

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده پردیس بین المللی خوارزمی

پایان نامه کارشناسی ارشد

# تعیین سرعت موج برشی در لایه های زیر زمینی در شهر شاهرود با استفاده از آرایه های کوچک میکروترمور

نگارنده: رضا رضائیان

اساتید راهنما

دکترامیر بذرافشان مقدم

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

مهر ۱۳۹۹

## تقدیم اثر

این پایان نامه را تقدیم می‌کنم به خانواده عزیزم که با حضور و همراهی همیشگی مرا در این راه

استوار و ثابت قدم نموده‌اند.

## شکر و قدردانی

اکنون که به یاری پروردگار و همراهی و راهنمایی اساتید ارجمندم موفق به پایان این مقطع تحصیلی شده‌ام وظیفه خود می‌دانم که از تمامی عزیزانی که در این راه از حمایت شان بهره‌مند گردیده‌ام نهایت سپاسگزاری را به عمل آورم:

در آغاز از اساتید بزرگوار جناب آقای دکتر امیر بذرافشان مقدم و همچنین آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد که راهنمایی این پایان‌نامه را به عهده داشته‌اند کمال تشکر را دارم.

همچنین از داوران گرامی آقای دکتر رضا نادری و آقای دکتر محمد شامخی که زحمت داوری و تصحیح این پایان‌نامه را به عهده داشتند کمال سپاس را دارم.

و در خاتمه از تمامی اساتید، معلمان و مدرسانی که در مقاطع مختلف تحصیلی از محضر شان دانش و آگاهی آموختم سپاسگزارم.

## تعمدنامه

اینجانب **رضا رضائیان** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوتکنیک دانشکده پردیس خوارزمی دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه تحت راهنمایی **اساتید محترم آقای دکتر امیر بذرافشان** مقدم و همچنین **آقای دکتر مهرداد سلیمانی** منفرد متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

## تاریخ

### امضای دانشجو

#### مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است ) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود . استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده

هدف از این پژوهش تعیین سرعت موج برشی در لایه های سطحی زمین در شهر شاهرود با استفاده از داده های ثبت شده از میکروترمورها است. میکروترمورها حرکات ثابت سطح زمین با دامنه بسیار کم هستند که از منابع طبیعی مانند امواج اقیانوس یا عوامل انسانی مانند ترافیک ماشین حاصل می شوند. پس از ثبت میکروترمورها توسط لرزه سنج ها ، نمودار سرعت فاز موج ریلی از تجزیه و تحلیل امواج ثبت شده بدست می آید و در مرحله بعدی ، پروفیل سرعت موج برشی ساختارهای زیرزمینی با تکنیک های وارون سازی بدست می آید. در این تحقیق از آرایه های مینیاتوری جهت برداشت میکروترمورها استفاده شده است. بدین منظور آرایه ای به قطر ۶۰ سانتی متر بر روی زمین قرار گرفت. در این آرایه ، یک لرزه سنج در مرکز و سه لرزه سنج دیگر در محیط آرایه و در فواصل یکسان از یکدیگر قرار داده شد. پس از ثبت داده ها و تجزیه و تحلیل آنها ، ساختار زیر سطحی تخمین زده شد و نتایج با مشاهدات گمانه ژئوتکنیکی حفاری شده در مجاورت آرایه مقایسه گردید.

در طی این مطالعات ، مشخص شد که نتایج حاصل از مطالعه میکروترمور در تعیین تعداد و نوع لایه های خاک با گمانه ژئوتکنیکی حفاری شده منطبق بوده و سرعت موج برشی حاصله نیز با سرعت موج برشی بر اساس روابط نشریه ۳۶۰ سازمان مدیریت و برنامه ریزی سازگار می باشد

بنابراین ، به نظر می رسد که اگر میدان های های مناسبی برای امواج میکروترمور وجود داشته باشد ، می توان از آرایه های مینیاتوری به عنوان راهی موثر برای شناسایی لایه های سطحی زمین استفاده نمود. کلمات کلیدی: میکروترمور، سرعت فاز، فرآیندهای تصادفی، عدد موج ، سرعت امواج سطحی،

# فهرست مطالب

۵	فهرست جداول
۹	فهرست اشکال
۱	فصل ۱: مقدمه
۲	۱-۱ مقدمه .....
۳	۲-۱ ضرورت انجام تحقیق .....
۴	۳-۱ اهداف تحقیق .....
۵	۴-۱ روش انجام تحقیق .....
۶	۵-۱ فصل بندی پژوهش .....
۷	فصل ۲: امواج لرزه ای و میکروترمور
۸	۱-۲ امواج لرزه ای .....
۸	۱-۱-۲ امواج حجمی .....
۹	۲-۱-۲ امواج سطحی .....
۱۰	۲-۲ میکروترمور .....
۱۰	۱-۲-۲ تاریخچه استفاده از میکروترمور .....
۱۲	۲-۲-۲ منابع تولید میکروترمور .....
۱۲	۳-۲-۲ ماهیت امواج میکروترمور .....
۱۴	۴-۲-۲ فرکانس حد آستانه .....
۱۵	۵-۲-۲ تغییر پذیری زمانی و مکانی میکروترمورها .....

- ۳-۲ تعاریف اولیه ..... ۲۴
- ۱-۳-۲ سرعت فاز ..... ۲۴
- ۲-۳-۲ متغیرهای تصادفی ..... ۲۵
- ۳-۳-۲ فرآیندهای تصادفی ..... ۲۶
- ۴-۳-۲ تابع چگالی طیف توان ..... ۲۷
- ۵-۳-۲ تابع خود همبستگی ..... ۲۷
- ۶-۳-۲ عدد موج ..... ۲۸
- ۴-۲ روش های تحلیل میکروترمور ..... ۲۸
- ۱-۴-۲ روش طیفی مولفه افقی به قائم ..... ۲۹
- ۲-۴-۲ روش های آرایه ای ..... ۳۰
- ۵-۲ روش بررسی آرایه های میکروترمور ..... ۳۰
- ۱-۵-۲ نوع موج مورد استفاده در بررسی میکروترمور ..... ۳۱
- ۲-۵-۲ فرآیند تصادفی میکروترمورها ..... ۳۱
- ۳-۵-۲ ارتباط بین امواج سطحی و ساختار زیر زمینی ..... ۳۲
- ۴-۵-۲ روش های تخمین سرعت فاز امواج سطحی ..... ۳۳
- ۵-۵-۲ روش طیف فرکانس-عدد موج ..... ۳۵
- ۶-۵-۲ روش همبستگی فضایی ..... ۳۷
- ۲-۵-۷ روش خود همبستگی مکانی گسترش یافته ..... ۴۳
- ۶-۲ آرایه های کوچک میکروترمور ..... ۴۴
- ۱-۶-۲ روش CCA ..... ۴۷
- ۲-۶-۲ روش آرایه شعاعی بدون مرکز تعمیم یافته ..... ۵۰
- ۳-۶-۲ روش های V-H1-H0 ..... ۵۴



### فصل ۳: روش تحقیق جهت جمع آوری داده های میدانی

۵۷

- ۱-۳ مقدمه ..... ۵۸
- ۲-۳ برداشت داده های میکروترمور ..... ۵۸
- ۱-۲-۳ تجهیزات مورد استفاده جهت ثبت داده ها ..... ۵۹
- ۲-۲-۳ تشکیل آرایه و برداشت داده ها ..... ۶۰
- ۳-۳ پردازش اولیه داده های میکروترمور ..... ۶۳
- ۱-۳-۳ آماده سازی داده های رکورد شده ..... ۶۳
- ۴-۳ بررسی های ژئوتکنیکی ..... ۷۱
- ۱-۴-۳ آزمایش نفوذ استاندارد ..... ۷۲

### فصل ۴: تحلیل داده ها و تعیین سرعت موج برشی در شهر شاهرود با استفاده از نتایج

۷۵

#### میکروترمور

- ۱-۴ مقدمه ..... ۷۶
- ۲-۴ تشکیل ساختار نمودار سرعت فاز ..... ۷۶
- ۱-۲-۴ انتخاب قسمتهای مناسب موج جهت پردازش ..... ۷۷
- ۲-۲-۴ نسبت نویز به سیگنال ..... ۷۹
- ۳-۲-۴ تخمین چگالی طیف توان ..... ۸۰
- ۴-۲-۴ تخمین نسبتهای طیفی ..... ۸۱
- ۵-۲-۴ تخمین سرعت فاز ..... ۸۲
- ۳-۴ وارون سازی جهت تخمین سرعت موج برشی ..... ۹۴
- ۴-۴ تخمین سرعت موج برشی با استفاده از نتایج نفوذ استاندارد ..... ۹۸
- ۵-۴ مقایسه نتایج روش میکروترمور و آزمون نفوذ استاندارد ..... ۱۰۲
- ۶-۴ نتیجه گیری ..... ۱۰۴

۱۰۷

پیوست

۱۱۸

مراجع

## فهرست جداول

- جدول ۱-۲ طبقه بندی چشمه های ریز لرزه ها براساس فرکانس آنها [۱۷]، [۱۸] و [۱۹] ..... ۱۴
- جدول ۲-۲ یافته های ارزیابی اثر سایت با استفاده از تحریک محیط [۱۴] ..... ۱۵
- جدول ۱-۳ موقعیت لرزه سنج ها نسبت به مرکز آرایه ..... ۶۲
- جدول ۲-۳ مدت زمان کلی ثبت داده های میکروترمور در آرایه A و B ..... ۶۲
- جدول ۳-۳ مدت زمان کلی ثبت داده های میکروترمور در آرایه C و D ..... ۶۳
- جدول ۴-۳ زمان شروع و پایان قسمت منتخب میانی موج لرزه سنج ها جهت پردازش داده ها آرایه های B و A ..... ۶۶
- جدول ۵-۳ زمان شروع و پایان قسمت منتخب میانی موج لرزه سنج ها جهت پردازش داده ها آرایه های D و C ..... ۶۶
- جدول ۶-۳ عدد SPT و عمق نفوذ در هر مرحله ..... ۷۲
- جدول ۷-۳ ضرایب اصلاح عدد SPT ..... ۷۳
- جدول ۸-۳ عدد SPT اصلاح شده ..... ۷۳
- جدول ۱-۴ مقادیر مدل های مختلف خاک جهت وارون سازی ..... ۹۶
- جدول ۲-۴ مقادیر مدل های مختلف خاک جهت وارون سازی ..... ۹۷
- جدول ۳-۴ عدد SPT و عمق نفوذ در هر مرحله ..... ۹۹
- جدول ۴-۴ ضرایب اصلاح عدد SPT ..... ۱۰۰
- جدول ۵-۴ عدد SPT اصلاح شده ..... ۱۰۰
- جدول ۶-۴ روابط همبستگی بین VS و N [۳۰] ..... ۱۰۱
- جدول ۷-۴ سرعت موج برشی بر اساس رابطه فاضلی و علیزاده ..... ۱۰۱
- جدول ۸-۴ سرعت موج برشی بر اساس نشریه ۳۶۰ سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور ..... ۱۰۲

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ موقعیت سایت مطالعاتی در شهر شاهرود ..... ۵
- شکل ۱-۲ موقعیت محل ایستگاه هواشناسی ساپورو SMO و ایستگاه های برداشت داده ها [۲] ..... ۱۷
- شکل ۲-۲ نمونه ای از رکورد میکروترموهای سه جزئی از ایستگاه (OYF) [۲] ..... ۱۹
- شکل ۳-۲ نمونه ای از رکورد میکروترموهای سه جزئی از ایستگاه (OYF) در حومه ساپورو [۲] ..... ۲۰
- شکل ۴-۲ طیف های توان اجزای عمودی (U-D) و شرق به غرب (E-W) میکروترموها [۲] ..... ۲۰
- شکل ۵-۲ میانگین روز و شب طیف های توان اجزای عمودی (U-D) و شرق-غرب (E-W) [۲] ..... ۲۱
- شکل ۶-۲ طیف توان اجزاء شرق به غرب میکروترموها در طی دوره ۲۹ روزه [۲] ..... ۲۱
- شکل ۷-۲ طیف توان میکروترموها مربوط به ۱۰ ایستگاه مختلف [۲] ..... ۲۳
- شکل ۸-۲ نحوه پراکنش فازهای مختلف یک موج در فضا ..... ۲۵
- شکل ۹-۲ نمودار کلی سرعت فاز در برابر فرکانس [۲] ..... ۲۵
- شکل ۱۰-۲ روش اصلی روش پیمایش میکروترمو [۲] ..... ۳۳
- شکل ۱۱-۲ الگوریتم روش F-k [۲] ..... ۴۱
- شکل ۱۲-۲ الگوریتم روش SPAC [۲] ..... ۴۲
- شکل ۱۳-۲ انواع آرایه الف و ب) مورد استفاده در روش  $V, H_0, H_1, nc-CCA$  ج و د) مورد استفاده در روش CCA [۹] ..... ۴۶
- شکل ۱۴-۲ الف) آرایه به روش CCA. ب) نمودار نسبت طیفی تئوری بر اساس رابطه (۲-۲۰) [۲۸] ..... ۴۹
- شکل ۱۵-۲ آرایه به روش nc-CCA. ب) نمودار نسبت طیفی تئوری بر اساس رابطه (۲-۲۴) [۲۸] ..... ۵۲
- شکل ۱۶-۲ ساختار سرعت موج برشی در سایت AIST با استفاده از روش P-S Logging (سمت چپ) ..... ۵۳
- شکل ۱-۳ لرزه سنج مورد استفاده جهت برداشت داده ها ..... ۶۰
- شکل ۲-۳ موقعیت لرزه سنج ها در آرایه از راست به چپ به ترتیب آرایه A, B, C, D ..... ۶۱
- شکل ۳-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN01 ..... ۶۳
- شکل ۴-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN02 ..... ۶۴
- شکل ۵-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN03-1 ..... ۶۴
- شکل ۶-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN03-2 ..... ۶۵
- شکل ۷-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN04 ..... ۶۵
- شکل ۸-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN01 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B ..... ۶۷
- شکل ۹-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN02 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B ..... ۶۸
- شکل ۱۰-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN03 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B ..... ۶۸
- شکل ۱۱-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN04 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B ..... ۶۹

- شکل ۳-۱۲ مولفه های موج لرزه سنج STN01 در قسمت میانی موج درآرایه های C و D ..... ۶۹
- شکل ۳-۱۳ مولفه های موج لرزه سنج STN02 در قسمت میانی موج در درآرایه های C و D ..... ۷۰
- شکل ۳-۱۴ مولفه های موج لرزه سنج STN03 در قسمت میانی موج در درآرایه های C و D ..... ۷۰
- شکل ۳-۱۵ مولفه های موج لرزه سنج STN04 در قسمت میانی موج در درآرایه های C و D ..... ۷۱
- شکل ۴-۱ قسمت های مناسب موج از هر لرزه نگار قبل از اعمال فیلتر باند فرکانسی ..... ۷۹
- شکل ۴-۲ قسمت های مناسب موج از هر لرزه نگار پس از اعمال فیلتر باند فرکانسی ..... ۷۹
- شکل ۴-۳ نسبت نویز به سیگنال ..... ۸۰
- شکل ۴-۴ چگالی طیفی طیف توان مربوط به لرزه سنج ها ..... ۸۱
- شکل ۴-۵ نسبت طیفی ناحیه ۱ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۳
- شکل ۴-۶ نسبت طیفی ناحیه ۲ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۳
- شکل ۴-۷ نسبت طیفی ناحیه ۳ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۴
- شکل ۴-۸ نسبت طیفی ناحیه ۴ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۴
- شکل ۴-۹ نسبت طیفی ناحیه ۵ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۵
- شکل ۴-۱۰ نسبت طیفی ناحیه ۶ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۵
- شکل ۴-۱۱ نسبت طیفی ناحیه ۷ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۶
- شکل ۴-۱۲ نسبت طیفی ناحیه ۸ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۶
- شکل ۴-۱۳ نسبت طیفی ناحیه ۹ از قسمت های انتخاب شده موج ..... ۸۷
- شکل ۴-۱۴ نمودار سرعت فاز ناحیه ۱ ..... ۸۷
- شکل ۴-۱۵ نمودار سرعت فاز ناحیه ۲ ..... ۸۸
- شکل ۴-۱۶ نمودار سرعت فاز ناحیه ۳ ..... ۸۸
- شکل ۴-۱۷ نمودار سرعت فاز ناحیه ۴ ..... ۸۹
- شکل ۴-۱۸ نمودار سرعت فاز ناحیه ۵ ..... ۸۹
- شکل ۴-۱۹ نمودار سرعت فاز ناحیه ۶ ..... ۹۰
- شکل ۴-۲۰ نمودار سرعت فاز ناحیه ۷ ..... ۹۰
- شکل ۴-۲۱ نمودار سرعت فاز ناحیه ۸ ..... ۹۱
- شکل ۴-۲۲ نمودار سرعت فاز ناحیه ۹ ..... ۹۱
- شکل ۴-۲۳ میانگین نمودار سرعت فاز ..... ۹۲
- شکل ۴-۲۴ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف درآرایه A ..... ۹۲
- شکل ۴-۲۵ نمودار سرعت فاز در روش CCA درآرایه B ..... ۹۳
- شکل ۴-۲۶ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف درآرایه C ..... ۹۳
- شکل ۴-۲۷ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف درآرایه D ..... ۹۴
- شکل ۴-۲۸ الف) معرفی اولیه سرعت فاز به برنامه. ب) انتخاب محدوده فرکانسی ۱۹ الی ۳۰ هرتز ..... ۹۵

شکل ۴-۲۹ مدل نهایی ساختار زیر سطحی ..... ۹۸

شکل ۴-۳۰ مقایسه ساختار سرعت موج برشی با روش میکروترمور و روابط تجربی ژئوتکنیک ..... ۱۰۳

# فصل ۱: مقدمه

## ۱-۱ مقدمه

یکی از ارکان مهم مطالعات ژئوتکنیک لرزه‌ای، شناسایی ویژگی‌های رفتاری و خواص دینامیکی خاک، با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی است. نتایج حاصل از این مطالعات در کنار مطالعات و آزمایشات ژئوتکنیکی در رده‌بندی ساختگاه با استفاده از آیین‌نامه‌های ساختمانی کاربرد گسترده‌ای دارد. به منظور شناخت و ارزیابی اثرات ساختگاه، لازم است پارامترها و داده‌های لازم تعیین شوند. یکی از این داده‌ها برای مشخص کردن اثرات زمین‌لرزه بر روی سازه، تعیین سرعت موج برشی و پارامترهای وابسته به آن در لایه‌های سطحی است. سرعت موج برشی معمولاً در محل و با به کارگیری روش‌های متداول ژئوفیزیکی و یا استفاده از روش‌های ژئوتکنیکی همانند آزمایش‌های SPT<sup>۱</sup> یا CPT<sup>۲</sup> و استفاده از روابط تجربی بین مقادیر سرعت موج برشی و عدد SPT یا CPT تعیین می‌گردد. به طور کلی روش‌های ژئوفیزیکی جهت اندازه‌گیری سرعت امواج در لایه‌های زمین، که در مطالعات ژئوتکنیک نیز مورد کاربرد می‌باشند را می‌توان به دو گروه شامل روش‌های درون گمانه‌ای و روش‌های سطحی تقسیم بندی نمود. روش‌های درون گمانه‌ای شامل روش‌های دانه‌پول<sup>۳</sup> و کراس‌هول<sup>۴</sup> و روش‌های سطحی شامل روش‌های انعکاسی<sup>۵</sup>، انکساری<sup>۶</sup>، تحلیل طیفی امواج سطحی<sup>۷</sup> و تحلیل چند کاناله امواج سطحی<sup>۸</sup> می‌باشند. روش‌های ژئوفیزیکی و ژئوتکنیکی درون گمانه‌ای برای تعیین پروفیل Vs نیازمند حفر گمانه هستند و عملیات حفاری معمولاً پرهزینه و وقت گیر بوده و علاوه بر آن در محدوده‌های شهری عمدتاً با محدودیت‌های زیاد همراه می‌باشد از طرف دیگر جهت تعیین سرعت موج برشی با استفاده از روش‌های سطحی، به منظور استقرار ژئوفن‌ها نیاز به فضای وسیع می‌باشد که در محیط‌های شهری با توجه به تراکم بافت شهری معمولاً چنین فضایی در دسترس نخواهد بود. بنابراین روش‌هایی که طی آن بتوان سرعت موج

---

<sup>۱</sup> Standard Penetration Test

<sup>۲</sup> Cone Penetration Test

<sup>۳</sup> Downhole seismic Testing

<sup>۴</sup> Crosshole seismic Testing

<sup>۵</sup> Seismic reflection

<sup>۶</sup> Seismic refraction

<sup>۷</sup> Spectral analysis of surface wave(SASW)

<sup>۸</sup> Multichannel analysis of surface wave(MASW)



برشی را بدون نیاز به حفر گمانه تعیین کرد و در فضاهای محدود شهری نیز قابل اجرا باشد مورد توجه قرار گرفته است. اخیراً، روش بررسی میکروترمور به جامعه مهندسی ژئوتکنیک لرزه‌ای معرفی گردیده است و برای تخمین ساختار موج برشی در ساختگاه و یا تعیین اثرات محلی ساختگاه به کار می‌رود [۱]

میکروترمور حرکات دائمی سطح زمین و با دامنه بسیار کم هستند که توسط منابع طبیعی مثل امواج اقیانوسی، ریزش آبشار، طوفان و یا توسط عوامل انسانی مثل حرکت قطار، ترافیک ماشین‌آلات و یا عبور و مرور در پیاده‌رو حادث می‌شود، روش‌های بررسی میکروترمور براساس پراکنش امواج سطحی بنا شده- اند [۲].

## ۲-۱ ضرورت انجام تحقیق

در تعیین طبقه بندی زمین بر اساس استاندارد ۲۸۰۰ ایران بررسی سرعت موج برشی تا عمق ۳۰ متر ضروری می‌باشد. جهت بررسی و تخمین سرعت موج برشی تا این عمق، از نتایج آزمایش نفوذ استاندارد و یا روش‌های ژئوفیزیکی موجود استفاده می‌گردد ولیکن در حال حاضر در سطح شهر شاهرود و آستان سمنان، بر اساس دستورالعمل سازمان نظام مهندسی استان سمنان، با توجه به ملاحظات اقتصادی وبا استناد به استاندارد ۲۸۰۰ ایران، جهت تیپ بندی نوع زمین (به غیر از زمین نوع یک) تنها از آزمایش SPT و در گمانه‌های دستی و حداکثر تا عمق ۱۵ متر استفاده می‌گردد. علاوه بر ایراداتی که در انجام آزمایش نفوذ استاندارد وجود دارد اجرای این آزمایش در گمانه‌های دستی بر مشکلات خواهد افزود چون که به دلیل کماتش زیاد راد SPT در این نوع گمانه‌ها، تعداد ضربات معمولاً اشباع شده و در نتیجه ممکن است نوع زمین بالاتر از مقدار واقعی تخمین زده شود و در نتیجه آن ساختمان طراحی شده با نتایج این نوع آزمایش، از استحکام کافی در برابر نیروهای وارده از زلزله برخوردار نباشد. بنابراین جهت بر طرف شدن این مشکلات استفاده از تجهیزات حفاری ژئوتکنیکی جهت دستیابی به اعماق مورد نظر ضروری خواهد بود که البته آن هم به دلیل نبود ماشین‌آلات حفاری در منطقه (به دلیل ملاحظات اقتصادی) عملاً امکان‌پذیر نخواهد بود. بنابراین استفاده از روشی ارزان که جهت انجام آن نیازی به حفر

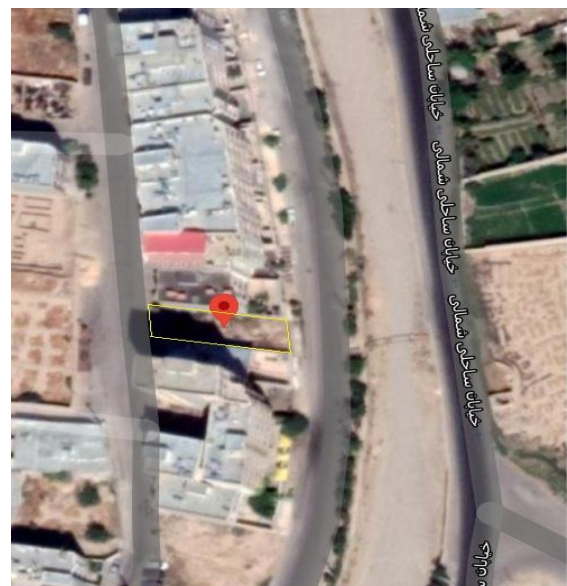
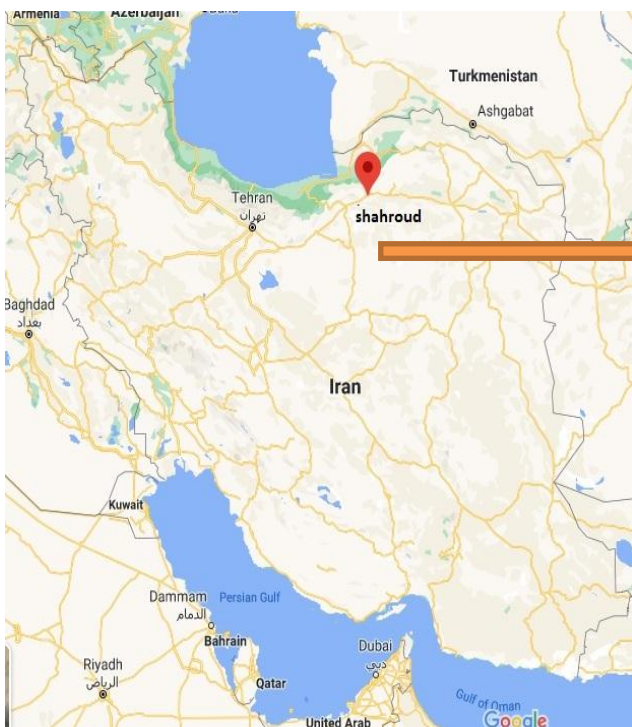
گمانه نباشد و همچنین سایر مشکلات از جمله محدودیت ابعادی زمین در آن وجود نداشته باشد و طی آن بتوان به بررسی دقیق ساختارهای زیر سطحی پرداخت ضروری به نظر می‌رسد. یکی از روش‌های قابل استفاده در این شرایط جهت تخمین شرایط زیر سطحی استفاده از داده‌های میکروترمور است. استفاده از اندازه‌گیری‌های میکروترمور در ارزیابی اثرات ساختگاهی روشی بسیار موثر و سریع به شمار می‌رود. سهولت انجام اندازه‌گیری‌های میکروترمور در سطح زمین و سرعت قابل توجه آن باعث گردیده است تا استفاده از این روش به خصوص در مطالعات ریز پهنه بندی لرزه‌ای شهرها و نواحی پرجمعیت به عنوان ابزاری مناسب در اختیار مهندسين قرارگیرد. روش‌های مطالعه میکروترمور یک اکتشاف غیر مخرب است که در آن نیازی به حفاری زمین نیست [۳]. از آنجاکه میکروترمورها در همه جا و در هر زمانی وجود دارند، لذا نسبت به سایر روش‌های معمول ژئوفیزیکی که از منابع لرزه‌ای مصنوعی استفاده میکنند، کم هزینه تر است و می‌توان آن‌را به راحتی در مناطق شهری اعمال کرد همچنین اهمیت این روش در مناطق شهری که در آن استفاده از روش‌های معمول ژئوفیزیکی با مشکل مواجه است، بیشتر نمود پیدا می‌کند [۳].

### ۳-۱ اهداف تحقیق

در این پژوهش سعی بر این است که در یک پروژه واقعی ساختمان مسکونی ۵ طبقه و در زمینی کوچک که در آن به دلیل محدودیت‌های ابعادی زمین، امکان استفاده از روش‌های معمول ژئوفیزیکی میسر نیست، با بکارگیری یک آرایه‌های مینیاتوری، داده‌های میکروترمور برداشت شده و میدان‌های میکروترمور موجود در منطقه تحلیل گردد و در نهایت سرعت موج برشی لایه‌های زیرزمینی و نوع ساختار این لایه‌ها تخمین زده شود.

## ۴-۱ روش انجام تحقیق

به منظور تخمین سرعت موج برشی در لایه های سطحی، سایتی در ناحیه شمال شرقی شهر شاهرود مطابق با شکل ۱-۱ انتخاب گردید. این سایت به مساحت ۲۰۰ متر مربع و در محدوده عرض جغرافیای  $N36^{\circ}25'48.7''$  و طول جغرافیای  $E54^{\circ}58'47.7''$  واقع شده است. در این سایت، مطالعات به این شرح انجام خواهد شد که ابتدا نسبت به ثبت امواج میکروترمور اقدام شده، سپس ساختار موج برشی مربوطه تخمین زده خواهد شد و پس از آن جهت صحت سنجی نتایج حاصل از تحلیل میکروترمور، یک گمانه ژئوتکنیکی در سایت مذکور و در نزدیکی محل استقرار آرایه و با عمق ۱۵ متر حفاری می گردد و آزمایشات متداول صحرایی از جمله آزمایش SPT در اعماق مختلف گمانه انجام می شود و در نهایت به مقایسه و تحلیل داده های هر دو روش پرداخته خواهد شود.



شکل ۱-۱ موقعیت سایت مطالعاتی در شهر شاهرود

## ۱-۵ فصل بندی پژوهش

در ادامه و در فصل دوم این پژوهش، امواج میکروترمور معرفی شده و تاریخچه و کاربرد این امواج بررسی خواهد شد و سپس منابع تولید، ماهیت این امواج و نحوه تخمین ساختارهای زیرزمینی بر اساس امواج میکروترمور بررسی شده و در نهایت در این فصل کاربرد میکروترمور در تخمین ساختار لایه‌های سطحی زمین با استفاده از آرایه‌های کوچک میکروترمور بررسی خواهد شد.

در فصل سوم این تحقیق، روش انجام تحقیق در این پایان‌نامه شامل تجهیزات مورد، نحوه برداشت داده‌های میکروترمور در شهر شاهرود و پردازش اولیه این داده‌ها و همچنین مطالبی در خصوص آزمایشات ژئوتکنیکی انجام شده در سایت ارائه می‌گردد.

در فصل چهارم تجزیه و تحلیل داده‌های برداشت شده انجام خواهد شد که طی آن، نمودار پاشش امواج رایلی از داده‌های ثبت شده استخراج گردیده جهت انجام این کار از نرم افزار تخصصی بنام BIDO استفاده خواهد شد و سپس با استفاده از تکنیک‌های وارون سازی سرعت موج برشی در لایه‌های سطحی زمین و نوع این لایه‌ها تخمین زده می‌شود. در این تحقیق جهت وارون سازی از نرم افزار DINVER استفاده می‌شود و در انتهای این فصل به نتیجه گیری کلی از مطالعات پرداخته خواهد شد.

## فصل ۲ : امواج لرزه‌ای و میکروتزمور

## ۲-۱ امواج لرزه ای

در هنگام وقوع زلزله دو گروه از امواج لرزه‌ای<sup>۱</sup> در داخل و در لایه‌های سطحی زمین ایجاد می‌گردد که به ترتیب بنام امواج حجمی<sup>۲</sup> و سطحی<sup>۳</sup> شناخته می‌شوند [۴].

### ۲-۱-۱ امواج حجمی

به محض حادث شدن زلزله امواج حجمی از کانون زلزله منتشر شده و بسته به نوع و سرعت انتشار به دو گروه امواج فشاری و برشی تقسیم بندی می‌گردند [۴].

#### ۲-۱-۱-۱ امواج فشاری

که به امواج اولیه و طولی نیز مشهورند در طول مسیر انتشار موجب فشردگی مصالح داخلی زمین می‌گردند. در این امواج امتداد ارتعاش ذرات و انتشار موج موازی است. نحوه انتشار این امواج را می‌توان به فنی تشبیه نمود که در راستای طولی خود جمع شده و بطور ناگهانی رها می‌گردد در این مثال فشردگی تمام طول فنر را طی می‌کند که بسیار شبیه به نحوه انتشار امواج طولی می‌باشد. این امواج در تمامی مصالحی که غالبیت فشردگی دارند منتشر می‌گردند به عبارت دیگر امواج P در تمامی مصالح شامل جامدات، مایعات و گازها منتشر می‌گردند. در قیاس با سایر امواج لرزه‌ای، امواج P بیشترین سرعت را دارند و اولین گروه امواج هستند که به لرزه‌نگار می‌رسند [۴].

#### ۲-۱-۱-۲ امواج برشی

که به امواج ثانویه نیز مشهور هستند موجب تغییر شکل برشی در امتداد مسیر انتشار می‌شوند. در این امواج امتداد ارتعاش ذرات عمود بر مسیر انتشار است. با توجه به جهت ارتعاش امواج برشی دارای دو مؤلفه خواهد بود،  $S_V$  که در آن ارتعاش ذرات در صفحه قائم واقع می‌گردد و  $S_H$  که در آن ارتعاش ذرات

---

<sup>۱</sup>Seismic waves

<sup>۲</sup>Body waves

<sup>۳</sup>Surface waves

در صفحه افقی قرارداد. نحوه انتشار این امواج را می‌توان به طنابی تشبیه نمود که یک سر آن ثابت و انتهای دیگر آن در امتداد قائم به حرکت در آمده است. از آنجا که مایعات و گازها قابلیت تحمل نیروهای برشی را ندارند نتیجتاً امواج برشی در این گروه از مواد منتشر نخواهد شد و این امواج تنها در جامدات امکان انتشار خواهند داشت. از نظر سرعت انتشار نیز، امواج برشی سرعتی کمتر از امواج فشاری دارند و دومین گروه از امواج هستند که به لرزه‌نگارها می‌رسند [۴].

## ۲-۱-۲ امواج سطحی

با اندرکنش بین امواج حجمی و لایه‌های سطحی و کروی زمین گروه دیگری از امواج بنام امواج سطحی پدید می‌آیند. دامنه این امواج به صورت نمایی با افزایش عمق کاهش می‌یابد در امتداد سطح زمین انتشار می‌یابند و به دو گروه کلی امواج رایلی و لاور تقسیم بندی می‌گردند [۴].

### ۱-۲-۱-۲ امواج رایلی<sup>۱</sup>

این امواج از اندرکنش بین امواج P و S<sub>H</sub> با سطح زمین به وجود می‌آیند و خود دارای دو مؤلفه افقی و قائم می‌باشند. امواج رایلی غالباً بصورت مکانیکی تولید می‌شوند و از سرعت آنها جهت بررسی سختی خاک‌های سطحی استفاده می‌شود. حرکت امواج رایلی شبیه حرکت امواج سطح اقیانوس است و مانند امواج دریا ذرات را در یک مدار دایره‌ای به ارتعاش در می‌آورند ولی جهت حرکت دایره‌ای در امواج رایلی مخالف جهت حرکت امواج دریا است. عمق نفوذ و تأثیر امواج رایلی نیز مانند امواج دریا با افزایش عمق، کاهش پیدا می‌کند. سرعت انتشار امواج رایلی قدری از امواج برشی کمتر است و در بین امواج سطحی نیز کمترین سرعت را دارا می‌باشند [۴].

---

<sup>۱</sup>Rayleigh waves

## ۲-۲-۱-۲ امواج لاو<sup>۱</sup>

این امواج از اندر کنش بین امواج  $S_H$  و یک لایه نرم کروی پدید می‌آیند و فاقد مؤلفه ارتعاش قائم می‌باشند. حرکت زمین توسط موج لاو، تقریباً شبیه موج  $S$  است با این تفاوت که ذرات ماده به موازات سطح زمین و در جهت عمود بر انتشار موج ارتعاش کرده و ذرات در صفحه قائم حرکت ندارند. انتشار این امواج مانند تکان‌هایی است که بر اثر حرکت طناب به سمت چپ یا راست ایجاد می‌شود. امواج لاو ضرورتاً از امواج  $S_H$  که بوسیله انعکاس‌های چند مرتبه در لایه سطحی محصور شده است ایجاد می‌گردد. موج‌های لاو قدری سریعتر از امواج رایلی حرکت کرده و زودتر بر روی لرزه‌نگاشت ظاهر می‌شوند [۴].

## ۲-۲ میکروترمور

ارتعاشات دائمی سطح زمین میکروترمور<sup>۲</sup> یا ریز لرزه<sup>۳</sup> نامیده می‌شود. دامنه امواج میکروترمور بجز موارد استثنایی، خیلی کم است در حدود  $10^{-4}$  تا  $10^{-2}$  میلی‌متر که توسط انسان نیز قابل حس نیستند. اگرچه آنها بسیار ضعیف هستند، ولی یک منبع مناسب نویز<sup>۴</sup> برای محققان زلزله شناسی هستند [۲].

## ۲-۲-۱ تاریخچه استفاده از میکروترمور

استفاده از میکروترمور برای توصیف خاک‌های نرم تاریخچه‌ای طولانی دارد. تحقیقات در اوایل قرن بیستم توسط محقق بنام اموری<sup>۵</sup> در ژاپن شروع شد و توسط کانایی<sup>۶</sup> دنبال شد [۵]، سپس در اواسط قرن بیستم میلادی چندین پروژه تحقیقاتی در خصوص ارتباط بین امواج میکروترمور و ساختار زیرزمینی

---

<sup>1</sup>Love waves

<sup>2</sup>Microtremor

<sup>3</sup>Microseism

<sup>4</sup>Noise

<sup>5</sup>Omori

<sup>6</sup>Kanai



ثبت گردید که در میان آنها یک محقق ژاپنی بنام آکی<sup>۱</sup> یک کاربرد بالقوه از میکروترمورها در ارتباط با ساختار زیرزمینی را پیشنهاد نمود که براساس آن اطلاعات سرعت فاز<sup>۲</sup> (سرعت انتشار امواج در محیط) از ثبت امواج میکروترمور استخراج گردید [۷و۶]. همچنین می‌توان به مطالعات کاپون<sup>۳</sup> جهت شناسایی انفجارهای هسته‌ای با استفاده از اطلاعات میکروترمور اشاره نمود [۸]. از دهه ۷۰ میلادی با پیشرفت سیستم‌های ضبط دیجیتال که در ثبت داده‌های زمین‌لرزه نیز استفاده گردید جهشی در تحقیقات میکروترمور پدید آمد. توسعه روش‌های اکتشافی جدید توسط اوکادا<sup>۴</sup> که به MSM<sup>۵</sup> مشهور است موجبات پیشرفت در اکتشافات زیر سطحی طی ۳۰ سال گذشته بوده است [۲].

مطالعه و استفاده از طیف‌های میکروترمور برای مطالعات مهندسی در مقیاس بزرگ و تجاری با توجه به تلاش محققان ژاپنی ناکامورا<sup>۶</sup>، کونو<sup>۷</sup> و اماچی<sup>۸</sup> در طول ۳۰ سال گذشته توسعه فراوانی یافته است.

با توجه به اینکه مطالعات میکروترمور اعماق بسیار زیاد را هدف قرار می‌دهند (بعضاً تا چند کیلومتر) و در کنار آن بررسی ساختارهای کم عمق نیز مورد نیاز جامعه مهندسی می‌باشد، در سال‌های اخیر با کوشش‌های محققین ژاپنی بنام چو<sup>۹</sup> و تادا<sup>۱۰</sup> مطالعاتی به منظور کاربرد میکروترمورها جهت بررسی ساختارهای زیرزمینی کم عمق (تا عمق چندین متر) که قابل استفاده در مهندسی ژئوتکنیک نیز باشد صورت گرفته است که این روش‌ها به آرایه‌های مینیاتوری مشهورند [۹و ۱۰]. استفاده از داده‌های میکروترمور در کشور ایران جهت امور تحقیقاتی و تجاری در پروژه‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفته است که از جمله می‌توان به تعیین سرعت موج برشی در لایه‌های آبرفتی شهر بم [۱۱و ۱۱] همچنین ارزیابی اثرات ساختگاهی در منطقه ویژه اقتصادی انرژی پارس در شهر عسلویه [۱۲] و یا ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای شهر

---

<sup>1</sup>Aki

<sup>2</sup>Phase velocity

<sup>3</sup>Capon

<sup>4</sup>Okada

<sup>5</sup>Microtremor survey method

<sup>6</sup>Nakamura

<sup>7</sup>Konno

<sup>8</sup>Ohmachi

<sup>9</sup>Cho

<sup>10</sup>Tada

ارومیه اشاره نمود [۱۳]. از کاربردهای متداول میکروترمورها در ارزیابی اثرات ساختگاهی که تاکنون بیشتر مورد استفاده قرار گرفته است می‌توان به تعیین سرعت موج برشی، پیوند غالب ساختارها و لایه‌های زمین‌شناسی و همچنین میزان تشدید در ساختارهای فوق اشاره نمود از جمله کاربردهای دیگر بررسی میکروترمورها، می‌توان به بررسی ساختار زیر سطحی، برای اکتشاف منابع نفت و گاز نیز اشاره نمود همچنین از مزیت‌های این روش می‌توان به شناسایی لایه‌های سست قرار گرفته در زیر لایه‌های سخت اشاره نمود [۲۱].

## ۲-۲-۲ منابع تولید میکروترمورها

منشاء میکروترمورها می‌تواند از فعالیت‌های انسانی مثل کارخانه‌ها، وسایل نقلیه، قطار و یا پدیده‌های طبیعی از قبیل باد، باران، تغییرات فشار هوا، امواج اقیانوس و ریزش آبشار باشد. این ارتعاشات شامل حوادث کوتاه مدت مثل زمین‌لرزه‌ها و انفجارها نیستند [۲]. منابع تولید میکروترمورها اغلب در مکان دور (در نزدیکی اقیانوس‌ها) قرار دارند، و انرژی ساطع شده از منبع توسط امواج سطحی در پوسته زمین هدایت شده و به سایت منتقل می‌شود انرژی موجود در فرکانس‌ها با افزایش فاصله از اقیانوس‌ها کاهش می‌یابد بنابراین استخراج اطلاعات از میکروترمورها در جزایر (مانند ژاپن) آسانتر از قلب مناطق قاره است [۱۴].

## ۳-۲-۲ ماهیت امواج میکروترمورها

اندازه‌گیری میکروترمورها به وضوح نشان می‌دهد که میکروترمورها بسیار متغیر هستند. با توجه به تئوری الاستیسیته<sup>۱</sup>، میکروترمورها مجموعه‌ای از امواج حجمی<sup>۲</sup> و امواج سطحی<sup>۳</sup> و همچنین شامل مجموعه‌ای از طیف‌های ثابت و پایدار با تنوع بسیار کم هستند. با ابزارهای مناسب، مشاهده می‌شود که

---

<sup>۱</sup>Elasticity theory,

<sup>۲</sup>Body waves

<sup>۳</sup>Surfacewaves

میکروترمورها همه جا هستند. زمانی که میکروترمورها، به طور همزمان در چندین ایستگاه مجزا مشاهده شدند، مشخص شد که آنها به طور کامل تصادفی نیستند و برخی از آنها امواج همگرا هستند که در رکورد ها موجود می‌باشند [۲]. در واقع میکروترمورها اجتماعی از امواج هستند که در جهت‌های مختلف حرکت می‌کنند. توکسوز<sup>۱</sup> و لاکوز<sup>۲</sup> از اطلاعات آرایه لرزه‌ای بزرگ دیافراگم (LASA)<sup>۳</sup> و با توجه به تئوری الاستیسیته به صورت خیلی واضح اثبات کردند که میکروترمورها، پدیده‌های لرزشی بسیار متغیر، نامنظم و ارتعاشی، از نظر زمانی و مکانی و مجموعه‌ای از امواج حجمی و سطحی هستند [۱۵].

این پدیده ارتعاشی ترکیب بسیار پیچیده از امواج الاستیک هستند که نه تنها شامل امواج حجمی و سطحی، بلکه شامل امواج متفرق و پراکنده دیگری نیز هستند. بسیاری از منابع میکروترمور نقش اصلی امواج در سطح زمین یا کف دریا را دارند. بنابراین به طور طبیعی، جزء غالب امواج میکروترمور، امواج سطحی است، که بیش از امواج حجمی در نظر گرفته می‌شوند [۲].

