

محاسبه سازوکار زمین لرزه اسفند ۱۳۸۳ داهوئیه زرنده براساس طیف دامنه موج و قطبش

محمد رضا حاتمی^{۱*}، مهرداد پاکزاد^۲، نصراله کمالیان^۳ و نوربخش میرزایی^۴

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۴ استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵/۶/۲۸، پذیرش نهایی: ۸۶/۶/۱۷)

چکیده

استفاده از برگردان در حوزه بسامد به کمک طیف دامنه و قطبش با عنوان روش آسپو (ASPO) راه برای مدل سازی شکل موج و تعیین سازوکار زمین لرزه های محلی معرفی می شود. این روش برای تعیین تابع گرین از روش بسامد- عدد موج بهره می گیرد. برگردان روی سراسر شکل موج (از ابتدای موج P تا انتهای امواج سطحی) صورت می گیرد. هر چند این روش از طیف دامنه لرزه نگاشت ها استفاده می کند ولی به صورت محدود از قطبش موج پیکره ای نیز بهره می برد. در این مقاله سعی شده است این روش برای تحلیل یکی از زمین لرزه های ایران که در شبکه لرزه نگاری باند پهن ایران وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله ثبت شده است به کار گرفته شود. برای این منظور زمین لرزه ۴ اسفند ۱۳۸۳ که در منطقه داهوئیه زرنده رخ داد، انتخاب شد. لرزه نگاشت های ایستگاه های شبکه لرزه نگاری باند پهن پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله در فواصل ۹۱ تا ۴۵۹ کیلومتر به عنوان داده مشاهده ای مورد استفاده قرار گرفته است. محدوده طیف بسامدی به کار گرفته شده بین ۰/۰۱ تا ۰/۰۸ هرتز است. در این پژوهش، ابتدا، مقادیر متفاوت امتداد، شیب، ریک و تابع خطا محاسبه شد. سپس با استفاده از کمترین مقدار تابع خطا، مقادیر بهینه امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رویداد تعیین شد. استفاده از قطبش موج P حداقل یکی از ایستگاه ها در این مرحله جواب ریک را بهینه می کند، ولی بهتر است که از قطبش در ایستگاه های گوناگون استفاده شود. بهترین برازش بین طیف مشاهده ای و شبیه سازی شده در ژرفای ۴ تا ۵ کیلومتر حاصل شد. مقادیر امتداد، شیب و ریک به ترتیب ۲۶۶، ۳۸ و ۱۰۶ درجه به دست آمد. این نتایج با سایر بررسی های مستقل قابل مقایسه است.

واژه های کلیدی: سازوکار کانونی، زمین لرزه داهوئیه زرنده، روش آسپو (ASPO)

۱ مقدمه

این پژوهش تلفیقی از برگردان شکل موج در حوزه بسامد و قطبیت اولین حرکت موج است. این روش را زاهرادینیک و همکاران در ۲۰۰۱ پیشنهاد کردند و روی زمین لرزه های محلی سال ۱۹۹۹ آتن به کار گرفتند، (زاهرادینیک، ۲۰۰۲). این روش به طور خلاصه آسپو (ASPO, Amplitude Spectra and Polarities) نام گرفت که تلفیقی از استفاده از طیف دامنه و قطبش موج P است. هدف از این بررسی معرفی روش آسپو و کاربرد آن روی یکی از زلزله های ایران است. زمین لرزه ای با بزرگی $M_s = 6/4$ در منطقه داهوئیه زرنده کرمان در

روش های تعیین سازوکار زمین لرزه ها با کمک لرزه نگاشت ها به دو دسته عمده تقسیم می شوند، روش اول استفاده از قطبیت اولین حرکت امواج است که هنوز هم از روش های متداول تعیین سازوکار کانونی زمین لرزه ها به شمار می رود (اسنک، ۲۰۰۳). روش دوم استفاده از تحلیل شکل موج و یا برگردان تانسور گشتاور ممان امواج لرزه ای است که در دو حوزه زمان و بسامد صورت می گیرد (اودیاس، ۱۹۹۹؛ درگر، ۲۰۰۲؛ هرمن، ۲۰۰۲؛ جاست و هرمن، ۱۹۸۹؛ شمالی و اسلونگا، ۲۰۰۰؛ زاهرادینیک و همکاران، ۲۰۰۱). روش مورد استفاده در

می‌شود که در مجموع دربرگیرنده هشت پارامتر است. در صورتی که چشمه غیر نقطه‌ای در نظر گرفته شود، پارامترهای دیگری نیز منظور می‌شود که مشخص‌کننده تابع چشمه زمین‌لرزه خواهد بود. در حالت کلی برای چشمه نقطه‌ای به پیروی از آکی و ریچاردز (۱۹۸۰) جابه‌جایی کشسان در حوزه زمان یک هم‌آمیخت بین تانسور گشتاور لرزه‌ای و مشتق تابع گرین به صورت معادله (۱) است،

$$U_k(t) = M_{ij}(t) * G_{ki,j}(t) \quad (1)$$

با اعمال تبدیل فوریه روی معادله (۱)، طیف دامنه جابه‌جایی کشسان به شکل رابطه (۲) بیان خواهد شد.

$$U_k(\omega) = M_{ij}(\omega) G_{ik,j}(\omega) \quad (2)$$

حاصل ضرب تانسور گشتاور لرزه‌ای در مشتق تابع گرین مطابق رابطه (۲) بیانگر طیف دامنه شبیه‌سازی شده یا لرزه‌نگاشت مصنوعی در حوزه بسامد است. با داشتن طیف لرزه‌نگاشت مشاهده‌ای می‌توان با روش برگردان، سازوکار زمین‌لرزه را تعیین کرد. با توجه به رابطه غیرخطی طیف دامنه جابه‌جایی و مؤلفه‌های تانسور گشتاور معمولاً برای تعیین سازوکار از روش جستجوی شبکه‌ای بر روی امتداد، شیب و ریک استفاده می‌شود و در روش آسپو نیز جستجوی شبکه‌ای روی امتداد، شیب و ریک صورت می‌گیرد و لذا فقط بخش دو زوج نیروی خالص تانسور گشتاور لرزه‌ای محاسبه می‌شود. برای تعیین تابع گرین، فاصله رومرکز تا ایستگاه‌های لرزه‌نگاری در نظر گرفته می‌شود. این تابع در عمق‌های متفاوت محاسبه می‌کنند. یکی از روش‌های تولید تابع گرین که در روش‌های مدل‌سازی شکل موج استفاده می‌شود و زاهرادینیک و همکاران (۲۰۰۱) نیز از آن استفاده کرده است، روش انتگرال‌گیری بر روی عدد موج (wave number integration) است، (بوشن، ۱۹۸۱؛ هرمن و همکاران، ۱۹۸۶).

