



DOI: 10.30479/jmre.2019.9473.1184

بررسی و تطبیق داده‌های ژئوفیزیکی با دگرسانی‌ها در کانسار مس علی‌آباد دامک

مهدی بمانی^۱، سیدحسین مجتهدزاده^۲، عبدالحمید انصاری^۲

۱- دانشجوی دکترا، گروه مهندسی معدن، اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد
۲- دانشیار، گروه مهندسی معدن، اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

(دریافت ۱۳۹۷/۰۷/۲۱، پذیرش ۱۳۹۷/۱۱/۱۴)

چکیده

کانسار مس - مولیبدین پورفیری علی‌آباد دامک در ۳۵ کیلومتری جنوب‌غربی تفت در استان یزد قرار دارد. اکتشاف تفصیلی در این کانسار انجام شده است. آثار کانی‌سازی در سطح منطقه محدود به رگچه‌ها و آلودگی‌های مالاکیتی - آزوریتی با مقداری پیریت و کالکوپیریت و بندرت کالکوسیت و کوولیت است. بافت کانه‌سازی از نوع استوک‌ورک و پراکنده به نظر می‌رسد. محلول‌های گرمابی که پس از نفوذ توده نیمه‌عمیق علی‌آباد بالا آمده‌اند، افزون بر کانه‌سازی مس سبب دگرسانی شدید سنگ‌های گرانیتی و واحدهای رسوبی - آتشفشانی کرتاسه شده‌اند. در بررسی‌های انجام شده تاکنون برونزد دگرسانی نوع پتاسیک در محدوده مشاهده نشده است. در صورتی که دگرسانی فیلیک گسترده‌ترین مناطق دگرسانی محدوده به شمار می‌آید. مناطق دگرسانی آرژلیک و پروپلیتیک نیز در داخل و پیرامون منطقه دگرسانی یاد شده دیده می‌شوند. در گمانه‌های حفر شده در محدوده، دگرسانی‌های پتاسیک و پروپلیتیک در داخل و پیرامون دگرسانی فیلیک دیده شده است. برداشت‌های مغناطیس‌سنجی زمینی و IP/RS در این محدوده اکتشافی انجام گرفته است. در این تحقیق سعی شده است با تطبیق بی‌هنجاری‌های ژئوفیزیکی با مناطق دگرسانی، پاسخ ژئوفیزیکی مناطق مختلف دگرسانی مورد بررسی و مطالعه قرار گیرد. در این منطقه، دگرسانی فیلیک با آنومالی‌های منفی مغناطیسی و دگرسانی پروپلیتیک با مقادیر حدوسط مغناطیسی ارتباط دارد و دگرسانی آرژلیک ارتباط مستقیمی با مقادیر شدت میدان مغناطیسی ندارد. بین شدت بی‌هنجاری‌های بارپذیری و مقاومت ویژه با دگرسانی‌های محدوده مشاهده شد که مناطق دگرسانی فیلیک با مقادیر پایین مقاومت ویژه و مقادیر بالای بارپذیری، دگرسانی پتاسیک با مقادیر بالای مقاومت ویژه و مقادیر پایین بارپذیری و دگرسانی پروپلیتیک با مقادیر متوسط مقاومت ویژه و بارپذیری تطبیق دارد.

کلمات کلیدی

کانسار مس - مولیبدین پورفیری علی‌آباد دامک، بی‌هنجاری مغناطیس‌سنجی، IP/RS، دگرسانی.

۱- مقدمه

رادایومتر می‌شخص شوند.

۷- در بخش‌هایی که دگرسانی کمتر بوده و یا در قسمت‌های عمقی که مگنتیت اولیه سنگ بر اثر هوازدگی از بین نرفته است، بی‌هنجاری بالای مغناطیسی انتظار می‌رود.

۸- تمرکز کانی‌های سولفیدی هادی، هدف ایده‌آل برای استفاده از روش الکترومغناطیسی است.

ذخیره معدنی مس- مولیبدن پورفیری علی‌آباد دامک در ۳۵ کیلومتری جنوب‌غربی تفت در استان یزد، در محدوده بین طول‌های جغرافیایی "۵۳° ۵۰' ۱۰" تا "۵۳° ۵۱' ۰۰" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۳۷° ۵۷' ۳۱" تا "۳۱° ۳۸' ۵۰" شمالی قرار دارد. کانسار علی‌آباد دامک در بخش جنوبی پهنه ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۱) [۹].

منطقه مورد مطالعه به شدت دچار دگرسانی شده است اما برونزد دگرسانی پتاسیک در سطح دیده نشده است. مطالعات ژئوفیزیکی در این منطقه برای اکتشاف قسمت‌های پنهان دگرسانی‌ها و کانی‌سازی انجام شده است. هدف از این تحقیق تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی IP/RS و مغناطیس‌سنجی و بررسی ارتباط بین بی‌هنجاری‌های ژئوفیزیکی ظاهر شده با مناطق مختلف دگرسانی‌های مشاهده شده در محدوده است تا از الگوی حاصل بتوان اطلاعاتی در مورد بخش‌های پنهان و مرکز کانی‌سازی مس پورفیری (زون پتاسیک) که فاقد برونزد در سطح است، به دست آورد.

۲- روش مطالعه

برای بررسی کانسار مس- مولیبدن پورفیری علی‌آباد دامک، اکتشاف تفصیلی در این منطقه انجام شده است. در مطالعه دیگری، زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس علی‌آباد دامک مورد بررسی قرار گرفته است [۹]. از این منطقه برای تهیه نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی با مقیاس ۱:۱۰۰۰ و همچنین بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌سازی پس از برداشت عوارض سطحی، تهیه نقشه توپوگرافی و برداشت ویژگی‌های زمین‌شناسی و معدنی کانسار، برای مطالعات آزمایشگاهی تعداد ۱۱۴ نمونه از رخنمون‌های سنگی- معدنی منطقه برداشت شد که از بین آن‌ها تعداد ۷۰ نمونه (تجزیه کامل اکسیدها XRF ۳ نمونه، XRD ۱۳ نمونه، میکروسکوپی ۱۸ نمونه، ژئوشیمی ۲۱ نمونه و پتروگرافی ۱۵ نمونه) انتخاب و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند [۹]. همچنین بررسی‌های سنجش از دور با استفاده از تصاویر

مدل‌های اکتشاف مغناطیسی برای کانسارهای مس پورفیری را می‌توان از مدل‌های زمین‌شناسی استاندارد از تلفیق اصول مغناطیسی سنگ‌ها با داده‌های پتروفیزیکی، ویژگی کانسارها و مدلسازی شاخصه‌های مغناطیسی مشاهده شده این کانسارها به دست می‌آید [۱]. ذخایر کانی‌سازی را علاوه بر شناخت با کمک گرفتن از مشخصه‌های مغناطیسی حاصل از منابع مغناطیسی قوی، می‌توان از تغییرات ضعیف شدت مغناطیسی زون‌های بی‌هنجار نیز تعیین کرد. به عنوان مثال، زون‌های دگرسانی مختلف، با توجه به تغییرات مقدار مگنتیت در هر زون، شدت مغناطیسی ضعیف اما متفاوتی را نسبت به هم نشان می‌دهد.

بررسی‌های ژئوفیزیکی در اکتشاف کانی‌سازی‌های مس پورفیری در سطح ملی و بین‌المللی کاربرد دارد [۷-۲]. روش‌های ژئوفیزیکی پلاریزاسیون القایی، مقاومت‌سنجی، الکترومغناطیس، مغناطیس‌سنجی و رادیومتری [۸] به دلایل زیر، مفیدترین روش‌ها برای اکتشاف بخش‌های پنهان کانی‌سازی در کانسارهای مس پورفیری از جمله کانسار علی‌آباد دامک است.

۱- کانی‌های سولفیدی از جمله پیریت در رگچه‌های متعدد این ذخیره می‌توانند باعث تشکیل بی‌هنجاری در روش پلاریزاسیون القایی شوند.

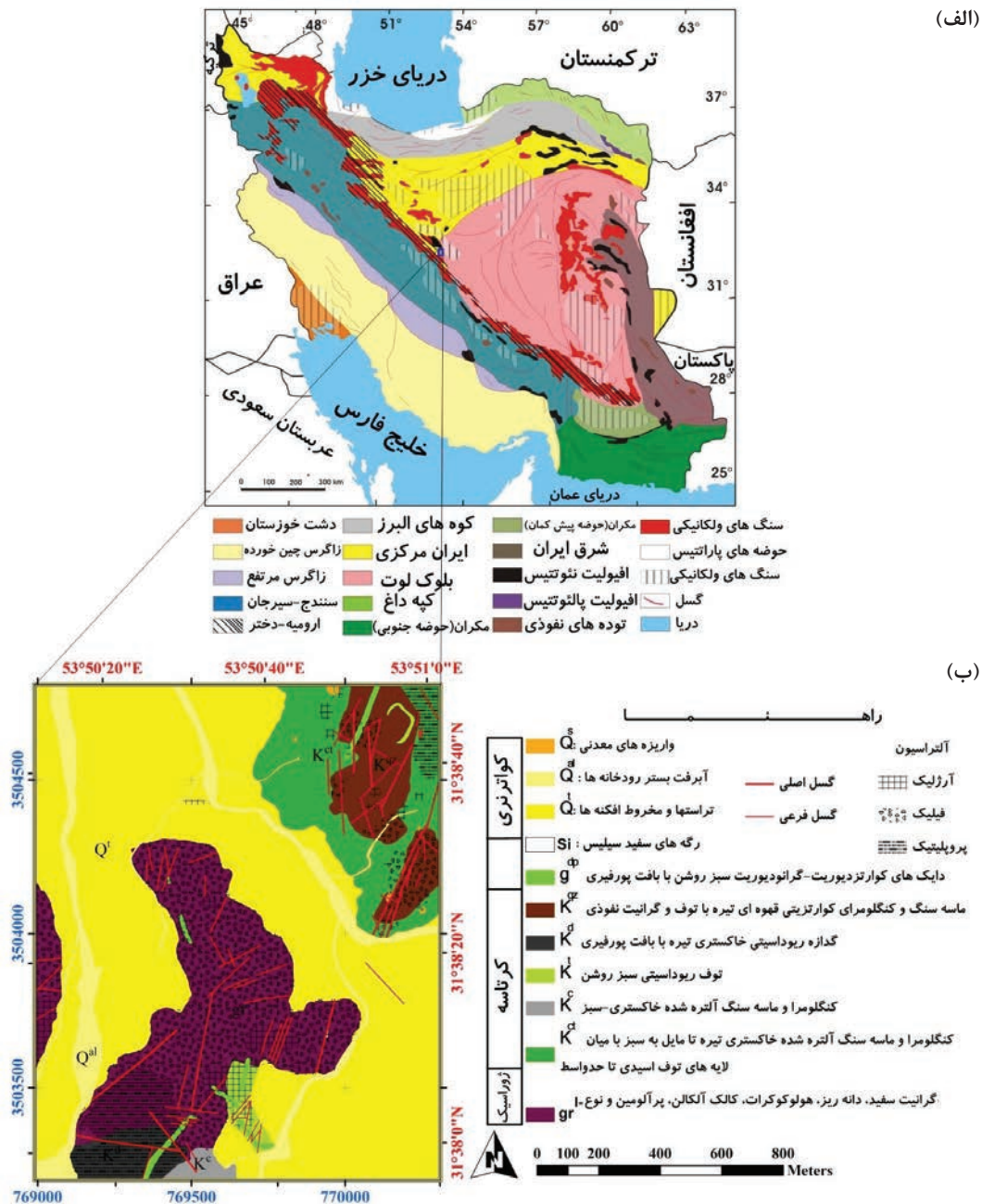
۲- شدت دگرسانی بسیار بالاست و این امر باعث کاهش مقاومت ویژه سنگ‌ها می‌شود.

۳- در بخش‌های دگرسانی فیلیک، به علت از بین رفتن کانی مگنتیت، افت شدید شدت مغناطیسی در سنگ‌ها دیده می‌شود که می‌تواند با بی‌هنجاری مغناطیسی کم مشخص شود.

۴- در برخی دگرسانی‌ها مانند پتاسیک، سیلیسی- پروپلیتیک و پروپلیتیک به علت تبدیل شدن کانی‌های مافیک به مگنتیت و یا وجود مگنتیت اولیه محصول محلول کانه‌دار در قالب استوک‌ورک‌ها، خاصیت مغناطیسی افزایش یافته که به بی‌هنجاری مغناطیسی زیاد می‌انجامد.

۵- زون پتاسیک می‌تواند بی‌هنجاری‌های بالا برای عنصر پتاسیم نشان دهد که با روش رادیومتری قابل اندازه‌گیری است.

۶- بعضی توده‌های گرانیتهی مانند توده گرانیتهی علی‌آباد دامک، با بافت گرافیکی، فاقد کانی‌های مافیک بوده و از نظر شیمیایی کالکوالکال و پرآلومین است و می‌تواند در نقشه‌های



شکل ۱: (الف) موقعیت جغرافیایی ذخیره معدنی علی‌آباد دامک روی نقشه ساختاری ایران، تغییر یافته از [۱۶]، (ب) نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه

و برداشت مغناطیس‌سنجی (۱۶۶۶ ایستگاه) بوده است [۱۱]. داده‌های ژئوفیزیکی با توجه به مطالعات تفصیلی زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌سازی و ژئوشیمی سطحی و زیرسطحی تفسیر شده‌اند و ارتباط بین نتایج حاصل از تفسیر برداشت‌های ژئوفیزیکی و دگرسانی‌های منطقه مورد بررسی قرار گرفته است.

