

٢  
٢٩٧٧٦

وزارت علوم، تحقیقات و فناوری  
مرکز تحصیلات تکمیلی در علوم پایه  
گاوزنگ - زنجان



# تعیین روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران و محاسبه کاتالوگ بزرگای $M_1$

پایان‌نامه کارشناسی ارشد

سید خلیل متقی



اساتید راهنما: دکتر عبدالرضا قدس

دکتر حمیدرضا سیاهکوهی

۱۱ / ۱۲ / ۱۳۸۶

تیر ۱۳۸۶

۶۹۷۷۶

تقدیم به:

خانواده گلم

## تشکر و قدردانی:

بر خود واجب می‌دانم تا از اساتیدِ محترمِ راهنما آقایان دکتر عبدالرضا قدس و دکتر حمیدرضا سیاهکوهی که در طول یک سال و نیم گذشته دلسوزانه مرا حمایت کردند و هدایت این پایان‌نامه را به عهده داشتند قویاً سپاسگذاری کنم. همچنین از دکتر داریوش معتضدیان (دانشگاه کارلتون کانادا)، دکتر فرانک کروگر (دانشگاه پُتسدام آلمان)، دکتر فرهاد ثبوتی و آقایان هادی رحمانی، روح‌ا... عسکری و هادی قاسمی به خاطر کمک‌ها و پیشنهادات مفیدشان و اینکه در لحظات سختِ کار، مرا تنها نگذاشتند نهایت تشکر و قدردانی خود را ابراز می‌دارم. از آقایان دکتر حسین حمزه‌لو (پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله) و دکتر ایوب کاویانی به خاطر آنکه کار را داوری کردند و با توصیه‌های خود باعث بهبود کار شدند تشکر می‌کنم. از پروفسور فرانک شربام (دانشگاه پُتسدام آلمان) به خاطر توصیه‌ها و نظریات مفیدشان بر روی این مطالعه ممنونم. از آقای احسان قربانی چگنی به خاطر کمک و همراهیش در تهیه و بهبود بانک داده متشکرم. همچنین بدینوسیله از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به خاطر آنکه بانک داده مورد استفاده در این مطالعه را در اختیار ما قرار دادند تشکر می‌کنم.

## چکیده:

تعیین منحنی کاهندگی در یک ناحیه و ارائه توابعی برای کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای ناشی از غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی موج در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است. با استفاده از دستگاه‌های سرعت‌نگاشت شبکه لرزه‌نگاری رقومی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۴۷ زلزله با بزرگی بین ۳/۲ تا ۳/۹، روی داده در ناحیه تهران بررسی و شکل تابع میرایی در این ناحیه با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess* ارائه می‌گردد. از روی شکل منحنی کاهندگی و مقایسه این منحنی‌ها در فرکانس‌های مختلف، اثرات ناپیوستگی‌های مهم لیتوسفر نشان داده می‌شود و نقاط تغییر ضریب گسترش هندسی که ناشی از وجود این ناپیوستگی‌ها است به دست می‌آید. از روی محل شکستگی‌ها در منحنی‌های کاهندگی اندازه ضخامت ناپیوستگی‌های کُنراد برابر با ۲۴/۵ کیلومتر و موهو ۴۶/۵ کیلومتر تخمین زده می‌شود. با استفاده از رگرسیون خطی، ضرائب گسترش هندسی و تابع کیفیت موج برشی برای ناحیه تهران ارائه می‌گردد. نقاط تغییر این ضرائب جهت همخوانی با فرض *Hinged Trilinear* ۱۰۶ و ۱۹۱ کیلومتر در نظر گرفته شده است. ضرائب گسترش هندسی در  $b_1=1/1$ ،  $b_2=-0/4$  و در  $b_3=0/5$  مشاهده گردیده و در نهایت تابع کیفیت موج برشی  $Q_\beta$  بر حسب فرکانس  $f$  به صورت  $Q_\beta = 121 \pm 3f^{0.68 \pm 0.02}$  ارائه می‌گردد. فاکتور کیفیت برآورد شده، با روابط تعیین شده برای سایر نقاط لرزه‌خیز همخوانی دارد.

در گام بعد، با استفاده از روابط کاهندگی دامنه و جبران این کاهندگی بر روی طیف فوریه دامنه شتاب به دنبال محاسبه طیف چشمه زمین‌لرزه‌ها هستیم. با محاسبه اندازه دامنه طیف چشمه در فرکانس ۱ هرتز و مقایسه آن با مدل چشمه برون<sup>۱</sup> سعی می‌شود تا مقدار گشتاور لرزه‌ای زمین‌لرزه‌های کوچک تخمین زده شود و بدین ترتیب بزرگی  $M_I$  به عنوان یک بزرگی متناسب با بزرگی  $M_W$  برای این زمین‌لرزه‌ها ارائه گردد. نتیجه این مطالعه یک کاتالوگ بزرگی  $M_I$  برای ۱۷۹ زلزله با بزرگی بیش از ۳ و گاف آزیموتی کمتر از ۲۵۰ درجه است که در ناحیه تهران روی داده‌اند. رابطه مشاهده شده بین دو بزرگی  $M_I$  و  $M_L$  برابر با  $M_I = 0.76M_L + 0.92$  است. همچنین کیفیت تابع میرایی انرژی امواج لرزه‌ای با استفاده از مقادیر باقیمانده در محاسبه بزرگی در این مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

<sup>۱</sup> Brune

## فهرست

چکیده.....	۴
مقدمه.....	۷

### ۱ تعیین شکل منحنی میرایی انرژی امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران

۱. ۱ مقدمه.....	۸
۱. ۲ داده‌ها.....	۱۳
۱. ۳ آماده سازی داده‌ها.....	۱۴
۱. ۳. ۱ مؤلفه و پنجره سیگنال برای تحلیل.....	۱۴
۱. ۳. ۲ تحلیل سیگنال‌ها.....	۱۶
۱. ۴ نمایش شکل منحنی میرایی با استفاده از الگوریتم <i>Robust Lowess</i> .....	۱۸
۱. ۴. ۱ مزایای استفاده از <i>Robust Lowess</i> .....	۱۹
۱. ۴. ۲ نمایش شکل منحنی میرایی دامنه امواج عرضی در ناحیه تهران.....	۲۰
۱. ۴. ۳ دلایل مشاهده شکستگی در منحنی میرایی و محاسبه ضخامت ناپیوستگی‌ها.....	۲۶
۱. ۵ محاسبه تابع میرایی.....	۲۹
۱. ۶ نتایج.....	۳۶

