

بررسی ساختارهای سطحی جزیره قشم به وسیله توموگرافی دوبعدی امواج ریلی با استفاده از پس لرزه‌های زمین لرزه ۴ آذر ۱۳۸۴

نسیم حیدرپور^۱ و عباس غلامزاده^{۲*}

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۲استادیار، گروه فیزیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۶/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۱/۰۷

چکیده

در این مطالعه نقشه‌های توموگرافی دوبعدی سرعت گروه امواج ریلی در جزیره قشم با استفاده از روش تک‌ایستگاهی برآورد شده است. ۸۵۸ پس‌لرزه به دقت تعیین محل شده انتخاب شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. پس از انجام تصحیحات اولیه، مدهای اساسی موج سطحی برای ۸۵۸ زمین‌لرزه با استفاده از روش تک‌ایستگاهی به وسیله آنالیز فرکانس - زمان هرمن از لرزه‌نگاشت‌ها جدا شد. منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی در محدوده پریودی ۰/۱ تا ۱۰ ثانیه محاسبه شده است. مدهای اساسی موج ریلی جدا شد و برای هر کدام منحنی‌های پاشندگی سرعت‌های گروه به دست آمد. در پی آن با استفاده از وارون‌سازی خطی دوبعدی به روش یانوسکایا-دیتمار، نقشه‌های توموگرافی دوبعدی، برای هر پریود برآورد شد. با توجه به مسیرهای عبور امواج لرزه‌ای، منطقه در ابعاد ۱ کیلومتر در یک کیلومتر تقسیم‌بندی شد. با توجه به محاسبات به عمل آمده، کوچک‌ترین ناهمگنی‌های قابل مشاهده دارای اندازه ۳ کیلومتر هستند. در شکل‌های حاصل از توموگرافی، سرعت‌های پایینی مشاهده می‌شود که می‌توان آن را به رسوبات نرم موجود در منطقه مورد مطالعه مربوط دانست. آنومالی‌های موجود همچنین مؤید ناهمگنی‌های محیط انتشار هستند. این ناهمگنی‌ها می‌تواند به گنبد نمکی گورزین و یا سایر نهشته‌های تبخیری ارتباط داشته باشند. در پریودهای کمتر از ۴ ثانیه که به اعماق کمتر رسوبات مربوط است، به خط‌شدگی واضحی با راستای شمال خاوری - جنوب باختری مشاهده می‌شود که احتمالاً مربوط به گسل اصلی قشم باشد که مسبب زمین‌لرزه ۴ آذر ۸۴ است. این امتداد موازی با روند خود جزیره و ساختارهای زمین‌شناسی در جزیره است. ادامه یافتن این به خط‌شدگی در پریودهای بالاتر و در نتیجه اعماق بیشتر، می‌تواند بر این دلالت کند که رسوبات زیرین، نرم‌تر و ناشکننده‌تر هستند. در پریودهای بالاتر ۴ تا ۷ ثانیه در راستای شمال خاوری - جنوب باختری، الگوی منظمی از سرعت‌های زیاد و کم به صورت متناوب در کنار هم قرار گرفته‌اند. این آنومالی‌های کم سرعت را می‌توان به انباشت رسوبات نمک ربط داد که دلیل خوبی بر نقاط کم‌سرعت در این ناحیه است.

کلیدواژه‌ها: امواج سطحی، موج ریلی، توموگرافی دوبعدی، ساختار پوسته، جزیره قشم.

***نویسنده مسئول:** عباس غلامزاده

E-mail: abbas.gholam@hormozgan.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

بزرگ جزیره قشم با تاق‌دیس‌های زاگرس، شاهی بر این موضوع است. تشکیل جزیره و یا برونزد آن از دریا بیشتر نتیجه نیروهای فشاری در تداوم فاز زمین‌ساخت نهایی کوهزایی آلپ در اواخر تریاس بوده است (فرزانگان و همکاران، ۱۳۸۵). انتهای خاوری زاگرس که استان هرمزگان در آن واقع شده است یکی از مناطق بسیار لرزه‌خیز در ایران است. جزیره قشم شباهت‌های ساختاری متعددی با مناطق مجاور خود در خشکی ایران دارد و بنابراین می‌توان آن را جزو کمربند چین‌خورده ساده زاگرس به شمار آورد. این جزیره بزرگ‌ترین جزیره خلیج فارس است و از لحاظ زمین‌ساختی در انتهای جنوب خاوری کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس که در بین عرض جغرافیایی ۳۰° ۲۶ تا ۱۰° ۲۷ شمالی و طول جغرافیایی ۲۰° ۵۵ تا ۴۰° ۵۶ خاوری واقع شده است (شکل ۱).

نهشته‌های کواترنری تا عهد حاضر به گونه‌ای گسترده در دشت‌ها، سواحل و کرانه‌های دریا نهشته شده است. این نهشته‌ها شامل آبرفت‌های ریزدانه و در مواردی قلوه‌سنگی (به ویژه در اطراف گنبد‌های نمکی) و سنگ‌آهک‌های مرجانی هستند. ماسه‌های ساحلی و تلماسه‌های بادی، نهشته‌های گلی و تبخیری در شوره‌زارهای مربوط به بخش ساحلی و در نهایت رسوبات سیلتی نهشته شده به صورت خاک‌های سطحی و یا ته‌نشین شده در کرانه‌های دریا بخش عمده این نهشته‌ها را تشکیل می‌دهند (حقی‌پور، ۱۳۸۴). راستای گسل‌های موجود در جزیره قشم تحت تأثیر سامانه گسلی زاگرس است که در بخش‌های جنوب و جنوب باختری جزیره در جهت شمال باختری - جنوب خاوری و در بخش‌های مرکزی و شمالی به راستای فرعی شمال خاوری - جنوب باختری تبدیل می‌شود. چین‌خوردگی‌ها، شکستگی‌ها و گنبد‌های نمکی از ساختارهای مهم زمین‌ساختی در جزیره قشم هستند که در شکل ظاهری جزیره قشم تأثیر بسزایی داشته‌اند. منطقه

کشور ایران بین دو صفحه لیتوسفری به هم نزدیک‌شونده اوراسیا و عربی قرار گرفته است که آهنگ این همگرایی حدود ۲۵ mm/yr است (Vernant et al., 2004). این همگرایی باعث به وجود آمدن نواحی دگرشکلی همچون البرز، کپه‌داغ و زاگرس شده است. نوار چین‌خورده - رانده زاگرس (ZFTB) با راستای شمال باختر - جنوب خاور از کوه‌های تاروس در شمال خاوری ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب باختری ایران به طول حدود ۱۶۰۰ کیلومتر ادامه دارد. گسل اصلی زاگرس (MZT) حد شمال خاوری نوار زاگرس است که پهنه سندج - سیرجان (SSZ) را به عنوان بخشی از ایران مرکزی از کوه‌های زاگرس جدا می‌کند (Berberian, 1995).