جهت تعیین نوع موج سطحی موجود در امواج میکروترمور محققین مختلف مطالعاتی را بر روی امواج میکروترمور انجام داده‌اند که از جمله آنها می‌توان به مطالعات آکی، توکسوز و لاکوز، لی<sup>۴</sup>، هورایک<sup>۵</sup>، سئو<sup>۶</sup> و یا بنفوی<sup>۷</sup> اشاره نمود که در نتیجه این تحقیقات مشخص گردید که در مورد ترکیب میدان موج میکروترمور اجماع نظر بین محققین مختلف وجود مبنی بر اینکه همواره موج رایلی به عنوان یکی از امواج تشکیل دهنده میکروترمورها بوده و در مطالعه اثرات ساختگاه به شیوه‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۶].

---

<sup>1</sup>Toksoz

<sup>2</sup>Lacoss

<sup>3</sup>Large Aperture Seismic Array(LASA)

<sup>4</sup>Li

<sup>5</sup>Horike

<sup>6</sup>Seo

<sup>7</sup>Bonnefoy

## ۴-۲-۲ فرکانس حد آستانه

بر اساس مطالعات گوتنبرگ و آستن وابستگی فرکانسی به انواع چشمه‌های تولیدکننده میکروترمور در جدول ۱-۲ ارائه شده است [۱۷، ۱۸، ۱۹]. براساس این تحقیقات می‌توان نتیجه گرفت که در فرکانس‌های زیر یک هرتز، ریزلرزه‌ها منشاء طبیعی دارند. در فرکانس بین یک تا پنج هرتز لرزه‌ها می‌توانند طبیعی باشند و در فرکانس‌های بالا تر از پنج هرتز، چشمه‌ها الزاماً حاصل فعالیت‌های انسان می‌باشند [۱۶]. همچنین در جدول ۲-۲، خلاصه‌ای از دانش فعلی در مورد ماهیت و ترکیبات نویزهای محیطی ارائه شده است<sup>۱</sup>. بر اساس این تحقیقات نیز حد ۱/۰ هرتز به عنوان فرکانس آستانه بین فرکانس‌های طبیعی و انسانی ( $F_{nh}$ ) در نظر گرفته شده است [۱۴].

جدول ۱-۲ طبقه بندی چشمه های ریز لرزه ها براساس فرکانس آنها [۱۷]، [۱۸] و [۱۹]

آستن	گوتنبرگ	منشاء
۰/۵-۱/۲ هرتز	۰/۰۵-۰/۱ هرتز	برخورد امواج دریا به ساحل
۰/۱۶-۰/۵ هرتز	۰/۲۵-۰/۱ هرتز	آشفستگی‌های جوی شدید
۰/۵-۳ هرتز	۰/۳-۱ هرتز	طوفان‌های اقیانوسی
-	۱/۴-۵ هرتز	شرایط جوی محلی
-	۲-۱۰ هرتز	فعالیت‌های آتشفشانی
۱/۴-۳۰ هرتز	۱-۱۰۰ هرتز	فعالیت‌های شهری و انسانی

<sup>1</sup> Site EffectS assessment using Ambient Excitations.(SESAME)

جدول ۲-۲ یافته های ارزیابی اثر سایت با استفاده از تحریک محیط [۱۴]

منابع نویز	طبیعی	انسان
نام	ریزگرد	میکروترمور
فرکانس	$0.1 - F_{nh}$ (هرتز $1-0.5$ )	$F_{nh}$ (هرتز $1-0.5$ )
منشاء	اقیانوس	ترافیک / صنعت / فعالیت های انسانی
نوع میدان موج	امواج سطحی	سطحی + حجمی
تنوع دامنه	مربوط به طوفان های اقیانوسی	دارای تنوع زیاد در روز / شب ، هفته / پایان هفته
رایلی / لاو	میدان موج عمدتاً رایلی	نشانه های اندک مبنی بر اینکه امواج لاو کمی انرژی بیشتری دارند

بنابراین، بطور خلاصه این گونه برداشت می شود که، در حال حاضر، در مورد منابع و ماهیت میدان های نویز بین متخصصان اتفاق نظری وجود دارد مبنی بر اینکه حد  $1/0$  هرتز را می توان به عنوان فرکانس آستانه بین فرکانس های طبیعی و فرکانس های که ناشی از فعالیت انسان است ( $F_{nh}$ ) در نظر گرفت، به عبارت دیگر میکروترمورهایی که ناشی از فعالیت های انسانی می باشند دارای پریود کوتاهتر از یک ثانیه و یا فرکانس بالاتر از  $1/0$  هرتز می باشند، از سوی دیگر میکروترمورهایی که ناشی از پدیده های طبیعی هستند عمدتاً دارای پریود بیش از یک ثانیه و یا فرکانس پایین تر از  $1/0$  هرتز می باشند [۱۴و۲].

## ۲-۲-۵ تغییر پذیری زمانی و مکانی میکروترمورها

حد آستانه  $1/0$  هرتز فقط یک نشانگر است و ممکن است از یک شهر به شهر دیگر متفاوت باشد. و همچنین در برخی از کارهای خاص مهندسی (بزرگراه ها ، سدها) که ماشین آلات بسیار بزرگی دارند و یا حتی کامیون های عبوری ممکن است انرژی با فرکانس پایین تولید کنند و در رکوردها تاثیر گذار باشند.

این محدودیت را می‌توان با تجزیه و تحلیل تغییرات دامنه میکروترمورها بین روز و شب، و همچنین بین روزهای کاری و غیر کاری مشخص نمود [۱۴].

جهت تشریح بهتر این موضوع با ذکر یک مثال، تغییر پذیری زمانی و مکانی میکروترمورها بررسی خواهد شد و از داده‌های مربوط به شهر ساپارو<sup>۱</sup> ژاپن که در سه ایستگاه مختلف و در سه زمان مختلف توسط ساکاجی<sup>۲</sup> جمع‌آوری شده‌اند، استفاده خواهیم کرد (شکل ۲-۱) [۲۰ و ۲۱]. مشخصات این ایستگاه‌ها به شرح زیر می‌باشد:

i. ایستگاه اویافورو<sup>۳</sup> OYF، جایی که لایه‌های رسوبات ضخیم غالب هستند. نمونه‌گیری هر سه ساعت به مدت ده دقیقه با استفاده از زلزله‌سنجی که روی کف بتونی در یک گاراژ قرار داده شده است در طول دوره دوازده روزه از ۷ تا ۱۹ اوت ۱۹۸۴ انجام شده است.

ii. ایستگاه واقع در محوطه دانشگاه هوکایدو<sup>۴</sup> HKD، در کلان‌شهر ساپورو، در یک حوضه رسوبی. اطلاعات در دوره یک ماهه از ۴ نوامبر تا ۴ دسامبر ۱۹۹۷، و به طور مشابه ایستگاه قبلی نمونه برداری شده است، لرزه‌سنج بر روی یک بلوک بتونی در یک ساختمان انبار پیش‌ساخته قرار گرفته است.

iii. ایستگاهی با نام<sup>۵</sup> MIS، در حومه شهر ساپورو که به طور مستقیم بر روی سنگ بستر قرار دارد و در مدت مشابه ایستگاه HKD نمونه برداری شده است، زلزله‌سنج در کف بتونی در ساختمان بتونی مسلح قرار داده شده است.

---

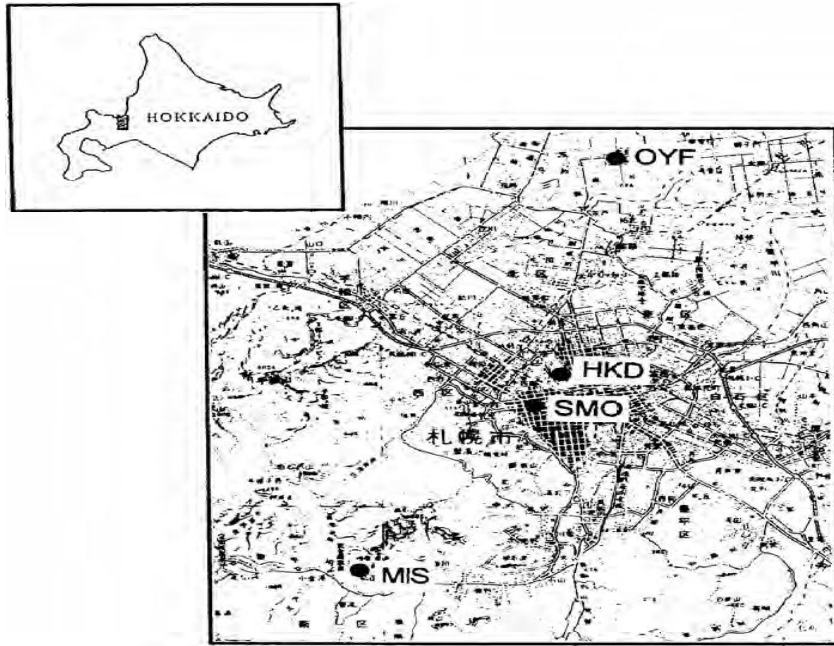
<sup>1</sup>Sapporo

<sup>2</sup> Sakaji

<sup>3</sup>Oyafuru Station (OYF)

<sup>4</sup>Hokkaido University (HKD)

<sup>5</sup>Misumai (MIS)



شکل ۲-۱ موقعیت محل ایستگاه هواشناسی ساپورو SMO و ایستگاه های برداشت داده ها [۲]

فاصله بین ایستگاه های HKD و MIS حدود ۱۴/۸ کیلومتر و ایستگاه های HKD تا OYF حدود ۱۳/۵ کیلومتر است. در طول مدت مشاهده، در ایستگاه OYF شرایط بسیار آرام و ترافیک بسیار آرامی در جریان بود. در HKD، سطح لرزش قابل توجه بود و ماشین های ساختمانی سنگین در طول روزهای هفته در حال کار بودند. MIS در مکانی کاملاً آرام قرار گرفته است با این حال، حفاری تونل در حدود ۵۰۰ متر از ایستگاه در جریان بود و سر و صدای حفاری، گاهی اوقات در رکورد مشاهده می شد.

### ۲-۲-۵-۱ تغییر پذیری زمانی میکروترموورها

مورد اول تغییرات زمانی میکروترموورها را در یک روز نشان می دهد شکل ۲-۳ رکورد میکروترموورهای سه مولفه ای را در ایستگاه OYF نشان می دهد و میکروترموورها را در سه زمان مختلف طی دو روز متوالی مقایسه می کند: ۶ صبح در ۱۱ اوت و ۶ صبح و ۹ صبح در ۱۲ آگوست ۱۹۸۴.

میکروترموورهای ضبط شده تغییرات پیچیده ای را نشان می دهند، اما میزان پیچیدگی در طول مدت ضبط سه دقیقه ای متفاوت نیست. با این حال، محدوده دامنه بین میکروترموورهای ثبت شده در یک روز با اختلاف زمانی سه ساعته، تفاوت زیادی دارد. شکل ۲-۲ میکروترموورهای ضبط شده در همان

ایستگاه OYF را در فاصله حدود یک هفته نشان می‌دهد. آنها در دامنه<sup>۱</sup> تفاوت ندارند، اما فرکانس آنها متفاوت است که موارد فوق تغییرات زمانی میکرومترها را در این ایستگاه به وضوح نشان می‌دهد.

مورد دوم شامل یک رکورد ۲۰ ساعته از مولفه‌های عمودی و شرقی - غربی داده‌های میکروترمور است که از رکوردهای جمع‌آوری شده در ایستگاه‌های HKD و MIS در یک دوره پانزده روزه از ۱۹ نوامبر تا ۳ دسامبر ۱۹۹۷ به دست آمده است. داده‌ها به ۱۲۰ قطعه رکورد ده دقیقه‌ای تقسیم شده و طیف توان<sup>۲</sup> برای هر قطعه محاسبه شده است. شکل ۲-۴ طیف توان میکروترمور را برای هر قطعه که همگی در یک محور ترسیم شده است را نشان می‌دهد شکل ۲-۵ میانگین طیف روز و شب هر ایستگاه را مقایسه می‌کند.

از شکل ۲-۴ و شکل ۲-۵ مشخص شده است که شکل کلی طیف‌ها در دوره پانزده روزه متفاوت نیست، اگرچه سطح قدرت رکورد در ایستگاه شهری HKD به طور کلی بالاتر از ایستگاه MIS واقع در حومه شهر است. مشاهده دقیق‌تر تفاوت‌های زمانی طیف توان، بین فرکانس‌های پایین‌تر از ۱/۰ هرتز و فرکانس‌های بالاتر از ۱/۰ هرتز را نشان می‌دهد. برای فرکانس‌های کمتر از ۱/۰ هرتز، تفاوت توان بین روز و شب حداقل است. از سوی دیگر، برای فرکانس‌های بالاتر از ۱/۰ هرتز این تفاوت تا سه برابر نشان داده شده است. این موضوع در ایستگاه شهری HKD بیشتر مشهود است که این موارد نیز تغییرات میکرومترها را در شب و روز در این ایستگاه‌ها به وضوح نشان می‌دهد [۲]. بعلاوه می‌توان نتیجه گرفت که اجزای فرکانس زیر ۱/۰ هرتز کمتر تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی قرار دارند، در حالی که اجزای فرکانس بالای ۱/۰ هرتز به طور قابل توجهی تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی قرار می‌گیرند. این پدیده حتی با وضوح بیشتری در شکل ۲-۶ نشان داده شده است. شکل ۲-۶ طیف توان مولفه‌های شرقی-غربی میکروترمورها است که از مشاهدات در ایستگاه‌های HKD و MIS به دست آمده است. این داده‌ها بصورت هم‌زمان در مدت ۱۰ دقیقه و به فاصله هر سه ساعت از نیمه شب نمونه برداری شدند. داده‌ها در HKD مربوط به دوره ۲۹ روزه بین ۵ نوامبر و ۳ دسامبر ۱۹۹۷ است، و مورد MIS از دوره ۱۵ روزه از ۱۹ نوامبر

---

<sup>1</sup>Amplitude

<sup>2</sup>Power spectrum density



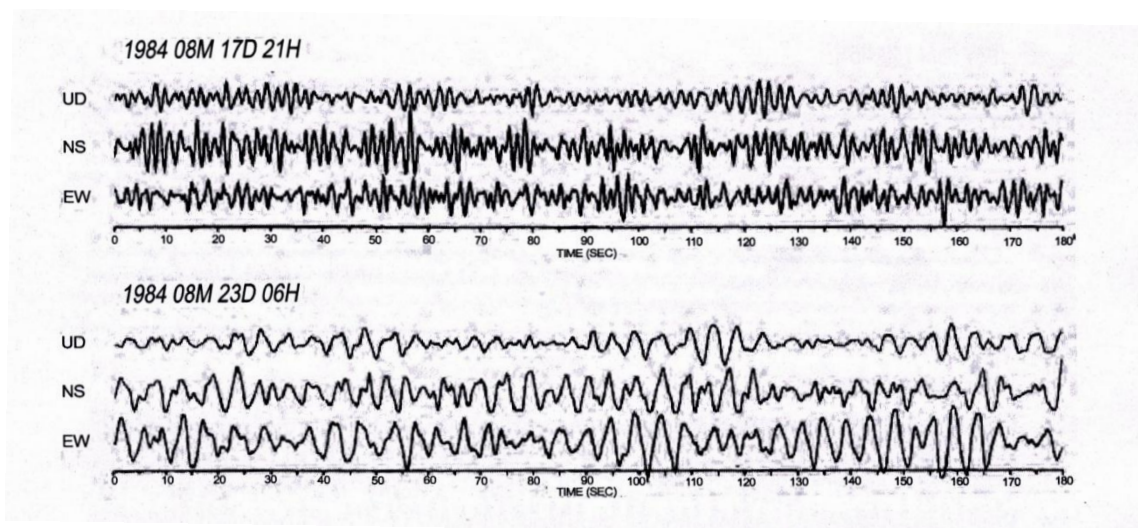
تا ۳ دسامبر ۱۹۹۷ است. منحنی موجود در بالای شکل ۲-۶ داده‌های فشار اتمسفر برای دوره مربوطه است. این تغییرات از ۹۸۰ تا ۱۰۴۰ هکتوپاسکال را نشان می‌دهد، همانطور که در نمودار مشاهده می‌شود، شخصیت طیف میکروترموورها بین فرکانس‌های بالاتر و پایین‌تر از ۱/۰ هرتز متفاوت است [۲].

**i. فرکانس‌های کمتر از یک هرتز:** تغییر زمانی میکروترموورها رابطه معکوس خوبی با تغییر

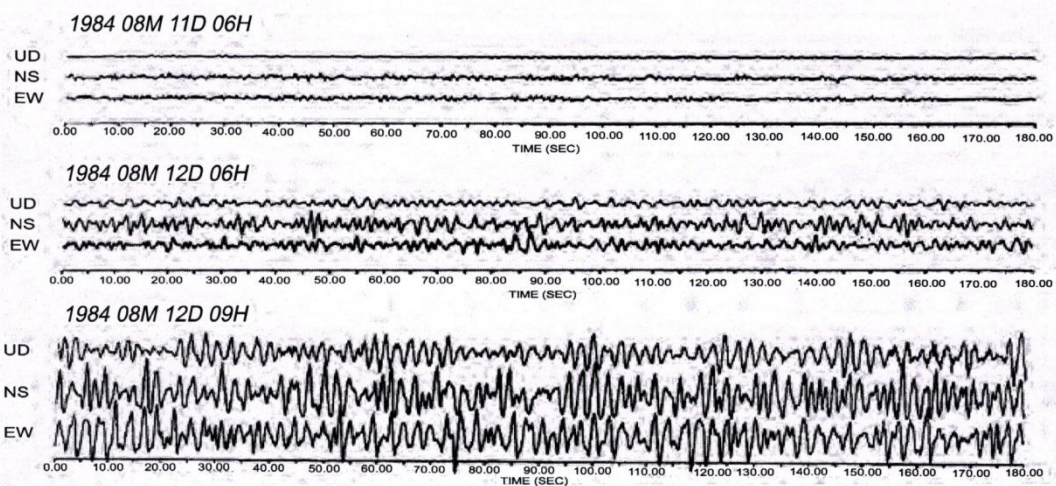
فشار اتمسفر دارد، قدرت میکروترموورها با کاهش فشار جوی افزایش می‌یابد، از طرف دیگر، با افزایش فشار اتمسفر، قدرت کاهش می‌یابد این همبستگی مشاهده شد، تقریباً بدون استثنا برای دو ایستگاه که ۱۴/۸ کیلومتر از هم فاصله دارند طی مدت زمان ضبط داده‌ها مشاهده شده است [۲].

**ii. فرکانس‌های بیشتر از یک هرتز:** همان‌طور که گفته شد، طیف توان میکروترموورها با

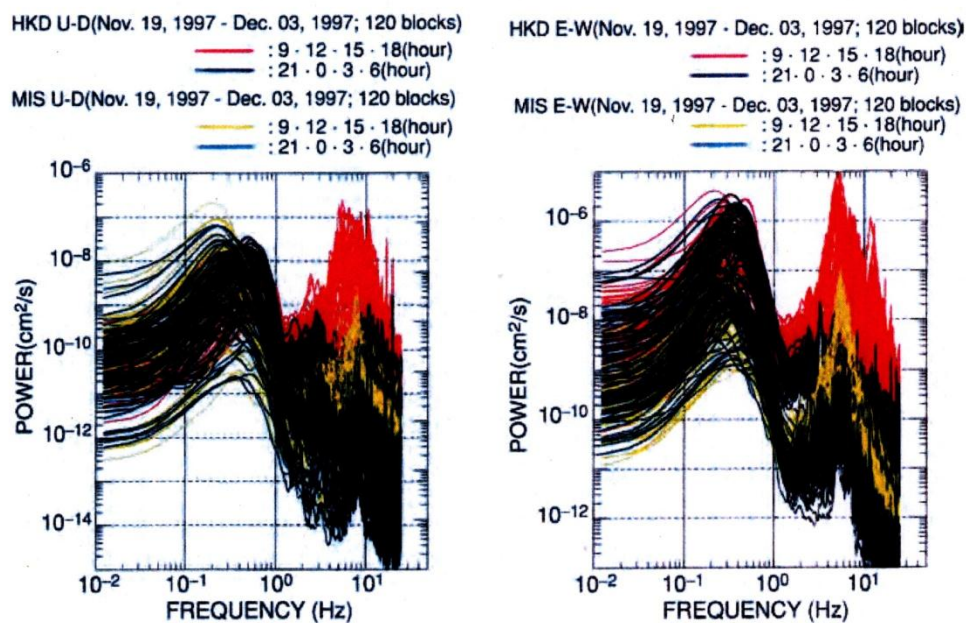
فرکانس بالاتر از ۱/۰ هرتز، تحت تأثیر فعالیت‌های انسانی است. طیف توان فرکانس‌های بین ۴/۰ تا ۷/۰ هرتز به وضوح تنوع روزانه را نشان می‌دهد. مشاهده دقیق‌تر ممکن است نشان دهد که قدرت نسبی میکروترموورها نسبت به زمان نهار و همچنین تعطیلات عمومی کاهش می‌یابد [۲].



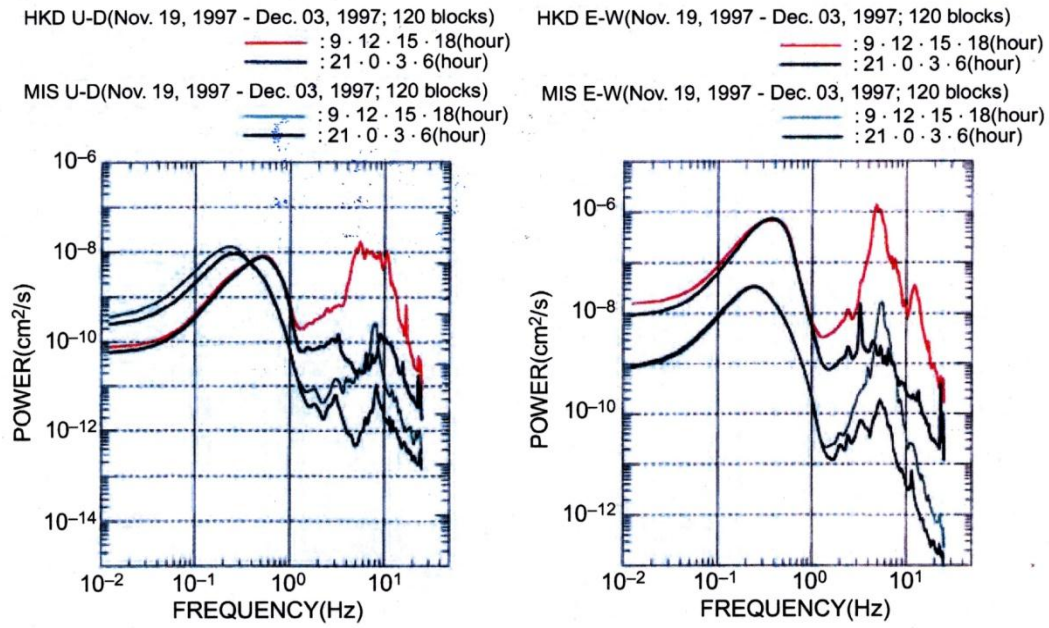
شکل ۲-۲ نمونه ای از رکورد میکروترموورهای سه جزئی از ایستگاه (OYF) [۲].



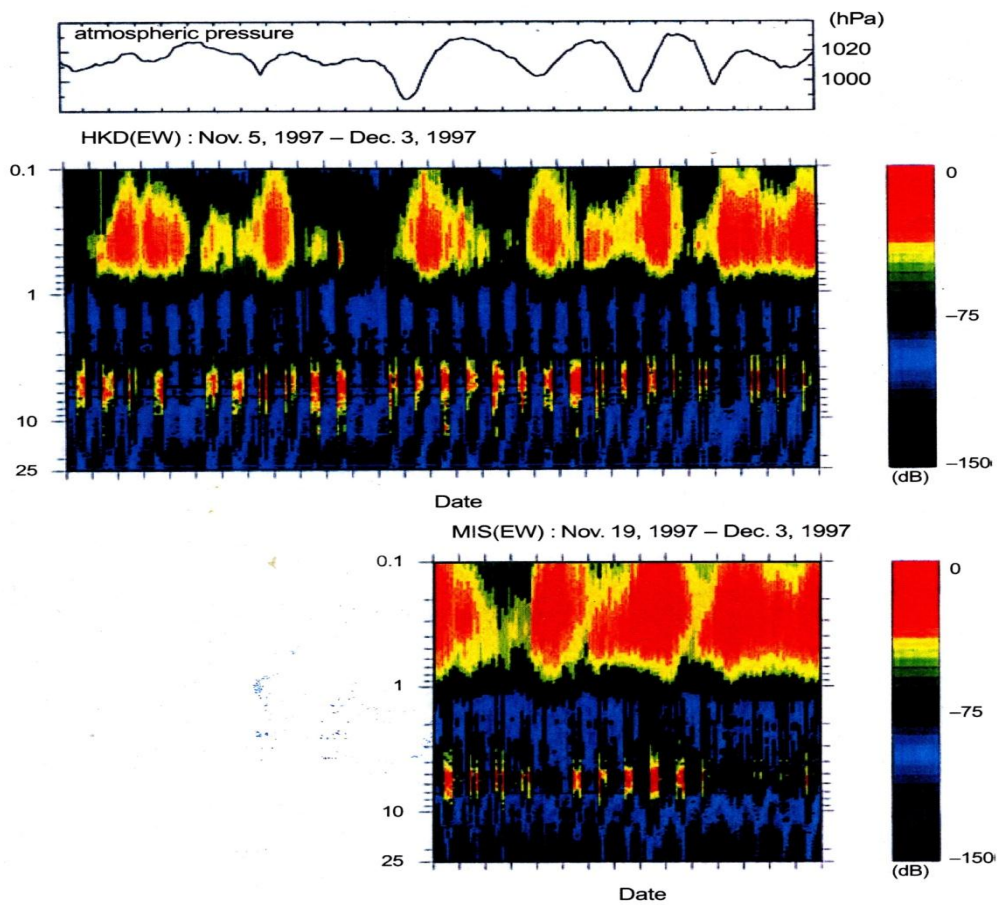
شکل ۳-۲ نمونه ای از رکورد میکروترموهای سه جزئی از ایستگاه (OYF) در حومه ساپورو [۲].



شکل ۴-۲ طیف های توان اجزای عمودی (U-D) و شرق به غرب (E-W) میکروترموها [۲].



شکل ۲-۵ میانگین روز و شب طیف های توان اجزای عمودی (U-D) و شرق-غرب (E-W) [۲].



شکل ۲-۶ طیف توان اجزاء شرق به غرب میکروترمورها در طی دوره ۲۹ روزه [۲].

## ۲-۵-۲-۲ تغییر پذیری مکانی میکروترموورها

i. فرکانس‌های کمتر از یک هرتز: با بررسی طیف توان در شکل ۲-۴ می‌توان دید که طیف‌های

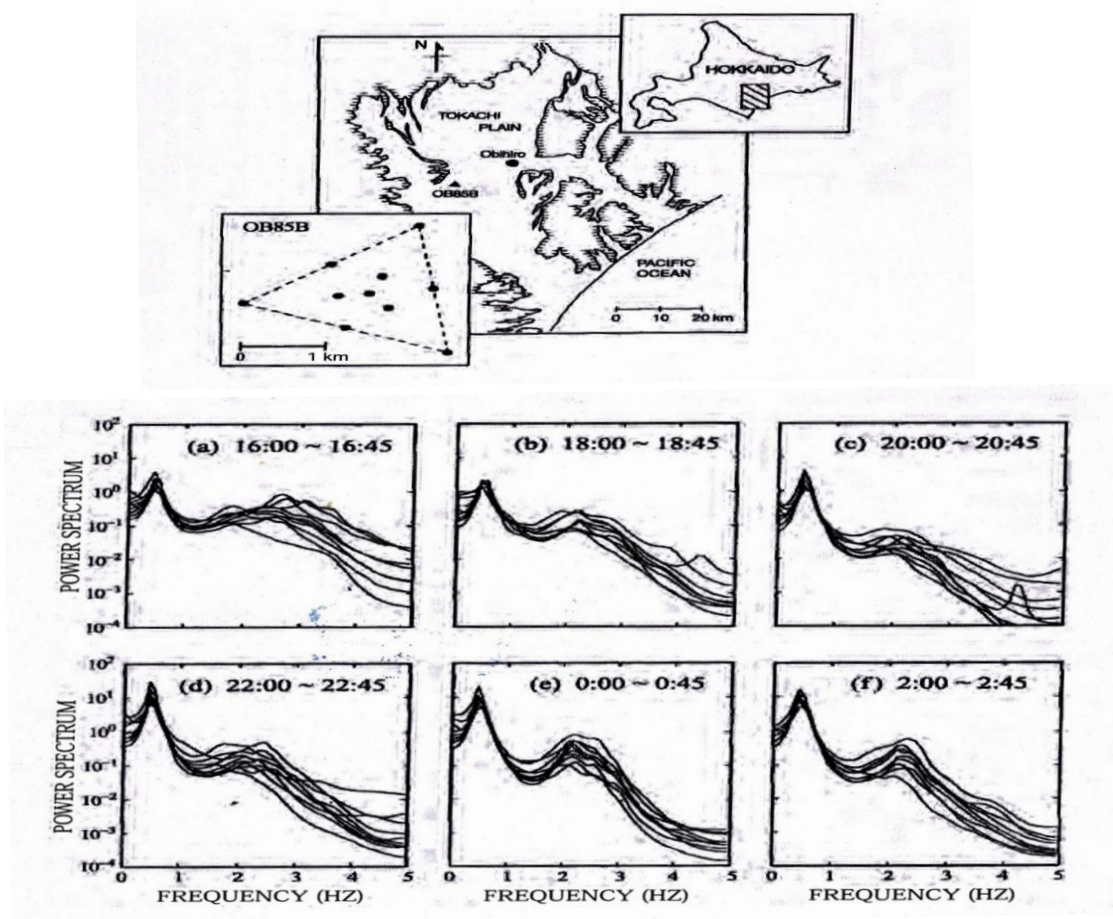
توان هر دو ایستگاه HKD و MIS تحت تاثیر فشار جو قرار دارند. با این حال سطح اوج طیف توان و فرکانس متناظر آن بین ایستگاه‌ها متفاوت است. طیف توان با گذشت زمان تغییر می‌کند و الگوی یکسانی ندارد. میانگین طیف توان روزانه و شبانه در شکل ۲-۵ نشان داده شده است. حداکثر فرکانس HKD حدود ۰/۵ هرتز برای مؤلفه عمودی و ۰/۳۵ هرتز برای مؤلفه شرق-غرب است، در حالیکه MIS تقریباً دارای فرکانس ۰/۲۵ هرتز برای هر دو مؤلفه عمودی و شرق-غرب است. سطح اوج مؤلفه عمودی بین ایستگاه‌ها مشابه است، اما سطح اوج مؤلفه شرق-غرب در HKD حدود ۳۰ برابر بیشتر از MIS است. این نشان می‌دهد که در حالیکه تنوع فشار جو در یک منطقه وسیع، از جمله HKD و MIS در طی مدت نسبتاً طولانی یکسان است، ولی ساختار طیفی مختلف میکروترموور را در مکان‌های مختلف نشان می‌دهد [۲].

ii. فرکانس‌های بیشتر از یک هرتز: اختلاف روزانه در حداکثر فرکانس طیف در هر دو

ایستگاه HKD و MIS زیاد است، که منعکس کننده ویژگی‌های طیفی منبع ارتعاش در نزدیکی ایستگاه است. تفاوت‌های روزانه در رکوردها به دلیل ورودی‌ها در نظر گرفته می‌شود. برای درک بهتر موضوع و نحوه تغییر در میکروترموورها دوره زمانی مناسب‌تری را بررسی می‌کنیم. شکل ۲-۷ طیف‌های توان میکروترموورها که به طور همزمان در ده ایستگاه پراکنده در شعاع ۱/۵ کیلومتر از حوالی اوبیهیرو<sup>۱</sup> ثبت شده‌اند را نشان می‌دهد. در هر ایستگاه، شش دوره ضبط هر یک به مدت ۴۵ دقیقه با دو ساعت تاخیر نسبت به هم در روز ۲۱ ژوئیه سال ۱۹۸۵ و از ساعت ۱۶:۰۰ تا ۰۲:۰۰ روز بعد انجام شده است.

<sup>۱</sup>Obihiro

شکل کلی ساختار طیف‌های توان برای دوره‌های ضبط یکنواخت است، اما تفاوت در مؤلفه فرکانس بیش از ۱/۵ هرتز برای زمان‌ها و مکان‌های مختلف قابل توجه است. تغییرات زمانی در طیف‌ها ناشی از تغییرات زمانی در منابع میکروترومورها می‌باشد. تفاوت طیف‌ها در باند فرکانسی بالای ۱/۵ هرتز در مکان‌های متعدد مشاهده شده، نشان دهنده این واقعیت است که میکروترومورها در این نقاط دارای ثابت نیستند. با اینحال، تفاوت بسیار کمی در طیف‌های باند فرکانسی زیر ۱/۰ هرتز در همه مکان‌ها وجود دارد و این نشان دهنده ثبات میکروترومورها در این باند فرکانسی در مکان‌های مختلف است. این مثال نشان می‌دهد که ساختار طیفی میکروترومورها با دوره‌های کمتر از ۱/۰ ثانیه عمدتاً در محدوده مکانی ۱/۵ کیلومتر و مدت زمانی ۴۵ دقیقه ثابت است [۲].



شکل ۲-۷ طیف توان میکروترومورها مربوط به ۱۱۰ ایستگاه مختلف [۲].

## ۲-۳ تعاریف اولیه

قبل از اینکه به نحوه تحلیل و بررسی امواج میکروترمور پرداخته شود لازم است که به ابتدا مفاهیم اولیه‌ای را که مبنا مطالعات میکروترمور می‌باشند مورد بررسی قرار دهیم.

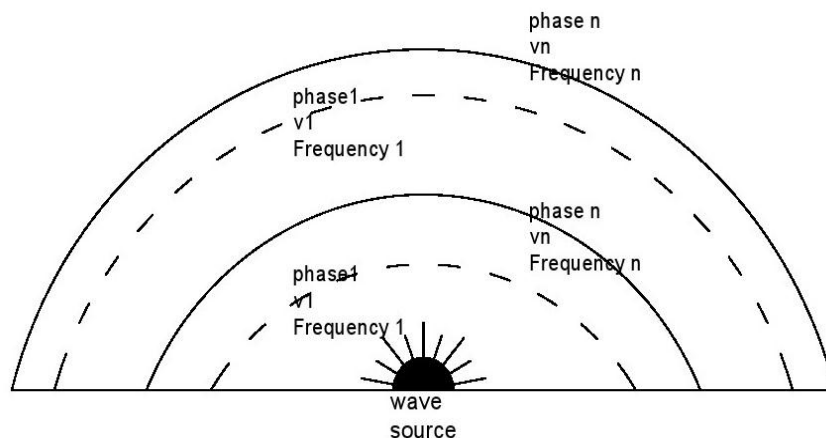
بطور کلی سیگنال‌ها توابعی از یک یا چند متغیر مستقل هستند که شامل اطلاعاتی درباره رفتار و ماهیت یک پدیده می‌باشند. هر سیگنالی که بتوان آن را به صورت دامنه‌ای متغیر بر حسب زمان نشان داد، دارای یک طیف فرکانسی به خصوص است. هنگامی که این پدیده‌ها به صورت یک طیف فرکانسی نمایش داده می‌شوند، توصیف آنها ساده‌تر می‌شود. گاهی یک طیف فرکانسی به ما کمک می‌کنند تا درک بهتری از سیگنال به دست آوریم. از طرف دیگر میکروترمورها به عنوان فرآیندهای تصادفی در نظر گرفته می‌شوند و تئوری و روش‌های بررسی فرآیندهای تصادفی در مورد آنها به کار خواهد رفت [۲] لذا در ادامه در خصوص مفاهیم و روابط اولیه مربوط به نحوه به دست آوردن طیف فرکانسی میکروترمورها توضیحات مختصری داده خواهد شد.

## ۲-۳-۱ سرعت فاز

با توجه به نظریه پراکنش امواج، یک موج با فازهای مختلف در فضا پراکنده می‌شود که هر یک از این فازها دارای مشخصات فیزیکی مختلفی می‌باشند که از جمله این مشخصات می‌توان به فرکانس و سرعت انتشار در فضا اشاره نمود (شکل ۲-۸). سرعت فاز<sup>۱</sup> یک موج، نرخ انتقال فاز آن موج در فضا است. این سرعت در هر فاز برای فرکانس‌های مختلف یک موج قابل تعریف است و برای هر فرکانس خاص می‌توان سرعت فاز را بر اساس رابطه (۲-۱) محاسبه نمود. در این رابطه  $c$  بیانگر سرعت فاز،  $f$  فرکانس و  $\lambda$  طول موج می‌باشند.

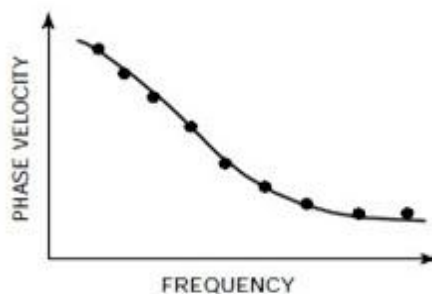
$$c = f \cdot \lambda \quad (۲-۱)$$

<sup>۱</sup> phase velocity



شکل ۸-۲ نحوه پراکنش فازهای مختلف یک موج در فضا

پس از تعیین سرعت انتشار موج در برابر هر فرکانس نمودار سرعت فاز به دست می‌آید. در مطالعات میکروترموگرام نخست جهت تخمین شرایط زیرزمینی به دست آوردن نمودار سرعت فاز در برابر فرکانس است که با استفاده از آن سرعت موج برشی لایه‌های زیر زمینی قابل تخمین خواهد بود (شکل ۹-۲).



شکل ۹-۲ نمودار کلی سرعت فاز در برابر فرکانس [۲]

## ۲-۳-۲ متغیرهای تصادفی

طبق نظریه احتمالات، کمیت‌های فیزیکی به دو گروه قطعی و تصادفی تقسیم می‌شوند.

۱. متغیر قطعی: هر گاه یک کمیت تحت شرایط کنترل شده، به صورت مشابه تکرار شود و خطای

اندازه‌گیری همواره یکسان باشد.

ii. متغیر تصادفی<sup>۱</sup>: در صورتی که نتایج تغییرات زیاد و بدون هیچ قاعده مشخصی باشد. مثل پرتاب

سکه شیر و خط یا پرتاب تاس.

متغیر تصادفی تنها برای مسائلی معتبر است که نسبت به زمان ثابت باشند. طبق نظریه احتمالات، مشخصات یک متغیر تصادفی، توسط تابع چگالی احتمال، توصیف می‌شود و بوسیله این تابع امکان مطالعه رخداد‌های تصادفی به وسیله ابزار ریاضی فراهم می‌شود [۱۶].

### ۲-۳-۳ فرآیندهای تصادفی

اصل متغیر تصادفی در بررسی پدیده‌های تصادفی قدرتمند است. با این حال اگر پدیده تصادفی، متغیر در زمان باشد، این اصل بی نتیجه خواهد بود چرا که متغیر تصادفی با زمان تغییر نمی‌کند. لذا جهت بررسی متغیرهای تصادفی که با زمان تغییر می‌کنند، بحث فرآیند تصادفی<sup>۲</sup> که مفهوم تعمیم یافته متغیرهای تصادفی هستند مطرح می‌شود. بسیاری از مسائل کاربردی، به خصوص در مهندسی، وابسته به زمان می‌باشند. به عنوان مثال می‌توان به پدیده‌هایی همچون زلزله و سیل، اشاره کرد. جهت مطالعه بر روی فرآیندهای تصادفی می‌باید محتوی فرکانسی آنها استخراج گردد. علیرغم اینکه تبدیل فوریه ابزاری مهم در این خصوص در علوم مهندسی می‌باشد ولیکن در بحث فرآیندهای تصادفی بسط تبدیل فوریه به تنهایی کارا نمی‌باشد به همین دلیل در مورد فرآیندهای تصادفی طیف آنها به وسیله تابع چگالی طیف توان و میانگین‌های آماری مشخص می‌شوند [۱۶].

همچنین از آنجایی که میکروترمورها خواص یک پدیده تصادفی را فراهم می‌آورد و داده‌های به دست آمده از لرزه‌سنج‌ها بصورت سیگنال‌هایی متشکل از دامنه مولفه‌های عمودی و افقی میکروترموور، نسبت به زمان می‌باشد می‌توان نظریه فرآیندهای تصادفی و تعاریف و روابط مربوط به آنرا در خصوص آنها بکار برد [۲].

<sup>1</sup> Random Variable

<sup>2</sup> Random Process



## ۲-۳-۴ تابع چگالی طیف توان

فرآیندهای تصادفی بوسیله محتوای فرکانسی شان که در تابع چگالی طیف توان<sup>۱</sup> تجلی پیدا می کند قابل شناسایی می باشند. طبق قضیه وینر-کینچین<sup>۲</sup> تابع چگالی طیف توان یک فرآیند تصادفی طبق رابطه (۲-۲) برابر است با تبدیل فوریه خود همبستگی آن فرآیند

$$S_x(f) = f[R_x(\tau)] = \int_{-\infty}^{+\infty} R_x(\tau) e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (2-2)$$

که در این رابطه  $R_x(\tau)$  تابع خود همبستگی فرآیند است و مقدار آن از رابطه (۳-۲) به دست می آید.

$$R_x(t + \tau, t) = E[X(t + \tau)X(t)] \quad (3-2)$$

و عبارت  $E[X]$  بیانگر تابع امید ریاضی (متوسط) فرآیند تصادفی می باشد و از رابطه (۴-۲) به دست می آید

$$E[X] = \int_{-\infty}^{+\infty} xP(x) dx \quad (4-2)$$

در این رابطه  $P(X)$ ، تابع چگالی احتمال<sup>۳</sup> می باشد به طور کلی، زمانی که یک پدیده به عنوان فرآیند تصادفی در نظر گرفته شود، می توان با تابع چگالی طیف توان آن پدیده را مطالعه نمود. این تابع ترکیب فرکانس و توان پدیده را تعریف می کند.

## ۲-۳-۵ تابع خود همبستگی

در بحث مربوط به سری زمانی، بین مشاهدات براساس زمان وابستگی وجود دارد. در علم آمار، وابستگی را اغلب به صورت همبستگی<sup>۴</sup> بیان می کنند، و همبستگی بیانگر حاصل ضرب دو متغیر تصادفی می باشد و طبق رابطه (۵-۲) به دست می آید.

$$E(X_1, X_2) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} X_1 X_2 P(X_1, X_2) dx_1 dx_2 \quad (5-2)$$

<sup>1</sup> Power Spectral Density

<sup>2</sup> Wiener – Kinchine

<sup>3</sup> Probability Density Function

<sup>4</sup> Correlation

حال اگر دو متغیر تصادفی در یک تابع باشند به آن، تابع خود همبستگی<sup>۱</sup> می‌گویند. در بحث فرآیندهای تصادفی<sup>۲</sup> از تابع خود همبستگی استفاده می‌کنند تا به رفتار فرآیند بر حسب زمان یا مکان پی ببرند.

## ۲-۳-۶ عدد موج

عدد موج<sup>۳</sup> بیانگر تعداد موج‌های موجود در واحد طول است که به صورت دور بر واحد طول یا رادیان بر واحد طول بیان می‌شود و می‌توان آنرا از رابطه (۲-۶) به دست آورد [۲]

$$K = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (۲-۶)$$

که در این رابطه  $K$  و  $\lambda$  به ترتیب بیانگر عدد موج و طول موج می‌باشد.