لندست ۸ و استر در این محدوده برای بررسی دگرسانی‌های منطقه انجام شده است [۱۰]. در این مطالعه نتایج حاصل از بررسی‌های سنجش از دور نشان داده می‌شود. برداشت‌های ژئوفیزیکی انجام شده در منطقه شامل برداشت‌های IP/RS (۴) پروفیل پل-دایپل و حدود ۲۰۰۰ ایستگاه با آرایه مستطیلی)

۳- زمین‌شناسی

کانسار مس علی‌آباد دامک در بخش جنوبی پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه مجاور مرز شمالی کمان آتشفشانی ارومیه- دختر و شرق گسل دهشیر واقع شده است (شکل ۱- الف) [۱۲]. با توجه به سن سنگ‌های نفوذی علی‌آباد (ژوراسیک)، نوع سنگ‌های درونگیر آن‌ها و زمین‌شناسی منطقه علی‌آباد نمی‌توان این منطقه را بخشی از کمان آتشفشانی ارومیه- دختر دانست، هر چند تعداد قابل توجهی از کانسارهای مس پورفیری ایران بر روی این کمان واقع شده‌اند و حتی در برخی از گزارش‌ها منطقه علی‌آباد را بخشی از این کمان معرفی کرده‌اند [۱۳].

محدوده اکتشافی علی‌آباد دامک از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ خضرآباد قرار گرفته است. با توجه به این نقشه بخش اعظم منطقه شامل سنگ‌های گرانیت و واحدهای کواترنری و همچنین داسیت است. در محدوده مورد مطالعه سنگ‌های گرانیتی قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه را پدید آورده که با واحدهای تخریبی آتشفشانی کرتاسه به طور ناپیوسته پوشیده می‌شود [۱۴]. سازند تخریبی (شیلی ماسه‌سنگی) سنگستان از سازندهای اصلی به شمار می‌رود که سطح بسیار زیادی را در منطقه یزد می‌پوشاند و در منطقه مورد مطالعه مرز زیرین این سازند بطور دگرشیب بر روی گرانیت‌های شیرکوه قرار گرفته است. بر روی رسوبات تخریبی کرتاسه زیرین در ناحیه یزد یک واحد آهکی دولومیتی قرار دارد که این واحد روی نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ خضرآباد به عنوان سازند تفت معرفی شده است. بر اساس مطالعات فسیل‌شناسی سن این سازند را به کرتاسه نسبت داده‌اند. آهک‌های تفت با سنگ‌آهک شیلی- سنگ‌آهک نازک لایه تا میان لایه آغاز شده و به سمت بالاتر دارای لایه‌بندی ضخیم می‌شود که ارتفاعات بلند منطقه را به وجود آورده است. نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی محدوده مورد مطالعه در شکل ۱- ب نشان داده شده است. بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در محدوده اکتشافی علی‌آباد دامک، واحدهای زمین‌شناسی شناسایی شده را از قدیم به جوان می‌توان به ۵ بخش تقسیم زیر تقسیم کرد:

الف- توده گرانیتی (gt): این واحد سنگی که قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه به شمار می‌آید، در بخش بزرگی از منطقه برونزد دارد و سنگ درونگیر اصلی مس در منطقه به شمار می‌آید. در نمونه دستی سنگ‌های آن با بافت تمام بلورین و

پورفیریتیک، رنگ سفید بدون کانی‌های مافیک مشخص است. تمام رخنمون‌های آن تحت تاثیر محلول‌های گرمابی دگرسان شده‌اند و معمولاً فلدسپات‌های آن‌ها آثار دگرسانی به کانی‌های رسی، به ویژه سریسیت دارند. در متن سنگ‌های آن افزون بر درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز، معمولاً رگچه‌ها و رگه‌های نازک سیلیسی نیز به وضوح دیده می‌شود.

ب- واحدهای تخریبی آتشفشانی کرتاسه (K^c , K^{ct} , K^t) و K^{dz} و K^d : واحد کنگلومرای (K^c) با رنگ خاکستری تیره و لایه‌بندی متوسط و منظم به گونه متناوب از لایه‌های کنگلومرای ریز تا درشت دانه و ماسه‌سنگی پدید آمده است. این واحد قاعده واحدهای رسوبی کرتاسه در منطقه را پدید آورده است. لایه‌های کنگلومرای واحد K^{ct} ویژگی‌های مشابه واحد K^c دارد، با این تفاوت که در بخش شمالی منطقه به ویژه در گوشه شمال شرقی منطقه، اپیدوت‌زایی گسترده در کنگلومراها وجود دارد که به دلیل تاثیر محلول‌های گرمابی بوده است. این گروه از سنگ‌ها به دلیل یاد شده با رنگ سبز تیره در منطقه نمایان‌اند. توف‌های اسیدی واحد K^{ct} تحت تاثیر محلول‌های گرمابی دگرسان شده‌اند. دگرسانی آن‌ها عموماً از نوع آرژلیک است و به صورت رخنمون‌های کوچک در بین واحدهای کنگلومرای کرتاسه نمایان‌اند. در جنوب منطقه بخشی از رخنمون لایه‌های توفی قاعده کرتاسه قابل تفکیک‌اند که بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه به صورت واحد K^t تفکیک شده‌اند. واحد K^d در جنوب غربی منطقه رخنمون دارد که به طور هم شیب بر روی واحد کنگلومرای K^c قرار دارد. رنگ عمومی واحد K^d خاکستری تیره است. گدازه‌های ریوداسیتی با بافت پورفیریتیک سنگ‌های اصلی این واحد را پدید می‌آورند. در متن آن‌ها درشت بلورهای شکل‌دار کوارتز خودنمایی می‌کند. واحد K^{dz} جوان‌ترین افق تخریبی کرتاسه در منطقه را پدید آورده است و با رنگ قهوه‌ای تیره در شمال شرقی منطقه قرار دارد. مرز واحد K^{dz} با دیگر واحدهای تخریبی کرتاسه (واحد K^{ct}) به صورت تدریجی و همساز است. این واحد ترکیبی متناوب از کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های کوارتزیتی است که با لایه‌بندی نازک تا متوسط و منظم به صورت سخت و صخره‌ای سازنده قله‌های اصلی در شمال شرقی منطقه است. محلول‌های گرمابی موثر بر روی توده گرانیتی منطقه، بر روی لایه‌های کنگلومرای، توف‌ها و حتی کوارتزیت‌های یاد شده نیز موثر بوده است. به همین دلیل توف‌های اسیدی واحدهای تخریبی کرتاسه کاملاً کائولینیتی شده‌اند. افزون بر توف‌ها، به

آنالیز مولفه‌های اصلی و همچنین روش‌های طبقه‌بندی نظارت نشده و نظارت شده استفاده شده است. برای مقایسه کارایی این روش‌ها مقادیر صحت کلی و ضریب کاپا برای همه روش‌ها محاسبه شده است [۱۰].

در جدول ۱ روش‌های طبقه‌بندی مورد استفاده بر روی تصاویر OLI و ASTER و همچنین صحت کلی و ضریب کاپا برای هر کدام نشان داده شده است. همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود، بهترین نتایج حاصل از طبقه‌بندی بر روی تصاویر سنجنده OLI مربوط به طبقه‌بندی نظارت شده با استفاده از روش ماشین‌بردار پشتیبان است که مقدار صحت کلی ۹۵٫۳ درصد و ضریب کاپای ۰٫۹۳ را نشان می‌دهد. البته برای سنجنده OLI روش‌های طبقه‌بندی شبکه عصبی مصنوعی، حداکثر احتمال، ماشین‌بردار پشتیبان و فاصله ماهالانوبیس نیز دقت بالایی دارد. در مورد تصاویر استر بیشترین دقت در روش شبکه عصبی مصنوعی با مقدار صحت کلی ۹۶٫۰۷ درصد و ضریب کاپای ۰٫۹۴ به دست آمد که روش‌های طبقه‌بندی ماشین‌بردار پشتیبان، حداکثر فاصله و فاصله ماهالانوبیس پس از آن دقت‌های بالایی را نشان می‌دهند. با توجه به مقادیر به دست آمده می‌توان گفت به طور کل دقت نتایج حاصل از روش‌های طبقه‌بندی تصاویر استر به نسبت تصاویر لندست ۸ بالاتر است.

جدول ۱: صحت کلی و ضریب کاپا برای نتایج به دست آمده از روش‌های طبقه‌بندی نظارت شده و نظارت نشده به وسیله داده‌های ماهواره‌ای OLI و ASTER

روش طبقه‌بندی	لندست ۸		استر	
	صحت کلی	ضریب کاپا	صحت کلی	ضریب کاپا
Isodata	۵۳٫۲۵	۰٫۳۷	۷۷٫۳۶	۰٫۶۷
K-Means	۵۳٫۲۵	۰٫۳۷	۶۵٫۵	۰٫۵۳
متوازی‌السطوح	۱۶٫۹	۰٫۱۱	۳۳٫۸۲	۰٫۲۶
حداقل فاصله	۶۶٫۴۶	۰٫۵۲	۷۱٫۳۵	۰٫۵۹
فاصله ماهالانوبیس	۸۹٫۱۵	۰٫۸۳	۸۹٫۲۵	۰٫۸۴
حداکثر احتمال	۹۴٫۲۹	۰٫۹۱	۹۴٫۱۹	۰٫۹۱
نقشه‌بردار زاویه طیفی	۷۵٫۲	۰٫۶۵	۸۵٫۴۷	۰٫۷۸
واگرایی اطلاعات طیفی	۷۷٫۸۴	۰٫۶۸	۸۲٫۱	۰٫۷۳
رمزگذاری جفتی طیفی	۲۸٫۸	۰٫۲	۱۶٫۷	۰٫۱۱
شبکه عصبی مصنوعی	۹۳٫۵	۰٫۹	۹۶٫۰۷	۰٫۹۴
ماشین‌بردار پشتیبان	۹۵٫۳	۰٫۹۳	۹۶٫۰۳	۰٫۹۴

طور محلی در لایه‌های کوارتزیتی و حتی کنگلومرایی واحد K^{QZ} آثار دگرسانی سیلیسی شدن و حتی سرپسیتی به چشم می‌خورد.

پ- دایک‌ها و رگه‌های سیلیسی (g^{dp} و Si): در منطقه مورد مطالعه چند دایک، توده گرانیته و واحدهای تخریبی کرتاسه را قطع کرده‌اند که بر روی نقشه به صورت واحد g^{dp} تفکیک شده‌اند. این دایک‌ها با رنگ سبز روشن و بافت پورفیریتیک در نمونه دستی مشخص‌اند. در متن آن‌ها درشت بلورهای فلدسپات و آمفیبول وجود دارد. بیشتر دایک‌ها در محدوده مورد مطالعه سالم و غیر دگرسان‌اند و آثار کانی‌سازی در آن‌ها وجود ندارد. یکی از دایک‌ها که در شمال منطقه در بین واحدهای تخریبی کرتاسه قرار دارد، کاملاً دگرسان شده است به طوری که محل آن با فرسایش عمیق‌تر نسبت به کوارتزیت‌ها مشخص است. بر روی نقشه زمین‌شناسی رگه‌های سیلیسی به صورت واحد Si تفکیک و مشخص شده‌اند. این رگه‌ها عموماً چند ده سانتی‌متر ضخامت و چند متر طول دارند و در طول گسل‌های کششی جای‌گیر شده‌اند.

ت- مناطق برشی و خرد شده: در کانسارهای مس پورفیری مناطق برشی دارای اهمیت است و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد محل کانه‌سازی در اختیار زمین‌شناسان قرار دهد [۱۵]. در منطقه مورد مطالعه چند منطقه برشی با ابعاد کوچک وجود دارد. بیشتر مناطق برشی در امتداد گسل‌ها و از نوع زون خرد شده گسلی به شمار می‌آیند. در دو نقطه، یکی شمال‌شرق محدوده مورد مطالعه و دیگری در بخش میانی توده گرانیته، این مناطق ویژگی‌های متفاوت دارند. دو منطقه برشی یاد شده تا اندازه‌ای ویژگی‌های تنوره‌های برشی را نشان می‌دهند.

ث- واحدهای کواترنری (Q^s , Q^al , Q^t): رسوبات زمان کواترنری در محدوده مورد مطالعه توسعه قابل توجهی دارند و شامل پادگانه‌های آبرفتی، رسوبات کف آبراهه‌ها و واریزه‌های حاصل از فعالیت‌های معدنی‌اند.

۴- بررسی دگرسانی‌ها با استفاده از سنجش از دور

به عنوان بررسی اولیه دگرسانی‌های منطقه از سنجش از دور کمک گرفته شده است. با توجه به کوچک بودن وسعت محدوده مورد مطالعه، محدوده وسیع‌تری برای تعیین منطقه‌های دگرسان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۸ و استر انتخاب شده است. برای مشاهده بهتر زون‌های دگرسانی پس از تصحیح این تصاویر، از روش‌های SAM، LS-Fit و

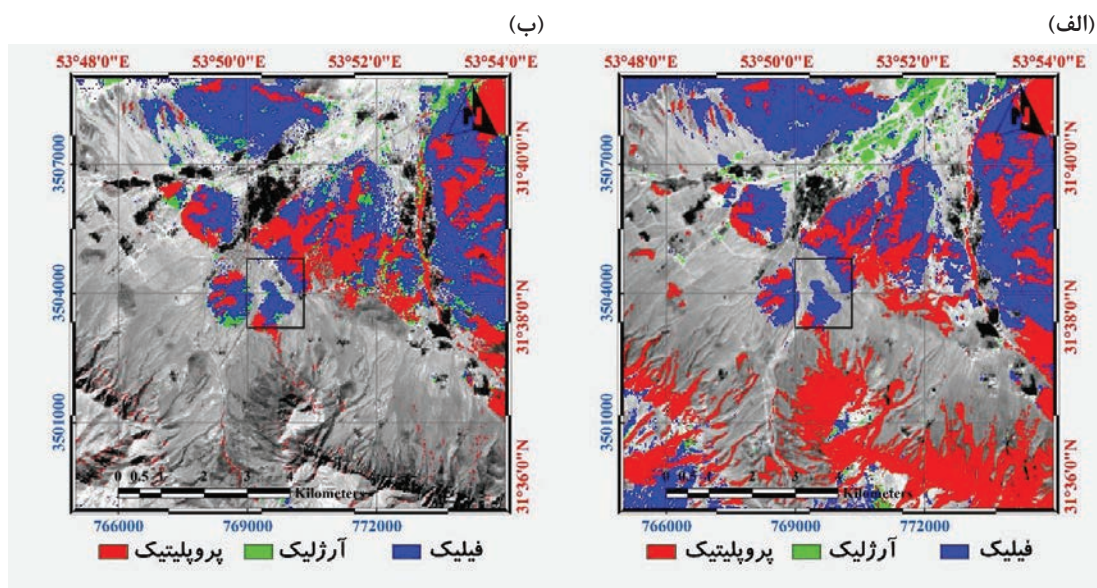
گسترش توده‌های نفوذی دارد. دگرسانی‌های مورد انتظار در کانی‌سازی‌های مس پورفیری در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که البته بر پایه بررسی‌های صحرایی، مطالعات اشعه X و پتروگرافی نمونه‌های سنگی و معدنی، در این محدوده دگرسانی پتاسیک در سطح زمین رخمون ندارد [۹]. دگرسانی فیلیک بخش بزرگی از محدوده مورد مطالعه را در بردارد، به طوری که تقریباً تمام رخمون‌های توده گرانیتهی در بخش مرکزی محدوده آثار این نوع دگرسانی را دارند.