## ۲ محاسبه بزرگی $M_I$ برای زلزله‌های ناحیه تهران

- ۲.۱ مقدمه ..... ۳۹
- ۲.۲ تئوری روش مورد استفاده برای محاسبه  $M_I$  از روی طیف چشمه ..... ۴۴
- ۲.۳ محاسبه  $M_I$  برای ناحیه تهران ..... ۴۶
- ۲.۴ نتایج ..... ۴۹
- ۲.۵ بحث بر روی نتایج ..... ۵۰
- ۲.۵.۱ مقایسه ضرائب  $a$  و  $b$  محاسبه شده از مقیاس‌های  $M_L$  و  $M_I$  ..... ۵۰
- ۲.۵.۲ تست روابط کاهندگی انرژی از روی بزرگی‌های محاسبه شده ..... ۵۱

## ۳ نتیجه‌گیری

- ۳.۱ نتایج ..... ۵۳
- ۳.۱.۱ تعیین شکل منحنی میرایی انرژی امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران ..... ۵۳
- ۳.۱.۲ محاسبه بزرگی  $M_I$  برای زلزله‌های ناحیه تهران ..... ۵۵

## ۴ پیوست‌ها

- ۴.۱ پیوست ۱: الگوریتم روش *Lowess* ..... ۵۶
- ۴.۱.۱ تعریف ..... ۵۶
- ۴.۱.۲ مراحل اجرای الگوریتم ..... ۵۶
- ۴.۱.۳ هموار کردن با استفاده از *Robust Lowess* ..... ۵۹
- ۴.۲ پیوست ۲: کاتالوگ لرزه‌ای برای زلزله‌های بزرگتر از ۳ ریشتر در ناحیه تهران ..... ۶۰
- ۴.۳ پیوست ۳: شبیه‌سازی میرایی ذاتی ..... ۶۵
- ۴.۴ پیوست ۴: توضیح برنامه‌های نوشته شده برای پایان‌نامه و ترتیب استفاده از آنها ..... ۶۸

- مراجع ..... ۷۱

## مقدمه:

این پایان نامه از دو بخش اصلی تشکیل شده است. عنوان بخش اول پایان نامه "تعیین روابط کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران" می‌باشد. در این بخش ما به دنبال ارائه روابطی برای کاهندگی دامنه امواج عرضی ناشی از غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی امواج هستیم. داده‌های مورد استفاده در این مطالعه، داده‌های رقمی دستگاه‌های کوتاه‌دوره سه مولفه‌ای، نصب شده در شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است. در این قسمت روند ارائه مطالب به این صورت است که ابتدا مراحل آنالیز نگاشت‌های زمین لرزه برای محاسبه طیف شتاب امواج عرضی در فضای فوریه ارائه می‌شود. نتایج این تحلیل در ۱۵ فرکانس بین ۰/۵ تا ۱۳ هرترز بررسی شده و روند افت دامنه در فواصل مختلف نشان داده می‌شود. با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess*، نقاطی که در آن روند افت دامنه با فاصله دارای تغییرات ناگهانی است (نقاط شکستگی تابع میرایی) به دست می‌آید. با توجه به شباهت‌ها و تفاوت‌های منحنی میرایی در فرکانس‌های مختلف که با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess* هموار<sup>۲</sup> شده، به بحث درباره برخی خصوصیات ناپیوستگی‌های مهم که اثر خود را در منحنی میرایی به خوبی نشان داده‌اند می‌پردازیم؛ در پایان ضرایب گسترش هندسی و ضریب میرایی ناشی از ناکشسان بودن زمین با استفاده از رگرسیون خطی محاسبه شده و تابع کیفیت موج عرضی معرفی می‌گردد.

عنوان قسمت دوم پایان نامه "محاسبه بزرگی  $M_I$  برای زلزله‌های ناحیه تهران" است. هدف از انجام این کار ارائه یک مقیاس بزرگی، منطبق با بزرگی گشتاوری  $M_W$ ، برای زلزله‌های کوچک و متوسط ناحیه تهران و ارائه یک کاتالوگ لرزه‌خیزی است. در این مطالعه تعداد ۱۸۰۴ نگاشت موج عرضی برشی مورد مطالعه قرار گرفته و مقدار بزرگی برای ۱۷۹ زلزله با بزرگی بیش از ۳ و گاف آزیموتی کمتر از ۲۵۰ درجه که در ناحیه تهران روی داده‌اند ارائه می‌شود. بزرگی  $M_I$  این زمین لرزه‌ها به صورت یک کاتالوگ بزرگی و به عنوان نتیجه این مطالعه ارائه می‌گردد. با استفاده از مقادیر باقیمانده در محاسبه بزرگی  $M_I$  و مقایسه آن در فواصل مختلف، کیفیت روابط کاهندگی دامنه، که در بخش اول محاسبه شد، مورد بررسی قرار می‌گیرد.