## ۲-۴ روش‌های تحلیل میکروترموور

با توجه به نوع و هدف از مطالعه بر روی لایه‌های زیرزمینی، روش تحلیل میکروترموورها معین می‌گردد. از مطالعه بر روی داده‌های میکروترموور برای تعیین فرکانس غالب ساختگاه و یا برآورد ساختار سرعت موج برشی لایه‌های زیر سطحی زمین استفاده خواهد شد [۲]. این مطالعات به اکتشاف این ساختارها از عمق چند ده متر تا چندین کیلومتر زیرزمین می‌پردازد. هدف اصلی از مطالعه بر روی داده‌های میکروترموور برآورد ساختار زیر سطحی است. با توجه به نوع اطلاعات مورد نیاز می‌توان بررسی میکروترموورها را به دو گروه کلی زیر تقسیم بندی نمود:

i. روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم  $(\frac{H}{V})^4$

ii. روش‌های آرایه‌ای<sup>۵</sup>

<sup>1</sup>Autocorrelation Function

<sup>2</sup>Random Process

<sup>3</sup>Wave Number

<sup>4</sup>Horizontal to vertical Spectral Ratio(HVSR)

<sup>5</sup>Array Method

## ۲-۴-۱ روش طیفی مؤلفه افقی به قائم

هر ساختگاه زمین‌شناسی دارای یک فرکانس طبیعی است، از سوی دیگر هر سازه نیز دارای فرکانس طبیعی مخصوص به خود می‌باشد، حال اگر فرکانس سازه با فرکانس زمین یکی شود، پدیده تشدید اتفاق خواهد افتاد. میزان تشدید و نیز محدوده فرکانسی که پدیده تشدید در آن اتفاق می‌افتد، علاوه بر شدت زمین لرزه به خصوصیات فیزیکی و مکانیکی خاک محل نیز بستگی دارد. بنابراین تعیین میزان تشدید و فرکانس تشدید جهت طراحی ساختمان‌های هر منطقه بسیار ضروری می‌باشد [۱۲]. یکی از ساده‌ترین و متداول‌ترین روش‌ها برای تخمین فرکانس غالب لایه‌های رسوبی، به ویژه برای مناطق شهری و صنعتی که امکان استفاده از روش‌های متداول ژئوفیزیکی در آن وجود ندارد روش نسبت طیفی مؤلفه افقی به قائم  $(\frac{H}{V})$  می‌باشد [۱۲].

این روش برای اولین بار توسط نوگوشی<sup>۱</sup> [۲۱ و ۲۲] ارائه گردید و سپس توسط ناکامورا<sup>۲</sup> توسعه داده شد که در حال حاضر به آن روش ناکامورا می‌گویند [۲۳]. به طور خلاصه، روش ناکامورا مطرح می‌کند که امواج صفحه‌ای که به صورت قائم منتشر می‌شوند، در لایه سطحی یکنواخت به دام می‌افتند. انعکاس متعدد این امواج بین بالا و پایین لایه باعث به وجود آمدن تشدید می‌شود. این نسبت به عنوان نسبت طیفی افقی به عمودی شناخته می‌شود، و از آن به عنوان نسبت ناکامورا نیز نام برده می‌شود [۱۲] در این روش فرض بر این است که مؤلفه افقی بیشتر تحت تاثیر لایه‌های آبرفتی مؤلفه عمودی حاوی ویژگی‌ها و مشخصات بستر سنگی است. در نتیجه می‌توان با ثبت امواج میکروترمور در یک ایستگاه، فرکانس غالب ساختگاه را با مشاهده نقاط پیک ماکزیمم به دست آورد [۱۶].

این روش در تخمین فرکانس طبیعی خاک‌های نرم منطقه، زمانی که اختلاف مقاومت زیادی با سنگ زیرین داشته باشند بسیار موثر است [۱۲].

<sup>۱</sup>Nogoshi

<sup>۲</sup>Nakamura

## ۲-۴-۲ روش های آرایه ای

روش های تحلیل آرایه ای براساس ویژگی پاشش امواج سطحی استوار هستند و از نتایج آن جهت تعیین نمودار سرعت موج برشی استفاده می شود [۲]. پاشش امواج پدیده ای است که در اثر آن موج هایی با فرکانس ها و طول موج های مختلف با سرعت های متفاوت منتشر می شوند [۴].

در این روش ها، میکروترمورها به عنوان یک فرآیند تصادفی در نظر می شود و با تحلیل مؤلفه قائم سیگنال های تصادفی رکورد شده در ایستگاه، نمودار سرعت فاز<sup>۲</sup> نسبت به هر فرکانس حاصل می شود که این نمودار مقدمه تجزیه و تحلیل های بعدی جهت تعیین ساختار نمودار سرعت موج برشی خواهد بود.

در ادامه این فصل مبانی، فرضیات اصلی و روابط مورد استفاده در تحلیل روش های آرایه ای تشریح می گردد

## ۲-۵ روش بررسی آرایه های میکروترمور

روش بررسی میکروترمور<sup>۳</sup> MSM در واقع نوعی روش بررسی موج الاستیک به معنای گسترده است ، به عبارت دیگر MSM یک روش بررسی لرزه ای است. با این حال ، برخلاف روش های لرزه ای انعکاسی و انکساری معمول که از منابع مصنوعی استفاده می کنند ، MSM امواج را در حوزه فاز کنترل می کند و با استفاده از پدیده های طبیعی کنترل نشده به عنوان منبع ، و طبق نظریه فرآیندهای تصادفی جنبه های مختلف طیف های میکروترمورها را بررسی می کند [۲]. از مشاهده ارتعاشات که در قالب ترکیبی از موج های حجمی و سطحی هستند ، به طور کلی می توان نتایج زیر را به دست آورد:

- i. اطلاعات در مورد منابع ایجاد موج.
- ii. اطلاعات در مورد مسیر انتقال امواج.
- iii. اطلاعات مربوط به ساختار زیر سطحی در ایستگاه برداشت داده ها.

<sup>1</sup>Dispersion

<sup>2</sup>Phase velocity

<sup>3</sup> MicrotremorSurveyMethod

روش تحقیق میکروترمور روشی برای تعیین ساختار زیر زمینی است بنابراین، این روش نسبت به سایر روش‌های لرزه‌نگاری متفاوت نخواهد بود [۲].

## ۲-۵-۱ نوع موج مورد استفاده در بررسی میکروترمور

با توجه به مطالعات توکسوز و لاکوس، و آکی از مطالعه میکروترمورها مشخص گردید که میکروترمورها مجموعه‌ای از امواج حجمی و سطحی هستند و امواج سطحی در میدان امواج حالت غالب را دارند همچنین این محققین نشان دادند که این امواج سطحی غالب در میدان امواج، در کل از نوع امواج ریلی می‌باشند [۲].

## ۲-۵-۲ فرآیند تصادفی میکروترمورها

میکروترمورها به وفور حاوی امواج سطحی هستند. این امواج سطحی بصورت تصادفی، هم به معنای زمانی و هم مکانی، توسط مکانیسم‌های متنوعی تولید می‌شوند و در طیف گسترده‌ای از شرایط زمین شناسی حرکت می‌کنند. به طور طبیعی، میکروترمورها به مجموعه‌ای بسیار پیچیده از امواج الاستیک تبدیل می‌شوند که نه تنها حاوی امواج حجمی و سطحی، بلکه حاوی بسیاری امواج پراکنده دیگر نیز هستند. به عنوان یک نتیجه، میدان‌های امواج میکروترمور از امواج چند سطحی تشکیل شده که عموماً از جهات مختلف وارد می‌شوند، بنابراین میکروترمورها فرم بسیار پیچیده‌ای دارند و هیچ معادله ریاضی ساده‌ای آن‌را توصیف نمی‌کند. در نتیجه، دامنه میکروترمورها در یک زمان و مکان خاص قابل پیش بینی نیست. با توجه به کوشش‌های محققین مختلف مشخص گردیده است که میکروترمورها خواص یک فرآیند تصادفی را برآورده می‌کنند در واقع، میکروترمورها یک پدیده تصادفی<sup>۱</sup> هستند. با توجه به اینکه میکروترمورها به عنوان یک فرآیند تصادفی مطرح می‌شوند، بررسی آنها توسط تابع چگالی طیف توان یا تابع خود همبستگی مکانی انجام می‌شود [۲].

---

<sup>۱</sup>Stochastic phenomenon

## ۲-۵-۳ ارتباط بین امواج سطحی و ساختار زیر زمینی

در یک محیط لایه‌ای امواج با طول موج‌ها یا فرکانس‌های مختلف با سرعت‌های مختلف انتشار می‌یابند که به این ارتباط خاصیت پراکنش می‌گویند [۴]. این خاصیت مختص امواج سطحی است که در سطح یک محیط لایه‌ای منتشر می‌شوند و در مورد امواج حجمی مشاهده نمی‌شود، منحنی که تغییرات سرعت فاز نسبت به طول موج یا فرکانس را نشان می‌دهد، منحنی پراکنش نام دارد [۱].

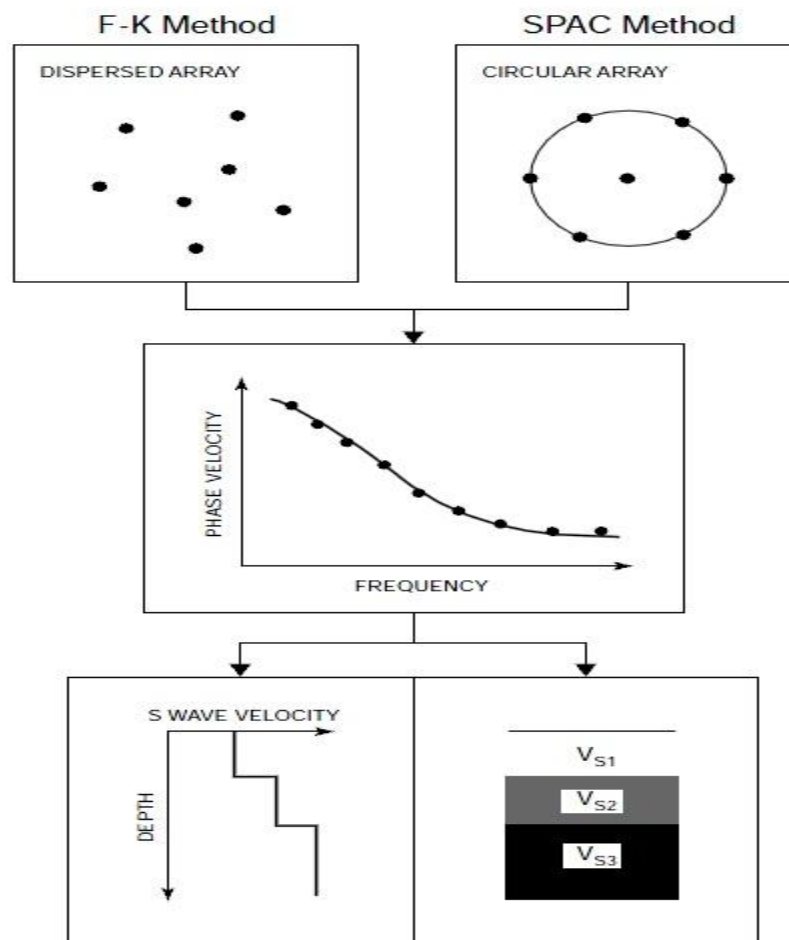
از آنجا که انتشار موج سطحی تابعی از ساختار زیرزمین است، از نظر تئوری می‌توان ساختار زیرزمینی را، از پراکنش امواج برآورد کرد [۴ و ۲]. اساساً روش‌های بررسی میکروترموورها روش‌هایی برای تخمین انتشار امواج سطحی موجود در میکروترموورها است. در حال حاضر سطح دانش تئوری ما تنها می‌تواند ویژگی‌های پراکندگی امواج سطحی را برای لایه‌های موازی، ایزوتروپیک و همگن حل کند بنابراین ساختارهای زیر سطح برآورد شده توسط میکروترموورها تقریباً برای لایه‌های موازی، ایزوتروپیک و همگن صادق است [۲]. MSM خواص فیزیکی ساختار زیر سطحی را با بهره‌گیری از سرعت موج برشی به دست می‌آورد. در تجزیه و تحلیل پاسخ به حرکات زلزله و در تعیین ساختار زیرزمینی سرعت موج برشی نسبت به موج P مهمتر است. در این راستا، MSM برای تخمین ساختار زیر سطحی، برای برآورده کردن نیازهای رشته مهندسی زلزله مناسب است. MSM با امواج سطحی سروکار دارد و نظریه امواج سطحی را اعمال می‌کند [۲].

طرح اصلی بر آورد ساختار زیر سطحی از اندازه‌گیری میکروترموورها مطابق شکل ۲-۱۰ بدین شرح است:

- i. اندازه‌گیری و ثبت میکروترموورها در سطح زمین با استفاده از شبکه لرزه‌سنج‌ها (آرایه)
- ii. محاسبه طیف توان و نسبت‌های طیفی
- iii. تخمین منحنی پراکنش<sup>۱</sup> سرعت فاز- فرکانس موج سطحی.
- iv. تعیین ساختار زیر سطحی با استفاده از آنالیز معکوس<sup>۱</sup>.

---

<sup>۱</sup>Dispersion curves



شکل ۲-۱۰ روش اصلی روش پیمایش میکروترمور [۲].

## ۲-۵-۴ روش های تخمین سرعت فاز امواج سطحی

اصل اساسی روش پیمایش میکروترمورها (MSM)، تعیین رابطه بین سرعت فاز و فرکانس است. در این تحقیقات، محدوده فرکانسها با عمق تحقیقات مرتبط است، یعنی هرچه فرکانس مورد استفاده کمتر شود، عمق تحقیقات عمیق تر می شود. با این حال، رابطه بین آنها قبل از بررسی مشخص نیست. متغیرهای

<sup>1</sup>Inversion

اساسی مورد استفاده برای تعیین ماهیت ساختار زیر سطحی، یعنی سرعت فاز  $c$  و فرکانس  $f$  به طور

ضمنی در معادله (۷-۲) مرتبط هستند: [۲]

$$F(c, f; v_{p1}, v_{s1}, \rho_1, h_1; v_{p2}, v_{s2}, \rho_2, h_2; \dots; v_{pn}, v_{sn}, \rho_n, h_n) = 0 \quad (7-2)$$

که در آن  $v_{pj}$ ،  $v_{sj}$ ،  $\rho_j$  و  $h_j$  پارامترهای لایه  $j$  ام هستند از ساختاری متشکل از  $N$  لایه، و بترتیب عبارتند از سرعت موج  $P$ ، سرعت موج  $S$ ، چگالی و ضخامت. این معادله نمی‌تواند صریحاً برای  $c$  به عنوان تابعی از متغیر مستقل  $f$  حل شود. با این حال، با فرض اینکه معادله راه حلی دارد، می‌توان آنرا به صورت رابطه (۸-۲) نوشت

$$c = c(f; v_{p1}, v_{s1}, \rho_1, h_1; v_{p2}, v_{s2}, \rho_2, h_2; \dots; v_{pn}, v_{sn}, \rho_n, h_n). \quad (8-2)$$

پس از این، پارامترهای لایه برای سادگی حذف می‌شوند، و معادله بصورت رابطه (۹-۲) زیر بازنویسی می‌شود

$$c = c(f) \quad (9-2)$$

معادله (۹-۲) رابطه اساسی بین سرعت فاز و فرکانس را نشان می‌دهد، و سرعت  $c$  را می‌توان یک تابع تک متغیره از فرکانس  $f$  در نظر گرفت. بطور خلاصه، روش تشخیص امواج سطحی از میکروترمورها، یافتن رابطه معادله (۹-۲) از مشاهده و تخمین پارامترهای لایه‌ها با استفاده از معادلات (۷-۲) یا (۸-۲) است [۲]. در حال حاضر، روش‌های مورد استفاده برای تشخیص سرعت فاز امواج سطحی عبارتند از:

i. روش طیف فرکانس-عدد موج<sup>۱</sup> (روش F-k)

ii. روش همبستگی فضایی<sup>۲</sup> (روش SPAC) و مشتقات آن

<sup>1</sup>Frequency-wavenumber method (F-k)

<sup>2</sup>Spatial Autocorrelation Method (SPAC)



از خصوصیات مشترک برای هر دو روش این است که، میکروترمورها به عنوان یک فرآیند تصادفی در نظر گرفته می‌شوند و طیف آنها اساس تجزیه و تحلیل است. هر دو روش به منظور استخراج موج رایلی، از مؤلفه عمودی میکروترمورها استفاده می‌کنند [۲].

## ۲-۵-۵ روش طیف فرکانس-عدد موج

آنالیز فرکانس-عدد موج برای اولین بار توسط کاپون برای شناسایی انفجارهای هسته‌ای با استفاده از شبکه لرزه‌ای با قطر ۲۰۰ کیلومتر، به کار گرفته شده است [۸].

اصل اساسی در روش F-K تشخیص یک موج نسبتاً قوی از درون مجموعه پیچیده‌ای از میکروترمورها است. این روش ماهیت موج را از نظر پراکندگی مطرح نمی‌کند، همچنین در این روش اگر موج سطحی حالت غالب باشد، موج سطحی تشخیص داده می‌شود، و اگر موج حجمی غالب باشد، موج حجمی شناسایی می‌شود. با این حال، اگر از روش F-K برای تجزیه و تحلیل میکروترمورها استفاده شود، فرض می‌شود که امواج سطحی نسبت به انواع مختلف امواج مخلوط شده نسبتاً غالب هستند. در این روش از یک آرایه غیر منظم با شکل دلخواه استفاده می‌شود که در ظاهر انعطاف پذیری زیادی دارد ولی در واقعیت این روش به تعداد قابل توجهی سنسور نیاز خواهد داشت [۲].

در روش فرکانس-عدد موج، داده‌های امواج میکروترمورها با استفاده از یک آرایه که اندازه آن متناسب با عمق مورد بررسی می‌باشد برداشت می‌شود، سپس تابع چگالی طیف توان<sup>۱</sup> محاسبه می‌شود و پس از آن موج سطحی موجود در میکروترمورها به عنوان تابعی از عدد موج و فرکانس شناسایی می‌شود.

تابع چگالی طیف توان از رابطه (۲-۱۰) محاسبه می‌گردد

$$P(K_X, K_Y, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} W(\kappa_X - K_X, \kappa_Y - K_Y) P(\kappa_X, \kappa_Y, \omega) d\kappa_X d\kappa_Y \quad (2-10)$$

<sup>۱</sup>Power Spectral Density

در این رابطه عبارت  $W(\kappa_x, \kappa_y)$  یک تابع وزنی است که پاسخ آرایه نامیده می‌شود، و بر اساس رابطه (۱۱-۲) محاسبه می‌گردد و تنها مربوط و منحصر به موقعیت ایستگاه‌های  $(X_i, Y_i)$  توزیع شده در آرایه است.

$$W(\kappa_x, \kappa_y) = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N \exp[-i\kappa_x(x_i - x_j) - i\kappa_y(y_i - y_j) + i\omega(\tau_i - \tau_j)] \quad (11-2)$$

در روابط فوق  $N$  بیانگر تعداد ایستگاه‌های آرایه مورد نظر،  $\tau_i$  مشخصه تأخیری در هر ایستگاه نسبت به مرکز آرایه،  $\kappa_x$  و  $\kappa_y$  عدد موج و  $\omega$  مقدار فرکانس می‌باشد.

طیف  $F-k$  در فضای دو بعدی عدد موج  $(\kappa_x, \kappa_y)$  برای هر فرکانس دلخواه ترسیم می‌گردد. از مقدار ماکزیمم طیف  $F-k$  اطلاعات مربوط به سرعت فاز و آزیموت منبع موج به دست می‌آید.

بدین ترتیب که برای بردار عدد موج  $K_0$  که مربوط به ماکزیمم طیف  $F-k$  در مختصات عدد موج  $(K_{x0}, K_{y0})$  و فرکانس  $f_0$  است، سرعت فاز  $c_0$  می‌توان از رابطه (۱۲-۲) به دست آورد.

$$c_0 = \frac{2\pi f_0}{|K_0|} = \frac{2\pi}{T_0 \sqrt{K_{x0}^2 + K_{y0}^2}} \quad (12-2)$$

بدین ترتیب یک دسته مقادیر سرعت به دست می‌آید که با ترسیم مقادیر سرعت به دست آمده و فرکانس نظیر آنها منحنی پراکندگی تجربی حاصل خواهد شد. با تکرار محاسبات بالا برای تمامی محدوده فرکانسی، منحنی پراکندگی تجربی امواج رایلی، بطور کامل به دست خواهد آمد [۲].

اما این روش دو نقص اصلی دارد:

- i. از بازه فرکانس نسبتاً باریک نسبت به اندازه آرایه مورد نیاز استفاده می‌کند،
- ii. مشکل در تخمین دقیق سرعت فاز به دلیل پدیده تخریب و مشکلاتی که در طیف  $F-k$  موجود

است [۲۴].

برای جلوگیری از این مشکلات، این روش به یک آرایه بزرگ و تعداد زیادی ایستگاه مشاهده نیاز دارد. با این حال، یک آرایه با اندازه بزرگ بر وضوح داده‌ها تأثیر می‌گذارد. با توجه به وجود این نقایص در روش F-k، پردازش داده‌ها با استفاده از روش SPAC مطرح گردید، روشی که عاری از این نقایص است [۲].

## ۲-۵-۶ روش همبستگی فضایی

این روش برای اولین بار توسط کیتو آکی که مبانی نظری روش خود همبستگی مکانی را ارائه داد مورد استفاده قرار گرفت که طی آن میکروترمور به عنوان یک فرآیند تصادفی مانا در نظر گرفته شد در این روش فرض بر این است که میکروترمورها امواجی مانا و ایزوتروپیک از همه جهات هستند و مانا بودن فرآیند تصادفی به این معنی است که هیچ یک از خصوصیات آن فرآیند در طی گذشت زمان تغییر نخواهد کرد. آکی جهت تخمین منحنی پاشش امواج سطحی آرایه دایره‌ای ویژه تعریف کرد و ضرایب خود همبستگی مکانی<sup>۱</sup> میکروترمورها را طی آن بدست آورد. در این آرایه دایره‌ای شکل، یک سنسور در مرکز دایره و سنسورهای دیگر در اطراف سنسور مرکزی بر روی محیط یک دایره و با فواصل قطاع یکسان قرار خواهند گرفت [۶]. به دنبال تحقیقات انجام شده توسط آکی، محققان دیگر نیز با رفع برخی محدودیت‌ها روش مورد استفاده توسط آکی را به یک روش اکتشافی مهم تبدیل کردند که امروزه SPAC نامیده می‌شود. اصول اساسی روش SPAC به شرح زیر است: [۲].

i. حرکت موج میکروترمورها یک فرآیند تصادفی در زمان و مکان است.

ii. ضریب همبستگی مکانی برای داده‌های میکروترمور می‌تواند تعریف شود.

iii. ضریب همبستگی مکانی تابعی از سرعت و فرکانس است

این روش به روشنی تئوری پایه‌ای آن را بیان می‌کند، و می‌توان آن را به عنوان روش عالی برای جدا کردن امواج سطحی از میکروترمورها در نظر گرفت.

از مزیت‌های روش SPAC نسبت به روش F-k می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

---

<sup>1</sup>Spatial autocorrelation coefficient

i. برای دستیابی به نتیجه همسان، به ایستگاه‌های کمتر و آرایه کمتری نسبت به روش F-k نیاز دارد.  
 ii. با ضبط هر دو مؤلفه عمودی و افقی سیگنال میکروترموورها، نه تنها موج رایلی، بلکه موج لاو نیز قابل تشخیص است [۲۵].

iii. نسبت به روش F-k می‌توان برای محدوده بسیار گسترده‌تری از طول موج‌ها از آن استفاده نمود. این روش امکان استفاده گسترده‌تری دارد، جمع‌آوری داده‌ها، پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها بسیار ساده‌تر است. بنابراین کاملاً واضح است که روش SPAC برتر از روش F-k است [۲]. از نظر تئوری، روش SPAC به یک آرایه با چند لرزه‌نگار مرتب شده در یک الگو دایره‌ای نیاز دارد. در این روش با استفاده از تجزیه و تحلیل مؤلفه عمودی میکروترموورها ساختار سرعتی موج S به دست می‌آید، همچنین فرض می‌شود که میکروترموورها غالباً از مد پایه امواج سطحی تشکیل شده‌اند.

با توجه به این تئوری که ضریب همبستگی مکانی تابعی از فرکانس و سرعت فاز براساس شعاع آرایه است، ضریب همبستگی مکانی برای پراکنش امواج از داده‌های میکروترموورهای مشاهده شده توسط آرایه دایره‌ای تعیین می‌شود. با توجه به مفروضات فوق تابع خود همبستگی مکانی را می‌توان به صورت رابطه (۱۳-۲) تعریف نمود [۲].

$$\phi(r, \theta, \omega) = \overline{U(0, 0, \omega, t) \cdot U(r, \theta, \omega, t)} \quad (13-2)$$

که در آن  $U(0, 0, \omega, t)$  و  $U(r, \theta, \omega, t)$  به ترتیب مؤلفه عمودی نگاشت میکروترموورها در مرکز و محیط آرایه هستند  $\overline{U(t)}$  و میانگین سری‌های زمانی می‌باشد.

ضریب خود همبستگی مکانی در فرکانس زاویه ای  $\omega$ ، بصورت  $\rho(r, \omega)$  نمایش داده می‌شود و در رابطه (۱۴-۲) تعریف می‌گردد

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi\phi(0, \omega)} \int_0^{2\pi} \phi(r, \theta, \omega) d\theta \quad (14-2)$$

ضرایب SPAC را در حوزه فرکانس می‌توان از تبدیل فوریه نگاشت میکروترمو ر توسط رابطه (۲-۱۵) محاسبه کرد

$$\rho(r, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{\text{Re}[S_{cx}(\omega, r, \theta)]}{S_c(\omega) \cdot S_x(\omega, r, \theta)} d\theta \quad (2-15)$$

۲ که در آن  $S_c(\omega)$  و  $S_x(\omega, r, \theta)$  چگالی طیف توان به ترتیب در ایستگاه‌های واقع در مرکز و محیط دایره هستند و  $S_{cx}(\omega, r, \theta)$  طیف همبستگی متقابل<sup>۱</sup> بین دو ایستگاه است. با حل انتگرال رابطه (۲-۱۴) رابطه (۲-۱۶) به دست خواهد آمد

$$\rho(r, \omega) = J_0 \frac{\omega r}{c(\omega)} \quad (2-16)$$

که در این رابطه  $c$  سرعت فاز در فرکانس  $\omega$  و  $J_0$  تابع بسل<sup>۲</sup> نوع اول از مرتبه صفر است. از طرفی با توجه به اینکه  $\omega = 2\pi f$  می‌باشد رابطه (۲-۱۶) را می‌توان به صورت رابطه (۲-۱۷) باز نویسی کرد.

$$\rho(r, f) = J_0 \frac{2\pi f r}{c(f)} = J_0(x) \quad (2-17)$$

مشاهدات مؤلفه عمودی میکروترموورها نشان می‌دهد که سرعت فاز  $c$  در رابطه (۲-۱۷) مربوط به سرعت فاز موج اساسی رایلی است.

یکی از مشکلاتی که در این روش وجود دارد، یکتا نبودن سرعت فاز  $c$  در مقادیر ماکزیمم و مینیمم تابع ضرایب SPAC یا  $\rho(f)$  است. این یک مشکل جدی دریافتن سرعت فاز از آرایه‌ای با اندازه واحد است. البته با استفاده از تکنیک‌های دیگری می‌توانیم این مشکل را رفع کنیم. از جمله این تکنیک‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [۲].

i. استفاده از تکرار مشاهدات در همان ایستگاه با شعاع آرایه متفاوت.

<sup>۱</sup>Cross autocorrelation Spectrum

<sup>۲</sup>Bessel function

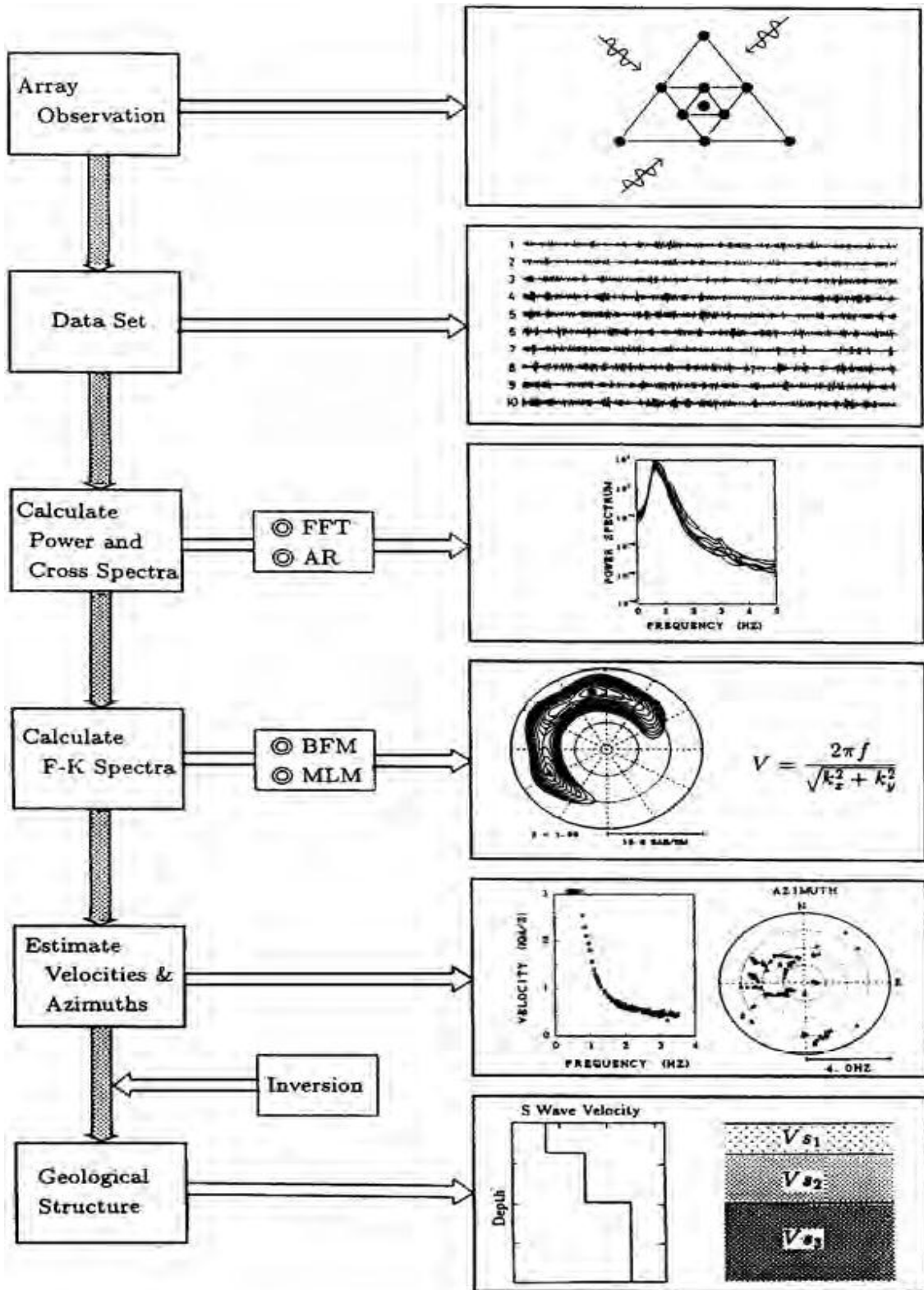
ii. استفاده ترکیبی از چند آرایه باشعاع‌های متفاوت.

که البته تجهیزات بیشتری مورد نیاز خواهد بود. در تجزیه و تحلیل چنین داده‌هایی از همبستگی مکانی گسترش یافته<sup>۱</sup> (ESPAC) استفاده می‌کند روشی که توسط لینگ و اوکادا، آرایه گردید و یک امتداد از روش SPAC است [۲۶].

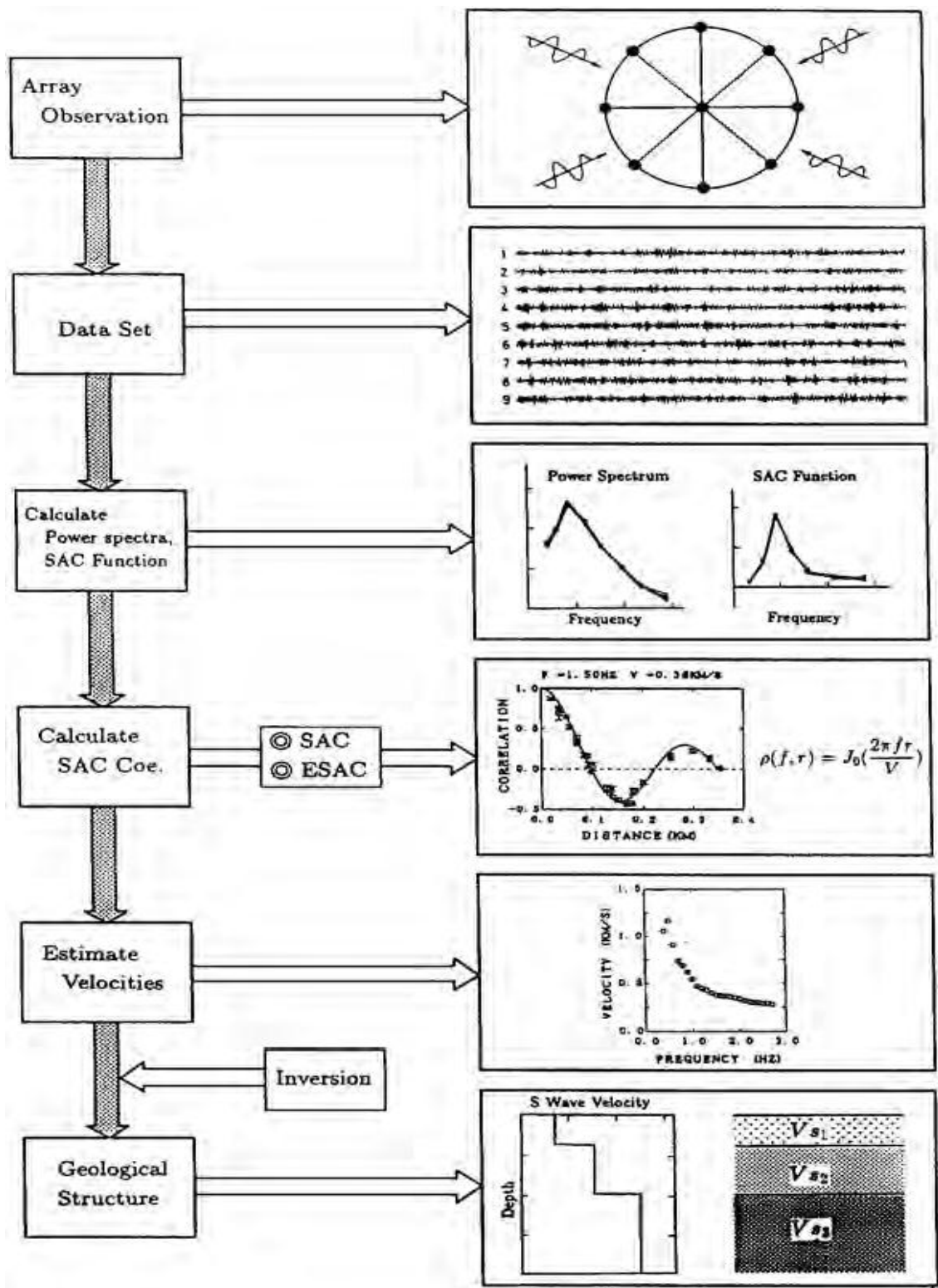
در شکل ۱۱-۲ و شکل ۱۲-۲ به ترتیب الگوریتم روش‌های F-K و SPAC نمایش داده شده است.

---

<sup>۱</sup> Extended spatial autocorrelation method (ESPAC)



شکل ۲-۱۱ الگوریتم روش F-k [۲]



شکل ۲-۱۲ الگوریتم روش SPAC [۲]



## ۲-۵-۷ روش خود همبستگی مکانی گسترش یافته

روش SPAC برای جمع‌آوری داده‌ها به یک آرایه دایره‌ای احتیاج دارد و به نظر می‌رسد مکان‌یابی تعداد زیادی ایستگاه در یک دایره در یک موقعیت جغرافیایی معین دشوار است. با این وجود، کاهش تعداد ایستگاه‌های موجود در دایره می‌تواند این مشکل را کاهش دهد. به عنوان مثال، آرایه‌ای که تنها از چهار ایستگاه که در گوشه‌ها و مرکز یک مثلث متساوی الاضلاع مرتب شده‌اند، نباید برای پیکربندی بسیار دشوار باشد. در حقیقت، یک آرایه مثلثی دو طرفه با چنین تعداد کمی ایستگاه می‌تواند با دقت قابل توجهی به ضریب همبستگی مکانی برسد [۲].

اگر مشاهدات میکروترمور را در یک نقطه و با استفاده از چندین آرایه با شعاع مختلف انجام دهیم، مجموعه‌ای از داده‌ها که از یک نقطه و با شعاع آرایه مختلف برداشت شده‌اند، را خواهیم داشت. این داده‌ها را می‌توانیم به طور مشترک مورد استفاده قرار دهیم. این فرآیند برداشت داده به روش خود همبستگی مکانی توسعه یافته یا ESPAC مشهور است از آنجایی که در این روش چندین آرایه برداشت می‌شود، داده‌های به دست آمده می‌تواند با روش F-k نیز به خوبی مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد. تئوری روش

ESPAC کاملاً از روش SPAC گرفته شده است. با باز نویسی رابطه (۲-۱۷) و با این فرض که  $B = \frac{2\pi f_0}{c_0}$

رابطه (۲-۱۸) حاصل می‌شود

$$\rho_{f_0} = J_0(Br) \quad (2-18)$$

سمت چپ این معادله یک تابع تک متغیره از  $r$  است. با استفاده از مقادیر  $\rho_f(r)$  که از مقادیر مختلف  $r$  (شعاع آرایه) به دست آمده است، می‌توان تابع بهینه بسل مرتبه صفر را به روش کمترین مربعات پیدا کرد [۲].

برای رسیدن به این هدف دو روش وجود دارد:

- i. تکرار مشاهدات با استفاده از آرایه با شعاع‌های متفاوت.

ii. استفاده از یک آرایه با دایره‌های متحدالمرکز، که به وسیله آن می‌توان آرایه‌های مختلف دایره‌ای را از یک مشاهده هم‌زمان استخراج کرد.

گزینه ۱ به ایستگاه‌های کمتری احتیاج دارد در حالی که مشاهده بیشتر طول می‌کشد  
گزینه ۲ زمان کمتری را می‌گیرد اما به تجهیزات ضبط بیشتری نیاز دارد.

در هر دو صورت، مقیاس کسب اطلاعات نسبتاً بزرگ می‌شود. به هر حال این روش مزایایی دارد:

i. داده‌ها از مشاهدات مختلف می‌تواند به طور مشترک پردازش شود

ii. اگر فضا از نظر منطقی ایزوتروپی باشد، آرایه به طور دایره‌ای لازم نیست [۲].

## ۲-۶ آرایه های کوچک میکروترمور

در این پژوهش سعی بر این است که با استفاده از تحلیل نتایج برداشت داده‌های میکروترمور توسط آرایه‌های کوچک، به بررسی سرعت موج برشی و تخمین ساختارهای زیرزمینی در لایه های سطحی زمین پرداخته شود. لذا در ادامه این فصل به بررسی انواع روش‌های مبتنی بر آرایه‌های کوچک برداشت امواج میکروترمور پرداخته خواهد شد.

به منظور بررسی لایه‌های سطحی زمین در تجزیه و تحلیل روش‌های معمول آرایه میکروترمور، فرض بر این است که منابع میکروترمور معمولاً به اندازه کافی دور از آرایه قرار دارند. با این حال در عمل، اگر جهت ثبت میکروترمور از آرایه با شعاع تا چند ده متری در منطقه شهری استفاده شده باشد، به ندرت این فرض اتفاق می‌افتد و غیرقابل اجتناب است که فعالیت‌های صنعتی مانند ارتعاشات ترافیکی در آرایه گنجانده نشود. در نتیجه، ارتعاشات این فعالیت‌ها به عنوان اجزای رکورد پیش بینی نشده به ثبت داده‌ها اضافه شده و به منحنی پراکندگی هر آرایه اضافه خواهند شد و ممکن است منجر به اتصال ضعیف منحنی پراکندگی نهایی شود. این یک مشکل نسبتاً جدی است که با اکتشاف آرایه میکروترمور همراه است [۲۷].

از دیگر مشکلات آرایه‌های بزرگ می‌توان به این نکته اشاره کرد که در جایی که آرایه‌های میکروترمور نصب شده است، زمینی که بلافاصله زیر نقاط نصب لرزه‌نگار مربوطه قرارداد، ممکن است یک بستر سه بعدی همگن و پیوسته را تشکیل ندهد، (مانند ساختارهای رسوبی و گسل‌ها) [۲۷].

علاوه بر این مشکلات و از سوی دیگر جهت پیشگیری از ایجاد حوادث شهری ناشی از زلزله، بررسی سرعت امواج سطحی در ساختارهای کم عمق (از چند متر تا چند ده متر)، الزامی است. از آنجا که سرعت در این اعماق به طور محلی تغییر می‌کند، و ممکن است امواج لرزه‌ای، به یک سازه خسارت وارد نماید ولی در سازه مجاور آن، خسارات حادث شده به آن شدت نباشد. بنابراین در بعضی موارد لازم است که داده‌ها را در یک سایت کوچک چند متری جمع‌آوری کنیم. از آنجا که روش‌های متداول اکتشافی میکروترمور عمدتاً عمق هدف بالایی دارند و برای رسیدن به این اعماق زمین، نیاز به محدوده وسیع جهت استقرار آرایه خواهد بود. لذا استفاده از روش‌هایی که طی آن بتوان به بررسی سرعت امواج سطحی در لایه‌های کم عمق پرداخت مورد توجه قرار گرفته است [۳]. با توجه به این موارد استفاده از آرایه‌های کوچک مینیاتوری که مشکلات ثبت داده‌های میکروترمور را برطرف کند و از طرف دیگر در شناسایی لایه‌های کم عمق زمین نیز قابل استفاده باشد مورد توجه محققین قرار گرفته است. بنابراین، با ایجاد یک آرایه کوچک که در فضایی چند ۱۰ سانتیمتری واقع شده است این امکان وجود دارد که از مشکلات با-لقوه ناشی از نویزهای محیطی جلوگیری نمود و حتی از نوسانات ایجاد شده از ترافیک به عنوان منابع مناسب تولید میکروترمور استفاده نمود از طرف دیگر با کوچک کردن شعاع آرایه مشکلات ناشی از ناهمگنی بستر زیر آرایه به حداقل ممکن خواهد رسید [۲۷] در سال‌های اخیر با کوشش‌های محققین مختلف مطالعاتی جهت تعمیم روش SPAC به منظور استخراج خصوصیات امواج سطحی از داده‌های آرایه دایره‌ای به دست آمده است که به بررسی ساختارهای زیرزمینی کم عمق و تا عمق چندین متر می‌پردازد که این روش‌ها به آرایه‌های مینیاتوری مشهورند [۲۷ و ۲۸].

در هنگام استفاده از آرایه‌های مینیاتوری، در خصوص میدان امواج میکروترمور فرضیات زیر در نظر گرفته می‌شود:

i. میدان میکروترمور امواجی هستند که از جهت‌های مختلف و با شدت‌های مختلف وارد می‌شوند (یعنی قدرت امواج از نظر آماری به جهت رسیدن به آن بستگی دارد) و غالباً از امواج رایلی و لاو تشکیل شده است.

ii. میدان‌های امواج رایلی و لاو هر کدام به عنوان قسمت‌های تصادفی و ثابت در زمان و مکان نمایش داده می‌شوند (مانا هستند).

iii. عدد موج (یا سرعت فاز) امواج رایلی و لاو یک تابع چند منظوره از فرکانس است.

iv. امواج رایلی و لاو با یکدیگر ارتباط ندارند.

