

تقدیم به

پدر و مادر مهربانم

تقدیر تشکر

سپاس و ستایش خدای را که مرا مورد لطف عنایتش قرار داد تا به کمک بزرگوارانی که به گونه‌های مختلف مرا یاری نمودند، این تحقیق انجام شد. از این رو ضمن تقدیر و تشکر از این عزیزان، توفیق روز افزون از ایزد یکتا خواستارم.

بدین وسیله از زحمات بی‌دریغ اساتید محترم آقای دکتر پیروز و آقای دکتر حافظی مقدس که با رهنمودهای ارزشمندشان مرا در انجام هر چه بهتر این پایان‌نامه یاری فرمودند، صمیمانه تشکر و سپاسگزاری می‌نمایم.

همچنین از آقای دکتر جوان و آقای دکتر صمدی که زحمت داوری این پایان‌نامه را بر عهده داشته‌اند کمال تشکر و قدر دانی را دارم.

از آقای دکتر کاکایی، ریاست محترم دانشکده مهندسی معدن و ژئوفیزیک، به پاس راهنمایی‌های ارزشمندشان در طی دوران تحصیل صمیمانه سپاسگزارم.

در پایان از کلیه دوستان و عزیزانی که مرا در انجام این پایان‌نامه یاری نموده‌اند، صمیمانه سپاسگزارم و برایشان آرزوی موفقیت دارم.

چکیده

سرعت امواج برشی از جمله پارامترهای بسیار مهم و مورد نیاز در مطالعات ژئوتکنیکی از جمله در ارزیابی مقاومت لایه های زیر سطحی، اثرات ساختگاهی و تعیین پروفیل لایه های زیر سطحی می باشد. روش متداول تعیین سرعت موج برشی، روش لرزه نگاری درون چاهی است که روشی زمان بر و پرهزینه می باشد. در مقابل این روش، روش جدیدی تحت عنوان آنالیز طیفی امواج سطحی معرفی شده است که یک روش غیر مخرب می باشد.

در این روش با استفاده از خاصیت پراکندگی امواج سطحی (از نوع ریلی) می توان منحنی پراکندگی این امواج را بدست آورد. سپس پروفیل سرعت موج برشی محدوده مورد مطالعه (مانند لایه های زمین، روسازی راهها و بدنه تونلها...) با استفاده از روش های معکوس سازی، محاسبه می شود. در حقیقت این روش بر مبنای تولید و ثبت امواج لرزه ای در سطح، محاسبه اختلاف فاز امواج مذکور در حوزه فرکانس، رسم منحنی پراکندگی و وارون سازی آن استوار می باشد.

در این مطالعه ابتدا مروری بر نحوه انتشار امواج ریلی در محیط های لایه ای و چگونگی بکارگیری این امواج در تعیین خواص مکانیکی لایه ها، شده است. در ادامه، نحوه بدست آوردن منحنی پراکندگی صحرائی شرح داده شده، و برنامه کامپیوتری مورد نیاز جهت بدست آوردن این منحنی توسط نرم افزار MATLAB معرفی شده است. سپس منحنی های پراکندگی مربوط به ۹ محل از شهر مشهد و یک محل در دانشگاه صنعتی شاهرود با استفاده از برنامه مربوطه بدست آمده است. منحنی های پراکندگی مذکور با استفاده از یک روش ساده، معکوس سازی شده و پروفیل های سرعت موج برشی محل های مورد نظر بدست آورده شده اند. در نهایت پروفیل های سرعت موج برشی بدست آمده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با پروفیل های بدست آمده از روش لرزه نگاری درون چاهی با یکدیگر مقایسه شده اند.

این مقایسه ها نشان می دهد، انطباق قابل قبولی بین نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی، به عنوان یک روش غیرمخرب، و نتایج حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی، به عنوان یک روش مخرب، وجود دارد.

فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
.....أ	تقديم
.....ب	تشكر و قدردانى
.....ج	چكیده
.....د	فهرست مطالب
.....ز	فهرست علائم و اختصارات
.....ط	فهرست جداول
.....ى	فهرست اشكال
.....۱	فصل اول-مقدمه
.....۷	فصل دوم-نحوه انتشار امواج
.....۸	۱-۲- مقدمه
.....۸	۲-۲- رفتار خاک در کرنش های متفاوت
.....۱۱	۳-۲- تئوری انتشار امواج
.....۱۱	۱-۳-۲- تئوری کشسانی
.....۱۱	۱-۱-۳-۲- تنش
.....۱۱	۲-۱-۳-۲- کرنش
.....۱۴	۳-۱-۳-۲- قانون هوک
.....۱۴	۲-۳-۲- حرکت موج
.....۱۸	۳-۳-۲- امواج p و s
.....۱۹	۴-۳-۲- نحوه انتشار امواج ریلی
.....۲۱	۵-۳-۲- معادلات حاکم بر نحوه انتشار امواج ریلی

- ۲۴-۳-۲-۶- رابطه بین سرعت امواج ریلی و سرعت امواج برشی.....
- ۲۶-۳-۲-۷- تغییرات دامنه نوسان موج ریلی نسبت به عمق.....
- ۲۷-۳-۲-۸- پاشیدگی امواج ریلی.....
- ۲۹-۳-۲-۹- اهمیت امواج ریلی.....

فصل سوم- پردازش سیگنال..... ۳۲

- ۳۳-۳-۱- مقدمه.....
- ۳۳-۳-۲- تبدیلات فوریه.....
- ۳۴-۳-۲-۱- طیف فوریه.....
- ۳۵-۳-۲-۲- تبدیلات فوریه گسسته.....
- ۳۶-۳-۳- دگرنامی.....
- ۳۸-۳-۴- قدرت تفکیک طیف فوریه.....
- ۳۹-۳-۵- همبستگی.....
- ۳۹-۳-۵-۱- همبستگی متقابل در حوزه زمان.....
- ۴۱-۳-۵-۲- همبستگی متقابل در حوزه فرکانس.....
- ۴۲-۳-۵-۳- تابع خود همبستگی.....
- ۴۳-۳-۵-۴- تابع خود همبستگی در حوزه فرکانس.....
- ۴۴-۳-۶- تابع میزان همبستگی.....
- ۴۴-۳-۷- واپیچیدن.....

فصل چهارم- روش آنالیز طیفی امواج سطحی..... ۴۷

- ۴۸-۴-۱- مقدمه.....
- ۴۹-۴-۲- بکارگیری امواج سطحی در تعیین خواص مکانیکی لایه های زیر سطحی.....
- ۵۰-۴-۳- روش ارتعاشات ایستای امواج سطحی (SSRM).....

۴-۴- روش آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW).....	۵۳
۴-۴-۱- اصول اولیه.....	۵۳
۴-۴-۲- آنالیز طیفی امواج سطحی.....	۵۵
۴-۴-۱-۲- اندازه گیری و جمع آوری داده‌ها.....	۵۵
۴-۴-۲-۲- بدست آوردن منحنی پراکندگی.....	۵۸
۴-۴-۲-۳- معکوس سازی منحنی پراکندگی.....	۶۰
۴-۵- مثالی از بکارگیری روش آنالیز طیفی امواج سطحی.....	۶۴

فصل پنجم- برداشت داده و توصیف تجهیزات بکار گرفته شده..... ۶۷

۵-۱- مقدمه.....	۶۸
۵-۲- برداشت داده در دانشگاه صنعتی شاهرود.....	۶۸
۵-۳- برداشت داده و تجهیزات بکار گرفته شده در شهر مشهد.....	۷۱

فصل ششم- پردازش و تفسیر داده‌ها ۷۴

۶-۱- مقدمه.....	۷۵
۶-۲- آماده سازی داده‌ها.....	۷۵
۶-۳- تفسیر و پردازش داده‌ها.....	۷۶
۶-۴- مطالعه موردی در نقطه BH8.....	۷۶

فصل هفتم- نتیجه گیری و پیشنهاد..... ۹۴

منابع..... ۹۸

ضمائم..... ۱۰۲

ضمیمه الف - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده های لرزه ای.....	۱۰۳
ضمیمه ب - برنامه رایانه‌ای مورد استفاده در پردازش داده‌ها.....	۱۵۸
ضمیمه ج - انواع زمین ها از نظر نوع سنگ و خاک.....	۱۶۶

فهرست علائم و اختصارات

G_{MAX}	سختی بیشینه
ε	کرنش نسبی
θ	کرنش چرخشی نسبی
Δ	اتساع
σ	تنش
λ	ثابت لامه
ρ	چگالی
∇	عملگر لاپلاس
P	سرعت موج فشاری
S	سرعت موج برشی
V	ضریب پواسون
SV	موج برشی عمودی
SV_I	موج برشی عمودی تابشی
SV_R	موج برشی عمودی انعکاسی
P_R	موج فشاری تابشی
V	سرعت انتشار موج
V_P	سرعت موج فشاری
V_S	سرعت موج برشی
ω	سرعت زاویه ای
K_R	عدد موج
A	دامنه موج
T	دوره تناوب
Δt	فاصله بین زمان های نمونه برداری
Δf	فاصله فرکانسی در حوزه فرکانس

$G_{xy}(\tau)$	تابع همبستگی متقابل
$G_{xy}(f)$	طیف توان همبستگی متقابل
$\phi(f)$	طیف فاز توان همبستگی متقابل
$G_{xx}(\tau)$	تابع خود همبستگی
$G_{xx}(f)$	طیف توان خود همبستگی
γ^2	تابع میزان همبستگی
θ_{Unwrap}	طیف فاز همبستگی متقابل واپیچیده شده
SASW	آنالیز طیفی امواج سطحی
SSRM	ارتعاشات ایستای امواج ریلی
λ_R	طول موج امواج ریلی
$(L_R)_{max}$	بلند ترین طول موج
$(L_R)_{min}$	کوتاه ترین طول موج
d	فاصله بین ژئوفون ها
DHT	روش لرزه نگاری درون چاهی
UTM	مختصات جهانی مرکاتور
ASCII	فرمت استاندارد آمریکا برای اطلاعات
BH	گمانه

فهرست جداول

صفحه

عنوان

فصل دوم

جدول ۱-۲- درصدی از کل انرژی تولید شده که بوسیله امواج مختلف انتقال می یابد..... ۳۰

فصل چهارم

جدول ۱-۴- سرعت موج برشی بدست آمده با استفاده از روش SASW و روش لرزه نگاری درون چاهی..... ۶۵

فصل پنجم

جدول ۱-۵- مختصات جغرافیایی نقاط برداشت شده (سیستم UTM)..... ۷۱

ضمیمه

جدول ضمیمه ج- انواع زمین ها از نظر نوع سنگ و خاک..... ۱۶۷

فهرست اشکال

<u>عنوان</u>	<u>صفحه</u>
فصل دوم	
شکل ۲-۱- رفتار تنش- کرنش در خاک‌ها.....	۹
شکل ۲-۲- رفتار ایده‌آل کرنش-سختی لایه های زیر سطحی.....	۹
شکل ۲-۳- مقدار سختی اندازه‌گیری شده بوسیله روش‌های مختلف.....	۱۰
شکل ۲-۴- اجزاء تنش وارد بر جسم.....	۱۲
شکل ۲-۵- تغییر در شکل و ابعاد المانی از یک جسم.....	۱۳
شکل ۲-۶- سرعت انتشار موج.....	۱۷
شکل ۲-۷- تبدیل موج تابشی SV_I به دو موج باز تاب SV_R و P_R	۱۹
شکل ۲-۸- انتشار موج SV_I از فصل مشترک دو لایه.....	۲۰
شکل ۲-۹- انتشار هم زمان دو موج P_R و SV_R	۲۰
شکل ۲-۱۰- مقطع قائم از یک محیط که موج ریلی از آن در حال عبور می‌باشد.....	۲۱
شکل ۲-۱۱- حرکت ایجاد شده توسط یک نمونه موج صفحه‌ای که در جهت x منتشر گردد.....	۲۲
شکل ۲-۱۲- تغییرات سرعت امواج ریلی و طولی (V) نسبت به سرعت امواج برشی V_s در ضرایب پواسون مختلف.....	۲۶
شکل ۲-۱۳- تغییرات دامنه نوسان قائم و افقی موج ریلی نسبت به عمق.....	۲۶
شکل ۲-۱۴- در یک فضای همگن و همسانگر سرعت امواج ریلی تابعی از فرکانس نیست.....	۲۸
شکل ۲-۱۵- در یک فضای ناهمگن سرعت امواج ریلی تابعی از فرکانس است.....	۲۸
شکل ۲-۱۶- منحنی پراکندگی، پاشیدگی امواج سطحی را تشریح می‌کند.....	۲۹
فصل سوم	
شکل ۳-۱- هر موج دوره‌ای را می‌توان به صورت مجموع از هماهنگ‌های ساده آن نوشت.....	۳۴

- شکل ۳-۲- تجزیه یک سیگنال به هماهنگ های ساده آن و بدست آوردن طیف فاز و دامنه با استفاده از تبدیلات فوریه..... ۳۵
- شکل ۳-۳- نمونه برداری از بزرگترین فرکانس یک سیگنال..... ۳۷
- شکل ۳-۴- دگرنامی در اثر از دست دادن اطلاعات در فاصله زمانی بین نمونه برداری..... ۳۸
- شکل ۳-۵- محاسبه تابع همبستگی متقابل برای دو سری داده..... ۴۰
- شکل ۳-۶- الف- لرزه نگاشت ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج..... ۴۱
- شکل ۳-۶- ب- لرزه نگاشت ژئوفون دور از منبع مولد موج، ج-تابع همبستگی متقابل..... ۴۱
- شکل ۳-۷- با استفاده از تابع خود همبستگی می توان دوره ای بودن سری داده ها را تعیین کرد..... ۴۳
- شکل ۳-۸- طیف توان خود همبستگی فرکانس های موجود در یک سیگنال را مشخص می کند..... ۴۴
- شکل ۳-۹- پرش بیش از π رادیان در نمودار اختلاف فاز..... ۴۵
- شکل ۳-۱۰- واپیچیدن زاویه اختلاف فاز بین دو نقطه..... ۴۶

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- شماتیکی از عملیات صحرایی به روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی SSRM..... ۵۰
- شکل ۴-۲- نفوذ امواج ریلی در زمین..... ۵۱
- شکل ۴-۳- تغییرات سرعت موج ریلی با تغییر طول موج در یک نیم فضای دو لایه ای..... ۵۲
- شکل ۴-۴- معکوس ساز در روش SSRM..... ۵۲
- شکل ۴-۵- محاسبه اختلاف فاز بین دو ژئوفون در یک فرکانس معین..... ۵۴
- شکل ۴-۶- شماتیکی از آرایش صحرایی روش SASW..... ۵۶
- شکل ۴-۷- نحوه برداشت با آرایش نقطه میانی در روش SASW..... ۵۶
- شکل ۴-۸- نحوه مشخص کردن قسمت های قابل قبول منحنی پراکندگی..... ۵۸
- شکل ۴-۹- الف- تابع طیف توان خود و تابع همبستگی برای سه منبع مولد موج با وزن های متفاوت..... ۵۹
- شکل ۴-۹- ب- تابع میزان همبستگی برای سه منبع مولد موج با وزن های متفاوت..... ۵۹
- شکل ۴-۱۰- معکوس ساز در روش SASW..... ۶۰

- شکل ۴-۱۱- مدل لایه ای افقی با خاصیت الاستیک همسان گرد در هر لایه..... ۵۴
- شکل ۴-۱۲- مدل سازی پیشرو در روش SASW..... ۶۱
- شکل ۴-۱۳- الگوریتم مدل سازی پیشرو در SASW..... ۶۱
- شکل ۴-۱۴- معکوس سازی به روش پیشرو..... ۶۲
- شکل ۴-۱۵- ابزارهای بکار گرفته شده در آستین..... ۶۴
- شکل ۴-۱۶- مقایسهٔ پروفیل بدست آمده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با نتایج حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی..... ۶۵

فصل پنجم

- شکل ۵-۱- موقعیت و محل انجام آزمایش در دانشگاه صنعتی شاهرود..... ۶۹
- شکل ۵-۲- شماتیکی از روش درون چاهی..... ۶۹
- شکل ۵-۳- دستگاه لرزه نگار ABEM مدل TERRALOC-MK6..... ۷۰
- شکل ۵-۴- رخساره زمین شناسی و موقعیت محل‌های انجام آزمایش..... ۷۲

فصل ششم

- شکل ۶-۱- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۷
- شکل ۶-۲- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۷
- شکل ۶-۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۷
- شکل ۶-۴- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۸
- شکل ۶-۵- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۸
- شکل ۶-۶- مقادیر مربوط به فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۹
- شکل ۶-۷- مقادیر مربوط به واپیچیدهٔ فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۷۹
- شکل ۶-۸- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۸۰

- شکل ۶-۹- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)..... ۸۰
- شکل ۶-۱۰- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۱
- شکل ۶-۱۱- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۱
- شکل ۶-۱۲- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۱
- شکل ۶-۱۳- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۲
- شکل ۶-۱۴- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۲
- شکل ۶-۱۵- مقادیر مربوط به فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۲
- شکل ۶-۱۶- مقادیر مربوط به واپیچیده فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۳
- شکل ۶-۱۷- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۳
- شکل ۶-۱۸- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)..... ۸۳
- شکل ۶-۱۹- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۴
- شکل ۶-۲۰- لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۴
- شکل ۶-۲۱- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۴
- شکل ۶-۲۲- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۵
- شکل ۶-۲۳- مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۵
- شکل ۶-۲۴- مقادیر مربوط به فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۵
- شکل ۶-۲۵- مقادیر مربوط به واپیچیده فاز طیف توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۶

- شکل ۶-۲۶- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۶
- شکل ۶-۲۷- مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)..... ۸۶
- شکل ۶-۲۸- منحنی پراکندگی مربوط به فاصله‌های بین ژئوفونی ۴، ۸ و ۱۶ متر..... ۸۷
- شکل ۶-۲۹- منحنی پراکندگی نهایی..... ۸۷
- شکل ۶-۳۰- نتایج حاصل از روش درون چاهی (DHT) با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW) مقایسه شده است..... ۸۸
- شکل ۶-۳۱- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH17..... ۸۹
- شکل ۶-۳۲- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH11..... ۸۹
- شکل ۶-۳۳- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH14..... ۹۰
- شکل ۶-۳۴- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH14..... ۹۰
- شکل ۶-۳۵- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH19..... ۹۱
- شکل ۶-۳۶- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH10..... ۹۱
- شکل ۶-۳۷- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH3..... ۹۲
- شکل ۶-۳۸- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH17..... ۹۲
- شکل ۶-۳۹- مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در دانشگاه صنعتی شاهرود..... ۹۳

مقدمه

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

مدول برشی یک متغیر بسیار مهم در تعیین رفتار مکانیکی مواد درون زمین است. مقدار مدول برشی به طور مستقیم وابسته به سرعت انتشار امواج برشی است. بنابراین یک راه غیر مستقیم برای بدست آوردن مدول برشی، بدست آوردن سرعت انتشار امواج است. امروزه برای بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی روش‌های لرزه‌ای بسیاری مانند روش لرزه نگاری درون چاهی^۱، امواج عبوری^۲ و ... وجود دارند که بر اساس اندازه‌گیری سرعت امواج حجمی^۳ بنا شده‌اند، و نتایج قابل قبولی را ارائه می‌دهند. با این وجود، برای انجام این روش‌ها باید گمانه حفر گردد. این امر باعث پرهزینه و وقت‌گیر بودن این روش‌ها گردیده است [Matthews, 1997]. بجایی چنین روش‌هایی که مخرب هستند، می‌توان از روش‌های غیر مخرب، نظیر روش آنالیز طیفی امواج سطحی^۴ یا SASW که بر اساس اندازه‌گیری سرعت امواج سطحی (از نوع ریلی^۵) بنا شده است، استفاده کرد [Yuan and Nazarian, 1992]. بکارگیری روش‌های ژئوفیزیکی که بر اساس اندازه‌گیری سرعت امواج سطحی بنا شده‌اند، به دهه ۱۹۳۰ باز می‌گردد. اولین آزمایش‌ها توسط یک انجمن آلمانی مکانیک خاک^۶ انجام شد. ترزاچی^۷ در سال ۱۹۴۳ و هورسلو^۸ در سال ۱۹۴۹ روشی را ابداع کردند که در آن از یک وسیله مکانیکی که با حرکت ارتعاشی قائم، بطور

1 - Down Hole Test

2 - Cross Hole Test

3 - Body Wave

4- Spectral Analysis of Surface Wave

5 - Rayleigh

6 - German Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering

7 - Terzaghi

8 - Horslev

پیوسته به سطح زمین ضربه وارد می‌کند، استفاده می‌شود. در این روش فرکانس، فاز و دامنه امواج منتشر شده در فاصله‌های متفاوتی از منبع مولد موج اندازه‌گیری می‌شود، و از این طریق ضخامت، عمق و خواص مکانیکی لایه‌ها تعیین می‌گردید. وندریل^۱ در سال ۱۹۵۱ از امواج سطحی برای بررسی سیستم روسازی راه‌ها در هلند استفاده کرد. همچنین کلمب^۲ در سال ۱۹۶۲، هیوکلم و فوستر^۳ در سال ۱۹۶۲ از یک ارتعاش کننده الکترو دینامیکی که می‌توانست ارتعاشاتی با فرکانس بالا تولید کند، برای بررسی کیفیت روسازی راه‌ها استفاده کردند [Kaynia, 1999]. سپس در سال ۱۹۸۶ روش غیر مخربی به نام آنالیز طیفی امواج سطحی^۴ یا SASW به وسیله نظریان^۵ و استوکو^۶ معرفی، و در سال‌های بعد توسعه داده شد [Hebeler, 2001].

مهم‌ترین ویژگی روش آنالیز طیفی امواج سطحی، غیر مخرب بودن این روش می‌باشد. این ویژگی مشکل روش‌های مخرب که همان حفر گمانه است را بر طرف کرده است. در نتیجه این روش از نظر اقتصادی بسیار مقرون به صرفه است.

روش آنالیز طیفی امواج سطحی بر اساس استفاده از منبع مولد موج ضربه‌ای و مفاهیم پردازش سیگنال‌های^۷ حاصله بنا شده است. این موضوع به شکل محسوسی زمان انجام آزمایش را کاهش داده و موجب صرفه جویی در وقت و هزینه گردیده است.

می‌توان ایده اصلی استفاده از خصوصیات انتشار امواج سطحی، در تعیین خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی را به این صورت خلاصه نمود: در موادی که جنس لایه‌ها با افزایش عمق، تغییر می‌کند، سرعت فازی امواج ریلی، تابعی از فرکانس این امواج می‌شود، این تبعیت از فرکانس، به پارامترهای

-
- 1 - Vanderpole
 - 2 - Klomb
 - 3 - Foster
 - 4 - Spectral Analysis of surface Wave
 - 5 - Nazarian
 - 6 - Stokoe
 - 7 - Signals

مکانیکی لایه‌ها بستگی دارد. از این رو با بدست آوردن منحنی پراکندگی^۱ (سرعت فازی^۲ امواج ریلی به ازای فرکانس امواج منتشر شده) می‌توان خواص مکانیکی لایه‌ها را تعیین نمود.

انجام آزمایش آنالیز طیفی امواج سطحی با توجه به مفاهیم ذکر شده به سه مرحله کلی تقسیم می‌شود: ۱- آزمایش صحرایی و بدست آوردن جابجایی‌های حاصل از انتشار موج سطحی ایجاد شده. ۲- استفاده از ابزار پردازش سیگنال و بدست آوردن منحنی پراکندگی با استفاده از داده‌های صحرایی ۳- معکوس سازی داده‌ها و بدست آوردن یک مدل مناسب، که بیان کننده خواص مکانیکی لایه‌های مورد نظر باشد [Foti, 2000]. در پایان نامه حاضر بیشتر به دو مرحله نخست، یعنی انجام آزمایش صحرایی، پردازش سیگنال‌های حاصل و بدست آوردن منحنی پراکندگی، پرداخته شده است.

فرآیند تعیین و آنالیز امواج سطحی در بسیاری از موارد به شکل موفقیت آمیزی بکار گرفته شده است، که نشانگر انعطاف پذیری قابل توجه این روش است. در زیر برخی از کاربرهای روش آنالیز طیفی امواج سطحی که می‌توان آن‌ها را در متون قبلی ژئوتکنیکی یافت، آورده شده:

- مشخص کردن سیستم روسازی راه‌ها:
- یکی از کاربردهای معمول روش آنالیز طیفی امواج سطحی برای سیستم‌هایی با لایه بندی افقی است.
- مشخص کردن لایه‌های سست و هوازده:
- استفاده از این روش غیر مخرب، برای تعیین خواص مکانیکی لایه‌های سست و هوازده مزایای زیادی دارد. زیرا که حفر گمانه در این‌گونه مناطق مشکل و در برخی مواقع خطرناک می‌باشد.
- تعیین خواص دینامیکی مناطق ساحلی:
- مطالعات تئوری و عملی بر روی امکان استفاده از این روش در تعیین خواص مکانیکی مناطق ساحلی به وسیله محققان دانشگاه تگزاس^۳ انجام گرفته است.
- لایه‌های یخ زده:

1 - Dispersion Curve
2 - Phase Velocity
3 - Texas

با تکرار آزمایش آنالیز طیفی امواج سطحی در دوره‌های متفاوتی از سال می‌توان تغییرات مقدار تراکم لایه‌ها را که در اثر یخ زدگی متناوب ایجاد می‌گردد اندازه‌گیری کرد [Foti , 2000].

۱-۲- اهداف پایان نامه

پروفیل سرعت موج برشی، تصویری از کیفیت و مقاومت لایه‌های زیر سطحی را ارائه می‌دهد. روش‌های بسیاری در تعیین پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های زیر سطحی بکار گرفته شده‌اند. اکثر این روش‌ها، روش‌هایی مخرب‌اند و برای انجام این روش‌ها می‌بایست گمانه حفر گردد. این امر موجب بالا رفتن هزینه برای انجام این گونه روش‌ها می‌گردد. از جمله روش‌های جدید و غیر مخرب که بر اساس پراکندگی امواج سطحی (از نوع ریلی) در زمین‌های لایه‌ای بنا شده است و بدون نیاز به حفر گمانه قادر به تعیین پروفیل سرعت موج برشی می‌باشد، روش آنالیز طیفی امواج سطحی است. اما این روش غیر مخرب نتایجی با دقت روش‌های مخرب، نظیر لرزه نگاری درون چاهی ارائه نمی‌دهد.

سوالاتی که در این جا مطرح می‌شود از این قراراند:

- ✓ امواج ریلی تا چه عمقی نفوذ می‌کنند؟
- ✓ چه رابطه‌ای بین سرعت موج برشی و مقدار مقاومت تراکم و یا کیفیت لایه‌های زیر سطحی وجود دارد؟
- ✓ چه رابطه‌ای بین سرعت موج ریلی با موج برشی وجود دارد؟
- ✓ چرا در حالی که می‌توان بطور مستقیم مقدار تراکم و دیگر خواص لایه‌های زیر سطحی را با استفاده از سرعت موج برشی بدست آورد، از سرعت امواج ریلی برای این منظور استفاده می‌شود؟

✓ و اساسی ترین سوال این که آیا می‌توان از روش آنالیز طیفی امواج سطحی، به عنوان یک روش غیر مخرب برای بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی لایه‌های زیر سطحی، بجای روش لرزه نگاری درون چاهی، که یک روش مخرب است، استفاده نمود؟

۱-۳- طرح کلی پایان نامه

مباحث آورده شده در فصل‌های مختلف این پایان نامه عبارتند از: فصل اول؛ شامل تاریخچه، هدف پایان نامه، طرح کلی پایان نامه. فصل دوم؛ شامل مدل‌های معرفی شده برای رفتار تنش-کرنش^۱ زمین، و خلاصه‌ای از تئوری انتشار امواج سطحی. فصل سوم؛ تبدیلات فوریه، تغییر حوزه داده‌ها. فصل چهارم؛ معرفی روش آنالیز طیفی امواج سطحی. فصل پنجم؛ نحوه برداشت صحرائی و تجهیزات به کار گرفته شده. فصل ششم؛ پردازش و تفسیر داده‌ها. فصل هفتم؛ نتیجه‌گیری و پیشنهادات.

نحوه انتشار امواج

فصل دوم: نحوه انتشار امواج

۱-۲- مقدمه

خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطح زمین به مقدار بسیار زیادی به میزان کرنش وارد بر آن بستگی دارد. مدل خطی برای رفتار تنش-کرنش لایه‌های زیر سطح زمین در کرنش‌های بسیار پایین مناسب به نظر می‌رسد، اما با افزایش مقدار کرنش، رفتار تنش-کرنش لایه‌های مذکور از حالت خطی به حالت غیر خطی تبدیل می‌شود.

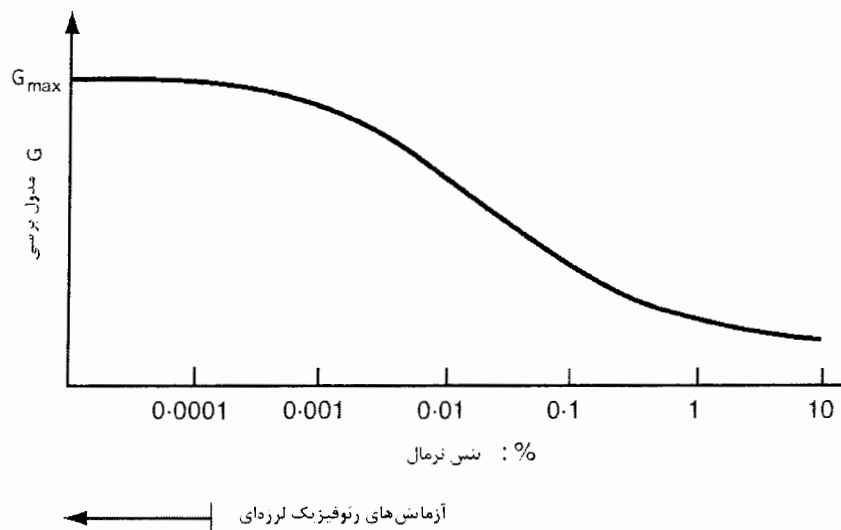
معمولاً در مسائل لرزه‌ای با کرنش‌های بسیار کوچک سرو کار داریم، بنابراین در این گونه موارد می‌توان رفتار تنش-کرنش لایه‌های یاد شده را به صورت خطی در نظر گرفت [Matthews, 1997]. در این فصل رفتار تنش-کرنش لایه‌های زیر سطح زمین و چگونگی تغییرات مدول برشی (سختی^۱) نسبت به میزان کرنش، مورد بحث قرار می‌گیرد. همچنین نحوه انتشار امواج سطحی و معادلات حاکم بر انتشار این امواج و ارتباط آنها با مدول برشی بررسی شده است.

۲-۲- رفتار خاک در کرنش‌های متفاوت

در طول سالهای ۱۹۷۰ تا ۱۹۸۰ بیشتر مهندسين ژئوتکنیک، تغییر شکل زمین را بر اساس خاصیت کشسانی خطی مورد بررسی قرار داده‌اند. مشکل اصلی در این روش عدم تطابق نتایج تئوری با نتایج عملی در آزمایشگاه بود [Matthews, 1997].

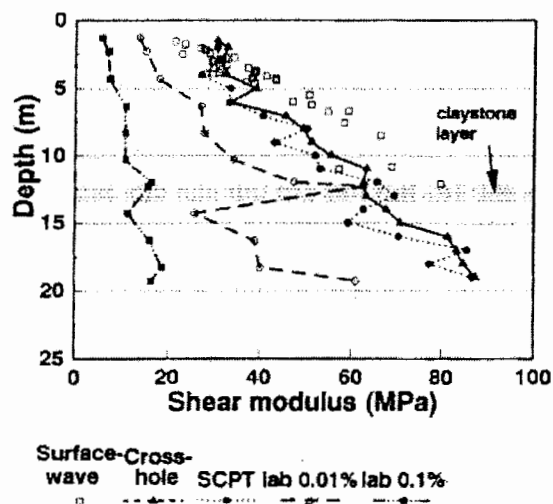
با بالا رفتن تکنولوژی ساخت دستگاه‌های اندازه‌گیری، امکان بررسی رفتار تنش-کرنش لایه‌های زیر سطح زمین خاک در کرنش‌های متفاوت فراهم شد. این اندازه‌گیری‌ها نشان داد، رفتار تنش-کرنش برای بیشتر لایه‌های زیر سطحی همان طور که در شکل (۱-۲) مشاهده می‌شود به صورت غیر خطی است.

1 - Stiffness



شکل (۲-۲): رفتار ایده آل کرنش-سختی لایه های زیر سطحی [Matthews, 1997]

این موضوع با توجه به رفتار غیر خطی تنش-کرنش لایه های زیر سطحی قابل توجیه است. همان طور که در شکل (۲-۳) مشاهده می شود، هر یک از روش های اندازه گیری سختی در سطوح متفاوتی از کرنش انجام می گیرند، و به همین دلیل سختی های متفاوتی را از خود نشان می دهند.



شکل (۲-۳): مقدار سختی اندازه گیری شده به وسیله روش های

مختلف [Matthews, 1997]

اکنون این مطلب به اثبات رسیده است که کرنش اطراف سازه های مورد نظر (ساختمان های مسکونی، تاریخی و ...) کمتر از ۰/۱ درصد می باشد [Matthews,1997]. بنابراین پیش بینی صحیح از مقدار سختی باید آن را در کرنش های پایین اندازه گیری کرد [Menzies,Bruce,1995]. مقدار دقیق کرنش بوجود آمده در اثر انتشار امواج لرزه ای اندازه گیری نشده است. اما تصور می شود مقدار آن کمتر از ۰/۰۰۱ درصد باشد و با استفاده از روش های ژئوفیزیک لرزه ای می توان مقدار بیشینه سختی (G_{MAX}) را بدست آورد [Matthews,1997].

۲-۳- تئوری انتشار امواج

تکنیک های بسیاری برای مشخص کردن خصوصیات لایه های زیر سطحی در کرنش های بسیار پایین براساس اندازه گیری حرکت ذرات مرتبط با انتشار امواج، ایجاد شده است. این امر به دلیل وجود یک رابطه قوی بین خاصیت انتشار امواج و خصوصیات مکانیکی مصالح مقدور گردیده است.

۲-۳-۱- تئوری کشسانی^۱:

بر اثر اعمال یک نیروی خارجی بر یک جسم سخت^۲، شکل و اندازه آن تغییر می کند. در مقابل این نیروها، نیروهای داخلی وجود دارند که در برابر تغییر اندازه و شکل، مقاومت می کنند و هنگامی که نیروهای خارجی حذف شوند، جسم تمایل دارد به حالت اول بازگردد. ویژگی مقاومت در برابر تغییرات اندازه و شکل، و بازگشتن به حالت اول در صورت حذف نیروهای خارجی را، کشسانی می نامند. در تئوری کشسانی، رابطه های بین نیروهای وارده و تغییر شکل ها به بهترین وجهی با مفاهیم تنش و کرنش بیان می شود [Telford at al., 1991]

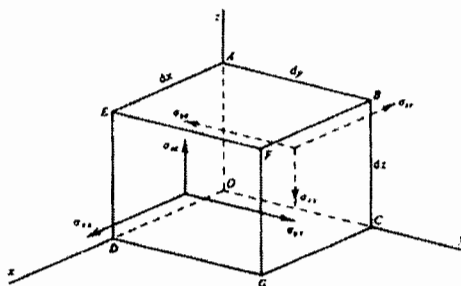
۲-۳-۱-۱- تنش

تنش به صورت نیرو بر واحد سطح معرفی می شود. اگر نیرو عمود بر سطح باشد، تنش یک

1 - Elasticity
2 - Solid

تنش نرمال^۱ است. اگر نیرو مماس بر سطح باشد تنش مورد نظر، یک تنش برشی^۲ است. اگر نیرو وارد بر یک سطح نه عمود باشد نه مماس می‌توان آن را به دو نیروی عمود و مماس تجزیه کرد. بنابراین هر تنشی را می‌توان به مولفه‌های تنش نرمال و برشی تجزیه کرد.

اگر یک مکعب کوچک را در داخل یک جسم تنش یافته در نظر بگیریم، تنش‌های اعمال شده به هر یک از شش وجه را می‌توان همان طور که در شکل (۴-۲) نشان داده شده است، تجزیه



شکل (۴-۲): اجزاء تنش وارد بر جسم [Telford et al., 1991]

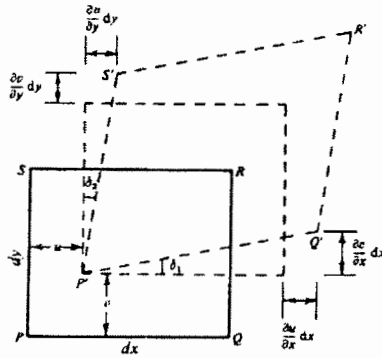
کرد. وقتی اندیس‌ها^۳ مشابه باشند تنش نرمال، و در غیر این صورت تنش برشی می‌باشد. هنگامی که محیط در حال تعادل است، تنش‌ها باید متوازن باشند. در این صورت رابطه کلی زیر برقرار است:

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ji} \quad (۱-۲)$$

۲-۳-۱-۲- کرنش

وقتی جسمی کشسان تحت تأثیر نیروی خارجی قرار گیرد، تغییراتی در شکل و ابعاد آن بوجود می‌آید. این تغییرات در شکل و ابعاد کرنش نامیده می‌شود. مستطیل $PQRS$ را در صفحه XY در نظر می‌گیریم، (شکل ۵-۲). پس از اعمال تنش، نقطه P به نقطه P' حرکت می‌کند، در این صورت PP' دارای مولفه‌های u و v است. کمیت‌های $\partial u / \partial x$ و $\partial v / \partial y$ افزایش نسبی طول در راستای محورهای x و y هستند. این کرنش‌ها به کرنش‌های نرمال معروفند.

1 - Normal stress
2 - Shear stress
3 - Indexes



شکل (۲-۵): تغییر در شکل و ابعاد المانی از یک جسم [Telford et al., 1991]

می‌توان نشان داد که شش مولفه تغییر شکل نسبی توسط روابط زیر بیان می‌گردند.

مولفه‌های قائم تغییر شکل عبارتند از:

$$\left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \\ \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \\ \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \end{array} \right. \quad (2-2)$$

مولفه‌های برشی تغییر شکل عبارتند از:

$$\left\{ \begin{array}{l} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial y} \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} = \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \end{array} \right. \quad (3-2)$$

علاوه بر این کرنش‌ها، حجم نیز تحت تأثیر چرخش ساده‌ای حول سه محور قرار می‌گیرد که عبارتند از:

$$\left\{ \begin{array}{l} \theta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \\ \theta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \\ \theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \end{array} \right. \quad (4-2)$$

تغییرات ابعاد در اثر کرنش‌های نرمال باعث تغییرات حجم می‌شود. تغییرات حجم بر واحد حجم اتساع^۱ نام دارد و با Δ نشان داده می‌شود. می‌توان نشان داد که مقدار Δ برابر است با:

$$\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (5-2)$$

۲-۳-۱-۳- قانون هوک^۲:

قانون هوک بیان می‌دارد که، مقدار کرنش در یک جسم بطور مستقیم متناسب با تنش است که بر آن وارد می‌شود. قانون هوک در تنش‌های کوچک، رابطهٔ تنش-کرنش را به خوبی بیان می‌کند. بطور کلی قانون هوک به رابطه‌های پیچیده‌ای می‌انجامد، اما هنگامی که محیط همسانگرد^۳ باشد این قانون به شکل ساده‌تری تبدیل می‌شود.

$$\sigma_{ij} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (6-2)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij} \quad i, j = x, y, z \quad i \neq j \quad (7-2)$$

کمیت‌های λ و μ به نام ثابت‌های لامه^۴ معروف هستند. اگر $\varepsilon_{ij} = \frac{\sigma_{ij}}{\mu}$ نوشته شود، واضح است که هر چه μ بزرگتر باشد ε_{ij} کوچکتر خواهد بود. بنابر این μ اندازهٔ مقاومت در برابر کرنش برشی است و اغلب مدول برشی^۵ یا مدول سختی^۶ نامیده می‌شود. هر چند قانون هوک کاربرد وسیعی دارد، ولی برای تنش‌های بزرگ در خاک‌ها و بسیاری از مواد دیگر صادق نیست [Telford et al., 1991].

۲-۳-۲- حرکت موج:

تا اینجا محیطی را مورد بررسی قرار دادیم که در حال تعادل بود. حال حالتی را در نظر می‌گیریم که تنش‌ها در حال تعادل نباشند. فرض کنیم تنش‌ها در سطح عقبی شکل (۲-۴) به همان صورتی که در نمودار نشان داده شده، باشند و تنش‌های جلویی دارای این تغییرات باشند:

-
- 1-Dilation
 - 2-Hooke's law
 - 3-Isotropic
 - 2-Lame's constant
 - 3-Shear modulus
 - 4-Stiffness

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \sigma_{yx} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx, \sigma_{zx} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (۸-۲)$$

این تنش‌ها بر خلاف تنش‌هایی هستند که بر سطح پشتی اعمال می‌شوند. بنابراین تنش‌های خالص عبارتند از:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x} dx, \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} dx \quad (۹-۲)$$

این تنش‌ها بر روی سطحی اعمال می‌شوند که مساحت $dydz$ دارد و بر روی حجمی به اندازه $dxdydz$ اعمال می‌شوند. بنابراین نیروهای خالص وارد بر واحد حجم در راستای محورهای x, y و z برابر مقادیر زیر است.

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x}, \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial x}, \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial x} \quad (۱۰-۲)$$

عبارت‌های مشابهی برای سایر وجوه وجود دارد. لذا برای نیروی کل در راستای محور x داریم:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (۱۱-۲)$$

طبق قانون دوم نیوتن در مورد حرکت، این نیروی نامتعادل برابر جرم ضربدر شتاب است. بنابراین معادله حرکت در راستای x عبارت است از:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (۱۲-۲)$$

که در آن ρ مقدار چگالی است. معادله‌های مشابهی را می‌توان برای حرکت در امتداد محورهای y و z نوشت. معادله (۱۲-۱) رابطه بین تنش‌ها و جابجایی‌ها را بیان می‌کند.

حال می‌خواهیم به بیان رابطه بین کرنش‌ها و جابجایی‌ها بپردازیم. با بکارگیری قانون هوک و

جایگزین کردن تنش‌ها توسط کرنش‌ها و با استفاده از روابط (۶-۲) و (۷-۲) داریم:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \quad (۱۳-۲)$$

$$= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xz}}{\partial z} \quad (۱۴-۲)$$

$$= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left\{ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right\} \quad (۱۵-۲)$$

$$= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (۱۶-۲)$$

$$= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \quad (۱۷-۲)$$

که در آن $\nabla^2 u$ عملگر لاپلاس u می‌باشد. به همین طریق داریم :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (۱۸-۲)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (۱۹-۲)$$

برای بدست آوردن معادله موج از روابط (۱۷-۲)، (۱۸-۲) و (۱۹-۲) به ترتیب نسبت به x ، y ، و z مشتق می‌گیریم. سپس نتایج را با یکدیگر جمع می‌کنیم.

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (۲۰-۲)$$

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (۲۱-۲)$$

اگر در معادله (۲۱-۲) مقدار $\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}$ را برابر α^2 در نظر بگیریم آنگاه داریم :

$$\frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad (۲۲-۲)$$

با مشتق از معادله (۱۸-۲) نسبت به z و معادله (۱۹-۲) نسبت به y و کم کردن آن‌ها از یکدیگر داریم:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (۲۳-۲)$$

و با استفاده از رابطه (۴-۲) داریم :

$$\rho \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 \theta_x \quad (۲۴-۲)$$

اگر در معادله (۲۴-۲) مقدار $\frac{\mu}{\rho}$ برابر β^2 در نظر بگیریم آنگاه داریم:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (۲۵-۲)$$

با کم کردن مشتق‌های معادله‌های مربوطه می‌توان نتایج مشابهی برای θ_y و θ_z بدست آورد. این معادله‌ها، مثال‌های مختلفی از معادله موج است که به صورت کلی به شکل زیر نوشته می‌شود :

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (26-2)$$

که در آن V یک مقدار ثابت می‌باشد. هنگامی که ψ فقط تابعی از x و y باشد در این صورت معادله (26-2) به شکل زیر ساده می‌شود:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \quad (27-2)$$

هر تابعی از $(x - Vt)$ یعنی:

$$\psi = f(x - Vt) \quad (28-2)$$

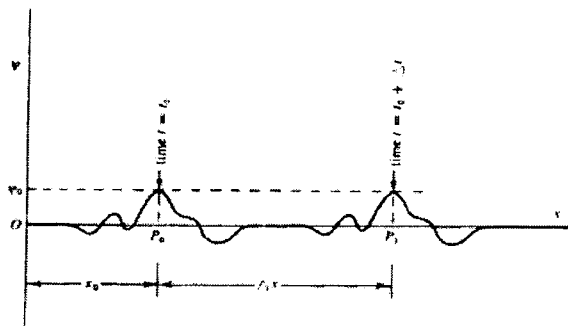
جوابی برای معادله (26-2) می‌باشد. این جواب که به نام حل دالامبر¹ معروف است، بی‌نهایت جواب‌های مخصوص را ارائه می‌دهد. برای مثال $\sin(x - Vt)$ و $e^{k(x - Vt)}$ و ...

در صورتی که $\psi = \Delta$ باشد آشفتگی یک تغییر حجم است و در صورتی که $\psi = \theta_x$ باشد آشفتگی یک چرخش است. اکنون نشان می‌دهیم که آشفتگی با سرعتی برابر با کمیت V حرکت می‌کند. در شکل (26-2) بخش معینی از موج در زمان t_0 به نقطه p_0 رسیده است. اگر فاصله p_0 از 0 باشد در این صورت مقدار ψ در نقطه p_0 برابر است با:

$$\psi_0 = f(x_0 - Vt_0) \quad (29-2)$$

اگر همین بخش موج در زمان $t_0 + \Delta t$ به p_1 برسد مقدار ψ در p_1 برابر با:

$$\psi_1 = f(x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t)) \quad (30-2)$$



شکل (26-2): سرعت انتشار موج [Telford et al., 1991]

اما چون این همان بخشی از موج است که در زمان t_0 در نقطه p_0 بوده است باید $\psi_1 = \psi_0$ باشد. یعنی :

$$x_0 - Vt_0 = x_0 + \Delta x - V(t_0 + \Delta t) \quad (31-2)$$

بنابر این کمیت V برابر $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ می باشد. بنابراین V همان سرعتی است که آشفتگی با آن سرعت حرکت می کند. کمیت $x - Vt$ فاز نامیده می شود. سطوحی که بر روی آنها مقدار فاز برابر است جبهه موج نامیده می شوند.

۲-۳-۳- امواج P و S

در یک محیط همسانگرد، معادله‌های (۲۲-۲) و (۲۴-۲) می‌باید صادق باشند. توابع Δ و θ_x را می‌توان توسط ψ شناسایی کرد و نتیجه‌گیری نمود که دو نوع موج می‌توانند در یک محیط همگن همسانگرد انتشار یابند. یکی در ارتباط با تغییرات حجمی Δ و دیگری در ارتباط با یک یا دو مولفهٔ چرخش که در رابطه (۲-۴) داده شده است. از آنجایی که موج نوع نخست، اولین حادثه مشاهده شده بر روی لرزه نگاشت‌های زمین لرزه‌ای است، به نام p خوانده می‌شود، و از آنجایی که نوع دوم، دومین حادثه مشاهده شده بر روی لرزه نگاشت‌ها می‌باشد، آن را s می‌نامند. موج p دارای سرعت α در معادله (۲۲-۲) و موج s دارای سرعت β در معادله (۲۴-۲) می‌باشد که عبارتند از :

$$\alpha = \{(\lambda + 2\mu) / \rho\}^{\frac{1}{2}} \quad (32-2)$$

$$\beta = (\mu / \rho)^{\frac{1}{2}} \quad (33-2)$$

چون ثابت‌های کشسانی مثبت هستند، β همیشه از α کوچکتر است. اگر نسبت $\frac{\beta}{\alpha}$ را با γ نشان دهیم می‌بینیم که :

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{1-\nu}{2(1-\nu)} \quad (34-2)$$

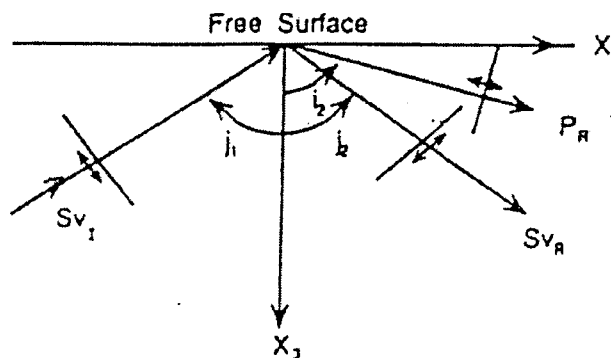
اگر مقدار ν از ۰ تا ۰/۵ صفر کاهش یابد γ از صفر تا مقدار بیشینه $\frac{1}{\sqrt{2}}$ افزایش می‌یابد. بنابر این سرعت موج s گستره‌ای از صفر تا ۷۰ درصد سرعت موج p را دارا خواهد بود.

در محیط همسانگرد بی پایان موجهای P و S وجود دارند. ولی اگر این محیط در تمامی جهات تا بی نهایت گسترش نداشته باشند، بلکه توسط سطحی محدود شده باشند، موجهای دیگری می توانند تولید شوند. این امواج به امواج سطحی^۱ معروف هستند [Telford et al., 1991].

۲-۳-۴- نحوه انتشار امواج ریلی

امواج ریلی از تداخل یک موج P و یک موج SV (عرضی عمودی) که در امتداد یک فصل مشترک منتشر می شود، ایجاد می گردند. جابجایی ذرات در این امواج، از یک نوسان افقی (در امتداد انتشار موج) و یک نوسان عمودی که در صفحه قائم واقع است، تشکیل شده اند. این نوسانها از نظر زمانی نسبت به یکدیگر ۹۰ درجه اختلاف فاز دارند که نتیجه ترکیب آنها یک حرکت بیضی شکل می باشد.

به منظور مطالعه نحوه انتشار امواج ریلی، نخست نحوه اثر فصل مشترک زمین و هوا بر روی یک موج عرضی، مورد بررسی قرار می گیرد. در شکل (۷-۲) از تابش یک موج عرضی تخت SV_I بر روی این فصل مشترک یک موج عرضی تخت SV_R و یک موج طولی تخت P_R بازتاب می شود که

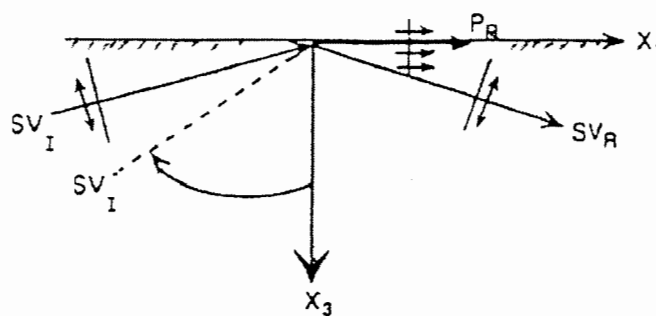


شکل (۷-۲): تبدیل موج تابشی SV_I به دو موج بازتاب SV_R و PR [پیروز، ۱۳۸۱]

جهت نوسانات ذرات در آنها به ترتیب عمود بر جهت انتشار و در امتداد جهت انتشار می باشد. اگر امواج بازتاب شده را در نظر بگیریم، چون سرعت موج PR بیشتر از سرعت موج SV_R می باشد،

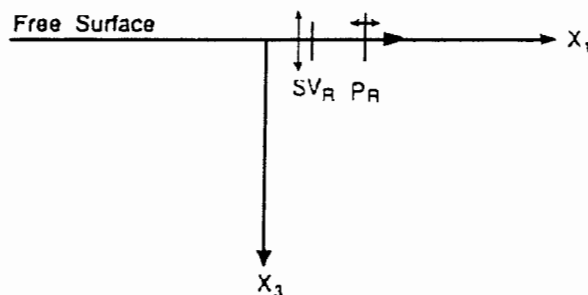
1-Surface wave

بنابراین زاویه بازتاب موج P_R همیشه بزرگتر از زاویه بازتاب موج SV_R می‌باشد، در این صورت با افزایش زاویه تابش، زاویه بازتاب نیز افزایش می‌یابد، تا آنجا که برای یک زاویه معین، مقدار زاویه بازتاب موج P_R برابر ۹۰ درجه می‌گردد. به این طریق امتداد انتشار موج تخت P_R به طوری که در شکل (۸-۲) دیده می‌شود، در امتداد فصل مشترک واقع می‌شود.



شکل (۸-۲): انتشار موج بازتاب P_R در امتداد از فصل مشترک دو لایه [پیروز، ۱۳۸۱]

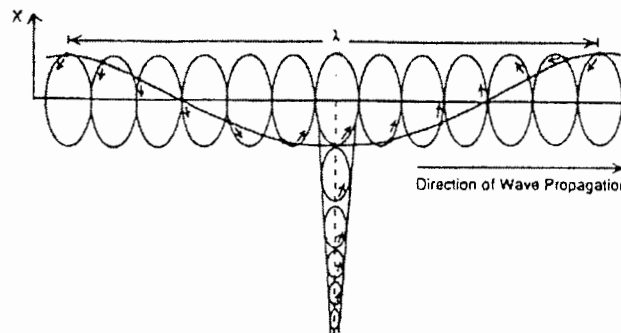
در صورتی که موج تابشی SV_I دیگری را در نظر بگیریم که زاویه تابش آن نزدیک به زاویه قائم باشد، امتداد انتشار موج بازتاب SV_R نیز به طوری که در شکل (۹-۲) دیده می‌شود تقریباً در



شکل (۹-۲): انتشار هم زمان دو موج P_R و SV_I در امتداد فصل مشترک دو لایه [پیروز، ۱۳۸۱]

امتداد فصل مشترک قرار می‌گیرد. انتشار هم زمان دو موج تخت P_R و SV_R در امتداد فصل مشترک، باعث تداخل این دو موج می‌شود و حاصل این تداخل یک موج ریلی می‌باشد. این تداخل را در سطح، می‌توان حاصل ترکیب شدن نوسانات افقی مربوط به موج P_R ، با نوسانات قائم مربوط به SV_R دانست

که نسبت به یکدیگر اختلاف فازی برابر $\frac{\pi}{2}$ دارند. چون دامنه نوسانات موج SV_R بیشتر از موج P_R است، پس ذرات محیط روی مسیر بیضی شکل نوسان می‌کنند. شکل (۲-۱۰) وضعیت نوسان ذرات مجاور هم، در سطح و همچنین در عمق محیطی که یک موج ریلی از آن در حال عبور است را نشان می‌دهد. همان طور که در این شکل ملاحظه می‌گردد، جهت حرکت ذره در روی بیضی



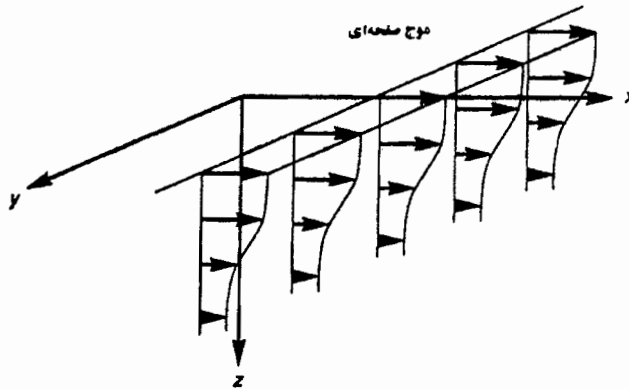
شکل (۲-۱۰): مقطع قائم از یک محیط که موج ریلی از آن در حال عبور می‌باشد [پیروز، ۱۳۸۱]

مذکور، برای حالتی که ذره در بالای بیضی واقع است، در خلاف جهت انتشار موج ریلی می‌باشد. به همین دلیل به این نوع حرکت، حرکت قهقرایی^۱ می‌گویند [پیروز، ۱۳۸۱].

۲-۳-۵- معادلات حاکم بر نحوه انتشار امواج ریلی

به منظور توصیف نحوه انتشار امواج ریلی در یک نیم فضای^۲ همگن می‌توان یک موج تخت که در جهت x ، با جابجایی صفر در جهت y ، در حال حرکت است را در نظر گرفت. جهت مثبت z به طرف پایین در نظر گرفته شده است، بنابراین تمام حرکات ذرات در صفحه $x-z$ رخ خواهد داد شکل (۲-۱۱).

1-Retrograde
2-Half Space



شکل (۲-۱۱): حرکت ایجاد شده توسط یک نمونه موج صفحه‌ای

که در جهت X منتشر گردد. [حسینی و عارف پور، ۱۳۷۸]

دو تابع پتانسیل ϕ و ψ به منظور بیان جابجایی در جهت های x و y قابل تعریف می باشند:

$$u = \frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2-35)$$

$$w = \frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad (2-36)$$

کرنش حجمی، $\bar{\epsilon}$ ، چنین می باشد $\bar{\epsilon} = \epsilon_{xx} + \epsilon_{zz}$ ، به عبارت دیگر داریم:

$$\bar{\epsilon} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \nabla^2 \phi \quad (2-37)$$

چرخش در صفحه $x-z$ چنین می باشد:

$$\theta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial \phi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial \phi}{\partial z} - \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] = \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \nabla^2 \psi \quad (2-38)$$

استفاده از توابع پتانسیل اجازه می دهد که اثرات کرنش حجمی و چرخش از یکدیگر جدا شوند. روابط (۲-۳۷) و (۲-۳۸) نشان دهنده آن است که ϕ و ψ به ترتیب متناظر با کرنش حجمی و چرخش می باشند. بنابراین می توان تصور نمود که امواج ریلی ترکیبی از امواج p و s (SV) هستند که شرایط مرزی معینی را ارضاء می نماید. با جایگزینی مقادیر u و w در معادلات حرکت خواهیم داشت:

$$\rho \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right] + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right] = [\lambda + 2\mu] \frac{\partial}{\partial x} [\nabla^2 \phi] + \mu \frac{\partial}{\partial z} [\nabla^2 \psi] \quad (2-39)$$

$$\rho \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right] - \rho \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \right] = [\lambda + 2\mu] \frac{\partial}{\partial z} [\nabla^2 \phi] - \mu \frac{\partial}{\partial x} [\nabla^2 \psi] \quad (40-2)$$

اگر دو رابطه (۳۹-۲) و (۴۰-۲) را بعد از مشتق گیری، به ترتیب نسبت به x و y از هم کم کنیم، خواهیم داشت:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \nabla^2 \phi = V_p^2 \nabla^2 \phi \quad (41-2)$$

اگر دو رابطه (۳۹-۲) و (۴۰-۲) را بعد از مشتق گیری به ترتیب نسبت به y و x ، از هم کم کنیم، خواهیم داشت:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \psi = V_s^2 \nabla^2 \psi \quad (42-2)$$

اگر موج هارمونیک با سرعت زاویه‌ای ω و عدد موج K_R موجود باشد که با سرعت موج ریلی برابر $V_R = \omega/K_R$ منتشر شود، توابع پتانسیل به این صورت قابل بیان خواهد بود.

$$\phi = F(z) e^{i(\omega t - K_R x)} \quad (43-2)$$

$$\psi = G(z) e^{i(\omega t - K_R x)} \quad (44-2)$$

که در آن‌ها توابعی هستند که نحوه تغییرات دامنه مؤلفه‌های کرنش حجمی و چرخش موج ریلی را با عمق نشان می‌دهند. با جایگزینی روابط (۴۳-۲) و (۴۴-۲) به ترتیب در روابط (۴۱-۲) و (۴۲-۲) خواهیم داشت:

$$-\frac{\omega^2}{V_p^2} F(z) = -K_R^2 F(z) + \frac{d^2 F(z)}{dz^2} \quad (45-2)$$

$$-\frac{\omega^2}{V_s^2} G(z) = -K_R^2 G(z) + \frac{d^2 G(z)}{dz^2} \quad (46-2)$$

این روابط را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\frac{d^2 F}{dz^2} - \left[K_R^2 - \frac{\omega^2}{V_p^2} \right] F(z) = 0 \quad (47-2)$$

$$\frac{d^2 G}{dz^2} - \left[K_R^2 - \frac{\omega^2}{V_s^2} \right] G(z) = 0 \quad (48-2)$$

$$F(z) = A_1 e^{-qz} + B_1 e^{qz} \quad (49-2)$$

$$G(z) = A_2 e^{-sz} + B_2 e^{sz} \quad (50-2)$$

که در روابط (49-2) و (50-2) مقدار q و s برابر:

$$q^2 = K_R^2 - \frac{\omega^2}{V_p^2} \quad (51-2)$$

$$s^2 = K_R^2 - \frac{\omega^2}{V_s^2} \quad (52-2)$$

جمله دوم معادلات (51-2) و (52-2) دلالت بر این دارد که با افزایش عمق دامنه تغییر مکان‌ها بی نهایت خواهد شد. از آن جایی که چنین رفتاری واقعی نمی‌باشد، ثابت های B_1 و B_2 بایست صفر باشند و در نهایت توابع پتانسیل به صورت زیر بیان می‌شوند:

$$\phi = A_1 e^{-qz + i(\omega t - K_R x)} \quad (53-2)$$

$$\psi = A_2 e^{-sz + i(\omega t - K_R x)} \quad (54-2)$$

از آن جایی که در سطح آزاد یک نیمه فضا، نه تنش قائم و نه تنش برشی وجود دارد، یعنی $z = 0$ آنگاه $\sigma_{xz} = \sigma_{zz} = 0$ پس داریم:

$$\sigma_{zz} = \lambda \bar{\varepsilon} + 2\mu \varepsilon_{zz} = \lambda \bar{\varepsilon} + 2\mu \frac{dw}{dz} = 0 \quad (55-2)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \varepsilon_{xz} = \mu \left(\frac{dw}{dx} + \frac{du}{dz} \right) = 0 \quad (56-2)$$

با استفاده از تعاریف توابع پتانسیل (روابط (35-2) و (36-2)) و جواب توابع پتانسیل (روابط (53-2) و (54-2))، شرایط مرزی سطح آزاد را می‌توان چنین نوشت:

$$\sigma_{zz}(z=0) = A_1 \left[(\lambda + 2\mu)q - \lambda K_R^2 \right] - 2iA_2 \mu K_R s = 0 \quad (57-2)$$

$$\sigma_{xz}(z=0) = 2iA_1 K_R q + A_2 \left[s^2 + K_R^2 \right] = 0 \quad (58-2)$$

با استفاده از روابط (57-2) و (58-2) الگوهای سرعت و تغییر مکان امواج ریلی قابل تعیین خواهند بود [حسینی و عارف پور، 1378].

