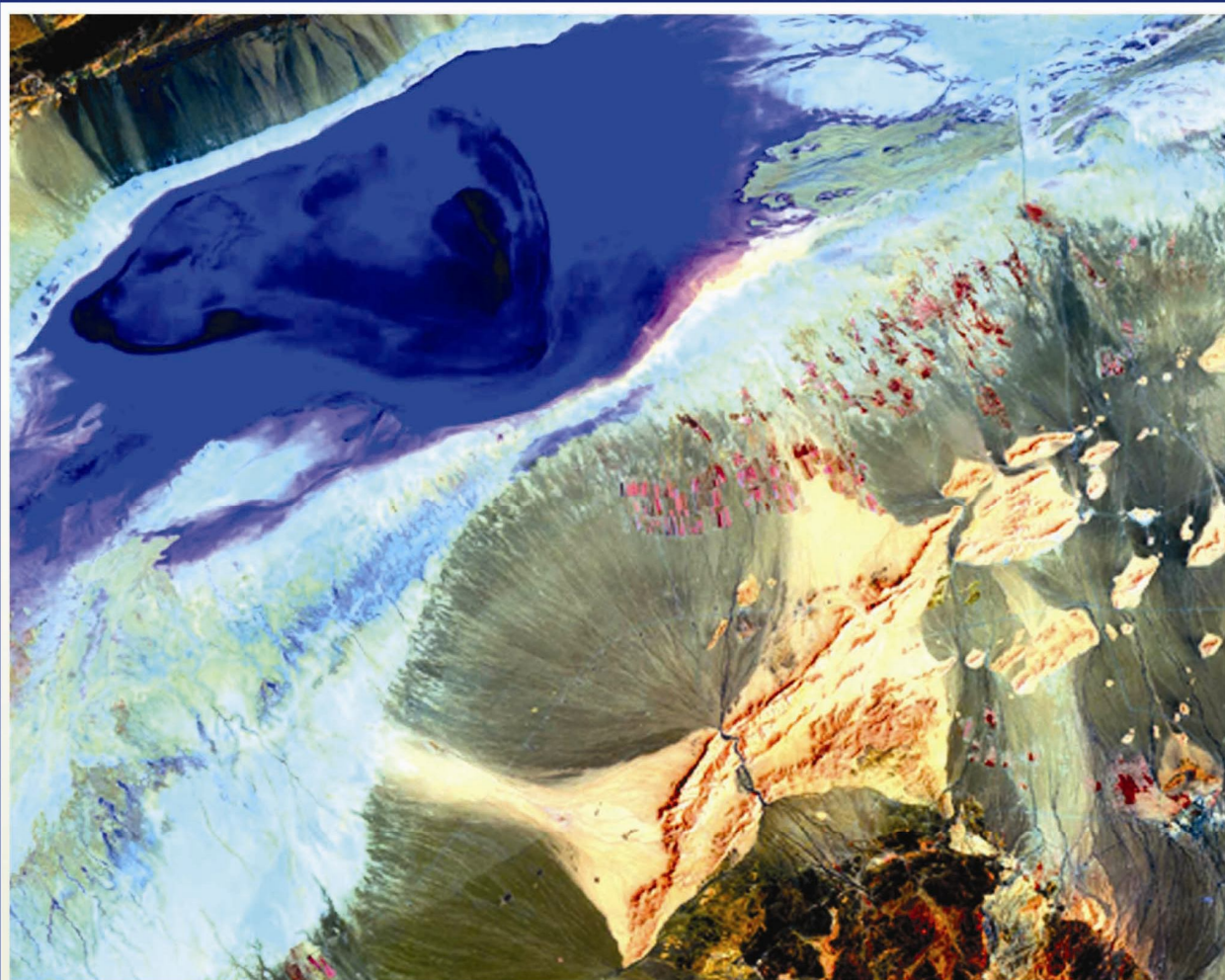


علمی - پژوهشی

زمین‌شناسی اقتصادی



این نشریه در ISC نمایه شده است

بسم الله الرحمن الرحيم

نشریه زمین‌شناسی اقتصادی
دانشگاه فردوسی مشهد

سال ۱۳۸۸، شماره ۱ (جلد ۱)

تاریخ انتشار

زمستان ۱۳۸۸

پروانه انتشار نشریه ۸۸/۷۹۳۱ - ۱۳۸۸/۹/۱۸

وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

بر اساس مجوز کمیسیون بررسی نشریات علمی کشور طی شماره ۴۱۴۳ - ۸۹/۵/۹
این نشریه دارای اعتبار علمی - پژوهشی است.

زمین‌شناسی اقتصادی

سال ۱۳۸۸، شماره ۱ (جلد ۱)

با شماره پروانه ۸۸/۷۹۳۱ از معاونت امور مطبوعاتی و اطلاع رسانی وزارت فرهنگ و ارشاد اسلامی

صاحب امتیاز: دانشگاه فردوسی مشهد

مدیر مسئول و سردبیر: دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد دانشگاه فردوسی مشهد

اعضای هیأت تحریریه:

دکتر محمدحسن کریم‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عبدالمجید یعقوب‌پور، استاد (دانشگاه تربیت معلم تهران)

دکتر محمدحسین آدابی، استاد (دانشگاه شهید بهشتی)

دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

دکتر غلامرضا لشکری‌پور، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر عباس مرادیان، دانشیار (دانشگاه شهید باهنر کرمان)

دکتر سیدرضا موسوی حرمی، استاد (دانشگاه فردوسی مشهد)

دکتر سید احمد مظاهری، دانشیار (دانشگاه فردوسی مشهد)

ناشر: گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

شمارگان: ۲۵۰ نسخه

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

حق اشتراک سالانه مجله با احتساب هزینه پست برای اشخاص و مؤسسات دانشگاهی ۲۰۰۰۰۰ ریال و برای دانشجویان

۱۰۰۰۰۰ ریال است. لطفاً وجه اشتراک را به حساب جاری شماره ۴۲۵۰-۵۰۴۹۴ بانک تجارت شعبه دانشگاه فردوسی

مشهد به نام مجله زمین‌شناسی اقتصادی واریز فرمائید.

تلفن و نمابر دفتر مجله: ۰۵۱۱-۸۷۸۸۰۵۴

پست الکترونیک: econg@um.ac.ir

نشانی وب سایت: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>

مشاوران علمی این شماره:

- دکتر علی امامعلی پور، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه ارومیه)
- دکتر محمد رضا حیدریان شهری، دانشیار- ژئوفیزیک (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر ابراهیم راستاد، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسین زرین کوب، استادیار- پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه بیرجند)
- دکتر سعید علیرضایی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شهید بهشتی)
- دکتر مجید قادری، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت مدرس تهران)
- دکتر محمدحسن کریم پور، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه فردوسی مشهد)
- دکتر علی اصغر کلاگری، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تبریز)
- دکتر فرید مر، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عباس مرادیان، دانشیار- پترولوژی (دانشگاه شهید باهنر کرمان)
- دکتر علیرضا مظلومی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه پیام نور مشهد)
- دکتر بهزاد مهرابی، دانشیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)
- دکتر مجید هاشمی تنگستانی، استادیار- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه شیراز)
- دکتر عبدالمجید یعقوب پور، استاد- زمین شناسی اقتصادی (دانشگاه تربیت معلم تهران)

ویراستار متن فارسی: مهندس مصطفی کدکنی (دانشگاه فردوسی مشهد)

ویراستار متن انگلیسی: دکتر مجید قادری (دانشگاه تربیت مدرس تهران)

مدیر اجرایی: مهندس ملیحه قورچی (گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد)

نشانی: مشهد، پردیس دانشگاه فردوسی، دانشکده علوم، گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق

ایران، دفتر مجله زمین شناسی اقتصادی. کد پستی ۴۸۹۷۴-۹۱۷۷۹

سخن سردبیر

خدای بزرگ را سپاس می‌گوییم که توفیق عنایت فرمود تا با همکاری و هم‌قلمی محققان، استادان و دانشجویان محترم، مجله زمین‌شناسی اقتصادی را منتشر نماییم. "مجله زمین‌شناسی اقتصادی" با هدف نشر مقاله‌های علمی - پژوهشی به منظور گسترش پژوهش و ارتقای دانش زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشافات معدنی، از استادان، پژوهشگران و دانشجویان گرامی برای ارسال مقاله در زمینه‌های زمین‌شناسی اقتصادی، پترولوژی-اقتصادی، اکتشافات ژئوشیمیایی، اکتشافات ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی زیست محیطی دعوت به عمل می‌آورد. این مجله توسط گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران (دانشگاه فردوسی مشهد)، با همکاری انجمن زمین‌شناسان اقتصادی ایران به دو زبان فارسی و انگلیسی و به صورت دو شماره در سال منتشر می‌گردد.

فهرست

- کانی‌سازی و اکتشافات ژئوفیزیکی به روش IP/RS و مغناطیس‌سنجی زمینی در محدوده MA-I و اطراف آن، منطقه اکتشافی مس – طلا پورفیری ماهرآباد، شرق ایران ۱
آزاده ملک‌زاده شفارودی، محمدرضا حیدریان شهری و محمدحسن کریم‌پور
- ژئوشیمی و خاستگاه کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، جنوب‌خاوری زنجان ۱۹
قاسم نباتیان، مجید قادری، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران و فرحناز دلیران
- مطالعات کانی‌شناسی و سیالات درگیر در کانسار مس – طلا کالچویه، شرق اصفهان ۴۷
رضوان مهوری، رضا شمسی‌پور، باقری، موسی نقره‌نایان و محمدعلی مکی‌زاده
- پترولوژی و دگرسانی توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی طلای کوه‌زر تربت حیدریه ۵۷
علیرضا مظلومی بجستانی و ایرج رسا
- شرایط تشکیل بلورهای گارنت زونینگ‌دار در دگرگونی مجاورتی توده‌نفوذی حسن‌آباد، جنوب‌غربی تفت ۷۱
سمیرا زندی‌فر، محمدعلی ولی‌زاده و محمدعلی برقی
- پترولوژی، آلتراسیون و کانی‌سازی توده‌های نفوذی مناطق طاهرآباد و بجستان ۸۳
ملیحه قورچی روکی، سعید سعادت و علیرضا عاشوری
- خاستگاه دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در منطقه تاکستان (زون طارم سفلی) ۱۰۱
بتول تقی‌پور و محمدعلی مکی‌زاده
- مقایسه شیمی بیوتیت‌های آذرین و هیدروترمال در سنگهای آذرین کوه سخت‌حصار ۱۱۷
فریمه آیتی و سعید مهدوری

کانی سازی و اکتشافات ژئوفیزیکی به روش IP/RS و مغناطیس سنجی زمینی در محدوده MA-I و اطراف آن، منطقه اکتشافی مس - طلا پورفیری ماهرآباد، شرق ایران

آزاده ملک زاده شفارودی^۱، محمدرضا حیدریان شهری و محمدحسن کریم پور

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: 1387/12/21، نسخه نهایی: 1388/2/24

چکیده

منطقه اکتشافی ماهرآباد اولین کانی سازی مس - طلا پورفیری شرق ایران است که به طور تفصیلی مطالعه شده است. ارتباط کانی سازی با توده های نفوذی نیمه عمیق عمدتاً مونزونیتی با بافت پورفیری، گسترش آلتراسیون ها و نوع آنها شامل پتاسیک، سرسیتیک - پتاسیک، کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت، کوارتز - کربنات - پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت و ناهنجاری های بالای مس و طلا اثبات می کند که کانی سازی از نوع مس - طلا پورفیری است. محدوده MA-I به علت آلتراسیون شدید کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت و تراکم بسیار بالای رگچه های کوارتز - سولفیدی مهمترین بخش کانی سازی منطقه بوده که اطراف آن را آبرفت پوشانده است. برداشت های IP/RS و مغناطیس سنجی زمینی در محدوده اکتشافی MA-I و دشت اطراف آن انجام شد. حفاری بر روی ناهنجاری شبه مقطع IP به شناسایی کانی سازی سولفیدی در منطقه بسیار وسیعی زیر آبرفت منجر گردید. مطالعات تفصیلی زمین شناسی، آلتراسیون، کانی سازی و ژئوشیمی سطحی و زیرسطحی گسترش کانی سازی پوشیده را در سمت جنوب و غرب محدوده مورد مطالعه تایید می کند. براساس ناهنجاری مغناطیس سنجی زمینی، مرکز سیستم کانی سازی (زون پتاسیک) در جنوب غربی محدوده شناسایی شد. زون آلتراسیون کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت که در اطراف زون پتاسیک واقع شده، دارای پاسخ مغناطیسی بسیار پایین است. برداشت های IP/RS و مغناطیس سنجی زمینی در وسعت بیشتری نسبت به قبل قویاً توصیه می شود.

واژه های کلیدی: مس پورفیری، زون پتاسیک، کانی سازی سولفیدی، پلاریزاسیون القایی، مغناطیس سنجی.

مقدمه

مرحله دیگر استفاده از روش های ژئوفیزیکی در مراحل مقدماتی، نیمه تفصیلی و تفصیلی اکتشاف است. در این مرحله پس از استفاده از مدل های تکتونیکی، پترولوژیکی و آلتراسیون و انتخاب محل مناسب، برای پیدا کردن محل دقیق ذخیره پنهان، شکل، گسترش و عمق آن می توان از روش یا روش های ژئوفیزیکی مناسب استفاده کرد. بر پایه اطلاعات ژئوفیزیکی توأم با اطلاعات زمین شناسی، کانی سازی، آلتراسیون و ژئوشیمی می توان محل های مناسب را برای حفاری تعیین و در صورت موفقیت مقدار ذخیره کانسار را تخمین زد.

منطقه اکتشافی مس - طلا پورفیری ماهرآباد در شرق ایران و در فاصله حدود 70 کیلومتری جنوب غربی شهرستان

امروزه به علت پنهان بودن ذخایر معدنی به کارگیری روش های ژئوفیزیکی در اکتشاف ضروری است. در دو مرحله از اکتشاف مواد معدنی می توان از روش های ژئوفیزیکی استفاده کرد: نخست مرحله پی جویی است. در این مرحله می توان از اطلاعات ژئوفیزیکی هوایی که در مقیاس ناحیه ای و کوچک در یک منطقه وسیع برداشت شده است، برای پیدا کردن ناهنجاری ها استفاده کرد. گاهی ناهنجاری های مغناطیسی و یا گرانی سنجی نشان دهنده وجود کانی سازی خاصی در منطقه است که می توان بازدید های صحرایی بعدی، برداشت های زمین شناسی و ژئوفیزیکی دقیق تر زمینی را در مقیاس بزرگ برای آن برنامه ریزی کرد.

سنگها دیده می‌شود که می‌تواند با ناهنجاری مغناطیسی کم مشخص گردد؛

4- در برخی آلتراسیون‌ها مانند پتاسیک، سیلیسی- پروپلیتیک و پروپلیتیک به علت تبدیل شدن کانیهای مافیک به مگنتیت و یا حضور مگنتیت اولیه محصول محلول کانه‌دار در قالب استوک‌ورک‌ها، خاصیت مغناطیسی افزایش یافته که به ناهنجاری مغناطیسی زیاد می‌انجامد؛

5- زون پتاسیک می‌تواند ناهنجاریهای بالا برای عنصر K نشان دهد؛

6- توده‌های نفوذی منطقه از نوع کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند و می‌توانند در نقشه‌های رادیومتری مشخص شوند؛

7- توده‌های نفوذی منطقه از نوع سری مگنتیت هستند. در بخشهایی که آلتراسیون کمتر بوده و یا در قسمتهای عمقی که مگنتیت اولیه سنگ بر اثر هوازدگی از بین نرفته است، ناهنجاری بالای مغناطیسی انتظار می‌رود؛

8- تمرکز کانیهای سولفیدی هادی نیز هدف ایده‌آل برای استفاده از روش الکترومغناطیسی است.

هدف از این مقاله استفاده از روشهای IP/RS و مغناطیس‌سنجی زمینی و تفسیر آن به کمک مطالعات زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانی‌سازی برای اکتشاف بخشهای پنهان و مرکز کانی‌سازی مس پورفیری در محدوده MA-I است که توسط آبرفت پوشیده شده‌اند.

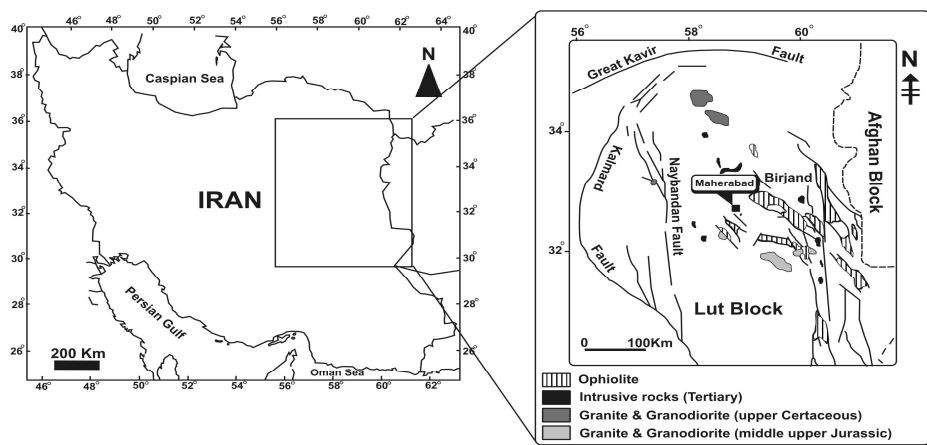
بیرجند، مرکز استان خراسان جنوبی، در محدوده بین طولهای جغرافیایی $58^{\circ} 49' 46''$ تا $58^{\circ} 57' 18''$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $32^{\circ} 26' 12''$ تا $32^{\circ} 31' 45''$ شمالی قرار دارد. این کانسار از نظر تقسیمات ساختاری در شرق بلوک لوت واقع شده است (شکل 1). سه محدوده مهم کانی‌سازی در منطقه ماهرآباد وجود دارد که به ترتیب اهمیت پوشیده در دشت قرار گرفته است. محدوده MA-I به دلیل وجود بیشترین شدت آلتراسیون و بالاترین تراکم رگچه (بیش از 60 عدد در مترمربع) مهمترین بخش منطقه است. مطالعات ژئوفیزیکی در این بخش از منطقه و دشت اطراف آن به منظور اکتشاف قسمتهای پنهان کانی‌سازی انجام شده است.

بررسیهای ژئوفیزیکی در اکتشاف کانی‌سازیهای مس پورفیری در سطح ملی و بین‌المللی کاربرد زیادی دارد [1-7]. روشهای ژئوفیزیکی پلاریزاسیون القایی، مقاومت‌سنجی، الکترومغناطیس، مغناطیس‌سنجی و رادیومتری همانند دیگر کانسارهای مس پورفیری، مفیدترین روشها برای اکتشاف بخشهای پنهان کانی‌سازی در این ذخیره است؛ زیرا:

1- کانیهای سولفیدی از جمله پیریت به مقدار فراوان در قالب رگچه‌های متعدد دیده شده که می‌توانند باعث تشکیل ناهنجاری در روش پلاریزاسیون القایی شوند؛

2- شدت آلتراسیون بسیار بالاست و این امر باعث کاهش مقاومت ویژه سنگها می‌گردد؛

3- در بخشهای آلتراسیون کوارتز-سرسیت-پیریت، به علت از بین رفتن کانی مگنتیت، افت شدید مغناطیسی در



شکل 1. موقعیت جغرافیایی منطقه اکتشافی مس- طلا پورفیری ماهرآباد در شرق ایران و بلوک لوت.

روش مطالعه

برای دستیابی به اکتشاف بخشهای پنهان کانی‌سازی و آلتراسیون پتاسیک (با توجه به نوع سیستم) مطالعات زیر در محدوده MA-I صورت گرفته است:

- 1- مطالعه حدود 200 مقطع نازک و نازک صیقلی از نمونه‌های سطحی و زیرسطحی
- 2- تهیه نقشه زمین‌شناسی رقومی منطقه اکتشافی MA-I با مقیاس 1:2000
- 3- تهیه نقشه آلتراسیون رقومی منطقه اکتشافی MA-I با مقیاس 1:2000
- 4- تهیه نقشه تراکم رگچه رقومی منطقه اکتشافی MA-I با مقیاس 1:2000
- 5- مطالعه جمعاً 630 متر مغزه متعلق به چهار گمانه حفر شده
- 6- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی بیش از 200 نمونه از توده‌های نفوذی نیمه عمیق و نمونه‌های کانی‌سازی سطحی و زیرسطحی
- 7- تفسیر برداشتهای RS/IP و مغناطیس‌سنجی زمینی که در منطقه‌ای به وسعت تقریبی یک کیلومتر مربع در منطقه MA-I و دشت اطراف آن انجام شده است [8]. این تفسیر با استفاده از اندازه‌گیریهای پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات تفصیلی زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی سطحی و زیرسطحی انجام شده است.

زمین‌شناسی

منطقه اکتشافی ماهرآباد اولین کانی‌سازی مس - طلا پورفیری شرق ایران است که به صورت تفصیلی مطالعه شده است [9]. شرق ایران و به‌ویژه بلوک لوت به‌علت وقوع فروانش در زمانهای گذشته و به دنبال آن وجود حجم عظیم ماگماتیسم، پتانسیل بسیار مناسبی را برای تشکیل کانی‌سازیهای مختلف به خصوص کانسارهای مس پورفیری دارد. شواهدی از این نوع کانی‌سازی در نقاط مختلف شرق ایران نیز معرفی شده است (مانند سرخ‌کوه [10]، رحیمی [11]، چاه‌شلغمی [12]، ده‌سلم [13] و غیره)؛ ولی تاکنون کار اکتشافی جدی بر روی آنها صورت نگرفته و هیچ‌گونه ذخیره پورفیری به مرحله

بهره‌برداری نرسیده است. به نظر می‌رسد این بخش از ایران می‌تواند دومین کمربند مهم مس پورفیری ایران پس از زون ارومیه - دختر باشد.

محدوده اکتشافی ماهرآباد از نظر زمین‌شناسی ناحیه‌ای در گوشه شمال شرقی برگه 1:100000 سرچاه‌شور [14] قرار گرفته‌است. برطبق این نقشه، بخش اعظم منطقه شامل سنگهای آتشفشانی در حد آندزیت، داسیت، ریولیت، توف و ایگمبیریت است که در برخی نقاط مورد نفوذ سنگهای نیمه‌عمیق اسیدی - حدواسط واقع شده‌اند. اما مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی این پژوهش نشان داد که بسیاری از واحدهایی که در نقشه، سنگ آتشفشانی معرفی شده‌اند، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق هستند. اکثر سنگهای آتشفشانی - نفوذی منطقه آلتزه شده‌اند و کانی‌سازی در برخی نقاط مشاهده می‌شود.

براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده، واحدهای زمین‌شناسی شناسایی شده در محدوده اکتشافی ماهرآباد را می‌توان به 4 بخش تقسیم نمود:

- 1- سنگهای آتشفشانی قبل از ائوسن میانی که مورد نفوذ توده‌های نیمه عمیق ائوسن میانی مرتبط با کانی‌سازی قرار گرفته‌اند.
- 2- توده‌های نیمه عمیق عمدتاً حدواسط ائوسن میانی مرتبط با کانی‌سازی در حد مونزونیت تا دیوریت که با شدتهای مختلف آلتزه شده و دارای کانی‌سازی با مقادیر متفاوت می‌باشند، این توده‌ها به صورت استوک‌های کوچک تا متوسط درهم تلسکوپی شده‌اند. بیش از 15 واحد نیمه عمیق مرتبط با کانی‌سازی در کل منطقه شناسایی شده است.
- 3- توده‌های نیمه عمیق بعد از ائوسن میانی که در توده‌های مرتبط با کانی‌سازی نفوذ نموده‌اند. این توده‌ها نیز از دیوریت تا مونزونیت متغیر بوده و کاملاً تازه هستند. اثری از کانی‌سازی و آلتراسیون در آنها دیده نمی‌شود، و
- 4- رسوبات کواترنری [9].

توده‌های مونزونیتی به سبب همراه بودن با آلتراسیون‌های پتاسیک و کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت، تراکم بالای رگچه‌های کوارتز - سولفیدی و داشتن بالاترین ناهنجاریهای مس و طلا، منشأ کانی‌سازی در منطقه هستند. زمین‌شناسی محدوده اکتشافی MA-I شامل توده‌های

مونزونیت پورفیری، هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت مونزونیت پورفیری، هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری، بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری، بیوتیت پیروکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری، بیوتیت پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری و پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری می‌باشند (شکل 2) [8]. موقعیت گمانه‌های حفر شده در این محدوده و دشت اطراف آن بر روی نقشه نشان داده شده‌است. عمدتاً توده‌های مونزونیتی به‌ویژه مونزونیت پورفیری و بیوتیت مونزونیت پورفیری در مطالعات زیرسطحی گمانه‌های BH-01 تا BH-03 تشخیص داده شده‌است. گمانه BH-04 در واحد برش هیدروترمالی حفر شده است [9].

براساس اندازه‌گیریهای پذیرفتاری مغناطیسی ($300 \times SI$) بر روی توده‌های کمتر آلتزه شده، داده‌های منطقه‌ای مغناطیس هوایی و حضور کانیه‌های مگنتیت، بیوتیت و هورنبلند، توده‌های نفوذی منطقه متعلق به سری مگنتیت (اکسیدان) و از نوع I هستند [9].

آلتراسیون

منطقه اکتشافی ماهرآباد به شدت تحت تاثیر آلتراسیون قرار گرفته است. پردازش داده‌های ماهواره‌ای به روشهای مختلف، آلتراسیون وسیع منطقه را به خوبی بارزسازی می‌کند [15 و 16]. گسترش آلتراسیون رابطه مستقیمی با گسترش توده‌های نفوذی دارد.

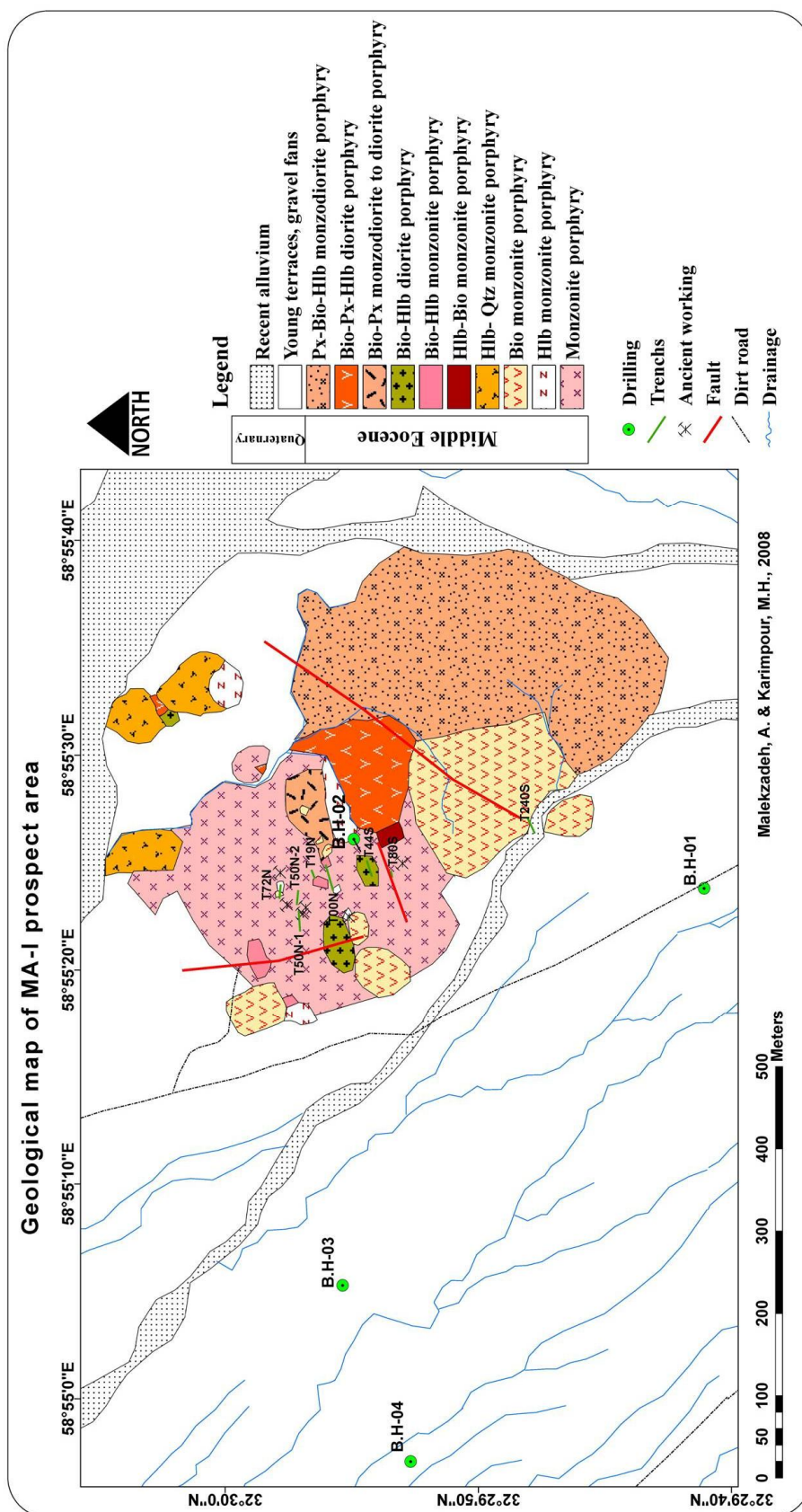
زون‌های آلتراسیون در منطقه اکتشافی ماهرآباد شامل زون‌های پتاسیک، سرسیتیک - پتاسیک، کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت، کوارتز - کربنات - پیریت، سیلیسی - پروپلیتیک، سیلیسی، پروپلیتیک و کربناته بوده که در مطالعات سطحی و زیرسطحی مشخص شده است. در سطح محدوده MA-I آلتراسیون‌های کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت با شدت بیش از 50 درصد، سیلیسی - پروپلیتیک با شدت بین 30 تا 50 درصد و پروپلیتیک ضعیف (شرق منطقه) با شدت کمتر از 20 درصد حجم سنگ مشاهده می‌شود (شکل 3).

آلتراسیون غالب در MA-I زون کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت است که واحدهای مونزونیتی و توده بیوتیت

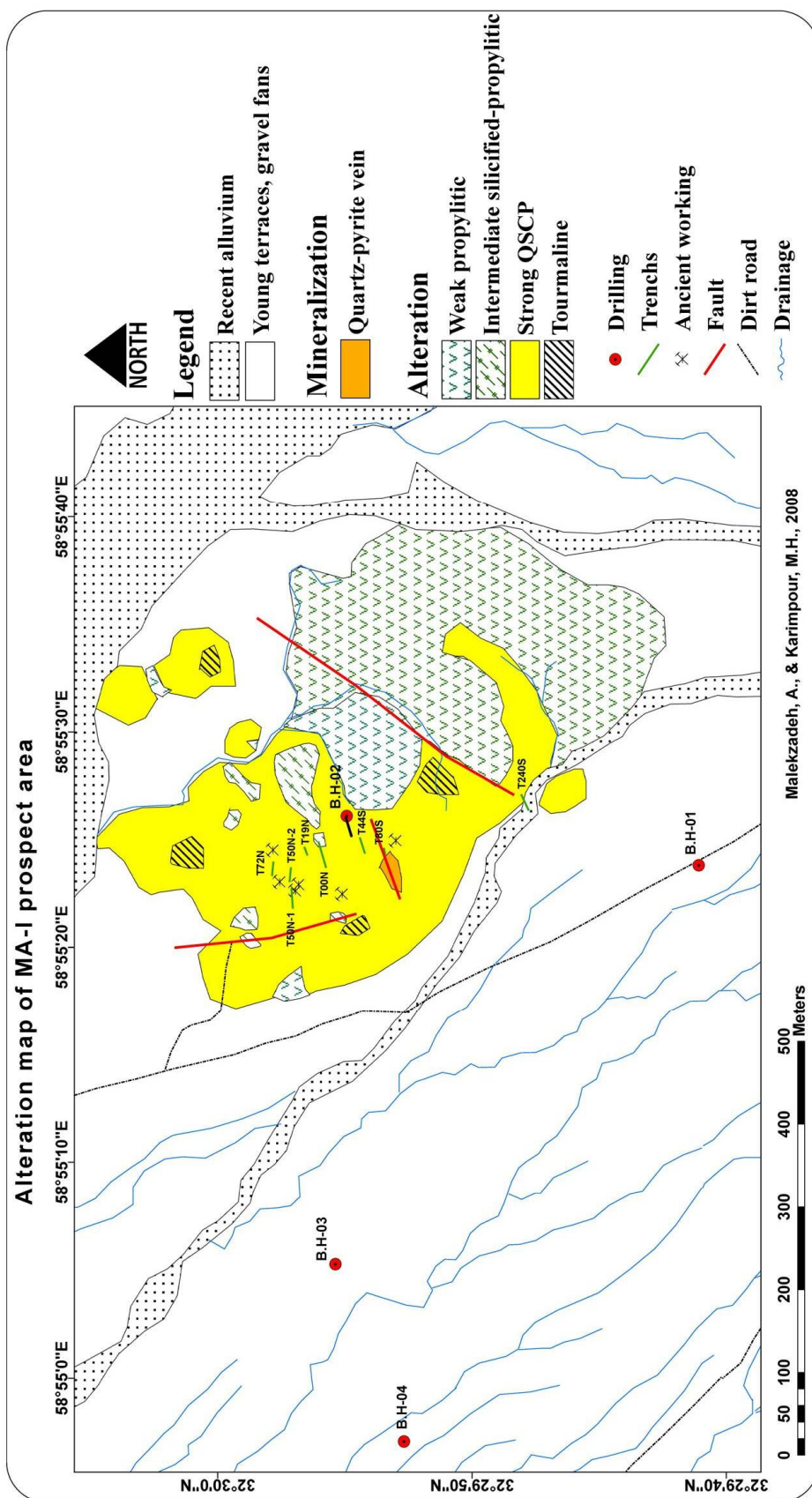
هورنبلند دیوریت پورفیری را تحت تاثیر قرار داده است. این زون در صحرا با رنگ زرد روشن مایل به کمی قهوه‌ای به علت حضور اکسیدهای آهن ثانویه حاصل از اکسید شدن سولفیدها در سطح زمین مشخص می‌شود. مهمترین کانی این آلتراسیون کوارتز است که در قالب رگچه و یا در متن سنگ مشاهده می‌گردد. مقدار آن از کمتر از 10 درصد تا بیش از 70 درصد متفاوت است. سرسیت که حاصل آلتزه شدن فلدسپاتها بوده از کمتر از 1 درصد تا 20 درصد ذر تغییرات می‌باشد. پیریت به عنوان مهمترین کانی سولفیدی این زون عمدتاً در رگچه‌هاست و تا 6 درصد می‌رسد که غالباً در سطح زمین به گوتیت و گاه ژاروسیت تبدیل شده است. کالکوپیریت دومین کانی سولفیدی مهم این زون است که در سطح زمین اغلب به اکسیدهای آهن ثانویه تبدیل شده است. بیشترین تراکم رگچه‌های کانی‌سازی در این زون مشاهده می‌شود که بعضاً تا بیش از 60 رگچه در مترمربع می‌رسد. عرض رگچه‌ها نیز از کمتر از 1 میلی‌متر تا بیش از 3 سانتی‌متر متغیر است [9].

آلتراسیون سیلیسی - پروپلیتیک عمدتاً در واحد بیوتیت پیروکسن مونزودیوریت تا دیوریت پورفیری دیده می‌شود. این زون در صحرا با رنگ سبز به علت حضور کانیهایی مثل کلریت و اپیدوت و وجود رگچه‌های کوارتز - سولفیدی ظریف مشخص می‌شود. اولین کانی مهم این زون کوارتز است که به صورت رگچه و یا در متن سنگ مشاهده می‌شود. مقدار آن از 2 تا 15 درصد متغیر است. کلریت دومین کانی مهم است که فراوانی آن تا 4 درصد می‌رسد. کلسیت تا 3 درصد، اپیدوت کمتر از 2 درصد و مقادیر جزئی سرسیت دیگر کانیهایی ثانویه این زون هستند. کلریت، اپیدوت و کلسیت عمدتاً حاصل آلتزه شدن کانیهایی آهن و منیزیم‌دار مثل هورنبلند و بیوتیت و کمتر پلاژیوکلازهاست. کانیهایی فلزی این زون عمدتاً مگنتیت (کمتر از 1 درصد) و پیریت (کمتر از 2 درصد) است. تراکم رگچه‌ها در این بخش حداکثر به 5 رگچه در مترمربع می‌رسد و ضخامت آنها از 3 میلی‌متر کمتر است [9].

آلتراسیون پروپلیتیک ضعیف در توده پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری و بیوتیت پیروکسن هورنبلند دیوریت پورفیری در شرق محدوده MA-I دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این زون شامل جزئی کلریت، کلسیت و مگنتیت است. عمده این کانی‌ها حاصل آلتزه شدن کانی‌های



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه اکتشافی MA-I [9].



شکل 3. نقشه آتراسیون محدوده اکتشافی MA-I [9].

رگه‌ای، بخش عمده کانی‌های سولفیدی در زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و مقدار اندکی از آن در زون سیلیسی-پروپلیتیک دیده می‌شود که اغلب در مطالعات زیرسطحی تشخیص داده شده‌اند [9].

کانی‌سازی استوک‌ورک مهمترین بافت کانی‌سازی در کل منطقه اکتشافی ماهرآباد است، نقشه تراکم رگچه‌ها به تفکیک زون‌های آلتراسیون در سطح منطقه MA-I تهیه شد (شکل 4). رگچه‌های کوارتز-سولفیدی با تراکم بسیار بالا (حداکثر 60 رگچه در مترمربع) در سطح زمین به وضوح قابل مشاهده‌اند، بخش عمده این رگچه‌ها در زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و به مقدار بسیار کمتر در زون سیلیسی-پروپلیتیک حضور دارند (شکل 4). در مطالعات زیرسطحی نیز حداکثر تا 30 رگچه در متر در آلتراسیون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت تشخیص داده شد، در زون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت 5 نوع رگچه براساس ترکیب کانی‌شناسی و ترادف پاراژنتیکی تفکیک شد که عبارتند از: 1) کوارتز، 2) کوارتز-پیریت، 3) کوارتز-کربنات-پیریت، 4) کوارتز-کربنات-پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ بورنیت $\pm$ اسفالریت $\pm$ گالن، و 5) کربنات-پیریت $\pm$ کالکوپیریت $\pm$ بورنیت $\pm$ اسفالریت $\pm$ گالن $\pm$ کوارتز. ضخامت این رگچه‌ها از کمتر از 1 میلی‌متر تا بیش از 4 سانتی‌متر متغیر است، ضخامت از رگچه شماره 1 به طرف رگچه شماره 4 (رگچه‌های جوانتر) افزایش می‌یابد، اما رگچه عمده‌تاً سولفیدی شماره 5 معمولاً کمتر از 3 میلیمتر ضخامت دارد. تراکم رگچه‌های 1 تا 3 در سطح از کمتر از 1 تا 30 رگچه در مترمربع متغیر است، رگچه شماره 4 و 5 در سطح نیز بیشترین تراکم را در مرکز منطقه (محل ترانشه‌ها) دارد که به 40 رگچه در مترمربع می‌رسد (شکل 4). پیریت مهمترین کانی سولفیدی در رگچه‌هاست، پیریت‌ها عمده‌تاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دارند، اندازه آنها از کمتر از 50 میکرون تا بیش از 600 میکرون متغیر است، این کانی از 0/2 تا بیش از 60 درصد کل رگچه را تشکیل می‌دهد، کالکوپیریت بین 5 تا 10 درصد، بورنیت و اسفالریت در حد 1 تا 2 درصد و گالن کمتر از 0/5 درصد در رگچه‌ها دیده می‌شود [9].

تراکم رگچه‌ها در زون سیلیسی-پروپلیتیک از کمتر از 2 تا 7 رگچه در مترمربع متغیر است (شکل 4). این رگچه‌ها

آهن و منیزیم‌دار می‌باشد کانی‌سازی چه به صورت رگچه‌ای و چه به صورت پراکنده در این زون دیده نمی‌شود [9].

مطالعات زیرسطحی نیز نشان می‌دهد که آلتراسیون مشاهده شده در گمانه‌های BH-01 تا BH-03 عمده‌تاً از نوع کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت با شدت بیش از 50 درصد است و آلتراسیون در گمانه BH-04 کوارتز-کربنات-پیریت می‌باشد، تنها در گمانه BH-01 از عمق 47 متری به بعد به صورت ناپیوسته (اعماق 47 تا 59 متری، 110/80 تا 114 متری و 119 تا 120 متری) زون‌های پتاسیک و سرسیتیک-پتاسیک دیده می‌شوند.

زون پتاسیک و سرسیتیک - پتاسیک با بیوتیت ثانویه، فلدسپات پتاسیم ثانویه، کلسیت و کوارتز و به صورت فرعی سرسیت، مگنتیت و بسیار جزئی انیدریت مشخص می‌شوند، حداکثر بیوتیت ثانویه که عمده‌تاً به صورت پولکی در متن سنگ دیده می‌شود به 7 درصد می‌رسد، فلدسپات پتاسیم ثانویه عمده‌تاً در حاشیه رگچه‌ها و به‌ندرت به صورت جانشینی در حاشیه پلاژیوکلاز، مشاهده می‌شود، مقدار فلدسپات پتاسیم ثانویه در رگچه‌ها حداکثر 10 درصد رگچه و در کل متن سنگ گاه تا 4 درصد می‌رسد، مقدار کلسیت در کل زون پتاسیک حداکثر 10 درصد است، در زون سرسیتیک-پتاسیک که آلتراسیون انتقالی بین زون‌های پتاسیک و کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت است، بیوتیت ثانویه و سرسیت به مقدار قابل توجهی حضور دارند، رگچه‌های کوارتز-سولفیدی یا کوارتز-سولفید-مگنتیت در هر دو آلتراسیون مشاهده می‌شود [9].

کانی‌سازی - ژئوشیمی

کانی‌های سولفیدی مهمی که در سطح محدوده MA-I دیده می‌شوند عمده‌تاً شامل پیریت و به مقدار کمتر کالکوپیریت است، بیش از 85 درصد این کانی‌ها به اکسیدهای آهن ثانویه مانند هماتیت، گوتیت و ژاروسیت تبدیل شده‌اند، مالاکیت، فیروزه و ود مس‌دار نیز کانی‌های دیگر زون اکسیدان هستند که در نقاط مختلف مشاهده می‌شوند، کانی‌سازی در سطح و عمق محدوده MA-I به چهار حالت وجود دارد که عبارت است از: استوک‌ورک، پراکنده، برش هیدروترمالی و

0/6 میلی‌متر متغیر است. مقدار این کانی از کمتر از 5 درصد تا 13 درصد حجم سنگ در اعماق 79 تا 90/15 متری و 192 تا 206/4 متری گمانه BH-04 دیده می‌شود. همچنین کالکوپیریت و اسفالریت به صورت پراکنده به ترتیب در حد کمتر از 1 و 0/5 درصد در سیمان برش‌ها مشاهده می‌شوند. کانی‌سازی رگه‌ای کوارتز-پیریت (که معرف آخرین فعالیت‌های محلول‌های هیدروترمالی در ناحیه هستند) دارای پیریت‌های ریزدانه (تا 200 میکرون) پراکنده تا 0/5 درصد هستند [9].

لازم به ذکر است که به سمت شرق محدوده MA-I و در آلتراسیون پروپلیتیک ضعیف هیچ گونه رگه کانی‌سازی مشاهده نمی‌گردد. همچنین به سمت شمال شرق و شمال محدوده MA-I از تراکم رگچه‌ها به تدریج کاسته شده و عمدتاً کانی‌سازی افشان حضور دارد [9].

بخش اصلی مس و طلا در رگچه‌های استوک‌ورک آلتراسیون‌های پتاسیک و کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت حضور دارد. مقدار مس در ماهرآباد تا حداکثر 6830 گرم در تن در گمانه BH-02 و طلا تا حداکثر 1174 میلی‌گرم در تن در گمانه BH-01 در آلتراسیون کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت مشاهده می‌شود. روی سومین عنصر مهم است که تا نزدیک 2000 گرم در تن در گمانه‌ها می‌رسد. براساس مطالعات ژئوشیمیایی گمانه‌ها، عیار مس به‌طور متوسط حدود 0/5 درصد و عیار طلا میانگین حدود 0/4 گرم در تن است [9].

تفسیر برداشت‌های ژئوفیزیکی

• برداشت IP/RS

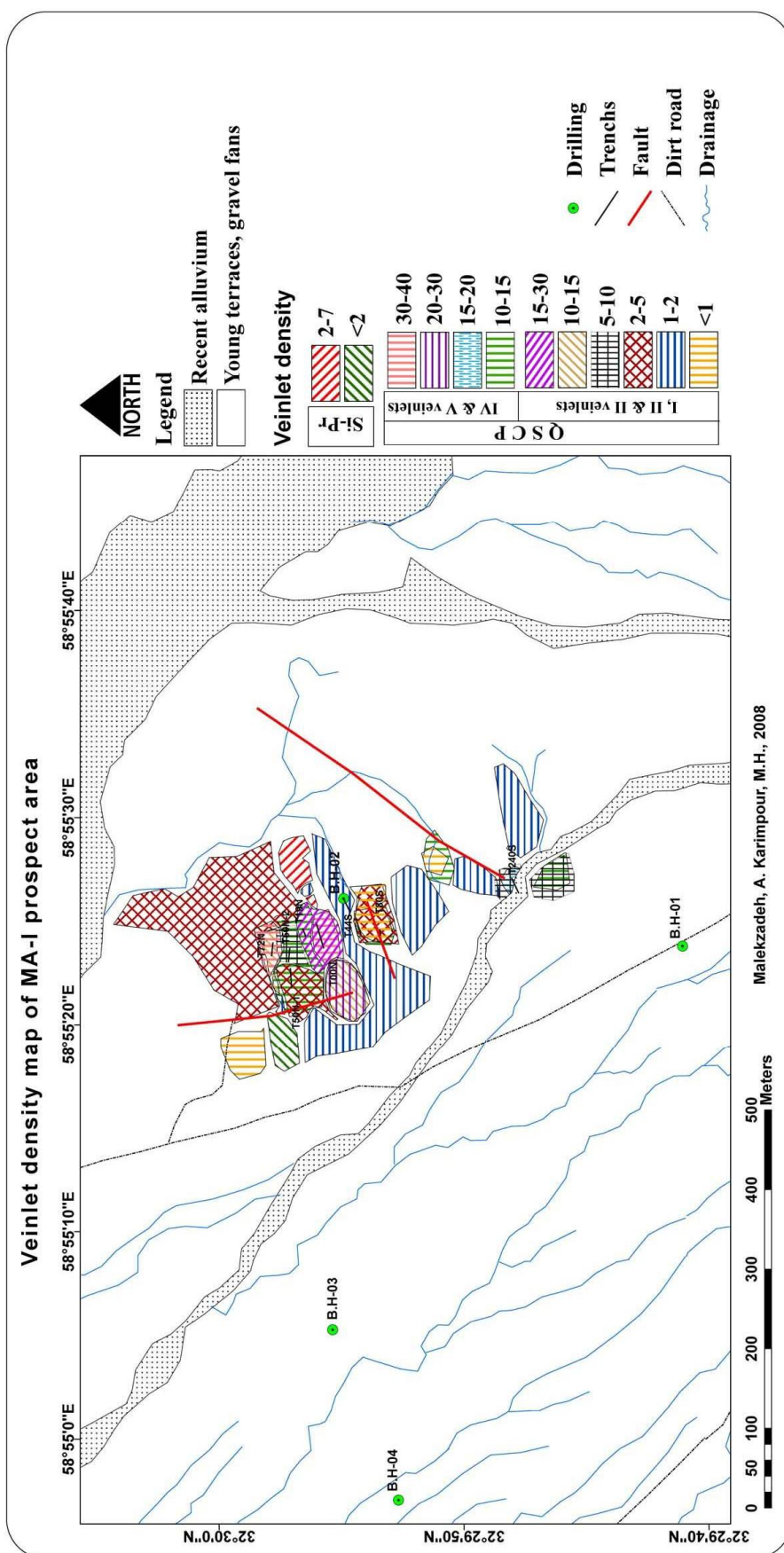
برداشت شبه‌مقاطع RS/IP با استفاده از آرایش پل-داپیل انجام شده است. برای این منظور ابتدا یک خط مبنا با امتداد N25W که نقطه صفر آن دارای مختصات جغرافیایی $X = 680713$ و $Y = 3597352$ می‌باشد، تعیین شد. سپس ایستگاه‌های پروفیل‌های برداشت که عمود بر امتداد خط مبنا می‌باشند، با فواصل 40 متر در دو طرف خط مبنا علامت‌گذاری شدند. مجموعاً 11 پروفیل در دو طرف خط مبنا مشخص شد که 4 پروفیل به سمت جنوب و 6 پروفیل به شمال محدوده می‌باشد. طول پروفیل‌ها از 700 متر تا 1000 متر متغیر بوده است.

براساس ترکیب کانی‌شناسی به 8 نوع رگچه قابل تفکیکند: 1- کوارتز-پیریت $\pm$ کالکوپیریت، 2- کوارتز-مگنتیت، 3- کوارتز-کربنات-پیریت، 4- کوارتز-پیریت-کربنات-کلریت، 5- کوارتز-مگنتیت-کلریت، 6- کوارتز-کلریت-مگنتیت-اپیدوت، 7- کوارتز-کربنات-مگنتیت-کلریت، و 8- کربنات-پیریت. پیریت 10 تا 35 درصد و کالکوپیریت کمتر از 1 درصد در رگچه‌ها متغیر است. مقدار مگنتیت در رگچه تا 20 درصد می‌رسد [9].

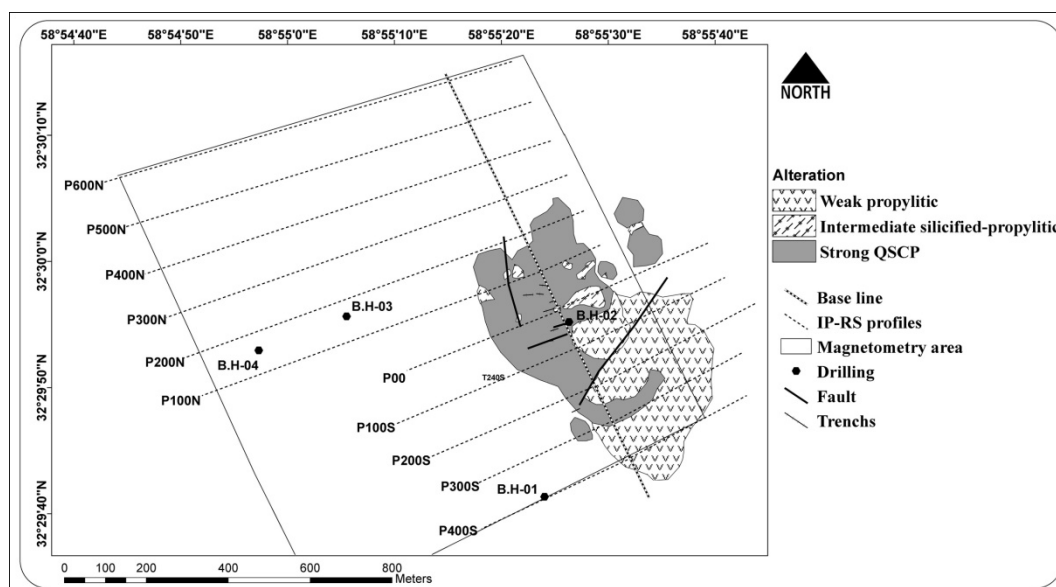
رگچه‌های زون پتاسیک در گمانه BH-01 به 12 نوع رگچه زیر قابل تقسیم است: 1- کوارتز، 2- کوارتز-پیریت-کربنات، 3- کوارتز-پیریت-کالکوپیریت، 4- پیریت-فلدسپات پتاسیم-کربنات، 5- کوارتز-پیریت-فلدسپات پتاسیم، 6- کوارتز-پیریت-کربنات-فلدسپات پتاسیم، 7- کوارتز-کربنات-پیریت-کالکوپیریت-اسفالریت $\pm$ فلدسپات پتاسیم، 8- کوارتز-کربنات-پیریت-کالکوپیریت-بورنیت-مگنتیت $\pm$ فلدسپات پتاسیم، 9- پیریت-کربنات-کالکوپیریت-بورنیت-اسفالریت، 10- کوارتز-بیوتیت-فلدسپات پتاسیم، 11- کوارتز-بیوتیت-پیریت و 12- پیریت. پیریت از کمتر از 4 تا بیش از 80 درصد در رگچه‌ها متغیر است. کالکوپیریت 5 تا 10 درصد و بورنیت و اسفالریت در حد 1 درصد در رگچه‌ها حضور دارند [9].

همچنین زون سرسیتیک-پتاسیک شامل 4 نوع رگچه کوارتز-پیریت، بیوتیت، پیریت و کوارتز-پیریت-بیوتیت است [9].

کانی‌سازی سولفیدی پراکنده (افشان)، در زون‌های آلتراسیون کوارتز-سرسیت-پیریت و سیلیسی-پروپلیتیک مشاهده می‌شود و عمدتاً شامل پیریت و کمی کالکوپیریت (تا 3 درصد) است. کانی‌سازی در برش هیدروترمالی هم در قطعات برشی شده، سیمان بین قطعات و نیز رگچه‌های قطع کننده قطعات و سیمان دیده می‌شود که بیانگر سه مرحله مختلف کانی‌سازی است. این نوع کانی‌سازی در گمانه BH-04 دیده می‌شود. کانی سولفیدی اصلی تشکیل شده همراه با کوارتز و کلسیت در مرحله برشی شدن (مرحله دوم) پیریت است. پیریت به صورت پراکنده، بخشی در حفرات و فضاهای خالی قطعات برشی شده و بخش اعظم آن در سیمان بین برش‌ها تشکیل شده است. اندازه دانه‌های پیریت از 0/1 تا



شکل 4. نقشه تراکم رگچه محدوده اکتشافی MA-I [9].



شکل ۵. موقعیت پروفیل‌های IP/RS و چهارگوش برداشت مغناطیس‌سنجی بر روی نقشه آلتراسیون محدوده MA-I.

اکسیده و آلتراسیون‌های سطحی است. تغییرات مقاومت ویژه بیش از 100 اهم متر در محدوده رخنمونهای سنگی مرتبط با مقاومت ویژه توده‌ها و در محدوده دشت مربوط به مقاومت ویژه رسوبات آبرفتی می‌باشد [7].

گسترش کانی‌سازی به سمت جنوب و غرب محدوده MA-I محدود شدن آن در بخش‌های شمالی و شرقی ناحیه با توجه به مطالعات تفصیلی زمین‌شناسی، آلتراسیون، کانی‌سازی و ژئوشیمی هماهنگ با اطلاعات IP بوده و آن را تایید می‌کند. براساس انطباق گمانه‌ها محدوده‌های MA-I تا MA-III در زیر آبرفت با یکدیگر مرتبطند و به تبع آن کانی‌سازی نیز در زیر دشت بین این سه محدوده وجود دارد. با حرکت به سمت شمال از محدوده MA-I تنها تپه‌های بسیار پست و محدودی با آلتراسیون ضعیف کوارتز-سرسیت-کربنات-پیریت و کانی‌سازی سولفیدی کمتر از 0/1 درصد به صورت افشان مشاهده می‌شود که با کمی فاصله گرفتن از آنها به توده‌های نفوذی بعد از کانی‌سازی منطقه برخورد می‌کنیم. لذا ناهنجاری IP بسیار ضعیفی در این مناطق دیده می‌شود. به سمت شرق نیز از شدت آلتراسیون‌ها بسیار کم شده به طوری که در شرق محدوده MA-I توده پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری با آلتراسیون پروپلیتیک ضعیف با کانی‌سازی محدود افشان دیده می‌شود. حتی نتایج

در مجموع 2045 نقطه در کل پروفیل‌ها برداشت شده است. لازم به ذکر است که طول پروفیل‌ها بسته به ناهنجاریهای دیده شده ضمن برداشت مشخص گردیده است [8] (شکل 5). شبه مقاطع RS/IP نشان می‌دهد که زون ناهنجاری شارژاییلیته نسبتاً وسیعی در بخش مرکزی و غربی محدوده MA-I وجود دارد. گسترش این زون ناهنجاری در بخش غربی محدوده، زیر آبرفت در امتداد کلیه پروفیل‌ها ادامه دارد (شکل‌های 6 تا 8). در بخش شمال محدوده زون ناهنجاری شارژاییلیته به تدریج عمیق شده و با رسوبات آبرفتی پوشیده می‌شود. شارژاییلیته از 50 میلی‌ولت بر ولت در بخش مرکزی محدوده به 30 میلی‌ولت بر ولت در بخش شمالی کاهش یافته که نشان‌دهنده محدود شدن زون ناهنجاری در بخش شمالی است. نتایج بررسی انجام شده بر روی آخرین پروفیل نشان می‌دهد که زون ناهنجاری همچنان به سمت جنوب نیز گسترش دارد. ضمن اینکه شدت تغییرات شارژاییلیته آن در مرکز زون ناهنجاری همچنان بیش از 50 میلی‌ولت بر ولت می‌باشد که مبین ادامه وجود مواد هادی و سولفیدی به سمت جنوب است [8].

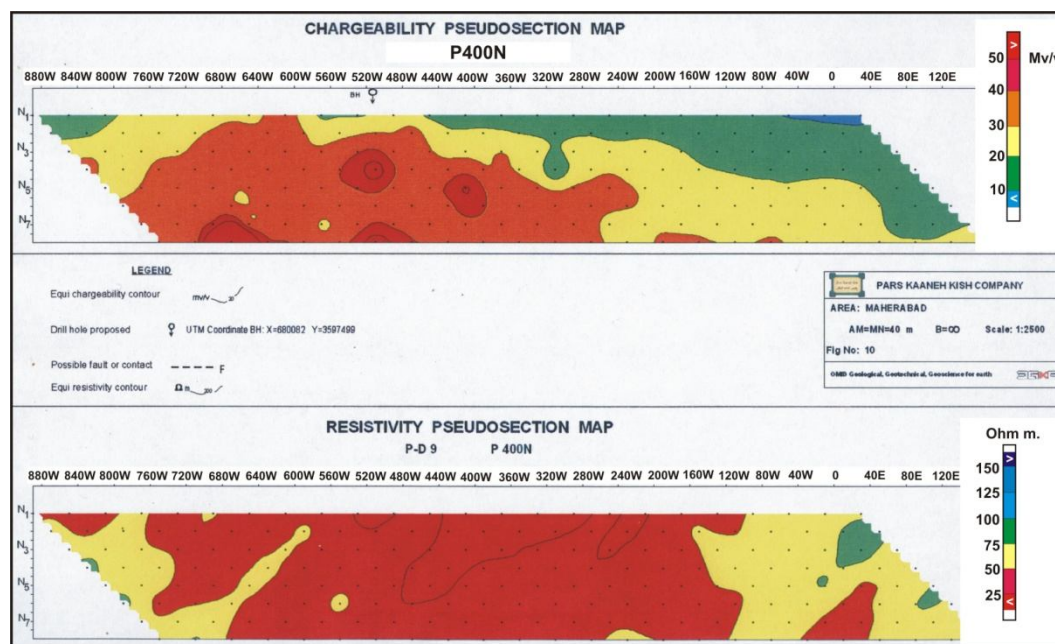
تغییرات مقاومت ویژه، نشان‌دهنده انطباق نسبی زون هادی الکتریکی (ناهنجاری شارژاییلیته) با افت مقاومت از 150 به 50 تا 75 اهم متر می‌باشد (شکل‌های 6 تا 8). کاهش مقاومت ویژه در بخش‌های سطحی شبه‌مقاطع نیز متأثر از زون

محدوده‌ای به وسعت یک کیلومتر انجام شده است. فاصله پروفیل‌های برداشت شده 50 متر و فاصله ایستگاهها 20 متر بوده است. جمعاً 1040 ایستگاه برداشت شده و سپس با اعمال تصحیحات لازم ناشی از تغییرات روزانه ایستگاه مینا در داده‌های خام برداشتی و انجام پردازش‌ها به کمک نرم‌افزار Geosoft، نقشه‌های مختلف تهیه شدند [7]. محدوده مورد مطالعه مغناطیس‌سنجی در شکل (5) نشان داده شده است.

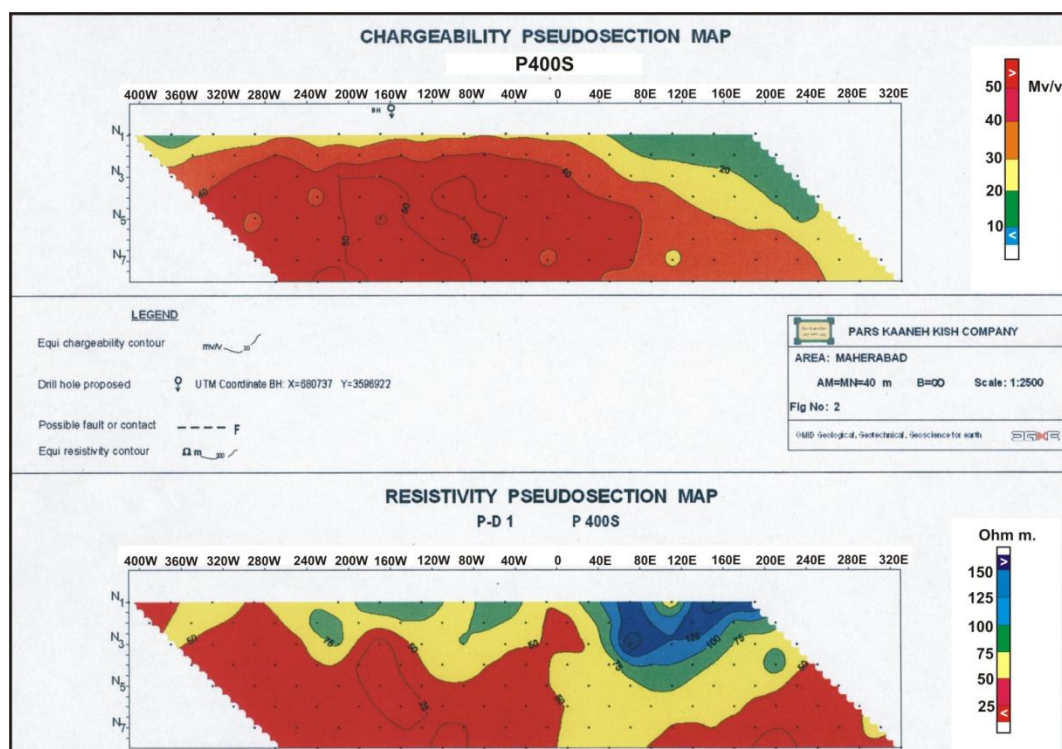
ژئوشیمیایی نیز کاهش عیار مس و طلا را در بخش شرقی نشان داده است. شبه‌مقاطع IP نیز ناهنجاری پایینی در این بخش نشان داده است. حفاریهایی که در محدوده MA-I بر اساس نتایج شبه‌مقاطع RS/IP انجام شده، به کانیهایی سولفیدی در عمق حدود 25 متری در زیر آبرفت برخورد می‌کند.

• برداشتهای مغناطیس‌سنجی

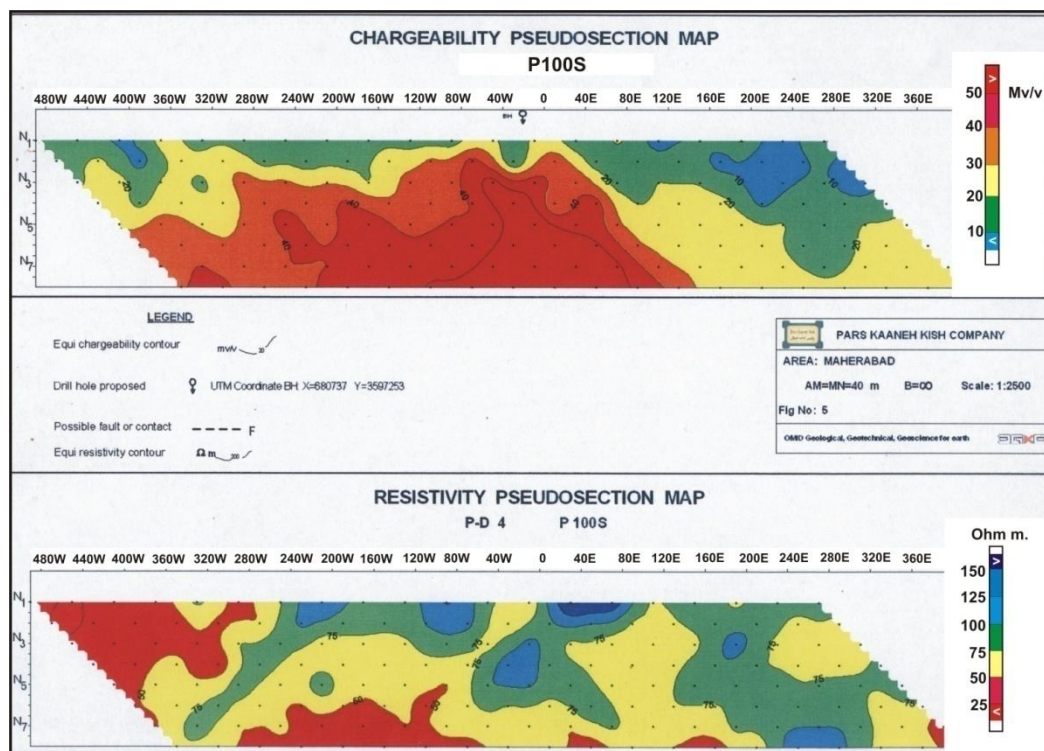
پس از پایان عملیات برداشت IP و با توجه به گسترش کانی‌سازی به سمت غرب، برداشتهای مغناطیس‌سنجی به میزان 200 متر شرق خط مینا و 800 متر غرب خط مینا در



شکل 6: نمایش شبه‌مقطع شارژاییلیته و مقاومت ویژه پروفیل P400N به صورت انتخابی [8].



شکل 7. نمایش شبه‌مقطع شارژاییلیته و مقاومت ویژه پروفیل P400S به صورت انتخابی [8].



شکل 8. نمایش شبه‌مقطع شارژاییلیته و مقاومت ویژه پروفیل P100S به صورت انتخابی [8].

در نقشه تفسیری مغناطیس‌سنجی زمینی شرکت علوم زمین امید که شامل نقشه‌های شدت کل میدان مغناطیسی، برگردان به قطب، مشتق اول قائم و ادامه فراسو 30، 70 و 100 متری است، دو زون A در جنوب غرب نقشه و B در شمال غربی به عنوان ناهنجاریهای مهم معرفی شده است (شکل 9). محدوده A طولی در حدود 750 تا 800 متر دارد که حداکثر شدت میدان در آن حدود 47900 نانوتسلا نسبت به 46500 نانوتسلا زمینه است. این محدوده با توجه به نقشه‌های مشتق اول و ادامه فراسو تا عمق بیشتر از 100 متر امتداد دارد. همچنین نقشه برگردان به قطب و ادامه فراسوی 30 متری نشان می‌دهد که توزیع کانیهای مغناطیسی در همه بخشهای آن یکسان نیست. محدوده B دارای ابعادی حدود 250*300 متر بوده و حداکثر شدت میدان در آن به 47860 نانوتسلا می‌رسد. روند آن شمالی- جنوبی بوده و به سمت شمال و خارج از محدوده برداشت امتداد دارد (شکل 9) [8].

به منظور تفسیر درست ناهنجاری مغناطیسی، پذیرفتاریهای مغناطیسی توده‌های کمتر آثره مرتبط با کانی‌سازی و نمونه‌های مختلف با آلتراسیون‌های متفاوت اندازه‌گیری و با یکدیگر مقایسه شد (شکل 10). نمونه‌های آلتراسیون‌های کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت، کوارتز- کربنات- پیریت، آرژیلیک- سیلیسی و کربناته و زون رگه‌ای کوارتز- پیریت در منطقه ماهرآباد دارای پذیرفتاری مغناطیسی نسبتاً پایین هستند (عمدتاً کمتر از 10^{-5} SI * 200)، درحالیکه آلتراسیون‌های پتاسیک، سیلیسی- پروپلیتیک و پروپلیتیک در هر دو منطقه دارای پذیرفتاری مغناطیسی بالایی می‌باشند (بیش از 10^{-5} SI * 50 تا نزدیک 10^{-5} SI * 3000) (شکل 10). این امر به علت آثره شدن هورنبلندها و آزاد شدن مگنتیت و یا حضور این کانی در رگچه‌هاست.

با توجه به اندازه‌گیریهای پذیرفتاری مغناطیسی، شدت مغناطیسی بالا در دو ناهنجاری A و B می‌تواند به سه علت زیر باشد:

- 1- حضور توده‌های نفوذی سری مگنتیت بعد از کانی‌سازی که به علت تازه‌بودن از پذیرفتاری مغناطیسی بالایی برخوردار هستند؛
- 2- حضور توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی سری مگنتیت که کمتر آثره شده و پذیرفتاری مغناطیسی بالایی

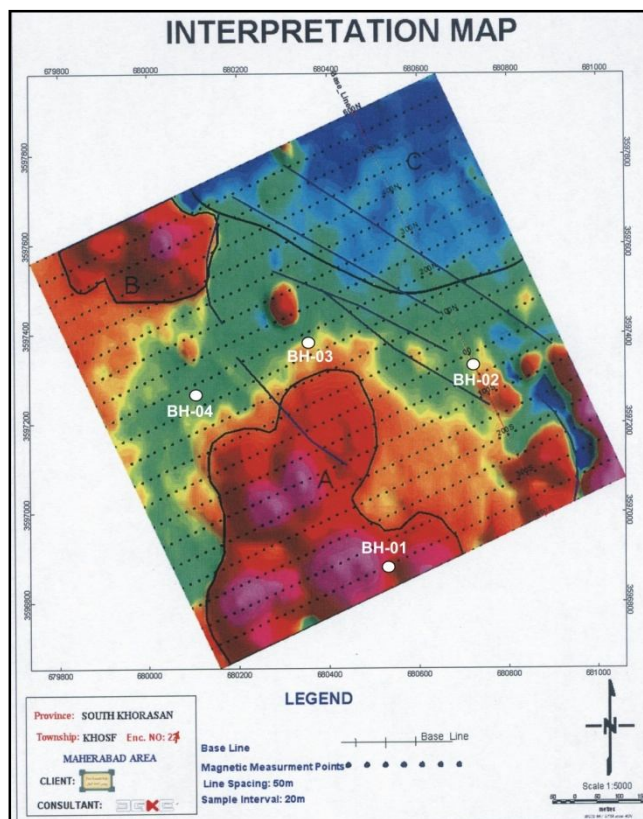
دارند؛

3. - گسترش آلتراسیون‌های ویژه‌ای که مگنتیت را یا به صورت یک کانی ثانویه حاصل آلتراسیون و یا به صورت کانی اولیه حاصل محلول کانه‌دار در رگچه‌ها دارند. از جمله این آلتراسیون‌ها می‌توان به زون‌های پتاسیک، سرسیتیک- پتاسیک، سیلیسی- پروپلیتیک و پروپلیتیک ماهرآباد اشاره کرد

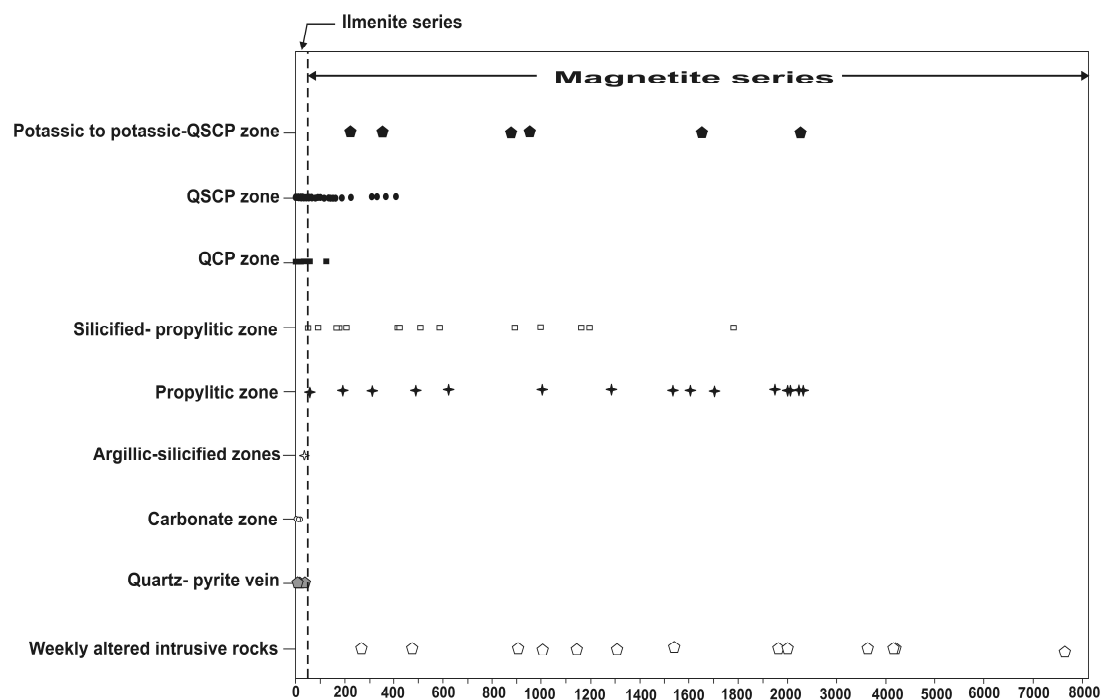
زمین‌شناسی سطحی و مطالعه مغزه‌ها نشان می‌دهد که در محدوده گمانه‌های حفاری شده (در ناحیه ناهنجاری A)، توده‌های نفوذی بعد از کانی‌سازی حضور ندارند. از طرفی شدت آلتراسیون (عمدتاً زون‌های کوارتز- سرسیت- کربنات- پیریت و کوارتز- کربنات- پیریت) توده‌های مرتبط با کانی‌سازی بالا بوده و میزان پذیرفتاری مغناطیسی بسیار پایین است. از آلتراسیون‌های مگنتیت‌دار نیز زون پروپلیتیک در گمانه‌ها دیده نشده، اما زون‌های سیلیسی- پروپلیتیک و پتاسیک تا سرسیتیک- پتاسیک در گمانه BH-01 حضور دارد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های آلتراسیون سیلیسی- پروپلیتیک در این گمانه کمتر از 10^{-5} SI * 200 است، در حالیکه این خاصیت در نمونه‌های زون‌های پتاسیک تا سرسیتیک- پتاسیک بیش از 10^{-5} SI * 200 بوده و تا نزدیک 10^{-5} SI * 3000 نیز رسیده است (شکل 10).