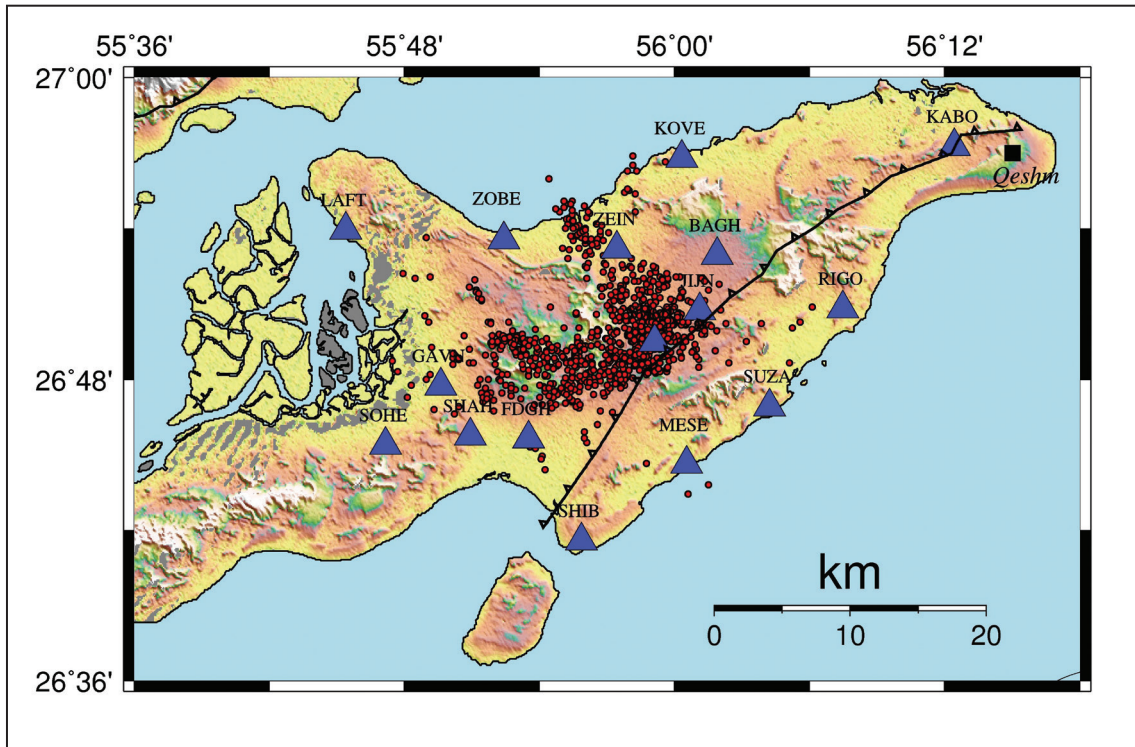
زاگرس در حاشیه شمال خاوری صفحه عربستان بر روی پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار گرفته است. از دیدگاه ساختمانی، شکل‌گیری آن با جنبش همگرایی مداوم صفحه عربستان در جنوب باختری و خردقاره ایران مرکزی در شمال خاوری - که خود ناشی از حرکت به سوی شمال خاوری صفحه آفریقا - عربستان نسبت به اوراسیا است (Alavi, 1994; Berberian, 1995).

نوار چین‌خورده - رانده زاگرس نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتیس و آغاز برخورد قاره‌ای در میوسن بین ایران مرکزی و سپر عربی است و تقریباً ۱ سانتی‌متر از ۲/۵ سانتی‌متر کوتاه‌شدگی بین صفحه عربی و اوراسیا در آن رخ می‌دهد (Vernant et al., 2004; Tatar et al., 2002). زاگرس لرزه‌خیزترین منطقه ایران و از دیدگاه لرزه‌خیزی بسیار فعال است. بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند، در گستره زاگرس روی داده است (Mirzaei et al., 1998).

جزیره قشم بخشی از جنوب خاوری ایالت زمین‌شناختی و نسبتاً فعال زمین‌ساختی - نوزمین‌ساختی زاگرس است. شباهت ظاهری و نیز هماهنگی در امتداد تاق‌دیس‌های

ارباب و غلامزاده، ۱۳۹۷). بررسی‌های اخیر روی سازوکار و ژرفای زمین‌لرزه‌های زاگرس نشانه این است که اغلب این زمین‌لرزه‌ها ژرفای کمتر از ۲۰ کیلومتر با میانگین حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر دارند (Talebian and Jackson, 2004).

مورد مطالعه دارای فعالیت لرزه‌ای نسبتاً بالایی است و از جنبه‌های مختلفی تحت بررسی قرار گرفته است (Talebian and Jackson, 2004; Molinaro et al., 2005; Regardetal., 2004, 2005 and 2010; Aubourgetal., 2008; Yamini fardetal., 2012; Rahimi and Gholamzadeh, 2017؛ رحیمی و غلامزاده، ۱۳۹۶؛



شکل ۱- منطقه قشم و داده مورد استفاده در این مطالعه. دایره‌های قرمز رومرکز ۸۵۸ پس‌لرزه مورد استفاده در این مطالعه و مثلث‌های آبی موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت هستند.

۲- روش تک‌ایستگاهی در برآورد منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه امواج ریلی

که فرکانس مرکزی آن $n\omega$ است و پهنای آن توسط ضریب آلفا (α) مشخص می‌شود:

$$H(\omega_n, \omega) = e^{-\alpha(\omega - \omega_n)^2 / \omega_n^2} \quad (1)$$

انتخاب صحیح پارامتر α نقش مهمی در برآورد صحیح سرعت گروه دارد. آلفا یک پارامتر قابل تغییر است که قدرت تفکیک مکمل را در حوزه زمان و فرکانس تعریف و به‌طور معمول وابستگی فاصله‌ای ایجاد می‌کند (Levshin et al., 1989). بدین منظور، Levshin et al. (1989) تغییر پارامتر α را با فاصله کانونی پیشنهاد داده‌اند. انتخاب مقدار مناسب برای این پارامتر در حین استفاده از نرم‌افزار، توسط کاربر و با توجه به فاصله‌ی بین زمین‌لرزه و ایستگاه صورت می‌گیرد. در ابتدا، پارامتر آلفا بر اساس فاصله رومرکزی رویدادها از ایستگاه‌ها، انتخاب و بر این اساس پهنای فیلتر گوسی مشخص می‌شود. هر چه مقدار آلفا بیشتر باشد، فیلتر گوسی پهن‌تر می‌شود و هر اندازه مقدار آن در حوزه زمان بیشتر باشد، قدرت تفکیک کاهش می‌یابد.

در این مطالعه منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه موج ریلی در مسیر زمین‌لرزه و ایستگاه با استفاده از بسته نرم‌افزاری (Herrmann and Ammon (2002) به دست آمده است. در پردازش با استفاده از روش تک‌ایستگاهی به منظور برآورد منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه از تکنیک فیلتر چندگانه و برای جدا کردن مد پایه از تکنیک فیلتر تطابقی فاز استفاده شد که در واقع اساس نرم‌افزار تحلیل فرکانس (پریود)- زمان (سرعت گروه) هرمن بر پایه این دو تکنیک است.

نخستین مرحله کار، شناسایی و استخراج بخشی از نگاهت است که مربوط به مد اساسی امواج ریلی است. برای انجام این مرحله ابتدا تکنیک فیلترهای چندگانه