در بررسی‌های صحرایی وجود رگچه‌های فراوان سیلیس، تجزیه فلدسپات سنگ به کانی‌های رسی (به طور محلی آثار مسکویت یا سریسیت در متن سنگ قابل رویت است) و برشی شدن شدید سنگ‌های گرانیتهی برای شناسایی این منطقه دگرسانی به کار برده شده‌اند. همچنین در تمام بخش‌هایی که دگرسانی فیلیک را تحمل کرده‌اند کم و بیش آثار رگچه‌های اکسیدهای آهن وجود دارد. در بخش‌های دیگر توده گرانیتهی نیز آثار دگرسانی فیلیک وجود دارد، به طوری که می‌توان گفت بخش زیادی از توده گرانیتهی تحت تاثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است. افزون بر توده گرانیتهی دگرسانی فیلیک بر روی سنگ‌های آتشفشانی و رسوبی کرتاسه شمال شرق منطقه نیز اثر کرده است، به طوری که آثار آن را به صورت رگچه‌های محدود کوارتز و سیلیسی شدن سنگ‌های رسوبی و توفها به طور محلی می‌توان دید.

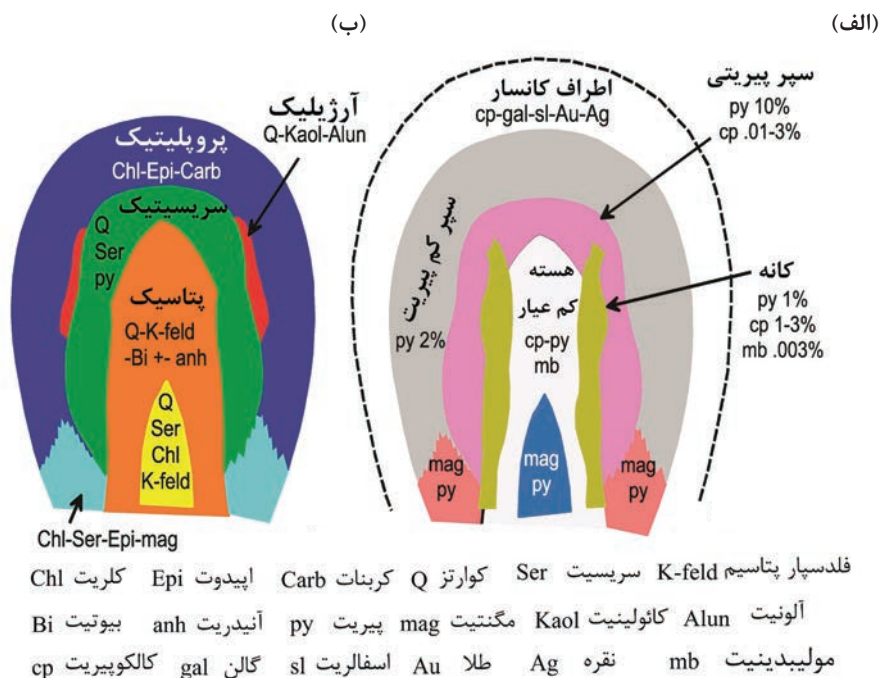
در شکل ۲ تصویر حاصل از اعمال روش طبقه‌بندی نظارت شده ماشین‌بردار پشتیبان بر روی تصاویر سنجنده OLI و تصویر حاصل از اعمال روش طبقه‌بندی نظارت شده شبکه عصبی مصنوعی بر روی تصاویر سنجنده ASTER نشان داده شده است. همان‌طور که دیده می‌شود، آلتراسیون‌های منطقه با دقت مناسبی تعیین شده‌اند.

۵- دگرسانی

گسترش و شدت مناطق دگرسانی بستگی به حجم محلول‌های ماگمایی، ساختمان اولیه و ثانویه و ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه دارد. همچنین عملکرد گسل‌های عمیق با ایجاد معابر مناسب برای حرکت محلول‌های گرمایی و آب‌های فرورو سبب تسهیل در چرخش آن‌ها و شدت دگرسانی می‌شود. در کانسارهای مس پورفیری عموماً چهار منطقه دگرسانی وجود دارد [۱۵]. این مناطق بیشتر در اطراف استوک نیمه‌عمیق به شکل تقریباً متحدالمرکز قرار می‌گیرند. در شکل ۳ ارتباط مناطق دگرسانی پتاسیک، آرژلیک، سریسیتی و پروپلیتیک به طور شماتیک نمایش داده شده است. محدوده اکتشافی علی‌آباد دامک به شدت تحت‌تاثیر دگرسانی قرار گرفته است. پردازش داده‌های ماهواره‌ای به روش‌های مختلف، دگرسانی وسیع منطقه را به خوبی بارسازی می‌کند [۹]. گسترش دگرسانی رابطه مستقیمی با



شکل ۲: الف) تصویر حاصل از اعمال روش طبقه‌بندی نظارت شده ماشین‌بردار پشتیبان بر روی تصاویر سنجنده OLI، ب) تصویر حاصل از اعمال روش طبقه‌بندی نظارت شده شبکه عصبی مصنوعی بر روی تصاویر سنجنده ASTER



شکل ۳: مقطع عرضی نمونه‌وار از کانسارهای مس پورفیری، الف) منطقه‌بندی کانی‌سازی و ب) دگرسانی‌های آن (اصلاح شده بعد از [۲۸])

و جنوب‌غربی منطقه و در پیرامون منطقه دگرسانی فیلیک مشاهده می‌شود. در گوشه شمال شرقی محدوده آثار دگرسانی پروپلیتیک فقط در رسوبات کنگلومرای کرتاسه دیده می‌شود. در این محدوده اپیدوت و کلریت به صورت رگچه و پراکنده در متن سنگ‌ها دیده می‌شود. در بخش جنوب‌غربی محدوده آثار دگرسانی پروپلیتیک به صورت وجود کانی‌های اپیدوت و کلریت نمایان است. گاه تعداد محدودی رگچه سیلیسی نیز در سنگ‌های این منطقه وجود دارد.

۶- تفسیر برداشت‌های ژئوفیزیکی

۶-۱- برداشت‌های مغناطیسی

روش‌های مغناطیسی به طور معمول در اکتشاف و تعیین ویژگی‌های کانسارهای مس پورفیری در سراسر جهان استفاده شده‌اند (برای مثال [۲۲-۲۰]). کلارک در مطالعه خود نشان داد، دگرسانی‌های هیدروترمال تاثیر زیادی بر روی خواص مغناطیسی سنگ‌ها و الگوی آنومالی‌های مرتبط با آن‌ها دارند. بنابراین برداشت‌های مغناطیس‌سنجی در شناسایی این نوع دگرسانی‌ها و در برخی موارد کانی‌سازی درون آن‌ها مفید خواهد بود [۱]. برای مثال، ذخایر عناصر با ارزش اپی‌ترمال اغلب در سنگ‌های ولکانیک مافیک تا حدواسط و در زون‌های

تشکیل کانی‌های جدید رسی در سنگ‌های سیلیکاتی نشانگر دگرسانی نوع آرژلیک است [۱۷]. در کانسار علی‌آباد دامک دگرسانی نوع آرژلیک به صورت مناطق کوچک و پراکنده در داخل منطقه دگرسانی فیلیک دیده می‌شود. در شمال شرق منطقه، توف‌های واحد K^{ct} به طور محلی تحت تاثیر دگرسانی آرژلیک قرار گرفته‌اند. در بخش مرکزی نقشه به سمت جنوب در بخشی از رخنمون‌های توده گرانیته‌ای نیز آثار دگرسانی آرژلیک وجود دارد. در این محل رگچه‌های سیلیسی وجود ندارد و کائولینیتی شدن فلدسپات‌ها کاملاً در متن سنگ مشهود است. افزون بر مناطق یاد شده در نقاط دیگری از منطقه آثار دگرسانی آرژلیک وجود دارد که بر روی نقشه زمین‌شناسی (شکل ۱-ب) محل آن‌ها مشخص شده است.

دگرسانی پروپلیتیک با وجود کانی‌های ثانویه کلسیم و منیزیم‌دار شناخته می‌شود [۱۸] و گاهی با دگرگونی رخساره شیست سبز معادل فرض می‌شود. محلول‌های ماگمایی غنی از منیزیم، آهن، کلسیم و بی‌کربنات در سنگ‌های منطقه موجب تغییرات شیمیایی و کانی‌شناختی شده و در نتیجه کانی‌هایی از جمله اپیدوت، کلریت، کربنات، ژئولیت، آلبیت و مونتموریلونیت شکل می‌گیرند. این نوع دگرسانی معمولاً در سطح گسترده‌ای در حواشی کانسارهای نوع پورفیری ملاحظه می‌شود [۱۹]. در محدوده مورد مطالعه دگرسانی پروپلیتیک در شمال شرقی

زیادی دارند.

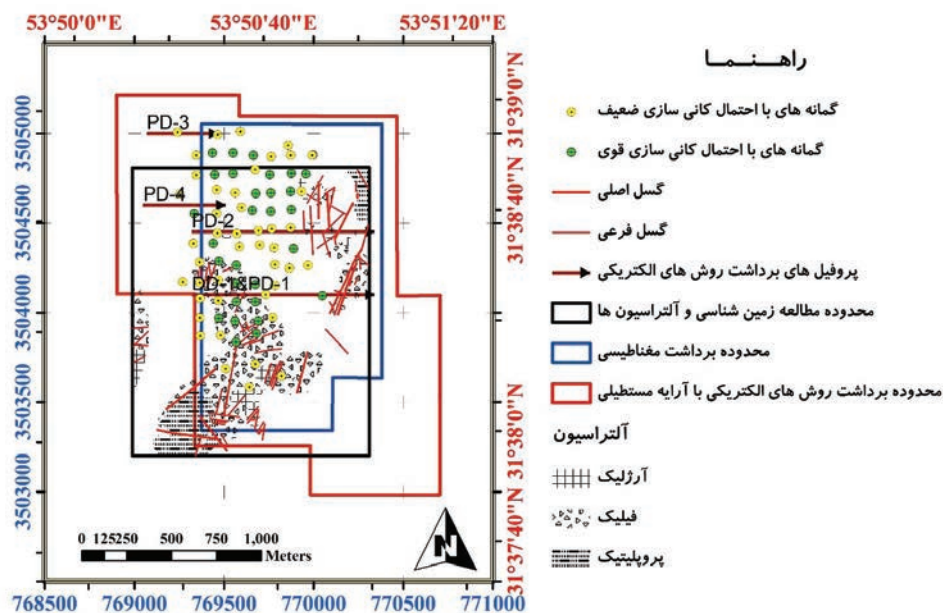
در منطقه مورد مطالعه ۱۶۶۶ ایستگاه مغناطیسی در محدوده‌ای با وسعت ۱٫۷ کیلومترمربع با شبکه ۲۰×۵۰ متر با دستگاه مغناطیس‌سنج G-856 برداشت شده است. با اعمال تصحیحات لازم ناشی از تغییرات روزانه ایستگاه مبنا در داده‌های خام برداشتی و انجام پردازش‌ها نقشه‌های مختلف تهیه شدند. محدوده مورد مطالعه مغناطیس‌سنجی در شکل ۴ نشان داده شده است.

در پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی نقشه‌های شدت کل و باقیمانده میدان مغناطیسی، برگردان به قطب، مشتق اول و دوم قائم، سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو در ارتفاع‌های مختلف تهیه و مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفته‌اند (شکل ۵-الف تا خ). با توجه به این نقشه‌ها، یک بی‌هنجاری پیوسته در قسمت شرق محدوده (بی‌هنجاری A)، دو بی‌هنجاری در بخش میانی (بی‌هنجاری‌های B و C) و بی‌هنجاری‌های پراکنده‌ای در بخش شمالی محدوده (بی‌هنجاری D) مشاهده می‌شود که با توجه به نقشه‌های مشتق اول و دوم قائم (شکل ۵-ت و ث) و همچنین نقشه‌های ادامه فراسو (شکل ۵-چ تا خ)، بی‌هنجاری A سطحی و سایر بی‌هنجاری‌ها گسترش عمقی دارند.

