

تعیین ساختار سه بعدی پوسته در منطقه بم به روش توموگرافی زمین لرزه های محلی

زینب جدی^۱، محمد تاتار^۲ و بهزاد سعیدی رضوی^۳

^۱ کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ دانشیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۳ استادیار، پژوهشگاه استاندارد، اداره کل استاندارد و تحقیقات صنعتی خراسان رضوی، مشهد، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۶/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۸/۰۱

چکیده

در تاریخ ۵ دی ماه ۱۳۸۲ (۲۶ دسامبر ۲۰۰۳) زمین لرزه ای با بزرگی $M_W = 6/6$ بخش گسترده ای از جنوب استان کرمان را به لرزه در آورد. با توجه به تلفات زیاد این رویداد، توجه زیادی روی این زمین لرزه معطوف شد. به رغم مطالعات گسترده، ابهامات زیادی در مورد هندسه و محل گسل مسبب زمین لرزه بم باقی مانده است. در تحقیق حاضر، برای به نقشه در آوردن تصویر سه بعدی ساختار سرعتی منطقه، تعیین هندسه گسل بم در ژرفا و در صورت امکان نقش آن در ایجاد زمین لرزه دی ماه ۱۳۸۲، داده های زمان سیر پس لرزه های زمین لرزه بم که توسط یک شبکه لرزه نگاری محلی و متراکم ثبت شده اند، به طور همزمان برای تعیین ساختار سرعتی و کانون زمین لرزه ها وارون سازی شدند. در این مطالعه ۶۲۰۱ زمان رسید موج P حاصل از ۵۴۴ پس لرزه ثبت شده در ۲۳ ایستگاه موقت نصب شده پس از زمین لرزه بم، مورد استفاده قرار گرفتند. این داده ها توسط برنامه SIMULPS14 مورد برگردان سه بعدی قرار گرفتند. تغییرات سه بعدی سرعت موج P به دست آمده برای ژرفای کمتر از ۲۰ کیلومتر در مطالعه حاضر نشان می دهد که در زیر ژرفای ۱۰ کیلومتر سرعت کمی در منطقه حاکم است و در ژرفاهای بالای ۱۴ کیلومتر، یک بی هنجاری با سرعت بالا در قسمت باختری منطقه دیده می شود. تفاوت در سرعت مشاهده ای که در دو طرف گسل بم قرار می گیرند، می تواند به عملکرد گسل وارون بم - بروات نسبت داده شود. به نظر می رسد که گسل بم - بروات ساختار فعال اصلی منطقه، در طی زمین لرزه مخرب ۵ دی ماه ۱۳۸۲ بوده باشد.

کلید واژه ها: بم، توموگرافی محلی، ساختار سه بعدی، پس لرزه، گسلش وارون.

*نویسنده مسئول: محمد تاتار

E-mail: mtatar@iiees.ac.ir

۱- مقدمه

اولین نتایج وارون سازی سه بعدی مربوط به ساختار زیر گسل سن آندریاس با استفاده از داده های زمانی موج P می گردد (Aki et al., 1974). (Aki & Lee (1976) از نگاشت های (رکوردر) زمان تأخیری موج P برای نمایش ساختار سرعت لرزه ای استفاده نمودند. اولین نتایج توموگرافی با روش تکراری در مقیاس جهانی توسط Clayton & Comer (1983) ارائه شد. تصویر لرزه ای جهانی ارائه شده که با الگوی ژئوئید و مسائل ژئودینامیکی همخوانی خوبی داشت (Dziewonski & Anderson, 1984) برای باور تصویرسازی توموگرافی لرزه ای کمک شایانی نمود.

مسائل توموگرافی نوع خاصی از مسائل وارون می باشند، به طوری که در آن، نخست اندازه گیری هایی از انتشار نوعی انرژی درون محیط، صورت می گیرد، آنگاه ویژگی دریافت شده این انرژی (دامنه موج، شکل موج، زمان سیر) برای پی بردن به پارامترهای درونی محیط که با این ویژگی ارتباط دارند، مورد استفاده قرار می گیرند (Lee & Pereyra, 1993). در توموگرافی لرزه ای، پارامتر فیزیکی در مقطع مورد مطالعه، سرعت انتشار یا ضریب میرایش امواج لرزه ای می باشد. سه گروه از داده های نگاشت شده را می توان مورد استفاده قرار داد که استفاده از هر کدام، روش خاصی در توموگرافی لرزه ای است: توموگرافی زمان سیر، توموگرافی شکل موج یا پراش، توموگرافی دامنه موج یا میرایش.

در تاریخ ۵ ماه ۱۳۸۲ (۲۶ دسامبر ۲۰۰۳) زمین لرزه ای با بزرگای گشتاوری $6/6$ بخش گسترده ای از جنوب استان کرمان را به لرزه در آورد. شهر بم و بنای تاریخی ۲۰۰۰ ساله ارگ بم نیز طی این زمین لرزه ویران شدند. با توجه به تلفات زیاد (۲۶۰۰۰ نفر طبق آمار رسمی) زلزله بم توجه زیادی را به خود جلب کرد و مطالعات زیادی روی آن انجام شد. از جمله مطالعات انجام گرفته می توان به بررسی داده های دورلرز (Jackson et al., 2006; Yagi, 2003)، مطالعه پس لرزه ها (Nakamura et al., 2005; Tatar et al., 2005)، بررسی جنبش نیرومند زمین (Bouchon et al., 2006)، مطالعات دورسنجی (Fialko et al., 2005)، مطالعه زمین شناسی (Funning et al., 2005; Motagh et al., 2006)

۲- زمین شناسی و لرزه زمین ساخت منطقه خاور ایران

زمین ساخت فعال در ایران ناشی از حرکت همگرایی صفحات عربی و اوراسیا است که منجر به مجموعه ای پیچیده از گسل های وارون و امتداد لغز در زون های لرزه زمین ساختی مختلف شده است (Berberian & Yeats, 1999). همگرایی صفحات عربی - اوراسیا که به عنوان ترکیبی از حرکت صفحات آفریقا - اوراسیا و عربی - اوراسیا شناخته می شود، در خاور ایران جهتی شمالی - جنوبی دارد (Vernant et al., 2004). مقداری از این همگرایی در کوه های زاگرس واقع در جنوب باختر ایران، و بخش قابل توجهی در کمربندهای لرزه ای البرز و کپه داغ در شمال ایران صرف می شود. ایران مرکزی به تنهایی بدون لرزه خیزی و صلب است. کوتاه شدگی باقی مانده در زاگرس به صورت برش امتداد لغز شمالی - جنوبی

توموگرافی زمین لرزه های محلی، موقعیت گیرنده ها و زمان های رسید، مشاهده ای می باشد. مختصات چشمه (x_1, x_2, x_3) ، زمان رخداد، مسیر پرتو و کندی، مجهولات می باشند، که پارامترهای مدل مسئله توموگرافی هستند. تفاوت میان زمان رسید محاسبه ای و مشاهده ای، بردار پسماند (r_{ij}) را تشکیل می دهد:

$$r_{ij} = t_{ij}^{obs} - t_{ij}^{cal} \quad (1)$$

هدف از انجام توموگرافی برای زمین لرزه های محلی، بهبود پیش بینی پارامترهای مدل (ساختار و محل کانون) است که این کار با تغییرات آنها تا رسیدن به پسماند کمینه انجام می شود. این عملیات نیازمند یک الگوریتم تکراری می باشد. با توجه به وجود منابع فراوان در خصوص تئوری روش های وارون در ژئوفیزیک و توموگرافی لرزه ای (Menke, 1989; Parker, 1994; Tarantola, 2005; Thurber, 1983)، از ارائه مفصل مبانی نظری روش های استفاده شده صرف نظر می گردد.

روش وارون سازی مورد استفاده در این تحقیق، روش کمترین مربعات میراشده (Thurber 1983, 2003) است. کمترین مربعات میرا شده یعنی میانگینی از آشفتگی مدل که وزن داده شده و با معیار عدم انطباق داده های مربع شده همراه می شود، این ترکیب در هر تکرار کمینه می شود. تغییرات مدل در هر تکرار با استفاده از این روش محاسبه می شود و سپس این تغییرات به مدل اضافه و تکرار بعدی انجام می گردد و مدل ایجاد شده از مدل اولیه فاصله می گیرد.

نرم افزار مورد استفاده در این تحقیق برای توموگرافی زمین لرزه های محلی، Simulps14 است که در ادامه مجموعه Simulps قرار گرفته است. این مجموعه که توسط Thurber (1983) آماده شد، به طور قابل توجهی بهبود یافته است (Eberhart-Phillips, 1986, 1990; Um & Thurber, 1987). وارد کردن یک روش حل مستقیم جایگزین (پرتویابی) که منجر به پرتویابی سریع و دقیق در محیط ناهمگن می گردد، مزیت برنامه Simulps14 نسبت به نسخه های پیشین آن است.