تاریخ ۴ اسفند سال ۱۳۸۳ با عرض جغرافیایی ۳۰/۷۶ درجه شمالی و طول جغرافیایی ۵۶/۷۴ درجه شرقی رخ داد (IIEES). در این زمین‌لرزه ۶۱۲ نفر کشته و تعدادی زیادی زخمی شدند. این زمین‌لرزه را ایستگاه‌های لرزه‌نگاری جهانی و داخلی ثبت کرده‌اند (USGS, IIEES, irsc). در این بررسی از نگاشت‌های ثبت شده با شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. سازوکار این زمین‌لرزه با روش آسپو بررسی و جواب‌های به‌دست آمده با جواب‌های مستقل دیگر مقایسه شده است.

۲ مبانی نظری

مشخصات چشمه زمین‌لرزه معمولاً با چهار پارامتر تعیین می‌شود که عبارت‌اند از مختصات رومرکز (ϕ, λ) ، عمق کانون (h) و زمان وقوع زمین‌لرزه (t_0) در تعیین سازوکار زمین‌لرزه‌ها این پارامترها دانسته فرض می‌شوند، هر چند در بعضی از روش‌ها عمق و یا همه پارامترها بعداً تعیین می‌شوند. اندازه زمین‌لرزه با بزرگی M به صورت مستقل تعیین می‌شود ولی در بسیاری از روش‌ها، گشتاور لرزه‌ای M_0 به عنوان بخشی از سازوکار ارزیابی می‌شود. ساده‌ترین مدل‌های سازوکار چشمه زمین‌لرزه‌ای، مدل‌هایی با چشمه نقطه‌ای‌اند. برای یک تغییر مکان برشی خالص، از مدل نیروی دو زوجی خالص (pure double couple force) هم ارز استفاده می‌کنند. در حالت عمومی‌تر چشمه زمین‌لرزه را می‌توان با پنج مؤلفه گشتاور لرزه‌ای M_{ij} (برای چشمه برشی منحرف شده (CLVD+DC, deviatoric) و یا شش مؤلفه M_{ij} (اگر تغییر حجم وجود داشته باشد) نمایش داد. پس یک چشمه نقطه‌ای با گسستگی برشی یا چشمه DC (double couple) با احتساب بزرگی آن با چهار پارامتر گسل $(M_0, \phi, \delta, \lambda)$ و چهار پارامتر دیگر برای مکان و زمان زمین‌لرزه بیان

۳ روش

روش آسپو از لرزه‌نگاشت‌های کامل یک زمین لرزه (یعنی از امواج ثبت شده شامل موج P تا انتهای دنباله امواج سطحی) استفاده می‌کند. می‌توان از هر سه مؤلفه لرزه‌نگاشت برای به‌دست آوردن طیف دامنه استفاده کرد و نیاز به انتخاب فازها روی آنها نیست. بازه زمانی مشخصی در لرزه‌نگاشت انتخاب می‌شود. با تبدیل فوریه از لرزه‌نگاشت‌های مشاهده‌ای، طیف دامنه آن برای هر مؤلفه در هر ایستگاه به‌دست می‌آید. تصحیح دستگاهی روی داده‌ها صورت می‌گیرد. توابع گرین برای ساختار پوسته یک‌بعدی با فرض چشمه نقطه‌ای با روش عدد موج محاسبه می‌شود. برای محاسبه تابع گرین مورد نیاز برخلاف روش‌های مدل‌سازی شکل موج در حوزه زمان؛ روش آسپو راحت‌تر و تصحیح دستگاهی در آن آسان‌تر است و در آن نیازی به وجود زمان وقوع دقیق و تنظیم ساختگی زمان در لرزه‌نگاشت‌های مشاهده‌ای و مصنوعی نیست. همچنین کمی کردن برازش بین طیف دامنه مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده آسان‌تر از اعمال آن برای شکل موج است. روش آسپو تابع زمانی چشمه را به‌دست نمی‌دهد، بنابراین، در محدوده پایین‌تر از بسامد گوشه کار می‌کند.

در این روش، مسئله ایجاد توازن بین خطاهای سازوکار کانونی و تابع زمانی چشمه وجود ندارد. چون عمل فیلتر کردن روی همه ایستگاه‌ها از کمترین بسامد تا بسامد گوشه براساس مقادیر کمترین بسامدهای مشاهده‌ای در هر یک از ایستگاه‌ها است، پس تابع زمانی از مجهولات مدل حذف می‌شود و جستجو صرفاً روی امتداد، شیب و ریک گسل مسبب زمین لرزه صورت می‌گیرد. در روش آسپو، جستجوی شبکه‌ای روی سه پارامتر امتداد، شیب و ریک برای ژرفاهای متفاوت صورت می‌پذیرد. این جستجو روی داده‌های نرمالیزه مشاهده‌ای و مقادیر شبیه‌سازی شده به سطح دامنه یکسان، صورت می‌گیرد. این موضوع با

تقسیم طیف مشاهده‌ای بر مقدار متوسط همه ایستگاه‌ها و مؤلفه‌ها به انجام می‌رسد. طیف‌های شبیه‌سازی شده هم به همین روش به‌طور مکرر هر سه پارامتر: امتداد، شیب و ریک مورد آزمایش نرمالیزه می‌شوند. در انتها مقدار عددی ممان به‌صورت نسبت متوسط دامنه بین طیف مشاهده‌ای و بهترین برازش طیف شبیه‌سازی شده، که دارای بُعد واحد است، محاسبه می‌شود. در روش آسپو برای کمی کردن خطای دامنه بین طیف مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده از نرم LI استفاده می‌شود که برای کاهش اثر ایستگاه‌های نزدیک، یک وزن با نسبت عکس دامنه به آن اضافه شده است (زاهرادنیک و همکاران، ۲۰۰۱).

