

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پردازش، مدل سازی و تفسیر داده های مقاومت ویژه و
لرزه نگاری انکساری و مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر به منظور
شناسایی دقیقتر لایه های زیر سطحی ساختگاه سد

مصطفی استکی

استاد راهنما:

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

استاد مشاور:

نوید امینی

پایان نامه ارشد جهت دریافت مدرک کارشناسی ارشد

تیر ۱۳۹۰

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : معدن

گروه : ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مصطفی استکی

تحت عنوان: پردازش، مدل سازی و تفسیر داده های مقاومت ویژه و لرزه نگاری انکساری و

مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر به منظور شناسایی دقیق تر لایه های زیرسطحی ساختگاه سد

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد

ارزیابی و با درجه مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور

تقدیر و تشکر

حال که با لطف خداوند متعال، این پایان نامه به اتمام رسیده است، بر خود لازم می دانم که از زحمات فراوان استاد عزیز و ارجمندم جناب آقای دکتر کامکار روحانی که همواره اینجانب را از رهنمودهای ارزشمند خویش بهره مند می ساختند، تقدیر و تشکر نمایم.

لازم می دانم از زحمات بی دریغ جناب آقای نوید امینی که به عنوان استاد مشاور سهم بسیار زیادی در به ثمر رساندن این پایان نامه داشتند صمیمانه تشکر نمایم.

به علاوه از زحمات آقایان دکتر علی مرادزاده، دکتر فرامرز دولتی، دکتر ایرج پیروز و دکتر علیرضا عرب امیری به عنوان اساتید ارجمند اینجانب در طول دوره کارشناسی ارشد، کمال تشکر را دارم.

در انتها لازم می دانم از آقایان شاه حسینی، رجبی و سایر پرسنل محترم دانشکده تقدیر و تشکر نمایم.

دانشجو تأیید می‌نماید که مطالب مندرج در این پایان‌نامه (رساله) نتیجه تحقیقات خودش می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان‌نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

چکیده

برداشت‌های ژئوفیزیک شامل روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه‌نگاری انکساری در منطقه بروجن استان چهارمحال و بختیاری جهت مطالعه ساختگاه سد انجام شده است. برای برداشت سونداژهای الکتریکی مقاومت ویژه در منطقه سد از آرایش الکترودی شلومبرژه در نقاطی در طول ۶ پروفیل در راستای شمال غربی - جنوب شرقی و در امتداد رودخانه استفاده شده و سپس تفسیر این سونداژهای مقاومت ویژه الکتریکی با استفاده از آباک‌ها یا منحنی‌های استاندارد و با کمک نرم‌افزارهای موجود نظیر Res2Dinv به منظور تعیین لایه‌های زمین‌شناسی در منطقه مورد نظر صورت گرفته است.

برداشت داده‌های لرزه‌نگاری انکساری با استفاده از آرایش‌های معمول در طول ۵ پروفیل تقریباً عمود بر گسترش پروفیل‌های الکتریکی و با انجام ۷ انفجار و استفاده از ۲۴ ژئوفون که فاصله ژئوفون‌ها از هم ۱۵ متر بوده است. سپس بر اساس زمان‌های رسید امواج لرزه‌ای به ژئوفون‌ها، تفسیر داده‌ها به منظور تعیین لایه‌های زمین‌شناسی در منطقه مورد نظر انجام گرفته است. به منظور مدل‌سازی دو بعدی داده‌های لرزه‌ای از نرم‌افزار Winsism 10 استفاده شده است.

نتایج مدل‌سازی انجام گرفته بر روی داده‌های الکتریکی و لرزه‌ای تفکیک دو لایه را در راستای مقاطع نشان می‌دهد که لایه اول مربوط به آبرفت شامل رسوبات واریزه‌ای و سنگ هوازده ولایه دوم مربوط به سنگ کف محدوده است. ضخامت آبرفت در منطقه بین صفر تا ۳۰ متر متغیر است. ضخامت آبرفت در حواشی و مسیر رودخانه و همچنین در مخروط افکنه رسی سیلتی در غرب دارای ضخامتی که حداکثر ۲۰ تا ۳۰ متر و در ارتفاعات آهکی شمال، شمال شرق و جنوب غرب منطقه به ضخامت حداقل ۰ تا ۱۰ متر است.

سنگ بستر از نوع آهک و در ارتفاعات دارای مقاومت ویژه بالا و درصد شکستگی و هوازدگی کم بوده که البته در بعضی موارد در عمق زیاد مقاومت ویژه پایین می‌آید که می‌تواند ناشی از

وجود حفرات آبدار و یا تغییر سازند باشد. در مسیر رودخانه، سنگ آهک به دلیل شکستگی‌های

ناشی از گسلش و هوازدگی دارای مقاومت ویژه الکتریکی پایین می‌باشد.

کلمات کلیدی: مقاومت ویژه الکتریکی، لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی)، تفسیر یک‌بعدی،

تفسیر دوبعدی، نمودارهای استاندارد، مقطع ژئوالکتریکی، سنگ بستر

فهرست مطالب

فصل ۱ کلیات ۱.....

۱-۱- مقدمه ۲.....

۱-۲- روش‌های متداول در مهندسی ژئوفیزیک ۳.....

۱-۳- ضرورت و هدف از انجام پایان نامه حاضر ۴.....

۱-۴- ساختار پایان نامه ۵.....

فصل ۲ روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی ۶.....

۲-۱- مقدمه ۷.....

۲-۲- اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین ۷.....

۲-۳- آرایه‌های الکتریکی ۱۱.....

۲-۳-۱- سونداژزنی مقاومت ویژه (آرایه شلومبرژه) ۱۲.....

۲-۳-۲- روش برداشت سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته CVES ۱۴.....

۲-۴- ارائه داده‌های سونداژزنی مقاومت ویژه ۱۴.....

۲-۵- پارامترهای ژئوالکتریکی ۱۵.....

۲-۶- تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی ۱۶.....

۲-۶-۱- مقاومت ویژه ظاهری ۱۶.....

۲-۶-۲- مدل‌سازی ۱۷.....

۲-۶-۳- یکتایی ۱۸.....

فصل ۳ روش لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی) ۱۹.....

۳-۱- مقدمه ۲۰.....

- ۲-۳- تاریخچه مختصر روش لرزه‌نگاری شکست مرزی..... ۲۰
- ۳-۳- امواج لرزه‌ای..... ۲۱
- ۴-۳- روش‌های لرزه‌نگاری..... ۲۲
- ۵-۳- روش لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی)..... ۲۳
- ۶-۳- قانون اسنل..... ۲۴
- ۷-۳- روابط مورد استفاده برای محاسبه عمق و ضخامت لایه‌ها در روش لرزه‌نگاری انکساری ۳۱
- ۱-۷-۳- محاسبه ضخامت لایه در مدل‌های دولایه..... ۳۱
- ۱-۱-۷-۳- روش زمان تقاطع..... ۳۲
- ۲-۱-۷-۳- روش فاصله تقاطع..... ۳۳
- ۲-۷-۳- روابط محاسبه عمق و ضخامت در لایه‌های شیب‌دار..... ۳۳
- ۸-۳- تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی..... ۳۷
- ۱-۸-۳- روش تفسیر ABC..... ۳۹
- ۲-۸-۳- روش تفسیر..... ۴۱

فصل ۴ عملیات صحرایی و برداشت داده‌ها..... ۴۳

- ۱-۴- مقدمه..... ۴۴
- ۲-۴- موقعیت جغرافیایی..... ۴۵
- ۳-۴- زمین‌شناسی منطقه..... ۴۷
- ۱-۳-۴- سازند آهکی سَرُوک (K_{sr}^l)..... ۴۹
- ۲-۳-۴- سازند شیلی کژدمی (K_{kz}^{ml})..... ۴۹
- ۳-۳-۴- سازند شیلی گورپی (K_{gu}^{sh})..... ۵۰
- ۴-۴- عملیات صحرایی..... ۵۰

۵۱ تجهیزات مورد استفاده ۱-۴-۴

فصل ۵ مدل سازی و تفسیر داده های مقاومت ویژه در منطقه ۵۳

۵۴ مقدمه ۱-۵

۵۵ تفسیر کیفی سونداژهای الکتریکی ۲-۵

۵۶ نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری (AB=16 m) ۱-۲-۵

۵۷ نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری (AB=100 m) ۲-۲-۵

۵۸ نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری (AB=400 m) ۳-۲-۵

۵۹ نمایش سه بعدی نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری منطقه ۴-۲-۵

۶۰ تفسیر کمی سونداژهای الکتریکی ۳-۵

۶۱ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل E با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۱-۳-۵

۶۳ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل F با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۲-۳-۵

۶۴ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل G با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۳-۳-۵

۶۵ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل H با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۴-۳-۵

۶۶ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل I با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۵-۳-۵

۶۸ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل J با استفاده از نرم افزار Res2dinv ۶-۳-۵

۶۹ تفسیر یک بعدی سونداژهای الکتریکی ۷-۳-۵

۷۳ ترسیم و بررسی نقشه عمق سنگ بستر مقاوم ۸-۳-۵

فصل ۶ مدل سازی و تفسیر داده ای لرزه نگاری انکساری ۷۵

۷۶ مقدمه ۱-۶

۷۷ مقاطع لرزه نگاری شکست مرزی در امتداد پروفیل های برداشت شده ۲-۶

۷۸ مقطع لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل AA' ۱-۲-۶

۷۹ مقطع لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل BB' ۲-۲-۶

۳-۲-۶ - مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل CC' ۸۰

۴-۲-۶ - مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل DD' ۸۱

۵-۲-۶ - مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل KK' ۸۲

فصل ۷ مقایسه نتایج حاصل از دو روش ژئوالکتریکی و لرزه‌نگاری ۸۴

۱-۷ - مقدمه ۸۵

۲-۷ - مقایسه پروفیل‌های لرزه‌ای و مقاطع ژئوالکتریکی عمق سنگ بستر ۸۵

۱-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در

محل پروفیل AA' ۸۵

۲-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در

محل پروفیل BB' ۸۸

۳-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در

محل پروفیل CC' ۹۰

۴-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در

محل پروفیل DD' ۹۲

۵-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در

محل پروفیل KK' ۹۴

فصل ۸ نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۹۶

۱-۸ - نتیجه‌گیری ۹۷

۲-۸ - پیشنهادات ۹۸

پیوست‌ها ۹۹

پیوست الف: آماده سازی فایل ورودی نرم افزار Res2dinv برای آرایه CVES ۱۰۰

پیوست ب: معرفی نرم افزار Winsism و روش تفسیر Intercept Time در آن..... ۱۰۴

فهرست منابع ۱۰۹

فهرست اشکال

- شکل ۱-۲: چگونگی اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین در روش ژئوالکتریک. ۷
- شکل ۲-۲: مرسوم‌ترین آرایه‌های الکتریکی در برداشت مقاومت ویژه به همراه فاکتور هندسی آنها. ۱۱
- شکل ۳-۲: خطوط جریان و سطوح هم پتانسیل الکتریکی برای آرایش الکتروودی متقارن شلومبرژه. ۱۲
- شکل ۱-۳: قانون اسنل. ۲۶
- شکل ۲-۳: قانون اسنل. ۲۷
- شکل ۳-۳: زاویه بحرانی. ۲۸
- شکل ۴-۳: شکل شکست موج لرزه‌ای با زاویه بحرانی. ۲۹
- شکل ۵-۳: مسیر موج انکساری در یک مدل سه لایه. ۳۰
- شکل ۶-۳: مسیر موج انکساری و زوایای بحرانی در یک مدل چند لایه. ۳۱
- شکل ۷-۳: اصول اصلی لرزه‌نگاری انکساری. ۳۲
- شکل ۸-۳: لایه شیب دار و منحنی زمان - مسافت مربوطه در لرزه نگاری انکساری. ۳۴
- شکل ۹-۳: خروجی دیجیتالی اولین ورودی های ثبت شده. ۳۸
- شکل ۱۰-۳: هندسه مسیر امواج شکست مرزی از دو چشمه متقابل و منحنی زمان-مسافت از حاصل اولین رسیده ها. ۴۰
- شکل ۱۱-۳: هندسه مسیر پرتوها به ازای یک مقدار دلخواه $XY=2a$ در روش. ۴۲
- شکل ۱-۴: نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه. ۴۵
- شکل ۲-۴: موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و عکس هوایی منطقه برداشت. ۴۶

شکل ۳-۴: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه به همراه خطوط برداشت لرزه و الکتریک بر روی آن. خطوط نقطه‌چین نشان‌گر پروفیل‌های الکتریکی و خطوط توپر مشکی پروفیل‌های لرزه‌ای هستند ۴۸

شکل ۴-۴: راهنمای استفاده از نقشه زمین‌شناسی منطقه ۴۸

شکل ۵-۴: موقعیت نقاط برداشت و پروفیل‌های انتخابی مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه انکساری ۵۱

شکل ۶-۴: دستگاه ترامتر به همراه بوستر ۵۲

شکل ۱-۵: نقشه هم‌مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با $AB=16\text{ m}$ ۵۶

شکل ۲-۵: نقشه هم‌مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با $AB=100\text{ m}$ ۵۷

شکل ۳-۵: نقشه هم‌مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با $AB=400\text{ m}$ ۵۸

شکل ۴-۵: نقشه سه بعدی مقاومت مخصوص ظاهری محدوده مورد مطالعه ۵۹

شکل ۵-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل E و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی ۶۲

شکل ۶-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل F و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی ۶۳

شکل ۷-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل G و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی ۶۴

شکل ۸-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل H و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی ۶۵

شکل ۹-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل I و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی ۶۷

شکل ۵-۱۰: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل J و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی..... ۶۸

شکل ۵-۱۱: نقشه عمق سنگ کف و ضخامت آبرفت..... ۷۴

شکل ۶-۱: موقعیت پروفیل های لرزه نگاری شکست..... ۷۶

شکل ۶-۲: مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل AA' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)..... ۷۸

شکل ۶-۳: مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل BB' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)..... ۷۹

شکل ۶-۴: مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل CC' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)..... ۸۰

شکل ۶-۵: مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل DD' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)..... ۸۱

شکل ۶-۶: مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی پروفیل KK' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)..... ۸۲

شکل ۷-۱: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی (وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل AA' (پایین)..... ۸۷

شکل ۷-۲: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه نگاری شکست مرزی (وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل BB' (پایین)..... ۸۹

شکل ۳-۷ : نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج

فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی (وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو

روش در محل پروفیل CC' (پایین) ۹۱

شکل ۴-۷ : نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج

فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی (وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو

روش در محل پروفیل DD' (پایین) ۹۳

شکل ۵-۷ : نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج

فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی (وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو

روش در محل پروفیل KK' (پایین) ۹۵

فهرست جداول

- جدول ۱-۲: مقاومت ویژه الکتریکی برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها ۱۰
- جدول ۱-۳: جدول سرعت تقریبی امواج طولی در برخی از مواد ۲۲
- جدول ۱-۵: تغییرات مقاومت ویژه آبرفت در منطقه ۶۰
- جدول ۲-۵: عمق سنگ بستر محاسبه شده برای هر سونداژ ۶۹

فصل ۱ کلیات

کاوش‌های ژئوفیزیکی به منظور مطالعه ویژگی‌های تکتونیکی و زمین‌شناسی سازندها، تفکیک و بررسی لایه‌های زمین، تعیین ضرایب الاستیسیته لایه‌ها، برآورد پارامترهای دینامیکی لایه‌های سطحی، بررسی رفتار لایه‌های سطحی در مقابل زمین‌لرزه به منظور طراحی سازه‌ها و همچنین شناسایی و تعیین موقعیت ذخایر زیرزمینی از قبیل مخازن حاوی هیدروکربورها، معادن زیرسطحی، سفره‌های آب زیرزمینی و غیره صورت می‌گیرد. همان‌طور که می‌دانیم روش‌های مورد استفاده در کاوش‌های ژئوفیزیکی بر اساس اصول فیزیکی از قبیل قوانین جاذبه گرانشی، قوانین حاکم بر نحوه انتشار امواج الاستیک، نحوه تأثیر میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی و همچنین امواج الکترومغناطیس در مواد تشکیل دهنده زمین بنا شده‌اند. لذا کمیت‌های فیزیکی مورد بررسی تنها اطلاعاتی از خواص فیزیکی لایه‌های زمین به دست می‌دهند. [Keller and Frischknecht, 1966].

بنابراین در صورتی که نتایج حاصل از انجام این روش‌ها به طور صحیح مورد تعبیر و تفسیر واقع شوند، می‌توانند اطلاعات مفید و با ارزشی از ویژگی‌های زمین‌شناسی مناطق مورد استفاده و همچنین محدوده‌ی تجمع نهشته‌های سودمند و ویژگی‌های کمی و کیفی سفره‌های آب زیرزمینی در اختیار متخصصین قرار دهند.

از آنجا که در مطالعات ژئوفیزیکی شناسایی لایه‌های زمین با بررسی برخی از خواص فیزیکی ذاتی آنها و یا تأثیرشان بر کمیات فیزیکی در سطح زمین صورت می‌گیرد، اطلاعات حاصل از انجام این مطالعات در مقایسه با روش‌های ژئوتکنیک مستلزم صرف زمان و هزینه به مراتب کمتری است. از طرفی افزایش توانایی کامپیوترها در مدل‌سازی‌هایی که بر مبنای داده‌های صحرایی حاصل از انجام مطالعات ژئوفیزیکی انجام می‌شود، نیز موجب استفاده‌ی روز افزون مطالعات

ژئوفیزیکی در شناسایی زمین شده است. روش‌های مورد استفاده در مطالعات ژئوفیزیکی بر اساس منشاء کمیت‌های فیزیکی مورد بررسی به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند:

گروه اول شامل روش‌هایی است که در آنها کمیت‌های فیزیکی با منشاء طبیعی مورد بررسی واقع می‌شوند. این مطالعات شامل اندازه‌گیری‌های گرانی سنجی، مغناطیس سنجی، رادیومتری طبیعی، اندازه‌گیری‌های حرارتی، بررسی مکانیسم زمین‌لرزه‌ها در تعیین ساختمان زمین در مقیاس بزرگ، بررسی اثرات خورشید در میدان مغناطیس زمین، مطالعه اطلاعات تعیین کننده‌ی چگونگی ساختمان مغناطیسی زمین در گذشته (پالئو مغناطیس)، اندازه‌گیری‌های پتانسیل خودزا، برخی از روشهای چاه‌پیمایی می‌باشد.

گروه دوم در برگرفته روش‌هایی است که به بررسی چگونگی پاسخ زمین به چشمه‌های مصنوعی که به زمین اعمال می‌شوند، می‌پردازند. اکثر روش‌های معمول در اکتشافات ژئوفیزیکی به جز روش‌هایی مثل گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی و برخی از روش‌های چاه‌پیمایی در این گروه قرار می‌گیرند. از آن جمله می‌توان مطالعات لرزه‌نگاری، ژئوالکتریک، پلاریزاسیون القایی (IP)، اکتشافات به روش الکترومغناطیس (EM)، برخی از روش‌های چاه‌پیمایی را نام برد.

۱-۲- روش‌های متداول در مهندسی ژئوفیزیک

علاوه بر روش‌هایی که در مطالعات ژئوفیزیکی ذخایر بزرگ زیرزمینی مانند مخازن عظیم نفت و گاز در ابعاد وسیع و اعماق زیاد به کار برده می‌شوند، در مطالعات مهندسی نیز که معمولاً هدف شناسایی لایه‌های زمین تا عمق‌های کمتر از ۵۰۰ متر است از روش‌های ژئوفیزیکی استفاده می‌شود. این مطالعات شامل بررسی لایه‌های زمین از نظر نحوه قرار گرفتن آنها نسبت به یکدیگر، میزان ضخامت لایه‌ها و رسوبات آبرفتی، تشخیص محل ناپیوستگی‌ها و شکستگی‌ها، تعیین عمق و ابعاد حفره‌ها، برآورد میزان خوردگی خاک، تعیین ضرایب الاستیسیته لایه‌های سطحی و پارامترهای دینامیکی خاک، بررسی‌های کمی و کیفی سفره‌های آب زیرزمینی، شناسایی

جریان‌های آب زیرزمینی، مطالعه رفتار لایه‌های سطحی در مقابل زلزله‌ها به منظور طراحی سازه‌ها و مواردی از این قبیل می‌باشد. مهم‌ترین روش‌های معمول در مهندسی ژئوفیزیک که از توانایی قابل توجهی در تشخیص ویژگی‌های لایه‌های زمین تا عمق‌های محدود برخوردارند، روش‌های لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی)، روش‌های لرزه‌ای درون چاهی، توموگرافی لرزه‌ای و روش‌های مقاومت‌سنجی الکتریکی (ژئوالکتریک) می‌باشند.

۱-۳- ضرورت و هدف از انجام پایان نامه حاضر

همان‌طور که پیش‌تر ذکر شد، روش‌های لرزه‌ای انکساری و مقاومت ویژه الکتریکی از قدرتمندترین و مهم‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی در شناسایی لایه‌های زیر سطحی می‌باشند. تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی در یک منطقه به منظور تعیین عمق یا ضخامت لایه‌های زیرسطحی و همچنین جنس زمین‌شناسی لایه‌ها از روی مقاومت ویژه‌های به دست آمده از تفسیر داده‌ها و مقایسه نتایج حاصل با نتایج به دست آمده از تفسیر داده‌های لرزه‌ای انکساری شامل تعیین عمق یا ضخامت لایه‌های زیرسطحی و نیز جنس زمین‌شناسی لایه‌ها از روی سرعت‌های موج لرزه‌ای لایه‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است. هر یک از دو روش در این خصوص از ضعف‌هایی برخوردار هستند. در برخی مناطق ممکن است یکی از این دو روش در تعیین عمق یا ضخامت لایه‌های زیرسطحی و همچنین جنس زمین‌شناسی لایه‌ها با مشکلاتی همراه باشد.

در مطالعه حاضر سعی شده با مقایسه و تلفیق نتایج تفسیر حاصل از دو روش ژئوفیزیکی مذکور اطلاعات کامل‌تر و قابل اطمینان‌تری در زمینه زمین‌شناسی زیر سطحی به دست آورده شود. ترکیب نتایج تفسیر این دو روش به خوبی می‌تواند منجر به تفسیر بهتر و تشخیص دقیق‌تر عمق یا ضخامت لایه‌های زیرسطحی و همچنین جنس زمین‌شناسی لایه‌ها در منطقه مورد مطالعه گردد.

۱-۴- ساختار پایان نامه

پایان نامه حاضر در هشت فصل تنظیم شده است. در فصل اول به بیان مقدمات کلی و توضیحاتی در مورد خصوصیات روش های مورد استفاده و همچنین هدف از انجام این مطالعه پرداخته شده است. در فصل دوم به بیان اصول روش مقاومت ویژه پرداخته شده و در فصل سوم خصوصیات و اصول روش لرزه نگاری انکساری تشریح شده است. در فصل چهارم درباره خصوصیات زمین شناسی، موقعیت جغرافیایی، عملیات صحرایی و تجهیزات مورد استفاده در محدوده مورد مطالعه اطلاعات کافی ارائه گردیده است. در فصل پنجم تفسیر و مدل سازی دو بعدی و سه بعدی مقاومت ویژه الکتریکی ارائه شده و نتایج مورد بحث قرار گرفته و همچنین نقشه سنگ بستر مقاوم با توجه به تفسیر و مدل سازی های مقاومت ویژه انجام شده، ترسیم شده است. در فصل ششم مدل سازی و تفسیر دو بعدی برداشت های لرزه ای توضیح داده شده و نتایج مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. در فصل هفتم نتایج حاصل از دو روش با یکدیگر مقایسه و تلفیق شده است. در فصل هشتم که فصل پایانی این پایان نامه می باشد، نتیجه گیری و پیشنهادات مربوط به این تحقیق ارائه شده است.

فصل ۲ روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی

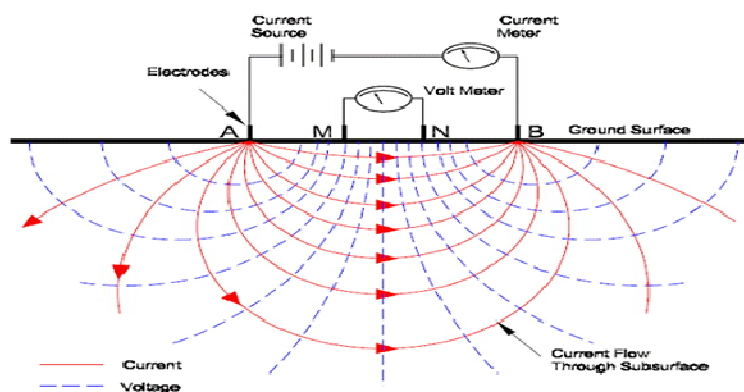
۲-۱- مقدمه

ایده اکتشاف مواد معدنی با کمک اندازه‌گیری‌های الکتریکی در حدود سالهای ۱۸۰۰ ارائه شد اما کاربرد عملی و نتیجه بخش این روش حدود یک قرن بعد میسر گردید. روش‌های الکتریکی که با تزریق جریان به زمین انجام می‌پذیرد، برای اکتشاف مواد معدنی و همچنین آب‌های زیرزمینی کاربرد گسترده‌ای دارد [Telford et al., 1990].

با استفاده از این روش‌ها، خصوصیات الکتریکی زمین و به تبع آن ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه را می‌توان استنباط نمود [Corvallis, 2000].

۲-۲- اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین

شکل ۲-۱ یک نمودار شماتیک از اصول اندازه‌گیری روش مقاومت ویژه با جریان مستقیم را نشان می‌دهد. دو عدد الکتروود کوتاه فلزی که الکتروود جریان نامیده می‌شوند (الکتروودهای A و B) و در حدود ۱۰-۳۰ سانتی‌متر داخل زمین قرار گرفته‌اند، جریان الکتریکی را به داخل زمین تزریق می‌کنند. دو الکتروود دیگر که الکتروود پتانسیل نامیده می‌شوند (الکتروودهای M و N)، برای اندازه‌گیری ولتاژ یا اختلاف پتانسیل الکتریکی تولید شده در اثر شارش جریان الکتریکی در داخل زمین استفاده می‌شوند.



شکل ۲-۱: چگونگی اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین در روش ژئوالکتریک [Corvallis, O. R., 2000].

جریان الکتریکی توسط دو الکتروود جریان با فواصل الکتروودی مختلف که نسبت به یک نقطه مرکزی تقارن دارند، به زمین فرستاده شده و پتانسیل الکتریکی حاصل توسط دو الکتروود پتانسیل اندازه گیری می شود. برای هر آرایه یا آرایش الکتروودی با الکتروودهای جریان A و B و الکتروودهای پتانسیل M و N، مقاومت ویژه ظاهری^۱ به صورت زیر تعریف می شود [Asfahani, 2007]:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad (1-2)$$

در این رابطه I شدت جریان ارسالی (بر حسب آمپر)، ΔV اختلاف پتانسیل قرائت شده (بر حسب ولت) و ρ_a مقدار مقاومت ویژه ظاهری (بر حسب اهم متر) می باشد. همچنین در رابطه (۲-۱)، k فاکتور هندسی آرایش الکتروودی می باشد که توسط رابطه زیر تعریف می شود:

$$k = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}} \quad (2-2)$$

در زمین های همگن^۲ و همسانگرد^۳، مقاومت ویژه به دست آمده از این معادله، ثابت و مستقل از فاصله الکتروودی و موقعیت الکتروودها در سطح زمین است. در این حالت، مقاومت ویژه به دست آمده، مقاومت ویژه واقعی یا حقیقی^۴ زمین مورد نظر خواهد بود. در صورت وجود ناهمگنی های زیرسطحی، مقدار مقاومت ویژه اندازه گیری شده با تغییر موقعیت الکتروودها تغییر می کند. در این صورت مقادیر اندازه گیری شده، مقاومت ویژه ظاهری هستند [Zonge Engineering and Research Organization, 1994].

1 Apparent Resistivity

2 Homogeneous

3 Isotropic

4 True Resistivity

به‌طور کلی مقاومت ویژه سنگ‌ها عمدتاً به میزان خردشدگی، درصد تخلخل و درصد شکستگی‌ها در سنگ‌ها بستگی دارد. سنگ‌های رسوبی که معمولاً متخلخل بوده و دارای اشباع شدگی آب بالاتری می‌باشند، به‌طور معمول از مقاومت ویژه کمتری برخوردارند. خاک‌های رسی معمولاً مقاومت ویژه پایین‌تری نسبت به خاک‌های ماسه‌ای دارند اما نکته قابل توجه مقدار مقاومت ویژه سنگ‌ها و خاک‌ها دارای همپوشانی هستند. این بدین دلیل است که مقاومت ویژه الکتریکی سنگ و یا نمونه خاک به عوامل دیگر مثل تخلخل، اشباع آب و غلظت نمک‌های غیر محلول نیز وابسته می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که مقاومت ویژه سنگ‌های متخلخل در درجه اول به میزان آب موجود در سنگ، میزان املاح و نمک موجود در آب (ترکیب شیمیایی آب موجود در سنگ) و جنس سنگ بستگی فراوانی دارد. بسته به عوامل فوق مقادیر ویژه از یک اهم- متر یا کمتر برای رس حاوی آب شور تا 10^8 اهم- متر یا حتی بیشتر برای سنگ آذرین و سخت بلورین (مثل کوارتزیت‌های متراکم) تغییر می‌کند [کلاگری، ۱۳۷۱].

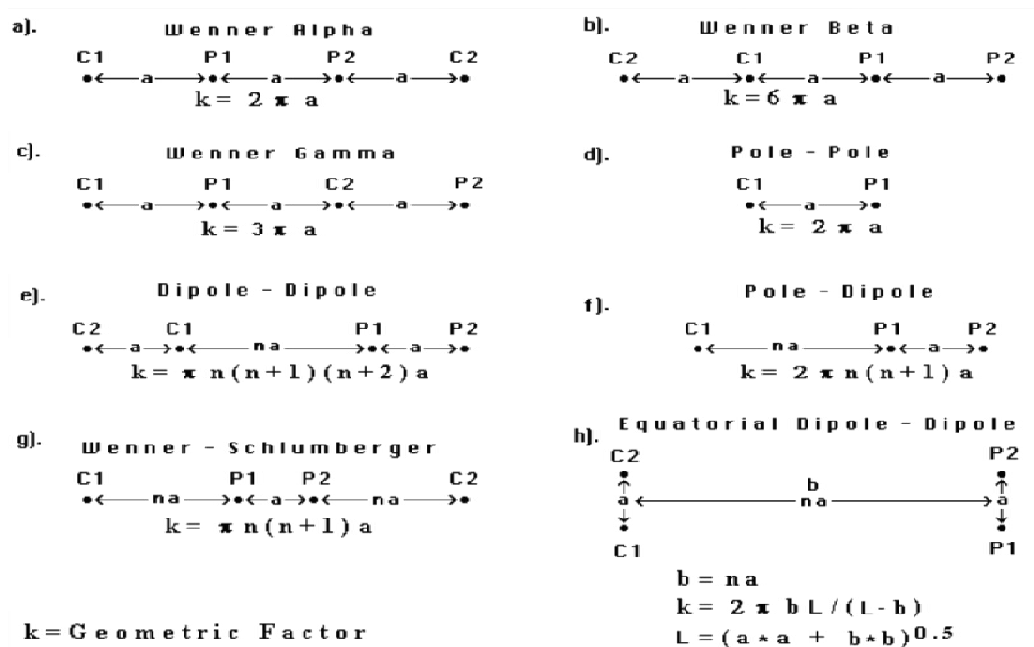
ماسه و گراول خشک دارای مقاومت ویژه چندین هزار اهم - متر می‌باشند درحالی‌که اگر همین رسوبات از آب شیرین اشباع شده باشند مقاومت ویژه آنها بین ۱۵ تا ۶۰۰ اهم - متر تغییر می‌کند. گستره تغییرات چند نوع سنگ در جدول ۱-۲ نشان داده شده است. همان طوری که این جدول نشان می‌دهد گستره تغییرات مقاومت ویژه برای سنگ‌های مختلف بنا به دلایل فوق خیلی زیاد است و علاوه بر آن در بعضی از موارد همپوشانی نیز دارند که این مسئله خود تعبیر و تفسیر دقیق داده‌های به‌دست آمده از روش مقاومت ویژه را مشکل می‌سازد و از این رو در تعبیر و تفسیر این گونه داده‌ها باید نهایت دقت را به عمل آورد و مهم‌تر این‌که از اطلاعات جانبی و کمکی مانند اطلاعات حفاری و زمین‌شناسی، در صورت وجود، استفاده شود [Ward, 1994].

