

## برگردان سرعت گروه امواج ریلی به ساختار سرعت موج برشی برای منطقه‌ی شمال-غرب ایران

رضا داودیان<sup>۱</sup>، سید خلیل متقی<sup>۲</sup>، فرهاد ثبوتی<sup>۳</sup>، حبیب رحیمی<sup>۴</sup> و عبدالرضا قدس<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> کارشناس ارشد ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، ایران و دانشجوی دکتری زلزله شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران، [davoudian.reza@ut.ac.ir](mailto:davoudian.reza@ut.ac.ir)

آستادیار، دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، ایران، [kmotaghi@iasbs.ac.ir](mailto:kmotaghi@iasbs.ac.ir)

آستادیار، دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، ایران، [farhads@iasbs.ac.ir](mailto:farhads@iasbs.ac.ir)

آستادیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران، [rahimih@ut.ac.ir](mailto:rahimih@ut.ac.ir)

دانشیار، دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، ایران، [aghods@yahoo.com](mailto:aghods@yahoo.com)

### چکیده

در این مطالعه تغییرات سرعت موج برشی با استفاده از داده‌های ثبت شده در ۲۳ ایستگاه باند پهن شبکه‌ی موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، در منطقه‌ی شمال غرب ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد. به همین منظور با استفاده از ۲۳۰ رخداد منطقه‌ای و دورلرز منحنی‌های پاشش سرعت گروه امواج ریلی برای ۲۰ مسیر بین ایستگاهی محاسبه می‌شود. سپس جهت محاسبه‌ی ساختار سرعت موج برشی در هر مسیر، برگردان خطی و غیرخطی منحنی‌های پاشش به ساختار سرعت موج برشی انجام می‌شود. منحنی‌های پاشش بین ایستگاهی به روش دو ایستگاهی و ساختارهای سرعت نهایی به روش جستجوی محاسباتی- تصادفی "هجهگ" محاسبه می‌شوند. عمق مرز موهو بین ۴۰ تا ۵۶ کیلومتر و عمق مرز میان پوسته‌ی بالایی و پایینی نیز بین ۱۲ تا ۲۸ کیلومتر به دست آمده است. همچنین اثر عبور مسیر ۲۰ رخداد منطقه‌ای بر میرایی امواج ریلی با دوره‌های زمانی بیش از ۳۲ ثانیه نیز نشان داده می‌شود.

واژه‌های کلیدی: پوسته، امواج ریلی، برگردان غیرخطی، منحنی پاشش، هجهگ، موج برشی

## Inversion of Rayleigh waves group velocity to shear wave velocity structure in the NW Iran

Reza Davodian<sup>1</sup>, Khalil Motaghi<sup>2</sup>, Farhad Sobouti<sup>3</sup>, Habib Rahimi<sup>4</sup>, Abdolreza Ghods<sup>5</sup>

<sup>1</sup> MSc. Graduate Student of Geophysics, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran and currently Ph.D. Student in seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, [davoudian.reza@ut.ac.ir](mailto:davoudian.reza@ut.ac.ir)

<sup>2</sup> Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran, [kmotaghi@iasbs.ac.ir](mailto:kmotaghi@iasbs.ac.ir)

<sup>3</sup> Assistant Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran, [farhads@iasbs.ac.ir](mailto:farhads@iasbs.ac.ir)

<sup>4</sup> Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, [rahimih@ut.ac.ir](mailto:rahimih@ut.ac.ir)

<sup>5</sup> Associate Professor, Earth Sciences Department, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran, [aghods@yahoo.com](mailto:aghods@yahoo.com)

### Abstract

Shear wave structure has been determined using data from a temporary network of 23 broadband stations in the north west of Iran. Waveforms have been used from 230 tele-seismic and regional earthquakes to obtain inter station dispersion curves of group velocity of the Rayleigh waves. Events in the epicentral distance range of 250 to 3000 km with magnitudes  $3 \leq M_w \leq 7$  have been used. The individual dispersion curves of group velocity of the Rayleigh waves for each source-station path have been calculated; Then via double-station method we calculated 20 dispersion curves for inter station paths. In additional, the obtained velocity models show that crustal thickness in these 5 regions varies between 40 and 56 km. Also the boundary between Upper and Lower crust changes between 12 and 28 km. We derived attenuation effects of south Caspian basin when periods bigger than 32 seconds of fundamental mode Rayleigh waves propagate across the south Caspian Basin.

