورد مطالعه توسط مطالعات زمین‌شناسی برآورد شده است، ولی تاکنون مطالعه‌ای بر اساس مشاهدات لرزه‌شناسی یا زلزله‌شناسی برای به دست آوردن هندسه یا ضخامت رسوبات در این منطقه انجام نشده است. در این مطالعه با استفاده از برگردان همزمان توابع گیرنده و منحنی‌های پاشش (Julia et al., 2000) مدل‌های سرعتی برای نواحی اطراف ایستگاه‌های W01 و M01 (شکل ۱) محاسبه شد که در ادامه برای بررسی خصوصیات ناحیه لرزه‌زا مورد استفاده قرار خواهد گرفت. برای محاسبه توابع گیرنده در این مطالعه، ۸۰ رویداد دورلرز با نسبت سیگنال به نوفه بالا (انتخاب شده از بین ۳۸۱ رویداد) با بزرگای بیشتر از ۵ استفاده شد که در فواصل رومرکزی بین ۲۵ تا ۱۴۵ درجه روی داده‌اند و در دو ایستگاه نزدیک خوشه مورد مطالعه (ایستگاه‌های W01 و M01، شکل ۱) ثبت شده‌اند. برای محاسبه توابع گیرنده، ابتدا پنجره موج P از ۶۰ ثانیه قبل از زمان رسید تئوری موج P تا ۱۰۰ ثانیه پس از آن انتخاب و جدا می‌شود. سپس پنجره انتخاب شده از دستگاه مختصات ZNE به ZRT چرخانده می‌شود. در گام بعد مؤلفه Z لرزه‌نگاشت از مؤلفه R با استفاده از روش واهمامیخت تکراری در حوزه زمان (Ligorria and Ammon, 1999) واهمامیخت می‌شود تا اثرات چشمه و مسیر در خروج از محدوده ایستگاه از روی نگاشت حذف شود. بر روی سری زمانی به دست

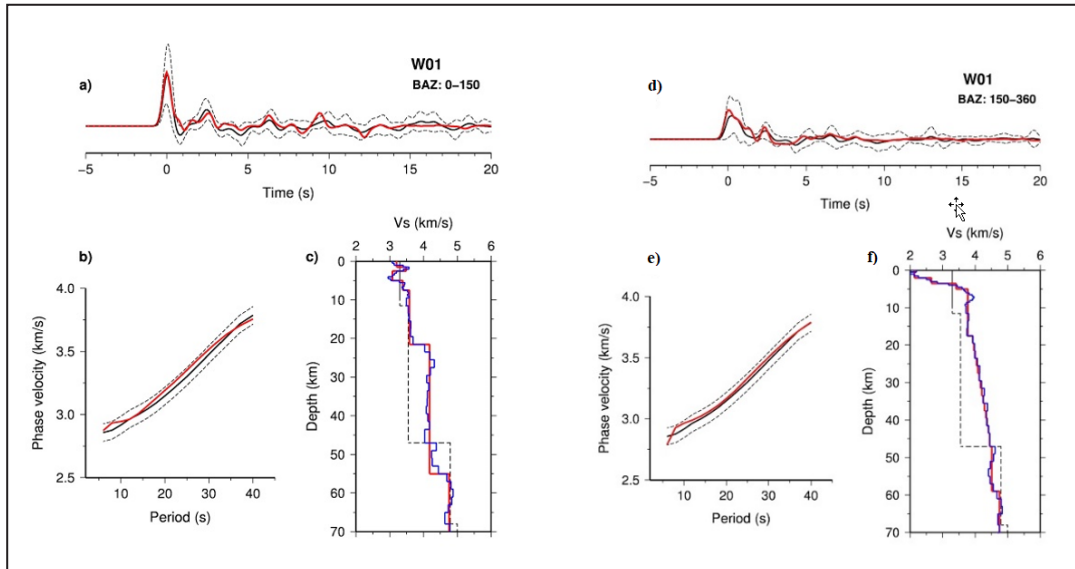
است. مقدار پارامتر میرایی بین ۰ تا ۱ قابل تغییر است، اما به‌طور تجربی مقداری بین ۰/۴ تا ۰/۸ بدان نسبت داده می‌شود. مقدار پارامتر میرایی مقدار کمینه و برابر با ۰/۴ انتخاب شد (برای مثال Motaghi et al., 2017). سپس در گام بعد با ساده‌سازی مدل سرعتی حاصل از معکوس‌سازی، ساختارهای کوچک‌مقیاس حذف شدند و با مدلسازی مستقیم اثر حذف این ساختارها بر برازش داده‌ها بررسی شد. در صورتی که حذف این ساختارها برازش به داده را تنها در محدوده خطای مشاهده‌ای تغییر دهد، در این صورت مدل ساده شده به عنوان مدل نهایی ارائه می‌شود. در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ نتایج مدل‌های سرعتی به دست آمده برای ایستگاه‌های W01 و M01 نشان داده شده است. مدل‌های سرعتی آبی رنگ مدل خروجی از معکوس‌سازی و مدل قرمز رنگ مدل ساده شده را نشان می‌دهد. شکل‌های ۱۱ و ۱۲ به وضوح نشان می‌دهد که ضخامت لایه رسوبی زیر ایستگاه W01 تقریباً برابر با ۶ کیلومتر است. پوسته آذرین پوسته بالایی بین عمق‌های ۶ تا ۲۰ کیلومتری قرار دارد و عمق موهو تقریباً ۵۵ کیلومتر است. با استفاده از مدل سرعتی موج برشی برای ایستگاه M01 (شکل ۱۲) ضخامت رسوبات ۸ کیلومتر برآورد می‌شود.

