

## مطالعه ساختار لیتوسفر زاگرس با استفاده از منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی

احسان مرادیان بجستانی

کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، تهران، ایران  
Scienceteam.co@hotmail.com

مرجان مبشری

کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، تهران، ایران  
ehman@chmail.ir

کلید واژه‌ها: ساختار لیتوسفر، منحنی پاشندگی، سرعت گروه، امواج سطحی، زون زاگرس

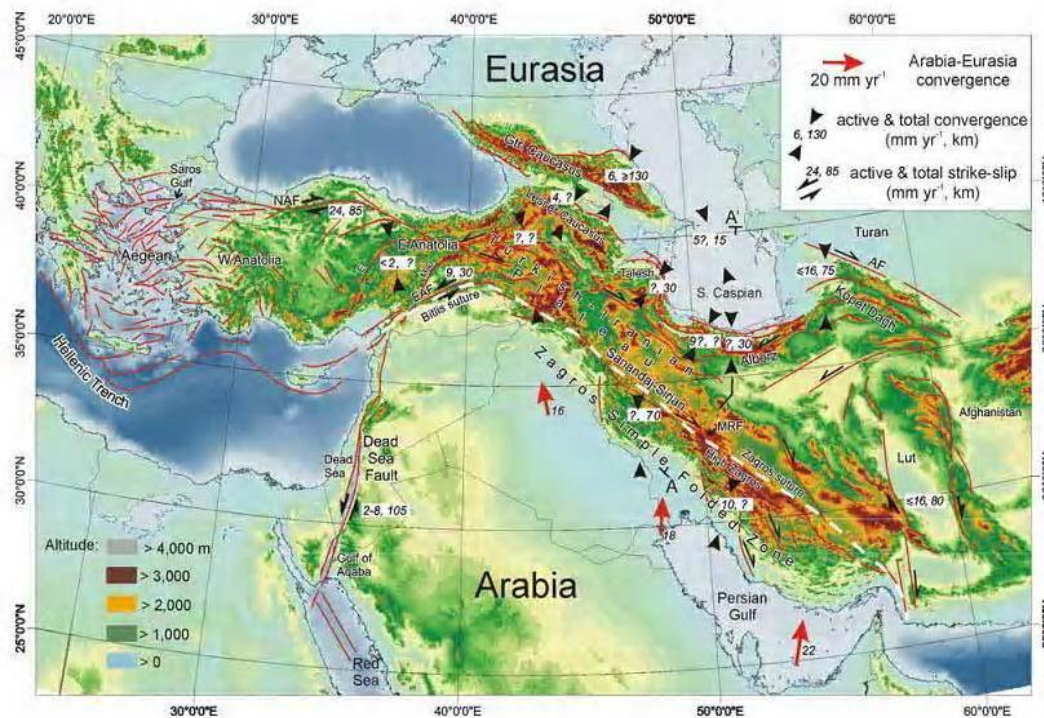
### چکیده

از داده‌های ۱۰ ایستگاه باند پهن شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران (INSN) در طول سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۳ جهت مطالعه ساختار لیتوسفر منطقه (زون) زاگرس استفاده شده است. نقشه‌های لرزه‌خیزی فلات ایران حاکی از آن است که بیشترین انرژی آزاد شده در فلات ایران، در زون زاگرس اتفاق می‌افتد. کمربند چین‌خورده‌ی زاگرس و گسل‌های تراستی در این منطقه در اثر حرکات نسبی همگرا بین دو بلوک عربی و اوراسیا تشکیل شده که این حرکات از دوره زمین‌شناسی کرتاسه شروع شده است. هیچ‌گونه مرز سطحی مشخصی برای کمربند گسلی و چین‌خورده زاگرس نمی‌توان مشخص نمود و ساختار پوسته در مناطق مختلف این زون متفاوت می‌باشد. برای مطالعه این ساختارها، ما سرعت گروه و منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی ناحیه‌ای نگاشت‌های مختلف را مورد بررسی قرار داده‌ایم. منحنی‌های پاشندگی، با آنالیز مد بنیادی مؤلفه‌ی قائم امواج رایلی با استفاده از کد برنامه نویسی Surf98 (نرم افزار CPS 3.30) در پیوندهای ۲ تا ۶۰ ثانیه حاصل شده است. با معکوس سازی منحنی‌های پاشندگی، مدل تک بعدی ساختار سرعتی موج برشی تا حداکثر عمق ۶۰ کیلومتر بدست آمد. نتایج بدست آمده، وجود ساختار لیتوسفری متفاوت در زون زاگرس را تایید نمود. به طوری که میانگین ضخامت پوسته از سمت غرب زاگرس (ایستگاه GHIR، قیر-کارزین) به سمت شرق زاگرس (زون سنندج-سیرجان)، افزایش می‌یابد. عمق مرز موهو در زیر ایستگاه‌های SHGR، GHIR و NASN به ترتیب  $3 \pm 40$  کیلومتر،  $3 \pm 41$  کیلومتر و  $3 \pm 55$  کیلومتر محاسبه شده است. این افزایش ضخامت در نتیجه‌ی برخورد و تصادم دو بلوک عربی و ایران مرکزی در طول گسل معکوس اصلی زاگرس می‌باشد.

