

اللهم لا تحزننا ولا تجعلنا
من الحزينين



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد اکتشاف مواد معدنی

اکتشاف کانسار پلی متال در شرق ایران با کمک داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیک

نگارنده: هادی عبدالله پور درویشان

اساتید راهنما

دکتر علیرضا عرب‌امیری

دکتر سوسن ابراهیمی

استاد مشاور

مهندس آرش ربیعی صادق‌آبادی

با احترام تقدیم به مهربان فرشتگانی که:

بخطات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن،

عظمت رسیدن و تمام تجربه یکتا و زیبای زندگیم، مدیون حضور سبز آنهاست

تقدیم به خانواده عزیزم.

و همی آمان که دوستان دارم...

شکر و قدردانی

پاس بی کران پروردگار یکتا را که، هستی مان بخشد و به طریق علم و دانش را، نمونان شد و به هم نشینی رهروان علم و دانش ممتحرمان نمود و نوشته

چینی از علم و معرفت را روزیان ساخت.

اکنون که بیاری پروردگار و یاری و راهبانی اساتید بزرگ موفق به دفاع از پیمان نامه‌ی خویش شده‌ام، وظیفه خود دانسته که نهایت پاسکزاری

را از تمامی عزیزانی که در این راه به من کمک کرده اند را به عمل آورم:

از اساتید بزرگوارم جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری و سرکار خانم دکتر سوسن ابراهیمی که راهبانی این جانب را بر عهده داشته‌اند و استاد

مشاورم جناب آقای مهندس آرش ربیعی صادق آبادی، برای تمام حمایت‌ها و زحمات بی‌دین‌شان پاسکزاری می‌کنم. همچنین از پدرم، مادرم،

تامی اساتید و دوستان عزیزمی که ایام خوشی را در کنار هم سپری کردیم و مراد رسیدن به اهدافم یاری نمودند صمیمانه تقدیر می‌کنم.

در پایان از داوران گرامی جناب آقای دکتر ابوالقاسم کاکار روحانی و آقای دکتر علی نجابتی کلاته که زحمت داوری و تصحیح این پایان‌نامه را به

عهده داشتند کمال پاس را دارم.

تجدیدنامه

اینجانب هادی عبدالله پور درویشان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن - اکتشاف معدن دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه اکتشاف کانسار پلی متال در شرق ایران با کمک داده‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیک

تحت راهنمایی آقای دکتر علیرضا عرب‌امیری و خانم دکتر سوسن ابراهیمی متعهد می‌شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

حکیده

برداشت‌های ژئوفیزیکی ابزار مهمی برای شناسایی و تفکیک سنگ‌ها، تعیین عمق و محدوده کانی‌سازی است. استفاده از چند روش ژئوفیزیکی در کنار یکدیگر و ترکیب آن با اطلاعات پایه نظیر زمین‌شناسی، امکان اکتشاف و دستیابی به مناطق مستعد کانی‌سازی را افزایش می‌دهد. کانی‌سازی مس، سرب و روی محدوده مورد مطالعه در زون ساختاری بلوک لوت در شرق ایران قرار گرفته است. سنگ میزبان کانی‌سازی توالی در هم آمیخته آذرآواری و واحدهای آتشفشانی ائوسن است که در نزدیکی توده‌های نفوذی ترشیری قرار گرفته‌اند. وجود سیالات هیدروترمال مرتبط با توده‌های نفوذی (احتمالاً) باعث دگرسانی گسترده سرسیت-کوارتز-کربنات و دگرسانی محلی اکسید آهن و سیلیسی در منطقه شده‌اند. کانی‌سازی به صورت رگه‌های سیلیسی (۳ زون) با روند شمال شرق-جنوب غرب تشکیل شده که از روند گسل‌ها و شکستگی‌ها منطقه تبعیت کرده است و شامل پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، کریزوکلا، گالن و اسفالریت می‌باشد. مطالعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد، کانی‌سازی از نوع پلی‌متال رگه‌ای هیدروترمال است.

برای رسیدن به نتایج دقیق مطالعات اکتشافی در منطقه، از تلفیق روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه و IP همراه با داده‌های زمین‌شناسی استفاده گردید. تعداد ۸۵۲ ایستگاه برای برداشت‌های مغناطیس‌سنجی با شبکه 50×10 متر در محدوده مورد نظر انجام شد. نتایج این برداشت ساختار زمین‌شناسی و روند و امتداد گسل‌های منطبق بر دو زون کانی‌سازی را به خوبی آشکار نمود. تعداد ۴۲۴ ایستگاه برای برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP با استفاده از آرایه دوقطبی-دوقطبی در امتداد شش پروفیل (۵ پروفیل شرقی-غربی و ۱ پروفیل شمالی-جنوبی) در فاصله الکترودی ۵۰ متر و ۲۵ متر و فاصله پروفیلی ۵۰ متر و ۱۰۰ متر از یکدیگر انجام شد. داده‌های حاصل از پروفیل‌های مذکور، با استفاده از نرم‌افزار RES2DINV و ZondRes2D بعد انجام تصحیحات اولیه به روش وارون‌سازی هموار دوبعدی مورد پردازش و مدل‌سازی قرار گرفتند. این مجموعه داده‌ها، به منظور نمایش بهتر از نواحی بی‌هنجاری و ارتباط بین مقاطع ژئوفیزیک و همچنین تعیین دقیق تر نقاط حفاری در محدوده مورد مطالعه از مدل‌سازی وارون سه‌بعدی با استفاده از نرم‌افزار RES3DINV استفاده شد. برای نمایش بهتر نتایج مدل‌سازی‌های سه‌بعدی، از نرم‌افزار Voxler استفاده شده است. نتایج حاصل از مطالعات مقاومت‌ویژه و IP گسل‌های منطقه و همچنین نواحی کانی‌سازی را به خوبی نمایان ساخته است. مدل‌های مقاومت‌ویژه و IP، نواحی بی‌هنجار مرتبط با کانی‌سازی در منطقه، با مقادیر متوسط تا

بالای بارپذیری و مقادیر متوسط مقاومت ویژه و عمدتاً مرتبط با ساختارهای گسلی و شکستگی‌ها مشخص شده‌اند. بر این اساس یک بی‌هنجاری در مرکز محدوده با راستای شمال شرق - جنوب غرب در ارتباط با شکستگی‌های سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری و منطبق بر زون ۱ (اصلی) در محدوده و یک بی‌هنجاری در قسمت جنوب شرقی منطقه در ارتباط با شکستگی‌های سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری با راستای تقریباً موازی با بی‌هنجاری قبلی به صورت شمال شرق - جنوب غرب و منطبق بر زون ۲ در منطقه شناسایی شدند. در نهایت براساس نتایج بدست آمده ۷ نقطه برای حفاری پیشنهاد گردید.

کلمات کلیدی: کانی‌سازی پلی‌متال، مغناطیس‌سنجی، مقاومت ویژه، قطبش القایی (IP)، آرایه

دوقطبی - دوقطبی.

فهرست مطالب

۵	فهرست جداول
۵	فهرست اشکال
۱	فصل ۱: کلیات
۲	۱-۱ مقدمه.....
۴	۲-۱ تاریخچه موضوع و مروری بر اطلاعات انجام شده.....
۶	۳-۱ ضرورت و هدف انجام تحقیق.....
۷	۴-۱ روش تحقیق.....
۹	۵-۱ ساختار پایان نامه.....
۱۱	فصل ۲: مبانی روش های مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه الکتریکی و قطبش القایی (IP)
۱۲	۱-۲ روش مغناطیس سنجی.....
۱۲	۱-۱-۲ مقدمه.....
۱۲	۲-۱-۲ اصول و مبانی روش مغناطیس سنجی.....
۱۶	۳-۱-۲ برداشت مغناطیس سنجی.....
۱۹	۴-۱-۲ تصحیح داده های مغناطیسی.....
۲۰	۵-۱-۲ پردازش و تفسیر داده های مغناطیسی.....
۲۹	۲-۲ روش مقاومت ویژه الکتریکی.....
۲۹	۱-۲-۲ مقدمه.....
۳۰	۲-۲-۲ اصول روش های مقاومت ویژه.....
۳۲	۳-۲-۲ مقاومت ویژه مواد تشکیل دهنده زمین و عوامل موثر بر تغییر آن.....

۳۳ روش‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه
۳۴ کاربردهای روش مقاومت ویژه الکتریکی
۳۵ روش قطبش القایی (IP)
۳۵ مقدمه ۱-۳-۲
۳۵ اصول و منشأ قطبش القایی ۲-۳-۲
۴۰ روش‌های اندازه‌گیری قطبش القایی ۳-۳-۲
۴۸ مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و IP در منطقه مورد مطالعه ۴-۳-۲
۵۴ روش‌های عددی برای حل مسائل وارون ۵-۳-۲
۵۵ مدل‌سازی داده‌های صحرائی ۶-۳-۲

فصل ۳: زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۶۳	
۶۴ مقدمه ۱-۳
۶۴ موقعیت و شرایط جغرافیایی ۲-۳
۶۵ زمین‌شناسی ناحیه‌ای ۳-۳
۶۷ زمین‌شناسی منطقه‌ای ۴-۳
۷۲ زمین‌شناسی و کانی‌سازی در محدوده مورد مطالعه ۵-۳
۷۵ دگرسانی در محدوده ۶-۳
۷۶ کانی‌سازی محدوده مورد مطالعه ۷-۳
۸۰ تعیین مدل کانی‌سازی ۸-۳

فصل ۴: بررسی و تفسیر روش‌های ژئوفیزیکی در محدوده مورد مطالعه

۸۱	
۸۲ مقدمه ۱-۴
۸۲ عملیات برداشت و تصحیح داده‌های مغناطیس‌سنجی ۲-۴

- ۸۷.....۱-۲-۴ پردازش داده‌های مغناطیسی
- ۹۵.....۲-۲-۴ نتایج حاصل از روش مغناطیس‌سنجی
- ۹۷.....۳-۴ عملیات صحرایی و برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP
- ۹۷.....۱-۳-۴ تجهیزات برداشت
- ۹۹.....۴-۴ تفسیر داده‌های مقاومت‌ویژه و پلاریزاسیون القایی
- ۱۰۰.....۱-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P1 E-W50
- ۱۰۳.....۲-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P2 E-W50
- ۱۰۶.....۳-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P3 E-W50
- ۱۰۹.....۴-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P4 E-W50
- ۱۱۱.....۵-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P5 E-W25
- ۱۱۴.....۶-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P6 N-S50
- ۱۱۶.....۷-۴-۴ نمایش ۲/۵ بعدی داده‌های IP و مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی دوبعدی در نرم افزار Zondres2D
- ۱۱۷.....۸-۴-۴ نمایش سه‌بعدی نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی
- ۱۱۸.....۹-۴-۴ بررسی نتایج حاصل از مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP

۱۲۵ فصل ۵: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- ۱۲۶.....۱-۵ نتیجه‌گیری
- ۱۲۸.....۲-۵ پیشنهادات

فهرست جداول

- جدول (۱-۲): مقاومت ویژه بعضی از سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد معدنی متداول ۳۳
- جدول (۲-۲): مقادیر بارپذیری برای برخی از کانی‌ها و سنگ‌ها ۴۳
- جدول (۱-۵): نقاط پیشنهادی برای حفاری ۱۳۱

فهرست اشکال

- شکل (۱-۲): عناصر میدان مغناطیسی زمین [Kearey and brooks, 2002] ۱۵
- شکل (۲-۲): بی‌هنجاری گرانی و مغناطیس روی یک توده دو بعدی مشابه [Kearey, 2002] ۲۱
- شکل (۳-۲): حذف اثر گردایان مغناطیسی ناحیه‌ای به وسیله فیلتر روند سطحی که میدان مغناطیسی زمین به صورت یک خط شیب‌دار (خط‌چین در شکل) می‌باشد [Kearey, 2002] ۲۹
- شکل (۴-۲): فرم کلی از پیکربندی الکتروود مورد استفاده در اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی [Reynolds, 2011] ۳۰
- شکل (۵-۲): مقایسه‌ی منحنی‌های واپاشی IP و R-C [Telford et al, 1990] ۳۶
- شکل (۶-۲): تنگ‌شدگی در قسمتی از یک کانال ارتباطی و ایجاد قطبش غشایی [After Reynolds, 2011] ۳۸
- شکل (۷-۲): ایجاد قطبش غشایی به دلیل وجود بار منفی ذرات رسی و المان رشته‌ای موجود در دیواره کانال ارتباطی [After Reynolds, 2011] ۳۸
- شکل (۸-۲): قطبش الکتروودی، الف) شارش الکتروولیتی، ب) ایجاد قطبش الکتروودی با حضور یک دانه فلزی در داخل خلل و فرج یک سنگ [After Reynolds, 2011] ۳۹
- شکل (۹-۲): اندازه‌گیری IP در روش حوزه زمان، الف) منحنی تغییرات در حالت شارژ و تخلیه و تغییرات جریان ارسالی به زمین، ب) پارامتر قطبش ظاهری، ج) پارامتر بارپذیری [After Reynolds, 2011] ۴۱
- شکل (۱۰-۲): آرایه دوقطبی- دوقطبی و نحوه قرارگیری الکتروودهای جریان و پتانسیل [www.agiusa.com] ۴۷
- شکل (۱۱-۲): نمایی از برداشت داده‌ها با آرایه دوقطبی- دوقطبی و ترسیم شبه مقطع برای داده‌ها

- ۴۷[www.alpha-geosurvey.co.uk]
- ۵۸[Loke, 2004] RES2DINV در نرم‌افزار مدل اولیه مورد استفاده در نرم‌افزار RES3DINV
- شکل (۲-۱۲): نحوه لایه‌بندی و بلوک‌بندی مدل سه‌بعدی زیر سطح زمین در نرم‌افزار RES3DINV
- ۶۰[loke, 2005]
- شکل (۳-۱): موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه (موقعیت محدوده مورد مطالعه با مستطیل مشخص شده است).
- ۶۵.....
- شکل (۳-۲): نقشه ساده شده تقسیم‌بندی ساختاری ایران که موقعیت محدوده مورد مطالعه در شرق ایران با مستطیل مشخص شده است [After Alavi, 1991; After Stocklin 1968].
- ۶۷.....
- شکل (۳-۳): بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی طاهر آباد (Karimpour et al, 2005)، موقعیت محدوده مورد مطالعه با مستطیل مشخص شده است.
- ۷۱.....
- شکل (۳-۴): نقشه ساده شده زمین‌شناسی ۱:۱۱۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.
- ۷۲.....
- شکل (۳-۵): الف) تصویری از نمونه دستی از کریستال توف آندزیتی، ب) تصویری از بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره همراه با کانی‌های کوارتز، رس و سریسیت.
- ۷۳.....
- شکل (۳-۶): الف) تصویری از نمونه دستی لیتیک لاپیلی توف آندزیتی، ب) تصویری از فلدسپار دگرسان شده به سریسیت، کانی‌های رسی، کانی‌های تیره و کوارتز.
- ۷۴.....
- شکل (۳-۷): الف) تصویری از نمونه دستی گدازه آندزیتی؛ ب) تصویری از زمینه پلاژیوکلاز که متحمل دگرسانی شده اند و به کانی‌های رسی، اپیدوت، کانی‌های اپاک و اکسید آهن تجزیه شده اند؛ ج) تصویری از بلورهای الیوین که با اپیدوت و کانی‌های تیره جایگزین شده‌اند.
- ۷۵.....
- شکل (۳-۸): نقشه ساده شده زمین‌شناسی و دگرسانی ۱:۱۱۰۰۰ محدوده مورد مطالعه.
- ۷۶.....
- شکل (۳-۹): تصاویری از دگرسانی اکسید آهن در منطقه مورد مطالعه.
- ۷۶.....
- شکل (۳-۱۰): الف) تصویری از کارهای شدادی در زون ۱ (اصلی) در محدوده مورد مطالعه، ب) نمایی

- نزدیک از یک شدادی همراه با ماده معدنی. ۷۷
- شکل (۱۱-۳): تصویر satellite از منطقه که بر روی آن زون‌های کانیسازی نشان داده شده است. ... ۷۷
- شکل (۱۲-۳): نمای نزدیک از رخنمون ماده معدنی در زون ۱ (اصلی). ۷۸
- شکل (۱۳-۳): الف: نمایی از زون ۲ به همراه رگه کوارتزی، ب: نمایی نزدیک از زون کانی سازی ۲ همراه با واریزه‌های کوارتزی حاوی کانی‌زایی مس در محدوده مورد مطالعه. ۷۹
- شکل (۱۴-۳): تصاویری از کانی‌سازی مس به همراه کوارتز در زون ۲ محدوده مورد مطالعه: الف) کانی‌سازی مس شامل مالاکیت، آزوریت، گالن و کریزوکلا ب) تصویری از نمونه دستی کوارتز از رگه سیلیسی. ۷۹
- شکل (۱-۴): مختصات برداشت‌های مغناطیس همراه با موقعیت پروفیل‌های دوقطبی - دوقطبی در محدوده مورد مطالعه. ۸۳
- شکل (۲-۴): عملیات برداشت مغناطیس‌سنجی محدوده مورد مطالعه. ۸۴
- شکل (۳-۴): فلوچارت مراحل انجام عملیات مغناطیس‌سنجی از مرحله قبل از داده‌برداری تا مرحله تفسیر داده‌ها. ۸۵
- شکل (۴-۴): نقشه میدان مغناطیسی کل منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت پروفیل‌ها و نقاط برداشت. ۸۶
- شکل (۵-۴): نقشه میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه بعد از اعمال تصحیح IGRF. ۸۷
- شکل (۶-۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب. ۸۹
- شکل (۷-۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۱۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه. ۹۰
- شکل (۸-۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۲۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه. ۹۰
- شکل (۹-۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۳۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه. ۹۱
- شکل (۱۰-۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۴۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه. ۹۱

- شکل (۴-۱۱): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۶۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه..... ۹۲
- شکل (۴-۱۲): نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول منطقه مورد مطالعه..... ۹۳
- شکل (۴-۱۳): نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی منطقه مورد مطالعه..... ۹۴
- شکل (۴-۱۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ساده در منطقه مورد مطالعه..... ۹۵
- شکل (۴-۱۵): نقشه ساختارهای زمین شناسی تفسیر شده بر روی تصویر RTP..... ۹۶
- شکل (۴-۱۶): موقعیت ایستگاه‌های برداشت بر روی هر یک از پروفیل‌ها در محدوده مورد مطالعه.. ۹۷
- شکل (۴-۱۷): اجراء عملیات صحرایی برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در محدوده مورد مطالعه. ۹۸
- شکل (۴-۱۸): تصویری از الکتروود غیره‌پلاریزه پتانسیل بر روی یکی از نقاط برداشت شده در محدوده مورد مطالعه..... ۹۹
- شکل (۴-۱۹): شیوه قرار دادن فویل آلومینیومی در محل‌هایی انتقال جریان به درون زمین در منطقه مورد مطالعه..... ۹۹
- شکل (۴-۲۰): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P1 E-W50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV..... ۱۰۱
- شکل (۴-۲۱): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P1 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D..... ۱۰۳
- شکل (۴-۲۲): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P2 E-W50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV..... ۱۰۴
- شکل (۴-۲۳): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P2 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D..... ۱۰۵
- شکل (۴-۲۴): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P3 E-W50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV..... ۱۰۶

- شکل (۴-۲۵): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P3 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D ۱۰۸
- شکل (۴-۲۶): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P4 E-W50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV ۱۰۹
- شکل (۴-۲۷): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P4 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D ۱۱۱
- شکل (۴-۲۸): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P5 E-W25 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV ۱۱۲
- شکل (۴-۲۹): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P5 E-W25 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D ۱۱۴
- شکل (۴-۳۰): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به‌همراه توپوگرافی در طول پروفیل P6 N-S50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV ۱۱۵
- شکل (۴-۳۱): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P6 N-S50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D ۱۱۵
- شکل (۴-۳۲): نمای ۲/۵ بعدی مقاطع مقاومت‌ویژه با استفاده از نرم‌افزار Zondres2D ۱۱۶
- شکل (۴-۳۳): نمای ۲/۵ بعدی مقاطع IP با استفاده از نرم‌افزار Zondres2D ۱۱۷
- شکل (۴-۳۴): نمایش سه‌بعدی نتایج وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه با نرم‌افزار Voxler ۱۱۷
- شکل (۴-۳۵): نمایش سه‌بعدی نتایج وارون‌سازی دو بعدی داده‌های IP با نرم‌افزار Voxler ۱۱۸
- شکل (۴-۳۶): مقاطع افقی حاصل از مدل‌سازی سه‌بعدی مقاومت‌ویژه (از سطح تا عمق ۱۷۷/۷ متر). ۱۱۹

- شکل (۴-۳۷): مقاطع افقی حاصل از مدل‌سازی سه‌بعدی IP (از سطح تا عمق ۱۷۷/۷ متر). ۱۲۰
- شکل (۴-۳۸): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه در محدوده مورد مطالعه. ۱۲۲
- شکل (۴-۳۹): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های IP در محدوده مورد مطالعه. ۱۲۲
- شکل (۴-۴۰): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه با مقادیر بالاتر از ۴۱۵ اهم‌متر در منطقه مورد مطالعه. ۱۲۳
- شکل (۴-۴۱): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های IP با مقادیر بالاتر از ۱۰ میلی‌ولت بر ولت در منطقه مورد مطالعه. ۱۲۳
- شکل (۵-۱): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P1 E- W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی. ۱۲۹
- شکل (۵-۲): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P2 E- W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی. ۱۲۹
- شکل (۵-۳): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P3 E- W50 همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی. ۱۲۹
- شکل (۵-۴): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P5 E- W25 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی. ۱۳۰
- شکل (۵-۵): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P4 E- W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی. ۱۳۰

فصل ۱: کلیات

۱-۱ مقدمه

نقش معدن در اقتصاد کشورهای جهان منحصر به مشارکت در افزایش تولید ناخالص داخلی و رشد اقتصادی نیست؛ بلکه سهم معناداری در ایجاد فرصت‌های شغلی و کاهش فقر در جوامع را نیز دارد. معادن می‌توانند یکی از کلیدهای اصلی برای دستیابی به آینده امیدبخش باشند و مشارکت موثر معدن و صنایع معدنی در اقتصاد کشورها می‌تواند در تامین اهداف توسعه پایدار جهان کمک نماید. از آنجا که ساختار تمدن بشری بر پایه وجود فلزات مهمی نظیر آهن، مس، سرب، روی و ... بنا شده است و خوراک اصلی کارخانه‌های بزرگ ذوب فلزات را مواد خام اولیه معدنی تشکیل می‌دهند؛ لذا انتخاب و به‌کارگیری روش‌های اکتشافی مناسب و کم‌خطا برای اکتشاف و دستیابی به ذخایر سطحی و پنهان اهمیت بالایی دارد.

روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌هایی هستند که در اوایل قرن بیستم در اکتشافات معدنی مورد استفاده قرار گرفتند و بدون نیاز به دسترسی مستقیم به درون زمین، اطلاعاتی از جمله هدایت الکتریکی^۱، حساسیت مغناطیسی^۲، چگالی^۳ و ... لایه‌های داخل زمین را ارائه می‌دهند. امروزه این روش‌ها با پیشرفت علم و فناوری و ساخت ابزارآلات جدید در اهداف اکتشافی کاربرد گسترده‌تری یافته‌اند و در مقایسه با روش‌های اکتشافی مستقیم از جمله حفاری، کم‌هزینه‌تر و سریع‌تر بوده و اثرات مخرب کمتری دارند [Selley et al., 2005]. روش‌های ژئوفیزیکی متعدد بوده و شامل روش‌های مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی، لرزه‌ای، الکتریکی و الکترومغناطیسی هستند که هر یک دارای چندین روش جانبی نیز می‌باشند.

برداشت داده‌های مغناطیسی به‌طور مستقیم برای مشخص کردن توده‌های با خاصیت مغناطیسی

^۱ Electrical conductivity

^۲ Magnetic susceptibility

^۳ Density

بالا نظیر کانسارهای آهن و به طور غیرمستقیم برای اکتشاف هاله‌های اطراف کانسارها (مانند کانسارهای سولفیدی) مورد استفاده قرار می‌گیرند. این روش به صورت زمینی و هوایی برای کشف توده‌های معدنی، ساختارهای زمین‌شناسی، حوزه‌های رسوبی و ... مورد استفاده قرار می‌گیرد. از مزیت‌های برداشت‌های مغناطیسی نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیکی، می‌توان به سهولت برداشت و مقدار هزینه کم آن اشاره کرد [Bellott et al., 1991].

روش‌های قطبش‌القایی^۱ (IP) و مقاومت‌ویژه الکتریکی در شاخه روش‌های الکتریکی نیز از روش‌های ژئوفیزیکی پرکاربرد در اکتشافات معدنی است. روش IP یک روش کارآمد در اکتشاف ذخایر فلزات پایه و شناسایی مناطق کانی‌سازی سولفیدی پراکنده^۲ است که در اکتشاف زون‌های کانی‌سازی رگه‌ای^۳ و توده‌ای^۴ مورد استفاده قرار می‌گیرد. نتایج مطالعات ژئوفیزیکی ذخایر فلزی متعدد، حاکی از ارتباط بی‌هنجاری‌های IP و مقاومت‌ویژه می‌باشد؛ روش مقاومت‌سنجی نیز در این مناطق مورد اندازه‌گیری قرار می‌گیرد [Telford et al., 1990]. در روش مقاومت‌سنجی خواص الکتریکی مواد زیرسطحی و وضعیت ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد. در این روش پس از تولید و ارسال یک جریان الکتریکی مصنوعی به داخل زمین، اختلاف پتانسیل ناشی از این عمل با استفاده از آرایه‌های مختلف ثبت می‌شود. با به‌کارگیری این روش در کنار روش IP، می‌توان علاوه بر تعیین مقدار مقاومت‌ویژه ظاهری سنگ‌ها، اطلاعاتی مربوط به هندسه، ابعاد و ویژگی‌های الکتریکی منابع بی‌هنجاری زیر سطحی به‌دست آورد [Kearey et al., 2002; Dentith and Mudge, 2014].

لازم به‌ذکر است که هر یک از روش‌های ژئوفیزیکی فوق، مانند روش مغناطیس‌سنجی، IP و مقاومت‌سنجی، نقاط ضعف و قوت مخصوص به خود را دارند؛ لذا استفاده از دو یا چند روش در کنار

^۱ Induced polarization (IP)

^۲ Disseminated

^۳ Vein type

^۴ Massive

یکدیگر و ترکیب داده‌های این روش‌ها با اطلاعات زمین‌شناسی (سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی)، می‌تواند به کاهش نقاط ضعف آنها کمک نموده و کارایی آن‌ها را افزایش دهد؛ بنابراین تفسیر دقیق‌تر نتایج، می‌تواند احتمال کشف و دستیابی به مناطق امیدبخش را افزایش دهد.

محدوده معدنی مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری شمال شرق بشرویه و در استان خراسان جنوبی واقع شده و شواهد معدنکاری قدیمی به صورت شدادی در آن مشاهده می‌شود. با توجه به دلالت مطالعات اولیه زمین‌شناسی در منطقه مبنی بر وجود کانی‌سازی سولفیدی، عملیات ژئوفیزیکی به روش مقاومت‌ویژه و IP در منطقه پیشنهاد گردید. همچنین بر مبنای اهمیت شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی به عنوان کنترل کننده‌های احتمالی کانی‌سازی، و توانایی روش مغناطیس‌سنجی زمینی در شناسایی این ساختارها T برداشت مغناطیس‌سنجی زمینی نیز در منطقه پیشنهاد گردید.

۲-۱ تاریخچه موضوع و مروری بر اطلاعات انجام شده

ویلیام گیلبرت^۱ (۱۵۴۰ تا ۱۶۳۰) اولین برداشت مغناطیس‌سنجی زمینی را انجام داد. او در کتاب خود با عنوان مخفف "آهن ربا" نشان داد که میدان مغناطیس زمین می‌تواند به وسیله میدان یک آهن ربای دائمی با امتداد کلی شمالی-جنوبی واقع در نزدیکی محور چرخش زمین تقریب زده شود [Telford, 1990]. جهت‌گیری عقربه کمپاس به سوی کانسارهای آهن طبیعی سر آغاز استفاده از این وسیله در پی‌جویی‌ها در قرن نوزدهم شد.

در سال ۱۹۱۲ میلادی روش مقاومت‌سنجی توسط کنراد شلومبرژه^۲ طی انجام آزمایش‌های صحرائی ابداع گردید. استفاده از این روش در سال‌های ۱۹۲۳ و ۱۹۲۶، به ترتیب منجر به اکتشاف گاز در کشور رومانی و کشف گنبد‌های نمکی در کشور فرانسه شد (مه‌دوی، ۱۳۸۳). همچنین این

^۱ William Gilbert

^۲ Conrad Schlumberger

روش کاربرد وسیعی در اکتشاف مواد معدنی و مطالعه منابع آب‌های زیرزمینی دارد [Reynolds, 2011].

روش IP نیز توسط شلومبرژه در سال ۱۹۱۳ ابداع شد؛ اما استفاده علمی از این روش در مطالعات اکتشافی به اواخر سال ۱۹۴۰ باز می‌گردد. این روش برای اولین بار به همراه روش مقاومت‌سنجی در سال ۱۹۴۸ در اکتشاف ذخیره مس پورفیری سان مانوئل^۱ در آمریکا به کار گرفته شد. همچنین در سال ۱۹۶۵ استفاده از آن در منطقه پایین پوینت^۲ در کانادا منجر به شناسایی یک ذخیره سرب و روی شد [Seigel et al., 2007].

بست^۳ و همکاران (۲۰۱۵) به‌منظور بررسی توانایی روش‌های IP و مقاومت‌ویژه در تشخیص ذخایر فلزی سولفیدی از جمله مس، سرب، روی، نقره و طلا، برداشت داده‌ها را با سه آرایه الکترودی دوقطبی – دوقطبی^۴، قطبی – دوقطبی^۵ و شلومبرژه معکوس^۶ در ۹ ذخیره معدنی اکتشاف شده در کانادا انجام دادند. در حالت کلی، موفقیت روش‌های IP و مقاومت‌ویژه در اکتشاف ذخایر مذکور به اثبات رسید؛ هر چند که دو آرایه دوقطبی-دوقطبی و شلومبرژه معکوس نتایج قابل اعتمادتری از خود نشان دادند.

نوروزی و غلامی (۱۳۸۴) به مطالعه اندیس معدنی مس سوناجیل در استان آذربایجان شرقی پرداختند. در این مطالعه از روش مغناطیس‌سنجی به منظور شناسایی پدیده‌های ساختمانی و بررسی ارتباط منشأ کانی‌سازی با توده‌های نفوذی و از روش‌های IP و مقاومت‌ویژه جهت شناسایی نواحی بی‌هنجاری سطحی و بررسی عمقی استفاده گردید. نتایج مطالعات بیانگر تطابقی خوب بین

^۱ San manuael

^۲ Pine Point

^۳ Best

^۴ Dipole- dipole array

^۵ Pole- dipole array

^۶ Inverse Schlumberger array

خطواره‌های گسل‌های شناسایی شده در روش مغناطیس‌سنجی با نتایج روش مقاومت‌ویژه می‌باشد؛ اما رابطه مشخصی بین کانی‌سازی و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی شناسایی نشد. در نهایت نقاطی منطبق بر نواحی با بارپذیری^۱ بالا و مقاومت‌ویژه کم، جهت حفاری پیشنهاد گردید.

علیلو و همکاران (۱۳۹۲) نهشته پلی‌متال حلب واقع در استان زنجان را با ترکیب سه روش ژئوفیزیکی، شامل مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه الکتریکی و قطبش‌القایی مورد مطالعه قرار دادند. در این مطالعه، علاوه بر شناسایی انواع مختلف کانی‌سازی در سطوح مختلف، شیب، عمق، ضخامت، مکان و روند کانی‌سازی مشخص گردید.

حاجی‌میرزاجان و همکاران (۱۳۹۲) با ترکیب مطالعات زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات ژئوفیزیکی به روش‌های IP، مقاومت‌سنجی و مغناطیس‌سنجی، به مطالعه یک سیستم پلی‌متال مس، قلع، سرب، روی و طلای رگه‌ای در منطقه رودگز در جنوب شرق گناباد پرداختند. نتیجه حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی، یک منطقه بی‌هنجار با بیشترین بارپذیری و کمترین بی‌هنجاری مغناطیسی را در مرکز محدوده مشخص کرد که منطبق بر محل ناهنجاری ژئوشیمی در منطقه می‌باشد. دو گمانه‌ی حفرشده، تمرکز رگه‌های حاوی کانی‌سازی را در این محل تایید کرد.

۳-۱ ضرورت و هدف انجام تحقیق

مواد معدنی زیر بنای اقتصادی و صنعت هر جامعه را تشکیل می‌دهد. بشر از آغاز آفرینش تا به امروز، برحسب نیازمندی‌های خود از مواد معدنی استفاده کرده است و اکنون نیز از تمام مواد معدنی به روش‌های گوناگون بهره‌برداری می‌نماید. با توجه به نقش بسیار مهم مواد معدنی در تامین نیازهای اولیه صنایع مختلف، جستجوی آن‌ها با روش‌های کارآمد ضروری به‌نظر می‌رسد. بر این اساس نیاز به علم معدن‌کاری بیش از پیش احساس می‌شود و این شاخه از علم رشد زیادی داشته است.

^۱ Chargeability

تاکنون اغلب کانسارهای سطحی شناسایی و بخش اعظم آن‌ها مورد بهره‌برداری قرار گرفته است؛ لذا بیشتر فعالیت‌های اکتشافی بر روی کانسارهای پنهان و پوشیده متمرکز شده است که روش‌های غیرمستقیم مانند ژئوفیزیک در اکتشاف این ذخایر نقش به‌سزایی دارند. مغناطیس‌سنجی اطلاعات مهمی را در ارتباط با محل گسل‌های موجود یا پنهان ارائه می‌دهد که محیط مناسب برای حرکت محلول‌های کانی‌ساز هستند؛ لذا با توجه به ارتباط عمده‌ی کانسارهای مس، سرب و روی با گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه، مغناطیس‌سنجی می‌تواند نقش مهمی در اکتشاف این ذخایر ایفا کند. پلاریزاسیون القایی (IP) تکنیکی نسبتاً جدیدی است که با استفاده از این روش می‌توان به حضور کانی‌سازی‌های سولفیدی پی برد و روش مقاومت‌ویژه نیز با اندازه‌گیری و تعیین مقدار مقاومت مخصوص ظاهری سنگ‌ها می‌تواند در شناسایی پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله گسل، ساختمان لایه‌های زیرین، ضخامت آبرفت و کنتاکت لایه‌ها کمک نماید.

هدف از انجام این تحقیق، مطالعات ژئوفیزیکی به روش‌های مغناطیس‌سنجی، پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه الکتریکی، پردازش، مدل‌سازی و در نهایت تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی با نرم افزارهای مناسب به منظور تعیین محدوده‌های بی‌هنجار، بررسی عمق و ضخامت توده‌های معدنی موجود و همچنین تعیین وضعیت پیوستگی توده‌های احتمالی و در نهایت تعیین نقاط مناسب برای حفاری اکتشافی می‌باشد.

۴-۱ روش تحقیق

با توجه به مطالعات اولیه زمین‌شناسی و آثار معدن‌کاری قدیمی به‌صورت شدادی، به‌منظور بررسی ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه و ارتباط آن با کانی‌سازی احتمالی، شبکه نمونه‌برداری برای برداشت مغناطیس‌سنجی طراحی و با استفاده از دستگاه نقشه‌برداری دو فرکانسی (دی.جی.پی.اس)^۱

^۱ Differential GPS

در محدوده پیاده‌سازی و مشخص شده است.

این نقاط طراحی شده برای برداشت مغناطیس‌سنجی زمینی، ۱۳ پروفیل با فواصل ایستگاهی 10×50 متر در امتداد شرقی-غربی، ۳ پروفیل هم با فواصل ایستگاهی 25×300 متر در امتداد شمالی- جنوبی که به منظور بررسی صحت کار پروفیل‌های قبلی (شبکه مستطیلی 600×600 متر) انجام شد؛ این برداشت‌ها با استفاده از دستگاه مغناطیس‌سنجی GEM ساخت کشور کانادا به همراهی نگارنده به عنوان اوپراتور در مرداد ماه ۱۳۹۸ صورت گرفته است.

به‌منظور به‌دست آوردن نتایج قابل قبول از محدوده‌های بی‌هنجار، عمق و ضخامت توده‌های معدنی محتمل و همچنین وضعیت پیوستگی توده‌ها، برداشت داده‌های IP و مقاومت‌ویژه در قالب ۶ پروفیل توسط آرایش دوقطبی-دوقطبی با فواصل الکترودی ۵۰ و ۲۵ متر (۵ پروفیل با فواصل الکترودی ۵۰ متری و ۱ پروفیل با فاصله الکترودی ۲۵ متری) صورت گرفت؛ این برداشت با استفاده از دستگاه IRIS مدل IP\RS ساخت کشور فرانسه به‌همراهی نگارنده به عنوان کارشناس اکتشاف در شهریور ماه ۱۳۹۸ صورت گرفته است.

پس از بررسی داده‌های مغناطیس‌سنجی و اعمال تصحیحات IGRF و روزانه، به پردازش داده‌ها با استفاده از نرم افزار Geosoft و اعمال فیلترهای مختلف، در نهایت با کمک نقشه‌های بدست آمده به بررسی دقیق‌تر ساختارهای زمین‌شناسی منطقه پرداخته شد.

در ادامه، داده‌های مقاومت‌ویژه و IP برداشت‌شده به منظور مدل‌سازی و تفسیر به روش وارون‌سازی هموار دوبعدی با استفاده از دو نرم‌افزار Res2Dinv و ZondRes2D انجام می‌شود و تفسیر مربوط به هر پروفیل براساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی ارائه می‌گردد. همچنین به منظور دستیابی به منظر بهتری از نواحی بی‌هنجاری زیرسطحی و تعیین دقیق‌تر نقاط حفاری احتمالی، با استفاده از نرم‌افزار RES3DINV به روش وارون‌سازی هموار انجام می‌گیرد و نتایج مدل‌سازی‌ها با استفاده از نرم‌افزار Voxler در فضای سه‌بعدی نمایش داده شد.

لازم به ذکر است که مقایسه و اعتبارسنجی نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی، براساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی و اطلاعات به‌دست آمده از شواهد معدن‌کاری قدیمی و رخنمون‌های سطحی مشاهده شده طی پیمایش‌های صحرائی، صورت گرفته است. در نهایت بر اساس بررسی و مقایسه نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی، محدوده‌های بی‌هنجار، عمق و ضخامت توده‌های معدنی محتمل و همچنین وضعیت پیوستگی توده‌ها تعیین گردید و محل‌های مناسب برای حفاری‌های پیشنهاد شد.

۵-۱ ساختار پایان‌نامه

پژوهش حاضر مشتمل بر پنج فصل می‌باشد؛ که فصل اول به بیان مقدمه، تاریخچه موضوع و مروری بر مطالعات انجام شده، ضرورت و هدف از انجام تحقیق و همچنین روش تحقیق می‌پردازد. در فصل دوم به بررسی روش‌های مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه و IP، اصول کلی این روش‌ها و همچنین مبحث آرایه‌های الکتروودی مورد استفاده در برداشت‌های صحرائی پرداخته می‌شود. فصل سوم به شرح زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه، بررسی نتایج مطالعات زمین‌شناسی و تعیین مدل کانی‌سازی اختصاص یافت. فصل چهارم به تفسیر و ارائه نتایج مدل‌سازی دوبعدی و سه‌بعدی داده‌های ژئوفیزیکی برداشت شده پرداخته می‌شود و در نهایت در فصل پنجم، نتایج حاصل از مطالعات انجام شده در این پژوهش و پیشنهادات لازم برای مطالعات بعدی ارائه خواهد شد.

فصل ۲ : مبانی روش های مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه الکتریکی و قطبش

القایی (IP)

۱-۲ روش مغناطیس‌سنجی

۱-۱-۲ مقدمه

روش مغناطیس‌سنجی از جمله روش‌های اولیه و پرکاربرد در علم ژئوفیزیک است، که منشأ بهره‌مندی از آن به صورت طبیعی بوده و ناشی از تأثیر میدان مغناطیسی زمین بر روی سنگ‌ها می‌باشد. اساس این روش اندازه‌گیری تغییرات شدت میدان مغناطیسی می‌باشد. این روش از ابتدایی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی است که برای آشنایی با تکتونیک منطقه و مکان‌هایی با پتانسیل معدنی بالا و همچنین ارتباط میان سنگ‌های مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد [Telford et al, 1991].

۲-۱-۲ اصول و مبانی روش مغناطیس‌سنجی

همان‌طور که می‌دانیم زمین همانند یک آهن‌ربای بزرگ عمل می‌کند که قطب‌های شمال و جنوب این آهن‌ربای بزرگ، تقریباً در حوالی دو قطب جغرافیایی آن قرار گرفته است. بدیهی است اگر زمین کره‌ای کامل و همگن بود، هم میدان جاذبه و هم میدان مغناطیسی آن یکنواخت و ثابت بود؛ اما به‌واسطه شکل بیضوی ناقص زمین و همچنین ناهمگن بودن آن تغییراتی در میدان جاذبه و مغناطیسی زمین ایجاد می‌شود.

اساس این روش مغناطیس‌سنجی بر اندازه‌گیری مشخصات مغناطیسی زمین استوار است. در صورتی که سنگ‌های زیرزمین از نظر خواص مغناطیسی یکسان می‌باشند، اندازه‌گیری در تمام نقاط نتیجه واحدی به دست می‌آید؛ اما به علت تفاوت خواص مغناطیسی مواد موجود در زیر سطح زمین (که اساس مغناطیس‌سنجی را تشکیل می‌دهد)، این اندازه‌گیری در نقاط مختلف متفاوت است و در بعضی مناطق، آنومالی‌های مغناطیسی وجود دارد (مدنی، ۱۳۹۰).

۱-۲-۱-۲ نیروی مغناطیسی

اگر دو قطب مغناطیسی با قدرت m_1 و m_2 و با فاصله r از یکدیگر قرار داشته باشند، نیروی F بین آنها برقرار می‌شود. خطوط نیرو، خطوط منحنی هستند که قطبی را به قطب دیگر متصل می‌کند.

$$F = \frac{m_1 m_2}{4\pi\mu r^2} \quad (1-2)$$

که در آن، μ به عنوان قابلیت نفوذپذیری یا تراوایی مغناطیسی^۱ شناخته می‌شود؛ که مقدار آن به محیطی که قطبها در آن قرار دارند، وابسته می‌باشند. اگر دو قطب هم علامت باشند، نیروی دافعه و اگر علامت دو قطب مخالف باشند، نیروی جاذبه خواهد بود [Kearey and brooks, 2002].

۲-۲-۱-۲ شدت میدان مغناطیسی

شدت میدان مغناطیسی در هر نقطه برابر با نیرویی است که بر واحد قطب مغناطیسی در آن نقطه وارد می‌شود.

$$H = \frac{F}{m_2} = \frac{m_1}{4\pi\mu r^2} \quad (2-2)$$

واحد شدت میدان مغناطیسی در سیستم SI نانو تسلا (nT) و در سیستم cgs اورستد است؛ که پرکاربردترین واحد شدت میدان مغناطیسی نانتسلاست.

^۱ Magnetic Permeability

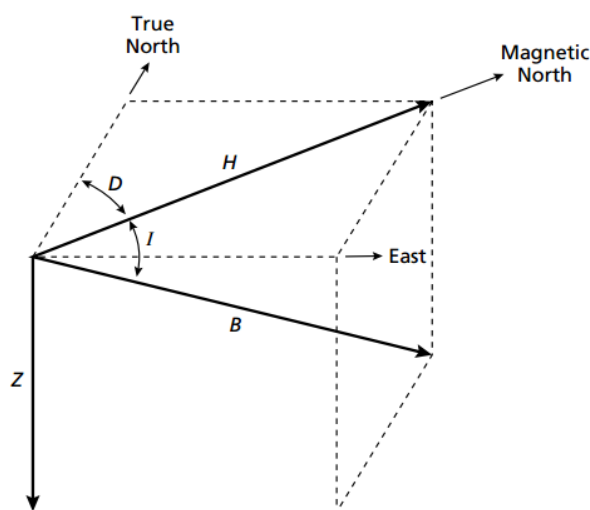
۲-۱-۲-۳ اجزاء میدان مغناطیسی زمین

آنومالی‌های مغناطیسی که به سبب سنگ‌ها هستند در حقیقت اثرات محلی اضافه شده بر میدان مغناطیسی طبیعی زمین یا میدان ژئومغناطیسی می‌باشند. در نتیجه، شناخت و دانش در مورد رفتار میدان مغناطیسی زمین برای تبدیل داده‌های اولیه مغناطیسی به داده‌های مناسب و همچنین برای تفسیر آنومالی‌های به دست آمده لازم و ضروری است. میدان ژئومغناطیس از نظر هندسی پیچیده‌تر از میدان گرانی زمین می‌باشد و تفاوت‌های غیرعادی در هر دو پارامتر جهت و اندازه بر حسب طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و زمان ایجاد می‌کند.

در هر نقطه روی سطح زمین یک سوزن مغناطیسی معلق و آزاد، موقعیتی در فضا و در جهت میدان ژئومغناطیسی مشخص می‌کند. این جهت فرضی به طور معمول یک زاویه نسبت به شمال جغرافیایی و خط افق خواهد داشت. در جهت تشریح بردار میدان مغناطیسی، از معرف‌هایی مشهور به عناصر ژئومغناطیسی، استفاده می‌شود (شکل ۲-۱). بردار میدان کل (بردار میدان ژئومغناطیس کل) یک مؤلفه قائم به نام Z و یک مؤلفه افقی به نام H در جهت شمال مغناطیسی دارد. شیب B ، زاویه‌ی میل میدان^۱ می‌باشد و زاویه افقی بین شمال جغرافیایی و شمال مغناطیسی یا زاویه‌ی انحراف میدان^۲ می‌باشد. اندازه‌ی B از حدود 25000 nT در مناطق استوایی تا حدود 70000 nT در قطب‌های مغناطیسی متغیر است [Kearey and brooks, 2002].

