

دگرسانی، زمین شیمی، کانه‌زایی و مطالعه میانبارهای سیال در منطقه مس - طلا شجاع‌آباد، جنوب شرق نطنز

فاطمه سهیل*^۱، هاشم باقری^۱، رضوان مهوری^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۰/۱۷

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۳/۲۸

چکیده

اندیس مس - طلا شرق شجاع‌آباد در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر و در جنوب شرق نطنز در استان اصفهان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل داسیت، ریوداسیت، واحدهای آذرآواری (توف) و توده‌های نفوذی (گرانودیوریت و دیوریت). دگرسانی‌های عمده منطقه شامل دگرسانی آرژیلیک در مرکز منطقه و دگرسانی فراگیر پروپیلیتیک در حاشیه می‌باشد. کانه‌سازی در منطقه به دو صورت اولیه (هیپوژن) و ثانویه (سوپرژن) بوده و بافت‌های افشان، شکافه پرکن، رگه-رگچه‌ای، مارتیتی شدن، جانشینی و کلوفرم در اشکال مختلف کانی‌سازی در نمونه‌ها قابل رؤیت است. کانی‌های زون درون‌زاد (هیپوژن) شامل پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت و کانی‌های زون برون‌زاد (سوپرژن) شامل کالکوسیت، کولیت، هماتیت، گوتیت، اسپیکولاریت و مالاکیت می‌باشند. براساس نمودارهای پتروژنز، ماگمای مادر سنگ‌های منطقه مورد مطالعه کالک‌آلکان و محیط تکتونیکی آن از نوع حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد. بررسی میانبارهای سیال بر روی رگه-های سیلیسی، شوری سیال را ۱/۶ تا ۱۰/۵ درصد وزنی نمک طعام و دمای همگن شدن را ۱۸۷ تا ۲۶۸ درجه سانتی‌گراد نشان داده است. مقایسه ویژگی‌های اصلی اندیس مس - طلا شرق شجاع‌آباد با کانسارهای اپی-ترمال گویای آن است که اندیس مس - طلا شجاع‌آباد از دید ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی، کانی‌زایی و میانبارهای سیال بیشترین همانندی را با کانسارهای اپی‌ترمال نوع سولفیداسیون پایین دارد.

واژه‌های کلیدی: دگرسانی، اپی‌ترمال، شجاع‌آباد، نطنز.

مقدمه

بی‌هنجاری‌های III و II در بخش جنوب خاوری کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (مهرابی و همکاران، ۱۳۸۳) و (Daliran et al, 2005) اشاره کرد. مطالعه دقیق این نوع کانه‌زایی‌ها می‌تواند عوامل کلیدی توزیع زمانی و مکانی برای اکتشاف کانه‌زایی‌های اپی‌ترمال فلزات قیمتی در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر را ارائه دهد. از مطالعاتی که اخیراً در منطقه شجاع‌آباد صورت گرفته می‌توان به بررسی‌های (زمانی، ۱۳۹۲) اشاره نمود. وی در این پژوهش به بررسی ژئوشیمیایی و ژنز اندیس-مس-طلا در غرب شجاع‌آباد نطنز پرداخته و با توجه به مطالعات صحرایی، دگرسانی، کانه‌نگاری، ریزدماسنجی میانبارهای سیال و ژئوشیمی، کانی-سازی مس-طلا در منطقه غرب شجاع‌آباد را از نظر رده‌بندی در زمره‌ی کانسارهای پورفیری و در ارتباط با یکی از توده‌های نفوذی حدواسط-اسیدی الیگومیوسن-میوسن به شمار آورده است. با توجه به موقعیت قرارگیری اندیس مس-طلا مورد مطالعه در بخش میانی کمربند ارومیه-دختر و در مجاورت گسل نطنز، مطالعات دگرسانی، زمین شیمی، کانی‌سازی و میانبارهای سیال در منطقه صورت گرفت و در پایان نشان‌اندیس مس-طلا تعیین شد.

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه دارای مختصات جغرافیایی $۲۶^{\circ} ۳۳'$ تا $۳۰^{\circ} ۳۳'$ عرض شمالی و $۵۱^{\circ} ۵۱'$ تا $۵۲^{\circ} ۰۰'$ طول شرقی است (شکل ۱). از نظر چینه‌شناسی، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی این منطقه مربوط به دوران مزوزوئیک (شیل و ماسه‌سنگ و دولومیت‌های تریاس و آهک‌های کرتاسه بالایی) می‌باشد. واحدهای سنوزوئیک در منطقه عمدتاً سنگ‌های آندزیت و

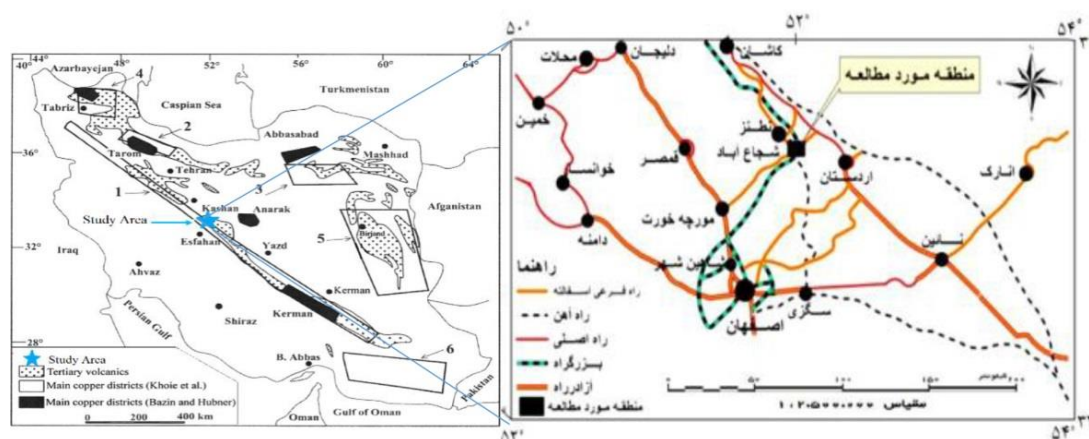
کانسارهای اپی‌ترمال توسط پژوهشگران متعددی مطالعه و خصوصیات آنها از جنبه‌های مختلف مورد توجه قرار گرفته است (Sillitoe, 1989; Hedenquist et al, 2000; Sillitoe and Hedenquist, 2003; Cooke and Deyell, 2003; Hedenquist et al, 2004; Gemmell, 2004). یکی از پهنه‌های ماگمایی در ایران که از نظر فلززایی همواره مورد توجه پژوهشگران بوده و هست کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است (Bazin and Hübner, 1969; Zarasvandi et al, 2005; Aminoroayaei et al, 2017). این کمربند به عنوان بخشی از کمربند تتیس، یکی از مهم‌ترین ایالت‌های فلززایی در ایران به شمار می‌آید. در این پهنه ماگمایی کانسارهای اپی‌ترمال و پورفیری بسیاری توسط پژوهشگران متعددی مورد مطالعه قرار گرفته است (Ghaderi and Richards, 2010) (Asadi, 2008) (Kouhestani, 2010) (et al, 2006) (مهروری و همکاران، ۱۳۹۱) (حیدری و همکاران، ۱۳۹۳). در سال‌های اخیر، فعالیت‌های اکتشافی انجام شده توسط شرکت‌های بزرگ خارجی مانند ریوتینتو، انگلو امریکن، بی‌اچ پی و پرشین گلد منجر به شناسایی کانسارها و اندیس‌های مهم مس-طلا پورفیری و طلا با میزبان آتشفشانی مشابه با کمربند آند در این کمربند ماگمایی شده است (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲). از مهم‌ترین آنها می‌توان به کانسار طلای ساری‌گونی (داشکسن) (Richards et al, 2006)، کانسار مس-طلا پورفیری دالی (Asadi, 2008) و کانسار نقره-طلا اپی‌ترمال چاه زرد (۱۰۰ کیلومتری جنوب باختری یزد) در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (کوهستانی و همکاران، ۱۳۹۲) و کانسار طلای اپی‌ترمال بزمان (شامل اندیس‌های چاه نعلی و

برای مطالعه کانه‌نگاری مورد بررسی قرار گرفت. به منظور بارزسازی انواع دگرسانی‌های گرمایی، داده‌های استر منطقه تهیه و با استفاده از نرم‌افزار ENVI 4.8 نقشه نهایی زون‌های دگرسانی در محیط ArcGIS ترسیم گردید. در مرحله بعد بالغ بر ۱۰ عدد نمونه سنگی (اعم از نمونه‌های نسبتاً سالم و دگرسان) به منظور مطالعات زمین‌شیمی انتخاب شدند. نمونه‌های سنگی با استفاده از روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) جهت تعیین میزان عناصر اصلیدر دانشگاه اصفهان مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین برای به دست آوردن عناصر کمیاب و نادر خاکی، نمونه‌ها به روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا مورد بررسی قرار گرفتند که نتایج آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین به منظور ارزیابی دمای تشکیل کانی‌سازی و ماهیت سیال‌های کانی‌ساز در منطقه، تعداد ۶ عدد نمونه جهت مطالعه سیالات درگیر انتخاب شدند. اندازه‌گیری‌های دماسنجی میانبرهای سیال در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان صورت گرفته است.