براساس مطالعه گمانه BH-01 و مشاهده زبانه‌هایی از آلتراسیون پتاسیک با پذیرفتاری مغناطیسی بالا، این آلتراسیون می‌تواند بهترین منبع ایجادکننده ناهنجاری مغناطیسی A باشد. این ناهنجاری با گسترش طولی نزدیک به 800 متر و عمقی بیش از 100 متر می‌تواند معرف گسترش آلتراسیون پتاسیک در عمق باشد (شکل 9). آلتراسیون پتاسیک در گمانه‌های BH-02، BH-03 و BH-04 مشاهده نشد و همانطور که در شکل (9) مشخص است، گسترش ناهنجاری A به آن گمانه‌ها نمی‌رسد. شکل (11) نقشه آلتراسیون بین گمانه‌ها را در عمق 50 متری نشان می‌دهد. براساس ناهنجاری مغناطیسی ایجاد شده، گسترش زون پتاسیک را می‌توان به اندازه ناهنجاری A فرض کرد.

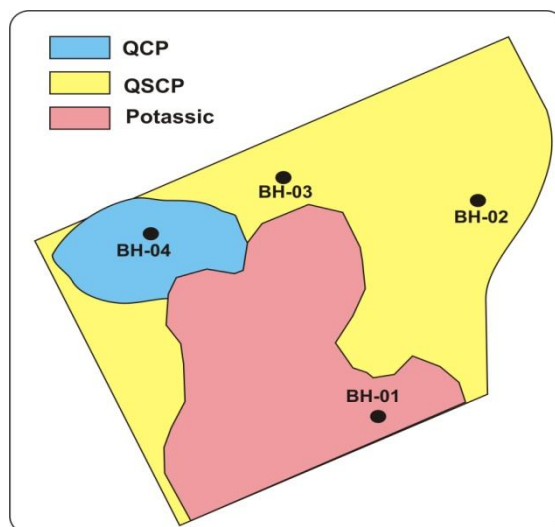
آلتراسیون پتاسیک اهمیت اکتشافی ویژه در منطقه دارد، زیرا مشخصه مرکز اصلی کانی‌سازی در منطقه بوده و از نظر مس و طلا از عیارهای قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. برای اثبات گسترش زون پتاسیک مطابق با ناهنجاری



شکل 9. نقشه تفسیری مغناطیس‌سنجی محدوده مورد مطالعه در ناحیه MA-I و اطراف آن [8]. موقعیت گمانه‌ها بر روی آنها مشخص است.



شکل 10. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌های زون‌های مختلف آلتراسیون و توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی با آلتراسیون کم، منطقه اکتشافی ماهرآباد.



شکل 11. نقشه تفسیری آلتراسیون در عمق حدود 50 متری براساس اطلاعات گمانه‌ها و تلفیق آن با مغناطیس‌سنجی زمینی.

توده‌های نفوذی دارد و شامل زون‌های آلتراسیون پتاسیک، سرسیتیک - پتاسیک، کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت، کوارتز - کربنات - پیریت، سیلیسی - پروپلیتیک و پروپلیتیک است.

3- کانی‌سازی وسیع منطقه به شکلهای استوک‌ورک، پراکنده و برش هیدروترمالی که مهمترین حالت آن بافت استوک‌ورک است و در برخی نقاط از محدوده MA-I تا بیش از 60 رگچه کوارتز - سولفیدی در واحد مترمربع دیده می‌شود.

4- مجموعه مینرالی هیپوژن که شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت و مگنتیت است.

5- ناهنجاری بالای مس (متوسط 0/5 درصد) و طلا (متوسط 0/4 گرم در تن).

ظاهر شدن زون آلتراسیون کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت با تراکم بالای رگچه در سطح زمین نشان می‌دهد که بخش فوقانی سیستم دچار فرسایش شدیدی شده و بخش اصلی ذخیره هم اکنون رخنمون دارد. در چنین کانی‌سازی مس پورفیری وجود آلتراسیون پتاسیک که از آلتراسیون‌های مهم از نظر کانی‌سازی بوده و نیز مرکز سیستم را نشان می‌دهد، در عمق کم دور از انتظار نیست. همچنین از آنجایی که بخشهای اطراف محدوده MA-I را آبرفت پوشانده، انجام روشهای IP/RS و مغناطیس‌سنجی برای تعیین

مغناطیسی A، لازم است حفاریهای بیشتری در این محدوده انجام شود. علت بوجود آمدن ناهنجاری مغناطیسی B به دلیل نبود اطلاعات زیرسطحی مشخص نیست کاهش شدت میدان مغناطیسی در نیمه شرقی ناحیه که منطبق بر کانی‌سازی محدوده MA-I است، به علت آلتراسیون کوارتز - سرسیت - کربنات - پیریت و تراکم رگچه - های کوارتز - سولفیدی است که باعث تخریب و فرسایش کانی مگنتیت شده است. ناهنجاری گوشه جنوب شرقی ناحیه مورد مطالعه منطبق بر توده پیروکسن بیوتیت هورنبلند مونزودیوریت پورفیری با آلتراسیون پروپلیتیک ضعیف و پذیرفتاری مغناطیسی بالاست (شکل 9).

علاوه بر آن، این نقشه گسترش کانی‌سازی به سمت جنوب و غرب و محدود شدن آن در طرفهای شمال و شرق را که توسط برداشتهای RS/IP نیز مشخص شده بود، تایید می‌کند

نتیجه‌گیری

کانی‌سازی در محدوده اکتشافی ماهرآباد و از جمله ناحیه MA-I بنا به دلایل زیر از نوع مس - طلا پورفیری است:

- 1- ارتباط کانی‌سازی با توده‌های نیمه عمیق حدواسط کالک آلکالن پورفیری در حد مونزونیت تا دیوریت،
- 2- آلتراسیون وسیع منطقه که رابطه تنگاتنگی با

Sensing 25 (21): (2004) 4729-4741.

[6] Tommaso I.D., Rubinstein N., "Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina", Ore Geology Reviews 32: (2007) 275- 290, DOI: 10.1016/j.oregeorev.2006.05.004.

[7] سازمان زمین‌شناسی کشور؛ "گزارش یوگسلاو" (1384).

[8] پارس کانه کیش؛ "گزارش پیشرفت کار شماره (3)، برداشت داده‌های ژئوفیزیکی با استفاده از روش‌های RS و مغناطیس‌سنجی (M) و پیشنهاد نقاط حفاری در محدوده ماهرآباد"، (1386) 79 صفحه.

[9] ملک‌زاده شفارودی آ؛ "زمین‌شناسی، کانی‌سازی، آلتراسیون، ژئوشیمی، تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، میکروتومتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی-سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خویپک"، استان خراسان جنوبی، رساله دکتری (Ph.D) زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه فردوسی مشهد، (1388) 600 صفحه.

[10] Tarkian M., Lotfi M., Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran", Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, No. 51 (1983) 357-383.

[11] خسروی م، "مطالعات پترولوژیکی، آلتراسیون، کانی-سازی هاله ژئوشیمیایی در منطقه رحیمی (شمال غرب فردوس)"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، 265 صفحه (1385).

[12] کریم‌پور م، ح؛ "زون‌های آلتراسیون کوارتز حفره‌دار و کوارتز-آلونیت (سولفید زیاد) بخش فوقانی سیستم مس پورفیری منطقه چاه شلغمی، جنوب بیرجند"، سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، (1384) 11-7.

[13] ضیایی م، عابدی آ، "کانی‌سازی مس پورفیری در کمرند متالوژنی حاشیه کویر لوت"، یازدهمین کنفرانس بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، (1382) 57-59.

[14] وثیق، ح. و سهیلی، م، "نقشه زمین‌شناسی 1:100000 سرچاه‌شور (برگه 7754)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (1354)

[15] Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern C.R., Hidarian Shahri M.R., "Using ETM+ and airborne geophysics data to location

گسترش کانی‌سازی پنهان بهترین راه برای یافتن محل‌های مناسب برای حفاری است.

ناهنجاری‌های به‌دست آمده از برداشت‌های ژئوالکتریکی و مغناطیس‌سنجی در منطقه MA-I انطباق خوبی با یکدیگر و با مطالعات زمین‌شناسی، آلتراسیون و کانی‌سازی دارند. هر دو روش ناهنجاری‌های مثبتی به سمت جنوب و غرب محدوده برداشت نشان می‌دهند که هماهنگ با گسترش پیش‌بینی شده برای کانی‌سازی در دشت بین محدوده‌های MA-I تا MA-III است. حفاری‌های انجام شده براساس بررسی‌های ژئوفیزیکی حضور کانی‌های سولفیدی را در زیر آبرفت تایید می‌کند. منبع ایجادکننده زون ناهنجاری مغناطیسی A در منطقه MA-I، مگنتیت در آلتراسیون پتاسیک است (با توجه به پذیرفتاری مغناطیسی بالای این زون در منطقه مورد مطالعه و حضور رگچه‌های مگنتیت‌دار) که نتیجتاً گسترش زون پتاسیک سیستم را مشخص می‌کند. این دو روش می‌توانند برای اکتشاف بخش‌های پنهان کانی‌سازی سولفیدی و زون پتاسیک در دشت بین محدوده‌های MA-I تا MA-III به وسعت حدود 1/5 کیلومترمربع بسیار موثر باشند.

مراجع

- [1] Behn G.F., Camus P., Carrasco., "Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in northern Chile and its geologic implications". Econ. Geol 96 (2): (2001) 239- 248. 0361-0128/01/3132/239-10 \$6.00
- [2] Dickson B.L., Fraser S.J., Kinsey-Henderson A., "Interpreting aerial gamma-ray surveys utilizing geomorphological and weathering models". Journal of Geochemical Exploration, 57: (1996) 75-88.
- [3] Ford K., Keating P., Thomas M.D., "Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits", Geophysics, (2004) 1-21.
- [4] Ranjbar H., Hassanzadeh H., Torabi M., Ilaghi, O., "Integration and analysis of airborne geophysical data of the Darrehzar area, Kerman Province, Iran, using principal component analysis". Journal of applied geophysics 48: (2001) 33-41, PII: S0926-9851 01 00059-3.
- [5] Ranjbar H., Honarmand M., "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

spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) image processing", Journal of Applied Sciences 9 (5): (2009) 829- 842.

porphyry copper and epithermal gold deposits in eastern Iran", Journal of Applied Sciences 8 (22): (2008) 4004-4016.

[16] Malekzadeh A., Karimpour M.H., Stern, C.R., Mazaheri S.A., "*Hydrothermal alteration mapping in SW Birjand, Iran, using the advanced*



ژئوشیمی و خاستگاه کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج،

جنوب خاوری زنجان

قاسم نباتیان^۱، مجید قادری^۱، نعمت اله رشیدنژاد عمران^۱، فرحناز دلیران^۲

۱ - بخش زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

۲ - مؤسسه علوم زمین کاربردی، دانشگاه کارلسروهه، کارلسروهه، آلمان

دریافت مقاله: 1388/2/25، نسخه نهایی: 1388/5/7

چکیده

کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج در 32 کیلومتری جنوب خاوری زنجان قرار گرفته است. این محدوده در پهنه ساختمانی البرز باختری - آذربایجان و در زیر پهنه طارم قرار دارد. در محدوده سرخه دیزج، قدیمی ترین واحدهای سنگی با ترکیب تراکیت - تراکی آندزیت، الیوین بازالیت و سنگهای آذر آواری توف برش و لاپیلی توف مربوط به ائوسن می باشد که توده نفوذی نیمه عمیق کوارتز مونزونیتی، مونزونیتی و گرانیتی با سن ائوسن پایانی - الیگوسن آغازین در این توالی نفوذ کرده است. توده نفوذی نیمه عمیق منطقه، ویژگیهای گرانیت نوع I را دارد و ماگماتیسم منطقه، مشخصات نوع کوهزایی و مربوط به قوسهای ماگمایی را نشان می دهد. کانهزایی در این منطقه، عمدتاً در سه بخش (A, B و C) برونزد یافته است که در سنگ میزبان توده نفوذی نیمه عمیق تشکیل شده اند. ویژگیهای مربوط به این سه بخش از نظر سنگ میزبان، کانی شناسی، دگرسانی، ساخت و بافت و محتوای فلزی مشابه است. در داخل سنگهای آتشفشانی نیز کانهزایی به صورت رگه ای و با وسعت کم مشاهده می شود که ویژگیهای مشابه با سه بخش قبلی را دارد. ماده معدنی به شکل رگه ای بوده و بافت کانسنگ ها از نوع داربستی، توده ای، نواری، برشی و رگه - رگچه ای است. مهمترین کانیهای موجود در این کانسار شامل مگنتیت (با Ti پایین) و آپاتیت بوده که به مقدار کم، کانیهای سولفیدی از جمله کالکوپیریت، بورنیت و پیریت همراه آنها می باشند. کانیهای از جمله ایلمنیت، اسپینل (مگنتیت تیتان دار)، گالن و اسفالریت به مقدار جزئی به همراه کانیهای قبلی تشکیل شده اند. کانیهای سوپرژن از جمله کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، کوولیت، همتایت و گوتیت در اثر فرآیندهای هوازدگی و سوپرژن تشکیل شده اند. دگرسانیهای فلدسپات پتاسیم، اکتینولیتی، آرژیلیک، سریسیتی، سیلیسی، تورمالینی و کلریتی - اپیدوتی از دگرسانیهای اصلی در این کانسار هستند که وسعت دگرسانی سیلیسی و آرژیلیک از سایر دگرسانیها بیشتر است. مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادر خاکی، بیانگر غنی شدگی این کانسار از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت، مگنتیت و سنگهای دربرگیرنده، مشابه هم بوده و ارتباط ماگمایی را بین آنها نشان می دهد. همچنین محتوای REE آپاتیت نسبت به سنگهای دربرگیرنده و مگنتیت بالاتر است. در مطالعات سیالات درگیر از کانی آپاتیت که دارای دو نسل است، استفاده شد. مطالعه ویژگیهای کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج، بیانگر تشکیل این کانسار از سیالات ماگمایی غنی از Fe, P و REE می باشد. مقایسه مهمترین ویژگیهای کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج (از جمله محیط تکتونیک، سنگ میزبان، کانی شناسی، دگرسانی، ساخت و بافت و ژئوشیمی) با ویژگیهای تیپ های مختلف کانهزایی آهن در دنیا، نشان داده است که کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج بیشترین شباهت را با کانسارهای اکسید آهن آپاتیت دار تیپ کایرونا دارد که این کانسارها زیر گروه کانسارهای تیپ اکسید آهن - مس - طلا ی هیدروترمال (IOCG) می باشند.

واژه های کلیدی: کانسار اکسید آهن آپاتیت دار، توده نفوذی نیمه عمیق، کانسارهای تیپ IOCG زیر گروه تیپ کایرونا، سرخه دیزج، طارم، زنجان.

مقدمه

پراکندگی کانسارهای آهن در ایران از لحاظ زمانی منحصر به دوره خاصی از تاریخ زمین‌ساختی نیست. با پیدایش و شکل‌گیری پوسته ایران در پروتروزوئیک پسین و عملکرد و ادامه فعالیت‌های زمین‌ساختی - ماگمایی تاکنون، کانی‌سازی آهن به موازات آنها رخ داده است، به طوری که روند این کانی‌سازی را از زمان پروتروزوئیک پسین تا میوپلیوسن می‌توان پی‌گیری کرد. قابل توجه است که ذخایر آهن تشکیل شده در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین، نسبت به کانی‌زایی زمانهای دیگر نمود آشکارتری دارد [1].

قربانی (1381)، فازهای فلززایی در ایران را به چهار فاز تقسیم کرده که در زیر به آنها اشاره شده است:

کانی‌سازی آهن در پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین

همگام با فاز ماگمایی پروتروزوئیک پسین، در بازه زمانی 620 تا 530 میلیون سال پیش که تا کامبرین پیشین ادامه یافته، تعداد قابل توجهی ذخیره آهن تشکیل شد. این ذخایر رابطه مستقیم یا غیرمستقیم با سنگهای ماگمایی و آتشفشانی - رسوبی این زمان دارند که در نقاط مختلف ایران آثار آنها را می‌توان دید.

کانسارهای آهن این زمان، از نظر پیدایش زمانی و منشأ به دو دسته تقسیم می‌شوند:

1- کانسارهایی با خاستگاه آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی متعلق به پروتروزوئیک پسین که گاه تا کامبرین پیشین ادامه می‌یابند که عبارتند از:

کانسارهای آتشفشانی - رسوبی ناحیه بافق (فاز اول کانی‌سازی در منطقه بافق) مانند کانسار آهن و منگنز نارِیگان و بخش افقی کانسار آهن میشدوان، کانسارهای آهن آتشفشانی - رسوبی محور سلطانیه - مهاباد، ذخایر آهن آتشفشانی - رسوبی در پیوند با سنگهای سری هرمز و آتشفشانهای وابسته در منطقه بندرعباس و جزایر جنوب شرقی آن و ذخایر آهن آتشفشانی که آمیخته با سنگهای آتشفشانی قره‌داش می‌باشند.

2) کانسارهای آهن با خاستگاه ماگمایی: از این کانسارها به عنوان کانسارهایی با خاستگاه متاسوماتیسم نیز یاد شده است. این کانسارها در ناحیه بافق، سیرجان گل‌گهر یافت می‌شوند و بزرگترین ذخایر آهن ایران را تشکیل می‌دهند. در حقیقت این

کانسارها را باید به فاز ماگمایی (از نوع نفوذی) پس از فاز آتشفشانی که سنگهای سازند ریزو و دزو را به وجود آورده، نسبت داد.

ناحیه متالوژنی بافق در ایران مرکزی، ذخایر آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا که به عنوان رده جهانی (World-class) تیپ کایرونا (Kiruna type) معروف هستند، سنگهای ماگمایی غنی از آپاتیت که به نام آپاتیتیت (Apatitite) معروف است، ذخایر REE, Th-U, Pb-Zn و اخیراً کانی‌زایی [2] Cu(Au) را شامل می‌شوند. این کانی‌زایی‌ها در ارتباط با رخدادهای ماگمایی درون قاره‌ای که همراه با ریفت شدگی ایران مرکزی در درون گندوانا (Gondwanaland) می‌باشد، فرآیندهای ماگمایی نیمه‌عمیق تا ولکانیکی در این منطقه همراه با ماگماتیسیم Bimodal ریولیتها و بازالت‌های اسپیلیتی شده و فرآیند متاسوماتیسمی ناحیه‌ای می‌باشند. ذخایر آهن در بافق در درون سنگهای دگرسان شده ریولیتی قرار دارند. این ذخایر به‌طور عمده دارای مگنتیت توده‌ای فقیر از Ti-V، با مقدار جزئی هماتیت هستند که آپاتیت همراه آنهاست [3].

کانی‌سازی آهن در پالئوزوئیک - تریاس پیشین

پالئوزوئیک پسین از نظر کانی‌سازی آهن در ایران، در مقایسه با فاز پروتروزوئیک پسین - کامبرین پیشین کم‌مایه‌تر بوده، به طوری که تنها چند کانسار کوچک از جمله کانسار آهن کلات ناصر در شرق قائن در منطقه آهنگران، کانسار آهن و منگنز هنشک در منطقه ده‌بید فارس، کانسار آهن ظفرآباد در کردستان، کانسار آهن ماسوله با خاستگاه رسوبی متعلق به پرمین و کانسار آهن ناحیه سنقر را در ایران می‌توان به این زمان نسبت داد.

کانی‌سازی آهن در مزوزوئیک

کانسارهای آهن این برهه زمانی، بیشتر در پهنه شمالی سندج - سیرجان شناخته شده‌اند. کانسارهای آهن، به طور عمده دارای خاستگاه آتشفشان‌زاد و ماگمایی - اسکارنی هستند. از این کانسارها می‌توان به کانسارهای آهن منطقه همدان که شامل کانسارهای باباعلی، چنار بالا و گلالی (منطقه قروه)، کانسار آهن شمس‌آباد با سن کرتاسه پیشین در جنوب غربی اراک و همه کانسارهای آهن و منگنز محور ملایر اصفهان که در سنگهای کرتاسه جای دارند، اشاره کرد.

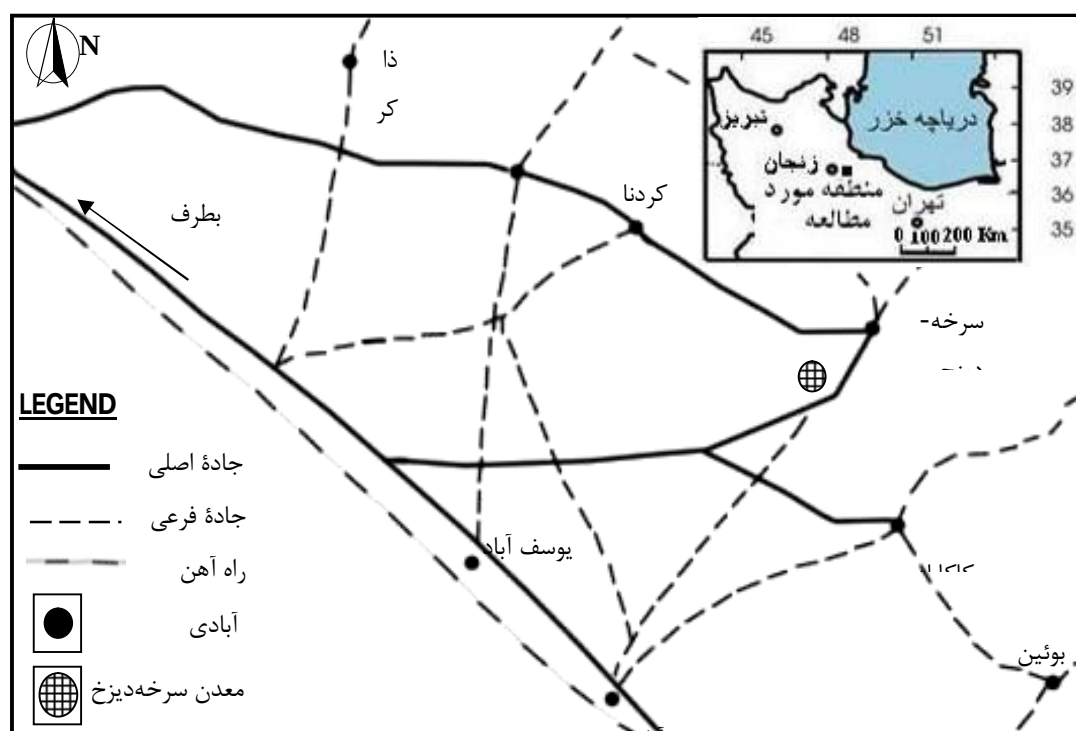
کانی سازی آهن در ترشیاری

این کانسارها در پیوند با ماگماتیسیم ترشیاری با گسترش فراوان در ایران تشکیل شده اند. کانسارهای آهن ترشیاری از ائوسن پیشین تا اوایل کواترنر قابل پی گیری است. کانسارهای این زمان، همگی دارای خاستگاه ماگمایی می باشند. این کانسارها پراکندگی زیادی نسبت به کانسارهای آهن فازهای قدیمی تر دارند، که علت آن، گسترش فراوان فعالیت های آتشفشانی و پلوتونیسیم این زمان است. از کانسارهای آهن این دوره زمانی می توان به کانسارهای آهن در زون ارومیه-دختر، کانسارهای آهن در شرق ایران و کانسار آهن ماگمایی در زون البرز اشاره کرد. در ارتباط با ماگماتیسیم الیگومیوسن در زون البرز غربی، تعدادی کانسار آهن تشکیل شده است که می توان به کانسارهای آهن سمنان در البرز شرقی، کانسارهای آهن سرخه دیزج و مروارید در کوه های طارم اشاره کرد. تاکنون وجود ذخایر اکسید آهن آپاتیت دار صرفاً در ایران مرکزی و به همراه سازند ساغند، سری ریزو و هم ارزهای آن گزارش شده است [4]. شناخت چنین پتانسیلهایی در البرز

غربی- آذربایجان، به ویژه در بخش آتشفشانی- نفوذی آن می تواند زمینه مناسبی را برای اکتشاف چنین ذخایری در دیگر نواحی واحد زمین ساختی البرز غربی- آذربایجان فراهم آورد که از نظر آهن و آپاتیت و همچنین از نظر عناصر نادر خاکی ارزشمند است. در این مقاله، ویژگی های ژئوشیمیایی و ژنز کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج مورد بررسی قرار گرفته است.

کانسار آهن سرخه دیزج در 32 کیلومتری جنوب خاوری زنجان و در شمال خاوری آزادراه تهران- زنجان در 2 کیلومتری جنوب باختری روستای سرخه دیزج قرار گرفته است (شکل 1). مختصات جغرافیایی معدن عبارت از 48 درجه و 50 دقیقه طول خاوری و 36 درجه و 35 دقیقه عرض شمالی است.

گستره مورد مطالعه در کمر بند زمین شناسی- ساختاری البرز و زیرپهنه طارم قرار دارد و بر اساس تقسیم بندی نبوی (1355)، منطقه مورد مطالعه در پهنه البرز- آذربایجان قرار می گیرد که بی تردید ویژگی های عمومی این پهنه را داراست.



شکل 1. موقعیت و راه دسترسی به معدن آهن سرخه دیزج، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰

زمین‌شناسی

بر اساس نقشه 1:100000 طارم [5]، بخش اصلی رخنمونهای سنگی این ناحیه را نهشته‌های آذرآواری، جریانهای گدازه و لایه‌های رسوبی ائوسن تشکیل داده است. توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، با سن الیگوسن و یا جوانتر، سری ائوسن را قطع کرده‌اند. رسوبات ائوسن چین خورده‌اند و راستای محوری آنها شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا خاوری- باختری است.

سری ائوسن رشته‌کوههای البرز در منطقه طارم، به دو عضو کردکند و آمند تقسیم شده است. عضو کردکند شامل واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن هم‌ارز با بخشهای زیرین سازند کرج است. ترکیب سنگ‌شناسی آن مادستون، آذرآواری و گدازه فراوان است. بیشتر سنگهای آتشفشانی از نوع آندزیتی و ریولیتی بوده، در حالی که ترکیب بازالتی در آنها کم است. عضو آمند به طور عادی بر روی نهشته‌های کردکند قرار گرفته است. این عضو، برخلاف عضو کردکند، بیشتر از سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، سنگهای آذرآواری و مقداری مادستون و ماسه‌سنگ تشکیل شده است. در منطقه معدنی سرخه دیزج، سنگهای آتشفشانی ائوسن، واحد Eka5 از سری سنگهای آتشفشانی عضو آمند می‌باشند (شکل 2). این واحد دامنه ترکیب تراکیت- تراکی آندزیت، الیوین بازالت و سنگهای آذرآواری توف برش و لاپیلی توف دارد (شکل 3) که توده نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتز و ونزونیت، مونزونیت و گرانیت (ائوسن پایانی- الیگوسن) در آن نفوذ کرده است.

توده نفوذی نیمه‌عمیق بافت گرانولار دارد و کانیهای پلاژیوکلاز شکل‌دار (آلبیت و الیگوکلاز)، فلدسپات آلکالن (بیشتر ارتوز آرژیلی شده)، کوارتز و کانیهای مافیک (شامل بیوتیت کلریتی شده و پیروکسن از نوع دیوپسید و اوژیت) کانیهای اصلی تشکیل‌دهنده سنگ هستند. مهمترین و بیشترین کانیهای فرعی این سنگ مگنتیت و آپاتیت بوده که به همراه کانیهای اصلی در پلاژیوکلاز و پیروکسن، نشان دهنده غنی بودن ماگمای اولیه نسبت به عناصر مذکور است. نهشته‌های کواترنری در نتیجه فرسایش کوهها و به‌وسیله رودخانه‌ها و سیلابها به‌صورت پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه در کنار رودخانه‌ها و دامنه ارتفاعات تشکیل یافته و در

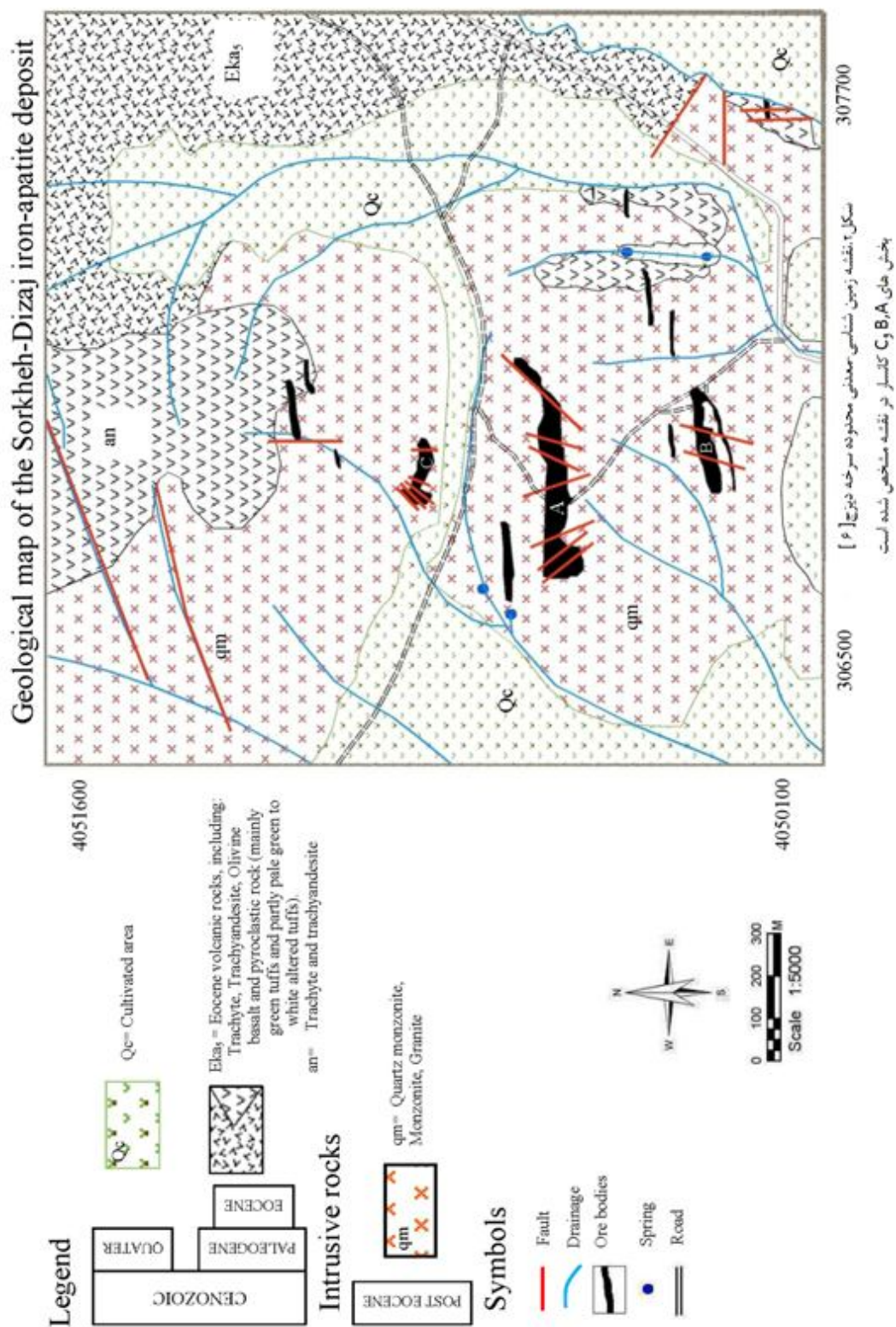
دامنه‌های پرشیب واریزه‌ها شکل گرفته است.

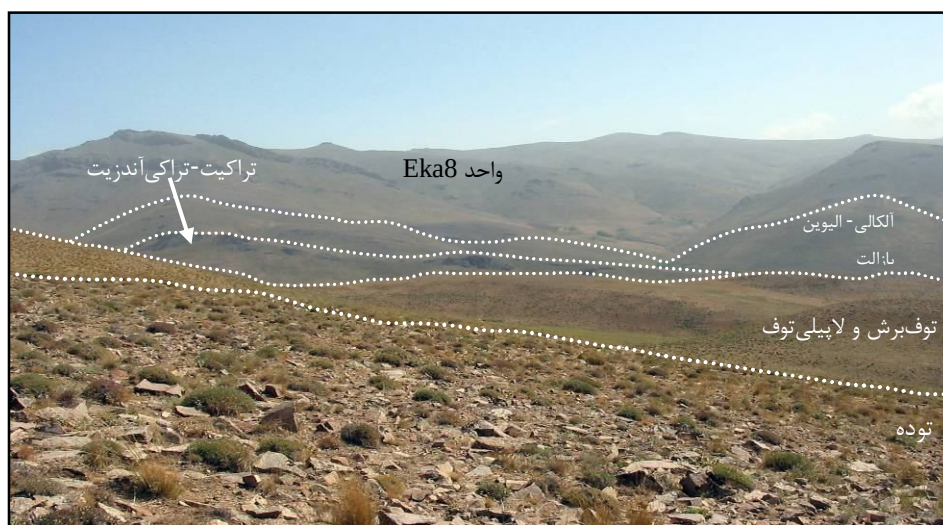
مگنتیت و آپاتیت علاوه بر این که در متن سنگ دیده می‌شوند به صورت ادخال در داخل کانیها، از جمله کانیهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار وجود دارند (شکل 4 الف، ب). علاوه بر این، کانی پیروکسن به همراه مگنتیت نیز به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل 4 پ). البته بلورهای آپاتیتی هم وجود دارد که کانیهای سنگ‌ساز از جمله پیروکسن و پلاژیوکلاز را قطع کرده‌اند. در شکل 4ت وجود ادخالهایی از کانیهای مذکور نمایش داده شده است.

کانه‌زایی

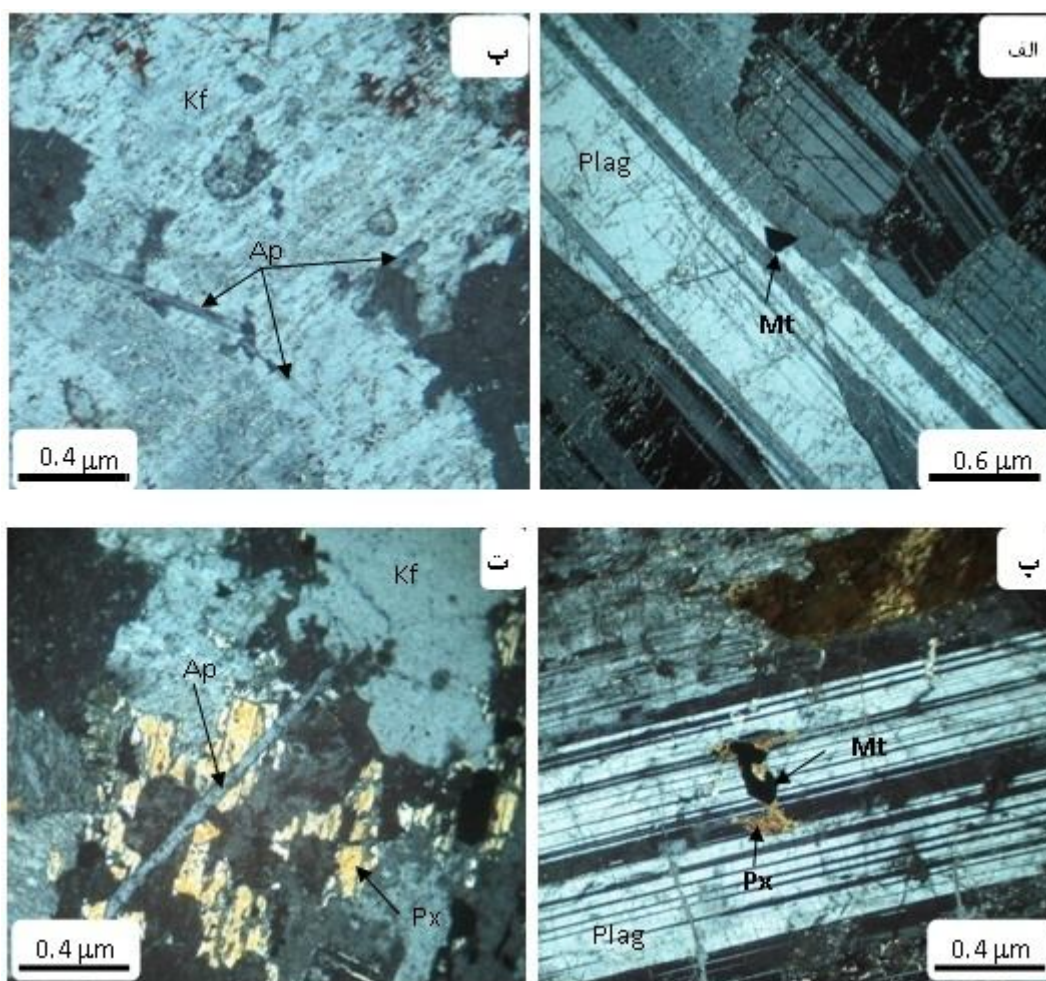
کانه‌زایی در این محدوده، بیشتر به‌صورت رگه‌ای، در داخل توده نفوذی نیمه‌عمیق و سنگهای آتشفشانی ائوسن (بخش آمند سازند کرج) روی داده است. ماده معدنی در این منطقه از سیستم گسلی تبعیت کرده و کانه‌زایی در داخل پهنه‌های گسلی، و در قسمت فوقانی توده نفوذی نیمه‌عمیق رخ داده است. امتداد کانه‌زایی در کل محدوده معدنی خاوری- باختری بوده که شیب آن حدود 45 تا 50 درجه به سمت شمال، متمایل است. در واقع، در این منطقه یک سیستم گسلی یا شکستگی کانه‌دار وجود دارد.

در محدوده مورد مطالعه، کانسنگ اکسید آهن آپاتیت‌دار، در سه نقطه یا در سه بخش روی داده است که از جنوب‌خاوری تا شمال‌باختری به‌ترتیب آنها را A، B و C می‌نامیم (شکل 5). تمام ویژگیهای این سه بخش از لحاظ کانی‌شناسی، بافت و ساختی و دگرسانی شبیه به هم است. وسعت گسترش رگه معدنی در این سه بخش متفاوت بوده، به طوری که ضخامت آنها از رگه- رگچه‌های در حد سانتی‌متر تا 10 الی 15 متر و طول آنها حداکثر تا 200 متر در تغییر است. همان‌گونه که در نقشه زمین‌شناسی- معدنی 1:5000 این محدوده مشاهده می‌شود، یک سری رگه‌های اکسید آهن آپاتیت‌دار با وسعت کمتر، با همان امتداد کانه‌زایی (خاوری- باختری)، بیشتر در داخل سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن روی داده‌اند که از لحاظ کانی‌شناسی و ساخت و بافت شبیه بخشهای قبلی کانسار است.



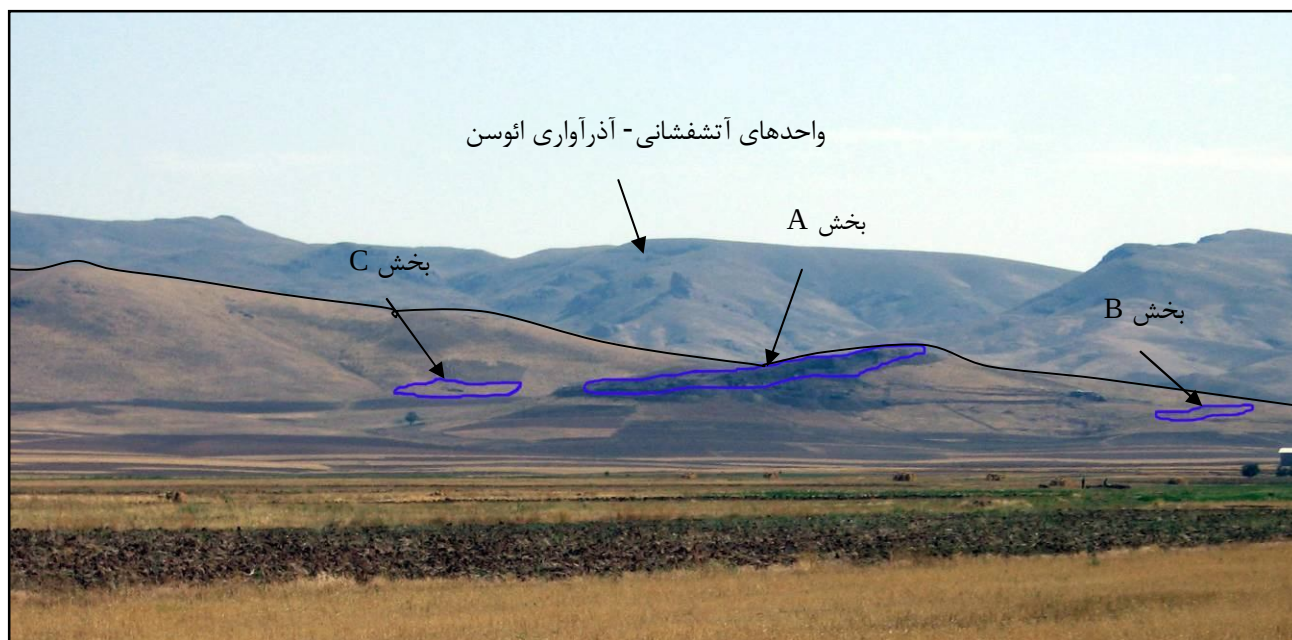


شکل 3. دورنمایی از زیرواحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن در منطقه سرخه‌دیزج (دید به‌سوی شمال).



شکل 4. ادخال کانی‌های مگنتیت، آپاتیت و پیروکسن در داخل کانی‌های سنگ ساز توده نفوذی نیمه‌عمیق (XPL).

الف) ادخال مگنتیت (Mt) در پلاژیوکلاز (Plag)؛ ب) ادخال آپاتیت (Ap) در آلکالی فلدسپار (Kf)؛ ج) ادخال مگنتیت (Mt) به همراه پیروکسن (Px) در پلاژیوکلاز (Plag)؛ د) بلور آپاتیتی (Ap) که کانی پیروکسن (Px) و آلکالی فلدسپار (Kf) را قطع کرده است.



شکل 5. نمایی از بخشهای کانه‌زایی B، A و C در کانسار سرخه‌دیزج که در درون و قسمت بالایی توده نفوذی نیمه‌عمیق قرار دارند (دید به‌سوی شمال‌خاوری).

کانی‌شناسی و ساخت و بافت

براساس مطالعات انجام شده، کانیهای زیر در منطقه معدنی سرخه‌دیزج تشخیص داده شده است: مگنتیت، هماتیت، لیمونیت، گوتیت، لپیدوکروسیت، آپاتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت، کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت و کانیهای عناصر نادر خاکی از جمله مونازیت، که همراه کانیهای گانگ پیروکسن، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز و کلسیت مشاهده می‌شوند.

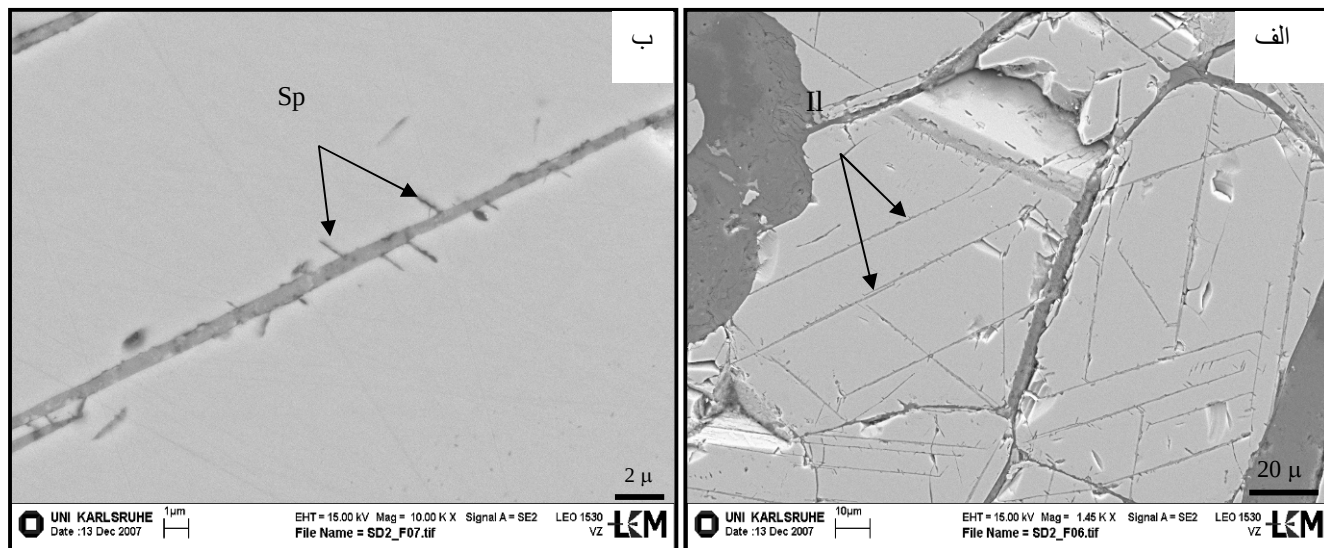
اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانه موجود در کانسار سرخه‌دیزج، مگنتیت است که همراه آپاتیت بخش عمده کانسار را تشکیل داده است. مطالعات آنالیز الکترون میکروپروب (EPMA) حاکی از آن است که مگنتیتها دارای مقداری تیتان می‌باشند که وجود این مقدار از تیتان، باعث تشکیل اکسلوشن‌هایی از ایلمنیت و مگنتیت تیتان‌دار در داخل مگنتیت شده است (شکل 6). آپاتیت موجود در این کانسار به صورت بلورهای درشت خودشکل تا پگماتیتوئیدی و ریز بی‌شکل تا شکل‌دار در متن مگنتیت و توده نفوذی نیمه‌عمیق دیده می‌شوند. کانی مونازیت یک کانی دارای عناصر نادر خاکی است که انکلوژیون در داخل بلورهای آپاتیت وجود دارد (شکل 7).

علاوه بر این کانیها، به مقدار کمی نیز کانیهای سولفیدی از

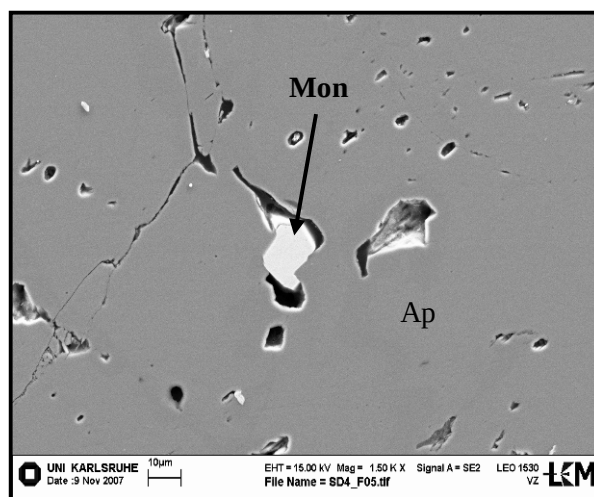
جمله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در این کانسار تشکیل شده است. پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در این کانسار به شمار می‌رود که به صورت بلورهای ریز و کوچک در داخل کانیهای مگنتیت و آپاتیت (شکل 8) و نیز به صورت کانی‌زایی سولفیدی به همراه کانی کالکوپیریت و بورنیت (شکل 9) و همچنین به صورت رگه- رگچه‌ای تشکیل شده است (شکل 10). به دنبال رگه- رگچه‌های سولفیدی، رگچه‌های سیلیسی و در مرحله آخر رگچه‌های کربناتی مجموعه کانی‌زایی اولیه را قطع کرده‌اند (شکل 10). کانیهای سولفیدی در اثر فرآیندهای اکسیداسیون و سوپرژن به کانیهای ثانویه از جمله مالاکیت، آزوریت، کوولیت و کالکوسیت تبدیل شده‌اند. کانیهای سولفیدی گالن و اسفالریت نیز در حاشیه رگه‌های سولفیدی به وسیله آنالیز دستگاهی الکترون میکروپروب شناسایی شده‌اند.

از کانیهای گانگ در این کانسار می‌توان به اکتینولیت و پیروکسن و کوارتز اشاره کرد. اکتینولیت به صورت بلورهای سوزنی شکل و پر مانند در اثر فعالیت سیالات گرمابی جانشین کانی پیروکسن شده است (شکل 11). این جانشینی در اکثر موارد در سطوح رخ و شکستگیهای موجود در کانی پیروکسن صورت گرفته است. کانی کوارتز به صورت بلورهای ریز

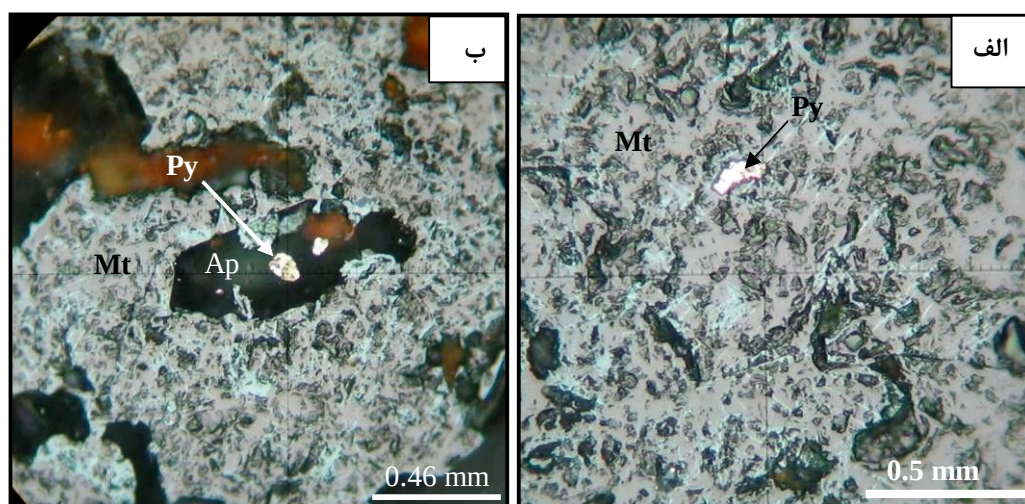
سوزنی‌شکل بوده که غالباً با کانی آپاتیت همراه است، ولی آن را قطع کرده و در بعضی جاها به نظر می‌رسد که جانشین آن شده است.



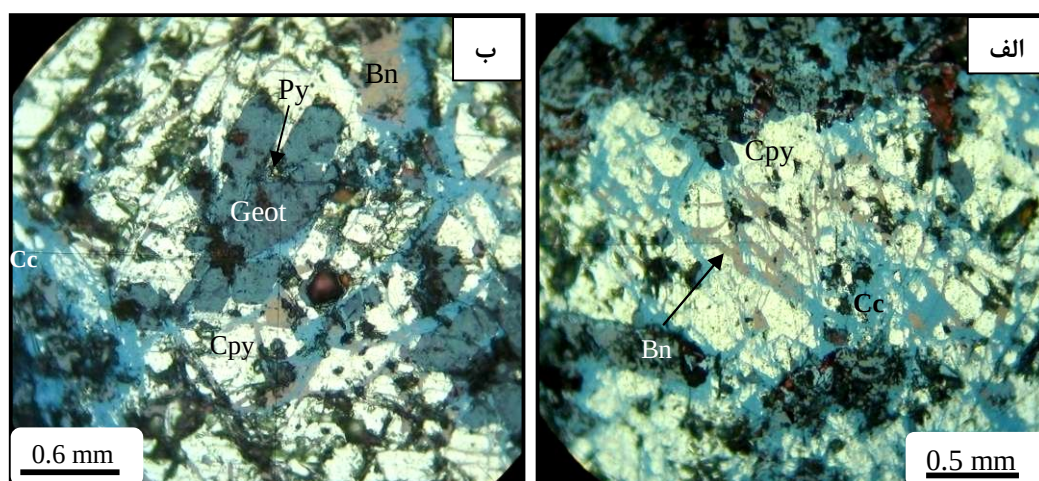
شکل 6. الف) اکسلوشن ایلمنیت (Il) در مگنتیت، ب) اکسلوشن مگنتیت تیتان دار (اسپینل (Sp)) در مگنتیت (تصاویر EPMA).



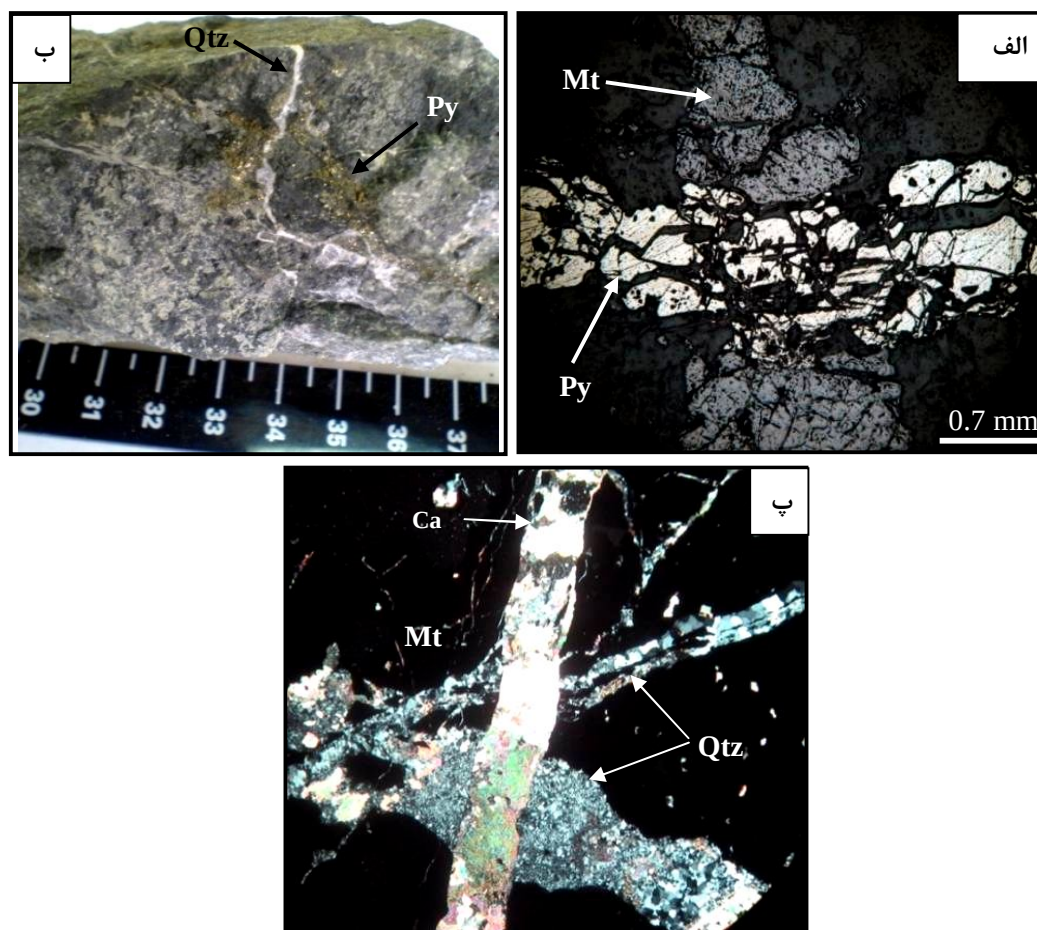
شکل 7. بلور موناژیت (Mon) که به صورت درگیر در داخل آپاتیت (Ap) قرار دارد (تصویر EPMA).



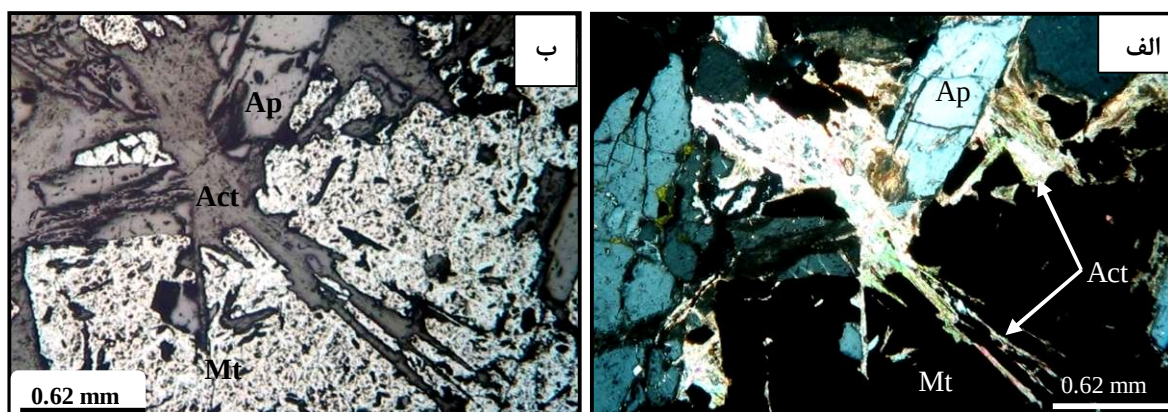
شکل ۸. الف) تصویر میکروسکوپی (PPL) پیریت (Py) موجود در داخل مگنتیت (Mt)، ب) تصویر میکروسکوپی از پیریت (Py) موجود در داخل آپاتیت (Ap)، (Mt: مگنتیت) (PPL).



شکل ۹. الف) کانی سازی سولفیدی در کانسار، که شامل کالکوپیریت (Cpy) و بورنیت (Bn) است، این دو کانی، بافت اکسلوشن تیغهای را به وجود آورده اند و از اطراف به کالکوسیت (Cc) تبدیل شده اند (PPL)، ب) پیریت نسل دوم (Py) که همراه کانی های کالکوپیریت و بورنیت است، این پیریت ها اکثراً به گوتیت (Geot) تبدیل شده اند (PPL).



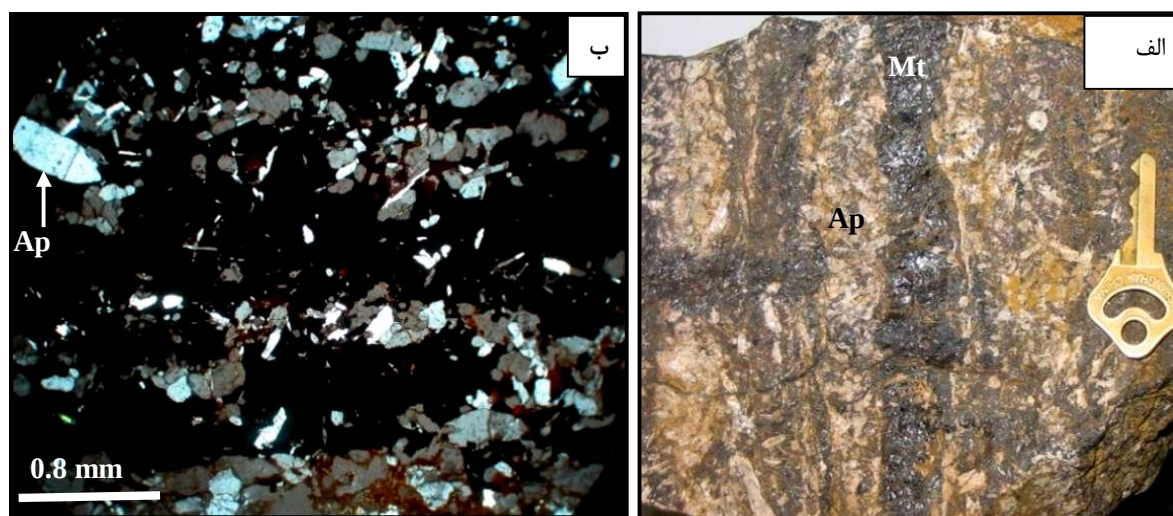
شکل 10. الف) تصویر میکروسکوپی از رگچه سولفیدی نسل سوم (Py) که رگه مگنتیتی را قطع کرده است، (PPL)؛ ب) تصویر نمونه دستی از رگه سیلیسی تأخیری (Qtz) که رگه سولفیدی (Py) را قطع کرده است، (پ) تصویر میکروسکوپی از رگچه کربناتی (Ca) تأخیری که رگچه سیلیسی تأخیری (Qtz) را قطع کرده است (XPL).



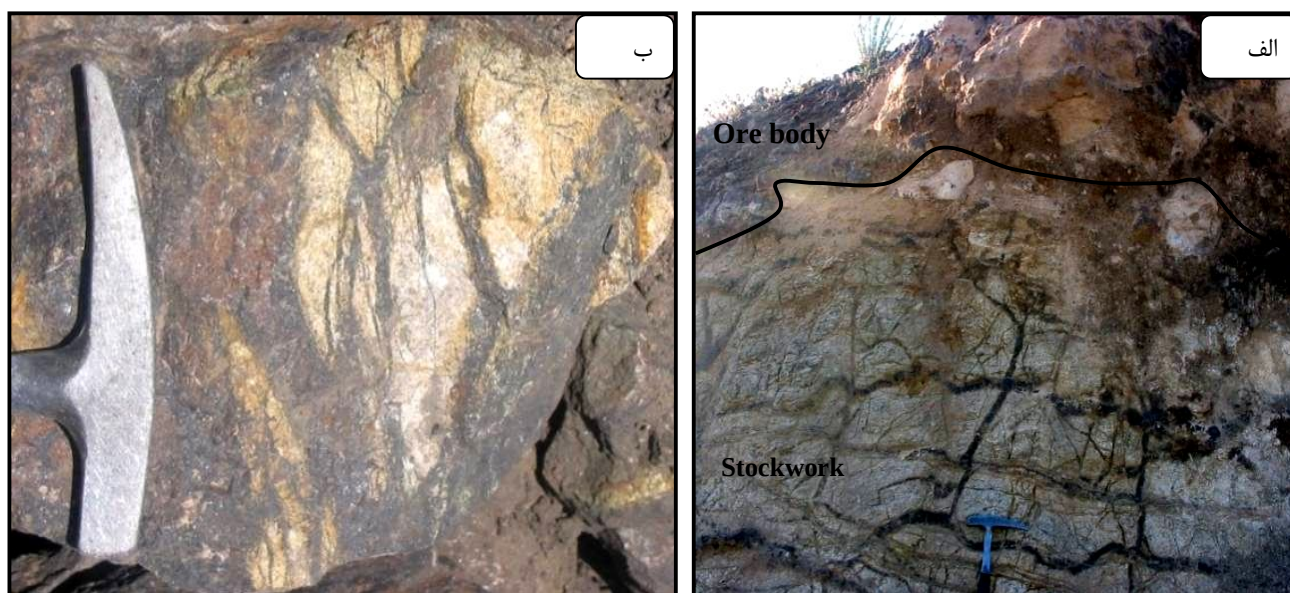
شکل 11. الف) بلورهای سوزنی شکل اکتینولیت (Act) به رنگ سبز تا صورتی در مقطع میکروسکوپی، (XPL)؛ ب) تصویر (الف) در نور انعکاسی (PPL).

آپاتیت‌دار و در درون توده نفوذی نیمه‌عمیق، که به شدت دگرسان شده، دیده می‌شود (شکل 13 الف). در درون رگه‌های تشکیل‌دهنده این ساخت و بافت، بافت نواری آپاتیت-مگنتیت به‌خوبی قابل مشاهده است. یکی دیگر از بافت‌های موجود در کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، بافت برشی (brecciated) می‌باشد که بیشتر در حاشیه کانی‌سازی کانسار دیده می‌شود. قطعات زاویه‌دار تا نیمه‌گرد شده از سنگ درونگیر توده نفوذی نیمه‌عمیق، در داخل متنی از مگنتیت به چشم می‌خورند (شکل 13 ب). این قطعات به شدت دگرسان و توسط کانیهای رسی، اپیدوت، کلریت و گاه به اکتینولیت جانشین شده‌اند.

نوارهای متناوب مگنتیت و آپاتیت (Banded magnetite - apatite)، (شکل 12) یکی از ساخت و بافت‌های معمول در کانسار سرخه‌دیزج است که بلورهای آپاتیت، خود شکل بوده و اندازه آنها از ریزبلور تا درشت‌بلور (از میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) و نمونه‌های دستی تغییر می‌کند. این ساخت و بافت، در بخش رگه‌ای و رگه‌های داربستی کانسار سرخه‌دیزج وجود دارد. ساخت و بافت توده‌ای (Massive)، قسمت اعظم کانی‌سازی را در کانسار سرخه‌دیزج تشکیل داده است. مگنتیت کانه اصلی بوده که همراه آن آپاتیت و مقداری جزئی پیریت (به‌صورت لکه‌هایی در داخل مگنتیت و آپاتیت) به همراه کالکوپیریت دیده می‌شود. ساخت و بافت داربستی (stockwork) در قسمت زیرین ماده معدنی اکسید آهن



شکل ۱۲، الف) بافت نواری مگنتیت (Mt)-آپاتیت (Ap) در نمونه دستی، ب) تصویر میکروسکوپی از نوارهای غنی از آپاتیت (Ap) در مگنتیت (Mt) است (XPL).



شکل ۱۳. الف) ساخت و بافت داربستی در بخش زیرین ماده معدنی و در درون توده نفوذی به شدت آلتزه شده، ب) تصویر نمونه دستی از قسمت برشی شده سنگ درونگیر (روشن) با اندازه‌های متفاوت در داخل مگنتیت (تیره).

دگرسانی

دگرسانی‌های موجود در کانسار سرخه‌دیزج از نظم خاصی پیروی نمی‌کنند، ولی به‌طور کلی در زونهای کانه‌دار، دگرسانی به‌صورت گسترده و به شکل تقریباً حاشیه‌ای متقارن و باریک در اطراف ماده معدنی مشاهده می‌شود. دگرسانی‌های موجود در این کانه‌زایی شامل فلدسپار پتاسیمی، اکتینولیتی، آرژیلی، سیلیسی، سریسیتی، کلریتی-اپیدوتی و تورمالینی می‌باشد. از این میان، دگرسانی‌های آرژیلی و سیلیسی بیشترین گسترش را در منطقه دارند. بخش اعظم دگرسانی‌های تورمالینی و سیلیسی در سنگهای میزبان آتشفشانی منطقه روی داده است، بیشترین گسترش دگرسانی آرژیلیک در اطراف ماده معدنی بوده و با فاصله گرفتن از ماده معدنی از شدت این دگرسانی کم می‌شود. دگرسانی‌های کلریتی، اپیدوتی، فلدسپار پتاسیم و سریسیتی به مقدار کمی، نسبت به دیگر دگرسانی‌ها، در اطراف رگه معدنی (در بعضی جاها) قابل مشاهده‌اند. در بعضی جاها نیز دگرسانی به‌حدی بوده که مسکویت (میکا-سریسیت) جانشین کانیهای پلازیوکلاز و فلدسپات آلکالن شده است. دگرسانی اکتینولیتی، که در اثر تأثیر سیالات و

تبدیل شدن پیروکسنها به‌وجود آمده، گسترش محدودی دارد و در بلافصل ماده معدنی با توده نفوذی نیمه‌عمیق و همراه با مگنتیت دیده می‌شود.

روشهای مطالعه و آنالیز

مطالعات انجام گرفته شامل مطالعات صحرایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری، آنالیز دستگاهی الکترون میکروپروب، XRD، XRF ICP-MS و تهیه نقشه‌های 1:5000 زمین‌شناسی-معدنی است. آنالیز دستگاهی به روش XRF در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آنالیز دستگاهی به روش XRD در دانشگاه تربیت مدرس، آنالیز دستگاهی به روش ICP-MS در شرکت ALS-Chemex کانادا و آنالیز دستگاهی به وسیله الکترون میکروپروب (EPMA)، در مؤسسه زمین‌شناسی دانشگاه کارلسروهه آلمان انجام شد. آنالیزهای انجام شده توسط دستگاه الکترون میکروپروب، در شرایط پروب 20 mA با ولتاژ 15.00 kV انجام گرفته است که مدل دستگاه نیز LEO 1530VZ می‌باشد.

جایگاه شیمیایی توده نفوذی

در رده‌بندی شیمیایی سنگهای آذرین، درصد برخی از اکسیدهای اصلی موجود در ساختمان کانیها، از جمله اکسیدهای آلکالین ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) که تشکیل دهنده ساختمان فلدسپاتها می باشد و SiO_2 که شرایط اسیدی و قلیایی سنگها به آن وابسته است، مورد توجه قرار می‌گیرند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی و روش رده‌بندی کانی‌شناسی کمی (مدال)، توده نفوذی مورد نظر در محدوده کوارتز مونزونیت، مونزونیت قرار گرفته است (شکل 14).

تقسیم‌بندی ژنتیکی توده نفوذی

گرانیته‌ها را از نظر منشأ به دو دسته تقسیم کرده‌اند [45]. این دو دسته شامل گرانیته‌های نوع I و S می‌باشد. منشأ گرانیته‌های نوع S در پوسته قاره‌ای است، در صورتی که منشأ گرانیته‌های نوع I در خارج از پوسته قاره‌ای و نتیجه تفریق و تبلور یک مذاب گوشته‌ای می‌باشد. همچنان که از نمودار سه‌تایی AFC و نمودار دوتایی $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ مشخص است، تمام نمونه‌های برداشت شده از توده نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده گرانیته‌های تیپ I قرار دارند (شکل 15).

تعیین سری ماگمایی

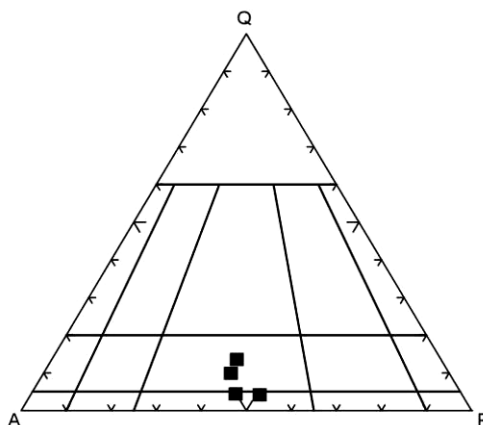
طبق نمودار دوتایی SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، که سنگهای نفوذی در آن به دو دسته آلکالین و ساب‌آلکالین تقسیم می‌شوند، نمونه‌های مربوط به توده نیمه‌عمیق منطقه، در قلمرو گرانیته‌های آلکالین قرار می‌گیرند (شکل 16).

