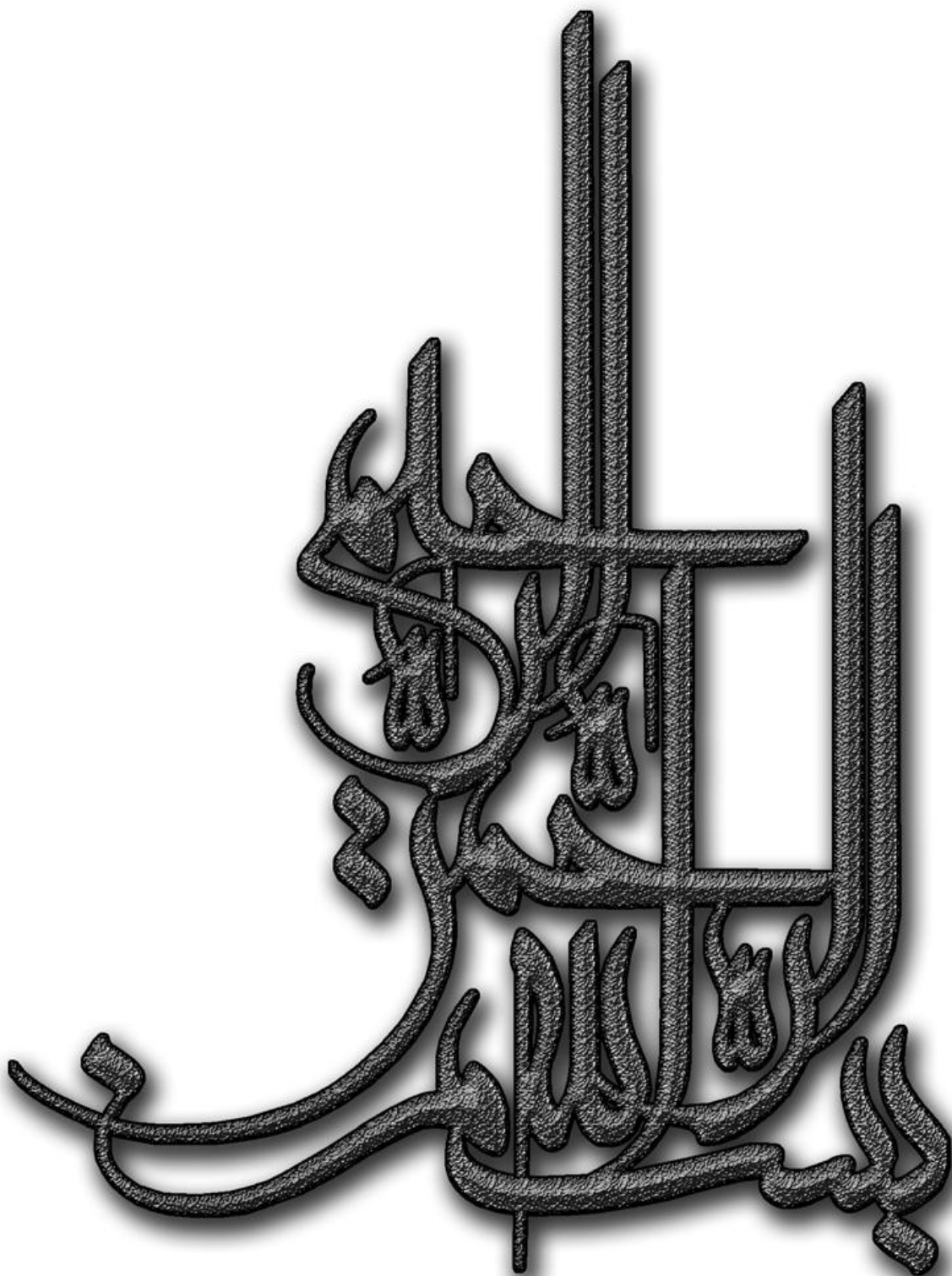






دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان:

ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی مشکین شهر با استفاده از نتایج مدلسازی
داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدروژئوشیمی، زمین شناسی و حفاری

دانشجو: الله یار خوجم‌لی

اساتید راهنما:

دکتر فرامرز دولتی

دکتر علی مراد زاده

اساتید مشاور:

دکتر سهیل پرخیال

مهندس محمدرضا رحمانی

شهریور ۱۳۹۰

سپاس از دو وجود مقدس

آنان که ناتوان شدند تا به توانایی برسم

مویشان سپید گشت تا روسفید شوم

و عاشقانه سوختند تا کرم باخش وجود و روغن گنجر را هم باشند

تقدیم به

پدرم

و

مادرم

تشکر و قدردانی

حمد و سپاس پروردگار یکتا را که لطف و کرم بی کرانش من را نیز در برگرفت تا به وسع توان خویش گامی کوچک در کسره علم و معرفت بردارم و میسر گشت تا از خرمن دانش و تجربه بزرگان و نیک اندیشان بهره ببرم.

الکون که به یاری خداوند متعال، این دوره پر خاطره از دوران تحصیل را به پایان رسانده‌ام، هر چند واژه‌ها را یاری آن نیست که لطف و محبت و بزرگواری آنانی را که در تمام دوران زندگی‌ام جرعه نوش دریای مهر و محبتشان بوده‌ام به تصویر بکشم، اما به رسم ادب و احترام بوسه بردستانشان زده و بر خود واجب می‌دانم، زحمات پدر و مادر مهربانم را که همواره راه‌کشی مشکلاتم در تمام مراحل زندگی بوده اند ارج نهاده و مراتب تشکر قلبی و باطنی را از الطاف و مهربانی‌های آنان ابراز دارم. همچنین لازم می‌دانم که از زحمات فراوان استاد توانمند آقای دکتر دولتی و آقای دکتر مرادزاده که بارها بهایی‌ها و نظرات ارزنده و صبر و حوصله فراوان، نقش مهمی در به ثمر رساندن این کار داشته‌اند صمیمانه تقدیر و تشکر نمایم، بی‌تردید انجام این پایان نامه بدون همکاری و راهنمایی این عزیزان امکان پذیر نبود. همچنین بر خود لازم می‌دانم از زحمات آقایان دکتر کاظمی، دکتر نجابی و مهندس رحمتی نیز تشکر ویژه نمایم که در انجام این پایان نامه بنده را یاری نمودند. همچنین از زحمات مسئول دفتر دانشکده آقای شاه حسینی که همکاری لازم را با من داشتند تشکر می‌نمایم. از مسئولان سازمان انرژی‌های نو، به ویژه آقایان دکتر پریخال و مهندس رحمانی به عنوان استاد مشاور که نهایت همکاری را با من داشتند نیز کمال تشکر را دارم. در اینجا همچنین لازم می‌دانم از اعضای خانواده عزیزم و مخصوصاً پدر و مادرم، همچنین از دوستان عزیزم آقایان نوری، جانفدا، امیدیان، لندرانی، گلپایگانی، شریعتی، صاری خان و آقای قدیری که مایه دلگرمی من بوده و متحمل زحمات زیادی شدند نهایت سپاسگزاری را داشته باشم، و برای آنها بهترین‌ها را آرزو می‌کنم.

استاد یار خوجم‌لی

شهریور ۱۳۹۰

چکیده

میدان ژئوترمالی مشکین شهر در شمال غرب کوه سبلان، در ۱۶ کیلومتری جنوب مشکین شهر و در دره مویل واقع شده است. چشمه‌های آبگرم و فومرول‌های فراوانی در شیب شمالی کوه سبلان و در تقاطع گسل‌ها و شکستگی‌های سیستم هیدروترمالی یافت می‌شوند.

در این تحقیق جهت ارائه مدل مفهومی برای سیستم ژئوترمال منطقه، نتایج حاصل از مدلسازی ژئوفیزیکی داده‌های مگنتوتلوریک همراه با بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی، اطلاعات حفاری چاه‌ها و مطالعات زمین شناسی تلفیق گردید.

مطالعات زمین شناسی جهت بررسی لیتولوژیکی و شناسایی ساختارهای تکتونیکی منطقه صورت گرفت و با توجه به آن جنس لیتولوژی‌ها مشخص و گسل‌های منطقه شناسایی شدند.

در بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی جهت تعیین تیپ و منشأ آب چشمه‌ها از نمودارهای مختلفی از جمله پایپر، استیف، دیاگرام‌های مثلثی کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی، نمودارهای اختلاط آب‌ها و نمودارهای ایزوتوپی استفاده شد. بر این اساس تیپ آب اکثر چشمه‌ها کلرو سولفات با منشأ جوی می‌باشد.

با مدلسازی یک بعدی و دو بعدی که بر روی داده‌های مگنتوتلوریک صورت گرفت ضخامت و وسعت تقریبی مخزن و جهت جریان داخل آن مشخص شد همچنین با بررسی اطلاعات حفاری چاه و با توجه به تغییرات لیتولوژی و شدت آلتراسیون کانی‌ها در اعماق مختلف، تغییرات دما در داخل سازندها و میزان هدررفت سیال حفاری نفوذ پذیری کیفی لایه‌ها تعیین شد. بر این اساس موقعیت ناحیه با جریان بالا رونده زیر آتشفشان سبلان تشخیص داده شد. جهت جریان سیال داخل مخزن از شرق دره به سوی غرب می‌باشد، ضخامت مخزن در این ناحیه از ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر متغیر است. جنس زون اصلی تغذیه کننده مخزن، مونزونیتی و در عمق ۱۶۰۰ متری واقع شده است.

کلمات کلیدی: ژئوترمال، هیدروژئوشیمیایی، مگنتوتلوریک، مشکین شهر.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- سوابق مطالعات انجام شده در ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی	۳
۳-۱- ضرورت و اهداف پایان نامه	۵
۴-۱- روش تحقیق	۶
۵-۱- ساختار پایان نامه	۶

فصل دوم: زمین شناسی، تکتونیک و موقعیت جغرافیایی

۱-۲- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی	۹
۲-۲- آب و هوای منطقه	۱۰
۳-۲- بررسی تحولات زمین شناسی سبلان	۱۰
۱-۳-۲- زمین شناسی منطقه	۱۰
۲-۳-۲- جایگاه زمین ساختی کوه سبلان	۱۲
۳-۳-۲- زمین شناسی سبلان	۱۴
۴-۲- چینه شناسی منطقه شمال غرب سبلان	۱۵
۵-۲- زمین شناسی ساختمانی	۱۹
۶-۲- دگرسانی و شواهد آن	۲۱

فصل سوم: تئوری روش مگنتوتلوریک

۱-۳- مقدمه	۲۷
۲-۳- منشاء امواج مگنتوتلوریک	۳۳

۳-۳- بررسی اصول ریاضی و فیزیک حاکم بر امواج مگنتوتلوریک	۳۴
۳-۳-۱- تئوری الکترومغناطیس	۳۴
۳-۳-۲- عمق پوسته	۳۹
۳-۳-۴- ساختارهای یک بعدی	۴۱
۳-۳-۵- استفاده از سر منحنی‌ها جهت تعیین پارامترهای مدل یک بعدی	۴۱
۳-۳-۶- تبدیل عمق پوستیک	۴۳
۳-۳-۷- ساختارهای دو بعدی	۴۳
۳-۷-۱- تانسور امیدانس	۴۶
۳-۷-۲- محاسبه زاویه راستا	۴۹
۳-۷-۳- تابع تبدیل مغناطیسی	۵۱
۳-۷-۴- اثر جابجایی استاتیکی	۵۲

فصل چهارم: بررسی ویژگی‌های هیدروژنوشیمیایی و ایزوتوپی چشمه‌های آبگرم منطقه

۴-۱- مقدمه	۵۹
۴-۲- معرفی چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر	۵۹
۴-۳- تعیین تیپ نمونه آب چشمه‌ها	۶۲
۴-۳-۱- نمودارهای شیمی آب	۶۲
۴-۳-۲- بررسی نتایج نمونه آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر با نمودار استیف	۶۲
۴-۳-۳- بررسی نتایج نمونه آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر با نمودار پایپر	۶۴
۴-۳-۴- طبقه بندی آب چشمه‌ها بر حسب نمودار آنیون‌ها	۶۶
۴-۳-۵- نمودار تعادل فازی (Na-K-Mg)	۶۸
۴-۴- نمودار فیکلین	۷۰
۴-۵- تغییرات کلر و منیزیم در آب چشمه‌های مشکین‌شهر	۷۱
۴-۶- تغییرات غلظت کاتیون‌های اصلی نسبت به کلرید	۷۲
۴-۷- نمودار دوتایی گیگنباخ برای اندازه گیری دمای تعادلی مخزن	۷۳

۷۳.....	۸-۴- عناصر نادر خاکی
۷۴.....	۹-۴- تغییرات شاخص اشباع شدگی کانی‌های اصلی در آب چشمه‌های منطقه
۷۷.....	۱۰-۴- مطالعات ایزوتوپی

فصل پنجم: مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مگنتولوریک و بررسی اطلاعات حفاری چاه‌های منطقه

۸۴.....	۱-۵- مقدمه
۸۴.....	۲-۵- موقعیت ایستگاه‌ها
۸۴.....	۳-۵- بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌ها
۸۶.....	۱-۳-۵- Skew
۸۷.....	۲-۳-۵- بیضی وارگی
۸۸.....	۳-۳-۵- اندازه تابع تیپر
۸۹.....	۴-۳-۵- مقاومت ویژه ظاهری
۹۰.....	۵-۳-۵- فاز امپدانس
۹۴.....	۴-۵- مدل‌سازی داده‌های مگنتولوریک
۹۴.....	۱-۴-۵- مدل‌سازی یک بعدی
۹۸.....	۲-۴-۵- مدل‌سازی دو بعدی
۱۰۳.....	۵-۵- بررسی اطلاعات چاه
۱۰۳.....	۱-۵-۵- چاه شماره ۱

فصل ششم: ارائه مدل مفهومی منطقه، نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۱۰.....	۱-۶- مقدمه
۱۱۰.....	۲-۶- مدل مفهومی سیستم ژئوترمال منطقه
۱۱۳.....	۳-۶- نتیجه گیری
۱۱۴.....	۴-۶- پیشنهادات

۱۱۵.....	منابع مورد استفاده.....
۱۲۱.....	پیوست الف.....

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن	۹
شکل ۲-۲- موقعیت کوه سبلان، دره مویل و مشکین شهر	۱۱
شکل ۳-۲- موقعیت سبلان در رشته کوه قوشاداغ	۱۲
شکل ۴-۲- توالی نقشه های دیرینه زمین ساختی خاورمیانه از اواخر کرتاسه تا ائوسن	۱۳
شکل ۵-۲- برش ساختاری شماتیک نشان‌گر عناصر ساختاری اصلی از دریای خزر تا بین النهرین، مقطع در راستای شمال غرب - جنوب شرقی	۱۴
شکل ۶-۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه	۱۸
شکل ۷-۲- مقطع زمین‌شناسی شامل چاه‌های NWS-1 و NWS-3	۱۹
شکل ۸-۲- موقعیت ساختارهای ثانویه کوه سبلان در شمال غرب ایران همراه با چشمه‌های آب گرم	۲۰
شکل ۱-۳- مدل مفهومی مقاومت ویژه از سیستم زمین گرمایی	۲۹
شکل ۲-۳- سیستم ژئوترمال در یک زمین شیب‌دار	۳۰
شکل ۳-۳- سیستم اندازه‌گیری مولفه‌های میدان مغناطیسی و الکتریکی	۳۲
شکل ۴-۳- الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب- تمرکز جریان الکتریکی در زون هادی ج- کاهش مقاومت ویژه ظاهری در تمام فرکانس‌ها در ایستگاه B	۵۳
شکل ۵-۳- شبه مقاطع مقاومت ویژه و فاز مربوط به قطبش TM	۵۵
شکل ۶-۳- مقدار جابجایی استاتیکی وضعیت‌های TM (دایره توپر) و TE (مثلث توخالی) برای هر ایستگاه در امتداد پروفیل	۵۶
شکل ۷-۳- شبه مقطع‌های جابجایی‌های استاتیکی تصحیح شده مربوط به قطبش TM	۵۷
شکل ۱-۴- موقعیت چشمه‌های آب گرم منطقه مشکین شهر	۶۰
شکل ۲-۴- نمودار استیف برای نمونه‌های آب چشمه‌های مشکین شهر	۶۳
شکل ۳-۴- نمودار پایپر برای نمونه‌های آب چشمه‌های مشکین شهر	۶۵
شکل ۴-۴- نمودار سه تایی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ترکیبات آب چشمه‌های شمال غرب سبلان	۶۸
شکل ۵-۴- نمودار سه تایی Na-K-Mg آب چشمه‌های شمال غرب سبلان	۶۹

- شکل ۴-۶- نمودار فیکلین برای آب چشمه‌های مشکین شهر ۷۰
- شکل ۴-۷- تغییرات کلر با منیزیم برای آب چشمه‌های منطقه مشکین شهر ۷۱
- شکل ۴-۸- تغییرات کلر با کاتیون‌های اصلی برای آب چشمه‌های منطقه مشکین شهر ۷۲
- شکل ۴-۹- دیاگرام دوتایی گیگنباخ برای اندازه گیری دمای تعادلی مخزن ۷۳
- شکل ۴-۱۰- تغییرات غلظت عناصر نادر خاکی در چشمه‌های منطقه مشکین شهر ۷۴
- شکل ۴-۱۱- شاخص اشباع‌شدگی مربوط به کانی‌های انیدرید، آراگونیت، کلسیت و دولومیت ۷۶
- شکل ۴-۱۲- شاخص اشباع‌شدگی مربوط به کانی‌های ژپس، هالیت، کوآرتز و کائولینیت ۷۶
- شکل ۴-۱۳- تغییرات اکسیژن - ۱۸ با دئوتریوم برای چشمه‌های آبگرم مشکین شهر ۷۸
- شکل ۴-۱۴- نمودار اکسیژن - ۱۸ - ارتفاع برای چشمه‌های آبگرم مشکین شهر ۷۹
- شکل ۴-۱۵- تغییرات اکسیژن - ۱۸ با کلر چشمه‌های آبگرم مشکین شهر ۸۰
- شکل ۴-۱۶- تغییرات اکسیژن - ۱۸ با درجه حرارت چشمه‌های آبگرم منطقه مشکین شهر ۸۱
- شکل ۴-۱۷- تغییرات EC با اکسیژن - ۱۸ چشمه‌های آبگرم منطقه مشکین شهر ۸۱
- شکل ۵-۱- موقعیت پروفیل‌ها و ایستگاه‌های MT برداشت شده در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ ۸۶
- شکل ۵-۲- نمودار سه بعدی Skew برای پروفیل P1 ۸۷
- شکل ۵-۳- نمودار سه بعدی بیضی وارگی برای پروفیل P1 ۸۸
- شکل ۵-۴- نمودار سه بعدی اندازه تیپر برای پروفیل P1 ۸۹
- شکل ۵-۵- نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری XY و YX در ۳ ایستگاه از هر پروفیل P1، P2 و P3 ۹۱
- شکل ۵-۶- نمودارهای فاز برای مولفه‌های XY و YX در ۳ ایستگاه از هر پروفیل P1، P2 و P3 ۹۲
- شکل ۵-۷- شبه مقطع مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P1 ۹۳
- شکل ۵-۸- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P1 ۹۶
- شکل ۵-۹- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P2 ۹۷
- شکل ۵-۱۰- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P3 ۹۷
- شکل ۵-۱۱- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P1، الف) حالت TM، ب) حالت TE، ج) ادغام دو حالت TM و TE با هم ۹۹
- شکل ۵-۱۲- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P2، الف) حالت TM، ب) حالت TE، ج) ادغام دو حالت TM و TE با هم ۱۰۱
- شکل ۵-۱۳- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P3، الف) حالت TM، ب) حالت TE، ج) ادغام دو حالت TM و TE با هم ۱۰۲

- شکل ۵-۱۴- خلاصه‌ای از اطلاعات زمین شناسی چاه شماره ۱..... ۱۰۶
- شکل ۵-۱۵- نمودار تغییرات دمای درون چاهی چاه‌های شماره ۱ و ۷..... ۱۰۸
- شکل ۶-۱- مدل مفهومی سیستم ژئوترمال منطقه مشکین‌شهر..... ۱۱۱

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۱-۲- خلاصه‌ای از وضعیت سنگ شناسی، دگرسانی و کانی شناسی نمونه های برداشته شده از سازندها	۲۲
جدول ۲-۲- معرفی مخفف‌های بکار رفته در جدول ۱-۲	۲۳
جدول ۱-۴- مختصات چشمه‌های آبگرم شهر مشکین‌شهر	۶۱
جدول ۲-۴- خصوصیات چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر	۶۱
جدول ۳-۴- تیپ نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه سبلان بر مبنای نمودارهای استیف	۶۴
جدول ۴-۴- مقادیر شاخص اشباع‌شدگی کانی‌ها برای آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر	۷۵
جدول ۱-۵- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مگنتوتلوریک	۸۵
جدول ۲-۵- شیب احتمالی تقاطع گسل‌ها با چاه	۱۰۸

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

زمین منبع انرژی حرارتی است که به شکل‌های گوناگون از جمله فوران‌های آتشفشانی، آب‌های گرم و یا به واسطه خاصیت رسانایی به سطح آن هدایت می‌شود. انرژی زمین گرمایی، انرژی حرارتی درون زمین می‌باشد که اغلب در امتداد صفحات تکتونیکی و در نواحی شناخته شده آتشفشانی و لرزه خیز متمرکز شده است.

استفاده از انرژی زمین گرمایی به دلیل ارزانتر بودن نسبت به سوخت‌های فسیلی و هم چنین تجدیدپذیر بودن، در چند دهه اخیر مورد توجه محققین قرار گرفته است و سبب شده تا روش‌های مختلفی را جهت اکتشاف منابع زمین گرمایی به کار بگیرند.

برنامه اکتشاف منابع زمین گرمایی مشتمل بر بررسی‌های زمین شناسی، هیدروژئوشیمیایی، ژئوفیزیک و حفاری می‌باشد. مطالعات زمین شناسی نقطه شروع برنامه اکتشافی ذخایر زمین گرمایی می‌باشد و بر مبنای شناسایی موقعیت و گسترش نواحی دارای پتانسیل است.

مطالعات هیدروژئوشیمیایی شامل ژئوشیمی کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی، فلزات سنگین و ایزوتوپ‌ها بوده و یک روش بسیار سودمند برای تعیین تیپ و منشاء آب و فاز سیستم زمین گرمایی می‌باشد. مطالعات ژئوفیزیکی بر پایه تعیین غیر مستقیم پارامترهای فیزیکی در اعماق از سطح زمین می‌باشد. این پارامترهای فیزیکی شامل دما (برداشت حرارتی)، رسانایی الکتریکی (روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی)، سرعت انتشار امواج الاستیک (برداشت لرزه ای)، چگالی (برداشت گرانی) و خودپذیری مغناطیسی (برداشت مغناطیسی) می‌باشند. آگاهی از حضور سیال زمین گرمایی در ساختارهای زمین شناسی با استفاده از پی جوئی‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی می‌تواند بدست بیاید. این روش‌ها به حضور سیال‌ها و تغییرات دما حساس می‌باشند و به طور وسیعی در اکتشافات

زمین گرمایی به کار برده می‌شوند. روش مگنتوتلوریک^۱ یک روش الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی می‌باشد. مزیت اساسی روش مگنتوتلوریک این است که می‌تواند برای تعیین مشخصه‌های ساختارهای عمیق‌تر که از طریق دیگر روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی غیر قابل دسترس می‌باشند به کار برده شود.

حفاری چاه اکتشافی آخرین مرحله از هر برنامه اکتشاف زمین گرمایی می‌باشد و تنها راه برای تعیین مشخصه‌های واقعی مخزن زمین گرمایی است.

بعد از اتمام این مطالعات و دستیابی به پارامترهای اصلی مخزن زمین گرمایی، می‌توان یک مدل مفهومی مناسب برای منبع زمین گرمایی ارائه داد. با توجه به مدل مفهومی ارائه شده برای منبع زمین گرمایی، می‌توان به عمق و گستره افقی مخزن، توزیع دمای داخل مخزن، مسیرهای جریان، منبع حرارت و پی برد.

۱-۲- سوابق مطالعات انجام شده در ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی

مدل‌های مفهومی متعددی در زمان‌های مختلف برای مناطق زمین گرمایی ارائه شده است که در ادامه به صورت مختصر به بررسی آنها خواهیم پرداخت.

در سال ۱۹۸۶ Sugrobov برای میدان زمین گرمایی Mutnovsky در روسیه مدل مفهومی ارائه کرد. وی در تحقیق خود از اطلاعات زمین شناسی و هیدروژئولوژیکی، حفاری، نقشه‌های زمین شناسی، عکس‌های ماهواره‌ای و مطالعات ژئوشیمیایی استفاده کرد (Sugrobov, 1986). در سال ۱۹۹۴ Assaulov مدل مفهومی منطقه را توسعه داد و همچنین توانست پارامترهای مخزن (فشار، دما، نفوذپذیری، ضخامت و وسعت) را تخمین بزند (Assaulov, 1994). در سال ۲۰۰۲ Fedotov و

¹ Magnetotelluric (MT)

همکاران توانستند با استفاده از نتایج قبلی به علاوه اطلاعات حفاری و اندازه‌گیری چاه، مدل معتبر-تری را ارائه کنند (Fedotov et al., 2002).

در سال ۲۰۰۱ Arellano و همکاران مدل مفهومی را برای میدان زمین گرمایی Los Humeros واقع در مکزیک ارائه کردند. آنها جهت ارائه مدل ابتدا به بررسی زمین شناسی منطقه (سنگ شناسی، کانی شناسی و دگرسانی‌های موجود در منطقه) پرداختند. سپس با بررسی مغزه‌های حفاری پارامترهای اصلی مخزن (دما، فشار، نفوذپذیری و ...) را اندازه‌گیری کردند و براساس آن موقعیت زون‌های اصلی تغذیه کننده چاه‌ها و مخزن تعیین شد. همچنین با ترسیم پروفیل فشار بر حسب ارتفاع چاه‌ها، فاز سیال داخل مخزن مشخص شد و بر اساس این اطلاعات به دست آمده مدل مفهومی برای این میدان زمین گرمایی تهیه شد (Arellano et al., 2001).

همچنین در سال ۲۰۰۴ Aromaharmuzi برای میدان زمین گرمایی Kamojang واقع در جزیره جاوا در اندونزی (Aromaharmuzi, 2004)، جاکوب در سال ۲۰۰۶ برای میدان زمین گرمایی منطقه Hromundartinder در جنوب غرب ایسلند (Mayalla, 2006) و در سال ۲۰۰۵ Svetlana برای میدان زمین گرمایی Baransky در روسیه مدل‌های مفهومی را ارائه داده‌اند (Strelbitskaya, 2005). عبدالله‌زاده بینا در سال ۲۰۰۹ برای میدان زمین گرمایی شمال غرب سبلان براساس داده‌های چاه مدل مفهومی را ارائه کرد (Abdollahzadeh Bina, 2009). طالبی و همکاران نیز در سال ۲۰۰۵ برای منطقه زمین گرمایی مشکین‌شهر با استفاده از داده‌های MT و حفاری مدلی را ارائه کردند (Talebi et al., 2005).

۳-۱- ضرورت و هدف مطالعه

یک مدل مفهومی مناسب باید از جهات گوناگون ذیل ویژگی‌های طبیعی سیستم‌های زمین گرمایی را بیان کند (Sugrobov, 1986):

الگوی جریان در داخل مخزن، اندازه و شکل مخزن، منطقه‌ای که در آن جریان روبه بالا باشد^۱، منطقه جوشان^۲، مناطق تغذیه کننده، مسیرهای جریان و موانع آن، توزیع دما، منبع حرارت. برای میدان زمین گرمایی مشکین شهر نیز مدل‌های مفهومی ارائه شده است که از جمله آنها می‌توان به مدل مفهومی که عبدالله زاده بینا در سال ۲۰۰۹ و طالبی و همکاران در سال ۲۰۰۵ ارائه کردند اشاره کرد. اما این مدل‌ها و مدل‌های دیگری که برای منطقه تهیه شده است ویژگی‌های طبیعی یک مدل مفهومی مناسب را که در بالا نیز اشاره شد به خوبی بیان نمی‌کنند. از این رو ارائه یک مدل مفهومی مناسب با تلفیق داده‌های ژئوفیزیک، هیدروژئوشیمی، حفاری و زمین شناسی برای منابع زمین گرمایی منطقه لازم و ضروری است.

لذا هدف از این مطالعه شناسایی نواحی دارای پتانسیل، لیتولوژی و دگرسانی‌های موجود در منطقه، تعیین تیپ و منشأ آب چشمه‌ها، تعیین فاز سیال مخزن، ترسیم نمودار همدمای داخل مخزن، تعیین نفوذپذیری کیفی لایه‌ها و تشخیص جهت جریان سیال و تعیین عمق مخزن و گستردگی آن می‌باشد. در این تحقیق ضمن بررسی موارد فوق در چشمه‌های آبگرم منطقه مشکین شهر، مدل مفهومی بر پایه این اطلاعات ارائه می‌شود.

۴-۱- روش تحقیق

در این تحقیق سعی شده است که با تلفیق نتایج ژئوفیزیک، هیدروژئوشیمی، زمین شناسی و حفاری مدل مفهومی برای منابع زمین گرمایی منطقه ارائه شود. بدین منظور ابتدا به زمین شناسی و تکتونیک منطقه پرداخته شد اطلاعات کاملی از لیتولوژی، دگرسانی‌ها، کانی‌های موجود، جنس سازندها، گسل‌ها و درزه و شکاف‌های منطقه جمع‌آوری شد. پس از این مرحله به بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و مطالعات ایزوتوپی چشمه‌های آبگرم پرداخته شد در این مرحله منشأ و تیپ

¹ Upflow zone

² Boiling zone

آب چشمه‌ها، دمای تقریبی مخزن و نحوه اختلاط آب چشمه‌ها با آب‌های دیگر تشخیص داده شد. در ادامه با مدل‌سازی یک بعدی و دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک به موقعیت زون بالا رونده، جهت جریان در داخل مخزن، گستردگی افقی و قائم مخزن و عمق منبع حرارتی پی برده شد. سپس با استفاده از داده‌های حفاری تغییرات دما در اعماق مختلف، نوع دگرسانی‌ها، نفوذ پذیری کیفی و ضخامت لایه‌ها مشخص شد و در انتها با تلفیق این نتایج مدل مفهومی منبع زمین گرمایی منطقه ارائه شد.

۱-۵- ساختار پایان‌نامه

در فصل اول این نوشتار مقدمه، تاریخچه مطالعات انجام شده، ضرورت و اهداف مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرند. در فصل دوم مطالبی از موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، زمین شناسی و ساختارهای تکتونیکی و دگرسانی موجود در منطقه آورده خواهد شد. در فصل سوم ابتدا مختصری از مبنای تئوری روش مگنتوتلوریک آورده شده است و نیز در مورد کمیت‌هایی که در این روش اندازه‌گیری و محاسبه می‌شوند، بحث خواهد شد. در فصل چهارم ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و مطالعات ایزوتوپی چشمه‌های آبگرم با ارائه نمودارهای مختلف مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. در فصل پنجم مدل‌سازی یک بعدی و دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک منطقه ارائه خواهد شد همچنین با استفاده از داده‌های حفاری نمودارهای دمای چاه تهیه و نفوذ پذیری کیفی لایه‌ها تعیین خواهد شد. در فصل ششم با تلفیق نتایج هیدروژئوشیمیایی، ایزوتوپی، حفاری و ژئوفیزیکی مدل مفهومی برای منبع زمین گرمایی منطقه ارائه خواهد شد و برای تکمیل و بهبود آن پیشنهاداتی نیز ارائه خواهد شد.

γ

فصل دوم: زمین شناسی، تکتونیک و موقعیت جغرافیایی

منطقه

۱-۲- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی

منطقه مورد مطالعه در داخل دره مویل، در شیب شمال غربی کوه سبلان در استان اردبیل و در شمال غرب ایران قرار دارد. این منطقه در مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 12' 52''$ و $47^{\circ} 40' 30''$ و $47^{\circ} 49' 10''$ طول شرقی و $38^{\circ} 20' 00''$ عرض شمالی، در قسمت شمال غربی منطقه ژئوترمالی، جنوب مشکین شهر و در فاصله کمتر از ۱۲۰ کیلومتر از شهر اردبیل واقع شده است. ارتفاع منطقه در شمال، نزدیک روستای مویل ۲۲۰۰ متر و در جنوب، نزدیک به قله سبلان ۳۷۰۰ متر می باشد. شکل (۱-۲) موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه های دسترسی به آن را نشان می دهد. محدوده مورد مطالعه با کادر مستطیلی نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه های دسترسی به آن

۲-۲- آب و هوای منطقه

شهرستان مشکین‌شهر در منطقه‌ای کوهستانی واقع شده و دامنه‌های شمالی کوه سبلان به این شهرستان مشرف است. سبلان که از بلندترین کوه‌های ایران به شمار می‌رود آتشفشانی خاموش است که بیشتر پوشیده از برف و یخ است و چشمه‌های آب گرم و سرد فراوانی در این منطقه وجود دارد. مشکین‌شهر به صورت دشت وسیعی است که با شیب تند به زمین‌های پست شمالی منتهی می‌شود. مرتفع‌ترین و پر شیب‌ترین قسمت این شهرستان بخش جنوبی آن یعنی دامنه‌های شمالی و شمال غربی توده‌های آتشفشانی سبلان است که به طور متوسط ۲۰۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. آب و هوای منطقه نسبتاً سرد و نیمه خشک است. بارش سالیانه در منطقه ۱۹۶ میلی‌متر گزارش شده است که حداکثر بارش‌ها در ماه آذر حدود ۳۹ میلی‌متر و حداقل آن در ماه خرداد و تیر می‌باشد. حداکثر دما در دره مویل حدود ۳۱ درجه سانتی گراد بوده که در ماه تیر گزارش شده و حداقل آن در دی ماه ۱۹- درجه سانتی گراد بوده است (Noorollahi et al, 2008).

۲-۳- بررسی تحولات زمین شناسی سبلان

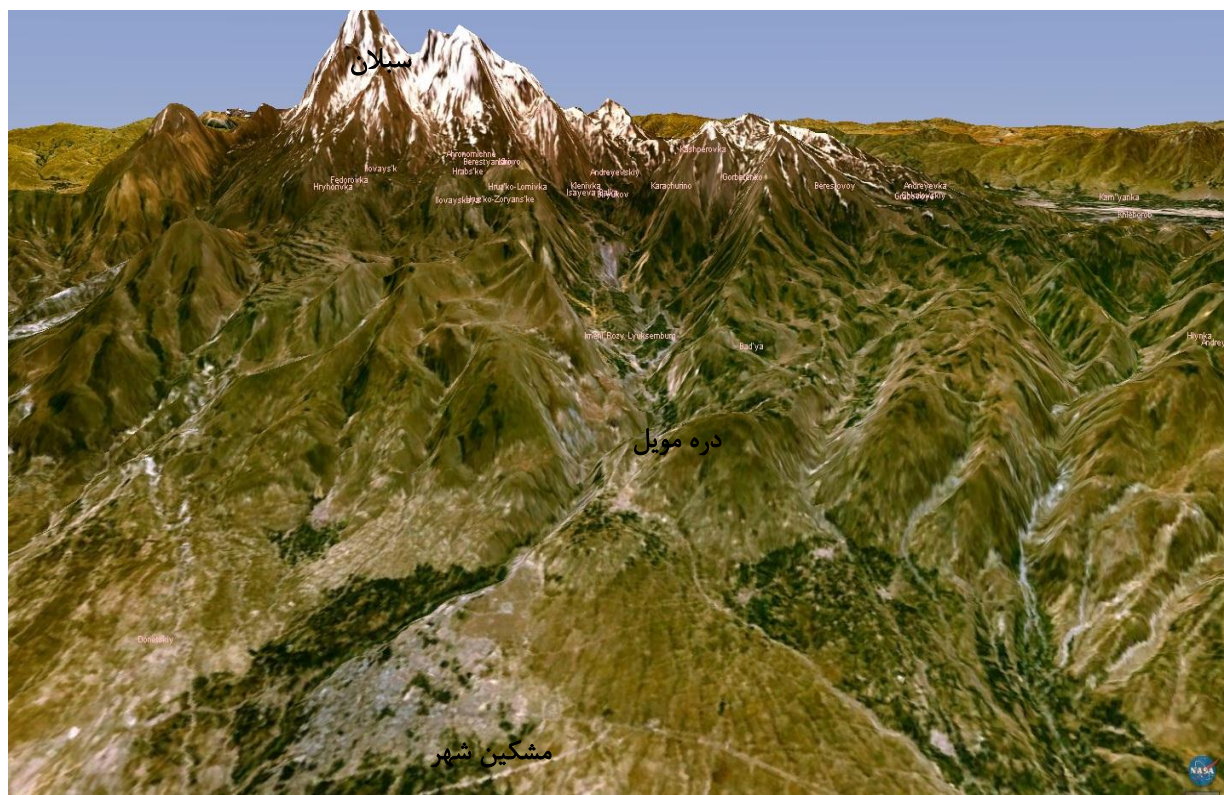
۲-۳-۱- زمین شناسی منطقه

ناحیه مورد مطالعه شامل مجموعه‌ای از ولکانیک‌های جوان می‌باشد که از دیدگاه زمین‌گرمایی دارای ارزش مطالعاتی می‌باشد.

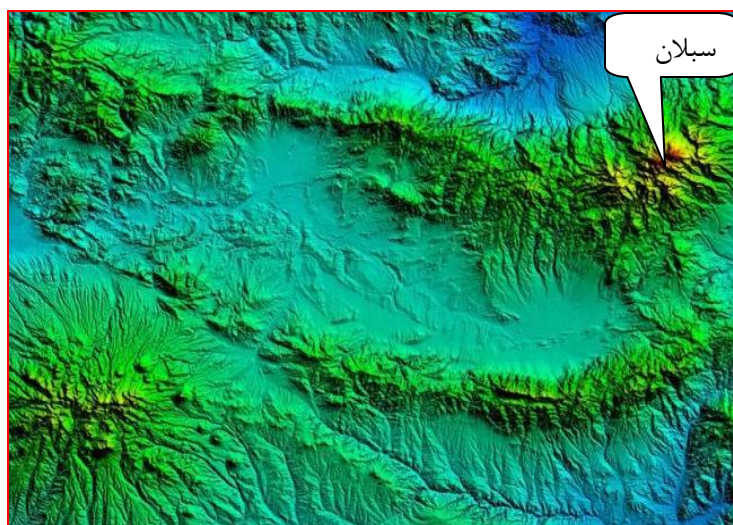
کوه آتشفشان سبلان، در ۴۰ کیلومتری جنوب غرب اردبیل، ۲۵ کیلومتری جنوب شرقی مشکین شهر در استان اردبیل واقع است (شکل ۲-۲). رشته کوه آتشفشانی خاموش سبلان از دره قره‌سو در شمال غرب اردبیل شروع و در جهت شرقی - غربی به طول ۶۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۴۸ کیلومتر تا کوه قوشاداغ در جنوب اهر ادامه می‌یابد. مخروط آتشفشانی سبلان از نوع چینه‌ای است که گدازه‌های آن سطحی

معادل ۱۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده‌اند. مخروط سبلان ساختمان مرکزی عظیمی است که بر روی یک سیستم هورست با روند شرقی - غربی قرار گرفته است.

کوه آتشفشانی پلیوکواترنری سبلان در انتهای شرقی رشته کوه قوشاداغ جای گرفته است (شکل ۲-۳). این رشته کوه با راستای تقریباً شرقی - غربی، از گردنه گویجه بل (بین خوجا و اهر) به سوی شرق به طول حدود ۷۰ کیلومتر امتداد یافته است. قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در این رشته کوه و در جنوب غربی مشکین شهر (حوالی روستای میجندی) رخنمون یافته‌اند، سنگ‌های دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و مرمر است. سن احتمالی این مجموعه دگرگونی به پالئوزوئیک نسبت داده شده است (امینی، ۱۳۶۳).



شکل ۲-۲- موقعیت کوه سبلان، دره مویل و شهر مشکین شهر



شکل ۲-۳- موقعیت سبلان در رشته کوه قوشاداغ (فریدی، ۱۳۸۹).

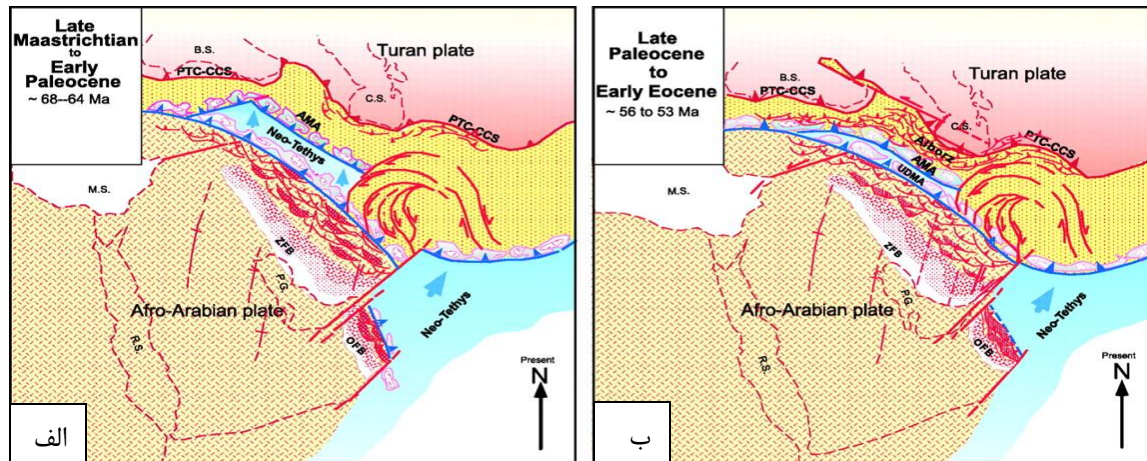
۲-۳-۲- جایگاه زمین ساختی کوه سبلان

آتشفشان سبلان دارای ارتفاع ۴۸۲۰ متر از سطح دریا است. آتشفشان سبلان سه قله دارد که به دلیل فرو ریختگی به شدت فرسوده است. قله بلندتر « سبلان سلطان » و قله دیگر « هرم داغ » یا سبلان کوچک و « آقام داغ » یا کسری نام دارند. در بلندترین قله دریاچه‌ای وجود دارد که به احتمال زیاد باقی مانده دهانه آتشفشان است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی سبلان از کواترنری پیشین آغاز گشته و تا آخرین دوره یخچالی (حدود ۲۰ تا ۷۰ هزار سال پیش) ادامه یافته است.

سبلان یک عضو جوان از مجموعه آتشفشانی سنوزوئیک و متعلق به کمان ماگمایی البرز^۱ است (Alavi, 2007). کمان ماگمایی البرز (AMA در شکل‌های ۲-۴ و ۲-۵) خود حاصل فرورانش بخشی از حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه پسین (مائس تریشتین) متعاقب با شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه - دختر (UDMA) و تشکیل رشته کوه زاگرس، آغاز شد و طی پالئوسن و به ویژه ائوسن این فرآیند فرورانش شدیدترین ماگماتیسم را به البرز در

^۱ Alborz Magmatic assemblage /Arc (AMA)

حال کوهزایی، تحمیل کرد. ولکانیسم گسترده ائوسن در البرز غربی و آذربایجان حاصل این فرآیند بوده است.