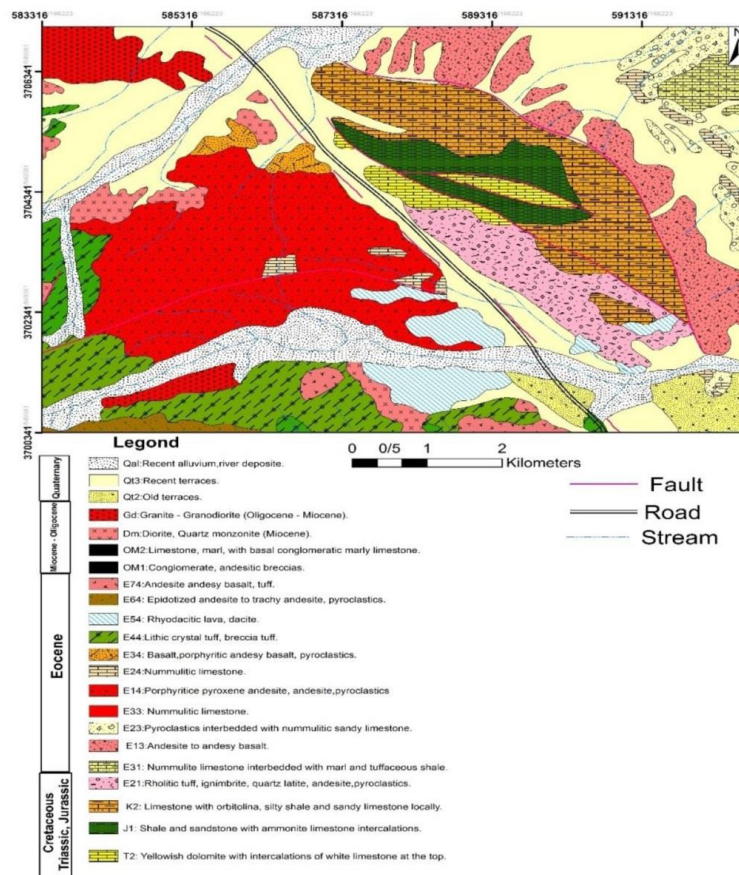
تراکی‌اندزیت، داسیت، ریولیت و توف را شامل می‌شود (شکل ۲). در واقع بیشترین رخنمون‌های سنگی سنوزوئیک مربوط به فعالیت آتشفشانی ائوسن با ترکیب آندزیت، ریوداسیت و ریولیت است که در میان آنها توف و ایگنمبریت هم دیده می‌شود. از دیگر واحدهای سنوزوئیک مشاهده شده در منطقه می‌توان به واحدهای نفوذی از جنس دیوریت و گرانودیوریت اشاره نمود که دارای سن نسبی الیگومیوسن و میوسن هستند. جوان‌ترین واحدهای منطقه مربوط به کواترنری هستند و این واحدها از نوع تراس و رسوبات آبرفتی می‌باشند. اندیس مورد مطالعه از لحاظ تکتونیکی بخشی از سامانه گسلی قم-زفره محسوب می‌شود.

مواد و روش‌ها

در بازدید صحرایی از منطقه، ۲۰ عدد نمونه سنگی به شیوه تصادفی از رخنمون‌های کانه‌زایی و مناطق دگرسانی گرمایی برداشت شد. تعداد ۱۵ عدد مقطع نازک جهت مطالعه سنگ‌شناسی و دگرسانی و ۱۰ عدد مقطع نازک صیقلی و صیقلی



شکل ۱: نقشه موقعیت و راه‌های ارتباطی منطقه



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه در منطقه‌ای به وسعت ۱۶ کیلومتر مربع (زاهدی و رحمتی، ۱۳۸۱).

بحث و نتایج

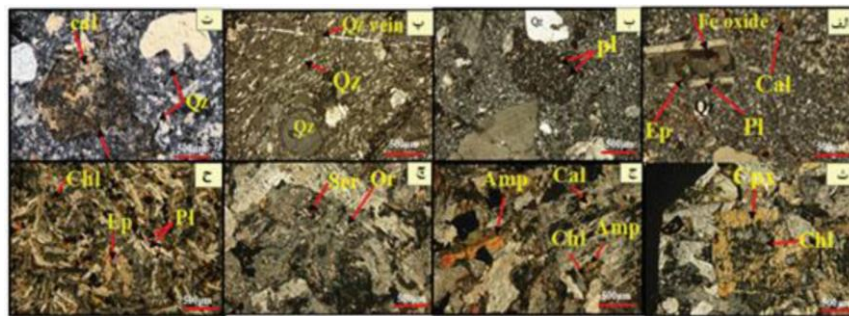
پتروگرافی واحدهای سنگی منطقه

با توجه به پیمایش‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، سنگ‌های غالب منطقه، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن شامل توف (لیتیک) توف، لیتیک کریستال توف، توف سیلیسی، توف داسیتی و ریوداسیت) می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی غالباً بافت پورفیری از خود نشان می‌دهند و این سنگ‌ها براساس بررسی‌های میکروسکوپی بیشتر ترکیب ریوداسیتی دارند که فنوکریست‌های اصلی آن شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و گاهی دارای بافت غربالی‌اند، کوارتزهای با خوردگی خلیجی و بیوتیت که در زمینه‌ای کوارتز و فلدسپاری قرار

دارند، اما اکثر ریوداسیت‌ها دارای بافت شیشه‌ای هستند (شکل ۳ الف). سنگ‌های آذرآواری در منطقه از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری و یا قرمز رنگ (به دلیل اکسیداسیون کانی‌های آهن‌دار) می‌باشند. در مقطع میکروسکوپی دارای زمینه‌ای از توف (خاکستر جوش‌خورده) به همراه قطعات سنگی (Lithic) و بلور (Crystal) می‌باشند. توف‌های سنگی در منطقه عمدتاً دارای سیمان سیلیسی و آهکی بوده و قطعات لیتیک همراه با بلورهای فلدسپار و کانی‌های کدر از اجزای تشکیل دهنده آنها به شمار می‌آیند. بافت این سنگ‌ها هیالوکلاستیک می‌باشد (شکل ۳ ب). در بعضی از توف‌های منطقه خرده‌های شیشه حالت کشیده

تبدیل شده است (شکل ۳ ج). ارتوزهای موجود دگرسانی سرسیتی را تجربه کرده‌اند (شکل ۳ ج). دیاباز سنگ آذرینی است که به صورت توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق و همچنین به صورت دایک و سیل در منطقه مشاهده شد. پلاژیوکلازها در دو اندازه به صورت فنوکریست و به صورت میکروولیت با بافت اینترگرانولار در سنگ دیاباز منطقه مشاهده شد (شکل ۳ ح). در مشاهدات میکروسکوپی تا حدی پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. بنابراین واحدهای آتشفشانی و آذرآواری منطقه نیز تحت-تأثیر دگرسانی قرار داشته‌اند و در اثر دگرسانی کانی‌های ثانویه از قبیل اپیدوت، کلریت و کربنات در نمونه‌ها به وفور مشاهده می‌شود.