ژئوشیمی سنگ درونگیر و ماده معدنی کانسار سرخه‌دیزج

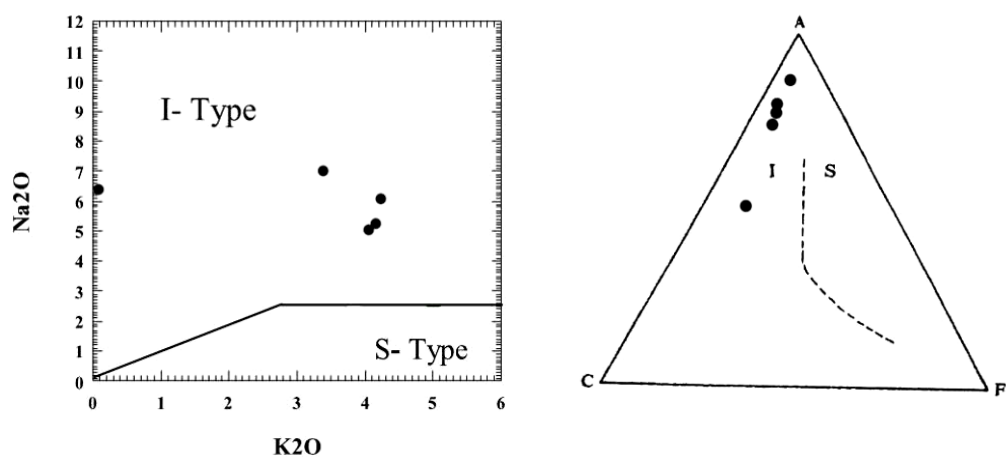
چگونگی توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی هر منطقه و ارتباط این عناصر با یکدیگر، یکی از مهمترین جنبه‌هایی است که معمولاً در مطالعات ژئوشیمیایی مد نظر قرار می‌گیرد، که با استفاده از این روابط می‌توان به ویژگیهای محیط تشکیل و فرآیندهای موثر در شکل‌گیری کانسار پی‌برد. در این بخش، جهت بررسی چگونگی تشکیل کانسار و مطالعه روند توزیع و پراکندگی و همچنین تغییرات عناصر اصلی و فرعی در ماده معدنی و سنگ درونگیر، به مطالعات ژئوشیمیایی و نتایج حاصل از آنها پرداخته می‌شود. برای این منظور، بحث ژئوشیمی در دو بخش ژئوشیمی سنگ میزبان (از نظر عناصر اصلی و فرعی و ژئوشیمی عنصر یا عناصر کانساری در زون‌های کانی‌زایی مورد توجه قرار گرفته است.

ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای میزبان

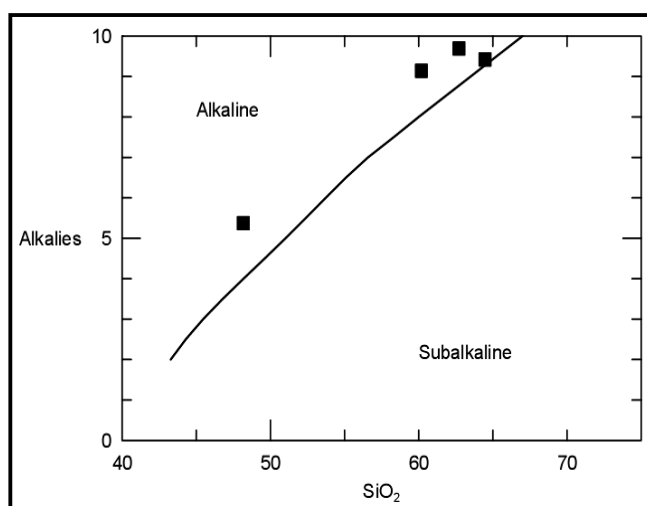
سنگهای میزبان کانه‌زایی توده نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتز مونزونیت، مونزونیت و گرانیته مولد کانه‌زایی و سنگهای ولکانیکی ائوسن با ترکیب تراکی‌آندزیت و تراکیت می‌باشند. با توجه به این‌که عامل کانه‌زایی در منطقه، نفوذ همین توده نیمه‌عمیق در سنگهای ولکانیکی ائوسن می‌باشد، مطالعات ژئوشیمیایی بر روی این توده متمرکز شده است، زیرا شناخت دقیق عامل کانه‌زایی راهنمایی مفید برای اکتشافات منطقه‌ای و ناحیه‌ای می‌باشد.



شکل 14، موقعیت نمونه‌های توده نفوذی نیمه‌عمیق بر روی نمودار QAP [43]



شکل ۱۵. نمودار ACF به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I از S [۴۵]
 الف) (C=CaO, F= FeO+MgO, A= Al₂O₃-Na₂O-K₂O).
 ب) نمودار Na₂O+K₂O جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S.



شکل ۱۶. نمودار دوتایی آلکالی در مقابل SiO₂ [۴۴].

گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

مقدار آلومین توده نفوذی

نمودار مانیار و پیکولی براساس مقیاس شاند برای بررسی مقدار آلومین سنگها، مورد استفاده قرار می‌گیرد. با پلات کردن نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، مشاهده می‌شود که تمامی نمونه‌های توده نفوذی در محدوده پراآلومین قرار می‌گیرند (شکل 18 الف).

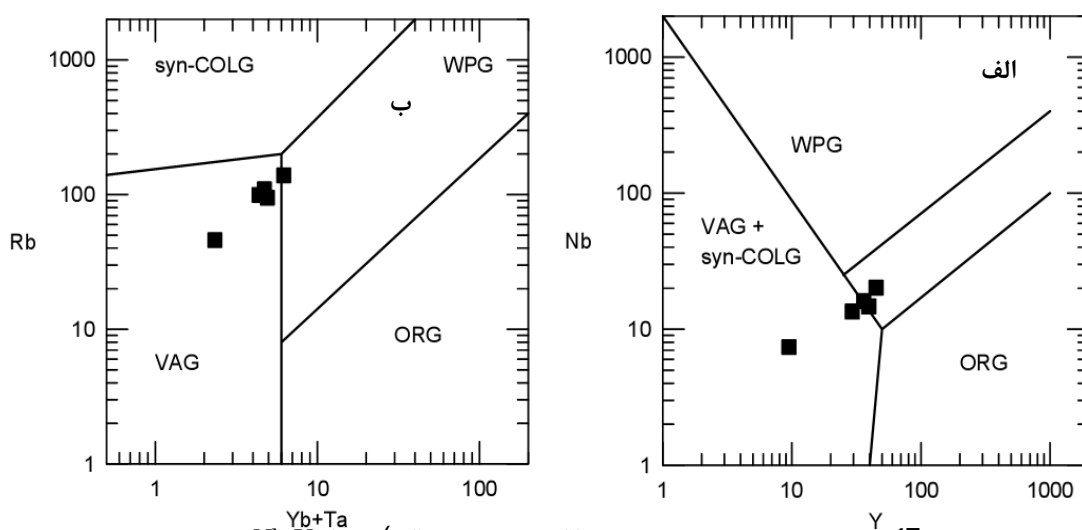
یکی دیگر از نمودارهای مهم برای تشخیص مقدار پتاسیم ماگما، نمودار مثلثی Ab-Or-An است. همچنان که از شکل 18 ب مشخص است، نمونه‌های سنگی برداشت شده از توده نفوذی نیمه‌عمیق، در محدوده غنی از پتاسیک قرار می‌گیرند که این نشان‌دهنده ماهیت پتاسیک توده نفوذی نیمه عمیق می‌باشد.

تقسیم‌بندی توده‌های نفوذی بر مبنای موقعیت تکتونیکی

از عوامل مهمی که در تعیین انواع مختلف تیپ‌های کانساری اهمیت خاصی دارد، سری‌های ماگمایی است و با توجه به این که موقعیت تکتونیکی در تعیین نوع و سری ماگمایی دخالت ویژه‌ای دارد، شناخت و شناسایی نوع محیط تکتونیکی، یکی از اهداف اصلی در هر منطقه به شمار می‌رود.

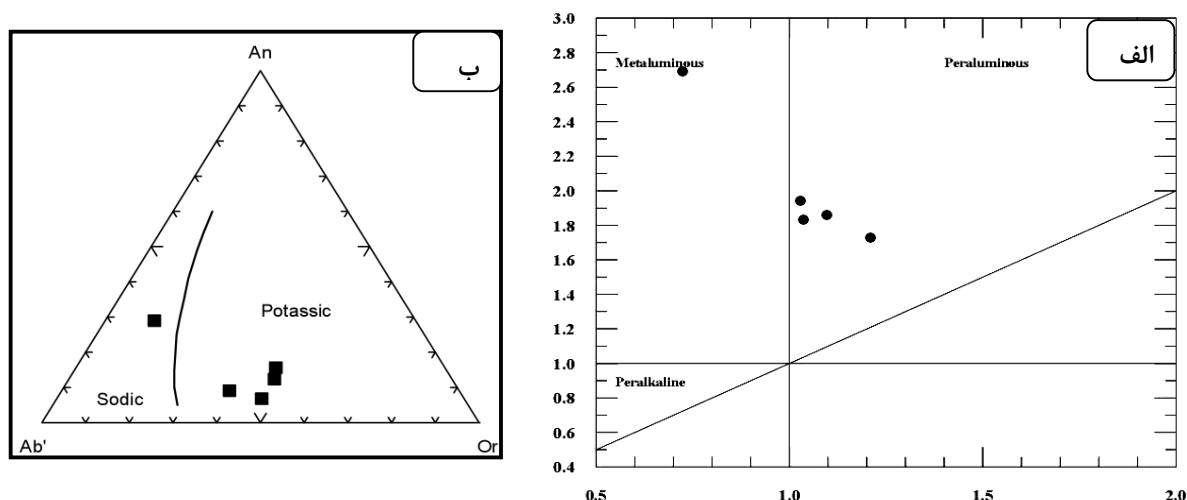
بر اساس نمودار Y در مقابل Nb (شکل 17 الف) نمونه‌های حاصل از توده نفوذی نیمه‌عمیق در محدوده مورد مطالعه، در بخش گرانیت‌های کمر بند آتشفشانی زون فرورانش و همزمان با تصادم قرار می‌گیرند.

در نمودار Rb در مقابل Y+Nb (شکل 17 ب) که قلمروهای گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی و همزمان با تصادم از هم متمایز شده‌اند، نمونه‌های توده نفوذی مورد مطالعه در قلمرو



شکل 17. موقعیت ژئوتکتونیکی توده مورد مطالعه به ترتیب در الف) نمودار Nb-Y،

ب) نمودار Rb-(Y+Nb). [۴۴].



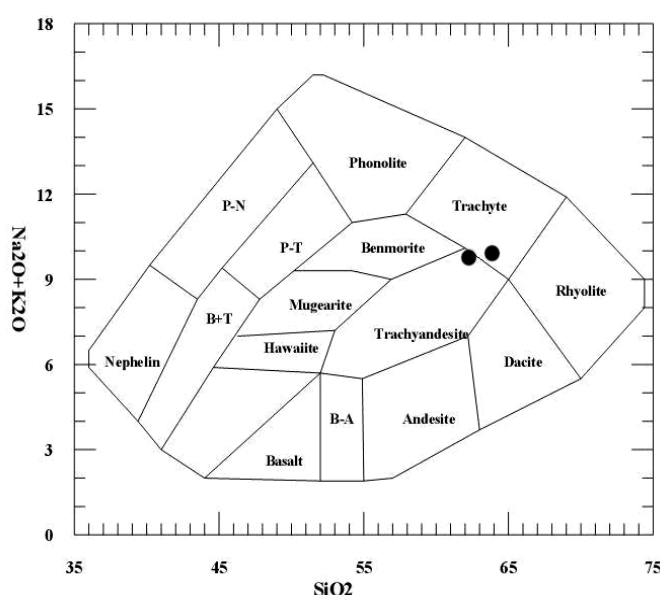
شکل 18. الف) نمودار شاخص [49] که نسبت مولی $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O)$ را در برابر نسبت مولی $Al_2O_3/(K_2O+Na_2O+CaO)$ قرار داده است؛ ب) نمودار مثلثی Ab-Or-An جهت تفکیک ماگماهای سدیک از ماگماهای غنی در پتاسیک.

ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی

سنگهای آتشفشانی در محدوده تراکیت و تراکی‌آندزیت ترسیم شده‌اند (شکل 19). در مورد محیط تکتونیکی سنگهای آتشفشانی به مطالعات انجام شده قبلی اکتفا شده است. رحمانی و همکاران [8] با مطالعه سنگهای آتشفشانی-نفوذی طارم، نمونه‌هایی از آن را برداشت کرده و مورد مطالعه قرار داده‌اند. آنها معتقدند که سنگهای آتشفشانی این منطقه، در نمودارهای ژئوتکتونیکی جایگاه مناطق قوسی را نشان می‌دهند.

سنگهای نفوذی و آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، به عنوان بخشی از نوار آتشفشانی-نفوذی طارم، در نتیجه فعالیتهای ماگماتیسم ترشیری البرز غربی-آذربایجان به‌وجود آمده‌اند. مهمترین فعالیت آتشفشانی در این نوار بعد از فاز فشارشی لارامید و در اثر یک فاز کششی (پیرنه) به وقوع پیوسته که عمدتاً از نوع آتشفشانی زیردریایی است. به دنبال این فعالیت آتشفشانی در اوایل الیگوسن، گرانیتهای مرتبط با فاز کوهزایی ائوسن پایانی-الیگوسن تشکیل شده‌اند. لذا می‌توان فعالیتهای نفوذی ائوسن پایانی-الیگوسن را ادامه فعالیتهای آتشفشانی ائوسن در نظر گرفت.

کانه‌زایی مگنتیت آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج در زون البرز باختری-آذربایجان قرار گرفته است. محققان مختلف در خصوص ماگماتیسم دوران سوم این زون، موقعیتهای مختلف ژئودینامیکی را مد نظر قرار داده‌اند. این محیطها شامل حاشیه فعال قاره‌ای [6-8] و مدل جزایر قوسی می‌باشند. موید [7] ایده‌آل‌ترین مدل پیشنهادی برای این نوار را با توجه به بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی و نفوذی ائوسن-الیگوسن البرز باختری-آذربایجان، جایگاه ژئودینامیکی "قوس ماگمایی پس از تصادم" بیان می‌کنند. نوار ماگمایی البرز-آذربایجان در زمان بعد از کرتاسه، محصول فاز کششی پیرنه است که بعد از فاز فشارشی لارامید حادث شده است. به دنبال فعالیت آتشفشانی زیردریایی ائوسن (سازند کرج)، که با حرکات کششی آغازین فاز پیرنه مطابقت دارد، حرکات پایانی پیرنه از نوع فشارشی بوده و در اثر این فاز، توده‌های نفوذی، به درون سنگهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و مجموعه اخیر را مورد تهاجم قرار داده‌اند [7].



شکل ۱۹. نام گذاری سنگهای ولکانیک منطقه [46].

ژئوشیمی

عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی که شامل سری 4f در جدول تناوبی هستند، دارای اعداد اتمی 57-71 بوده که عنصر ایتیریم Y با عدد اتمی 39 نیز در بین آنها قرار می گیرد. عناصر نادر خاکی گاهی تحت عنوان لاتانیدها نیز خوانده می شوند. واژه لاتان به عناصری از La تا Lu همراه با Y به کار می رود. این عناصر نقش مهمی در مطالعه سنگ شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی دارا می باشند. به علاوه مطالعه عناصر نادر خاکی در بررسی فرایندهای رسوبی و شیمی اقیانوسها و تعیین تکامل پوسته قاره ای کمک به سزایی می کند [9].

توزیع عناصر نادر خاکی در درون سیالات هیدروترمالی (غنی شدگی HREE و یا LREE)، به عواملی از جمله pH، دما و نوع کمپلکس های موجود در سیالات بستگی دارد. به طور کلی، عناصر نادر خاکی درون سیستمهای ژئوشیمیایی خاصی متحرک می گردند. انتقال آنها در محلولهای هیدروترمال عموماً به صورت کمپلکس صورت می گیرد. پایداری انواع کمپلکس های این عناصر متغیر است و به عواملی از جمله تغییرات دما، فشار، pH و سنگهای دیواره بستگی دارد [9]. به عنوان مثال، عناصر نادر خاکی سنگین و ایتیریم نسبت به عناصر نادر خاکی سبک، کمپلکس های پایدارتری از نوع کربنات، فلورید، اکسالات، کلرید و سولفات تشکیل

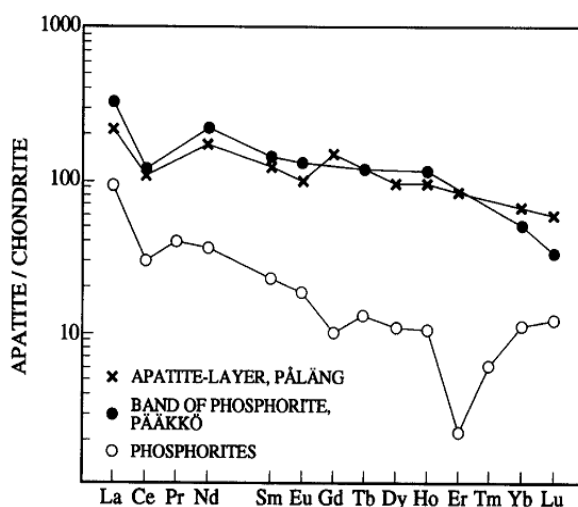
می دهند. میزان تحرک عناصر نادر خاکی با تغییر محلولهای ماگمایی اولیه به محلولهای ماگمایی تأخیری افزایش می یابد. مطابق نظر Lottermoser حلالیت و انحلال عناصر نادر خاکی در دگرگونی درجات ضعیف مشاهده نشده است. ولی در دگرگونی درجات بالا، در مناطق پهنه های برشی، در طی دیاژنز سنگهای کربناتی، در سنگهای سیلیکاتی دارای منافذ و در جاهایی که نسبت سیال به سنگ زیاد باشد، این عناصر می توانند انحلال و حمل شوند.

یکی از ویژگیهای اصلی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا، وجود درصد بالایی از عناصر نادر خاکی در آنهاست [10-12]. عناصر نادر خاکی در این تیپ از کانسارها بیشتر تمایل دارند که در داخل آپاتیت تمرکز یابند و تشکیل کانیه های فرعی از جمله مونازیت را بدهند. توزیع REE در آپاتیت کانسارهای مختلف به عواملی همچون ترکیب و منشأ سنگهای دربرگیرنده آنها بستگی دارد [11]. بلورهای آپاتیت محدوده وسیعی از تغییرات شیمیایی مربوط به محیطی را که در آن شکل گرفتند نشان می دهند. در کانی آپاتیت، عناصر فلور، کلر، هیدروکسیل و کربنات می توانند جانشین یکدیگر شوند. REE در آپاتیت جانشین Ca^{+2} شده و نقشی مهم برای توزیع REE در کانسنگ و سنگ، بازی می کند [11 و 13]. Frietsch & Perdahl الگوی توزیع REE آپاتیتها را در انواع محیطها و کانسارهای مختلف بررسی و با یکدیگر مقایسه

دلیران و همکاران این تهی‌شدگی به تأثیر آب دریا بر آنها برمی‌گردد، زیرا Ce تنها REE است که می‌تواند به صورت چهار ظرفیتی اکسید شده و از آب دریا جدا گردد. این عنصر در اعماق دریا وارد نودولهای منگنز شده و در آنها تمرکز می‌یابد [9 و 18].

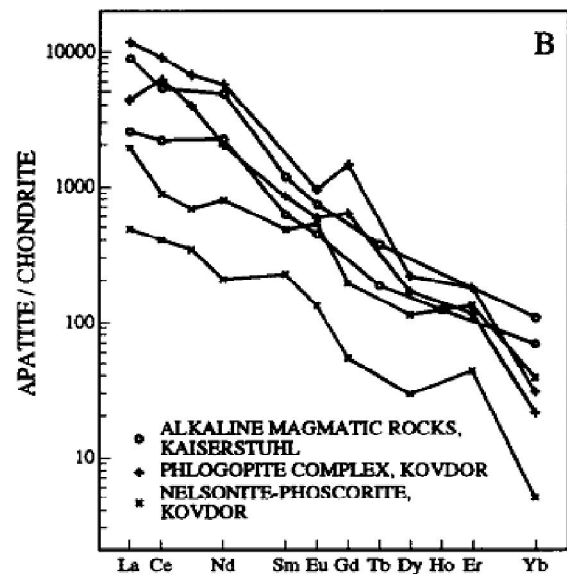
آپاتیت کانسارهای آهن-آپاتیت کایرونا واقع در شمال سوئد، حدود 1250-6ppm REE دارد. الگوی REE آپاتیت این کانسارها تفکیک ضعیف LREE/HREE داشته و در عنصر Eu آنومالی منفی را نشان می‌دهد (شکل 22).

به نظر Frietsch & Perdahl تهی‌شدگی Eu در این کانسار، می‌تواند در اثر تبلور بخشی فلدسپات از ماگماهای مرتبط، در نزدیک سطح و یا این که در اثر اکسیده بودن محیط (به دلیل وجود مگنتیت و هماتیت) می‌باشد.



شکل 21. الگوی REE آپاتیت موجود در سنگهای رسوبی [11].

کرده، که در زیر به طور خلاصه به آن پرداخته می‌شود. ماگماهای گوناگون با ترکیبات مختلف، دارای الگوهای مختلف REE می‌باشند [14 و 15]. آپاتیت مرتبط با نفوذیهای آلکالن و کربناتیتها، غنی از REE می‌باشد. میزان REE در آنها به چند درصد می‌رسد به طوری که جدایش قوی از LREE/HREE را نشان می‌دهند. این آپاتیتها نسبت به عنصر Eu آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل 20) [11]. اغلب کانسارهای آهن حاوی آپاتیت، در ارتباط با ماگماتیسم کالک‌آلکالن بوده و جدایش LREE/HREE در آنها از متوسط تا زیاد تغییر می‌کند [11]. آپاتیتها تشکیل شده در محیطهای رسوبی نسبت به فلوئور غنی و دارای مقداری کربنات و هیدروکسیل هستند [19]. همان طور که از شکل پیداست، میزان REE آپاتیت در رسوبات دریایی و فسفریتها کم و تقریباً برابر 1000ppm < و یا 100ppm < می‌باشد. این آپاتیتها به طور شاخص از عنصر Ce تهی شده‌اند. بنا به نظر



شکل 20. الگوی REE آپاتیت موجود در نفوذیهای آلکالن [11].

کانسارهای آهن آپاتیت‌دار شمال سوئد را با هم مقایسه کرد و نشان داد که مگنتیت تیپهای مختلف کانسارهای پالئوپروتروزوئیک، در شمال سوئد، نسبت به REE فقیر و REE موجود در آنها (<2 ppm) به میزان کمی تفکیک یافته است (شکل 24A و 24B). هم‌چنان‌که از شکل نیز پیداست، Ce در مگنتیت بعضی از این کانسارها تهی شدگی نشان می‌دهد که به نظر Appel این تهی شدگی مربوط به شرایط اکسیدان محیط در طی رسوبگذاری است.

مگنتیت در کانسارهای آهن تیپ کایرونا، دارای مقدار REE بالا (<100 ppm) است که این نشانگر میزان بالای تفریق در این کانسارهاست [11]. در این تیپ کانسارها، نسبت LREE/HREE تفکیک مشخصی داشته و میزان تفکیک در LREE نسبت به HREE زیاد می‌باشد (شکل 24D و 24C). الگوی توزیع REE در کانسارهای آهن نواری کوارتزدار Kallak و Bjorkholmen (شکل 24E)، کانسارهای آهن Kevus و Teltaja در Lannavaara مشابه الگوی REE در مگنتیت‌های تیپ کایروناست. ولی با این تفاوت که مگنتیت کانسارهای آهن Kevus و Teltaja در Lannavaara میزان REE پایین (<5 ppm) و نسبت به LREE تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل 24F).

تهی شدگی LREE احتمالاً مربوط به دگرسانی متاسوماتیک با میکروکلینی، تورمالینی و اسکاپولیتی شدن در ارتباط با تشکیل آهن می‌باشد [11].

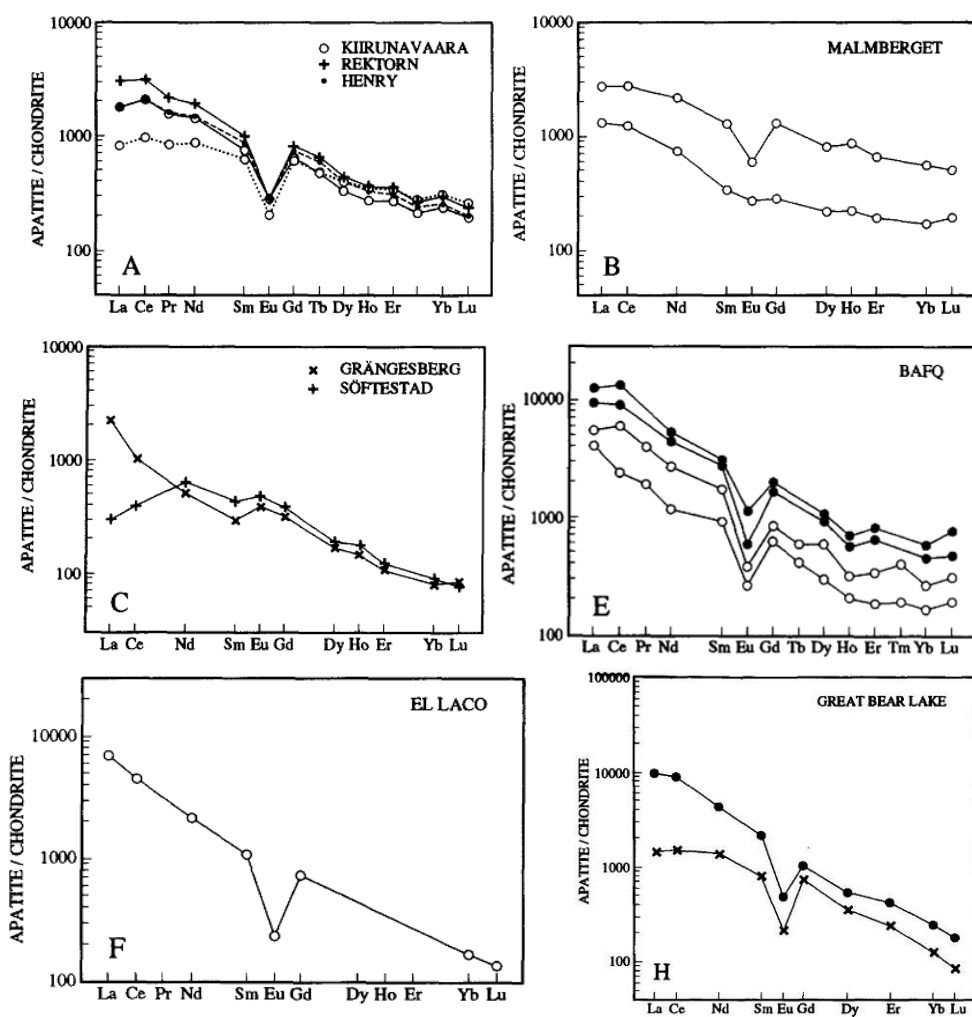
در کانسارهای Missouri Fe-Oxide-REE، الگوی REE در سنگهای میزبان حاکی از غنی‌شدگی آنها از LREE و تهی شدگی آنها از Eu می‌باشد [10]. در کانسارهای آهن تیپ کایرونا، الگوی REE سنگهای میزبان تراکیتی رپوتراکیتی مشابه الگوی REE در مگنتیت است با این تفاوت که در سنگهای میزبان، میزان آن حدود 2-5 مرتبه بالاتر از REE مگنتیت می‌باشد (شکل 25A و 25B).

همان طور که در شکل (22A و 22B) نشان داده شده است، الگوی REE آپاتیت کانسارهای تیپ کایرونا با درصد فسفری نرمال ($<1P$ %) در Kirunavaara and Malmberget مشابه آپاتیت کانسارهای آهن غنی از فسفر ($1P$ %) در Rektorn and Henry می‌باشد.

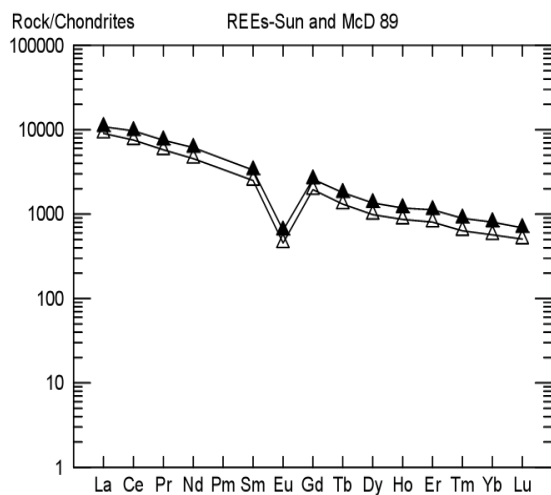
آپاتیت ذخایر غنی از فسفر دارای مقدار 4000-5000 ppm REE بوده که تفکیک عناصر نادر خاکی در آنها ضعیف و نسبت به عنصر Eu تهی شدگی را نشان می‌دهند [11]. الگوی توزیع آپاتیت کانسار آهن Grangesberg با آپاتیت کانسار Kirunavaara and Malmberget متفاوت بوده و میزان REE در آن پایین (<2160 ppm)، تفکیک متوسط و در عنصر Eu آنومالی مثبت از خود نشان می‌دهند (شکل 22C). دیگر کانسارهای آهن تیپ کایرونا، (به عنوان مثال Bafq, El Laco, Great Bear Lake) دارای محتوای REE بالا بوده و نسبت به عنصر Eu آنومالی منفی را نشان می‌دهند. همان طور که از شکل نیز پیداست، آپاتیت موجود در کانسارهای مگنتیت آپاتیت‌دار تیپ کایرونا، الگوی مشابهی را نشان می‌دهند، اما درصد REE و میزان تفکیک LREE/HREE در آنها از متوسط تا زیاد تغییر می‌کند.

به نظر، پایین بودن میزان REE آپاتیت و آنومالی مثبت Eu در کانسار Malmberget احتمالاً می‌تواند در ارتباط با دگرسانی هیدروترمال مگنتیت به هماتیت باشد. احتمالاً تهی شدگی La و Ce آپاتیت در کانسار Softestad بر اثر دگرسانی متاسوماتیک بوده است.

آپاتیت کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، در دو نسل، حدود 400-10000 ppm REE دارد. آنومالی منفی Eu در این کانسار نیز دیده می‌شود. الگوی REE در این آپاتیت مشابه کانسار تیپ کایرونا (شکل 22A) می‌باشد (شکل 23). Frietsch & Perdahl توزیع و پراکندگی REE مگنتیت در

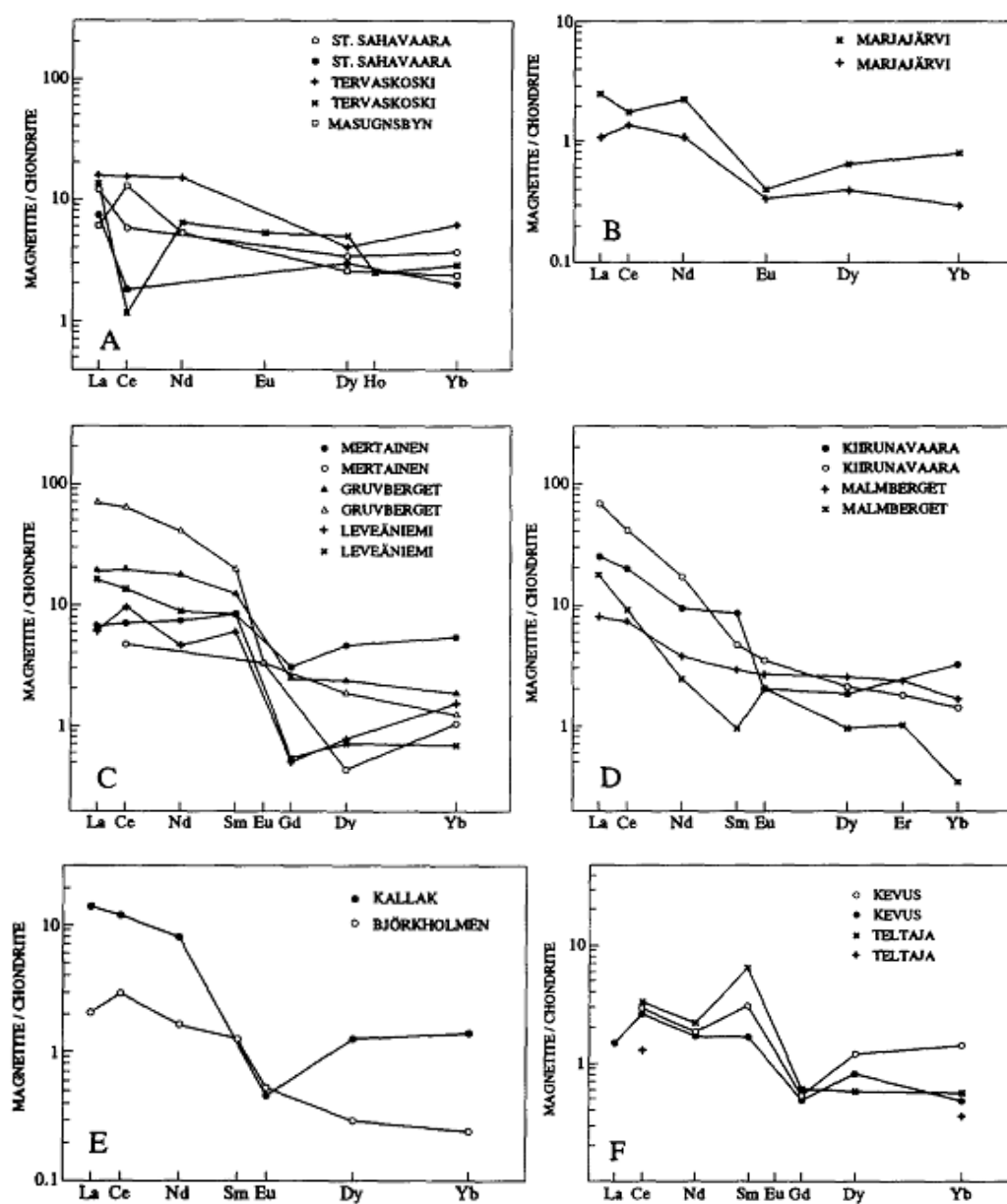


شکل 22. الگوی REE آپاتیت موجود در کانسارهای آهن تیپ کایرونا [11]
 Kiirunavaara, Rektorn and Henry (A) شمال سوئد
 Malmberget (B) شمال سوئد
 Grangesberg (C) جنوب سوئد مرکزی و Söftestad جنوب نروژ
 Bafq, Iran (E)
 El Laco, Chile (F)
 Great Bear Lake, Canada (H)



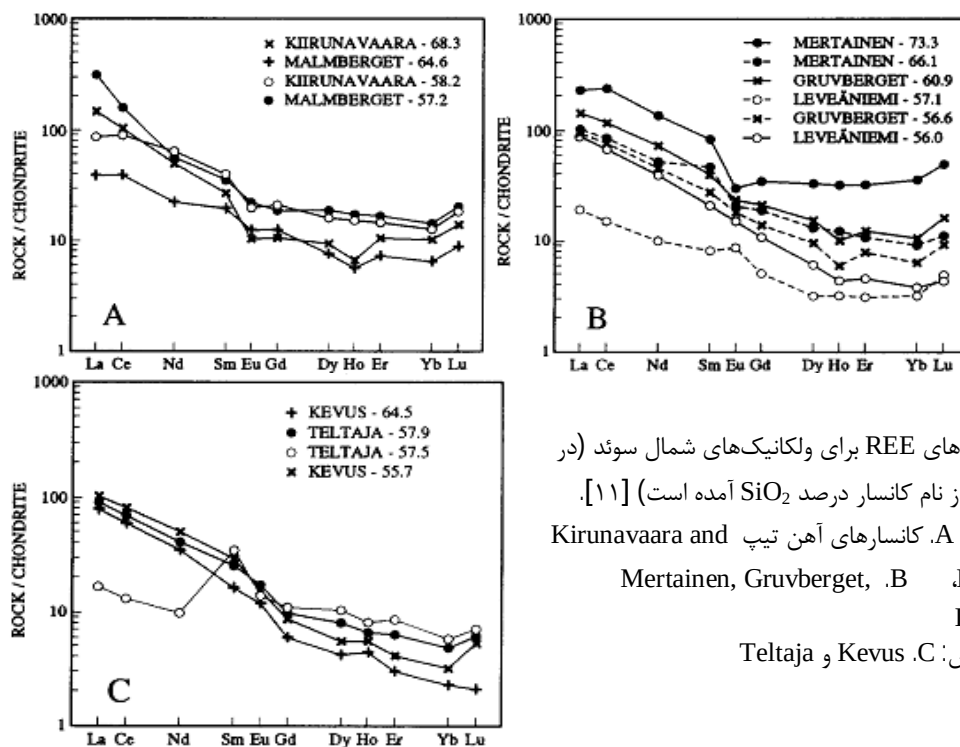
شکل 23. الگوی REE آپاتیت موجود در

کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج.



شکل ۲۴. الگوهای REE برای مگنتیت در کانسارهای شمال سوئد [۱۱].

گروه گرینستون: A. کانسارهای آهن اسکارن B. کانسنگ‌های آهن نواری کوارتزار
گروه پورفیری: C و D. کانسارهای آهن تیپ کلی‌رونا، E. کانسارهای آهن نواری کوارتزار
تجمع نامشخص: F. کانسار آهن لاناوارا



شکل ۲۵. الگوهای REE برای ولکانیک‌های شمال سوئد (در این شکل بعد از نام کانسار درصد SiO_2 آمده است) [۱۱].
گروه پورفیری: A. کانسارهای آهن تیپ Kirunavaara and Malmberget
B. Mertainen, Gruvberget, Leveaniemi
تجمع نامشخص: C. Kevus و Teltaja

ایجاد می‌شود. طی فرآیندهای دگرسانی، کانیهای سنگ مادر تخریب شده و REE به کمک کمپلکس‌ها از محیط خارج می‌شود. در مقابل Alderton et al. تهی‌شدگی سنگهای آتشفشانی فلسیک نسبت به عنصر Eu را از خصوصیات ماگمای اولیه دانسته و بیان می‌کند که این عنصر در پلاژیوکلازهای کلسیک، به دلیل شباه بسیار زیاد شعاع یونی Eu با Ca و Sr، جانشین آنها می‌شود. همان‌طور که از مطالب بالا مشخص است، مقدار و میزان غنی‌شدگی REE موجود در آپاتیت، مگنتیت و سنگ درون‌گیر کانسار سرخه‌دیزج متفاوت بوده و بیشترین تمرکز REE در آپاتیت و کمترین تمرکز آن در سنگ درون‌گیر است. همچنین بیشترین فراوانی REE در آپاتیتها مربوط به عناصر نادر خاکی سبک (از جمله عناصری مانند Ce, La, Nd) می‌باشد. میزان غنی‌شدگی آپاتیت، مگنتیت و سنگ درون‌گیر، نسبت به عناصر نادر خاکی سبک بیشتر از عناصر نادر خاکی سنگین است.

سری‌های ماگماتیسم آلکالن، نسبت به عناصر نادر خاکی به ویژه عناصر نادر خاکی سبک، غنی‌شدگی شدیدی را نشان

مگنتیت‌های آنالیز شده از کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، نشان می‌دهند که مقدار REE موجود در مگنتیت‌های این کانسار در حدود 300 الی 6000 ppm بوده و تفکیک نسبت LREE/HREE نسبتاً مشخص است (شکل 26). قابل ذکر است که نمونه‌های آنالیز شده از مگنتیت، نمونه‌های دستی بودند. در کانسار سرخه‌دیزج، شکل عمومی سنگ میزبان مشابه با مگنتیت است، با این تفاوت که میزان REE آنها کمتر از مگنتیت می‌باشد. به نظر Frietsch R., Perdahl شباهت قابل توجه موجود بین الگوی REE مگنتیت با سنگهای دربرگیرنده آنها بیانگر منشأ مشترک آنهاست. مقایسه الگوی REE مگنتیت کانسار سرخه‌دیزج با دیگر کانسارها، تشابه خیلی زیادی را با الگوی REE مگنتیت Kirunavaara (شکل 24C, 24D) نشان می‌دهد (شکل 26). عنصر Eu نیز تهی‌شدگی را نشان می‌دهد. الگوی REE سنگ میزبان مشابه با کانه آهن و حدود 50 تا 200 ppm می‌باشد (شکل 27).

اغلب کانسارهای آهن تیپ کایرونا دارای آنومالی منفی از عنصر Eu می‌باشند. بنا به نظر Parak، تهی‌شدگی عنصر Eu، ثانویه بوده که تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی هیدروترمالی

- 1- کانسارهای مگنتیت- آپاتیت-ایلمنیت با Ti و P بالا (نلسونیتها) که با آنورتوزیتها همراهند.
- 2- کانسارهای مگنتیت- آپاتیت با Ti و P پایین (کانسارهای تیپ کایرونا) که اصولاً با سنگهای آتشفشانی کالک آلکالن تا آلکالن همراه هستند. ذخایر تیپ کایرونا، بنا به تقسیم بندی که توسط [39 و 40] انجام گرفته، جزو کانسارهای IOCG قرار می گیرند. کانسارهای تیپ IOCG به دو زیردسته کانسارهای مرتبط با ماگماتیسیم کالک آلکالن و آلکالن تقسیم شده اند [15].

الف) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسیم کالک آلکالن

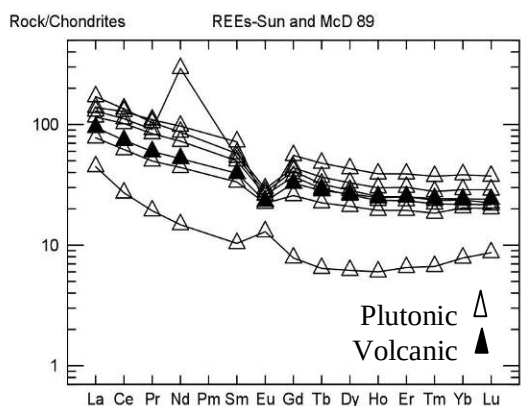
- 1- کانسارهای آهن تیپ اسکارنی (Iron skarn type)
 - 2- کانسارهای آهن تیپ کایرونا (Kiruna type)
 - 3- کانسارهای آهن تیپ المپیک دم (Olympic Dam type)
 - 4- کانسارهای آهن تیپ کلون کوری (Cloncurry type)
- ب) کانسارهای IOCG مرتبط با ماگماتیسیم آلکالن
- 1- کانسارهای آهن تیپ پالابورا (Palaborwa (Palabora type)
 - 2- کانسارهای آهن تیپ بایان ابو (Bayan Obo sub-type)

با توجه به شواهد اظهار شده در بخشهای قبلی، از جمله سنگ درون گیر، کانی شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی، کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج بیشترین شباهت را با کانسارهای آهن تیپ کایرونا دارد.

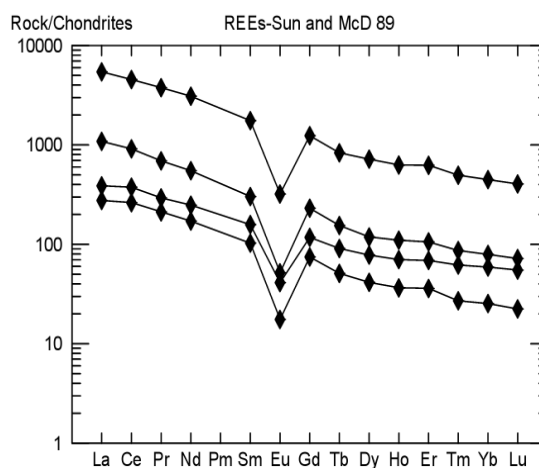
می دهند که این غنی شدگی با شدت آلکالینیته محیط نسبت مستقیم دارد. مطالعات زیادی در مورد تأثیر دگرسانی و دگرگونی بر فراوانی REE صورت گرفته است. به نظر Whitford et al. در سنگهای آذرین که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمالی و دگرگونی قرار گرفته اند، الگو و فراوانی REE در آنها تغییر نمی کند. اما شواهدی وجود دارد که نشان می دهد، REE در طی دگرسانی گرانیته همراه با فرآیندهای هیدروترمال و سوپرژن متحرک است [9، 20 و 22]. بر اساس مطالعات [20] مشخص شد که دگرسانی هیدروترمالی، تأثیر به سزایی بر توزیع عناصر REE دارد و با افزایش نسبت سیال به سنگ و شدت دگرسانی، حلالیت REE افزایش می یابد. این حلالیت باعث افزایش و یا کاهش میزان REE در سیستمهای کانیایی می شود. علاوه بر تأثیر سیالات هیدروترمالی و دگرسانی، دگرگونی درجات بالا (شیست سبز و درجات بالاتر) و فرآیند دیازنز نیز بر توزیع و انحلال REE تأثیری مهم دارند [9].

ژنز کانسارهای تیپ کایرونا

با توجه به مطالعات انجام شده در کانسار سرخه دیزج، سعی شد که ویژگیهای این کانسار با ویژگیهای ذخایر تیپ اکسید آهن آپاتیت دار مقایسه شود. طبق تقسیم بندی [47] ضمن مطالعاتی که بر روی منشأ، نحوه جای گیری و خروج ماگماهای کانسنگی (ore magmas) انجام داده اند، کانسارهای آهن آپاتیت دار را به دو گروه عمده زیر تقسیم کرده اند:



شکل ۲۷. الگوی پراکندگی REE در سنگ درون گیر کانسار سرخه دیزج



شکل ۲۶. الگوی پراکندگی REE در مگنتیت کانسار سرخه دیزج.

این کانسارها از سیالات ماگمایی و هیدروترمالی منشأ گرفته- اند [23 و 37].

ژنز کانسار اکسید آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج

فرآیند تشکیل این گروه از ذخایر براساس فعالیت‌های هیدروترمالی و تفریق ماگمایی است. سیالات جوی نیز در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم می‌شود [38]. کانی‌زایی در این تیپ کانسارها در درون سنگهای آتشفشانی و نفوذی روی می‌دهد. اغلب فلزات موجود در این کانسارها، منشأ ماگمایی دارند [25]. ذخایر غنی در مگنتیت از سیالات ماگمایی غنی در اکسید آهن آپاتیت‌دار (کانسارهای تیپ کایرونا) با دمای بالا و در محیط‌های نیمه‌عمیق تشکیل می‌شوند. آپاتیت و اکتینولیت در این نوع از کانسارها از جمله کانی‌هایی هستند که همراه مگنتیت می‌باشند. فسفر در این کانسارها، باعث پایین آمدن دمای انجماد مگنتیت در ماگما می‌شود که در این صورت، آهن می‌تواند در دماهای پایین به وسیله سیالات حمل شود. وقتی که این سیالات به محیط مناسبی برسند، ترکیبات موجود در خود را ته‌نشت داده و باعث کانه‌زایی می‌شوند. این فرایندها در مقیاس کوچک، به صورت رگه‌ای و برشی (پرکننده فضاهای خالی) در حاشیه توده کوارتزومونزونیت در منطقه Great Bear واقع در کانادا روی داده است.

توده نیمه‌عمیق کوارتزومونزونیت از یک توده عظیم و بزرگ در زیر این منطقه منشأ گرفته و در داخل سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده و در مناطق گسلی و شکستگیها، باعث کانی‌زایی ذخایر غنی از آهن شده است. انتقال سیالات غنی از آهن به سطوح بالاتر در این کانسارها همزمان با تبلور توده نفوذی نیمه‌عمیق صورت گرفته است. سیالات کانی‌ساز در عناصری از جمله Cl ، F و OH غنی بوده‌اند. البته قابل ذکر است که سیالاتی که در ذخایر اکسید آهن آپاتیت‌دار و اکتینولیت غنی بوده‌اند، بیشتر منشأ ماگمایی داشته‌اند و سیالات جوی در تشکیل این کانسار، نقش فرعی داشته‌اند و در مراحل پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم کانه‌زایی شده‌اند [38].

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و مینرالوگرافی، کانسار اکسید آهن - آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج به عنوان کانسار آهن - آپاتیت نوع کایرونا معرفی می‌گردد. در مورد ژنز این کانسار، می‌توان چنین برداشت کرد:

تحول کانسارهای آهن تیپ کایرونا

در مورد منشأ کانسارهای تیپ کایرونا نظرات مختلفی ارائه شده است و فرآیندهای مختلفی را برای تشکیل آنها در نظر گرفته‌اند که از جمله این سازوکارها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد

- 1- پدیده جدا شدن مذاب اکسید آهن اختلاط‌ناپذیر از مذاب غنی از سیلیس، حین سرد شدن ماگما [32].
 - 2- ذوب بخشی یا کامل سنگهای پوسته‌ای غنی از آهن [32].
 - 3- تشکیل این کانسارها به صورت رگه‌ای گرمایی یا جانشینی [26-23].
 - 4- کانسارهای اگزالاتیو- رسوبی [27-31].
- در موارد اول و دوم، انتقال آهن به صورت ماگمای غنی از آهن صورت می‌گیرد و تفاوت اصلی آنها در چگونگی شکل‌گیری ماگما می‌باشد. در موارد سوم و چهارم، انتقال آهن به صورت ترکیبات محلول در سیال بوده و تفاوت اصلی آنها با یکدیگر در چگونگی و مکان ته‌نشینی آهن است [32].

نظرات مختلف ارائه شده در رابطه با ژنز کانسارهای آهن

تیپ کایرونا

در مورد ژنز کانسارهای اکسید آهن آپاتیت‌دار تیپ کایرونا طی صد سال گذشته مطالعات زیادی انجام شده و نظرات مختلفی درباره آن ارائه شده است. مدل‌های اولیه‌ای که ارائه شد، بیشتر بر اساس روابط صحرایی استوار بودند. نخستین منشأیی که برای این کانسارها در نظر گرفته شد، منشأ رسوبی [30] بود که بعدها توسط پژوهشگرانی از جمله [12] به صورت منشأ اگزالاتیو- رسوبی که به صورت رسوبات شیمیایی در یک محیط آتشفشانی- دریایی ته‌نشین می‌شوند، تغییر یافت.

از خاستگاههای دیگری که توسط محققان مختلف برای کانسارهای تیپ کایرونا ارائه شده می‌توان به منشأ ماگمایی [33]، منشأ گرمایی و لکانوژن (Volcanogenic) [34]، متاسوماتیک [23]، منشأ گرمایی [35]، منشأ تبخیری (Evaporitic-Source model) [25] و مدل سیالات ماگمایی و غیرماگمایی [36] اشاره کرد. همچنان که از نظریات بالا مشاهده می‌شود، بحث‌های زیادی در مورد چگونگی تشکیل این کانسارها وجود دارد. محور این بحثها بیشتر بر منشأ هیدروترمالی و ماگمایی بودن آن متمرکز شده است [32]. با این حال، پژوهشهای سالهای اخیر نشان می‌دهد که

همراه کانی سازی رگه - رگچه ای سولفیدی، رگه - رگچه های سیلیسی و کربناتی نیز تشکیل شده اند (شکل 28).

نتیجه گیری

شواهدی از قبیل مشاهدات صحرایی، ژئومتری، ساخت و بافت در مقیاسهای مختلف، سنگ درون گیر، پاراژنز، ژئوشیمی و دگرسانیهایی تشکیل شده در این کانسار، همگی حاکی از آن است که کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه دیزج می تواند در ردیف کانسارهای اکسید آهن آپاتیت دار تیپ کایرونا به شمار آید. بنا به تقسیم بندی که توسط [38] انجام گرفته، ذخایر تیپ کایرونا نیز جزو کانسارهای IOCG قرار می گیرند.

بر مبنای نمودارهای رایج در طبقه بندی سنگهای آذرین، توده نفوذی منطقه سرخه دیزج، عمدتاً شامل کوارتز مونزونیت، مونزونیت و کوارتز سینیت بوده و سنگهای آتشفشانی نیز در گروه تراکیت و تراکی آندزیت قرار می گیرند که ترکیب آکالین داشته و به سمت غنی از پتاسیک گرایش دارند.

مطالعات انجام شده بر روی عناصر نادر خاکی بیانگر غنی شدگی این کانسار از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. الگوی REE آپاتیت، مگنتیت و سنگهای دربرگیرنده، مشابه هم بوده و ارتباطی ماگمایی را بین آنها نشان می دهد. همچنین محتوای REE آپاتیت نسبت به سنگهای دربرگیرنده و مگنتیت بالاتر است. مطالعات ژئوشیمی سنگ درون گیر (توده نفوذی و سنگهای آتشفشانی) و ماده معدنی از لحاظ ژنتیکی با هم قرابت نزدیک و آشکاری دارند.

مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی و همچنین شواهد صحرایی کانسار مورد مطالعه نشان می دهد که کانی سازی در کانسار سرخه دیزج در اثر نفوذ توده نیمه عمیق به داخل سنگهای ائوسن و تبلور آن صورت گرفته است، بدین طریق که توده نیمه عمیق کوارتز مونزونیت از یک توده عظیم و بزرگ در زیر این منطقه منشأ گرفته و در داخل سنگهای ائوسن نفوذ کرده و در مناطق گسلی و شکستگیها، باعث کانی زایی ذخایر غنی از آهن شده است. انتقال سیالات غنی از آهن و فسفر به سطوح بالاتر در این کانسارها همزمان با تبلور توده نفوذی نیمه عمیق صورت گرفته است. سیالات جوی نیز در مراحل

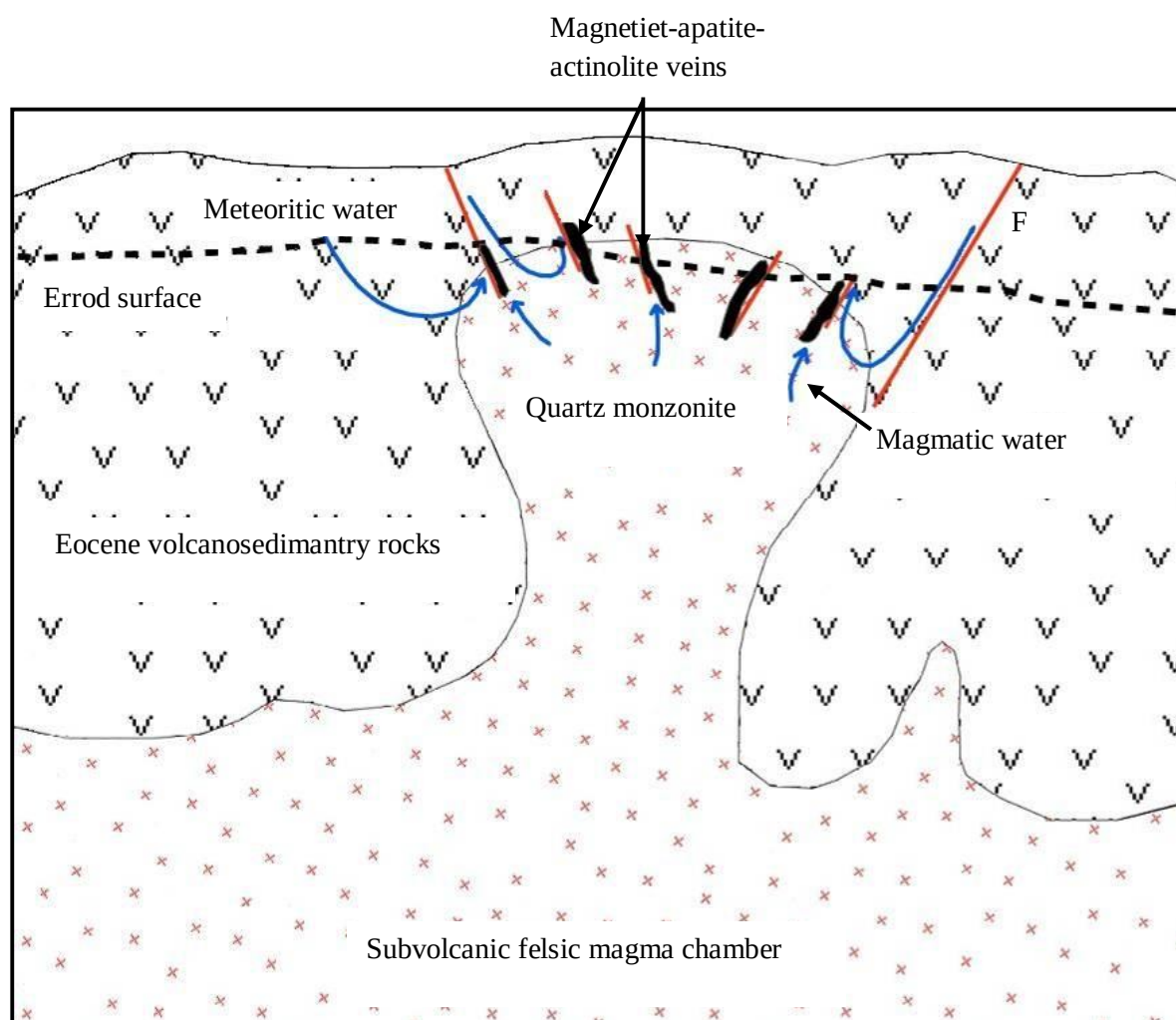
توده نفوذی نیمه عمیق کوارتز مونزونیت سرخه دیزج غنی از آهن، فسفر، عناصر نادر خاکی، فلوئور، کلر و عناصر رادیواکتیو، از طریق دو سیستم گسله با روند NW-SE (منطبق بر امتداد محور تاقدیس موجود در سنگهای ولکانیک میزبان)، در بخشهای بالایی پوسته زمین جایگزین گردیده است.

با شروع انجماد و تبلور ماگما، مواد فرار از مذاب خارج و در سقف آشیانه تجمع یافته اند.

سیالات ماگمایی، پس از جدا شدن از مذاب، به علت داشتن چگالی کمتر از آن، به بخش بالایی توده نفوذی نیمه عمیق صعود کرده و با فشار وارده، باعث شکسته شدن سقف توده نفوذی نیمه عمیق شده اند. در این مرحله، فاز اولیه اکسید آهن به صورت مگنتیت به همراه آپاتیت، داخل شکستگیها را پر کرده و تشکیل رگچه های داربستی را داده است. به دنبال همین مرحله، فاز اصلی آهن - فسفات از ماگما تفکیک شده است. وجود مقادیر بالای Fe و P، مواد فرار مانند H_2O , Cl و به مقداری F، و فوگاسیته بالای اکسیژن در مذاب اولیه باعث جدایش این سیالات و تحرک آن شده است. بنابراین، سیالات ماگمایی حامل آهن - فسفات صعود کرده و رگه های آهن آپاتیت دار را به وجود آورده اند.

همزمان با جایگزینی توده معدنی در سنگهای میزبان به علت افزایش مواد فرار، متاسوماتیسم از جمله فلدسپات پتاسیم و اکتینولیتی شدن در محدوده معدنی رخ داده و در مراحل بعدی کانی زایی (به احتمال زیاد بعد از کانی زایی) کانیهایی نظیر کلریت، کوارتز، کلسیت و اپیدوت تشکیل شده اند (البته قابل ذکر است که تشکیل دگرسانی پتاسیک را در اکثر نقاط دنیا نظیر حوضه بافق، مربوط به مراحل قبل از کانی زایی تا کانی زایی می دانند).

به دنبال مراحل قبلی، با افزایش مقادیر سولفور طی فاز سولفیدی، تحت تأثیر سیالات ماگمایی با دمای پایین، کانی سازی سولفیدی به صورت پراکنده، باعث تشکیل کانیهایی از جمله پیریت، کالکوپیریت و بورنیت در زمینه کانسنگ اکسیدی اولیه شده است. طی فاز تأخیری، کانی سازی سولفیدی به صورت رگه - رگچه ای در داخل شکستگیهای کانسنگ اولیه و توده نفوذی نیمه عمیق محدوده کانسار تشکیل شده است. یادآوری می شود که در این مرحله به



شکل 28. مدل شماتیک نحوه تشکیل کانسار اکسید آهن آپاتیت دار سرخه‌دیزج با استفاده از [38] با تغییرات جزئی.

oxide copper-gold and related deposits: A global perspective, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, (2002) 303-320.

[3] Karimzadeh Somarin, A., "Marano volcanic rocks, East Azarbaijan province, Iran", and associated Fe mineralization. Journal of Asian Earth Sciences, v. 24, (2004) 11-23.

[4] سامانی بهرام، چن‌زوئی گواسوتائو، نائوگوان، "زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چین‌نگاری، ماگماتیسیم و دگرگونی"، فصلنامه علوم زمین، شماره 1382.10، صفحات 63-40.

پایانی تشکیل کانسار وارد سیستم کانه‌زایی شده و در تشکیل این کانسار نقش فرعی را ایفا کرده‌اند.

مراجع

[1] قربانی، م.، "دیباجه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران" 1381.

[2] Daliran F., "Kiruna type iron oxide-Apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites"; in Porter, T.M (ed), Hydrothermal iron

- [19] Humphris, S E., "The mobility of the rare earth element in the crust. In: P.Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry*". Development in geochemistry, 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) 317- 373.
- [20] Alderton, D.H.M., Pearce J.A. Potts P.J., "Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from southeast England". Earth Planet. Sci. Lett, (1980) 149-165.
- [21] Corriveau, L., "Iron oxide copper gold deposits: A Canadian perspective, in Goodfellow, W., ed., *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, (2007) 307-328.
- [22] Humphris, S.E., "The mobility of the rare earth element in the crust. In: P. Henderson (editor), *Rare earth element geochemistry. Development in Geochemistry*," 2. Elsevier, Amsterdam, (1984) 317- 373.
- [23] Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., "Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits. *Precambrian research*", (1992) no. 58, 241-287.
- [24] Borrok, D.M., Kesler, S.E., Boer, R.H., Essene, E.J., "The Vergenoeg magnetite-fluorite deposit, South Africa: Support for a hydrothermal model for massive iron oxide deposits"; *Econ Geol*, (1998) no. 5, 564-586.
- [25] Barton, M.D. Johnson, D.A., "An evaporitic- source model for igneous- related Fe oxide (REE- Cu- Au- U) mineralization". *Geology*, (1996) 259-262.
- [26] Oreskes, N., Hitzman M.W., "A model for the origin of Olympic Dam-type deposits"; in *Mineral Deposit Modeling*, Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., (eds) Geological Association of Canada, (1993) 615-633.
- [27] Jami, M., Dunlop, A.C, Cohen, D, R., "Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran". *Economic Geology*, (2007) 1111-1128
- [28] Daliran, F., Stosch, H.-G., Williams, P. "Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE-apatite deposits and "apatites" of the Bafq District, Central-East Iran, in Andrew", C.J. et al., eds, *Digging*
- [۵] امینی، ب. "نقشه زمین‌شناسی طارم با مقیاس 1:100000". بازنگری و استاندارد از نقشه هیرایاما و همکاران، سازمان زمین‌شناسی کشور، (1379).
- [6] نباتیان، ق.، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آپاتیت‌دار سرخه‌دیزج، جنوب‌شرق زنجان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس (1378).
- [7] موید، م.، "بررسی پترولوژیکی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین". رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (1380).
- [8] رحمانی، ش.، عابدیان ن.، مختاری س.ع.ا.، "زمین‌شناسی و ژنز کانسارهای اکسیدهای آهن آپاتیت زون طارم (زنجان)". بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور (1383).
- [9] Lottermoser B.G., "Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes". *Ore Geology Review*, (1992) 25-41.
- [10] Kerr, ID., "Mineralogy, chemistry and hydrothermal evolution of the Pea Ridge Fe-oxide-REE deposit, Missouri", USA. MSc thesis (unpubl), Univ Windsor, Ontario, (1998) 112p.
- [11] Frietsch, R., Perdahl J.-A., "Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore type" *Ore Geology Reviews*, (1995) 489-510.
- [12] Parak, T., "The origin of the Kiruna iron ores". *Sver. Geol. Unders.*, (1975) 709, 209.
- [13] Hughes J.M., Cameron, M. Mariano, A.N., "Rare earth elements ordering and structural variation in natural rare earth bearing apatites" *Am. Mineral.*, (1991) 1165-1173.
- [14] Wilson, M., "Igneous petrogenesis, Global tectonic approach," Unwin, Hyman, (1991) 466.
- [15] Hess, P.C., "Origin of igneous rocks". Harvard University Press, (1989) London. 336p.
- [16] Frietsch, R., "On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type", *Eco. Geo.* (1978) 478-485.
- [17] Ferdholm, K.A., "Bergarter och malmer I Lousavaara och Kirunavaara [Rock1 and ores at Lousavaara and Kirunavaara]: *Geologiska Feroninges I Stockholm Forhanandlingar*", (1981) 266-270.
- [18] Appel, P.W.U., "Rare earth element in the early Archaean Isua iron-formation, west Greenland". *Precambrian Res.*, (1983) 243-258.

- [38] Gandhi, S.S., Bell, R.T., "Kiruna/Olympic Dam-type iron, copper, uranium, gold-silver"; in *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*, (ed.) O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair, and R.I. Thorpe; geological survey of Canada, Geology of Canada, (1996) 513-522 (also Geological Survey of America, the Geology of North America)
- [39] Gandhi, S.S., "An overview of the Fe oxide-Cu-Au deposits and related deposit types": CIM Montreal 2003 Mining Industry Conference and Exhibition, Canadian Institute of Mining (2003), Technical Paper, CD-ROM.
- [40] Gandh, S.S., "Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts": IAVCEI General Assembly 2004, Pucon, Chile (2004a), CD-ROM, Abstracts 01a_pt_169.
- [41] Whitford, D.J., Korsch M.J., Porritt P.M. Craven, S.J, "Rare-earth element mobility around the volcanogenic polymetallic massive sulfide deposit at Que River, Tasmania, Australia". *Chem. Geol.*, (1988) 105-119.
- [42] Hunson, G.N., "Rare earth element in petrogenic studies of igneous system". *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, (1980) 731-406.
- [43] Streckeisen, A. "Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks". (1979).
- [44] Irvine, T.N. Baragar, W.P.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks": *Canadian Jour, of Earth Scien.*, (1971)
- [45] Chappell, B.W., White, A.J.R., "Two contrasting granite types". (1974) 46. Cox D. P. (1979) 234, 863.
- [47] Naslund, H.R., R. Aguirre, F.M. Dobbs, F.J. Henríquez, J.O. Nyström. "The origin, emplacement, and eruption of ore magmas". (2000).
- [48] Maniar, P.D. Piccoli, P.M. "Tectonic environment of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*", (1989).
- [49] Shand, S.J., "Eruptive Rocks": *New York*, (1951).
- Deeper, *Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting Dublin* (2007) 1501-1504.
- [29] Daliran, F., Stosch, H.-G., Williams, P., "Lower Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-central Iran, in Corriveau, L. and Mumin, A.H., eds., *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*": Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division Short Courses Volume x, (2008) 143-155.
- [30] Daliran, F., "Kiruna type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites; in Porter, T.M (ed), *Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits*": A global perspective, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, (2002) 303-320.
- [31] Parak, T., *Phosphorus in different type of ore, sulfides in the iron deposits, and the type and origin of ores at Kiruna*. *Econ. Geol.* (1985) 646-665.
- [32] Naslund, H.R., Aguirre, R., Dobbs, F.M., W. Henriquez, F., Nystrom, J.O., "The origin in placement and eruption of ore magmas", Internet. (2000).
- [33] Frietsch, R., "On the chemical composition of the ore breccia at Luoassavaara, northern Sweden": *Mineralium Deposita*, (1982) 239-243.
- [34] Lundbohm, H., Backstrom H., "Geology of the Kirunavaara district *Geologisks Foreningensi Stockholm Forhandlingar*", (1989) 63-74.
- [35] Bookstrom, A.A., "Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: ore texture and magnetite geochemistry-A Discussion", *Econ. Geol.*, (1995) 469-472.
- [36] Barton, M.D. Johnson, D.A., "Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems". SEG 2004: Predictive Mineral Discovery Under Cover. Centre for Global Metallogeny, Spec. Pub. 33, the University of Western Australia (2004) 112-116.
- [37] Hitzman, M.W. "Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why"; in Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, Australian Mineral Foundation. Adelaide (2000) 9-25.



مطالعات کانی شناسی و سیالات درگیر در کانسار مس - طلا کالچویه، شرق اصفهان

رضوان مهوری^۱، رضا شمسی پور، باقری، موسی نقره ئیان، محمد علی مکی زاده

دانشگاه اصفهان، گروه زمین شناسی

دریافت مقاله: 1388/3/13، نسخه نهایی 1388/6/2

چکیده

کانسار مس - طلا کالچویه در 110 کیلومتری شرق اصفهان و در داخل سنگهای آتشفشانی و آذر آواری ائوسن واقع شده است. توفهای ماسه‌ای و گدازه‌های آندزیتی بیشتر حجم این مجموعه را به خود اختصاص داده‌اند. کانی‌سازی در منطقه به شکل رگه‌ای و رگچه‌ای بوده و گانگ اصلی کانی‌سازی، کوارتز می‌باشد. کانیهای فلزی اصلی شامل کالکوپیریت، کالکوسیت، گالن و کانی‌های هوازده شامل گوتیت، اکسیدهای آهن، مالاکیت و آزوریت می‌باشند. بررسیهای انجام شده در این منطقه حاکی از آن است که کانی‌سازی فلزی کالچویه از نوع کانسارهای کم سولفید کوارتز رگه‌های گرمابی است و نتایج مطالعات دماسنجی بر روی کانیهای کوارتز، نشان‌دهنده وجود محلول با دمای کم تا متوسط و قدرت کم کانی‌سازی است.

واژه‌های کلیدی: ائوسن، سیالات درگیر، مس، طلا، کالچویه.

مقدمه

لوزونیت و کوولیت) و توسط سیالات اسیدی غنی از گوگرد تشکیل می‌شود. اما نوع سولفیداسیون پایین دارای کانیهای سولفیدی کم بوده و نسبت گوگرد به فلز پایین است. این نوع کانسارهای اپی ترمال از سیالات تقریباً خنثی تا کمی قلیایی و فقیر از گوگرد ایجاد می‌شوند [2].

مطالعات قبلی

مطالعات زیادی بر روی سنگهای آتشفشانی در محدوده مورد مطالعه صورت گرفته‌است که می‌توان به موارد زیر اشاره نمود: این مجموعه در نقشه زمین شناسی 1:250000 ناپین و 1:100000 کجان که از سوی سازمان زمین‌شناسی ایران منتشر گردیده قرار گرفته است. توده‌های نفوذی موجود در محدوده مورد مطالعه که جزئی از کمربند توده نفوذی نطنز - بزمان است و کمربند توده نفوذی مذکور در زون ارومیه - دختر مورد مطالعه قرار گرفته است [3]. سنی که پورحسینی برای این توده‌ها مناسب می‌داند الیگومیوسن می‌باشد.

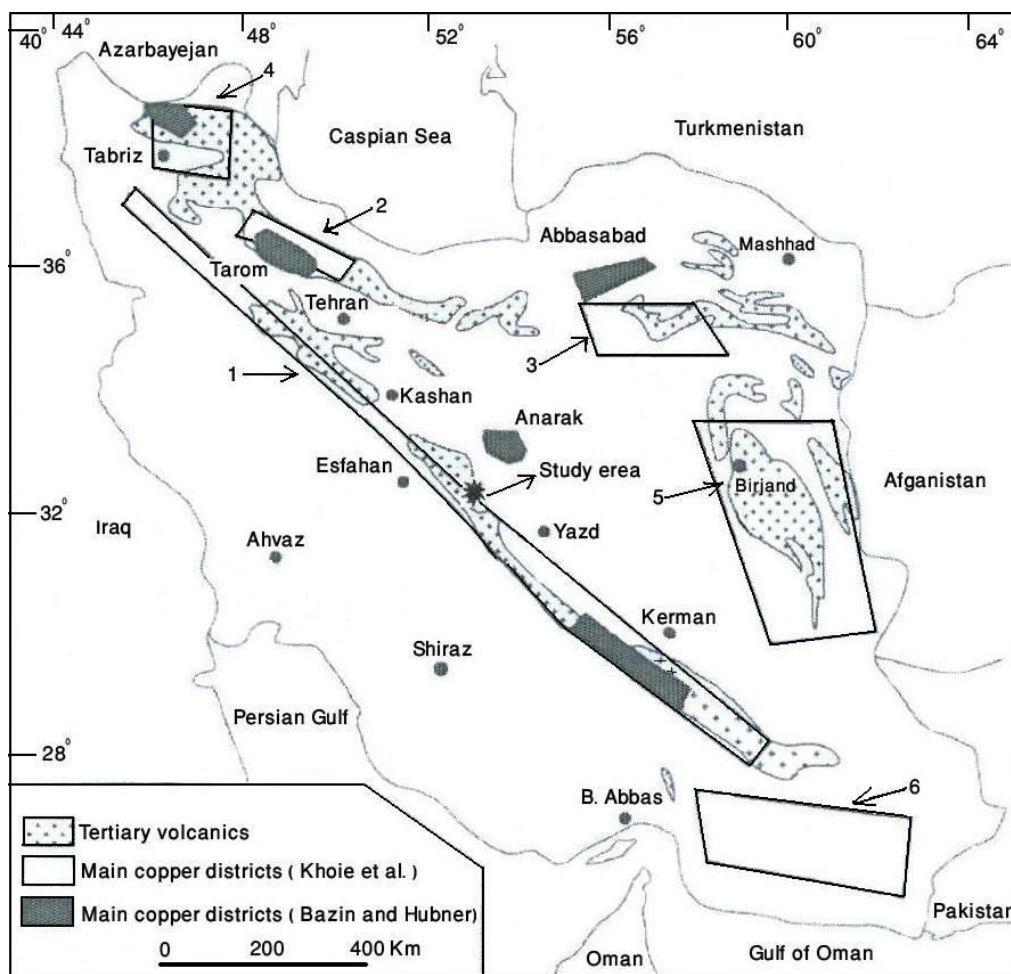
ایران در کمربند مس تتیان^۱ قرار گرفته است. بازین^۲ و هوبنر^۳ [1] پیشنهاد کرده‌اند که کانسارهای مس ایران در شش منطقه یا زون جغرافیایی رخ داده است که عبارتند از: 1- زون آتشفشانی ارومیه - دختر 2- زون البرز باختری 3- زون کویر - سبزواری 4- زون سبلان 5- زون لوت 6- زون مکران (شکل 1) [1].