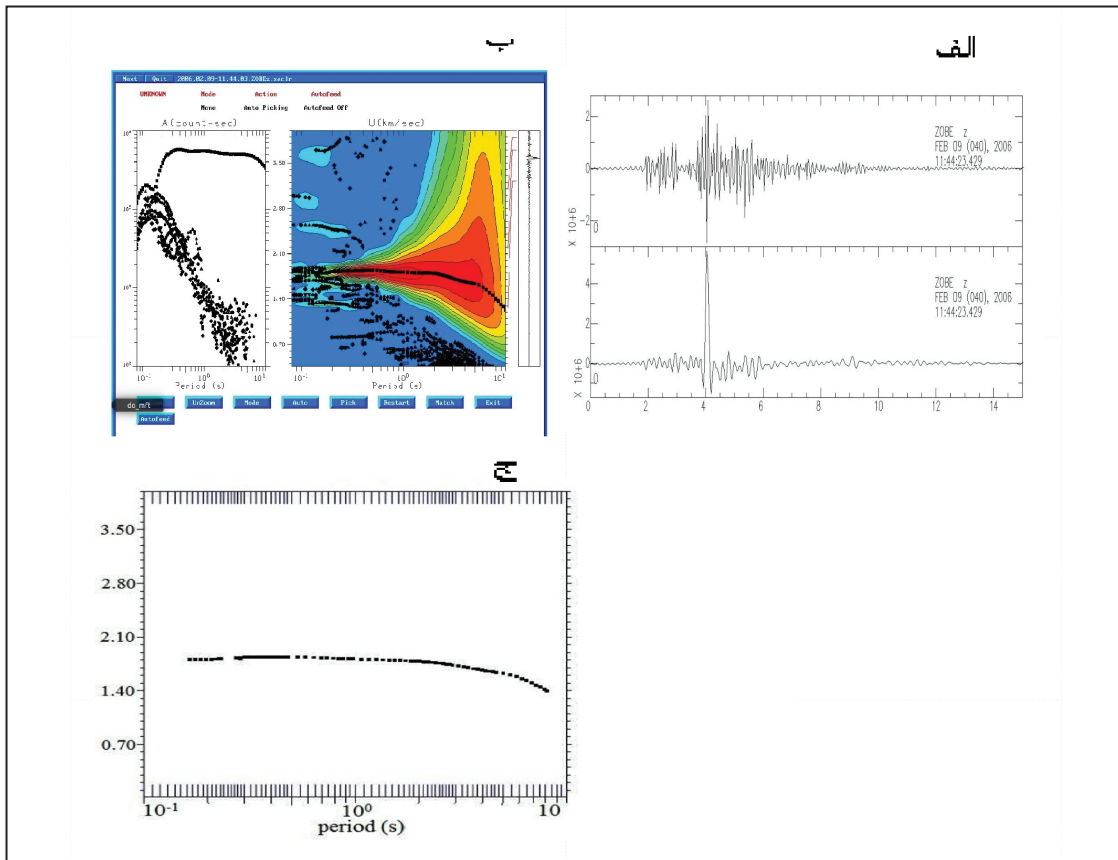
در این پژوهش برای پردازش، از روش تک‌ایستگاهی به منظور برآورد منحنی‌های پاشندگی سرعت گروه زمین‌لرزه‌ها استفاده شد. روش تک‌ایستگاهی از یک ایستگاه و یک زمین‌لرزه تشکیل می‌شود. در این روش سرعت گروه برای امواج ریلی در مسیر بین زمین‌لرزه و ایستگاه محاسبه شده است. روش‌های مرسوم مانند روش فیلترهای چندگانه (Dziewonski et al. (1969) و Levshin et al. (1972) و روش‌های فیلترهای تطابقی ارائه شده توسط (Herrin and Goforth (1977) می‌توانند برای برآورد سرعت گروه در روش تک‌ایستگاهی مورد استفاده قرار گیرند (Panza, 1976). (Dziewonski et al. (1969). تکنیک فیلتر چندگانه را به عنوان یک روش تحلیلی برای به دست آوردن منحنی پاشندگی سرعت گروه برای یک مد خاص از سیگنال پیچیده حاوی مدهای چندگانه به کار گرفتند. بدین صورت که بعد از اعمال فیلتر چندگانه، از منحنی‌های پاشندگی به عنوان ورودی فیلتر تطابقی استفاده می‌شود که امکان جداسازی مد اصلی و تمیزسازی سیگنال را میسر می‌سازند (Herrin and Goforth, 1977). انجام این کار اجازه خواهد داد تا دوباره فیلتر چندگانه اعمال شود و منحنی دقیق‌تری از پاشندگی سرعت گروه مد پایه به دست آید. تکنیک‌هایی نظیر فیلتر چندگانه و فیلتر تطابقی فاز می‌توانند برای رسیدن به یک منحنی تمیز از سرعت گروه مفید باشند.

برای محاسبه سرعت گروه با استفاده از تبدیل فوریه از یک فیلتر میان‌گذر استفاده می‌شود. این روش‌ها بر پایه استفاده از یک فیلتر باند‌گذر در فضای فرکانس صورت می‌گیرند که فیلتر چندگانه نام دارد.

در این روش مطابق رابطه ۱ یک فیلتر گوسی در فضای فرکانس تعریف می‌شود

از نگاهت بیرون کشیده می شود و آخرین مرحله، به دست آوردن منحنی پاشندگی سرعت گروه از روی نگاهت جدا شده است (شکل ۲).

استفاده شده است و می توان به کمک این تکنیک منحنی های پاشندگی را برای وجه اصلی محاسبه کرد. سپس با اعمال این فیلتر، مد اساسی ریلی به وسیله فیلتر تطبیق فاز



شکل ۲- مراحل برآورد منحنی های پاشندگی سرعت گروه با استفاده از روش تک ایستگاهی به عنوان نمونه برای پس لرزه نهم فوریه ۲۰۰۶ ثبت شده در ایستگاه ذوب روی (ZOBE)، فاصله رومرکزی رویداد ۷/۴ کیلومتر است. الف) لرزه نگاهت بالایی، لرزه نگاهت خام و اولیه است که پس اعمال فیلترهای چندگانه به صورت لرزه نگاهت پایینی دیده می شود؛ ب) نمودار انرژی حاصل از لرزه نگاهت تصحیح شده قسمت الف که نشان دهنده دامنه یا پوش انرژی امواج ریلی در بسامدهای مختلف است؛ ج) منحنی پاشندگی سرعت گروه به دست آمده با انتخاب نقطه های با انرژی بیشینه در شکل ب.

۳- داده ها

محلی در قسمت های مختلف منطقه مورد مطالعه خواهد بود، که می تواند برای به دست آوردن نقشه های سرعت گروه برای پرپودهای مختلف به کار گرفته شود. برای به دست آوردن نقشه های توموگرافی سرعت های گروه از روش ارتقا یافته توموگرافی خطی دوبعدی به وسیله Ditmar and Yanovskya (1987) و Yanovskya and Ditmar (1990) استفاده شد. این روش در واقع گسترش یافته روش یک بعدی معمول و مرسوم Backus and Gilbert (1968) است. در فرمول بندی اولیه روش توموگرافی مذکور، مقادیر سرعتی و نقشه $U(x)$ در هر پریود به وسیله مینیم کردن تابع زیر به دست می آید:

$$\alpha \iint |\nabla m(x)|^2 dx + (d - Gm)^T (d - Gm) = \min \quad (2)$$

که در آن:

$$m(x) = (U^{-1}(x) - U_0^{-1})U_0 \quad (3)$$

$$d_i = t_i - t_{i0} \quad (4)$$

$$(Gm)_i = \iint G_i(x) m(x) dx = \int_{l_{oi}} m(x) \frac{ds}{U_0} \quad (5)$$

$$\iint G_i(x) = \int_{l_{oi}} \frac{ds}{U_0} = t_{i0} \quad (6)$$

در رابطه ۲ تا ۶، $x = x(\theta, \phi)$ بردار حالت (طول و عرض جغرافیایی)، U_0 سرعت های گروه یا فاز در مدل اولیه، t_i زمان سیر مشاهده شده در طول امین مسیر، t_{i0} زمان