۲-۳-۶- رابطه بین سرعت امواج ریلی و سرعت امواج برشی

سرعتی که امواج ریلی با آن حرکت می‌کنند از نظر ژئوتکنیک لرزه ای حائز اهمیت می‌باشد. این سرعت جهت بررسی سختی خاک های سطحی اندازه گیری می‌شود. از طرفین وسطین و

جمع روابط (۵۷-۲) و (۵۸-۲) خواهیم داشت:

$$4q\mu s K_R^2 = [s^2 + K_R^2][(\lambda + 2\mu)q^2 - \lambda K_R^2] \quad (۵۹-۲)$$

با جایگزینی مقادیر q و s و فاکتور گیری از $G^2 K_R^8$ چنین خواهد شد:

$$16 \left[1 - \frac{\omega^2}{V_p^2 K_R^2} \right] \left[1 - \frac{\omega^2}{V_s^2 K_R^2} \right] = \left[2 - \frac{\lambda + 2\mu}{\mu} \frac{\omega^2}{V_p^2 K_R^2} \right]^2 \left[2 - \frac{\omega^2}{V_s^2 K_R^2} \right]^2 \quad (۶۰-۲)$$

با تعریف K_{Rs} به عنوان نسبت سرعت موج ریلی به سرعت موج برشی خواهیم داشت:

$$K_{Rs} = \frac{V_R}{V_s} = \frac{\omega}{V_s K_R} \quad (۶۱-۲)$$

$$\frac{V_R}{V_p} = \frac{\omega}{V_p K_R} = \frac{\omega}{V_s K_R \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\mu}} = \alpha K_{Rs} \quad (۶۲-۲)$$

که در رابطه (۶۲-۲) $\alpha = \sqrt{\mu/(\lambda + 2\mu)} = \sqrt{(1-2\nu)/(2-2\nu)}$ است. در این صورت رابطه (۶۰-۲)

چنین خواهد شد:

$$16 [1 - \alpha^2 K_{Rs}^2] [1 - K_{Rs}^2] = [2 - K_{Rs}^2]^4 \quad (۶۳-۲)$$

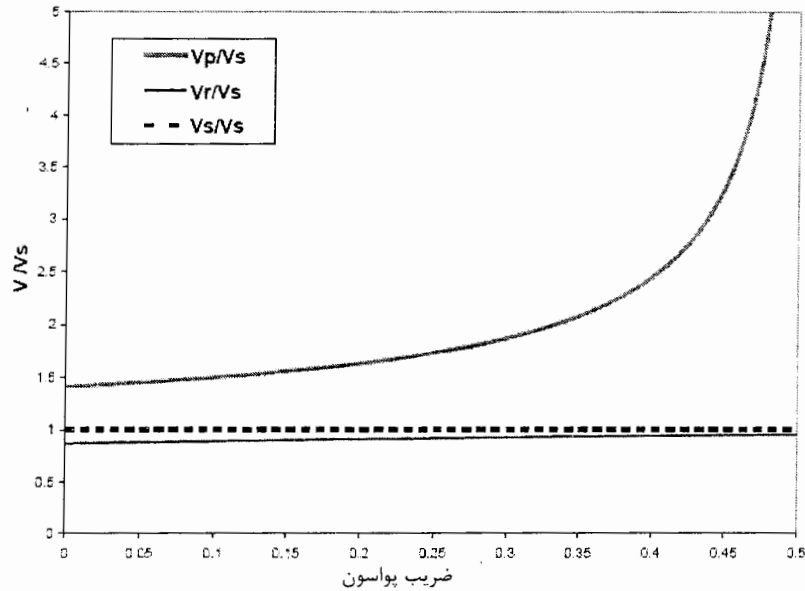
در نهایت خواهیم داشت:

$$K_{Rs}^6 - 8K_{Rs}^4 + (24 - 16\alpha^2)K_{Rs}^2 + 16(\alpha^2 - 1) = 0 \quad (۶۴-۲)$$

این معادله بر حسب K_{Rs}^2 یک معادله درجه سه می باشد و جوابهای واقعی آن برای مقادیر مختلف ضریب پواسون^۱ قابل تعیین می باشد. با استفاده از این جوابها می توان سرعت موج ریلی را نسبت به سرعت هر یک از دو موج s و p ، به عنوان تابعی از ضریب پواسون مورد ارزیابی قرار داد. مقدار K_{Rs} در بازه حدود ۰/۹۱۱ تا ۰/۹۱۵ با توجه به تغییرات نسبت پواسون در لایه های زیر سطحی قرار دارد [حسینی و عارف پور، ۱۳۷۸]. در چنین حالتی بیشترین مقدار خطا در محاسبه سرعت موج برشی و در نهایت مقدار سختی ۱۰ درصد می باشد [Matthews, 1997]. در شکل (۱۲-۲) سرعت امواج ریلی و امواج طولی (V) نسبت به سرعت امواج برشی V_s به عنوان تابعی از ضریب پواسون رسم شده است. همان طور که ملاحظه می گردد نسبت سرعت امواج ریلی به سرعت موج برشی برای ضریب پواسون کمتر از ۰/۵ کمی کوچکتر از یک است و در ضریب پواسون بیشتر از ۰/۵ برابر یک می باشد. در نتیجه امواج ریلی در لایه های زیر سطحی با ضریب پواسون بین صفر تا نیم کمی آهسته تر از امواج

1 - Poisson's ratio

برشی حرکت می کنند و در لایه های زیر سطحی با ضریب پواسون بیشتر از نیم سرعت امواج ریلی با سرعت امواج برشی برابر می باشد.



شکل (۲-۱۲): تغییرات سرعت امواج ریلی و طولی (V) نسبت به سرعت امواج برشی Vs در ضرایب پواسون

مختلف [Norman and Klye, 2006]

۲-۳-۷- تغییرات دامنه نوسان موج ریلی با عمق

در بخش ۲-۳-۵ مشاهده شد که چگونه امواج ریلی قابل مقایسه با امواج p و s می باشند. بعضی از نتایج آن بخش جهت ترسیم ماهیت حرکت ذرات در خلال عبور امواج ریلی قابل استفاده می باشند. با جایگزینی جواب های توابع پتانسیل ϕ و ψ (روابط (۲-۵۳) و (۲-۵۴)) در روابط u و w و حل معادلات دیفرانسیل مربوطه چنین خواهیم داشت:

$$u = -A_1 i K_R e^{-qz+i(\omega t - K_R x)} - A_2 s e^{-sz+i(\omega t - K_R x)} \quad (۲-۶۵)$$

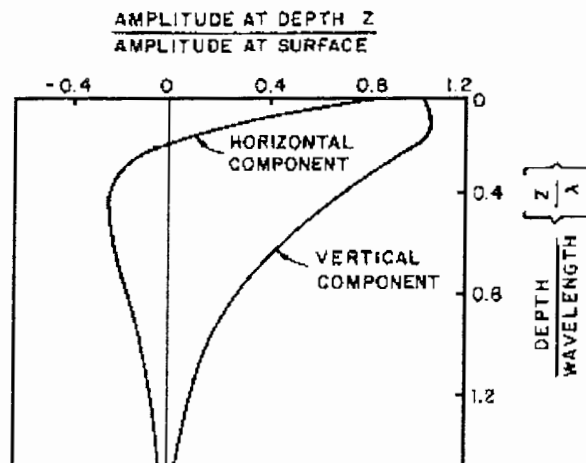
$$w = -A_1 i K_R e^{-qz+i(\omega t - K_R x)} + A_2 i K_R e^{-sz+i(\omega t - K_R x)} \quad (۲-۶۶)$$

و در نهایت خواهیم داشت:

$$u = -A_1 \left[i K_R e^{-qz} + \frac{2iqsK_R}{s^2 + K_R^2} e^{-sz} \right] e^{i(\omega t - K_R x)} \quad (۲-۶۷)$$

$$w = A_1 \left[\frac{2qK_R^2}{s^2 + K_R^2} e^{-sz} - qe^{-qz} \right] e^{i(\omega t - K_R x)} \quad (۶۸-۲)$$

در روابط (۶۷-۲) و (۶۸-۲) جملات داخل براکت^۱ معرف تغییرات دامنه u و w با عمق می‌باشند. تغییرات دامنه نوسان‌های قائم و افقی نسبت به عمق در شکل (۲-۱۳) نشان داده شده است. بررسی روابط (۶۷-۲) و (۶۸-۲) بیانگر آن است که تغییر مکان‌های افقی و قائم به میزان ۹۰ درجه با یکدیگر اختلاف فاز دارند. بنابراین هنگامی که تغییر مکان افقی صفر است تغییر مکان قائم به مقدار بیشینه خود خواهد رسید و یا بالعکس. ضریب منفی بیان کننده تغییر مکان در خلاف جهت جابجایی سطحی می‌باشد [حسینی و عارف پور ، ۱۳۷۸].

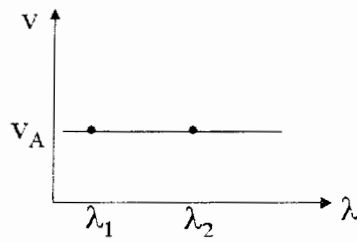
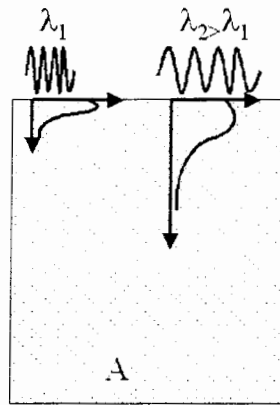


شکل (۲-۱۳): تغییرات دامنه نوسان قائم و افقی موج ریلی نسبت به عمق [Matthews, 1997]

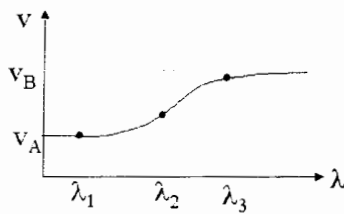
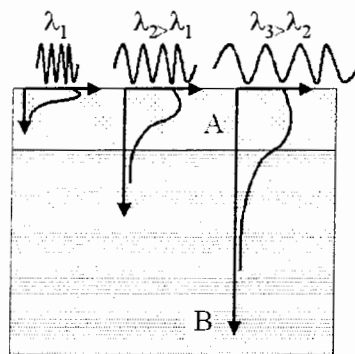
۲-۳-۸- پاشیدگی امواج ریلی

سرعت موج ریلی که در یک نیم فضای همگن و همسانگرد منتشر می‌شود فقط به مدول الاستیسیته و چگالی محیط بستگی دارد و ارتباطی به فرکانس و یا طول موج این امواج ندارد. در این محیط‌ها با افزایش فرکانس موج ریلی، مقدار طول موج آن کاهش می‌یابد و بالعکس، شکل (۲-۱۴). حال اگر محیط به طور قائم ناهمگن شود سرعت موج ریلی علاوه بر مدول‌های الاستیسیته و چگالی محیط انتشار به طول موج امواج منتشر شده بستگی پیدا می‌کند، شکل (۲-۱۵) [Strobbia , 2004].

1 - bracket

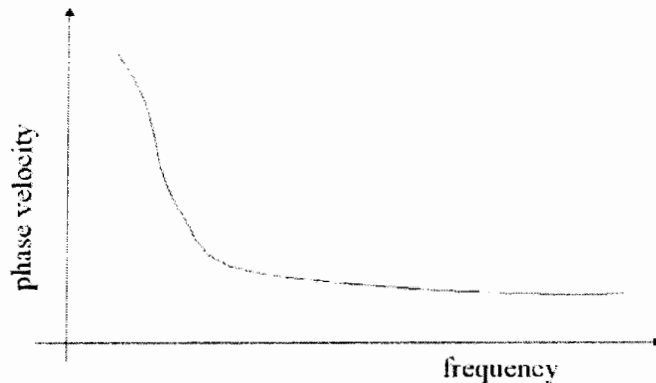


شکل (۲-۱۴): در یک فضای همگن و همسانگر سرعت امواج ریلی تابعی از فرکانس نیست [Strobbia , 2004]



شکل (۲-۱۵): در یک فضای ناهمگن سرعت امواج ریلی تابعی از فرکانس است [Strobbia , 2004]

اگر سرعت امواج ریلی را به صورت تابعی از طول موج (و یا فرکانس) امواج منتشر شده نمایش دهیم، منحنی بدست آمده، منحنی پراکندگی^۱ (یا پاشیدگی) نامیده می شود، شکل (۲-۱۶).



شکل (۲-۱۶): منحنی پراکندگی، پاشیدگی امواج سطحی را تشریح می کند [Strobbia, 2004].

۲-۳-۹- اهمیت امواج ریلی

با توجه به رابطه (۲-۲۳) شاید این سؤال مطرح شود که چرا برای اندازه گیری مقدار سختی مسقیماً سرعت امواج برشی اندازه گیری نمی شود، بلکه با استفاده از سرعت امواج ریلی سرعت امواج برشی و در نهایت مقدار سختی اندازه گیری می شود. در واقع این امر به دو ویژگی مهم امواج ریلی که آن ها را از امواج حجمی متمایز می سازد، باز می گردد. بخش اعظمی از انرژی تولید شده به وسیله منبع مولد موج توسط امواج ریلی منتقل می شود. همچنین کاهش دامنه امواج ریلی نسبت به امواج حجمی در یک فاصله معین از منبع مولد موج، کمتر می باشد. در ادامه این دو ویژگی بیشتر تشریح خواهند شد.

ضریب هندسی پراکندگی^۲، یعنی ضریبی که بر اساس آن دامنه امواج در حین دور شدن از منبع مولد موج، کاهش می یابد، با توجه به یکسری شواهد فیزیکی در مورد جبهه های موج قابل تخمین است. در درون فضای نامحدود، جبهه های موج ایجاد شده به وسیله منبع مولد موج نقطه ای (امواج P و S) به شکل سطوح کروی منتشر می شوند. بنابراین انرژی موج بر روی این سطوح، متناسب با مجذور فاصله این سطوح از منبع مولد موج، کاهش می یابد. در نتیجه، کاهش دامنه نوسان این امواج متناسب با فاصله از منبع مولد موج می باشد. اما جبهه موج ایجاد شده به

1-Dispersion Curve
2-Geometric Spreading Factor

وسیله یک منبع مولد موج نقطه‌ای که بر سطح زمین عمل می‌کند (منبع مولد موج ریلی)، به شکل سطوح استوانه‌ای منتشر می‌شود، در نتیجه کاهش انرژی امواج ریلی متناسب با فاصله این سطوح از منبع مولد موج می‌باشد. در نتیجه کاهش دامنه نوسان این امواج متناسب با ریشه دوم فاصله از منبع مولد موج است. همچنین می‌توان نشان داد کاهش دامنه نوسان امواج حجمی در سطح مواد، متناسب با مجذور فاصله از منبع مولد موج می‌باشد. مطالب بیان شده در مورد دامنه نوسان‌های امواج، نسبت به فاصله از منبع مولد موج را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

$$\left. \begin{array}{l} ۲ \text{ برای امواج حجمی که در سطح مواد منتشر می شوند} \\ ۱ \text{ برای امواج حجمی که در درون مواد منتشر می شوند} \\ ۰/۵ \text{ برای امواج ریلی} \end{array} \right\} \frac{1}{r^n} \propto A \text{ که در آن مقدار } n \text{ برابر}$$

که در آن r فاصله از منبع مولد موج و A دامنه نوسان امواج می‌باشد.

میلر^۱ و پورسی^۲ در سال ۱۹۵۵ نشان دادند که $\frac{۲}{۳}$ از کل انرژی تولید شده به وسیله منبع مولد موج به شکل امواج ریلی منتقل می‌شود. توزیع انرژی بین امواج مختلف در جدول (۱-۲) آمده است.

جدول (۱-۲): درصدی از کل انرژی تولید شده که بوسیله امواج مختلف

انتقال می‌یابد [Foti, 2000].

نوع موج	درصد از کل انرژی
ریلی	۶۷
برشی	۲۶
فشاری	۷

اگر این ویژگی را به ویژگی ضریب هندسی پراکندگی امواج اضافه کنیم به جواب مطرح شده در ابتدای این بخش می‌رسیم. در واقع دامنه امواج ریلی نسبت به امواج p و s در یک فاصله معین

1-Miller
2-Pursey

از منبع مولد موج کمتر تحلیل می‌رود. بنابراین امواج ریلی نسبت به امواج حجمی خصوصیات محیطی که در آن منتشر می‌شوند را تا فاصله بیشتری منتقل می‌کنند [Foti,2000].

در اینجا باید به این نکته اشاره کرد که تولید امواج برشی در عمل بسیار مشکل است همچنین عمق نفوذ این امواج به نسبت امواج ریلی بسیار کم تر می باشد. در نتیجه استفاده از امواج ریلی بجای امواج برشی در تعیین خواص مکانیکی مواد ترجیح داده می شود.

امواج تولید شده به وسیله منبع مولد موج ضربه‌ای طیف وسیعی از فرکانس‌ها را تولید می‌کند. برای تعیین سرعت امواج ریلی در هر فرکانس به ابزاری نیاز است تا سیگنال ایجاد شده به وسیله منبع مولد موج ضربه‌ای را از حوزه زمان به حوزه فرکانس برد. این عمل با استفاده از ابزار پردازش سیگنال امکان پذیر شده است. در فصل بعد کلیاتی از نحوه پردازش سیگنال و تبدیل حوزه داده‌ها با استفاده از تبدیلات فوریه، آورده می‌شود.

فصل سوم

پردازش سیگنال

فصل سوم: پردازش سیگنال

۳-۱- مقدمه

اساس پردازش سیگنال مبتنی بر تبدیل داده‌ها از یک حوزه به حوزه دیگر می‌باشد. در این فرآیند اطلاعات اولیه از بین نمی‌روند و با تبدیل‌های معکوس به حوزه اولیه باز گردانده می‌شوند. قابلیت‌هایی که ابزار پردازش سیگنال فراهم آورده، راه را برای توسعه بسیاری از شاخه‌های مهندسی بخصوص آن دسته از شاخه‌های مهندسی که با مسائل دینامیکی سروکار دارند، هموار ساخته است. استفاده از یک چنین ابزاری که وابسته به ریاضیات است، امکان تبدیل داده‌ها از یک حوزه به حوزه دیگر را فراهم آورده است.

در این فصل چگونگی تبدیل حوزه داده‌ها به طور خلاصه مورد بررسی قرار می‌گیرد. هرچند هدف، تمرکز بر روی جنبه ریاضی این تبدیلات نیست، اما برخی ویژگی‌های مهم این تبدیلات که به طور اعم در ژئوفیزیک و به طور اخص در این پایان نامه به کار گرفته شده است، تشریح می‌گردد.

۳-۲- تبدیلات فوریه

تابع دوره‌ای مانند $x(t)$ با دوره $T = \frac{2\pi}{\omega}$ را می‌توان به صورت زیر نوشت :

$$x(t) = \frac{a_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} [a_n \cos(2\pi n f_0 t) + b_n \sin(2\pi n f_0 t)] \quad , \quad f_0 = \frac{1}{T} \quad (1-3)$$

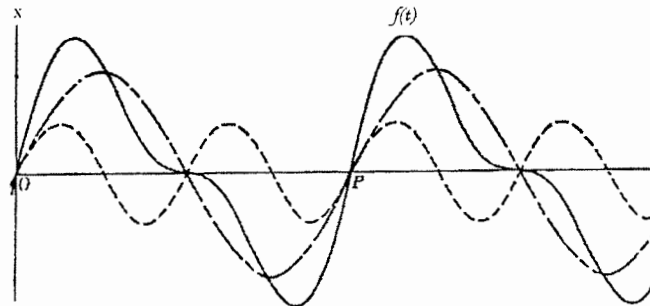
$$a_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \cos(2\pi n f_0 t) dt \quad (2-3)$$

$$b_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \sin(2\pi n f_0 t) dt \quad (3-3)$$

رابطه (۱-۳) به نام سری فوریه معروف است و در آن f_0 فرکانس پایه، a_n و b_n ضرایب فوریه نامیده می‌شوند.

۳-۲-۱- طیف فوریه^۱

توابع سینوسی و کسینوسی را توابع هماهنگ ساده می‌نامند. توابعی نیز وجود دارند که از مجموع توابع هماهنگ ساده بوجود آمده‌اند ولی لزوماً خودشان هماهنگ ساده نیستند.



شکل (۳-۱): هر موج دوره‌ای مانند $f(t)$ را می‌توان به صورت مجموعی از هماهنگ‌های ساده آن دانست [پیروز، ۱۳۸۱]

این توابع را، توابع دوره‌ای می‌نامند. برای توابع غیر دوره‌ای پیوسته و طویل T به سمت بی‌نهایت میل می‌کند و رابطه (۳-۴) حاصل می‌گردد که به آن تبدیل فوریه^۲ می‌گویند.

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)e^{-i2\pi f t} dt \quad (۳-۴)$$

با استفاده از رابطه (۳-۴) می‌توانیم داده‌های خود را از حوزه زمان به حوزه فرکانس تبدیل نماییم. مقادیر تابع $X(f)$ ، به صورت اعداد مختلط می‌باشند. بنابراین می‌توان این تابع را با اجزاء حقیقی و موهومی آن نمایش داد.

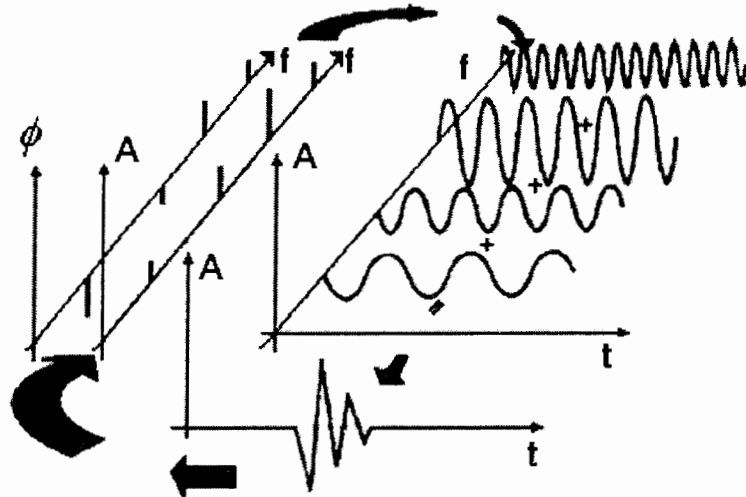
$$X(f) = \text{Re}(X(f)) + i \text{Im}(X(f)) = A(f)e^{i\phi(f)} \quad (۳-۵)$$

اگر مقادیر $A(f)$ و $\phi(f)$ را به صورت تابعی از f نمایش دهیم، به ترتیب طیف دامنه و طیف فاز

مربوطه به تابع $x(t)$ در حوزه فرکانس بدست می‌آید. در این حالت $X(f)$ را طیف مختلط^۳ تابع f می‌نامند. در واقع با استفاده از روابط (۳-۴) و (۳-۵) می‌توان سیگنال $x(t)$ را به هماهنگ‌های ساده

1-Fourier Spectrum
2-Fourier Transform
3 - complex Spectrum

آن تجزیه نمود. سپس دامنه و فاز هر یک از این هماهنگ‌های ساده که دارای فرکانس f هستند را تعیین کرد. این موضوع در شکل (۲-۳) به صورت شماتیک نمایش داده شده است.



شکل (۲-۳): تجزیه یک سیگنال به هماهنگ‌های ساده آن و به دست آوردن طیف فاز و طیف دامنه با استفاده از تبدیلات فوریه [Foti , 2000]

۳-۲-۲- تبدیل فوریه گسسته^۱

مقادیر رقمی شده یک تابع مثل $x(t)$ تعداد محدودی از اعداد هستند که در یک بازه زمانی T و با فاصله زمانی Δt ، نمونه برداری شده‌اند، و توسط این روش یک لرزه نگاشت رقمی شده، بدست می‌آید. بنابراین نمی‌توان با استفاده از رابطه (۳-۴) یک لرزه نگاشت را از حوزه زمان به حوزه فرکانس برد. در نتیجه باید رابطه (۳-۴) را به صورت سری تعریف کنیم.

اگر تابع $x(t)$ که در آن $0 \leq t \leq T$ قرار دارد در N نقطه، با فاصله زمانی مساوی $t = j\Delta t, j = 0, 1, \dots, N - 1$ نمونه برداری شده باشد آن گاه برای بدست آوردن طیف تابع گسسته، رابطه (۳-۴) را به صورت سری می‌نویسیم. پس داریم :

$$X(f) = \Delta t \sum_{j=0}^{N-1} x(j\Delta t) e^{-i2\pi f j \Delta t} \quad (۳-۶)$$

همانطور که گفته شد تابع $X(f)$ ، یک تابع گسسته است. بنابراین f را برابر $n\Delta f$ در نظر می‌گیریم ($f = n\Delta f$)، پس داریم:

$$X(n\Delta f) = \Delta t \sum_{j=0}^{N-1} x(j\Delta t) e^{-i2\pi n\Delta f j\Delta t} \quad (7-3)$$

در تبدیلات گسسته فوریه فرض بر این است که سیگنال برداشت شده به وسیله لرزه نگاشت، دوره‌ای می‌باشد بوده، و دوره تناوب آن برابر $N\Delta t$ است. پس خواهیم داشت:

$$\Delta f = \frac{1}{T} = \frac{1}{N\Delta t} \quad (8-3)$$

$$X(n\Delta f) = \Delta t \sum_{j=0}^{N-1} x(j\Delta t) e^{-i2\pi \frac{nj}{N}} \quad (9-3)$$

واحد طیف محاسبه شده برابر تعداد نوسانات در واحد زمان است، در صورتی که مقدار Δt برابر یک باشد. به این ترتیب رابطه (۳-۱۲) بدست می‌آید [Buttkus, 2000].

$$X_n = \sum_{j=0}^{N-1} x_j e^{-i2\pi \frac{nj}{N}} \quad (10-3)$$

هنگام رسم طیف تابع $x(t)$ با استفاده از رابطه (۳-۱۲)، بایستی توجه داشت فرکانس n ام، در حقیقت فرکانسی برابر $\frac{n}{N\Delta t}$ را نشان می‌دهد، زیرا داریم:

$$\Delta f = \frac{1}{N\Delta t} \Rightarrow n\Delta f = \frac{n}{N\Delta t} \quad (11-3)$$

۳-۳- دگرنامی^۱

لرزه نگارهای اولیه نوسانات زمین را به صورت پیوسته ثبت می‌کردند. با پیشرفت در تکنولوژی ساخت دستگاه‌های لرزه‌نگار، طریقه ثبت نوسانات نیز در آنها تغییر کرده است. به این

1 - Aliasing

ترتیب که خروجی ژئوفون‌ها در فاصله زمانی‌های یکسان به شکل عدد ثبت می‌گردد. به هر یک از این اعداد نمونه^۱ و به فاصله زمانی بین برداشت دو نمونه متوالی، فاصله نمونه برداری^۲ گفته می‌شود.

در اثر صرف نظر کردن از داده‌های موجود در فاصله بین زمان‌های نمونه برداری، بخشی از اطلاعات از دست می‌روند. سؤالی که در این جا مطرح می‌شود این است که با یک نمونه برداری معین، بزرگ‌ترین فرکانسی که می‌توان بر روی یک لرزه نگاشت ثبت کرد چه فرکانسی است. اگر بزرگ‌ترین فرکانس موجود در یک لرزه نگاشت را با f_N (فرکانس نای کویست^۳) و دوره آن را با T_N نشان دهیم خواهیم داشت:

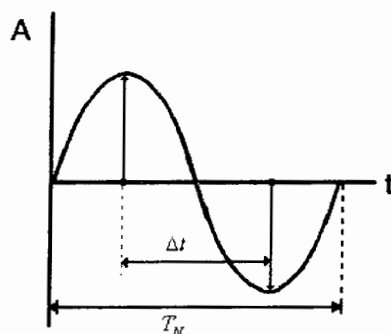
$$f_N = \frac{1}{T_N} \quad (۱۲-۳)$$

بر اساس تئوری نای کویست اگر فاصله بین نمونه برداری‌ها Δt کوچک‌تر از نصف یک دوره T_N باشد، رابطه (۱۳-۳)، شکل موج با فرکانس f_N بطور کامل به دست می‌آید، شکل (۳-۳) [پیروز، ۱۳۸۱].

$$2\Delta t \leq T_N \quad (۱۳-۳)$$

با توجه به این مطالب داریم:

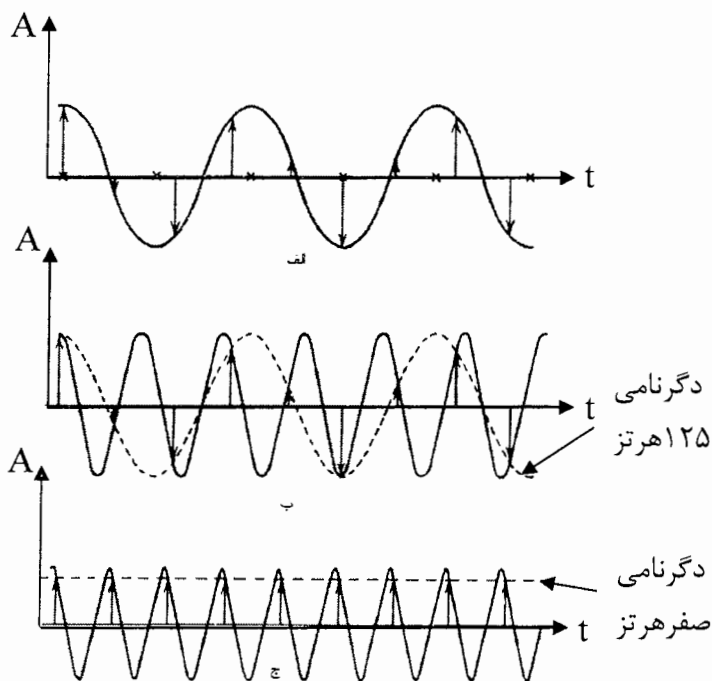
$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (۱۴-۳)$$



شکل (۳-۳): نمونه برداری از بزرگ‌ترین فرکانس یک سیگنال [پیروز، ۱۳۸۱]

-
- 1 - Sample
 - 2 - Sampling interval
 - 3 - Nyquist Frequency

در شکل (۴-۳) می‌توان دید که میزانی از نمونه برداری در حدود ۴ میلی ثانیه (یعنی ۲۵۰ نمونه در ثانیه) قادر است نگاشت کاملی از یک سیگنال ۷۵ هرتزی را بدست آورد (شکل ۳-۳ الف)، ولی سیگنال‌های ۱۷۵ هرتزی، (شکل ۳-۳ ب)، و ۲۵۰ هرتزی، (شکل ۳-۳ ج)، به ترتیب به صورت دگرنامی ۷۵ و صفر هرتزی ظاهر می‌شوند [Sheriff and Geldart, 1982].



شکل (۴-۳): دگرنامی در اثر از دست دادن اطلاعات در فاصله زمانی بین نمونه برداری‌ها [Sheriff, Geldart, 1982]

۴-۳- قدرت تفکیک طیف فوریه

در ابتدا تصور می‌شود که با کاهش فاصله نمونه برداری در حوزه زمان دقت کاردر مرحله پردازش بیشتر می‌گردد. اما باید به این نکته توجه داشت که هر چه Δt کوچکتر می‌شود Δf بزرگتر می‌شود و دقت طیف حاصل در حوزه فرکانس کاهش می‌یابد. بنابراین اگر مقدار Δt را بسیار کوچک انتخاب کنیم موجب از بین رفتن قدرت تفکیک طیف حاصل می‌گردد، و اگر Δt را خیلی بزرگ انتخاب کنیم باعث دگرنامی می‌گردد. پس بایستی یک مقدار بهینه بین این دو انتخاب شود.

۳-۵- همبستگی^۱

۳-۵-۱- همبستگی متقابل^۲ در حوزه زمان

تابع همبستگی متقابل شباهت بین دو سری داده (لرزه نگاشت) را مورد بررسی قرار می‌دهد. برای بدست آوردن تابع همبستگی یکی از دو سری داده را به اندازه τ جابجا می‌کنند. حال مقادیری از دو سری داده که در مقابل هم قرار گرفته‌اند، نظیر به نظیر در یکدیگر ضرب شده و سپس این مقادیر با یکدیگر جمع می‌شوند. با افزایش جابجایی به اندازه n برابر τ ($n = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$) مقادیر تابع همبستگی به روش مذکور بدست می‌آید. با استفاده از رابطه (۳-۱۵) می‌توان مقدار تابع همبستگی متقابل را بدست آورد.

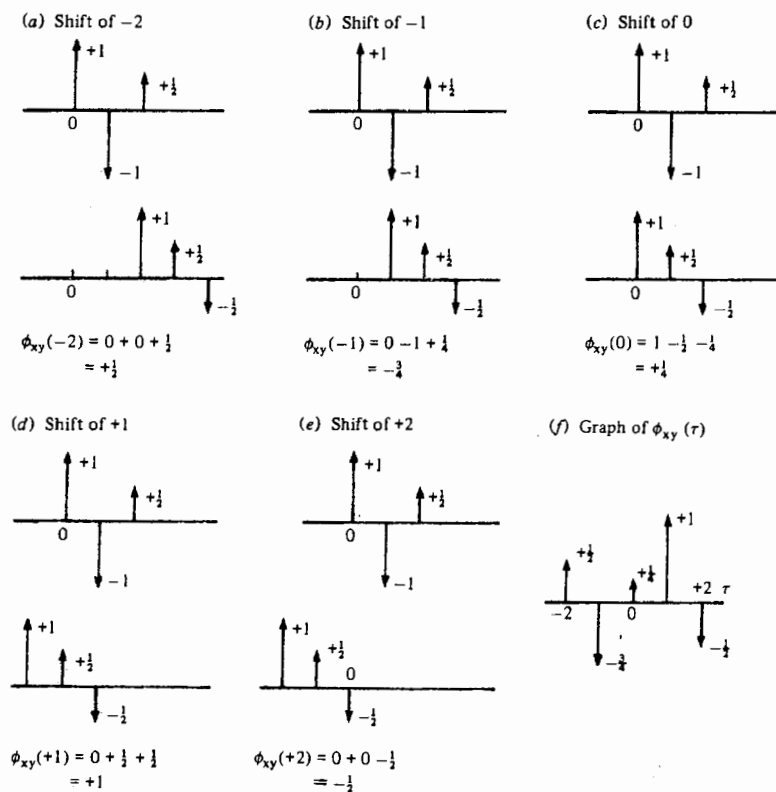
$$G_{xy}(\tau) = \sum_k x_k y_{k+\tau} \quad (3-15)$$

در این رابطه τ جابجایی سری داده y_i نسبت به سری داده x_i می‌باشد.

هنگامی که دو سری داده شبیه هم هستند، جملات سری رابطه (۳-۱۵) ضرایب همبستگی متقابل) اکثراً مثبت هستند. در نتیجه مقدار تابع همبستگی متقابل مقدار بزرگی را از خود نشان می‌دهد. در حالی که اگر دو سری داده شباهتی به یکدیگر نداشته باشند بعضی از جملات سری رابطه (۳-۱۵) مثبت و برخی دیگر منفی اند. در نتیجه مقدار مجموع حاصل (مقدار تابع همبستگی متقابل) مقداری کوچک می‌گردد. اگر تابع همبستگی متقابل مقداری بزرگ، ولی منفی باشد نشان دهنده این موضوع است که دو سری از داده‌ها در صورتی که یکی از آن‌ها معکوس گردد، بسیار به هم شبیه هستند.

1 - correlation
2 - Cross correlation

در واقع مقدار همبستگی متقابل تابعی از میزان جابجایی بین دو سری داده می‌باشد. اگر جابجایی لرزه نگاشت دوم نسبت به لرزه نگاشت اول به سمت چپ باشد جابجایی را مثبت می‌نامند و بالعکس. دو تابع $x_r = \left[1, -1, \frac{1}{4}\right]$ و $y_r = \left[1, \frac{1}{4}, -\frac{1}{4}\right]$ مطابق شکل (۵-۳) در نظر می‌گیریم.



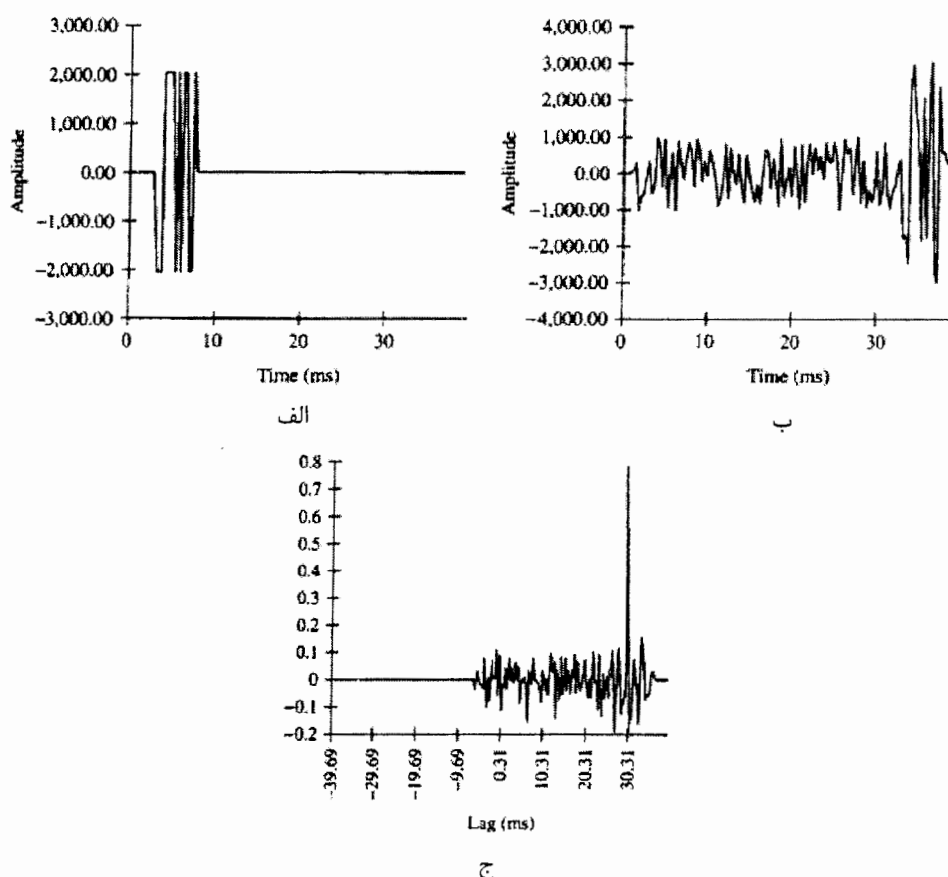
شکل (۵-۳): محاسبه تابع همبستگی متقابل برای دو سری داده [Sheriff, Geldart, 1982]

در شکل های (۵-۳) (a)، (۵-۳) (b)، (۵-۳) (c)، (۵-۳) (d)، (۵-۳) (e) مقدار جابجایی تابع y_r به ترتیب برابر ۲، ۱، ۰، -۱، -۲ واحد می‌باشد. در زیر هر یک از این شکل‌ها مقدار ضریب همبستگی متقابل به ازای جابجایی‌های مذکور محاسبه شده است. شکل (۵-۳) (f) تابع همبستگی متقابل را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقدار بیشینه تابع همبستگی متقابل هنگامی اتفاق می‌افتد که تابع

y_t به اندازه یک واحد به سمت چپ جابجا شود. البته همین نتایج را هنگامی که مقدار تابع x_t به اندازه یک واحد به سمت راست جابجا شود، خواهیم داشت:

$$G_{xy}(\tau) = G_{yx}(-\tau) \quad (۱۶-۳)$$

یکی از کاربرهای تابع همبستگی متقابل محاسبه میزان تأخیر رسیدن موج بین دو نقطه با فاصله مشخص از یکدیگر می باشد، شکل (۳-۶).



شکل (۳-۶): الف- لرزه نگاشت ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج. ب- لرزه نگاشت ژئوفون دور از منبع مولد موج. ج- تابع همبستگی متقابل [Ifeachor and Jervis , 2003]
این مقدار تأخیر به صورت یک مقدار بیشینه بر روی تابع میزان همبستگی متقابل ظاهر می گردد.

۳-۵-۲- همبستگی متقابل در حوزه فرکانس

در حوزه فرکانس مقدار تابع همبستگی متقابل از ضرب طیف مختلط لرزه نگاشت دوم که از

رابطه (۳-۴) بدست آمده است در مزدوج طیف مختلط لرزه نگاشت اول (به ترتیب رابطه (۳-۱۷) و

(۳-۱۸))، حاصل می‌شود که آن را طیف توان همبستگی متقابل^۱ می‌نامند، رابطه (۳-۱۹).

$$Y(f) = |Y(f)|e^{i\phi_y(f)} \quad (۳-۱۷)$$

$$\overline{X(f)} = |X(f)|e^{-i\phi_x(f)} \quad (۳-۱۸)$$

$$G_{xy}(f) = \overline{X(f)} \times Y(f) = |X(f)||Y(f)|e^{i(\phi_y(f)-\phi_x(f))} \quad (۳-۱۹)$$

هما‌نطور که مشاهده می‌شود تابع طیف توان همبستگی متقابل تابعی مختلط می‌باشد و می‌توان آن را به صورت زیر نشان داد.

$$G_{xy}(f) = \text{Re}(G_{xy}(f)) + i\text{Im}(G_{xy}(f)) = |G_{xy}(f)|e^{i\phi_{xy}(f)} \quad (۳-۲۰)$$

در این رابطه $\phi_{xy}(f)$ را فاز توان همبستگی متقابل می‌نامند که با توجه به رابطه (۳-۱۹) اختلاف فاز بین دو لرزه نگاشت را نشان می‌دهد ($\phi_{xy}(f) = \phi_y(f) - \phi_x(f)$). مقدار فاز توان همبستگی متقابل با توجه به رابطه (۳-۲۰) محاسبه می‌گردد.

$$\phi(f) = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(G_{xy}(f))}{\text{Re}(G_{xy}(f))} \quad (۳-۲۱)$$

۳-۵-۳- تابع خود همبستگی^۲ در حوزه زمان

تابع خود همبستگی، شباهت بین دو سری از داده‌های یکسان را مورد بررسی قرار می‌دهد و اطلاعاتی از ساختار و رفتار سری داده‌های مذکور ارائه می‌دهد. در واقع تابع خود همبستگی یک حالت خاص از تابع همبستگی متقابل است که در آن دو سری از داده‌ها یکسان هستند. مقدار این تابع از رابطه (۳-۲۲) بدست می‌آید [Ifeachor and Jervis, 2003].

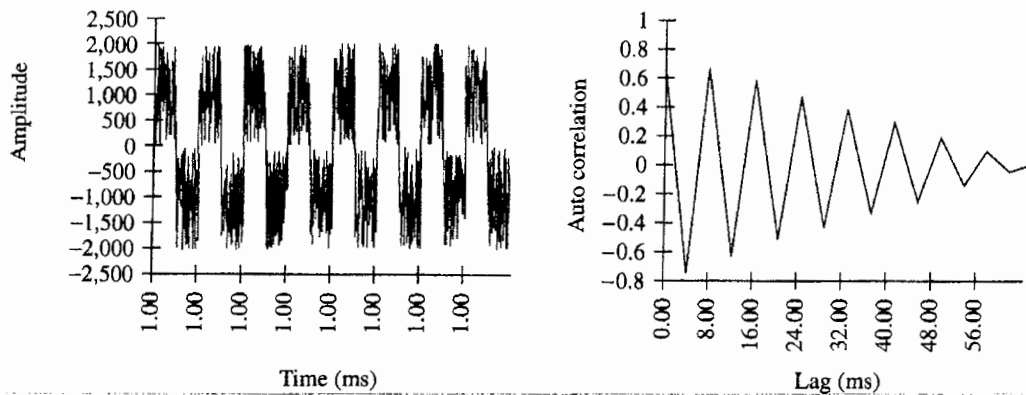
$$G_{xx}(\tau) = \sum_k x_k x_{k+\tau} \quad (۳-۲۲)$$

این تابع بیشترین مقدار را در $\tau = 0$ دارد (در این صورت است که دو سری از داده‌ها بیشترین شباهت را به یکدیگر دارا هستند). گاهی اوقات تابع خود همبستگی در نقاطی به غیر از $\tau = 0$ مقدار

1 - Cross Power Spectrum(CPS)

2 - Autocorrelation Function(ACF)

بزرگی از خود نشان می دهد. این موضوع نشان دهنده دوره ای بودن سری داده ها می باشد، شکل (۳-۷).



شکل (۳-۷): با استفاده از تابع خود همبستگی می توان دوره ای بودن سری داده ها را تعیین کرد [Ifeachor and Jervis , 2003]

۳-۵-۴- تابع خود همبستگی در حوزه فرکانس

در حوزه فرکانس تابع خود همبستگی از مجذور طیف مختلط هر لرزه نگاشت بدست می آید و آن را طیف توان خود همبستگی^۱ می نامند.

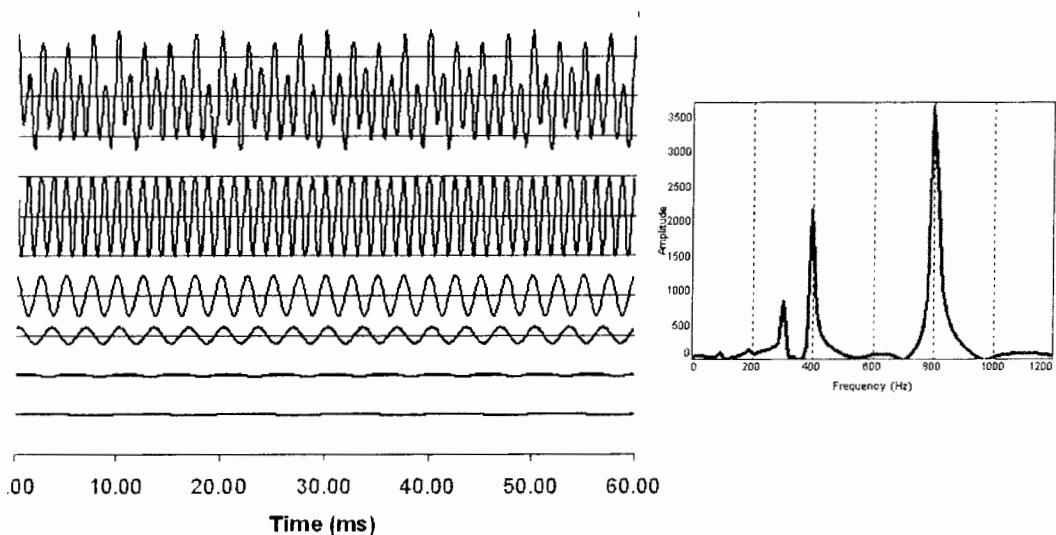
$$X(f) = |X(f)|e^{i\phi_x(f)} \quad (۳-۲۳)$$

$$\overline{X(f)} = |X(f)|e^{-i\phi_x(f)} \quad (۳-۲۴)$$

$$G_{xx}(f) = \overline{X(f)} \times X(f) = |X(f)||X(f)|e^0 = |X(f)|^2 \quad (۳-۲۵)$$

این تابع توزیع انرژی را در فرکانس های مختلف نشان می دهد. به عنوان مثال در شکل (۳-۷) سیگنال قسمت بالای شکل از ۵ فرکانس های مختلف در تشکیل شده است. هنگامی که طیف توان خود همبستگی سیگنال مربوطه محاسبه می شود، در فرکانس های مذکور مقدار تابع همبستگی افزایش می یابد [Sheriff, Geldart, 1982].

1 - Auto Power Spectrum (APS)



شکل (۸-۳): طیف توان خود همبستگی فرکانس های موجود در یک سیگنال را

مشخص می کند [Amberg Measuring Technique, 2002]

۳-۶- تابع میزان همبستگی^۱

با استفاده از تابع میزان همبستگی می توان میزان کیفیت یک سیگنال را محاسبه کرد. این تابع در حقیقت نسبت سیگنال به نوفه^۲ را نشان می دهد. در بازه فرکانس هایی که تابع همبستگی نزدیک به یک می باشند، داده های برداشت شده برای پردازش مناسب هستند. هر چه این مقدار به سمت صفر پیش می رود از کیفیت داده ها کاسته می شود. مقدار تابع همبستگی از رابطه زیر محاسبه می شود [Kaynia, 1999].

$$\gamma^2(f) = \frac{|G_{xy}(f)|^2}{G_{xx}(f)G_{yy}(f)} \quad (۲۶-۳)$$

۳-۷- واپیچیدن^۳

یک گام اساسی در فرآیند پردازش سیگنال، واپیچیدن طیف فاز توان همبستگی متقابل می باشد. در واقع اختلاف فاز به دست آمده از رابطه (۳-۲۱) دائماً بین π و $-\pi$ جهش می کند.

1-Coherence Function

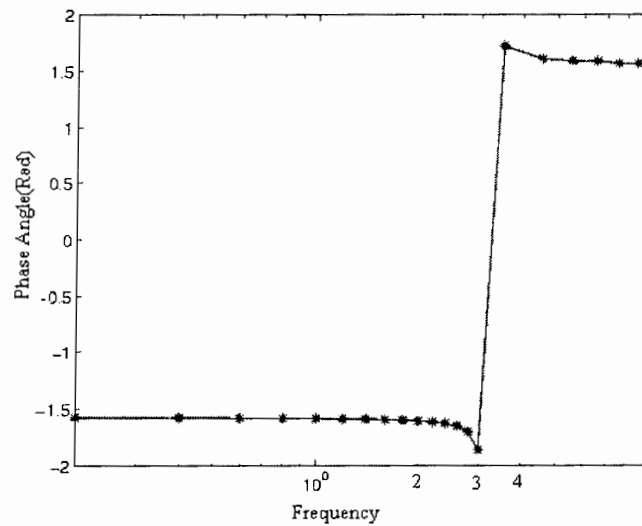
2-Noise

3-Unwrapping

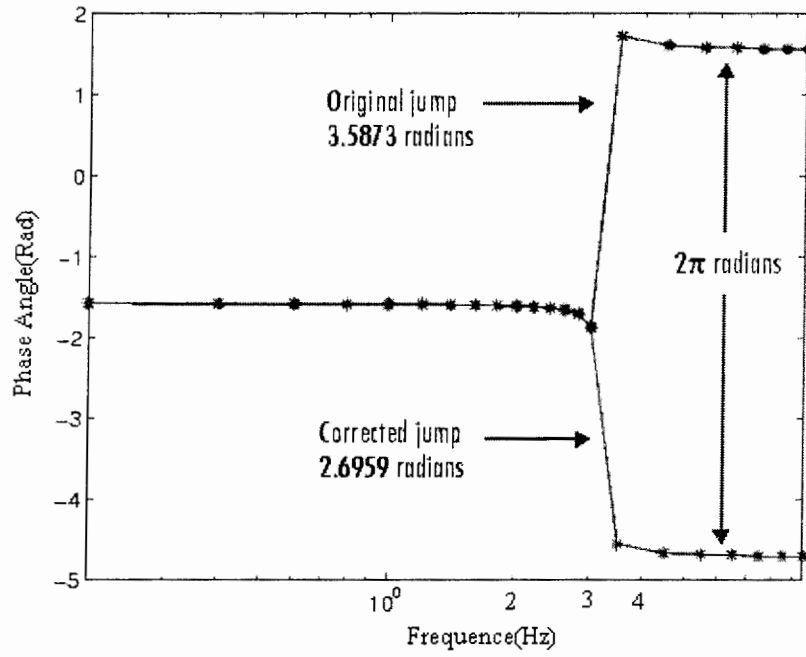
برای تصحیح زاویه فاز در نقاطی که اختلاف فاز بین دو نقطه مجاور، از π رادیان بیشتر باشد، ضربی از $\pm 2\pi$ رادیان را به آن اضافه می‌کنیم [Kim, 2002].

$$\theta_{unwrap}(f) = 2n\pi \pm \theta_{wrap}(f) \quad (28-3)$$

به عنوان مثال همان طور که در شکل (3-9) دیده می‌شود، اختلاف فاز بین دو نقطه 3 و 3/5 برابر 3/5873 رادیان می‌باشد و مقدار فاز در این دو نقطه به ترتیب برابر 1/18621- و 1/7252 می‌باشد. چون اختلاف فاز بین این دو نقطه از π رادیان بیشتر است، بنابراین مقدار 2π رادیان از مقدار اختلاف فاز کم می‌کنیم. به این ترتیب، اختلاف فاز بین دو نقطه 3 و 3/5 را که بیش از π رادیان بود، به کمتر از π رادیان تبدیل می‌کنیم شکل (3-10) به این عمل، واپیچیدن گفته می‌شود [MATLAB, 2002].



شکل (3-9): جهش بیش از π رادیان در نمودار اختلاف فاز [MATLAB, 2002]



شکل (۳-۱۰): واپیچیدن زاویه اختلاف فاز بین دو نقطه [MATLAB, 2002]

بدست آوردن منحنی واپیچیده برای محاسبه سرعت فازی امواج ریلی به عنوان تابعی از فرکانس ضروری می‌باشد. این موضوع در فصل چهارم بیشتر مورد بررسی قرار گرفته است.

روش آنالیز طیفی امواج
سطحی

فصل چهارم: روش آنالیز طیفی امواج سطحی

۴-۱- مقدمه

انگیزه اصلی استفاده از امواج سطحی در تعیین خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی، به ماهیت طبیعی این امواج مربوط می‌گردد. این امواج در امتداد سطح زمین منتشر می‌شوند، در نتیجه اندازه‌گیری جابجایی‌های ناشی از انتشار آن‌ها نسبتاً ساده است. همچنین این امواج اطلاعات بسیار مهمی را در مورد خواص مکانیکی محیط انتشارشان با خود حمل می‌کنند. به همین خاطر بسیاری از کاربردهای این امواج در زمینه شناخت خواص محیط انتشار این امواج توسعه داده شده‌اند. این ویژگی‌ها منجر به چاپ و انتشار مطالب علمی مختلفی در خصوص جنبه‌های متفاوت فیزیکی و مکانیکی امواج سطحی گردیده است.

بکارگیری امواج سطحی در تعیین خصوصیات مکانیکی لایه‌های زیر سطح زمین در پایان دهه پنجاه میلادی با معرفی روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی^۱ (SSRM) آغاز گردید. بعد از یک دوره کوتاه به دلیل مشکلاتی که روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی داشت، روش دیگری به نام روش آنالیز طیفی امواج سطحی^۲ (SASW) در دهه هشتاد میلادی معرفی شد.

در این فصل، روش آنالیز طیفی امواج سطحی به عنوان یک روش غیر مخرب در تعیین خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی معرفی می‌شود. همچنین روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی نیز به طور مختصر شرح داده می‌شود. البته استفاده از این روش دیگر منسوخ شده، اما از آن جایی که این روش مبنای روش آنالیز طیفی امواج سطحی را می‌سازد، در این جا مورد بررسی قرار می‌گیرد.

1-Steady State Rayleigh Method
2-Spectral Analysis of Surface Waves

۴-۲- بکارگیری امواج سطحی در تعیین خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی

همان طور که در فصل دوم شرح داده شد، پراکندگی^۱ امواج ریلی در یک نیم فضای همگن^۲ و ایزوتروپ^۳ اتفاق نمی‌افتد. سرعت انتشار امواج ریلی در فضای مذکور تابعی از خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی است، و فرکانس انتشار تأثیری در سرعت ندارد. در مواد لایه‌ای که خاصیت پراکنده کردن امواج را دارا هستند، سرعت انتشار امواج تابعی از فرکانس و طول موج می‌باشد. در نتیجه با استفاده از این خاصیت می‌توان منحنی پراکندگی را برای یک مکان معین تعیین نمود. این منحنی، سرعت فازی امواج ریلی را به صورت تابعی از فرکانس امواج منتشر شده نشان می‌دهد. حال می‌توان با استفاده از فرآیند معکوس سازی منحنی پراکندگی، پروفیل سختی مواد زیر سطحی را استنباط نمود.

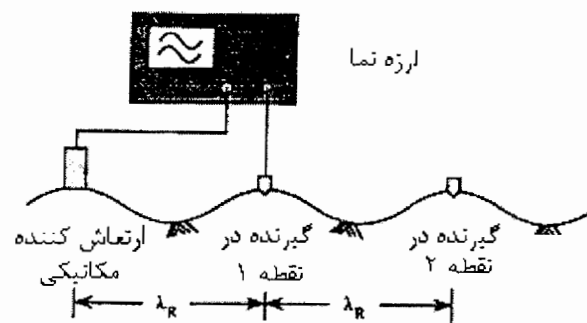
در مدل سازی لایه‌های زیر سطحی همواره فرض بر این است که این لایه‌ها با یکدیگر موازی اند، و هر لایه از مواد همگن و ایزوتروپ تشکیل شده است. در حالی که در شرایط واقعی چنین فرضی همواره برقرار نیست. البته این موضوع مشکلات جدی را بوجود نمی‌آورد اگر همواره به خاطر داشته باشیم که نتایج به دست آمده از آزمایش‌های امواج سطحی یک تخمین اولیه از خواص مکانیکی لایه‌های زیر سطحی را نشان می‌دهد، و نبایستی از این آزمایش‌ها انتظار داشت تصویر دقیقی از وضعیت هندسی لایه‌های زیر سطحی به ما ارائه کنند.

تغییرات جانبی خواص مکانیکی لایه‌ها و همچنین شیب دار بودن لایه‌ها می‌توانند مشکلات جدی را در استفاده از آزمایش‌های امواج سطحی بوجود آورند. این موارد باعث افزایش خطا در محاسبه سرعت موج برشی به عنوان تابعی از عمق (پروفیل سرعت موج برشی) گردیده اند. برای کاهش خطا در چنین مواردی می‌بایستی اندازه‌گیری‌ها را در امتدادهای متفاوتی انجام داد. به این طریق می‌توانیم درستی فرض‌های خود را در مورد موازی، افقی و نیز همگن بودن هر نقطه‌ای که آزمایش در آن صورت می‌گیرد را، مورد بررسی قرار دهیم [Foti , 2000].

1-Dispersion
2-Homogeneous
3- Isotropic

۳-۴- روش ارتعاشات ایستای امواج سطحی (SSRM)

روش ارتعاشات ایستای امواج سطحی یا SSRM، جزء اولین روش‌هایی بود که در بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی بکار گرفته شد. این روش اولین بار به وسیله جونز^۱ در سال ۱۹۵۸ معرفی شد [Menzies,1995]. عملیات صحرائی این روش به طور شماتیک در شکل (۱-۴) نشان داده شده است. همان طور که در شکل مذکور مشاهده می‌شود در این روش، از یک نوسانگر به عنوان منبع مولد موج بر روی سطحی زمین استفاده می‌شود که با فرکانسی معین زمین را مرتعش



شکل (۱-۴): شماتیک از عملیات صحرائی به روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی SSRM [Foti,2000]

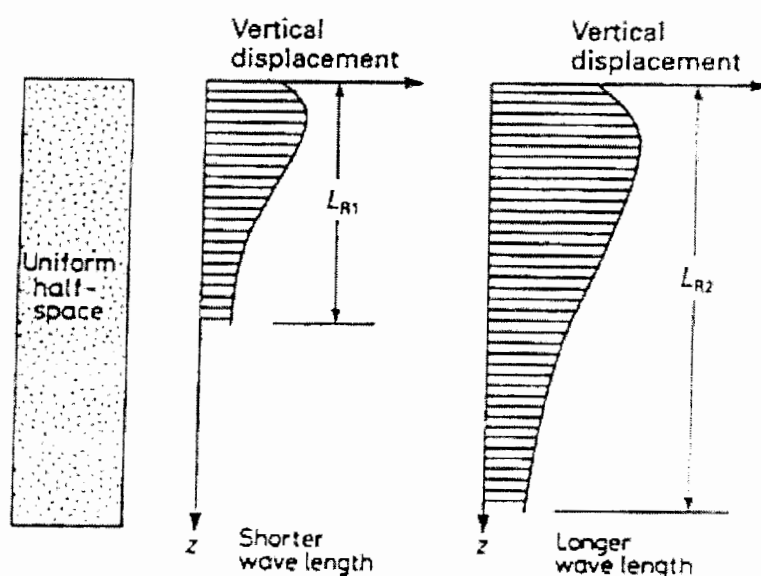
می‌کند. سپس یک گیرنده را آن قدر از منبع مولد موج دور می‌کنند تا با آن در یک فاز قرار گیرد. همان طور که می‌دانیم در این حالت فاصله بین منبع مولد موج و گیرنده برابر یک طول موج ایجاد شده توسط منبع مولد موج می‌باشد. سپس با توجه به رابطه (۱-۴) سرعت امواج ریلی در آن فرکانس

$$V_R = f \cdot \lambda_R \quad (1-4)$$

خاص محاسبه می‌شود. همه این مراحل، با فرکانس‌های متفاوت تکرار می‌شود. در نتیجه مقادیر سرعت به ازای طول موج‌های مختلف، λ_R ، بدست می‌آید، و از این طریق امکان رسم منحنی پراکندگی فراهم می‌شود [Foti,2000].

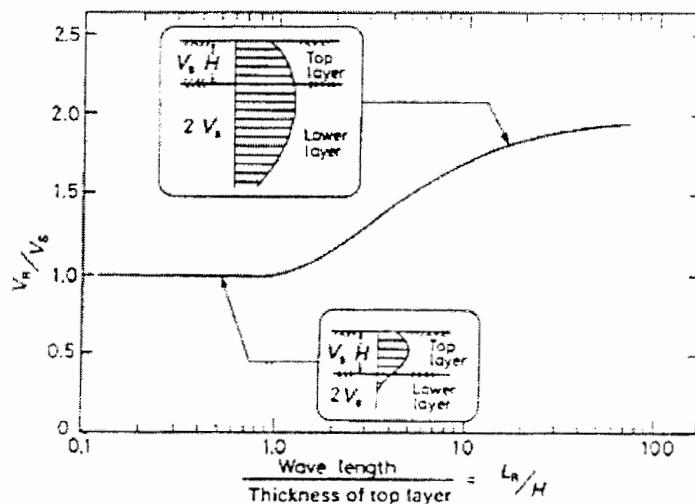
برای آشنایی با چگونگی بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی نسبت به عمق در این روش، باید مروری دوباره بر نحوه انتشار امواج ریلی داشته باشیم. در شکل (۲-۱۳) نحوه جابجایی ذرات در یک نیم فضای همگن که موج ریلی در آن در حال انتشار می‌باشد نشان داده شده است. در این

شکل دامنه‌های مختلفی از حرکات قائم و افقی زمین به ازای نسبت عمق به طول موج رسم شده است. با توجه به این شکل، امواج ریلی عملاً تا عمقی در حدود $1/5$ برابر طول موج امواج ریلی در سطح، به داخل زمین نفوذ می‌کنند. شکل (۲-۴) این ویژگی مهم را بهتر نمایش می‌دهد. نحوه جابجایی‌های قائم در یک نیم فضای همگن برای دو طول موج مختلف، یکی با طول موج کوتاه و دیگری با طول موج بلند، در این شکل نشان داده شده است. این مفهوم را می‌توان به یک نیم فضای لایه‌ای نیز بسط داد.



