مجلهٔ فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۷، شماره ۲، ۱۳۹۰، صفحهٔ ۱۵۳- ۱۶۹

بررسی ساختار سه‌بُعدی سرعت برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در منطقه مکران

نوید شادمنامن[1*]، ظاهرحسین شمالی[2] و نوربخش میرزائی[3]

[1] استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، ایران
[2] استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران
[3] دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۵/۲۰ ، پذیرش نهایی: ۸۹/۷/۲۸)

چکیده

زون مکران در حاشیه جنوب شرقی ایران و جنوب پاکستان، محل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربستان (در دریای عمان) به زیر صفحه اوراسیا است. این زون فرورانش از دیدگاه‌های متفاوتی رفتار غیرعادی از خود نشان می‌دهد. از جمله اینکه بخش‌های شرقی و غربی آن الگوی لرزه‌خیزی بسیار متفاوتی دارند. همچنین، آتشفشان‌های کواترنری در بخش شرقی مکران دورافت (offset) بیشتری از پیش‌کمان خود نسبت به بخش غربی دارند. درک این موضوع که آیا فرایند فرورانش در غرب مکران با لرزه‌خیزی همراه است و یا اینکه قفل‌شدگی (lock) شدید بین صفحات فرورانش عامل نبود زمین‌لرزه‌های بزرگ بین‌صفحه‌ای در غرب مکران است، همواره از چالش‌های بزرگ در لرزه‌زمین‌ساخت این منطقه است. در این تحقیق سعی می‌شود که با استفاده از روش وارون‌سازی افرازی شکل موج (PWI, Partitioned Waveform Inversion)، تصاویر دقیق‌تری از ساختار سرعت موج برشی گوشته بالایی در زون فرورانش مکران به‌دست آید و ارتباط آن با لرزه‌خیزی و کمان‌های آتشفشانی موجود در منطقه مورد بررسی قرار گیرد. برای این منظور، از همه شکل‌موج‌های مولفه قائم ثبت شده در ایستگاه‌های باندپهن ایران با نسبت سیگنال به نوفه زیاد از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی ۵.۵ تا ۷.۷ استفاده شده است. علی‌رغم پوشش ایستگاهی بسیار محدود در اطراف منطقه مکران، توانایی روش PWI این امکان را به ما می‌دهد که با گزینش زمین‌لرزه‌های مناسب، پوشش آزیموتی و در نتیجه تلاقی‌های مسیر(paths crossing) را افزایش دهیم. نتایج ما نشان‌دهنده افزایش تدریجی ضخامت پوسته از جنوب به شمال در عرض زون مکران است که این افزایش تدریجی تا محل خمش صفحه فرورونده در زیر کمان‌های آتشفشانی ادامه می‌یابد. به‌طورِکلی پوسته در غرب مکران ضخیم تر از شرق آن است و بیشینه مقدار آن (۲±۵۰ کیلومتر) در منطقه مکران در زیر آتشفشان تفتان قرار دارد. گسل میناب به‌منزلهٔ حاشیه غربی منطقه مکران، پوسته ضخیم تنگه هرمز را از پوسته کم‌ضخامت پیش‌کمان مکران جدا کرده است. این کاهش شدید و تغییرات ناگهانی در ضخامت پوسته از تنگه هرمز به سمت مکران ناشی از تغییر جنس پوسته صفحه عربستان از قاره‌ای ضخیم به اقیانوسی نازک دانست که گسل میناب حدفاصل این تغییرات است.

بررسی ساختار سرعت برشی گوشته بالایی در زون مکران با استفاده از روش PWI نشان می‌دهد که فرورانش در بخش غربی با زاویه شیب کم از حدود ۸ درجه آغاز شده و سپس با افزایش تدریجی به بیشنه مقدار خود در حدود ۵۵ درجه در صفحه فرورونده به درون سست‌کره در زیر دشت لوت می‌رود، می‌رسد. در شرق مکران، صفحه فرورونده با زاویه شیب کم در حدود ۸ درجه در حال فرورانش است و به‌تدریج این شیب افزایش می‌یابد تا اینکه در صفحه فرورونده به درون سست‌کره در زیر کمان آتشفشانی خمیده می‌شود، مقدار شیب حدود ۲۰ درجه است. بهرحال، روشن است که خمیدگی صفحه فرورانش با شیب کمتر و در فاصله دورتری از ساحل شرقی مکران در مقایسه با ساحل غربی آن رخ می‌دهد که این امر می‌تواند دلیل دورافت‌های متفاوت در کمان آتشفشانی در امتداد زون فرورانش مکران را توضیح دهد.

واژه‌های کلیدی: گوشته بالایی، عمق موهو، مکران، زون فرورانش، وارون‌سازی افرازی شکل موج، سرعت برشی

*نگارنده رابط: تلفن: ۰۹۱۴-۳۵۲۲۵۱۵ دورنگار: ۰۴۱۲-۳۴۴۳۸۴۶ E-mail: shmanaman@ut.ac.ir

3-D S-velocity structure of upper mantle and Moho depth variations in the Makran subduction zone

Shad Manaman, N.[1], Shomali, Z. H.[2] and Mirzaei, N.[3]

[1] *Assistant Professor, Mining Engineering Department, Sahand University of Technology, Iran*
[2] *Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*
[3] *Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran*

(Received: 11 Aug 2009 , Accepted: 20 Oct 2010)

Abstract

The Makran subduction zone in southeastern Iran and southern Pakistan is where the oceanic crust of the Arabian plate (Oman Sea) is subducting beneath Eurasia. Compared to other subduction zones in the world, the Makran subduction zone has some unusual features, including different seismicity patterns in its eastern and western parts. Also, the Quaternary volcanoes in the eastern part of Makran are located far from its foreland comparing to the western part of Makran. The very low seismicity of western Makran causes two different viewpoints about its current situation; i.e., whether the subducted plate is undergoing aseismicity or has been locked strongly.

The Partitioned Waveform Inversion (PWI) method is used here to image the S-velocity structure of the upper-mantle and Moho-depth variations of Makran subduction zone and explore the relationship of the Makran seismic structure with the seismicity and the volcanic arc in the region. For this purpose, we used the vertical components of the seismograms recorded by the National Iranian Seismic Network with high signal to noise ratio from the earthquakes with magnitudes of 5.5 to 7.7. Despite the limited number of stations around the Makran region, choosing proper earthquakes enables us to improve the azimuthal and path coverage and apply the PWI method in the region.

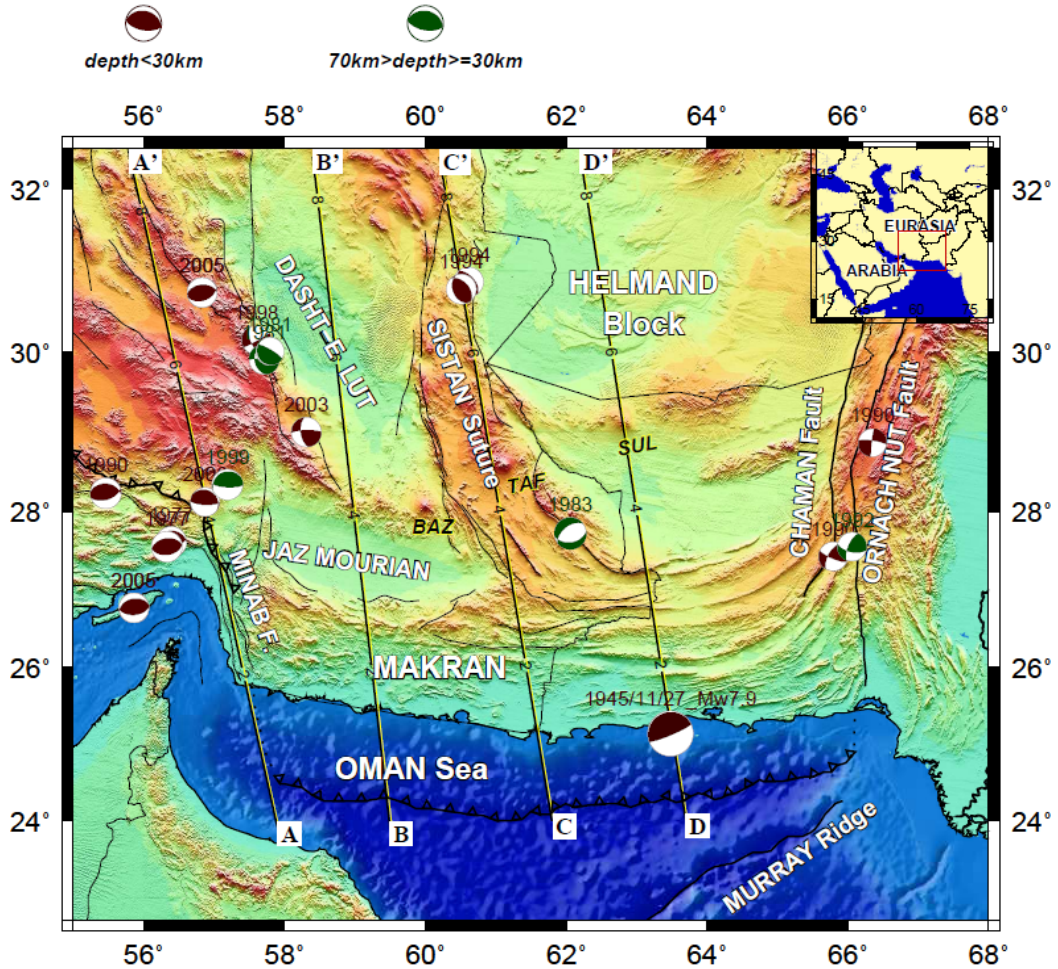
Our tomography data show that the Moho depth across the Makran subduction zone is increasing from the Oman seafloor and Makran forearc setting to the volcanic arc. Generally, the crust in the western Makran is thicker than its eastern part and the maximum crustal thickness in the Makran region reaches to 50±2 km below the Taftan volcano. The Moho map clearly depicts the western edge of the Makran subduction zone, where the Minab fault (representing the eastern edge of the Hormuz Straits) marks the boundary between the thick continental crust of the Arabian plate and the thin oceanic crust of the Oman Sea. Our results show clearly that the high-velocity slab of the Arabian plate subducts northwards beneath the low-velocity overriding lithosphere of Lut block in the western Makran and Helmand block in the eastern Makran. We found that the slab in the western Makran starts with a gentle dip (about 8◦) and increases to about 55◦, where it plunges into the asthenosphere beneath the volcanic arc. In eastern Makran, the slab is subducting with a low dip angle of about 8◦ and reaches approximately 20◦below the volcanic arc. We found that the bending of the subducted plate occurs with relatively low dip and much farther beneath eastern Makran than in the western part which may explain the different volcanic arc offsets across the Makran subduction zone.

