

نمایش شکل منحنی کاهندگی لرزه‌ای در ناحیه تهران و برآورد ضخامت موهو از روی آن

سید خلیل متقی^{۱*}، عبدالرضا قدس^۲ و حمیدرضا سیاهکوهی^۳

^۱ کارشناس ارشد ژئوفیزیک، گروه علوم زمین، دانشگاه علوم پایه زنجان، ایران

^۲ دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه علوم پایه زنجان، ایران

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

(دریافت: ۸۶/۱۲/۱۲، پذیرش نهایی: ۸۸/۲/۲۲)

چکیده

تعیین شکل منحنی کاهندگی در یک ناحیه ناشی از ناکشسان بودن زمین و گسترش هندسی موج در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است. با استفاده از دستگاه‌های سرعت‌نگاشت شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۲۲۰ نگاشت زلزله با بزرگی بین ۳٫۲ تا ۳٫۹، رویداده در ناحیه تهران بررسی و شکل منحنی کاهندگی در این ناحیه و در بسامدهای متفاوت با استفاده از الگوریتم Robust Lowess عرضه می‌شود. از روی شکل منحنی کاهندگی و مقایسه این منحنی‌ها در بسامدهای گوناگون، اثرات ناپیوستگی‌های مهم سنگ‌سپهر نشان داده می‌شود و نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از وجود این ناپیوستگی‌ها است در ۱۰۶ و ۱۹۱ کیلومتر به دست می‌آید. در پایان از روی محل شکستگی‌ها در منحنی‌های کاهندگی اندازه ضخامت ناپیوستگی‌های کُنراد برابر با ۲۴٫۵ کیلومتر و موهو ۴۶٫۵ کیلومتر برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: منحنی کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای، ناپیوستگی موهو، ناپیوستگی کُنراد، الگوریتم Robust Lowess

Visual Presentation of Seismic Attenuation Curves in the Tehran Region and Moho Thickness Estimation through the Curves

Motaghi, S. KH.¹, Ghods, A. R.² and Siahkoochi, H. R.³

¹ M. Sc. in Geophysics, Department of Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

² Associate Professor, Department of Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³ Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 2 March 2008, Accepted: 12 May 2009)

Abstract

The central Alborz Mountains of northern Iran (Figure 1) is a zone of intense active continental deformation and is the most heavily populated region of Iran, including the mega-city of Tehran with a population of over 10 million. The region is affected by numerous active faults, some of them having great seismic potential, and documented historical seismicity. Hence, the central Alborz is a prime candidate for seismic hazard evaluation studies. The choice of ground-motion model has a significant impact on risk estimates for a distance range of 50 to 200 km within an active seismic zone such as the central Alborz.

To visualize the attenuation behavior of calculated amplitude and to find a best fit

attenuation curve, we used the statistical LOcally-WEighted regression Scatterplot Smoother (LOWESS) robust curve-fitting method of Cleveland et al. (1992). The method requires no assumptions regarding the underlying form of the relationship between amplitude of acceleration spectrum and distance. The use of a theoretical function can distort the fit by forcing a number of hinge points rather than by the natural hinge points in the data trend.

We only used 220 seismograms from 22 selected events with azimuthal gap less than 180 degrees. The data was bounded by azimuthal gap constrain to decrease successfully the radiation pattern effects on obtained spectral amplitudes. Two significant hinges are observed in 106 and 191 km. The first hinge is due to SmS phases received from Moho discontinuity beyond 106 km. The second hinge is related to the distance at which surface wave propagation becomes dominant. A small hinge was recognized in 55 km. We believe that it is because of a shallower discontinuity, possibly the Conrad discontinuity.

To find the reasons behind the existence of the hinges, we model reflection coefficient versus distance for an Earth model having the Conrad or Moho discontinuity. We can estimate the depth of discontinuities using the calculated distances for the hinges (55 and 106 km).

Using a simple model and mentioned hinges (55 and 106 km), the thickness of the Conrad and Moho are estimated as 24.5 and 46.5 km, respectively. The Moho thickness agrees well with that obtained from 1D tomography of the study region.

Key Words: Seismic attenuation curve, Moho discontinuity, Conrad discontinuity, Robust Lowess algorithm

۱ مقدمه

برگیرنده شهر تهران، یکی از پرجمعیت‌ترین شهرهای آسیا و پایتخت کشور باشد که در یک ناحیه زمین‌ساختی فعال قرار گرفته است. علاوه بر آن، شکل نمودار کاهندگی اطلاعاتی درباره زمین‌شناسی ناحیه و مرزهای ناپیوستگی پوسته که باعث انعکاس پرتوهای موج می‌شوند به ما می‌دهد (برگر و همکاران، ۱۹۸۷؛ مرو و همکاران، ۱۹۸۶) و می‌تواند قید خوبی برای مدل‌های توموگرافی یک‌بعدی منطقه باشد. همچنین نحوه کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در یک منطقه یکی از پارامترهای لازم برای هر گونه مدل‌سازی دقیق شکل موج به‌منظور به‌دست آوردن خصوصیات منبع زمین‌لرزه‌ها است.

وجود مرزهای ناپیوستگی و انعکاس موج از این مرزها بر شکل رابطه کاهندگی تاثیر می‌گذارد. در تحقیقات کاهندگی که در گذشته صورت می‌گرفت اثر

تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای در یک ناحیه و عرضۀ روابطی برای کاهندگی دامنه موج عرضی، ناشی از ناکشسان بودن زمین و گسترش هندسی، در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است (برگر و همکاران، ۱۹۸۷؛ او و هرمان، ۱۹۹۰؛ آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲؛ آتکینسن، ۲۰۰۴؛ معتضدیان و آتکینسن، ۲۰۰۵). نحوه افت انرژی امواج عرضی در یک منطقه و محاسبه کمی آن همواره مورد توجه مهندسان زلزله است چرا که بیشترین خطرات زلزله در یک منطقه، ناشی از اثرات تخریبی این امواج است (آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲). به همین دلیل یکی از داده‌های اصلی برای ارزیابی میزان خطرپذیری (آسیب‌پذیری) یک ناحیه در اثر فعالیت لرزه‌خیزی گسل‌های فعال منطقه، تعیین نحوه افت انرژی امواج عرضی در آن منطقه است. این موضوع اهمیت بیشتری می‌یابد، به‌خصوص زمانی که این ناحیه در

مدرن برازش استفاده شد. این روش برازش که Robust Lowess (کلوند، ۱۹۷۹؛ چمبرز و همکاران، ۱۹۸۳؛ تیستت، ۱۹۸۸؛ کلوند و همکاران، ۱۹۹۲) نام دارد یک روش برازش ناپارامتری است. روش‌های برازش ناپارامتری روش‌هایی هستند که در آنها برای برازش نیازی به یک مدل پارامتری، یعنی تابعی که رفتار بین متغیرها مثلاً دامنه برحسب فاصله را نشان دهد، نیست؛ بلکه تغییرات داده، تنها توسط خود داده تعیین می‌شود. در این روش برخلاف روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های پارامتری، که امروزه به‌طور معمول مورد استفاده قرار می‌گیرد، یک قید ریاضی به داده تحمیل نمی‌شود تا داده مجبور به پیروی از آن شود. استفاده از این گونه روش‌ها می‌تواند اطلاعاتی را که تا به امروز به علت لحاظ نشدن در توابع برازش شده، از چشم دور مانده‌اند و در حکم نوفه دور ریخته می‌شده‌اند، در اختیار قرار دهد. پارامتری که در این مقاله مورد بررسی قرار گرفته و براساس جزئیات مشاهده شده روی منحنی کاهندگی محاسبه می‌شود، ضخامت ناپیوستگی‌های مهم در پوسته مانند ناپیوستگی موهو است.