---

<sup>2</sup> Smoothed



# فصل اول

## تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه امواج لرزه‌ای در ناحیه تهران

### ۱. مقدمه:

تعیین شکل منحنی کاهندگی دامنه موج لرزه‌ای در یک ناحیه و ارائه توابعی برای کاهندگی دامنه امواج عرضی ناشی از غیرکشسان بودن زمین و گسترش هندسی در چندین دهه اخیر همواره مورد توجه بوده است (برگر<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۸۷؛ او<sup>۴</sup> و هرمان<sup>۵</sup>؛ آتکینسون<sup>۶</sup> و مرو<sup>۷</sup> ۱۹۹۲؛ آتکینسون ۱۹۹۵؛ مارتینوف<sup>۸</sup> و همکاران ۱۹۹۹؛ آتکینسون ۲۰۰۴؛ معتضدیان<sup>۹</sup> و آتکینسون ۲۰۰۵؛ ترور<sup>۱۰</sup> ۲۰۰۶ و معتضدیان ۲۰۰۶). تعیین نحوه افت انرژی امواج عرضی در یک منطقه به شدت مورد توجه مهندسين زلزله است چون بیشترین خطرات ناشی از زلزله در یک منطقه ناشی از اثرات تخریبی این امواج است (آتکینسون و مرو ۱۹۹۲). به همین دلیل یکی از داده‌های اصلی برای ارزیابی میزان خطرپذیری (آسیب پذیری) یک ناحیه در اثر فعالیت لرزه‌خیزی گسل‌های فعال منطقه، تعیین نحوه

---

<sup>3</sup> R. Burger

<sup>4</sup> G. Ou

<sup>5</sup> R. Herrmann

<sup>6</sup> G. M. Atkinson

<sup>7</sup> R. Mereu

<sup>8</sup> V. G. Martynov

<sup>9</sup> D. Motazedian

<sup>10</sup> I. A. Trevor

افت انرژی امواج عرضی در آن منطقه است. این موضوع اهمیت بیشتری می‌یابد به خصوص زمانی که این ناحیه در برگیرنده شهر تهران، یکی از پرجمعیت‌ترین شهرهای آسیا و پایتخت سیاسی کشور باشد که در یک ناحیه زمین‌ساختی فعال قرار گرفته است. علاوه بر دلیل قبل، 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 یک بعدی منطقه باشد. همچنین نحوه کاهندگی امواج لرزه‌ای در یک منطقه یکی از پارامترهای لازم برای هر گونه مدلسازی دقیق شکل موج جهت بدست آوردن خصوصیات چشمه زمین‌لرزه‌ها است.

با دور شدن از چشمه زمین‌لرزه، انرژی چشمه به خاطر پخش هندسی و جذب در محیط تحلیل می‌رود. از عواملی که سبب جذب انرژی موج در محیط می‌شوند می‌توان به نقص در کانیها، وجود آب یا دیگر سیالات در محیط‌های متخلخل، وجود اصطکاک و تبدیل انرژی جنبشی به گرما در محیط‌های پر از شکستگی و گسلها اشاره کرد (استین<sup>۱۱</sup>، ۲۰۰۲، صفحه ۱۸۵).

وجود مرزهای ناپیوستگی و انعکاس موج از این مرزها بر شکل تابع میرایی تاثیر می‌گذارد. در مطالعات کاهندگی که در گذشته انجام می‌گرفت اثر مرزهای ناپیوستگی در نظر گرفته نمی‌شد. در فواصل کمتر از ۱۰۰ کیلومتر از رومرکز زمین‌لرزه، گسترش انرژی صرفا به وسیله امواج مستقیم در نظر گرفته شده و از تابع  $\frac{1}{R}$  که مقدار تئوری محاسبه شده در نیم فضا است استفاده می‌گردید. در فواصل بیش از ۱۰۰ کیلومتر این تابع به صورت  $\frac{1}{\sqrt{R}}$  فرض می‌شد که این نیز مقدار تئوری محاسبه شده در نیم فضا برای گسترش امواج سطحی است (چان<sup>۱۲</sup> و همکاران ۱۹۸۷، شین<sup>۱۳</sup> و هرمان ۱۹۸۷). اما اعتبار فرض فوق توسط 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 سوال رفت. این مساله زمانی بیشتر مورد توجه (به خصوص مورد توجه مهندسين زلزله) قرار گرفت که آتکینسون و مرو (۱۹۹۲) در مطالعه‌شان در جنوب شرقی کانادا تابع گسترش هندسی در فاصله ۷۰ تا ۱۳۰ کیلومتر را به صورت  $R^{0.2}$  معرفی کردند، یعنی در بازه بدست آمده تحت تاثیر فازهای انعکاسی، به خصوص از مرز موهو، به جای کاهندگی ناشی از گسترش هندسی با تقویت دامنه روبرو شدند. پس از آن

---

<sup>11</sup> Stein

<sup>12</sup> K. Chum

<sup>13</sup> T. Shin

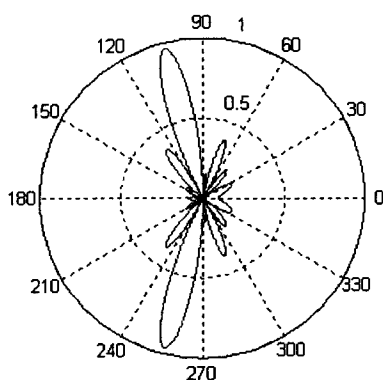
شکل تابع کاهندگی که آتکینسون و مرو آن را *Hinged Trilinear* (سه خط راست به هم لولا شده) نامیدند در مناطق بسیاری به طور تجربی بدست آمد که در این میان می‌توان به مطالعه آتکینسون (۲۰۰۴)، آتکینسون و معتضدیان (۲۰۰۵)، و معتضدیان (۲۰۰۶) اشاره نمود.

