

تعیین ساختار پوسته فوقانی در ناحیه فین (ایران- زاگرس)

حسین ایلاغی^{۱*}، فرزاد یمینی فرد^۲ و محمد تاتار^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۳ استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۷/۱۴، پذیرش نهایی: ۸۹/۷/۲۸)

چکیده

در ساعت ۱۰:۵۸ روز ۵ فروردین ۱۳۸۵ (7:29 UTC)، زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۵/۷ در بخش فین استان هرمزگان به وقوع پیوست و باعث ایجاد خسارات جزئی در منطقه شد. زمین‌لرزه اصلی با ۴ پس‌لرزه با بزرگای گشتاوری ۵/۵ (9:55 UTC)، ۵/۲ (10:00 UTC)، ۵ (11:02 UTC)، ۴/۹ (12:15 UTC)، دنبال شد که سازوکار محاسبه شده برای آنها مشابه زمین‌لرزه اصلی از نوع معکوس است. در این مقاله با استفاده از پس‌لرزه‌های ثبت شده با شبکه موقت محلی نصب شده در منطقه، نسبت V_p/V_s برای ناحیه فین ۱/۷۳ و ضریب پواسون ۰/۲۵ به دست آمد و در نهایت ساختار سرعتی پوسته فوقانی به روش برگردان یک‌بعدی، محاسبه شد که نشانگر وجود دو مرز لایه در اعماق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر است. ممکن است این دو مرز، مرز پایینی پوشش رسوبی و مرز بین لایه بلورین فوقانی و زیرین باشند.

واژه‌های کلیدی: پس‌لرزه، ساختار پوسته، زاگرس

Crustal Velocity Structure In Fin region (Zagros - Iran)

Ilaghi, H.¹, Yamini-Fard, F.² and Tatar, M.³

¹M. Sc. Student of seismology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

²Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

³Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

(Received: 6 Oct 2009, Accepted: 20 Oct 2010)

Abstract

The NW-SE trending Zagros fold and thrust belt extends for about 1,800 km from a location some 300 km SE of the East Anatolian Fault in NE Turkey to the Strait of Hormuz where the north-south trending Zendan-Minab-Palami fault system (ZMP) separates the Zagros belt from the Makran accretionary prism.

The NE limit of the Zagros belt is marked by the Main Zagros Reverse Fault which is rotated about a horizontal axis to form a steeply NE-dipping to sub-vertical reverse fault with a right-lateral component of movement of unknown magnitude (Wellman, 1966; Stöcklin, 1974; Berberian, 1995). The extension of the Main Zagros Reverse Fault to the NW of latitude $\sim 33^\circ$ is referred to as the Main Recent Fault (Tchalenko and Braud, 1974), and is a right-lateral strike-slip fault as indicated by earthquake focal mechanism solutions and field evidence (Talebian and Jackson, 2002; Bachmanov et al., 2004).

There is no clear surface boundary to the frontal edge of the Zagros fold and thrust belt where folding is gentle both on land and beneath the Persian Gulf. However, the southern edge of the Zagros deformation front can be defined at different levels by the shape in

map view of the oil- and gas fields (Talbot and Alavi, 1996), and also by the seismicity and topography (Jackson and McKenzie, 1984).

The deformation within the Zagros fold and thrust belt is due to the relative convergence between Arabia and Eurasia since the Middle-Late Cretaceous period (Falcon, 1974; Stöcklin, 1974; Koop and Stoneley, 1982). However, the Zagros fold and thrust belt were formed during the main phase of the Zagros orogeny in the Late Miocene Epoch to recent times (Stöcklin, 1968; Stoneley, 1981; Hessami et al., 2001). Current shortening at a rate of about 7 mm/yr (Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004; Hessami et al., 2006) as well as active seismicity indicate that this deformation is still active.

A moderate earthquake ($M_w=5.9$) struck the Fin region in Hormozgan Province on March 25, 2006 (07:29 GMT) with a little damage. The main-shock was followed by 3 aftershocks with magnitude greater than 5.

After reading seismic phases and initial location of the aftershocks and using 90 selected aftershocks which had reliable accuracy, we obtained a velocity model for the upper crust beneath the studied region. Calculated velocity model for the Fin region showed two discontinuities at 12 and 18 kilometer depths. P wave velocity obtained was 5.65 km/s, 5.9 km/s and 6.25 km/s for the first layer, second layer and half space respectively.

Key words: Aftershock, Fin, Zagros

۱ مقدمه

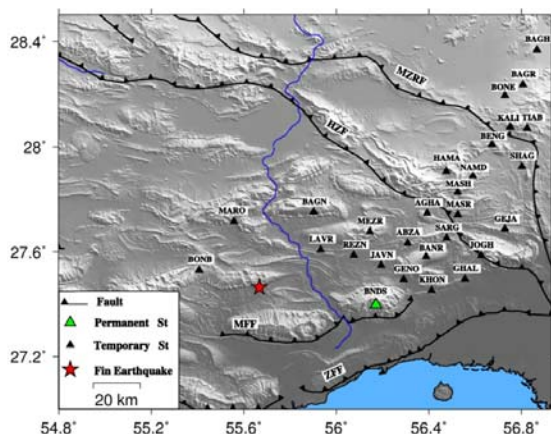
سانتی متر کوتاه شدگی بین صفحه عربی و اوراسیا در آن رخ می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۲). مرز برخورد بین حاشیه قاره ای صفحه عربی و سنگ‌های آذرین و متامورفیک ایران مرکزی در شمال شرق زاگرس بلند واقع شده است اما در حال حاضر بیشتر کوتاه‌شدگی و لرزه‌خیزی زاگرس در کمربند چین‌خورده ساده متمرکز شده است.

به علت فقدان گسلش سطحی، بیشتر اطلاعات ما از زمین‌ساخت فعال کمربند چین‌خورده ساده زاگرس از تحقیقات زلزله‌شناسی حاصل شده است. ساختار سرعتی به دست آمده از برگردان یک‌بُعدی زمان‌های رسید خردزمین لرزه‌های ثبت شده در یک شبکه متراکم لرزه‌نگاری در بخشی از کمربند چین‌خورده ساده واقع در زاگرس مرکزی، نشان‌دهنده ضخامت تقریباً ۱۱ کیلومتری برای پوشش رسوبی است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳)؛ تحقیقات مشابه در زاگرس شرقی (غلام‌زاده، ۱۳۸۸)، نیز موید این مطلب است.

مدل سرعتی پوسته یکی از پارامترهای مهم و موثر در

کشور ایران در میان دو صفحه سنگ‌سپهری اوراسیا و عربستان قرار دارد که با آهنگی حدود ۲۵ mm/yr همگرا می‌شوند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). کوتاه‌شدگی ناشی از این همگرایی با فروانش در مکران، چین‌خوردگی و گسلش تراستی در کمربند کوهستانی زاگرس در جنوب، البرز و کپه‌داغ در شمال و نیز با لغزش در تعدادی گسل‌های امتدادلغز مهم (اغلب با روند شمال-جنوب) در ایران مرکزی، آشکار می‌شود. روند کلی ساختارهای زاگرس عموماً شمال غرب-جنوب شرق است. این روند در بخش شرقی کمربند چین و تراست زاگرس دچار دوران (چرخش) می‌شود و به شرق-غرب و در نهایت در انتهای جنوب شرقی آن به شمال شرق-جنوب غرب تغییر می‌یابد. کمربند چین و تراست زاگرس که با طول تقریباً ۱۵۰۰ کیلومتر در جنوب غرب ایران واقع شده، یکی از گستره‌های کمربند آلپ-همالایا است. گستره زاگرس نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و آغاز برخورد قاره ای در میوسن (مک‌کوری و همکاران، ۲۰۰۳)، بین ایران مرکزی و سپر عربی واقع شده و تقریباً ۱ سانتی متر از ۲/۵

لرزه‌سنج‌های شبکه از نوع CMG-6T با بسامد گوشه ۰/۱ هرتز، متصل به ثبت‌کننده‌های CMG-DM24 بودند. همهٔ ایستگاه‌ها داده را به‌طور پیوسته ثبت و ذخیره می‌کردند. سیگنال‌ها با بسامد ۱۰۰ هرتز ثبت می‌شدند و در همه ایستگاه‌ها، زمان با یک گیرنده GPS واسنجی و کنترل می‌شد.