در این مقاله ابتدا مراحل آنالیز نگاهت‌های زمین‌لرزه برای محاسبه طیف شتاب امواج عرضی در فضای فوریه عرضه می‌شود. نتایج این تحلیل در ۱۰ بسامد بین ۱ تا ۱۳ هرتز بررسی و روند افت دامنه در فواصل گوناگون نشان داده می‌شود. با استفاده از الگوریتم Robust Lowess شکل و رفتار منحنی کاهندگی آشکار می‌شود و نقاطی که در آن روند افت دامنه با فاصله دارای تغییرات ناگهانی است (نقاط شکستگی منحنی کاهندگی) به دست می‌آید. نقاط شکستگی منحنی کاهندگی به عمق ناپیوستگی‌ها بستگی دارد (برگر و همکاران، ۱۹۸۷؛ مرو و همکاران، ۱۹۸۶). باتوجه به شباهت‌ها و تفاوت‌های منحنی کاهندگی دامنه در بسامدهای گوناگون به بحث درباره برخی خصوصیات ناپیوستگی‌های مهم که اثر خود را در

مرزهای ناپیوستگی در نظر گرفته نمی‌شود. در فواصل کمتر از ۱۰۰ کیلومتر از رومرکز زمین‌لرزه، گسترش انرژی صرفاً با امواج مستقیم در نظر گرفته شده و از تابع $1/R$ که مقدار نظری محاسبه‌شده در نیم‌فضا است استفاده می‌شود. در فواصل بیش از ۱۰۰ کیلومتر این تابع به صورت $1/\sqrt{R}$ فرض می‌شود که این نیز مقدار نظری محاسبه شده در نیم‌فضا برای گسترش امواج سطحی است (چان و همکاران، ۱۹۸۷؛ شین و هرمان، ۱۹۸۷). اما اعتبار فرض فوق با برگر و همکاران (۱۹۸۷) و او و هرمان (۱۹۹۰) که اثر فازهای انعکاسی از مرزهای ناپیوستگی در درون پوسته را بسیار قابل توجه می‌دانستند زیر سؤال بردند. این مسئله زمانی بیشتر مورد توجه (به‌خصوص مورد توجه مهندسان زلزله) قرار گرفت که آتکینسن و مرو (۱۹۹۲) در تحقیقشان در جنوب شرقی کانادا تابع گسترش هندسی در فاصله ۷۰ تا ۱۳۰ کیلومتر را به صورت $R^{0.2}$ معرفی کردند، یعنی در بازه به‌دست آمده تحت تاثیر فازهای بازتابی، به‌خصوص از مرز موهو، به‌جای کاهندگی دامنه ناشی از گسترش هندسی با تقویت دامنه روبه‌رو شدند. پس از آن شکل تابع کاهندگی که آتکینسن و مرو آن را Hinged Trilinear (سه‌خط راست به هم لولا شده) نامیدند در مناطق بسیاری به‌طور تجربی به‌دست آمد که در این میان می‌توان به تحقیق آتکینسن (۲۰۰۴)، معتضدیان و آتکینسن (۲۰۰۵)، و معتضدیان (۲۰۰۶) اشاره کرد.

بنابراین آنچه در بالا اشاره شد، شکل منحنی کاهندگی همیشه براساس نظریه‌های موجود حدس زده شده است و شکل واقعی آن، آن‌طور که طبیعت بر آن حکم می‌کند به درستی شناخته نشده است. در آن تحقیقات همواره یک رابطه که رفتار ایدئال کاهندگی موج را نشان دهد به داده برازش شده و سایر اطلاعات موجود روی منحنی کاهندگی، به‌صورت نوفه موجود روی داده‌ها به دور ریخته شده است. در این تحقیق برای مشاهده روند تغییرات منحنی کاهندگی دامنه با فاصله، از یک الگوریتم

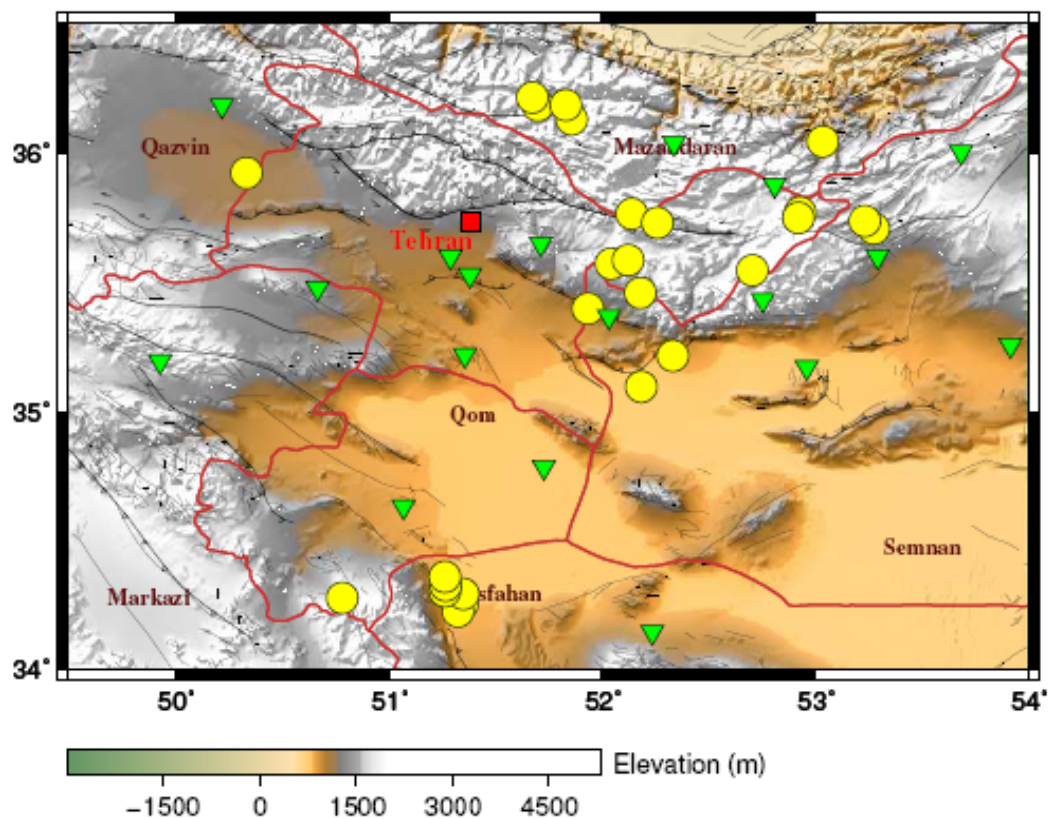
تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها روی سنگ سخت نصب شده‌اند (قدس و ثبوتی، ۲۰۰۵).

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این تحقیق در شکل ۱ نشان داده شده است. بازه جغرافیایی منطقه مورد بررسی از ۳۴ تا ۳۶ شمالی و ۵۰ تا ۵۴ شرقی است. در این تحقیق، ۲۲ زمین‌لرزه با بزرگی بین ۳٫۲ تا ۳٫۹ و با گاف پوشش سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه مورد استفاده قرار گرفت. ۲۲۰ ثبت مربوط به ۲۲ زلزله که در ۱۹ ایستگاه واقع در ۳ استان تهران، سمنان و مازندران ثبت شده‌اند، بررسی شد.

منحنی کاهندگی به‌خوبی نشان داده‌اند می‌پردازیم و با استفاده از منحنی کاهندگی، ضخامت ناپیوستگی موهو و کنراد را برآورد می‌کنیم.