شکل (۲-۴): نفوذ امواج ریلی در زمین [Heyerdahl, 2003]

شکل (۳-۴) منحنی پراکندگی مربوط به یک مدل دو لایه که سرعت در لایه زیر دو برابر سرعت در لایه بالایی می‌باشد. در این منحنی نحوه تغییرات نسبت سرعت موج ریلی به موج برشی به صورت تابعی از طول موج در یک نیم فضای دو لایه ای نشان داده شده است. همان طور که از این شکل پیدا است، امواجی با طول موج کوتاه، در سطوح کم عمق نفوذ می‌کنند، در حالی که امواجی با طول موج بلند، به اعماق بیشتر، نفوذ می‌کنند.

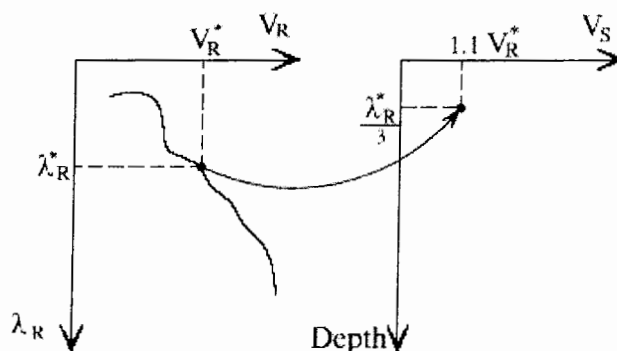


شکل (۳-۴) : تغییرات سرعت موج ریلی با تغییر طول موج در یک نیم فضای دو لایه ای [Heyerdahl, Hakon, 2003]

بیشترین اثر موج ریلی را به عمقی در حدود $\frac{1}{3}$ تا $\frac{1}{4}$ طول موج امواج منتشر شده نسبت می دهند. همان طور که در فصل دوم آورده شد، رابطه بین سرعت موج برشی و موج ریلی با رابطه (۲-۴) بیان می شود. [Kaynia, 1999]

$$V_s \approx 1.1V_R \quad (۲-۴)$$

با توجه به موارد بالا می توانیم مقدار سرعت موج برشی را نسبت به عمق تخمین زد. به این ترتیب که طول موج امواج ریلی به دست آمده را بر سه تقسیم می کنیم تا عمق تاثیر امواج ریلی مشخص می شود سپس سرعت موج ریلی را در $\frac{1}{3}$ ضرب می کنیم تا سرعت موج برشی بدست آید. این مطلب در شکل (۴-۴) نشان داده شده است.



شکل (۴-۴) : معکوس سازی منحنی پراکندگی در روش SSRM [Foti, 2000]

وقت گیر بودن و دقت پایین روش ارتعاشات ایستای امواج سطحی، همچنین فرض‌هایی که در ساده کردن فرآیند معکوس سازی در نظر گرفته شده است، مانع از گسترش این روش گردیده است. برای غلبه بر این مشکلات امروزه روش جدیدی به نام روش آنالیز طیفی امواج سطحی معرفی شده است.

۴-۴- روش آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW)

۴-۴-۱- اصول اولیه

اگر توسط یک منبع مولد موج تک فرکانسی مطابق شکل (۴-۵)، به یک زمین همگن و همسانگرد ضربه‌های قائم وارد کنیم در نتیجه سطحی زمین در امتداد قائم شروع به یک نوسان سینوسی شکل می‌نماید. اگر معادله نوسان را در محل منبع مولد موج نقطه (x_0) بر حسب زمان با u_0 نمایش دهیم، خواهیم داشت [Kaynia, 1999]:

$$u_0(t) = A \sin \omega t \quad (۳-۴)$$

در این رابطه A حداکثر دامنه نوسان و ω سرعت زاویه‌ای نوسان می‌باشد. معادله نوسان در فاصله x_1 از x_0 برابر است با [Kaynia, 1999]:

$$u_1(t) = A \sin \omega \left(t - \frac{x_1}{V_R} \right) \quad (۴-۴)$$

در این رابطه V_R سرعت انتشار امواج ریلی در زمین مذکور می‌باشد. معادله نوسان در نقطه x_2 ، به فاصله d از x_1 را می‌توان به صورت زیر نوشت [Kaynia, 1999]:

$$u_2(t) = A \sin \omega \left(t - \frac{x_2}{V_R} \right) \quad (۵-۴)$$

$$\omega = 2\pi f \quad (۶-۴)$$

$$V_R = \lambda f \quad (۷-۴)$$

$$u_1(t) = A \sin \left(\omega t - \frac{2\pi}{\lambda} x_1 \right) \quad (۸-۴)$$

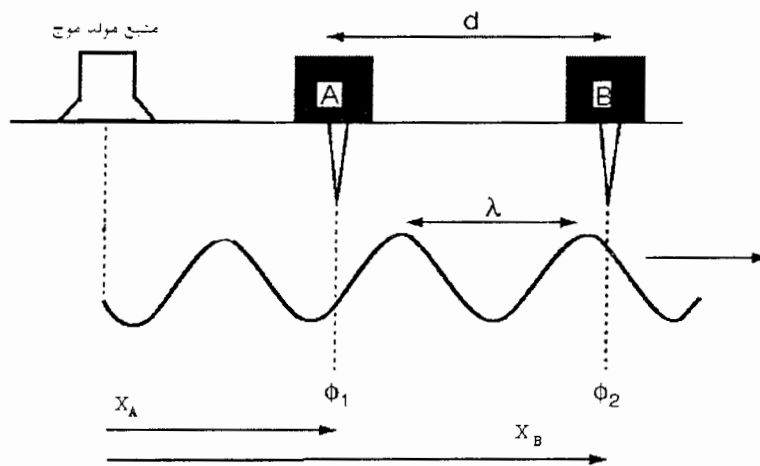
$$u_2(t) = A \sin \left(\omega t - \frac{2\pi}{\lambda} x_2 \right) \quad (۹-۴)$$

بنا بر این اختلاف فاز بین معادله نوسان ژئوفون ۱ و ژئوفون ۲ عبارت است از:

$$\Delta\phi = \phi_2 - \phi_1 = \frac{2\pi}{\lambda}(x_2 - x_1) \Rightarrow \Delta\phi = \frac{2\pi}{\lambda}d \quad (10-4)$$

با توجه به رابطه (۱۰-۴)، (۶-۴) و (۷-۴) میتوان سرعت موج ریلی را محاسبه کرد.

$$V_R = f \frac{2\pi}{\Delta\phi} d \quad (11-4)$$



شکل (۵-۴): محاسبه اختلاف فاز بین دو ژئوفون در یک فرکانس معین. [Menzies, 1995]

در صورت استفاده از منبع مولد موج ضربه‌ای، سیگنالی که حاوی فرکانس‌های مختلف است تولید می‌شود. بنابراین نمی‌توان به طور مستقیم از رابطه (۱۱-۴) برای محاسبه سرعت موج ریلی استفاده نمود. در این صورت با استفاده از تبدیلات فوریه، طیف اختلاف فاز لرزه نگاشت‌های بدست آمده از ژئوفون‌های ۱ و ۲ طبق رابطه (۲۱-۳) در هر فرکانس محاسبه می‌گردد، مانند شکل (۹-۳). به این ترتیب می‌توان سرعت امواج ریلی را در هر فرکانس، طبق رابطه (۱۱-۴) بدست آورد.

۲-۴-۴- آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW)

امروزه با توجه به استفاده از منبع‌های مولد موج ضربه‌ای و به کارگیری روش‌های پیشرفته در تجزیه و تحلیل سیگنال‌ها، پیشرفت‌های زیادی در روش‌هایی که از امواج سطحی استفاده می‌کردند، اتفاق افتاده است. یکی از این روش‌ها، روش آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW) می‌باشد. در این روش می‌توان امواج را در بازه وسیعی از فرکانس در یک لحظه به وسیله یک منبع مولد موج ضربه‌ای

ایجاد کرد. سپس این امواج به وسیله گیرنده هایی که در سطح زمین نصب شده‌اند، دریافت شده و مورد پردازش قرار می‌گیرند.

روش آنالیز طیفی امواج سطحی به طور کلی در سه گام تا رسیدن به مرحله نهایی که همان تهیه پروفیل سرعت موج برشی است، انجام می‌شود [Kaynia, 1999].

۱- عملیات صحرائی و جمع آوری داده‌ها

۲- پردازش داده‌ها تا بدست آوردن منحنی پراکندگی

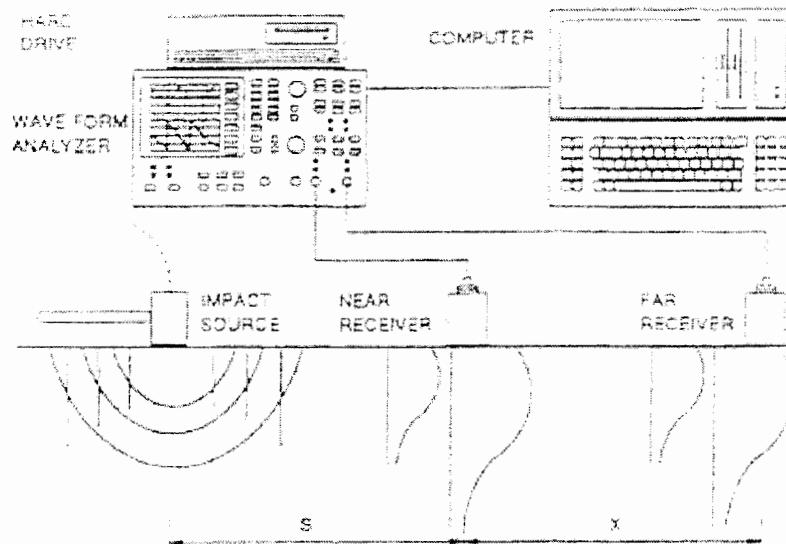
۳- معکوس سازی منحنی پراکندگی و بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی

۴-۲-۱- نحوه اندازه گیری و جمع آوری داده‌ها

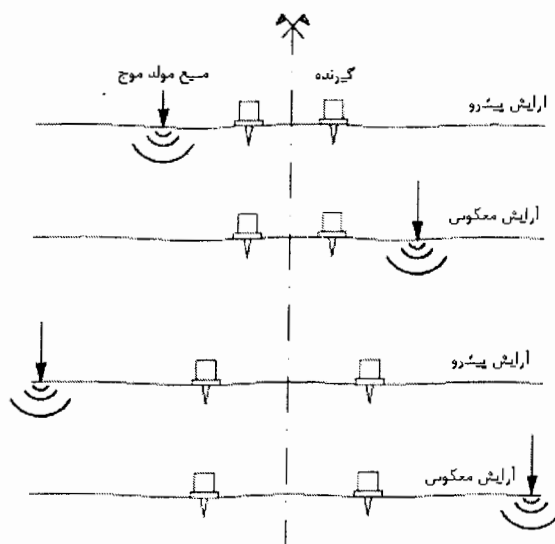
در این روش ابتدا با استفاده از یک منبع مولد موج، ضربه ای به شکل قائم به زمین وارد می‌کنیم. سپس امواج منتشر شده در سطح زمین، که بیشتر از نوع امواج ریلی می‌باشد و در یک بازه فرکانسی خاص قرار دارند، به وسیله دو گیرنده که در امتداد یک خط راست از منبع مولد موج ضربه ای قرار دارند، ثبت می‌شود، شکل (۴-۶).

معمولاً فاصله بین منبع مولد موج و اولین گیرنده با فاصله بین دو گیرنده برابر در نظر گرفته می‌شود. با تغییر مکان گیرنده‌ها و استفاده از منبع‌های مولد موج، با وزن‌های متفاوت نظیر چکش، پتک و وزنه‌ای که از ارتفاع رها می‌شود، می‌توان منحنی پراکندگی را در بازه وسیعی از فرکانس بدست آورد [Foti, 2000]. هر کدام از این منابع، ارتعاشاتی با طول موج‌های متفاوت تولید می‌کنند که انتخاب آنها به وضعیت ساختگاه و عمقی که می‌خواهیم بررسی کنیم، بستگی دارد. برای فاصله‌های کم بین گیرنده‌ها، می‌بایست از چکش سبک استفاده کرد. زیرا این منبع مولد موج ارتعاشاتی با فرکانس بالا و انرژی کم تولید می‌کند. با افزایش فاصله بین گیرنده‌ها بایستی از منبع های مولد موج، با وزن بیشتر برای تولید انرژی بیشتر و فرکانس کم تر، استفاده کرد.

اصولاً فاصله بین ژئوفون‌ها را برابر $0.5, 1, 2, 4, 8, 16, 32$ و یا 64 متر در نظر می‌گیرند. با استفاده از این فواصل می‌توان تا عمق 50 متری لایه‌های زیر سطحی نفوذ کرد. منحنی‌های پراکندگی بدست آمده با توجه به فواصل بین گیرنده‌ها، هم پوشانی زیادی با یکدیگر دارند.



شکل (۴-۶) : شماتیکی از آرایش صحرائی روش SASW [Kaynia,1999]



شکل (۴-۷): نحوه برداشت صحرائی با آرایش نقطه میانی در روش SASW [Foti,2000]

اگر فاصله بین گیرنده‌ها برابر ۲ تا ۸ متر باشد می‌توان از پتک و یا وزنه ای که از ارتفاع ۱ تا ۳ متر رها می‌شود و وزنی در حدود ۲۰ تا ۷۰ کیلوگرم دارد، استفاده کرد. برای فواصل بیشتر می‌توان از وزنه‌های با وزن بیشتر (بین ۷۰ تا ۷۰۰ کیلوگرم)، بولدوزر و یا مواد منفجره، مثلاً ۵۰ تا ۱۰۰ گرم دینامیت، استفاده کرد [Kaynia,1999].

نحوه معمول چیدن گیرنده‌ها و منبع مولد موج، شیوه نقطه میانی^۱ است. در این روش یک خط مرکزی فرضی برای آرایش گیرنده‌ها انتخاب می‌شود و گیرنده‌ها در فاصله مساوی از خط مرکزی قرار داده می‌شوند و به اندازه فاصله بین دو گیرنده، از یکی از دو گیرنده فاصله گرفته و به وسیله یک منبع مولد موج ضربه‌ای، ضربه‌ای قائم به زمین وارد می‌شود. سپس منبع مولد موج به سمت مقابل جفت گیرنده منتقل شده و ضربه تکرار می‌شود، شکل (۴-۷).

نتایج حاصل از این دو اندازه گیری، پیشرو^۲ و معکوس^۳، میانگین گیری می‌شوند تا اثرات شیب لایه‌ها و یا ناهمگنی‌ها جانبی به حداقل برسد. کل فرآیند با افزایش فاصله بین گیرنده‌ها و حفظ مرکز آرایش قبلی آن‌ها، تکرار می‌شود.

۴-۴-۲- بدست آوردن منحنی پراکندگی

در روش آنالیز طیفی امواج سطحی برای بدست آوردن منحنی پراکندگی می‌بایستی لرزه نگاشت‌های ثبت شده به وسیله گیرنده‌ها را مورد پردازش قرار دهیم. در ابتدا دو لرزه نگاشت مذکور که با $X(t)$ و $Y(t)$ نمایش داده می‌شوند و در حوزه زمان قرار دارند، با استفاده از تبدیل‌های فوریه گسسته^۴ به حوزه فرکانس برده شده و به ترتیب $X(f)$ و $Y(f)$ نامیده می‌شوند. سپس همان طور که بخش ۴-۴-۱ شرح آن آورده شد منحنی پراکندگی محاسبه می‌شود.

باید به این نکته توجه داشت که برای هر آرایش مشخص از منبع مولد موج و گیرنده‌ها فقط قسمتی از داده‌ها که طبق رابطه‌های (۴-۱۲) و (۴-۱۳) مشخص شده است، قابل قبول‌اند.

[Kaynia, 1999]

$$(L_R)_{\max} \leq 2d \quad (4-12)$$

$$(L_R)_{\min} \geq d/3 \quad (4-13)$$

در این رابطه‌ها $(L_R)_{\max}$ ، و به ترتیب بزرگ‌ترین طول موج قابل قبول، $(L_R)_{\min}$ کوچک‌ترین طول موج قابل قبول و d فاصله بین ژئوفون‌ها می‌باشد.

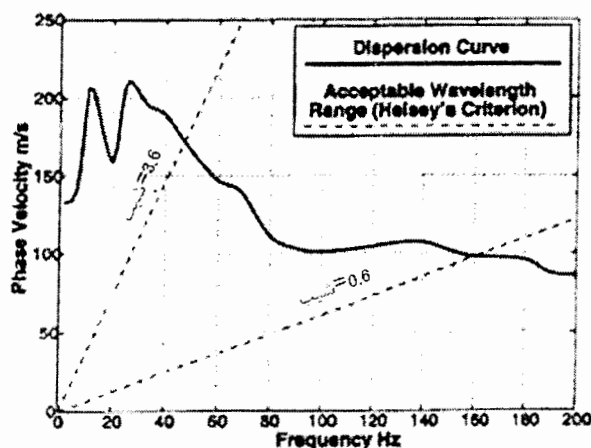
1 - Midpoint

2 - Forward

3 - Reverse

4-Discrete Fourier Transform

در واقع انرژی ارتعاشات ایجاد شده به وسیله منبع مولد موج با دور شدن از آن رو به زوال می‌رود. در نتیجه امواجی که اندازه طول موج آن‌ها از دو برابر فاصله بین گیرنده‌ها بیشتر است، به مقدار زیادی تحت تأثیر نوفه^۱ قرار می‌گیرند و ترجیح داده می‌شود، که امواجی با این فرکانس حذف گردند (رابطه ۴-۱۲). همچنین برای از بین بردن اثرات تداخل امواج حجمی با امواج سطحی^۲ می‌بایستی امواجی که اندازه طول موج آن‌ها کمتر از یک سوم فاصله بین ژئوفون‌ها است، نیز حذف گردند (رابطه ۴-۱۳). در شکل (۴-۸) منحنی پراکندگی بدست آمده با بکار گیری آرایش نقطه میانی که در آن فاصله بین گیرنده‌ها در این آزمایش برابر $1/2$ می‌باشد نشان داده شده است.



شکل (۴-۸): نحوه مشخص کردن قسمت‌های قابل قبول منحنی پراکندگی [Foti, 2000]

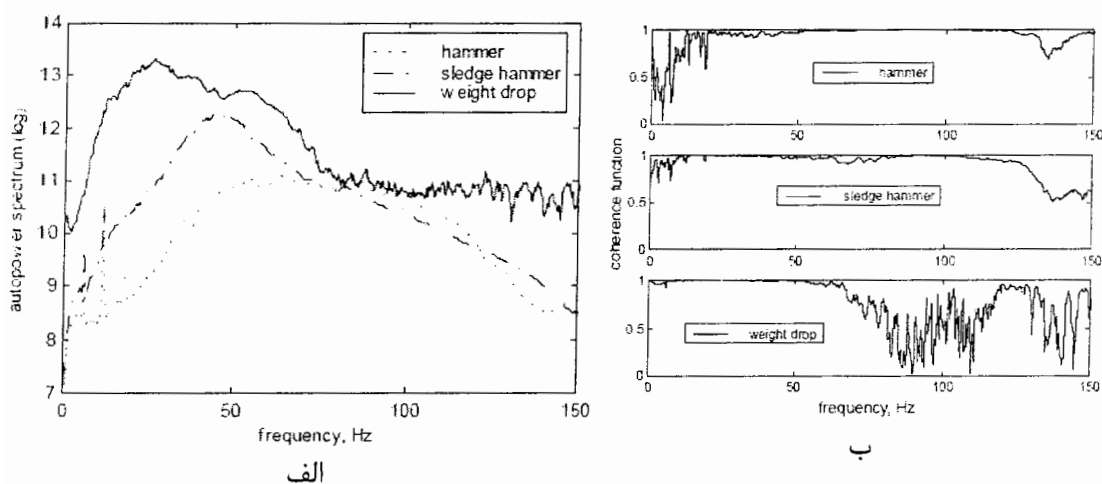
متر می‌باشد. با توجه رابطه‌های (۴-۷)، (۴-۱۲) و (۴-۱۳) شیب خطوط رسم شده در دستگاه مختصات مربوط به منحنی پراکندگی، برابر طول موج امواج منتشر شده می‌باشد. بنابراین قسمتی از منحنی پراکندگی که بین دو خط با شیب $d/3$ و $2d$ قرار می‌گیرد قابل قبول هستند و مابقی حذف می‌شوند [Foti, 2000].

با توجه به این که طیف توان خود همبستگی، توزیع انرژی تولید شده به وسیله منبع مولد موج را در فرکانس‌های مختلف نشان می‌دهد (شکل ۴-۹ الف)، مشاهده می‌شود که منبع‌های مولد موج ضربه‌ای با وزن بیشتر، بیشترین انرژی خود را در فرکانس‌های پایین دارا می‌باشند. ولی منبع‌های

1-Noise
2-Near field effects

مولد موج ضربه‌ای با وزن کم تر بیشترین انرژی خود را در فرکانس‌های بالا دارا می‌باشند. همچنین با توجه به این که تابع میزان همبستگی کیفیت یک سیگنال تولید شده به وسیله منبع مولد موج را در فرکانس‌های مختلف نشان می‌دهد (شکل ۴-۹ب)، مشاهده می‌شود با افزایش وزن منبع مولد موج مقدار تابع میزان همبستگی برای فرکانس‌های بالا کاهش می‌یابد و بالعکس با کاهش وزن منبع مولد موج مقدار تابع میزان همبستگی برای فرکانس‌های بالا افزایش می‌یابد. پس به طور خلاصه می‌توان گفت در سیگنال تولید شده به وسیله منبع های مولد موج با وزن کم کیفیت فرکانس‌های بالا، زیاد می‌باشد. در عوض در سیگنال تولید شده به وسیله منبع های مولد موج با وزن زیاد کیفیت فرکانس‌های پایین، زیاد می‌باشد.

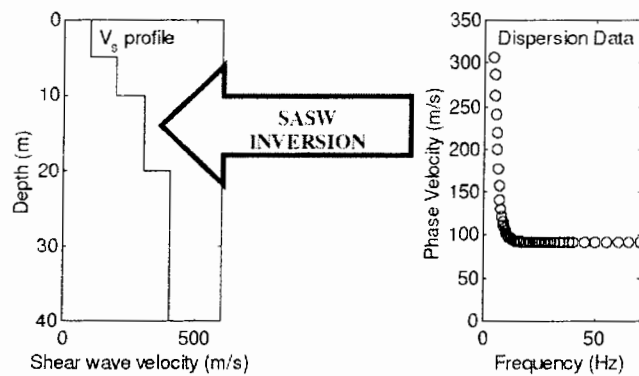
با توجه به این که امواج با فرکانس‌های بالا در عمق کم نفوذ می‌کنند و امواج با فرکانس‌های پایین به عمق زیاد نفوذ می‌کنند، و با توجه به مطالب ذکر شده، برای بررسی اعماق کم از منبع های مولد با وزن کم و برای بررسی اعماق بیشتر از منبع های مولد با وزن زیاد استفاده می‌شود.



شکل (۴-۹): الف-طیف توان خود همبستگی برای سه منبع مولد موج با وزن های متفاوت ب- تابع میزان همبستگی برای سه منبع مولد موج با وزن های متفاوت [Foti,2000]

۴-۲-۳- معکوس سازی منحنی پراکندگی

، بدست آوردن ضخامت و سرعت موج برشی در هر لایه SASW گام نهایی در عمق پیمایی به روش با استفاده از منحنی پراکندگی می‌باشد. به این فرآیند معکوس سازی اطلاق می‌شود (شکل ۴-۱۰).



شکل (۴-۱۰): معکوس سازی در روش SASW [Orozco,2003]

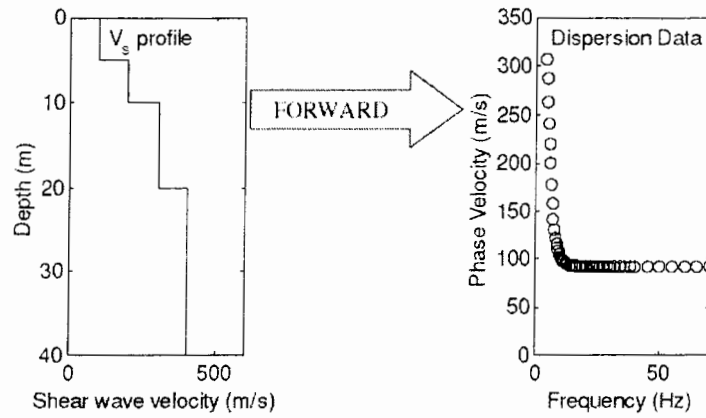
معمولاً این عمل با فرض یک مدل لایه ای افقی با خاصیت الاستیک انجام می گیرد شکل (۴-۱۱).

H_1	ρ_1	G_1	v_1
H_2	ρ_2	G_2	v_2
H_3	ρ_3	G_3	v_3
H_{∞}	ρ_{∞}	G_{∞}	v_{∞}

شکل (۴-۱۱): مدل لایه ای افقی با خاصیت الاستیک

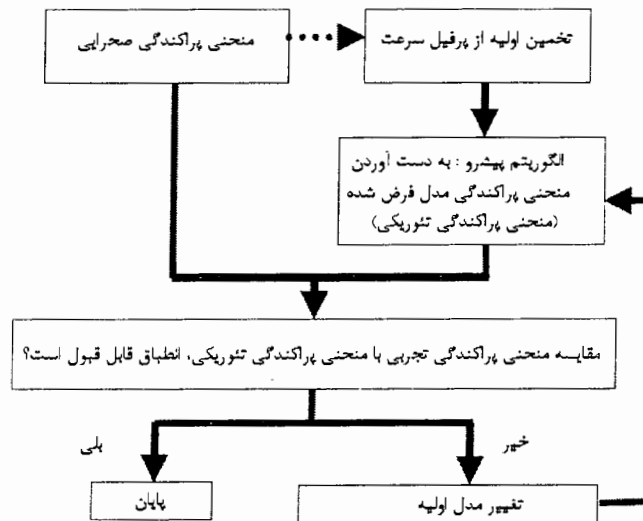
همسان گرد در هر لایه [Foti,2000]

برای هر لایه چهار متغیر ضخامت، وزن مخصوص، مدول برشی و ضریب پواسون مجهول است. مطالعات زیادی بر روی هر یک از این متغیرها انجام گرفته است. نتایج این مطالعات نشان می دهند که اثر وزن مخصوص و ضریب پواسون قابل چشم پوشی است، این متغیرها را می توان به طور تجربی، بدون آنکه تأثیر زیادی بر روی نتایج نهایی بگذارند، تخمین زد [Lia and Rix , 1998].



شکل (۴-۱۲) : مدل سازی پیشرو در روش SASW [Orozco , 2003]

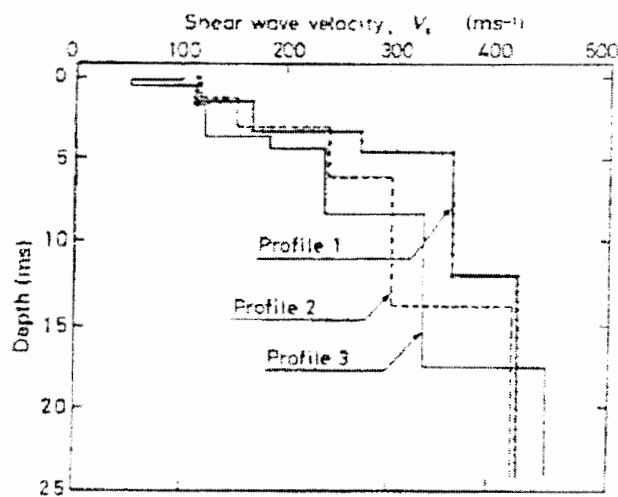
یکی از روش‌های معمول در معکوس سازی منحنی پراکندگی، مدل سازی پیشرو می باشد، که به وسیله نظریان^۱ و استوکوی^۲ پیشنهاد شده است (شکل ۴-۱۲)، در این روش ابتدا یک منحنی پراکندگی برای مدل زمین مورد نظر محاسبه، می شود (منحنی تئوری^۳). سپس این منحنی، با منحنی پراکندگی که از طریق اندازه گیری در صحرا حاصل شده است (منحنی تجربی^۴) مقایسه می‌شود. در صورتی که انطباق خوبی بین دو منحنی مذکور وجود نداشته باشد مدل یاد شده طوری



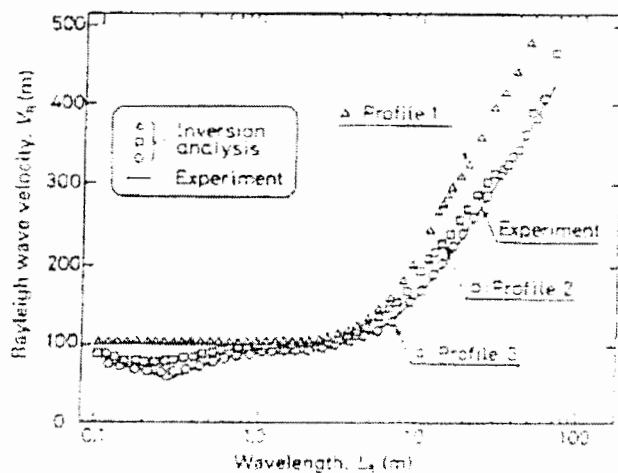
شکل (۴-۱۳) : الگوریتم مدل سازی پیشرو در روش SASW [Orozco,2003]

- 1-Nazarian
- 2-Stokoe
- 3-Theoretical Dispersion Curve
- 4-Experimental Dispersion Curve

تغییر داده می‌شود که این انطباق بهتر صورت گیرد. این فرآیند آنقدر تکرار می‌شود تا یک انطباق قابل قبول بین این دو منحنی ایجاد شود. شکل (۴-۱۳) الگوریتم مدل سازی پیشرو را نشان می‌دهد. یک مثال از مدل سازی پیشرو به کار گرفته شده در روش آنالیز طیفی امواج سطحی در شکل (۴-۱۴) نشان داده شده است. در شکل (۴-۱۴ الف) سه مدل سرعت موج برشی برای زمین مورد نظر نشان داده شده است. شکل (۴-۱۴ ب) منحنی های پراکندگی تئوری مربوط به این مدل را نشان می‌دهد. منحنی پراکندگی تئوری مربوط به مدل سوم، بهترین تطابق را با منحنی پراکندگی اندازه گیری شده در صحرا، دارا است.



(الف)



(ب)

شکل (۴-۱۴): معکوس سازی به روش پیشرو. شکل (۴-۱۴ الف) نشان دهنده سه پروفیل موج برشی می‌باشد. در شکل (۴-۱۴ ب) منحنی پراکندگی تئوری این سه پروفیل نشان داده شده است. [Kaynia, 1999]

روش مدل سازی پیشرو یک روش زمان بر می‌باشد. بخصوص در مکان‌هایی که تغییرات سرعت موج برشی بسیار زیاد باشد. اخیراً تلاش‌های گسترده‌ای برای انجام خودکار این فرآیند با معرفی الگوریتم‌های بهینه سازی صورت گرفته است. این الگوریتم‌ها براساس بدست آوردن یک منحنی پراکندگی تجربی و کاستن تفاوت‌های بین این دو بنا شده است [Kaynia, 1999].

یکی از روش‌های ساده در معکوس سازی منحنی پراکندگی در روش آنالیز طیفی امواج سطحی، همان روشی است که در معکوس سازی منحنی پراکندگی در روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی بکار گرفته شده است. در ادامه مثالی از بکارگیری این روش آنالیز طیفی امواج سطحی و بکارگیری روش معکوس سازی مذکور آورده می‌شود.

۴-۵- مثالی از بکارگیری روش آنالیز طیفی امواج سطحی

یک مثال از بکارگیری روش آنالیز طیفی امواج سطحی، آزمایشی است که به وسیله هیسی^۱، استوکو^۲، و میر^۳ در سال ۱۹۸۴ در آستین^۴ تگزاس^۵ انجام شد. در این آزمایش از یک روش ساده برای معکوس سازی منحنی پراکندگی استفاده شد (بخش ۴-۳). سپس نتایج حاصل از این آزمایش با نتایج حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی مقایسه گردید تا مقدار دقت روش آنالیز طیفی امواج سطحی مورد ارزیابی قرار گیرد. دو منبع مولد موج متفاوت در این آزمایش به کار گرفته شد. وزنه‌ای که از ارتفاع‌های متفاوت رها می‌شود^۶ (FWD)، این منبع مولد موج می‌تواند فرکانس‌هایی تا حدود ۲۵۰ هرتز ایجاد کند. با استفاده از این منبع مولد موج می‌توان سرعت موج برشی را در اعماق بیشتر از ۱۵ اینچ را تخمین زد. منبع مولد موج دیگر چکشی با وزن ۶ پوند^۷ بود. با استفاده از چنین چکشی می‌توان نوساناتی با فرکانس ۱۶۰۰ هرتز ایجاد کرد، به این ترتیب می‌توان اعماق کم را مورد بررسی قرار داد.

1 - Heisey

2 - Stokoe

3 - Meyer

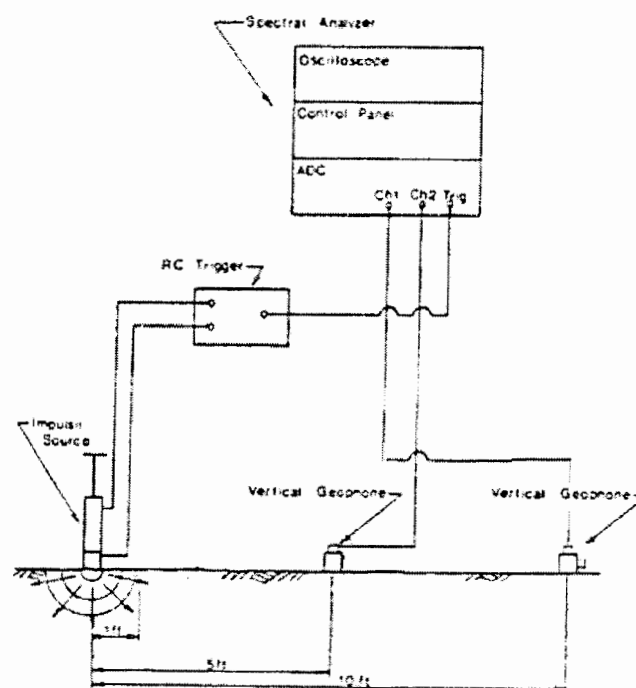
4 - Austin

5 - Texas

6 - Falling Weight Deflectometer

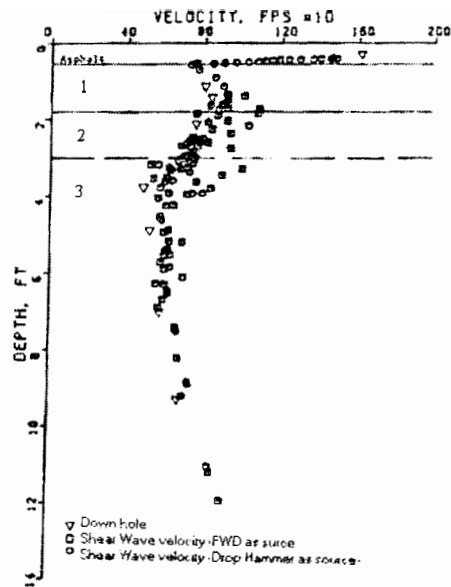
7 - pound

در این آزمایش ژئوفون‌هایی که جابجایی‌های قائم را ثبت می‌کردند (به این ژئوفون‌ها اصطلاحاً ژئوفون‌های نوع P گفته می‌شود) استفاده شد. حین این آزمایش ژئوفون‌ها در امتداد یک خط راست و به موازات جاده و با فاصله‌های ۱، ۲، ۵ و ۱۰ اینچ از یک دیگر چیده شدند. سیگنال‌های ایجاد شده توسط دستگاه لرزه‌نگار Hewlett-Packard 5420A ثبت و پردازش شد. شماتیکی از نحوه چیدن ژئوفون‌ها و منبع مولد در این آزمایش در شکل (۴-۱۵) آورده شده است [Norman and Kyle, 2006].



شکل (۴-۱۵): ابزارهای بکار گرفته شده در آستین [Norman 2006]

نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی که با استفاده از دو منبع مولد موج متفاوت، در آستین بدست آمده است با نتایج حاصل از روش لرزه‌نگاری درون چاهی در شکل (۴-۱۶) نشان داده شده است.



شکل (۴-۱۶): مقایسه پروفیل بدست آمده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با نتایج حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی [Norman, 2006]

سرعت و موج برشی بدست آمده از روش آنالیز طیفی برای هر لایه با سرعت موج برشی بدست آمده حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی و نیز درصد اختلاف این دو سرعت در جدول (۴-۱) آورده شده است [Norman, Kyle, 2006].

جدول (۴-۱): سرعت موج برشی بدست آمده با استفاده از روش SASW و روش لرزه نگاری درون چاهی [Norman and Kyle, 2006]

لایه های زیر سطحی	سرعت موج برشی (ft/s)		درصد اختلاف
	لرزه نگاری درون چاهی	روش SASW	
آسفالت	۱۵۰۰	۱۶۱۰	۶/۸
۱	۹۲۵	۸۲۳	۱۲/۴
۲	۷۴۰	۷۴۳	۰/۴
۳	۶۰۵	۵۶۵	۷/۱

این مطالعه موردی نشان می‌دهد چگونه با استفاده از یک روش ساده معکوس سازی می‌توان پروفیل سرعت موج برشی را بدست آورد. انطباق قابل قبول نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با روش لرزه نگاری درون چاهی برخی از قابلیت‌های این روش را در بدست آوردن پروفیل سرعت موج برشی نشان می‌دهد.

**برداشت داده‌ها و توصیف
تجهیزات
بکار گرفته شده**

فصل پنجم: برداشت داده‌ها و توصیف تجهیزات به کار گرفته شده

۱-۵- مقدمه

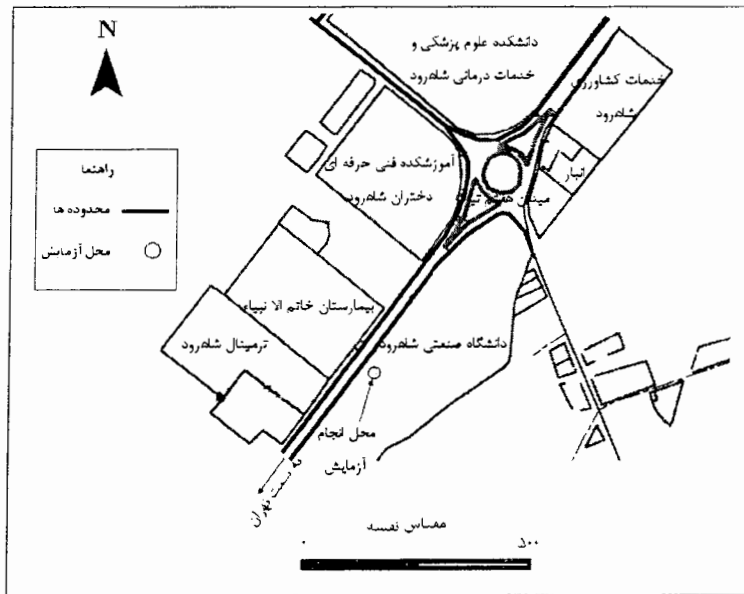
یکی از مراحل بسیار مهم این تحقیق کار صحرایی و برداشت داده بوده است. برداشت‌های صحرایی شامل دو قسمت متفاوت می باشد. برداشت اول در یک محل در دانشگاه صنعتی شاهرود و با استفاده از دستگاه لرزه نگاری MK6 انجام گرفته است. برداشت دوم در چند محل از شهر مشهد انجام شده است که اطلاعات ژئوتکنیکی مربوط به طرح ریز پهنه بندی این شهر در آن محل‌ها موجود بوده است، و اساساً برای اعتبار سنجی روش آنالیز طیفی امواج سطحی انجام گرفته است. دستگاه لرزه نگار به کار گرفته شده در هر یک از این برداشت‌ها به دلیل مشکلات در حمل و نقل، با یک دیگر متفاوت بوده‌اند.

در ادامه به شرح برداشت‌های صحرایی، اطلاعات ژئوتکنیکی هر یک از این محل‌ها و تجهیزات استفاده شده در هر یک از این برداشت‌ها پرداخته می‌شود.

۲-۵- برداشت داده‌ها در دانشگاه صنعتی شاهرود

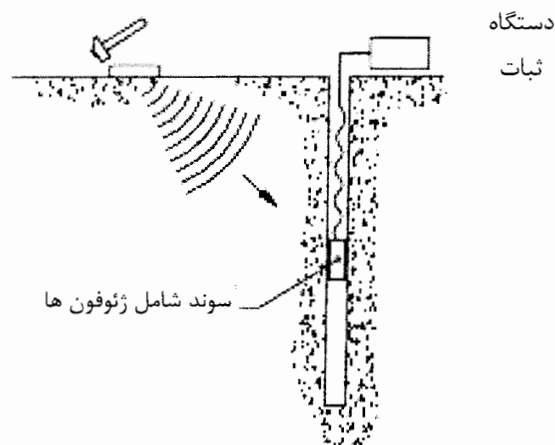
داده‌های برداشت اول، در مجاورت زمین چمن دانشگاه صنعتی شاهرود برداشت شده است. موقعیت این محل در شکل (۱-۵) نشان داده شده است. این محل در عرض جغرافیایی ۳۱°۵۰'۴۰.۵ و طول جغرافیایی ۳۹°۲۹'۴۰.۲ واقع شده است، از نظر زمین شناسی این نقطه با آبرفت‌هایی از جنس شن و رس بسیار سخت است که با خاک رسی پوشیده شده است. دلیل انتخاب این نقطه برای انجام آزمایش آنالیز طیفی امواج سطحی، وجود اطلاعات مربوط به تغییرات سرعت موج برشی نسبت به عمق (پروفیل سرعت موج برشی) می‌باشد، که با استفاده از روش لرزه نگاری درون چاهی^۱ (DHT) بدست آمده. در واقع روشهای لرزه نگاری درون چاهی هنگامی که

1-Down Hole



شکل (۵-۱): موقعیت و محل انجام آزمایش در دانشگاه صنعتی شاهرود

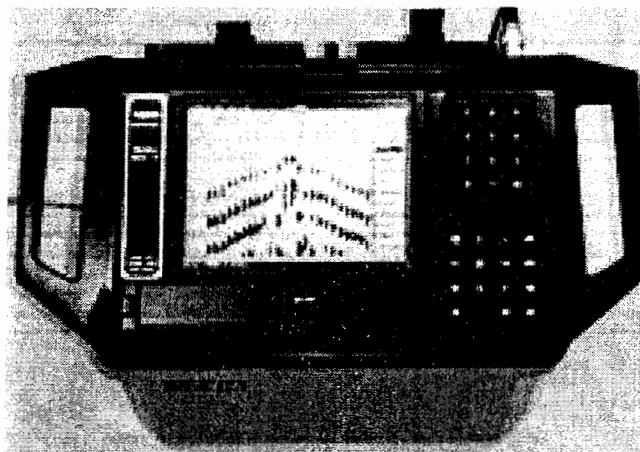
مقدار سرعت موج برشی نسبت به عمق، با دقت بالا مورد نیاز باشد، از روش‌های استاندارد و عملی است که در مهندسی ژئوتکنیک به کار گرفته می‌شوند [Foti,2000]. در این روش، ژئوفون‌هایی که در سه بعد نوسان می‌کنند در یک سوند تعبیه شده‌اند، زمان رسیدن امواج ایجاد شده در سطح را تا عمق‌هایی مشخص اندازه‌گیری می‌کنند. و از این طریق پروفیل سرعت موج برشی بدست آورده



شکل (۵-۲): شماتیکی از روش لرزه نگاری درون چاهی [Foti,2000]

می شود شکل (۵-۲). بدون شک نتایج حاصل از روش درون چاهی دقت بیشتری نسبت به روش آنالیز طیفی امواج سطحی دارد. اما نیاز به حفر گمانه در روش لرزه نگاری درون چاهی موجب افزایش

هزینه، و کاهش انعطاف پذیری این روش می‌گردد. بنابراین برای اعتبار سنجی نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی این نتایج با نتایج حاصل از روش درون چاهی مقایسه شده‌اند. در این آزمایش از دستگاه لرزه نگار ۲۴ کاناله ABEM مدل TERRALOC-MK6 استفاده شده است شکل (۵-۳).



شکل (۵-۳) : دستگاه لرزه نگار ABEM مدل TERRALOC-MK6

تعداد نمونه‌های^۱ برداشت شده بر روی هر لرزه نگاشت ۱۰۲۴ عدد و فاصله زمانی بین این نمونه‌ها برابر ۲ میلی ثانیه انتخاب شده است.

تعداد و فاصله این نمونه برداری‌ها به گونه‌ای انتخاب شده است، که با توجه به فرکانس نای کویست می‌توان سیگنال‌هایی تا فرکانس ۲۵۰ هرتز را دریافت نمود. همچنین با توجه به رابط (۳-۸) مقدار اختلاف فرکانس (Δf) در طیف فوریه برابر $0/488$ هرتز می‌باشد، که نشان دهنده قدرت تفکیک مناسب طیف فوریه می‌باشد.

در این آزمایش ژئوفون‌هایی که حرکات قائم زمین را ثبت می‌کند (این ژئوفون‌ها اصطلاحاً ژئوفون‌های نوع P نامیده می‌شوند) به کار گرفته شده‌اند.

در این آزمایش برای ایجاد سیگنال از چکش ده کیلوگرمی استفاده شد و ژئوفون‌ها با آرایش نقطه میانی بر روی زمین کاشته شدند (بخش ۴-۴-۲-۱). فاصله بین ژئوفون‌ها ۱، ۲، ۴، ۶، ۳۲ در نظر گرفته شده است.

^۱ - Samples

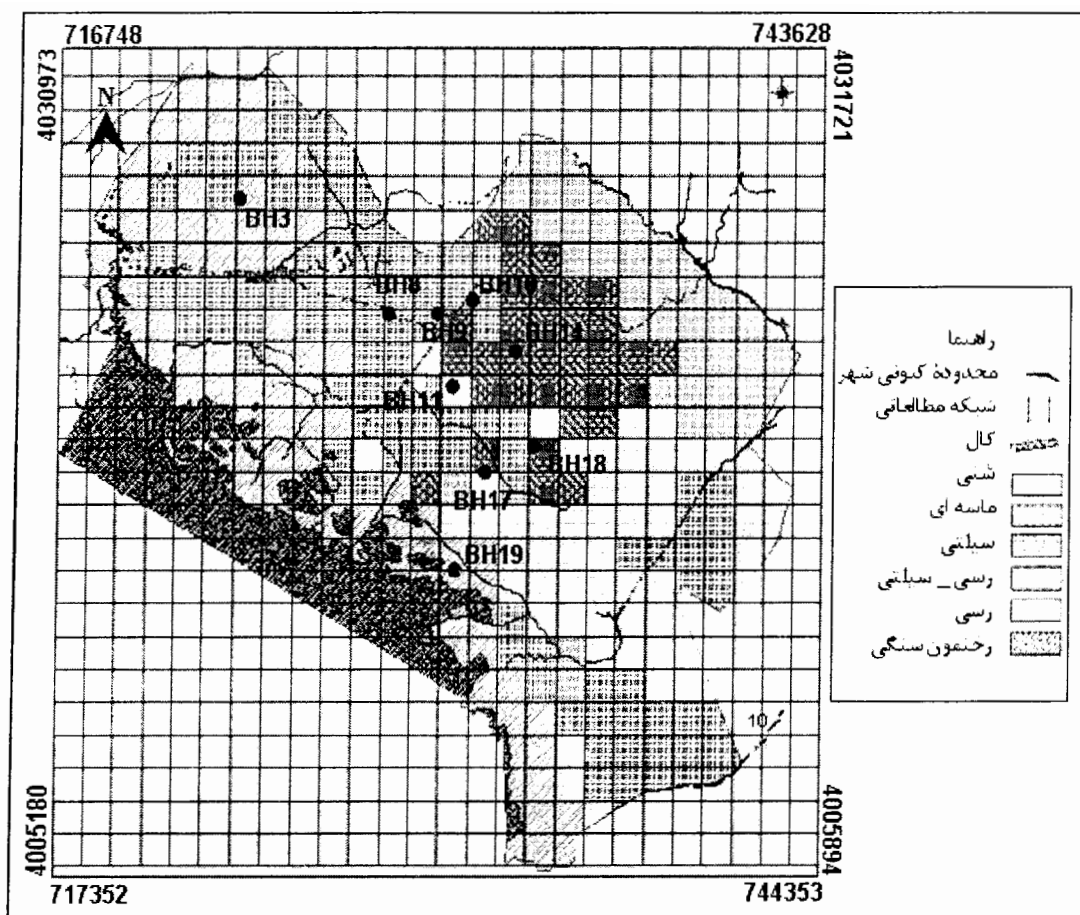
۵-۳- برداشت داده‌ها و تجهیزات بکار گرفته شده در شهر مشهد

داده‌های برداشت دوم در ۹ نقطه از شهر مشهد انجام شد. دسترسی به نتایج حاصل از روش درون چاهی در هر یک از این نقاط علت انتخاب آن‌ها برای انجام آزمایش آنالیز طیفی امواج سطحی بوده است [حافظی مقدس و آزادی، ۱۳۸۵]. در جدول (۵-۱) مختصات جغرافیایی این نقاط در سیستم UTM^۱ آورده شده است. در شکل (۵-۴) نقشه زمین شناسی و موقعیت محل‌های برداشت در شهر مشهد نشان داده شده است.

جدول (۵-۱): مختصات جغرافیایی نقاط برداشت شده (سیستم UTM) [حافظی مقدس، ۱۳۸۵]

نقطه مورد آزمایش	طول	عرض
BH3	۷۲۵۶۶۷,۲۶۰۴	۴۰۲۸۸۸۴,۵۹۹۲
BH8	۷۳۲۶۱۸,۱۱۰۸	۴۰۲۳۷۳۴,۲۲۷۹
BH9	۷۳۴۹۲۶,۸۴۹۳	۴۰۲۳۹۳۸,۸۷۲۷
BH10	۷۳۶۵۸۹,۰۴۵۵	۴۰۲۴۶۰۱,۳۷۶۹
BH11	۷۳۵۷۲۸,۱۶۱۸	۴۰۲۰۵۴۷,۶۹۳۱
BH14	۷۳۸۶۱۵,۱۰۹۷	۴۰۲۲۱۹۳,۴۷۰۲
BH17	۷۳۹۶۳۷,۱۳۸۹	۴۰۱۷۸۲۷,۷۹۱
BH18	۷۳۷۴۲۷,۱۲۲۳	۴۰۱۶۵۲۴,۰۷۷۵
BH19	۷۳۶۱۱۹,۶۲۳	۴۰۱۲۰۰۱,۷۱۰۹

۱ - Universal Transport Mercator



شکل (۴-۵): رخساره زمین شناسی و موقعیت محل‌های انجام آزمایش [حافظی مقدس، ۱۳۸۵]

در این آزمایش از دستگاه لرزه‌نگار سه کاناله OYO استفاده شده است. این دستگاه بیشتر در روش‌های لرزه‌ای درون گمانه‌ای به کار گرفته می‌شود، و چون زمان اولین ورودی‌ها در این روش بسیار مهم است، فاصله نمونه‌های برداشت شده بر روی هر لرزه نگاشت می‌بایستی بسیار کم باشد. از این رو گزینه‌ها قابل انتخاب در این لرزه نگار برای فاصله نمونه برداری ۵۰۰ و کمتر از ۵۰۰ میکرو ثانیه می‌باشند. در نتیجه برای این که قدرت تفکیک در طیف فوریه، کاهش فاهشی پیدا نکند، گزینه ۵۰۰ میکرو ثانیه انتخاب شده است.

تعداد نمونه‌های ثبت شده بر روی هر لرزه نگاشت، در این دستگاه برابر ۹۹۰ نمونه می‌باشد. از این رو با توجه به رابطه (۳-۸) مقدار اختلاف فرکانس (Δf) در طیف فوریه به دست آمده برابر $2/02$ هرترتز می‌باشد.

فاصله ژئوفون‌ها با توجه به شرایط هر محل متفاوت در نظر گرفته شده است. این فاصله‌ها ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۶، ۲۰، ۲۵ و گاهی ۳۲ متر در نظر گرفته شده است.

با توجه به این که بزرگترین طول موج در نظر گرفته شده با استفاده از معیار هیسی دو برابر فاصله بین ژئوفون‌ها می‌باشد و از طرفی عمق موثر نفوذ امواج ریلی یک سوم طول موج امواج ایجاد شده می‌باشد، بنابراین بدون در نظر گرفتن وزن و زنه مربوط به منبع مولد موج و از نظر تئوری میزان نفوذ امواج تولید شد، دو سوم فاصله بین ژئوفون‌ها می‌باشد.

در فصل بعد به تفسیر نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی پرداخته شده و نتایج، با نتایج حاصل از روش درون چاهی به عنوان یک روش استاندارد مقایسه می‌گردد.

پردازش و تفسیر
داده‌ها

فصل ششم: پردازش و تفسیر داده‌ها

۶-۱- مقدمه

یکی دیگر از مراحل بسیار مهم روش آنالیز طیفی امواج سطحی، مرحله پردازش و تفسیر داده‌های حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی می‌باشد. در این مرحله به دست آوردن منحنی پراکندگی نهایی با توجه به همپوشانی منحنی‌های پراکندگی مربوط به هر فاصله بین ژئوفون‌ها نیاز به تجربه و مهارت زیادی دارد.

برای جلوگیری از طولانی شدن بحث در این فصل، جزئیات نحوه به دست آوردن پروفیل سرعت موج برشی، فقط برای یک محل آورده شده و برای سایر محل‌ها فقط پروفیل موج برشی حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با پروفیل سرعت موج برش حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی در آن محل با هم مقایسه شده‌اند. جزئیات مربوط به براشت در سایر محل‌ها در ضمیمه الف آورده شده است.

به طور کلی این فصل به دو بخش؛ یکی آماده سازی داده‌ها و دیگری پردازش داده‌ها و بدست آوردن منحنی پراکندگی، تقسیم شده است.

۶-۲- آماده سازی داده‌ها

در اولین گام می‌بایست داده‌های رقومی هر لرزه نگاشت استخراج گردد. لرزه نگاشت‌ها در دستگاه لرزه نگار TERRALOC-MK6 در فایل‌هایی با فرمت SEG-2¹ ذخیره می‌شوند. دستیابی به اطلاعات رقومی، مستقیماً با استفاده از فایل‌هایی با این فرمت امکان پذیر نمی‌باشد. بنابراین برای استخراج داده‌های رقومی هر لرزه نگاشت می‌بایست فرمت فایل‌های ثبت شده را به فرمت ASCII² تبدیل نمود. این عمل با استفاده از نرم افزار Win_Downhole انجام شده است (W_GeoSoft,2004).

1-Society of Exploration Geophysicist

2-American Standard Code for Information Interchange

لرزه نگاشت‌هایی که به وسیله دستگاه لرزه نگار OYO ثبت شده است فرمت متنسی^۱ دارند. بنابراین می‌توان داده‌های رقومی را مستقیماً از این فایل‌ها بدست آورد. داده‌های رقومی بدست آمده به شکل ماتریس در محیط نرم افزار مطلب^۲ ذخیره و آماده پردازش گردیده است.

۳-۶- پردازش داده‌ها و تفسیر نتایج

داده‌های آماده شده، با استفاده از برنامه رایانه ای که توسط نگارنده تدوین گردیده است، پردازش شده‌اند. این برنامه رایانه‌ای با توجه به راهنمای جعبه ابزار^۳ پردازش سیگنال^۴ نرم افزار MATLAB تهیه شده است. این برنامه قادر است بعد از دریافت اعداد رقومی مربوط به لرزه نگاشت‌های حاصله، فاصله بین ژئوفون‌ها، و فاصله زمانی نمونه برداری دستگاه لرزه نگار، مقادیر طیف فاز توان همبستگی متقابل (بخش ۳-۵-۲)، طیف توان خود همبستگی (بخش ۳-۵-۴) طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (بخش ۳-۸)، منحنی پراکندگی فیلتر نشده (بخش ۴-۴-۱) و منحنی پراکندگی فیلترشده (بخش ۴-۴-۲) را محاسبه و رسم نماید.

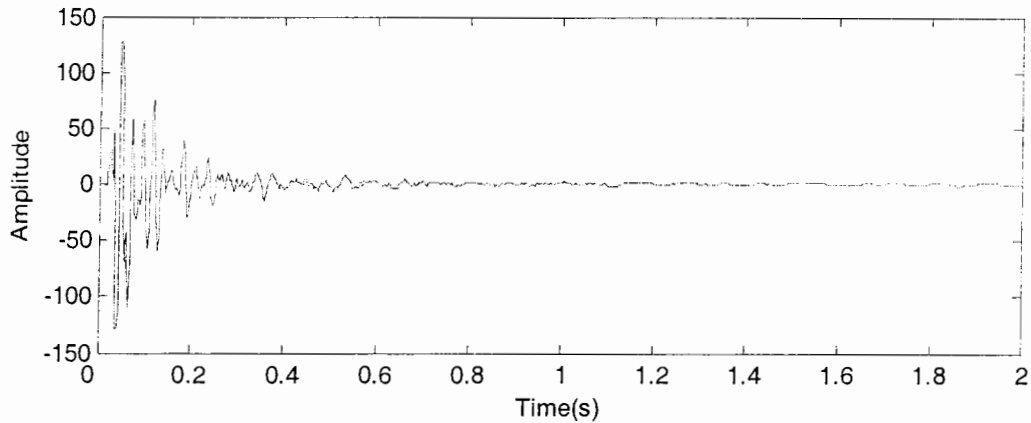
در این جا لازم به ذکر است که به دلیل در دسترس نبودن نرم افزارهای مخصوصی برای پردازش داده‌های روش آنالیز طیفی امواج سطحی نظیر Win_SASW و همچنین پیچیده بودن فرآیند معکوس سازی منحنی پراکندگی، همان شیوه ساده که در روش ارتعاشات ایستای امواج سطحی برای معکوس سازی داده‌ها استفاده شده است (بخش ۴-۳)، بکار گرفته شد.

۴-۶- مطالعه موردی در نقطه BH8

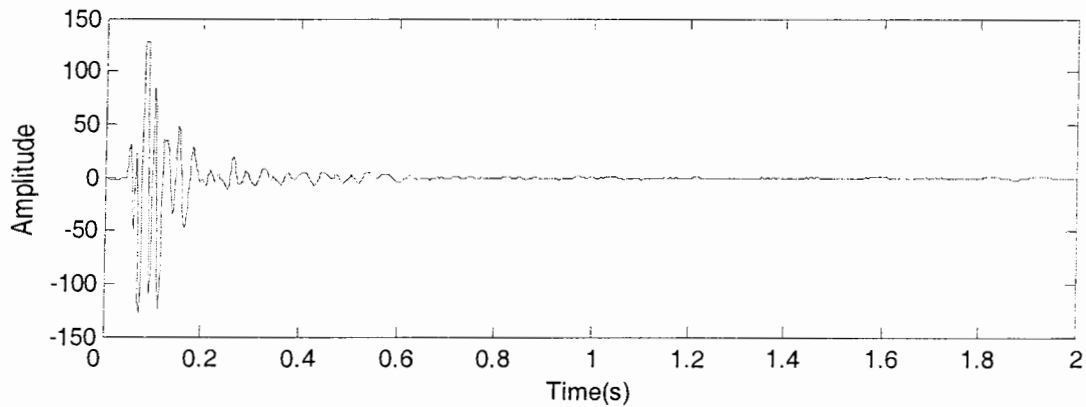
موقعیت جغرافیایی این نقطه در در نقشه شکل (۴-۵) نشان داده شده است. در فواصل بین ژئوفونی یک و دو متر، به دلیل وجود نویز در منطقه مورد نظر و یا به دلیل جدا نشدن کامل امواج حجمی از امواج سطحی^۵ منحنی پراکندگی مربوط به این فواصل به دست نیامده است. البته این موضوع در اکثر نقاطی که در آن‌ها آزمایش انجام گرفته است صادق می باشد.

1-Text
2-MATLAB
3-Tool Box
4-Signal Processing
5-Near Field Effect

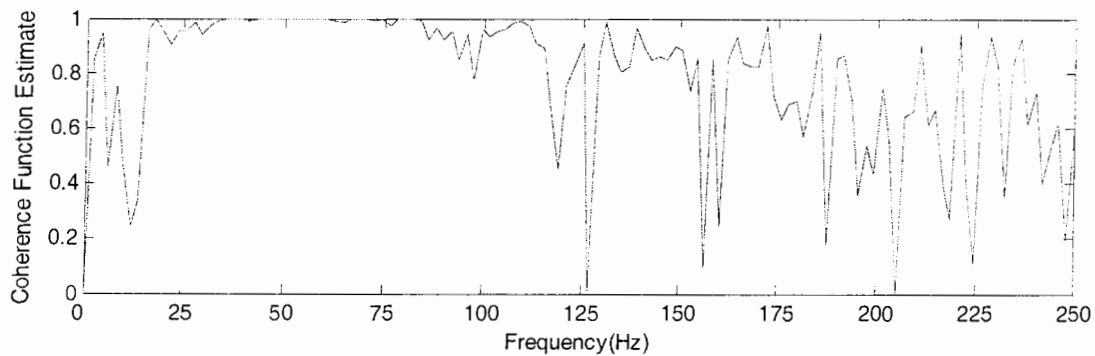
شکل‌های (۱-۶) و (۲-۶) لرزه نگاشت‌های ثبت شده به وسیله دستگاه لرزه نگار برای فاصله بین ژئوفونی چهار متر آورده شده است. در شکل (۳-۶) مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (رابطه ۲۶-۳) آورده شده است. این مقادیر نشان می‌دهند که نسبت سیگنال به نوفه برای امواجی با فرکانس ۲۰ تا ۸۰ هرتز دارای کیفیت مناسبی هستند.