^۱ Inclination

^۲ Declination



شکل (۱-۲): عناصر میدان مغناطیسی زمین [Kearey and Brooks, 2002].

۲-۱-۲-۴ مغناطیس سنگ‌ها و کانی‌ها

سنگ‌ها و کانی‌های موجود در پوسته زمین به دلیل وجود یا عدم وجود خاصیت مغناطیسی ناشی از مواد آهن دار به سه دسته تقسیم می‌شوند. گروه اصلی کانی‌های حاوی مغناطیس که عامل اصلی تولید بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در پوسته‌ی زمین هستند، کانی‌های فرومغناطیس بوده و هدف اصلی برداشت‌های ژئومغناطیس به حساب می‌آیند. این مواد در برابر میدان مغناطیسی هرچند ضعیف، خاصیت آهن‌ربایی شدیدی به خود می‌گیرند و با برداشته شدن میدان مغناطیسی اعمالی، قسمتی از خاصیت مغناطیسی ایجاد شده در خود را حفظ می‌نمایند. از مهم‌ترین کانی‌های این گروه می‌توان به مگنتیت، ایلمنیت و تیتانومگنتیت اشاره نمود. خودپذیری مغناطیسی در مواد فرومغناطیس بسیار زیاد است ولی بستگی زیادی به دما و شدت میدان مغناطیسی دارد. بنابراین تمامی مواد فرومغناطیس، در دمای بالاتر از دمای کوری به مواد پارامغناطیس تبدیل شده و مقدار زیادی از خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند. شدت مغناطیس شدن این کانی‌ها، بسیار بالاتر از کانی‌های پارامغناطیس است [Telford et al., 1990].

مواد پارامغناطیس، این دسته از کانی‌ها حاوی اوربیتال‌های نیمه‌پر هستند، این مواد از لحاظ اتمی

خشی بوده و به گونه‌ای به نظر می‌رسند که هیچ خاصیت مغناطیسی ندارند. این مواد تحت تأثیر میدان‌های مغناطیسی خارجی، متناسب با شدت میدان خارجی، بعضی از گشتاورهای خود را در جهت گشتاور میدان خارجی جهت‌گیری کرده و سبب پیدایش گشتاور مغناطیسی القایی می‌گردند [Dobrin and Savit, 1988].

در مواد دیامغناطیس تعداد کانی‌ها بسیار زیاد است. این مواد دارای اوربیتال‌های پر می‌باشند. در این مواد در اثر اعمال میدان مغناطیسی بسیار ضعیف و در خلاف جهت میدان خارجی اعمالی، القا می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القا شده، از بین می‌رود. برای مثال کانی کوارتز که یک ماده‌ی دیامغناطیس است [Butler, 1990].

۲-۱-۳ برداشت مغناطیس‌سنجی

یک برداشت مغناطیس‌سنجی تغییرات شدت میدان مغناطیسی را روی یک منطقه مورد علاقه اندازه می‌گیرد. این منطقه ممکن است به کوچکی یک معدن و یا به بزرگی یک چهارگوش زمین‌شناسی باشد. برداشت‌های بزرگ مقیاس معمولاً توسط مغناطیس‌سنج و از داخل هواپیما یا هلی‌کوپتر صورت می‌گیرد. برداشت‌های کوچک مقیاس و جزئی را می‌توان توسط برداشت زمینی و با استفاده از یک مغناطیس‌سنج قابل حمل انجام داد [Robinson, 1988].

مگنتومتری زمینی معمولاً برای کارهای اکتشافی نیمه تفصیلی و تفصیلی به کار می‌رود. در مگنتومتری اکتشافی مسائلی از قبیل انتخاب دستگاه اندازه‌گیری، جهت و فاصله بین ایستگاه‌های قرائت و همچنین ارتفاع برای کارهای هوایی باید معین گردند. در واقع میزان دامنه‌ی بی‌هنجاری‌های قابل پیش‌بینی در یک منطقه، دقت مورد نیاز را هم در حساسیت دستگاه‌های اندازه‌گیری و هم انتخاب محل‌های اندازه‌گیری تعیین می‌نماید. جهت بی‌هنجاری‌ها، جهت صحیح مسیرهای برداشت را تعیین می‌کند. امتداد پروفیل‌های برداشت معمولاً باید عمود بر جهت امتداد ساختارهای زمین‌شناسی باشد (کلاگری، ۱۳۸۹).

۲-۱-۳-۱ اصول برداشت‌های زمینی

برداشت‌های مغناطیسی زمینی معمولاً در مناطق نسبتاً کوچک روی یک هدف از پیش انجام می‌شود. در نتیجه، فاصله‌ی هر ایستگاه معمولاً ۱۰ تا ۱۰۰ متر است، اگرچه ممکن است در مناطق با گرادیان‌های مغناطیسی بالا فواصل کوچک‌تر اجرا شود. قرائت‌ها نباید در مجاورت اشیاء انجام شود. قرائت‌ها نباید فلزی مانند خطوط راه آهن، اتومبیل‌ها، جاده‌ها، خانه‌ها و غیره انجام شود که ممکن است میدان صفحه‌ی قائمی که از مولفه‌های افقی میدان H و F می‌گذرد نصف‌النهار مغناطیسی محلی نامیده می‌شود [Dobrin and Savit, 1988].

ایستگاه‌های قرائت حداقل باید ۱۲۰ متر از خطوط راه آهن، ۲۵ متر از ماشین‌آلات، ۳۰ متر از سیم‌های خاردار فاصله داشته باشند. همچنین خود شخص قرائت‌کننده نیز باید عاری از هر گونه شیئی مغناطیسی باشد. معمولاً دو دستگاه مگنتومتر در صحرا بکار می‌رود. یکی را در ایستگاه مبنا (Base) به منظور اندازه‌گیری تغییرات روزانه ثابت نگه می‌دارند و دیگری را جهت قرائت در ایستگاه‌های فیلد جابه‌جا می‌نمایند. اگر دو دستگاه مگنتومتر در دسترس نباشد، جهت تصحیح تغییرات روزانه باید با همان مگنتومتر فیلد چندین بار در ساعات مختلف به ایستگاه مبنا جهت قرائت مراجعه کرد. فواصل زمانی لازم جهت مراجعه به ایستگاه مبنا به فواصل بین ایستگاه‌های قرائت در فیلد بستگی دارد. مثلاً اگر فواصل بین ایستگاه‌ها در حدود چندین متر باشد آنگاه باید هر ۱۰ الی ۱۵ دقیقه یک‌بار به ایستگاه مبنا مراجعت نمود (کلاگری، ۱۳۸۹). لازم به ذکر است، برای همه برداشت‌های مغناطیسی بایستی زمان هر اندازه‌گیری شدت میدان ثبت شود. این زمان‌ها بعداً برای تصحیح تغییر روزانه میدان خارجی و تغییر قرنی میدان اصلی استفاده خواهد شد.

۲-۱-۳-۲ تغییرات عناصر مغناطیسی با فواصل زمانی بسیار طولانی (منطبق با زمان زمین شناسی)

دوره‌ی تناوب این تغییرات در مقیاس میلیون سال بوده و علاوه بر تغییر مکان قطبین، معکوس شدن آن‌ها را نیز شامل می‌شود. این نوع تغییرات را توسط مطالعات پالئومگنتیزم مشخص می‌کنند. مثلاً در چهار میلیون سال گذشته قطبین مغناطیسی زمین ۹ بار معکوس شده‌اند که آخرین بار آن ۷۰۰۰۰۰ سال قبل بوده است (کلاگری، ۱۳۸۹).

تغییرات قرنی^۱

تغییرات گند و تدریجی در میدان مغناطیسی زمین را دائماً در طول ده‌ها و یا صدها سال صورت می‌گیرد، تغییرات قرنی می‌نامند. این تغییرات تمام عناصر مغناطیسی زمین را در بر می‌گیرد و در تمام رصدخانه‌های مغناطیسی^۲ در سراسر دنیا قابل مشاهده می‌باشند. دامنه‌ی این تغییرات نیز نسبت به زمان متغیر می‌باشند.

تغییرات سالیانه^۳

تغییرات عناصر مغناطیس زمین را در طول یک‌سال تغییرات سالیانه می‌نامند. میزان تغییرات سالیانه میدان کل را در سراسر دنیا به‌صورت نقشه‌ی کنتوری نشان می‌دهد. نقشه‌هایی را که تغییرات سالیانه زوایای انحراف و میل را به‌صورت خطوط کانتوری نشان می‌دهند، نقشه‌های آیزوپوریک^۴ می‌نامند. با مطالعه‌ی این نقشه‌ها به‌طور کلی معلوم می‌شود که در روی زمین مناطقی وجود دارند که تغییرات سالیانه آن‌ها به‌طور آنومالی‌وار بیشتر از سایر مناطق می‌باشند.

^۱ Secular Variations

^۲ Magnetic Observatories

^۳ Annual Variations

^۴ Isoporic

تغییرات روزانه^۱

این نوع تغییرات تأثیر مستقیم در کارهای اکتشاف مغناطیسی دارند. هر چند مقدار این تغییرات نسبتاً کم است ولی از نظر زمانی کوتاه مدت می‌باشند. تغییرات مغناطیسی روزهای آرام در اثر القای مغناطیسی حاصله از جریان ذرات باردار در داخل یونسفر به وجود می‌آیند.

۲-۱-۴ تصحیح داده‌های مغناطیسی

تمام داده‌های مغناطیسی حاوی نوفه هستند و چند تصحیح برای داده‌های خام مورد نیاز است برای اینکه سهم همه عوامل در میدان مغناطیسی مشاهده‌ای غیر از عوامل مربوط به منابع مغناطیسی زیرسطحی حذف شود [Kearey, 2002].

۲-۱-۴-۱ تصحیح تغییرات روزانه

تأثیر تغییرات روزانه از طریق چند راه مختلف قابل حذف است. بر روی زمین یک روش مشابه دریافت مطالعات گراویمتری ممکن است به کار گرفته شود و مگنتومتری ثابت در ایستگاه مبنا به طور دوره‌ای در طول روز قرائت‌هایی را انجام دهد. سپس تغییرات مشاهده شده در قرائت‌های مبنا، در میان قرائت‌های ایستگاه‌های برداشت شده در طی روز بر اساس زمان قرائت‌ها توزیع می‌شوند. باید به خاطر داشت که قرائت‌های مبنای انجام شده در طی یک گرانی‌سنجی به جهت تصحیح کردن دریافت گراویمتر و اثرات جزر و مدی است اما مگنتومترها دریافت ندارد و قرائت‌های مبنا در مغناطیس‌سنجی تنها برای تصحیح کردن تغییرات موقتی در میدان اندازه‌گیری شده است. این پروسه ناکارآمد است چون دستگاه باید به طور متناوب به ایستگاه مبنا برگردانده شود و این کار در سنجش‌های هوابرد و دریافت عملی نیست. با استفاده از یک مگنتومتر Base یعنی یک وسیله با قرائت پیوسته که تغییرات

^۱ Diurnal Variations

میدان مغناطیسی را در یک نقطه ثابت در نزدیکی یا داخل محدوده مطالعاتی ثبت می‌کند، می‌توان بر این مشکل غلبه کرد. این متد بر روی زمین ارجحیت دارد زیرا برداشت سریع‌تر پیش می‌رود و تغییرات روزانه دقیق و به طور کامل رسم می‌گردد [Kearey, 2002].

۲-۱-۴-۲ تصحیح عرض جغرافیایی (IGRF)

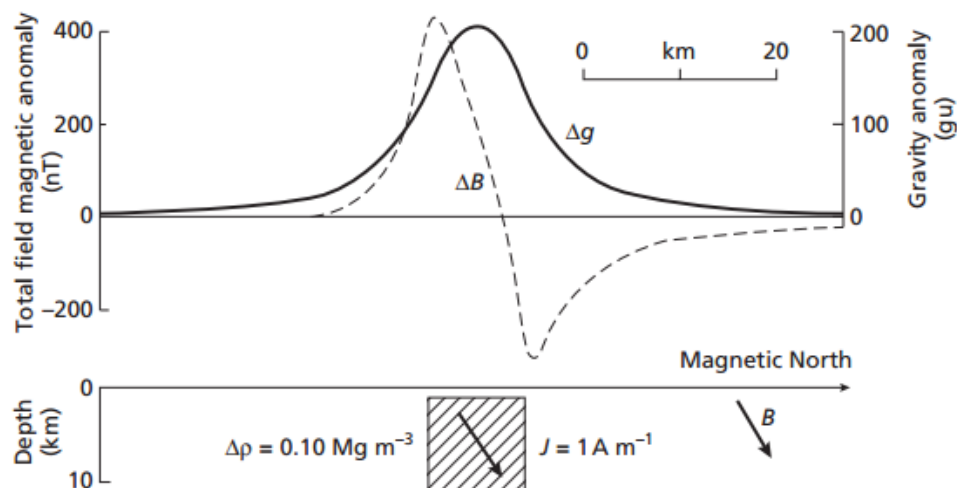
این تصحیح مشابه تصحیح عرض جغرافیایی در برداشت‌های گرانی است که اثر یک میدان مرجع مغناطیسی زمین را از داده‌های برداشت شده حذف می‌کند. دقیق‌ترین روش تصحیح مغناطیس زمین استفاده از IGRF است، که میدان مغناطیسی دست نخورده روی زمین را به صورت تعداد زیادی هارمونیک بیان می‌کند و شامل عبارات زمانی برای تصحیح تغییرات بلند مدت است. پیچیدگی IGRF نیازمند انجام محاسبات تصحیح به وسیله کامپیوتر است. به دلیل اینکه هارمونیک‌های مورد استفاده براساس مشاهدات رصدخانه‌های مغناطیسی نسبتاً کوچک و پراکنده‌اند، لذا مقدار IGRF با خطا همراه است. بنابراین IGRF در مناطق دور از رصدخانه‌ها می‌تواند به‌طور قابل ملاحظه‌ای اشتباه باشد [2002 Kearey]. زمانی که IGRF از داده‌ها حذف شود، نتایج در واقع همان بی‌هنجاری‌ها مغناطیسی حاصل از منابع زمین‌شناسی زیرسطحی است. البته با عرض اینکه میدان به‌دست آمده از هسته‌ی زمین دقیقاً با مدل IGRF توصیف شود [Dobrin and satvit, 1988].

۲-۱-۵ پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی

امروزه بیشتر یافته‌های مغناطیسی توسط مغناطیس‌سنج‌هایی که میدان کل را اندازه می‌گیرند، و بعد از پردازش داده‌ها، تهیه نقشه‌های کنتوری آنومالی مغناطیسی و یا پروفیل‌های یک منطقه، باید آنومالی به دست آمده را به توده‌های زیرسطحی ربط داد. از آن‌جا که این آنومالی‌ها یکتا نیستند، باید توسط اطلاعات زمین‌شناسی به‌دست آمده از منطقه ابهامات موجود را به در این نقشه در واقع همان مقادیر اندازه‌گیری شده است که روی آن‌ها تصحیحات روزانه انجام گرفته است. در بیشتر مواقع همین

نقشه‌ها با توجه به شدت، گسترش و عمق آنومالی‌ها می‌توانند برای تفسیر کافی باشند (جهان‌تیغ و همکاران، ۱۳۸۹).

تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مشابه روش‌ها و شرایط تفسیر گرانی است چون هر دو از میدان‌های پتانسیل طبیعی براساس قوانین مربع معکوس جاذبه استفاده می‌کنند. اما چندین تفاوت وجود دارد که پیچیدگی تفسیرهای مغناطیسی را افزایش می‌دهد. در حقیقت بی‌هنجاری گرانی حاصل از یک توده کاملاً مثبت یا منفی است بسته به اینکه چگالی توده از محیط اطرافش بیشتر یا کمتر باشد؛ بی‌هنجاری مغناطیسی یک توده‌ی محدود همیشه شامل المان‌های مثبت و منفی است که نشأت گرفته از ماهیت دو قطبی خاصیت مغناطیسی است (شکل ۲-۲). بعلاوه در حالی که چگالی یک کمیت اسکالر است، شدت مغناطیس پذیری یک بردار است و جهت آن در یک توده، شکل بی‌هنجاری مغناطیسی را کنترل می‌کند، بنابراین توده‌هایی با اشکال یکسان می‌توانند بی‌هنجاری‌های مغناطیسی خیلی متفاوتی تولید کنند. به این دلایل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی نسبت به بی‌هنجاری‌های گرانی اغلب ارتباط کمتری با شکل توده مسبب دارند [Kearey, 2002].



شکل (۲-۲): بی‌هنجاری گرانی و مغناطیس روی یک توده دو بعدی مشابه [Kearey, 2002].

۲-۱-۵-۱ روش برگردان به قطب^۱

شکل یک آنومالی مغناطیسی فقط به ابعاد فیزیکی و خودپذیری مغناطیسی توده بستگی ندارد بلکه به جهت پلاریزاسیون توده و جهت میدان ناحیه‌ای نیز وابسته است. یک توده متقارن در قطب‌های مغناطیسی که جهت میدان ناحیه‌ای و پلاریزاسیون در آن‌ها عمودی است، یک آنومالی متقارن تولید می‌کند؛ بنابراین روش برگردان به قطب، روشی برای حذف نامتقارنی‌های ایجادشده به وسیله میدان‌های ناحیه‌ای و پلاریزاسیون غیر عمودی می‌باشد. به عبارت دیگر این روش برای رفع اثرات تغییر شکل ناشی از تغییرات زاویه‌ای میل و انحراف پلاریزاسیون مغناطیسی با فرض این که پلاریزاسیون به وسیله میدان زمین هدایت می‌شود، به کار می‌رود. این انحراف به وسیله روش برگردان به قطب با تعدیل داده‌ها به حالت تصویری پلاریزاسیون عمودی از قطب‌ها، انجام می‌شود. با این روش آنومالی‌ها بر مرکز توده‌های مولد آنومالی قرار می‌گیرد. جهت میدان مغناطیسی زمین به صورت تابعی از موقعیت جغرافیایی تغییر می‌نماید. زمانی که ناحیه مورد مطالعه کوچک باشد، خطای روش برگردان به قطب به دلیل تغییرات آرام به میدان مغناطیسی کوچک خواهد شد اما این خطا برای نواحی بزرگتر به عنوان مثال در مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای اهمیت پیدا خواهد کرد [Bilim, 2003].

۲-۱-۵-۲ روش‌های گسترش میدان پتانسیل

محاسبه میدان‌های پتانسیل در سطحی متفاوت از سطح برداشت (معمولاً زمین) را گسترش میدان پتانسیل گویند. این عملیات شامل اندازه‌گیری میدان در سطحی بالاتر از سطح برداشت و سطحی پایین‌تر از سطح برداشت می‌باشد که به ترتیب گسترش میدان به سمت بالا^۲ و گسترش میدان به سمت پایین^۳ نام دارد که در مراحل مختلف تعبیر و تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل کاربردهای

^۱ Reduction to the pole

^۲ Upward continuation

^۳ Downward continuation

گوناگونی دارند.

الف) گسترش میدان به سمت بالا: یکی از روش‌های تفکیک بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات ساختارها و توده‌های سطحی حذف شده و تأثیرات عمق به وضوح مشخص می‌شوند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله‌ی معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح ترازوی در بالای آن تصویر می‌شوند. تغییر دادن به یک سطح بالاتر، اثر بی‌هنجاری‌هایی را که دورتر هستند، کاهش می‌دهد، ولی اثرات آن روی بی‌هنجاری‌های سطحی و محلی بسیار بیشتر است، زیرا تغییر در مسافت برای این منابع به طور نسبی بزرگتر از منابع عمق و وسیع منطقه‌ای می‌باشد. بنابراین در یک سطح بالاتر الگوی تغییرات ناحیه‌ای به طور واضح نمایان شده و بی‌هنجاری‌های باقیمانده کمتر واضح می‌باشند [Bergron, 1990; Fedi, 1999].

ب) گسترش میدان به سمت پایین: در روش گسترش رو به پایین، داده‌ها را به سطوح پایین‌تر که بسیار ناپایدارند انتقال می‌دهد. با این حال، در این روش به دلیل حرکت منابع سطحی، اطلاعات مربوط به طول‌موج کوتاه‌تر (از جمله نوفه) تقویت می‌شود. این عملیات می‌تواند در حوزه مکان به اجرا درآیند؛ که با استفاده از الگوریتم هم‌میخت (پیچش) تنها با منابع دو بعدی انجام می‌شود [Blakely, 1996]. به عبارتی دیگر می‌توان گفت این روش ماهیتی ناپایدار دارد و نویز زیادی به داده‌ها منتقل می‌کند، و از این رو از این روش کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد.

۲-۱-۵-۳ فیلترهای مشتق

فیلترهای مشتق شامل مشتق قائم^۱، مشتق جهتی^۲ و مشتق افقی^۳ کل می‌باشند. معمولاً در هر مرحله از تفسیر بنا به نیاز از هر سه نوع فیلتر استفاده می‌شود؛ زیرا هر سه فیلتر اطلاعات مختلف و ویژه‌ای را در اختیار می‌گذارند. ترکیب این فیلترها به روش‌های مختلف منجر به تولید فیلترهای جدیدی با کارایی بیشتر خواهد شد. نقش این فیلترها علاوه بر کاربرد در تخمین مرز، اساس بیشتر روش‌های تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتاسیل به‌ویژه روش‌های تخمین عمق نیز کمیت مشتق است. اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیرسطحی صفر است و این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی ماکزیمم است، و از این رو این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. مشتق‌های جهتی بیشتر برای برجسته کردن بی‌هنجاری‌ها از جهت و زاویه‌ای خاص به کار برده می‌شوند. در این فیلترها پدیده‌ها و عوارض خطی با امتداد عمود بر جهت محاسبه مشتق جهتی برجسته می‌شوند (انصاری، ۱۳۹۲).

الف) فیلتر مشتق قائم

اگر $\varphi(x,y)$ بیانگر داده‌های میدان پتانسیل باشند. آن‌گاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می‌توان مشتق قائم داده‌های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر طبق این تئوری، اگر $\varphi(x,y)$ یک میدان پتانسیل باشد، آنگاه $\nabla^2(\varphi) = 0$ (لاپلاس φ برابر صفر خواهد بود) بنابراین:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \Rightarrow \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) \quad (۳-۲)$$

به‌علاوه هنگامی که داده‌ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می‌توان تابع لاپلاس را به حوزه

^۱ Vertical Derivative

^۲ Directional Derivative

^۳ Total Horizontal Derivative

فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n داده‌های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد که n می‌تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند [Blakley, 1996].

$$\mathfrak{F} \left[\left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial x^n} \right) \right] = |k|^n \mathfrak{F}[\varphi] \quad (۴-۲)$$

در این رابطه $K = 2\pi/\lambda$ که λ طول موج و نماد \mathfrak{F} بیان‌نگر تبدیل فوریه است.

فیلتر مشتق قائم عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و در نتیجه موقعیت توده‌ها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند. با افزایش مرتبه مشتق قائم، بی‌هنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند. اما از آنجایی که این فیلتر از نوع فیلتر بالا گذر است، از این رو به‌طور ناخواسته هم‌زمان با سیگنال‌های موجود در تصویر، نویزها نیز برجسته می‌شوند. این امر به ویژه در مشتقات قائم مرتبه بالاتر ظاهر خواهد شد. به طور معمول استفاده از این فیلتر فقط به مرتبه‌های اول و دوم محدود می‌شود. استفاده از فیلتر مشتق قائم با مرتبه غیر صحیح و یا مشتق قائم وزن‌دار نیز می‌توان مشکل برجستگی نویز را بر طرف کند (علمدار، ۱۳۸۸).

ب) فیلتر مشتق افقی کل

اگر $\varphi(x,y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان مثال ماتریس $\varphi_{i,j}$ که $i=1,2,\dots$ و $j=1,2,\dots$ ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی (x) در راستای شرق-غرب و محور شمالی (y) در راستای شمال-جنوب و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد؛ مشتق افقی $\varphi(x,y)$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i, j) با استفاده روش اختلاف محدود^۱ طبق روابط زیر قابل محاسبه است [Blakley, 1996].

$$\frac{d\varphi(x,y)}{dx} = \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (۵-۲)$$

^۱ Finite- difference

$$\frac{d\varphi(x,y)}{dy} = \frac{\varphi_{i+1,j} - \varphi_{i-1,j}}{2\Delta y} \quad (۶-۲)$$

علاوه بر روش اختلاف محدود می توان مشتقات افقی را در حوزه فوریه نیز محاسبه کرد. برطبق

تئوری تبدیل فوریه مشتق، مشتقات افقی $\varphi(x,y)$ طبق روابط زیر نتیجه می شوند:

$$\mathfrak{F}\left(\frac{d^n \varphi}{dx^n}\right) = (iK_x)^n \mathfrak{F}(\varphi) \quad (۷-۲)$$

$$\mathfrak{F}\left(\frac{d^n \varphi}{dy^n}\right) = (iK_y)^n \mathfrak{F}(\varphi) \quad (۸-۲)$$

در رابطه بالا $K = 2\pi/\lambda$ ، بیانگر طول موج و K_x و K_y به ترتیب بیانگر طول موج در جهت های x

و y و n مرتبه مشتق است. در این روابط کمیت n می تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را

بپذیرد. ماکزیمم مقدار مشتق افقی کل در بالای لبه های توده قرار می گیرد. اندازه مشتق افقی کل

میدان پتانسیل که به طور خلاصه گرادیان افقی نامیده می شود از رابطه زیر به دست می آید:

$$h(x,y) = \left[\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)^2 \right]^{1/2} \quad (۹-۲)$$

در این رابطه φ داده های میدان پتانسیل و $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)$ و $\left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)$ به ترتیب مشتقات افقی داده های میدان

پتانسیل نسبت به جهت های x و y است که توسط روابط بالا محاسبه می شوند.

ج) فیلتر مشتق جهتی

منظور از مشتقات جهتی داده های میدان پتانسیل، مشتق آنها نسبت به جهات x و y است. این

روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه ها به کار می رود. در این تکنیک

بی هنجاری های خطی با امتداد عمود بر امتداد محاسبه مشتق برجسته خواهند شد. به عنوان مثال

هنگامی که مشتق جهتی در امتداد شرقی- غربی محاسبه می شود، کلیه ساختارهای خطی (گسل،

دایک) موجود با امتداد شمالی- جنوبی برجسته و در مقابل ساختارهای با امتداد شرقی- غربی

کمرنگ خواهد شد. برای محاسبه مشتقات جهتی از روابط (۲-۵) یا (۲-۶) استفاده می‌شود. همچنین می‌توان از روابط (۳-۷) یا (۳-۸) برای محاسبه مشتق در حوزه فوریه استفاده کرد (Beck, 1981).

۲-۱-۵-۴ سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی از گرادیان‌های افقی و قائم بی‌هنجاری مغناطیسی است. سیگنال تحلیلی در سرتاسر توده‌های بی‌هنجار یک شکل دارد که به موقعیت توده‌ها بستگی دارد و به جهت مغناطیس شدن آن‌ها بستگی ندارد. کاربرد سیگنال تحلیلی در تفسیر مغناطیس نبی‌قیان (۱۹۷۲) برای بررسی‌های دو بعدی به عنوان ابزار تخمین عمق و موقعیت منابع ارائه شد (Blakely, 1996). به کمک یک تبدیل ساده در حوزه فرکانس، یک تابع تحلیلی ارائه می‌شود که مولفه حقیقی آن مشتق افقی میدان و مولفه موهومی آن مشتق قائم میدان است. مولفه موهومی را می‌توان تبدیل هیلبرت^۱ مولفه حقیقی در نظر گرفت. این روش ساده و سریع برای محاسبه مشتق قائم از یک پروفیل را ارائه می‌کند [Nabighian, 1972].

سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ از طریق رابطه (۲-۱) محاسبه می‌شود:

$$a(x) = f(x) - iF_1(x) \quad (۲-۱۰)$$

که در آن؛ $a(x)$ سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ و $F_1(x)$ تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ می‌باشد. سیگنال

تحلیلی تابع $f(x)$ به دو روش قابل محاسبه است:

الف) محاسبه تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ و ترکیب آن با تابع $f(x)$.

ب) محاسبه تبدیل فوریه تابع $f(x)$ و سپس به ازای عدد موج‌های بزرگ‌تر از صفر تبدیل فوریه تابع دو برابر، به ازای عدد موج‌های کوچک‌تر از صفر تبدیل فوریه تابع مساوی با صفر و به ازای عدد موج صفر بدون تغییر گذاشته می‌شود و در نهایت عکس تبدیل فوریه نتایج محاسبه می‌شود

^۱ Hilbert transforms

۲-۱-۵-۵ اعمال فیلتر روند سطحی

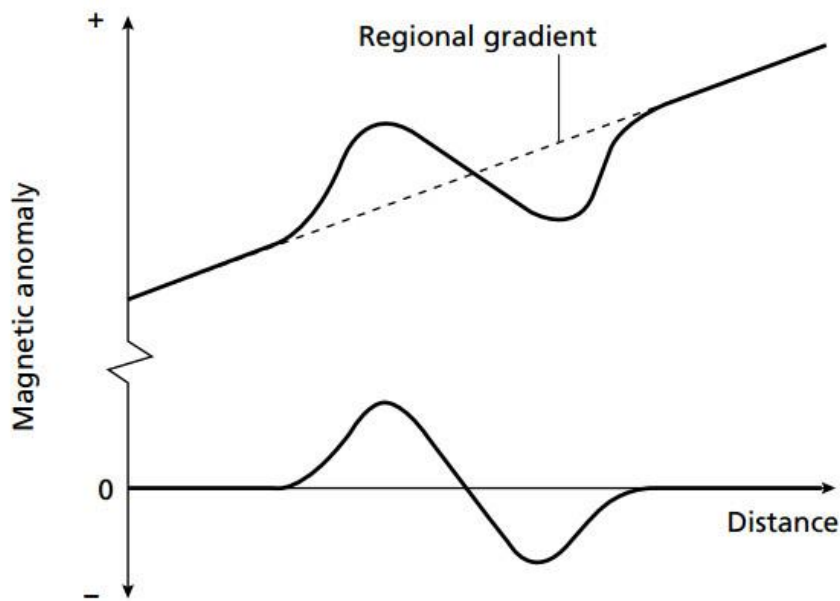
یکی از روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای با استفاده از پردازش چند جمله‌ای می‌باشد؛ که در این روش، میدان ناحیه‌ای از طریق مقادیر مشاهده‌ای به‌وسیله‌ی روش کمترین مربعات یا اورتونرمال تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد. بدین منظور بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده در این روش، سطحی عبور داده می‌شود که پیچیدگی ریاضی آن بستگی به روند حاکم بر داده‌ها دارد. معادله این سطح برای حالت دوبعدی به شکل زیر می‌باشد:

$$T(x,y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{02}y^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{mn}x^m y^n \quad (11-2)$$

که در آن، $T(x,y)$ مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای، A_{ij} ضرایب معادله چندجمله‌ای و x و y مختصات نقاط مشاهده‌ای داده‌ها می‌باشند. پس از عبور دادن سطح مورد نظر از داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، مقدار بی‌هنجاری باقی‌مانده به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$R_i = G_i - T_i \quad (12-2)$$

که در آن، G_i داده‌های مشاهده‌ای، T_i پاسخ سطح مورد نظر به‌عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i بی‌هنجاری باقی‌مانده می‌باشد [Robinson and Coruh, 1988]. درجه روند سطحی بیشتر برای هم‌پوشانی مقادیر مشاهده‌ای و مقادیر سطح عبوری در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی به‌کار می‌رود و به پیچیدگی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد [Dobrin and savit, 1988].



شکل (۲-۳): حذف اثر گردایان مغناطیسی ناحیه‌ای به وسیله فیلتر روند سطحی که میدان مغناطیسی زمینه به صورت یک خط شیب‌دار (خط‌چین در شکل) می‌باشد [Kearey, 2002].

۲-۲ روش مقاومت ویژه الکتریکی

۱-۲-۲ مقدمه

روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی در اوایل دهه ۱۹۰۰ میلادی توسعه داده شد؛ ولی استفاده گسترده‌تر از آن از دهه ۱۹۷۰ به دلیل دسترسی به کامپیوتر برای پردازش و تحلیل داده‌ها، شروع شد. این روش‌ها علاوه بر اکتشاف در معدن و مطالعات آب‌های زیرزمینی، در اندازه‌گیری‌های مهندسی برای تعیین محل حفره‌های زیرسطحی، گسل‌ها، درزه و شکاف‌ها، یخ‌زارها، چاه‌های معدنی و همچنین در کاوش‌های باستان‌شناسی جایگاه ویژه‌ای دارد.

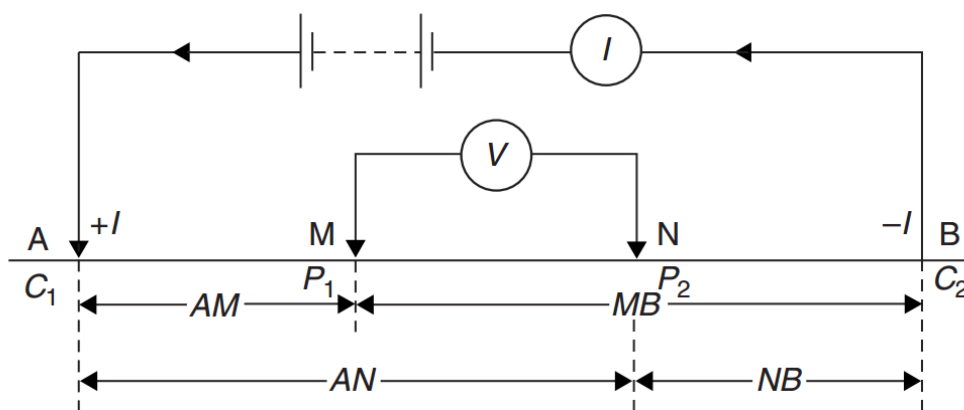
در این روش، جریان الکتریکی به صورت مصنوعی به داخل زمین تزریق شده و اختلاف پتانسیل ایجاد شده در سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. انحراف از الگوی اختلاف پتانسیل‌هایی که بر زمین همگن انتظار می‌رود، اطلاعاتی را در مورد ویژگی‌های الکتریکی و ناهمگنی‌های موجود در زیر سطح

زمین فراهم می‌نماید [Reynolds, 1997; Kearey et al, 2002].

۲-۲-۲ اصول روش‌های مقاومت‌ویژه

روش‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی فقط در صورتی که مقاومت‌ویژه هدف به طور قابل توجهی با محیط در بر گیرنده آن متفاوت باشد، مورد استفاده قرار می‌گیرد [Knödel et al., 2007]. هدف از تولید و اندازه‌گیری میدان الکتریکی، تعیین توزیع سه‌بعدی مقاومت‌ویژه الکتریکی در زمین با استفاده از اندازه‌گیری‌های سطحی و سپس به نقشه در آوردن این مقاومت الکتریکی می‌باشد. بدین گونه به شکل ساختارهای زمین پی می‌برند [Loke, 2012; Kirsch, 2009].

در این روش از یک چشمه الکتریکی مصنوعی برای ارسال جریان به داخل زمین و اندازه‌گیری‌های مقاومت‌ویژه استفاده می‌شود. برای انجام این کار، یک جریان مستقیم (DC) و با یک جریان متناوب (AC) با فرکانس پایین (معمولاً کمتر از ۱ هرتز) توسط دو الکتروود جریان A و B به زمین منتقل می‌شود؛ و سپس اختلاف پتانسیل ناشی از آن در سطح زمین توسط دو الکتروود پتانسیل M و N اندازه‌گیری می‌شود که در (شکل ۲-۳) نمایش داده شده است [Knödel et al., 2007; Kirsch, 2009].



شکل (۲-۴): فرم کلی از پیکربندی الکتروود مورد استفاده در اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی [Reynolds, 2011].

برداشت‌های صحرائی با هدف اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی زمین، عمدتاً بر روی زمین‌های ناهمگن که مقاومت‌ویژه الکتریکی آن‌ها در سه جهت محورهای مختصات تغییر می‌کند، انجام می‌شوند. در این برداشت‌ها بعد از تزریق یک جریان ثابت به داخل زمین و اندازه‌گیری اختلاف پتانسیل در سطح زمین ایجاد شده، می‌توان اندازه مقاومت‌ویژه ظاهری زمین را با استفاده از رابطه (۲-۱۳) محاسبه کرد [Loke, 2004]:

$$\rho_{\alpha} = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2-13)$$

در این رابطه ρ_{α} مقاومت‌ویژه الکتریکی ظاهری زمین (برحسب اهم‌متر)، I هم شدت جریان الکتریکی (برحسب آمپر) و ΔV اختلاف پتانسیل اندازه‌گیری شده (بر حسب ولت) در سطح می‌باشد. همچنین K را ضریب هندسی^۱ (بر حسب متر) گویند؛ که بر اساس فاصله الکترودی و موقعیت الکترودها برای آرایه مورد استفاده شامل الکترودهای جریان A و B و الکترودهای پتانسیل M و N، با استفاده از رابطه (۲-۱۴) محاسبه می‌شود [Reynolds, 2011]:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (2-14)$$

در این رابطه AM فاصله بین الکترودهای جریان A و الکترودهای پتانسیل M است. به همین ترتیب BM، AN و BN فواصل بین الکترودهای جریان و پتانسیل ذکر شده هستند. ضریب هندسی به نحوه قرارگیری الکترودها در هر آرایه بستگی خواهد داشت. و مقدار مقاومت‌ویژه اندازه‌گیری شده هم به فاصله الکترودی و وضعیت هندسی الکترودها وابسته می‌باشد [Mooney, 1980].

دستگاه‌های اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه، معمولاً مقدار مقاومت زمین را اندازه‌گیری می‌کنند، که رابطه بین مقاومت اندازه‌گیری شده توسط دستگاه و مقاومت‌ویژه الکتریکی ظاهری به صورت رابطه (۲-۱۵) تعریف می‌شود [Loke, 2004; Reynolds, 1997]:

^۱ Geometric factor

$$\rho_{\alpha} = KR$$

(۱۵-۲)

۲-۲-۳ مقاومت ویژه مواد تشکیل دهنده زمین و عوامل موثر بر تغییر آن

مهم‌ترین خصوصیات الکتریکی سنگ‌ها و کانی‌ها در مطالعات ژئوالکتریکی از اهمیت بالایی برخوردارند، شامل؛ مقاومت ویژه الکتریکی، هدایت الکتریکی، ثابت دی‌الکتریک و نفوذپذیری مغناطیسی می‌باشد (حجت و رنجبر، ۱۳۹۰). به طور کلی مقاومت ویژه سنگ‌ها عمدتاً به میزان خوردشدگی، درصد تخلخل و درصد شکستگی‌ها در سنگ‌ها بستگی دارد. اما نکته قابل توجه، هم‌پوشانی مقادیر مقاومت ویژه سنگ‌ها و خاک‌های ماسه‌ای می‌باشد. و دلیل آن، مقاومت ویژه الکتریکی سنگ یا خاک به عوامل دیگری مثل تخلخل، اشباع آب و غلظت نمک‌های غیر محلول نیز وابسته می‌باشد (کلاگری، ۱۳۸۹).

فرآیندهای زمین‌شناسی و تکتونیکی از عوامل تأثیرگذار بر روی مقاومت ویژه می‌باشند. انحلال، گسلش، برش و هوازدگی معمولاً باعث افزایش تخلخل و نفوذپذیری سیالات می‌شود و در نتیجه باعث کاهش مقاومت ویژه می‌گردد. رسوب کربنات کلسیم و سیلیس باعث کاهش تخلخل و نفوذپذیری سیالات می‌شود؛ بنابراین مقاومت ویژه افزایش می‌یابد. سخت‌شدگی سنگ‌ها در اثر تراکم و یا دگرگونی، باعث کاهش تخلخل و نفوذپذیری می‌شود؛ که مقاومت ویژه را افزایش می‌دهد. همچنین نفوذ آب‌های شور باعث حضور بیشتر یون‌های هدایت‌کننده جریان شده و مقاومت ویژه را کاهش می‌دهد [Ward, 1990].

در جدول (۱-۲) مقادیر مقاومت ویژه مربوط به برخی سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد مختلف زیر سطح زمین آمده است. با توجه به اطلاعات ارائه شده در این جدول، هم‌پوشانی قابل توجهی در مقادیر مقاومت ویژه مواد مختلف وجود دارد؛ که این امر باعث ابهاماتی در تفسیر مقاومت ویژه به وجود می‌آید. بنابراین به منظور شناسایی مقادیر مقاومت ویژه ساختارهای زمین‌شناسی مختلف و تفسیر دقیق‌تر

نتایج، آگاهی از مقادیر مقاومت ویژه مربوط به مواد مختلف زیرسطحی و آشنایی با وضعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، کمک شایانی در رفع این ابهامات می‌نماید [Loke, 2004; , 2011].

[Reynold

جدول (۱-۲): مقاومت ویژه بعضی از سنگ‌ها، کانی‌ها و مواد معدنی متداول [After Reynolds, 2011; After Loke, 2004]

مقاومت ویژه $[\Omega m]$	ماده مورد نظر	مقاومت ویژه $[\Omega m]$	ماده مورد نظر
۱۰-۱۰۰	آب زیرزمینی	$۸۰ - ۵ \times 10^2$	سنگ آهک
۰/۲	آب دریا	$۱۰ - ۵ \times 10^2$	ماسه سنگ
$۶ \times 10^2 - ۴ \times 10^7$	اسلیت	$۱۰^2 - ۲ \times 10^8$	کوارتزیت
$۱۰^3 - ۵ \times 10^5$	گابرو	$۵۰۰ - ۵ \times 10^3$	دولومیت
۱-۱۰۰	رس	$۲۰ - ۲ \times 10^2$	شیل
$۰/۰۰۰۰۲۹ - ۱/۵$	پیریت	$۳۰۰ - ۱/۳ \times 10^6$	گرانیت
$۰/۰۰۰۰۳ - ۳ \times 10^2$	گالن	$۱۰ - ۱/۳ \times 10^7$	بازالت

۲-۲-۴ روش‌های اندازه‌گیری مقاومت ویژه

روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی به روش‌های پروفیل‌زنی الکتریکی^۱ و همچنین روش سونداژ یا گمانه‌زنی الکتریکی قائم^۲ (VES) انجام می‌شود. در روش پروفیل‌زنی معمولاً فاصله بین الکترودها ثابت است و چندین اندازه‌گیری مقاومت ویژه ظاهری با حرکت این آرایش الکترودی ثابت از جایی به جای دیگر در امتداد یک پروفیل انجام می‌شود. اگر اندازه‌گیری‌ها در امتداد چند پروفیل موازی صورت گیرد می‌توان نقشه منحنی‌های هم‌مقدار مقاومت ویژه ظاهری منطقه را تهیه کرد.

در روش گمانه‌زنی الکتریکی یا سونداژزنی الکتریکی قائم (VES) است؛ که هدف از آن بررسی عمقی مقاومت ویژه می‌باشد. در این روش با ثابت نگه‌داشتن مرکز آرایه مورد استفاده، عمق کاوش با افزایش فاصله الکترودی در هر مرحله، افزایش می‌یابد [Knödel et al., 2007; Mooney, 1980].

^۱ Vertical electric sounding (VES)

^۲ Electrical profiling

تفسیر این داده‌ها، فرض بر افقی بودن لایه‌های زیرسطحی و عدم وجود تغییرات جانبی مقاومت‌ویژه می‌باشد؛ که عدم وجود این فرض در طبیعت باعث ایجاد خطا در تفسیر نتایج می‌شود [Loke, 2004]. اما در روش پروفیل‌زنی الکتریکی یا ترانشه‌زنی الکتریکی می‌باشد؛ که برای تشخیص تغییرات جانبی مقاومت‌ویژه زیرسطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش با ثابت نگاه داشتن فاصله الکترودی، کل آرایه بر روی یک مسیر مستقیم جابجا می‌شود و اطلاعاتی از تغییرات جانبی مقاومت‌ویژه، متناسب با عمق کاوش به دست می‌آید. در این روش فرض بر این است که مقاومت‌ویژه در راستای عمود بر خط برداشت، تغییر نمی‌کند. در بسیاری از موارد به‌ویژه برای برداشت بر روی ساختارهای زمین‌شناسی طویل، این فرض صحیح می‌باشد [Milsom and Eriksen, 2011; Loke, 2004].

لازم به ذکر است که برای انجام اندازه‌گیری‌های مقاومت‌ویژه در صحرا، آرایه‌های الکترودی متعددی وجود دارد و هر یک از آن‌ها دارای مزایا، معایب و حساسیت مخصوص به خود را دارند، که توضیحات مرتبط به آرایه‌ها و همچنین آرایه مورد استفاده در این پژوهش، در انتهای این فصل ارائه شده است.

۲-۲-۵ کاربردهای روش مقاومت‌ویژه الکتریکی

روش مقاومت‌ویژه از پرکاربردترین و کارآمدترین روش‌های ژئوفیزیکی می‌باشد؛ از کاربردهای این

روش می‌توان به موارد زیر اشاره کرد [Knödel et al., 2007; Mooney, 1980]:

- اکتشاف موادمعدنی
- آشکارسازی شکستگی‌ها و گسل‌ها
- مطالعه آب‌های زیرسطحی
- مطالعات مهندسی
- مطالعات زیست‌محیطی
- مطالعات باستان‌شناسی

۳-۲ روش قطبش‌القایی (IP)

۳-۳-۱ مقدمه

روش قطبش‌القایی^۱ را از جمله روش‌های ژئوفیزیکی می‌توان نام برد که به‌ویژه با توجه به حساس بودن آن به کانه‌زایی افشان عیار پایین، کاربرد فراوانی در اکتشاف منابع معدنی دارد. همچنین این روش به‌عنوان روش تکمیلی هم به کار می‌رود؛ زیرا برداشت داده‌های IP نسبت به روش مقاومت‌ویژه می‌تواند اطلاعات اضافی یا جزئی‌تری از سنگ‌شناسی سنگ میزبان ارائه دهد [Milsom, 2003; Knödel et al., 2007].