۲ داده‌ها

شبکه لرزه‌نگاری رقومی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای ۱۹۹۶ آغاز به کار کرده است. این شبکه مجهز به دستگاه‌های سرعت‌نگار سه‌مؤلفه‌ای و کوتاه‌دوره از نوع Kinematics SS1 با بسامد طبیعی یک هرتز است. طیف پاسخ دستگاه نسبت به سرعت در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز یک خط با شیب تقریباً صفر است، یعنی طراحی دستگاه به گونه‌ای است که در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز شکل طیف سرعت



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های تحلیل شده در این تحقیق در ناحیه تهران. دایره‌ها موقعیت زلزله‌ها و مثلث‌ها محل ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. خطوط خاکستری محل گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

۳ آماده‌سازی داده‌ها

۱-۳ مؤلفه و پنجره سیگنال برای تحلیل

امواج عرضی به علت آنکه به‌طور معمول دامنه‌ای چندین برابر دامنه امواج طولی دارند و بیشتر ویرانی و آسیب ساختمان‌ها ناشی از این امواج است، همواره بیشتر مورد توجه مهندسان زلزله بوده‌اند. موج عرضی قابل ثبت روی یک زلزله‌نگار کوتاه دوره شامل پرتوهای مستقیم S_p ، بازتابی $S_m S$ ، سطحی L_p و انکساری S_n است که عمدتاً روی مؤلفه‌های افقی ثبت می‌شوند. تحقیقات او و هرمان (او و هرمان، ۱۹۹۰) که با استفاده از بررسی نگاشت‌های مصنوعی صورت گرفت، روشن ساخته است که عمده انرژی موج رسیده به ایستگاه با فازهای برشی که در راستای افقی حرکت می‌کنند (فازهای مؤلفه SH) حمل می‌شود و لذا مؤلفه مماسی (T) بیشترین انرژی را ثبت می‌کند. از این رو منحنی میرایی امواج عرضی از اهمیت بیشتری نسبت به مؤلفه قائم برخوردار است. همچنین استفاده از فازهای مؤلفه SH این مزیت را دارد که خطای ناشی از تبدیل فازهای S و P به یکدیگر حذف می‌شود. بنابراین مؤلفه‌های افقی E-W و N-S در امتداد رومرکز زمین‌لرزه چرخانده شد و آنالیزها روی مؤلفه T صورت گرفت. برای جدا کردن خودکار فازهای S از بقیه نگاشت، ابتدا منحنی زمان رسید فاز S_g برحسب فاصله، برای ۲۲۰ ثبت رسم شد و از روی عکس شیب، سرعت متوسط فاز S_g در ناحیه به دست آمد. پس، از این به بعد با داشتن فاصله ایستگاه از منبع، زمان رسید تقریبی فاز S_g را داریم. این کار برای زمان انتهایی کدهای S نیز تکرار شد و تقریبی از زمان انتهایی پنجره S نیز به دست آمد. برای هر نگاشت T، پنجره S از زمان رسید فاز S_g آغاز و تا جایی که تقریباً ۹۰٪ کل انرژی موج برشی در آن بازه قرار بگیرد ادامه می‌یابد (آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲). این کار حجم زیادی از نمونه‌های کم‌انرژی را که در انتهای پنجره S قرار می‌گیرند کنار می‌گذارد و مقدار محاسبات را به

صورت قابل توجهی کاهش می‌دهد.

۲-۳ تحلیل سیگنال‌ها

پس از بریدن پنجره S از بقیه ثبت، برای اجتناب از پدیده گیس و بسامدهای کاذب ناشی از قطع سری زمانی در دو انتهای پنجره، لازم است از یک نرم‌کننده (Taper) استفاده کنیم. برای این منظور نرم‌کننده کسینوسی ۵٪ مورد استفاده قرار گرفت و در دو انتهای پنجره S اعمال شد. سپس با استفاده از تبدیل فوریه گسسته طیف دامنه سرعت در بسامدهای گوناگون به دست آمد و با مشتق‌گیری از طیف سرعت در حوزه بسامد، دامنه طیف شتاب محاسبه شد:

$$a(f) = 2\pi f |V(f)| \quad (۱)$$

که f بسامد، $|V(f)|$ دامنه طیف سرعت و $a(f)$ دامنه طیف شتاب را نشان می‌دهد.

برای حذف اثر دستگاه‌های ثبت‌کننده از روی نگاشت زمین‌لرزه، از روش واهمامیخت در حوزه بسامد استفاده شد. اثر دستگاه، $I(f)$ ، از روی نگاشت با تقسیم دامنه طیف شتاب به $I(f)$ حذف شد:

$$A(f) = \frac{a(f)}{I(f)} \quad (۲)$$

در پایان از منحنی طیف شتاب در فضای فوریه در بازه‌های ۰٫۱ لگاریتمی متوسط‌گیری شد و مقدار دامنه به دست آمده به بسامد مرکزی پنجره نسبت داده شد. این کار سبب هموار شدن منحنی شتاب می‌شود. این متوسط‌گیری از طیف شتاب در هنگام محاسبه کاهندگی بدین معنا است که کاهندگی انرژی در پنجره‌های کوچک بسامدی (و نه در یک بسامد معین) مورد بررسی قرار می‌گیرد.

یکی دیگر از عوامل مزاحم موجود در طیف دامنه، اثر نوفه محیط است. برای محاسبه و حذف اثر نوفه، یک پنجره با طول مساوی پنجره S قبل از رسید اولین فاز P

متغیرها مثلاً دامنه برحسب فاصله را نشان دهد، نداریم. استفاده از این گونه روش‌ها می‌تواند اطلاعات باارزشی را که تا کنون از نظرها دور مانده روشن سازد.

در مقابل، روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های پارامتری، که به طور وسیعی مورد استفاده قرار می‌گیرند، روش‌های محاسباتی ساده و آشنایی هستند که در آنها می‌بایست رفتار داده را حدس زد و یا براساس پایه‌ای نظری، رفتار تابع را از قبل دانست. مثلاً فرض کنید که می‌دانیم رفتار تابع به صورت $y = a - b \log(x) - cx$ است. سپس با استفاده از روش‌های محاسباتی مانند روش کمترین مربعات که یک روش معکوس‌سازی است و یا روش‌های مستقیم که در آنها با تغییر ضرایب و مقایسه مقدار باقی‌مانده (تفاوت بین مقدار تجربی و مقدار محاسبه شده) برای هر مجموعه ضرایب، به دنبال ترکیبی از ضرایب هستیم که کمترین مقدار باقی‌مانده را داشته باشند. اگرچه روش‌های پارامتری برازش قابل قبولی روی داده به‌دست می‌دهند ولی ممکن است اطلاعات ارزشمندی را که روی داده وجود دارد ولی در مدل پارامتری در نظر گرفته نشده، درحکم نوفه دور بریزند. بنابراین انتخاب یک تابع به‌منزله مدلی پارامتری برای برازش کردن، همواره به صورت یک چالش مطرح است. برای مثال در تعیین منحنی کاهندگی، سال‌ها به انبوه داده‌های به‌دست آمده یک تابع دوتکه با یک نقطه شکستگی در ۱۰۰ کیلومتر برازش می‌شد. فاصله ۱۰۰ کیلومتر نشانگر تغییر نوع موج از حجمی به سطحی بود (چان و همکاران، ۱۹۸۷؛ شین و هرمان، ۱۹۸۷). اثر امواج بازتابی که قبل و بعد از ۱۰۰ کیلومتر به طور قابل توجهی حضور دارند، فقط تنها باعث انحراف جواب‌ها از مقدار واقعی می‌شد و به‌صورت نوفه در نظر گرفته می‌شد. این اشکال همان‌طور که در مقدمه گفته شد با تحقیقات نظری دقیق‌تر (و معرفی مدل Hinged Trilinear) برطرف شد؛ بدین صورت که در مدل ساده یک لایه روی نیم‌فضا (پوسته

برداشته شد. همه آنالیزهای فوق روی این پنجره نوفه نیز صورت گرفت و طیف شتاب پنجره نوفه، $N(f)$ ، محاسبه شد. سپس توان نوفه در هر بسامد از توان سیگنال کم شد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)} \quad (۳)$$

ثبت‌هایی که نسبت سیگنال به نوفه (SNR) کمتر از ۲ داشتند در مراحل بعدی مورد استفاده قرار نگرفتند و در همین مرحله حذف شدند. SNR در محاسبات به صورت زیر تعریف شد (زارع، ۱۳۸۴):

$$SNR^2 = \frac{\sum_{i=1}^n A_i^2(t) / t_s}{\sum_{i=1}^n N_i^2(t) / t_N} \quad (۴)$$

n در اینجا تعداد نمونه‌های موجود در پنجره S است. A_i دامنه نمونه i ام نگاشت در پنجره S و N_i دامنه نمونه i ام در پنجره نوفه است. t_s و t_N به ترتیب طول پنجره زمانی سیگنال و نوفه است که در انتخاب این پنجره‌ها به یک اندازه در نظر گرفته شده است.