### مقدمه

نوار چین‌خورده-راندگی زاگرس، بخشی از کمربند کوه زاپی آلپ-همیالیا و یکی از جوان‌ترین و جنباترین پهنه‌های برخورد قاره‌ای در روی زمین است. (Snyder and Barazangi, 1986)، که در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از جنوب شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد. زاگرس در حاشیه‌ی شمالی صفحه عربستان و بر روی پی سنگ دگرگونی پرکامبرین قرار گرفته است. از دیدگاه ساختمانی، شکل‌گیری آن با حرکت همگرای مداوم صفحه عربستان در جنوب غرب و ایران مرکزی در شمال شرق، که خود ناشی از حرکت به سوی شرق شمال شرق صفحه‌ی آفریقا - عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشد، مرتبط است (علوی ۱۹۹۴؛ بربریان ۱۹۹۵) (شکل شماره ۱). زاگرس از دیدگاه زلزله‌خیزی بسیار فعال و زلزله‌خیزترین منطقه‌ی ایران می‌باشد. بیش از ۵۰ درصد زمین لرزه‌های ایران، که توسط شبکه‌های جهانی به ثبت رسیده‌اند در گستره‌ی زاگرس روی داده است. (میرزایی و همکاران ۱۹۹۸)

لرزه خیزی در زاگرس از نوع کم عمق است و مطالعات قبلی نشان می‌دهد که زمین‌لرزه‌های بزرگ در زاگرس معمولاً در ۸ تا ۱۵ کیلومتری فوقانی پوسته زمین (زون لرزه زا) نشست می‌گیرد.



شکل ۱: نقشه توپوگرافی و تغییر شکل حاصل از همگرایی دو بلوک عربی و اوراسیا (Allen et al., 2004)

شناسایی ساختار پوسته و لیتوسفر به دلیل فراهم نمودن اطلاعات اولیه برای تحقیقات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی، یکی از مهم‌ترین موضوعات در زلزله‌شناسی در چند دهه اخیر بوده است. این شناسایی بوسیله داده‌های مختلف زلزله‌نگاری در سطح زمین میسر می‌شود. مطالعه امواج سطحی به دلایل زیادی جایگاه ویژه‌ای در علم زلزله‌شناسی دارند. بعضی از این دلایل عبارتند از دامنه زیاد امواج سطحی در مقایسه با امواج پیکری بر روی رکورد لرزه‌ای ثبت شده، شناسایی راحت این امواج بر روی لرزه‌نگاشت‌ها به خصوص زمانی که فاصله بین رو مرکز رویداد و گیرنده زیاد باشد؛ و کاهندگی کم این امواج در مقایسه با امواج حجمی.