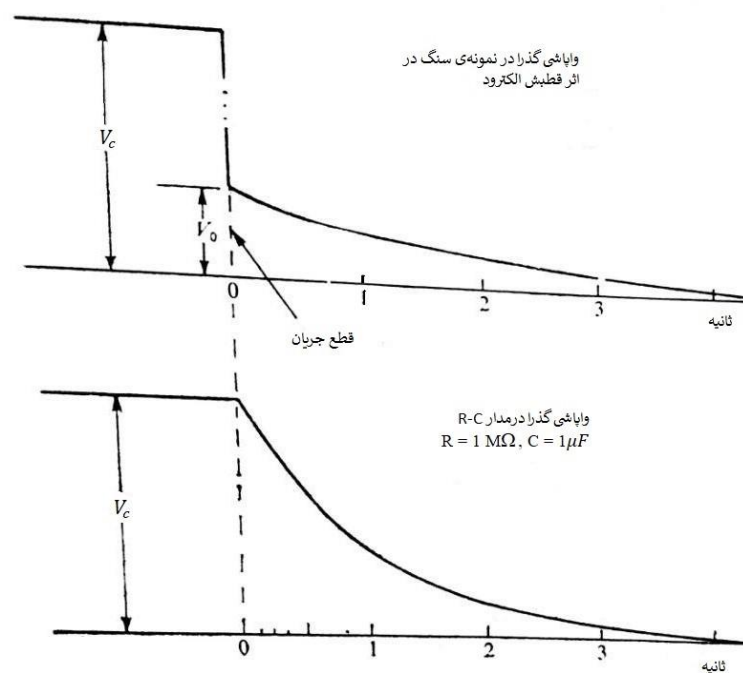
وقتی که جریان الکتریکی وادار به حرکت در زمین به‌وسیله الکتروود منبع و مخزن می‌شود ممکن است در جاهای مختلف تمرکز بارهای الکتریکی ایجاد شود؛ پس از قطع جریان ورودی این بارها به توزیع اولیه خود در زمین بر می‌گردند، در اثنای مدت زمانی که تمرکز بارهای از بین می‌رود پتانسیل الکتریکی تداوم می‌یابد. این پدیده به‌نام پتانسیل‌القایی نامیده شده و به IP خلاصه می‌شود [Robinson, 1988]. این روش کاربرد وسیعی در اکتشاف فلزات پایه دارد؛ و به صورت محدودتر در اکتشاف آب‌های زیرزمینی، مطالعات زمین‌گرمایی و بررسی‌های زیست‌محیطی نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد [Reynolds, 2011].

۳-۳-۲ اصول و منشأ قطبش‌القایی

در روش قطبش‌القایی، با استفاده از یک آرایه مقاومت‌ویژه‌ی چهار الکتروودی جریان مستقیم

^۱ Induced polarization

به دست آورد که در آن جریان دفعتاً قطع می‌شود. عموماً ولتاژ در دو سر الکترودهای پتانسیل یک‌باره صفر نمی‌شود، بلکه پس از یک کاهش بزرگ از حالت پایدار، به آهستگی واپاشی^۱ می‌یابد، زمان این واپاشی در حدود چند ثانیه یا حتی چند دقیقه می‌باشد، اگر جریان دوباره متصل شود، دامنه‌ی پتانسیل پس از یک افزایش ناگهانی در ابتدا، در طول زمانی مشابه افزایش تدریجی یافته و به مقدار اولیه‌ی خود می‌رسد. ظاهراً این مدت زمان واپاشی یا زمان افزایش تدریجی، شبیه زمان تخلیه‌ی بار یا باردار شدن یک خازن از طریق یک مقاومت معین می‌باشد، ولی منحنی واپاشی در IP، مثل مدار R-C نمایی نیست و همچنین شروع واپاشی از پتانسیل ساکن ماکزیمم آغاز نمی‌شود. فرق بین دو واپاشی گذرا در R-C و IP در شکل (۲-۵) نشان داده شده است [Telford et al, 1990].



شکل (۲-۵): مقایسه‌ی منحنی‌های واپاشی R-C و IP [Telford et al, 1990].

مطالعات انجام شده در ارتباط با پدیده IP نشان می‌دهد که در زمان شارش جریان به داخل زمین، مقداری انرژی در سنگ ذخیره شده و پس از قطع جریان تخلیه صورت می‌گیرد. هر چند این انرژی از

^۱ Decay

نظرتئوری می‌تواند به شکل‌های گوناگونی همانند مکانیکی، الکتریکی و شیمیایی ذخیره شود؛ ولی مطالعات آزمایشگاهی حاکی از آن است که این ذخیره انرژی در انواع مختلف سنگ، فرایند شیمیایی آن به مراتب مهم‌تر از سایرین می‌باشد. این انرژی شیمیایی ذخیره شده به عوامل زیر بستگی دارد [Telford et al, 1990]:

تغییرتحریک یون‌ها در مایعات موجود در ساختار سنگ‌ها، که تحت عنوان قطبش غشایی^۱ یا الکترولیتی نام دارد و اثر IP زمینه یا اثر IP نرمال رابه‌وجود می‌آورد. این اثر ممکن است در سنگ‌هایی که فاقد کانی‌های فلزی هستند، روی دهد.

تغییر در رسانندگی یونی و الکترونی در جاهایی که کانی‌های فلزی وجود دارند، که به عنوان قطبش الکترودی^۲ یا ولتاژ اضافی^۳ نامیده می‌شود. مقدار این اثر عموماً بزرگتر از زمینه است و با مقدار کانی‌های فلزی در سنگ‌ها مرتبط می‌باشد. لازم به ذکر است این دو روش توسط قطبش القایی قابل تفکیک از یکدیگر نمی‌باشند. در ادامه به شرح این دو روش پرداخته می‌شود:

الف) قطبش غشایی

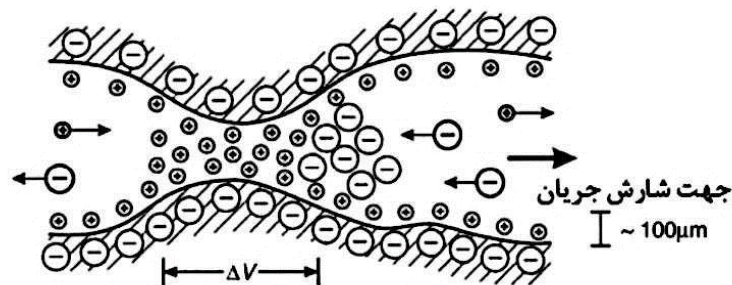
رسانش الکترولیتی عامل غالب در اکثر سنگ‌ها می‌باشد و وقتی فلزی وجود نداشته و فرکانس پایین است، این تنها شکل رسانش است که وجود دارد. برای ایجاد این قطبش دو علت را می‌توان بیان کرد. علت اول تنگ‌شدگی مقطع کانال‌های ارتباطی خلل و فرج سنگ، و علت دوم وجود کانی‌های رسی در داخل این کانال‌ها می‌باشد. در حالت اول اگر قطر کانال ارتباطی در قسمتی از آن کم باشد، وقتی که جریان به داخل زمین فرستاده شود، این تنگ‌شدگی مانع شارش یون‌ها می‌شود. یون‌های منفی زون تنگ‌شده را ترک می‌کنند، ولی یون‌های مثبت این زون افزایش می‌یابند و در نتیجه اختلاف پتانسیلی در طول این زون‌ها به‌وجود می‌آید (شکل ۲-۶)، زمانی که جریان الکتریکی قطع می‌شود،

^۱ Membrane polarization

^۲ Electrode polarization

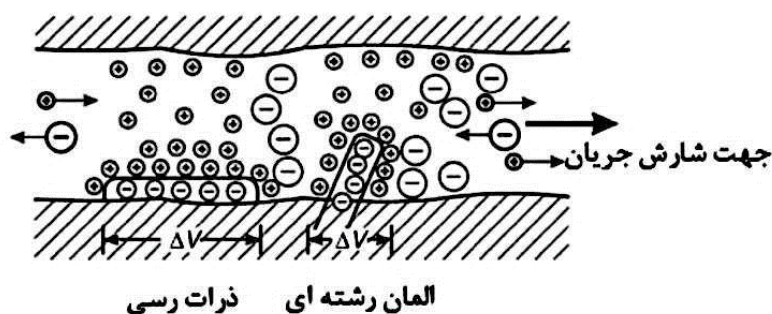
^۳ Overvoltage

عدم تعادل ایجاد شده در تمرکز یون‌ها با برگشت به حالت عادی خود، پتانسیل IP را ایجاد می‌کند [Reynolds, 1997; Telford et al, 1990].



شکل ۶-۲: تنگ‌شدگی در قسمتی از یک کانال ارتباطی و ایجاد قطبش غشایی [After Reynolds, 2011].

عامل دیگر پلاریزاسیون غشایی به حضور ذرات پراکنده رس یا کانی‌های رشته‌ای که موجب تمرکز بارهای منفی می‌شوند، مربوط است. جذب یون‌های مثبت به طرف این بارهای منفی، تمرکزی از ابر بارهای مثبت را در خلل و فرج به وجود می‌آورد. زمانی که به چنین سنگی جریان الکتریکی تزریق شود، بارهای مثبت می‌توانند جابجا شوند؛ در حالی که بارهای منفی گیر می‌افتند (شکل ۷-۲). با قطع جریان الکتریکی و بازگشت توزیع یون‌های مثبت و منفی به حالت اولیه خود، پتانسیل IP اندازه‌گیری می‌شود [Reynolds, 1997].



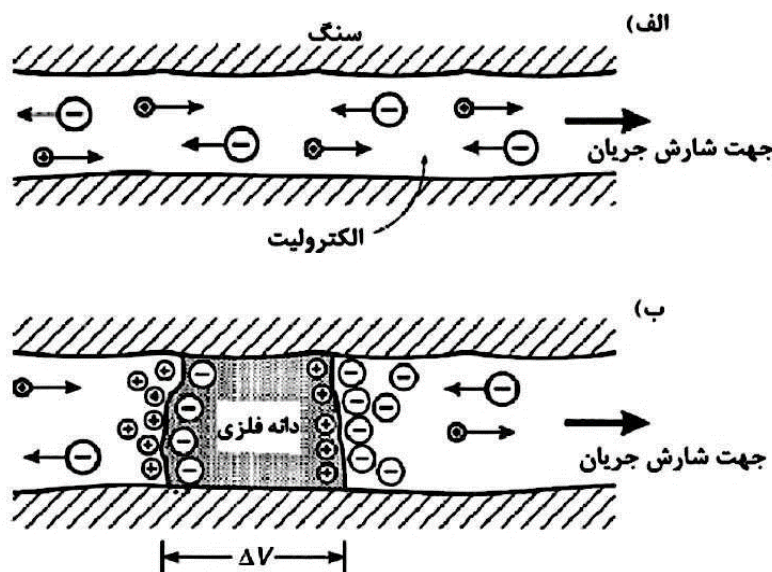
شکل ۷-۲: ایجاد قطبش غشایی به دلیل وجود بار منفی ذرات رسی و المان رشته‌ای موجود در دیواره کانال ارتباطی [After Reynolds, 2011].

ب) قطبش الکترودی

این نوع قطبش که در اصل شبیه قطبش غشایی می‌باشد، موقعی اتفاق می‌افتد که در داخل سنگ مواد فلزی وجود داشته و قسمتی از عبور جریان الکتریکی و قسمت دیگر الکترولیتی باشد، در اینجا

در سطح مشترک بین کانی و مایع یک فعل و انفعال شیمیایی صورت می‌گیرد [Telford et al, 1990].

در شکل (۲-۸) انتشار جریان در زمین به وسیله حرکت یون‌ها از طریق الکتروولیت موجود در تخلخل‌ها مرتبط به هم، شکستگی‌ها و درزهای موجود در سنگ صورت می‌گیرد. زمانی که دانه‌ای رسانا (مانند سولفید فلزی) کانال شارش جریان را می‌بندد، سلولی الکتروشیمیایی از بار الکتریکی ایجاد می‌شود؛ که در تقابل با شارش جریان قرار می‌گیرد و دانه فلزی پلاریزه می‌شود. به این ترتیب اختلاف پتانسیلی در دو طرف دانه فلزی به وجود می‌آید که با قطع ولتاژ اولیه، یون‌ها برای برگشت به حالت تعادل اولیه از طریق محیط الکتروولیتی پخش شده و اختلاف پتانسیل ایجاد شده در اثر دانه فلزی در طی زمان کوتاهی به سمت صفر میل می‌کند. این فرایند مبنای اندازه‌گیری افت ولتاژ در روش اندازه‌گیری IP حوزه زمان است [Reynolds, 1997].



شکل (۲-۸): قطبش الکتروودی، الف) شارش الکتروولیتی، ب) ایجاد قطبش الکتروودی با حضور یک دانه فلزی در داخل خلل و فرج یک سنگ [After Reynolds, 2011].

اثر قطبش الکتروودی بیشتر در برداشت برای کانی‌های فلزی مثل سولفیدهای افشان خیلی بزرگتر

از قطبش غشایی مثل کانی‌های رسی است مورد توجه قرار دارد [Loke, 2012].

۳-۳-۲ روش‌های اندازه‌گیری قطبش‌القایی

اندازه‌گیری‌های IP را به کمک دو الکتروود جریان و دو الکتروود پتانسیل و همراه با برداشت‌های مقاومت‌ویژه انجام می‌دهند. که همانند روش روش مقاومت‌ویژه، جریان به وسیله دو الکتروود جریان به درون زمین فرستاده می‌شود و سپس اثر قطبش‌القایی با الکتروودهای پتانسیل اندازه‌گیری می‌شود که معمولاً الکتروودهای پتانسیل غیرپلاریزه می‌باشد. معمولاً برای این برداشت‌ها از آرایه‌های دوقطبی – دوقطبی، قطبی – دوقطبی و مستطیلی بیشتر مورد استفاده قرار می‌گیرند. سه روش عمده در برداشت‌های IP عبارتند از [Reynolds, 2011]:

روش زمان-حوزه‌ای^۱: در این روش ولتاژ اضافی به عنوان تابعی از زمان اندازه‌گیری می‌شود. روش فرکانس-حوزه‌ای^۲: در این روش مقاومت‌ویژه ظاهری در دو یا چند فرکانس متفاوت اندازه‌گیری می‌شود (معمولاً کمتر از ۱۰ Hz).

روش IP طیفی^۳ (SIP): در این روش بزرگی مقاومت‌ویژه موهومی و فاز ولتاژ قطبش در محدوده وسیعی از فرکانس جریان ارسالی (معمولاً ۰/۳ تا ۴ کیلوهرتز) اندازه‌گیری می‌شود. در این پژوهش، به منظور شناسایی کانی‌سازی از روش IP، در حوزه زمان استفاده شده، و به همین دلیل در ادامه به توضیح بیشتر این روش پرداخته می‌شود.

اندازه‌گیری IP در حوزه زمان

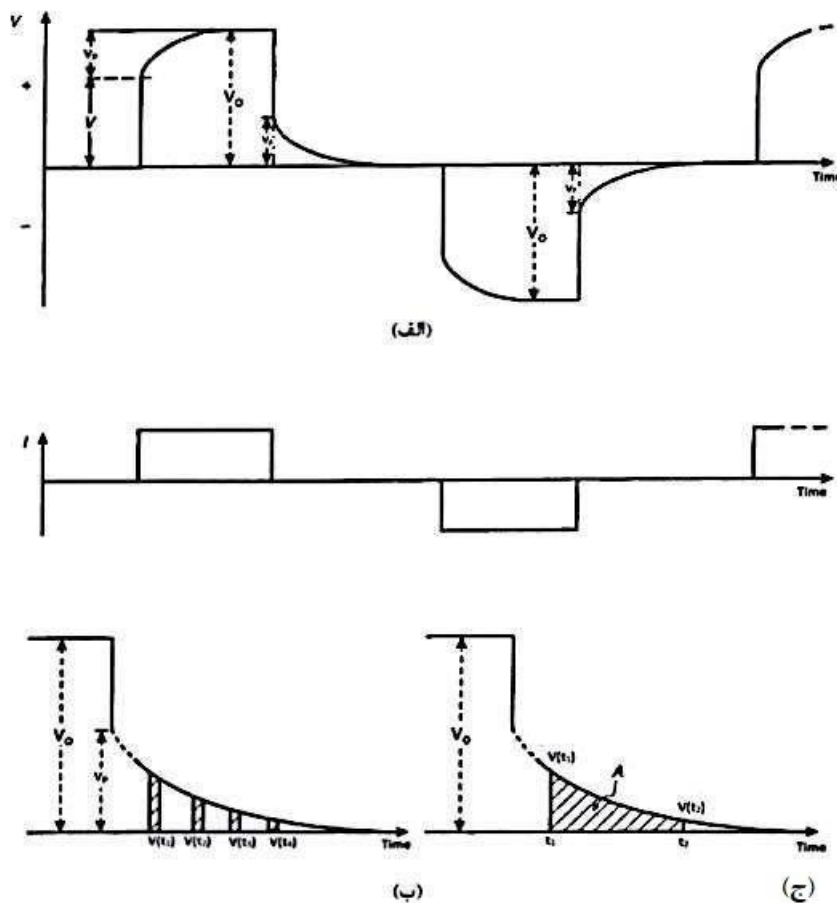
هنگام اندازه‌گیری IP، جریان مستقیم (DC) طی مدت کوتاهی به زمین تزریق می‌شود. اگر پس از شارژ شدن زمین جریان را قطع کنند، ولتاژ اضافی (V_p) ایجاد شده بعد از زمان کوتاهی به مقدار صفر می‌رسد (شکل ۲-۹-الف) [Reynolds, 1997]. پتانسیل حالت شارژ زمین (V_0) دو قسمت است: یکی

^۱ Time domain

^۲ Frequency domain

^۳ Spectral Induced Polarization

پتانسیل حقیقی مربوط به جریان تزریق شده و دیگری ولتاژ اضافی که از اثر قطبش زمین ایجاد شده است. پس از قطع کردن جریان، ولتاژ زمین ابتدا به میزان V به صورت لحظه‌ای کاهش پیدا می‌کند (شکل ۲-۸-ب و ج). در ادامه ولتاژ اضافی به صورت منحنی تخلیه می‌شود و به صفر می‌رسد. معمولاً اندازه‌گیری پتانسیل، روی منحنی زوال و در زمان کوتاهی پس از قطع جریان انجام می‌گیرد (نوروزی، ۱۳۹۲).



شکل (۲-۹): اندازه‌گیری IP در روش حوزه زمان، الف) منحنی تغییرات در حالت شارژ و تخلیه و تغییرات جریان ارسالی به زمین، ب) پارامتر قطبش ظاهری، ج) پارامتر بارپذیری [After Reynolds, 2011].

الف) قطبش پذیری:

اگر اختلاف پتانسیل اندازه‌گیری شده در زمان t (پس از قطع جریان) برابر V_t باشد، نسبت این اختلاف پتانسیل به مقدار اختلاف پتانسیل در حالت شارژ (V_t) را قطبش القایی یا قطبش پذیری

ظاهری ρ_α نامیده می‌شود (شکل ۲-۱۶) [حجت و رنجبر، ۱۳۹۰؛ نوروزی، ۱۳۹۲].

$$\rho_\alpha = \frac{\Delta V_t}{V_0} \quad (۱۶-۲)$$

اگر ΔV بر حسب میلی‌ولت و V بر حسب ولت باشد واحد قطبش‌پذیری ظاهری، میلی‌ولت بر ولت می‌باشد (کلاگری، ۱۳۸۹).

(ب) بارپذیری:

در بعضی مواقع، انتگرال زمانی نرمالیزه که نشان‌دهنده مساحت زیر منحنی زوال بین زمان‌های t_1 و t_2 بعد از قطع جریان می‌باشد، برای بیان قطبش‌القایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این پارامتر، بارپذیری ظاهری نامیده و با $(M_{t_1, t_2}^T)_\alpha$ نشان داده می‌شود (شکل ۲-۱۷)، بنابراین:

$$(M_{t_1, t_2}^T)_\alpha = (1/V) \int_{t_2}^{t_1} \Delta V_{IP} dt \quad (۱۷-۲)$$

در صورتی که اگر ΔV بر حسب میلی‌ولت، V بر حسب ولت و زمان بر حسب ثانیه اندازه‌گیری شوند، واحد بارپذیری میلی‌ولت‌ثانیه بر ولت ($mVsV^{-1}$) و یا میلی‌ثانیه (ms) می‌باشد (کلاگری، ۱۳۸۹).

در جدول (۲-۲) پاسخ‌های بارپذیری برای برخی از کانی‌ها و سنگ‌های مختلف با یک درصد تراکم حجمی را نشان می‌دهد. این مقادیر برای دوره زمانی جریان اعمال‌شده موج مربعی ۳ ثانیه و زمان انتگرال‌گیری منحنی تخلیه در طول ۱ ثانیه می‌باشد [Telford et al, 1990].

جدول (۲-۲): مقادیر بارپذیری برای برخی از کانی‌ها و سنگ‌ها [After Telford et al., 1990].

ماده مورد نظر	بارپذیری (میلی ثانیه)	ماده مورد نظر	بارپذیری (میلی ثانیه)
پیریت	۱۳/۴	بورنیت	۶/۳
کالکوزیت	۱۳/۲	گالن	۳/۷
مس	۱۲/۳	مگنتیت	۲/۲
گرافیت	۱۱/۲	مالاکیت	۰/۲
کالکوپیریت	۹/۴	هماتیت	۰
شیل	۵۰-۱۰۰	سنگ‌های آتشفشانی چگال	۱۰۰-۵۰۰
گرانیت، گرانودیوریت	۱۰-۵۰	سنگ آهک، دولومیت	۱۰-۲۰
توف آتشفشانی	۳۰۰-۸۰۰	ماسه سنگ، سنگ سیلت	۱۰۰-۵۰۰

۲-۳-۱-۳-۲ نوفه‌ها در اندازه‌گیری‌های IP

در اندازه‌گیری‌های IP گاه‌هاً جریان‌ات مزاحمی وجود دارد؛ که باعث مخدوش شدن نتایج اندازه‌گیری‌ها می‌شود. لذا برای دستیابی به داده‌های با کیفیت، باید قبل از برداشت و تفسیر داده‌ها این عوامل مزاحم را حذف و یا به حداقل رساند. این عبارتند از (کلاگری، ۱۳۸۹).

جریان پتانسیل خودزا^۱ (SP)

جریان حاصل از جفت‌شدگی الکترومغناطیسی^۲

جریان‌های تلوریک^۳

جریان حاصل از قطبش الکترودهای پتانسیل

نشست جریان از سیم‌ها به علت آسیب‌دیدگی روپوش عایق آن‌ها

جریان‌های طبیعی SP می‌توانند اختلاف پتانسیل‌هایی در حد چند ده میلی‌ولت تا چند صد

میلی‌ولت را بین الکترودهای پتانسیل ایجاد کنند؛ و باعث ایجاد اغتشاش در اندازه‌گیری‌های IP شوند.

^۱ Spontaneous Potential

^۲ EM coupling

^۳ Telluric currents

هر چند این جریان‌ها اغلب اغتشاش زیادی در اندازه‌گیری‌ها ایجاد نمی‌کنند و اندازه‌گیری مقدار SP خود به‌عنوان یک روش ژئوفیزیکی، می‌تواند اطلاعات اکتشافی مفیدی ارائه دهد؛ اما این عامل را می‌توان قبل از اندازه‌گیری IP حذف یا تعدیل کرد (نوروزی، ۱۳۹۲).

جریان حاصل از جفت‌شدگی الکترومغناطیسی از القای متقابل بین سیم‌های جریان و پتانسیل ایجاد می‌شود. اگر سیم‌های جریان در نزدیکی یا موازات سیم‌های پتانسیل قرار گیرد، در سیم‌های پتانسیل یک جریان القایی ایجاد می‌شود. این جریان باعث ایجاد یک ولتاژ جعلی در سیم‌های پتانسیل می‌گردد، که مرتبط با پدیده IP نمی‌باشد. این عامل مزاحم یکی از نوفه‌های آزاردهنده در روش IP است. مواقعی که از آرایه‌های الکترودی با سیم‌های طویل و یا فرکانس بالا استفاده شود، اثر جفت‌شدگی می‌تواند خیلی بزرگ باشد. همچنین این اثر با افزایش رسانای زمین، افزایش می‌یابد. برای کاهش این اثر، از آرایه‌های دوقطبی-دوقطبی و قطبی-دوقطبی، و معمولاً فرکانس‌های پایین‌تر از ۱۰ هرتز استفاده می‌شود. با افزایش فاصله بین کابل‌های جریان و پتانسیل نیز می‌توان این اثر را کاهش داد. همچنین در مواقعی که به‌ناچار سیم‌ها از همدیگر عبور می‌کنند، عبور سیم‌ها از روی یکدیگر با زاویه قائم، اثر جفت‌شدگی را کاهش می‌دهد [Telford et al., 1990].

انتشار جریان‌های طبیعی در زمین یکی دیگر از عوامل ایجاد نوفه در اندازه‌گیری‌های IP است. این عامل را می‌توان با استفاده از عامل یک فیلتر در داخل دستگاه محدود کرد [Reynolds, 2011]. علاوه بر این، چنانچه تأثیر جریان‌های تلوریک بر روی اندازه‌گیری IP شدید باشد؛ با افزایش تعداد قرائت‌ها در هر ایستگاه، می‌توان به سیگنال IP مناسب دست یافت. پتانسیل حاصل از قطبش الکترودهای پتانسیل نیز با به کارگیری الکترودهای قطبش ناپذیر^۱ خنثی می‌گردد [Telford et al., 1990]. همچنین در عملیات صحرائی باید از سالم بودن عایق کابل‌ها، به‌ویژه کابل‌های جریان اطمینان پیدا کرد؛ تا مانع از نشت جریان و ایجاد نوفه در اندازه‌گیری‌ها شود.

^۱ Nonpolarizing electrodes

۲-۳-۳-۲ آرایه‌های الکترونی در برداشت‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی و IP

منظور از آرایه، نحوه چیدمان الکترودهای فرستنده و گیرنده بر روی زمین می‌باشد. برای انجام برداشت‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی و IP، آرایه‌های متعددی وجود دارد که هر کدام از آنها به منظور هدف خاصی مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه، آرایه‌های الکترونی مختلفی پیشنهاد شده است؛ که می‌توان از آرایه‌های ونر^۱، شلومبرژه، دوقطبی- دوقطبی، قطبی- دوقطبی، قطبی- قطبی^۲ و مستطیلی را نام برد. البته کاربرد آرایه‌های ونر، شلومبرژه و دوقطبی- دوقطبی بیشتر است [Loke, 2004].

در اندازه‌گیری‌های IP نیز به طور قراردادی از آرایه‌های الکترونی مقاومت‌ویژه الکتریکی استفاده می‌شود [Reynolds, 1997]. هر چند در عمل، روش برداشت برای اندازه‌گیری‌های IP اغلب آرایه دوقطبی- دوقطبی است [Milsom, 2011]. در روش برداشت داده‌های IP، شامل هم پروفیل‌زنی جانبی و هم سونداژزنی عمودی می‌باشد. برای برداشت IP، وسایل و تجهیزات پیچیده‌تری نسبت به روش مقاومت‌ویژه لازم است [Knödel et al., 2007].

در اصل، خطی بودن آرایه انتخابی لزومی ندارد، اما در عمل تقریباً همیشه از آرایه‌های خطی استفاده می‌شود؛ زیرا در غیر این صورت تفسیر نتایج دشوار خواهد شد و عملیات صحرائی وقت‌گیر و پیچیده می‌شود [Telford et al., 1990].

در این پژوهش در بررسی‌های ژئوفیزیکی به کار گرفته شده در این محدوده از آرایه دوقطبی- دوقطبی استفاده شده است؛ که این آرایه بیشترین عمق نفوذ را دارد؛ اما بطور نسبی، نسبت سیگنال به نوفه در این آرایه کم می‌باشد. بنابراین برای بدست آوردن داده با کیفیت خوب، الکترودها باید به قدر کافی به زمین وصل شوند و دستگاه باید حساسیت بالایی داشته باشد [Knödel et al., 2007].

^۱ Wenner

^۲ Pole- pole

با توجه به این که در این مطالعه از آرایه دوقطبی- دوقطبی برای برداشت داده‌های IP و مقاومت ویژه الکتریکی استفاده شده است؛ لذا به توضیح پیرامون این روش می‌پردازیم:

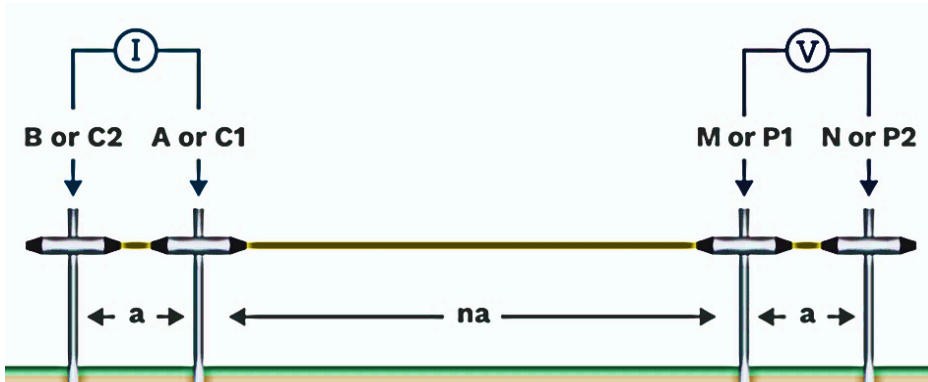
آرایه دوقطبی - دوقطبی

استفاده از انواع آرایش‌های دوقطبی- دوقطبی در اکتشافات الکتریکی از سال ۱۹۵۰ گسترش زیادی پیدا کرده است. آرایش مورد استفاده در این تحقیق، آرایش دوقطبی- دوقطبی محوری می‌باشد. در این آرایش فاصله بین الکترودهای جریان و الکترودهای پتانسیل با یکدیگر برابر بوده و برابر a در نظر گرفته می‌شود. همچنین فاصله بین الکترودهای جریان و فاصله بین الکترودهای پتانسیل، ثابت است و از فاصله بین مراکز دوقطبی‌های یعنی d کوچکتر است (کلاگری، ۱۳۸۹).

استفاده از آرایه دوقطبی- دوقطبی به دلیل جدا بودن مدار جریان و ولتاژ و کاهش اثر جفت‌شدگی الکترومغناطیسی، در برداشت‌های IP متداول می‌باشد [Milsom, 2007].

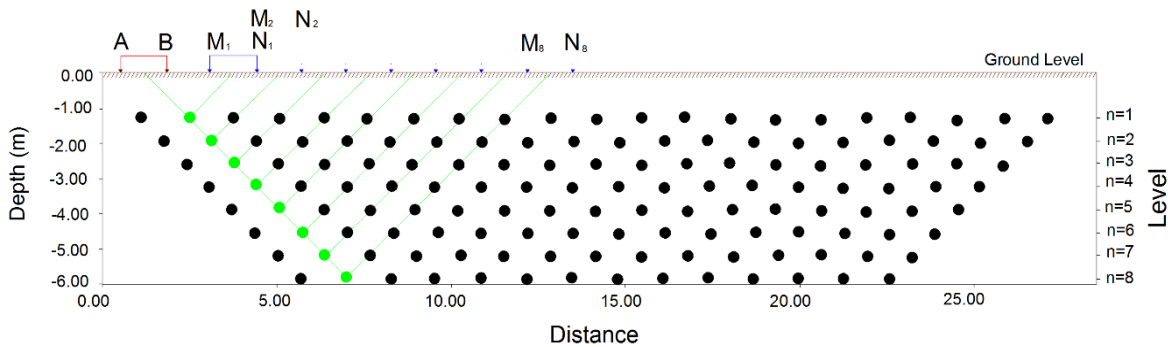
در این آرایه فواصل بین جفت الکترودهای جریان و جفت الکترودهای پتانسیل برابر مقدار ثابت a می‌باشد (شکل ۲-۱۰). برای اندازه‌گیری با این آرایه، فاصله α اساساً در کوچکترین واحد فاصله الکترودی ثابت نگه داشته می‌شود و معمولاً با فاصله یک α شروع می‌شود. فاکتور n (که نسبت فاصله بین دو الکترودهای $C1$ و $P1$ به طول دوقطبی جریان یا پتانسیل است) از ۱ به ۲ افزایش می‌یابد؛ در حالی که فاصله دوقطبی جریان یا پتانسیل در یک α ثابت شده است. با افزایش فاکتور n ، موجب افزایش فاصله جدایش الکترودهای جریان و پتانسیل از یکدیگر نسبت به α ، تمرکز حساسیت در نواحی ذکر شده (اعماق مربوط به n های بالاتر) افزایش یافته و الگوی منحنی‌های تراز تقریباً عمودی می‌شود. به همین دلیل این آرایش به شدت نسبت به تغییرات افقی حساس است؛ ولی در مورد تغییرات عمودی ضعیف عمل می‌کند. این آرایه در شناسایی دایک، گسل و حفرات بسیار موثر است اما بر روی رسوبات لایه‌ای عملکرد ضعیفی از خود نشان می‌دهند. در ضمن در اکتشاف عمق متوسط با

این آرایه به هر دو فاکتور n و a بستگی دارد [Loke, 2004].



شکل (۱۰-۲): آرایه دوقطبی- دوقطبی و نحوه قرارگیری الکترودهای جریان و پتانسیل [www.agiusa.com].

همان‌طور که در شکل (۱۱-۲) دیده می‌شود، مقادیر اندازه‌گیری به نقطه تقاطع خطوط مایل که با زاویه ۴۵ درجه از مراکز دوقطبی جریان و پتانسیل رسم می‌شود، نسبت داده می‌شود. مقادیر رسم شده مقادیر واقعی پارامتر در آن عمق نمی‌باشد. شکل رسم شده شبه‌مقطع نامیده می‌شود؛ که یک تصویر مناسب هرچند غیر واقعی از حضور بی‌هنجاری‌های رسانا تهیه می‌کند؛ ولی اندازه تغییرات جانبی و عمودی حقیقی آن‌ها را نشان نمی‌دهد [Milson, 2011, Lowrie, 2007]. برای رسم یا به‌دست آوردن مقطع واقعی، لازم است داده‌های اندازه‌گیری شده، مدل‌سازی و نتایج مدل‌سازی داده‌ها به‌صورت مقطع رسم گردند [Loke, 2004].



شکل (۱۱-۲): نمایی از برداشت داده‌ها با آرایه دوقطبی- دوقطبی و ترسیم شبه مقطع برای داده‌ها [www.alpha-geosurvey.co.uk].

۲-۳-۴ مدل سازی و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و IP در منطقه مورد مطالعه

داده‌های برداشت شده در عملیات صحرایی در حقیقت یک سری داده‌های خام می‌باشند که توجیه دقیق رفتار لایه‌های زیرسطحی از روی این داده‌ها (به‌طور مستقیم) غیرممکن است. بنابراین تعیین رابطه بین داده‌های صحرایی به‌دست آمده و توزیع خواص فیزیکی زمین مورد مطالعه و به‌عبارت دیگر، مدلسازی داده‌های برداشت شده برای توجیه رفتار لایه‌های زیرسطحی، ضروری است. در مدلسازی ریاضی، روابط فیزیکی توسط یک سری معادلات دیفرانسیل و معادلات انتگرالی بیان می‌شوند، به‌گونه‌ای که می‌توان پارامترها و خواص فیزیکی مدل را با حل این نوع معادلات ریاضی تعیین نمود [Dey and Morrison, 1979].

۲-۳-۴-۱ روش‌های مدل سازی ژئوفیزیکی

مدل سازی ژئوفیزیکی به دو دسته کلی مدل سازی فیزیکی و مدل سازی عددی تقسیم‌بندی می‌شود:

الف) مدل سازی فیزیکی

مدل سازی فیزیکی، شبیه‌سازی ساختار زمین در مقیاس آزمایشگاهی است. این روش مدل سازی بسیار وقت گیر و پرهزینه است. همچنین شرایط کنترل شده آزمایشگاهی به خوبی شرایط غیرقابل پیش‌بینی زمین را فراهم نمی‌کند. با پیشرفت علوم رایانه این روش عمدتاً جای خود را به مدل سازی عددی توسط برنامه‌های رایانه‌ای داده است [Dey and Morrison, 1979].

ب) روش‌های مدل سازی عددی

در مدل سازی عددی، روابط فیزیکی با استفاده از یک سری معادلات ریاضی بیان می‌شوند و می‌توان پارامترها و خواص فیزیکی مدل را با حل این معادلات تعیین نمود [Dey and Morrison, 1979]. این روش ارتباط مستقیمی با درک طبیعت داده‌های ژئوفیزیکی دارد و در نهایت تصویری از درون زمین

ارائه می‌دهد. در واقع هدف از این مدل‌سازی، بازسازی مدلی از زمین براساس داده‌های صحرایی است.

که این مدل‌سازی عددی به دو روش صورت می‌گیرد [Roy, 2008].

۱- روش مستقیم یا پیشرو^۱

۲- روش وارون یا معکوس^۲

۱- مدل‌سازی پیشرو (مستقیم)

در مدل‌سازی پیشرو ورودی فرآیند مدل‌سازی یک مدل آزمون (فرضی) از زمین می‌باشد و در طی فرآیند با توجه به معادلات حاکم بر مسئله، داده‌های (پاسخ) مربوط به این مدل محاسبه شده و به‌عنوان خروجی مدل ارائه می‌شوند. این عمل با اصلاح مدل (تغییر پارامترها) آن‌قدر ادامه می‌یابد تا پاسخ مدل، برازش خوبی با داده‌های صحرایی پیدا کند؛ یعنی از مدل، داده‌ها به‌دست می‌آیند. مدل‌سازی پیشرو بر مبنای آزمون و خطا انجام می‌شود. در این روش یک توزیع خاص برای اجزای زیرسطحی در نظر گرفته می‌شود و در قدم اول فضای زیرسطحی به تعداد زیادی سلول تقسیم می‌شود؛ سپس پاسخ این مدل تحت آرایش الکترونی مورد نظر محاسبه می‌شود [Dey and Morrison, 1997]. برای مدل‌هایی با هندسه ساده، مسئله پیشرو به‌صورت تحلیلی قابل حل است. در عمل چون زمین واقعی دارای هندسه پیچیده‌ای است؛ برای محاسبه پاسخ مدل باید از یک روش تفاضل محدود^۳، اجزاء محدود^۴، معادلات انتگرال^۵، تحلیل شبکه و غیره استفاده کرد [Roy, 2008].

۲- مدل‌سازی وارون (معکوس)

روش‌های مدل‌سازی پیشرو کند و ضعیف‌اند؛ به‌علاوه بی‌هنجاری‌های زیر سطحی عمدتاً دارای

^۱ Forward Modeling

^۲ Inverse Modeling

^۳ Finite difference method

^۴ Finite element method

^۵ Integral equation method

ساختاری پیچیده می‌باشند. بنابراین مدلی باید ارائه شود که با تعداد پارامتر محدود، قابل کنترل باشد؛ تا بتوان با تغییر این پارامترها بهترین مدل منطبق بر داده‌های صحرایی، خصوصیات زمین‌شناسی و دیگر اطلاعات منطقه را به دست آورد. لذا روش مدل‌سازی وارون معرفی می‌شود. در این روش برخلاف روش مدل‌سازی پیشرو، از طریق داده‌های اندازه‌گیری شده (مشاهده‌ای)، مدل زمین تخمین زده می‌شود [Loke and Barker, 1996]. فرآیند مدل‌سازی وارون، عکس مدل‌سازی پیشرو می‌باشد؛ بدین ترتیب که در هر مرحله تکرار، با اعمال یک‌سری عملیات پیچیده ریاضی بر روی داده‌های برداشت شده، پارامترهای فیزیکی مدل به دست می‌آیند. در واقع فرآیند وارون‌سازی شامل قرائت اولیه داده‌های خام برداشت‌شده، تصحیح پارامترهای وارون‌سازی (در صورت لزوم) و انجام وارون‌سازی می‌باشد [Meju, 1994]. برای حل مسائل وارون روش‌های عددی متعددی وجود دارد؛ که می‌توان به روش کمترین مربعات^۱، روش رگرسیون ریدج^۲، روش‌های تصادفی^۳، روش شبکه عصبی^۴ و غیره اشاره کرد [Roy, 2008].

برای مدل‌سازی و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، مسائل پیشرو باید قبل از ورود به بحث مسائل وارون حل شوند؛ چون مقایسه‌ی داده‌های محاسبه‌شده (که حاصل مدل‌سازی پیشرو است) با داده‌های اندازه‌گیری شده، یک جزء کامل از الگوریتم وارون‌سازی می‌باشد. بنابراین روش‌های وارون از یک روش مدل‌سازی پیشرو در بدنه خود استفاده می‌کند و با استفاده از الگوریتم‌های تکرار خاص و روش‌های مختلف بهینه‌سازی هم‌چون روش کمترین مربعات، تغییرات مناسب را در مدل پیش‌فرض خود ایجاد می‌کنند؛ تا خطای برداشش داده‌ها در محدوده قابل قبولی قرار گیرد [Roy, 2008; Scales et al., 2001].

^۱ Least Squares method

^۲ Ridge Regression method

^۳ Stochastic method

^۴ Neural Network method

در تمام روش‌های بهینه‌سازی، مدل اولیه در فرآیندی تکرارشونده به صورتی بهبود می‌یابد تا اختلاف بین داده‌های برداشت‌شده (y) و پاسخ‌های مدل (f) کاهش یابد. داده‌های برداشت‌شده به صورت رابطه (۱۸-۲) نمایش داده می‌شوند:

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (18-2)$$

که m تعداد قرائت‌ها است. پاسخ‌های مدل را نیز می‌توان به‌طور مشابه نشان داد:

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (19-2)$$

همچنین پارامترهای مدل به صورت بردار زیر ارائه می‌شود:

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (20-2)$$

که n تعداد پارامترهای مدل می‌باشد. به‌علاوه تفاوت بین داده‌های برداشت‌شده و پاسخ‌های مدل از بردار تفاضل g که به صورت زیر است، محاسبه می‌شود:

$$g = y - f \quad (21-2)$$

در روش بهینه‌سازی کمترین مربعات، مدل اولیه طوری بهینه می‌شود تا مجموع مربعات خطا (E)، که تفاضل بین مقادیر پاسخ‌های مدل و داده‌های برداشت‌شده است، کمینه شود:

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^m g_i^2 \quad (22-2)$$

به‌منظور کاهش خطا از معادله گوس-نیوتن استفاده می‌شود. بدین وسیله پارامترهایی از مدل که باید تغییر کند تا مجموع مربعات خطا (E) کاهش یابد، باید مشخص شوند [Loke and Barker, 1995]:

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (23-2)$$

Δq بردار تغییرات پارامترهای مدل و J ماتریس ژاکوبین (با اندازه $m \times n$) مشتقات جزئی است.

عناصر ماتریس ژاکوبین به صورت $J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j}$ هستند؛ که تغییر در i امین پاسخ مدل به دلیل تغییر در j

امین پارامتر مدل است. پس از محاسبه بردار تغییر پارامتر (Δq) ، مدل جدید از معادله زیر محاسبه می‌شود:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (24-2)$$

به دلیل کاستی‌های معادله گوس-نیوتن، این روش کمتر مورد استفاده قرار گرفته و در عوض از روش بهبودیافته آن با عنوان مارکورات-لونبرگ^۱ استفاده می‌شود [Loke and Barker, 1995]:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q = J^T g \quad (25-2)$$

در معادله فوق J ماتریس ژاکوبین^۲ و λ فاکتور تعدیل^۳ است. این روش با عنوان رگرسیون ریج نیز شناخته می‌شود. در وارون‌سازی داده‌های سونداژ که مدل از تعداد لایه‌های کمتری تشکیل شده است، این روش به خوبی پاسخ می‌دهد، ولی در مواردی که پارامترهای مدل زیاد باشند، نظیر مدل‌های دو و سه‌بعدی، مدل تولیدشده با روش رگرسیون ریج، توزیع مقاومت ویژه نامنظم همراه با مناطقی با مقاومت ویژه بسیار بالا یا پایین خواهد داشت. برای رفع این مشکل معادله کمترین مربعات گوس-نیوتن بار دیگر به صورت معادله زیر بهینه شده، به نحوی که تغییرات فضایی در پارامترهای مدل را کمینه می‌کند [Loke and Barker, 1995]:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q = J^T - \lambda F q_k \quad (26-2)$$

$$F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z \quad (27-2)$$

^۱ Marquardt-levenberg

^۲ Jacobwin

^۳ Damping factor

در رابطه بالا، C_x ، C_y و C_z ماتریس‌های هموارسازی در جهت‌های x ، y و z هستند. α_x ، α_y و α_z وزن‌های نسبی داده‌شده به فیلترهای هموارسازی در جهات ذکر شده می‌باشند. معادله (۲-۲۷)، مربع تغییرات فضایی یا سختی مقادیر مقاومت‌ویژه مدل را نیز کمینه می‌کند. در واقع این همان روش بهینه‌سازی هموارسازی است. روش مذکور مدلی با تغییرات تدریجی مقاومت‌ویژه تولید می‌کند. استفاده از این روش وارون‌سازی برای مناطقی مناسب است که تغییرات زمین‌شناسی آن‌ها به صورت تدریجی بوده و ناگهانی نباشد. در شرایطی که مناطق در زیر سطح به صورت درونی همگن هستند، ولی با محیط پیرامون خود متفاوت بوده و دارای مرزهای تند می‌باشند، بهینه‌شده معادله (۲-۲۶) که به روش وارون‌سازی بلوکی معروف است، جواب‌های به مراتب قابل قبول‌تری ارائه می‌دهد؛ که به صورت زیر تعریف می‌شود [Loke and Barker, 1995]:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q = J^T R_d g - \lambda F_R q_k \quad (2-28)$$

$$F = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_y C_y^T R_m C_y + \alpha_z C_z^T R_m C_z \quad (2-29)$$

در رابطه (۲-۲۹)، R_d و R_m ماتریس‌های وزنی هستند.