استفاده از قطبش‌های حرکت اولیه، دو هدف را برآورده می‌کند: اول اینکه آنها محدودیتی مهم و مستقل از داده‌های دامنه را اعمال می‌کنند و دوم اینکه باعث تشخیص بین دو مقدار یکسان با اختلاف ۱۸۰ درجه برای زاویه ریک می‌شوند. در این روش فقط چند قطبش واضح مورد استفاده قرار می‌گیرد. کیفیت مدل‌سازی در هر عمق با خطای دامنه و پراکندگی پاسخ‌های قابل قبول (خطوط نودال و یا محورهای P و T) ارزیابی می‌شود. منظور از پاسخ‌های قابل قبول، جواب‌هایی است که با قطبش‌ها تطابق دارند و خطاهای دامنه آنها بین کمینه و کمینه باضافه ۵ درصد است. داشتن مقادیر مرجع خطا در محاسبات مطلوب است. (رگنوالدسون و اسلونگا، ۱۹۹۳). در این صورت می‌توان موفقیت در کمینه‌سازی را در بین زمین لرزه‌های متفاوت رده‌بندی کرد. مثلاً زاهرادنیک و همکاران (۲۰۰۱)، با استفاده از داده‌های مصنوعی این کار را عملی ساخته‌اند، ولی در هر صورت در این بررسی خطاها به طور نسبی مفهوم دارند، یعنی بررسی خطا فقط برای تعیین عمق بهینه به کار می‌رود. علاقمندان برای آشنایی بیشتر با روش ASPO به زاهرادنیک و همکاران (۲۰۰۱) مراجعه کنند. این روش برای تعیین سازوکار زمین لرزه‌های ضعیف کاربرد دارد ولی انتخاب

(GHIR) این مقدار ۱۲۰ ثانیه و ایستگاه ناین (NASN) ۱۱۰ ثانیه انتخاب شده است. نمونه لرزه‌نگاشت‌های فیلتر نشده از دو ایستگاه KRBR و BNDS در شکل ۲ آمده است.

مدل سرعتی ساختار پوسته که در این پژوهش مورد استفاده قرارگرفت و توابع گرین براساس آن تعیین شد، مدل مورد استفاده شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی مهندسی زلزله و زلزله‌شناسی (IIEES) است. این مدل دارای چهار لایه روی نیم فضا است و سرعت انتشار ۸/۰۵ کیلومتر بر ثانیه برای موج P در مرز ناپیوستگی موهو در نظر گرفته شده است (جدول ۲).

۵ سازوکار کانونی زمین‌لرزه داهوئیه

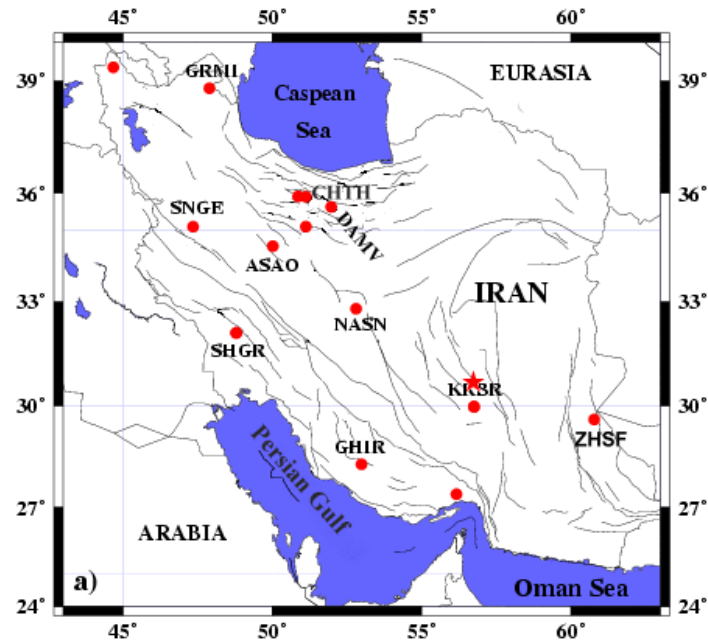
تعیین سازوکار کانونی با روش آسپو، طی چند مرحله صورت می‌گیرد. مرحله اول پردازش داده‌های مشاهده‌ای است، با توجه به اینکه داده‌های زمین‌لرزه‌ای به فرمت ساین (seisan) در دسترس است، در ابتدا داده‌ها به فرمت اسکی تبدیل شدند. این کار برای داده‌های پنج ایستگاه پژوهشگاه و سپس پنجره‌های زمانی با توجه به فاصله ایستگاه‌ها از رومرکز زمین‌لرزه تعیین شد. در این راستا پنجره‌های ۱۰۰ ثانیه برای لرزه‌نگاشت ایستگاه بندرعباس (BNDS) و زاهدان (ZHSF) و کرمان (KRBR) انتخاب شد. برای ایستگاه قیر (GHIR) این مقدار ۱۲۰ ثانیه و برای ایستگاه ناین (NASN) ۱۱۰ ثانیه انتخاب شده است. به کمک تبدیل فوریه طیف دامنه لرزه‌نگاشت‌ها فراهم شد. با توجه به فاصله نمونه‌برداری در حوزه زمان و پنجره زمانی تبدیل فوریه گسسته، گام بسامدی برابر با ۰/۰۰۶۱ هرتز به دست آمد که به خوبی نشانگر تغییرات جزئی است. قدم بعدی تصحیح دستگاهی است که با روش قطب-صفر (pole-zero) در این پژوهش به انجام رسیده است. سپس با توجه به پایین بودن سطح نوفه و بسامد گوشه، عمل فیلترکردن در بازه بسامدی ۰/۰۱ تا ۰/۰۸

زمین‌لرزه‌ای قوی در این پژوهش بدین سبب بود که بتوان نتایج را با جواب‌های دورلرز موجود مقایسه کرد و صحت عملکرد روش را مورد بررسی قرار داد. در کارهای بعدی می‌توان همین روش را برای زمین‌لرزه‌های ضعیفی که سازوکار آنها قبلاً با روش‌های دورلرز تعیین نشده است، نیز به کار برد.