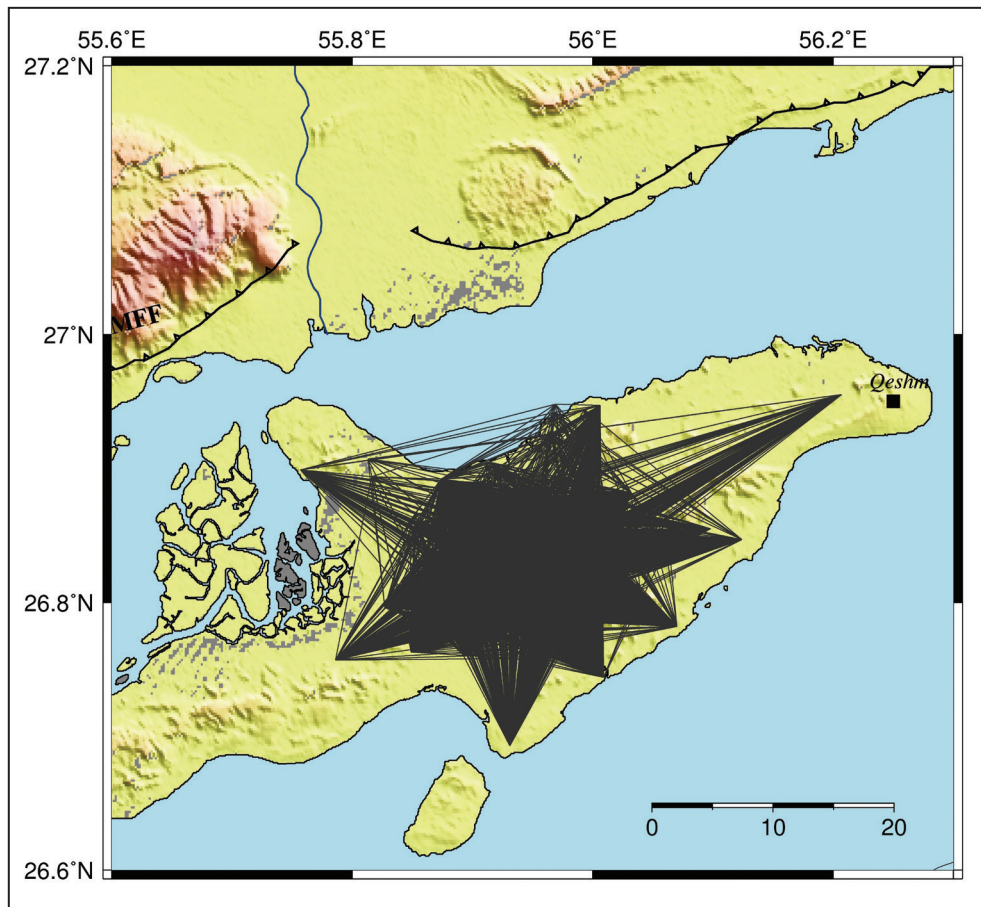
در تاریخ ۴ آذر ۱۳۸۴ زمین لرزه ای با بزرگای $M_b = 6.0$ (Nissen et al., 2010; Yaminifard et al., 2012) در بخش میانی جزیره قشم رخ داد که منجر به تخریب کامل سه روستا، مرگ ۱۰ نفر و زخمی شدن ۱۰۰ نفر دیگر شد. به منظور ثبت پس لرزه های این زمین لرزه، شبکه ای شامل ۱۷ ایستگاه کوتاه دوره توسط پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی به مدت ۸۰ روز در این ناحیه نصب شد (شکل ۱). ۸۵۸ پس لرزه که خطای تعیین محل آنها کمتر از ۳ کیلومتر در راستای قائم و افقی بود و در بیش از ۱۸ ایستگاه ثبت شده اند برای پردازش انتخاب شد. عمق پس لرزه ها بین ۷ تا ۱۷ کیلومتر است و اکثر آنها در محدوده عمقی ۸ تا ۱۳ کیلومتر قرار می گیرند. ۹۸۲۱ نگاهت لرزه ای که به معنی ثبت رویداد لرزه ای در ایستگاه های مختلف و ناشی از حرکت امواج در امتداد مسیرهای مختلف بین کانون پس لرزه ها و ایستگاه ثبت کننده است، مورد پردازش قرار گرفت. مسیر حرکت مربوط به هر یک از این لرزه نگاهت ها در شکل ۳ نشان داده شده است. همان گونه که ملاحظه می شود این تعداد لرزه نگاهت موجب پوشش بسیار مناسبی از منطقه شده است.

۴- توموگرافی دوبعدی امواج سطحی

به تصویر کشیدن ساختار سرعتی زمین با استفاده از وارون سازی زمان سیر امواج لرزه ای، توموگرافی لرزه ای خوانده می شود که معمولاً به صورت دوبعدی یا سه بعدی انجام می شود. نتیجه توموگرافی امواج سطحی تخمین سرعت گروه

همواری نقشه‌های سرعت به دست آمده را کنترل می‌کند.

سیر محاسبه شده در طول λ امین مسیر، i طول مسیر i و s طول بخشی است که وارون‌سازی روی آن انجام می‌شود. پارامتر آلفا (α) تعادل بین برازش به داده‌ها و



شکل ۳- پوشش منطقه مورد مطالعه توسط مسیر پرتوهای لرزه‌ای شامل ۹۸۲۱ مسیر پرتوهای لرزه‌ای و همین تعداد نگاشت.

۵- پارامترهای توموگرافی

نتیجه توموگرافی موج سطحی برآورد مقادیر محلی سرعت‌های گروه در نقاط مختلف شبکه روی منطقه مورد مطالعه است که می‌توان به وسیله آنها نقشه‌های سرعت گروه برای پریودهای مختلف را به دست آورد. می‌توان ابعاد ناهمگنی‌های قابل تشخیص را در قسمت‌های مختلف ناحیه مورد مطالعه، با نقشه‌های قدرت تفکیک (تفکیک‌پذیری) برآورد کرد (Rahimi et al., 2014). Yanovskaya (1997) دو پارامتر برای برآورد قدرت تفکیک جانبی ارائه دادند: اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری و کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری. برای تعیین این پارامترها یک تابع $S(x,y)$ برای جهات مختلف سیستم مختصات تعریف می‌شود که بر اساس آن اندازه‌های ناحیه میانگین‌گیری در امتداد جهات مختلف تعیین می‌شود. ناحیه میانگین‌گیری که ایده‌ای در مورد قدرت تفکیک به دست آمده می‌دهد، می‌تواند به وسیله یک بیضی که در مرکز آن یک نود یا نقطه هست تقریب زده شود که در آن نقطه‌ها با فاصله یکسان در راستای محور x و y بسته به طول و عرض ناحیه مورد مطالعه شبکه‌بندی می‌شوند. هر بیضی با محورهای مساوی با بیشترین و کمترین مقادیر $S(x,y)$ تعیین می‌شود که طی آن کوچک‌ترین محور $S_{min}(x,y)$ و بزرگترین محور $S_{max}(x,y)$ محاسبه می‌شوند و در نهایت قدرت تفکیک در هر نقطه به وسیله یک تک عدد به نام اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری توسط $L=(S_{min}(x,y) + S_{max}(x,y))/2$ داده می‌شود. از آنجا که قدرت تفکیک به‌طور شدیدی وابسته به تراکم مسیرهای پریودی عبوری در هر سلول است، واضح است که مقادیر کم اندازه ناحیه میانگین مربوط به قدرت تفکیک بالا بوده و باید در مناطقی که تعداد زیادی مسیر پرتو عبور می‌کنند، نمایان شود و برعکس. پارامتر دوم کشیدگی ناحیه میانگین‌گیری (ex) است که اطلاعاتی را در مورد توزیع آزیموتی

مسیر پرتوها با نسبت زیر می‌دهد:

$$2 \left(\frac{S_{max}(x,y) - S_{min}(x,y)}{S_{max}(x,y) + S_{min}(x,y)} \right) \quad (7)$$

که S_{min} و S_{max} فاصله کانونی بزرگ و کوچک بیضی است. مقادیر کم این پارامتر کشیدگی (ex) بیانگر این است که پرتوها به‌صورت هموار و همگن در طول پهنه توزیع شده‌اند (یعنی پرتوها حدوداً به‌طور یکنواخت در تمام جهات حرکت کرده‌اند) و مقادیر بزرگ این پارامتر ($ex > 1$) دلالت بر این دارد که مسیرها دارای یک جهت‌گیری خاص هستند و در طول این جهات احتمالاً قدرت تفکیک خیلی کوچک خواهد بود (Yanovskaya, 1997). لذا مقادیر کشیدگی و ناحیه میانگین‌گیری دو پارامتری هستند که برای هر پریود و در هر طول و عرض جغرافیایی، جهت‌گیری و قدرت تفکیک را در نواحی مختلف داخل ناحیه مورد مطالعه بیان می‌کنند.

