

# تغییرات ژرفای موهو و نسبت $V_p/V_s$ در شمال باختری زاگرس (منطقه کرمانشاه) با استفاده از توابع گیرنده دورلرز

نرگس افسری<sup>۱\*</sup>، فروغ صدوقی<sup>۲</sup>، محمد رضا قیطانچی<sup>۲</sup> و ایوب گویانی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران.

<sup>۲</sup>مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام، پتسدام، آلمان.

<sup>۳</sup>دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک، تهران، ایران.

<sup>۴</sup>مرکز تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، دانشکده ژئوفیزیک، زنجان، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۶/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۱/۳۱

## چکیده

مشخص کردن جزئیات پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم مطالعات ژئوفیزیکی است. شکل امواج حجمی دورلرز به طور گسترده برای استخراج ساختار پوسته و گوشته بالایی به کار می‌رود. در این مقاله برای استخراج تغییرات ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$  در زیر شبکه کرمانشاه که در شمال باختر زاگرس قرار دارد از روش تابع گیرنده دورلرز استفاده شده است. به همین منظور از زمین‌لرزه‌هایی که توسط پنج ایستگاه لرزه‌ای کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای در فاصله رومرکز  $95^\circ < \Delta < 30^\circ$  از مرکز شبکه و بزرگای  $m_b \geq 5/5$  از اواخر سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۷ میلادی ثبت شده‌اند، استفاده شده است. در این روش ژرفای موهو با استفاده از تأخیر زمانی بین موج P برخوردی به زیر ایستگاه و موج تبدیل یافته P به S از موهو به دست می‌آید. ژرفای محاسبه شده به ساختار سرعتی موج P حساس نیست ولی به شدت به ساختار سرعتی موج S حساس است. برای کاهش این حساسیت می‌توان از فازهای بازتاب یافته چندگانه مانند PpPs و PpSs + PsPs استفاده نمود. در این مقاله از روش (Zhu & Kanamori, 2000) استفاده شد. در این روش به دنبال H و  $V_p/V_s$  ای هستیم که به ازای آنها برانبارش دامنه‌های فاز تبدیل یافته و بازتاب‌های چندگانه در زمان رسیدن پیش‌بینی شده به بیشینه مقدار خود برسد. همچنین می‌توان با برانبارش توابع گیرنده به دست آمده از مسافت‌ها و جهات مختلف، اثرات تغییر ساختار جانبی را کم کرده و میانگین ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$  را به‌طور همزمان در پوسته به دست آورد. با اعمال این روش ژرفای موهو برای منطقه کرمانشاه به طور متوسط ۴۲ کیلومتر به دست آمد. کم‌ترین ستبرای پوسته ۳۶ کیلومتر در زیر ایستگاه دهرش و بیشترین ستبرای پوسته ۵۱/۵ کیلومتر در زیر ایستگاه ویس است. نسبت  $V_p/V_s$  نیز به طور متوسط ۱/۷۶ به دست آمد. همچنین مشاهده شد که از باختر به سمت خاور (از دهرش تا ویس) ژرفای موهو افزایش می‌یابد و دوباره به سمت کماسی کاهش ژرفا وجود دارد.

**کلیدواژه‌ها:** موهو، تابع گیرنده امواج دورلرز، برانبارش، زاگرس

\*نویسنده مسئول: نرگس افسری

## ۱- مقدمه

نوار چین‌خورده - راندگی زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا و یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین پهنه‌های برخورد قاره - قاره در روی زمین است (Snyder & Barazangi, 1986) که از کوه‌های تاروس در جنوب خاور ترکیه تا گسل میناب در خاور جزیره هرمز در جنوب ایران امتداد دارد و نتیجه برخورد صفحه قاره‌ای عربستان در جنوب باختر با خرد قاره ایران مرکزی در شمال خاور است (Alavi, 1994; Berberian, 1995). الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یکسان نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که شمال خاور به جنوب باختر پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشاری واکنش‌های متفاوتی داشته‌اند. به گونه‌ای که از نظر ساختاری می‌توان دو زیر پهنه راندگی‌ها و زیر پهنه چین‌خورده را در زاگرس شناسایی کرد. زیر پهنه راندگی‌ها با پهنای ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنای کم‌بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد. به همین رو گاه به آن زاگرس مرتفع گفته می‌شود. مرز شمال خاوری این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس (MZT) و مرز جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود (HZF) که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه‌سبز و می‌گلدرد (مطیعی، ۱۳۷۴). یکی از ویژگی‌های زاگرس مرتفع، راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌ها به سمت شمال خاوری است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیشتر روراندگی و گاه نرمال هستند. شیب گسل‌های راندگی به سوی شمال خاور است. ریخت‌شناسی برجسته و همچنین افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌ها است (آقائباتی، ۱۳۸۳). زاگرس چین‌خورده که به آن کمربند چین‌خورده (Stocklin, 1968) و زون ساده چین‌خورده (Falcon, 1974) نیز گفته می‌شود. از نظر نو زمین‌ساختی زاگرس چین‌خورده در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در شمال خاوری - جنوب باختری فشرده می‌شود. به همین دلیل در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی، ناشی از فشارهای زمین‌شناختی با روند NNE-SSW، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای قرار دارد (آقائباتی، ۱۳۸۳). منطقه مورد مطالعه (کرمانشاه) نیز در شمال باختری زاگرس و در  $45^\circ$  تا  $49^\circ$  طول خاوری و  $33^\circ$  تا  $36^\circ$  عرض شمالی قرار دارد. شکل ۱ نقشه توپوگرافی و توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده در منطقه کرمانشاه را نشان می‌دهد. بیشترین بخش این منطقه که در جنوب گسل صحنه مروارید قرار دارد، ویژگی‌های رسوبی ساختاری شمال باختری زاگرس را داراست که شامل دو زیر پهنه زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده است. گوشه شمال خاوری آن نیز بخش کوچکی از زون دگرگون‌شده سنتدج - سیرجان است که به وسیله یکی از گسل‌های جوان و لرزه‌زای (گسل‌های مروارید و صحنه) از دیگر قسمت‌های این منطقه جدا شده است. خط راندگی زاگرس در منطقه کرمانشاه قطع شده و به جای آن مجموعه‌ای از گسل‌های کواترنری امتدادلغز راست‌گرد که گسل اصلی عهد حاضر (Main Recent Fault) نامیده شده است (Tchalenko, 1974) وجود دارد که ساخت اصلی موازی با گسل اصلی معکوس زاگرس دارد.