شکل (۱-۶): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



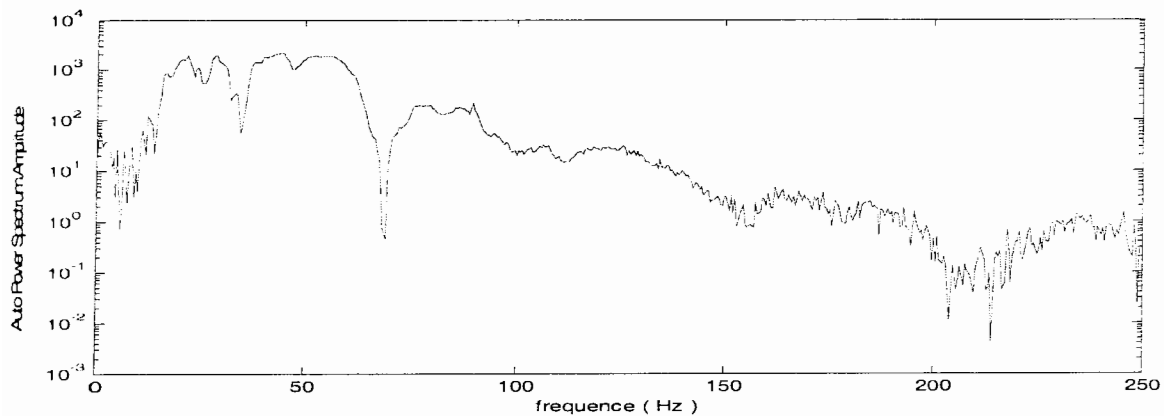
شکل (۲-۶): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



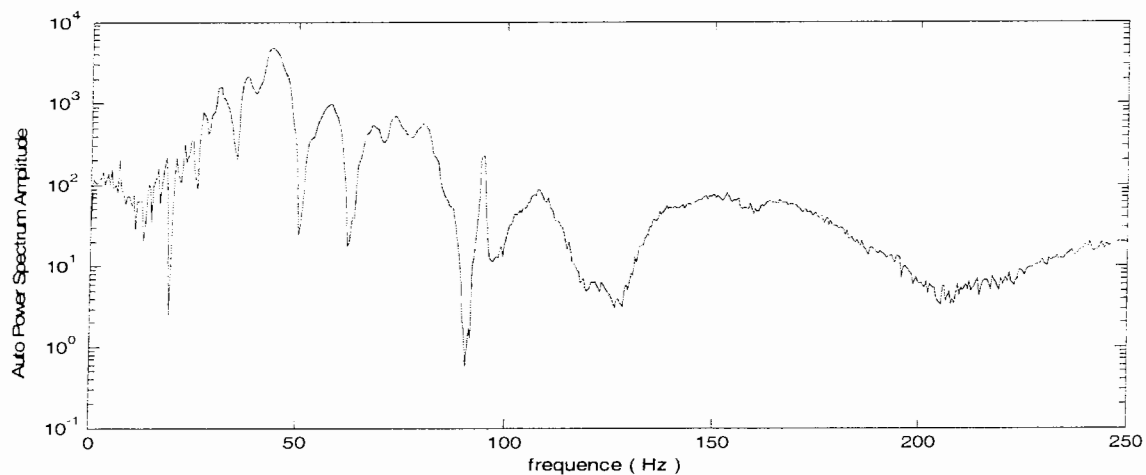
شکل (۳-۶): مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی دو ژئوفون (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی دو ژئوفون (رابطه ۳-۱۸)، با فاصله بین ژئوفونی چهار متر در شکل های (۴-۶) و (۵-۶) نشان داده شده است. همان طور که در این شکل ها دیده می شود امواجی با فرکانس های بین ۲۵ تا ۹۰ داری بیشترین دامنه می باشند.

لازم به ذکر است در محاسبه سرعت فازی امواج، مقادیر تابع میزان همبستگی و طیف توان خود همبستگی لرزه نگاشت ها بکار گرفته نمی شوند. همان طور که قبلاً نیز بیان شد، مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی، مقدار نوفه موجود در فرکانس های مختلف را نشان می دهد و مقادیر طیف توان خود همبستگی، مقدار انرژی که به وسیله منبع مولد موج ضربه ای ایجاد شده است را بر حسب فرکانس نشان می دهد.

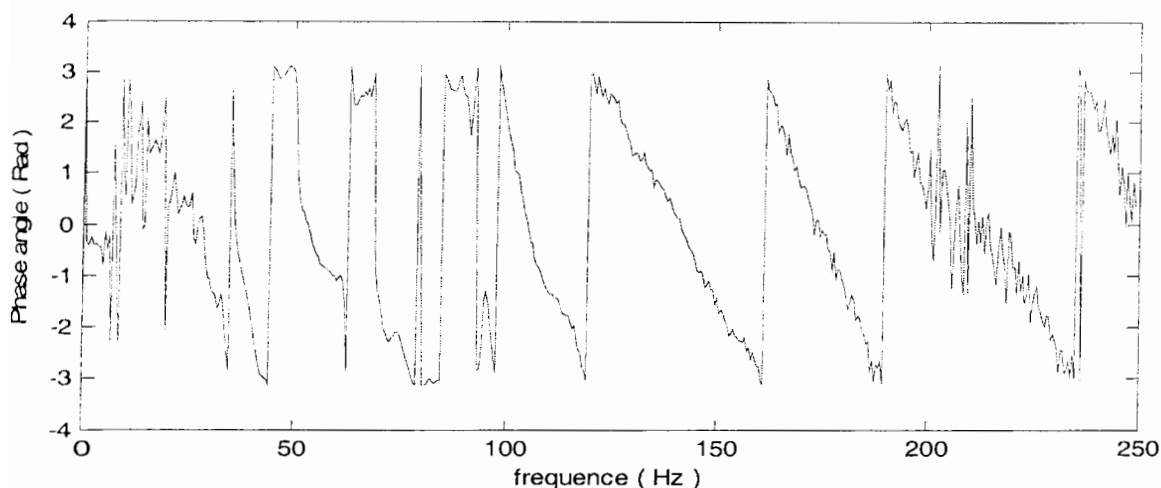


شکل (۴-۶): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

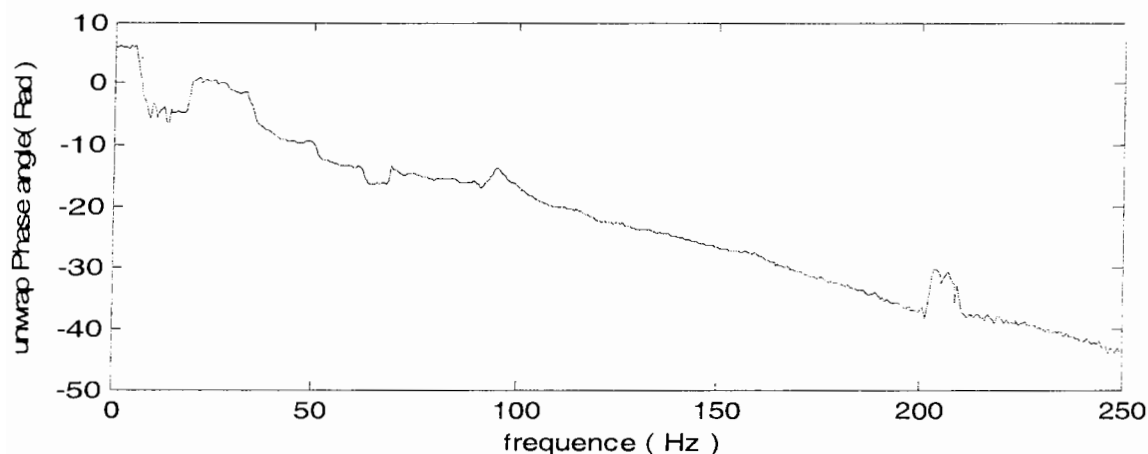


شکل (۵-۶): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل (رابطه ۳-۲۵) برای فاصله چهار متر به عنوان تابعی از فرکانس و بر حسب رادیان در شکل (۶-۶) نشان داده شده است. مقادیر طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (رابطه ۳-۲۸) برای این فاصله بین ژئوفونی، به عنوان تابعی از فرکانس و بر حسب رادیان در شکل (۶-۷) آورده شده است.



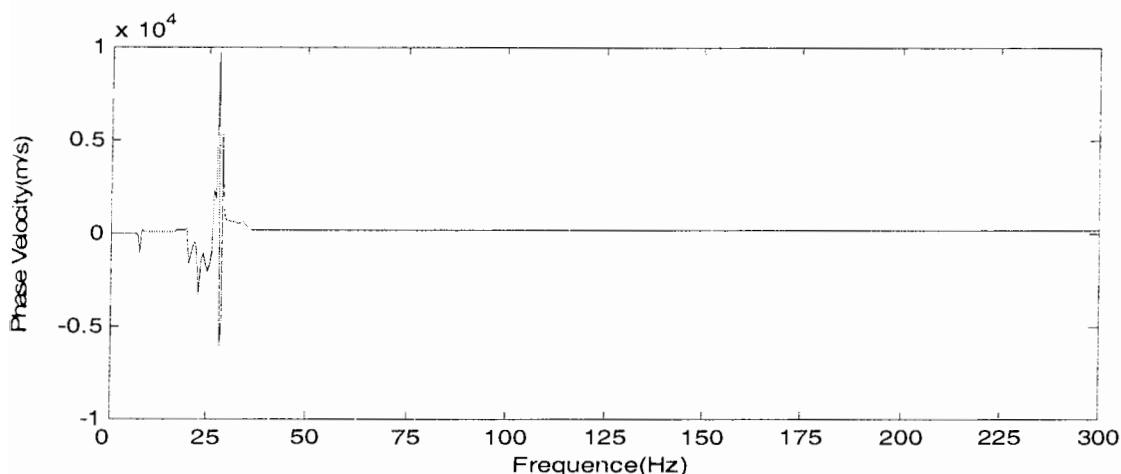
شکل (۶-۶): مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



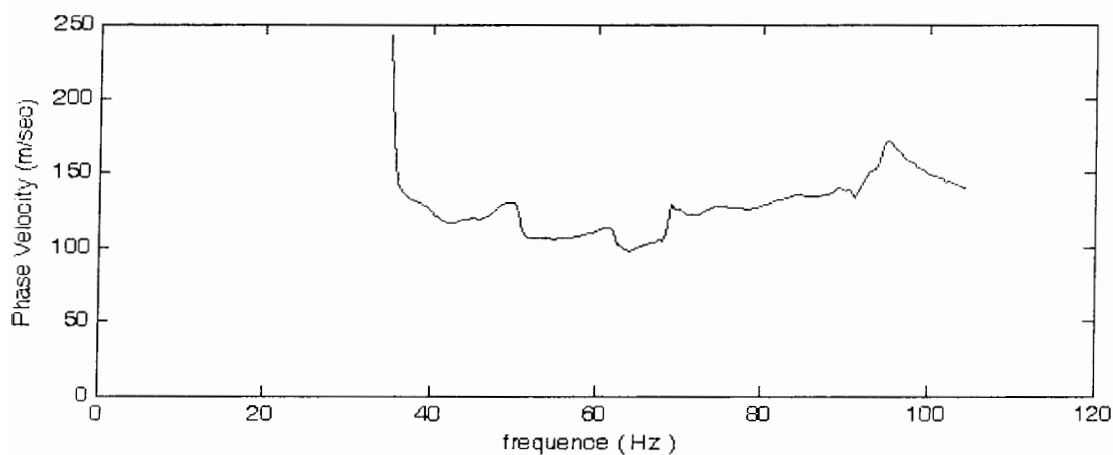
شکل (۶-۷): مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده شکل (۶-۶) (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

با استفاده از مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده و معلوم شدن تمام متغیرهای سمت راست رابطه (۴-۱۱)، سرعت موج ریلی بر حسب فرکانس (منحنی پراکندگی) در بازه فرکانس‌های بین صفر تا ۲۵۰ هرتز قابل محاسبه می‌گردد، شکل (۶-۸). همان طور که در بخش

(۲-۲-۴-۴) آورده شد با استفاده از دو رابطه (۴-۱۲) و (۴-۱۳)، قسمت‌هایی از منحنی پراکندگی بدست آمده می‌بایست حذف گردد. قسمت‌های قابل قبول منحنی پراکندگی که حذف نشده‌اند در شکل (۶-۹) نشان داده شده است.

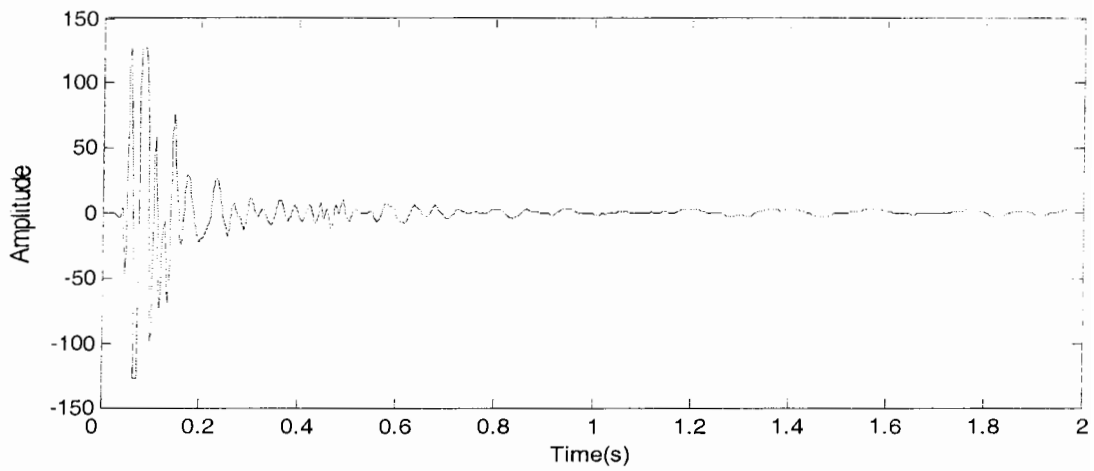


شکل (۶-۸): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون‌ها ۴ متر)

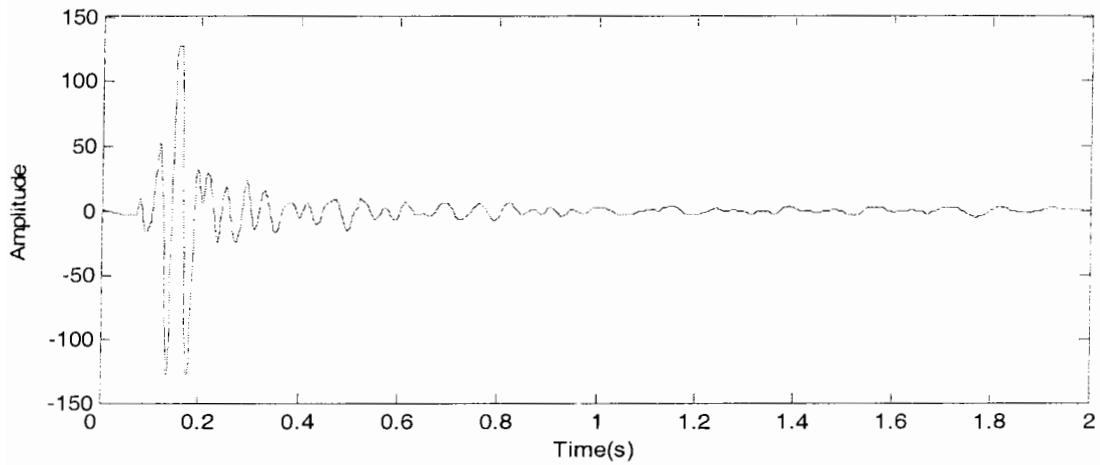


شکل (۶-۹): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون‌ها ۴ متر)

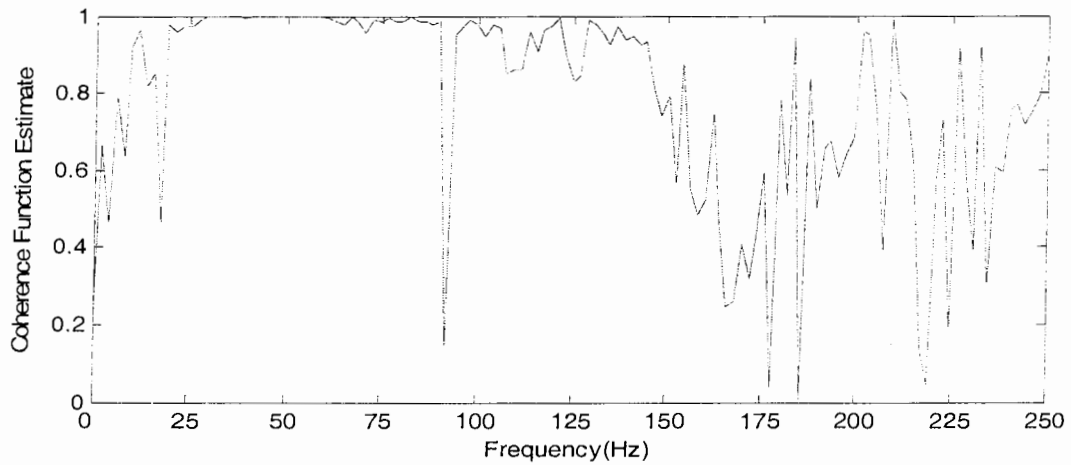
به همین ترتیب در شکل‌های (۶-۱۰) تا (۶-۲۵) لرزه‌نگاشت‌های مربوط به ژئوفون‌های نزدیک و دور نسبت به منبع مولد موج، تابع میزان همبستگی، طیف توان خود همبستگی، طیف فاز توان همبستگی متقابل، طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده، منحنی پراکندگی فیلتر نشده و منحنی پراکندگی فیلتر شده، برای فاصله‌های بین ژئوفونی ۸ و ۱۶ متر در ادامه آورده شده است.



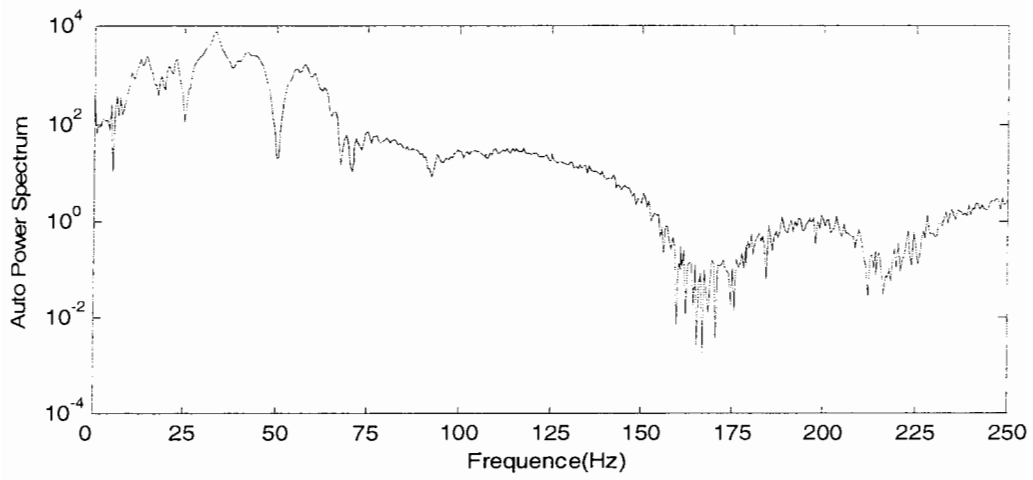
شکل (۶-۱۰): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع
مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



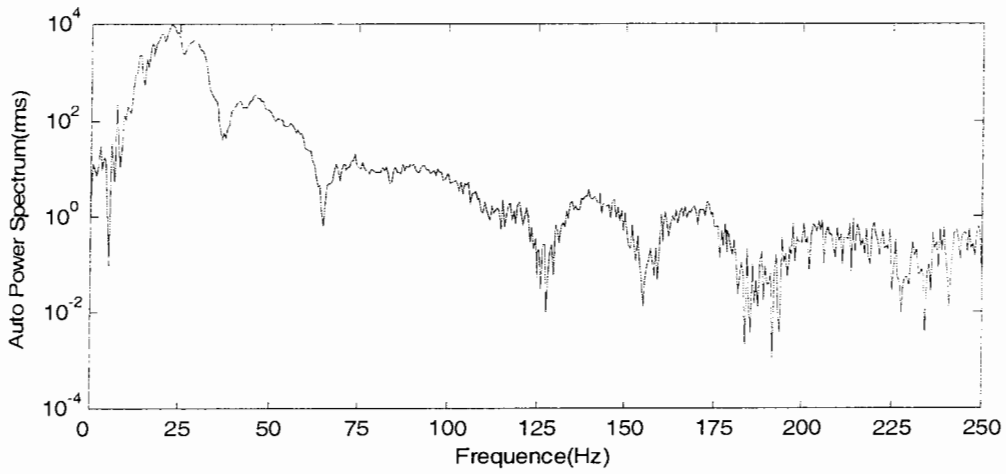
شکل (۶-۱۱): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور از منبع
مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



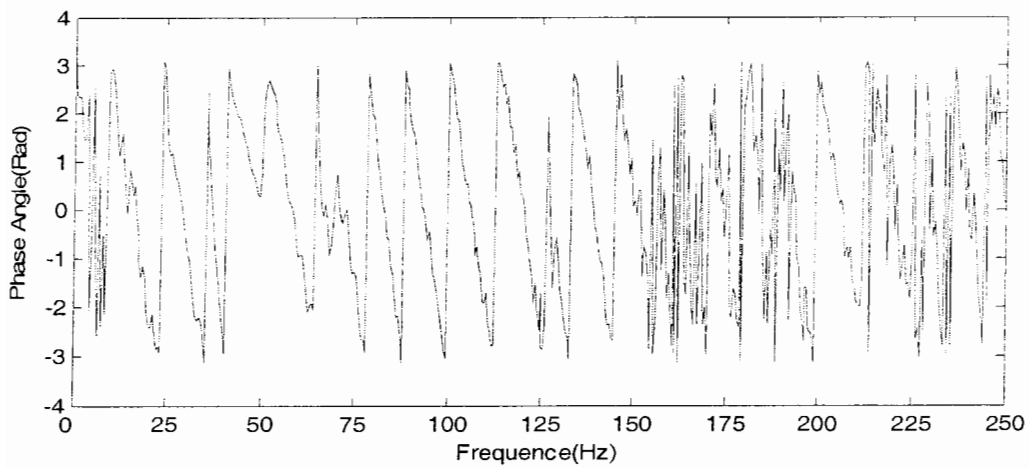
شکل (۶-۱۲): مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



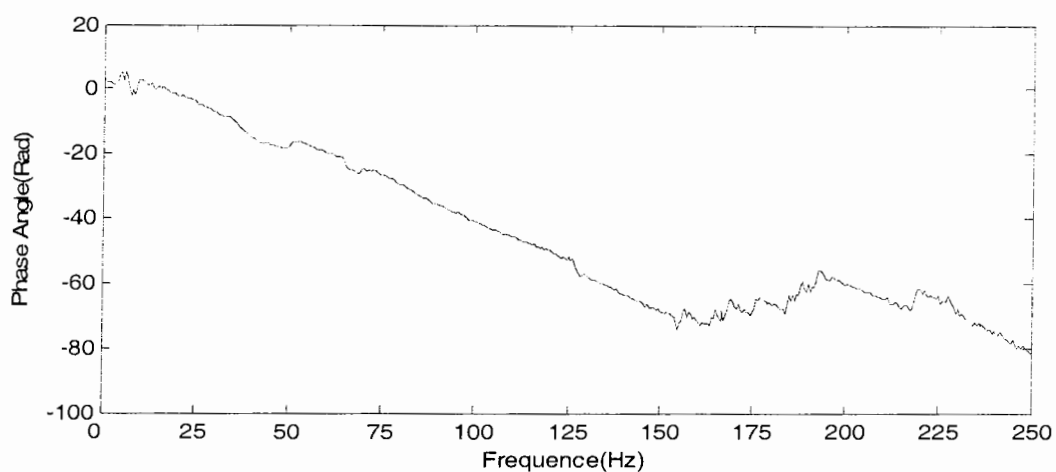
شکل(۶-۱۳): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



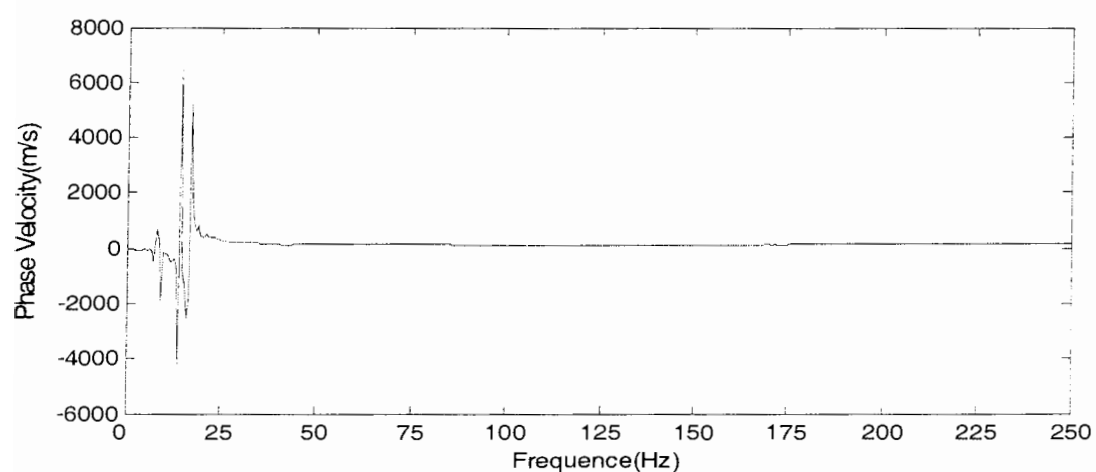
شکل(۶-۱۴): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



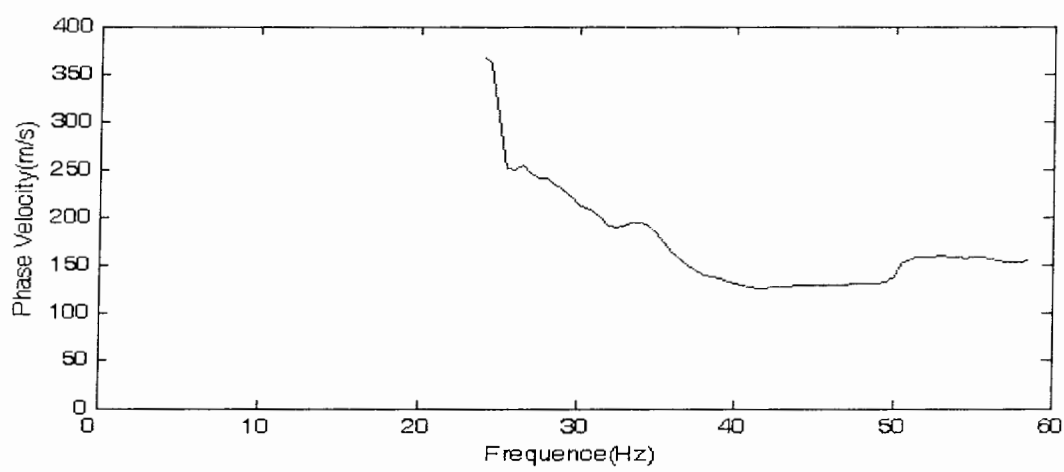
شکل(۶-۱۵): مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



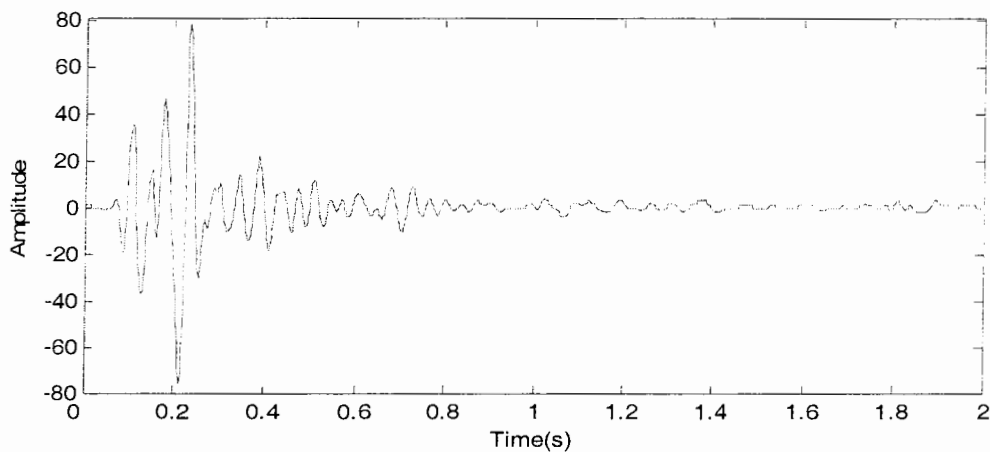
شکل (۶-۱۶): مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



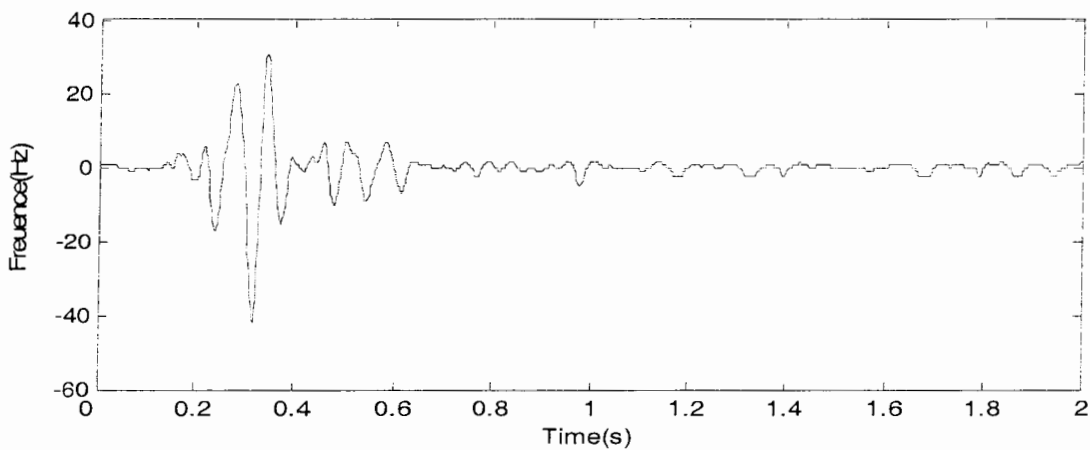
شکل (۶-۱۷): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



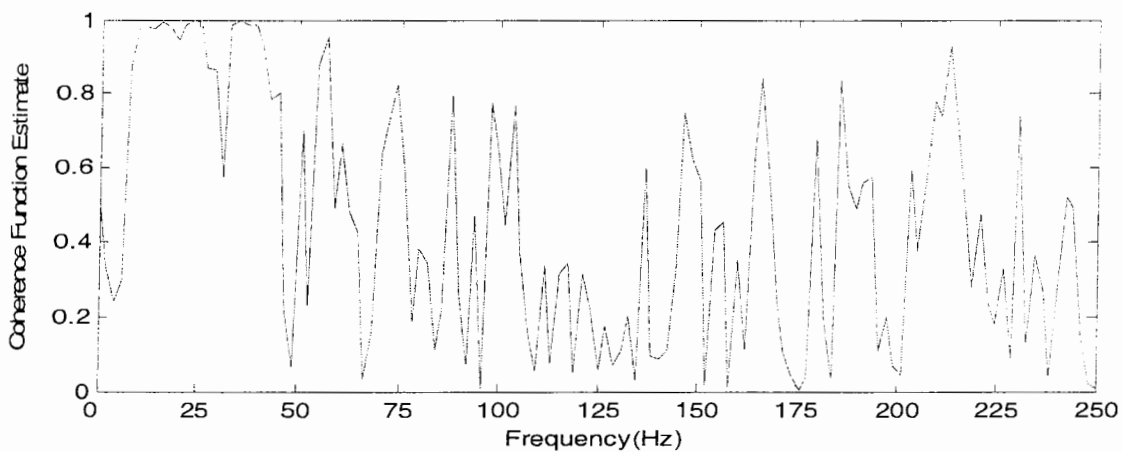
شکل (۶-۱۸): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



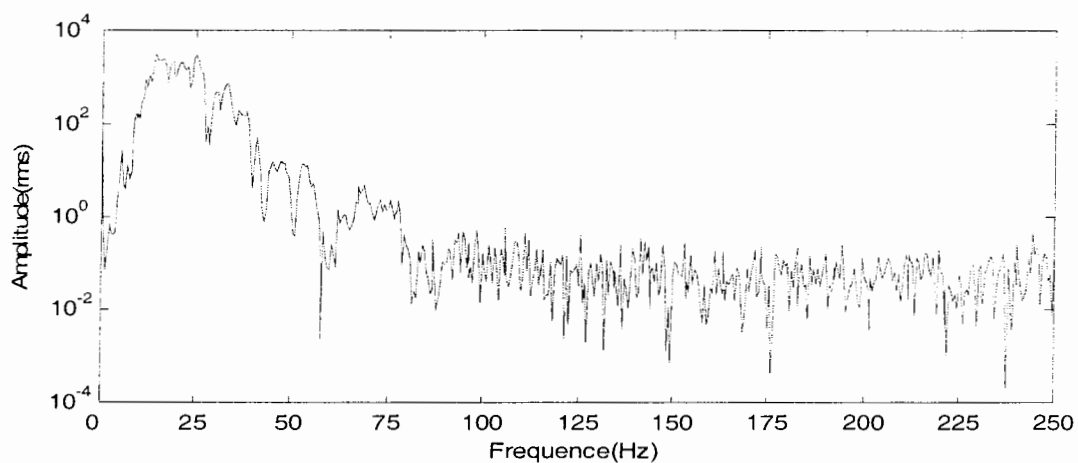
شکل (۶-۱۹): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون نزدیک به منبع
مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



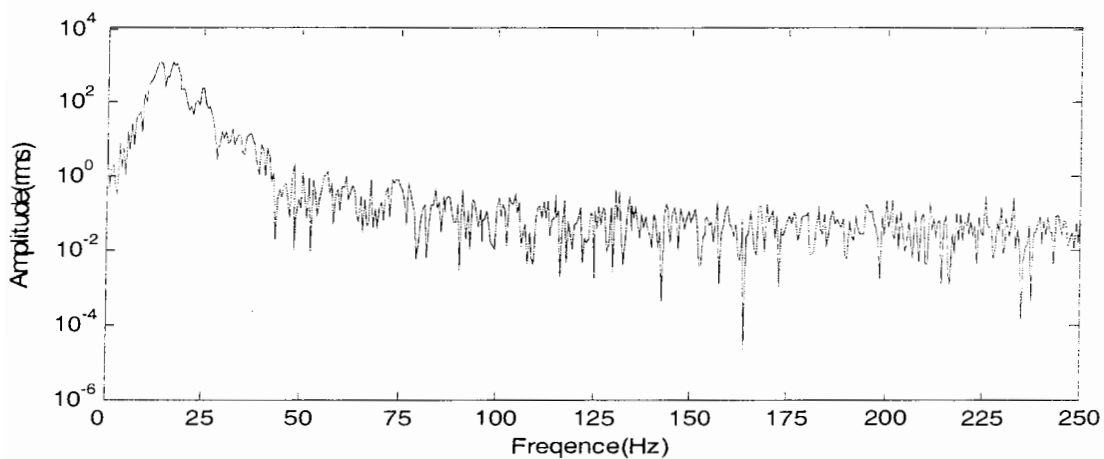
شکل (۶-۲۰): لرزه نگاشت مربوط به ژئوفون دور از منبع
مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



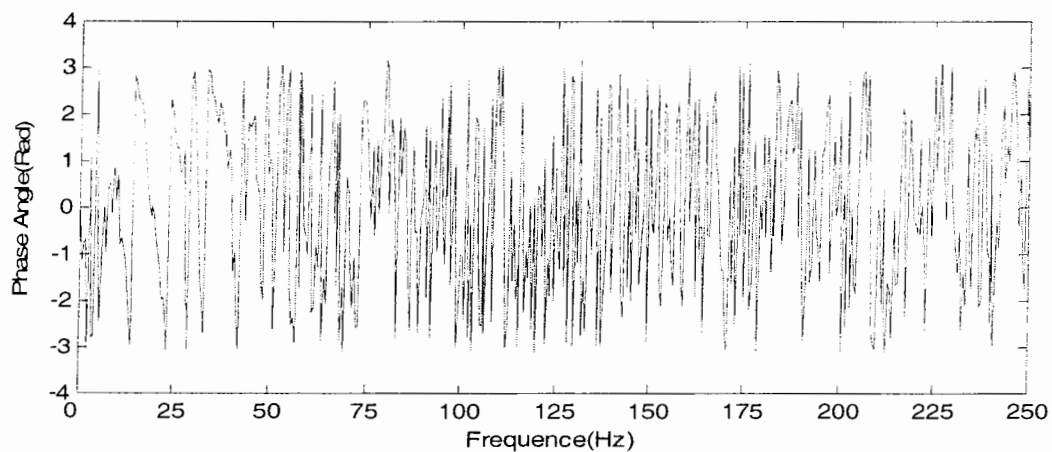
شکل (۶-۲۱): مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی
(فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



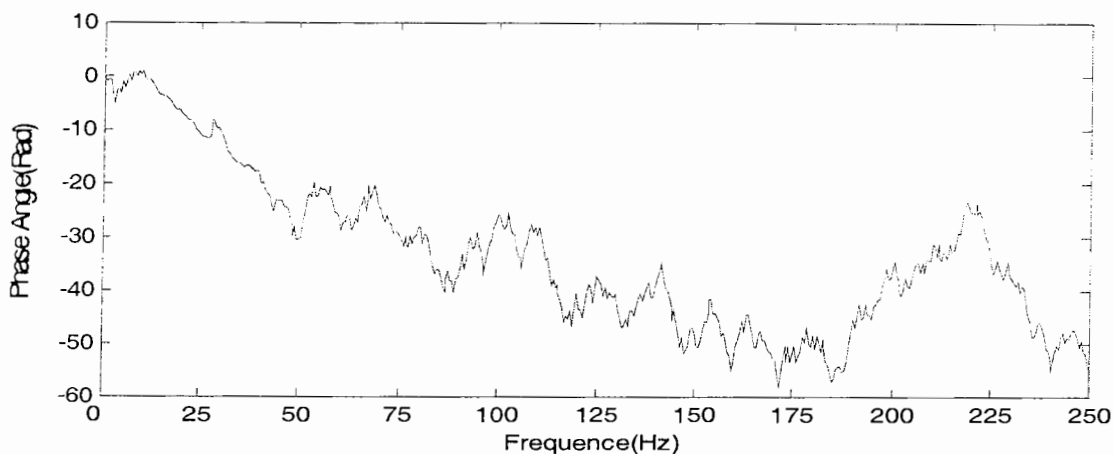
شکل (۲۲-۶): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون نزدیک به منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



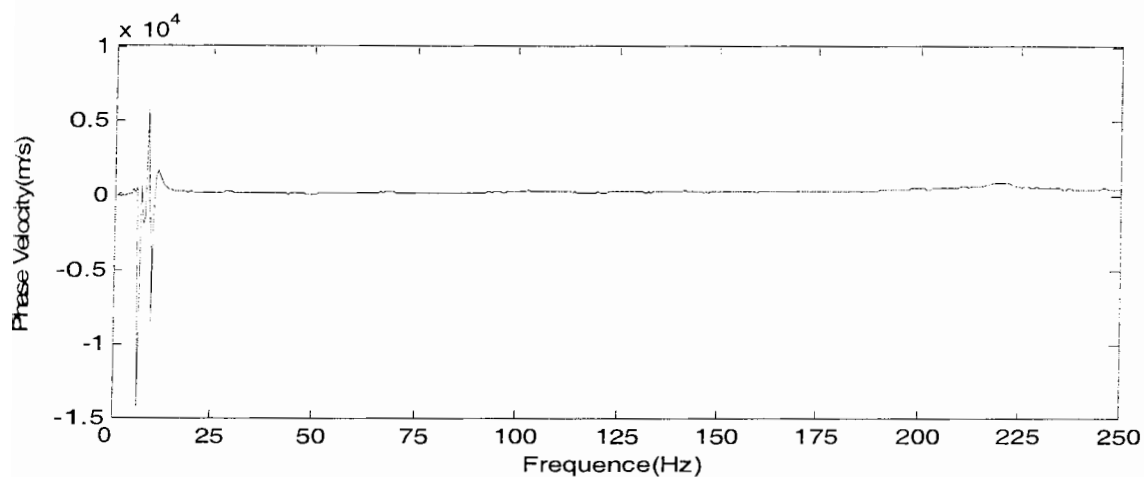
شکل (۲۳-۶): مقادیر مربوط به طیف توان خود همبستگی ژئوفون دور از منبع مولد موج (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



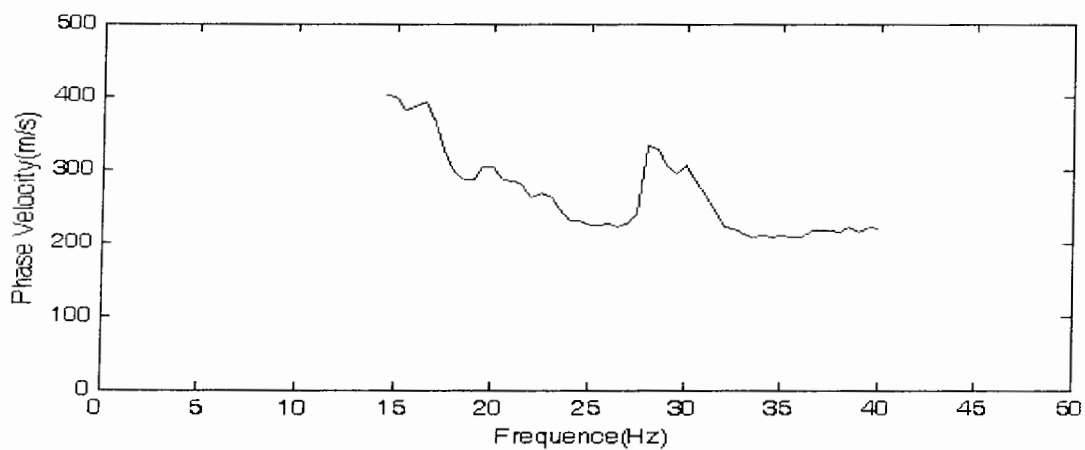
شکل (۲۴-۶): مقادیر مربوط به طیف فاز توان خود همبستگی متقابل (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل (۶-۲۵): مقادیر مربوط به طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



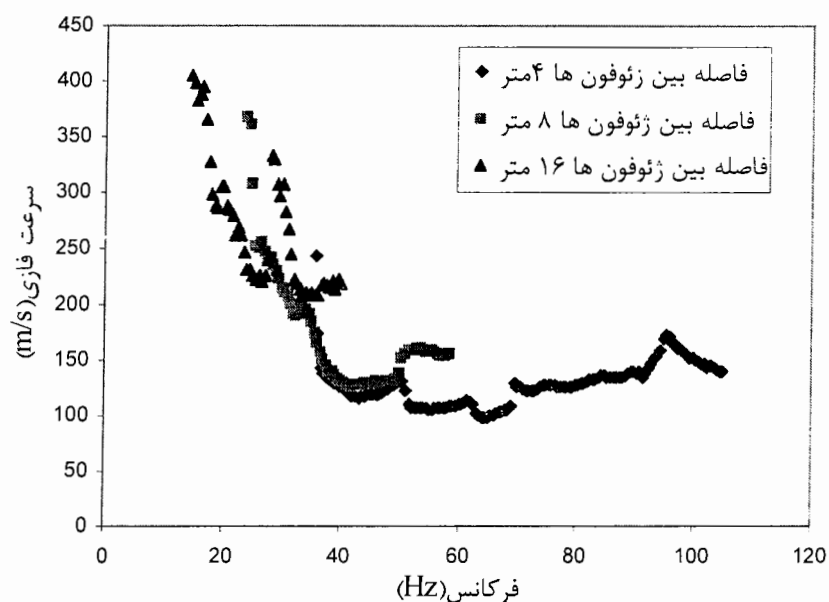
شکل (۶-۲۶): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر نشده (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



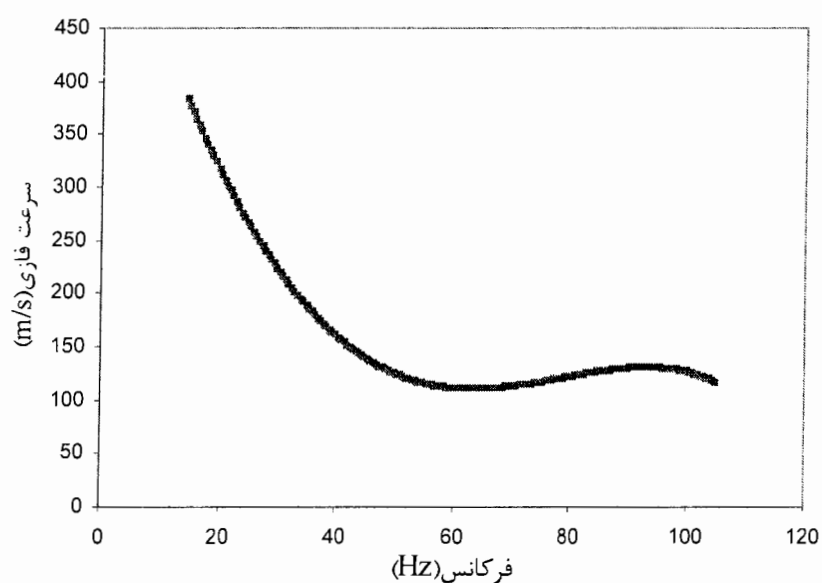
شکل (۶-۲۷): مقادیر مربوط به منحنی پراکندگی فیلتر شده (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

منحنی پراکندگی فیلتر شده در فواصل بین ژئوفونی ۴، ۸، ۱۶ با هم در شکل (۶-۲۸) آورده شده است.

همان طور که قبلاً نیز گفته شد این منحنی ها با یک دیگر هم پوشانی دارند. با انجام عمل صاف کردن این منحنی، منحنی نهایی به دست آورده می شود، شکل (۶-۲۹).

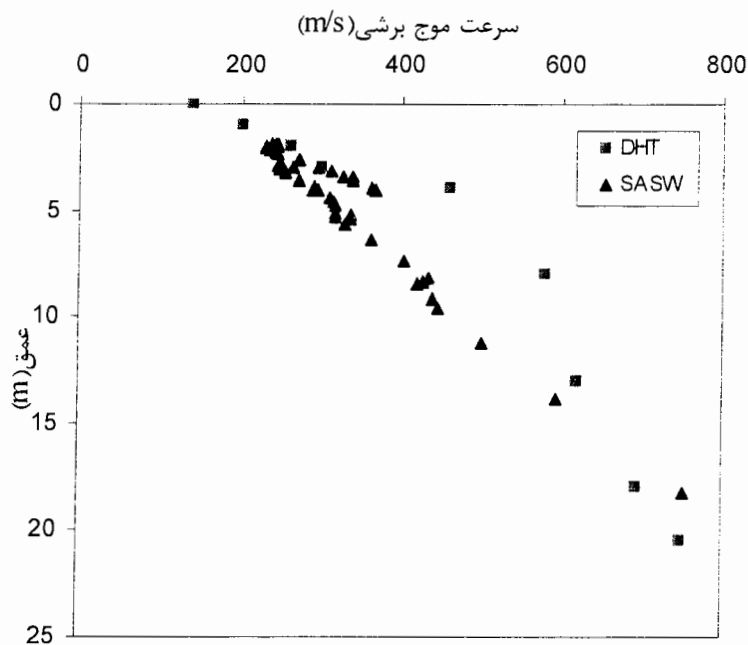


شکل (۶-۲۸): منحنی پراکندگی مربوط به فاصله های بین ژئوفونی ۴، ۸ و ۱۶ متر



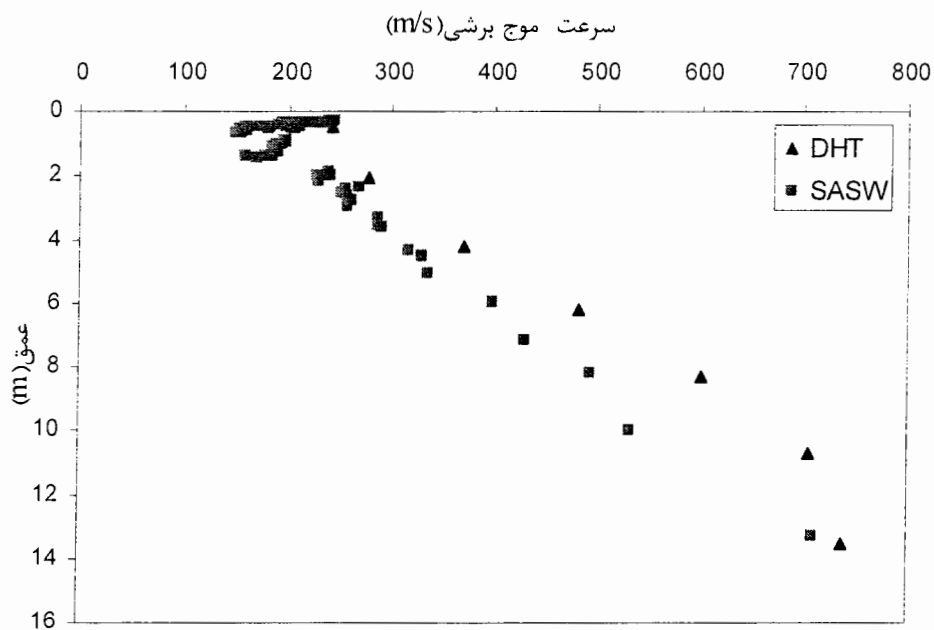
شکل (۶-۲۹): منحنی پراکندگی نهایی

منحنی پراکندگی نهایی با استفاده از روش معکوس سازی شرح داده شده در روش ارتعاشات ایستای امواج ریلی (بخش ۳-۴) معکوس سازی شده و در نهایت پروفیل سرعت موج به دست آورده می شود. در شکل (۶-۳۰) این پروفیل با پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از روش درون چاهی مقایسه شده است.

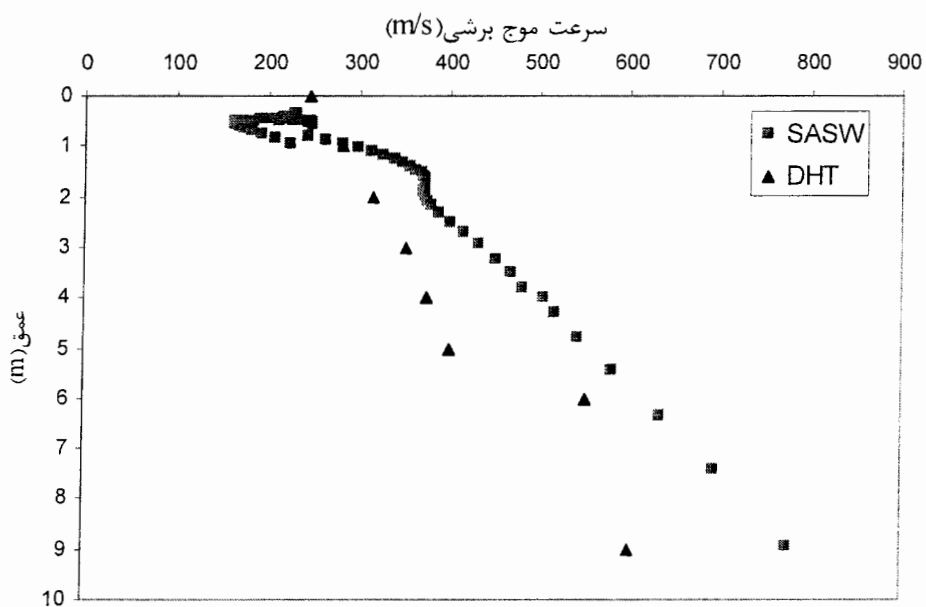


شکل (۶-۳۰): نتایج حاصل از روش لرزه نگاری درون چاهی (DHT) با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی (SASW) مقایسه شده است. BH8

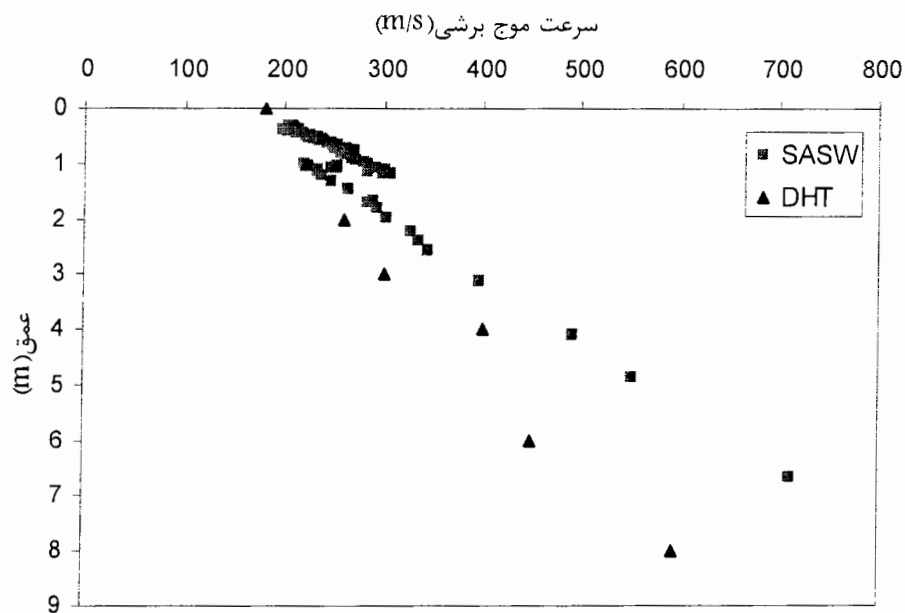
در ادامه پروفیل سرعت موج برشی نقاط دیگر که با استفاده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی به دست آمده است با پروفیل سرعت موج برشی به دست آمده از روش درون چاهی با یک دیگر مقایسه شده‌اند. لرزه نگاشت ها و طیف های مربوط به این نقاط در ضمیمه الف آورده شده است.



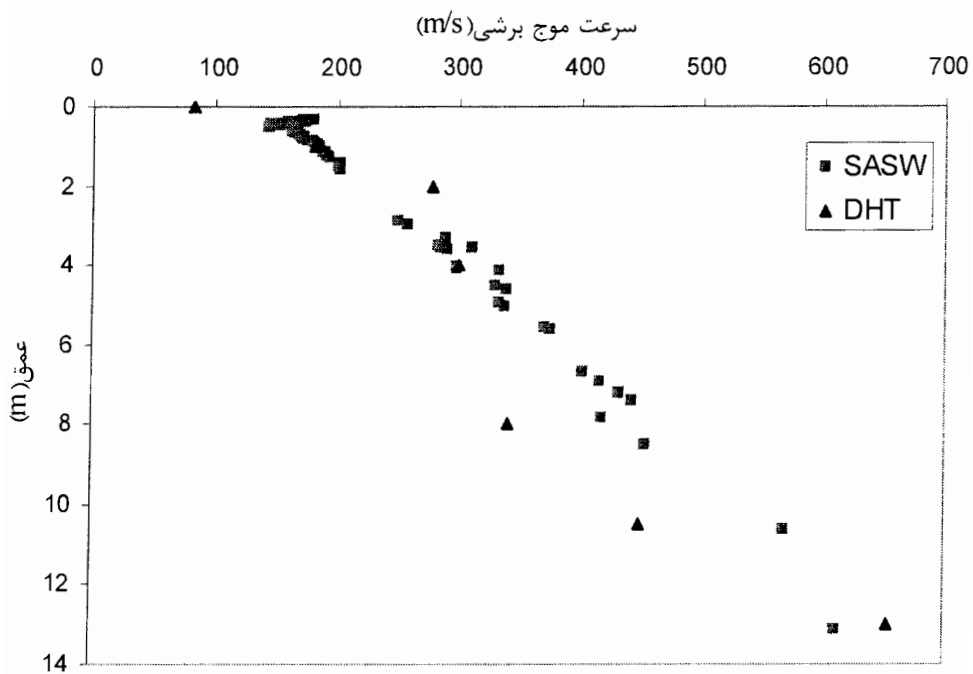
شکل (۳۱-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH17



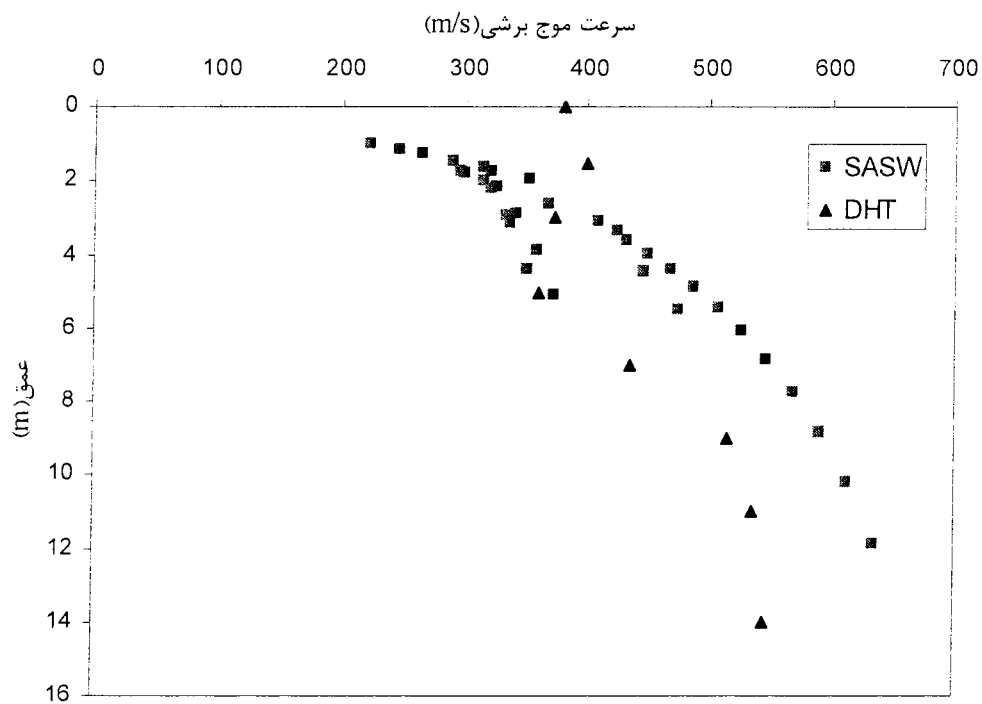
شکل (۳۲-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH11



شکل (۳۳-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH9

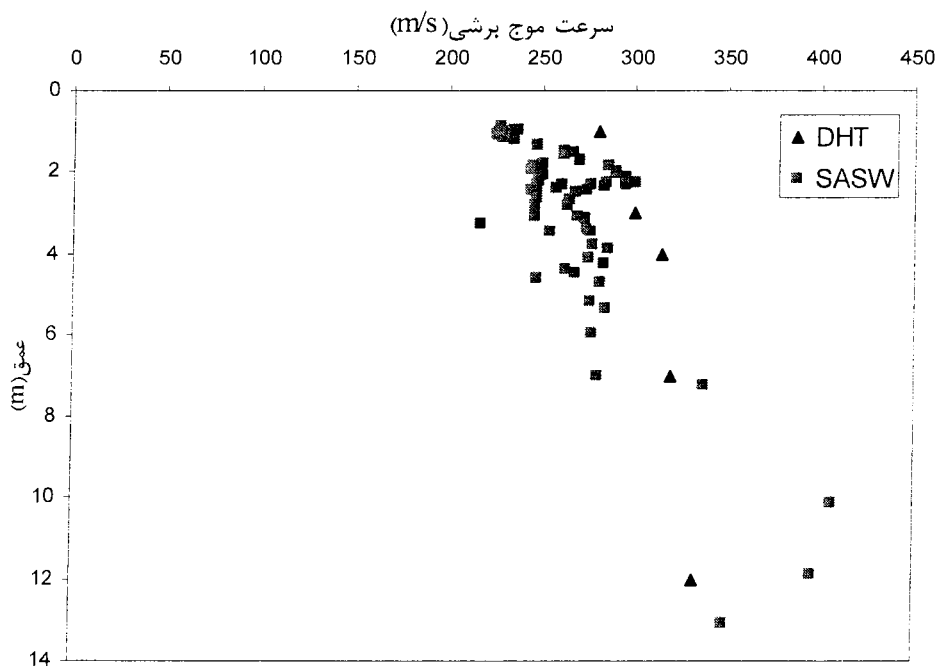


شکل (۳۴-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH14



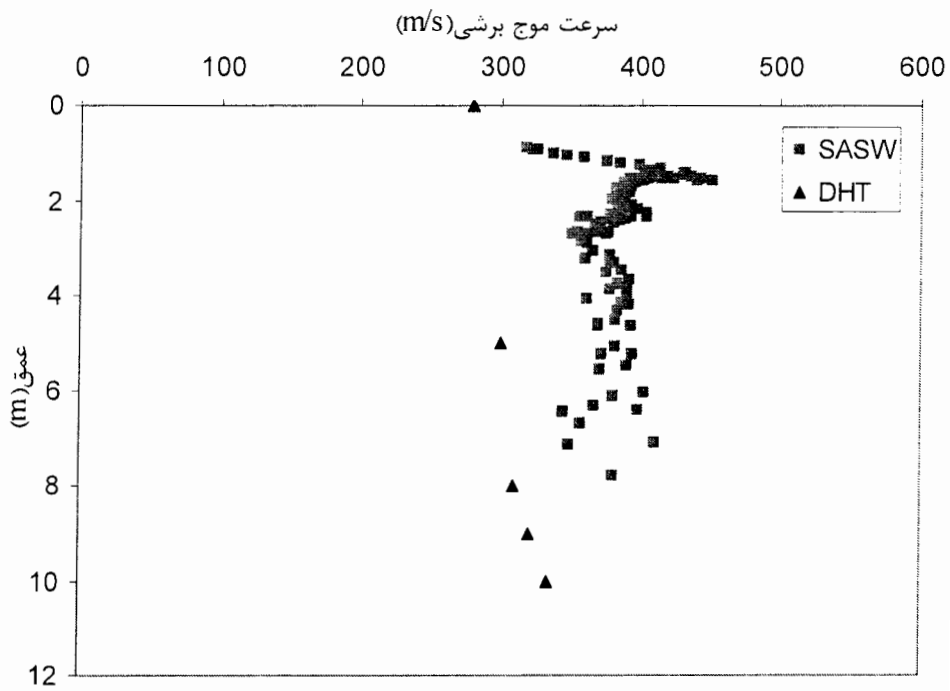
شکل (۳۵-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش

آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH19

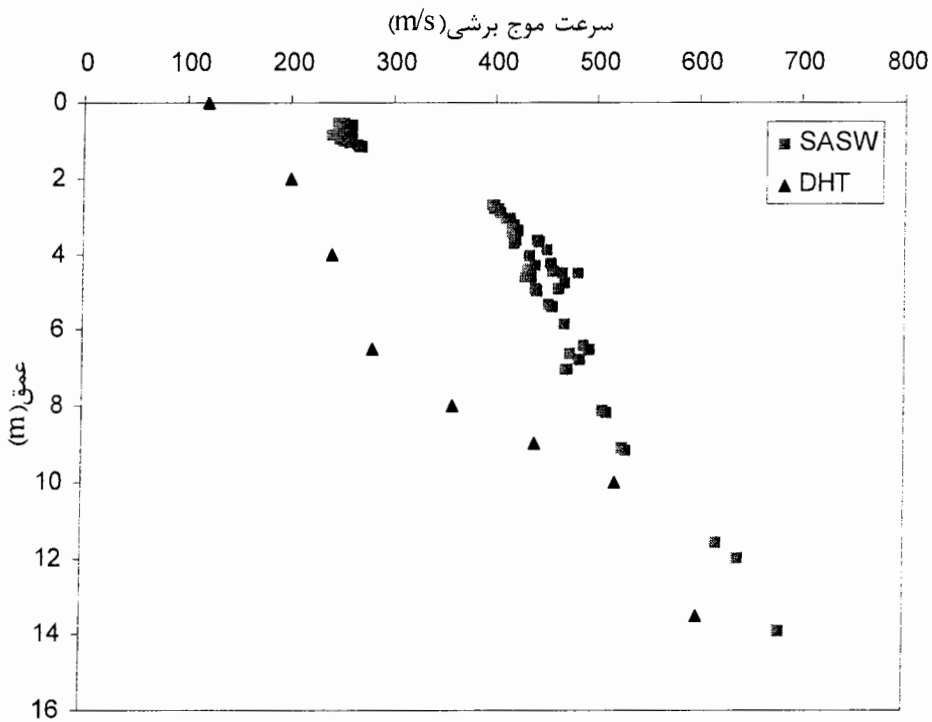


شکل (۳۶-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش

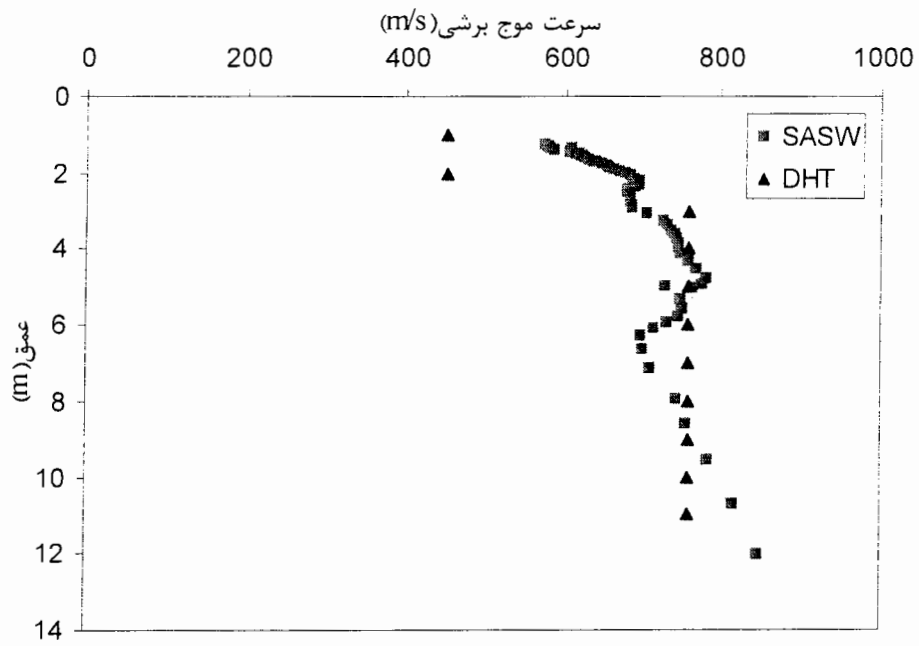
آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH10



شکل (۳۷-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH3



شکل (۳۸-۶): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش
 آنالیز طیفی امواج سطحی در نقطه BH17



شکل (۶-۳۹): مقایسه نتایج حاصل از روش درون چاهی با نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در دانشگاه صنعتی شاهرود

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات

به طور کلی این پایان نامه بر روی استفاده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی در به دست آوردن پروفیل سرعت موج برشی تمرکز دارد. در واقع نتایج حاصل از این روش، با روش استاندارد لرزه نگاری درون چاهی که روشی مخرب، پرهزینه و وقت گیر می باشد، مقایسه شده است تا از این منظر بتوان بر مشکلات این قبیل روش‌ها فائق آمد.