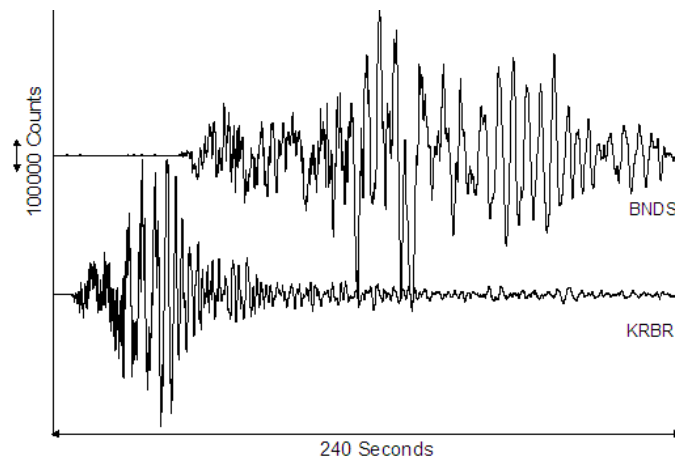
۴ داده‌ها

در این بررسی از داده‌های ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استفاده شده است. این شبکه لرزه‌نگاری تا زمان تدوین مقاله دارای ایستگاه باند پهن بوده است، (شکل ۱). لرزه‌نگارهای سه مؤلفه باند پهن از نوع CMG-3T ساخت شرکت گورا لپ است (IIEES). زمین‌لرزه‌ای با بزرگی $M_s = 6/4$ در ساعت ۵ و ۵۵ دقیقه و ۲۴ ثانیه به زمان رسمی ایران، به مختصات رومرکز طول جغرافیایی ۵۶/۷۴ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰/۷۶ درجه شمالی در عمق ۱۴ کیلومتری در تاریخ ۴ اسفند ۱۳۸۳ در منطقه عمومی داهوئیه زرنند در استان کرمان رخ داد. تعداد زیادی نفر از هموطنان در این حادثه جان باختند و تعداد زیادی مجروح شدند و خسارت‌های زیادی به منطقه وارد آمد. در این تحقیق از داده‌های ۵ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه به نام‌های اختصاری BNDS، GHIR، KRBR، NASN و ZHSF استفاده شد (شکل ۱). نزدیک‌ترین ایستگاه به رومرکز زمین‌لرزه، ایستگاه کرمان، KRBR با فاصله ۹۱ کیلومتر و بقیه ایستگاه‌ها در فاصله‌هایی از ۳۸۲ تا ۴۵۹ کیلومتر قرار دارند (جدول ۱).

به دلیل فاصله متفاوت ایستگاه‌ها تا رومرکز، از طول ثبت‌های متفاوتی برای آماده‌سازی داده‌ها در مدل‌سازی استفاده شد. طول پنجره‌ای به اندازه ۱۰۰ ثانیه از لرزه‌نگاشت‌های ایستگاه‌های بندرعباس (BNDS)، زاهدان (ZHSF) و کرمان (KRBR) انتخاب شد. برای ایستگاه قیر



شکل ۱. ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIES) با علامت دایره ● نشان داده شده‌اند. رومرکز زمین‌لرزه داهوئیه با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۲. رکوردهای فیلتر نشده مؤلفه قائم سرعت از دو ایستگاه لرزه‌نگاری کرمان (KRBR) و بندرعباس (BND).

جدول ۱. مختصات ایستگاه‌های IIES که در این تحقیق از لرزه‌نگاشت آنها استفاده شده است.

ایستگاه	محل	عرض جغرافیایی (شمالی)	طول جغرافیایی (شرقی)
BND	بندرعباس	۲۷/۳۹	۵۶/۱۷
GHIR	قیر	۲۸/۲۹	۹۹/۵۲
KRBR	کرمان	۲۹/۹۸	۵۶/۷۶
NASN	نابین	۳۲/۷۹	۵۲/۸۱
ZHSF	زاهدان	۲۹/۶۱	۶۰/۷۸

جدول ۲. ساختار سرعتی پوسته مورد استفاده در این تحقیق. این مدل در حال حاضر در شبکه IIEES برای تعیین کردن مختصات زمین‌لرزه و سایر امور پژوهشی مورد استفاده قرار می‌گیرد. D عمق برحسب کیلومتر، Vp سرعت موج P و Vs سرعت موج S برحسب کیلومتر برثانیه و ρ چگالی برحسب گرم بر سانتی‌متر مکعب است.

ρ (g/cm ³)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	D (km)
۲/۸	۳/۱۲	۵/۴	۰
۳/۳	۳/۱۴	۵/۹	۶
۳/۳	۳/۶۴	۶/۳	۱۴
۳/۳	۳/۷۶	۶/۵	۱۸
۳/۳	۴/۶۵	۸/۰۵	۴۶

در مرحله اول همه ایستگاه‌ها در مدل‌سازی دخالت داده شدند. مقدار عمق از ۲ تا ۹ کیلومتر با فاصله‌های یک کیلومتری تغییر داده شد. نمودار شکل ۴ مقدار کمینه خطا را در ژرفای کانونی ۴-۵ کیلومتر نشان می‌دهد. آزمایش‌های دیگر برای عمق‌های بیشتر از ۹ کیلومتر، نشانگر افزایش مقدار خطا است. پاسخ‌های قابل قبول با یک دسته خطوط نودال نشان داده شده است. در ابتدا با فاصله‌های ده درجه‌ای برای سه پارامتر امتداد، شیب و ریک جستجو به عمل آمد و سپس با کاهش فاصله به یک درجه به جستجوی دقیق‌تر پرداخته شد. بهترین پاسخ به صورت امتداد ۲۶۶، شیب ۳۸ و ریک ۱۰۴ درجه به دست آمد. سپس از قطبش موج اولیه ایستگاه‌های KRBR و ZHSF، به دلیل وضوح کافی در موج P استفاده شد و حالت کششی (dilatational) در محل ایستگاه کرمان و حالت فشارشی (compressional) در محل ایستگاه زاهدان مشخص شد. هر دو قطبش، جواب به دست آمده را تأیید می‌کند (شکل ۵).