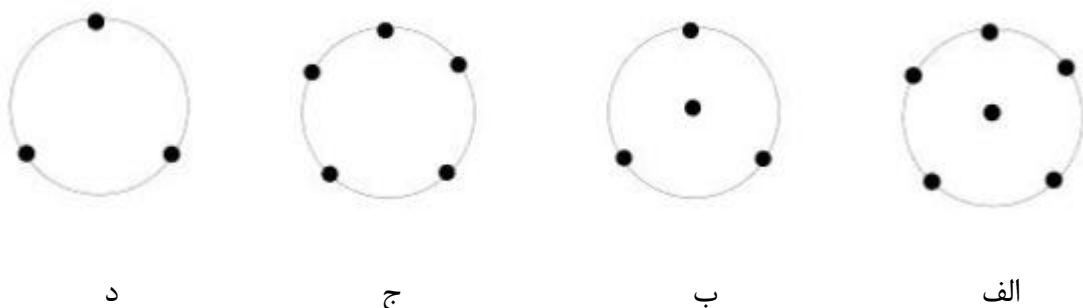
از جمله روش‌های اصلی مشتق شده از روش SPAC می‌توان به روش‌های زیر اشاره نمود:

i. روش CCA [۲۷ و ۲۸].

ii. روش‌های  $V-H_1-H_0$  [۲۷]

iii. روش آرایه شعاعی بدون مرکز تعمیم یافته (nc-CCA) [۲۷].

در شکل ۲-۱۳ نحوه قرارگیری لرزه‌سنج‌ها در آرایه‌های مربوط به این روش‌ها نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۳ انواع آرایه الف و ب) مورد استفاده در روش  $V, H_0, H_1, nc-CCA$  ج و د) مورد استفاده در روش [۹]CCA

<sup>1</sup> Centerless Circular Array

## ۲-۶-۱ روش CCA

این روش توسط چو<sup>۱</sup> و همکاران ارایه گردید که طی آن با استفاده از یک آرایه دایره‌ای بدون مرکز که شامل  $N$  لرزه‌نگاشت که در اطراف یک دایره به شعاع  $r$  چیده شده‌اند پروفیل موج برشی را به دست می‌آورد. شعاع این آرایه می‌تواند از چند متر تا چند کیلومتر متغییر باشد [۱۰].

نحوه چیدمان لرزه‌سنج‌ها در شکل ۲-۱۴ الف نشان داده شده است. جهت تحلیل نتایج حاصل از برداشت داده‌های میکروترمور در این روش، با فرض اینکه یک آرایه لرزه‌ای دایره‌ای در زمین مستقر کرده‌ایم، در زمان  $t$ ، مؤلفه عمودی لرزه‌نگارها را با  $Z(t, r, \theta)$  مشخص می‌کنیم که  $r$  و  $\theta$  محل قرارگیری لرزه‌نگارها در سیستم مختصات قطبی هستند، بنابراین در زمان  $t$  برای دو نقطه از محیط دایره خواهیم داشت [۲۹]:

$$Z_0(t, r) = \int_{-\pi}^{\pi} Z(t, r, \theta) d\theta \quad (۱۹-۲)$$

$$Z_1(t, r) = \int_{-\pi}^{+\pi} Z(t, r, \theta) \exp(i\theta) d\theta \quad (۲۰-۲)$$

با در نظر گرفتن آزیموت و محاسبه انتگرال‌های لرزه‌نگاشت‌ها، چگالی طیف توان هر کدام از آنها را به ترتیب با نمادهای  $G_{Z_0Z_0}(r, r, \omega)$  و  $G_{Z_1Z_1}(r, r, \omega)$  نشان می‌دهیم که هر کدام از این عبارتها را می‌توان به صورت زیر نمایش داد:

$$G_{Z_0Z_0}(r, r, \omega) = 4\pi^2 \sum_{i=1}^{M^R} f_i^{RV}(\omega) j_0^2(rk_i^R(\omega)) \quad (۲۱-۲)$$

$$G_{Z_1Z_1}(r, r, \omega) = 4\pi^2 \sum_{i=1}^{M^R} f_i^{RV}(\omega) j_1^2(rk_i^R(\omega)) \quad (۲۲-۲)$$

در روابط بالا  $M^R$  تعداد مدهای امواج رایلی،  $f_i^{RV}$  شدت مؤلفه عمودی مدام امواج رایلی،  $j_0$  و  $j_1$  به ترتیب تابع مرتبه صفر و یک بسل می‌باشد  $k_i^R$  عدد موج مدام امواج رایلی است [۱۰]. با تقسیم کردن دو رابطه بالا خواهیم داشت

<sup>1</sup> Cho

$$\frac{G_{Z0Z0}}{G_{Z1Z1}} = \frac{\sum_{i=1}^{M^R} \alpha_i(\omega) J_0^2(rk_i^R(\omega))}{\sum_{i=1}^{M^R} \alpha_i(\omega) J_1^2(rk_i^R(\omega))} \quad (23-2)$$

که در این معادلات  $\alpha_i$  نسبت توان حالت  $i$  ام امواج رایلی نسبت به کل توان حرکات عمودی می باشد.

$$\alpha_i(\omega) = \frac{f_i^{RV}(\omega)}{f^v(\omega)} \quad (24-2)$$

$$f^v(\omega) = \sum_{i=1}^{M^R} f_i^{RV}(\omega) \quad (25-2)$$

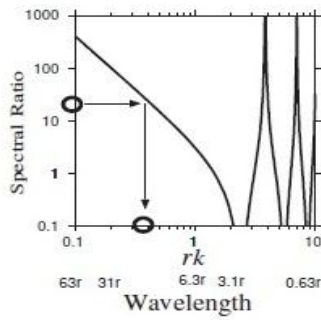
حال با ساده سازی رابطه فوق و با فرض غالب بودن مد پایه امواج رایلی در میدان میکروترنور، رابطه زیر حاصل می شود

$$\rho_{CCA} = \frac{G_{Z0Z0}}{G_{Z1Z1}} = \frac{J_0^2(rk_r^R(\omega))}{J_1^2(rk_r^R(\omega))} \quad (26-2)$$

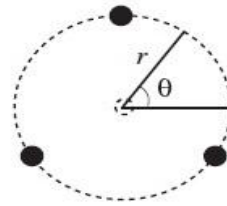
که در آن  $k^R$  سرعت فاز مود اصلی امواج رایلی است و  $\rho_{CCA}$  نسبت طیفی یا ضریب روش CCA نام دارد. سمت راست رابطه (26-2) در شکل 2-14 ب نشان داده شده است (که در آن بالانویس R برای سادگی حذف شده است) در این شکل مشخص است که وقتی که  $rk^R \rightarrow 0$ ، نسبت طیفی  $\rho_{CCA}$  به سمت بینهایت میل می کند. از آنجایی که سمت چپ رابطه (26-2) با استفاده از اندازه گیری های میکروترنور بدست می آید، می توان مقدار  $rK^R$  را با استفاده از معکوس رابطه (26-2) برای هر  $\omega$  به دست آورده و از آنجا که مقدار  $r$  مشخص است می توان مقدار  $rK^R$  را بدست آورد و نهایتاً با استفاده از رابطه (27-2) سرعت فاز حاصل خواهد شد [16].

$$C^R(\omega) = \frac{\omega}{K^R} \quad (27-2)$$

این تحلیل معمولاً در محدوده  $0 < rk^R < 2.405$  و یا به عبارت دیگر در محدوده طول موج  $2.6r$  معتبر است.



ب



الف

شکل ۲-۱۴ الف) آرایه به روش CCA. ب) نمودار نسبت طیفی تئوری بر اساس رابطه (۲-۲۶) [۲۸]

در این روش کوچکترین طول موج قابل استفاده در روش CCA، ۳ برابر شعاع آرایه است و حد بالای آن با استفاده از نسبت سیگنال به نویز تعیین می‌شود و تا زمانی که این نسبت به اندازه کافی کم باشد، می‌تواند تا ده برابر شعاع آرایه باشد. روش CCA نسبت به روش SPAC از قدرت تفکیک بالاتری برخوردار است و می‌تواند همان نتایج روش SPAC را با شعاع کمتر به دست آورد. این روش از مؤلفه عمودی میکروترموورها استفاده می‌کند و قادر است تخمین‌های دقیقی از سرعت فاز امواج رایلی تا دامنه‌های طول موج بسیار طولانی نسبت به شعاع آرایه ارائه بنماید. تجزیه و تحلیل داده‌های میدانی نشان می‌دهد که روش CCA به طور مؤثری در طیف گسترده‌ای از شعاع آرایه عمل می‌کند و می‌تواند از چند متر تا چند کیلومتر متغیر باشد [۲۷]. آزمایشات میدانی چو و همکاران، نشان داده‌اند که روش CCA پتانسیل آن را دارد که امواج با طول موج‌های بسیار طولانی‌تر از روش F-k و SPAC را، حتی با سه سنسور در اطراف یک آرایه دایره‌ای و بدون مرکز را تحلیل کند. با استفاده از این روش در شرایط مطلوب، تخمین دقیق سرعت فاز برای طول موج‌های تا چندین ده برابر شعاع آرایه امکان پذیر می‌باشد [۲۸]. بخش اساسی این روش استخراج ضرایب بالاتر فوریه از آرایه دایره‌ای است. در روش SPAC، فقط از توابع بسل نوع اول مرتبه صفر استفاده می‌کند. در مقابل، روش CCA می‌تواند از دو حالت توابع بسل نوع اول مرتبه صفر و یک استفاده کند از این رو، دارای وضوح بالاتری در محدوده طول موج بلند نسبت به روش SPAC است [۱۶].

## ۲-۶-۲ روش آرایه شعاعی بدون مرکز تعمیم یافته

از آنجا طبق نظریه آکی میکروترموورها به عنوان فرآیندهای تصادفی مانا در نظر گرفته می‌شوند بنابراین روابط روش CCA در شرایطی قابل استفاده خواهند بود که محیط آرام باشد و سر و صدای محیطی در رکوردها وجود نداشته باشد از طرف دیگر همچنین منابع تولید میکروترموور باید در فاصله زیاد از آرایه واقع شده باشند تا بتوان از امواج تولید شده به عنوان امواج میکروترموور استفاده نمود، ولی در عمل با استفاده از آرایه‌های روش CCA که در آن شعاع آرایه حداقل چند ده متر خواهد بود، منابع تولید امواج، از جمله ترافیک ماشین آلات در آرایه واقع شده و در نتیجه امواج حاصل به شکل ارتعاشات گذرا و به عنوان نویزهای غیر مفید، در رکوردها وارد شده و موجب تخریب منحنی پراکنش خواهد شد بنابراین با کوچک کردن شعاع آرایه تا چند سانتیمتر می‌توان این مشکل را برطرف نمود وحدتی با توجه به فاصله یافتن همین منابع تولید امواج از آرایه، می‌توان از ارتعاشات حاصله به عنوان مناسب میکروترموور نیز استفاده نمود.

با تحقیقات انجام شده توسط توسط تادا<sup>۱</sup> روش nc-CCA که به روش آرایه مینیاتوری نیز مشهور است و از مشتقات روش SPAC و برپایه روش CCA می‌باشد ارائه گردید. این روش در واقع نوع آرایه شبیه SPAC ولی الگوریتم محاسبات آن برپایه روش CCA می‌باشد. روش nc-CCA از آرایه‌هایی با شعاع چند ۱۰ سانتیمتری تشکیل شده است، و حد طول موج‌های بلند را که در روش CCA وجود دارد حذف می‌کند. به عبارت دیگر در شعاع‌های کم، قدرت تفکیک این روش در طول موج‌های بلند نسبت به روش‌های CCA و SPAC بیشتر است.

با فرض اینکه نویز مخربی در محیط داشته باشیم بنابراین لازم است که تاثیر آن در روابط بررسی گردد حال با فرض اینکه این نویز مخربی با شدت  $n^V(\omega)$  در محیط وجود داشته باشد و  $N$  تعداد لرزه سنج‌ها در محیط آرایه باشد روابط (۲-۲۱) و (۲-۲۲) بصورت زیر بازنویسی می‌شوند [۹]

<sup>۱</sup>Tada



$$G_{Z_0Z_0}(r, r, \omega) = 4\pi^2 \left[ \sum_{i=1}^{M^R} f_i^{RV}(\omega) j_0^2(rk_i^R(\omega)) + \frac{n^V(\omega)}{N} \right] \quad (28-2)$$

$$G_{Z_1Z_1}(r, r, \omega) = 4\pi^2 \left[ \sum_{i=1}^{M^R} f_i^{RV}(\omega) j_1^2(rk_i^R(\omega)) + \frac{n^V(\omega)}{N} \right] \quad (29-2)$$

و سپس مطابق رابطه (26-2) خواهیم داشت

$$\frac{G_{Z_0Z_0}}{G_{Z_1Z_1}} = \frac{J_0^2(rk_r^R(\omega)) + \frac{\varepsilon^V(\omega)}{N}}{J_1^2(rk_r^R(\omega)) + \frac{\varepsilon^V(\omega)}{N}} \quad (30-2)$$

$$\varepsilon^V(\omega) = \frac{n^V(\omega)}{f^V(\omega)} \quad (31-2)$$

در رابطه (31-2) عبارت  $\varepsilon^V(\omega)$  نسبت نویز به سیگنال<sup>1</sup> می باشد در این عبارت منظور از نویز ارتعاشات مخرب و گذرای محیطی و منظور از سیگنال میکروترموورهای مانا موجود در محیطی می باشد و همچنین عبارت  $f^V(\omega)$  طبق رابطه (25-2) بدست خواهد آمد.

در روش nc-CCA با در نظر گرفتن تقریب  $rk \ll 1$  توابع بسل مرتبه صفر و یک در رابطه (30-2) بسمت صفر میل می کند در نتیجه این توابع را می توان بصورت زیر در نظر گرفت

$$j_0(x) \approx 1 - \frac{x^2}{4} + O(x^4) \quad (32-2)$$

$$j_1(x) \approx \frac{x}{2} + O(x^3) \quad (33-2)$$

و با در نظر گرفتن روابط اخیر، رابطه (30-2) بصورت رابطه زیر باز نویسی خواهد شد

$$\frac{G_{Z_0Z_0}}{G_{Z_1Z_1}} = \frac{1 - \frac{(rk^R(\omega))^2}{2} + \frac{\varepsilon(\omega)}{N}}{\frac{(rk^R(\omega))^2}{4} + \frac{\varepsilon(\omega)}{N}} \quad (34-2)$$

<sup>1</sup> Noise to Signal Ratio

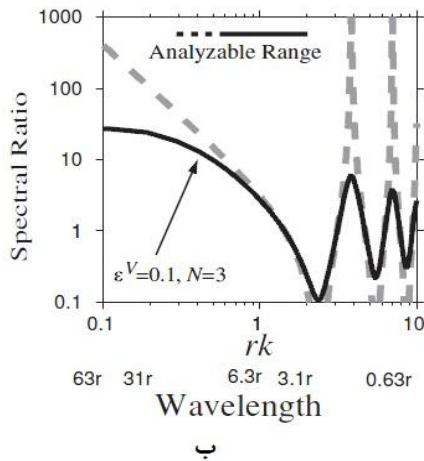
تعداد نشان داد زمانی که  $rk^R(\omega) \leq \sqrt{\frac{\varepsilon(\omega)}{N}}$  است، وجود نویز می‌تواند به طور جدی در  $\rho_{CCA}$  تاثیر گذار باشد بنابراین برای بر طرف کردن اثرات نویزهای مخرب محیطی و تخمین دقیق از  $rk^R(\omega)$ ، با استفاده از روابط (۲۶-۲) و (۲۴-۲) عبارت  $rk^R(\omega)$  طبق رابطه (۲۵-۲) بدست خواهد آمد

$$rk^R(\omega) \approx 2 \sqrt{\frac{1 + \frac{\varepsilon(\omega)}{N} - \frac{\varepsilon(\omega)\rho_{CCA}(\omega, r)}{N}}{2 + \rho_{CCA}(\omega, r)}} \quad (۲۵-۲)$$

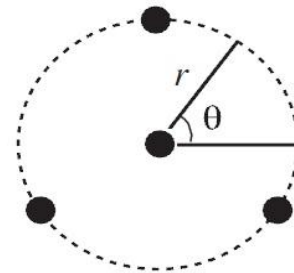
و در نهایت سرعت فاز از رابطه (۲۶-۲) بدست خواهد آمد

$$C^R(\omega) = \frac{\omega}{K^R(\omega)} \approx \frac{r\omega}{2} \sqrt{\frac{2 + \rho_{CCA}(\omega, r)}{1 + \frac{\varepsilon(\omega)}{N} - \frac{\varepsilon(\omega)\rho_{CCA}(\omega, r)}{N}}} \quad (۲۶-۲)$$

رابطه (۲۶-۲) معادله اصلی در روش nc-CCA می‌باشد که با استفاده از ضرایب روش CCA و نسبت نویز به سیگنال به تخمین سرعت فاز می‌پردازد. در شکل ۲-۱۵ نحوه استقرار لرزه سنجها در آرایه و همچنین نمودار نسبت طیفی این روش نشان داده شده است.



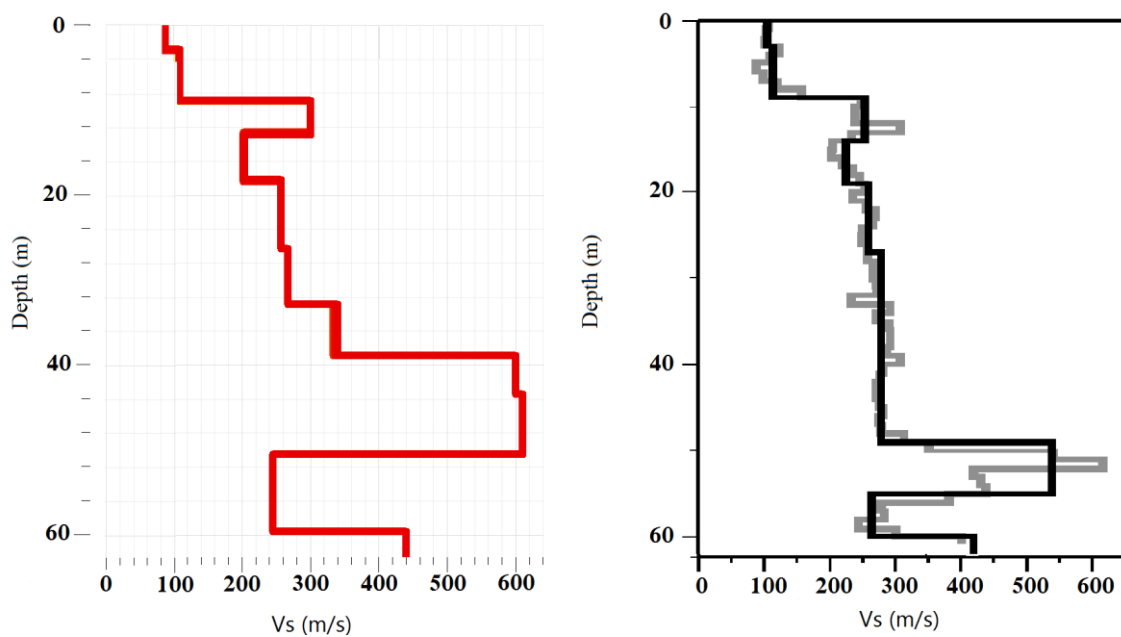
ب



الف

شکل ۲-۱۵ آرایه به روش nc-CCA. (ب) نمودار نسبت طیفی تئوری بر اساس رابطه (۲۰-۲) [۲۸] در روش nc-CCA حمل و نقل و نصب وسایل آسان تر است و به همین دلیل راه اندازی آرایه را می‌توان در کنار جاده یا در فضای دسترس در اطراف یک پارکینگ نصب نمود [۹ و ۱۶].

جهت صحت سنجی نتایج تحلیل آرایه‌های کوچک میکروترمور می‌توان به بررسی نتایج سایت AIST در شهر تسوکوبا<sup>۱</sup> در استان ایباراکی<sup>۲</sup> کشور ژاپن اشاره نمود. این تحقیق در فوریه سال ۲۰۰۶ در سایت مذکور انجام شده است که طی آن با استفاده از یک آرایه با شعاع ۳۰ سانتیمتر شامل ۵ لرزه‌نگار بر روی محیط آرایه و یک لرزه‌نگار در مرکز، نسبت به ثبت داده‌های میکروترمور اقدام شده است. و در نهایت مطابق شکل ۱۶-۲ مشخص گردید که پروفیل سرعت موج برشی حاصل از این روش، انطباق مناسبی با روش PS-Logging موجود سایت دارد.



شکل ۱۶-۲ ساختار سرعت موج برشی در سایت AIST با استفاده از روش P-S Logging (سمت چپ) و روش nc-CCA (سمت راست) [۱۶]

<sup>1</sup>Tsukuba  
<sup>2</sup>Ibaraki

## ۲-۶-۳ روش های V-H1-H0

این متدها سه نوع روش جدید هستند که می‌تواند برای استنباط سرعت فاز امواج رایلی در چارچوب نظریه عمومی چو استفاده شود ضرایب این روش‌ها بصورت روابط زیر می‌باشد [۹]

$$\rho_{H0}(\omega, r) = \frac{G_{Z0Z0}(r, r, \omega)}{G_{Z1Z1}(0, 0, \omega)} \quad (۳۷-۲)$$

$$\rho_{H1}(\omega, r) = \frac{G_{Z0Z0}(r, r, \omega)}{G_{Z1Z1}(0, 0, \omega)} \quad (۳۸-۲)$$

$$\rho_V(\omega, r) = \frac{G_{Z0Z0}(0, r, \omega)}{G_{Z1Z1}(r, r, \omega)} \quad (۳۹-۲)$$

حال با فرض غالب بودن امواج رایلی وبا استفاده از رابطه اساسی (۲-۴۰) که توسط چو و همکاران در خصوص میدان امواج میکروترمور ارائه شده است ، توابع چگالی طیف توان برای دو نقطه از محیط طبق روابط (۲-۴۱) و (۲-۴۲) بدست خواهد آمد.

$$G_{z_m z_n}(r_1, r_2; \omega) = 4\pi^2 \exp[i(n-m)\frac{\pi}{2}] \sum_{q=1}^{N^R} J_m(r_1 k_q^R(\omega)) \times J_n(r_2 k_q^R(\omega)) f_{\frac{q}{m-n}}^R(\omega) \quad (۴۰-۲)$$

$$G_{Z0Z0}(0, 0; \omega) = 4\pi^2 f_0^R(\omega) \quad (۴۱-۲)$$

$$G_{Z0Z0}(0, r; \omega) = 4\pi^2 J_0(r k^R(\omega)) f_0^R(\omega) \quad (۴۲-۲)$$

حال با استفاده از روابط (۲-۲۱) و (۲-۲۲) ، روابط (۲-۳۷) الی (۲-۳۹) بصورت زیر باز نویسی خواهد شد. [۹]

$$\rho_{H0}(\omega, r) = J_0^2(r K^R(\omega)) \quad (۴۳-۲)$$

$$\rho_{H1}(\omega, r) = J_1^2(r K^R(\omega)) \quad (۴۴-۲)$$

$$\rho_V(\omega, r) = \frac{J_0(rK^R(\omega))}{j_1^2(rK^R(\omega))} \quad (45-2)$$

نام‌های  $\rho_{H0}$  و  $\rho_{H1}$  که به نسبت‌های طیفی (۲-۴۳) و (۲-۴۴) داده شده است به این معنی است که آنها در یک خانواده از نسبت‌های طیفی تعلق دارند و در موارد خاصی از میدان‌های میکروترمور مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های SPAC و H0 هر دو قادر به تخمین معقول از سرعت فاز موج رایلی در یک محدوده نسبتاً باریک در طول موج کوتاه هستند، در حالیکه روش H1 در دامنه نسبتاً باریک در طول موج بلند معتبر است [۹].

طبق بررسی چو و همکاران نسبت طیفی تعریف شده توسط معادله (۲-۴۵)، مشابه با نسبت طیفی  $\rho_{CCA}$  از روش CCA می‌باشد، اما از لحاظ ساختاری، و به عنوان یک مؤلفه ضروری، نیاز به یک لرزه نگار در مرکز آرایه دارد. برای این نسبت، در یک نام گذاری ساده از  $\rho_V$  استفاده شده است [۹].

منظور از این نام‌گذاری این است که صرفاً نشان دهد که این پنجمین نوع نسبت طیفی است که توسط چو و همکاران تدوین شده است. با استفاده از نسبت طیفی  $\rho_V$ ، یک روش پنجم از اکتشاف میکروترمورها تعریف می‌گردد، که به موجب آن سرعت فاز امواج رایلی توسط معادله (۲-۴۵) از مؤلفه عمودی میکروترمورها و براساس رابطه  $\rho_V$  محاسبه می‌شود. روش‌های CCA و V هر دو در طیف وسیعی از طول موج معتبر هستند [۹].



فصل ۳ : روش تحقیق جهت جمع آوری داده های میدانی

## ۳-۱ مقدمه

به منظور بررسی نتایج تحلیل میکروترمور با آرایه مینیاتوری جهت تعیین سرعت موج برشی در لایه‌های سطحی، سایتی در شهر شاهرود انتخاب گردید و برداشت‌های میکروترمور در این سایت انجام شده و به منظور صحت سنجی نتایج نسبت به حفر گمانه و انجام آزمایشات میدانی ژئوتکنیکی در گمانه مذکور اقدام گردید که در ادامه این فصل به بررسی نحوه برداشت داده‌های میکروترمور و همچنین جمع آوری اطلاعات میدانی و آزمایشگاهی ژئوتکنیکی و پردازش اولیه این داده‌ها پرداخته خواهد شد.

## ۳-۲ برداشت داده‌های میکروترمور

به منظور بررسی نتایج تحلیل میکروترمور جهت تخمین سرعت موج برشی در سایت مورد تحقیق در مورخ ۱۳۹۸/۰۷/۲۱ نسبت به استقرار آرایه اقدام گردید. علیرغم اینکه تفاوتی بین محتوای داده‌های ثبت شده در شب یا روز وجود ندارد ولیکن بدلیل پیشگیری از ایجاد تداخل بین نویزهای مزاحم محیطی و امواج میکروترمور معمولاً ثبت داده‌ها می‌باید در ساعاتی انجام شود که سکوت نسبی بر محیط برداشت داده‌ها حاکم باشد [۱۶و۲]. بدین منظور در این پژوهش، ثبت میکروترمورها در سایت مذکور بین ساعات ۲۲ الی ۱ بامداد روز بعد انجام شده است. در زمان برداشت داده‌ها و در حدود ۳۰ دقیقه اولیه، باد نسبتاً شدید در منطقه می‌وزید همچنین در طول مدت برداشت داده‌ها ترافیک بسیار سبکی در منطقه وجود داشت و در برخی از دقایق و با فواصل زمانی زیاد شاهد عبور خودروهای سبک و بعضاً نیمه سنگین از خیابان‌های مجاور بودیم. به طور کلی در مطالعات میکروترمور رکوردی به مدت ۲۰ الی ۳۰ دقیقه جهت تحلیل کافی می‌باشد بنابراین معمولاً نسبت به ثبت داده‌ها به مدت ۶۰ الی ۹۰ دقیقه اقدام شده سپس مدت زمان مناسبی از رکورد که فاقد نویزهای مخرب محیطی باشد جهت تحلیل انتخاب می‌گردد.



### ۳-۲-۱ تجهیزات مورد استفاده جهت ثبت داده ها

از آنجا که هیچ دستگاهی به تنهایی نمی‌تواند کل محدوده حساسیت در برابر فرکانسی را پوشش دهد به همین دلیل جهت ثبت ارتعاشات سطحی زمین از تجهیزات با حساسیت فرکانسی مختلف استفاده می‌شود، از این رو معمولاً جهت ثبت ارتعاشات شدید زمین از شتاب‌نگار استفاده می‌شود این تجهیزات معمولاً در برابر حرکات قوی زمین شروع بکار نموده و حساسیت چندانی برای ثبت امواج بسیار خفیف از خود نشان نمی‌دهد در مقابل برای ارتعاشات بسیار خفیف ناشی از زلزله، از تجهیزاتی با حساسیت بالا استفاده می‌شود که لرزه‌نگار نام دارد.

بر اساس تعریفی که از میکروترمور عنوان گردید می‌باید جهت ثبت داده‌های میکروترمور از لرزه‌نگار استفاده نمود ولیکن با توجه به دامنه ارتعاش بسیار پایین امواج میکروترمور، لرزه‌نگار مورد استفاده می‌باید قابلیت برداشت داده‌هایی با فرکانس کمتر از یک هرتز را دارا باشد و در حال حاضر از دستگاه مورد نیاز به تعداد محدودی در کشور موجود است لذا جهت برداشت داده‌ها، دستگاه لرزه‌نگار مورد استفاده، با همکاری موسسه ژئوفیزیک ایران تهیه گردیده است، اجزای اصلی دستگاه شامل سنسورها، دیجیتایزر، باتری، حافظه و GPS می‌باشد. دستگاه بکارگرفته شده در این تحقیق از نوع رقمی با لرزه‌سنج سرعت نگار باند پهن از نوع CME شرکت Sensor\_R و نرخ نمونه‌برداری معادل ۲۰۰ نمونه در هر ثانیه می‌باشد. تصویر دستگاه در شکل ۳-۱ نشان داده شده است.

قابلیت‌های این دستگاه عبارتند از:

- i. ثبت هم‌زمان سه مولفه‌ای امواج
- ii. ثبت ریز لرزه‌ها در حد نانومتر بر ثانیه
- iii. ثبت امواج در محدوده‌ی ۰/۰۱۶۷ تا ۵۰ هرتز
- iv. ثبت هم‌زمان داده‌ها همراه با زمان و مکان تنظیم شده توسط GPS

در زمان نصب لرزه‌نگارها دقت گردید که به منظور یکسان سازی مولفه‌های برداشت، جهت Y تمامی لرزه‌نگارها به سمت شمال باشد همچنین جهت هماهنگ سازی زمان برداشت و موقعیت لرزه‌نگارها نسبت به یکدیگر، تمامی لرزه‌نگاره به دستگاه GPS مجهز گردیدند. وجود GPS موجب می‌شود که هر لرزه‌نگار بصورت مستقل برداشت کند و این مسئله مشکلات ناشی از سیم کشی بین لرزه‌سنج‌ها و دستگاه گیرنده مرکزی را از بین می‌برد.



شکل ۱-۳ لرزه سنج مورد استفاده جهت برداشت داده ها

### ۳-۲-۲ تشکیل آرایه و برداشت داده ها

جهت اندازه‌گیری داده‌های میکروترمور از چهار نوع مختلف آرایه استفاده شده است که موقعیت و نحوه استقرار آنها به شرح زیر می‌باشد :

i. آرایه A : شعاع این آرایه ۳۰ سانتیمتر انتخاب گردید و شامل یک لرزه‌نگار در مرکز آرایه و همچنین ۳ لرزه‌نگار در محیط آرایه قرار داده شد به گونه‌ای که دایره را به سه قطاع مساوی تقسیم کنند.

ii. آرایه B : مشابه آرایه A ولی اطلاعات لرزه‌سنج مرکزی در زمان تحلیل داده‌ها حذف گردید.

iii. آرایه C: در موقعیت آرایه شماره ۱ ، ولیکن شعاع این آرایه ۱۰۰ سانتیمتر انتخاب گردید به

گونه‌ای که با حفظ لرزه‌سنج مرکزی آرایه A، نسبت به افزایش شعاع آرایه A اقدام گردید.

iv. آرایه D: مشابه آرایه C ولی اطلاعات لرزه‌سنج مرکزی در زمان تحلیل داده‌ها حذف گردید.

بنابراین با توجه به نوع آرایه مورد استفاده روش‌های تحلیل قابل استفاده هر آرایه به شرح زیر می‌باشد:

i. آرایه A: روش‌های V،H1، H0 ، nc-CCA

ii. آرایه B: روش CCA

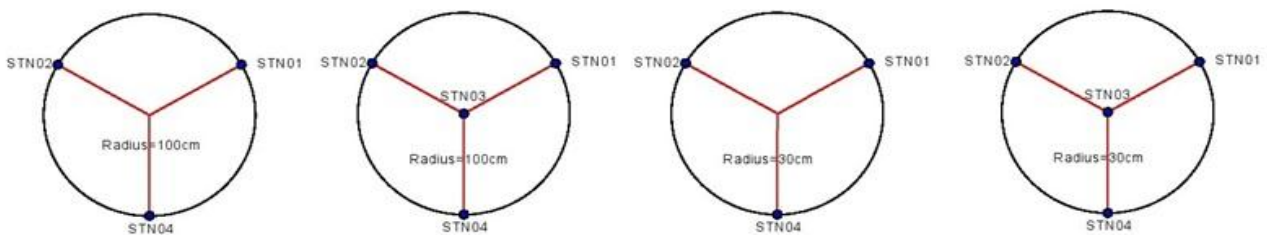
iii. آرایه C: روش‌های V،H1، H0 ، SPAC

iv. آرایه D: روش CCA

نحوه آرایش لرزه‌سنج‌ها در شکل ۳-۲ و همچنین مختصات هر لرزه‌سنج نسبت به مرکز آرایه در

جدول ۳-۱ ذکر گردیده است. همچنین مدت زمان ثبت داده‌ها برای آرایه A و B در جدول ۳-۲ و آرایه‌های

C و D در جدول ۳-۳ ارائه گردیده است.



شکل ۳-۲ موقعیت لرزه‌سنج‌ها در آرایه از راست به چپ به ترتیب آرایه A, B, C, D

جدول ۳-۱ موقیعت لرزه سنج ها نسبت به مرکز آرایه

شماره آرایه	نام سنسور	شعاع (cm)	X(cm)	Y(cm)
A	STN01	۳۰/۰	۲۶/۰	۱۵/۰
	STN02		-۲۶/۰	۱۵/۰
	STN03		۰/۰	۰/۰
	STN04		۰/۰	-۳۰/۰
B	STN01	۳۰/۰	۲۶/۰	۱۵/۰
	STN02		-۲۶/۰	۱۵/۰
	STN04		۰/۰	-۳۰/۰
C	STN01	۱۰۰/۰	۸۷/۰	۵۰/۰
	STN02		-۸۷/۰	۵۰/۰
	STN03		۰/۰	۰/۰
	STN04		۰/۰	-۱۰۰/۰
D	STN01	۱۰۰/۰	۸۷/۰	۵۰/۰
	2 STN0		-۸۷/۰	۵۰/۰
	STN04		۰/۰	-۱۰۰/۰

جدول ۳-۲ مدت زمان کلی ثبت داده های میکروترمور در آرایه A و B

نام سنسور	موقیعت سنسور	زمان شروع قرائت (ساعت جهانی)	مدت قرائت (دقیقه)	زمان پایان قرائت (ساعت جهانی)	زمان شروع قرائت (ساعت محلی)	زمان پایان قرائت (ساعت محلی)
STN01	محیطی	۱۹:۲۴:۵۲	۸۰	۲۰:۴۴:۵۲	۲۲:۵۴:۵۲	۰:۱۴:۵۲
STN02	محیطی	۱۹:۲۶:۰۹	۸۵	۲۰:۵۱:۰۹	۲۲:۵۶:۰۹	۰:۲۱:۰۹
STN03	مرکزی	۱۹:۲۶:۴۸	۸۰	۲۰:۴۵:۰۰	۲۲:۵۶:۴۸	۰:۱۵:۰۰
STN04	محیطی	۱۹:۳۹:۱۱	۷۵	۲۰:۵۴:۱۱	۲۳:۰۹:۱۱	۰:۲۴:۱۱

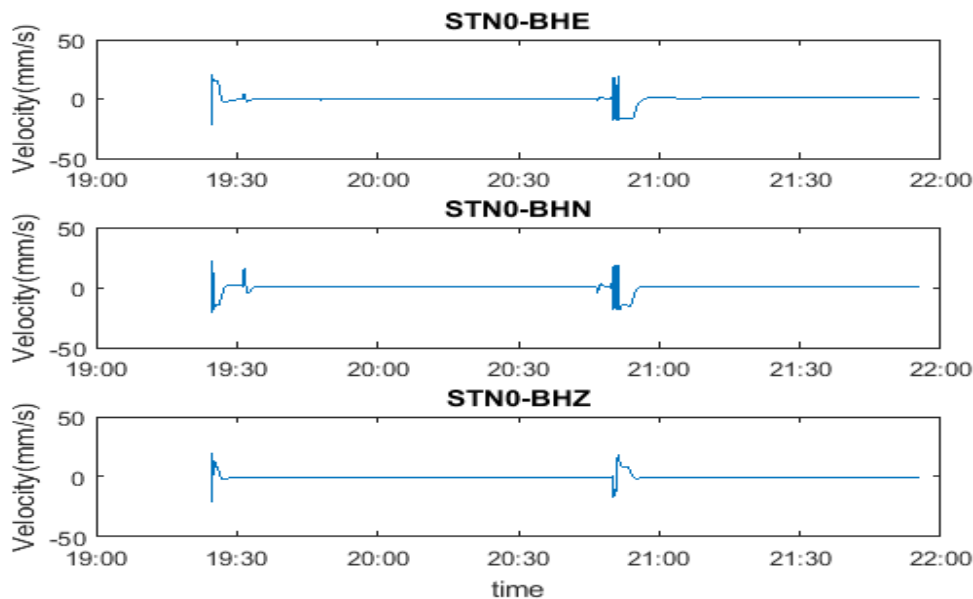
جدول ۳-۳ مدت زمان کلی ثبت داده های میکروترموور در آرایه D و C

نام سنسور	موقعیت سنسور	زمان شروع قرائت (ساعت جهانی)	مدت قرائت (دقیقه)	زمان پایان قرائت (ساعت جهانی)	زمان شروع قرائت (ساعت محلی)	زمان پایان قرائت (ساعت محلی)
STN01	محیطی	۲۰:۴۴:۵۲	۷۱	۲۱:۵۵:۱۶	۰:۱۴:۵۲	۱:۲۵:۱۶
STN02	محیطی	۲۰:۵۱:۰۹	۵۹	۲۱:۵۰:۰۴	۰:۲۱:۰۹	۱:۲۰:۰۴
STN03	مرکزی	۲۰:۴۵:۰۰	۶۶	۲۱:۵۰:۵۸	۰:۱۵:۰۰	۱:۲۰:۵۸
STN04	محیطی	۲۰:۵۴:۱۱	۶۱	۲۱:۵۵:۱۱	۰:۲۴:۱۱	۱:۲۵:۱۱

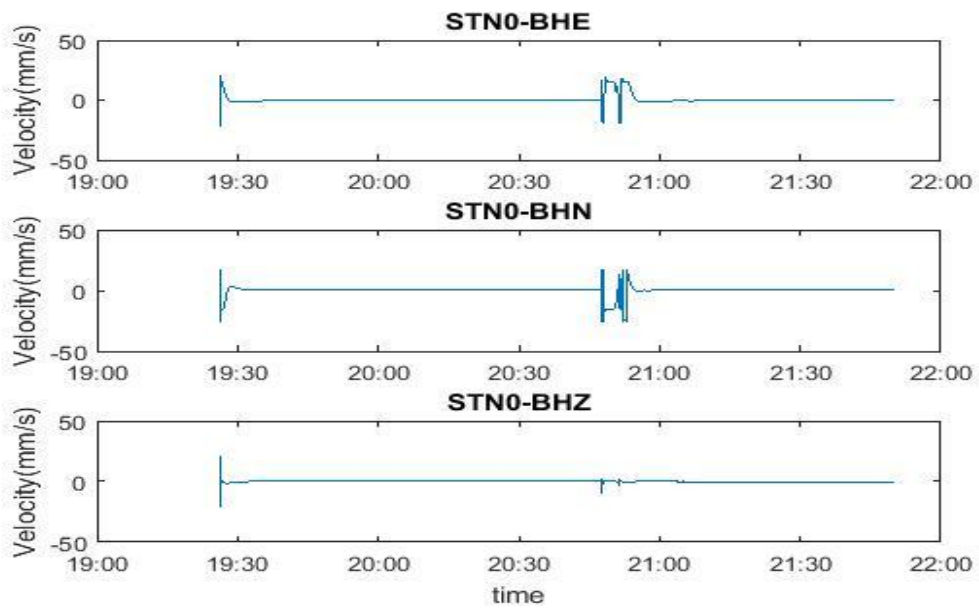
### ۳-۳ پردازش اولیه داده های میکروترموور

#### ۳-۳-۱ آماده سازی داده های رکورد شده

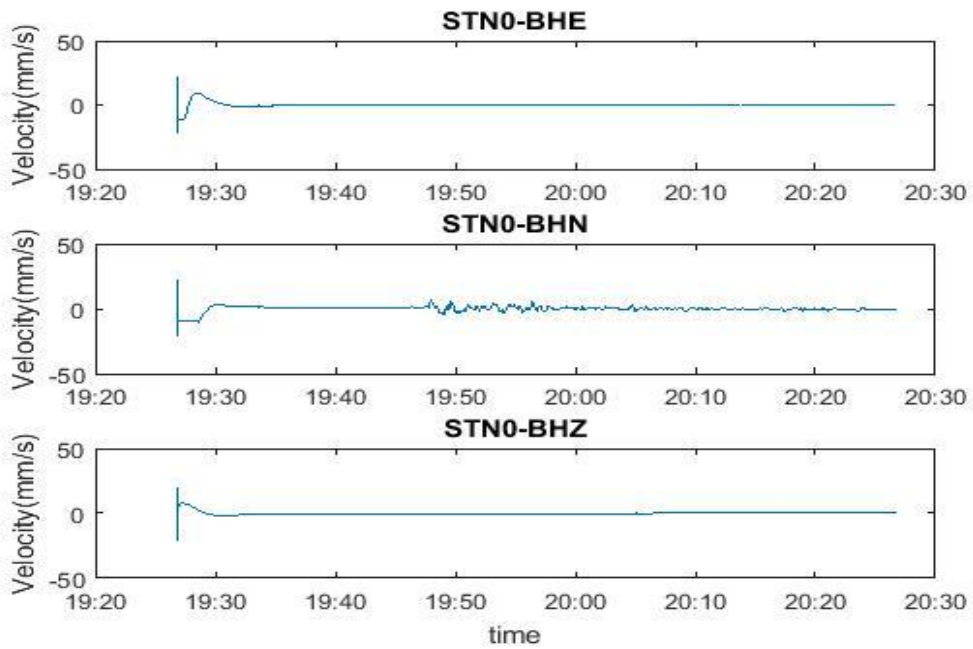
به منظور پردازش داده‌ها ابتدا داده‌های هر لرزه‌نگار توسط کد متلب از فرمت MSEED به ASCII تغییر داده شد و شکل موج هر لرزه‌نگار طبق شکل ۳-۳ الی شکل ۳-۷ استخراج گردید. در این شکل‌ها از بالا به پایین مؤلفه شرقی-غربی، شمالی-جنوبی مؤلفه قائم هر لرزه‌نگار به ترتیب نمایش داده شده‌اند.