گسل اصلی عهد حاضر دارای پتانسیل لرزه‌خیزی بالایی است و به سبب

فعال شدن قطعات مختلف آن باعث رخداد زمین‌لرزه‌های ویرانگری بوده است. از این رو مطالعه جزئیات ساختار پوسته منطقه که ما را در تعیین ژرفای زون لرزه‌زا، سازوکار زمین‌لرزه‌ها، روابط کاهندگی و... کمک می‌کند، ضروری به نظر می‌رسد. شناخت جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی یکی از اهداف مهم مطالعات ژئوفیزیکی است. ژرفای موهو و نسبت  $Vp/Vs$  نیز از پارامترهای مهم برای مشخص کردن ساختار پوسته هستند که با زمین‌شناسی و زمین‌ساخت هر منطقه نیز در ارتباط هستند. کوشش‌های زیادی در چند دهه گذشته برای به دست آوردن ساختار پوسته و ژرفای موهو انجام شده است. از روش‌های معمول برای به دست آوردن جزئیات ساختار پوسته و سنگ‌کره روش‌های بازتابی لرزه‌ای و شکست مرزی هستند. این روش‌ها به دلیل استفاده از امواج لرزه‌ای به نسبت با بسامد بالا دارای قدرت تفکیک عمودی بالا ولی بسیار پرهزینه هستند. روش تحلیل تابع گیرنده یکی از روش‌های مفید و دقیق برای تعیین جزئیات ساختار پوسته و گوشته بالایی زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری است که نسبت به روش‌های دیگر مزیت‌هایی دارد، از جمله آنها، کم بودن فاصله جانبی (تقریباً  $10\text{ km}$ ) بین نقطه تبدیل موج P به S در ناپیوستگی‌های زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری و ایستگاه است (Zhu & Kanamori, 2000) لذا این روش برخلاف روش‌های پیشین بیشتر به جزئیات ساختار عمودی مرعت حساس است تا به تغییرات جانبی آن و دیگر این که دارای نفوذ زیادی است. همچنین این روش از نظر هزینه نیز گران نیست.

این روش در ابتدا برای تعیین ستبرای پوسته و جزئیات آن مورد استفاده قرار گرفت (Phinney, 1964; Burdick & Langston, 1977; Langston, 1977, 1979) بعدها نیز برای مطالعه گوشته بالایی مورد استفاده قرار گرفت (Kind & Vinnik, 1988). هدف اصلی ما در این مطالعه، محاسبه ژرفای موهو است. اطلاعات ما درباره ژرفای موهو در زاگرس منحصر به مطالعاتی است که توسط (Dehghani & Makris, 1984; Hatzfel et al., 2003; Paul et al., 2005; Yamini-Fard et al., 2006) انجام گرفته است. در این مقاله با توجه به داشتن توزیع مناسب ایستگاه‌های نگاری و داده کافی، برای بهبود دانش خود از ساختار پوسته و ژرفای موهو در منطقه کرمانشاه واقع در شمال باختر زاگرس از روش تحلیل تابع گیرنده P که روش دقیقی برای محاسبه ژرفای موهو است، استفاده شده است.

## ۲- روش تابع گیرنده

شکل موج امواج حجمی دورلرز ثبت شده توسط ایستگاه‌های لرزه‌ای سه مؤلفه‌ای (Z و E-W و N-S) شامل اطلاعات مفیدی در مورد چشمه زمین‌لرزه (تابع زمانی چشمه و ساختار نزدیک آن) مسیر انتشار در گوشته و ناحیه گیرنده هستند که می‌توان از آنها برای استخراج ساختار پوسته زیر یک ایستگاه‌نگاری استفاده نمود. تابع گیرنده در واقع پاسخ ساختار زیرسطحی گیرنده به امواج حجمی دورلرز است. اساس این روش به این صورت است که قسمتی از انرژی موج حاصل از حوادث دورلرز در ناپیوستگی‌های لرزه‌ای به نسبت تیز در پوسته و گوشته بالایی به موج برشی تبدیل می‌شود (فاز Ps) که در هر ایستگاه‌نگاری به دنبال موج P مستقیم می‌رسد. دامنه، زمان رسید و پلاریته فاز تبدیل یافته Ps به ساختار سرعتی موج برشی زیر ایستگاه بستگی دارد. با جدا کردن انرژی فازهای تبدیل یافته Ps از موج P مستقیم، لرزه‌نگاشت ثبت شده در ایستگاه، قادر به استخراج ناپیوستگی‌های زیر یک ایستگاه لرزه‌نگاری که در آنجا تبدیلات P به S صورت گرفته است، خواهیم بود. برای به دست آوردن تابع گیرنده P