برای محاسبه مقاومت‌ویژه چندین روش وجود دارد؛ که شامل روش تحلیلی، روش جز مرزی^۱ و روش اجزاء محدود و تفاضل محدود می‌شود. روش تحلیلی دقیق‌ترین روش است؛ ولی استفاده از این روش محدود به چند شکل هندسی ساده (کره و استوانه) است. روش جز مرزی از انعطاف‌پذیری بیشتری برخوردار است اما در این روش نیز تعداد نواحی با مقدار مقاومت‌ویژه متفاوت، محدود است (معمولاً کمتر از ۱۰ لایه). در بررسی‌های مهندسی و زیست‌محیطی می‌توان توزیع مقاومت‌ویژه در زیر سطح را به صورت اختیاری در نظر گرفت. در نتیجه روش‌های اجزاء محدود و تفاضل محدود تنها گزینه‌های کاربردی هستند. دو روش مذکور می‌توانند زیر سطح را به هزاران سلول با مقاومت‌ویژه‌های

^۱ Boundary element method

متفاوت تقسیم کنند [Loke, 2004].

۲-۳-۵ روش‌های عددی برای حل مسائل وارون

روش‌های عددی مختلفی برای حل مسائل وارن‌سازی توسعه یافته‌اند. از میان روش‌ها، روش کمترین مربعات به دلیل سادگی ریاضی، از پرطرفدارترین روش‌ها می‌باشد. همچنین به دلیل به کارگیری این روش در الگوریتم نرم‌افزارهای مورد استفاده در این پژوهش، به توضیح آن پرداخته می‌شود. لازم به ذکر است؛ که مدل‌سازی عددی وارون خود به دو زیر شاخه هموار و پارامتری تقسیم می‌شود. در این پژوهش از روش مدل‌سازی وارون هموار استفاده شده است.

در فرآیند مدل‌سازی، ابتدا به یک مدل فرضی اولیه برای انجام مدل‌سازی نیاز می‌باشد [Loke and Barker, 1996]. مدل اولیه در نرم‌افزار RES2DINV یک مدل همگن متناسب با داده‌های مشاهده‌ای است؛ به گونه‌ای که منجر به تغییرات شدید در مراحل تکرار نشود. پس از تخمین مدل اولیه، این مدل باید تصحیح صورت گیرد؛ تا انطباق قبولی با داده‌های برداشت‌شده صحرائی پیدا کند. برای این منظور، می‌توان از روش کمترین مربعات گوس- نیوتن^۱ و یا روش شبه‌نیوتن^۲ استفاده کرد.

۲-۳-۵-۱ روش کمترین مربعات گوس- نیوتن

یکی از روش‌های معمول برای حل مسائل غیرخطی، روش بهینه‌سازی گوس- نیوتن می‌باشد. این روش به طور گسترده‌ای در حل مسائل وارون‌سازی از جمله در نرم‌افزار RES2DINV به کار می‌رود [Sasaki, 1992]. روش مدل‌سازی وارون کمترین مربعات گوس- نیوتن در سه مرحله انجام می‌شود. مرحله اول، محاسبه مقادیر مقاومت ویژه ظاهری برای مدل به کار گرفته شده می‌باشد. این مرحله با استفاده از روش تفاضل محدود یا روش اجزاء محدود انجام می‌شود. مرحله دوم، محاسبه ماتریس

^۱ Gauss- Newton

^۲Quasi- Newton

ژاکوبین (ماتریس مشتقات جزئی مرتبه اول) می‌باشد. مرحله سوم حل سیستم معادلات خطی می‌باشد. این مراحل به صورت تناوبی تکرار می‌شوند تا هم‌خوانی مناسبی بین مدل فرض شده با مدل صحرائی ایجاد شود و یا برنامه به حداکثر تکرار تعریف شده خود برسد [Loke and Barker, 1996].

۲-۳-۵-۲ روش شبه‌نیوتن

در روش گوس-نیوتن، ماتریس ژاکوبین در هر مرحله تکرار محاسبه می‌شود، اما در روش شبه‌نیوتن از محاسبه دوباره این ماتریس به وسیله استفاده از یک روش به‌روزرسانی اجتناب می‌شود. در واقع این روش برای تکرارهای بعدی، ماتریس ژاکوبین را ارزیابی می‌کند. اگر این ماتریس برای مدل اولیه در اولین تکرار موجود باشد، مشتقات جزئی می‌توانند به‌طور تحلیلی با استفاده از یک مدل زمین همگن به‌عنوان مدل اولیه، محاسبه شوند.

هر چند که روش شبه‌نیوتن روشی سریع‌تر از روش گوس-نیوتن است و حافظه کمتری از رایانه را اشغال می‌کند؛ اما مزیت استفاده از روش گوس-نیوتن، نزدیک بودن مدل ساخته شده به وسیله نرم افزار با مدل زمینی در همان تکرارهای اولیه می‌باشد [Loke and Barker, 1996]. در مدل‌سازی‌های انجام شده در این پژوهش نیز، از روش گوس-نیوتن به‌منظور وارون‌سازی داده‌ها استفاده شده است.

۲-۳-۶ مدل‌سازی داده‌های صحرائی

در این پژوهش به‌منظور مدل‌سازی دوبعدی داده‌های برداشت‌شده از نرم‌افزارهای RES2DINV و ZondRes2D و به‌منظور مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌ها از نرم‌افزار RES3DINV استفاده شده است. در هر سه نرم‌افزار یک روش بهینه‌سازی وجود دارد؛ که از طریق تعدیل مقاومت‌ویژه بلوک‌های مدل، اختلاف بین مقاومت‌ویژه ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه‌شده را کاهش می‌دهد. مقدار این اختلاف

توسط ریشه میانگین مربعات^۱ (RMS) خطا بیان می‌شود. در ادامه از شیوه مدل‌سازی و برخی ویژگی‌های این نرم‌افزارها توضیح مختصری ارائه می‌گردد.

الف) نرم‌افزار RES2DINV

این نرم‌افزار یک برنامه رایانه‌ای ساده و کاربردی با امکانات متنوع برای مدل‌سازی وارون دوبعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP است. در این نرم‌افزار مدل مورد استفاده به‌عنوان مدل اولیه، شامل یک‌سری بلوک‌های مستطیلی دوبعدی می‌باشد که در (شکل ۲-۱۲) نمایش داده است. در این مدل تعداد بلوک‌ها با تعداد نقاط داده‌ها در شبه‌مقطع مقاومت‌ویژه ظاهری برابر است؛ که به یک شیوع مشابه منظم شده‌اند. همچنین عمق مراکز بلوک‌ها در محاسبه عمق میانگین تحت بررسی برای بازه‌های الکترودی مختلف، مورد استفاده قرار گرفته‌اند [Loke and Barker, 1996]. عملیات مدل‌سازی در این نرم‌افزار براساس روش بهینه‌سازی کمترین مربعات خطا انجام می‌شود و در حین فرآیند مدل‌سازی، مقادیر مقاومت‌ویژه واقعی برای بلوک‌های مدل مشخص می‌شود. معادله این روش عبارت‌اند از [Loke, 2004]:

$$(J^T J + \lambda F) d = J^T g \quad (30-2)$$

در این رابطه λ فاکتور تعدیل، J ماتریس ژاکوبین، d بردار آشفتگی مدل و g بردار همگرایی می‌باشد؛ و F عبارت است از:

$$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T \quad (31-2)$$

در رابطه فوق f_x فیلتر هموارسازی افقی و f_z فیلتر هموارسازی عمودی می‌باشد. می‌توان فاکتور تعدیل و فیلترهای هموارسازی را برای انواع مختلف داده‌ها تنظیم نمود؛ برای انجام محاسبات فوق از

^۱ Root Mean Square

روش‌های تفاضل محدود و یا اجزای محدود استفاده می‌شود. در مناطقی که تصحیح توپوگرافی نیاز است، نرم‌افزار به‌طور پیش‌فرض از روش اجزا محدود استفاده می‌کند. ابتدا فاکتور تعدیل، یک مقدار بزرگ انتخاب می‌شود (λ_0)، و بعد از هر مرحله تکرار این مقدار این مقدار کاهش می‌یابد تا به حد کمینه برسد (λ_m)؛ (که معمولاً ۰/۱ مقدار اولیه است).

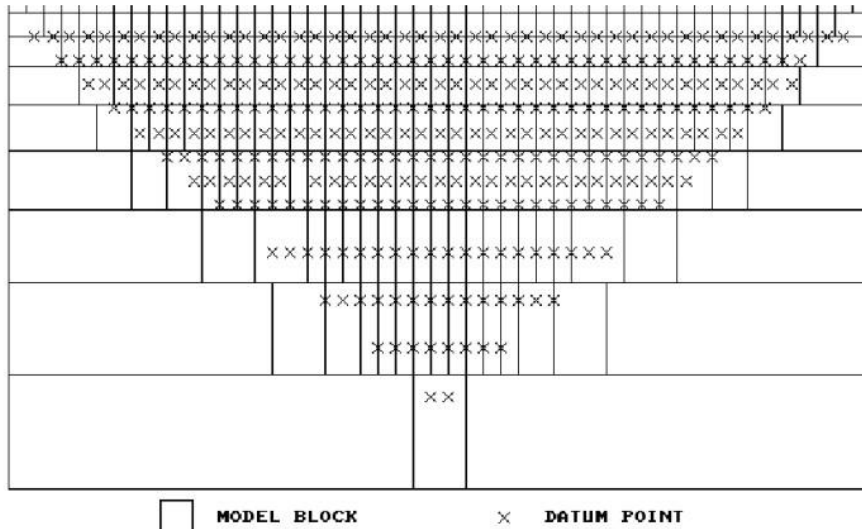
$$F = \lambda_m = 0.1\lambda_0 \quad (32-2)$$

مقدار λ_0 به سطح نوفه منطقه بستگی دارد. هر چه سطح نوفه بیشتر باشد، مقدار اولیه فاکتور تعدیل هم بیشتر است. روش بهینه‌سازی در این نرم‌افزار به‌طور اساسی سعی در کاهش اختلاف بین مقدار مقاومت‌ویژه ظاهری اندازه‌گیری‌شده و محاسبه‌شده حاصل از مدل دارد؛ که این اختلاف توسط خطای RMS بیان می‌شود و برنامه در هر مرحله تکرار، خطای RMS را محاسبه می‌کند. مقدار خطای جذر میانگین مربعات توسط معادله زیر تعریف می‌شود [Zohdy, 1989]:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{\rho_{0j} - \rho_{ej}}{\rho_{0j}} \right)^2}{N}} \times 100 \quad (33-2)$$

در این رابطه ρ_{0j} ، زامین مقاومت‌ویژه مشاهده‌شده (اندازه‌گیری‌شده)، ρ_{ej} نیز زامین مقاومت‌ویژه محاسبه‌شده حاصل از مدل و N تعداد داده‌ها است. قابل ذکر است که است که در تمامی حالت‌ها، مدلی با کمترین خطای RMS نزدیک‌ترین مدل به واقعیت نمی‌باشد و ممکن است تغییرات غیرواقعی و بزرگ از ویژگی فیزیکی مورد نظر نشان دهد و با ساختارهای زمین‌شناسی واقعی تفاوت زیادی داشته باشد. لذا مدلی باید انتخاب شود که در تکرارهای بعدی آن تفاوت چشم‌گیری در مقدار خطای RMS اتفاق نمی‌افتد [Loke, 2004].

ARRANGEMENT OF MODEL BLOCKS AND APPARENT RESISTIVITY DATUM POINTS



شکل (۲-۱۲): مدل اولیه مورد استفاده در نرم افزار RES2DINV [Loke, 2004].

در این نرم افزار، مدل سازی وارون با دو روش اجزاء محدود و تفاضل محدود برای داده های صحرائی قابل انجام است. روش اجزاء محدود برای زمین های دارای توپوگرافی استفاده می شود. در این نرم افزار مدل سازی داده های مقاومت ویژه و IP به صورت هم زمان صورت می گیرد. داده های مقاومت ویژه و IP حاصل از به کارگیری آرایه های الکترودی ونر، شلومبرژه، قطبی- قطبی، دو قطبی، دو قطبی- دو قطبی و حتی آرایه های غیر متعارف در این نرم افزار قابل مدل سازی هستند. هدف از وارون سازی داده های برداشتی ارائه مدلی است؛ که دارای بیشترین تطابق با داده های صحرائی باشد. در حقیقت مدل به دست آمده بیانگر یک پاسخ ریاضی مطابق با ساختارهای زمین شناسی می باشد. در مراحل تکرار فرآیند وارون سازی، پارامترهای مدل آن قدر تغییر می کنند تا بیشترین تطابق بین پاسخ مدل ارائه شده و داده های صحرائی حاصل گردد. همچنین لازم است مدل به دست آمده با داده های زمین شناسی تطبیق داده شود؛ تا صحت آن از نظر زمین شناسی مورد تأیید قرار گیرد [Loke, 2004].

نرم افزار ZondRes2D

این نرم افزار برای مدل سازی دو و نیم بعدی داده های برداشت شده با استفاده از روش تصویرنگاری الکتریکی طراحی شده است. منظور از مدلسازی دو و نیم بعدی، در نظر گرفتن ساختارهای

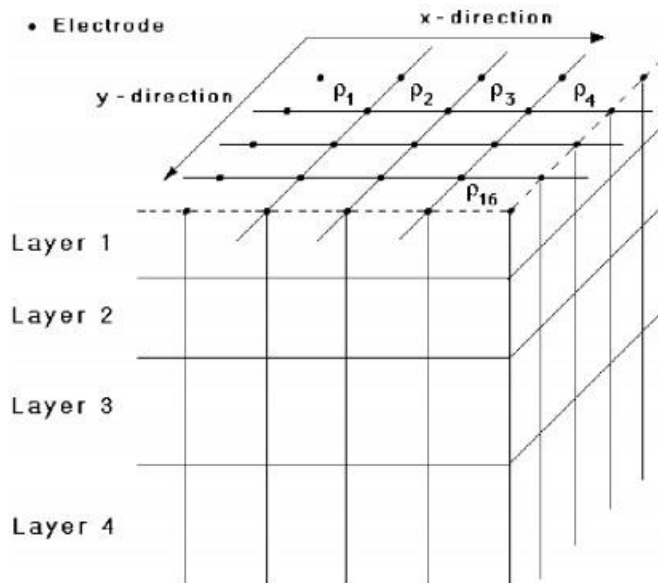
زمین‌شناسی به صورت دوبعدی می‌باشد؛ در صورتی که چشمه میدان سه‌بعدی می‌باشد. در این نرم‌افزار، روش اجراء محدود به‌عنوان یک ابزار ریاضی برای حل مسائل مستقیم استفاده می‌شود. همچنین وارون‌سازی با روش حداقل مربعات با قید نظم‌دهی انجام می‌شود. قید نظم‌دهی پایدار در حل مسئله را افزایش می‌دهد و امکان دستیابی به مقادیر مقاومت‌ویژه و توزیع پتانسیل هموارتر را فراهم می‌کند. این نرم‌افزار امکان مدل‌سازی به هر دو روش مستقیم و وارون برای داده‌های مقاومت‌ویژه و IP را دارد و از تمامی آرایه‌های الکترودی پشتیبانی می‌کند. از دیگر ویژگی‌های این نرم‌افزار می‌توان به قابلیت انجام تکرارهای نامحدود برای دستیابی به مدلی با خطای کمتر، امکان مدل‌سازی داده‌های IP حوزه زمانی و حوزه فرکانسی، کنترل کیفی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP، حذف نوفه و ویرایش داده‌های در صورت لزوم و امکان ورود اطلاعات کمکی از جمله اطلاعات زمین‌شناسی، حفاری و یا سایر روش‌های ژئوفیزیکی مانند مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی، به‌منظور اعتبار سنجی و تفسیر دقیق‌تر مدل‌های ژئوالکتریکی اشاره کرد [Kaminsky, 2012].

در این پژوهش، از نرم‌افزار ZondRes2D به‌منظور مقایسه نتایج مدل‌سازی با نرم‌افزار RES2DINV و بررسی مجدد موضوع استفاده شده است.

نرم‌افزار RES3DINV

نرم‌افزار RES3DINV یک برنامه رایانه‌ای برای مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP است. در این نرم‌افزار برای حل مسئله وارون‌سازی، ساختار زیرسطحی مدل مورد نظر مطابق شکل (۲-۱۳) به چندین لایه تقسیم‌بندی می‌شود؛ سپس هر لایه نیز به تعدادی بلوک‌های (سلول‌های) مکعب مستطیل شکل، که هر یک از آن‌ها دارای مقاومت‌ویژه متفاوت اما مجهول هستند، تقسیم می‌شوند. هر چه سلول‌ها به اجزای کوچکتری تقسیم شوند، تعداد پارامترهای مدل و زمان مورد نیاز برای وارون‌سازی به‌صورت چشم‌گیری افزایش می‌یابد. هدف از این مدل‌سازی وارون، تعیین مقاومت‌ویژه هر یک از سلول‌های مدل (مقاومت‌ویژه واقعی) به‌صورتی است؛ که پاسخ مدل تطابق

خوبی با داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت ویژه داشته باشد [Loke, 2005].



شکل (۲-۱۳): نحوه لایه‌بندی و بلوک‌بندی مدل سه‌بعدی زیر سطح زمین در نرم‌افزار RES3DINV [Loke, 2005].

در این نرم‌افزار در فرآیند مدل‌سازی از روش کمترین مربعات خطا استفاده می‌کند. معادله این

روش به صورت رابطه (۲-۳۴) بیان می‌شود [Loke, 2005]:

$$(J^T J + \lambda C^T C) \Delta \rho = J^T \Delta d \quad (2-34)$$

در این رابطه $C^T C$ به صورت رابطه (زیر) تعریف می‌شود:

$$C^T C = f_x f_x^T + f_z f_z^T \quad (2-35)$$

که f_x و f_z به ترتیب فیلتر هموارسازی افقی و عمودی در مدل‌سازی هستند. این روش، سعی در

کاهش اختلاف بین مقدار مقاومت ویژه ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه شده دارد؛ که این اختلاف

اندازه‌گیری شده، توسط خطای RMS بیان می‌شود. تصمیم‌گیری برای انتخاب مدلی با کمترین

تغییرات در مقدار RMS، دقیقاً مشابه با شرایط مورد نظر در نرم‌افزار RES2DINV می‌باشد. محاسبات

عددی در فرآیند مدل‌سازی نرم‌افزار RES3DINV از هر دو روش اجزاء محدود و تفاضل محدود قابل

انجام است. همچنین برای انجام بهینه‌سازی می‌توان از روش گوس-نیوتن و یا شبه‌نیوتن استفاده

کرد. استفاده از روش شبه‌نیوتن، ده مرتبه سریع‌تر از روش گوس- نیوتن است و حافظه کمتری از رایانه را برای انجام محاسبات به خود اختصاص می‌دهد؛ اما روش گوس- نیوتن دقیق‌تر است و به‌خصوص برای نواحی که اختلاف مقاوت‌ویژه بین آن‌ها زیاد است، جواب بهتری را ارائه می‌دهد. همچنین این برنامه قابلیت استفاده از روش گوس- نیوتن در دو یا سه تکرار اول و سپس استفاده از روش شبه‌نیوتن را نیز در اختیار کاربر قرار می‌دهد [Loke, 2005].

قابل ذکر است که مدل‌سازی‌های سه‌بعدی به دو صورت درون‌یابی داده‌های پروفیل‌های موازی، و وارون‌سازی داده‌های برداشت سه‌بعدی امکان‌پذیر می‌باشد [Zhou et al., 2001]. در این پژوهش از روش اول استفاده شده است و داده‌های پروفیل‌های دوبعدی موازی در تولید یک مجموعه داده سه‌بعدی مقاوم‌ویژه و IP به‌کار گرفته شده‌اند.

فصل ۳ : زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

۳-۱ مقدمه

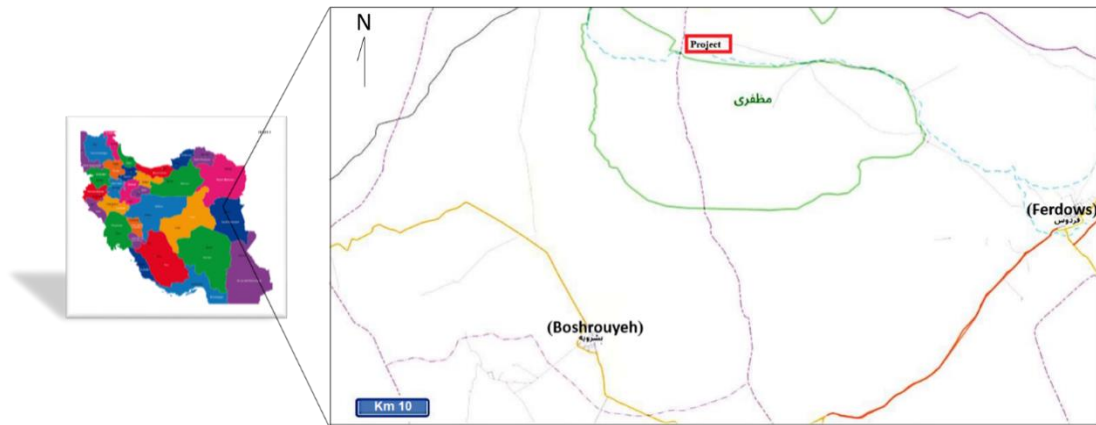
محدوده مورد مطالعه در ۵۰ کیلومتری شمال شرق بشرویه و در استان خراسان جنوبی واقع شده است. از لحاظ زمین‌شناسی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد و در زون ساختاری بلوک لوت قرار گرفته است. سنگ میزبان کانی‌سازی توالی درهم آمیخته آذرآواری و واحدهای آتشفشانی ائوسن است که دارای ترکیب تراکی‌اندزیتی می‌باشد.

کانی‌سازی به‌صورت رگه و رگچه‌های سیلیسی رخمون یافته و ماده معدنی حاوی اکسید و سولفیدهای مس، سرب و روی است.

۳-۲ موقعیت و شرایط جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه از نظر تقسیمات کشوری در شمال غرب استان خراسان جنوبی و در حریم شهرستان بشرویه و فردوس قرار گرفته است. راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه از دو مسیر متفاوت انجام می‌شود؛ جاده فرعی شهر اسلامیه به سمت روستای ابوالخازن یکی از این راه‌ها است و مسیر روستایی شهرستان بجستان نیز راه دیگری است که دارای جاده‌ای نامناسب و ناهموار است. شکل (۳-۱) موقعیت و راه‌های دسترسی به منطقه را نشان می‌دهد.

محدوده مورد مطالعه دارای توپوگرافی نسبتاً هموار می‌باشد و متوسط ارتفاع آن ۹۸۰ متر می‌باشد. نواحی شرق و جنوب شرق دارای ارتفاع بیشتری بوده و به سمت غرب و شمال غرب ارتفاع کمتر می‌شود. بیشترین ارتفاع از سطح دریا در شرق منطقه ۱۸۲۵ متر و کمترین آن در غرب حدوده ۸۰۰ متر است.



شکل (۱-۳): موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده مورد مطالعه (موقعیت محدوده مورد مطالعه با مستطیل مشخص شده است).

منطقه مورد مطالعه از نظر آب و هوایی جزء مناطق خشک محسوب می‌شود. بیشینه دما در منطقه تا ۴۲ درجه سانتی‌گراد (در تیر ماه) و کمینه دما تا ۲ درجه سانتی‌گراد (در آذر و دی ماه) گزارش شده است. بالا بودن میانگین دما سالانه، بارش‌های کم و ضریب خشکی در منطقه باعث ایجاد اقلیم خشک در این ناحیه شده است. پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه بسیار محدود بوده و بیشتر از نوع گیاهان شورپسند نظیر گز، تاغ، شوره، اشنان و خارشتر است.

۳-۳ زمین‌شناسی ناحیه‌ای

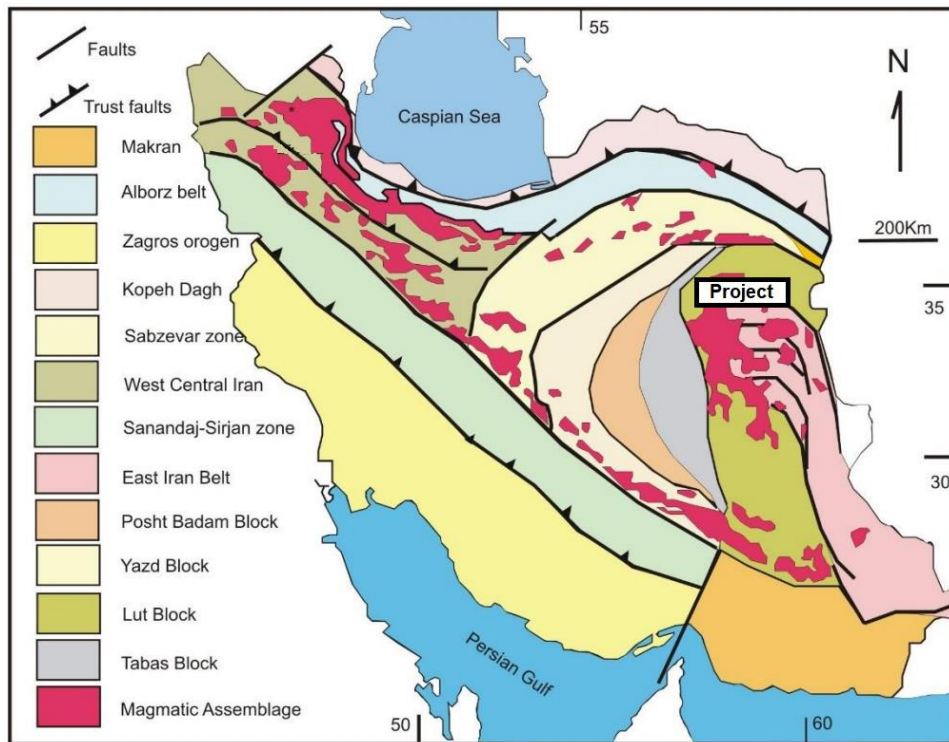
منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی ساختاری ایران، در زون زمین‌ساختی بلوک لوت واقع شده است. بلوک لوت با درازای حدود ۹۰۰ کیلومتر و پهنای حدود ۲۰۰ کیلومتر، با مرز خاوری گسل نهبندان و حوضه فلیشی خاور ایران و مرز باختری گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود. مرز شمالی این بلوک به گسل درونه و مرز جنوبی آن به فرونشست جازموریان محدود می‌شود. بلوک لوت دارای پوسته‌ی قاره‌ای با ضخامت حدود ۴۰ کیلومتر است [Dehghani G, 1981].

نخستین فعالیت ماگمایی در بلوک لوت مربوط به ژوراسیک (۱۷۰ تا ۱۶۴ میلیون سال) است که به‌صورت انواع توده‌های گرانیتی رخنمون دارند [Esmaily et al, 2005]. در حالی که فعالیت ماگماتیسیم در شمال بلوک لوت مربوط به کرتاسه فوقانی (۷۵ میلیون سال) است [Lensch et al,

[1984]. مطالعاتی زمین‌شناسی در بلوک لوت حاکی از کانی‌سازی‌های متنوعی است که می‌توان به کانسار مس-طلا پورفیری ماهرآباد، کانسار مس-مولیبدن پورفیری چاه شلغمی، کانسار اکسید آهن-مس-طلا قلعه زری و کانسنگ قلع-تنگستن-طلا هیرد اشاره نمود (خسروی، ۱۳۸۵).

گسل درونه دو رژیم تکتونیکی، تراکشی در جنوب و فشارشی در شمال را از هم جدا می‌کند. به طور کلی، سیستم گسلی درونه ۶۰۰ کیلومتر طول دارد و به عنوان طولانی‌ترین گسل امتدادلغزی در نظر گرفته می‌شود که فلات ایران را بریده است [Fattahi et al, 2011; Farbod et al, 2011]. از آنجا که بلوت لوت از دوره ژوراسیک به مقدار بسیار کمی تحت تأثیر دگرریختی‌ها تکتونیکی قرار گرفته است، توسط تراس‌های اقیانوسی به شدت دگرریخت شده مرتبط با مجموعه‌های افیولیتی و سنگ‌های فلیشی-به‌ویژه در شمال، جنوب و شرق احاطه شده است [Stocklin, 1972].

ارجمندزاده و همکاران (۲۰۱۱) یک مدل فرورانش دو سویه نامتقارن را برای توضیح کمربند ماگمایی شرق ایران پیشنهاد کردند که در این مدل، فرورانش حاشیه غربی به زیر بلوک لوت، با شیب بیشتر و سریع‌تر از فرورانش حاشیه شرقی به زیر بلوک افغانستان بوده است. این موضوع موجب ماگماتیسم کالکو-آلکان با حجم بسیار زیاد در بلوک لوت و ماگماتیسم با حجم کمتر ولی با تغییر دگرریختی‌های تکتونیکی شدیدتر در بلوک افغانستان شده است. در شکل (۳-۲) نقشه ساده شده تقسیم‌بندی ساختاری ایران و موقعیت محدوده مورد مطالعه آورده شده است.



شکل (۳-۲): نقشه ساده شده تقسیم‌بندی ساختاری ایران که موقعیت محدوده مورد مطالعه در شرق ایران با مستطیل مشخص شده است [After Alavi, 1991; After Stocklin 1968].

۳-۴ زمین‌شناسی منطقه‌ای

از نظر چینه‌شناسی بلوک لوت تنوع قابل توجهی دارد که در آن واحدهای پرکامبرین تا کواترنی رخمون دارند، ولی واحدهای دوران دوم و تهنشست‌های جوان پلیوسن - کواترنی بخش چشم‌گیر بلوک لوت را می‌پوشانند. نخستین فعالیت ماگمایی در بلوک لوت مربوط به ژوراسیک (۱۷۰ تا ۱۶۴ میلیون سال) است که به صورت انواع توده‌های گرانیتی رخمون دارند [Esmaeily et al, 2005]. مطالعاتی که توسط ترکیان و همکاران (۱۹۸۳) در این بلوک صورت گرفته حاکی از کانی‌سازی متنوع می‌باشد. قدیمی‌ترین سنگ‌های این منطقه عبارت‌اند از آهک‌های کرتاسه که دارای فسیل‌های رودیست (شاخص کرتاسه فوقانی) و کرینوئید فراوان بوده و در شرق منطقه رخمون دارند. بر روی آهک‌های کرتاسه، واحد کنگلومرایی قرار گرفته که آن را هم ارز کنگلومرای کرمان می‌دانند. ضخامت این واحد در منطقه از ۵۰ تا ۷۰ متر در تغییر است. قطعات تشکیل دهنده این کنگلومراها بیشتر مربوط به

آهک کرتاسه می‌شود. این قطعات گردش‌دگی خوب تا متوسط و جورشدگی ضعیف تا متوسط نشان می‌دهند.

در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوئیک پیشین رخنمون ندارند، کهن‌ترین واحد سنگی منطقه را سنگ‌های هم‌ارز سازند سردر (کربونیفر) تشکیل می‌دهد. سازند جمال (پرمین) و سازندهای سرخ شیل و شتری (تریاس) از دیگر واحدهای چینه‌سنگی شناخته شده در منطقه‌اند که به‌همراه واحدهای K_2^2 و K_2^3 ، کرتاسه و واحد چینه‌سنگی معادل کنگلومرای کرمان (کرتاسه تا پالئوسن) مجموعه واحدهای رسوبی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند، افزون بر این حدبیش از نیمی از منطقه دارای پوشش نهشته‌های کواترنر است که رسوبات رودخانه‌ای، تپه ماسه‌های بادی و پهنه‌های نمکی - رسی را شامل می‌شود [Karimpour et al, 2005].

۱- سنگ‌های مزوزوئیک

واحدهای منسوب به مزوزوئیک در گستره عمدتاً مربوط به واحدهای کرتاسه با علامت K (بیشتر از جنس آهک) و ترشیری با علامت T (بیشتر از گدازه‌های آتشفشانی) تشکیل یافته‌اند (شکل ۳-۳). کنگلومرا و ماسه‌سنگ (K_2^2): این واحد رسوبی در جنوب غرب روستای ابوالخازن رخنمون دارد. کنگلومرای قاعده‌ای مشابه با سازند کنگلومرای کرمان می‌باشد اما سخت‌شدگی آن به مراتب بیشتر از سازند کرمان می‌باشد.

سنگ آهک فسیل‌دار (K_2^3): این واحد رسوبی روی واحد آواری K_2^2 از جنس سیلیس قرار گرفته است. این واحد شامل سنگ آهک توده‌ای تا لایه‌ای به رنگ صورتی تا سرخ و سنگ آهک ماسه‌ای به رنگ قرمز تا قهوه‌ای می‌باشد.

آگلومرای بازالتی (T^{ba}): قدیمی‌ترین واحد سنگی آذرین در منطقه و یک گدازه بازالتی با ستبرای کم است که تنها در بخش کوچکی از جنوب غرب منطقه برونزد دارد.

نوارهای جریان‌ی گدازه ریولیتی (T^r): این واحد که با ترکیب ریولیتی مشخص می‌شود، بیشتر

حالت گدازه‌ای دارد و با نوارهای سیلیسی جریان‌ی همراه است. گدازه‌های ریولیتی در بخش‌های شرق و جنوب‌شرقی منطقه در قاعده دیگر سنگ‌های آتشفشانی با گسترش تقریبی شمال شرق - جنوب غرب برونزد دارند. در شرق منطقه، استوک‌های کوچکی از گرانیت پورفیری نیز دیده می‌شود. مجموعه ریولیتی و گرانیت پورفیری تحت تأثیر دگرسانی‌های سیلیسی، سریسیتی و پروپیلیتیک قرار گرفته است. رگچه‌های سیلیس در این واحد همراه با آمیتیس هستند که کانه‌زایی مس و گالن در آن‌ها دیده شده است.

داسیت، آندزیت و توف ریولیتی - داسیتی (T^{da}): گدازه‌هایی با ترکیب داسیت و به‌طور محدود آندزیت که با تناوب‌هایی از توف‌های داسیتی همراه هستند، این واحد را تشکیل می‌دهند. این واحد بر روی واحد ریولیتی T^r قرار دارد.

توف آندزیتی و داسیتی (T^{ad}): این واحد توسط کریم‌پور و همکاران (۲۰۰۵) توصیف نشده اما در ستون چینه‌شناسی آن‌ها نشان داده شده است. می‌توان گفت که این واحد مشابه با واحد T^{da} است با این تفاوت که در این واحد، ترکیب غالب آندزیت، نسبت به داسیت است.

توف ریولیتی و چرت (T^{rt}): این واحد گسترده قابل توجهی را در غرب کوه رحیمی در بر گرفته است. ترکیب این واحد ریولیتی و به‌صورت توف با میان‌لایه‌هایی از چرت رخنمون دارد. این امر می‌تواند نشانگر وجود حوضه دریایی در زمان این گونه فعالیت‌های آتشفشانی باشد.

آندزیت قرمز تا قهوه‌ای (T^a): این واحد بیشتر ترکیب آندزینی داشته و رنگ قرمز تا قهوه‌ای بخش جنوبی و جنوب‌غربی محدوده مورد مطالعه را دربر گرفته است.

گدازه داسیتی جریان‌ی و توف لاپیلی (T^d): این واحد عمدتاً از توف لاپیکی داسیت و گدازه جریان‌ی تشکیل شده است و گستره‌ی وسیعی را در بخش جنوب‌شرقی نقشه طاهرآباد به خود اختصاص داده است.

توف لیتیک داسیتی و آندزیتی (T^{lf}): این واحد متشکل از توف‌های آندزیتی و داسیتی و مقدار

کمی گدازه‌های داسیتی جریانی است و در ناحیه‌ای در جنوب غرب روستای طاهرآباد قرار گرفته است.

۲- توده‌های نفوذی ترشیری

توده‌های نفوذی از لحاظ ترکیب عمدتاً حدواسط هستند و از ماگمای کالک آلکالن نوع I حاصل شده‌اند (شکل ۳-۳).

دیوریت پورفیری ریزدانه (**dr**): در بخش‌های شمالی منطقه، واحد دیوریت پورفیری ریز بلور به شکل استوک رخمون دارد و براساس شواهد صحرایی، قدیمی‌ترین واحد نفوذی در منطقه است.

هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری (Mz^1): این توده به صورت یک استوک در شمال شرق منطقه دیده می‌شود و گستره‌ای حدود ۰/۵ کیلومتر مربع را به شکل استوک به خود اختصاص داده است. این واحد بیشتر در دامنه‌ها رخمون دارد و ارتفاع‌ساز نیست. بافت این سنگ پورفیری و دارای ۳۰ تا ۴۵ درصد درشت‌بلور است که بیشتر از نوع پتاسیم‌فلدسپارهای صورتی رنگ است. پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند ۲-۳ درصد و بیوتیت تا یک درصد، دیگر درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند.

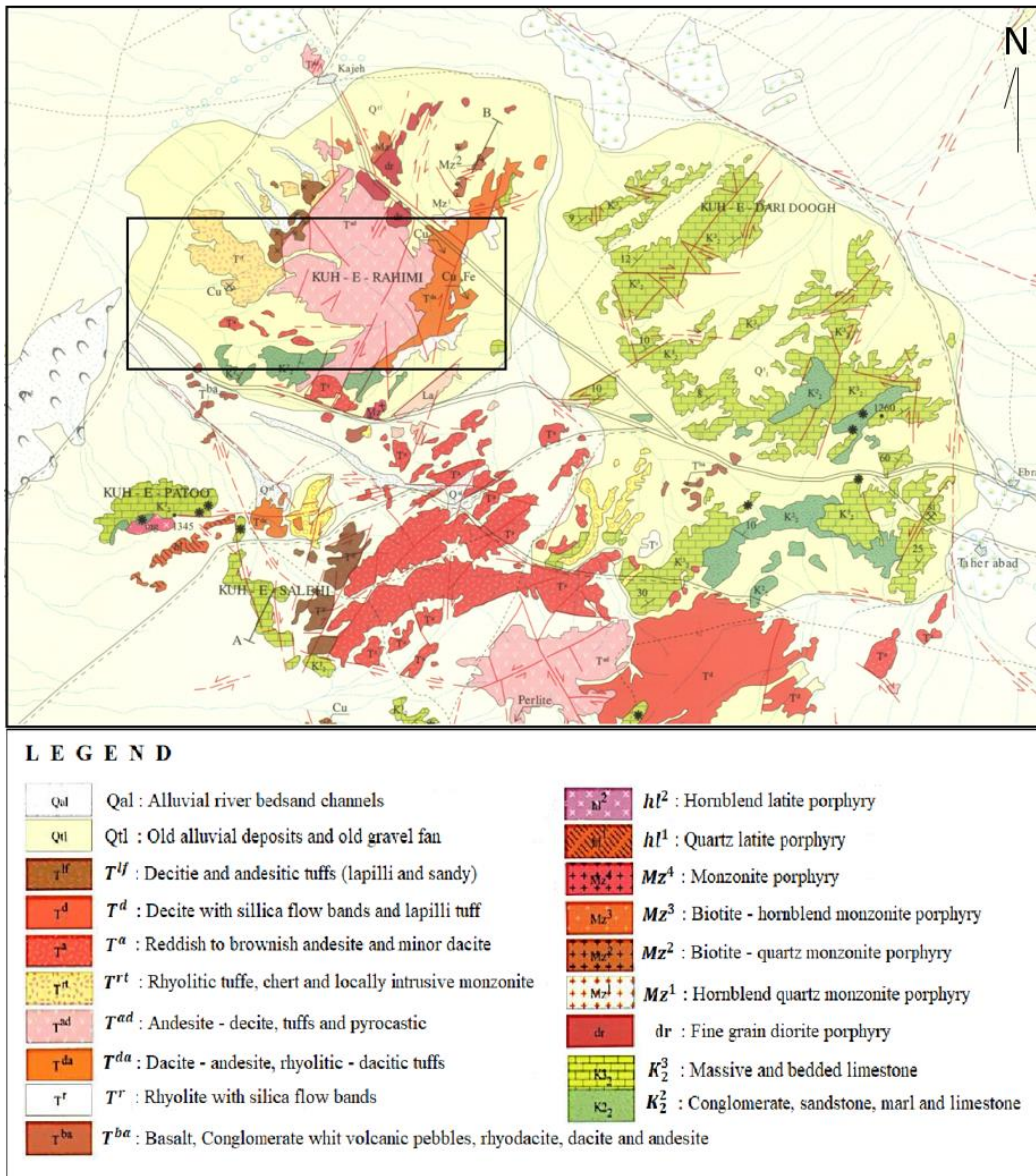
بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری (Mz^2): این واحد در شمال واحد Mz^1 به شکل استوک‌های کوچکی با وسعت حدود ۰/۵ کیلومتر مربع رخمون دارد. بافت این سنگ پورفیری و میزان درشت‌بلور کمتر از ۲۵ درصد است و با حضور بیوتیت (۱ تا ۲ درصد) و نبود کوارتز به صورت درشت بلور از واحد قبلی متمایز می‌شود.

بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری (Mz^3): این واحد به صورت استوک‌های کوچک در جنوب-جنوب شرقی روستای کجه قرار دارد. سنگ‌های این واحد شامل ۲۵ تا ۳۰ درصد فلدسپار پتاسیم درشت بلور در زمینه‌ی ریز بلور می‌باشند و همچنین در بخش مرکزی، فراوانی کانی‌های درشت‌بلور به بیش از ۷۰ درصد می‌رسد.

هورنبلند مونزونیت پورفیری (Mz^4): این واحد در جنوب کوه رحیمی با وسعتی حدود ۰/۲ کیلومتر مربع رخمون دارد و شامل ۳۵ درصد کانی‌های درشت‌بلور با اندازه بزرگ‌تر از ۱۰ میلیمتر می‌باشند.

هورنبلند کوارتز لاتیت (hl^1): این واحد در جنوب کوه پاتو رخنمون دارد. سنگ‌های این واحد دارای بافت پورفیری و کمتر از ۲۵ درصد کانی‌های درشت‌بلور هستند.

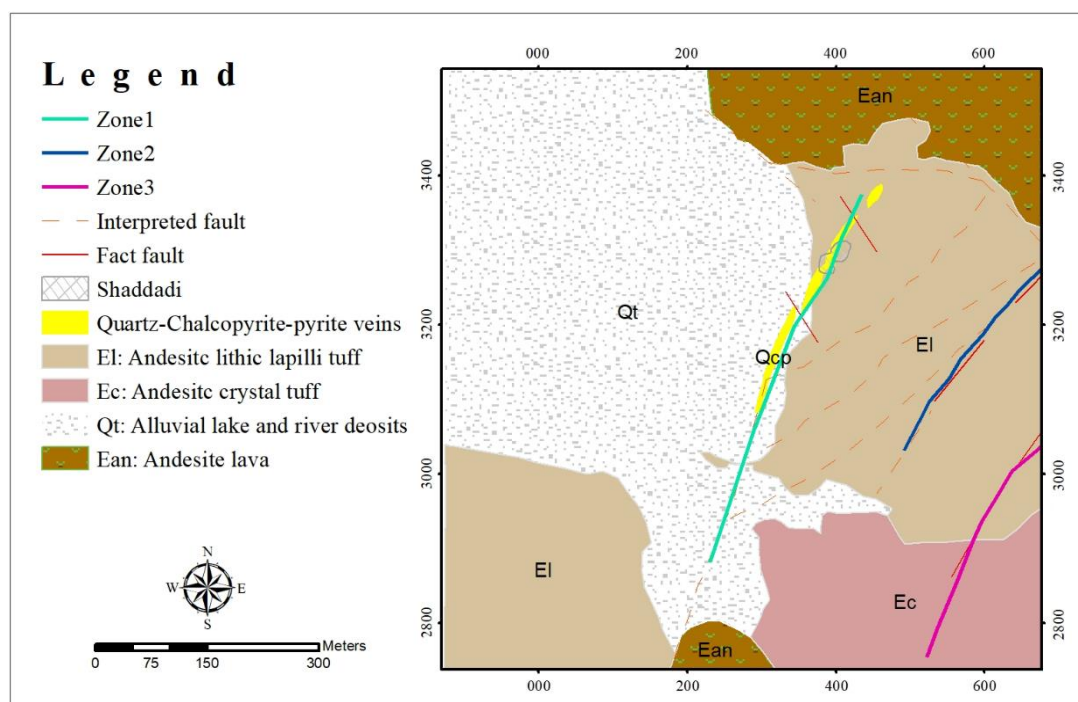
هورنبلند لاتیت (hl^2): این استوک در شرق کوه کله رخنمون دارد. سنگ‌پورفیری آن حاوی درشت بلورهای فلدسپار ۱۲-۱۳ درصد و هورنبلند ۲-۳ درصد می‌باشد.



شکل (۳-۳): بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی طاهر آباد (Karimpour et al, 2005)، موقعیت محدوده مورد مطالعه با مستطیل مشخص شده است.

۳-۵ زمین‌شناسی و کانی‌سازی در محدوده مورد مطالعه

سنگ میزبان کانی‌سازی از نوع آتشفشانی ائوسن است که همراه با توالی درهم آمیخته آذرآواری در جنوب و شرق محدوده اکتشافی است. با توجه به فلدسپار پتاسیم موجود در این سنگ‌ها می‌توان ترکیب تراکی آندزیتی برای آن‌ها در نظر گرفت. واحدهای سنگی منطقه شامل واحدهای زیر می‌باشند که در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳-۴) قابل مشاهده است.