Key words: Makran, Moho Depth, S-Velocity, Subduction, Waveform Tomography, Upper Mantle

۱ مقدمه

زون مکران واقع در جنوب شرق ایران و جنوب پاکستان با طول ۱۰۰۰ کیلومتر تشکیل دهنده بخشی از مرز صفحه‌ای اوراسیا-عربستان است (شکل۱) که در آن پوسته اقیانوسی صفحه عربستان (در دریای عمان) از اوایل

کرتاسه با شیب به‌سوی شمال و با زاویه خیلی کم در حال فرورانش به زیر صفحه اوراسیا است (برای نمونه، فرهودی و کاریگ، ۱۹۷۷؛ سنگر و همکاران، ۱۹۸۸). زون فرورانش مکران از دیدگاه‌های متفاوتی رفتار غیرعادی از خود بروز می‌دهد: از جمله اینکه بخش‌های شرقی و غربی آن الگوی لرزه‌خیزی بسیار متفاوتی دارند. بخش شرقی مکران با پیشینه رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی از بخش غربی، که ظاهرا بدون زمین‌لرزه بزرگ است، متمایز می‌شود؛ همچنین، آتشفشان‌های کواترنری در بخش شرقی مکران مثلاً آتشفشان سلطان در پاکستان) دورافت بیشتری از پیش‌کمان خود نسبت به بخش غربی آن دارند (برای نمونه، آتشفشان‌های بزمان و تفتان) (شکل۱). مشخص کردن این نکته که آیا غرب مکران در حال فرورانش بی‌لرزه (aseismic) است یا رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ در آن فراتر از رکوردهای تاریخی است (قفل‌شدگی)، از چالش‌های بزرگ در بررسی لرزه‌زمین‌ساخت مکران است. به‌واسطه لرزه‌خیزی کوچک و تعداد کم زمین‌لرزه‌های بزرگ، جزئیات کمتری درباره ساختار سرعت پیش‌کمان مکران و دوره بازگشت و پارامترهای چشمه زمین‌لرزه‌های مکران وجود دارد.

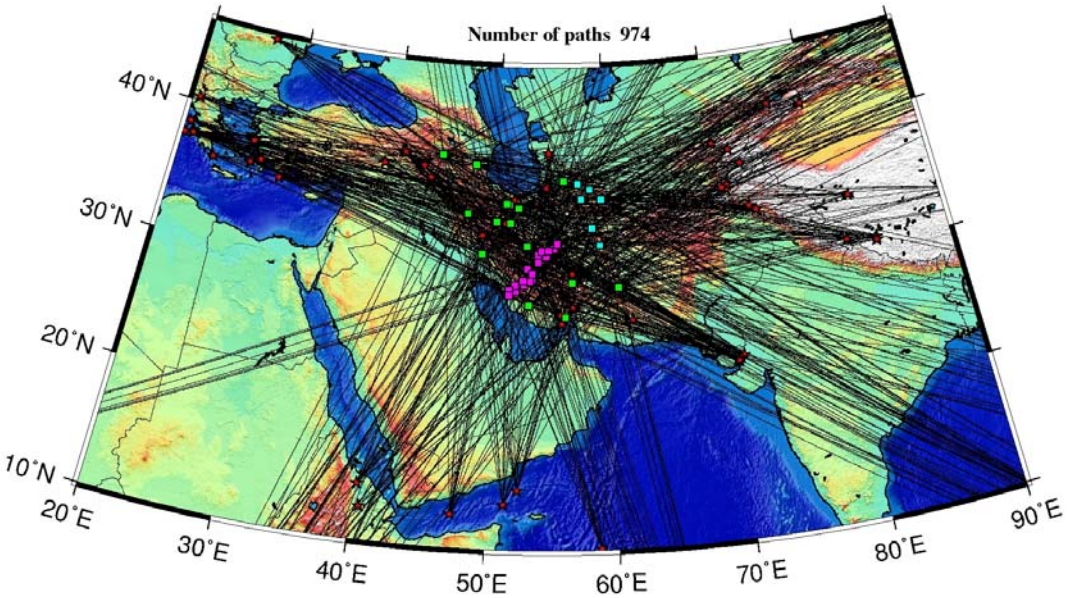


شکل ۱. نقشه توپوگرافی برجسته منطقه مکران به همراه سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی Mw≥٦ از فهرست‌نامه CMT هاروارد (دزیونسکی و همکاران، ۱۹۸۳). محل نیم‌رخ‌های مورد استفاده در این پژوهش در شکل مشخص شده است. گسل‌های عمده منطقه با خطوط توپُر سیاه‌رنگ نمایش داده شده است. محل آتشفشان‌های تفتان، بزمان و سلطان نیز به‌ترتیب با علائم TAF، BAZ و SUL در شکل نشان داده شده‌اند.

هدف این پژوهش، بررسی ساختار سرعت موج برشی گوشته بالایی و وضعیت زون فرورانش در منطقه مکران با استفاده از روش وارون‌سازی افرازی شکل موج، PWI، (نالت، ۱۹۹۰) است. ما همچنین سعی خواهیم کرد تطابق لرزه‌خیزی و کمان‌های آتشفشانی موجود در منطقه را با زون فرورانش مکران مورد بررسی قرار دهیم. روش PWI شامل دو مرحله است؛ که در مرحله نخست، با استفاده از روش وارون‌سازی غیرخطی، مدل‌های میانگین یک‌بُعدی سرعت و میانگین عمق موهو در راستای هر مسیر لرزه‌ای به‌دست می‌آید. در مرحله دوم، با ترکیب این مدل‌های تک‌بُعدی و وارون‌سازی خطی یک‌بُعدی، مدل سه‌بُعدی از ساختار سرعت موج برشی S در گوشته بالایی و نیز نقشه عمق موهو منطقه به‌دست می‌آید. برای این منظور، از همهٔ شکل‌موج‌های مولفه قائم ثبت شده در ایستگاه‌های باندپهن ایران با نسبت سیگنال به نوفه بالا از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی ۵/۵ تا ۷/۷ استفاده می‌شود. علی‌رغم پوشش ایستگاهی بسیار محدود در اطراف منطقه مکران (شکل۲)، توانایی روش PWI این امکان را به ما می‌دهد که با گزینش زمین‌لرزه‌های مناسب با پوشش آزیموتی خوب و به‌دست آوردن تلاقی‌های مسیر زیاد بر این مشکل غلبه کنیم.

۲ لرزه‌زمین‌ساخت زون فرورانش مکران

نواحی مرزی زون فرورانش مکران دارای ویژگی‌های زمین‌ساختی نسبتا پیچیده‌ای است. سامانه گسلی میناب (شکل ۱) کناره غربی مکران را به زون برخوردی کمربند چین‌خورده و راندگی زاگرس با روند شمال‌غربی متصل می‌کند (وایت و راس، ۱۹۷۹). حاشیه شرقی تنگه هرمز، پوسته قاره‌ای سپر عربستان را از پوسته اقیانوسی آن (دریای عمان) متمایز می‌کند (وایت و راس، ۱۹۷۹). سامانه‌های گسلی امتدادلغز چپ‌گرد اصلی، ارناچ نال (Ornach-Nal) و چمن (Chaman) مرز شرقی مکران را تشکیل می‌دهند که با حرکت بین صفحه اوراسیا و بخش غربی صفحه هند سازگاری دارد (شکل۱).



شکل۲. مسیرهای لرزه‌ای استفاده شده در این تحقیق دربردارنده ۹۷٤ شکل موج لرزه‌ای. ایستگاه‌های لرزه‌ای باند پهن شامل آرایه موقت زاگرس، شبکه لرزه‌نگاری باند پهن ایران (INSN) و نیز شبکه لرزه‌نگاری مشهد هستند که به‌ترتیب با علائم ارغوانی، سبز و فیروزه‌ای نشان داده شده‌اند. برخی از زمین‌لرزه‌ها نیز با ستاره‌های سرخ رنگ مشخص شده‌اند.

پشته میان‌اقیانوسی موری (Murray) (شکل۱) مشخص‌کننده بخش جنوبی مرز صفحه‌ای عربستان-هندوستان است (گوردن و د متس، ۱۹۸۹). چنین به‌نظر می‌رسد که وجود انواع گوناگونی از روراندگی‌های پوسته زیرصفحه اوراسیا باعث تفاوت‌های آشکاری در زمین‌ساخت زاگرس و مکران شده است (برای نمونه فرهودی و کاریگ، ۱۹۷۷؛ کادینسکی-کید و برازنجی، ۱۹۸۲). نرخ همگرایی در مکران بطور جزیی از غرب (۳۶.۵ میلی متر بر سال نزدیک تنگه هرمز) به شرق (۴۲.۰ میلی متر بر سال در مرز شرقی مکران) افزایش می‌یابد (د متس و همکاران، ۱۹۹۰؛ ظریفی، ۲۰۰۶).

لرزه‌خیزی دستگاهی، زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که زون فرورانش مکران از غرب به شرق قابل قطعه‌بندی (segmentation) است و تفاوت‌های بارزی در رفتار لرزه‌ای آن مشاهده می‌شود (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶). این قطعه‌بندی در زون فرورانش مکران با زمین‌درز (suture zone) سیستان با روند شمالی‌جنوبی (شکل۱) مشخص شده است. فعالیت لرزه‌ای در زون زمین‌درز بیشتر به‌صورت دگرشکلی امتدادلغز درون صفحه رورانده رخ می‌دهد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲؛ ظریفی، ۲۰۰۶). سنگ‌سپهر رورانده قطعه‌بندی شده در مکران شامل دو بلوک است، دشت لوت در غرب و بلوک هلمند در شرق. این بلوک‌ها زمانی توسط بازویی از نئوتتیس (Neo-Tethys) که به‌سمت شرق به زیر بلوک هلمند فرورانده شده است، جدا می‌شده و زون زمین‌درز سیستان را با روند شمالی‌جنوبی برجای گذاشته است (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳). با استفاده از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های کم‌عمق (عمق‌های کمتر از ۴۵ کیلومتر)، جهت محور تنش فشارشی نشاندهنده چرخش آشکاری از غرب به سمت شرق است، که در آن میدان تنش غرب مکران تحت تاثیر زون برخورد اوراسیا-عربستان است، در حالیکه میدان تنش برای شرق مکران تحت تاثیر زون برخورد اوراسیا-هندوستان است (ظریفی، ۲۰۰۶) (شکل۱).