جدول ۱-۲: مقاومت ویژه الکتریکی برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها [Telford et al., 1990]

ماده	$\rho[\Omega m]$
هوا	$\square$
نفت طبیعی	$10^9 - 10^{16}$
آب خالص	۲۰۰۰
آب دریا	۰.۲۵
یخ	$10^3 - 10^5$
سنگ(خشک)	$10^3 - 10^7$
سنگ(اشباع)	$10^3 - 10^4$
سیلت	۱۰-۱۰۰۰
رس	۱-۵۰۰
بازالت	۱۰۰
ماسه سنگ(خشک)	10^5
ماسه سنگ(اشباع)	۲۵
آهک(خشک)	10^9
آهک(اشباع)	۴۰
گرانیت(خشک)	10^8
گرانیت(اشباع)	10^3
زغال	10^4
نمک	$10^3 - 10^5$

۲-۳- آرایه‌های الکتریکی^۱

برای هر برداشت یا اندازه‌گیری مقاومت ویژه به ۴ الکتروود نیاز است. از این چهار الکتروود، دو الکتروود به عنوان الکتروود جریان و دو الکتروود به عنوان الکتروود پتانسیل عمل می‌کنند. چگونگی قرار گرفتن الکتروودهای فرستنده و گیرنده جریان را نسبت به یکدیگر آرایه یا آرایش الکتروودی می‌گویند. آرایش‌های الکتروودی دارای انواع مختلفی می‌باشند که برخی از مهمترین آنها به همراه فاکتور هندسی هر آرایه در شکل ۲-۲ نشان داده شده است.



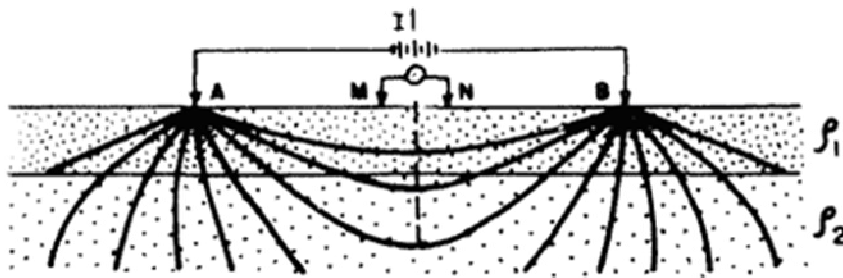
شکل ۲-۲: مرسوم‌ترین آرایه‌های الکتریکی در برداشت مقاومت ویژه به همراه فاکتور هندسی آنها [Loke, 2004]

¹ Electrical arrays

۲-۳-۱- سونداژنی مقاومت ویژه (آرایه شلومبرژه)

به منظور آشنایی با روش اندازه‌گیری مورد استفاده در این پایان‌نامه، به شرح مختصری از آن می‌پردازیم.

روش مقاومت ویژه الکتریکی شامل تزریق جریان الکتریکی به زمین توسط یک جفت الکتروود جریان (الکتروودهای A و B شکل ۳-۲) و در همان حال اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل در سطح زمین توسط یک جفت الکتروود پتانسیل (الکتروودهای M و N) می‌باشد. در آرایش شکل ۳-۲ که آرایش متقارن شلومبرژه^۱ نامیده می‌شود، جفت الکتروودهای (A, B) و (M, N) هم محور و نسبت به مرکز آرایش متقارن می‌باشند. در این آرایش برای تمام فاصله‌های AB باید داشته باشیم: $AB \geq 5MN$



شکل ۳-۲: خطوط جریان و سطوح هم پتانسیل الکتریکی برای آرایش الکتروودی متقارن شلومبرژه

[Ginzburg and Levanon, 1976]

در این آرایش، مقاومت ویژه ظاهری را با استفاده از رابطه زیر می‌توان به دست آورد:

$$\rho_a = \pi \frac{a^2 - b^2}{2b} \frac{\Delta V}{I} \quad (۲-۲)$$

^۱ Schlumberger

در این رابطه داریم: $a = AB/2$ و $b = MN/2$

فاصله نقطه مرکزی آرایش از هر کدام از الکترودهای جریان را اصطلاحاً فاصله الکترودی یا طول آرایه می‌نامیم و با $AB/2$ نشان می‌دهیم. با افزایش فاصله الکترودی، جریان الکتریکی به عمق بیشتری از زمین نفوذ می‌کند. از تفسیر داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای عمق‌های نفوذ مختلف، می‌توان به لایه‌بندی‌های زیرزمینی و بی‌هنجاری^۱‌های موجود در آن‌ها پی برد و مقاومت ویژه واقعی آن‌ها را به دست آورد. به این ترتیب، از دیدگاه نظری می‌توان لایه‌بندی زیرسطحی را از طریق اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی در سطح زمین به دست آورد. روش فوق را سونداژزنی مقاومت ویژه الکتریکی^۲ می‌نامند. این روش به مطالعه لایه‌بندی زیرسطحی بر اساس مقاومت ویژه الکتریکی اندازه‌گیری شده در سطح زمین می‌پردازد [Ginzburg and Levanon, 1976].

این روش، تخمینی از تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در زیر سطح زمین را توسط اندازه‌گیری‌های سطحی به ما می‌دهد. این روش، بر این اساس بنا شده است که بخش قابل توجهی از جریان تزریق شده به داخل زمین، به عمق مشخصی از آن می‌رسد. همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد، با افزایش فاصله الکترودی، این عمق افزایش می‌یابد. بنابراین توزیع پتانسیل الکتریکی در سطح زمین، بیشتر تحت تأثیر ناهمگنی^۳‌های عمیق موجود در داخل زمین قرار می‌گیرد [Asfahani, 2007].

1 Anomaly

2 Electrical Sounding

3 Inhomogeneity

۲-۳-۲ - روش برداشت سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته CVES

روش سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته^۱ (CVES) در حقیقت از تعدادی سونداژ الکتریکی تشکیل شده که در یک پروفیل خطی برداشت شده‌اند و در نتیجه می‌توانند به صورت دوبعدی نیز تفسیر شوند [Molano et al., 1990].

در این روش هدف اولیه بررسی زمین به صورت یک بعدی است و برداشت در آن بیشتر با آرایه شلومبرژه انجام می‌شود. با برداشت خطی چندین سونداژ امکان تفسیر دوبعدی میسر خواهد شد. به دلیل حساسیت کم آرایه شلومبرژه به تغییرات جانبی، بهتر است مدل‌سازی به وسیله این آرایه را یک مدل‌سازی ۱/۵ بعدی (1.5D) دانست. از آنجایی که آرایه شلومبرژه در نشان دادن تغییرات هموار مقاومت ویژه، قویتر از دیگر آرایه‌ها است، روش برداشت CVES در زمین‌های با تغییرات عمقی هموار نتایجی قابل قبولی ارائه می‌دهد [Muviuane and Pederson, 1999].

۲-۴ - ارائه داده‌های سونداژزنی مقاومت ویژه

اطلاعات و نکاتی که در سونداژزنی مقاومت ویژه ثبت می‌گردند عبارتند از:

متغیر مستقل: فاصله الکترودی

متغیر وابسته: مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a)

اطلاعات کمکی: نوع آرایش الکترودی، آزیموت خط برداشت، موقعیت مرکز الکترو

[Mooney, 1980].

1 Continuous Vertical Electric Sounding

معمولاً هنگام جابجا کردن الکترودهای فواصل دور، زمان لازم برای محاسبه و رسم مقادیر مقاومت ویژه ظاهری وجود دارد. در همه حالتها، تأخیرهای کوتاه بسیار بهتر از تحویل سریع نتایج غیر قابل تفسیر می‌باشد.

به کمک کاغذهای شفاف، می‌توان تفسیر ساده‌ای را با استفاده از منحنی‌های استاندارد (سرمنحنی - ها)^۱ انجام داد. مناسب‌ترین راه برای انجام تفسیر درست و به دست آوردن نتایج قابل اطمینان، انجام تطبیق جزء به جزء^۲ منحنی صحرایی با منحنی‌های^۳ استاندارد (با استفاده از منحنی‌های استاندارد دو لایه‌ای) می‌باشد. به این منظور، از منحنی‌های کمکی برای تعیین محل‌های مناسب مبدأ منحنی استاندارد اصلی دولایه‌ای که به قسمت‌های بعدی منحنی صحرایی منطبق می‌گردد، استفاده می‌شود. روش تطبیق جزء به جزء، روش اصلی تفسیر تا سال ۱۹۸۰ بوده است. پس از آن، برنامه‌های کامپیوتری امکان تهیه نتایج قابل اعتمادتر نسبت به روش تطبیق جزء به جزء را فراهم آورده است [Milson, 1989].

۲-۵- پارامترهای ژئوالکتریک

یک مقطع زمین‌شناسی کلاً با یک مقطع ژئوالکتریک فرق دارد. مرز بین لایه‌های مختلف زمین‌شناسی ممکن است منطبق با مرز لایه‌های ژئوالکتریک باشد و یا نباشد. برای نمونه، موقعی

1 Master Curves

2 Partial Curve Matching

3 Auxiliary Curves

که شوری آب زیرزمینی در یک نوع سنگ و یا رسوب معین (که از نظر لیتولوژیکی همگن می‌باشد) با عمق تغییر کند، چند لایه ژئوالکتریک ممکن است در داخل آن قابل تشخیص باشند. عکس این حالت موقعی است که چند لایه با لیتولوژی و یا سن متفاوت (یا هر دو حالت)، ممکن است مقاومت ویژه یکسانی داشته باشند و تشکیل یک لایه ژئوالکتریک را بدهند. بنابراین یک لایه ژئوالکتریک توسط دو پارامتر اساسی، یکی مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a) و دیگری ضخامت (h) قابل توصیف می‌باشد [کلاگری، ۱۳۷۱].

۲-۶- تجزیه و تحلیل و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی

۲-۶-۱- مقاومت ویژه ظاهری

مقادیر قرائت شده توسط دستگاه‌ها (جریان و ولتاژ) معمولاً به مقادیر مقاومت ویژه ظاهری تبدیل می‌شوند. مقاومت ویژه ظاهری در واقع مقاومت ویژه نیم فضایی^۱ است که پاسخ دستگاهی مشاهده شده را به ازای فواصل الکترودی معین، نشان می‌دهد. مقاومت ویژه ظاهری، یک میانگین وزنی از مقاومت ویژه خاک‌ها و سنگ‌های محدوده عمقی تحت بررسی می‌باشد. برای داده‌های سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی، یک نمودار که دارای دو محور لگاریتمی شامل مقاومت ویژه ظاهری به ازای فاصله الکترودی است، ترسیم می‌گردد که اصطلاحاً منحنی سونداژ الکتریکی نامیده می‌شود.

1 Half Space

نتیجه نهایی برداشت‌های مقاومت ویژه الکتریکی، معمولاً یک مقطع یا نیمرخ ژئوالکتریکی^۱ است که مقاومت ویژه و ضخامت لایه‌ها یا واحدهای ژئوالکتریکی را نشان می‌دهد. اگر داده‌های چاه‌پیمایی یا مدل زمین‌شناسی منطقه در دست باشند، آنگاه از ترکیب مدل زمین‌شناسی و مقطع ژئوالکتریکی می‌توان برای تشخیص حد اطمینان^۲ اندازه‌گیری‌های مقاومت ویژه الکتریکی استفاده کرد. یک مقطع ژئوالکتریکی دوبعدی ممکن است از ترکیب یک سری سونداژهای الکتریکی یک بعدی ایجاد شود و یا اینکه یک مقطع دوبعدی به هم پیوسته و یکپارچه باشد. [Corvallis, 2000].

۲-۶-۲- مدل‌سازی^۳

داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی معمولاً از طریق فرایند مدل‌سازی تعبیر و تفسیر می‌شوند. در فرایند مدل‌سازی، یک مدل ژئوالکتریکی از زمین شامل تعداد لایه‌ها و مقاومت‌های ویژه و ضخامت‌های آنها (مقطع ژئوالکتریکی) ایجاد یا در نظر گرفته می‌شود. سپس مقدار تئوری مقاومت ویژه الکتریکی آن مدل محاسبه می‌گردد. در مرحله بعد، این پاسخ تئوری با پاسخ صحرایی مشاهده شده مقایسه می‌گردد و اختلافات موجود بین این دو، مورد توجه قرار می‌گیرد. سپس مدل ژئوالکتریکی زمینی مزبور آن‌قدر تعدیل می‌شود تا بیشترین برازش^۴ با داده‌های مشاهده شده ایجاد شود و در نهایت این مدل ژئوالکتریکی تعدیل یافته، به عنوان مدل مقاومت ویژه نهایی

1 Geoelectric Cross Section

2 Level of Confidence

3 Modelling

4 Fitting

برگزیده می‌شود. هنگامی که این فرایند تکراری به صورت اتوماتیک انجام شود، آن را اصطلاحاً معکوس‌سازی دارای مراحل تکرار^۱ یا بهینه‌سازی^۲ می‌نامیم [Corvallis, 2000].

۲-۶-۳- یکتایی^۳

مدل‌های مقاومت ویژه الکتریکی معمولاً یکتا نیستند. تعداد زیادی از مدل‌های ژئوالکتریکی زمینی می‌توانند داده‌های مشاهده‌ای یا نمودارهای سونداژ مشابهی را تولید کنند. در این مورد، معمولاً روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی، مقاومت عرضی^۴ یا هدایت افقی^۵ لایه یا واحد چینه‌شناسی را مد نظر قرار می‌دهند که هر دو عامل، تابعی از مقاومت ویژه و ضخامت لایه‌ها می‌باشند. بنابراین لایه‌های ضخیم با مقاومت ویژه کم و لایه‌های نازک با مقاومت ویژه زیاد، ممکن است پاسخ مشابهی را تولید کنند. این پدیده را اصطلاحاً اصل هم‌ارزی^۶ می‌نامیم. پس ایجاد قیدهایی بر روی مدل مذکور، می‌تواند تعبیر و تفسیر را ساده‌تر نماید [Corvallis, 2000].

1 Iterative Inversion

2 Optimization

3 Uniqueness

4 Transverse Resistance

5 Horizontal Conductance

6 Principle of Equivalence

فصل ۳ روش لرزه‌نگاری انعکاسی (شکست مرزی)

۳-۱- مقدمه

برداشت لرزه‌نگاری شکست مرزی یا انکساری یکی از قدرتمندترین روش‌های ژئوفیزیکی برای کشف ساختارهای زیر سطحی است. استفاده از کاوش‌های لرزه‌نگاری انکساری برای تعیین لایه‌بندی زمین، به دست آوردن سرعت انتشار موج در لایه‌ها و عمق و ضخامت آن‌ها جایگاه ویژه‌ای را در ژئوفیزیک اکتشافی دارا می‌باشد. در این روش به‌طور کلی فقط زمان‌های مربوط به سیر موج‌ها جهت کسب اطلاعات لازم به کار می‌روند. بنابراین در روش معمول لرزه‌نگاری انکساری در صورتی که انرژی به‌صورت اولین رسید از یک لایه به سطح زمین نرسد، آن لایه از طریق این روش قابل تشخیص نخواهد بود [امرادزاده، قوامی ریایی، ۱۳۸۶]. در این فصل سعی شده توضیحات بیشتری درباره این روش ارائه گردد.

۳-۲- تاریخچه مختصر روش لرزه‌نگاری شکست مرزی

تاریخچه روش لرزه‌نگاری شکست مرزی به سال ۱۹۱۰ برمی‌گردد، زمانی که ژئوفیزیکدان آلمانی به نام مینتریوپ^۱ استفاده عملی از انتقال امواج لرزه‌ای در داخل زمین را خاطر نشان کرد. در سال ۱۹۱۹ مینتریوپ برای تهیه یک مقطع شکست مرزی لرزه‌ای جهت تعیین عمق و انواع تشکیلات زیرسطحی این روش را به کار برد. همزمان در آمریکا بر روی مبانی این روش کار شد و توسط شخصی به نام مک کالم^۲ به‌صورت عملی به‌کار گرفته شد. در سال ۱۹۲۵ روش لرزه‌نگاری شکست مرزی به عنوان یک روش کارآمد در ژئوفیزیک کاربردی ثبت شد [Sjogren, 1984].

1 L. Mintriop

2 E. V. Mc Collum

تا قبل از سال ۱۹۳۰ این روش در کاوش‌های نفتی و تعیین گنبد‌های نمکی مورد استفاده قرار می‌گرفت، سپس در کشورهای اسکانندیناوی به‌طور اخص برای مهندسی عمران و در مواردی هم برای پی‌جویی آب‌های زیرزمینی مورد استفاده قرار گرفت. روش شکست مرزی معمولاً در پروژه‌های مهندسی عمران مانند ساخت سد، محل ساختگاه نیروگاه‌های آبی و طرح‌های بزرگ سازه‌ای برای شناسایی سنگ کف به‌کار می‌رود. کاربرد دیگر آن تعیین زون‌های خرد شده در ارتباط با پی‌جویی آب‌های زیرزمینی و یا تعیین مناسب‌ترین محل برای دفن زباله‌های هسته‌ای می‌باشد [Parasnis, 1986].

۳-۳- امواج لرزه‌ای

امواج لرزه‌ای پیام‌آورانی هستند که اطلاعاتی درباره داخل زمین می‌دهند. اساساً این امواج میزان فشرده شدن (انقباض یا تراکم) یا کشیده شدن (انبساط) مواد را آزمایش می‌کنند. آن‌ها نوسان ذرات مواد را سبب می‌شوند و نشان می‌دهند که این ذرات به‌طور موقتی هنگامی که به جلو و عقب حرکت می‌کنند، از موقعیت خودشان به خارج کشیده می‌شوند.

خصوصیات یک ماده که به‌طور موقتی به وسیله عبور امواج لرزه‌ای تغییر یابد می‌تواند با خصوصیات الاستیسیته تشریح شود. این خصوصیات فیزیکی می‌تواند برای تشخیص مواد مختلف استفاده شود، به‌طوری که سرعت‌های امواج لرزه‌ای سازندها یا سنگ‌های مختلف متفاوت بوده و تابعی از جنس، چگالی، تخلخل، محتوای آب و در مجموع ویژگی‌های الاستیک محیطی است که موج در آن منتشر می‌شود [ارابینسون، ۱۳۸۴]. در جدول ۳-۱ سرعت امواج لرزه‌ای طولی v_p در مواد مختلف نمایش داده شده است.

جدول ۱-۳: جدول سرعت تقریبی امواج طولی در برخی از مواد [Reynolds, 1997]

نوع ماده	وزن مخصوص ρ ($\frac{Kg}{m^3}$)	سرعت موج طولی v_p (m/s)
آب	۱۰۰۰	۱۴۵۰
شن و ماسه	۱۵۰۰	۳۰۰-۱۹۰۰
گچ	۱۸۰۰-۲۲۰۰	۱۷۰۰-۳۰۰۰
سنگ آهک سخت و دولومیت	۲۵۰۰-۲۷۰۰	۳۰۰۰-۶۵۰۰
گرانیت هوازده	۲۰۰۰-۲۵۰۰	۱۰۰۰-۳۰۰۰
گرانیت سالم	۲۶۰۰-۲۸۰۰	۳۰۰۰-۶۰۰۰
اسلیت	۲۷۰۰	۵۰۰۰-۷۰۰۰
مارن	۱۴۰۰-۱۸۰۰	۱۶۰۰-۲۴۰۰
آهک مارنی	۱۵۰۰-۲۰۰۰	۱۸۰۰-۲۸۰۰

۳-۴- روش‌های لرزه‌نگاری

در مطالعات مهندسی ژئوفیزیک، روش‌های لرزه‌نگاری را می‌توان به دو دسته عمده تقسیم نمود که عبارتند از: روش لرزه‌نگاری بازتابی (انعکاسی)، روش لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی) [Reynolds, 1997].

لرزه‌نگاری بازتابی بیشتر به جهت مطالعات زمین‌ساختی در مقیاس وسیع‌تر ناحیه‌ای به کار می‌رود، از جمله برای مطالعات ساختاری مخازن حاوی هیدروکربورها تا عمق دو تا سه هزار متر، این روش مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش، امواج طولی توسط چشمه‌های انفجاری و یا

مکانیکی با انرژی زیاد در سطح زمین ایجاد شده، بازتاب آنها از فصل مشترک لایه‌ها به وسیله تعداد زیادی گیرنده که در یک امتداد مشخص قرار می‌گیرند، ثبت می‌شوند. [کلاگری، ۱۳۷۱].

روش لرزه‌نگاری شکست مرزی که در این مطالعات به کار برده شده است به‌طور مفصل در ادامه تشریح خواهد شد.

۳-۵- روش لرزه‌نگاری انکساری (شکست مرزی)

روش لرزه‌نگاری شکست مرزی از متداول‌ترین روش‌ها در اکتشافات ژئوفیزیک مهندسی می‌باشد. هزینه‌ی پایین و سادگی عملیات برداشت و همچنین تنوع روش‌های تفسیر باعث کاربرد روزافزون این روش در مطالعه ساختگاه‌ها و در سایر سازه‌های مهندسی شده است [Parasnis, 1986].

در این روش اندازه‌گیری‌ها با ایجاد موج لرزه‌ای توسط چشمه‌های انرژی مصنوعی (انفجاری و یا مکانیکی) در یک نقطه و تعیین زمان رسیدن امواج شکسته شده در فصل مشترک لایه‌ها به گیرنده‌ها که معمولاً در امتداد یک خط مستقیم در سطح زمین قرار گرفته‌اند، صورت می‌گیرد. با آزاد شدن انرژی در زمین تا فاصله معینی از چشمه که به فاصله تقاطع^۱ موسوم است، اولین موج دریافتی گیرنده‌ها، موج مستقیم است که در لایه‌ی سطحی با سرعت V_1 حرکت می‌کند و زمان سیر آن به‌صورت معادله‌ی زیر می‌باشد:

$$t_1 = X / V_1 \quad (۱-۳)$$

¹ cross-over distance

t_1 زمان رسیدن موج مستقیم، X فاصله محل ایجاد موج و گیرنده، V_1 سرعت موج در لایه‌ی سطحی می‌باشد. از این فاصله به بعد، امواج شکست مرزی که پس از شکست با زاویه‌ی بحرانی در سطح مشترک لایه‌ی اول و دوم با سرعت انتشار موج در لایه‌ی دوم حرکت می‌کنند، اولین موج دریافتی می‌باشند. در صورتی که با افزایش عمق سرعت انتشار موج در هر لایه افزایش یابد رابطه‌ی زمان - مسافت برای این دسته از امواج در یک مدل دولایه افقی به صورت معادله زیر خواهد بود:

$$t_2 = \frac{X}{V_2} + \frac{2H_1 \cos \theta}{V_1} \quad ; \quad V_2 > V_1 \quad (2-3)$$

که در آن H_1 ضخامت لایه اول (لایه سطحی)، θ زاویه بحرانی، V_1 و V_2 به ترتیب سرعت انتشار موج در لایه‌های دوم و اول و t_2 زمان رسیدن موج شکسته شده می‌باشد. با رسم دو معادله فوق در صفحه مختصات زمان - مسافت، می‌توان دریافت که سرعت انتشار امواج در محیط اول از عکس شیب منحنی امواج دریافتی مستقیم و در محیط دوم از عکس شیب منحنی امواج شکست مرزی به دست می‌آید. برای آنکه پوشش کاملی در امتداد پروفیل مورد بررسی داده شود، اندازه‌گیری‌ها به ازای فواصل معینی تکرار شده و ارسال موج به زمین به‌طور متقابل صورت می‌گیرد.

۳-۶- قانون اسنل

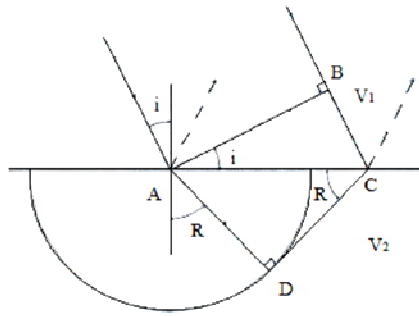
از آنجایی که انتشار امواج لرزه‌ای، از جمله شکست مرزی و نیز تشکیل آن‌ها از قانون اسنل پیروی می‌نماید، لذا در این جا به توضیح این قانون می‌پردازیم. قانون اسنل نتیجه‌ای از اصل فرما^۱ می‌باشد و بیان می‌کند که یک آشفته‌گی الاستیکی جهت انتقال از نقطه‌ای به نقطه دیگر، از

¹ Fermat principle

مسیری حرکت می‌نماید که به کمترین زمان نیاز داشته باشد. این مطلب اشاره بر این دارد که کوتاه‌ترین زمان سیر بین دو نقطه در صورتی که این نقاط در دو محیط مختلف دارای خواص فیزیکی مختلف قرار داشته باشند، لزوماً مسیر خط مستقیم بین دو نقطه نمی‌باشد.

هنگامی که یک موج تابشی به سطح مشترک دو محیط برخورد می‌کند، هر نقطه‌ای در روی سطح مشترک به صورت چشمه‌ای برای یک موج نیم‌کره‌ای که در داخل محیط دوم و با سرعت آن محیط حرکت می‌کند، در می‌آید. در شکل ۱-۳ موج از لایه بالایی به صورت مایل به سطح مشترک بین دو لایه که دارای سرعت‌های V_1 و V_2 می‌باشند برخورد می‌کند و فرض بر این است که V_1 کوچکتر از V_2 بوده و جبهه موج AB در محیط بالایی به صورت تخت می‌باشد. موج تابشی در سطح مشترک دو محیط به دو موج جدید تبدیل می‌شود. قسمتی از انرژی در محیط بالایی بازتابیده می‌شود. جبهه موج بازتابی (مسیر موج‌هایی که با خطوط بریده نشان داده شده‌اند) همان زاویه‌ای را با سطح مشترک می‌سازد، که موج تابشی با سطح مشترک ساخته است، در نتیجه مسیر موج تابشی و بازتابی، هر دو زاویه i را با خط عمود بر سطح مشترک می‌سازد. در محیط پایینی با توجه به اختلاف خواص دو محیط، موج جهت خود را عوض می‌کند و به عبارت دیگر موج شکست پیدا می‌کند.

اگر موج شکسته شده را بررسی کنیم، در شکل ۱-۳ قابل مشاهده است که هنگام برخورد جبهه موج به سطح مشترک در نقطه A، موقعیت آن بر روی شعاع دیگر و در محیط بالایی، نقطه B می‌باشد. در طی مدت زمان t که موج در محیط بالایی فاصله BC را، که برابر با $V_1 t$ است طی می‌کند، نقطه A به عنوان یک چشمه انرژی با جبهه موج نیم‌کره‌ای که در محیط دوم منتشر می‌شود عمل می‌نماید که شعاع نیم‌کره در هر زمان برابر با $V_2 t$ خواهد بود. مماسی از نقطه C بر نیم‌دایره رسم شده است و این خط مماس پوش موج‌هایی است که در طی مدت زمان t از نقاط مختلف بین A و C در روی سطح مشترک سرچشمه گرفته‌اند.



شکل ۱-۳: قانون اسنل $v_2 > v_1$ [Sjogren, 1984].

با توجه به چها ر ضلعی ABCD در شکل ۱-۳ می توان نوشت:

$$\sin i = \frac{BC}{AC}$$

و

$$\sin R = \frac{AD}{AC}$$

بنابراین:

$$\frac{\sin i}{\sin R} = \frac{BC}{AD} = \frac{V_1 t}{V_2 t} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3-3)$$

معادله بالا به عنوان قانون اسنل یا قانون شکست^۱ شناخته شده است. زاویه R زاویه شکست و i زاویه تابش^۲ نامیده می شود. با توجه به این که در این حالت V_2 بزرگتر از V_1 است، لذا R نیز بزرگتر از i خواهد بود. وقتی که مقدار i را به تدریج افزایش دهیم، حالت خاصی وجود خواهد

1 Refraction

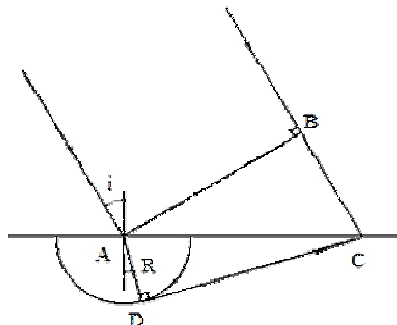
2 Angle of incidence

داشت که زاویه شکست R برابر ۹۰ درجه و در نتیجه $\sin R = 1$ خواهد بود. در این حالت ویژه خواهیم داشت:

$$\sin i = \frac{V_1}{V_2} = \sin i_{12}$$

زاویه i_{12} زاویه تابش بحرانی^۱ نامیده می‌شود و برای زوایای بزرگتر از زاویه بحرانی، قانون اسنل نمی‌تواند به کار برده شود، زیرا در این حالت زاویه R از ۹۰ درجه بیشتر خواهد بود و در نتیجه زاویه یا موج R دیگر زاویه یا موج شکست نخواهد بود بلکه زاویه یا موج بازتاب خواهد بود.

تحلیل بالا تا زمانی که سرعت هر لایه در یک سری از لایه‌ها بزرگتر از سرعت لایه بالایی باشد، کاربرد دارد. در حالتی که سرعت در لایه پایینی کمتر از لایه بالایی باشد، زاویه شکست R کوچکتر از زاویه تابش i خواهد بود. این حالت در شکل ۲-۳ نشان داده شده است [Sjogren, 1984].

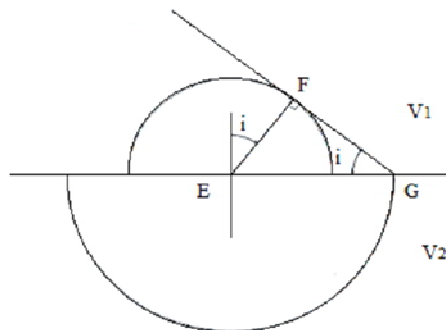


شکل ۲-۳ : قانون اسنل $v_1 > v_2$ [Sjogren, 1984].

1 Critical angle

زمانی که موج در لایه بالایی فاصله BC را می‌پیماید، در محیط پایین فاصله کوتاه‌تر AD را خواهد پیمود و شعاع موج در لایه V_2 به طرف پایین منحرف خواهد شد [Sjogren, 1984].

در شکل ۳-۳ هنگامی که زاویه تابش برابر i_{12} (زاویه بحرانی) باشد، زمان سیر مربوط به فاصله AC عبارت از زمان سیر در محیط پایینی می‌باشد. در این حالت جبهه موج در محیط پایینی عمود بر سطح مشترک بین دو محیط و در مجاورت سطح مشترک حرکت می‌کند. موجی که در قسمت بالایی محیط دوم حرکت می‌کند، در اثر نوسان تنش در سطح مشترک، موج دیگری را در محیط بالایی ایجاد می‌کند. این موضوع در شکل ۳-۳ و با فرض $V_2 > V_1$ ، نشان داده شده است. هنگامی که موج در محیط پایینی فاصله EG را می‌پیماید، نیم‌کره جبهه موج در محیط بالایی به شعایی برابر با EF رسیده است و خط GF پوش تمام موج‌هایی است که از نقاط واقع بر روی خط EG تولید شده‌اند و عبارت از جبهه موج در محیط بالایی است. فاصله‌های EF و EG به ترتیب برابر $V_1 t$ و $V_2 t$ می‌باشند.