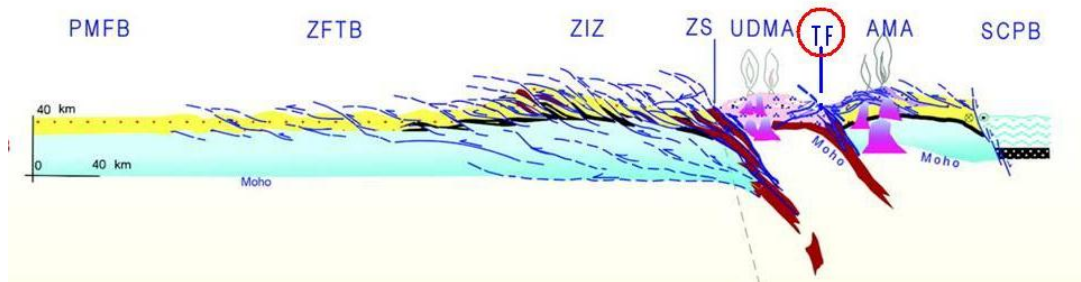
شکل ۲-۴- توالی نقشه های دیرینه زمین ساختی خاورمیانه از اواخر کرتاسه تا ائوسن، زمین ساخت برخوردی در بخش مرکزی کوهزاد آلپ- هیمالیا (ترکیه، ایران، پاکستان ..) حاصل از همگرایی سرزمین های جنوبی (پلیت آفرو عرب) و شمالی (پلیت توران)، (اقتباس از Alavi, 2007 و فریدی، ۱۳۸۹).

مطابق شکل (۲-۴ب) تا ائوسن میانی، فرآیند فرورانش باقی مانده لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس اتمام یافته و در ادامه همگرایی، کمان های ماگمایی البرز (AMA) و ارومیه دختر (UDMA) با همدیگر برخورد می کنند و یک زمین درز برخوردی از نوع کمان - کمان^۱ در شمال غرب ایران شکل می گیرد. پلوتونیسم گسترده الیگوسن و ولکانیسم پلایو-کواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند، سبلان و آرات) حاصل از ماگماتیسم پس از برخوردی^۲ هستند که خود نتیجه ادامه فعالیت گوه آستئوسفری^۳ بالای ورقه لیتوسفری فرورانده شده می باشد.

^۱ Arc-arc collisional suture zone

^۲ Post - collisional magmatism

^۳ Aesthnospheric wedge



شکل ۲-۵- برش ساختاری شماتیک نشان‌گر عناصر ساختاری اصلی از دریای خزر تا بین‌النهرین، مقطع در راستای شمال غرب - جنوب شرقی (Alavi, 2007 و فریدی، ۱۳۸۹).

(SCPB: پوسته خزر جنوبی، AMA: کمان ماگمایی البرز، TF: زمین‌درز البرز منطبق بر گسل تبریز امروزی، UDMA: بخش شمال غربی کمان ماگمایی ارومیه دختر (زون تبریز - ساوه)، ZS: زمین‌درز زاگرس، ZIZ: پهنه فلسی شده زاگرس (Zagros imbricated zone)، ZFTB: رشته کوه‌های چین خورده و رانده زاگرس، PMFB: حوضه پیش بوم زاگرس)

۲-۳-۳- زمین‌شناسی سبلان

فعالیت‌های آذرین در ائوسن با تجمع ولکانیک‌های آکالین پتاسیک بر روی توالی از رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک آغاز گردید. این مجموعه ولکانیکی در اوایل میوسن توسط باتولیت مونزونیتی، که در امتداد NW-SE در غرب خط‌الراس کوه سبلان رخنمون یافته، دچار دگرگونی حرارتی گردیده‌اند. بالا آمدگی و فرسایش قابل ملاحظه این باتولیت ادامه یافته و در امتدادهای SW و SE روی باتولیت را توالی از رسوبات اواخر میوسن می‌پوشاند.

ولکانیزم به وجود آمده در پلیوسن که اساس ولکانیک کوه سبلان را از طریق انفجار تراکی‌اندزیت‌های پیروکسن‌دار تشکیل داده، به درون فضاهای فروریخته کالدرای نفوذ کرده است. به‌طور

متوالی در یک فاصله زمانی، فعالیت آتشفشانی به همراه فعالیت گسترده هیدروترمالی و فرسایش احتمالی محدود وجود داشته است. گنبد های تراکی داسیت بعداً درون حلقه کالدرا جایگزین شده و انفجارهای بعدی تراکی آندزیت ها درون این کالدرا ساختار فعلی گنبد های کوه سبلان را به وجود آورده است. قطعات خرد شده، خاک، غبار و تراس های آبرفتی بر روی آتشفشان ها رسوب کرده و در آخرین مرحله جایگزینی، گنبد داسیتی در حدود کمتر از یک میلیون سال دره مویل (شکل ۲-۶) را به وجود آورده است.

سنگ های ولکانیکی کوه سبلان کالکو آلکالین های پتاسیک تراکی آندزیتی تا ریولیتی با مقادیر بالایی از عناصر ^۱ LIL به علاوه عنصر نیکل و نسبت بالا Ce/Yb می باشند (Dostal & Zerbi, 1978). مقادیر بالای Ni نشانه پوسته ضخیم و ضخیم شدگی در حین فروراندگی پوسته است، اما نسبت خیلی بالا Ce/Yb برای مواد مذاب ناشی از پوسته سیالیک می باشد (Gill, 1981).

در طی فرورانش قبل از پلیوسن فرآیند متاسوماتیزم مواد تیغه ای گوشته رخ داده است. نسبت های $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ و FeO^*/MgO سنگ های ولکانیکی کوه سبلان با افزایش محتوی سیلیسی یکسان عمل می کنند. با افزایش SiO_2 مقادیر CaO و Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^* , MgO کاهش می یابند. تمامی این موارد با تفریق کریستالی هورنبلند اتفاق می افتد. تعیین سن به روش K-Ar نشان دهنده آن است (که با کاهش سن، سنگ ها بیشتر سیالیک می شوند) که بازه زمانی آنها از $1/3$ تا $2/9$ میلیون سال قبل می باشد (TBCE, 1979a). کلیه موارد مذکور شواهدی بر حضور اتاقک ماگمایی بزرگ و نسبتاً کم عمق در زیر کوه سبلان می باشند (Kingston Morrison, 2001a).

¹ Large ion lithophile elements

۴-۲- چینه شناسی منطقه شمال غرب سبلان

بر اساس مطالعات انجام شده در مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ در منطقه و همچنین بررسی سه مقطع عرضی زمین‌شناسی از ناحیه در امتدادهای شرقی- غربی، شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب، چهار واحد اصلی چینه شناسی در محدوده مورد بررسی شناسایی شده است که به ترتیب سن از جوان به قدیم عبارتند از:

(Kingston Morrison, 1999a,b; EGMNWSGP, 2005; Geological report for well NWS-3)
and 4, 2004

رسوبات عهد حاضر، فن و آلوویال‌های کواترنری

گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی آندزیت بعد از تشکیل کالدرای پلیستوسن (Post caldera)

گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی داسیت تا تراکی آندزیت همزمان با تشکیل کالدرای پلیستوسن (Syn-caldera) و گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و پیروکلاستیک‌های قبل از تشکیل کالدرای پلیستوسن (pre-caldera)

این واحدها بر اساس موقعیت مکانی با نام‌های دیگری نیز معرفی می‌گردند که از قدیم به جدید عبارتند از:

سازند ول‌هزیر^۱ (پلیوسن): این سازند متشکل از گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک قبل از تشکیل کالدرای پلیستوسن با ضخامت حداقل ۲۰۰۰ متر می‌باشد. این واحدهای سنگی قدیمی‌ترین سنگ‌های ولکانیکی به نقشه در آمده در ناحیه هستند. گدازه‌ها بیشتر از سایر واحدهای سنگی تحت گسل‌خوردگی قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶). از لحاظ جنس، گدازه‌ها

¹ Valhazir Formation

حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سانیدین، هورنبلند، بیوتیت و اوژیت در زمینه‌ای غنی از پلاژیوکلاز، کانی‌های ریز مافیک و کانی‌های اوپک (مگنتیت) و شیشه می‌باشند. به طور جزئی تیتانیت و دانه‌های زیرکن به صورت نادر و مقادیر زیادی از دانه‌های آپاتیت نیز دیده می‌شوند. پیروکلاستیک‌ها شامل توف‌ها ریزدانه غنی از فلدسپات و قطعات کانی‌های مافیک می‌باشند. شدت دگرسانی کانی‌ها در حد متوسط به بالا می‌باشند، به گونه‌ای که تشخیص بافت اولیه و کانی‌ها خیلی مشکل می‌باشد.

سازند تواس^۱ (پلیستوسن آغازی): این سازند شامل گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی، تراکی داسیت تا تراکی آندزیت هم‌زمان با تشکیل کالدرای پلیستوسن می‌باشد. این واحدهای سنگی به عنوان حاشیه داخلی کالدرای نیز تفسیر می‌شوند. در بخش‌های شمالی و در جنوب غرب گنبد‌های ریولیتی و تراکی داسیتی قابل مشاهده هستند. در نزدیکی دره مویل گنبد کوچک داسیت دیده می‌شود. این گنبد توسط رسوبات سازند دیزو^۲، پوشیده شده و توسط بخش دگرسان یافته (توف‌های قبل کالدرای)، محصور می‌شوند. گنبد مویل که با زون مقاومت ویژه الکتریکی پایین دره مویل هم‌پوشانی دارد ممکن است به لحاظ منبع زمین‌گرایی دارای اهمیت باشد و به عنوان یک موقعیت زمین‌شناسی مطلوب در ارتباط با ساختار کالدرای معرفی می‌گردد. پلاژیوکلاز و درشت بلورهای بیوتیت و هورنبلند بدون اوژیت و کمی تیتانیت کانی‌هایی هستند که در بخش‌های شمال غربی ناحیه سبلان شناسایی شده‌اند (همراه با تراکی‌آندزیت‌های بخش شمالی منطقه). در تمامی داسیت‌ها و ریولیت‌های بخش جنوب غربی درشت بلورهای کوارتز متداول هستند.

سازند کسرا^۳: این سازند شامل گدازه‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی بعد از تشکیل کالدرای پلیستوسن می‌باشند. سنگ‌های مذکور قله‌های اصلی کوه‌های سبلان، سلطان و کسرا را در جنوب و شرق تشکیل

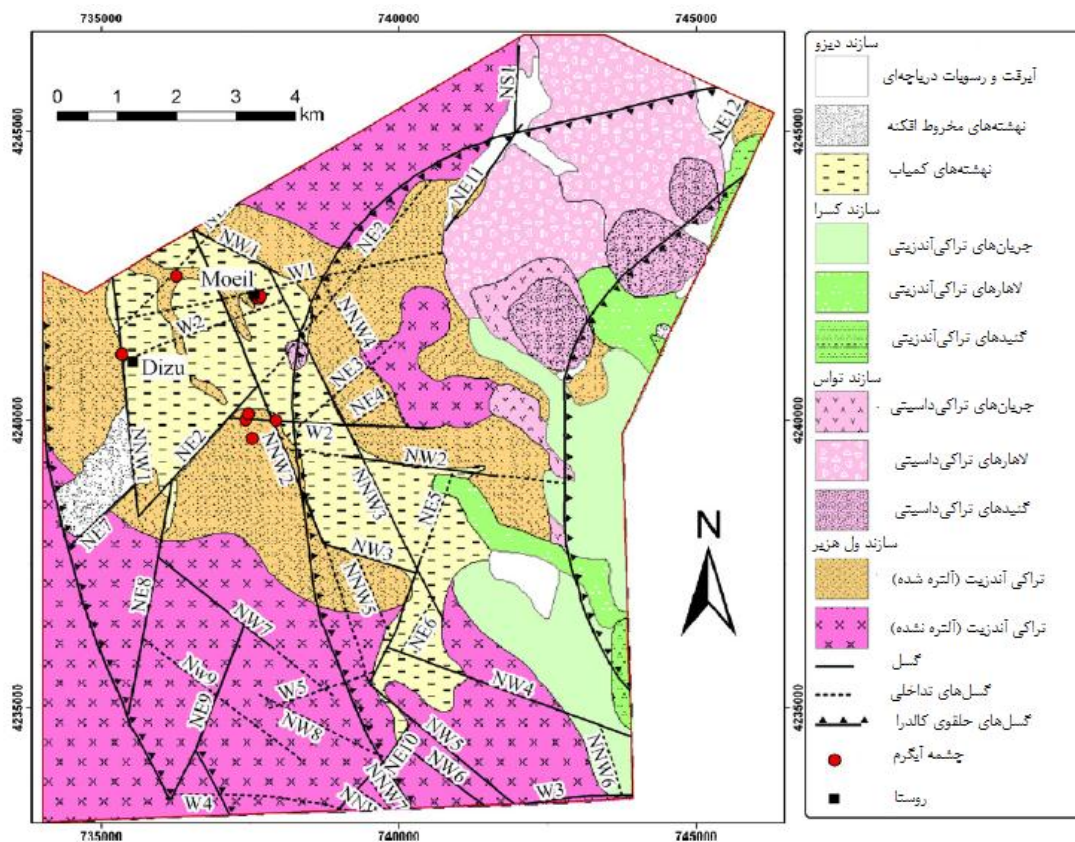
¹ Toas Formation

² Dizu Formation

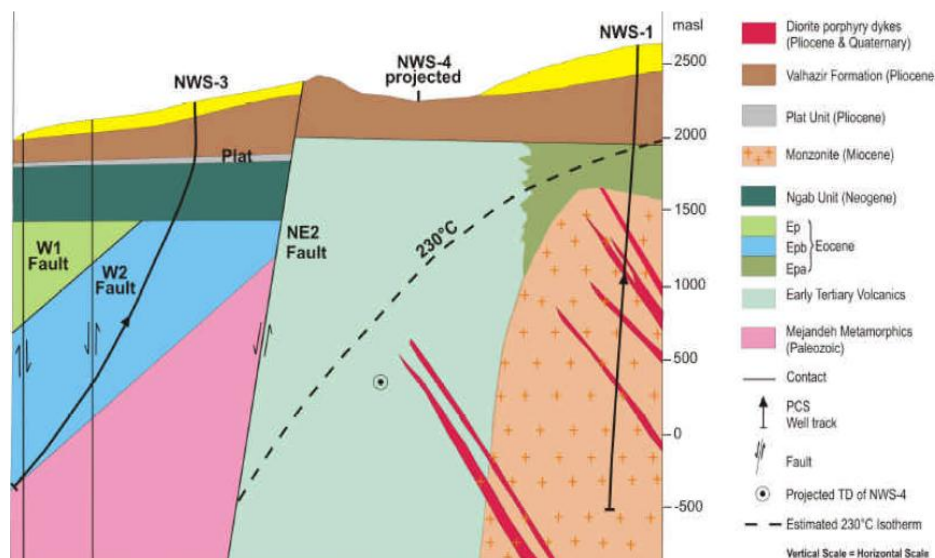
³ Kasra Formation

می‌دهند. سنگ‌های مذکور در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه سبلان قرار گرفته‌اند و حاصل بازشدگی مجدد محور مرکزی کالدرا (شمال - جنوب) می‌باشند (شکل ۲-۶). گدازه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی حاصل از این مرحله بر روی سنگ‌های آتشفشان ابتدایی کالدرا جریان یافته، اما روی ارتفاعات و تشکیلات هم‌زمان کالدرا را به‌طور محلی پوشانده‌اند. کانی‌های اصلی و سازنده این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، هورنبلند و درشت بلورهای اوژیت در خمیره‌ای از شیشه تشکیل می‌دهند.

سازند دیزو: این سازند شامل رسوبات عهدحاضر، مخروط افکنه و آبرفت، خاکسترها و خرده‌های گدازه‌ای کواترنری می‌باشند. در بخش‌هایی از منطقه، این سازند شامل رسوباتی می‌گردد که روی سنگ‌های آتشفشانی را به صورت قشر نازکی پوشانده است. خرده‌ها و رسوبات این سازند شامل بخش‌هایی از یک سری از سنگ‌های آتشفشانی ذکر شده قبلی می‌تواند باشد (واحد‌های آتشفشانی قبل، هم‌زمان و بعد از کالدرا). واحد سنگی مذکور در بالای دره مویل و بخش کوچکی از دره‌ای که در جنوب دیزو قرار گرفته مشاهده می‌گردند (شکل‌های ۲-۶ و ۲-۷).



شکل ۲-۶- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال غرب سبلان (Noorollahi et al., 2008)

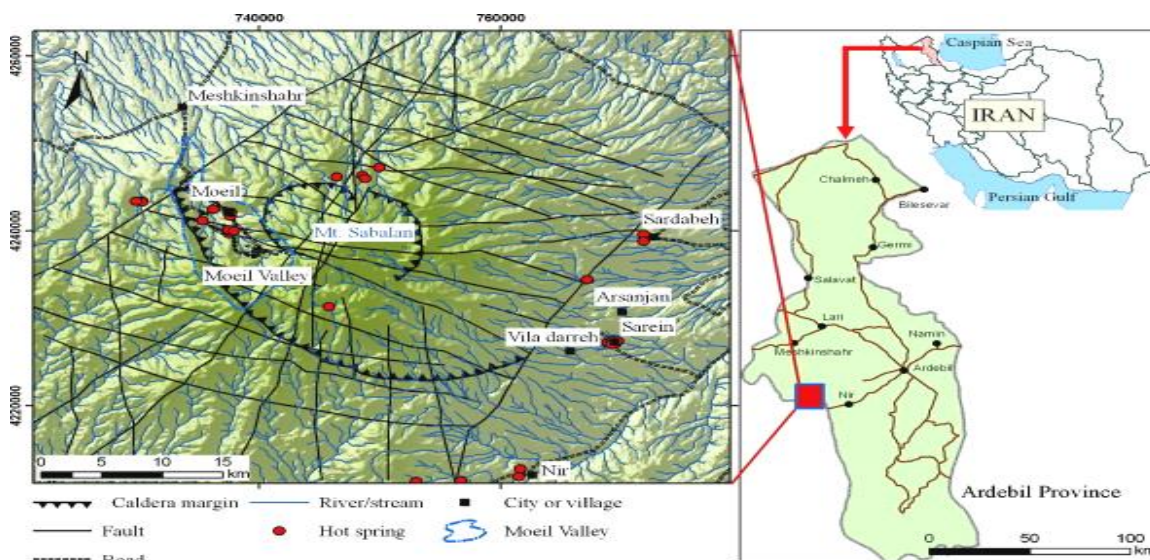


شکل ۲-۷- مقطع زمین‌شناسی شامل چاه‌های NWS-1 و NWS-3 (EGMNWSGP, 2005)

۲-۵- زمین شناسی ساختمانی

بر اساس اطلاعات به دست آمده از حلقه کالدرا، زمین شناسی ساختمانی (شکل ۲-۸) و همچنین نواحی دگرسانی هیدروترمالی که بر روی تصاویر SPOT قابل شناسایی بوده، وضعیت زمین شناسی ساختمانی منطقه به صورت زیر تفسیر شده است (Kingston Morrison, 1998):

دو گسل چپ گرد امتداد لغز با روند اصلی NE، کوه سبلان را در امتدادهای NW و SE محصور کرده اند. ساختار کالدرای مرکزی سبلان شامل گنبدهای ولکانیکی جوان بعد کالدرا از قبیل کوه کسرا، سبلان و سلطان می باشد. یک حلقه کالدرای خارجی بر روی تصاویر SPOT به قطر بزرگ ۱۴ کیلومتر و قطر کوچک ۱۲ کیلومتر که تقریباً مساحتی حدود ۱۳۲ کیلومتر مربع را می پوشاند، قابل شناسایی می باشد. ساختار حلقه داخلی به عنوان موقعیت گنبدهای تراکی داسیت تفسیر می شود و توپوگرافی پیوسته ای به سمت بخش های جنوبی منطقه جنوب غرب سبلان دارد.



شکل ۲-۸- موقعیت ساختارهای ثانویه کوه سبلان در شمال غرب ایران همراه با چشمه های آب گرم (Noorollahi et al., 2008)

تعدادی از خطواره‌های اصلی N-S با کالدرای مرکزی سبلان برخورد کرده و دره شمالی در ناحیه قوتورسوئی را تشکیل داده است.

یک سری از خطواره‌ها با امتداد WNW، زون گسل اصلی در امتداد بخش جنوبی کالدرای سبلان (از سرعین در جنوب شرق یال‌های کوه سبلان) تا دره مویل در شمال غرب را تشکیل می‌دهند. از نظر ارزش هیدروژئولوژیکی، خطواره‌های WNW که همراه با تراوش منابع زمین گرمایی سطحی در بعضی از ساختارها در دره مویل و سرعین هستند دارای اهمیت می‌باشند.

شرایط تکتونیک ناحیه‌ای به گونه‌ای بوده که حرکات نسبی صفحات در ناحیه کوه سبلان موید فشردگی یا تنش فشاری به سمت شمال شرق است. لذا ساختارهای با روند غرب-شمال غرب باید ناشی از این فشارها باشند.

اگر ساختارهای غرب-شمال غرب معرف گسل‌های راست گرد امتداد لغز باشند، ممکن است دره مویل بخشی از این حوضه لحاظ گردد.

۲-۶- دگرسانی و شواهد آن

آلتراسیون هیدروترمالی شامل تغییرات کانی‌شناسی است که در اثر واکنش بین سیال و سنگ ایجاد می‌شود. آلتراسیون‌ها اطلاعات مهمی را درباره موقعیت و اکتشاف منابع ژئوترمال در اختیار می‌گذارند. ساختارکانی‌های ثانویه در سیستم‌های ژئوترمال غالباً با شرایط فیزیکی-شیمیایی کنترل می‌شود. وجود فراوانی و پایداری کانیه‌ها در سیستم‌های آلتراسیونی به دما، فشار، سنگ‌شناسی، نفوذپذیری و ترکیب شیمیایی سیالات وابسته است.

بر اساس مطالعات انجام شده و تصاویر SPOT، منطقه دگرسانی وسیعی شناسایی شده است (Kingston Morrison, 1998). آلتراسیون‌های هیدروترمالی موجود در منطقه در سازند ول هزیر محبوس شده‌اند.

سنگ‌های ولکانیکی موجود در این واحد، در نقش کنترل کننده شدت آلتراسیون ظاهر می‌شوند. آلتراسیون‌های هیدروترمالی سطحی منطقه شمال غرب سبلان در لایه‌های پایینی سازند ول هزیر محدود شده‌اند. خلاصه‌ای از نتایج سنگ‌شناسی، کانی‌های اولیه و دگرسانی نمونه‌های برداشت شده از شمال غرب سبلان در جدول (۱-۲) آورده شده است. در جدول (۲-۲) نیز مخفف‌های استفاده شده در جدول (۱-۲) آورده شده است.

در سازند ول هزیر، گدازه‌های آندزیتی نفوذناپذیر به‌طور کلی دچار دگرسانی‌های ضعیف یا فاقد دگرسانی می‌باشند و صرفاً در نزدیکی شکستگی‌ها قویاً دچار دگرسانی گردیده است. توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک با نفوذپذیری بالا شدیداً دگرسان شده‌اند. دگرسانی‌های ایجاد شده در این سنگ‌ها ناشی از سیستم‌های هیدروترمالی درجه حرارت پایین می‌باشد.

کانی‌های ثانویه دگرسانی‌های ضعیف تراکی‌آندزیت‌ها شامل اسمکتیت، کائولینیت، کریستوبالیت و اوپک که به عنوان ترکیبات دگرسانی آرژیلیک هستند. اوپال و کریستوبالیت سایر اجزاء و کانی‌های ثانویه این دگرسانی می‌باشند. اجزاء قبلی (اسمکتیت، ...) به عنوان نشانه‌های دگرسانی محسوب می‌گردند که در چشمه آبگرم قینرگه گسترش یافته‌اند. این در حالی است که کانی‌های سری دوم و حاوی کوارتز ریزدانه ممکن است به عنوان کانی‌های مقاوم در برابر دگرسانی محسوب گردند. توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک حاوی مقادیری از کوارتز و کائولینیت به همراه مقادیر کمی از اوپک و آلونیت می‌باشند. نمونه‌های حاوی آلونیت به عنوان اجزاء دگرسانی آرژیلیک پیشرفته محسوب می‌شوند و احتمالاً در شرایط محلول‌های هیدروترمالی اسیدی به وجود می‌آیند. بخش‌هایی که فاقد آلونیت بوده دچار دگرسانی آرژیلیکی شده و احتمالاً تحت شرایط سرد، شوری پایین و سیالات خنثی تشکیل گردیده‌اند.

جدول ۱-۲- خلاصه‌ای از وضعیت سنگ شناسی، دگرسانی و کانی شناسی نمونه های برداشته شده از سازندها
(Kingston Morrison, 2001 a,b)

شماره نمونه ها	سنگ شناسی (و فازهای اولیه)	سازند	شدت دگرسانی	کانی های دگرسانی / ثانویه
سرزمین				
11120 17/10 9	تراکی آندزیت (Plag, Aug, Opq, Gl, Ksp, Q, Bt, Hb, Ap)	وال هزیر	ضعیف	{FeO}
11121 18/10 2	تراکی آندزیت (Plag, Ksp, Bt, Hb, Opq, Aug, {Ap})	تواس	ضعیف	Kal, Cris?, Opq, FeO
11122 18/10 9	ریولیت (Gls, Q, Ksp, Plag, Bt, Hb, Opq, Tt, {Ap, Zr})	تواس	تازه	
11123 19/10 3	تراکی داسیت (Gls, Plag, Ksp, Bt, Hb, Q, Opq, Tt, {Ap, Zr})	تواس	تازه	
11124 19/10 10	تراکی داسیت (Gls, Plag, Ksp, Bt, Hb, Q, Opq, Ap, Tt, { Zr})	تواس	تازه	
11125 21/10 2	تراکی آندزیت (Plag, Aug, Hb, Ksp, Opq)	وال هزیر	متوسط	Cris?, Hm, Opq, FeO
11126 21/10 3	توف [Fsp]	وال هزیر	شدید	Q, Ka, Opq, {Jar}
11127 21/10 3.1	برش هیدروترمالی [Fsp, Q]	وال هزیر	شدید	Op, Alu, Hm, Q, Ka?
			رگه ای از	{Alu}
11128 21/10 4	توف [Plag]	وال هزیر	شدید	Q, Hm, {Alu}
11129 21/10 5	توف (Ksp, [Fsp])	وال هزیر	بسیار شدید	Q, FeO, Ka
11130 21/10 6	توف [Fsp]	وال هزیر	شدید	Q, Rt, Jar
			رگه ای از	Q
11131 22/10 9	توف؟	وال هزیر	شدید	Q, Hm, Rt, Cc, Alu?
11132 23/10 1	توف حدواسط	وال هزیر	شدید	Q, Ka, Hm, FeO
11133 23/10 7	ولکانیک تراکیتی ([Plag, Ksp, Bt?, Hb?], {Zr})	وال هزیر	شدید	Ha, Q, Opq, Alu, {Jar}
			رگه ای از	{Q}
11135 24/10 7	سنگ ولکانیکی [Fsp]	وال هزیر	شدید	Q, Alu, Opq, FeO, Jar
			رگه ای از	{Q}
11137 24/10 15	سنگ ولکانیکی ([Fsp], {Zr})	وال هزیر	شدید	Cris, Opq, FeO, Alu
			رگه ای از	Alu, Cris, {Opq}
11140 Shb	ایگنمبریت تراکی آندزیتی جوش خورده (Gls, Plag, Ksp, Bt, Hb, Opq, Q, {Tt, Ap})	تواس	ضعیف	Cris, {Ka*, FeO}
11141 SSS	XRD فقط نتایج	کسرا	شدید	Gyp

جدول ۲-۲- معرفی مخفف‌های بکار رفته در جدول ۱-۲ (Kingston Morrison, 2001 a,b)

Alu	آلونیت	Ka	کائولینیت
Ap	آپاتیت	Ksp	فلدسپات پتاسیم
Aug	اوژیت	Op	اوپال
Bt	بیوتیت	Opq	ناشناخته
Carb	کربنات ناشناخته	Q	کوارتز
Cc	کلسیت	Rt	روتیل
Chal	کالسدوئن	Sm	اسمکتیت
Cris	کریستوبالیت	Trd	تریدمیت
FeO	اکسیدهای آهن	Tt	تیتانیت
Fsp	فلدسپات ناشناخته	Zr	زیرکن
Gls	شیشه	Zeol	ناشناخته
Gyp	ژیپس	Zoi	زوئیسیت
Hal	هالوژیت	*	فاز رسی
Hm	هماتیت	{ }	مقدار ناچیز
Hb	هورنبلند	[]	کامل
Jar	جاروسیت		

برخی از نمونه‌ها حاوی روتیل بسیار ریزدانه می‌باشند (نمونه‌های ۱۱۱۳۰ و ۱۱۱۳۱) که معرف درجه حرارت تشکیل 180°C بوده و بیان‌گر دگرسانی محدود می‌باشند. این در حالی است که برخی دیگر از نمونه‌ها به ترتیب حاوی اسمکتیت، کریستوبالیت، اوپال و بدون کوارتز هستند که این امر نشان دهنده دگرسانی آن‌ها بر اثر فعالیت جریان حرارتی در نزدیکی سطح است.

نمونه ۱۱۱۲۷ به عنوان برش‌های هیدروترمالی می‌باشد که شدیداً دگرسان شده است. این نمونه کاملاً اوپالین (خمیره برشی محصور شده با کوارتز، هماتیت و آلونیت) است.

غالب نمونه‌های توف و گدازه قبل از تشکیل کالدرای هوازده شده‌اند، که این امر بر اساس اکسیدهای آهن، هماتیت، جاروسیت و تریدیمیت تایید می‌گردد. نمونه ایگنمبریتی به هم جوش خورده ناحیه قوتور سویی

(نمونه ۱۱۱۳۷)، در حالت کلی به صورت تازه و غیردگرسان است ولی حاوی قطعات سنگی دگرسان شده (به کریستوبالیت و احتمالاً کائولینیت) نیز می‌باشد. این موضوع نشانگر آن است که دگرسانی موجود محدود به انفجار قبل تا همزمان با ایجاد کالدرا می‌باشد.

سولفور طبیعی فراوان در مجاورت چشمه قوتورسویی به همراه فعالیت فومرولی^۱ اخیر ضعیف مشاهده می‌شود.

هر دو سازند تواس و کسرا شامل سنگ‌های ولکانیکی غیردگرسان می‌باشند. ولی در برخی مواقع به‌طور ضعیف هوازده شده‌اند که این امر با گسترش ضعیف اکسیدهای آهن دانه‌ریز تایید می‌گردد. کلیه نمونه‌های این دو سازند به استثنا نمونه ۱۱۱۲۱ که از خاکستر همزمان با تشکیل کالدرا می‌باشد، شامل گدازه‌ها هستند. این بخش شامل مواد شدیداً رنگی است که این موضوع می‌تواند ناشی از دگرسانی هیدروترمالی باشد. این در حالی است که نمونه فوق دارای هالوویت، اوپک، اکسیدهای آهن و احتمالاً کریستوبالیت می‌باشد، که بیشتر ناشی از هوازدگی سنگ‌های مذکور است تا دگرسانی هیدروترمالی.

^۱Fumarole

فصل سوم: تئوری روش مگنتوتلوریک

۳-۱- مقدمه

روش مگنتوتلوریک (MT) یکی از روش‌های ژئوفیزیکی الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی می‌باشد که از اوایل سال ۱۹۵۰ در اکتشافات نفت، منابع معدنی و منابع ژئوترمال به کار گرفته شد. اساس این روش، اندازه‌گیری تغییرات میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین می‌باشد که مانند بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی الکتریکی و الکترومغناطیسی توزیع مقاومت ویژه زمین را نسبت به عمق مشخص می‌کند (Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991).

از مهم‌ترین مزایای این روش، توانایی اکتشاف آن از اعماق بسیار کم تا عمق‌های بسیار زیاد، بدون استفاده از چشمه‌های مصنوعی می‌باشد و همچنین این روش هیچ‌گونه آثار زیست محیطی در بر ندارد. از نقطه ضعف‌های عمده این روش، طبیعت آشفته امواج در فرکانس‌های بالا و ضعیف بودن امواج چشمه در فرکانس‌های حدود ۱ Hz و ۲ kHz می‌باشد. با بکارگیری روش مگنتوتلوریک با چشمه کنترل شده در محدوده فرکانس شنوایی^۱ (CSAMT) این مشکل حل می‌شود. در این روش از یک چشمه مصنوعی استفاده می‌شود که در نقطه‌ای دور از محل برداشت جهت تولید امواج در گستره فرکانس شنوایی استفاده می‌شود. نقطه ضعف دیگر روش MT مشکل جمع‌آوری داده در مناطق حاوی نویزهای الکتریکی می‌باشد، به منظور برطرف کردن این مشکل از روش^۲ RRMT استفاده می‌شود که در این روش از ایستگاه‌های مبنا جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان‌ها استفاده می‌شود (Moradzadeh, 1998).

امواج مگنتوتلوریک طیف وسیعی از فرکانس‌ها را در بر می‌گیرد که از گستره فرکانسی ۰/۰۰۱ Hz تا ۱۰۰۰۰ Hz جهت کارهای اکتشافی استفاده می‌گردد. از فرکانس‌های بالا یا فرکانس‌های شنوایی

^۱ Controlled Source Audio Magnetotelluric (CSAMT)

^۲ Remote Reference Magnetotelluric

مگنتوتلوریک (AMT)^۱ برای اکتشاف آب‌های زیرزمینی و نهشته‌های فلزی پایه استفاده می‌گردد. البته کاربرد اصلی روش MT در اکتشاف نفت است به ویژه در مناطقی که روش لرزه‌ای انعکاسی به دلیل توپوگرافی شدید، خیلی گران می‌باشد و یا به دلیل حضور روباره‌های بازالتی یا سایر ولکانیک‌ها، دچار مشکل می‌شود.

هدف ابتدایی در اکتشاف منابع ژئوترمال به نقشه در آوردن دما و گرما می‌باشد پس اگر دمای قابل ملاحظه‌ای در اعماق زیاد وجود داشته باشد، محققین منابع زمین گرمایی باید قادر باشند تا ترکیب سنگ شناسی و شرایط رئولوژیکی را در مناطقی که سیال جریان می‌یابد مشخص کنند.

یک سیستم هیدروترمال از سه بخش اصلی تشکیل شده است:

الف) منبع حرارتی که غالباً اتاقک ماگمایی یا توده نفوذی می‌باشد. ب) مخزن: حجمی از سنگ‌های نفوذپذیر گرم می‌باشد که سیال‌های موجود در چرخه، حرارت را از آن استخراج می‌کنند. مخزن معمولاً توسط یک سنگ غیر قابل نفوذ پوشانده شده است. ج) سیال یا مایع که وسیله انتقال حرارت می‌باشد.

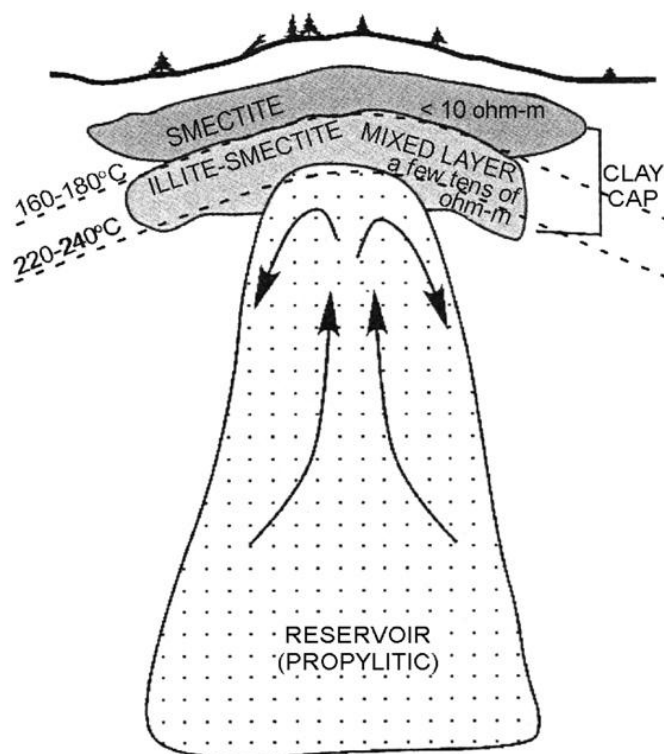
در اکتشاف منابع زمین گرمایی باید موقعیت‌های مختلف منابع تشخیص داده شود. تفاوت‌های اساسی بین سیستم‌های هیدروترمال و طبقه بندی منابع زمین گرمایی براساس نرخ دگرسانی سنگ‌ها می‌باشد.

مقاومت ویژه در نواحی هیدروترمالی با حضور آلتراسیون‌های هیدروترمالی که از کانی‌های رسی تولید شده است کنترل می‌شود. دما کنترل کننده اصلی کانی شناسی رس‌ها است. در بخش‌های کم عمق زمین، کانی‌های رسی مانند اسمکتیت و زئولیت وجود دارند که در دمای بالای ۷۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. در دماهای بالاتر کلریت (بیشتر در سنگ‌های بازالتی) و یا ایلیت (کانی رسی با هدایت کمتر در سنگ‌های اسیدی) ممکن است ظاهر شود. نسبت کلریت و یا ایلیت با دما (مخصوصاً در دمای

¹ Audio Magnetotelluric

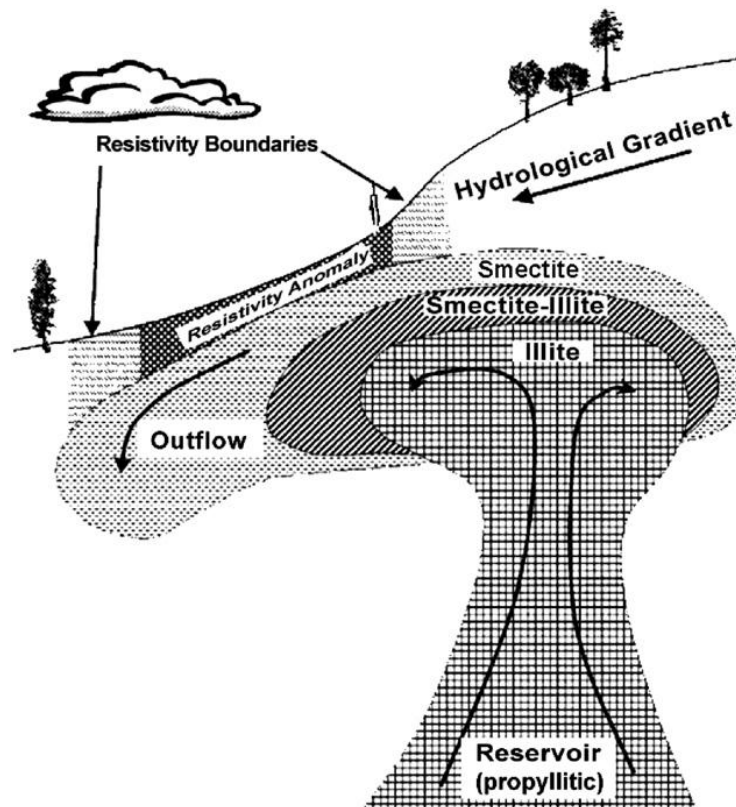
بالای ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد) افزایش می‌یابد. در دمای ۲۲۰-۲۴۰ درجه ژئولیت‌ها و اسمکتیت‌ها ناپدید می‌شوند و کلریت یا ایلیت خالص ظاهر می‌شود در دمای بالاتر از ۲۴۰ درجه سانتی‌گراد کانی‌هایی از جمله سریسیت و اپیدوت در آلتراسیون‌های پروپلیتیکی رخ می‌دهند (Yang et al., 2001; Suharno et al., 2000).

در ادامه دو نوع مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی رایج در دنیا ارائه خواهد شد. در نواحی زمین‌گرمایی، جاییکه نفوذ پذیری بالا و آلتراسیون فراگیر است مدل مفهومی از مخزن منبع زمین‌گرمایی که در شکل (۱-۳) نشان داده شده است رایج است. این نوع مخازن در کشورهای ایسلند، نیوزیلند، السالوادر، جیبوتی، اندونزی و ژاپن یافت شده‌اند (Arnason et al., 1986, 2000; Oskooi et al., 2005).



شکل ۱-۳- مدل مفهومی مقاومت ویژه از سیستم ژئوترمال (Oskooi et al., 2005)

در این مدل، کمترین مقاومت با یک پوشش رسی که در بالای مخزن زمین گرمایی قرار دارد منطبق است در حالی که مقاومت ویژه خود مخزن ممکن است خیلی بالاتر باشد. اما اگر توپوگرافی بسیار شدید باشد و گرادیان هیدرولوژیکی در زیر سطح زمین قابل توجه باشد ساختار-های فوقانی سیستم زمین گرمایی بسیار پیچیده می‌شود (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳- سیستم ژئوترمال در یک زمین شیب‌دار (Anderson et al., 2000)

لایه رسی هادی مانند اسمکتیت ممکن است که در بالای زون بالا رونده در عمق زیاد و در نواحی خروجی سیال سرد بسیار نزدیک به سطح باشد. در این موارد، آنومالی مقاومت ویژه در سطح در مرکز مخزن ژئوترمال قرار ندارد (Anderson et al., 2000).

به دلیل حساسیت بالای روش MT به آنومالی‌های هادی، این روش جهت اکتشاف منابع ژئوترمال بسیار مناسب می‌باشد، زیرا حضور سیستم ژئوترمال در منطقه باعث بالا رفتن درجه حرارت و در نتیجه افزایش تحرک یون‌ها می‌شود که این امر باعث افزایش هدایت الکتریکی می‌گردد (رحیمی، ۱۳۸۱؛ Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991).

اقدامات اولیه در توسعه روش MT به طور جداگانه در روسیه توسط تیخونوف^۱ و در فرانسه توسط کانپارد^۲ صورت گرفت. این افراد همچنین طبیعت تخت امواج MT و توانایی آن‌ها را در نفوذ به اعماق زیاد دریافتند. منشاء امواج MT ناشی از فعالیت‌های خورشیدی، آذرخش‌ها، شفق‌های قطبی، حرکت‌های نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدان‌های ناشی از گردباهای بزرگ، می‌باشد (Telford et al., 1990; Dobrin & Savit, 1988).

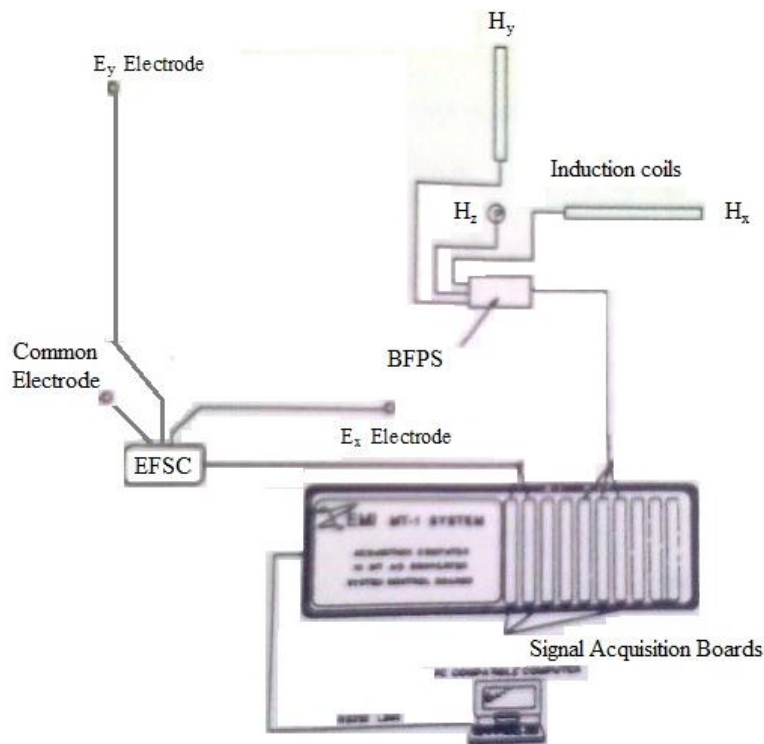
امواج ایجاد شده تقریباً بدون تضعیف، پوسته نارسانای هوا را طی کرده و به سطح زمین برخورد می‌کنند، بخش زیادی از میدان‌های تابشی در سطح زمین بازتاب می‌شوند و تنها بخش کوچکی از آن به صورت امواج تخت به داخل زمین نفوذ می‌کنند (Vozoff, 1991). و در داخل زمین و محیط‌های رسانا باعث تولید جریان‌های الکتریکی می‌گردند که این جریان‌ها به نوبه خود باعث بوجود آمدن میدان‌های مغناطیسی القایی (ثانویه) می‌شوند.