معکوس‌سازی روش توصیف شده توسط Motaghi et al. (2015 and 2017) به کار گرفته شد. بدین منظور از برنامه joint95 ارائه شده در بسته نرم‌افزاری Computer Programs in Seismology Herrmann (2013) مدل سرعت اولیه همان مدل سرعتی به دست آمده برای منطقه در قسمت قبل (جدول ۱) در نظر گرفته شد. از آنجا که معکوس‌سازی با روش کمینه مربعات میراشده وزن‌دار (Julia et al., 2000) انجام می‌شود، لازم است تا برای مدلسازی، پارامتر بندی انجام شود. با توجه به اینکه تابع گیرنده دارای محتوای فرکانس بالا (پهنای فیلتر گاوسی ۳) است و منحنی پاشش تا پرپود ۶ ثانیه را پوشش می‌دهد در نتیجه ریزترین لایه بندی ممکن برای معکوس‌سازی در نظر گرفته شد. بدین صورت که لایه‌هایی به ضخامت ۱ و ۲ کیلومتر به ترتیب در عمق کمتر و بیشتر از ۱۰ کیلومتر در نظر گرفته شد. فاکتور p برای ایستگاه‌های W01 و M01 برابر با ۰/۱ و ۰/۲ انتخاب شد تا ارزش تابع گیرنده در مقابل منحنی پاشش در مدلسازی به ترتیب ۹۰٪ و ۸۰٪ در نظر گرفته شود. علت دادن وزن بالاتر به تابع گیرنده آن است که جزئیات مدلسازی از تابع گیرنده وارد مدل سرعتی می‌شود و منحنی پاشش تنها سرعت متوسط را کنترل می‌کند (برای مثال Julia et al., 2000). فاکتور مهم دیگر در برگردان همزمان پارامتر میرایی