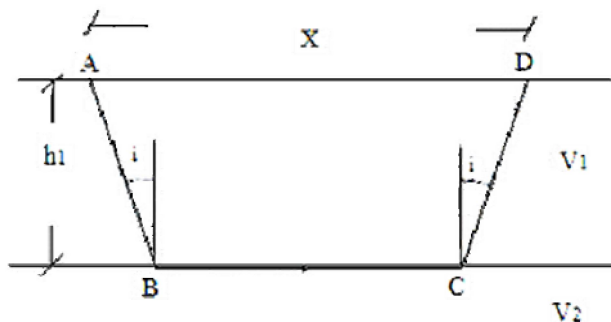
شکل ۳-۳: زاویه بحرانی [Sjogren, 1984].

زاویه بین جبهه موج و سطح مشترک (زاویه i) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\sin i = \frac{EF}{EG} = \frac{V_1 t}{V_2 t} = \frac{V_1}{V_2} \quad (۴-۳)$$

بنابراین زاویه i برابر با زاویه بحرانی i_{12} ذکر شده می‌باشد و در نتیجه پرتوهای موج زاویه i_{12} را با امتداد قائم بر سطح مشترک خواهند ساخت. حال باید دید که آیا مسیر پایه‌گذاری شده بر اساس زوایای بحرانی دارای کوتاه‌ترین زمان سیر هست یا نه؟

با مراجعه به شکل ۴-۳ ملاحظه می‌شود که کوتاه‌ترین زمان سیر از A تا D از طریق لایه دوم زمانی به دست می‌آید که زاویه تابش i برابر با زاویه بحرانی i_{12} باشد. توضیح این که زمان سیر کلی T_{AD} به سه قسمت مربوط می‌شود، به‌طوری که $AB = CD = h_1 / \cos i$ و $BC = X - 2h_1 \tan i$ می‌باشد.



شکل ۴-۳: شکل شکست موج لرزه‌ای با زاویه بحرانی [Sjogren, 1984].

بنابراین:

$$t_{AD} = \frac{2h_1}{v_1 \cos i} + \frac{x - 2h_1 \tan i}{v_2}$$

با مشتق‌گیری از T_{AD} نسبت به i خواهیم داشت:

$$\frac{dT_{AD}}{di} = \frac{2h_1 \sin i}{v_1 \cos^2 i} - \frac{2h_1}{v_2 \cos^2 i}$$

بنابراین زمانی که مسیر موج در لایه اول زاویه‌ای برابر با i_{12} با امتداد قائم بر سطح مشترک داشته باشد، زمان سیر A تا D از طریق لایه دوم دارای یک مقدار حداقل یا حداکثر می‌باشد. البته مشتق دوم نسبت به i ثابت می‌نماید که این زمان حداقل است [Sjogren, 1984].

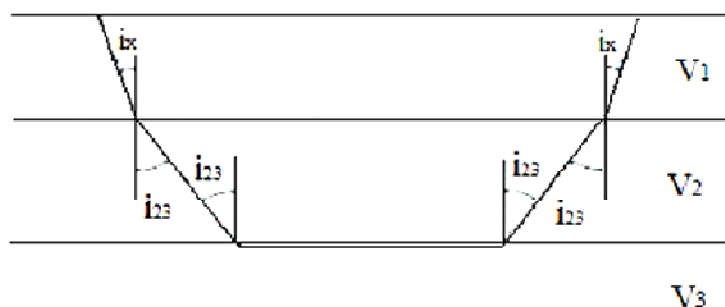
برای حالت‌های چند لایه نیز مسیرهای موج مربوط به کوتاهترین زمان از همان قانونی که برای دو لایه ذکر شد، تبعیت می‌نماید. اما در این مورد شرایط قدری پیچیده‌تر خواهد شد. در شکل ۵-۳ زاویه بحرانی i_{23} با رابطه $\sin i_{23} = v_2/v_3$ مشخص می‌شود و زاویه نامعلوم i_x بر اساس قانون اسنل به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\frac{\sin i_x}{\sin i_{23}} = \frac{v_1}{v_2}$$

با جایگذاری $\sin i_{23}$ توسط v_2/v_3 رابطه فوق به صورت زیر درخواهد آمد:

$$\sin i_x = \frac{v_1 v_2}{v_2 v_3} = \frac{v_1}{v_3} \quad (5-3)$$

زاویه تابش در لایه بالایی معمولاً با i_{13} معین می‌شود که از رابطه $\sin i_{13} = v_1/v_3$ گرفته شده است.

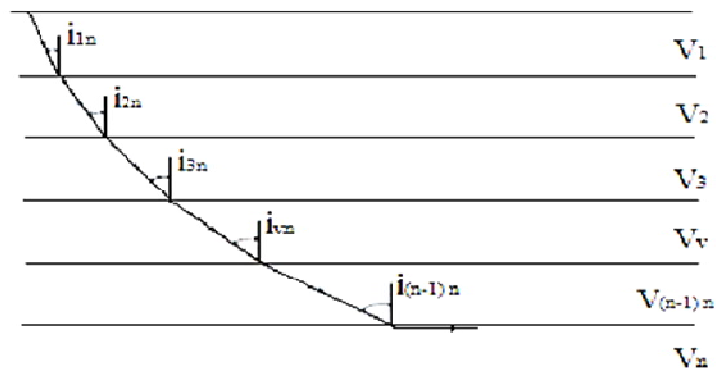


شکل ۵-۳: مسیر موج انکساری در یک مدل سه لایه [Sjogren, 1984].

در حالت کلی بیان عمومی برای زاویه تابش در مورد حالت‌های چند لایه عبارت است از $\sin i_{vn} = v_v/v_n$ و معادله زاویه بحرانی به صورت زیر می‌باشد [Sjogren, 1984]:

$$\sin i_{(n-1)n} = \frac{v_{n-1}}{v_n} \quad (6-3)$$

مسیر موج و زوایای تابش در شکل ۶-۳-۳ نشان داده شده است.



شکل ۳-۶: مسیر موج انکساری و زوایای بحرانی در یک مدل چند لایه [Sjogren, 1984]

۳-۷- روابط مورد استفاده برای محاسبه عمق و ضخامت لایه‌ها در روش لرزه‌نگاری

انکساری

در این قسمت با توجه به مطالب بیان شده در قسمت قبل در مورد قانون اسنل روابط مربوط به محاسبه عمق و ضخامت لایه‌های تخت با استفاده از اطلاعات به دست آمده از منحنی زمان-مسافت اولین رسیدها، به‌طور خلاصه ذکر می‌شود. در مورد محاسبات عمق و ضخامت لایه‌ها دو روش مختلف استفاده از زمان تقاطع و فاصله تقاطع به‌کار می‌روند، که روابط مربوط به هر کدام جداگانه بیان خواهد شد. ابتدا روابط محاسبه ضخامت لایه‌ها در مدل‌های دولایه بیان می‌شود.

۳-۷-۱- محاسبه ضخامت لایه در مدل‌های دولایه

شکل ۳-۷ را که عبارت از یک مدل دو لایه و منحنی زمان مسافت اولین رسیدهای مربوطه می‌باشد، در نظر گرفته و روابط مربوط به محاسبه عمق از دو روش زمان تقاطع و فاصله تقاطع به شرح زیر بیان می‌شود.

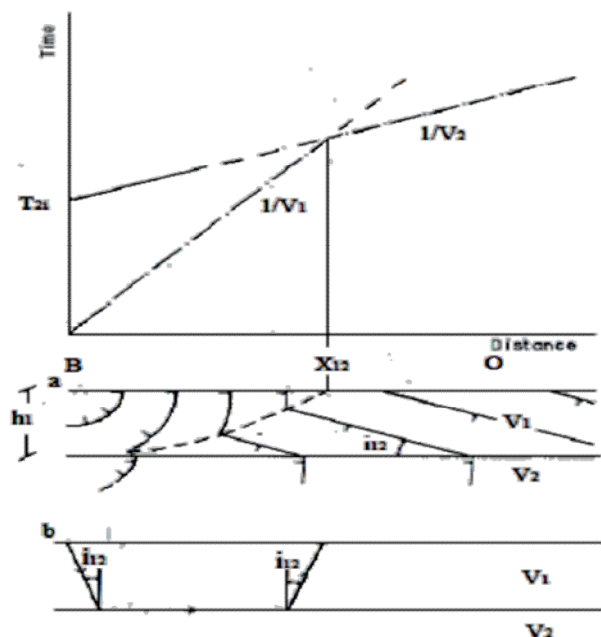
۳-۷-۱-۱- روش زمان تقاطع

با توجه به معادلات زمان رسید موج مستقیم سطحی و زمان رسید امواج شکست مرزی از لایه دوم می‌توان نوشت:

$$t_1 = \frac{x}{V_1}$$

$$t_2 = \frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{x - 2h_1 \tan i_{12}}{V_2} \quad (۷-۳)$$

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1 \cos i_{12}}{V_1} \quad (۸-۳)$$



شکل ۷-۳: اصول اصلی لرزه‌نگاری انکساری [Sjogren, 1984].

رابطه (۸-۳) یک خط راست با شیب $1/V_2$ و یک زمان تقاطع که عبارت از زمان مربوط به مکان $x=0$ است، می‌باشد که زمان فوق برابر است با:

$$t_{2i} = \frac{2h_1 \cos i_{12}}{V_1} \quad (۹-۳)$$

از رابطه (۹-۳) ضخامت لایه اول را می‌توان به صورت زیر به دست آورد:

$$h_1 = \frac{t_{2i} V_1}{2 \cos i_{12}} \quad (10-3)$$

یا

$$h_1 = \frac{t_{2i} V_1 V_2}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (11-3)$$

لازم به اشاره است که زمان تقاطع عبارت است از زمان کل منهای زمان x/v_2 که x عبارت از فاصله BO در شکل ۷-۳ می‌باشد.

۳-۷-۱-۲- روش فاصله تقاطع

فاصله تصویر محل تقاطع دو خط زمان-مسافت روی محور افقی تا مبدا در شکل ۷-۳ فاصله تقاطع می‌باشد که در آن نقطه، $t_1=t_2$ می‌باشد. بنابراین می‌توان نوشت:

$$\frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} + \frac{x_{12} - 2h_1 \tan i_{12}}{V_2} = \frac{x_{12}}{V_1}$$

$$\frac{2h_1}{V_1 \cos i_{12}} - \frac{2h_1 (1 - \cos^2 i_{12})}{V_1 \cos i_{12}} = x_{12} \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right)$$

$$h_1 = \frac{x_{12} (1 - \sin i_{12})}{2 \cos i_{12}} \quad (12-3)$$

رابطه فوق بر اساس مقادیر سرعت لایه‌ها می‌تواند به صورت زیر نوشته شود [Sjogren, 1984]:

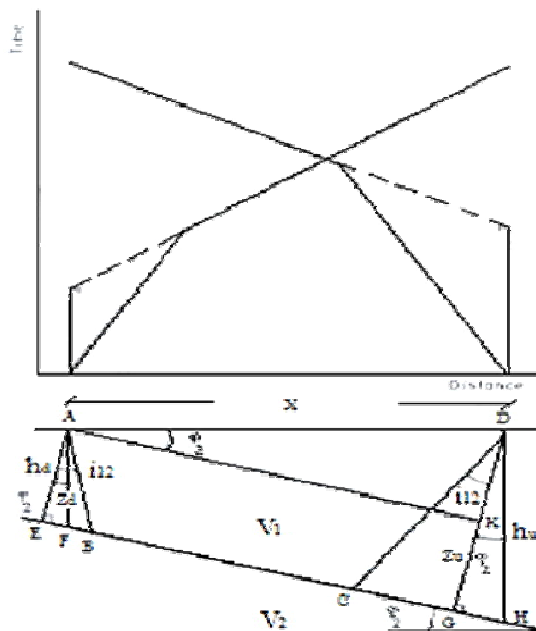
$$h_1 = \frac{x_{12}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (13-3)$$

۳-۷-۲- روابط محاسبه عمق و ضخامت در لایه‌های شیب‌دار

روابط ذکر شده در قسمت‌های پیشین مربوط به لایه‌های تخت افقی بود. برای محاسبات عمق و ضخامت و سرعت لایه‌ها در مورد لایه‌های شیب‌دار انجام انفجارهای متقابل ضروری است. در این

قسمت روابط لازم جهت محاسبات عمق و ضخامت در مورد لایه های شیب دار به طور خلاصه ذکر می شود.

شکل ۸-۳ یک شکنای شیب دار که زاویه ای برابر ϕ_2 با سطح افقی زمین می سازد را نشان می دهد. در این شکل، z_u و z_d فاصله های بین چشمه انرژی و شکنا در نقاط A و D هستند. عمق قائم نیز با h_u و h_d معین می شوند.



شکل ۸-۳ : لایه شیب دار و منحنی زمان - مسافت مربوطه در لرزه نگاری انکساری [Sjogren, 1984].

در صورتی که نقطه A به عنوان محل چشمه و D به عنوان محل گیرنده فرض شوند، زمان سیر موج از A تا D برای مسیر موج ABCD که زمان فروشیب^۱ نامیده می شود برابر است با:

¹ Down dip

$$t_{2d} = \frac{AB}{v_1} + \frac{BC}{v_2} + \frac{CD}{v_2}$$

$$= \frac{Z_d}{v_1 \cos i_{12}} + \frac{x \cos \varphi_2 - Z_d \tan i_{12} - (Z_d + x \sin \varphi_2) \tan i_{12}}{v_2} + \frac{Z_d + x \sin \varphi_2}{v_1 \cos i_{12}} \quad (۱۴-۳)$$

پس از جایگزینی v_2 با $v_1 / \sin i_{12}$ و ساده کردن رابطه بالا، رابطه زیر به دست می‌آید:

$$t_{2d} = \frac{2Z_d \cos i_{12}}{v_1} + \frac{x}{v_1} \sin(i_{12} + \varphi_2) \quad (۱۵-۳)$$

معادله فوق نشان دهنده خط راستی با شیب $\sin(i_{12} + \varphi_2) / v_1$ می‌باشد که محل تقاطع آن

با محور زمان ($x=0$) برابر با $2Z_d \cos i_{12} / v_1$ می‌باشد. سرعت $v_1 / \sin(i_{12} + \varphi_2)$

برابر با $v_2 \sin i_{12} / \sin(i_{12} + \varphi_2)$ است که کوچکتر از سرعت واقعی v_2 می‌باشد، چرا

که $\sin i_{12} / \sin(i_{12} + \varphi_2)$ کوچکتر از واحد است.

به‌طور مشابهی با توجه به شکل ۸-۳، با جایگذاری Z_d توسط $Z_u - x \sin \varphi$ در معادله

(۱۵-۳) می‌توان معادله زمان-مسافت را برای حالت فراشیب^۱ (یعنی زمانی که نقطه D به عنوان

محل چشمه و A به عنوان محل گیرنده فرض شود) نیز به‌دست آورد. نزدیکترین راه برای این

منظور، با توجه به شکل ۸-۳، جایگذاری Z_d با Z_u و φ_2 با $-\varphi_2$ ، یعنی منفی بودن شیب، می‌باشد.

$$t_{2u} = \frac{2Z_u \cos i_{12}}{v_1} + \frac{x}{v_1} \sin(i_{12} - \varphi_2) \quad (۱۶-۳)$$

در این حالت سرعت ظاهری، $v_1 / \sin(i_{12} - \varphi_2) = v_2 \sin i_{12} / \sin(i_{12} - \varphi_2)$ ، بزرگتر

از سرعت واقعی خواهد بود.

1 Up dip

شیب‌های خطوط مربوط به شکنا در منحنی زمان-مسافت شکل ۸-۳ $\sin(i_{12} + \varphi_2) / V_1$ و $\sin(i_{12} - \varphi_2) / V_1$ می‌باشند که عکس شیب‌های فوق سرعت‌های ظاهری بوده و به ترتیب با V_{2d} و V_{2u} نشان داده می‌شوند، بنابراین:

$$V_{2u} = V_1 / \sin(i_{12} - \varphi_2) \quad \text{و} \quad V_{2d} = V_1 / \sin(i_{12} + \varphi_2) \quad (۱۷-۳)$$

با حل معادلات (۱۷-۳) نسبت به i_{12} و φ_2 مقادیر زوایای فوق به صورت زیر به دست می‌آید:

$$i_{12} = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} \right) \quad (۱۸-۳)$$

$$\varphi_2 = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} \right) \quad (۱۹-۳)$$

محل تقاطع خطوط مربوط به شکنا در روی منحنی زمان-مسافت با محور زمان برابر است با:

$$t_{2di} = 2Z_d \cos i_{12} / V_1 \quad \text{و} \quad t_{2ui} = 2Z_u \cos i_{12} / V_1 \quad (۲۱-۳)$$

$$Z_d = t_{2di} V_1 / 2 \cos i_{12} \quad \text{و} \quad Z_u = t_{2ui} V_1 / 2 \cos i_{12} \quad (۲۱-۳)$$

عمق‌های قائم h_u و h_d نیز با تقسیم Z_u و Z_d بر $\cos \varphi_2$ می‌توانند به دست آیند. در صورتی که فاصله تقاطع برای محاسبات مورد استفاده قرار گیرد، عمق‌های h_u و h_d توسط معادلات زیر تعیین می‌شوند:

$$h_d = x_{12} \frac{1 - \sin(i_{12} + \varphi_2)}{2 \cos \varphi_2 \cos i_{12}} \quad \text{و} \quad h_u = x_{12} \frac{1 - \sin(i_{12} - \varphi_2)}{2 \cos \varphi_2 \cos i_{12}} \quad (۲۲-۳)$$

سرعت واقعی شکنا نیز با استفاده از رابطه (۱۷-۳) می‌تواند از رابطه زیر تعیین شود:

$$V_2 = 2 \cos \varphi_2 \frac{V_{2u} V_{2d}}{V_{2u} + V_{2d}} \quad (۲۳-۳)$$

البته تخمین از سرعت لایه دوم، v_2 نیز می‌تواند با نادیده گرفتن عامل $\cos\phi_2$ و با محاسبه مقدار متوسط مقادیر v_{2d} و v_{2u} به دست آید [Sjogren, 1984].

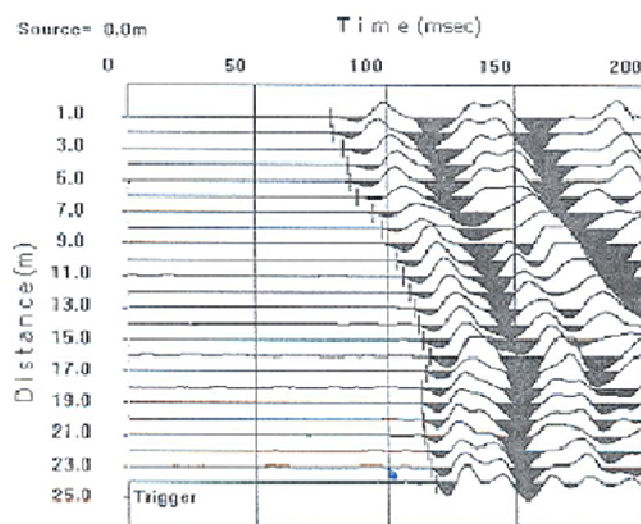
۳-۸- تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی

استخراج اطلاعات از داده‌های شکست مرزی اغلب بر مبنای زمان اولین رسیدهای امواج لرزه‌ای است. امروزه رکوردهای لرزه‌ای حاصل از این روش به‌صورت دیجیتالی ثبت می‌شوند. شکل ۳-۹ یک رکورد دیجیتالی با استفاده از ۲۴ گیرنده را نشان می‌دهد. اولین رسیدها در هر رد لرزه‌ای^۱ به وسیله خط کوتاه عمودی علامت‌گذاری شده است. تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی با حذف لایه‌ها یکی پس از دیگری صورت می‌گیرد. بدین صورت که مسئله برای اولین شکنا حل می‌شود و بعد بخش‌هایی از منحنی زمان-مسافت برای سطح شکنای عمیق‌تر طوری محاسبه می‌شود که نتیجه‌ای را حاصل می‌نماید که با نتایج حاصل از قرار گرفتن محل‌های چشمه و گیرنده‌ها در اولین سطح شکنا هماهنگی داشته باشد. این محاسبه متضمن تفریق کردن زمان‌های سیر در امتداد مسیر مورب از نقطه موقعیت چشمه رو به پایین تا سطح شکنا و به سوی بالا از سطح شکنا تا گیرنده‌ها، همچنین کم کردن دورافت‌ها^۲ به اندازه مولفه‌های مسیرهای مورب به موازات سطح شکنا می‌باشد. به این طریق منحنی زمان-مسافت جدید برای سطح شکنای دوم حاصل می‌شود و حال می‌توان این مراحل را برای سطح شکنای عمیق‌تر انجام داد.

1 Trace

2 offset

به منظور تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی به دست آمده از مناطق با توپوگرافی آرام، از روش‌های متداول ترسیمی استفاده می‌گردد. هاگیوارا^۱ و مسودا^۲ به ترتیب روش‌هایی را برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی حاصل از زمین دو لایه و سه لایه ارائه داده‌اند [Kearey and Brooks, 1991].



شکل ۳-۹: خروجی دیجیتالی اولین ورودی‌های ثبت شده

اسجگرن^۳ مجموعه‌ای از روش‌های پردازش و تفسیر ترسیمی و نحوه محاسبه عمق و سرعت لایه‌ها در مدل‌های زمین با حالت‌های مختلف دو لایه، سه لایه و چند لایه، افقی و شیبدار، وجود تغییرات جانبی و گسل‌ها را ارائه داده است. این روش‌ها برای مناطقی که دارای لایه‌بندی پیچیده و پرشیب و توپوگرافی شدید باشند دارای دقت کافی نیستند و از طرف دیگر انجام محاسبات

1 Hagivara

2 Masouda

3 Sjogren

دستی و پردازش ترسیمی نیاز به زمان زیادی داشته و خسته‌کننده می‌باشد. برای فائق آمدن بر مشکلات و مسائل موجود در روش‌های ترسیمی و محاسبات دستی، روش‌های زمان تأخیر هاگه دورن^۱، روش معکوس تعمیم یافته پالمر^۲ و پرتویابی چرونی^۳ برای تفسیر داده‌های لرزه‌ای شکست مرزی از سطوح شکنای نامنظم و غیر تخت ارائه گردیده است [Kearey, Brooks, 1991]. این روش‌ها عموماً مبتنی بر برنامه‌های کامپیوتری می‌باشند.

در ادامه از میان روش‌های مرسوم تفسیر امواج شکست مرزی، رایج‌ترین آن‌ها که عبارتند از روش ABC یا هاگیوارا و روش GRM یا معکوس تعمیم یافته (پالمر)، از آنجا که در تفسیرهای پایان‌نامه حاضر مورد استفاده قرار نگرفته‌اند، به‌طور مختصر شرح داده می‌شوند.

۳-۸-۱- روش تفسیر ABC

در روش ABC که به روش هاگیوارا هم معروف است، از رکوردهای لرزه‌ای دو چشمه متقابل استفاده می‌شود. این روش در هر دو حالت شیب‌دار بودن یا شیب‌دار نبودن لایه‌ها کاربرد دارد. هندسه امواج شکست مرزی از دو چشمه متقابل A و C و منحنی‌های زمان-مسافت آن‌ها در شکل ۳-۱۰ نشان داده شده است. در این جا زمان سیر موج از نقطه A تا C از طریق مسیر APQC برابر است با زمان سیر موج در جهت عکس از طریق CQPA، که در آن A و C، نقاط چشمه در دو طرف گیرنده‌ها می‌باشند. به آسانی می‌توان نشان داد که:

$$T_{APBD} + T_{CQEB} - T_{APQC} = T_{DB} + T_{EB} - T_{DE} = \frac{2z \cos(ic)}{V_1} \quad (۳-۲۴)$$

1 Hagedoorn

2 Palmer

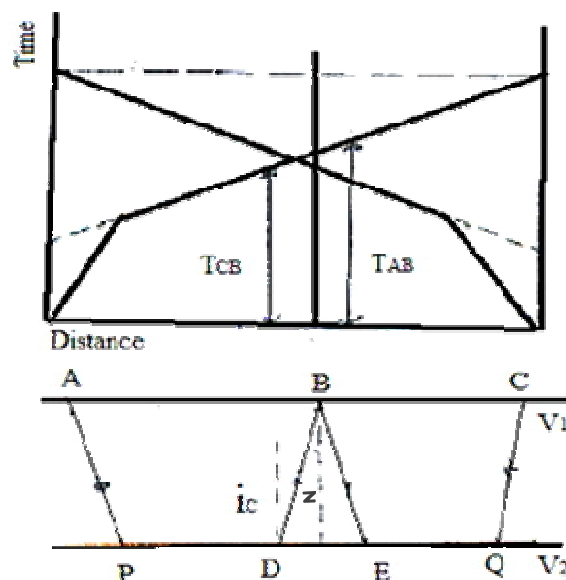
3 Cerveny

که در آن زاویه حد، Z ضخامت و V_1 سرعت لایه اول می‌باشد. با استفاده از این رابطه و با جایگزینی زاویه حد، سرعت لایه اول و زمان اولین رسیدهای ثبت شده، می‌توان عمق لایه مورد نظر را در زیر نقاط هر یک از گیرنده‌ها به دست آورد.

اگر دو نقطه چشمه متقابل A و B فرض شوند و T_{AC} زمان سیر موج شکست مرزی از چشمه A به گیرنده C ، T_{BC} زمان سیر موج شکست مرزی از چشمه B به گیرنده C و T_{AB} زمان سیر موج شکست مرزی بین دو نقطه چشمه A و B باشد، در این صورت تابع زمان-عمق از رابطه (۳-۲۴) حاصل خواهد شد :

$$T_G = \frac{T_{AC} + T_{BC} - T_{AB}}{2} \quad (۳-۲۵)$$

همان‌گونه که قبلاً اشاره شد تفسیر با این روش منوط به قرائت زمان اولین رسیدها می‌باشد که معمولاً با خطا همراه است [Sjogren, 1984].



شکل ۳-۱۰: هندسه مسیر امواج شکست مرزی از دو چشمه متقابل و منحنی زمان-مسافت از حاصل اولین رسیدها

[Sjogren, 1984]

۳-۸-۲- روش تفسیر GRM^۱

روش پردازش GRM بر روی مدل زمین با سطوح شکنای غیر تخت و حداکثر شیب ۲۰ درجه قابل اجرا است. با این روش می توان تغییرات جانبی سرعت در لایه ها را نیز تعیین نمود.

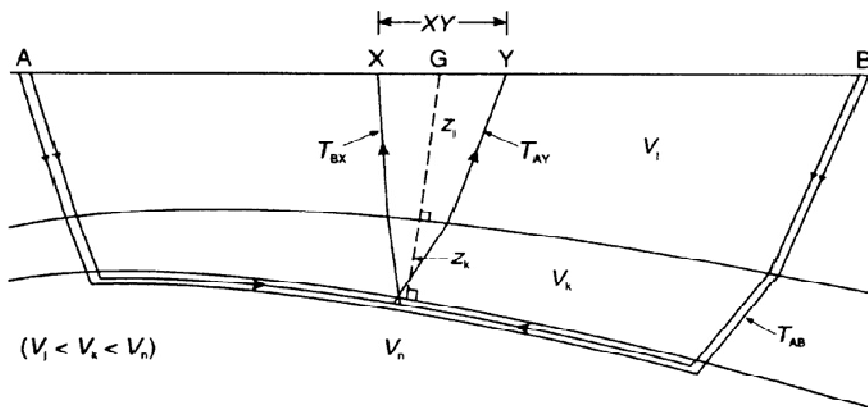
روش GRM مبتنی بر محاسبه مقطع زمان - عمق و تابع تحلیل سرعت حاصل از زمان اولین رسید رکوردهای چشمه های متقابل است. زمان اولین رسیدهای جفت گیرنده هایی که دارای فاصله XY (شکل ۳-۱۱) مشخص از هم می باشند، در محاسبه تابع تحلیل سرعت و مقطع زمان عمق استفاده می گردند. با انتخاب بهینه ترین فاصله جدایی XY^۲، تابع تحلیل سرعت و مقطع زمان - عمق به دست آمده تقریب خوبی از زمین شناسی زیر سطح را ارائه می دهد. ضخامت لایه ها را نیز می توان از مقطع زمان - عمق و فاکتور تبدیل عمق به دست آورد. از مهمترین مزایای این روش این است که برخلاف سایر روش ها، هنگامی که سرعت انتشار موج در لایه های بالای سطح شکنا مشخص نباشند، می توان مقدار تقریبی سرعت لایه شکنا را تخمین زد. با در نظر گرفتن چشمه های متقابل در نقاط A و B، تابع تحلیل سرعت توسط رابطه زیر محاسبه می گردد:

$$t_v = \frac{T_{AY} - T_{BX} + T_{AB}}{2} \quad (۳-۲۶)$$

مقدار این تابع به نقطه G که در فاصله میانی بین X و Y است نسبت داده می شود.

1 Generalized Reciprocal Method

2 Optimum



شکل ۳-۱۱: هندسه مسیر پرتوها به ازای یک مقدار دلخواه $XY=2a$ در روش GRM [Reynolds, 1997]

در روش GRM، مقدار t_v برای XY های مختلف محاسبه و برحسب فاصله رسم می‌گردد. سپس منحنی بهترین XY انتخاب شده و سرعت سطح شکنا با احتساب عکس شیب خط برازش شده بر بهترین XY محاسبه می‌گردد. توضیح این نکته لازم است که هرگاه مقدار XY برابر با صفر باشد، روش GRM همان روش هاگیوارا خواهد بود [Reynolds, 1997].

$$\frac{d}{dx} t_v = \frac{1}{v_n} \quad (۲۷-۳)$$

تابع زمان - عمق (t_G) در نقطه G توسط رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$t_G = \frac{[T_{AY} + T_{BX} - (T_{AB} + XY/V_n)]}{2} \quad (۲۸-۳)$$

که در آن v_n سرعت ظاهری سطح شکنا می‌باشد که از تابع تحلیل سرعت به دست آمده است

[Reynolds, 1997].

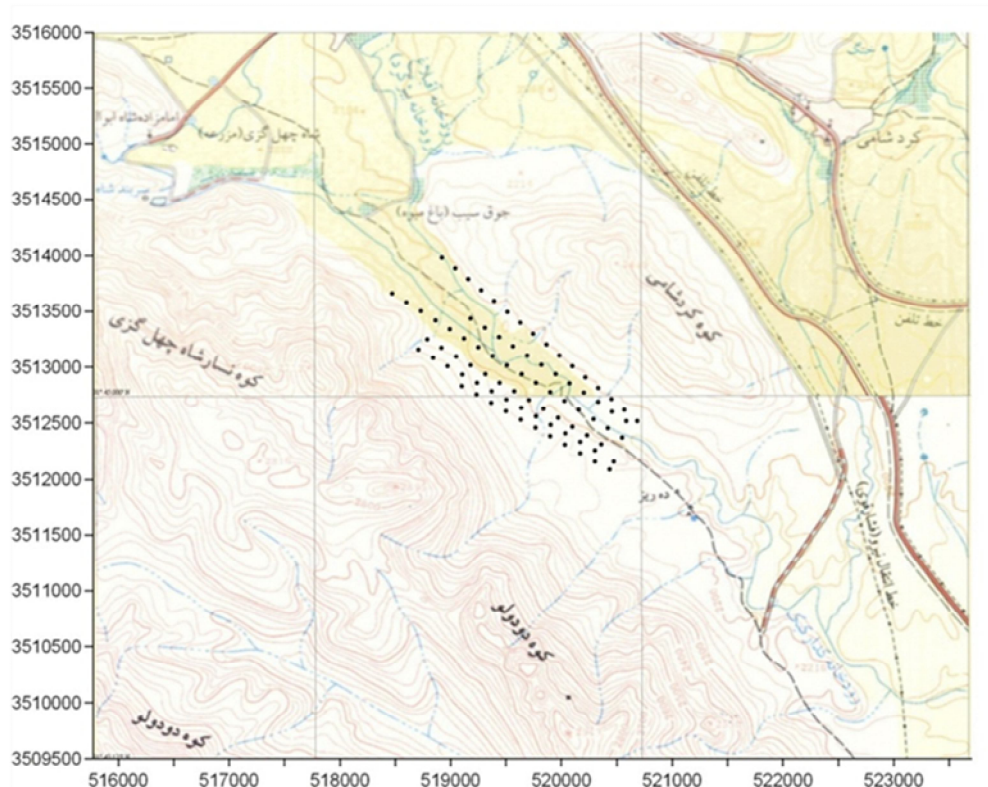
این روش‌ها برای مدل‌های با لایه‌بندی بیشتر هم قابل تعمیم هستند.