پردازش‌های زیر انجام شد:

### ۱-۲ حذف اثر دستگاهی

در صورتی که لرزه‌نگارهای مورد استفاده در سه راستا (Z و N-S، E-W) یکسان نباشند، در نتیجه دارای پاسخ بسامدی یکسانی نخواهند بود. در این صورت ابتدا باید اثر دستگاهی از روی لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده حذف شود. به همین منظور نگاشت‌های ثبت شده با پاسخ بسامدی دستگاه واهمامیخت می‌شوند.

### ۲-۲ چرخش از ZNE به سیستم مختصات محلی پرتو LQT

در ابتدا دو مؤلفه افقی N-S و E-W را تحت زاویه Back Azimuth چرخانده تا در جهات شعاعی (R) و مماسی (T) قرار گیرند. در اثر این چرخش مؤلفه‌های Z و R دارای بیشترین انرژی موج P و فاز تبدیل یافته P به S هستند. در مرحله بعد سیستم مختصات ZRT را تحت زاویه‌ای که موج P به ایستگاه وارد می‌شود به سیستم مختصات LQT تبدیل می‌کنیم. مؤلفه L در جهت موج P فرودی به زیر ایستگاه است. Q در صفحه پرتو و عمود بر L و جهت مثبت آن در جهت دور شدن از چشمه است. T نیز بر صفحه شامل L و Q عمود است. در اثر این چرخش‌ها مؤلفه L فقط شامل انرژی موج P و بازتاب‌های چندگانه مربوط به آن است در حالی که مؤلفه‌های Q و T بیشتر شامل انرژی فاز تبدیل یافته Ps و بازتاب‌های مربوط به آن هستند.

### ۳-۲ واهمامیختگی (Deconvolution)

در این مرحله مؤلفه Q و T با سیگنال P روی مؤلفه L واهمامیخت می‌شوند (Yuan et al., 2000). با این کار، اثرات ناحیه چشمه و مسیر انتشار گوشته حذف می‌شود. به مؤلفه Q و T واهمامیخت شده به ترتیب توابع گیرنده شعاعی و مماسی گویند که شامل فازهای تبدیل یافته Ps و بازتاب‌های چندگانه از هر ناپیوستگی سرعتی و بازتاب‌های بین سطح زمین و این ناپیوستگی‌ها هستند. در صورتی که دامنه فاز تبدیل یافته Ps بر روی مؤلفه T بزرگ باشد، نشانگر شیب‌دار بودن لایه و یا ناهمسانگرد بودن محیط است که می‌توان با استفاده از آن درجه ناهمسانگردی و یا شیب لایه‌های با شیب بیش از  $10^\circ$  (Langston, 1977b, 1979) را نیز به دست آورد. به دلیل کوچک بودن دامنه فاز تبدیل یافته Ps و همین‌طور بالا بردن نسبت سیگنال به نوفه (نویز) بهتر است توابع گیرنده به دست آمده از فواصل رومرکزی متفاوت و توزیع سمتی (آزیموتی) متفاوت به ردیف شده و برابریار شوند به همین منظور توابع گیرنده با استفاده از تصحیح دینامیکی برونراند (Moveout correction) بر حسب پارامتر پرتوشان معادل می‌شوند.

### ۴-۲ محاسبه ژرفای موهو و نسبت Vp/Vs

اطلاعات اصلی درباره ساختار پوسته زیر یک ایستگاه لرزه‌ای را می‌توان با استفاده از تابع گیرنده شعاعی (Q) به دست آورد. به دلیل تفاوت سرعتی بالا در مرز پوسته و گوشته فاز Ps تبدیل یافته از موهو اغلب بزرگ‌ترین سیگنال به دنبال موج P مستقیم است. می‌توان با استفاده از اختلاف زمان رسید فاز تبدیل یافته Ps از موهو نسبت به موج مستقیم P ژرفای موهو و نسبت  $Vp/Vs$  را محاسبه نمود. در این مطالعه با استفاده از روش برابریار (Zuh & Kanamori, 2000) در حوزه، ژرفا (H) و  $k = Vp/Vs$  ستبرای پوسته H و نسبت  $Vp/Vs$  را به دست می‌آوریم. شرط استفاده از این روش داشتن بازتاب‌های چندگانه آشکار بر روی توابع گیرنده برابریار شده است.

$$S(H, k) = w_{T_1}(t_1) + w_{T_2}(t_2) - w_{T_3}(t_3) \quad (1)$$

در این رابطه  $S(H, k)$  برابریار شده دامنه‌های سه فاز  $PpPs$ ،  $Ps$ ،  $PpPs$  و  $Ps$  تابع گیرنده در زمان رسیدهای پیش‌بینی شده این فازها به ازای H و k مختلف در حوزه H-k هستند.  $t_1(t)$ ،  $t_2(t)$ ،  $t_3(t)$  و  $t_4(t)$  به ترتیب دامنه‌ها و زمان