با توجه به شدت تغییرات بی‌هنجاری‌های مغناطیسی که در بازه ۴۵۶۳۴ تا ۴۶۴۳۱ نانوتسلا تغییر می‌کنند، در محدوده مورد مطالعه انتظار وجود توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی مگنتیتی را نمی‌توان داشت، بنابراین سعی می‌شود ارتباط بی‌هنجاری مغناطیسی با دگرسانی‌های محدوده مورد مطالعه بررسی شود. در این محدوده، دگرسانی پتاسیک در سطح رخنمون ندارد. دگرسانی پروپلیتیک در شمال شرق محدوده منطبق بر بی‌هنجاری مغناطیسی است، اما این انطباق در جنوب غرب وجود ندارد. دگرسانی فیلیک و آرژلیک موجود در شمال محدوده بخشی از بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را پوشش می‌دهد. بی‌هنجاری مغناطیسی که به صورت کشیده در شرق محدوده برداشت وجود دارد (بی‌هنجاری A)، روی دگرسانی فیلیک واقع شده است. بی‌هنجاری مغناطیسی که در مرکز نقشه وجود دارد (بی‌هنجاری B)، با وجود این که قوی‌ترین بی‌هنجاری مغناطیسی است، با هیچ یک از دگرسانی‌ها همپوشانی ندارد. قسمتی از بی‌هنجاری C با دگرسانی فیلیک همپوشانی دارد اما ارتباط مستقیمی بین دگرسانی فیلیک در این بخش با بی‌هنجاری‌های مغناطیسی وجود ندارد. باید توجه

دگرسانی که مگنتیت در آن‌ها تخریب شده است، تشکیل می‌شوند و دارای پاسخ مغناطیس هموار و کم‌اند. در حاشیه این کانسارها ولکانیک‌های غیردگرسان با خاصیت مغناطیسی بیشتر وجود دارند که دارای پاسخ مغناطیسی با دامنه قوی‌اند [۱]. سیلیتو ارتباط بین کانسارهای مس پورفیری غنی از طلا و فراوانی مگنتیت در هسته دگرسانی پتاسیک را بیان کرده است [۲۳، ۲۴]. تومن و همکاران، مقادیر پایین مغناطیس حلقوی را در داده‌های مغناطیس هوایی در پروازهای دارای ارتفاع ۸۰ متری در بالای محدوده زنگوله نقره‌ای مشاهده کردند، هر چند یک بررسی مغناطیس زمینی در همان محدوده نتایج درهم ریخته‌ای را به دست داد [۲۱]. فرنیهو عنوان کرد که ناهنجاری‌های مغناطیسی متقارن همراه با کانسار مس پورفیری باتوهیجو در اندونزی همراه است، در این مورد یک مقدار بالای مغناطیس دایره‌ای روی کانسار متمرکز شده بود و به شدت با مس همبستگی داشت. فرنیهو نتیجه گرفت که برخلاف تغییرات سنگ‌شناسی منشا اصلی ناهنجاری مغناطیسی مگنتیت گرمایی است که با دگرسانی پتاسیک همراه است. به دلیل وجود همبستگی قابلیت مغناطیس‌پذیری با دگرسانی پتاسیک، فرنیهو نتیجه گرفت که ناهنجاری‌های مغناطیسی به طور مستقیم منعکس‌کننده دگرسانی پتاسیک همراه با نهشت مس در کانسار باتوهیجو است [۲۲].

در مقیاس‌های کانساری برای توصیف فرآیندهایی که کانی‌های مغناطیسی را در سنگ‌ها از بین می‌برند، نه تنها سنگ‌شناسی بلکه کانی‌شناسی مغناطیسی و سنگ‌شناسی مهم است [۲۵]. کنترل اصلی ویژگی‌های کلی مغناطیسی سنگ میزبان و نفوذی‌های ماگمایی، تفکیک آهن بین اکسیدها و سیلیکات‌ها است [۲۵]، هر چند کانی‌های سولفیدی همراه با دگرسانی گرمایی نیز اهداف ژئوفیزیکی پایه و محلی را فراهم می‌آورند. مدل‌های ساده کانسارهای مس پورفیری (برای مثال [۲۶، ۲۷]) شامل مناطق متمایز دگرسانی‌اند که اطراف کانسار تمرکز پیدا کرده‌اند (شکل ۳). بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حداقل در اساس، منعکس‌کننده محل این مناطق‌اند. بی‌هنجاری‌های محلی و ضعیف روی منطقه پتاسیک، شدت پایین مغناطیسی روی منطقه سریسیتی و شدت‌های با تغییرات تدریجی و افزایشی بر روی منطقه پروپلیتیک (برای مثال [۲۱]). بنابراین در حالت ایده‌آل بی‌هنجاری حلقوی با مقادیر مغناطیس پایین روی دگرسانی شدید انتظار می‌رود. البته الگوهای کانی‌زایی در موقعیت‌های صحرایی پیچیدگی

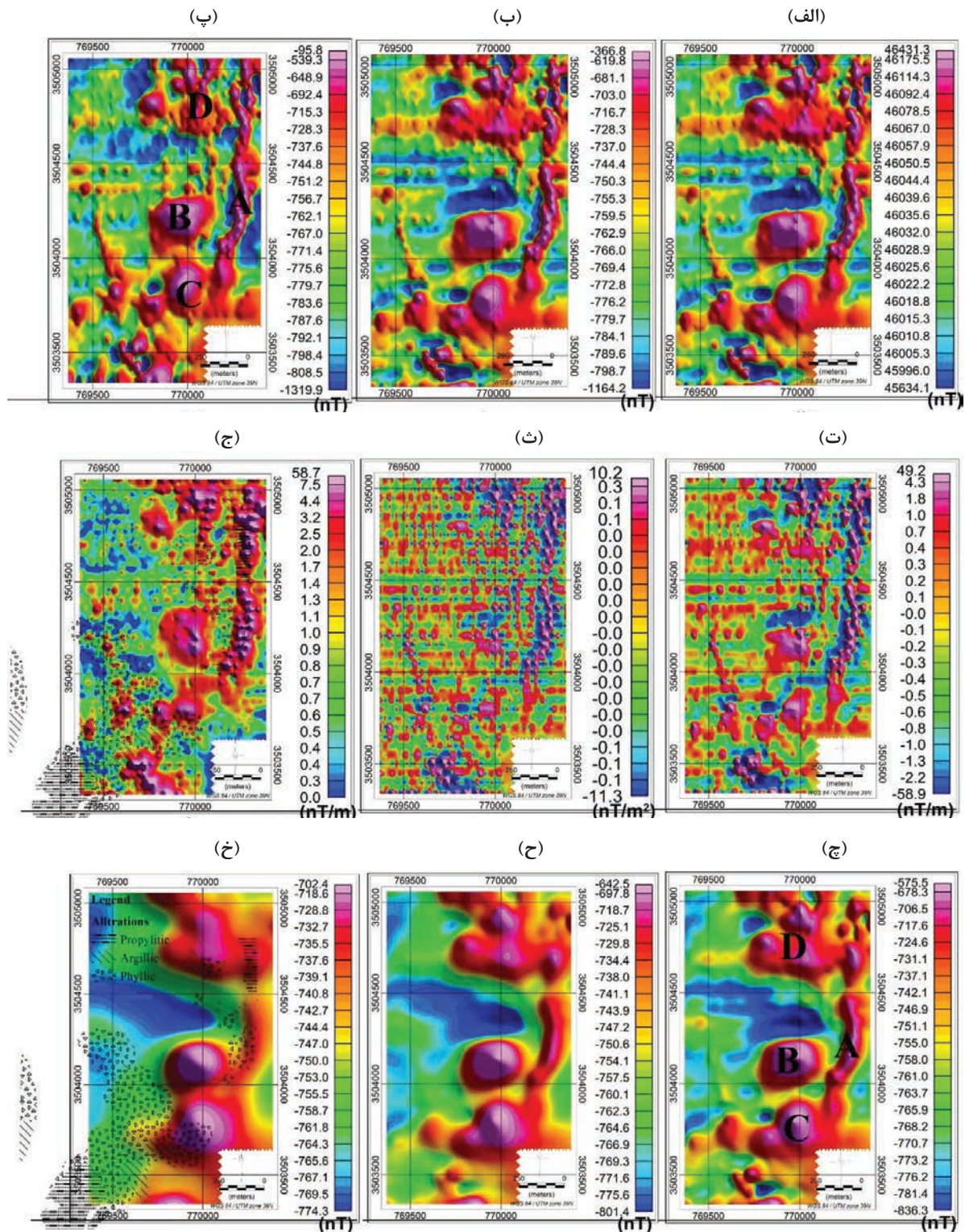


شکل ۴: موقعیت محدوده‌های برداشت مغناطیسی، برداشت IP/RS به روش مستطیلی و پروفیل‌های IP/RS به روش پل-دایبل و همچنین گمانه‌های حفر شده و گسل‌ها بر روی نقشه دگرسانی‌های منطقه اکتشافی مس علی‌آباد دامک

گیرد.
در محدوده مورد مطالعه چندین گمانه اکتشافی حفر شده است. برای بررسی دگرسانی‌های زیرسطحی از آنالیز نمونه‌های گرفته شده از این گمانه‌ها استفاده شده است. تعدادی گمانه اطراف و روی بی‌هنجاری B (شکل ۵- پ و چ) حفر شده است که با توجه به اطلاعات عمقی آن‌ها این بخش تحت تاثیر دگرسانی فیلیک واقع شده است. در بخش شمالی هم در عین غیرپیوسته بودن بی‌هنجاری‌های آن (بی‌هنجاری D)، باز هم اطلاعات گمانه‌های حفر شده در آن منطقه نشان از دگرسانی فیلیک در عمق می‌دهد. در بخش جنوب‌غربی و غرب منطقه که در سطح دگرسانی‌های پروپلیتیک، آرژلیک و فیلیک مشاهده می‌شود، مقادیر حدواسط از شدت بی‌هنجاری را نشان می‌دهد که این مناطق هم در عمق، بیشتر تحت تاثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است اما بر روی بی‌هنجاری‌های A و C گمانه‌ای حفر نشده و اطلاعات زیرسطحی در دست نیست.
با توجه به مطالب یاد شده می‌توان گفت در این منطقه، دگرسانی فیلیک با مقادیر ضعیف مغناطیسی و دگرسانی پروپلیتیک با مقادیر حدوسط مغناطیسی ارتباط دارد و دگرسانی آرژلیک ارتباط مستقیمی با مقادیر شدت میدان مغناطیسی ندارد.

داشت که نمی‌توان انتظار ارتباط مستقیم بین مقادیر بالای مغناطیسی و دگرسانی فیلیک داشت، مقادیر شدت پایین مغناطیسی روی منطقه سرپسیتی یا فیلیک رخ می‌دهد. با توجه به نقشه‌های به دست آمده از داده‌های مغناطیسی که در شکل ۵ نشان داده شده است، دیده می‌شود که آلتراسیون فیلیک در غرب و جنوب‌غرب منطقه همخوانی خوبی با نواحی مغناطیس ضعیف دارد.

بین دگرسانی آرژلیک و بی‌هنجاری مغناطیسی در این منطقه نمی‌توان ارتباط مشخصی تعریف کرد چون هم همراه با بی‌هنجاری مغناطیسی و هم مناطقی که بی‌هنجاری مغناطیسی وجود ندارد، می‌توان این دگرسانی را مشاهده کرد. بیشترین دگرسانی و به ویژه دگرسانی پروپلیتیک در بخش جنوب‌غربی و غرب منطقه رخ داده است که داده‌های مغناطیسی در این مناطق مقادیر حد وسطی را نشان می‌دهند که می‌تواند تاییدی بر این نظریه باشد که مناطق با شدت‌های افزایش تدریجی بر روی منطقه پروپلیتیک قرار گرفته است [۲۱]. البته باید به این نکته توجه داشت که منشأ بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تنها سطحی نبوده است و از تغییرات زیرسطحی تاثیر می‌پذیرد و در اینجا ارتباط آن با دگرسانی‌هایی که تنها در سطح مشخص شده‌اند، مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین در تطبیق ناهنجاری‌ها با دگرسانی‌ها این موضوع نیز باید مد نظر قرار



شکل ۵: نقشه‌های الف) شدت کل میدان مغناطیسی، ب) باقیمانده، پ) برگردان به قطب، ت) مشتق اول و ث) مشتق دوم قائم، ج) سیگنال تحلیلی همراه با دگرسانی‌های منطقه و ادامه فراسو در ارتفاع‌های (چ) ۲۵ متر، ح) ۵۰ متر و خ) ۱۰۰ متر (بر روی شکل‌های پ و چ بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با حروف انگلیسی نشان داده شده است. بر روی شکل ج و خ نیز هاله‌های دگرسانی اضافه شده است.)

۶-۲- برداشت‌های الکتریکی

روی ناهنجاری‌ها و تعیین عمق، شیب و ضخامت تقریبی بی‌هنجاری IP با آرایش قطبی-دوقطبی تا ۱۲ پرش، نیز اندازه‌گیری انجام گرفته است. در این برداشت‌های پلاریزاسیون القایی از دستگاه فرستنده جریان GGD-TX2 با قدرت ۳۶ کیلووات استفاده شده است. موتور ژنراتور جریانی با ولتاژ ۲۴۰ ولت به فرستنده می‌دهد و فرستنده می‌تواند آن را تا ۳۶۰۰ ولت تقویت و در فاصله زمانی ۸-۴-۲ ثانیه با الکترودها به زمین ارسال و به طور خودکار قطع و وصل کند. دستگاه گیرنده جریان از نوع IPR-12 و مقدار پتانسیل تولید شده در زمین را در حین فرستادن جریان و نسبت انتگرال منحنی دشارژ را به پتانسیل اولیه در فاصله زمانی در حدود ۱۳۰-۱۹۵ میلی‌ثانیه بعد از قطع جریان اندازه‌گیری می‌کند. پارامترهای معمول ولتاژ اولیه، بارپذیری و پتانسیل خودزا با این دستگاه قابل اندازه‌گیری‌اند.