۴- تحلیل داده

به منظور مطالعه پس لرزه های زمین لرزه بم، شبکه ای متشکل از ۲۳ ایستگاه ۳ مؤلفه ای در اطراف ناحیه رومرکزی زمین لرزه بم (شکل ۱) در هشتم دی ماه، سه روز پس از زمین لرزه اصلی و برای حدود یک ماه توسط پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و آزمایشگاه تکتونیک و ژئوفیزیک ژوزف فوریه فرانسه (LGIT) برپا شد (Tatar et al., 2005). در این مطالعه پس لرزه های ثبت شده از تاریخ اول ژانویه ۲۰۰۴ تا هجدهم ژانویه ۲۰۰۴ برای انجام توموگرافی سه بعدی استفاده می شوند.

از آنجا که لازمه حل مسائل وارون، داشتن یک مدل اولیه بهینه است، به طوری که هر قدر این مدل به واقعیت نزدیک تر باشد شانس موفقیت بیشتر خواهد بود، در تحقیق حاضر از مدل پیشنهادی (Tatar et al. (2005) (جدول ۱) استفاده شده است. ۵۴۴ پس لرزه انتخابی که دست کم توسط ۸ ایستگاه ثبت شده بودند، انتخاب گردیدند. از ویژگی های دیگری که در انتخاب این ۵۴۴ رویداد مدنظر قرار گرفته، داشتن دست کم ۸ قرائت زمان رسید موج P علاوه بر قرائت زمان دست کم ۵ رسید موج S، همچنین خطای مکان یابی در سطح و در ژرفای کمتر از ۲ کیلومتر و مقدار RMS کمتر از ۰/۳ ثانیه بوده است.

برای ایجاد مقایسه معنی دار میان نتایج توموگرافی، توجه زیادی به پارامترسازی مدل سرعت سه بعدی می شود. در این مطالعه شبکه گره های سرعتی به عنوان پارامتربندی مدل، استفاده شده است. در مناطق بسیار ناهمگن شروع مرحله به مرحله وارون سازی از مدل یک بعدی، دو بعدی و در نهایت دست یابی به مدلی سه بعدی غالباً به نتایج قابل قبولی منجر می شود (Thurber, 1983). چنین راهکاری احتمال رخداد همگرایی ضعیف در نتایج وارون سازی را کاهش می دهد. در مطالعه حاضر همان گونه که گفته شد، از مدل سرعتی یک بعدی

در دو طرف خاوری (سیستان) و باختری (کرمان) دشت لوت مشاهده می شود که باعث به وجود آمدن بلوک صلب بدون لرزه خیزی شده است، گسل های بم، گوک و ناینبد از گسل های با روند شمالی- جنوبی در این ناحیه می باشند (Walker & Jackson, 2002) (شکل ۱). ناحیه بم در قسمت باختری دو سامانه گسل امتداد لغز شمالی- جنوبی که در دو طرف قطعه بدون لرزه خیزی دشت لوت قرار دارند، واقع شده است. گسل های امتداد لغز کوه بنان، جیرفت، ناینبد، گوک، بم، سبزواران و رفسنجان، گسل های اصلی و فعال منطقه کرمان در جنوب خاور ایران می باشند. گسل بم در جنوب خاور گسل معروف گوک قرار دارد. زون گسلی بم به عنوان یکی از زون های فعال در جنوب خاور ایران در نظر گرفته می شود. مقدار جابه جایی و پرتگاه گسلی در نهشته های رسوبی نشانگر فعال بودن گسل در زمان های اخیر است (Fu et al., 2007). گسل بم با راستای شمال باختری- جنوب خاوری با طولی بیش از ۵۰ کیلومتر دارای شیب به سمت باختری می باشد. سه قسمت اصلی به نام های قطعات جنوبی، خاوری و شمالی در محدوده زون گسلی بم قابل تشخیص هستند (Hessami et al., 2003). شواهد زمین ریخت شناسی جابه جایی های اواخر پلیوستوسن در زون گسلی بم قابل بررسی می باشد (Berberian, 1976). این شواهد جابه جایی در امتداد بخش های خاوری و شمالی در مقایسه با بخش جنوبی بهتر حفظ شده اند. بخش جنوبی گسل که در حدود ۳۳ کیلومتر طول دارد، دارای راستای N18W بوده و به دلیل رسوب گذاری در سطح مستقیماً قابل مشاهده نیست. در حدود ۵ کیلومتری جنوب شهر براوات قطعه جنوبی ناگهان به سمت چپ جابه جا شده است و در جهت شمال در امتداد براوات ادامه پیدا می کند. این قسمت از گسل بم که در حدود ۱۰ کیلومتر طول دارد و دارای راستای شمالی- جنوبی است، قطعه خاوری را تشکیل داده و شواهد زمین ریخت شناسی آن کاملاً قابل مشاهده است (Fu et al., 2007; Hessami et al., 2003). قطعه شمالی گسل بم دارای راستای N10 W می باشد. جابه جایی های راست گرد در بستر رودخانه ها در این بخش از گسل نشان دهنده جابه جایی های ناشی از رویدادهای مختلف است. لازم به ذکر است که فعالیت لرزه خیزی تاریخی (Ambrasey & Melville, 1982; Berberian & Yeats, 1999) و دستگاهی (Engdahl et al., 2006) مربوط به گسل بم بسیار کم بوده و بیشتر زلزله ها به گسل های ناینبد، گوک و شهداد در شمال بم و یا گسل جیرفت در جنوب بم مرتبط هستند (شکل ۲). هیچ گونه فعالیت لرزه ای که بتوان به گسل بم نسبت داد تا پیش از رویداد ۵ دی ماه ۱۳۸۲ قابل مشاهده نیست (Tatar et al., 2005).

۳- روش مطالعه

اگر بعضی از خواص کشسانی زیر سطحی مثل سرعت توسط مجموعه ای از پارامترهای مدل (m) نشان داده شود، آنگاه مجموعه ای از داده ها مثل زمان سیرها (d) را می توان با استفاده از انتگرال خطی در مدل برای یک آرایه خاص پیش بینی نمود. ارتباط بین داده ها و پارامترهای مدل، $d = G(m)$ بنیان هر روش توموگرافی را تشکیل می دهد.

برای یک مجموعه داده مشاهده شده d_{obs} و مدل اولیه m_0 اختلاف $d(m_0) - g(m_0)$ گواهی بر درستی مدل اولیه ای است که تا چه اندازه با داده های مشاهده شده همخوانی دارد. سپس مسئله وارون در توموگرافی این است که آن قدر مدل m تغییر داده شود تا اختلاف بین داده های مشاهده ای و محاسبه ای کمینه شود. نتیجه نهایی یک نمایش ریاضی از ساختار زیر سطحی خواهد بود که درجه دقت آن به برخی از عامل ها بستگی دارد که مهم ترین آنها میزان تطبیق داده های مشاهده ای و محاسبه ای، خطاهای موجود در داده های مشاهده ای، و دقت روش مورد استفاده برای محاسبه داده های مدل $G(m)$ هستند.

مهم ترین مراحل در مطالعات توموگرافی عبارتند از: پارامتربندی مدل، محاسبه مستقیم، وارون سازی و تجزیه و تحلیل درستی پاسخ. اطلاعات موجود در مسائل

بیشتر به سمت خاور حرکت نموده و به صورت نوار باریکی در زیر گسل بم ظاهر شده است. در ژرفای ۳۰ کیلومتری نیز همین روند با واضح تر شدن زون پرسرعت در بخش مرکزی نسبت به طرفین که از سرعت کمتری برخوردارند، قابل مشاهده است. البته با توجه به محدودیت مشاهده‌ای در ژرفاهای کانونی پس لرزه‌ها، حصول اطمینان از درستی این نتایج، به ویژه برای ژرفاهای زیر ۲۰ کیلومتر منوط به بررسی و انجام یک سری آزمون‌های نشان‌دهنده میزان اعتمادپذیری به نتایج می باشد. روند تغییرات سرعتی نشان می‌دهد که از سطح تا ژرفای ۱۵ کیلومتری زون پرسرعتی در باختر گسل ایجاد شده و تصویر گسل در ژرفاهای روی زون کم‌سرعت قرار گرفته و مرزی میان این دو در فاصله کوتاهی از باختر گسل ایجاد شده است. این می‌تواند بر وجود یک گسل وارون با شیب به سمت باختر دلالت داشته باشد.