فصل ۴ عملیات صحرائی و برداشت داده‌ها

۴-۱- مقدمه

در دو فصل گذشته، اصول فیزیکی، روش و نحوه برداشت، تفسیر و مدل سازی داده های مقاومت ویژه و استفاده از آرایش الکترودی شلومبرژه و گسترش این آرایه در امتداد یک پروفیل و همچنین اصول و تئوری های مربوط به انتشار امواج لرزه ای انکساری درون زمین، تعیین ضخامت و عمق لایه ها و سرعت امواج فشاری در لایه های مختلف، تفسیر و مدل سازی داده های لرزه نگاری انکساری مطالبی کلی بیان گردید. در این فصل، مشخصات عمومی و زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و چگونگی طراحی شبکه برداشت ژئوالکتریک و لرزه نگاری انکساری و عملیات صحرائی شرح داده می شوند.

هدف اصلی انجام مطالعات ژئوفیزیکی سد، شناسایی دقیق ویژگی های زمین شناسی، شناسایی لایه بندی های زیرسطحی، برآورد ضخامت آبرفت و مهمتر از همه تعیین عمق سنگ کف بوده است. به منظور تعیین گستره تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی سنگ کف در منطقه و تفکیک لایه های زیرزمینی بر اساس مقاومت ویژه الکتریکی آنها و تشخیص شکستگی های احتمالی، تعداد ۸۳ سونداژ الکتریکی بر روی ۶ خط برداشت اجرا شده اند. روند کلیه خطوط برداشت ذکر شده، جنوب شرقی- شمال غربی می باشد. همچنین جهت مطالعات لرزه ای در محدوده فوق ۵ خط برداشت لرزه ای عمود بر خطوط برداشت مقاومت ویژه الکتریکی در نظر گرفته شده است.



شکل ۴-۱: نقشه توپوگرافی منطقه مورد مطالعه

۴-۲- موقعیت جغرافیایی

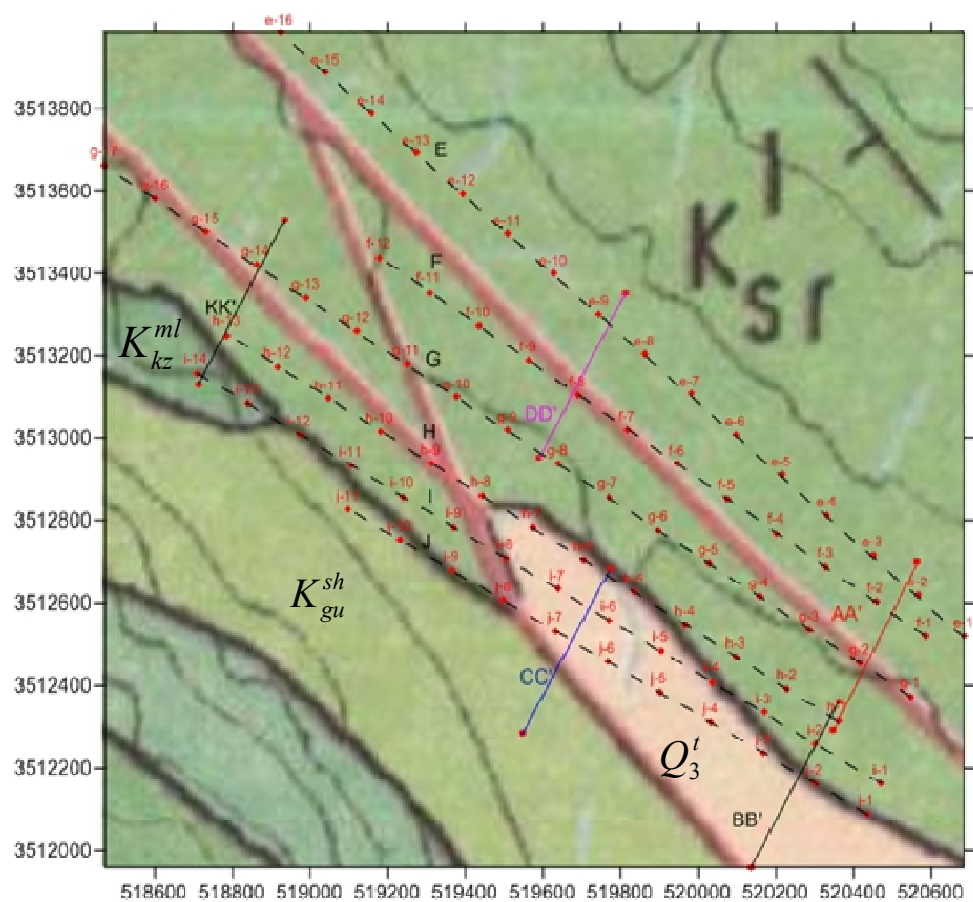
منطقه سد در ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی بروجن قرار دارد. مختصات جغرافیایی این منطقه بین ۵۱ درجه و ۱۱ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۱۳ دقیقه ($51^{\circ}11'$ تا $51^{\circ}13'$) طول جغرافیایی و ۳۱ درجه و ۴۴ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۴۶ دقیقه ($31^{\circ}44'$ تا $31^{\circ}46'$) عرض جغرافیایی می باشد. منطقه بروجن در زون 39N UTM واقع گردیده است.



شکل ۴-۲: موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و عکس هوایی منطقه برداشت

۴-۳- زمین‌شناسی منطقه

با توجه به نقشه برگرفته از برگه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجن (شکل ۴-۳)، محدوده مورد مطالعه مشتمل بر سنگ آهک کرم رنگ با میان لایه‌های مارن (سازند سروک K_{sr}^l) و مارن خاکستری تا زرد و سنگ آهک رسی (سازند کژدمی K_{kz}^{ml}) و شیل خاکستری رنگ، مارن و سنگ ماسه نازک لایه (سازند گورپی K_{gu}^{sh}) و پهنه رسی - سیلتی (Q_3^l) که زیر کشت است، می‌باشد. روند سیستم گسل‌های منطقه بر اساس نقشه فوق‌الذکر جنوب شرقی - شمال غربی می‌باشد که به نظر می‌رسد از محدوده مورد مطالعه نیز عبور کرده است.



شکل ۴-۳: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه به همراه خطوط برداشت لرزه و الکتریک بر روی آن. خطوط نقطه‌چین نشان‌گر پروفیل‌های الکتریکی و خطوط توپر مشکی پروفیل‌های لرزه‌ای هستند

	نمای طبقات با جهت شیب	K_{sr}^l	سازند آهکی سَروک
	گسل اصلی	K_{kz}^{ml}	سازند شیلی کژدمی
	مرز واحدهای سنگی	K_{gu}^{sh}	سازند شیلی گورپی
		Q_3^t	پهنه رسی - سیلتی

شکل ۴-۴: راهنمای استفاده از نقشه زمین‌شناسی منطقه

۴-۳-۱ - سازند آهکی سَرُوک (K_{sr}^l)

سازند سَرُوک دو رخساره متفاوت دارد. در محل بُرش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم عمق این سازند گسترش دارد. در حالی که در ناحیه لرستان، می‌توان رخساره‌های عمیق سازند سَرُوک را دید.

مرز پایینی سازند سَرُوک با شیل‌های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام، ناهم‌ساز فرسایشی و آغشته به ترکیب‌های آهن است. وجود یک ناپیوستگی موازی، به سن پس از سنومانین در میان سازند سَرُوک، سبب شده تا این سازند به سَرُوک پایینی (سنومانین) و سَرُوک بالایی (تورونین) تقسیم شود. سازند سَرُوک پس از سنگ‌آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضه زاگرس است [آقانباتی، ۱۳۸۳].

۴-۳-۲ - سازند شیلی کژدمی (K_{kz}^{ml})

نام سازند کژدمی از قلعه کژدمی در فروافتادگی دزفول (در تنگ گورگورا - شمال گچساران) گرفته شده که در محل بُرش الگو، ۲۳۰ متر شیل قیری خاکستری تیره و گاه سیاه رنگ، و دارای لایه‌هایی از سنگ‌آهک رُسی تیره رنگ و مارن است. در هر حال، ۳۵ متر پایینی آن سُرخ‌رنگ و اکسیده است و دانه‌های گلوکونیت را می‌توان تا یک صد متری مرز پایین آن دید. در این سازند، لایه‌های آهکی به ویژه در ۹۰ متر زیرین وجود دارد که زبانه‌هایی از سازند داریان است. این سازند، سنگ منشأ بسیار مهمی در حوضه رسوبی زاگرس است.

مرز پایینی سازند کژدمی به سنگ‌آهک‌های داریان است که مرزی ناپیوسته بوده و با لایه‌های سُرخ‌رنگ مشخص می‌شود، ولی مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سَرُوک، تدریجی است [آقانباتی، ۱۳۸۳].

۴-۳-۳- سازند شیلی گورپی (K_{gu}^{sh})

بُرش الگوی این سازند در تنگ پابده در شمال مسجد سلیمان (میدان نفتی لالی) ۳۲۰ متر ضخامت دارد، در بیشتر نواحی زاگرس، سازند گورپی شامل مارن، شیل‌های خاکستری مایل به آبی است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های نازک رُسی دارد و به دلیل زودفرسا بودن، سیمای آن فرسوده است [آقاناتی، ۱۳۸۳].

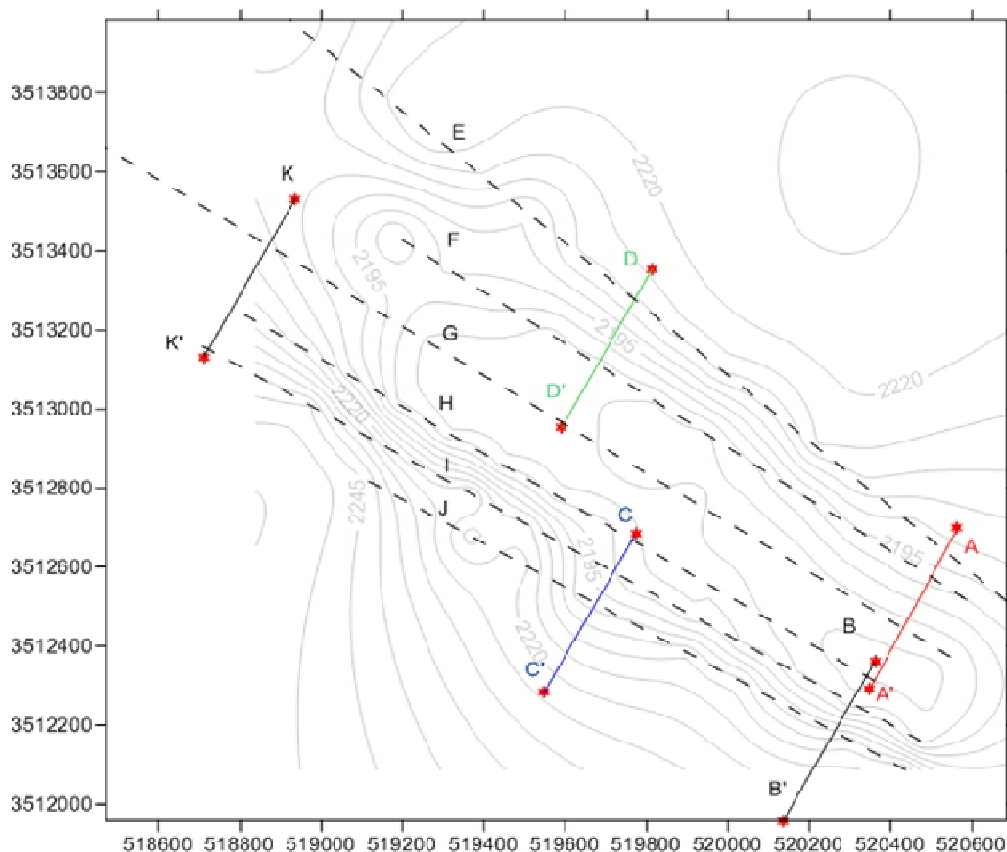
۴-۴- عملیات صحرایی

مساحت تقریبی محدوده مورد مطالعه ۶/۲× کیلومتر مربع می‌باشد. آرایش سونداژ ژئوالکتریک استفاده شده در منطقه، آرایش شلومبرژه با طول خط جریان ۶۰۰ متر می‌باشد. البته در بعضی نواحی به ندرت به دلیل وجود عوارض، طول خط جریان به ۴۰۰ متر می‌رسد. مشخصات *UTM* هر ایستگاه به وسیله *GPS* برداشت شده است.

تعداد کل نقاط برداشت ۸۳ ایستگاه می‌باشد که در ۶ پروفیل (*E, F, G, H, I & J*) در امتداد تقریبی *N45W* برداشت شده‌اند (شکل ۴-۵). جهت حرکت آب رودخانه از شمال غربی به سمت جنوب شرقی است. مختصات *UTM* نقاط ابتدایی و انتهایی پروفیل‌ها با فواصل ایستگاهی ۱۵۰ متر با *GPS* نقطه‌گذاری گردیده‌اند. فاصله سونداژها بر روی خطوط برداشت مذکور با توجه به مشکلات عملیاتی مختلف (پوشش گیاهی، شرایط نامساعد توپوگرافی و...)، بین ۱۵۰ تا ۱۵۵ متر متغیر بوده است. تعداد سونداژها بر روی هر خط پروفیل بین ۱۱ تا ۱۷ ایستگاه متغیر می‌باشد. همچنین به منظور برداشت داده‌های لرزه‌ای انکساری تعداد ۵ خط برداشت طراحی شده است. تمامی این خطوط عمود بر خطوط برداشت سونداژهای الکتریکی قرار گرفته شده‌اند.

از آنجا که معمولاً خطوط برداشت لرزه انکساری عمود بر جهت حداکثر تغییرات زمین‌شناسی و توپوگرافی انتخاب می‌شوند تا عوارض زمین‌شناسی زیر سطح زمین را به خوبی به نمایش بگذارند

و از آنجا که جهت گسترش الکترودها در سونداژهای قرار گرفته بر روی پروفیل‌ها باید در جهت کمترین تغییرات زمین‌شناسی و توپوگرافی باشد تا بتوان تغییرات مقاومت ویژه عمقی در زیر محل سونداژها را مشخص نمود، در نتیجه، خطوط برداشت لرزه انکساری عمود بر پروفیل‌های الکتریکی انتخاب شده‌اند. هر خط برداشت لرزه‌ای سه تا چهار خط برداشت الکتریکی را قطع می‌کند. در راستای هر خط برداشت از ۲۴ ژئوفون با فواصل یکسان ۱۵ متر استفاده شده است. موقعیت خطوط برداشت لرزه شکست مرزی توسط خطوط توپر رنگی در شکل ۴-۵ نشان داده شده است.



شکل ۴-۵: موقعیت نقاط برداشت و پروفیل‌های انتخابی مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه انکساری

۴-۴-۱- تجهیزات مورد استفاده

جهت انجام برداشت‌های ژئوالکتریک در منطقه مورد مطالعه از دستگاه ساخت شرکت ABEM با نام TERRAMETER SAS 300 B استفاده شده است. این دستگاه قابلیت ارسال جریان تا ۲۰

میلی آمپر و با ولتاژ ۱۶۰ ولت را داراست که با اضافه کردن بوستر جهت تقویت ولتاژ این مقدار تا ۴۰۰ ولت قابل افزایش است. خروجی این دستگاه مقادیر مقاومت R و یا نسبت V/I می باشد که با دقت تا ۰/۰۵ میلی اهم قابل قرائت است. این دستگاه با باتری ۱۲ ولت کار می کند و وزن کلی آن با باتری، ۵/۶ کیلوگرم بوده و بسیار راحت و دارای قابلیت حمل آسان است. شکل ۴-۶، این دستگاه را به همراه بوستر نشان می دهد.



شکل ۴-۶: دستگاه ترامتر به همراه بوستر

برداشت پروفیل های لرزه نگاری شکست مرزی با استفاده از ژئوفون های نوع P با فرکانس طبیعی ۱۴/۵ هرتز برای ثبت امواج فشاری صورت گرفته است. در برداشت ها از دستگاه لرزه نگار MK3 استفاده شده است. امواج دریافتی توسط ژئوفون ها، به صورت سیگنال الکتریکی از طریق کابل به دستگاه لرزه نگار منتقل می شود، سیگنال دریافتی به وسیله آمپلی فایر مربوط به هر کانال تقویت شده، از طریق مدارهای تبدیل آنالوگ به دیجیتال و یا به اختصار A/D هشت بیتی در حافظه یک کیلوبایتی ذخیره می شوند. در این دستگاه فیلترهای آنالوگ هم زمان با ثبت امواج برای حذف امواج مزاحم (نویز) به کار برده شوند. برخی از مراحل پردازش سیگنال دیجیتال ذخیره شده در حافظه دستگاه نیز امکان پذیر است (مراحلی از قبیل فیلتر دیجیتال، تعیین زمان رسید، و ...) فاصله زمان نمونه برداری در این دستگاه تا حداقل ۰/۰۴۸ میلی ثانیه قابل تنظیم است. امواج ذخیره شده در حافظه دستگاه به صورت دیجیتال بر روی دیسک ثبت می شوند.

فصل ۵ مدل سازی و تفسیر داده های مقاومت ویژه در منطقه

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های قبل، مشخصات منطقه مورد مطالعه و هدف از برداشت‌های ژئوالکتریک، به همراه چگونگی طراحی شبکه نقاط اندازه‌گیری، مورد بحث قرار گرفت. در این فصل، به مدل‌سازی و تفسیر کیفی و کمی دو بعدی و سه بعدی داده‌های صحرایی پرداخته و نتایج حاصل همراه با جداول مربوطه، ارائه شده است.

هدف از تفسیر داده‌های حاصل از سونداژزنی الکتریکی قائم در یک منطقه، به دست آوردن یک تصویر یا مدل ژئوالکتریکی قابل قبول و منطقی است که با نتایج مطالعات زمین‌شناسی آن منطقه مطابقت داشته باشد.

در ابتدا به منظور بررسی کیفی رسوبات آبرفتی دشت و چگونگی تغییرات سنگ کف، تفسیر به صورت کیفی انجام پذیرفته است. در تفسیر کیفی، تغییرات مقاومت ویژه ظاهری به دست آمده از نقشه‌ها و مقاطع مربوط به آن، مورد ارزیابی قرار می‌گیرند. برای به دست آوردن مدل واقعی از زمین، تفسیر باید به صورت کمی انجام پذیرد.

در تفسیر کمی معمولاً داده‌های خام به دست آمده از سونداژهای الکتریکی، بر روی یک منحنی با محورهای لگاریتمی ارائه می‌شوند. در این محورها، مقدار ρ_a به صورت تابعی از طول AB/2 رسم می‌شود. با استفاده از سیستم محورهای لگاریتمی، تفسیر نتایج به کمک منحنی-های استاندارد یا آباک‌ها آسان‌تر می‌گردد [Reynolds, 1997].

چون در این بررسی، شناسایی ضخامت آبرفت و عمق سنگ بستر مقاوم مد نظر بوده است، بنابراین از تفسیر همراه با جزئیات لایه‌های مختلف شامل آبرفت و سنگ بستر و تفکیک بیشتر این لایه‌ها اجتناب شده است.

۵-۲- تفسیر کیفی سونداژهای الکتریکی

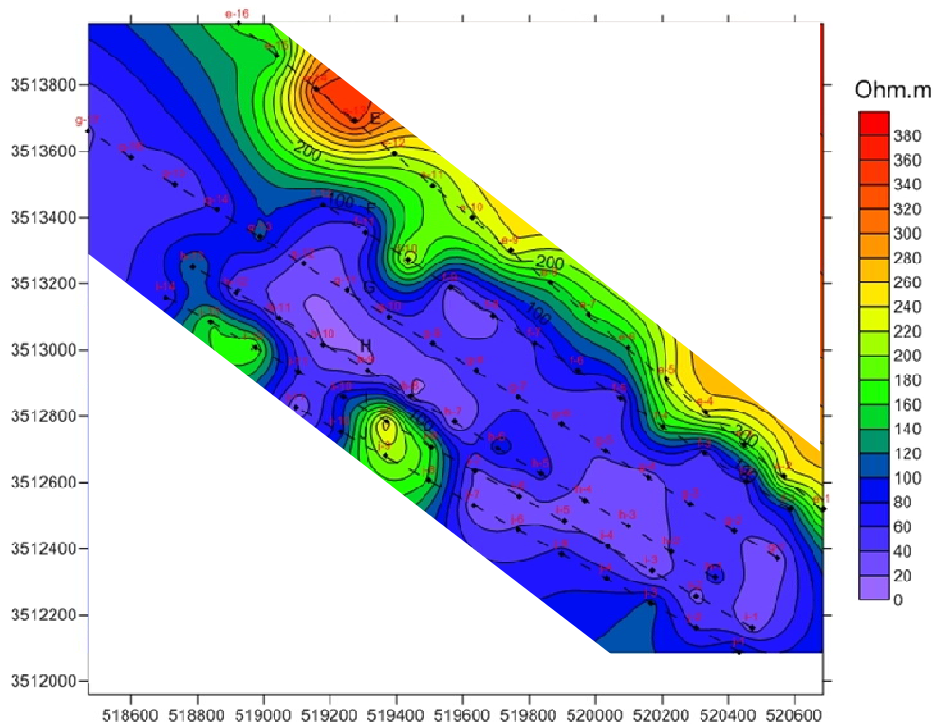
به طور کلی، آنچه که در تعبیر و تفسیر کیفی یک منحنی سونداژ الکتریکی مورد توجه قرار می‌گیرد، نقاط ماکزیمم و مینیمم بر روی این منحنی است. وجود هر ماکزیمم یا مینیمم بر روی منحنی (برای طبقات افقی)، می‌تواند معرف وجود یک لایه با مقاومت ویژه متفاوت باشد. البته باید در نظر داشت که این قاعده، کلی نیست و برای آنکه یک لایه بتواند خود را بر روی منحنی نشان دهد، باید دارای ضخامت کافی و تباین مقاومت ویژه^۱ مناسب با طبقات مجاورش باشد. نکته قابل توجه، شناخت منحنی‌های سونداژ الکتریکی برای حالت‌های مختلف است. برای افراد با تجربه، تغییر شیب منحنی، قسمت‌های بالارونده و پایین‌رونده و مسائلی از این قبیل می‌تواند هر یک شامل اطلاعات کیفی در رابطه با تغییرات مقاومت ویژه در یک منطقه باشد [Reynolds, 1997].

به منظور بررسی کیفی رسوبات آبرفتی آبدار دشت و چگونگی تغییرات سنگ کف، نقشه‌های هم مقاومت ویژه ظاهری با طول الکترودهای فرستنده جریان ۱۶ و ۱۰۰ و ۴۰۰ متر ترسیم شده که ذیلاً هر کدام از نقشه‌ها تشریح می‌گردد (در این نقشه‌ها با توجه به شواهد عینی، به طور تقریبی می‌توان محدوده تغییرات ۰ تا ۲۰ اهم متر را به رس ۲۰ تا ۴۰ اهم متر را به لایه رسی - شنی و ۴۰ تا ۶۰ اهم متر را به لایه شنی - رسی و ۶۰ تا ۱۰۰ اهم متر را به لایه شنی و بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ اهم متر را به سنگ آهک هوازده و دارای شکستگی و یا رسوبات بدون آب و ۵۰۰ اهم متر به بالا را به سنگ آهک یکپارچه نسبت داد).

1 Resistivity Contrast

۵-۲-۱- نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری ($AB=16\text{ m}$)

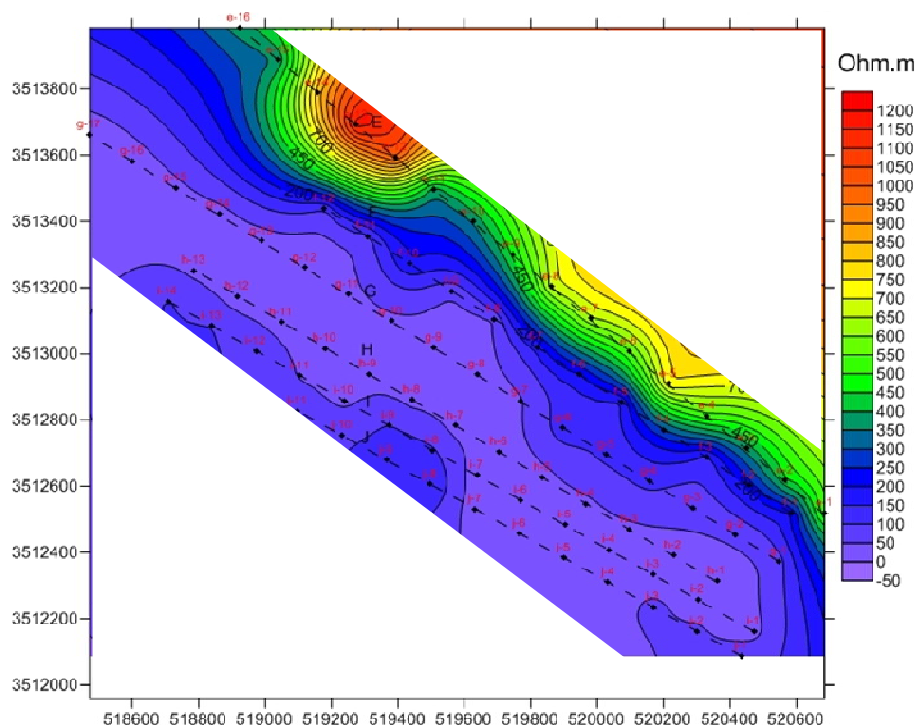
نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با $AB=16\text{ m}$ در شکل ۵-۱ نشان داده شده است. این نقشه در واقع نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری قشری از زمین تا عمق کلی و تقریبی ۴ متر، با فرض $AB/5 = \text{عمق}$ ، را مشخص می سازد که بیشتر جهت تعیین شرایط دانه بندی رسوبات آبرفتی و درصد هوازدگی سنگ ها تهیه گردیده است. لازم به ذکر است که عمق واقعی و دقیق می تواند در عمل کوچکتر یا بزرگتر از $AB/5$ نیز باشد. به طور کلی ارتفاعات دارای سنگ هایی همراه با شکستگی و هوازدگی بوده و آبرفت ها عمدتاً در نزدیکی ارتفاعات از نوع شن و هرچه به رودخانه نزدیک می شود به رسی- شنی تبدیل می گردد.



شکل ۵-۱: نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با $AB=16\text{ m}$

۵-۲-۲- نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری (AB=100 m)

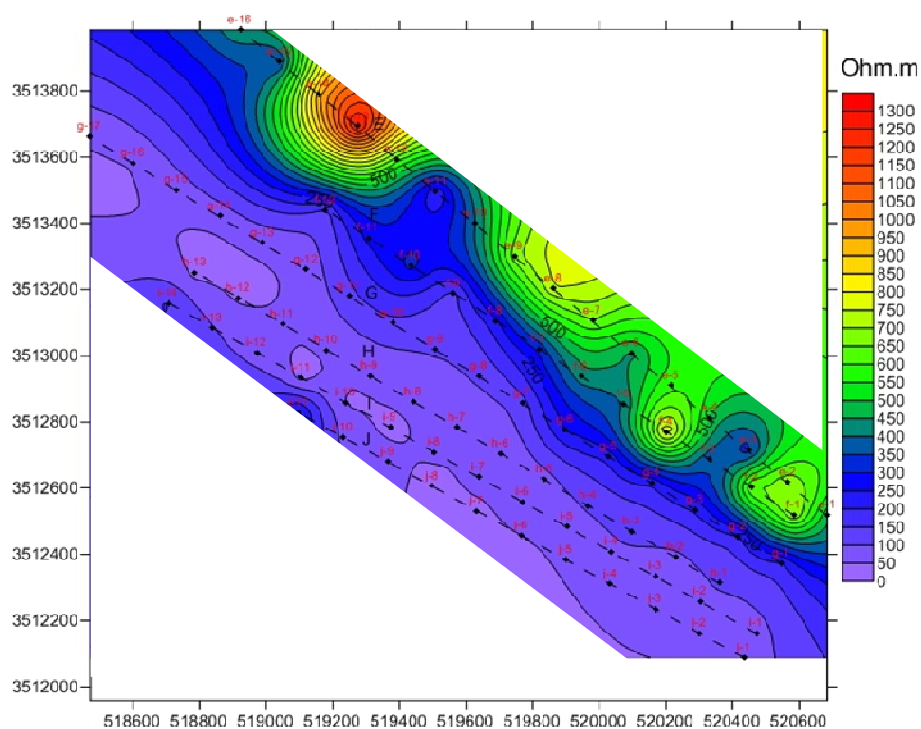
نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با AB=100 m در شکل ۵-۲ نشان داده شده است. این نقشه در واقع نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری قشری از زمین تا عمق کلی و تقریبی ۲۰ متر، با فرض $AB/5 = \text{عمق}$ ، را مشخص می سازد که بیشتر جهت تعیین شرایط دانه بندی رسوبات آبرفتی و درصد هوازدگی سنگ ها تهیه گردیده است. در این نقشه به وسعت آبرفت های رسی- شنی و سنگ آهک هوازده یا آبرفت های بدون آب افزوده شده است. در بعضی از نواحی ارتفاعی شمالی سنگ آهک هایی با مقاومت الکتریکی بیش از ۵۰۰ اهم متر دیده می شود. در مقایسه با نقشه ی قبلی به این نکته می رسیم که آبرفت های رودخانه در عمق ریز دانه تر شده اند.