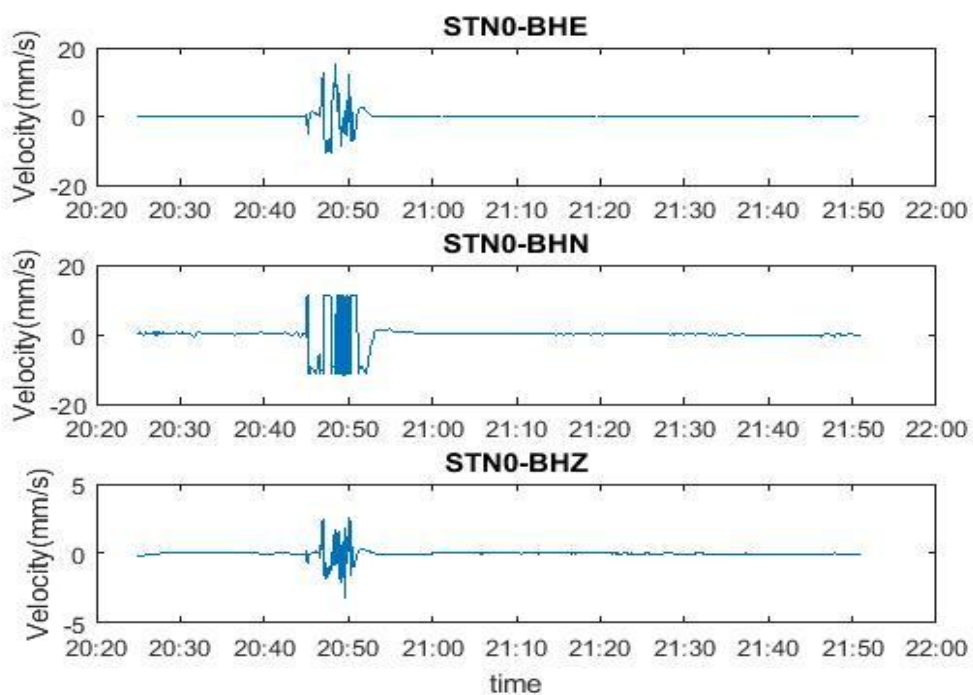
شکل ۳-۳ مؤلفه های موج لرزه سنج STN01



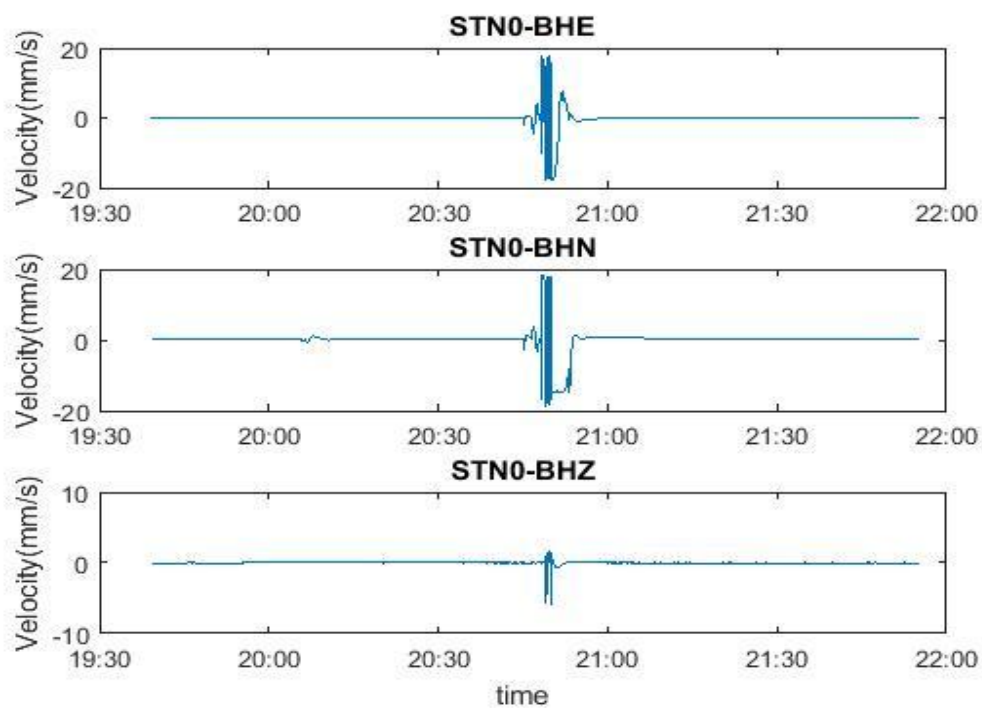
شکل ۳-۴ مولفه های موج لرزه سنج STN02



شکل ۳-۵ مولفه های موج لرزه سنج STN03-1



شکل ۳-۶ مولفه های موج لرزه سنج 2-STN03



شکل ۳-۷ مولفه های موج لرزه سنج 4-STN04

در مرحله بعدی با مشاهده چشمی شکل کلی موج، قسمت‌های میانی رکوردها که شامل قسمت‌هایی هموار موج بوده و فاقد نویزهای شدید محیطی می‌باشد جهت محاسبات بعدی انتخاب شده و توسط نرم افزار GEOLINX این بخش‌های موج، از داده‌های اصلی ثبت شده استخراج گردیده و مجدداً توسط کد متلب مربوطه به فرمت ASCII تبدیل داده شد و شکل موج، در قسمت‌های منتخب هر لرزه‌نگار و برای هر آرایه استخراج گردید.

بدین منظور ۲۵ دقیقه میانی هر لرزه‌سنج برای آرایه‌های A و B مطابق جدول ۳-۴ و همچنین ۳۰ دقیقه میانی هر لرزه‌سنج برای آرایه‌های C و D مطابق جدول ۳-۵ انتخاب گردید .

**جدول ۳-۴ زمان شروع و پایان قسمت منتخب میانی موج لرزه سنج ها جهت پردازش داده ها آرایه های A و B**

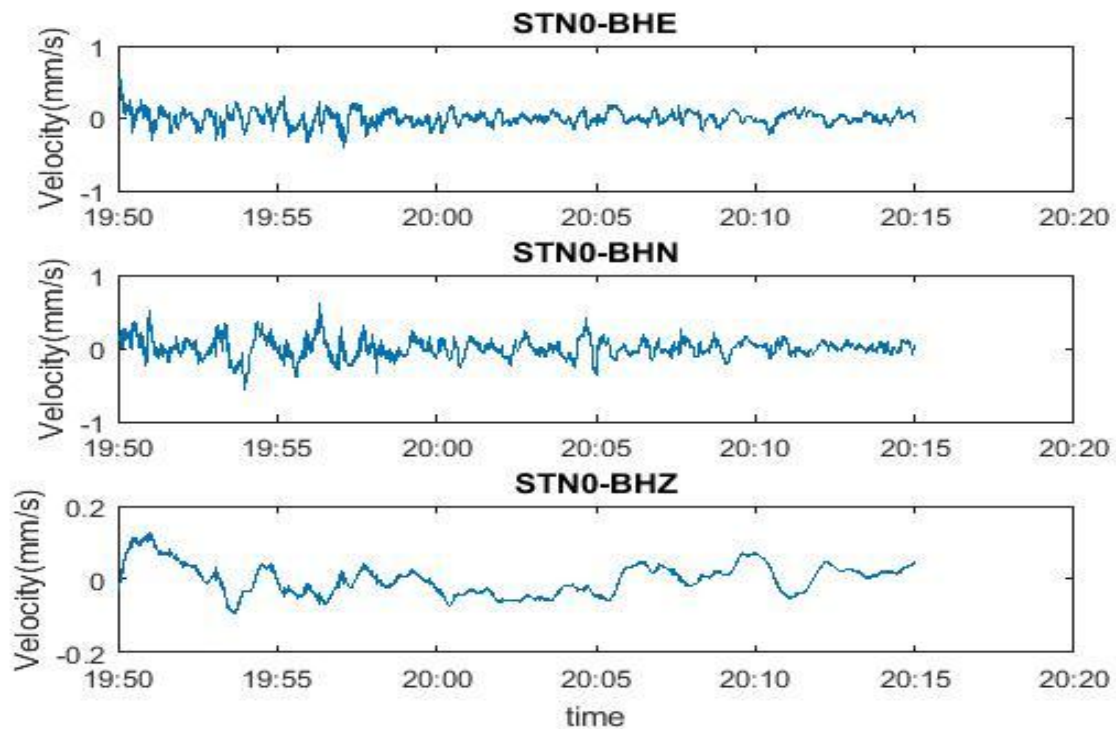
نام سنسور	موقعیت سنسور	زمان شروع قرائت (ساعت جهانی)	مدت قرائت (دقیقه)	زمان پایان قرائت (ساعت جهانی)	زمان شروع قرائت (ساعت محلی)	زمان پایان قرائت (ساعت محلی)
STN01	محیطی	۱۹:۵۰:۰۰	۲۵	۲۰:۱۵:۰۰	۲۳:۲۰:۰۰	۲۳:۴۵:۰۰
STN02	محیطی	۱۹:۵۰:۰۰	۲۵	۲۰:۱۵:۰۰	۲۳:۲۰:۰۰	۲۳:۴۵:۰۰
STN03	مرکزی	۱۹:۵۰:۰۰	۲۵	۲۰:۱۵:۰۰	۲۳:۲۰:۰۰	۲۳:۴۵:۰۰
STN04	محیطی	۱۹:۵۰:۰۰	۲۵	۲۰:۱۵:۰۰	۲۳:۲۰:۰۰	۲۳:۴۵:۰۰

**جدول ۳-۵ زمان شروع و پایان قسمت منتخب میانی موج لرزه سنج ها جهت پردازش داده ها آرایه های C و D**

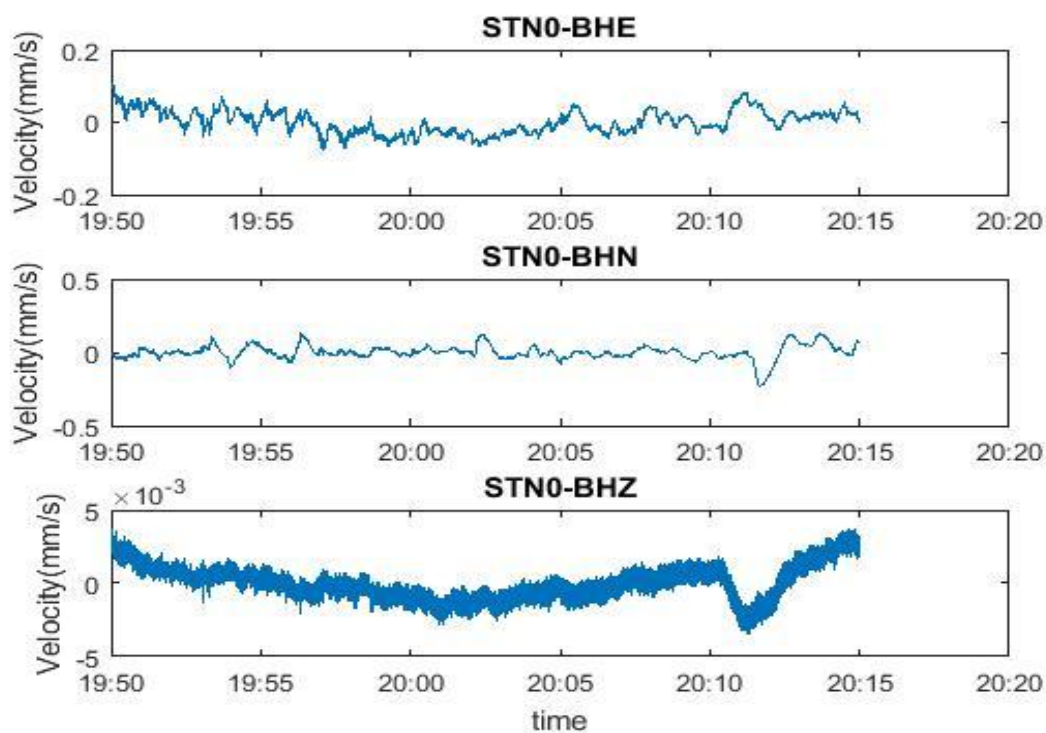
نام سنسور	موقعیت سنسور	زمان شروع قرائت (ساعت جهانی)	مدت قرائت (دقیقه)	زمان پایان قرائت (ساعت جهانی)	زمان شروع قرائت (ساعت محلی)	زمان پایان قرائت (ساعت محلی)
STN01	محیطی	۲۱:۱۰:۰۰	۳۰	۲۱:۴۰:۰۰	۰:۴۰:۰۰	۱:۱۰:۰۰
STN02	محیطی	۲۱:۱۰:۰۰	۳۰	۲۱:۴۰:۰۰	۰:۴۰:۰۰	۱:۱۰:۰۰
STN03	مرکزی	۲۱:۱۰:۰۰	۳۰	۲۱:۴۰:۰۰	۰:۴۰:۰۰	۱:۱۰:۰۰
STN04	محیطی	۲۱:۱۰:۰۰	۳۰	۲۱:۴۰:۰۰	۰:۴۰:۰۰	۱:۱۰:۰۰



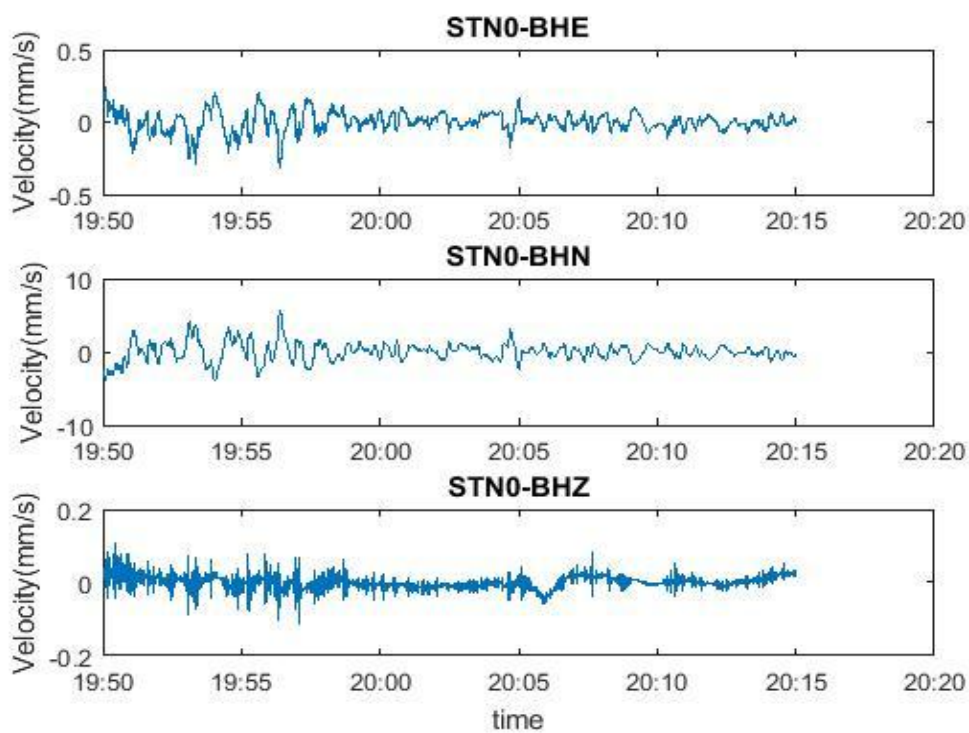
شکل قسمت‌های میانی موج هر لرزه‌سنج در آرایه‌های A و B در شکل ۳-۸ الی شکل ۳-۱۱ و شکل قسمت‌های میانی موج هر لرزه‌سنج در آرایه‌های C و D در شکل ۳-۱۲ الی شکل ۳-۱۵ ارائه گردیده است در این شکل‌ها از بالا به پایین مؤلفه شرقی- غربی ، شمالی - جنوبی مؤلفه قائم هر لرزه‌نگار به ترتیب نمایش داده شده‌اند.



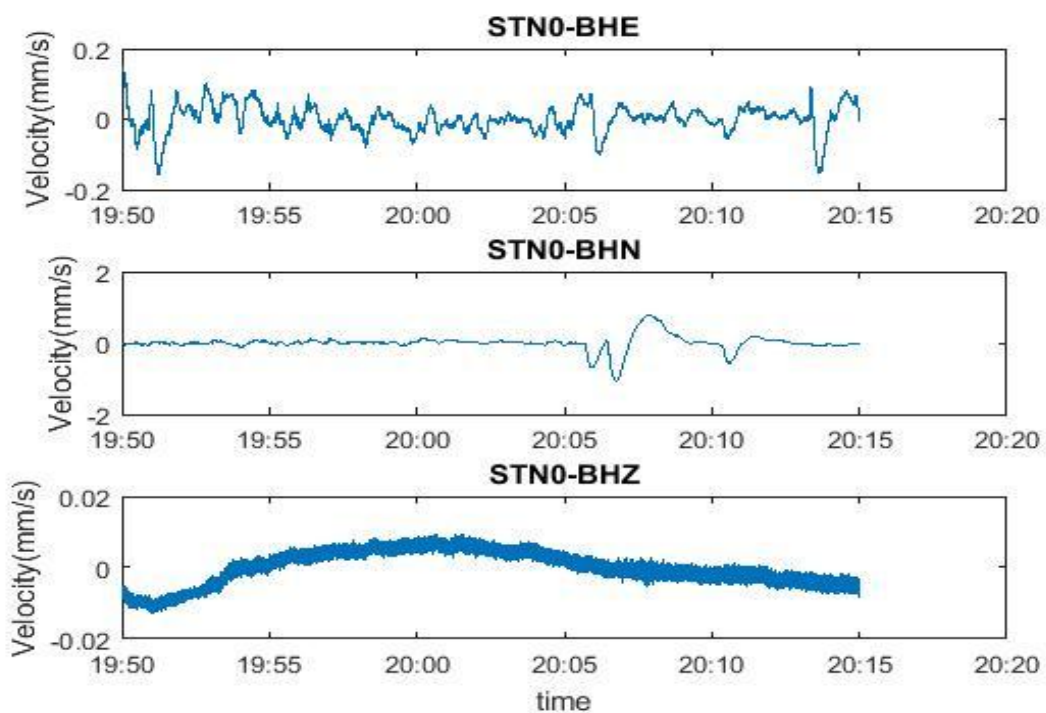
شکل ۳-۸ مؤلفه های موج لرزه سنج STN01 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B



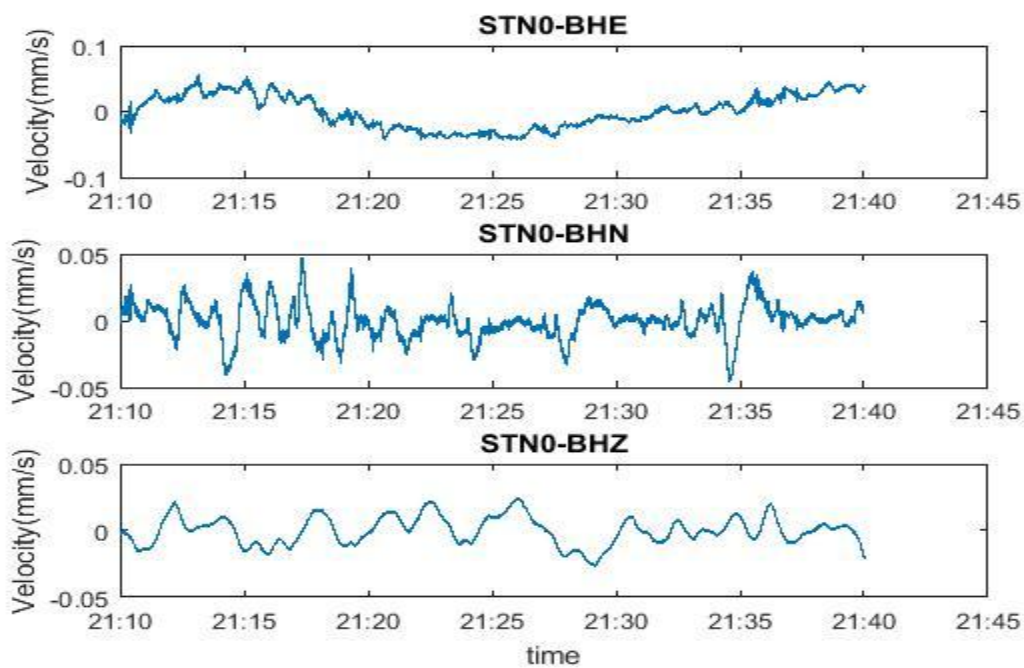
شکل ۳-۹ مولفه های موج لرزه سنج STN02 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B



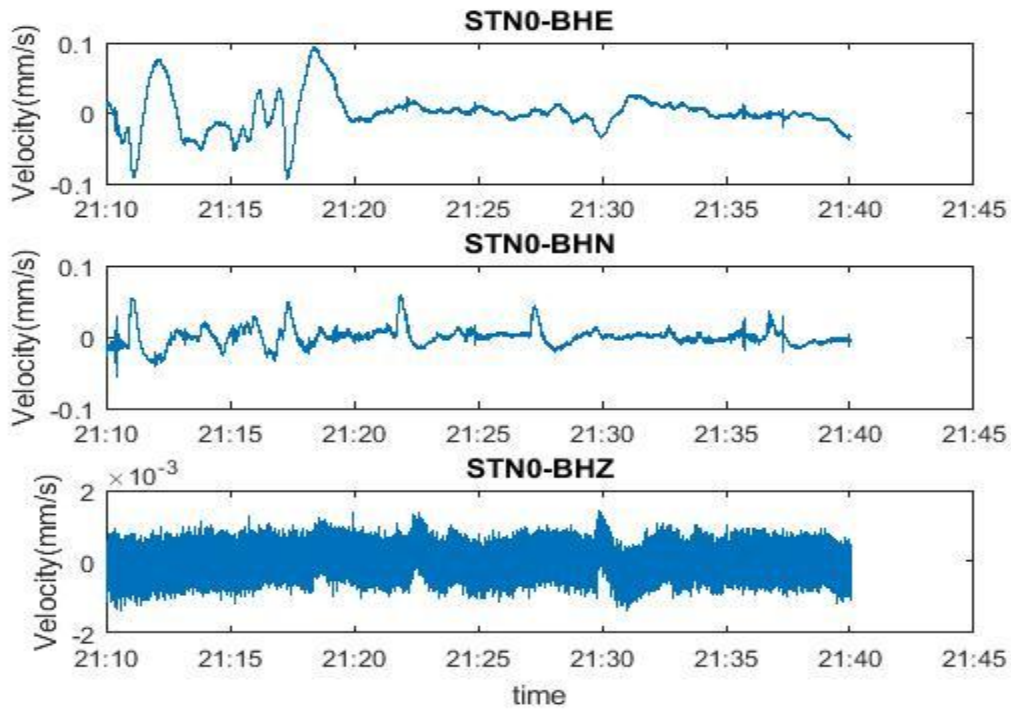
شکل ۳-۱۰ مولفه های موج لرزه سنج STN03 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B



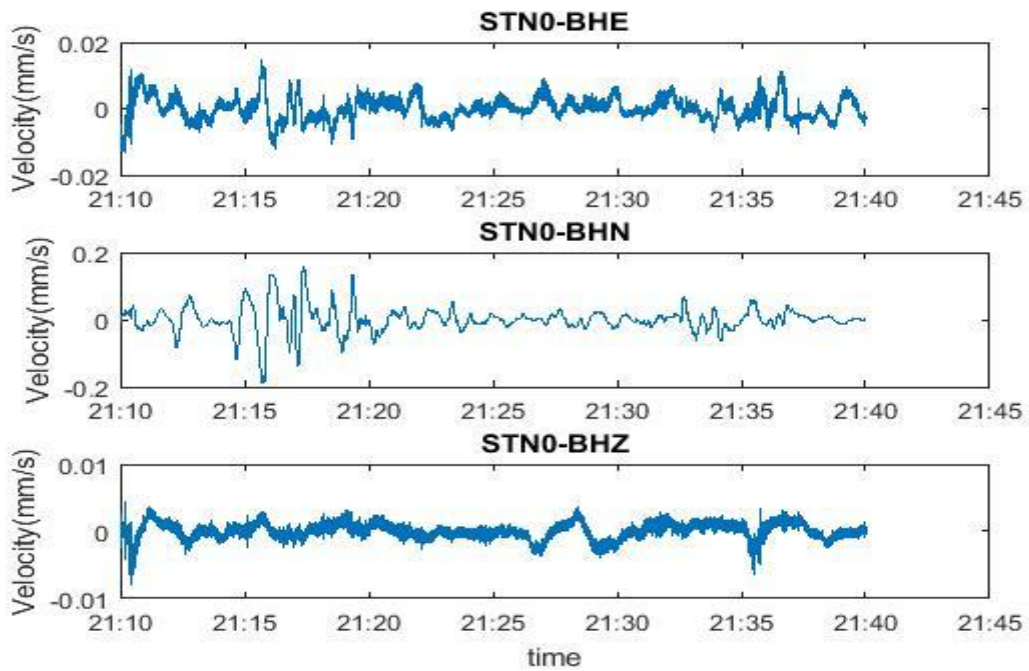
شکل ۱۱-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN04 در قسمت میانی موج در آرایه های A و B



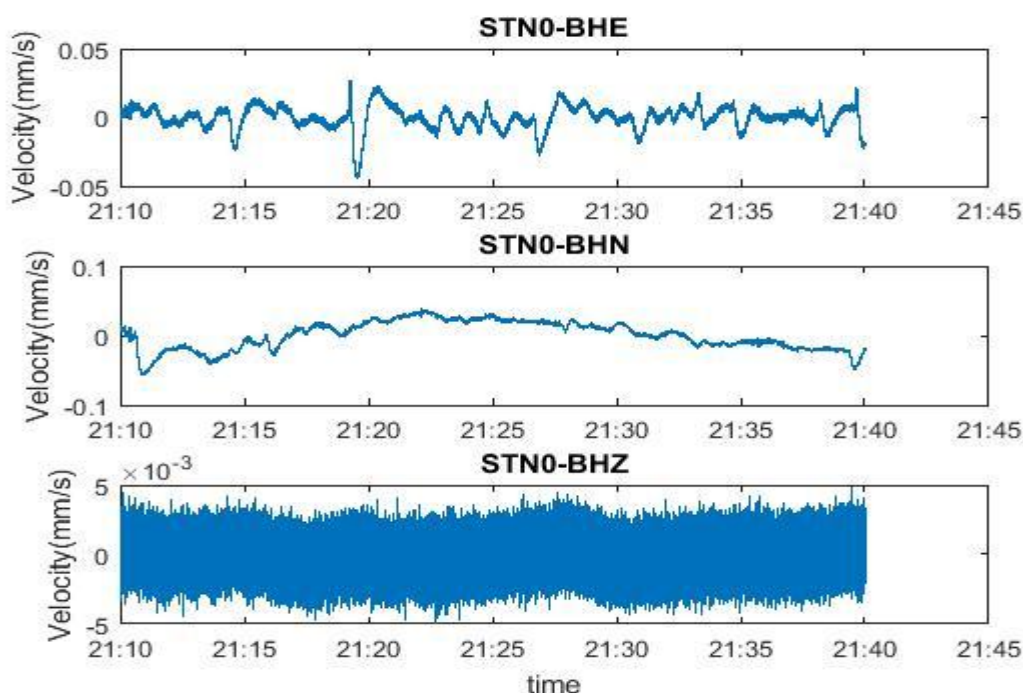
شکل ۱۲-۳ مولفه های موج لرزه سنج STN01 در قسمت میانی موج در آرایه های C و D



شکل ۳-۱۳ مولفه های موج لرزه سنج STN02 در قسمت میانی موج در آرایه های C و D



شکل ۳-۱۴ مولفه های موج لرزه سنج STN03 در قسمت میانی موج در آرایه های C و D



شکل ۳-۱۵ مولفه های موج لرزه سنج STN04 در قسمت میانی موج در آرایه های C و D

پس از تعیین قسمت‌های مناسب موج، جهت تخمین نمودار پاشش امواج رایلی از مؤلفه قائم این داده‌ها جهت تحلیل‌های بعدی در فصل چهارم این پژوهش استفاده خواهد شد.

### ۳-۴ بررسی های ژئوتکنیکی

جهت صحت سنجی نتایج تحلیل میکروترمور و مشاهده بافت زمین در زمین مذکور یک گمانه به عمق ۱۵ متر و به روش دستی حفاری گردید و آزمایشات متداول ژئوتکنیکی شامل تست‌های میدانی تعیین دانسیته و SPT در فواصل ۲ متری داخل گمانه و همچنین تست‌های آزمایشگاهی از جمله دانه بندی، تعیین درصد رطوبت بر روی نمونه‌های دست خورده در همان فواصل ۲ متری انجام شد. بر اساس آزمایشات انجام شده مشخص گردید که بر این اساس بافت زمین شامل خاک درشت دانه و بر اساس طبقه بندی یونیفاید از نوع GP-GM می‌باشد.

### ۳-۴-۱ آزمایش نفوذ استاندارد

در این پژوهش به منظور تعیین عدد SPT نسبت به انجام آزمایش مذکور در اعماق ۱-۳-۵-۷-۹ و ۱۱ متری نسبت به دهانه گمانه اقدام گردید که نتایج آن در جدول ۳-۶ درج گردیده است. در این جدول  $N_1, N_2, N_3$  به ترتیب تعداد ضربات چکش SPT در لایه‌های اول، دوم و سوم می‌باشند. سپس ضرایب اصلاح عدد SPT، بشرح

جدول ۴-۴ محاسبه و مورد استفاده قرار گرفته است. در نهایت با توجه به اعداد SPT حاصل از آزمون صحرایی و ضرایب تصحیح محاسبه شده، عدد SPT اصلاح شده  $N_{60}$  بشرح جدول ۳-۸ محاسبه گردیده است.

جدول ۳-۶ عدد SPT و عمق نفوذ در هر مرحله

عمق آزمایش (متر)	تعداد ضربات			عمق نفوذ هر مرحله (سانتیمتر)		
	$N_1$	$N_2$	$N_3$	$H_1$	$H_2$	$H_3$
۱	۱۸	۲۵	۳۳	۱۵	۱۵	۱۵
۳	۳۴	۵۰	-	۱۵	۲	-
۵	۱۰	۵۰	-	۱۵	۹	-
۷	۱۷	۵۰	-	۱۵	۱۰	-
۹	۲۹	۵۰	-	۱۵	۵	-
۱۱	۵۰	-	-	۱۳	-	-

جدول ۷-۳ ضرایب اصلاح عدد SPT

عمق آزمایش (متر)	$P_a$	$\gamma$	$\sigma_v$	$C_N$	$C_E$	$C_R$	$C_S$	$C_B$
۱	۱۰۰	۱۸/۴	۱۸/۴	۱/۷	۱	۰/۷۵	۰/۶	۱/۱۵
۳	۱۰۰	۱۹/۷	۵۷/۸	۱/۳۱	۱	۰/۷۵	۰/۶	۱/۱۵
۵	۱۰۰	۱۹/۵	۹۶/۹	۱/۰۲	۱	۰/۸۵	۰/۶	۱/۱۵
۷	۱۰۰	۱۸/۵	۱۳۳/۹	۰/۸۶	۱	۰/۹۵	۰/۶	۱/۱۵
۹	۱۰۰	۱۹/۹	۱۷۳/۸	۰/۷۶	۱	۰/۹۵	۰/۶	۱/۱۵
۱۱	۱۰۰	۱۸/۶	۲۱۱	۰/۶۸	۱	۱/۰	۰/۶	۱/۱۵

جدول ۸-۳ عدد SPT اصلاح شده

عمق آزمایش (متر)	$N_2$	$N_3$	$N_{SPT}$	ضریب اصلاح	$N_{60}$
۱	۲۵	۳۳	۵۸	۰/۸۸	۵۱
۳	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۶۸	۶۸
۵	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۶۰	۶۰
۷	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۵۷	۵۷
۹	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۵۰	۵۰
۱۱	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۴۸	۴۸





فصل ۴ : تحلیل داده ها و تعیین سرعت موج برشی در شهر شاهرود با استفاده از

نتایج میکروترموور

## ۴-۱ مقدمه

در این فصل ابتدا داده‌های میکروترمور تحلیل شده و نمودار سرعت فاز امواج رایلی از داده‌های ثبت شده و برای یک از آرایه‌ها استخراج شده، سپس توسط تکنیک‌های وارون سازی ساختار زیر سطحی تخمین زده خواهد شد و در نهایت ساختار تخمین زده شده با مشاهدات و نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوتکنیکی مقایسه خواهد شد.

## ۴-۲ تشکیل ساختار نمودار سرعت فاز

به منظور تعیین ساختار سرعت فاز امواج رایلی و جهت پردازش اصلی داده‌ها میکروترمور که از قسمتهای میانی امواج رکورد شده بدست آمده است از نرم افزار BIDO<sup>۱</sup> استفاده شده است. BIDO بسته‌ای از کدهای آنالیز به زبان برنامه نویسی فرترن<sup>۲</sup> است که از داده‌های ثبت شده در آرایه‌های دایره‌ای میکروترمور استفاده نموده و به شناسایی خواص امواج سطحی می‌پردازد. (ارتعاشات محیط به زبان ژاپنی BIDO گفته می‌شود). این کدها از سال ۲۰۰۰ توسط یک گروه تحقیقاتی در دانشگاه علوم توکیو و به طور مشترک توسط یوزو شینوزاکی<sup>۳</sup>، تاکو تادا<sup>۴</sup>، ایکو چو<sup>۵</sup> و دانشجویان فارغ التحصیل این دانشگاه تهیه گردیده است.

الگوریتم به کار رفته جهت تخمین ساختار سرعت فاز امواج رایلی بشرح زیر است [۲]

i. انتخاب بخش‌هایی از داده‌ها که برای استفاده مناسب هستند.

ii. تخمین نسبت نویز به سیگنال.

iii. تخمین چگالی طیفی با استفاده از خروجی مراحل قبل.

iv. تخمین نسبت‌های طیفی بخش‌های مختلف از داده‌ها.

---

<sup>۱</sup> <https://staff.aist.go.jp/ikuo-chou/bidodl.html>

<sup>۲</sup> Fortran

<sup>۳</sup> Yuzo Shinozaki

<sup>۴</sup> Taku Tada

<sup>۵</sup> Ikuo Cho

۷. تخمین سرعت فاز با استفاده از نسبت‌های طیفی

در این برنامه با توجه به نوع آرایه به کار گرفته شده، تمامی روش‌های محاسباتی که به آرایه مورد نظر منتسب می‌باشند به‌طور هم‌زمان محاسبه می‌گردد و با توجه به میدان میکروترمور برداشت شده و شعاع آرایه، سرعت فاز امواج رایلی تخمین زده خواهد شد.

جهت شروع پردازش ابتدا به بررسی داده‌های ثبت شده در آرایه A می‌پردازیم بدین منظور می‌باید فایل داده‌های اولیه امواج هر لرزه‌سنج که از قسمت میانی هر موج حاصل شده است به همراه فایل موقعیت محلی هر لرزه‌سنج به عنوان داده‌های اولیه به نرم افزار وارد شود.

همان‌گونه که در شکل ۳-۸ الی شکل ۳-۱۱ مشخص است داده‌های برداشت شده میکروترمور در هر لرزه سنج دارای سه مؤلفه می‌باشد که شامل دو مؤلفه افقی در جهت‌های شمالی-جنوبی و شرقی-غربی و یک مؤلفه هم در راستای قائم می‌باشد. همانطور که در فصول قبل نیز به آن اشاره شده جهت تخمین ساختار سرعت فاز امواج رایلی تنها از مؤلفه قائم داده‌ها استفاده خواهد شد [۲].

#### ۴-۲-۱ انتخاب قسمت‌های مناسب موج جهت پردازش

جهت انجام پردازش‌های نهایی، می‌باید قسمت‌های مناسب موج از کل داده‌ها جدا گردد. مراحل انجام این کار به این صورت می‌باشد که ابتدا قسمت‌های از موج که به صورت خطی با گذشت زمان افزایش می‌یابند و به آنها روندهای خطی می‌گویند از کل داده‌ها حذف گردند سپس ریشه میانگین مربعات<sup>۱</sup> کل موج محاسبه می‌گردد. ریشه میانگین مربعات یک معیار بسیار پر کاربرد برای اندازه‌گیری دقت است، این شاخص ابتدا اختلاف تک تک مقادیر مشاهده شده را با مقادیر پیش بینی شده به وسیله مدل محاسبه نموده و به توان دو می‌رساند سپس از این اختلاف میانگین گرفته و در نهایت جذر عدد میانگین را محاسبه می‌کند. این شاخص، معیاری برای تعیین دقت نتایج است و معمولاً هر چه مدل بهتر بر داده‌ها منطبق باشد مقدار آن کمتر است به این منظور ابتدا ریشه میانگین مربعات (RMS) کل موج محاسبه

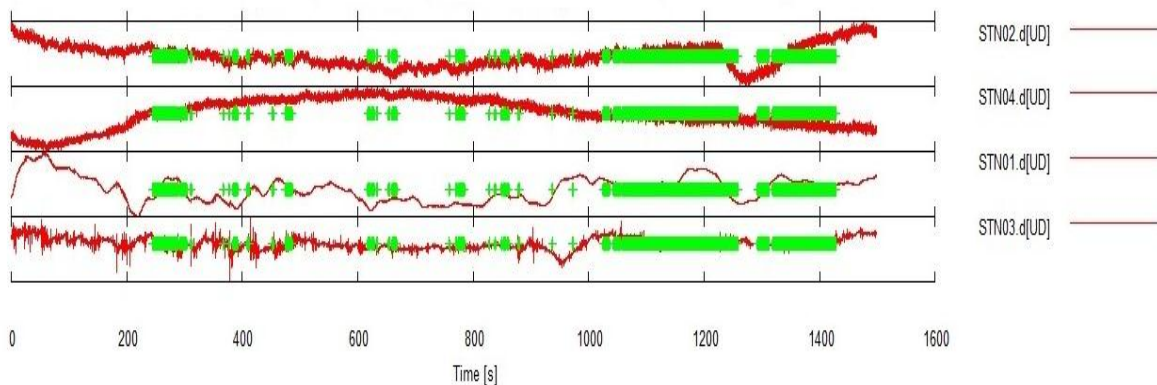
---

<sup>۱</sup> Root Mean Square

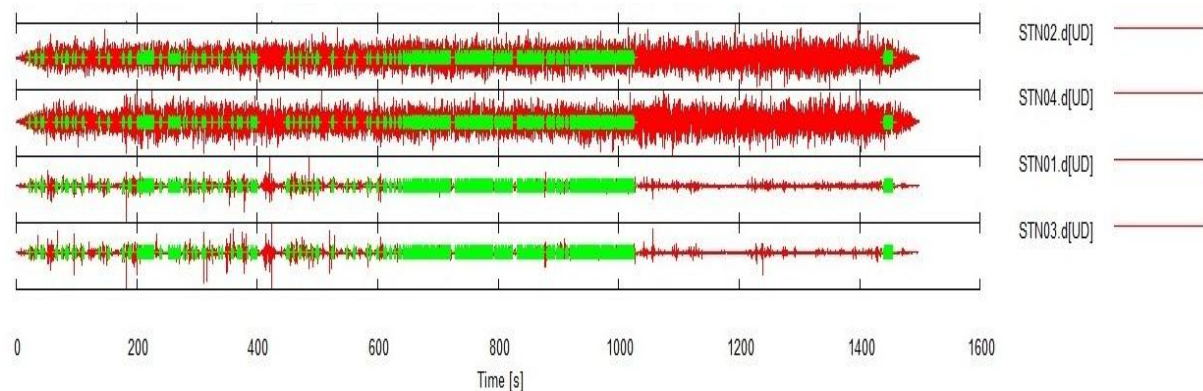
می‌گردد ( $RMS_{all}$ ) سپس کل موجی که پردازش‌های اولیه بر روی انجام شده است، در هر سنسور به ۱۰ قسمت تقسیم گردیده به گونه‌ای که قطعات تقسیم شده دو به دو دارای ۵۰ درصد همپوشانی با یکدیگر باشد، در مرحله بعد برای هر یک از این قسمت‌ها  $RMS$  محاسبه می‌شود ( $RMS_{seg}$ ) و سپس این مقادیر با استفاده از  $RMS_{all}$  هموار<sup>۱</sup> می‌گردد و در نهایت قسمت‌هایی که جهت پردازش مناسب باشند از داده‌ها استخراج می‌گردند. در این پژوهش مدت زمان نمونه برداری از داده‌ها ۲ ثانیه در نظر گرفته شد که بر این اساس ۹۰ بخش از داده‌های لرزه‌سنج‌ها جهت پردازش‌های بعد مناسب تشخیص داده شده است و نتیجه آن در شکل ۴-۱ درج گردیده است. در مرحله بعدی لازم است فیلتر باند مناسبی برای داده‌ها در نظر گرفت به طور کلی یکی از مهمترین پیش‌پردازش‌ها که به منظور یکنواخت سازی شکل امواج و حذف فرکانس‌های زائد انجام می‌شود، انتخاب فیلتر باند فرکانسی مناسب می‌باشد بدین منظور با توجه به جدول ۲-۱ و جدول ۲-۲ و پس از انتخاب فیلتر باندهای مختلف، در نهایت فیلتر باندی در محدوده فرکانسی بین ۱ تا ۳۰ هرتز بر روی رکوردها اعمال گردید که نتیجه آن در شکل ۴-۲ درج گردیده است. در این شکل‌ها قسمت‌های سبز رنگ محدوده‌هایی از موج می‌باشند که جهت ادامه محاسبات مناسب تشخیص داده شده‌اند. در مرحله بعدی ۹۰ بخشی که جهت پردازش نهایی مناسب تشخیص داده شده (قسمت‌های سبز رنگ) است به ۹ ناحیه ۱۰ قسمتی دسته بندی شده که از داده‌های آن جهت محاسبه تابع چگالی طیف توان، نسبت‌های طیفی و منحنی سرعت فاز امواج رایلی استفاده خواهد شد.

---

<sup>۱</sup>Normalize



شکل ۴-۱ قسمت های مناسب موج از هر لرزه نگار قبل از اعمال فیلتر باند فرکانسی



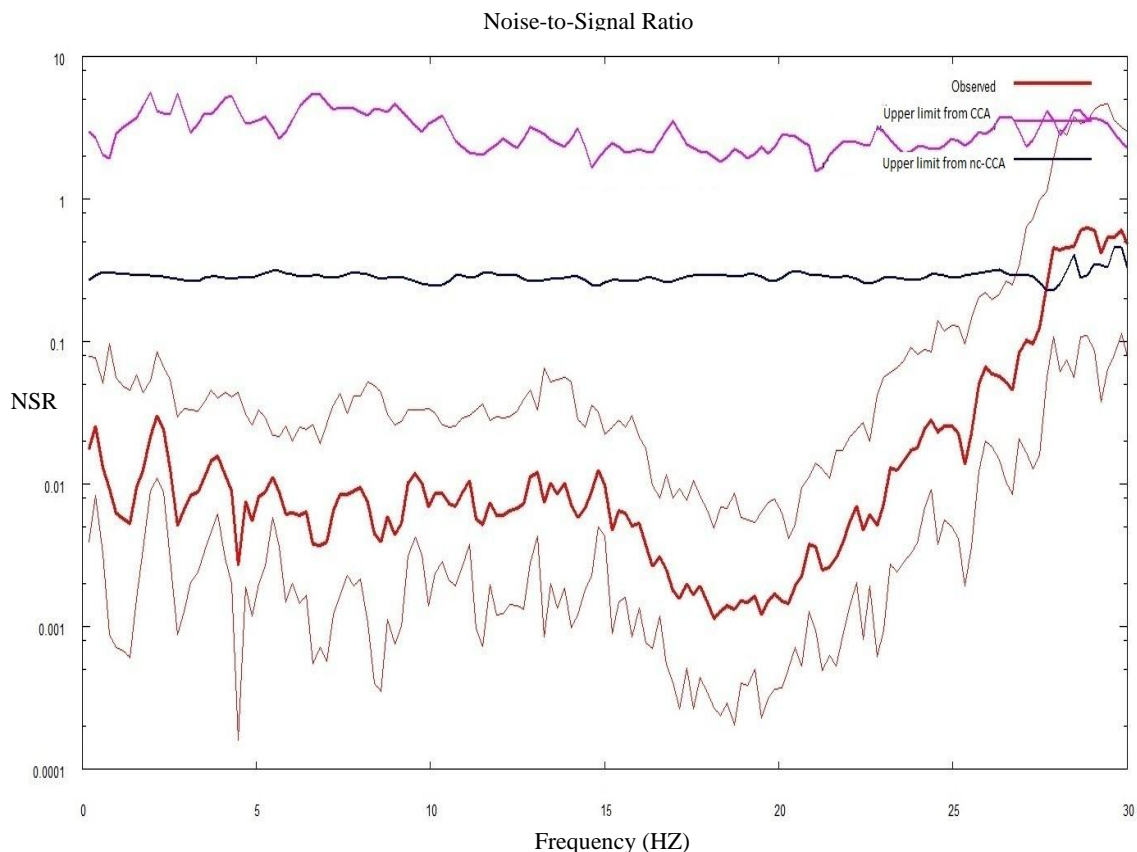
شکل ۴-۲ قسمت های مناسب موج از هر لرزه نگار پس از اعمال فیلتر باند فرکانسی

#### ۴-۲-۲ نسبت نویز به سیگنال

با توجه به اینکه میکروترمور حاصل ارتعاشات فرآیندهای تصادفی مانا می باشد، بنابراین داده های مربوط به این فرآیندها به عنوان سیگنال و ارتعاشات مربوط به فعالیت های گذرا به عنوان سر و صدای محیطی و یا نویز نامبرده می شود. یکی از مهم ترین شاخص ها در بررسی امواج میکروترمور تعیین نسبت نویز به سیگنال<sup>۱</sup> می باشد. این شاخص هر چه کوچک تر باشد بیانگر آن است که سیگنال های اصلی امواج میکروترمور از کیفیت مناسب تری برخوردار می باشند. به این منظور این نسبت محاسبه شده و نتایج آن

<sup>۱</sup> Noise to Signal Ratio

در شکل ۳-۴ درج گردیده است که بر این اساس نسبت نویز به سیگنال مشاهده شده (خط قرمز) پایین تر از حدود مجاز می باشد و این موضوع بیانگر با کیفیت بودن برداشت داده ها می باشد.