۶-۲-۱- بررسی نقشه بارپذیری حاصل از برداشت الکتریکی با آرایه مستطیلی

نقشه خطوط منحنی هم‌میزان بارپذیری برای کانسار مورد مطالعه در شکل ۶-الف آورده شده است. چون کانی‌سازی و تمرکز گوگردی بیشتر در سنگ‌های گرانودیوریتی دگرگون شده یافت شده است، بنابراین سعی بر آن شد که مطالعات ژئوفیزیکی به روش IP/RS نیز پیرامون و در امتداد کانی‌سازی انجام شود. همان‌طوری که در بررسی نقشه بارپذیری دیده می‌شود (شکل ۶-الف) بی‌هنجاری حاصل از این عملیات نیز در راستای شمال-جنوب گسترش داشته است. حداکثر شدت بارپذیری اندازه‌گیری شده به 65 mv/v می‌رسد و حداقل شدت اندازه‌گیری شده مربوط به شمال غرب محدوده است که شدت آن 5 mv/v می‌رسد. علت بالا بودن بارپذیری می‌تواند در ارتباط با نوع سنگ دربرگیرنده کانی‌سازی (گرانودیوریت‌ها) باشد و از آنجایی که در گرانودیوریت‌ها کانی‌سازی دیده می‌شود بنابراین شدت بارپذیری بالایی را دارد. آرایش به کار رفته با مشخصات فواصل الکترودی $AB=1000$ متر بوده است و در نتیجه عمق مطالعه با توجه به عمق نفوذ جریان تقریباً تا $AB/4$ یعنی حداکثر حدود ۲۵۰ متر می‌رسد، بنابراین وجود هرگونه کانی‌سازی گوگردی یا مواد دیگری که هدایت الکتریکی بالایی را دارند، می‌تواند منشا IP شود و تا این عمق با این روش کنترل می‌شود ولی شدت اندازه‌گیری شده که به صورت بی‌هنجاری ژئوفیزیکی شناخته می‌شود، می‌تواند ناشی

انتظار می‌رود شدت و نوع دگرسانی در بی‌هنجاری‌های مقاومت ویژه (RS) منعکس شود، به این صورت که تمرکز کمترین مقاومت ویژه بر روی دگرسانی سرسیتی قرار داشته باشد که در مناطق دارای بیشترین شکستگی و جریان سیال، توسعه پیدا کرده است [۲۱]. ماهیت پراکنده کانی‌های سولفیدی در سیستم‌های پورفیری به ویژه برای روش‌های پلاریزاسیون القایی (IP) مناسب است [۲۹]. در واقع روش پلاریزاسیون القایی به طور اساسی برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری توسعه پیدا کرده است [۳۰] و هنوز به طور معمول استفاده می‌شود. به ساده‌ترین بیان، بی‌هنجاری‌های پلاریزاسیون القایی منعکس‌کننده توانایی یک کانی، سنگ یا واحد سنگ‌شناسی برای عمل کردن به صورت یک منبع ذخیره الکتریکی است. در کانسارهای مس پورفیری قوی‌ترین واکنش‌های پلاریزاسیون القایی با دگرسانی کوارتز، سرسیت، پیریت (دگرسانی فیلیک یا سرسیتی) همسبستگی دارد [۲۱]. به طور مشخص منطقه دگرسانی پتاسیک در هسته یک کانسار از لحاظ سولفید کل فقیر، منطقه اطراف دگرسانی سرسیتی دارای محتوای سولفید بالا شامل پیریت و منطقه اطراف دگرسانی پروپلیتیک دارای پیریت کمی است، بنابراین منطقه دگرسانی سرسیتی یک هدف مهم پلاریزاسیون القایی است. بررسی‌های پلاریزاسیون القایی از روش‌های مشابه مقاومت ویژه استفاده می‌کند، بدین صورت که ولتاژها برای جدایش یون‌ها وارد زمین شده و بی‌هنجاری‌های پلاریزاسیون القایی با عنوان زمان مورد نیاز برای پایداری دوباره یون‌ها اندازه‌گیری می‌شود، بنابراین بی‌هنجاری‌های پلاریزاسیون القایی نشان‌دهنده قابلیت شارژ شدن بخشی از زمین است که خود توانایی مواد متشکله آن منطقه را در نگهداری بارهای الکتریکی نشان می‌دهد [۳۱].

در محدوده کانسار مس علی‌آباد به دلیل وجود کانی‌سازی مس و برای بررسی آن در اعماق بیشتر از روش پلاریزاسیون القایی با آرایش‌های مستطیلی و قطبی-دوقطبی استفاده شده است. نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیکی به روش پلاریزاسیون القایی و مقاومت ظاهری به صورت نقشه‌های رنگی، شبه مقاطع و مدلسازی معکوس تهیه شده است که مورد بررسی قرار می‌گیرند. ابتدا محدوده مورد مطالعه با آرایش مستطیلی با طول خط جریان $AB=1000\text{m}$ و $MN=20\text{m}$ تحت پوشش روش پلاریزاسیون القایی قرار گرفت و سپس برای بررسی بر

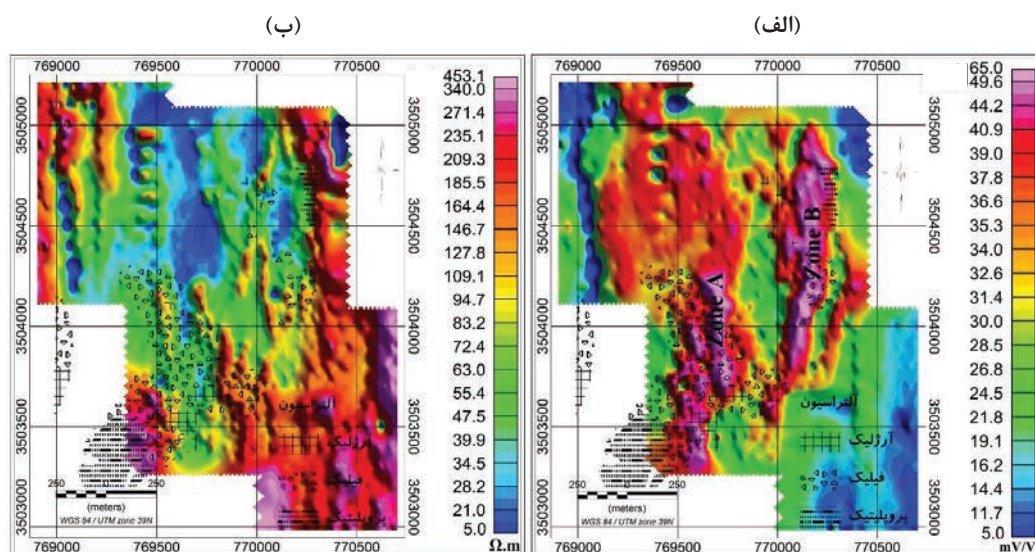
عمدتاً از پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت تشکیل یافته است. حداکثر شدت بارپذیری در محدوده زون A به 65 mV/V می‌رسد که احتمال می‌رود کانی‌سازی گوگردی در این بخش بیشتر باشد.

زون B در بخش شرقی محدوده و در امتداد زون A با راستای شمالی-جنوبی قرار گرفته است که طول آن به بیش از 1400 متر می‌رسد که از وسعت زیادی دارد. این زون در مقایسه با زون A از نقطه نظر بی‌هنجاری بارپذیری (IP) شدت بیشتری را نشان داده است که می‌تواند ناشی از تراکم مواد گوگردی و یا ضخامت آن و یا نزدیکی آن به سطح زمین و حتی پراکندگی بیشتر دانه‌های کانی به صورت پخش در سنگ باشد. حداکثر شدت بارپذیری اندازه‌گیری شده در این زون به 66 mV/V رسیده که می‌توان آن را از نقطه نظر بی‌هنجاری IP به عنوان محدوده امید بخش معرفی کرد. با توجه به بررسی‌های صحرایی بر روی این زون، آثار و شواهد کانی‌سازی نیز دیده می‌شود ولی در مقایسه با زون A از شواهد کانی‌سازی در سطح کاسته شده است. از بررسی نتایج مطالعات ژئوفیزیکی به روش پلاریزاسیون القایی (IP) بر روی نقشه بارپذیری می‌توان گفت که بخش غربی محدوده در مقایسه با بخش شرقی از نقطه نظر کانی‌سازی گوگردی اهمیت بیشتری دارد، بنابراین غرب و شمال‌غرب محدوده در برنامه مطالعات اکتشاف تکمیلی برای بررسی گسترش بی‌هنجاری بارپذیری مورد مطالعه بیشتر قرار گرفته است.

از تراکم مواد گوگردی و یا ضخامت آن و یا نزدیکی آن به سطح زمین و حتی پراکندگی بیشتر دانه‌های کانی به صورت پخش در سنگ باشد [۳۲].

چنانچه در نقشه بارپذیری ملاحظه می‌شود، روش IP وجود بی‌هنجاری را بر روی توده‌های گرانودیوریتی در دو زون مشخص نشان داده است. زون‌ها به ترتیب با علامت A در بخش غربی و B در بخش شرقی مشخص شده‌اند (شکل ۶-الف). دگرسانی سریسیتی دارای محتوای سولفید بالا شامل پیریت است، بنابراین منطقه دگرسانی سریسیتی یک هدف مهم پلاریزاسیون القایی است [۳۱]. بیشترین دگرسانی‌های موجود در منطقه از نوع فیلیک یا سریسیتی است که با توجه به نقشه بارپذیری و دگرسانی‌های منطقه، یک انطباق خیلی خوب می‌توان بین مناطق بی‌هنجاری بارپذیری و دگرسانی‌های منطقه مشاهده کرد.

زون A در قسمت غرب محدوده بر روی توده‌های گرانودیوریتی قرار گرفته است و از نقطه نظر بی‌هنجاری IP اهمیت بیشتری نسبت به زون B دارد. طول این زون در حدود 1600 متر است. این زون در محدوده توده‌های گرانودیوریتی که به شدت دگرسان شده‌اند قرار گرفته است که آثار و شواهد کانی‌سازی در مناطق غیرپوشیده به شکل رگه و رگچه‌هایی در سطوح و درز و شکاف سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌سازی بیشتر در همبری سنگ‌های رسوبی، ماسه‌سنگی، کوارتزی با توده‌های نفوذی آذرین، بیشتر گرانودیوریتی، پدید آمده و



شکل ۶: الف) نقشه مقادیر بارپذیری حاصل از برداشت پلاریزاسیون القایی با آرایه مستطیلی، ب) نقشه مقادیر مقاومت ویژه برداشت الکتریکی با آرایه مستطیلی

قرار گرفتن آن‌ها و تعیین ابعاد آن اقدام به اندازه‌گیری چهار شبه‌مقطع بارپذیری و مقاومت ظاهری PD-3, PD-2, DD-1 و PD-4 شده است که به ترتیب مدلسازی معکوس این مقاطع مورد بررسی قرار می‌گیرد. چنانچه در شکل ۴ دیده می‌شود، در نزدیک و روی این نیمرخ‌ها، گمانه‌هایی حفر شده است و در این گمانه‌ها اطلاعات عمقی دگرسانی‌های منطقه مشخص شده است (جدول ۲).

نیمرخ DD-1 به گونه‌ای انتخاب شده است که بتوان هر دو زون A و B را مورد بررسی قرار داد. همان‌طور که در نقشه‌های بارپذیری و مقاومت ظاهری اشاره شد، بی‌هنجاری‌ها به صورت بی‌هنجاری IP نشان داده شده‌اند که برای دسترسی به نتایج بهتر و همچنین تعیین روند و ساختار هندسی احتمالی کانسار، دامنه برداشت‌های IP/RS با استفاده از آرایش دوقطبی-دوقطبی انجام شد.

جدول ۲: گمانه‌هایی که نزدیک و روی نیمرخ‌های IP/RS به روش پل-دایبل قرار گرفته‌اند به همراه اطلاعات دگرسانی این گمانه‌ها

نیمرخ	دگرسانی	تا	از	BHID
DD-1	فیلیک	۱۷۴	۲۴	AY-2
DD-1	فیلیک	۴۸,۰۰	۰,۰۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۶۲,۰۰	۵۳,۰۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۹۰,۰۰	۸۰,۰۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۱۳۵,۶۰	۱۳۳,۵۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۱۷۰,۰۰	۱۵۵,۴۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۲۱۵,۰۰	۱۸۸,۰۰	JK-30
DD-1	فیلیک	۱۰۱,۵	۰	G-30
DD-1	فیلیک	۴۳,۵	۰	F-30
DD-1	پتاسیک	۴۶,۳	۴۳,۵	F-30
DD-1	فیلیک	۱۰۱,۵	۴۶,۳	F-30
DD-1	فیلیک	۱۰۰	۰	E-30
DD-1	فیلیک	۱۰۰	۶,۲	D-30
DD-2	فیلیک	۱۰۰,۲	۲,۷	I-22
PD-2	فیلیک	۵۰	۱۸	H-22
PD-2	پتاسیک	۶۲	۵۰	H-22
PD-2	-	۱۰۰,۵	۰	F-22
PD-2	فیلیک	۸۸,۰۰	۸۵,۰۰	G-22
PD-2	فیلیک	۱۷۵,۵۰	۴۴,۰۰	E-22
PD-3	فیلیک	۱۲۰,۰۰	۲۰,۸۰	C-11
PD-3	فیلیک	۱۲۰,۰۰	۱۰۰,۰۰	E-11
PD-4	پروپلیتیک	۶۶,۰۰	۶۲,۰۰	D-20
PD-4	فیلیک	۱۲۵,۰۰	۶۶,۰۰	D-20
PD-4	فیلیک	۱۵۰,۰۰	۵۸,۰۰	E-20

به طور کلی آنچه در نقشه بارپذیری منطقه ملاحظه می‌شود، گسترش بی‌هنجاری IP به صورت افقی است و ابعاد آن در دو بعد مورد بررسی قرار گرفته است، بنابراین برای بررسی بعد دیگر آن یعنی عمق بی‌هنجاری و چگونگی قرار گرفتن آن و همچنین تعیین نقاط حفاری اکتشافی اقدام به انجام چهار شبه‌مقطع با آرایش قطبی-دوقطبی شده است که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۲-۶- بررسی نقشه مقاومت ظاهری حاصل از برداشت الکتریکی با آرایه مستطیلی

مقاومت ظاهری لایه‌های زمین به عواملی چون جنس سنگ‌های تشکیل‌دهنده، مواد هادی (آب، مواد رسی، مواد کانی‌سازی) یا املاح موجود در آب‌ها، میزان فشردگی و تراکم لایه‌ها و نظایر آن بستگی دارد. با توجه به این عوامل و با بررسی و مطالعه نقشه مقاومت ظاهری، گاهی می‌توان عوامل زمین‌شناسی مختلفی از قبیل مرز سازندهای مختلف زمین‌شناسی، وجود گسل‌های احتمالی و روند آن‌ها، وضع طبقات زیرین، ضخامت آبرفت و محل تجمع مواد هادی را تعیین کرد.

واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه شامل ماسه‌سنگ، کوارتزیت و سنگ آذرین است و رسوبات آبرفتی نیز بخش غربی و شمال‌غرب محدوده را پوشانده است. بنابراین با توجه به اینکه جنس سنگ‌های محدوده اغلب سنگ‌های رسوبی است، تغییرات مقاومت ظاهری درون آن‌ها شدید است و همان‌طور که در نقشه مقاومت ظاهری دیده می‌شود در محل سازندهای رسوبی مقاومت ظاهری ۲۰۰ تا ۴۰۰ اهم‌متر به ثبت رسیده است، بنابراین با بررسی نقشه مقاومت ظاهری (شکل ۶-ب)، محدوده مورد مطالعه را از نقطه نظر مقاومت ویژه ظاهری می‌توان به دو بخش با مقاومت ویژه بالا و پایین تقسیم‌بندی کرد. زون A و B در محدوده بخش با مقاومت ویژه پایین قرار گرفته است. مقاومت‌های بین ۱۰ تا ۱۱۰ اهم‌متر که با رنگ آبی تا زرد نشان داده شده است را می‌توان در ارتباط با کانی‌سازی گوگردی دانست که بی‌هنجاری بارپذیری را تایید می‌کند.

۳-۲-۶- برداشت الکتریکی با آرایه پل-دایبل

همان‌طور که در نقشه‌های بارپذیری و مقاومت ظاهری ملاحظه شد بی‌هنجاری‌ها به صورت آنومالی نشان داده شده است و برای بررسی این بی‌هنجاری‌ها در عمق و چگونگی

جریان و در نتیجه کاستن پارازیت در اندازه‌گیری‌های بارپذیری
 ۳- اندازه‌گیری قابل قبول در اعماق حدود ۱۵۰ متر
 ۴- دستیابی به اندازه‌گیری‌هایی که با آرایش دوقطبی-
 دوقطبی نمی‌توان برداشت کرد.

۵- آرایش قطبی- دوقطبی تنها در محدوده بی‌هنجاری
 مورد آزمایش قرار گرفته است. از این رو با توجه به موارد
 یاد شده، آرایش قطبی- دوقطبی برای بررسی‌های بیشتر در
 محدوده علی‌آباد انتخاب شد.

نیمرخ PD-2 به موازات نیمرخ PD-1 طراحی شد تا بتوان
 ادامه زون A و زون B و حفاری‌های انجام شده بر روی این
 نیمرخ را کنترل کرد. این شبه‌مقطع به طول ۱۱۰۰ متر و
 با فاصله الکترودی ۴۰ متر تحت پوشش عملیات IP/RS با
 آرایش قطبی- دوقطبی قرار گرفته است. برای بررسی وضعیت
 قرارگیری ناهنجاری بارپذیری و تعیین نقطه حفاری نیمرخ
 PD-2، با استفاده از روش مدلسازی معکوس هموار، مورد
 بررسی قرار گرفته است. در مدل نهایی ارایه شده با نرم‌افزار
 مشخص شد که وجود انطباق بین مقادیر بارپذیری اندازه‌گیری
 شده و محاسبه شده از مدل، نشان‌دهنده کمتر بودن پارازیت
 در داده‌های IP است. عمق احتمالی ماده معدنی از سطح زمین
 در این مدل حدود ۴۰ تا ۴۵ متر پیش‌بینی می‌شود. در مدل
 ارایه شده در شبه‌مقطع مقاومت ظاهری همبستگی خاصی را
 با مدل بارپذیری نشان داده است که نتایج حاصل یکدیگر را
 تایید می‌کنند. تصحیحات توپوگرافی نیز در مدل ارایه شده
 انجام گرفته است و با بررسی مدلسازی، بی‌هنجاری IP/RS
 به صورت یک توده قابل توجه مشخص شده است. با توجه به
 گمانه‌های حفر شده بر روی این نیمرخ (جدول ۲ و شکل ۷-
 پ) می‌توان در بخش زیادی از بی‌هنجاری IP/RS دگرسانی
 فیلیک را مشاهده کرد. البته در گمانه H-22 در عمق ۵۰-۶۲
 متر دگرسانی پتاسیک وجود دارد و در گمانه F-22 بر روی این
 نیمرخ هیچ دگرسانی دیده نمی‌شود.

نیمرخ PD-3 در قسمت شمالی محدوده برای تعیین نقطه
 حفاری و بررسی وضعیت موجود، با استفاده از روش مدلسازی
 معکوس هموار، مورد بررسی قرار گرفته است. عمق احتمالی
 ماده معدنی از سطح زمین در این مدل حدود ۴۰ تا ۴۵ متر
 پیش‌بینی می‌شود. با توجه به گمانه‌های حفر شده روی این
 نیمرخ (شکل ۸- الف) و دگرسانی‌های رخ داده در این گمانه‌ها
 (جدول ۲)، در این مقطع نیز در عمق‌های مختلف می‌توان
 دگرسانی فیلیک را مشاهده کرد که با مقادیر بالای بارپذیری و
 مقادیر پایین مقاومت ویژه ارتباط دارد.

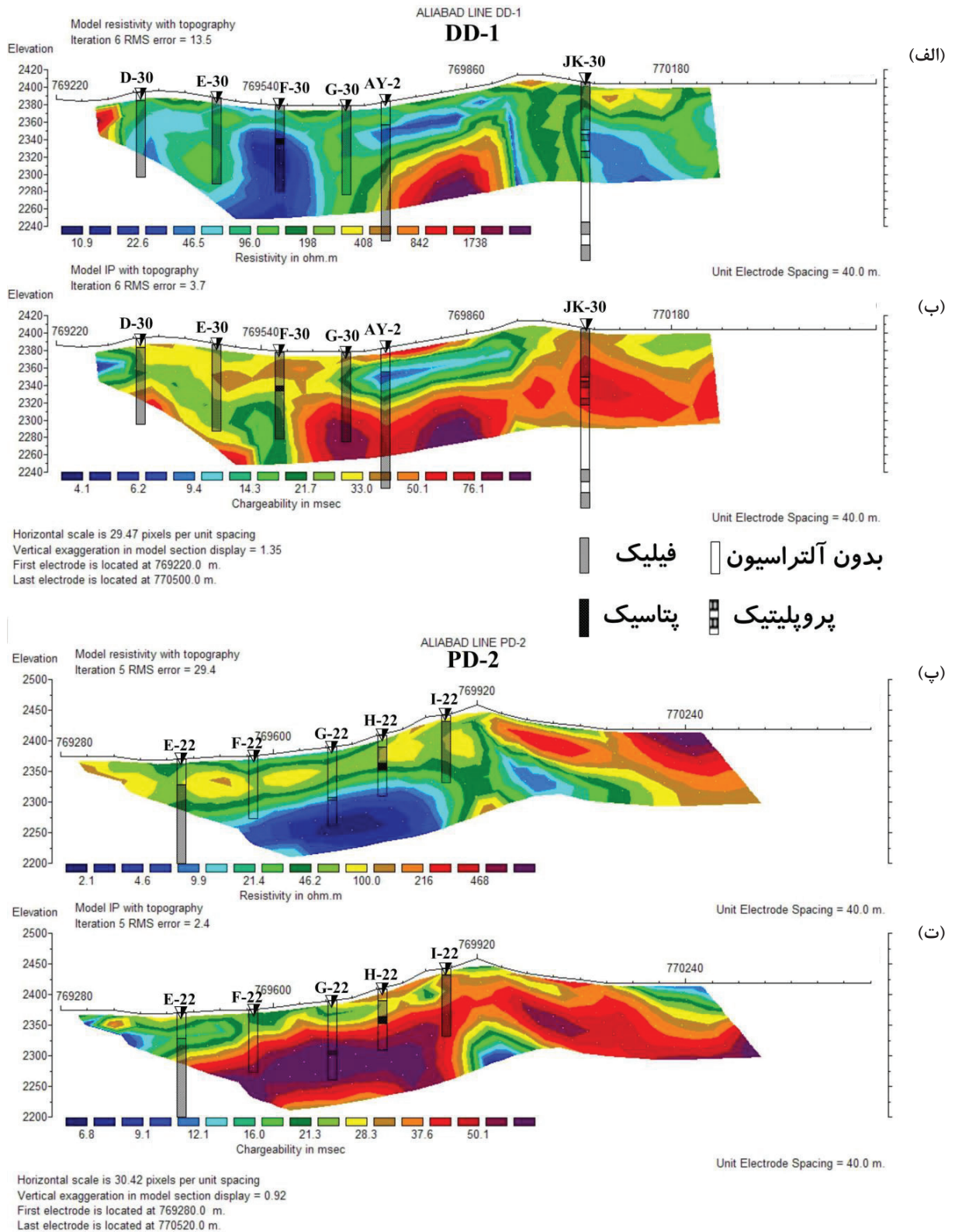
نیمرخ DD-1 به طول ۱۱۰۰ متر، با فاصله الکترودی
 ۴۰ متر مورد مطالعه قرار گرفته است و مدلسازی معکوس
 نتایج حاصل بعد از ترسیم شبه‌مقاطع بارپذیری و مقاومت
 ظاهری ترسیم شده است (شکل ۷- الف و ب) تا وضعیت این
 بی‌هنجاری در اعماق مختلف مورد بررسی قرار گیرد. بعد از
 انجام مدلسازی، دو شبه‌مقطع به دست می‌آید. شبه‌مقاطع
 حاصل از داده‌های اصلی بارپذیری و مقاومت ظاهری برداشت
 شده در منطقه و شبه‌مقاطع حاصل از مدل ساخته شده است
 که در صورتی که معکوس‌سازی دقیق انجام شده باشد، نباید
 اختلاف قابل توجهی بین این شبه‌مقاطع با شبه‌مقطع داده‌های
 اصلی وجود داشته باشد. در مدل نهایی ارایه شده با نرم‌افزار
 مشخص شد که وجود انطباق بین مقادیر بارپذیری اندازه‌گیری
 شده و محاسبه شده از مدل، نشان‌دهنده کمتر بودن پارازیت
 در داده‌های IP است. عمق احتمالی ماده معدنی از سطح زمین
 در این مدل حدود ۳۰-۴۰ متر پیش‌بینی می‌شود. تصحیحات
 توپوگرافی نیز در مدل ارایه شده انجام گرفته است. همان‌طور
 که در شبه‌مقاطع اصلی داده‌های خام و به ویژه مدلسازی
 داده‌ها ملاحظه می‌شود، بی‌هنجاری IP به صورت یک توده
 قابل توجه مشخص شده است. با توجه به حفاری انجام شده در
 مرحله بعد صحت این موضوع مورد تایید قرار گرفت.

با توجه به جدول ۲ دیده می‌شود که بخش زیادی از
 منطقه در اعماق تحت تاثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است.
 بر روی نیمرخ DD-1 در عمق با توجه به جدول ۲ و شکل
 ۷- الف مشاهده می‌شود که بیشتر بخش‌های این مقطع تحت
 تاثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است. البته بخش کوچکی
 از گمانه F-30 که در عمق ۴۳/۵ تا ۴۶/۵ متر تحت تاثیر
 دگرسانی پتاسیک است که از لحاظ سولفید کل فقیر است.
 البته چنانچه در مدلسازی معکوس مقادیر مقاومت ویژه زیر
 در این گمانه دیده می‌شود (شکل ۷- الف) یک زون رسانا
 زیر آن قرار گرفته است که نشان‌دهنده غالب بودن دگرسانی
 فیلیک است. با توجه به مدل معکوس مقادیر بارپذیری (شکل
 ۷- ب) می‌توان همبستگی بین دگرسانی فیلیک و مقادیر بالای
 بارپذیری را در این نیمرخ مشاهده کرد.

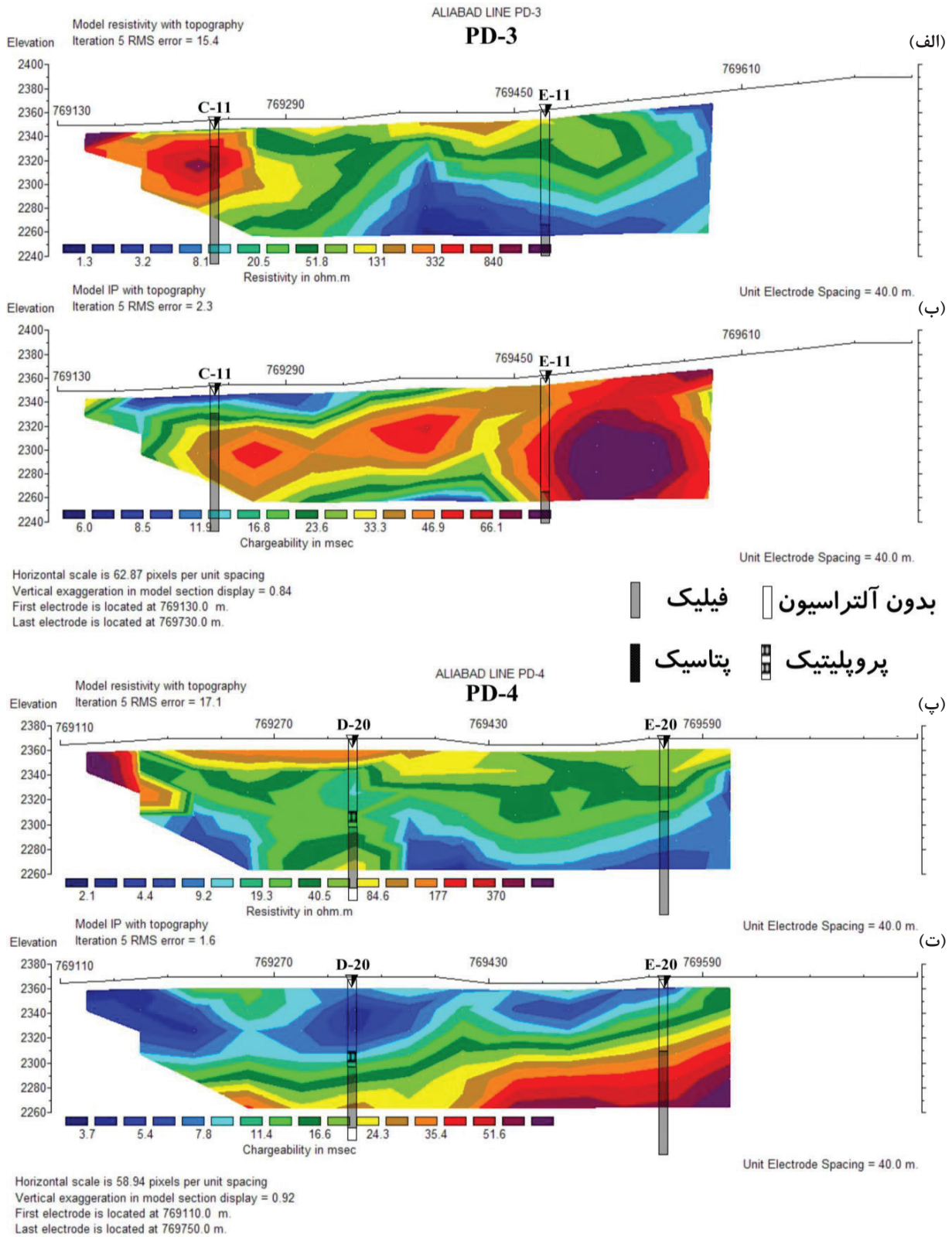
نیمرخ PD-1 مجدد با آرایش قطبی- دوقطبی مورد
 بررسی قرار گرفته است. مزیت آرایش قطبی- دوقطبی به شرح
 زیر است.