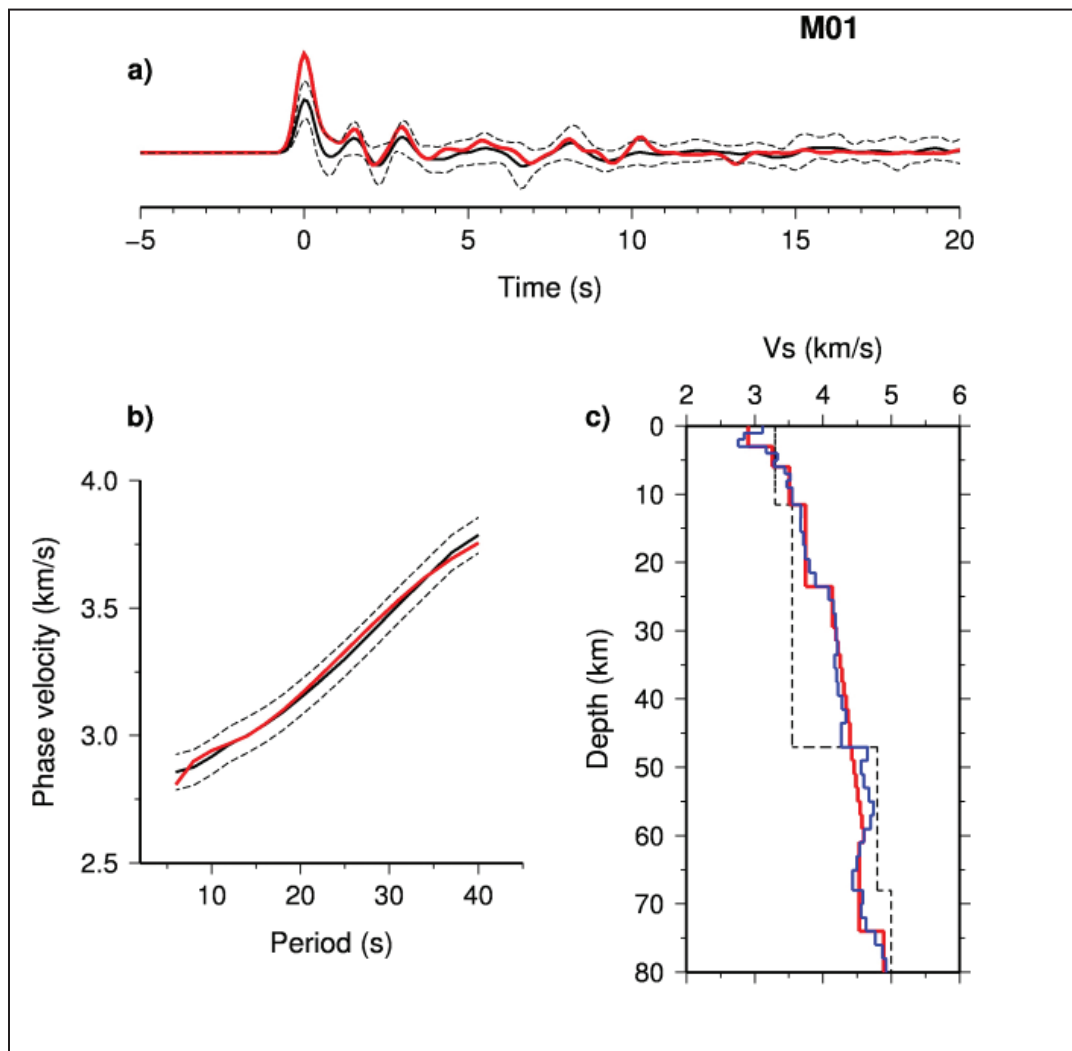
شکل ۹- نتایج ۲۰ ثانیه ابتدایی به دست آمده از هشاد تابع گیرنده شعاعی زیر ایستگاه W01 (نزدیک‌ترین ایستگاه به خوشه قصر شیرین، شکل ۲). محور عمودی پنجره سمت چپ شماره توابع گیرنده و پنجره سمت راست زاویه سمتی برگشتی (BAZ) هر تابع گیرنده را نشان می‌دهد. پالس مشاهده شده در حدود ۱ ثانیه در زوایای سمتی برگشتی کمتر از ۱۵۰ درجه منفی و پس از آن مثبت هستند. این پالس به احتمال زیاد در ارتباط با پی سنگ رسوبی است. توابع گیرنده بالا بر اساس زوایای سمتی برگشتی کمتر و بیشتر از ۱۵۰ درجه دسته بندی و جداگانه برانبارش شد. دو تابع گیرنده برانبارش شده در بالای توابع گیرنده نمایش داده شده است.