امروزه برای اندازه‌گیری تغییرات میدان‌های مغناطیسی بجای مگنتومتر از یک سری کوپل‌های بسیار حساس و یک جفت الکتروود جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان الکتریکی در جهات X و Y استفاده می‌شود. البته برای کسب اطلاعات بیشتر می‌توان از یک کوپل اضافی در جهت Z برای اندازه‌گیری میدان مغناطیسی قائم نیز استفاده نمود.

¹ Tikhonov

² Cagniard

مجموعه این الکترودها و کویل‌ها به یک‌سری تقویت‌کننده‌ها و فیلترها و در نهایت به دستگاه چند کاناله دیجیتال قابل اتصال به کامپوتر جهت ثبت و اندازه‌گیری داده‌های خام سری زمانی وصل می‌شوند. شکل (۳-۳) شمایی از نحوه اندازه‌گیری داده‌های MT را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۳- سیستم اندازه‌گیری مولفه‌های میدان مغناطیسی و الکتریکی (Moradzadeh, 1998)

لازم به ذکر است که تغییرات هر یک از مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی (بسته به بازه فرکانسی مورد نظر برداشت) به صورت چندین قطعه (segment) سری زمانی در هر یک از باندهای فرکانسی ثبت می‌شوند و سپس به کمک نرم افزارهای مربوط و انجام یک‌سری عملیات ریاضی پیچیده مقدار این میدان‌ها در چندین فرکانس محاسبه می‌گردند.

در بسیاری از سیستم‌های امروزی، پردازش در همان زمان برداشت صورت می‌گیرد، در یک ایستگاه مولفه‌های میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی ثبت می‌شوند، نسبت این میدان‌ها کمیتی از نوع امپدانس

الکتریکی است. با تعیین امپدانس $Z_{\alpha\beta} = \frac{E_{\alpha}}{H_{\beta}}$ در یک سری از فرکانس‌ها می‌توان یک طیف فرکانسی برای امپدانس به دست آورد. در فرکانس‌های نسبتاً زیاد به علت اثر عمق پوسته، امپدانس تنها اطلاعاتی از لایه‌های سطحی می‌دهد و در فرکانس‌های پایین، این اطلاعات ناشی از لایه‌های عمقی می‌باشد، بنابراین مشاهده می‌شود که روش MT در یک ایستگاه به صورت یک سونداژ عمقی الکتریکی عمل می‌کند (Kaufman and Keller, 1981). در مرحله بعد، امپدانس‌های محاسبه شده به صورت مقاومت ویژه بر حسب عمق تفسیر می‌شود. مرحله پایانی استفاده از روش‌های مدل‌سازی جهت تعیین ساختار زیر سطحی می‌باشد (نقی زاده، ۱۳۸۲; Vozoff, 1991; Dobrin and Savit, 1988; Telford et al., 1990).

۳-۲- منشاء امواج مگنتوتلوریک

چشمه امواج MT از به وجود آمدن هر گونه آشفتگی طبیعی در میدان مغناطیسی زمین ایجاد می‌شود. طیف‌های فرکانسی که در کارهای اکتشافی مورد استفاده قرار می‌گیرد، دو منبع مهم دارد: یکی اتمسفر و دیگری مگنتوسفر (Telford et al., 1990; Vozoff, 1991).

علت اصلی ایجاد امواج دارای فرکانس بالای ۱Hz، طوفان‌های الکتریکی می‌باشد که در اتمسفر رخ می‌دهد و امواج زیر ۱Hz اغلب به واسطه سیستم‌های جریانی در مگنتوسفر است که از فعالیت‌های خورشیدی ناشی می‌شود. مگنتوسفر ناحیه‌ای در اطراف زمین است که شامل یونوسفر و اتمسفر می‌باشد (Rostoker, 1979). این ناحیه محتوی گاز به ویژه اکسیژن و نیتروژن می‌باشد، این گازها در اثر تابش اشعه فرابنفش و سایر تشعشعات خورشیدی یونیزه می‌شوند و باعث ایجاد جریان‌های یونوسفری متغیر با زمان می‌شود که متعاقباً منجر به ایجاد میدان الکترومغناطیسی متغیر با زمان می‌گردد. انرژی این میدان با تغییرات روزانه یونوسفری تغییر می‌کند و همچنین بستگی به بزرگی زبانه‌های خورشیدی دارد (Vozoff, 1991).

منشاء امواج MT در فرکانس‌های بالای ۱Hz، فعالیت آذرخشی الکتریکی جهانی^۱ می‌باشد. امواج ایجاد شده اسفریک^۲ نامیده می‌شود. بیشتر اسفریک‌ها در بعد از ظهرهای تابستانی رخ می‌دهند و با دور شدن از محل وقوع میرا می‌شوند (Dobrin and Savit, 1988; Telford et al., 1990; Vozoff, 1991).

۳-۳- بررسی اصول ریاضی و فیزیک حاکم بر امواج مگنتوتلوریک

بررسی هر پدیده مرتبط با میدان‌های الکترومغناطیسی نیازمند آگاهی از معادلات فراگیر ماکسول در الکترومغناطیس می‌باشد. پس طبیعی است که اساس محاسبات روش مگنتوتلوریک چه در حالت زمین ساده و چه در حالت زمین پیچیده معادلات ماکسول باشند. در ادامه شرح مختصری از معادلات ماکسول، اصول و اساس تئوری مگنتوتلوریک آورده می‌شود.

۳-۳-۱- تئوری الکترومغناطیس

قوانین مربوط به الکتریسیته و مغناطیس توسط ماکسول به صورت چهار معادله زیر مطرح شد.

$$\nabla \times \bar{E} = -\mu \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} \quad \text{قانون فارادی} \quad (۱-۳)$$

$$\nabla \times \bar{H} = \bar{J} + \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} \quad \text{قانون آمپر} \quad (۲-۳)$$

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad \text{عدم وجود تک قطبی مغناطیسی} \quad (۳-۳)$$

$$\nabla \cdot \bar{D} = \rho \quad \text{قانون کولومب} \quad (۴-۳)$$

¹ World wild Electric Thunderstorms Activity

² Spheric

که در معادلات بالا $\bar{E}\left[\frac{V}{m}\right]$ میدان الکتریکی، $\bar{B}\left[\frac{Vs}{m^2}\right]$ القا مغناطیسی، $\bar{H}\left[\frac{A}{m}\right]$ میدان مغناطیسی، $\bar{J}\left[\frac{A}{m^2}\right]$ چگالی جریان الکتریکی، $\bar{D}\left[\frac{As}{m^2}\right]$ جریان جابجایی، $\rho\left[\frac{As}{m^3}\right]$ چگالی حجمی بار و t زمان می‌باشند (Telford et al., 1990).

در مناطق دارای هدایت معین به هنگام عبور جریان، بار چندانی ذخیره نمی‌شود (به جز در رساناهای الکترولیتی) بنابراین در این مناطق رابطه (۳-۴) به این صورت در می‌آید:

$$\nabla \cdot D = 0$$

در روش MT مولفه‌های میدان الکتریکی یعنی مولفه‌های موازی سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود بنابراین هیچ بار سطحی در مرز هوا و زمین ظاهر نخواهد شد پس چگالی جریان ثابت می‌ماند. همچنین معادله پیوستگی و معادلات مربوط به یک محیط خطی که در بررسی نحوه انتشار امواج MT به کار می‌رود به شرح ذیل می‌باشد.

$$\nabla \times \bar{J} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad \text{معادله پیوستگی} \quad (۳-۵)$$

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \quad \text{قانون اهم} \quad (۳-۶)$$

$$\bar{D} = \epsilon \bar{E} \quad (۳-۷)$$

$$\bar{B} = \mu \bar{H} \quad (۳-۸)$$

در معادلات فوق $\sigma\left[\frac{S}{m}\right]$ هدایت الکتریکی یا رسانندگی، $\epsilon\left[\frac{F}{m}\right]$ گذردهی الکتریکی و $\mu\left[\frac{Tm}{A}\right]$

نفوذپذیری مغناطیسی می‌باشد (Moradzadeh, 1998; Telford et al., 1990).

با گرفتن کرل از دو معادله اول ماکسول و با استفاده از روابط فوق و با توجه به اینکه $\nabla \cdot D = 0$ و $\nabla \cdot H = 0$ چنانچه تغییرات زمانی میدان‌ها را هارمونیک $e^{i\omega t}$ در نظر بگیریم این معادلات به صورت زیر در می‌آیند.

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} + (\mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega) \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} = 0 \quad (9-3)$$

و یا

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} + k^2 \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} = 0 \quad (10-3)$$

$$k^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \quad (11-3)$$

رابطه (10-3) معادله هلمهولتز می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌شود خصوصیات سنگ و فرکانس در عدد موج (k) خلاصه می‌شود، بخش اول رابطه (11-3) مربوط به جریان‌های جابجایی و بخش دوم مربوط به جریان‌های رسانش می‌باشد.

برای هوا $\sigma = 0$ ، $\epsilon = \epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \left(\frac{F}{m} \right)$ ، $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \left(\frac{Tm}{A} \right)$ است که ϵ_0 گذردمی

الکتریکی خلاء و μ_0 نفوذپذیری مغناطیسی خلاء می‌باشد، بنابراین فاکتور $\mu\epsilon\omega^2$ در معادله (11-3) از مرتبه 5×10^{-9} است که دلیلی بر عدم تضعیف امواج در هوا می‌باشد (Telford et al., 1990). در سنگ‌ها

معمولاً $\epsilon \approx 10\epsilon_0 \approx 9 \times 10^{-11} \left(\frac{F}{m} \right)$ ، $\mu \approx \mu_0 \approx 1.3 \times 10^{-6} \left(\frac{Tm}{A} \right)$ می‌باشد، با توجه به فرکانس‌های مورد

استفاده در روش MT که معمولاً کمتر از 3KHz می‌باشد از این رو مولفه جریان جابجایی قابل اغماض بوده و معادله هلمهولتز برای سنگ‌هایی با رسانندگی پایین و همچنین برای هوا به معادله لاپلاس تبدیل می‌شود.

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} = 0 \quad (12-3)$$

همچنین برای یک رسانای خوب، بخش حقیقی مولفه جریان جابجایی معادله (۹-۳) حذف و تنها بخش موهومی آن باقی می ماند و معادله هلمهولتز تبدیل به معادله پخش^۱ می شود.

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} - i\mu\omega\sigma \begin{bmatrix} \bar{E} \\ \bar{H} \end{bmatrix} = 0 \quad (13-3)$$

در هر دو مورد فوق مشاهده می شود که فاکتور مربوط به جریان های جابجایی با توجه به گستره فرکانسی مورد نظر در روش MT قابل صرفه نظر کردن می باشند (Telford et al., 1990).

حل معادله (۱۳-۳) بسیار مشکل می باشد مگر آن که موج را قطبیده تخت در نظر بگیریم. تخت بودن امواج در گستره فرکانسی مورد نظر MT که بیشتر از 10^{-3} Hz می باشد توسط دانشمندان بسیاری بررسی و مورد تایید قرار گرفته است (Dobrin and Savit, 1988).

چنانچه میدان الکترومغناطیسی تختی را در نظر بگیریم که در آن موج در جهت Z منتشر شود، صفحه xy صفحه قطبش باشد و مولفه های میدان ها را به صورت زیر فرض کنیم.

$$H = H_y(z, t)$$

$$E = E_x(z, t)$$

جواب معادله (۱۳-۳) به این صورت خواهد بود:

$$A = A_0 e^{-i(kz - \omega t)} = A_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \alpha z)} \quad (14-3)$$

¹ Diffusion

$$\alpha = \left(\frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{1/2}, k = (1-i)\alpha$$

A_0 بزرگی میدان‌های E و H در سطح زمین می‌باشد. از نظر فیزیکی تنها بخش حقیقی جواب معادله مورد نظر ماست بنابراین:

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (15-3)$$

ملاحظه می‌شود که دامنه میدان‌های E و H به طور نمایی نسبت به عمق کاهش می‌یابد و علاوه بر آن میدان‌ها نسبت به زمان و عمق تغییرات سینوسی همراه با تغییر فاز دارند (Moradzadeh, 1998). برای چنین موج تخت قطبیده شده در صفحه xy که در جهت z در داخل زمین منتشر می‌شود با در نظر گرفتن معادلات (۲-۳)، (۶-۳)، (۷-۳) و (۱۵-۳) روابط زیر را می‌توان به دست آورد (Moradzadeh, 1998).

$$H_y = H_{y_0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (16-3)$$

که در آن H_{y_0} اندازه H_y در سطح زمین است.

$$E_x = \frac{1}{\sigma} \left(-\frac{\partial H_y}{\partial z} \right) = \sqrt{2} \left(\alpha / \sigma \right) H_{y_0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z + 45^\circ) \quad (17-3)$$

با تقسیم رابطه (۱۶-۳) بر (۱۷-۳) رابطه زیر را خواهیم داشت:

$$E_x / H_y = \sqrt{2} \left(\alpha / \sigma \right) e^{\frac{i\pi}{4}} = i\omega\mu / k \quad (18-3)$$

$$Z = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = (\omega\mu\rho)^{1/2} e^{\frac{i\pi}{4}} \quad (19-3)$$

$$\rho = 1/\omega\mu |Z|^2 \quad (20-3)$$

در روابط فوق Z امپدانس موج برای یک زمین همگن با مقاومت ویژه ρ نامیده می‌شود.

با استفاده از واحدهایی که در عمل برای اندازه‌گیری میدان‌های الکتریکی $E \left(\frac{mV}{km} \right)$ و میدان‌های

مغناطیسی H ($gamma = nT$) استفاده می‌شود و همچنین با قرار دادن $\omega = 2\pi/T$ (T پریود بر حسب

ثانیه) و $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ رابطه (۳-۲۰) به صورت زیر خلاصه می‌شود:

$$\rho = 0.2T|Z|^2 \quad (\text{اهم-متر}) \quad (۳-۲۱)$$

که مقاومت ویژه حقیقی یک زمین همگن ایزوتروپ را می‌دهد. همچنین رابطه (۳-۱۹) نشان می‌دهد که

در چنین شرایطی فاز امپدانس ۴۵ درجه است و این بدین معنی است که E_x نسبت به H_y به اندازه ۴۵ درجه جلو افتادگی فاز دارد.

۳-۲-۳- عمق پوسته^۱

برای بیان میزان نفوذ امواج الکترومغناطیسی به داخل زمین، فاکتوری به نام عمق پوسته تعریف می‌شود.

در یک زمین همگن، عمق پوسته عمقی است که دامنه موج به $1/e$ مقدارش در سطح زمین کاهش

می‌یابد. برای به دست آوردن این فاکتور، فرض می‌شود که میدان الکتریکی فقط در راستای x و میدان

مغناطیسی در راستای y مولفه داشته باشند. با فرض موج هارمونیک عبارات زیر برای میدان‌ها به دست

می‌آید:

$$\tilde{E}_x = E_x e^{-i\omega t} \quad (۳-۲۲)$$

$$\tilde{H}_y = H_y e^{-i\omega t} \quad (۳-۲۳)$$

¹ Skin depth

در اینجا $\tilde{E}_x$ و $\tilde{E}_y$ دامنه‌های مختلط می‌باشند. حال اگر دامنه میدان الکتریکی در سطح زمین $E_x(0)$ و میدان مغناطیسی $H_y(0)$ در نظر گرفته شود. در اعماق مختلف میدان‌ها توسط رابطه زیر محاسبه می‌شوند:

$$E_x = E_x(0)e^{ikz} \quad (24-3)$$

$$H_y = H_y(0)e^{ikz} \quad (25-3)$$

$k = (i\omega\mu\sigma)^{1/2}$ فاکتور پخش^۱ می‌باشد که در حالت $\sigma \gg \omega\epsilon$ به دست می‌آید. فاکتور پخش، عمق نفوذ مختلط میدان الکترومغناطیس را نشان می‌دهد.

جهت به دست آوردن دامنه حقیقی (Re) میدان‌ها در اعماق مختلف که با زمان نوسان می‌کنند از روابط زیر بایستی استفاده کرد:

$$E_x = \text{Re}(Ae^{ikz}e^{i\omega t}) \quad (26-3)$$

$$H_y = \text{Re}\left(\frac{k}{\omega\mu}Ae^{ikz}e^{i\omega t}\right) \quad (27-3)$$

A یک ثابت است و بر این اساس نوشته شده که در یک زمین همگن نسبت میدان‌های الکتریکی در

سطح زمین برابر $\frac{\omega\mu}{k}$ می‌باشد. سپس تساوی زیر تعریف می‌شود:

$$k = \frac{1+i}{\delta} = (i\omega\mu\sigma)^{1/2} \quad (28-3)$$

δ عمق پوسته نامیده می‌شود. پس از ساده سازی به صورت زیر در می‌آید:

¹ Diffusion factor

$$\delta = \left(\frac{2}{\sigma \omega \mu} \right)^{1/2} = 503 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{1/2} \quad (29-3)$$

اگر در روابط (24-3) و (25-3) به جای k معادل آن بر حسب δ از رابطه (28-3) قرار داده شود معادلات زیر به دست می‌آید:

$$E_x = E_x(0) e^{-z/\delta} e^{iz/\delta} \quad (30-3)$$

$$H_y = H_y(0) e^{-z/\delta} e^{iz/\delta} \quad (31-3)$$

بدین ترتیب مشاهده می‌شود که در عمق δ دامنه میدان‌ها به اندازه $1/e$ کاهش می‌یابد. به همین علت δ را عمق پوسته می‌نامند. همچنین عبارت $e^{iz/\delta}$ یک تغییر فاز را با عمق نشان می‌دهد. هرگاه $z = 2\pi\delta$ شود فاز مولفه‌های میدان به اندازه 2π تغییر می‌کند. به همین دلیل عمق $2\pi\delta$ را طول موج می‌نامند (Kaufman and Keller, 1981).

۳-۴- ساختارهای یک بعدی

ساختارهای یک بعدی شامل چند لایه همگن افقی می‌باشد که مقاومت ویژه در آن‌ها تنها با عمق تغییر می‌کند. برای چنین ساختاری تغییرات افقی میدان‌ها صفر است. در ساختارهای یک بعدی امیدانس مستقل از جهت اندازه‌گیری می‌باشد.

واضح است که در زمین یک بعدی $\rho_{xy} = \rho_{yx} = \rho_a$ و $|\varphi_{yx} - \varphi_{xy}| = 180^\circ$ که ρ_a مقاومت ویژه ظاهری و تابع فرکانس می‌باشد (Moradzadeh, 1998).

۳-۵- استفاده از سر منحنی‌ها جهت تعیین پارامترهای مدل یک بعدی

برای تفسیر منحنی‌های سونداژ MT روش‌های مختلفی وجود دارد که می‌توان از آنها به روش استفاده از مجانب‌ها، معکوس سازی^۱ و تطبیق منحنی‌ها اشاره کرد. یکی از ساده‌ترین روش‌ها استفاده از سر منحنی‌ها و تطبیق منحنی‌های صحرایی با سر منحنی‌ها می‌باشد. تطبیق سر منحنی‌ها به دو روش تطبیق کامل منحنی و روش تطبیق جزئی منحنی صورت می‌گیرد.

در سونداژ MT سر منحنی‌ها برای مدل دو لایه‌ای و سه لایه‌ای فراهم شده است. روش استفاده از آن شبیه به استفاده از سر منحنی‌ها در تفسیر مقاومت ویژه جریان‌های مستقیم است.

سر منحنی‌های مقاومت ویژه در مقیاس لگاریتمی مضاعف ترسیم می‌شوند که محور قائم مقادیر ρ_a و محور افقی، ریشه دوم دوره تناوب ($\sqrt{T}$) و یا فرکانس می‌باشد.

جهت استفاده از سر منحنی‌های دو لایه لازم است که داده‌های صحرایی به صورت ρ_a بر حسب ($\sqrt{T}$) و یا فرکانس و در مقیاس لگاریتمی مضاعف رسم شوند. سپس منحنی صحرایی با سر منحنی‌ها تطبیق داده

می‌شود، طوری که محورهای افقی و قائم آنها موازی باشند. بعد از تطبیق، نسبت $\frac{\rho_2}{\rho_1}$ را به دست

می‌آوریم سپس مبداء مختصات سر منحنی را که نقطه ($\rho_0, \sqrt{T}$) می‌باشد بر روی منحنی صحرایی

مشخص می‌کنیم که $\rho_0 = \rho_1$ می‌باشد سپس با استفاده از $\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$ ، که μ نسبت مقاومت ویژه دو لایه

می‌باشد مقدار ρ_2 را محاسبه می‌کنیم. ضخامت لایه اول (h_1) نیز از رابطه زیر به دست می‌آید

(Kaufman and Keller, 1981):

$$h_1 = \frac{(10^7 \rho_0 T_0)^{1/2}}{8} \quad (3-32)$$

¹ Inversion

پارامترهای زمین سه لایه‌ای شامل ρ_1 ، ρ_2 ، ρ_3 ، h_1 و h_2 می‌باشد. مقاومت ویژه لایه‌ها نسبت به هم می‌تواند با چهار وضعیت مشخص شود. این وضعیت کاملاً شبیه به سر منحنی‌های سه لایه‌ای در روش مقاومت ویژه جریان‌های مستقیم است.

$$A: \rho_1 < \rho_2 < \rho_3$$

$$H: \rho_1 > \rho_2 < \rho_3$$

$$K: \rho_1 < \rho_2 > \rho_3$$

$$Q: \rho_1 > \rho_2 > \rho_3$$

نتایج سر منحنی‌های سه لایه‌ای قابل اعتماد نیست. از سر منحنی‌ها و نتایج آن معمولاً جهت تخمین مدل اولیه آزمون در مدل‌سازی معکوس استفاده می‌شود (Kaufman and Keller, 1981). امروزه کاربرد این روش در تفسیر داده‌های سونداژ MT ابدأ رایج نمی‌باشد چرا که باید تطبیق منحنی‌ها هم برای داده‌های مقاومت ویژه و فاز صورت گیرد و نتایج در مواردی که زمین بیش از سه لایه باشد از دقت کمی برخوردار بوده و علاوه بر آن بسیار وقت‌گیر و طاقت فرسا خواهد بود. به جای آن امروزه از روش‌های مدل‌سازی عددی پیشرو (Forward) و یا غالباً از مدل‌سازی معکوس (Inversion) به روش هموار و یا پارامتری استفاده می‌شود.

۳-۶- تبدیل عمق بوستیک^۱

به منظور دستیابی تخمینی از مقاومت ویژه به صورت تابعی از عمق، بوستیک (Bostick, 1977) روشی را ارائه کرد که به دلیل وارونه سازی سریع امپدانس، دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشد. در یک فرکانس معین عمق را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد (Dobrin & Savit, 1988).

¹ Bostick

$$z = \sqrt{\frac{\rho_a(\omega)}{\omega\mu}} \quad (33-3)$$

همچنین رابطه زیر، تقریبی از مقاومت ویژه واقعی را بر حسب عمق مشخص می‌کند.

$$\rho(z) = \rho_a(\omega) \frac{1-C}{1+C} \quad (34-3)$$

$$C = \frac{d(\log \rho_a)}{d(\log \omega)}$$

C شیب منحنی مقاومت ویژه ظاهری در مقیاس لگاریتمی مقاومت ویژه بر حسب فرکانس را نشان می‌دهد. و یا اینکه با استفاده از مقاومت ویژه و فاز ظاهری اندازه‌گیری شده در هر فرکانس، تقریب مقاومت ویژه واقعی در عمق مورد نظر ($\rho(z)$) بدون محاسبه C به صورت زیر داده می‌شود (Goldberg & Rotstein, 1982; Jones, 1983):

$$\rho_z = \rho_a(\omega) \left(\frac{\pi}{2\phi(\omega)} - 1 \right) \quad (35-3)$$

۳-۷- ساختارهای دو بعدی

یک ساختار دو بعدی ژئوالکتریکی، ساختاری است که مقاومت ویژه الکتریکی و میدان‌ها علاوه بر تغییر نسبت به عمق، در یک جهت افقی نیز به طور جانبی تغییر می‌کند. بیشتر ساختارهای زمین‌شناسی مانند طاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها، زون‌های همبری^۱، دایک‌ها، دره‌های ریفی و رودخانه‌ای^۲ تقریباً به صورت ساختارهای دو بعدی هستند.

در ساختارهای دو بعدی خواص الکتریکی به موازات یک جهت افقی (مثلاً X) ثابت است که به آن جهت امتداد گفته می‌شود. برای مدل دو بعدی، معادلات در هم‌کنش امواج تخت الکترومغناطیسی برای دو

¹ Contact zones

² River & rift valleys

وضعیت (مد)^۱ بررسی می‌شود (Vozoff, 1991; Moradzadeh, 1998). وقتی مولفه میدان الکتریکی در جهت امتداد قطبیده باشد و مولفه مغناطیسی عمود بر آن باشد این وضعیت را حالت الکتریکی عرضی^۲ (TE) می‌نامند. حالت دوم موقعی است که مولفه میدان الکتریکی عمود بر امتداد باشد یا زمانی که مولفه میدان مغناطیسی در جهت امتداد قطبیده باشد این وضعیت را حالت مغناطیسی عرضی^۳ (TM) می‌نامند. در این حالت معادلات امواج EM با لحاظ روابط (۱-۳) و (۲-۳) برای هر یک از مدهای TE و TM به صورت زیر در می‌آیند (Moradzadeh, 1998):

برای مد TE داریم:

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu H_z, \quad \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu H_y$$

$$E_x = \frac{1}{\sigma(y, z)} \left[\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right] \quad \text{و (۳-۳۶)}$$

و در نهایت برای این حالت معادله هلمهولتز (رابطه ۳-۱۰) به صورت زیر در می‌آید:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma E_x = 0 \quad (۳-۳۷)$$

در مد TM داریم:

$$\frac{\partial H_x}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma(y, z)E_z, \quad \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma(y, z)E_y$$

$$H_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \left[\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right] \quad \text{و (۳-۳۸)}$$

و در نهایت معادله هلمهولتز برای این مد به صورت زیر می‌باشد:

¹ Mode

² Transverse Electric

³ Transverse Magnetic

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma H_x = 0 \quad (3-39)$$

معادلات (3-37) و (3-39) برای مدل‌ها و ساختارهای پیچیده زمین شناسی هیچ راه حل تحلیلی دقیقی ندارند و به همین جهت مقادیر میدان‌های E و H این معادلات دیفرانسیل بوسیله روش‌های حل عددی مثل عناصر محدود (FE^1) و تفاوت محدود (FD^2) تقریب زده می‌شوند.

رفتار این دو نوع قطبش در برخورد با ناهمگنی‌های جانبی متفاوت است که در ادامه به بحث و بررسی خواهیم پرداخت. تفاوت اساسی این دو حالت در این می‌باشد که حالت TM ساختارها را باردار می‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت گالوانیکی می‌باشد در حالیکه حالت TE ساختارها را باردار نمی‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت القایی می‌باشد. حالت TM به ساختارهای نزدیک سطح حساس‌تر است اما حالت TE به ساختارهای عمیق حساس می‌باشد. و در نهایت اینکه حالت TM در برابر جابجایی استاتیکی³ حاصل از آنومالی‌های سه بعدی نزدیک سطح تاثیر پذیرتر از حالت TE می‌باشد (Berdichevsky et al., 1998).

در روش مگنتوتلوریک کمیت‌هایی وجود دارد که اصول تفسیر این روش بر پایه به دست آوردن این پارامترها می‌باشد. در ادامه برخی از این پارامترها به صورت مختصر توضیح داده می‌شوند.

۳-۷-۱- تانسور امپدانس⁴

در اکتشافات MT در یک زمین همگن یا لایه‌ای افقی رابطه بین میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی به صورت زیر نشان داده می‌شود:

¹ Finite Element (FE)

² Finite Difference (FD)

³ Static shift

⁴ Impedance tensor

$$Z(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = -\frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)}$$

اما در یک زمین با ساختار دو بعدی و یا سه بعدی که در طبیعت نیز معمول تر است، ساختار الکتریکی زیر سطحی را نمی توان با امپدانس اسکالر مختلط بیان کرد. برای چنین ساختارهایی رابطه بین میدان الکتریکی و مغناطیسی به صورت تانسور امپدانس ارائه می شود.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} & Z_{xz} \\ Z_{yx} & Z_{yy} & Z_{yz} \\ Z_{zx} & Z_{zy} & Z_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} \quad (40-3)$$

در روش مگنتوتلوریک E_z جز برای فرکانس های بسیار بالا تقریباً صفر است. زیرا مولفه قائم میدان الکتریکی خیلی سریع میرا می شود. از این رو برای یک ساختار دو بعدی تانسور امپدانس به صورت زیر تعریف می شود (Cantwell, 1960):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (41-3)$$

پس هر مولفه تانسور برابر می شود با:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (i, j = x, y)$$

در زمین دو بعدی چنانچه یکی از محورها به موازات امتداد ساختار باشد، مولفه های قطر اصلی صفر می شوند

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{و} \quad Z_{xy} \neq Z_{yx}$$

در زمین یک بعدی علاوه بر اینکه مولفه های قطر اصلی صفر می باشند، مولفه های قطر فرعی نیز به صورت مقابل به هم مرتبط هستند.

$$Z_{xy} = -Z_{yx}$$

به دلیل اینکه در زمان برداشت به ندرت امتداد آنومالی را می‌دانیم بنابراین محورهای برداشت در زوایای دلخواه نسبت به امتداد آنومالی قرار می‌گیرند. سپس جهت تعیین امتداد ساختار، با چرخش تانسور امپدانس سعی می‌شود که عناصر قطر اصلی تانسور امپدانس حذف شود. البته چنانچه نویز داشته باشیم این عناصر حذف نمی‌شوند ولی می‌توانیم مقادیر آن‌ها را به حداقل برسانیم. برای به دست آوردن محورهای موازی و عمود بر امتداد آنومالی که به آن‌ها محورهای اصلی^۱ می‌گویند، محورهای برداشت را تحت زاویه θ به صورت ساعتگرد حول محور قائم دوران می‌دهیم (Kaufman & Telford et al., 1990; Keller, 1981).

تانسور Z را می‌توان با یک ماتریس چرخش R به هر سیستم مختصات با زاویه θ چرخاند:

$$Z'(\theta) = RZR^T, \quad R = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (۴۲-۳)$$

R^T ترانپاده R می‌باشد.

رابطه بین عناصر تانسور امپدانس اولیه و عناصر امپدانس اصلی (چرخش یافته) (Z'_{yx}, Z'_{xy}) به صورت زیر می‌باشد (Eggers, 1982):

$$Z'_{xx} = Z_2 + Z_3 \sin 2\theta + Z_4 \cos 2\theta \quad (۴۳-۳ \text{ الف})$$

$$Z'_{xy} = Z_1 + Z_3 \cos 2\theta - Z_4 \sin 2\theta \quad (۴۳-۳ \text{ ب})$$

$$Z'_{yx} = -Z_1 + Z_3 \cos 2\theta - Z_4 \sin 2\theta = -Z'_{xy} \left(\theta + \frac{\pi}{2} \right) \quad (۴۳-۳ \text{ ج})$$

$$Z'_{yy} = -Z_2 - Z_3 \sin 2\theta - Z_4 \cos 2\theta = Z'_{xx} \left(\theta + \frac{\pi}{2} \right) \quad (۴۳-۳ \text{ د})$$

پارامترهای Z_1, Z_2, Z_3, Z_4 به صورت زیر تعریف می‌شوند (Kaufman & Keller, 1981):

¹ Principle axes

$$Z_1 = \frac{(Z_{xy} - Z_{yx})}{2} = \frac{(Z'_{xy}(\theta) - Z'_{yx}(\theta))}{2} \quad (۴۴-۳) \text{ الف}$$

$$Z_2 = \frac{(Z_{xx} + Z_{yy})}{2} = \frac{(Z'_{xx}(\theta) + Z'_{yy}(\theta))}{2} \quad (۴۴-۳) \text{ ب}$$

$$Z_3 = \frac{(Z_{xy} + Z_{yx})}{2} \quad (۴۴-۳) \text{ ج}$$

$$Z_4 = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})}{2} \quad (۴۴-۳) \text{ د}$$

از معادلات (۴۳-۳) می‌توان چنین نتیجه گرفت که:

Z_1 و Z_2 نامتغیرهای چرخشی هستند و به جهت محورهای اندازه‌گیری بستگی ندارند. اما پارامترهای Z_3 و Z_4 متغیرهای چرخشی هستند و به زاویه چرخش (θ) وابسته هستند.

زاویه چرخش θ بایستی طوری انتخاب شود که عناصر قطر اصلی تانسور Z' صفر و یا حداقل گردد. یعنی:

$$Z'(\theta) = \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (۴۵-۳)$$

به این ترتیب عناصر غیر قطری $Z'(\theta)$ به عنوان مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس شناخته می‌شود و با استفاده از مولفه‌های حقیقی (Re) و مجازی (Im) آن‌ها می‌توان مقاومت ویژه ظاهری (ρ) و همچنین فاز (φ) امپدانس (اختلاف فاز بین مولفه میدان الکتریکی و میدان مغناطیسی) را به صورت زیر محاسبه نمود (Kaufman & Keller, 1981).

$$\rho'_{xy} = 0.2T |Z'_{xy}|^2, \quad \varphi'_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z'_{xy}}{\text{Re } (Z'_{xy})} \right) \quad (۴۶-۳)$$

$$\rho'_{yx} = 0.2T |Z'_{yx}|^2, \quad \varphi'_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z'_{yx}}{\text{Re } Z'_{yx}} \right)$$

۳-۷-۲- محاسبه زاویه راستا

برای عناصر تانسوری جهتی را در امتداد میدان الکتریکی تعریف می‌کنیم به این ترتیب که Z'_{xx} را در جهت x' و Z'_{xy} در جهت y' و... قرار می‌گیرند. اگر نمودارهای قطبی $|Z'_{xx}(\theta)|$ و یا $|Z'_{xy}(\theta)|$ را در امتداد x' رسم کنیم منحنی‌هایی حاصل می‌شود که به آن‌ها نمودارهای قطبی امپدانس^۱ گفته می‌شود. یکی از روش‌های تعیین زاویه راستای θ ، رسم نمودارهای قطبی امپدانس می‌باشد که زاویه مناسب در آن‌ها از حداقل کردن و حداکثر کردن ترکیب‌های Z_{ij} به دست می‌آید. چون غالباً جهت امتداد با عمق تغییر می‌کند، این نمودارها در فرکانس‌های مختلف ترسیم می‌شوند.

از دیگر روش‌های مرسوم برای محاسبه زاویه چرخش استفاده از رابطه زیر می‌باشد (Swift, 1967).

$$4\theta_0 = \tan^{-1} \frac{[(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})]}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} + Z_{yx}|^2} \quad (۴۷-۳)$$

علامت * نشان دهنده مزدوج مختلط است. زاویه راستایی که با استفاده از رابطه (۴۷-۳) به دست می‌آید ۹۰ درجه ابهام دارد. در نتیجه تنها با استفاده از عناصر تانسور امپدانس نمی‌توان زاویه راستای منحصر به فردی به دست آورد (Telford et al., 1991; Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991). این ابهام می‌تواند با استفاده از تیپر یا دیگر اطلاعات مستقل برطرف شود.

با توجه به نا متغیرهای چرخشی رابطه (۴۴-۳) الف) و (۴۴-۳) ب) می‌توان پارامتر زیر را بیان کرد (Telford et al., 1991; Vozoff, 1991).

$$S = \frac{|Z_2|}{|Z_1|} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (۴۸-۳)$$

^۱ Impedance polar diagrams

این پارامتر را Skew می‌نامند که نامتغیر چرخشی است. پارامتر دیگر بیضی‌وارگی^۱ می‌باشد.

$$e = \frac{|Z_4(\theta)|}{|Z_3(\theta)|} \quad (49-3)$$

این پارامترها می‌توانند در تعیین ابعاد^۲ ساختارها مفید باشند. مقدار Skew و بیضی‌وارگی برای ساختارهای یک بعدی و دو بعدی صفر می‌باشد. البته کمیت‌های فوق برای تعیین ساختار زیر سطحی خیلی قابل اعتماد نیستند برای مثال اگر داده‌ها به نویز آلوده باشند و یا متأثر از ناهمگنی‌های الکتریکی نزدیک سطح زمین گردند پارامتر Skew برای ساختار دو بعدی دیگر صفر نمی‌باشد. ایراد دیگری نیز بر این کمیت وارد است و آن عدم توافق در مورد محدوده آن می‌باشد. برخی از محققین محدوده فوقانی Skew را برای ساختارهای دو بعدی بین ۰/۱۲ تا ۰/۲ تعریف کردند (Reddy et al., 1977; Hohmann & Ting, 1981). در حالیکه دیگر دانشمندان با توجه به تاثیر اغتشاشات ناهمگنی‌های سطحی محدوده این پارامتر را بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۷۲ تعریف کردند (Hermance, 1982). پس به طور قطع با استفاده از این پارامتر نمی‌توان سه بعدی بودن ساختار زیر سطحی را مشخص نمود. تجربه حاصل از مدل‌سازی داده‌های واقعی نشان می‌دهد که در بسیاری از موارد مقادیر متوسط Skew حدود ۰/۴ و یا حتی بیشتر است در حالی که سایر شواهد اشاره به ساختارهای یک و یا دو بعدی دارند (Kao & Orr, 1982). دلیل این مساله حساسیت بیش از حد پارامتر Skew به نویزهای موجود در داده‌های اندازه‌گیری شده MT است. برای رفع این مشکل اندیس‌های وزنی نرمال شده (D_1, D_2, D_3) که سهم هر یک از ساختارهای یک، دو و یا سه بعدی زمین را نشان می‌دهد معرفی شد (Kao & Orr, 1982). برای آگاهی بیشتر می‌توان به منبع فوق و یا سایر منابع (Beamish, 1986; Moradzadeh, 1998) دیگر مراجعه نمود.

¹ Ellipticity

² Dimensionality

۳-۷-۳- تابع تبدیل مغناطیسی^۱

رابطه بین مولفه‌های قائم و افقی میدان مغناطیسی در هر فرکانس به صورت زیر بیان می‌شود

(Parkinson, 1962; Sims & Bostick, 1969).

$$H_z = T_{zx}H_x + T_{zy}H_y \quad (۵۰-۳)$$

T_{zy} و T_{zx} توابع تبدیل مغناطیسی یا همان تیپر^۲ می‌باشند که توابع مختلط فرکانسی هستند. این توابع

نسبت به تغییرات جانبی رسانندگی خیلی حساس می‌باشد.

در یک ساختار دو بعدی که امتداد آن در جهت x می‌باشد در حالت TM مولفه قائم میدان مغناطیسی

(H_z) صفر خواهد شد. و در حالت TE چون $H_x = 0$ می‌باشد بنابراین رابطه (۵۰-۳) به شکل زیر ساده

می‌شود (Vozoff, 1972):

$$H_z = T_{zy}H_y \quad (۵۱-۳)$$

در ساختارهای سه بعدی اندازه و جهت تیپر با چرخش ثابت می‌ماند و به صورت زیر تعریف می‌شود

(Jupp & Vozoff, 1976):

$$|T| = \left(|T_{zx}|^2 + |T_{zy}|^2 \right)^{1/2} \quad (۵۲-۳)$$

که در آن $T_{zx} = a + bj$ و $T_{zy} = c + dj$ می‌باشد. جهت تیپر را با استفاده از رابطه زیر می‌توان به دست

آورد.

$$\varphi_T = \frac{(a^2 + c^2)\tan^{-1}\left(\frac{c}{a}\right) + (b^2 + d^2)\tan^{-1}\left(\frac{d}{b}\right)}{|T|^2} \quad (۵۳-۳)$$

¹ Magnetic transfer function

² Tipper

برای ساختار دو بعدی این رابطه به صورت زیر ساده می‌شود:

$$\varphi_T = \tan^{-1} \left(\frac{T_{zy}}{T_{zx}} \right) \quad (54-3)$$

چون H_z ضعیف است مقدار تیپر کمتر از ۱ می‌باشد. از آنجایی که جهت تابع تیپر به طرف ناهمگنی‌های الکتریکی است از آن می‌توان برای تعیین جهت امتداد نیز استفاده قرار کرد. یک روش مناسب برای تفسیر داده‌های تیپر استفاده از بردارهای القایی (بردار پارکینسون)^۱ می‌باشد. اندازه و جهت این بردارها می‌تواند از روابط (۵۲-۳) و (۵۴-۳) محاسبه گردد. به دلیل اینکه تیپر یک کمیت مختلط است پس جهت و اندازه آن، برای هر دو بخش حقیقی و موهومی آن تعریف می‌شود. جزء حقیقی بردار القایی تمایل دارد که از رسانایی بالاتر به سمت رسانایی کمتر جهت گیری کند از این رو در عمل، جهت جزء حقیقی بردار القایی معکوس می‌شود تا آنها به طرف آنومالی‌های هادی جهت‌گیری نمایند. جهت تیپر به طور مثبت و ساعتگرد نسبت به نصف‌النهار ژئومغناطیسی محلی، اندازه‌گیری می‌شود و مقدار آن از ۱۸۰- تا ۱۸۰ درجه تغییر می‌کند (Moradzadeh, 2003b).

۳-۷-۴- اثر جابجایی استاتیکی^۲

مساله اصلی که در سونداژ MT با آن مواجه می‌شویم آشفتگی میدان الکتریکی، به علت تغییرات عرضی در مقاومت ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک سطح می‌باشد. دلیل ایجاد این پدیده نیز ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی (E_x) به هنگام عبور از ناهمگنی‌های جانبی است (شکل ۴-۳ الف). از آنجایی که در تمامی فرکانس‌ها و مقاومت ویژه‌ها، اندازه عمق پوسته از ابعاد ناهمگنی الکتریکی بزرگتر است، میدان الکتریکی در داخل آن به طور یکنواخت کاهش می‌یابد (شکل ۴-۳ الف). این کاهش در میدان الکتریکی، مقاومت

¹ Parkinson's arrow

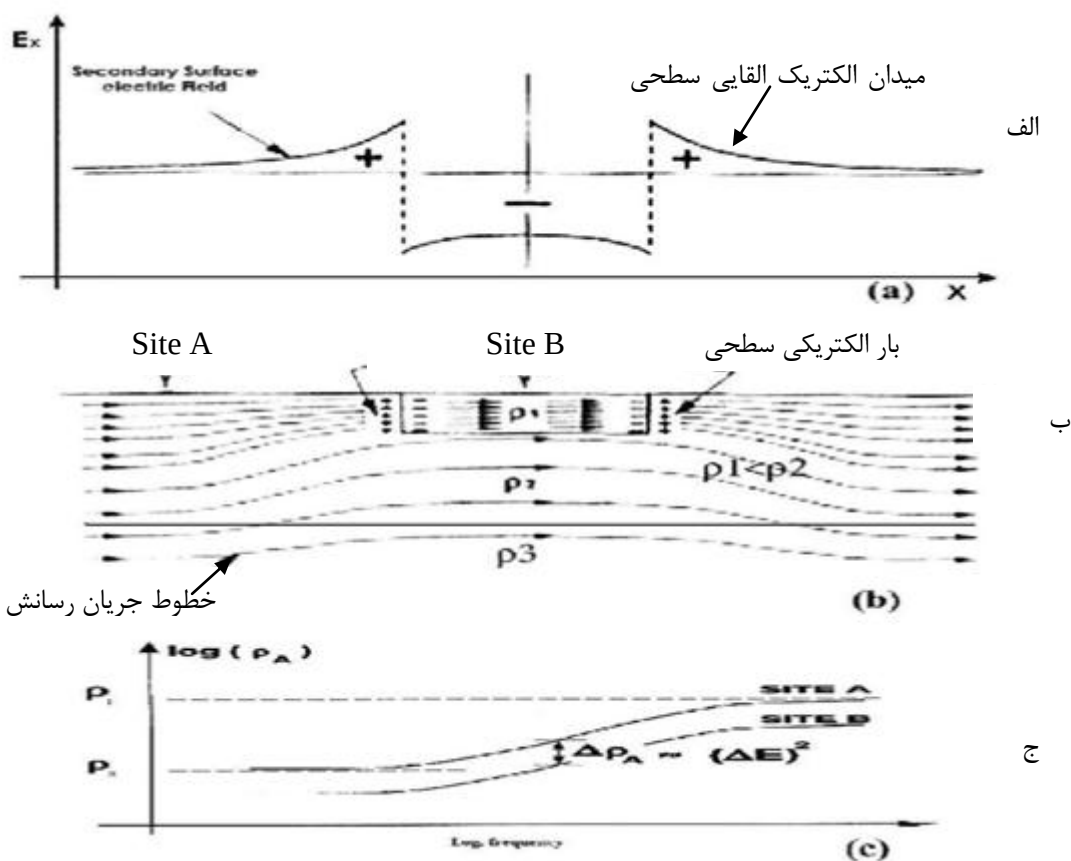
² Static shift

ویژه محاسبه شده را در محل سونداژ B نیز کاهش می‌دهد. این اثر بر روی تمام فرکانس‌ها ثابت است و وقتی داده‌های سونداژ مقاومت ویژه را در مقیاس لگاریتمی ترسیم می‌کنیم منحنی مقاومت ویژه به صورت کامل به سمت پایین جابجا می‌شود (شکل ۳-۴ ج). این مساله در MT جابجایی استاتیکی سونداژ مقاومت ویژه نامیده می‌شود.