۴ مزایای استفاده از Robust Lowess

Lowess که مخفف LOcally WEighted Scatterplot Smoother است اولین بار از سوی کلوند (۱۹۷۹) مطرح شد و سپس در ۱۹۹۲ کلوند و همکاران آن را بهبود دادند و از این زمان به بعد به‌منزله یک الگوریتم مدرن برازش به داده‌ها به‌طور گسترده‌ای در شاخه‌های گوناگون علوم چون زیست‌شناسی (یانگ و همکاران، ۲۰۰۲) و زمین‌شناسی (مک‌آرتور و هوارد، ۲۰۰۱) مورد استفاده قرار گرفت. این روش در دسته روش‌های برازش ناپارامتری قرار گرفته است و شباهت بسیاری به Smoothing Spline دارد. روش‌های برازش ناپارامتری روش‌هایی هستند که در آنها برای برازش کردن نیازی به مدل پارامتری، یعنی تابعی که رفتار بین

کمتر از ۱۸۰ درجه استفاده شد. این اثرات در زلزله‌های کوچک نیز وجود دارد که باعث تغییرات در اندازه دامنه در یک فاصله معین حول رومرکز زلزله می‌شود. از این تغییرات به منزله تغییرات کاتوره‌ای صرف نظر می‌شود و مقدار متوسط دامنه در یک فاصله با متوسط‌گیری از مقادیر دامنه به دست آمده در آن فاصله و در سمت‌های متفاوت به دست می‌آید. برای آنکه این تغییرات واقعاً کاتوره‌ای باشند و متوسط آنها متوسط واقعی دامنه را به ما بدهد، لازم است که زلزله‌ها با یک پوشش سمتی مناسب در ایستگاه‌ها ثبت شده باشند؛ به عبارت دیگر با افزودن این قید در انتخاب داده، اثرات الگوی تابش و سازوکار گسل با کمک متوسط‌گیری با دقت زیادی از روی دامنه حذف می‌شوند. لذا برای آنکه نهایت دقت در محاسبه منحنی‌های کاهندگی به عمل آمده باشد از ۲۲۰ لرزه-نگاشت که مربوط به زلزله‌هایی با گاف سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه است استفاده شد. این عمل پراکندگی را تا حد خوبی کاهش می‌دهد و تغییر در روند داده‌ها به راحتی حتی با چشم در آنها دیده می‌شود. در شکل ۲-الف و ۲-ب داده‌های با گپ کمتر از ۲۵۰ و کمتر از ۱۸۰ با هم مقایسه شده‌اند.

در شکل ۳ علامت‌های + آبی، دامنه به دست آمده از ۲۲۰ ثبت افقی مماسی و لوزی‌های سرخ، منحنی برآزش شده با استفاده از الگوریتم Robust Lowess است. همان‌گونه که در شکل‌ها دیده می‌شود یک کاهش شیب منحنی کاهندگی در فاصله ۵۵ کیلومتری گیرنده از منبع دیده می‌شود و پس از آن یک تخت‌شدگی دیگر از حدود ۱۰۶ کیلومتری آغاز می‌شود.

برای تفسیر این منحنی‌ها از یک شبیه‌سازی که برگر و همکاران (۱۹۸۷) عملی ساخته‌اند استفاده شده است. در این شبیه‌سازی، پس از تولید نگاشت‌های مصنوعی زمین‌لرزه، منحنی‌های کاهندگی به صورت مصنوعی محاسبه شده است (برگر و همکاران، ۱۹۸۷). در مقاله

روی گوشته) بازتاب‌های موهو نیز وارد محاسبات می‌شود، ولی اثر سایر ناپیوستگی‌ها هنوز به صورت نوفه در نظر گرفته می‌شود. در روش برآزش پارامتری تعداد نقاط شکستگی (ناشی از ناپیوستگی‌ها) در منحنی کاهندگی از قبل تعیین شده است و ما فقط به دنبال بهترین مکان برای نقاط شکستگی هستیم (آتکینسن و مرو، ۱۹۹۲).

در حالتی که داده‌ها دارای پراکندگی زیاد هستند، مقدار تابع هموار می‌شود و ممکن است تحت تاثیر نقاط اندکی که خارج از روند اکثریت داده‌ها قرار دارند (Outliers) دچار واپیچش شود و حتی جوابی غیر واقعی از برآزش به دست آید (پرس، ۱۹۹۲). در این‌گونه موارد برای غلبه بر اثر این نقاط اندک، از الگوریتم‌های Robust استفاده می‌شود. در این موارد با استفاده از یک تابع وزن که در آن، وزن هر نقطه در مرحله برآزش شدن به فاصله آن نقطه تا روند داده بستگی دارد، تاثیر این نقاط را تا حد امکان کم می‌کنیم و به برخی از این نقاط دور از روند، وزن صفر می‌دهیم. توضیحات بیشتر در الگوریتم روش Lowess آمده است. شرح این الگوریتم را می‌توان در نشانی اینترنتی

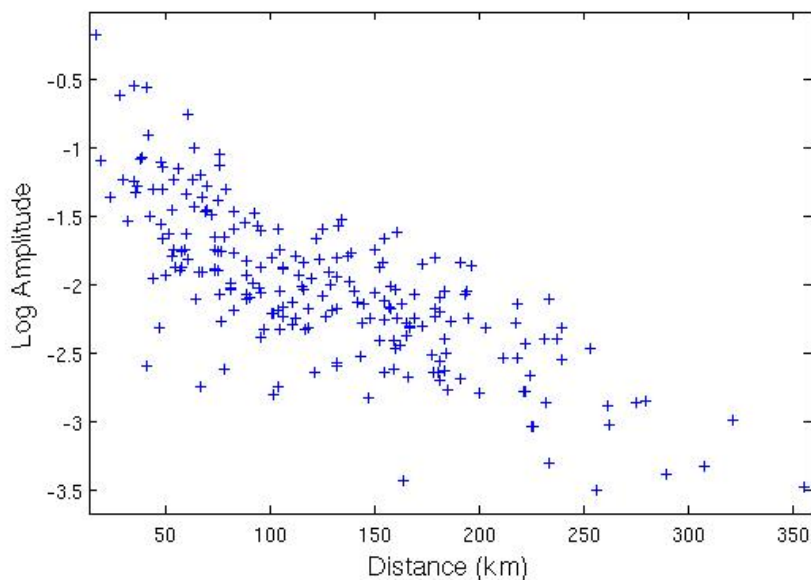
http://www.mathworks.com/access/helpdesk_r13/help/toolbox/curvefit/ch_data7.html یافت.

۵ نمایش شکل منحنی کاهندگی دامنه امواج عرضی در ناحیه تهران

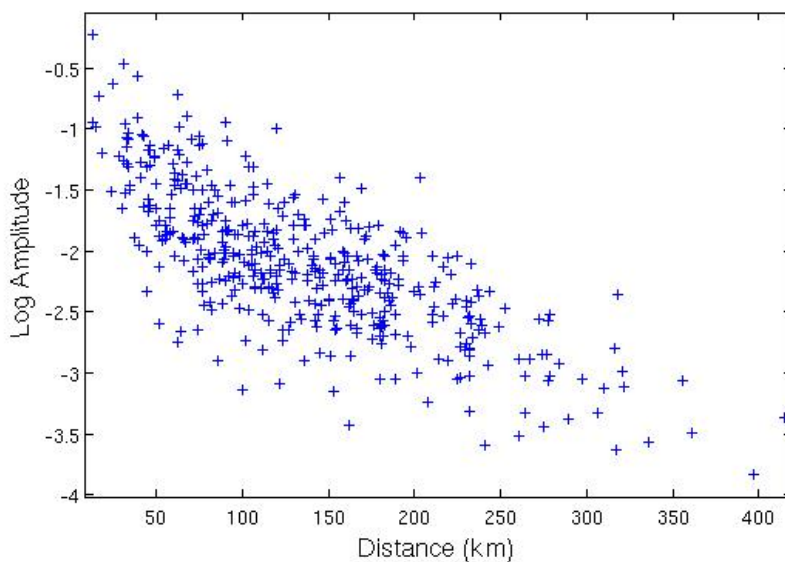
شکل منحنی کاهندگی دامنه موج عرضی برحسب فاصله در بسامدهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۸، ۱۰ و ۱۲٫۵ هرتز در شکل ۳، نمایش داده شده است. در این شکل نحوه تغییر دامنه در هر بسامد و در هر فاصله به خوبی دیده می‌شود.