## مطالعات انجام شده قبلی

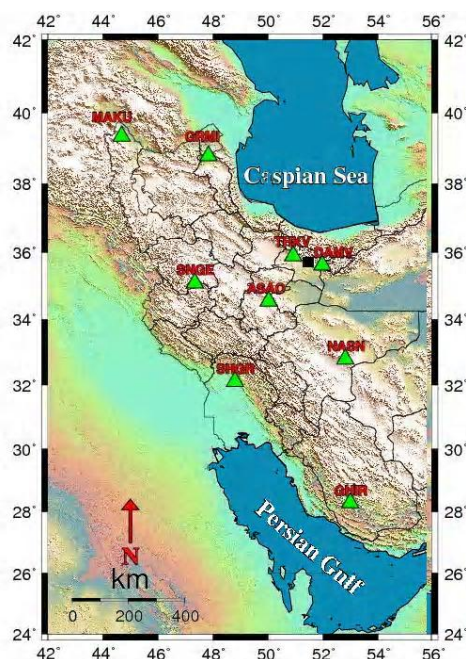
امواج رایلی در محیط‌های ناهمگن همانند محیط‌های لایه‌ای، پاشش دارند؛ لذا در این شرایط سرعت فاز با سرعت گروه متفاوت خواهد بود (Aki & Richards 1980). اهمیت پاشش موج ریلی به مثابه‌ی ابزاری برای تعیین دقیق تغییرات شاخص‌های کشسان زمین بر حسب عمق، توجه را به مسئله محاسبه‌ی پاشش معطوف ساخته است. منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی، اطلاعات مفیدی از ساختار پوسته و گوشته فوقانی میسر می‌سازد. در مورد یک نیم فضای همگن، سرعت امواج رایلی به بسامد بستگی ندارد اما در یک ساختمان لایه‌ای و غیر همگن امواج ریلی حالت پاشندگی از خود نشان می‌دهند. پاشندگی امواج سطحی (اولین رسیده‌های مربوط به موج سطحی با پیوند بلند) به راحتی قابل شناسایی هستند. با توجه به اینکه سرعت امواج با عمق افزایش پیدا می‌کنند و در حالی که طول موج‌های کمتر در لایه‌های بالاتر که سرعت پایین‌تری دارند حرکت نموده و تولید امواج رایلی با سرعت پایین می‌کنند و در نتیجه پاشندگی ایجاد می‌شود. پاشندگی امواج سطحی عمدتاً به سرعت موج برشی و سپس به سرعت موج حجمی بستگی دارد. البته وابستگی کوچکی نیز به چگالی محیط دارد (Aki and Richards, 1980).

محاسبه ضخامت پوسته برای ایران برای اولین بار توسط Markis و Dehghani در سال ۱۹۸۴ انجام شد و اولین تخمین از ضخامت پوسته در زاگرس توسط Snyder و Barazagi در سال ۱۹۸۶ بوده است. Hatzfeld و دیگران در سال ۲۰۰۳ ضخامت پوسته در قیر، زاگرس مرکزی، در

حدود  $46 \pm 2$  کیلومتر تخمین زد. نصرآبادی و دیگران در سال ۲۰۰۸ عمق موهو را با استفاده از تکنیک‌های تابع گیرنده و منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی محاسبه نمود که عمق موهو در ایستگاه GHIR را ۴۳ کیلومتر محاسبه نمود؛ و در سال ۱۳۹۲ رحیمی و دیگران با استفاده از پاشندگی امواج سطحی به محاسبه ساختار سرعتی فلات ایران پرداختند.

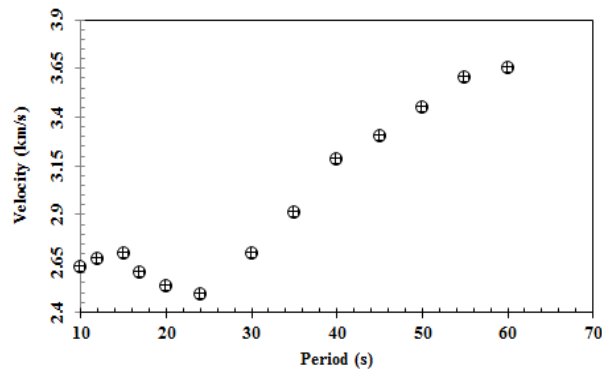
## روش تحقیق

در این مطالعه، از داده‌های ۱۰ ایستگاه باند پهن شبکه ملی لرزه نگاری ایران (INSN) در طول ۳ سال (سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۱۳) جهت مطالعه ساختار لیتوسفر منطقه (زون) زاگرس با استفاده از منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی استفاده شده است. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری INSN و مورد استفاده در این مقاله توسط شکل ۲ نمایش داده شده است.



شکل ۲: موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده در این مقاله در شبکه ملی لرزه‌نگاری ایران