برای بررسی بهتر روند تغییرات سه مقطع عرضی عمود بر گسل بم (شکل ۵) رسم شده است. در راستای نیمرخ A (شکل ۶)، تا ژرفای ۱۰ کیلومتری به طور کلی شاهد یک زون کم‌سرعت در سراسر منطقه هستیم. فقط در خاور گسل بم یک زون پر سرعت از سطح تا ژرفای ۴ کیلومتری دیده می‌شود، که می‌تواند به اثر عوارض سطحی نسبت داده شود. از ژرفای حدود ۱۰ کیلومتر به پایین یک تغییر آشکار در سرعت نسبی در خاور و باختر گسل بم مشاهده می‌شود به گونه‌ای که در باختر گسل بم شاهد زون پرسرعت و در خاور آن شاهد یک زون کم‌سرعت هستیم. این روند مشاهده‌ای با ژرفا در راستای نیمرخ A، به وضوح در راستای دو نیمرخ C و B نیز قابل دنبال کردن است و به خوبی در این دو مقطع نیز شاهد جدایش طرفین گسل بم به دو زون کم‌سرعت در خاور و پرسرعت در باختر هستیم (شکل ۶). زون با سرعت بیشتر مشاهده‌ای در ژرفاهای سطحی‌تر در خاور گسل بم همان گونه که عنوان گردید، متأثر از توپوگرافی سطحی و سازگار با جنس سنگ‌های بیرون زده است. به سمت جنوب همان گونه که در نقشه توپوگرافی منطقه شاهد کاهش ارتفاعات به سمت جنوب هستیم، در نیمرخ B افزایش سرعت کم‌رنگ‌تر و در نیمرخ C به شدت محدودتر شده است.

با توجه به مطالعات پیشین انجام گرفته در خصوص گسل بم (Hessami et al., 1997, 2003) که گسل بم را گسلی وارون معرفی نموده‌اند، نحوه توزیع زون‌های کم‌سرعت و پرسرعت در طرفین این گسل، و وارون بودن این گسل پی‌سنجی که تا ژرفاهای ۲۰ کیلومتر ادامه یافته است را تأیید می‌کند. فاصله کم زون پرسرعت مشاهده‌ای واقع در باختر گسل بم تا موقعیت این گسل در سطح تا حدودی سازگار با شیب زیاد گزارش شده (Tatar et al., 2005) و ژرفای زیاد آن تأیید کننده وجود یک زون لرزه‌زای ژرف در منطقه است (Tatar et al., 2005; Jackson et al., 2006).

۶- بررسی کیفیت نتایج

تفسیر قابل اطمینان و معنی‌دار از نتایج توپوگرافی حاصل، تحلیل دقیقی از کیفیت حل را می‌طلبد و باید همه ابزارهای وضوح در دسترس باشد. طی این مطالعه ترکیبی از آزمون‌های مصنوعی، پوشش پرتوها، چگالی نسبی پرتوها (DWS)، عناصر قطری ماتریس وضوح و تابع گسترده‌گی (Spread) بررسی شده است که به ارائه نتایج برخی از آنها پرداخته می‌شود. توزیع پرتوهای لرزه‌ای در شکل ۷ نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می‌شود، پوشش پرتو در محل تجمع پس لرزه‌ها و مرکز منطقه بسیار خوب بوده و زون گسلی کاملاً با پرتوهای لرزه‌ای پوشیده شده است. از این رو، نگاشت‌های ثبت شده اطلاعات کاملی از محل را در خود دارند. بررسی چگالی پرتو نسبی (DWS) بر مقادیر بالای DWS دلالت داشته که در ارتباط با چگالی بالای پرتو و پوشش خوب منطقه است. بررسی عناصر قطری ماتریس تحلیل مدل (RDE)، به عنوان ابزاری برای بررسی میزان اعتماد پذیری نتایج نیز دلالت بر درستی و قابل قبول بودن نتایج دارند. مقادیر RDE بالای ۰/۵ را معمولاً به عنوان مقدار قابل قبول در مطالعات توپوگرافی در نظر می‌گیرند. تابع گسترده‌گی اطلاعات مربوط به

(Tatar et al., 2005) به عنوان مدل منبایی برای شروع وارون‌سازی استفاده شده است. خروجی اولین اجرای برنامه Simulps14 که به صورت مدلی سه‌بعدی می‌باشد در ادامه کار به عنوان مدل سرعت سه‌بعدی ورودی مورد استفاده قرار گرفت.

با توجه به محلی بودن وارون‌سازی‌ها و گسترش منطقه مورد مطالعه، همچنین با در نظر گرفتن محل پس لرزه‌ها و ایستگاه‌های نصب شده، برای انتخاب آرایش بهینه و تعیین مختصات گره، آرایش‌های متعددی مورد بررسی قرار گرفتند. در کلیه محاسبات از توزیع واقعی ایستگاه‌ها و پرتوها استفاده شده است و در یک سری از وارون‌سازی‌های آزمایشی فواصل مختلفی از گره‌ها، تحت وارون‌سازی قرار گرفتند. با مطالعه همزمان نتایج آماری، پسماند زمان سیر، و پوشش داده‌ها، در نهایت شبکه‌ای با فاصله‌های افقی ۱۰ کیلومتر بین گره‌ها در راستای شمالی- جنوبی و خاوری- باختری و فاصله ژرفی ۵ کیلومتر طراحی شد (شکل ۲). پارامتر مهم و ضروری دیگری که حتماً باید طی وارون‌سازی تعیین شود، پارامتر میرایی است. پارامتر میرایی مناسب از روی نمودار واریانس داده‌ها در مقابل واریانس مدل انتخاب می‌شود (Eberhart-Phillips, 1986). مقدار مناسب میرایی در این مطالعه ۸۰ محاسبه شد (شکل ۳).

برای تعیین تعداد مناسب تکرار باید حتماً مقادیر واریانس و rms کنترل شوند. طی ۳ تکرار اول، واریانس داده‌ها از مقدار ۰/۰۹۹ به مقدار ۰/۰۱۹ و rms وزن داده شده نیز از مقدار ۰/۲۴۶ به مقدار ۰/۱۲، یعنی به ترتیب ۱۹ و ۴۸ درصد کاهش یافتند. بررسی‌های بیشتر نشان داد که افزایش تکرارها تأثیر قابل ملاحظه‌ای روی نتایج ایجاد نمی‌کند، از این رو، خروجی‌های مربوط به تکرار سوم به عنوان نتایج نهایی معکوس‌سازی در نظر گرفته می‌شود.

۵- ارائه نتایج

اگرچه در مدل‌سازی سه‌بعدی صورت گرفته در تحقیق حاضر، هر دو حالت سرعت مطلق و نسبی مورد بررسی قرار گرفته و برآورد شده‌اند، اما به دلیل پرهیز از طولانی شدن مطلب و کاهش اشکال متعدد مربوط به هر مدل سرعتی، در مقاله حاضر صرفاً به ارائه نتایج به دست آمده برای مدل‌های سرعت نسبی که از وضوح بالاتری برخوردارند، اکتفا شده است. تصاویر مربوط به سرعت نسبی در ژرفای مختلف منطقه مورد مطالعه در شکل ۴ ارائه شده است. در سطح زمین نواحی کوچک کم‌سرعت و پرسرعتی دیده می‌شوند که احتمالاً از عوامل سطحی چون جنس لایه‌ها پیروی می‌کنند. در شمال باختری محل گسل موجود در منطقه، یک زون کم‌سرعت دیده می‌شود. در نقشه نشان‌دهنده تغییرات نسبی سرعت، به خوبی همخوانی بین نقاط بای‌هنجاری سرعت بالا و وجود ارتفاعات سنگی در زیر نیمه شمالی گسل و جنوب باختر منطقه مشاهده می‌شود.