در انتها گشتاور نرده‌ای (اسکالر) به مثابه نسبت دامنه‌ای میانگین میان طیف‌های مشاهده شده و بهترین طیف‌های مصنوعی محاسبه می‌شود که در اینجا برابر با 2.5×10^{18} NM به دست آمد. تحلیل خطای مدل‌سازی

هرتز صورت گرفت. آنگاه مشخصات زمین‌لرزه و مدل ساختار سرعتی پوسته به صورت فایل جداگانه‌ای مشخص شد. از ایستگاه کرمان طیف دو مؤلفه به دلیل نامناسب بودن داده‌ها حذف شد و مابقی درحکم داده تجربی آماده، در فایل جداگانه‌ای قرار گرفتند. (شکل ۳). بعد از آماده‌سازی داده‌های مشاهده‌ای، تابع گرین محاسبه شد. ورودی اولیه برای محاسبه گرین، مدل سرعتی پوسته، مطابق جدول ۲، طول پنجره که برای به دست آوردن طیف مشاهده‌ای مورد استفاده قرار گرفت و قبلاً به آن اشاره شد، مشخصات ایستگاه‌ها (جدول ۱)، و مشخصات رومرکز چشمه و بزرگی آن است (اگر به محاسبات مستقل اطمینان کافی وجود نداشته باشد مانند این بررسی مجدداً می‌توان با دقت این مختصات را به دست آورد). حال مقادیر گرین با روش انتگرال بر روی عدد موج با مختصات چشمه و فاصله رومرکز در عمق‌ها به فاصله یک کیلومتر از عمق ۲ تا ۱۷ کیلومتر به دست می‌آیند. در مرحله نهایی، فایل حاوی گرین و فایل‌های داده‌های مشاهده‌ای آماده برگردان هستند. برگردان را روی شیب‌های فرضی گسل از صفر درجه تا ۹۰ درجه، امتداد از صفر تا ۳۶۰ درجه، ریک از صفر تا ۱۸۰ درجه تغییر می‌دهیم.

درجه) دوباره یک گسلش معکوس نزدیک به جواب پیشین را نشان می‌دهد (شکل ۸)، و با هر دو قطبش در نظر گرفته شده توافق دارد.

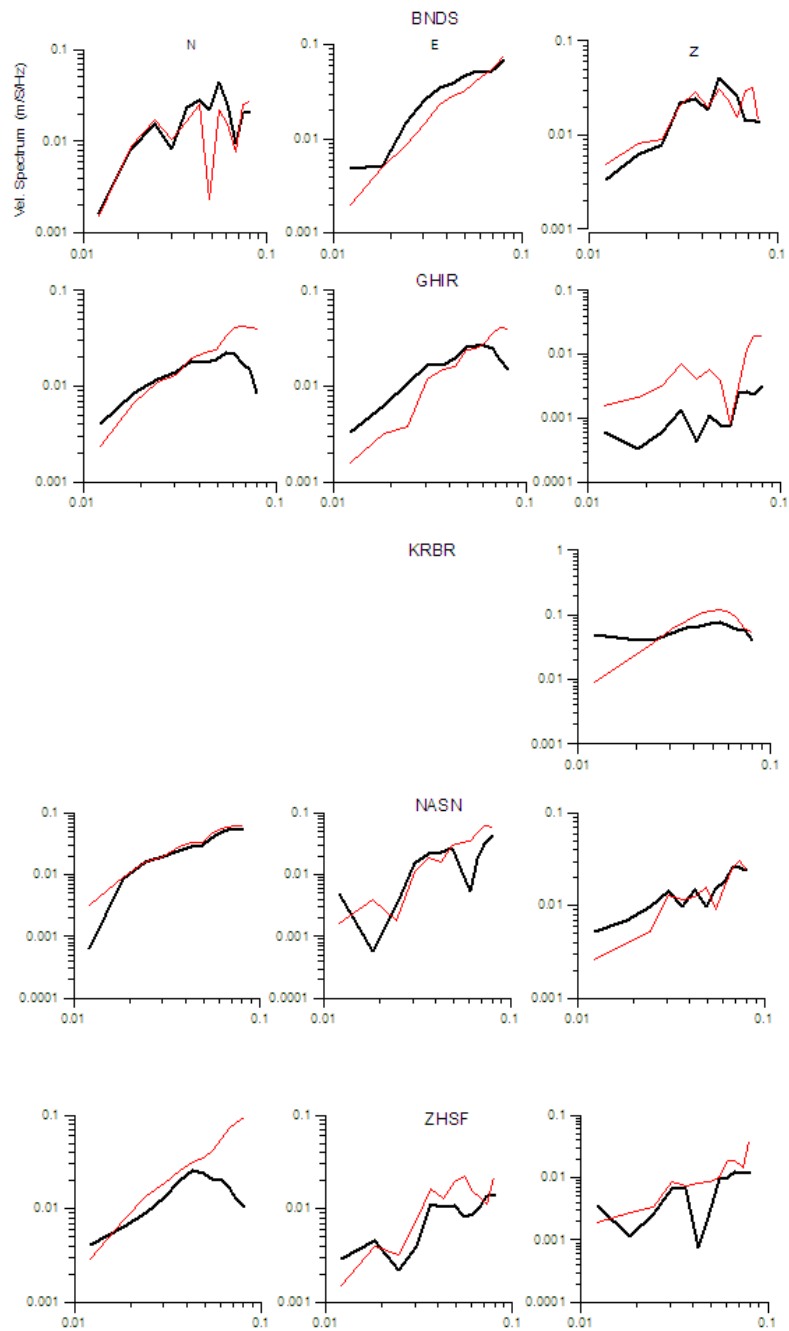
به این ترتیب با توجه به استفاده از بسامدهای کم، تأثیر مدل پوسته به حداقل می‌رسد و برای مدل ساده‌تر نیز جواب تقریباً مشابهی به دست می‌آید. در ادامه آزمایش‌هایی نیز با کاهش دادن مجموعه داده‌ها، صورت گرفت. برای مثال نتایج مشابهی از مدل‌سازی ثبت ایستگاه‌های KRBR با ZHSF حاصل آمد، ولی ترکیب ایستگاه‌های KRBR و BNDS یا ZHSF و BNDS نتیجه درستی به دست نمی‌دهد. ترکیب مؤلفه‌های افقی (شمال-جنوب) ایستگاه‌ها (بدون در نظر گرفتن ایستگاه KRBR) سازوکار کانونی نزدیکی ارائه داد، ولی با مؤلفه‌های قائم به تنهایی نتیجه مطلوب به دست نمی‌آید، (شکل ۹). هر ترکیب چهار ایستگاهه موفقیت‌آمیز است ولی ترکیب‌های کمتر از چهار ایستگاه با میزان خطای بیشتری همراهند.