سرتاسر مکران شرقی با زمین‌لرزه‌های راندگی بزرگ در طول تاریخ گسیخته شده است و در حالِ‌حاضر فعالیت لرزه‌ای بسیار کوچکی با رخداد زمین‌لرزه‌های راندگی کوچک و متوسط در پیش‌کمان خود را تجربه می‌کند. با وجود اینکه برخی از زمین‌لرزه ها در صفحه پایین‌رونده در شرق مکران رخ می‌دهند، ولی اغلب فعالیت لرزه‌ای در راستای مرز صفحه‌ها اتفاق می‌افتد. تنها گران زمین‌لرزه (Ms بزرگ‌تر از ۷/۷) دستگاهی ثبت شده در مکران، زمین‌لرزه ۱۹۴۵ است که در اثر روراندگی بین دو صفحه در شرق مکران رخ داده است (شکل ۱). این زمین‌لرزه باعث ایجاد لغزش میانگینی در حدود ۶ تا ۸ متر و گسیختگی به ابعاد تقریبی ۷۵ تا ۱۰۰ کیلومتر در جهت شیب و ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر در راستای امتداد گسل شد. این رویداد باعث آسیب گسترده در امتداد سواحل کم‌جمعیت مکران و ایجاد سونامی‌های بزرگ شد (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲؛ پندس، ۱۹۴۸). برخلاف آن، غرب مکران هیچگونه زمین‌لرزه بزرگ مستند تاریخی و یا دستگاهی در راستای مرز صفحه‌ای به خود ندیده است، به‌جز یک زمین‌لرزه مشکوک در ۱۴۸۳ (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲) که احتمال می‌رود در این منطقه رخ داده باشد. تقریبا همه زمین‌لرزه‌ها در قطعه غربی مکران درون صفحه فرورونده و در اعماق متمایل به متوسط رخ می‌دهند و اغلب دارای سازوکار گسلی نرمال هستند. نبود زمین‌لرزه‌های مرز صفحه‌ای در غرب مکران می‌تواند بیانگر فرورانش کاملا بی‌لرزه و یا قفل‌شدگی کنونی مرز صفحه‌ای و رخداد زمین‌لرزه‌هایی با دوره بازگشت بسیار طولانی باشد. در صورت درست بودن فرضیه دوم، خطر زمین‌لرزه بسیار مهیبی منطقه را تهدید می‌کند (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). به‌هرحال، برخی

از شواهد حکایت از آن دارد که تنها احتمال ممکن برای توضیح لرزه‌خیزی کم در غرب مکران، قفل‌شدگی قوی زون فرورانش است، که از جمله این شواهد می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- نبود زمین‌لرزه‌های کوچک راندگی در راستای مرز صفحه‌ای غرب مکران (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲) که می‌تواند حاکی از قفل‌شدگی شدید بین‌صفحه‌ای و آزاد نشدن انرژی اصطکاکی به‌صورت زمین‌لرزه‌های کوچک باشد.

- وجود پادگانه‌های دریایی جوان بالا آمده در راستای بخش‌هایی از سواحل غربی مکران همانند شرق مکران (پیج و همکاران، ۱۹۷۹).

- نتایج مدل کشسان و کشسان چسبنده المان محدود (Finite element) نشان می‌دهد که ضریب اصطکاک زیاد و سرعت همگرایی کم می‌تواند فرایند تجمع تنش برشی را آهسته‌تر کند و باعث تاثیر در رفتار لرزه‌ای در محیط پیش‌کمان شود. این عامل می‌تواند توضیح دهد که چرا فعالیت لرزه‌ای در این منطقه در حال حاضر کم است (ظریفی، ۲۰۰۶).

- وجود بی‌هنجاری‌های قوی منفی گرانی و توپوگرافی موازی درازگودال (TPTA, Trench Parallel Topography Anomaly) کمتر از ۷۵۰ متر زیر سطح دریای آزاد و (TPGA, Trench Parallel Gravity Anomaly) کوچک‌تر از ۵۰- میلی گال) در غرب مکران بیانگر جفت‌شدگی قوی در این منطقه است (ظریفی، ۲۰۰۶). این بدین معنا است که به‌واسطه ضریب اصطکاک زیاد در فصل مشترک صفحه‌ای، سنگ‌سپهر رورانده با سنگ‌سپهر پایین‌رونده به سمت پایین کشیده می‌شود.

بررسی‌های اخیر (سانگ و سیمونز، ۲۰۰۳؛ ولز و همکاران، ۲۰۰۳؛ هاکنی و همکاران، ۲۰۰۵) نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ غالباً در مناطقی با بی‌هنجاری‌های قوی گرانی منفی و توپوگرافی موازی درازگودال (TPTA و TPGA) رخ می‌دهند. بر این اساس، مناطقی در پیش‌کمان با TPTA کمتر از ۷۵۰ متر زیر سطح دریای آزاد و TPGA کوچک‌تر از ۴۰- میلی‌گال، محیط‌هایی مستعدی برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ هستند. ضریب اصطکاک زیاد (یعنی جفت‌شدگی قوی) در فصل مشترک صفحه می‌تواند توصیف کننده این پدیده باشد. مقدار TPTA و TPGA در غرب مکران در مقایسه با شرق آن به شدت منفی است که این ممکن است موید خواص اصطکاکی ناهمگن در راستای پیش‌کمان باشد. به‌هرحال، برطبق پژوهش پاچکو و همکاران (۱۹۹۳)، وجود زمین‌لرزه‌های بزرگ (از قبیل زمین‌لرزه ۱۹۴۵) در شرق مکران با مقادیر مثبت‌تری از TPTA و TPGA در ناحیه پیش‌کمان را می‌توان ناشی از وجود کوههای دریایی در شرق مکران دانست.

با این حال، برخی دیگر از محققان بر این باورند که شواهد فوق نمی‌تواند دلیل قانع‌کننده‌ای برای اثبات جفت‌شدگی شدید و احتمال وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ در غرب زون فرورانش مکران باشد. به‌دلیل اینکه زمین‌لرزه‌های بزرگ تنها عامل به‌وجود آمدن پادگانه‌های دریایی نیستند، به‌طوری‌که پادگانه‌های شناخته شده‌ای وجود دارد که در اثر تغییرات جهانی در سطح دریاها تشکیل شده‌اند. همچنین، همه زمین‌لرزه‌های بزرگ باعث ایجاد پادگانه‌های مشهودی نمی‌شوند (برای نمونه زمین‌لرزه ۱۹۶۰شیلی؛ بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). شواهد زمین‌شناسی (برای نمونه، ویتا-فینزی، ۱۹۸۲) و باستان شناسی (برای نمونه، شرکت اکتشاف ردیابی (Hunting Survey Corporation)، ۱۹۶۰) نشان می‌دهد که در امتداد ساحل مکران بالا آمدگی تدریجی رخ داده است. ازاین‌رو، اگر واقعا پادگانه‌های مکران در ارتباط با رخداد زمین‌لرزه‌ها باشند، بایستی روشن ساخت که آیا رسوبات دریایی موردِنظر در اثر بالا آمدگی تدریجی یا حتی ضمنی ساخته شده است یا اینکه در اثر دگرشکلی ناگهانی

یا آنی ناشی از زمین‌لرزه ها (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). تردید دیگر در پذیرفتن جفت‌شدگی قوی در غرب مکران، وجود حجم وسیعی از رسوبات است که ممکن است بر پتانسیل تولید زمین‌لرزه‌های بزرگ در غرب مکران تاثیر بگذارد. مکران زون فرورانشی با مقدار قابل توجهی از نهشته‌های برافزایشی (accreted) حاوی رسوبات اخیرا انباشته شده و سفت نشده است. چنین رسوبات سفت نشده، نشان‌دهنده ویژگی‌های لغزش پایدار با رفتار غیرلرزهای است. بااین‌حال، بایرن و همکاران (۱۹۹۲) روشن ساختند که رسوبات تجمعی و فرورانده شده در شرق مکران به‌حد کافی آب‌زدایی و سفت شده‌اند تا بتوانند زمین‌لرزه‌های بزرگ بین‌صفحه‌ای را ایجاد کنند. آنها به این نتیجه رسیدند که حجم وسیع رسوبات لزوما نمی‌تواند نشان‌دهنده پتانسیل کم برای رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ راندگی باشد.