پیش از این مطالعه، بررسی‌هایی جهت یافتن تابع کاهندگی در شمال ایران انجام شده است که در این میان می‌توان به مطالعات معتضدیان (۲۰۰۶) که بر روی ۲۲ زمین‌لرزه بزرگ در شمال ایران که در ۲۶ سال گذشته در حاشیه شمالی البرز روی داده و قاسمی و همکاران (۱۳۸۴) که با استفاده از زمین‌لرزه کجور-بلده<sup>۱۴</sup> ( $M_w = 6.3$ ; ۲۰۰۴/۵/۲۸) انجام شده است اشاره کرد. در هر دو مطالعه از داده‌های شبکه شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن استفاده شده است. در مطالعه معتضدیان اگرچه از ۲۲ زمین‌لرزه استفاده گردیده ولی بیش از نیمی از رکوردهای آنالیز شده (۱۳۹ رکورد از ۲۶۰ رکورد)، رکوردهای ثبت شده از یک زمین‌لرزه یعنی زمین‌لرزه کجور-بلده است. ولی همانطور که بور<sup>۱۵</sup> (ب ۲۰۰۴) نشان داده است مقدار ماکزیمم دامنه نگاشت در یک مکان به شدت به خصوصیات ناحیه مجاور چشمه و ناحیه در مجاورت ایستگاه بستگی دارد. علاوه بر این، تغییر اندک آزیموت از آنجا که منجر به تغییر قابل ملاحظه مسیر پرتو در یک محیط سه بعدی ناهمگن می‌شود، باعث ایجاد تغییر در مقدار کاهندگی دامنه موج می‌گردد. این عدم قطعیت در تعیین دامنه می‌تواند دامنه را تا ۲ برابر (آتکینسون و مرو ۱۹۹۲) یا ۱۰ برابر (بور، ب ۲۰۰۴) بیشتر یا کمتر کند. بنابراین ارائه یک تابع کاهندگی متوسط برای تمامی ناحیه مستلزم استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه فراوان و گیرنده‌های بسیار است تا با میانگین‌گیری، اثرات مربوط به چشمه و گیرنده کاهش یافته و مقداری قابل قبول جهت تابع افت انرژی در ناحیه بدست آید. علاوه بر این، استفاده از چشمه‌های زمین‌لرزه با پراکندگی فراوان منجر به داشتن پرتوهایی می‌شود که کل منطقه را پوشش می‌دهند که همین موضوع جواب را به مقدار واقعی تا حد ممکن نزدیک‌تر می‌نماید. تفاوت قابل توجه در مقدار تابع کیفیت<sup>۱۶</sup> موج عرضی در مطالعات اشاره شده در شمال ایران با وجودی که عمده داده استفاده شده در هر دو مطالعه زمین‌لرزه کجور-بلده بوده است، می‌تواند تأییدی دیگر بر عدم قطعیت‌های بیان شده باشد. معتضدیان (۲۰۰۶)

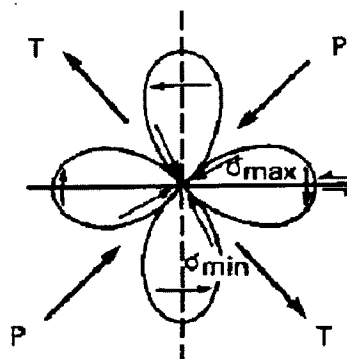
<sup>14</sup> Reference of Magnitude: Harvard Seismology, HRVD.

<sup>15</sup> D. Boore

<sup>16</sup> Quality Factor



شکل ۱-۲: اثر *directivity* بر الگوی تابش انرژی یک چشمه زمین لرزه. از این اثر در تعیین کاهندگی به علت دور شدن از چشمه یک زمین لرزه بزرگ چشم پوشی می شود!



شکل ۱-۱: الگوی تابش انرژی یک چشمه زمین لرزه. تغییر دامنه علاوه بر فاصله به آزیموت هم بستگی دارد.

و قاسمی و همکاران (۱۳۷۴) به ترتیب توابع کیفیت موج عرضی  $Q_{\beta} = 87f^{1.46}$  و  $Q_{\beta} = 90f^{0.74}$  را برای منطقه شمال ایران ارائه نموده اند.

در منطقه تهران تعداد زلزله های بزرگ بسیار محدود است و لذا تعداد رکوردهای دستگاه های شتاب نگار که تنها قادر به ثبت زمین لرزه های بزرگ هستند بسیار محدود و منحصر به چند زلزله بزرگ است. پارامترهای کاهندگی بدست آمده از این گونه مطالعات می تواند به شدت متاثر از مکانیزم گسلش و زمین شناسی ناحیه ای که در مسیر پرتوهای زلزله قرار گرفته است باشد. مقدار دامنه در یک شعاع معین حول رومرکز زمین لرزه یکسان نیست و به آزیموت ایستگاه و گسل، مکانیزم گسل و اثر جهت پذیری<sup>۱۷</sup> ناشی از جهت حرکت پارگی در امتداد گسل بستگی دارد (شکل ۱-۱ و ۱-۲). تقریباً در بیشتر مطالعات کاهندگی با وجود استفاده از زمین لرزه های بزرگ به اجبار از این اثرها به عنوان تغییرات کاتوره ای صرف نظر شده است (برای مثال آتکینسون و مرو ۱۹۹۲).

جهت رفع مشکلات بالا، در این مطالعه از ۴۷ زمین لرزه کوچک با بزرگی  $M_L$  بین ۳/۲ تا ۳/۹ استفاده شد که تقریباً چشمه نقطه ای برای آنها مناسب است. حجم زیادتر داده و پوشش همگن تر منطقه مورد مطالعه توسط پرتوهای لرزه ای زلزله های کوچک، اثر الگوی تابش و جهت پذیری را به طور قابل توجهی کاهش می دهد. انتخاب حد پایین بزرگی ۳/۲ جهت داشتن رکوردهایی با نسبت

<sup>۱۷</sup> Directivity

سیگنال به نویز قابل توجه است. پهنای کم بازه بزرگی سبب شد که پراکندگی دامنه ناشی از تفاوت بزرگی زمین لرزه، به طرز قابل توجهی کاهش یافته و نیاز ما را به نرمالایز کردن دامنه‌ها به یک سطح با بزرگی معین مرتفع نماید.

برای مشاهده روند تغییرات منحنی کاهندگی با فاصله از یک الگوریتم برازش<sup>۱۸</sup> غیرپارامتری به نام *Robust Lowess* (کلوند<sup>۱۹</sup>، ۱۹۷۹؛ چمبرز<sup>۲۰</sup> و همکاران، ۱۹۸۳؛ تیستت<sup>۲۱</sup>، ۱۹۸۸؛ کلوند و همکاران، ۱۹۹۲) استفاده شد. روش‌های برازش غیرپارامتری روش‌هایی هستند که در آنها برای برازش، نیازی به یک مدل پارامتری، تابعی که رفتار بین متغیرها مثلاً دامنه بر حسب فاصله را نشان می‌دهد، نیست؛ بلکه تغییرات داده تنها توسط خود داده تعیین می‌شود. در این روش برخلاف روش‌های برازش با استفاده از مدل‌های پارامتری، که امروزه به طور 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 مانده و به عنوان نویز دور ریخته می‌شده‌اند را در اختیار ما قرار دهد.