در نهایت جواب به دست آمده در این روش با نتایج حاصل از گزارش دانشگاه هاروارد (HCMT) و طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) مقایسه شده است (جدول ۴). همه این بررسی‌ها یک گسلش معکوس را نشان می‌دهد. در سازوکار هاروارد امتداد ۲۶۶، شیب ۴۷، ریک ۱۰۰ درجه، عمق ۱۲ کیلومتر و مقدار گشتاور $5.2 \times 10^{18} \text{ NM}$ به دست آمده است. طالبیان و همکاران (۲۰۰۶) امتداد ۲۷۰، شیب ۶۰ و ریک را ۱۰۴ درجه، به ترتیب با خطاهای ۱۰، ۵ و ۱۵ درجه و عمق را ۷ کیلومتر با خطای ۳ کیلومتر و مقدار گشتاوری را $4.8 \times 10^{18} \text{ N.M}$ با خطای ۲۰٪ به دست آورده‌اند. مشاهدات صحرائی و تداخل‌سنجی راداری (InSAR) صفحه‌ای که به سمت شمال شیب دارد را در حکم صفحه گسل نشان می‌دهد (طالبیان و همکاران، ۲۰۰۶). در این مقاله از داده‌های بانده پهن منطقه‌ای استفاده شده است، به این ترتیب ژرفا با دقت بیشتری نسبت به داده‌های دورلرزه‌ای تعیین می‌شود.

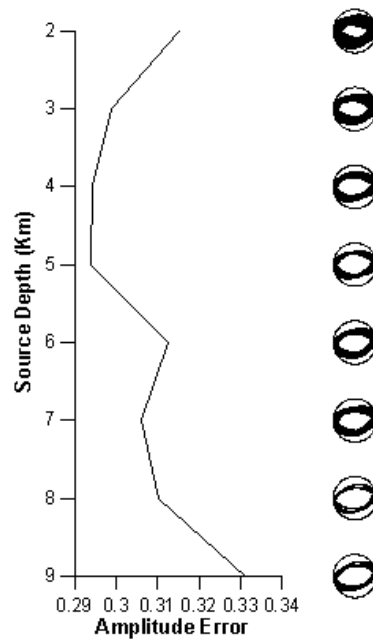
طیف دامنه برای هر دسته از پارامترهای مورد جستجو و بدون در نظر گرفتن قطبش صورت می‌پذیرد، (شکل ۶). کمینه و کمینه به‌اضافه ۵٪ خطا با چارگوش‌هایی به رنگ سرخ نشان داده شده است. این کمینه‌ها با قطبش‌ها نیز همخوانی دارند. همان‌طور که دیده می‌شود چارگوش‌ها بر کمینه منحنی نیز منطبق است، یعنی جواب نهایی پس از اعمال قطبش با جوابی که در مرحله اول مدل‌سازی دامنه حاصل شد یکسان است. به عبارت دیگر مقدار خطا با اعمال قطبش افزایش نیافته و در همان کمینه منحنی باقی مانده است.

طیف مصنوعی و مشاهده‌ای در همه ایستگاه‌ها و مؤلفه‌ها بایگدیگر مشابهت کلی دارند (شکل ۳). همان‌طوری که که انتظار داریم، طیف مصنوعی در هر مؤلفه و در هر ایستگاه با طیف تجربی هر ایستگاه و مؤلفه‌های مربوط، قابل مقایسه است. ضمناً در بسامدهای خاصی، توافق خوبی در تعدادی از ایستگاه‌ها و مؤلفه‌ها دیده می‌شود، از جمله مؤلفه شمالی-جنوبی ایستگاه BNDS و مؤلفه قائم آن تا بسامد ۰/۰۶ هرتز و همچنین مؤلفه شمالی-جنوبی ایستگاه NASN این توافق را نشان می‌دهد. علیرغم این موضوع هنوز تفاوت‌های قابل ملاحظه‌ای بین دو دسته طیف مصنوعی و مشاهده‌ای بدون پاسخ باقی می‌ماند که یکی از دلایل آن ممکن است به کار نبردن مدل ساختار پوسته بهینه باشد. به علت استفاده از طیف سرعت، مقایسه ثبت‌های زمانی در زیر بسامد گوشه گمراه کننده است، زیرا در این صورت برازش دادن یا ندادن آن در بالاترین بسامدهای مورد بررسی تفوق می‌یابد. به همین دلیل در اینجا لرزه‌نگاشت‌ها با رکوردهای زمانی شبیه‌سازی شده مقایسه نشده‌اند. برای بررسی پایداری روش، محاسبات روی یک مدل ساده دولایه نیز صورت گرفت. مدل اشاره شده بر مبنای همان مدل IIEES مطابق جدول ۳ ساخته شد.