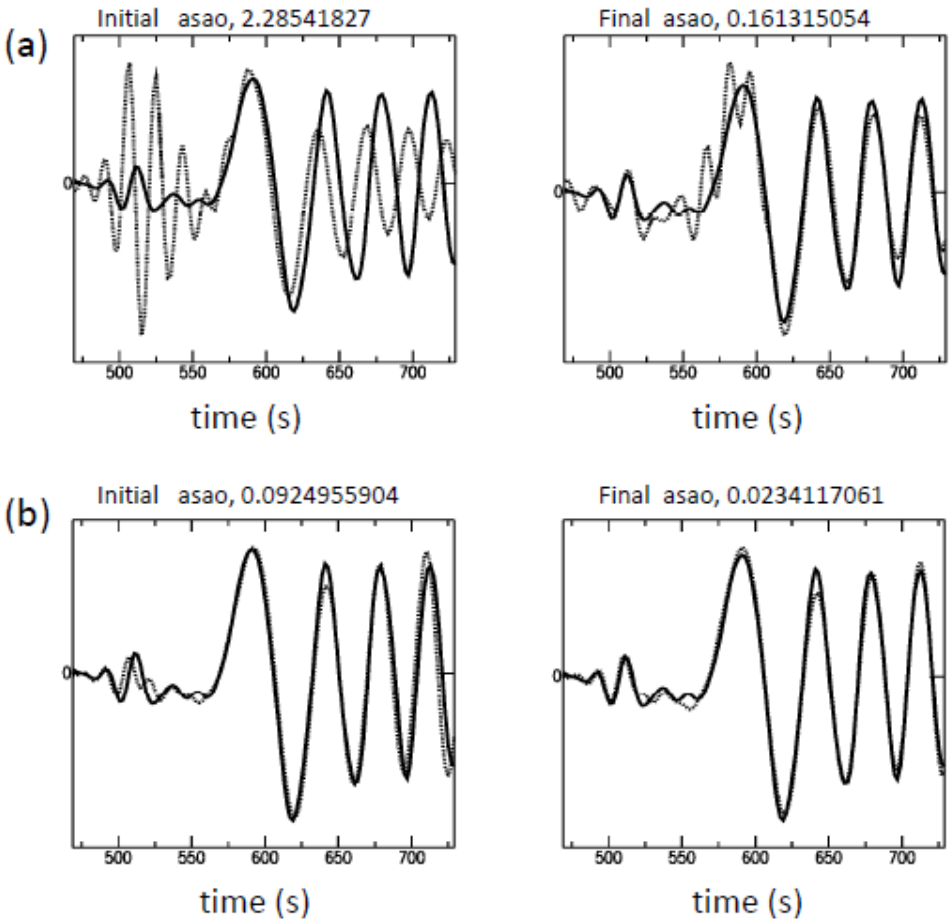
۳ شیوه کار

در اینجا، از روش وارون‌سازی افرازی شکل موج (PWI) برای بررسی ساختار سرعت برشی گوشته بالایی در زون فرورانش مکران استفاده کرده‌ایم. در ابتدا PWI را نالت (۱۹۹۰) برای به‌دست آوردن آشفتگی‌های سرعت موج برشی S با استفاده از وارون‌سازی شکل موج معرفی کرد. پس از آن، داس و نالت (۱۹۹۵) عمق موهو را نیز درحکم یکی از پارامترهای مستقل وارد فرایند وارون‌سازی کردند. این‌کار با استفاده از مشتقات جزیی تعریف شده از سوی وودهاوس و وونگ (۱۹۸۶) برای کنترل توازن بین سرعت موج برشی در پوسته و تغییرات عمق موهو صورت گرفت. ون درلی و نالت (۱۹۹۷) از دستگاه مختصات دکارتی برای پارامتربندی روی زمین سه‌بُعدی استفاده کردند (برای توضیحات بیشتر در این مورد می‌توانید به مقاله ون درلی و نالت، ۱۹۹۷ مراجعه کنید). روش PWI شامل دو مرحله است:

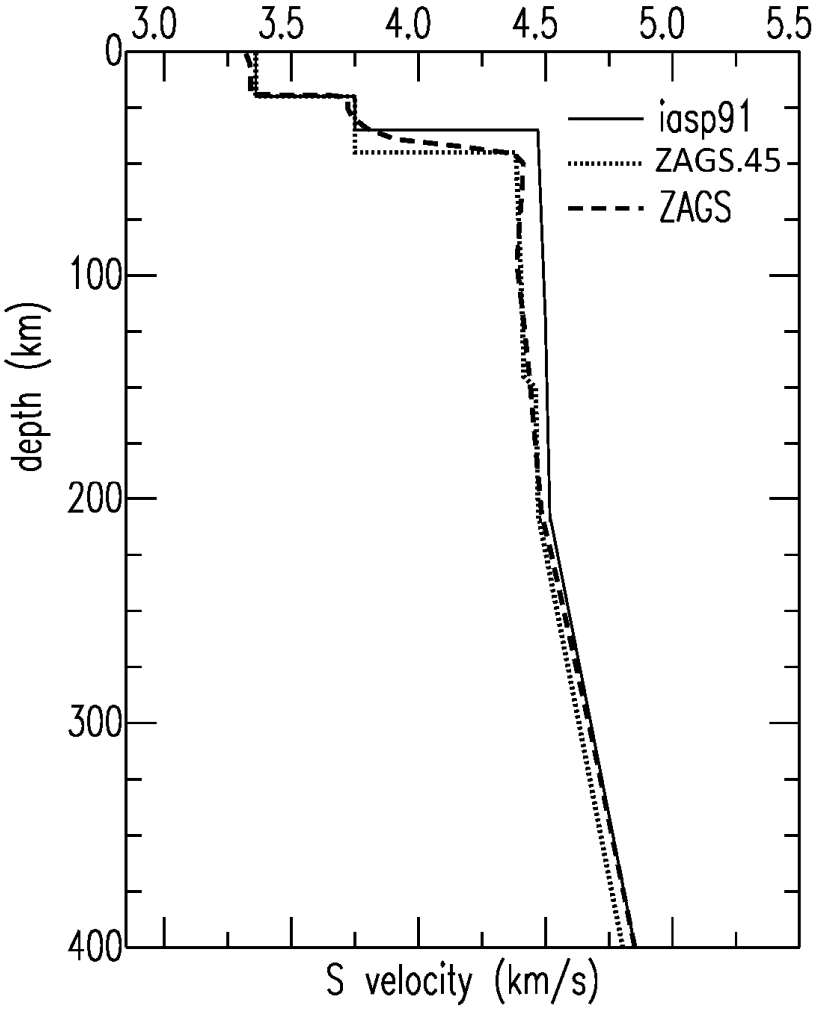
- وارون‌سازی غیرخطی شکل موج برای هر پنجره از لرزه‌نگاشت ثبت شده برای تعیین مدل یک‌بُعدی از میانگین سرعت موج برشی S و میانگین عمق موهو در طول مسیر دایره بزرگ بین هر جفت چشمه و ایستگاه لرزه‌ای. در این مرحله نتایج براساس تغییرات مطلق سرعت موج برشی S با عمق بیان می‌شود.
- در مرحله دوم، مدل‌های یک‌بُعدی به‌دست آمده از مرحله اول، در ابتدا نسبت به یک مدل مرجع زمین مشترک (برای مثال، iasp91 از کنت و انگدال، ۱۹۹۱) نرمال شده است و سپس با الگوریتم وارون‌سازی خطی میراشونده با یکدیگر ترکیب شده تا تصویر سه‌بُعدی از بی‌هنجاری‌های سرعت موج برشی S و عمق موهو برای منطقه مورد بررسی به‌دست آید.

بسته به فاصله رومرکزی و کیفیت داده‌ها، پنجره زمانی انتخاب شده برای برازش در مرحله نخست از شروع فازهای S (برای فواصل رومرکزی کمتر از ۳۰ درجه) یا SS (برای فواصل رومرکزی کمتر از ۷۰ درجه) تا پایان مد پایه امواج سطحی را دربر می‌گیرد. این انتخاب نشان می‌دهد که فقط فازهایی که نقطه برگشت آنها درون گوشته بالایی باشد در فرایند وارون شرکت می‌کنند. لرزه‌نگاشت‌های مصنوعی با روش برآیند مدها (چپمن، ۱۹۷۸) و با استفاده از برهم‌نهی ۳۰ مد از اولین مدهای امواج ریلی با سرعت‌های فاز بین ۲ تا ۱۰ کیلومتر بر ثانیه ساخته می‌شوند. به‌دلیل حساسیت زیاد امواج سطحی به ساختار سرعت برشی و عمق موهو، بهینه‌سازی برازش شکل موج با استفاده از مشتقات فرشت (Fréchet derivative) سرعت فاز صورت می‌پذیرد. شکل موج مصنوعی ساخته شده به میانگین عدد موج در راستای مسیر لرزه‌ای بستگی دارد. ازاین‌رو، بین بی‌هنجاری‌های مدل و داده‌های مشاهده شده، رابطه غیرخطی برقرار است که می‌توان با در نظر گرفتن بی‌هنجاری‌های کوچک برای مدل لرزه‌ای آن را خطی کرد (مراجعه شود به: نالت،

۱۹۹۰؛ ون درلی و نالت، ۱۹۹۷). به همین دلیل، مدل مرجع برای هر مسیر بایستی نزدیکی خوبی به مدل واقعی میانگین یک‌بُعدی داشته باشد (شکل ۳). بهره‌گیری از مدل‌های مرجع گوناگون متناسب با ساختار میانگین زمین برای هر مسیر باعث بهبود چشمگیری در برازش‌های اولیه و کاهش اثرات غیرخطی می‌شود (شکل ۳) (ون درلی و نالت، ۱۹۹۷). روش PWI امکان استفاده از مدل‌های یک‌بُعدی متناسب با ساختار چشمه، مسیر و گیرنده در ساخت لرزه‌نگاشتهای مصنوعی فراهم می‌سازد. در این تحقیق، برای مسیرهای انتشار قاره‌ای، از مدل میانگین مرجع جهانی، iasp91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) (شکل ۴) با عمق موهو تصحیح شده (بین ۲۰ تا ۶۰ کیلومتر) براساس میانگین عمق موهو در راستای مسیر داده شده استفاده می‌شود. این تغییر عمق موهو براساس مدل CRUST2 (بسین و همکاران، ۲۰۰۰) صورت می‌گیرد. همچنین، برای مسیرهایی که مسافت قابلِ‌ملاحظه‌ای را از میان اقیانوس عبور می‌کنند، از یک لایه آب (با ضخامت بین ۲ تا ۴ کیلومتر) نیز در مدل مرجع استفاده می‌شود (میرون و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۳. نمونه‌ای از تاثیر مدل‌های پس‌زمینه متفاوت در برازش شکل موج. (a) برازش شکل موج با مدل جهانی iasp91 درحکم مدل پس‌زمینه به‌کار رفته برای چشمه، ایستگاه و مسیر کمان بزرگ برای شکل موج لرزه‌ای ثبت شده از زمین‌لرزه ۲۶ اوت ۲۰۰۵ در خلیج شرقی عدن. (b) برازش شکل برای همان شکل موج ولی این‌بار با مدل‌های پس‌زمینه متناسب با ساختار لرزه‌ای چشمه، ایستگاه و مسیر کمان بزرگ که نشان‌دهنده بهبود چشمگیری در برازش‌های اولیه (سمت چپ) و نهایی (سمت راست) است. خطوط نقطه‌چین نشان‌دهنده شکل موج لرزه‌ای و خطوط پیوسته نشان‌دهنده شکل موج شبیه‌سازی شده آن است.