در ژرفای ۵ کیلومتری، سرعت عمومی منطقه افزایش یافته و به طور کلی روند حضور زون‌های کم‌سرعت و پرسرعت مشابه تغییرات سطحی مشاهده‌ای، حفظ شده است و به نظر می‌رسد که زون کم‌سرعت جنوبی در منطقه گسل تا قسمت‌های شمالی‌تر گسل پیشروی کرده است. در ژرفای ۱۰ کیلومتری، مشاهده می‌شود که زون کم‌سرعت تا زیر منطقه گسل پیشروی کرده است. یک زون پرسرعت نیز در حدود ۷ کیلومتری باختر گسل بم قابل شناسایی است. در ژرفای ۱۵ کیلومتری روند تغییرات سرعتی مشابه ژرفای ۱۰ کیلومتری بوده و زون پرسرعت باختری با وضوح بیشتری دیده می‌شود. در ژرفای ۲۰ کیلومتری روند تغییرات سرعتی نسبت به ژرفاهای بالاتر تغییر کرده است و بیشتر منطقه به صورت یک زون پرسرعت دیده می‌شود، فقط در خاور منطقه و قسمت راست منطقه زیر گسل، یک زون کم‌سرعت دیده می‌شود. در واقع زون پرسرعتی که در ژرفاهای ۱۰ و ۱۵ کیلومتری باختر گسل بم مشاهده می‌شود، در این ژرفا تا زیر نیمه شمالی گسل بم به سمت خاور مهاجرت نموده است. در ژرفای ۲۵ کیلومتری مشابه ژرفای ۲۰ کیلومتری، منطقه پرسرعت

بیشتر از شبکه نصب شده توسط Tatar et al. (2005)، که در تحقیق حاضر از داده‌های آن استفاده شده است برخوردار است، از این رو، از دقت مکان‌یابی کمتری برخوردار است. به‌ویژه فاصله ایستگاهی زیاد در شبکه ایشان اجازه تعیین ژرفای کانونی با دقت مطلوب را فراهم نمی‌سازد. پس لرزه‌های مکان‌یابی شده با ژرفای کانونی زیر ۵ کیلومتر توسط شبکه لرزه‌نگاری (Nakamura et al. 2005)، با توجه به فاصله بین ایستگاهی زیاد حدود ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر، قابل اعتماد نیستند. بر خلاف نتایج (Nakamura et al. 2005)، Tatar et al. (2005) نشان دادند که لرزه‌خیزی اساساً محدود به ژرفاهای بیشتر از ۸ کیلومتر بوده و عملاً رویدادی در بخش رسوبات مشاهده نمی‌شود. به لحاظ زمانی نیز، برداشت داده توسط (Nakamura et al. 2005)، یک ماه و نیم پس از زلزله اصلی انجام شده است. این در حالی است که پس‌لرزه‌ها هر چه به لحاظ زمانی به زمان رخداد زلزله اصلی نزدیک‌تر باشند، به لحاظ مکانی به گسل مسبب نزدیک‌تر خواهند بود. (Tatar et al. 2005) ایستگاه لرزه‌نگاری با توزیع و فواصل بین ایستگاهی مناسب را ۳ روز بعد از رخداد زمین‌لرزه بم در منطقه نصب کردند. در این پژوهش از زمین‌لرزه‌هایی استفاده شد که دست‌کم در ۱۸ ایستگاه ثبت شده‌اند، نبود زاویه‌ای کمتر از ۱۸۰ درجه دارند و rms آنها نیز کمتر از ۰/۳ است. (Sadeghi et al. 2006) در مطالعه توموگرافی خود، پوسته را فقط تا ژرفای ۱۴ کیلومتری تصویرسازی کرده‌اند، از این رو، ارتباط بین بی‌هنجاری‌ها با ساختارهای ژرف‌تر مشاهده نمی‌شود. طی این مطالعه زون گسلی تا ۲۰ کیلومتر قابل مشاهده است که خود ضمن تأیید مطالعات (Tatar et al. 2005) حکایت بر وجود یک زون لرزه‌خیزی ژرف‌تر و در نتیجه خطرپذیری لرزه‌ای بیشتر دارد.

بر اساس نتایج حاصل از پژوهش صورت گرفته، در نیمرخ‌های ترسیمی برای منطقه از سطح تا ژرفای ۵ کیلومتری از محل شکستگی‌ها به سمت باختر زون کم‌سرعت دیده می‌شود که کاملاً منطبق بر رسوبات رودخانه‌ای و آبرفتی میان کوه‌های کافوت و جبال بارز است (Hessami et al., 2003) به سمت خاور، زون نسبتاً پرسرعتی دیده می‌شود که محل آن در نیمرخ جنوبی کمی بیشتر به سمت خاور متمایل است. این زون با شواهد موجود در سطح و وجود توپوگرافی‌های کوچک نشان‌دهنده وجود لایه‌های سنگی سخت کاملاً سازگار است. محل جدایش زون پرسرعت و کم‌سرعت در سطح منطبق بر محل شکستگی‌های سطحی می‌باشد.

از ژرفای ۶ تا حدود ۱۲ کیلومتری زون کم‌سرعتی در کل منطقه دیده می‌شود که در قسمت باختری‌تر پس از محل شکستگی‌های سطحی کمی بر سرعت لایه‌ها افزوده می‌شود. این افزایش سرعت مرتبط با لایه پرسرعتی است که در باختر شکستگی‌های سطحی از ژرفای حدود ۱۲ کیلومتر شروع و تا ژرفای ۲۰ کیلومتری ادامه می‌یابد.

Talebian et al. (2004) یک روند شمالی-جنوبی با ساز و کار وارون و شیب حدود ۳۰ درجه به سمت باختر را در مدل‌سازی شکل موج زمین‌لرزه‌های دور لرزه تشخیص دادند و پس از آن Jackson et al. (2006) نیز طی مدل‌سازی زلزله بم وجود چنین چشمه و سازوکاری را برای این زلزله تأیید کردند. از سوی دیگر، در زوایای ریک بررسی‌شده در مطالعه (Fialko et al. 2005) مؤلفه وارون دیده می‌شود. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی نیز زون گسلی بم ترکیبی از گسل‌های موازی امتداد لغز و وارون معرفی شده است (Hessami et al., 2003) که عده‌ای (Jackson et al., 2006) آن را افزایش دگرشکلی یا strain partitioning می‌دانند. توزیع پس‌لرزه‌ها در مقاطع عرضی ترسیمی توسط (Tatar et al. 2005) نیز دلالت بر وجود یک صفحه گسلش با شیب زیاد به سمت باختر دارد. از این رو، با توجه به شواهد سطحی مشاهده‌ای، وجود پرتگاه گسلی بم که پیش‌تر توسط (Hessami et al. 1997) به‌عنوان اثر سطحی گسل معکوس بم گزارش شده بود، توزیع پس‌لرزه‌ها و وجود یک مؤلفه قابل توجه وارون با شیب به سمت باختر در

ماتریس تحلیل مدل را به طریقی متفاوت از پارامتر RDE، خلاصه‌سازی می‌کند. تابع گسترده‌گی از روی ماتریس وضوح به دست می‌آید و به نسبت پارامتر RDE اطلاعات کمی‌تری را برای مشخص کردن منطقه قابل تفسیر در اختیار می‌گذارد. با توجه به مطالعات مختلف، مقادیر زیر ۵ برای این پارامتر قابل قبول هستند و هرچه این مقدار کمتر باشد، بر کیفیت بهتری دلالت دارد. در شکل ۸ فقط مقادیر زیر ۵ به صورت رنگی نشان داده شده است. به‌طور کلی با توجه به مشاهدات، در ژرفاهای کمتر از ۲۵ کیلومتر و در محدوده گسلی و محل نصب ایستگاه‌ها، نتایج از اعتمادپذیری خوبی برخوردارند. همان‌گونه که در شکل ۸ نیز به‌خوبی مشاهده می‌گردد، در ژرفاهای کمتر از ۲۰ کیلومتر، برای بیشتر گستره مورد مطالعه، مقدار تابع گسترده‌گی کمتر از ۴ است. با مقایسه این سه پارامتر مشاهده می‌کنیم که تقریباً در هر سه مورد محدوده‌های مشابهی (واقع در بین ایستگاه‌های نصب شده در منطقه) مورد قبول قرار گرفته‌اند.

پس از بررسی پارامترهای تحلیل وضوح لازم است تا برای حصول اطمینان مدلی مصنوعی را هم بررسی کنیم. مدل مصنوعی به‌گونه‌ای طراحی می‌شود که بی‌هنجاری‌های دیده شده در نتایج وارون‌سازی با یک هندسه متفاوت حفظ شود (Haslinger et al., 1999). زمان‌های سیر مصنوعی با استفاده از پرتویابی با همان چینش فرستنده و گیرنده مربوط به داده‌های واقعی حساب می‌شود. داده‌های مصنوعی با استفاده از پارامتربندی و پارامترهای کنترلی یکسان برای داده‌های واقعی وارون‌سازی شده‌اند. همان‌گونه که در قسمت نتایج مشاهده کردیم، از ژرفای حدود ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری یک زون پرسرعت در باختر محدوده و در خاور آن هم یک زون کم‌سرعت دیده می‌شود. از این رو، در این آزمون یک بی‌هنجاری پرسرعت مستطیلی در ژرفای ۱۰ تا ۲۰ کیلومتری در باختر گسل موجود با افزایش ۲۰ درصدی سرعت نسبت به بخش خاوری منطقه در نظر گرفته می‌شود (شکل ۹).