۶- نتایج

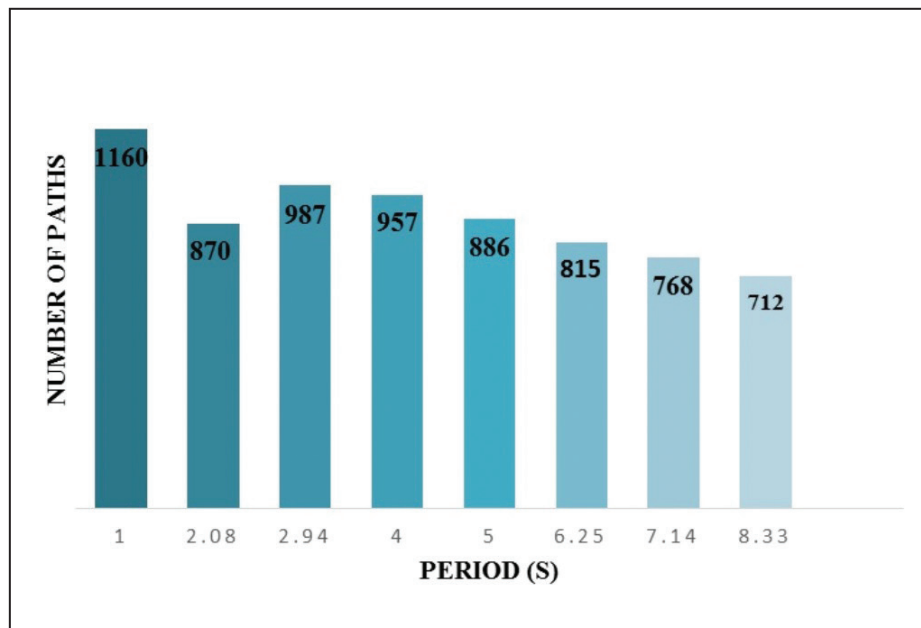
در این مطالعه بعد از محاسبه سرعت گروه به روش تک‌ایستگاهی با به کارگیری روش ارائه شده توسط Ditmar and Yanovskaya (1987) و Yanovskaya and Ditmar (1990)، نقشه‌های توموگرافی دوبعدی سرعتی در رنج پریودهای ۰/۱ تا ۱۰ ثانیه به دست آمد. شکل ۴ تعداد مسیر پرتوها در پریودهای مختلف برای داده‌های تک‌ایستگاهی را نشان می‌دهد. نقشه‌های توموگرافی سرعت به همراه طول تفکیک‌پذیری (اندازه متوسط ناحیه میانگین‌گیری) و مقدار کشیدگی ناحیه میانگین برای پریودهای ۱، ۰/۸، ۲/۹۴، ۴، ۵، ۶/۲۵، ۷/۱۴ ثانیه به‌صورت جداگانه برای هر پریود آورده شده است (شکل‌های ۵، ۶، ۷ و ۸). در این مطالعه

داده شده مختلف، متفاوت است. با توجه به پارامتر ناحیه میانگین در نتایج به دست آمده، مینیمم طول قدرت تفکیک در راستای افقی ۳ کیلومتر به دست آمد (شکل های ۵، ۶، ۷ و ۸).

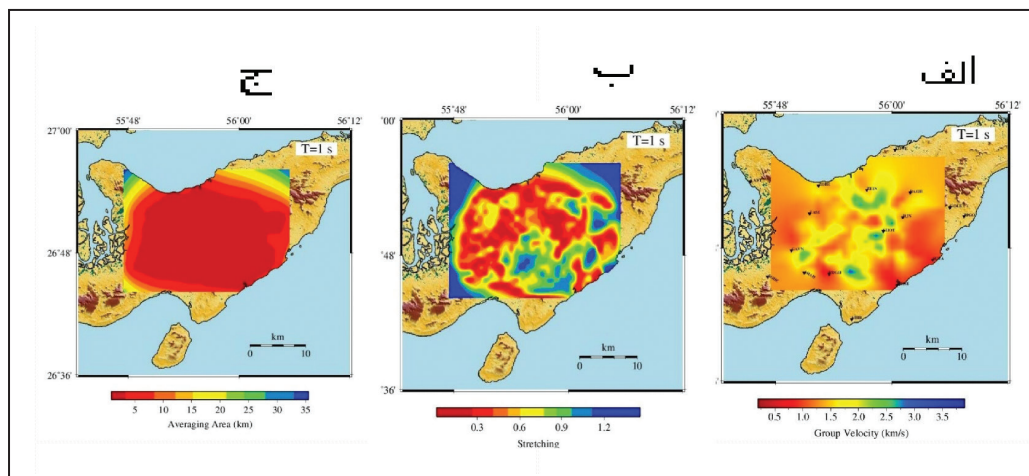
شکل ۹ نشان‌دهنده ستون چینه‌شناسی ساده جنوب خاوری زاگرس است که توسط Molinaro et al. (2005) ارائه شده است. با توجه به طول موج امواج ریلی، آنومالی‌های دیده شده در این مطالعه قابل انطباق با مواد ذکر شده در این ستون است. به این صورت که پروده‌های کم دیده شده در شکل‌های ۵ و ۶ با بخش بالایی ستون و پروده‌های بالاتر که در شکل‌های ۷ و ۸ ملاحظه می‌شود، مربوط به قسمت‌های زیرین این ستون چینه‌شناسی هستند.

برای اینکه بتوان به وضوح، کمینه اندازه ناهمگنی‌ها را آشکار و قدرت تفکیک بالایی را فراهم کرد، هر نقشه با 0.009 درجه عرض جغرافیایی و 0.009 درجه طول جغرافیایی مش‌بندی شد.

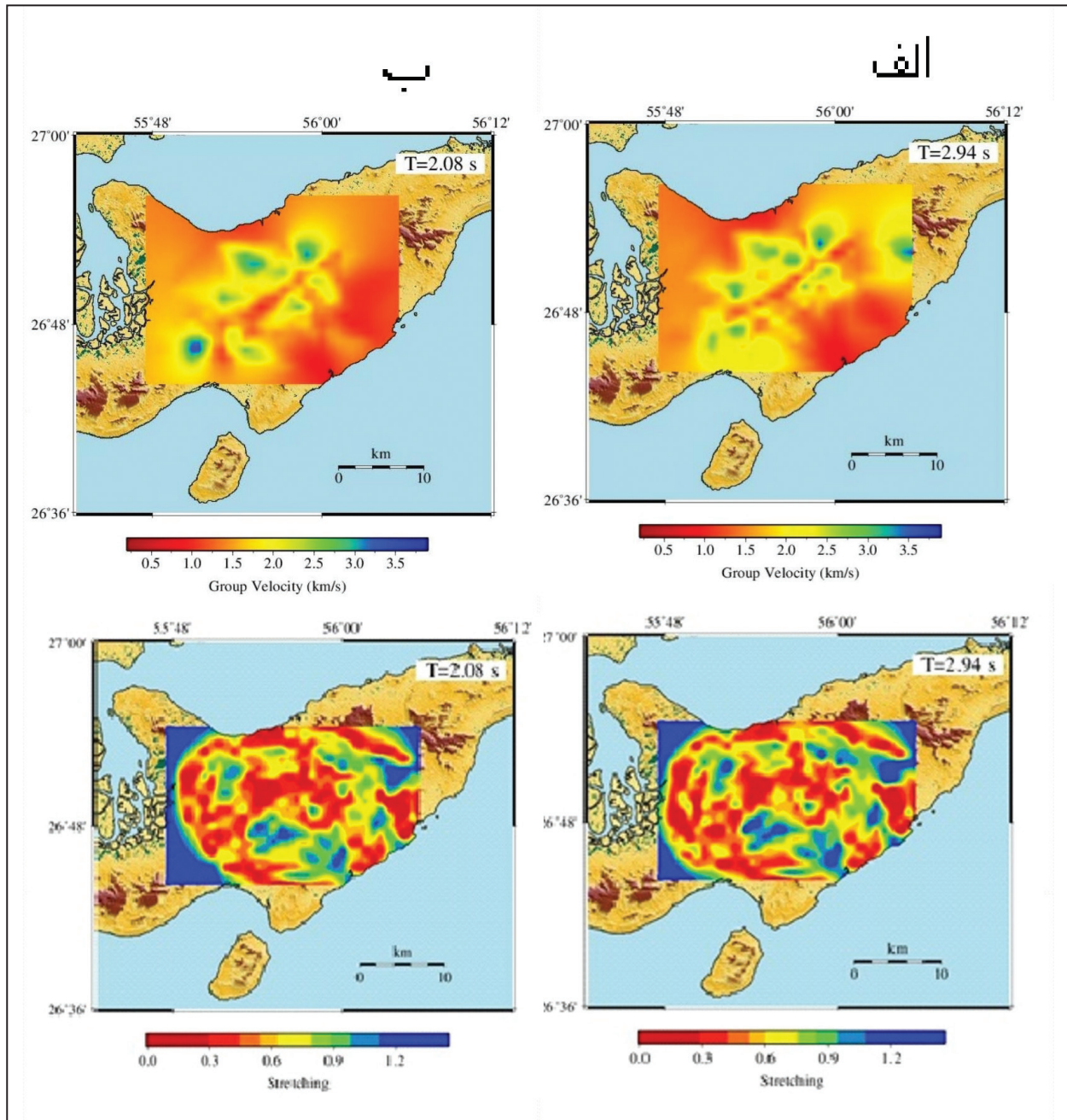
با توجه به مسیر پرتوها و نتایج توموگرافی به دست آمده، به وضوح دیده می‌شود که برای سطح وسیعی از منطقه (حدوداً ۸۰٪ تا ۹۰٪)، پارامتر کشیدگی کمتر از یک است، که نشان می‌دهد که جواب به دست آمده در سطح ناحیه مورد مطالعه به‌طور یکسان برای همه جهات توزیع شده است. قدرت تفکیک به علت اینکه ناحیه پوشش پرتو زیادی دارد، بالاست. ابعاد ناهمگنی‌هایی که می‌تواند در مسیرهای مختلف به دست آید، در نواحی مختلف با توجه به مقادیر قدرت تفکیک