شکل ۱۰- نتایج ۲۰ ثانیه ابتدایی به دست آمده از توابع گیرنده شعاعی زیر ایستگاه M01 (شکل ۱). تابع گیرنده برانبارش شده برای ایستگاه M01 در بالای شکل نشان داده شده است.



شکل ۱۱- (a) نتیجه ساده‌سازی مدل سرعتی به دست آمده برای ایستگاه W01 برای زوایای برگشتی کمتر از ۱۵۰° (d) نتیجه ساده‌سازی مدل سرعتی به دست آمده برای ایستگاه W01 برای زوایای برگشتی بیشتر از ۱۵۰°. مدل‌های سرعتی آبی رنگ مدل خروجی از معکوس‌سازی و مدل قرمز رنگ ساده شده را نشان می‌دهند. خطوط نقطه‌چین بر روی پنجره‌های a, b, d و e نشان‌دهنده محدوده خطا هستند. منحنی منقطع بر روی پنجره‌های c و f مدل اولیه سرعتی مورد استفاده برگرفته شده از (Rahimi et al. (2014) را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲- نتیجه ساده‌سازی مدل‌های سرعتی به دست آمده برای ایستگاه‌های M01. مدل‌های سرعتی آبی رنگ مدل خروجی از معکوس‌سازی و مدل قرمز رنگ ساده شده را نشان می‌دهند.

۶- بحث

نتایج به دست آمده از مکان‌یابی و وارون‌سازی تانسور ممان در حوزه زمان در شکل ۲ نشان داده شده است. روند پراکندگی زمین لرزه‌ها در راستای شمال باختر- جنوب خاور است که در همخوانی با روند گسل‌های فعال (پالیزوان، ۱۳۹۵) است. به لحاظ هندسی (پراکندگی سطحی و عمقی زمین لرزه‌ها) نمی‌توان ابرزمین لرزه‌ها را به گسل‌های سطحی فعال منطقه به‌طور مستقیم مرتبط دانست. پراکندگی عرضی زمین لرزه‌ها در راستای تقریباً باختری- خاوری است و همه پس لرزه‌ها در باختر زمین لرزه‌های اصلی قرار می‌گیرند. از این مشاهده و از روی عمق پس لرزه‌ها می‌توان استنتاج کرد که به احتمال قوی شیب صفحه گسلش باید به سمت شمال خاور باشد. در شکل ۵- الف، توزیع مکانی زمین لرزه‌های استفاده شده در مکان‌یابی چندرویدادی و همچنین سازوکار تعدادی از این زمین لرزه‌ها نشان داده شده است. در مکان‌یابی چندرویدادی، عمق رخدادهای بر اساس خطای آنها گزارش می‌شود. برای رخدادهای با خطای کمتر از ۲ کیلومتر، عمق کانونی زمین لرزه‌های دارای عمق دقیق بین ۸ تا ۱۶ کیلومتر به دست آمده است. شکل ۵- ج، پروفیل عمق کانونی رخدادهای با دقت عمقی بالا را نشان می‌دهد. با توجه به پروفیل عمقی، سه تا از رخدادهای اصلی به ترتیب زمانی یک مهاجرت عمقی از عمق به سطح را نشان می‌دهند. با توجه به ابرپس لرزه‌ها که در سمت باختر زمین لرزه‌های اصلی پراکندگی دارند (شکل ۲)، صفحه گسلی انتخابی مطابق با خطی خواهد بود که در شکل ۵- ج، نشان داده شده است. با توجه به مکان زمین لرزه اصلی و موقعیت ابرزمین لرزه‌ها بر اساس مکان‌یابی تک‌رویدادی (شکل ۲) و چندرویدادی (شکل ۵)، یک مهاجرت لرزه‌ای حدوداً ۳۰ کیلومتری و در راستای شمال باختری- جنوب خاوری مشاهده شد. ابرپس لرزه‌ها محدوده‌ای به مساحت ۱۵ کیلومتر در راستای شمال خاور- جنوب باختر و ۳۰ کیلومتر در راستای شمال باختر- جنوب خاور را شامل می‌شود. برای دست‌یابی به تفسیر درستی از لرزه‌خیزی منطقه، اطلاعات به دست آمده از مدل‌سازی سرعتی مورد بررسی قرار گرفت. مدل‌های سرعتی به دست آمده، وجود یک لایه پرسرعت با سرعت موج برشی حدود ۳/۶ تا ۳/۸ کیلومتر بر ثانیه را در محدوده عمقی ۸ تا ۲۵ کیلومتری نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). این سرعت در محدوده سرعت پوسته بالایی (Artemieva and Thybo, 2013) است و وجود پی‌سنگ کریستالی