۱- سهولت کار تعویض یک الکتروود جریان و قرار گرفتن
 الکتروود دیگر در بی‌نهایت

۲- پلاریزه شدن منطقه وسیع‌تری از فواصل الکتروودهای



شکل ۷: الف) مدل‌سازی مقاومت ویژه نیمرخ DD-1، ب) مدل‌سازی IP نیمرخ DD-1، پ) مدل‌سازی مقاومت ویژه نیمرخ PD-2، ت) مدل‌سازی IP نیمرخ PD-2 (روی هر نیمرخ موقعیت و دگرسانی هر گمانه نشان داده شده است).



شکل ۸: الف) مدل‌سازی مقاومت ویژه نیم‌رخ PD-3، ب) مدل‌سازی IP نیم‌رخ PD-3، پ) مدل‌سازی مقاومت ویژه نیم‌رخ PD-4، ت) مدل‌سازی IP نیم‌رخ PD-4 (روی هر نیم‌رخ موقعیت و دگرسانی هر گمانه نشان داده شده است).

پیچیدگی‌های بالایی که در کانی‌زایی مس علی‌آباد دامک وجود دارد، با توجه به موقعیت سایر دگرسانی‌های منطقه و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، می‌توان گفت که دگرسانی فیلیک با آنومالی‌های منفی مغناطیسی و دگرسانی پروپلیتیک با مقادیر حدوسط مغناطیسی ارتباط دارد و دگرسانی آرژلیک ارتباط مستقیمی با مقادیر شدت میدان مغناطیسی ندارد.

مطالعات ژئوفیزیک انجام شده به روش‌های پلاریزاسیون القایی IP/RS در دو مرحله و با دو آرایه مستطیلی و پل-دایپل انجام شده است. نتایج مطالعات حاصل از آرایه مستطیلی به صورت نقشه‌های رنگی و نتایج حاصل از مدل‌سازی معکوس نیمرخ‌های برداشت IP/RS با آرایه پل-دایپل به صورت مقاطع رنگی تهیه شده است.

وضعیت و گسترش ناهنجاری بارپذیری حاصل از برداشت با آرایه مستطیلی به صورت افقی و حاصل از برداشت با آرایه پل-دایپل در بعد سوم و روی مقاطع مشخص شده است. نتایج حاصل از تفاسیر انجام شده بر روی داده‌های خام و داده‌های پردازش شده ژئوفیزیکی محدوده کانسار را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

۱- حد زون‌های عامل ایجاد بی‌هنجاری‌ها که احتمالاً در ارتباط با کانی‌سازی گوگردی است، توده‌های گرانودیوریت دگرسان شده است.

۲- نواحی دگرسانی و کانی‌سازی در محدوده با شدت بارپذیری 30 mV/V مشخص شده که بیشتر از آن نشان‌دهنده بیشترین تمرکز فلزی است.

۳- وجود همبستگی آماری بین داده‌های IP و RS در محدوده بالا است که این نتیجه را می‌توان به دگرسانی در منطقه و منبع فلزی بودن بی‌هنجاری IP نسبت داد.

۴- بخش غربی محدوده کانسار (زون A) را می‌توان به عنوان محدوده امید بخش معرفی کرد که آلتراسیون نیز در آن اثرگذار بوده است.

۵- در این محدوده اکتشافی، ارتباط مقادیر بارپذیری و مقاومت ویژه حاصل از شبه‌مقاطع و مدل‌سازی معکوس آن‌ها را با دگرسانی‌های منطقه به این شکل می‌توان بیان کرد که دگرسانی فیلیک با مقادیر پایین مقاومت ویژه و مقادیر بالای بارپذیری، دگرسانی پتاسیک با مقادیر بالای مقاومت ویژه و مقادیر پایین بارپذیری و دگرسانی پروپلیتیک با مقادیر متوسط مقاومت ویژه و بارپذیری مطابقت دارد.

نیمرخ PD-4 در فاصله ۴۰۰ متری از نیمرخ شماره ۳ و به موازات آن انتخاب و با آرایش قطبی-دوقطبی مورد پیمایش قرار گرفته است. مدل‌سازی شبه‌مقاطع بارپذیری و مقاومت ظاهری PD-4 نیز با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس هموار انجام شده است. با توجه به بررسی شبه‌مقطع نیمرخ شماره ۴ ملاحظه می‌شود، بی‌هنجاری IP در بخش شرق محدوده به ثبت رسیده و در قسمت غرب از شدت بارپذیری کاسته شده است. داده‌های مقاومت ظاهری نیز در این شبه‌مقطع با داده‌های بارپذیری تطابق کامل دارند و یکدیگر را تایید می‌کنند. عمق احتمالی ماده معدنی از سطح زمین در این مدل حدود ۴۵ تا ۵۰ متر پیش‌بینی می‌شود. در گمانه D-20 روی این نیمرخ در عمق ۶۲ تا ۶۶ متر دگرسانی پروپلیتیک مشاهده می‌شود. با توجه به این دگرسانی و مقاطع مدل‌سازی مقاومت ویژه و بارپذیری، می‌توان یک همبستگی بین این دگرسانی، مقادیر متوسط مقاومت ویژه و بارپذیری مشاهده کرد. البته با توجه به دگرسانی فیلیک در این گمانه و همچنین گمانه E-20 همبستگی بین دگرسانی فیلیک با مقادیر پایین مقاومت ویژه و مقادیر بالای بارپذیری وجود دارد.

۷- نتیجه‌گیری

محل‌های گرمایی که پس از نفوذ توده نیمه‌عمیق علی‌آباد بالا آمده‌اند، افزون بر کانه‌سازی مس سبب دگرسانی شدید سنگ‌های گرانیتی و واحدهای رسوبی-آتشفشانی کرتاسه شده‌اند. دگرسانی نوع پتاسیک در منطقه برونزد ندارد. در صورتی که بخش بیشتر منطقه در سطح و عمق تحت تاثیر دگرسانی فیلیک قرار گرفته است و در بین و اطراف آن در سطح، دگرسانی‌های آرژلیک و پروپلیتیک و در عمق دگرسانی‌های پتاسیک و پروپلیتیک را می‌توان مشاهده کرد. آثار کانی‌سازی در سطح منطقه محدود به رگچه‌ها و آلودگی‌های مالاکیتی-آزوریتی با مقداری پیریت و کالکوپیریت و بندرت کالکوسیت و کوولیت است. بافت کانه‌سازی از نوع استوک‌ورک و پراکنده به نظر می‌رسد.

با توجه به برداشت‌های مغناطیس‌سنجی در منطقه مورد مطالعه، چهار بی‌هنجاری مجزا شناسایی شد. در این منطقه در سطح و عمق دگرسانی پتاسیک چندانی که به نسبت سایر دگرسانی‌ها تاثیر بیشتری روی مقادیر شدت مغناطیسی می‌گذارد، مشاهده نشد. در این منطقه، بر خلاف

۸- مراجع

به روش پلاریزاسیون القایی (IP/RS) در محدوده معدن مس علی آباد/استان یزد". امور اکتشافات و مهندسی توسعه شرکت ملی صنایع مس ایران، ص ۶۷-۱.

[12] Berberian, M., and King, G. C. P. (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian journal of earth sciences, 18(2): 210-265.

[13] Amooiy Ardakani, A. (1998). "Investigation of Petrology of Khezr Abad Intrusive Mass". Shahid Beheshti University, 1-175.

[14] Tehran Padir Consulting Engineers, (2001). "Geological Surveys of Ali Abade Yazd". National Iranian Copper Industries Company, 1-130.

[15] Zirjanizade, S., Karimpoor, M. H., and Ebrahimi, K. (2016). "Mineralogy, geochemistry and petrology of intrusive bodies and volcanic rocks in northwest of Gonabad". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 23: 789-802.

[۱۶] قدسی، م.، بومری، م.؛ ۱۳۹۶؛ "سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و شیمی کانی سنگ‌های نفوذی بزمان، جنوب شرق ایران". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۲۵، شماره ۲، ص ۴۱۰-۳۹۳.

[17] Samiee, S., Karimpoor, M. H., Ghaderi, M., and Heydarian Shahri, M. R. (2013). "Geology, alteration, mineralization and geochemistry of Khunik area, south of Birjand". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 21: 487-498.

[18] Miri Beydokhti, R., Karimpour, M. H., and Mazaheri, S. A. (2014). "Studies of remote sensing, geology, alteration, mineralization and geochemistry of Balazard copper-gold prospecting area, west of Nehbandan". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 22: 459-470.

[19] Azadi, M., Mirmohammadi, M., and Hezarkhani, A. (2014). "Petrology and fluid inclusion studies in Kahang porphyry copper deposit". Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 22: 155-172.

[20] Oldenburg, D. W., Li, Y., and Ellis, R. G. (1997). "Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit: a case history for Mt. Milligan". Geophysics, 62(5): 1419-1431.

[21] Thoman, M. W., Zonge, K. L., and Liu, D. (2000). "Geophysical case history of North Silver Bell, Pima County, Arizona—a supergene-enriched porphyry copper deposit". Northwest Mining Association, 42: 1-42.

[22] Ferneyhough, A. B., and Qarana, I. A. (1996). "Case history study over the Batu Hijau copper-gold porphyry

[1] Clark, D. A. (2014). "Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper-gold systems: a review". Tectonophysics 624: 46-65.

[2] Behn, G., Camus, F., Carrasco, P., and Ware H. (2001). "Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications". Economic Geology, 96(2): 239-248.

[3] Dickson, B. L., Fraser, S. J., and Kinsey-Henderson, A. (1996). "Interpreting aerial gamma-ray surveys utilising geomorphological and weathering models". Journal of Geochemical Exploration, 57(1-3): 75-88.

[4] Ford, K., Keating, P., and Thomas, M. D. (2007). "Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits". Miner Depos Canada—a Synth major Depos Dist Metallog Evol Geol Prov Explor methods Geol Assoc Canada, Miner Depos Div Spec Publ, 5: 939-970.

[5] Ranjbar, H., Hassanzadeh, H., Torabi, M., and Ilaghi, O. (2001). "Integration and analysis of airborne geophysical data of the Darrehzar area, Kerman Province, Iran, using principal component analysis". Journal of Applied Geophysics, 48(1): 33-41.

[6] Ranjbar, H., and Honarmand, M. (2004). "Integration and analysis of airborne geophysical and ETM+ data for exploration of porphyry type deposits in the Central Iranian Volcanic Belt using fuzzy classification". International Journal of Remote Sensing, 25(21): 4729-4741.

[7] Di Tommaso, I., and Rubinstein, N. (2007). "Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina". Ore Geology Reviews, 32(1-2): 275-290.

[۸] ملک زاده سفارودی، آ.، حیدریان شهری، م.، کریم‌پور، م.؛ ۱۳۸۸؛ "کانی‌سازی و اکتشافات ژئوفیزیکی به روش IP/RS و مغناطیس‌سنجی زمینی در محدوده MA-I و اطراف آن، منطقه اکتشافی مس- طلا پورفیبری ماهرآباد، شرق ایران". زمین‌شناسی اقتصادی، دوره اول، شماره ۱، ص ۱۷-۱.

[۹] بمانی، م.، مجتهدزاده، س. ح.، انصاری، ع.؛ ۱۳۹۷؛ "بررسی‌های دورسنجی، زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، دگرسانی و کانی‌سازی کانسار مس علی‌آباد دامک". انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران در نوبت چاپ.

[۱۰] بمانی، م.، مجتهدزاده، س. ح.، انصاری، ع.؛ ۱۳۹۷؛ "مقایسه روش‌های طبقه‌بندی جهت شناسایی هاله‌های دگرسانی کانسار مس علی‌آباد دامک". کنفرانس ملی پژوهش‌های دانش بنیان در علوم زمین، اهواز، ص ۱۷-۱.

[۱۱] کاوش، م. م.، ص.؛ ۱۳۸۵؛ "گزارش مطالعات تکمیلی ژئوفیزیک

- [28] Lieberwirth, H. (2016). "Redefining Deposit 's Reserves by Advanced Mineral Processing Approaches. 152(1): 77-84.
- [29] Sinclair, W. D. (2007). "Porphyry deposits". Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5: 223-243.
- [30] Brant, A. A. (1966). "Geophysics in the exploration for Arizona porphyry coppers". Geology of the porphyry copper deposits: southwestern North America. University of Arizona Press, Tucson, 87-110.
- [31] John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Graybeal, F. T., Mars, J. C., McPhee, D. K., Seal, R. R., Taylor, R. D., and Vikre, P. G. (2010). "Porphyry copper deposit model". USGS Scientific Investigations Report, 1-169.
- [32] نوروزی، غ؛ ۱۳۹۵؛ "روش‌های الکتریکی در ژئوفیزیک اکتشافی: مقاومت ویژه- پلاریزاسیون القایی- الکترومغناطیس". دانشکده فنی دانشگاه تهران، ص ۳۷۶-۱.
- [23] Sillitoe, R. h. (1979). "Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits". Mineralium Deposita, 14(2): 161-174.
- [24] Sillitoe, R. H. (1997). "Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region". Australian Journal of Earth Sciences, 44(3): 373-388.
- [25] Clark, D. A. D. A. (1999). "Magnetic petrology of igneous intrusions: implications for exploration and magnetic interpretation". Exploration Geophysics, 30(2): 5-26.
- [26] Lowell, J. D., and Guilbert, J. M. (1970). "Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits". Economic Geology, 65(4): 373-408.
- [27] Berger, B. R., Ayuso, R. A., Wynn, J. C, and Seal, R. R. (2008). "Preliminary model of porphyry copper deposits". US geological survey open-file report, 1321(August):55.