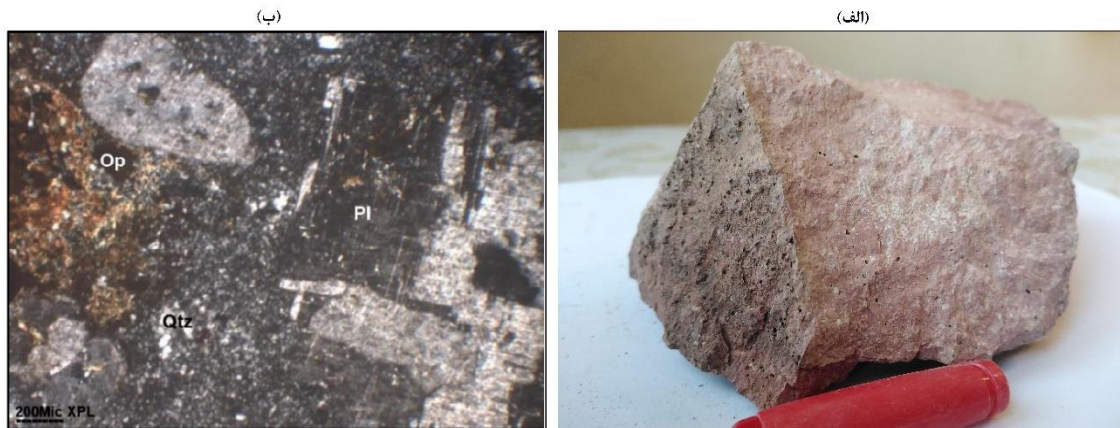
شکل (۳-۴): نقشه ساده شده زمین‌شناسی ۱:۱۱۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.

۱- کریستال توف آندزیتی:

این واحد سنگی بلندی‌های توپوگرافی در بخش جنوب‌شرقی را تشکیل می‌دهد. این واحد با گسترش کمتری در بخش شمال‌شرقی و به صورت میان لایه‌های نسبتاً نازک در درون واحد اصلی دیده می‌شود که لیتیک لاپیلی آندزیتی می‌باشد.

این واحد سنگی عمدتاً از نوع واحد توفی از کریستال فانریتیک تا پورفیری خاکستری روشن تا تیره با مقادیر ناچیزی قطعات کلاست سنگی آتشفشانی می‌باشد (شکل ۳-۵-الف). پلاژیوکلاز مهم‌ترین کانی فنوکریستال است که با مقادیر کمی فلدسپارپتاسیم در زیر میکروسکوپ مشاهده شده است.

زمینه سنگ عموماً سیلیس کریپتوکریستالین به همراه پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کربنات، کلریت، اکسید و هیدروکسید آهن، آپاتیت، کانی‌های رسی و کدر می‌باشد (شکل ۳-۵-ب). مطالعات نشان می‌دهد که نام سنگ لیتیک لاپیلی آندزیتی است.



شکل (۳-۵): الف) تصویری از نمونه دستی از کریستال توف آندزیتی، ب) تصویری از بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره همراه با کانی‌های کوارتز، رس و سرسیت.

۲- لیتیک لاپیلی توف آندزیتی

این واحد سنگی عمدتاً در شرق محدوده مورد مطالعه یافت می‌شود و همچنین این واحد در ناحیه الحاقی جنوبی، واحد اصلی فرودیواره به نظر می‌رسد. فنوکلاست‌های لیتیک به صورت ورقه‌های نازک سنگی کرمی رنگ تا خاکستری کمرنگ در زمینه ریزدانه این واحد وجود دارند (شکل ۳-۶-الف). این واحد در همبری با گدازه‌های آندزیتی در بخش شمال شرقی در یکی از آبراهه‌های خشک جای دارد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد (شکل ۳-۶-ب) زمینه این واحد سنگی متشکل از سیلیس نهان‌بلور (کریپتوکریستالین)، فلدسپار نهان‌بلوری، کلاست‌های شیشه‌ای، کانی‌های رسی، کوارتز ثانویه، کلریت، سرسیت، کربنات آمورف، آپاتیت و کانی‌های کدر می‌باشد.

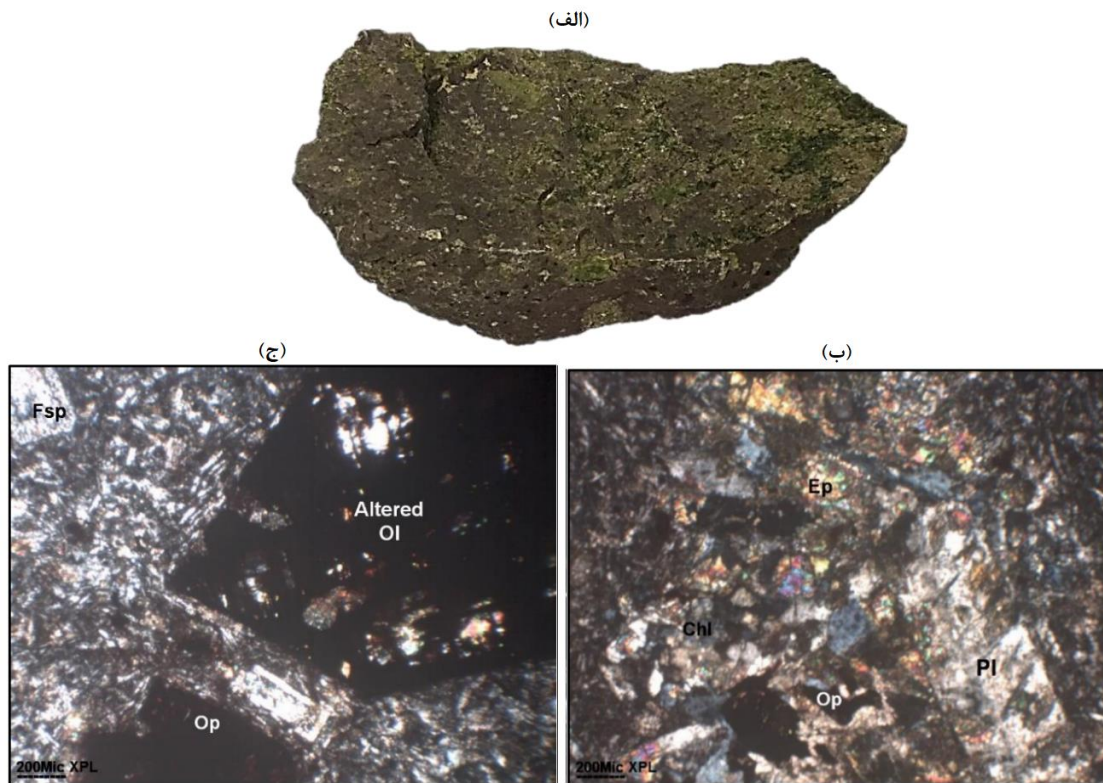


شکل (۳-۶): الف) تصویری از نمونه دستی لیتیک لاپیلی توف آندزیتی، ب) تصویری از فلدسپار دگرسان شده به سریسیت، کانی‌های رسی، کانی‌های تیره و کوارتز.

۳- گدازه آندزیتی

این واحد سنگی در نواحی شمال شرقی محدوده و همچنین در شمال و قسمت جنوبی محدوده مورد مطالعه دیده شده است. رنگ این واحد سنگی ارغوانی سیاه رنگ ریزدانه می‌باشد که به صورت درجا و به شکل تپه‌های کوچک از خرده سنگ دیده می‌شوند (شکل ۳-۷-الف).

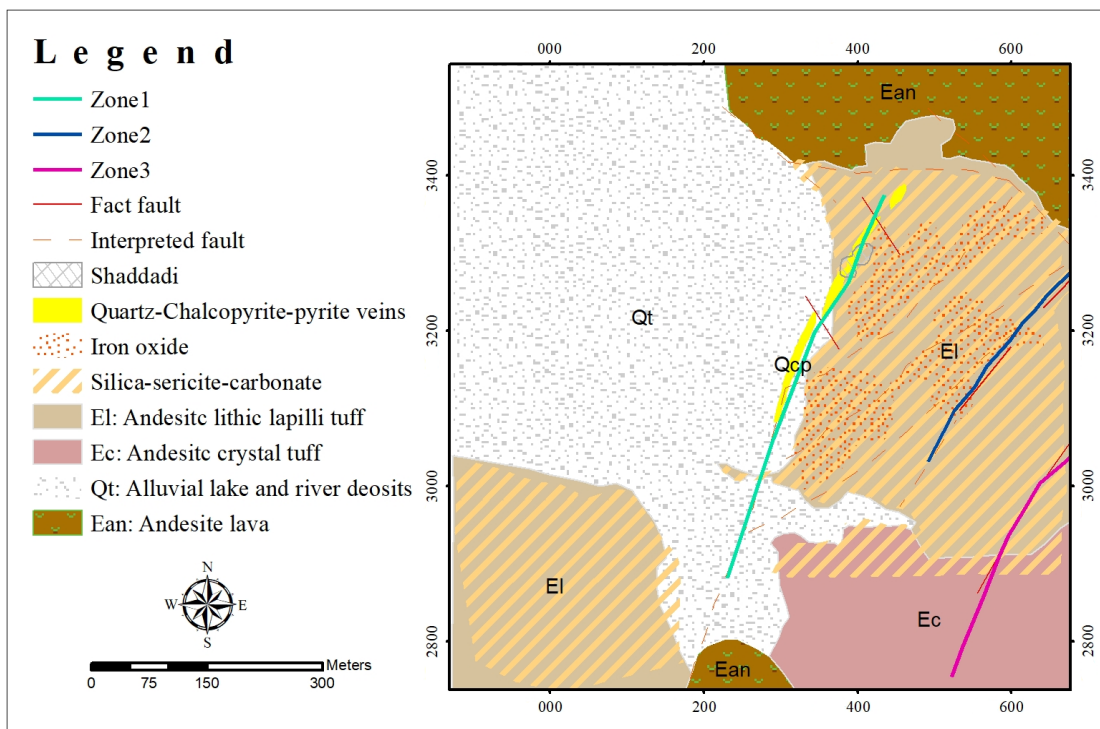
پلاژیوکلازهای خودشکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به همراه الیوین، اپیدوت، سریسیت، کربنات، کانی‌های کدر و رسی، اکسید آهن دیده می‌شود، پیروکسن به طور کامل به کربنات تبدیل شده است (شکل ۳-۷-ب و ج).



شکل (۳-۷): الف) تصویری از نمونه دستی گدازه آندزیتی؛ ب) تصویری از زمینه پلاژیوکلاز که متحمل دگرسانی شده اند و به کانی‌های رسی، اپیدوت، کانی‌های اپاک و اکسید آهن تجزیه شده اند؛ ج) تصویری از بلورهای الیوین که با اپیدوت و کانی‌های تیره جایگزین شده‌اند.

۳-۶ دگرسانی در محدوده

با توجه به مطالعات انجام شده سه نوع دگرسانی در منطقه قابل مشاهده است (شکل ۳-۸). دگرسانی گسترده در منطقه شامل دگرسانی سیریسیت-کوارتز-کربنات است که نواحی غرب و جنوب شرق منطقه را در بر گرفته است و سنگ‌های لیتیک لاپیلی توف آندزیتی متحمل این نوع دگرسانی شده‌اند. دگرسانی اکسید آهن که محدوده میانی دو زون ۱ و ۲ کانی‌سازی را پوشانده است، با رنگ صورتی مایل به قرمز در منطقه دیده می‌شود (شکل ۳-۹-الف و ب). این مناطق در صحرا با زون‌های غنی از سیلیس و اکسید آهن منطبق هستند که می‌تواند بیانگر دگرسانی گرمابی در محدوده باشد. دگرسانی سیلیسی که محدوده به رگه‌های معدنی می‌شود و بیانگر وجود کانی‌سازی در ساختارهای گسلی است.



شکل (۳-۸): نقشه ساده شده زمین‌شناسی و دگرسانی ۱:۱۱۰۰۰ محدوده مورد مطالعه.

(ب)

(الف)



شکل (۳-۹): تصاویری از دگرسانی اکسید آهن در منطقه مورد مطالعه.

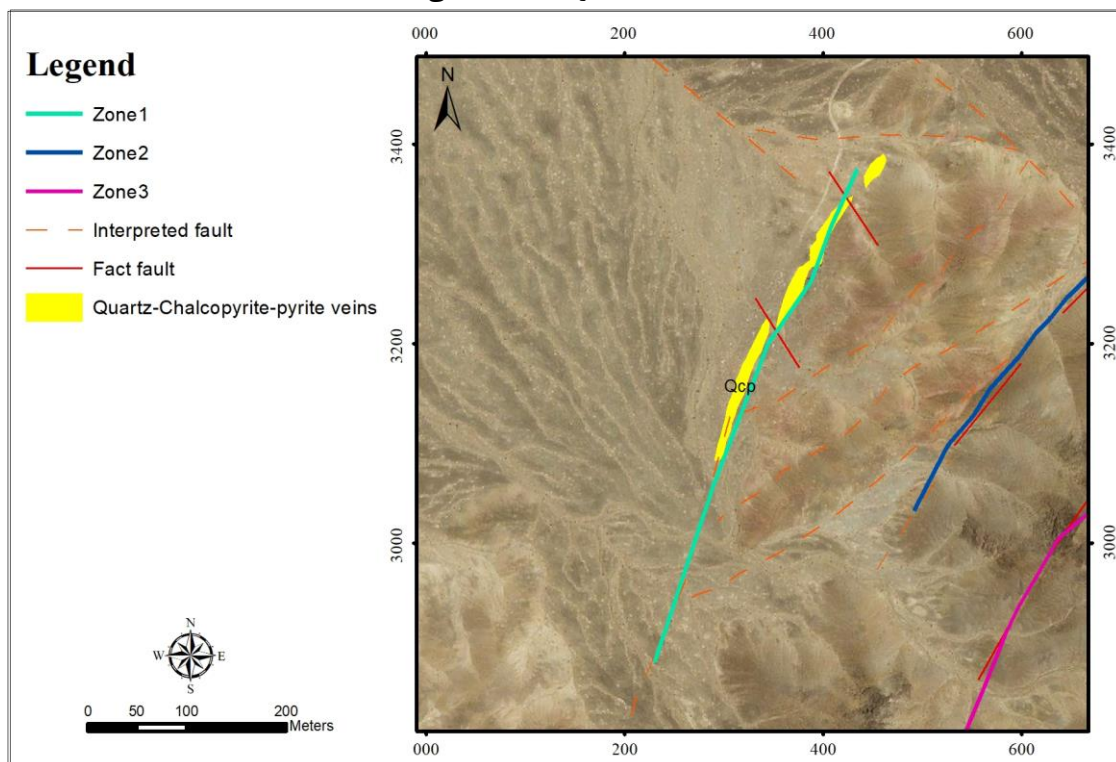
۷-۳ کانی‌سازی محدوده مورد مطالعه

محدوده اکتشافی مورد مطالعه یک محدوده معدنی قدیمی می‌باشد که آثار شدادی زیادی در نواحی مرکزی محدوده دیده شده است (شکل ۳-۱۰-الف و ب). برداشت‌های زمین‌شناسی نشان داده است که در غرب محدوده رخنمون معدنی وجود ندارد و رخنمون‌های معدنی محدود به نواحی جنوب، شرق و شمال منطقه است که به صورت رگه دیده می‌شوند. اندازه‌گیری‌های ساختاری در

محدوده اکتشافی نشان می‌دهد؛ کانی‌سازی از روند گسل‌های تبعیت کرده است که به سه زون تقسیم‌بندی شده است. مطالعات صحرایی انجام شده و توزیع شکستگی‌ها، روند گسل‌های موجود در منطقه شمال شرق - جنوب جنوب غرب می‌باشند. در شکل (۳-۱۱) زون‌های شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه به همراه رگه‌های سلیسی بر روی تصویر ماهواره‌ای آورده شده است.



شکل (۳-۱۰): الف: تصویری از کارهای شدادی در زون ۱ (اصلی) در محدوده مورد مطالعه، ب: نمایی نزدیک از یک شدادی همراه با ماده معدنی.



شکل (۳-۱۱): تصویر satellite از منطقه که بر روی آن زون‌های کانی‌سازی نشان داده شده است.

زون ۱: این زون رگه اصلی منطقه را شامل می‌شود و کارهای شدادی زیادی در آن انجام شده است که تا عمق تقریباً ۱۵ متری قابل مشاهده است. این رگه از نوع رگه‌های کوارتزی است که کل آن با آثار معدنکاری پوشیده شده است. رخنمون ماده معدنی در (شکل ۳-۱۲) قابل مشاهده است. کانی‌سازی شامل کالکوپیریت، کریزوکلا، مالاکیت، آزوریت، گالن و اسفالریت می‌باشند. نتایج آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS حاصل از ۶ نمونه سطحی از این زون در دامنه حداقل و حداکثر مقادیر $Au=(20 \text{ to } 1230 \text{ ppb})$, $Ag=(11 \text{ to } 136 \text{ ppm})$, $Cu=(0.5 \text{ to } 3.8 \%)$, $Zn=(0.1 \text{ to } >3 \%)$, $Pb=(0.3 \text{ to } >3 \%)$ قرار دارد.



شکل (۳-۱۲): نمای نزدیک از رخنمون ماده معدنی در زون ۱ (اصلی).

زون ۲: این زون از رگه کوارتزی تشکیل شده است که ضخامت آن کمتر از ۲ متر می‌باشد و با طول تقریباً ۳۵۰ متر و روند شمال شرق-جنوب غرب قابل ردگیری است. رخنمون این زون نامشخص می‌باشد و با مشاهده واریزه‌های کوارتز در امتداد این زون می‌توان به وجود آن پی‌برد (شکل ۳-۱۳ الف، ب). بهترین رخنمون این زون در بخش شمال شرقی در محل همبری گسلی دیده می‌شود و کانی‌سازی شامل کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، مالاکیت و آزوریت همراه با کوارتز می‌باشد (شکل ۳-۱۴ الف، ب). نتایج آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS حاصل از ۷ نمونه سطحی از این زون در دامنه حداقل و حداکثر مقادیر $Au=(5 \text{ to } 350 \text{ ppb})$, $Ag=(8 \text{ to } 336 \text{ ppm})$, $Cu=(0.1 \text{ to } 5 \%)$, $Zn=(0.01$

(Pb= (0.07 to >3 %) , to 0.1 %) قرار دارد.



شکل (۳-۱۳): الف: نمایی از زون ۲ به همراه رگه کوارتزی، ب: نمایی نزدیک از زون کانی سازی ۲ همراه با واریزه‌های کوارتزی حاوی کانی‌زایی مس در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۳-۱۴): تصاویری از کانی‌سازی مس به همراه کوارتز در زون ۲ محدوده مورد مطالعه: الف) کانی‌سازی مس شامل مالاکیت، آزوریت، گالن و کریزوکلا (ب) تصویری از نمونه دستی کوارتز از رگه سیلیسی.

زون ۳: این زون شامل یک رگه کوارتزی به طول تقریباً ۳۴۰ متر با روند شمال شرق-جنوب غرب است که عرض آن نسبت به زون‌های قبلی کمتر می‌باشد. کانی‌سازی شامل مالاکیت، آزوریت و کریزوکلا است. نتایج آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS حاصل از ۳ نمونه سطحی از این زون در دامنه حداقل و حداکثر مقادیر $Au=(40 \text{ to } 420 \text{ ppb})$, $Ag=(1 \text{ to } 26 \text{ ppm})$, $Cu=(0.07 \text{ to } 0.5 \text{ \%})$, $Zn=(0.02 \text{ to } 0.6 \text{ \%})$, $Pb=(0.07 \text{ to } 0.2 \text{ \%})$ قرار دارد.

۳-۸ تعیین مدل کانی سازی

کانی سازی منطقه طاهرآباد در سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری ائوسن واقع شده است که متحمل دگرسانی گسترده و محلی شده اند. با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات انجام شده خصوصیات کانی سازی منطقه با کانی سازی پلی متال رگه ای هیدروترمال مشابهت دارد.

۱- سنگ میزبان کانی سازی سنگ های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن می باشند.

۲- حضور توده های نفوذی ترشیری در منطقه، احتمال تشکیل ماده معدنی توسط سیالات هیدروترمال مرتبط با توده های نفوذی را تقویت می کند.

۳- سنگ میزبان کانی سازی متحمل دگرسانی گسترده سریسیت-کوارتز-کربنات و دگرسانی محلی اکسید آهن و سیلیسی گردیده اند.

۴- کانی سازی به صورت دسته رگه هایی تشکیل شده است که از گسل های منطقه تبعیت کرده اند، روند گسل ها شمال شرق- جنوب جنوب غرب می باشند. همچنین رگه های حاوی ماده معدنی (همان طور که در نقشه های زمین شناسی و دگرسانی مشخص شده است) دارای روند شمال شرق- جنوب غرب می باشند. ضخامت رگه ها محدود بوده و تا چند متر می رسد در حالی که طول رگه ها تا ۴۰۰ متر نیز ادامه یافته است.

۵- باطله اغلب حاوی سیلیس و مقادیر کمتری کربنات است که حاکی از تشکیل مواد معدنی همراه با رگه های سیلیسی است.

ماده معدنی شامل پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، کریزوکلا، گالن و اسفالریت است که نشان دهنده پلی متال بودن کانی سازی است آنالیزهای شیمیایی مقادیر بالایی از عناصر Cu-Zn-Pb را نشان می دهند و عناصر Au-Ag را نیز به صورت محصول جانبی همراه داشته است.

فصل ۴: بررسی و تفسیر روش های ژنوفنیکی در محدوده مورد مطالعه

۴-۱ مقدمه

برداشت‌های ژئوفیزیکی روش مهمی برای شناسایی و تفکیک سنگ‌ها و مواد معدنی در اعماق زمین هستند. سنگ‌های زیر سطح زمین، ویژگی‌های مختلف فیزیکی از قبیل چگالی، هدایت الکتریکی یا خصوصیات مغناطیسی را دارا می‌باشند و هرچه اختلاف میان پارامترهای فیزیکی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان بیشتر باشند، تکنیک‌های برداشت ژئوفیزیکی بهتر عمل می‌کنند.

مطالعات ژئوفیزیکی در محدوده مورد مطالعه به منظور تعیین عمق و روند کانی‌سازی و ماهیت سنگ‌های میزبان انجام شده است. برای کسب اطمینان از صحت داده‌های ژئوفیزیکی، برداشت‌ها چندین بار با نهایت دقت و رعایت نکات ایمنی در چهارچوب دستورالعمل‌های متعدد صورت گرفته است.

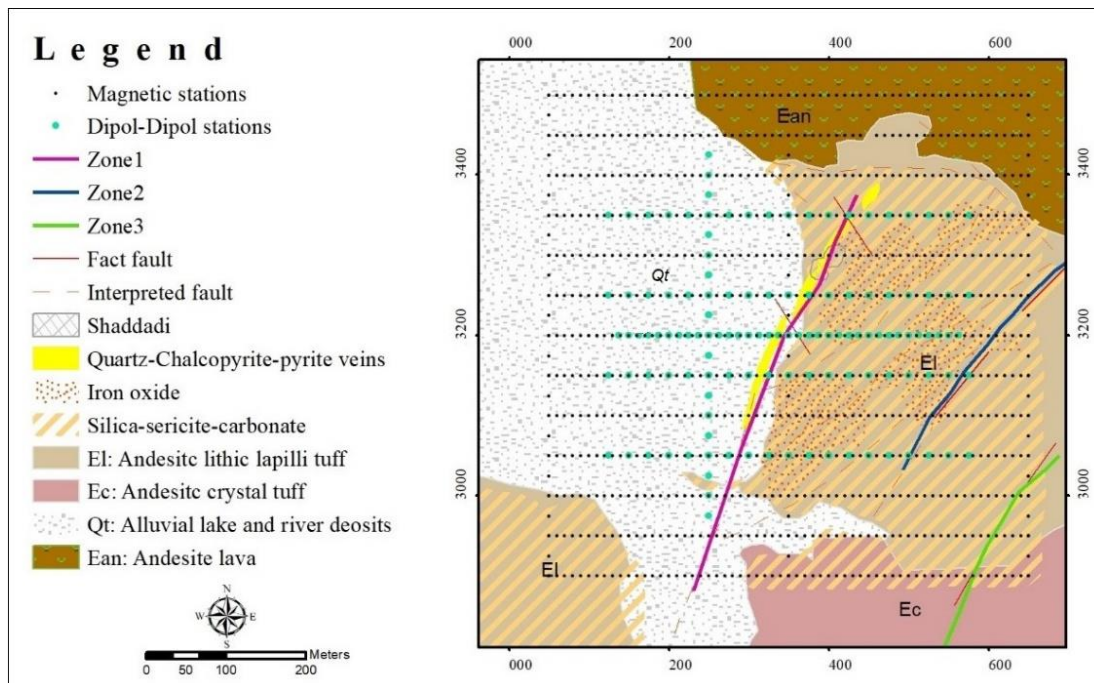
با توجه به مطالعات زمین‌شناسی و صحرایی در منطقه، تفسیر آنومالی‌های ژئوفیزیک با صحت و دقت بیشتری مورد بررسی قرار گرفت، همچنین ارتباط منطقی و قابل استنادی بین آنومالی‌های بدست آمده و ساختار زمین‌شناسی و کانی‌سازی موجود در منطقه مشاهده شد، به طوری که نتایج به دست آمده منجر به تشخیص آنومالی‌های اصلی در منطقه و همچنین کاهش ریسک‌های اکتشافی گردید.

۴-۲ عملیات برداشت و تصحیح داده‌های مغناطیس‌سنجی

یکی از اهداف تفسیر داده‌های میدان مغناطیسی، تعیین محل و عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و همچنین تعیین ساختار زمین‌شناسی منطقه می‌باشد. داده‌های مغناطیسی زمینی مورد استفاده در این پژوهش با استفاده از دو دستگاه مگنتومتر پروتون^۱ در سال ۱۳۹۸ توسط نگارنده برداشت شده است. در محدوده مورد مطالعه مجموعاً ۸۵۲ ایستگاه برداشت صورت گرفته تا با استفاده از تمامی

^۱ GEM-GSM-19T

داده‌ها، وضعیت قرارگیری توده‌ها در عمق و همچنین ساختار زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گیرد. در این پژوهش برداشت داده‌های مغناطیس‌سنجی در امتداد ۱۳ پروفیل شرقی-غربی و ۳ پروفیل شمالی-جنوبی در محدوده‌ای به وسعت ۶۰۰×۶۰۰ متر مربع صورت گرفته است. فاصله نقاط برداشت در پروفیل‌های شرقی و غربی ۱۰ متر و فاصله‌ی هر پروفیل ۵۰ متر بوده است، همچنین در ۳ پروفیل شمالی - جنوبی فواصل نقاط برداشت ۲۵ متر و فاصله هر پروفیل ۳۰۰ متر می‌باشد. مختصات نقاط برداشت‌شده همراه با موقعیت پروفیل‌های دوقطبی-دوقطبی محدوده مورد مطالعه در شکل (۱-۴) نشان داده شده است.



شکل (۱-۴): مختصات برداشت‌های مغناطیس همراه با موقعیت پروفیل‌های دوقطبی-دوقطبی در محدوده مورد مطالعه.

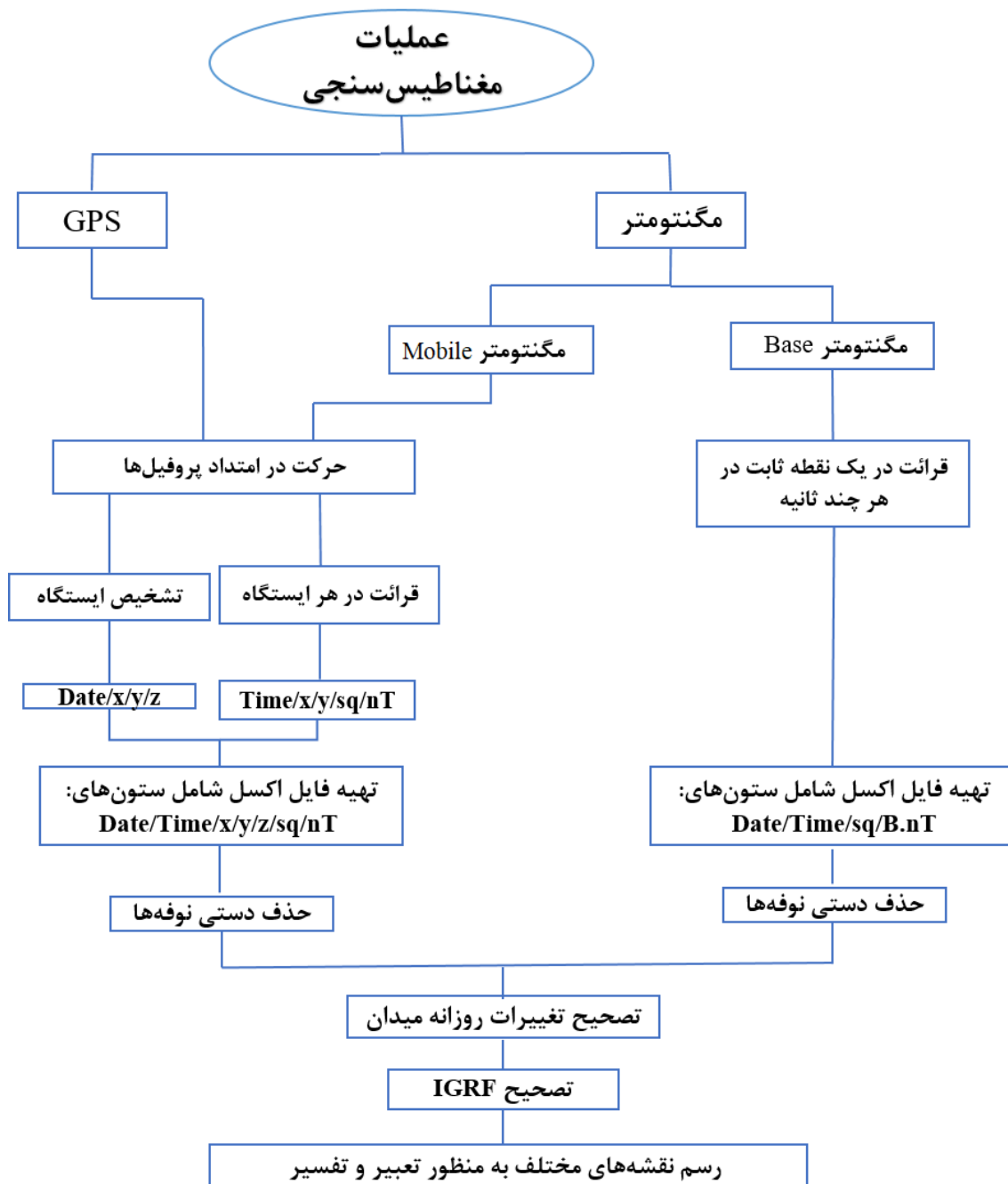
برای ثبت تغییرات روزانه، یک ایستگاه مبنای^۱ در محدوده مورد نظر انتخاب کرده و از ابتدا تا انتهای پروژه محل آن ثابت بوده و هر ۳۰ ثانیه یکبار میدان مغناطیسی در این ایستگاه برای کنترل تغییرات روزانه، قرائت انجام می‌گیرد (مگنتومتر Base). مگنتومتر دوم (مگنتومتر Mobile) توسط اپراتور حمل می‌شود و اپراتور با توجه به موقعیت نقاط مشخص شده بر روی پروفیل‌ها حرکت می‌کند و هر ۱۰ متر یک داده مغناطیس برداشت می‌کند. در شکل (۲-۴) تصویری از توپوگرافی محدوده، دستگاه‌ها و تجهیزات عملیات صحرایی مغناطیس‌سنجی در محدوده مورد مطالعه آورده شده است.



شکل (۲-۴): عملیات برداشت مغناطیس‌سنجی محدوده مورد مطالعه.

فلوچارتی از مراحل طراحی ایستگاه‌های برداشت، نحوه برداشت داده‌ها و همچنین پردازش و تصحیح داده‌های در این پژوهش آورده شده است (شکل ۳-۴).

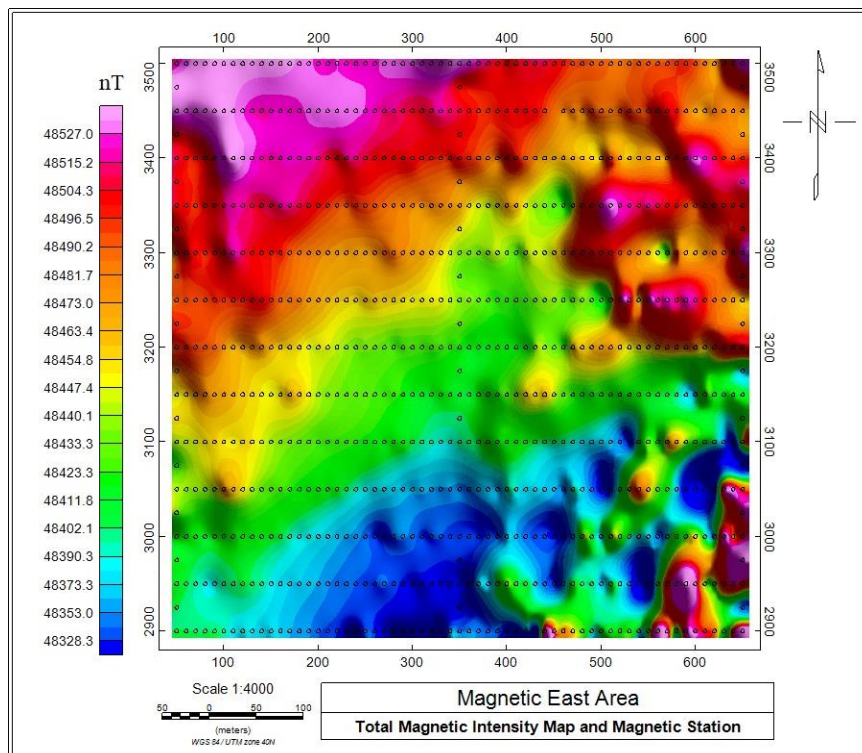
^۱ Base



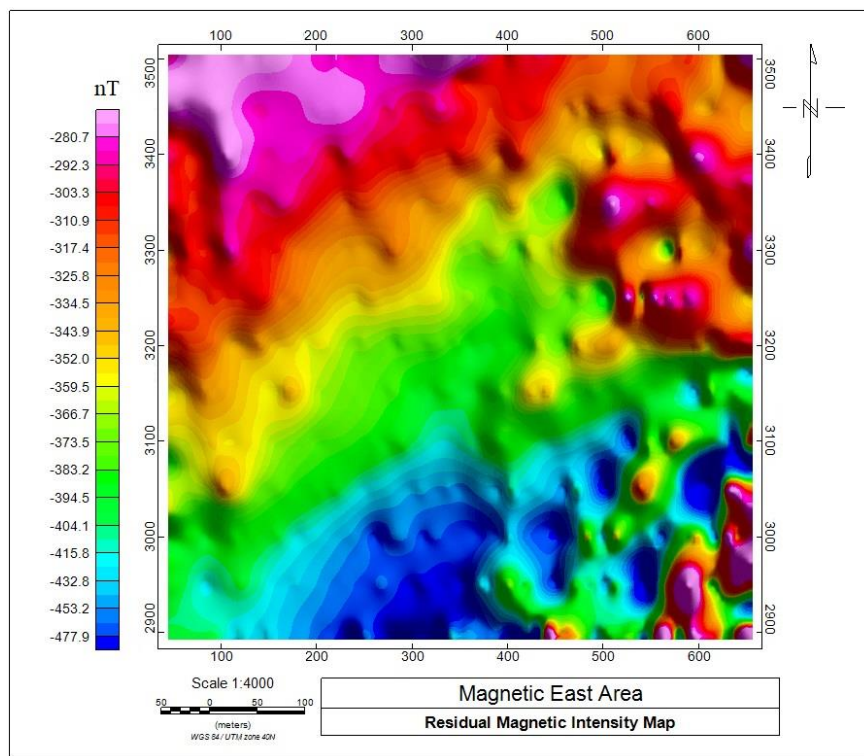
شکل (۳-۴): فلوجارت مراحل انجام عملیات مغناطیس‌سنجی از مرحله قبل از داده‌برداری تا مرحله تفسیر داده‌ها.

همان طور که در قسمت فلوجارت اشاره شد؛ بعد از برداشت داده‌های مغناطیسی، به تصحیح آن‌ها پرداخته شده است. از جمله تصحیح به کار گرفته شده، حذف تغییرات روزانه میدان مغناطیسی است که می‌توان به برداشت میدان در یک ایستگاه پایه نزدیک به منطقه مورد بررسی صورت گرفته و IGRF اشاره کرد. آن‌چه که در روش مغناطیس‌سنجی اندازه‌گیری می‌شود؛ مجموع میدان مغناطیسی

هسته زمین، میدان مغناطیسی ناشی از مغناطیس سنگ‌های پوسته زمین و میدان مغناطیسی خارجی زمین می‌باشد. از آنجایی که هدف ما دستیابی به میدان مغناطیسی ناشی از سنگ‌های پوسته زمین می‌باشد؛ با کم کردن اثر میدان ناحیه‌ای از داده‌های برداشت شده تصحیح IGRF انجام می‌شود. تصحیح مغناطیسی باقیمانده اولین و مهم‌ترین تصحیح در پردازش داده‌ها است؛ که با این تصحیح اثر میدان مغناطیس منطقه‌ای زمین را حذف می‌کند و میدان به‌جامانده از آن، فقط میدان ناشی از بی‌هنجاری‌های موجود خواهد بود. در شکل‌های (۴-۴) و (۵-۴) نقشه میدان مغناطیسی قبل و بعد از تصحیح IGRF آورده شده است؛ همان‌طور که مشاهده می‌شود به دلیل کوچک بودن منطقه برداشت، بین نقشه‌های به‌دست آمده تفاوت چندانی وجود ندارد.



شکل (۴-۴): نقشه میدان مغناطیسی کل منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت پروفیل‌ها و نقاط برداشت.



شکل (۴-۵): نقشه میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه بعد از اعمال تصحیح IGRF.

۴-۲-۱ پردازش داده‌های مغناطیسی

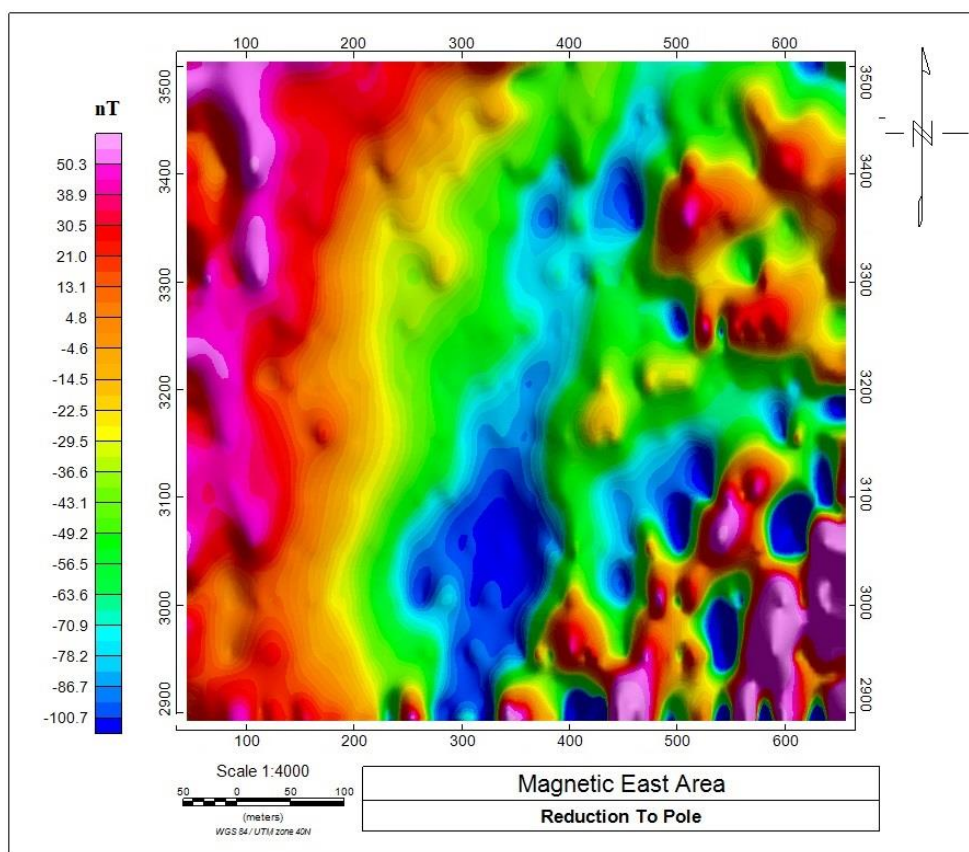
شدت میدان مغناطیسی در هر نقطه به میدان مغناطیسی و پدیده مغناطیسی باقیمانده در سنگ‌ها بستگی دارد که در ارتباط با میزان کانی‌های آهن‌دار در سنگ‌ها بوده و در سنگ‌های مختلف تفاوت دارد. بنابراین سنگ‌هایی که دارای این کانی‌ها باشند شدت میدان بیشتری را نشان داده و به صورت بی‌هنجاری مغناطیسی نمایان می‌گردند؛ لذا با اندازه‌گیری تغییرات کل میدان مغناطیسی علاوه بر مشخص نمودن بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حاصل از تجمع کانی‌های آهن‌دار می‌توان کنتاکت و گسل‌های احتمالی را ردیابی کرد. از آنجایی که محدوده مورد نظر دارای خودپذیری بالایی نمی‌باشد لذا هدف شناخت ساختار تکتونیک و زمین‌شناسی ساختاری خواهد بود. مقادیر زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس برای منطقه مورد مطالعه براساس موقعیت جغرافیایی به ترتیب $53/1$ و 4 می‌باشد. پس از برداشت و تصحیح داده‌های مغناطیسی نوبت به پردازش آن‌ها می‌رسد.

فیلترهای متعددی برای تعیین شکل، مرزها و عمق آنومالی‌های مغناطیسی وجود دارند؛ که از

جمله آن‌ها می‌توان روش فیلترهای ادامه فراسو و فراسو، سیگنال تحلیلی، زاویه تیلت، برگردان به قطب و مشتقات افقی و قائم را نیز نام برد. این فیلترها روش‌های ریاضی شناخته شده‌ای می‌باشند؛ که بر پایه مشتقات میدان پتانسیل استوار می‌باشند. در این پژوهش، از روش‌های برگردان به قطب، حذف روند، فیلتر ادامه فراسو (گسترش رو به بالا)، مشتقات افقی و قائم و سیگنال تحلیلی، به‌منظور بررسی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و همچنین ساختار زمین‌شناسی در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است. در این مطالعه جهت پردازش داده‌ها از نرم‌افزار Oasis Montaj استفاده می‌شود.

الف) اعمال فیلتر برگردان به قطب

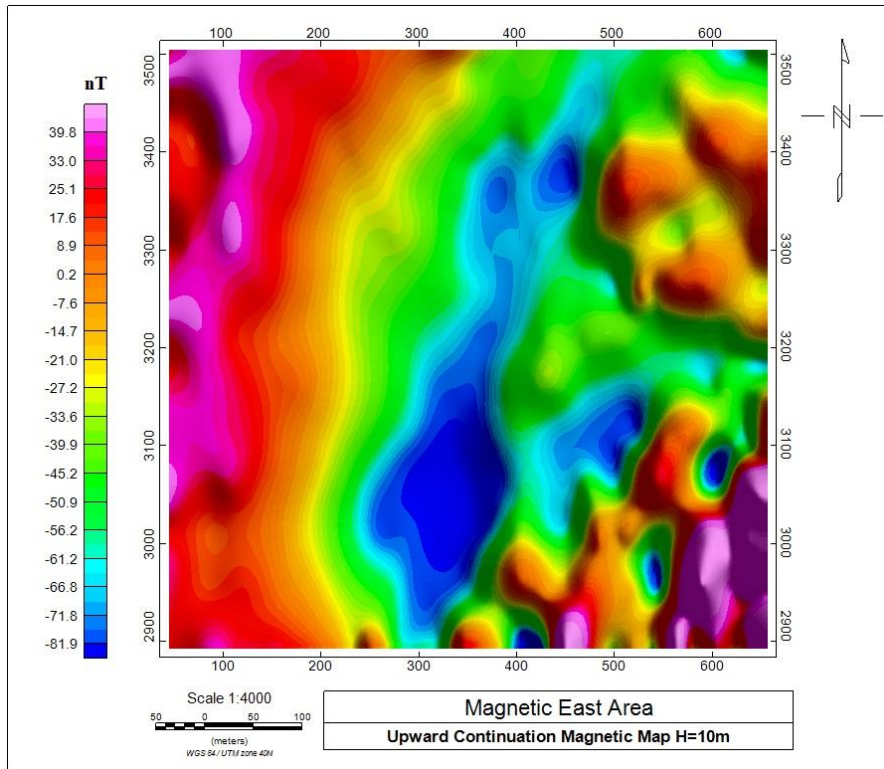
اولین تصحیح در پردازش داده‌های مغناطیسی، انتقال داده‌ها به قطب شمال مغناطیسی ($I=90$) است که پس از تصحیح تغییرات زمانی اعمال می‌شود. این تصحیح که برگردان به قطب نامیده می‌شود، اثر زاویه میل و زاویه انحراف میدان مغناطیسی زمین را حذف می‌کند. نقشه آنومالی مغناطیسی میدان کل را بعد از اعمال تبدیل برگردان به قطب برای محدوده مورد مطالعه در شکل (۴-۶) نمایش داده شده است. با اعمال این فیلتر علاوه بر متقارن شدن شکل بی‌هنجاری، تصویر بی‌هنجاری نیز دقیقاً بر روی توده به‌وجود آورنده آن قرار می‌گیرد. از طرفی این نقشه با واقعیت‌های مغناطیسی و زمین‌شناسی موجود در منطقه سازگاری خوبی دارد.