در این مقاله ابتدا مراحل آنالیز نگاشت‌های زمین لرزه برای محاسبه طیف شتاب امواج عرضی در فضای فوریه ارائه می‌شود. نتایج این تحلیل در ۱۵ فرکانس بین ۰/۵ تا ۱۳ هرتز بررسی شده و روند افت دامنه در فواصل مختلف نشان داده می‌شود. با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess*، نقاطی که در آن روند افت دامنه با فاصله دارای تغییرات ناگهانی است (نقاط شکستگی تابع کاهندگی) به دست می‌آید. نقاط شکستگی تابع کاهندگی به عمق ناپیوستگی‌ها بستگی دارد (برگر و همکاران (۱۹۸۷)، مرو و همکاران (۱۹۸۶)). با توجه به شباهت‌ها و تفاوت‌های منحنی کاهندگی در فرکانس‌های مختلف که با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess* هموار<sup>۲۲</sup> شده، به بحث درباره برخی خصوصیات ناپیوستگی‌های مهم که اثر خود را در منحنی کاهندگی به خوبی نشان داده‌اند می‌پردازیم. در پایان ضرایب گسترش هندسی و ضریب میرایی ناشی از ناکشسانی با استفاده از رگرسیون خطی محاسبه شده و تابع کیفیت موج عرضی معرفی می‌گردد.

---

<sup>18</sup> Fitting

<sup>19</sup> W. S. Cleveland

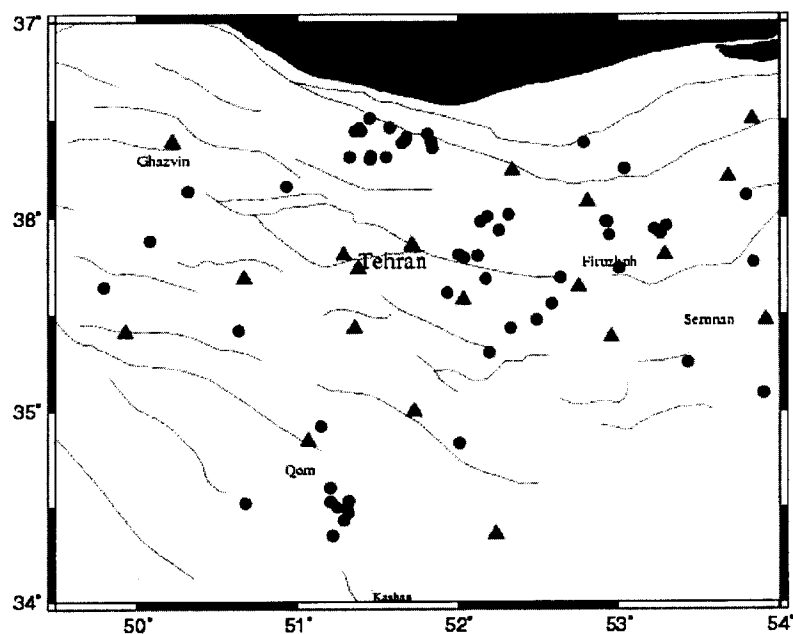
<sup>20</sup> J. M. Chambers

<sup>21</sup> R. A. Thisted

<sup>22</sup> Smoothed

## ۱. ۲ داده‌ها:

شبکه لرزه‌نگاری رقومی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از ابتدای سال ۱۹۹۶ آغاز به کار کرده است. این شبکه مجهز به دستگاه‌های سرعت نگار سه مؤلفه‌ای و کوتاه دوره<sup>۲۳</sup> از نوع Kinematics SS1 با فرکانس گوشه<sup>۲۴</sup> 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 گونه‌ایست که در بازه ۱ تا ۲۵ هرتز شکل طیف سرعت تغییر نکند. آهنگ برداشت رقومی داده، ۵۰ نمونه در ثانیه است و بیشتر ایستگاه‌ها بر روی سنگ سخت نصب شده‌اند (قدس و ثبوتی ۲۰۰۵).



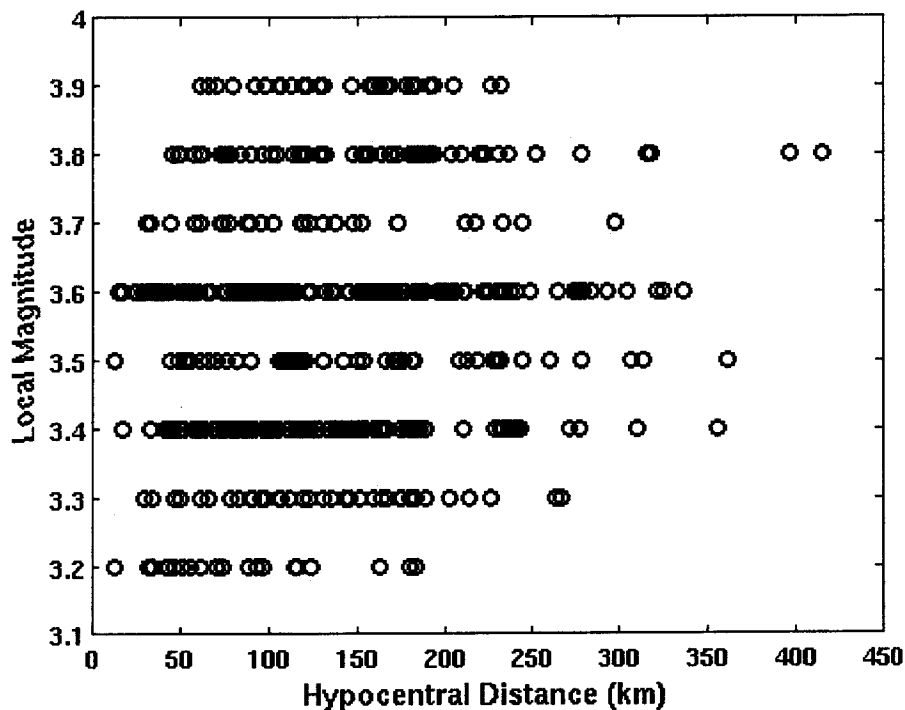
شکل ۱-۳: موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های تحلیل شده در این مطالعه در ناحیه تهران. دایره‌ها موقعیت زلزله‌ها و مثلث‌ها محل ایستگاه‌ها را نشان می‌دهد. خطوط خاکستری محل گسل‌های فعال منطقه را نشان می‌دهند. (خالدحسامی و همکاران، ۲۰۰۳)