دارند که به آن توف جوش‌خورده یا ایگنمبریت هم گفته می‌شود (شکل ۳ پ). در توف‌های سیلیسی منطقه شاهد دو نسل سیلیس هستیم. نسل اول سیلیس‌های اولیه و گرد شده دارای خوردگی خلیجی و نسل دوم سیلیس‌های دانه‌ریز و بی‌شکل ناشی از محلول‌های گرمایی که به صورت انتشاری در زمینه سنگ پراکنده شده‌اند (شکل ۳ ت) با توجه به مطالعات میکروسکوپی، دیوریت‌ها در منطقه از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند. کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ دیوریت تحت‌تأثیر دگرسانی کلسیتی و کلریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ث). همچنین آمفیبول این سنگ‌ها در اثر دگرسانی به کلریت



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه: الف) سنگ ریوداسیت در یک زمینه کوارتز فلدسپاتی ریزدانه با بافت شیشه‌ای (XPL)، ب) توف سنگی دارای قطعه سنگی آندزیتی که در آن بلورهای پلاژیوکلاز رشد کرده‌اند (XPL)، پ) ایگنمبریت سیلیسی شده دارای بافت جریانی همراه با فنوکریست کوارتز با خوردگی خلیجی (XPL)، ت) توف سیلیسی دارای سیلیس‌های اولیه با خوردگی خلیجی و سیلیس‌هایی که زمینه را پر کرده‌اند، همراه با پلاژیوکلاز کربناتی شده (XPL)، ث) سنگ دیوریت و کلینوپیروکسن‌هایی که کلریتی شده‌اند (XPL)، ج) آمفیبول‌های کلریتی شده همراه با کربنات‌ها (XPL)، چ) ارتوزهای سرسیتی شده در سنگ دیوریت (XPL)، ح) سوسوریتی‌شدن پلاژیوکلازها در دیاباز (XPL).

(Qz: Quartz, Pl: Plagioclase, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Amp: Amphibole, Ser: Sericite, Cal: Calcite) (Kertz, 1983).

دگرسانی آرژیلیک در مرکز منطقه و گسترش زیاد دگرسانی پروپیلیتیکی در اطراف مشخص است. البته شایان ذکر است که دگرسانی‌های سرسیتی و سیلیسی نیز در منطقه مشاهده شدند، اما نمی‌توان آنها را به عنوان دگرسانی‌های شاخص در

دگرسانی گرمایی در شرق شجاع‌آباد

دگرسانی گرمایی در اندیس مس-طلا شرق شجاع‌آباد گسترش به نسبت زیادی دارد. با توجه به پیمایش‌های صحرائی، پردازش تصاویر ماهواره-ای ASTER و مطالعات میکروسکوپی، حضور

زون‌های دگرسانی آرژلیک و پروپیلیتیک انجام شد که روش Ls-Fit و MNF تصاویر با وضوح بیشتری نسبت به بقیه روش‌های سنجش از دور را به نمایش گذاشت.

ترکیب رنگی کاذب (False color composite): تصویر با ترکیب رنگی ۴-۶-۸ (RGB) مناسب‌ترین ترکیب رنگی برای شناسایی مناطق دگرسانی است (Tommaso and Rubinstein, 2007)، (Boloki Alimohammadi et al,)، (and Poormirzaee, 2015). با توجه به این که کانی‌های مونت-موریونیت، کائولینیت و ایلیت (شاخص زون‌های دگرسانی فیلیک و آرژلیک) در باند ۴ قلمرو SWIR دارای حداکثر انعکاس و در باند ۶ به دلیل وجود پیوند AL-OH دارای انعکاس پایین و کانی‌های کلریت و اپیدوت (شاخص زون پروپیلیتیک) در باندهای ۵ و ۶ انعکاس بالا و در باند ۸ به دلیل پیوند Mg-OH انعکاس پایین را نشان می‌دهند، در محدوده مورد مطالعه زون‌های دگرسانی آرژلیک و فیلیک به رنگ قرمز تا صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نشان داده شده است (شکل ۴ الف).

روش کمترین مربعات رگرسیون شده (Ls-Fit): یکی از روش‌های کمترین مربعات رگرسیون شده روش Ls-Fit است. در این روش باندها به عنوان مقادیر ورودی متغیرهای خطی می‌باشند و مقادیر y به عنوان اطلاعات تخمین زده شده از این مقادیر به عنوان خروجی می‌باشند (AsadiHaroni and Lavafan, 2004). در این مطالعه با استفاده از داده‌های استر در محدوده مادون قرمز طول موج کوتاه SWIR دگرسانی‌های آرژلیک، فیلیک و پروپیلیتیک مشخص شده است. از آنجایی که کانی کائولینیت از کانی‌های شاخص دگرسانی آرژلیک و در باند ۶ استر (باند ۳ ناحیه طول

منطقه در نظر گرفت. در ابتدا جهت شناسایی دگرسانی‌های گرمابی در منطقه از تصاویر ماهواره‌ای استفاده شد که در زیر به شرح آن می‌پردازیم.

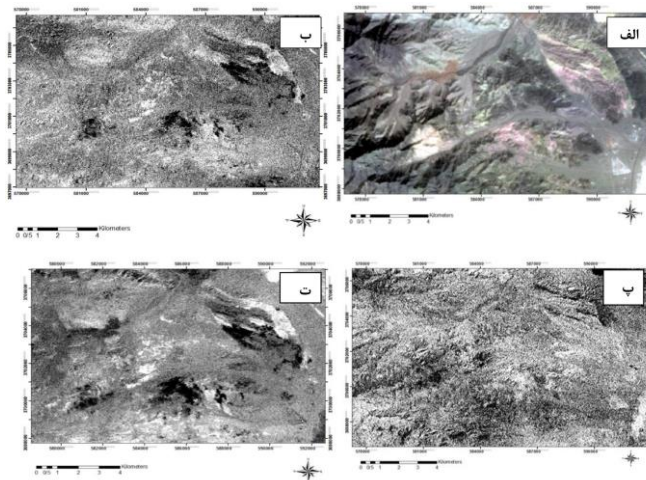
شناسایی دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از داده‌های سنجنده ASTER

در اندیس مس-طلا شرق شجاع‌آباد از سنجنده ASTER، جهت شناسایی دگرسانی‌های گرمابی، به خصوص زون‌های فیلیک و آرژلیک و پروپیلیتیک استفاده شده است. در گام نخست با استفاده از روش ترکیب رنگی کاذب، زون‌های آرژلیک و پروپیلیتیک شناسایی و تفکیک شدند، و در نهایت با استفاده از روش کمترین مربعات رگرسیون شده (Ls-Fit) و روش تبدیل کم‌ترین کسر نویز (MNF) دگرسانی‌های آرژلیکی و پروپیلیتیکی با سطح اعتماد بالاتری از دیگر مناطق تفکیک شدند که از نقشه‌های به دست آمده می‌توان برای مطالعات تفصیلی برای اکتشاف مناطق مستعد کانی‌زایی مس استفاده نمود. پس از تهیه تصویر استر محدوده موردنظر و انجام مراحل پیش پردازش بر روی تصویر طیف‌های موجود در پیکسل‌های تصویر استر با کتابخانه طیفی دیجیتال سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) موجود در نرم‌افزار ENVI مورد مقایسه قرار گرفت. در این روش دو کانی کلریت و اپیدوت به عنوان کانی شاخص زون پروپیلیتیک، کانی‌های کائولینیت، ایلیت، دیکیت، پیروفیلیت و مونت-موریونیت به عنوان شاخص زون آرژلیک انتخاب شدند (Hunt and Ashley, 1997). در مرحله بعد پردازش داده‌های استر منطقه به روش‌های گوناگون از جمله روش ترکیب رنگی کاذب، روش کمترین مربعات رگرسیون شده (Ls-Fit) و روش تبدیل کم‌ترین کسر نویز (MNF) برای تشخیص

تصویر باقی مانده است (شکل ۴ پ). روش Ls-Fit نسبت به روش نسبت باندی در بارزسازی دگرسانی‌های آرژلیک و پروپلیتیک موفق‌تر بوده است.