شکل ۱. آرایش شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی نصب شده در منطقه.

ایستگاه‌های باغستان (BAGN)، لاور (LAVR)، مارو (MARO) و بناب (BONB)، به‌منظور ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۵ فروردین ۱۳۸۵ فین دو هفته پس از زمین‌لرزه اصلی در منطقه نصب شده‌اند. ایستگاه لرزه‌نگاری BNDS یکی از ایستگاه‌های دائمی شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است. ایستگاه‌های دیگر برای بررسی خردزمین‌لرزه‌ها در منطقه شمال بندرعباس نصب شده‌اند.

۳ نسبت V_p/V_s

نسبت سرعت موج P به موج S (V_p/V_s)، حاوی اطلاعات مهمی از خواص پوسته قاره‌ای است. برای مثال با داشتن مقدار این پارامتر قادر به حدس زدن ترکیب کلی پوسته بالایی خواهیم بود، زیرا مقادیر پارامتر ذکر شده برای سنگ‌های فلزی حدود $1/3$ و در عین حال مقادیر این نسبت برای سنگ‌های مافیک بیشتر از $1/3$ است (کریستنسن، ۱۹۹۶). نسبت‌های V_p/V_s برای سنگ‌های قاره‌ای، اصولاً از میزان کانی پلاژیوکلاز با نسبت پواسون بالا و سیلیس با نسبت پواسون پایین، کنترل می‌شود.

تعیین محل زمین‌لرزه‌ها است، بنابراین یکی از دلایل عمده وجود خطای زیاد در تعیین موقعیت زمین‌لرزه‌ها، صحیح نبودن مدل‌های پوسته استفاده شده است. با توجه به این مطلب، هر چه دقت مدل سرعتی پوسته به کار رفته در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها بیشتر باشد، مسلماً می‌توان محل کانون زمین‌لرزه‌ها را پس از بازخوانی زمان‌های رسید، بهتر اصلاح کرد؛ همچنین مدل یک‌بُعدی به‌دست آمده، به‌منزله مدلی اولیه برای توموگرافی سه‌بُعدی قابل استفاده است. روش‌های گوناگونی برای مدل‌سازی یک‌بُعدی پوسته وجود دارد؛ که از آن جمله می‌توان به برگردان تابع گیرنده، پاشندگی امواج سطحی و مانند آن اشاره کرد. یکی از این روش‌ها برگردان داده‌های لرزه‌ای است که براساس پرتویابی صورت می‌گیرد. در این تحقیق، مدل‌سازی یک‌بُعدی پوسته، با برگردان زمان‌های رسید امواج P و S به‌طور هم‌زمان انجام می‌شود (کیسلینگ، ۱۹۸۸).

۲ داده‌ها

از آنجاکه وقوع زمین‌لرزه‌های متعددی قبل از زمین‌لرزه پنجم فروردین ۱۳۸۵ ($M_w=5.9$) در منطقه باعث نگرانی مردم و مسئولان شده بود از تاریخ ۹ اسفند ۱۳۸۴ ایستگاه باغستان (BAGN)، در شمال شهر فین نصب شد (شکل ۱). در حدود ۲ هفته پس از رویداد اصلی با نصب سه ایستگاه دیگر مارو (MARO)، لاور (LAVR) و بناب (BONB) در منطقه، پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه به مدت یک ماه ثبت شد. به‌منظور تحلیل پس‌لرزه‌ها، داده‌های ثبت شده در این ایستگاه‌ها و شبکه موقت نصب شده در زاگرس شرقی (منظور بررسی خردزمین‌لرزه‌های منطقه خورگو)، با یکدیگر ادغام شدند. قابل ذکر است که در این تحقیق از داده‌های ایستگاه لرزه‌نگاری دائمی بندرعباس (BNDS) متعلق به شبکه ملی لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، نیز استفاده شده است.

۴ تعیین نسبت V_p/V_s با استفاده از اختلاف زمان رسید

در صورتی که یک شبکه محلی با چندین ایستگاه داشته باشیم، نسبت V_p/V_s را برای این مجموعه می توان به صورت زیر محاسبه کرد. اگر فاصله کانونی زمین لرزه X باشد آن گاه زمان رسید موج P از رابطه زیر به دست می آید:

$$T_p = \frac{X}{V_p} + T_0 \quad (1)$$

که در آن T_0 زمان وقوع زمین لرزه است. به همین ترتیب برای موج S می توان نوشت:

$$T_s = \frac{X}{V_s} + T_0 \quad (2)$$

به طوری که V_s معرف سرعت موج S است. حال اگر یک زمین لرزه در چند ایستگاه ثبت شده باشد، با توجه به زمان های رسید موج P برای ایستگاه های A_m و A_n می توان نوشت:

$$T_{Pi} = \frac{X_i}{V_p} + T_0 \quad (3)$$

$$T_{Pj} = \frac{X_j}{V_p} + T_0 \quad (4)$$

با استفاده از روابط (۳) و (۴) می توان نوشت:

$$T_{Pj} - T_{Pi} = \frac{X_j}{V_p} - \frac{X_i}{V_p} = \frac{1}{V_p} [X_j - X_i] \quad (5)$$

برای موج S ، نیز به همین ترتیب داریم:

$$T_{Si} = \frac{X_i}{V_s} + T_0 \quad (6)$$

$$T_{Sj} = \frac{X_j}{V_s} + T_0 \quad (7)$$

$$T_{Sj} - T_{Si} = \frac{X_j}{V_s} - \frac{X_i}{V_s} = \frac{1}{V_s} [X_j - X_i] \quad (8)$$

با تقسیم روابط (۵) و (۸) به یکدیگر، خواهیم داشت:

$$T_{Sj} - T_{Si} = \left(\frac{V_p}{V_s} \right) [T_{Pj} - T_{Pi}] \quad (9)$$

به طور کلی میزان نسبت V_p/V_s به عوامل گوناگونی بستگی دارد که از آن جمله می توان به موارد زیر اشاره کرد:

- وجود مایعات در پوسته سبب افزایش نسبت سرعت امواج تراکمی به برشی می شود، این بدان دلیل است که وجود مایعات باعث کاهش سرعت موج برشی می شود و در مقابل نسبت V_p/V_s افزایش می یابد.