در ۹ محل از شهر مشهد، و یک نقطه در دانشگاه صنعتی شاهرود آزمایش آنالیز طیفی امواج سطحی انجام گرفته است. داده‌های به دست آمده از این ۱۰ برداشت با استفاده از برنامه رایانه ای که با توجه به جعبه ابزار پردازش سیگنال نرم افزار مطلب توسط نگارنده تدوین گردیده است، پردازش شده اند و منحنی پراکندگی (سرعت فاز امواج منتشر شده به عنوان تابعی از فرکانس) برای هر محل تهیه شده است. این منحنی با استفاده از یک روش ساده اما موثر، معکوس سازی شده و پروفیل سرعت موج برشی محل مورد نظر به دست آمده است.

در نهایت پروفیل بدست آمده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با پروفیل سرعت موج برشی بدست آمده از روش لرزه نگاری درون چاهی مقایسه شده است، تا از این طریق میزان اعتبار نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی مورد ارزیابی قرار گیرد.

نتایج این پژوهش نشان می دهد، انطباق قابل قبولی بین نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی به عنوان یک روش غیر مخرب و روش لرزه نگاری درون چاهی به عنوان یک روش مخرب وجود دارد. از این رو استفاده از روش آنالیز طیفی امواج سطحی می توان پروفیل سرعت موج برشی را بدون نیاز به حفر گمانه به دست آورد و در هزینه های حفر گمانه و هزینه های جانبی آن صرفه جویی کرد. در برخی از این محل ها نیز سرعت موج برشی به دست آمده حاصل از این دو روش با یکدیگر تطابق ندارند. در زیر به چند عامل که باعث اختلاف نتایج حاصل از روش آنالیز طیفی امواج سطحی با روش لرزه نگاری درون چاهی شده است، پرداخته می شود.

- روش آنالیز طیفی امواج سطحی میانگینی از سرعت لایه های زیر سطحی به دست می دهد. در حالی که در روش لرزه نگاری درون چاهی به دلیل ماهیت مخرب بودن آن و امکان دسترسی مستقیم به امواج منتشر شده می توان سرعت لایه ها را به گونه ای مجزا تعیین نمود.
- استفاده از شیوه ساده معکوس سازی منحنی پراکندگی.
- عدم امکان انجام آزمایش در نقطه ای نزدیک به گمانه ای که در آن آزمایش لرزه نگاری درون چاهی انجام شده بود.
- فاصله زمانی نمونه برداری کم در لرزه نگاشت های دستگاه لرزه نگار OYO ، این فاصله زمانی نمونه برداری موجب کاهش قدرت تفکیک طیف فوریه و نمایش طیف فوریه در فرکانس هایی که مورد نیاز نبودند، گردیده است.
- عدم امکان دسترسی به منابع مولد موج قوی تر برای ایجاد موج با انرژی بیشتر و قدرت نفوذ بیشتر.
- سست بودن خاک های سطحی که منجر به هدر رفتن سریع انرژی ایجاد شده گردیده است.

ذکر این نکته در اینجا ضروری است که نباید از روش های غیر مخرب انتظار داشت نتایجی دقیق را ارائه بدهند. در واقع انعطاف پذیری و هزینه کم روش های غیر مخرب نظیر روش آنالیز طیفی امواج سطحی نقص پایین بودن دقت این روش ها را می پوشانند.

پیشنهادات

- ۱- مطمئناً استفاده از منبع های مولد موج با وزن بیشتر می تواند اطلاعات دقیق تری از لایه های زیر سطحی نشان بدهند.
- ۲- استفاده از نرم افزارها موجود در این زمینه که روش های معکوس سازی مختلفی را به کار گرفته اند، نتایج قابل قبول تری را ارائه می دهند.
- ۳- استفاده از دستگاه لرزه نگاری که امکان نمونه برداری با فاصله زمانی ۲۵۰ میلی ثانیه را دار باشد. این فاصله زمانی نمونه برداری موجب افزایش دقت طیف فاز و دامنه در حوزه فرکانس می گردد.

۴- استفاده از روش های معکوس سازی نسبتاً جدید نظیر استفاده از شبکه عصبی موجب افزایش دقت و سرعت در مرحله پردازش داده ها می گردد.

۵- با توجه به جدول ضمیمه ج به جای استفاده از روش های مخرب نظیر روش لرزه نگاری درون چاهی، می توان از روش غیر مخرب آنالیز طیفی امواج سطحی در طبقه بندی کیفیت پی ساختمان ها بهره برد.

منابع

منابع

- پیروز، ایرج؛ ۱۳۷۷، "جزوه درس زلزله شناسی"، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، سید میر مجدالدین میر محمد؛ عارف پور، بابک؛ ۱۳۷۸، "مهندسی ژئوتکنیک لرزه‌ای"، (مؤلف: استیون ال کرامر)، مرکز چاپ و انتشارات وزارت امور خارجه.
- حافظی مقدس، ناصر؛ آزادی، اصغر؛ ۱۳۸۵، "گزارش مطالعات ژئوسایسمیک طرح ریز پهنه بندی لرزه‌ای شهر مشهد".
- حافظی مقدس، ناصر؛ ۱۳۸۵، "گزارش زمین شناسی مهندسی طرح ریز پهنه بندی لرزه ای شهر مشهد، سازمان مسکن و شهر سازی استان خراسان رضوی".
- کمیته دائمی بازنگری آیین نامه طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله؛ ۱۳۷۸، "آیین نامه طراحی ساختمان‌ها در برابر زلزله".
- Amberg Measuring Technique, 2001, *TSP Win, Processing & Evaluation Software, Manual Version 1.1.*
- Burkhard, B., 2000, *Spectral analysis of surface wave and filter theory in applied geophysics.* Springer publication.
- Catalina Orozco, M., 2003, *Inversion method for spectral Anlysis of Surface Wave(SASW).* Ph.D. Thesis, Georgia Institute of Technology.
- Cuellar, V., 1997, *Geotechnical application of the spectral analysis of surface wave.* Geological Society Engineering Geology Special Publication No. 12, pp. 53-63
- Foti, S., 2000, *Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves.* PhD Thesis, Poletechnic di Torino, Italy.

- Hebeler, L., 2001, *Site characterization in shelby county, Tennessee using advanced surface wave methods*. PhD Thesis., Georgia Inst. of Techn., Atlanta (Georgia, USA).
- Ifeachor, E. C., jervis, B.W., 1993, *Digital Signal Processing*. A Practical Approach, published by Prentice Hall, Second Edition 2003.
- Kaynia, A. M., 1999, *Spectral Analysis of Surface Wave (SASW)* .Short course presented at the third Int. conference on Seismology and Earthquake Engineering (SSE-3).
- Kim, D.S., Park, H.C., 2002, *Determination of Disprion Phase velocities for SASW method using harmonic wavelet transform*. Soil Dynamics Vol 22, pp 675- 684.
- Lai, C.G., Rix, G.J., 1998, *Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization*. Georgia Inst. of Techn., Atlanta (Georgia, USA).
- Louie, J.N., Anderson, J.G., Zeng, Y., 1999, *Full-wave inversion of SASW sounding for soil properties and earthquake site response*, Seismological Laboratory, University of Nevada.
- Matthews, M.C., 1997, *The geotechnical value of ground stiffness determined using seismic method*. modern Geophysics in Engineering Geology .Geological Society Engineering Geology Special Publication No. 12, pp. 113-123.
- Menzies, B., 2001, *Near-surface site characterisation by stiffness profiling using - surface wave geophysics*. DGS Ins. Ltd, U.K.
- Norman, D.D., Kyle A. B., 2006, *Development of Testing Protocol and Correlations for Resilient Modulus of Subgrade Soils*. Report prepared by University Arkansas Department of Civil Engineering.
- Stokoe, K.H., Graves, M.T., Kurtulus, A., Menq, F.Y., 2004, *DATA REPORT SASW Measurement at the NEES Garner Valley Test Site, california*. Department of Civil Engineering, Austin, Texas

-Telford, W.M., Geldart, L. P., Sheriff, R.E., 1991, *Applied Geophysics*. Published by Cambridge University Press. Second Edition.

-Yuan D., Nazarian, S., 1992, *Automated Surface Wave Method : Inversion Method*. Geotechnical Engineering, Vol. 119, No. 7, pp. 1112-1126

-Zomoroedian, Ali, S.M., Hunaidi, Osama., 2006, *Inversion of SASW dispersion Curve based on maximum flexibility coefficients in the wave number domain*. Soil Dynamics and earthquake Engineering, Vol. 26, pp. 735-752.

-Zywicki, D.J., 1999, *Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves*. PhD Thesis., Georgia Inst. of Techn., Atlanta (Georgia, USA).

-Strobbia, C., 2004, *Surface Wave Methods Acquisition, processing and inversion*. PhD Thesis., Politecnico Di Torino

-Sheriff, R. E., Geldart, L. P., 1982, *Exploration Seismology*, Published by University of Cambridge. Second edition 1995.

-The MathWorks, Inc., 2005, *Signal Processing Toolbox User's Guide*.

-www.geovision.com

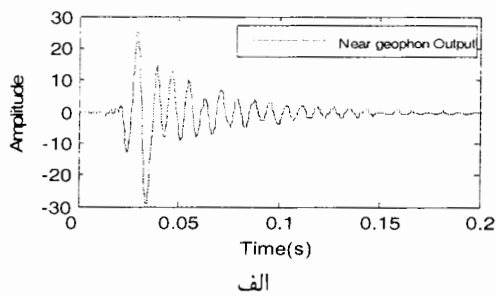
-www.physiology.wisc.edu/comp/docs/not012.html

ضمانہ

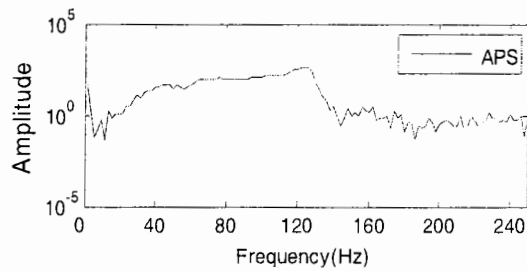
ضميمه الف

ضمیمه الف - نتایج حاصل از پردازش و تفسیر داده‌ها

مقادیر مربوط به لرزه نگاشت‌ها، تابع میزان همبستگی، طیف توان خود همبستگی، فاز طیف توان همبستگی متقابل، واپیچیده طیف توان همبستگی متقابل، منحنی پراکندگی فیلتر نشده و منحنی پراکندگی فیلتر شده برای هر فاصله بین ژئوفونی در نقاط مختلف آورده شده است.

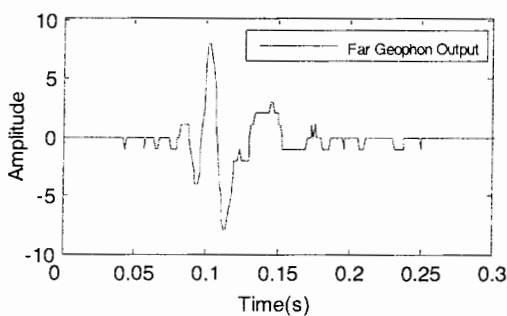


الف

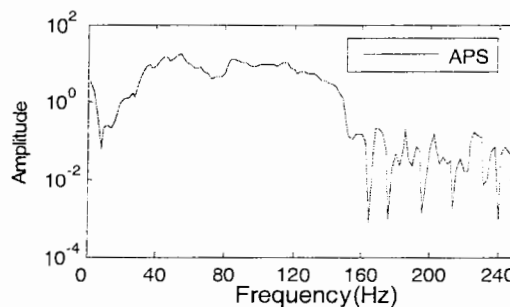


ب

شکل ض-الف-۱- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

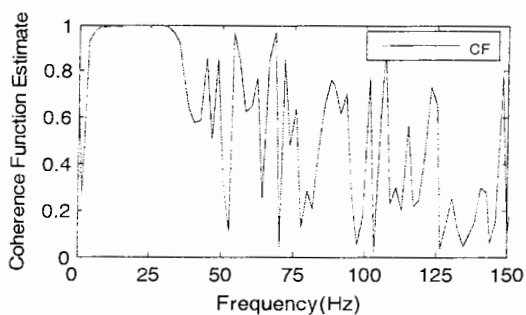


الف

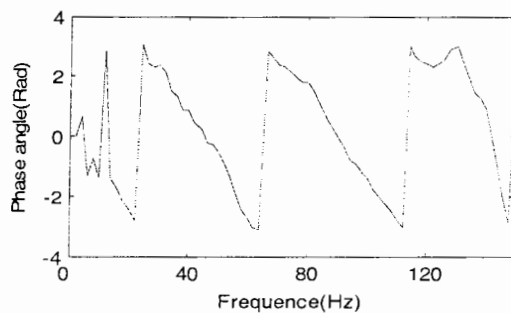


ب

شکل ض-الف-۲- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

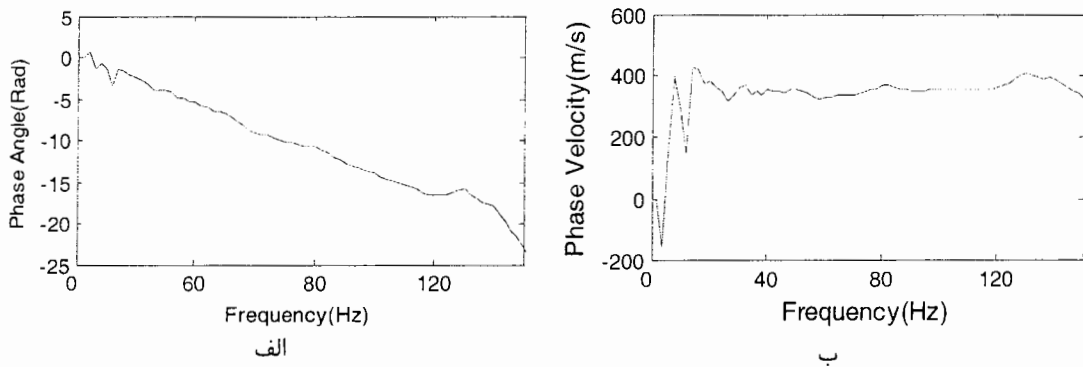


الف



ب

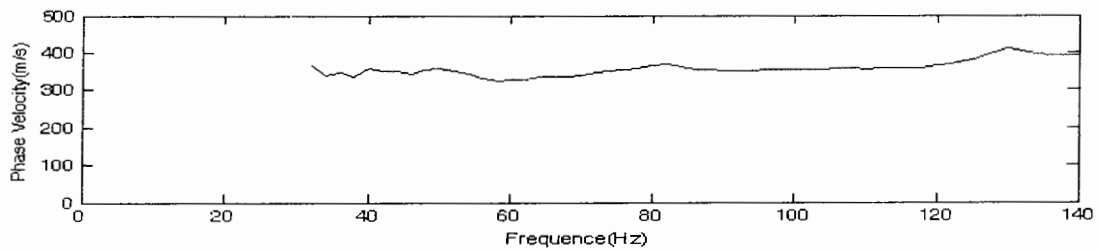
شکل ض-الف-۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



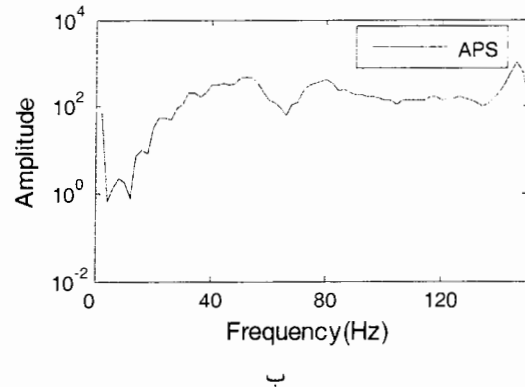
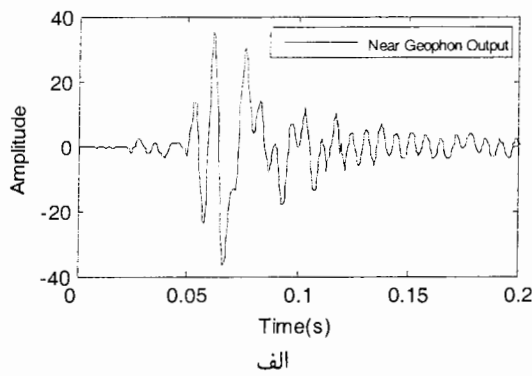
شکل ض-الف-۴- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در

نقطه BH3

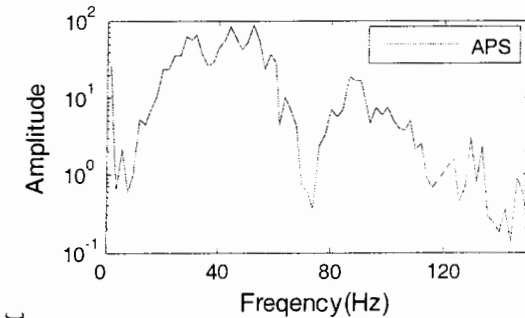
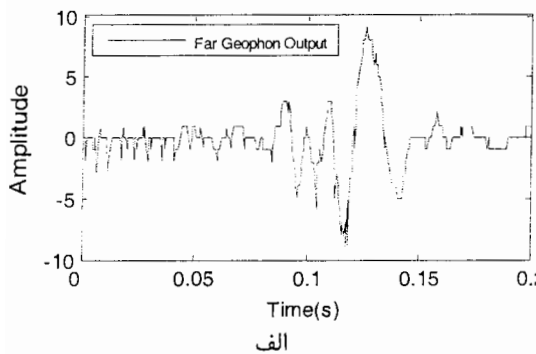
(فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



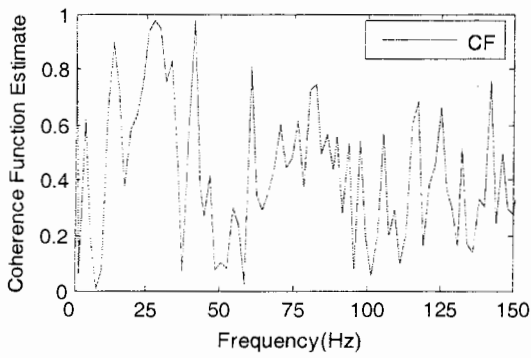
شکل ض-الف-۵- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



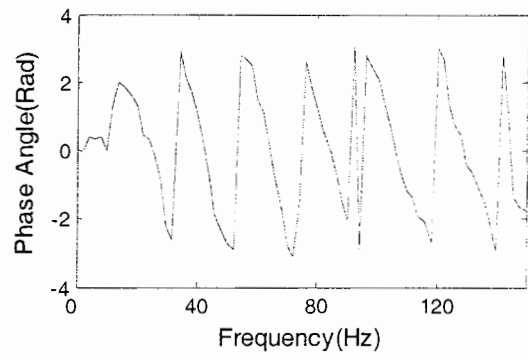
شکل ض-الف-۶- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۷- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

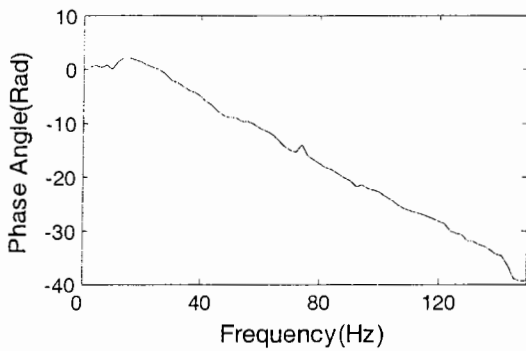


الف

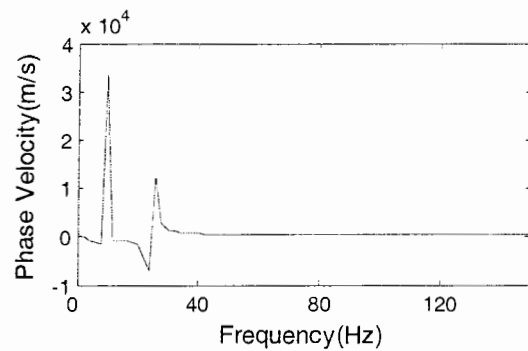


ب

شکل ض-الف-۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)

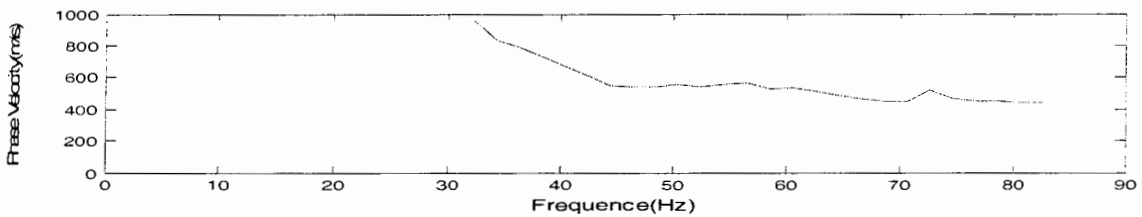


الف

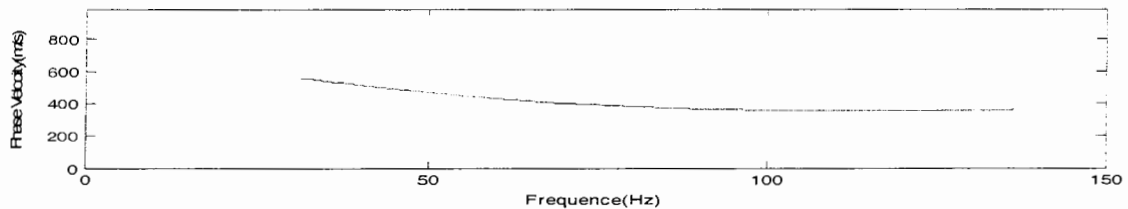


ب

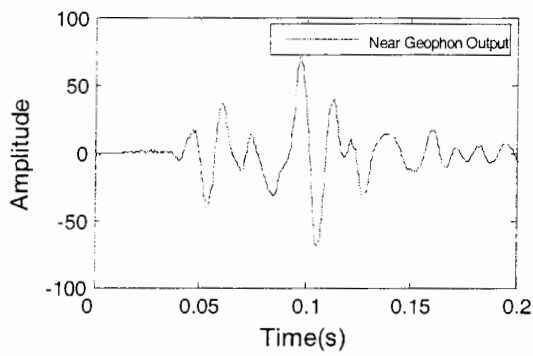
شکل ض-الف-۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)



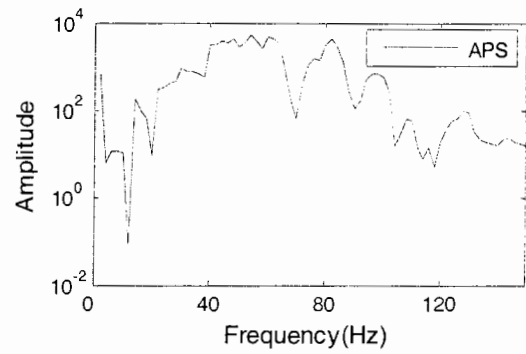
شکل ض-الف-۱۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH3 (فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۱۱- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH3

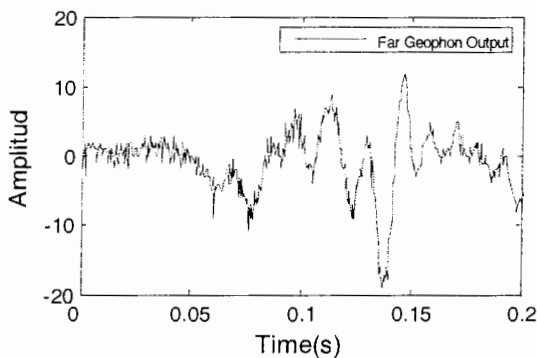


الف

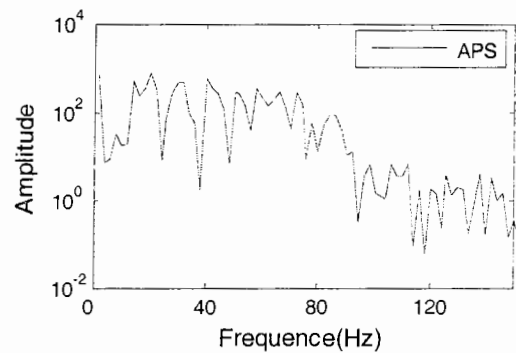


ب

شکل ض-الف-۱۲- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

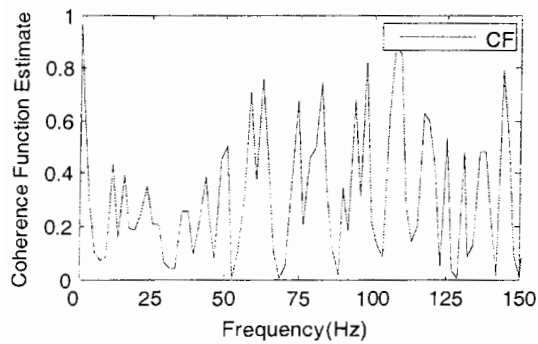


الف

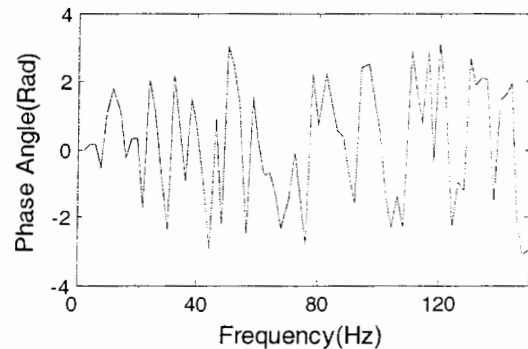


ب

شکل ض-الف-۱۳- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



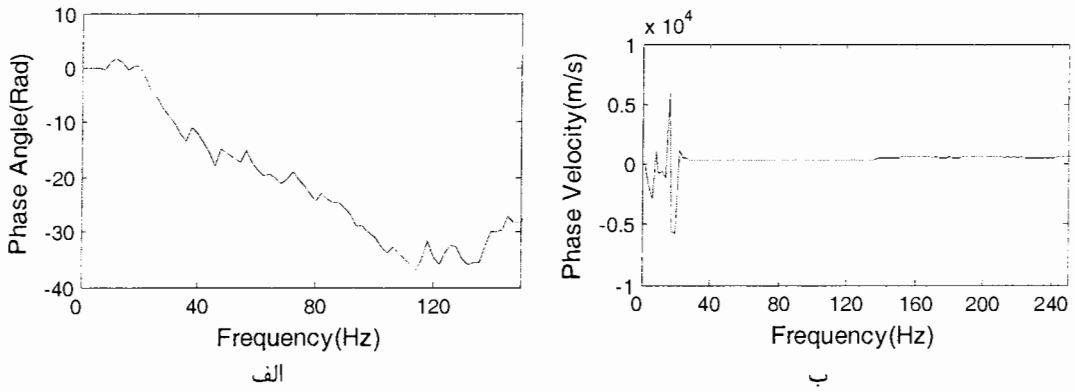
الف



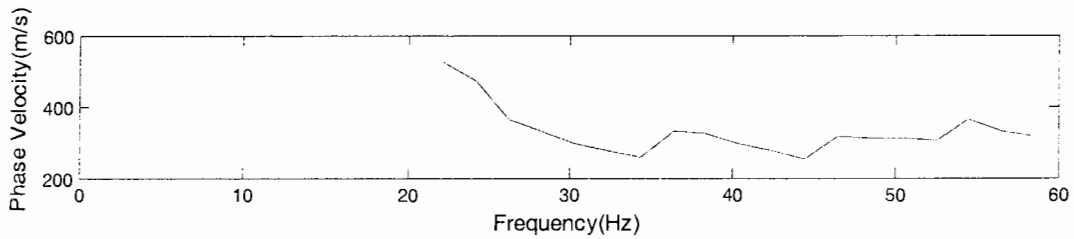
ب

شکل ض-الف-۱۴- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

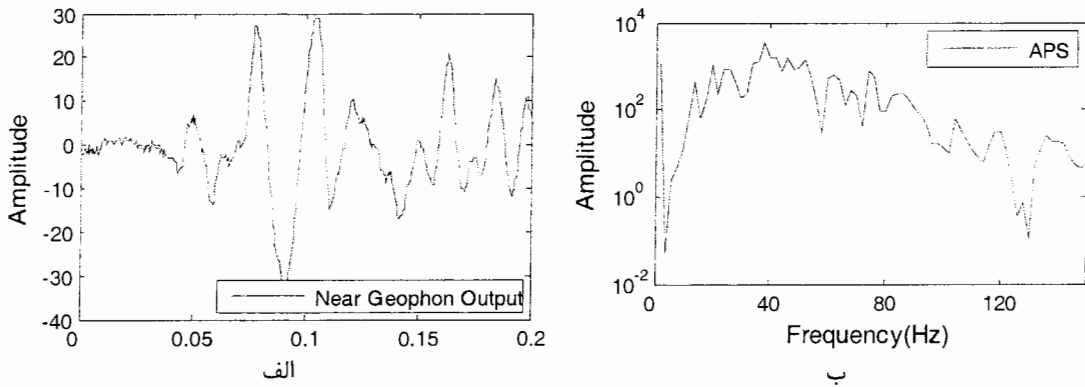
BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



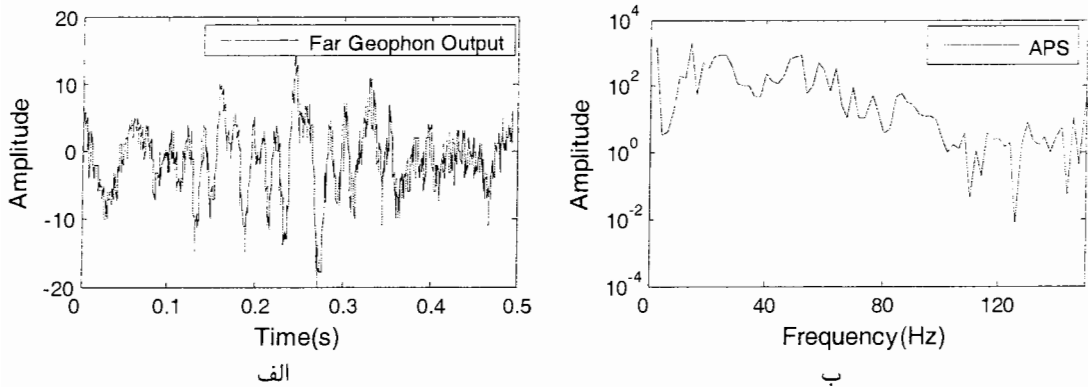
شکل ض-الف-۱۵- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



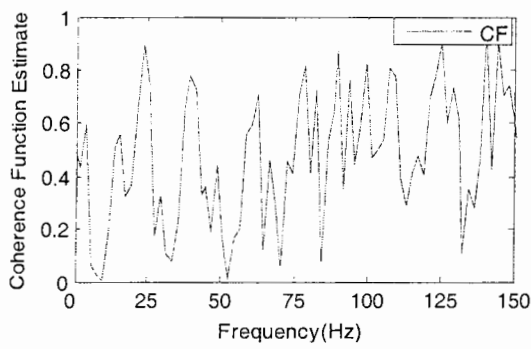
شکل ض-الف-۱۶- منحنی پراکندگی فیلتر نشده در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



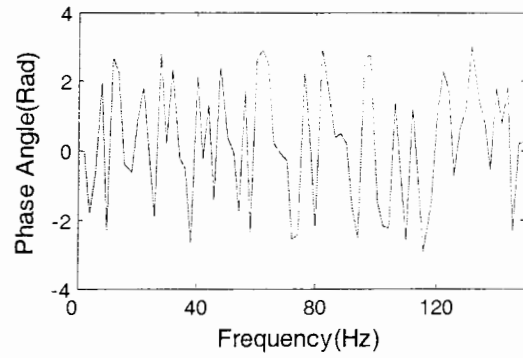
شکل ض-الف-۱۷- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



شکل ض-الف-۱۸- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

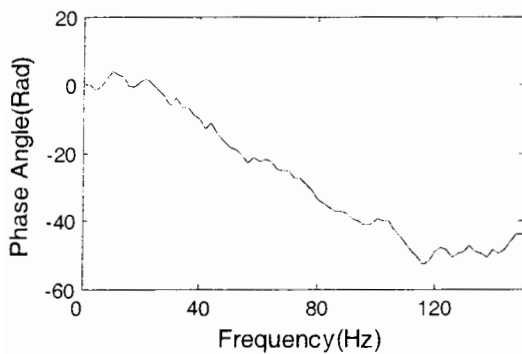


ب

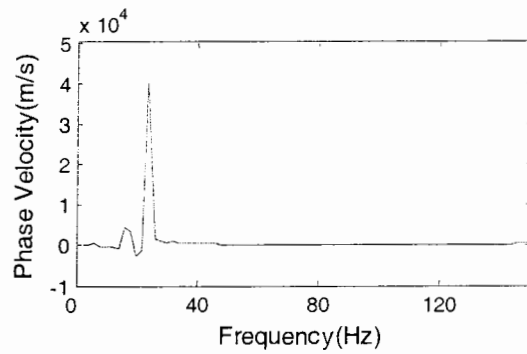


الف

شکل ض-الف-۱۹- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

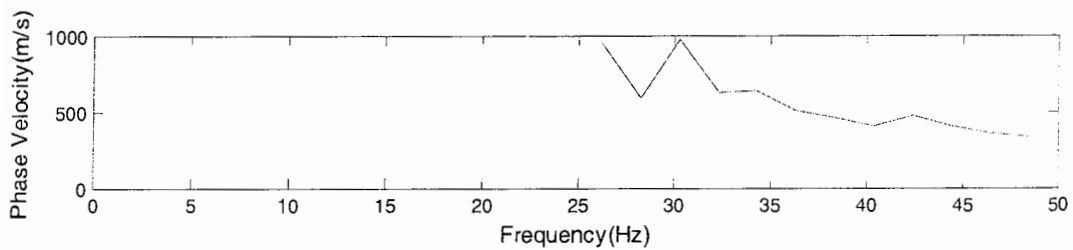


الف

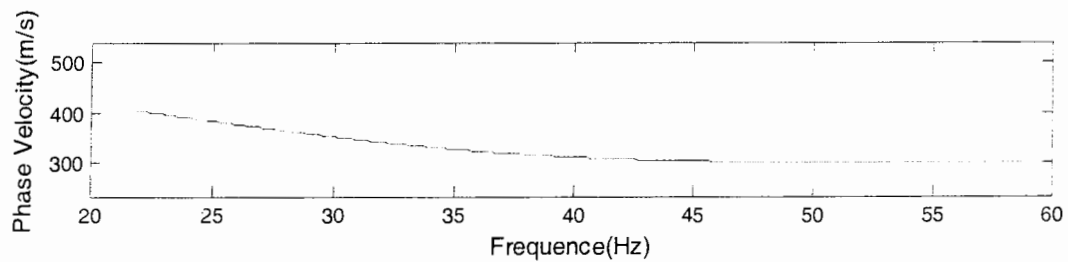


ب

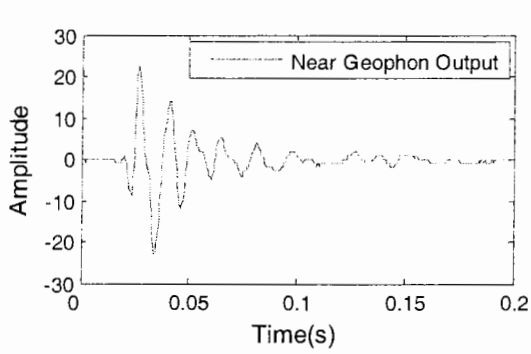
شکل ض-الف-۲۰- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



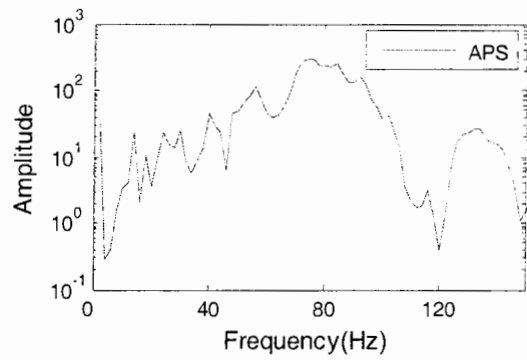
شکل ض-الف-۲۱- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH19 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



شکل ض-الف-۲۲- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH19

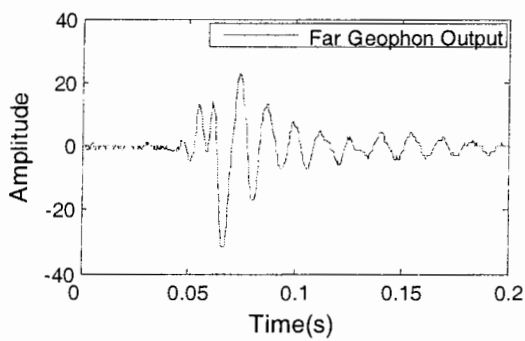


الف

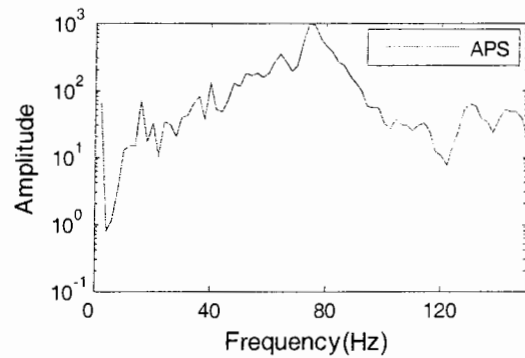


ب

شکل ض-الف-۲۳- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

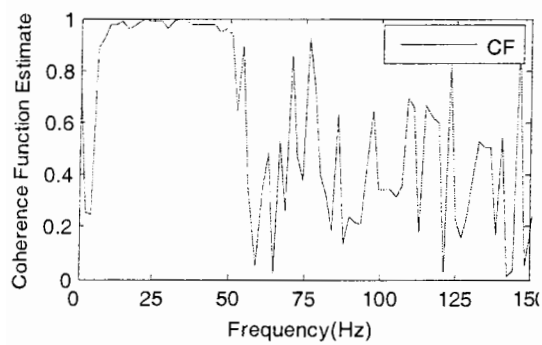


الف

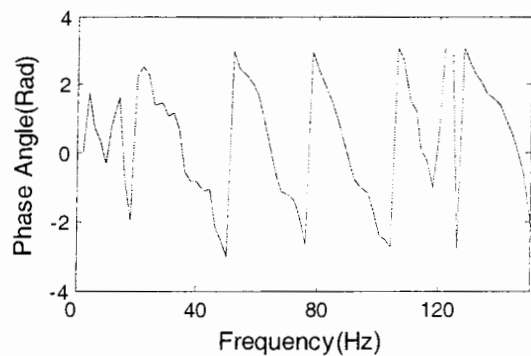


ب

شکل ض-الف-۲۴- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



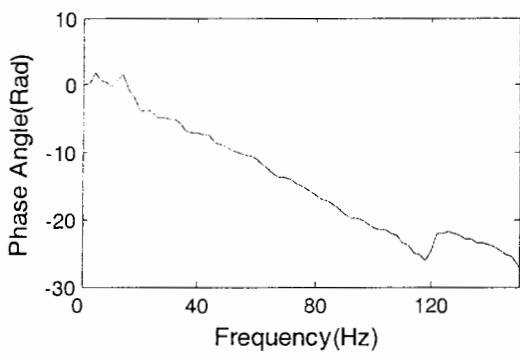
الف



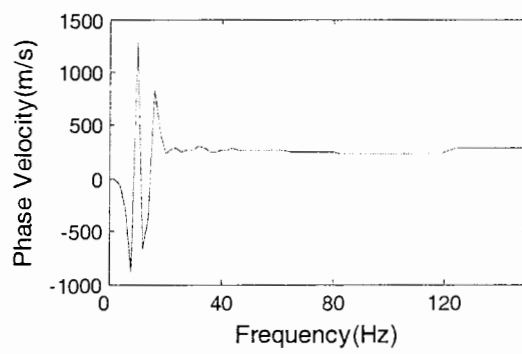
ب

شکل ض-الف-۲۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه BH18

(فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



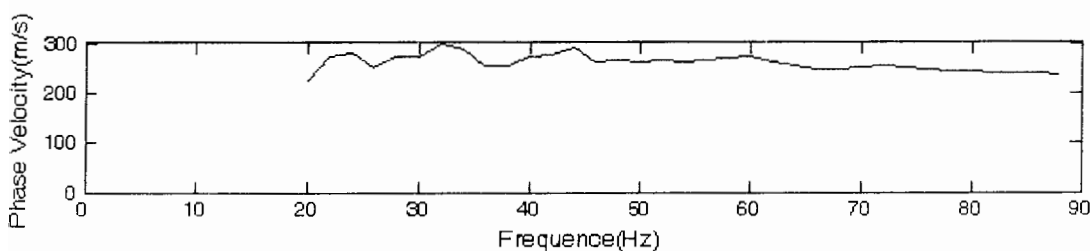
الف



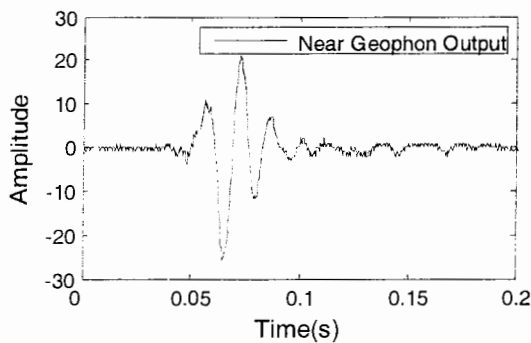
ب

شکل ض-الف-۲۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

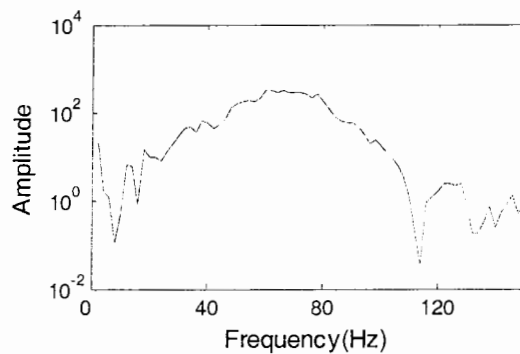
در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



شکل ض-الف-۲۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

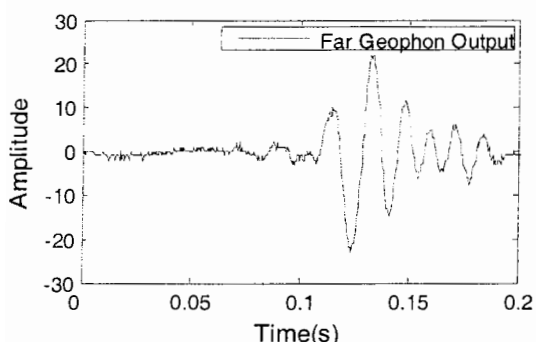


الف

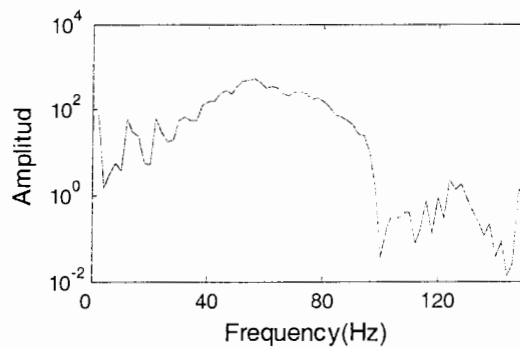


ب

شکل ض-الف-۲۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

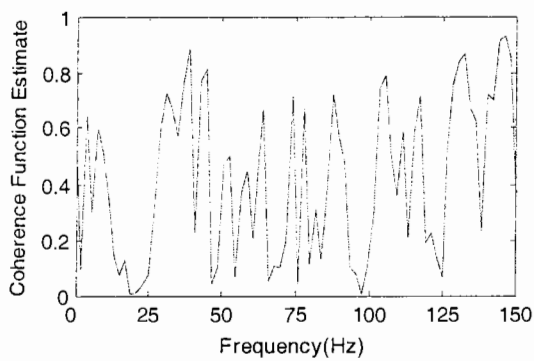


الف

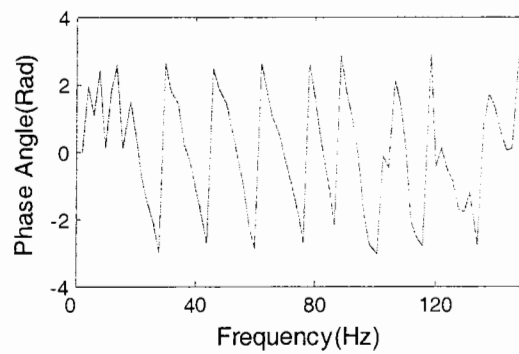


ب

شکل ض-الف-۲۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

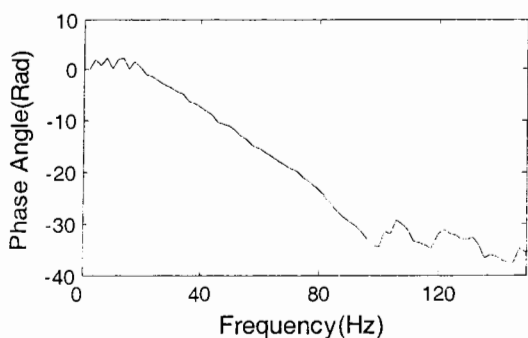


الف

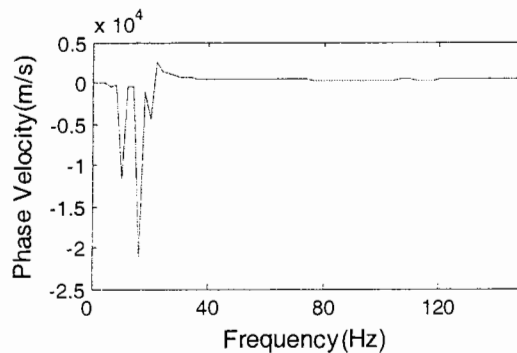


ب

شکل ض-الف-۳۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی (ب) متقابل در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

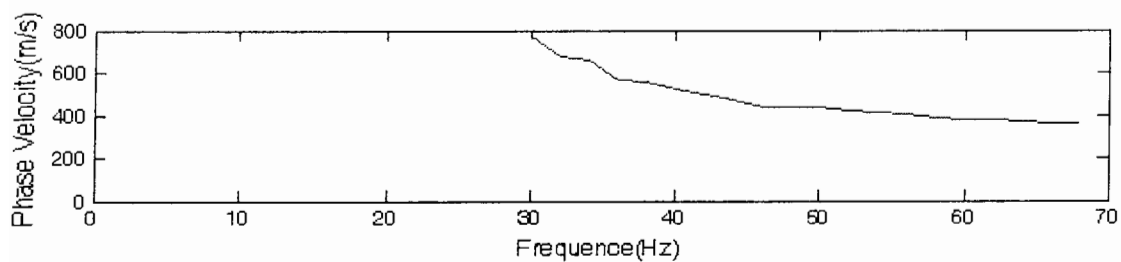


الف

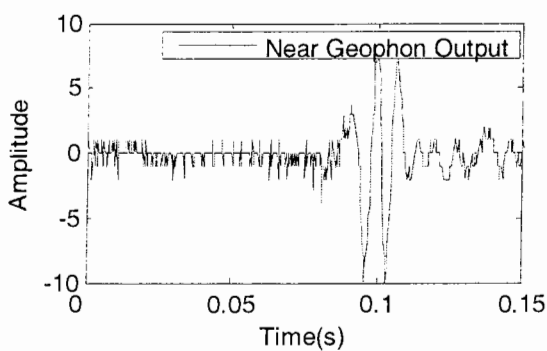


ب

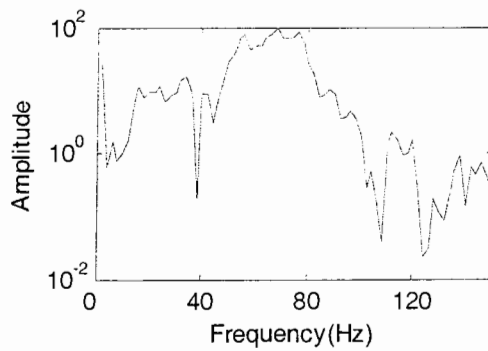
شکل ض-الف-۳۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۳۲- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

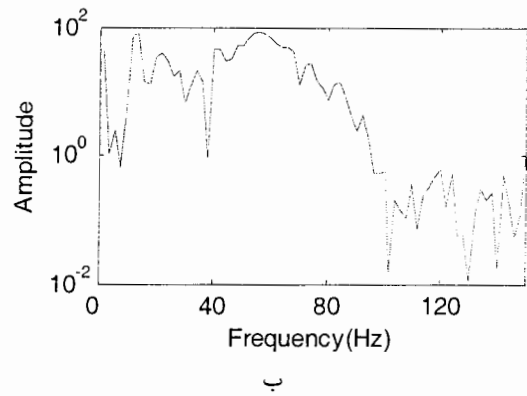
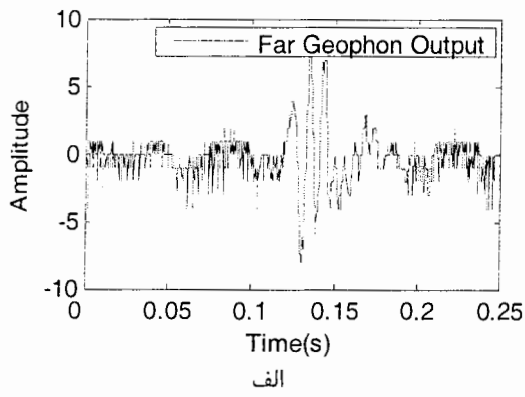


الف

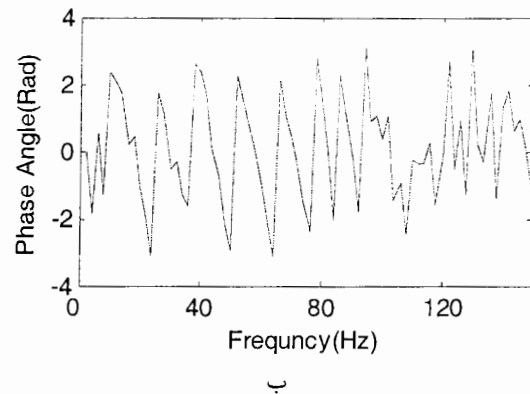
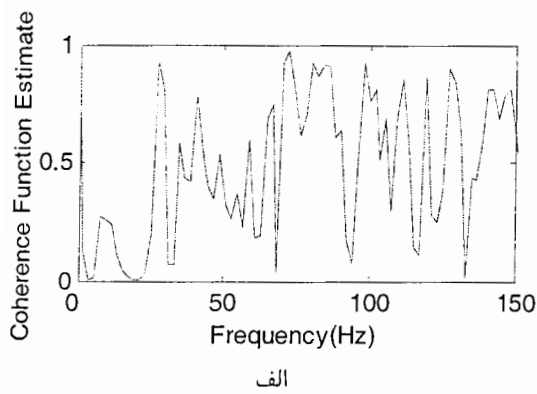


ب

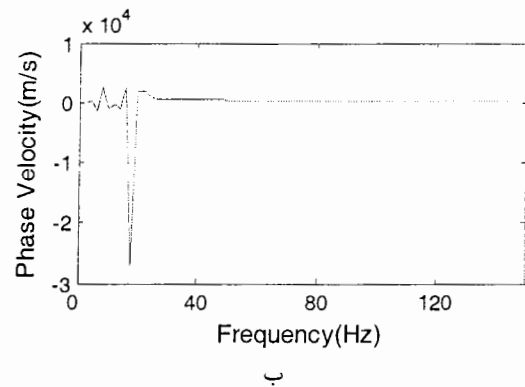
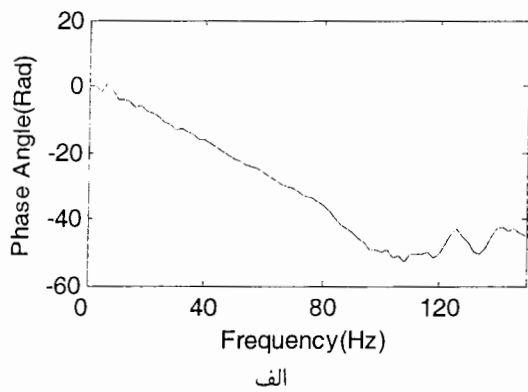
شکل ض-الف-۳۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



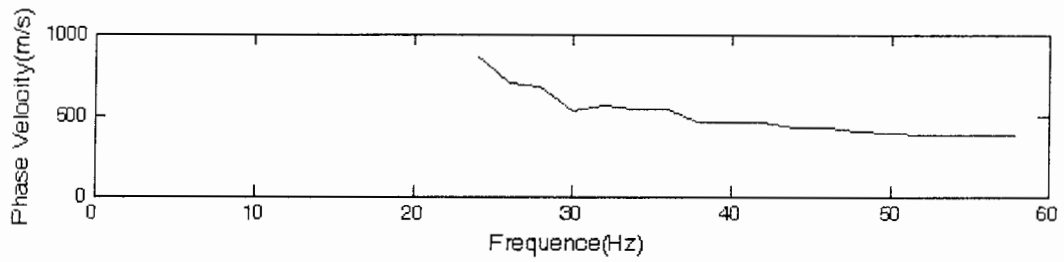
شکل ض-الف-۳۴- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



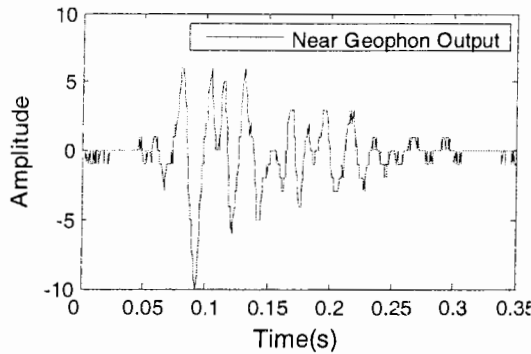
شکل ض-الف-۳۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی(ب) متقابل در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



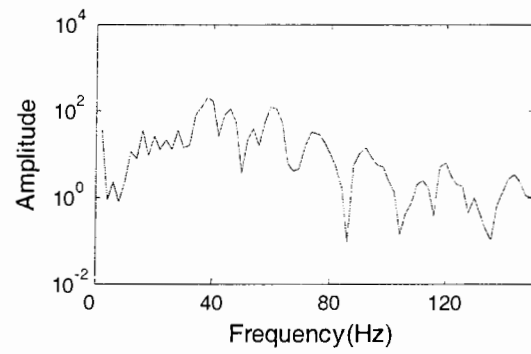
شکل ض-الف-۳۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



شکل ض-الف-۳۷-منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

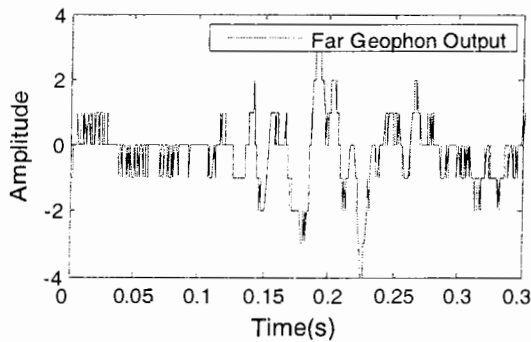


الف

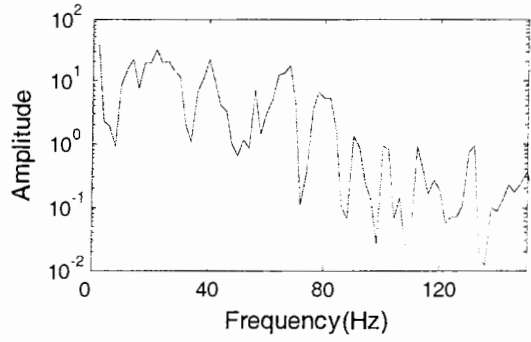


ب

شکل ض-الف-۳۸- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۴ متر)

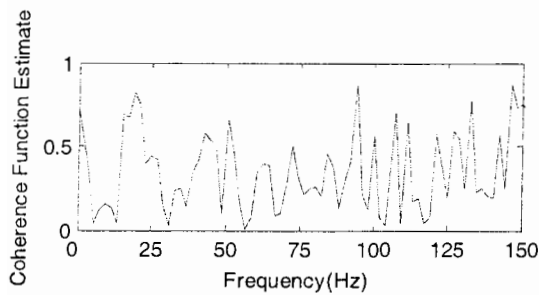


الف

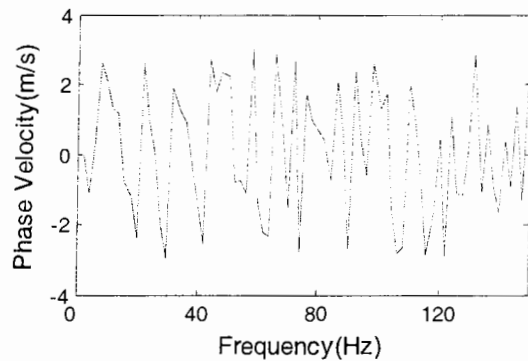


ب

شکل ض-الف-۳۹- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۴ متر)



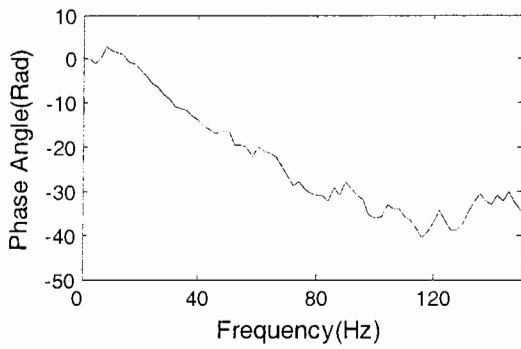
الف



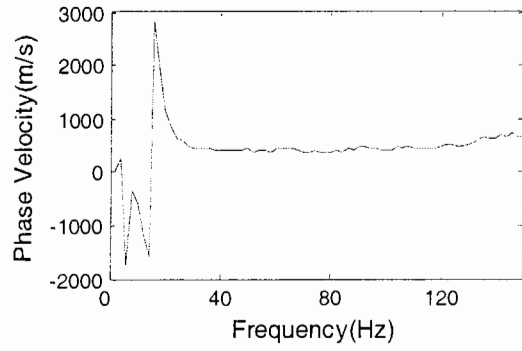
ب

شکل ض-الف-۴۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی(ب) متقابل در نقطه

BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

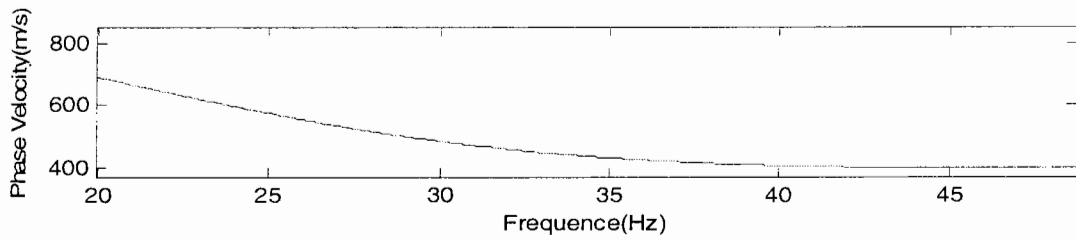


الف

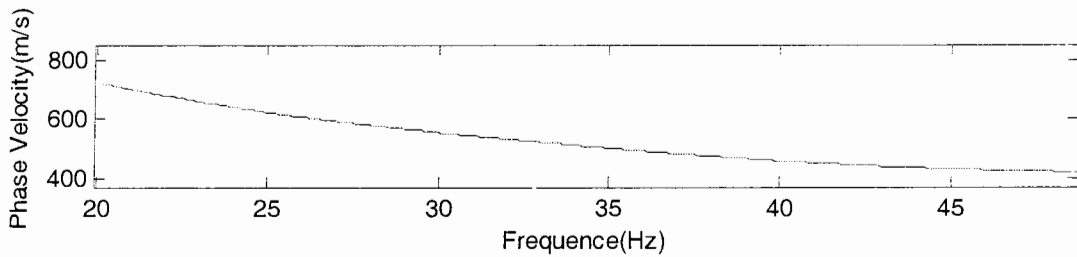


ب

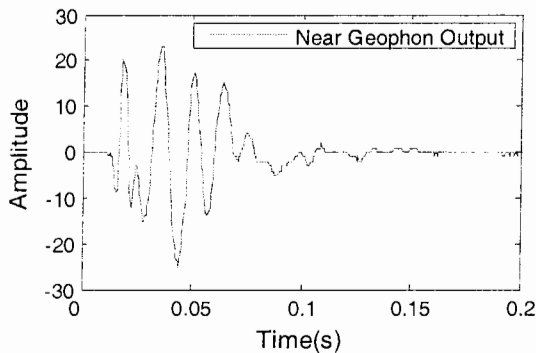
شکل ض-الف-۴۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۴ متر)



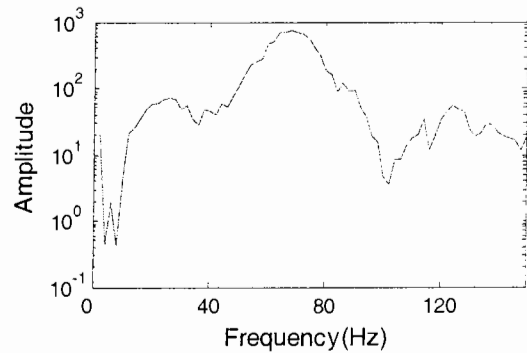
شکل ض-الف-۴۲- منحنی پراکندگی فیلتر نشده در نقطه BH18 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۴ متر)



شکل ض-الف-۴۳- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH18

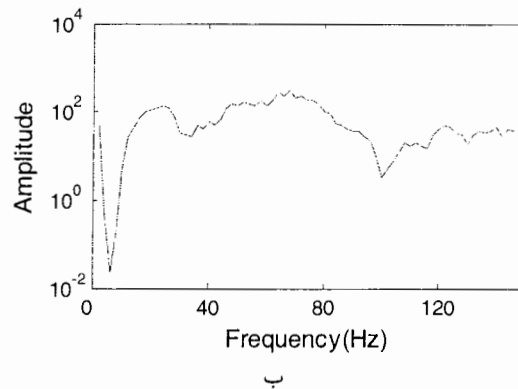
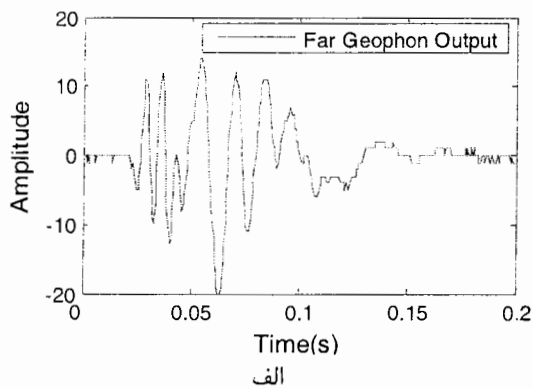


الف

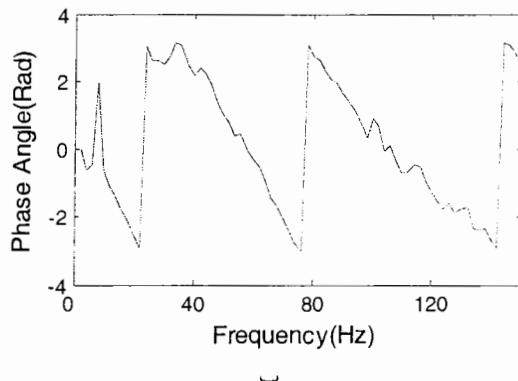
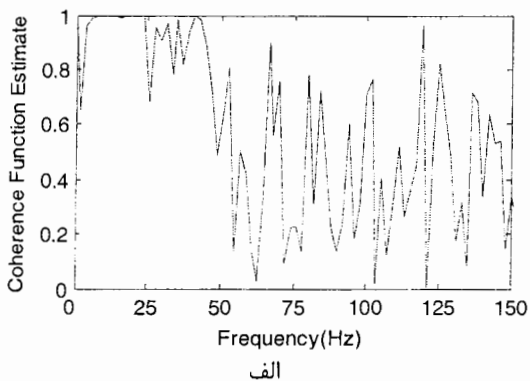


ب

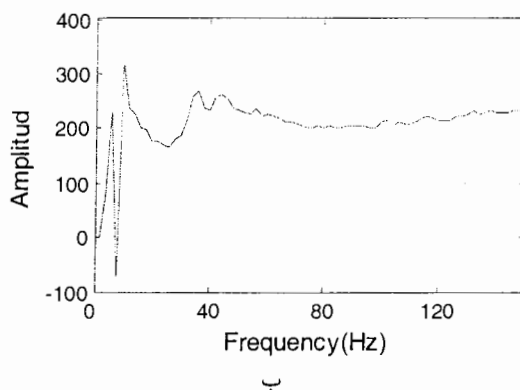
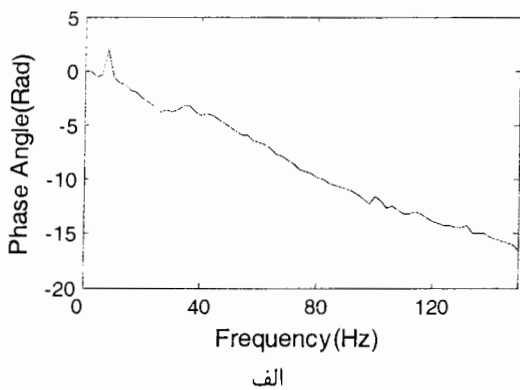
شکل ض-الف-۴۴- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



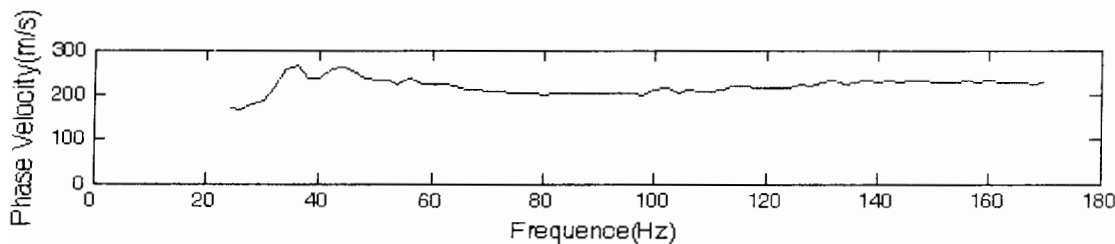
شکل ض-الف-۴۵- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



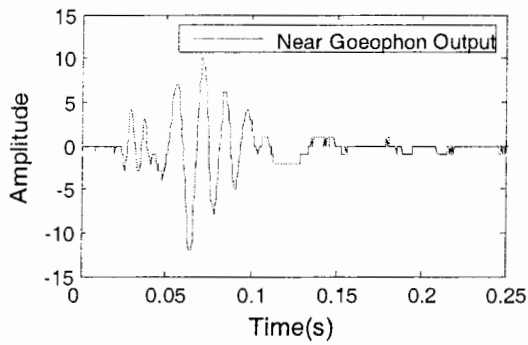
شکل ض-الف-۴۶- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی(ب) متقابل در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



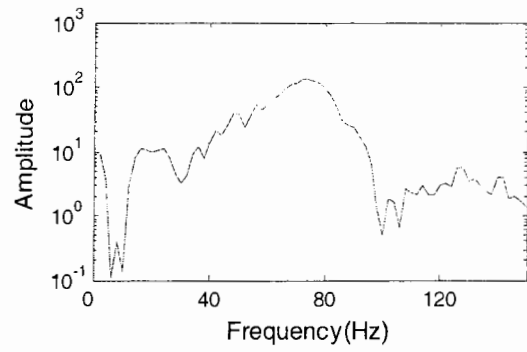
شکل ض-الف-۴۷- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



شکل ض-الف-۴۸- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

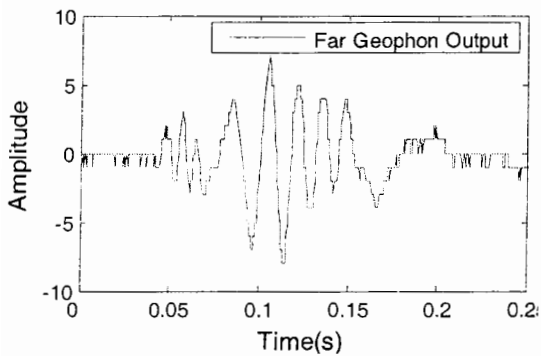


الف

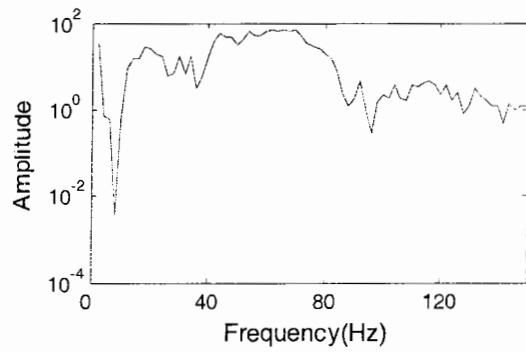


ب

شکل ض-الف-۴۹- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

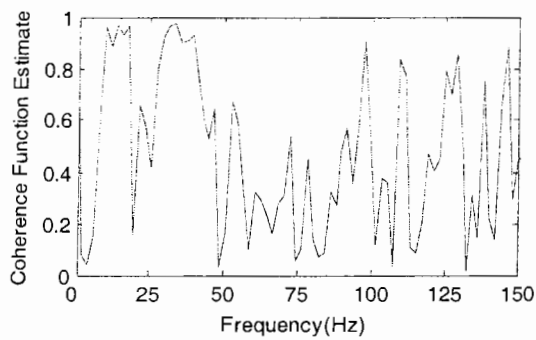


الف

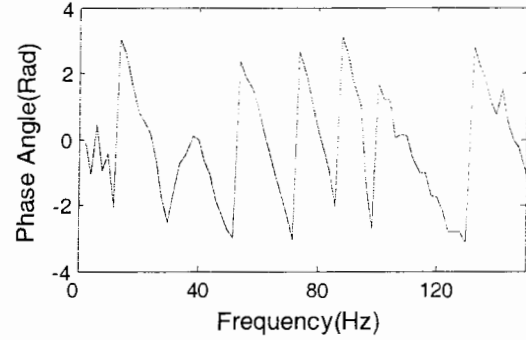


ب

شکل ض-الف-۵۰- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



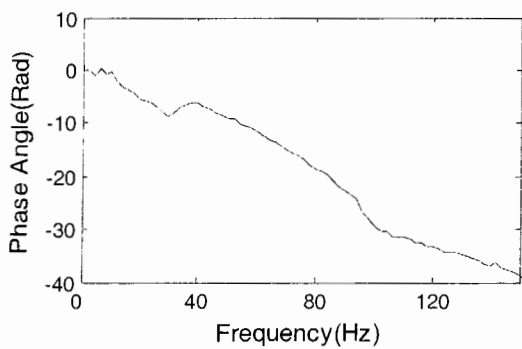
الف



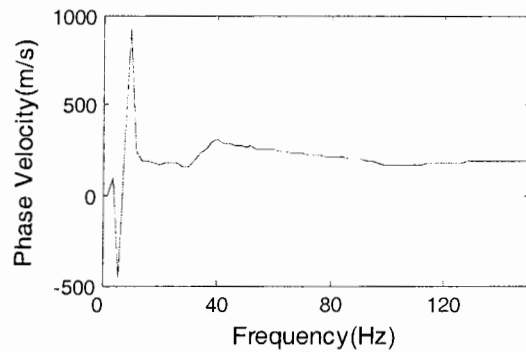
ب

شکل ض-الف-۵۱- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی(ب) متقابل در نقطه

BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

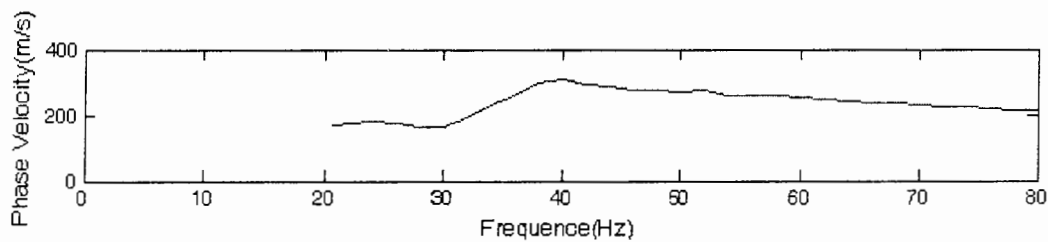


الف

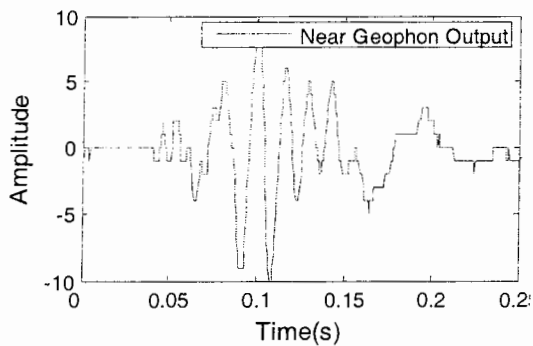


ب

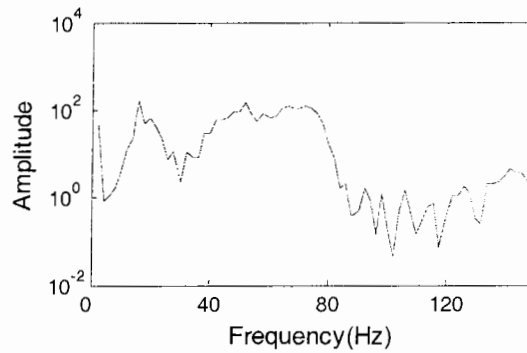
شکل ض-الف-۵۲- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



شکل ض-الف-۵۳- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

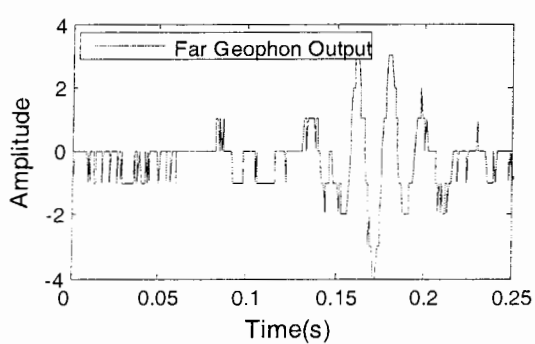


الف

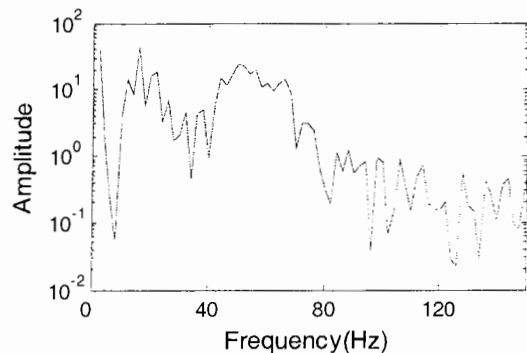


ب

شکل ض-الف-۵۴- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

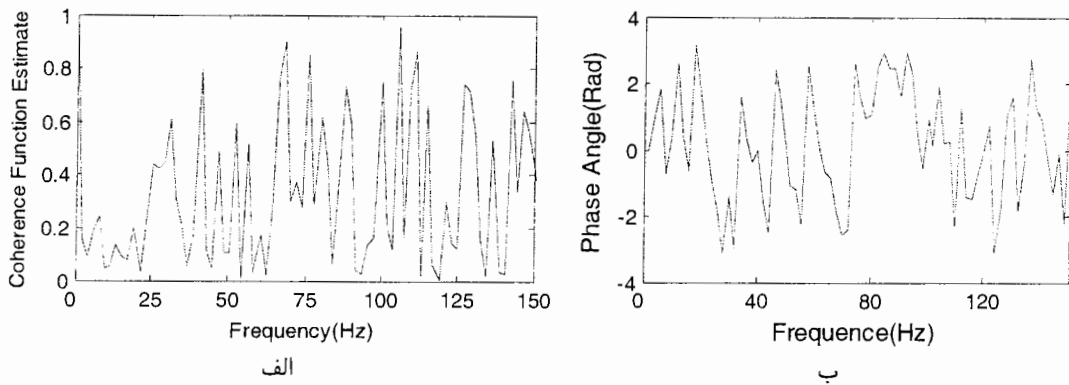


الف

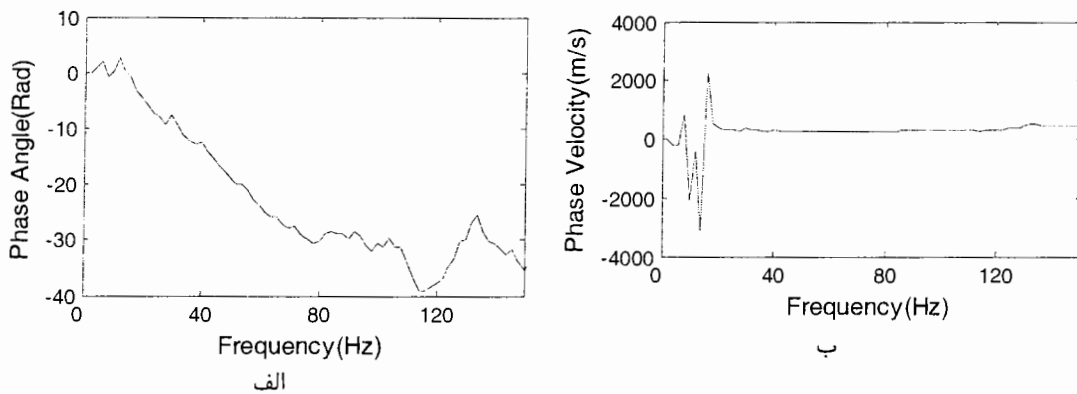


ب

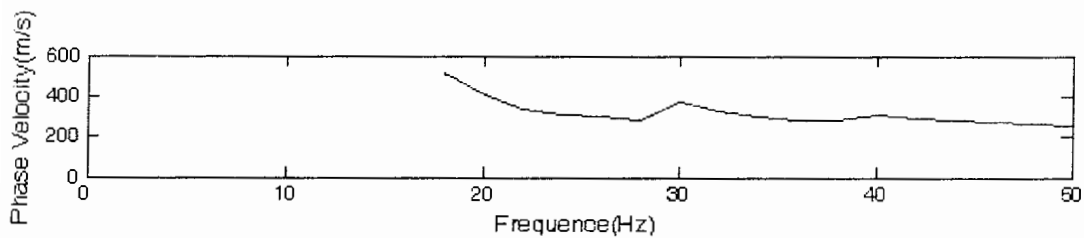
شکل ض-الف-۵۵- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



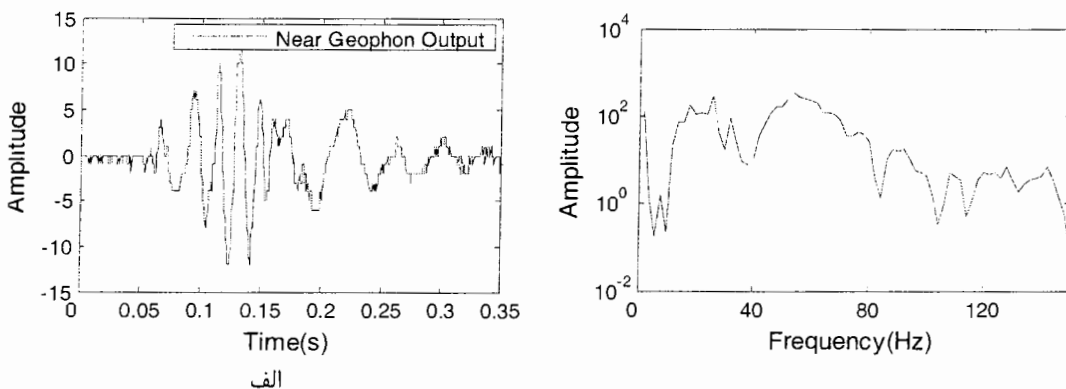
شکل ض-الف-۵۶- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی (ب) متقابل در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



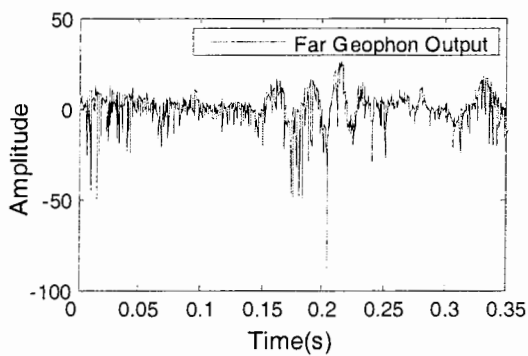
شکل ض-الف-۵۷- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



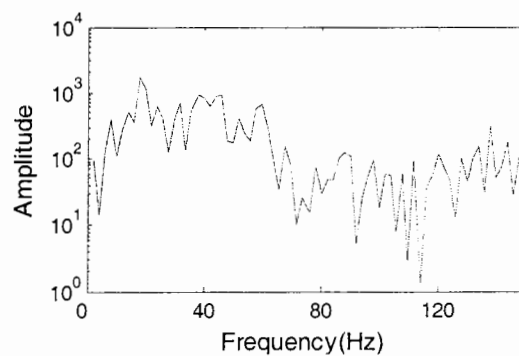
شکل ض-الف-۵۸- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۵۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

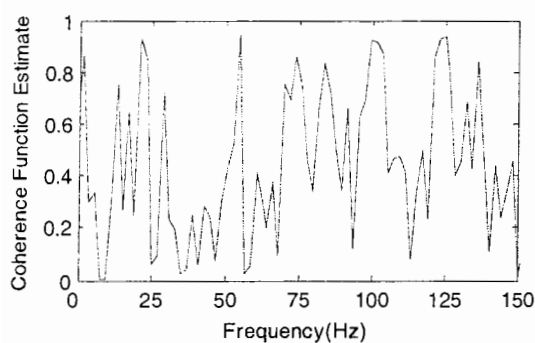


الف

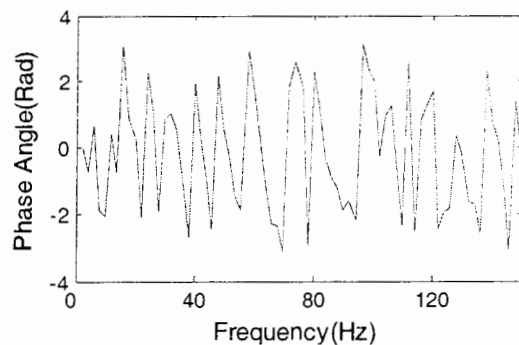


ب

شکل ض-الف-۶۰- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



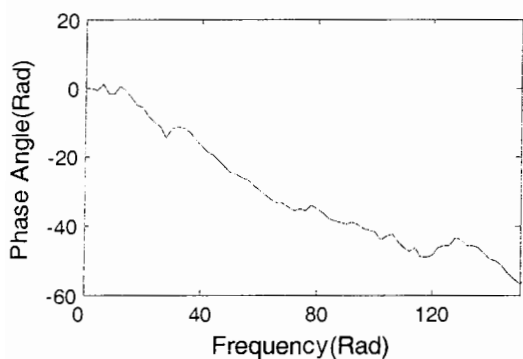
الف



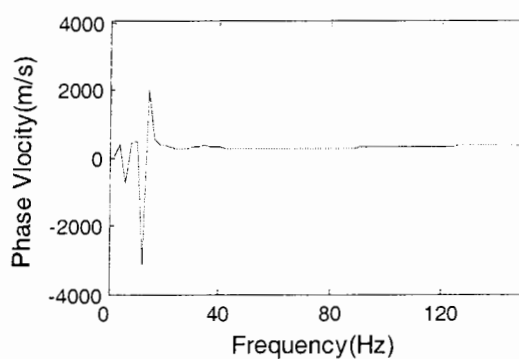
ب

شکل ض-الف-۶۱- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



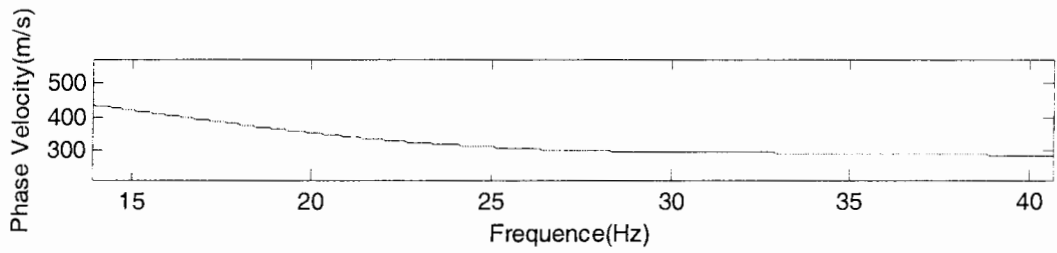
الف



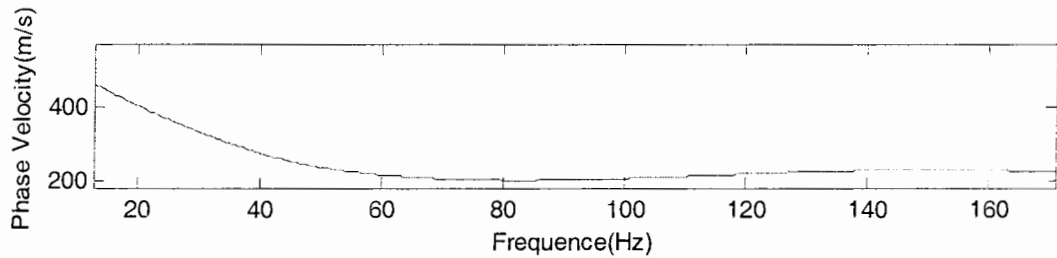
ب

شکل ض-الف-۶۲- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

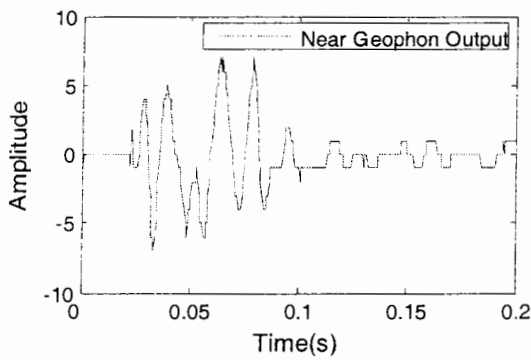
در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



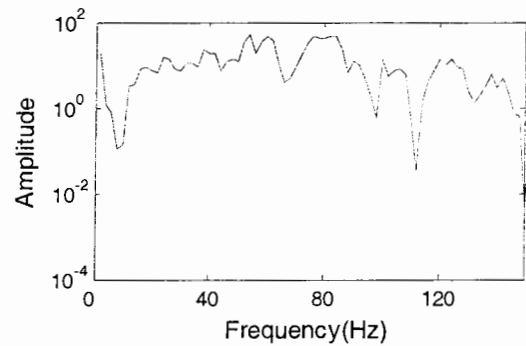
شکل ض-الف-۶۳-منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH14 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



شکل ض-الف-۶۴-منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH14

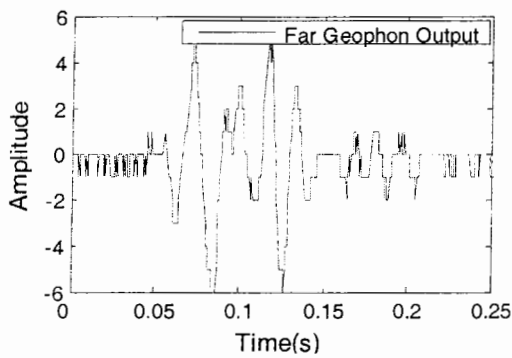


الف

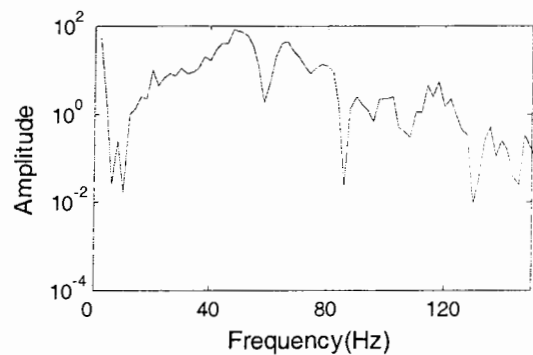


ب

شکل ض-الف-۶۵- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

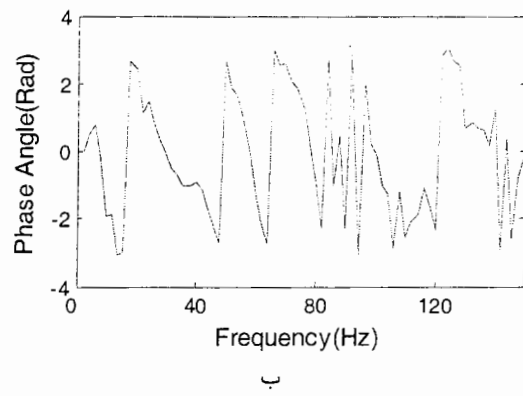
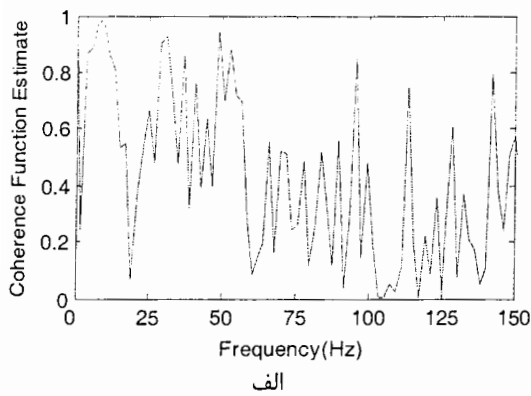


الف

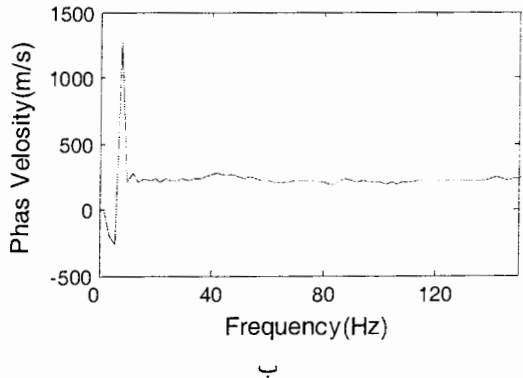
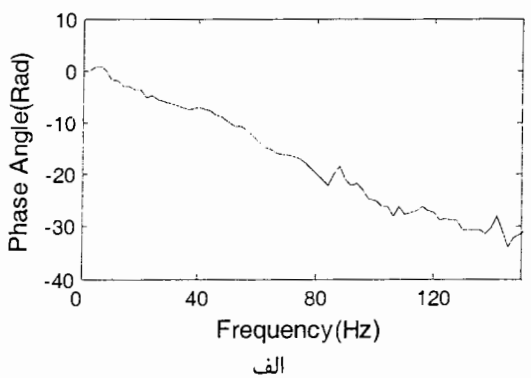


ب

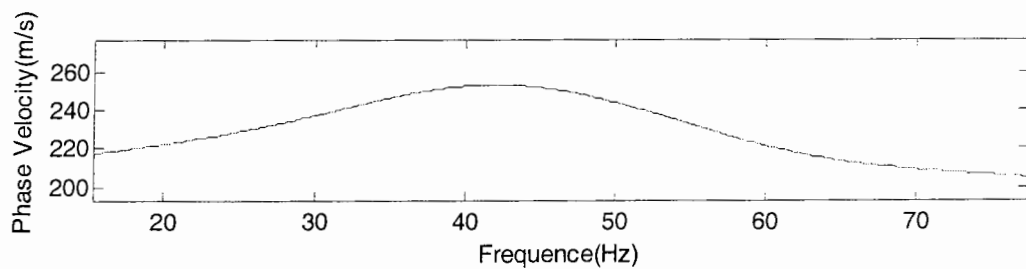
شکل ض-الف-۶۶- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



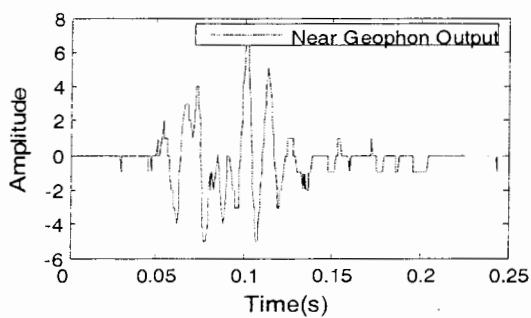
شکل ض-الف-۶۷- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



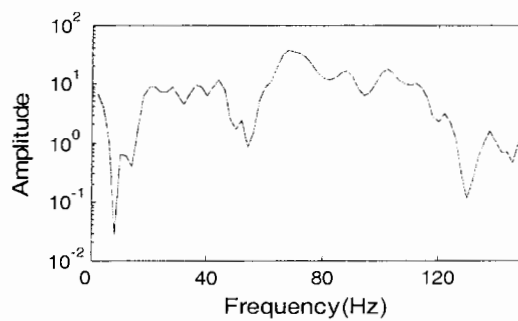
شکل ض-الف-۶۸- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



شکل ض-الف-۶۹- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

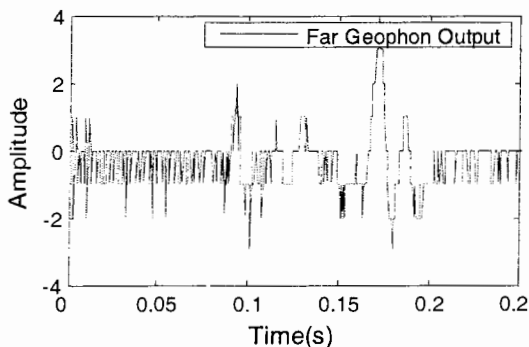


الف

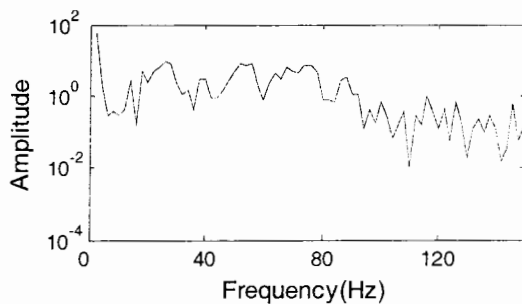


ب

شکل ض-الف-۷۰- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

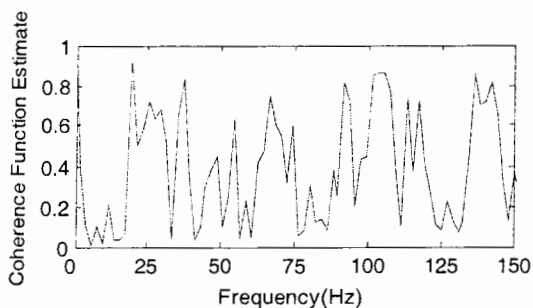


الف

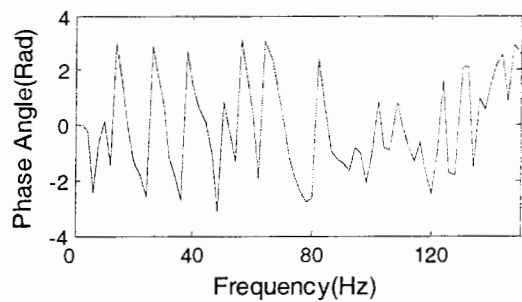


ب

شکل ض-الف-۷۱- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



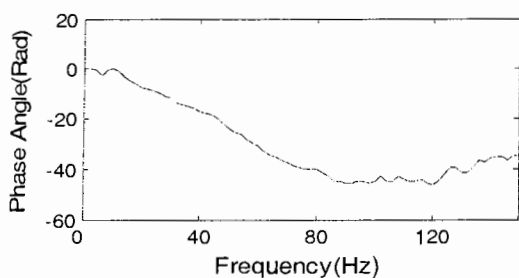
الف



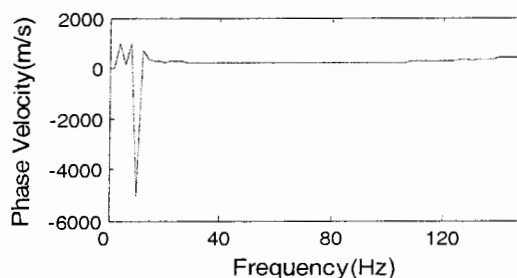
ب

شکل ض-الف-۷۲- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



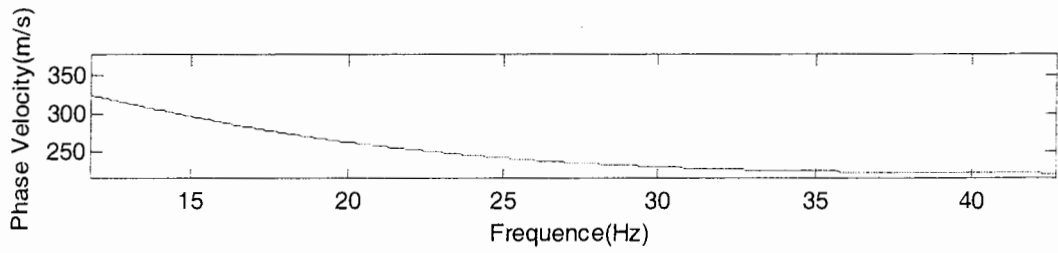
الف



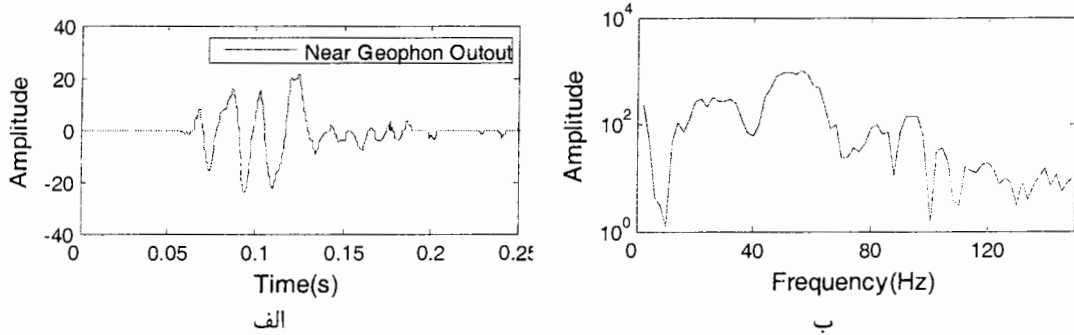
ب

شکل ض-الف-۷۳- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده(ب)

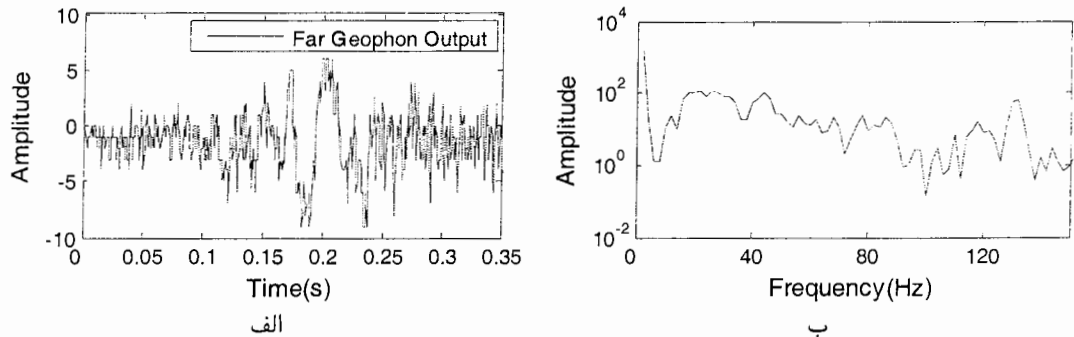
در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



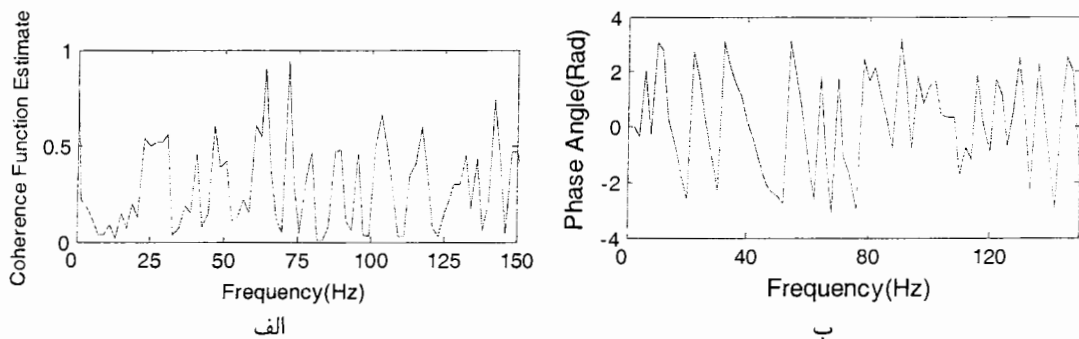
شکل ض-الف-۷۴-منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۷۵- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

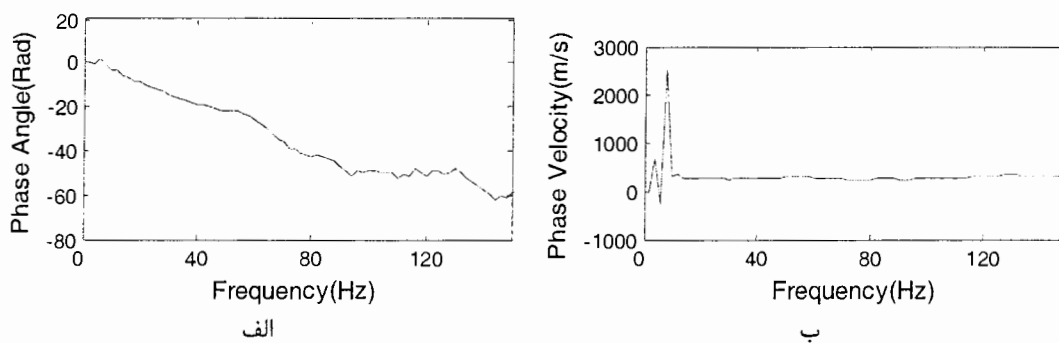


شکل ض-الف-۷۶- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)

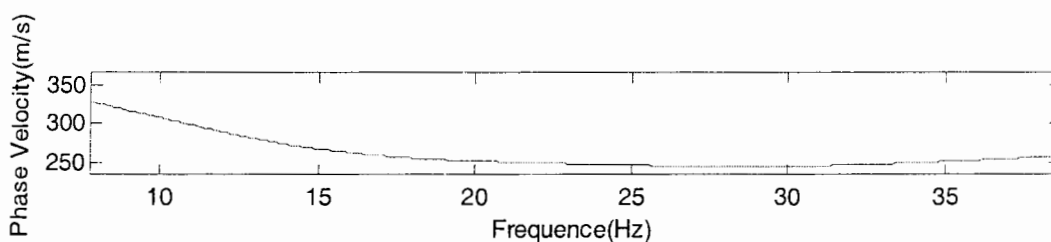


شکل ض-الف-۷۷- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

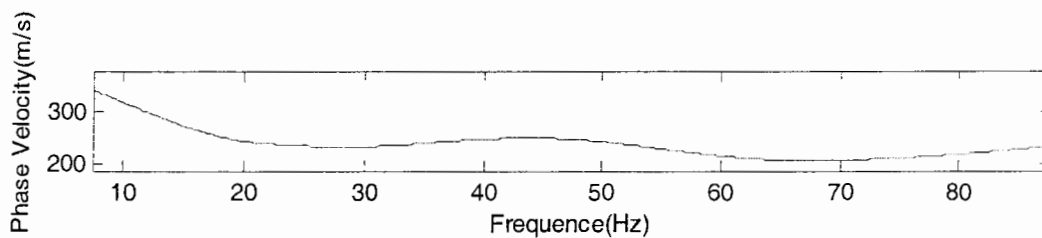
BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



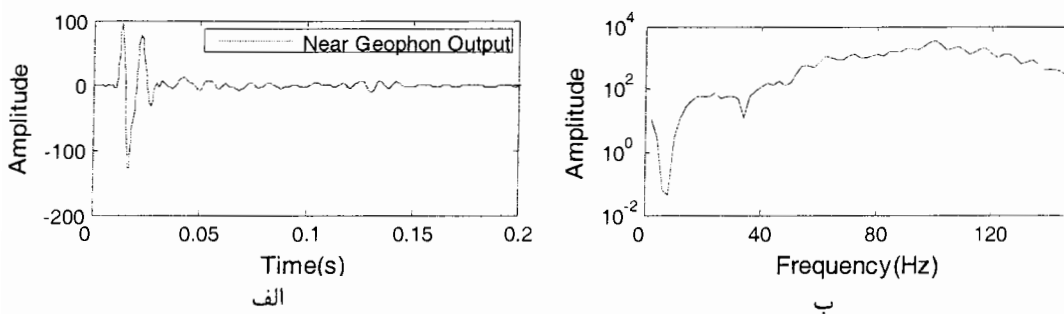
شکل ض-الف-۷۸- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



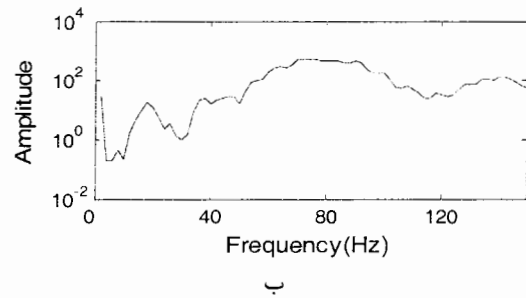
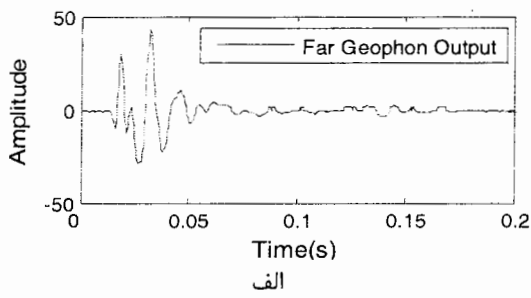
شکل ض-الف-۷۹- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH10 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



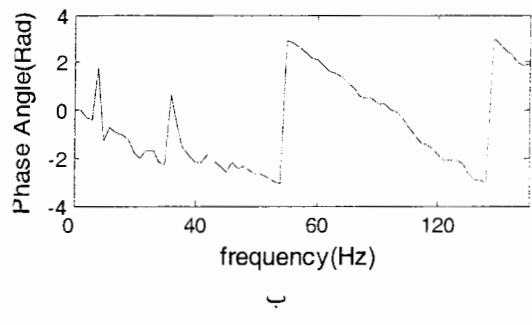
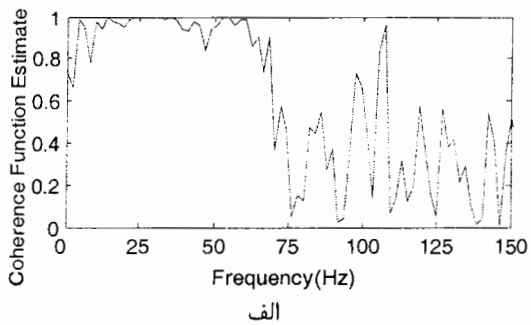
شکل ض-الف-۸۰- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH10



شکل ض-الف-۸۱- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)

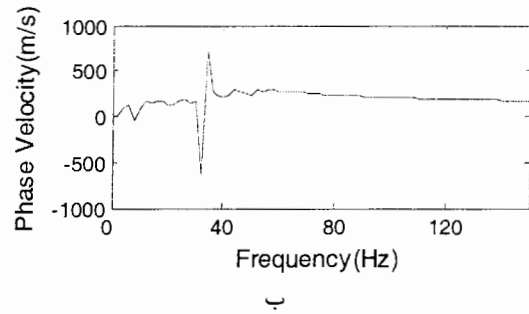
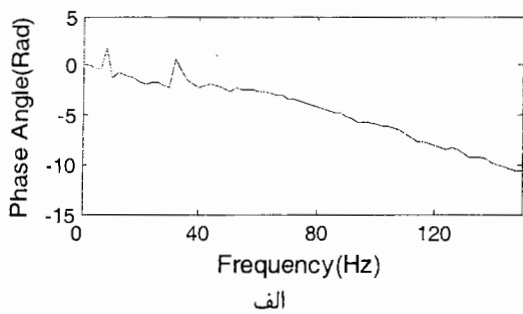


شکل ض-الف-۸۲- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



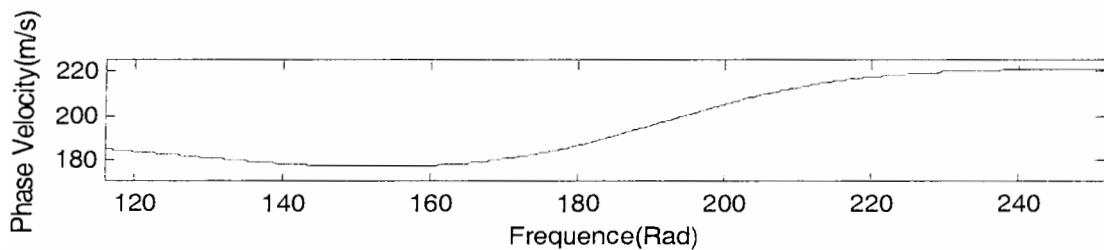
شکل ض-الف-۸۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)

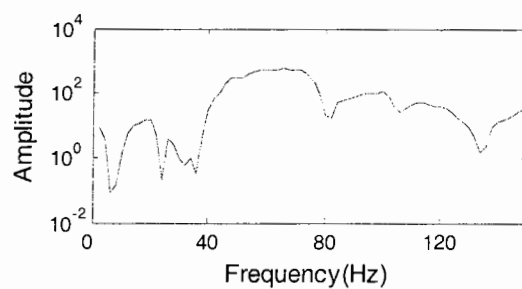
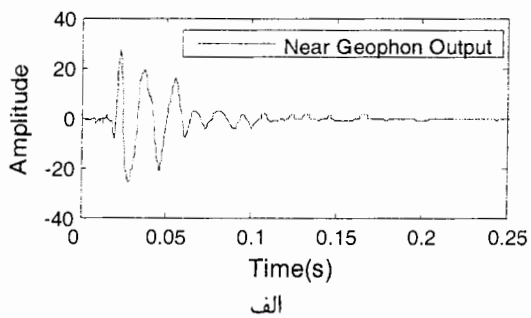


شکل ض-الف-۸۴- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

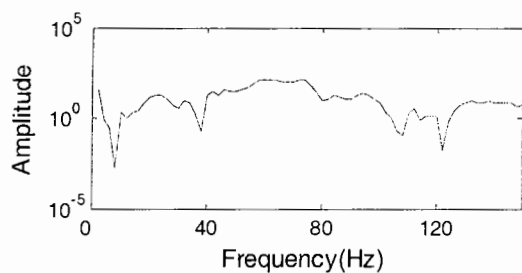
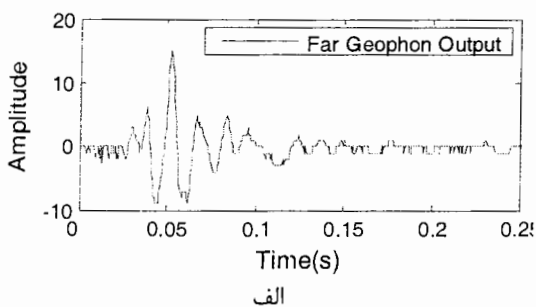
در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



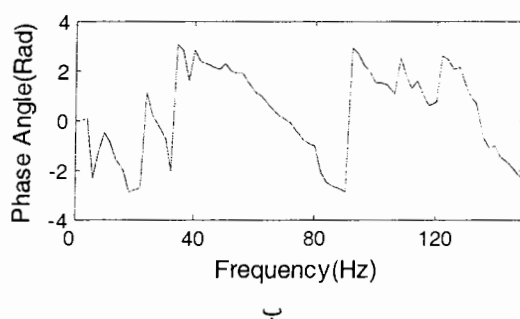
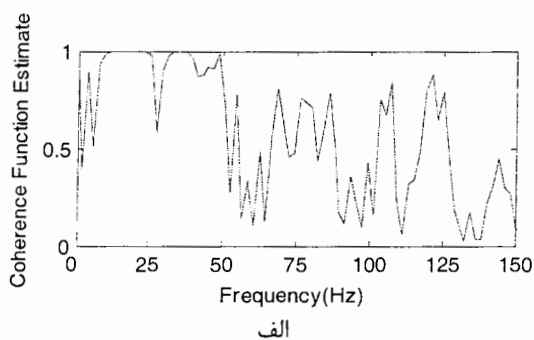
شکل ض-الف-۸۵- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



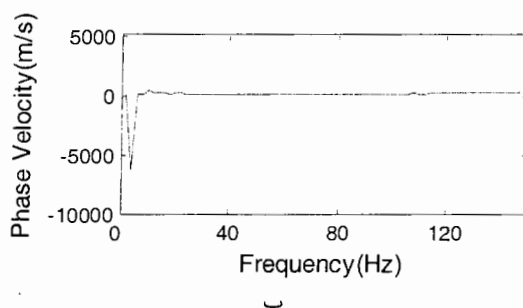
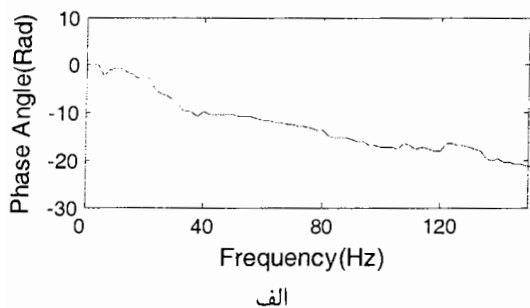
شکل ض-الف-۸۶- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



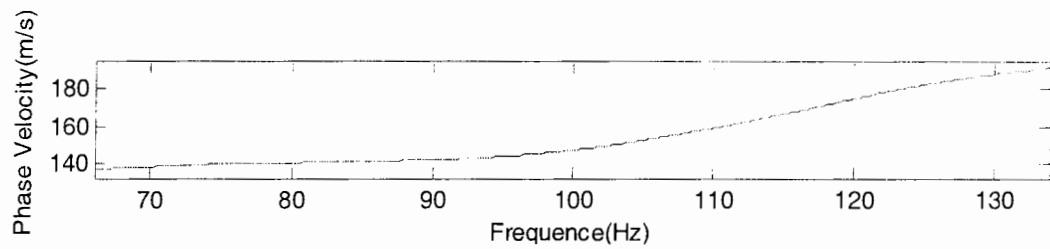
شکل ض-الف-۸۷- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



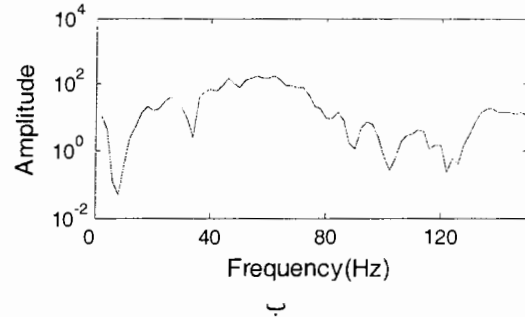
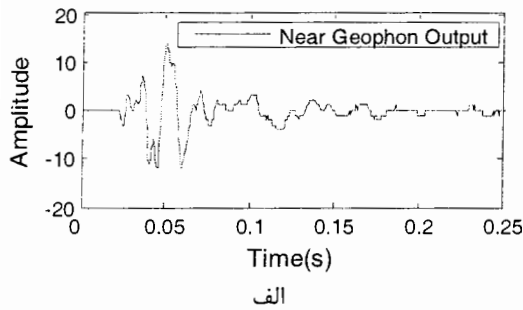
شکل ض-الف-۸۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



شکل ض-الف-۸۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپسچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



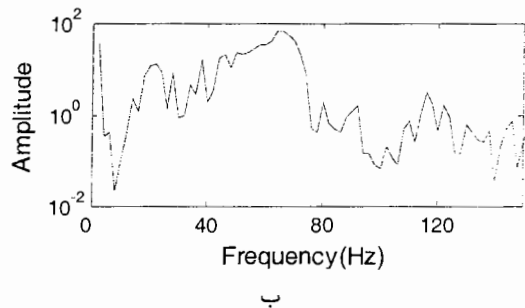
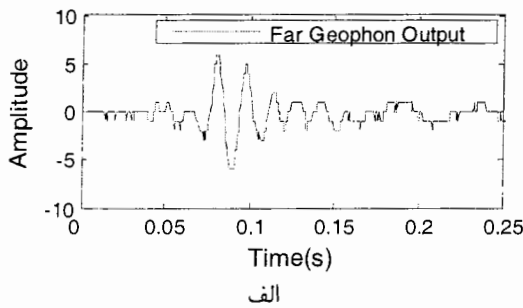
شکل ض-الف-۹۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



الف

ب

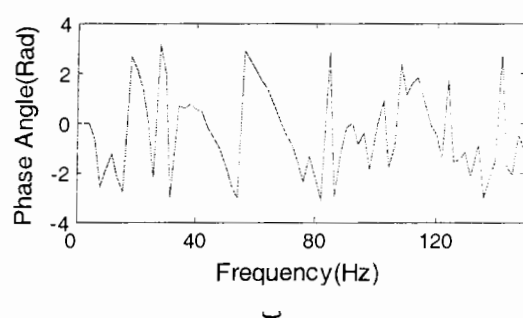
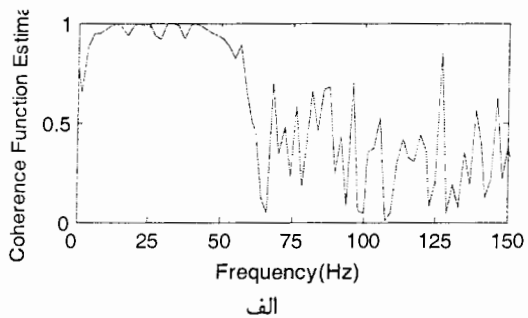
شکل ض-الف-۹۱- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



الف

ب

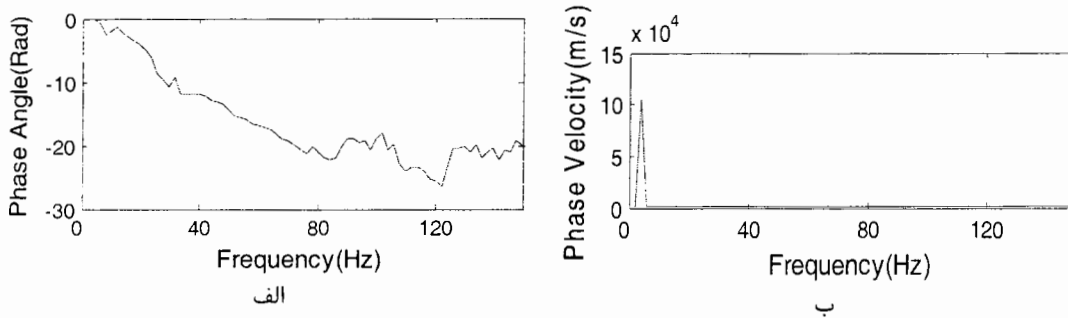
شکل ض-الف-۹۲- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



الف

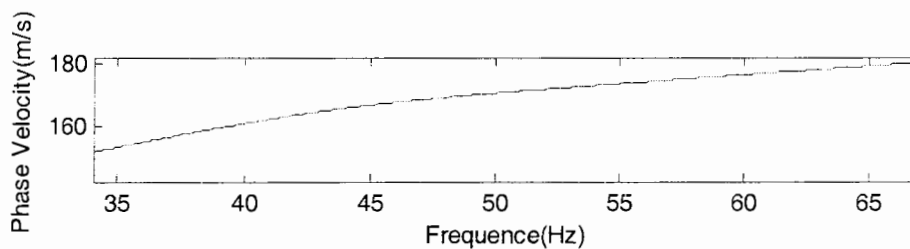
ب

شکل ض-الف-۹۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

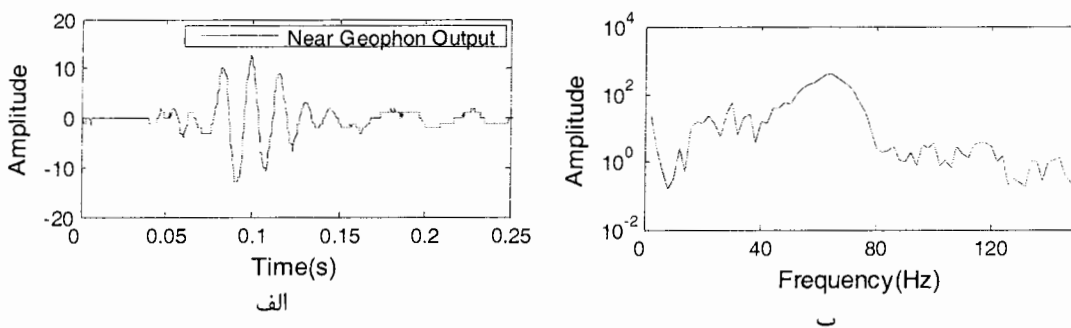


شکل ض-الف-۹۴- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

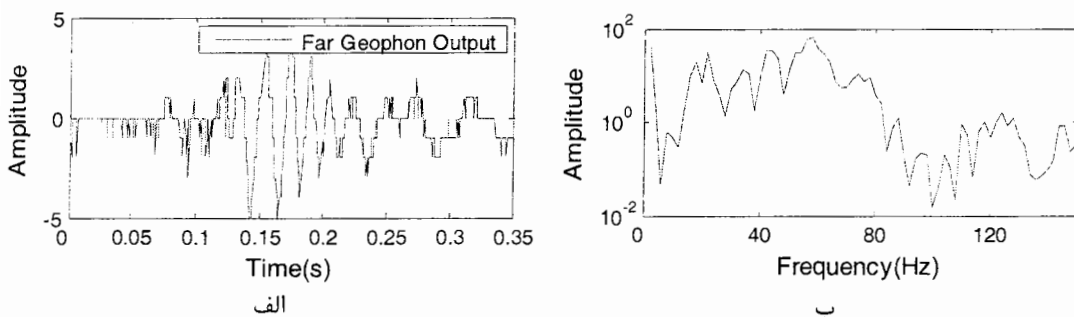
در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