آشکار سازی جابجایی استاتیکی

جهت آشکار سازی جابجایی استاتیکی، باید منحنی‌های مقاومت ویژه و فاز را بر حسب فرکانس یا به صورت شبه مقطع در طول پروفیل ترسیم نمود. در شبه مقطع مقاومت ویژه بر حسب فرکانس در طول پروفیل، جابجایی استاتیکی به صورت سری نوارهای عمودی موازی با محور فرکانس مشاهده می‌شود. این در حالی است که این سری نواری در شبه مقاطع فاز پروفیل قابل رویت نمی‌باشد (شکل ۳-۵).

در شکل (۳-۴) اگر مقاومت ویژه توده سطحی (ρ_1) کمتر از مقاومت ویژه زمینه (ρ_2) باشد آنگاه منحنی سونداژ مقاومت ویژه در محل ایستگاه B به اندازه ثابت ($\Delta\rho$) نسبت به منحنی مشابه در محل سونداژ A به طور مستقل از فرکانس به سمت پایین جابجا می‌شود. اگر ($\rho_2 < \rho_1$) باشد آنگاه جابجایی منحنی مقاومت ویژه در محل سونداژ B نسبت به محل سونداژ A به اندازه ثابت ($\Delta\rho$) به سمت بالا در تمامی فرکانس‌ها جابجا می‌شود. از آنجائیکه این مقدار جابجایی منحنی مقاومت ویژه در تمام فرکانس‌ها ثابت است به همین جهت به آن جابجایی استاتیکی (ایستا) می‌نامند.

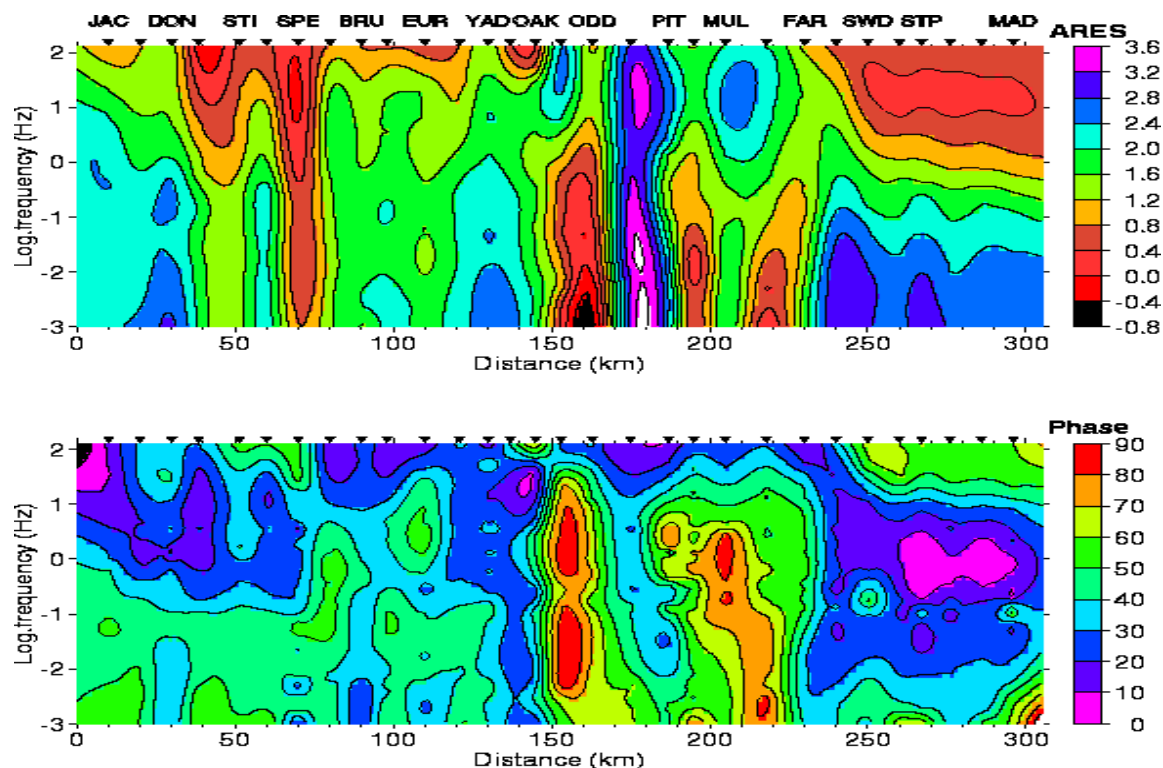


شکل ۳-۴-الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب- تمرکز جریان الکتریکی در زون هادی ج- کاهش مقاومت ویژه ظاهری در تمام فرکانس‌ها در ایستگاه B (Moradzadeh, 2003a).

تصحیح جابجایی استاتیکی

جهت دستیابی به یک تفسیر دقیق از داده‌های MT، اثرات ناهمگنی‌های کوچک نزدیک سطح بر روی داده‌های مقاومت ویژه ظاهری باید محاسبه شود و به گونه‌ای باید کاهش یابد. متأسفانه مقدار جابجایی استاتیکی برای هر ایستگاه به صورت مستقیم از داده‌های MT قابل تعیین نیست.

روش‌ها و دیدگاه‌های متفاوتی مانند میانگین‌گیری فضایی، فیلترینگ فضایی (Berdichevsky et al., 1980; Sternberg et al., 1982; Moradzadeh, 1998) استفاده از روش‌های مختلف تجزیه تانسوری^۱ مانند روش تجزیه سویفت (Swift, 1967)، روش تحلیل همبستگی حداکثر ردی و راکین (Reddy & Rakin, 1972) استفاده از امپدانس ثابت^۲ (Berdichevsky & Dmitriev, 1976)، روش‌های آماری (Moradzadeh & Chamalaun, 1997) برای رفع این مساله معرفی گردید.



شکل ۳-۵- شبه مقاطع مقاومت ویژه مربوط به قطبش TM (لگاریتم مقاومت ویژه، بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل. محل سونداژها با مثلث وارون مشخص شده است (Moradzadeh, 2003a).

¹ Tensor decomposition

² Invariant impedance

یکی از این روش‌ها میانگین‌گیری فضایی داده‌های مقاومت ویژه ظاهری با استفاده از پنجره هنینگ^۱ با فرمول زیر می‌باشد (Moradzadeh, 2003a):

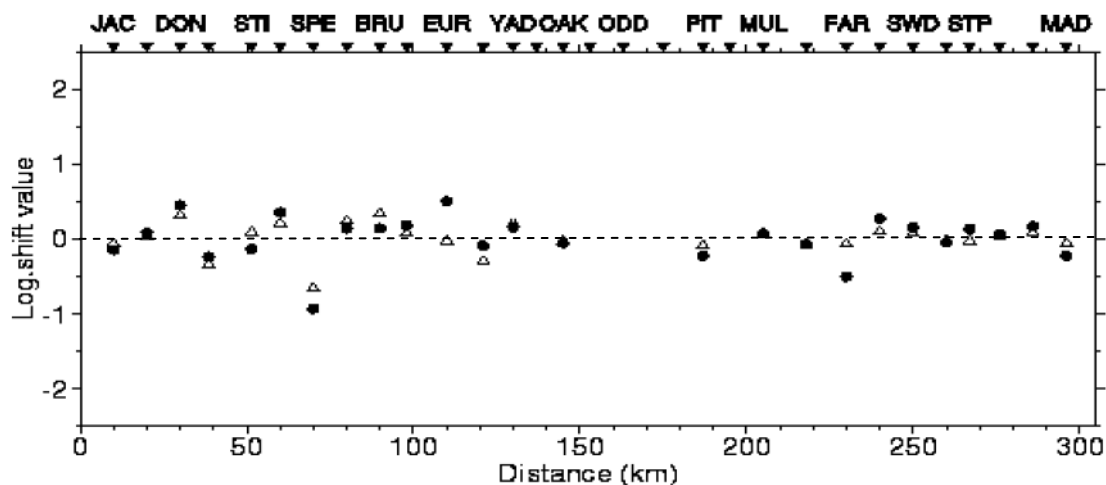
$$H(x) = 1 + \cos\left(\frac{2\pi x}{w}\right) \quad |x| \leq \frac{w}{2} \quad (46-3)$$

$$H(x) = 0 \quad |x| > \frac{w}{2}$$

در این رابطه x فاصله، w بازه میانگین‌گیری یا عرض پنجره و H بزرگی وزن داده شده توسط پنجره می‌باشد. جهت اجرای این روش برای داده‌های مقاومت ویژه ظاهری، ابتدا میانگین حسابی لگاریتم مقاومت ویژه ظاهری هر ایستگاه محاسبه می‌شود. سپس میانگین فضایی با استفاده از پنجره هنینگ با عرض w به وسیله وزن‌دهی ایستگاه‌های اطراف تعیین می‌شود. پس از محاسبه میانگین و میانگین فضایی برای هر ایستگاه، منحنی مقاومت ویژه ظاهری با توجه به مقدار اختلاف (میانگین ایستگاه - میانگین فضایی) جابجا می‌شود (Moradzadeh, 2003a).

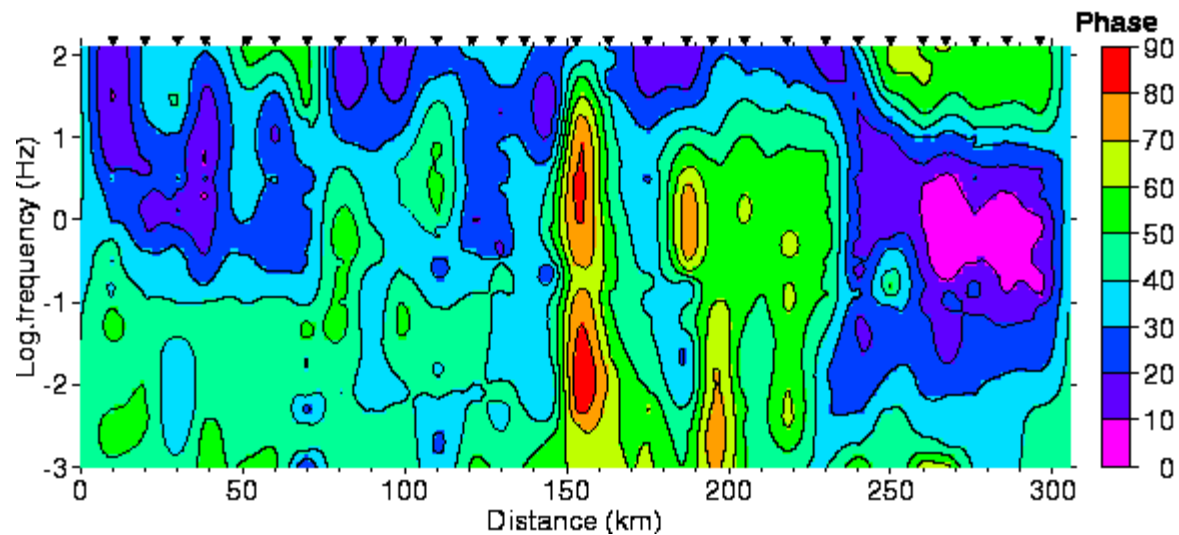
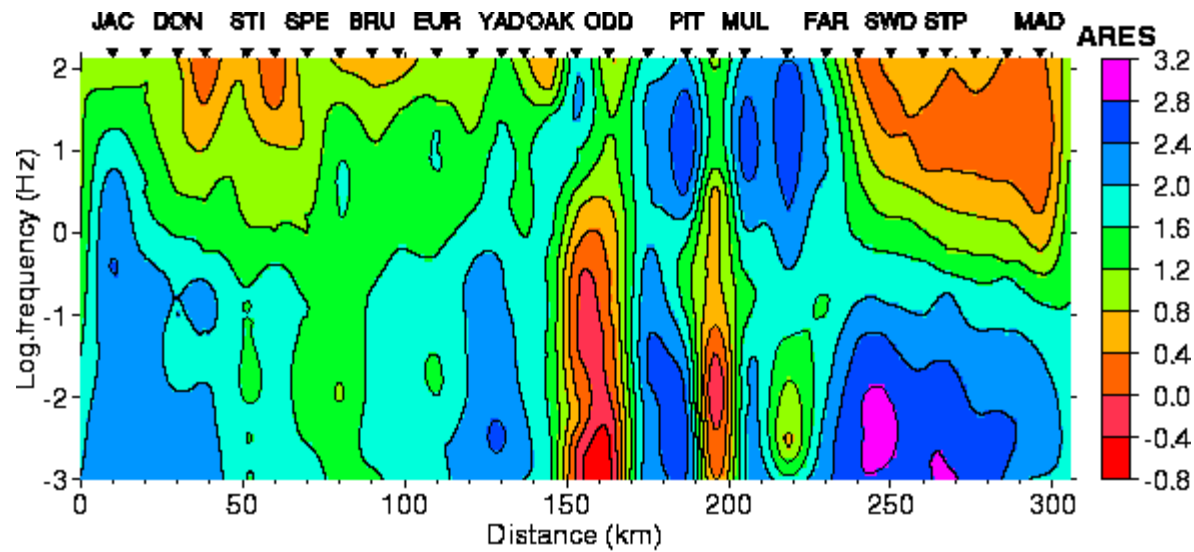
مقادیر جابجایی استاتیکی ارزیابی شده برای هر ایستگاه و وضعیت قطبش MT در شکل ۳-۶ ترسیم شده است. مقادیر منفی جابجایی استاتیکی بیان می‌کند که مقاومت ویژه اندازه‌گیری شده نسبت به حالتی که آنومالی سطحی وجود نداشته باشد کاهش داده شده است. با توجه به داده‌های شکل ۳-۶ می‌توان نتیجه گرفت که جابجایی استاتیکی کوچک و مجموع آن‌ها (در مقیاس لگاریتمی) هم برای TE و هم TM نزدیک به صفر می‌باشد. همچنین با توجه به پارامترهای آماری مانند (میانگین، میانه، انحراف معیار و چولگی) می‌توان گفت که جابجایی استاتیکی خیلی نزدیک به یک پدیده تصادفی می‌باشد.

¹ Hanning window



شکل ۳-۶- مقدار جابجایی استاتیکی وضعیت‌های TM (دایره توپر) و TE (مثلث توخالی) برای هر ایستگاه در امتداد پروفیل (Moradzadeh, 2003a).

در مرحله بعدی، فاکتورهای جابجایی استاتیکی محاسبه شده برای داده‌های مقاومت ویژه ظاهری هر وضعیت قطبش به کار گرفته می‌شود. داده‌های تصحیح شده برای مد TM به صورت شبه مقطع در شکل ۳-۷ نشان داده شده است. در این شکل به صورت واضح مشاهده می‌شود که داده‌های مقاومت ویژه ظاهری توسط داده‌های فاز حمایت می‌شوند (مقایسه شکل ۳-۵ و ۳-۷). این به این معنی است که گرچه جابجایی استاتیکی کوچک است با این حال بسیار مهم هستند (Moradzadeh, 2003a).



شکل ۳-۷- شبه مقطع‌های تصحیح شده برای جابجایی‌های استاتیکی مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل (Moradzadeh, 2003a).

پس از ارائه و ارزیابی داده‌ها و تصحیح آنها برای جابجایی استاتیکی، برای تفسیر کمی باید آنها را به صورت عددی و بسته به مورد به صورت یک بعدی و یا دو بعدی مدل‌سازی کرد.

فصل چهارم: بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی

چشمه‌های آب گرم منطقه

۴-۱- مقدمه

در این فصل ابتدا به معرفی چشمه‌های آبگرم منطقه مشکین‌شهر، محل نمونه برداری و تعداد نمونه‌ها و محل آنالیز نمونه‌ها پرداخته و در ادامه به منظور بررسی تیپ و منشأ آب چشمه‌ها، نمودارهای استیف^۱ و پایپر^۲ و نمودارهای تعادل فازی کاتیون‌ها و آنیون‌ها ترسیم می‌شود. سپس جهت بررسی غلظت فلزات سنگین در آب چشمه‌ها و میزان اسیدیته آن، نمودار فیکلین نمونه‌ها نیز تهیه خواهد شد. همچنین در این فصل با رسم یک‌سری دیاگرام‌های خاص وضعیت اختلاط آب‌های زمین گرمایی با آب‌های زیرزمینی بررسی شده است. در ادامه ضریب اشباع شدگی آب چشمه‌ها برای بعضی کانی‌ها از جمله کلسیت، دولومیت، انیدرید، ژپس، آراگونیت، هالیت، کائولینیت و کوارتز محاسبه می‌شود. و در انتها با مطالعات ایزوتوپی و تهیه گراف‌های آن، در مورد منشأ آب چشمه‌ها بحث و بررسی خواهد شد.

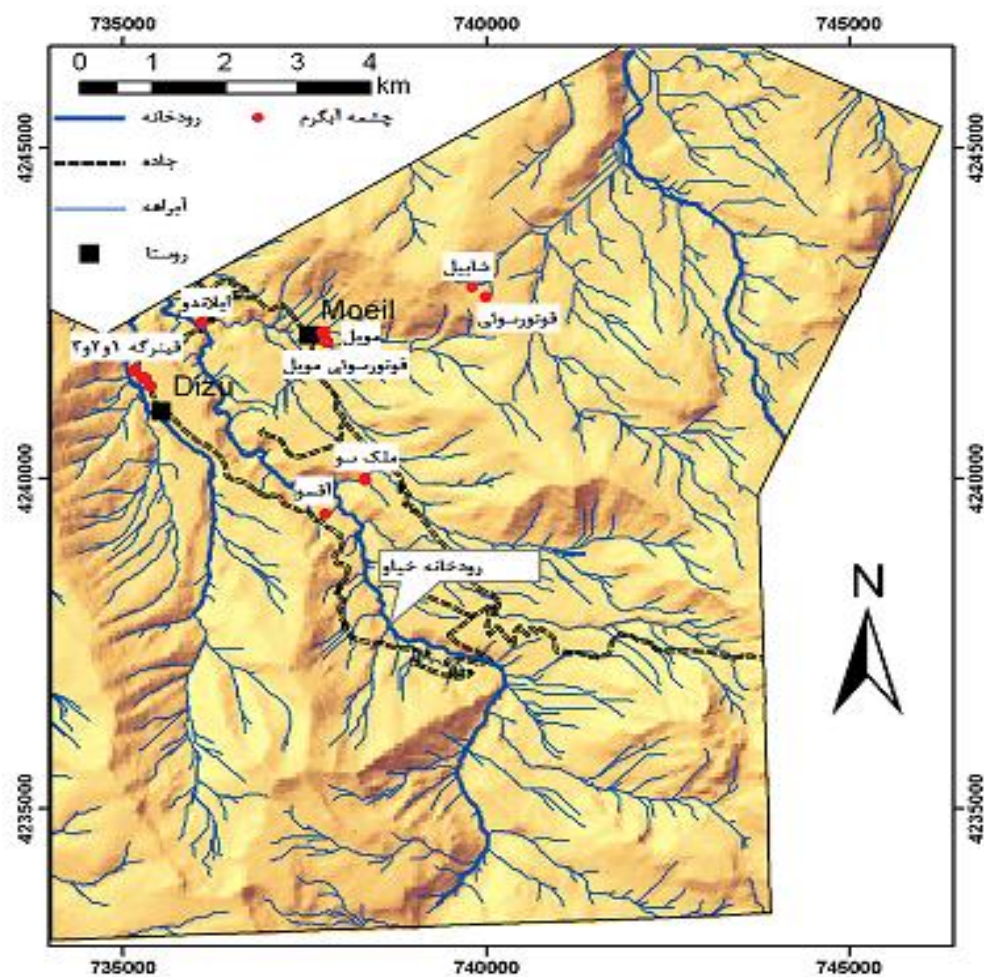
۴-۲- معرفی چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر

شهر مشکین‌شهر دارای ده چشمه آبگرم به نام‌های شابیل، قوتورسوئی، قینرگه ۱، قینرگه ۲، قینرگه ۳، مویل، ملک‌سو، آقسو، ایلاندو و قوتورسوئی مویل می‌باشد که در شکل (۴-۱) موقعیت چشمه‌ها نشان داده شده است. نمونه برداری از آب چشمه‌ها توسط استاد راهنمای اینجانب صورت گرفت. از هر چشمه ۳ نمونه آب در بطری‌های پلاستیکی ۲۵۰ میلی لیتری برداشت شد، اولی برای آنالیز کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی دومی برای آنالیز فلزات سنگین و نمونه سوم برای آنالیز ایزوتوپی تهیه شده بود. غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی در آزمایشگاه آب پارک علم و فناوری سمنان اندازه‌گیری شد. همچنین غلظت فلزات سنگین نیز در آزمایشگاه ACME کانادا با روش ICP-MS اندازه‌گیری شد. علاوه بر این آنالیز نمونه‌های

¹ Stiff

² Piper

ایزوتوپی در آزمایشگاه Cornell آمریکا انجام شد. آب تمامی چشمه‌ها بجز چشمه قوتورسوئی مویل، در گروه آب‌های گرم قرار می‌گیرند. چشمه‌های مویل، ملک‌سو، آق‌سو و قوتورسوئی مویل دارای TDS کمتر از ۱۰۰۰ می‌باشند و در گروه آب‌های شیرین قرار دارند. آب چشمه‌های قوتورسوئی، آق‌سو و قوتورسوئی مویل شدیداً اسیدی هستند. آب چشمه‌های قینرگه ۱، قینرگه ۲، مویل، ملک‌سو و ایلاندو در محدوده اسیدی می‌باشد و چشمه‌های شابیل و قینرگه ۳ دارای آب خنثی هستند. در جدول (۴-۱) مختصات و در جدول (۴-۲) خصوصیات (دما، دبی، pH، TDS و EC) چشمه‌های آب‌گرم مشکین‌شهر نشان داده شده است.



شکل ۴-۱- موقعیت چشمه‌های آب‌گرم منطقه مشکین‌شهر

جدول ۴-۱- مختصات چشمه‌های آبگرم مشکین شهر

ردیف	نام چشمه	UTM(X)	UTM(Y)	ارتفاع(متر)
۱	شابیل	۷۴۸۵۳۵	۴۲۴۶۲۵۶	۲۶۵۰
۲	قوتورسوئی	۷۴۹۹۳۸	۴۲۴۷۱۵۱	۲۴۹۳
۳	قینرگه ۱	۷۳۵۳۳۰	۴۲۴۱۰۲۴	۲۱۲۲
۴	قینرگه ۲	۷۳۵۳۲۹	۴۲۴۱۱۰۵	۲۱۱۸
۵	قینرگه ۳	۷۳۵۲۹۴	۴۲۴۱۱۶۵	۲۱۱۰
۶	مویل	۷۳۷۶۵۶	۴۲۴۲۰۲۴	۲۲۲۱
۷	ملک‌سو	۷۳۷۹۴۰	۴۲۳۹۸۷۰	۲۲۷۷
۸	آقسو	۷۳۷۵۴۳	۴۲۳۹۵۱۳	۲۲۵۰
۹	ایلاندو	۷۳۶۲۴۵	۴۲۴۲۳۷۴	۲۰۲۵
۱۰	قوتورسوئی مویل	۷۳۷۶۱۰	۴۲۴۱۵۶۴	۲۲۳۷

جدول ۴-۲- خصوصیات چشمه‌های آبگرم مشکین شهر

نام چشمه‌ها	درجه حرارت (سانتی‌گراد)	دبی (لیتر بر ثانیه)	EC(میکروموس بر ثانیه)	pH	TDS(میلی‌گرم بر لیتر)
شابیل	۵۰	۵	۱۶۹۸	۷/۳۵	۱۰۱۸
قوتورسوئی	۳۹	۴۲	۱۸۸۲	۲/۵	۱۱۳۰
قینرگه ۱	۸۱	۲۲	۵۸۸۰	۶/۸۵	۳۵۱۰
قینرگه ۲	۸۴	۵/۲	۴۲۳۰	۶/۸۲	۲۵۵۰
قینرگه ۳	۸۵	۳/۵	۴۲۴۰	۷/۶۶	۲۵۵۰
مویل	۴۵	۴/۵	۱۰۷۷	۳/۷۱	۶۴۷
ملک‌سو	۴۶	۲/۵	۱۲۱۵	۶/۸۶	۷۳۰
آقسو	۳۶	۱	۵۰۵	۳/۳۴	۳۰۳
ایلاندو	۳۷	۱۶	۲۲۲۰	۶/۷۶	۱۳۵۰
قوتورسوئی مویل	۳۰	۱۵	۸۰۵	۶/۳	۴۸۴

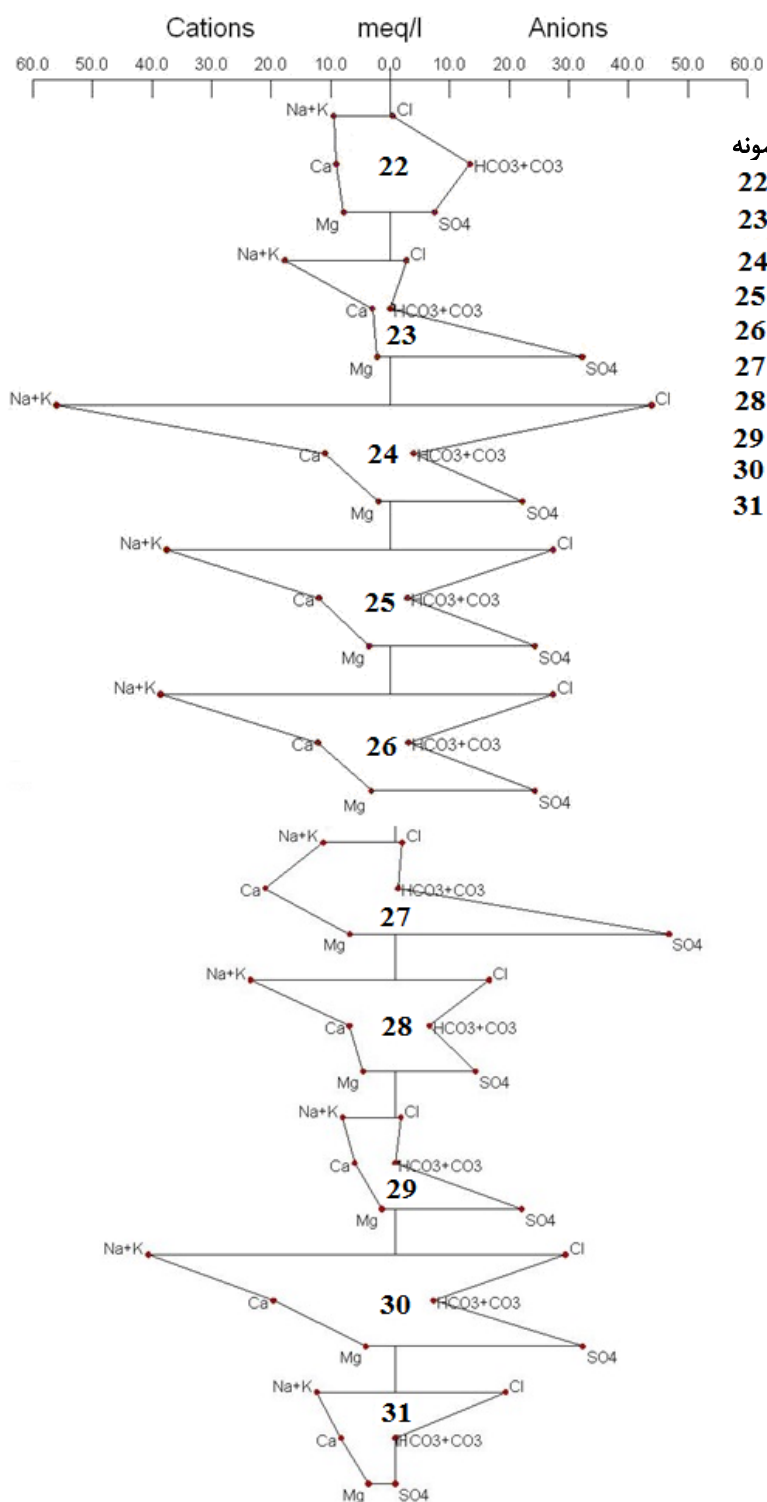
۴-۳- تعیین تیپ نمونه آب چشمه‌ها

۴-۳-۱- نمودارهای شیمی آب

نمودارهای مختلفی برای نمایش نتایج تجزیه شیمیایی آب وجود دارد. در تهیه اغلب این نمودارها، کاتیون‌های اصلی شامل کلسیم، منیزیم و فلزات قلیایی (سدیم+پتاسیم) و آنیون‌های سولفات، کلرید و بیکربنات+کربنات شرکت دارند. نمودارهای استیف و پایپر از مهم‌ترین این نمودارها هستند که از آن‌ها جهت نشان دادن نتایج حاصل از تجزیه نمونه‌های اخذ شده استفاده می‌گردد.

۴-۳-۲- بررسی نتایج نمونه آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر با نمودار استیف

برای تهیه نمودارهای استیف حاصل از نمونه آب چشمه‌ها، از نرم‌افزار Rock Works (RockWorks, 2010) استفاده گردید. در این روش با در نظر گرفتن بالاترین غلظت مربوط به آنیون‌ها و کاتیون‌ها اصلی، به هر نمونه آب چشمه یک اسم تعلق می‌گیرد. باید به این نکته توجه داشت که در نمودار استیف، هر بار تنها می‌توان یک نمونه را مورد بررسی قرار داد. لذا به تعداد نمونه‌های آب تجزیه شده نمودارهای استیف ترسیم می‌گردد. نمودارهای استیف برای آب چشمه‌ها در شکل (۴-۲) ارائه گردیده است. در جدول (۴-۳) تیپ آب های مربوط به چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر بر اساس نمودارهای استیف ارائه شده است.



شماره نمونه	نام چشمه
22	شلیل
23	قوتور سوئی
24	قینرگه ۱ مشکین شهر
25	قینرگه ۲ مشکین شهر
26	قینرگه ۳ مشکین شهر
27	مونپل
28	ملک سو
29	آفسو
30	ایلان دو
31	قوتور سوئی مونپل

شکل ۴-۲- نمودار استیف برای نمونه های آب چشمه های مشکین شهر

جدول ۴-۳- تیپ نمونه‌های آب چشمه‌های منطقه سبلان بر مبنای نمودارهای استیف

شماره نمونه	نام چشمه	تیپ آب
۲۲	شابل	Na-HCO ₃
۲۳	قوتورسوئی	Na-SO ₄
۲۴	قینرگه ۱	Na-Cl
۲۵	قینرگه ۲	Na-Cl
۲۶	قینرگه ۳	Na-Cl
۲۷	موئیل	Ca-SO ₄
۲۸	ملک سو	Na-Cl
۲۹	آفسو	Na-SO ₄
۳۰	ایلاندو	Na-SO ₄
۳۱	قوتورسوئی موئیل	Na-Cl

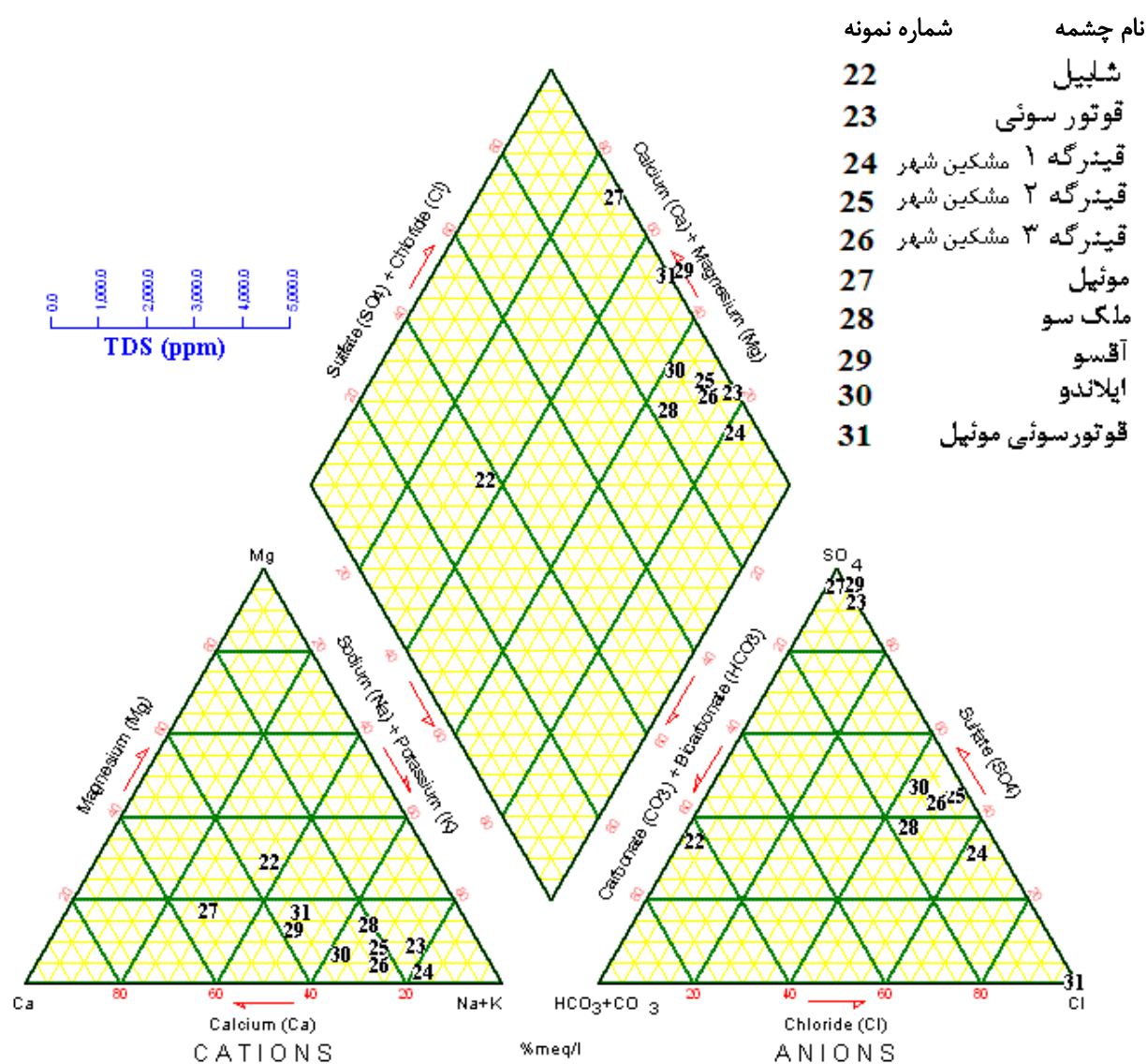
۴-۳-۳- بررسی نتایج نمونه آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر با نمودار پایپر

یکی از فواید نمودار پایپر، توانایی نمایش چندین نمونه به طور همزمان در یک دیاگرام است. در این تحقیق، برای تهیه نمودار پایپر نیز از نرم‌افزار Rock Works استفاده گردید. شکل (۴-۳) دیاگرام پایپر را برای نمونه‌های آب چشمه‌های آب گرم منطقه شمال غرب سبلان نشان می‌دهد. چنانچه در این شکل دیده می‌شود، برای نمونه آب چشمه شابل قلیایی‌های خاکی بیش از قلیایی‌ها بوده و اسیدهای ضعیف بیش از اسیدهای قوی است. برای این نمونه سختی کربناتی از ۵۰ درصد تجاوز می‌کند.

برای نمونه آب چشمه موئیل قلیایی‌های خاکی بیش از قلیایی‌ها بوده و اسیدهای قوی بیش از اسیدهای ضعیف است. بعلاوه برای این نمونه آب سختی غیرکربناتی متجاوز از ۵۰ درصد است.

برای نمونه آب‌های مربوط به چشمه‌های قوتورسوئی، قینرگه ۱، قینرگه ۲، قینرگه ۳، ملک سو و ایلاندو قلیایی‌ها بیش از قلیایی‌های خاکی بوده و اسیدهای قوی بیش از اسیدهای ضعیف است. برای این نمونه‌ها قلیایی غیرکربناتی بیش از ۵۰ درصد است.

برای نمونه آب‌های مربوط به چشمه‌های آقسو و قوتورسوئی موئیل قلیایی‌ها با قلیایی‌های خاکی تقریباً برابر بوده و اسیدهای قوی بیش از اسیدهای ضعیف است. چشمه آقسو سولفات‌ها بوده ولی چشمه قوتورسوئی موئیل کلراته است.



شکل ۴-۳- نمودار پایپر برای نمونه‌های آب چشمه‌های مشکین‌شهر

۴-۳-۴- طبقه‌بندی آب چشمه‌ها برحسب نمودار آنیون‌ها ($\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$)

این نمودار رابطه آنیون‌های $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ را در بین ترکیب نمونه‌ها نشان می‌دهد. در این نمودار آب می‌تواند به چهار تیپ زیر تقسیم‌بندی شود:

- آب زمین‌گرمایی یا آب کلریدی (غنی از کلر)،

- آب‌های حاشیه‌ای (غنی از کربنات)،

- آب‌های اسیدی ماگمایی (غنی از کلر و سولفات)،

- آب‌های اسیدی سطحی (غنی از سولفات).

این دیاگرام وسیله خوبی برای تشخیص انواع آب‌ها شامل آب‌هایی با منشأ عمیق، pH خنثی، حاوی کلر (نمونه‌های نزدیک به راس کلر) از نمونه‌های آب ثانویه غیراصلی ($\text{HCO}_3\text{-SO}_4$) و آب‌های ولکانیکی ($\text{SO}_4\text{-Cl}$) می‌باشد.

آب زمین‌گرمایی یا آب کلریدی (Mature waters): این آب‌ها در ارتباط با منابع زمین‌گرمایی می‌باشند و اکثراً خنثی بوده و دارای pH برابر ۷ هستند. یون غالب در این تیپ آب‌ها کلر می‌باشد.

آب حاشیه‌ای (Peripheral waters): نمونه‌های آبی که در گوشه سمت راست مثلث آنیون‌های اصلی قرار می‌گیرند به عنوان آب حاشیه‌ای طبقه‌بندی می‌شوند. گفته شده است که این آب‌ها یا با آب سرد و یا با گاز CO_2 که منشأ ماگمایی دارد مخلوط می‌شوند. این تیپ از آب‌ها غنی از گاز CO_2 می‌باشند.

آب‌های اسیدی سطحی (Steam heated waters): آب‌های سطحی با تیپ اسیدی ممکن است طی سه نوع مکانیزم تشکیل شود (Strelbitskaya, 2005):

- اکسایش H_2S

- هیدرولیز SO_2

• هیدرولیز گوگرد طبیعی

اکسیداسیون H_2S یک مکانیزم برای چشمه‌های آبگرم تیپ سولفات‌ه اسیدی محسوب می‌شود. این مکانیزم به ندرت سبب اسیدی شدن سیال زمین‌گرمایی می‌شود.

واکنش هیدرولیز SO_2 در زیر نمایش داده شده است:



آب گرم با تیپ ولکانیکی (SO_4-Cl) می‌تواند در اثر واکنش (۱-۴) تشکیل شود.

هیدرولیز گوگرد طبیعی به صورت واکنش (۲-۴) می‌باشد:

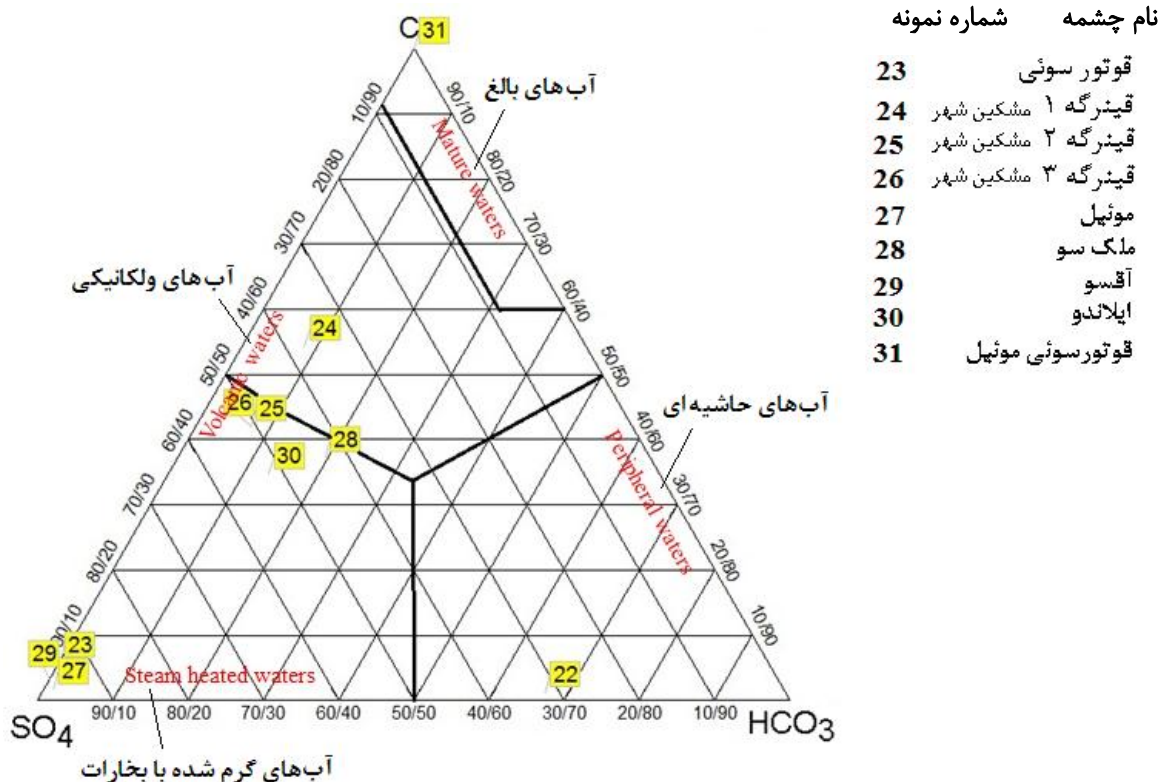


گیگنباخ^۱ (1971) معتقد است که هیدرولیز سولفور در نواحی ولکانیکی فعال عادی می‌باشد. سولفور طبیعی نیز به وسیله اکسایش H_2S نزدیک سطح صورت می‌گیرد. بنابراین هیدرولیز یک فرآیند سطحی است و هیچ مشخصاتی را از یک سیستم زمین‌گرمایی عمیق به ما نمی‌دهد.