روش تبدیل کم‌ترین کسر نویز (MNF): یکی از روش‌های متداول برای رفع ابهام پیکسل‌های مخلوط روش MNF است. این تبدیل یک تبدیل خطی است که برای مشخص کردن بعد و حجم اصلی تصویر، جدا کردن نویز از دیگر اطلاعات و کاهش میزان پردازش در مرحله‌ی بعد استفاده می‌شود. به همین منظور روش MNF بر روی تصویر استر منطقه برای بارزسازی دگرسانی‌ها انجام گرفت (شکل ۴ ت). در تصویر موردنظر پیکسل‌های تیره دگرسانی آرژلیکی و پیکسل‌های روشن دگرسانی پروپلیتیکی را نشان می‌دهند.

موجی SWIR دارای جذب بالایی بوده، لذا روش Ls-Fit بر روی تمامی ۶ باند ناحیه SWIR به عنوان باندهای ورودی و باند ۶ استر به عنوان مدل‌سازی شده اجرا می‌شود. در تصویر مربوطه باقی مانده (شکل ۴ ب) پیکسل‌های تیره به دلیل جذب بالای کائولینیت در باند ۶، دگرسانی آرژلیک را نشان می‌دهد. در نتیجه دگرسانی آرژلیک با پیکسل‌های تیره مشخص می‌شود. همچنین جهت مشخص کردن دگرسانی پروپلیتیک، به دلیل جذب بالای کانی شاخص این دگرسانی (کلریت) در باند ۸ استر (باند ۵ ناحیه طول موجی SWIR)، ۶ باند SWIR به عنوان باندهای ورودی و باند ۸ استر به عنوان مدل‌سازی در نظر گرفته شده و مانند مرحله قبل به دلیل مدل‌سازی نسبت به یک باند جذبی، پیکسل‌های تیره نشانگر دگرسانی پروپلیتیک در



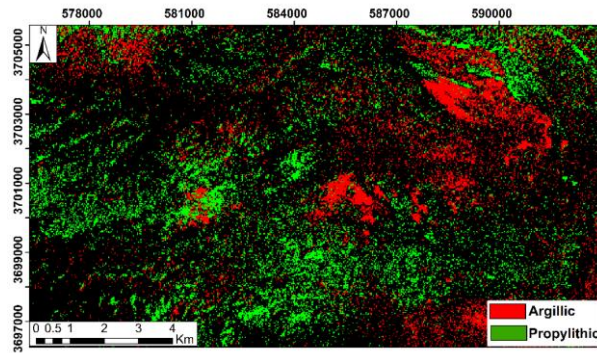
شکل ۴: تصاویر مربوط به مطالعات دورسنجی: الف) ترکیب رنگی (RGB: 468) کانی‌های رسی و سرسیت به رنگ صورتی و کلریت و اپیدوت به رنگ سبز، ب) تصویر Ls-Fit منطقه که در آن پیکسل‌های تیره دگرسانی آرژلیکی را نشان می‌دهد، پ) تصویر Ls-Fit منطقه که در آن پیکسل‌های تیره دگرسانی پروپلیتیکی را نشان می‌دهد، ت) تصویر MNF منطقه که در آن پیکسل‌های تیره دگرسانی آرژلیکی و پیکسل‌های روشن دگرسانی پروپلیتیکی را نشان می‌دهد.

محیط ArcGis ترسیم شد (شکل ۵). همان‌طور که در نقشه مشخص است دگرسانی پروپلیتیکی

بعد از پردازش داده‌های استر منطقه به روش‌های گوناگون، نقشه نهایی زون‌های دگرسانی منطقه در

آرژیلیکی است، می‌توان گفت منطقه شرق شجاع-آباد جزء ذخایر سولفیداسیون پایین است.

گسترش زیادی نسبت به دگرسانی آرژیلیکی دارد و با توجه به اینکه دگرسانی در انواع کانسارهای سولفیداسیون پایین از نوع پروپیلیتیکی تا



شکل ۵: نقشه نهایی زون‌های دگرسانی: دگرسانی‌های آرژیلیک و پروپیلیتیک به ترتیب با رنگ‌های قرمز و سبز نمایش داده شده است.

از جمله دیوریت، آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها تحت-تأثیر دگرسانی کلریتی قرار گرفته‌اند (شکل ۶ پ). بنابراین حضور کلریت در منطقه نشان از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های منطقه یا هجوم سیالات غنی از آهن، منیزیم و آلومینیوم به سنگ میزبان اولیه است.

دگرسانی اپیدوتی: در مشاهدات میکروسکوپی پلاژیوکلازها طی فرایند سوسوریتیزاسیون از سمت مرکز و گاه کاملاً به اپیدوت جایگزین شده است که حاکی از تجزیه جزو آنورتیتی پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در اثر هجوم محلول‌های گرمابی می‌باشد (شکل ۶ ت). در اثر پیشرفت دگرسانی قالب کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلازها به‌طور کامل توسط اپیدوت و به مقدار کمتر کلریت جایگزین شده است (شکل ۶ ث) یا به صورت رگچه‌ای سنگ‌های آذرآواری را قطع نموده است (شکل ۶ ج).

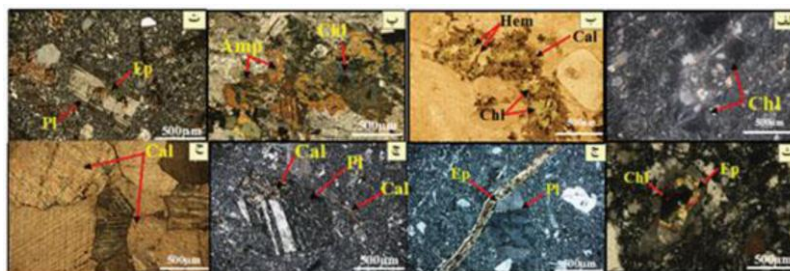
دگرسانی کلسیتی: حضور کلسیت در سامانه‌های گرمابی به غلظت بالای CO_2 نسبت داده می‌شود که باعث افزایش قلمرو پایداری کلسیت و کاهش

شناسایی دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از مطالعات میکروسکوپی

دگرسانی پروپیلیتیکی: این دگرسانی گسترده‌ترین نوع دگرسانی در منطقه است و عمدتاً سنگ‌های آتشفشانی (توف و ریوداسیت) حاشیه منطقه حاوی کانه‌زایی را تحت‌تأثیر قرار داده و دیگر دگرسانی‌ها را در بر می‌گیرد. تشکیل هرکدام از کانی‌های اصلی دگرسانی پروپیلیتیکی باعث ایجاد زیر زون‌های فرعی در این نوع دگرسانی می‌شود که عبارتند از: کلریتی‌شدن، آلبیتی‌شدن و کربناتی‌شدن (Evans, 1992). در منطقه مورد مطالعه زون‌های کلریتی، اپیدوتی و کلسیتی مشاهده شد. به‌طور کلی می‌توان گفت، محلول‌های گرمابی غنی از Na , Ca , Fe , Mg و یا بی-کربنات موجب تشکیل این نوع دگرسانی می‌شوند. دگرسانی کلریتی: در توف‌های منطقه کلریت با بافت شعاعی به صورت پرکننده فضای باز رشد کرده‌اند (شکل ۶ الف). در بعضی مناطق رگچه‌های کلسیتی-کلریتی همراه با هماتیت مشاهده می‌شود (شکل ۶ ب). در توده‌های نفوذی منطقه

جانشینی کلسیت به جای کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز و همچنین به صورت رگچه‌ای (پرکننده فضای خالی) و تأخیری در زمینه سنگ اولیه دیده می‌شود (شکل ۶ چ). به‌طور کلی دگرسانی کلسیتی در منطقه بسیار گسترده بوده و کلسیت‌هایی با رخ‌های واضح قابل رؤیت است (شکل ۶ ح).