موقعیت ایستگاه‌ها و زمین‌لرزه‌های مورد استفاده در این مطالعه در شکل ۱-۳ نشان داده شده است. موقعیت مکانی و بزرگی محلی،  $M_L$  این زمین‌لرزه‌ها با استفاده از نرم‌افزار سایزن در طول ۳ ماه مکان‌یابی و به صورت دستی تعیین شده است. این کار به منظور بهبود کیفیت بانک داده و بالا بردن دقت در تعیین مکان و بزرگی انجام شده است. بازه جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۱/۳۴ تا

<sup>23</sup> Short Period

<sup>24</sup> Corner Frequency

۳۶/۶ شمالی و ۴۹/۵ تا ۵۴ شرقی است. در این مطالعه ۴۷ زمین‌لرزه با بزرگی بین ۳/۲ تا ۳/۹ و با گاف پوشش آزمون‌تی کمتر از ۲۵۰ درجه مورد استفاده قرار گرفت. ۴۸۰ رکورد مربوط به ۴۷ زلزله که در ۱۹ ایستگاه واقع در ۳ استان تهران، سمنان و مازندران ثبت شده‌اند بررسی و مطالعه شد. شکل (۴-۱) توزیع رکوردها را بر حسب بزرگی زمین‌لرزه‌ها و فاصله نشان می‌دهد. فاصله کانونی از رکوردها بین ۱۰ تا ۴۱۵ کیلومتر است و تا فاصله کانونی ۳۰۰ کیلومتر با تعداد قابل قبولی رکورد زمین‌لرزه پوشش داده شده است (شکل ۴-۱).



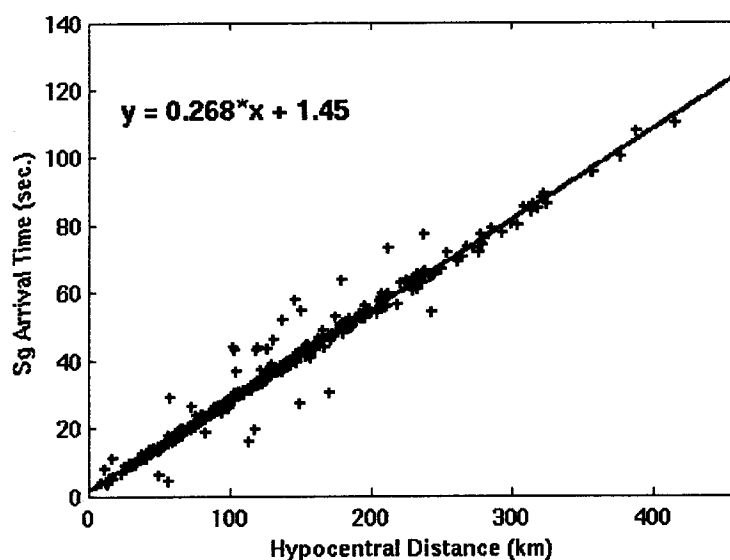
شکل ۴-۱: توزیع بزرگی زمین‌لرزه‌ها بر حسب فاصله. یک پوشش خوب داده تا فاصله ۳۰۰ کیلومتر از ایستگاه‌ها مشاهده می‌شود.

### ۱. ۳ آماده سازی داده‌ها

#### ۱. ۳. ۱ مؤلفه و پنجره سیگنال برای تحلیل:

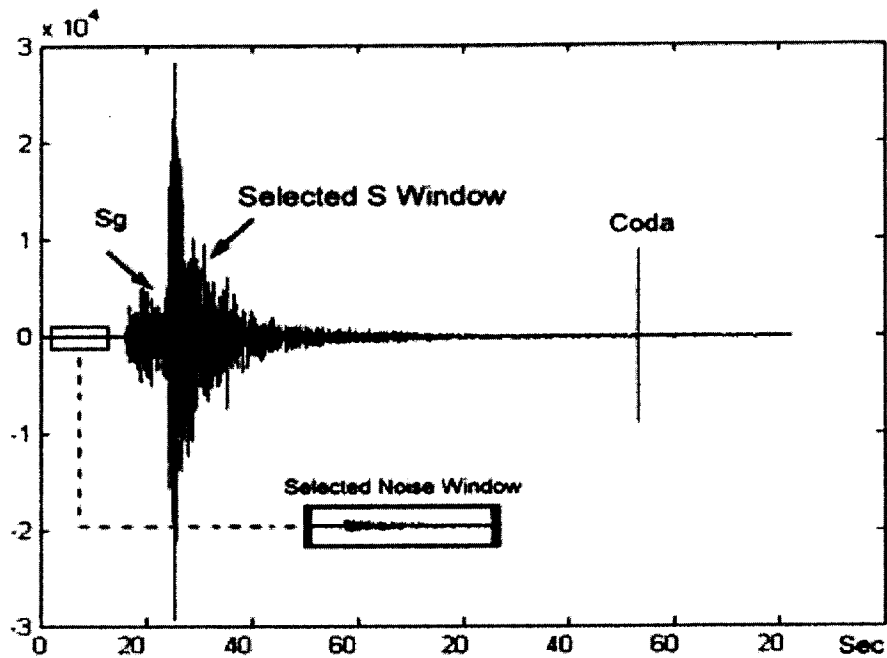
امواج عرضی به علت آنکه به طور معمول دامنه‌ای پنج برابر دامنه امواج طولی دارند و بیشتر ویرانی و آسیب ساختمان‌ها ناشی از این امواج است، همواره بیشتر مورد توجه مهندسیین زلزله بوده است. موج عرضی قابل ثبت بر روی یک زلزله‌نگار کوتاه پریود شامل پرتوهای مستقیم  $S_p$ ،