زون آتشفشانی ارومیه - دختر مهمترین زون کانسار سازی مس است و میزبان کانسارهای مهم مس پورفیری میدوک و سرچشمه می‌باشد که البته این دو کانسار در ارومیه - دختر جنوبی (کرمان) قرار گرفته‌اند [1].

کانسارهای طلا به صورت سیزده تیپ مختلف قابل بررسی هستند که از جمله آنها به نوع اپی ترمال می‌توان اشاره کرد. طلای اپی ترمال خود به دو نوع سولفیداسیون بالا و پایین تقسیم می‌شوند. تیپ سولفیداسیون بالا حاوی کانیهای سولفیدی فراوان بانسبت گوگرد به فلز بالا (مثل انارژیت،

- 1- Tethyan copper belt
- 2- Bazin
- 3- Hubner

^۱ مسئول مکاتبات r.mehvary@gmail.com



شکل 1. زونهای اصلی کانسارسازی مس در ایران. کانسارهای مس ایران در شش منطقه یا زون جغرافیایی رخ داده است که عبارتند از: 1- زون آتشفشانی ارومیه- دختر 2- زون البرز باختری 3- زون کویر- سبزوار 4- زون سبلان 5- زون لوت 6- زون مکران.

پروپلیتیک عبارتند از: اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، کلریت، کلسیت، آلبیت و پیریت. در این نوع آلتراسیون اکسیدهای آهن، سرسیت و کائولن به مقدار جزئی یافت می‌شوند [9].

این پژوهش به منظور شناسایی کانیه‌های فلزی ایجاد شده در منطقه، تعیین پتانسیل کانی‌سازی و دمای تشکیل کانیه‌های فلزی توسط محلولهای هیدروترمال انجام شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در 110 کیلومتری شرق اصفهان واقع شده است. این منطقه دارای مختصات جغرافیایی به طول $52^{\circ}55'$ شرقی و عرض جغرافیایی $32^{\circ}33'$ می‌باشد (شکل 2).

سنگ‌شناسی سری آتشفشانی شمال گاوخونی در نقشه مذکور، بازالیت و پیروکسن آندزیت نئوژن، آندزیت و توف در زمینه پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و دگرگونیهای وابسته منطقه نایین در قالب پایان نامه‌های کارشناسی ارشد پژوهشهایی انجام شده است [6,5]. تنوع ترکیب سنگ‌شناسی واحدهای موجود در منطقه و فراوانی سنگهای حدواسط تا اسیدی با ترکیب ماگمایی کالکو آلكالین از ویژگیهای این منطقه است [7,6].

بر روی دگرسانیهای موجود در منطقه در قالب رساله دکتری مطالعاتی انجام شده است [8]. از جمله دگرسانیهای موجود در محدوده کانسار مورد مطالعه می‌توان به دگرسانی پروپلیتیک و سیلیسی اشاره نمود. کانیه‌های مهم دگرسانی

منطقه اتفاق افتاده و سیلیس زایی در واحدهای سنگ‌شناسی منطقه به شکل رگه و رگچه به صورت شکافه پرکن می‌باشد.

روش مطالعه

در ابتدا به منظور شناخت مقدماتی منطقه مورد مطالعه، نقشه زمین‌شناسی 1:250000 نایین مورد بررسی قرار گرفت. برای شناخت بیشتر منطقه در چند نوبت بازدیدهای صحرایی صورت گرفت و نمونه‌برداریهای سیستماتیک از منطقه با استفاده از GPS انجام پذیرفت. از تعدادی نمونه‌ها به منظور سنگ‌شناسی سنگهای در برگیرنده کانسار مس مورد مطالعه و تعیین دگرسانیهای موجود در منطقه مقاطع نازک تهیه گردید که با میکروسکپ قطبشی پلاریزان Olympus با نور عبوری مدل BH2 مورد مطالعه قرار گرفتند.

تعدادی مقطع صیقلی نیز به منظور شناسایی کانیهای فلزی تشکیل‌شده در منطقه تهیه گردید که توسط میکروسکپ پلاریزان Olympus با نور انعکاسی مدل BX60 مورد مطالعه قرار گرفت. از نمونه‌های کوارتز موجود در منطقه مورد مطالعه به منظور مطالعه میانبرهای سیال در ابتدا مقطع نازک تهیه گردید و با توجه به حضور میانبرهای سیال، از آنها مقاطع دوبرصیقل یا ویفر تهیه نمودیم و در حدود 90 نمونه مورد آزمایش گرمایش قرار گرفتند و با استفاده از نرم افزار Excel 2003 نمودار هیستوگرام داده‌های گرمایش نسبت به فراوانی رسم گردید.

بحث

ناحیه مورد مطالعه بخشی از نقشه 1:250000 نایین می‌باشد که بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌ساختاری، در بخش غربی زون ایران مرکزی یا زون ارومیه - دختر قرار دارد. واحدهای سنگ‌شناسی منطقه به صورت گدازه و آذرآواری مشاهده می‌شوند و عمدتاً دارای ترکیب حدواسط هستند. واحدهای گدازه‌ای اغلب از نوع پیروکسن آندزیت می‌باشند و واحدهای آذرآواری اغلب از نوع توفهای ماسه‌ای هستند.

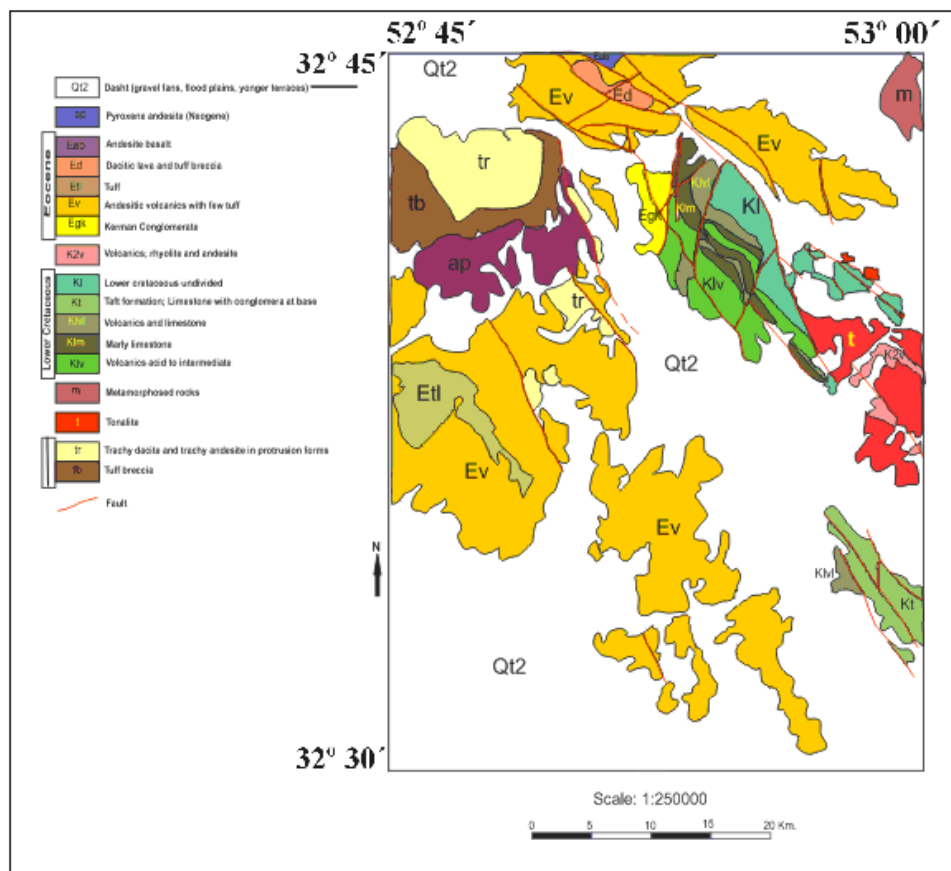
کانی‌سازی سولفیدی در منطقه به صورت رگه و رگچه اتفاق افتاده که در واحدهای آذرآواری و آتشفشانی ائوسن ایجاد شده‌اند. این رگه و رگچه‌های حاوی فازهای سولفیدی احتمالاً مربوط به فاز کششی پیرنه می‌باشند و در واقع مجراهایی برای هدایت محلولهای هیدروترمال هستند. واحدهای سنگی

کانسار کالچویه از لحاظ زمین‌ساختاری در زون ارومیه - دختر واقع شده است. از نظر لیتولوژی عمدتاً از سنگهای آتشفشانی و آذرآواریهای وابسته به آن تشکیل شده است. قدیمی‌ترین سنگهای منطقه متعلق به سازند سلطانیه است که شامل دولومیت، ریولیت، شیل و آهک با میان لایه‌هایی از چرت می‌باشد. در این منطقه سنگهای کرتاسه مهمترین رخنمون سنگهای مزوزوئیک منطقه را تشکیل می‌دهند که شامل سازند تفت می‌باشد و دارای واحدهای سنگ آهک، آهک مارنی و کنگلومرای قاعده‌ای است. کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه (کنگلومرای کرمان) در جنوب شرقی شیراز کوه در شرق منطقه مورد مطالعه به مقدار کم بیرون‌زدگی دارد.

کرتاسه زیرین شامل سنگهای آذرین بیرونی متوسط تا اسیدی مانند آندزیت و داسیت بوده که به صورت بین چینه‌ای با آهکهای کرتاسه قرار گرفته‌اند. کرتاسه فوقانی شامل ریولیت، داسیت و آندزیت همراه با میان لایه‌هایی از آهک پلاژیک است.

سنگهای دوران سوم شامل ولکانیک‌های بازالتی مربوط به ائوسن در کوه سرو، کوه داپار و کوه حیدرآباد با روند جنوب شرق - شمال غرب رخنمون دارند [5]. در دوره الیگومیوسن فعالیت‌های ماگماتیسمی که در منطقه رخ داده، موجب تشکیل توده‌های نفوذی شده‌است. گسترش این توده‌ها به شکل غربی - شرقی به طول تقریبی 20 کیلومتر و عرض 3 کیلومتر است. ترکیب این توده‌های نفوذی عمدتاً تونالیتی بوده و ترکیبات دیگر این توده‌های نفوذی شامل اپی‌دیوریت، دیوریت، آمفیبول دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشد. محل قرارگیری این توده‌های نفوذی در امتداد توده‌های نفوذی نطنز - بزمان است.

تشکیلات سنوزوئیک بر اثر حرکات زمین‌ساختی و فازهای مهم کوه‌زایی چین خورده‌اند. سنگهای آتشفشانی متشکل از گدازه‌ها و توف‌ها می‌باشند. توف‌ها از نوع ماسه‌ای می‌باشند و به رنگ سبز دیده می‌شوند. از ویژگی توف‌ها در این منطقه وجود کوارتز، فلدسپات آلکالن، شیشه و اکسیدهای آهن است. روانه‌های گدازه‌ای منطقه اغلب از پیروکسن آندزیت می‌باشند که در اثر فازهای کوه‌زایی پیروکسن‌ها خرد شده‌اند. در این منطقه واحدهای سنگ شناسی اغلب تجزیه شده‌اند به این صورت که فلدسپات‌های آلکالن به کانیهای رسی تبدیل شده‌اند، همچنین دگرسانی پروپلیتیک به شکل فراگیر در



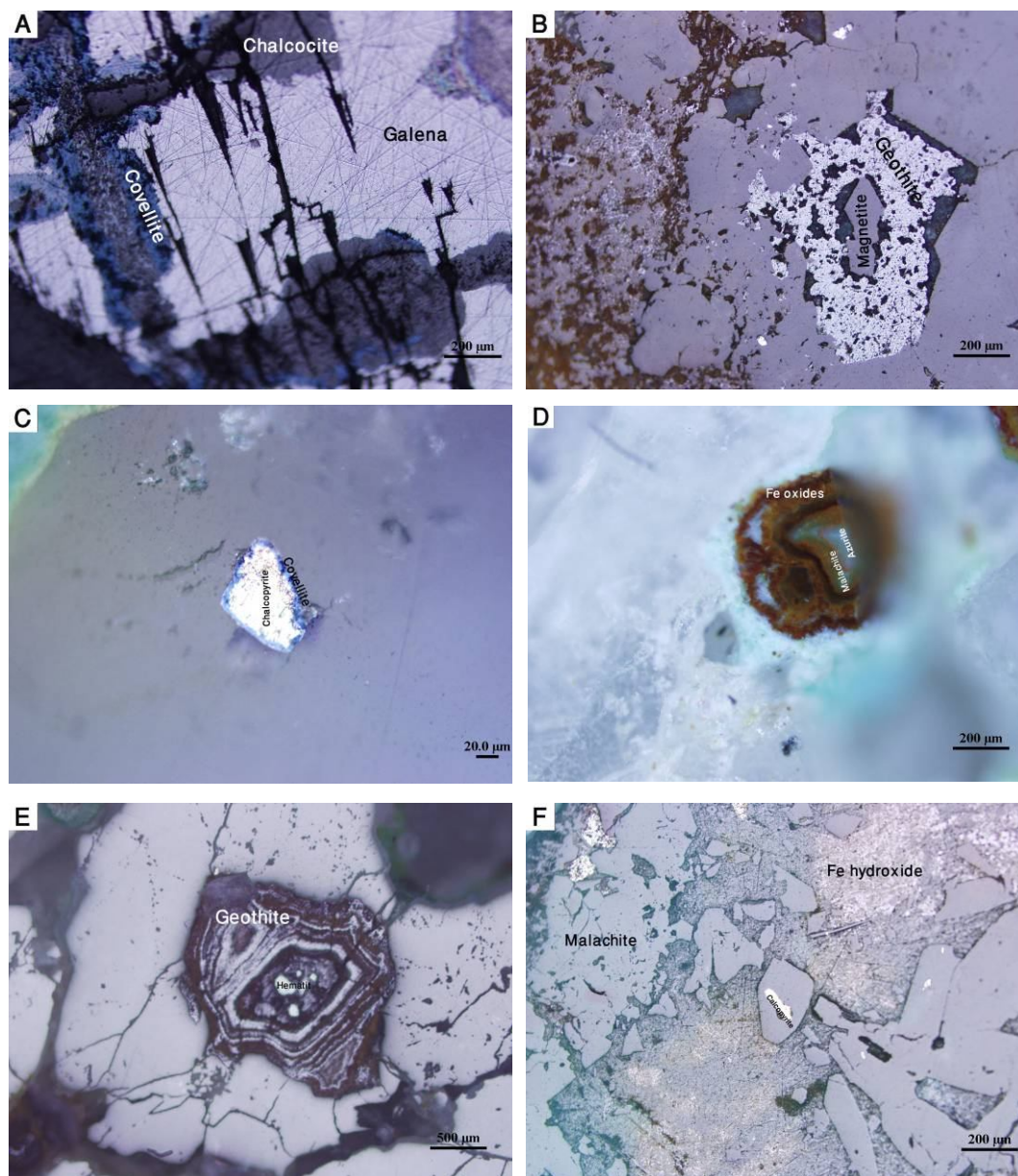
شکل 2. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه نائین با مقیاس 1:250000 با اندکی تغییرات.

می شود و کانه زایی سوپرژن سولفیدی عمدتاً شامل کولیت و کالکوسیت می باشد. کالکوپیریت به صورت یک کانی باقی مانده (اولیه) در رگه های کوارتز مشاهده می شود که معمولاً به وسیله کولیت، کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن جانشین می شود. این کانیها به صورت یک حلقه واکنشی اطراف کالکوپیریتها قرار می گیرند. در طی فرآیند اکسیداسیون مقداری از آهن در شبکه بلوری کالکوپیریت بوده و به شکل دانه های جدا از هم گوتیت آزاد شده و در محل کالکوپیریت اولیه سولفید مس (کولیت) ایجاد می گردد. این کالکوپیریتها به صورت بسیار ریز در متن سنگ پراکنده اند و بافت افشان از خود نشان می دهند (شکل F 3). کولیت به صورت حلقه واکنشی در اطراف کالکوپیریت (شکل C 3). کالکوسیت و گالن قرار دارد و از حاشیه در حال خوردن کالکوپیریت، کالکوسیت

در برگیرنده منطقه کانی سازی شده تحت تاثیر دگرسانی پروپلیتیک قرار گرفته اند. کانیهای این دگرسانی عبارتند از اپیدوت، کلریت، کربنات، کانیهای رسی و به مقدار کم سرسیت.

گسلها در منطقه حرکات ضربانی و نبضی داشته اند و کوارتزها با ساختهای شانه ای، رگه ای و برشی ایجاد شده اند. توده های نفوذی جوانتر (اولیگو میوسن) با ترکیب عمدتاً تونالیتی که کانسار سازی احتمالاً در ارتباط با آنها می باشد، دیده می شود. مطالعات مینرالوگرافی بر روی زون های کانی سازی شده، نشان دهنده دو مرحله کانه زایی است.

کانی سازی اولیه (هیپوژن) دارای دو فاز اکسیدی مگنتیت و سولفیدی کالکوپیریت و گالن است. در کانی سازی ثانویه فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت، و دیگر هیدروکسیدهای آهن



شکل 3. تصاویر میکروسکوپی از مقاطع صیقلی. A: پاراژنز گالن، کالکوسیت و کوولیت و کشیدگی رخهای گالن در اثر تنشهای تکتونیکی B: تبدیل مگنتیت به گوتیت C: تبدیل کالکوپیریت به کوولیت از حاشیه D: افتادگی یک سمت کانه‌ها در مقطع نسبت به طرف مقابل در اثر تنشهای تکتونیکی E: تبدیل هماتیت به گوتیت F: تجزیه کالکوپیریت وتشکیل ملاکیت و باقی‌مانده‌هایی از کالکوپیریت به صورت افشان.

در اثر عملکرد سیالات جوی به علت افزایش سطح تماس و نقاط تضعیف شده حاصل از تنشهای تکتونیکی از طرف دیگر و حضور کربنات که ممکن است حتی در آبهای جوی به صورت محلول موجود باشد، شرایط را برای ایجاد کانیهای موجود در قسمتهای تحتانی کانی‌سازیهایی مس یعنی ملاکیت و آزوریت ایجاد نموده است. این دو کانی کربنات‌های آبدار مس می‌باشند که همراه با هیدروکسیدهای آهن در

و گالن می‌باشد. گوتیت یک هیدروکسید آهن است که حالت زونه‌ای از خود نشان می‌دهد که از آب‌گیری اکسیدهای آهن مثل هماتیت و مگنتیت ایجاد می‌شود (شکل 3B, 3E) و حضور آن نشان‌دهنده محیط هیدروترمال است. کالکوسیت از حاشیه‌ها تبدیل به کوولیت می‌گردد و در واقع منشأ اولیه آن کالکوپیریت بوده است. پیرولوویت به صورت انشعابات درختی بر سطح سنگهای دربرگیرنده رگه‌های کوارتز مشاهده می‌شود.

اطراف کالکوپیریت‌ها قرار گرفته و در داخل شکستگی‌ها ایجاد شده‌اند و رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه را نشان می‌دهند. مطالعات میکروسکپی نشان‌دهنده تأثیرپذیری کانه‌ها از عوامل تکتونیکی است، چنانچه کشیدگی رخهای مثلثی گالن (شکل 3A) در یک جهت و همچنین افتادگی قسمتی از کانه‌ها نسبت به طرف مقابل (شکل 3D) آن می‌تواند حاکی از تنشهای تکتونیکی بعد از کانه‌زایی نیز باشد. وجود طلا همراه با کانی‌سازی در بررسیهای میکروسکپی مشاهده نگردید اما آنالیزهای انجام شده به روش ICP-MS بر روی رگه‌های سیلیسی وجود طلا در حد چند پی‌پی‌ام را نشان می‌دهند.

پتروگرافی میانبارهای سیال

در مطالعه سیالات در گیر با توجه به شواهد پتروگرافی، سیالات درگیر عمدتاً اولیه (شکل 4A) و به مقدار کم نیز سیالات درگیر ثانویه مشاهده می‌شوند. سیالات درگیر اولیه که با فاصله زیاد از یکدیگر قرار دارند، نسبتاً بزرگ هستند و تقریباً شکل‌دار هستند و سیالات درگیر ثانویه که با فاصله کم از یکدیگر قرار دارند، خیلی کوچک هستند و سطوح بلوری، بلورهای کوارتز را قطع می‌نمایند. سیالات درگیر اولیه در تمام نمونه‌ها دارای دو فاز ترکیبی مایع و گاز می‌باشند و فازهای جامد و سخت در این سیالات درگیر وجود ندارند. مطالعات میانبارهای سیال حاکی از این است که بیشتر میانبارهای سیال دارای ابعاد بزرگ و حتی بعضاً دارای طولی حدود 60 میکرون می‌باشند و اغلب دارای درجه پرشدگی بالایی می‌باشند. ازدیاد این نوع میانبارها مبین آن است که کانی‌سازی در این منطقه توسط محلولهای هیدروترمالی صورت گرفته و دمای کانی‌سازی نیز بالا نبوده است. این نوع میانبارهای سیال در هنگام آنالیز گرمایش سریعاً همگن می‌شوند. نوع دیگر از میانبارهای سیال مشاهده شده در منطقه درجه پرشدگی کمتری دارند، این نوع میانبارها می‌توانند نشانگر عمل جوشش در سیالات کانه ساز در هنگام کانه‌سازی باشند. در هنگام جوشش کاهش ناگهانی دمای سیالات کانه‌ساز را خواهیم داشت. در اثر این عمل، پایداری کمپلکس‌های حامل فلزات کمتر می‌گردد و ته‌نشست ناگهانی کانه‌ها در یک مقیاس کوچک اتفاق می‌افتد. مورفولوژی میانبارها متغیر است و این می‌تواند تا حدی توسط خواص بلورشناسی کنترل گردد. چنانچه بعضی از میانبارهای سیال

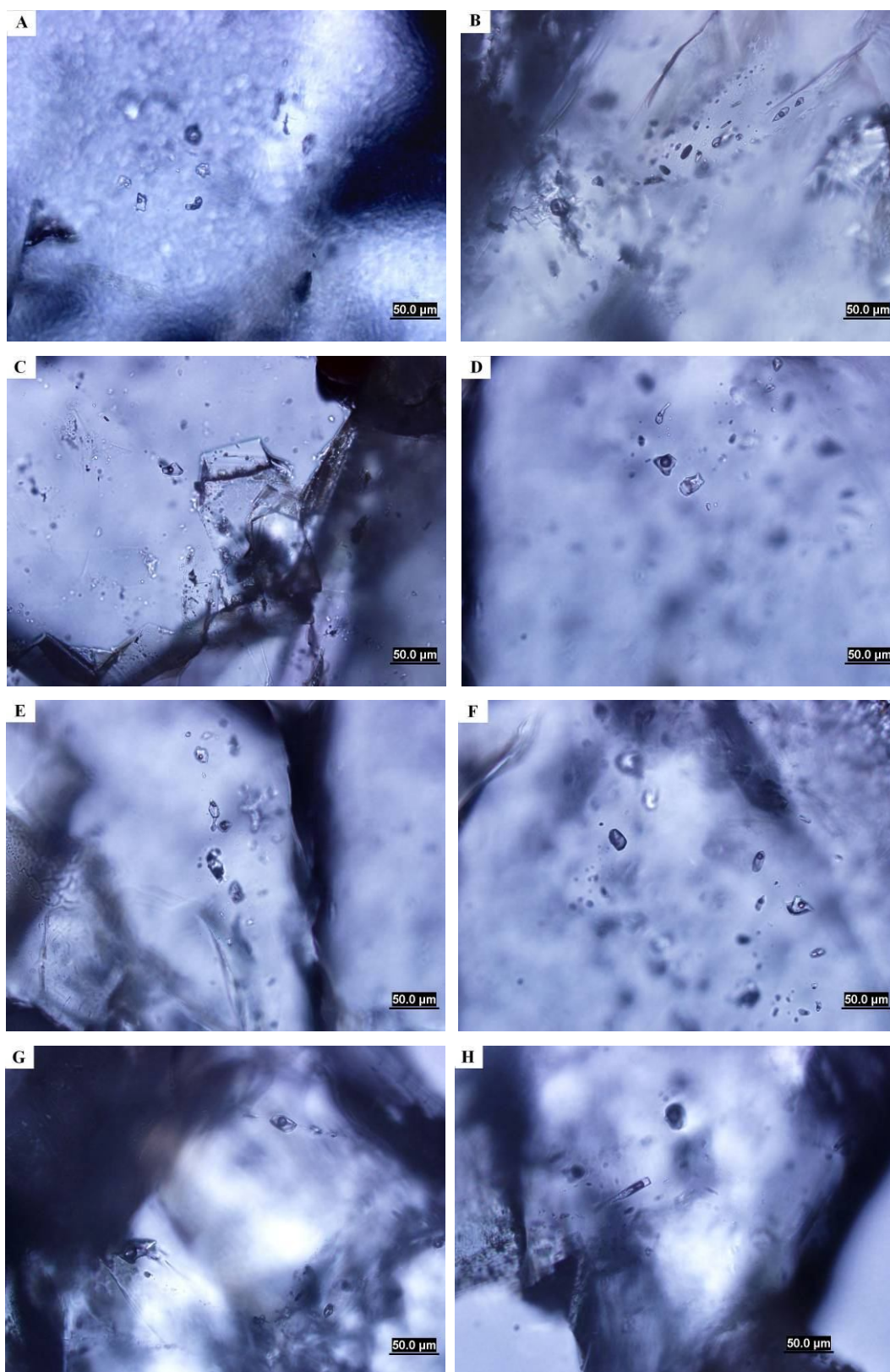
مورد مطالعه دارای شکل بلوری منفی هگزگونالی کوارتز می‌باشند. به علت اینکه این نمونه‌ها مربوط به کانی کوارتز می‌باشند (شکل 4C)، بعضی نیز دارای شکل کروی می‌باشند و همچنین اشکال پهن و کشیده نیز در بین میانبارهای سیال، مشاهده می‌گردد (شکل 4F). با توجه به این‌که منطقه تحت تاثیر تنشهای تکتونیکی قرار داشته، میانبارهای سیال به صورت ثانویه نیز در محل درزه‌ها تشکیل شده‌اند که به صورت تک فازی مایع می‌باشند و دمای پایین‌تر از 100 درجه را نشان می‌دهند و برای مطالعات حرارت سنجی مناسب نیستند. میانبارهای با شکل کشیده (شکل 4B، 4H) نیز می‌تواند نشان‌دهنده تنشهای تکتونیکی حاکم بر منطقه باشند. میانبارهایی نیز دارای شکل هندسی منظم به صورت مستطیلی و مثلثی شکل نیز در بین میانبارها وجود دارد (شکل 4G، 4D). در پتروگرافی‌های انجام شده از میانبارهای سیال فازهای CO₂ مایع و هیدروکربورهای مایع مشاهده نگردید و همچنین اثری از فازهای جامد مثل هالیت، سیلویت و... نیز مشاهده نگردید و این موضوع بیانگر این حقیقت است که میزان شوری سیالات کانی‌ساز در این منطقه کم است. در یک نمونه از میانبارهای سیال منطقه آثار فاز جامد فلزی مشاهده گردید که مربوط به اکسیدهای آهن (هماتیت) است.

در بعضی از میانبارهای سیال نیز پدیده باریک شدگی (شکل 4E) مشاهده می‌گردد و اصولاً این پدیده در میانبارهایی که بزرگ، تخت و نامنظم هستند تعادل مجدد به تقسیم آن به میانبارهای کوچکتر و در امتداد خاصی منجر می‌گردد که به آن گردن‌یافتگی می‌گویند و تشخیص این پدیده مهم است زیرا می‌تواند باعث خطا در دمای به‌دست‌آمده برای فرآیند همگن‌شدگی گردد، زیرا شرایط اولیه این‌گونه میانبارها تغییر می‌کند.

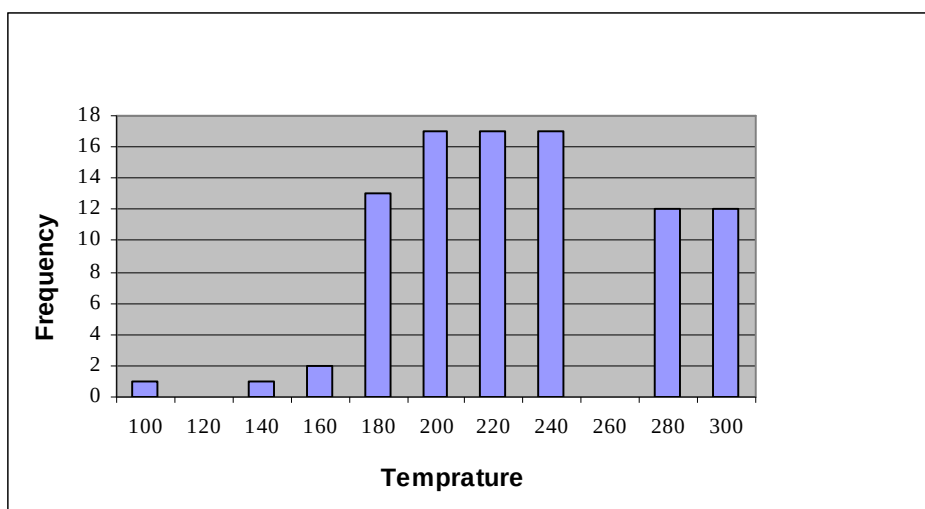
در کل به علت فقدان میانبارهای سیال از فاز دختر هالیت یا کلورر سدیم، شوری سیالات کانی ساز در این منطقه کم است. جمع‌بندی کلی از مطالعات پتروگرافی میانبارهای سیال این منطقه می‌تواند بدین‌گونه باشد که

الف - میانبارهای سیال منطقه عمدتاً اولیه و دوفازی و از نوع غنی از مایع می‌باشند

ب - شوری سیالات کانی ساز در این منطقه کم بوده است



شکل 4. تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال موجود در رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی منطقه مورد مطالعه. A: میانبارهای سیال اولیه B و H: میانبار سیال میله ای شکل C: میانبار سیال با شکل منفی بلور کوارتز D و G: میانبارهای سیال با شکلهای هندسی منظم (مستطیلی و مثلثی) E: پدیده گردن یافتگی در یکی از میانبارهای سیال F: میانبارهای سیال با اشکال پهن و بیضی.



شکل 5. نمودار هیستوگرام درجه حرارت همگن شدگی میانبارهای سیال نسبت به فراوانی آنها که بیشترین فراوانی متعلق به محدوده‌های حرارتی 200 تا 260، 180 تا 200 و 280 تا 320 درجه سانتی‌گراد است.

رگه‌ها و رگچه‌های سیلیسی با بافت شکافه پرکن به وفور در منطقه دیده می‌شود. کانی‌سازی اولیه (هیپوژن) دارای دو فاز اکسیدی مگنتیت و سولفیدی کالکوپیریت و گالن است. در کانی‌سازی ثانویه فاز اکسیدی شامل هماتیت، گوتیت و دیگر هیدروکسیدهای آهن می‌شود و کانه زایی سوپرژن سولفیدی عمدتاً شامل کوولیت و کالکوسیت است. با توجه به مقادیر نسبتاً بالای مس در نمونه‌های سطحی و مشاهده کانی‌سازی‌های این عناصر در زون اکسایش، احتمال کانی‌سازی در عمق وجود دارد و ضروری است که روی نمونه‌های اعماق بیشتر بررسی‌هایی انجام شود.

در میانبارهای سیال، عدم حضور بلورهای دختر مثل هالیت و سیلویت حاکی از وجود محلول‌های هیدروترمال فقیر از کمپلکس‌های کلریدی و دارای شوری پایین است.

مقدار شوری کم میانبارهای سیال بیانگر این است که حجم اصلی سیالهای کانه‌ساز متعلق به آبهای جوی است که دارای شوری کمی هستند. مطالعات ترمومتری میانبارهای سیال نشان می‌دهد که دو مرحله کانی‌سازی مشخص در این منطقه وجود دارد. فاز اول که در دمای حدود 200 تا 260 درجه سانتی‌گراد اتفاق افتاده، فاز اصلی کانی‌سازی است و فاز دوم که در دمای 180 تا 320 درجه سانتی‌گراد رخ داده است و این فاز کانی‌سازی با توجه به این که در مطالعه مقاطع صیقلی این ناحیه کانی‌سازی پراکنده به صورت کالکوپیریت به شکل

پ- بعد از تشکیل میانبارهای سیال، منطقه تحت تاثیر تنش تکتونیکی قرار گرفته است.

ت- کانی‌سازی در منطقه از نوع هیدروترمال یا اپی‌ترمال است.

نتایج مطالعات ترمومتری میانبارهای سیال در کانیهای کوارتز

هدف از این روش به دست آوردن دمای همگون شدن فازهای مختلف درون میانبارهای سیال است که نتیجه دمای به تله افتادن سیالات با درجه حرارت تشکیل کانی‌سازی است.

به منظور انجام این مطالعات همان گونه که قبلاً ذکر شد تعداد 9 نمونه دوبر صیقل یا ویفر آماده گردید و بر روی 92 میانبار عمل گرمایش انجام گرفت. بر اساس نمودار درجه همگن شدن در مقابل فراوانی مشاهده می‌گردد که بیشترین فراوانی مربوط به دماهای 200 تا 260، 180 تا 200 و 280 تا 320 درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل 5). با توجه به نبود مخزن نیتروژن مایع در آزمایشگاه برای انجام مرحله سرمایش بر روی میانبارهای سیال، تنها از روی مشاهدات پتروگرافی از قبیل نبود فاز جامد هالیت در میانبارها، می‌توان میزان شوری سیالات کانی‌ساز در این کانسار را بسیار پایین در نظر گرفت.

نتیجه‌گیری

- [5] منصوری م، "بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی توده‌های نفوذی گجد در ارتباط با ولکانیک‌های اطراف (دهکده گجد در جنوب غربی نائین)." پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (1371) 274 ص
- [6] خدامی م، "بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال باتلاق گاوخونی." پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (1377) 170 ص.
- [7] الله گانی ع، "پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی شرق گردنه ملا احمد (فوداز)." پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (1380) 123 ص.
- [8] تقی پور ب، "کانی‌شناسی و ژئوشیمی دگرسانیهای گرمابی در کمان ماگماتیسیم سنوزوئیک ایران مرکزی (استان اصفهان) و البرز غربی، زون طارم سفلی (استان قزوین)." رساله دکترا، دانشگاه اصفهان، (1386).
- [9] کریم‌پور م، ح، سعادت س، "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی"، ویرایش دوم، نشر مشهد، مشهد، (1381) 535 ص.

ریزدانه در متن سنگها مشاهده می‌شود به احتمال می‌توان این اوج حرارتی را به فاز کانی‌سازی نسبت داد. با توجه به مطالعات صورت گرفته می‌توان پیشنهاد کرد که کانی‌سازی طلا در منطقه کالچوبه یک کانی‌سازی طلای اپی‌ترمال کم سولفید است.

مراجع

- [1] خوئی ن، قربانی م، تاجبخش پ، "کانسارهای مس در ایران"، ویرایش اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، (1378) 421 ص.
- [2] شهاب‌پور ج، "زمین‌شناسی اقتصادی"، ویرایش سوم، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، (1384) 543 ص.
- [3] Pourhosseine F., "Petrogenesis of Iran plutons, A study of the Natans and Bazman intrusive complexes". Ph.D. Thesis, university of Cambridge, (1981) 315 pp.
- [4] Amidi S.M., "Etude Geologique de la region de Natans-Nain-Surk (Iran-Central) Stratigraphie et petrologie", Geological survey of Iran, Report No 42. (1979) 316 pp



پترولوژی و دگرسانی توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی طلای کوه‌زرتربت حیدریه

علیرضا مظلومی بجستانی^۱، ایرج رسا^۲

- ۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، مرکز مشهد
۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱/۲۶، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۲۸

چکیده

کانسار طلای کوه‌زرتربت حیدریه (استان خراسان رضوی) قرار دارد. این کانسار نوع اکسید آهن (IOCG) غنی از اسپیکولاریت است. این معدن در کمربند ولکانیکی-پلوتونیک خواف-بردسکن واقع شده است. پی جویهای اخیر در این کمربند موجب شناسایی ذخایر مختلف مس-طلای نوع غنی از اکسید آهن (IOCG) از جمله در کوه‌زرتربت حیدریه شده است. در ناحیه مورد مطالعه انواع توف و گدازه‌های اسیدی تا حد واسطه مربوط به ائوسن فوقانی گسترش دارند. توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت، سینوگرانیت و مونزونیت‌های الیگومپوسن در آندزیت، داسیت و ریوداسیت ائوسن فوقانی نفوذ نموده‌اند. توده‌های نفوذی از سری مگنتیت، غنی از پتاسیم و مت‌آلومینوس هستند. نمودارهای عنکبوتی گرانیتوئیدها غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (Rb, K, Th, Ce) و تهی‌شدگی در عناصر Ti, Sr, Nb را نشان می‌دهند. براساس شاخصهای ژئوشیمیایی احتمالاً ماگماتیسیم در حاشیه قاره‌ها صورت گرفته است. انواع دگرسانیهای پروپلیتیک (کلریتی)، سیلیسی، آلبیتی، آرژیلیکی، کربناتی و سریسیتی مشاهده شده‌اند. در توده‌های نفوذی دگرسانی آلبیتی و در سنگهای آتشفشانی دگرسانی پروپلیتیک (اپیدوتی) نمود بیشتری دارند. سیالات کانه‌دار با منشأ ماگمایی سبب کانی‌سازی اسپیکولاریت و طلا در سنگهای نفوذی و آتش فشانیه شده‌اند. کانی‌سازی در راستای زونهای شکستگی و گسلی امتداد لغز و فضاهای کششی بین آنها رخ داده است. طلای آزاد همراه با کوارتز و اسپیکولاریت یافت می‌شود. ذخیره کانسار (در یخش اکتشاف شده) بالغ بر ۰/۷۲۵ میلیون تن بوده و هم‌اکنون در حال بهره‌برداری و استحصال طلا می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کوه‌زرتربت، پترولوژی، طلا، اسپیکولاریت، کوارتز، دگرسانی.

مقدمه

و در رژیمهای زمین‌ساختی متفاوتی یافت می‌شوند [۴]. ذخایر IOCG در مراحل اولیه شناسایی قرار داشته و هنوز ابعاد مختلف آنها شناسایی و توصیف نشده است. نخستین بار در ایران این نوع از ذخایر توسط کریم‌پور و همکاران [۵] معرفی شده‌اند. کانسار طلای کوه‌زرتربت حیدریه از این کانسارها است که در بخش مرکزی کمربند ولکانیکی-پلوتونیک خواف-بردسکن قرار دارد. در کمربند مزبور انواع کانسارهای IOCG شناسایی شده‌اند [۵]. کانسار طلای کوه‌زرتربت حیدریه از ذخایر IOCG

کانسار طلای کوه‌زرتربت حیدریه از کانسارهای مس و طلای همراه با اکسیدهای آهن (IOCG^۱) است [۱]. این کانسارها نخستین بار در سال ۱۹۹۲ توسط هیتزمن [۲] معرفی و بعدها توسط پژوهشگران مختلف توصیف و رده‌بندی شده‌اند. این گروه از ذخایر دارای مگنتیت و هماتیت (اسپیکولار) گرمایی و مقادیر قابل توجهی کالکوپریت هستند [۳ و ۴]. ذخایر یاد شده در ارتباط مستقیم با توده‌های نفوذی آذرین نوع I بوده

^۱ مسئول مکاتبات alr.mazloumi@gmail.com

است [۱]. کانسار یاد شده به دلیل شرایط منحصر به فرد کانی‌سازی مورد توجه زمین‌شناسان و پژوهشگران شاخه زمین‌شناسی اقتصادی است.

روش مطالعه

۱- مطالعات سنجش از دور از منطقه مورد نظر به منظور تهیه نقشه نواحی دگرسانی و کانی‌سازی.

۲- مطالعات صحرایی جهت تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰ از توده‌های نفوذی، سنگهای میزبان و نواحی کانی‌سازی.

۳- نمونه برداری از توده‌های نفوذی به منظور بررسیهای پتروگرافی، سنگ شناسی و تجزیه با دستگاه XRF مدل X-Unique در دانشگاه فردوسی مشهد (نمونه‌های استاندارد سازمان زمین‌شناسی آمریکا و کانادا) و نیز اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی سنگها.

۴- نمونه‌های زون‌های کانی‌سازی در آزمایشگاههای شرکت طلای موته و خارج از کشور به روش جذب اتمی و ICP تجزیه شده‌اند.

موقعیت جغرافیایی

کانسار طلای کوه‌زر در فاصله ۴۰ کیلومتری غرب شهرستان تربت‌حیدریه و ۳ کیلومتری جنوب روستای فدیبه در بین طولهای جغرافیایی ۵۸°۵۷' تا ۵۸°۵۷' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۵°۲۰' تا ۳۵°۲۵' شمالی در استان خراسان رضوی قرار دارد (شکل ۱). این منطقه در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰ تربت حیدریه [۶] و ۱/۱۰۰۰۰ فیض‌آباد [۷] واقع شده است.

زمین‌شناسی و کانی‌سازی

منطقه کوه زر در بخش مرکزی کمربند ولکانیکی - پلوتونیک خواف - بردسکن [۵ و ۱] بین دو گسل اصلی درونه در جنوب و تکنار (ریوش) در شمال قرار دارد. این کمربند به عنوان زون تکنار نیز معرفی شده است [۱۱ و ۱۲]. پژوهشگران مختلف در بررسیهای خود کانسارهای واقع در این کمربند را توصیف کرده، ضمن توجه به شاخصهای ژئوشیمیایی و زمین‌شناسی به این نتیجه رسیده‌اند که کمربند یاد شده در مقطع خاصی دارای شرایط زمین‌شناسی و ماگماتیسم ویژه‌ای بوده که موجب کانی‌سازی انواع مختلف کانسارهای رده اکسید آهن (IOCG) شده است [۵ و ۱۳ و ۱۴]. بخش بزرگی از منطقه مورد مطالعه با

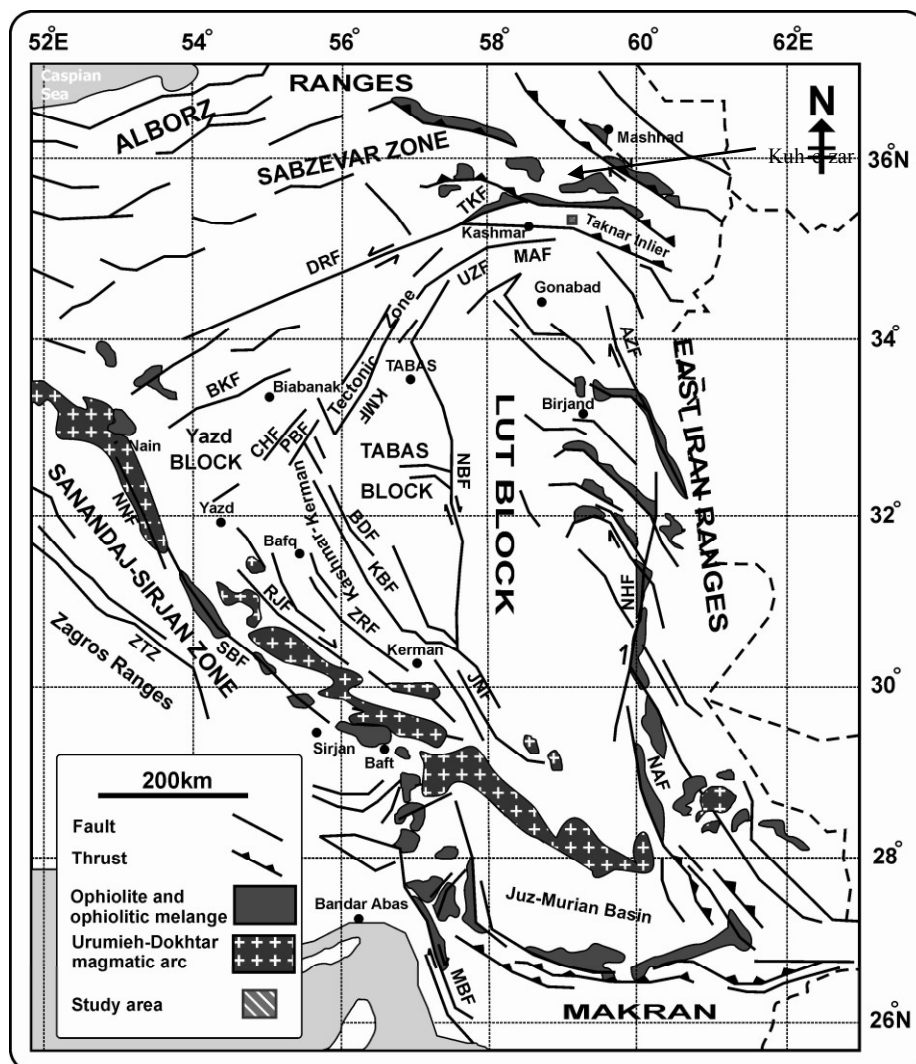
سنگهای آتشفشانی اسیدی تا حدواسط ترشیری زیرین پوشیده شده است [۱ و ۵ و ۷ و ۱۴ و ۱۵ و ۱۶] (شکل ۲). سنگهای آذرآواری به ویژه انواع توفها و گدازه‌ها به عنوان سنگ دربرگیرنده توده‌های نفوذی حضور دارند. توفها غالباً ترکیب ریولیتی تا ریوداسیتی داشته و گدازه‌ها ترکیب حد واسط دارند. توده‌های نفوذی با ترکیب حد واسط تا اسیدی (الیگو-میوسن) در بخشهای شمالی و جنوب منطقه رخنمون دارند. این توده‌ها شامل کوارتز مونزوگابروپورفیری، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، بیوتیت‌گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت است و سنگهای آتشفشانی را قطع کرده‌اند.

بر اساس شواهد صحرایی، یافته‌های چینه‌شناسی [۱۰] و شواهد نقشه زمین‌شناسی فیض‌آباد و تربت‌حیدریه [۷ و ۶] فعالیت‌های آتشفشانی در ائوسن فوقانی صورت گرفته و فعالیت‌های پلوتونیک دست‌کم در الیگوسن به وقوع پیوسته است. با توجه به زونهای کانه‌دار که توده‌های نفوذی را قطع نموده و خود توسط پیروکسن آندزیت‌های پلیوسن تحتانی پوشیده شده، کانی‌سازی در محدوده الیگوسن تا انتهای میوسن قرار دارد [۱۳].

زون‌های کانی‌سازی به صورت رگه و رگه‌چه‌های موازی تا متقاطع در راستای N60°E تا N20°-35°W درون سنگهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی قرار دارد. این رگه‌ها در راستای گسلهای امتداد لغزی قرار دارند که خود شاخه‌های فرعی از گسله اصلی درونه محسوب می‌شوند.

کانیهای تشکیل دهنده‌ی مناطق کانی‌سازی به ترتیب فراوانی عبارت است از: اسپیکولاریت، باریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت، پیریت، آلانیت و مقادیر جزئی بورنیت، پیروتیت و آرسنوپیریت. کانیهای مارکاسیت، گوتیت، لپیدوکروسیت، ملاکیت، سروزیت، هیدروسروزیت، دیژنیت، کوولیت، پیرولووسیت و اسمیت زونیت به عنوان محصولات هوازدگی شناسایی شده‌اند.

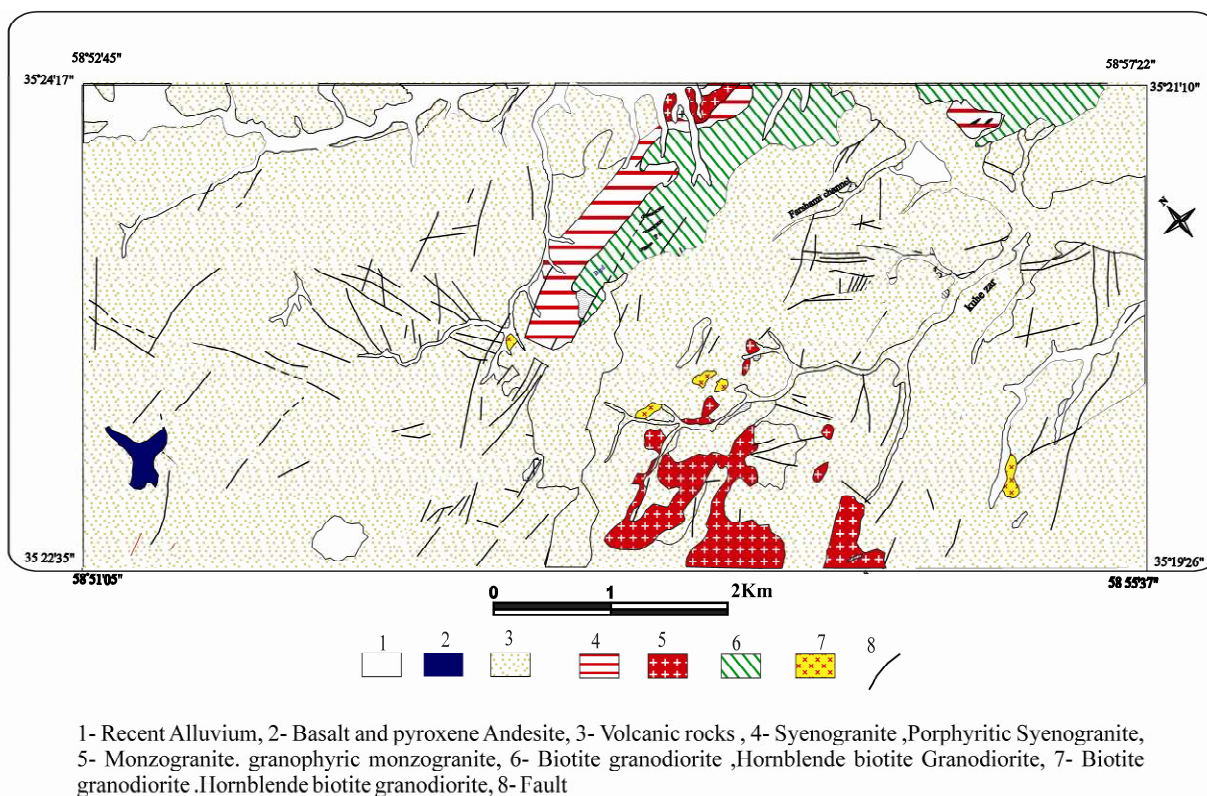
کانیهای گانگ به ترتیب عبارت از: کوارتز، کلریت، کربنات آهن‌دار (سیدریت)، کلسیت و کانیهای رسی می‌باشد. در زونهای کانی‌سازی طلا در شکل ذرات آزاد (شکل ۳) ۲ تا ۱۸۰ میکرونی بوده و در هفت موقعیت مختلف استقرار یافته‌اند. بیشتر دانه‌های طلا در مجموعه کوارتز + اسپیکولاریت قرار دارد. براساس مطالعات سیالات درگیر [۱۵] و نتایج تجزیه ایزوتوپ



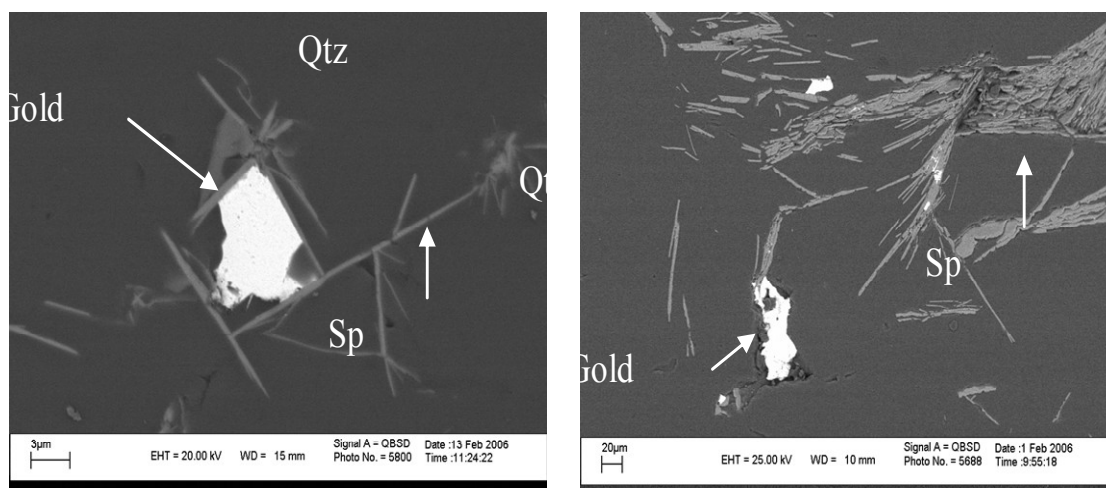
شکل ۱. نقشه تکتونیکی شرق- مرکز ایران [۸] با تغییرات جزئی [۹ و ۱۰] که واحدهای مختلف ساختاری آن را نشان می‌دهد. منطقه مطالعاتی و کمربند خواف - بردسکن در نقشه نشان داده شده است.

تن بوده و شرکت طلای زر مهر استخراج و تولید طلای این کانسار را بر عهده دارد.

های ثابت اکسیژن (^{18}O) در کوارتز و سیدریت و گوگرد (^{34}S) در کالکوپیریت [۱۳] سیالات کانسار ساز منشأ ماگمایی داشته‌اند. ذخیره قطعی کانسار حدود ۰/۷۲۳ میلیون



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه کوه زر [۱۱].



شکل ۳. ذرات آزاد طلا در مجاورت یا محصور شده با اسپیکیولاریت، خمیره سنگ از کوارتز تشکیل شده است.

پتروگرافی:

کوارتز مونوزوگابروپورفیری: بافت این سنگ گرانولار تا ساب‌پورفیری است. حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد بلور ها کاملاً رشد یافته و مابقی خمیره سنگ را تشکیل داده‌است. پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادریت تا آندزین (۶۰ تا ۷۰ درصد)، بلور های بی شکل کوارتز (حداکثر ۵ تا ۱۰ درصد) و آلکالی-فلدسپات از همین مقدار تجاوز نمی‌کند. درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پیروکسن (اوژیت) فراوان و حدود ۱۰ درصد از بلورها را تشکیل می‌دهد. مقدار آمفیبول حداکثر به ۵ درصد می‌رسد.

بلورهای درشت پلاژیوکلاز به مقدار کم (حداکثر ۱۰ درصد) به کانی رسی تجزیه شده‌اند. برخی از بلورهای پیروکسن به صورت جزئی کلریتی شده‌اند.

مونزونیت: این واحد سنگی دارای بافت گرانولار تا هیپ-ایدیومورف گرانولار بوده و از کانیهای پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا آندزین (۴۰ تا ۵۰ درصد)، فلدسپات آلکالی (۱۵ تا ۲۵ درصد)، کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل (۱ تا ۳ درصد)، هورنبلاند (۳ تا ۵ درصد)، پیروکسن در حد اوژیت (۵ تا ۷ درصد) و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تشکیل شده است.

پلاژیوکلاز تا ۴۰ درصد به سرسیت و کانیهای رسی تجزیه شده که البته مقدار سرسیت به مراتب از کانیهای رسی بیشتر است. سرسیتی شدن در بلورهای فلدسپات پتاسیم بین ۱۵ تا ۲۰ درصد است. از ویژگیهای این سنگ وجود حاشیه‌های مشخص آلبیتی در لبه پلاژیو کلاز های درشت است (شکل ۴). کانیهای مافیک (بیوتیت و هورنبلاند) به کلریت آهن (رپیدولیت) تجزیه شده‌اند.

-کوارتز مونزونیت پورفیری: بافت غالب در این سنگ ساب پورفیری تا هیپایدیومورف گرانولار است و رشد در هم گرانوفیری و میرمیکیتی نیز مشاهده می‌شود. در ترکیب کلی سنگ مقدار کوارتز تا ۱۵ درصد حجمی افزایش یافته است. مقدار کلی پلاژیوکلاز بین ۴۰ تا ۵۰ درصد، ارتوکلاز تا ۲۰ درصد، هورنبلاند (۴ تا ۵ درصد) و مقادیر جزئی بیوتیت کلریتی شده نیز در سنگ دیده می‌شود. کانیهای زیرکان و آپاتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ است.

پلاژیوکلازها تا ۵۰ درصد به سرسیت تجزیه شده‌اند. این وضعیت در پلاژیوکلازهای درشت کاملاً پیشرفته و در بلورهای کوچکتر حداکثر به ۱۰ درصد می‌رسد. دگرسانی ارتوکلاز به

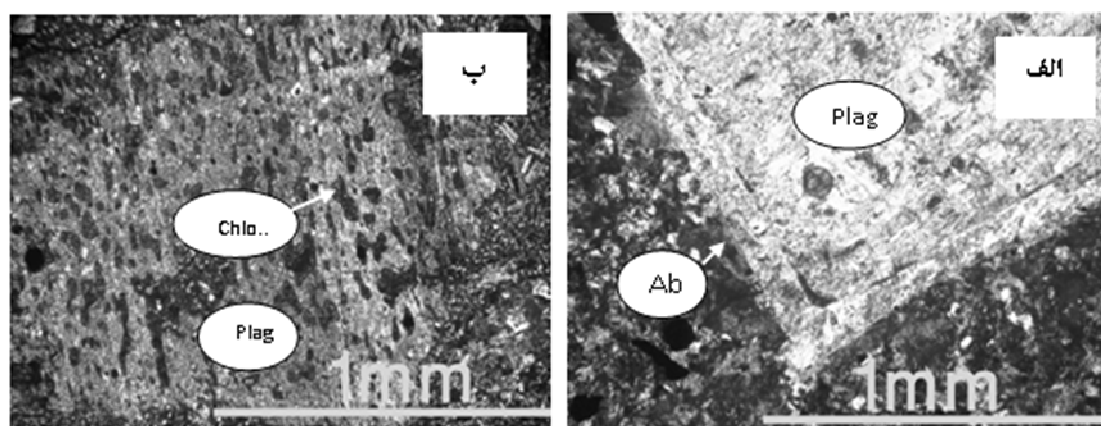
سرسیت از ۳۰ درصد حجمی بلورهای درشت تجاوز نمی‌کند. از ویژگیهای مهم این سنگ وقوع متاسوماتیسم آلکالی است که با حدوث بافت میرمیکیت نمود پیدا کرده است. پیشرفت میرمیکیت به داخل پلاژیوکلاز از بلورهای درشت شروع شده در حالی که در بلورهای کوچکتر مشاهده نمی‌گردد. هورنبلند به طور کامل به کلریت آهن تجزیه شده است.

هورنبلاند بیوتیت گرانودیوریت: این سنگ دارای بافت گرانولار تا هیپ ایدیومورف گرانولار است. در این سنگ کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل (۲۰ تا ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز در شکل درشت بلورهای خوش فرم دارای منطقه بندی و ماکل کارلسباد (۳۵ تا ۴۰ درصد)، ارتوکلاز به صورت بلورهای بی شکل (۱۵ تا ۲۰ درصد)، بیوتیت در شکل بلورهای لوحه‌ای درشت (۱۰ تا ۱۵ درصد) و هورنبلاند به صورت بلورهای کشیده کلریتی شده (۵ تا ۸ درصد)، از تشکیل دهنده‌های اصلی و زیرکان و آپاتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ می‌باشند. بلورهای پلاژیوکلاز بین ۵ تا ۴۰ درصد سرسیتی شده‌اند. میزان دگرسانی سرسیتی در ارتوکلازها حداکثر به ۱۰ درصد (حواشی توده‌های نفوذی) محدود می‌شود. بلورهای بیوتیت بین ۱۰ تا ۱۰۰ درصد به کلریت آهن (رپیدولیت) تجزیه شده‌اند. مقدار کانی تیره در کل سنگ ناچیز است.

بیوتیت گرانودیوریت: مجموعه گرانودیوریت گسترش قابل توجهی داشته و شباهت زیادی به یکدیگر دارند. بافت غالب این سنگها گرانولار بوده ولی بافت گرانوفیری نیز به عنوان بافت فرعی مشهور است. مقدار کوارتز این سنگ بین ۲۰ تا ۲۵ درصد، پلاژیوکلاز ۳۵ تا ۴۰ درصد، فلدسپات پتاسیم ۱۰ تا ۱۵ درصد، بیوتیت ۵ تا ۱۰ درصد و هورنبلاند حداکثر ۲ تا ۳ درصد است. بلورهای آپاتیت و اسفن نیز کانیهای فرعی سنگ می‌باشند.

درشت بلورهای پلاژیوکلاز تا ۴۰ درصد به سرسیت تجزیه شده‌اند در حالی که بلورهای کوچکتر حداکثر تا ۱۵ درصد این دگرسانی را تحمل نموده‌اند. دگرسانی سرسیتی در ارتوکلازها حداکثر به ۱۵ درصد می‌رسد. بلورهای پلاژیوکلاز تا ۱۵ درصد به کانی رسی تجزیه شده‌اند، در حالی که بلورهای ارتوکلاز سالم هستند. بلورهای بیوتیت تا ۸۰ درصد و بلورهای آمفیبول به طور کامل به کلریت تجزیه شده‌اند.

زون‌های خردشده و برشی شده نیز به طور کامل با کلریت



شکل ۵. الف. تشکیل حاشیه آلبیتی در واحد کوارتز مونزونیت پورفیری. ب: بافت غربالی حاصل از جانشینی کلریت در پلاژیوکلاز. (Ab: آلبیت، Chlo: کلریت، Plag: پلاژیوکلاز).

بین ۵ تا ۱۰ درصد به کانیهای رسی تجزیه شده‌اند. سرسیتی شدن نمونه‌ها بسیار ناچیز و مقادیر جزئی کانی مافیک به طور کامل به کلریت آهن (رپیدولیت) تجزیه شده است. مقادیر قابل توجهی کلریت نیز فضای قطعات برش را پر نموده است. دایک و نفوذهای تاخیری: رخنمون‌های کوچکی از دایک و توده های تاخیری در نقاط مختلف منطقه (درون توده های نفوذی) دیده می‌شوند. این توده ها عمدتاً بافت پورفیری داشته و دارای ترکیب هورنبلاند کوارتز مونزونیت پورفیری، گرانودیوریت پورفیری و آلکالی گرانیت آپلیت می‌باشند. به دلیل رخنمون و گسترش ناچیز از توصیف این واحد ها صرف نظر شده است.

شیمی سنگ

مطالعات پترولوژی ناحیه‌ای قبلاً توسط گورابجیری‌پور [۱۷] انجام شده است. با توجه به شدت دگرسانی، نمونه‌های واجد کمترین میزان دگرسانی از توده‌های نفوذی برداشت و برای تجزیه‌های شیمیایی انتخاب شدند. نتایج تجزیه‌ها در جدول (۱) آمده است. مطالعات دگرسانی و پتروگرافی نشان دهنده وقوع دگرسانی فراگیر پروپلیتیک در کلیه سنگها و سایر دگرسانیها با شدت کمتر در برخی واحدهای سنگی است. لذا مطالعات مبتنی بر شیمی سنگ به تنهایی انتظارات پترولوژیکی را برآورده نمی‌کند. بدین منظور علاوه بر شیمی سنگ و پتروگرافی دقیق نمونه ها، خصوصیات پتروفیزیک (پذیرفتاری مغناطیسی) نیز اندازه‌گیری و در رده بندی آنها مورد استفاده قرار گرفت.

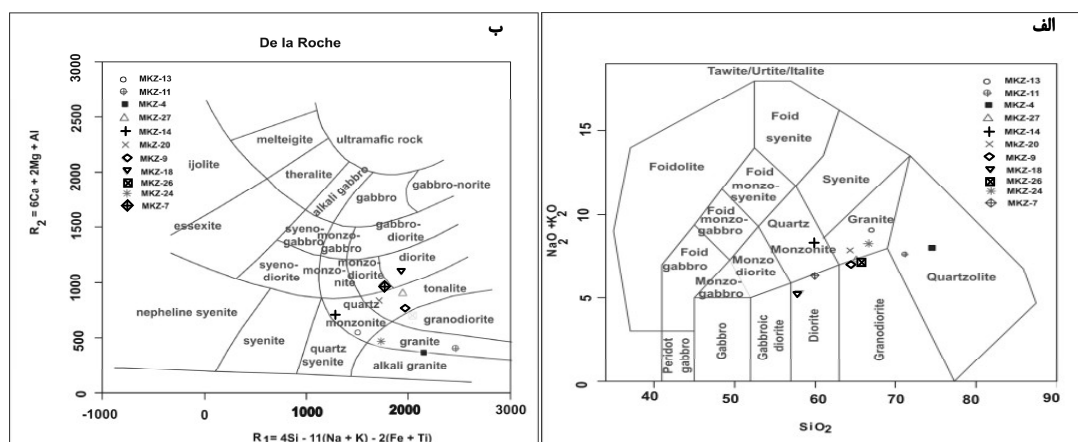
آهن (رپیدولیت) پوشیده شده است.

مونزوگرانیت تا گرانیت: بافت اصلی سنگ گرانولار و رشد توام گرانوفیری بافت فرعی سنگ محسوب می‌گردد و ظاهر پورفیریک به سنگ داده‌است. کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد) هم به صورت بی شکل و هم به صورت گرانوفیری حضور دارد، پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، ارتوکلاز (حداکثر ۳۰ تا ۴۰ درصد)، بیوتیت (۳ تا ۵ درصد) و آمفیبول (حداکثر ۳ تا ۵ درصد) تشکیل دهنده این سنگها می‌باشند. درشت دانه‌های زیرکان و اسفن نیز کانیهای فرعی محسوب می‌شوند. دگرسانی سرسیتی در این واحد به مراتب ضعیف تر از توده‌های گرانودیوریتی است. بلورهای پلاژیوکلاز حداکثر تا ۲۰ درصد و به طور متوسط حدود ۱۰ درصد سرسیتی شده‌اند. در برخی نقاط حاشیه توده‌ای نفوذی بلورهای پلاژیوکلاز تا ۱۵ درصد به کانی رسی تجزیه شده‌اند. کانیهای مافیک به طور کامل به کلریت آهن (رپیدولیت) تجزیه شده‌اند. مقادیر قابل توجهی کربنات کلسیم در محل زودومورفهای کانی مافیک مشاهده می‌گردد. سینوگرانیت: بافت سنگ گرانولار بوده و رشد توام گرانوفیری نیز به وفور دیده می‌شود. مقدار کوارتز این سنگ بین ۳۵-۴۰ درصد، فلدسپات پتاسیم (۲۵ تا ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حداکثر ۲۰ درصد) و میزان کانی مافیک در برخی نمونه‌ها ۲ تا ۳ درصد است که در حال حاضر به صورت زودومورفهای کلریتی شده مشاهده می‌شود. در نمونه های منتخب این واحد دگرسانی آرژیلیک نسبتاً شدیدتر و سرسیستی ضعیف‌تر عمل کرده است. بلورهای پلاژیوکلاز بین ۱۰ تا ۲۰ درصد و ارتوکلاز

برای تفکیک سنگهای نفوذی از اندیس آلکالی یا اندیس شاند (A/CNK) استفاده شده است [۲۰]. اندیس شاند در اغلب سنگهای نفوذی منطقه کوچکتر از ۱ بوده و در نورم غالب آنها کروندوم مشاهده نمی‌شود. لذا از نوع متاآلومین هستند (شکل ۷). برخی از سینوگرانیت‌ها خصوصیات فوق آلومینیوم نشان می‌دهند. در شکل (۸) مقادیر اکسید سیلیسیم در مقابل اکسید پتاسیم سنگها نشان داده شده است. با توجه به این نمودار [۱۸] گرانیتوئیدهای منطقه به لحاظ پتاسیم بسیار غنی می‌باشند. نمودارهای عنکبوتی سنگهای گرانیتوئیدی [۲۲] غنی شدگی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE=Ti, K, Th) را نشان می‌دهند (شکل ۹) که احتمالاً نشان دهنده ماگماتیسم در حاشیه قاره‌ها یا زون فرورانش است.

نمونه‌های اخذ شده به وسیله دستگاه XRF مدل X-Unique با استفاده از استانداردهای سازمان زمین شناسی آمریکا و کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. به منظور نام گذاری توده‌های نفوذی از سه روش مد و نمودارهای استاندارد [۱۸ و ۱۹] استفاده شد (شکل ۶). در جدول (۲) تجزیه های شیمیایی و در جدول (۱) ترکیب کانی شناسی سنگهای نفوذی بر اساس نورم (CIPW) ارائه شده است. با توجه به حدوث دگرسانی گرمایی، برخی کانی‌های نامتعارف به دست آمده که نباید به آنها توجه کرد.

بر اساس میدل موس [۱۸] گرانیتوئیدی منطقه شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوآرتز مونزونیت، مونزونیت و دیوریت است. در رده بندی دلاروچ [۱۹] انواع سنگهای آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوآرتز مونزونیت و دیوریت شناسایی شده‌اند.



شکل ۶. الف) نمودار میدل موس [۱۸]، ب) نمودار دلاروچ [۱۹] بر اساس اکسیدهای اصلی برای گرانیتوئیدهای منطقه کوه زر.

جدول ۱. تجزیه عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های اخذ شده از توده‌های گرانیتوئیدی کوه زر.