نسبت aCa^{+2}/aH^{+} می‌شود (موک و سیمپسون، ۲۰۰۷). در بیشتر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه رگچه‌های کربناتی از جنس کلسیت مشاهده می‌شود. اغلب توف‌ها در منطقه تحت تأثیر محلول‌های کربناته قرار گرفته‌اند. کربناتی‌شدن در سنگ‌های منطقه به صورت



شکل ۶: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه: الف) کلریت با بافت شعاعی به صورت پرکننده فضای باز (XPL)، ب) رگچه کلسیتی-کلریتی همراه با هماتیت (PPL)، پ) آمفیبول‌های متقاطع کلریتی شده در دیوریت (XPL)، ت) سوسوریتی‌شدن کانی پلاژیوکلاز از مرکز به حاشیه و ایجاد ادخال‌های اپیدوت در مرکز پلاژیوکلاز (XPL)، ث) تجزیه کامل پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلریت (XPL)، ج) رگچه اپیدوتی قطع‌کننده پلاژیوکلاز (XPL)، چ) حضور کلسیت در کانی پلاژیوکلاز همراه با رگچه کلسیتی (XPL)، ح) کلسیت با رخ‌های سه جهت (PPL). (Qz: Quartz, Pl: Plagioclase, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Amp: Amphibole, Ser: Sericite, Cal: Calcite) (Kertz, 1983).

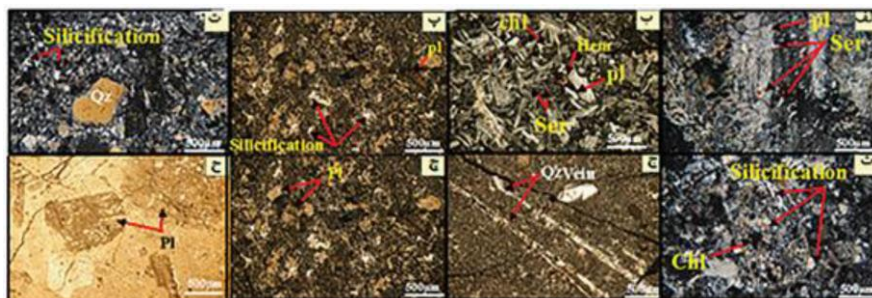
شده است (شکل ۷ الف). در توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق منطقه (دولریت‌ها)، هماتیت در بین میکروولیت‌های پلاژیوکلازی که سریسیتی و کلریتی شده‌اند، قابل مشاهده است (شکل ۷ ب). دگرسانی سیلیسی: سیلیسی‌شدن یکی از دگرسانی‌های مهم در منطقه به شمار می‌آید و در مقاطع میکروسکوپی به دو صورت انتشاری و رگچه‌ای دیده می‌شود. در فرایند سیلیسی‌شدن انتشاری، شکسته شدن ساختار فلدسپارها و پلاژیوکلازها و شست و شوی کاتیون‌های قلیایی در پهنه سریسیتیک و آرژیلیک منجر به تشکیل کانی‌های رسی و آزاد نمودن مقادیر نسبتاً زیادی سیلیس به صورت دانه‌ریز در متن سنگ و به صورت رگه-رگچه‌ای شده است (شکل ۷ پ). بیشترین دگرسانی سیلیسی در توف‌های منطقه و

دگرسانی سریسیتی: سریسیتی‌شدن یکی از انواع دگرسانی‌هایی است که در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود. سریسیت نام عمومی اعضای دانه‌ریز گروه میکا به خصوص موسکوویت است که در کانسارهای اپی‌ترمال در شرایط نسبتاً اسیدی و در محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود. دگرسانی فیلیک یا سریسیتی در منطقه در سنگ میزبان توف و ریوداسیت و در توده‌های نفوذی منطقه قابل تشخیص است. دگرسانی سریسیتی در منطقه از وسعت کمتری برخوردار بوده و شامل سریسیت، کوارتز، پیریت و کانی‌های رسی می‌باشد که جایگزین کانی‌هایی مانند فلدسپارها شده‌اند. براساس مشاهدات میکروسکوپی، درشت بلورهای فلدسپار و پلاژیوکلاز به صورت بخشی به سریسیت تبدیل

بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد مشخص می‌گردد. در این دگرسانی کانی‌های رسی جانشین پلاژیوکلازهای قلیایی و سیلیکات‌های مافیک (هورنبلند و بیوتیت) می‌شوند (Pirajno, 2009). با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی دگرسانی آرژیلیک نسبت به بقیه دگرسانی‌ها در منطقه از وسعت کمی برخوردار است. از مطالعه ماکروسکوپی انواع سنگ‌های این اندیس مس-طلا که تحت‌تأثیر دگرسانی آرژیلیک قرار گرفته‌اند، مشخص شد که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به رنگ سفید غیرعادی و خیلی روشن دیده می‌شود. در مقاطع میکروسکوپی اکسایش پیریت‌ها منجر به تشکیل هماتیت و گوئتیت و در نتیجه تولید اسید سولفوریک شده است که این شرایط اسیدی سبب تجزیه و کدر نمودن سطح پلاژیوکلازها و فلدسپارها در زمینه سیلیسی ریز دانه شده است (شکل ۷ ج). همچنین پلاژیوکلازهای موجود در زمینه توف‌های منطقه کاملاً رسی شده‌اند (شکل ۷ ح).

در اینکیمبریت‌ها رخ داده است به گونه‌ای که در این سنگ‌ها دو نسل سیلیس وجود دارد. نسل اول سیلیس‌هایی هستند که دانه درشت بوده و از سنگ اولیه به ارث رسیده‌اند و نسل دوم سیلیس‌هایی که متن زمینه را پر کرده‌اند (شکل ۷ ت). پلاژیوکلازها در توف‌های منطقه تحت‌تأثیر دگرسانی به کانی‌های رسی، سیلیس و در بعضی موارد که عناصر سازنده‌ی کلریت در محیط موجود باشند، آثار کلریت در بین محصولات دگرسانی حاصل از پلاژیوکلازها نیز قابل مشاهده است (شکل ۷ ث). همچنین سیلیسی شدن به صورت رگه و رگچه‌های سیلیسی به صورت تأخیری و خیلی کم در توف‌ها رخ داده است (شکل ۷ ج)، این رگچه‌های سیلیسی در واقع شکستگی‌های سنگ اولیه هستند که توسط محلول دگرسان‌کننده پر شده‌اند.

دگرسانی آرژیلیکی: دگرسانی آرژیلیک به‌طور کلی با حضور کانی‌های رسی مانند ایلیت، کائولینیت و مونت‌موریونیت مشخص می‌گردد و به دلیل متاسوماتیسم H^+ و آبشویی اسیدی در حرارت‌های



شکل ۷: تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی‌های منطقه مورد مطالعه: الف) پلاژیوکلازهای سریسیتی شده در توف (XPL)، ب) هماتیت در بین پلاژیوکلازهای سریسیتی و کلریتی شده (XPL)، پ) پلاژیوکلازهای رسی شده و آزاد شدن مقدار زیادی سیلیس ریزدانه در متن سنگ (XPL)، ت) توف سیلیسی شده (XPL)، ث) پلاژیوکلاز سیلیسی شده در توف همراه با کلریتی شدن (XPL)، ج) رگچه‌های سیلیسی تأخیری در توف (XPL)، چ) پلاژیوکلازهای رسی شده در پهنه دگرسانی آرژیلیک به همراه سیلیسی شدن (XPL)، ح) سیمای میکروسکوپی از کدر شدن سطح پلاژیوکلازها در پهنه دگرسانی آرژیلیک (PPL).

(Qz: Quartz, Pl: Plagioclase, Chl: Chlorite, Ep: Epidote, Amp: Amphibole, Ser: Sericite, Cal: Calcite)(Kertz, 1983).