شکل ٤. مدلهای مرجع یک‌بُعدی سرعت موج بُرشی S مورد استفاده در این تحقیق: iasp91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱)، ZAGS (مدل میانگین از کلیه قیود یک‌بُعدی؛ شاد منامن و شمالی، ۲۰۰۹) و ZAGS.45 (نسخه نرم از مدل ZAGS با عمق موهو ٤٥ کیلومتر؛ شاد منامن و شمالی، ۲۰۰۹). در مقایسه با iasp91، مدلهای ZAGS و ZAGS.45 دارای ضخامت پوسته عمیق‌تر (٤٥ کیلومتر) و سرعت موج برشی کم (کمتر از ۲ درصد از iasp91) در گوشته بالایی، به‌ویژه در اعماق کمتر از ۲۰۰ کیلومتر را دارند.

پارامتربندی بی‌هنجاری‌های سرعت موج برشی S میانگین به‌دست آمده از وارون شکل موج برای هر مسیر، با تعداد مشخصی از توابع پایه با شعاع متفاوت صورت می‌گیرد (شکل ۵). این توابع پایه ترکیبی از توابع جعبه‌ای و مثلثی (boxcar and triangular functions) هستند و به‌گونه‌ای آرایش می‌یابند که ناپیوستگی‌ها و گرادیان‌های عمقی سرعت در مدل مرجع را پوشش دهند (میرون و همکاران، ۲۰۰۴). باوجوداین، میانگین عمق موهو در طول مسیر به‌گونه دیگری نیز به‌طور جداگانه پارامتربندی می‌شود که نیاز به تعاریف جداگانه دارد (برای توضیح بیشتر رجوع شود به ون درلی و نالت، ۱۹۹۷؛ داس و نالت، ۱۹۹۵). بی‌هنجاری‌های سرعت به‌صورت تابعی از عمق در راستای هر تابع پایه با بازه عمقی خاص میانگین‌گیری، و عدد مربوط، به راس تابع پایه موردِنظر نسبت داد می‌شود. ازاین‌رو، شمار محدودی از پارامترهای سرعت و یک پارامتر برای عمق موهو برای هر مسیر وجود دارد (برای نمونه در اینجا، ۱۱ تابع پایه نشان‌دهنده تغییرات سرعت با عمق است؛ شکل ۵).

در واقع، استفاده از این انتگرال‌های مسیر (Path integrals) روی سرعت‌های لرزه‌ای، به‌جای استفاده از خود سرعت‌های لرزه‌ای در شبکه‌ای از نقاط، باعث کاهش شمار چشمگیر پارامترهای مدل می‌شود. بااین‌حال، این پارامترها مستقل از یکدیگر نیستند و به همین دلیل با قطری‌سازی ماتریس مشتقات مرتبه دوم تابع نبود برازش پیرامون جواب، بی‌هنجاری‌ها می‌توانند بصورت معادلات خطی با عدم قطعیتهای ناهمخوان (Uncorrelated uncertainties) بیان شوند (نالت، ۱۹۹۰).

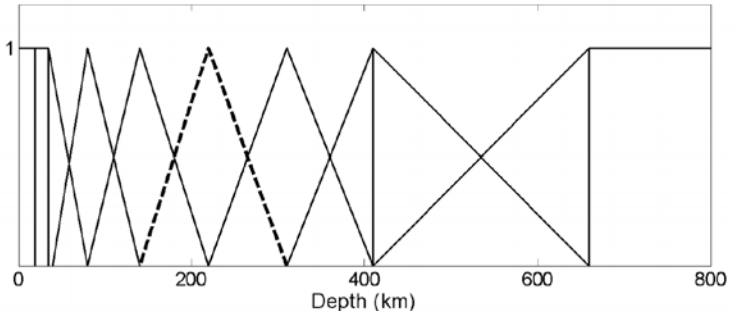
پس از برازش شکل موج برای هر مسیر، گام بعدی ترکیب مدلهای یک‌بُعدی با الگوی وارون خطی میرا شونده برای تصویرسازی بی‌هنجاری‌های سه‌بُعدی سرعت موج برشی S و نقشه عمق موهو منطقه مورد بررسی با پوشش مسیر قابل قبول است. این بی‌هنجاری‌ها برحسب معادلات خطی با عدم قطعیت‌های ناهمخوان بیان می‌شوند (نالت، ۱۹۹۰). برای جلوگیری از انحراف ساختار گوشته بالایی به‌واسطهٔ بی‌هنجاری‌های پوسته، سرعت موج برشی در پوسته و عمق موهو نیز در وارون‌سازی شرکت می‌کنند (ون درلی و نالت، ۱۹۹۷). مدل سه‌بُعدی سرعت موج برشی S به‌صورت ضرایبی از نقاط در شبکه دکارتی پارامتربندی می‌شود، حال آنکه برای عمق موهو یک شبکه مثلثی از نقاط، روی یک پوسته کروی در نظر گرفته می‌شود (ون درلی و نالت، ۱۹۹۷). فاصله بین گرهها در راستای افقی برای مدل سرعت موج برشی S، بر اساس چگالی مسیرها، فاصله بین ایستگاهی و عرض زون اول فرنل انتخاب می‌شود که در اینجا، ما فاصله بین گرهها را در راستای افقی ۷۰ کیلومتر و در راستای عمودی ۵۰ کیلومتر در نظر گرفته ایم.

۴ داده‌ها

پایگاه اطلاعاتی ما دربرگیرنده مولفه قائم لرزه‌نگاشتهای باند پهن با نسبت سیگنال به نوفه بالا از زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی ۵.۵ تا ۷.۷ را شامل می‌شود که بصورت زیر ثبت شده اند:

- آرایه موقت با ۱۷ لرزه نگار باند پهن با طول ۶۲۰ کیلومتر در راستای پروفیلی در عرض کمربند برخورد قاره ای زاگرس که از نوامبر ۲۰۰۰ تا آوریل ۲۰۰۱ مشغول به فعالیت بوده است.
- شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران (INSN, Iranian National Broad-Band Seismic Network) وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله.
- شبکه لرزه نگاری مشهد.

هرچند پوشش ایستگاهی در مکران مناسب نیست و تنها ایستگاههای نزدیک به منطقه مکران شامل ایستگاه زاهدان و ایستگاه کرمان هستند (شکل۲)، ولی با اینحال توانایی روش PWI این امکان را به ما می‌دهد که با گزینش زمین‌لرزه‌های مناسب با پوشش آزیموتی خوب و بدست آوردن تلاقی های مسیر زیاد بر این مشکل غلبه کنیم. جدول۱، بخشی از زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این پژوهش را نشان می‌دهد.



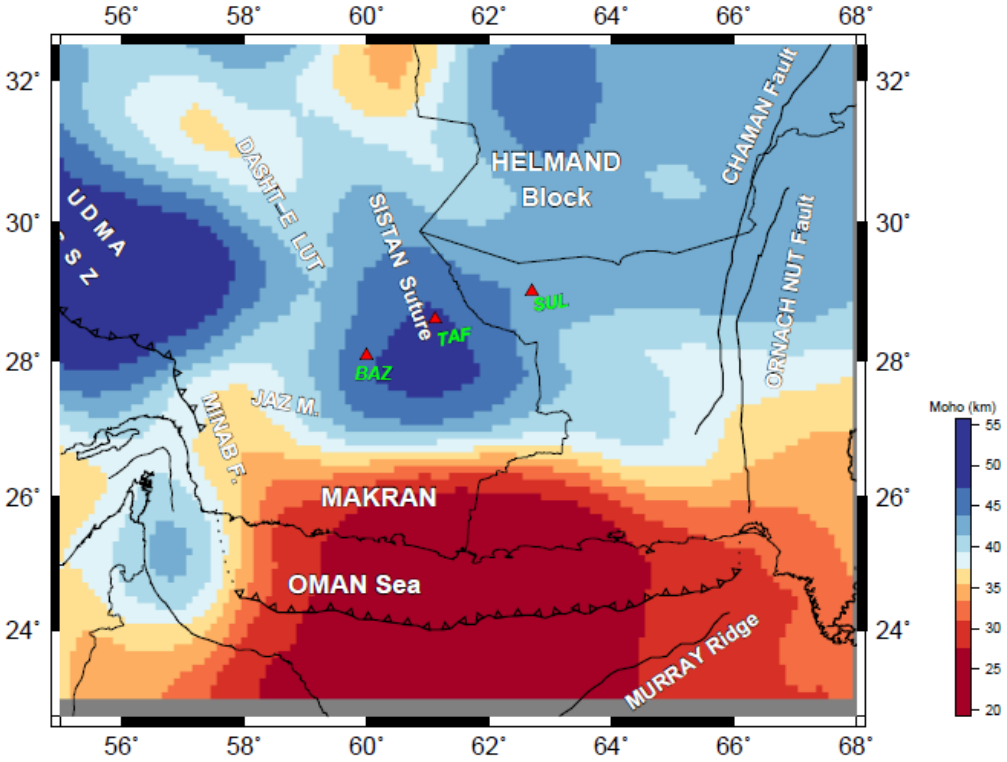
شکل۵. نمونه‌ای از توابع پایه به‌کار رفته در پارامتربندی میانگین بی‌هنجاری‌های سرعت در راستای مسیر انتشار موج بین چشمه و ایستگاه. عمیق‌ترین تابع پایه بیانگر یک نیم‌فضا است. برای ناپیوستگی‌های موهو، ٤١٠ و ٦٦٠ کیلومتر، توابع پایه برای نشان دادن گذرهای سرعت تیز ثابت فرض می‌شوند. خط نقطه‌چین نشاندهنده نمونه‌ای از تابع پایه اختصاص داده شده بین اعماق ١٤٠ تا ٣١٠ کیلومتر است که در آن بی‌هنجاری‌های سرعت در این بازه عمقی مقیاس‌بندی شده است و سرانجام مجموع بی‌هنجاری‌های مقیاس‌بندی شده به نوک تابع پایه در ٢٢٠ کیلومتر اختصاص داده می‌شود.