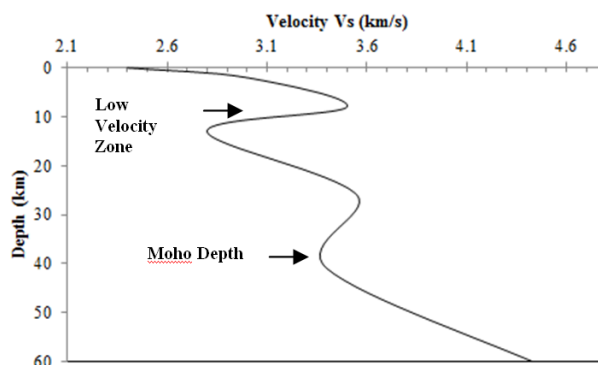
کلیه شکل موج‌های زلزله‌های محلی با بزرگای بیشتر از  $2/5$  که رو مرکز آن‌ها در منطقه مورد مطالعه (غرب ایران-زون زاگرس) قرار گرفته‌اند جمع‌آوری شده و بعد از یک سری تصحیحات اولیه شامل: تصحیحات دستگاهی، یکسری یکسان‌سازی‌ها میان هر سه مؤلفه و استفاده از فیلترهای مناسب، منحنی‌های پاشندگی در بازه‌های فرکانسی مختلف بدست آوردیم. البته توجه شد تا از رکوردهای لرزه‌ای استفاده شود که نسبت سیگنال به نوفه بالایی داشته باشند. در بیشتر روش‌های مبتنی بر تبدیل فوریه برای بدست آوردن سرعت گروه و فاز امواج سطحی، از فیلتر میان‌گذری استفاده می‌کنند که متمرکز بر یک بسامد مرکزی با مقادیر مختلف است؛ و فیلتر چندگانه نامیده می‌شود (Udias, 1999; Landisman et al., 1969). پس از به دست آوردن منحنی پاشندگی سرعت گروه با استفاده از روش فیلتر نمودن سیگنال، مد اصلی امواج رایلی از نگاشت استخراج نمودیم. سرعت گروه و منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی مؤلفه قائم نگاشت‌های مختلف را مورد بررسی قرار داده‌ایم. منحنی‌های پاشندگی، با آنالیز مد بنیادی مؤلفه‌ی قائم امواج رایلی با استفاده از کد برنامه‌نویسی Surf98 که در غالب نرم افزار Robert Herrmann's Computer Programs in Seismology و یا به اختصار CPS 3.30 در پرونده‌های ۲ تا ۶۰ ثانیه محاسبه شده است. برای پردازش داده‌ها از روش پردازش امواج سطحی در حوزه فرکانس استفاده شد. منحنی پاشندگی امواج سطحی به سرعت موج برشی حساس هستند و می‌توانند برای تعیین ساختار زیرسطحی و ژرفای عمق موهو، مفید باشند. با معکوس سازی منحنی‌های پاشندگی، مدل تک بعدی ساختار سرعتی موج برشی تا حداکثر عمق ۶۰ کیلومتر بدست آمد. منحنی پاشندگی امواج سطحی ابزار مناسبی برای تعیین میانگین سرعت موج برشی در محدوده گسترده‌ای از ژرفای میان دو ایستگاه لرزه‌ای است (Takeuchi & Saito, 1972). شکل ۳ نمونه‌ای از منحنی پاشندگی موج سطحی محاسبه شده، در ایستگاه GHIR را نشان می‌دهد.



شکل ۳: منحنی پاشندگی موج سطحی در ایستگاه GHIR

## نتایج

منحنی پاشندگی امواج سطحی بعد از یکسری تصحیحات و فیلتر نمودن سیگنال‌ها با استفاده از برنامه کامپیوتری (CPS 3.30 (2013 محاسبه گردید؛ سپس مدل سرعتی ساختار زیرسطحی در زیر هر ایستگاه لرزه گاری بدست آمد. نتایج حاصل از جستجوی مدل سرعتی پوسته در زیر ایستگاه لرزه نگاری قیر-کارزین GHIR (عرض جغرافیایی  $28.285^\circ$  و طول جغرافیایی  $52.986^\circ$ ) واقع در زون لرزه زای زاگرس مورد بررسی قرار گرفت. در مورد بخش بالای مدل ساختار سرعت برشی، یک لایه رسوبات با سرعت پایین در بخش بالای مدل و زون گذر از پوسته به گوشته می‌باشد. با توجه به مدل سرعتی در ایستگاه قیر، به دلیل تغییر ناگهانی سرعت موج برشی مرز مشخصی در ژرفای  $3 \pm 41$  کیلومتر، آشکارا قابل مشاهده است، که می‌توان آن را به سطح ناپیوستگی موهو نسبت داد. سرعت موج برشی در گوشته به  $4/5$  کیلومتر بر ثانیه می‌رسد. شکل ۴ میانگین مدل سرعتی موج برشی محاسبه شده در ایستگاه GHIR و تغییرات آن با عمق را نشان می‌دهد.



شکل ۴: میانگین مدل‌های سرعت موج برشی محاسبه شده در ایستگاه GHIR

در ایستگاه نائین، NASN، واقع در زون لرزه زمین ساختی ارومیه-دختر (عرض جغرافیایی  $32.799^\circ$  و طول جغرافیایی  $52.808^\circ$ ) با توجه به نتایج حاصل از منحنی پاشندگی میانگین ستبرای پوسته در حدود  $3 \pm 55$  کیلومتر و سرعت موج برشی در گوشته  $4/4$  کیلومتر بر ثانیه برآورد شده است.