برای آنکه اثر الگوی تابش و سازوکار گسل روی دامنه را به حداقل برسد، از داده‌هایی با گاف آزیموتی

یادشده نشان داده شده که سه عامل روی مکان اولین رسیدن فازهای بازتابی از مرز موهو مؤثر است. این سه عامل عبارت‌اند از ضخامت پوسته، اختلاف سرعت در دو طرف مرز موهو و عمق زمین‌لرزه‌ها.

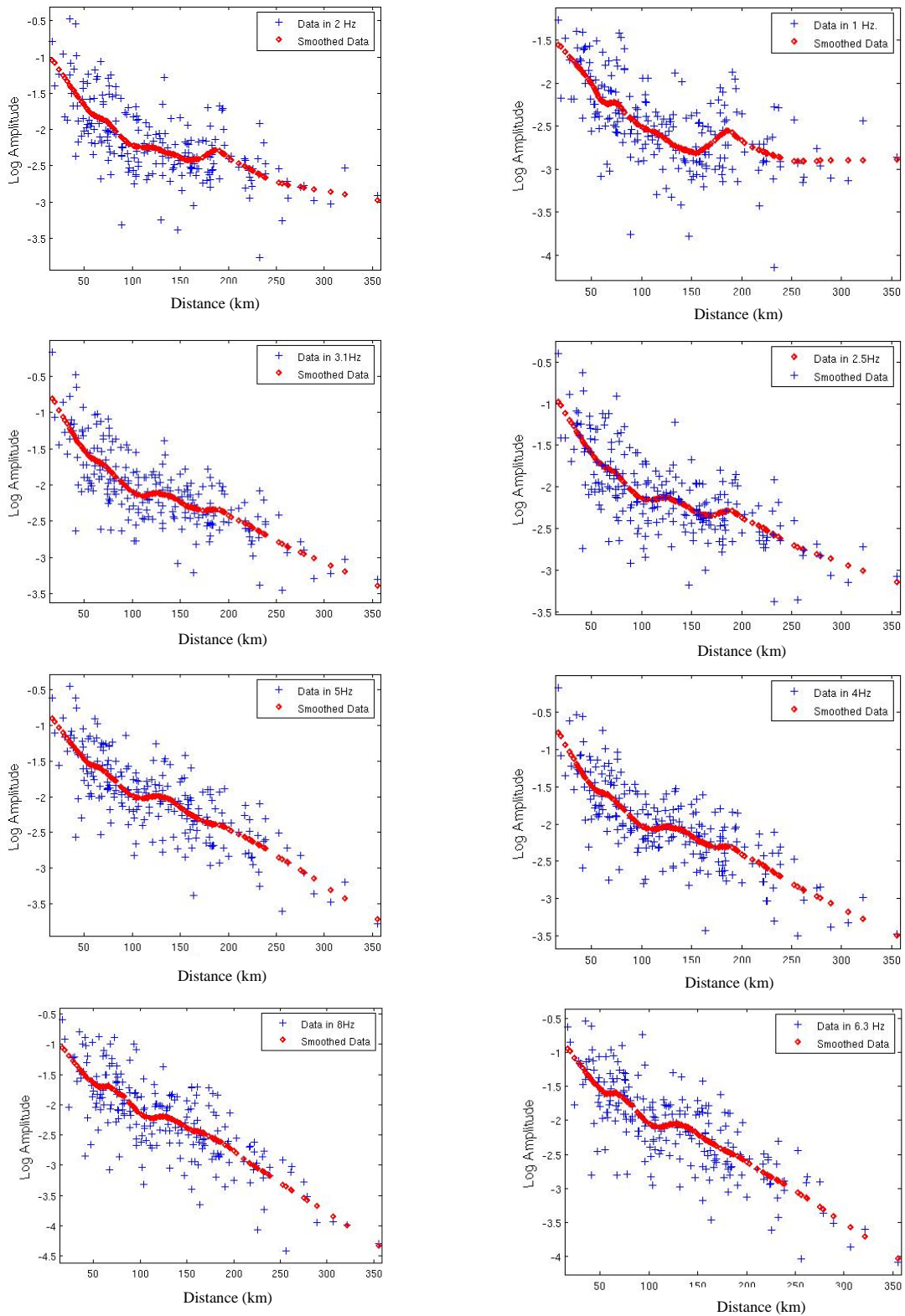


(الف)

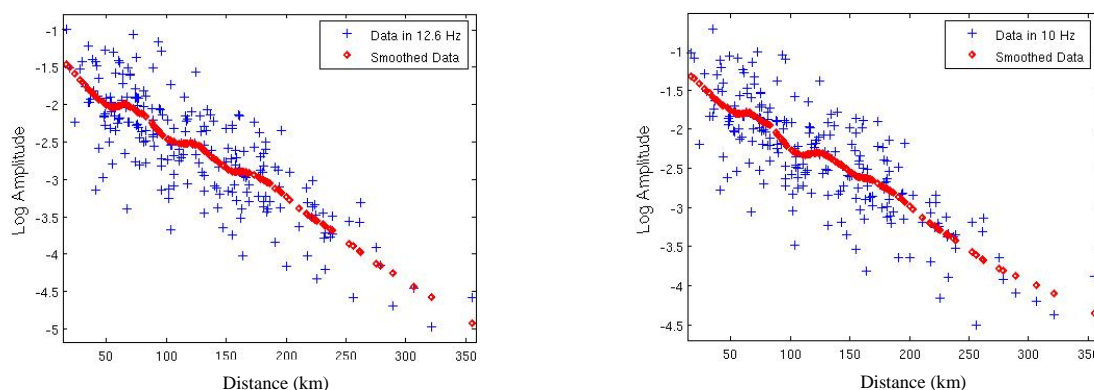


(ب)

شکل ۲. (الف) دامنه ۲۲۰ ثبت افقی مماسی در بسامد ۴ هرتز برحسب فاصله از منبع زمین‌لرزه. سه‌تکه بودن روند کاهندگی به وضوح دیده می‌شود. ثبت‌ها همگی دارای گپ کمتر از ۱۸۰ درجه هستند. (ب) دامنه ۴۸۰ ثبت افقی مماسی در بسامد ۴ هرتز برحسب فاصله. مکان شکستگی به خاطر پراکندگی زیاد به وضوح دیده نمی‌شود. گپ داده‌ها کمتر از ۲۵۰ درجه در نظر گرفته شده است.



شکل ۳. داده‌ها و شکل منحنی کاهش‌دهنده در بسامدهای ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶، ۸، ۱۰، ۱۲ و ۱۵ هرتز. + ها داده‌های خام و لوزی‌های سرخ با الگوریتم Robust Lowess ترسیم شده است. برای ترسیم این منحنی‌ها از ۲۲۰ ثبت با گپ کمتر از ۱۸۰ درجه استفاده شده است.



ادامه شکل ۳.

ناپیوستگی مهم قبل از موهو یعنی مرز کنراد می‌دانیم. این شکستگی در بسامدهای زیاد (مثلاً ۸، ۱۰ یا ۱۲٫۶ هرتز) به صورت واضح‌تری دیده می‌شود (شکل ۳). براساس رابطه (۶) و فرض‌هایی که در انتهای همین بخش آورده می‌شود، این شکستگی بایستی ناشی از یک ناپیوستگی در عمق حدود ۲۴٫۵ کیلومتر باشد.

شکستگی دوم را که از ۱۰۶ کیلومتر آغاز می‌شود مربوط به فازهای بازتابی از مرز موهو یعنی Sms می‌دانیم، این تخت‌شدگی در بیشتر بسامدها تا ۱۴۰ کیلومتر ادامه می‌یابد و پس از آن یک واپیچش شدید در منحنی کاهندگی دیده می‌شود که تا ۱۹۱ کیلومتری ادامه می‌یابد. این تغییر در روند منحنی کاهندگی را بدین خاطر واپیچش می‌خوانیم که شکل آن در بسامدهای گوناگون تغییر می‌کند (شکل ۴). در پایان، یک کاهیدگی با شیب ثابت آغاز می‌شود که مربوط به کاهندگی امواج سطحی (موج لاو) است. نحوه گسترش امواج سطحی به علت تفاوت در ماهیتشان با امواج حجمی متفاوت است و همین باعث یک شکستگی در منحنی کاهندگی در فاصله ۱۹۱ کیلومتری می‌شود.