جدول ۱. مشخصات برخی از زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق، برگرفته از فهرست‌نامه انگدال (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸).

Year	Month	Day	Hour	Minute	Sec	Lat (deg)	Long (deg)	Depth (km)	mb	Ms	Mw	Place
2005	11	14	21	38	52.4	38.11	144.91	17.4	6.7	6.8	7	OFF EAST OF HONSHU
2005	11	27	10	22	24.5	26.84	55.818	49.1	6.1	5.8	6	SOUTHERN IRAN
2005	11	27	16	30	37.7	26.87	55.788	10.7	5.4	5.3	5.5	SOUTHERN IRAN
2005	12	5	12	19	56.1	-6.25	29.789	20	6.4	7.2	6.8	LAKE TANGANYIKA
2005	12	9	23	30	24.2	-6.19	29.679	12.8	5.5	5.3	5.5	LAKE TANGANYIKA
2005	12	12	21	47	45.4	36.28	71.119	223.6	6	0	6.6	AFGHAN-TAJIKISTAN BOR.
2006	1	8	11	34	55.5	36.3	23.343	66	0	6.8	0	SOUTHERN GREECE
2006	2	28	7	31	2.7	28.13	56.821	18	5.8	6.2	6.1	SOUTHERN IRAN
2006	3	7	18	20	46.2	23.71	70.812	10	5.2	5.1	5.5	SOUTHERN INDIA
2006	3	25	7	28	57.7	27.57	55.636	18	5.7	5.5	5.9	SOUTHERN IRAN
2006	3	25	9	55	12.5	27.57	55.763	10	5.3	4.9	5.5	SOUTHERN IRAN
2006	3	31	1	17	1.02	33.52	48.765	7	5.7	6	6.1	WESTERN IRAN
2006	4	4	22	5	4.94	37.63	21.022	16.8	4.8	5.1	5.5	IONIAN SEA
2006	4	6	17	59	16.6	23.26	70.358	10	5.5	5.2	5.6	SOUTHERN INDIA
2006	4	11	0	2	43.2	37.66	20.949	18	5.1	5.1	5.5	IONIAN SEA
2006	4	11	17	29	29.5	37.68	21.009	18	5.1	5.3	5.6	IONIAN SEA
2006	4	12	16	52	2.21	37.61	20.957	19	5.2	5.4	5.7	IONIAN SEA
2006	6	15	6	49	48.7	45.38	97.339	9	5.7	5.6	5.8	MONGOLIA
2006	6	28	21	2	9.77	26.91	55.832	11	5.8	5.5	5.8	SOUTHERN IRAN
2006	7	12	14	44	45.9	-8.56	67.776	10	5.1	5.1	5.7	MID-INDIAN RIDGE
2006	10	12	17	8	20.3	39.76	54.698	42.8	5.5	5.2	5.3	TURKMENISTAN
2006	10	26	14	28	37.3	38.7	15.376	212	5.8	0	5.8	SICILY, ITALY
2006	12	30	8	30	49.5	13.3	51.319	15	5.9	6.4	6.6	EASTERN GULF ADEN
2007	1	8	17	21	49.7	39.77	70.304	16	5.8	6.1	6.1	TAJIKISTAN
2007	1	17	23	18	49.6	10.11	58.678	8	5.8	5.7	6.2	CARLSBERG RIDGE
2007	2	19	2	33	42.9	1.751	30.728	19	5.6	5.4	5.6	UGANDA
2007	3	10	17	3	37.8	74.26	8.634	10	5.7	5.5	5.7	GREENLAND SEA
2007	3	25	13	58	0.11	38.41	20.432	15	5.3	5.5	5.8	GREECE
2007	3	28	21	17	10.7	-6.24	29.662	8	5.8	5.8	5.8	LAKE TANGANYIKA
2007	4	3	3	35	7.05	36.39	70.645	222.1	5.7	0	6.3	HINDU KUSH
2007	5	5	8	51	39.2	34.26	81.994	9	5.8	6	6.1	XIZANG
2007	6	15	18	49	53.4	1.744	30.789	24	5.6	5.8	5.9	UGANDA
2007	6	18	14	29	48.4	34.44	50.818	5	5.3	5.1	5.5	NORTHERN IRAN
2007	7	17	14	10	42.3	-2.8	36.359	8	5.7	5.7	5.9	TANZANIA
2007	8	2	13	37	29.2	12.48	47.404	10	5.4	5.3	5.7	EASTERN GULF ADEN

۵ نتایج

مطالعات ما نشان می‌دهد که از جنوب به شمال در غرب مکران، پوسته در دریای عمان و منطقه پیش‌کمان، کم ضخامت (۲±۲۷ کیلومتر) است و به سمت شمال در زیر ارتفاعات مکران افزایش تدریجی آن شروع می‌شود (شکلهای۶، ۷AA' و ۷BB'). آهنگ افزایش عمق موهو تا رسیدن آن به بیشنه مقدار (۲±۴۵ کیلومتر) تا جاییکه در آن صفحه فرورونده به زیر دشت لوت خمیده می‌شود، ادامه دارد. در امتداد زون زمیندرز سیستان، روند تغییرات عمق موهو همانند غرب مکران است، ولی بیشینه مقدار آن در فاصله نزدیکتری از پیش‌کمان و در زیر آتشفشان تفتان با ضخامت ۲±۵۰ کیلومتر رخ می‌دهد (شکلهای۶ و ۷CC'). این بیشینه مقدار عمق موهو در کل زون فرورانش مکران است. یکبار دیگر در شرق مکران همان روند افزایشی عمق موهو به سمت شمال را مشاهده می‌کنیم ولی اینبار بیشینه مقدار ۲±۴۰ کیلومتر است (شکلهای ۶ و ۷DD'). همانطورکه از شکل ۶ پیداست گسل میناب بعنوان حاشیه غربی منطقه مکران، پوسته ضخیم تنگه هرمز را از پوسته کم ضخامت پیش‌کمان مکران جدا کرده است. این کاهش شدید و تغییرات ناگهانی در ضخامت پوسته از تنگه هرمز بسمت منطقه مکران ناشی از تغییر جنس پوسته صفحه عربستان از قاره ای ضخیم به اقیانوسی نازک دانست که گسل میناب حدفاصل این تغییرات است (شکل۶).

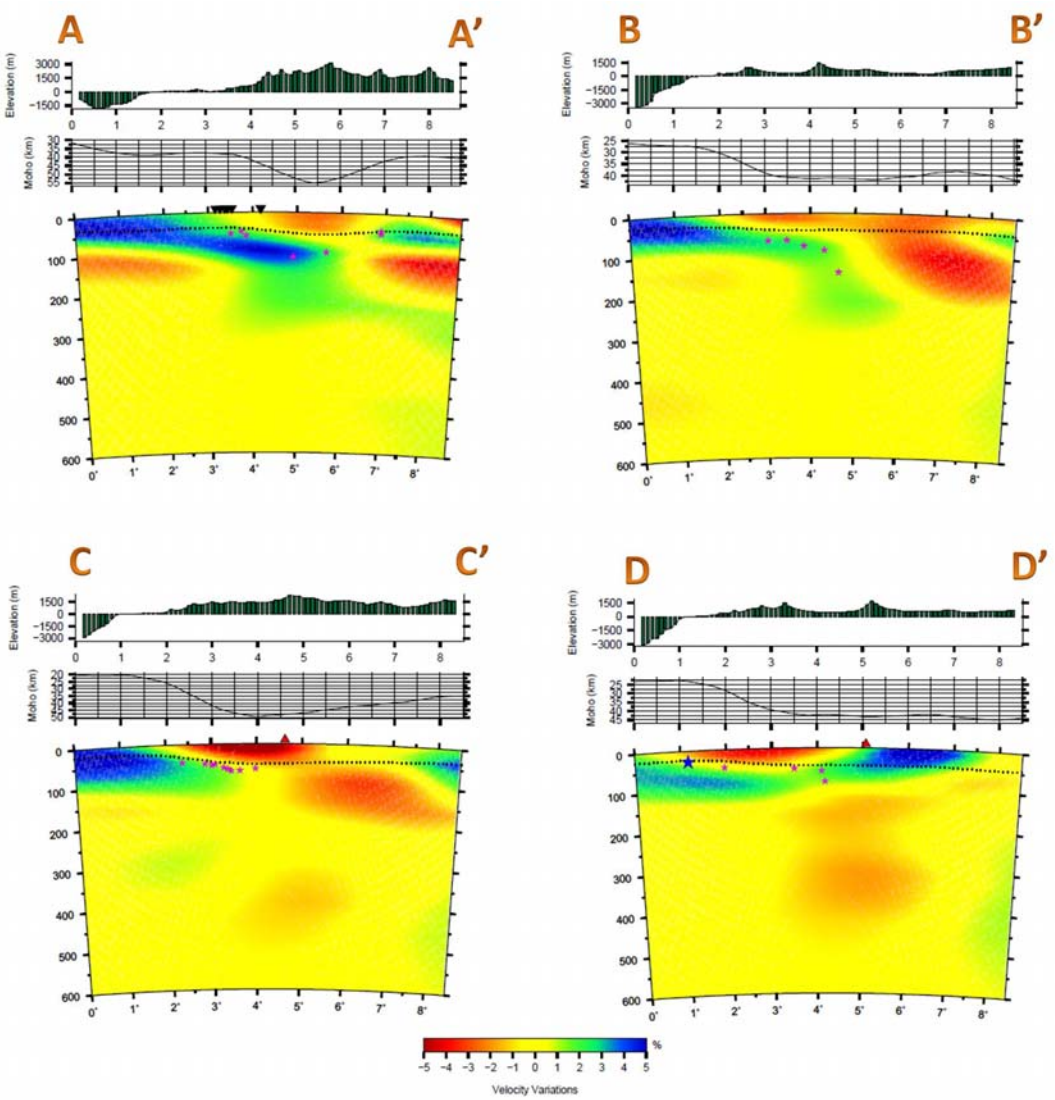


شکل۶. نقشه عمق موهوی منطقه مکران به‌دست آمده در این پژوهش از روش PWI و با استفاده از مقادیر CRUST2 به‌صورت قیود اولیه.