با در نظر گرفتن  $V_p/V_s = 1/1.7$  و  $V_p = 6.7 \text{ km/s}$  و فرائت زمان فاز تبدیلی Ps ستبرای پوسته حساب شد. میزان خطای تعیین ژرفای موهو با استفاده از روش تابع گیرنده P و براساس مدل مرجع IASP91  $\pm 2 \text{ km}$  است. جدول ۱ نتایج نهایی ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$  را نشان می‌دهد. با توجه به نتایج مندرج در جدول، میانگین ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$  برای منطقه کرمانشاه به ترتیب ۴۲ کیلومتر و  $1/1.76$  به دست آمد که با توجه به زمین‌شناسی منطقه (به طور عمده با ساختار رسوبی) نتایج قابل قبولی است. در جدول ۱ خطای ژرفا در ستون پنجم، خطای روش Zhu & Kanamori (2000) است.

برای به دست آوردن یک مقطع دو بعدی ژرفا- مسافت تأخیر زمانی فاز تبدیل یافته Ps به دست آمده از توابع گیرنده برای هر ایستگاه لرزه‌نگاری مانند روش مهاجرت در روش‌های لرزه‌ای (migration) به ژرفا تبدیل شده است (با استفاده از مدل IASP91). شکل ۶ مقطع دوبعدی مسافت- ژرفا را برای توابع گیرنده مهاجرت داده شده را در امتداد یک نیم‌رخ خاوری - باختری (۴۶ تا ۴۸/۵ درجه طول خاوری) برای منطقه کرمانشاه نشان می‌دهد. دامنه‌های مثبت توابع گیرنده به رنگ سرخ بوده در حالی که دامنه‌های منفی به رنگ آبی هستند. با توجه به شکل ۶ ژرفای موهو از حدود ۴۰ تا ۵۰ کیلومتر تغییر می‌کند و با توجه به ژرفاهای به دست آمده برای موهو در زیر هر ایستگاه به نظر می‌رسد که ناپیوستگی موهو در منطقه مورد مطالعه یک سطح تخت نیست که با نتایج به دست آمده از روش Zhu and Kanamori (2000) همخوانی دارد.

با توجه به آن که منطقه مورد مطالعه تحت همگرایی و برخورد قاره‌ای قرار دارد و این همگرایی موجب کوتاه‌شدگی پوسته قاره‌ای بین صفحه اوراسیا و عربستان شده است و با توجه به موقعیت ایستگاه‌های تحت مطالعه که در زون زاگرس مرتفع قرار دارند و از ویژگی‌های زاگرس مرتفع وجود راندگی‌های فراوان در آن است که افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای در زاگرس مرتفع را به دنبال دارد (آقائباتی، ۱۳۸۳) و نتایج به دست آمده برای ستبرای پوسته منطقی به نظر می‌رسد.

#### ۵- سپاسگزاری

لازم می‌دانیم که از شبکه لرزه‌نگاری کشوری وابسته به مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران که در تهیه داده‌های مورد نیاز ما را یاری نمودند قدردانی کنیم. همچنین از مؤسسه تحقیقاتی علوم زمین پتسدام آلمان به خاطر در اختیار گذاردن نرم‌افزارهای مورد نیاز کمال سپاسگزاری را داریم.

رسیده‌های پیش‌بینی شده فازهای  $PpPs + PsPs$  و  $Ps$  هستند. همچنین  $w$  ضریب وزن هستند که  $\sum w_i = 1$  و  $H$  و  $k$  ای که به ازای آنها  $S(H, k)$  بیشینه مقدار خود را داشته باشد بهینه جواب برای ژرفا (H) و نسبت  $V_p/V_s$  (k) خواهد بود. همچنین با برابری توابع گیرنده از مسافت‌ها و جهات مختلف در حوزه، ژرفا و نسبت  $V_p/V_s$  می‌توان اثرات تغییر جانی سرعت را نیز کاهش داد.