واپیچش پیش‌گفته، در حدود ۱۵۵ کیلومتری شروع می‌شود که فقط در بسامدهای کم دیده می‌شود. این واپیچش به صورت تقویت دامنه در بسامدهای ۱ و ۲ هرتز

با فرض اینکه تفاوت عمق متوسط در ناحیه‌های مقایسه شده زیاد نیست، مکان اولین رسید فازهای بازتابی بیشتر به مدل پوسته (یعنی عامل‌های اول و دوم گفته شده) در آن ناحیه نسبت می‌دهیم. در مدل پوسته مرکز ایالات متحده، مرز موهو در عمق ۴۰ کیلومتری و سرعت در دو طرف مرز به ترتیب ۶٫۷ و ۸٫۱۵ است. منحنی کاهندگی این مدل، یک تخت‌شدگی بین ۶۰ و ۱۵۰ کیلومتر را نشان می‌دهد (برگر و همکاران، ۱۹۸۷). در مدل دوم که مربوط به کانادا است، ضخامت موهو ۴۰ کیلومتر و سرعت در دو طرف موهو ۷٫۳۵ و ۸٫۳۳ است. در این منحنی کاهندگی تخت‌شدگی بین ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر دیده می‌شود (برگر و همکاران، ۱۹۸۷). در تحقیقاتی که برای یافتن مدل سرعت در ناحیه تهران صورت گرفته (قربانی چگنی، ۱۳۸۶) ضخامت موهو ۴۸ کیلومتر و اختلاف سرعت در دو سوی آن ۷٫۳۷ و ۷٫۹۹ به دست آمده است که این مدل در مقایسه با دو مدل فوق به مدل کانادا نزدیک‌تر است و تخت‌شدگی می‌تواند با اعداد ۱۰۰ و ۲۰۰ کیلومتر که حدود نقاط ابتدا و انتها رسید فاز بازتابی را نشان می‌دهند نزدیکی بیشتری داشته باشد.

بر اساس شبیه‌سازی برگر و همکاران (۱۹۸۷)، شکستگی منحنی در ۵۵ کیلومتر بدون توضیح باقی می‌ماند که ما آن را ناشی از بازتاب‌های یک مرز

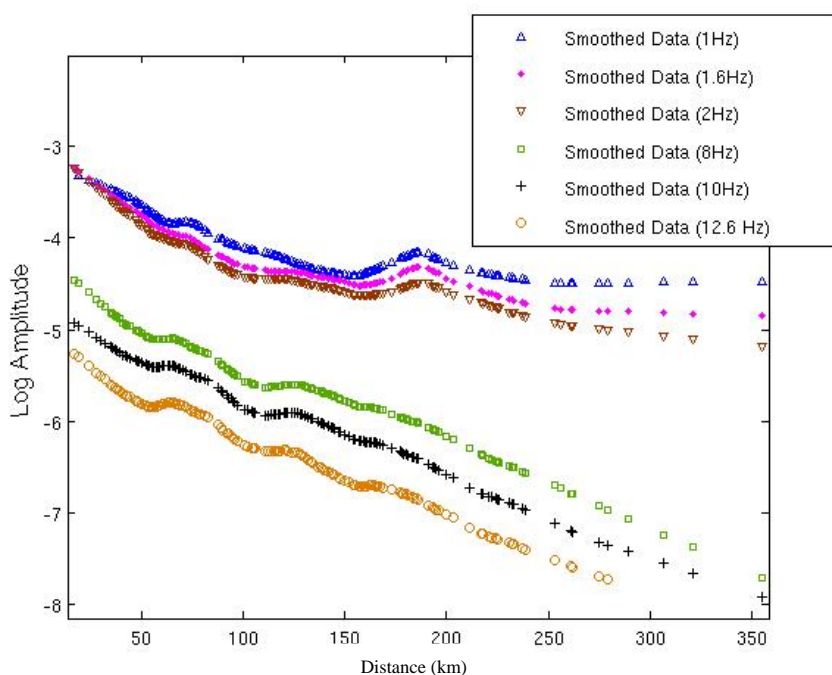
۲- ضریب پخش هندسی در تکه میانی منحنی کاهندگی، b_2 ، برخلاف ادعاهای پیشین که مستقل از بسامد در نظر گرفته می‌شد، کمیته وابسته به بسامد است. این نکته با مشاهده رفتار منحنی‌های کاهندگی در فاصله ۱۰۶ تا ۱۹۱ کیلومتر و در بسامدهای گوناگون (شکل ۴) به وضوح دیده می‌شود.

الگوریتم Robust Lowess به ما امکان مشاهده جزئیات موجود روی منحنی‌های کاهندگی را می‌دهد. از روی این جزئیات و با استفاده از ارتباط آنها یا پارامترهای مؤثر در شکل منحنی کاهندگی می‌توان به برآوردی از خصوصیات این پارامترها دست یافت. برای مثال ضخامت ناپیوستگی‌های پوسته که محل شکستگی‌های منحنی به آنها بستگی دارد، به منزله پارامتری مؤثر در شکل منحنی کاهندگی در همین مقاله مورد بحث قرار گرفته است.

به وضوح دیده می‌شود (شکل ۳) ولی از بسامد ۵ هرتز به بعد اثر آن به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. یک مقایسه بین منحنی‌های کاهندگی در شکل ۴ نشان داده شده است. این واپیچش‌ها احتمالاً ناشی از Sn در پنجره سیگنال است که در فواصل بیش از ۱۵۵ کیلومتر در پنجره S ظاهر می‌شود.

در مجموع، از نتایجی که می‌توان با مشاهده این منحنی‌ها به دست آورد می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱- فرض مدل Hinged Trilinear (سه خط راست به هم لولا شده) برای منحنی‌های کاهندگی اگر چه فرض درستی است اما دقیق نیست و در محاسباتی که شکل منحنی کاهندگی با دقت زیاد مورد نیاز است می‌توان از منحنی‌های ۵ تکه یا ۷ تکه که به واقعیت نزدیک‌ترند استفاده کرد. در فرض Hinged Trilinear از بسیاری از جزئیات صرف نظر شده است.



شکل ۴. یک مقایسه بین شکل منحنی کاهندگی در بسامدهای ۱، ۱٫۶، ۲، ۳٫۶، ۸ و ۱۰ هرتز. برای نمایش بهتر یک جابه‌جایی روی مقدار دامنه‌ها داده شده است تا منحنی‌ها روی هم قرار نگیرند. مقایسه منحنی‌های کاهندگی در بسامدهای گوناگون نشان می‌دهد که رفتار آنها در فاصله ۵۵ کیلومتر و ۱۰۶ کیلومتر مشابه است ولی در فاصله ۱۵۵ کیلومتر رفتار متفاوتی دارند.

۶ دلایل مشاهده شکستگی در منحنی کاهندگی و

محاسبه ضخامت ناپیوستگی‌ها

برای توجیه وجود شکستگی‌ها در منحنی کاهندگی ضرایب بازتابی موج S_H برحسب زاویه بحرانی ترسیم شد. این ضرایب برای یک مدل ساده یک لایه روی نیم‌فضا در شکل ۶ نشان داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، یک افزایش شدید دامنه موج بازتابی در زاویه بحرانی دیده می‌شود. این افزایش شدید به این معنا است که دامنه امواج بازتابی در نگاشت‌های ثبت شده به طور ناگهانی افزایش می‌یابند و این افزایش در فاصله‌ای که متناظر با زاویه بحرانی است رخ می‌دهد. روابط هندسی مربوط به این فاصله در رابطه (۶) آورده می‌شود. به همین دلیل است که با داشتن مقادیر دقیق نقاط شکستگی، می‌توان درباره ضخامت ناپیوستگی‌ها صحبت کرد.