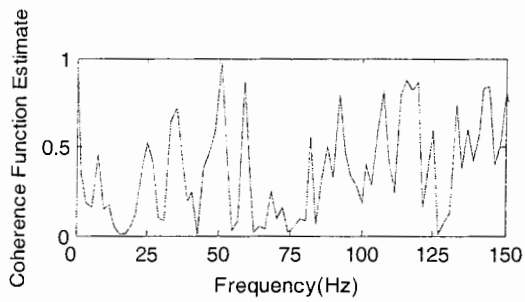
شکل ض-الف-۹۵- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



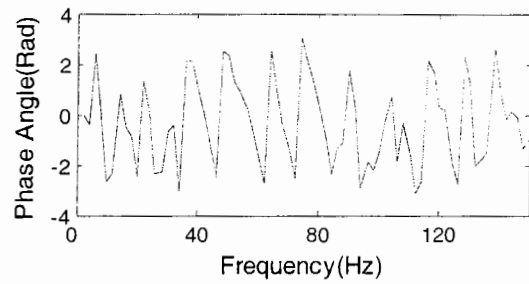
شکل ض-الف-۹۶- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۹۷- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



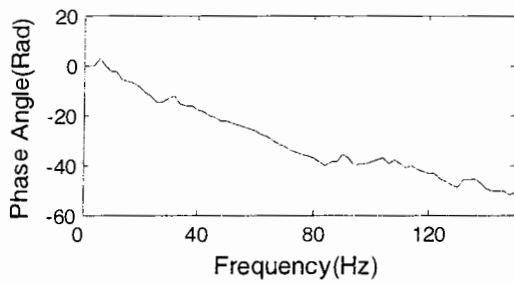
الف



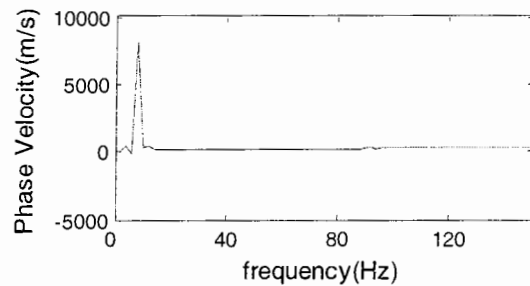
ب

شکل ض-الف-۹۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه

BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



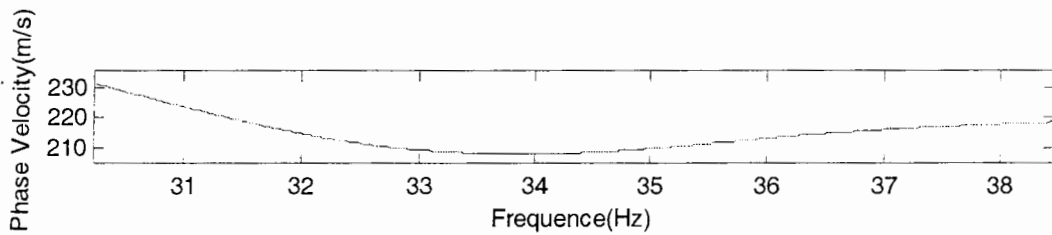
الف



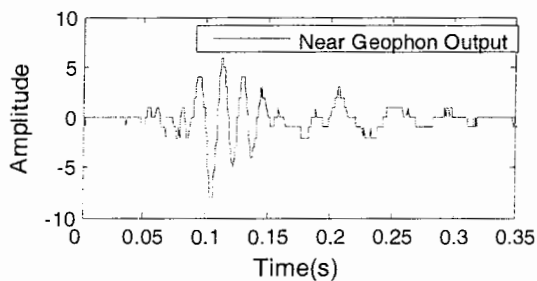
ب

شکل ض-الف-۹۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

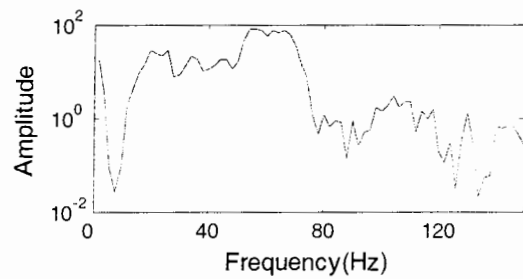
در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۱۰۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

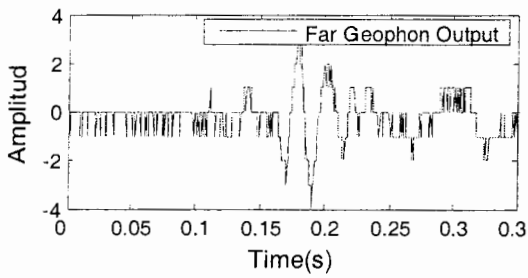


الف

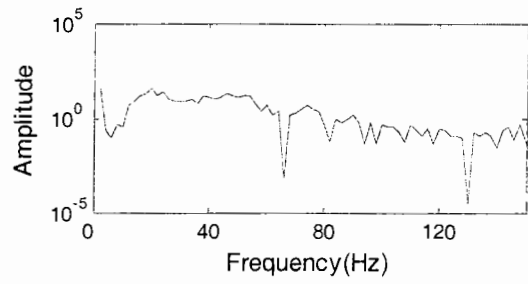


ب

شکل ض-الف-۱۰۱- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

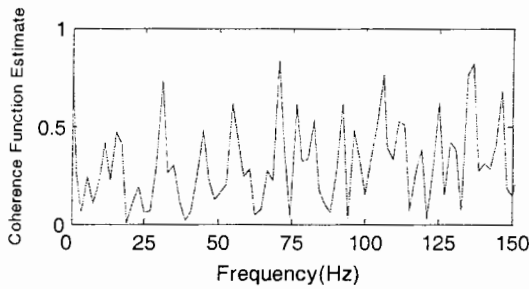


الف

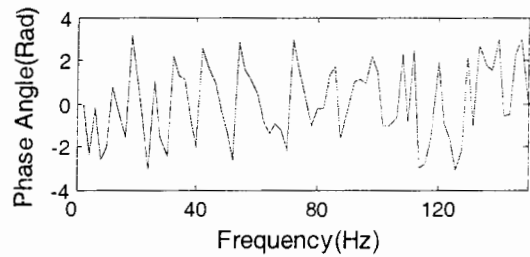


ب

شکل ض-الف-۱۰۱- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



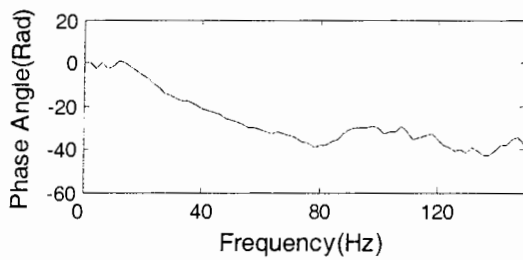
الف



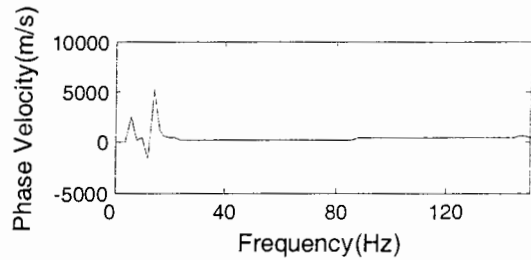
ب

شکل ض-الف-۱۰۲- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



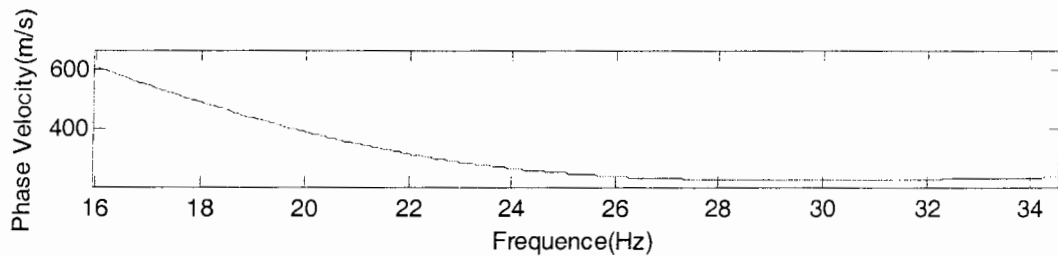
الف



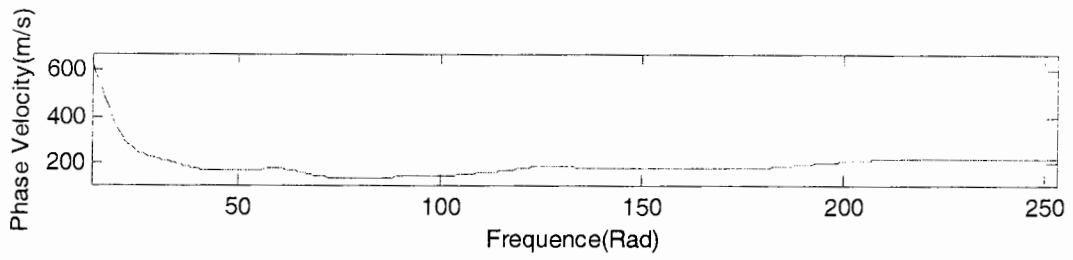
ب

شکل ض-الف-۱۰۳- طیف فاز توان همبستگی متقابل وایچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

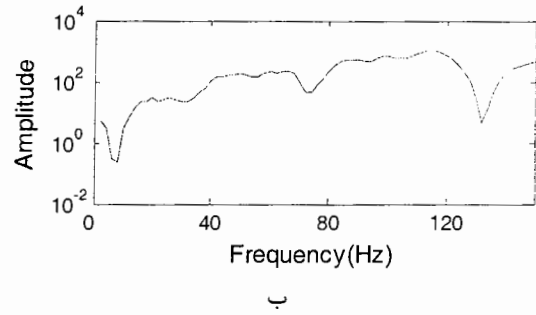
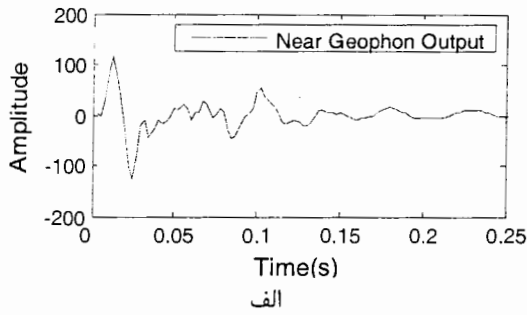
در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



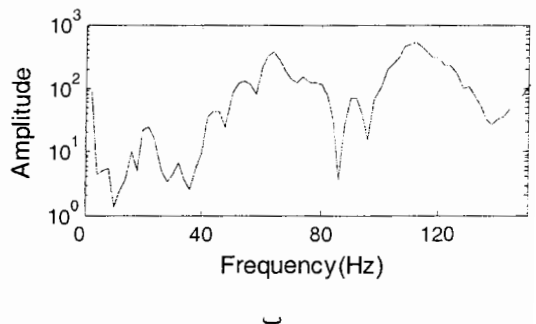
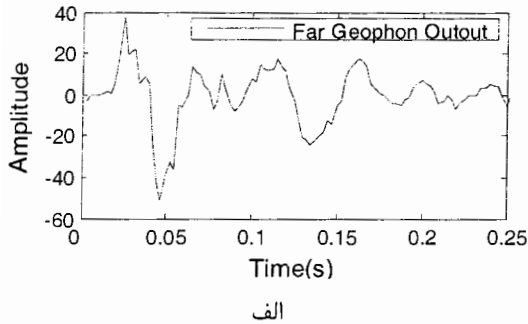
شکل ض-الف-۱۰۴- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH17 (فاصله بین ژئوفون ها ۲۰ متر)



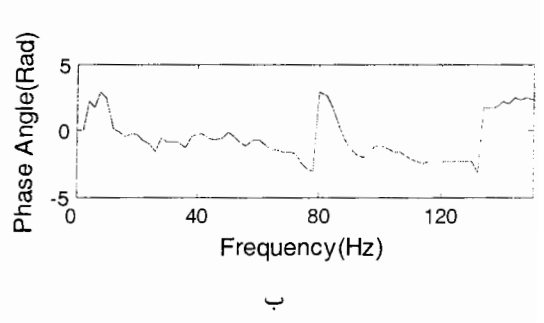
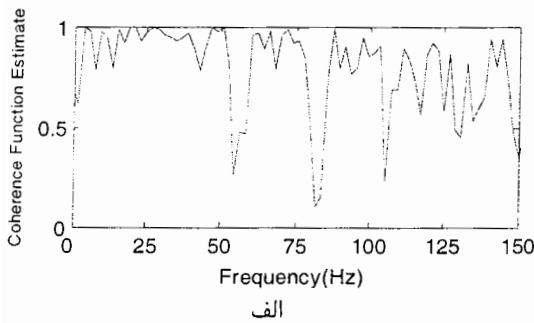
شکل ض-الف-۱۰۵- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH17



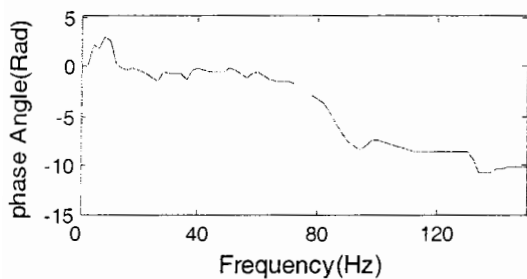
شکل ض-الف-۱۰۶- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



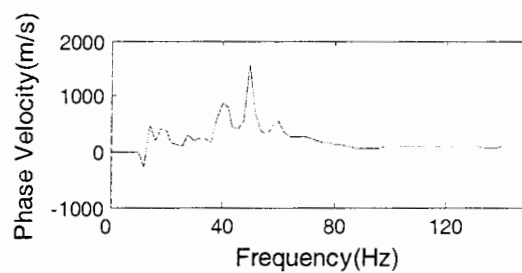
شکل ض-الف-۱۰۷- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



شکل ض-الف-۱۰۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)

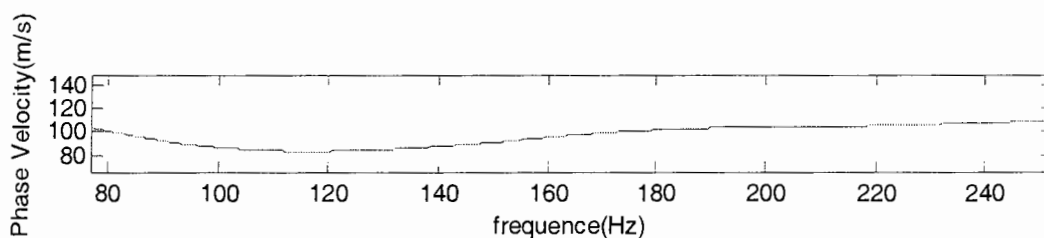


الف

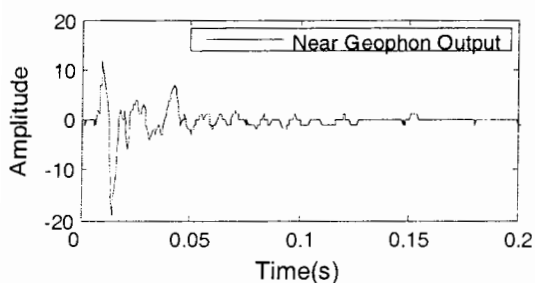


ب

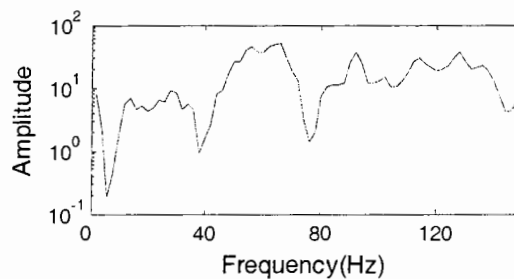
شکل ض-الف-۱۰۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل وایچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



شکل ض-الف-۱۱۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)

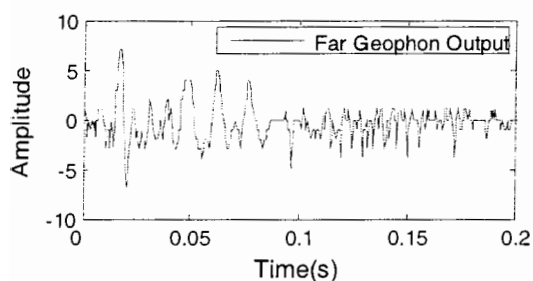


الف

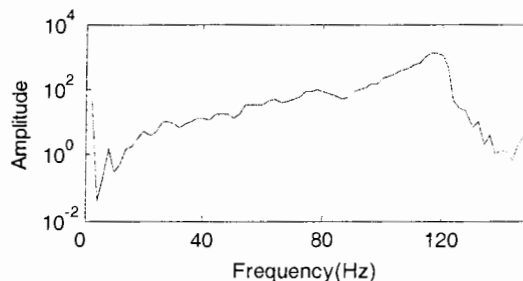


ب

شکل ض-الف-۱۱۱- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)

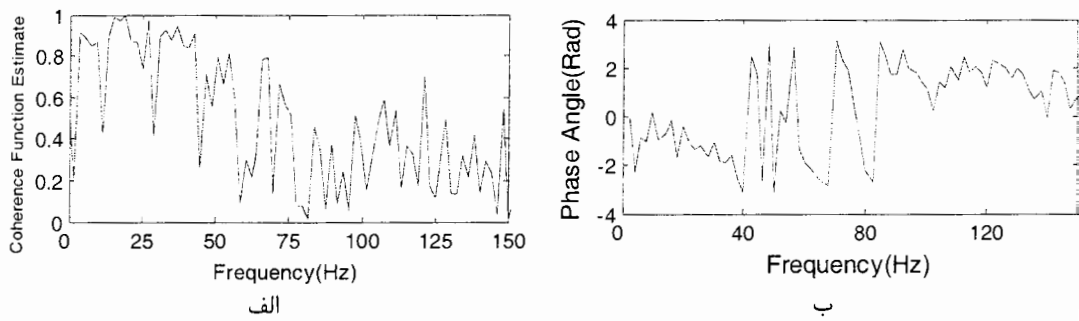


الف



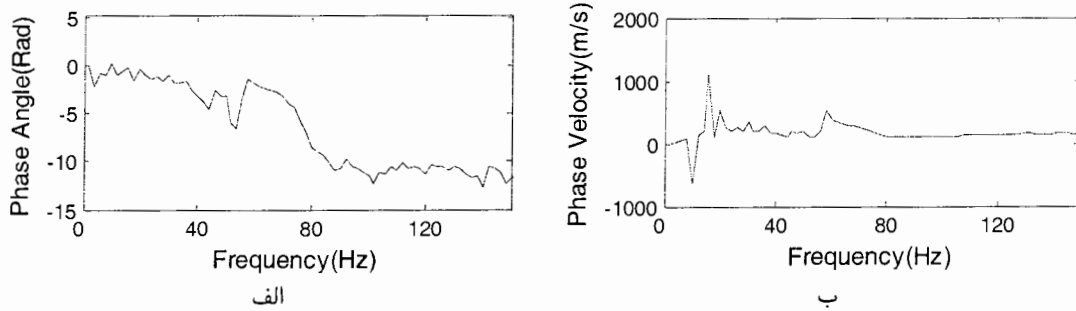
ب

شکل ض-الف-۱۱۲- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



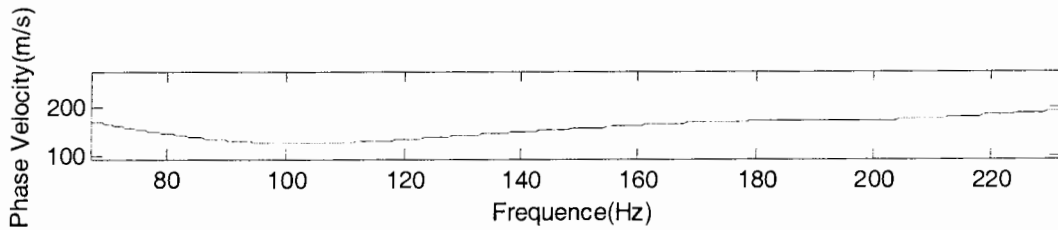
شکل ض-الف-۱۱۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه

BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)

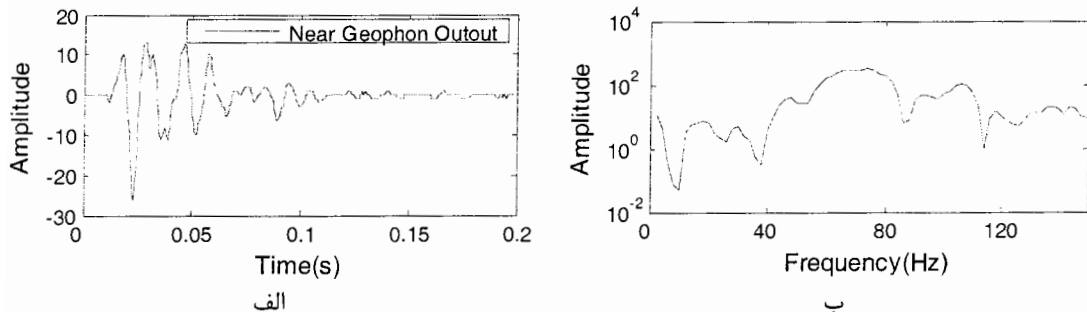


شکل ض-الف-۱۱۴- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

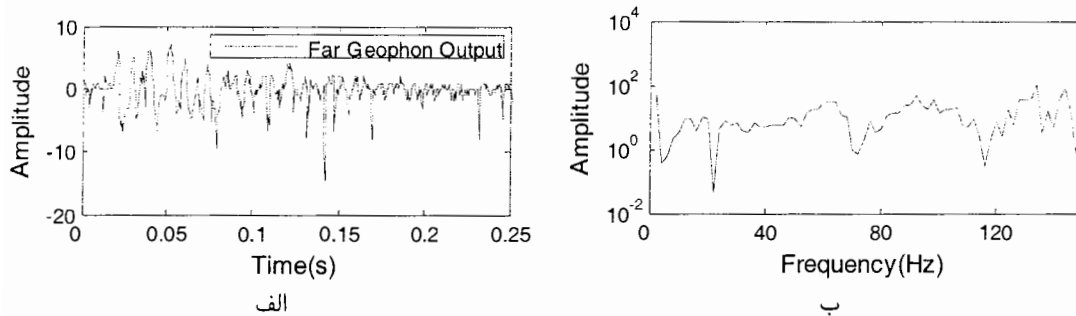
در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



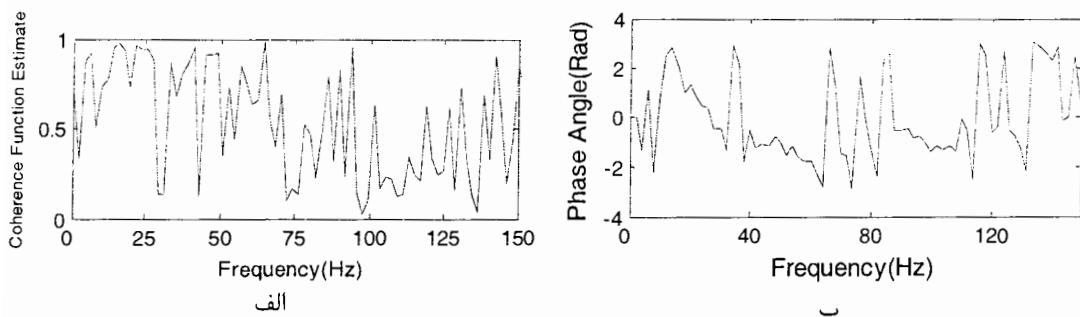
شکل ض-الف-۱۱۵- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



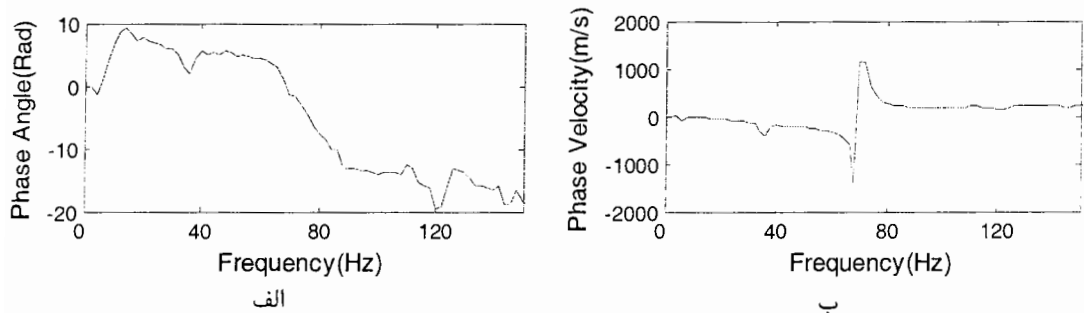
شکل ض-الف-۱۱۶- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



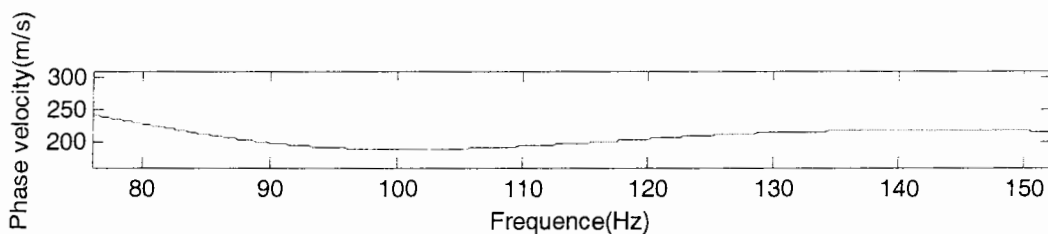
شکل ض-الف-۱۱۷- لرزه نگاشت(الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



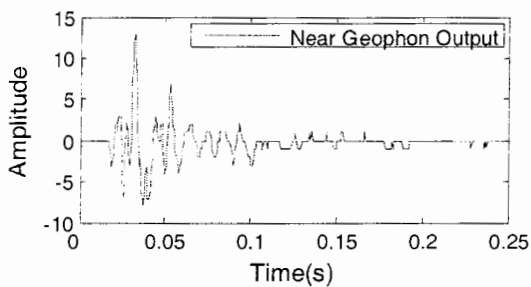
شکل ض-الف-۱۱۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



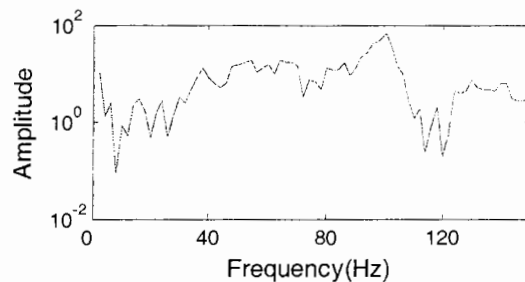
شکل ض-الف-۱۱۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



شکل ض-الف-۱۲۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

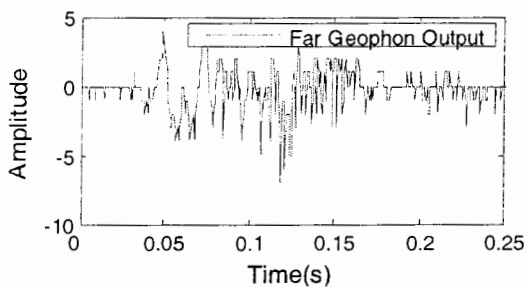


الف

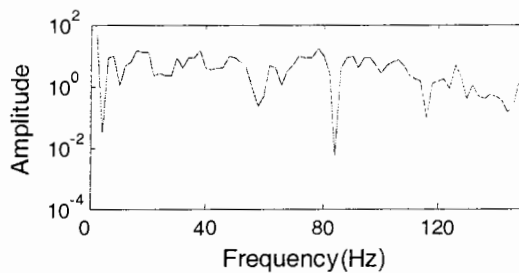


ب

شکل ض-الف-۱۲۱- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

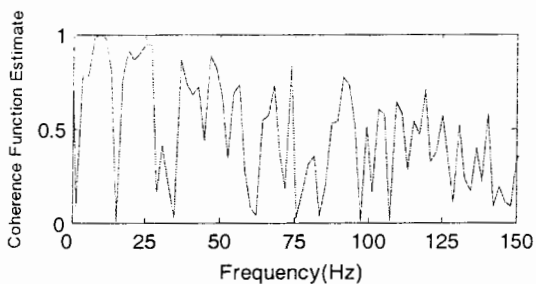


الف

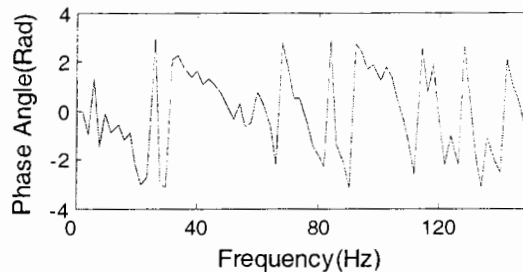


ب

شکل ض-الف-۱۲۲- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



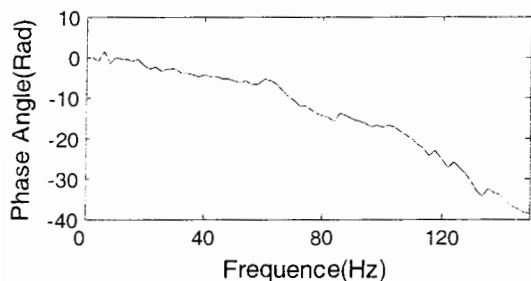
الف



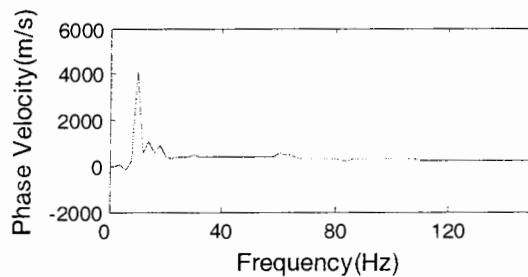
ب

شکل ض-الف-۱۲۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH9

(فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



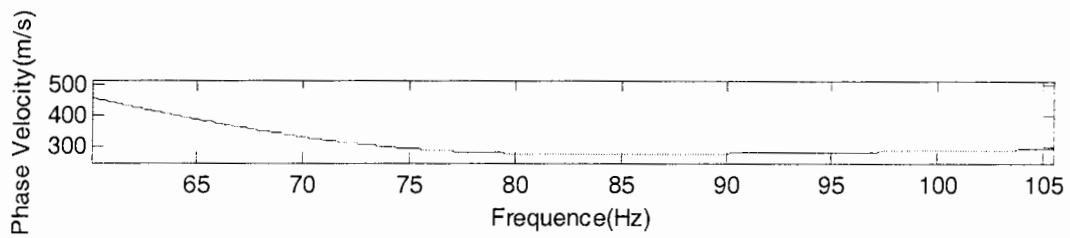
الف



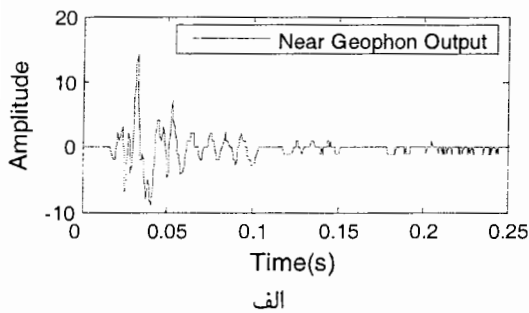
ب

شکل ض-الف-۱۲۴- طیف فاز توان همبستگی متقابل وایچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

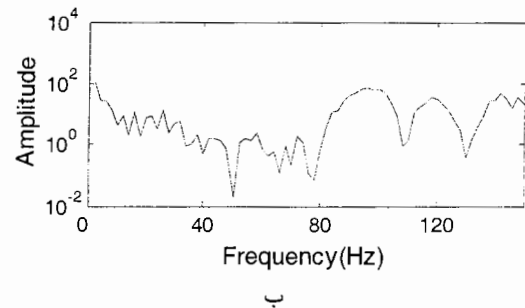
در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



شکل ض-الف-۱۲۵- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

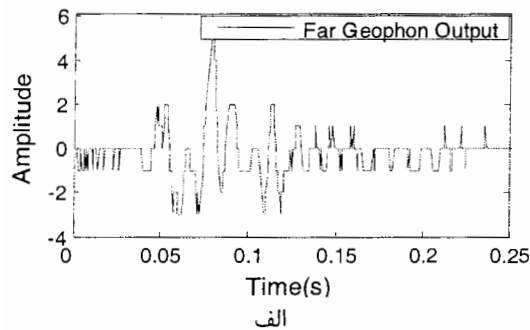


الف

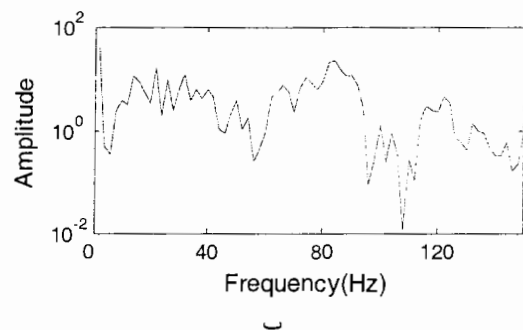


ب

شکل ض-الف-۱۲۶- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

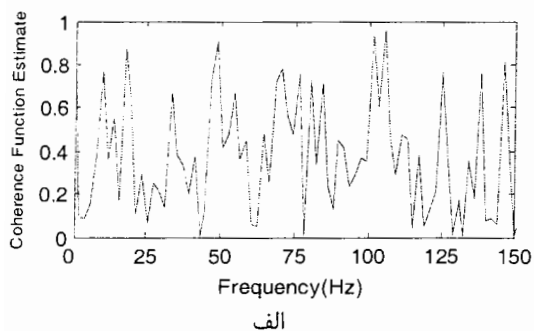


الف

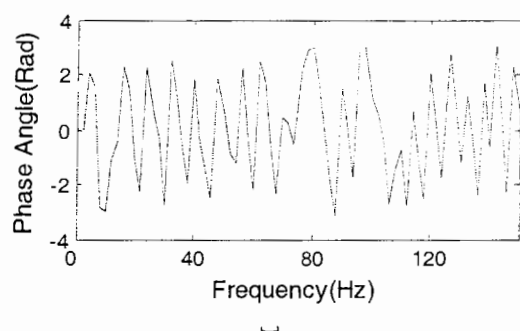


ب

شکل ض-الف-۱۲۷- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

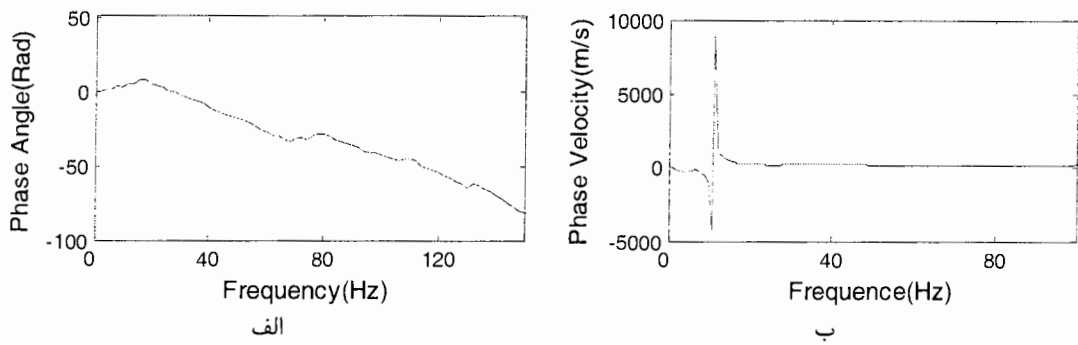


الف

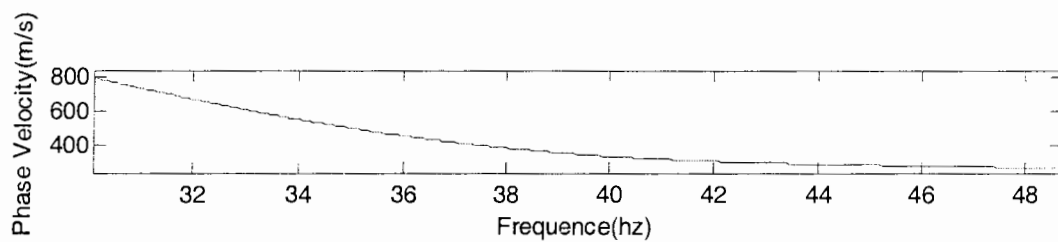


ب

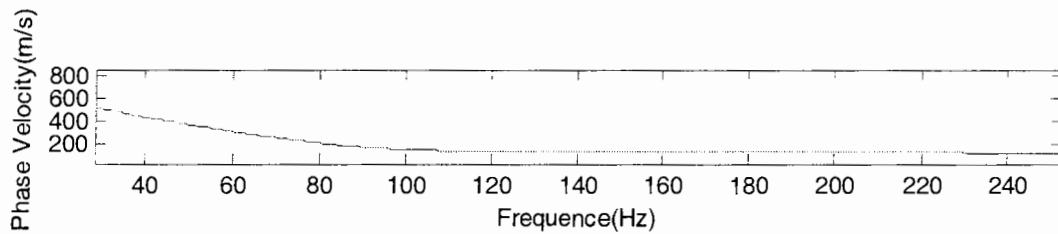
شکل ض-الف-۱۲۸- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



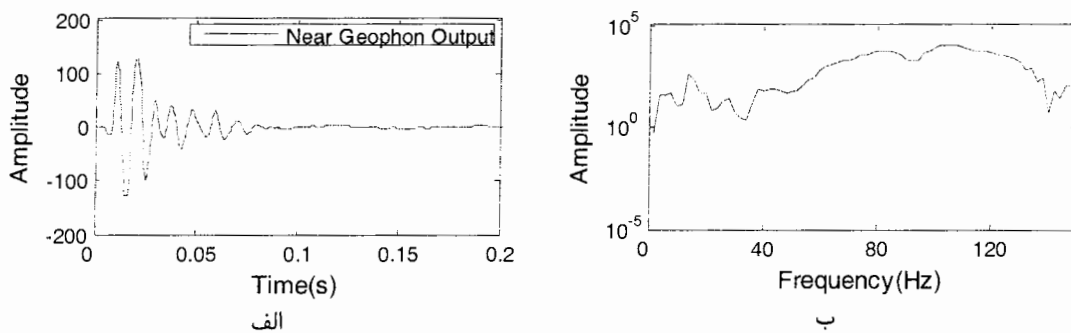
شکل ض-الف-۱۲۹- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



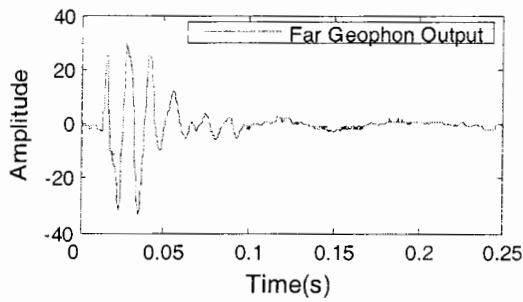
شکل ض-الف-۱۳۰- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH9 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



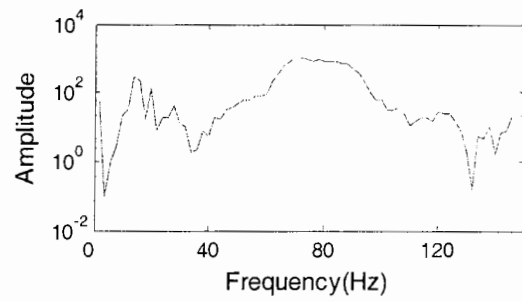
شکل ض-الف-۱۳۱- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH9



شکل ض-الف-۱۳۲- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)

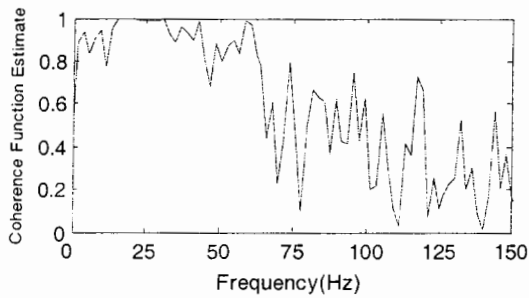


الف

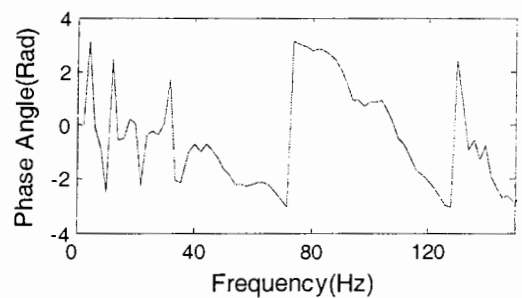


ب

شکل ض-الف-۱۳۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



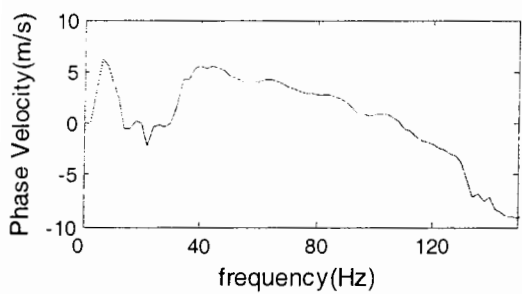
الف



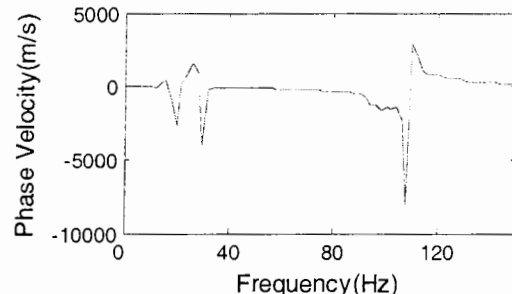
ب

شکل ض-الف-۱۳۴- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) در نقطه

BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



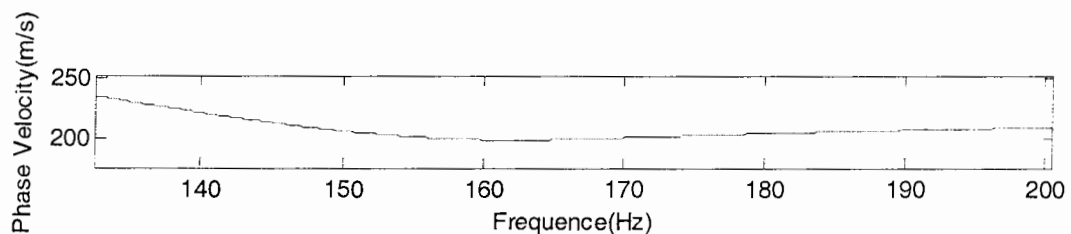
الف



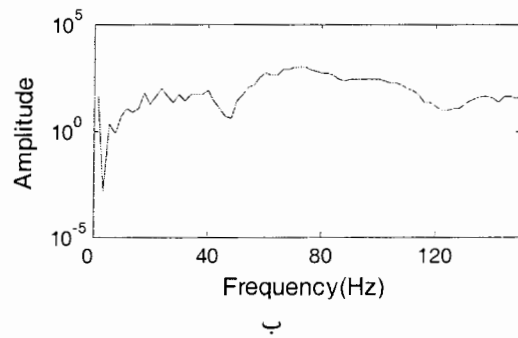
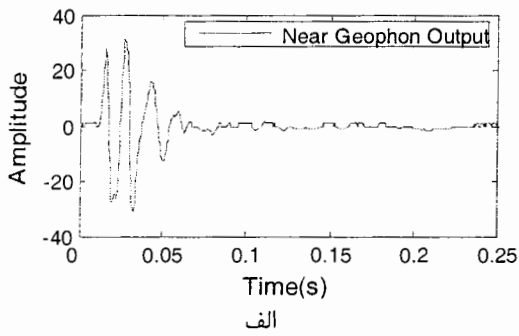
ب

شکل ض-الف-۱۳۵- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

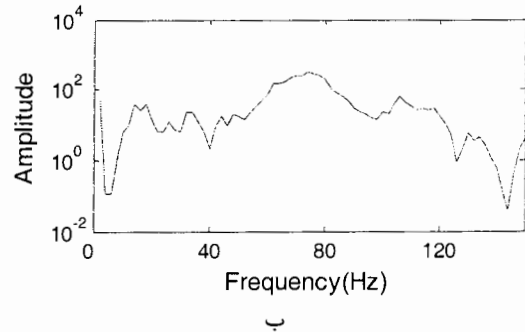
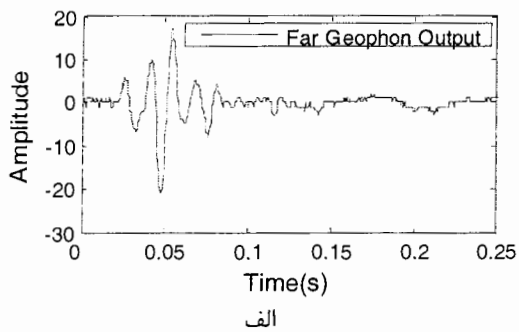
در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



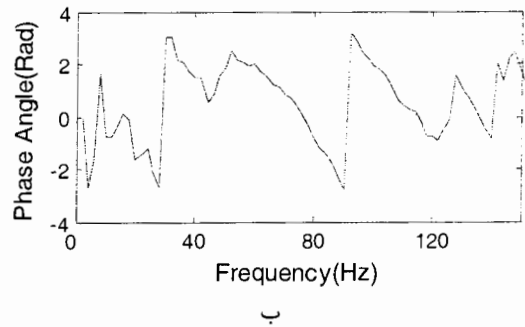
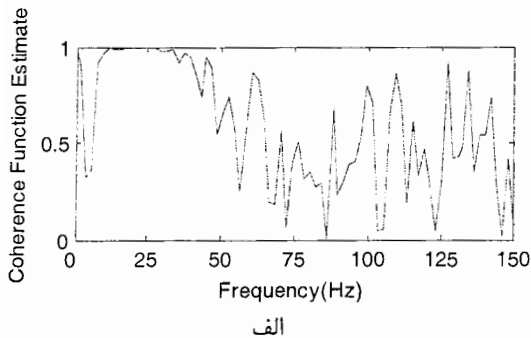
شکل ض-الف-۱۳۶- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



شکل ض-الف-۱۳۷- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

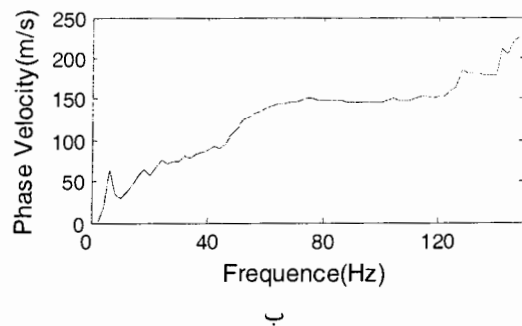
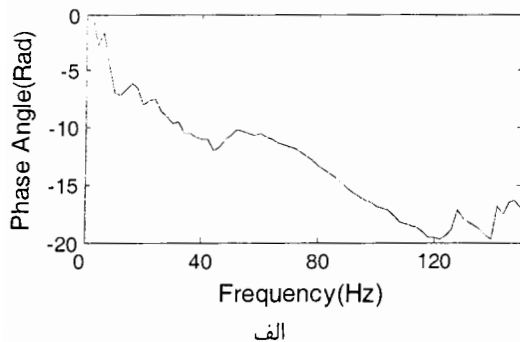


شکل ض-الف-۱۳۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



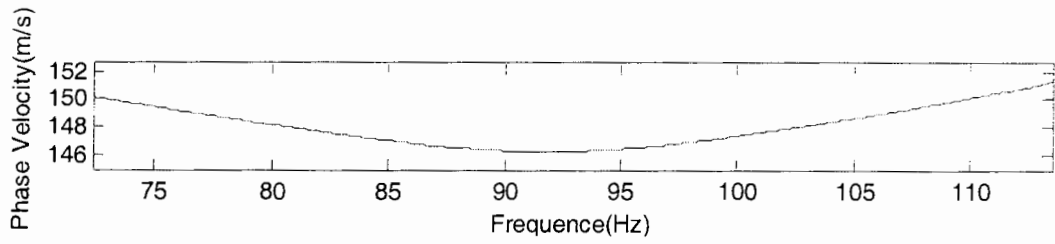
شکل ض-الف-۱۳۹- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه

BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

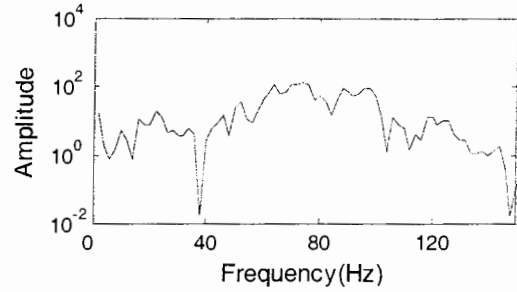
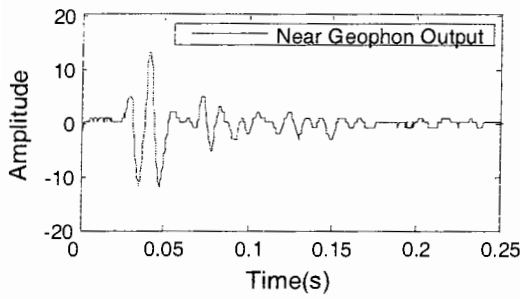


شکل ض-الف-۱۴۰- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



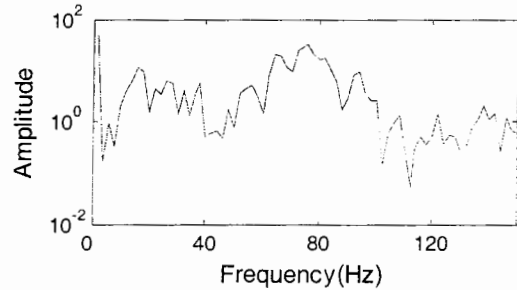
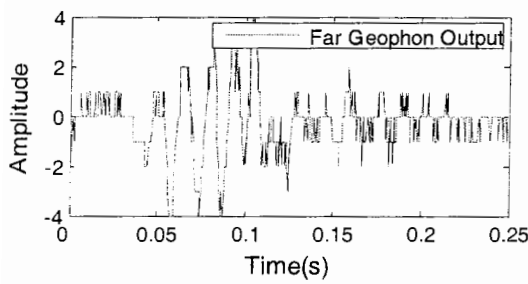
شکل ض-الف-۱۴۱- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



الف

ب

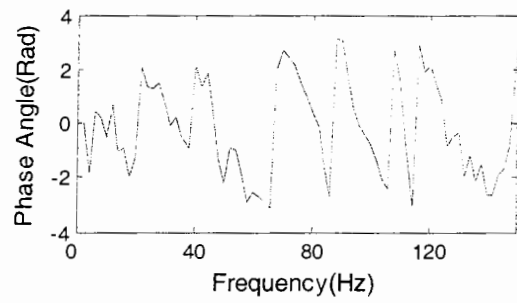
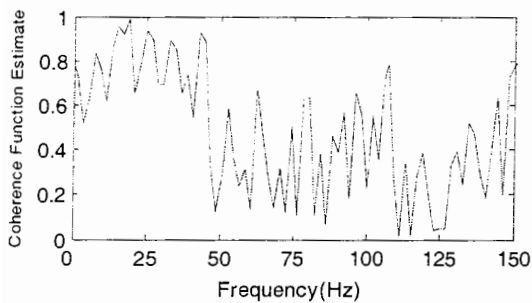
شکل ض-الف-۱۴۲- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



الف

ب

شکل ض-الف-۱۴۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)

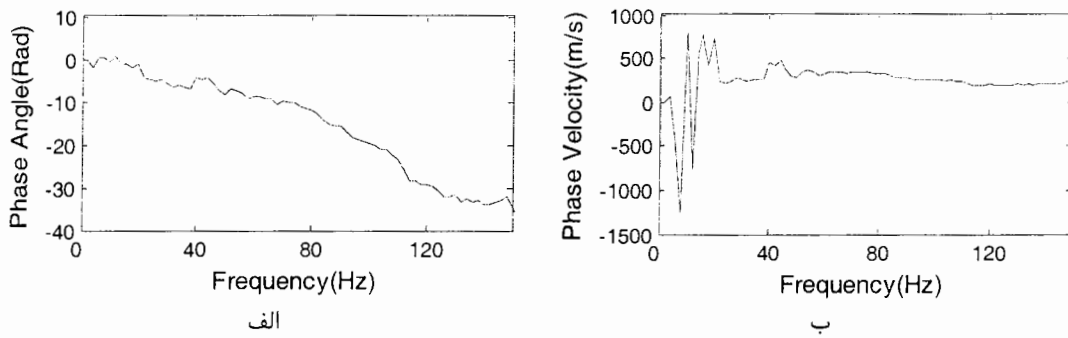


الف

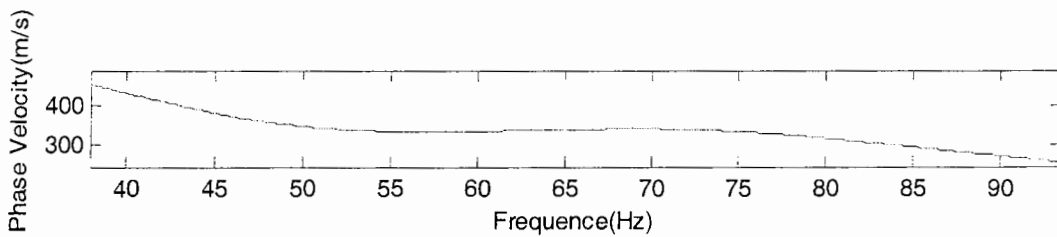
ب

شکل ض-الف-۱۴۴- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه

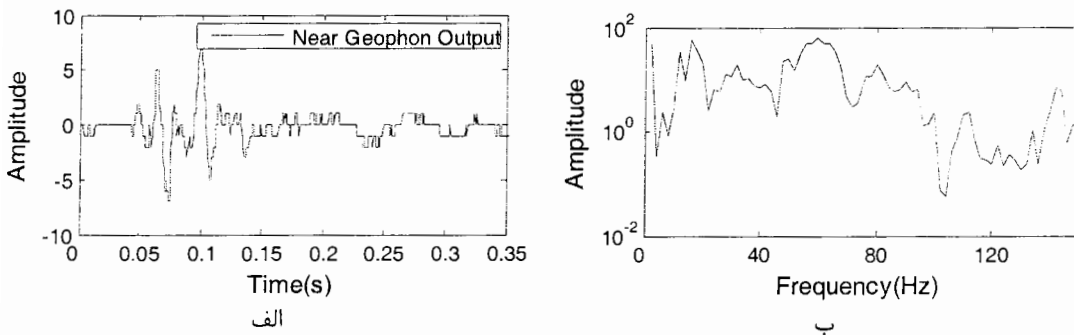
BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



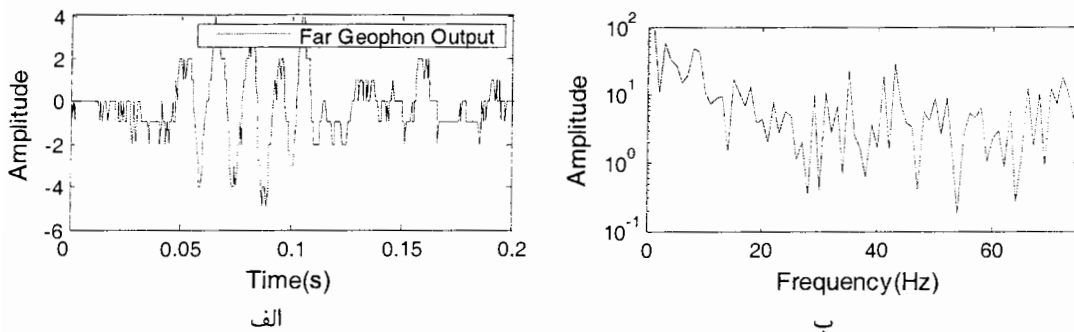
شکل ض-الف-۱۴۵- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



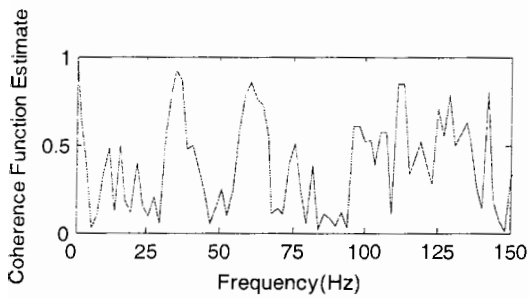
شکل ض-الف-۱۴۶- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۸ متر)



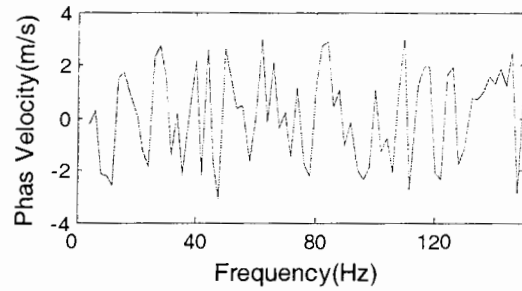
شکل ض-الف-۱۴۷- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۱۴۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی(ب) در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



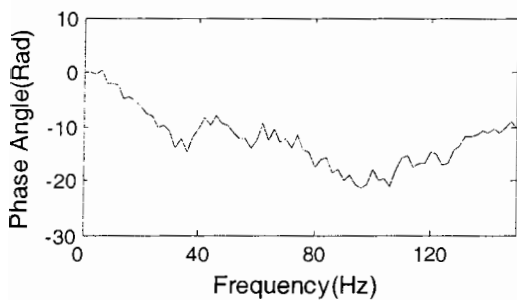
الف



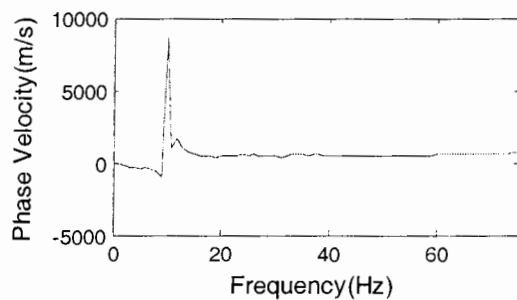
ب

شکل ض-الف-۱۴۹- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) در نقطه

BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



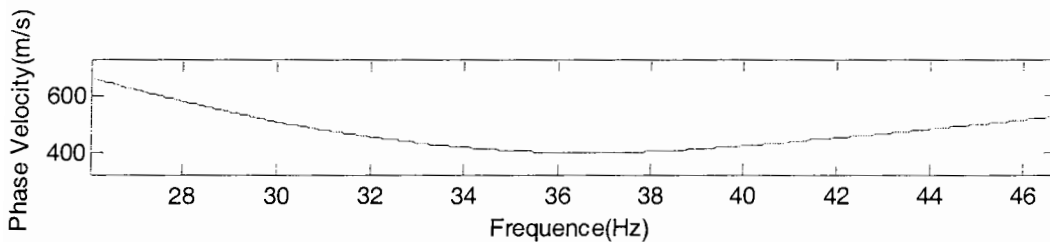
الف



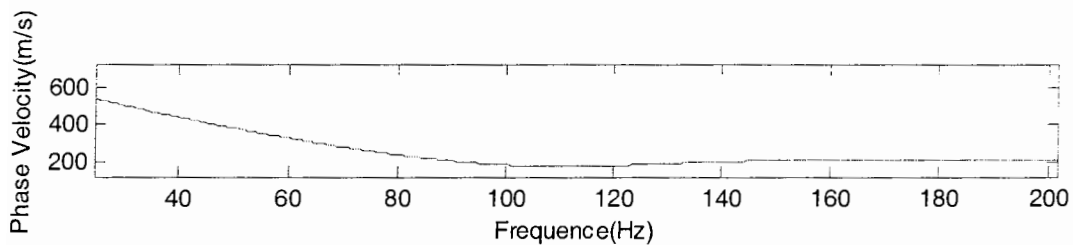
ب

شکل ض-الف-۱۵۰- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپسجیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

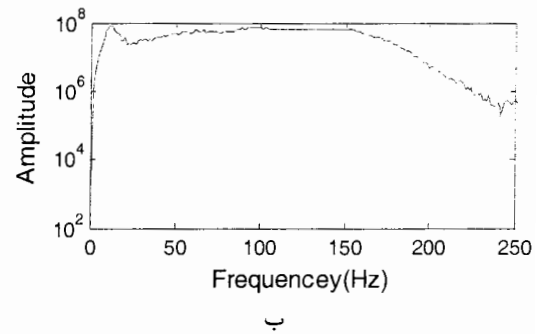
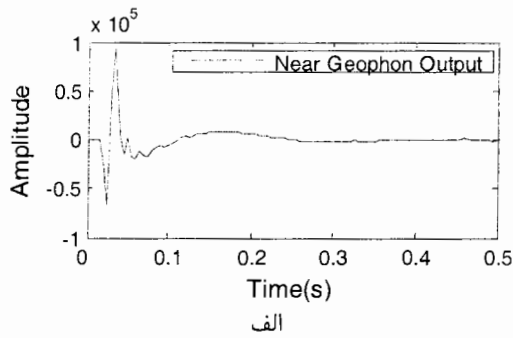
در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



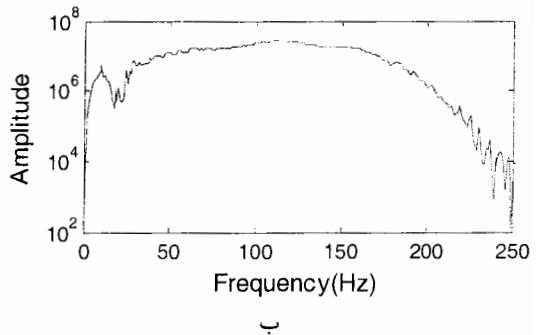
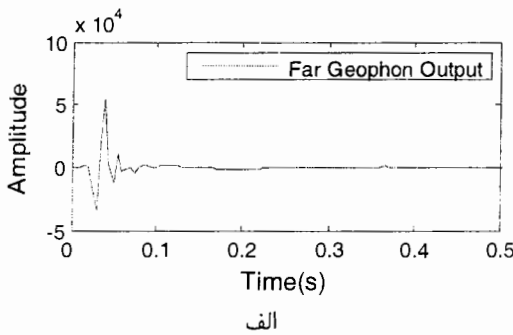
شکل ض-الف-۱۵۱- منحنی پراکندگی فیلتر شده در نقطه BH11 (فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