نمودار مثلی مربوط به آنیون‌ها و موقعیت نمونه‌ها روی آنها برای منطقه زمین‌گرمایی مشکین‌شهر در شکل (۴-۴) آورده شده است این نمونه‌ها شامل چشمه‌های شابیل، قوتورسوئی، قینرگه ۱، قینرگه ۲، قینرگه ۳، موئیل، ملک‌سو، آفسو، ایلاندو، قوتورسوئی موئیل می‌باشد. با توجه به این شکل می‌توان گفت که آب چشمه‌های قینرگه ۱، قینرگه ۲، قینرگه ۳، ملک‌سو، قوتورسوئی موئیل و ایلاندو در گروه آب‌های کلریدی قرار دارند. حضور کلرید در آب این چشمه‌ها و هم چنین دمای بالای آنها حکایت از بهره‌مندی عمده این چشمه‌ها از شورابه‌های خنثی و داغ اعماق سیستم هیدروترمال منطقه دارد (Kingston Morrison, 2001a). موقعیت چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر و نزدیکی آنها به کالدرای بدنه اصلی ماگما

¹ Giggenbach

و وجود جریان‌های عمیق روبه بالای مجاور منبع حرارتی، ارتباط خوب چشمه‌های این منطقه را با سیال اولیه تایید می‌نماید. تیپ آب چشمه‌های قوتورسوئی، موئیل و آقسو سولفات‌ه است که احتمالاً در نتیجه اختلاط آب‌های نفوذی با جریان‌های روبه بالا همراه با جذب و انحلال بخار و گازها و واکنش‌های اکسایشی در طول مسیر خود و در اعماق کمتر می‌باشد.



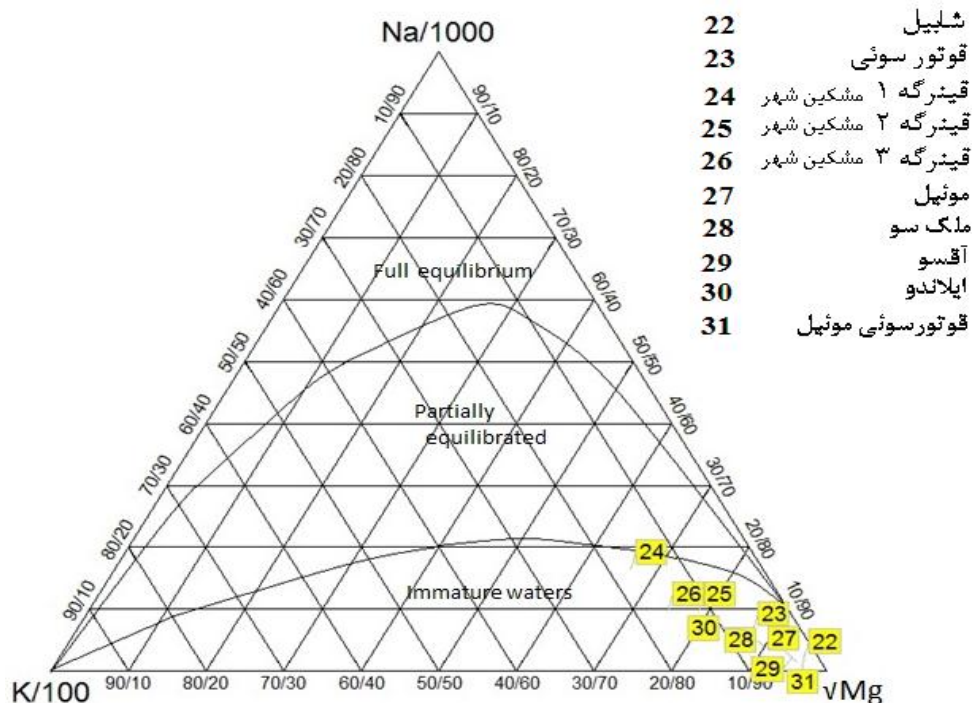
شکل ۴-۴- نمودار سه‌تایی $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ترکیبات آب چشمه‌های شمال غرب سبلان

۴-۳-۵- نمودار تعادل فاز (Na-K-Mg)

نمودار مثلثی Na-K-Mg (Giggenbach, 1988) بیانگر دمای تعادلی کانی‌های (فلدسپات و رس) که حاوی این عناصر هستند می‌باشد. هم‌چنین برای تشخیص و شناسایی تعادل بین سیال زمین‌گرمایی و سنگ میزبان و تعیین دمای مخزن به کار می‌رود. نمونه‌هایی که از چاه‌های عمیق ژئوترمالی برداشته

شده‌اند در قسمت تعادل کامل (Full equilibrium) قرار می‌گیرند و بیانگر حصول تعادل بین سنگ و سیال می‌باشد. با توجه به قرارگیری این نمونه‌ها در قسمت تعادل کامل می‌توان دمای مخزن ژئوترمال را تخمین زد. ولی نمونه‌هایی که در بخش تعادل جزئی (Partially equilibrated) و یا آب‌های نابالغ (Immature waters) قرار می‌گیرند، بیانگر این است که بین سیال و سنگ تعادل حاصل نشده و یا به صورت تعادل جزئی می‌باشد. گفته شده است که نمونه‌هایی در این دو منطقه قرار می‌گیرند برای تخمین دمای مخزن ژئوترمال مناسب نمی‌باشند (Strelbitskaya, 2005).

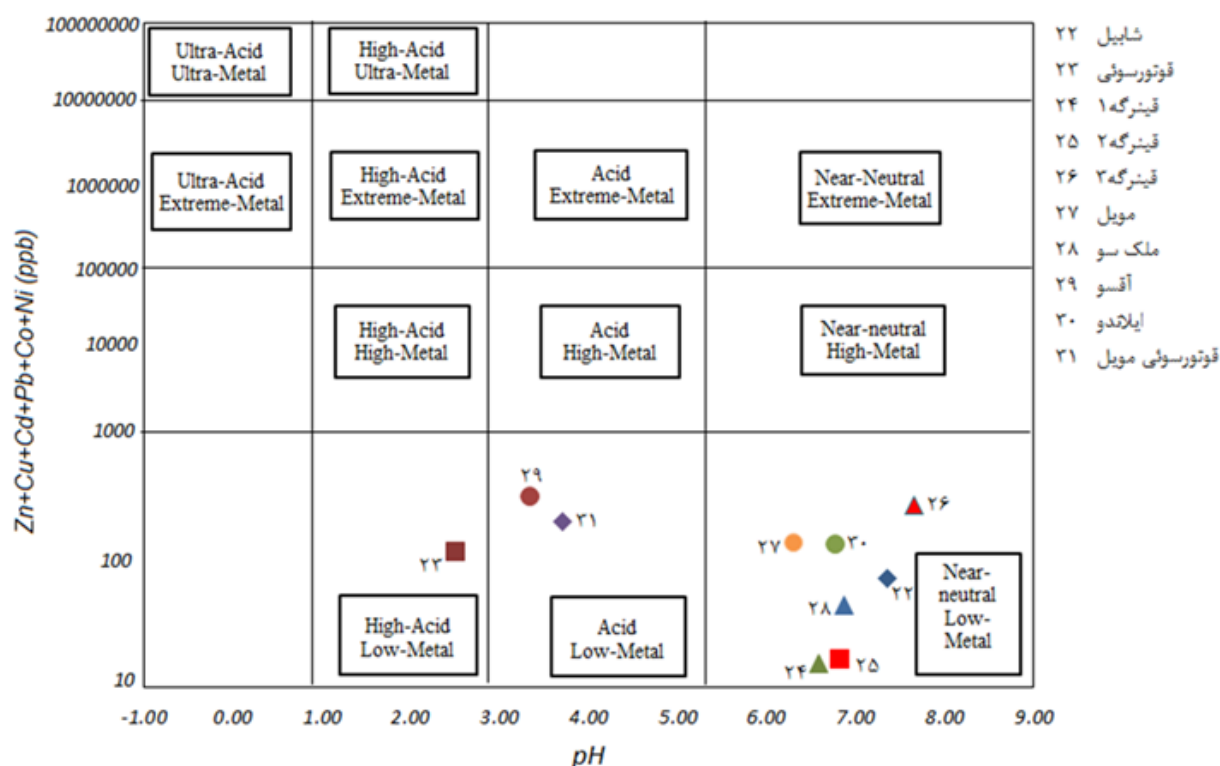
نمودار تعادل فازی برای چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر در شکل (۴-۵) نشان داده شده است. بغیر از نمونه آب چشمه قینرگه ۱ که در مرز بین منطقه نابالغ و منطقه تعادل جزئی قرار می‌گیرد، بقیه نمونه‌ها در بخش آب‌های نابالغ جای گرفته‌اند. با توجه به ترکیب نمونه‌ها و جای‌گیری آن‌ها در بخش مذکور، از این نمونه‌ها نمی‌توان برای تخمین دمای مخزن استفاده نمود.



شکل ۴-۵- نمودار سه‌تائی Na-K-Mg آب چشمه‌های شمال غرب سیلان

۴-۴- نمودار فیکلین

از نمودار فیکلین (Ficklin, 1992) برای مطالعه وضعیت pH و غلظت فلزات سنگین در نمونه‌های آب چشمه‌های مشکین‌شهر استفاده شد. با بررسی نمونه‌های آب چشمه‌های این منطقه (شکل ۴-۶) روی نمودار فیکلین مشاهده می‌گردد که نمونه آب چشمه قوتور سوئی به صورت آب با اسیدیته بالا حاوی غلظت‌های کم فلزات طبقه‌بندی می‌گردد. نمونه آب چشمه‌های قوتور سوئی موئیل و آقسو در منطقه اسیدی با غلظت‌های پایین فلزات قرار می‌گیرد. نمونه آب دیگر چشمه‌های مشکین‌شهر به صورت آب تقریباً خنثی و حاوی غلظت‌های پایین فلزات طبقه‌بندی می‌شود.

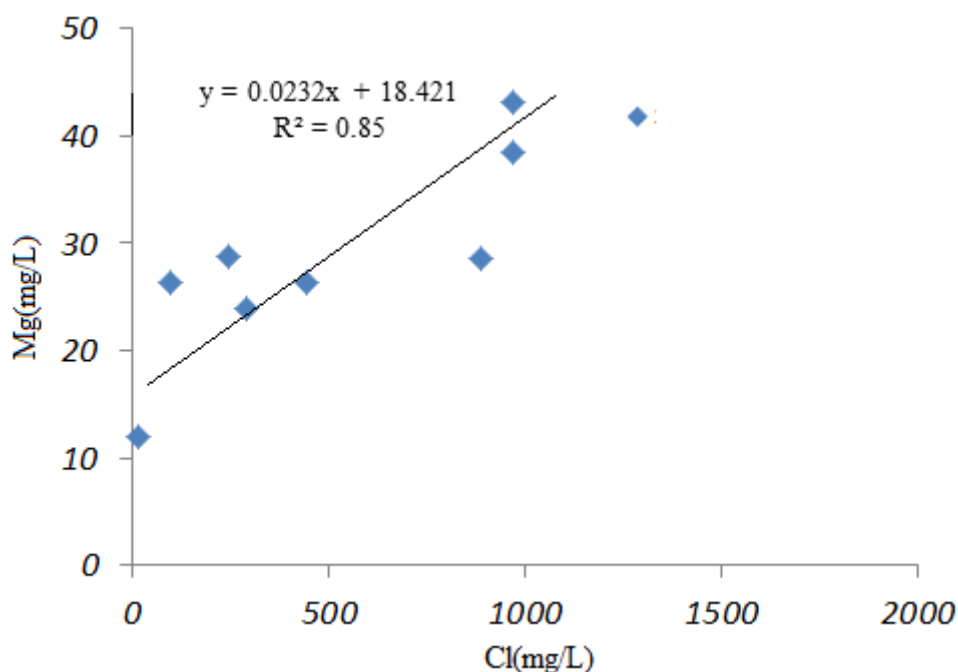


شکل ۴-۶- نمودار فیکلین برای آب چشمه‌های مشکین‌شهر

۴-۵- تغییرات کلر و منیزیم در آب چشمه‌های مشکین‌شهر

از روی رابطه بین یون‌های کلر و منیزیم می‌توان وضعیت آمیختگی آب‌های گرمایی را با آب‌های سطحی مشخص نمود. وجود رابطه خطی مستقیم بین کلر و منیزیم بیانگر این مطلب است که پدیده آمیختگی با آب‌های سطحی مولفه قابل ملاحظه‌ای در سیستم گرمایی نیست (Shakeri et al., 2008).

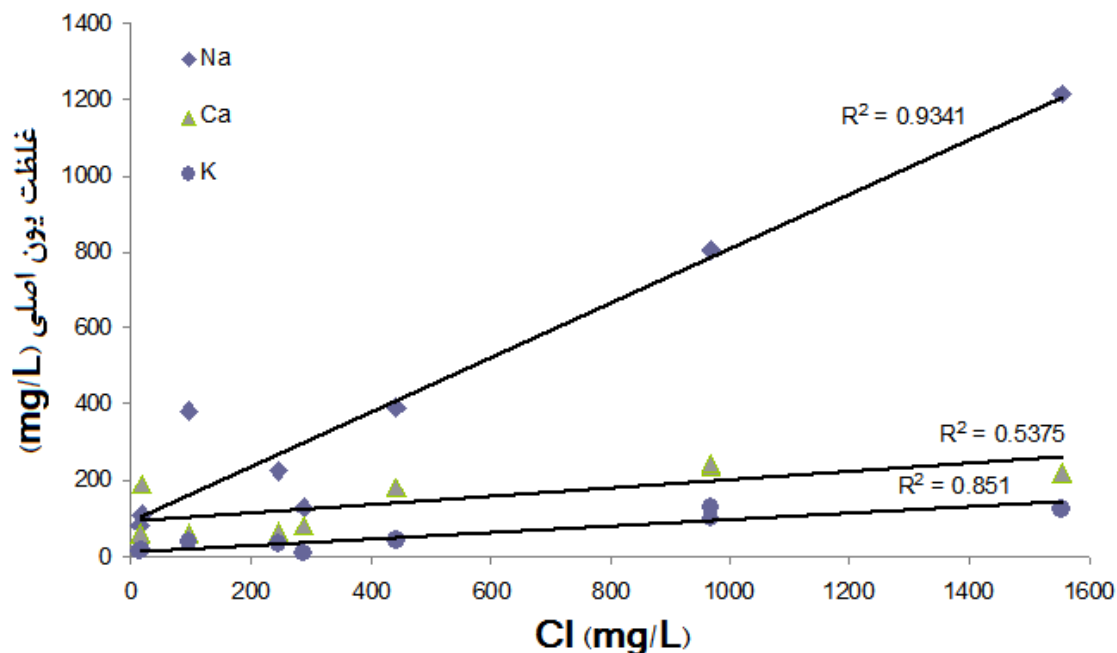
در شکل (۴-۷) رابطه بین یون‌های کلر و منیزیم نشان داده شده است. همبستگی بین کلر و منیزیم برای چشمه‌ها مثبت می‌باشد. از روی روابط موجود بین یون‌های کلر و منیزیم و همبستگی‌های محاسبه شده می‌توان نتیجه گرفت که به علت پراکنش موجود بین روابط این دو یون احتمالاً "پدیده آمیختگی آب‌های زمین گرمایی با آب‌های سطحی رخ داده است.



شکل ۴-۷- تغییرات کلر با منیزیم برای آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر

۴-۶- تغییرات غلظت کاتیون‌های اصلی نسبت به کلرید

در سیستم‌های زمین‌گرمایی، کلرید (Cl) می‌تواند از نظر شیمیایی ثابت و پایسته در نظر گرفته شود (Shakeri et al., 2008; Motyka et al., 1993). با رسم غلظت برخی از عناصر بویژه کاتیون‌های اصلی (Na، Ca و K) در مقابل Cl می‌توان تغییرات غلظت آن‌ها را مشاهده نمود. این تغییرات برای چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر در شکل (۴-۸) نشان داده شده است.



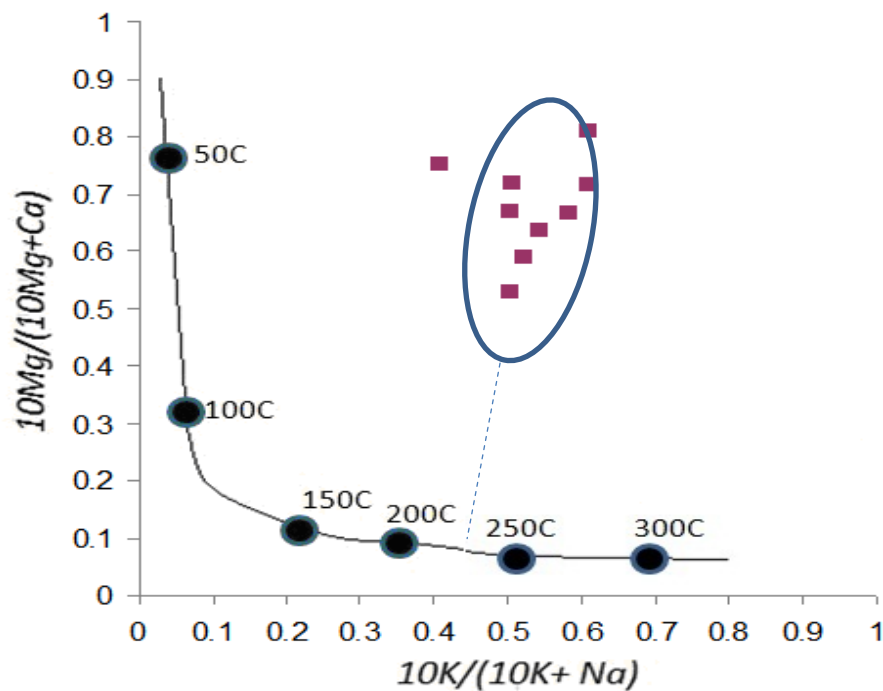
شکل ۴-۸- تغییرات کرب با کاتیون‌های اصلی برای آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر

در این شکل برای یون‌های Na، Ca و K یک روند افزایشی مشاهده می‌شود که همزمان با افزایش غلظت کرب نمونه‌ها، غلظت کلسیم، سدیم و پتاسیم نیز افزایش یافته است. با در نظر گرفتن ضریب همبستگی این خطوط و از طرفی تغییرات غلظت و پراکندگی این یون‌ها می‌توان این‌گونه بیان داشت که رقیق‌شدگی

آب گرم چشمه‌های منطقه با آب‌های زیرزمینی منطقه صورت گرفته است. محتوی نسبی بالای Na ممکن است بیانگر حل شدن سنگ میزبان در آب این چشمه‌ها باشد.

۷-۴- نمودار دوتایی^۱ گیگنباخ برای اندازه‌گیری دمای تعادلی مخزن

نمودار دوتایی شکل (۹-۴) که به نمودار Na-K-Ca-Mg نیز معروف است برای تخمین و اندازه‌گیری دمای تعادلی مخزن زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Giggenbach, 1988; Tassi et al., 2008). نمونه‌های آبی که از چشمه‌های منطقه برداشت شده‌اند بر روی این نمودار ترسیم شدند. با استفاده از این نمودار دمای تقریبی مخزن بین ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سلسیوس برآورد شد.

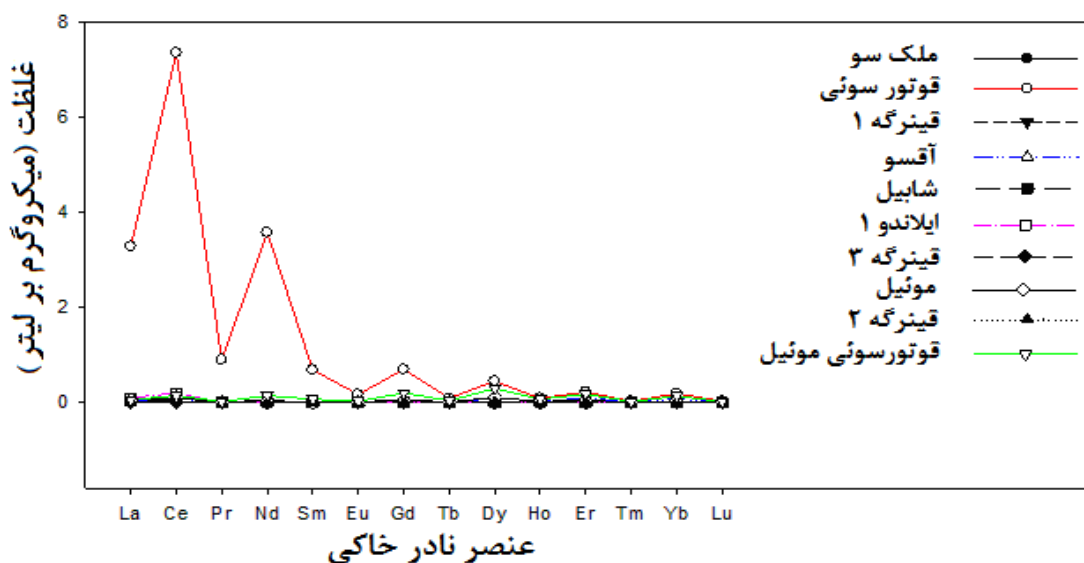


شکل ۹-۴- دیاگرام دوتایی $10Mg^{2+}/(10Mg^{2+}+Ca^{2+})$ در مقابل $10K^{+}/(10K^{+}+Na^{+})$ برای آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر

¹ Binary diagram

۴-۸- عناصر نادر خاکی

یکی دیگر از ویژگی‌هایی که در مورد چشمه‌های مشکین‌شهر بررسی شد، غلظت عناصر نادر خاکی در آب این چشمه‌ها بود. شکل (۴-۱۰) تغییرات غلظت عناصر نادر خاکی را در چشمه‌های منطقه نشان می‌دهد. بیش‌ترین غلظت عناصر نادر خاکی در چشمه قوتورسوئی مشاهده می‌شود. با توجه به pH نسبتاً پائین (۳/۲) اندازه‌گیری شده در این چشمه، این‌گونه می‌توان بیان داشت که آب گرم اسیدی این چشمه ضمن بالا آمدن به سطح زمین عناصر مختلف از جمله عناصر نادر خاکی را از سنگ‌های دربرگیرنده شسته و در خود حل کرده است.



شکل ۴-۱۰- تغییرات غلظت عناصر نادر خاکی در چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر

۴-۹- تغییرات شاخص اشباع‌شدگی (SI^1) کانی‌های اصلی در آب چشمه‌های منطقه

شاخص اشباع‌شدگی از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$SI = \log \frac{IAP}{K_{sat}} \quad (۴-۳)$$

¹ Saturation Index

در این رابطه IAP ، میزان پویایی کانی مورد نظر و K_{sat} ثابت انحلال پذیری است.

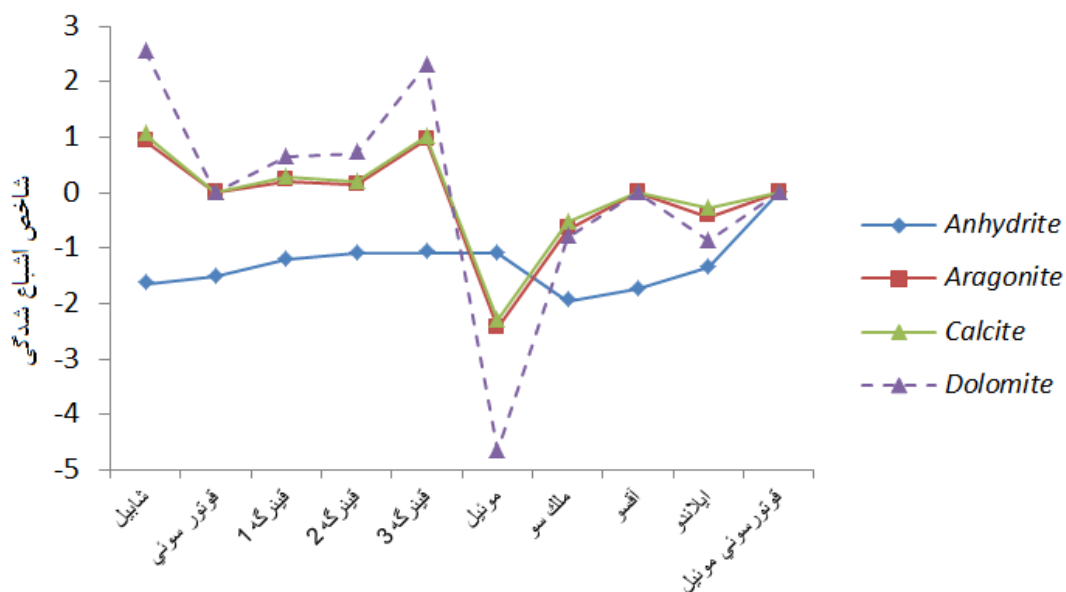
به منظور تعیین شاخص اشباع شدگی کانی‌های مختلف از نرم افزار PHREEQC و از بانک داده‌ای minteq-v4 استفاده شده است. شاخص اشباع شدگی، بسته به نوع کانی، pH، TDS و دما تغییر می‌کند. در جدول (۴-۴) شاخص اشباع شدگی برای کانی‌های معمول در آب مانند هالیت، کلسیت، دولومیت، ژیپس، کوارتز، آراگونیت، انیدرید و کائولینیت آورده شده است.

جدول ۴-۴- مقادیر شاخص اشباع شدگی کانی‌ها برای آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر

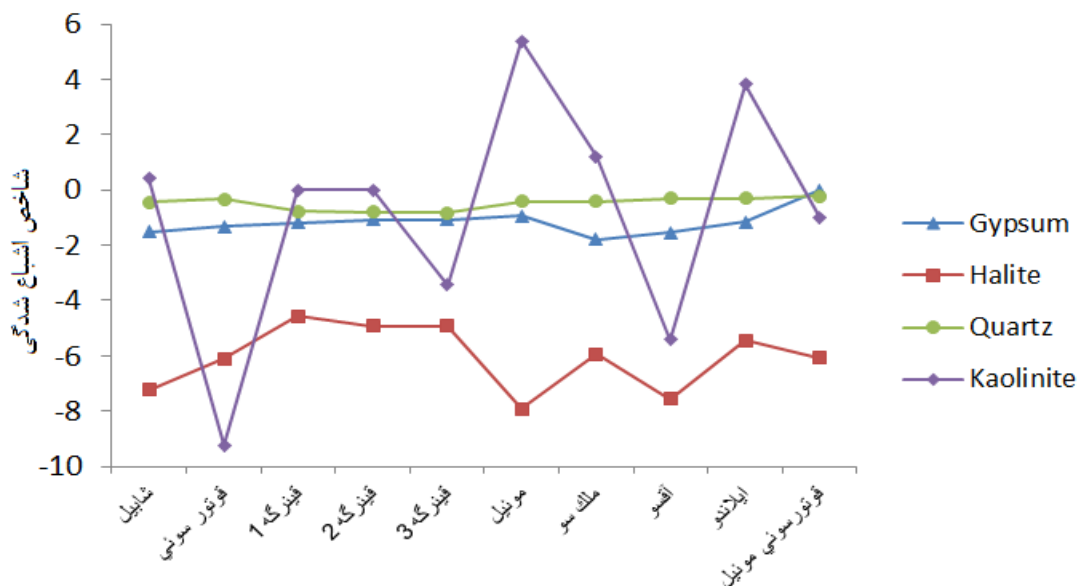
کائولینیت	کوارتز	هالیت	ژیپس	دولومیت	کلسیت	آراگونیت	انیدرید	چشمه
۰/۴۲	-۰/۴۵	-۷/۲۴	-۱/۵	۲/۵۴	۱/۰۵	۰/۹۲	-۱/۶۴	شابل
-۹/۲۳	-۰/۳۲	-۶/۱۱	-۱/۳۳	-	-	-	-۱/۵۱	قوتور سوئی
-	-۰/۷۶	-۴/۵۵	-۱/۱۹	۰/۶۴	۰/۲۸	۰/۲۱	-۱/۲۱	قینرگه ۱
-	-۰/۷۹	-۴/۹۳	-۱/۰۷	۰/۷۱	۰/۱۹	۰/۱۳	-۱/۰۹	قینرگه ۲
-۳/۴۳	-۰/۸۱	-۴/۹۳	-۱/۰۷	۲/۲۹	۱/۱	۰/۹۵	-۱/۰۸	قینرگه ۳
۵/۳۹	-۰/۴	-۷/۹۳	-۰/۹۳	-۴/۶۵	-۲/۳۱	-۲/۴۴	-۱/۰۹	موئیل
۱/۲۲	-۰/۴	-۵/۹۳	-۱/۷۹	-۰/۸	-۰/۵۳	-۰/۶۶	-۱/۹۵	ملک سو
-۵/۴۲	-۰/۲۹	-۷/۵۶	-۱/۵۴	-	-	-	-۱/۷۴	آقسو
۳/۸۲	-۰/۳	-۵/۴۴	-۱/۱۶	-۰/۸۸	-۰/۲۸	-۰/۴۴	-۱/۳۵	ایلان‌دو
-۱/۰۲	-۰/۲۱	-۶/۰۷	-	-	-	-	-	قوتور سوئی موئیل

همان طور که مشاهده می‌شود کانی‌های کربناته مانند کلسیت، دولومیت و آراگونیت در نمونه آب چشمه‌های شابل، قینرگه ۱، قینرگه ۲ و قینرگه ۳ در حالت اشباع قرار دارند. بقیه نمونه آب چشمه‌ها نسبت به این کانی‌ها در زیر حد اشباع قرار دارند. این موضوع انحلال‌پذیری اندک کانی‌های کربناته را به نسبت کانی‌های سولفات و کلروره تایید می‌کند. اما کانی‌های انیدرید، ژیپس، هالیت، کوارتز و کائولینیت در تمامی نمونه آب چشمه‌ها بجز قوتور سوئی موئل در حالت زیر اشباع قرار دارند (شکل ۴-۱۱ و ۴-۱۲).

این حالت با pH نمونه نیز در ارتباط است به طوری که هرچه اسیدیته بالاتر، قدرت حلالیت کانی ها در نمونه بالاتر خواهد بود.



شکل ۴-۱۱- شاخص اشباع شدگی مربوط به کانی های انیدرید، آراگونیت، کلسیت و دولومیت

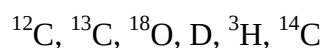


شکل ۴-۱۲- شاخص اشباع شدگی مربوط به کانی های ژیپس، هالیت، کوارتز و کائولینیت

۴-۱۰- مطالعات ایزوتوپی

هیدرولوژی ایزوتوپی به دو شاخه اصلی: هیدرولوژی ایزوتوپی محیطی و مصنوعی تقسیم می‌شود. هیدرولوژی ایزوتوپی محیطی، از نوسانات ایزوتوپی در آب‌ها توسط فرآیندهای طبیعی بحث می‌کند و انسان نقشی در کنترل آن‌ها ندارد و تنها می‌توان براساس دانش کلی از تفکیک ایزوتوپ‌های موجود در فرآیندهای طبیعی آن‌ها را اندازه‌گیری نمود، برای تفسیر آن‌ها نیز باید از علم هیدرولوژی کمک گرفت. مسائل مربوط به هیدرولوژی حوضه‌های بزرگ را می‌توان با استفاده از ایزوتوپ‌های محیطی حل کرد. البته اطلاع قبلی از شرایط حاکم بر حوضه لازم است، تا بتوان ردیابی طبیعی خوبی را انجام داد.

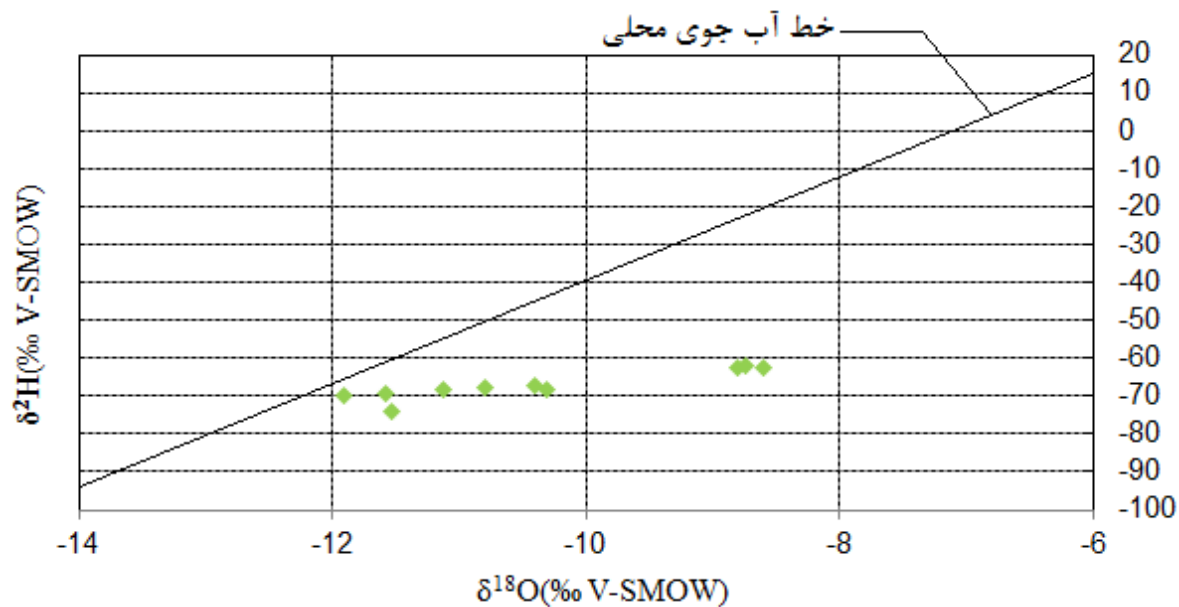
مهم‌ترین ایزوتوپ‌های محیطی که در فرآیندهای هیدرولوژی کاربرد دارند عبارتند از:



تغییر نسبت‌های ایزوتوپی در نمونه‌های آب توسط طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری و با علامت δ (دلتا) نشان داده می‌شود. استاندارد که برای سنجش نسبت‌های ایزوتوپی بکار می‌رود، SMOW (استاندارد متوسط آب اقیانوس^۱) می‌باشد. این استاندارد بیان‌گر ترکیب ایزوتوپی متوسط آب اقیانوس‌ها است. علت انتخاب SMOW آن است که اقیانوس‌ها نقطه شروع و پایان سیکل هیدرولوژی هستند. علاوه بر آن، اقیانوس‌ها حدود ۹۷٪ آب موجود در سطح زمین را تشکیل می‌دهند و از ترکیب ایزوتوپی یکنواختی نیز برخوردارند. برای مثال، وقتی می‌گوییم $\delta^{18}\text{O} = +5$ (-5) یعنی مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در نمونه آب، ۵٪ بیشتر (یا کمتر) از متوسط آب اقیانوس است.

¹ Standard Mean Oceanic Water (SMOW)

شکل (۴-۱۳) رابطه بین اکسیژن - ۱۸ و نسبت دئوتریوم چشمه‌های آبگرم منطقه مشکین‌شهر را نشان می‌دهد. همان طور که در این شکل مشاهده می‌شود، اکثر نمونه‌ها در نزدیکی خط آب جوی محلی قرار گرفته‌اند. غلظت $\delta^{18}\text{O}$ در آب چشمه‌ها بین ۱۱/۹۱- تا ۸/۶- و δD بین ۷۴/۳- تا ۶۲/۲- متغیر هستند.

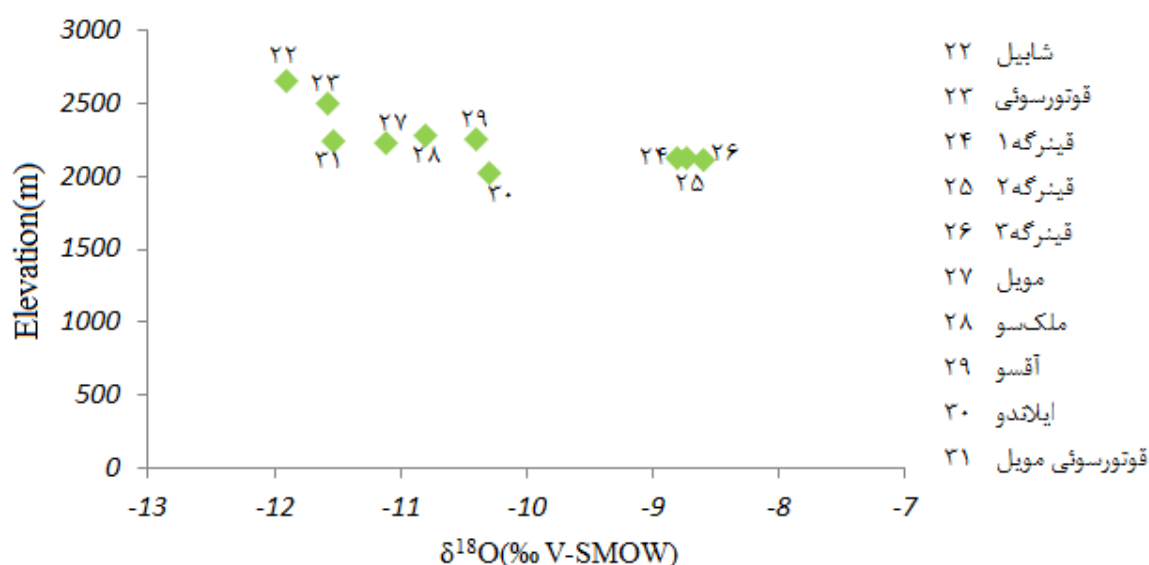


شکل ۴-۱۳- تغییرات اکسیژن - ۱۸ با نسبت دئوتریوم برای چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر

با توجه به موقعیت نمونه‌ها و مطالعاتی که قبلاً در منطقه صورت گرفته، می‌توان گفت که آب چشمه‌ها منشاء جوی داشته و همچنین در گذشته دور، یعنی زمانی که دمای منطقه خیلی سردتر از دمای امروزی بوده است این آب‌ها به زمین نفوذ کرده‌اند و یک چرخه بسیار پیچیده و گاه عمیقی را پیموده‌اند (Kingston Morrison, 2001a).

این تغییر غلظت ایزوتوپی در چشمه‌ها را می‌توان با ارتفاع چشمه‌ها مرتبط دانست، بطوری که هرچه ارتفاع بیشتر باشد، غلظت ایزوتوپ‌های اکسیژن - ۱۸ و دئوتریوم کاهش می‌یابد (شکل ۴-۱۴). از آنجایی که چشمه‌های آبگرم منطقه در ارتفاع‌های مختلفی قرار گرفته‌اند، پس نوسانات غلظت ایزوتوپی چشمه‌ها قابل

توجیه است چشمه‌هایی که غلظت $\delta^{18}\text{O}$ در آن‌ها کمتر از چشمه‌های دیگر است بیانگر تغذیه آن‌ها از ارتفاعات بالاتر است.



شکل ۴-۱۴- نمودار اکسیژن - ۱۸ - ارتفاع برای چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر

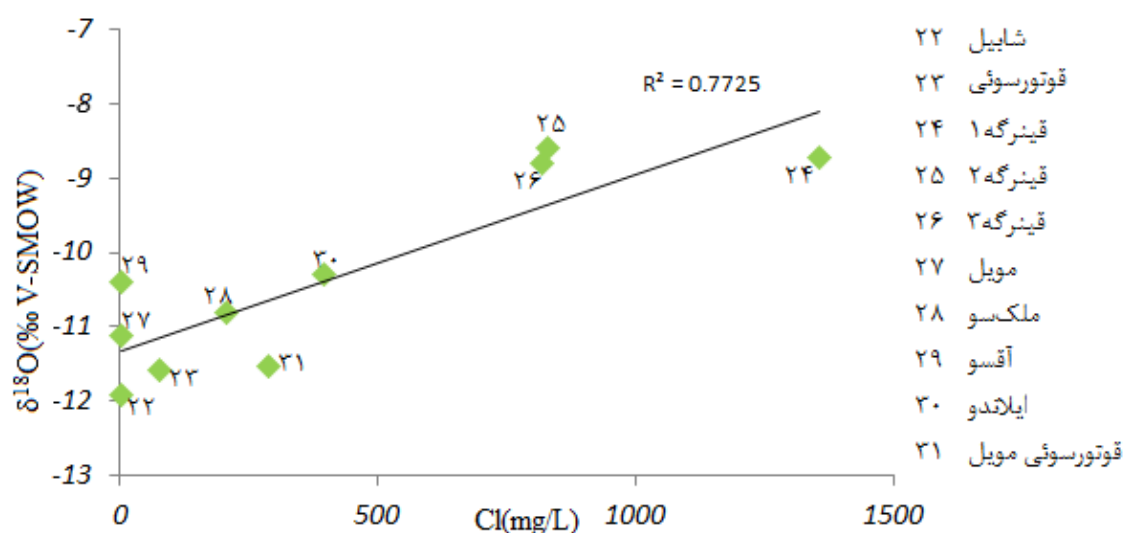
با توجه به شکل (۴-۱۵) می‌توان فرآیندهایی را که سبب غنی شدن ایزوتوپ‌های پایدار آب می‌شوند را تشخیص داد. این فرآیندها عبارتند از:

- تبخیر از آب‌های گرم، ترکیب ایزوتوپی مشابهی را با آب زیرزمینی نشان می‌دهد.

- اختلاط بین آب‌های گرم و زیرزمینی

این دو پارامتر در سیالات مختلف با هم رابطه خطی دارند. تبخیر موجب افزایش غلظت ایزوتوپ و همچنین کمر می‌شود زیرا که افزایش غلظت این دو پارامتر به درجه حرارت تفکیک و بخار آب بستگی دارد.

در نمونه‌های آب چشمه‌های مشکین‌شهر همبستگی مثبتی بین تغییرات کلر و $\delta^{18}\text{O}$ می‌توان مشاهده نمود. افزایش دما سبب افزایش تبخیر و در نتیجه باعث افزایش غلظت ایزوتوپ و همچنین افزایش کلر می‌شود. همبستگی مثبت بین این دو پارامتر موید وجود پدیده رقیق شدگی^۱ می‌باشد. این گفته‌ها پدیده اختلاط آب‌های گرم را با آب زیرزمینی تایید می‌کند.