در این محدوده عمقی را تأیید می‌کند. تعیین عمق دقیق لرزه‌خیزی، محدوده لرزه‌خیزی را در عمق بین ۸ تا ۱۶ کیلومتر و درون پی‌سنگ کریستالی نشان می‌دهد. ضخامت لایه رسوبی در حوالی ایستگاه‌های مورد مطالعه کمتر از ۸ کیلومتر است (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). تمامی ارزیابی‌های ذکر شده، برای نشان دادن وقوع و یا عدم وقوع زمین لرزه‌های اصلی و پس لرزه‌ها در پی‌سنگ آذرین، وابستگی شدیدی به مدل زمین دارد. یک راه دیگر برای اثبات وقوع زمین لرزه‌ها در پی‌سنگ تصویر کردن زمان S-P خوانش ایستگاه W01 و ایستگاه‌های شتاب‌نگاری بر روی توابع گیرنده ایستگاه W01 است. با انجام این کار مشخص می‌شود که همگی خوانش‌های S-P در زمان‌های بیش از بازتابنده ۲/۵ ثانیه (بازتابنده پی‌سنگی) قرار می‌گیرند. این ارزیابی به دقت مدل زمین بستگی ندارد چون مدل زمین واقعی برای مشاهدات تابع گیرنده و زمان S-P کاملاً یکسان است.

۷- نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج، عمق کانونی حدود ۸ تا ۱۶ کیلومتر و عمق سنتروید رویدادهای اصلی ۱۴ کیلومتر به دست آمده و ضخامت رسوبات کمتر از ۸ کیلومتر است. زمین لرزه‌های اصلی و خردلرزه‌ها هر دو در ارتباط با گسیختگی پی‌سنگ کریستالی هستند. با توجه به نتایج سازوکارهای به دست آمده از وارون‌سازی تانسور ممان، گسل‌های مسبب زمین لرزه خوشه قصرشیرین، گسل‌های معکوس با شیب ۲۳ تا ۳۹ درجه به سمت شمال خاور و خاور در لایه پی‌سنگی هستند. بنابراین لرزه‌خیزی کمان لرستان در ارتباط با گسل‌های تراستی تقریباً با شیب کم و در پی‌سنگ است. نبود رخداد با عمق کانونی کمتر از ۸ کیلومتر و بیشتر از ۱۶ کیلومتر وجود یک ناحیه لرزه‌زا را در پوسته بالایی و زیر پوشش رسوبی پیشنهاد می‌کند. همچنین هیچ جدایش عمقی بین زمین لرزه‌های اصلی و پس لرزه‌ها مشاهده نمی‌شود و زمین لرزه‌های اصلی و پس لرزه‌ها هر دو در پی‌سنگ اتفاق افتاده‌اند. می‌توان نتیجه گرفت که ایده جدایش عمودی لرزه‌خیزی حداقل در شمال باختر ناحیه ساده رانده چین خورده زاگرس معتبر نیست و رسوبات به‌صورت تقریباً مستقل از پی‌سنگ و تغییر شکل می‌یابند.