شکل ۵-۲: نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با AB=100 m

۵-۲-۳- نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری (AB=400 m)

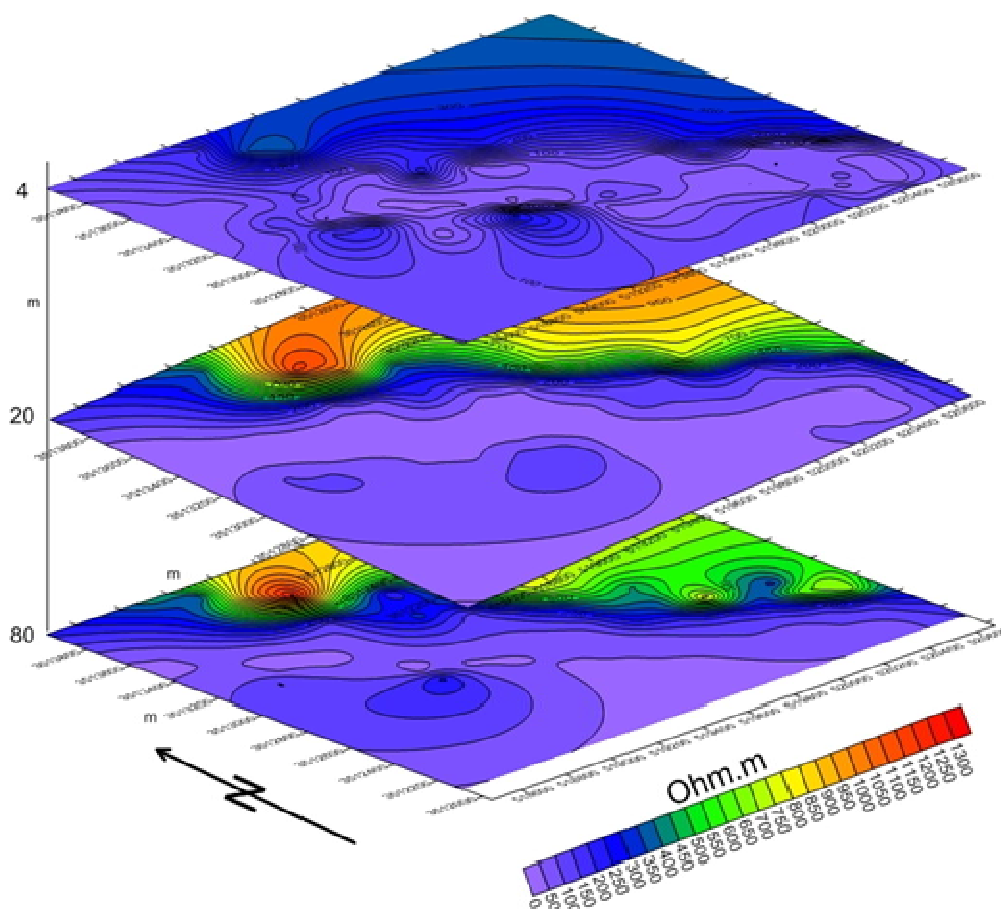
نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با AB=400 m در شکل ۵-۳ نشان داده شده است. این نقشه در واقع نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری قشری از زمین تا عمق کلی و تقریبی ۸۰ متر، با فرض $AB/5 = \text{عمق}$ ، را مشخص می‌سازد که بیشتر جهت تعیین شرایط دانه‌بندی رسوبات آبرفتی و درصد هوازدگی سنگ‌ها تهیه گردیده است. در مقایسه این نقشه با نقشه‌ی قبل بر وسعت سنگ آهک هوازده و یا آبرفت بدون آب افزوده شده و وسعت سنگ آهک یکپارچه تغییر چندانی نداشته است در ضمن رسوبات رودخانه در این عمق از نوع شنی-رسی و شنی می‌باشد. از مقایسه این نقشه با دو نقشه قبلی به این نتیجه می‌رسیم که ضخامت آبرفت در نزدیکی ارتفاعات جنوبی به مراتب بیشتر از نواحی دیگر است.



شکل ۵-۳: نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری در عمق متناظر با AB=400 m

۵-۲-۴- نمایش سه بعدی نقشه هم مقاومت ویژه ظاهری منطقه

شکل ۴-۵ نقشه سه بعدی محدوده مورد مطالعه است که از کنار هم قرار دادن نقشه‌های هم مقاومت ویژه ظاهری در اعماق تقریبی متناظر با AB آنها به دست آمده است. به وضوح افزایش ضخامت آبرفت با نزدیکتر شدن به رودخانه مشاهده می‌گردد. ضمن اینکه تغییرات درشت دانه‌تر شدن آبرفت با افزایش عمق رودخانه قابل مشاهده است.



شکل ۴-۵ : نقشه سه بعدی مقاومت مخصوص ظاهری محدوده مورد مطالعه

با توجه به تفسیر کیفی اولیه صورت گرفته، و شواهد عینی در منطقه تغییرات مقاومت ویژه برای آبرفت‌ها طبق جدول ۱-۵ در نظر گرفته شده است :

جدول ۵-۱: تغییرات مقاومت ویژه آبرفت در منطقه

نوع آبرفت اشباع شده با آب	محدوده مقاومت مخصوص
لایه رسی	$p \leq 20$
لایه رسی - شنی	$20 < p < 40$
لایه شنی - رسی	$40 \leq p < 60$
لایه شنی	$p \geq 60$

۵-۳- تفسیر کمی سونداژهای الکتریکی

به کمک کاغذهای شفاف، می‌توان تفسیر ساده‌ای را با استفاده از منحنی‌های استاندارد (سرمنحنی‌ها)^۱ انجام داد. بهترین راه برای انجام تفسیر درست و به دست آوردن نتایج قابل اطمینان، انجام تطبیق جزء به جزء^۲ منحنی صحرایی با منحنی‌های استاندارد (با استفاده از منحنی‌های استاندارد دو لایه‌ای) می‌باشد. به این منظور، از منحنی‌های کمکی^۳ برای تعیین محل‌های مناسب مبدأ منحنی استاندارد اصلی دولایه‌ای که به قسمت‌های بعدی منحنی صحرایی منطبق می‌گردد، استفاده می‌شود. روش تطبیق جزء به جزء، روش اصلی تفسیر تا سال ۱۹۸۰ بوده است. پس از آن، برنامه‌های کامپیوتری امکان تهیه نتایج قابل اعتمادتر نسبت به روش تطبیق جزء به جزء را فراهم آورده است [Milson, 1989].

1 Master Curves

2 Partial Curve Matching

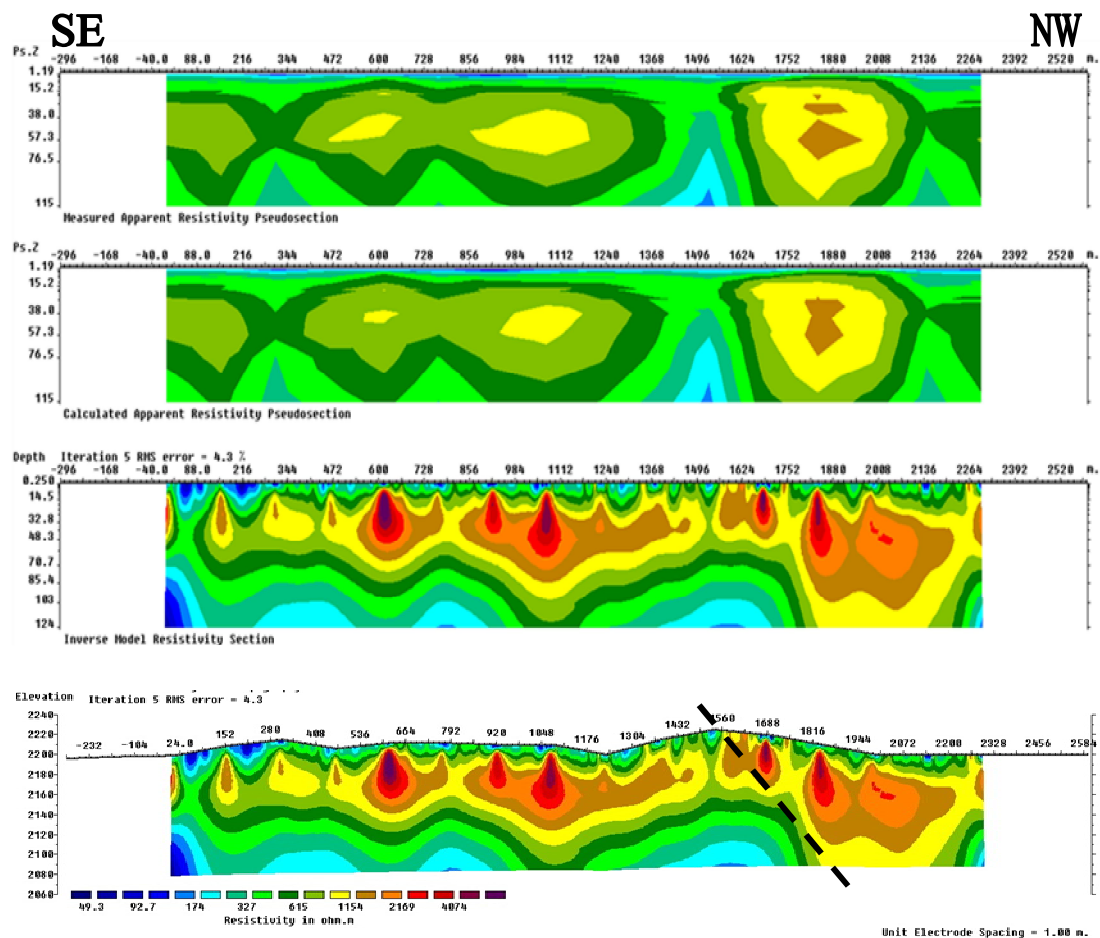
3 Auxiliary Curves

برای به دست آوردن عمق سنگ بستر در منطقه مورد مطالعه ابتدا توسط نرم افزار Res2dinv مدل های دوبعدی مقاومت ویژه برای هر پروفیل با استفاده از داده های سونداژ آن پروفیل به دست آورده شده است^۱. پس از آن، با استفاده از تفسیر منحنی های سونداژ با استفاده از منحنی های استاندارد و با کمک از مدل های به دست آمده از نرم افزار Res2dinv طبق نظر نهایی کارشناس، عمق سنگ بستر مقاوم برای هر سونداژ با قطعیت بیشتر به دست می آید. با استفاده از مختصات UTM و همچنین مقادیر عمق به دست آمده هر سونداژ نقشه دو بعدی عمق سنگ بستر برای منطقه مورد مطالعه ترسیم خواهد شد.

۵-۳-۱- بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل E با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل E با راستای N50W بوده و دارای طول ۲۲۸۰ متر است که شامل ۱۶ ایستگاه می باشد. شکل ۵-۵ مقطع مدل سازی دو بعدی این پروفیل را نشان می دهد.

۱ در پیوست الف، نحوه وارد کردن داده های سونداژ شلومبرژه در نرم افزار Res2dinv به طور خلاصه توضیح داده شده است.

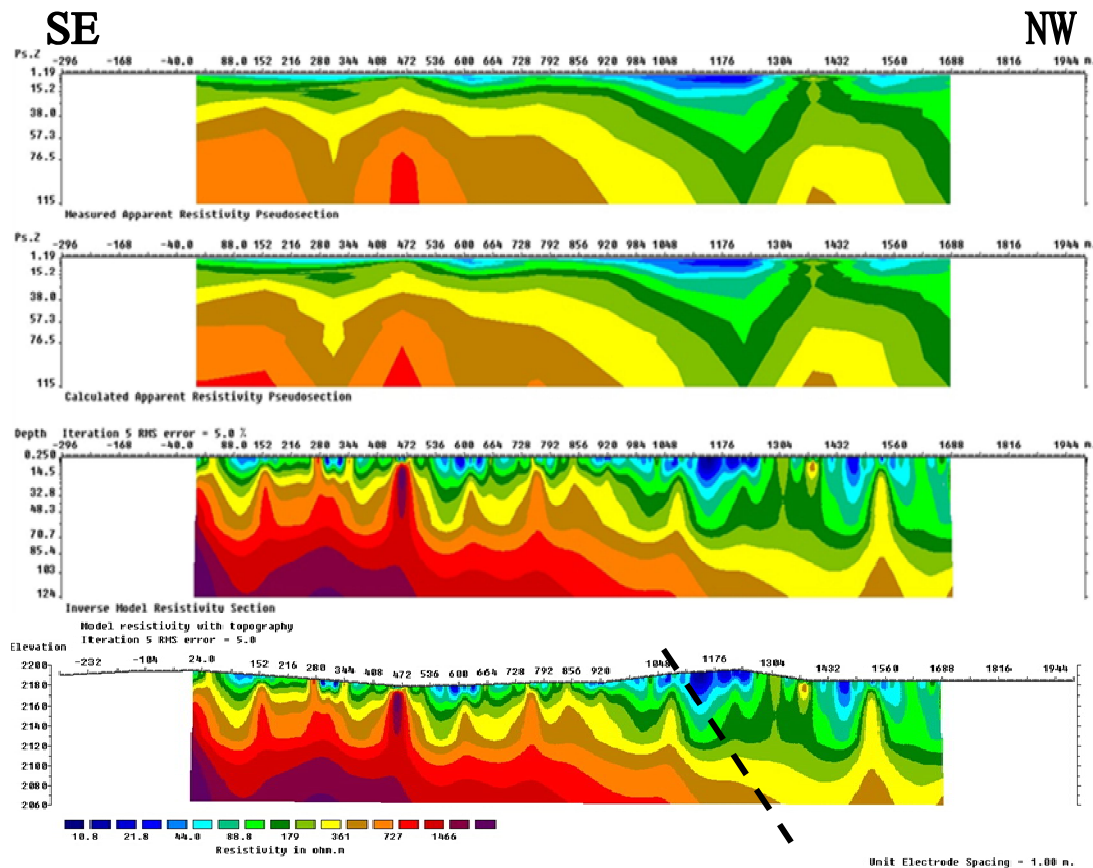


شکل ۵-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل E و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل بر روی ارتفاعات آهکی بیشتر سونداژها دارای مقاومت الکتریکی بالا می باشد. مقاومت ویژه در ایستگاه ها بین ۹۵ تا ۴۸۰۰ اهم- متر متغیر است که این تغییرات به دلیل شکستگی و هوازدگی سنگ ها می باشد. در سطح به دلیل شکستگی ها و هوازدگی سنگ آهک، مقاومت ویژه آن پایین تر و در عمق به دلیل هوازدگی کمتر و یکپارچگی سنگ، مقاومت ویژه آن بیشتر می شود که البته در بعضی موارد در عمق زیاد مقاومت مخصوص پایین می آید که می تواند ناشی از وجود حفرات آبدار و یا تغییر سازند باشد. سنگ آهک اغلب در نزدیکی سطح قرار دارد و ضخامت آبرفت مارنی و رسی بسیار کم و در حد چند متر است. گسل احتمالی با خط نقطه چین بر روی مقطع مدلسازی توپوگرافی نمایش داده شده است.

۵-۳-۲- بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل F با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل F با راستای N57W بوده و دارای طول ۱۸۳۰ متر است که شامل ۱۲ ایستگاه می باشد. در شکل ۵-۶ مربوط به مقطع مدل سازی دوبعدی این پروفیل نشان داده شده است.



شکل ۵-۶: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده های

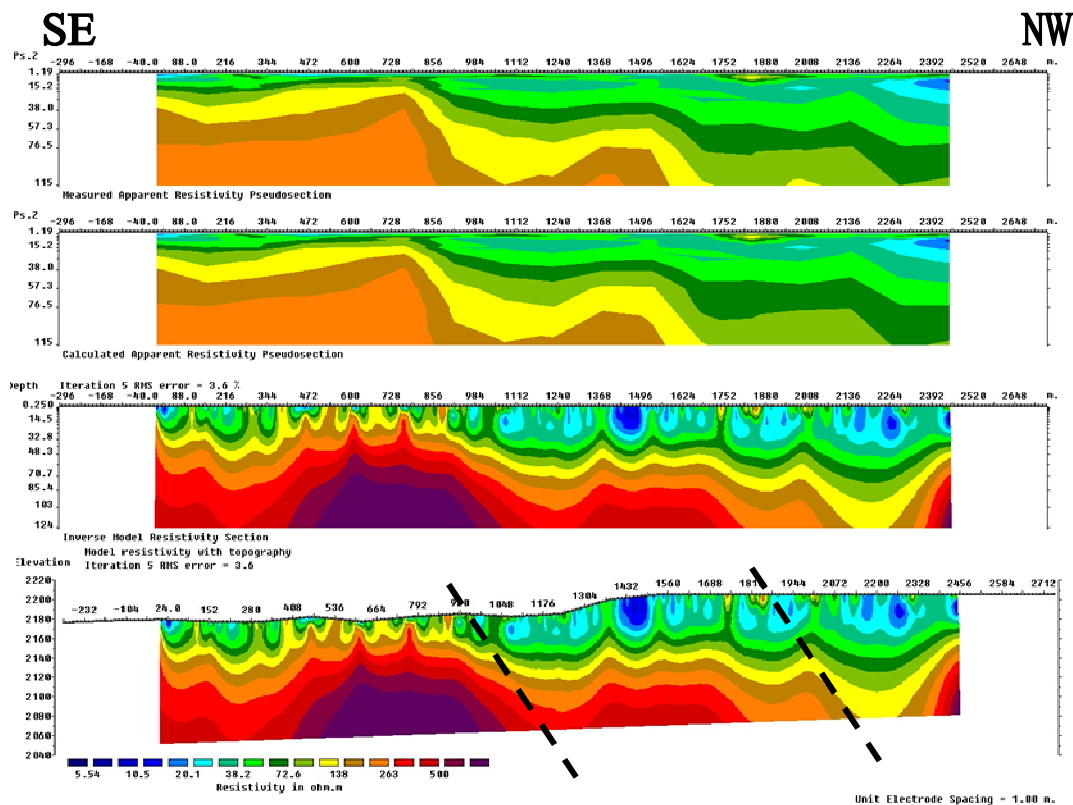
مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل F و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل در نزدیکی ارتفاعات آهکی مقاومت ویژه در عمق در اغلب سونداژها بالا می باشد. مقاومت مخصوص آبرفت بین ۱۶ تا ۸۰ اهم متر است و در نتیجه آبرفت از چهار نوع دسته بندی در این پروفیل وجود دارد. به دلیل نزدیکی به ارتفاعات، ضخامت آبرفت در حدود ۱۰ متر است. مقاومت مخصوص در ایستگاه ها بین ۱۶ تا ۱۵۰۰ اهم متر متغیر است که نسبت به پروفیل قبل کمتر است که می تواند به دلیل تحت تأثیر قرار گرفتن بیشتر آبرفت و سنگ بستر در معرض هوازدگی باشد. سنگ آهک در عمق متوسط ۱۰ متر قرار دارد. گسل احتمالی با

خط نقطه چین روی مقطع مدلسازی شده نمایش داده شده است که همخوانی خوبی با گسل جنوب شرقی - شمال غربی منطقه در نقشه زمین شناسی دارد.

۵-۳-۳ بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل G با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل G با راستای N57W بوده و دارای طول ۲۴۴۰ متر است که شامل ۱۷ ایستگاه می باشد. در شکل ۷-۵ مقطع مدل سازی این پروفیل آورده شده است.



شکل ۷-۵: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده های مقاومت

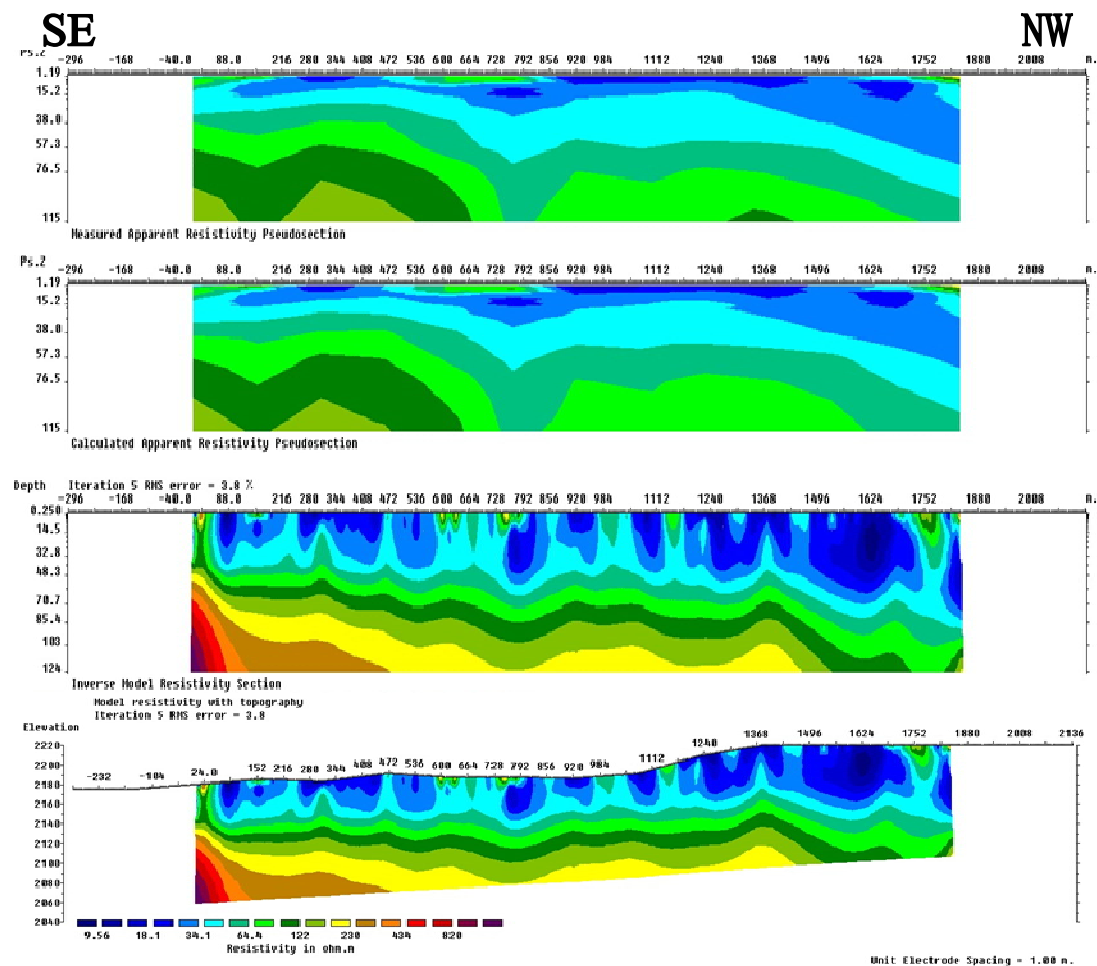
ویژه ظاهری برای پروفیل G و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل در زمین های کشاورزی و آبرفتی، مقاومت مخصوص بین ۵ تا ۶۰۰ اهم - متر متغیر است. با توجه به فراوانی رنگ آبی روشن در مقطع، مقاومت ویژه الکتریکی آبرفت عمدتاً بین ۲۰ تا ۴۰ اهم - متر است که در نتیجه جنس غالب آبرفت از نوع رسی - شنی می باشد که بیشتر در ایستگاه های انتهایی قرار می گیرد. ضخامت آبرفت در ابتدای پروفیل، کم و

هر چه به انتهای پروفیل نزدیک می‌شویم، بیشتر می‌شود. امتداد گسل‌های احتمالی با نقطه‌چین بر روی مقطع مقاومت ویژه مدلسازی شده نشان داده شده است که انطباق خوبی با گسل‌های موجود در نقشه زمین‌شناسی منطقه دارند.

۵-۳-۴- بررسی مقطع مدلسازی دوبعدی پروفیل H با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل H با راستای N60W بوده و دارای طول ۱۸۳۰ متر است که شامل ۱۳ ایستگاه می‌باشد. شکل ۵-۸ مقطع مدلسازی شده این پروفیل را نشان می‌دهد.

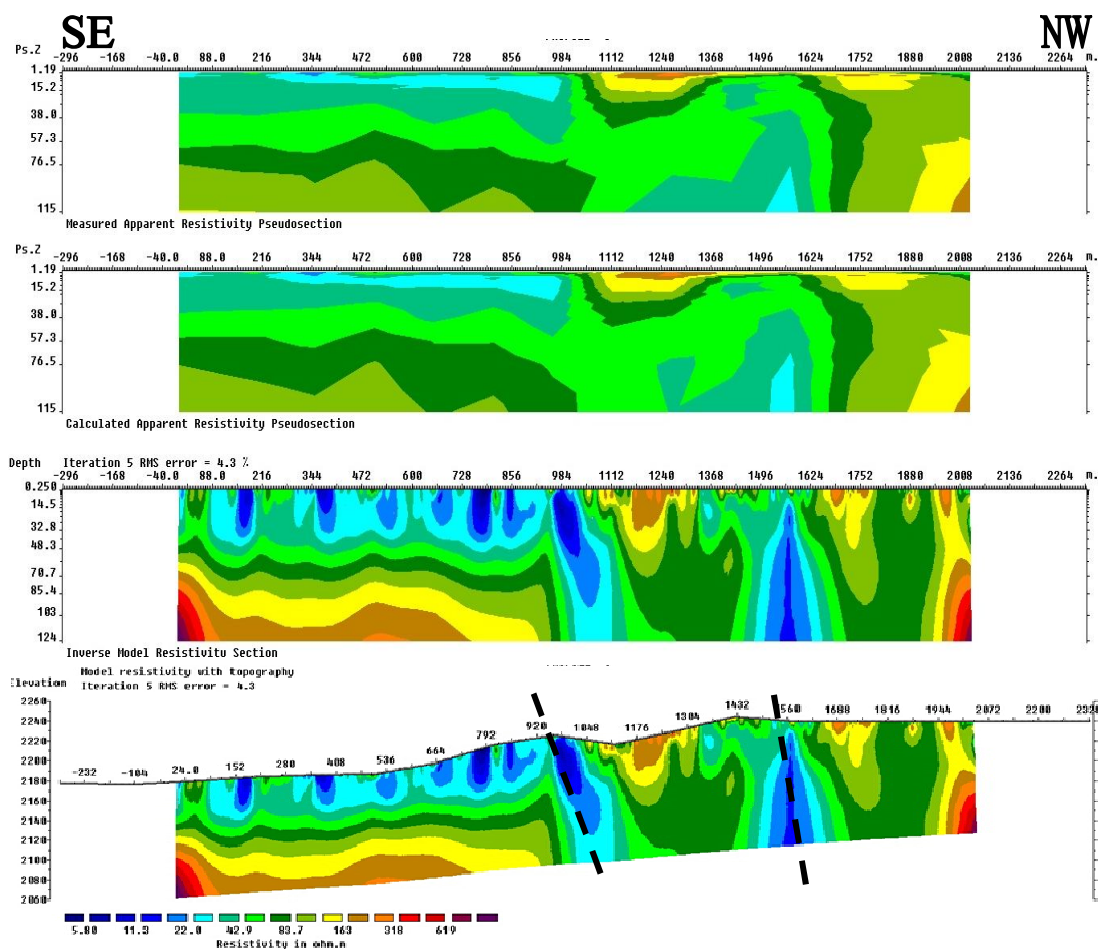


شکل ۵-۸: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی معکوس داده‌های مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل H و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل در زمین‌های کشاورزی و آبرفتی مقاومت ویژه این پروفیل بین ۱۴ تا ۹۰۰ اهم است. مقاومت ویژه آبرفت بین ۱۴ تا ۴۰ اهم - متر است که در نتیجه جنس غالب آبرفت از نوع رسی- شنی می‌باشد. در ایستگاه‌های ۳، ۷، ۸، ۹ و ۱۰ در سطح میزان رس خیلی بیشتر بوده و هرچه به عمق می‌رویم از مقدار آن کاسته می‌شود. ضخامت آبرفت در مخروط افکنه‌های رسی- سیلتی (شکل ۴-۳) انتهای پروفیل بیشترین مقدار را دارا است. بر خلاف نقشه زمین‌شناسی، شواهدی مبنی بر گسل خوردگی در طول این پروفیل مشاهده نمی‌شود.

۵-۳-۵ - بررسی مقطع مدل‌سازی دوبعدی پروفیل I با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل I با راستای N60W بوده و دارای طول ۱۹۸۰ متر است که شامل ۱۴ ایستگاه می‌باشد. شکل ۵-۹ مقطع مدل‌سازی این پروفیل را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۹: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده های مقاومت

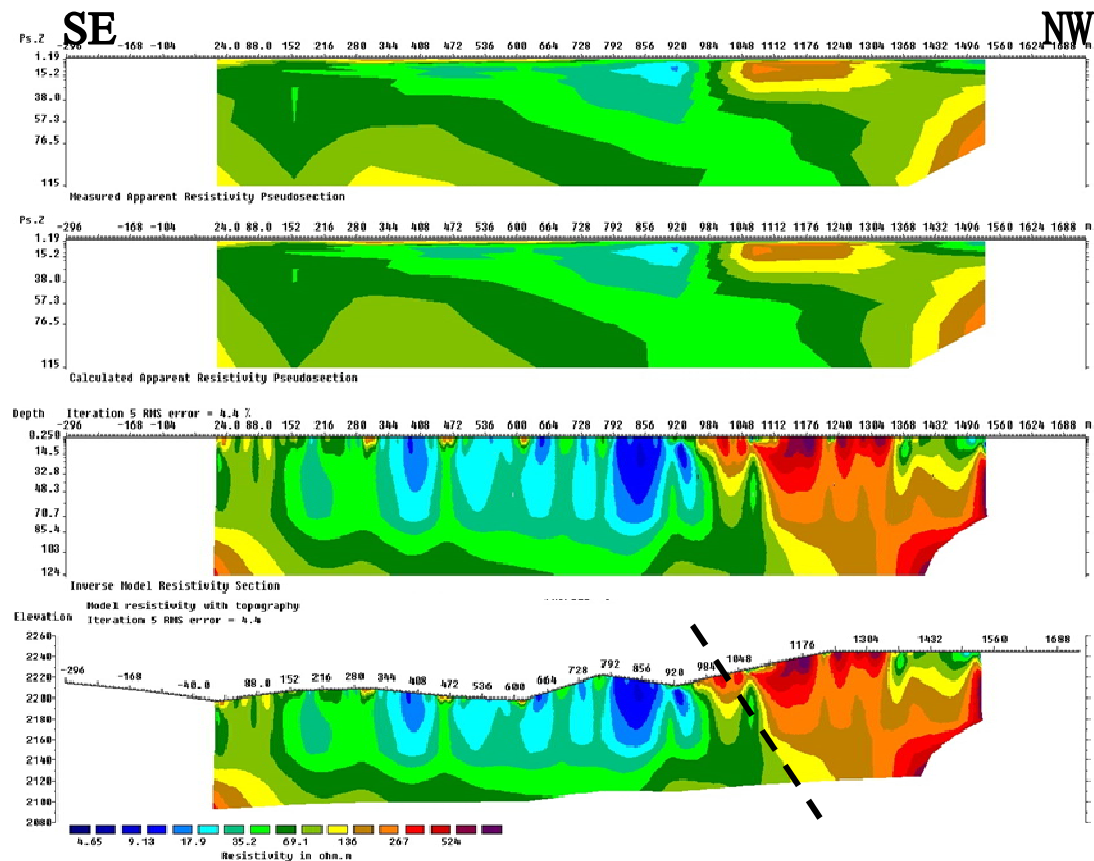
ویژه ظاهری برای پروفیل I و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل در زمین های کشاورزی و آبرفتی، مقاومت ویژه در این پروفیل بین ۱۷ تا ۷۰۰ اهم-متر متغیر است. مقاومت مخصوص آبرفت بین ۱۷ تا ۸۰ اهم متر است و آبرفت در ۷ ایستگاه اول از جنس رسی تا رسی-شنی است و در ایستگاه های دیگر، جنس آبرفت از نوع شنی-رسی تا شنی تغییر می کند. ضخامت حداکلی آبرفت در ارتفاعات آهکی ایستگاه های ۸، ۹، ۱۲ و ۱۳ و ضخامت حداکثری در مخروط افکنه های رسی-سیلتی انتهای پروفیل قرار می گیرد. امتداد گسل های احتمالی با خط چین بر روی مقطع مدل سازی شده نمایش داده شده اند. انطباق خوب با زمین شناسی منطقه در این مقطع نیز مشاهده می شود.

۵-۳-۶- بررسی مقطع مدل سازی دوبعدی پروفیل J با استفاده از نرم افزار Res2dinv

پروفیل J با راستای N60W بوده و دارای طول ۱۵۲۰ متر است که شامل ۱۱ ایستگاه می باشد.

شکل ۵-۱۰، مقطع مدل سازی این پروفیل را نشان می دهد.



شکل ۵-۱۰: شبه مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و مدل دوبعدی مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس داده های

مقاومت ویژه ظاهری برای پروفیل J و مدل مقاومت ویژه به همراه توپوگرافی

به دلیل قرار گرفتن این پروفیل در زمین های کشاورزی و آبرفتی، مقاومت ویژه الکتریکی زمین در محل این پروفیل بین ۵ تا ۶۰۰ اهم-متر تغییر می کند. مقاومت مخصوص آبرفت بین ۱۷ تا ۸۰ اهم متر است که در ایستگاه های ۱، ۲، ۳، ۸، ۹ و ۱۰ اغلب از جنس شنی-رسی تا شنی و در بقیه ایستگاه ها از جنس رسی تا رسی-شنی می باشد. ضخامت آبرفت بین ۱ تا ۸۰ متر است که ضخامت حداقلی در در ارتفاعات آهکی قرار می گیرد. امتداد گسل احتمالی با خط چین در نقشه مشاهده می شود که انطباق خوبی با گسل های منطقه دارد.