**Key words:** Crust, Rayleigh Waves, Non-linear Inversion, Dispersion curve, Hedgehog, Shear wave

### ۱ مقدمه

منطقه‌ی شمال غرب ایران بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا در شمال غرب فلات ایران است و منطقه‌ی مورد مطالعه بخشی از منطقه‌ی شمال غرب ایران است که در بین عرض‌های جغرافیایی ۳۷/۲۵ تا ۳۸/۷۵ درجه‌ی شمالی و طول‌های

جغرافیایی ۴۵ تا ۴۹/۵۰ درجه‌ی شرقی قرار دارد. مطالعه‌ی انتشار امواج لرزه‌ای (کادینسکی-کید و همکاران، ۱۹۸۱) بیانگر حضور یک گرادیان منفی برای سرعت برشی در گوشته‌ی بالایی این منطقه است. نتایج مطالعات توموگرافی امواج سطحی مگی و پریستلی (۲۰۰۵) و نقشه‌های سرعت گروه امواج سطحی در مقیاس قاره‌ای حاصل از مطالعه‌ی ریتزولر و همکاران (۲۰۰۶) وجود یک ناحیه‌ی کم سرعت برای موج برشی و امواج سطحی را در شمال غرب ایران نشان می‌دهد. در این پژوهش منحنی‌های پاشش برای مسیرهای بین ایستگاهی در شبکه‌ی لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان، در منطقه‌ی شمال غرب ایران به روش دو ایستگاهی به دست می‌آیند سپس برگردان خطی و غیرخطی این منحنی‌ها به سرعت برشی جهت تعیین ساختار سرعت موج برشی محاسبه می‌شود. همچنین در این مطالعه میرایی امواج ریلی عبوری از حوضه‌ی خزر جنوبی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

## ۲ روش تحقیق

داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده در شبکه‌ی موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه‌ی زنجان در شمال غرب ایران است. ایستگاه‌های این شبکه در حداقل عرض جغرافیایی ۳۷/۵ و ۳۸/۵ درجه‌ی شمالی و طول جغرافیایی ۴۵ الی ۴۹ درجه‌ی شرقی واقع شده و به طول تقریبی ۲۹۰ کیلومتر بصورت تقریباً خطی نصب شده‌اند. از ۲۳۰ رخداد در این مطالعه استفاده شده‌است که در فاصله‌ی زمانی بین ۲۰۰۸ تا ۲۰۱۲ روی داده‌اند و دارای فاصله‌ی رومرکزی بین ۲۵۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر نسبت به میانه‌ی شبکه (ایستگاه BOLA در عرض جغرافیایی ۳۸/۱۴ درجه و طول جغرافیایی ۴۷/۳۵ درجه) و دارای بزرگای بین ۳ تا ۷ هستند.