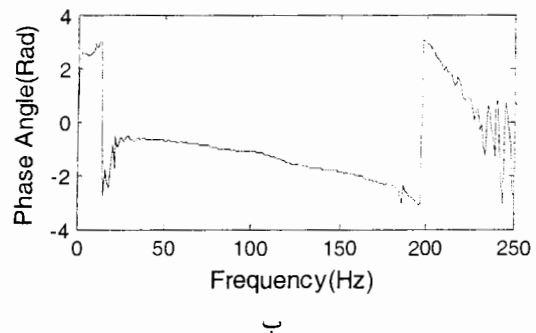
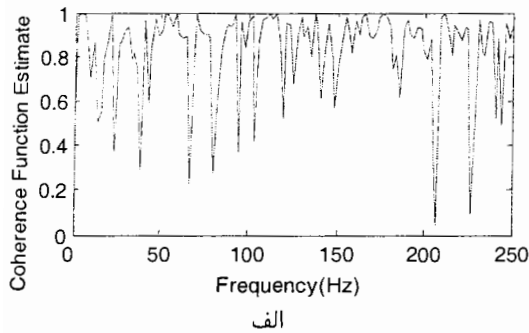
شکل ض-الف-۱۵۲- منحنی پراکندگی نهایی در نقطه BH11



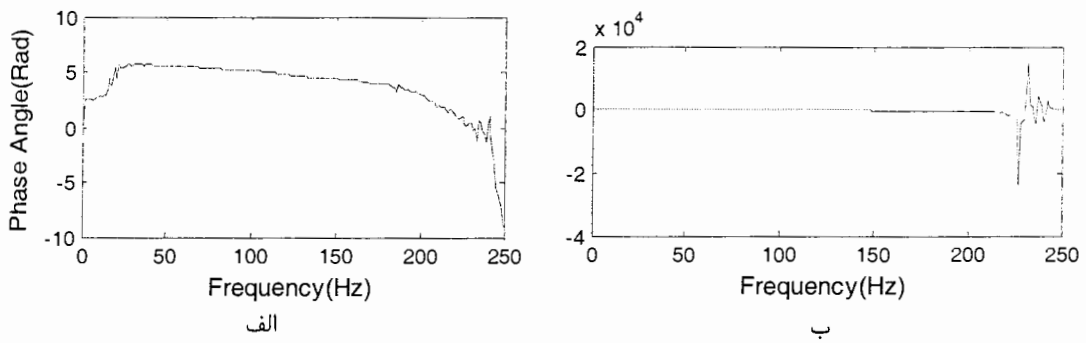
شکل ض-الف-۱۵۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



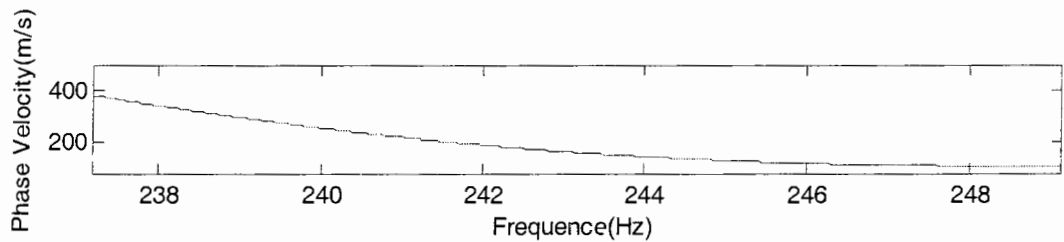
شکل ض-الف-۱۵۴- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



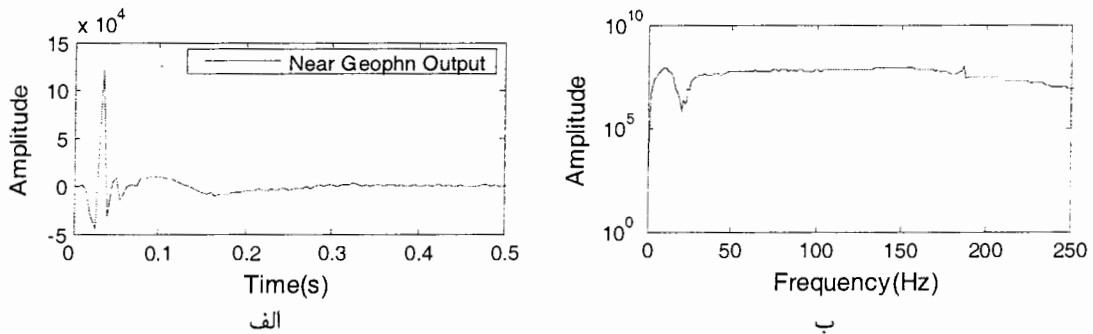
شکل ض-الف-۱۵۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



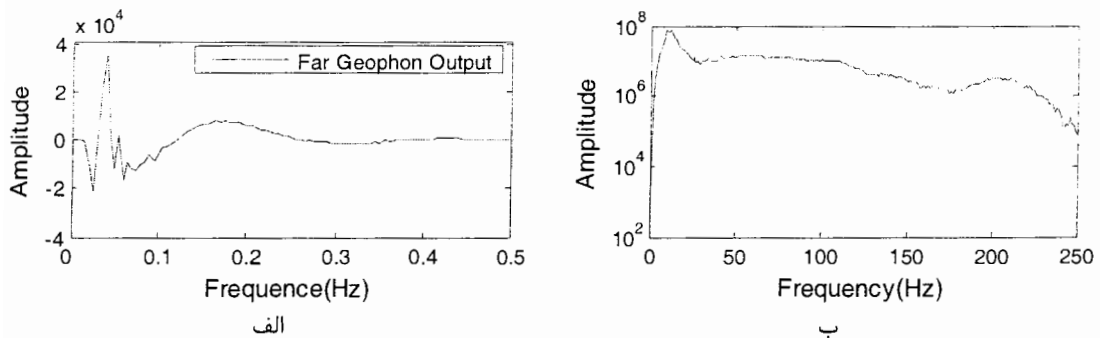
شکل ض-الف-۱۵۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



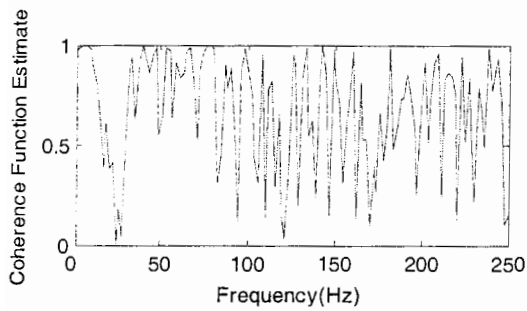
شکل ض-الف-۱۵۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



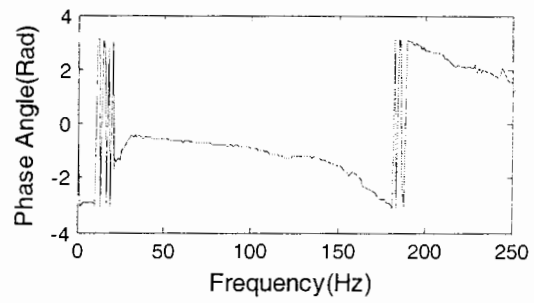
شکل ض-الف-۱۵۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



شکل ض-الف-۱۵۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



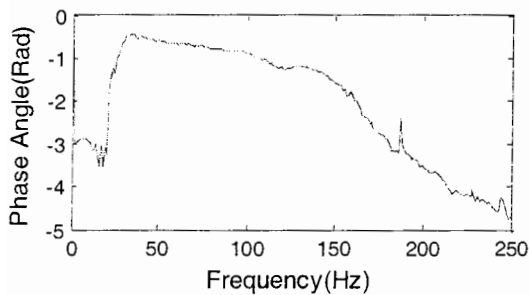
الف



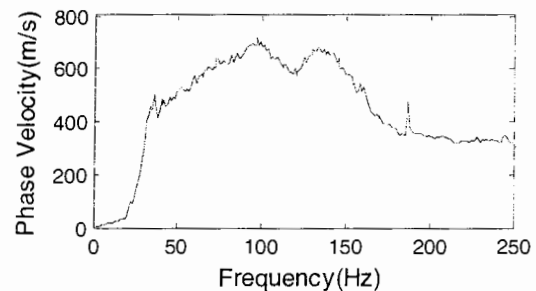
ب

شکل ض-الف-۱۶۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان

شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)



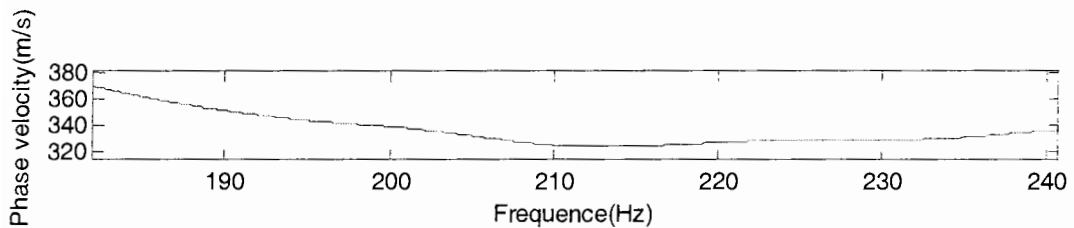
الف



ب

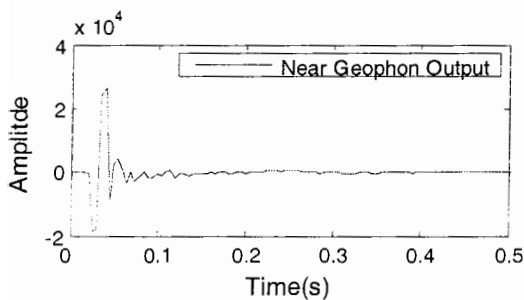
شکل ض-الف-۱۶۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

(مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱ متر)

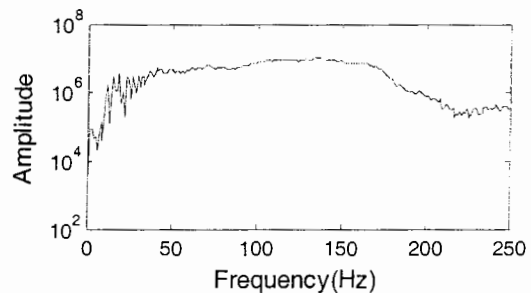


شکل ض-الف-۱۶۲- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله

بین ژئوفون ها ۱ متر)



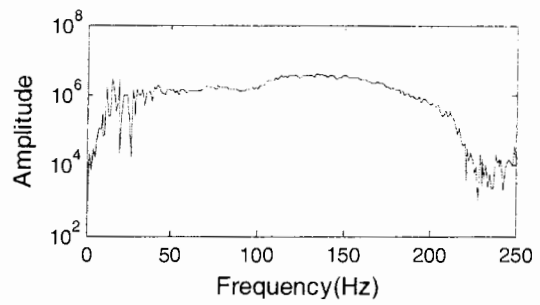
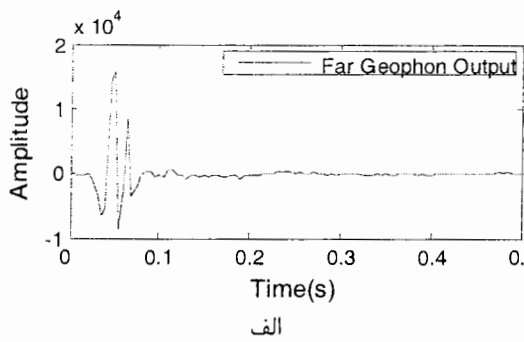
الف



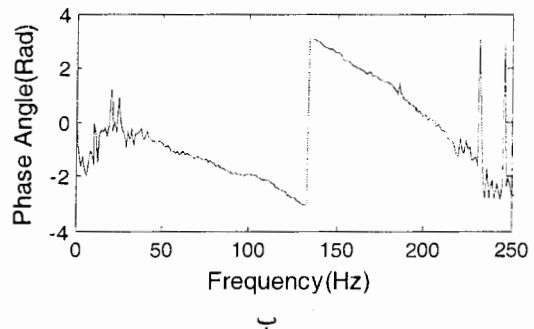
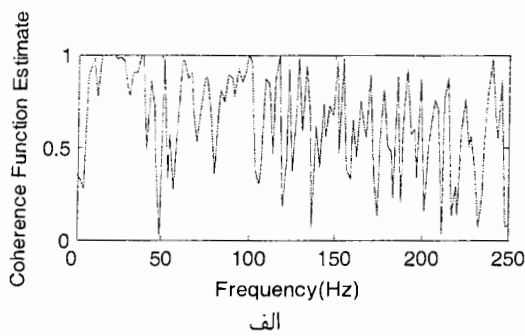
ب

شکل ض-الف-۱۶۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در

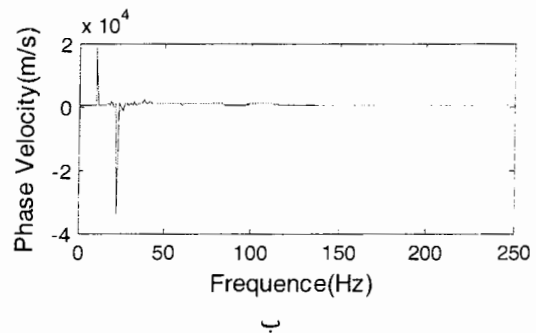
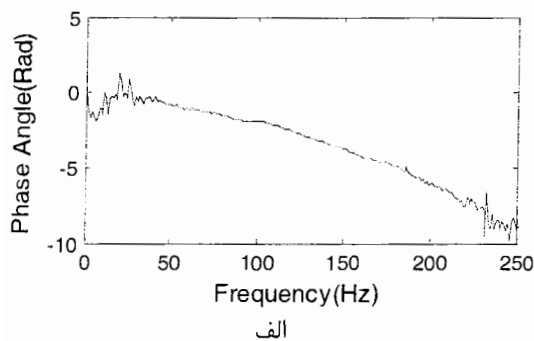
جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



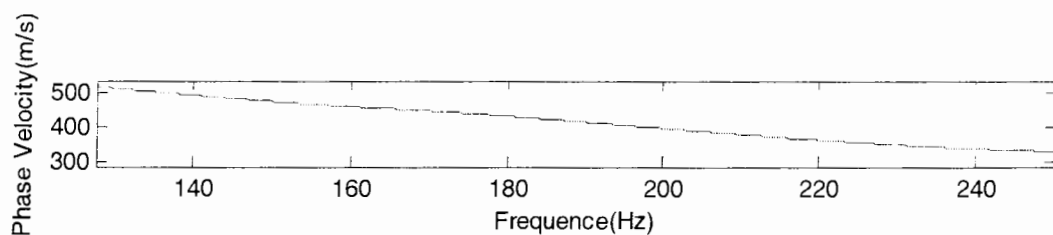
شکل ض-الف-۱۶۴- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



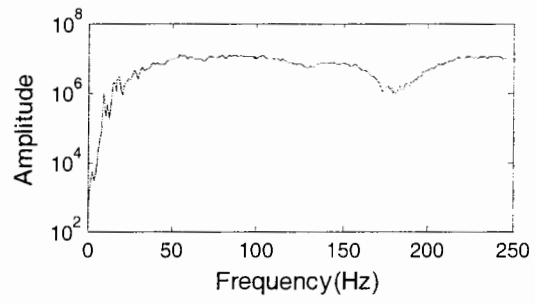
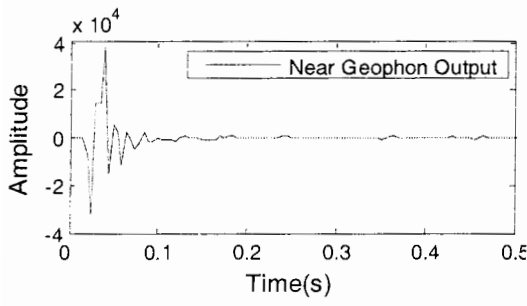
شکل ض-الف-۱۶۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



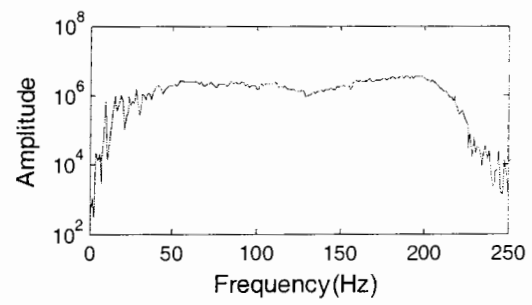
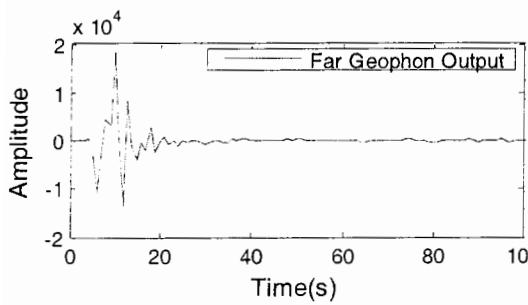
شکل ض-الف-۱۶۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



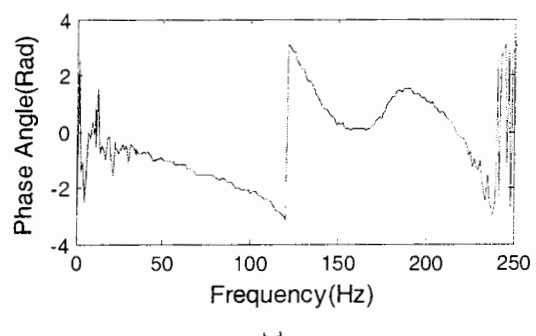
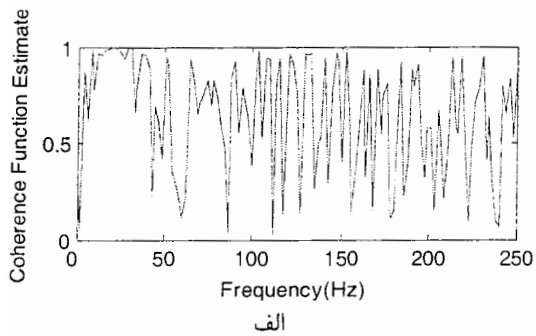
شکل ض-الف-۱۶۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



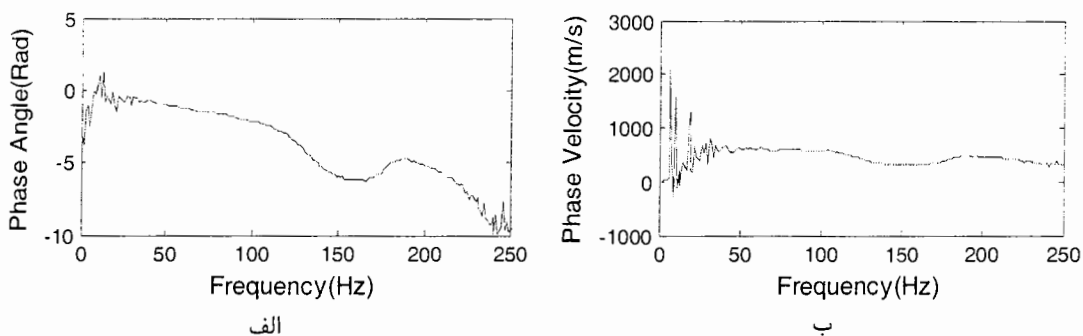
شکل ض-الف-۱۶۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



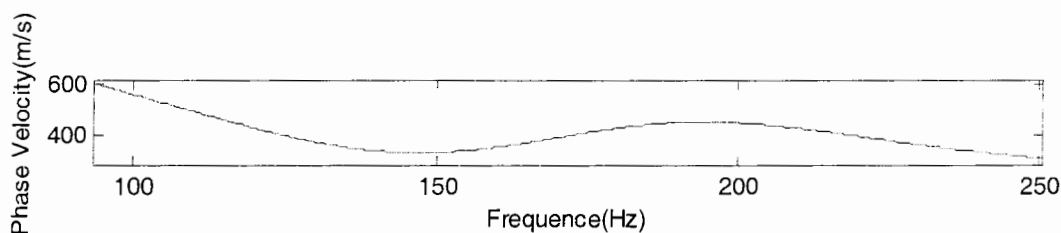
شکل ض-الف-۱۶۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



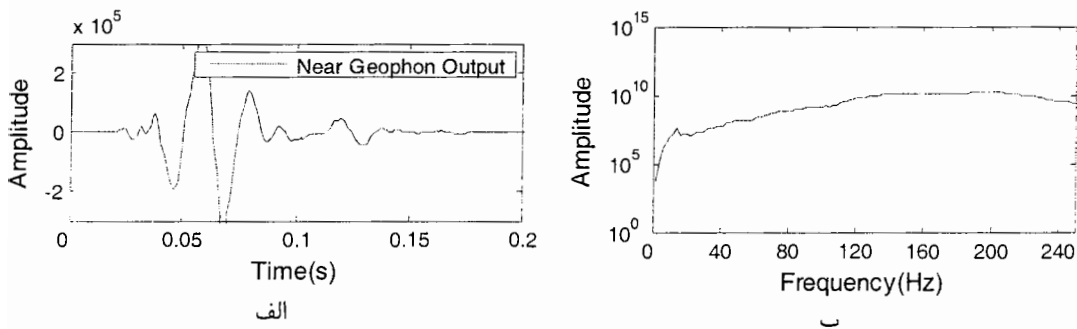
شکل ض-الف-۱۷۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



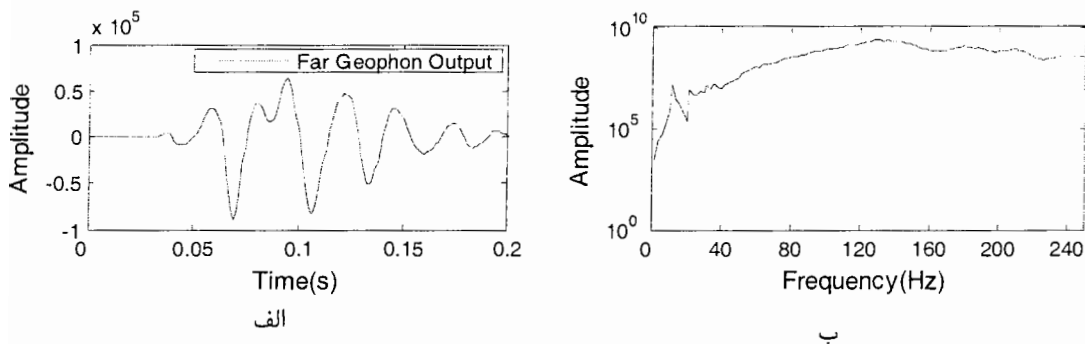
شکل ض-الف-۱۷۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل وایچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



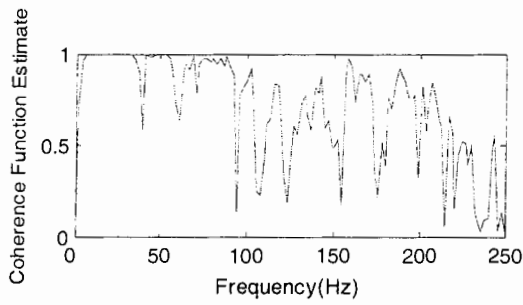
شکل ض-الف-۱۷۲- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۲ متر)



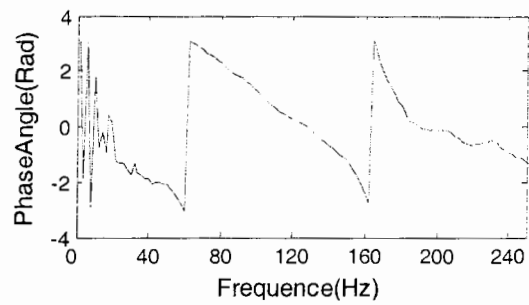
شکل ض-الف-۱۷۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



شکل ض-الف-۱۷۴- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



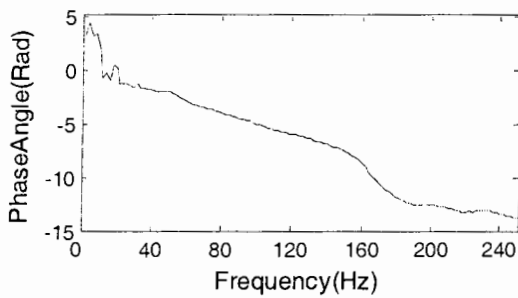
الف



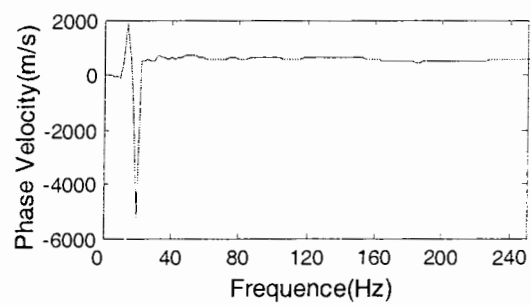
ب

شکل ض-الف-۱۷۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان

شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



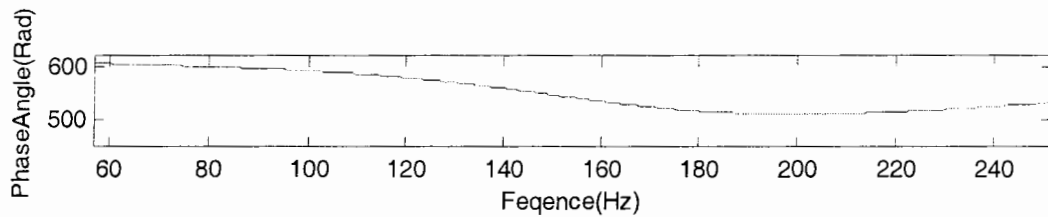
الف



ب

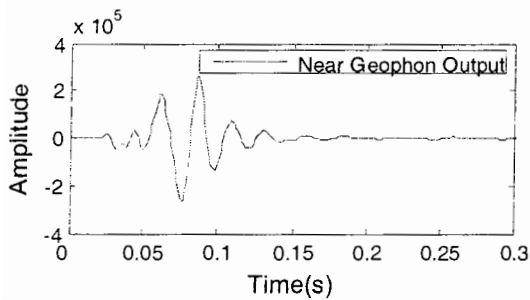
شکل ض-الف-۱۷۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل و ابیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

(مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

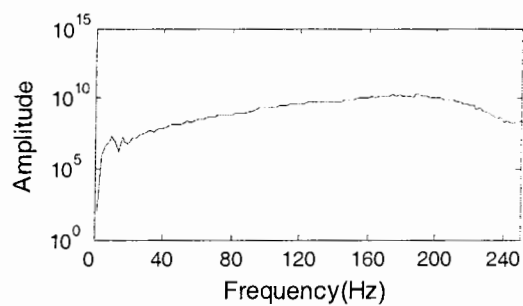


شکل ض-الف-۱۷۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله

بین ژئوفون ها ۴ متر)



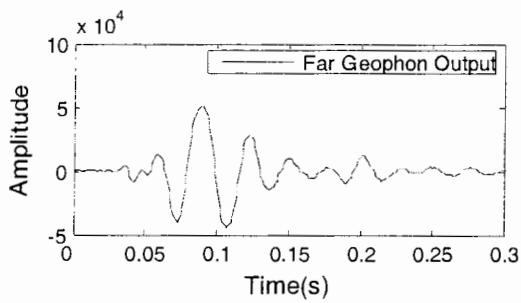
الف



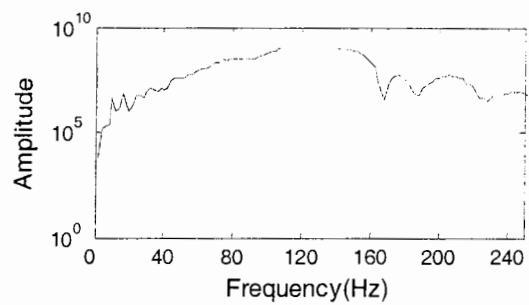
ب

شکل ض-الف-۱۷۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در

شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



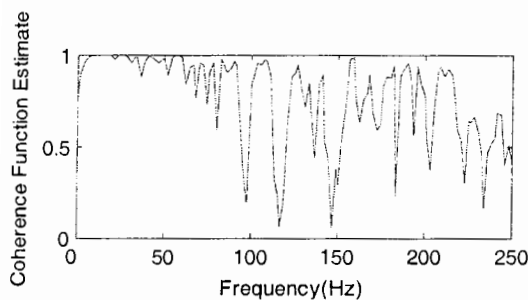
الف



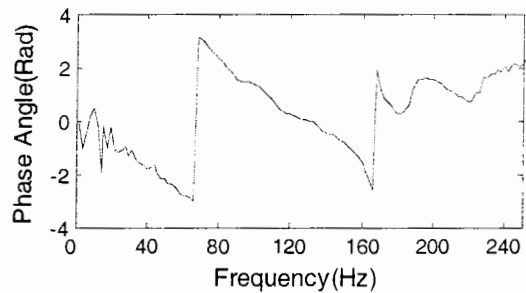
ب

شکل ض-الف-۱۷۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در

شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



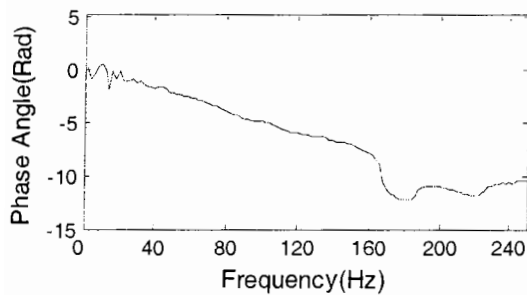
الف



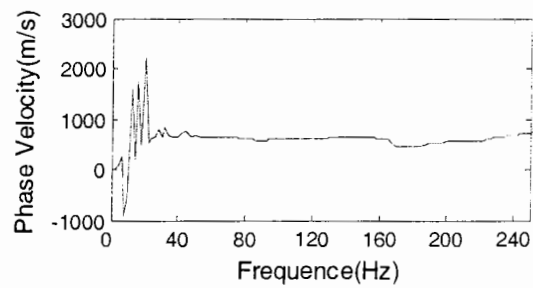
ب

شکل ض-الف-۱۸۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان

شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)



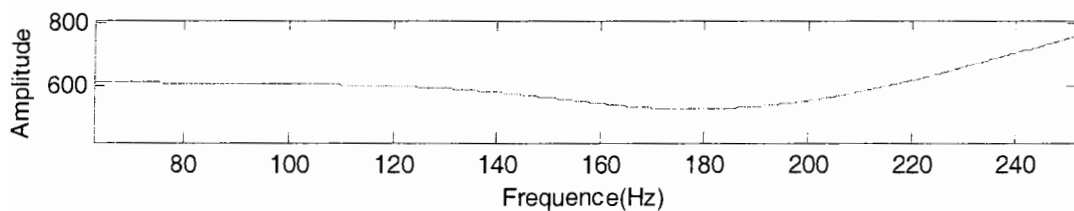
الف



ب

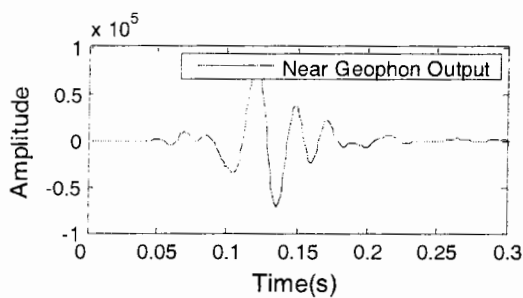
شکل ض-الف-۱۸۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب)

(مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۴ متر)

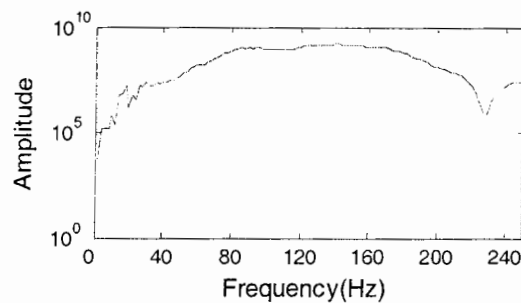


شکل ض-الف-۱۸۲- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله

بین ژئوفون ها ۴ متر)

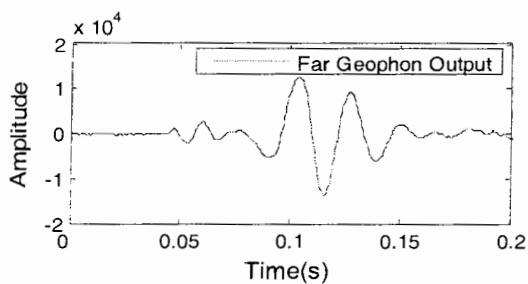


الف

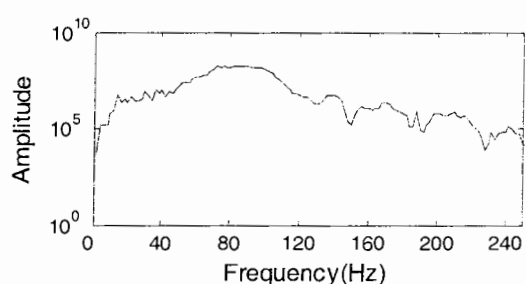


ب

شکل ض-الف-۱۸۳- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

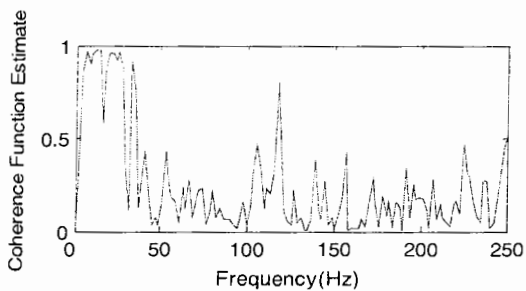


الف

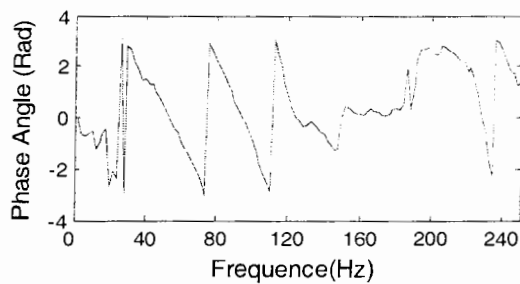


ب

شکل ض-الف-۱۸۴- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

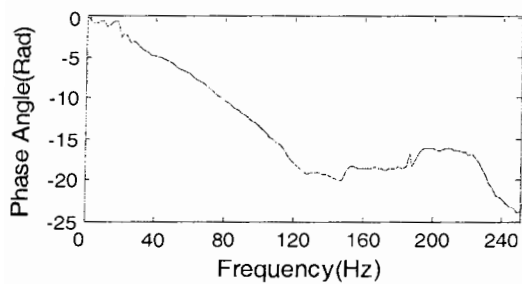


الف

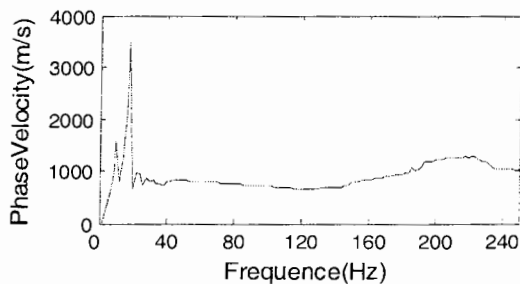


ب

شکل ض-الف-۱۸۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

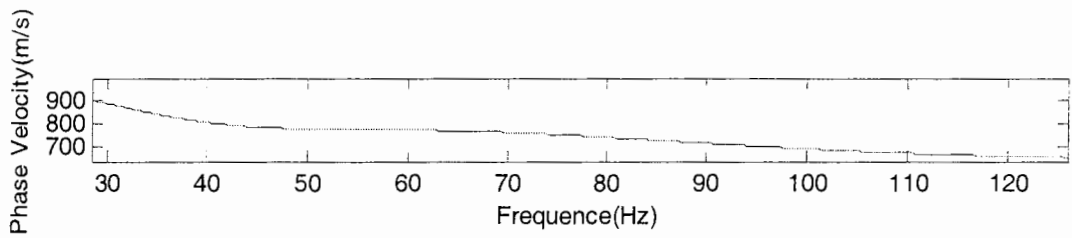


الف

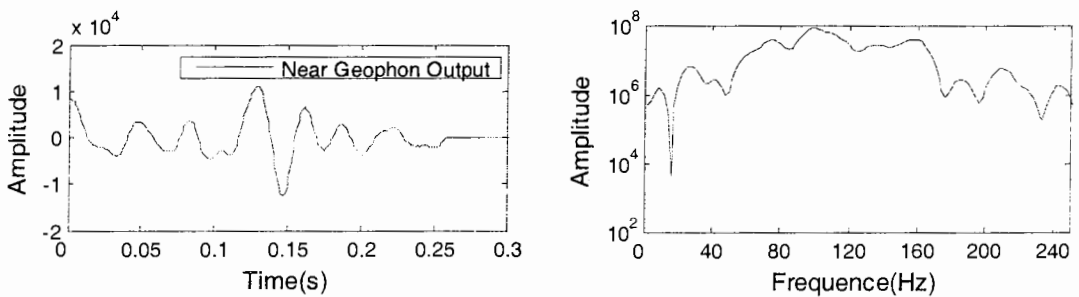


ب

شکل ض-الف-۱۸۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

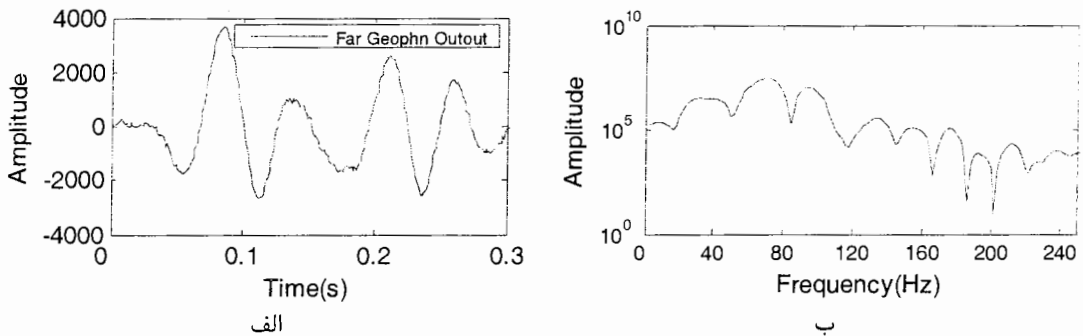


شکل ض-الف-۱۸۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)



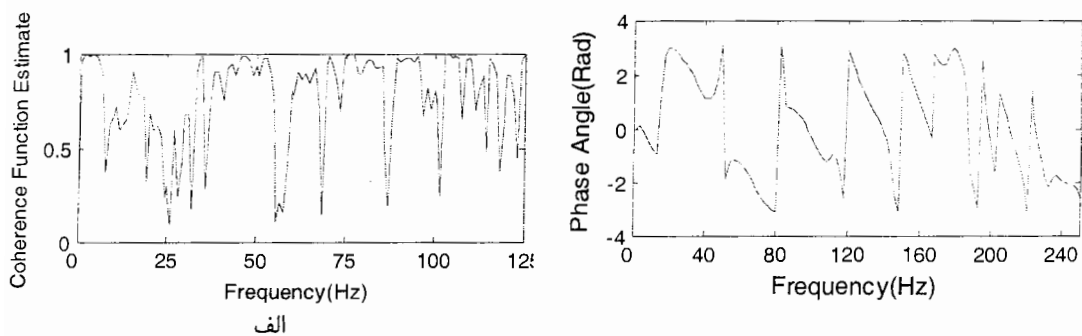
شکل ض-الف-۱۸۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در

شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)



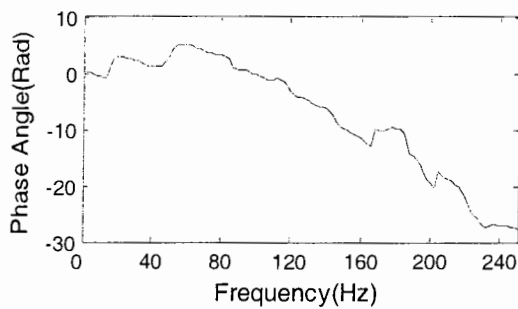
شکل ض-الف-۱۸۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در

شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)

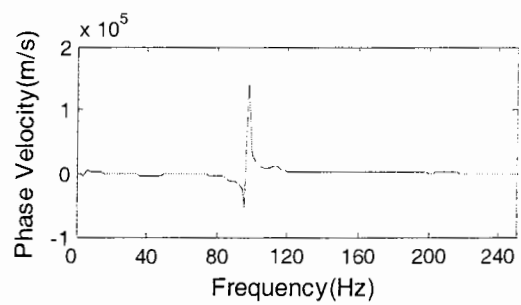


شکل ض-الف-۱۹۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان

شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون‌ها ۱۶ متر)

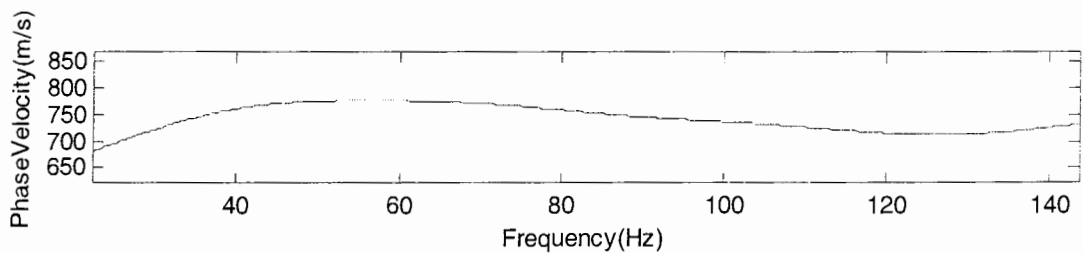


الف

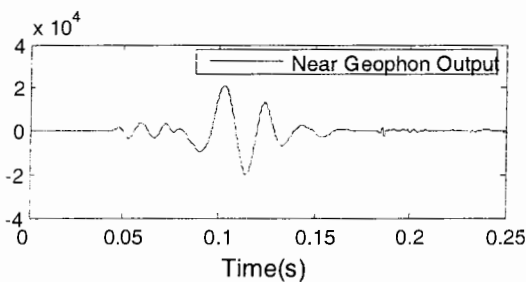


ب

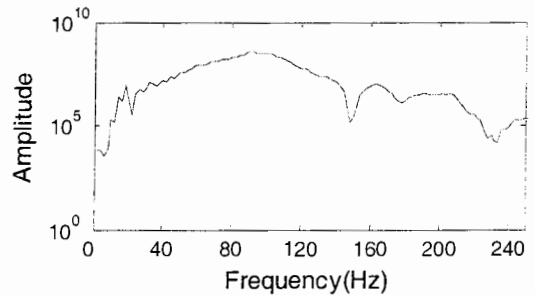
شکل ض-الف-۱۹۱- طیف فاز توان همبستگی متقابل واپیچیده شده(الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)



شکل ض-الف-۱۹۲- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۱۶ متر)

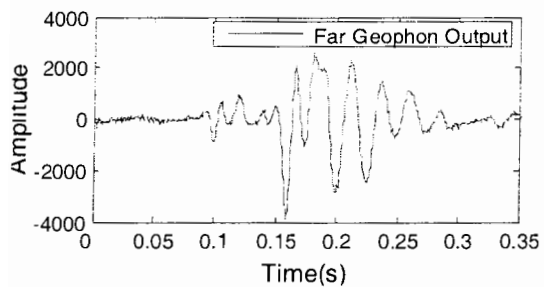


الف

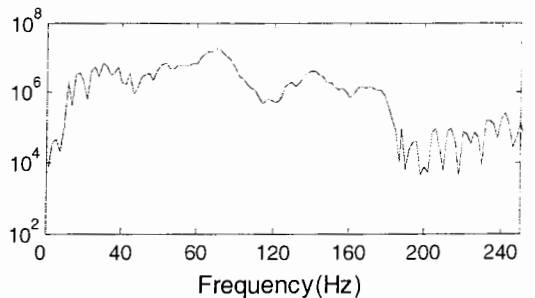


ب

شکل ض-الف-۱۹۳- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)

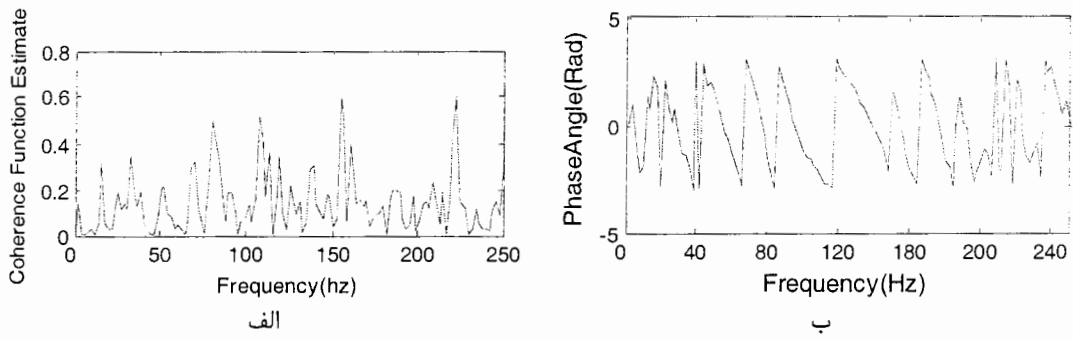


الف

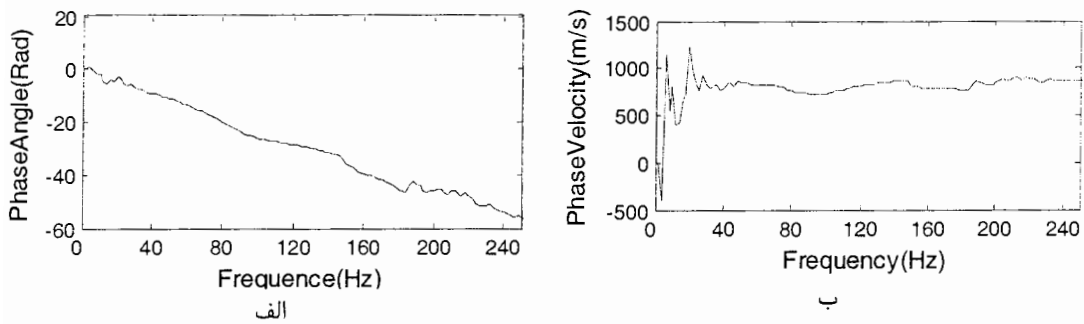


ب

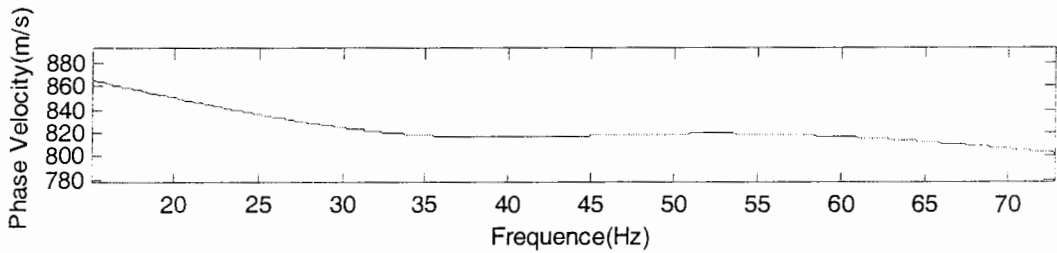
شکل ض-الف-۱۹۴- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی(الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل(ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



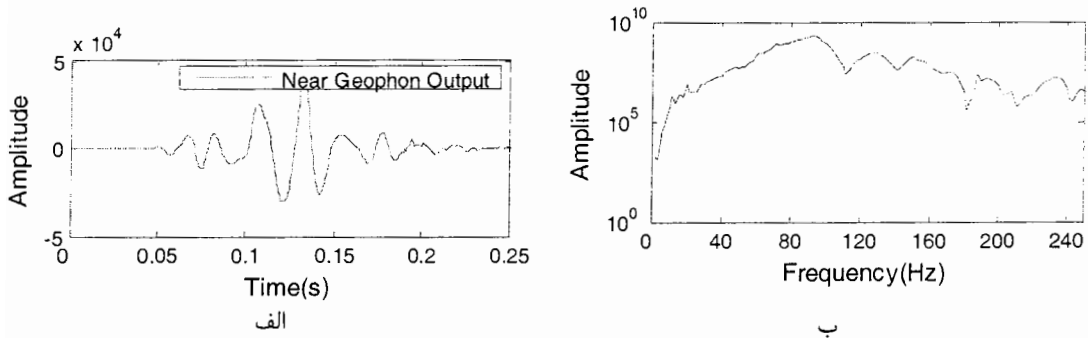
شکل ض-الف-۱۹۵- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



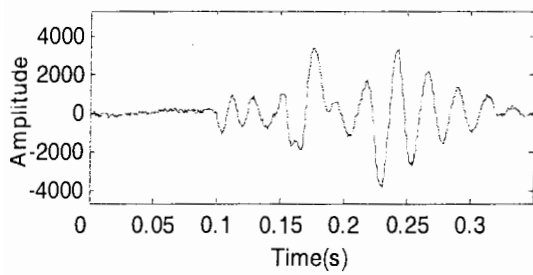
شکل ض-الف-۱۹۶- طیف فاز توان همبستگی متقابل و اویچیده شده (الف) و منحنی پراکندگی فیلتر نشده (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



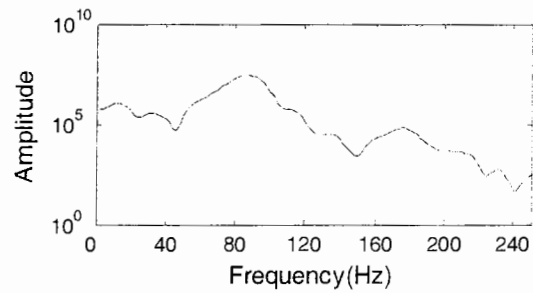
شکل ض-الف-۱۹۷- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در جنوب نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



شکل ض-الف-۱۹۸- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)

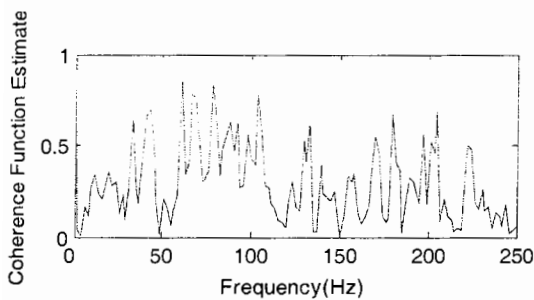


الف

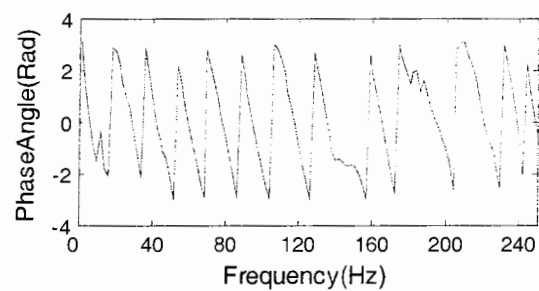


ب

شکل ض-الف-۱۹۹- لرزه نگاشت (الف) و طیف توان خود همبستگی (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)

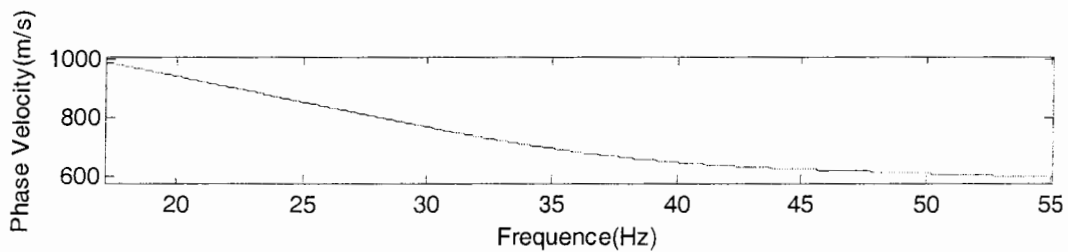


الف

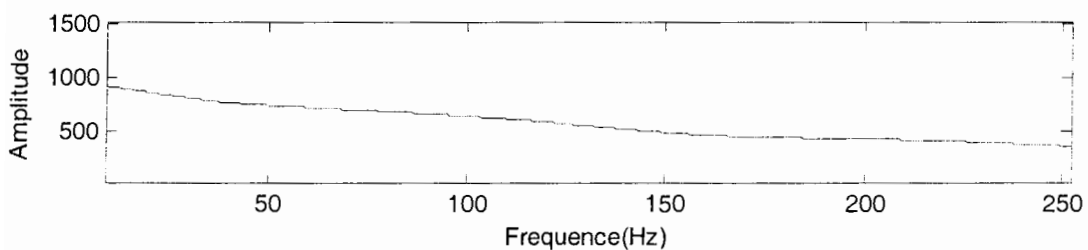


ب

شکل ض-الف-۲۰۰- مقادیر مربوط به تابع میزان همبستگی (الف) و طیف فاز توان همبستگی متقابل (ب) (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



شکل ض-الف-۲۰۱- منحنی پراکندگی فیلتر شده (مکان شاهرود، منبع مولد موج واقع در شمال نقطه مرکزی، فاصله بین ژئوفون ها ۳۲ متر)



شکل ض-الف-۲۰۲- منحنی پراکندگی نهایی (مکان شاهرود)

```

x = input ('Enter Vector X As Xt Value :')

y = input ('Enter Vector Y As Xt Value :')

d = input ('Enter d As Sampeling Time Interval :')

D = input ('Enter D As Distance Between Receivers :')

%define time axis

for i = 1 : length(x)
    t(i) = i * d ;
end

%define frequence axis
for i = 1 : length(x)/2
    z1(i) = (i-1) / (length(x)*d) ;
end
for i = 1 : length(x)
    z(i) = (i-1) / (length(x)*d) ;
end

%calculation FFT for both matrix X and Y %
%the image part of FFT should multiple in (-1)%
for i = 1 : length(x)
    s = 0 ; p = 0 ;
    for j = 1 : length(x)
        s = s + (x(j) * cos((2 * pi * (i-1) * (j-1)) / (length(x)))) ;
        p = p + (y(j) * cos((2 * pi * (i-1) * (j-1)) / (length(x)))) ;
    end
    ax(i) = s ;
    ay(i) = p ;
end

for i = 1 : length(x)
    s = 0 ; p = 0 ;
    for j = 1 : length(x)
        s = s + (x(j) * sin((2*pi*(i-1)*(j-1)) / (length(x)))) ;
        p = p + (y(j) * sin((2*pi*(i-1)*(j-1)) / (length(x)))) ;
    end
    bx(i) = s ;
    by(i) = p ;
end

%Calculation Amplitude Density% r = abs(z)%
for i = 1 : length(x)

```

```

        Adx(i) = sqrt((ax(i)^2) + (bx(i)^2));
        Ady(i) = sqrt((ay(i)^2) + (by(i)^2));

    end

%calculation phase spectru m%O=angle(fft(t))%
    for i = 1 : length(x)

        if (abs(bx(i))>(1*10^-50) )
            ox(i) = atan2 (-bx(i),ax(i));
        end

        if (abs(bx(i))<=(1*10^-50))
            ox(i) = atan2 (bx(i),ax(i));
        end

    end

    for i = 1 : length(x)

        if (abs(by(i))>(1*10^-50) )
            oy(i) = atan2 (-by(i),ay(i));
        end

        if (abs(by(i))<=(1*10^-50))
            oy(i) = atan2 (by(i),ay(i));
        end

    end

end

%Calculation Unwrap Phase Spectrum %0 = unwrap(a)%
    for i = 1 : length(x)
        oxunwrap(i) = ox(i);
    end

    for i = 1 : length(x) - 1
        delta(i) = oxunwrap(i+1) - oxunwrap(i);
    end

    for i = 1 : length(x) - 1
        if delta(i)>3.1416
            for c = i : length(x) - 1
                oxunwrap(c + 1) = oxunwrap(c + 1) - (2 * pi);
            end
        end

        if delta(i)<=-3.1416
            for c = i : length(x) - 1

```

```

        oxunwrap(c + 1) = oxunwrap(c + 1) + (2 * pi) ;
    end
end
end

for i = 1 : length(x)
    oyunwrap(i) = oy(i) ;
end

for i = 1 : length(x) - 1
    delta(i) = oyunwrap(i+1) - oyunwrap(i) ;
end

    for i = 1 : length(x) - 1
        if delta(i) > 3.1416
            for c = i : length(x) - 1
                oyunwrap(c + 1) = oyunwrap(c + 1) - (2 * pi) ;
            end
        end
        if delta(i) <= -3.1416
            for c = i : length(x) - 1
                oyunwrap(c + 1) = oyunwrap(c + 1) + (2 * pi) ;
            end
        end
    end
end

%Calculation Auto Power Spectrum %pxx=x.*conj(x)/N%
for i = 1 : length(x) / 2
    apsx(i) = (1 / length(x)) * ((ax(i)^2) + (bx(i)^2)) ;
    apsy(i) = (1 / length(x)) * ((ay(i)^2) + (by(i)^2)) ;
end

h1 = figure('Name','Auto Power Spectrum for signal(1) ','NumberTitl','off') ;
plot(z1,apsx)
xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('Auto Power Spectrum Amplitude (rms)
');
    hold off;
h2 = figure('Name','Auto Power Spectrum for signal(2) ','NumberTitl','off');
plot(z1,apsy)
xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('Auto Power Spectrum Amplitude (rms)')
;
    hold off;

%Calculation Cross Power Spectrum %Pxy=y.*Conj(x)/N%
for i = 1 : length(x)
    Re_cps(i) = (1 / length(x)) * ((ax(i)*ay(i)) + (bx(i) * by(i))) ;

```

```

        xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('unwrap Phase angle( Rad )');
        hold off;

%calculation phase velocity%
    for i = 1 : length(x) / 2
        if o_pcs_unwrap(i) ~= 0
            Vr(i) = (-z(i) * 2 * pi * D) / o_pcs_unwrap(i);
        end
    end
h1 = figure('Name','Shear Wave Velocity Profile without filtering
','NumberTitl','off');
plot(z1,Vr)
    xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('Phase Velocity (m/sec)');
    hold off;

calculation Coherence Function%Cxy = cohere(x,y)%
    for i=1:length(x)/2
        Cf(i)=((Im_cps(i)^2)+(Re_cps(i)^2))/(apsx(i)*apsy(i));
    end
    h3 = figure('Name','Coherence Function ','NumberTitl','off');
plot(z1,Cf)
xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('Coherence Function ');
hold on;
    Cf

%filtering
for i=1:length(x)/2
    max(i)=2*D*((i-1)/(length(x)*d));
    min(i)=(D/3)*((i-1)/(length(x)*d));

    if Vr(i)<=max(i)&Vr(i)>=min(i)
        f(i)=1;
    else
        f(i)=0;
    end;
end

for i=1:(length(x)/2)-1
    f1(i)=f(i+1)-f(i);
end

%k=min and h=max
k = 1 ; h = length(x) / 2 ;
for i = 1 : (length(x) / 2) - 1
    if f1(i) == 1
        k = i + 1 ;
    end
    if f1(i) == -1

```

```

        h = i ;
    end
end

for p = k : h
    fx(p) = (p - 1) / (length(x) * d) ;
    Vrf(p) = Vr(p) ;
end
h3 = figure('Name','Shear Wave Velocity Profile with filtering
','NumberTitl','off');
plot(fx,Vrf)
    xlabel('frequence ( Hz )');ylabel('Phase Velocity (m/sec)');
    hold off;

h1 = figure('Name','Signal (1) in Time Domain ','NumberTitl','off');
plot(t,x)
    xlabel('time ( sec )');ylabel('Geophone ( 1 )');

h1 = figure('Name','Signal (2) in Time domain ','NumberTitl','off');
plot(t,y)
    xlabel('Time ( sec )');ylabel('Geophone ( 2 )');
    hold on;

```


ضمیمہ ج

ضمیمه ج- انواع زمین ها از نظر نوع سنگ و خاک به شرح جدول زیر طبقه بندی می شوند: [اعضای کمیته دائم بازننگری آیین نامه طرح ساختمان ها در برابر زلزله، ۱۳۸۳]

جدول ض-ج-۱- طبقه بندی نوع زمین بر اساس سرعت متوسط موج برشی

نوع زمین	توصیف مواد متشکله	حدود تقریبی \bar{V}_s (متر بر ثانیه)
I	الف- سنگ های آذرین (دارای بافت درشت و ریز دانه) سنگ های رسوبی سخت و بسیار مقاوم و سنگ های دگرگونی توده ای (گنایس-سنگ های متبلور سیلیکاته) طبقات کنگلومرایی ب- خاک های سخت (شن و ماسه متراکم، رس بسیار سخت) با ضخامت کمتر از ۳۰ متر	$\bar{V}_s \geq 750$ $375 \leq \bar{V}_s \leq 750$
II	الف- سنگ های آذرین سست (مانند توف)، سنگ های سست رسوبی، سنگ های دگرگونی متورق و به طور کلی سنگ هایی که در اثر هوازدگی (تجزیه و تخریب) سست شده اند. ب- خاک های سخت (شن و ماسه متراکم، رس بسیار سخت) با ضخامت بیشتر از ۳۰ متر	$375 \leq \bar{V}_s \leq 750$ $375 \leq \bar{V}_s \leq 750$
III	الف- سنگ های متلاشی شده در اثر هوازدگی ب- خاک های با تراکم متوسط، طبقات شن و ماسه با پیوند متوسط بین دانه ای و رس با سختی متوسط	$175 \leq \bar{V}_s \leq 375$ $175 \leq \bar{V}_s \leq 375$
IV	نهشته های نرم با رطوبت زیاد در اثر بالا بودن سطح آب زیر زمینی ب- هر گونه پروفیل خاک که شامل حداقل ۶ متر خاک رس با اندیس خمیری بیش از ۲۰ و درصد رطوبت بیشتر از ۴۰	$V_s \leq 175$

\bar{V}_s سرعت موج برشی می باشد که با رعایت اثر ضخامت لایه ها در فاصله ۳۰ متری عمق زمین میانگین گیری شده است. مثلاً اگر d_i و V_{si} به ترتیب ضخامت لایه i و سرعت موج برشی در آن باشند، با استفاده از رابطه (ض-ج-۱) مقدار \bar{V}_s را می توان محاسبه کرد.

$$\bar{V}_s = \frac{\sum d_i}{\sum \left(\frac{d_i}{V_{si}} \right)} \quad (\text{ض-ج-۱})$$

Abstract

Shear wave velocity is an important factor in geotechnical investigation such as sub surface layers strength evaluation, site investigations and determination of sub surface profile. The tradition method for determination shear wave velocity profile is an expensive and time consumer method called down hole test (DHT). There is a new non destructive method as an alternative for DHT. This method is spectral analysis of surface waves. This method aimed obtaining by using dispersion characteristics of the waves. Then the site's shear wave velocity profile is calculated using inversion technique.

This approach is based on producing and recording the seismic waves under surface, analysis of phase difference of these waves in frequency domain and inversion the results.

In this research work rayleigh wave propagation in layer media studied. A computer program made using MATLAB for obtaining field dispersion curves. The dispersion curves of sites in Mashhad and one site in Shahrood University of technology inverted by a simple method and the shear wave velocity profile obtained. Finally these profiles compared with the profile obtained by DHT. Result show good correlation between SASW and DHT method.