با مقایسه نتایج خروجی وارون‌سازی مدل اولیه مصنوعی (شکل ۱۰) با داده‌های ورودی مشابه، در ژرفاهای ۱۰، ۱۵ و ۲۰ کیلومتری (ژرفاهای مربوط به حضور بی‌هنجاری در مدل مصنوعی)، مشاهده می‌شود که مرزهای میان بی‌هنجاری‌های کم‌سرعت و پرسرعت موجود منطبق بر مدل مصنوعی هستند و خوب حل شده‌اند و همچنین شکل مستطیلی بی‌هنجاری نیز قابل تشخیص است. در مقطع عرضی نتایج خروجی نیز، مرز مشاهده شده کاملاً منطبق بر مرز تعریف شده است و در ژرفاهای مربوط به حضور بی‌هنجاری محل جدایش بی‌هنجاری کم‌سرعت و پرسرعت حفظ شده است و شکل بی‌هنجاری در مجاورت محل تمرکز داده‌ها، بیشتر از نقاط دورتر حفظ شده است. در کل با توجه به نتایج مدل‌سازی مصنوعی، می‌توان چنین بیان نمود که بی‌هنجاری سرعتی مشاهده‌ای در باختر گستره مورد مطالعه یعنی در باختر گسل بم، یک بی‌هنجاری واقعی بوده و به‌خوبی توسط داده‌های لرزه‌ای نمایان شده است.

۷- بحث و نتیجه گیری

امواج دور لرز موقعیت کانون زمین‌لرزه بم را ۱۰ کیلومتری خاور محل توزیع پس‌لرزه‌ها و ۵ کیلومتری خاور گسل بم-بروات تعیین کرده‌اند. طبق مطالعات InSAR انجام شده، پس‌لرزه‌ها دقیقاً در زیر شهر بم و شکستگی‌های ناشی از زلزله این خود نشان می‌دهد که استفاده از داده‌های محلی تا چه اندازه می‌تواند دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را افزایش دهد. یکی از مهم‌ترین ابهامات موجود در مورد زمین‌لرزه بم، ساختار فعال مسبب زمین‌لرزه و نسبت دادن لرزه‌خیزی به گسلی خاص در منطقه است.

(Sadeghi et al. 2006) با استفاده از داده‌های ثبت‌شده توسط شبکه (Nakamura et al. 2005) در مطالعه ساختار سه‌بعدی منطقه پرداختند. با توجه به این که شبکه ناکامورا و همکاران از تعداد ایستگاه‌های کمتر با فواصل بین ایستگاهی

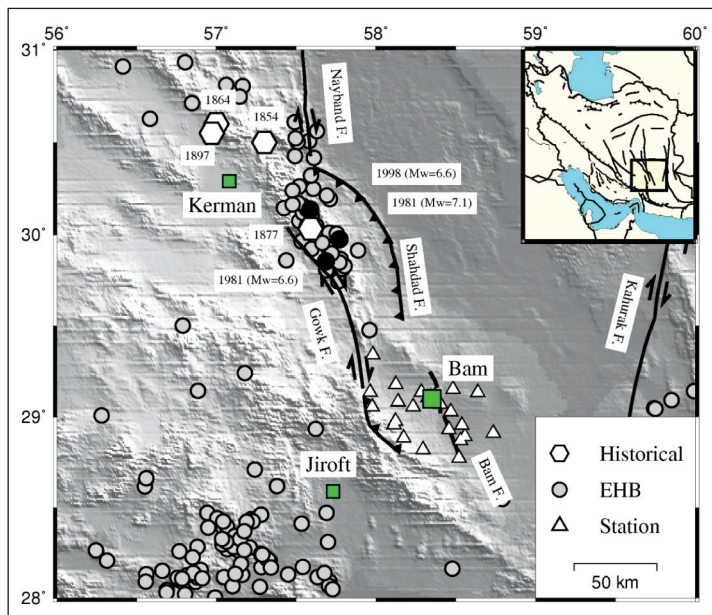
دالات مطالعات لرزه‌خیزی و توموگرافی سه‌بعدی بر وجود یک لایه لرزه‌زا تا ژرفای ۲۰ کیلومتری، می‌تواند زنگ خطری مبنی بر پتانسیل رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر در منطقه بم باشد.

سپاسگزاری

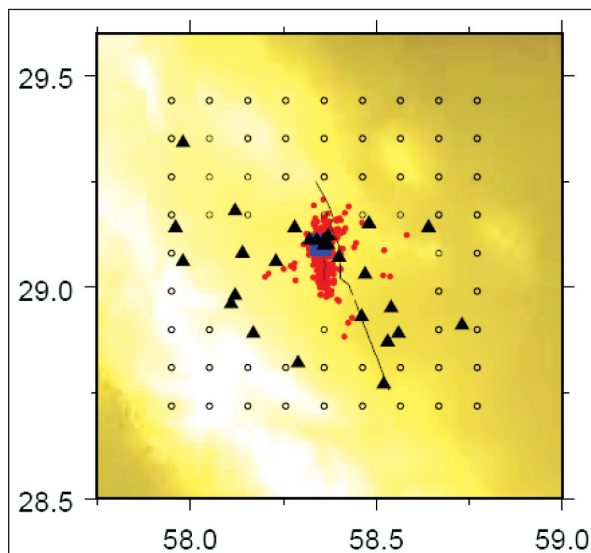
بدینوسیله از تمامی افرادی که در نصب و راه‌اندازی شبکه لرزه‌نگاری موقت در منطقه بم و جمع‌آوری داده همکاری نمودند سپاسگزاری می‌گردد. از آقای دکتر علی مرادی نیز که قرائت‌های فاز خود را در اختیار گذاشتند صمیمانه تشکر می‌گردد. پژوهش حاضر در قالب پروژه پژوهشی شماره ۵۳۴۳ در پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به‌انجام رسید.

مطالعات مدل‌سازی شکل موج، وجود بی‌هنجاری پرسرعت در باختر گسل بم به عملکرد وارون این گسل در لایه‌های زیرین نسبت داده می‌شود. به عبارت دیگر وجود بی‌هنجاری پرسرعت در باختر نسبت به بی‌هنجاری کم‌سرعت در خاور نشان می‌دهد که یک گسل وارون با شیب زیاد در منطقه عمل نموده است و منجر به بالا آمدگی لایه‌های پرسرعت بخش باختری نسبت به بخش خاوری شده است. این واقعیت ضمن تأیید کاری بودن گسل بم در منطقه، و اثرگذاری آن در ژرفاهای بیشتر به‌عنوان یک گسل پی‌سنگی، تأییدی بر وجود یک زون لرزه‌زا تا ژرفای دست‌کم ۲۰ کیلومتری است.

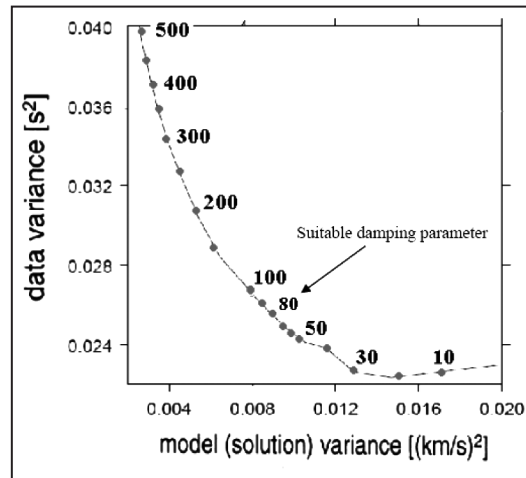
این خود نشان می‌دهد که اگر چه در طی زمین‌لرزه بم با شکست بخش‌های سطحی تا ژرفای حدود ۸ کیلومتری، رویدادی مخرب با بزرگای گشتاوری ۶/۶ اتفاق افتاد،



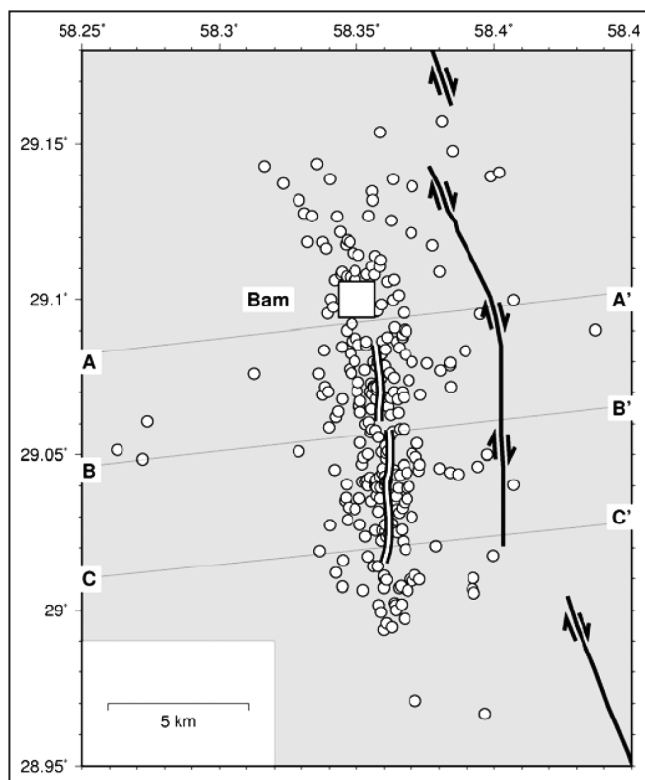
شکل ۱ - نقشه لرزه‌خیزی دستگاهی و تاریخی در گستره بم. گسل‌های اصلی منطقه و موقعیت شبکه لرزه‌نگاری نصب شده برای مطالعه پس‌لرزه‌ها توسط تاتار و همکاران در شکل نشان داده شده‌اند (Tatar et al., 2005). موقعیت گسل بم از روی مقاله Talebian et al. (2004) گرفته شده است.