از آنجائیکه هر یک از رخدادها باید با حداقل یک جفت ایستگاه بر روی یک کمان بزرگ قرار داشته باشند رخدادهایی انتخاب شدند که زاویه‌ی بین کمان بزرگ گذرنده از رومرکز آنها با دو ایستگاه، کمتر از  $\beta = 2$  درجه (بادل و همکاران، ۱۹۹۶) و زاویه‌ی بین خط واصل بین دو ایستگاه و کمانی که از رومرکز رخداد و ایستگاه دورتر می‌گذرد کمتر از  $\beta = 5$  درجه باشد. در محاسبه‌ی منحنی پاشش به روش دو ایستگاهی، تغییرات بین دو نگاشت مد پایه‌ی ثبت شده در دو ایستگاه را می‌توان به مسیر بین ایستگاهی نسبت داد. این اثر را می‌توان با محاسبه‌ی واهمامیخت بین دو نگاشت به دست آورد. برای محاسبه‌ی سرعت گروه در مسیر بین رومرکز رخداد و ایستگاه ثبت کننده به روش تک ایستگاهی، ابتدا مد پایه‌ی امواج ریلی در هر لرزه-نگاشت توسط بسته‌ی نرم‌افزاری هرمان و آمون (هرمان و آمون، ۲۰۰۲) شناسایی و استخراج شد. سپس با استفاده از روش دو ایستگاهی نگاشت مد پایه و منحنی پاشش امواج ریلی در مسیر بین ایستگاهی به دست آمد. با در نظر گرفتن تشابه در مسیرهای بین ایستگاهی و روند پاشش ثبت شده در هر مسیر، منحنی‌های پاشش دسته بندی شدند و منحنی میانگین برای هر یک از دسته‌ها محاسبه شد. هر منحنی میانگین، تغییرات ساختار در محدوده‌ای را نشان می‌دهد که میانگین‌گیری بین منحنی‌های آن محدوده صورت گرفته است. با این روش ۵ منحنی برای برگردان به سرعت موج برشی به دست آمد. برای شروع برگردان غیرخطی نیاز به یک مدل اولیه است بنابراین بر آن شدیم تا با برگردان خطی با استفاده از بسته‌ی نرم‌افزاری هرمان و آمون (هرمان و آمون، ۲۰۰۲) در هر محدوده ساختار اولیه‌ی سرعت را محاسبه کنیم. در این مطالعه برگردان غیرخطی به روش جستجوی محاسباتی - تصادفی هجهاگ (پانزا، ۱۹۸۱) انجام شده است. در این روش با تغییر تصادفی پارامترهای ضخامت و سرعت هر لایه در مدل اولیه‌ی معرفی شده تعداد زیادی مدل سرعتی متفاوت ساخته می‌شود. سپس با مدل‌سازی مستقیم منحنی پاشش سرعت گروه هر ساختار سرعت محاسبه می‌شود. برای هر ساختار سرعت، سرعت‌های گروه پیش‌بینی شده باید در بازه‌ی خطای سرعت‌های گروه مشاهده‌ای باشند. از طرفی ریشه میانگین مربعات (r.m.s) خطای سرعت‌های گروه پیش‌بینی شده نسبت به سرعت‌های گروه مشاهده‌ای باید از ۶۰ تا ۷۰ درصد ریشه میانگین مربعات خطاهای مشاهده‌ای کمتر باشد. در غیر این صورت ساختار مورد بررسی کنار گذاشته می‌شود و فرآیند برگردان با ساختار سرعت جدید ادامه پیدا می‌کند. در نهایت تعدادی ساختار سرعت هم ارز (۱۰ تا ۲۰ ساختار) انتخاب می‌شود. مدلی به عنوان پاسخ پذیرفته شده‌ی نهایی انتخاب می‌شود که کمترین ریشه میانگین مربعات خطا را نسبت به مدل سرعتی میانگین داشته باشد.

## ۳ نتیجه‌گیری

در این مطالعه ۲۰ منحنی پاشش بین ایستگاه به دست آمد که تعدادی از منحنی‌ها در مسیرهای بین ایستگاهی مشابه روندهای مشابهی برای پاشش نشان می‌دادند که از آنها میانگین‌گیری به عمل آمد. جدول (۱) شامل مشخصات محدوده‌ی موثر بر هر منحنی پاشش می‌باشد.

جدول ۱. مشخصات محدوده‌ی موثر بر هر منحنی‌های پاشش.