- جنس محیط یکی از عوامل موثر بر نسبت V_p/V_s است. نسبت V_p/V_s زیاد، ناشی از ترکیبات مافیک غنی از پلاژیوکلاز، به دلیل چگالی زیاد، باعث افزایش میزان نسبت V_p/V_s می شود و نسبت V_p/V_s کم ناشی از وجود درصد زیاد سیلیس است (کریستنسن و مونی، ۱۹۹۵). در سنگ های با محتوای ۵۵ تا ۷۵ درصد سیلیس (مافیک تا فلزی)، ارتباطی معکوس بین نسبت V_p/V_s و میزان سیلیس وجود دارد. به عبارت دیگر این نسبت با افزایش میزان پلاژیوکلاز برای سنگ های مافیک تا اولترامافیک با میزان سیلیس کمتر از ۵۵ درصد، افزایش می یابد (کریستنسن و مونی، ۱۹۹۵).

- در نتیجه لرزه خیزی زیاد میزان خردشدگی و ناهمسانگردی افزایش می یابد، با افزایش ناهمسانگردی میزان سرعت امواج برشی کاهش و در نتیجه نسبت V_p/V_s افزایش می یابد.

- وجود گنبد های نمکی در یک منطقه باعث افزایش میزان نسبت V_p/V_s می شود. به طور کلی وجود نمک باعث کاهش سرعت موج می شود و تاثیر آن بر سرعت موج برشی بیش از موج تراکمی است.

- دما یکی دیگر از پارامترهایی است که روی سرعت امواج تاثیر می گذارد. برای مثال در مناطق آتشفشانی به دلیل وجود ماگما در پوسته، نسبت V_p/V_s افزایش چشمگیری دارد.

بنابراین، اطلاعات مربوط به نسبت V_p/V_s می تواند به ما در درک بهتر خصوصیات پوسته کمک کند. از این رو محققان نسبت V_p/V_s را برای استنتاج خواص فیزیکی پوسته مورد استفاده قرار می دهند (برای مثال: زانت و آمون، ۱۹۹۵).

در این تحقیق، نسبت V_p/V_s از دو روش متفاوت محاسبه شده است که در ادامه به آنها پرداخته خواهد شد.

شده در بخش قبلی، بر اختلاف زمان رسید امواج P و S استوار است. برای یک زمین لرزه، روابط زمان رسید امواج P و S را می توان با توجه به معادلات (۱) و (۲) به دست آورد، سپس می توان اختلاف زمان رسید بین موج P و S را به صورت زیر نوشت:

$$T_S - T_P = \left(\frac{V_P}{V_S} - 1 \right) (T_P - T_0) \quad (10)$$

حال در صورتی که نمودار اختلاف زمان رسید موج P و S را نسبت به زمان رسید موج P رسم کنیم، آن گاه با استفاده از نمودار حاصل می توان T_0 و V_P/V_S را محاسبه کرد. با استفاده از رابطه (۱۰)، شیب نمودار حاصل برابر با نسبت V_P/V_S است و در صورتی که $T_P - T_S$ برابر با صفر باشد آن گاه $T_P = T_0$ می شود.

برای به دست آوردن بهترین نتیجه در محاسبه نسبت V_P/V_S به روش واداتی، از معیارهای گوناگونی در انتخاب داده ها استفاده می شود؛ که در این تحقیق با استفاده از معیارهایی چون حداقل تعداد ایستگاه دریافت کننده ۳، حداکثر باقی مانده زمانی ۰/۴ و حداقل ضریب همبستگی ۰/۷، در تعیین نسبت V_P/V_S برای رویدادهای متفاوت مقدار میانگین این پارامتر 1.73 ± 0.011 محاسبه شد.

با مقایسه نتایج این دو روش، مشاهده می کنیم که مقدار این پارامتر با دو روش متفاوت، تقریباً یکسان محاسبه شده است. نقص روش واداتی در این است که برای هر رویداد به صورت جداگانه این پارامتر را محاسبه می کند و در مقابل، روش اول میانگینی از این پارامتر را می دهد.

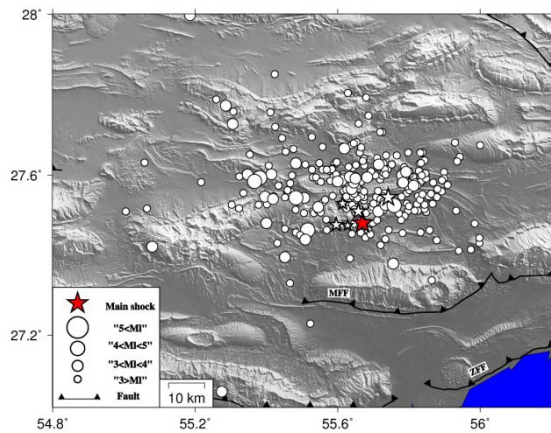
برای یک محیط همسانگرد، می توان ارتباط بین نسبت پواسون و نسبت V_P/V_S را به شکل زیر نوشت:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (11)$$

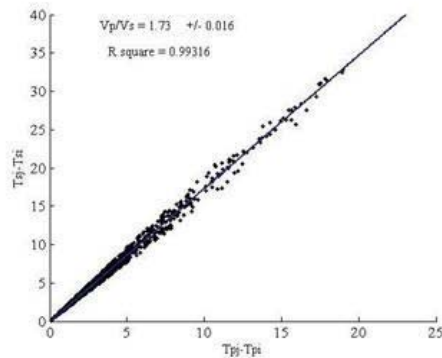
با توجه به معادله (۱۱) و با داشتن مقدار نسبت سرعت امواج تراکمی به بُرشی، می توان مقدار نسبت پواسون را

حال در صورتی که نمودار $T_{Sj} - T_{Si}$ را نسبت به $T_{Pj} - T_{Pi}$ رسم کنیم، آن گاه شیب نمودار حاصل، برابر با نسبت V_P/V_S خواهد بود.

در این تحقیق، با استفاده از ۴۰۲ پس لرزه ثبت شده در ناحیه فین (شکل ۲)، نمودار $T_{Sj} - T_{Si}$ نسبت به $T_{Pj} - T_{Pi}$ را با نرم افزار مطلب ترسیم کردیم (شکل ۳). شیب نمودار برابر با مقدار V_P/V_S است؛ که در این تحقیق مقدار این پارامتر 1.73 ± 0.016 محاسبه شد.



شکل ۲. رومرکز ۴۰۲ پس لرزه استفاده شده در تعیین نسبت V_P/V_S در ناحیه فین.



شکل ۳. نمودار اختلاف زمان رسید امواج S نسبت به امواج P برای زمین لرزه های متفاوت در ایستگاه های متفاوت. مقدار V_P/V_S به دست آمده در این روش برابر با ۱/۷۳ است.

۵. تعیین نسبت V_P/V_S با استفاده از روش واداتی
متداول ترین روش برای محاسبه نسبت V_P/V_S روش واداتی (۱۹۳۳)، است. اساس این روش همانند روش بیان

در مرحله اول به منظور برآورد مدل سرعت اولیه، ۵۰ مدل احتمال اندیشانه، هر کدام با ۲۰ لایه و هر لایه به ضخامت ۲ کیلومتر را در نظر گرفتیم. دامنه تغییرات احتمال اندیشانه سرعت در هر لایه ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه در بازه ۵ تا ۶ کیلومتر بر ثانیه (شکل ۶)، را اعمال کردیم.