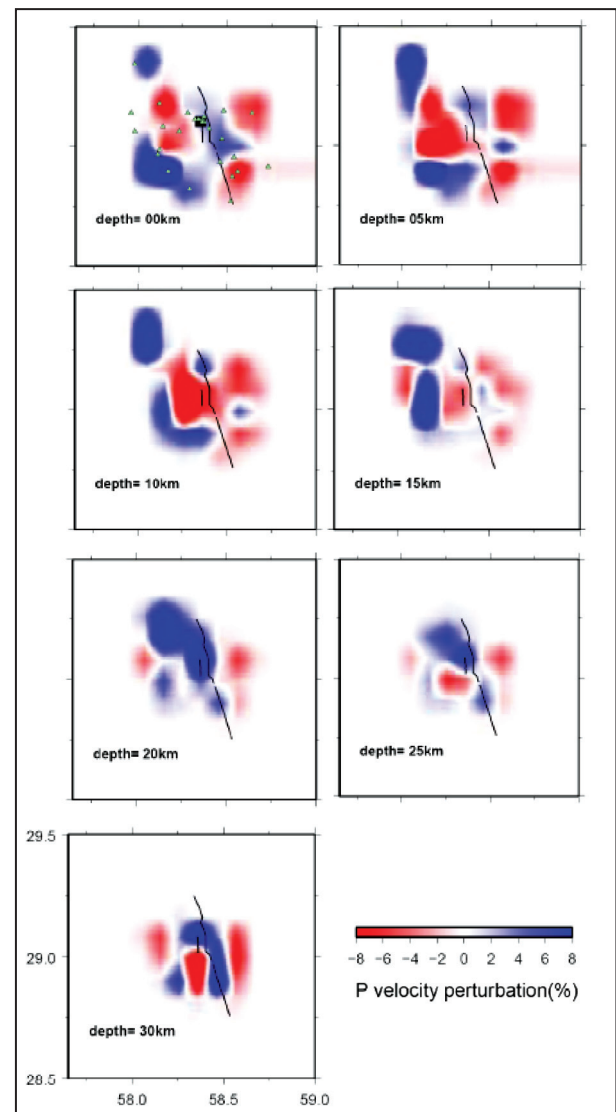
شکل ۲ - شبکه‌بندی افقی طراحی شده برای انجام وارون‌سازی‌ها. (دایره‌های توخالی: گره‌های شبکه، مثلث: ایستگاه‌های نصب شده در منطقه، دایره قرمز: پس‌لرزه‌های ثبت شده، خط ممتد: گسل بم (Talebian et al., 2004)، مربع آبی: موقعیت شهر بم). شکستگی‌های نمایان شده در جنوب شهر بم (Talebian et al., 2004) نیز در شکل نشان داده شده است.



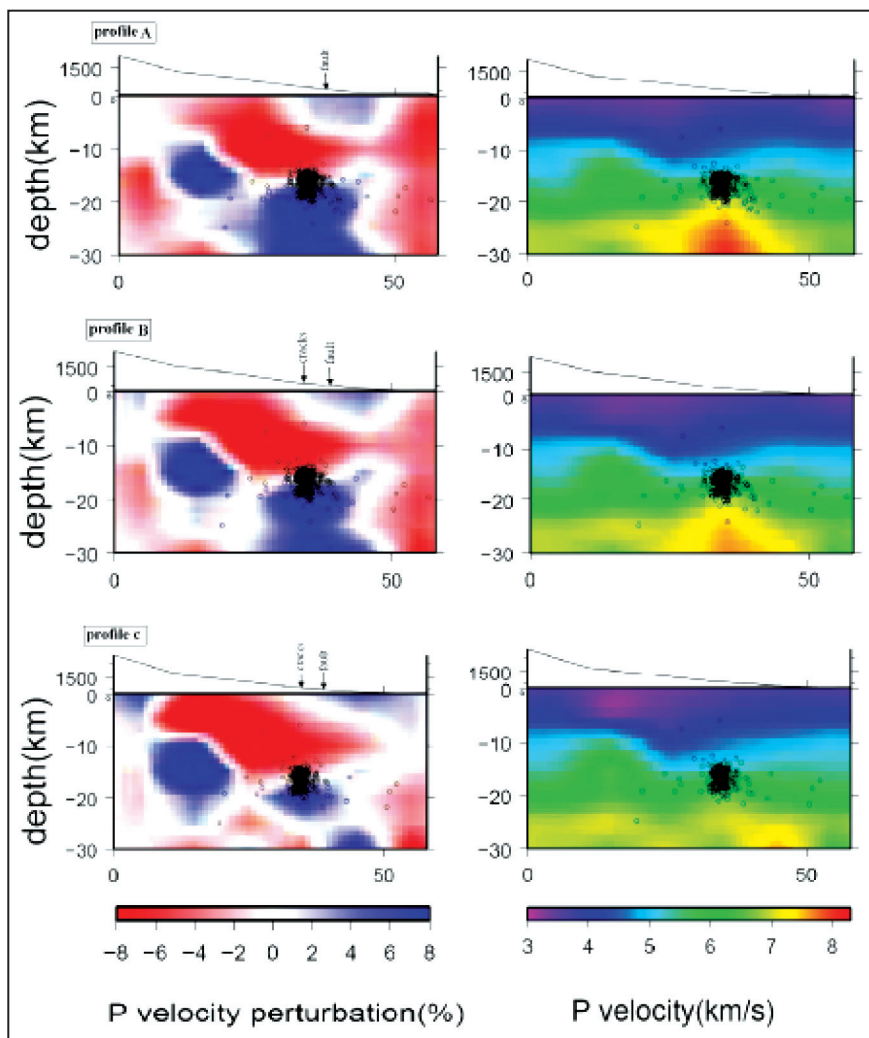
شکل ۳- نمودار واریانس داده‌ها در برابر واریانس مدل برای انتخاب متغیر میرایی مناسب.



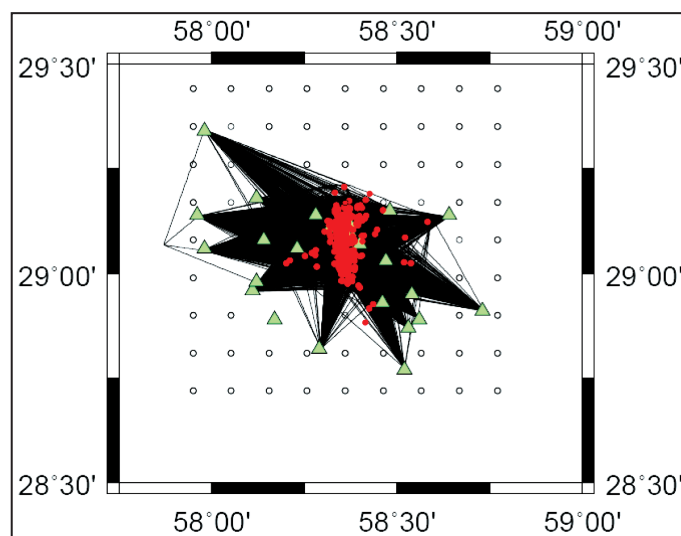
شکل ۵- موقعیت مقاطع عرضی ترسیمی عمود بر روند لرزه‌خیزی (Tatar et al., 2005). موقعیت گسل بم و شکستگی‌های مشاهده شده پس از زمین‌لرزه از روی مقاله Talebian et al. (2004) گرفته شده است.