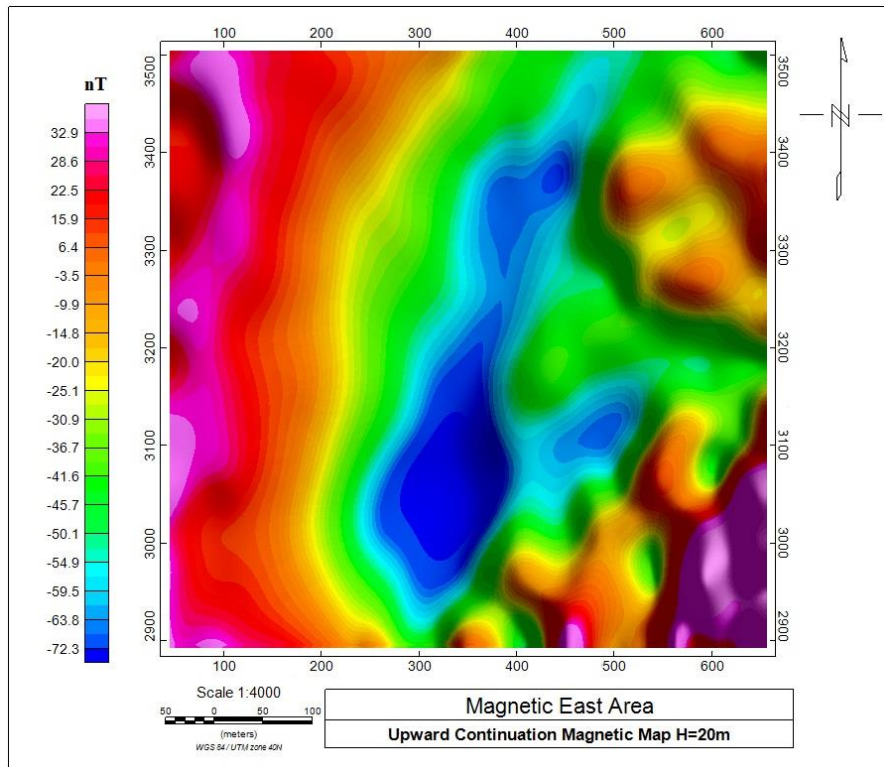
شکل (۴-۶): نقشه حاصل از اعمال فیلتر برگردان به قطب.

ب) اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا

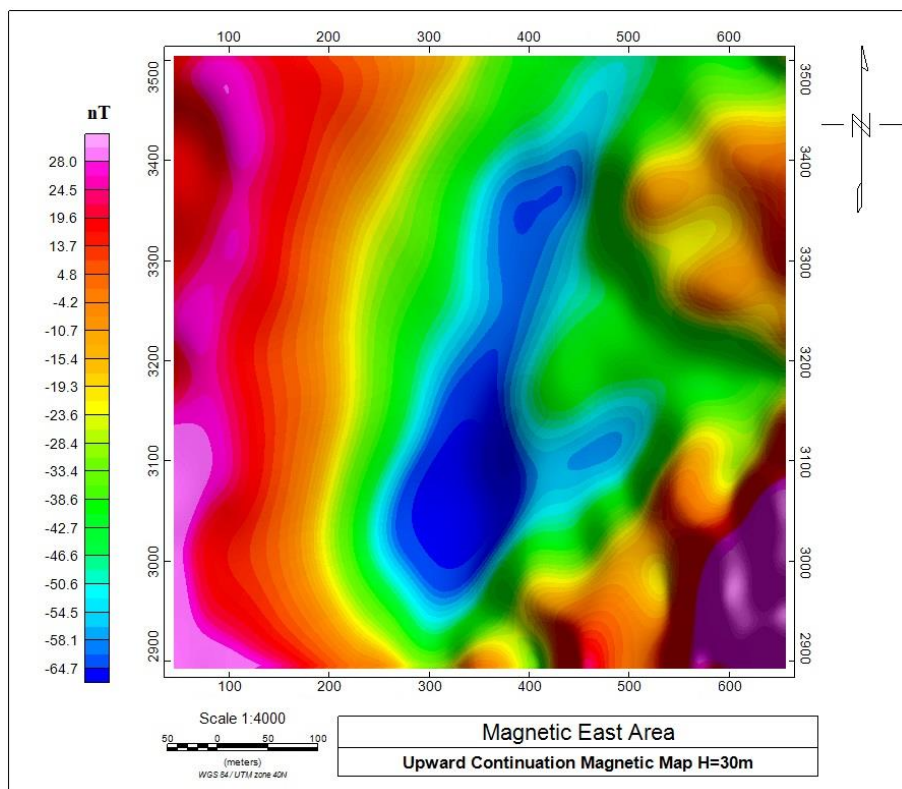
نقشه‌های ادامه به سمت بالا (فراسو) اثر بی‌هنجاری‌های سطحی با فرکانس بالا را حذف کرده و به این طریق اثر بی‌هنجاری‌های عمیق‌تر را بهتر آشکار می‌سازد [Gunn, 1996]. با استفاده از این فیلتر تأثیرات سطحی میدان حذف و وضوح تأثیرات عمق بیشتر می‌شود. در این قسمت نتایج حاصل از اعمال این فیلتر بر روی نقشه میدان کل برگردان شده به قطب، در ارتفاع‌های مختلف ارائه شده است. نقشه‌های این فیلتر برای ارتفاع‌های ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰ و ۶۰ بر روی داده‌ها اعمال شده و نقشه‌های حاصل در شکل‌های (۴-۷) تا (۴-۱۱) آمده است.



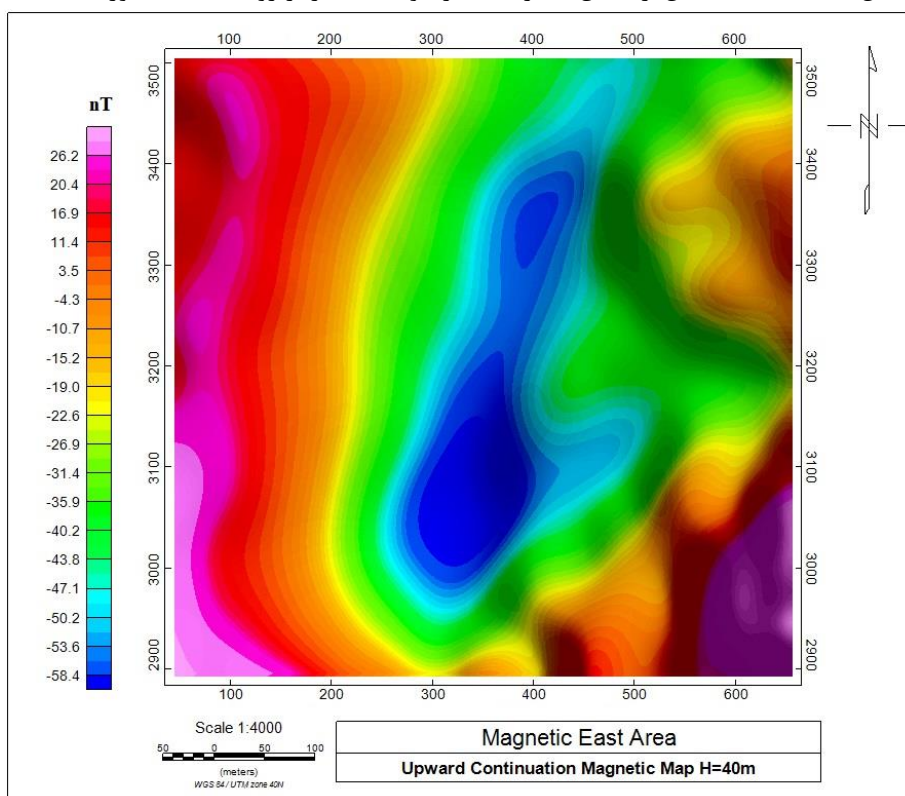
شکل (۴-۷): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۱۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه.



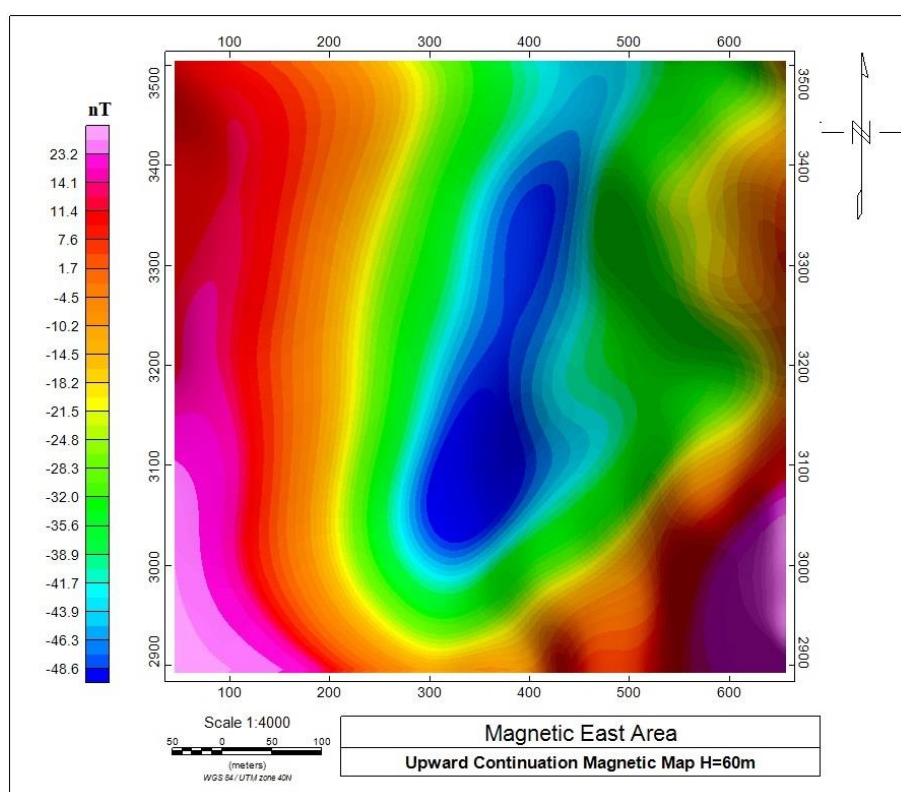
شکل (۴-۸): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۲۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه.



شکل (۴-۹): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۳۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه.



شکل (۴-۱۰): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۴۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه.



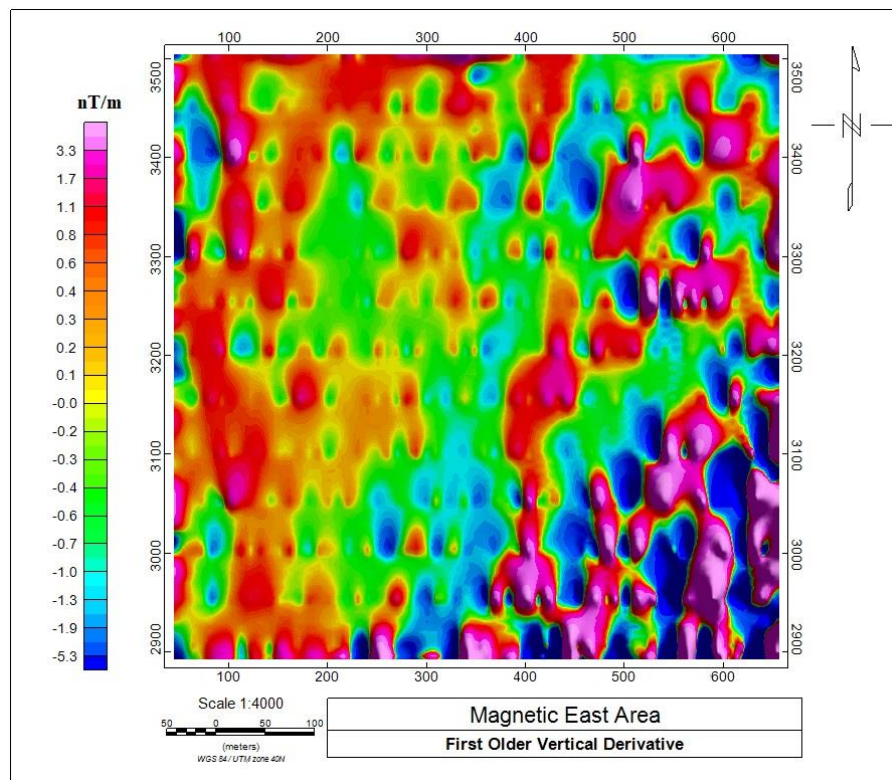
شکل (۴-۱۱): نقشه حاصل از اعمال فیلتر ادامه فراسوی ۶۰ متر بر روی داده‌های مورد مطالعه.

ج) اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول

مشتق قائم یکی از مهمترین ابزارها در تعیین لبه‌های آنومالی و مرز زون‌های زمین‌شناسی است، زیرا در مرز آنومالی‌ها، تغییرات دامنه آنومالی مغناطیسی خیلی زیاد است و از این‌رو در تمامی مراحل تفسیر کیفی و تعیین مرز زون‌های زمین‌شناسی، نقشه گرادیان قائم می‌تواند بسیار مفید باشد. مشتق قائم در واقع یک فیلتر بالاگذر می‌باشد. زیرا فرکانس‌های بالا را نسبت به فرکانس‌های پایین افزایش می‌دهد و این خاصیت، پایه و اساس کاربرد فرایند مشتق است که اثرهای ناحیه‌ای با طول موج بلند را حذف کرده و اثر آنومالی‌های مجاور را تجزیه می‌کند. مشتق قائم تقریباً یک نیاز اساسی در تفسیر داده‌های مغناطیسی است. قدرت تجزیه مشتق قائم دوم بیش از مشتق اول است ولی کاربرد آن نیاز داده‌هایی با کیفیت بالاتر می‌باشد زیرا با افزایش فرکانس‌های بالا نوفه نیز افزایش می‌یابد.

تبدیل مشتق قائم باعث افزایش گرادیان‌ها در طول لبه‌های منابع مغناطیسی کم عمق می‌شود، لذا اغلب برای مکان‌یابی خطواره‌های مغناطیسی، گسل‌ها، کانسارهای مغناطیسی و آشکارسازی دیگر

منابع کم عمق مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه در شکل (۴-۱۲) فیلتر مشتق قائم بر روی داده‌ها اعمال می‌شود؛ همان طور که در نقشه مشتق قائم مشخص می‌باشد، بیشینه‌ی مشتق قائم بی‌هنجاری و مقدار صفر آن مرز بی‌هنجاری‌ها می‌باشد.

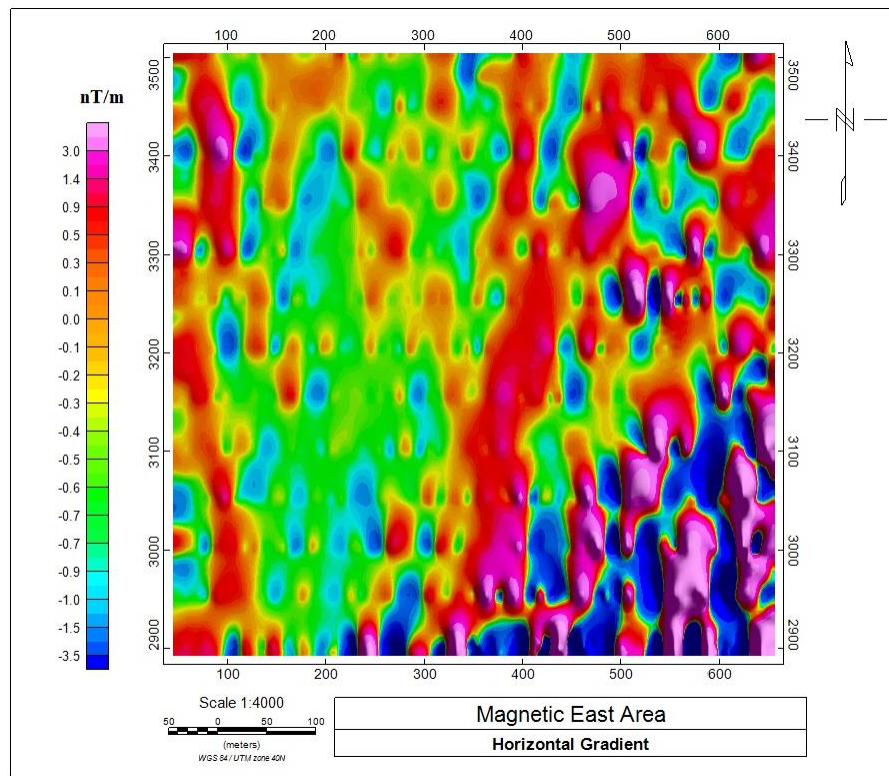


شکل (۴-۱۲): نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه اول منطقه مورد مطالعه.

(د) اعمال فیلتر مشتق افقی

این فیلتر را هم می‌توان به عنوان فیلترهای تخمین مرز بی‌هنجاری‌ها نامید. مشتق افقی شدت میدان کل، شامل یک مرحله تبدیلی و یک مرحله افزایش فرکانس‌های بالا می‌باشد. مرحله تبدیلی سبب ایجاد پیک‌های آنومالی‌هایی که تقریباً در بالای اجسام پهن تعیین مکان می‌شوند شده و افزایش فرکانس‌های بالای این پیک‌های تیز (sharp) می‌کند به طوری که تعیین محدوده آنومالی‌های با دقت بیشتری صورت می‌گیرد و تشخیص محل و شکل واحد سنگی آسان می‌گردد. در شکل (۴-۱۳) نتیجه اعمال این فیلتر آمده است. در این شکل همان طور که مشاهده می‌کنید بیشینه مقدار گرادیان افقی

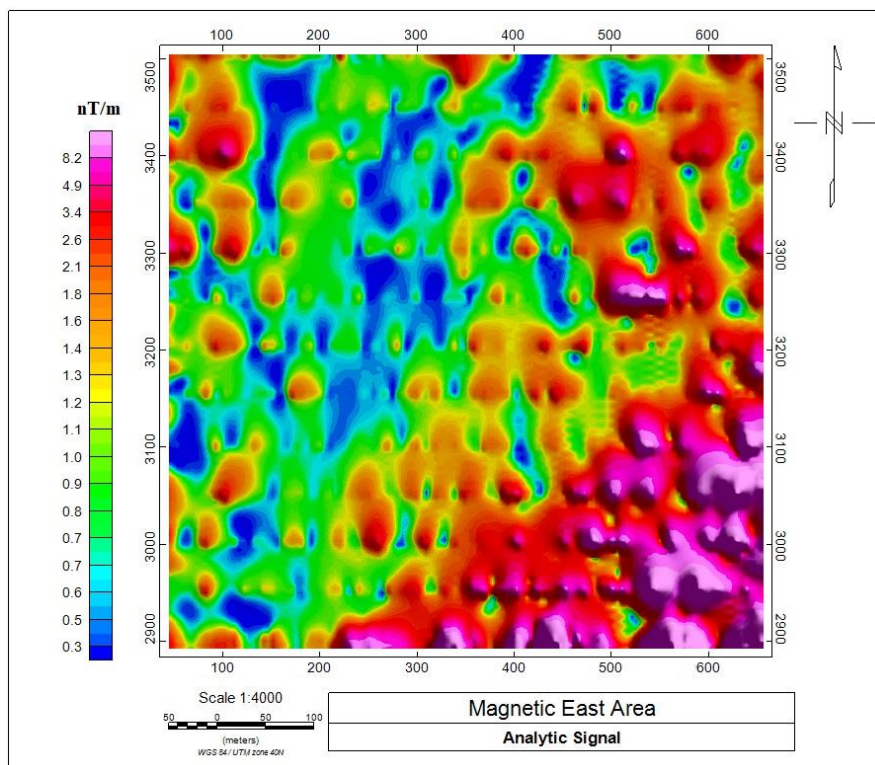
بیان گر مرزهای با ساختار زمین شناسی می باشد که این موضوع با زمین شناسی منطقه مطابقت دارد.



شکل (۴-۱۳): نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی منطقه مورد مطالعه.

ه) اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی از ترکیب گرادیان های افقی در جهت های x و y و گرادیان قائم در جهت z به دست می آید. نقشه های سیگنال تحلیلی با هدف تطابق لبه های آنومالی مغناطیس با محدوده محیطی کانسار تهیه می شوند (عباسی نیا و ابراهیمی، ۱۳۹۳). مزیت استفاده از این روش هنگام استفاده از آن عدم وابستگی اندازه سیگنال تحلیلی به بردار مغناطیس شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است. با اعمال این فیلتر بر روی داده ها، مرز بین بی هنجاری ها از یکدیگر و همچنین محیط زمینه نمایان می شود. مقدار بیشینه سیگنال تحلیلی بیان گر مرز توده می باشد؛ که با توجه به نقشه سیگنال تحلیلی در شکل (۴-۱۴) آورده شده است.

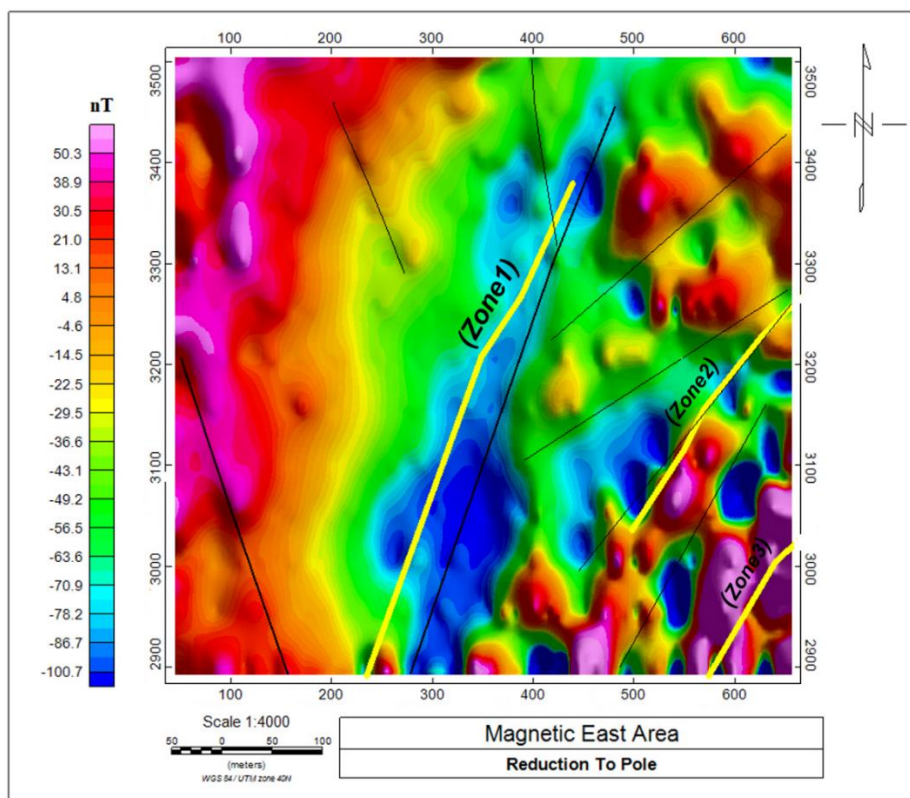


شکل (۴-۱۴): نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ساده در منطقه مورد مطالعه.

۴-۲-۲ نتایج حاصل از روش مغناطیس‌سنجی

براساس نتایج حاصل از مطالعات مغناطیس‌سنجی در محدوده مورد مطالعه، ۳ ناحیه با روند شمال شرق-جنوب غرب دارای مغناطیس پایین‌تری هستند (شکل ۴-۱۵). این سه ناحیه تا حدود زیادی با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه و محدوده زون‌های کانی‌سازی منطبق است. از آنجا که کانی‌سازی از گسل‌های منطقه تبعیت کرده و محل گسل‌ها به عنوان کانال و مجرای سیالات هیدروترمال عمل کرده است و از طرفی سنگ‌های میزبان کانی‌سازی را نیز دگرسان نموده است؛ لذا کمترین مقادیر مغناطیس در محل گسل‌های مرتبط با کانی‌سازی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵). با توجه به مشاهدات صحرایی و زمین‌شناسی، داده‌های حاصل از آنالیزهای شیمیایی و نتایج حاصل از مطالعات مغناطیس‌سنجی، زون ۱ کانی‌سازی از گسترش و اهمیت بالاتری برخوردار است که به وضوح در شکل (۴-۱۵) مشاهده می‌شود، گسترش وسیع این زون به دلیل دگرسانی گسترده‌ای است که در منطقه ایجاد کرده است. زون ۲ کانی‌سازی با گسترش کمتر تقریباً با محل کانی‌سازی منطبق است و

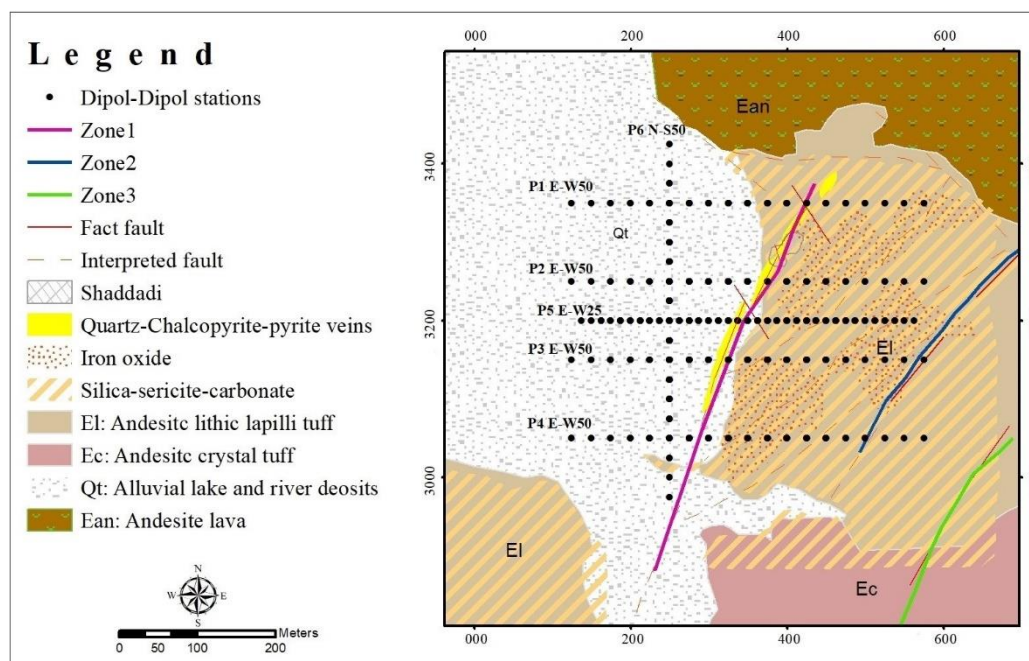
با توجه به داده‌های زمین‌شناسی، آنالیزهای شیمیایی و نتایج مطالعات ژئوفیزیک در الویت دوم قرار گرفته است. زون ۳ با کمترین گسترش در محل و همچنین عدم تطابق نسبی با داده‌های مغناطیس‌سنجی در الویت اکتشافی قرار نگرفته است. یکی از دلایل این عدم انطباق سطحی بودن و کم ارزش بودن این زون کانی سازی است. نواحی شمال غرب و شمال شرق منطقه بیشترین مقادیر مغناطیس را نشان می‌دهند؛ که حاکی از سالم ماندن سنگ‌های آتشفشانی-آذرآواری موجود در منطقه است که احتمالاً حاوی مگنتیت بالایی است. بالا بودن مقادیر مغناطیس در شمال غرب منطقه حاکی از حضور سنگ‌های آتشفشانی در زیر لایه‌های آبرفتی و ضخامت کم این آبرفت‌ها است.



شکل (۴-۱۵): نقشه ساختارهای زمین‌شناسی تفسیر شده بر روی تصویر RTP.

۳-۴ عملیات صحرائی و برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP

با توجه به مطالعات اولیه زمین‌شناسی و شواهد کانی‌سازی در محدوده مورد مطالعه، عملیات صحرائی برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP به منظور شناسایی نواحی بی‌هنجاری و بررسی عمقی آن‌ها صورت گرفت. برداشت انجام شده در قالب ۶ پروفیل با آرایه دوقطبی-دوقطبی (۵ پروفیل شرقی-غربی و یک پروفیل شمالی-جنوبی) بر روی محدوده‌های بی‌هنجار احتمالی شناسایی شده انجام گرفت. به منظور بررسی عمقی کانی‌سازی، فواصل الکتریکی ۵۰ و ۲۵ متر و تعداد گام‌های ۱ تا ۱۰ در نظر گرفته شد. پارامترهای اندازه‌گیری شده در طول پروفیل‌ها با پذیرایی بر حسب میلی‌ولت برولت و مقاومت‌ویژه ظاهری بر حسب اهم‌متر می‌باشد. در شکل (۴-۱۶) موقعیت ایستگاه‌های برداشتی به همراه وضعیت ساختاری و کانی‌سازی محدوده آورده شده است.



شکل (۴-۱۶): موقعیت ایستگاه‌های برداشت بر روی هر یک از پروفیل‌ها در محدوده مورد مطالعه.

۳-۴-۱ تجهیزات برداشت

با توجه به اهمیت استفاده از وسایل و تجهیزات برای برداشت داده‌های با کیفیت در این پژوهش، سعی شد از دستگاه‌ها و تجهیزات پیشرفته و با دقت بالا استفاده شود.

آماده سازی نقاط از طریق دستگاه جی پی اس دو فرکانسه صورت می گیرد. تجهیزات برداشت شامل یک فرستنده مدل IRIS TX (KW10)، یک دستگاه گیرنده IP و مقاومت ویژه مدل ELREC PRO ساخت کشور فرانسه (شکل ۲-۱۷)، ژنراتور ۱۰ کیلو-وات-آمپر، قرقره های سیم و الکترودهای برداشت بوده است. الکترودهای پتانسیل به صورت ظروف پلاستیکی بود که انتهای آنها به منظور داشتن خاصیت تراوایی از جنس سفال می باشد. در شکل های (۴-۱۸) و (۴-۱۹) تصویری از شیوه قرار دادن فویل آلومینیومی در محل هایی که جریان به زمین ارسال می شود و همچنین تصویری از الکتروود غیرپلاریزه پتانسیل بر روی نقاط برداشت آورده شده است.



شکل (۴-۱۷): اجراء عملیات صحرائی برداشت داده های مقاومت ویژه و IP در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۴-۱۸): تصویری از الکتروود غیره پلاریزه پتانسیل بر روی یکی از نقاط برداشت شده در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۴-۱۹): شیوه قرار دادن فویل آلومینیومی در محل‌هایی انتقال جریان به درون زمین در منطقه مورد مطالعه.

۴-۴ تفسیر داده‌های مقاومت ویژه و پلاریزاسیون القایی

به منظور بررسی موقعیت دقیق بی‌هنجاری‌ها و عمق کانی‌سازی‌های احتمالی در محدوده مورد مطالعه، از مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها، توسط نرم‌افزار Res2dinv و ZondRes2d (برای اعتبارسنجی مدل‌های به دست آمده به وسیله نرم‌افزار Res2dinv) استفاده شده است.

برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در امتداد ۶ پروفیل بر روی محدوده‌ی بی‌هنجار، با استفاده از آرایه دوقطبی- دوقطبی صورت گرفت و تفسیر و مدل‌سازی وارون هموار داده‌های مقاومت‌ویژه و IP به همراه توپوگرافی مربوط به هر پروفیل بر اساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی صورت گرفته، آورده شده است. قابل ذکر است که در تمام مدل‌سازی‌های صورت گرفته با نرم‌افزار Res2dinv، به دلیل تغییرات شدید مقادیر مقاومت‌ویژه ظاهری در نزدیکی سطح، به منظور دستیابی به جواب‌های دقیق‌تر، از شبکه‌بندی با نصف فاصله الکترودی استفاده شده است.

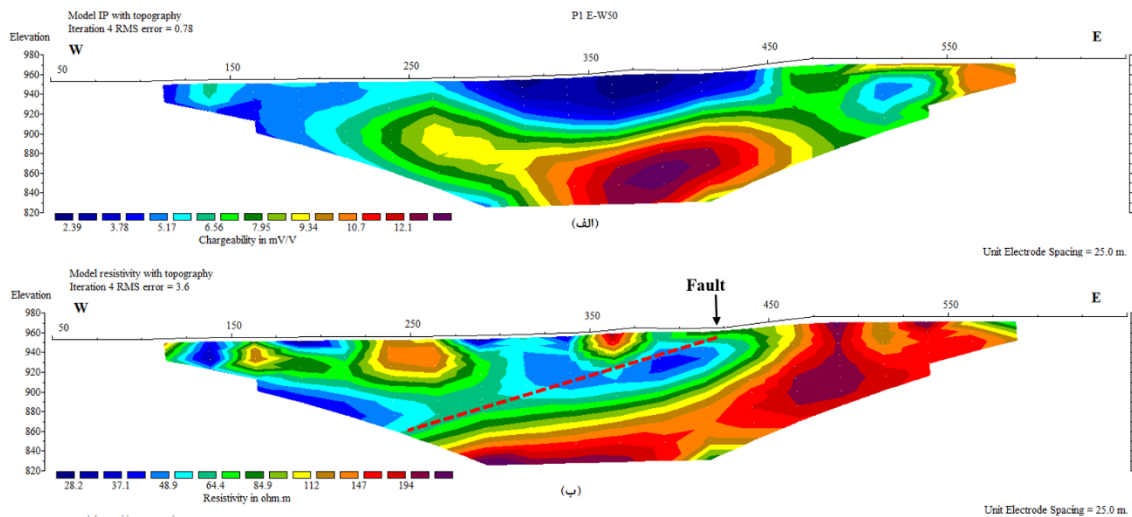
مطالعات ژئوفیزیکی صورت گرفته در منطقه، با زمین‌شناسی منطقه و همچنین اطلاعات بدست آمده از شواهد معدن‌کاری قدیمی و رخنمون سطحی طی پیمایش‌های صحرایی، تطابق خوبی نشان داده است و تفسیر مربوط به هر پروفیل بر اساس نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و نتایج مطالعات زمین‌شناسی صورت گرفت. در ادامه به شرح هر یک از این تفسیرها پرداخته می‌شود.

۴-۴-۱ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P1 E-W50

-تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار RES2DINV:

پروفیل P1 E-W50 با طول ۶۰۰ متر و در امتداد شرقی- غربی، اولین و شمالی‌ترین پروفیل برداشت شده در منطقه مورد نظر می‌باشد؛ که به منظور بررسی عمقی نواحی بی‌هنجار شناسایی شده در نتایج زمین‌شناسی و مغناطیس‌سنجی طراحی شده است. همچنین این پروفیل زون ۱ (اصلی) منطقه که در امتداد تقریباً شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد، را پوشش می‌دهد (شکل ۴-۱۶). فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۵۰ متر است و جمعاً شامل ۵۵ نقطه و برای هر نقطه دو پارامتر مقاومت‌ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه‌گیری شده است. شکل (۴-۲۰) مقاطع دوبعدی مقاومت‌ویژه و IP حاصل از مدل‌سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل‌سازی داده‌های این خط برداشت با تعداد ۴ مرحله تکرار در نرم افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی برابر ۳/۵ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۷۸ درصد است. دلیل اصلی

خطای RMS بیشتر برای مدل مقاومت ویژه زیاد تغییرات زیاد مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده در طول پروفیل P1 E-W50 و خطای RMS کمتر برای مدل IP به علت تغییرات کمتر بارپذیری اندازه گیری شده در طول این پروفیل می باشد.



شکل (۴-۲۰): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P1 E-W50 حاصل از نرم افزار RES2DINV.

براساس نتایج مدل سازی وارون داده های IP، یک بی هنجاری به عنوان نواحی احتمالی کانی زایی مشخص شده است (شکل ۴-۲۰-الف). گسترش جانبی این زون با بارپذیری بیش از ۱۱ میلی ولت برولت، از ایستگاه ۳۴۰ تا ۴۵۰ است؛ از عمق حدود ۵۰ متری از سطح زمین تا عمق حدود ۱۲۰ ادامه دارد. بیشترین مقدار بارپذیری در مرکز این زون در عمق حدود ۸۰ متری در ایستگاه ۳۸۰ که به بیش از ۱۲ میلی ولت برولت می رسد.

از دید سنگ شناسی و براساس پیمایش های صحرائی در امتداد این پروفیل، این بی هنجاری منطبق بر زون ۱ (اصلی) کانه دار و همچنین در فاصله تقریباً ۳۰ متری از شواهد معدن کاری قدیمی در منطقه می باشد، که وجود کانی سازی در آن مکان خود می تواند تأییدی بر حضور این بی هنجاری در عمق باشد. شایان ذکر است که به احتمال قوی با توجه به وجود شدادی نسبتاً بزرگ در این منطقه و اکسید شدن اکثر کانی های سولفیدی در این محل، زون بی هنجار در مدل IP به سطح زمین نرسیده

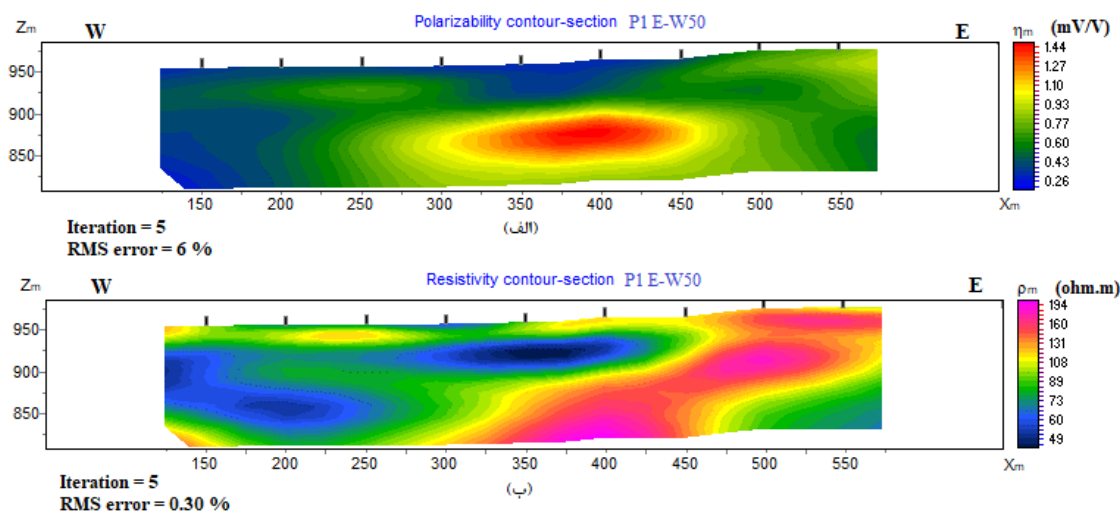
است. در مدل مقاومت ویژه (شکل ۴-۲۰-ب)، این بی‌هنجاری منطبق بر مناطق با مقاومت ویژه متوسط بوده که می‌توان ناشی از ماهیت زون سیلیسی واقع در این قسمت و وجود دگرسانی سیلیسی-سریسیت و کربناتی باشد، همچنین منطبق با گسل مایل در مقطع مقاوت ویژه است. همچنین در این مدل مقادیر بالای مقاومت ویژه در سمت راست به احتمال قوی مرتبط با سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری و مقادیر پایین مقاومت ویژه در سمت چپ مرتبط با آبرفت و یا گسل‌های فرعی می‌باشد. به علاوه در محل ایستگاه ۴۲۰ یک گسل براساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی ثبت شده است که تا حد بالایی در مدل مقاومت ویژه نمایان شده‌اند (شکل ۴-۲۰-ب).

با توجه به باز بودن زون بی‌هنجار در جهت افزایش عمق و نحوه قرارگیری آن در کنار گسل، احتمال گسترش این زون نیز وجود دارد.

-نتایج مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D:

شکل (۴-۲۱)، مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2D را نمایش می‌دهد. در شکل (۴-۲۱-الف) بی‌هنجاری مشخص شده به عنوان مناطق احتمالی کانی‌زایی در نظر گرفته شده است؛ که این بی‌هنجاری از لحاظ گستردگی، عمق و مکان جای‌گیری انطباق نسبتاً خوبی با نتایج مدل از مدل‌سازی در نرم‌افزار RES2DINV نشان می‌دهند (۴-۲۰).

لازم به ذکر است؛ که مدل‌سازی در نرم‌افزار ZondRes2D با هموارسازی بیشتری نسبت به نرم‌افزار RES2DINV انجام می‌شود. در اینجا به دلیل این‌که نرم‌افزار RES2DINV جواب بهتری برای مدل‌سازی داده‌ها ارائه داده است، بیشتر برنتایج این نرم‌افزار تأکید شده و از نتایج مدل‌سازی با نرم‌افزار ZondRes2D به منظور مقایسه نتایج مدل‌سازی با نرم‌افزار RES2DINV و بررسی مجدد استفاده شده است.

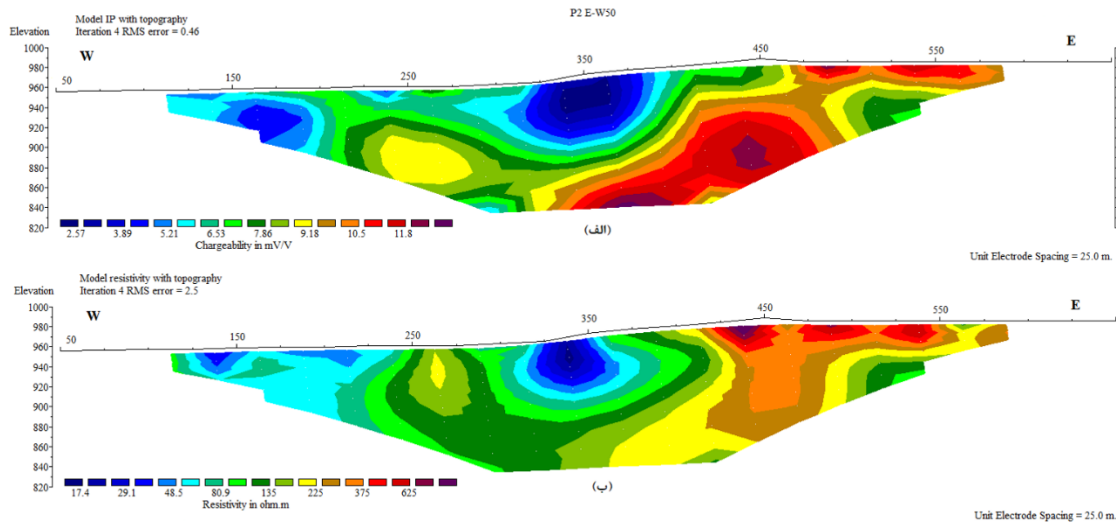


شکل (۴-۲۱): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P1 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D

۲-۴-۴ تفسیر نتایج مدل‌سازی وارون پروفیل P2 E-W50

-تفسیر مدل‌های حاصل از نرم‌افزار RES2DINV-

پروفیل P2 E-W50 با طول ۶۰۰ متر و امتداد شرقی-غربی، در فاصله ۱۰۰ متری جنوب پروفیل P1 E-W50 و به موازات آن برداشت شده است. هدف از طراحی و برداشت این پروفیل، بررسی نواحی بی‌هنجاری شناسایی شده در منطقه بوده است. فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۵۰ متر است و جمعاً شامل ۵۵ نقطه و در هر نقطه دو پارامتر مقاومت‌ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه‌گیری شده است. شکل (۴-۲۲) مقاطع دوبعدی مقاومت‌ویژه و IP حاصل از مدل‌سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل‌سازی داده‌های این خط برداشت با تعداد ۴ مرحله تکرار در نرم‌افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی برابر ۲/۵ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۴۶ درصد است.



شکل (۴-۲۲): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P2 E-W50 حاصل از نرم افزار RES2DINV.