انعکاسی  $SmsS$ ، سطحی  $L_g$ ، انکساری  $S_H$  است که عمدتاً بر روی مؤلفه‌های افقی ثبت می‌شوند. مطالعات او و هرمان (۱۹۹۰) که با استفاده از مطالعه نگاشت‌های مصنوعی انجام شد، نشان داده است که عمده انرژی موج رسیده به ایستگاه توسط فازهای برشی که در راستای افقی حرکت می‌کنند (فازهای مؤلفه  $S_H$ ) حمل می‌شود و لذا مؤلفه مماسی ( $T$ ) بیشترین انرژی را ثبت می‌کند. از این رو مؤلفه‌های افقی  $E-W$  و  $N-S$  در امتداد رومرکز زمین لرزه چرخانده شد و آنالیزها روی مؤلفه  $T$  انجام شد. برای جدا کردن اتوماتیک فازهای  $S$  از بقیه نگاشت ابتدا منحنی زمان رسید فاز  $S_g$  بر حسب فاصله، برای ۴۸۰ رکورد رسم شد و از روی عکس شیب، سرعت متوسط فاز  $S_g$  در ناحیه به دست آمد (شکل ۱-۵). بنابراین این از این به بعد با داشتن فاصله ایستگاه از چشمه، زمان رسید تقریبی فاز  $S_g$  را داریم. این کار برای زمان انتهایی کداهای  $S^{20}$  نیز تکرار 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 (آتکینسون و مرو ۱۹۹۲). این کار حجم بالایی از نمونه‌های کم انرژی که در انتهای پنجره  $S$  قرار می‌گیرند را کنار می‌گذارد و مقدار محاسبات را به صورت قابل توجهی کاهش می‌دهد. شکل (۱-۶) یک نگاشت  $T$  به همراه پنجره  $S$  انتخاب شده بر روی آن را نشان می‌دهد.



شکل ۱-۵: منحنی زمان رسید فاز  $S_g$  بر حسب فاصله برای ۴۸۰ رکورد. عکس شیب، سرعت متوسط فاز  $S_g$  در پوسته را به ما می‌دهد. سرعت فاز  $S_g$  برابر با ۳/۷۳ به دست می‌آید.





شکل (۱-۶): یک نگاهت مماسی از یک لرزه‌نگاشت و پنجره‌های S و نوفه‌ای که از روی آن انتخاب شده است. پنجره S از محل اولین رسیدن فاز Sg تا جایی که ۹۰ درصد کل انرژی موج عرضی قرار دارد انتخاب شده و پنجره نوفه قبل از اولین رسیدن موج طولی و به طول پنجره S انتخاب گردیده است.

### ۱.۳.۲ تحلیل سیگنال‌ها:

پس از بریدن پنجره S از بقیه رکورد، برای اجتناب از پدیده گیبس<sup>۲۶</sup> و فرکانس‌های کاذب ناشی از قطع سری زمانی در دو انتهای پنجره، از یک نرم‌کننده<sup>۲۷</sup> استفاده می‌کنیم. 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<sup>۲۸</sup> (DFT) طیف دامنه سرعت در فرکانس‌های مختلف به دست آمد و با مشتق‌گیری از طیف سرعت در حوزه فرکانس، طیف دامنه شتاب محاسبه گردید:

$$a(f) = 2\pi f |V(f)| \quad (1-1)$$

<sup>26</sup> Gibbs

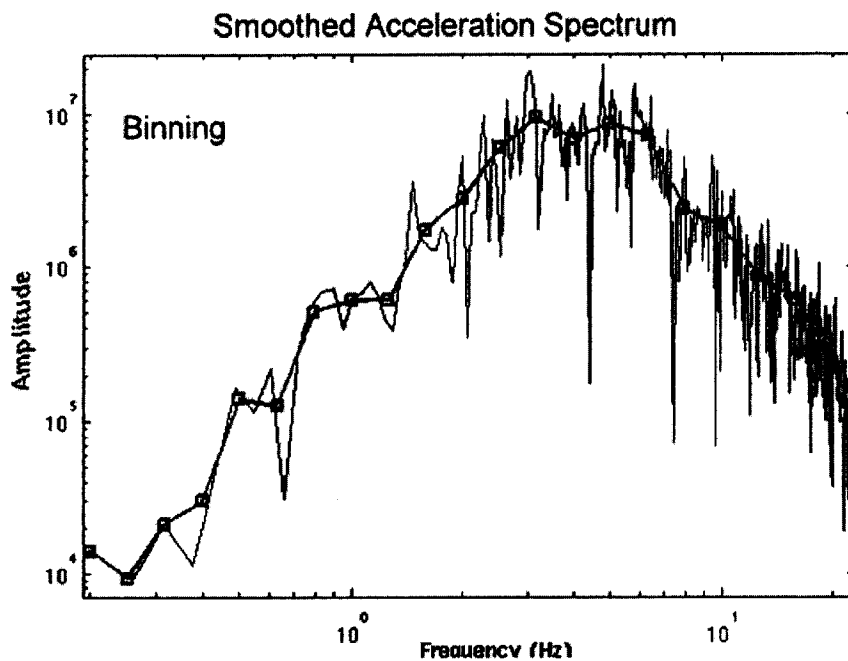
<sup>27</sup> Taper

<sup>28</sup> Discrete Fourier Transform

که  $f$  فرکانس،  $|V(f)|$  دامنه طیف سرعت و  $a(f)$  دامنه طیف شتاب را نشان می‌دهد. برای حذف اثر دستگاه‌های ثبت کننده از روی نگاشت زمین‌لرزه، از روش واهمامیخت<sup>۲۹</sup> در حوزه فرکانس استفاده شد. اثر دستگاه از روی نگاشت با تقسیم دامنه طیف شتاب به  $I(f)$  حذف گردید:

$$A(f) = \frac{a(f)}{I(f)} \quad (۲-۱)$$

در پایان از منحنی طیف شتاب در فضای فوریه در بازه‌های ۰/۱ لگاریتمی متوسط‌گیری شد و مقدار دامنه به دست آمده به فرکانس مرکزی پنجره نسبت داده شد. این کار سبب هموار<sup>۳۰</sup> شدن منحنی شتاب می‌شود. این متوسط‌گیری از طیف شتاب در هنگام محاسبه میزان کاهندگی بدین معناست که کاهندگی انرژی در پنجره‌های کوچک فرکانسی (و نه در یک فرکانس معین) مورد بررسی قرار می‌گیرند. شکل (۷-۱) منحنی طیف شتاب و منحنی هموار شده را نشان می‌دهد.