DOI: 10.30479/jmre.2019.9473.1184

Investigation And Adaptation Of Geophysical Data With Alteration Zones Of Aliabad Damak Copper Deposit

Bemani M.¹, Mojtahedzadeh S.H.^{2*}, Ansari A.³

1- PhD Student, Mining and Metallurgical Engineering Faculty, Yazd University, Yazd, Iran
bemanimahdi@gmail.com

2- Associate Professor, Mining and Metallurgical Engineering Faculty, Yazd University, Yazd, Iran
hmojtahed@yazd.ac.ir

3- Associate Professor, Mining and Metallurgical Engineering Faculty, Yazd University, Yazd, Iran
h.ansari@yazd.ac.ir

(Received: 13 Oct. 2018, Accepted: 03 Feb. 2019)

Abstract: Cu-Mo porphyry deposit of Aliabad Damak is located at 35 km southwest of Taft in Yazd province, Iran. A detailed exploration of this deposit has been carried out. The indications of mineralization on the surface can be seen as veins and contaminations of malachite - azurite with some pyrite and chalcopryrite, rarely chalcocite and covellite. The mineralization took place as stock work texture and scattered distribution. The hydrothermal solutions due to Aliabad's semi-deep intrusive body, in addition to copper mineralization, have caused severe alteration of granite and cretaceous sedimentary-volcanic units. While the phyllic alteration has the largest extent, no outcrop of potassic alteration has been observed in the study area yet. Argillic and propylitic alteration zones are also observed in and around the phyllic alteration. According to the drilling wells in the area, potassic and propylitic alterations can be observed inside and around the phyllic alteration in depths. Magnetic and IP/RS (with rectangular and pole-dipole array) surveys have been performed in the studied area. In this research, we tried to adapt the different alteration zones to geophysical anomalies. In studied area phyllic alteration zones have weak magnetic anomalies, propylitic alteration zones are associated with mild magnetic anomaly and argillic zones do not have any sign of magnetic anomalies. The relation between different alterations and chargeability and resistivity anomalies was investigated in this study. Phyllic alteration zones show low resistivity and high chargeability, potassic alteration shows high resistivity and low chargeability and propylitic alteration zones represent moderate resistivity and chargeability.

Keywords: Aliabad Damak, magnetic anomaly, IP/RS, alteration zones.

INTRODUCTION

Magnetic anomaly patterns can be used as a tool for mapping lithology, metamorphic zones, and hydrothermal alteration systems, as well as identifying structures that may control the passage of magmas

or hydrothermal fluids associated with mineralisation. Reliable geological interpretation of mineralised systems requires an understanding of the magmatic, metamorphic and hydrothermal processes that create, alter and destroy magnetic minerals in rocks. Predictive magnetic exploration models for porphyry copper and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits can be derived from standard geological models by integrating magnetic petrological principles with petrophysical data, deposit descriptions, and modelling of observed magnetic signatures of these deposits. Even within a particular geological province, the magnetic signatures of similar deposits may differ substantially, due to the differences in the local geological setting [1].

Expect to see the intensity and type of alteration reflected in resistivity anomalies, with the lowest resistivity centered on sericitic alteration that is developed in zones of most intense fracturing and fluid flow [2]. The dispersed nature of sulfide minerals in porphyry systems is particularly suitable for induced polarization (IP) methods [3]. Indeed, the IP method was originally developed for the exploration of porphyry copper deposits [4] and still is commonly used. Induced polarization is a complex phenomenon. In simplest terms, IP anomalies reflect the ability of a mineral, rock, or lithology to act as an electrical capacitor. In porphyry copper deposits, the strongest IP responses correlate with quartz-sericite-pyrite alteration [2].

Cu-Mo porphyry deposit of Aliabad Damak is located at 35 km southwest of Taft in Yazd province, Iran. The hydrothermal solutions due to Aliabad's semi-deep intrusive body, in addition to copper mineralization, have caused severe alteration of granite and Cretaceous sedimentary-volcanic units. Magnetic and IP/RS (with rectangular and pole-dipole array) surveys have been performed in the studied area. In this research, different alteration zones have been adapted to geophysical anomalies.

METHODS

A detailed exploration of Cu-Mo porphyry deposit of Aliabad Damak has been carried out. In another study, geology, petrography, alteration, and mineralization of the Aliabad Damak copper ore deposit have been investigated. In order to prepare a 1:1000 scale of geological, alteration and topographic map, as well as surveying of petrography and mineralization, 114 samples, for laboratory studies, were taken from the rocky - mineralized outcrops of the region, that 70 samples were selected and studied. Also, remote sensing studies using Landsat 8 and ASTER images in this area have been conducted to investigate alterations. The results of remote sensing studies are presented. Magnetic and IP/RS (with rectangular and pole-dipole array) surveys have been performed in the studied area. Geophysical data have been interpreted according to detailed studies of geology, alteration, mineralization, and surface and subsurface geochemistry, and has been investigated the relationship between the results of the interpretation of geophysical data and alterations.

FINDINGS AND ARGUMENT

Remote sensing has been used as a preliminary survey of regional alterations. The best results from the classification of OLI sensors are related to the supervised classification using the Support Vector Machine, which shows a total accuracy of 95.3% and a Kappa coefficient of 0.93. Using ASTER images, the highest accuracy in artificial neural network method was obtained with a total accuracy of 96.07% and a Kappa coefficient of 0.94. Magnetic and IP/RS (with rectangular and pole-dipole array) surveys have been performed in the studied area. In studied area phyllic alteration zones have weak magnetic anomaly, propylitic alteration zones are associated with mild magnetic anomaly and argillic zones do not have any sign of magnetic anomalies. Relation between different alterations and chargeability and resistivity anomalies was investigated in this study. According to Figure 1 and Figure 2, it can be concluded Phyllic alteration zones show low resistivity and high chargeability, potassic alteration show high resistivity and low chargeability and propylitic alteration zones represent moderate resistivity and chargeability.

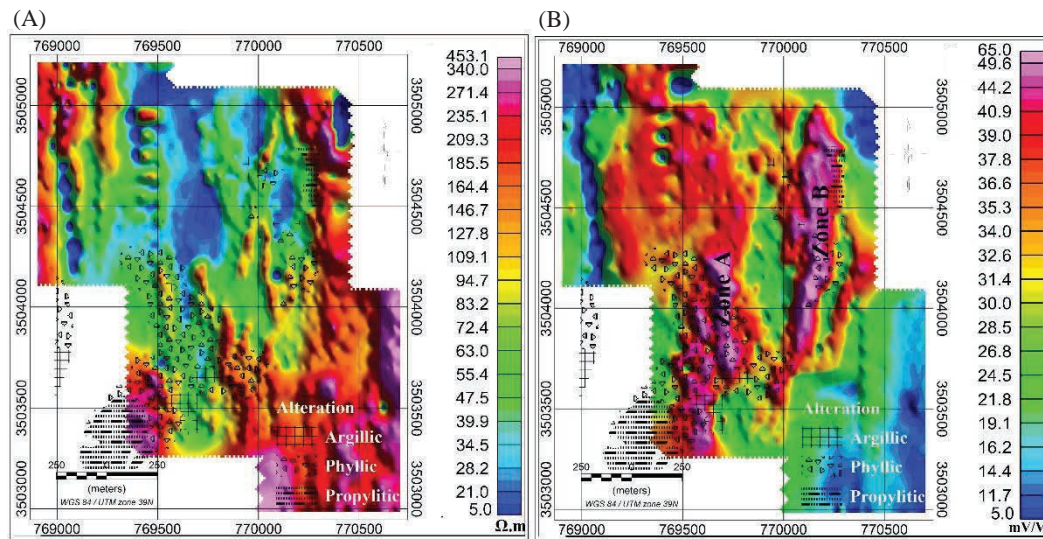


Figure 1. A: Map the values of electrical resistivity for rectangular arrays, B. Map the values of induced polarization with a rectangular array

CONCLUSIONS

According to the magnetic interpretation in the study area, four separate anomalies were identified. In studied area phyllic alteration zones show weak magnetic anomaly, propylitic alteration zones are associated with mild magnetic anomaly and argillic zones do not have any sign of magnetic anomalies. Geophysical studies have been done with induction polarization methods (IP/RS) in rectangular arrays and dipole-dipole arrays. The results of the interpretations of raw data and processed geophysical data of the deposit area can be summarized as follows: Phyllic alteration zones represent low resistivity and high chargeability, potassic alteration display high resistivity and low chargeability and propylitic alteration zones represent moderate resistivity and chargeability.

REFERENCES

- [1] Clark, D. A. (2014). "Magnetic Effects of Hydrothermal Alteration in Porphyry Copper and Iron-Oxide Copper-gold Systems: A Review". *Tectonophysics*, 624–625(1): 46–65. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.011>.
- [2] Thoman, M. W., Kenneth, L. Z., and Dexin, L. (2000). "Geophysical Case History of North Silver Bell, Pima County, Arizona—a Supergene-Enriched Porphyry Copper Deposit". *Northwest Mining Association* 42: 1-42.
- [3] Sinclair, W. D. (2007). "Porphyry Deposits". *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5: 223–43.
- [4] Brant, A. A. (1966). "Geophysics in the Exploration for Arizona Porphyry Coppers". *Geology of the Porphyry Copper Deposits: Southwestern North America. University of Arizona Press, Tucson*, 87–110

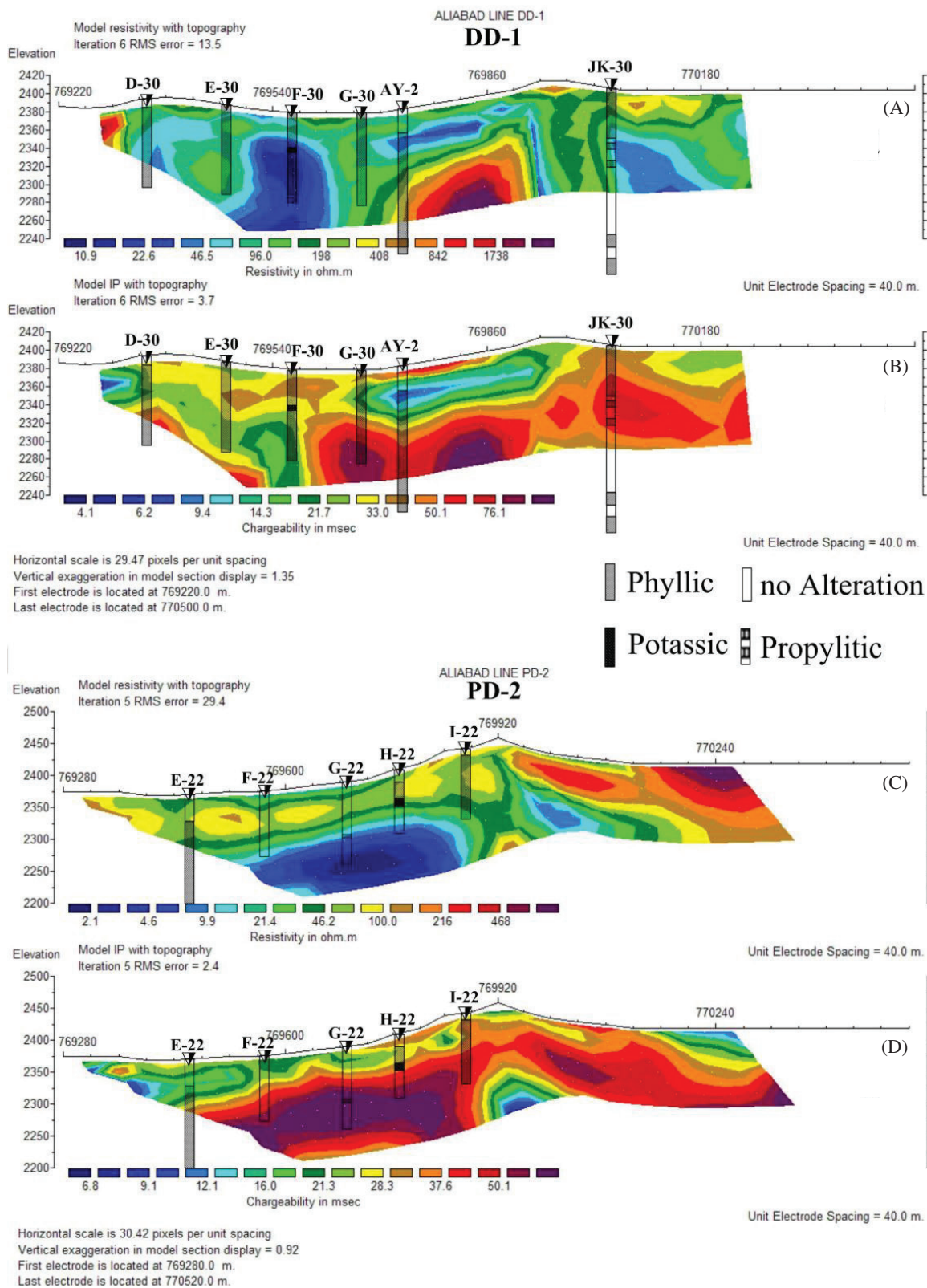


Figure 2. A: Resistivity Modeling of DD-1 profile. B: IP Modeling of DD-1 profile. C: Resistivity Modeling of PD-2 profile. D: IP Modeling of PD-2 profile. On each profile, the position and alteration of each borehole are shown