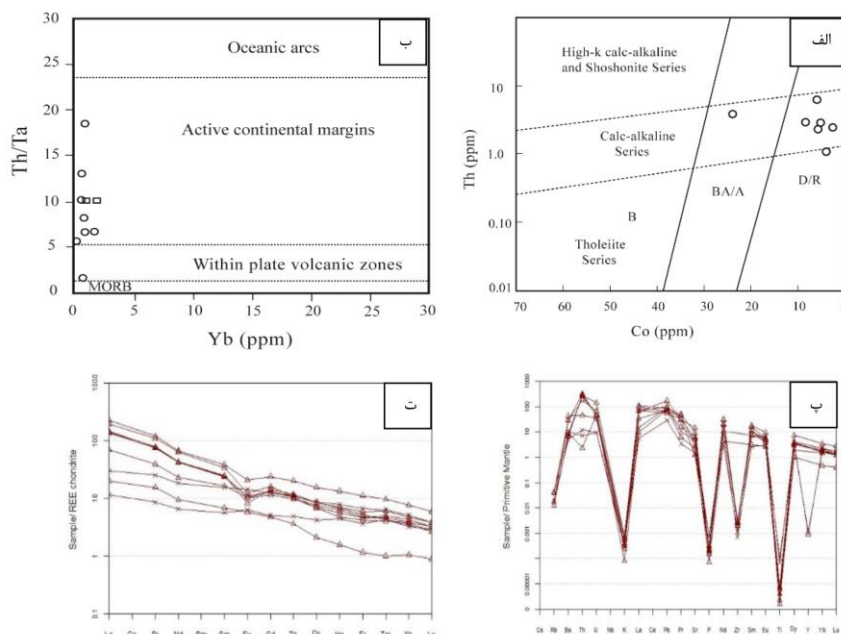
زمین‌شیمی

به منظور مطالعات زمین‌شیمی تعداد ۱۰ عدد نمونه سنگی از نمونه‌های نسبتاً سالم و دگرسان انتخاب شدند. نمونه‌های سنگی با استفاده از روش فلورسانس پرتو ایکس (XRF) جهت تعیین میزان عناصر اصلی در دانشگاه اصفهان مورد تجزیه قرار گرفت. همچنین نمونه‌ها جهت آنالیز عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شد که نتایج آنالیزها در جدول ۱ ارائه شده است. جهت رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به اینکه این نمونه‌ها تحت تأثیر دگرسانی قرار داشته‌اند، از نمودارهایی که براساس عناصری که دارای تحرک پایینی هستند بهره گرفته شد. به منظور رده‌بندی نمونه‌های آتشفشانی دگرسان از عناصر کم‌تحرک Co و Th استفاده می‌گردد (Hastie et al, 2007). با توجه به این نمودار (شکل ۸ الف)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های حدواسط تا اسیدی قرار گرفته و ماگمای مادر آنها از نوع کالک آلکالن می‌باشد. همچنین جهت تعیین جایگاه تکتونیکی نمونه‌های مورد بررسی از نمودار Yb-Th /Ta (Schandl and Gorton, 2002) بهره گرفته شد. با توجه به این نمودار، نمونه‌ها بیانگر محیط حاشیه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۸ ب). با توجه به نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته (McDonough and Sun, 1995) (شکل ۸ پ)، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون مانند Ba, Th, U, Sr غنی و از عناصر Zr, Y, Ti تهی شده‌اند و این رفتار مشابه ماگماهای مرتبط با فرورانش (Wilson, 1989) و بیانگر دخالت سیالات مشتق از ورقه (صفحه) فرو رونده یا رسوبات همراه آن است (Yan et al, 2008). از طرفی بالا بودن نسبت LILE/HFSE از

ویژگی سنگ‌هایی است که با پوسته آرایش یافته‌اند (Dostal et al, 2001). غنی‌شدگی از U و Th در ارتباط با اضافه شدن مذاب حاصل از رسوبات و یا مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی گوه گوشته‌ای می‌باشد (Fan et al, 2003). با توجه به اینکه در سنگ‌های حاصل شده از پوسته عناصر U و Th دارای فراوانی بالایی هستند، بنابراین بالا بودن این عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان به آرایش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای در هنگام صعود به طبقات بالاتر ارتباط داد. از طرفی تهی‌شدگی عنصر Ti بیانگر نقش پوسته در تولید ماگما و ناهنجاری منفی عنصر مذکور بیانگر ماگماتیسیم مرتبط با مناطق فرورانش است (Kamber et al, 2002). همچنین آنومالی منفی Ti به حضور کانی میزبان آن (کانی تیتان‌دار) در باقی مانده ذوب نیز اشاره می‌نماید. همچنین همان‌طور که از نمودار مشخص است Pb نیز غنی‌شدگی نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهد که نشانه متاسوماتیسیم منشأ در اثر سیالات در محیط فرورانش است (Seghedi et al, 2005). با توجه به نمودار بهنجار شده نسبت به کاندیت (Nakamura, 1974) (شکل ۸ ت)، نمونه‌ها دارای غنی‌شدگی از LREEs به میزان ۱۰ برابر HREEs می‌باشد. آنومالی Eu در مذاب‌های فلسیکی توسط فلدسپارها کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). این عنصر در فلدسپارها سازگار است و جدایش این کانی از مذاب سبب پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می‌شود. پس آنومالی منفی در نمونه‌های منطقه به همین دلیل است، اما از طرفی سنگ‌های آذرین درونی منطقه دیوریت‌های هورنبلنددار آنومالی جزئی مثبت از Eu نشان می‌دهند و این رفتار آن به تبلور کانی هورنبلند نسبت داده

توجه به حضور گارنت در باقیمانده ذوب غلظت در مذاب کمی بیش از دو عنصر مذکور مشاهده می‌شود. بنابراین طبق بررسی‌های انجام شده و کالک‌آلکان بودن ماگما و با توجه به اینکه برای شکل‌گیری کانسارهای گرمابی به مقدار آب زیادی (حدود ۳٪ وزنی) نیاز است (Barnes, 1997)، پس ماگمای مولد منطقه دارای مقدار آب کافی برای ایجاد دگرسانی‌ها و متعاقباً کانسازسازی می‌باشد. برای تعیین میزان اسیدیته محلول کانه‌ساز از تغییرات La/Y که پارامتر مؤثری برای این منظور است استفاده گردید. به عقیده کرینکی و ژارکویک (Crinc and Jurkovic, 1990)، در صورتی که این نسبت کمتر از ۱ باشد بیانگر شرایط اسیدی و اگر بیشتر از ۱ باشد تعیین کننده محلولی با pH قلیایی است. نسبت La/Y در نمونه‌های مورد مطالعه متغیر (0.07-2.5) دامناً بیانگر محلول کانه‌ساز با pH قلیایی را نشان می‌دهد.

می‌شود، زیرا تبلور آن موجب آنومالی مثبت در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993) غنی‌شدگی LREEs نسبت به HREEs به مشارکت کانی‌های غنی از LREEs نظیر فلدسپار، آپاتیت، زیرکن و اسفن و عدم حضور کانی‌های غنی از HREEs مانند گارنت در مذاب تولیدکننده سنگ و باقی ماندن آنها به صورت تفاله در سنگ منشأ نسبت داده می‌شود (Rollinson, 1993). شیب نمودار بهنجارسازی نسبت به کندریت نمونه‌ها (شکل ۸ ت) منفی است و با توجه به این موضوع، سری ماگمایی منطقه از نوع کالک‌آلکان می‌باشد. آنومالی مثبت کوچک Tm در میان عناصر نادر خاکی سنگین وجود دارد و از آنجا که این عنصر در میان کانی‌ها در مگنتیت ضریب توزیع بالاتری دارد می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن پی برد. همپنین Tm نسبت به دو عنصر Lu و Yb سازگاری کمتری در گارنت به عنوان میزبان HREEs دارد (Rollinson, 1993) که با



شکل ۸: الف) نمودار Th-Co، ب) موقعیت تکتونوماگمایی نمونه‌های منطقه در نمودار Yb در برابر Th-Ta، پ) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، ت) نمودار بهنجار شده عناصر REE به کندریت.