	MKZ _{۱۳}	MKZ _{۱۴}	MKZ _{۱۵}	MKZ _{۱۶}	MKZ _{۱۷}	MKZ _{۱۸}	MKZ _{۱۹}	MKZ _{۲۰}	MKZ _{۲۱}	MKZ _{۲۲}	MKZ _{۲۳}
SiO ₂	۶۳/۹۴	۶۲/۱۸	۶۴/۱۲	۶۱/۶۹	۶۱/۳۸	۵۵/۴۹	۶۴/۴۸	۶۳/۳۳	۵۷/۳۸	۶۹/۱۰	۷۲/۱۷
TiO ₂	۰/۸۴	۰/۹۸	۰/۸۲	۰/۹۴	۱/۱۰	۱/۹۶	۰/۸۳	۱/۱۰	۲/۱۱	۰/۷۴	۰/۳۲
Al ₂ O ₃	۱۴/۴۱	۱۳/۶۳	۱۳/۱۹	۱۳/۳۴	۱۴/۱۶	۱۴/۵۶	۱۵/۵۰	۱۳/۹۲	۱۳/۹۲	۱۳/۶۸	۱۲/۴۸
FeO	۴/۹۰	۵/۳۲	۴/۰۶	۵/۹۳	۶/۵۰	۸/۰۵	۵/۳۱	۶/۵۲	۷/۶۸	۴/۹۶	۳/۶۱
MnO	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۱۹	۰/۱۴
MgO	۱/۵۴	۲/۲۷	۱/۴۸	۲/۵۴	۱/۵۱	۳/۵۶	۲/۵۸	۱/۷۰	۳/۳۴	۱/۲۴	۰/۸۸
CaO	۱/۶۵	۴/۷۸	۳/۵۹	۴/۱۵	۳/۸۵	۵/۹۲	۲/۵۳	۰/۹۹	۴/۹۸	۰/۶۷	۰/۶۵
Na ₂ O	۴/۷۵	۳/۰۳	۳/۷۳	۳/۴۹	۲/۶۷	۲/۱۱	۳/۵۴	۳/۴۳	۲/۷۲	۱/۸۸	۵/۷۲
K ₂ O	۴/۰۴	۴/۱۲	۴/۰۰	۴/۱۹	۴/۱۶	۳/۱۸	۳/۶۱	۴/۵۶	۳/۵۱	۵/۱۷۰	۲/۲۲
P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۰۵
L.O.I	۲/۲۳	۱/۴۰	۳/۳۲	۱/۹۵	۲/۵۸	۳/۷۳	۲/۹۳	۲/۱۰	۲/۴۹	۱/۷۴	۱/۲۳

نورم CIPW

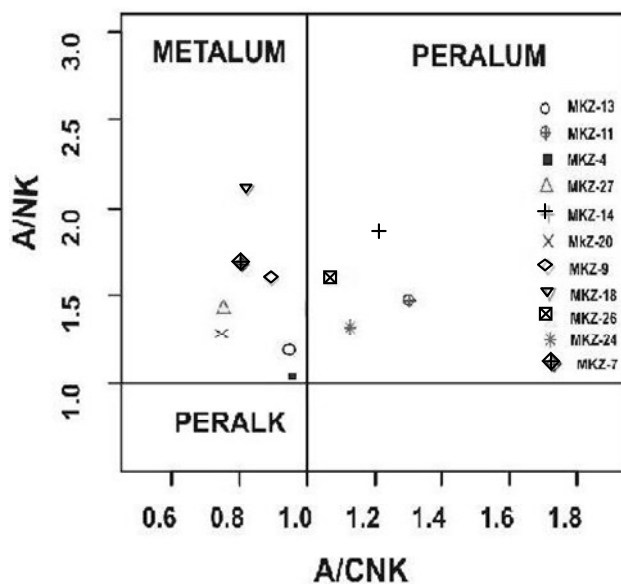
Q	۱۵/۸۳	۱۷/۹	۱۰/۲۸	۱۳/۲۱	۱۸/۹۶	۱۴/۳۷	۳۰/۳۱	۲۱/۶۹	۱۳/۱۲	۲۹/۷۳	۲۷/۶۱
C	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۵۷	۱/۹۰	۰/۰۰	۳/۵۵	۰/۰۰
Or	۲۳/۸۷	۳۴/۳۴	۲۸/۷۳	۲۴/۷۶	۲۴/۵۸	۱۸/۷۹	۲۱/۳۳	۲۶/۹۴	۲۰/۷۴	۳۳/۷۷	۱۳/۱۲
Ab	۳۷/۷۹	۲۵/۶۳	۲۷/۰۹	۲۹/۵۳	۲۲/۵۹	۱۷/۸۰	۲۹/۹۵	۲۹/۰۲	۲۳/۰۱۶	۱۶/۰۸	۴۸/۴۱
An	۶/۸۷	۱۱/۴۲	۱۰/۶۲	۸/۳۵	۱۴/۳۶	۲۰/۸۶	۱۱/۴۴	۳/۹۳	۱۵/۴۰	۲/۳۴	۱/۸۲
Ac	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Di	۰/۰۵۸	۸/۹۶	۰/۰۰	۹/۰۸۶	۲/۸۹	۵/۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۷۱
Hy	۵/۵۲	۳/۲۴	۹/۸۱	۷/۰۳	۶/۱۷	۸/۱۲	۸/۵۳	۸/۶۴	۸/۶۴	۱۱/۳۲	۲/۷۱
Mt	۳/۹۳	۳/۵۹	۳/۵۳	۵/۰۱	۳/۷۷	۵/۲۳	۳/۳۴	۳/۲۳	۳/۷۷	۲/۴۹	۳/۳۶
Il	۱/۹۵	۱/۸۶	۲/۴۳	۱/۷۸	۲/۰۹	۳/۷۵	۱/۶۸	۲/۰۹	۴/۰۰	۱/۴۳	۰/۶۰۸
Ap	۰/۴۵۰	۰/۴۰	۰/۶۶	۰/۴۲۷	۰/۴۵۶	۰/۵۶۲	۰/۴۰۳	۰/۳۵۴	۰/۵۶۳	۰/۳۵۵	۰/۱۱۸
Tn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Hm	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰

عناصر فرعی (ppm)

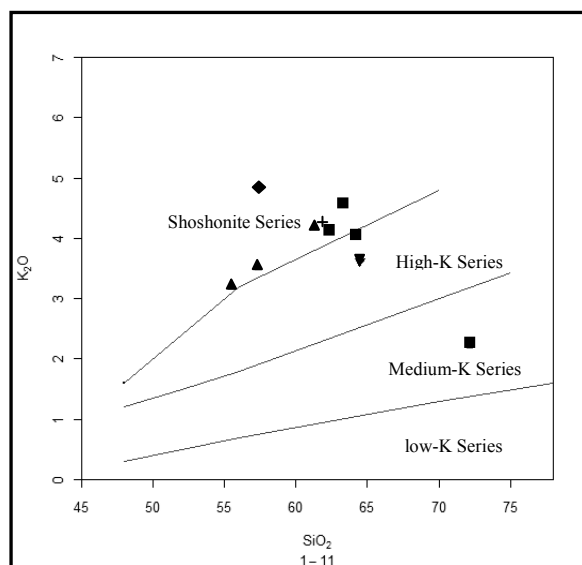
V	۹۳	۱۲۸	۱۵۸	۱۲۶	۱۱۶	۲۲۳	۱۱۱	۱۰۷	۱۹۱	۷۷	۵۴
Cr	۸۴	۹۰	۱۴۳	۷۶	۲۴۳	۱۷۰	۱۹۴	۳۰۸	۱۵۱	۹۰	۳۱۳
Co	۲۹	۳۱	۲۶	۲۵	۲۴	۳۷	۲۳	۲۸	۳۶	۳۴	۱۹
Ni	۳۹	۴۱	۳۴	۳۶	۳۹	۴۴	۴۰	۳۹	۴۶	۴۰	۴۲
Cu	۲۳	۴۳	۲۳	۵۴	۲۹	۲۰	۲۵	۲۰۴	۱۹	۴۵	۳۷
Zn	۲۶۲	۲۳۹	۲۰۶	۲۵۱	۲۹۹	۳۴۵	۳۲۱	۳۰۷	۲۹۲	۳۳۸	۳۳۸
Rb	۱۲۷	۱۲۴	۱۱۸	۱۳۰	۱۱۲	۹۳	۱۳۰	۱۲۱	۸۷	۲۰۲	۹۱
Sr	۱۷۸	۲۳۵	۲۱۲	۳۸۴	۲۳۱	۲۸۳	۲۶۲	۱۰۰	۲۹۷	۵۸	۱۰۲
Y	۱۷	۴۹	۴۲	۵۰	۴۶	۲۷	۶۱	۵۱	۱۵	۵۹	۴۵
Zr	۳۶۰	۱۸۹	۱۱۴	۱۷۷	۱۴۷	۱۲۸	۱۸۸	۱۳۲	۱۲۱	۱۴۵	۱۳۱
Nb	۱۰	۲۳	۲۱	۲۵	۲۳	۲۳	۳۴	۳۰	۱۰	۲۱	۳۶
La	-	۳۸	-	۴۹	-	۵۰	-	-	-	-	-
Ce	۹۱	۷۲	۱۱۹	۷۵	۱۱۰	۱۱۷	۸۵	۱۳۴	۹۴	۴۳	۳۰
Ba	۱۷۱۹	۱۳۰۷	۱۵۳۱	۱۳۳۶	۱۲۰۹	۱۳۰۶	۱۴۳۱	۱۶۹۹	۱۰۵۸	۱۴۶۲	۳۰
Th	۱۴۰	۸۷	۸۰	۹۸	۸۱	۸۴	۱۵۰	۱۲۱	۲۸	۷۹	۱۱۰۰
La/Ce	-	۰/۵۲	-	۰/۶۵	-	۰/۴۲	-	-	-	-	۱/۵۱

جدول ۲. طبقه بندی گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس اکسیدهای اصلی و پتروگرافی (Mode).

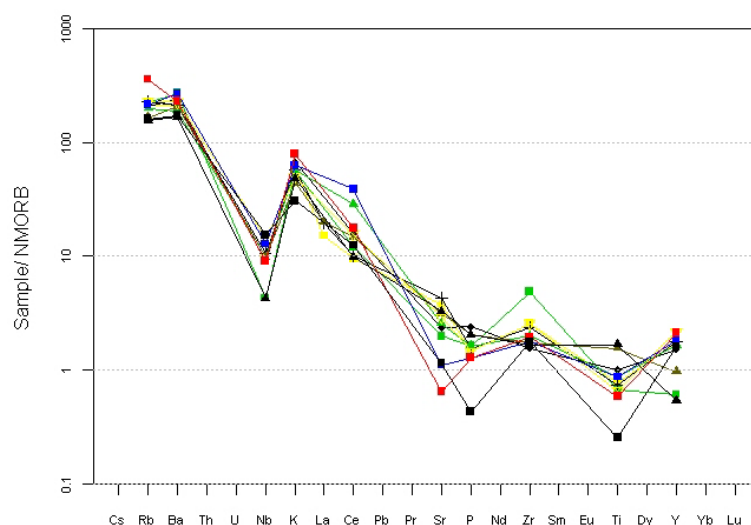
شماره نمونه	پتروگرافی (بر اساس Mode)	رده بندی De la roche [۱۹]	رده بندی میدل موسست [۱۸]
Mkz. ۱۸	هورنبلند بیوتیت گرانودیوریت	دیوریت	دیوریت
Mkz. ۴	سینوگرانیت	آلکالی گرانیت	گرانیت
Mkz. ۲۷	هورنبلند بیوتیت گرانودیوریت	مونزودیوریت	مونزونیت
Mkz. ۷	گرانیت گرانوفیری	تونالیت	کوارتز مونزونیت
Mkz. ۹	بیوتیت گرانودیوریت	تونالیت	گرانودیوریت
Mkz. ۳۶	کوارتز مونزوگرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت
Mkz. ۲۰	کوارتز مونزونیت پورفیری	تونالیت	کوارتز مونزونیت
Mkz. ۱۳	گرانودیوریت	کوارتز مونزونیت	کوارتز مونزونیت
Mkz. ۲۴	گرانودیوریت	گرانیت	کوارتز مونزونیت
Mkz. ۱۴	هورنبلند-کوارتز مونزونیت	کوارتز مونزونیت	مونزونیت
Mkz. ۱۱	مونزوگرانیت	آلکالی گرانیت	گرانیت



شکل ۷. بر اساس اندیس شاند [۲۰] اغلب گرانیتوئیدهای منطقه کوه زر از نوع متآلومین هستند.



شکل ۸. بر اساس نمودار میدل موسست [۱۸]، گرانیتوئیدهای منطقه در محدوده غنی از پتاسیم قرار دارند.

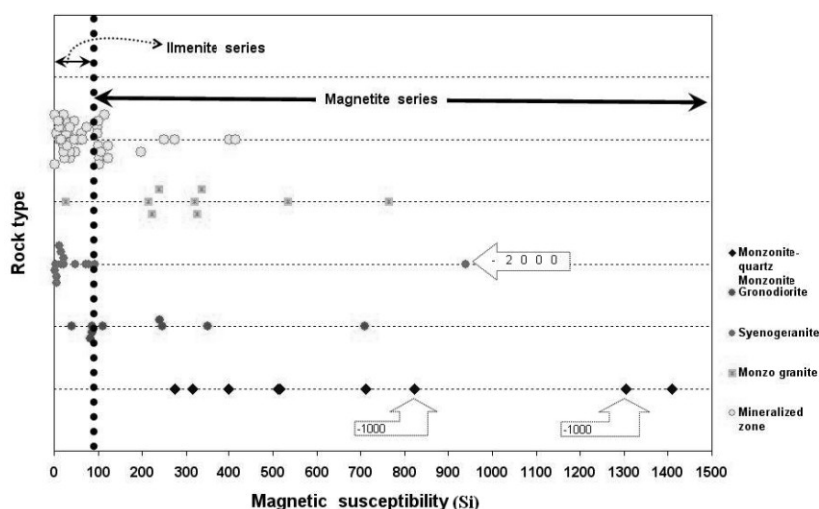


شکل ۹. نمودار عنکبوتی برای سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه کوه‌زر که نسبت به کندریت عادی سازی شده است. بر اساس این نمودار عناصر Rb, K, Th, Ce غنی‌شدگی و عناصر Ti, Sr, Nb تهی‌شدگی دارند.

پذیرفتاری مغناطیسی

ضمن مطالعات پترولوژی که مبتنی بر شیمی سنگ و پتروگرافی است به خصوصیات پتروفیزیک سنگ نیز توجه شده است. ایشی‌هارا [۲۳] یادآور شده که سنگ‌های متعلق به سری مگنتیت دارای پذیرفتاری مغناطیسی بیش از $10^{-5} \times 50 \text{ SI}$ می‌باشند. برای بررسی پذیرفتاری مغناطیسی ۶۵ نمونه از

توده‌های نفوذی مختلف مورد اندازه‌گیری و سنجش قرار گرفتند. نتایج به‌دست‌آمده در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر اساس این نمودار اکثر توده‌های نفوذی در محدوده گرانیتوئیدهای نوع مگنتیت قرار گرفته‌اند. در تعدادی از نمونه‌های سینوگرانیت پذیرفتاری مغناطیسی پایین است.



شکل ۱۰. پذیرفتاری مغناطیسی در سنگ‌های نفوذی. بیشترین سنگها در محدوده سری ماگمایی I قرار دارند. مقادیر پایین پذیرفتاری مغناطیسی زون‌های کانی‌سازی شده به دلیل شرایط فوق‌اکسیدان محلول گرمایی است.

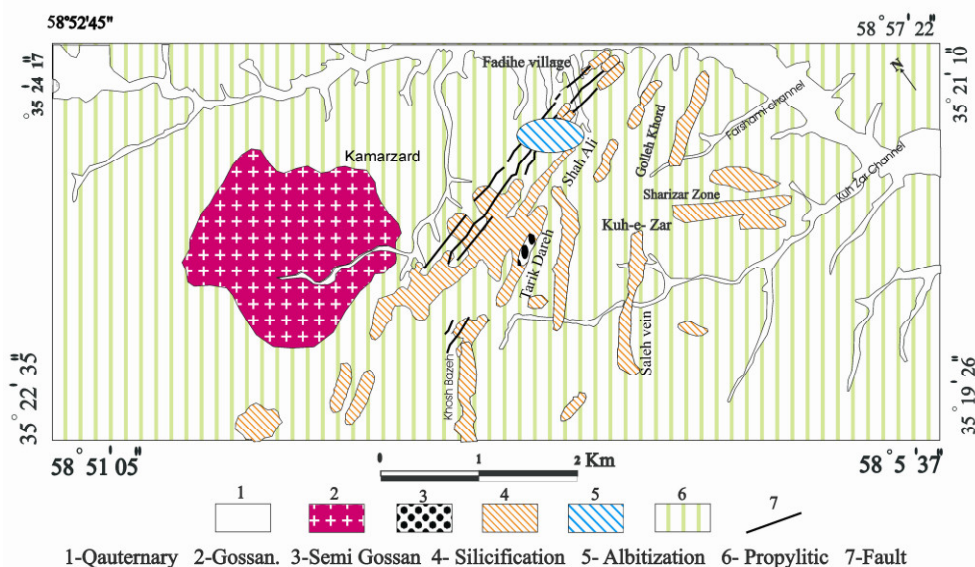
دگرسانی

اسپیکولاریت و طلا یافت می‌شود. در نواحی واجد ژاسپروئید، عیار طلا پایین است. کانی شاخص زون پروپلیتیک کلریت‌های غنی شده از آهن (رپیدولیت) است. کلریت به صورت جانیشینی اسپیکولاریت دیده می‌شود. دگرسانی آلپیتی با آلپیتی شدن پلاژیوکلازها در توده‌های نفوذی مونزونیت، کوارتز مونزونیت و بیوتیت گرانودیوریت رخ داده است. مقدار اکسید سدیم (Na_2O) این سنگ‌ها تا ۷/۲۷٪ اندازه‌گیری شده است. دگرسانی سرسیتی فقط حریم توده‌های نفوذی یا در حد سرسیتی شدن جزئی درشت بلورهای پلاژیوکلاز محدود شده است.

نتیجه‌گیری

توده‌های نفوذی با ترکیب حد واسط تا اسیدی از قبیل مونزونیت تا سینوگرانیت در سنگهای آتشفشانی سنوزوئیک بخش مرکزی کمربند خواف، درونه نفوذ کرده‌اند. سری ماگمایی سنگها از نوع کالک آلکالن غنی از پتاسیم است. پذیرفتاری مغناطیسی و شاخصهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها نشان دهنده تعلق آنها به سری مگنتیت (I) است. نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ ($\text{LILE}=\text{Th, K, Rb}$) و تهی‌شدگی یکنواخت از عناصر با قدرت پایداری بالا ($\text{HFSE}=\text{Nb, Sr, Ti}$) را نشان می‌دهد که بیانگر پلوتونیسم در حاشیه‌های فعال قاره ای است. سنگ‌های

پدیده‌های دگرسانی که خود بخشی از سیستم‌های کانی‌سازی محسوب می‌شوند در حجمی بسیار گسترده‌تر از مناطق کانی‌سازی تجلی می‌یابند و بررسی آنها کمک شایانی به شناسایی نواحی امید بخش می‌کند. نواحی دگرسانی را در گستره کوه زر محققان مورد بررسی قرار داده‌اند. [۱۳، ۲۴ تا ۲۷]. در این بررسیها گسلهای ناحیه‌ای قابل تشخیص است، ولی به دلیل محدود بودن سولفیدهای اولیه در سیالات کانی ساز، مناطق دارای اکسید آهن ثانویه (گوسان) تشکیل نشده است. لذا زونهای کانی‌سازی از مناطق دیگر به خوبی قابل تفکیک نیستند. سنگهای ناحیه به صورت گسترده‌ای تحت تاثیر دگرسانیهای مختلف قرار گرفته‌اند. دگرسانیهای شناسایی شده شامل پروپلیت شدن، سیلیسی شدن، آلپیتی شدن و مقادیر جزئی آرژیلیتی شدن، کربناتی شدن و سرسیتی شدن است (شکل ۱۱). در سنگهای نفوذی و خروجی دگرسانی پروپلیتیک (کلریتی) به صورت یکسان گسترش دارد. دگرسانی آلپیتی و سرسیتی ضعیف فقط در توده‌های نفوذی، آرژیلیتی ضعیف در حواشی توده‌های نفوذی و اپیدوتی و آرژیلیتی ضعیف در سنگهای خروجی گسترش دارد. دگرسانی سیلیسی فقط در نواحی کانی‌سازی گسترش دارد. این دگرسانی با کانی‌سازی همراه بوده و به صورت غلافی نواحی کانی‌سازی را در برمی‌گیرد. سیلیس به صورت کوارتز ریز دانه در حالت‌های خاص در شکل ژاسپروئید است. غالباً همراه با سیلیس،



شکل ۱۱. نقشه دگرسانی منطقه کانی سازی طلای کوه زر.

of protozoic Iron Oxide (Cu-U-Au-REE) deposits", precamb. Res, 58, (1992) 241-287.

[3] De Haller A. Fontboté L., "The Raúl-Condestable Iron Oxide Copper Gold Deposit, Central Coast of Peru: Ore and Related Hydrothermal Alteration, Sulfur Isotopes, and Thermodynamic Constraints", Econ. Geo., 104, 3, (2009), p.365-384.

[4] Siltoe R. H., "Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view", Miner depos, 38, (2003), 787-812.

[۵] کریم‌پور م، ح مظلومی بجستانی ع، "گزارش اکتشافات طلا در منطقه کوه زر تربت حیدریه"، گزارش داخلی شرکت طلای زرمهر، (۱۳۷۷)، ۳۱ صفحه.

[۶] واعظی‌پور م. ج، بهروزی، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰/۰۰۰ تربت حیدریه چهار گوش شماره K5"، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران (۱۳۷۰).

[۷] بهروزی الف، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ورقه فیض آباد"، ورقه شماره ۷۷۶۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران (۱۳۶۶).

[8] Alavi M., "Tectonic Map of Middle East", Tehran, GSI, Scale, 1:50000, (1991).

[9] Ramazani J., Tucker R.D., "The saghand region, central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana

منطقه به طور کلی تحت تاثیر دگرسانی فراگی-پروپلیتی قرار گرفته اند.

در توده‌های نفوذی مونزونیت، کوارتز مونزونیت، و هورنبلاند بیوتیت گرانودیوریت دگرسانی آلپیتی مشاهده می‌شود. دگرسانی گرمابی در حاشیه رگه‌ها از نوع سیلیسی است که به صورت غلافی زون‌های کانی‌سازی را در بر گرفته است. دگرسانی آرژیلیکی و سرسیتی بسیار محدود بوده و در حریم توده‌های نفوذی دیده می‌شود.

سپاس‌گزاری و قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های شرکت طلای زرمهر برای انجام این پژوهش و از آقای مهدی پوراسماعیل جهت خدمات فنی سپاس‌گزاری می‌نمایند.

مراجع

[۱] مظلومی بجستانی ع، کریم‌پور م. ح، رسا ا، رحیمی ب، وثوقی عابدینی م، "کانسار طلای کوه زر تربت حیدریه مدل جدیدی از کانی‌سازی طلا"، مجله ی بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره ۳، (۱۳۸۷)، صفحات ۳۶۳ تا ۳۷۶.

[2] Hitzman W.M, Oreskes N., Einaudi M.T., "geological characteristics and tectonic setting

- [19] De La Roche H., Leterrier J., "Grandclaude, P., & Marchal, M., A Classification of Volcanic and Plutonic Rocks using R_1 - R_2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature". Chem Geol, v.29, (1980), p.183-210.
- [20] Shand S.J., "Eruptive Rocks": T.Murby, London, (1947), 488p.
- [21] peccerillo A. Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks From The Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, (1976), 63-81.
- [22] Pearce J.a., Haris N.B.W. Tindle A. G., "Trace Element Discrimination Diagrams for Tectonic Interpretation of Granitic Rocks", Journal of Petrology, 25, Part 4, (1984), 956-312.
- [23] Ishihara S., "Significance of the Magnetite-series and Ilmenite series of granitoids in mineral exploration", Fifth IAGOD Symposium, (1980), p.309-312.
- [۲۴] کفاش طوسی م، ح، "گزارش پردازش تصاویر ماهواره-ای منطقه کوه‌زر به منظور اکتشاف طلا"، گزارش داخلی شرکت طلای زرمهر، (۱۳۷۸)، ۱۶ صفحه.
- [۲۵] مظلومی بجستانی ع، همام م و کریم‌پور م، ح، "گزارش وقوع کانی‌دوم‌تیریت از منطقه سرسپیدار تربت‌حیدریه"، چکیده مقالات دوازدهمین همایش بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، اهواز، (۱۳۸۳)، صفحه ۲۱۰-۲۱۴.
- [۲۶] شرکت طلای زرمهر، "گزارش نهایی اکتشاف کانسار طلای کوه‌زر"، گزارش داخلی شرکت طلای زرمهر، (۱۳۸۳)، ۳۷۲ صفحه.
- [۲۷] کریم‌پور م، ح، "کانی‌شناسی، دگرسانی، سنگ‌منشا و محیط تکتونیکی کانسارهای Iron Oxide Cu-Au و مثال‌هایی از ایران"، فشرده مقالات یازدهمین همایش بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، یزد، (۱۳۸۲)، صفحه ۱۸۴-۱۸۹.
- "Tectonics", American journal of Science, 303,(2003), 622-665
- [10] Malekzadeh Shafaroodi A., Karimpour M.H., Mazaheri, A., "Rb- Sr and Sm- Nd Isotopic Compositions and Petrogenesis of Ore Related Intrusive Rocks of Gold-rich Porphyry Copper", Maherabad Prospect area (North of Hanich), Eaes Iran, Journal Of Crystallography & Mineralogy , in press.
- [11] Eftekharneshad J., Aghanabati A., Baroyant V., Hamzehpour B., "Geological Quadrangle Map of kashmar", 1: 250000", GSI, Tehran, Iran, (1976).
- [12] Lindenberg H.G., Gorler K., Ibbeken H., "Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the sabzevar zone in the area of oryan Khorasan, NE Iran", GSI, Rep. No. 51, (1983), 119-143, Tehran Ira.
- [۱۳] مظلومی بجستانی ع، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و کانسارسازی طلا و تنگستن در منطقه کوه زر تربت حیدریه"، رساله منتشر نشده دوره دکتری زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۷)، ۲۹۱ صفحه.
- [۱۴] قائمی ف، "مطالعات زمین‌شناسی منطقه کوه‌زر"، گزارش داخلی شرکت طلای زرمهر (۱۳۷۷)، ۶۷ صفحه.
- [۱۵] مظلومی بجستانی ع، کریم‌پور، م، ح، رساء، الف، وثوقی-عابدینی، م، "کاربرد مطالعات حرارت‌سنجی در اکتشافات کانسار طلای کوه‌زرتربت حیدریه"، مجله علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی. (پاییز ۸۵)، شماره شانزدهم، صفحات ۱۱۷ الی ۱۳۰.
- [16] Mazloumi A.R., Karimpour M.H, Stern C.R., Rasa I., Saadat S. ", Fluid Inclusion Thermometry , s-isotop.petrology of Kuh-e-e Zar specularite rich Iron Oxide Gold deposit" north eastern Iran. Gsa abstract 39,6, (2007), Abs.No.122959.
- [۱۷] گورابجیری‌پور آر، "پترولولژی و پتروژنز منطقه کوه‌زر-تربت حیدریه) با نگرش ویژه بر کانه‌زایی طلا"، پایان‌نامه منتشر نشده دوره کارشناسی‌ارشد دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۹)، ۱۲۶ صفحه.
- [18] Middlemost E.A.K, "Magmas and Magmatic Rocks", Longman, London and New York, (1985), 266p.



شرایط تشکیل بلورهای گارنت زونینگ دار در دگرگونی مجاورتی توده نفوذی حسن آباد، جنوب غربی تفت

سمیرا زندی فر^۱، محمد علی ولی زاده، محمد علی برقی

دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱/۱۸، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۱۵

چکیده

در هاله دگرگونی مجاورتی اطراف گراندیوریت های روستای حسن آباد یزد، فراوانی بلورهای گارنت در زون های مختلف دگرگونی، که برخی از این بلورها زونینگ واضحی را نشان می دهند، قابل توجه می باشد. نتایج حاصل از آنالیزهای نقطه ای گارنت ها با میکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) از مرکز به سمت حاشیه نشان داد که گارنت ها متعلق به سری گراندیت می باشند و تغییر ناگهانی عناصر Al و Fe از مرکز به سمت حاشیه نشان دهنده تشکیل منطقه بندی گارنت ها در هنگام رشد بلور است، ولی در اطراف شکستگیها در اثر نفوذ آبگون ها منطقه بندی به طور موضعی از بین رفته است. بررسیهای انجام شده بر روی تغییرات عناصر از مرکز به حاشیه بلور نشان می دهد که عامل اصلی ایجاد منطقه بندی نوسانی در گارنت های مورد مطالعه، ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت بوده و با تغییر در ترکیب آبگون های گرمابی ادامه یافته است.

واژه های کلیدی: گارنت، زونینگ، دگرگونی مجاورتی، روستای حسن آباد، یزد.

مقدمه

یکی از مهمترین مسائل در مطالعه سنگ های دگرگونی، بازسازی شرایط فشار و دمایی می باشد که سنگ مورد مطالعه تحمل کرده است. گارنت به واسطه ترکیب خود به همراه کانیهای مناسب دیگر به عنوان ژئوترموبارومتری مطلوب عمل می نماید [۱]. مطالعه ترکیب شیمیایی زونینگ کانیهای آذرین و دگرگونی، همزمان با شروع استفاده از میکروسکپ الکترونی، یعنی از اوایل دهه ۷۰ میلادی آغاز شد، و اولین مطالعات انجام شده در خصوص ساختمان منطقه ای کانیهای دگرگونی بر روی زونینگ بلورهای گارنت بوده است [۲، ۳، ۴]. منطقه بندی کانیها در محیط های گوناگون زمین شناسی از دماهای بسیار پایین (در حد دیاژنز) [۵] تا رژیم های حرارتی بالا (حتی هنگام تبلور ماگما) [۶] مشاهده می شود.

زونینگ بلورهای گارنت در سنگهای دگرگونی در اثر فرآیندهایی از قبیل رشد بلور [۷]، نشر [۸، ۹] و یا نشت آبگون ها در بلورهای گارنت قبلا تشکیل شده [۱۰] ایجاد

می گردد. بر این اساس تعبیر و تفسیر داده های حاصل از آنالیزهای زونینگ گارنت به تعیین نوع ساختمان منطقه ای آن بستگی دارد. محققان عقیده دارند که بررسی زونینگ در گارنت های سری گراندیت می تواند رهگشای شناخت سیستم حاکم بر محیط در زمان تشکیل اسکارن باشد [۱۱]. در این بررسی بلورهای گارنت زونینگ دار در اسکارن مجاور توده نفوذی حسن آباد- یزد، با استفاده از تجزیه نقطه ای SEM بررسی و نوع زونینگ و همچنین دلایل تشکیل آنها مورد مطالعه قرار گرفت.

زمین شناسی منطقه

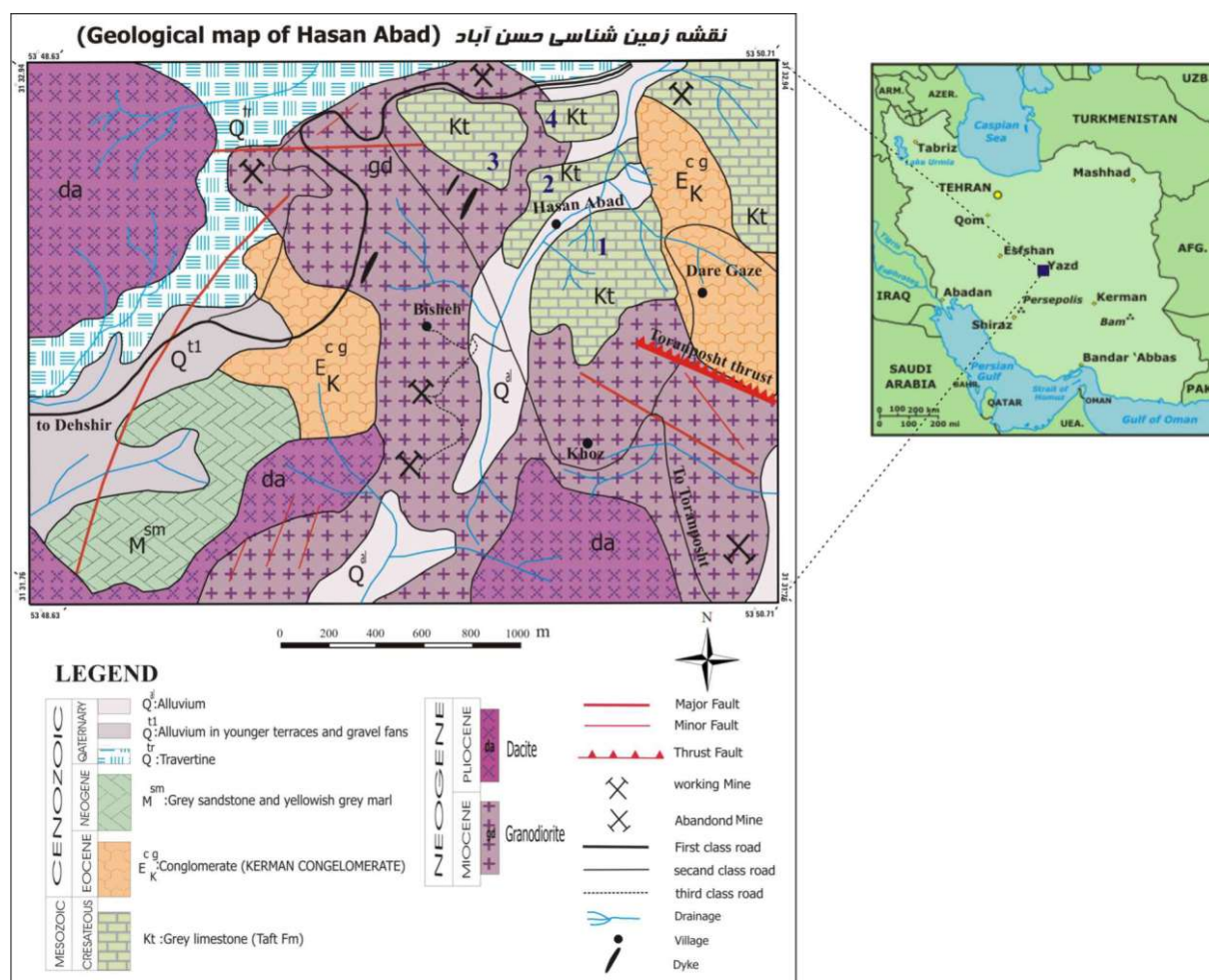
اسکارن حسن آباد در اثر نفوذ توده گراندیوریتی با سن میوسن مربوط به نوار ارومیه- دختر در آهکهای کرتاسه ایجاد شده است (شکل ۱). این نوار ماگمایی- متالوژنیک موازی نوار چین خوردگی- برخوردی زاگرس می باشد که در شمال شرقی

آبرفتها و همچنین تراورتنهای عهد حاضر که هم‌اکنون نیز از چشمه‌های تراورتن‌ساز در حال نهشته شدن است تشکیل می‌دهند (شکل ۲). توالی رسوبی مزوزوئیک به وسیله کنگلومرا (کنگلومرای کرمان) و سنگهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن پوشیده می‌شود [۱۴]. نهشته‌های میوسن با رسوبات مارن و ماسه‌سنگ ریزدانه با رنگ عمومی ارغوانی آغاز می‌شود. پایان‌بخش رسوبات میوسن در ناحیه مورد بررسی، لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرا به رنگ خاکستری تیره است. سنگهای آذرین گسترش وسیعی در منطقه مورد مطالعه دارند. این سنگها دارای طیف ترکیبی از داسیت، آندزیت و گرانودیوریت، کوآرتزدیوریت و دیوریت می‌باشند.

این زون گسلشی قرار دارد. ماگماتیسم و کانی زایی مرتبط با آن در نتیجه فرورانش در نوار برخوردی زاگرس ایجاد شده است [۱۲]. منطقه مورد مطالعه به شدت تکتونیزه بوده و کلیه واحدهای سنگی آن جابه‌جا شده‌اند. این فعالیت به علت قرارگیری آن در یک زون گسلی بین گسل اصلی دهشیر-بافت و گسل توران‌پشت-شمس‌آباد که یکی از گسلهای فرعی و منشعب از آن است، بیش از مناطق مجاور می‌باشد. این پیکره گسلی متأثر از آخرین رخداد زمین‌ساختی آلپ بوده که پی آمد آن ولکانیسم به‌صورت گنبدهای آتشفشانی است [۱۳]. قدیمی‌ترین سنگهایی که در این منطقه رخنمون دارند مربوط به کرتاسه بوده (آهک سازند تفت) و جوانترین سنگها را



شکل ۱. تصاویری از کنتاکت توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه. شکل بالا نمایی دور از کنتاکت را نشان می‌دهد و تصویر پائین کنتاکت را از فاصله نزدیک به نمایش می‌گذارد (نگاه به غرب).



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی شهرستان یزد.

دگرگونی مجاورتی

این منطقه هم برون اسکارن و هم درون اسکارن مشاهده شده است، اما عمدتاً برون اسکارن می باشد. چهار توده آهکی که دستخوش دگرگونی مجاورتی قرار گرفته اند در شکل ۱ با شماره مشخص شده اند. توده ۱، ۲ و ۳ کاملاً آهکی بوده و توده آهکی ۴ تا اندازه ای دلمیتی است.

در منطقه ۱ هاله دگرگونی مجاورتی گسترش زیادی دارد. بلورها دانه ریز و انهدرال تا سابهدرال هستند و بافت آن گرانوبلاستیک است. تنوع کانی شناسی در آن محدود بوده و پارائزن کانیهای آن شامل: گارنت (گروسولار) + دیوپسید + وزوونایت + اپیدوت می باشد و زون بندی خاصی در اینجا قابل تشخیص نیست. مناطق ۲ و ۳ از تمام لحاظ شبیه هستند.

نفوذ استوک گرانودیوریتی - دیوریتی حسن آباد موجب دگرگونی مجاورتی سنگهای اطراف خود شده و مجموعه ای از سنگهای دگرگونی مجاورتی شامل متاولکانیک، متاسندستون و اسکارن را به وجود آورده است. گستردگی هاله های دگرگونی مجاورتی اطراف این توده های نفوذی متغیر بوده و در حد چندین سانتی متر تا ۷۰۰ متر می باشند. تغییرپذیری وسعت هاله های دگرگونی اسکارن حسن آباد می تواند با توده نفوذی زیرین در ارتباط باشد و همچنین دما و فعالیت سیال در سنگهای اطراف اسکارن می تواند دلایلی برای این تغییرپذیری باشند [۱۵]. این اسکارنها در چهار منطقه مورد مطالعه قرار گرفته اند. پارائزن کانیها در هر منطقه تا اندازه ای با مناطق دیگر متفاوت است. در

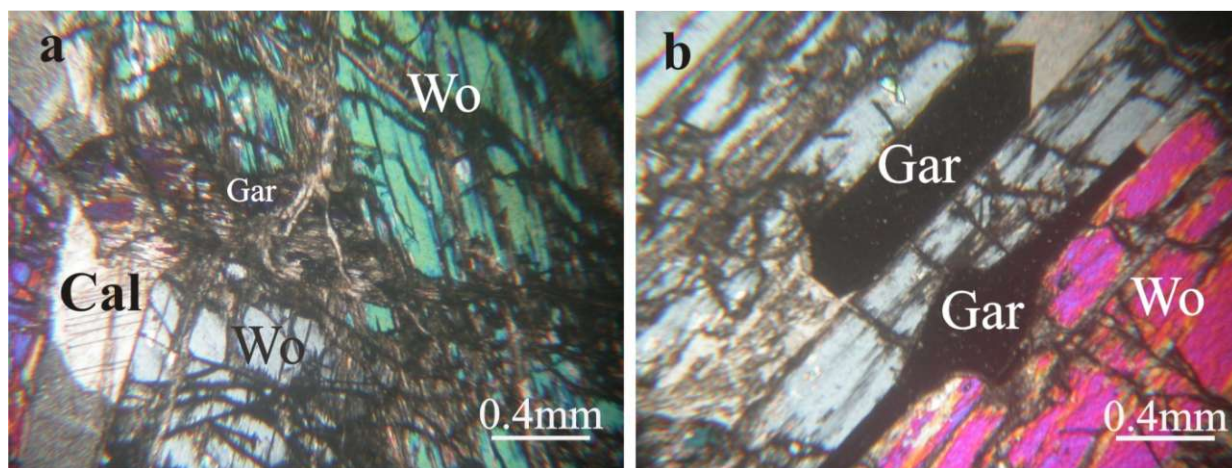
مشابه مناطق ۲ و ۳ و با اختلاف اندک در ترکیب کانی‌شناسی با هم تشخیص داده شده‌است، که از کنتاکت به سمت سنگهای میزبان عبارتند از: ۱- زون ولاستونیت- گارنت (شامل مجموعه کانیهای ولاستونیت، گارنت، دیوپسید، کلینتونی، کلسیت، اسپینل، فورستريت)، ۲- زون ولاستونیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت+ دیوپسید + گارنت+ وزوویانیت + کلسیت+ کلینتونی+ مارگاريت+ اسپینل)، ۳- زون وزوویانیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانیهای وزوویانیت+ دیوپسید+ کلسیت+ گارنت+ اپیدوت) و ۴- زون کلسیت- اپیدوت (شامل مجموعه کانیهای کلسیت+ اپیدوت+ وزوویانیت + گارنت). شناسایی این کانیها توسط مقاطع میکروسکپی و مطالعات دقیق تر ۶۰ نمونه با پراش پرتو ایکس (XRD) در آزمایشگاه XRD دانشگاه تهران صورت پذیرفت.

با توجه به گستردگی هاله دگرگونی در منطقه چهارم و تنوع کانیایی آن، در اینجا برای پرهیز از دوباره کاری، نتایج مطالعات این منطقه آورده شده‌است.

ابعاد کانیها در این هاله دگرگونی نسبتاً درشت است. ولاستونیت در محل کنتاکت از فراوانی زیادی برخوردار بوده و کانی‌هایی از قبیل گارنت، دیوپسید و کلسیت را به‌صورت ادخال در خود دارا هستند (شکل ۳).

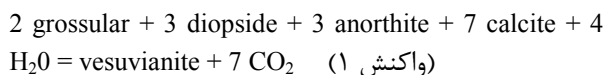
نتیجه دگرگونی مجاورتی این آهکها پیدایش چهار زون دگرگونی است. که به ترتیب از محل کنتاکت با توده نفوذی به سمت سنگهای میزبان عبارتند از:

زون ولاستونیت- گارنت (شامل مجموعه کانیهای ولاستونیت+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت)، زون ولاستونیت-وزوویانیت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت+ وزوویانیت+ گارنت+ دیوپسید+ کلسیت)، زون وزوویانیت- دیوپسید (شامل مجموعه کانیهای وزوویانیت+ دیوپسید+ کلسیت+ گارنت+ اپیدوت) و زون کلسیت- اپیدوت (شامل مجموعه کانیهای وزوویانیت+ اپیدوت+ کلسیت+ گارنت) می‌باشند. در این منطقه اندازه بلورها متوسط تا درشت بلور می‌باشند. برخی از گارنت‌هایی که ولاستونیت‌ها را احاطه کرده‌اند زونینگ نوسانی مشخصی را به نمایش می‌گذارند. آهکهای منطقه ۴ مقداری دولومیتی و آلومینیوم‌دار می‌باشند. این دولومیت منشا ثانوی دارد و می‌تواند به صورت بلورهای شفاف سنگ آهک، جانشین سازنده‌های فسیلی و یا پر کننده شکستگیهای کوچک بعدی پدیدار شود. این منطقه تا حد زیادی شبیه مناطق ۲ و ۳ است. به‌علت جهت‌گیری ترجیحی میکاها در این منطقه، لایه‌های روشنی در برخی مناطق به چشم می‌خورد (البته به آسانی قابل مشاهده نیستند). این میکاها شامل کلینتونی و تا اندازه‌ای بسیار محدود مارگاريت (افزیت) می‌باشند. در اینجا نیز چهار زون



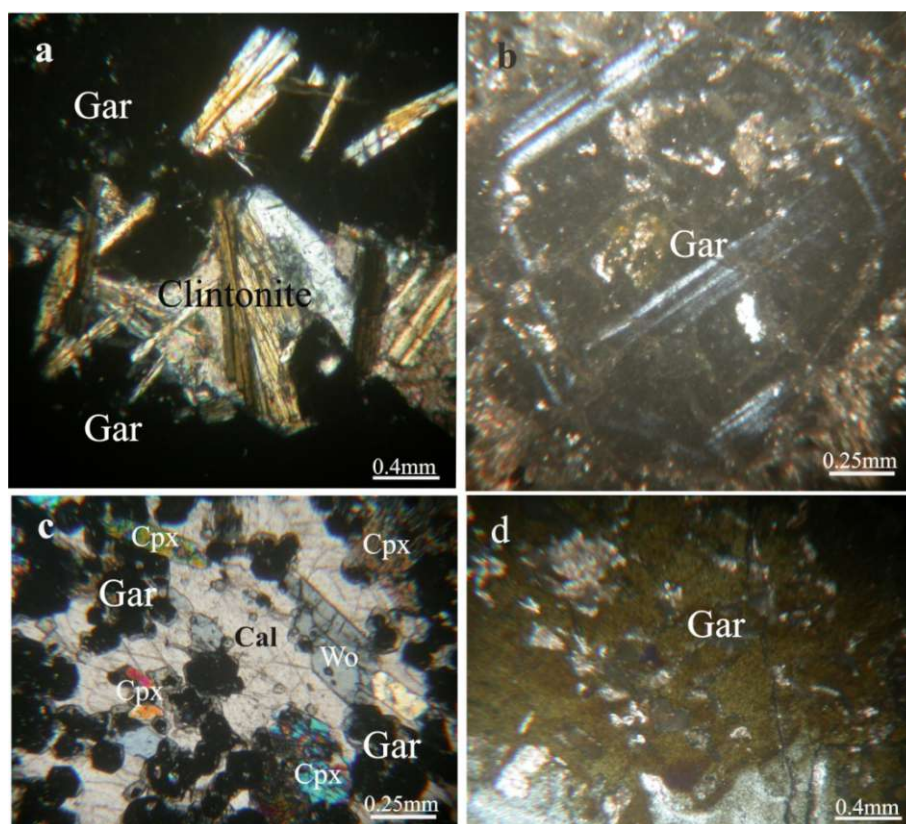
شکل ۳. تصاویر میکروسکپی از ادخال گارنت و کلسیت درون ولاستونیت‌ها (نور pl). (Gr: گارنت، Cal: کلسیت، Wo: ولاستونیت).

وزوویانیت فراوانی زیادی در این منطقه دارد و در بعضی از موارد جانشین گارنت‌های درشت‌بلور نزدیک کنتاکت می‌شود (واکنش ۱) (شکل ۶).



مطالعات زیادی تأیید می‌کنند که پاراژنهای دارای وزوویانیت به سیالات غنی از آب منحصر می‌شوند [۲۰، ۱۹، ۱۸]. در یک آنالیز کیفی در سیستم $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-CaO}$ توسط [۱۸] نشان داده شد که وزوویانیت در دماهای بالا در غیاب کوارتز و موقعیتهای غنی از آب ($X_{\text{H}_2\text{O}} > 0.8$) پایدار است. کانیهای فرعی شامل تورمالین و اپک می‌باشند. پیریت یوهدرال افشان در سرتاسر نمونه‌ها مشاهده می‌شود. از دیگر کانیهای اپک می‌توان مالاکیت، کالکوپیریت و هماتیت را نام برد.

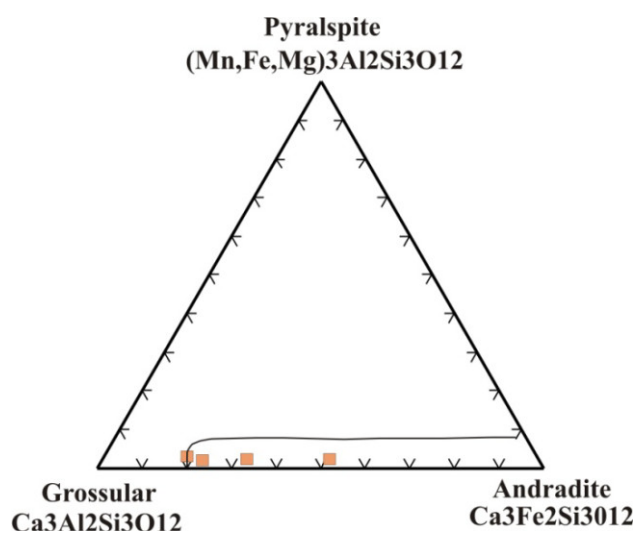
گارنت‌های احاطه کننده ولاستونیت‌ها درشت بلور و دارای زونینگ نوسانی می‌باشند، همراه برخی از این گارنت‌ها کلینتونیت مشاهده می‌شود (شکل ۴) و همچنین در بعضی از موارد حاشیه بلورهای گارنت در حال تبدیل به وزوویانیت می‌باشند. با دور شدن از توده آذرین گارنت دانه‌ریز و ایزوتروپ جانشین گارنت ان‌ایزوتروپ و درشت‌بلور می‌شود. آنالیزهای میکروپروپ گارنت‌های حسن‌آباد (جدول ۱) بر روی نمودار سه ضلعی گروسولار-آندرادیت-اسپسارتین [۱۵]، نشان می‌دهد که محتوای منگنز این کانیها قابل اغماض بوده و از نظر ترکیب کانی‌شناسی در دو قطب متفاوت آندرادیت و گروسولار قرار می‌گیرند (شکل ۵). بر اساس نمودار [۱۵]، گارنت‌های منطقه مورد مطالعه نشان‌دهنده اسکارن‌های مس، آهن و طلا هستند. کلینوپیروکسن‌های موجود با دانه‌های سابهدرال (بیشتر از ۱۰۰ میکرون) محلول جامدی از هدنبرژیت-دیوپسید را نشان می‌دهند [۱۷].



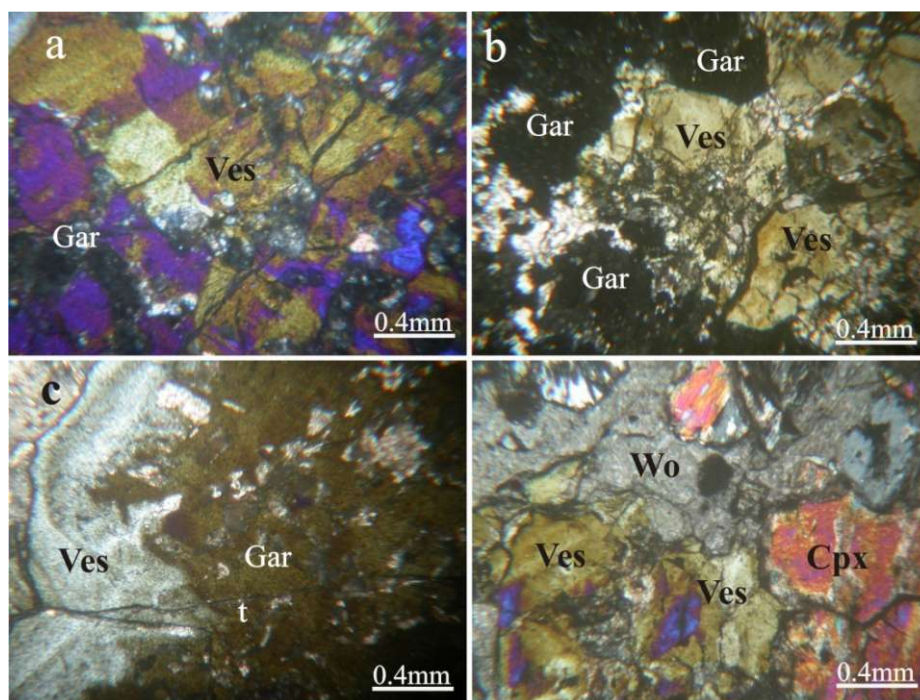
شکل ۴. a تا d گارنت‌های اولین زون دگرگونی همراه کانیهای همزیست با آن. (نور pl). (Gr): گارنت، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن).

جدول ۱. نتایج الکترون میکروپروپ (به‌وسیله دستگاه میکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Vega VG2080573IR شرکت متالوژی رازی) گارنت‌های اسکارن حسن‌آباد.

Sample	Gr	Gr2	Gr3	Gr4
SiO ₂	۳۵/۳۴	۳۸/۰۲	۳۸/۶۶	۳۸
TiO ₂	۲/۱			۰/۴۸
Al ₂ O ₃	۱۰/۱۷	۱۷/۰۸	۱۷/۴	۱۴/۵۹
Cr ₂ O ₃		۰/۱۶		
Fe ₂ O ₃	۱۳/۸	۶/۹۷	۶/۰۵	۸/۹۷
FeO	۲/۹	۱/۶۵	۱/۴۷	۲/۳۵
MnO	۰/۰۷	۰/۱۱		۰/۰۳
MgO	۰/۵۱	۰/۰۸	۰/۵۴	۰/۳۲
CaO	۳۶	۳۶/۵۸	۳۶/۵۵	۳۶/۶۱
Total	۱۰۰/۸۹	۱۰۰/۶۵	۱۰۰/۶۷	۱۰۰/۳۵
Number of Ions on the basis of 24 oxygens				
Si	۵/۱۳	۵/۵۵	۵/۷	۵/۵۲
Ti	۰/۳۱	.	.	۰/۰۵۴
Al	۱/۴	۲/۴۵	۲/۵۷	۱/۶۸
Fe ₃	۲/۰۰۲	۰/۸۹	۰/۷۵	۱/۳۷
Cr	.	۰/۰۱	.	.
Fe ₂	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۱۵	۰/۲۳
Mg	۰/۰۱۲	۰/۰۱۱	۰/۱۴	۰/۰۷
Mn	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷	.	۰/۰۰۲
Ca	۵/۸	۵/۹۱	۵/۸۹	۵/۷۱
And	۵۱/۱۷	۲۳/۶۰۶	۲۰/۹۵۲	۳۲/۵۰۲
Gross	۴۶/۷۴۹	۷۵/۳۵۷	۷۷/۰۳۳	۶۶/۱۹۸
Pyrope	۱/۹۳	۰/۳۰۳	۲/۰۱۴	۱/۲۳۴
Spess	۰/۱۵۱	۰/۲۳۶	.	۰/۰۶۶



شکل ۵. تغییرات ترکیبی گارنت در اسکارن روستای حسن‌آباد یزد.



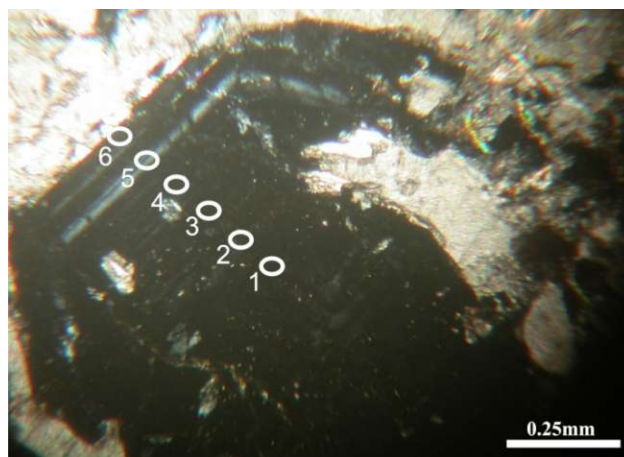
شکل ۶. تصویر میکروسکوپی وزوویانیت‌های اسکارن منطقه مورد مطالعه همراه کانیهای همزیست با آن، c: تبدیل گارنت به وزوویانیت را نشان می‌دهد (نورال). (Gr: گارنت، Cal: کلسیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Wo: ولاستونیت، Ves: وزوویانیت).

بحث و بررسی

گارنت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه دو نوعند. نوعی که ولاستونیت را احاطه کرده ایزوتروپ، قهوه‌ای، خودشکل و درشت‌بلور است. در این نوع زوناسیون مشاهده می‌گردد. با دور شدن از توده آذرین، ولاستونیت ناپدید می‌گردد و گارنت آن ایزوتروپ نیز جای خود را به نوع ایزوتروپ که دانه‌ریز است، می‌دهد.

تجزیه نقطه‌ای با دستگاه میکروسکپ الکترونی روبشی (SEM) مدل Vega (VG2080573IR) در شرکت متالوژی رازی روی نمونه‌های دارای گارنت‌های زونه اسکارن حسن‌آباد انجام شده است (جدول ۲). شکل ۷ تصویر میکروسکپی یک بلور گارنت با زون‌بندی مشخص را نشان می‌دهد. ظهور باند روشن در بلور گارنت، نشانه افزایش عضو انتهای آندرادیت در سری محلول جامد گروسولار-آندرادیت بوده و ظهور باند تیره، نشانه افزایش عضو انتهای گروسولار در سری محلول جامد است.

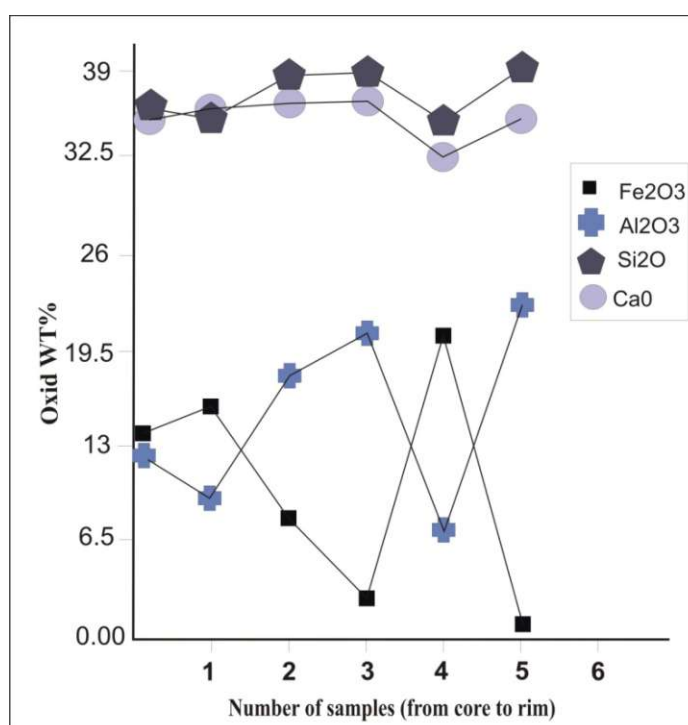
شکل ۸ تغییرات درصدوزنی اکسیدهای عناصر Si, Ca, Al, Fe را از مرکز به سمت حاشیه بلور نشان می‌دهد. تغییرات درصد وزنی SiO_2 و CaO از مرکز به سمت حاشیه ناچیز است ولی درصد وزنی Al_2O_3 و Fe_2O_3 مخصوصاً در حاشیه به شدت نوسان نشان می‌دهد. در شکل ۷ مرز بین دو زون کاملاً مشخص است که نشانگر تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی مواد تشکیل‌دهنده گارنت است. این تغییرات ناگهانی و نوسانی میزان عناصر و تکرار تغییرات مشخص دلالت بر آن دارد که تغییرات طی رشد، ایجادکننده منطقه‌بندی گارنت‌های مورد مطالعه می‌باشد. ساختمان منطقه‌ای رشدی به پدیده تفريق در طول رشد نسبت داده شده است [۲۱]. این منطقه‌بندی رشدی در اطراف بعضی از شکستگیها در اثر نشت آبگون‌ها به صورت موضعی از بین رفته است. در مجاورت این شکستگیها ترکیب گارنت‌ها متفاوت بوده است (شکل ۷). در دماهای پایین دگرگونی، گارنت‌ها معمولاً زونینگ مشخصی را نشان می‌دهند.



شکل ۷. تصویر یک بلور گارنت با زون‌بندی. دواير سفيد رنگ نشان‌دهنده مکان آنالیز است.

جدول ۲. نتایج تجزیه الکترون میکروپروب از بلور گارنت زونه در اسکارن روستای حسن‌آباد- یزد

Sample.n	G0	G1	G2	G3	G4	G5
SiO ₂	۳۷/۱۴	۳۵/۳۴	۳۸/۶۶	۳۸/۹	۳۵/۱	۳۹/۱
TiO ₂	۱/۵۹	۲/۱۰	-	-	۲/۱	-
Al ₂ O ₃	۱۲/۵۸	۱۰/۱۷	۱۷/۴۰	۲۱/۱	۶/۸	۲۳/۳
Fe ₂ O ₃	۱۳/۱۵	۱۵/۸۰	۷/۰۵	۲/۳	۲۰/۹۹	۱/۵
FeO	۳/۰۴	۳/۱۲	۱/۴۷	۰/۷۸	۳/۷۵	۰/۲۵
MnO	-	۰/۰۷	-	-	-	۰/۵۳
MgO	۰/۵۰	۰/۵۱	۰/۳۴	-	۰/۹۹	-
CaO	۳۵/۰۷	۳۶/۰۰	۳۶/۵۵	۳۶/۹۹	۳۲/۰۵	۳۵/۲
Na ₂ O	-	۰/۱۴	-	-	-	-
K ₂ O	-	۰/۰۸	-	-	-	-
Total	۱۰۳/۰۴	۹۹/۷۵	۱۰۱/۴۷	۹۹/۷۴	۹۹/۴	۹۹/۸۸
Number of Ions on the basis of 24 oxygens						
Si	۵/۶۱	۵/۱۴	۵/۷	۵/۷۶	۵/۰۱	۵/۸۵
Ti	۰/۱۱	۰/۳۱	-	-	۰/۳۱	-
Al	۱/۵۹	۱/۴۵	۲/۵۶	۳/۸۰	۱/۳۱	۴/۰۶
Fe ₃	۱/۹۸	۲/۰۱	۰/۹	۰/۲۷	۲/۹۵	۰/۰۹۵
Fe ₂	۰/۳۲	۰/۴۲	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۰۳۴
Mn	-	۰/۰۰۵	-	-	-	۰/۱۱
Mg	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۳	-	۰/۱۱۹	-
Ca	۵/۶۱	۵/۸۱	۵/۸۹	۵/۹۵	۵/۱۲	۵/۶۹
Na	-	۰/۰۴۴	-	-	-	-
K	-	۰/۰۱۷	-	-	-	-
And	۵۱/۱۷	۵۲/۵	۳۷/۵	۱۰/۱	۹۲/۲	۴/۵
Gross	۴۶/۷۴۹	۴۵/۷۸	۴۱/۶	۸۹/۴	۶/۳	۹۴/۰
Pyrope	۱/۹۳	۱/۵	۱۸/۷	۰/۵	۲/۵	۱/۵
Spess	۰/۱۵۱	۰/۱۳	۲/۲	-	-	-



شکل ۸. نتایج تغییرات درصد وزنی اکسیدهای Fe_2O_3 ، Al_2O_3 ، SiO_2 ، CaO در زونینگ بلور گارنت.

گارنت‌هایی که در فاصله زمانی بین دوره‌های جوشش رشد می‌کنند، مقدار گروسولار بالاتری در سری محلول جامد دارند (در این زمان فوگاسیته اکسیژن به‌وسیله مجموعه کانیهای موضعی به‌عنوان بافرهای فوگاسیته اکسیژن پایین نگه‌داشته می‌شود و در نتیجه میزان Fe^{+3} در ترکیب آبگون پایین می‌آید).

افزایش X_{CO_2} ، f_{O_2} و آبگون‌های با شوری بالا موجب افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد گراندیت می‌شود [۲۵]. حضور بالای آندرادیت در سری محلول جامد، با رشد سریع گارنت و شارش سریع آبگون‌های گرمایی همراه می‌باشد [۲۶].

دومین دلیل در منطقه‌بندی رشدی نوسانی گارنت‌هایی که با تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی همراه هستند، ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت است. نمودار تغییرات درصد وزنی عناصر Fe و Al نشان می‌دهد که میزان این دو عنصر در مرکز بلور به طور ناگهانی تغییر می‌کند و جانشین یکدیگر می‌شوند که این موضوع می‌تواند ناآمیختگی در سیستم گراندیت را نشان دهد. این جانشینی در حاشیه‌های بلور کمتر می‌شود که به دلیل تغییر ترکیب آبگون‌های موجود در هنگام

زیرا بعضی عناصر بین گارنت و کانیهای همراه با آن به‌صورت همگن توزیع شده‌اند که ناشی از سرعت کند انتشار درون دانه‌ای است، اما زمانی که دمای دگرگونی بیش از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد باشد، زونینگ رشدی گارنت‌ها در نتیجه سرعت بالاتر پخش تا حدودی یا کاملاً همگن خواهد شد [۲۲].

دو دلیل اصلی در مورد منطقه‌بندی رشدی نوسانی گارنت‌ها وجود دارد که عبارتند از: ۱- عوامل خارجی (که عمدتاً تغییرات در ترکیب آبگون‌های گرمایی می‌باشد که گارنت‌ها از آن نهشته می‌شوند)؛ ۲- ناآمیختگی در سیستم دوتایی گروسولار-آندرادیت. ترکیب آبگون‌های موجود در درز و ترکهای سنگ توسط عوامل خارجی (نشت) و داخلی (در اثر تجزیه کانیهای موجود در سنگ) کنترل می‌شود. در زون‌هایی که عضو انتهایی گروسولار افزایش می‌یابد، کنترل‌کننده‌های داخلی و در زون‌هایی که عضو انتهایی آندرادیت افزایش نشان می‌دهد، کنترل‌کننده‌های خارجی نقش بیشتری نشان می‌دهند [۲۳]. به عقیده [۲۴] دوره‌های متناوب شارش آبگون در سیستم‌های گرمایی با جوشش همراه است. فرآیند جوشش موجب اکسایش در آبگون و در نتیجه افزایش نسبت $a_{\text{Fe}^{+3}} / a_{\text{Al}^{+3}}$ شده، لذا تمرکز عضو انتهایی آندرادیت در محلول جامد بالا می‌رود.

رشد بلور است.

با توجه به این که در نمونه‌های حاوی گارنت‌های زونه، کلینتونیت (به صورت انکلوژیون در گارنت) و وزوویانیت (در حاشیه بلور گارنت در حال تشکیل شدن می‌باشد) حضور دارند و هریک از این دو کانی در فوگاسیته اکسیژن خاص خود به وجود می‌آیند [۱۵] حضور این دو کانی در منطقه مورد مطالعه دلالت بر ناپایداری شرایط fO_2 و در نتیجه شرایط آبگون در منطقه دارد. از این رو منطقه‌بندی گارنت‌ها به دلیل نامیختگی در سیستم گراندیت آغاز شده و بعد از آن تحت تاثیر تغییر ترکیب آبگون‌ها ادامه یافته‌است.

نتیجه‌گیری

تجزیه نقطه‌ای SEM گارنت‌های منطقه نشان می‌دهد که گارنت‌ها از مرکز به سمت حاشیه ناهمگن و دارای زون‌بندی نوسانی هستند و مرز بین زون‌ها، ناگهانی است این موضوع نشان‌دهنده تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی مواد تشکیل دهنده است.

در نتیجه منطقه‌بندی موجود در هنگام رشد کانی به وجود آمده است. جریان آبگون در سیستم حاکم بر اسکارن منطقه، با دوره‌های جوشش همراه است. فرآیند جوشش موجب افزایش fO_2 شده و در پی آن موجب افزایش آندرادیت در سری محلول جامد می‌شود و در فاصله زمانی بین این دوره‌ها گروسولار به دلیل کاهش fO_2 ، افزایش می‌یابد. در اثر نفوذ آبگون‌ها منطقه‌بندی گارنت‌ها در اطراف شکستگی‌ها از بین رفته است. منطقه‌بندی گارنت‌ها با نامیختگی در سیستم دوتایی گروسولار- آندرادیت شروع شده و با تغییر در ترکیب آبگون‌های گرمایی ادامه یافته است.

مراجع

- [4] Atherton M.P., Edmunds W.M. "A electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rock", Earth Planet. Sci. Lett. (1966) 185-193.
- [5] Reeder R.J., Grams J.C. "Sector Zoning in Calcite cement Crystals, Implications in carbonates". Geochimica et Cosmochimica Acta. 51(1987) 187-247.
- [6] Sibley D.F., Vogel T.A., Walther B.M., Byerly G. "The Origin of Oscillatory Zoning in plagioclase, Adiffusion and growth controlled model". American J. of Science. 276 (1976) 275-281.
- [7] Hollister L.S. "Garnet Zoning; An interpretation based on the Rayleigh fractionation model". Science. 154(1966) 1647-1651.
- [8] Blackburn W.H. "Zoned and unzoned garnets from the Grenville Gneisses around Gananoque Ontario". Canadian Mineral. 9(1969) 691-698.
- [9] Grant J.A., Weiblen P.W. "Retrograde zoning in garnet near the end Sillimanite isograd". Am. J. Sci. (1971) 270-296.
- [10] Hwang S.L., Yui T.F., Chu H.T., Shen P. "Submicron polyphase inclusions in garnet from the Tananao metamorphic complex, Taiwan, a key to unraveling other wise unrecognized metamorphic events". J. of Metamorphic Geology. 19(2001) 599-605.
- [11] Clechenko C.C., Valley J.W. "Oscillatory zoning in garnet from the Willsboro Wollastonite Skarn, Adirondack Mts, New York, a record of shallow hydrothermal processes preserved in a granulite facies terrane". J. metamorphic Geol. 21(2003) 771-784.
- [12] Berberian M., King G.C.P. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Ira". Canadian Journal of Earth Sciences. 18(1981) 210-265.
- [۱۳] دهقان منشادی ب.، "مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم و دگرگونی منطقه دره زرشک توران پشت، جنوب غربی یزد". پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، (۱۳۷۹).
- [14] Zarasvandi A., Liaghat S. "Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran". International Geology Review. 47(2005) 620-646.
- [15] Timó'n S.M., Moro M.C., Cembranos M.L., Ferná'ndez A. "Contact metamorphism in the Los
- [1] Zeming Z., Yong Y., Zhang J. "The compositional zoning of garnet in eclogite from western segment of Altyn Tag". Chinese science Bulletin. 45(2000) 79-83.
- [2] Chinner G.A., "Almandine in thermal aureoles." J. Petrol. 3(1962) 316-340.
- [3] Banno S. "Notes on Rock Forming minerals, Zoned structure of pyralpsit in Sanbagawa schists in the Bessi area", Shikoku. J. Geol. Soc. Japan. 71(1965) 185-188.

- [22] Carlson W., Schwarze E. "Petrological significance of prograde homogenization of growth zoning in garnet: An example from the Liano Uplift". J. of Metamorphic Geology. 15(1997) 631-639.
- [23] Jamtveit B. "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet, Nonlinear behavior in regions of immiscibility". Am. Mineralogist. 76(1991) 1319-1327.
- [23] Yardley B.W.D., Rochelle C.A., Barnicoat A.C., Lloyd G.E. "Oscillatory zoning in metamorphic minerals". An indicator of infiltration metasomatism. Mineralogical Magazine. 55(1991) 357-365.
- [25] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. "Rock-Forming Minerals Orthosilicates Garnet Groups 1A". pp. (1989) 467-657.
- [26] Jamtveit B., Wogelius R.A., Fraser D.G., "Zonation patterns of skarn garnets, Records of hydrothermal system evolution". Geology. 21(1993) 113-116.
- [27] Jankovic S. "Metallogeny of the Alpine granitoids in the Tethyan-Eurasian metallogenic belt", in Proceedings of the 27th International Geological Congress. Moscow, August 4-14, 12: Utrecht, Netherlands, VNU Science Press. (1984) 247-273.
- Santos W skarn (NW Spain)". Mineralogy and Petrology. 90(2007) 109-140.
- [16] Meinert L.D., "Skarn and skarn deposit". Geoscience Canada. 19(1992) 145-162.
- [۱۷] زندى فر س. "بررسى كانى‌شناسى دگرگونى مجاورتى توده نفوذى روستاى حسن‌آباد يزد (جنوب غربى تفت)". پايان نامه كارشناسى ارشد دانشگاه تهران، (۱۳۸۷) ۱۹۸ ص.
- [18] Valley J.W., Peacor D.R., Bowman J.R., Essene E.J., Allard M.J. "Crystal chemistry of a Mg-vesuvianite and implications for phase equilibria in the system $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ ". J Metamorph Geol. 3(1985) 137-153.
- [19] Labotka T.C., Nabelek P.I., Papike J.J., Hover-Granath V.C., Laul J.C. "Effects of contact metamorphism on the chemistry of calcareous rocks in The Big Horse Limestone member, Notch peak, Utah". Am. Mineral. 73(1988) 1095-1110.
- [20] Abart R. "Phase equilibrium and stable isotope constraints on the formation of metasomatic garnet-vesuvianite veins (SW Adamello, N Italy). Contrib". Mineral. Petrol. 122(1995) 116-133.
- [21] Atherton M.P. "The variety in garnet biotite and chlorite composite in medium grad pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to zonation in garnet. Contrib". Mineral Petrol. 18(1968) 347-371 .



پتروژئولوژی، آلتراسیون و کانی سازی توده های نفوذی مناطق طاهرآباد و بجستان

ملیحه قورچی روکی^۱، سعید سعادت^۲، علیرضا عاشوری^۳

۱- گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی مشهد

۳- گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

دریافت مقاله: ۱۳۸۷/۱۰/۲، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۱/۲۵

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب باختر استان خراسان رضوی و در محدوده شهرستانهای بجستان و فردوس واقع شده است. از نظر ساختاری، ناحیه مورد نظر در بخش شمالی بلوک لوت قرار گرفته است. قدیمی ترین واحد سنگی شامل متاچرت، اسلیت، کوارتزیت، آهک کریستالین نازک لایه و متا آرژیلیت در شمال توده های نفوذی خاور بجستان رخمون دارد. سازند سردر (کربونیفر)، سازند جمال (پریمین) و سازندهای سرخ شیل و شتری (تریاس) به همراه واحدهای کربناته (کرتاسه) و واحد چینه سنگی معادل کنگلومرای کرمان (کرتاسه تا پالئوسن)، مجموعه واحدهای رسوبی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می دهند. براساس سن نسبی، ماگماتیسم در خاور بجستان و طاهرآباد بعد از اواخر کرتاسه شروع و در مقاطع زمانی مختلف در ترشیاری تکرار شده است. دست کم سه مرحله فعالیت آتشفشانی در این منطقه شناسایی شده است. اولین مرحله به صورت گدازه های آتشفشانی با ترکیب مافیک و به طور محدود، حدواسط دیده می شود. دومین مرحله دارای ترکیب بیشتر حد واسط است و در مرحله سوم ترکیب ماگما به تدریج از حد واسط به سمت اسیدی تغییر کرده است. توده های نفوذی بجستان و طاهرآباد در سنگهای آتشفشانی نفوذ کرده اند و به احتمال به لحاظ سنی مربوط به الیگومیوسن هستند. ترکیب غالب توده های بجستان گرانیته، گرانودیوریت و کوارتز مونزونیت و توده های طاهرآباد دیوریت - کوارتز مونزونیت - کوارتز دیوریت - لاتیت است. گرانیتهای بجستان از نوع احیایی (سری ایلمینیت) هستند و توده های نفوذی طاهرآباد از نوع اکسیدان (سری مگنتیت) می باشند. بر مبنای ژئوشیمی عناصر جزئی - کمیاب و آنالیز ایزوتوپی توده های بجستان منشأ پوسته قاره ای داشته و موقعیت تکتونیکی زمان تشکیل، زون تصادم قاره ای بوده است. توده های طاهرآباد در زون فروانش تشکیل شده و منشأ ماگما پوسته اقیانوسی بوده است. نواحی متعدد کانی سازی مس - طلا و سرب در منطقه شناسایی شده است.