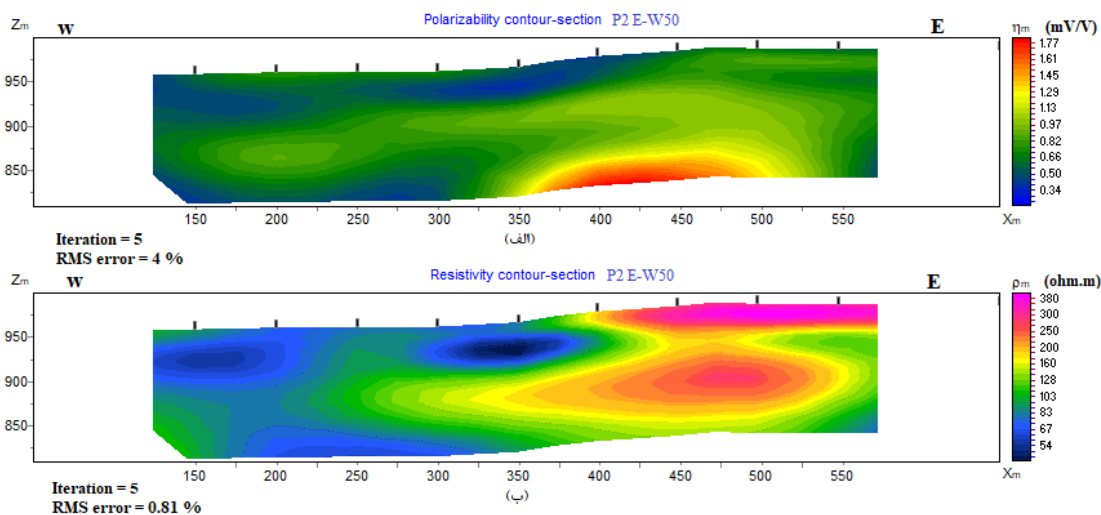
با توجه به شکل (۴-۲۲-الف)، یک بی‌هنجاری با بارپذیری بیش از ۱۱ میلی‌ولت برولت به‌عنوان نواحی بی‌هنجار در امتداد این پروفیل مشاهده می‌شود. این بی‌هنجاری با گسترش جانبی از ایستگاه ۳۳۰ تا ۴۸۰، از سطح زمین در حوالی ایستگاه ۴۸۰ تا عمق حدود ۱۲۰ متر ادامه دارد. بیشترین مقدار بارپذیری برای این زون مربوط به عمق حدود ۴۰ و ۱۱۰ متری در ایستگاه‌های ۳۸۰ و ۴۴۰ است؛ که بالای ۱۱ میلی‌ولت برولت می‌رسد. براساس نتایج مدل سازی داده‌های مقاومت ویژه و IP در امتداد دو پروفیل P1 E-W50 و P2 E-W50 به احتمال قوی این زون ادامه زون بی‌هنجار در پروفیل P1 E-W50 به سمت غرب است و براساس شواهد زمین‌شناسی احتمال می‌رود که بی‌هنجاری در بین این دو پروفیل به صورت پیوسته باشد. از دیدگاه سنگ‌شناسی، این بی‌هنجاری منطبق بر زون ۱ در منطقه است و احتمال وجود بی‌هنجاری در عمق را افزایش می‌دهد. در مدل مقاومت ویژه شکل (۴-۲۲-ب) نیز این بی‌هنجاری دارای مقاومت ویژه متوسط (تا حدود ۳۰۰ اهم‌متر) بوده که می‌تواند ناشی از ماهیت زون سیلیسی و وجود دگرسانی سیلیسی-سرسیستی و کربناتی در این قسمت باشد. همچنین در این مدل مقادیر بالای مقاومت ویژه در سمت راست پروفیل به احتمال قوی می‌توان مرتبط با سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری و مقادیر پایین مقاومت ویژه در سمت چپ مرتبط با آبرفت و گسل

فرعی می‌باشد.

در این بی‌هنجاری براساس شواهد زمین‌شناسی، احتمال می‌رود کانی‌سازی رگه‌ای صورت گرفته است. و همچنین با توجه به باز بودن بی‌هنجاری در جهت افزایش عمق و قرارگیری در کنار گسل، احتمال گسترش این بی‌هنجاری در اعماق بیش از ۱۲۰ متر نیز وجود دارد.

-نتایج مدل‌های حاصل از نرم افزار ZondRes2d:

شکل (۴-۲۳)، مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2d را نمایش می‌دهد. بی‌هنجاری مشخص شده در شکل (۴-۲۳-الف) به عنوان مناطق احتمالی کانی‌زایی در نظر گرفته شده‌اند؛ که این بی‌هنجاری از لحاظ گستردگی، عمق و جای‌گیری انطباق نسبتاً خوبی با نتایج مدل‌سازی در نرم‌افزار RES2DINV نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۲-الف). این بی‌هنجاری در مدل مقاومت‌ویژه (شکل ۴-۲۳-ب) منطبق بر مناطق با مقاومت‌ویژه متوسط است. مدل مقاومت‌ویژه نیز برای این پروفیل انطباق نسبتاً خوبی با مدل مقاومت‌ویژه حاصل از نرم‌افزار RES2DINV دارد.

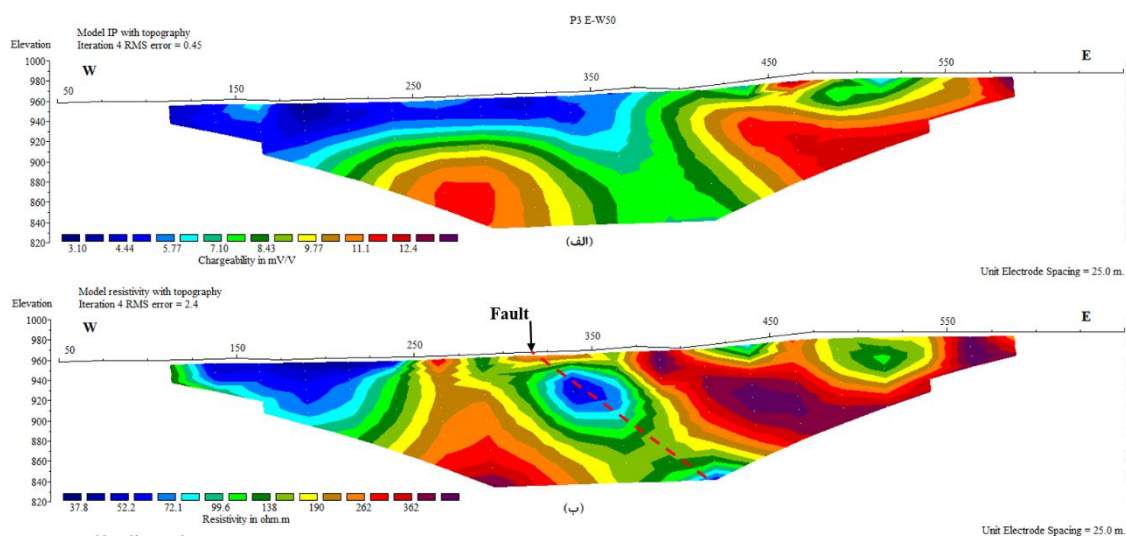


شکل (۴-۲۳): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P2 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D

۴-۳-تفسیر نتایج مدل سازی وارون پروفیل P3 E-W50

-تفسیر مدل های حاصل از نرم افزار RES2DINV:

پروفیل P3 E-W50 با طول ۶۰۰ متر و امتداد شرقی- غربی، به موازات پروفیل P2 E-W50 و در فاصله ۱۰۰ متری جنوب آن برداشت صورت گرفته است. هدف از طراحی و برداشت این پروفیل، بررسی عمقی زون های ۱ و ۲ شناسایی شده در محدوده می باشد (شکل ۴-۱۶). فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۵۰ متر است و جمعاً شامل ۵۵ نقطه و هر نقطه دو پارامتر مقاومت ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه گیری شده است. شکل (۴-۲۴) مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و IP حاصل از مدل سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل سازی داده های این خط برداشت با تعداد ۴ مرحله تکرار در نرم افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۲/۴ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۴۵ درصد است.



شکل (۴-۲۴): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P3 E-W50 حاصل از نرم افزار RES2DINV.

براساس نتایج مدل سازی داده های IP، دو بی هنجاری با بارپذیری بیش از ۱۱ میلی ولت برولت به عنوان نواحی احتمالی بی هنجار بر روی این پروفیل مشخص شده اند (شکل ۴-۲۴-الف). بی هنجاری احتمالی در شرق پروفیل در فاصله ایستگاه ۴۳۰ تا انتهای پروفیل واقع شده است؛ این بی هنجاری

حدوداً از سطح زمین تا عمق حدود ۷۰ متر ادامه دارد که بر اساس مطالعات زمین شناسی و شواهد صحرایی احتمال می‌رود منطبق بر زون ۲ در منطقه باشد. بی‌هنجاری احتمالی در قسمت غرب پروفیل در فاصله ایستگاه ۲۶۰ تا ۳۲۰ واقع شده است؛ که از عمق حدود ۸۰ متری در زیر ایستگاه ۲۸۰ آغاز می‌شود و تا عمق حدود ۱۱۰ متری ادامه دارد که می‌تواند مربوط به زون ۱ باشد. بر اساس نتایج مدل سازی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در امتداد دو پروفیل P2 E-W50 و P3 E-W50 به احتمال قوی این زون ادامه زون بی‌هنجار در پروفیل P2 E-W50 به سمت غرب است براساس شواهد زمین‌شناسی احتمال می‌رود که بی‌هنجاری در بین این دو پروفیل به صورت پیوسته باشد. و همچنین با توجه به مدل P3 E-W50 یک بی‌هنجاری جدید در سمت شرق پروفیل مشاهده می‌شود؛ که بر اساس زمین‌شناسی احتمال می‌رود که این بی‌هنجاری مرتبط با زون ۲ شناسایی شده در محدود می‌باشد.

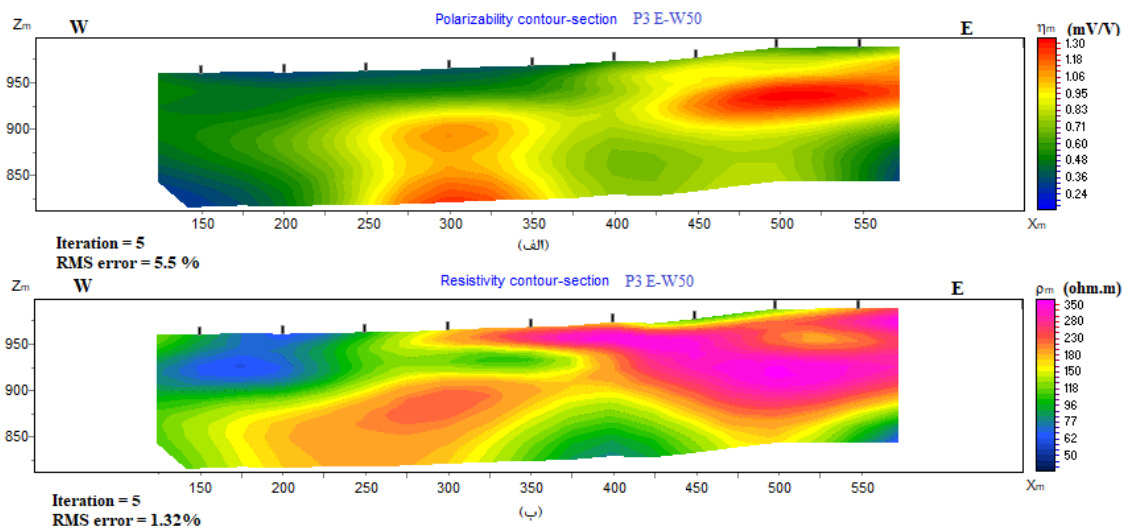
در مدل مقاومت‌ویژه شکل (۴-۲۴-ب) که احتمالاً ادامه بی‌هنجاری در پروفیل P2 E-W50 به سمت غرب است و منطبق بر زون اصلی ۱ در منطقه است. در مدل مقاومت‌ویژه هر دو بی‌هنجاری منطبق بر مناطقی با مقاومت‌ویژه متوسط به بالا می‌باشند؛ که از نظر سنگ‌شناسی می‌تواند ناشی از ماهیت زون سیلیسی واقع در این منطقه و وجود دگرسانی سیلیسی-سریسیتی و کربناتی باشد. در این پروفیل براساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی یک گسل در محل ایستگاه ۳۲۰ وجود دارد که تا حد بالایی در مدل مقاومت‌ویژه نمایان شده است و نشان از تطابق نتایج مطالعات ژئوفیزیکی با مطالعات زمین‌شناسی دارد. شایان ذکر است برخی از گسل‌ها تشخیص داده شده حاصل از مطالعات زمین‌شناسی در مدل مقاومت‌ویژه شاید به وضوح قابل شناسایی نباشند که می‌تواند نشان از محدودیت آرایه دوقطبی-دوقطبی در شناسایی بهتر گسل‌ها و شکستگی‌ها باشد.

با توجه به شناسایی زون‌ها در بخش زمین‌شناسی با این دو بی‌هنجاری تطابق خوبی را نشان می‌دهد؛ که با توجه به رخنمون زون ۱ و زون ۲ در منطقه و همچنین باز بودن بی‌هنجاری‌ها در جهت افزایش عمق و قرار گرفت در کنار گسل‌های اصلی و احتمالی، به این نتیجه می‌توان رسید که احتمال گسترش

این بی‌هنجاری در اعماق بیش از ۱۲۰ متر نیز وجود دارد.

-نتایج مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZondRes2d:

شکل (۴-۲۵)، مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2d را نمایش می‌دهد. در شکل (۴-۲۵-الف) بی‌هنجاری‌های مشخص شده به عنوان مناطق احتمالی کانی‌زایی در نظر گرفته شده است؛ که این بی‌هنجاری‌ها از لحاظ گستردگی، عمق و مکان جایگیری انطباق نسبتاً خوبی با نتایج مدل از مدل‌سازی در نرم‌افزار RES2DINV نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۴). این بی‌هنجاری در مدل مقاومت‌ویژه (شکل ۴-۲۵-ب) منطبق بر مناطق با مقاومت‌ویژه متوسط است. مدل مقاومت‌ویژه نیز برای این پروفیل انطباق نسبتاً خوبی با مدل مقاومت‌ویژه حاصل از نرم‌افزار RES2DINV دارد.

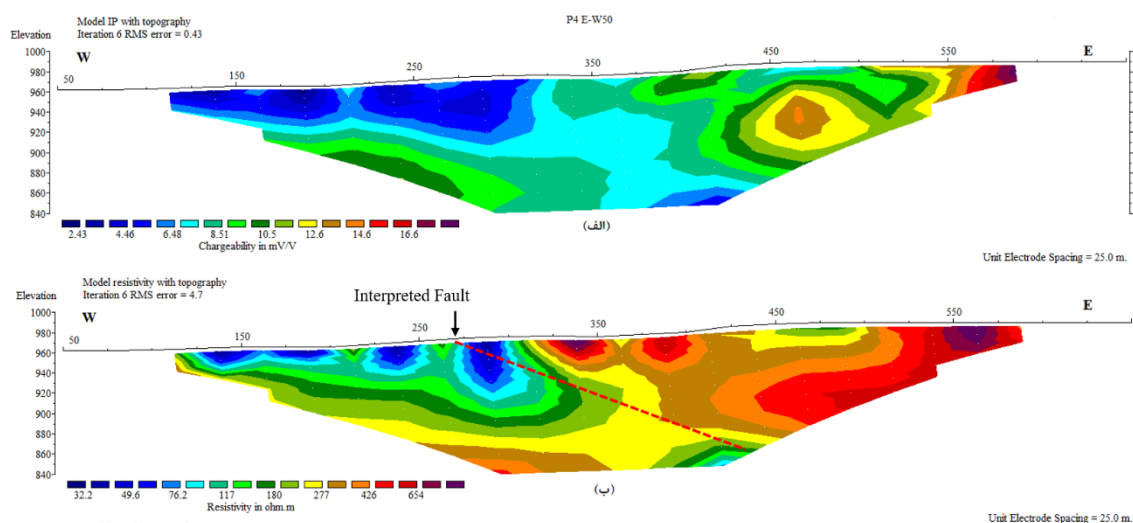


شکل (۴-۲۵): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P3 E-W50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D.

۴-۴-۴ تفسیر نتایج مدل سازی وارون پروفیل P4 E-W50

-تفسیر مدل های حاصل از نرم افزار RES2DINV:

پروفیل P4 E-W50 با طول ۶۰۰ متر و به موازات پروفیل P3 E-W50، و در فاصله ۱۰۰ متری جنوب آن در امتداد شرقی- غربی برداشت شده است. هدف از طراحی و برداشت این پروفیل، بررسی ادامه بی‌هنجاری عمقی شناسایی شده در قسمت‌های قبل می‌باشد. فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۵۰ متر است و جمعاً شامل ۵۵ نقطه و هر نقطه دو پارامتر مقاومت ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه‌گیری شده است. شکل (۴-۲۶) مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و IP حاصل از مدل سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل سازی داده‌های این خط برداشت با تعداد ۶ مرحله تکرار در نرم افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۴/۷ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۴۳ درصد است.



شکل (۴-۲۶): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P4 E-W50 حاصل از نرم افزار RES2DINV.

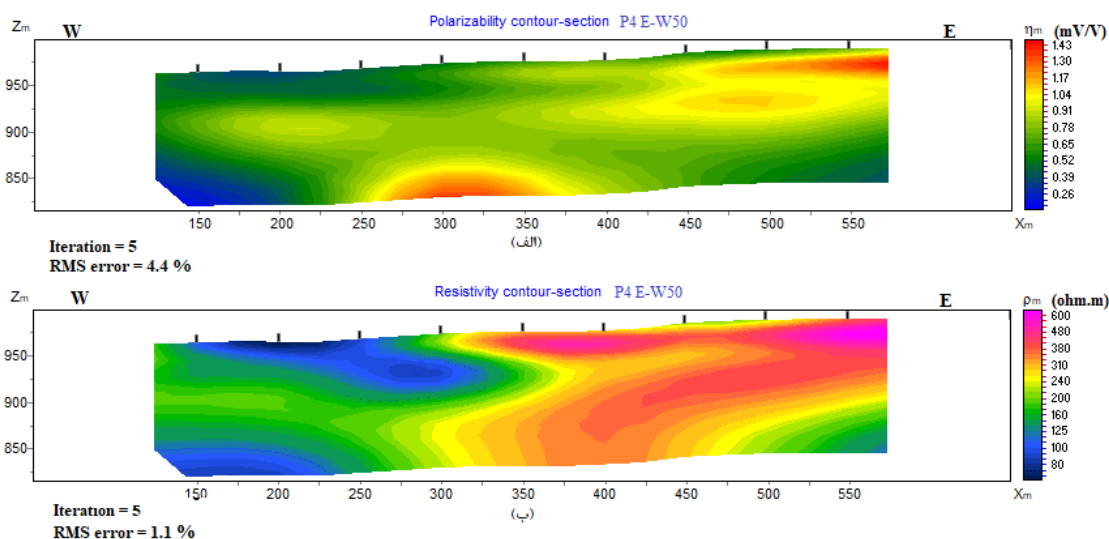
با توجه به شکل (۴-۲۶-الف)، یک بی‌هنجاری احتمالی بر روی این پروفیل وجود دارد. این بی‌هنجاری در شرق پروفیل با گسترش جانبی از ایستگاه ۳۸۰ تا انتهای پروفیل واقع شده است. بیشترین مقدار بارپذیری برای این بی‌هنجاری مربوط به انتهای پروفیل در زیر ایستگاه ۵۷۵ می‌باشد،

که بالای ۱۷ میلی‌ولت برولت می‌رسد. براساس نتایج مدل سازی داده های مقاومت ویژه و IP در امتداد دو پروفیل P3 E-W50 و P4 E-W50 احتمال می رود که این بی‌هنجاری ادامه بی‌هنجاری شرقی در پروفیل قبلی به سمت جنوب است و براساس شواهد زمین‌شناسی احتمالاً این بی‌هنجاری در بین دو پروفیل به صورت پیوسته قرار گرفته است؛ همچنین براساس نتایج مدل سازی، احتمال می‌رود که بی‌هنجاری زون ۱ (اصلی) در این پروفیل نمایان نشده و نشان از عدم گسترش این بی‌هنجاری از پروفیل قبلی به سمت جنوب است.

در مدل مقاومت ویژه مقدار مقاومت ویژه در محل حضور بی‌هنجاری حدوداً متوسط می‌باشد (شکل ۲۶-۴ ب). همچنین بر اساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی وجود یک گسل احتمالی در محل ایستگاه ۲۸۰ وجود دارد که در مدل مقاومت ویژه نمایان شده است. شایان ذکر است برخی از گسل‌ها در مدل مقاومت ویژه به وضوح قابل شناسایی نیستند که می‌تواند نشان از محدودیت آرایه دوقطبی- دوقطبی در شناسایی بهتر گسل‌ها و شکستگی‌ها باشد. همچنین مقادیر پایین مقاومت ویژه در سمت چپ مدل به احتمال قوی نشانگر رسوبات آبرفتی در این منطقه است.

-نتایج مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZondRes2d:

شکل (۴-۲۷)، مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2D را نمایش می‌دهد. در شکل (۴-۲۷ الف) دو بی‌هنجاری را به عنوان مناطق محتمل کانی‌سازی در نظر گرفته شده‌اند؛ که از لحاظ گستردگی، عمق و جای‌گیری انطباق نسبتاً خوبی با نتایج مدل‌سازی در نرم‌افزار RESDINV نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۶ الف). در مدل مقاومت ویژه (شکل ۴-۲۷ ب)، بی‌هنجاری سمت شرق منطبق بر مناطق با مقاومت ویژه نسبتاً بالا و بی‌هنجاری تقریباً مرکز (به سمت غرب) منطبق با مقاومت ویژه متوسط می‌باشد؛ که این نتایج نیز انطباق نسبتاً خوبی با نتایج حاصل از مدل‌سازی داده‌های مقاومت ویژه برای این پروفیل در نرم‌افزار RES2DINV (شکل ۴-۲۶ ب) نشان می‌دهد.

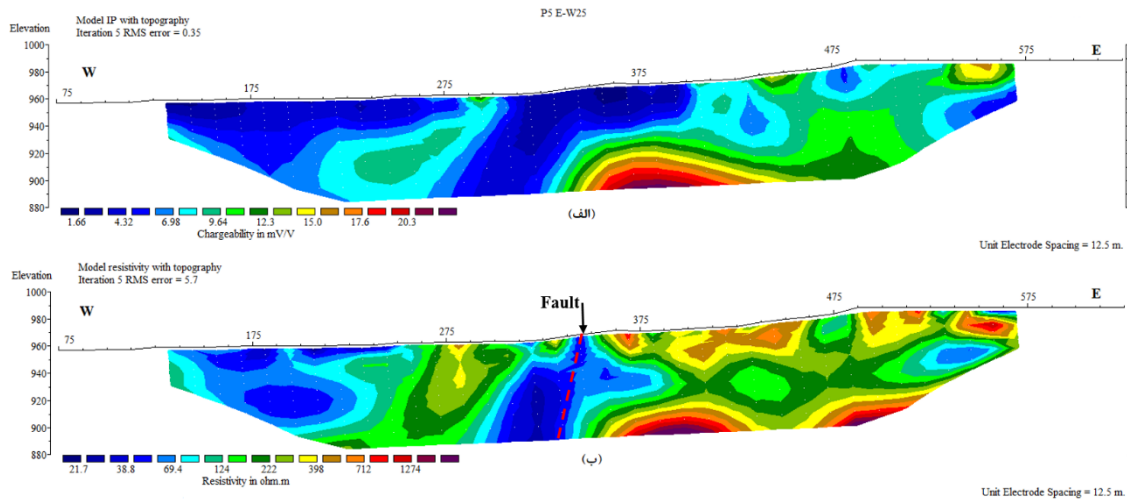


شکل ۴-۲۷): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی در طول پروفیل P4 E-W50 حاصل از نرم افزار ZondRes2D.

۴-۵ تفسیر نتایج مدل سازی وارون پروفیل P5 E-W25

-تفسیر مدل های حاصل از نرم افزار RES2DINV:

پروفیل P5 E-W25 با طول ۵۵۰ متر و بین دو پروفیل قبلی (P3 E-W50 و P4 E-W50) در امتداد شرقی- غربی برداشت شده است. هدف از طراحی و برداشت این پروفیل، بررسی دقیق تری از بی‌هنجاری‌های شناسایی شده در پروفیل‌های قبلی منطقه می‌باشد، که در این پروفیل زون اصلی کانی‌سازی رو پوشش خواهد داد (شکل ۴-۱۶). لذا فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۲۵ متر است و جمعاً شامل ۱۴۹ نقطه و هر نقطه دو پارامتر مقاومت ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه‌گیری شده است. شکل (۴-۲۸) مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و IP حاصل از مدل سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل سازی داده‌های این خط برداشت با تعداد ۵ مرحله تکرار در نرم افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۵/۷ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۳۵ درصد است.



شکل (۴-۲۸): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P5 E-W25 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV.

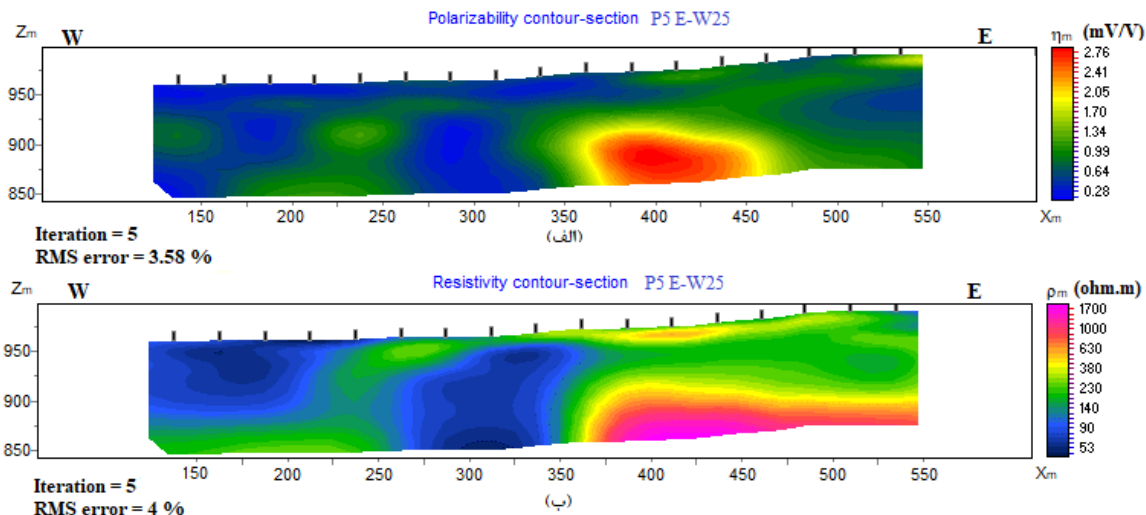
براساس نتایج مدل سازی داده‌های IP، یک بی‌هنجاری به عنوان نواحی احتمالی کانی‌زایی مشخص شده است (شکل ۴-۲۸-الف). این بی‌هنجاری با بارپذیری بیش از ۱۷ میلی‌ولت برولت به عنوان نواحی احتمالی بی‌هنجاری بر روی پروفیل P5 E-W25 مشخص شده است. این بی‌هنجاری احتمالی در فاصله ایستگاه ۳۵۰ تا ۴۲۵ قرار دارد؛ که از عمق حدوداً ۶۰ متری در زیر ایستگاه ۳۷۵ آغاز می‌شود و تا عمق ۸۰ متر ادامه دارد. بیشترین مقدار بارپذیری در اعماق زیاد این مدل مشاهده شده است که مقدار آن به بیش از ۲۱ میلی‌ولت برولت می‌رسد. بر اساس نتایج مدل سازی داده‌های مقاومت ویژه و IP در امتداد دو پروفیل P2 E-W50 و P3 E-W50 به احتمال قوی بی‌هنجاری ایجاد شده بین این دو پروفیل به صورت پیوسته می‌باشد. در مدل مقاومت ویژه (شکل ۴-۲۸-ب)، این بی‌هنجاری منطبق بر مناطق با مقاومت ویژه نسبتاً بالا می‌باشد؛ که از نظر سنگ‌شناسی می‌تواند ناشی از ماهیت زون سیلیسی واقع در این قسمت و وجود دگرسانی باشد. همچنین براساس نتایج مطالعات زمین‌شناسی یک گسل در محل ایستگاه ۳۶۰ وجود دارد که در مدل مقاومت ویژه نمایان شده است. و علاوه بر آن وجود چند گسل احتمالی در مطالعات زمین‌شناسی پیش‌بینی شده است که در مدل مقاومت ویژه به وضوح قابل شناسایی نیستند؛ که این امر می‌تواند نشان از محدودیت آرایه دوقطبی-

دوقطبی در شناسایی بهتر گسل‌ها و شکستگی‌ها باشد.

در این بی‌هنجاری براساس شواهد زمین‌شناسی، و بررسی دو پروفیل P2 E-W50 و P3 E-W50 احتمال می‌رود کانی‌سازی رگه‌ای صورت گرفته و بی‌هنجاری‌ها دارای پیوستگی می‌باشند. و همچنین با توجه به باز بودن بی‌هنجاری در جهت افزایش عمق و قرارگیری در کنار گسل‌های منطقه، احتمال گسترش این بی‌هنجاری در اعماق بیش از ۱۲۰ متر را افزایش می‌دهد.

-نتایج مدل‌های حاصل از نرم‌افزار ZondRes2d:

شکل (۴-۲۹)، مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2D را نمایش می‌دهد. در شکل (۴-۲۹-الف) بی‌هنجاری مشخص شده به عنوان کانی‌زایی احتمالی بر روی پروفیل P5 E-W25 در نظر گرفته شده‌اند. این بی‌هنجاری از لحاظ گستردگی، عمق و مکان جای‌گیری انطباق نسبتاً خوبی با نتایج مدل‌سازی در نرم‌افزار RES2DINV نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۸-الف). در مدل مقاومت‌ویژه حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D (شکل ۴-۲۹-ب)، بر بی‌هنجاری ایجاد شده، منطبق بر مناطق با مقاومت‌ویژه نسبتاً بالا می‌باشد؛ که این نتایج انطباق قابل قبولی با نتایج حاصل از مدل‌سازی داده‌های مقاومت‌ویژه برای این پروفیل در نرم‌افزار RES2DINV (شکل ۴-۲۸-ب) نشان می‌دهند.



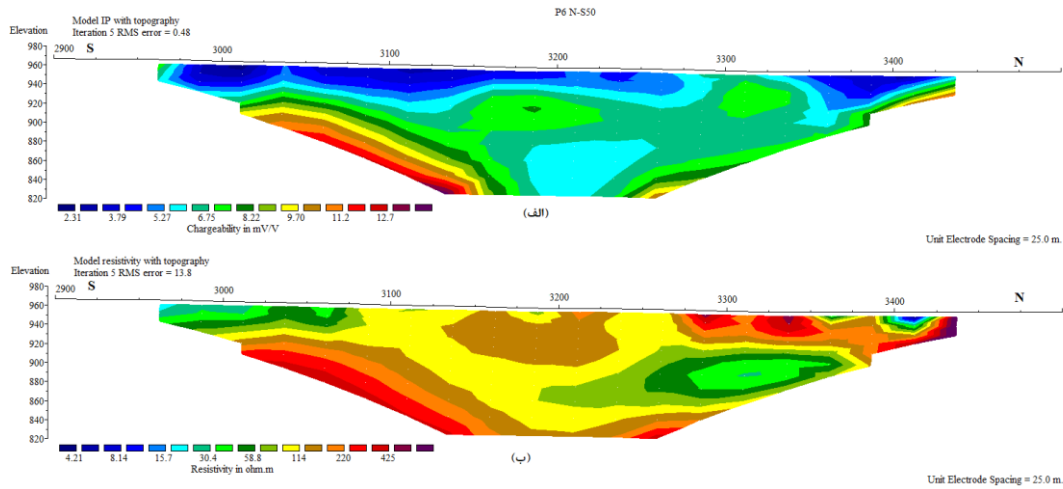
شکل (۴-۲۹): مقاطع حاصل از مدل سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت ویژه الکتریکی در طول پروفیل P5 E-W25 حاصل از نرم افزار ZondRes2D

۴-۶ تفسیر نتایج مدل سازی وارون پروفیل P6 N-S50

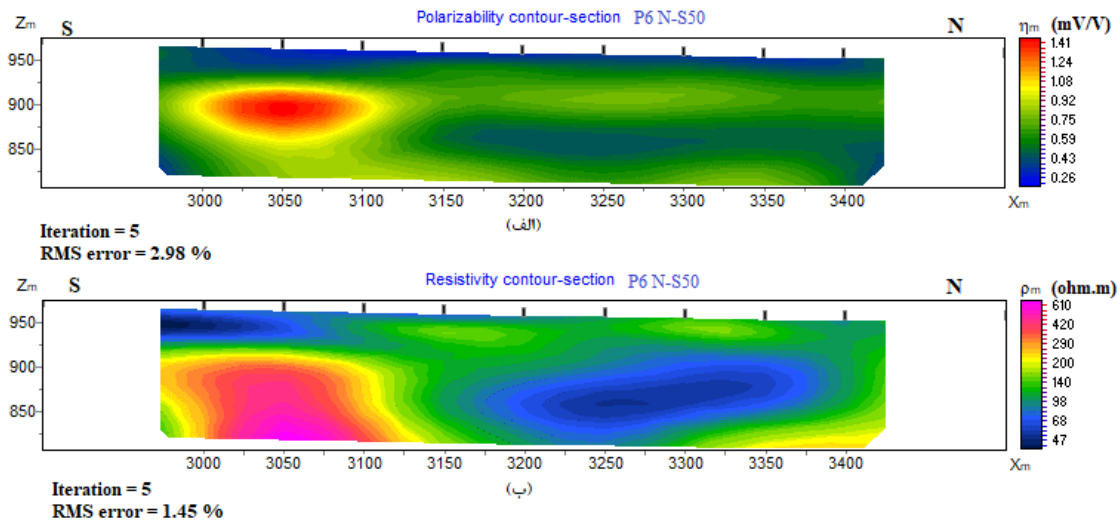
-تفسیر مدل های حاصل از نرم افزار RES2DINV:

پروفیل P6 N-S50 با طول ۶۰۰ متر و امتداد شمالی- جنوبی، و عمود بر پروفیل های قبلی منطقه می باشد. هدف از طراحی و برداشت این پروفیل، بررسی گسترش احتمالی زون اصلی ۱ به سمت غرب منطقه می باشد. لذا فاصله نقاط برداشت در امتداد این پروفیل ۵۰ متر است و جمعاً شامل ۵۵ نقطه و هر نقطه دو پارامتر مقاومت ویژه ظاهری و بارپذیری ظاهری اندازه گیری شده است. شکل (۴-۳۰) مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه و IP حاصل از مدل سازی وارون این پروفیل به همراه توپوگرافی آورده شده است. خطای RMS ناشی از مدل سازی داده های این خط برداشت با تعداد ۵ مرحله تکرار در نرم افزار Res2dinv، برای مدل مقاومت ویژه الکتریکی برابر ۱۳/۸ درصد و برای مدل IP برابر ۰/۴۸ درصد است. بر اساس نتایج مدل سازی در امتداد این پروفیل زون بی هنجاری از نظر مقادیر بارپذیری شناسایی نشده است و به احتمال قوی نشان از عدم گسترش زون اصلی ۱ به سمت غرب است. البته در مدل IP یک زون بی هنجاری در قسمت سمت چپ مدل نمایان شده است که می تواند ناشی از خطای مدل سازی در گوشه ها باشد. همچنین در شکل (۴-۳۱)، مقاطع حاصل از مدل سازی وارون

داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در نرم‌افزار ZondRes2D آورده شده است.



شکل (۴-۳۰): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی به همراه توپوگرافی در طول پروفیل P6 N-S50 حاصل از نرم‌افزار RES2DINV.



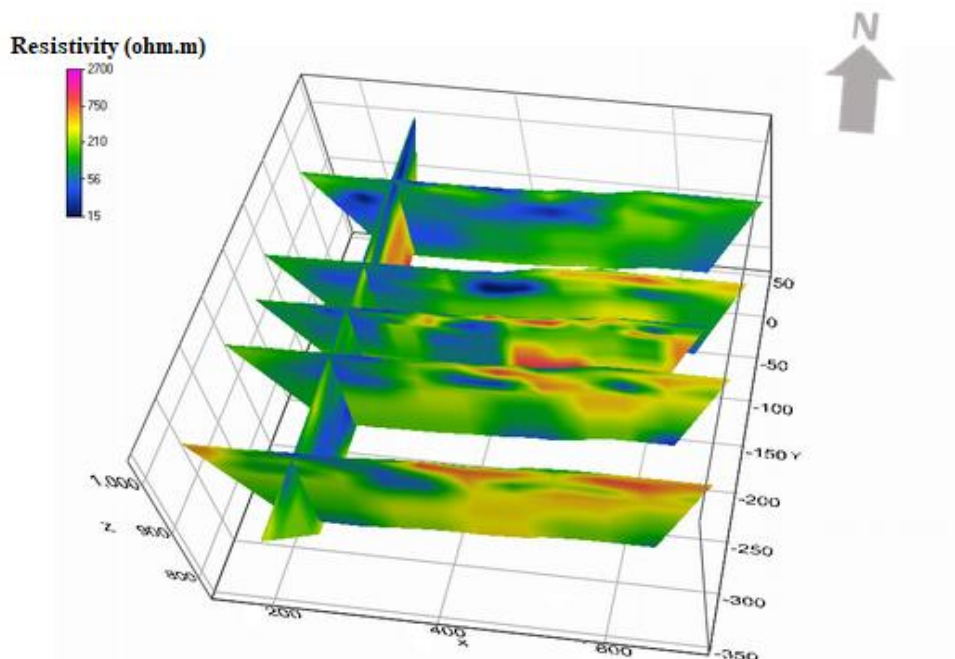
شکل (۴-۳۱): مقاطع حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌ها؛ الف) مدل IP و ب) مدل مقاومت‌ویژه الکتریکی در طول پروفیل P6 N-S50 حاصل از نرم‌افزار ZondRes2D.

۴-۴-۷ نمایش ۲/۵ بعدی داده‌های IP و مقاومت ویژه حاصل از

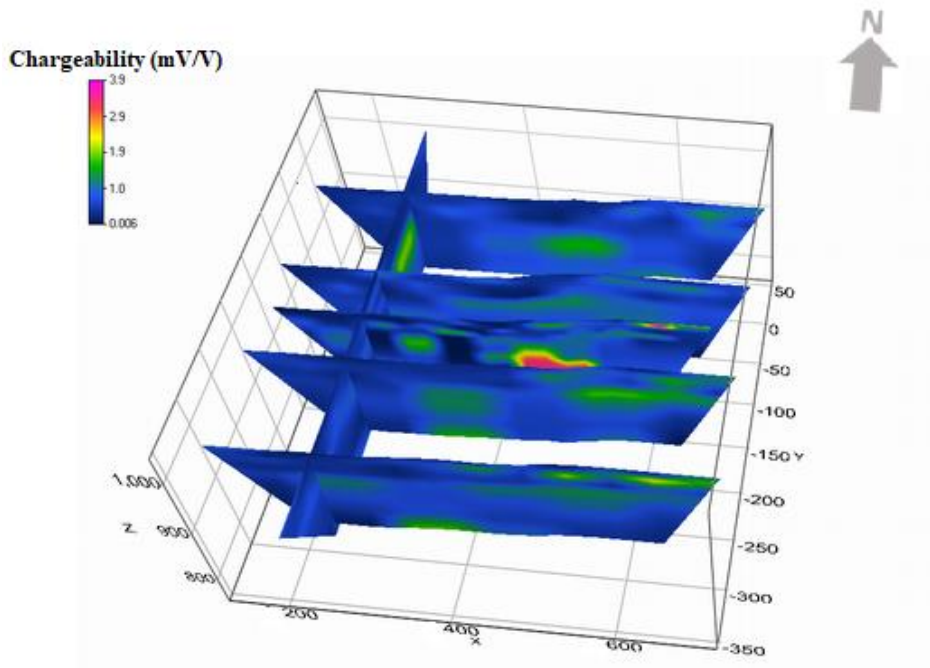
مدل سازی دوبعدی در نرم افزار Zondres2D

شکل (۴-۳۲) نمایش ۲/۵ بعدی مقاطع مقاومت ویژه حاصل از نرم‌افزار Zondres2D را نشان می‌دهد. که نمای بهتری از تغییرات مقادیر مقاومت ویژه و بارپذیری در اعماق را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود مقاومت ویژه در نواحی مرکز و انتهای پروفیل از مقاومت ویژه بالایی برخوردار هستند. تهیه مدل‌های ۲/۵ بعدی ارائه شده با نرم‌افزار Zondres2D صورت گرفته که باعث درک آسان و دقیق‌تری از قرارگیری موقعیت پروفیل‌ها نسبت به یکدیگر می‌شود.

در ادامه نمایش ۲/۵ بعدی از مقاطع IP حاصل از نرم‌افزار Zondres2D در شکل (۴-۳۳) آورده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود مقاطع IP نیز حاکی از وجود یک بی‌هنجاری با بارپذیری بالا در قسمت مرکزی پروفیل‌ها می‌باشد. در نواحی که مقادیر مقاومت ویژه بالاتر می‌باشد، بارپذیری هم مقدار بالایی را نشان می‌دهد.



شکل (۴-۳۲): نمای ۲/۵ بعدی مقاطع مقاومت ویژه با استفاده از نرم‌افزار Zondres2D



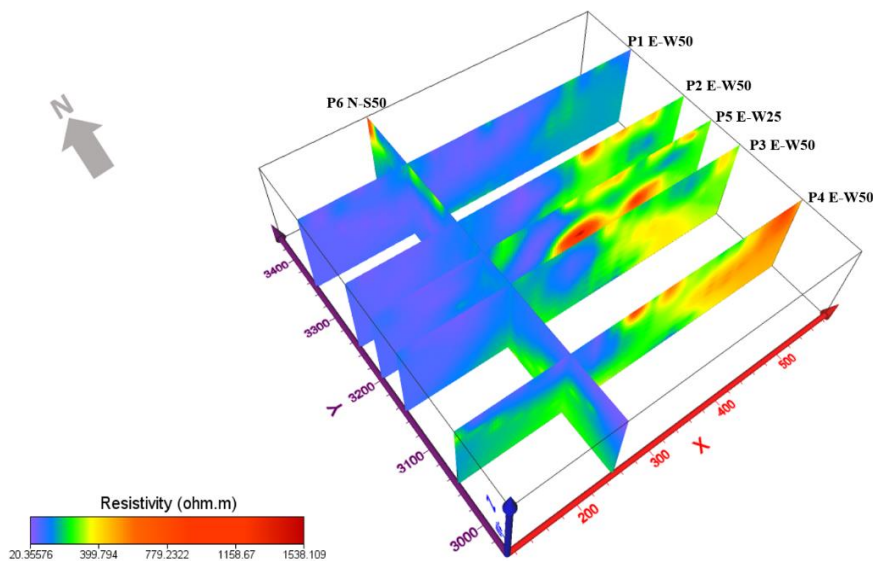
شکل (۴-۳۳): نمای ۲/۵ بعدی مقاطع IP با استفاده از نرم‌افزار Zondres2D

۴-۴-۸ نمایش سه‌بعدی نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی

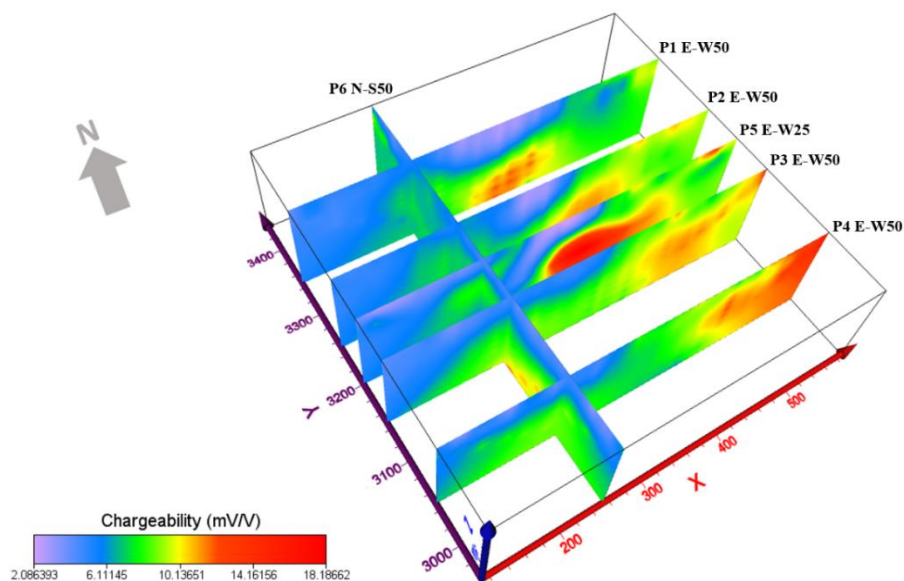
نمایش سه‌بعدی نتایج حاصل از مدل‌سازی دوبعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP شکل (۴-۳۴) و (۴-۴)

(۳۵) در محیط نرم‌افزار Voxler می‌توان مناطق محتمل کانی‌سازی و همچنین روند کانی‌سازی را تا

حدودی مشاهده کرد.



شکل (۴-۳۴): نمایش سه‌بعدی نتایج وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه با نرم‌افزار Voxler

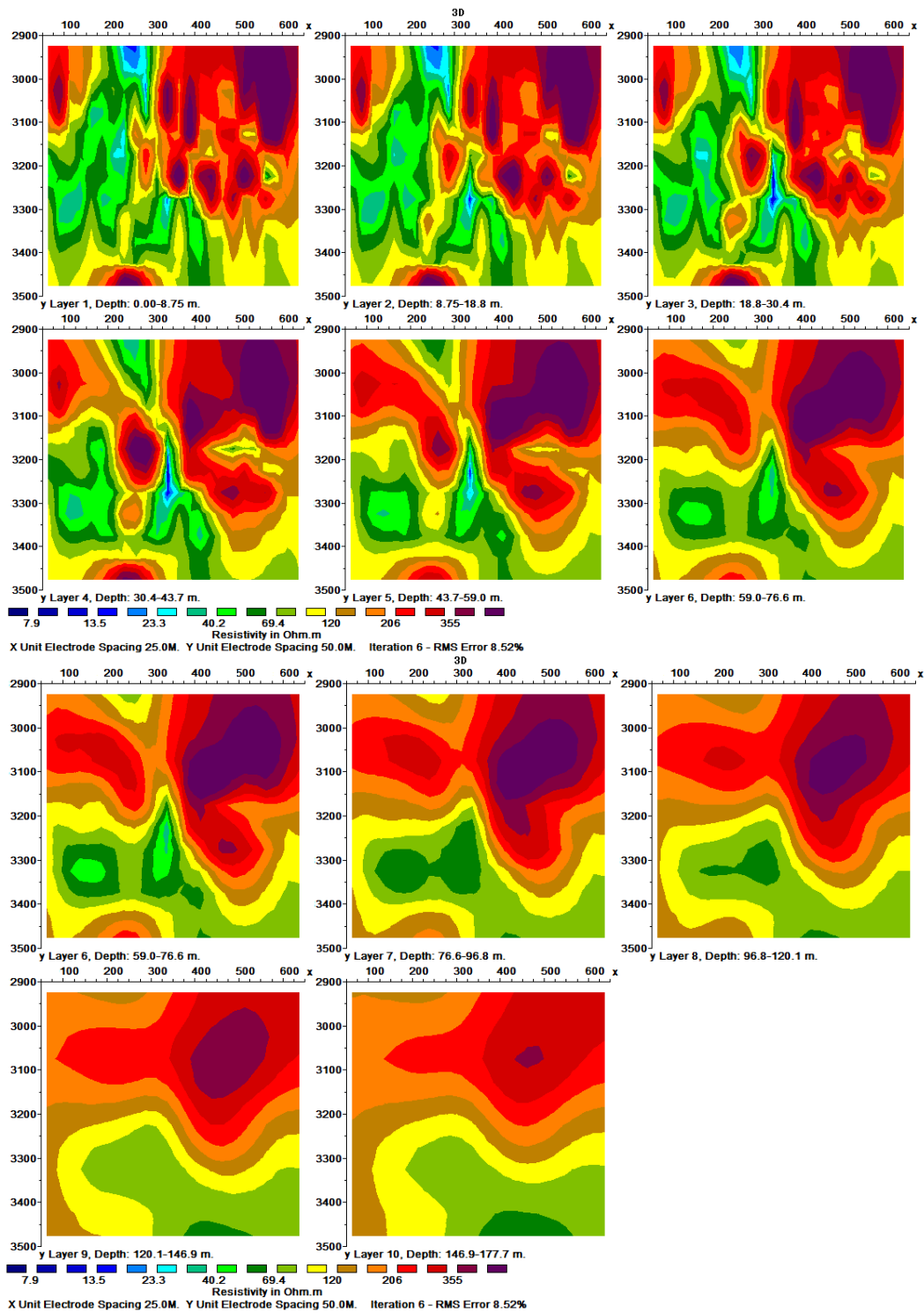


شکل (۴-۳۵): نمایش سه‌بعدی نتایج وارون‌سازی دو بعدی داده‌های IP با نرم‌افزار Voxler.