۵-۳-۷- تفسیر یک بعدی سونداژهای الکتریکی

در تفسیر یک بعدی منحنی‌های سونداژ از آنجا که هدف از انجام عملیات ژئوفیزیک در منطقه به دست آوردن عمق سنگ بستر مقاوم در منطقه بوده است لذا از تفسیر همراه با جزئیات لایه‌های مختلف آبرفت و سنگ بستر اجتناب شده است.

در تفسیر منحنی سونداژ با استفاده از منحنی‌های استاندارد فقط از آخرین بخش بالا رونده منحنی برای به دست آوردن عمق سنگ بستر مقاوم استفاده شده است.

مقادیر به دست آمده از تفسیر منحنی‌های سونداژ پس از مقایسه با مقاطع مدل‌سازی نرم افزار Res2Dinv با نظر نهایی کارشناسی برای عمق سنگ بستر مقاوم طی جدول ۵-۲ ارائه شده است. از مقادیر عمقی سنگ بستر مقاوم در این جدول جهت ترسیم نقشه عمقی سنگ بستر مقاوم در منطقه استفاده خواهد شد.

جدول ۵-۲: عمق سنگ بستر محاسبه شده برای هر سونداژ

نام سونداژ	طول جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عرض جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عمق سنگ بستر (m)
e-1	520685	3512520	15
e-2	520567	3512618	17
e-3	520450	3512715	16
e-4	520332	3512813	9
e-5	520215	3512910	11
e-6	520097	3513008	11
e-7	519980	3513106	10
e-8	519863	3513203	12
e-9	519745	3513301	10

ادامه جدول ۵-۲

نام سونداژ	طول جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عرض جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عمق سنگ بستر (m)
e-10	519628	3513399	10
e-11	519510	3513496	10
e-12	519393	3513594	8
e-13	519275	3513691	12
e-14	519158	3513789	13
e-15	519041	3513887	15
e-16	518923	3513984	14
f-1	520585	3512519	15
f-2	520457.3	3512603	14
f-3	520329.6	3512687	18
f-4	520201.9	3512770	18
f-5	520074.2	3512854	15
f-6	519946.5	3512937	16
f-7	519818	3513021	17
f-8	519690	3513105	20
f-9	519563	3513188	15
f-10	519435	3513272	15
f-11	519307	3513356	15
f-12	519179	3513439	13
g-1	520547	3512374	13.5
g-2	520417.3	3512455	17
g-3	520287.6	3512535	16
g-4	520157.9	3512616	16

ادامه جدول ۵-۲

نام سونداژ	طول جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عرض جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عمق سنگ بستر (m)
g-5	520028.2	3512696	18
g-6	519898.5	3512777	16
g-7	519768.8	3512858	17
g-8	519639.1	3512938	18
g-9	519509.4	3513019	20
g-10	519379.7	3513099	17
g-11	519250	3513180	19
g-12	519120.3	3513260	20
g-13	518990.6	3513341	20
g-14	518860.9	3513422	20
g-15	518731.2	3513502	20
g-16	518601.5	3513583	19
g-17	518471.8	3513663	17
h-1	520361	3512314	15
h-2	520229.8	3512392	20
h-3	520098.6	3512470	18
h-4	519967.4	3512548	18
h-5	519836.2	3512627	20
h-6	519705	3512705	20
h-7	519573.8	3512783	20
h-8	519442.6	3512861	20
h-9	519311.4	3512939	15
h-10	519180.2	3513017	14

ادامه جدول ۵-۲

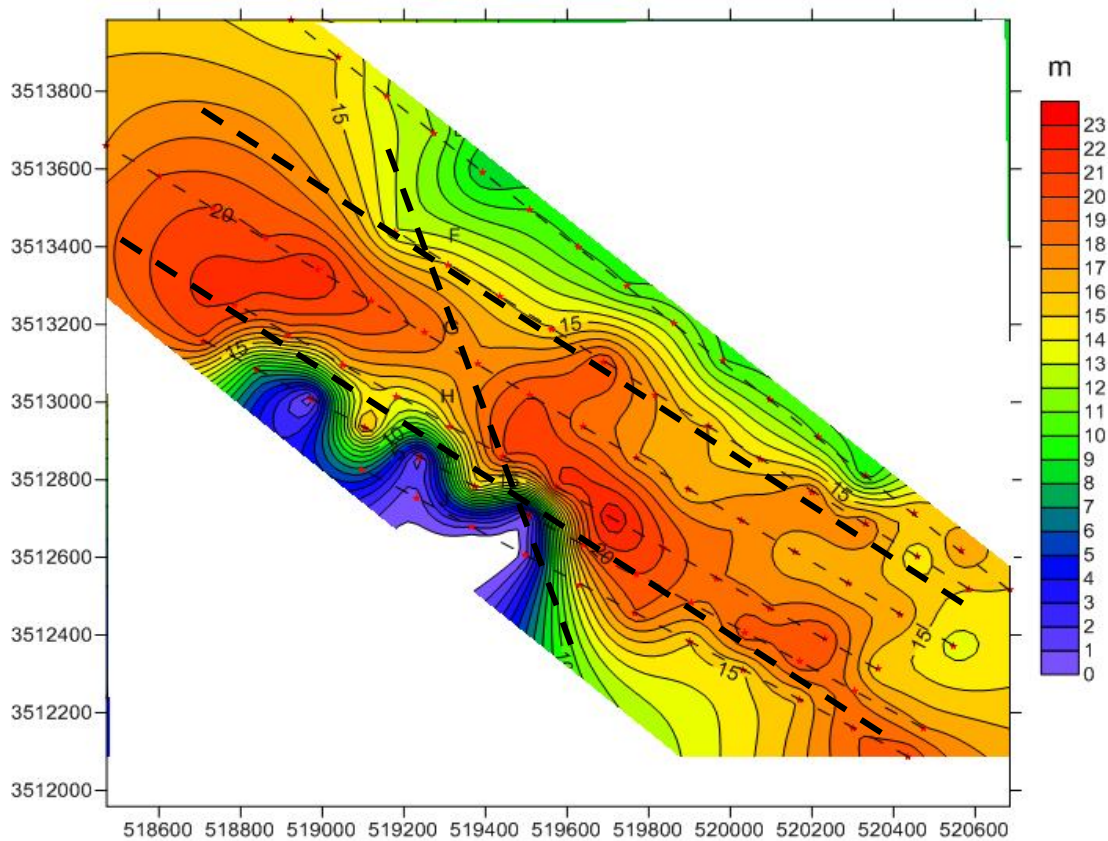
نام سونداژ	طول جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عرض جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عمق سنگ بستر (m)
h-11	519049	3513095	16
h-12	518917.8	3513174	18
h-13	518786.6	3513252	21
i-1	520472	3512162	17
i-2	520303	3512259	18
i-3	520170	3512334	20
i-4	520037	3512409	20
i-5	519904	3512484	18
i-6	519771	3512559	20
i-7	519638	3512634	19
i-8	519505	3512709	0
i-9	519372	3512784	15
i-10	519239	3512859	0
i-11	519106	3512934	17
i-12	518973	3513009	0
i-13	518840	3513084	8
i-14	518707	3513159	20
j-1	520434	3512088	20
j-2	520300.4	3512162	19
j-3	520168	3512236	16
j-4	520033.2	3512310	15
j-5	519899.6	3512384	15
j-6	519766	3512458	19

ادامه جدول ۲-۵

نام سونداژ	طول جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عرض جغرافیایی (UTM) Zone 39N	عمق سنگ بستر (m)
j-7	519632.4	3512532	15
j-8	519498.8	3512606	0.5
j-9	519365.2	3512680	0.8
j-10	519231.6	3512754	0.5
j-11	519098	3512828	7

۵-۳-۸- ترسیم و بررسی نقشه عمق سنگ بستر مقاوم

با استفاده از سه مولفه طول و عرض جغرافیایی و عمق سنگ بستر هر سونداژ (جدول ۲-۵) نقشه عمق سنگ بستر مقاوم با طیف رنگی آبی- سبز تا قرمز به ترتیب از کم به زیاد توسط نرم افزار Surfer رسم شده است. همان گونه که در شکل ۵-۱۱ مشاهده می شود، چنانچه که انتظار می رود عمق سنگ بستر در حواشی و مسیر رودخانه و همچنین در مخروط افکنه رسی سیلانی در جنوب شرق و ایستگاه های انتهایی پروفیل ها و خصوصاً در طول پروفیل های H و I دارای عمق حداکثری و در ارتفاعات آهکی شمال و جنوب غرب منطقه مخصوصاً در طول پروفیل های E و F دارای عمق حداقلی است که با طیف رنگی آبی و سبز مشاهده می شود.



شکل ۵-۱۱: نقشه عمق سنگ کف و ضخامت آبرفت

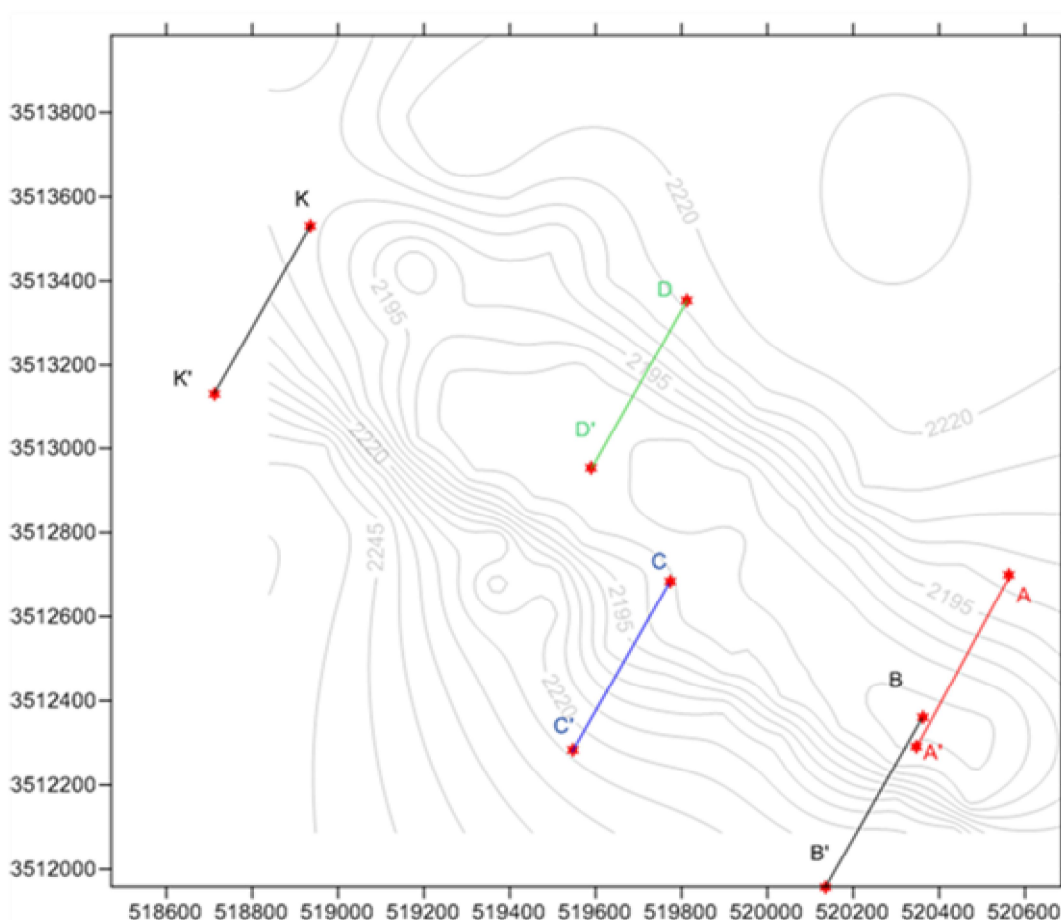
با توجه به نتایج به دست آمده وجود گسل‌های احتمالی در این ناحیه مشاهده می‌شود. موقعیت و راستای این گسل‌ها با خطوط نقطه‌چین سیاه رنگ بر روی نقشه عمق سنگ کف (شکل ۵-۱۱) نمایش داده شده است.

سنگ بستر از نوع آهک می‌باشد. با توجه به نتایج بدست آمده حداقل عمق سنگ بستر ۰ تا ۴ متر در ارتفاعات آهکی است. سنگ بستر در ارتفاعات دارای مقاومت مخصوص بالا و درصد شکستگی و هوازدگی کم بوده که البته در بعضی موارد در عمق زیاد مقاومت مخصوص پایین می‌آید که می‌تواند ناشی از وجود حفرات آبدار و یا تغییر سازند باشد. در مسیر رودخانه سنگ آهک به دلیل شکستگی‌های ناشی از گسلش و هوازدگی دارای مقاومت الکتریکی پایین می‌باشد.

فصل ۶ مدل سازی و تفسیر داده‌ای لرزه‌نگاری انگساری

۱-۶- مقدمه

مطالعات لرزه‌نگاری شکست مرزی در امتداد ۵ پروفیل در محدوده سد انجام شده است. موقعیت پروفیل‌ها در شکل ۱-۶ نشان شده است. این مطالعات به منظور تفکیک لایه‌ها بر اساس سرعت انتشار امواج فشاری (P) در زیر سطح زمین صورت گرفته و با توجه به مقادیر سرعت سیر امواج مذکور در لایه‌ها که بر اساس عمق نفوذ مؤثر آنها ذکر شده، میزان تقریبی عمق مورد بررسی حداقل ۱۰۰ متر بوده است.



شکل ۱-۶: موقعیت پروفیل‌های لرزه‌نگاری انکساری

در ادامه این فصل به ترتیب مقاطع متناظر با هر یک از پروفیل‌های برداشت شده با ذکر موقعیت آنها شرح داده می‌شوند.

۶-۲- مقاطع لرزه‌نگاری شکست مرزی در امتداد پروفیل‌های برداشت شده

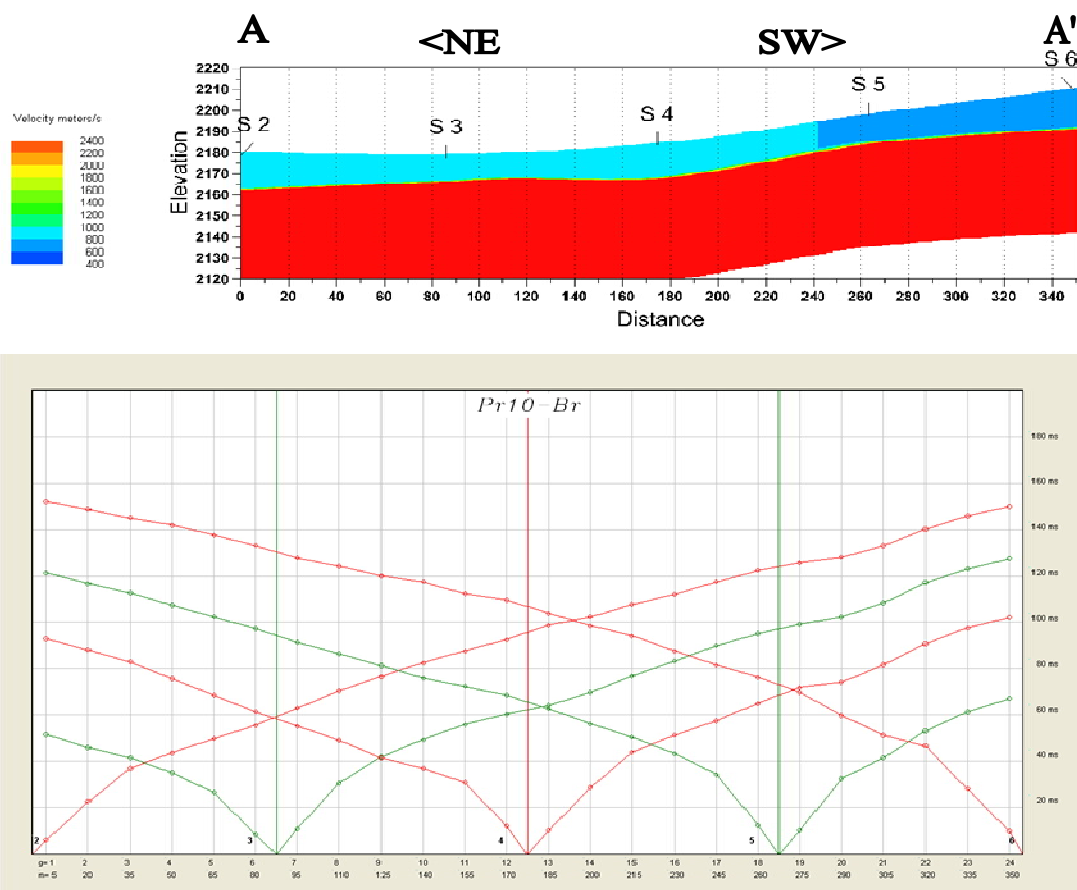
بر اساس مقایسه زمان سیر امواج از محل چشمه تا گیرنده، نمودارهای زمان-مسافت مربوط به هر یک از پروفیل‌ها رسم می‌شود. هر پروفیل از ۲۴ گیرنده تشکیل شده است. امواج فشاری در ۷ نقطه واقع در امتداد پروفیل که یکی از آنها در مرکز پروفیل واقع شده و ۶ نقطه باقیمانده بطور متقارن نسبت به نقطه مرکزی (سه نقطه در یک طرف و سه نقطه در طرف دیگر) واقع شده‌اند بر روی زمین با انفجار دینامیت ایجاد می‌گردند. با توجه به اینکه امواج حاصل از چشمه‌های انرژی دور که در دو انتهای پروفیل با فاصله‌ای در حدود حداقل نصف طول پروفیل واقع شده‌اند برای بازسازی زمان سیرامواج با فرض انتشار از لایه عمقی تشخیص داده شده، مورد استفاده واقع می‌شوند، در رسم نمودارهای زمان-مسافت، نشان داده نشده‌اند. به این ترتیب موقعیت چشمه‌های انرژی دیگر با توجه به نمودارهای زمان مسافت در امتداد هر پروفیل که همراه با مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی مربوط به آن پروفیل به ترتیب ارائه شده‌اند، به‌خوبی قابل تشخیص بوده و محل آنها در مقطع لرزه‌نگاری مربوطه نیز مشخص شده و نیز شرح مقاطع هر یک ارائه شده است.

به منظور مدل‌سازی دوبعدی داده‌های لرزه‌ای در این تحقیق از روش Intercept Method در نرم افزار قدرتمند Winsism 10 استفاده شده است.^۱

۱ در پیوست ۲ به معرفی نرم افزار Winsism و روش تفسیر Intercept Time آن به اختصار پرداخته شده است.

۶-۲-۱- مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل AA'

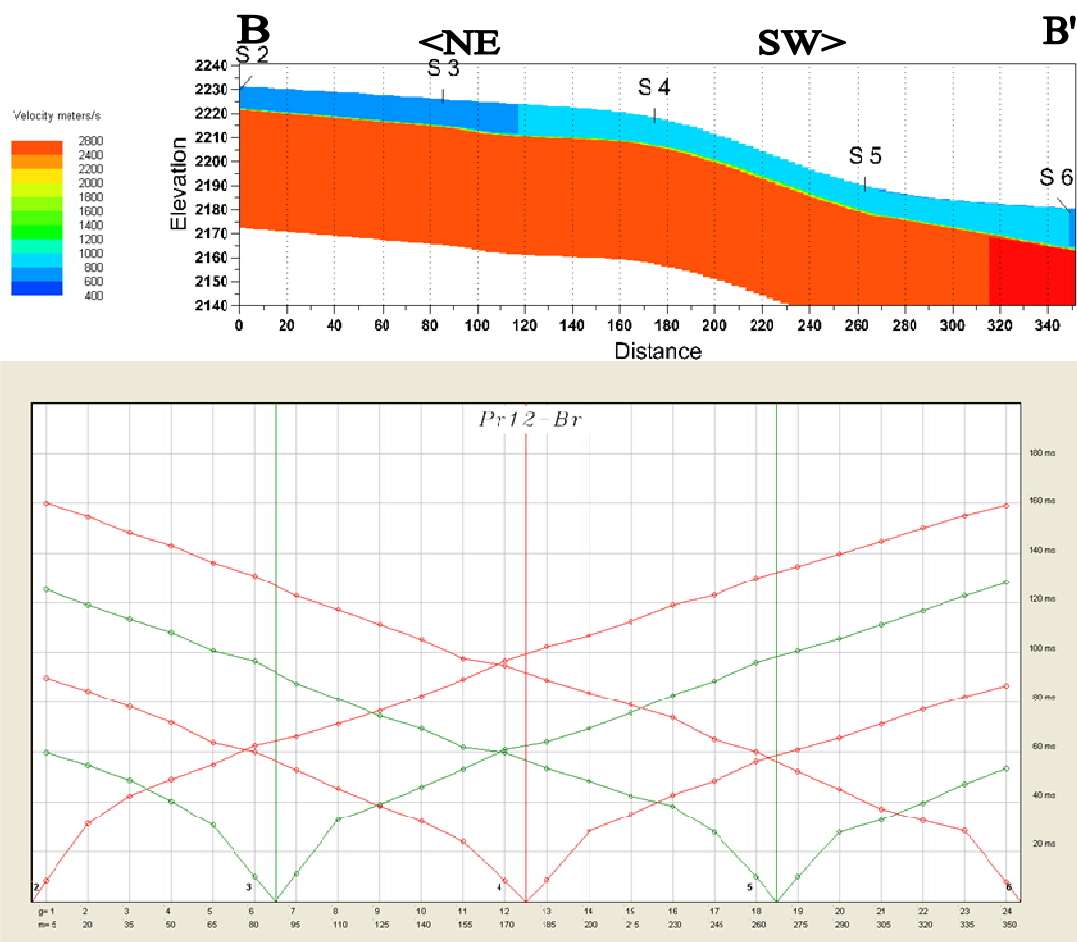
این پروفیل امتداد جنوب‌غربی - شمال‌شرقی دارد. همان‌طور که در شکل ۶-۲ مشاهده می‌شود، با در نظر گرفتن مقیاس عمقی مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی، لایه سطحی با ضخامت حداقل ۱۰ متر در محل گیرنده شماره ۲۱ و حداکثر ۲۵ متر در محل گیرنده شماره ۱۰ از خاک‌های سطحی و واریزه‌ها تشکیل شده است. سرعت انتشار امواج فشاری در این لایه بین ۷۵۰ تا ۸۰۰ متر بر ثانیه تغییر می‌کند. دومین لایه در مقطع که با سرعت انتشار امواج فشاری ۲۲۰۰ تا ۲۴۰۰ متر بر ثانیه مشخص شده است از لایه‌های متراکم که جنس سنگ کف می‌باشد، تشکیل شده است. محل انفجارها با حروف شماره‌دار S بر روی مدل مشخص شده‌اند.



شکل ۶-۲: مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل AA' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)

۶-۲-۲- مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل BB'

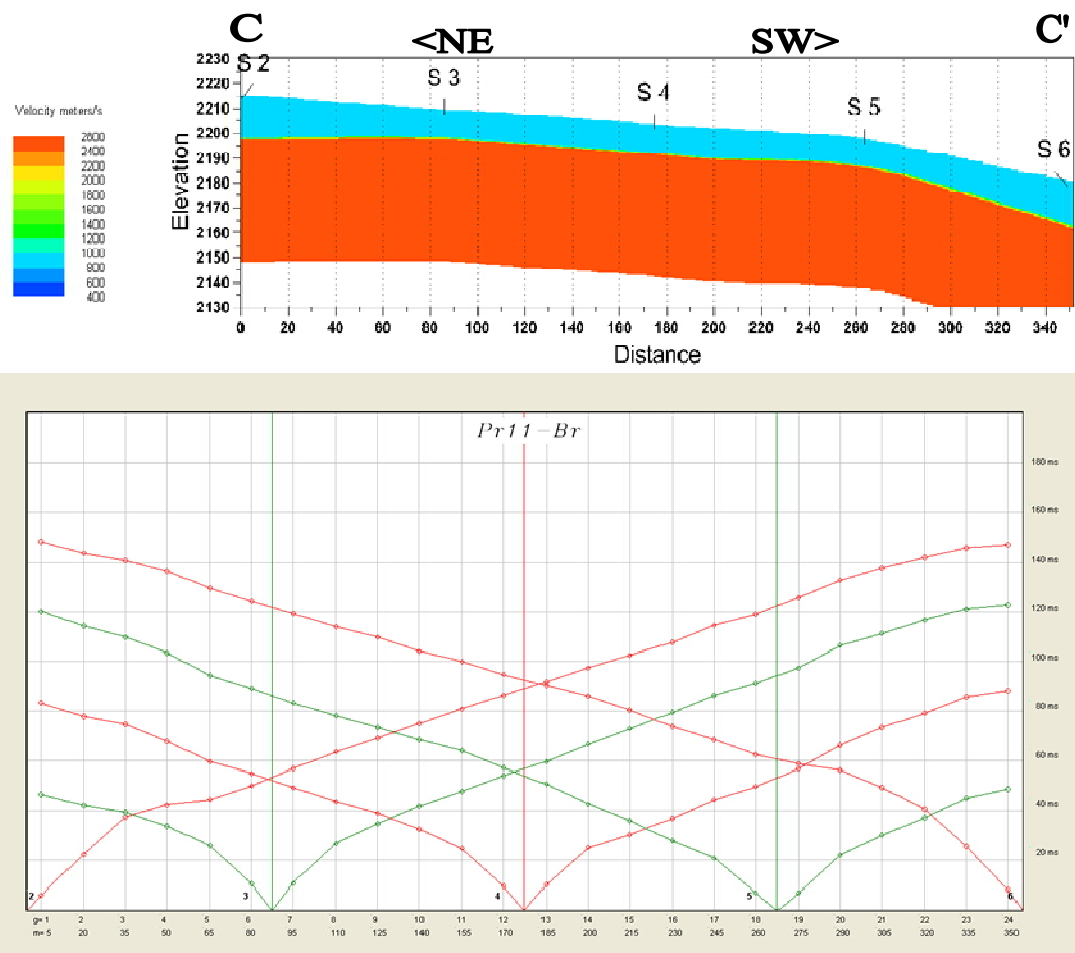
این پروفیل نیز امتداد جنوب‌غربی-شمال‌شرقی دارد. همان‌طور که در شکل ۶-۳ مشاهده می‌شود، با در نظر گرفتن مقیاس عمقی مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی، لایه سطحی با ضخامت حداقل ۱۰ متر در محل گیرنده شماره ۱ و حداکثر ۲۰ متر در محل گیرنده شماره ۱۵ از خاک‌های سطحی و واریزه‌ها تشکیل شده است. سرعت انتشار امواج فشاری در این لایه بین ۷۵۰ تا ۸۰۰ متر بر ثانیه تغییر می‌کند. دومین لایه در مقطع که با سرعت انتشار امواج فشاری ۲۷۰۰ تا ۲۸۰۰ متر بر ثانیه مشخص شده است از لایه‌های متراکم که جنس سنگ کف می‌باشد تشکیل شده است.



شکل ۶-۳: مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل BB' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)

۳-۲-۶ - مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل CC'

این پروفیل امتداد جنوب‌غربی - شمال‌شرقی دارد. همان‌گونه که در شکل ۴-۶ مشاهده می‌شود، لایه اول دارای حداقل ضخامت ۱۳ متر در محل گیرنده شماره ۶ و حداکثر ۲۰ متر در محل گیرنده شماره ۲۲ است. این لایه از خاک‌های سطحی و واریزه‌ها تشکیل شده است. سرعت انتشار امواج فشاری در این لایه بین ۷۵۰ تا ۹۰۰ متر بر ثانیه متغیر است. دومین لایه در مقطع که با سرعت انتشار امواج فشاری ۲۶۰۰ تا ۲۸۰۰ متر بر ثانیه مشخص شده است از لایه‌های متراکم که جنس سنگ کف می‌باشد تشکیل شده است.

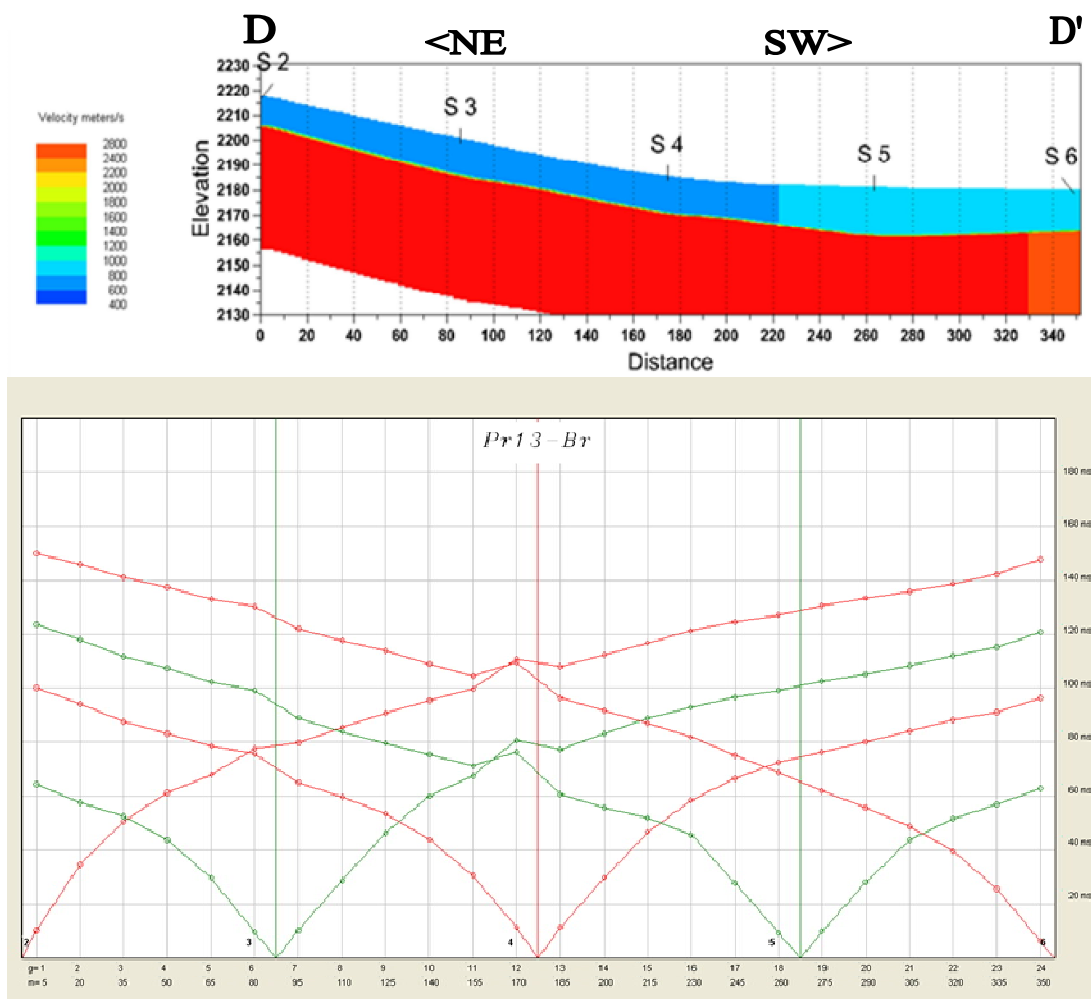


شکل ۴-۶ : مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل CC' (بالا) به همراه نمودار زمان - مسافت (پایین)

۶-۲-۴ - مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل DD'

این پروفیل امتداد جنوب‌غربی - شمال‌شرقی دارد. اولین لایه همان‌طور که در شکل ۵-۶ مشاهده می‌شود، آبرفت است و ضخامت حداقل ۱۰ متر در محل گیرنده شماره ۱ و حداکثر ۳۰ متر در محل گیرنده شماره ۱۲ دارد. سرعت انتشار امواج فشاری در این لایه بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ متر بر ثانیه تغییر می‌کند. دومین لایه در مقطع که با سرعت انتشار امواج فشاری ۲۷۰۰ تا ۲۸۰۰ متر بر ثانیه مشخص شده است از لایه‌های متراکم که جنس سنگ کف می‌باشد تشکیل شده است.