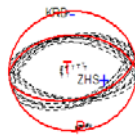
پاسخ به دست آمده (امتداد ۲۵۷، شیب ۵۲، ریک ۸۵



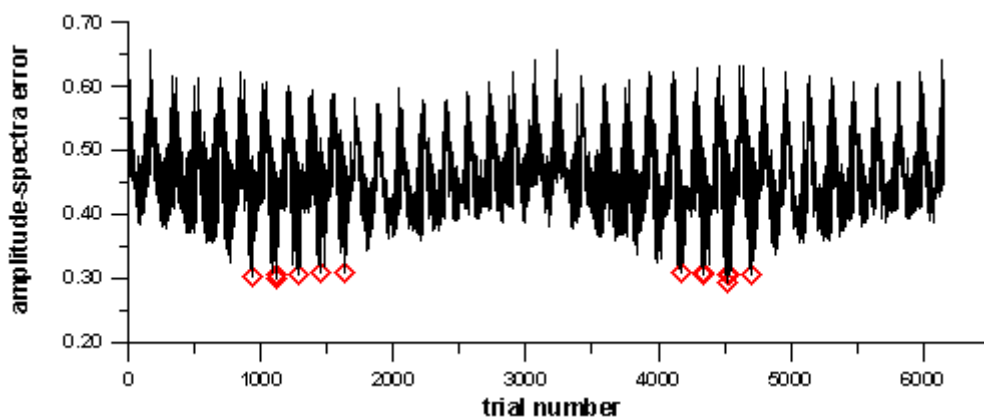
شکل ۳. رنگ سیاه: طیف‌های مشاهده‌ای به دست آمده پس از تصحیح دستگاهی و فیلترینگ. مؤلفه‌ها در همه ایستگاه‌ها روی شکل‌ها از سمت چپ به راست N، E و Z مشخص و هر ایستگاه با علامت اختصاری آن مشخص شده است (بندرعباس BNDS، قیر GHER، کرمان KRBR، نائین NASN، زاهدان ZHSF). مؤلفه N و E در ایستگاه کرمان به دلیل خرابی حذف شده است. رنگ سرخ: طیف‌های محاسبه‌ای در ایستگاه‌ها و مؤلفه‌های متفاوت، فقط در بازه بسامدی مورد استفاده (۰/۰۸-۰/۰۱ هرتر) نشان داده شده‌اند.



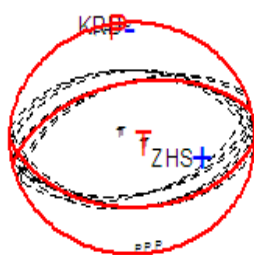
شکل ۴. نتیجه اعمال روش آسپو روی زمین‌لرزه داهوئیه. خطا برحسب عمق نشان داده شده است و در هر عمق، دسته جواب‌های سازوکار کانونی با ۵ درصد انحراف از خطای دامنه مشخص شده است.



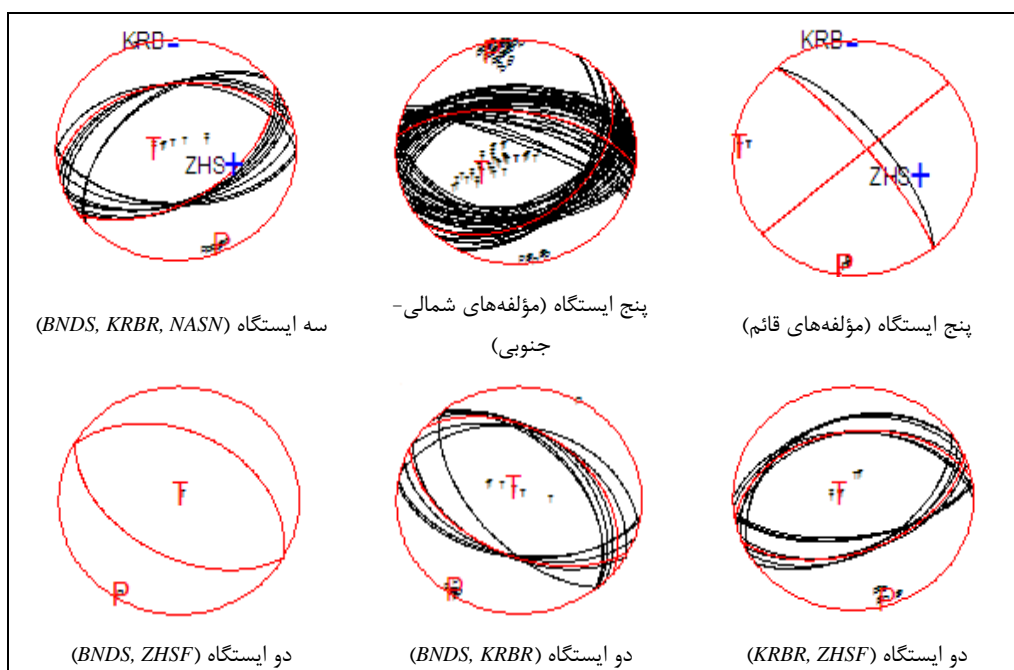
شکل ۵. سازوکار کانونی به‌دست آمده همراه با قطبش‌های دو ایستگاه. خط ضخیم بهترین جواب را نشان می‌دهد که ضمن داشتن کمترین خطا با قطبش‌ها هم موافقت دارد. خطوط نازک‌تر نشانگر جواب‌های محدوده ۵ درصد فاصله از کمینه خطا است.



شکل ۶. منحنی خطای طیف دامنه برای هر دسته مقادیر امتداد، شیب و ریک مورد جستجو. چارگوش‌ها جواب‌هایی را نشان می‌دهند که خطای آنها بین کمینه و کمینه باضافه ۵٪ قرار می‌گیرند و همچنین با قطبش‌ها همخوانی دارند.



شکل ۸ سازوکار کانونی به دست آمده با مدل پوسته ساده جدول ۳.



شکل ۹ سازوکارهای به دست آمده از چند آزمایش با محدود کردن تعداد ایستگاهها و مؤلفهها برای تعیین پایداری روش آسپو.