شماره‌ی محدوده	محدوده‌ی موثر
محدوده ۱	حد فاصل دریاچه‌ی ارومیه و دامنه‌ی غربی سیلان
محدوده ۲	حد فاصل دامنه‌ی شمالی سهند و دامنه‌ی جنوبی سیلان
محدوده ۳	حد فاصل دامنه‌ی شمالی سهند و دامنه‌ی غربی تالش
محدوده ۴	حد فاصل فاصل دامنه‌ی شمالی سهند تا ساحل غربی دریای خزر
محدوده ۵	حد فاصل دامنه‌ی جنوبی سیلان و میانه‌ی حد فاصل آتشفشان‌های سهند و سیلان

جدول (۲) مقادیر به دست آمده برای عمق مرزها و تغییرات سرعت در آنها به روش برگردان هجهاگ را ارائه می‌کند. مقادیر داخل پرانتز در ستون سرعت‌ها، انحراف از معیار محاسبه شده برای سرعت‌ها است.

جدول ۲. مقادیر به دست آمده برای عمق مرزها و تغییرات سرعت در آنها

شماره‌ی محدوده	عمق مرز بین پوسته‌ی بالایی و پائینی در مدل منتخب (کیلومتر)	بازه‌ی تغییرات در مدل‌های محاسبه شده (کیلومتر)	تغییرات سرعت در مرز (کیلومتر بر ثانیه)	عمق مرز موهو در مدل منتخب (کیلومتر)	بازه‌ی تغییرات در مدل‌های محاسبه شده (کیلومتر)	تغییرات سرعت در مرز (کیلومتر بر ثانیه)
۱	۱۹	۱۷-۱۹	(۰/۲۲) ۳/۳۳-۳/۷۴	۴۰	۳۸-۴۰	(۰/۳۱) ۳/۸۱-۴/۴۴
۲	۲۲	۱۶-۲۸	(۰/۱) ۳/۲۵-۳/۵۵	۵۶	۵۰-۶۲	(۰/۲۳) ۳/۶۷-۴/۱۵
۳	۲۸	۱۸-۲۸	(۰/۱) ۳/۵-۳/۹۳	۴۱	۳۸-۴۴	(۰/۲۸) ۳/۹۳-۴/۴۷
۴	۲۷	۲۳-۳۳	(۰/۱۳) ۳/۲۷-۳/۴۸	۴۳	۳۵-۴۷	(۰/۲۴) ۳/۴۸-۴/۰۱
۵	۱۲	۱۰-۱۲	(۰/۱۷) ۳/۰۲-۳/۴۵	۴۲	۴۰-۴۴	(۰/۲۸) ۳/۷۱-۴/۳۱

ضخامت پوسته در امتداد شبکه‌ی ایستگاهی شدیداً متغیر و ساختار آن ناهمگن است به طوری که ضخامت پوسته بین ۴۰ تا ۵۶ کیلومتر به دست آمده است. چنین تغییر ضخامت قابل توجهی پیش از این با بررسی توابع گیرنده توسط ثبوتی و همکاران (۱۳۹۳) و تقی‌زاده و همکاران (۲۰۱۰) گزارش شده است. در این مطالعه اثرات یک توده‌ی کم سرعت در اعماق ۱۲ تا ۲۲ کیلومتری در شمال آتشفشان سهند در مدل‌های سرعتی دیده می‌شود. عزیززنجانی و همکاران (۲۰۱۳) با توجه به گسترش سطحی زمین‌لرزه‌ها مقدار زیراندگی کم شیب پی‌سنگ خزر جنوبی به زیر تالش را بین ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر تخمین زده‌اند. این مقدار در مطالعه‌ی حاضر حداقل ۱۹ کیلومتر تخمین زده شده است. مانجینو و پریستلی (۱۹۹۸) عمق موهو در جنوب غرب بلوک خزر جنوبی را ۳۳ کیلومتر محاسبه کرده‌اند. بنابراین در مورد محدوده‌ی تالش این احتمال وجود دارد که زیراندگی صفحه‌ی صلب خزر جنوبی به زیر تالش موجب ضخامت کم پوسته در زیر این رشته‌کوه شده است.