شکل (۶ ب)، نتایج حاصل از عمل برگردان ۵۰ مدل اولیه (شکل ۶ الف)، و نشان دهنده وجود تغییرات سرعت در اعماق ۴، ۱۲ و ۱۸ کیلومتر است. این تغییرات سرعت در عمق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر محسوس و در عمق ۴ کیلومتر بسیار کم است. با توجه به این نتایج می توان گفت که ۱۲ و ۱۸ کیلومتر مرز لایه ها هستند و در مورد عمق ۴ کیلومتر نمی توان با اطمینان نظری داشت.

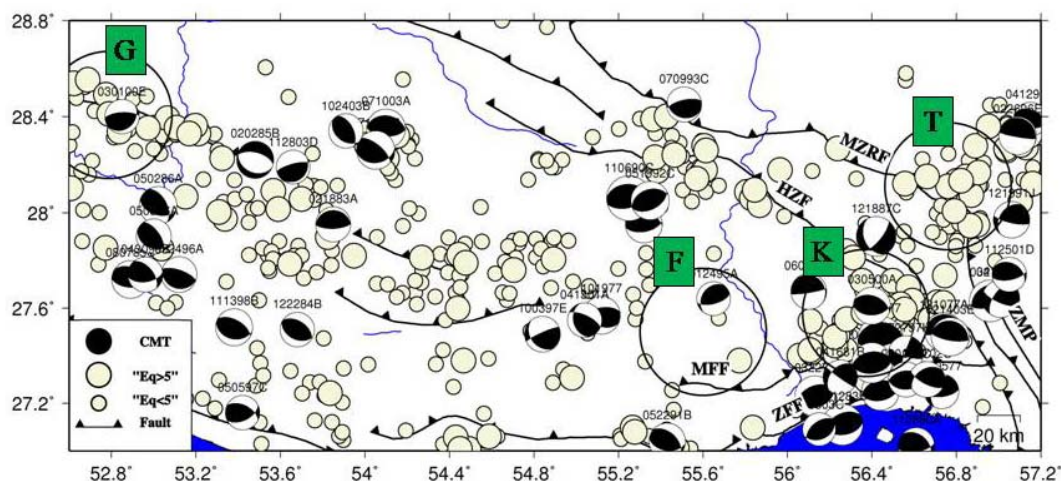
با توجه به نتایج مرحله اول از آنجا که گمان می رفت که علاوه بر اعماق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر، در عمق ۴ کیلومتر نیز مرز لایه بندی داشته باشیم، مرحله دوم را اجرا کردیم تا از وجود یا نبود مرز لایه بندی در عمق ۴ کیلومتر اطمینان حاصل کنیم. با این دید در این مرحله یک مدل ۴ لایه، با مشخصات ذکر شده در جدول (۱)، معرفی کردیم و حول مدل ذکر شده، با ثابت نگه داشتن ضخامت لایه ها برای هر لایه، مقادیر سرعت احتمال اندیشانه در بازه ± 0.5 کیلومتر بر ثانیه، را در نظر گرفتیم.

محاسبه کرد که این نسبت برای نواحی فین (بررسی فوق)، قیر (هاترفلد و همکاران، ۲۰۰۳)، خورگو و تیاب (غلامزاده پایان نامه دکتری، ۱۳۸۸) (شکل ۴)، به ترتیب ۰/۲۵۳، ۰/۲۶۵، ۰/۲۵۷ و ۰/۲۷۳ به دست آمده است. این مقادیر، به مقدار میانگین نسبت پواسون برای پوسته قاره ای ۰/۲۶۵ (کریستنسن، ۱۹۹۵)، نزدیک هستند.

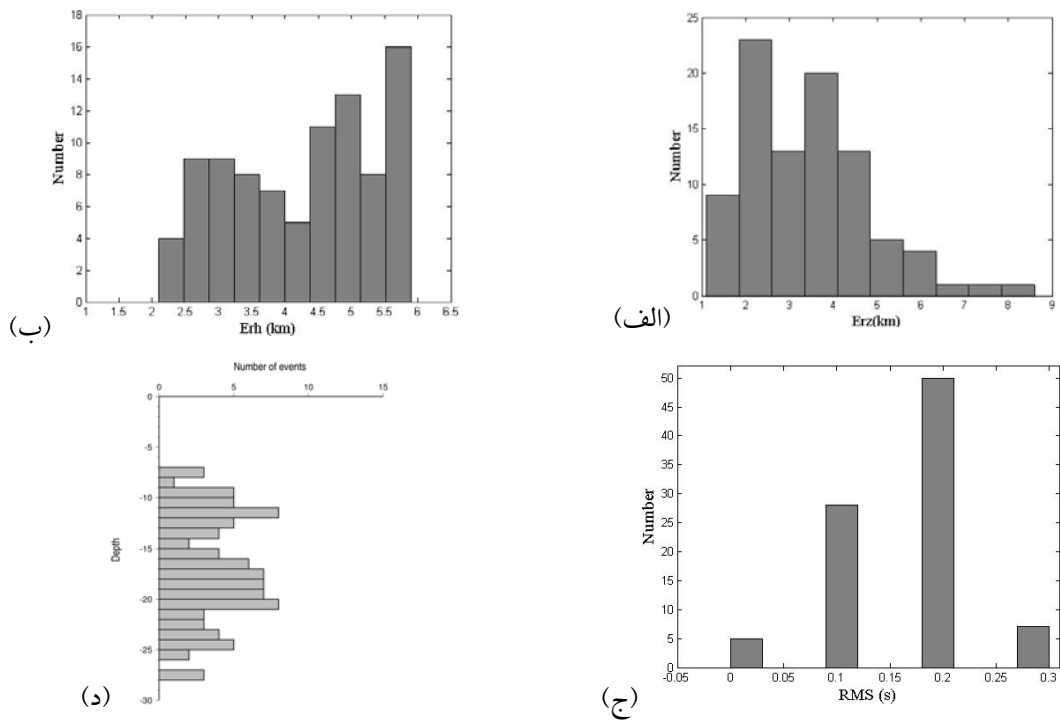
۶ تعیین ساختار سرعتی پوسته فوقانی

از آنجا که داده های مورد استفاده در تعیین مدل سرعت، می باید دارای دقت کافی باشند، لازم است که داده های مورد استفاده با معیارهای ویژه انتخاب شوند تا از صحت تعیین محل آنها اطمینان حاصل شود. در این تحقیق، با توجه به کمیت داده های موجود، داده هایی با آزیموت کمتر از ۲۷۰ درجه، باقی مانده زمانی کمتر از ۰/۳ ثانیه، حداقل تعداد ایستگاه دریافتی ۳ و خطای رومرکز و عمق کمتر از ۶ کیلومتر، انتخاب شدند. بانک داده انتخابی برای تعیین ساختار سرعتی بخشی از پوسته با شرایط ذکر شده، شامل ۹۰ پس لرزه بود (پوست ۱ و شکل ۵).

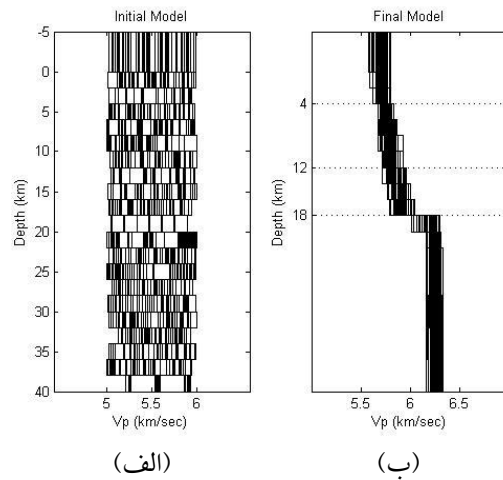
برای به دست آوردن ساختار سرعتی برای این ناحیه، عمل برگردان زمان رسیدهای موج P و S، در سه مرحله ایجاد مدل های چند لایه، ساده و نهایی صورت گرفت.