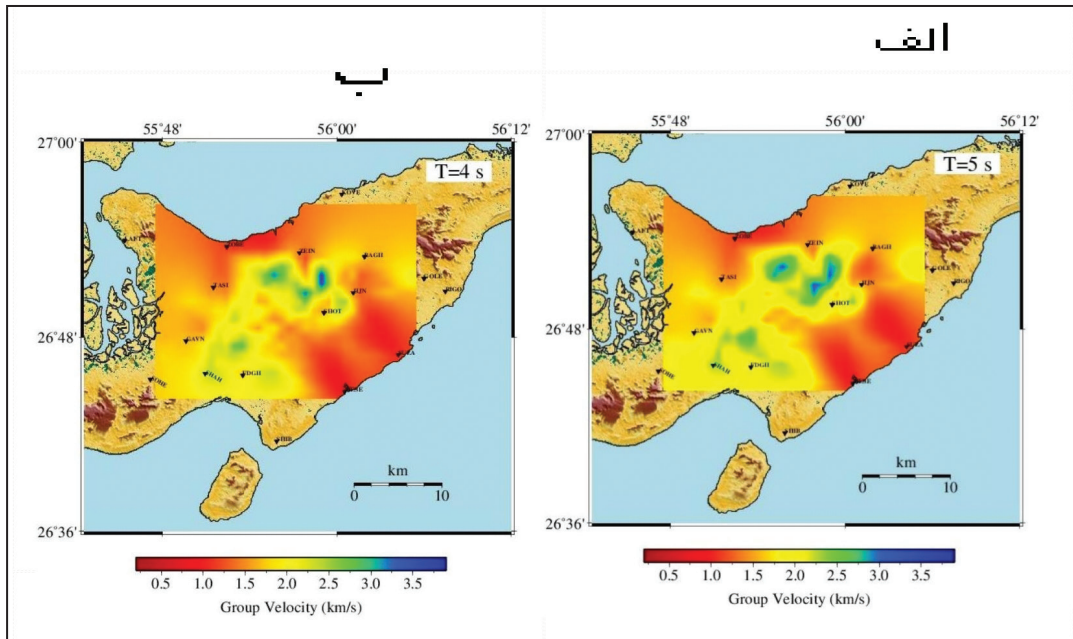
شکل ۴- تعداد نگاشت‌های استفاده شده برای هر پرپود به روش داده‌های تک‌ایستگاهی.



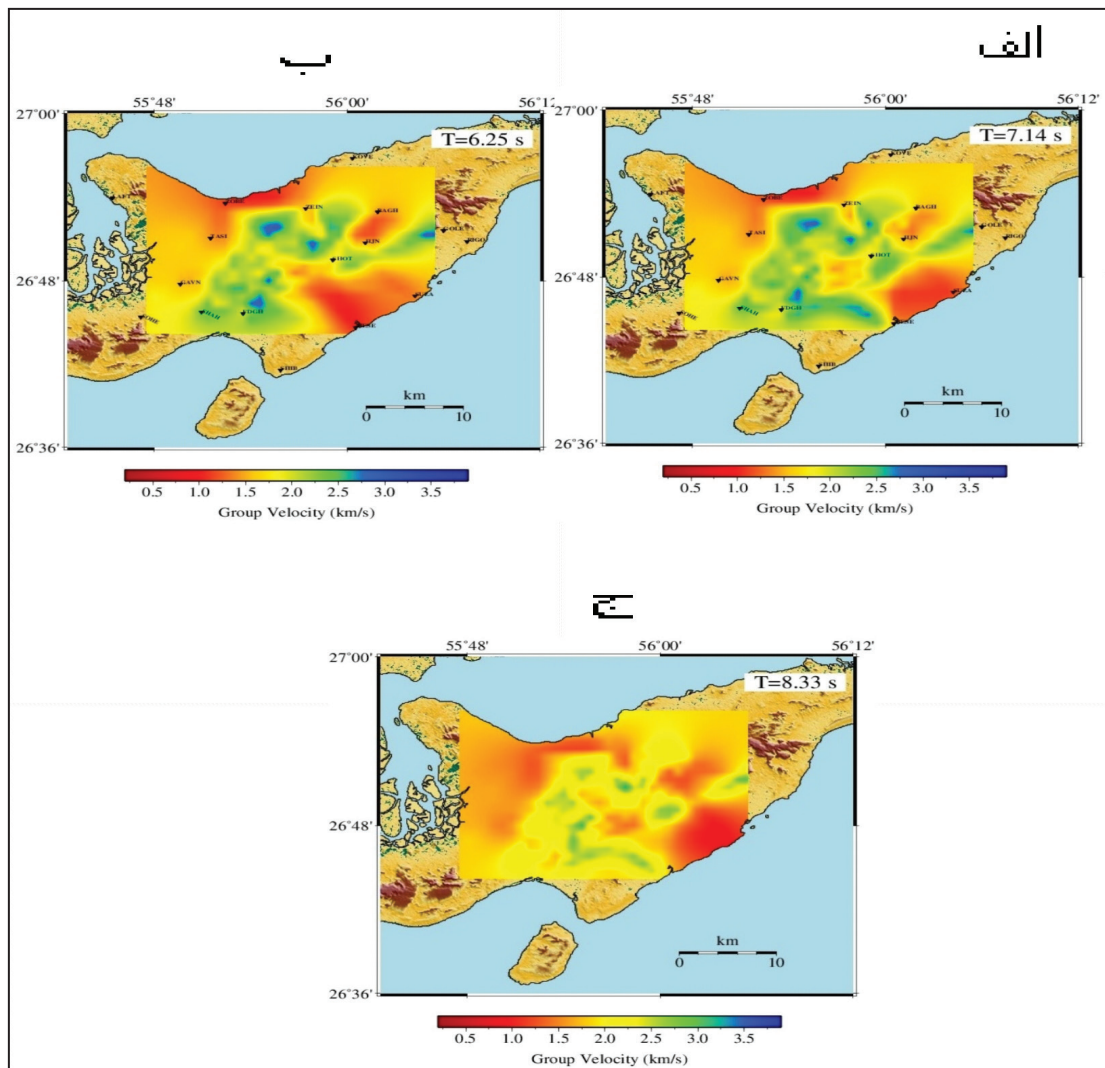
شکل ۵- الف) نقشه توموگرافی دوبعدی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه) برای پرپود ۱ ثانیه امواج ریلی؛ ب) کشیدگی ناحیه میانگین؛ ج) طول قدرت تفکیک (کیلومتر) مربوط به موج ریلی برای پرپود ۱ ثانیه در منطقه مورد مطالعه.