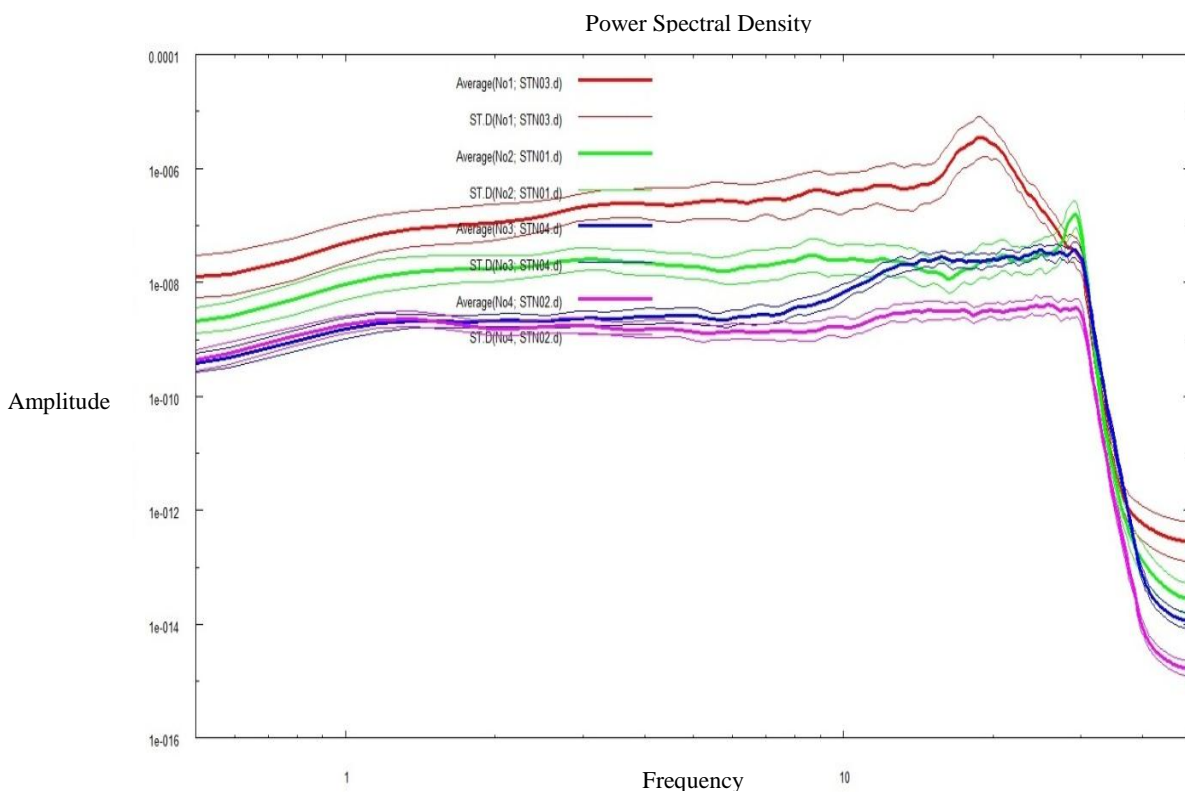
شکل ۳-۴ نسبت نویز به سیگنال

### ۳-۲-۴ تخمین چگالی طیف توان

قسمت های قابل قبول امواج هر سنسور که شامل ۹۰ بخش از داده ها می باشد، مربوط به ۹ ناحیه ۱۰ قسمتی از داده های هر لرزه سنج می باشد. جهت تخمین چگالی طیف توان ابتدا با استفاده از تبدیل فوریه سریع (FFT)، اطلاعات موجود هر ناحیه به حوزه فرکانس انتقال می یابد سپس چگالی طیف خام برای هر ناحیه توسط برنامه محاسبه گردیده و به وسیله یک پنجره پارزن<sup>۱</sup> با عرض ۰/۵ هرتز هموار می گردد. از

<sup>۱</sup>Parzen windows

پنجره پارزن جهت بررسی تغییرات موج در طول زمان استفاده می‌شود و هر چه این پنجره کوچک‌تر باشد تغییرات موج در زمان بهتر مشخص می‌شود و در کل استفاده از پنجره‌های طیفی موجب بالا رفتن دقت محاسبات می‌شود. در نهایت پس از محاسبات فوق میانگین چگالی طیف توان مؤلفه قائم هر سنسور مطابق با شکل ۴-۴ حاصل می‌شود. در این شکل خطوط ضخیم بیانگر میانگین و خطوط باریک بیانگر انحراف معیار می‌باشند.



شکل ۴-۴ چگالی طیف توان مربوط به لرزه سنج‌ها

#### ۴-۲-۴ تخمین نسبت‌های طیفی

با توجه به اینکه روش‌های مختلفی جهت محاسبه سرعت فاز وجود دارد و در نتیجه آن روابط متفاوتی نیز برای تخمین نسبت‌های طیفی وجود دارد، بنابراین نسبت‌های طیفی لرزه سنج‌هایی که در آرایه قرار دارند، با توجه به روش محاسبه مورد نظر، بر اساس رابطه (۳-۱۸) و یا روابط (۳-۲۰) الی (۳-۲۲) بدست خواهد آمد. در این برنامه جهت تخمین نسبت‌های طیفی، از تمامی این روابط استفاده گردیده و پس از

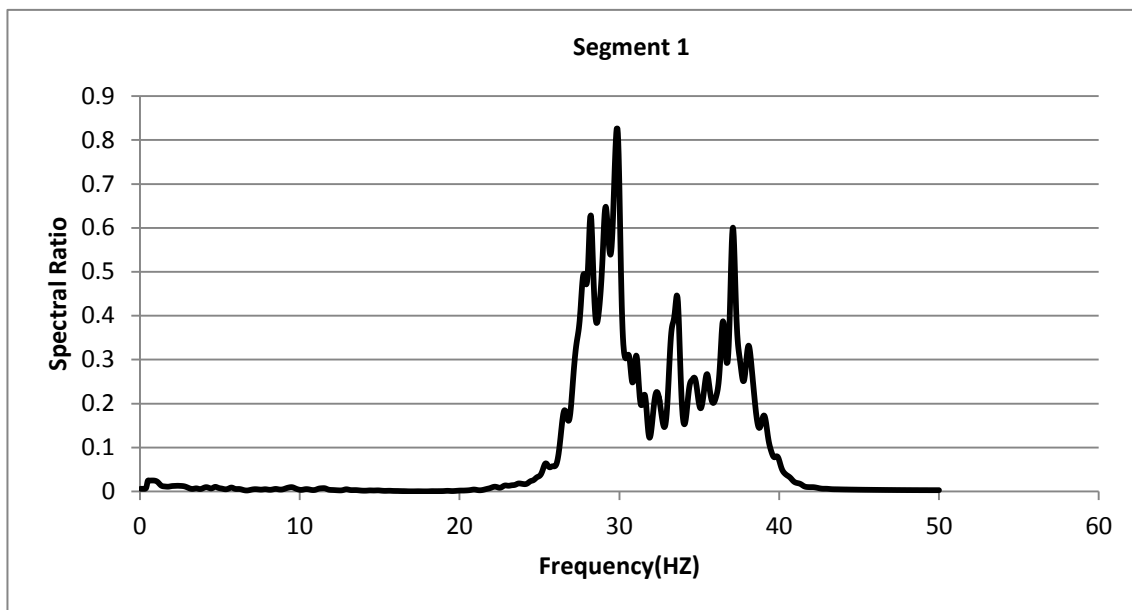
تکمیل محاسبات این‌گونه به نظر می‌رسد که با توجه به نوع آرایه و همچنین میدان‌های میکروترموژن موجود، نسبت‌های طیفی مناسب جهت تخمین سرعت فاز امواج رایلی در آرایه A و به روش H1 ایجاد شده است. در شکل ۴-۵ الی شکل ۴-۱۳ نسبت‌های طیفی روش H1 که مربوط به ۹ ناحیه از موج می‌باشد نمایش داده شده است.

## ۴-۲-۵ تخمین سرعت فاز

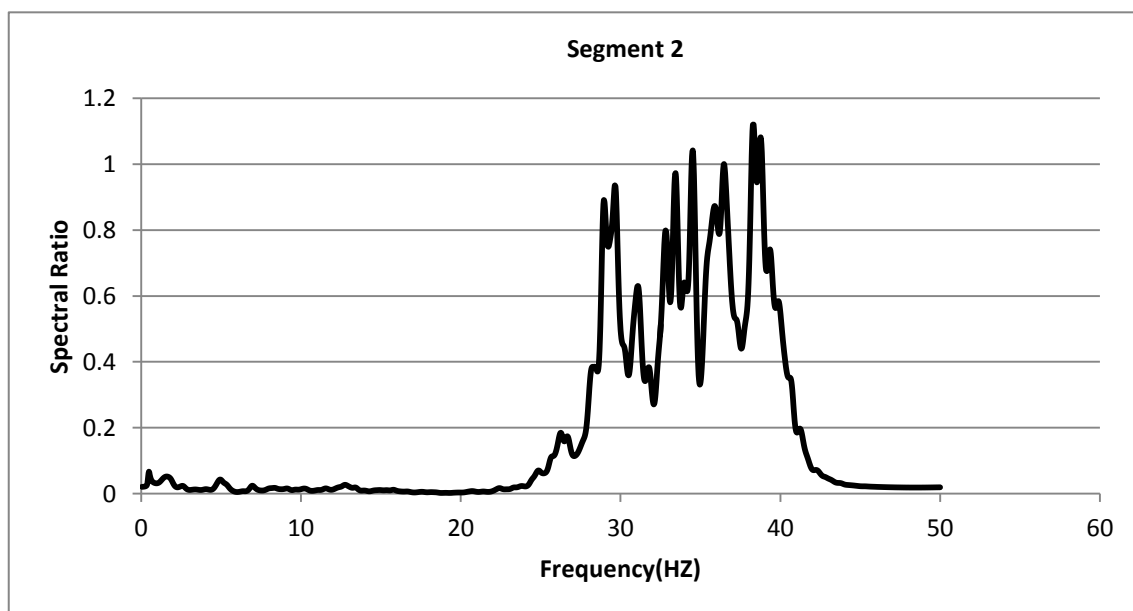
پس از تعیین نسبت‌های طیفی، جهت به‌دست آوردن ساختار نمودار سرعت فاز، می‌باید نسبت‌های طیفی به‌دست آمده توسط ترکیبی از توابع بسل برازش گردند و سپس طبق رابطه (۳-۱۹) ساختار سرعت فاز امواج رایلی به‌دست خواهد آمد. به این منظور با توجه به روش محاسبه در نظر گرفته شده، نوع و مرتبه تابع بسل مورد نیاز مشخص می‌گردد. بر این اساس با استفاده از نسبت‌های طیفی محاسبه شده در قسمت قبل برای تمام ۹ ناحیه منتخب، نمودار پاشش امواج رایلی مطابق شکل ۴-۱۴ الی شکل ۴-۲۲ حاصل می‌گردد و سپس با میانگین‌گیری بین تمامی این سرعت‌ها نمودار سرعت فاز کل موج حاصل مطابق با شکل ۴-۲۳ خواهد شد. پس از انجام این محاسبات، سرعت امواج رایلی در محدوده فرکانس ۱۹ الی ۳۰ هرتز در حدود ۴۵۰ متر بر ثانیه به‌دست آمده است. همچنین در شکل ۴-۲۴ نتیجه نهایی نمودار سرعت فاز در آرایه A با روش‌های مختلف تحلیلی که شامل روش‌های V.H1، H0، nc-CCA درج گردیده است در این شکل نمودار فیروزه‌ای رنگ، نمودار سرعت فاز در این آرایه در روش H1 می‌باشد.

جهت تخمین سرعت فاز در آرایه‌های B و C و D نیز داده‌های موج هر لرزه نگار به همراه موقعیت هر لرزه نگار در آرایه به برنامه معرفی شده و نتیجه نهایی آن برای آرایه B با روش CCA در شکل ۴-۲۵، آرایه C با روش‌های SPAC، H0، V.H1 در شکل ۴-۲۶ و برای آرایه D با روش CCA در شکل ۴-۲۷ نمایش داده شده است. همانگونه که در این شکل‌ها مشخص است نمودار سرعت فاز تنها در آرایه A و در روش H1 تشکیل شده است.

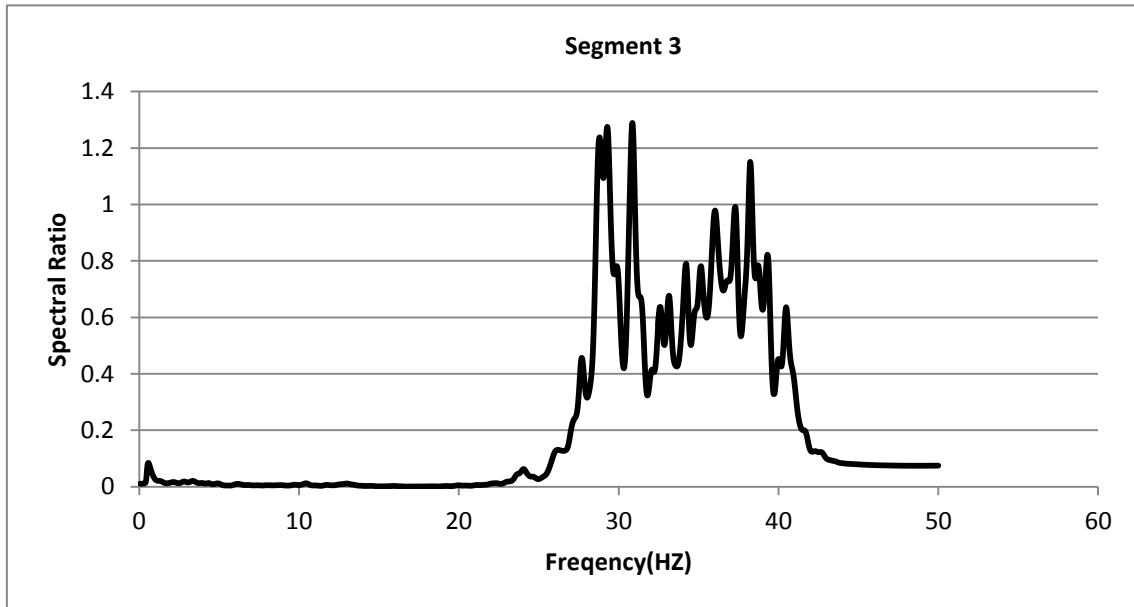




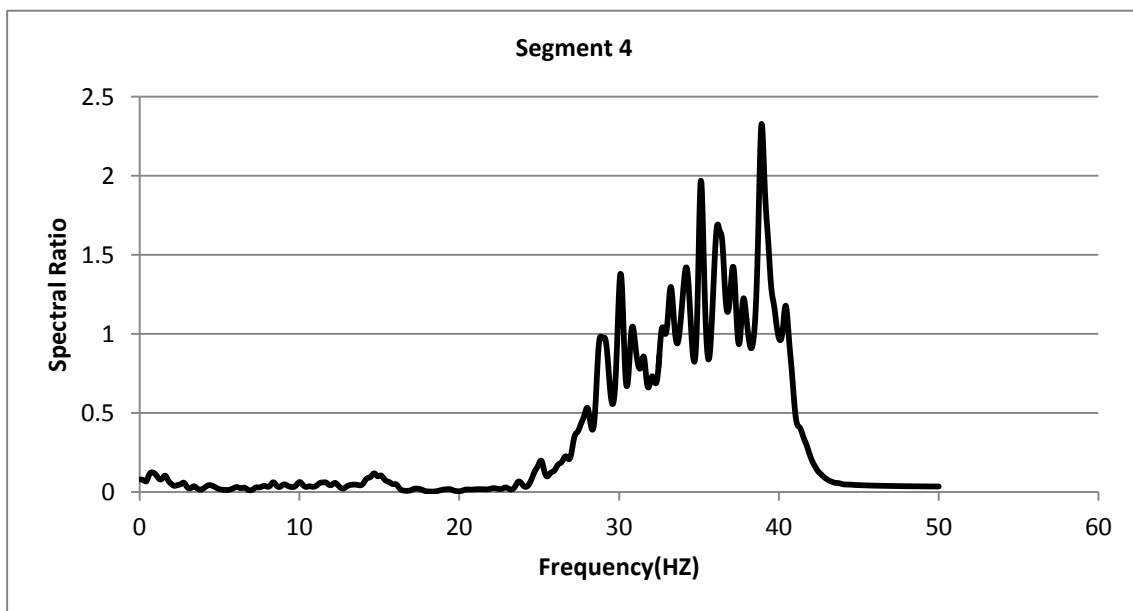
شکل ۴-۵ نسبت طیفی ناحیه ۱ از قسمت های انتخاب شده موج



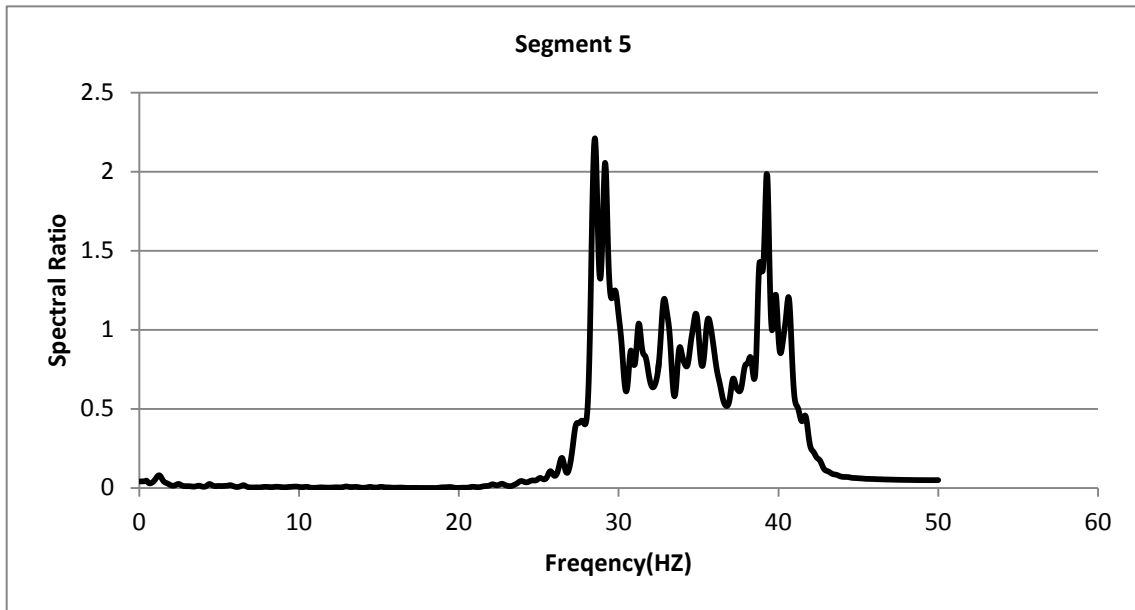
شکل ۴-۶ نسبت طیفی ناحیه ۲ از قسمت های انتخاب شده موج



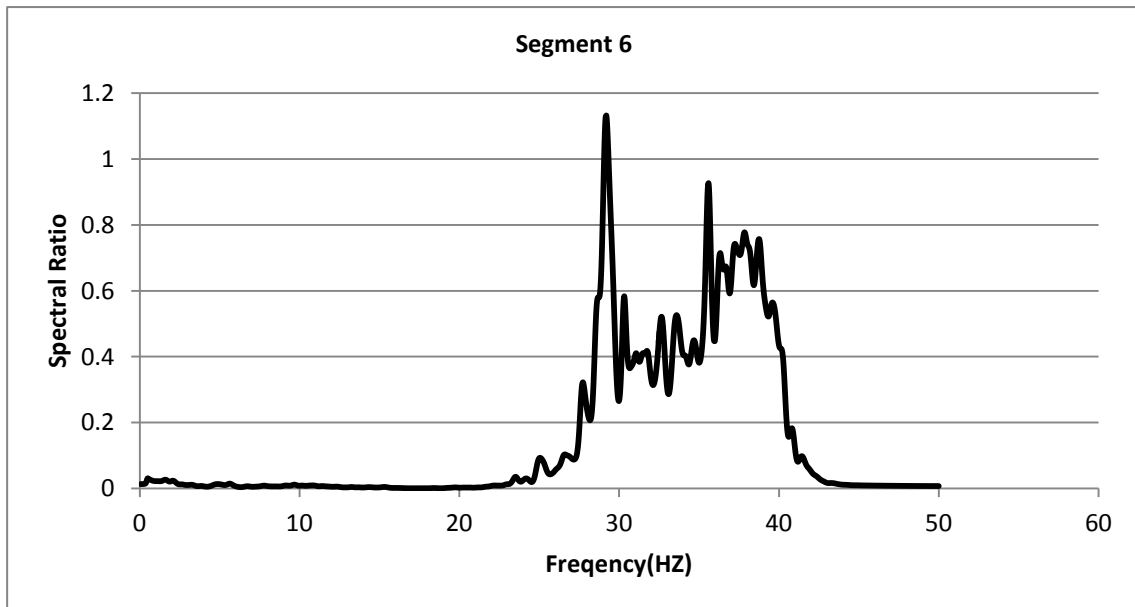
شکل ۴-۷ نسبت طیفی ناحیه ۳ از قسمت های انتخاب شده موج



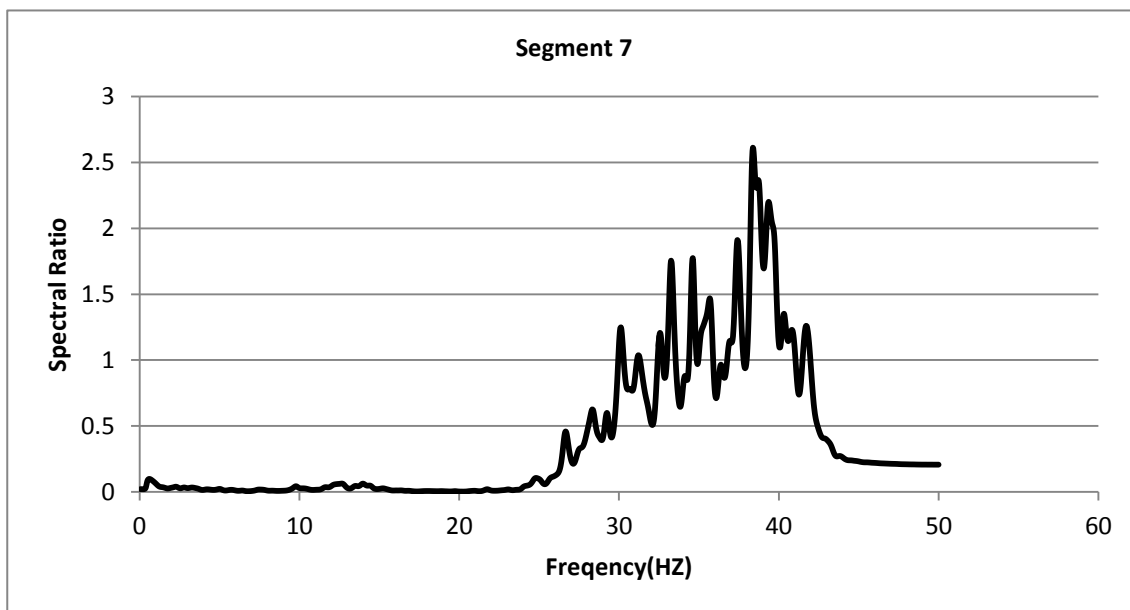
شکل ۴-۸ نسبت طیفی ناحیه ۴ از قسمت های انتخاب شده موج



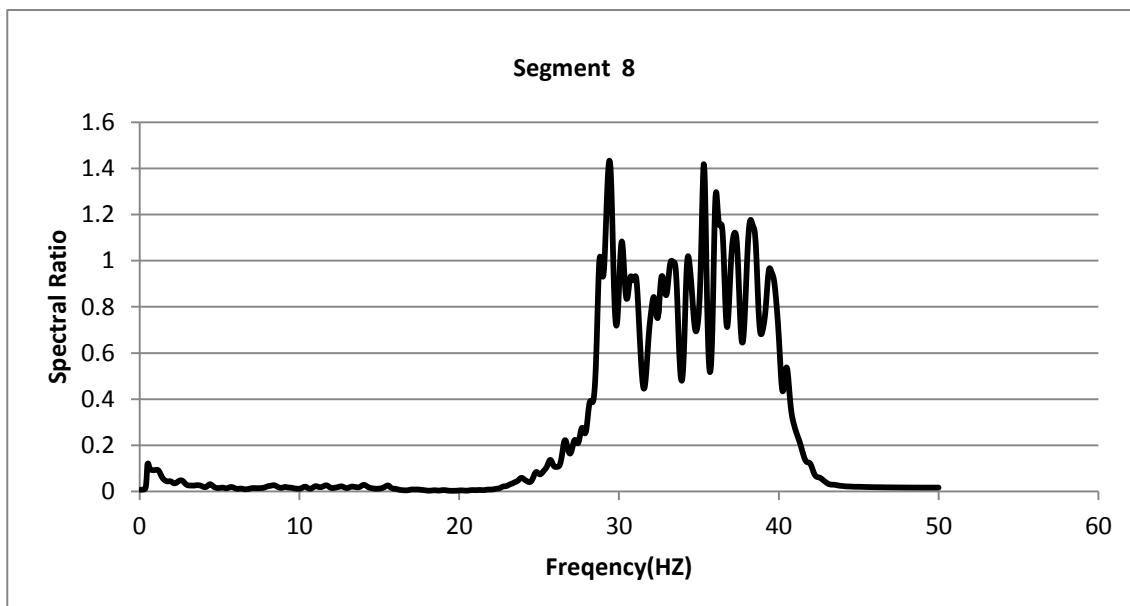
شکل ۴-۹ نسبت طیفی ناحیه ۵ از قسمت های انتخاب شده موج



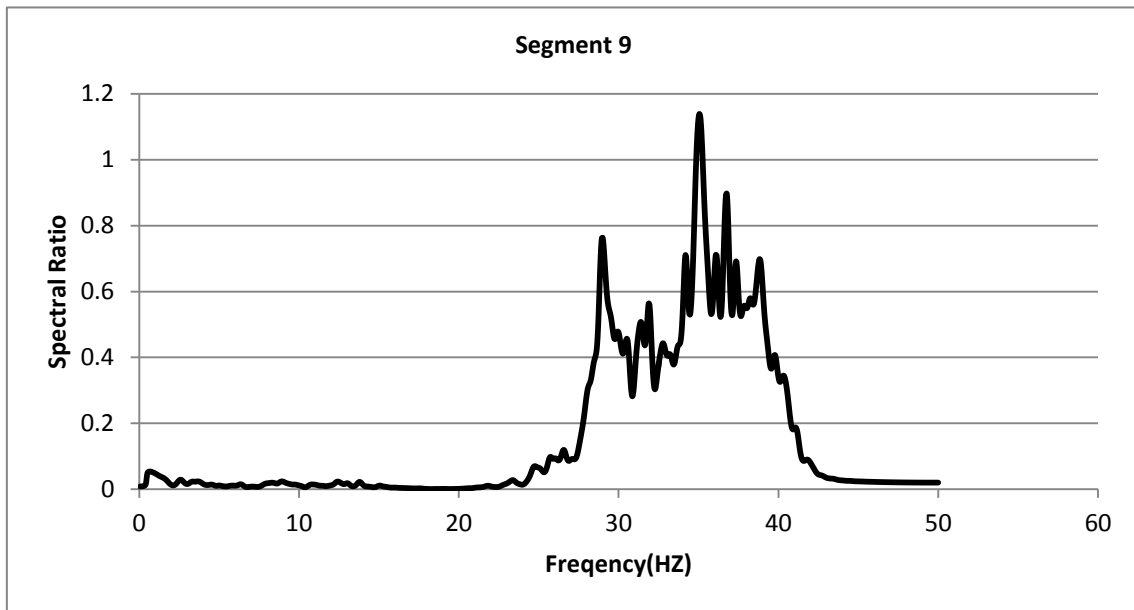
شکل ۴-۱۰ نسبت طیفی ناحیه ۶ از قسمت های انتخاب شده موج



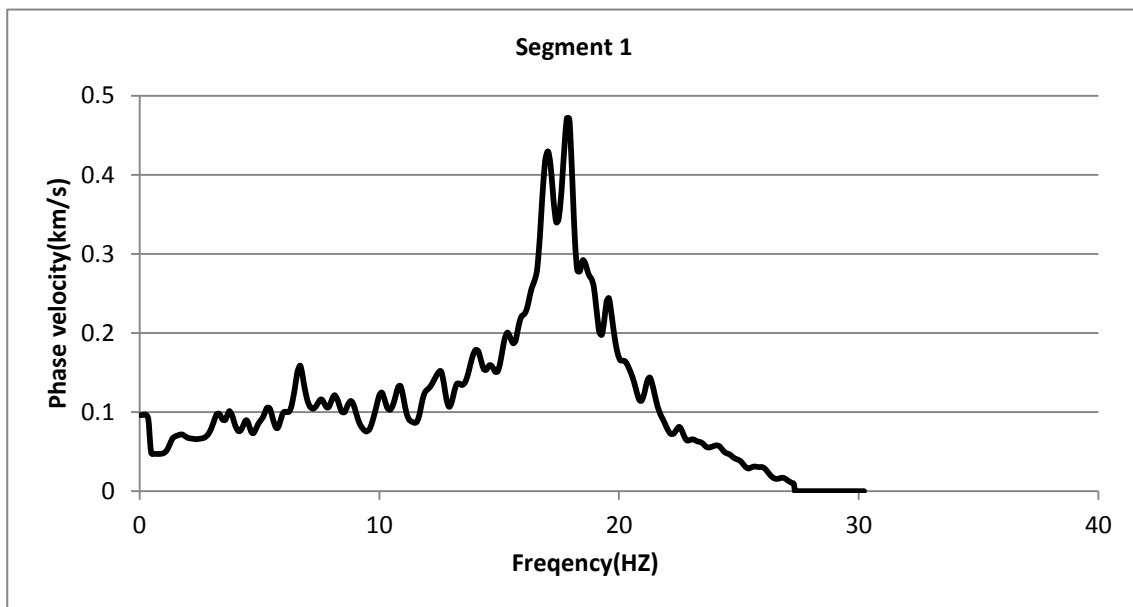
شکل ۴-۱۱ نسبت طیفی ناحیه ۷ از قسمت های انتخاب شده موج



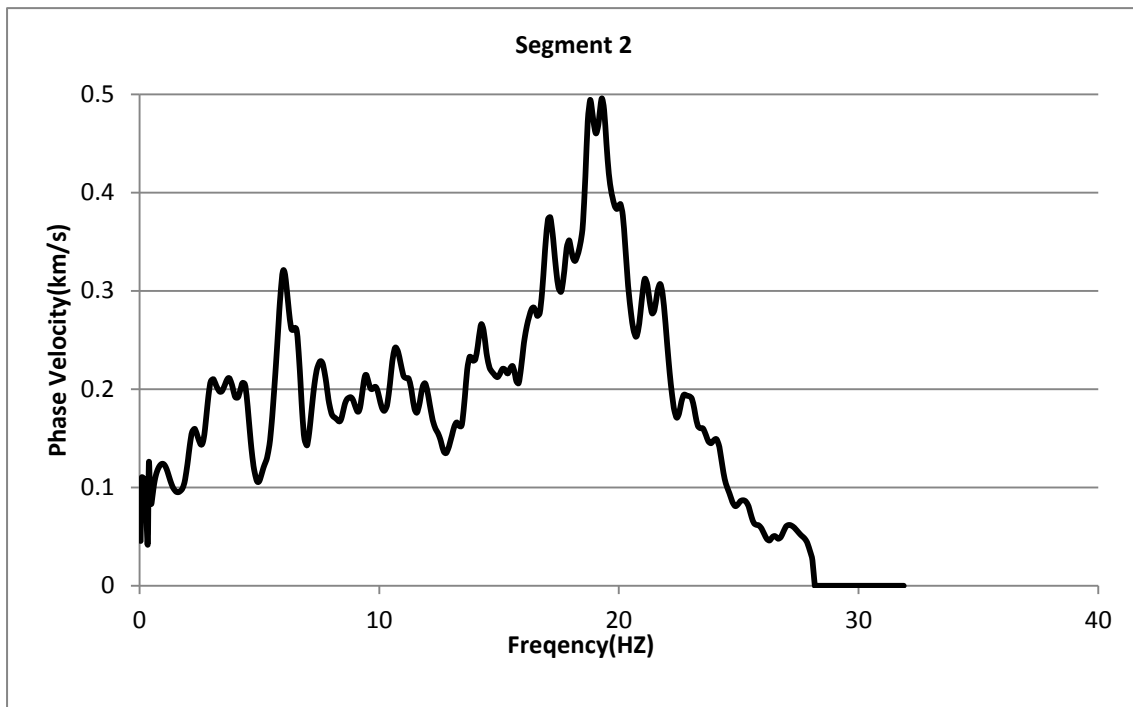
شکل ۴-۱۲ نسبت طیفی ناحیه ۸ از قسمت های انتخاب شده موج



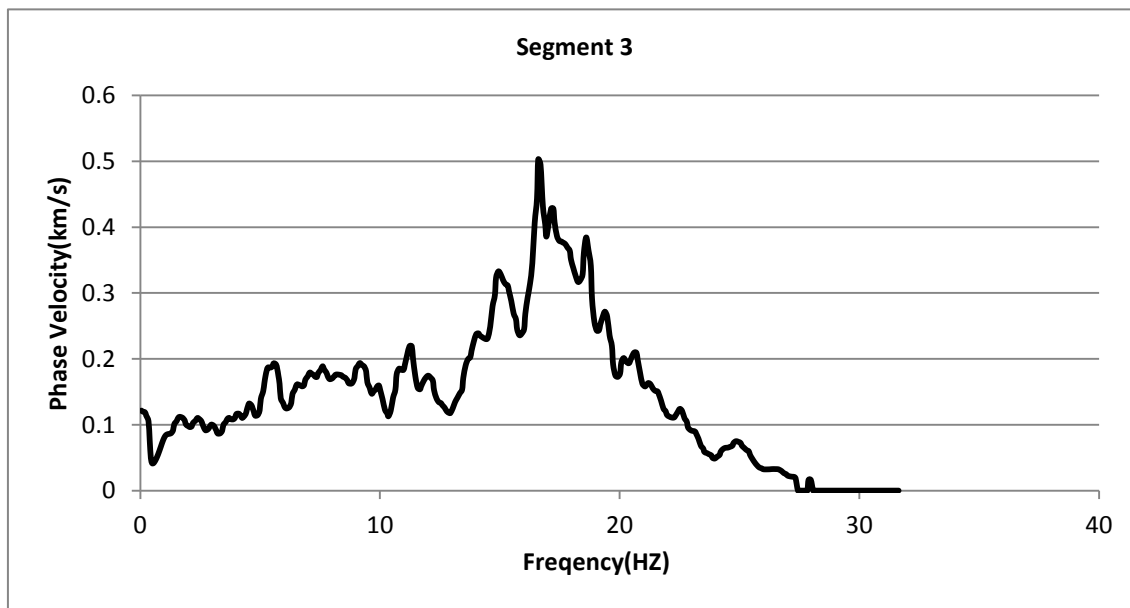
شکل ۳-۴ نسبت طیفی ناحیه ۹ از قسمت های انتخاب شده موج