#### ۳- داده‌ها

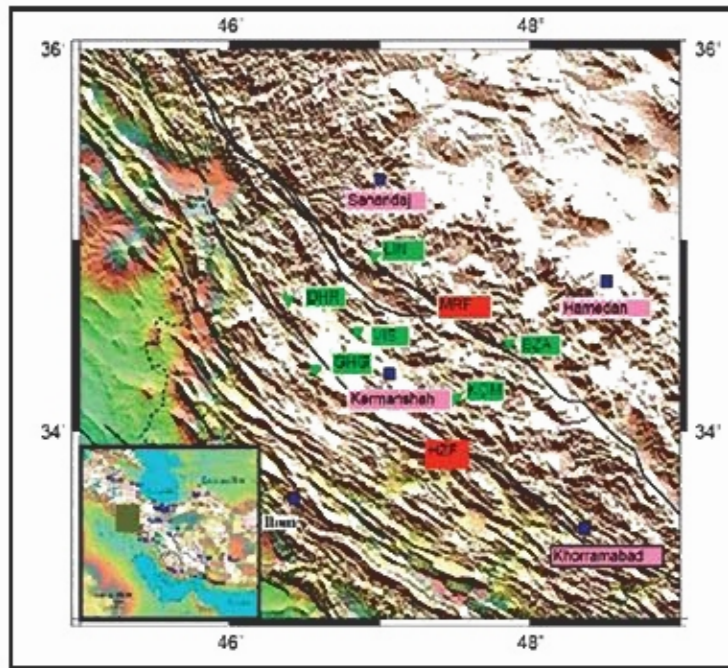
در این مطالعه از نگاشت‌های مربوط به ۱۶۰ حادثه دورلرز که توسط پنج ایستگاه لرزه‌نگاری کوتاه دوره، سه مؤلفه‌ای و دیجیتال (ویس، کماسی، قلمه‌غازی، لاین و دهرش) از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۷ میلادی در شبکه کرمانشاه ثبت و استفاده شده است. لرزه‌نگارهای (سرعت‌سنج) مورد استفاده در این شبکه از نوع SS-1 با بسامد ویژه یک هرتز هستند. تعداد واقعی نگاشت‌ها برای ایستگاه‌های مختلف با در نظر گرفتن کیفیت داده‌ها (نوفه‌ای بودن آنها، داشتن شروع موج P واضح و مناسب بودن طول نگاشت از نظر زمانی) بین ۳۰ تا ۱۲۰ نگاشت است. شکل ۲ توزیع رومرکز زلزله‌های دورلرز مورد استفاده در این مطالعه را نشان می‌دهد.

#### ۴- بحث و نتیجه‌گیری

برای به دست آوردن توابع گیرنده، در ابتدا یک پنجره زمانی به طول ۱۲۰ ثانیه از لرزه‌نگارهای سرعت (۳۰ ثانیه قبل و ۹۰ ثانیه بعد از شروع موج P) انتخاب شد. علت انتخاب این پنجره زمانی برای مشاهده کردن فاز تبدیلی Ps موهو و بازتاب‌های چندگانه آن است. سپس برای حذف نوفه‌های زمینه، از فیلتر میان‌گذر ۰.۴ ثانیه تا ۱۰ ثانیه استفاده شد. در مرحله بعد چرخش مؤلفه‌ها از دستگاه مختصات ZNE به LQT انجام شد. بعد از چرخش، مؤلفه‌های Q و T با سیگنال P بر روی مؤلفه L به ازای Water level ۰/۰۱ واهمایخت می‌شوند. بعد از واهمایخت برای حذف نوفه‌های بسامد بالا از فیلتر پایین‌گذر ۲ ثانیه استفاده شد.

شکل ۳ بهترین توابع گیرنده به دست آمده برای ۵ ایستگاه لرزه‌نگاری ویس، قلمه‌غازی، دهرش، کماسی و لاین را در پنجره زمانی ۵- تا ۲۵ ثانیه که بر حسب Back Azimuth مرتب شده‌اند را پس از تصحیح مسافت نشان می‌دهد. فازهای تبدیلی از موهو و بازتاب‌های چندگانه آن آشکارا دیده می‌شوند. در پنجره بالایی هر شکل، برابری توابع گیرنده نیز نشان داده شده‌اند. با توجه به شکل‌ها یک فاز به نسبت قوی در حدود  $1/3$  ثانیه در GHG تا  $2/5$  ثانیه در VIS وجود دارد. دومین فاز قوی و مشخص در این ایستگاه‌ها در حدود  $4/5$  ثانیه برای LIN تا  $5/9$  ثانیه برای ایستگاه VIS است که مربوط به فاز تبدیلی از موهو است. همچنین بازتاب‌های چندگانه پوسته‌ای تولید شده بین موهو و سطح آزاد زمین برای ایستگاه‌های مختلف از حدود ۱۵ ثانیه تا حدود ۲۴ ثانیه دیده می‌شوند. شکل ۴ توابع گیرنده را برای همه ایستگاه‌ها از باختر به خاور نشان می‌دهد. مشاهده می‌کنیم که فاز تبدیلی از موهو  $4/5$  تا  $5/9$  ثانیه تغییر می‌کند. خط‌چین سرخ رنگ فاز تبدیلی از موهو را نشان می‌دهد. در ادامه کار ستبرای پوسته و نسبت  $V_p/V_s$  از دوروش محاسبه شده است. ابتدا از روش Zhu & Kanamori (2000) برای برآورد هم‌زمان ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$  برای ایستگاه‌هایی که بازتاب‌های چندگانه آشکار دارند، میانگین ستبرای پوسته و نسبت  $V_p/V_s$  محاسبه شد.

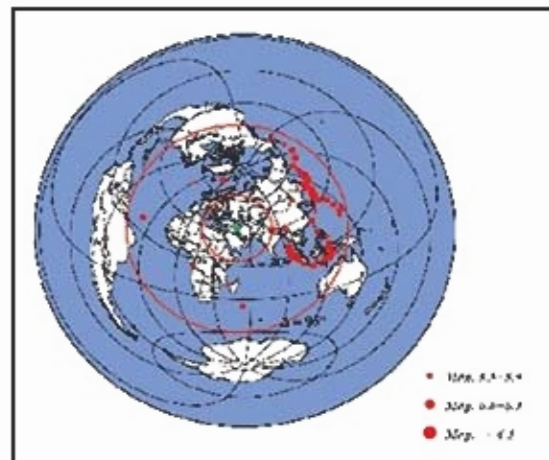
شکل ۵ نتایج روش Zhu & Kanamori (2000) را برای ایستگاه‌های VIS، GHG، DHR و KOM نشان می‌دهد. در روش دوم با استفاده از مدل مرجع IASP91 و