با استفاده از یک مدل سرعت که مقدار سرعت متوسط در پوسته و لایه زیرین مرز موهو را به ما بدهد و مشاهده فاصله اولین رسید فازهای بازتابی Sms (این فاصله با علامت R نشان داده می‌شود) که باعث تخت‌شدگی منحنی کاهندگی می‌شود می‌توان به برآوردی از عمق موهو دست یافت. اگر متوسط سرعت در پوسته را 64 و سرعت در لایه زیرین مرز موهو را 799 در نظر بگیریم (قربانی چگنی، ۱۳۸۶)، آن‌گاه با فرض اینکه بیشینه بازتاب موج از مرز ناپیوستگی سرعت، تحت زاویه بحرانی به سطح می‌رسد (لی و والاس، ۱۹۹۵) (شکل ۶) و با در نظر گرفتن هندسه ساده پرتوی موج بازتابی (شکل ۵)، می‌توان ضخامت مرزهای ناپیوستگی را محاسبه کرد. این محاسبه از روی R و زاویه بحرانی طبق رابطه (۵) صورت می‌گیرد و h به دست می‌آید. زاویه بحرانی با فرض مدل ساده یک لایه روی نیم‌فضا از رابطه

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

و برابر با (درجه)

$i_c = 52.87$ به دست می‌آید که در آن V_1 و V_2 سرعت متوسط موج در پوسته و لایه بالایی گوشته است. اکنون با داشتن زاویه بحرانی i_c مقدار ضخامت متوسط موهو (h) از روی فاصله اولین رسید فاز بازتابی ($R=106$) و با استفاده از رابطه (۵) به دست می‌آید. مقدار h محاسبه شده برابر 40 کیلومتر به دست می‌آید که در مقایسه با 48 (قربانی چگنی، ۱۳۸۶) عدد کوچکی است.

$$h = \frac{R/2}{\tan(i_c)} \quad (5)$$

با اعمال اثر تصحیح عمق که مقدار متوسط آن در بانک داده‌های ما برابر با $H=18.7$ کیلومتر است، رابطه فوق به شکل زیر به دست می‌آید:

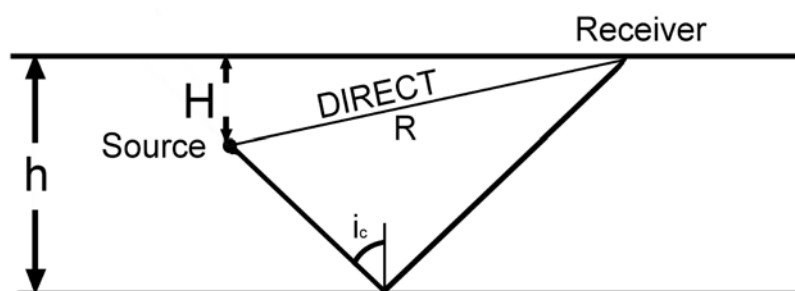
$$h = \frac{(R^2 - H^2)^{0.5} + (H \times \tan(i_c))}{2 \tan(i_c)} \quad (6)$$

مقدار محاسبه شده از این رابطه برابر با 46.4 کیلومتر است که همخوانی بسیار خوبی با مقدار به دست آمده برای این ناحیه به روش معکوس‌سازی (48.2 کیلومتر) دارد. البته این روش همچنان به منزله یک تقریب مرتبه اول باقی می‌ماند که در آن از همه پیچیدگی‌های موجود در پوسته زمین و مرز موهو چشم‌پوشی شده است. با در نظر گرفتن خطای حدود 5 کیلومتر در تعیین عمق زمین‌لرزه، اندازه ضخامت پوسته دارای خطای $3 \pm$ کیلومتر است.

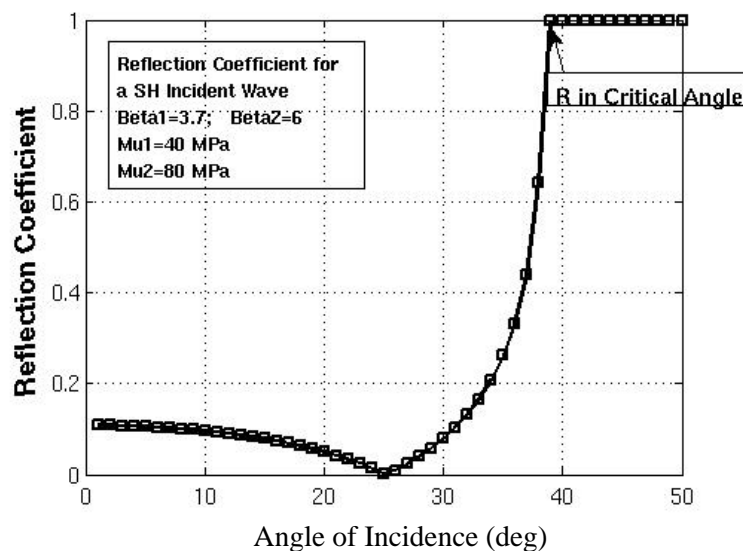
ثبوتی و ارکانی‌حامد (۱۹۹۶) با استفاده از مدل‌سازی عددی به بررسی تغییر شکل در پوسته ایران پرداخته‌اند. نتایج آنها نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در امتداد رشته کوه البرز برابر با 45 کیلومتر است. جوان دولوئی و روبرتز (۲۰۰۳) با استفاده از روش تابع گیرنده و با استفاده از داده‌های شبکه بلند دوره ایران (ILPA) ضخامت موهو را در ناحیه جنوب غرب تهران 47 ± 2 کیلومتر برآورد

در مدل چگنی و همکاران یک اختلاف سرعت مهم در عمق ۳۰ کیلومتری دیده می‌شود. جوان دولوئی و روبرتز (۲۰۰۳) هم یک اختلاف سرعت قابل توجه در ۳۰ کیلومتر مشاهده کرده‌اند که نتایج هر دو تحقیق و این مقاله وجود یک مرز ناپیوستگی سرعت قبل از موهو را در ناحیه تهران تایید می‌کند.

کرده‌اند. علاوه‌براین، صدودی و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از روش تابع گیرنده یک نقشه برای ضخامت موهو در زیر تهران عرضه کرده‌اند و در آن ضخامت متوسط پوسته در زیر البرز مرکزی ۴۸ کیلومتر به دست آمده است. همه این تحقیقات، مقدار ضخامت موهو، محاسبه شده در بالا، را تایید می‌کنند. اگر رابطه (۶) را با فاصله ($R=55$) محاسبه کنیم $h=24.5$ به دست می‌آید.



شکل ۵. هندسه مسیر پرتوهای مستقیم و بازتابی. رابطه (۵-۱) بدون در نظر گرفتن اثر عمق و رابطه (۶-۱) با در نظر گرفتن اثر عمق منبع موج برای ضخامت یک لایه روی نیم‌فضا نوشته شده است.



شکل ۶. ضرایب بازتاب موج S_H برحسب زاویه بحرانی برای یک مدل یک‌لایه روی نیم‌فضا. افزایش شدید دامنه موج بازتابی در زاویه بحرانی دیده می‌شود.