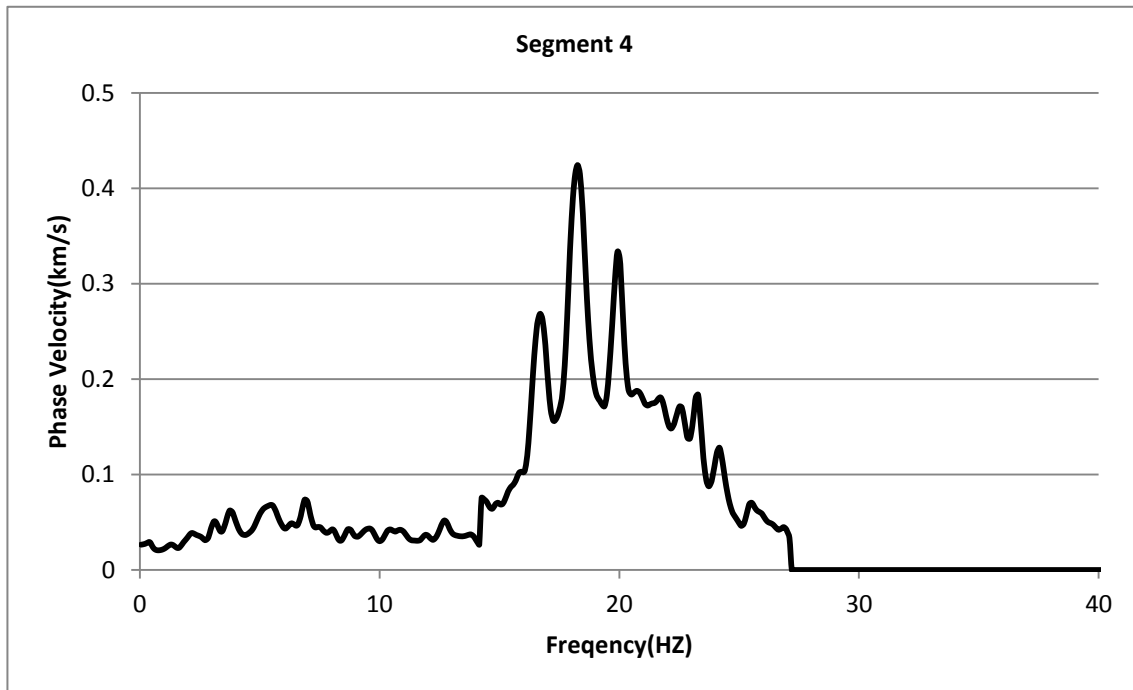
شکل ۴-۴ نمودار سرعت فاز ناحیه ۱



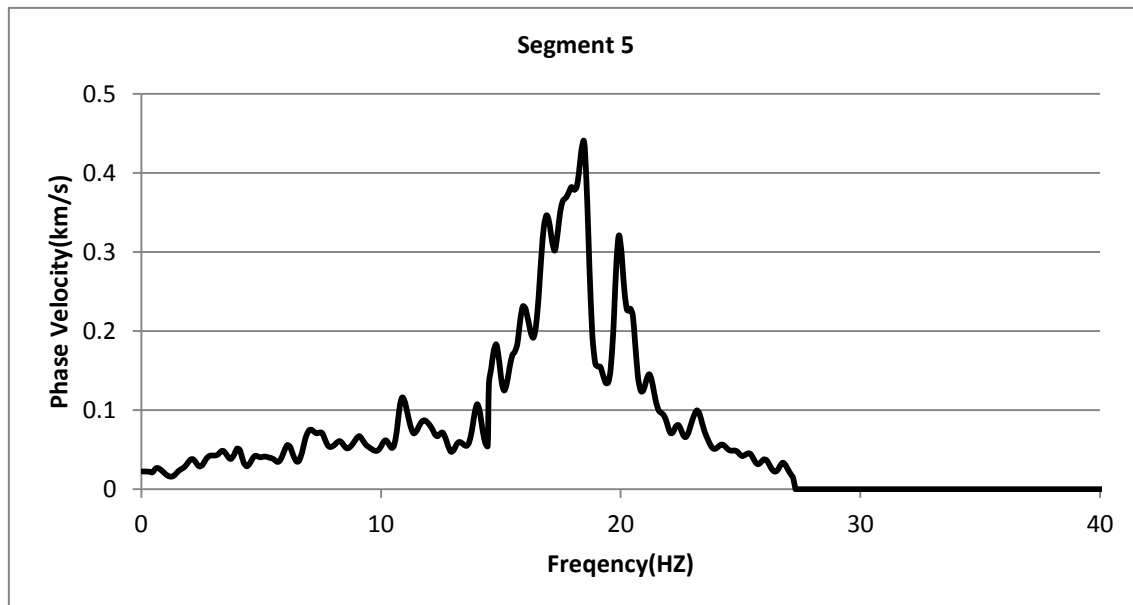
شکل ۴-۱۵ نمودار سرعت فاز ناحیه ۲



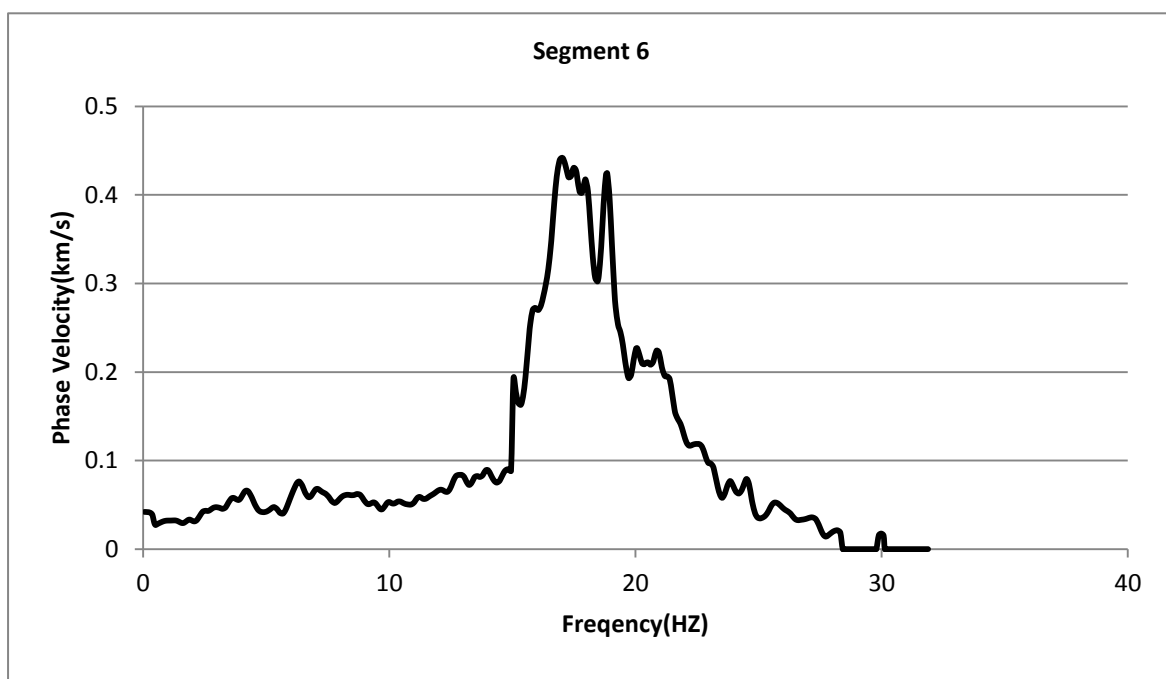
شکل ۴-۱۶ نمودار سرعت فاز ناحیه ۳



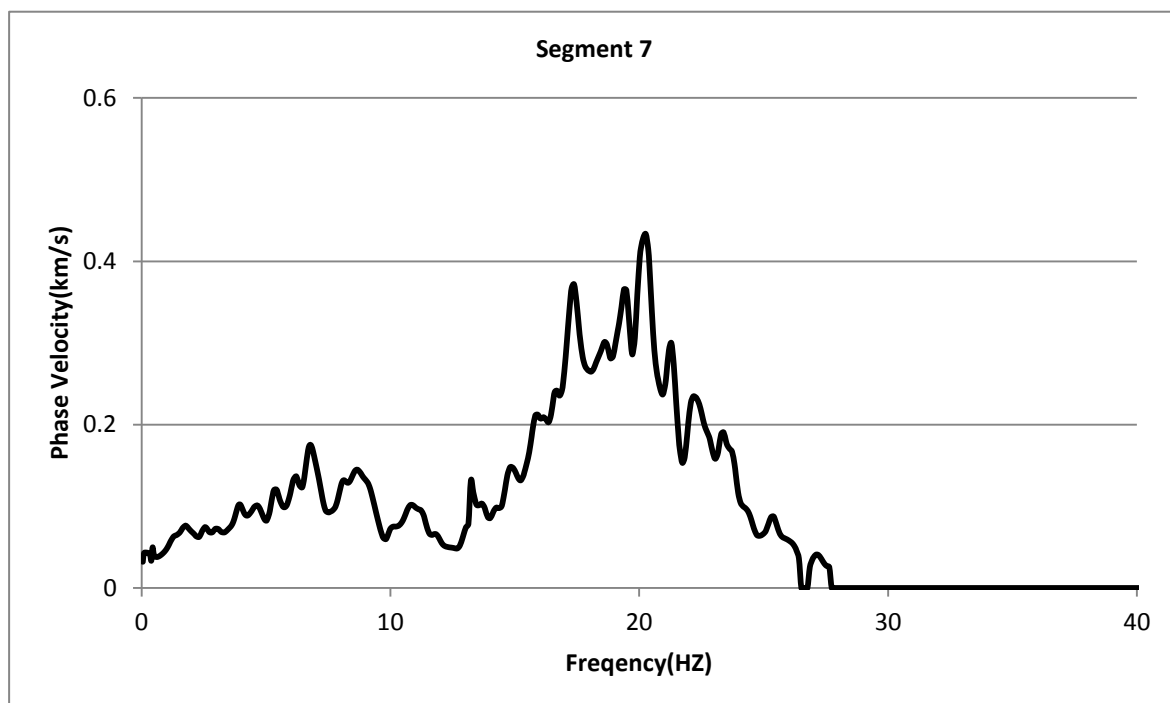
شکل ۴-۱۷ نمودار سرعت فاز ناحیه ۴



شکل ۴-۱۸ نمودار سرعت فاز ناحیه ۵

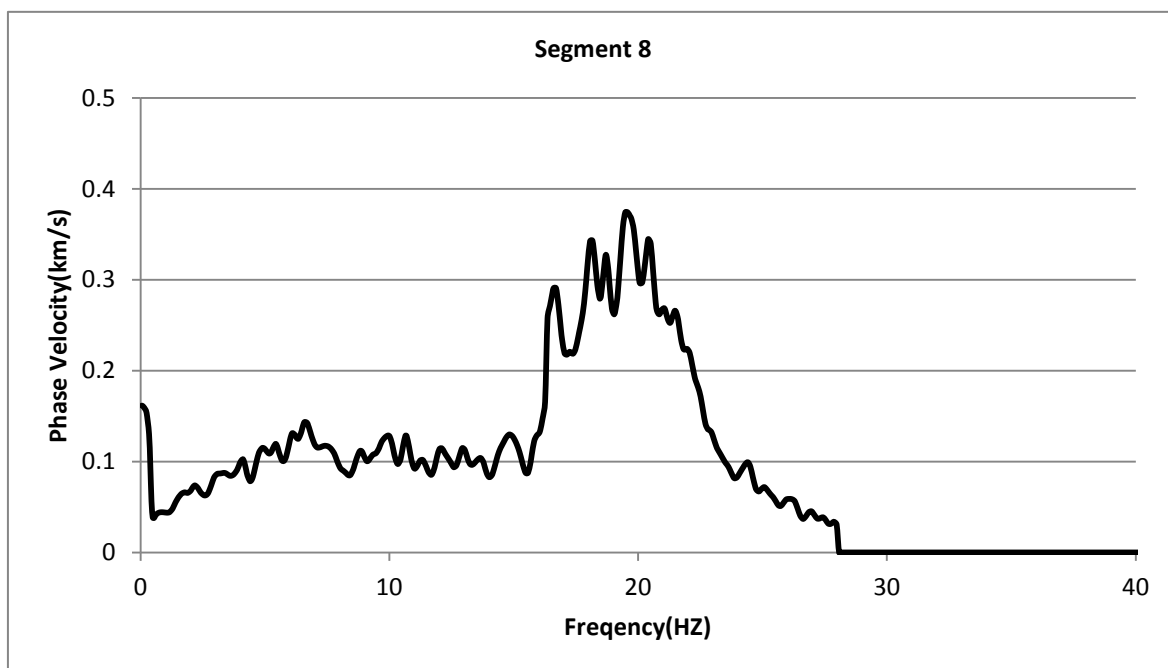


شکل ۴-۱۹ نمودار سرعت فاز ناحیه ۶

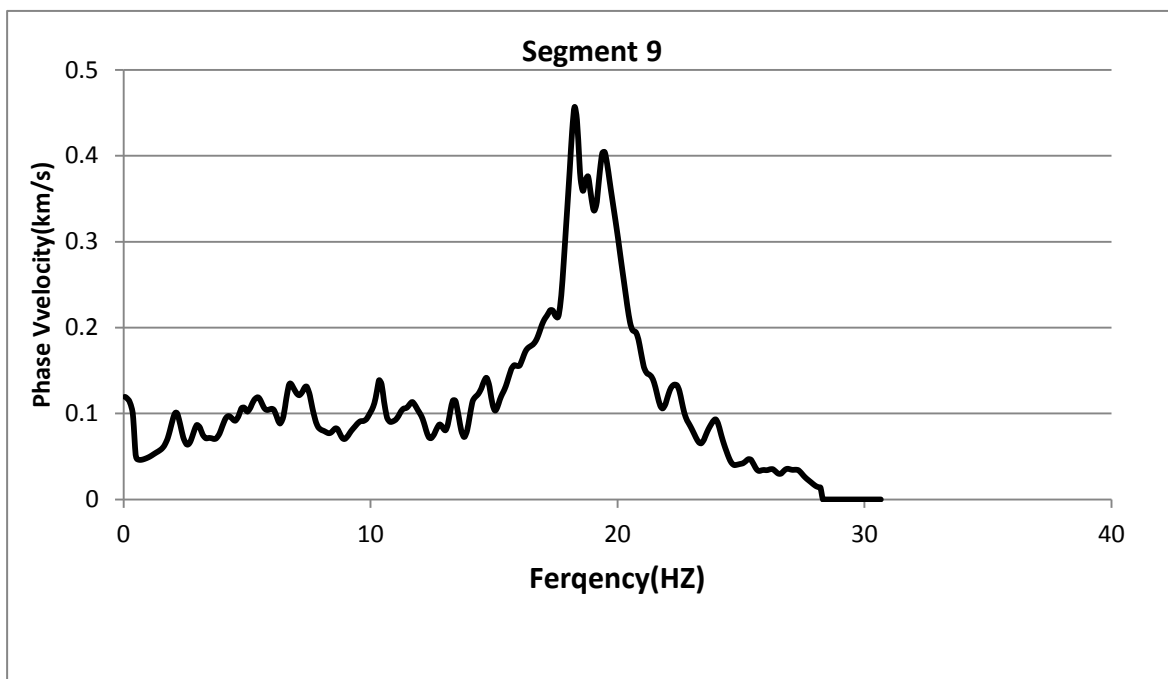


شکل ۴-۲۰ نمودار سرعت فاز ناحیه ۷

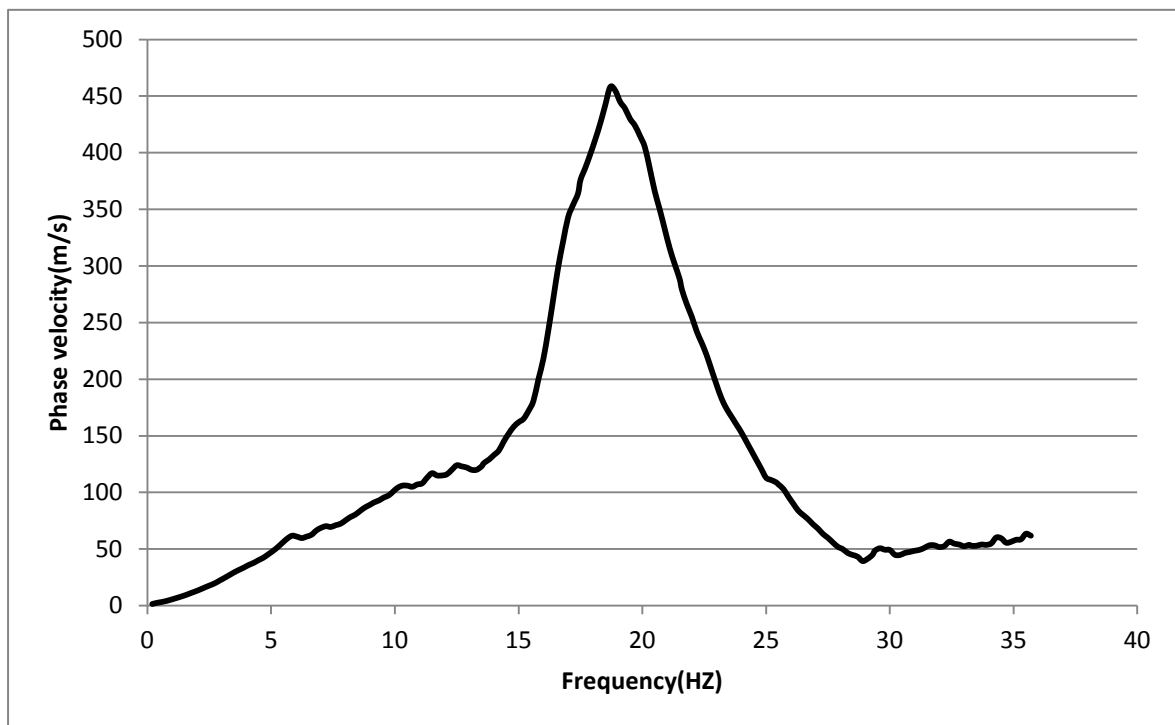




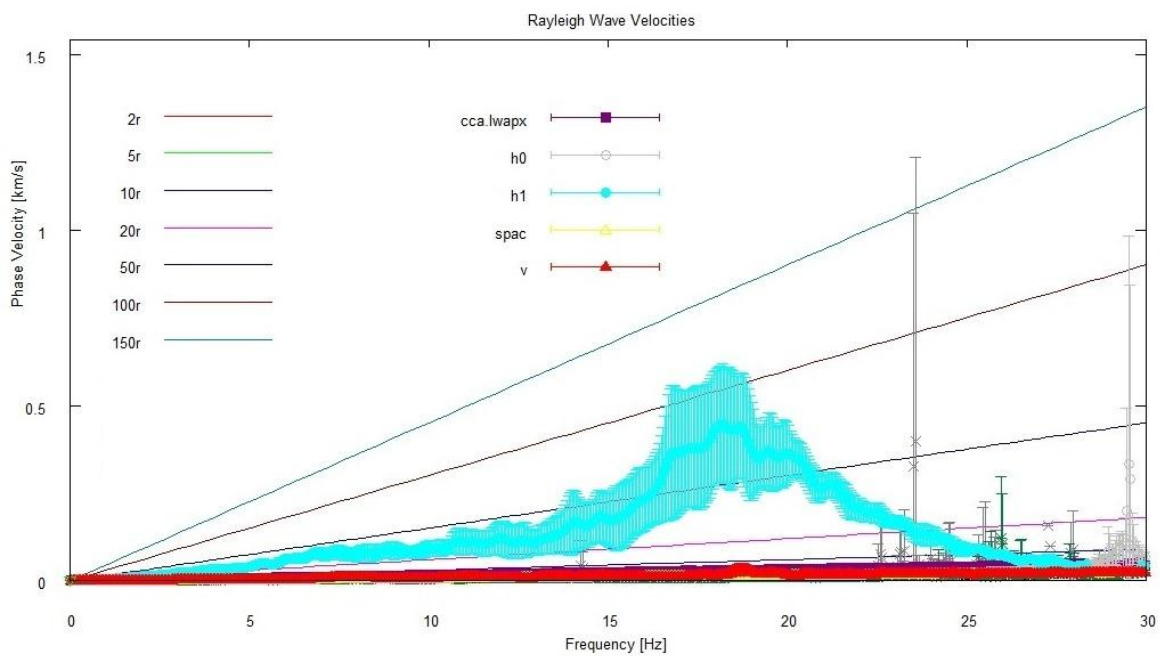
شکل ۴-۲۱ نمودار سرعت فاز ناحیه ۸



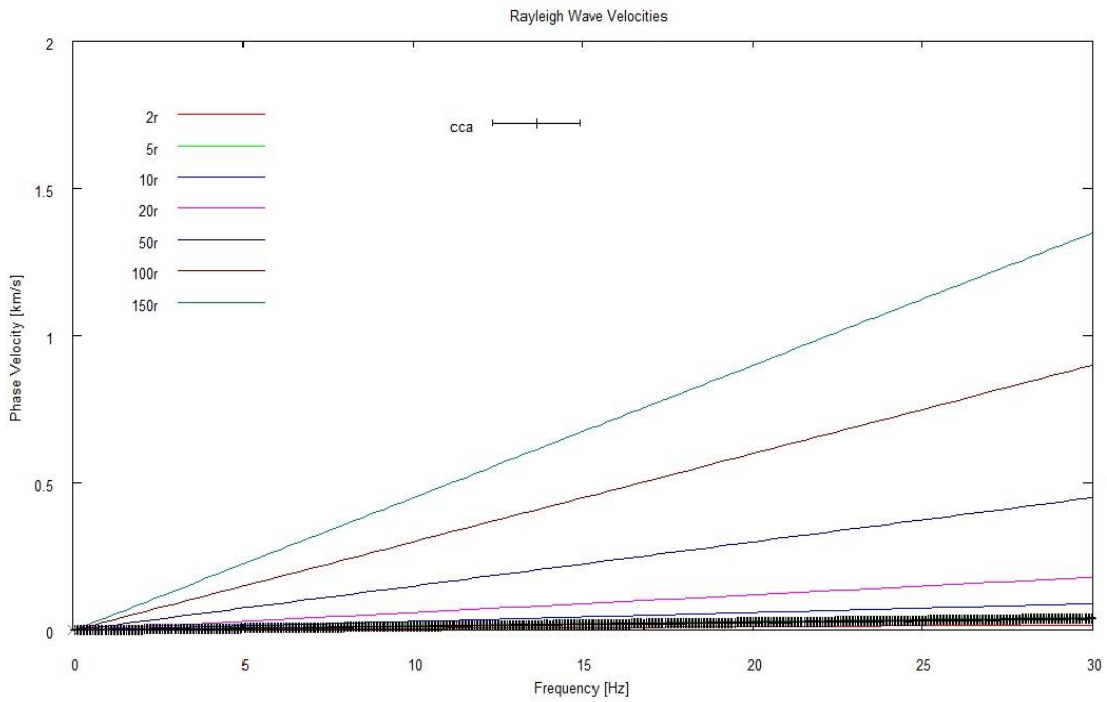
شکل ۴-۲۲ نمودار سرعت فاز ناحیه ۹



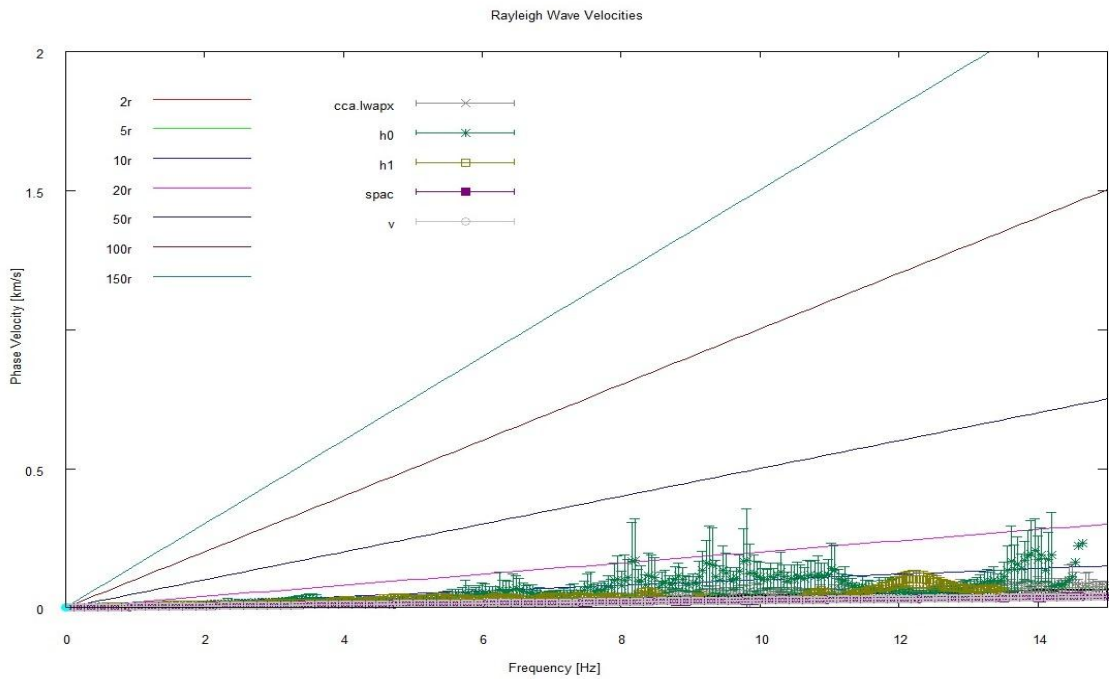
شکل ۴-۲۳ میانگین نمودار سرعت فاز



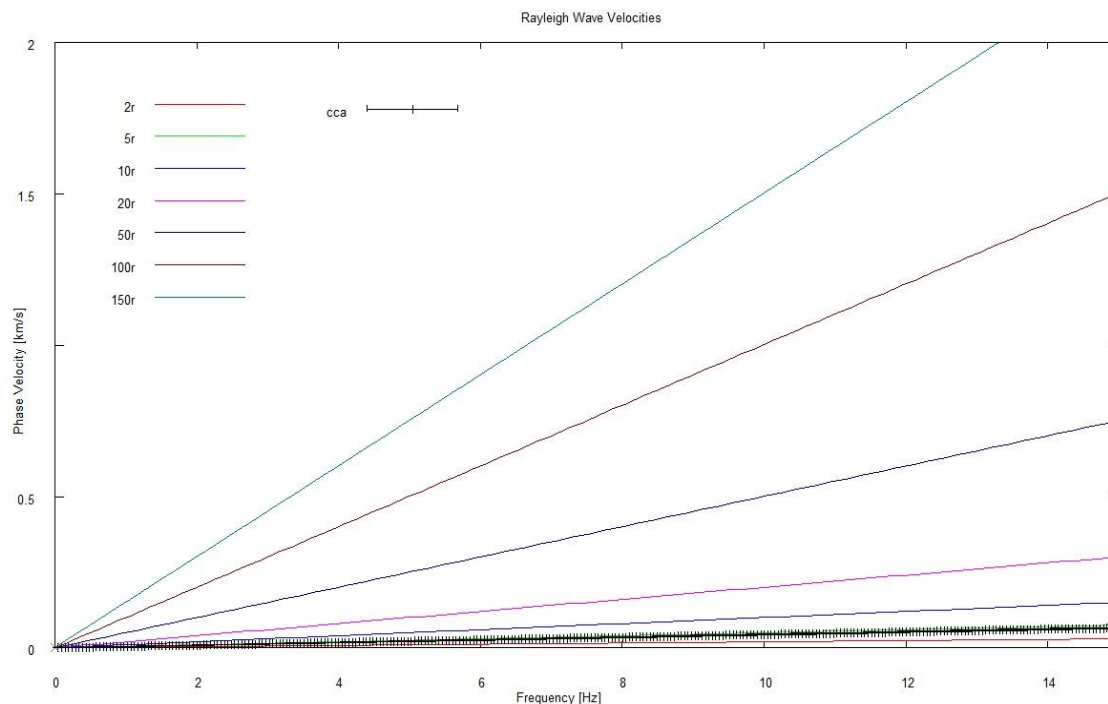
شکل ۴-۲۴ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف در آرایه A



شکل ۲۵-۴ نمودار سرعت فاز در روش CCA در آرایه B



شکل ۲۶-۴ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف در آرایه C



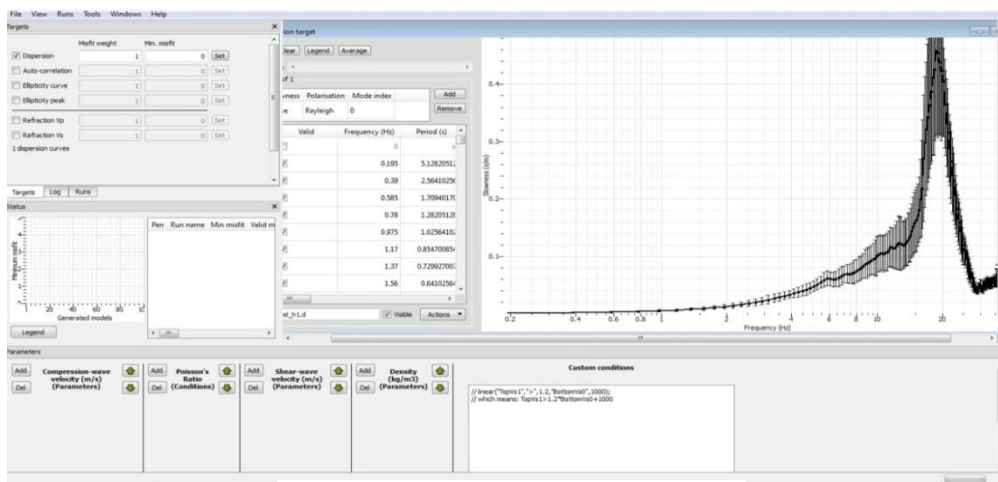
شکل ۴-۲۷ نمودار سرعت فاز در روش های مختلف در آرایه D

### ۳-۴ وارون سازی جهت تخمین سرعت موج برشی

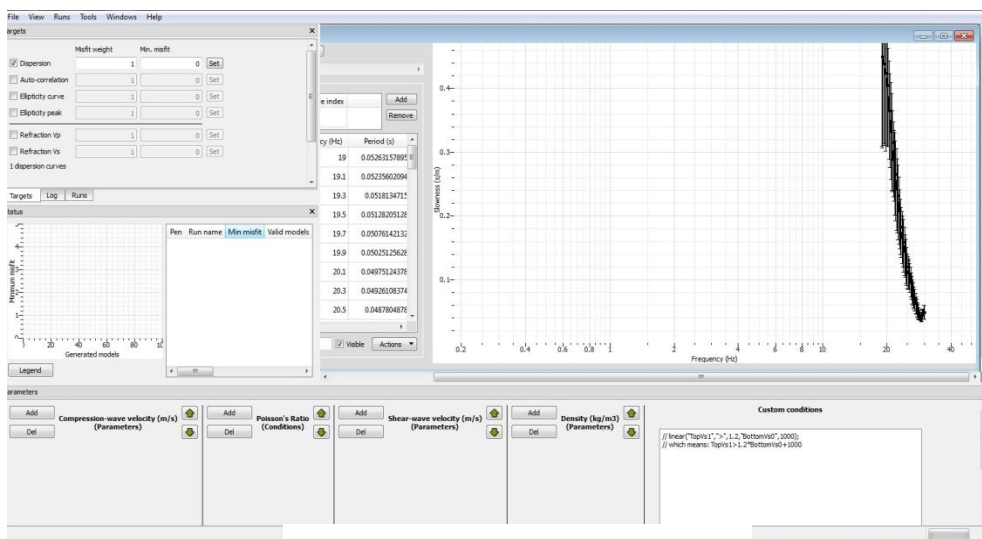
جهت وارون سازی و تخمین سرعت موج برشی لایه‌های زیر سطحی از منحنی سرعت فاز امواج رایلی حاصله، از نرم افزار Dinver که زیر مجموعه‌ای از گروه نرم افزارهای Geopsy می‌باشد استفاده گردیده است. جهت وارون سازی لازم است به صورت سعی و خطا مدل‌های مختلفی از شرایط زیر سطحی، پیش بینی شده و به صورت ترکیبی از چهار پارامتر سرعت موج برشی، سرعت موج فشاری، ضریب پواسون و وزن مخصوص برای هر لایه تخمین زده شده و به عنوان ورودی به برنامه معرفی گردد. در این نرم افزار از معیار  $\text{misfit}$ <sup>۱</sup> به عنوان معیار قابل قبول بودن نتایج استفاده خواهد شد. در فرآیند وارون سازی  $\text{misfit}$  یک مفهوم کلی است که در واقع اختلاف بین مقادیر مشاهده شده و محاسبه شده است، بنابراین هر چه این معیار کوچکتر باشد صحت نتایج بیشتر خواهد بود و موارد مربوط به تخمین سرعت موج برشی

<sup>۱</sup> به معنای غیر متجانس با محیط

بهترین شرایط زمانی حادث می‌شود که این معیار به سمت عددی کمتر از ۱/۰ سوق پیدا کند واحد این معیار در این برنامه در فرآیند تخمین سرعت موج برشی متر بر ثانیه می‌باشد. جهت شروع عملیات وارون سازی در صورتیکه هیچگونه پیش فرضی از شرایط زیرزمینی در دسترس نباشد با انتخاب مدل‌های مختلف محاسبات تا آنجا ادامه می‌یابد که معیار misfit به کمترین مقدار خود برسد. در این پژوهش نمودار سرعت فاز مطابق با شکل ۴-۲۸ در محدوده فرکانسی ۱۹ الی ۳۰ هرتز به عنوان ورودی اولیه به برنامه معرفی گردید.



الف



ب

شکل ۴-۲۸ الف) معرفی اولیه سرعت فاز به برنامه. ب) انتخاب محدوده فرکانسی ۱۹ الی ۳۰ هرتز

سپس اطلاعات لایه‌ها زمین بشرح جدول ۴-۱ و جدول ۴-۲ به برنامه معرفی گردید.

جدول ۴-۱- مقادیر مدل های مختلف خاک جهت وارون سازی

ردیف	شماره مدل	محدوده عمق (m)	محدوده سرعت (m/s)	$\gamma(\text{KN/m}^3)$	Misfit
۱	۱	۱-۱۱	۳۲۰-۳۲۵	۲۰	۰/۹۷۷
۲	۲	۱-۵	۳۰۰-۳۱۰	۲۰	۰/۹۷۵
۳		۵-۱۱	۳۱۰-۳۲۰	۲۰	
۴	۳	۱-۳	۱۵۰-۲۱۰	۲۰	۰/۹۵۸
۵		۳-۵	۲۱۰-۲۶۰	۲۰	
۶		۵-۷	۲۶۰-۲۹۰	۲۰	
۷		۷-۹	۲۹۰-۳۳۰	۲۰	
۸		۹-۱۱	۳۳۰-۳۴۰	۲۰	
۹		۱۱-۱۵	۳۴۰-۳۵۰	۲۰	
۱۰	۴	۱-۳	۱۹۰-۲۱۰	۲۰	۰/۹۶۳
۱۱		۳-۵	۲۱۰-۲۴۰	۲۰	
۱۲		۵-۷	۲۴۰-۲۷۰	۲۰	
۱۳		۷-۹	۲۷۰-۳۰۰	۲۰	
۱۴		۹-۱۱	۳۰۰-۳۲۰	۲۰	
۱۵		۱۱-۱۵	۳۲۰-۳۴۰	۲۰	
۱۶	۵	۱-۳	۲۰۰-۲۲۰	۲۰	۰/۹۶۵
۱۷		۳-۵	۲۲۰-۲۴۰	۲۰	
۱۸		۵-۷	۲۴۰-۲۶۰	۲۰	
۱۹		۷-۹	۲۶۰-۲۸۰	۲۰	
۲۰		۹-۱۱	۲۸۰-۳۰۰	۲۰	
۲۱		۱۱-۱۵	۳۰۰-۳۲۰	۲۰	

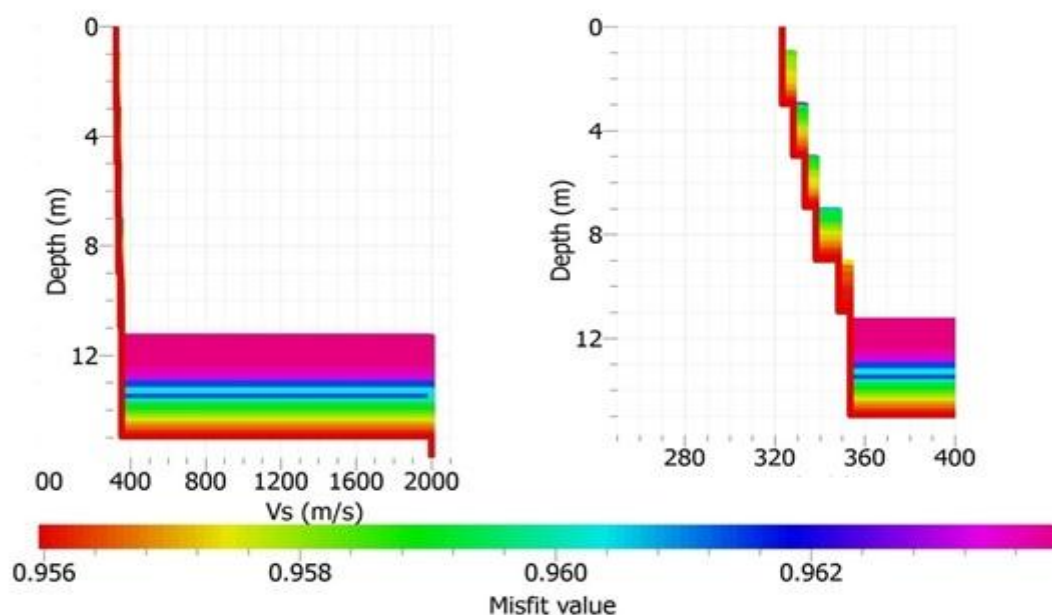
جدول ۲-۴ مقادیر مدل های مختلف خاک جهت وارون سازی

ردیف	شماره مدل	محدوده عمق (m)	محدوده سرعت (m/s)	$\gamma(\text{KN/m}^3)$	Misfit
۲۲	۶	۱-۳	۱۵۰-۲۱۰	۱۸	۰/۹۵۷
۲۳		۳-۵	۲۱۰-۲۶۰	۱۸	
۲۴		۵-۷	۲۶۰-۲۹۰	۱۸	
۲۵		۷-۹	۲۹۰-۳۳۰	۱۸	
۲۶		۹-۱۱	۳۳۰-۳۴۰	۱۸	
۲۷		۱۱-۱۵	۳۴۰-۳۵۰	۱۸	
۲۸	۷	۱-۳	۳۲۰-۳۲۵	۱۸	۰/۹۵۶
۲۹		۳-۵	۳۲۵-۳۳۰	۱۸	
۳۰		۵-۷	۳۳۰-۳۳۵	۱۸	
۳۱		۷-۹	۳۳۵-۳۴۰	۱۸	
۳۲		۹-۱۱	۳۴۰-۳۵۰	۱۸	
۳۳		۱۱-۱۵	۳۵۰-۳۵۵	۱۸	

با توجه به جدول فوق کمترین مقدار misfit در مدل شماره ۷ به وجود آمده که بنابراین بیشترین انطباق

با مقادیر مشاهده شده را خواهد داشت در شکل ۲۹-۴ نمودار سرعت موج برشی مربوط به مدل شماره ۷

نمایش داده شده است .



شکل ۲۹-۴ مدل نهایی ساختار زیر سطحی

## ۴-۴ تخمین سرعت موج برشی با استفاده از نتایج نفوذ استاندارد

به منظور تعیین سرعت موج برشی ساختگاه بر اساس نتایج آزمایش نفوذ استاندارد تاکنون روابط تجربی گوناگونی بین  $V_s$  و  $N$  توسط محققان مختلف ارائه گردیده است که نتایج آنها عمدتاً دارای تفاوت‌های زیادی نسبت به یکدیگر بوده و یا برای منطقه خاصی تدوین گشته‌اند.

تعدادی از این روابط در جدول ۴-۶ درج گردیده است [۳۰]. از دیگر روابط تجربی می‌توان به روابط موجود در نشریه ۳۶۰ سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور اشاره نمود که طی آن با توجه به روابط بین مدول برشی خاک، سرعت موج برشی و عدد نفوذ استاندارد اصلاح شده می‌توان نسبت به تعیین سرعت موج برشی طبق روابط (۱-۴) و (۲-۴) اقدام نمود [۳۱].

$$G_0 = \frac{\gamma_s^2}{g} \quad (1-4)$$



$$G_0 = 4375 [N_1]_{60}^{\frac{1}{3}} \sqrt{\sigma'_0} \quad (2-4)$$

که در این روابط

$G_0$  مدول برشی اولیه  $kPa$

$[N_1]_{60}$  مقاومت نفوذ استاندارد اصلاح شده

$\sigma'_0$  تنش موثر همه جانبه در عمق مورد بررسی  $kPa$

در این تحقیق با توجه به نوع خاک مشاهده شده در گمانه ، جهت محاسبه سرعت موج برشی ناشی از عدد SPT به ترتیب از رابطه ۹ در جدول ۴-۶ و همچنین از روابط موجود در نشریه ۳۶۰ سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور استفاده گردیده است که بر اساس آن سرعت موج برشی به دست آمده تا عمق حفاری شده در جدول ۴-۷ و جدول ۴-۸ درج گردیده است.

جدول ۴-۳ عدد SPT و عمق نفوذ در هر مرحله

عمق آزمایش (متر)	تعداد ضربات			عمق نفوذ هر مرحله (سانتیمتر)		
	$N_1$	$N_2$	$N_3$	$H_1$	$H_2$	$H_3$
۱	۱۸	۲۵	۳۳	۱۵	۱۵	۱۵
۳	۳۴	۵۰	-	۱۵	۲	-
۵	۱۰	۵۰	-	۱۵	۹	-
۷	۱۷	۵۰	-	۱۵	۱۰	-
۹	۲۹	۵۰	-	۱۵	۵	-
۱۱	۵۰	-	-	۱۳	-	-

جدول ۴-۴ ضرایب اصلاح عدد SPT

عمق آزمایش (متر)	$P_a$	$\gamma$	$\sigma_v$	$C_N$	$C_E$	$C_R$	$C_S$	$C_B$
۱	۱۰۰	۱۸/۴	۱۸/۴	۱/۷	۱	۰/۷۵	۰/۶	۱/۱۵
۳	۱۰۰	۱۹/۷	۵۷/۸	۱/۳۱	۱	۰/۷۵	۰/۶	۱/۱۵
۵	۱۰۰	۱۹/۵	۹۶/۹	۱/۰۲	۱	۰/۸۵	۰/۶	۱/۱۵
۷	۱۰۰	۱۸/۵	۱۳۳/۹	۰/۸۶	۱	۰/۹۵	۰/۶	۱/۱۵
۹	۱۰۰	۱۹/۹	۱۷۳/۸	۰/۷۶	۱	۰/۹۵	۰/۶	۱/۱۵
۱۱	۱۰۰	۱۸/۶	۲۱۱	۰/۶۸	۱	۱/۰	۰/۶	۱/۱۵

جدول ۵-۴ عدد SPT اصلاح شده

عمق آزمایش (متر)	$N_2$	$N_3$	$N_{SPT}$	ضریب اصلاح	$N_{60}$
۱	۲۵	۳۳	۵۸	۰/۸۸	۵۱
۳	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۶۸	۶۸
۵	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۶۰	۶۰
۷	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۵۷	۵۷
۹	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۵۰	۵۰
۱۱	۵۰	۵۰	۱۰۰	۰/۴۸	۴۸

جدول ۴-۶ روابط همبستگی بین  $V_s$  و  $N_{60}$  [۳۰]

ردیف		نوع خاک	$V_s$ (m/s)
۱	Hasancebi &Ulusay (2006)	All	$90N^{0.308}$
۲	JICA (2000)	all, Tehran	$161N^{0.277}$
۳	Iyisan (1996)	All	$51.5N^{0.516}$
۴	Jafari et al (1997)	Cohesive, Tehran	$22N^{0.85}$
۵	Lee (1990)	Sand	$57N^{0.49}$
۶	Sykora & Stokoe(1983)	Granular	$107N^{0.27}$
۷	Ohta & Goto(1978)	Gravel	$94N^{0.34}$
۸	Hasancebi &Ulusay (2006)	Sand	$90.82N^{0.319}$
۹	Fazeli & Alizadeh, 2009	Sand and Gravel	$168N_{60}^{0.245}$

جدول ۴-۷ سرعت موج برشی بر اساس رابطه فاضلی و علیزاده

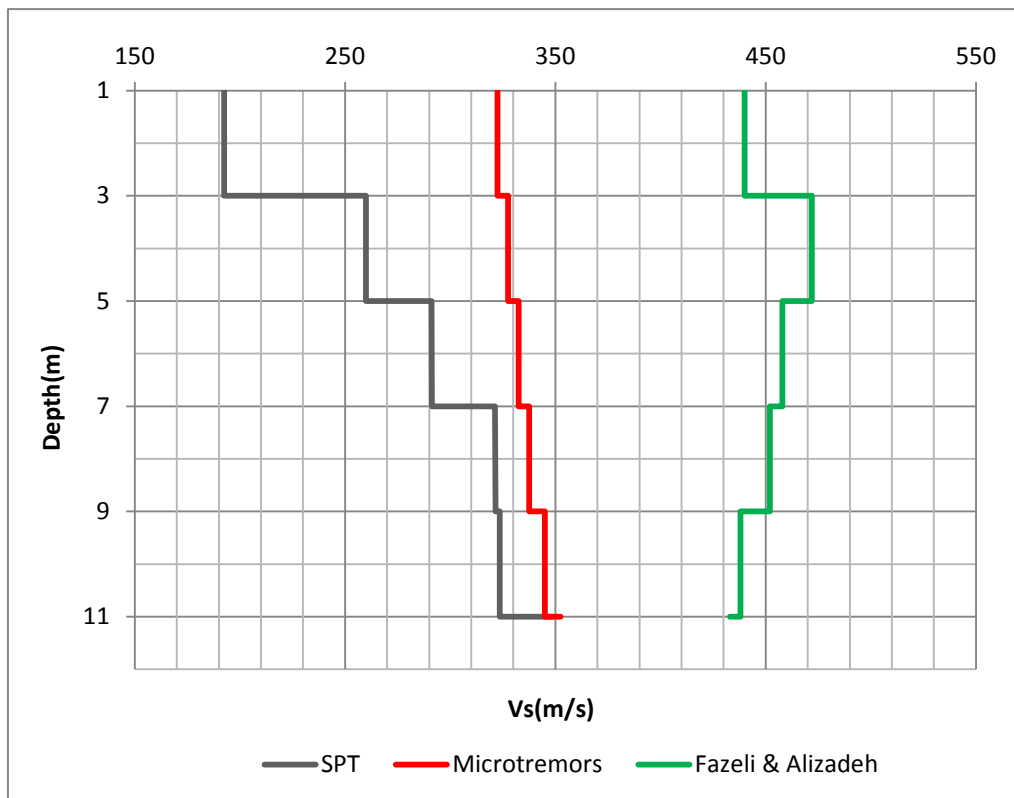
ردیف	عمق (متر)	$N_{60}$	$V_s$ (m/s)
۱	۱	۵۱	۴۴۰
۲	۳	۶۸	۴۷۲
۳	۵	۶۰	۴۵۸
۴	۷	۵۷	۴۵۲
۵	۹	۵۰	۴۳۸
۶	۱۱	۴۸	۴۳۳

جدول ۴-۸ سرعت موج برشی بر اساس نشریه ۳۶۰ سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور

ردیف	عمق(متر)	$N_{60}$	$\sigma_0$	$\gamma$	G	$G_0$	$V_s(m/s)$
۱	۱	۵۱	۱۸/۴	۱۸/۴	۹/۸	۶۹۵۹۴۸/۸۴	۱۹۲/۵
۲	۳	۶۸	۵۷/۸	۱۹/۷	۹/۸	۱۳۵۷۶۲/۰	۲۵۹/۹
۳	۵	۶۰	۹۶/۹	۱۹/۵	۹/۸	۱۶۸۵۹۹/۸	۲۹۱/۱
۴	۷	۵۷	۱۳۳/۹	۱۸/۵	۹/۸	۱۹۴۸۳۱/۹	۳۲۱/۳
۵	۹	۵۰	۱۷۳/۸	۱۹/۹	۹/۸	۲۱۲۴۸۴/۰	۳۲۳/۵
۶	۱۱	۴۸	۲۱۱	۱۸/۶	۹/۸	۲۳۰۹۵۸/۰	۳۴۸/۸

#### ۴-۵ مقایسه نتایج روش میکروترمور و آزمون نفوذ استاندارد

در این پژوهش همان‌گونه که به آن پرداخته شده ابتدا با بررسی داده‌های میکروترمور ساختار سرعت موج برشی لایه‌های زیرزمینی تعیین گردید و پس از آن ضمن حفر گمانه، لایه‌های زیرزمینی مشاهده شده و سرعت موج برشی در آنها از طریق روابط تجربی ژئوتکنیکی نیز حاصل آمد که نتایج هر دو روش در شکل ۴-۳۰ نمایش داده شده است



شکل ۴-۳ مقایسه ساختار سرعت موج برشی با روش میکروترمور و روابط تجربی ژئوتکنیک

همانگونه که در این شکل مشخص است و مطابق با مدل شماره ۷ از جدول ۲-۴، تحلیل داده‌های میکروترمور بیانگر وجود یک لایه یکسان خاک با وزن مخصوص  $18 \text{ kN/m}^3$  و تا عمق ۱۱ متر می‌باشد که از این نظر ساختار زیر زمینی تخمین زده شده کاملاً با گمانه حفاری شده منطبق است از طرف دیگر سرعت موج برشی در این لایه به طور متوسط در حدود ۳۴۰ متر بر ثانیه می‌باشد که این سرعت برای عمق‌های بیش از ۷ متر با استفاده از روابط تجربی (۱-۴) و (۲-۴) در حدود ۳۳۱ متر بر ثانیه می‌باشد که بر این اساس سرعت موج برشی در دو روش محاسبه شده تنها حدود ۳ درصد با یکدیگر متفاوت می‌باشند.

## ۴-۶ نتیجه گیری

در این پژوهش به منظور تخمین سرعت موج برشی در لایه‌های سطحی زمینی چهار نوع آرایه مینیاتوری جهت برداشت میکروترمور در سایت مورد تحقیق مستقر گردید که آرایه شماره یک به شعاع ۳۰ سانتیمتر شامل یک لرزه‌سنج در مرکز و سه لرزه‌سنج بر روی محیط آرایه، آرایه دوم مشابه آرایه شماره یک ولی بدون لرزه‌سنج مرکزی، آرایه سوم با شعاع ۱۰۰ سانتیمتر شامل یک لرزه‌سنج در مرکز و سه لرزه‌سنج بر روی محیط آرایه و آرایه چهارم مشابه آرایه شماره سه ولی بدون لرزه‌سنج مرکزی و سپس داده‌های هر آرایه مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت. همچنین به منظور صحت سنجی نتایج حاصل از بررسی میکروترمور یک گمانه به عمق ۱۵ متر در مجاورت این آرایه‌ها حفاری گردید و مشاهدات و بررسی‌های لازم ژئوتکنیک نیز در گمانه مذکور انجام شد.