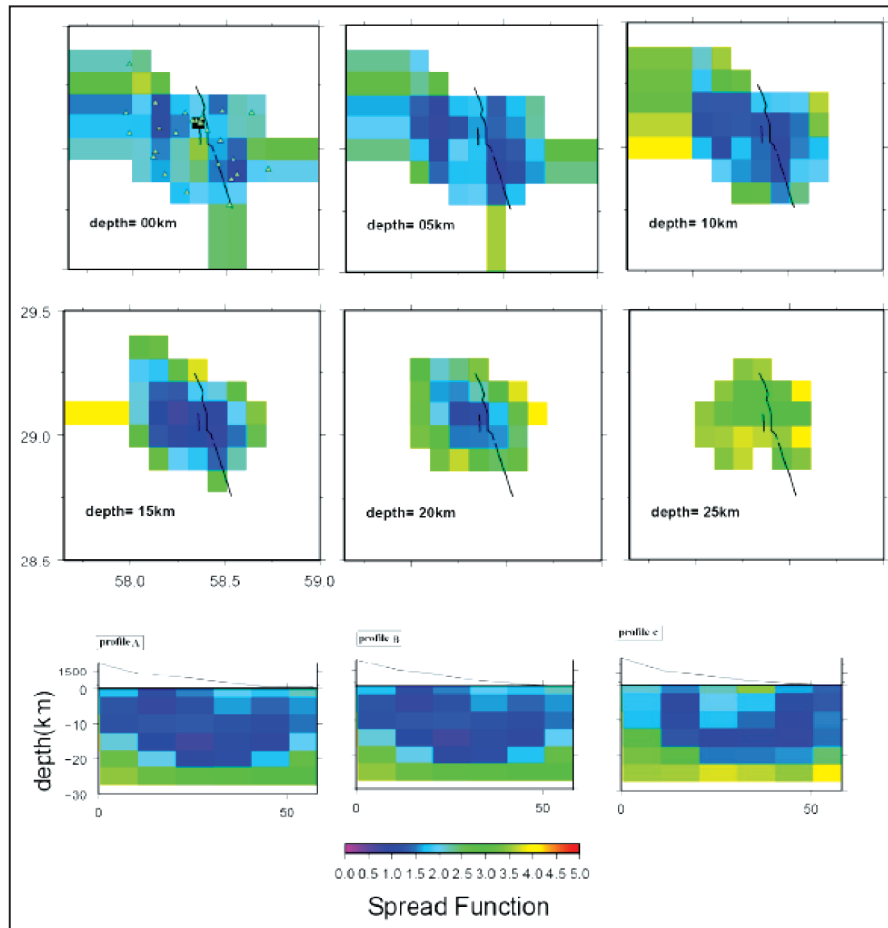
شکل ۴- برش‌های افقی نشان‌دهنده سرعت نسبی در ژرفاهای مختلف.



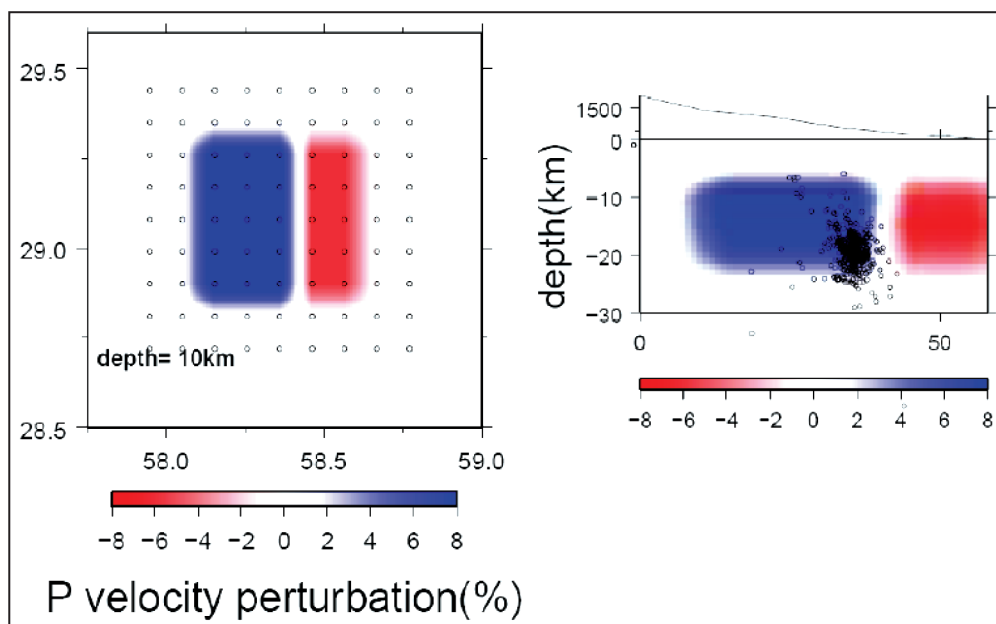
شکل ۶- مقاطع عرضی خاوری-باختری رسم شده به صورت عمود بر روند گسل بم-بروات. سمت راست: سرعت مطلق، سمت چپ: سرعت نسبی.



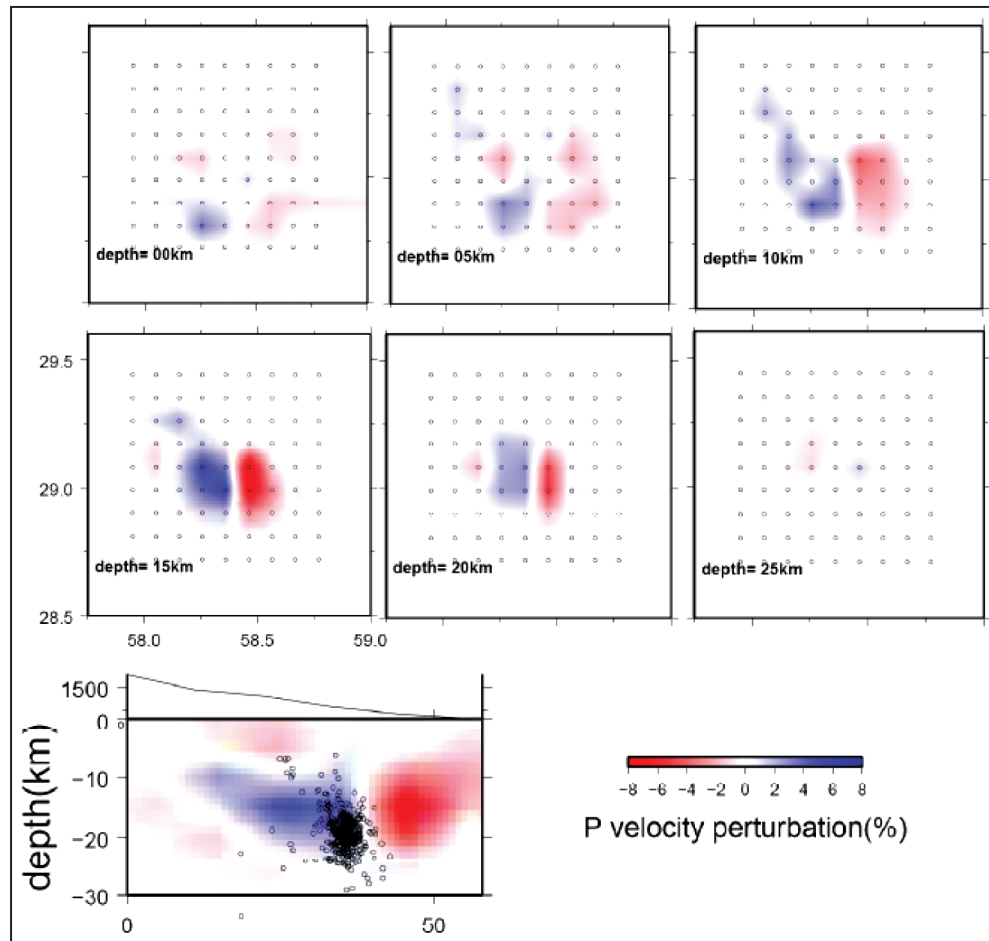
شکل ۷- تصویری از پوشش پرتوی منطقه. پرتوها با خطوط ممتد، ایستگاه‌های نصب شده در منطقه با مثلث، پس لرزه‌های ثبت شده با دایر قرمز، و گره‌های شبکه‌بندی اعمالی در منطقه مورد مطالعه با دایره‌های توخالی نشان داده شده‌اند.



شکل ۸- مقدار تابع گسترده‌گی در مقاطع افقی و عرضی تشریح شده برای توزیع سرعت مطلق و نسبی.



شکل ۹- مدل مصنوعی آزمایش شده برای سنجش صحت نتایج. سمت چپ: برش افقی از مدل مصنوعی مورد نظر در ژرفای ۱۰ کیلومتری، سمت راست: برش عرضی از مدل مصنوعی طراحی شده.



شکل ۱۰- برش‌های افقی و عرضی مربوط به سرعت نسبی حاصل از مدل‌سازی مصنوعی.