شکل ۴. لرزه خیزی جنوب شرق کمر بند کوهستانی زاگرس با استفاده از فهرست نام های انگدال (Engdhal et al., 2006) و CMT. دایره های مشکی بزرگ، نواحی از زاگرس هستند که در این نواحی ساختار سرعتی پوسته به دست آمده است. G: منطقه قیر، F: منطقه فین، K: منطقه خورگو، T: منطقه تیاب.



شکل ۵. الف: خطای رومرکزی رویدادهای انتخابی، ب: خطای عمق رویدادهای انتخابی ج: میانگین باقی مانده زمانی رویدادها د: توزیع عمق رویدادها.



شکل ۶. مدل چندگانه. (الف) مدل احتمال اندیشانه اولیه. (ب) نتایج حاصل از برگردان یکبُعدی، همگرایی نسبتاً خوبی در نتیجه برگردان مشاهده می‌شود. این تغییرات سرعت در عمق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر محسوس و در عمق ۴ کیلومتر بسیار کم است.

جدول ۱. مدل سرعت برای اجرای مرحله ۴ لایه. این مدل سرعت، با توجه به نتایج مرحله اول مبنی بر احتمال وجود مرز لایه‌بندی در اعماق ۴، ۱۲ و ۱۸ در نظر گرفته شد.

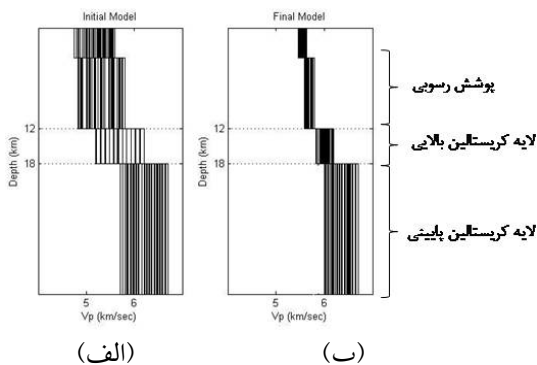
عمق (کیلومتر)	سرعت موج تراکمی (کیلومتر بر ثانیه)
۰	5.85 ± 0.05
۴	5.95 ± 0.05
۱۲	6.25 ± 0.05
۱۸	6.35 ± 0.05

در مرحله سوم، با توجه به نتایج مرحله دوم که دلالت بر نبود مرز لایه‌بندی در ۴ کیلومتر داشت، یک مدل ۳ لایه با ویژگی‌های ذکر شده در جدول (۲)، مورد بررسی قرار گرفت و صحت مدل با ایجاد مدل‌های احتمال اندیشانه حول این مدل آزمایش شد.

جدول ۲. مدل سرعت برای اجرای مرحله سه لایه. این مدل سرعت با توجه به نتایج مرحله ۴ لایه، مبنی بر احتمال وجود مرز لایه‌بندی در اعماق ۱۲ و ۱۸ در نظر گرفته شد.

عمق (کیلومتر)	سرعت موج تراکمی (کیلومتر بر ثانیه)
۰	5.3 ± 0.5
۱۲	5.7 ± 0.5
۱۸	6.2 ± 0.5

نتایج برگردان مدل‌های احتمال اندیشانه (شکل ۸)، حول مدل ذکر شده در جدول (۲)، تغییرات سرعت در عمق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر، را به خوبی نمایش می‌دهد. با توجه به نمودار (۸ ب)، همگرایی خوبی در نتایج نهایی تا عمق ۱۸ کیلومتر دیده می‌شود و از این عمق به پایین، همگرایی ضعیف است و همان‌طور که قبلاً بیان شد دلیل آن نبود زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر در منطقه است.

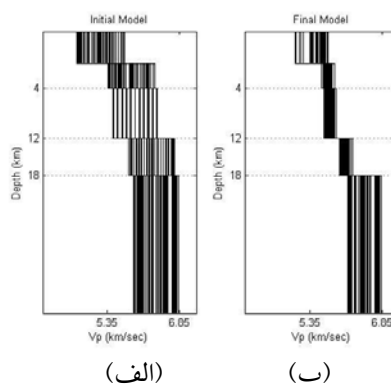


شکل ۸. مدل ۳ لایه. (الف) مدل احتمال اندیشانه اولیه. (ب) نتایج حاصل از برگردان یک‌بعدی، همان‌طور که مشاهده می‌شود همگرایی نسبتاً خوبی در نتایج حاصل از برگردان تا عمق ۱۸ کیلومتر وجود دارد و از این عمق به پایین همگرایی ضعیف است.

با توجه به نتایج نهایی حاصل از برگردان داده‌های انتخابی (شکل ۸)، برای به دست آوردن مدلی دقیق‌تر،

نتایج برگردان در این مرحله، تغییرات سرعت در عمق ۱۲ و ۱۸ کیلومتر را به خوبی نشان می‌دهد و با توجه به این مطلب، می‌توان گفت که در این اعماق مرز لایه‌بندی وجود دارد و در مقابل نتایج حاصل از عمل برگردان در این مرحله، وجود مرز لایه‌بندی را در عمق ۴ کیلومتر را تایید نمی‌کند. لذا با توجه به نتایج به دست آمده، مرز لایه‌بندی در عمق ۴ کیلومتر را در نظر نمی‌گیریم.

با توجه به شکل (۷ ب)، همگرایی خوبی در نتایج نهایی تا عمق ۱۸ کیلومتر دیده می‌شود و از این عمق به پایین، همگرایی ضعیف است، که دلیل این موضوع، نبود زمین‌لرزه‌های عمیق‌تر در این ناحیه است. کم عمق بودن زمین‌لرزه‌ها در زاگرس با ثبت خردزمین‌لرزه‌ها در شبکه لرزه‌نگاری موقت، مورد بررسی قرار گرفته است (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴)، که نتایج حاصل از آن تحقیق حاکی از آن است که اکثر زمین‌لرزه‌های این منطقه، دارای عمقی کمتر از ۲۰ کیلومتر هستند. با این تفاسیر، داده‌های محلی نمی‌توانند ابزار خوبی برای تعیین ساختار پوسته در اعماق بیش از عمق ذکر شده، در این مناطق باشند و باید از روش‌هایی نظیر برگردان تابع گیرنده برای تعیین ناپیوستگی‌های عمیق‌تر نظیر موهو، استفاده کرد.



شکل ۷. مدل ۴ لایه. (الف) مدل احتمال اندیشانه اولیه. (ب) نتایج حاصل از برگردان یک‌بعدی، همان‌طور که مشاهده می‌شود همگرایی نسبتاً خوبی در نتایج حاصل از برگردان تا عمق ۱۸ کیلومتر وجود دارد و از این عمق به پایین همگرایی ضعیف است.