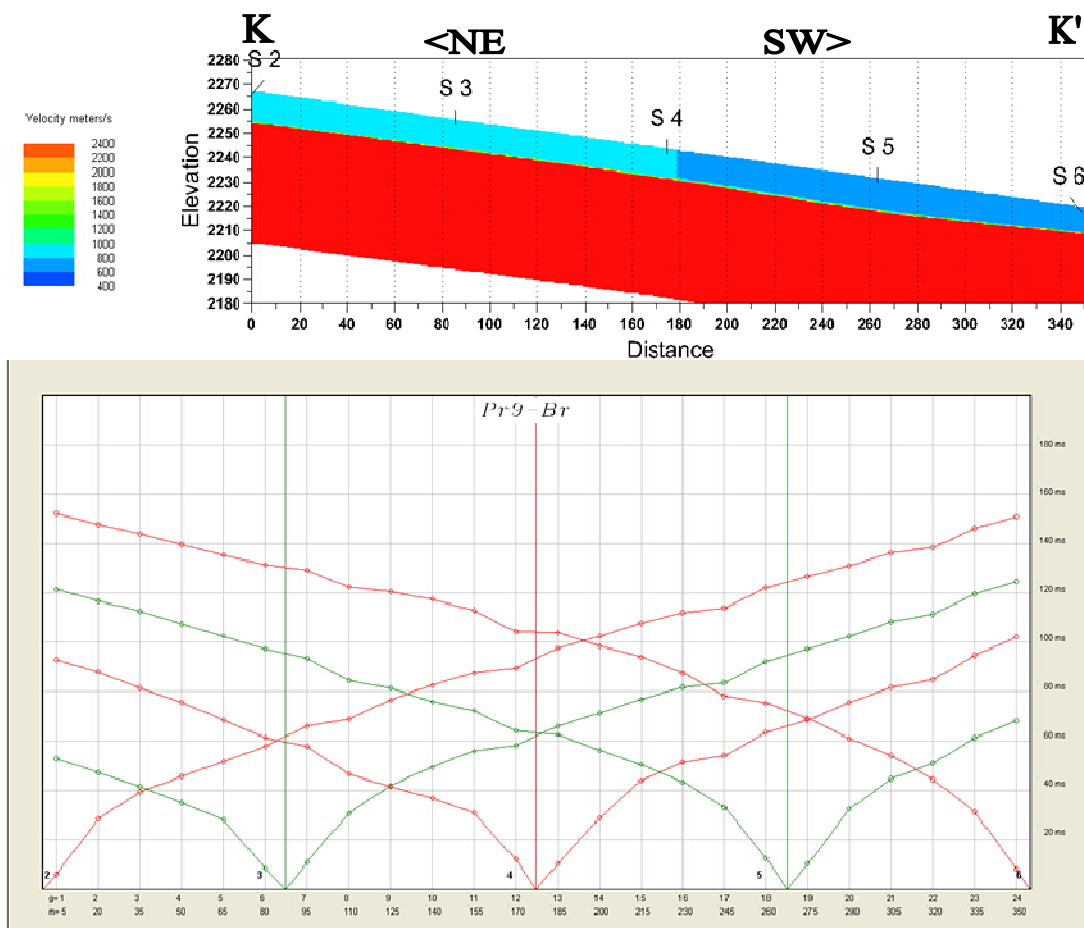
وجود پرش‌های ناگهانی در منحنی زمان مسافت این پروفیل به خصوص در محل ژئوفون‌های ۶ و ۱۲ را می‌توان به ناهمواری‌های موجود بر روی مرز سنگ کف و آبرفت نسبت داد.



شکل ۵-۶: مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل DD' (بالا) به همراه نمودار زمان - مسافت (پایین)

۶-۲-۵- مقطع لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل KK'

این پروفیل امتداد جنوب‌غربی-شمال‌شرقی دارد. همانطور که در شکل ۶-۶ مشاهده می‌شود، لایه سطحی با ضخامت حداقل ۱۵ متر در محل گیرنده شماره ۲۳ و حداکثر ۲۲ متر در محل گیرنده شماره ۱۵ از خاک‌های سطحی و واریزه‌ها تشکیل شده است. سرعت انتشار امواج فشاری در این لایه بین ۷۰۰ تا ۷۵۰ متر بر ثانیه تغییر می‌کند. لایه زیرین در مقطع که با سرعت انتشار امواج فشاری ۲۲۰۰ تا ۲۴۰۰ متر بر ثانیه مشخص شده است از لایه‌های متراکم که جنس سنگ کف می‌باشد تشکیل شده است.



شکل ۶-۶: مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی پروفیل KK' (بالا) به همراه نمودار زمان-مسافت (پایین)

از مطالعات انجام شده می توان عنوان نمود که در محدوده مطالعات دو لایه بر اساس سرعت امواج فشاری تفکیک شده است . لایه فوقانی با سرعت کمتر از ۹۵۰ متر بر ثانیه را می توان به لایه های آبرفتی نسبت داد . ضخامت لایه اول حداکثر ۲۷ متر به دست آمده است. سرعت دومین لایه بین ۱۹۰۰ تا ۲۸۰۰ متر بر ثانیه به دست آمده که می تواند بیانگر متراکم بودن این لایه باشد.

فصل ۷ مقایسه نتایج حاصل از دو روش ژئوالکتریکی و

لرزه‌نگاری

۷-۱- مقدمه

در دو فصل گذشته به تفسیر و مدل‌سازی پروفیل‌های برداشتی الکتریک و لرزه‌ای انکساری پرداخته شد. در این فصل قصد داریم به مقایسه لایه‌بندی‌های زمین‌شناسی به دست آمده از هر دو روش بپردازیم.

در ادامه با مقایسه کیفی نقشه سنگ بستر با هر کدام از مقاطع عمقی به دست آمده از تفسیر مقادیر لرزه‌ای به این مهم پرداخته می‌شود.

۷-۲- مقایسه پروفیل‌های لرزه‌ای و مقاطع ژئوالکتریکی عمق سنگ بستر

با توجه به هم راستا نبودن پروفیل‌های لرزه‌ای و مقاومت ویژه الکتریکی، جهت مقایسه نتایجی که برای عمق سنگ بستر از هر دو روش به دست آمده، از مقایسه تک تک پروفیل‌های لرزه‌ای و نقشه عمق سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک استفاده شده است. برای سهولت مقایسه، مقادیر عمق سنگ بستر بر روی نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل نقاط مختلف هر پروفیل لرزه‌ای در محیط نرم‌افزار **Surfer 10** با استفاده از ابزار **Digitize** رقومی شده است. برای اندازه‌گیری و رقومی‌سازی عمق سنگ بستر برای هر مقطع لرزه‌ای از ابزار **Measure** در نرم‌افزار **ArcMap** استفاده شده است. برای هر پروفیل لرزه‌ای، نتایج حاصل از هر دو روش برای عمق سنگ بستر توسط نرم‌افزار **Microsoft Excel** ترسیم شده است.

۷-۲-۱- مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل پروفیل

AA'

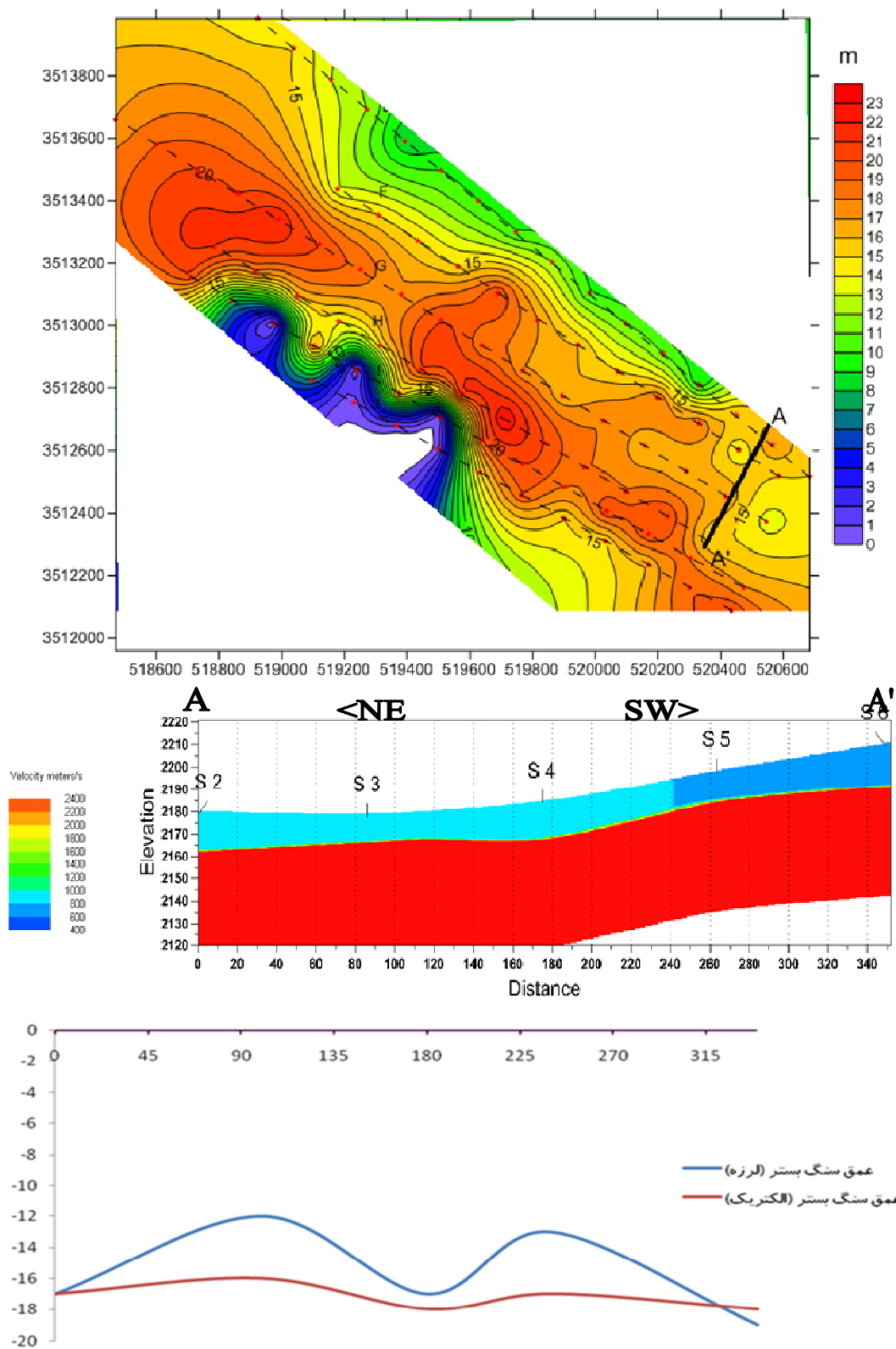
پروفیل AA' همان‌گونه که در شکل ۷-۱ مشاهده می‌شود در قسمت جنوب شرقی منطقه و راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی دارد. آن‌گونه که از نقشه عمق سنگ بستر حاصل از مطالعات مقاومت ویژه مشاهده می‌شود، عمق سنگ بستر (یا ضخامت آبرفت) در ابتدای پروفیل از ۱۶ الی ۱۸

متری شروع شده با تغییرات اندک در طول پروفیل ادامه پیدا کرده و در پایان پروفیل نیز به عمقی در حدود ۱۸ الی ۲۰ متر می‌رسد.

مدل لرزه‌ای پروفیل AA' در بخش دوم شکل ۷-۱ نشان دهنده سنگ بستری در عمق ۱۸ الی ۲۰ متری و تغییرات اندک عمقی در طول پروفیل است که نشان‌دهنده انطباق بسیار عالی برداشت‌های لرزه‌ای و الکتریکی است.

منحنی قرمز رنگ در بخش سوم شکل ۷-۱ بیانگر تغییرات عمقی سنگ بستر با توجه به مدل‌سازی برداشت‌های مقاومت ویژه و منحنی آبی رنگ بیانگر تغییرات عمقی سنگ بستر در مدل لرزه‌نگاری است.

کاهش و افزایش اندک عمق در میانه‌های پروفیل لرزه‌ای نیز مطابق با نقشه عمقی سنگ بستر به دست آمده از اندازه‌گیری‌های الکتریکی دارد که این نیز گواهی دیگر بر صحت و سقم هر دو اندازه‌گیری است.



شکل ۷-۱: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی

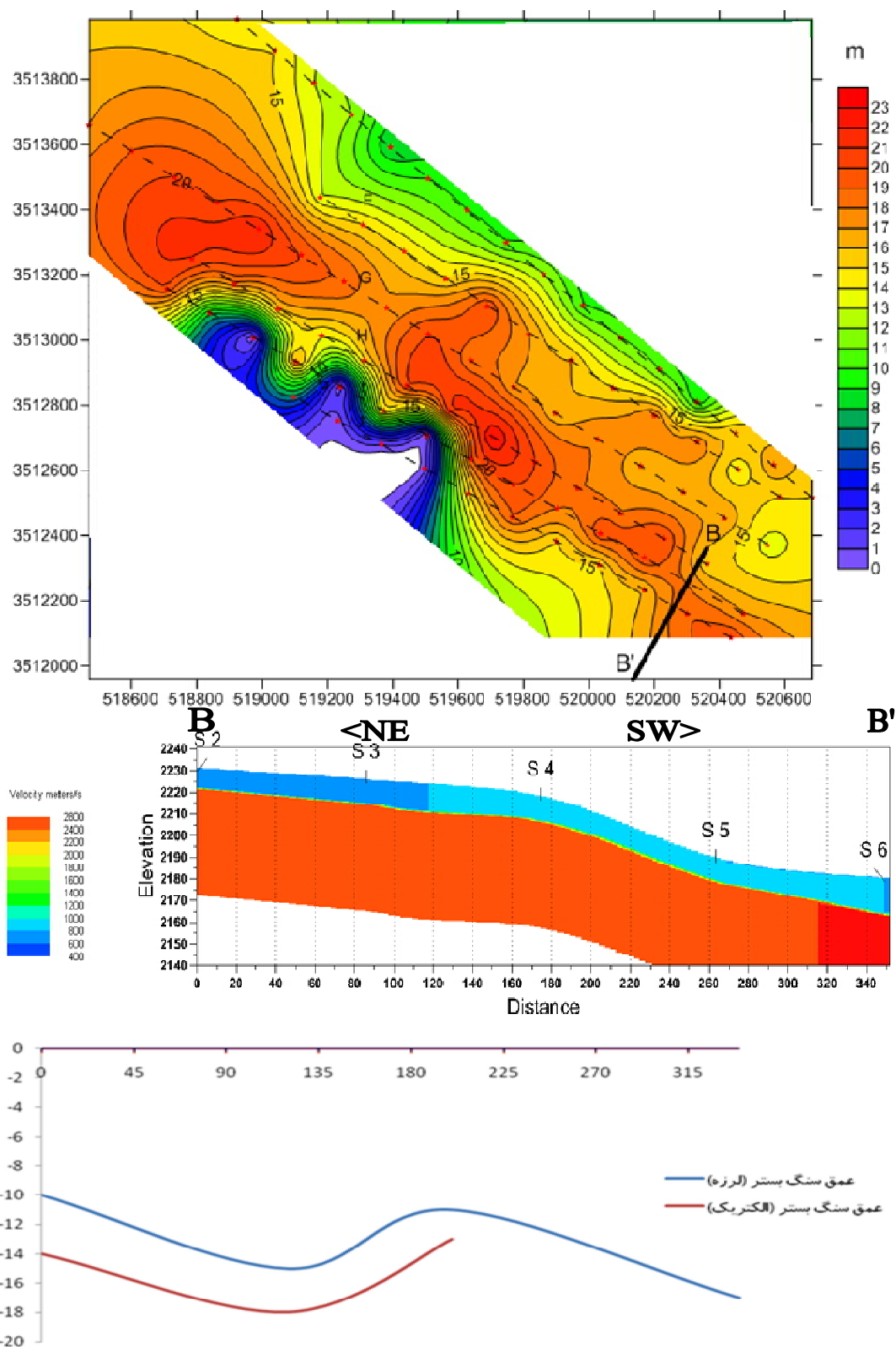
(وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل AA' (پایین)

۷-۲-۲- مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل پروفیل

BB'

همان‌گونه که در شکل ۷-۲ مشاهده می‌شود پروفیل BB' در جنوب شرقی منطقه واقع شده و راستای شمال شرقی- جنوب غربی دارد. عمق سنگ بستر در محل پروفیل، با توجه به نقشه عمق سنگ بستر مطالعات ژئوالکتریک از ۱۳ الی ۱۵ متر در ابتدای پروفیل شروع شده با افزایش اندک در میانه پروفیل عمقی در حدود ۱۷ الی ۱۸ متری مشاهده می‌گردد. در ادامه شاهد کاهش عمق سنگ بستر مقاوم تا عمق اولیه یعنی ۱۳ تا ۱۵ متری هستیم (منحنی قرمز رنگ در بخش سوم شکل ۷-۲).

مدل دوبعدی لرزه‌ای پروفیل BB' در بخش دوم شکل ۷-۲ نشان دهنده سنگ بستری در عمق ۱۱ الی ۱۲ متری در ابتدای پروفیل است. افزایش و سپس کاهش عمق سنگ بستر نیز کاملاً منطبق بر نقشه به دست آمده از برداشت‌های الکتریک برای عمق سنگ بستر است (منحنی آبی رنگ در بخش سوم شکل ۷-۲).



شکل ۲-۷: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی

(وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل BB' (پایین)

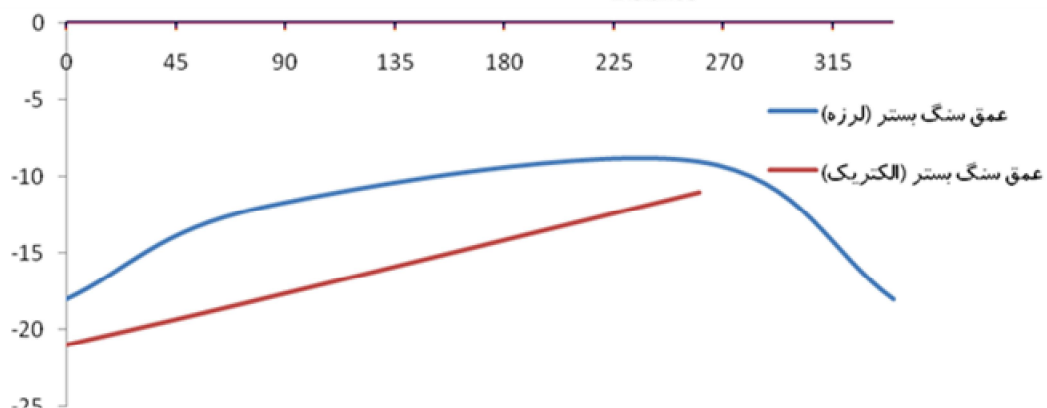
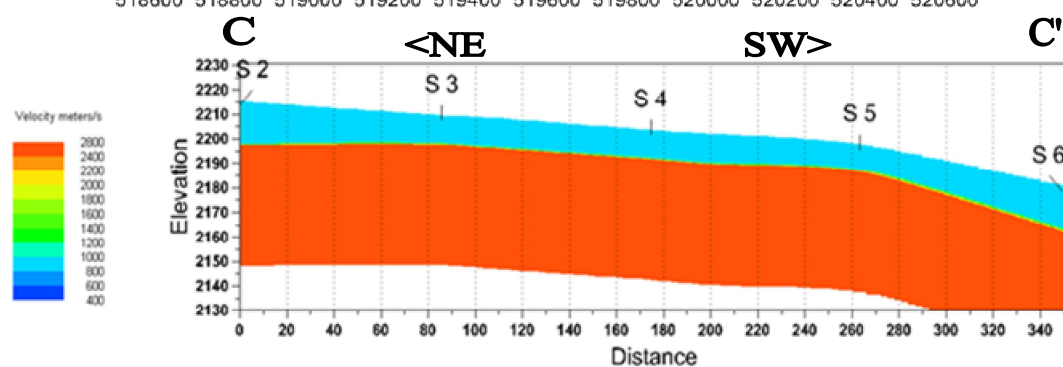
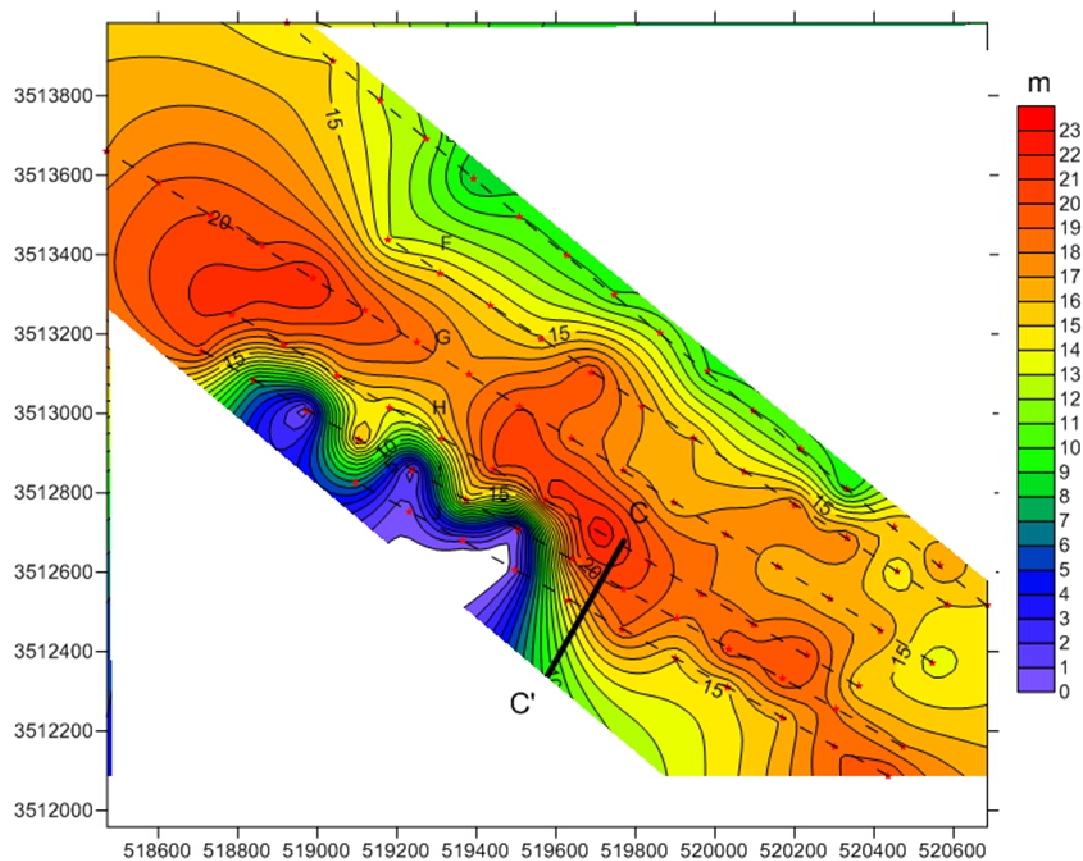
۷-۲-۳- مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل پروفیل

CC'

پروفیل CC' همان‌گونه که در شکل ۷-۳ مشاهده می‌شود در قسمت جنوب منطقه و راستای شمال شرقی- جنوب غربی دارد. عمق سنگ بستر در محل این پروفیل با توجه به برداشت‌های مقاومت ویژه از ۲۰ الی ۲۲ متری در ابتدای آن شروع شده با کاهش در طول پروفیل ادامه و در میانه پروفیل نیز به عمق حدود ۱۵ متری می‌رسد (منحنی قرمز رنگ در بخش سوم شکل ۷-۳).

سنگ بستر متراکم مدل دوبعدی لرزه‌ای پروفیل CC' در بخش دوم شکل ۷-۳ در عمق ۲۱ تا ۲۳ متری در ابتدای پروفیل قرار دارد. در ادامه پروفیل، این سنگ بستر متراکم به سطح نزدیک‌تر می‌شود. این روند نشان‌دهنده انطباق بسیار عالی برداشت‌های لرزه‌ای و الکتریکی است. این انطباق تا محل ژئوفون ۱۸ و ۱۹ به خوبی ادامه پیدا کرده است از این نقطه به بعد شاهد افزایش عمق سنگ بستر در پروفیل لرزه‌ای هستیم (منحنی آبی رنگ در بخش سوم شکل ۷-۳).

به نظر می‌رسد این تغییر ناگهانی عمق سنگ بستر ناشی از گسل خوردگی در این ناحیه باشد. برداشت یک پروفیل الکتریکی با آرایه دوقطبی- دوقطبی عمود بر راستای گسل در جهت شمال شرقی- جنوب غربی می‌تواند مفید واقع شود و ابهامات موجود را به خوبی از بین ببرد.



شکل ۷-۳: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی

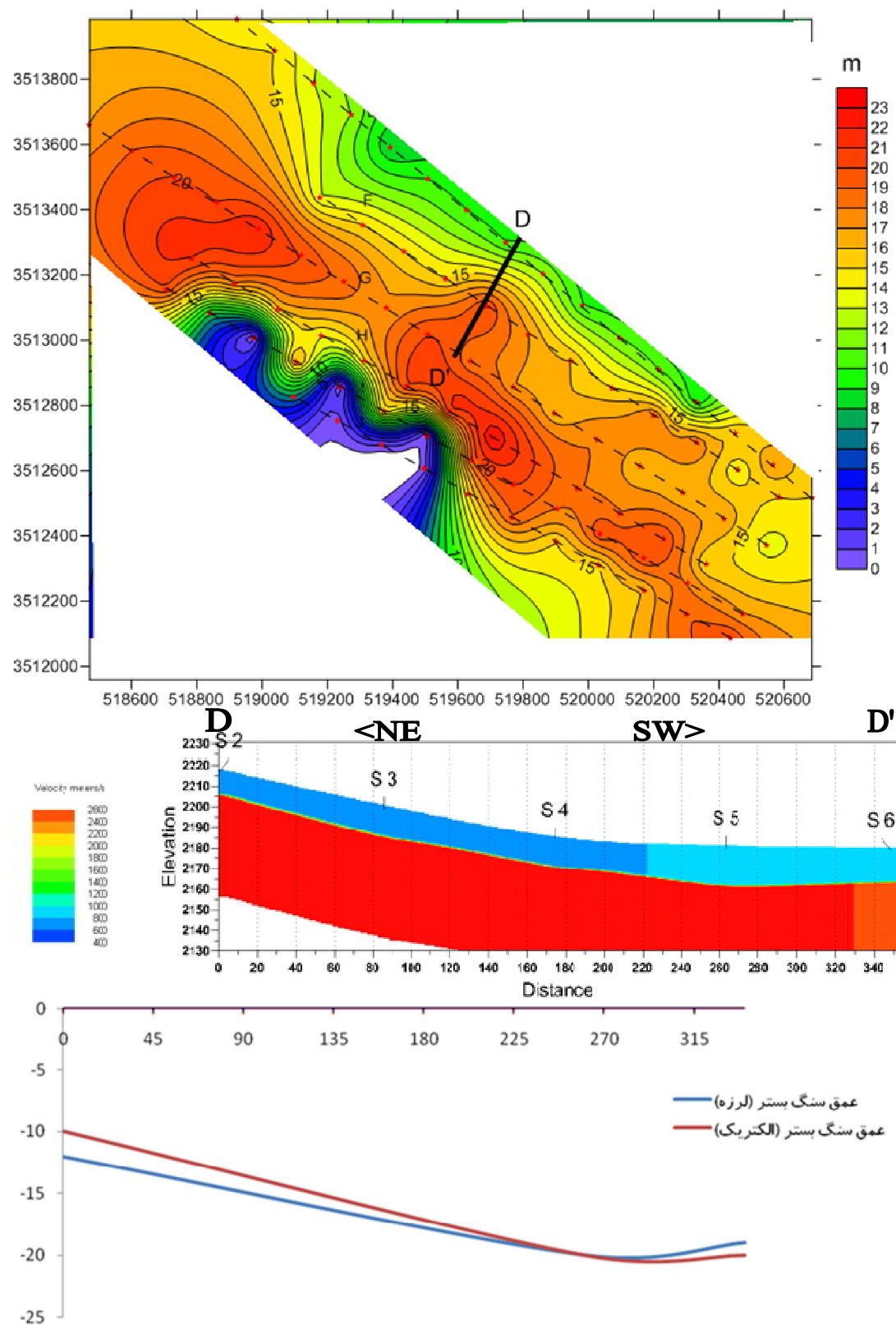
(وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل CC' (پایین)

۴-۲-۷ - مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل پروفیل

DD'

پروفیل DD' دارای راستای شمال شرقی - جنوب غربی است و در مرکز منطقه دارد. همان گونه که در شکل ۴-۷ مشاهده می شود در ابتدای پروفیل سنگ بستر مقاوم (یا ضخامت آبرفت) در عمق ۱۰ الی ۱۱ متری قرار دارد و با نزدیک شدن به زمین های آبرفتی حاشیه رودخانه شاهد افزایش عمق سنگ بستر در انتهای پروفیل تا ۲۰ الی ۲۲ متر هستیم (منحنی قرمز رنگ در بخش سوم شکل ۴-۷).

سنگ بستر متراکم در ابتدای پروفیل DD' همان گونه که در بخش دوم شکل ۴-۷ مشاهده می گردد، در عمق ۱۱ الی ۱۳ متری واقع است. در ادامه پروفیل شاهد افزایش عمق سنگ بستر تا ۱۹ الی ۲۱ متر هستیم که نشان دهنده انطباق بسیار عالی برداشت های لرزه ای و الکتریکی است (منحنی آبی رنگ در بخش سوم شکل ۴-۷).