واژه های کلیدی: پتروژئولوژی، کانی سازی، طاهرآباد، بجستان.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب باختر استان خراسان رضوی در محدوده شهرستانهای بجستان و فردوس واقع شده است. راه اصلی دسترسی به منطقه مسیر مشهد - فیض آباد - بجستان است.

ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طاهرآباد در محدوده $30^{\circ} 57'$ تا $34^{\circ} 58'$ طول شرقی و $34^{\circ} 30'$ عرض شمالی و ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بجستان در محدوده $30^{\circ} 58'$ تا $34^{\circ} 30'$ طول شرقی و $34^{\circ} 30'$ تا 35° عرض شمالی قرار گرفته است.

از نظر ساختاری، ناحیه مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی علوی [۱]، در بخش شمالی بلوک لوت از بلوکهای ایران مرکزی (بلوک لوت - بلوک طبس - بلوک پشت بادام - بلوک یزد) واقع شده، به طوری که توسط گسل نهبندان در خاور از کمر بند زمین ساختی خاور ایران، توسط گسل نایبند در باختر از بلوک طبس و توسط گسل بزرگ کویر (درونه) در شمال از ایالت زمین شناسی سبزوار جدا می‌گردد.

گسلهای منطقه به طور عمده از یک سامانه گسلهای راستالغز (strike slip) و پلکانی یا نردبانی (enechlon) در یک دستگاه برشی ساده (simple shear) و رژیم کنیماتیکی همگرا شکل گرفته‌اند.

در اثر جابه‌جایی گسلهای برشی و گسلهای موازی با آن، سامانه گسلهای مرتبط با پهنه برشی به صورت شکستگیهای مزدوج (conjugate) در دو سری گسل اصلی شکل گرفته، به طوری که در منطقه مورد مطالعه دست‌کم تا نسل سوم توسعه یافته‌اند و در برخی موارد در اثر پیش‌روی شکستگیهای نسلهای مختلف در طی مراحل دگرشکلی، تشخیص نسل شکستگیها را مشکل ساخته است.

به علت پوشیده شدن سنگهای تریاس و ژوراسیک توسط نهشته‌های کواترنری، رخنمون آنها در منطقه قابل مشاهده نیست ولی رخنمون وسیعی از نهشته‌های کرتاسه را در مرکز و شمال منطقه می‌توان مشاهده کرد.

پس‌روی دریای کرتاسه پیشین در ناحیه بجستان با یک قاعده کنگلومرای قرمز رنگ همراه است که به صورت دگرشیب رسوبات قدیمی‌تر از خود را می‌پوشاند. پیش‌روی دریای کرتاسه پیشین سبب نهشته شدن سنگهای کربناته در ناحیه شده است. از نظر زمین ساختی در اواخر کرتاسه در اثر حرکات ناشی از فاز کوه‌زایی لارامید یک رژیم کنیماتیکی به شدت

همگرا در سرتاسر منطقه مسلط شده به طوری که در اثر آن ناحیه چین خورده و از آب خارج گشته و بعد از آن با یک وقفه رسوب‌گذاری، کنگلومرای معادل کرمان شکل گرفته است.

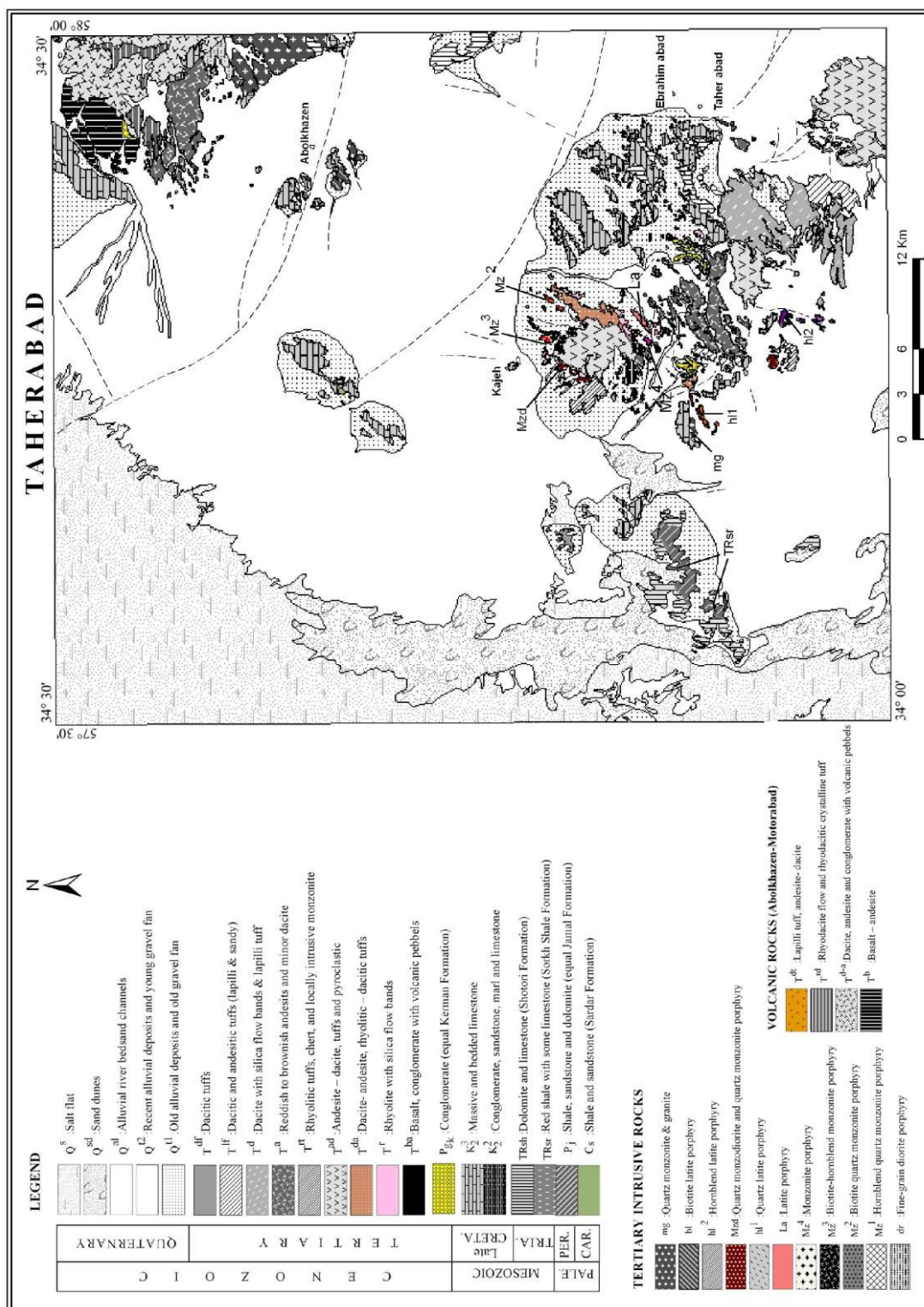
سنگ شناسی آذرین ورقه طاهرآباد

سنگهای آتشفشانی

بخش عمده واحدهای سنگی ترشیری از نوع سنگهای آذرین است. براساس بررسیهای صحرایی، مطالعات پتروگرافی، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های معرف و با توجه به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، واحدهای آذرین زیر مشخص و تفکیک شدند که از قدیم به جدید به شرح زیر است.

قدیمی‌ترین سنگهای آذرین این منطقه، سنگهای آتشفشانی با طیف ترکیبی آندزیتی و داسیتی است. این مجموعه در شکل (۱) با علامت اختصاری T^{ba} مشخص شده است. رخنمون اصلی این سنگها در جنوب جاده ابراهیم‌آباد به کجه است (شکل ۱). این واحدهای سنگی با توجه به ترکیب و قدمت، بیشتر فرسایش یافته و مناطق کم ارتفاع با رنگ سبز متمایل به خاکستری را شامل می‌شوند. مجموعه مذکور به صورت گدازه، توف و لاپیلی توف با ضخامت بین ۲۵ تا ۴۵ متر بر روی واحد معادل کنگلومرای کرمان قرار دارد. در این منطقه یک واحد کنگلومرای اپی‌کلاستیک با قلوهای آتشفشانی به ضخامت ۳-۴ متر بر روی مجموعه فوق قرار گرفته که قطعات تشکیل دهنده آن از واحدهای ذکر شده قبلی است و معرف پایان فعالیت آتشفشانی و شروع سیکل فرسایشی است. بر روی این کنگلومرا گدازه بازالتی با ضخامت کمتر از ۹ متر مشاهده می‌شود که بیانگر تغییرات فعالیت آتشفشانی از طیف حد واسط به سمت مافیک در مراحل بعدی است.

در منطقه کلاته منجی بر روی سنگهای معادل سازند کنگلومرای کرمان سنگهایی شامل بازالت و بازالت - آندزیت با وسعتی حدود ۱۴ کیلومتر مربع رخنمون دارد. این واحد که در شکل (۱) با علامت اختصاری T^b مشخص گردیده، به شدت اکسیده شده و به رنگ قرمز در سطح زمین دیده می‌شود. این واحد در مجموعه سنگهای آتشفشانی محدوده خاوری نقشه طاهرآباد (ابوالخازن - موتورآباد) به عنوان قدیمی‌ترین واحد آتشفشانی مشخص گردیده است (شکل ۱). این مجموعه در سایر نقاط نقشه طاهرآباد رخنمون ندارد. قدیمترین واحد آتشفشانی (T^{ba}) که در مرکز و در محدوده جنوبی نقشه طاهرآباد



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی طاهرآباد [۲].

فعالیت‌های آتشفشانی باشد.

در بخش جنوبی (شمال کوه سمند) و شمال خاوری محدوده مورد مطالعه رخنمون گسترده‌ای از ترکیبات آندزیتی به رنگ قرمز تا قهوه‌ای قابل مشاهده است. این واحد در شکل (۱) با علامت اختصاری (T^a) مشخص شده است. این واحد حاوی ۳-۴ درصد هورنبلند و ۱۰ درصد فلدسپات به صورت فنوکریست است. اندازه فنوکریست‌ها کمتر از ۵ میلی‌متر و زمینه سنگ بسیار ریز بلور است.

در جنوب خاوری محدوده واحدهایی با ترکیب داسیتی (واحد T^d) به صورت توف و گدازه یافت می‌شود. بافت سنگ ریز بلور است و سیلیس در آن حالت جریان‌ی نشان می‌دهد. این واحد علاوه بر این در بخش‌هایی از لاپیلی توف هم مشاهده می‌شود (شکل ۱).

واحد آتشفشانی T^{lf} شامل توف‌های داسیتی - آندزیتی است که به طور محدود داسیت‌هایی با سیلیس جریان‌ی نیز به همراه دارد و در جنوب باختر روستای طاهرآباد رخنمون یافته است (شکل ۱).

رخنمون محدودی با ترکیب داسیتی و بیشتر به صورت توف در باختر نقشه طاهرآباد وجود دارد. رخنمون این واحد (T^{df}) محدود به همین ناحیه است (شکل ۱). وسعت این رخنمون ۷ کیلومتر مربع است. این سنگ دارای ۱۵ درصد فنوکریست و زمینه دانه ریز است. کانی‌های قابل شناسایی فلدسپار بوده و قطعات سنگ‌های قدیمیتر در ابعاد مختلف مشاهده می‌شوند.

مجموعه‌ای از چند مرحله فعالیت آتشفشانی با ترکیب غالب داسیت و به طور محدود آندزیت (واحد T^{d-a}) در گوشه شمال خاوری نقشه طاهرآباد رخنمون دارد. رنگ غالب سنگ‌ها قهوه‌ای تا قرمز روشن است. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و تا ۱۵ درصد فنوکریست هستند. زمینه بسیار ریز بلور است. بافت جریان‌ی یا flow band در این مجموعه مشاهده می‌شود. بافت ریز بلور و متراکم و تخلخل کم موجب شده تا این مجموعه کمتر در معرض فرسایش قرار گیرد. این مجموعه بیشتر صخره ساز بوده و ارتفاعات منطقه را به ویژه در شمال نیان و جنوب موتورآباد به خود اختصاص می‌دهد (شکل ۱).

چند واحد کنگلومرای پی‌کلاستیک در این مجموعه مشاهده می‌شوند. با پایان هر مرحله از فعالیت آتشفشانی و شروع سیکل فرسایشی کنگلومرای تشکیل شده که با عنوان

رخنمون دارد، دارای طیف ترکیبی آندزیت، داسیت و ریوداسیت است.

واحد بعدی که با ترکیب ریولیتی مشخص می‌شود (واحد T^r)، بیشتر حالت گدازه‌ای دارد و با نوارهای سیلیسی جریان‌ی (Silica flow band) همراه است. علت تشکیل حالت نوار، تغییر در میزان گازهای موجود در گدازه است. این موضوع موجب تغییر غلظت و در نتیجه اختلاف سرعت حرکت ماگما در گدازه می‌شود. نوارهای تشکیل شده در گدازه‌های اسیدی معمولاً نازک‌تر از ماگماهای حدواسط است. ضخامت این واحد حدود ۳۰ متر است. ریولیت دارای بافت پورفیری است و میزان فنوکریست در حدود ۷ درصد است. فنوکریست‌های کوچک در حد ۲ میلی‌متر (کوارتز) و نوارهای سیلیسی به صورت جریان‌ی مشاهده می‌شود. گدازه‌های ریولیتی مجموعه T^{ba} را می‌پوشاند و در بخش وسیعی در قاعده دیگر سنگ‌های آتشفشانی با گسترش تقریبی شمال خاور - جنوب باختر برون‌زدگی دارند (شکل ۱).

گدازه‌هایی با ترکیب داسیت و به طور محدود آندزیت که با تناوب‌هایی از توف‌های داسیتی همراه هستند، واحد T^{da} را تشکیل می‌دهند که در محدوده وسیعی در جنوب روستای کجه در ارتفاعات مشرف به جاده ابراهیم‌آباد به کجه برون‌زد دارد (شکل ۱). واحد T^{da} بر روی واحد ریولیتی T^r قرار دارد. بافت این سنگ‌ها پورفیری، حاوی ۱۵ درصد درشت بلور و زمینه بسیار ریز بلور است. کانی‌های قابل شناسایی فلدسپار و مقدار بسیار جزئی بیوتیت هستند. مجموعه فوق توسط واحدهای سنگی با ترکیب بیشتر آندزیتی و به طور محدود داسیتی که به طور عمده به صورت گدازه و گاه به صورت پیروکلاستیک و توف هستند، پوشیده شده است.

این مجموعه تحت تاثیر دگرسانی سیلیسی، سرسیتیک و پروپیلیتیک واقع شده‌اند. کانی‌سازی مس همراه با رگه‌های کوارتز در کنده کاری‌های قدیمی مشاهده می‌شود. عملکرد گسل راندگی با مؤلفه راستالغز راست‌رو در شمال روستای ابوالخازن واقع در شمال خاوری منطقه سبب جای‌گیری واحد T^{d-a} در مقابل T^a شده است.

در غرب کوه رحیمی واحدی با گستره قابل توجه (T^{rt}) وجود دارد (شکل ۱). ترکیب این واحد ریولیتی است و به صورت توف با میان لایه‌هایی از چرت رخنمون دارد. این امر می‌تواند نشانگر وجود حوضه دریایی در زمان این گونه

فنوکریست حدود ۵ میلی‌متر (پتاسیم فلدسپار صورتی، پلاژیوکلاز و بیوتیت $\pm$ هورنبلند) است و خمیره ریز بلور می‌باشد.

واحد Mz^3 بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری: این توده به صورت استوکه‌های کوچکی به وسعت کلی ۰/۴ کیلومتر مربع در جنوب تا جنوب خاوری روستای کجه رخمنون دارد. بافت این سنگها پورفیری و حاوی ۲۵ تا ۳۰ درصد فنوکریست و زمینه بسیار ریز بلور است. بعضی پتاسیم فلدسپارها رنگ صورتی دارند. شایان ذکر است این واحد در بخشهای مجاور دیگر واحدها این مشخصات را داراست، اما در بخشهای داخلی توده دارای ویژگیهای زیر است: فنوکریست حدود ۷۰ درصد، زمینه آپلیتی تا سری‌ایت با رنگ صورتی، تا ۴ درصد آمفیبول و کمتر از یک درصد بیوتیت.

واحد Mz^4 هورنبلند مونزونیت پورفیری: رخمنون این واحد در جنوب کوه رحیمی با وسعتی حدود ۰/۲ کیلومتر مربع قابل مشاهده است. بافت این سنگ پورفیری است و حدود ۳۵ درصد فنوکریست دارد. اندازه بزرگترین دانه حدود ۱۰ میلی‌متر و خمیره ریز بلور است.

واحد La لایت: این واحد با روند تقریبی شمال غرب - جنوب شرق و وسعتی معادل ۰/۶ کیلومتر مربع در فاصله حدود ۵ کیلومتری شمال خاوری کوه پتو رخمنون دارد (شکل ۱). دارای بافت پورفیری با خمیره ریز بلور و رنگ تیره است و بیشتر ارتفاعات تپه ماهوری حاشیه جاده را تشکیل می‌دهد. فلدسپار کانی قابل شناسایی این سنگ است.

واحد hl^1 هورنبلند کوارتز لایت: این واحد سنگی که بیشتر به صورت تپه ماهوری رخمنون دارد، در وسعتی در حد ۰/۷ کیلومترمربع در جنوب کوه پتو قابل مشاهده است (شکل ۱). بافت این سنگها پورفیری است و کمتر از ۲۵ درصد فنوکریست دارد. خمیره سنگ ریز بلور است و با حالت‌هایی از رنگ سبز، از دیگر واحدهای سنگی مجاور متمایز می‌گردد.

می‌شوند که تمامی آنها دارای بافت پورفیری بوده و میزان فنوکریست آنها بین ۳۰ تا ۳۵ درصد متغیر است. اندازه

کنگلومرای آتشفشانی اپی کلاستیک معرفی شده است. مجموعه ریوداسیت با حالت گدازه و توف (واحد T^{rd}) با روند شمالی - جنوبی در گوشه شمال شرق محدوده مورد مطالعه و همچنین در اطراف روستای عباس‌آباد وسعتی معادل ۷ کیلومتر مربع را در بر گرفته است (شکل ۱).

توده‌های نفوذی ترشیاری

واحد dr دیوریت پورفیری: در جنوب خاوری روستای کجه، واحد دیوریت پورفیری ریز بلور به شکل استوک رخمنون دارد و براساس شواهد صحرایی قدیمی‌ترین واحد نفوذی در منطقه است (شکل ۱). این توده در واحد آتشفشانی T^{da} نفوذ نموده و رخمنونی به وسعت تقریبی ۱/۵ کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده است. بافت این سنگ پورفیری با خمیره ریز بلور است و کمتر از ۲۵ درصد فنوکریست دارد. رنگ تیره متمایل به قهوه‌ای و ترکیب کانی شناسی، این سنگ را از دیگر سنگهای نفوذی منطقه متمایز می‌سازد. کانیهای فلدسپار و مقدار جزئی بیوتیت و آمفیبول قابل تشخیص هستند.

واحد Mz^1 هورنبلند کوارتز مونزونیت پورفیری: این توده بیشتر در کیلومتر ۱۷ حاشیه شمالی جاده ابراهیم‌آباد به کجه دیده می‌شود و وسعتی حدود ۰/۵ کیلومتر مربع را به شکل استوک به خود اختصاص داده است (شکل ۱). این واحد بیشتر در دامنه‌ها رخمنون دارد و ارتفاع ساز نیست. بافت این سنگ پورفیری و حاوی ۳۰ تا ۳۵ درصد فنوکریست است که بیشتر از نوع پتاسیم فلدسپارهای صورتی رنگ هستند. پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند ۲-۳ درصد و بیوتیت تا یک درصد، دیگر فنوکریست‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه بزرگترین فنوکریست در حد ۶ میلی‌متر و زمینه آن آپلیتی است.

واحد Mz^2 بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری: رخمنون این واحد در شمال واحد Mz^1 به شکل استوکه‌های کوچکی با وسعت حدود ۰/۵ کیلومتر مربع قابل مشاهده است. بافت این سنگ پورفیری و میزان فنوکریست کمتر از ۲۵ درصد است و با حضور بیوتیت (۱ تا ۲ درصد) و نبود کوارتز به صورت فنوکریست از واحد قبلی متمایز می‌گردد. اندازه بزرگترین **واحد Mz^d :** در این واحد مجموعه‌ای از سنگهای کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت مشاهده

بازالت - آندزیت است، رنگ سیاه متمایل به سبز دارند و بیشتر به صورت گدازه هستند.

واحد T^{vc1} (کنگومرای آتشفشانی): روی سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت - بازالت واحد کنگومرای قرار گرفته است که قطعات آن را بیشتر آندزیت - بازالت تشکیل می‌دهند و به طور خیلی محدود دارای قطعات سنگهای کربناته است. این کنگومرا در شمال روستای تلخابوند رخنمون دارد و ضخامت آن کمتر از ۲۰ متر است (شکل ۲).

واحد T^{ad} (آندزیت - داسیت): روی کنگومرای آتشفشانی (T^{vc1}) سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت - داسیت قرار گرفته‌اند. رخنمون واحد آندزیت - داسیتی، در شمال روستای حسن آباد در منطقه ای به وسعت ۵×۴ کیلومتر مربع قابل مشاهده است (شکل ۲).

واحد T^{vc2} (کنگومرای آتشفشانی): روی سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیت - داسیت، کنگومرای قرار دارد که بخش عمده قطعات آن را آندزیت و داسیت تشکیل می‌دهد. این کنگومرا در شمال جاده سوسناری به خارفیروزی رخنمون بسیار خوبی دارد (شکل ۲). در این منطقه روی کنگومرای مذکور سنگهای آتشفشانی با ترکیب داسیت قرار گرفته است.

واحد T^{da} (داسیت - آندزیت): بر روی واحد کنگومرای (T^{vc2}) گدازه داسیتی قرار گرفته است (مسیر جاده سوسناری به خارفیروزی) (شکل ۲). بافت سنگ پورفیری ریز بلور و رنگ ورقه بجستان و در شمال مسیر راه آهن گدازه ریوداسیتی رخنمون یافته است (شکل ۲). رنگ این سنگها صورتی تا قهوه‌ای، بافت سنگ دانه ریز و میزان درشت بلور کمتر از ۱۵ درصد است. توپوگرافی این مناطق بیشتر تپه ماهور است.

واحد T^h (ریوداسیت): در خاور ورقه بجستان و در شمال مسیر راه آهن گدازه ریوداسیتی رخنمون یافته است (شکل ۲). رنگ این سنگها صورتی تا قهوه‌ای، بافت سنگ دانه ریز و میزان درشت بلور کمتر از ۱۵ درصد است. توپوگرافی این مناطق بیشتر تپه ماهور است.

فئوکریستها کمتر از ۶ میلی‌متر و خمیره از حالت دانه ریز تا آپلیتی دیده می‌شود. آلکالی فلدسپارها به رنگ صورتی و بیوتیت بین ۰/۵ تا ۴ درصد و آمفیبول بین ۲ تا ۵ درصد در واحدهای مختلف متغیر است. در منطقه کله کوه مجموعه توده‌های نفوذی نیمه عمیق تحت تأثیر دگرسانیهای سریسیتیک، پروپیلیتیک و به طور محدود آرژیلیک واقع شده‌اند. پیریت به صورت رگه‌چه و افشان تا ۵ درصد در بعضی نقاط مشاهده شد. کانی‌سازی مس نیز مشاهده گردید. این منطقه برای اکتشاف مس - طلا دارای پتانسیل بسیار خوبی است.

واحد hl^2 هورنبلند لاتیت: رخنمون این واحد به شکل استوک دربخش شرقی کله کوه، با وسعتی کمتر از یک کیلومتر مربع قابل مشاهده است. بافت این سنگ پورفیری زمینه دانه ریز و به رنگ خاکستری است. میزان فئوکریست حدود ۱۵ درصد که حدود ۲ تا ۳ درصد هورنبلند و بقیه بیشتر از نوع فلدسپار هستند.

واحد bl بیوتیت لاتیت: رخنمون این واحد را به ویژه در جنوب روستای ابوالخازن در وسعتی معادل ۰/۱۵ کیلومترمربع به صورت صخره‌ساز می‌توان مشاهده نمود. این واحد سنگی با زمینه خاکستری متمایل به سبز که در برخی نقاط کمی قرمز می‌شود، از دیگر واحدهای سنگی متمایز می‌گردد. فئوکریست در حد ۱۰-۱۵ درصد، خمیره ریز بلور، اندازه فئوکریست کمتر از ۴ میلی‌متر و میزان بیوتیت کمتر از ۱ درصد است.

واحد mg این واحد با ترکیب کوارتز موزونیت و موزونیت در بخش خاوری روستای ابوالخازن در محدوده‌ای به وسعت ۹/۶ کیلومتر مربع رخنمون دارد. عمده این توده‌ها دارای بافت پورفیری هستند.

سنگ شناسی آذرین ورقه بجستان سنگهای آتشفشانی و آذرآواری

واحد T^{ba} (بازالت - آندزیت): فعالیت‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت - آندزیت در منطقه‌ای به وسعت ۴×۴ کیلومترمربع به صورت تپه‌های کم ارتفاع در شمال تلخابوند قابل مشاهده است (شکل ۲). بافت این سنگها ریزبلور و ترکیب غالب آنها

توده‌های نفوذی ترشیری ورقه بجستان

واحد T^g : این توده‌ها در خاور بجستان در گستره‌ای به وسعت 4×2 کیلومتر مربع رخنمون دارند (شکل ۲). بافت این توده‌ها بیشتر گرانولار است. میزان بیوتیت ۲ تا ۴ درصد و آمفیبول ۰/۵ تا ۳ درصد است. آلکالی فلدسپات به رنگ صورتی مشاهده می‌شود. ترکیب توده گرانیات تا گرانودیوریت است که در بخشهای مختلف تغییر می‌کند. میزان بیوتیت در واحد گرانیاتی بیشتر از گرانودیوریتی است. این توده‌ها حالت استوک دارند.

واحد T^{mz} : توده‌های هورنبلند کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت پورفیری در شمال و خاور گرانودیوریت - گرانیات (T^g) رخنمون دارند (شکل ۲). گسترش این توده در نقشه $4/5 \times 3/5$ کیلومتر مربع است. بافت این توده‌ها گرانولار و پورفیری است. تغییرات بافتی و ترکیبی در این واحد نسبتاً زیاد است که در مقیاس این نقشه قابل تفکیک نیست. گاهی قطعات زینولیت به رنگ سیاه متمایل به سبز در این سنگها مشاهده می‌شود.

واحد T^{md} : واحد T^{md} شامل مجموعه‌ای از مونزونیت، آلکالی گرانیات و به میزان محدود گرانیات است. این توده در خاور T^{mz} رخنمون دارد (شکل ۲). بافت این توده‌ها پورفیری است و به صورت استوک و دایک رخنمون دارد.

واحد T^{ms} : این واحد نیز شامل لاتیت، دیاباز و آلکالی مونزونیت است که تفکیک آنها در مقیاس این نقشه مقدور نیست. بافت این سنگها پورفیری است. توده‌ها به حالت استوک و دایک رخنمون دارند.

کانی سازی و دگرسانی ورقه طاهرآباد

معدن متروکه حیدری: در جنوب روستای کجه واقع شده - است. فعالیتهای معدنی شدادی به صورت حفاریهای بسیار محدود و سرباره‌های حاصل از ذوب کانسنگ در منطقه دیده می‌شود. عملیات معدن کاری جدید به صورت حفر ترانشه و روبرداری است.

معدن متروکه حیدری به صورت رگه‌ای با سنگ میزبان پیروکلاستیکی می‌باشد. چاهها و ترانشه‌های استخراجی بر

روی دو رگه با امتداد N50E حفر گردیده‌اند. این دو رگه به موازات هم با فاصله حدود ۲۵۰ متر قرار گرفته‌اند [۲].

رگه اصلی از اهمیت بیشتری برخوردار بوده و با امتداد N50E طولی در حدود ۲/۵ کیلومتر دارد که بر روی آن چاه اصلی و ترانشه‌ها حفر گردیده‌است. با توجه به این که کانی‌سازی مس در امتداد زون گسلی است، ترانشه‌های حفر شده نیز همین امتداد را تعقیب می‌کنند. آلتراسیون سیلیسی حامل کانی سازی می‌باشد به طوری که ماده معدنی درون سنگهای سیلیسی شده دیده می‌شود.

رگه فرعی به موازات رگه اصلی قرار گرفته و طولی حدود ۱/۵ کیلومتر دارد. حفاریها در این رگه نسبت به رگه اصلی بسیار کمتر و به صورت ترانشه‌های منقطع می‌باشد. ترانشه‌های حفر شده در این رگه ضخامتی حدود یک متر و عمق ۱ تا ۳ متر دارند [۲].

شمال باختر و باختر روستای طاهرآباد: در حدود ۴ کیلومتری شمال روستای طاهرآباد در مسیر جاده طاهرآباد - کجه در دامنه کوه، زون ژاسپروئید که حاوی پیریت و اکسیدهای آهن ثانویه است رخنمون دارد (شکل ۳). این منطقه به دلیل نوع سیلیس و حضور پیریت و اکسیدهای آهن ثانویه برای طلا پتانسیل دارد. در مسیر جاده طاهرآباد به کجه در زونهای گسلی و درزه - شکستگیها، سنگهای کربناته سیلیسی شده و زون ژاسپروئید نیز تشکیل گردیده است. در بخش باختری روستای طاهرآباد سنگهای کربناته در بخشهای خاصی سیلیسی شده‌اند و زون ژاسپروئید تشکیل گردیده است (شکل ۳).

گسترش این زون حدود 1000×2000 متر برآورد می‌شود. این ذخیره معدنی از گسترش و خلوص بسیار بالایی برخوردار است. در حال حاضر از این ذخیره برای ساخت گلوله‌های سیلیسی استفاده می‌شود که در صنایع سرامیک کاربرد دارد.

معدن متروکه مس کجه (رحیمی): کانی سازی آن از نوع رگه‌ای است. آثار معدن کاری شامل عملیات وسیع بهره‌برداری سطحی و زیرزمینی از رگه‌هاست. علاوه بر کارهای معدنی متروکه، آثار کارهای معدنی شدادی نیز به سختی قابل تشخیص است.

امتداد عمومی طبقات شمال شرق - جنوب غرب و شیب

عمومی آنها ملایم و به سمت شمال غرب است. کانی‌سازی در قالب دو رگه اصلی در منطقه حضور دارد. امتداد رگه‌ها شمال شرق - جنوب غرب و تقریباً به موازات لایه‌بندی طبقات است ولی شیب لایه‌ها نزدیک به قائم بوده و لایه‌های سنگ میزبان را رگه‌ها قطع می‌کنند.

رگه‌های ماده معدنی به دلیل سیلیسی بودن، نسبت به سنگهای میزبان مقاومت بیشتری در مقابل فرسایش دارند. به همین دلیل رگه‌ها در طول زمان باعث جلوگیری از فرسایش سنگهای میزبان مجاور خود شده و رشته‌ای از تپه‌ها را در امتداد شمال شرق - جنوب غرب (امتداد رگه‌ها) ایجاد نموده‌اند. این مورفولوژی می‌تواند در شناسایی رگه‌های مشابه و یا نحوه ادامه همین رگه‌ها کمک کند [۴].

فاصله دو رگه از یکدیگر حدود ۲۵۰ متر است. رگه اصلی حدود ۲/۵ کیلومتر طول دارد و ضخامت آن تا ۱۰ متر تغییر می‌کند و به طور متوسط می‌توان ضخامت ۲/۵ متر را برای آن در نظر گرفت. رگه در طول ۲/۵ کیلومتر در بعضی نقاط فاقد کانی‌سازی مس است. رگه کوچکتر نیز دارای طولی حدود ۱/۵ کیلومتر می‌باشد و ضخامت آن کمتر از رگه اصلی است. روی هر دو رگه کارهای استخراجی صورت گرفته است ولی رگه شمال غربی (رگه اصلی) دارای گسترش بیشتری از کارهای استخراجی است.

آثار کانی‌سازی در سطح زمین بصورت رگچه‌های موازی از کوارتز و اکسید آهن دیده می‌شود. فاصله رگه‌های سیلیسی و اکسید آهن را سنگ میزبان آلت‌ره تشکیل می‌دهد. لکه‌های کانسنگ اکسیدی مس در سطح رگه تقریباً فراوان است. وجود اکسید آهن و آثار سطحی مس اکسیدی نشان از حضور کانسنگ سولفیدی مس و آهن (کالکوپیریت) در عمق است. شواهد سطحی نشان می‌دهد که ذخیره استخراج شده قبلی دارای عیار اقتصادی بوده است. این عیار در گزارشها حدود ۳ درصد اعلام شده است [۴].

شرق کوه رحیمی: در بخش خاوری کوه رحیمی در مسیر جاده طاهر آباد - کجه زونهای دگرسانی سیلیسی، پروپیلیتیک و به طور محدود سرسیتیک در منطقه‌ای با گسترش قابل توجه رخنمون دارد (شکل ۳). سنگهای منطقه شامل ریولیت پورفیری، داسیت، آندزیت و انواع مونزونیت است. بخش قابل توجه دگرسانی توسط یک گسل با امتداد شمال خاوری -

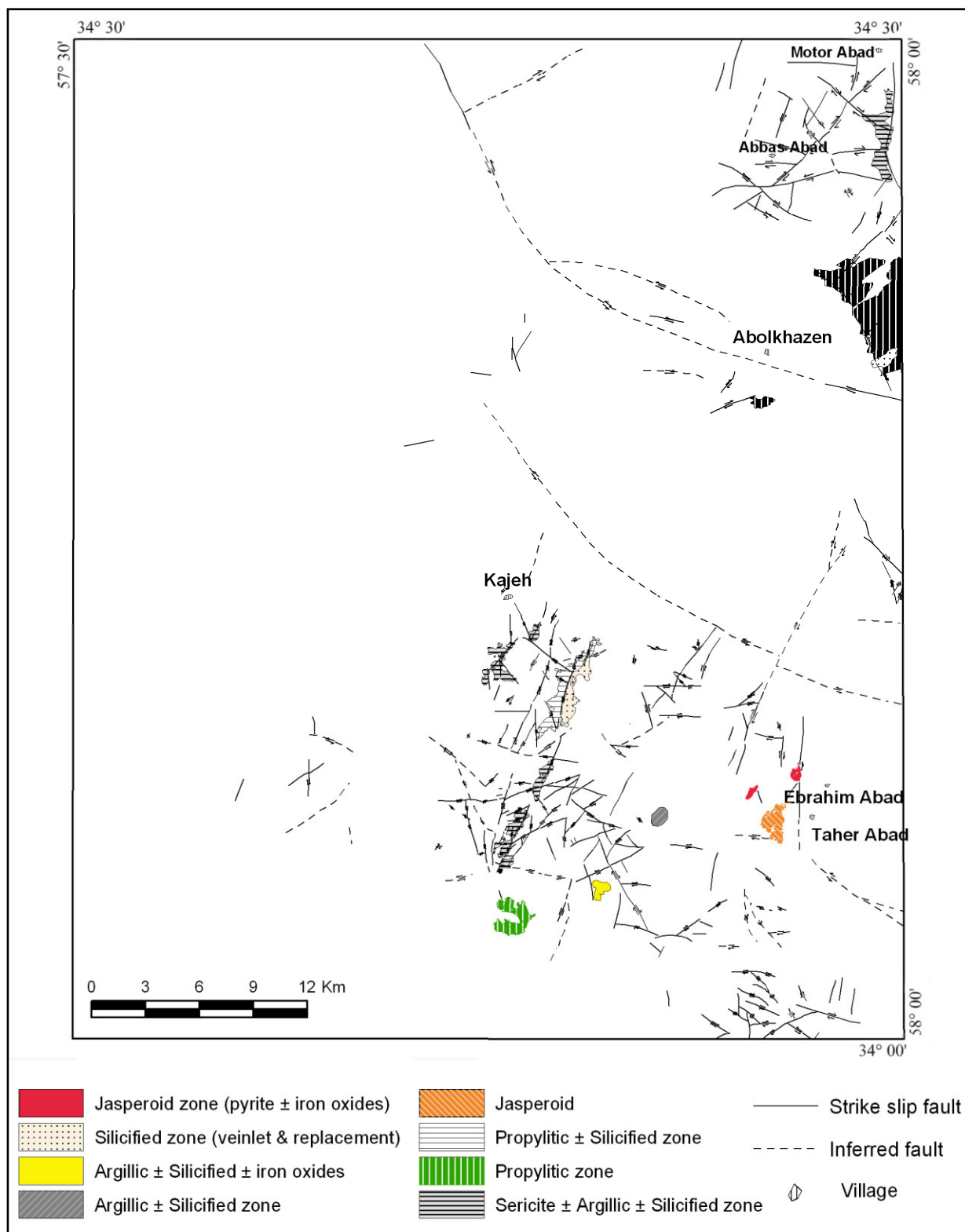
جنوب باختری کنترل می‌شود. زون سیلیسی حاوی آمیتیست است. کوارتز به حالت رگچه‌ای، رگه‌ای و جانشینی در متن سنگ مشاهده می‌شود. آثار کار قدیمی در منطقه وجود دارد. آثار کانی‌سازی مس در برخی از مناطق نیز مشاهده می‌شود. با توجه به توده‌های نفوذی، تنوع زونهای دگرسانی، شدت و گسترش قابل توجه زونهای دگرسانی و آثار کانی‌سازی مس، عملیات اکتشافی برای کانی‌سازی Cu, Ag, Au, Mo پیشنهاد می‌شود.

جنوب کجه: نتایج داده‌های ژئوشیمیایی سنگ و رسوبات رودخانه‌ای در منطقه کجه موجب شناسایی مناطقی با بی‌هنجاری عناصر مس، سرب، روی، نقره و طلا گردیده است. در این منطقه عیار مس در نمونه‌های سنگی بین ۳۰ پی‌پی‌ام تا ۳ درصد، سرب بین ۸۰ پی‌پی‌ام تا ۲/۳ درصد، روی ۱۶ پی‌پی‌ام تا ۳/۷ درصد، نقره نزدیک ۱ تا ۲۰ پی‌پی‌ام و طلا ۴۸ تا ۳۴۰۰ پی‌پی‌بی گزارش شده است. همچنین در نمونه‌های رسوب رودخانه‌ای ۲۱ تا ۲۷ پی‌پی‌ام مس، سرب ۵۰ تا ۱۴۵ پی‌پی‌ام و روی ۵۵ تا ۸۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند [۵].

در جنوب روستای کجه زونهای دگرسانی سرسیتیک، آرژلیک و پروپیلیتیک به همراه اکسیدهای آهن ثانویه و بعضاً پیریت در منطقه‌ای به وسعت 2×1 کیلومتر رخنمون دارد (شکل ۳).

مجموعه‌ای از سنگهای داسیتی و آندزیتی به سن ترشیاری و توده‌های کوارتز مونزونیت در منطقه رخنمون دارند. توده‌های نفوذی نیز آلت‌ره شده‌اند. اکسیدهای آهن ثانویه تا ۲ درصد به حالت پراکنده در متن سنگ و رگچه‌ای مشاهده شد. کانی‌سازی مس به صورت کالکوپیریت، مالاکیت و سایر کانیهای مس نیز در منطقه مشاهده گردید. آثار کار قدیمی در چند نقطه مشخص است. با عنایت به توده‌های نفوذی متنوع مونزونیتی، تنوع و گسترش زونهای دگرسانی، کانی‌سازی مس و اکسیدهای آهن ثانویه، این منطقه برای اکتشاف Cu, Ag, Au استعدادهای دارد.

کله کوه: در منطقه کله کوه انواع توده‌های مونزونیتی، کوارتز مونزونیت و دیوریتی رخنمون دارند (شکل ۳). این



شکل ۳. نقشه دگرسانی طاهرآباد [۲].

کانی‌سازیهایی مس و آهن به ویژه در شمال شرق طاهرآباد وجود دارد.

ژئوشیمی

تعدادی نمونه معرف از سنگهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی با روش فلورسانس اشعه مجهول (XRF) برای عناصر اصلی و جزئی تجزیه شدند. نتایج این تجزیه در جدولهای ۱ و ۲ آمده است. با استفاده از نمودارهای استاندارد، توده‌های نفوذی طاهرآباد و بجستان نام‌گذاری شدند (شکل ۴). توده‌های نفوذی بجستان به طور عمده گرانیت و مونزونیت و توده‌های طاهرآباد دیوریت - مونزونیت - کوارتز مونزونیت هستند (شکل ۴). در نمودار شکل (۵) توده‌های نفوذی طاهرآباد و بجستان در محدوده با پتاسیم زیاد تا خیلی زیاد قرار دارند (شکل ۵).

در نمودار شکل (۶) توده‌های نفوذی طاهرآباد و بجستان به لحاظ K_2O-Na_2O مقایسه شده‌اند. بعضی از نمونه‌ها غنی از K_2O و تعدادی غنی از Na_2O هستند. برای تعیین اندیس Al از نمودار شاند (شکل ۷) استفاده شد. تمامی توده‌های نفوذی بجستان از نوع متآلومینوس هستند (شکل ۷). غالب توده‌های نفوذی طاهرآباد از نوع متآلومینوس بوده یک نمونه در محدوده Al زیاد ترسیم شده است (شکل ۷).

تعیین نوع گرانیتوئید

با استفاده از نمودار [۶] موقعیت تکتونیکی توده‌های نفوذی مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۸). توده‌های نفوذی بجستان در محدوده گرانیت‌های زون تصادم قاره ترسیم شدند (شکل ۸). توده‌های نفوذی طاهرآباد در محدوده کمر بند زون فرورانش ترسیم شده‌اند (شکل ۸).

ایشی‌ها را [۱۰] گرانیت‌ها را بر اساس پذیرفتاری مغناطیسی به دو دسته سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم نمود. سری مگنتیت بیشتر با گرانیت‌های نوع I و سری ایلمنیت بیشتر با گرانیت‌های نوع S هم‌پوشانی دارند. سری مگنتیت حاوی مگنتیت، اسفن و پیریت است و به گرانیت‌های اکسیدان نیز معروف هستند. نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} و Mg/Fe کانی بیوتیت بالاست. گرانیت‌های سری ایلمنیت به نوع احیایی نیز معروفند. این گرانیت‌ها حاوی ایلمنیت و گارنت هستند و نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} و Mg/Fe در کانی بیوتیت پایین است. پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های سری ایلمنیت در

توده‌ها دارای بافت پورفیری بوده و به صورت استوکهای کوچک‌رخنمون دارند. دگرسانی پروپیلیتیک مهمترین زون را شامل می‌شود و زون سرسیستیک به طور محدود مشاهده می‌شود. پیریت به صورت پراکنده در متن سنگ و پرکننده درزه‌ها تا ۳ درصد و کالکوپیریت به میزان کم حضور دارد. در بخش جنوبی کله کوه، سنگ آهک به اسکارن تبدیل گردیده است. منطقه کله کوه برای مواد معدنی Cu, Au, Ag دارای اهمیت اکتشافی است.

کوه سمند: در محدوده کوه سمند انواع سنگهای آتشفشانی داسیتی، ریوداسیت، آندزیت و رخنمونهای کوچکی از توده‌های نفوذی مونزونیتی رخنمون دارند (شکل ۳). دگرسانی پروپیلیتیک و به طور محدود سیلیسی در این مناطق دیده می‌شود. این منطقه برای کانی سازی $Au-Ag$ می‌تواند مورد مطالعه قرار گیرد. اولویت اکتشافی این منطقه از مناطق دیگر کمتر است.

نواحی خاوری ابوالخازن: در منطقه‌ای واقع در ۱۰ کیلومتری خاور و شمال خاوری روستای ابوالخازن سنگهای آهکی به شدت سیلیسی شده‌اند (شکل ۳). در بعضی نقاط حالتی از اسکارن مشاهده می‌شود.

کانی سازی پیریت، کالکوپیریت و گالن در زونهای گسلی و درزه‌ها دیده می‌شود. کانی سازی در دو زون گسلی که دارای امتداد حدود شرقی - غربی بوده و عرض آنها به حدود ۲ متر می‌رسد، رخنمون دارد. آثار کار قدیمی در این منطقه وجود دارد. به سمت شمال مجموعه‌ای از توده‌های نفوذی مونزونیتی و کوارتز مونزونیت که همگی دگرسان شده‌اند رخنمون دارند. این منطقه برای اکتشاف مواد معدنی Cu, Au, Ag, Pb, Zn از اولویت ویژه برخوردار است.

شمال و شرق نیان: در این منطقه مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشانی و توده‌های حدواسط که دارای دگرسانی سرسیستیک، آرژلیک، پروپیلیتیک و به طور محدود سیلیسی است، دیده می‌شود. این منطقه برای مواد معدنی Cu, Au, Ag قابل اکتشاف و پی‌گیری است.

کانی سازی سرب

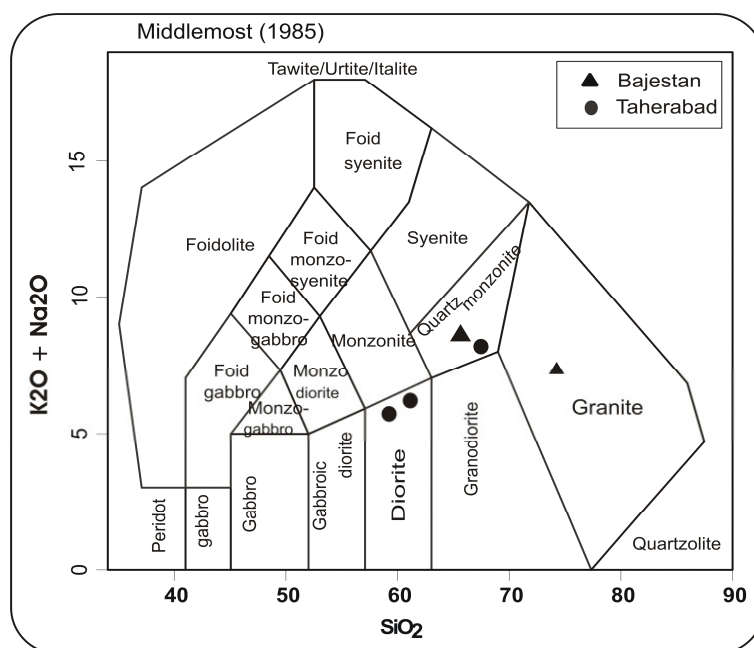
کانی سازی سرب به صورت گالن همراه با برخی از

جدول ۱. درصد اکسیدهای اصلی نمونه‌های معرف توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه.

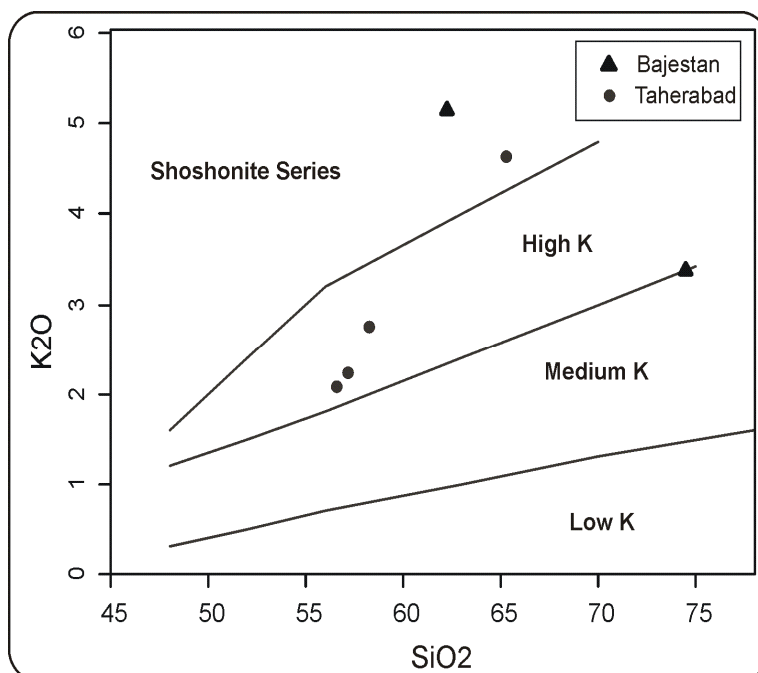
wt%	بجستان		طاهرآباد			
	T ^{mz}	T ^g	hl1	Mz1	mg	dr
SiO ₂	۶۵/۲۴	۷۴/۴۳	۵۸/۲۰	۶۵/۲۸	۵۷/۲۶	۵۶/۷۵
TiO ₂	۰/۴۷	۰/۲۳	۰/۸۸	۰/۵	۰/۷۱	۰/۹۵
Al ₂ O ₃	۱۴/۹۵	۱۲/۲۶	۱۴/۸۵	۱۴/۱۵	۱۵/۵۷	۱۴/۴۲
TFeO	۱/۹۵	۲/۳۲	۶/۳۱	۴/۰۸	۵/۵۷	۷/۶۶
MnO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۱۶	۰/۱۱
MgO	۲/۲۹	۰/۵۷	۳/۱۸	۱/۷۹	۴/۴۱	۴/۳۶
CaO	۳/۷۳	۱/۹۲	۶/۰۵	۲/۷۵	۲/۲۷	۶/۱۰
Na ₂ O	۳/۱۲	۴/۱۵	۳/۲۲	۳/۱۸	۳/۶۸	۳/۴۹
K ₂ O	۵/۱۵	۳/۳۷	۲/۷۳	۴/۶۳	۲/۲۲	۲/۰۸
P ₂ O ₅	۰/۲۴	۰/۰۶	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲۳
L.O.I	۱/۲۳	۲/۱۲	۲/۶۲	۱/۷۶	۳/۸۸	۱/۹۲
Total	۹۸/۳۹	۱۰۱/۴۵	۹۸/۳۵	۹۸/۳۴	۹۸/۸۹	۹۸/۰۷

جدول ۲. میزان فراوانی عناصر جزئی - کمیاب در نمونه‌های معرف توده‌های نفوذی مناطق مورد مطالعه.

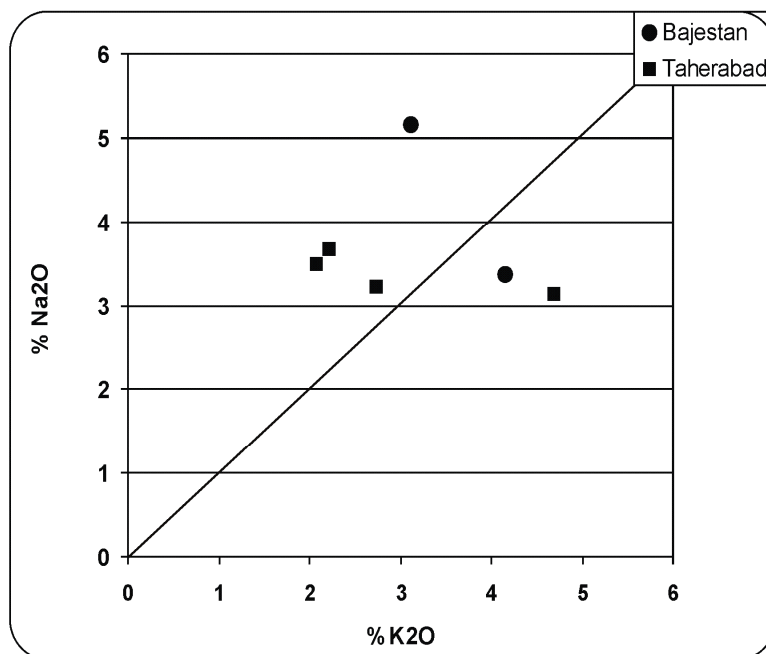
(ppm)	بجستان		طاهرآباد			
	T ^{mz}	T ^g	hl1	Mz	mg	dr
Rb	۳۰۳	۲۸۶	۱۲۹	۲۷۱	۹۷	۹۰
Sr	۳۶۳	۳۵۶	۵۱۴	۲۵۹	۴۷۹	۳۴۸
Zr	۲۰۹	۱۸۳	۲۴۶	۳۱۲	۱۶۴	۲۰۸
Nb	۳۷	۲۹	۲۳	۳۳	۲۶	۱۶
La	۴	۵۳	۴۰	۲۹	۶۹	۵۳
Ba	۵۳۰	۶۱۹	۵۵۹	۵۲۵	۸۲۴	۵۵۹
Ce	۳۳	۱۲۷	۱۵۲	۱۳۵	۱۸۹	۱۴۸
Cs	۵	۶	۹	۸	۹	۹
Th	۱۲۶	۱۰۰	۶۰	۱۰۷	۷۹	۴۶



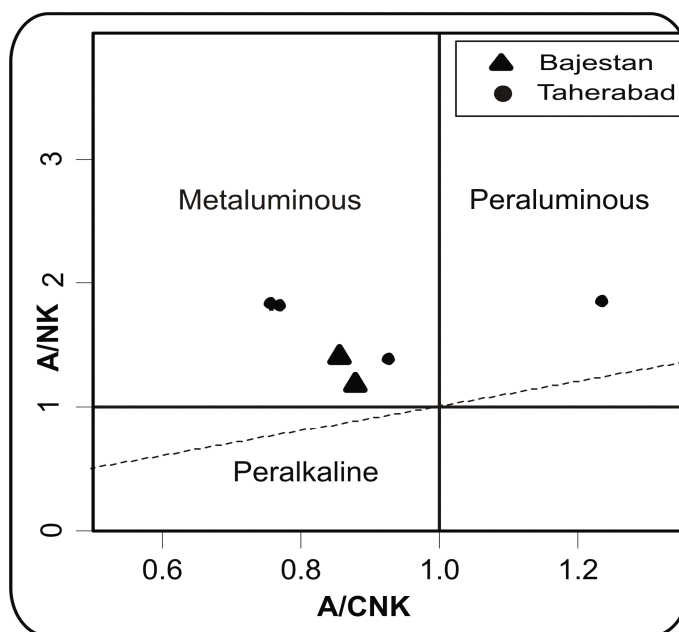
شکل ۴. نمودار نام‌گذاری توده‌های نفوذی بر اساس نمودار میدلموست [۷].



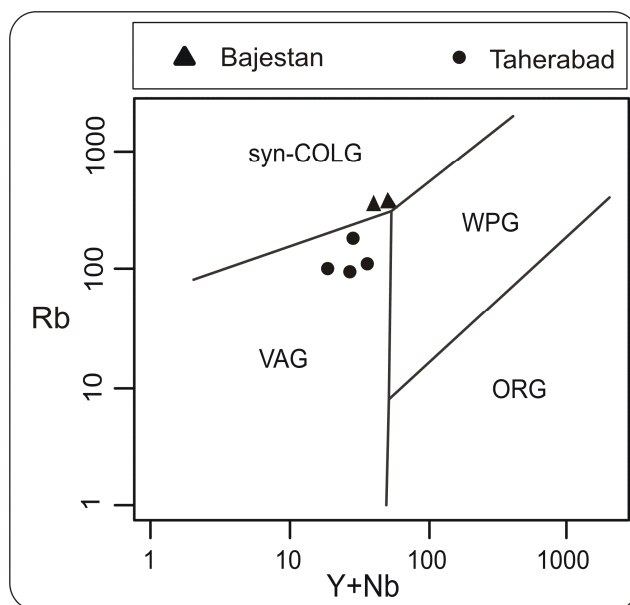
شکل ۵. نمودار تعیین میزان پتاسیم بر اساس نمودار مولر و گروز [۸].



شکل ۶. نمودار مقایسه Na_2O و K_2O در توده‌های طاهرآباد و بجستان.



شکل ۷. نمودار تعیین میزان Al بر اساس نمودار شاند [۹].



شکل ۸. نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیت‌ها.

نمودارهای عنکبوتی براساس کندریت [۱۱] و پوسته تحتانی [۱۲] برای توده‌های نفوذی طاهرآباد و بجستان ترسیم شدند (شکلهای ۱۰ و ۱۱). عناصر کمیاب سبک (LREE) La و Ce در توده‌های طاهرآباد غنی شدگی و در توده‌های بجستان کاهیدگی شدید نشان می‌دهند (شکلهای ۱۰ و ۱۱). این تغییرات مربوط به عمق و منشأ ماگماست. ضریب توزیع Ce در گارنت بسیار کم است. چنانچه در سنگ منشأ گارنت موجود باشد و ذوب بخشی انجام شود، ماگما نسبت به Ce غنی خواهد شد. بنابراین، منشأ ماگما برای توده‌های طاهرآباد از عمق زیاد و خارج از محدوده پوسته قاره‌ای (ذوب پوسته اقیانوسی) بوده است. منشأ ماگما برای توده‌های بجستان از پوسته قاره‌ای بوده است.

به منظور تعیین نوع سنگ مادر که در تشکیل ماگما نقش داشته است از نمودار سیلوستر [۱۳] استفاده شد (شکل ۱۲).

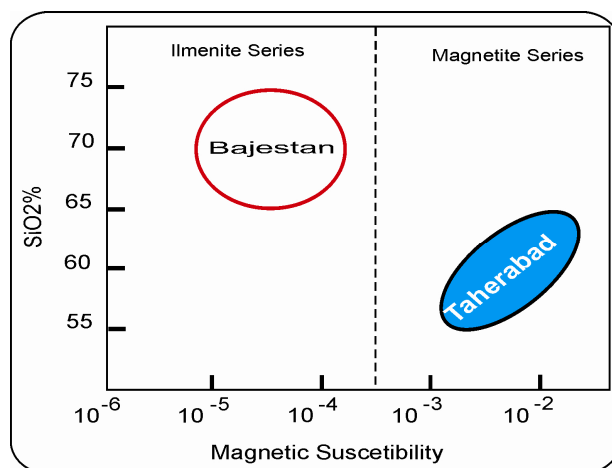
توده‌های نفوذی بجستان در محدوده سنگهای پلیتی غنی از رس ترسیم شده‌اند در صورتی که توده‌های طاهرآباد در نزدیک به بازالت ترسیم شده است (شکل ۱۲). براساس این نمودار ماگما برای توده‌های نفوذی بجستان از سنگهای پلیتی غنی از رس پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. منشأ ماگما برای با توجه به مطالعات ایزوتوپی Rb-Sr انجام شده توسط

در محدوده [SI]^{-۵} تا ^{-۴} ۱۰ و گرانیت‌های سری مگنتیت در محدوده [SI]^{-۲} تا ^{-۳} ۱۰ است با توجه به موارد فوق پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های نفوذی محدوده مورد مطالعه با استفاده از دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی مدل GMS-2 اندازه‌گیری گردید. نتایج این بررسیها نشان داد که میزان پذیرفتاری مغناطیسی در منطقه بجستان، برای مجموعه‌هایی در حد گرانیت ^{-۵} ۶-۲ × ۱۰، کوارتز مونزونیت ^{-۵} ۷/۹ × ۱۰، مونزونیت ^{-۵} ۱/۹ × ۱۰، بیوتیت هورنبلندگرانودیوریت ^{-۵} ۱۰ × ۱۲-۱۵ و سایر گرانیتوئیدها ^{-۵} ۱/۱ × ۱۰ است.

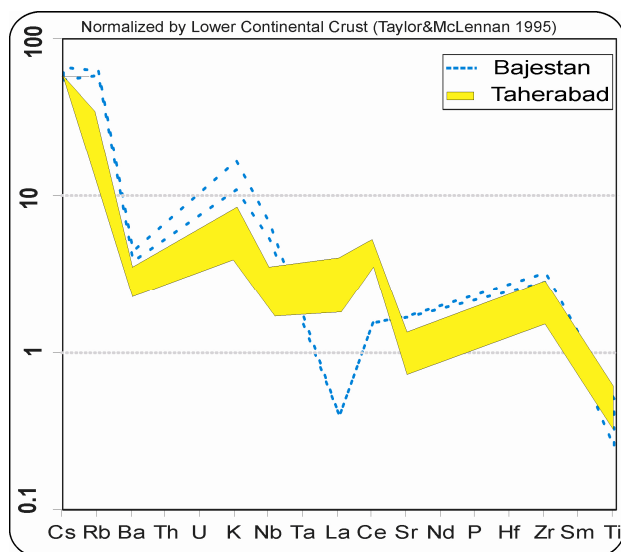
مقادیر اندازه‌گیری شده پذیرفتاری مغناطیسی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه طاهرآباد بیانگر از آن است که این مقدار در واحد بیوتیت هورنبلند مونزونیت پورفیری ^{-۵} ۲۳۴۱ × ۱۰، دیوریت پورفیری ^{-۵} ۵۸۷ × ۱۰، بیوتیت لاتیت پورفیری ^{-۵} ۱۹۳ × ۱۰، هورنبلند لاتیت پورفیری ^{-۵} ۱۹۲ × ۱۰، بیوتیت لاتیت پورفیری ^{-۵} ۱۸۱ × ۱۰، هورنبلند کوارتز لاتیت ^{-۵} ۱۷۷ × ۱۰ و کوارتز مونزونیت و مونزودیوریت ^{-۵} ۱۰۸ × ۱۰ است. لذا توده‌های گرانیتوئیدی بجستان در محدوده گرانیت‌های احیایی و توده‌های گرانیتوئیدی طاهرآباد در محدوده گرانیت‌های اکسیدان قرار دارند (شکل ۹). توده‌های طاهرآباد خارج از پوسته قاره‌ای بوده است.

قاره‌ای بوده است.

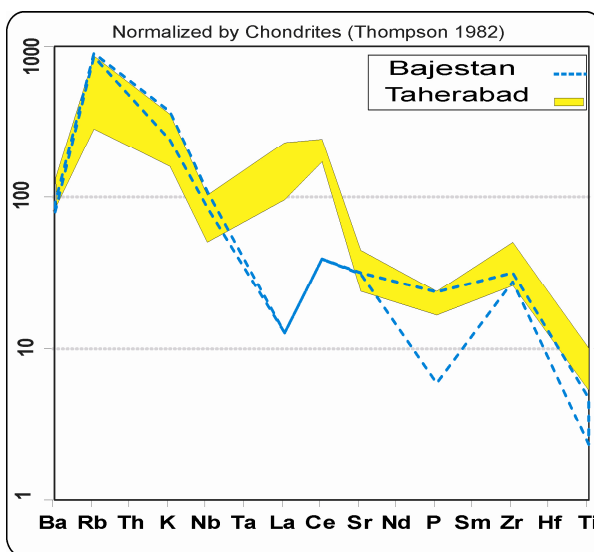
روزنبرگ [۱۴]، در خصوص توده‌های نفوذی بجستان نسبت ایزوتوپ $i(Sr^{87}/Sr^{86})$ اولیه ماگما بیش از ۰/۷۱ گزارش شده است. براساس این نسبت منشأ ماگمای این توده از پوسته



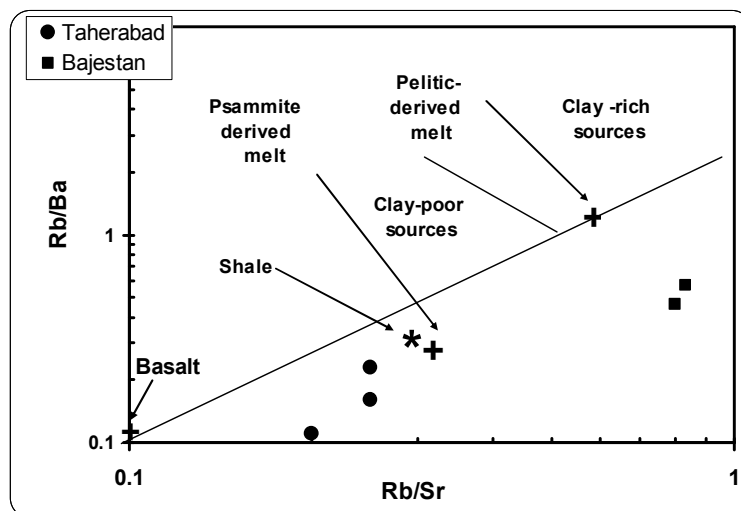
شکل ۹. نمودار گرانیتهای نوع اکسیدان از احیایی.



شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی بر مبنای پوخته قاره‌ای [۱۲].



شکل ۱۰. نمودار عنکبوتی بر مبنای کندریت.



شکل ۱۲. نمودار تعیین نوع مواد اولیه که در تشکیل ماگما نقش دارند [۱۳].

نتیجه‌گیری

فعالیت‌های ماگمایی در مناطق بجستان و طاهراآباد مربوط به بعد از اواخر کرتاسه است. فعالیت‌های آتشفشانی در چندین مقطع زمانی در ترشیاری تکرار شده است. توده‌های نفوذی بجستان و طاهراآباد در سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند و به احتمال به لحاظ سنی مربوط به الیگومیوسن هستند. توده‌های نفوذی طاهراآباد دارای طیف ترکیبی دیوریت - کوارتز مونزونیت - کوارتز دیوریت - لایت بوده و از نوع اکسیدان (سری مگنتیت) هستند. این توده‌ها در زون فروانش تشکیل شده و منشأ ماگما پوسته اقیانوسی بوده‌است. این توده‌ها دگرسان بوده و کانی‌سازی مس - طلا نیز تشکیل شده‌است. توده‌های نفوذی بجستان دارای طیف ترکیبی گرانیت - کوارتز مونزونیت هستند. این گرانیت‌ها از نوع احیایی و مربوط به سری ایلیمینیت‌اند. موقعیت تکتونیکی زمان تشکیل آنها زون تصادم قاره‌ای بوده و ماگما منشأ پوسته قاره‌ای داشته است.

مراجع

- [3] Ashoori A., Karimpour M.H., & Saadat S., "Geological map of Bajestan", scale 1:100,000, Geological Survey of Iran, (2005).
- [۴] سازمان صنایع و معادن استان خراسان، *انجام خدمات مشاوره عملیات اکتشاف مقدماتی مس و سرب و روی فردوس*، شرکت مهندسین مشاور زرناپ اکتشاف (۱۳۸۳).
- [5] Pearce J.A., Harris N.B.W., & Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". J. Petrol., 25, (1984) 956-983.
- [6] Middlemost E.A.K., "Magmas and magmatic rocks". Longman, London, (1985).
- [7] Rickwood P.C. "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements". Lithos, 22, (1989), 247-267.
- [8] Shand S.J., "Eruptive rocks." John Wiley & Sons, (1943) 300p.
- [9] Ishihara S., "The magnetite series and ilmenite series granitic rocks". Mining Geology, Japan, 27, (1977) 43-50.
- [10] Thompson R.N. "British Tertiary volcanic province". Scottish Journal of Geology, 18, (1982) 49-107.
- [11] Taylor S.R. McLennan S.M., "The geochemical evolution of the continental crust" Rev. Geophys. 33, (1995) 241-265.

- [1] Alavi M., "Tectonic map of Middle East", (1991).
- [2] Karimpour M.H., Ashoori A., & Saadat S., "Geological map of TaherAbad", scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, (2005).

[12] Rosenberg R., „Geochemische and petrologische untersuchungen und Magmatiten der Intrusion Bejestan Ostiran Diplomarbeit“ Min. Petr. Hamburg, (1981).

[13] Sylvester P.J. “Post-collisional strongly peraluminous granites”. Lithos, 45, (1998) 29-44.



خاستگاه دگرسانی‌های گرمایی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار در منطقه تاکستان (زون طارم سفلی)

بتول تقی پور^۱، محمد علی مکی زاده^۲

۱- بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

۲- گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۲/۱۶، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۲۹

چکیده

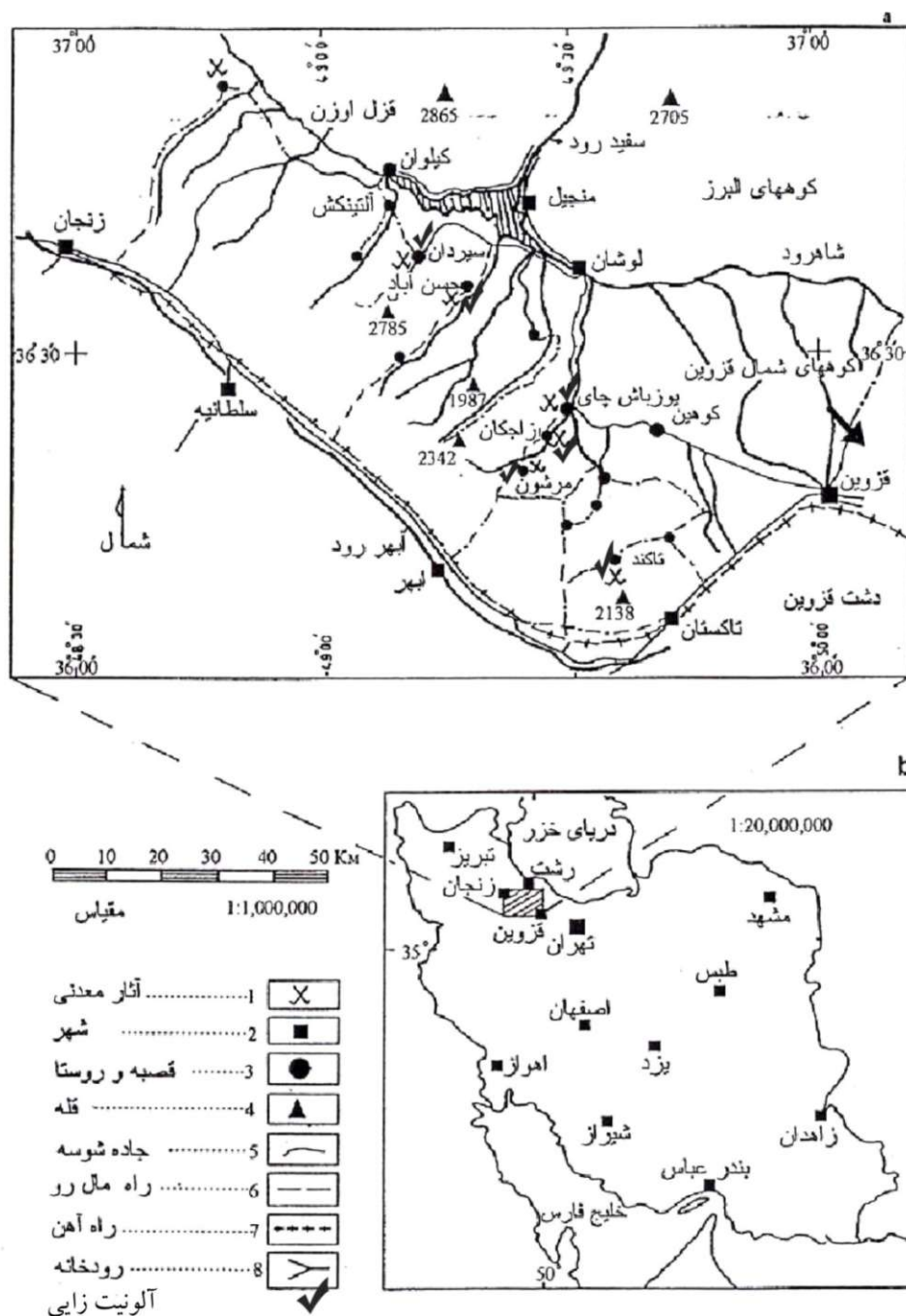
سنگهای آتشفشانی و آذرآواری منطقه تاکستان تحت تأثیر فرآیندهای دگرسانی گرمایی وسیع قرار گرفته است. وجود شکستگیهای فراوان و ژرف از یک طرف و توده‌های نیمه ژرف از طرف دیگر سبب توسعه دگرسانیهای گرمایی به عنوان آخرین نمودهای حرارتی در منطقه مورد مطالعه شده است. زونهای دگرسانی موجود در منطقه عبارتند از زون پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و زون سیلیسی. توسعه هر یک از زونهای دگرسانی در بخشهای مختلف متفاوت است. تشکیل سینترهای سیلیسی، توفهای سیلیسی با حفظ لایه بندی اولیه و گسترش زونهای خالص آلونیتی از مهمترین رخدادهای منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از مهمترین کانیهای تشکیل دهنده توفها می‌توان به کوارتز، پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده، کلریت، سریسیت و آلونیت اشاره نمود. براساس نتایج ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی دارای ترکیب شیمیایی از ریولیت، داسیت، آندزیت، آندزیت بازالتی تا بازالت می‌باشد. نوع دگرسانی گرمایی در منطقه طارم اسید- سولفات می‌باشد و آلونیت کانی غالب این زون دگرسانی است. بر اساس نتایج ایزوتوپ های پایدار اکسیژن، هیدروژن و گوگرد بر کانیهای دگرسانی (مسکوویت، کائولینیت و آلونیت) منشأ سیالات دگرسانی در این منطقه، ماگمایی است.