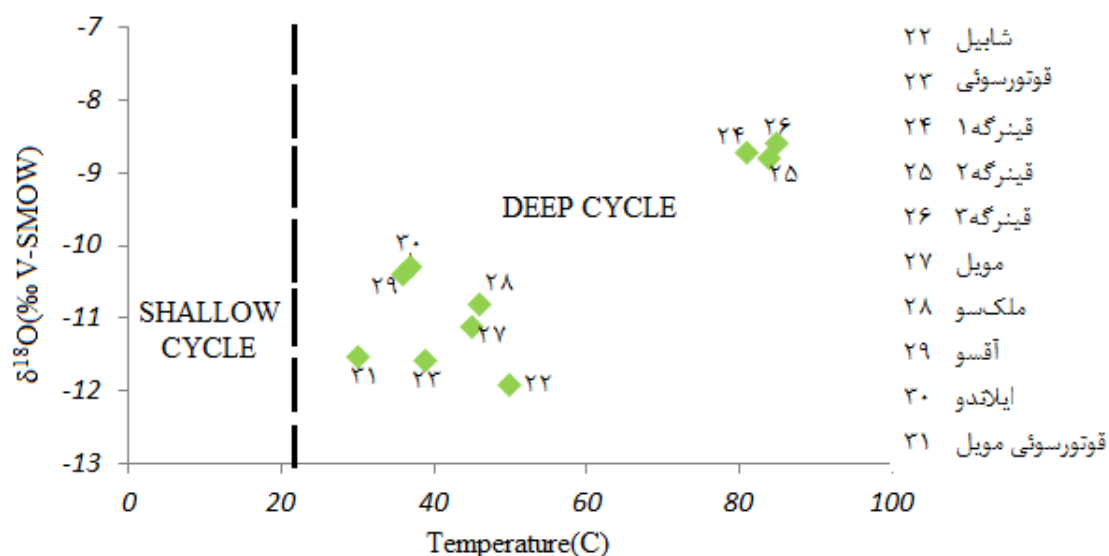


شکل ۴-۱۵ - تغییرات اکسیژن-۱۸ با کلر چشمه‌های آبگرم مشکین‌شهر

شکل (۴-۱۶) تغییرات اکسیژن-۱۸ با درجه حرارت را در چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر نشان می‌دهد. رابطه بین $\delta^{18}\text{O}$ با دما، یک روش بسیار مناسب برای تفکیک آب‌هایی با عمق چرخش زیاد از آب‌های با چرخش سطحی می‌باشد. تمام نمونه آب چشمه‌های منطقه براساس این نمودار در ناحیه با عمق گردش زیاد قرار می‌گیرند. براساس میزان تریتیوم (H^3) موجود در آب چشمه‌ها نیز می‌توان این آب‌ها را از هم تفکیک کرد. به طوری که میزان تریتیوم در آب‌هایی که عمق چرخش قابل توجهی دارند بسیار ناچیز است و هر چه عمق چرخش کمتر باشد میزان تریتیوم افزایش می‌یابد (Celmen & Celik, 2009). میزان

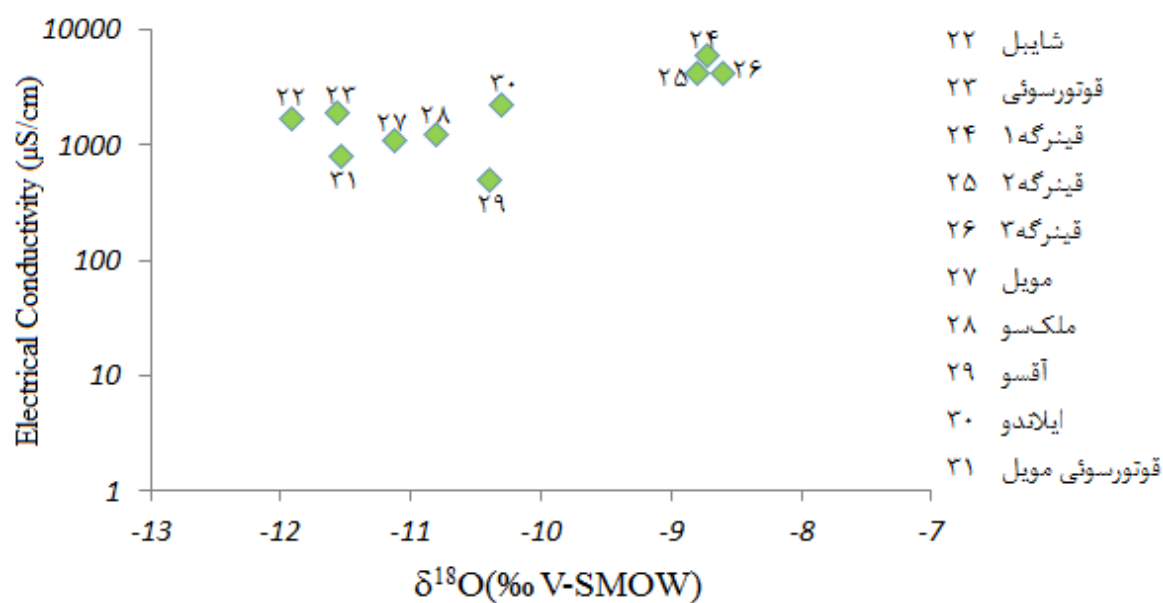
¹ Dilution

تریتیوم آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر ناچیز (<2) می‌باشد (Kingston Morrison, 1998) و چرخش عمقی بسیار زیاد آب چشمه‌ها را تایید می‌کند.



شکل ۴-۱۶- تغییرات اکسیژن - ۱۸ با درجه حرارت چشمه‌های آب گرم منطقه مشکین‌شهر

شکل (۴-۱۷) تغییرات اکسیژن-۱۸ با هدایت الکتریکی را در نمونه آب چشمه‌ها نشان می‌دهد. همبستگی خاصی بین این دو پارامتر دیده نمی‌شود. در صورتی که معمولاً رابطه خطی باید با هم داشته باشند. که ممکن است بر اثر تغییرات pH، تبادل کاتیونی و از حالت خطی خارج شده باشد.



شکل ۴-۱۷- تغییرات EC با اکسیژن - ۱۸ چشمه‌های آب گرم منطقه مشکین‌شهر

در این فصل با بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی نمونه‌ها پی برده شد که تیپ آب چشمه‌ها کلریدی و سولفات‌ها با عمق چرخش زیاد می‌باشد که دارای منشاء جوی بوده که در زمان‌های دور از طریق دهانه آتشفشان و یا درز و شکاف‌ها و گسل‌ها به داخل راه یافته بودند. آب چشمه‌ها در گروه آب‌های گرم دسته بندی شد همچنین دمای تقریبی مخزن نیز ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شد.

فصل پنجم

مدل سازی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک و بررسی اطلاعات

حفاری چاه‌های منطقه

۵-۱- مقدمه

در این فصل ابتدا ضمن ارائه و نمایش داده‌های مگنتوتلوریک به بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌های آن پرداخته می‌شود و پس از این مرحله، مدل‌سازی یک بعدی و دو بعدی بر روی داده‌های منطقه صورت می‌گیرد. در ادامه مقاطع حاصل از مدل‌سازی‌ها تفسیر می‌شود.

در بخش بعدی داده‌های حفاری چاه منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد و با تحلیل و بررسی اطلاعات زمین شناسی، دگرسانی، خرده‌های حفاری و آنالیز دمای چاه لایه‌های نفوذ پذیر از لایه‌های نفوذ ناپذیر تفکیک می‌شوند و موقعیت تقریبی مخزن اصلی ژئوترمال مشخص خواهد شد.

۵-۲- موقعیت ایستگاه‌ها

در این پایان نامه از داده‌های سونداژ مگنتوتلوریک منطقه سبلان که بر روی سه پروفیل P1، P2 و P3 قرار می‌گیرند و در سال ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ توسط شرکت فیلیپینی EDC برداشت شده است، استفاده شد. نام و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها در جدول (۵-۱) آورده شده است همچنین موقعیت پروفیل‌ها در شکل (۵-۱) نمایش داده شده است. دلیل انتخاب این ایستگاه‌ها و پروفیل‌ها این بود که با این پروفیل‌ها تقریباً کل منطقه شمال غرب (دره مویل) به صورت طولی و عرضی پوشش داده می‌شود.

۵-۳- بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌ها

داده‌هایی که به منظور مدل‌سازی یک بعدی و دو بعدی منابع زمین گرمایی تهیه شد، داده‌های پردازش شده (EDI^1) بودند که از طریق استاد راهنما و مشاور در اختیار اینجانب قرار گرفتند. لازم به ذکر است که برداشت در هر ایستگاه به صورت ۵ مولفه‌ای (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z) بوده است. نتیجه مرحله پردازش داده‌ها، تانسورهای طیفی برای فرکانس‌های هدف در هر ایستگاه خواهد بود که از آن‌ها برای

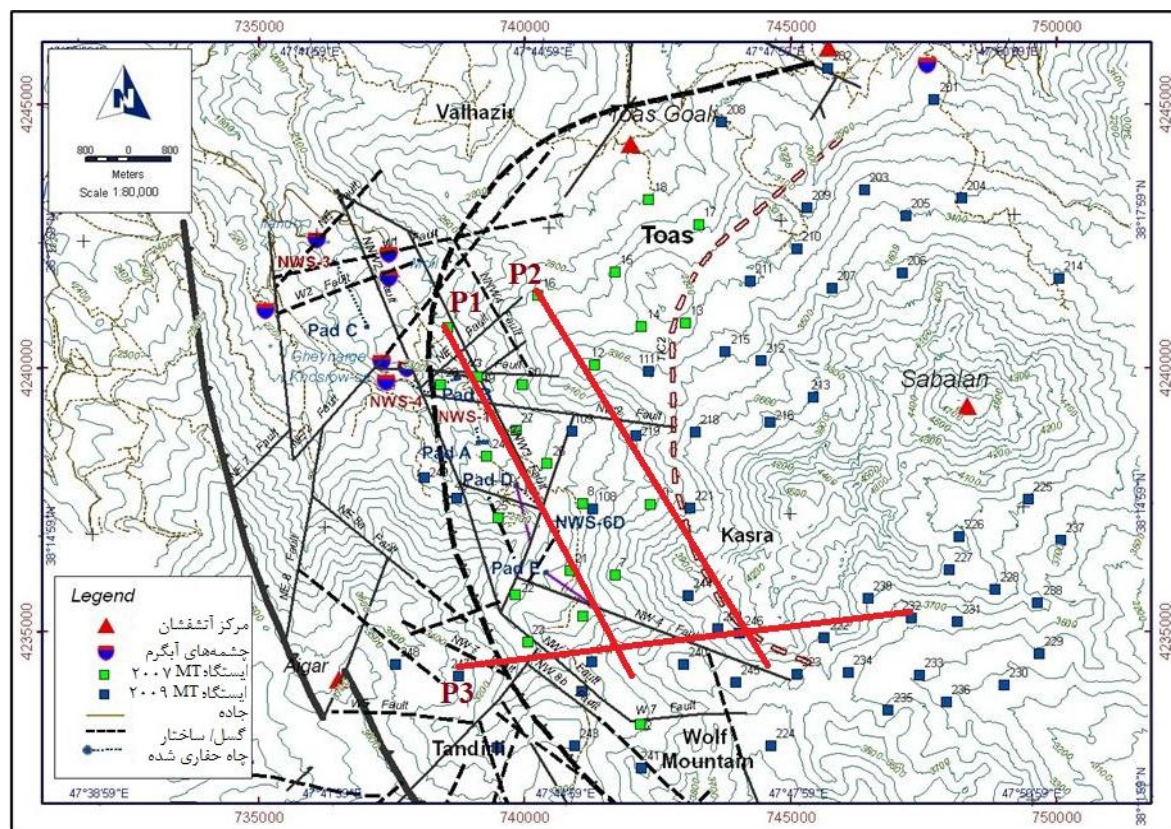
¹ Electrical data interchange

محاسبه مولفه‌های تانسور امیدانس استفاده شده است. با ترکیب مولفه‌های تانسور امیدانس به صورت‌های مختلف با یکدیگر، پارامترهایی بدست می‌آید که در راستای درک صحیح از ساختار زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، کمک شایانی می‌کند.

جدول ۵-۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مگنتوتلوریک

ارتفاع (متر)	عرض جغرافیایی (کیلومتر)	طول جغرافیایی (کیلومتر)	شماره ایستگاه	نام پروفیل
۲۳۹۹	۵۵۲۰/۲۸	۴۷۴۸/۱۷	۱	P1
۲۶۹۹	۵۵۱۶/۵۰	۴۷۴۹/۱۷	۲۷	
۳۳۲۹	۵۵۱۳/۲۴	۴۷۵۴/۸۳	۱۲	
۳۲۹۹	۵۵۰۸/۶۶	۴۷۵۳/۰۶	۱۱	
۲۴۶۹	۵۵۰۸/۲۲	۴۷۵۳/۹۹	۲۸	
۲۹۴۴	۵۵۰۵/۱۹	۴۷۵۳/۹۰	۲۰۸	
۲۹۴۹	۵۵۰۱/۵۶	۴۷۵۸/۰۹	۸	
۲۶۸۹	۵۴۹۷/۰۵	۴۷۵۷/۱۰	۲۵	
۳۰۸۲	۵۴۹۶/۲۳	۴۷۶۱/۱۲	۶	
۳۳۱۸	۵۴۹۲/۹۲	۴۷۵۸/۱۸	۲۱۷	
۳۴۱۳	۵۵۱۴/۰۶	۴۷۵۱/۹۱	۲۱۵	P2
۳۹۴۳	۵۵۱۱/۰۹	۴۷۵۵/۳۲	۲۴۶	
۲۹۷۰	۵۵۱۰/۳۴	۴۷۵۵/۴۰	۲۳	
۲۸۶۰	۵۵۰۹/۵۶	۴۷۵۶/۶۴	۲۰	
۳۴۳۲	۵۵۰۵/۷۰	۴۷۵۸/۸۵	۲۰۵	
۳۶۷۸	۵۵۰۴/۵۳	۴۷۵۹/۵۱	۲۰۶	
۳۳۰۴	۵۵۰۰/۶۰	۴۷۵۸/۳۴	۱۰	
۳۷۹۳	۵۵۰۱/۱۷	۴۷۶۰/۹۴	۲۴۵	
۳۸۱۶	۵۴۹۷/۶۶	۴۷۶۲/۸۴	۲۳۹	
۳۳۶۷	۵۴۹۱/۰۰	۴۷۵۵/۶۷	۲۴۷	P3
۳۳۱۸	۵۴۹۲/۹۲	۴۷۵۸/۱۸	۲۱۷	
۳۸۲۰	۵۴۹۵/۱۸	۴۷۶۰/۲۳	۲۲۰	
۳۳۰۱	۵۴۹۸/۲۷	۴۷۵۸/۶۹	۲۴۲	
۳۳۰۴	۵۵۰۰/۶۰	۴۷۵۸/۳۴	۱۰	
۳۷۹۳	۵۵۰۱/۱۷	۴۷۶۰/۹۴	۲۴۵	

	۲۰۶	۴۷۵۹/۵۱	۵۵۰۴/۵۳	۳۶۷۸
	۲۱۴	۴۷۶۲/۵۸	۵۵۰۶/۳۶	۳۵۳۹

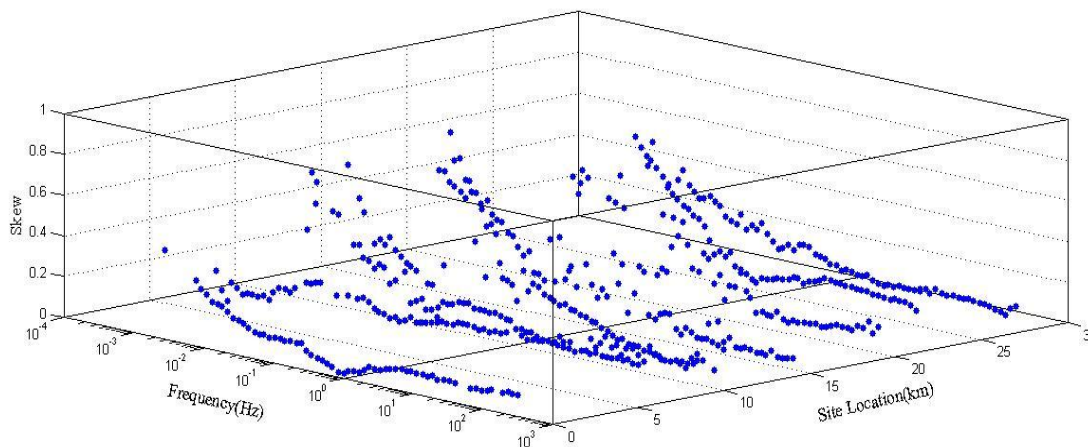


شکل ۵-۱- موقعیت پروفیل‌ها و ایستگاه‌های MT برداشت شده در سال ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ (EDC, 2008).

Skew - ۱-۳-۵

این کمیت یک پارامتر نامتغیر چرخشی می‌باشد و در صورتی که برابر صفر و یا نزدیک صفر باشد می‌تواند بر غیر سه بعدی بودن ساختارهای منطقه دلالت داشته باشد. اما اگر مقدار آن از $0/3$ تجاوز کند باید محدوده مورد نظر به صورت سه بعدی بررسی شود. شکل (۵-۲) نمودار سه بعدی داده‌های Skew مربوط به پروفیل P1 را نشان می‌دهد. همانگونه که در این شکل مشاهده می‌شود مقدار Skew در اکثر فرکانس‌ها از $0/3$ کمتر است و تنها در بعضی از فرکانس‌های پایین این مقدار از $0/3$ تجاوز کرده است که می‌تواند

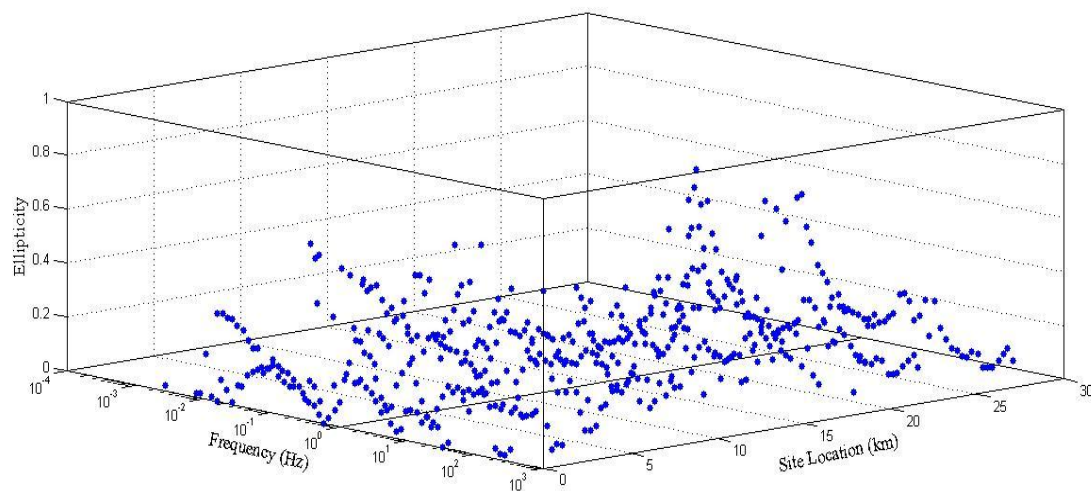
به علت آلودگی بعضی از داده‌ها به نویز باشد. این گفته‌ها برای داده‌های Skew دیگر پروفیل‌ها نیز صادق است در نتیجه می‌توان منطقه مورد مطالعه را با تقریب به صورت دو بعدی فرض نمود. نمودار سه بعدی داده‌های Skew مربوط به پروفیل‌های P2 و P3 در پیوست (الف) آورده شده است.



شکل ۵-۲- نمودار سه بعدی Skew برای پروفیل P1

۵-۳-۲- بیضی وارگی

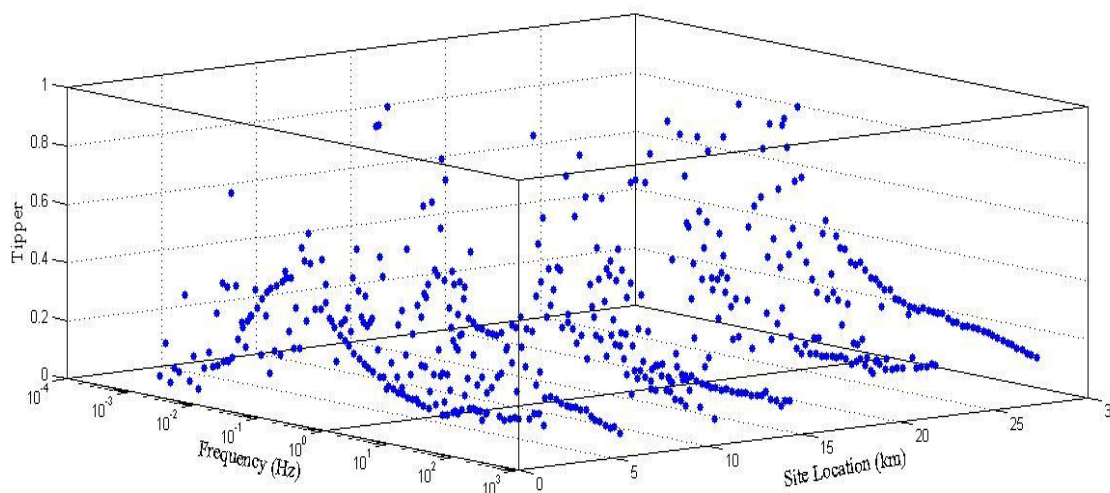
این کمیت نیز نامتغیر چرخشی می‌باشد و همانند Skew برای مدل‌های یک بعدی و دو بعدی مقداری برابر صفر و یا نزدیک صفر دارد و در نتیجه شاخص خوبی برای تشخیص سه بعدی بودن محیط مورد مطالعه می‌باشد. شکل (۵-۳) نمودار سه بعدی بیضی وارگی را برای ایستگاه‌های پروفیل P1 نشان می‌دهد. با توجه به این شکل مشاهده می‌شود که بیضی‌وارگی نیز مقدار کمی دارد و اغلب کمتر از 0.3 می‌باشد و می‌تواند دلیلی بر غیر سه بعدی بودن منطقه مورد مطالعه باشد. مقدار بیضی وارگی در پروفیل‌های P1 و P2 نیز کمتر از 0.3 است که نمودار آن در پیوست (الف) آورده شده است. اما برای اینکه تا حدودی از ابهام حضور نویز و یا سه بعدی بودن ساختار در برخی فرکانس‌های پایین برطرف شود از نمودار سه بعدی اندازه تیپر استفاده شد.



شکل ۵-۳- نمودار سه بعدی بیضی وارگی برای پروفیل P1

۵-۳-۳- اندازه تابع تیپر

شکل (۵-۴) نمودار سه بعدی اندازه تیپر برای ایستگاه‌های پروفیل P1 را نشان می‌دهد. در شکل (۵-۲) در فرکانس‌های پایین مقدار Skew از $0/3$ تجاوز می‌کند که ظاهراً بیانگر سه بعدی بودن ساختار در اعماق زیاد می‌باشد اما در نمودار سه بعدی اندازه تیپر مشاهده می‌شود که مقدار تیپر در فرکانس‌های پایین، بالا (بیشتر از $0/4$) می‌باشد. این خود دلیلی بر دو بعدی بودن ساختار می‌تواند باشد پس با این تفاسیر و دلایل، منطقه مورد مطالعه را با تقریب دو بعدی در نظر می‌گیریم. نمودارهای سه بعدی اندازه تیپر هر دو پروفیل P2 و P3 در پیوست (الف) آورده شده است.



شکل ۵-۴- نمودار سه بعدی اندازه تیپر برای ایستگاه‌های پروفیل P1

در ادامه با چرخش تانسور امپدانس، امتداد محورهای اصلی را پیدا نموده و با استفاده از عناصر غیر قطری (مولفه‌های اصلی) مقادیر مقاومت ویژه ظاهری و فاز در هر فرکانس و برای هر سونداژ محاسبه و به صورت نمودارهای سونداژی و نمودارهای شبه مقطع ارائه و مورد تفسیر کیفی قرار می‌گیرند.

۵-۳-۴- مقاومت ویژه ظاهری

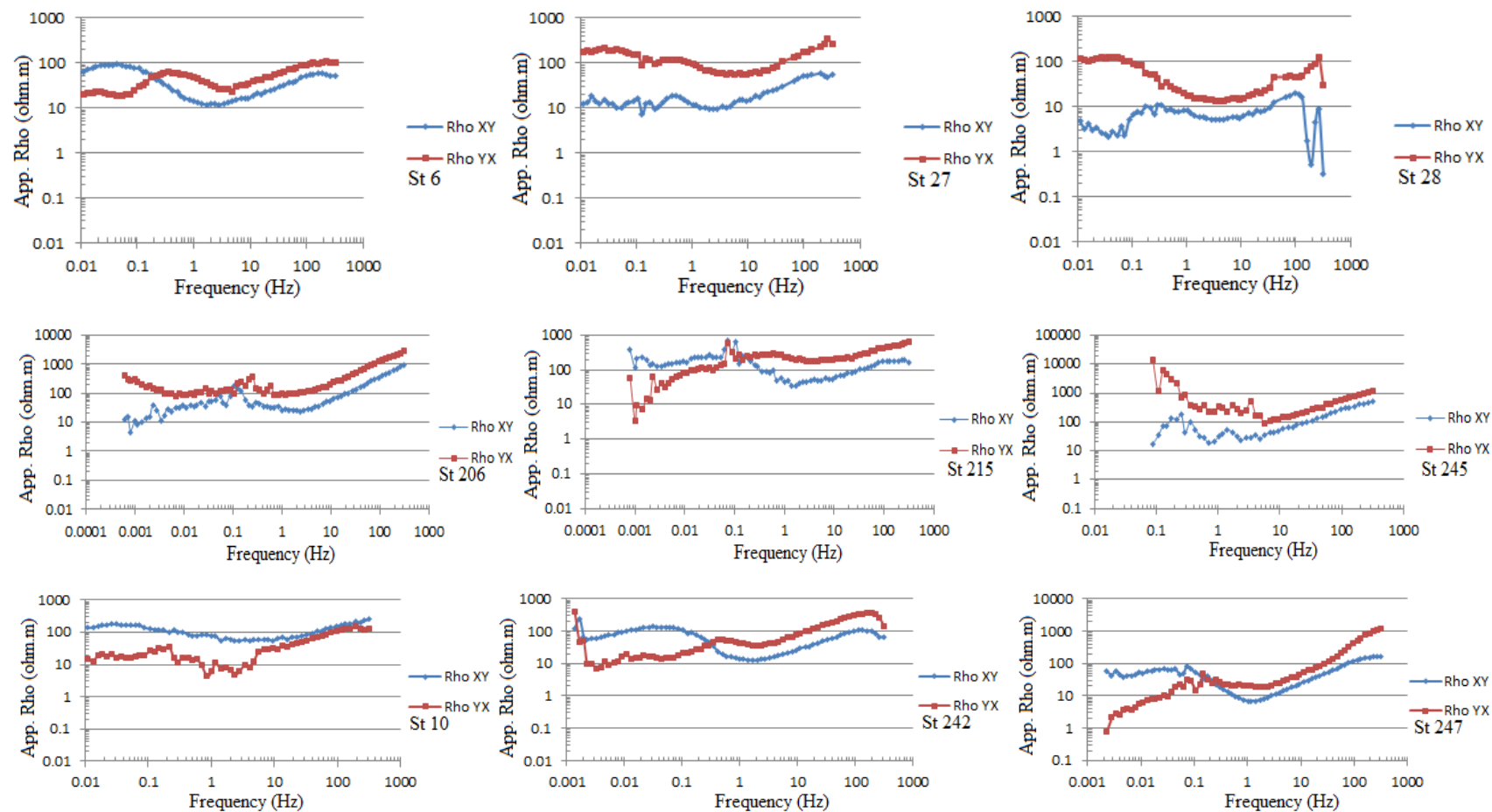
این کمیت می‌تواند به طور مستقیم برای هر یک از مولفه‌های تانسور امپدانس با رابطه $\rho_{a_{ij}} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2$ محاسبه شود. این کمیت اساسی‌ترین پارامتر در تفسیر داده‌های MT می‌باشد که از روی مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس (امپدانس چرخش داده شده) در فرکانس‌های مورد نظر قابل محاسبه است. در شکل (۵-۵) منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری در دو مولفه XY و YX پس از چرخش تانسور امپدانس به راستای حداکثر XY و YX برای ۳ ایستگاه در هر پروفیل به صورت نمونه نشان داده شده است.

همانطور که در نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری اغلب ایستگاه‌ها دیده می‌شود تطابق چندانی بین منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری XY و YX وجود ندارد. در نتیجه نمی‌توان انتظار داشت که یک محیط

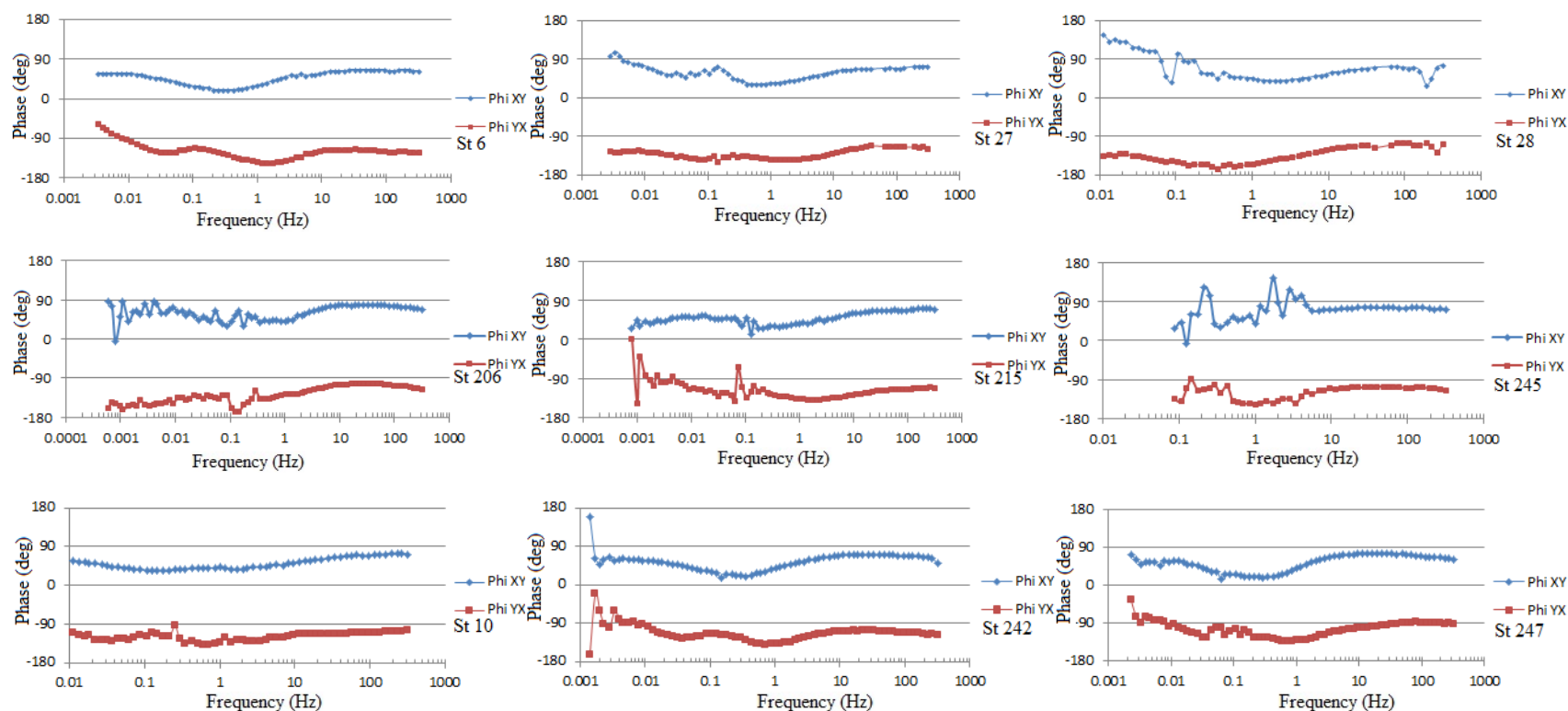
یک بعدی در منطقه مورد مطالعه وجود داشته باشد زیرا در صورت یک بعدی بودن منطقه این دو منحنی باید بر یکدیگر منطبق می‌شدند. در بعضی از فرکانس اندازه خطا بالاست. این می‌تواند به دلیل وجود نوفه‌های الکترومغناطیسی در منطقه و نیز به خاطر توپوگرافی بعضی از مناطق برداشت داده‌ها باشد. برای اینکه در هنگام مدل‌سازی از اثرات این فرکانس‌ها به دور باشیم داده‌های فرکانس مورد نظر در هر ایستگاه را باید غیر فعال (Mask) کرد.

۵-۳-۵- فاز امپدانس

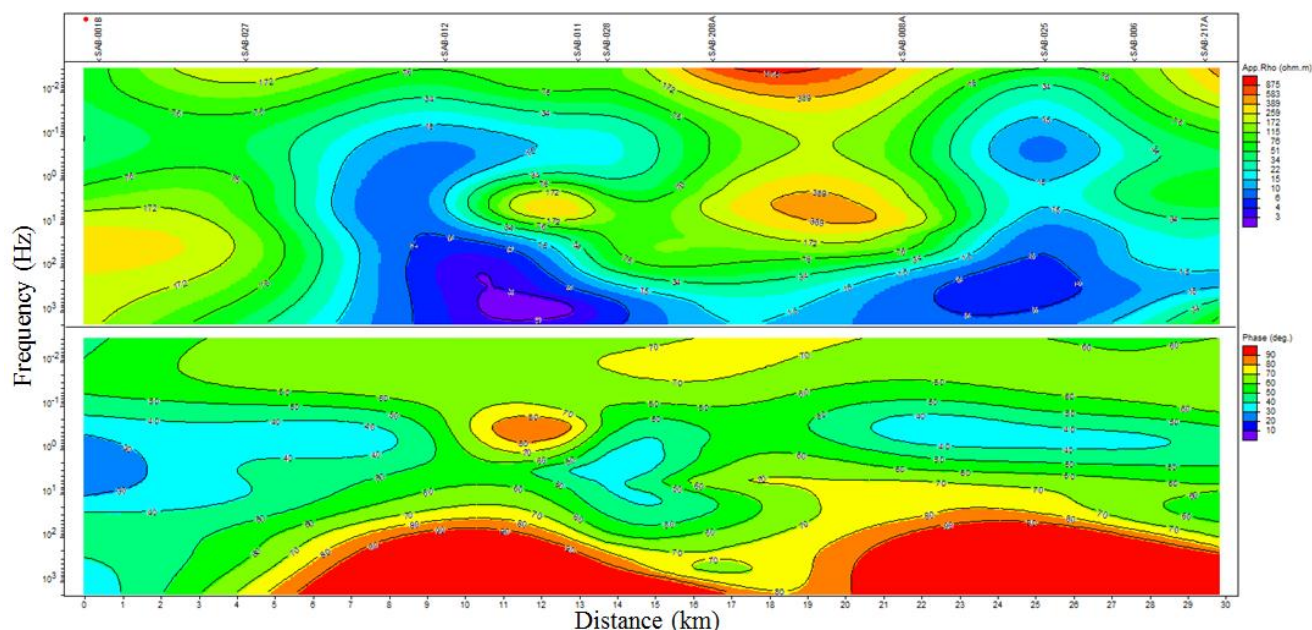
با توجه به اینکه هر یک از مولفه‌های تانسور امپدانس اعداد مختلطی می‌باشند، پس می‌توان مقدار فاز هر یک از این اعداد مختلط را محاسبه کرد و مقدار این فاز را به صورت نمودارهایی بر حسب فرکانس برای مولفه‌های مختلف تانسور امپدانس نشان داد. مقدار فاز در روش مگنتوتلوریک یک مقدار مستقل از مقاومت ویژه می‌باشد. در واقع وجود کمیت فاز یکی از مزیت‌های روش MT به روش‌های جریان مستقیم ژئوالکتریکی می‌باشد که باعث می‌شود امکان خطا در مدل‌سازی‌ها کاهش یابد. شکل (۵-۶) منحنی‌های فاز XY و YX مربوط به ۳ ایستگاه هر پروفیل را به عنوان نمونه نشان می‌دهد. مولفه‌های قطر اصلی تانسور امپدانس دارای مقادیر پراکنده‌ای از فاز برای فرکانس‌های مختلف می‌باشد و دلیل آن می‌تواند این باشد که با چرخش تانسور امپدانس این مولفه‌ها حداقل می‌شوند و فاز در آنها حالت پخشی را پیدا می‌کند البته نمودارهای فاز مربوط به قطر اصلی در اینجا آورده نشده است. در مورد نمودارهای مولفه‌های قطر فرعی، با توجه به اینکه مقدار فاز در فرکانس‌های بین ۱ تا ۲۰ هرتز افزایش می‌یابد و از ۴۵ درجه بالاتر می‌رود می‌توان یک محیط رسانا را انتظار داشت که دلیل آن می‌تواند احتمالاً مرتبط با آلتراسیون‌های رسی موجود در بالای زون‌های ژئوترمال و یا وجود مخزن آب زمین گرمایی در آن بخش باشد.



شکل ۵-۵- نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری XY و YX در ۳ ایستگاه از هر پروفیل. ایستگاه‌های ۶، ۲۷ و ۲۸ از پروفیل P1؛ ایستگاه‌های ۲۰۶، ۲۱۵ و ۲۴۵ از پروفیل P2؛ ایستگاه‌های ۱۰، ۲۴۲ و ۲۴۷ از پروفیل P3. محورهای افقی (فرکانس) و قائم (مقاومت ویژه ظاهری) هر دو در مقیاس لگاریتمی می‌باشد.



شکل ۵-۶- نمودارهای فاز برای مولفه‌های XY و YX در ۳ ایستگاه از هر پروفیل. ایستگاه‌های ۶، ۲۷ و ۲۸ از پروفیل P1؛ ایستگاه‌های ۲۰۶، ۲۱۵ و ۲۴۵ از پروفیل P2؛ ایستگاه‌های ۱۰، ۲۴۲ و ۲۴۷ از پروفیل P3. محور افقی فرکانس و محور قائم فاز می‌باشد



شکل ۵-۷- شبه مقاطع مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P1.

شکل (۵-۷) شبه مقاطع مقاومت ویژه و فاز را برای قطبش TM در طول پروفیل P1 نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌شود در فرکانس‌های 0.1 Hz به بالا (اعماق متوسط تا کم) توده‌هایی با مقاومت ویژه کم و رسانایی بالا وجود دارند که می‌تواند مرتبط با آلتراسیون‌های رسی موجود در بالای زون‌های ژئوترمال و یا وجود مخزن آب زمین گرمایی در این بخش باشد. شبه مقطع مقاومت ویژه در این شکل توسط مقطع فاز حمایت می‌شود و جایی که مقاومت ویژه پایین باشد مقدار فاز بسیار بالاست. همچنین در شبه مقطع مقاومت ویژه بر حسب فرکانس در طول پروفیل، سری‌های نواری عمودی موازی با محور فرکانس نیز مشاهده نمی‌شود پس می‌توان گفت که جابجایی استاتیکی روی داده‌ها وجود ندارد. شبه مقطع TM به دلیل اثر پذیری بالا از ناهمگنی‌های سطحی در اینجا آورده شده است. شبه مقاطع فاز و مقاومت ویژه پروفیل‌های P2 و P3 در پیوست (الف) آورده شده است

۵-۴- مدل سازی داده های مگنتوتلوریک

در سال های اخیر پیشرفت های تئوریک چشمگیر، به همراه توسعه و تکامل تجهیزات و تکنولوژی کامپیوتری، امکان مدل سازی های دقیق از توزیع رسانایی ساختارهای زیر سطحی را میسر کرده است. پس از تفسیر کیفی داده ها و به منظور ارزیابی های کمی دقیق تر از هندسه و پارامترهای آنومالی های الکتریکی زیر سطحی مدل سازی عددی داده ها بایستی انجام شود. برای مدل سازی معکوس یک بعدی و دو بعدی داده ها از نرم افزار WinGLink استفاده شد (Geosystem, 2003). این نرم افزار برای مدل سازی داده های متنوع ژئوفیزیکی از جمله گرانی سنجی، مغناطیس و روش های الکترومغناطیسی قابل استفاده است (قندی، ۱۳۸۶).

۵-۴-۱- مدل سازی یک بعدی

الگوریتم استفاده شده در معکوس سازی یک بعدی داده های MT مشکین شهر، الگوریتم معکوس سازی هموار اوکام^۱ می باشد. این هدف با تعریف ناهمواری مدل و به دو طریق حاصل می شود (Wang, 1994):

$$R_1 = \int \left(\frac{dm(z)}{dz} \right)^2 dz \quad (۱-۵)$$

$$R_2 = \int \left(\frac{d^2 m(z)}{dz^2} \right)^2 dz \quad (۲-۵)$$

R_1 و R_2 پارامترهای ناهمواری مدل می باشند و Z بیانگر عمق است.

برای یک زمین N لایه ای و در فرم منفصل داریم:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m(z)_i - m(z)_{i-1})^2 \quad (۳-۵)$$

¹ Occam

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m(z)_{i+1} - 2m(z)_i + m(z)_{i-1})^2 \quad (4-5)$$

$m(z)$ بیانگر مقاومت ویژه یا لگاریتم آن است.

اگر N داده مشاهده‌ای $D_1, \dots, D_N$ داشته باشیم که خطای مربوط به هر کدام σ_j باشد، با استفاده از معیار حداقل مربعات وزنی می‌توان مهم‌ترین تطابق بین پارامترهای مدل $(F_j(m))$ و مقادیر داده‌های واقعی D_j را با معیار زیر به دست آورد:

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^N \frac{(D_j - F_j(m))^2}{\sigma_j^2} \quad (5-5)$$

$$RMS = \sqrt{\chi^2 / N}$$

χ^2 خطای کای اسکور^۱ نامیده می‌شود. با تعریف یک مقدار کای اسکور مطلوب ($\chi^2 *$) عمل کمینه سازی تابع هدف زیرین، برای به دست آوردن یک مدل هموار یک بعدی صورت می‌گیرد.

$$\mu = R_1 + \mu^{-1} (\chi^2 - \chi^2 *) \quad (6-5)$$

که در آن μ^{-1} ضریب تکثیر کننده لاگرانژ^۲ می‌باشد. عمل مدل سازی با خطی نمودن و کمینه سازی تابع μ با یک مدل اولیه صورت می‌گیرد (Moradzadeh & Chamalaun, 2005).

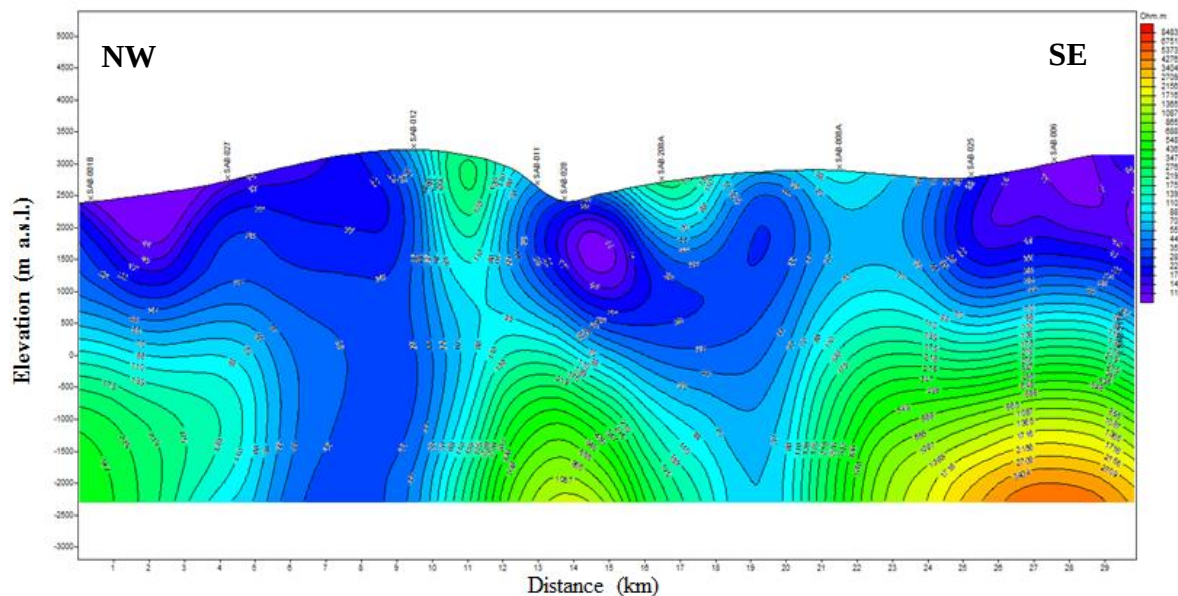
فرآیند اجرای مدل سازی هموار اوکام به این نحو می‌باشد که ابتدا یک مدل اولیه در نظر می‌گیریم به گونه‌ای که تعداد لایه‌ها و ضخامت لایه اول معلوم باشد. ضخامت لایه‌های بعدی با فاکتور معینی افزایش می‌یابد تا به عمق دلخواه برسیم. برای همه لایه‌ها مقاومت ویژه یکسان در نظر گرفته می‌شود. با اجرای روش اوکام و تکرار فرآیند به خطای مطلوب نزدیک می‌شویم.