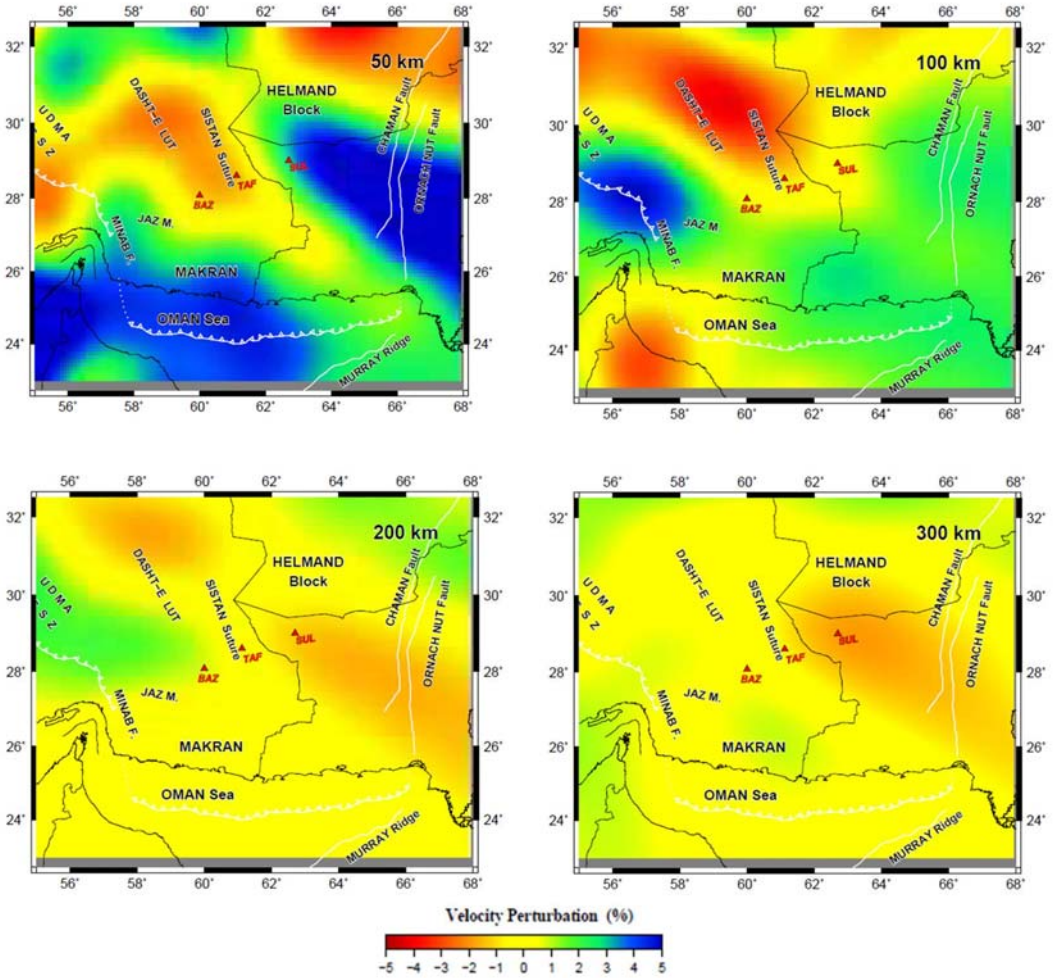
نتایج ما از سرعت موج برشی در گوشته بالایی در زون مکران نشاندهنده یافته های قابل توجهی است. نخست اینکه فرورانش با زاویه بسیار کمی در کل طول زون مکران شروع می‌شود که با محل زمین‌لرزه‌های کم‌عمق رخ داده در پیش‌کمان سازگاری دارد. با استفاده از داده های دوباره تعیین محل شده انگدال و ویلاسنر (۲۰۰۲) و بی‌هنجاری‌های گرانی، ظریفی (۲۰۰۶) نشان داد که فرورانش در شرق مکران با شیب کمی در حدود ۸ درجه شروع شده است و این مقدار تا حدود ۲۰ درجه در جایی که صفحه فرورونده به درون سست‌کره خمیده می‌شود، افزایش می‌یابد. وی معتقد است که شیب صفحه فرورونده در غرب مکران در محل فرورانش آن به زیر سنگ‌سپهر رورانده مشخص نیست، ولی صفحه فرورانش با شیب تندتری در حدود ۳۰ درجه به درون سست کره خمیده می‌شود. با اینحال، نتایج حاصل از این پژوهش نشان می‌دهد که فرورانش در بخش غربی با زاویه شیب کم، در حدود ۸ درجه آغاز شده و سپس با افزایش تدریجی به بیشنه مقدار خود در حدود ۵۵ درجه در جاییکه صفحه فرورونده به درون سست کره در زیر دشت لوت می‌رود، می‌رسد (شکل‌های ۷AA'، ۷BB' و ۸). تصاویر به‌دست آمده برای شرق مکران حاکی از آن است که صفحه فرورونده با زاویه شیب کم در حدود ۸ درجه در حال فرورانش است و به‌تدریج این شیب افزایش می‌یابد تا اینکه در جایی که صفحه فرورونده به درون سُست‌کره در زیر کمان آتشفشانی خمیده می‌شود، مقدار شیب در حدود ۲۰ درجه است (شکلهای ۷DD' و ۸). به‌هرحال، روشن است که خمیدگی صفحه فرورانش در فاصله دورتری از ساحل شرقی مکران در مقایسه با ساحل غربی آن رخ می‌دهد که می‌تواند دلیل دورافت‌های گوناگون در کمان‌های آتشفشانی در امتداد زون فرورانش مکران را توضیح دهد.

در راستای زون زمین‌درز سیستان، زمین‌لرزه‌ها حداقل

مقدار کوچکی از حرکت نسبی بین بلوک‌های لوت و هلمند را نشان می‌دهند که در آن دشت لوت نسبت به بلوک هلمند در جهت شمال حرکت می‌کند. تنش‌های متفاوت در راستای حاشیه‌های امتدادلغز غرب و شرق مکران (به‌ترتیب گسل‌های چمن-ارناچ نال و میناب) می‌تواند توصیف‌کننده حرکت نسبی بین این دو بلوک باشد (بایرن و همکاران، ۱۹۹۲). ظریفی (۲۰۰۶) فرض کرد که پیچیدگی موجود در چشمه زمین‌لرزه‌های با عمق متوسط در پیرامون عمق ۵۸ کیلومتری می‌تواند به‌دلیل ریشه ضخیم زون زمین‌درز سیستان باشد که صفحه فرورونده مکران در اعماق متوسط را تلاقی می‌کند. تصویر توموگرافی نیز موید این حالت در زون زمین‌درز سیستان در زیر توپوگرافی مرتفع تفتان است (شکل ۷CC').



شکل۷. مقاطع عرضی از ساختار سرعت برشی در گوشته بالایی در راستای نیم‌رخ‌های AA', BB', CC', DD'. مقیاس سرعت در ±5% از مدل مرجع پس‌زمینه (ZAGS.45) اشباع می‌شود. خط نقطه‌چین نشان‌دهنده تغییرات عمق موهو در راستای نیم‌رخ‌ها است. محورهای عمودی و افقی سرعت به‌ترتیب بیانگر عمق (کیومتر) و فاصله (درجه) در راستای نیم‌رخ‌ها هستند. همچنین تغییرات توپوگرافی و عمق موهو در راستای نیم‌رخ‌ها در پنجره‌های بالایی و وسطی آورده شده‌اند. ستاره‌های ارغوانی‌رنگ در مقاطع عرضی، نشان‌دهنده موقعیت زمین‌لرزه‌های نسبتا عمیق (بزرگ‌تر از ٤٠ کیلومتر) در راستای نیم‌رخ‌ها (در باندی به پهنای ۵۰ کیلومتر از طرفین نیم‌رخ‌ها) از فهرست‌نامه انگدال (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸) هستند.



شکل۸ مقاطع افقی از ساختار سرعت برشی در عمق‌های ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰ و ۳۰۰ کیلومتر. سرعت‌ها به‌صورت نسبی و از مدل پس‌زمینه مرجع ZAGS.45 آورده شده‌اند.

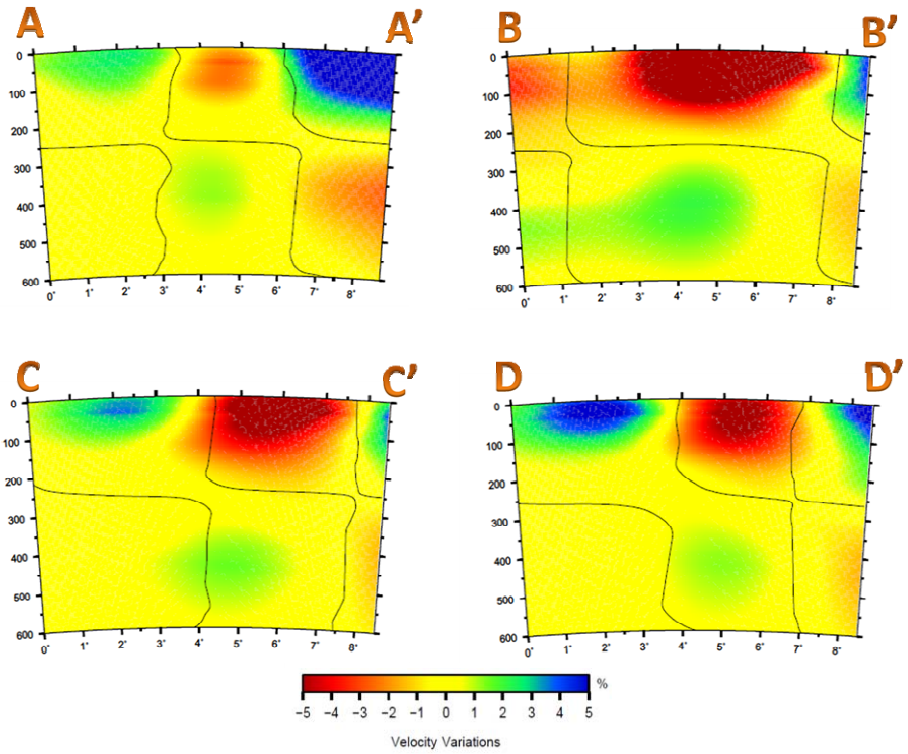
۶ تجزیه و تحلیل قدرت تفکیک داده‌ها (Resolution Analysis)

برای بررسی درستی مدل‌های سرعت عرضه شده از داده‌ها، از آزمایش‌های قدرت تفکیک داده‌ها استفاده می‌شود. برای این منظور، از مدل‌های ساختگی سرعت درحکم ورودی به روش PWI استفاده می‌شود و با در نظر گرفتن آرایش هندسی مسیرها و وارون‌سازی مشابه با داده های واقعی، نحوه عملکرد روش PWI و نیز توان داده ها در بازیافت درست مکان و دامنه بی‌هنجاری‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این پژوهش ما از آزمایشهای Checkerboard استفاده می‌کنیم که در آن بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی سرعت با اندازه ها، آرایشها وعمقهای مختلف بعنوان مدل ساختگی سرعت بکار گرفته می‌شوند.