واژه‌های کلیدی: زون طارم، دگرسانی گرمایی، ایزوتوپ پایدار، توفهای ائوسن.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون طارم سفلی در شمال تاکستان است. دگرسانی در این منطقه شامل سه بخش یوزباش چای، سیردان و تاکند می‌شود (شکل ۱). در این منطقه فرآورده‌های هیدروترمالی وسیعی برون‌زد دارند که روند عمومی آنها شمال غربی- جنوب شرقی است. این روند به‌طرف جنوب شرق ادامه یافته و در کوههای جنوب بوین‌زهر با پدیده کائولینیت‌زایی وسیعی همراه است. به طرف شمال غرب پدیده کائولینیت‌زایی و آلونیت‌زایی ادامه یافته به طوری که در منطقه اهر در ایران و در جمهوری آذربایجان و ارمنستان باعث تشکیل معادن کائولینیت و آلونیت شده‌است [۱]. منطقه تاکستان از نظر ذخیره آلونیت

یکی از غنی ترین مناطق دنیاست. سنگ مادر اولیه برای دگرسانی، توفها، گدازه‌های آندزیتی، ریولیتی و گرانیتی هستند. در این میان توفها بیشتر مورد هجوم دگرسانی قرار گرفته‌اند. به‌نظر می‌رسد که علاوه بر ترکیب مناسب جهت آلتراسیون بستر مناسبی را برای نفوذ و جریان محلولهای هیدروترمالی فراهم کرده‌اند. تاکنون مطالعات زیادی بر دگرسانیهای گرمایی منطقه طارم انجام شده‌است، ولی مطالعه دقیقی برای تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده انجام نشده‌است، بنابراین در این مقاله پس از بررسیهای کانی‌شناسی و ژئوشیمی، با استفاده از آزمایشهای ایزوتوپ‌های پایدار منشأ دگرسانیها مشخص می‌شود.



شکل ۱. موقعیت مناطق مورد مطالعه (یوزباش چای، سیردان و تاکند) در منطقه شمال تاجیکستان [۲].

روش مطالعه

در این تحقیق پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری ابتدا مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکپ نوری مدل BH2 انجام گرفت. برای شناخت فازهای کانیاپی از پراش سنجی پرتو X (XRD) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان (دستگاهای S-4 بروکر) استفاده شده‌اند. آنالیزهای نقطه‌ای با دستگاه الکترون میکروپروپ مدل کامکا SX-50 در دانشگاههای کالسروهه (آلمان) و استراسبورگ (فرانسه) انجام شده‌است. برای تعیین منشأ سیالات دگرسان‌کننده، نمونه‌هایی از آلونیت، ژاروسیت و کائولینیت‌های مناطق دگرسانی انتخاب و برای تعیین آزمایشهای ایزوتوپی به مرکز تحقیقاتی ESIC آلمان ارسال شد.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

دوران سنوزوئیک در ایران با ماگماتیسم گسترده‌ای همراه بوده است. صرف‌نظر از اختلاف عقیده در منشأ این ماگماتیسم (ادامه فروانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران و یا کافت قاره‌ای) این دوران، دوره متالوژیک ایران شناخته شده است. فعالیتهای گرمابی تأخیری سبب رخداد دگرسانیهای گرمابی شده است.

سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیکی ائوسن در منطقه طارم سفلی نیز از این دگرسانی در امان نبوده‌اند. از مهمترین ویژگیهای زمین‌شناسی منطقه تاکستان وجود گسله‌های قدیمی و حتی فعال است که به منزله خروج ماگما (ولکانیسم خطی) و بعدها به عنوان سیستمهای ارتباطی نفوذ و چرخش سیالات گرمابی عمل کرده‌اند. چنین گسله‌هایی به‌طور عمده از نوع گسله‌های پرشیبی هستند که حرکت آنها سبب تشکیل هورست و گرابهایی در این منطقه شده است [۳]. با تشکیل این حوضه‌های فرونشسته محلی، محصولات فورانه‌ای آتشفشانی مختلف در تمام البرز غربی، ضخامت‌های بسیار متفاوت را نشان می‌دهد [۱]. توده‌های نفوذی طارم به سن الیگو- میوسن شامل گرانیته‌آلکالین، گرانیته، گرانودیوریت، مونزوگرانیته و کوارتزمونزوادیوریت از واحدهای زمین‌شناسی این منطقه است (شکل ۲ الف). شکل‌گیری این توده‌ها در ارتباط با پلوتونیسم بعد از برخورد است [۴] احتمالاً تأثیر محلولهای گرمابی حاصل از این توده‌ها بر سنگهای میزبان

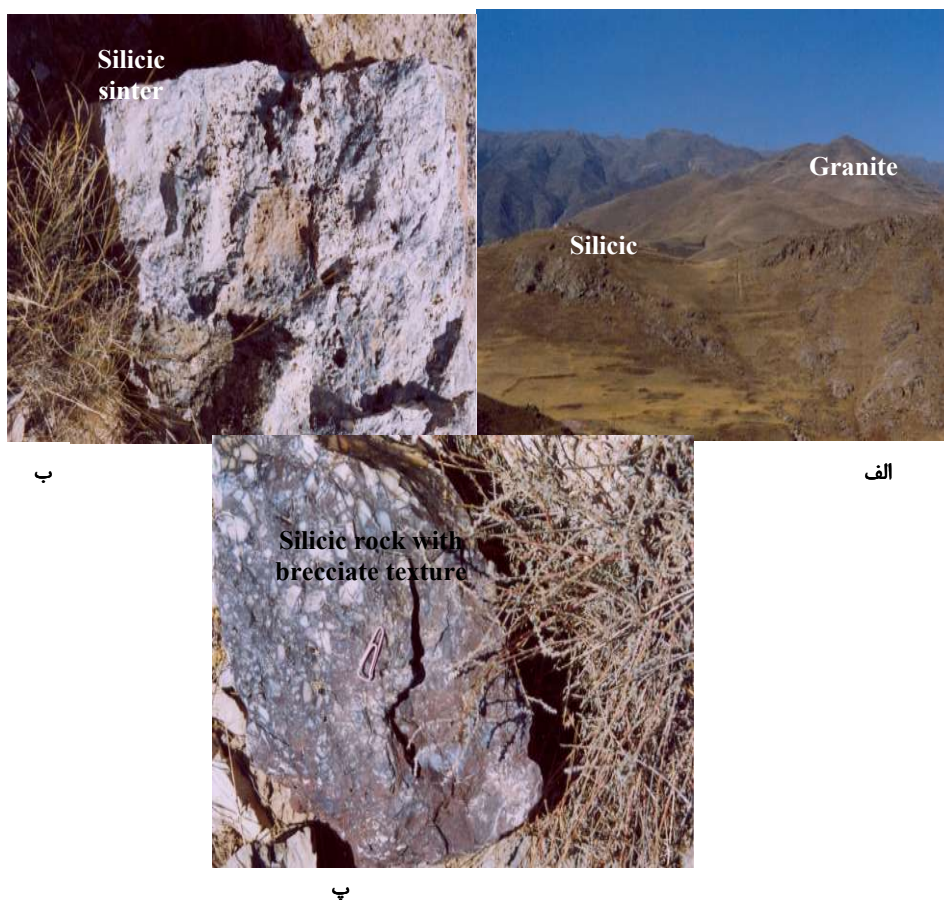
سبب شکل‌گیری بخشهای متنوع دگرسانی در مناطق مختلف این زون گردیده‌است (شکل ۲ الف). ماهیت سنگهای میزبان سبب شدت دگرسانیها در منطقه می‌شود. زیرا ناپایداری ذاتی تشکیل‌دهنده این‌گونه سنگها در اثر تغییرات حرارتی پس‌رونده مهمترین علت دگرسانی است.

بررسی روابط صحرایی

دگرسانی در منطقه جنوب تاکستان به صورت نامنظم عمل کرده‌است. بنابراین در مناطق مختلف انواع متنوعی از محصولات دگرسانی رخمون دارند. زونهای دگرسانی موجود در منطقه عبارتند از زون پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و زون سیلیسی [۲]. زون پروپلیتیک به صورت پراکنده شامل مجموعه کانیهای کلریت، اپیدوت، پلاژیوکلاز و کلسیت است. این زون در بخش بیرونی زون آرژیلیک دیده می‌شود، زون آرژیلیک به رنگ سفید و ترکیبی از کانیهای رسی می‌باشد که مهمترین آن کائولینیت است. بیشترین گسترش این زون در منطقه یوزباش چای دیده می‌شود. زون آرژیلیک پیشرفته گسترده‌ترین و مهمترین بخش دگرسانی در زون طارم سفلی است که از مجموعه آلونیت، پیروفیلیت و گاهی ژاروسیت تشکیل شده‌است، آلونیت مهمترین کانی سازنده زون آرژیلیک پیشرفته می‌باشد. آلونیتی‌شدن بیشتر در امتداد شکستگیها و یا در حاشیه خارجی توده‌های نفوذی گرانیته شدت بیشتری داشته‌است. آلونیت به رنگهای سفید، کرمی، صورتی و گاهی سبز دیده می‌شود، مورفولوژی عمومی آلونیت‌ها به صورت خرد شده دارای شکست صدفی می‌باشند ولی گاهی بافت برشی نیز در آن دیده شده است.

زون دگرسانی سیلیسی که به طور گسترده در برخی قسمتها رخمون دارد، حاکی از آخرین فازهای گرمابی حاصل از توده‌های نفوذی مجاور می‌باشد. محلولهای دگرسانی گرمابی در این زون سبب آب‌شویی کامل تمامی عناصر در سنگ آتشفشانی میزبان شده‌است و سینترهای سیلیسی را تشکیل داده که تنها کانی تشکیل‌دهنده این مجموعه سیلیس‌های دانه ریز می‌باشد (شکل ۲ ب).

ولی گاهی می‌توان برخی از ویژگیهای سنگ اولیه شبیه لایه‌بندی اولیه توف قبل از دگرسانی، آثاری از ذرات لیتیک، بلورها و نیز شبی از بافت اولیه سنگ را در سنگهای سیلیسی شده ملاحظه کرد [۵] (شکل ۲ پ).



ب

الف

پ

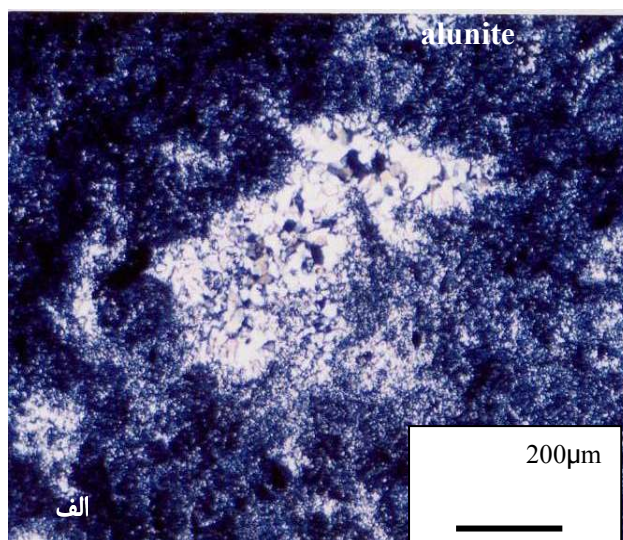
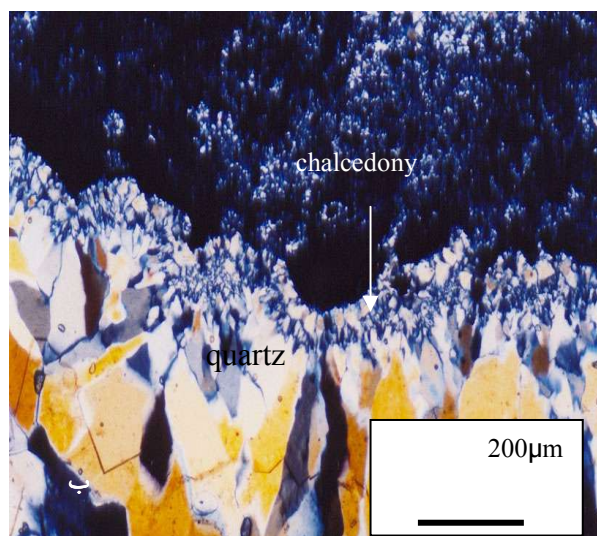
شکل ۲ الف. توده‌های نفوذی با ترکیب غالب گرانیتی در مجاورت بخشهای سیلیسی شده. ب. نمای نزدیک از تراورتن سیلیسی (سینتر) (منطقه سیردان). پ بافت برشی در سنگهای سیلیسی، شبی از بافت اولیه سنگ مشخص است.

بحث و بررسی

پتروگرافی دگرسانیه‌های گرمایی

ترکیب شیمیایی سنگهای آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه از ریوداسیت، داسیت، آندزیت، آندزیت-بازالت و بازالت متغیر است. این سنگها به صورت گدازه، توف و گاهی توفیت دیده می‌شود. این سنگهای آتشفشانی ماهیت کالکوالکالن دارند. براساس مطالعات پتروگرافی، کانیهای تشکیل دهنده سنگهای آتشفشانی و آذرآواری شامل ذرات لیتیک آندزیتی و تراکی آندزیتی، بلورهای شکسته شده کوارتز، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت و آمفیبول سوخته و سایر کانیهای تیره همراه با مقدار بسیار کمی (کمتر از ۵٪ حجمی) ذرات خرد شده شیشه‌ها هستند که در مجموع نوعی بافت آذرآواری را نشان می‌دهند.

بر اساس مطالعات میکروسکوپی سیلیسی شدن به صورتهای زیر در سنگهای آتشفشانی دگرسان دیده شده است: الف) سیلیسی شدن به صورت انتشاری که به صورت رایج در بسیاری از نمونه‌ها دیده شده در این فرآیند سیلیس به صورت بسیار دانه ریز فضای بین کانیها را پر کرده است. همراه با سیلیسی شدن آلونیتی شدن نیز بصورت بسیار دانه ریز زمینه را پر کرده است (شکل ۳ الف). ب) سیلیسی شدن رگچه‌ای: در این نوع سیلیسی شدن، سیلیس به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای زمینه آلونیتی را قطع کرده است، در واقع سیلیس در آخرین مراحل دگرسانی تشکیل گردیده است (شکل ۳ ب). پ) کوارتز همچنین به صورت ذرات پراکنده که بازمانده سنگ آتشفشانی اولیه است در متن آلونیتی شده دیده می‌شود.

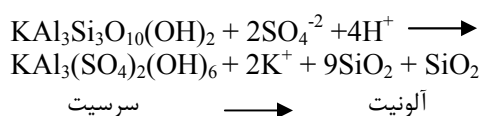


شکل ۳ الف. سیلیسی شدن انتشاری در متن زمینه دیده می شود. آلونیت دانه ریز نیز فضای زمینه را در برگرفته است (xpl).
ب. کالسدون (سیلیس رشته ای) و کوارتز که به ترتیب از حاشیه به مرکز را پر کرده اند (xpl).

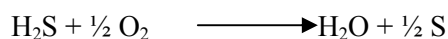
الف) بافت نواری، این بافت در تعداد زیادی از مقاطع دیده شده به نحوی که لایه‌هایی از اکسید آهن و آلونیت به صورت متوالی قرار گرفته اند (شکل ۴ الف).

ب) بافت برشی، این بافت بیشتر در نمونه‌هایی که تحت تأثیر سیالهای سیلیس دار قرار گرفته‌اند، دیده می‌شود. در این بافت آلونیت به صورت دانه‌های ریز زمینه را تشکیل داده و شکافهای سیلیس را در برگرفته و حالت برشی به خود می‌گیرد (شکل ۴ ب).

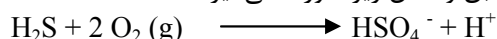
پ) بافت چند وجهی، در این حالت آلونیت‌ها دانه درشت تر بوده و به نظر می‌رسد فضای کافی برای رشد دانه‌ها وجود داشته است. دانه‌های آلونیت که به وضوح قابل تفکیک هستند دارای گوشه‌های زاویه دار و چند ضلعی می‌باشند. همراهی سرسیت با آلونیت در بعضی از نمونه‌ها دیده می‌شود، به نظر می‌رسد آلونیت در اثر افزایش اسیدیته محیط مطابق واکنش زیر از سرسیت‌ها شکل گرفته است.



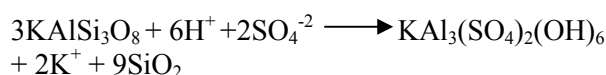
برای شکل گیری آلونیت می‌توان فروپاشی فلدسپات پتاسیم را مطابق واکنشهای زیر در نظر گرفت [۶]:
منشأ H_2S بستگی به اکسیداسیون مستقیم S_2^- به SO_4^- در اتمسفر دارد:



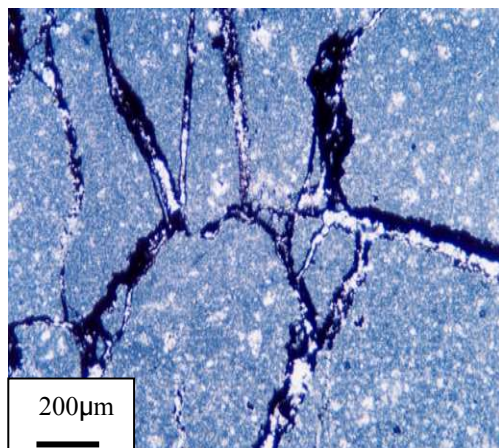
زمانی که فوگاسیته اکسیژن بالا می‌رود، اکسیداسیون H_2S به SO_4^- طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد:



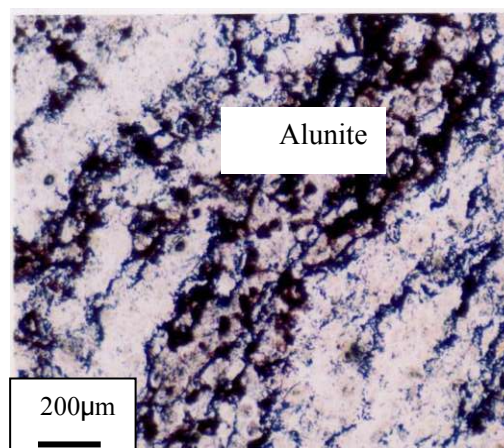
در این مرحله اسیدیته محیط افزایش پیدا کرده و عناصر Al, Si, K, Na, Ca از کانیه‌های آلومینوسیلیکاته جدا می‌شوند و تشکیل آلونیت از فلدسپات پتاسیم به صورت زیر است:



آلونیت $\longrightarrow$ فلدسپات پتاسیم
 SiO_2 زیاد آمده از واکنش فوق در شکل‌گیری مناطق سیلیسی شرکت می‌کند. انواع بافتهای دیده شده در سنگهای آلونیتی شده بصورت زیر است:



ب



الف

شکل ۴ الف. بافت نواری در یک نمونه پیروکلاستیک آلونیتی شده (نوارهای متوالی از اکسیدهای آهن و آلونیت به ترتیب دیده می شود)، پیریت‌های اکسید شده در زمینه پراکنده هستند (40.ppl). ب. بافت برشی در نمونه‌های آلونیت‌دار، در این بافت پرشدگی شکافها و شکستگیها توسط سیلیس و اکسیدهای آهن دیده می شود (xpl).

سیالات اسیدی به چندین صورت در محیط اپی‌ترمال شکل می‌گیرند و تشخیص محیط دگرسانیها توسط ویژگیهای کانی‌شناسی و ایزوتوپ‌های پایدار آلونیت مشخص می‌شود [۱۱ و ۱۲].

رای [۱۲] برای سیالات سازنده محیطهای اسید-سولفات چهار منشأ را در نظر می‌گیرد: ۱- هیپوژن، ۲- سوپرژن، ۳- بخارهای گرم شده (steam heated) و بخارهای ماگمایی (magmatic steam).

به‌طور کلی محلول‌های ماگمایی و گرمابی غنی از سولفات در شرایط اکسیدان و در دمای کمتر از 300°C موجب هیدرولیز سنگهای غنی از Al و K شده و در نتیجه آلونیت تشکیل می‌گردد (شکل ۶ الف).

آلونیت با فرمول کلی $\text{AB}_3(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$ شرایط بسیار اسیدی و اکتیویته بالای سولفات را نشان می‌دهد.

ژئولیتی شدن و اسفرولیتی شدن شیشه ولکانیکی از دیگر فرآیندهای دگرسانی در این نمونه‌هاست. کلسیت آمیبی در آخرین مرحله بر آلونیت‌ها اثر کرده و در مواردی فضای بین دانه‌های کوارتز را پر کرده است. به نظر می‌رسد کربناته شدن بعد از تمام فازهای دگرسانی و در آخرین مرحله یعنی پس از سیلیسی شدن به وقوع پیوسته است.

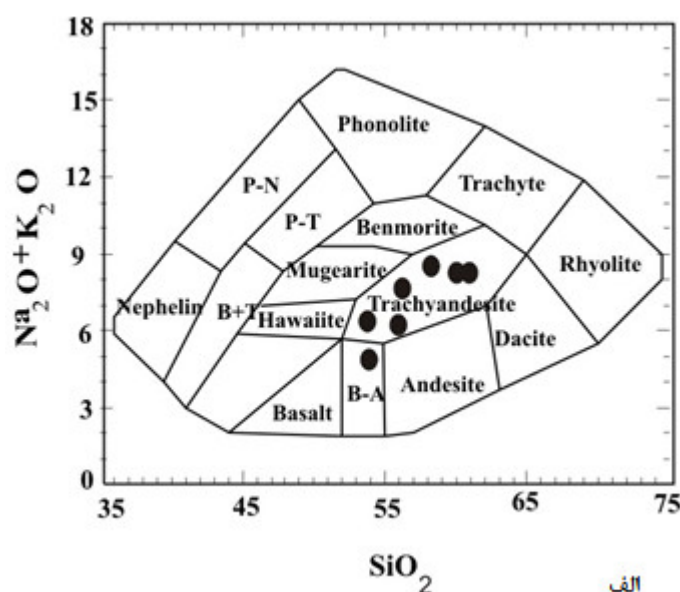
بر روی ۸ نمونه از سنگهای آتشفشانی منطقه تاکستان آزمایش XRF انجام شد (جدول ۱). با توجه به این نتایج سنگهای منطقه طارم ترکیب بازالت آندزیتی، تراکی آندزیت دارند که بیشتر نمونه‌ها در محدوده تراکی آندزیت قرار می‌گیرند (جدول ۱، شکل ۵ الف). با توجه به نمودار مثلی AFM [۷]، ماهیت ماگمای سازنده سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه کالک آکالان می‌باشد (شکل ۵ ب).

دگرسانی اسید-سولفات

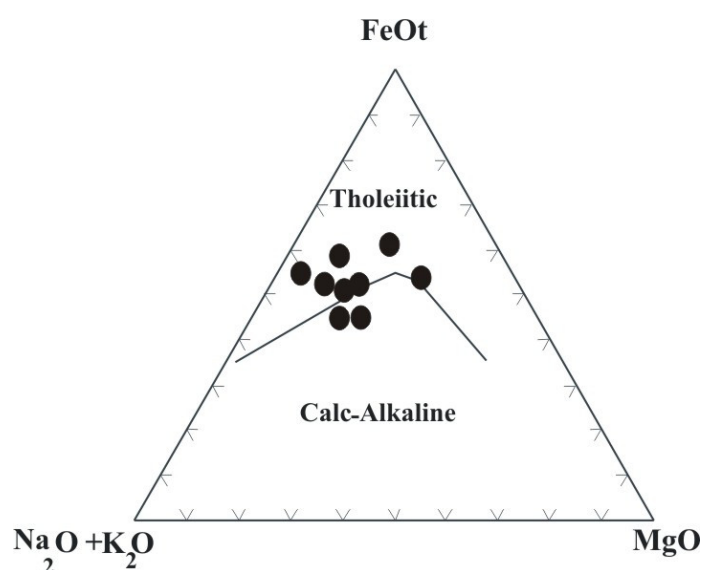
کانیهای اصلی سازنده زون دگرسانی اسید-سولفات شامل آلونیت، کائولینیت، کوارتز و پیریت می‌باشند [۹]. این کانیها تحت تأثیر محلولهای گرمابی سولفات - اسیدی تشکیل شده‌اند [۱۰].

جدول ۱. نتایج XRF از نمونه های ولکانیکی منطقه تاکستان.

Oxides%	T-1	T-2	T-3	T-4	T-5	T-6	T-7	T-8
SiO ₂	۵۸/۲۷	۶۰/۰۱	۶۱/۲۱	۵۴/۴۲	۵۲/۵۰	۵۷/۶۰	۵۸/۶۶	۵۷/۷۳
K ₂ O	۳/۳۸	۴/۵۱	۴/۵۳	۲/۶۷	۲/۱۷	۳/۱۴	۳/۹۰	۳/۸۶
Na ₂ O	۴/۶	۳/۲۶	۳/۱۷	۳/۹۴	۲/۱۶	۳/۵۰	۲/۴۵	۲/۹۱
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۴	۱۴/۲۷	۱۴/۴۱	۱۶/۹۰	۱۶/۹۲	۱۴/۶۲	۱۵/۷۱	۱۵/۲۶
MgO	۱/۸۲	۳/۱۰	۲/۹۱	۲/۵۶	۴/۵۱	۳/۴۰	۲/۱۲	۳/۰۱
MnO	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۱۷	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۵
CaO	۳/۵۵	۲/۴۴	۳/۴۰	۶/۷۰	۶/۸۲	۴/۵۱	۴/۵۹	۳/۶۹
FeO	۴/۹۰	۵/۱۲	۴/۷۱	۵/۰۹	۵/۱۷	۴/۴۰	۴/۱۲	۴/۰۲
Fe ₂ O ₃	۵/۷۰	۴/۶۹	۳/۹۶	۴/۶۷	۶/۶۹	۵/۹۰	۵/۸۲	۶/۹۰
P ₂ O ₅	۰/۳۵	۰/۴۲	۱/۴۰	۰/۵۵	۰/۴۲	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۴۲
TiO ₂	۱/۳۱	۱/۱۲	۰/۹۹	۱/۵۰	۱/۱۷	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۱۴
Total	۱۰۰/۰۲	۹۹/۱۲	۹۹/۸۸	۹۹/۰۸	۹۹/۷۰	۹۹/۰۴	۹۹/۳۳	۹۹/۰۹



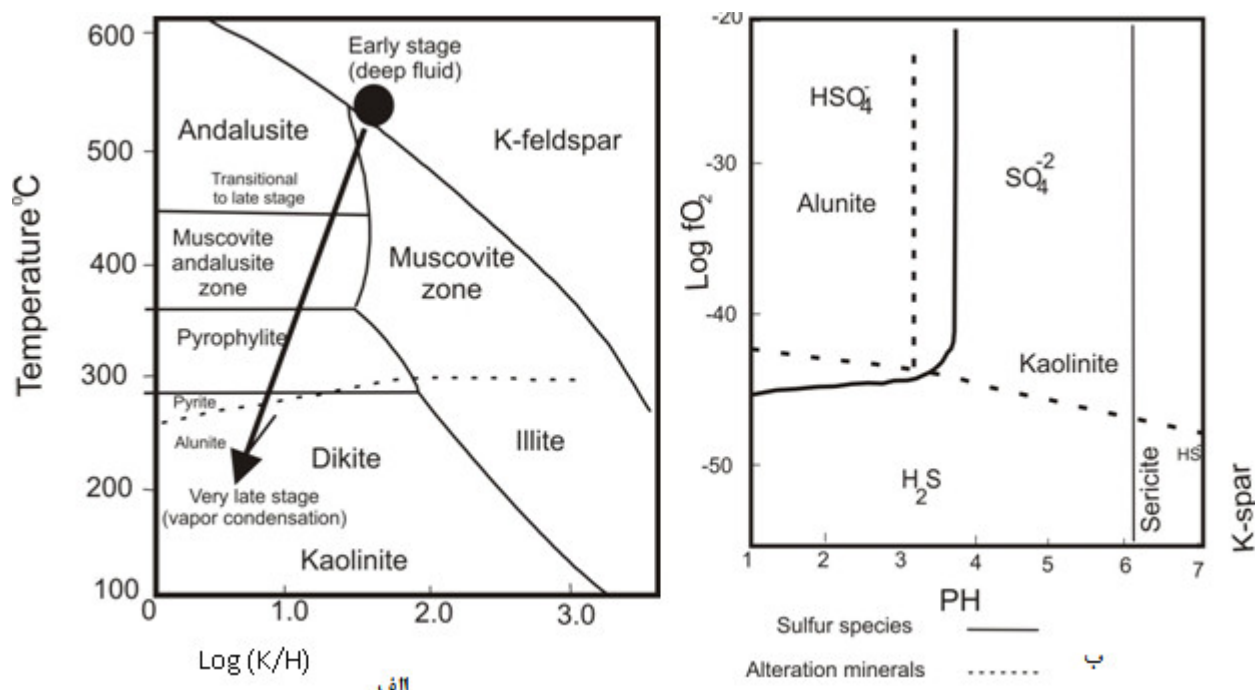
شکل ۵ الف. نمودار تقسیم بندی سنگهای آتشفشانی بر اساس مجموع آکالی در مقابل سیلیس به تفکیک مناطق مورد مطالعه [۸].



شکل ۵ ب. نمودار مثلثی AFM، هر منطقه به تفکیک [۷].

آلونیت، کائولینیت در این منطقه به خوبی دیده شده است. روابط پایداری آلونیت و کائولینیت تابع شرایط pH و fO_2 است. آلونیت در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بیشتری وجود داشته باشد و pH پایین تر تشکیل می‌شود در حالی که کائولینیت در pH بیشتر و فوگاسیته کمتر اکسیژن پایدار است. دو عامل دما و $\log (K/H)$ در پایداری کانیهای مختلف دگرسانی نقش سازنده‌ای دارند (شکل ۶ ب).

سیالات اسیدی به وجود آمده سبب انحلال کانیهای تشکیل دهنده سنگ می‌شود (حتی Al_2O_3 به صورت کامل) و سنگ برجا مانده به نام سیلیس متخلخل (vuggy silica) تولید می‌شود. زون سیلیسی توسط زون دگرسانی آرژیلیک پیشرفته در برگرفته می‌شود. در مرحله بعدی سولفات با Al بازمانده از ماگما ترکیب می‌شود و آلونیت را تولید می‌کند، همراه بودن H_2S سبب تشکیل پیریت می‌گردد [۱۵]. همراهی



شکل ۶ الف. نمودار دما در مقابل $\log(K/H)$ که محدوده پایداری کانیها را نشان می‌دهد. ب. نمودار فوگاسیته اکسیژن - pH، محدوده پایداری کانیهای دگرسانی سولفات را نشان می‌دهد [۱۶].

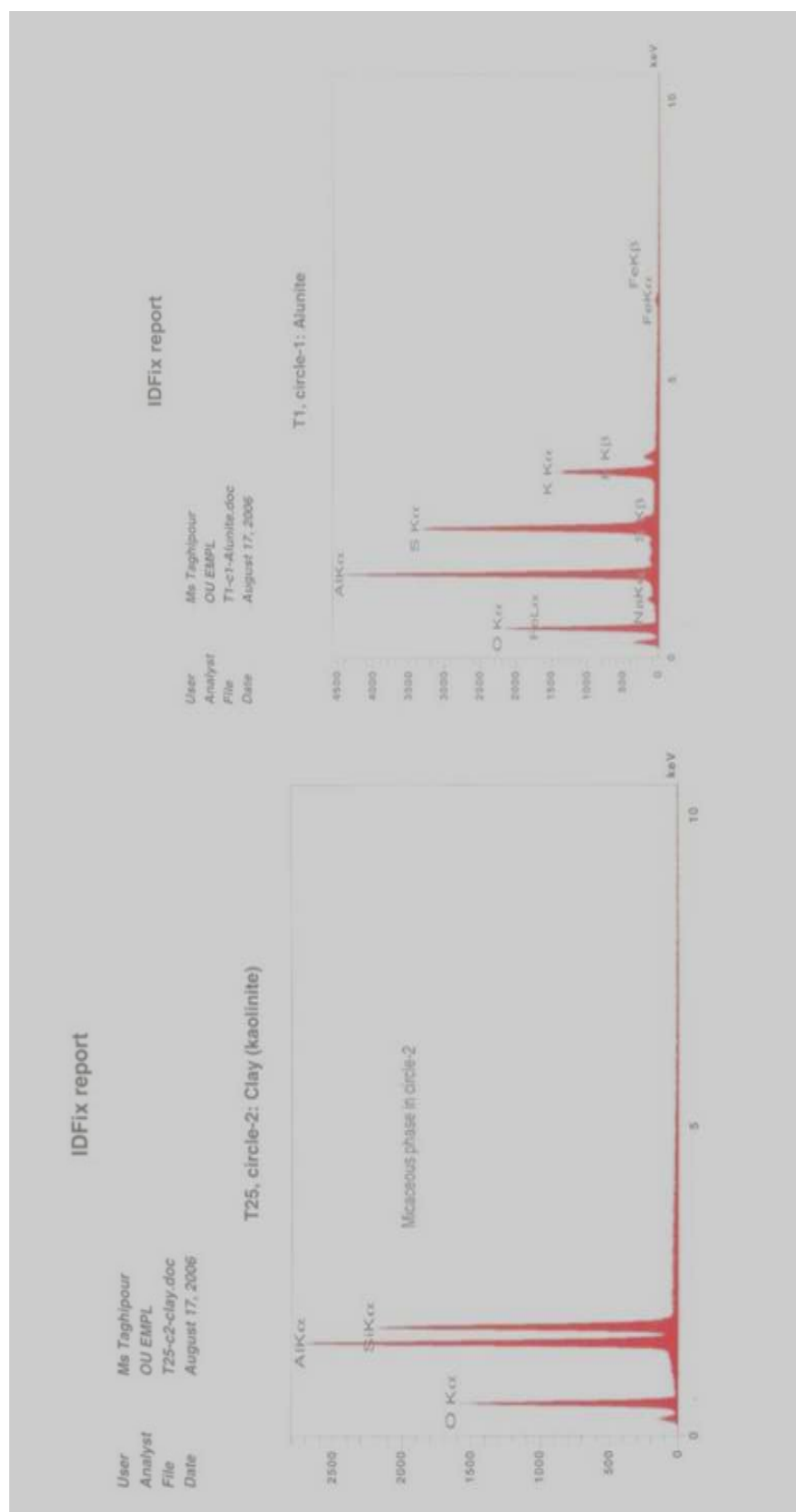
کانیهای متنوعی است که نمودارهایی برای تقسیم بندی آنها پیشنهاد شده است از نمودارهایی که تاکنون برای تقسیم بندی کانیهای گروه آلونیت به کار رفته شده می‌توان به نمودار جمبر [۱۸] و اسکات [۱۳] که بر مبنای آنیون‌های PO_4 ، PO_3OH و $ASO_3(OH)$ طراحی شده، اشاره کرد. جمبر [۱۸] آلونیت‌ها را به سه دسته آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت تقسیم بندی نموده است. در این دیاگرام از سه کاتیون Ca, Na, K استفاده شده است.

نمونه‌های آلونیت منطقه طارم با توجه به نمودار جمبر [۱۸] در محدوده آلونیت تا ناتروآلونیت و بیشتر متمایل به قطب آلونیت می‌باشند (شکل ۸).

نام‌گذاری کانیهای سولفات آب‌دار:

برای شناسایی دقیق کانیهای حاصل از محیط دگرسانی تعدادی از نمونه‌های دگرسان منطقه تاکستان توسط روش پراش اشعه x (XRD) و آنالیز نقطه‌ای (EMPA) آنالیز شدند (جدول ۲ و ۳).

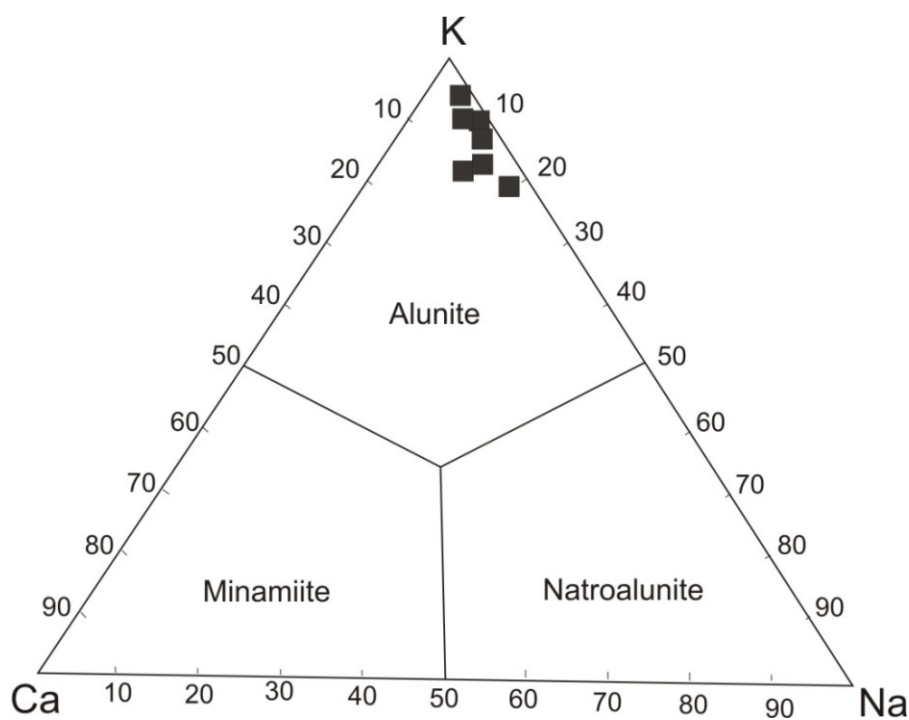
کانی مهم سولفات آب‌دار در این منطقه آلونیت است، ژاروسیت نیز به صورت کانی فرعی در منطقه گزارش شده است [۱۷]. همچنین داده‌های حاصل از آزمایشهای میکروپروب نشان داده که این کانی فراوان ترین کانی زون اسید- سولفات در منطقه است (جدول ۳). با توجه به تصاویر BSE کانی آلونیت به صورت بی شکل تا نیمه شکل به همراه کائولینیت دیده می‌شود (شکل ۷). گروه آلونیت شامل



شکل ۷: تصویر BSE از آلونیت و کائولینیت به همراه آنالیز کیفی از این دو کانی (منطقه تاکنند).

جدول ۲. نتایج آزمایشهای XRD برخی از نمونه‌های دگرسان شده منطقه تاکستان.

نمونه	کانیهای اصلی	کانیهای فرعی	زون دگرسانی
۱	کوارتز - کائولینیت - مسکویت	مونت موریلونیت	آرژلیک
۲	کائولینیت - مسکویت	-	آرژلیک
۳	کوارتز - کائولینیت	-	آرژلیک
۴	کوارتز، ژاسپروئید	-	سیلیسی
۵	کوارتز، ژاسپروئید	پیریت	سیلیسی
۶	کوارتز، مسکویت	-	سیلیسی
۷	آلونیت	کائولینیت	آرژلیک پیشرفته
۸	کوارتز، آلونیت	-	آرژلیک پیشرفته
۹	آلونیت، کائولینیت	مسکویت	آرژلیک پیشرفته



شکل ۸. نام‌گذاری کانیهای گروه آلونیت (آلونیت، ناتروآلونیت و می‌نامیت) [۱۸].

جدول ۳. نتایج مایکروپروب کانیهای حاصل از دگرسانی سنگهای ولکانیکی.

Sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶
Mineral	Alunite	Kaolinite	Alunite	Quartz	Kaolinite	Alunite
Oxide%						
Na ₂ O	۲/۳۸	-	۰/۴۶	-	-	۲/۳۴
Al ₂ O ₃	۴۰/۷۸	۴۵/۷۶	۳۹/۱۰	-	-	۴۰/۷۲
SiO ₂	-	۵۴/۲۴	۴۶/۹۵	۱۰۰	۴۶/۶۱	۴۸/۰۲
SO ₃	۴۷/۶۹	-	۱۲/۳۷	-	۵۳/۳۹	۸/۲۵
K ₂ O	۸/۳۶	-	۱/۱۲	-	-	۰/۶۷
Fe ₂ O ₃	۰/۷۸	-	-	-	-	-
Total	۹۹/۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Cation wt%						
O	۵۰/۰۶	۵۰/۴۳	۴۹/۱۱	-	۵۰/۴۰	۵۰/۰۸
Na	۱/۷۷	-	۰/۳۴	-	-	۱/۷۶
Al	۲۱/۵۹	۲۴/۲۲	۲۰/۷۰	-	۲۵/۲۰	۲۲/۰۳
Si	-	۲۵/۳۶	-	۱۰۰	۲۴/۴۰	-
S	۱۹/۱۰	-	۱۸/۸۰	-	-	۱۹/۴۰
K	۶/۹۴	-	۱۰/۲۷	-	-	۶/۳۲
Fe	۰/۵۵	-	۰/۷۸	-	-	۰/۴۱
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰

منشأ دگرسانی

به منظور تعیین منشأ سیالات دگرسان کننده در منطقه تاکستان تعدادی از کانیهای که در طی فرآیند دگرسانی تشکیل شده‌اند، مورد تجزیه ایزوتوپیهای پایدار قرار گرفتند. نتایج ایزوتوپیهای پایدار اکسیژن و دوتریم مربوط به کانیهای آلونیت، کائولینیت، مسکوویت در دمای ۲۵°C، ۵۰°C و ۱۰۰°C در جدول ۴ نشان داده شده است.

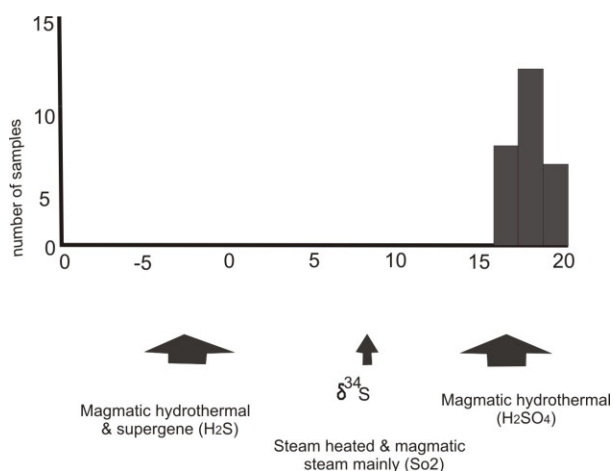
میزان ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) کانی آلونیت (در دمای ۲۵°C) از ۴‰ تا ۱۳/۰۷‰ در تغییر است، برای کانی کائولینیت این تغییرات از ۵/۳‰ تا ۱۰/۸‰ نوسان می‌کند (جدول ۴). میزان ایزوتوپ D برای آلونیت محاسبه نشده است و برای کائولینیت از ۶۵‰ تا ۶۷‰- تغییر می‌کند. همچنین نتایج آزمایشهای ایزوتوپ کانی مسکوویت منطقه تاکنند دارای مقدار ۷/۶۱‰ و ایزوتوپ دوتریم دارای میزان ۹۵‰- می‌باشد

ایزوتوپ گوگرد از ۱۸/۱ ‰ تا ۱۳/۹۰ ‰ نوسان دارد که در محدوده آلونیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۹. ب).

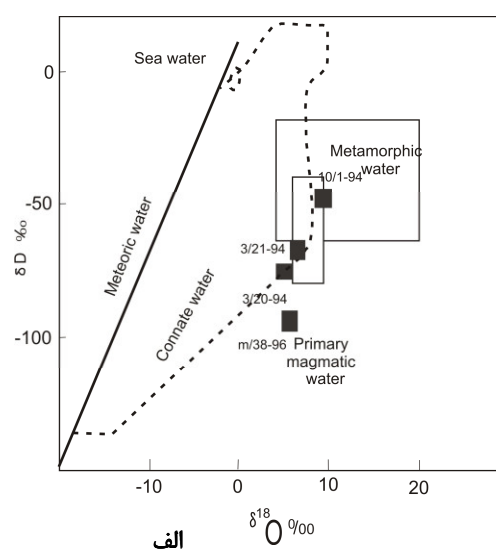
(جدول ۴). بر اساس این نتایج نمونه‌های منطقه طارم منشأ ماگمایی گرمایی نشان می‌دهند (شکل ۹. الف). داده‌های حاصل از ایزوتوپ گوگرد بر آلونیت نشان داده که میزان

جدول ۴. داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن بر کانیهای سنگهای دگرسان شده [۱۷].

Sample	Mineral	25°C		50°C		100°C	
		$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$	$\Delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta\text{D}\text{‰}$
Ta/15-94	Alunite	۴/۱۰	-	-	-	-	-
Ta/3-94	Alunite	۱۳/۰۷	-	-	-	-	-
3/21-94	Siderite	۹/۴۰	-	۲/۴	۰/۰۰	-۳/۸	-۴۰
3/20-94	kaolinite	۱۰/۸۹	-	-۵/۳	-۷۹	-۰/۳۸	-۸۲
3/20-94	kaolinite	۵/۳	-۶۷	-۱۰/۷	-۹۷	-۵/۷۸	-۷۲
3/7-95	kaolinite	۷/۱	-۶۵	-۸/۷	-۹۷	-۳/۷۸	-۶۲
m/35-96	Muscovite	۶/۷	-۹۵	۳/۳۴	-۴۸/۸۱	-	-
IO/1-94	Gypsum	۱۰/۹۰	-۴۵	-	-	-	-
Z/23-93	Alunite	۱۰/۲۰	-	-	-	-	-



ب



الف

شکل ۹: الف. نمودار ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD ، تقسیم بندی آبهای جوی، آب دریایی، آبهای دگرگونی، آبهای فسیل و آبهای ماگمایی [۱۹]. نمونه های طارم در محدوده ماگمایی قرار می گیرد. ب. تغییرات ایزوتوپ گوگرد برای محیطهای مختلف دگرسانی و نمایش موقعیت آلونیت‌های طارم در محدوده آلونیت‌های ماگمایی [۲۰].

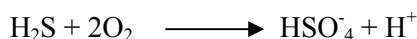
نتایج

۱- توسعه دگرسانی گرمابی در منطقه تاکستان چشمگیر است، زونهای پروپلیتیک، آرژیلیک، آرژیلیک پیشرفته و سیلیسی در سنگهای ولکانیکی و پیروکلاستی این منطقه محصول دگرسانی هستند. زون آرژیلیک پیشرفته با رخداد کانیه‌های آلونیت، کائولینیت و کوارتز بیشترین وسعت را در میان سایر زونها از خود نشان داده است.

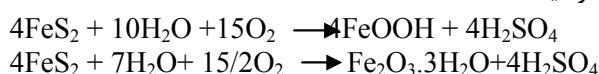
۲- همراهی آلونیت و کائولینیت شاخص دگرسانی اسید-سولفات است که پایداری این دو کانی تابع فوگاسیته اکسیژن و pH محیط می باشد. آلونیت در pH کمتر و فوگاسیته بیشتر اکسیژن، تشکیل می شود.

۳- برای تشکیل محیط دگرسانی اسید- سولفات در منطقه طارم سفلی می‌توان واکنشهای زیر را در نظر گرفت:

احتمالاً شکل‌گیری HSO_4^- در فوگاسیته بالای اکسیژن از اکسیداسیون H_2S طبق واکنش زیر صورت می‌گیرد:



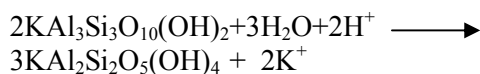
می‌توان اسیدیته بالای محیط را ناشی از اکسیداسیون سولفیدها دانست [۶]



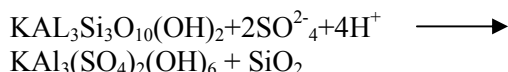
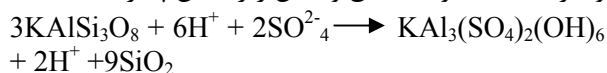
انجام واکنش‌های فوق باعث تشکیل آلونیت از دگرسانی آلومینوسیلیکات‌ها در شرایطی که اسیدیته محیط افزایش پیدا کرده است، می‌شود [۶]



سر سیت فلدسیات یتاسیم



براساس شواهد میکروسکوپی تبدیل مستقیم پتاسیم فلدسپات و سرپست به آلونیت طبق واکنش زیر امکان پذیر است [۶]



۴- سیالات دگرسانیهای گرمایی برای تشکیل سیستم اسید-سولفات دارای چهار منشأ مختلف است (ماگمایی-گرمایی، بخار داغ، بخار با منشأ ماگمایی و سوپرژن). نتایج حاصل از این دو تب‌های، باید از اکسیدژن و دوتریم بر آلونیت‌های منطقه

تاکستان، نمونه‌ها را در موقعیت آلودگی‌هایی با منشأ ماگمایی نشان می‌دهد

سیاس گزاری

نویسندگان از حمایت‌های مالی دانشگاه شیراز برای انجام این پژوهش تشکر می‌نمایند. همچنین از دکتر ایرج نوربهبشت و دکتر مهدی حسینی به دلیل راهنمایی‌های علمی، دکتر محمود خلیلی نیز راهنمایی علمی و انجام برخی آزمایش‌های ژئوشیمیایی قدردانی می‌شود.

مراجع

[۱] درویش زاده ع.، آسیابان ها ع.، "نقش آذرآواری ها در گسترش ترجیحی دگرسانی گرمایی در منطقه آتشفشانی آب - ترش"، فصلنامه علوم زمین، سال نهم، شماره، ۳۷-۳۸ (۱۳۷۹)، ۴۸-۵۹.

[۲] حسینی م، "آلونیت زایی در منطقه طارم"، مجموعه مقالات دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۷۶) ص ۱۷۹-۱۸۵.

[3] Anells R. N., Arthurtun R. S., Bazely R. A., Davies R. G., “*Explanatory text of the Qazvin and Rasth quadrangle map, 1 : 250000*”, G. S. I., Rep. Es., E4. (1975).

[4] Pourhosseni, F., "*Petrogenesis of Iranian plutons a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes*". Geological Survey of Iran, (1981) P. 31.

[۵] حسینی م، "عدم اختلاط ماگمایی در گدازه داسیتی"، مجموعه مقالات سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۷۸) ص ۱۸۴-۱۹۱.

[6] Kelepertsis A. E., “*Formation of sutates at the Thaphes area of milos Island: Possible precursors of kaolinite mineralization*”, Canadian mineralogist. 27, (1989) 241-245.

[7] Irvine T. N., Baragar W. K. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can. J. Earth Sci., 8 (1971) 523-548.

[8] Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., "*The interpretation of igneous rocks*", George Allen and Unwin. London (1979) 450.

[9] Meyer C. A., Hemley J.J., “*wall rock alteration*”, -Ln: Barnes, H. L. (Ed): Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Rinehart and winston, NewYork (1967) 166-235.

- [16] Cunningham C. G., Rasmussen J.D. Steven T. A., Rye R. O. Rowley P. D. Romberger S. B. & J. Selverstone, "Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysvale volcanic field, West- Central Utah" *Mineralium Deposita*, 33 (1993) 477-497.
- [17] Hosseini M., "Petrology of alunite-bearing argillised rocks in volcanic suits & economic significance of alunites (on example Tarom NW. of Iran)", PhD thesis, Moscow state ore deposits, Petrography, University (1997) 202.
- [18] Jambor J. L., "Mineralogy of sulfide-rich tailings and their oxidation products". In *Environmental Geochemistry of sulfide mine-wastes* (J. L. Jambor & D. W. Blowes, eds mineral Assoc. Can. Short course 22 (1994) 59-102.
- [19] Sheppard S. M. F., "Identification of the origin of ore-forming solution by the use of stable isotopes, in volcanic processes, in ore genesis", *Special Pub.*, 7, Golo., Soc., Lond (1977) 549.
- [20] Watanabe Y. Hedenquist J. W., "Mineralogical and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry copper deposit, Chile", *Economic Geology*, 96 (2001) 1775-1797.
- [10] Hemley J.J., Hostetle P.B., Gude A.J., Mountoyoy W.T., "Some stability relations of alunite", *Econic Geology*, 64(1969) 599-612.
- [11] Deyell C. L., Rye R. O, landis G. P., T. Bissig, "Alunite and the role of magmatic fluids in the Tambo hig-sulfidation deposit, El Indio-Pascua belt, Chile", *Chemical Geology*, 215 (2005) 185-218.
- [12] Rye R. O., Bethke P. M., Wasserman M.D., "The stable isotope geochemistry of acid sulphate alteration", *Economic Geology*, 87 (1992) 225-262.
- [13] Scott K. M., "Nomenclature of the alunite supergroup: Discussion, the Canadian mineralogist", 38 (2000) 1295-1297.
- [14] Hedenquist J. W., A., Arribus Jr., "Epithermal gold deposits". -Ln: Molnar, F. J. Ilexa, J. W. Hedenquist (Eds): *Epithermal mineralization of the western carpathians*. Society of Economic Geologists Guidebook, 31 (1999) 13-63.
- [15] Bajnoczi B., Molnur F., Maeda Nagy G., Vennemann, T., "Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of hungary", *Acta geologica Hongarica*, 45/1 (2002) 101-118.



مقایسه شیمی بیوتیت‌های آذرین و هیدروترمال در سنگ‌های آذرین کوه سخت حصار

فریماه آیتی^۱، سعید مهدوری^۲

۱ - گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز شهرکرد

۲ - دانشکده معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

دریافت مقاله: ۱۳۸۸/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۱۳۸۸/۴/۲۳

چکیده

کوه سخت حصار در نوار ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است و عمدتاً شامل توده‌های ولکانیک تا ساب‌ولکانیک با ترکیب آندزیت تا داسیت (پلیوسن) می‌باشد که در مجموعه‌ای از آتشفشانیه‌ها و آذرآواریه‌های پالئوسن نفوذ کرده است. سه زون آلتراسیون اصلی در این منطقه شناسایی شده است که شامل زونهای پتاسیک، فیلیک و پروپیلیتیک می‌باشد. در این مقاله، مینرال شیمی بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه و بیوتیت‌های مربوط به زونهای پتاسیک و فیلیک مورد بررسی و مقایسه قرار می‌گیرد. بررسیها نشان از تفاوت بین شرایط تشکیل بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های ثانویه و از طرفی وجود تفاوت بین سیالات هیدروترمال مسؤول تشکیل بیوتیت در زون پتاسیک نسبت به زون فیلیک دارد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، هیدروترمال، سخت حصار.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در کمربند ماگمایی ارومیه دختر واقع شده است (شکل ۱) کمربند کوه‌زایی ارومیه- دختر مهمترین کمربند فلززایی ایران است و درحقیقت برکمربند جهانی کوه‌زایی آلپ - هیمالیا منطبق است. این نوار ماگمایی معلول فازهای کوه‌زایی آلپی از زمان مزوزوئیک تا اواخر سنوزوئیک است. نوار ماگمایی ارومیه - دختر به دلیل اینکه در اثر تحولات ناشی از بسته شدن اقیانوس آلپی نئوتتیس حاصل شده و یا به عبارتی حاصل هضم پوسته اقیانوسی نئوتتیس از طریق فرورانش به زیرپوسته قاره‌ای می‌باشد، به‌مانند دیگر کمانه‌های ماگمایی حاشیه قاره مانند آند (آمریکای جنوبی) و کردیلرا (آمریکای شمالی)، میزبان کانسارهای مس پورفیری به همراه دیگر کانسارهای وابسته (همچون طلا و مولیبدن) به این خاستگاه ژئودینامیکی می‌باشد. بیشترین کانسارهای مس پورفیری ایران مانند مس سرچشمه، میدوک و سونگون هم در این کمربند قرار دارند [۲، ۱].

در این مطالعه شیمی بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با

بیوتیت‌های هیدروترمال در منطقه مورد مطالعه مورد بررسی قرار می‌گیرد. فیلسیلیکات‌ها احتمالاً معمولی‌ترین کانیهای گزارش شده درسیستمهای مربوط به آلتراسیون هیدروترمال در نهشته‌های مس پورفیری هستند، گرچه هنوز به صورت کامل در این قبیل محیط‌های زمین‌شناسی بررسی نشده‌اند. شیمی کانیهای فیلسیلیکاته برای تفسیر اطلاعات مربوط به طبیعت سیالات هیدروترمال و مکانیسم‌های آلتراسیون به کار می‌رود. تغییر ترکیب شیمیایی بیوتیت در انواع دگرسانی‌ها به خوبی بیانگر شرایط متفاوت فیزیکوشیمیایی در طول رخداد دگرسانی می‌باشد [۳]. منطقه مورد بررسی برای اولین بار توسط شرکت درسا پرداز (۱۳۸۳) شناسایی گردید [۴]. دو مرکز پورفیری مینرالیزه شده در این منطقه درجهت شمال شرق - جنوب غرب رخنمون دارد که شامل مجموعه‌ای از سنگهای ساب ولکانیک و ولکانیک (نئوژن) با ترکیب آندزیت تا داسیت با بافت پورفیری می‌باشد که به درون مجموعه‌ای از ولکانیکها و پیروکلاستیکها با ترکیب آندزیت (میوسن) نفوذ کرده است. این مجموعه توسط آلتراسیون پتاسیک (بیوتیت و



شکل ۱. نقشه نشان دهنده موقعیت منطقه مورد مطالعه در زون ارومیه دختر.

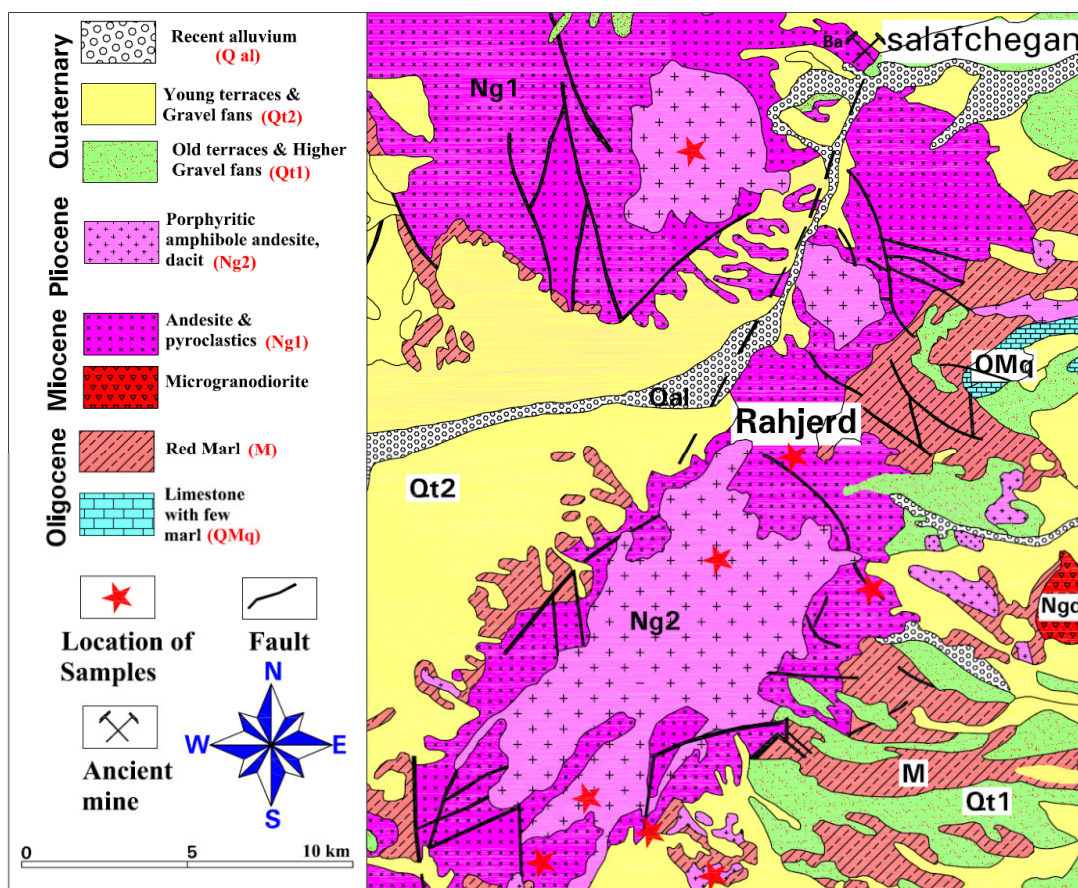
هورنبلند آندزیت می‌باشد که تحت عنوان تپه جنوبی نامیده می‌شود (شکل ۳). در حدود ۱/۷ کیلومتر دورتر از آن در جهت شمال شرق، مجموعه دیگر از سنگهای ولکانیکی- ساب ولکانیکی با ترکیب تونالیت با مساحت 400×200 متر مربع مشاهده می‌شود که به نام تپه مرکزی نام‌گذاری می‌شود. قدیمی‌ترین واحدهای موجود در محدوده مورد مطالعه، تناوبی از مارن قرمز و آهک ماسه‌ای به سن میوسن می‌باشد که هم ارز سازند قرمز بالایی به حساب می‌آید. بعد از آن لاپیلی توف و برشهای آندزیتی خاکستری تیره به سن میوسن بالایی- پلیوسن پایینی قرار دارد که مارنهای یاد شده را می‌پوشانند [۶]. این سنگهای آذرآواری با بافت و رنگ متفاوت دارای میان لایه‌هایی از گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی می‌باشند و از طرفی میزبان توده‌های ولکانیک و ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی می‌باشند. توده‌های اخیر تحت تأثیر محلولهای هیدروترمال، دچار دگرسانی و فرآیند کانه‌زایی شده‌اند [۵]. نقشه آلتراسیون منطقه مورد بررسی (مناطق دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک) در شکل ۴ قابل مشاهده است. ترکیب رنگی به کار رفته در این شکل به صورت ۱۳ RGB می‌باشد.

فلدسپات پتاسیم ثانویه، مگنتیت به همراه استوک‌ورکهای شدید و فراوان از کوارتز) و آلتراسیون فلیک (کوارتز، سرسیت، کلریت، اولیژیست) تحت تأثیر قرار گرفته است. در اطراف مجموعه‌های آلتراسیون فلیک و پتاسیک، آلتراسیون پروپیلیتیک با گستردگی زیاد مشاهده می‌شود. کل سیستم آلتراسیون حدود 3×6 کیلومتر می‌باشد [۵].

بررسیها نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها در زون فلیک نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون پتاسیک، دارای میزان بالاتری از فلور و کلر می‌باشند. این مورد می‌تواند تأثیر سیالات هیدروترمال با منشأ جوی را بر روی سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی نشان دهد.

زمین‌شناسی ناحیه مورد بررسی

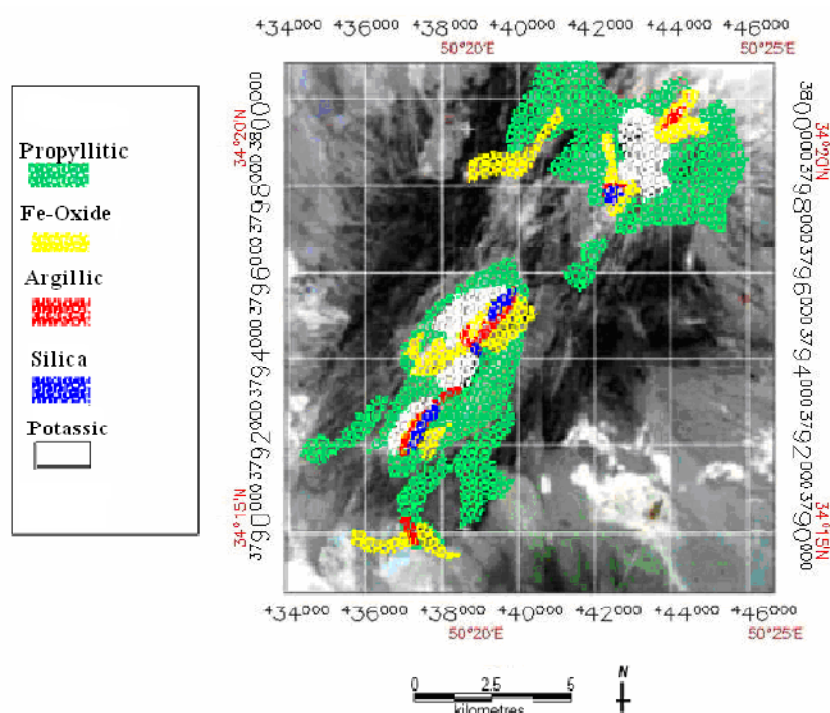
ناحیه مورد مطالعه در استان مرکزی واقع شده است. این محدوده عمدتاً از توده‌های ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی به سن نئوژن تشکیل شده است که به مرکز یک استراتوولکان نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). تحت تأثیر محلولهای گرمایی، انواع دگرسانی (پتاسیک، فلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک به صورت محلی) و به همراه آن کانه‌زایی مس در این مجموعه به چشم می‌خورد. زون مینرالیزه اصلی در منطقه به صورت یک تپه مخروطی شکل با پهنای ۲۰۰ متر و با ترکیب



شکل ۲. نقشه زمین شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه.



شکل ۳. زون کانی‌سازی شده اصلی - توده جنوبی (دید به سمت شرق).



شکل ۴. نقشه آلتراسیون نهایی به دست آمده از داده‌های استر (RGB531) (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰).

پتروگرافی

کانیهای اصلی این مجموعه آذرین شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و کم و بیش فلدسپات پتاسیم با مقادیر متغیری از کانیهای اپک می‌باشد (پیریت، کالکوپیریت، مگنتیت). زیرکن، آپاتیت و اسفن به عنوان کانیهای فرعی در مقاطع مشاهده می‌شود. آمفیبول‌های ائوهدرال تا ساب‌هدرال همراه با پلاژیوکلاز و میزان کمتری از فنوکریست‌های پیروکسن در زمینه، یک بافت پوروفیریک را ایجاد کرده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و میکروفنوکریست، گاهی با زوناسیون نوسانی در مقاطع به چشم می‌خورد. هورنبلند به دگرسانی پتاسیک بسیار حساس بوده و لذا توسط بیوتیت و کلریت جایگزین می‌شود. حضور این قبیل پزودومورف‌های بیوتیت ثانویه به جای فنوکریست هورنبلند، در زون پتاسیک امری معمول می‌باشد. فنوکریست‌های ائوهدرال تا ساب‌هدرال بیوتیت با سایز حدود ۳ میلی‌متر و با رنگ قهوه‌ای تیره تا خاکی رنگ به چشم می‌خورند. دو گروه بیوتیت در این مقاطع به چشم می‌خورد: بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه مطالعات

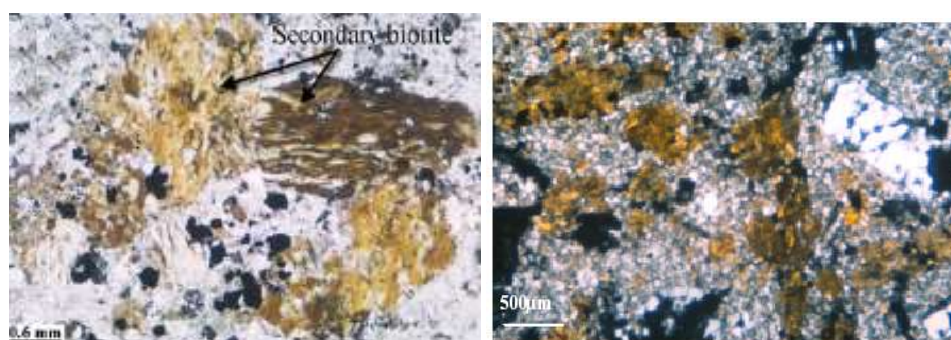
پتروگرافی و میکروپروب نشان داد که بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) در این مجموعه به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و غنی از آهن می‌باشند و با رنگهای قهوه‌ای قرمز تا قهوه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۵). بیوتیت‌های ثانویه خود شامل بیوتیت‌های آمیبی شکل که به صورت مستقل توسط محلولهای گرمایی ایجاد شده و در مقاطع به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند (شکل ۶ و ۷الف) و گروه دیگر شامل فلس‌های کوچک و ریز بیوتیت که اصولاً جایگزین هورنبلندها شده‌اند (شکل ۷ب)، می‌باشند. پدیده سرسیتی و کلریتی شدن در بیوتیت‌ها مشهود است. مالاکیت در رخنمون‌ها معمول است. وجود رگه‌های متقاطع مگنتیتی و استوک‌ورک‌های سیلیسی دلیلی بر تأثیر محلولهای گرمایی در سیستم دگرسانی منطقه می‌باشد. تراکم رگه‌ها و استوک‌ورک‌ها (کوارتز، مگنتیت و اکسید آهن) بسیار بالاست و به ۱۰ تا بیش از ۵۰ رگه در هر متر می‌رسد. بعضی از زونهای رگه‌ای آنقدر در هم آمیخته‌اند که باعث تشکیل رگه‌هایی با ۲/۵ تا ۴ متر عرض شده است.



شکل ۵. بیوتیت ماگمایی با ماکل مکانیکی.



شکل ۶. بیوتیت هیدروترمال همراه با کوارتزهای دانه‌ای ناشی از محلولهای هیدروترمال در آندزیت دگرسان شده.



شکل ۷. تشکیل بیوتیت ثانویه درزون آلتراسیون پتاسیک الف) به صورت پراکنده درمقطع ب) به خرج آمفیبول.

انواع آلتراسیون و کانی‌سازی

زون‌های آلتراسیون اصلی در منطقه شامل پتاسیک، فیلک، پروپیلیتیک و کم و بیش آلتراسیون آرژیلیک به صورت محلی می‌باشد. کانی‌سازی اصلی در این منطقه در تپه جنوبی دیده می‌شود. این مجموعه تحت تأثیر فرآیندهای گسترده آلتراسیون پتاسیک و فیلک واقع شده است. در این مجموعه رگچه‌های استوکورک متعددی با ترکیب کوارتز-مگنتیت - پیریت- اولیژیست - کالکوپیریت مشاهده می‌شود. آثار کانی در تپه مرکزی رگچه‌های کوارتز-مگنتیت از ۱ تا ۱۰ میلی‌متر پهنا دارند و چگالی آنها نسبت به تپه جنوبی کمتر و شامل ۱ تا ۵ عدد در هر متر می‌باشد. میزان مس در این سیستم پورفیری بالا و دارای میانگین حدود ۰/۷۵ درصد مس می‌باشد. آلتراسیون پتاسیک در منطقه توسط حضور بیوتیت و فلدسپات پتاسیک ثانویه، کوارتز، کالکوپیریت، پیریت و مگنتیت و توسط جانشینی فنوکریست‌های از قبل موجود در زمینه و یا حضور رگچه‌های ثانویه در سنگها مشخص می‌شود. بیوتیت‌های ثانویه به صورت بیوتیت‌های جایگزینی در شکل دانه‌های ریز، رگچه‌های بیوتیت و بیوتیت پراکنده در زمینه سنگها رخ می‌دهند. بیوتیت جایگزینی اغلب به صورت جانشینی آمفیبولها، پلاژیوکلاز و دیگر فنوکریست‌های فرومنیزین در زمینه دیده می‌شود. زون آلتراسیون فیلک در جوانب زون آلتراسیون پتاسیک و در درزه‌ها و شکستگیها گسترش یافته است. این زون توسط جانشینی اکثر سیلیکات‌های سنگ‌ساز مانند پلاژیوکلاز و آمفیبول توسط سرسیت، کوارتز به همراه میزان متغیری از پیریت (۲ تا ۴ درصد حجم سنگ) مشخص می‌شود. در این زون پلاژیوکلاز اساساً به سرسیت و بیوتیت و آمفیبول به کلریت تجزیه شده‌اند. این آلتراسیون باعث تغییر رنگ سنگهای سطحی از خاکستری تیره به خاکستری روشن و سفید شده است. علت رنگ سفید و روشن سنگهای آتره شده به دلیل تهی شدن آنها از کانیهای فرومنیزین مانند هورنبلند و بیوتیت است. زون آرژیلیک به صورت محلی در منطقه گسترش یافته است. سنگهای این زون بسیار نرم بوده و با رنگ قهوه‌ای روشن تا زرد و توسط حضور ژاروسیت که معمولاً همراه با هماتیت، لیمونیت و کانیهای رسی می‌باشد، مشخص می‌شود. بافت اولیه سنگها در این زون اکثراً از بین رفته است. آلتراسیون

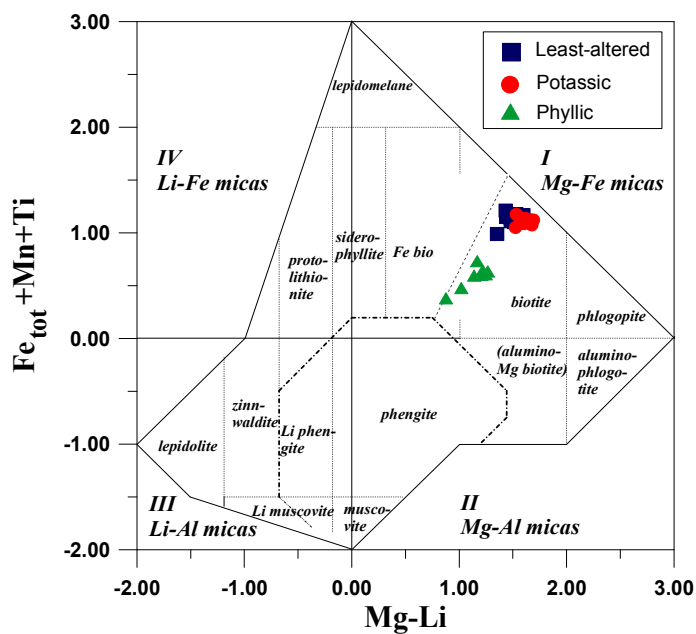
پروپیلیتیک که هاله‌ای را در اطراف زون مینرالیزه پتاسیک تشکیل داده است توسط مجموعه کانیهای اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکتینولیت مشخص می‌شود. این کانیهای آلتراسیون توسط جایگزینی آمفیبول‌های اولیه و پلاژیوکلاز در زمینه سنگها مشخص می‌شود. کلریتی شدن آمفیبول‌های اولیه به صورت فراگیر دیده می‌شود. فنوکریست‌های بیوتیت به اپیدوت، کلریت و سرسیت تجزیه شده‌اند.