¹ Chi Squared

² Lagrange Multiplier Formulation

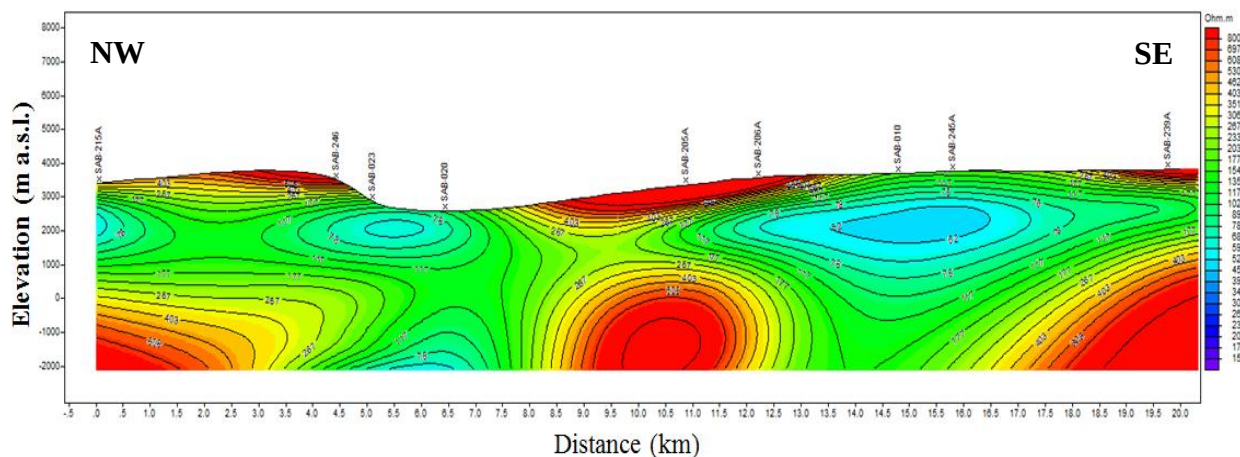
در ادامه مقاطع حاصل از مدلسازی یک بعدی پروفیل‌های P1، P2 و P3 به همراه تفسیر آن آورده خواهد شد.

شکل (۵-۸) نتایج مدلسازی یک بعدی را در طول پروفیل P1 نشان می‌دهد. مقاومت ویژه در بالای مقطع از ۴ تا $30 \Omega m$ تغییر می‌کند که احتمالاً این رسانایی مربوط به لایه‌های رسی می‌باشد که شدیداً آلتزه شده‌اند. اما در زیر این پوش رسی توده رسانایی با مقاومت ویژه ۳۰ تا $100 \Omega m$ وجود دارد که دارای ضخامتی در حدود ۱۵۰۰-۱۰۰۰ است.



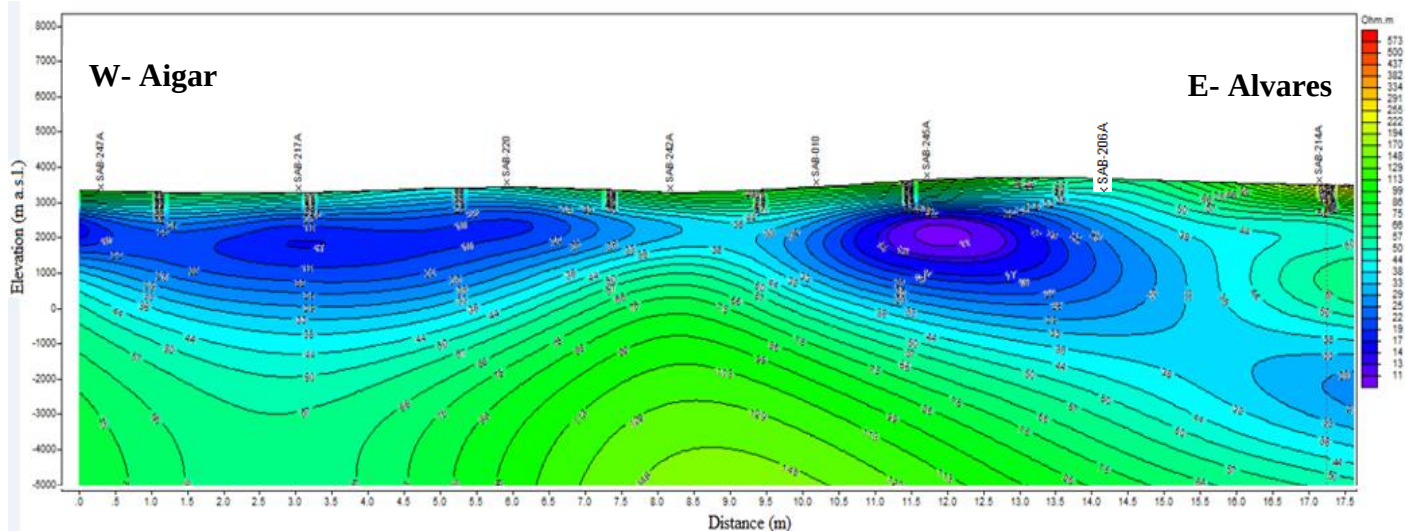
شکل ۵-۸- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P1

شکل (۵-۹) نتایج مدلسازی یک بعدی را در طول پروفیل P2 نمایش می‌دهد. توده‌هایی با مقاومت بالا ($>150 \Omega m$) در نزدیک سطح تشخیص داده شدند. در زیر این لایه مقاوم و همچنین در جنوب شرق منطقه، آنومالی رسانا ($<100 \Omega m$) در ارتفاع ۲۰۰۰-۱۰۰۰ متر قرار دارد. آنومالی هادی دیگری در شمال غرب، بالای یک توده مقاوم ($>170 \Omega m$) وجود دارد و به سوی شمال (تواس) کشیده می‌شود و ادامه دارد. که به احتمال زیاد با منبع گرمایی که در شمال سبلان وجود دارد در ارتباط است.



شکل ۵-۹- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P۲

شکل (۵-۱۰) ساختارهای مقاومت ویژه را در طول پروفیل که یک مقطع برشی از آیگار به سوی آلوارز می‌باشد را نشان می‌دهد. ویژگی بارزی که در طول پروفیل قابل مشاهده می‌باشد این است که توده رسانا با مقاومت کم به سمت بالا می‌آید که خود بیانگر ناحیه بالارونده مخزن زمین گرمایی می‌تواند باشد.



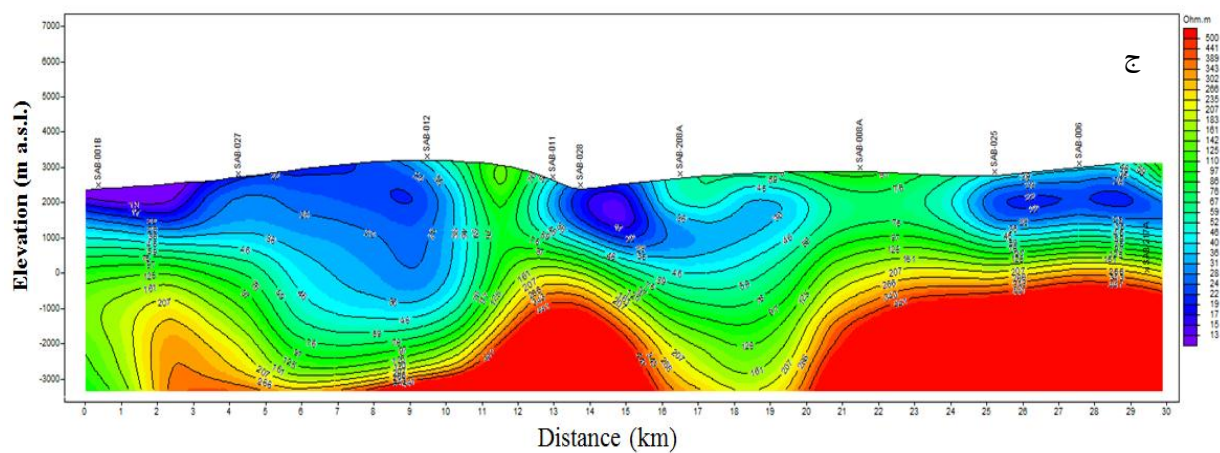
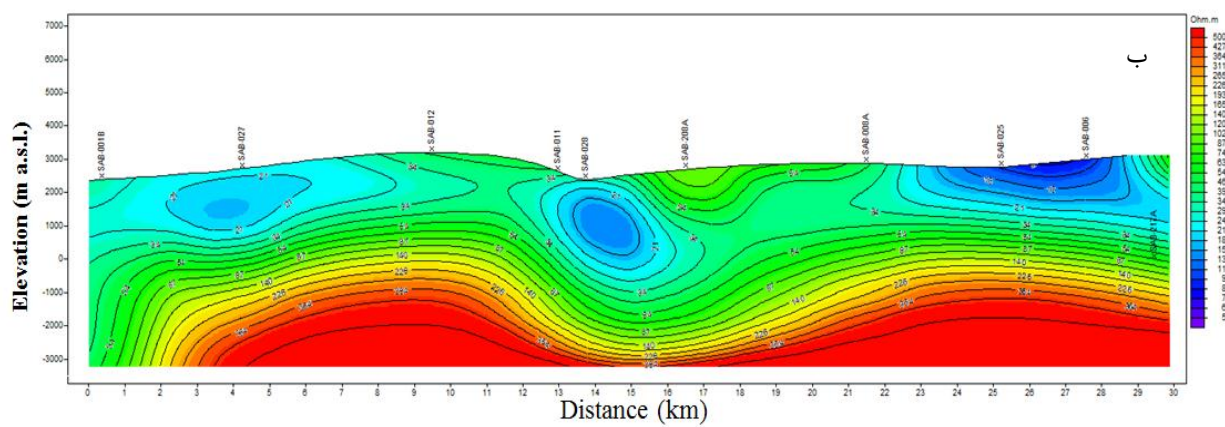
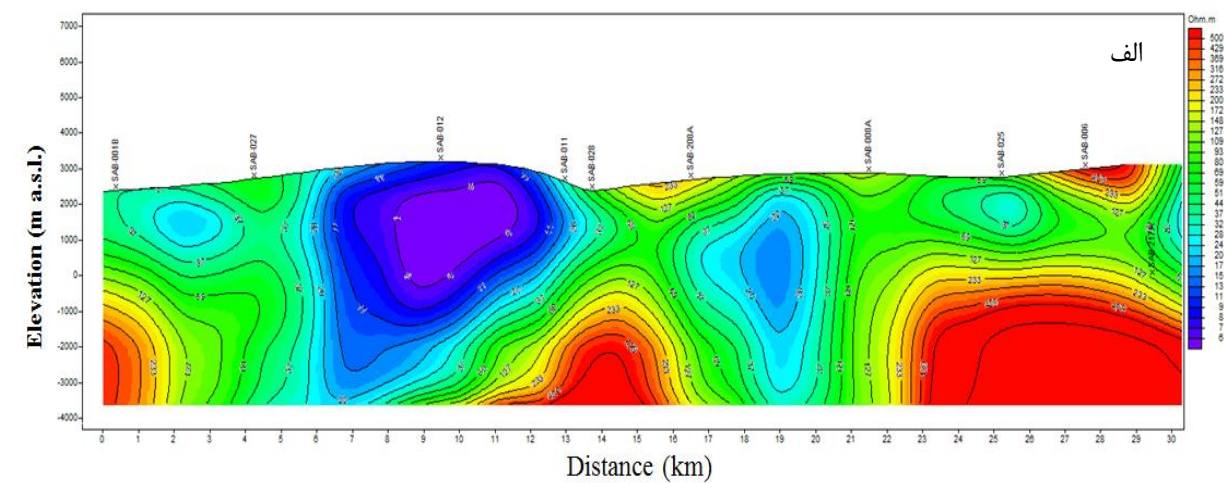
شکل ۵-۱۰- نتایج مدلسازی یک بعدی برای پروفیل P3

۵-۴-۲- مدلسازی دو بعدی

روش مورد استفاده جهت مدلسازی دو بعدی داده‌ها، روش معکوس سازی هموار دو بعدی مکی بود (Rodi & Mackie, 2001). این روش بر پایه الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی^۱ (NLGG) استوار است. در این الگوریتم تلاش بر حداقل کردن تابع هدف است که در واقع مجموع خطاهای نرمال شده داده‌ها و همواری مدل می‌باشد (قندی، ۱۳۸۶). اختلاف بین خطای داده‌های اندازه گیری شده و محاسباتی و همواری مدل به وسیله پارامتر تنظیم کننده λ کنترل می‌شود. برای رسیدن به مدلی که هم خطای هدف را تامین کند و هم به اندازه کافی هموار باشد مقادیر مختلفی از λ بین ۳ تا ۴۰۰ آزمایش شد. همچنین مقاومت ویژه زمینه مدل با دو مقدار ۱۰۰ و ۱۰۰۰ اهم - متر امتحان شد. نتایج حاصل تغییرات بسیار جزئی در مدل نهایی را نشان داد که نشان دهنده پایداری و صحت مدل حاصل و عدم وابستگی آن به مدل اولیه می‌باشد. در ادامه مدلسازی داده‌ها به ترتیب در سه پروفیل P1، P2 و P3 برای حالات TM، TE و ادغام این دو حالت آورده خواهد شد.

شکل (۵-۱۱) مدلسازی دو بعدی در هر دو حالت TM و TE را به صورت جداگانه و نیز در حالت ادغام از این دو حالت را برای پروفیل P1 نشان می‌دهد. با توجه به اینکه حالت TM به ساختارهای کم عمق حساس است در سطح و اعماق کم این مقطع، توده‌های رسانایی مشاهده می‌شود که مربوط به کلاhek رسی است. در حالت TE با توجه به حساسیت این حالت به ساختارهای عمیق، مشاهده می‌شود که لایه‌های عمیق در این مدلسازی به مقاومت‌های زیاد میل می‌کند همچنین توده رسانای قوی نیز در سطح این مقطع مشاهده می‌شود. با ترکیب این دو حالت می‌توان گفت آنومالی با مقاومت ۳۰ تا $100 \Omega m$ که در بالای توده مقاوم قرار دارد احتمالاً مخزن آب سیستم زمین گرمایی است.

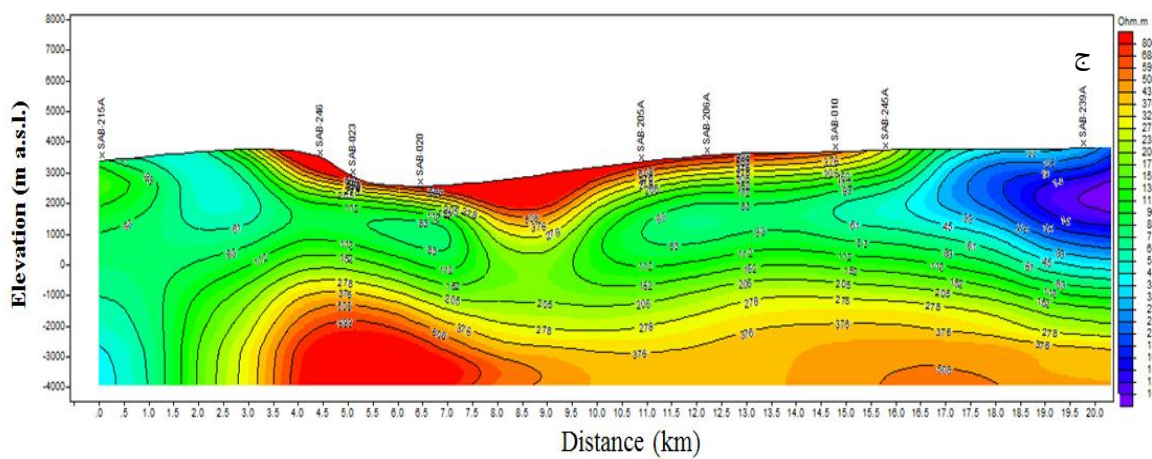
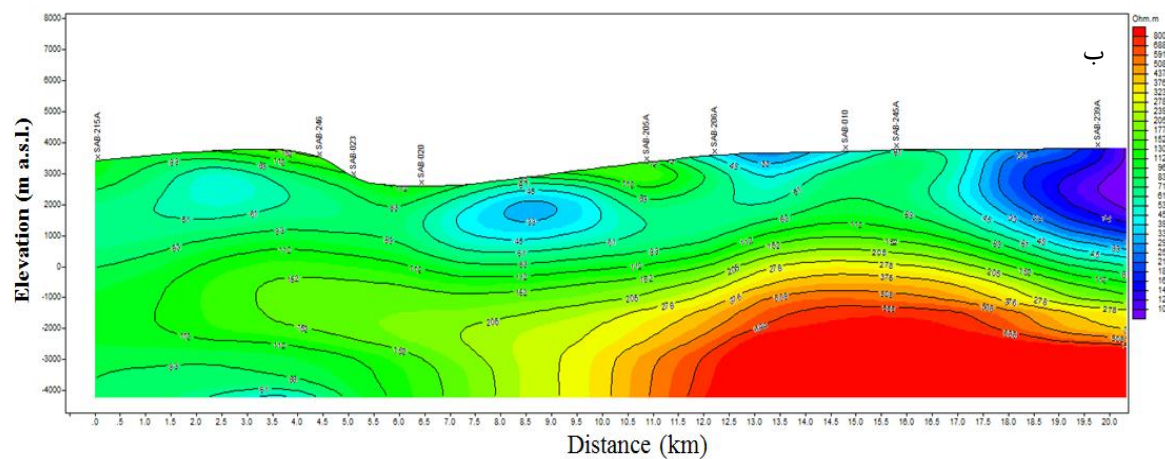
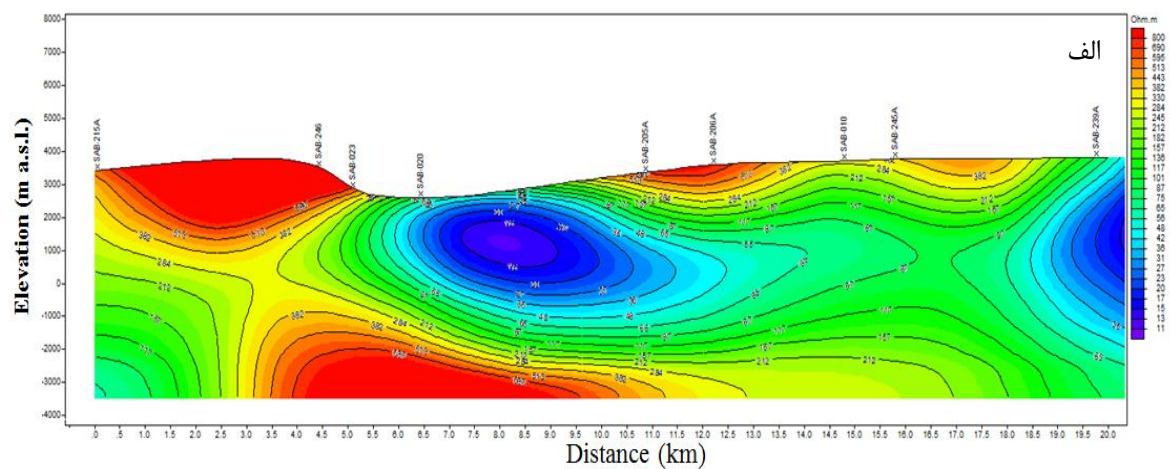
¹ Nonlinear conjugate gradients



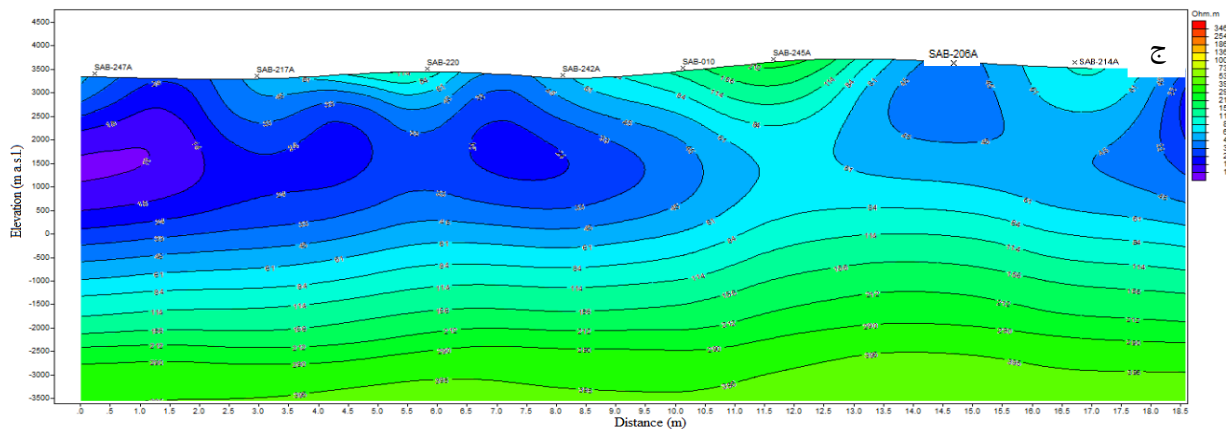
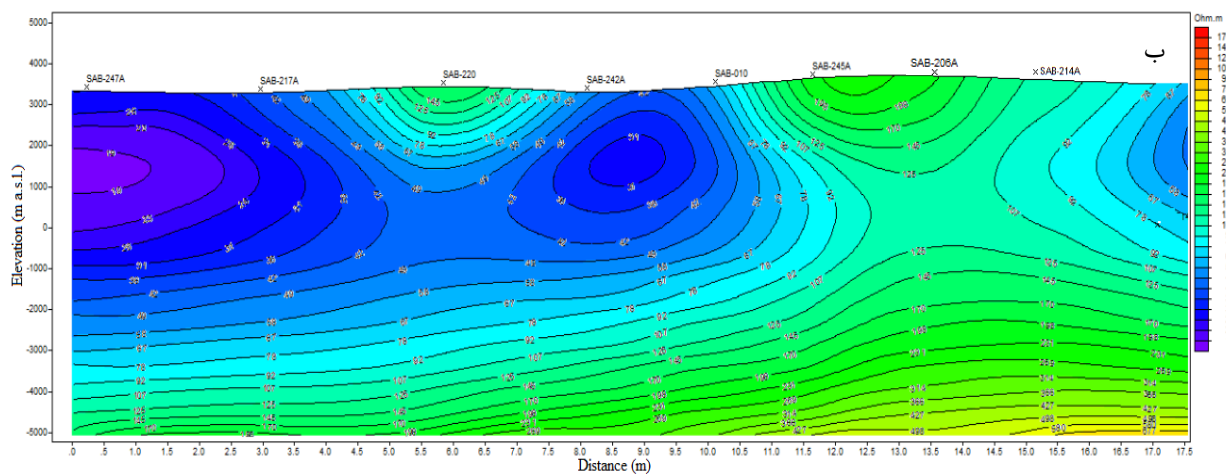
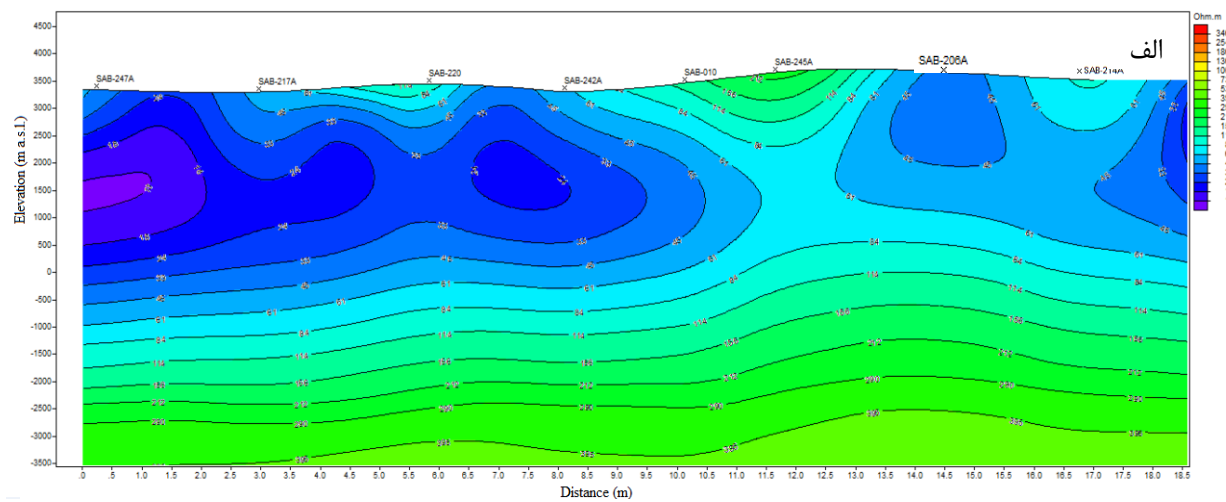
شکل ۵-۱۱- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P1، الف) حالت TM، ب) حالت TE و ج) ادغام دو حالت TE و TM با هم.

شکل (۵-۱۲) مدلسازی دو بعدی در هر دو حالت TM و TE را به صورت جداگانه و نیز در حالت ادغام از این دو حالت را برای پروفیل P2 نشان می‌دهد. در حالت TM در مقطع (الف) هم توده مقاوم و هم توده رسانا در سطح دیده می‌شود. در این مقطع توده رسانا را می‌توان به رس‌های دگرسان شده موجود در اعماق کم نسبت داد. در حالت TE که به توده‌های عمیق حساس است توده عمیق و مقاوم در اعماق ۳۵۰۰ متر به پایین مشاهده می‌شود همچنین توده رسانا و هادی نیز در بخش شرقی پروفیل با ضخامت ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر دیده می‌شود. با ترکیب این دو حالت، علاوه بر اینکه لایه‌های عمیق به مقاومت‌های زیاد میل می‌کند یک آنومالی رسانا از بخش شرقی تا مرکز پروفیل ادامه می‌یابد.

شکل (۵-۱۳) مدلسازی دو بعدی در هر دو حالت TM و TE را به صورت جداگانه و نیز در حالت ادغام از این دو حالت را برای پروفیل P3 نشان می‌دهد. در این شکل در حالت TM آنومالی‌های کم مقاومت به صورت پیوسته در طول پروفیل و در ارتفاع بین ۲۵۰۰ تا ۵۰۰ متر دیده می‌شود. در حالت TE، آنومالی هادی که در مدلسازی یک بعدی به عنوان زون بالا رونده تفسیر شد به صورت واضح در این مقطع قابل شناسایی است. با ترکیب این دو حالت، هم زون هادی بالا رونده و هم توده‌های کم مقاومت رسی در سطح مشاهده می‌شوند.



شکل ۵-۱۲- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P2، الف) حالت TM، ب) حالت TE و ج) ادغام دو حالت TE و TM با هم.



شکل ۵-۱۳- مقاطع مقاومت ویژه حاصل از مدلسازی دو بعدی داده‌های پروفیل P3، الف) حالت TM، ب) حالت TE و ج) ادغام دو حالت TE و TM با هم.

۵-۵- بررسی اطلاعات حفاری چاه

۵-۱- چاه شماره ۱

این چاه عمیق‌ترین چاه اکتشافی در منطقه زمین‌گرمایی سبلان می‌باشد. این چاه در بخش جنوبی آنومالی مقاومت ویژه $4 \Omega m$ که در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح دریا توسط داده‌های MT برداشت شده در سال ۱۹۹۸ شناسایی شده است، قرار دارد (Geological report for well NWS-1, 2003).

حفاری چاه شماره ۱ با توجه به اهداف زیر صورت گرفت:

- جهت آزمایش شرایط ژئوترمال در عمق در بخش جنوبی آنومالی ژئوفیزیکی در ناحیه شمال غرب سبلان، به ویژه دمای زیر سطحی، فشار و شیمی سیال.
- تعیین موقعیت احتمالی زون‌های تولیدی با توجه به ساختارهای زمین‌شناسی و تکتونیکی.
- به دست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی و مخزن جهت توسعه مدل هیدروژئولوژیکی سیستم ژئوترمال.

واحدهای چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی که به هنگام حفاری چاه به آنها برخورد کرده است (شکل ۵-۱۴) عبارتند از:

سازند دیزو

این سازند تا عمق ۲۰۰ متری ادامه می‌یابد. و شامل نهشته‌هایی هستند که اکثراً از کنگلومراها و ماسه‌ها تشکیل شده‌اند و در دره مویل و اطراف چاه فراوان یافت می‌شوند.

سازند ول‌هزیر

این سازند در چاه شماره ۱ شامل گدازه‌های آندزیتی، توف‌ها و برش‌های توفی می‌باشد. و در عمق ۲۰۰ تا ۶۵۵ متر جای گرفته‌اند. در بخش‌های بالاتر غالباً پیروکلاستیک‌ها و در بخش پایینی گدازه‌ها قرار دارند

واحد Epa

در عمق ۶۵۵ تا ۱۰۲۱ متری قرار دارد و از پلاژیوکلاز و سنگ‌های مافیک تشکیل شده است.

مونزونیت

این واحد از عمق ۱۰۲۱ متری شروع می‌شود و تا ۳۱۹۷ متر ادامه می‌یابد. این واحد سنگی از پلاژیوکلاز، اورتوکلاز و مقادیر کمی کوارتز به همراه کانی بیوتیت تشکیل شده است. کانی‌های دیگری مانند مگنتیت، تیتانیت و زیرکن نیز حضور دارند.

پورفیری دیوریت جوان

در عمق ۱۲۶۲ تا ۱۲۶۸ متری قرار دارد. این لایه بسیار نازک از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک مانند اوژیت و بیوتیت تشکیل شده است.

پورفیری دیوریت قدیم

این واحد در زیر واحد پورفیری دیوریت جوان وجود دارد و شدیداً نیز آتره شده است. و از مونزونیت تشکیل شده است.

هورنفلس

این واحد به طور متناوب بین اعماق ۱۶۹۸ تا ۳۱۹۷ متر دیده می‌شود. این واحد شامل بیوتیت ریز دانه، کوارتز و اپک می‌باشد.

آلتراسیون کانی‌ها

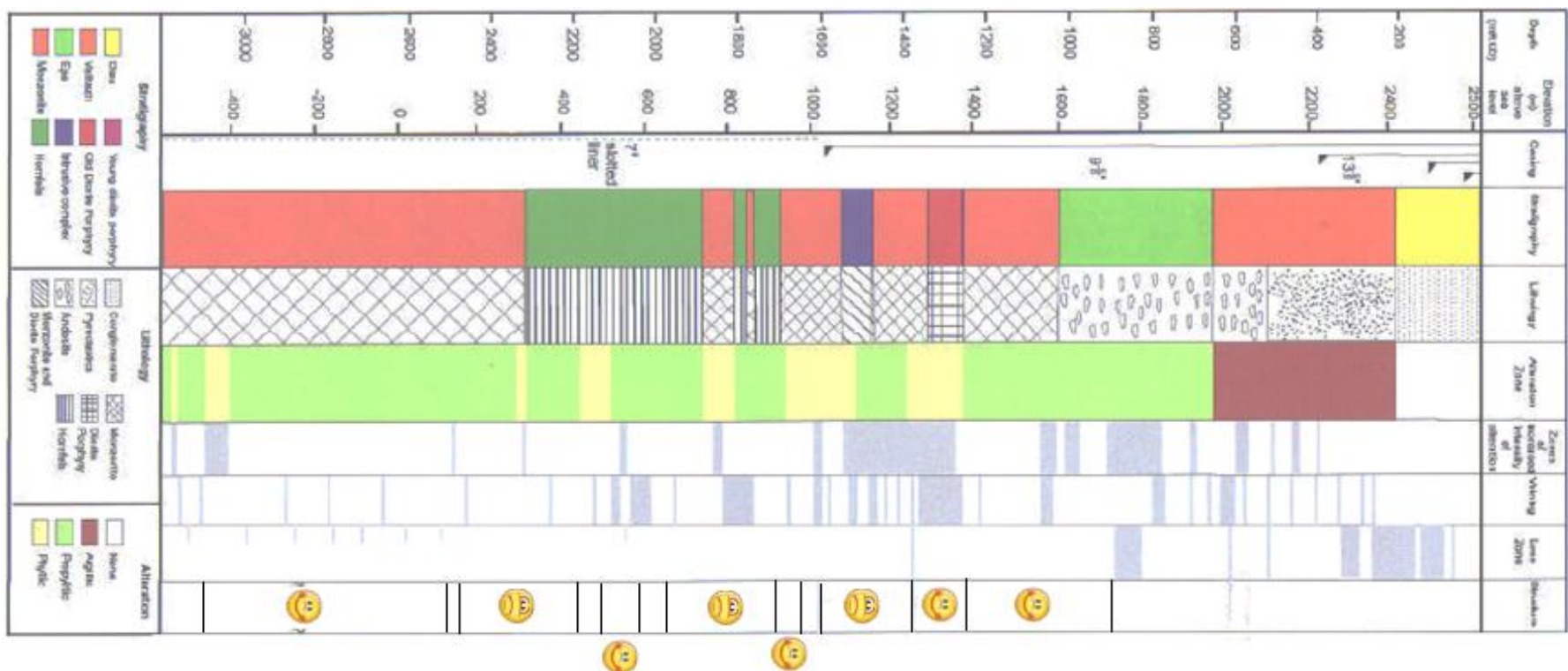
آلتراسیون‌های هیدروترمالی موجود در منطقه از نوع آرژیلیکی، فلیک و پروپلیتیک می‌باشد. در سازند دیزو هیچ آلتراسیون هیدروترمالی مشاهده نمی‌شود. در سازند ول هزیر آلتراسیون‌های هیدروترمالی سطحی در دره مویل مشاهده می‌شود. مطالعات قبلی در منطقه نشان دادند که اکثر این

آلتراسیون‌ها در سطح رخ نداده‌اند (KML, 2001) بلکه آلتراسیون‌هایی که در طول فعالیت سیستم‌های هیدروترمالی تشکیل شدند دچار فرسایش شده و در سطح دیده می‌شوند. در این واحد سنگی پیروکلاستیک‌ها اکثراً به رس‌ها، کلریت و کلسیت با مقدار کمی کوارتز و پیریت و توف‌های قهوه‌ای حاوی کلسیت و پیریت دگرسان می‌شوند. در گدازه‌های آندزیتی کوارتز، رس و پیریت غالب هستند و مقدار کمی نیز آلبیت، کلریت و کلسیت می‌باشد. وجود گونه خاص آلتراسیون‌های رسی مانند اسمکتیت‌ها با اطلاعات دما قابل تایید نیست و آنالیزهای XRD روی نمونه‌ها باید صورت گیرد.

در واحد Epa شدت آلتراسیونی با در نظر گرفتن روند افزایشی در شدت آلتراسیون‌ها به سمت پایین به سوی مونزونیت، از متوسط به شدید می‌باشد. تجمع آلتراسیونی در این واحد شامل کوارتز، کلریت، آلبیت، کلسیت، اپیدوت و پیریت می‌باشد. این تجمع آلتراسیونی، دگرسانی پروپلیتیکی توصیف می‌شود. تغییرات درجه دگرسانی از ضعیف تا شدید در واحد سنگی مونزونیت با تجمع پروپلیتیک و فلیک همراه می‌باشد تجمع فلیک شامل ایلیت، کوارتز، پیریت و انیدرید می‌باشد. در صورتی که شدت دگرسانی متوسط باشد این دو تجمع با هم ترکیب می‌شوند.

پورفیری دیوریتی جوانتر به صورت خیلی ضعیف آلترا شده است البته در مقایسه با پورفیری دیوریتی قدیم درجه دگرسانی این واحد بسیار شدید است. که با تجمع پتاسیک و فلیک همراه است تجمع پتاسیک با حضور اورتوکلاز ثانویه با آلبیت، کلریت، اپک، اپیدوت، انیدرید و کلسیت پر رنگ‌تر شده است. در اعماق بین ۳۱۸۳ تا ۳۱۹۴ متر لازوریت یافت شده است. ممکن است این کانی در دمای بالاتر از ۳۲۵ درجه سلسیوس تشکیل شده باشد.

واحد هورنفلس خیلی به دگرسانی حساس نیست و اگر در جایی آلترا شود به کانی‌هایی مانند کوارتز و پیریت دگرسان می‌شود.



شکل ۵-۱۴- خلاصه‌ای از اطلاعات زمین شناسی چاه شماره ۱

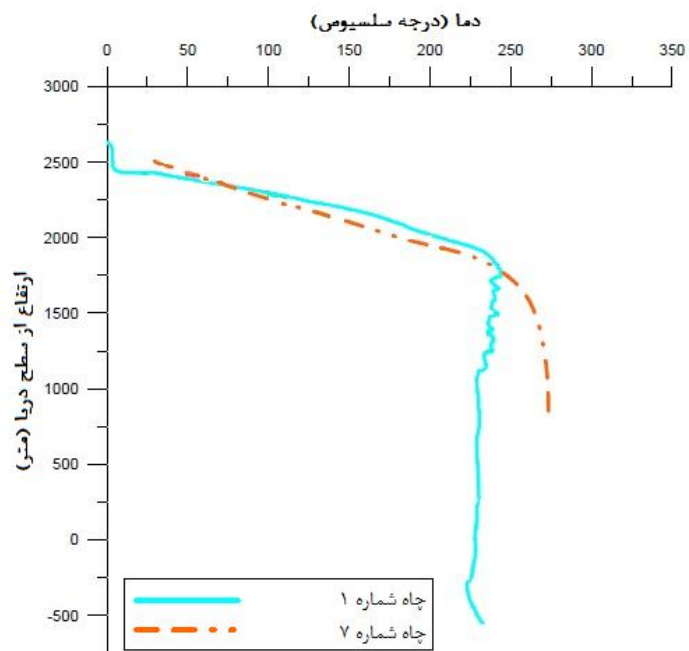
بررسی نفوذ پذیری لایه‌ها

تعیین موقعیت و تفکیک لایه‌های نفوذ پذیر از لایه‌های نفوذ ناپذیر به کمک اطلاعات زمین شناسی و آلتراسیون‌ها، آنالیز خرده‌های حفاری و برداشت‌های دمایی درون چاهی صورت گرفت. افزایش شدت آلتراسیون در برخی سنگ‌ها معمولاً با افزایش نفوذ پذیری همراه است. اما میزان هدر رفت سیال حفاری بهترین گزینه در تشخیص لایه نفوذ پذیر در چاه می‌باشد. اگر میزان هدر رفت سیال حفاری خیلی قابل توجه باشد دما نیز در آن لایه کاهش می‌یابد. همچنین نفوذ پذیری لایه‌ها غالباً با افزایش دما، افزایش می‌یابد. تغییرات دمایی درون چاه برای چاه‌های شماره ۱ و ۷ در شکل (۵-۱۵) نشان داده شده است.

با این تفاسیر به تفکیک لایه‌های نفوذ پذیر و نفوذ ناپذیر موجود در چاه پرداخته شد. در شکل (۵-۱۴) لایه‌های نفوذ پذیر با نماد 😊 و لایه‌های نفوذ ناپذیر با 😞 نشان داده شده است.

نخستین زون نفوذ پذیر در عمق ۸۸۰ تا ۱۳۷۰ متری قرار دارد. اما ناحیه اصلی که به عنوان زون اصلی تغذیه کننده تشخیص داده شده است در داخل سنگ مونزونیت قرار گرفته و در عمق ۱۶۰۰ متر قرار دارد. این ناحیه گسلی می‌باشد که دارای تنش کششی کمی است، اما به دلیل اینکه فشار چرخش سیال در داخل چاه بسیار زیاد است باعث باز شدگی بین بافت مواد سنگی می‌شود و نفوذ پذیری افزایش می‌یابد. ناحیه نفوذ پذیر بعدی در عمق ۲۰۷۱ تا ۲۰۹۶ متری جای گرفته است. در بخش‌های عمیق (۲۵۰۰-۳۱۰۰ متر) به دلیل برخورد احتمالی چاه با گسل‌های اطراف امکان افزایش نفوذ پذیری وجود دارد. در جدول (۵-۲) شیب برخورد احتمالی گسل‌ها در اعماق مختلف آورده شده است.

گسل NNW با چاه تقریباً در یک راستا قرار دارد و احتمال نفوذ و برخورد آن با چاه کم است. اما در اعماق زیاد به دلیل انحراف چاه ممکن است برخورد کرده باشد.



شکل ۵-۱۵- نمودار تغییرات دمای درون چاه‌های شماره ۱ و ۷.

جدول ۵-۲- شیب احتمالی تقاطع گسل‌ها با چاه

عمق لایه نفوذ پذیر (متر)	NNW2	NNW3	NW2
۸۴۰	۵۲	۵۵	۴۷
۱۳۷۰	۶۵	۶۷	۶۰
۱۶۰۰	۶۹	۷۰	۶۴
۲۶۲۰	۷۷	۷۸	۷۳
۲۹۰۰	۷۸	۷۹	۷۵

فصل ششم

ارائه مدل مفهومی منطقه، نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- مقدمه

یک مدل مفهومی از مخزن ژئوترمال، مدلی است که فرآیندهای فیزیکی که در داخل مخزن اتفاق می‌افتد از قبیل جریان سیال در داخل مخزن، موقعیت منبع حرارتی و جهت حرکت حرارت در داخل مخزن، ساختارهای تکتونیکی و لایه‌های نفوذ پذیر را توصیف می‌کند. معمولاً این مدل به عنوان یک مدل اولیه و مقدماتی^۱ برای ساخت مدل کامپیوتری استفاده می‌شود (Aromaharmuzi, 2004).

۶-۲- مدل مفهومی سیستم ژئوترمال منطقه

به منظور بررسی شرایط زیر زمینی منابع زمین گرمایی منطقه، مدل مفهومی براساس نقشه‌های زمین شناسی و توپوگرافی، نتایج مدل‌سازی ژئوفیزیکی، بررسی‌های هیدروژئوشیمیایی و ایزوتوپی و اطلاعات حفاری چاهها تهیه شد این مدل در شکل (۶-۱) نمایش داده شده است.

در منطقه مورد مطالعه، منشاء تشکیل سیستم هیدروترمال و منبع حرارتی سیستم، توده‌های نفوذی ماگمایی می‌باشد. این توده‌های نفوذی در اعماق ۵ تا ۶ کیلومتر از سطح زمین قرار دارند و ترکیب شیمیایی آنها دامنه وسیعی از سنگ‌های گرانیتی تا گابرو را در بر می‌گیرد و از جنس تراکی آندزیت، تراکی داسیت و مونزونیت می‌باشد.

آب‌های نفوذی که با توده‌های نفوذی در ارتباط هستند با جذب و حل گازها و بخارات حاصل از توده ماگمایی (سیال اولیه) دمای آنها به طور قابل ملاحظه افزایش می‌یابد و ترکیب شیمیایی آنها نیز دستخوش تغییر می‌شود. بخش عمده آب‌های نفوذی را آب‌های جوی تشکیل می‌دهند. سیال حاصل از توده‌های نفوذی، شورابه‌های حاوی سدیم کلرید با pH تقریباً خنثی همراه با مقادیر زیادی از گازهای محلول هستند. گازهای HCl، H₂S و SO₂ نیز در نزدیکی توده نفوذی قرار دارند.

¹ Preliminary

در بالای توده نفوذی دما به بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد، در این دما سنگ‌ها حالت پلاستیک داشته و بدون درز و شکاف هستند، لذا پتانسیل ناچیزی برای هدایت سیال فراهم می‌شود. وجود جریان‌های جانبی آب‌های نفوذی و سرد شدن سنگ‌ها باعث می‌شود این سنگ‌ها دارای درز و شکاف شده و پتانسیل جریان را برای سیال فراهم آورد. به سبب اختلاف دما و وجود گرادیان فشار، سیال به بالا حرکت می‌کند. عمق ناحیه‌ای که در آن جریان رو به بالای سیستم اتفاق می‌افتد بین ۲ تا ۴ کیلومتر می‌باشد. سیال در بالای منبع حرارتی ضمن جریان صعودی در شرایطی قرار می‌گیرد که شروع به جوشش می‌کند. در تراز جوشش بخشی از آب و گازهای محلول به صورت بخار و گاز تغییر حالت می‌دهند و بقیه عناصر به صورت محلول در آب باقی می‌مانند و در واقع سیال دو فازی می‌شود. هنگامی که این گازها و بخارهای آب به جریان‌های سرد و نفوذی حاشیه‌ای برخورد می‌کنند این جریان‌ها مقداری از گازها را به حالت مایع و محلول و بخار آب را به آب تبدیل نموده و در نتیجه سیال ثانویه را به وجود می‌آورند. بخشی از سیال با توجه به وضعیت زمین شناسی و تکتونیک محیط، جریان‌های جانبی خروجی را تشکیل داده و اگر محیط تراوای مناسبی را پیدا کنند مناظر هیدروترمالی را در سطح به وجود می‌آورند. بخش دیگر سیال هیدروترمالی به جریان‌های مرکزی رو به بالای خود ادامه می‌دهد. مهم‌ترین گازهایی که در این بخش دیده می‌شوند H_2S و CO_2 هستند که از نظر انحلال پذیری با دما رابطه معکوس دارند. و وقتی سیال به سطح نزدیک می‌شود غلظت این گازها بیشتر از غلظت آنها در سیال اولیه‌ای است که از آن مشتق شده‌اند. گاز H_2S محلول‌تر از CO_2 می‌باشد و در حضور اکسیژن کافی (که از طریق برخورد سیال با هوا (جو) و یا اکسیژن محلول در آب زیر زمینی تأمین می‌شود) به محلول اسیدی تبدیل می‌شود و سیال غنی از سولفات را تشکیل می‌دهد. خروج این سیالات باعث ظهور چشمه‌های آبگرم و معدنی در سطح زمین می‌شود.