پالیزوان، ا.، ۱۳۹۵- سازوکار گسلش کواترنری در باختر کرمانشاه و پیوند آن با لرزه‌خیزی گسترده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.

References

- Artemieva, I. M. and Thybo, H., 2013- EUNaseis: A seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region. *Tectonophysics* 609, 97- 153.
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S. and Rezaeian, M., 2013- Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophys. J. Int.*, 195(2), 799- 814.
- Cesca, S., Zhang, Y., Mouslopoulou, V., Wang, R., Saul, J., Savage, M., Heimann, S., Kufner, S. K., Oncken, O. and Dahm, T., 2017- Complex rupture process of the Mw 7.8, 2016, Kaikoura earthquake, New Zealand, and its aftershock sequence. - *Earth and Planetary Science Letters*, 478, pp. 110- 120.
- Dahm, T. and Kruger, F., 1999- Higher degree moment tensor inversion using far-field broadband readings: Theory and evaluation of the method with application to the 1994 bolivia deep earthquake. *Geophysical Journal.*, 137, 35- 50.
- Delouis, B. Giardini, D. Lundgren, P. and Salichon, J., 2002- Joint Inversion of InSAR, GPS, Teleseismic, and Strong-Motion Data for the Spatial and Temporal Distribution of Earthquake Slip: Application to the 1999 Izmit Mainshock., *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1, pp. 278- 299.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the Relationship between Surface Structure and Deep Displacements Illustrated by the Zagros Range. *Geological Society Special Publication*, London, 3, 9- 22.
- Ghods, A., Rezapour, M. Bergman, E., Mortezaejad, G. and Talebian, M., 2012- Relocation of the 2006 Mw 6.1 Silakhour, Iran, Earthquake Sequence: Details of Fault Segmentation on the Main Recent Fault, *BSSA*, 102, 398- 416.
- Havskov, J. and Otemoller, L., 1999- SEISAN: The Earthquake Analysis Software, version 8.0, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Herrmann, R. B., 2013- Computer programs in seismology: an evolving tool for instruction and research, *Seismol. Res. Lett.*, 84, 1081- 1088.
- Hesami, K., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003- Major Active Faults of Iran (map), scale 1:2,500,000. Ministry of Science, Research and Technology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. Int.*, 77, 185- 264.
- Jiang, M. Chen, L., Talebian, M., Ghods, A., Ai, Y., Sobouti, F., He, Y., Motaghi, Kh., Chen, Q. F., Lyv, Y. and Xiao, W., 2016- Fine crustal structure in the northwestern Iranian plateau revealed by ambient noise tomography, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Vol. 18, p. 5421.
- Jordan, T. H. and Sverdrup, K. A., 1981- Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71 (4): 1105- 1130.
- Julia, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B. and Correig, A. M., 2000- Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations, *Geophys. J. Int.*, 143, 1- 19.
- Kagan, Y. Y., 1991- 3D rotation of double-couple earthquake sources. *Geophys J Int.*, 106, 709- 716.
- Langston, C. A., 1979- Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84(B9), 4749- 4762.
- Lienert, B. R. and Havskov, J., 1995- A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismol. Res. Lett.*, 66, 26- 36.
- Ligorria, J. P. and Ammon, C. J., 1999- Iterative deconvolution and receiver-function estimation, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, v. 89, p. 1395- 1400.
- McQuarrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26, 519- 535.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate tectonics. *Geophysical Research Letters* 30, 20.
- Miller, R. G., 1974- The jackknife – a review. *Biometrika.*, 61, 1- 15.
- Motaghi, K., Shabaniyan, E. and Kalvandi, F., 2017- Underplating along the northern portion of the Zagros suture zone, Iran. *Geophysical Journal International*, 210(1), 375- 389.