بحث و بررسی

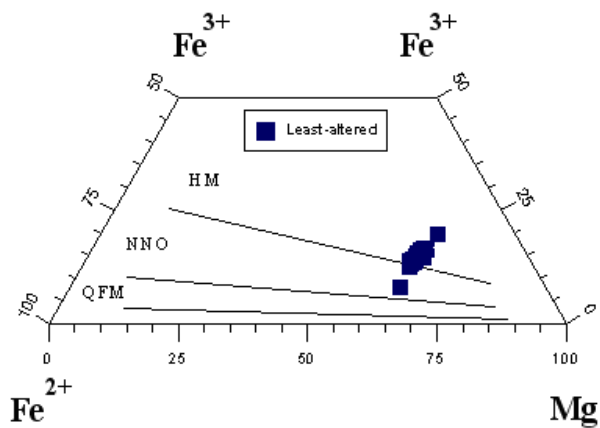
به منظور بررسی و مقایسه بین ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های ثانویه در منطقه مورد مطالعه، چندین نمونه بیوتیت از زون‌های آلتراسیون پتاسیک و فیلک و چند نمونه از بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی در کشور آمریکا توسط دستگاه Cameca SX50 مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند. میانگین نتایج آنالیز تعدادی از این بیوتیت‌ها در جدول ۱ ملاحظه می‌شود. بر اساس رده‌بندی تیشندورف [۷] کل بیوتیت‌های مورد بررسی در میدان بیوتیت‌های منیزیم‌دار پلات می‌شوند (شکل ۸). بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه حاوی Mg با بالا با $Mg/Mg+Fe+Mn$ بین ۰/۶ تا ۰/۷ می‌باشند که نشان‌دهنده تشکیل شدن آنها تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. به طور کلی تمامی ذخایر با اهمیت مس، مولیبدن، سرب و روی و طلا- نقره موجود در کمانهای ولکانو- پلوتونیک، مخصوصاً ذخایر تیپ پورفیری، از نظر ژنتیکی در ارتباط با ماگماهای سری مگنتیتی است که با طبیعت نسبتاً اکسیده شان (مقدار کل $Fe_2O_3 / FeO > 0.5$) مشخص می‌گردند. همانگونه که ملاحظه می‌شود فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای NNO و HM قرار می‌گیرد که تبلور ماگما تحت شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن را تأیید می‌نمایند (شکل ۶). درحقیقت این امر بیانگر فوگاسیته بالای ناشی از اکسایش هنگام فوران است و سبب شده که بخش اعظم Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شود (شکل ۹). مطابق نظر آندرسون [۸] فوگاسیته اکسیژن سنگهای آذرینی که در محیط قوس ماگمایی تشکیل می‌شوند در محدوده بافر NNO و HM قرار می‌گیرد و بر این اساس می‌توان خاستگاه تکتونیکی سنگهای ناحیه مورد بررسی را وابسته به قوس ماگمایی در نظر گرفت. با استفاده از ترکیب بیوتیت ماگمایی می‌توان محیط

جدول ۱. نتایج آنالیز مایکروپروب تعدادی از بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در محدوده مورد بررسی.

	Biotite From Less-Altered Rocks				Biotite From Potassic Zone			Biotite From Phyllic Zone		
	۱	۲	۳	۴	۱	۲	۳	۱	۲	۳
SiO ₂	۳۷۳۶	۳۶/۹	۳۷/۴	۳۶/۶۵	۳۷/۲۹	۳۷/۴۹	۳۷/۸۶	۳۹/۳۳	۴۰/۳۱	۳۸/۸۳
TiO ₂	۴/۳۶	۴/۳	۴/۱۴	۴/۰۷	۴/۵۲	۴/۹۹	۴/۹۵	۴	۳/۹۷	۴/۲۴
Al ₂ O ₃	۱۴/۳۳	۴/۴۸	۱۴/۹۵	۱۴/۵۴	۱۳/۱۶	۱۳/۵۲	۱۳/۳۴	۱۴/۱۶	۱۴/۲۲	۱۳/۲۸
FeO*	۱۵/۲۸	۱۵/۲۴	۱۴/۸۶	۱۵/۰۵	۱۳/۳	۱۳/۲۳	۱۳/۳۶	۱۱/۰۸	۱۱/۰۵	۱۱/۵۴
MnO	۰/۲۱	۰/۲	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴
MgO	۱۴/۷	۱۴/۸۷	۱۵/۳۴	۱۵/۱۷	۱۵/۸۳	۱۶/۲۷	۱۶/۰۱	۱۲/۹۹	۱۳/۴۱	۱۲/۱۲
CaO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۱۲
Na ₂ O	۰/۵۹	۰/۶	۰/۶	۰/۵۹	۰/۳۳	۰/۳۱	۰/۳۱	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۴
K ₂ O	۸/۶	۸/۵۱	۸/۱۲	۸/۲۳	۸/۸۱	۸/۹۱	۸/۸۳	۷/۰۱	۵/۴۸	۶/۷۹
BaO	۰/۷۴	۰/۷۸	۰/۶۷	۰/۸۶	۰/۷۹	۰/۹۷	۰/۹۶	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۵
F	۰/۳	۰/۵۳	۰/۹	۰/۷۲	۰/۶	۰/۲۶	۰/۳۸	۰/۵۳	۰/۸۲	۰/۶
Cl	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۱
O=F, Cl	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۳۲	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۳	۰/۴۲	۰/۳۲
Tot	۹۶/۵۴	۹۶/۳۹	۹۶/۰۲	۹۶/۰۵	۹۶/۸۹	۹۶/۳۳	۹۶/۲۸	۸۹/۷۷	۸۹/۸۹	۸۸/۰۴
Si	۲/۷۸۰	۲/۷۵۶	۲/۷۶۱	۲/۷۴۷	۲/۸۱۲	۲/۷۸۰	۲/۸۰۸	۳/۰۲۱	۳/۰۵۹	۳/۰۵۱
Al	۱/۲۵۶	۱/۲۷۵	۱/۳۰۱	۱/۲۸۵	۱/۱۷	۱/۱۸۲	۱/۱۶۶	۱/۲۸۲	۱/۲۷۱	۱/۲۳۰
Ti	۰/۲۴۴	۰/۲۴۲	۰/۲۳	۰/۲۲۹	۰/۲۵۶	۰/۲۷۸	۰/۲۷۶	۰/۲۳۱	۰/۲۲۷	۰/۲۵۱
Fe	۰/۹۵	۰/۹۵۲	۰/۹۱۸	۰/۹۴۴	۰/۸۳۸	۰/۸۲	۰/۸۲۸	۰/۷۱۲	۰/۷۰۱	۰/۷۵۸
Mn	۰/۰۱۳	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳
Mg	۱/۶۳۰	۱/۶۵۶	۱/۶۸۸	۱/۶۹۵	۱/۷۸	۱/۷۹۹	۱/۷۷۰	۱/۴۸۷	۱/۵۱۷	۱/۴۲۰
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۱۴	۰/۰۱
Na	۰/۰۸۵	۰/۰۸۷	۰/۰۸۶	۰/۰۸۶	۰/۰۴۸	۰/۰۴۸	۰/۰۴۵	۰/۰۱۹	۰/۰۲۴	۰/۰۲۱
K	۰/۸۱۶	۰/۸۱۱	۰/۷۶۵	۰/۷۸۷	۰/۸۴۸	۰/۸۴۳	۰/۸۳۵	۰/۶۸۷	۰/۵۳	۰/۶۸۱
Ba	۰/۰۲۲	۰/۰۲۳	۰/۰۱۹	۰/۰۲۵	۰/۰۲۳	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱
OH	۱/۸۹۹	۱/۸۴۳	۱/۷۶۳	۱/۸۰۱	۱/۸۱۸	۱/۹۰۵	۱/۸۸۱	۱/۸۲۷	۱/۷۶۲	۱/۸۱۰
F	۰/۰۷۱	۰/۱۲۵	۰/۲۱	۰/۱۷۱	۰/۱۴۳	۰/۰۶۱	۰/۰۸۹	۰/۱۲۹	۰/۱۹۷	۰/۱۴۹
Cl	۰/۰۳	۰/۰۳۲	۰/۰۲۶	۰/۰۲۸	۰/۰۳۸	۰/۰۳۴	۰/۰۳	۰/۰۴۴	۰/۰۴۱	۰/۰۴۱
XMg	۰/۶۳۲	۰/۶۳۵	۰/۶۴۸	۰/۶۴۲	۰/۶۸	۰/۶۸۷	۰/۶۸۱	۰/۶۷۶	۰/۶۸۴	۰/۶۵۲
XFe	۰/۳۷۷	۰/۳۷۲	۰/۳۶۷	۰/۳۶۵	۰/۳۲	۰/۳۱۳	۰/۳۱۹	۰/۴۰۶	۰/۴۰۵	۰/۴۲۳
log(XCl/XOH)	۱-۷۹۸	-۱/۷۶۵	-۱/۸۲۷	-۱/۸۰۹	-۱/۶۷۶	-۱/۷۴۹	-۱/۷۹۵	-۱/۶۱۶	-۱/۶۳۲	-۱/۶۴۲
log(XF/XOH)	-۱/۴۳	-۱/۱۶۸	-۰/۹۲۴	-۱/۰۲۳	-۱/۱۰۴	-۱/۴۹۴	-۱/۳۲۴	-۱/۱۵۲	-۰/۹۵۲	-۱/۰۸۴
log(XF/XCl)	۰/۳۶۸	۰/۵۹۷	۰/۹۰۳	۰/۷۸۶	۰/۵۷۲	۰/۲۵۵	۰/۴۷۱	۰/۴۶۴	۰/۶۸	۰/۵۵۸



شکل ۸. موقعیت قرارگیری میکاهای تری اکتهادرال در نمودار تقسیم بندی میکاها [۷].



شکل ۹. نمودار Fe^{3+} - Fe^{2+} -Mg برای بیوتیت‌های منطقه دالی (HM: بافر هماتیت مگنتیت، NNO: بافر نیکل-نیکل اکسید، QFM: بافر کوارتز فایالیت مگنتیت) [۱۲].

(شکل ۱۲ الف). میزان BaO (درصد وزنی) بیوتیت در زون آلتراسیون پتاسیک اساساً دو جمعیت را نشان می‌دهد (از مجموعه آلتراسیون فیلیک به سمت بیوتیت‌های ماگمایی) (شکل ۱۲ ب). میزان Fe (apfu) تغییرات واضح و مشخصی را K (apfu) نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فیلیک می‌باشد (شکل ۱۲ ات). بیوتیت‌های ماگمایی و نیز بیوتیت‌های مربوط به زون پتاسیک توسط میزان بالاتری از MnO (درصد وزنی) در مقایسه با بیوتیت‌های زون فیلیک مشخص می‌شوند (شکل ۱۲ ث). کاهشی تدریجی در میزان Na₂O (درصد وزنی) در مجموعه بیوتیت آذرین به سمت زون فیلیک همراه با افزایش پیوسته‌ای در میزان Si (apfu) در این مجموعه (از سمت بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی به سمت زون فیلیک) به چشم می‌خورد (شکل ۱۲ ج، چ). میزان Ti (apfu) در زون پتاسیک نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فیلیک غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۲ ح).

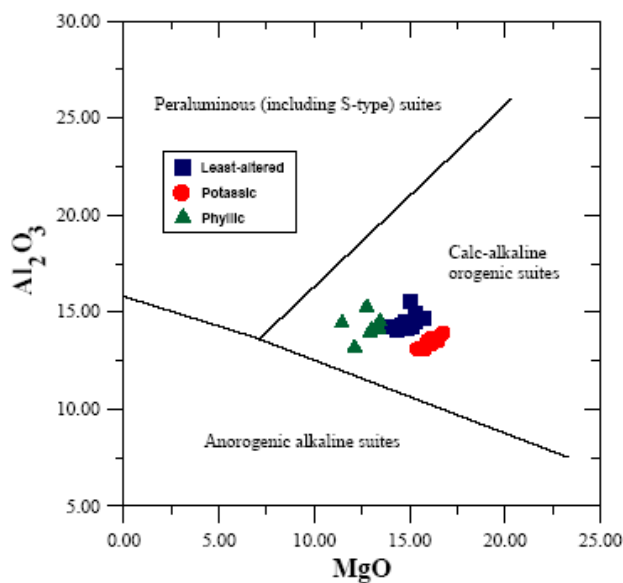
میزان فلور و کلر (درصد وزنی) بیوتیت در آذرین‌های غیر آلتره و در مجموعه‌های زون پتاسیک و فیلیک تفاوت قابل ملاحظه‌ای را نشان نمی‌دهند. البته به نظر می‌رسد که میزان Cl و فلور در بیوتیت‌های زون فیلیک کمی بالاتر باشد (شکل ۱۲ خ، د). این موضوع می‌تواند اختلاط بین سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی با سیالات هیدروترمال با منشأ جوی و درحقیقت تأثیر بعدی سیالات اخیر را بر روی سیستم مس پورفیری در طی تکامل این سیستم نشان می‌دهد به طوری که از بالاترین میزان در بیوتیت‌های ماگمایی به کمترین میزان در بیوتیت‌های زون فیلیک تغییر می‌کند (شکل ۱۲ پ). بیوتیت در زون پتاسیک دارای میزان بالاتری از کلر را در منطقه نشان دهد [۵].

بیوتیت‌های موجود در سنگهای آذرین و همچنین در زون فیلیک دارای میزان CaO مشابهی می‌باشند اما این میزان در بیوتیت‌های زون پتاسیک پایین‌تر می‌باشد (شکل ۱۲ ذ). بیوتیت‌های مجموعه آذرین از لحاظ FeO (۱۴/۰۳ تا ۱۵/۴۲ درصد وزنی)، Al₂O₃ (۱۴/۰۴ تا ۱۴/۵۴ درصد وزنی) و Na₂O (۰/۵۱ تا ۰/۶۵ درصد وزنی) نسبت به بیوتیت‌های زون فیلیک و پتاسیک غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۳ الف، پ، ج). میزان TiO₂ (۴/۳۵ تا ۵/۰۷ درصد وزنی)، MnO (۰/۲۳ تا ۰/۲۷ درصد وزنی)، K₂O (۸/۳۵ تا ۹/۲۶ درصد

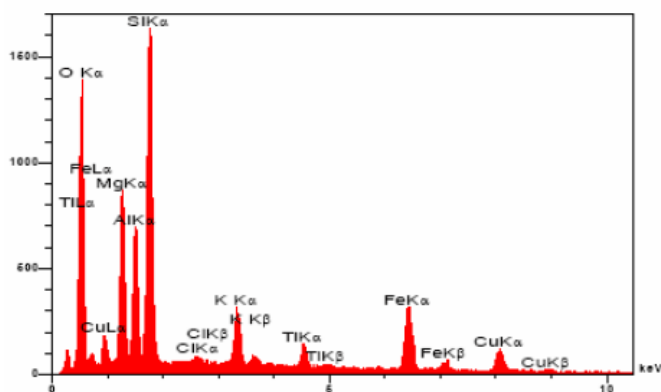
تکتونوماگمایی مجموعه‌های آذرین مورد مطالعه را مشخص نمود. همان‌گونه که در شکل ۱۰ مشاهده می‌شود، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد مطالعه در مکانهای کوه‌زایی کالکوالکال واقع شده‌اند [۹] که نشان‌دهنده سرشت کالک آلکال مرتبط با محیط فرورانش (مانند کمان ماگمایی) این سنگها می‌باشد. از طرفی در مجموعه مورد مطالعه، بیوتیت با آمفیبول منیزیم‌دار، پلاژیوکلاز و کانیه‌ای اپک که مشخصه سنگهای کالک آلکال مرتبط با زون فرورانش است، همراه می‌باشد و لذا کلیه این موارد نشان‌دهنده تشکیل این مجموعه آذرین در یک محیط قوس ماگمایی است.

نکته جالب توجه در نتایج آنالیز شیمیایی بیوتیت‌های منطقه، حضور حدود ۸ درصد وزنی اکسید مس در ساختار تعدادی از بیوتیت‌های مربوط به زون پتاسیک می‌باشد که توسط آنالیز EDX مشخص شده است (شکل ۱۱). با مطالعات انجام شده در ۲۵ سال اخیر، زمین‌شناسان اقتصادی میزان مس مربوط به بیوتیت‌ها را به عنوان راهنما و سرنخی جهت کشف ذخایر مس پورفیری معرفی کرده‌اند. این مطالعات نشان داد که مس در مکانهای اکتاهداری بیوتیت به جای آهن جایگزین می‌شود. آنومالی‌های مس در بیوتیت به دلیل حضور ادخالهایی از مس خالص با اندازه ریزتر از میکرومتر در مناطق بین لایه‌ای میکاها می‌باشد. همراهی ادخالهای مس در مکانهای آلتراسیون، با درنظر گرفتن و محاسبات تعادل گرمی، پیشنهاد می‌کند که این سیلیکات‌های ورقه‌ای به عنوان مکانی برای حضور مس و نه به عنوان منشأیی برای مینرالیزاسیون اولیه عمل می‌کنند [۱۰]. همچنین بررسیهای متعدد در تعداد زیادی از نهشته‌های مس پورفیری نشان می‌دهد که غنی‌شدگی از مس در بیوتیت‌ها در طول شرایط اکسیدان حرارت پایین یعنی به احتمال زیاد در طول هوازدگی رخ داده است و تمرکزهای مس در این بیوتیت‌ها منعکس‌کننده فرآیندهای هیدروترمال ماگمایی نمی‌باشد و لذا بیشتر در مورد فرآیندهای سوپرژن به ما اطلاعات می‌دهد [۱۱].

در این بخش به مقایسه بیوتیت‌های آذرین و بیوتیت‌های هیدروترمال از زون‌های فیلیک و پتاسیک در منطقه پرداخته می‌شود. میزان کل Al (apfu) در بیوتیت‌های ثانویه نسبت به بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) کمتر می‌باشد و این میزان در بیوتیت‌های زون پتاسیک نسبت به فیلیک نیز کمتر است

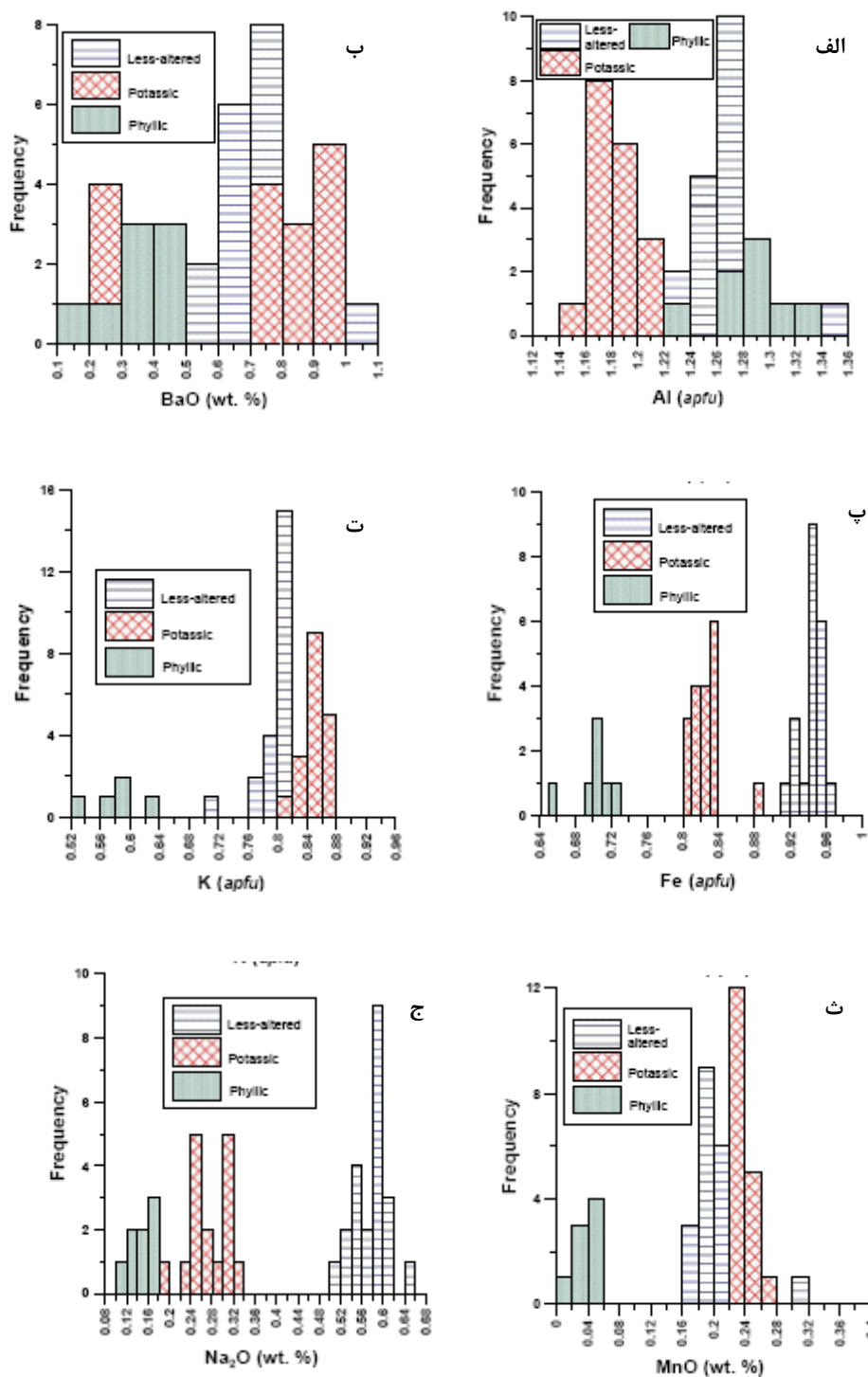


شکل ۱۰. موقعیت قرارگیری بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تکتونوماگمایی $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3$ [۹].

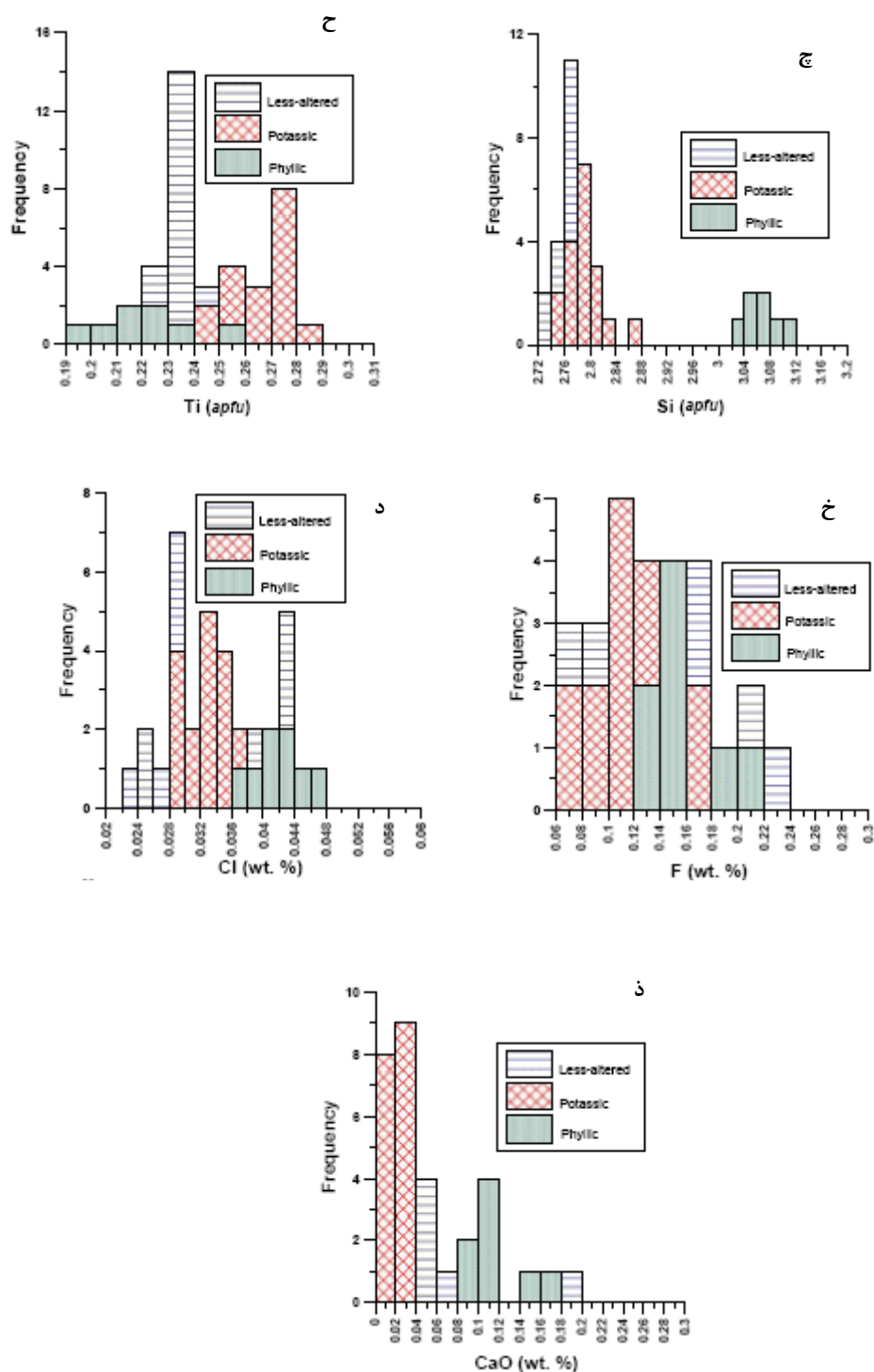


Elt	Line	W%	A%	Formula	Ox%	Cat#
O		40/72	58/72		0/00	0/00
Mg	Ka	10/38	9/85	MgO	17/22	1/85
Al	Ka	7/76	6/64	Al ₂ O ₃	14/67	1/24
Si	Ka	17/76	14/59	SiO ₂	37/99	2/73
Cl	Ka	0/37	0/24		0/37	0/05
K	Ka	3/67	2/17	K ₂ O	4/42	0/41
Ti	Ka	1/78	0/86	TiO ₂	2/97	0/16
Fe	Ka	11/16	4/61	FeO	14/36	0/86
Cu	Ka	6/39	2/32	CuO	7/99	0/43
		100/00	100/00		100/00	7/73

شکل ۱۱. نتایج آنالیز EDX از بیوتیت در زون پتاسیک منطقه مورد بررسی.



شکل ۱۲. هیستوگرام شیمی بیوتیت‌های اولیه درمقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در منطقه مورد مطالعه.



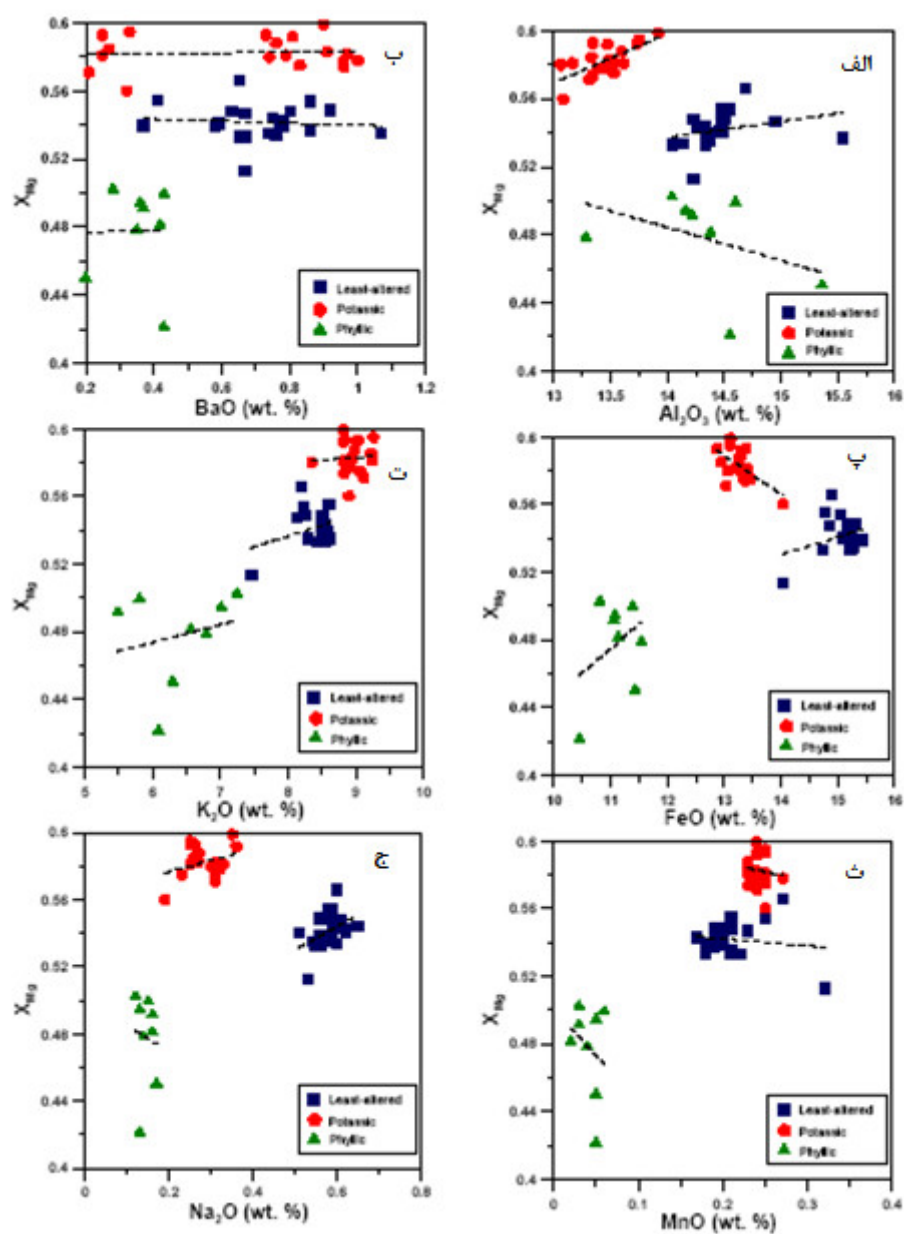
شکل ۱۲ ادامه. هیستوگرام شیمی بیوتیت‌های اولیه در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک در منطقه مورد مطالعه.

MnO (۰/۲۳ تا ۰/۲۷ درصد وزنی)، K₂O (۸/۳۵ تا ۹/۲۶ درصد وزنی) در بیوتیت‌های زون پتاسیک در قیاس با بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های زون فلیک افزایش بیشتری نشان می‌دهد (شکل ۱۳ ت، ث، ح). میزان SiO₂ (۳۸/۸۳ تا ۴۲/۶۲ درصد وزنی)، CaO (۰/۰۹ تا ۰/۱۷ درصد وزنی)، فلور (۰/۵۳ تا ۰/۸۷ درصد وزنی) و کلر (۰/۳۰ تا ۰/۳۷ درصد وزنی) در بیوتیت‌های زون فلیک در مقایسه با دیگر مجموعه‌ها بالاتر می‌باشد (شکل ۱۳ چ، خ، د، ذ). در بیوتیت‌های زون پتاسیک، XMg با Al₂O₃, Na₂O, K₂O و F رابطه مثبت و با FeO, MnO و TiO₂ رابطه منفی دارد (شکل ۱۳). در بیوتیت‌های آذرین و اولیه، بین XMg و K₂O, FeO, Al₂O₃ و Na₂O رابطه‌ای مثبت دیده می‌شود. در بیوتیت‌های زون فلیک XMg با FeO, K₂O, TiO₂ و Cl رابطه مثبت و با Al₂O₃, MnO, Na₂O و F رابطه منفی دارد. از طرفی، XMg با میزان SiO₂ بیوتیت‌های ماگمایی و بیوتیت‌های زون فلیک و پتاسیک رابطه منفی دارد (شکل ۱۳). بیوتیت زون پتاسیک توسط میزان بالای پتاسیم (میانگین ۰/۸۵ wt %) و XMg (میانگین ۰/۵۸ wt %) و میزان پایین کلر (میانگین ۱/۱۸ wt %) و اکسید کلسیم مشخص می‌شود. بیوتیت زون فلیک دارای میزان آهن (میانگین : ۰/۷۱ wt %، پتاسیم (میانگین : ۰/۱۲ wt %، MnO (میانگین ۰/۰۴ wt %، Na₂O (میانگین ۰/۱۵ wt %) و Si (با میانگین ۳/۰۶ wt %) و کلر (با میانگین ۰/۳۳ wt %) می‌باشد. بیوتیت‌های آذرین دارای میزان پایین سیلیس، کلر، XPh و میزان بالای آهن و اکسید سدیم می‌باشند. بر پایه این بررسی‌ها می‌توان دو مورد را در خصوص تشکیل بیوتیت‌ها در مجموعه آذرین منطقه بیان نمود.

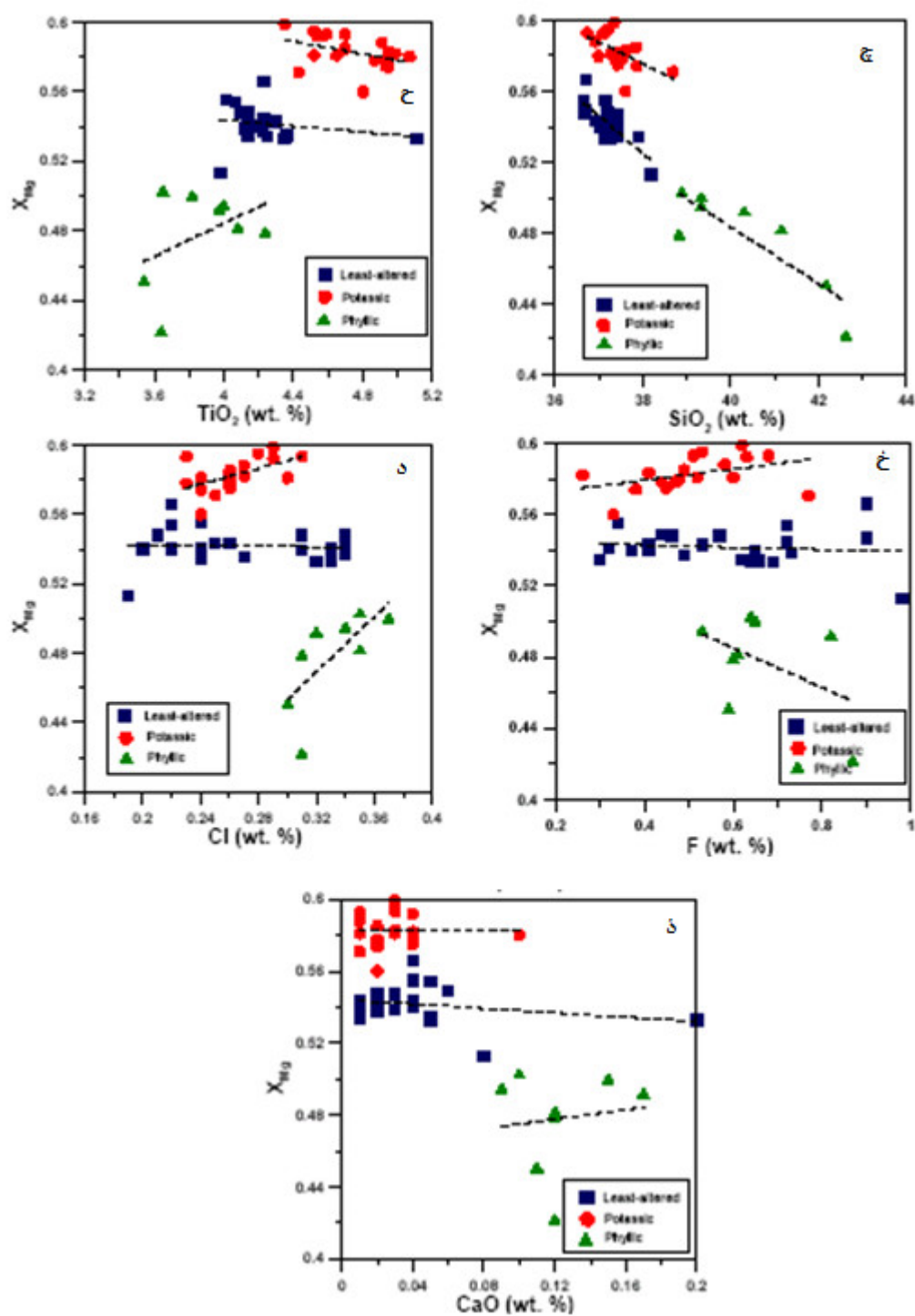
اول این‌که بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه در مجموعه سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه نسبت به بیوتیت‌های ثانویه (زون پتاسیک و فلیک) تحت شرایط کاملاً متفاوتی شکل گرفته‌اند. دوم این‌که به نظر می‌رسد خود بیوتیت‌های ثانویه موجود در زونهای پتاسیک و فلیک هم تحت شرایطی متفاوتی تشکیل شده‌اند. مورد دوم توسط آیتی و همکاران (۲۰۰۸) مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به مطالعات ژو و اسورجنسکی [۱۴]، بیوتیت‌هایی که تحت شرایط فشار حرارت و ترکیب

سیال مشابهی تشکیل می‌شوند، بر روی دیاگرام log (XCl/XOH)/XFe و log (XF/XOH)/XFe روندهای خطی نشان می‌دهند. شیب این خط‌ها عاملی از حرارت و مقادیر عرض از مبدأ عاملی از شرایط فیزیکوشیمیایی مانند فشار و ترکیب سیال می‌باشند. میزان هالوژن بیوتیت‌ها در log (XCl/XOH) و log (XF/XOH) در شکل ۱۴ نشان داده شده است. در log (XCl/XOH) در مقابل XFe (شکل ۱۴ الف)، میزان هالوژن بیوتیت از زونهای پتاسیک و فلیک دارای روندهای خطی بدون پراکندگی گسترده می‌باشد. عرض از مبدأ محور قائم روی دیاگرام log (XCl/XOH)/XFe برای بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک به ترتیب ۱/۰۹- و ۱/۲۰- می‌باشد.

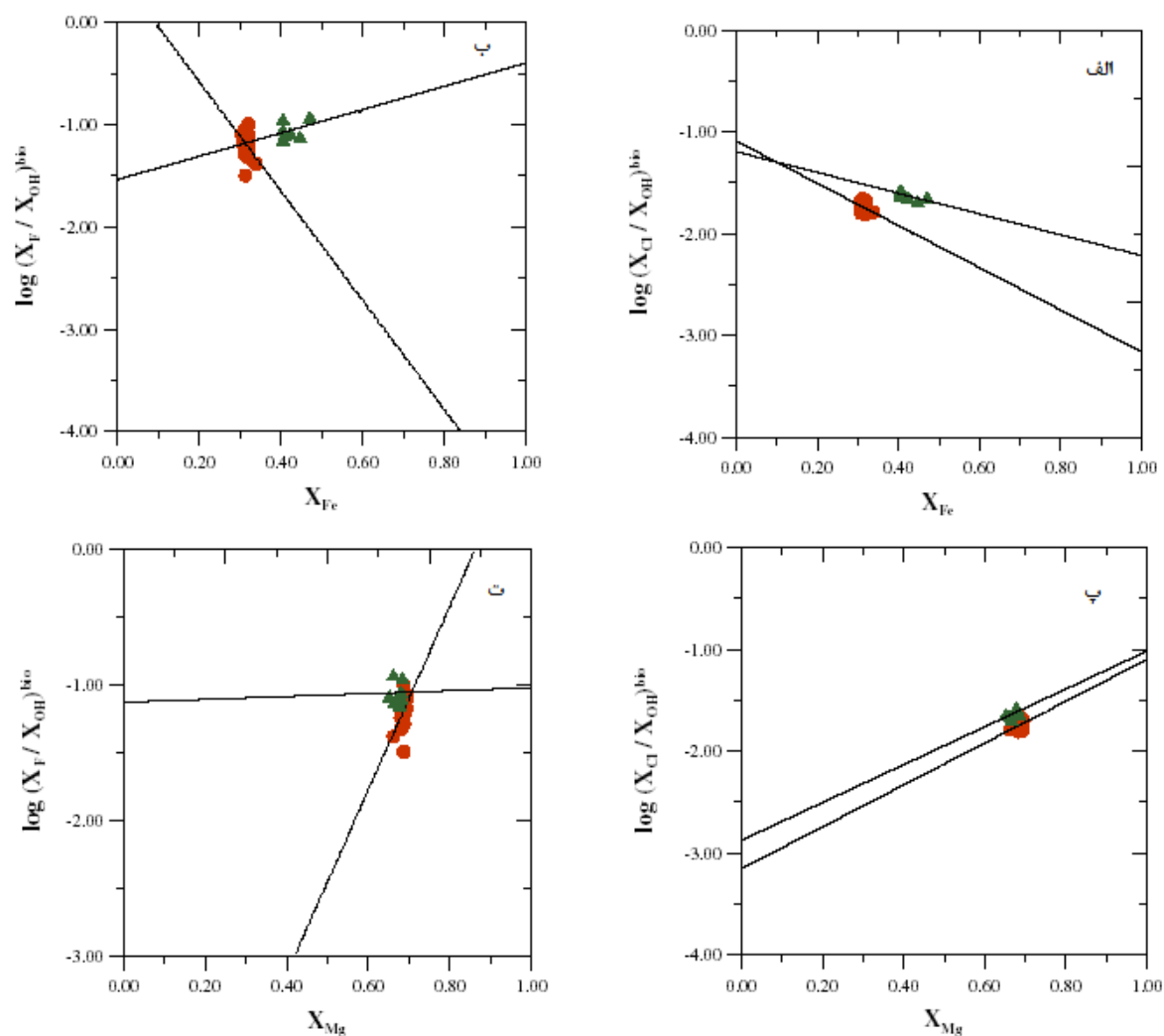
در log (XCl/XOH)/XMg (شکل ۱۴ پ)، نسبت XCl/XOH گستردگی کمی دارد و مقادیر عرض از مبدأ آن برای زون پتاسیک و فلیک به ترتیب ۳/۱۵- و ۲/۲۷- می‌باشد. سلبی و نیست (۲۰۰۰)، مشابهِت عرض از مبدأها و پراکندگی باریک میزان هالوژن بیوتیت در زون‌های آلتراسیون پتاسیک و فلیک در مینرالیزاسیون پورفیری Cu-Au-Mo معدن Casino در کانادا را به مقادیر ثابت XF/XOH و XCl/XOH سیال هیدروترمال با شرایط حرارتی بسیار مشابه، نسبت می‌دهند. عرض از مبدأ روی پلاتهای log (XF/XOH)/XFe و log (XF/XOH)/XMg (شکل ۱۴ ب، ت) برای بیوتیت‌های زون‌های پتاسیک و فلیک متفاوت می‌باشد. برای میزان کلر بیوتیت در زون‌های آلتراسیون پتاسیک و فلیک در نهشته مس پورفیری مورد بحث، Log (XCl/XOH)/XFe و log (XCl/XOH)/XMg روندهای خطی را نشان می‌دهند. مقادیر عرض از مبدأ مشابه و پراکندگی باریک برای نسبت‌های XCl/XOH (شکل ۱۴ الف و پ)، ممکن است نشان‌دهنده این باشد که سیال هیدروترمال مسؤول ایجاد زون‌های آلتراسیون پتاسیک و فلیک در منطقه از لحاظ شرایط حرارتی و ترکیب یکسان بوده است. ولی پراکندگی در نسبت‌های log (XF/XOH) نسبت به شبیه‌های تخمین زده شده (شکل ۱۴ ب و ت) شاهدهی بر تشکیل بیوتیت تحت شرایط متفاوت حرارت و ترکیب در زون‌های پتاسیک و فلیک است.



شکل ۱۳. X_{Mg} در مقابل FeO , Al_2O_3 , BaO , K_2O , Na_2O , MnO (wt. %) در بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک.



شکل ۱۳ ادامه. X_{Mg} در مقابل TiO_2 ، SiO_2 ، F ، Cl و CaO (wt. %) در بیوتیت‌های آذرین در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و فلیک.



شکل ۱۴. پلات XFe در مقابل log(XF/XOH) و log(XCl/XOH) و پلات XMg در مقابل log(XF/XOH) و log(XCl/XOH) برای بیوتیت‌های زون آلتراسیون پتاسیک و فلیک در منطقه مورد مطالعه (▲ فلیک، ● پتاسیک).

نتیجه‌گیری

مطالعات زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمیایی در محدوده مورد مطالعه نشان داد که تیپ کانسار مورد مطالعه را می‌توان تیپ مس پورفیری در نظر گرفت. وجود نفوذی‌های پورفیریتیک فلسیک، دگرسانیه‌های گرمایی از نوع پتاسیک، فلیک و پروپیلیتیک، حضور فراوان رگه‌ها و استوک‌ورکهای کوارتز-مگنتیت، حضور اکسیدهای آهن، عیار بالای عنصر مس از جمله شواهد کانی‌سازی نوع پورفیری می‌باشند. به منظور بررسی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های اولیه (آذرین) و بیوتیت‌های ثانویه (حاصل از محلولهای هیدروترمال) و جهت بررسی طبیعت سیالات هیدروترمال، چندین نمونه از این بیوتیت‌ها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند. بیوتیت‌های سنگهای آذرین مورد مطالعه حاوی منیزیم بالایی می‌باشند که نشان‌دهنده تشکیل آنها تحت شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن می‌باشد. فوگاسیته اکسیژن بین بافرهای نیکل-اکسید نیکل و هماتیت-مگنتیت قرار می‌گیرد که نشان از تشکیل مجموعه آذرین منطقه در محیط قوس ماگمایی است. از طرفی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نشان‌دهنده سرشت کالکوالکالن مرتبط با محیط فرورانش سنگهای آذرین می‌باشد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های اولیه و ثانویه با یکدیگر متفاوت می‌باشد و لذا شرایط تشکیل بیوتیت‌های ماگمایی نسبت به بیوتیت‌های هیدروترمال کاملاً متفاوت است. از طرفی بیوتیت‌های ثانویه (زون پتاسیک و فلیک) نیز خود تحت شرایط متفاوتی تشکیل شده‌اند. میزان کلر و فلور بیوتیت‌های زون فلیک در مقایسه با بیوتیت‌های زون پتاسیک و نیز نسبت به بیوتیت‌های ماگمایی بالاتر می‌باشد. این موضوع می‌تواند اختلاط بین سیالات هیدروترمال با منشأ ماگمایی با سیالات هیدروترمال با منشأ جوی را در منطقه مورد مطالعه نشان دهد. پراکندگی در نسبت‌های $\log(XF/XOH)$ نسبت به شیبهای تخمین زده شده شاهدهی بر تشکیل بیوتیت تحت شرایط متفاوت حرارت و ترکیب در زونهای پتاسیک و فلیک است.

مراجع

- des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central)*", PhD thesis, University of Grenoble France, (1975).
- [2] Foster H., "Continental drift in Iran in relation to the Afar structure. In *Afar between continental and oceanic rifting*" Pilger, A. and Rosler, A., Schweizerbartsche Verlags buch handlung, Stuttgart, (1978) 182-190.
- [3] Shahabpour J., "Aspects of alteration and mineralization at the Sar Cheshmeh copper-molybdenum deposit, Kerman, Iran", Ph. D. Thesis (unpublished), (1982).
- [4] Asadi H., "Preliminary Exploration at Dalli Porphyry Cu- Prospect, Central Province of Iran", DORSA Engineering Limited, (2005), 22 p.
- [5] Ayati F., Yavuz, F., Noghyrean, M. Asadi, H., "Chemical characteristics and composition of hydrothermal biotite from the Dalli porphyry copper prospect, Arak, central province of Iran", Mineralogy and petrology 94 (2008) 107- 122.
- [۶] علایی مهابادی س. و کهنسال ر.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سلفچگان - خوره"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۷۹).
- [7] Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H., Trumbull R B., "On Li-bearing icas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation", Mineral Mag 61 (1993) 809-834.
- [8] Anderson J. L. Smith D. R., "The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist 80 (1995) 549-559.
- [9] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", Journal of Petrology, 35 (1994) 2, 525-541.
- [10] Eugene S., Ilton Veblen D. R., 1988, "Copper inclusions in sheet silicates from porphyry Cu deposits", Nature, 334, 516 - 518.
- [11] Ilton E. S., Veblen D. R., "Origin and mode of copper enrichment in biotite from rocks associated with porphyry copper deposits: a transmission electron microscopy investigation", Economic Geology, 88 (1993) 885-900.
- [12] Wones Eugster., D.R. Wones H.P. Eugster, "Stability of biotite: experiment, theory, and application", American Mineralogist 50 (1965)

- [1] Amidi S. M., "Contribution a' l'etude stratigraphique, petrologique et petrographique

- [۱۵] آیتی ف.، اسدی هارونی ه.، نقره ئیان م.، خلیلی م.،
"گزارش مقدماتی/ازاکتشاف مس پورفیری در استان مرکزی"،
مجله علمی - پژوهشی دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۷).
- 1228-1272.
- [13] Selby D, Nesbitt B.E., "*Chemical composition of biotite from Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry*", Chem Geol 171 (2000) 77-93.
- [14] Zhu C, Sverjensky D.A., "*F-Cl-OH partitioning between biotite and apatite*", Geochim Cosmochim Acta 56 (1992) 3435-3467.

راهنمای تنظیم مقاله برای چاپ در نشریه زمین‌شناسی اقتصادی

از اساتید و پژوهشگران گرامی که برای نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله ارسال می‌دارند درخواست می‌نماید در تنظیم و تدوین مقالات به نکات ضروری زیر توجه فرمایند.

(۱) توصیه می‌شود محققین محترم تا حد امکان در متن مقاله خود به مقالاتی که در شماره‌های گذشته نشریه زمین‌شناسی اقتصادی مقاله چاپ شده است استناد نمایند. بدیهی است این امر می‌تواند در بالا بردن امتیاز نشریه در بین مجلات نمایه شده در ISC موثر باشد.

(۲) مقالات ارائه شده دارای بخشهای زیر باشد:

- عنوان
- چکیده
- مقدمه
- روش مطالعه
- بحث و بررسی
- برداشت
- قدردانی
- مراجع

(۳) مقاله با نرم افزار Word-xp تایپ شود. (نوع و اندازه قلم‌ها در ادامه تعریف شده‌اند)

(۴) در صفحه عنوان، نام نویسنده (یا نویسندگان به ترتیب مورد نظر و مشخص کردن نویسنده مسئول با علامت *)، نام و نشانی مؤسسه‌ای که کار در آن انجام شده، شماره تلفن، فاکس، پست الکترونیک، و تاریخ تنظیم مقاله، مشخص شود.

(۵) چکیده مقاله به هر دو زبان فارسی و انگلیسی و حداکثر در ۱۵۰ کلمه نوشته و چکیده انگلیسی روی صفحه‌ای جداگانه باشد.

(۶) برای معرفی سریع مقاله چند واژه کلیدی (Keywords) در ارتباط با متن مقاله در زیر چکیده‌ها نوشته شود.

(۷) در متن مقاله، مراجع به ترتیب با شماره ۱ تا ... داخل دو بند، مثل [۵]، مشخص شوند.

(۸) فهرست مراجع فارسی یا لاتین مثل نمونه‌های زیر نوشته شوند:

۱- کریم پور م.ح، زاو خ، "دماسنجی و شرایط فیزیکیوشیمیایی محلول کانه‌دار بر مبنای کلریت و سیالات درگیر در معدن مس قلعه زری"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱ (۱۳۸۵) ص ۱-۲۶.

[2] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

(۹) توصیه می‌شود هنگام تنظیم مقاله از یکی از واژگان منتشر شده از طرف مرکز نشر دانشگاهی استفاده و از به کار بردن کلمات لاتین که هم ارز فارسی دارند خودداری شود. در مواردی که واژه لاتین با املای فارسی نوشته می‌شود عین کلمه لاتین در زیر همان صفحه با قید شماره نوشته شود. تمام رقم‌ها در متن و جدول‌های مقالات فارسی بایستی فارسی باشد.

(۱۰) جدول‌ها بر کاغذ جداگانه نوشته و شماره‌گذاری و در متن مقاله فقط به شماره جدول اشاره شود. پهنای جدول از ۱۵ cm بیشتر نباشد.

(۱۱) اصل عکس‌ها و نمودارها به صورت قابل چاپ در صفحه جدا از متن باشند. پهنای شکل‌ها از ۱۵ cm بیشتر نباشد.

(۱۲) توضیح هر شکل در زیر آن و توضیح جدول بالای آن نوشته شود.

(۱۳) تعداد صفحات مقاله حداکثر ۲۰ صفحه A۴ شامل شکل‌ها و جدول‌ها باشد.

(۱۴) چهار نسخه اصلی از مقاله بر یک روی کاغذ A۴ با حاشیه‌های ۳ cm و فاصله خط‌ها ۱٫۵ برابر چاپ و به آدرس سردبیر نشریه ارسال شود.

(۱۵) هر مقاله پس از تأیید مشاوران و هیأت تحریریه، توسط ویراستار نشریه ویرایش و تصویر نسخه آماده چاپ هر مقاله برای اظهار نظر نهایی به آدرس نویسنده مقاله ارسال می‌شود.

(۱۶) تعداد ۳ نسخه از مقاله چاپ شده به صورت رایگان برای نویسنده ارسال خواهد شد.

هنگام تایپ مقاله برای چاپ در مجله زمین‌شناسی اقتصادی از قلم‌های زیر استفاده فرمائید.

قلم فارسی	قلم انگلیسی	
نازنین ۱۲	Time Med. 9	سر صفحه
نازنین سیاه ۱۶	Time Bold 14	عنوان مقاله
نازنین سیاه ۱۳	Time Bold 11	اسم نویسنده
نازنین مایل ۱۱	Time Italic 10	آدرس نویسنده و پست الکترونیک
نازنین ۱۱	Time Med. 10	تاریخ تنظیم
نازنین مایل ۱۲	Time Italic 11	واژه‌های کلیدی
نازنین سیاه ۱۱	Time Bold 11	مقدمه و عنوان هر بخش
نازنین ۱۲	Time Med. 11	متن مقاله
نازنین سیاه ۱۰	Time Bold 10	شماره شکل‌ها و جدول‌ها
نازنین ۱۱	Time Med. 10	زیرنویس شکل‌ها و جدول‌ها
نازنین ۱۲	Time Med. 11	مراجع
نازنین ۱۰	Time Med. 9	پانوش‌ها



Mineralization and geophysical exploration by IP/RS and ground magnetic survey in MA-I and surrounding area, Maherabad porphyry Cu-Au prospect area, east of Iran

Malekzadeh Shafaroudi¹, Karimpour, M.H and A., Hidarian Shahri, M.R

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

Received: 11/3/2009, in revised form: 14/5/2009

Abstract

Maherabad prospect area, which is studied in detail, is the first porphyry Cu-Au mineralization in the east of Iran. Based on relation of mineralization with subvolcanic intrusive bodies mostly monzonitic with porphyry texture, extent and types of alteration including potassic, sericitic- potassic, quartz- sericite- carbonate-pyrite, quartz- carbonate- pyrite, silicification- propylitic, propylitic, stockwork mineralization, assemblages hypogene mineralization including pyrite, chalcopyrite, bornite and magnetite and high anomalies of Cu and Au, Mineralization is porphyry Cu-Au-type. MA-I area, which is covered by regolith from its surrounding is the most important section of mineralization in the region because of intensive of quartz-sericite-carbonate-pyrite alteration and very high dense quartz-sulfide veinlets. IP/RS and ground magnetic surveys were conducted in the MA-I prospect area and its surrounding plain. Drilling on the IP suede section anomaly resulted to the recognition of sulfide mineralization in on extensive area under the regolith. Surface and underground detailed studies of geology, alteration, mineralization and geochemistry confirm the extension of covered mineralization to the south and west of the area. Based on the ground magnetic anomaly, the center of mineralization system, potassic zone, to the southwest of the area was recognized. Quartz-sericite-carbonate-pyrite alteration zone, which is located around the potassic zone, has very low magnetic response. IP/RS and ground magnetic surveys in a broader area than before are strongly recommended.

Keywords: *Porphyry copper, Potassic zone, Sulfide mineralization, Induced polarization, Magnetic survey.*

¹Corresponding author: aza_malek@yahoo.com



Geochemistry and genesis of apatite bearing Fe oxide Dizdaj deposit, SE Zanzan

Nabatian, Gh., Ghaderi¹, M., Rashid nejad, N., Daliran, F.

Received: 15/5/2009, in revised form: 29/7/2009

Abstract

Sorkheh-Dizaj apatite-iron oxide deposit is located 32 km southeast of Zanzan. The area is situated within the Tarom subzone of Western Alborz-Azarbaijan structural zone. The oldest units at the Sorkheh-Dizaj area are Eocene trachyte, trachyandesite, olivine basalt and volcanoclastic brecciate tuff and lapilli tuff which intruded by a quartz-monzonite, monzonite and granite subvolcanic pluton of Upper Eocene- Early Oligocene age. Subvolcanic plutonic rocks in the area show characteristics of the I-type granites. Magmatism of the area is of synorogenic to postorogenic related to magmatic arc environments. Mineralization at the area is divided into three main zones (A, B and C) that all of which are located in the host subvolcanic pluton. These three zones are similar in terms of host rock, mineralogy, alteration, structure, texture and metal content. Mineralization in the volcanic rocks occurs as veins similar to those in three main zones, but less abundant. Geometry of the ore bodies is of vein type and their textures are stockwork, massive, banded, brecciate and vein-veinlet. The most important minerals at Sorkheh-Dizaj deposit are magnetite (low Ti) and apatite that associated with them minor sulfide minerals such as chalcopyrite, bornite and pyrite. Minerals such as ilmenite, spinel (titanium magnetite), galena and sphalerite occur in low contents. The supergene minerals like chalcocite, malachite, azurite, covellite, hematite and goethite have been formed due to weathering and supergene processes. The main alterations at the deposit are K-feldspar metasomatism, actinolitization, argillic, sericitization, silicification, tourmalinization, and chlorite-epidotic. Rare earth elements (REE) studies demonstrate that the deposit is more enriched in LREE than in HREE. The REE patterns in the apatite, magnetite and host rocks are similar suggesting a magmatic relationship. The REE contents of the apatites are higher than those of the host rocks and magnetites. Fluid inclusion studies were conducted on two generations of apatite in the deposit. Based on the studies, the temperature and salinity of the first generation apatites are higher than those for the second generation apatites. The most important characteristics of the Sorkheh-Dizaj iron-oxide apatite deposit indicated magmatic Fe-P-REE-rich fluids source for the mineralization. Comparison of the most important characteristics of the Sorkheh-Dizaj iron-oxide apatite deposit (including tectonic setting, host rock, mineralogy, alteration, structure and texture and geochemistry) with those of various types of iron mineralization in the world suggest that Sorkheh-Dizaj iron-oxide apatite deposit shows the most similarity with the Kiruna type iron-oxide apatite deposits classified as a subgroup of hydrothermal Iron Oxide Copper Gold (IOCG) deposits.

Keywords: *Iron-oxide apatite deposit, subvolcanic pluton, Kiruna type, IOCG type deposits, Sorkheh-Dizaj, Tarom, Zanzan.*

¹Corresponding author: majid_ghaderi@yahoo.com



Mineralogy and fluid inclusion studies in kalchoye Copper- gold deposit, East of Esfahan

Mehvary¹, R., Shamsipour, R., Bagheri, H., Noghreya, M., Makizadeh, M.

University of Esfahan, Department of Geology

Received: 3/6/2009, in revised form: 24/8/2009

Abstract

Kalchoye Copper-gold deposit is located about 110 kilometers east of Esfahan province and within the Eocene volcano sedimentary rocks. Sandy tuff and andesite lava are important members of this complex. The form of mineralization in area is vein and veinlet and quartz as the main gangue phase. The main ore minerals are chalcopyrite, chalcocite, galena and weathered minerals such as goethite, iron oxides, malachite and azurite. Studies in area indicate that ore mineralization Kalchoye is low sulfide, quartz type of hydrothermal ore deposits and results of thermometry studies on quartz minerals low- medium fluid with low potential mineralization is responsible for mineralization in this area.

Keyword: *Eocene, Fluid Inclusion, Copper, gold, Kalchoye.*

¹Corresponding author: r.mehvary@ gmail.com



Alteration and petrology of Intrusive Rocks associated with Gold Mineralization at Kuh-E-Zar Gold Deposit, Torbat-e-Heydaryeh

Mazloumi¹, A.R., & Rassa², I.

1- Department of Geology, Payam-e-noor University of Mashhad, University, Iran

2- Department of Geology, faculty of earth sciences, Shahid Beheshti University, Iran.

Received: 15/4/2009, in revised form: 19/7/2009

Abstract

Kuh- e -Zar gold deposit located 35 km west of Torbat-e-Heydaryeh, (Khorassan e- Razavi province), East of Iran. This deposit is a specularite-rich Iron oxide type (IOCG). This mine is situated within Khaf-Bardaskan volcanic plutonic belt. Based on recent exploration along this belt, several IOCG type system plus Kuh-e-Zar deposit are discovered. In the study area, several type of tuff and lava having acid to intermediate composition are identified (upper Eocene). Oligo-Miocene granite, granodiorite, synogranite and monzonite intruded upper Eocene andesite-dacite-rhyolite. Intrusive rocks are meta-aluminous, medium to high-K series I-type. Based on spider diagram, intrusive rocks show enrichment in LILE = K, Th, Rb and depletion in HFSE = Nb, Sr, Ti. Based geochemistry of igneous rock, they formed in continental margin subduction zone. Propylitic (chlorite) alteration is dominated and covers large area. Silicification is restricted only to mineralized zones. Argillic and albitization is found in certain location and cover small areas. The style of mineralization was controlled by the type and geometry of fault zones. Mineralization is found as vein, stockwork and breccias. Hypogene mineral Paragenesis include: specularite-quartz-gold-chlorite $\pm$ chalcopyrite $\pm$ pyrite $\pm$ galena $\pm$ barite. Secondary minerals formed due to oxidation are: goethite, limonite, lepidocrocite, Malachite, Azurite, Covellite, Cerucite, hydrocerucite, Pyrolusite and Smitsonite. In a few localities, chalcopyrite and minor pyrite and galena are found. Based on SEM analysis gold is present as electrum. Mineralization appeared in different type such as vein, stockwork and Hydrothermal breccia in strike sleep fault zone which are hidden inside volcano plutonic rocks. The average gold grade is between 3.02 ppm and ore reserve is estimated more than 3 million tons (cut off grade = 0.7 ppm).

Keywords: Kuh-e-Zar, Gold, Copper, Specularite, Quartz, Iron Oxide, IOCG, IOG.

¹Corresponding author: alr.mazloumi@gmail.com



Origin of Garnet zoning in the contact metamorphic areole of Hassan-Abaad intrusion, southwest of Taft

Zandifar¹, S., Valizadeh, M.V., Barghi, M. A.

School of Geology, University College of Science, University of Tehran. Iran

Received: 7/4/2009, in revised form: 6/7/2009

Abstract

In the contact metamorphic aureole of the next to the granodiorite intrusive body in the Hassan-Abaad village of Yazd, high frequency garnet in different metamorphic zones is notable, which some contain garnet crystal with obvious zoning. Obtained data from core to rim of garnet by SEM point analysis, show that garnet crystals belong to grandite series, and sharp variation of Al and Fe from center to rim indicates garnet zoning formed during crystal growth, but the zoning has been disturbed by fluid infiltration next to fractures. Researching on mineral variations from core to rim indicates that the main factor on the formation of oscillatory zoning was immiscibility in grandite series and followed by changes in hydrothermal solution composition.

Keywords: Garnet, Zoning, Contact metamorphic, Hassan-Abaad village, Yazd.

¹Corresponding author: szandifar@yahoo.com



Petrology, Magnetic susceptibility, Tectonic setting and mineralization associated with Plutonic and Volcanic Rocks, Eastern Bajestan and Taherabad, Iran

Ghoorchi¹, M., Saadat², S., Ashouri¹, A.R.

1- Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

2- Islamic Azad University-Mashhad Branch, Mashhad, Iran

Received: 22/12/2008, in revised form: 14/4/2009

Abstract

Study area is located in district of Bajestan and Ferdows cities, NE of Iran. Structurally, this area is part of Lut block. The oldest exposed rocks, to the north of intrusive rocks and in Eastern Bajestan, are meta-chert, slate, quartzite, thin-bedded crystalline limestone and meta-argillite. The sedimentary units are: Sardar Formation (Carboniferous), Jamal Formation (Permian), Sorkh Shale and Shotori Formations (Triassic), carbonateous rocks (Cretaceous) and lithostratigraphically equivalent to Kerman conglomerate (Cretaceous-Paleocene) are exposed in this area. Based on relative age, magmatism in eastern Bajestan and Taherabad started after Late Cretaceous and it has been active and repeated during Tertiary time. At least, three episodes of volcanic activities are recognized in this area. The first stage was mainly volcanic flow with mafic composition and minor intermediate. The second episode was mainly intermediate in composition. The third stage was changed to acid-intermediate in composition. Since the plutonic rocks intruded the volcanic rocks, therefore they may be Oligo-Miocene age. Bajestan intrusive rocks are granite-granodiorite-quartz monzonite. Taherabad intrusive rocks are diorite-quartz diorite- monzonite-latite. Bajestan intrusive rocks are reduced type (ilmenite series) and Taherabad intrusive rocks are oxidized type (magnetite series). Based on geochemical analysis including trace elements, REE and isotopic data, Bajestan intrusive rocks formed in continental collision zone and the magma has crustal origin. Taherabad intrusive rocks were formed in subduction zone and magma originated from oceanic crust. Taherabad intrusive rock has exploration potential for Cu-Au and pb.

Keywords: *petrology, mineralization, Taherabad, Bajestan.*

¹Corresponding author: m.ghoorchi@yahoo.com



Genesis of hydrothermal alterations using stable isotope geochemistry in Takestan area (Tarom zone)

Taghipour¹, B., Mackizadeh², M. A.

1- Department of Earth sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, Isfahan University, Isfahan, Iran

Received: 6/5/2009, in revised form: 20/7/2009

Abstract

Hydrothermal alteration processes are extensively took place on volcanic and pyroclastics of Takestan area. Existence of abundant, deep fracturing and subvolcanic intrusions are enhanced extend hydrothermal alteration zones. The following alteration zones are determined: propylitic, argillic, advanced argillic and sillicic. There are outcropped and widespread in different size and limit. Formation of siliceous sinter, silicified tuffs with preserved primary sedimentary layering including pure mineralized alunite patches are most outstanding. Quartz, süssoritic plagioclase, chlorite, sericite and alunite are main mineral constituents in the volcanics. On the basis of geochemical data volcanic rocks are rhyolite, dacite, andesite, andesitic-basalt and basalt in composition. Acid-sulfate zone is the type of alteration in Tarom area and alunite is an index mineral of this zone. Results of ¹⁸O, D and ³⁴S stable isotope geochemistry on altered minerals (muscovite, kaolinite and alunite), revealed that alteration fluids are magmatic in origin.

Keywords: Tarom zone, hydrothermal alteration, stable isotope, Eocene tuff.

¹Corresponding author: taghipour@shirazu.ac.ir



Comparison between the chemistry of igneous and hydrothermal biotite in the igneous rocks of Sakhtehesar mountain

Ayati¹, F., Mahdevari², S.

1-Department of Geology, Payam-e-Noor University of Shahrekord

2-Department of Mining, Isfahan University of Technology

Received: 6/4/2009, in revised form: 14/7/2009

Abstract

Sakhtehesar mountain is located in Urumieh-Dokhtar magmatic belt and is composed of volcanic and subvolcanic rocks (Pliocene andesite to dacite) which intruded the volcanics and pyroclastics of Paleocene age. Three alteration zones including potassic, phyllic and propylitic are recognized in the area. In this paper, the mineral chemistry of magmatic and primary biotite and the mineral chemistry of biotite in potassic and phyllic alteration zones have been studied. Investigations show that primary and secondary biotites are different from each other and hydrothermal fluids associated with the potassic alteration are distinctively different from the fluids associated with the phyllic alteration zone in the area.

Keywords: *Biotite, Hydrothermal, Sakhtehesar.*

¹Corresponding author: f_aiaty@yahoo.com

In the Name of God, the Beneficent, the Merciful

Journal of Economic Geology

2009-2010, No. 1 (Vol. 1)

Welcome to the online submission and editorial system for Journal of Economic Geology. Journal of Economic Geology is devoted to all aspects of research related to Economic Geology, Petrology, Geochemical Exploration, Geophysical Exploration and Environmental Geology. The Journal will be devoted primarily to research papers but short communications relating to new developments of broad interest, book reviews and technical reports of meetings will also be included.

EDITOR: Dr. Mohammad Hassan Karimpour

EDITORIAL BOARD:

Dr. Mohammad Hassan Karimpour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abdol Majid Yaghubpur (Prof., Teacher Training University of Tehran)

Dr. Mohammad Hossein Adabi (Prof., Shahid Beheshti University)

Dr. Ebrahim Rastad (Associate Prof., Tarbiat Modares University)

Dr. Gholam Reza Lashkaripour (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Abbas Moradian (Associate Prof., Shahid Bahonar University)

Dr. Reza Moussavi Harami (Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

Dr. Ahmad Mazaheri (Associate Prof., Ferdowsi University of Mashhad)

EDITING CONSULTANT

Dr. M. Ghaderi and M. Kadkani

CONSULTANT

M. Ghoorchi

Publisher, Ferdowsi University of Mashhad

Published by: Ferdowsi University of Mashhad Press

Address: Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

P.O. BOX: 91779-48974

Tel: +98-0511-8788054

Fax: +98-0511-8788054

E-mail: econg@um.ac.ir

Web Site: <https://jm.um.ac.ir/index.php/econg>



ISSN (P): 2008-7306

ISSN (E): 2423-5865

JOURNAL OF ECONOMIC GEOLOGY

Vol. 1, No. 1, Autumn & Winter 2009-2010

CONTENTS

Mineralization and geophysical exploration by IP/RS and ground magnetic survey in MA-I and surrounding area, Maherabad porphyry Cu-Au prospect area, east of Iran.....	1
Azadeh Malekzadeh Shafaroudi, Mohammad Reza Hidarian Shahri and Mohammad Hassan Karimpour	
Geochemistry and genesis of apatite bearing Fe oxide Dizdaj deposit, SE Zanjan.....	19
Ghasem Nabatian, Majid Ghaderi, Nematollah Rashid Nejad and Farahnaz Daliran	
Mineralogy and fluid inclusion studies in kalchoye Copper- gold deposit, East of Esfahan.....	47
Rezvan Mehvary, Reza Shamsipour, Moosa Noghreyan and Mohammad Ali Makizadeh	
Alteration and petrology of Intrusive Rocks associated with Gold Mineralization at Kuh-E-Zar Gold Deposit, Torbat-e-Heydaryeh.....	57
Alireza Mazloumi Bajestani and Eraj Rassa	
Origin of Garnet zoning in the contact metamorphic areole of Hassan-Abaad intrusion, southwest of Taft.....	71
Samira Zandifar, Mohammad Ali Valizadeh and Mohammad Ali Barghi	
Petrology, Magnetic susceptibility, Tectonic setting and mineralization associated with Plutonic and Volcanic Rocks, Eastern Bajestan and Taherabad, Iran.....	83
alihe Ghoorchi, Sayide Saadat and Alireza Ashouri	
Genesis of hydrothermal alterations using stable isotope geochemistry in Takestan area (Tarom zone).....	101
Batool Taghipou and Mohammad Ali Mackizadeh	
Comparison between the chemistry of igneous and hydrothermal biotite in the igneous rocks of Sakhtehesar mountain.....	117
Farima Ayati and Sayide Mahdevvari	