این منطقه در زیر لایه رسوبی و در درون سنگ‌بستر رخ می‌دهد، با تعیین ساختار سرعتی می‌توان ضخامت رسوبات و در نتیجه آن، شروع عمق غالب لرزه‌خیزی را برآورد کرد. در نتیجه قادر خواهیم بود که درک بهتری از لرزه‌خیزی منطقه داشته باشیم. ضخامت ستون رسوبات در این ناحیه به بیش از ۱۲ کیلومتر هم می‌رسد (فالکن، ۱۹۷۴؛ جیمز و ویند، ۱۹۶۵)، که این تاییدی بر ضخامت لایه رسوبی به دست آمده در این تحقیق است.

نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که ساختار سرعتی بخشی از پوسته در منطقه فین، در جنوب شرقی زاگرس، شامل ۲ لایه، لایه اول به ضخامت ۱۲ کیلومتر با سرعت ۵/۶۵ کیلومتر بر ثانیه و لایه دوم به ضخامت ۶ کیلومتر با سرعت ۵/۹ کیلومتر بر ثانیه که روی یک لایه نیم‌فضا با سرعت ۶/۲۵ واقع است. طبق جدول (۴)، ضخامت لایه اول قابل مقایسه با ساختار به دست آمده برای زاگرس مرکزی (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳)، منطقه خورگو واقع در زاگرس شرقی و جزیره قشم (غلامزاده، ۱۳۸۸)، است و در حالت کلی ضخامت این لایه به اندازه یک کیلومتر بیش از ضخامت لایه اول در زاگرس مرکزی و ۲ کیلومتر بیش از ضخامت لایه اول در ناحیه خورگو است. در حالت کلی ضخامت این لایه را با تقریب می‌توان برای نواحی ذکر شده، برابر دانست.

از لحاظ سرعتی (جدول ۴)، سرعت به دست آمده برای لایه اول در منطقه فین، در حدود ۰/۹۹ کیلومتر بر ثانیه بیشتر از سرعت به دست آمده برای لایه اول در زاگرس مرکزی، ۰/۰۳ کیلومتر بر ثانیه بیشتر از سرعت به دست آمده برای لایه اول در منطقه خورگو (شمال بندرعباس)، ۰/۰۵ کیلومتر بر ثانیه بیشتر از سرعت به دست آمده برای ناحیه قشم و حدود ۰/۳۷ کیلومتر بر ثانیه، کمتر از سرعت به دست آمده برای لایه اول در منطقه تیاب است؛ با توجه به نتایج فوق، مطابقت خوبی بین نتایج در ناحیه فین و خورگو مشاهده می‌شود که این مطلب به دلیل مجاور هم بودن این دو ناحیه است.

داده‌های استفاده شده برای تعیین مدل پوسته در روش برگردان، را با استفاده از مدل پوسته های متفاوت، در حول و حوش میانگین مدل سرعت به دست آمده، مجدداً تعیین محل ساختم و در نهایت مدلی را که کمترین مقدار میانگین باقی مانده زمانی را در تعیین محل دارا بود، در حکم مدل پوسته نهایی معرفی کردیم (جدول ۳).

جدول ۳. مدل نهایی معرفی شده برای منطقه فین برای تعیین محل پسر لرزه‌ها.

عمق (km)	سرعت موج تراکمی (km/s)	لایه
۰	۵/۶۵±۰/۰۵	رسوبی
۱۲	۵/۹±۰/۰۶	بلورین بالایی
۱۸	۶/۲۵±۰/۱	بلورین پایینی

۷ بحث و نتیجه گیری

در این تحقیق، نسبت V_p/V_s برای ناحیه فین ۱/۷۳ به دست آمد، در تحقیقات قبلی در زاگرس، این نسبت برای زاگرس مرکزی ۱/۷۷ (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳)، ناحیه خورگو ۱/۷۵ و برای ناحیه قشم ۱/۸۵ (غلامزاده، ۱۳۸۸)، محاسبه شده است. با توجه به این نتایج، مقدار این پارامتر از قیر به سمت فین کاهش یافته است و دوباره از ناحیه فین به سمت شمال شرق این منطقه روند افزایشی دارد، به طوری که در ناحیه فین و خورگو، این پارامتر نسبت به نواحی دیگر کمترین مقدار را دارد.

البته باید در نظر داشت که در نواحی فین و خورگو این پارامتر تقریباً یکسان است و این بدان دلیل است که این دو ناحیه در مجاور هم و در شرایط زمین‌ساختی یکسانی واقع‌اند. تحقیقات صورت گرفته در زاگرس، حاکی از وجود یک لایه رسوبی است که ضخامت این لایه در نواحی گوناگون این منطقه متفاوت است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۴). این لایه رسوبی روی یک لایه نمکی هر مز به ضخامت ۱ تا ۲ کیلومتر قرار دارد. از آنجا که بیشتر محققان بر این باورند که زمین لرزه‌های

جدول ۴. مدل‌های پوسته به‌دست آمده برای مناطق گوناگون زاگرس. الف- مدل پوسته شمال بندرعباس (غلامزاده، ۱۳۸۸)، ب- مدل پوسته به‌دست آمده برای زاگرس مرکزی (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳)؛ ج- مدل پوسته در منطقه تیاب واقع در زاگرس شرقی (غلامزاده و همکاران، ۲۰۰۹)، د- مدل پوسته برای جزیره قشم (غلامزاده، ۱۳۸۸).

زاگرس مرکزی		خورگو (شمال بندرعباس)	
Depth(km)	VP(km/s)	Depth(km)	VP(km/s)
۰	۴/۶۶	۰	۵/۶۲
۱۱	۵/۸۴	۱۰	۵/۸۴
۱۹	۶/۱۳	۱۸	۵/۹۴
-	-	۲۲	۶/۶۶
(ب)		(الف)	
قشم		تیاب (شمال شرق هرمزگان)	
Depth(km)	VP(km/s)	Depth(km)	VP(km/s)
۰	۵/۶	۰	۶/۰۲
۱۰	۶/۲	۱۶	۶/۵۴
۱۴	۶/۴	-	-
(د)		(ج)	

ناشی از جنس لایه‌بندی نیست. در ادامه به بررسی تاثیر عامل دوم یعنی فشارهای زمین‌ساختی بر سرعت موج در این نواحی پرداختیم. تحقیقات GPS، حاکی از آن است که کوتاه‌شدگی در نواحی شرقی کمربند چین‌خورده ساده زاگرس (2 ± 9 میلی‌متر در سال) بیش از کوتاه‌شدگی در زاگرس مرکزی (2 ± 7 میلی‌متر در سال)، است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، این مطلب بیانگر آن است که فشارهای زمین‌ساختی در نواحی شرقی کمربند چین‌خورده ساده بیشتر از زاگرس مرکزی است، نمودارهای ارتفاع از سطح دریا در این مناطق، نیز بیانگر پیچیدگی‌های ساختاری و به‌نسبت زیاد بودن ارتفاع از سطح دریا در بخش شرقی زاگرس نسبت به زاگرس مرکزی است که این مطلب دلیلی بر زیاد بودن فشارهای زمین‌ساختی در این بخش است. این موضوع تاییدی بر نتایج حاصل از تحقیقات GPS است، لذا با شواهد فوق می‌توان احتمال داد که بالا بودن سرعت نواحی شرقی کمربند چین‌خورده ساده (نظیر نواحی فین و خورگو) نسبت به زاگرس مرکزی در نتیجه فشارهای

ضخامت لایه دوم در این منطقه کمتر از ضخامت لایه دوم مربوط به مناطق مجاور است. سرعت این لایه در حدود $0/06$ کیلومتر بر ثانیه بیشتر از سرعت به‌دست آمده برای لایه دوم در زاگرس مرکزی، $0/06$ کیلومتر بر ثانیه بیشتر از سرعت لایه دوم در منطقه خورگو و در حدود $0/3$ کیلومتر بر ثانیه کمتر از سرعت لایه دوم در منطقه قشم است.