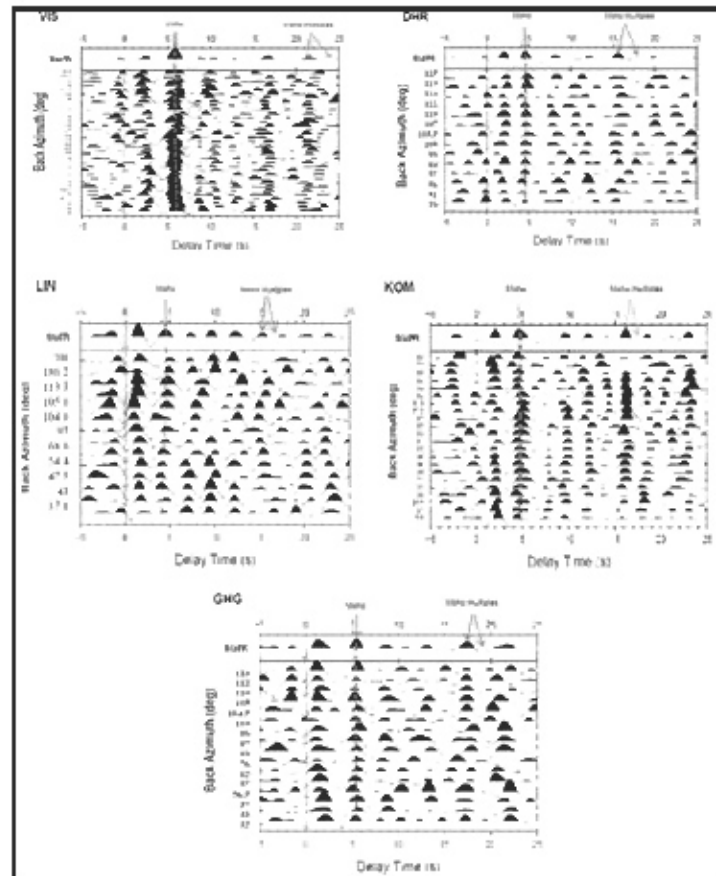
شکل ۱- نقشه توپوگرافی منطقه کرمانشاه، مثلث‌های وارونه سبز رنگ نشان‌دهنده موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری کوتاه دوره سه مؤلفه‌ای مورد استفاده در این مطالعه هستند. MRP نشان‌دهنده گسل اصلی عهد حاضر زاگرس است.

جدول ۱- نتایج نهایی ژرفای موهو و نسبت  $V_p/V_s$

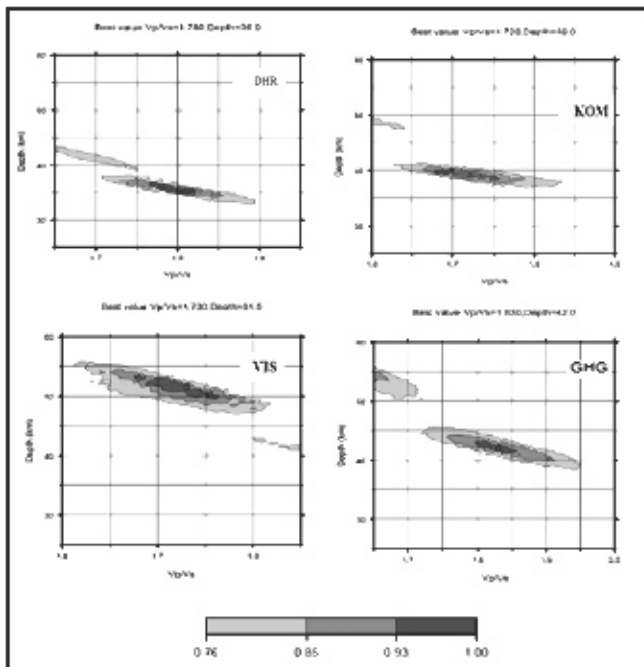
نام ایستگاه	حالات اختصاری	عرض جغرافیایی (درجه)	طول جغرافیایی (درجه)	ژرفای موهو (Z&K) (km)	نسبت $V_p/V_s$ (Z&K)	ژرفای موهو (TI) (km)	T(Ps) پایه
دهرش	DHR	۳۲/۲۰	۳۶/۳۹	۳۶/۰ ± ۱	۱/۷۸ ± ۰/۰۳۵	۳۷/۰ ± ۲	۴/۶
تله خازی	GHG	۳۲/۳۳	۳۶/۵۷	۳۶/۰ ± ۱	۱/۸۳ ± ۰/۰۳۵	۵۳/۰ ± ۲	۵/۴
کماسی	KOM	۳۲/۱۸	۳۶/۵۱	۳۶/۰ ± ۱	۱/۷۶ ± ۰/۰۳۰	۳۷/۰ ± ۲	۴/۶
لاین	LIN	۳۲/۹۲	۳۶/۹۶	۳۶/۰ ± ۱	۱/۷۶ ± ۰/۰۲۵	۳۶/۵ ± ۲	۴/۵
ویس	VIS	۳۲/۵۳	۳۶/۸۵	۵۱/۵ ± ۲	۱/۷۳ ± ۰/۰۳۵	۳۶/۰ ± ۲	۵/۹