۳-۶- نتیجه‌گیری

در این بخش از فصل، چکیده‌ای از نتایج حاصل از تحقیق حاضر به صورت زیر ارائه می‌گردد.

- تیپ آب چشمه‌های منطقه کلرو سولفات سدیک با گستره دمایی ۳۰-۸۵ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.
- بررسی هیدروژئوشیمیایی چشمه‌های آبگرم در این منطقه نشان می‌دهد که شرایط تعادلی بین آب و سنگ‌های در بر گیرنده در عمق برقرار نبوده و این آب‌ها هنگام صعود از عمق به سطح زمین با آب‌های سرد و سطحی برخورد کرده که در اثر این برخورد بسیاری از خصوصیات فیزیکوشیمیایی آنها تغییر یافته است.
- براساس نمودارهای اختلاط ارائه شده برای منطقه، آب چشمه‌های منطقه مشکین‌شهر به طور میانگین حاصل از اختلاط بیش از ۸۰٪ آب سرد سطحی با ۲۰٪ آبگرم عمقی است که از اعماق به سطح زمین صعود کرده‌اند.
- با توجه به آمار ایزوتوپی مربوط به چشمه‌های منطقه و نمودارهای مختلفی که برای چشمه‌ها ارائه شد آب چشمه‌ها دارای منشاء جوی با عمق چرخش بسیار زیاد تشخیص داده شد.
- دمای مخزن ژئوترمال منطقه براساس نمودار دوتایی گیگنباخ، ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد شد.
- نوع سیستم ژئوترمال غالب در این منطقه، هیدروترمال با فاز سیال غالب آب می‌باشد.
- نتایج تفسیر مقاطع مقاومت ویژه نشان می‌دهد که جهت جریان سیال هیدروترمال از شرق دره مویل به سوی غرب آن می‌باشد.

- جریان مرکزی رو به بالای سیستم در زیر آتشفشان سبلان و در شرق دره و در عمق بین ۲ تا ۴ کیلومتر واقع است همچنین دمای سیال بالارونده در این منطقه بیش از ۲۸۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.
- منبع حرارتی اصلی سیستم، توده‌های نفوذی واقع در زیر آتشفشان هستند که در عمق بین ۵ تا ۶ کیلومتری قرار دارند و ترکیب شیمیایی آنها از سنگ‌های گرانیتی تا گابرو و دیوریت را در بر می‌گیرد.
- ضخامت مخزن ژئوترمال در منطقه شمال غرب سبلان در حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر تغییر می‌کند.

۴-۶- پیشنهادات

- مطالعات ایزوتوپی با تعداد نمونه‌های بیشتر علاوه بر اکسیژن و هیدروژن برای عناصر گوگرد و کربن نیز صورت بگیرد تا بتوان در مورد ویژگی‌های هیدروژنوشیمیایی آب چشمه‌ها با اطلاعات کامل‌تری اظهار نظر کرد.
- مطالعه جامع بر روی ساختار تکتونیکی و زمین‌شناسی منطقه و تهیه نقشه کامل این ساختارها، کمک شایانی در درک و فهم عملکرد سیستم هیدروترمال منطقه خواهد کرد.
- جهت دستیابی دقیق به وسعت مخزن ژئوترمال در منطقه، حفاری چاه در بخش‌های شرقی دره مویل پیشنهاد می‌شود.

- امینی، ب.، ۱۳۶۳. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- رحیمی، ع.، ۱۳۸۱. مدل سازی بی‌هنگاری‌های زمین گرمایی با استفاده از وارون داده‌های مگنتوتلوریک. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک.
- فریدی، م.، ۱۳۸۹. بررسی‌های زمین شناسی ساختمانی سیلان.
- قندی، ر.، ۱۳۸۶. ارائه روشی برای کاهش اثرات ناهمگنی‌های سطحی روی داده‌های مگنتوتلوریک و مدل سازی داده‌های آن. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نقی زاده، م.، ۱۳۸۲. کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ذخایر ژئوترمال منطقه خوی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک.
- Abdollahzadeh, F., 2009. Geothermal resource assessment of the NW- Sabalan field, Iran, through well testing. The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 2009, No: 6, 15-44.
- Alavi, M., 2007. Structure of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Sciences*, 307, 1064 – 1095.
- Anderson, E., Crosby, D., Ussher, G., 2000. Bulls-eye! – simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. Proc. World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 909-914.
- Arellano, V.M., Garcia, A., Barragan, R.M., Izquierdo, G., Aragon, A. and Nieva, D., 2001. An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124, 67-88.
- Arnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinnsson, H., Flovenz, O.G., Gudlaugsson, S.T., 2000. The Resistivity Structure of High-Temperature Geothermal Systems in Iceland, Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, pp. 923-928.
- Aromaharmuzi, A., 2004. Numerical modeling of the Kamojang geothermal system, Indonesia. The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 2004, No: 20, 475-492.
- Assaulov, S.G., 1994. A conceptual model and reservoir assessment for the Mutnovsky geothermal field, Kamchatka, Russia. The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 1994, No: 1, 1-30.

- Beamish, D., 1986. Geoelectric structural dimensions from Magnetotelluric data: Methods of estimation, old and new. *Geophysics*, 51, 1298-1309.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I. and Pozdnjakova, E. E., 1998. On two dimensional interpretation of Magnetotelluric soundings. *Geophys. J. Int.*, 133, 585-606.
- Berdichevsky, M.N. and Dmitriev, V.I., 1976. Basic principles of interpretation magnetotelluric sounding curves. *Geoelectric and Geothermal Studies*, pp 165-221. Budapest.
- Berdichevsky, M.N., Vanayan, L.L., Kuznetsov, V.A., Levadny, V.T., Nechaeva, G.P., Okulesky, B.A., Parkhomov, V.A., Shilovsky, P.P. and Shpak, I.P., 1980. Geoelectrical model of the Baikal region. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 22, 1-11.
- Bostick, F.X., 1977. A simple almost exact method of MT analysis. Workshop on electrical method in geothermal Exploration, U.S. *Geol. Surv.*, Contract No. 14080001-8-359.
- Cantwell, T., 1960. Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals. Ph.D. thesis, MIT.
- Celmen, O. and Celik, M., 2009. Hydrochemistry and environmental isotope study of the geothermal water around Beypazari granitoids, Ankara, Turkey. *Environ Geol*, 58, 1689-1701.
- Dobrin, M.D., Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical prospecting (4th ed.), New York, McGraw-Hill, p 868.
- Dostal, J. and Zerbi, M., 1978. Geochemistry of the Sabalan volcano (Northwestern Iran). *Chemical Geology*, 22, 31-42.
- Eggers, D.E., 1982. An eigenstate formulation of the Magnetotelluric impedance Tensor. *Geophysics*, 47, 1204-1214.
- EGMNWSGP, Extended geological mapping at the Northwest Sabalan geothermal project, 2005. Assessment and Development of the Sabalan geothermal Area: stage 2-Exploration Drilling and Testing, contract 79/2, AP00079-RPT-GE-119, Revision 2, Final.
- Energy Development Corporation, 2008. 2007 MT Survey of NW Sabalan Geothermal Project. Report submitted to SUNA, pp 19.
- Fedotov, S.A, Karpov, G.A., Delemen, I.F., et al. 2002. Development of conceptual model of Mutnovsky geothermal field (Dachny and South sites) and assessment of heat carrier resources for production. Institute of Volcanology of Academy of Sciences of Russia (Far-East division), Petropavlovsk-Kamchatsky, internal report (in Russian).

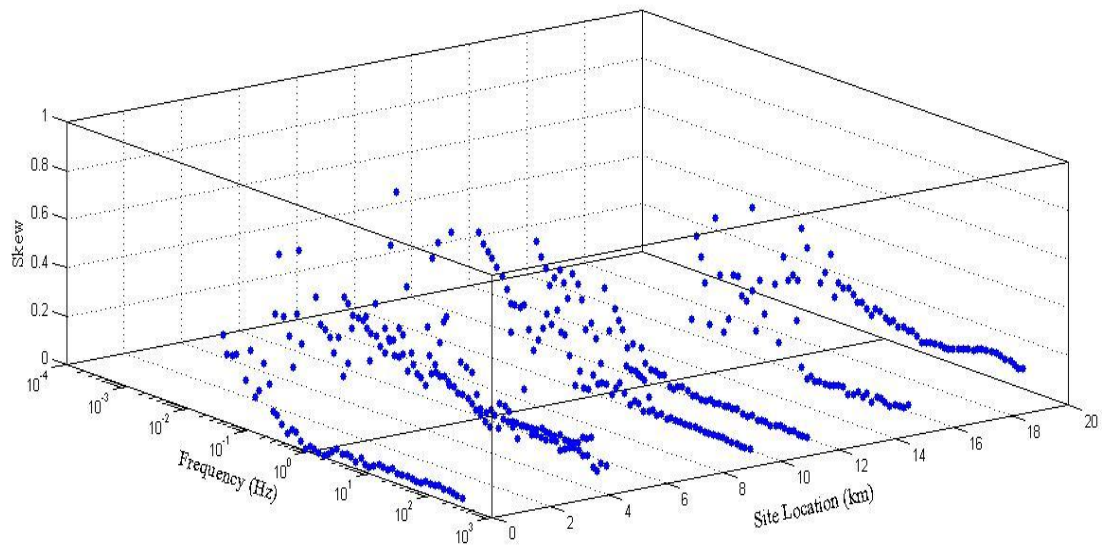
- Ficklin, W.H., Plumlee, G.S., Smith, K.S. and McHugh, J.B., 1992. Geochemical classification of mine drainages and natural drainages in mineralized areas, in: Y.K. Kharaka, A.S. Maest (Eds.), *Proceeding of the 7th International Symposium on Water Rock Interaction*, Park City, Utah, pp 381-384.
- SKM, 2003. Geological report for well NWS-1, Revision 0, AP00079-RPT-GE-009.
- SKM, 2004. Geological report for well NWS-3, Revision 0, AP00079-RPT-GE-013.
- SKM, 2004. Geological report for well NWS-4, Revision 0, AP00079-RPT-GE-017.
- Geosystem SRL., 2003, A guide to using WinGLink, ver.2.1.1.
- Giggenbach, W.F. and Ellis, A.J., 1971. Hydrogen sulphide ionization and sulphur hydrolysis in high temperature solution. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 35, 247-260.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca-geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 52, 2749-2765.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Goldberg, S. and Rotstein, Y., 1982. A simple form of presentation of Magnetotelluric data using the Bostick transform. *Geophysical Prospecting*, 30, 211-216.
- Hermance, J.F., 1982. The asymptotic response of three-dimensional basin effects to Magnetotelluric field at long period: The effects of current channeling. *Geophysics*, 47, 1562-1573.
- Hohmann, G.W. and Ting, S.C., 1981. Integral equation modeling of three-dimensional Magnetotelluric response. *Geophysics*, 46, 182-197.
- Jones, A.G., 1983. On the equivalence of the Niblett and Bostick transformations in the Magnetotelluric method. *Geophysics*, 53, 72-73.
- Jupp, D.L.B. and Vozoff, K., 1976. Discussion on The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 41, 325-328.
- Kao, D. and Orr, D., 1982. Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, 323-337.
- Kaufman, A.A. and Keller, G.V., 1981. The Magnetotelluric sounding method: *Elsevier scientific publishing company, Amsterdam*, p 595.
- Kingston Morrison, 1998. Sabalan geothermal project: Review of existing data Report No. #2505-RPT-GE-003, Revision 0, Internal report prepared for SUNA.

- Kingston Morrison, 1999a. Sabalan Geothermal Project, Stage 1 - Surface Exploration. VOLUME 1, Report on Geophysical Survey. Report No. 2505-RPT-GE-016.
- Kingston Morrison, 1999b. Detailed geological mapping. Assessment and targeting of exploration drilling areas, Northwest Sabalan, Report No. #2505-RPT-GE-017, Revision 0, Internal report prepared for SUNA.
- Kingston Morrison, 2001a. Assessment and Development of the Sabalan geothermal Area, Stage 1-Surface exploration. Report No. #2505-RPT-GE-020, Revision 2, Final report-Contract 77/13, Internal report prepared for SUNA.
- Kingston Morrison, 2001b. Assessment and Development of the Sabalan geothermal Area, Stage 1-Surface exploration. Report No. #2505-RPT-GE-020, Revision 3, Final report-Contract 77/13, Internal report prepared for SUNA.
- Mayalla, J.W.M., 2006. Geothermal mapping in the Hromundartindur area, SW-Iceland. The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 2006, No: 13, 245-260.
- Moradzadeh, A. and Chamalaun, F.H., 1997. Analysis of magnetotelluric (MT) impedance tensor for Adelaide Geosyncline data. *Istanbul'97 International Geophysical Conference and Exposition*. Istanbul, Turkey.
- Moradzadeh, A. and Chamalaun, F.H., 2005. Investigation modeling of TE and TM modes data in Magnetotelluric survey using Rapid Relaxation Inversion (RRI) Method. Journal of science and technology, Shahrood University of technology, no.6-7.
- Moradzadeh, A., 1998. Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using Magnetotelluric (MT). Ph.D Thesis, Flinders University of south Australia, 334.
- Moradzadeh, A., 2003a. Static shift appraisal and its correction in Magnetotelluric (MT) survey. *21st Geoscience Conference and Exposition*. Tehran.
- Moradzadeh, A., 2003b. Using of tipper function to map subsurface conductivity structures in Magnetotelluric (MT) surveys. *21st Geoscience Conference and Exposition*. Tehran.
- Motyka, R., Nye, C., Turner, D. and Liss, S., 1993. The geyser Bight geothermal area, Umnak Island, Alaska. *Geothermics*, 22, 301-327.
- Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T., 2008. GIS integration model for geothermal exploration and well siting. *Geothermics*, 37, 107-131.
- Oskooi, B., Pedersen, L.B., Smirnov, M., Arnason, K., Eysteinnsson, H., Manzella, A., 2005. The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland. *Earth Planet. Inter.* 150, 183-195.

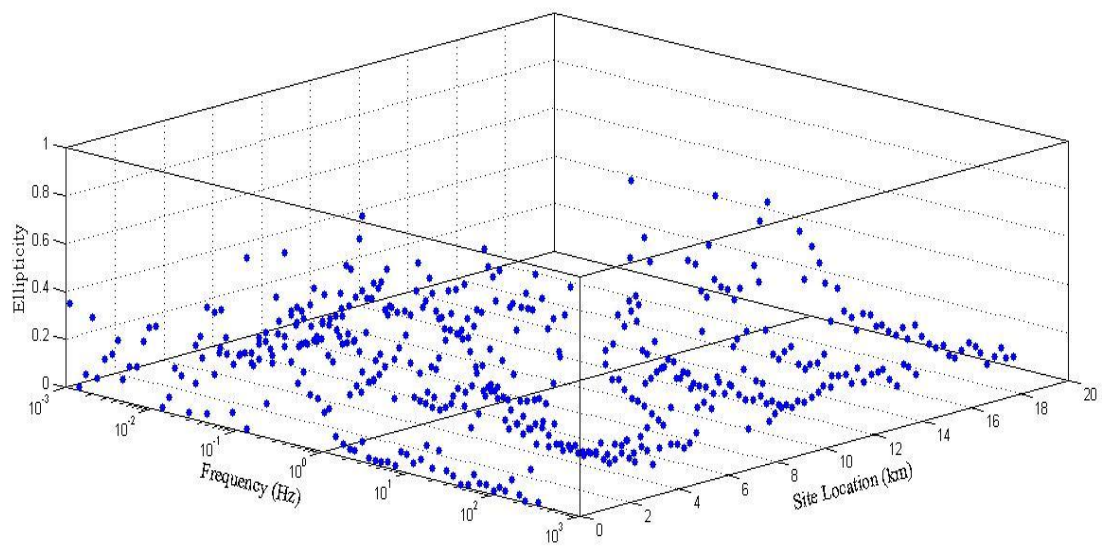
- Parkinson, W.D., 1962. The influence of continents and oceans on geomagnetic variation. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 6, 441- 449.
- Reddy, I.K. and Rankin, D., 1972. On the interpretation of Magnetotelluric data in the plains of Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, 9, 514-527.
- Reddy, I.K., Rankin, D. and Phillips, R.J., 1977. Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 51, 313-325.
- RockWorks, 2010, a software for the simulation of petroleum, environmental, geotechnical and mining related problems, <http://www.rockware.com/product/overview.php?id=165>.
- Rodi, W. and Mackie, R.L., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion, *Geophys.*, 66, 174-187.
- Rostoker, G., 1979. Geomagnetic micropulsations. *Comic Phys*, 4, 211-311.
- Shakeri, A. Moore, F. and Kompani- Zare, M., 2008. Geochemistry of the thermal spring of Mount Taftan, south eastern Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, 829-836.
- Sims, W.E. and Bostick, F.X.J., 1969. Methods of magnetotelluric analysis. Univ. of Texas, Austin EGRL Tech. No. 58.
- Sternberg, B.K., Buller, P.L., Kisabeth, J.L. and E., M., 1982. Electrical methods for hydrocarbon exploration II. Magnetotelluric method. *Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas III*, pp 202-230. Dallas.
- Strelbitskaya, S., 2005. Interpretation of chemical composition of geothermal fluid from the geothermal field of Baransky volcano, Iturup island, Russia. The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 2005, No: 17, 333-351.
- Sugrobov, V.M., 1986. Geothermal and geochemical investigations of high-temperature hydrothermal systems (by the example of Mutnovsky geothermal field) (in Russian). Nauka Publ. Moscow, 305 pp.
- Suharno, S., Browne, P.R.L., Soengkono, S., Prijanto, Sudarman, S., 2000. A geophysical model and the subsurface geology at the Ulubelu geothermal area, Lampung, Indonesia. Abstract. AAPG Bulletin, 84, 1498.
- Swift, C.M., Jr., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern united states. Ph.D. thesis, Mass. Inst. Of Tech.
- Talebi, B., Khosrawi, K., Ussher, G., 2005. Review of resistivity survey from the NW Sabalan geothermal field, Iran. Proc. World Geothermal Congress, Antalia, Turkey.

- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O. and Medina, E., 2008. A geochemical survey of geothermal resources in the Tarapaca and Antofagasta regions (northern Chile). *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, Extended Abstracts, pp 530-533.
- TBCE, Tehran Berkeley Consulting Engineers, 1979a. Geothermal power development studies, Sabalan zone. Geological survey. Report to Ministry of Energy, Islamic Republic of Iran.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, p 770.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 36, 98-141.
- Vozoff, K., 1991. The Magnetotelluric method, in Nabighian, M.N., (Ed), *Electromagnetic Methods in applied Geophysics: Tulsa, Okla., Society of Exploration Geophysicists*, pp 641-712.
- Wang, L.J., 1994. Magnetotelluric investigation of the Flinders Range Geomagnetic Anomaly. M.S. Thesis, School of earth science, Australia.
- Yang, K., Browne, P.R.L., Huntington, J.F., Walshe, J.L., 2001. Characterising the hydrothermal alteration of the Broadlands-Ohaaki geothermal system, New Zealand, using short-wave infrared spectroscopy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 106, 53-65.

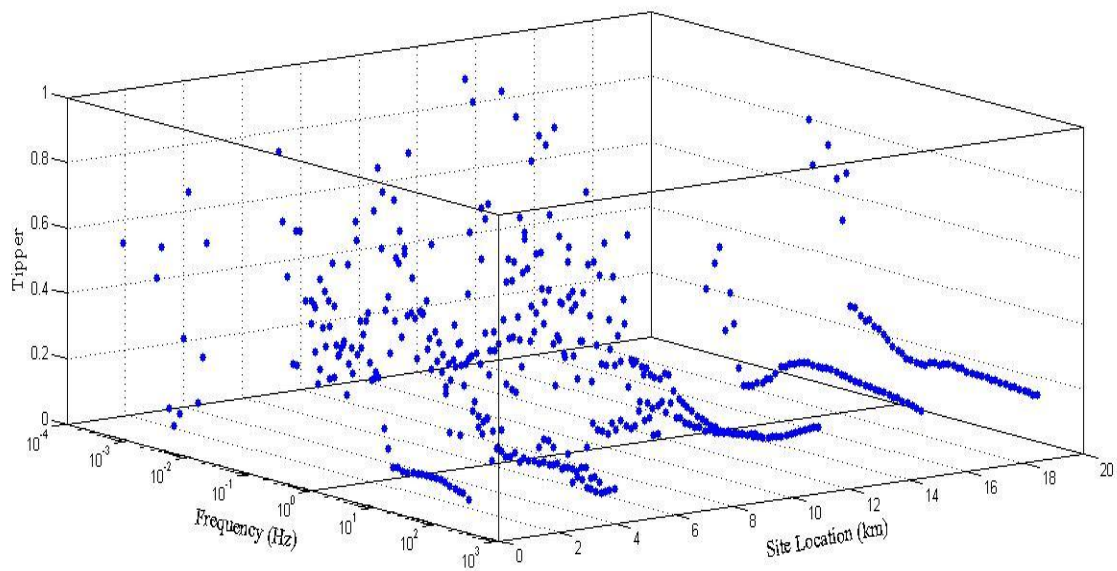
پیوست الف



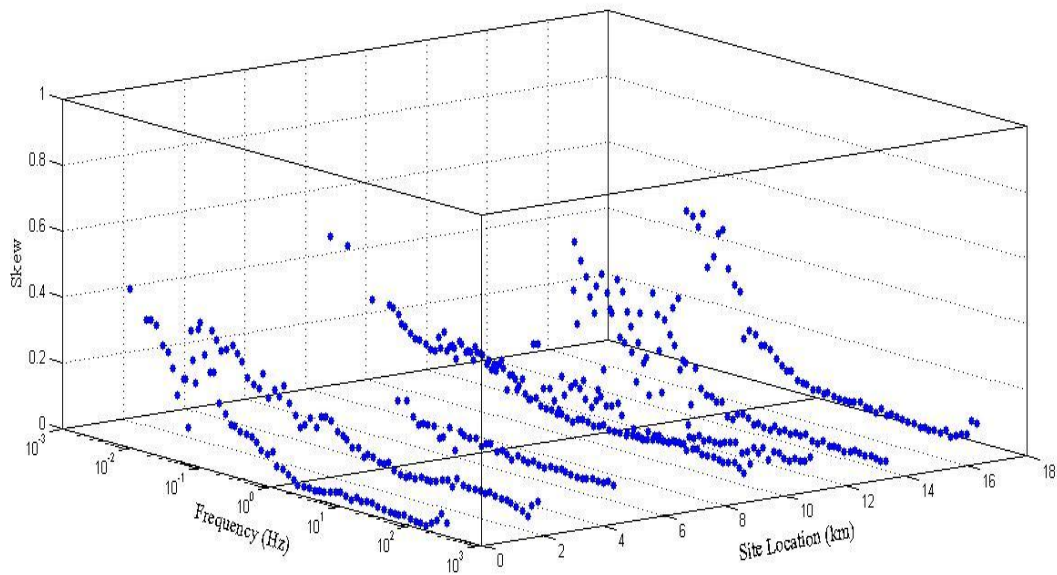
شکل الف-۱- نمودار سه بعدی Skew برای پروفیل P2



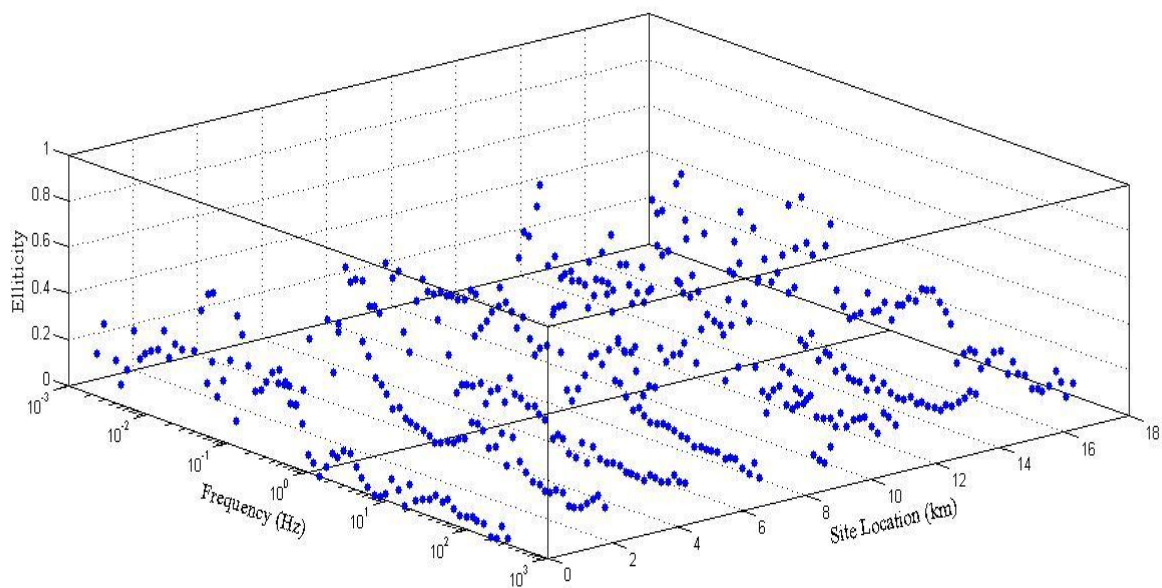
شکل الف-۲- نمودار سه بعدی بیضی وارگی برای پروفیل P2



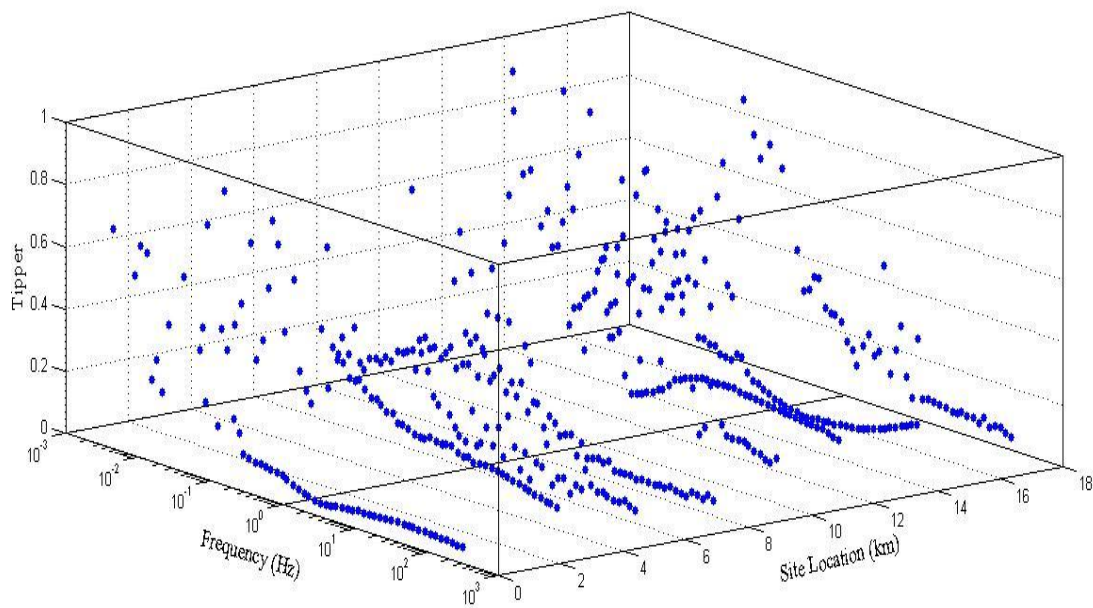
شکل الف-۳- نمودار سه بعدی اندازه تیپر برای ایستگاه‌های پروفیل P2



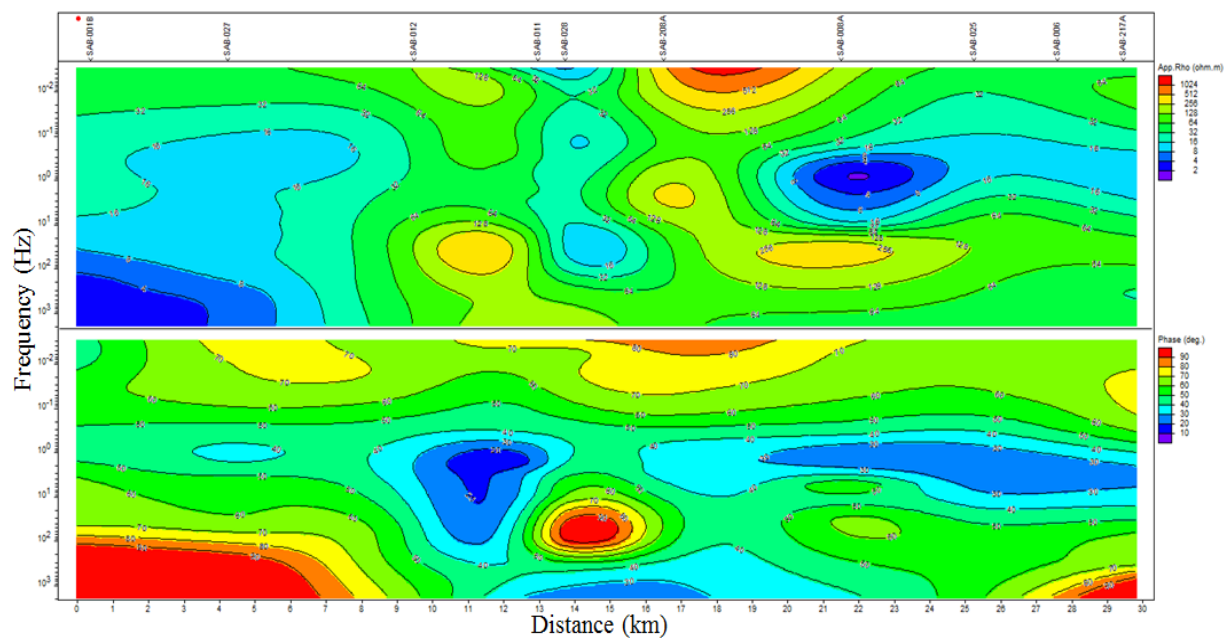
شکل الف-۴- نمودار سه بعدی Skew برای پروفیل P3



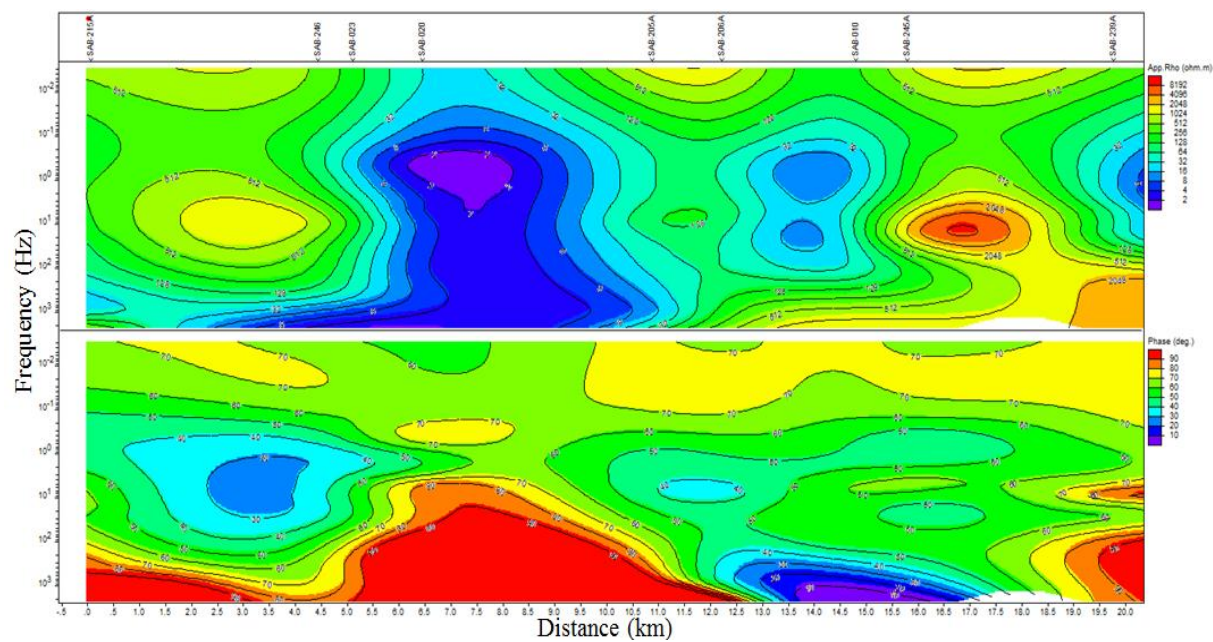
شکل الف-۵- نمودار سه بعدی بیضی وارگی برای پروفیل P3



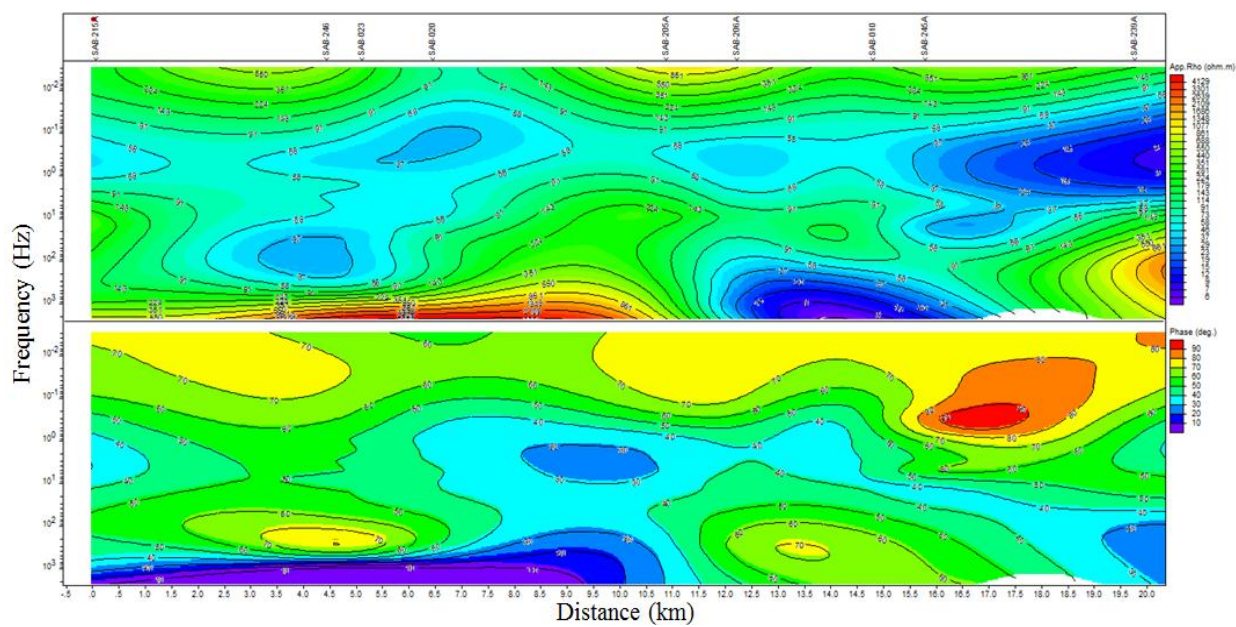
شکل الف-۶- نمودار سه بعدی اندازه تیپر برای ایستگاه‌های پروفیل P3



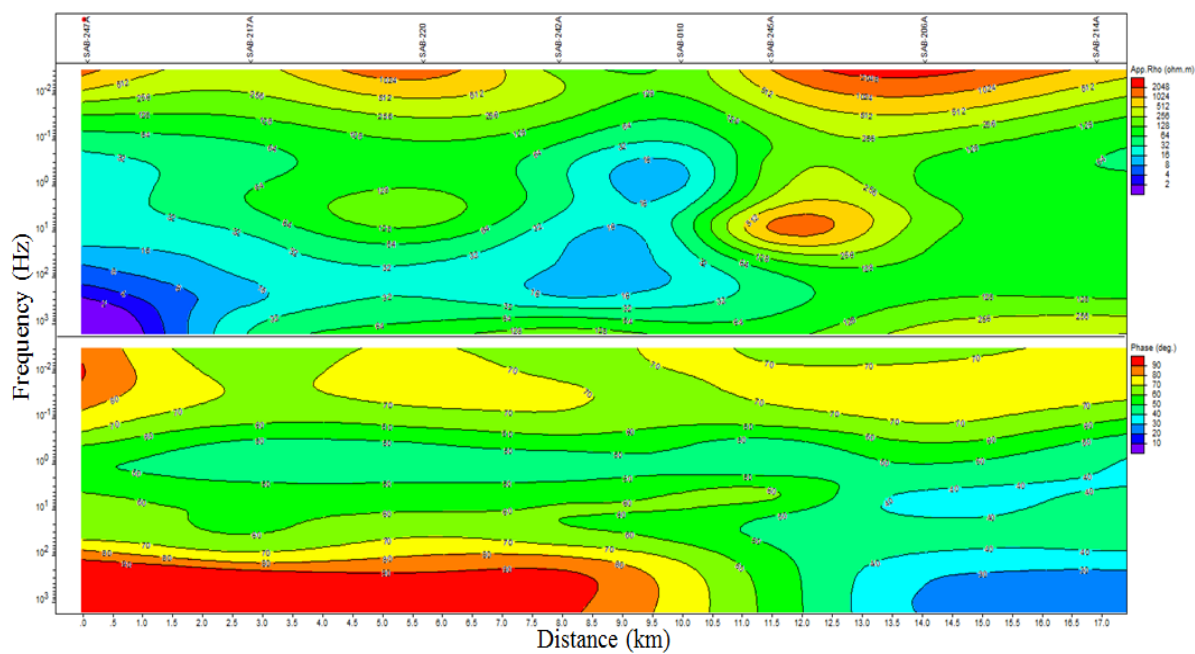
شکل الف-۷- شبه مقاطع مربوط به قطبش TE، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P1.



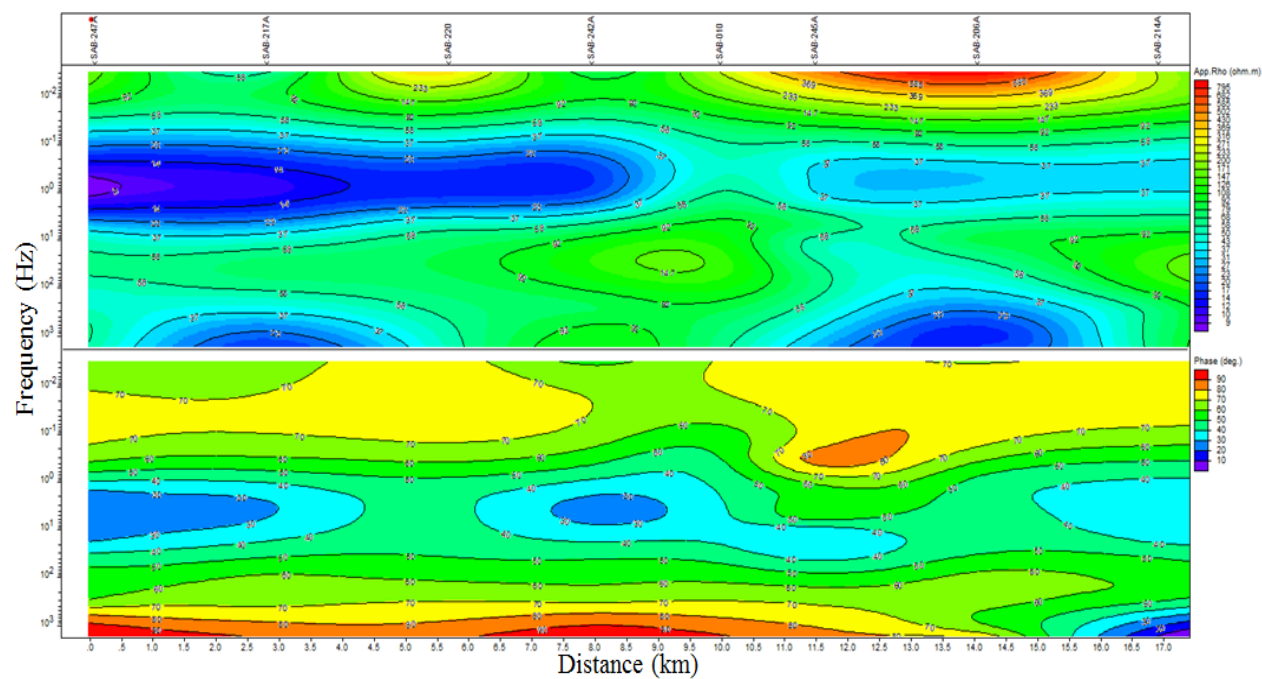
شکل الف-۸- شبه مقاطع مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P2.



شکل الف-۹- شبه مقاطع مربوط به قطبش TE، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P2.



شکل الف-۱۰- شبه مقاطع مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P3.



شکل الف-۱۱- شبه مقاطع مربوط به قطبش TE، داده‌های مقاومت ویژه (بالا) و فاز (پایین) در طول پروفیل P3.

Abstract

Meshkin Shahr geothermal field is located at 16 Km distance to south of Meshkin Shahr and northwest of Sabalan mountains in a place called Moil valley. Hot spring and fumarole of Sabalan Mountain can be found in cross-section of faults and fractures in hydrothermal system.

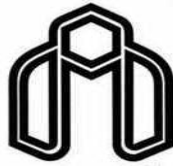
In this research, for introducing a novel conceptual model of hydrothermal system in the area, obtained results of geophysical data (i.e. Magnetotelluric data) was combined with hydro-geochemical investigation, well drilling data and geological studies.

Geological studies were conducted for evaluating the lithological and geotechnical features of the area. In this regard, lithological units and associated faults of the study area were identified.

In hydro-geochemical investigation for determination of types and source of springs, many different graphs including Piper graph, Stiff graph, rectangular cationic and anionic graphs, and water mixture graphs were used. Regarding to these studies, associated tips of most springs have been identified as Chloro-Sulphate springs.

Based on the 1D and 2D modeling applied on the geophysical data, thickness, perimeter of reservoir and direction of flow were determined approximately. In addition, well drilling information, lithological variation and severity of mineral alteration in diverse depths, enable us to identify the variation of temperature, amounts of drilling fluid leak and permeability of layers. According to all of these expressions, location of area with up-flow zone was specified under the Sabalan Mountain. Moreover, the direction of fluid flow is from east of valley to west of it. Thickness of reservoir in this area varies between 1000m to 2000m. The rock type of main zone of reservoir is Monzonite which is located at the depth of 1600m.

Keywords: Geothermal, hydro-geochemical, magnetotelluric, Meshkin Shahr



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

**This thesis submitted in part fulfillment of the degree of Master
Science in Mining Exploration**

**A conceptual model for Meshkinshahr geothermal resources
using modeling of Magnetotelluric data combined with
Hydrogeochemical, geological and drilling**

By:

Allahyar Khojamli

Supervisors:

Dr. F. Doulati Ardejani

Dr. A. Moradzadeh

Advisors:

Dr. S. Porkhial

M.R. Rahmani

September 2011