جدول ۱- ساختار سرعتی حاصل از برگردان یک‌بعدی زمان‌های سیر امواج S و P (Tatar et al., 2005)

سرعت موج P Km/s	سطح بالای لایه Km
۵/۴	۰
۶/۲	۸
۶/۵	۱۲

References

- Aki, K., Christofferson, A., Husebye, E.S., 1974- Three-dimensional seismic-velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the U.G.S.S. California seismic array (abstract): *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 56, 1145.
- Aki, K., Lee, W.H.K., 1976 - Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, 1.A homogeneous initial model: *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-99.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C.P., 1982- A history of Persian earthquakes: Cambridge University Press.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the seismotectonics of Iran (partII): p.518, geological survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. & Yeats, R.S., 1999- Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau: *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Bouchon, M., Hatzfeld, D., Jackson, J.A., Haghshenas, E., 2006- Some insight on why Bam (Iran) was destroyed by an earthquake of relatively moderate size: *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09309
- Clayton, R.W., Comer, R.P., 1983- A tomographic analysis of mantle heterogeneities from body wave travel time (abstract): *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*. 64,776.

- Dziewonski, A.M., Anderson, D.L., 1984- Seismic tomography of the Earth's interior: *Am. Sci.*, 721, 483-94.
- Eberhart-Phillips, D., 1986- 3-D velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 1025-52.
- Eberhart-Phillips, D., 1990- Three dimensional P and S velocity structure in Coalinga region, California: *J. Geophys. Res.* 95:15, 343-15, 363.
- Engdahl, E.R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestly, K., 2006- Relocation and assessment of seismicity in the Iran region: *Geophys. J. Int.* 167, 2, 761-778.
- Fialko, Y., Sandwell, D., Simon, M. and Rosen, P., 2005- Three-dimensional deformation caused by the Bam, Iran, earthquake and the origin of shallow slip deficit: *Nature*, 435 (7040), 295-299.
- Fu, B., Lei, X., Hessami K., Ninomiya, Y., Azuma t., Kondo H., 2007- A new fault rupture scenario for the 2003 Mw 6.6 Bam earthquake, SE Iran: Insights from the high- resolution QuickBird imagery and field observations: *Journal of Geodynamics*, 44, 160-172.
- Funning, G. J., Parson, B., J. Wright, T., Jackson, J.A. and J. Fielding, E., 2005- Surface displacements and source parameters of the 2003 Bam (Iran) earthquake from Enviast advanced synthetic aperture radar imagery: *J. Geophys. Res.* 110 (B9), B09406.
- Haslinger, F., Kissling, E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, HG., Peter, Y., 1999- 3-D structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian region, NW Greece): *Tectonophysics*, 304.
- Hessami, K., Alysian, S. and Jamali, F., 1997- An Investigation of some historical and prehistorical earthquake in the C press, comm., aucasus, In: D. Giardini and S. Balasarian (eds), NATO AS: series, 2. Environment, vol. 28, Kluwer Academic publisher, The Netherlands, 189-199.
- Hessami, K., Tabassi, H., Abbasi, M.R., Azuma, T., Okumura, K., Echigo, T., Kondo., H., 2003 - Surface expression of the Bam Fault Zone in southeastern Iran: Causative Fault of the 26 December 2003 Bam Earthquake: *J. Seismology and Earthquake Engineering*, 4, 5-14.
- Jackson, J., Bouchon, M., Fielding, E., Funning, G., Ghorashi, M., Hatzfeld, D., Nazari, H., Parsons, B., Priestley, K., Talebian, M., Tatar, M., Walker, R. and Wright, T., 2006- Seismotectonic rupture process and earthquake-hazard aspects of the 2003 December 26 Bam, Iran, earthquake: *Geophys. J. Int.* 166(3), 1270-1292.
- Lee, W.H.K., Pereyra, V., 1993- Mathematical introduction to seismic tomography; in *Seismic tomography: Theory and Practice*, edited by H.M. Iyer and K. Hirahara, 9-22, Chapman & Hall, London.
- Menke, W., 1989- Geophysical data analysis: Discrete inverse theory; Academic Press, New York.
- Motagh, M., Klotz, J., Tavakoli, F., Djamour, Y., Arabi, S., U. Wetzel, H. and Zschau, J., 2006- Combination of precise leveling and InSAR data to constrain source parameters of the Mw=6.5, 26 December 2003 Bam earthquake: *Pure and Applied Geophysics*, 163(1), 1-18.
- Nakamura, T., Suzuki, S., Sadeghi, H., Aghda, S.M.F., Matsushima, T., Ito, Y., Hosseini, S.K., Gandomi, A.J. and Maleki M., 2005- Source fault structure of the 2003 Bam earthquake, southeastern Iran, inferred from the aftershock distribution and its relation to the heavily damaged area: Existence of the Arge-Bam fault proposed: *Geophys. Res. Lett.*, 32(9), L09308.
- Parker, R.L., 1994- Geophysical inverse theory; Princeton University Press, Princeton.
- Sadeghi, H., Fatemi Aghda, S.M., Suzuki, S. and Nakamura, T., 2006- 3D velocity structure of 2003 Bam earthquake area (SE Iran): existence of a shallow brittle layer and its relation to the heavy damage: *Tectonophysics*, 417, 3-4, 269-283.
- Talebian, M., Fielding, E. J. , Funning, G. J. , Jackson, J. A. , Nazari, H. , Parsons, B. E., Priestley, K., Qorashi, M., Rosen, P.A., Walker, R., and Wright, T. J., 2004- The 2003 Bam (Iran) earthquake: rupture of a blind strike-slip fault, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L11611, doi:10.1029/2004GL020058.
- Tarantola, A., 2005- Inverse problem theory and methods for model parameter estimation; Society for Industrial and Applied Mathematics, Philadelphia.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., S. Moradi. A. and Paul, A., 2005- The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw=6.6, aftershock sequence: *Geophys. J. Int.* 163, 1, 90 -105.
- Thurber, C.H., 1983- Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California; Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Thurber, C.H., 2003- Seismic Tomography of the Lithosphere with Body Waves. *Pure appl. geophys.* 160, 717-737.
- Um, J., Thurber, C.H., 1987- A fast algorithm for two-point seismic ray tracing: *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77, 792-86.
- Vernant, P., Nilfroushan. F. M Hatzfeld, D., Abbasi, M., Vigney, C., Masson, F., Nankali, H. and Martinod, J., 2004- Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and North Oman: *Geophys. J. Int.*, 157, 381-398.
- Walker, R. & Jackson, J., 2002- Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran a major intra-continental strike slip system: *J. Structural Geology*, 24, 1677-1698 .
- Wang, R., Xia, Y., Grosser, H., U. Wetzel, H., Kaufmann, H. and Zschau, J., 2004- The 2003 Bam (SE Iran) earthquake: Presice source from satellite radar interferometry: *Geophys. J. Int.* 159 (3), 917-922.
- Yagi, Y., 2003- Preliminary Results of Rupture Process for 2003 December 26 Southeastern Iran Earthquake: (<http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/Iran20031226/IRAN20031226.htm>) Last accessed 3 March 2007.

Three Dimensional Structure of the BAM Region from Local Earthquake Tomography

Z. Jeddi¹, M. Tatar^{2*} & B. Saeedi Razavi³

¹ M.Sc. Student of Geophysics, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Institute of Standard and Industrial Research - Khorasan-e Razavi, Mashhad, Iran

Received: 2010 September 18

Accepted: 2011 October 23

Abstract

The catastrophic December 26, 2003 Mw 6.6 Bam earthquake is one of the most disastrous earthquakes in Iran. This earthquake attracted much attention, and has been far more studied than what would be expected from a moderate magnitude earthquake. Nevertheless, there are doubtful results related to geometry and location of the causative fault that produced the Bam earthquake. As very little is known about the 3-D structure of the region and in order to define the 3-D velocity structure and the geometry of the active fault in the Bam area travel time data from the aftershock series of the Bam earthquake are inverted simultaneously for both hypocenter locations and 3-D V_p structure. The data used for this purpose are 6201 P-wave arrival times from 544 selected local earthquakes recorded by temporary 23 short-period seismic stations. 3-D P-wave velocity variations down to 20 km depth were obtained. The acquired tomographic images show that the 3-D velocity structure beneath the region is heterogeneous in that low velocity appears throughout the region down to ~10 km depth, and high velocities occur in western part from ~14 km depth. Velocity structure of seismogenic region is well resolved to a depth of 20 km. Difference in observed velocities in two sides of the Bam fault in depth of 10-20 km is clear in tomographic images and on cross sections. We relate this difference in velocity to the effect of the reverse Bam-Baravat fault which seems influenced the deeper layer down to 20 km depth. This implies that the pre-existing reverse Bam-Baravat fault is a major active structure in the region that could be caused the December 2003 Bam earthquake.

Key words: Bam, Local Tomography, 3-D Structure, Aftershocks, Reverse faulting.

For Persian Version see pages 31 to 40

*Corresponding author: M. Tatar; E-mail: mtatar@iiees.ac.ir