جدول ۱: نتایج تجزیه نمونه‌های سنگی شرق شجاع آباد

Sample No.		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
SiO ₂	wt%	69.81	67.89	64.50	68.54	48.14	68.71	73.96	81.09	31.18	46.55
Al ₂ O ₃		13.60	12.30	13.60	3.88	16.50	13.30	13.60	1.99	7.17	11.20
Fe ₂ O ₃		3.04	2.52	3.96	9.30	12.66	3.78	2.26	7.67	12.21	9.17
Mgo		0.398	0.232	0.362	0.447	5	0.382	0.491	0.201	3.97	1.84
CaO		1.39	4.52	4.52	9.55	6.01	3.07	0.972	5.25	19.86	15.29
Na ₂ O		1.31	0.992	1.13	0.160	2.93	3.11	4.03	0.069	0.120	3.24
K ₂ O		7.36	7.51	7.81	0.981	2.44	3.46	2.69	0.248	0.436	0.986
TiO ₂		0.307	0.258	0.280	0.092	0.947	0.483	0.415	0.037	0.305	0.855
P ₂ O ₅		0.075	0.059	0.065	0.054	0.22	0.096	0.073	0.034	0.083	0.2
MnO		0.051	0.044	0.044	0.044	0.209	0.159	0.036	0.062	0.246	0.315
Cr ₂ O ₃		0.060	0.082	0.065	0.029	0.026	0.071	0.046	0.040	0.056	0.041
LOI		2.599	2.593	3.664	6.981	4.918	3.379	1.427	3.309	24.364	10.313
Ag		ppb	2037	36	159	40	16	17	18	27	32
Au	7.9		0.9	1.7	1.3	1.1	1.3	2.3	1.2	2.8	1.5
Co	5.8		5.2	5.6	4.8	11.5	8.3	3.8	2.4	23.7	19.5
As	ppm	2.4	1.2	1.7	4.8	2.9	4.8	2.1	3.9	3	1.9
Sr		310.8	114.3	196.7	128.3	30.6	58.2	26.6	46.8	365.8	99.2
Ta		0.35	0.41	0.36	0.39	0.34	0.36	0.7	0.45	0.3	0.36
Cd		0.08	0.14	0.05	0.18	0.04	0.05	0.03	0.12	0.08	0.06
Sb		0.53	0.32	0.82	0.35	0.19	0.14	0.34	0.39	0.10	0.12
Th		6.43	2.75	2.39	2.9	3.41	2.9	1.1	2.5	3.9	3.6
Sc		1.3	1.4	1.7	1.4	15.5	2.2	1.1	0.6	11.6	14
Tl		0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.06	0.03
U		1	1.4	3	0.7	0.2	0.9	1	1	1.5	0.2
Ga		1.4	1.1	3.7	1.2	10	1.3	3	0.4	1.1	6.6
V		11	6	13	20	176	13	9	103	98	135
Zr		199.88	162.87	199.88	7.40	96.24	214.69	244.30	14.81	74.03	59.22
Y		30	40	30	30	50	50	50	30	20	10
Mo		13.06	15.10	15.40	8.40	3.37	12.67	7.92	4.29	5.87	4.87
W		0.3	0.4	0.3	4.1	0.3	0.3	0.3	0.8	0.3	0.1
Cu		1098	45.50	134.3	31.03	6.17	30.54	19.05	18.52	110	59.38
Zn		14.4	19.1	10.2	19.9	85.7	31.4	11.8	5.1	110.1	64.4
Pb		12.17	7.14	6.02	5.08	2.05	4.45	3.94	5.25	13.04	6.30
La		45.2	46.8	75	22.8	3.8	65.2	48.3	6.6	11.7	10
Nd		26.77	26.93	41.86	14.45	4.11	40.20	26.37	5.93	11.32	11.58
Sm		4.83	5	7.76	3.32	1.15	6.86	4.89	1.39	2.73	3.13
Eu		0.79	0.63	1.61	0.78	0.49	0.95	0.84	0.44	0.79	1.11
Gd		3.68	3.98	6.61	3.16	1.37	4.42	3.62	1.32	2.92	3.43
Tb		0.48	0.55	0.95	0.46	0.23	0.51	0.52	0.17	0.43	0.52
Dy		2.54	2.89	5.32	2.36	1.44	2.31	2.86	0.72	2.24	2.97
Ho		0.44	0.49	0.93	0.39	0.31	0.33	0.48	0.11	0.36	0.55
Er		1.06	1.31	2.50	1.05	0.82	0.95	1.16	0.26	0.91	1.49
Tm	0.15	0.18	0.29	0.14	0.13	0.12	0.13	0.03	0.11	0.19	
Yb	0.95	1.05	1.67	0.86	0.71	0.83	0.77	0.23	0.62	1.13	
Lu	0.11	0.13	0.20	0.11	0.10	0.09	0.09	0.03	0.08	0.13	
La/Y		1.51	1.17	2.5	0.76	0.07	1.30	0.96	0.22	0.58	1

کانی‌سازی

جانشین، زونه‌ای و رگچه‌ای اشاره کرد. کانه‌زایی در منطقه مس- طلا شرق شجاع‌آباد به صورت پراکنده (disseminated) و اغلب همراه با رگه‌های کوارتزی است. شکل ۹ یکی از رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه را نشان می‌دهد. مس

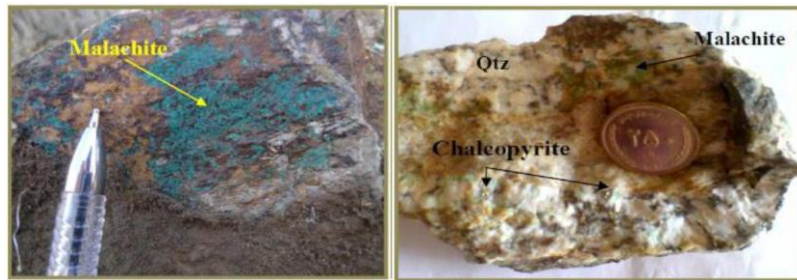
با توجه به انواع طبقه‌بندی‌های بافتی ارائه شده توسط (Craig and Vaughan, 1994) عمده‌ترین بافت مشاهده شده در کانسنگ منطقه، بافت افشان است. از بافت‌های دیگر می‌توان به بافت

و ثانویه (سوپرژن) بوده (جدول ۲) که در زیر به شرح آن می‌پردازیم.

در قالب سولفیدها و کربنات‌های مس به صورت جزئی در رگه‌های سیلیسی حضور دارد (شکل ۱۰). کانه‌سازی در منطقه به دو صورت اولیه (هیپوژن)



شکل ۹: نمایش رگه سیلیسی موجود در منطقه



شکل ۱۰: نمایش کانه‌زایی موجود در رگه‌های سیلیسی به صورت مالاکیت و کالکوپیریت

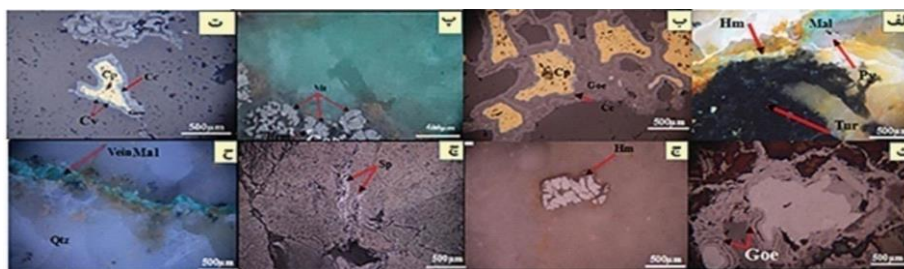
سولفیدی تشکیل شده که توسط کولیت، کالکوسیت و هیدروکسیدهای آهن جانشین می‌شود و معمولاً به صورت هاله‌هایی در اطراف آن مشاهده می‌شوند (شکل ۱۱ ب). البته شایان ذکر است که میزان پیریت و کالکوپیریت در منطقه ناچیز و بیشتر به صورت ذرات ریز و پراکنده یافت می‌شوند. کانه‌زایی در منطقه درون‌زاد به صورت افشان با کانی‌های مگنتیت نیز نمایان است که البته به نسبت پیریت و کالکوپیریت درصد کمتری دارد. مگنتیت یک فاز اکسیدی اولیه است که به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار با بافت پراکنده در جوار هماتیت تشکیل شده است (شکل ۱۱ پ). کانی‌سازی در مرحله سوپرژن با کانی کالکوسیت با بیشترین فراوانی و کولیت عمدتاً به