شکل ۴-۷: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی

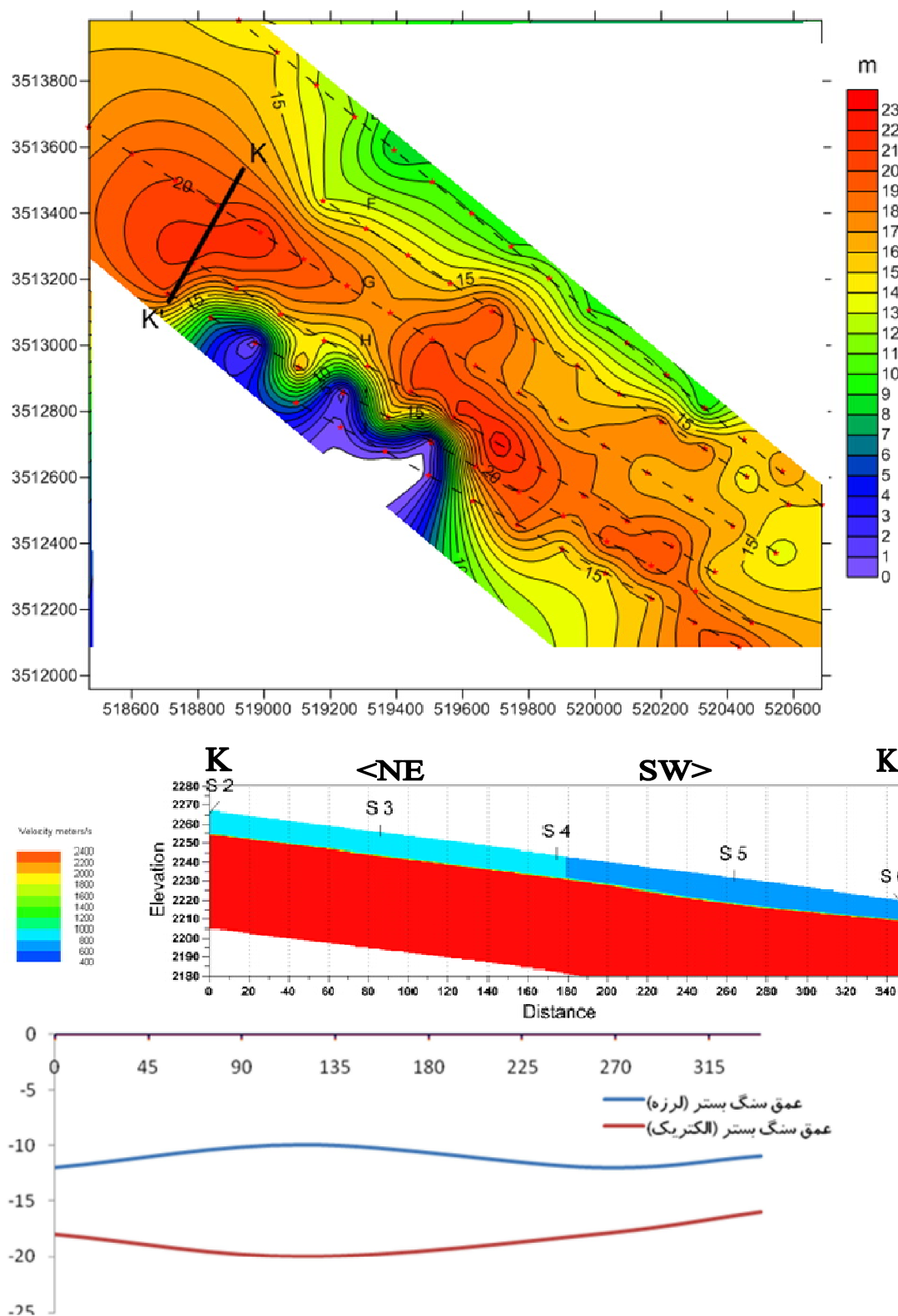
(وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل DD' (پایین)

۷-۲-۵- مقایسه مدل دو بعدی لرزه‌ای با نقشه سنگ بستر حاصل از مطالعات ژئوالکتریک در محل پروفیل

KK'

پروفیل KK' همان گونه که در بخش اول شکل ۷-۵ مشاهده می شود در قسمت غربی منطقه واقع شده و راستای شمال شرقی- جنوب غربی دارد. آن گونه که از نقشه عمق سنگ بستر انتظار می رود بایستی شاهد تغییرات ۵ الی ۶ متری در طول پروفیل لرزه‌ای باشیم (منحنی قرمز رنگ در بخش سوم شکل ۷-۵).

مدل لرزه‌ای پروفیل KK' در شکل ۷-۵ نشان دهنده سنگ بستر در عمق ۱۶ الی ۱۸ متری در ابتدای پروفیل است. تغییرات اندک عمقی سنگ بستر در ادامه پروفیل نشان دهنده انطباق خوب برداشت‌های لرزه‌ای و الکتریکی لرزه‌ای است (منحنی آبی رنگ در بخش سوم شکل ۷-۵). روند کند تغییرات عمق سنگ بستر در هر دو برداشت نشان از قابل اعتماد بودن عمق محاسبه شده برای سنگ بستر در طول این پروفیل است.



شکل ۵-۷: نقشه سنگ بستر حاصل از برداشت‌های مقاومت ویژه (بالا) مدل سرعت امواج فشاری لرزه‌نگاری شکست مرزی

(وسط) مقایسه تغییرات عمق سنگ بستر محاسبه شده از هر دو روش در محل پروفیل KK' (پایین)

فصل ۸ نتیجه گیری و پیشنهادات

۸-۱- نتیجه گیری

نتایج به دست آمده از مدل سازی و تفسیر داده های هر دو روش همان طور که در فصل هفتم نشان داده شد، دارای مطابقت بسیار عالی با یکدیگر هستند و همچنین با زمین شناسی منطقه نیز همخوانی بسیار خوبی دارند.

از بررسی های انجام شده با هر دو روش مقاومت ویژه و لرزه نگاری انکساری در این پایان نامه، نتایج زیر قابل استنتاج است:

۱- ضخامت آبرفت در منطقه بین صفر تا ۳۰ متر متغیر است. ضخامت آبرفت در حواشی و مسیر رودخانه و همچنین در مخروط افکنه رسی سیلتی در جنوب شرق و ایستگاه های انتهایی پروفیل ها و خصوصاً در طول پروفیل های H و I دارای ضخامت حداکثر تا ۳۰ متر و در ارتفاعات آهکی شمال و جنوب غرب منطقه مخصوصاً در طول پروفیل های E و F دارای ضخامت حداقل ۰ تا ۱۰ متر است.

۲- سنگ بستر در منطقه مورد مطالعه از نوع آهک می باشد. با توجه به نتایج مقاومت ویژه و لرزه نگاری انکساری به دست آمده حداقل عمق سنگ بستر ۰ تا ۴ متر در ارتفاعات آهکی است. سنگ بستر در ارتفاعات دارای مقاومت ویژه و سرعت موج فشاری بالا و درصد شکستگی و هوازدگی کم بوده که البته در بعضی موارد در عمق زیاد مقاومت ویژه پایین می آید که می تواند ناشی از وجود حفرات آبدار و یا تغییر سازند باشد. در مسیر رودخانه سنگ آهک به دلیل شکستگی های ناشی از گسلش و هوازدگی دارای مقاومت ویژه الکتریکی و سرعت موج فشاری پایین می باشد.

۳- مقایسه نتایج دو روش مقاومت ویژه و لرزه نگاری انکساری در مواردی حاکی از دقیق تر بودن مدل سرعت یا برعکس مدل مقاومت ویژه الکتریکی زمین است بسته به اینکه ساختارهای

زیرسطحی زمین دارای تباين بالای سرعت موج لرزه‌ای یا تباين بالای مقاومت ویژه الکتریکی باشند.

۸-۲- پیشنهادات

۱- با توجه به نتایج به دست آمده، وجود گسل‌های احتمالی در منطقه مورد مطالعه را می‌توان حدس زد. برای بررسی بیشتر و تعیین موقعیت دقیق این گسل‌های احتمالی نیاز به برداشت‌های الکتریکی در منطقه با استفاده از روش دوقطبی- دوقطبی در راستای عمود بر گسل‌ها پیشنهاد می‌شود.

۲- برای شناسایی دقیق‌تر (و همراه با جزئیات) زیرسطح زمین منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش‌های مقاومت ویژه و لرزه‌نگاری، می‌توان از روش‌های توموگرافی مقاومت ویژه و توموگرافی لرزه‌ای استفاده نمود.

۳- برای تأیید یا بررسی دقت نتایج حاصل از مدل سازی و تفسیر روش‌های ژئوفیزیکی در این پایان‌نامه، حفاری گمانه‌های قائم در برخی نقاط منطقه توصیه می‌گردد. البته در حالت کلی و یا عموماً داده‌ها و نتایج حفاری است که نتایج ژئوفیزیکی را مورد تأیید قرار داده و یا برای ارزیابی نتایج ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

پیوست‌ها

پیوست الف: آماده سازی فایل ورودی نرم افزار Res2dinv برای آرایه CVES

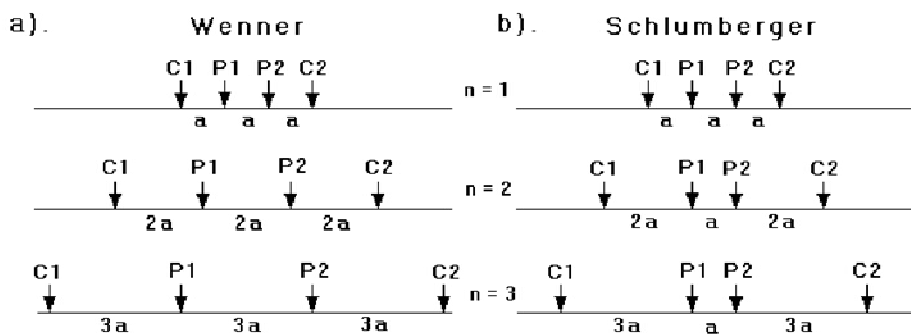
Res2dinv یک برنامه کامپیوتری است که به صورت اتوماتیک یک مدل مقاومت دو بعدی برای زیر سطح زمین با استفاده از برداشت الکتریکی ایجاد می نماید. از آن جایی که یک برنامه تحت ویندوز است تمام کارت های گرافیک و چاپگرها را به صورت اتوماتیک پشتیبانی می نماید.

در این نرم افزار برای تخمین مقاومت ظاهری از یک سابروتین مدلسازی مستقیم و برای مدلسازی معکوس از روش بهینه سازی کمترین مربعات غیر خطی استفاده می شود.

این برنامه از هر دو روش مدلسازی مستقیم اجزای محدود و تفاوت محدود پشتیبانی می نماید. از این برنامه برای مدلسازی داده های حاصل از برداشت به روش های ورنر ، قطبی قطبی ، قطبی دوقطبی ، ورنر شلومبرژه و دوقطبی دوقطبی استوایی استفاده می نماید.

آرایه ورنر-شلومبرژه

این آرایه ترکیب بین آرایه شلومبرژه و ورنر است (شکل الف-۱). آرایه شلومبرژه کلاسیک، از متداول ترین آرایه های مورد استفاده در کاوش های سونداژنی است. ضریب n در این آرایه عبارت است از نسبت فاصله بین $C1-P1$ (یا $P2-C2$) به فاصله $P1-P2$. آرایه ورنر حالت خاصی از این آرایه است که در آن ضریب n برابر واحد است.



شکل الف - ۱: مقایسه چینش الکترودها در آرایه ورنر (a) و آرایه ورنر-شلومبرژه (b).

آرایه ونر-شلومبرژه در واقع حالتی از آرایه شلومبرژه کلاسیک است که در آن مقادیر n صحیح انتخاب می‌شوند. با انجام متوالی آرایه ونر-شلومبرژه در طول یک پروفیل، نتیجه برداشت می‌تواند به صورت دوبعدی تفسیر گردد.

روش سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته (CVES)

روش سونداژزنی الکتریکی قائم پیوسته (CVES) در حقیقت انجام پیوسته آرایه ونر شلومبرژه در طول یک پروفیل با n صحیح و یا غیر صحیح است. به عبارت دیگر آرایه CVES حالت کلی‌تری از آرایه ونر شلومبرژه است. نرم افزار Res2dinv از هر دو آرایه پشتیبانی می‌کند. آنچه در ادامه می‌آید نحوه وارد کردن داده‌های روش CVES در نرم افزار Res2dinv است.

آماده‌سازی پرونده داده‌های CVES

پس از انجام کاوش صحرایی، مقادیر مقاومت اندازه‌گیری شده، تبدیل به مقاومت ویژه ظاهری می‌شوند. داده‌های مقاومت ویژه ظاهری، به ترتیبی که در شکل آمده است باید با پسوند DAT ذخیره شوند.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I
1	PROFILE	F							خط اول : نام پروفیل
2	1								خط دوم: کمترین فاصله الکترودی
3	7								خط سوم: نوع آرایه (عدد ۷ نمایانگر آرایه ونر-شلمبرژه است).
4	156								خط چهارم: تعداد برداشتها
5	1								خط پنجم: عدد ۱ نشانگر اختصاص مقادیر برداشتی به مرکز آرایه است
6	0								خط ششم: عدد - نشانگر عدم وجود داده‌های IP و عدد ۱ وجود IP را نشان می‌دهد.
7	4	4	0.5	78.68					
8	4	4	1.5	100.60					
9	4	4	2	115.73					
10	4	8	1.5	122.90					
11	4	8	2	140.37					
12	4	8	3.25	189.55					
13	4	8	4.5	197.90					
14	4	20	2	202.81					
15	4	20	3	236.10					
16	4	20	4.5	311.00					
160	1684	20	7	122.70					
161	1684	20	9.5	137.76					
162	1684	20	14.5	173.22					
163	2								در صورت وجود مقادیر توپوگرافی در سطح عدد ۲ و در صورت وجود عدد - در پایان داده‌ها در ستون اول قرار داده می‌شود
164	12								در این سطر تعداد داده‌های توپوگرافی وارد می‌شود.
165	4	2190							ستون اول مقدار X مرکز آرایه دارای توپوگرافی است
166	157	2194							ستون دوم مقدار ارتفاع مرکز آرایه از سطح دریا است.
167	310	2195							
168	462	2190							
169	615	2185							
170	767	2179							
171	921	2180							
172	1074	2183							
173	1225	2183							
174	1379	2192							
175	1532	2196							
176	1684	2185							
177	0								در پایان داده‌ها وارد کردن چند صفر نشان‌دهنده پایان فایل است.
178	0								
179	0								
180									

شکل الف - ۲: نمونه فایل استاندارد DAT ایجاد شده برای پروفیل مقاومت ویژه الکتریکی F برای استفاده در نرم افزار

Res2dinv

توضیحات مربوط به سطور ۱ تا ۶ در فایل DAT بر روی شکل الف-۲ با رنگ قرمز آورده شده

است.

با توجه به عدم حضور برداشت‌های IP در کنار برداشت‌های مقاومت الکتریکی، داده‌ها از خط هفتم به بعد در ۴ ستون در فایل وارد می‌گردند که مقادیر هر ستون به شرح زیر است.

✓ ستون ۱ : در این ستون مقادیر X مربوط به مرکز آرایه وارد می‌گردد (در صورت انتخاب

عدد ۰ در خط پنجم فایل، مقادیر X برای اولین الکتروود در ستون وارد می‌گردد).

✓ ستون ۲ : در این ستون مقادیر فاصله الکترودهای پتانسیل ($P1-P2$) وارد می‌گردند.

✓ ستون ۳ : در این ستون نسبت فاصله بین $C1-P1$ (یا $P2-C2$) به فاصله $P1-P2$ وارد

می‌گردد.

شایان ذکر است حاصل ضرب ستون ۲ در ستون ۳ در هر سطر باید مضرب صحیحی از کمترین فاصله وارد شده در خط دوم فایل باشد. انتخاب این کمترین فاصله اختیاری است و با کاهش آن بلوک‌های مدل‌سازی در نرم افزار افزایش و زمان بیشتری جهت انجام مدل‌سازی توسط نرم‌افزار صرف می‌شود.

✓ ستون ۴ : مقادیر مقاومت ظاهری در ستون چهارم وارد می‌گردد.

در صورت وجود داده‌های IP، عدد ۱ در خط ششم باید درج شود و متعاقب آن در خط هفتم نوع داده IP برداشتی و در خط هشتم واحد نوع IP و در خط نهم زمان تأخیر و بازه انتگرال‌گیری وارد می‌گردد. ستون پنجمی با مقادیر IP برداشتی نیز به چهار ستون قبلی اضافه می‌گردد.

پس از ذخیره فایل با پسوند DAT، از منوی فایل نرم افزار Res2dinv گزینه Read data file را

انتخاب می‌کنیم تا پارامترهای اندازه‌گیری توسط نرم‌افزار خوانده شود.

پیوست ب: معرفی نرم افزار Winsism و روش تفسیر Intercept Time در آن

Winsism نرم افزاری ساخت کمپانی سوئیسی W_GeoSoft Co بر پایه سیستم عامل Windows است که به منظور پردازش آسان و تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری انکساری به کار می‌رود. رابط گرافیکی ساده و هسته بسیار پر قدرت نرم افزار Winsism، کاربرد این نرم افزار در مطالعات لرزه‌نگاری انکساری را روزافزون نموده است.

این نرم افزار قابلیت پذیرش داده‌ها از دستگاه‌ها با فرمت های رایج لرزه‌ای از جمله SEG-2، SEG-Y، ABEM و غیره را دارا می‌باشد. علاوه بر این امکان پذیرش داده‌های ارتفاعی در محل‌های انفجار و گیرنده‌ها از طریق فایل های DAT در این نرم افزار گنجانده شده است.

نرم افزار Winsism از روش‌های محاسباتی و ترسیمی متنوعی به منظور محاسبه ضخامت و سرعت امواج لایه‌های زیرسطحی بر اساس منحنی‌های مسافت- زمان استفاده می‌نماید که از آن جمله می‌توان به روش‌های زیر اشاره کرد:

۱- Intercept Time Method بر اساس استفاده از زمان تقاطع در منحنی مسافت-زمان

۲- Critical Distance Method بر اساس استفاده از زمان بحرانی در منحنی مسافت-زمان

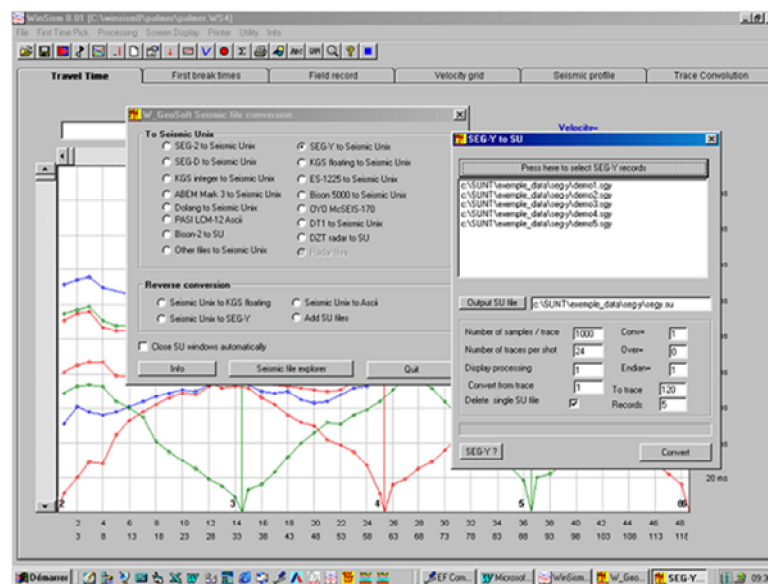
۳- ABC/Delay Method بر اساس استفاده از روش تفسیر هاگیورا

۴- GRM method بر اساس استفاده از روش تفسیر GRM

با توجه به استفاده از روش تفسیر ترسیمی Intercept Time Method در این نرم افزار جهت تفسیر و نمایش مقاطع دوبعدی سرعت لرزه‌نگاری انکساری این پایان نامه، در ادامه توضیح مختصری در مورد نحوه استفاده از این روش در نرم افزار Winsism ارائه می‌گردد.

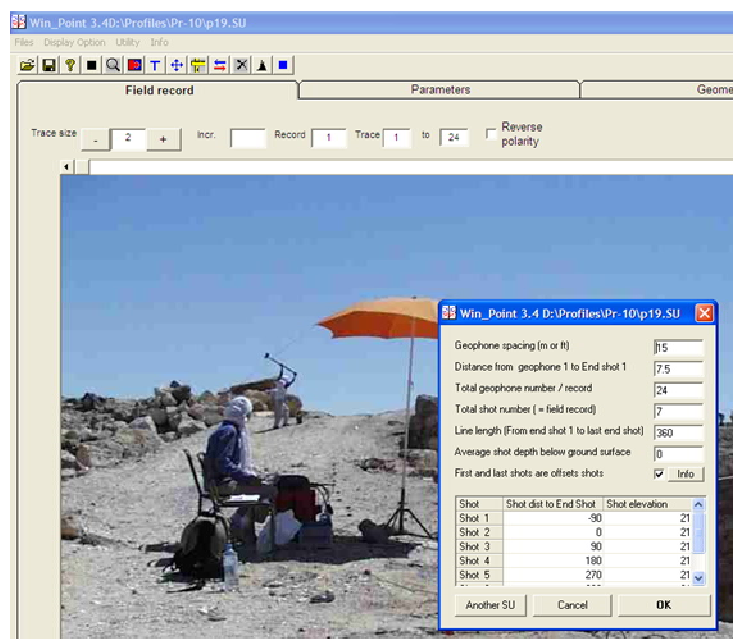
مراحل تفسیر با استفاده از روش Intercept Time در نرم افزار Winsism

۱- مرحله اول: اولین گام در پردازش داده‌های لرزه‌ای خواندن داده‌های برداشت شده توسط دستگاه از منو First Time Pick و گزینه Seismograph file conversion و تبدیل آنها به به فرمت استاندارد SU است.



شکل ب-۱: نمای پنجره تبدیل فایل‌های لرزه به فرمت استاندارد SU در نرم افزار Winsism

۲- مرحله دوم: پس از تبدیل به فرمت استاندارد SU، در این مرحله باید اطلاعات هندسی از قبیل فاصله ژئوفون‌ها ، فاصله اولین ژئوفون از اولین انفجار، تعداد ژئوفون‌ها، تعداد انفجارها، فاصله اولین انفجار تا آخرین انفجار و عمق نقطه انفجار از شما خواسته می‌شود که باید به ترتیب در فیلدهای مربوطه وارد گردد.

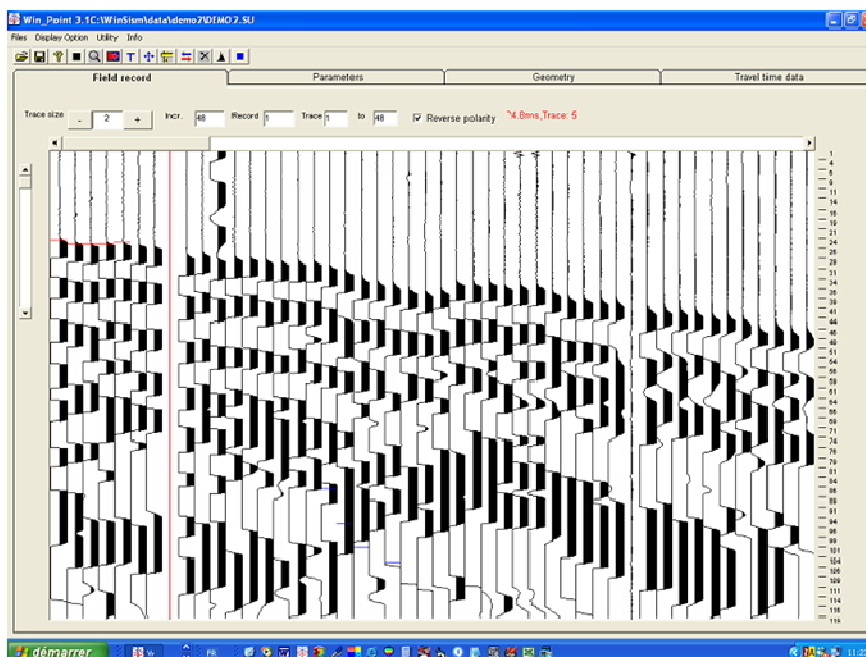


شکل ب-۲: نمای پنجره وارد کردن اطلاعات هندسی برداشت لرزه انکساری در نرم افزار Winsism

۳- مرحله سوم: در مرحله سوم از منو First Time Pick و از گزینه FBP Picking on SU

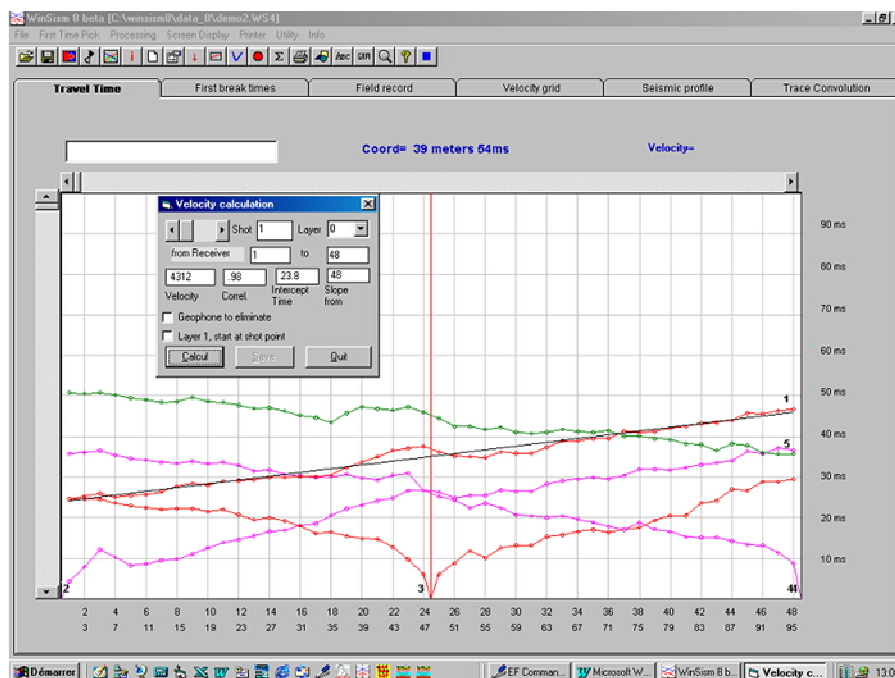
Files زمان اولین رسیدهای لرزه‌ای توسط علامت گذاری روی ردهای لرزه‌ای توسط کاربر

ثبت و تحت فرمت WS4 ذخیره می‌گردد.



شکل ب-۳: نمای پنجره انتخاب اولین زمان‌های رسید ردهای لرزه‌ای در نرم افزار Winsism

۴- **مرحله چهارم:** در این مرحله با بازنمودن فایل WS4 منحنی زمان- مسافت برای تمامی انفجارها با توجه به اولین زمانه ای رسید انتخاب شده نمایش داده می‌شود. برای اندازه گیری سرعت و ضخامت لایه ها با استفاده از روش Intercept Time از منوی processing-velocity determination گزینه Velocity with Linear regression را انتخاب می‌نمائیم.



شکل ب-۴: نمای پنجره محاسبه سرعت و زمان‌های تقاطع در منحنی‌های زمان مسافت در نرم افزار Winsism

در پنجره ظاهر شده شماره اولین و آخرین ژئوفون مربوط به لایه هایی از روی منحنی زمان- مسافت قابل تشخیص هستند و شماره انفجار آن منحنی زمان- مسافت را وارد نموده و دکمه Calcul را می‌فشاریم تا سرعت و زمان تقاطع مربوط به آن منحنی زمان مسافت ذخیره گردد. به همین ترتیب سرعت تمامی لایه‌هایی که با شیب‌های متفاوت روی منحنی‌های زمان مسافت قابل تشخیص هستند را محاسبه و ذخیره می‌کنیم.

۵- **مرحله پنجم:** پس از محاسبه تمامی سرعت‌ها و زمان‌های تقاطع برای انفجارهای مختلف با فشردن دکمه Σ در نوار بالایی نرم افزار برای انفجارهای مختلف با فشردن دکمه Intercept

T ضخامت لایه‌ها زیر هر نقطه انفجار به طور اتوماتیک محاسبه می‌گردند که با ذخیره کردن

این مقادیر با زدن دکمه Save قادر خواهیم پروفیل لرزه‌ای تفسیر شده را نمایش دهیم.

شکل ب-۲: نمای پنجره تبدیل فایل‌های لرزه به فرمت استاندارد SU در نرم افزار Winsism

۶- مرحله ششم: در این مرحله با رفتن به برگه Profile Parameters در نرم افزار و فشردن

دکمه  قادر به مشاهده مقطع مدل‌سازی شده خواهیم بود.

فهرست منابع

- ۱- آقاباتی س ع، (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲- حجت آ، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد: "مطالعات ژئوالکتریک جهت بررسی آب های زیرزمینی و ساختارهای زمین شناسی در محدوده آنومالی شماره ۳ معدن سنگ آهن گل گهر" دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۳۶-۴۰.
- ۳- کلاگری ع ا، (۱۳۷۱) "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی" جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تبریز، ص ۱۸۰.
- ۴- مرادزاده ع، قوامی ریایی ر، (۱۳۸۶) "چاه پیمایی برای مهندسين" جلد اول، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۱۸-۲۲.
- ۵- رایینسون، ای. اس. کورو، اس.، (۱۳۸۶) "مبانی اکتشاف ژئوفیزیک" ترجمه حیدریان شهری م ر، چاپ اول: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

- 6- Asfahani J. (2007). Electrical earth resistivity surveying for delineating the characteristics of ground water in a semiarid region in the Khanasser Valley, Geology Department, Atomic Energy Commission, Syria, pp. 10851097.
- 7- Berryman J. G. (1990). Lecture notes on nonlinear inversion and tomography, Earth Resources Laboratory, Massachusetts Institute of Technology.
- 8- Corvallis O. R. (2000). DC Resistivity methods, Northwest Geophysical Associates, Inc.
- 9- Ginzburg A. and Levanon A. (1976). Determination of a saltwater interface by electric resistivity depth soundings, Department of Environmental Sciences, Tel Aviv University, Ramat Aviv, Israel, pp. 561-568.
- 10- Kearey P. and Brooks M. (1991). An Introduction to Geophysical Exploration, second edition, pp. 173-197.
- 11- Keller G. V. and Frischknecht F. C. (1966). Electrical Methods in Geophysical Prospecting, Pergamon Press.
- 12- Loke M. H. (2004). 2-D and 3-D electrical imaging surveys, available online at <http://www.geoelectrical.com>

- 13- Milson J. (1989). Field Geophysics, Geological Society of London Handbook Series, pp. 90-97.
- 14- Molano E. Salamanca M. and Van Overmeeren A. (1990). Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings. Geophysical Prospecting, 38, pp. 705-89
- 15- Mooney H. M. (1980). Handbook of Engineering Geophysics, Vol.2: Electrical Resistivity, Bison Instruments, Inc.
- 16- Muirane E. A. and Padersen L. B. (1999). Automatic 1D interpretation of DC resistivity sounding data. Journal of Applied Geophysics. 42, pp. 35-45.
- 17- Parasnis D. S. (1986). Principal of applied Geophysics, Chapman and Hall, London.
- 18- Reynolds, J. M., 1997, An Introduction to applied and environmental geophysics.
- 19- Sjogren B. (1984). Shallow refraction seismic, Chapman and Hall, London.
- 20- Telford W. M. Geldart L. P. and Sheriff R. E. (1990). Applied Geophysics, second edition, Cambridge University Press.
- 21- Vogelsang D. (1995). Environmental geophysics, Springer-Verlag.
- 22- Ward S. H. (1990) Resistivity and Induced Polarization Methods, In: Geotechnical and Environmental Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, Vol.1, pp. 147-189.
- 23- Zonge Engineering and Research Organization (1994). The application of surface electrical geophysics to groundwater problems, Electrical Geophysics Seminar Notes, pp. 215.

Abstract

Geophysical surveys comprising of resistivity and refraction seismic methods in Brujen area of Chahar Mahal Bakhtiari Province have been carried out to recognize subsurface layers in a dam site.

Resistivity sounding surveys using schlumberger array have been carried out in some locations on 6 lines along the river with a northwest-southeast trend in the area. Then, interpretation of the resistivity sounding data has been made using standard curves and Res2dinv software package in order to determine the geological layers in the study area.

Refraction seismic surveys using conventional seismic arrays along 5 profiles perpendicular to the resistivity sounding lines have been carried out using 7 shots and 24 geophones with a 15 m spacing, and based on of travel times of seismic waves, received by the geophones, the subsurface geological layers in study area have been recognized. For 2-D modeling of seismic data, Winsism 10 software was used.

The results of the seismic and resistivity modeling indicate that the subsurface layers in the study area are composed of two major layers. First layer, that is alluvium, consists of sediments and weathered rock and the second layer is the bedrock. Thickness of alluvium is variable between 0 to 30 m. The thickness of the alluvium is between 20 to 30 m along the river and also is between 20 to 30 m in the alluvial fan located in the western part of the area. In north, southeast and southwest of the area with limestone high elevations, the thickness of the alluvium is between 0 to 10 m.

The bedrock is of the limestone type. It has a high resistivity with low fracturing and low weathering in high elevations. However, in some cases, the resistivity of the bedrock at a great depth decreases that is because of water-filling cavities and formation change. Along the river, because of the fractures due to faulting and weathering, the limestone bedrock has also a low resistivity.

Keywords: Electrical resistivity, Seismic refraction, One-dimensional (1-D) interpretation, Two-dimensional (2-D) interpretation, Standard curves, Geoelectric cross-sections, Bedrock



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

**Processing, modeling and interpretation of resistivity
and refraction seismic data, and comparison and
integration of the interpretation results for more
accurate recognition of subsurface layers in a dam**

M. Esteki

Supervisor:

A. Kamkar Rouhani

Advisor:

N. Amini

Thesis Submitted for the Degree of Master of Science

July 2011