۷ نتیجه گیری

در این تحقیق برای حذف اثراتی چون جهت پذیری و حذف اثر منبع از روی دامنه موج عرضی، از زلزله‌هایی با بزرگی بین ۳٫۲ و ۳٫۹ استفاده شد. استفاده از ثبت‌های دارای گاف مکان‌یابی کمتر از ۱۸۰ درجه، پراکندگی داده را به طور قابل توجهی کاهش و در حذف اثر الگوی تابش و سازوکار گسلش بسیار مؤثر واضح شد. پس از آن با استفاده از الگوریتم Robust Lowess شکل نمودار کاهندگی در ناحیه بدون آنکه برای برازش کردن هیچ قید ریاضی روی داده قرار داده شود، به دست آمد و از روی آن اثر ناپیوستگی موهو مشاهده شد. یک کاهش شیب کاهندگی در حدود ۵۵ کیلومتر و پس از آن یک تخت‌شدگی دیگر در حدود ۱۰۶ کیلومتر دیده شد. کاهش شیب کاهندگی در ۵۵ کیلومتر می‌بایست به یک ناپیوستگی تند سرعت قبل از موهو مربوط باشد که ما آن را ناشی از مرز کنراد می‌دانیم. تخت‌شدگی یا شکستگی ثانویه در فاصله ۱۰۶ کیلومتری را به بازتاب‌های مرز موهو نسبت داده‌ایم. فاصله ۱۰۶ کیلومتری اگرچه در مقایسه با تحقیقات مشابه برای به دست آوردن مکان اولین رسید فاز Sms فاصله بزرگی تری است ولی با ساختار زمین‌شناسی ناحیه (محل برخورد پوسته قاره‌ای) که وجود یک مرز موهو در عمق بیش از ۴۰ کیلومتر را شامل می‌شود، همخوانی دارد. یک واپیچش شدید در شکل منحنی کاهندگی از فاصله حدود ۱۵۵ کیلومتر شروع شده است که تنها در بسامدهای کم دیده می‌شود. این تقویت در بسامدهای ۱، ۱٫۶ و ۲ هرتز به وضوح دیده می‌شود ولی از بسامد ۵ هرتز به بعد اثر آن به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد. این واپیچش‌ها احتمالاً به سبب حضور موج Sn در پنجره سیگنال در فواصل بیش از ۱۵۵ کیلومتر ایجاد شده است. از فاصله ۱۹۱ کیلومتر به بعد یک تغییر روند کاهندگی مشاهده می‌شود که ناشی از تغییر شکل موج از حجمی به سطحی است.

از نتایجی که از نمایش منحنی‌های کاهندگی با استفاده از الگوریتم Robust Lowess به دست آمده است می‌توان به این موارد اشاره کرد که ۱- فرض شکل Hinged Trilinear (سه خط راست به هم لولا شده) برای منحنی‌های کاهندگی اگر چه فرض درستی است اما دقیق نیست و در محاسباتی که شکل منحنی کاهندگی با دقت بالا مورد نیاز است می‌توان از منحنی‌های ۵ تکه یا ۷ تکه که به واقعیت نزدیک‌ترند استفاده کرد. در فرض Hinged Trilinear از بسیاری از جزئیات صرف نظر شده است.

۲- ضریب پخش هندسی در تکه میانی منحنی کاهندگی، b2، برخلاف ادعاهای پیشین که مستقل از بسامد در نظر گرفته می‌شد، کمیتی وابسته به بسامد است. این نکته با مشاهده رفتار منحنی‌های کاهندگی در فاصله ۱۰۶ تا ۱۹۱ کیلومتر و در بسامدهای گوناگون به وضوح دیده می‌شود.

۳- الگوریتم Robust Lowess به ما امکان مشاهده جزئیات موجود روی منحنی‌های کاهندگی را می‌دهد. از روی این جزئیات و با استفاده از ارتباط آنها با پارامترهای مؤثر در شکل منحنی‌های کاهندگی می‌توان به برآوردی از خصوصیات این پارامترها دست یافت. ضخامت ناپیوستگی‌های پوسته که محل شکستگی‌های منحنی به آنها بستگی دارد به منزله یک نمونه از اطلاعاتی که با داشتن شکل منحنی کاهندگی می‌توان به دست آورد، محاسبه شد. اندازه ضخامت ناپیوستگی کنراد در ناحیه تهران ۲۴٫۵ کیلومتر و برای موهو ۴۶٫۵ کیلومتر به دست آمد که در مورد مرز موهو همخوانی بسیار خوبی با سایر تحقیقاتی که در این ناحیه صورت گرفته است دیده می‌شود.

تشکر و قدردانی

از دکتر داریوش معتضدیان (دانشگاه کارلتون کانادا)، دکتر فرانک کروگر (دانشگاه پتسدام آلمان)، دکتر فرهاد ثبوتی و آقایان هادی رحمانی و روح... عسکری به خاطر

- 1992, Local regression models, in Chambers, J. M., and Hastie, T., eds., *Statistical Models in S*, Pacific Grove, California, Belmont, CA, Wadsworth and Brooks/Cole, 309–376.
- Doloei, J. and Roberts, R., 2003, Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver functions: *Tectonophysics.*, **364**, 115–133.
- Ghods A. and Sobouti, F., 2005, Quality assessment of seismic recording: Tehran seismic telemetry network: *Asian Journal of Earth Sciences*, **25**, 687–694.
- Hesami, H., Jamali, F. and Tabassi, H., 2003, Major Active Fault of Iran, *International Institute of Earthquake Engineering and Seismology*, Tehran, Iran.
- Lay, T. and Wallace, T., 1995, *Modern Global Seismology*, Academic Press.
- McArthur J. M. and Howarth, R. J., 2001, Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age: *Journal of Geology*, **109**, 155–170.
- Mereu, R., Wang, D., Kuhn, O., Forsyth, D., Green, A., Morel, P., Buchbinder, G., Crossley, D., Schwarz, E., duBerger, R., Brooks, C. and Clowes, R., 1986, The 1982 COCRUST seismic experiments across the Ottawa-Bonnechere graben and Grenville Front in Ontario and Quebec: *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **84**, 491–514.
- Motazedian, D., 2006, Region-Specific Key Seismic Parameters for Earthquakes in Northern Iran: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96**, doi: 10.1785/0120050162.
- Motazedian, D. and Atkinson, G. M., 2005, Ground motion relations for Puerto Rico: *Geological Society of America bulletin, GSA*, **385**, 61–80.
- Ou, G. and Herrmann, R., 1990, A statistical model for peak ground motion from local to regional distances: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 1397–1417.
- Press, W. H., *Numerical Recipes in Fortran*, 1992, 694 pp., Cambridge University Press.
- Shin, T. and R. Herrmann, 1987, Lg attenuation and source studies using 1982 Miramichi data: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 384–397.
- Sobouti, F. and Arkani-Hamed, J., 1996, Numerical modelling of the deformation of the Iranian plateau: *Geophys. J. Int.*, **126**, 805–818.
- Sodoudi, F., Kind, R., Kamalian, N. and کمک‌ها و پیشنهادات مفیدشان قویاً سپاسگزاری می‌کنیم. از دو داور گرامی که با پیشنهادات سازنده خود باعث بهبود و تقویت این مقاله شدند ممنونیم. از آقای احسان قربانی چگنی به خاطر کمک و همراهیش در تهیه و بهبود بانک داده متشکریم. همچنین بدین‌وسیله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر در اختیار قرار دادن بانک داده مورد استفاده در این تحقیق تشکر می‌کنیم.
- منابع
زارع، م.، ۱۳۸۴، مقدمه‌ای بر زلزله‌شناسی کاربردی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، صفحه ۲۴۹.
- قربانی چگنی، ا.، ۱۳۸۶، توموگرافی لرزه‌ای یک‌بعدی برای منطقه تهران و اطراف، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مرکز تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان، ایران.
- Atkinson, G. M., 2004, Empirical attenuation of ground-motion spectral amplitudes in southeastern Canada and the northeastern United States: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**(2), 2419–2423.
- Atkinson, G. M. and Mereu, R., 1992, The shape of ground motion attenuation curves in southeastern Canada: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**(5), 2014–2031.
- Burger, R., Somerville, P., Barker, J., Herrmann, R. and Helmberger, D., 1987, The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 420–439.
- Chambers, J. M., Cleveland, W. S., Kleiner, B. and Tukey, P. A., 1983, *Graphical Methods for Data Analysis*: Belmont, CA, Wadsworth, 395 pp.
- Chun, K., West, G., Kokoski, R. and Samson, C., 1987, A novel technique for measuring Lg attenuation: results from eastern Canada between 1 to 10 Hz: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 398–419.
- Cleveland, W. S., 1979, Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots: *J. Am. Statist. Assoc.*, **74**, 829–836.
- Cleveland, W. S., Grosse, E. and Shyu, W.M.,

- Sadikhoy, A., 2004, The crust and upper mantle structure of the central Alborz (Iran) using teleseismic receiver function, EGU meeting 2004, Nice, France.
- Thisted, R. A., 1988, Elements of Statistical Computing: New York, Chapman and Hall, 427 pp.
- Yang, Y. H., Dudoit, S., Luu, P., Lin, D. M., Peng, V., Ngai, J. and Speed, T.P., 2002, Normalization for cDNA microarray data: a robust composite method addressing single and multiple slide systematic variation, *Nucleic Acids Research*, **30**(4):e15.