شکل (۷-۱): منحنی طیف شتاب و منحنی هموار شده بر روی آن در فضای فوریه. از منحنی طیف شتاب در بازه‌های ۰/۱ لگاریتمی متوسط‌گیری شده و مقدار دامنه به دست آمده در هر پنجره به فرکانس مرکزی آن پنجره نسبت داده شده است. این کار سبب هموار شدن منحنی طیف شتاب می‌گردد.

<sup>۲۹</sup> Deconvolution

<sup>۳۰</sup> Smoothed

یکی دیگر از عوامل مزاحم موجود در طیف دامنه اثر نوفه<sup>۳۱</sup> محیط است. برای محاسبه و حذف اثر نوفه، یک پنجره با طول مساوی پنجره  $S$  قبل از رسید اولین فاز  $P$  برداشته شد. تمامی آنالیزهای فوق بر روی این پنجره نیز انجام شد و طیف شتاب پنجره نوفه،  $N(f)$  محاسبه گردید. سپس توان نوفه در هر فرکانس از توان سیگنال کم شد:

$$A'(f) = \sqrt{A^2(f) - N^2(f)} \quad (۳-۱)$$

رکوردهایی که نسبت سیگنال به نویز ( $SNR$ ) 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، صفحه ۲۴۹):

$$SNR^2 = \frac{\sum_{i=1}^n A_i^2(t) / t_S}{\sum_{i=1}^n N_i^2(t) / t_N} \quad (۴-۱)$$

$n$  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 نویز می‌باشد.  $t_S$  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.

#### ۱. ۴ نمایش شکل منحنی میرایی با استفاده از الگوریتم *Robust Lowess*:

پس از آنالیز نگاشت زمین‌لرزه‌ها و اعمال مراحل ذکر شده بر روی آنان، یک بانک داده شامل طیف دامنه زمین‌لرزه‌های مختلف در ایستگاه‌های متفاوت را در اختیار داریم. با استفاده از این بانک داده روند کاهش دامنه در فواصل مختلف را بررسی و شکل منحنی کاهندگی دامنه را با استفاده از یک الگوریتم هموارکننده به نام *Robust Lowess* (کلوند ۱۹۷۹، چمبرز و همکاران ۱۹۸۳، تیست ۱۹۸۸ و کلوند و همکاران ۱۹۹۲) نمایش می‌دهیم. از آنجائیکه روش فوق یک تابع پارامتری برای رفتار داده ارائه نمی‌دهد در ادامه با استفاده از رگرسیون، تابع مناسب را به داده‌ها برازش می‌کنیم.

<sup>31</sup> Noise

## ۱. ۴. ۱. مزایای استفاده از *Robust Lowess*:

*Lowess* که مخفف *LOcally WEighted Scatterplot Smoother* است اولین بار توسط کلوند (۱۹۷۹) ارائه شد و سپس در سال ۱۹۹۲ توسط کلوند و همکاران بهبود یافت و از این زمان به بعد به عنوان یک الگوریتم مدرن برازش به داده‌ها به طور گسترده‌ای در شاخه‌های مختلف علوم چون زیست‌شناسی (یانگ<sup>۳۲</sup> و همکاران ۲۰۰۲)، زمین‌شناسی (مک‌آرتور<sup>۳۳</sup> و هوارد<sup>۳۴</sup> ۲۰۰۱)، پزشکی (فورستر<sup>۳۵</sup> و همکاران ۲۰۰۳) مورد استفاده قرار گرفت. این روش در دسته روش‌های برازش غیرپارامتری قرار گرفته و شباهت بسیاری به *Smoothing Spline* دارد. روش‌های برازش غیرپارامتری روش‌هایی هستند که در آنها برای برازش کردن نیازی به یک مدل پارامتری، یک تابع که رفتار بین متغیرها مثلا دامنه بر حسب فاصله را نشان دهد، نداریم. استفاده از این گونه روش‌ها می‌تواند اطلاعات بارزشی را که تا کنون از نظرها دور مانده بود را برای ما 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 زده و یا بر اساس یک پایه تئوری، رفتار تابع را از قبل بدانیم. مثلا 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 معکوس است و یا روش‌های مستقیم که در آنها با تغییر ضرائب و مقایسه مقدار باقیمانده (اختلاف بین مقدار تجربی و مقدار محاسبه شده) برای هر مجموعه ضرائب، به دنبال ترکیبی از ضرائب هستیم که کمترین مقدار باقیمانده را داشته باشند. اگر چه روش‌های پارامتری یک برازش قابل قبول بر روی داده ارائه می‌دهند ولی می‌توانند اطلاعات ارزشمندی را که بر روی داده وجود دارد ولی در مدل پارامتری در نظر گرفته نشده را به عنوان نوفه دور بریزند. بنابراین انتخاب یک تابع به عنوان یک مدل پارامتری برای برازش کردن همواره به صورت یک چالش مطرح است. برای مثال در تعیین منحنی کاهندگی دامنه تا سال‌ها به انبوه داده‌های بدست آمده یک تابع دو تکه با یک نقطه شکستگی در ۱۰۰ کیلومتر فیت می‌شد. فاصله ۱۰۰ کیلومتر نشانگر تغییر نوع موج از حجمی به سطحی بود. اثر امواج انعکاسی که قبل و بعد از ۱۰۰ کیلومتر به طور قابل توجهی حضور دارند تنها باعث انحراف جواب‌ها از مقدار واقعی می‌شد و بصورت نوفه در نظر گرفته می‌شد. این

<sup>32</sup> YH Yang

<sup>33</sup> J. M. McArthur

<sup>34</sup> R. J. Howarth

<sup>35</sup> T. Forster