از ۱۳۳ رخدادی که مسیر موج آنها شامل حوضه‌ی خزر جنوبی می‌شود بررسی فقط ۸ رخداد منجر به محاسبه‌ی منحنی پاشش بین ایستگاهی شده است. برای بررسی دقیق‌تر این مشاهده، ۲۰ رخداد در امتداد پشته‌ی آپشرون انتخاب شد و منحنی پاشش این رخدادها در هر یک از ایستگاه‌های شبکه‌ی مورد مطالعه به روش تک ایستگاهی بررسی شد. از ۱۷۲ نگاشت ثبت شده تنها در ۳۱ نگاشت، بسته‌ی موج ریلی مشاهده شد. در نگاشت‌های ثبت شده در ایستگاه‌های منطقه‌ی تالش پاشش امواج ریلی برای دوره‌های تناوبی بیش از ۳۲ ثانیه دیده نمی‌شود و انرژی در دوره‌های تناوبی بیش از این مقدار به شدت پراکنده است به طوری که نمی‌توان روند پاشش را تعیین کرد در صورتی که منحنی پاشش به دست آمده در ایستگاه‌های دورتر از ساحل خزر تا دوره‌ی تناوبی ۴۴ ثانیه نیز پاشش را نشان می‌دهد. با توجه به مشاهده‌ی ذکر شده و نتیجه‌ی

مطالعه‌ی پریستلی و همکاران (۲۰۰۱) می‌توان اثر کاهندگی رسوبات حوضه‌ی خزر جنوبی بر دامنه‌ی امواج ریلی را یکی از دلایل تعداد کم منحنی‌های پاشش بین ایستگاهی به دست آمده در این مطالعه دانست زیرا مسیر بیش از نیمی از رخدادها از حوضه‌ی خزر جنوبی عبور می‌کند.

### منابع

ثبوتی، ف.، مرتضی‌نژاد، غ. و قدس، ع.، ۱۳۹۳، ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال غرب ایران، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

Azizzanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., Madanipour, S., Rezaeian, M., 2013, Seismicity in the western coast of the SouthCaspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophys. J. Int.*, 195, 799-814

Badal, J., Corchete, V., Payo, G., Pujades, L.T and Canas, J.A., 1996, Imaging of Shear- wave Velocity Structure beneath Iberian, *Geophys. J. Int.* **124**, 591-611.

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.

Kadinsky-Cade, C., Barazangi, M., Oliver, J. and Isacks, B., 1981, Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9377-9396.

Maggi, A. and Priestly, K., 2005, Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau, *Geophys. J. Int.* **160**, 1068-1080.

Mangino, S. and Priestley, K., 1998, The crustal structure of the southern Caspian region, *Geophysical, J. Int.*, **133**, 630-648.

Panza, G.F., 1981, The resolving power of seismic surface waves with respect to crust and upper mantle structural models. In: The solution of the inverse problem in geophysical interpretation. Cassinis R. ed., Plenum Publ. Corp., 39-77.

Priestley, K.F., Patton, H. j., Schultz, C. A., 2001, Modeling Anomalous Surface-Wave Propagation across the Southern Caspian Basin, *Bulletin of seismological society of America*, **91**, **6**, pp. 1924-1929, December 2001.

Ritzwoller, M.H., Pasyanos, M., Yang, Y., Levshin, A.L. and Shapiro, N.M., 2006, Progress toward broad band ambient noise tomography in Eurasia, Proceedings of the 28th Seismic Research Review: Ground-Based Nuclear Explosion Monitoring, Orlando, FL (Sept 19 – 21).

Taghizadeh, F., Sodoudi, F., Assari, N. and Ghasemi, M.R., 2010, Lithosphere structure of NW Iran from P and S receiver Function. *J Seismol.* **14**, 823836. Doi:10.1007/s10950-010-9199-2.