جدول ۳. مدل ساختاری ساده دو لایه.

چگالی (g/cm ³)	Vs (km/s)	Vp (km/s)	ژرفا (km)
۲/۸	۳/۱۲	۵/۴	۰
۳/۳	۴/۶۵	۸/۰۵	۴۶

جدول ۴. مقایسه سازوکار روش آسپو با هاروارد (HCMT) و طالبیان و همکاران (۲۰۰۶).

عمق (کیلومتر)	ریک (درجه)	شیب (درجه)	امتداد (درجه)	
۵-۴	۱۰۶	۳۸	۲۶۶	آسپو (تحقیق حاضر)
۱۲	۱۰۰	۴۷	۲۶۶	هاروارد (HCMT)
۷	۱۰۴	۶۰	۲۷۰	طالبیان و همکاران (۲۰۰۶)

۶ بحث و نتیجه‌گیری

قدردانی را داریم.

از روش آسپو می‌توان برای تعیین سازوکار کانونی از روی داده‌های محلی و منطقه‌ای به خوبی استفاده کرد. این موضوع برای زمین‌لرزه‌های ضعیف اهمیت پیدا می‌کند، از آنجا که برای این زمین‌لرزه‌ها، ایستگاه‌های ثبت‌کننده به تعداد کافی وجود ندارد، نمی‌توان از روش‌هایی که فقط مبتنی بر قطبش هستند، استفاده کرد. با این روش می‌توان زمین‌لرزه‌های ضعیف فراوانی را که در فلات ایران رخ می‌دهند و اکثراً با شبکه‌های لرزه‌نگاری کشور ثبت می‌شوند، مورد تجزیه و تحلیل قرار داد و جزئیات لرزه زمین‌ساخت هر منطقه را روشن‌تر کرد. درضمن با توجه به اینکه در این روش زمان ثبت دقیق زمین‌لرزه مورد نیاز نیست، این روش می‌تواند برای استفاده از داده‌های شتاب‌نگاری ایران که از سی سال پیش جمع‌آوری شده است، مورد استفاده قرار گیرد. نتیجه دوم اینکه در این مقاله داده‌های طیفی و قطبش منطقه‌ای موجود برای زمین‌لرزه داهوئیه زرنند، محاسبه شد، سازوکار کانونی (معکوس) نزدیک به نتیجه محاسبات دورلرزه‌ای به دست آمد و ژرفای کانونی به عمق ۴-۵ کیلومتر محدود شد. مقادیر امتداد، شیب و ریک به ترتیب ۲۶۶، ۳۸ و ۱۰۶ درجه تعیین شد. در بررسی حاضر روشن شد که روش آسپو برای زمین‌لرزه‌هایی که در ایستگاه‌ها و مؤلفه‌های بیشتری ثبت شده‌اند، جواب بهینه‌تری فراهم می‌آورد.

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از پرفسور زاهراد نیک از دانشگاه چارلز به خاطر پاسخگویی به پرسش نویسنده‌گان و در اختیار قرار دادن نرم‌افزار تشکر می‌شود، بر خود لازم می‌دانیم از آقای دکتر حسین شمالی که با مطالعه مقاله از راهنمایی لازم دریغ نکردند، تشکر کنیم. از مسئولین شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌ها نهایت

منابع

- Aki, K., and Richards, P. G., 1980, Quantitative seismology, W. 14. Freeman and Company.
- Bouchon, M., 1981, A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, B. Seismol. Soc. Am., **71**, 959-971.
- Dreger, D. S., 2002, Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INV), www.seismo.berkeley.edu/~dereger Harvard CMT catalog, <http://www.seismology.harvard.edu/>.
- HCMT <http://seismology.harvard.edu>
- Herrmann, R. B., 1975, A student's guide to the use of P and S wave data for focal mechanism determination, Earthquake Notes, **46**, 29-40.
- Herrmann, R. B., 2002, Computer Programs In Seismology, Version 3.30, Saint Louis University website, http://www.eas.slu.edu/Earthquake_Center/.
- Herrmann, R. B., and Mandal, B., 1986, A study of wavenumber integration techniques, Earthquake Note, **57**, 33-40.
- Herrmann, R. B., and Wang C. Y., 1985, A comparison of synthetic seismograms, B. Seismol. Soc. Am., **75**, 41-56.
- IIEES <http://iiees.ac.ir>
- IRSC <http://irsc.ut.ac.ir>
- Jost, M. L., and Herrmann, R. B., 1989, A student's guide to and review of moment tensors, Seism. Res. Let., **60**, 37-57.
- Kennett, B. L. N., and Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in a stratified half space, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., **57**, 557-583.
- Rognvaldsson, S. T., and Slunga, R., 1993, Routine fault plane solutions for local networks: A test with synthetic data, B. Seismol. Soc. Am., **83**, 1232-1247.
- Shomali, Z. H., and Slunga, R., 2000, Body wave moment tensor inversion of local earthquakes: an application to the South Iceland Seismic Zone, Geophys. J. Int., **140**, 63-70.
- Snoke, J., 2003, Focal Mechanism Determinations, Virginia Tech, Blacksburg, VA, USA, <http://www.geol.vt.edu/outreach/vsto/focmec>.
- Talebian, M., Biggs, J., Bolourchi, M., Copley, A., Ghassemi, A., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nissen, E., Oveisi, B., Parsons, B., Priestley, K., and Saiidi, A., 2006, The Dahuiyeh (Zarand) earthquake of 2005 February 22 in central

- Iran: reactivation of an intramountain reverse fault. *Geophys. J. Int.*, **164**, 137-148.
- Udias, A., 1999, *Principles of seismology*, Cambridge University Press.
- USGS://usgs.gov
- Zahradnik, J., 2002, Focal Mechanism of the Athens 1999 Earthquake by ASPO Method, <http://seis30.karlov.mff.cuni.cz/papers/aspo/aspo.html>.
- Zahradnik, J., Jansky, J., Papatsimpa, N., 2001, Focal mechanisms of weak earthquakes from amplitude spectra and polarities, *Pure and Appl. Geophys.*, **158**, 647-665.