پس از آنالیز منحنی‌های پاشندگی امواج سطحی در ایستگاه شوشتر، SHGR (عرض جغرافیایی  $32.108^\circ$  و طول جغرافیایی  $48.801^\circ$ )، در منطقه غرب زاگرس، عمق موهو در حدود  $3 \pm 40$  کیلومتری و در ایستگاه سنندج SNGE (عرض جغرافیایی  $32.092^\circ$  و طول جغرافیایی  $47.346^\circ$ ) ژرفای موهو در حدود  $3 \pm 53$  محاسبه شد. پژوهش‌ها و گزارشات پیشین از منطقه زاگرس نتایج حاضر در این پروژه را تایید می‌نماید. نتایج آنالیز در جدول شماره ۱ آورده شده است. همان طور که مشخص است میانگین ضخامت پوسته از سمت غرب زاگرس (ایستگاه GHIR، قیر-کارزین) به سمت شرق زاگرس (زون سنندج-سیرجان)، افزایش می‌یابد؛ و این افزایش ضخامت به دلیل فرورانش پوسته اقیانوسی صفحه عربی در راستای گسل اصلی زاگرس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی می‌باشد. که در مطالعات پیشین Paul و همکاران در سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰ نیز به آن اشاره شده بود.

جدول ۱: نتایج بدست آمده حاصل از مطالعه در منطقه زاگرس

کد ایستگاه	منطقه	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق موهو (km)	سرعت موج برشی در گوشته فوقانی (km/sec)
GHIR	قیر-کارزین	N ۲۸/۲۸۵	E ۵۲/۹۸۶	۴۱	۴/۵
SNGE	سنندج	N ۳۵/۰۹۲	E ۴۷/۳۴۶	۵۳	۴/۲
SHGR	شوشتر	N ۳۲/۱۰۸	E ۴۸/۸۰۱	۴۰	۴/۲
NASN	نائین	N ۳۲/۷۹۹	E ۵۲/۸۰۸	۵۵	۴/۴

## فهرست مراجع

رحیمی ح (۱۳۹۲) برآورد توموگرافی دو بعدی سرعت‌های فاز، گروه و ساختار سرعت موج برشی در پهنه البرز، مجله ژئوفیزیک ایران ۱۳۹۲/۱/۱، ۲، ۷

Aki K and Richards PG (1980) Quantitative Seismology: Theory and Methods, 799 pp, Freeman WH, New York

Alavi M (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211–238

Allen M, Jackson J and Walker R (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, 10.1029/2003TC001530

Berberian M (1995) Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193–224

Dehghani GA and Makris J (1984) the Gravity Field And Crustal Structure Of Iran. *N. Jb Geol. Palaont. Agh.*, 168, 215-229

Hatzfeld D, Tatar M, Priestley K and Ghafory-Ashtiany M (2003) Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophysical. J. Int.*, 155, 403-410

Herrmann RB and Ammon CJ (2002) Computer programs in seismology, Version 3.20, Surface waves, Receiver functions and Crustal structure, Saint Louis University

Jackson JA and McKenzie DP (1984) Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 185–264

Landisman M, Dziewonski A and Sato Y (1969) Recent improvements in the analysis of surface waves observations. *geophys, J. R. Astr. Soc.*, 17, 369-403

Mirzaei N, Gao M and Chen YT (1998) Seismic sources regionalization for seismic zoning of Iran: Major seismotectonic provinces, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 7, 465-495

Nasrabadi A, Tatar M, Priestley K and Sepahvand MR (2008) Continental lithosphere structure beneath the Iranian Plateau, from analysis of receiver functions and surface Waves dispersion

Paul A, Kaviani A, Hatzfeld D, Vergne J and Mokhtari M (2006) Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.* 166, 227–237

Paul A, Kaviani A, Hatzfel D, Tatar M and Priestley K (2010) Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Journal of Geological Society of London, Special Publications*; 330; 5-18

Snyder DB and Barazangi M (1986) Deep crustal structure and flexure of the Arabian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations, *Tectonics*, 5, 361–373

Takeuchi H and Saito M (1972) Seismic surface waves: in *Methods in computational Physics*. Academic Press Inc., New York, 11, 217-294

Udias A (1999) *Principles of Seismology*, Cambridge University Press