پس از تکمیل مطالعات ژئوتکنیک و ژئوفیزیکی در سایت مورد مطالعه و مقایسه نتایج حاصل از این مطالعات می‌توان به نتایجی به شرح موارد زیر اشاره نمود

۱) با توجه به کوچک بودن شعاع آرایه برداشت داده‌ها که بین ۳۰ تا ۱۰۰ سانتیمتر می‌باشد، آزادی

عمل بسیار زیادی در انتخاب محل نصب لرزه‌سنج‌ها وجود داشته و همچنین نصب آرایه در این روش با سرعت بالا و حداقل زمان ممکنه امکان پذیر است به نحوی که در صورت مهیا بودن تجهیزات، حداکثر زمان نصب آرایه در حدود ۲۰ دقیقه خواهد بود.

۲) ساختار سرعت فاز امواج رایلی تنها در آرایه با شعاع ۳۰ سانتیمتر و در روش H1 پدید آمده که این موضوع ممکن است ناشی از عدم وجود میدان مناسب میکروترمور در زمان برداشت داده‌ها در آرایه‌های بزرگتر باشد.

۳) با بررسی انجام شده بر روی منحنی سرعت فاز، با توجه به اینکه سرعت فاز در باند فرکانسی ۱۹ الی ۳۰ هرتز تشکیل شده است این‌گونه به نظر می‌رسد که منشاء ایجاد میکروترمورها در منطقه مورد مطالعه بر اساس جدول ۱-۲ می‌تواند حاصل از فعالیت‌های انسانی باشد. همچنین با

توجه به دور بودن منطقه شاهرود از منابع ایجاد میکروترموهای طبیعی که عمدتاً امواج اقیانوسی می‌باشند، این موضوع تا حدی درست به نظر می‌رسد.

(۴) با توجه به اینکه بین محتوی فرکانسی داده های میکروترمو در شب و روز تفاوتی وجود ندارد و از طرفی در این پژوهش اینگونه بنظر می‌رسد که میدان میکروترمو ایجاد شده ناشی از فعالیت‌های انسانی می‌باشد و این میدان‌ها در طی مدت روز بدلیل فعالیت های انسانی بیشتر است بنابراین برداشت داده‌ها طی مدت روز ممکن است به نتایج بهتری در تحلیل داده‌ها منجر شود که البته دستیابی به این نتیجه نیازمند مطالعات بیشتر و جمع‌آوری نمونه‌های آماری بیشتر می‌باشد.

(۵) با توجه با ارتباطی موجود بین فرکانس و عمق نفوذ به این صورت که با بالا رفتن فرکانس عمق نفوذ کم می‌شود، در مطالعه حاضر نیز این موضوع تا حدی به چشم می‌خورد که در باند فرکانسی ۱۹ تا ۳۰ هرتز که سرعت فاز در آن پدید آمده است و این محدوده فرکانسی برای مطالعات میکروترمو محدود فرکانس بالایی محسوب می‌شود، عمق اکتشاف شده به حدود ۱۱ متر محدود گردیده است که می‌تواند بیانگر ارتباط مناسب بین فرکانس و عمق اکتشاف در این مطالعه باشد.

(۶) با توجه به وارون سازی انجام شده بر روی مدل‌های مختلف ساختار زیر سطحی، طبق شکل ۴-۲۹ در نهایت ساختار تک لایه‌ای با عمق ۱۱ متر، دارای وزن مخصوص  $18 \text{KN/m}^3$  و با سرعت متوسط موج برشی در حدود  $340$  متر بر ثانیه حاصل گردیده است که از نظر ساختاری وبافت خاک کاملاً با گمانه ژئوتکنیکی که در مجاور آرایه حفر گردیده است مطابقت دارد و همچنین سرعت موج برشی حاصله نیز در اعماق بیش از ۷ متر کمترین اختلاف را با سرعت موج برشی حاصله از روش‌های تجربی دارد که این موضوع می‌تواند بیانگر مفید بودن روش بررسی

داده‌های میکروترمور از آرایه‌های کوچک برای اکتشافات کم عمق در منطقه باشد و در کنار سایر روش‌های تخمین سرعت موج برشی مورد استفاده قرار گیرد.

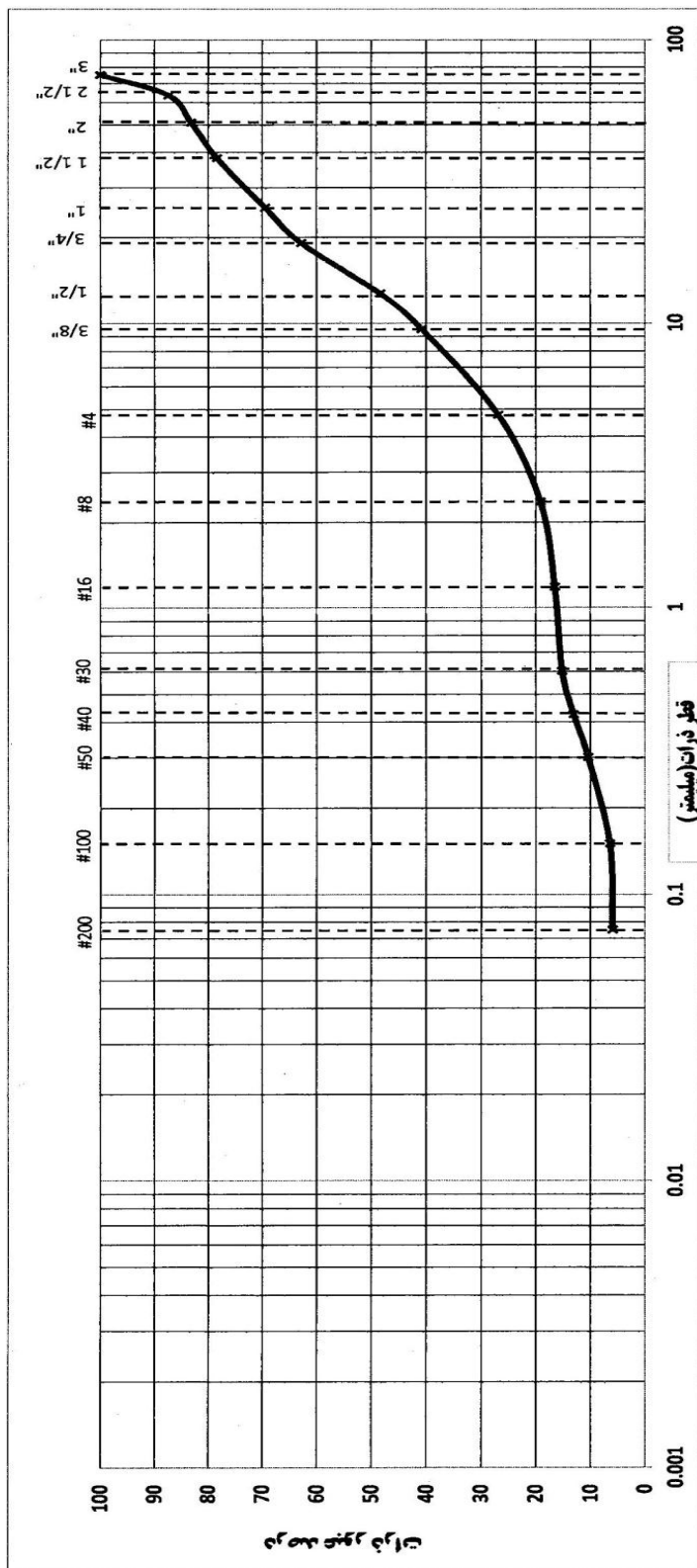
(۷) با توجه به اینکه سابقه‌ای از بکارگیری و مطالعه بر روی آرایه‌های مینیاتوری میکروترمور در کشور در دسترس نیست بنابراین بدیهی است که مطالعات بیشتر در این خصوص، می‌تواند در برطرف نمودن ایرادات این پژوهش و همچنین کمک به پیشرفت این روش به عنوان یک روش موثر وسیع در اکتشافات زیر سطحی، مورد استفاده علاقه‌مندان قرار گیرد.



پوست

شرح لایه ها	طبقه بندی یونیفاید		حدود اتربرگ			وزن مخصوص		دانه بندی	نتایج تست SPT					شماره نمونه	عمق نمونه m
	علام		LL	PL	PI	خشک	تر		نفوذ	SPT	N3	N2	N1		
	ترسیمی	حروفی	%	%	%	kg/m <sup>3</sup>	kg/m <sup>3</sup>		%	cm	N <sub>60</sub>				
شن بد دانه بندی شده به همراه لای		GP-GM	NO.LL	NO.PL	NO.PI	17.7	18.4	3.9%	45	51	$\frac{33}{15_{cm}}$	$\frac{25}{15_{cm}}$	$\frac{18}{15_{cm}}$	1.00	1
شن بد دانه بندی شده به همراه لای		GP-GM	NO.LL	NO.PL	NO.PI	19.1	19.7	3.3%	17	68	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{2_{cm}}$	$\frac{34}{15_{cm}}$	2.00	3
شن بد دانه بندی شده به همراه لای		GP-GM	NO.LL	NO.PL	NO.PI	18.8	19.5	4.0%	24	60	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{9_{cm}}$	$\frac{10}{15_{cm}}$	3.00	5
شن بد دانه بندی شده به همراه لای		GP-GM	NO.LL	NO.PL	NO.PI	17.5	18.5	5.5%	25	57	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{10_{cm}}$	$\frac{17}{15_{cm}}$	4.00	7
شن بد دانه بندی شده		GP	NO.LL	NO.PL	NO.PI	18.6	20.0	7.1%	25	50	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{5_{cm}}$	$\frac{29}{15_{cm}}$	5.00	9
شن بد دانه بندی شده		GP	NO.LL	NO.PL	NO.PI	17.4	18.6	6.7%	13	48	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{0_{cm}}$	$\frac{50}{13_{cm}}$	6.00	11
شن بد دانه بندی شده		GP	NO.LL	NO.PL	NO.PI	19.1	20.2	5.8%						7.00	13
															14
															15
															16

مشخصات ژئوتکنیکی لایه های زیر زمینی

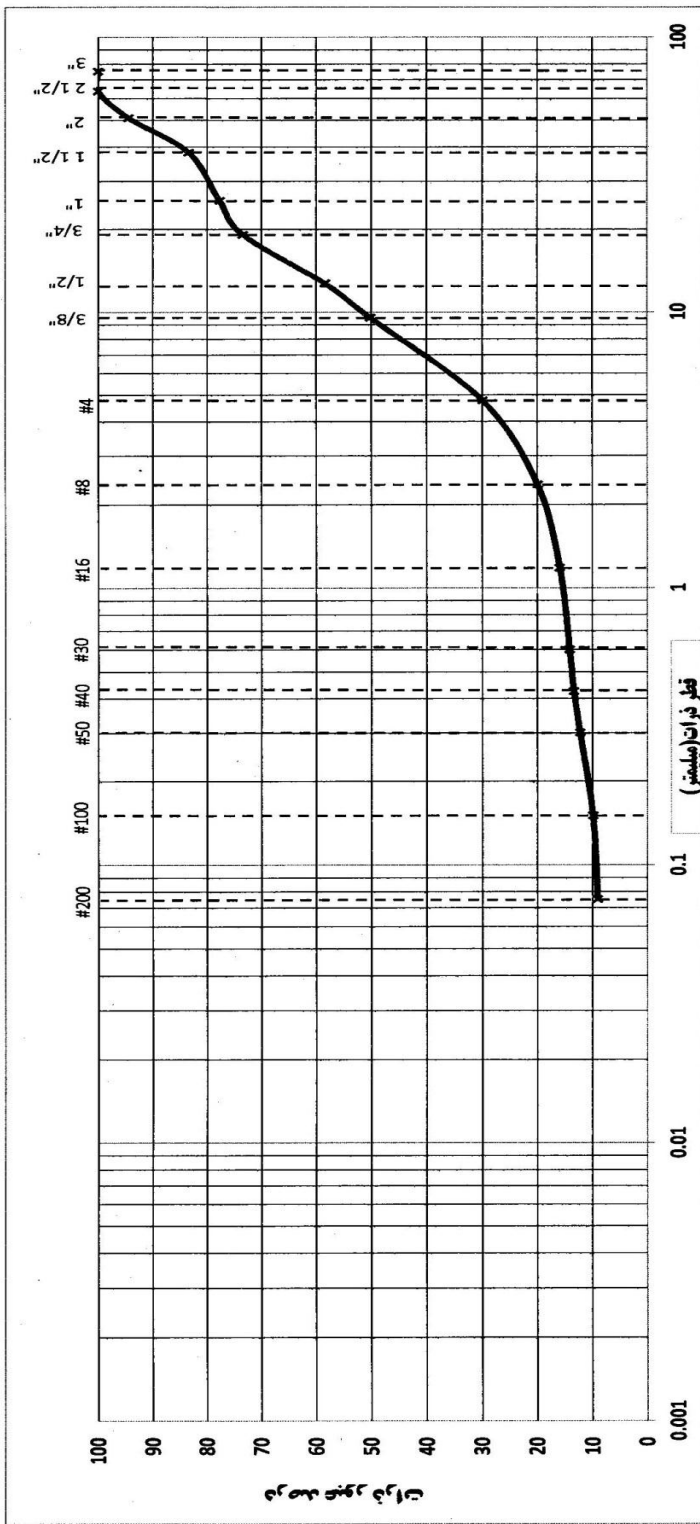


منحنی دانه بندی خاک در عمق امتری

Hydrometer Analysis Results			
Size(mm)	Passing(%)	Size(mm)	Passing(%)

$D_{10} = 0.284$	LL% = NO.LL	%Gravel = 73.2%
$D_{30} = 5.85$	PI% = NO.PI	%Sand = 20.9%
$D_{60} = 17.83$	PI% = NO.PI	%Silt&Clay = 5.9%
$C_u = 62.72$	USCS Classification: GP-GM	%Silt Size =
$C_c = 6.75$	شن بد دانه بندی شده به همراه لای	%Clay Size =
عمق نمونه(متر)		Activity =



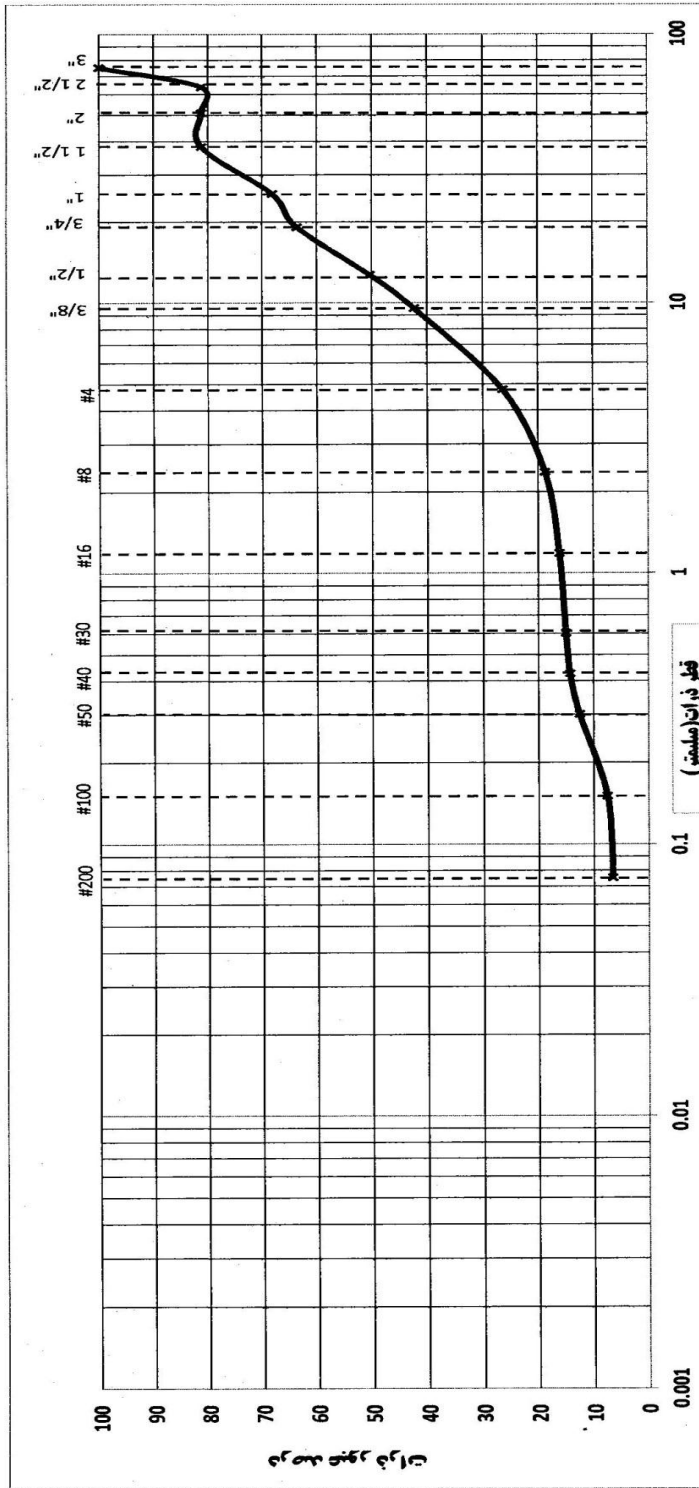
Size (mm)	Passing (%)	Size (mm)	Passing (%)

Hydrometer Analysis Results

%Gravel= 70.1%  
 %Sand= 20.8%  
 %Silt&Clay= 9.1%  
 %Silt Size=  
 %Clay Size=  
 Activity=

$D_{10} = 0.157$        $LL\% = NO, LL$   
 $D_{30} = 4.79$        $PL\% = NO, PL$   
 $D_{60} = 13.38$        $PI\% = NO, PI$   
 $C_u = 85.15$       USCS Classification: GP-GM  
 $C_c = 10.90$       شن بدانه بندی شده به همراه لای  
 عدد نمونه (تیر) ۳

منحنی دانه بندی خاک در عمق ۳ متری



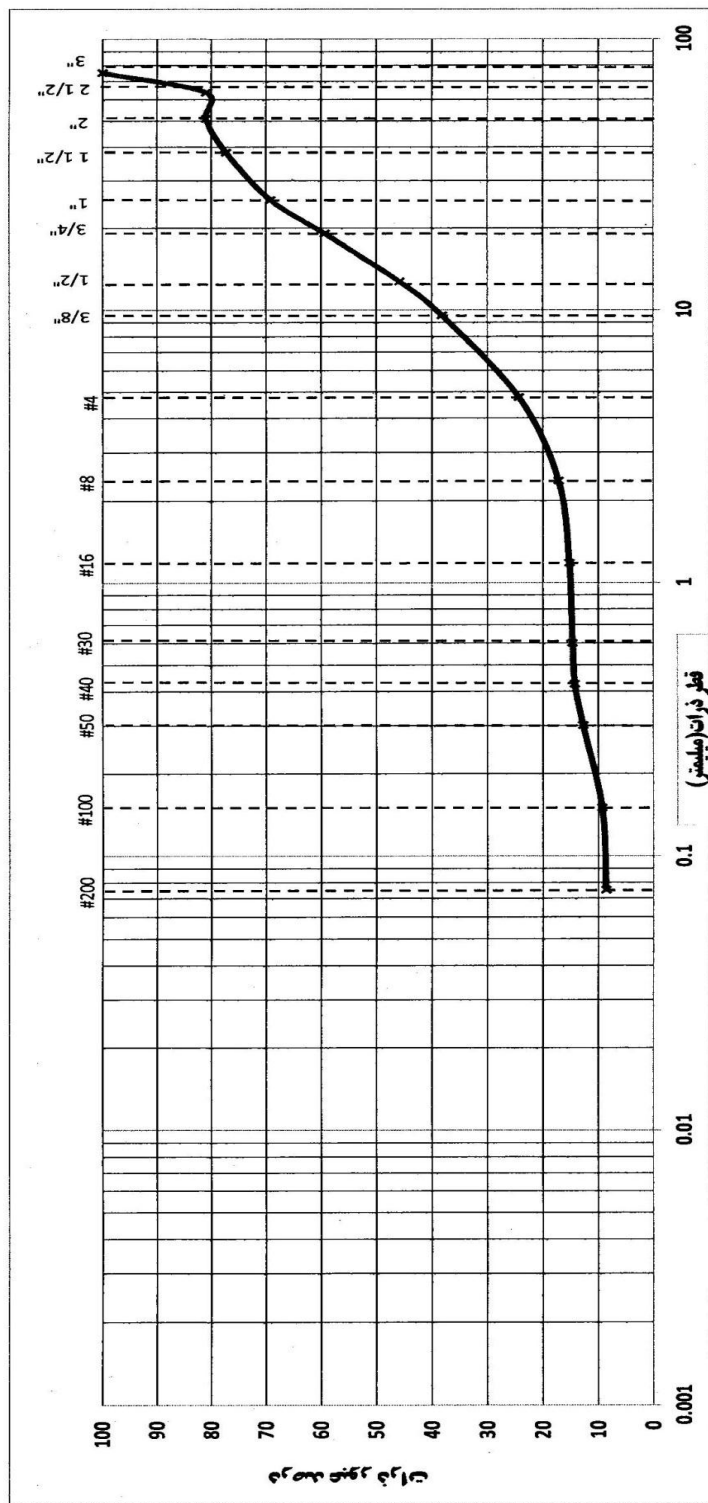
منحنی دانه بندی خاک در عمق ۵ متری

$D_{10} = 0.225$        $LL\% = NO, LL$   
 $D_{30} = 5.85$        $PL\% = NO, PL$   
 $D_{60} = 17.33$        $PI\% = NO, PI$   
 $C_u = 77.13$        $USCS \text{ Classification: GP-GM}$   
 $C_c = 8.78$        $شماره دانه بندی شده به همراه لای$

عمق نمونه (متر) = 0

$\% \text{Gravel} = 73.6\%$   
 $\% \text{Sand} = 19.8\%$   
 $\% \text{Silt \& Clay} = 6.6\%$   
 $\% \text{Silt Size} =$   
 $\% \text{Clay Size} =$   
 Activity =

Hydrometer Analysis Results			
Size (mm)	Passing (%)	Size (mm)	Passing (%)



منحنی دانه بندی عمق ۷ متری

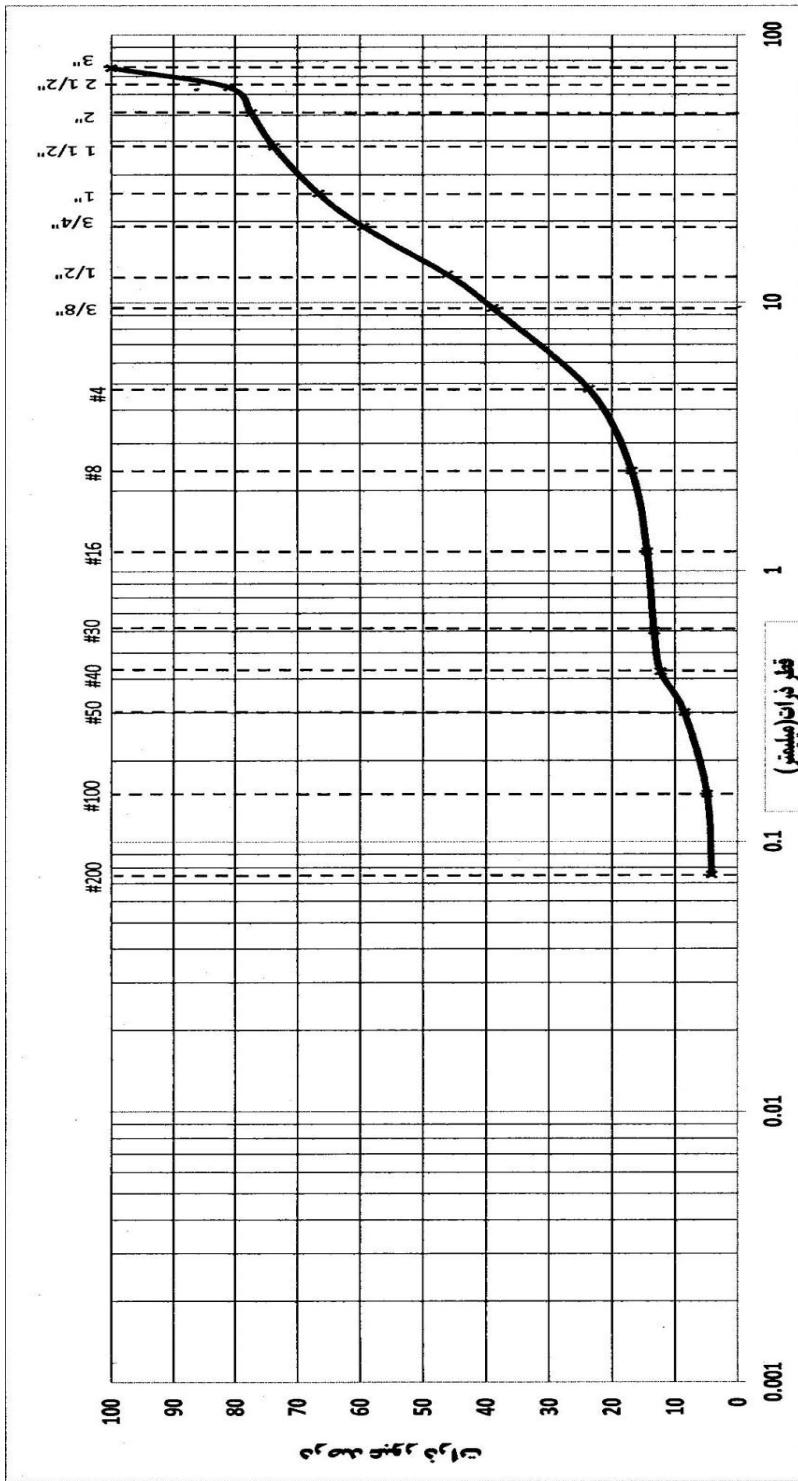
**Hydrometer Analysis Results**

Size (mm)	Passing (%)	Size (mm)	Passing (%)

%Gravel= 75.7%  
 %Sand= 15.7%  
 %Silt&Clay= 8.6%  
 %Silt Size=  
 %Clay Size=  
 Activity=

LL%= NO.LL  
 PL%= NO.PL  
 PI%= NO.PI  
 USCS Classification: GP-GM  
 شن بدانه بندی شده به همراه لای

D<sub>10</sub> = 0.181  
 D<sub>30</sub> = 6.72  
 D<sub>60</sub> = 19.47  
 C<sub>u</sub> = 107.34  
 C<sub>c</sub> = 12.77  
 عمق نمونه (متر)      v



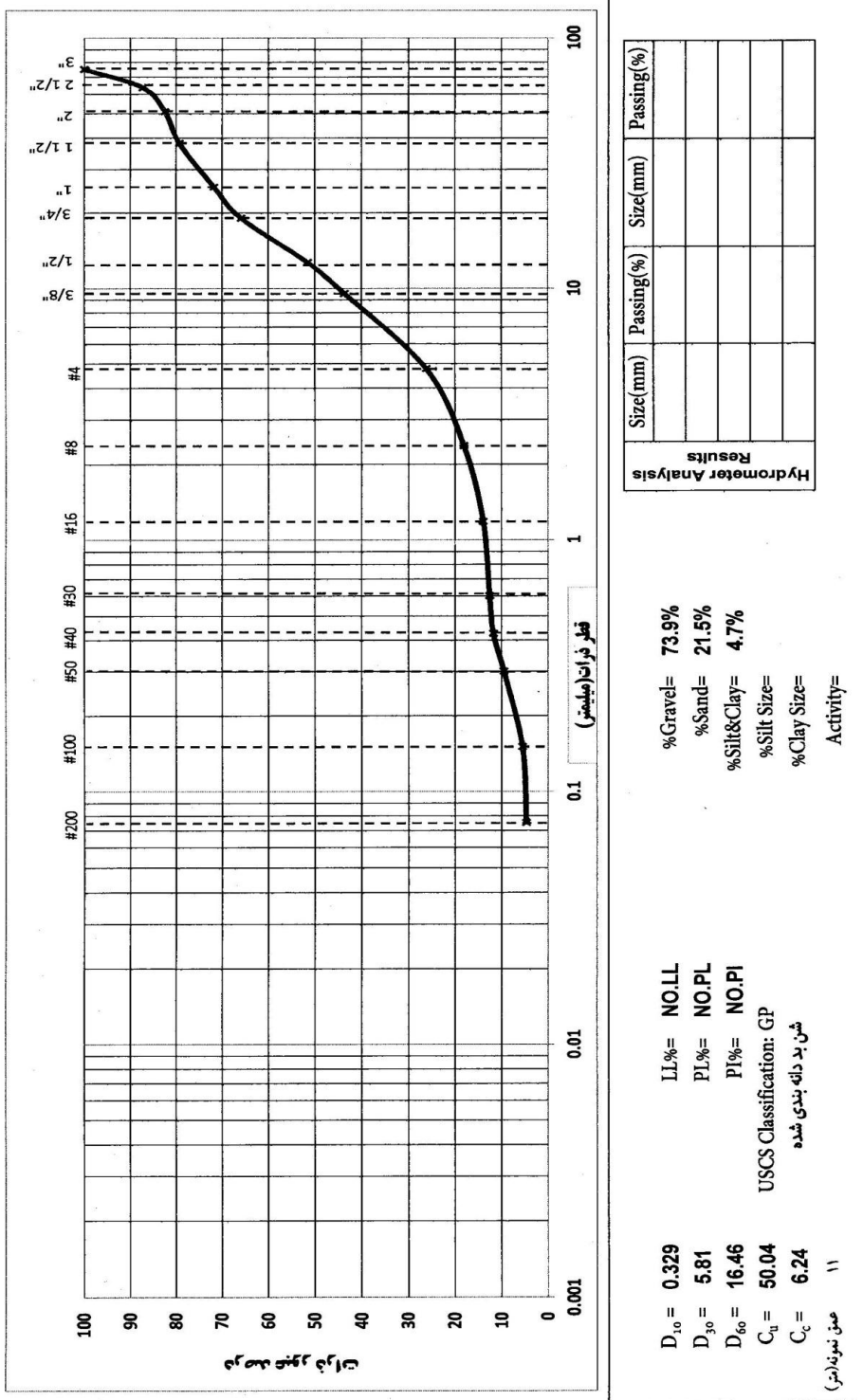
منحنی دانه بندی عمق ۹ متری

Hydrometer Analysis Results	
Size (mm)	Passing (%)

%Gravel= 76.4%  
 %Sand= 19.5%  
 %Silt&Clay= 4.1%  
 %Silt Size=  
 %Clay Size=  
 Activity=

LL%= NO.LL  
 PL%= NO.PL  
 PI%= NO.PI  
 USCS Classification: GP  
 شش بد دانه بندی شده

D<sub>10</sub> = 0.350  
 D<sub>30</sub> = 6.76  
 D<sub>60</sub> = 19.51  
 C<sub>u</sub> = 55.80  
 C<sub>c</sub> = 6.69  
 عمق نمونه (متر) ۹



$D_{10} = 0.329$   
 $D_{30} = 5.81$   
 $D_{60} = 16.46$   
 $C_u = 50.04$   
 $C_c = 6.24$

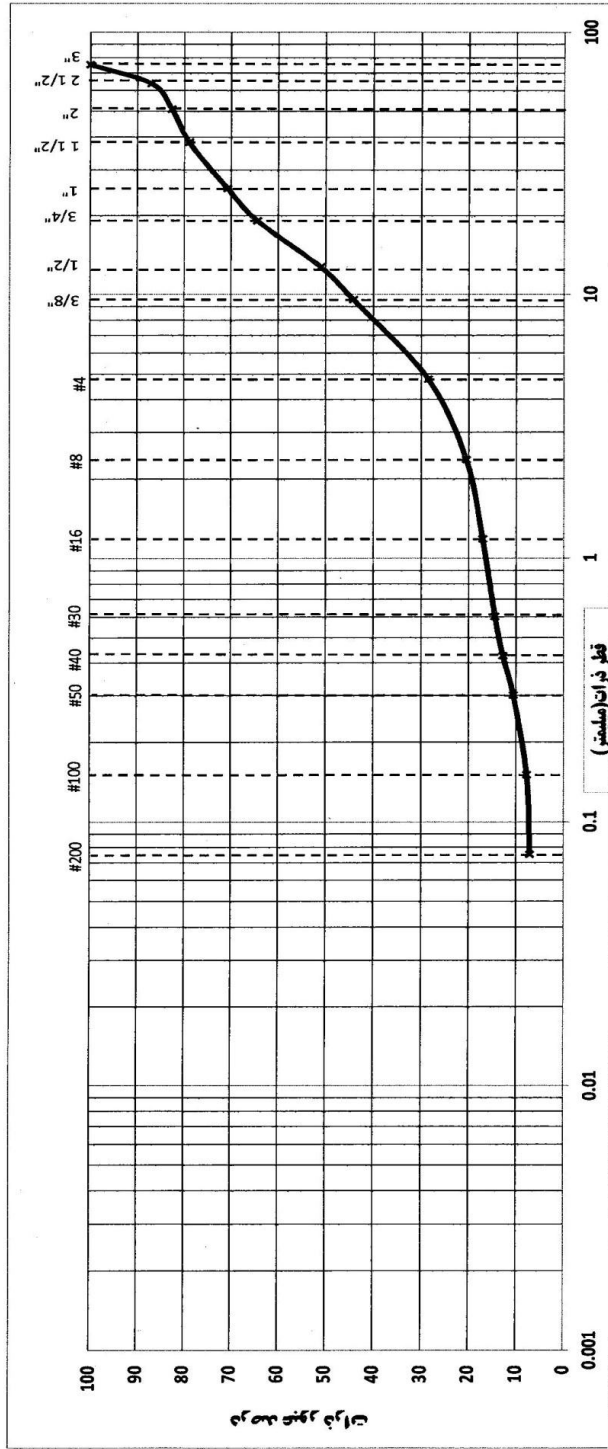
LL% = NO.LL  
 PL% = NO.PL  
 PI% = NO.PI  
 USCS Classification: GP  
 شن بدانه بندی شده

% Gravel = 73.9%  
 % Sand = 21.5%  
 % Silt & Clay = 4.7%  
 % Silt Size =  
 % Clay Size =  
 Activity =

عمق نمونه (متر) ۱۱

منحنی دانه بندی عمق ۱متری





Hydrometer Analysis Results			
Size (mm)	Passing (%)	Size (mm)	Passing (%)

$D_{10} = 0.270$	LL% = NO, LL	%Gravel = 71.5%
$D_{30} = 5.23$	PL% = NO, PL	%Sand = 21.4%
$D_{60} = 16.98$	PI% = NO, PI	%Silt & Clay = 7.0%
$C_u = 62.81$	USCS Classification: GP-GM	%Silt Size =
$C_c = 5.95$	شماره بدانه بندی شده به همراه لای	%Clay Size =
عمق نمونه (متر) = ۱۳	Activity =	

منحنی دانه بندی عمق ۱۳ متری



برداشت های میدانی ژئوتکنیکی



عملیات برداشت میدانی میکروترمور

## مراج

- ۱- قلندرزاده ع. و کاوند ع. (۱۳۸۹) "تعیین سرعت موج برشی در لایه های رسوبات آبرفتی با بکارگیری اندازه میکروترمورها"، نشریه مهندسی عمران و نقشه برداری، شماره ۴، دوره ۴۴، ص ۵۲۵ تا ۵۳۶.
2. Okada H. (2003) "THE MICROTREMOR SURVEY METHOD", Society of Exploration Geophysicists.
3. Cho I. & Senna H. (2016) "Constructing a system to explore shallow velocity structures using a miniature microtremor array", *Synthesisology*, 9, 2, pp86-96.
- ۳- کرامر استیون ال. (۱۳۷۸) "مهندسی ژئوتکنیک لرزه‌ای"، میر محمد حسینی، س. و عارف پور ب، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ص ۲۳۵
5. Kanai K. & Tanaka T. (1954) "Measurement of the microtremor", *Bulletin of Earthquake Research Institute*, Tokyo University, 32, pp199-209.
6. Aki K. (1957) "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors", *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 35, pp415-457.
7. Aki K. (1965) "A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the Earth's crust", *Geophysics*, 30, pp665-666.
8. Capon J. (1969) "High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis", *ProcIEEE*, 57, 8, pp1408-1419
9. Cho I. & Tada T. & Shinozaki Y. (2007) "Beyond the SPAC Method: Exploiting the Wealth of Circular Array Methods for Microtremor Exploration", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 97, 6, pp2080-2095.
10. Cho I. & Tada T. & Shinozaki Y. (2004) "A new method to determine phase velocities of Rayleigh waves from microseisms", *Geophysics*, 69, pp1535-1551.
- ۱۱- قائمیان م. و فریدونی آ. (۱۳۸۸) "تحلیل آرایه میکروترمورها به روش ضرایب خود همبستگی مکانی به منظور برآورد ساختار موج برشی در جنوب خاوری شهر بم"، علوم زمین، شماره ۷۱، ص ۱۳۷ تا ۱۴۲.
- ۱۲- انصاری خ. و حافضی مقدس ن. و غفوری م. و جعفری س. (۱۳۹۳) "ارزیابی اثرات ساختگاهی در منطقه ویژه انرژی پارس (عسلویه)". همایش ملی زمین شناسی و اکتشاف منابع، شیراز.

۱۳-قلندرزاده ع. و معتمد ر. و سدیدخوی ا. (۱۳۸۲) "ریزپهنه بندی لرزه‌ای شهر ارومیه با استفاده از اندازه‌گیری‌های میکروترمور". چهارمین کنفرانس بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

14. SESAME. (2004) "**Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements processing and interpretation.**", SESAME European Research Project, WP12 –Deliverable D23.12 European Commission – Research General Directorate, Project No. EVG1-CT-200-00026.

15. Toksoz M.N. & Lacoss R.T. (1968) "Microseisms—Mode structure and sources", *Science*, 159, pp872–873.

۱۶-عباسی ق. (۱۳۹۴) پایان نامه ارشد "تخمین پروفیل سرعت موج برشی به روش آرایه شعاعی بدون مرکز تعمیم یافته با استفاده از نوفه‌های محیطی"، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.

4. Asten M.W. & Henstridge J.D. (1984) "Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins", *Geophysics*, 49, pp1828-1837.

5. Asten M.W. (1978). "Geological control of the three-component spectra of Raleigh wave microseisms for reconnaissance of sedimentary basins", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68, pp1623-1636.

6. Gutenberg B. (1958). "Microseisms: Advances", *Geophysics*, 5, pp53-92.

7. Sakaji K. (1998) "Temporal variation of the power spectra of microtremors observed at soil and rock sites", Graduation thesis, Hokkaido University (in Japanese).

8. Nogoshi M. & Igarashi T. (1971) "On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2)", *Seism. Soc. Japan*, 24, pp26-40.

9. Nogoshi M. & Igarashi T. (1970) "On the amplitude characteristics of microtremors (Part 1)", *Seism. Soc. Japan*, 2, 23, pp281–303.

10. Nakamura Y. (1989) "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface", *Quarterly Report of Railways Technical Research Institute*, 30, 1.

11. Okada H. (1995) "Comparison of the frequency-wavenumber spectrum method and the spatial autocorrelation method for estimation of geological structure using microtremors" Proc. 93rd SEGJ Conf., pp105–109 .

12. Okada H. & Matsushima T. (1989) "An exploration method using microtremors (1), A theory to identify Love waves in microtremors" Proc. 81 SEGJ Conf., pp15–18.
13. Ling S. & Okada H. (1993) "An extended use of the spatial autocorrelation method for the estimation of geological structure using microtremors", Proc., 89th Conf. SEGJ. 44–48 (in Japanese).
14. Cho I. & Senna S. & Fujiwara H. (2013) "Miniature array analysis of Microtremors", *Geophysics*, 78, 1, ppKs13-Ks23.
15. Cho I. & Tada T. & Shinozaki Y. (2006) "New methods of microtremor exploration: the centerless circular array method and two-radius method", Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 101, 2, pp826-847, Grenoble, France.
- ۱۶- عباسی ق. و سدیدخوی ا. (۱۳۹۴) "تخمین پروفیل سرعت موج برشی به روش آرایه مینیاتوری"، دومین کنگره سراسری فناوری‌های نوین ایران باهدف دستیابی به توسعه پایدار، تهران.
- ۱۷- فاضلی س. و علیزاده ف. (۱۳۸۹) "همبستگی بین سرعت موج برشی و نتایج آزمایش نفوذ استاندارد برای خاکهای ایران" پنجمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- ۱۸- دستورالعمل بهسازی لرزه‌ای ساختمان‌های موجود نشریه شماره ۳۶۰
- ۱۹- داودی م. و حق شناس ا. و میرجلیلی م. (۱۳۸۷) "کاربرد روش آرایه‌ای خردلرزه‌ها در تعیین پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های تحت الارضی در یک سایت نمونه در شهر تهران (پارک شقایق)"، فصلنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله، شماره ۴، دوره ۱۰: ص ۲۰۵ تا ۲۱۵.
20. Tada T. & Cho I. & Shinozaki Y. (2007) "Beyond the SPAC method Exploiting the wealth of circular-array methods for microtremor exploration", *Bull. Seism. Soc. Am*, 97, pp2080–2095.
21. Seo K. (1997). Comparison of measured microtremors with damage distribution, In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.
22. Henstridge J.D. (1979) "A signal processing method for circular arrays", *Geophysics*, 44, 2, pp179-184.
36. Claproud M. & Asten M.W. & Kristek J. (2011) "Using the SPAC Microtremor Method to Identify 2D Effects", *Bull. Seism. Soc. Am*, 101, 2, pp.826-847.

37.Horike M. (1985) "Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the Swave-velocity structure down to the basement in urbanized areas", **Phys. Earth.**, v. 33, p.59-96.

38.Konno K.& Ohmachi T. (1998) "Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor", **Bull. Seism. Soc. Am.**, 88:1, 228-241.

# Abstract

The purpose of this study is to determine the shear wave velocity in the surface layers of the earth using recorded Microtremor data. Microtremors are constant movements of the earth's surface with very low amplitude that occur from natural sources such as ocean waves, or from human factors such as machine traffic. After recording the microtremors by seismometers, the Rayleigh wave phase velocity diagram will be obtained from the analysis of the recorded waves, and in the next step, the shear wave velocity profile of the underground structures will be obtained by inversion techniques. In this research, miniature arrays have been used which determine the shear wave velocity structure of surface layers in Shahroud.

For this purpose, an array with a diameter of 60 cm was placed on the ground. In this array, a seismometer was placed in the center and three other seismometers were placed on the perimeter of the array at the same segment intervals.

After recording the data and analyzing the microtremor results, the subsurface structure was estimated and the results were compared with borehole observations from geotechnical surveys.

During these studies, it was found that the results of microtremor study in determining the number and type of soil layers which are consistent with the drilled geotechnical borehole and the resulting shear of wave velocity is obtained as the shear wave velocity based on the relations of Journal 360 of the Management and Planning Organization.

Therefore, it seems that if there are suitable fields for microtremor waves, the use of miniature arrays can be used as an effective way to identify the earth's surface layers.

**Keywords :Microtremor,Phase velocity,Stochastic processes,Wave number,Surface wave velocity.**





Shahrood University of  
Technology

Faculty of Kharazmi International Campus

M.Sc Thesis in

# **Determination of shear wave velocity in underground layers in Shahroud city using small microtremor arrays**

By:Reza Rezaeian

Supervisor:

Dr:Amir Bazrafshan Moghaddam

Dr:Mehrdad Soleimani Monfared

**October 2020**