همان‌طور که قبلا نیز ذکر شد، کارایی روش PWI به میزان زیادی به چگالی مسیرهای لرزه‌ای بستگی دارد. ازاین‌رو، در مناطقی که میزان تلاقی مسیرها زیاد است، قدرت تفکیک داده‌ها بهتر خواهد بود و برعکس. شکل ۲ نشان می‌دهد که شدت تلاقی مسیرها در دریای عمان کم است، بنابراین، قدرت تفکیک قابل قبولی برای این منطقه انتظار نمی‌رود. همچنین، ملاحظه می‌شود که چگالی مسیرها در غرب مکران بیشتر از شرق آن است (شکل ۲)،

ازاین‌رو تصاویر سرعت به‌دست آمده در غرب مکران از درجه اطمینان بیشتری نسبت به شرق مکران برخوردار خواهند بود. این محدودیت‌ها در منطقه مکران به‌دلیل نبود ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و زمین‌لرزه‌های کافی در منطقه است. با شامل کردن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کشورهای همسایه، از جمله پاکستان و کشورهای حاشیه جنوبی دریای عمان، و نیز انتخاب زمین‌لرزه‌های مناسب، به‌گونه‌ای که بخشی از مسیر لرزه‌ای آنها از منطقه مکران عبور کند، می‌توان چگالی مسیرها را افزایش داده و تصاویر واقعی‌تری از ساختار لرزه‌ای منطقه به‌دست آورد. این واقعیت که بتوان در مناطقی همانند مکران که با کمبود ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مناسب مواجه است، قدرت تفکیک قابل قبولی به‌دست آورد از ویژگیهای منحصربه‌فرد روش PWI است.

نتایج حاصل از آزمایش‌های Checkerboard (شکل۹) نشان می‌دهد که قدرت تفکیک داده‌ها با افزایش عمق کاهش می‌یابد و بی‌هنجاری‌های بزرگ‌تر بهتر از بی‌هنجاری‌های کوچک‌تر بازیافت می‌شوند. این کاهش چشمگیر قدرت تفکیک دادهها با عمق به‌دلیل کمبود مسیرهایی کوتاه‌برد (short-distance paths) در بین داده‌ها روی می‌دهد. در مسیرهای کوتاه‌برد به‌دلیل وجود امواج با بسامد بزرگ و استفاده بیشتر از مدهای بالاتر، امکان نمونه‌برداری از قسمت‌های عمیق‌تر گوشته بالایی وجود دارد که کمبود این موضوع در منطقه مکران باعث کاهش قدرت تفکیک داده‌ها در اعماق بیشتر شده است (شکل ۹). با وجود این، آزمایش‌های Checkerboard نشان می‌دهد که قدرت تفکیک داده‌ها در اکثر نیم‌رخ‌ها حداقل تا ۲۰۰ km قابل قبول است و مدل‌های ورودی سرعت با تقریب خوبی، به‌درستی برآورد شده‌اند (شکل ۹).



شکل۹. نتایج حاصل از آزمایش‌های Checkerboard در راستای نیم‌رخ‌های استفاده شده در مقاطع عرضی سرعت. مدل‌های ورودی (خطوارهای سیاه‌رنگ) شامل بی‌هنجاری‌های سرعت با اندازه $۵۰۰ \pm ms^{-1}$ هستند که از سطح تا عمق ۶۰۰ km گسترش یافته‌اند. مدل‌های بازیافت شده از وارون‌سازی نیز با مقیاس رنگی ٪۵ نشان داده شده‌اند.

همان‌طور که در شکل ۹ پیدا است، دامنه بی‌هنجاری‌ها در مدل‌های بازیافتی، به‌ویژه در بخش‌های عمیق‌تر، به‌شدت تضعیف شده است. ازاین‌رو، در اینجا، هدف ما بیشتر شناسایی درست محل بی‌هنجاری‌های سرعت (قدرت تفکیک مکانی) است و دامنه بی‌هنجاری‌ها (قدرت تفکیک دامنه) در درجه دوم اهمیت قرار دارد. همچنان که آزمایش‌های قدرت تفکیک صورت‌گرفته نشان می‌دهد، بخش غربی مکران به‌دلیل چگالی مسیر زیاد، بهترین قدرت تفکیک را دارد (شکل ۹ AA' و ۹ BB') ولی با این حال، قدرت تفکیک داده‌ها در شرق مکران نیز تا حدی قابلِ‌قبول است (شکل ۹ CC' و ۹ DD'). به‌طورِکلی، نیمه شمالی مکران قدرت تفکیک بهتری نسبت به نیمه جنوبی آن دارد (شکل ۹).

منابع

Ambraseys, N. and Melville, C., 1982, A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, New York.

Bassin, C., Laske, G. and Masters, G., 2000, The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. In EOS, Trans. Am. geophys. Un., 81(Fall Meeting Supplement), F897.

Byrne, D. E., Sykes, A. R. and Davis, D. M., 1992, Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. J. Geophys. Res., No. B1, **97**, 449-478.

Chapman, C. H., 1978, A new method for computing synthetic seismograms. Geophys. J. R. Astron. Soc., **54**, 481-518.

Das, T. and Nolet, G., 1995, Crustal thickness estimation using high frequency Rayleigh waves. Geophys. Res. Lett., **22**, 539-542.

De Mets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990, Current plate motions. Geophys. J. Int. **101**, 425–478.

Dziewonski, A. M., Friedman, A., Giardini, D. and Woodhouse, J. H., 1983, Global seismicity of 1982: Centroid-moment tensor solutions for 308 earthquakes. Phys. Earth Planet. Inter., **33**, 76-90.

Engdahl, E. R., van der Hilst, R. and Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. Bull. Seism. Soc. Am., **88**, 722-743.

Engdahl, E. R. and Villasenor, A., 2002, Global seismicity: 1900-1999. In International Handbook of Earthquakes and Engineering Seismology. Elsevier Science Ltd.

Farhoudi, G. and Karig, D. E., 1977, Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. Geology, **5**, 664–668.

Gordon, R. and DeMets, C., 1989, Present-day motion along the Owen fracture zone and Dalrymple trough in the Arabian Sea. J. Geophys. Res., **94**, 5560-5570.

Hackney, R., Gotze, H. J. and Meyer, U., 2005, Topographic, bathymetric and gravity characteristics of convergent margins. Geotechnologien Science Report, **5**, 30–33.

Hunting Survey Corporation, 1960, Reconnaissance Geology of Part of West Pakistan: A Colombo Pan Co-operative Project. 550 pp., Maracle Press, Toronto, Ont.

Kadinsky-Cade, K. and Barazangi, M., 1982, Seismotectonics of southern Iran: The Oman Line. Tectonics, **1**, 389-412.

Kennett, B. and Engdahl, E., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification.Geophys. J. Int., **105**, 429–465.

Marone, F., van der Lee, S. and Giardini, D., 2004, Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia–Africa plate boundary region. Geophys. J. Int., **158**, 109–130.

Nolet, G., 1990, Partitioned waveform inversion ant two-dimensional structure under the Network of Autonomously Recording Seismographs. J. Geophys. Res., **95**, 8499–8512.

Pacheco, J. F., Syskes, L. R. and Scholz, C. H., 1993, Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. J. Geophys. Res., **98**, 14133–14159.

Page, W. D., Alt, J. N., Cluff, L. S. and Plafker, G., 1979, Evidence for recurrence of large-magnitude earthquakes along the Makran coast of Iran and Pakistan. Tectonophysics, **52**, 533–547.

Pendse, C. G., 1948, The Makran earthquake of the 28th of November, 1945. Sci. Notes, 10, pp. 141-145, Indian Meterol. Dep.

Shad Manaman, N. and Shomali, H., 2009, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian-Eurasian plate boundary. Submitted to Physics of the Earth and Planetary Interiors.

Song, T. A. and Simons, M., 2003, Large trench

parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. Science, **301**, 630–633.

Şengr, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustamer, T., and Hsü, K. J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, In M.G. Audley-Charles and A. Hallam (Editors). Gondwana and Tethys. Geol. Soc. London Spec. Publ., **37**, 119-181.

Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J. and Camp, V.E., 1983, The Sistan suture zone of eastern Iran. Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 134–150.

Van der Lee, S. and Nolet, G., 1997, Upper mantle S-velocity structure of North America. J. Geophys. Res., **102**, 22 815–22 838.

Vita-Finzi, C., 1982, Recent coastal deformation near the Strait of Hormuz. Proc. R. Soc. London, Ser. A, **382**, 441-457.

Wells, R. E., Blakely, R. J., Sugiyama, Y., Scholl, D. W. and Dinterman, P., 2003, Basin centered asperities in great subduction zone earthquakes: A link between slip, subsidence and subduction erosion. J. Geophys. Res., **108**, doi: 10.1029/2002JB002072.

White, R. S. and Ross, D. A., 1979, Tectonics of the western Gulf of Oman. J. Geophys. Res., **84**, 3479-3489.

Woodhouse, J. H. and Wong, Y. K., 1986, Amplitude, phase and path anomalies of mantle waves. Geophys. J. R. Astron. Soc., **87**, 753-774.

Zarifi, Z., 2006, Unusual subduction zones: Case studies in Colombia and Iran. PhD thesis, 78 pp., University of Bergen, Norway.