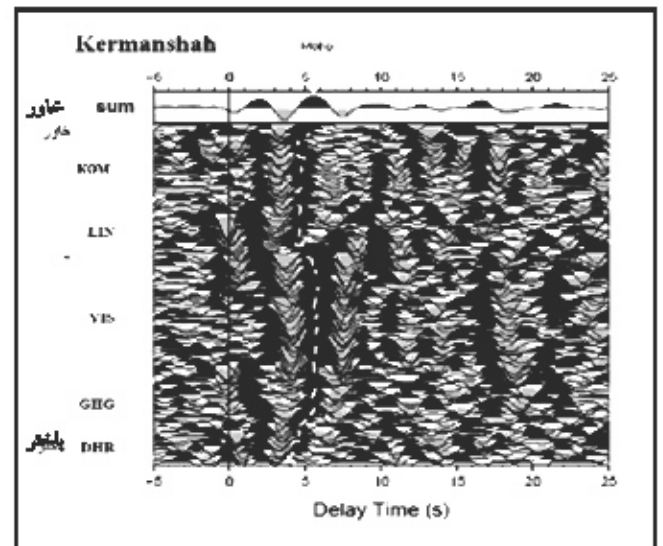
شکل ۲- توزیع دوسرکز زمین‌لرزه‌های دورلرزه مورد استفاده برای تعیین تریبل گبرنده P در این مطالعه. ستاره سبز رنگ مرکز شبکه کرمانشاه را نشان می‌دهد. زمین لرزه‌های به کار برده شده دارای بزرگای  $M_w$  (در مقیاس امواج سیمسی) و فاصله دوسرکزها بین ۳۰ تا ۹۰ درجه می‌باشند.



شکل ۳- الف) توابع گیرنده مناسب شده برای ایستگاه **VIS**، **DHR**، **KOM**، **GHG** و **LIN**. توابع گیرنده در پنجره زمانی ۵- تا ۲۵ ثانیه رسم شده و بر حسب **Back Azimuth** مرتب شده است. فاز تبدیلی از محور نیز در شکل‌ها مشخص شده است. پنجره بالایی برآنها روش شده. توابع گیرنده پدست آمده را نشان می‌دهد.

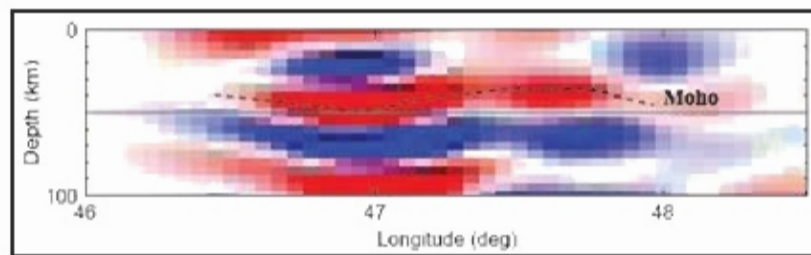


شکل ۴- نتایج روش **Zhu and Kanamori (2000)** برای ایستگاههای **DHR**، **GHG**، **KOM** و **VIS**.



شکل ۵- نمودار همه توابع گیرنده مناسب شده برای شبکه کرمانشاه. در قسمت بالایی شکل هیچ همه توابع گیرنده مناسب شده برای منطقه کرمانشاه نشان داده شده است.





شکل ۶- مقطع در بدلی مسافت-ژرفای توابع گیرنده مهاجرت داده شده برای منطقه کرمانشاه در امتداد نرسخ خاوری-باختری (۷۴۶ و ۶۸۵ درجه طول خاوری).

### کتابخانه

آفتابیان، ع.، ۱۳۸۳ - زمین‌شناسی ایران، چاپ دوم. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۵ صفحه.

پایگاه ملی داده‌های علوم زمین [www.ngdir.ir](http://www.ngdir.ir)

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۲ - زمین‌شناسی ایران، چاپ سوم، انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.

طیعی، م.، ۱۳۷۲ - زمین‌شناسی نفت زاگرس، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تلویز.