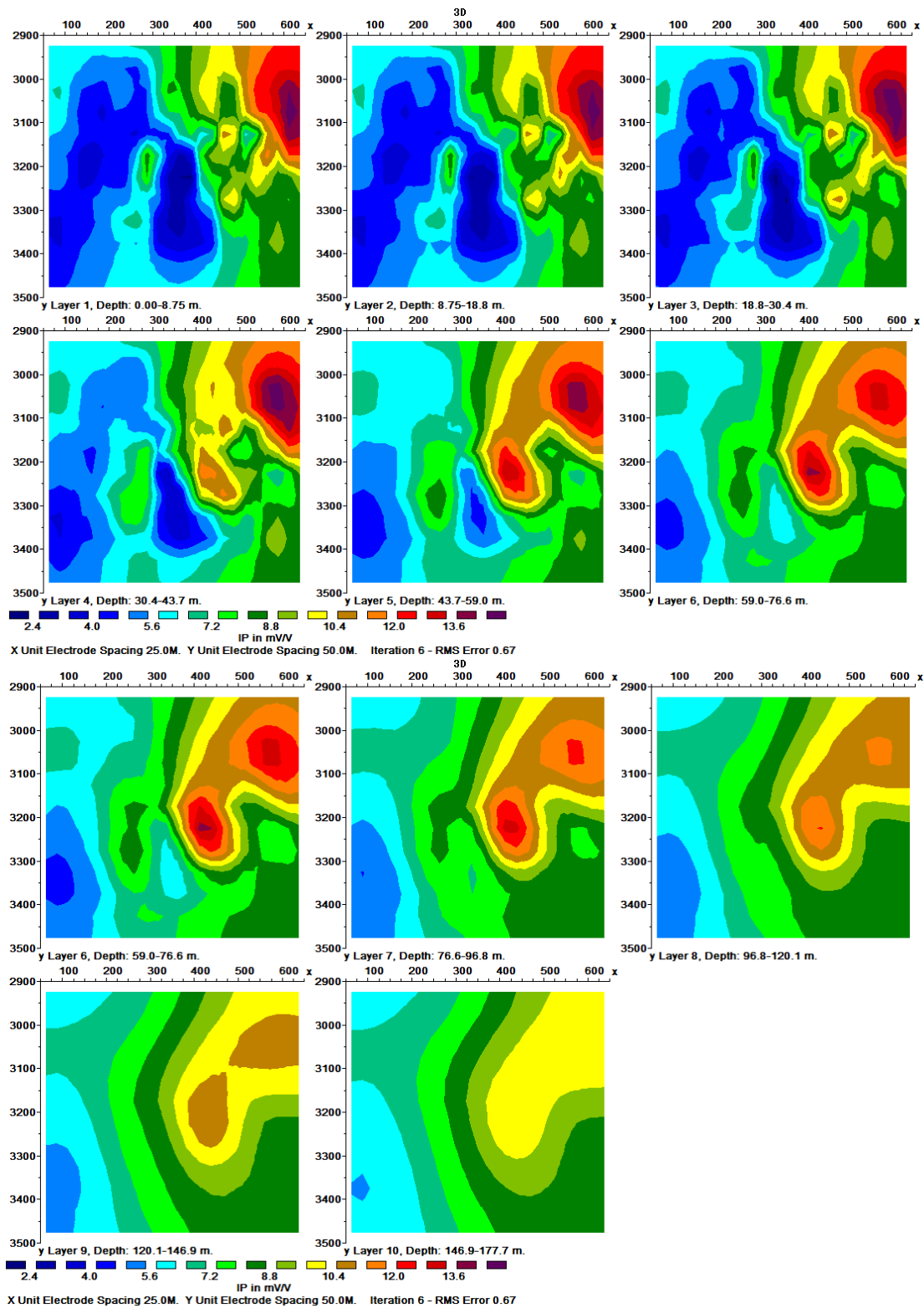
۴-۴-۹ بررسی نتایج حاصل از مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP

مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌ها به منظور دستیابی به یک دید کلی از نواحی بی‌هنجار زیرسطحی بسیار مفید می‌باشد؛ و یک تصویر کامل‌تر از زیر سطح را نمایش می‌دهد [Sultan and Monteiro Santos, 2008].

برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP با استفاده از آرایه دوقطبی-دوقطبی در امتداد شش پروفیل (۵ پروفیل شرقی-غربی و ۱ پروفیل شمالی-جنوبی) که فاصله الکترودی ۵۰ متر و ۲۵ متر و فاصله پروفیلی ۵۰ متر و ۱۰۰ متر از یکدیگر انجام شد؛ داده‌های حاصل از پروفیل‌های مذکور، به وسیله نرم‌افزار RES2DINV مدل‌سازی وارون دوبعدی صورت گرفت. و سپس به وسیله نرم‌افزار مذکور با یکدیگر تلفیق شدند و نهایتاً دو مجموعه داده سه‌بعدی ایجاد شدند. این مجموعه داده‌ها، به منظور مدل‌سازی سه‌بعدی به نرم‌افزار RES3DINV فراخوانی شده و مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌ها انجام شد. همچنین برای نمایش بهتر نتایج مدل‌سازی‌های سه‌بعدی، از نرم‌افزار Voxler استفاده شده است. نتایج حاصل از مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌ها در شکل (۴-۳۶) تا (۴-۴۱) نشان داده شده است.



شکل (۴-۳۶): مقاطع افقی حاصل از مدل سازی سه بعدی مقاومت ویژه (از سطح تا عمق ۱۷۷/۷ متر).

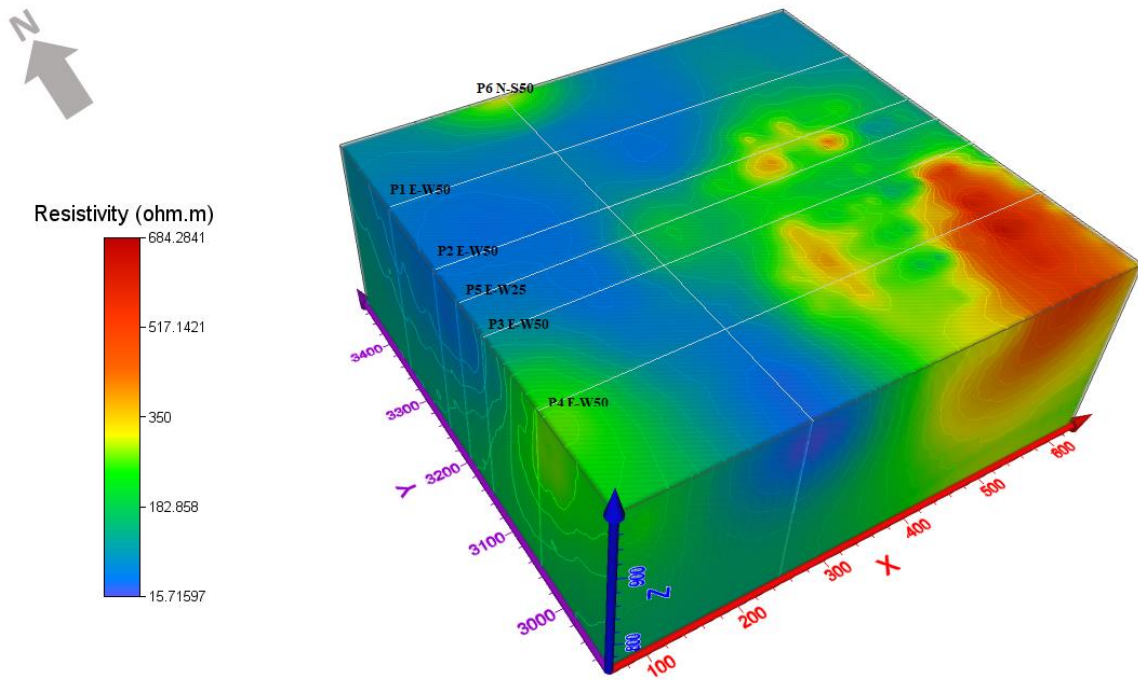


شکل (۴-۳۷): مقاطع افقی حاصل از مدل سازی سه بعدی IP (از سطح تا عمق ۱۷۷/۷ متر).

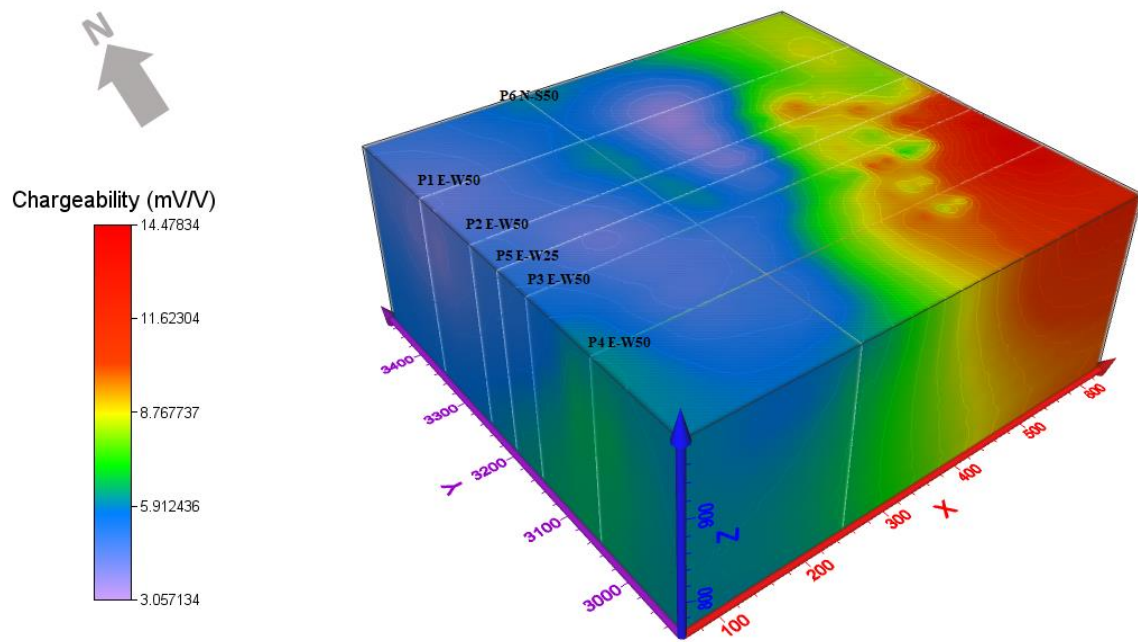
همان‌طور که در شکل‌های (۴-۳۶) و (۴-۳۷) مشاهده می‌شود، نتایج مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های اندازه‌گیری شده به صورت ۱۱ مقطع افقی مقاومت‌ویژه و IP در عمق‌های متفاوت آورده شده است. با توجه به مقاطع به دست آمده در شکل (۴-۳۶)، نواحی با مقاومت‌ویژه بالا که با رنگ‌های قرمز و بنفش در بالای هر مقطع وجود دارند، این مقادیر با افزایش عمق و وسعت بیشتری می‌یابد؛ به طوری که تقریباً در عمق ۳۰ تا ۱۲۰ متری به بیشترین وسعت خود می‌رسد و رفته رفته با افزایش عمق از شدت مقاومت‌ویژه کاسته شده است. در این مقاطع چنین به نظر می‌رسد که توده با مقاومت‌ویژه بالا (بیشتر از ۳۶۰ اهم‌متر) از عمق‌های بالا به سمت سطح کشیده شده است. با توجه به کاهش مقدار مقاومت‌ویژه با افزایش عمق (در عمق بیش از ۱۲۰ متر)، احتمال می‌رود که سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری در اعماق بیش از ۱۸۰ متر حضور نداشته باشد.

براساس شکل (۴-۳۷) می‌توان دو محدوده بی‌هنجار برای مقادیر IP در نظر گرفت. محدوده اول که به احتمال قوی منطبق بر زون اصلی ۱ در منطقه است، و از سطح آغاز و تا عمق بیش از ۱۲۰ متری ادامه دارد. این بی‌هنجاری از سطح زمین آغاز شده و با افزایش عمق بر شدت آن افزوده می‌شود به طوری که در عمق حدود ۲۰ تا ۴۴ متری به بیشترین مقدار خود می‌رسد و سپس با افزایش عمق از شدت آن کاسته می‌شود. همچنین از عمق حدود ۳۰ متری بی‌هنجاری دیگری در مقاطع IP نمایان می‌شود که این بی‌هنجاری به احتمال قوی منطبق بر زون ۲ در منطقه است. شدت این بی‌هنجاری نیز با افزایش عمق افزایش می‌یابد به طوری که در عمق حدود ۶۰ تا ۷۷ متری به بیشترین میزان خود می‌رسد و سپس با افزایش عمق از شدت آن کاسته می‌شود. شایان ذکر است که براساس نتایج مدل‌سازی‌ها، احتمال گسترش این بی‌هنجاری‌ها در اعماق بالا (بیش از ۱۵۰ متر) پایین است.

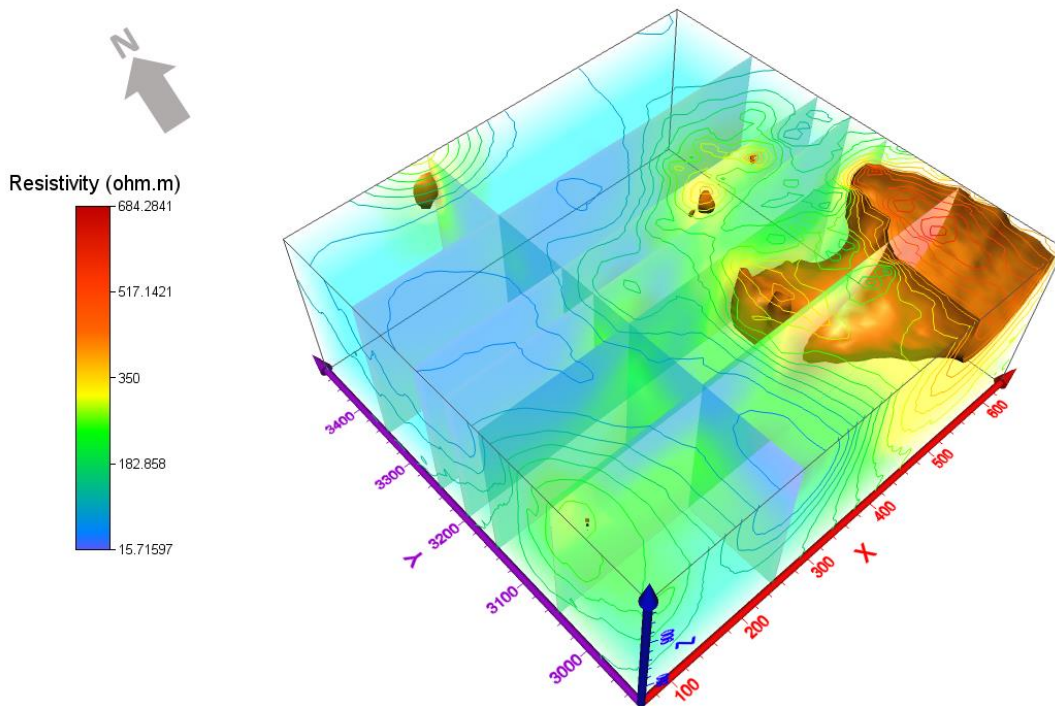
در ادامه شکل‌های (۴-۳۸) تا (۴-۴۱) نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه و IP در منطقه مورد مطالعه در محیط نرم‌افزار Voxler آورده شده است.



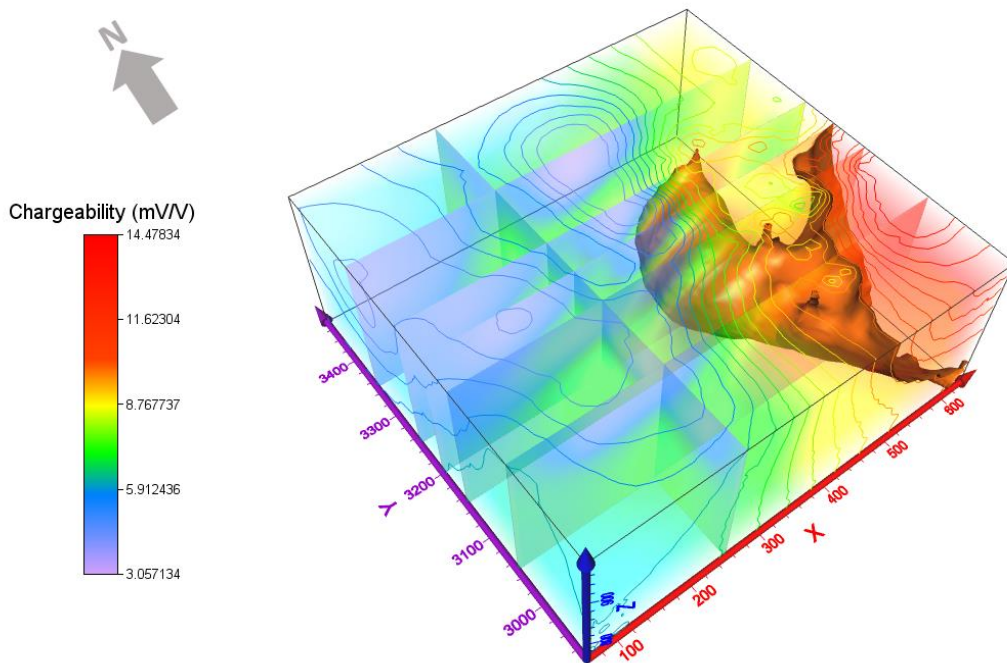
شکل (۴-۳۸): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۴-۳۹): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های IP در محدوده مورد مطالعه.



شکل (۴-۴۰): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مقاومت‌ویژه با مقادیر بالاتر از ۴۱۵ اهم‌متر در منطقه مورد مطالعه.



شکل (۴-۴۱): نمایش نتایج وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های IP با مقادیر بالاتر از ۱۰ میلی‌ولت بر ولت در منطقه مورد مطالعه.

فصل ۵ : نتیجه گیری و مشاهدات

۵-۱ نتیجه‌گیری

مطالعات انجام گرفته در محدوده اکتشافی مورد نظر، شامل مطالعات زمین‌شناسی همراه با روش‌های ژئوفیزیکی است. سنگ‌میزبان کانی‌سازی سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن است که متحمل دگرسانی گسترده سربیسیت، کواتز، کربنات و دگرسانی محلی اکسید آهن و سیلیسی شده‌اند. با توجه به رخنمون‌های منطقه و اندازه‌گیری‌های ساختاری در محدوده اکتشافی، کانی‌سازی از روند گسل‌ها تبعیت کرده و منجر به تشکیل سه زون معدنی گردیده است. رگه‌های معدنی با روند شمال‌شرق - جنوب‌غرب می‌باشند که با روند کلی گسل‌های منطقه همخوانی دارند. مشاهدات صحرایی، شواهد زمین‌شناسی، مطالعات میکروسکوپی و نتایج آنالیز شیمیایی نشان می‌دهد؛ کانی‌سازی از نوع پلی‌متال هیدروترمال می‌باشد.

در این پژوهش، برداشت‌های ژئوفیزیکی به سه روش مغناطیس‌سنجی، مقاومت‌ویژه و IP به منظور شناسایی ساختار زمین‌شناسی، عمق و تعیین محدوده کانی‌سازی انجام شد. نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- استفاده از روش مغناطیس‌سنجی به منظور بررسی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه و تشخیص گسل‌ها موفق عمل کرده است؛ به طوری که گسل‌های اصلی مرتبط با کانی‌سازی به وضوح قابل شناسایی می‌باشند.

۲- استفاده هم‌زمان از دو روش مقاومت‌ویژه و IP به منظور بررسی عمقی مناطق امیدبخش، سودمند بوده و در تشخیص بی‌هنجاری‌های احتمالی مرتبط با کانی‌سازی، موفق عمل کرده است. با مقایسه نتایج به دست آمده از روش مغناطیس‌سنجی و روش‌های مقاومت‌ویژه و IP می‌توان در مورد وجود یا عدم وجود بی‌هنجاری‌های احتمالی عمقی و همچنین ارتباط ساختارهای زمین‌شناسی با این بی‌هنجاری‌ها اظهار نظر کرد. همچنین استفاده از این روش‌ها باعث کاهش هزینه‌های اکتشافی، مدیریت در زمان و کاهش اثرات مخرب زیست محیطی می‌شود.

۳- مدل های وارون مقاومت ویژه و IP به دست آمده از نرم افزارهای RES2DINV و ZondRes2D انطباق نسبتاً خوبی با یکدیگر نشان می دهند؛ همچنین تطابق نسبتاً خوبی بین زون های شناسایی شده در بخش زمین شناسی محدوده با مطالعات مقاومت ویژه و IP در منطقه وجود دارد.

۴- بررسی مدل های وارون سه بعدی مقاومت ویژه و IP به دست آمده از نرم افزار RES3DINV برای داده های منطقه مورد مطالعه، نشان می دهد که نتایج این مدل سازی ها با نتایج مدل سازی های وارون دوبعدی مقاومت ویژه و IP هم خوانی نسبتاً خوبی دارند و وجود نواحی بی هنجار عمقی در نتایج هر دو مدل سازی تایید می شود.

۵- نتایج مطالعات مغناطیس سنجی، مقاومت ویژه و IP در محدوده اکتشافی مورد نظر حاکی از آن است، که روند کانی سازی با ساختارهای گسلی در منطقه ارتباط مستقیم دارد.

۶- نواحی بی هنجار مرتبط با کانی سازی در منطقه، با مقادیر متوسط تا بالای بارپذیری و مقادیر متوسط مقاومت ویژه و عمدتاً مرتبط با ساختارهای گسلی و شکستگی ها در مدل های مقاومت ویژه و IP مشخص شده اند. بر این اساس یک بی هنجاری در مرکز محدوده با راستای شمال شرق- جنوب غرب در ارتباط با شکستگی های سنگ های آتشفشانی-آذرآواری و منطبق بر زون اصلی (۱) در محدوده و یک بی هنجاری در قسمت جنوب شرقی منطقه در ارتباط با شکستگی های سنگ میزبان آتشفشانی-آذرآواری با راستای تقریباً موازی با بی هنجاری قبلی به صورت شمال شرق- جنوب غرب و منطبق بر زون ۲ در منطقه شناسایی شدند.

۲-۵ پیشنهادات

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته در این پایان نامه در محدوده مورد مطالعه، موارد زیر جهت مطالعات بیشتر پیشنهاد می‌شوند:

۱- با توجه به این که بی‌هنجاری‌ها بر روی تمامی پروفیل‌ها در جهت افزایش عمق هم‌چنان ادامه دارند؛ پیشنهاد می‌گردد عملیات برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP بر روی پروفیل‌ها، با فواصل الکترودی بزرگ‌تر نیز صورت گیرد؛ تا گسترش عمقی بی‌هنجاری‌ها بهتر مشخص شود.

۲- با توجه به اینکه گسترش زون اصلی ۱ به سمت شمال ادامه دارد، پیشنهاد می‌گردد برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP با فاصله الکترودی ۵۰ متر و در فاصله ۱۰۰ متری از پروفیل P1 E-W50 به سمت شمال انجام شود.

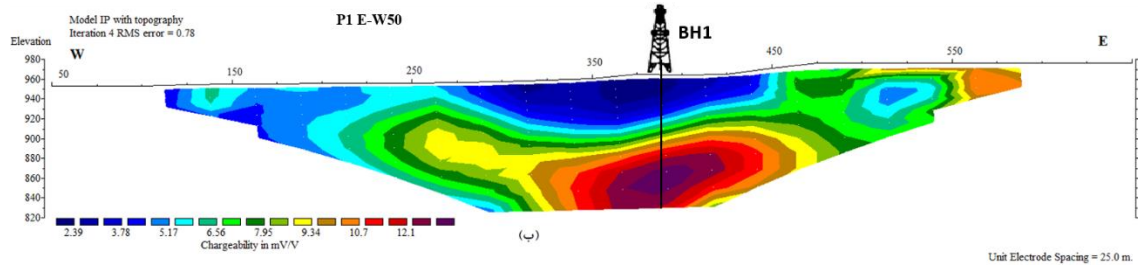
۳- برداشت داده‌های مقاومت‌ویژه و IP به صورت عمود بر پروفیل‌های شرقی- غربی و در قسمت شرقی محدوده پیشنهاد می‌گردد تا از گسترش احتمالی بی‌هنجاری‌ها به سمت شرق اطمینان حاصل شود.

۴- با توجه به نوع کانی‌سازی در منطقه و ارتباط آن با ساختارهای گسلی و شکستگی‌ها، تهیه نقشه تکتونیکی منطقه به منظور شناسایی دقیق این ساختارها پیشنهاد می‌شود.

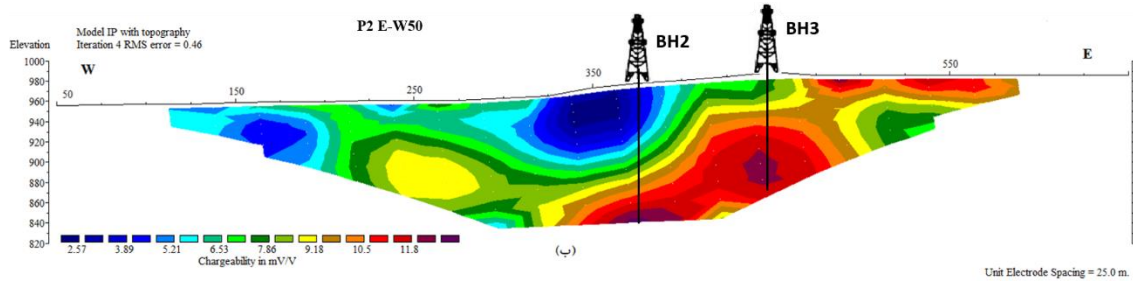
به علاوه با توجه اهمیت شناسایی گسل‌ها و شکستگی‌ها و ارتباط نزدیک آن‌ها با کانی‌سازی، به منظور تعیین موقعیت این ساختارها در منطقه، استفاده از روش مقاومت‌ویژه با به‌کارگیری آرایه الکترودی قطبی- دوقطبی متقارن با توجه به قابلیت شناسایی بهتر گسل و شکستگی با این آرایه نسبت به سایر آرایه‌های الکترودی [پیروز و همکاران، ۱۳۹۲]، پیشنهاد می‌شود.

۵- در نهایت با توجه محل بی‌هنجاری‌های زیرسطحی به‌دست آمده از نتایج مدل‌سازی‌ها و تفسیر و تحلیل‌های صورت گرفته، توصیه می‌شود حفاری در نقاط پیشنهادی زیر صورت گیرد و نتایج حاصل از آن با نتایج حاصل از مدل‌سازی‌ها مقایسه گردد. در جدول (۵-۱) نقاط

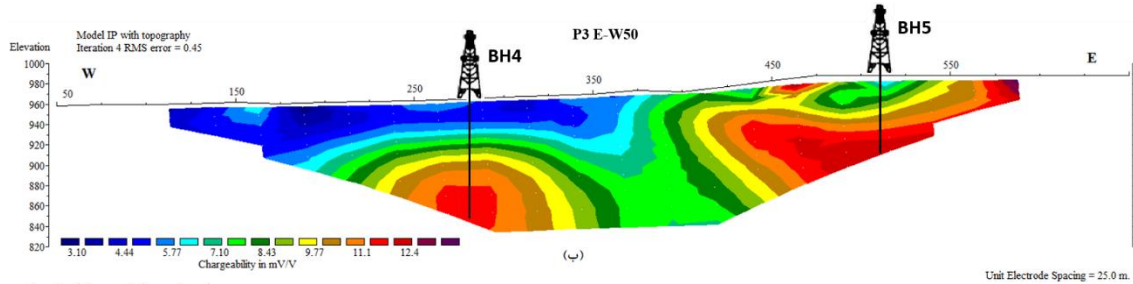
پیشنهادی حفاری بر روی پروفیل‌های منطقه با مختصات و مشخصات آورده شده است؛ که این نقاط حفاری با توجه به برداشت‌های مغناطیس، قطبش‌القایی، مقاومت‌ویژه الکتریکی و اطلاعات حاصل از مطالعات زمین‌شناسی پیشنهاد شده است.



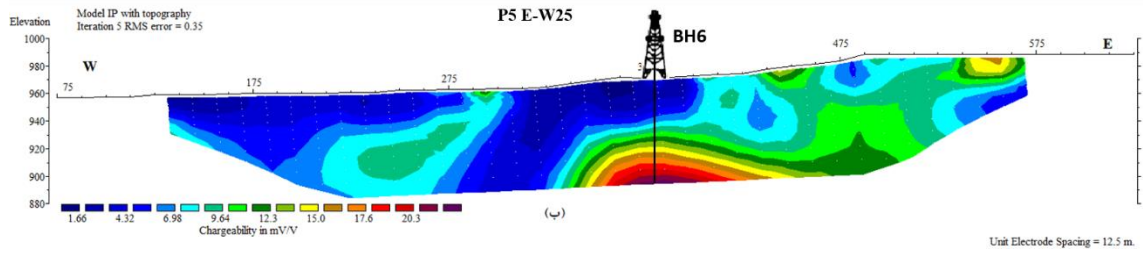
شکل (۵-۱): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P1 E-W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی.



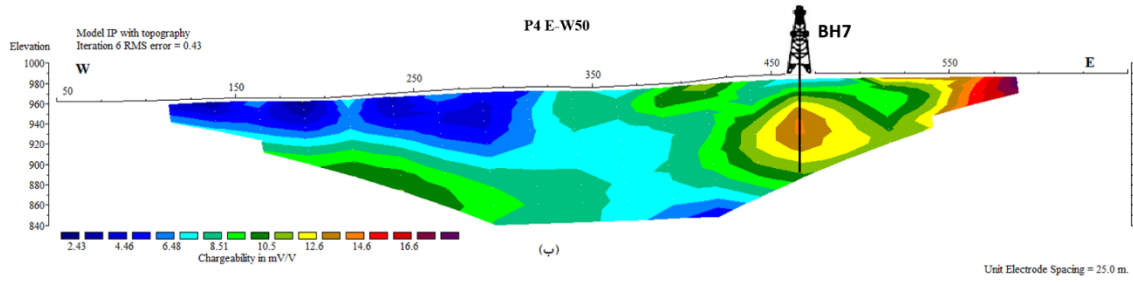
شکل (۵-۲): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P2 E-W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی.



شکل (۵-۳): مدل IP حاصل از مدل‌سازی وارون توسط نرم‌افزار RES2DINV برای پروفیل P3 E-W50 همراه با موقعیت گمانه‌های پیشنهادی.



شکل (۴-۵): مدل IP حاصل از مدل سازی وارون توسط نرم افزار RES2DINV برای پروفیل P5 E-W25 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی.



شکل (۵-۵): مدل IP حاصل از مدل سازی وارون توسط نرم افزار RES2DINV برای پروفیل P4 E-W50 همراه با موقعیت گمانه پیشنهادی.

جدول (۵-۱): نقاط پیشنهادی برای حفاری.

نام پروفیل برداشت	گمانه پیشنهادی	مختصات نقطه حفاری	عمق حفاری (متر)
P1 E-W50	BH1	X= 385 Y= 3350	120
P2 E-W50	BH2	X= 375 Y= 3250	120
P2 E-W50	BH3	X= 450 Y= 3250	120
P3 E-W50	BH4	X= 280 Y= 3150	120
P3 E-W50	BH5	X= 510 Y= 3150	120
P5 E-W25	BH6	X= 380 Y= 3200	120
P4 E-W50	BH7	X= 470 Y= 3050	120

مراج

آقائباتی ع.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، ص ۵۸۶.
انصاری، ع.، مجتهدزاده، س.، ح.، علمدار، ک.؛ (۱۳۹۲)، "روش‌های گرانی و مغناطیس در ژئوفیزیک اکتشافی"،
انتشارات دانشگاه یزد، یزد.

بمانی، م.، مجتهدزاده، س.، ح.، انصاری، ع.، (۱۳۹۸)، "بررسی و تلفیق داده‌های ژئوفیزیکی با دگرسانی‌ها در
کانسار مس علی‌آباد دامک"، نشریه مهندسی منابع معدنی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، دوره چهارم، شماره ۱،
ص ۲۱ تا ۴۳.

پیروز ا.، جهان‌بین م.، رفعت‌هرات ع.، احمدزاده غ. و فردوسی ح.، (۱۳۹۲)، "به تصویر کشیدن ناهمگنی‌های
جانبی واقع در زیر سطح زمین به کارگیری آرایش الکترودی قطبی - دوقطبی متقارن و مدل‌سازی معکوس
دوبعدی داده‌های اندازه‌گیری شده".، اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی، دانشگاه
صنعتی شاهرود.

حجت، آ.، رنجبر، ح.، (۱۳۹۰)، "اصول ژئوالکترونیک کاربردی"، چاپ اول، انتشارات ستایش، تهران.
حاجی‌میرزاجان ح.، کریم‌پور م. ح.، ملک‌زاده شفارودری آ.، حیدریان شهری م. ر. و هامونی س. ح.،
(۱۳۹۱)، "تلفیق داده‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، ژئوشیمی و مطالعات ژئوفیزیکی IP/RS و
مغناطیس‌سنجی زمینی منطقه رودگز، جنوب‌شرق گناباد، استان خراسان رضوی"، مجله زمین‌شناسی
اقتصادی، شماره ۱، جلد ۵، ص ۱۱۷ تا ۱۳۶.

جهان‌تیغ، م.، نوروزی، غ.، ژولیده‌سر، ف.، (۱۳۸۹)، "بررسی آنومالی مغناطیسی منطقه درح با روش گسترش و
کاهش به‌قطب"، بیست و نهمین گردهمایی علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

خسروی، م.، (۱۳۸۶)، "پترولوژی، آلتراسیون، کانی‌سازی و اکتشاف ژئوشیمیایی منطقه رحیمی
شمال‌غرب فردوس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد.

ربیعی‌صادق‌آبادی، عرب‌امیری ع.، کامکارروحانی، ا.، ابراهیمی س.، (۱۳۹۸)، "مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی
به‌منظور اکتشاف سرب و روی در منطقه چومالو، شمال‌غرب زنجان"، نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی،

دوره ۵، شماره ۲، ص ۲۱۷ تا ۲۳۴.

کلاگری، ع. (۱۳۸۹)، "اصول اکتشافات ژئوفیزیکی"، چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تبریز، تبریز.

کریم پور، م. ح.، عشوری، ع. ر.، سعادت، س. (۲۰۰۵)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهدوی ف. (۱۳۸۳)، "روشهای الکتریکی در اکتشاف ژئوفیزیکی حوضه‌های رسوبی عمیق"، انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

علیلو، س. ک.، عابدی، م.، نوروزی، غ. ح.، دولتی، ف. (۱۳۹۲)، "به‌کارگیری روش‌های تلفیقی مغناطیسی، مقاومت‌ویژه الکتریکی و قطبش‌القایی در اکتشاف کانسارهای اسکارن آهن و مس، مطالعه موردی: کانسار آهن و مس قلندر، اهر"، اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی ۱۹-۲۰ آذر ۱۳۹۲، دانشگاه شاهرود.

علمدار، ک.، انصاری، ع. (۱۳۸۸)، "تجزیه و تحلیل داده‌های میدان پتانسیل در حوزه فرکانس در تعیین ویژگی‌های توده‌های معدنی"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی دانشگاه یزد.

عباسی نیا، م.، ابراهیمی، م. (۱۳۹۳)، "اکتشافات ژئوفیزیکی کانسار آهن قبله داغی بهروش مگنتومتری"، کنفرانس ملی علوم معدنی، مازندران-ساری.

نوروزی، غ.، غلامی، س. (۱۳۸۴)، "تحلیل و مدلسازی داده‌های ژئوفیزیکی (M و RS,IP) در محل اندیس معدنی سوناجیل"، نشریه دانشکده فنی، جلد ۳۹، شماره ۲، صفحه ۲۶۵-۲۵۳.

نوروزی غ. (۱۳۹۲)، "روش‌های الکتریکی در ژئوفیزیک اکتشافی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۳۷۵.

Bellott, A., Coppel, J., & Millon, R. (1991). Contribution of magnetic modeling to the discovery of a hidden massive sulfide body at Hajar, Morocco. *Geophysics*, 56(7), 983–991.

Best*, M., Fage, I., & Daigle, R. (2015). Integrating high resolution resistivity/IP surveying and core measurements over nine known mineral deposits: Yukon, Canada. Near-Surface Asia Pacific Conference, Waikoloa, Hawaii, 7-10 July 2015, 48–51.

Bilim, F., & Ates, A. (2003). Analytic signal inferred from reduced to the pole data. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 6(2), 66–74.

Blakely, R. J. (1996). Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press.

Butler, R. F. (1998). Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Electronic Edition, 23.

Dey, A., & Morrison, H. F. (1979). Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional structures. *Geophysics*, 44(4), 753–780.

Dentith, M., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the mineral exploration geoscientist*. Cambridge University Press.

Dobrin, M. B., & Savit, C. (n.d.). H. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York: McGraw-Hill.

Dehghani G., (1981), “Schwerefeld und Krustenaufbau in Iran-Hamburger Geophys”, Einzelscher., R. R., H., 54, S., Hamburg.

Esmaily D., Nedelec M.V., Valizadeh F., Moore J., Cotton. (2005). “Petrology of the Jurassic Shahkuh granite (Eastern Iran), with reference to tin mineralization”, *J. of Asian Earth Sciences*, 25, 961-980.

Fedi, M., Rapolla, A., & Russo, G. (1999). Upward continuation of scattered potential field data. *Geophysics*, 64(2), 443–451.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 4). John Wiley & Sons.

Kaminsky, A., (2012), “Tutorial: program for two-dimensional interpretation of data obtained by resistivity and induced polarization methods”, Saint-Petersburg.

Kirsch, R. (2009). Aquifer structures–pore aquifers. In *Groundwater Geophysics* (pp. 391–446). Springer.

Knödel, K., Lange, G., & Voigt, H.-J. (2007). *Environmental geology: handbook of field methods and case studies*. Springer Science & Business Media.

Karimpor, M, H., Ashouri, A, R & Saada, S. (2005). “Explanatory text of the Taher Abad Map 1:100,000”.

Loke, M. H. (2012). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, 22 April 2012, Penang, Malaysia.

Loke, M. H., (2005), “RES3DINV ver. 2.15 for Windows 95/98 & NT-Rapid 3D Resistivity & IP inversion using the least squares method”.

Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, Geotomo

software, Penang, Malaysia.

Loke, M H, & Barker, R. D. (1995). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics*, 60(6), 1682–1690.

Lens G., Schmidt K., (1984). “Plate tectonic, orogeny, and mineralization in the Iranian fold belts results and conclusions”, *N. Jb. Geol. Palaon. Abh.* 168, 2/3: 558-568.

Meju, M. A. (1994). “Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice”. Society of Exploration Geophysicists.

Milsom, J. J. (2011). Eriksen. A. *Field Geophysics (Geological Field Guide)*.

Mooney, H. M. (1980). *Handbook of engineering geophysics*. 2. Electrical resistivity. Bison Instruments.

Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507–517.

Roy, K. K. (2008). Electrical images in potential theory. In *Potential Theory in Applied Geophysics* (pp. 329–347). Springer.

Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.

Seigel, H., Nabighian, M., Parasnis, D. S., & Vozoff, K. (2007). The early history of the induced polarization method. *The Leading Edge*, 26(3), 312–321.

Sasaki, Y. (1992). RESOLUTION OF RESISTIVITY TOMOGRAPHY INFERRED FROM NUMERICAL SIMULATION 1. *Geophysical Prospecting*, 40(4), 453–463.

Scales, J. A., Smith, M. L., & Treitel, S. (1994). *Introductory geophysical inverse theory*. Samizdat Press Golden.

Selley, R. C., Cocks, L. R. M., & Plimer, I. R. (n.d.). ur.(2005) *Encyclopedia of geology*. Oxford: Elsevier.

Sultan S. A. and Monteiro Santos F. A. (2008) “1D and 3D resistivity inversions for geotechnical investigation” *Journal of Geophysics and Engineering*, 1, 5, pp. 1-11.

Stöcklin J. (1968) “Structural history and tectonics of Iran; a review” *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 7, 52, pp. 1229-1258.

Stocklin J., Nabavi M.H., "Tectonic map of Iran", Geological Survey of Iran, (1973).

Alavi. M., (1991), “Tectonic map of the Middle East”, Geological Survey of Iran, Tehran.

Telford W.M., Shwriff R.E., (1991). “Applied Geophysics”, 2nd Edition Cambridge University press.

Telford W.M., Shwriff R.E., (1990). “Applied Geophysics”, Cambridge University press, UK, VI, 340-380.

Tarkian, M., Lotfi M. & Baumann, A., 1983- Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the Central Lut (east Iran), Final report: Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Geol. Surv. Iran, Rep. No. 51, p. 357-384.

Ward, S. H. (1990). Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume I, Review and Tutorial: Volume I: Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysicists.

Zhou, Q. Y., Shimada, J., & Sato, A. (2001). Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 37(2), 273–285.

WEBSITE:

Dipole-Dipole Array: Electrical Resistivity Methods, Part 3 | AGIUSA. (n.d.). Retrieved January 24, 2021, from <https://www.agiusa.com/dipole-dipole-array>.

Electrical Resistivity Tomography - Alpha Geosurvey. (n.d.). Retrieved January 24, 2021, from <https://alphageosurvey.co.uk/methods/electrical-resistivity-tomography>.

Abstract

Geophysical surveys are an important tool for identifying and separating rocks, determining the depth and extent of mineralization. Using several geophysical methods together and combining them with basic information such as geology increases the possibility of exploration and access to mineralization potential areas. Copper, lead and zinc mineralization is located in the structural zone of Lut block in eastern Iran. The rock is the host mineralization sequence of fused pyroclastic and Eocene volcanic units located near Tertiary intrusions. The presence of hydrothermal fluids associated with intrusive masses (probably) has caused extensive alteration of quartz carbonate sericite and local alteration of iron and silica in the area. Mineralization in the form of siliceous veins (3 zones) with northeast-southwest trend that has followed the trend of faults and fractures in the region and includes pyrite, chalcopyrite, malachite, chrysocla, galena and sphalerite. Geological studies show that the mineralization is of the type of hydrothermal vein polymetals.

To achieve accurate results of exploratory studies in the region, a combination of magnetometric, resistivity and IP methods with geological data were used. A total of 852 stations were performed for magnetometric surveys with a network of 10 x 50 meters in the desired range. The results of this survey revealed the geological structure and the trend and extension of faults corresponding to the two mineralization zones. A total of 424 stations for specific strength and IP data collection were performed using a bipolar array along six profiles (5 east-west profiles and 1 north-south profile) at 50 m and 25 m electrode distances and 50 m and 100 m profile distances from each other. The data obtained from the mentioned profiles were processed and modeled using RES2DINV and ZondRes2D software after initial corrections by two-dimensional smooth inversion method. This data set was used in order to better represent the anomalous areas and the relationship between geophysical sections and also to determine the drilling points in the study area more accurately, three-dimensional inverse modeling using RES3DINV software. Voxler software is used to better display the results of 3D modeling. The results of specific strength and IP studies have shown the faults of the region as well as mineralization areas. Specific strength and IP models are the abnormal areas associated with mineralization in the region, with moderate to high load values and moderate values of specific strength, mainly related to fault structures and fractures. Accordingly, an anomaly in the center of the area with a northeast-southwest direction in relation to fractures of pyroclastic volcanic rocks and conforming to zone 1 (main) in the area and an anomaly in the southeastern part of the region in connection with fracture volcanic host rock fractures with Almost parallel lines with the previous anomaly were identified as northeast southwest and corresponding to zone 2 in the region. Finally, based on the results, 7 points for drilling were suggested.

Keywords : Polymetallic mineralization, magnetometry, resistivity, inductive polarization (IP), Dipole- dipole array



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Mineral Exploration

Exploration of Polymetal ore deposit in east of Iran using Geological and Geophysical data

By: Hadi Abdolahpour Darvishan

Supervisor:

Dr. Alireza Arab-Amiri

Dr. Susan Ebrahimi

Advisor:

Arash Rabiei Sadeghabadi

January 2021