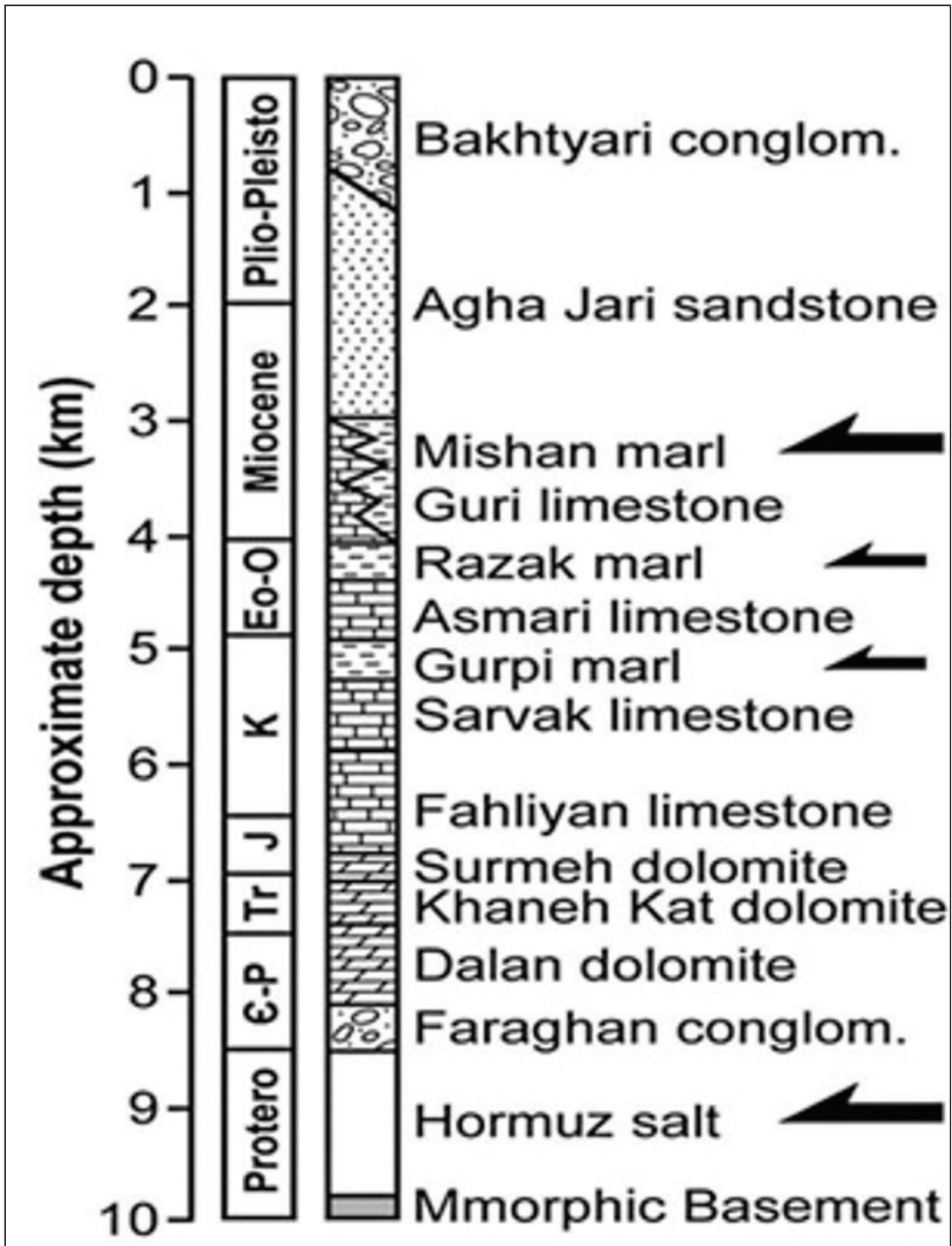
شکل ۶- نقشه توموگرافی دوبعدی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه) برای پروندهای: الف) ۲/۰۸ و ب) ۲/۹۴ ثانیه امواج ریلی، به همراه کشیدگی ناحیه میانگین مربوط به هر کدام.



شکل ۷- نقشه توموگرافی دوبعدی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه) برای امواج ریلی در پروده‌های: الف) ۴ ثانیه و ب) ۵ ثانیه.



شکل ۸- نقشه توموگرافی دوبعدی سرعت گروه (کیلومتر بر ثانیه) امواج ریلی، پروده‌های: الف) ۶/۲۵ ثانیه، ب) ۷/۱۴ ثانیه و ج) ۸/۳۳ ثانیه.



شکل ۹- ستون چینه‌شناسی ساده جنوب خاوری زاگرس توسط (Molinari et al., 2005). سطوح جداشدگی احتمالی با پیکان مشکی نشان داده شده است.

۶- نتیجه گیری

در پریودهای بالاتر از ۴ ثانیه، این خطواره دیده نمی شود. ادامه نیافتن این خطواره در این شکل ها که عمق بیشتر را بازتاب می کنند، می تواند نشانگر این باشد که رسوبات در این عمق نرم تر از اعماق کمتر هستند و به نظر می رسد که از قابلیت شکنندگی کمتری برخوردار باشند.

در پریودهای بیش از ۴ ثانیه، به صورت نسبتاً منظمی مواد با سرعت بالا و مواد کم سرعت در کنار هم قرار گرفته اند. امتداد این آنومالی ها در راستای شمال خاوری- جنوب باختری است. آنومالی های سرعت بالا (مابین ایستگاه ZEIN و SHOT تا ایستگاه GAVN و FDGH) از شمال خاوری تا جنوب باختری منطقه کشیده شده اند. با توجه به اینکه عمق نفوذ موج ریلی با تقریب نصف و دو سوم طول موج برای این آنومالی ها در حدود ۵ تا ۸ کیلومتر در این پریودها تخمین زده می شود، آنومالی های سرعت بالا می توانند معرف گروه مقاوم شامل پکیج رسوب های مقاوم از کنگلومرای فراقان کامبرین تا سنگ آهک سروک کرتاسه باشند که مانند پوسته ای مقاوم و پایدار در این منطقه عمل می کنند.

سپاسگزاری

داده های این پژوهش مربوط به پروژه ۵۱۱۹-۳۳۰ پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله است که بدین وسیله، نویسندگان مقاله از ایشان برای در اختیار قرار دادن داده های این پروژه قدردانی می کنند. همچنین از منطقه آزاد قشم به جهت همکاری و در اختیار قرار دادن امکانات، از مردم خونگرم و مهربان جزیره قشم برای مساعدت در کار داده برداری و از داوران محترم فصلنامه برای پیشنهادهای روشنگرانه خود در راستای بهبود ارزش علمی این مقاله سپاسگزاری می شود.

نتایج توموگرافی دوبعدی سرعت گروه به دست آمده، نمایانگر تغییرات سرعت در نقاط مختلف محدوده مورد مطالعه برای پریودهای مختلف است. امواج سطحی با پریودهای پایین، از پوسته فوقانی و نواحی با عمق نفوذ کم عبور می کنند و حاوی اطلاعات ساختاری این نواحی هستند. در این حالت، سرعت های پایین امواج معمولاً با حوضه های رسوبی ارتباط دارند. عمق نفوذ موج ریلی در این محدوده با تقریب بین نصف و دو سوم طول موج برای پریود ۱ ثانیه، در حدود ۱ کیلومتر حدس زده می شود. سرعت های پایین به علت وجود رسوبات نرم بر روی پوسته هستند که در پریودهای پایین، آنومالی آنها ظاهر می شود. سرعت نسبتاً کم امواج در بخش بالای پوسته زیر جزیره قشم را می توان ناشی از حضور یک لایه ی نمکی دانست و می توان آنومالی های کم سرعت در این ناحیه را مرتبط با تجمع رسوبات نمکی دانست که می تواند دلیل خوبی بر مناطق کم سرعت در این ناحیه باشد و آنومالی های با سرعت بیشتر (محدوده زرد رنگ) در اطراف این ناحیه کم سرعت را می توان به مواد سخت تر ربط داد که در اثر افزایش فشار ناشی حرکات نمکی بالا آمده اند. در پریودهای ۲/۰۸، ۲/۹۴ و ۴ ثانیه یک تغییر سرعت واضح (آنومالی کم سرعت) در راستای شمال خاوری- جنوب باختری با عمق نفوذ تقریبی ۲ تا ۳ کیلومتر دیده می شود. آنومالی های موجود در منطقه همانند گسل با روند شمال خاوری- جنوب باختری به روشنی، موازی با روند خود جزیره و ساختارهای زمین شناسی در جزیره قابل مشاهده هستند. آنومالی کم سرعت با روند شمال خاوری- جنوب باختری، با توزیع پس لرزه ها نیز همخوانی دارد. برای این پریودها مقادیر ناحیه میانگین و کشیدگی ناحیه میانگین در اکثر نقاط پایین است که نشان از قدرت تفکیک بالا و توزیع هموار و همگن پرتوها در این قسمت دارد.