عواملی نظیر جنس لایه‌بندی و فشارهای زمین‌ساختی بر سرعت موج در عبور از لایه‌های متفاوت زمین تاثیرگذارند، با توجه به اینکه سرعت لایه اول، در نواحی فین و خورگو تقریباً به اندازه یک واحد بیش از سرعت در زاگرس مرکزی است، در این تحقیق تاثیر عوامل پیش‌گفته بر سرعت موج در لایه اول این نواحی را بررسی کردیم. با بررسی مقاطع عرضی در این نواحی (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۵، مقیاس ۱:۵۰۰،۰۰۰)، اختلاف چشمگیری بین نواحی فوق از لحاظ جنس لایه‌بندی، مشاهده نشد. برطبق این مطلب می‌توان احتمال داد که تفاوت سرعت موج لایه اول، در این نواحی،

- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, **30**(20), 2036- 2040.
- National Iranian Oil Company, 1975, Geological map of Iran, 1/500,000, Tehran.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **52**, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran. In: C. Burk and C. Drake (eds.), *Geology of Continental Margins*, Springer Verlag: New York, **19**, 873-877.
- Stoneley, R., 1981, The geology of the Kuh-e Dalneshin area of southern Iran, and its bearing on the evolution of southern Tethys: *J. Geol. Soc. London*, **138**, 509-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, **29**(19), 1927-1931.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafori-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophys. J. Int.*, **156**, 255-266.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004a, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Iran. *Geophysical Journal International*, **157**, 381-398.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004b, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Wadati, K. 1933, On the travel time of earthquake waves, Part II, *Geophysical Magazine*, **7**, 101-111.
- Zant, G. and Ammon, C. J., 1995, Poisson's ratio of Earth's crust. *Nature*, **374**, 152-155.
- زمین‌ساختی است.
- قدردانی**
- بدین‌وسیله از آقایان دکتر خالد حسامی آذر، دکتر محمدرضا عباسی و دکتر عباس غلامزاده به‌خاطر مشاوره مفید و ارزنده‌شان قدردانی می‌شود. همچنین از دکتر غلام جوان‌دولویی رئیس پژوهشکده زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، به‌خاطر مشارکت و همکاری در نصب شبکه موقت لرزه‌نگاری صمیمانه سپاسگزاری می‌شود.
- منابع**
- غلامزاده، ع.، ۱۳۸۸، "مطالعه لرزه‌خیزی، لرزه زمین‌ساخت و ساختار سرعتی پوسته در زون زاگرس شرقی"، پایان‌نامه دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- Christensen, N. I., 1996, Poisson's ratio and crustal seismology, *Journal of Geophysical Research*, **101**(B2), 3139-3156.
- Christensen, N. I. and Mooney, W. D., 1995, Seismic velocity structure and composition of continental crust: a global view. *J. geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.
- Engdahl, R. E., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A. and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran region. *Geophys. J. Int.*, **167**, 761-778.
- Falcon, N., 1974, Southern Iran: Zagros Mountains, in *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts*. ed. Spencer, A. M., S Publ. Geol. Soc. London, **4**, 199-211.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtiany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountainbelt (Iran). *Geophysical Journal International*, **155**, 403-410.
- Hessami, K., Nilforoushan, F. and Talbot, C. J., 2006, Active deformation within the Zagros Mountain deduced from GPS measurements: *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 143-148.
- James, G. A. and Wynd, J. G., 1965, Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG bull.* **49**(12), 2162-2245.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data, *Rev. Geophys.*, **26**, 659-698.

پیوست ۱. فهرست‌نامه ۹۰ پس‌لرزه انتخابی استفاده شده در تحقیق حاضر، به همراه خطاهای تعیین محل.

Year	Month	Day	Hour	Min	Sec	Lon	Lat	Depth	Ml	Er-lon	Er-lat	Er-h	RMS	GAP
2006	3	6	14	3	2.2	56.271	27.461	10	2.1	3.1	2.6	5.2	0.1	179
2006	3	6	19	50	15	56.004	27.428	13.5	3.4	2.1	2.5	3.4	0.1	238
2006	3	12	0	26	32.6	56.137	27.351	6.7	1	1.7	2.7	4	0.2	264
2006	3	26	13	32	58.9	55.831	27.538	17.1	2	5	3.6	2.9	0.3	264
2006	3	27	21	14	24.7	56.396	27.565	15	1	2	2.5	2.7	0.1	215
2006	4	11	16	19	35.5	56.392	27.564	9.7	1	2.9	1.9	3	0.1	170
2006	4	12	17	31	50.9	55.832	27.644	25.8	1.5	2.1	4.6	5.1	0.2	148
2006	4	12	21	1	48.2	55.832	27.459	9.7	2.9	1.2	2.2	5.8	0.2	209
2006	4	12	22	42	4.5	55.899	27.611	21.9	0.6	2.1	3.9	4.1	0.1	170
2006	4	13	0	46	24.5	55.833	27.619	25.6	2.7	2.2	4.4	5.2	0.2	156
2006	4	13	1	4	50	55.837	27.656	24.5	1.4	1.9	4.1	4.2	0.1	143
2006	4	13	1	28	9.2	55.817	27.57	19.9	3.2	2.7	3.9	5.5	0.2	175
2006	4	13	2	17	14.2	55.831	27.585	18.4	2.3	2.5	4	5.8	0.3	168
2006	4	13	2	26	39.9	55.837	27.628	20.3	1.6	1.8	3.9	5	0.1	152
2006	4	13	2	43	41.5	55.844	27.639	21.3	1.6	1.3	2.6	3.2	0.1	148
2006	4	13	2	56	42.1	55.886	27.56	16	2.9	2	3.1	4.6	0.3	168
2006	4	13	13	18	34.3	55.602	27.616	17.8	2.3	2.9	5.2	5.1	0.2	213
2006	4	13	15	2	28.4	55.868	27.555	6.9	1.8	2	2.7	4.3	0.2	172
2006	4	14	20	41	24.6	55.714	27.643	21.5	1.9	2.1	4.3	4.7	0.2	162
2006	4	14	21	32	39.3	55.556	27.617	17.4	2.4	4.2	4.9	2.1	0.1	248
2006	4	14	22	52	1.5	56.353	27.553	8.7	1	3.3	2.6	4.6	0.2	120
2006	4	15	4	52	23.5	55.647	27.667	22.1	2.1	2.4	4.3	3.9	0.1	162
2006	4	15	5	5	33.8	56.283	27.411	6.4	1	1.1	1.7	4	0.2	217
2006	4	15	6	45	8.1	55.519	27.514	15.7	2.5	4.8	4.2	2.4	0.2	270
2006	4	15	12	56	4.1	55.559	27.668	23.3	2	3.2	5.6	3.8	0.2	233
2006	4	15	15	45	4.7	55.878	27.542	7.4	1.6	2.5	3.1	5	0.2	175
2006	4	16	12	27	52.2	55.9	27.572	8.4	1.6	2.4	3.5	4.1	0.3	162
2006	4	16	18	28	24.7	55.79	27.622	19.1	2.4	1.7	3	3.7	0.2	160
2006	4	17	13	27	30.6	55.726	27.585	25.3	1.7	2.7	5.1	5.7	0.2	185
2006	4	17	21	54	28.9	56.325	27.552	9	1	3.7	2.4	5.5	0.2	160
2006	4	18	0	51	55.5	55.743	27.612	21.4	1.6	1.6	2.9	3.5	0.1	171
2006	4	18	4	8	7.9	55.825	27.605	17.6	2.1	2.3	3.1	5.3	0.2	162
2006	4	18	10	0	59.9	56.38	27.539	13.5	1	2.1	2.4	3.1	0.2	144
2006	4	19	3	36	31.3	55.7	27.608	22.6	1.4	1.7	4.5	5.8	0.1	129
2006	4	19	19	1	43.6	55.798	27.658	19.7	1.5	2.8	5.4	5.6	0.2	146
2006	4	19	19	8	20.6	55.799	27.604	12.4	1.6	2	4	5.8	0.2	166
2006	4	19	19	20	20	55.782	27.592	19.9	3.1	2.3	4	4.4	0.2	173
2006	4	19	19	33	47.5	55.796	27.601	20	2.3	2.1	3.4	4.5	0.2	167
2006	4	19	20	19	30.7	55.785	27.589	18.2	2.1	2	3.9	5.3	0.2	194
2006	4	19	22	11	42	55.589	27.617	17.7	2.1	3	4.3	5.6	0.1	133
2006	4	20	4	41	57.5	55.786	27.61	22.4	2.3	2.1	4.2	5	0.2	165
2006	4	20	10	6	10	55.653	27.574	22.1	2.7	1.6	2.8	5	0.1	138
2006	4	20	15	9	11.5	55.569	27.613	15.6	2.8	2	3	4.5	0.1	132
2006	4	20	18	20	36.7	55.732	27.594	19.3	2.8	1.7	4.2	5.6	0.2	133
2006	4	20	22	50	33.6	55.65	27.531	15	2.3	1.7	3.2	2.7	0.2	153
2006	4	21	8	40	17.7	55.488	27.65	26.1	2.4	4.1	5.4	4.6	0.3	222
2006	4	22	0	44	29.4	56.341	27.526	7.2	1	1.6	1.9	3.3	0.2	159
2006	4	22	7	4	40	55.984	27.479	11.3	2.3	2.5	3	4.4	0.2	215