- Motaghi, K., Tatar, M., Priestley, K., Romanelli, F., Doglioni, C. and Panza, G. F., 2015- The deep structure of the Iranian Plateau, *Gondwana Res.*, 28, 407- 418.
- Muller, G., 1985- The reflectivity method: a tutorial, *J. Geophysics*, 58, 153- 174.
- Nissen, E., Jackson, J., Jahani, S. and Tatar, M., 2014- Zagros ‘phantom earthquakes’ reassessed – The interplay of seismicity and deep salt flow in the Simply Folded Belt? *J. geophys. Res.*, 119, 3561- 3583.
- Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J. and Allen, M., 2011- New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran, *Geophys. J. Int.*, 186, 928- 944.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., Jackson, J. A. and Parsons, B., 2010- The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm Island in the Zagros Simply Folded Belt, Iran, *Earth planet. Sci. Lett.*, 296, 181- 194.
- Rahimi, H., Hamzelou, H., Vaccari, F. and Panza, G. 2014- Shear-Wave Velocity Tomography of the Lithosphere–Asthenosphere System beneath the Iranian Plateau. *Bull. Bull. Seismol. Soc. Amer.* 104, no. 6: 6.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran Mar. *Geophys. J. Int.* 156, 506- 526.
- Verges, J., Saura, E., Casciello, E., Fernandez, M., Villasenor, A., Jimenez-Munt, I. and Garcia-Castellanos, D., 2011- Crustal-scale cross-sections across the NW Zagros belt: implications for the Arabian margin reconstruction, *Geol. Mag.*, 148 (5- 6), 739- 761.

Basement seismicity in the Lurestan arc of Zagros

M. Jamalreyhani¹, A. Ghods^{2*}, K. Motaghi³, E. Shabanian³, M. Talebian⁴ and L. Chen⁵

¹M.Sc., Faculty of Earth Science, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Associate Professor, Faculty of Earth Science, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³Assistant Professor, Faculty of Earth Science, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

⁴Associate Professor, Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁵Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Received: 2018 April 21

Accepted: 2018 July 21

Abstract

One of the main issues in Zagros is the extent that basement and the thick sedimentary layer participate in the observed seismicity. During Nov. 2013, five magnitude ~5 Mw events hit a region in the western end of Lurestan arc of Simply Folded Belt (SFB) of Zagros. We used the Iran-China temporary network and data from regional permanent networks to relocate the events using a multiple event relocation method, calculate regional moment tensor and centroid depths for the five moderate events and estimate a velocity model for the two nearby seismic stations using joint inversion of the receiver functions and dispersion curves. Our results show a seismic cluster of about 30 km long and 15 km width. The moment tensor solutions of the five moderate events indicate an almost pure thrust mechanism. The aftershock cloud indicates a low angle east dipping fault plane (i.e., dip in the range of 23 o -39 o) as the causative fault plane. The calculated centroid of the five moderate events are about 14 km and the focal depth of all events calculated by multiple event relocation are about 10-16 km. The results indicate that the thickness of sedimentary column is less than 8 km and thus showing the whole seismic cluster happened within the basement. This observation proves wrong the hypothesis of vertical separation of mainshock and aftershocks in simply folded belt of Zagros (Nissen et al. 2011) and implies that in the Lurestan arc the sedimentary layers are deformed aseismically.

Keywords: Lurestan arc, Seismicity, Basement, Receiver function, Qasre-Shirin.

For Persian Version see pages 13 to 24

*Corresponding author: A. Ghods; E-mail: aghods@yahoo.com