### References

- Alavi, M., 1994 - Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data interpretations. *Tectonophysics*, 229:211-238.
- Berberian, M., 1995- Master " blind " Thrust faults hidden under the Zagros fold active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241: 193-224.
- Burdick, L. J. & Langston, C. A., 1977- Modeling crust-structure though the use of converted phases in teleseismic body-waveforms, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67:677- 691.
- Dehgazi, G. A., Makris, J., 1984 - The gravity field and crustal structure of Iran, *N.Jb. Geol. Palaeont. Abh.*, 168:215-229
- Falcon, N. L., 1974 - Southern Iran, Zagros Mountain in Mesozoic-Cenozoic belt; Data for Orogenic Studies, ed. Spencer, A.M., *Geol. Soc. Spec. publ. London*, No. 4, P. 199-211.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. & Ghafory -Ashtiany, M., 2003- Seismological constraints on the crustal structure beneath Zagros belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 155: 403-410.
- Kind, R., Kosarva, G. & Peterson, N.V., 1995 -Receiver function at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN), *Geophys. J.Int.*, 121:191-202.
- Kind, R. & Vinnik, L. P., 1988- The upper mantle discontinuities underneath the GRF array from P-to-S converted phases. *J. Geophys.* 62, 138-147.
- Kosarev, G., Kind, R., Sobolev, S. V., Yuan, X., Hanka, W. & Oreshin, S., 1999-Seismic evidence for a detected Indian Lithosphere mantle beneath Tibet, *Science*, 283:1306-1309 .
- Langston, C. A., 1977-The effect of planar dipping structure for constant ray parameter, *BSSA*, 67:1029-1050.
- Langston, C. A., 1979-Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84:4749 - 4762
- Mohsen, A., Hofstetter, R., Bock, G., Kind, R., Weber, M., Wylegalla, K., Rumpker, G. & the DESERT Group, 2005-A receiver function study of the crust and upper mantle across the dead sea transform, *Geophys. J. int.*, 160: 948-960.
- Mooney, W. D., Laska, G. & Masters, G., 1998-A Global crustal model at 5x5 degrees, *J. Geophys. Res.*, 103:727-747
- Phinney, R. A., 1964- Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long-period body waves, *J. Geophys. Res.* 69:2997-3107.
- Paul, A., Kaviani, A., Vergne, J. & Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 166: 227-237.
- Ramesh, D. S., Kumar, M. R., Devi, E. U., Raju, P. S. & Yam, X., 2005 -Moho geometry and upper mantle images of northeast India, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L 14301.
- Stocklin, J., 1968- Structure history and tectonics of Iran. A review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Synder, D. B. & Barazangi, M., 1986- Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity Observation. *Tectonics*, 5: 361-373..
- Sodoudi, F., Kind, R., Priestly, W., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Hatzes, H. P. & Bohnhoff, M., 2006-Lithospheric structure of the Aegean obtained from p and s receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 11:12307-12330
- Tchalenko, J. S. & Braud, J., 1974- Seismicity and structure of the Zagros (Iran): The Main Recent Fault between 33° and 35° N, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 227: 1-25.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M. & Mokhtari, M., 2006- Microearthquake seismicity at the intersection between the Kazerun fault and Main Recent Fault (Zagros, Iran), *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.02891.x
- Yuan, X., Sobolev, S. V., Kind, R., Oncken, O., Bock, G., Asch, G., Schurr, B., Graeber, F., Rudloff, A., Hanka, W., Wylegalla, K., Tibi, R., Haberland, Ch., Rietbrock, A., Giese, P., Wigger, P., Rower, P., Zandt, G., Beck, S., Wallace, T., Pardo, M. & Comte, D., 2000- New constraints on subduction and collision processes in the Central Andes from P-to-S converted seismic phases, *nature*, 408: 958-961.
- Yuan, X., Sobolev, S. V., and Kind, R., 2002- Mohotopography in the central Andes and its geodynamic implication, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 199:389-402.
- Zhu, L., 2000- Crustal structure across the San Andreas Fault southern California from teleseismic converted waves, *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 179:183-190.
- Zhu, L., and Kanamori, H., 2000- Moho-depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105:2969-2980.

## Moho Depth Variations and Vp/Vs Ratio in Northwest of Zagros (Kermanshah Region) using Teleseismic Receiver Functions

N. Afshari<sup>1</sup>, F. Sedoud<sup>2</sup>, M. R. Ghelanchi<sup>3</sup> & A. Kaviani<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Islamic Azad University (IAU), Science & Research Branch, Tehran, Iran.

<sup>2</sup> Geo Forschungs Zentrum, Potsdam, Germany.

<sup>3</sup> University of Tehran, Institute of Geophysics, Tehran, Iran.

<sup>4</sup> Institute for Advanced Studies in Basic Science Zanjan, Geophysics Department, Zanjan, Iran.

Received: 2008 April 19

Accepted: 2008 August 30

### Abstract

Characterization of the detailed structure of the crust and upper mantle is an important continuing goal of geophysical studies. Teleseismic body waveforms have been used to infer crust and upper mantle structure. In this study we use teleseismic receiver function method to determine the crustal thickness and Vp/Vs ratio under Kermanshah network in north-west of Zagros using teleseismic data ( $30^\circ < \Delta < 95^\circ$ ,  $m \geq 5.5$ ) which have been recorded at five short-period three component stations (2003-2007). The differential travel time between the incident P wave and P to S converted wave (delay time) is used for computation of crustal thickness. Moho depth is not sensitive to crustal P velocity but there is a trade off between Moho depth and Vp/Vs ratio. The ambiguity can be reduced by incorporating the later multiple converted phases, namely, PpPs and PpSs+ PaPs. We use the method of Zhu and Kanamori (2000). This method performs a grid search through the H and Vp/Vs space and searches for the largest summed amplitudes at the predicted times of direct conversions and multiples. By stacking receiver functions from different distances and directions, effects of lateral structural variation are suppressed and an average crustal thickness is obtained. Applying this method to five short period stations in Kermanshah reveals that the Moho depth is 42 km and varies between 36 and 51.5 km. The thinnest crust was found beneath DHR, whereas the deepest crust was observed beneath VIS. We observed that Moho depth increase from west to east (from DHR to VIS) then decrease to KOM. The average Vp/Vs ratio as estimated is about 1.76.

**Key words:** Moho, Teleseismic receiver function, Stacking, Zagros

For Persian Version see pages 45 to 50

\*Corresponding author: N. Afshari; E-mail: ng\_afshari@yahoo.com