کتابنگاری

- ارباب، ن. و غلامزاده، ع.، ۱۳۹۷- برآورد ضریب کیفیت امواج SH در جزیره قشم با استفاده از پس لرزه های زلزله ۶ آذر ۱۳۸۴ مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۲ (۱)، صص. ۱۲۷ تا ۱۴۰.
- حقی پور، ع.، ۱۳۸۴- زمین شناسی منطقه قشم. انتشارات منطقه آزاد جزیره قشم، ۵ ص.
- رحیمی، ن. و غلامزاده، ع.، ۱۳۹۶- برآورد رابطه وابستگی فرکانسی ضریب کیفیت امواج فشارشی در جزیره قشم، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۱ (۲)، صص. ۱۱۰ تا ۱۱۸.
- فرزانگان، ا.، میرزایی علویچه، ح. و سینایان، ف.، ۱۳۸۵- گزارش زمین لرزه ششم آذر ۱۳۸۴ جزیره قشم (خلیج فارس)، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: newdata and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H. R., Guya, N. and Eshraghi, A., 2008- Tertiary Block Rotations in the Fars Arc (Zagros, Iran), *Geophys. J. Int.*, 173: 659-673.
- Backus, G. E. and Gilbert, F., 1968- The Resolving Power of Gross Earth Data, *Geophys. J. Int.*, 16: 169-205.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds, active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, 241, 193-224.
- Ditmar, P. G. and Yanovskya, T. B., 1987- Generalization of Backus-Gilbert Method for Estimation of Lateral Variations of Surface Wave Velocities, *Phys. Solid Earth, Izvestia Acad. Sci. USSR*, 23: 470-477.
- Dziewonski, A., Bloch, S. and Landisman, M., 1969- A Technique for the Analysis of Transient Seismic Signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59: 427-444.
- Herrin, E. and Goforth, T., 1977- Phase-Matched Filters: Application to the Study of Rayleigh Waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 1259-1275.

- Herrmann, R. B. and Ammon, C. J., 2002- Computer Programs in Seismology, Surface Waves, Receiver Functions and Crustal Structure, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University, St Louis.
- Levshin, A. L., Pisarenko, V. F. and Pogrebinsky, G. A., 1972- On a Frequency-Time Analysis of Oscillations, *Ann. Geophys.*, 28: 211–218.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I. and Its, E. N. (Ed. Keilis-Borok, V. I.), 1989- Seismic surface waves a laterally inhomogeneous Earth, Kluwer Publ., Dordrecht, 129-182
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998- Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces. *J. Earthquake prediction Research*, 7, 465-495.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005- Lithospheric Structure beneath the Southeastern Zagros Mountains, Iran: Recent slab break-off? *Terra Nova*.
- 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 fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 296, no. 3-4: 181-194.
- Panza, G. F., 1976- Phase Velocity Determination of Fundamental Love and Rayleigh Waves. *Pageoph*, 114: 753-764.
- Rahimi, H. and Gholamzadeh, A., 2017- Coda Q in Qeshm Island, south of Iran, using aftershocks of the Qeshm earthquake of November 27, 2005. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(11), p.239.
- Rahimi, H., Hamzehloo, H., Vaccari, F. and Panza, G. F., 2014- Shear-wave velocity tomography of the lithosphere–asthenosphere system beneath the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 6, pp.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, K. and Soleymani, S., 2004- Accomodation of Arabia-Eurasia Convergence in the Zagros-Makran Transfer Zone, SE Iran: a Transition between Collision and Subduction through a Young Deforming System, *Tectonics*, 23.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbasi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, S., Fegghi, K., 2005- Cumulative Right-Lateral Fault Slip Rate across the Zagros–Makran Transfer Zone: Role of Minab-Zendan Fault System in Accommodating Arabia–Eurasia Convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, 162: 177–203.
- Regard, V., Hatzfeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yamini-Fard, F., Peyret, M. and Abbassi, M., 2010- The Transition between Makran Subduction and the Zagros Collision: Recent Advances in its Structure and Active Deformation: *Geological Society of London, Special Publication*, 330: 43-64.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004- A Reappraisal of Earthquake Focal Mechanisms and Active Shortening in the Zagros Mountains of Iran, *Geophys. J. Int.*, 156: 506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. and Ch'ery, J., 2002- The Present Day Deformation of the Central Zagros (Iran), *Geophys. Res. Lett.*, 29: 33-1 to 33-4, doi: 10.1029/2002GL015159.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004- Present-Day Crustal Deformation and Plate Kinematics in the Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157: 381–398.
- Yaminifard, F., Tatar, M., Hessami, K., Gholamzadeh, A. and Bergman, E. A., 2012- Aftershock Analysis of the 2005 November 27 (Mw 5.8) Qeshm Island Earthquake (Zagros-Iran): Triggering of Strike-Slip Faults at the Basement. *Journal of Geodynamics*, 61: 138-147.
- Yanovskaya, T. B., 1997- Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography, *Izv. Phys. Solid Earth*, 33(9), 762– 765.
- Yanovskaya, T. B. and Ditmar, P. G., 1990- Smoothness Criteria in Surface Wave Tomography. *Geophys. J. Int.*, 102: 63–72.

Evaluation of shallow structure of Qeshm island by two dimensional rayleigh wave tomography using aftershocks of 27 Nov. 2005

N. Haydarpoor¹ and A. Gholamzadeh^{2*}

¹M.Sc. Student, Physics Department, faculty of science, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²Assistant professor of seismology, Physics department, Faculty of science, Hormozgan University, Bandar Abbas, Iran

Received: 2017 August 29

Accepted: 2018 January 27

Abstract

The main purpose of this paper is studying sedimentary layer in the Qeshm Island. We use aftershocks of 27 Nov. 2005 Qeshm Island ($M_b=6.0$), to perform 2D tomography of Rayleigh waves. We have analyzed surface wave data for 856 aftershocks, consist 9821 waveforms. The dispersion curves are calculated in the period range between 0.1 seconds and 10 seconds, which correspond to the shallow structures of uppermost crust including sedimentary layer. Surface wave tomography has also been performed to estimate the two-dimensional group velocity maps of Rayleigh waves in the region. The isolated surface wave fundamental modes by Herman and group velocities dispersion curves obtained by it, using Yanovskaya-Ditmar linear inversion method for estimation of 2D tomography maps. Based on the ray coverage, the area divided into cells with dimension $1 \text{ Km} \times 1 \text{ Km}$. in every cell and for distinct periods the velocities were calculated. The minimum dimension of distinct heterogeneities estimated as about 3 km. Low-velocity anomalies in tomography maps can be related to the accumulation of salt plugs and some soft sediment in the area. In periods up to 4 sec, which related to shallower depths, a distinct lineation observed that may relate to a fault. It seems that this fault has cut off the sediments. Into the deeper sediment, this fault disappeared which means the sediments were softer and unbreakable.

Keywords: Surface waves, Rayleigh wave, 2D tomography, crustal structure, Qeshm Island

For Persian Version see pages 109 to 118

*Corresponding author: A. Gholamzadeh; E-mail: abbas.gholam@hormozgan.ac.ir