ادامه پیوست ۱. فهرست‌نامه ۹۰ پس‌لرزه انتخابی استفاده شده در تحقیق حاضر، به همراه خطاهای تعیین محل.

2006	4	22	7	41	19.4	55.786	27.609	22.5	1.4	1.9	4.3	5	0	166
2006	4	22	22	57	39.7	55.501	27.535	20.5	3.1	3.8	4	5.8	0.2	154
2006	4	23	2	10	16.7	55.555	27.632	21.8	1.7	4	5.1	5.7	0.2	139
2006	4	27	2	45	27.4	55.647	27.587	19.7	3.3	3.4	3.8	4.8	0.2	205
2006	4	28	0	52	46.1	55.781	27.568	19.1	3.1	2.1	3.5	3.9	0.2	182
2006	4	28	0	54	18.5	55.79	27.588	20.2	2.3	2.1	3.6	4.4	0.1	173
2006	4	28	1	24	52.6	55.793	27.569	16.9	1.8	2.1	2.6	3.5	0.2	179
2006	4	28	15	23	29.3	55.787	27.586	19.5	2.7	2.3	3.8	4.6	0.2	174
2006	4	28	16	2	33.9	55.792	27.606	20.6	2.4	2.4	4.1	5.1	0.2	166
2006	4	29	2	5	2.9	55.752	27.619	21.6	2.1	1.4	3.9	5.9	0.2	127
2006	4	29	10	49	26.6	56.209	27.4	8.5	1	3	2.2	4.3	0.1	206
2006	5	2	6	19	19.4	56.135	27.439	17.9	1	1.7	2.4	2.9	0.2	158
2006	5	2	7	21	4	56.07	27.413	16.5	1	2.2	3.2	3.7	0.2	217
2006	5	2	8	1	10.1	56.088	27.416	17.6	1	3.6	2.5	2.8	0.1	246
2006	5	2	11	2	7.6	56.089	27.419	15.9	1	3	2.2	2.5	0.1	243
2006	5	2	12	29	22.3	56.087	27.417	16.9	1	2.3	2.3	3.3	0.1	207
2006	5	2	12	49	15.8	56.1	27.416	17.7	1	5.2	2.9	5.8	0	217
2006	5	2	13	9	49.1	56.076	27.43	18.3	1	2.1	2.9	2.9	0.2	202
2006	5	2	15	8	44.9	56.084	27.424	16.9	1	2.3	3.3	3.5	0.2	203
2006	5	2	18	7	17.7	56.071	27.408	14.3	1	1.6	1.9	2.6	0.1	221
2006	5	2	21	35	46.9	56.251	27.859	17.9	1	1.3	2.2	5.7	0.3	193
2006	5	4	2	24	41.1	56.338	27.488	7.9	1	2.1	3.1	5.4	0.1	198
2006	5	6	6	39	16.5	55.483	27.542	13.5	1	3.3	2.5	5	0.2	153
2006	5	6	22	36	25.9	55.468	27.558	12.5	1	3.4	2.4	5.1	0.2	175
2006	5	9	1	38	56.7	55.812	27.595	14.2	1	1.5	3.1	4.4	0.2	186
2006	5	13	1	42	34.1	56.064	27.416	11.8	1	3.8	2.2	5	0	260
2006	5	13	13	23	43	56.106	27.372	3.8	1	1.8	2.6	4.8	0.2	260
2006	5	15	9	33	32.3	56.16	27.671	15	1	2.2	2.9	5.8	0.3	187
2006	5	16	19	43	35.6	56.116	27.361	6.1	1	1.2	1.9	2.6	0.1	262
2006	5	17	1	7	13.1	56.351	27.552	5.9	1	1.1	1.1	2.2	0.1	117
2006	5	17	7	59	14.7	56.256	27.663	16.2	1	1.4	2.1	3.5	0.2	166
2006	5	17	21	46	21.9	56.205	27.38	7.7	1	2.7	2.1	3.4	0.1	242
2006	5	18	7	39	21.3	56.25	27.42	10.9	1	1.3	1.7	2.6	0.1	202
2006	5	21	5	33	57.8	56.338	27.567	9.9	1	2.1	2.4	2.7	0.1	151
2006	5	22	8	33	25	56.39	27.504	8.8	1	1.6	1.2	2.7	0.1	171
2006	5	25	6	43	36.7	56.214	27.427	11.4	1	1.4	1.7	2.4	0.2	133
2006	5	27	3	10	42.8	56.198	27.491	9.5	1	3.8	3.5	5.7	0.2	154
2006	5	27	5	41	0.5	56.335	27.716	9.9	1	5.3	2.8	5.2	0	268
2006	5	29	10	3	43.5	56.349	27.528	5.4	1	2.7	1.7	5.9	0	148
2006	5	30	15	38	9.2	56.284	27.464	7.2	1	1.4	1.4	2.9	0.2	88
2006	5	30	23	53	1.4	56.279	27.466	9.1	1	1.4	1.4	3	0.2	95
2006	5	31	22	49	0.2	56.231	27.426	7.5	1	1.1	1.4	3.2	0.2	142