مراحل مختلف کانی‌سازی

کانی‌سازی اولیه، عمدتاً به صورت انتشاری، پرکننده فضای خالی و رگچه‌ای رخ داده است. سنگ میزبان این نوع کانی‌سازی عموماً از نوع آتشفشانی (آندزیت) و آذرآواری (توف) متغیر است. مهم‌ترین کانی‌های اولیه قابل تشخیص در منطقه درون‌زاد از نوع سولفیدی بوده و به ترتیب شامل پیریت و کالکوپیریت می‌باشد. پیریت فراوان‌ترین کانی اولیه و سولفیدی است که به صورت بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار در منطقه به صورت اکسید شده و پراکنده در متن سنگ‌ها به چشم می‌خورد. در واقع تنها آثار انحلال یافته مکعبی آن در سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۱۱ الف). کالکوپیریت به صورت یک کانی اولیه

هاست. هماتیت از فراوانترین محصولات کانی-سازی زون اکسیدان در منطقه است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی بافت‌های متنوعی نشان می‌دهد. بر مبنای مطالعات بافتی دو نوع هماتیت تشخیص داده شد که نوع اول آن در اثر مارتیتی-شدن بلورهای شکل‌دار مگنتیت که به صورت تجمعی دیده می‌شود (شکل ۱۱ ج) و نوع دوم هماتیت به فرم بلوری کشیده (اسپیکولاریت) که در امتداد شکستگی‌ها و گاهاً به صورت پراکنده تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱ چ). از کانی‌های کربناته مس که در سنگ‌های منطقه به چشم می‌خورد مالاکیت است. تشکیل مالاکیت در منطقه به صورت جزئی و سطحی صورت گرفته است که با توجه به نتایج حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی و پایین بودن عیار عنصر مس (غالباً کمتر از 500 ppm) در اکثر نمونه‌ها، این پدیده در پهنه کانی-سازی شده منطقی به نظر می‌رسد. در مطالعات میکروسکوپی مالاکیت عمدتاً در رگه‌های سیلیسی نیز قابل مشاهده است (شکل ۱۱ ح).

صورت بافت جانیشینی مشخص می‌شود. کالکوسیت به صورت بافت جانیشینی در اطراف کالکوپیریت به میزان بسیار کم تشکیل شده است. بافت‌های جانیشینی کالکوسیت در بررسی‌های میکروسکوپی شامل تشکیل کالکوسیت در امتداد شکستگی برای جایگزینی پیریت و کالکوپیریت اولیه، بافت محدب و مقعر و جزیره‌های باقیمانده از کالکوپیریت در میان کالکوسیت می‌باشند که نشان‌دهنده جانیشینی کالکوسیت به جای کانی-های سولفیدی اولیه می‌باشد (شکل ۱۱ ت). هرچند که کوولیت یک کانی شاخص منطقه سولفیدی غنی‌شده ثانویه است، اما بر پایه مطالعات میکروسکوپی، این کانی به ندرت مشاهده شد. در کانی‌سازی ثانویه در شرایط اکسیدان و هوازدگی دو کانی هماتیت و گوتیت در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شوند. گوتیت به صورت بافت کلورمی در بسیاری از مناطق دیده شده است. وجود بافت کلورمی گوتیت (شکل ۱۱ ث) نشان‌دهنده ته‌نشست این کانی در شرایط حرارت پایین و در فضای خالی بین سایر کانی-



شکل ۱۱: تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های فلزی منطقه شجاع آباد: الف) اکسید شدن پیریت و برجای ماندن هماتیت همراه با مالاکیت و تورمالین (RXPL)، ب) جانیشینی کالکوپیریت توسط کالکوسیت و گوتیت (RPPL)، پ) مگنتیت همراه با هماتیت (RPPL)، ت) جانیشینی کالکوپیریت توسط کوولیت و کالکوسیت همراه با هاله گوتیتی (RPPL)، ث) بافت کلورمی گوتیت در رگه سیلیسی (RPPL)، ج) قالب مگنتیت که پس از جانیشینی کامل توسط هماتیت، پدیده پسودومورفیسم را به نمایش گذاشته است (مگنتیت هماتیتی شده) (RPPL)، چ) نمایش کانی اسپیکولاریت (هماتیت صفحه‌ای) با بافت بلوری کشیده به صورت پراکنده فضای خالی (RPPL)، ح) رگه مالاکیتی درون رگه سیلیسی (RXPL).

Kertz, 1983) اسفالریت: Sp، گوتیت: Goe، مالاکیت: Mal، هماتیت: Hm، کوولیت: Cv، کالکوپیریت: Cp.

جدول ۲: توالی پاراژنزی مراحل کانی‌سازی، اندیس مس-طلا شرق شجاع‌آباد.

کانی‌سازی ثانویه	کانی‌سازی اولیه	کانی‌ها
	—————	مگنتیت
	—————	پیریت
	—————	کالکوپیریت
—————		کالکوسیت
—————		کولیت
—————		مالاکیت
—————		هماتیت
—————	—————	کلسیت
—————		گوتیت
—————	—————	کوارتز

میانبارهای سیال

میانبارهای سیال حجم‌های کوچکی از سیال در درون یک بلور هستند که ممکن است در طول پهنه‌های رشد یا هرگونه نقص بلورین در طی رشد بلور به دام افتاده باشند (Wiesheu and Hein, 1998). این سیال‌ها در کانسارهای گرمابی بسیار فراوان بوده و گاه تا یک میلیارد یا بیشتر در یک سانتی‌متر مکعب از بلور یافت می‌شوند (Craig and Vaughan, 1981). به منظور ارزیابی دمای تشکیل رگه‌های سیلیسی و ماهیت سیال‌های کانی‌ساز در منطقه، تعداد ۶ عدد نمونه جهت مطالعه سیالات درگیر انتخاب شدند. اندازه‌گیری‌های دماسنجی میانبارهای سیال در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان و با بهره‌گیری از دستگاه Linkam مدل THM600 با کنترل کننده حرارتی TMS92 و سرد کننده نوع LNP که بر روی میکروسکوپ زایس (ZIESS) مجهز به عدسی شیئی LWD₅₀X نصب شده است، انجام گرفت.

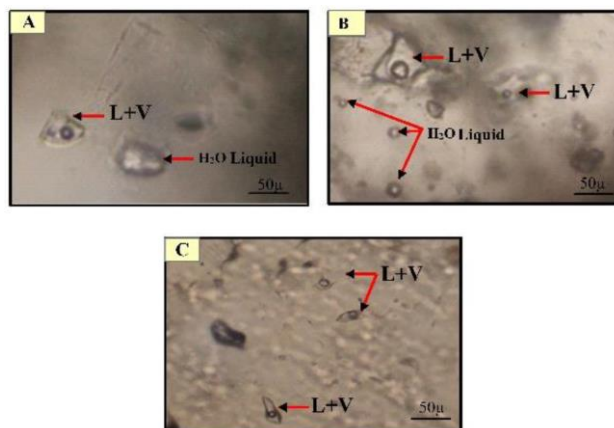
پتروگرافی میانبارهای سیال

مطالعات پتروگرافی یک نمونه سنگ برای انتخاب سیالات درگیر مناسب، اولین و اساسی‌ترین گام در مطالعه سیالات درگیر است. پتروگرافی

میانبارهای سیال توسط میکروسکوپ نوری با مشخصات Olympus با نور عبوری مدل BH-2 انجام شده است که شامل بررسی شکل، فراوانی، محتوا و کانی‌های دختر و پدیده‌های ثانویه مثل گردن‌دار شدن و نشت است. مطالعات پتروگرافی انجام شده نشان از وجود سیالات درگیر عمدتاً اولیه و به مقدار کم سیالات درگیر ثانویه است. اکثر نمونه‌ها دارای شکل کروی می‌باشند (شکل ۱۲). میانبارهای سیال اولیه در امتداد پهنه‌های رشد کوارتز به دام افتاده و مستطیلی تا بیضی شکل بوده و میانبارهای سیال ثانویه، ادخال‌های اولیه و مرزهای رشد کوارتز را قطع می‌کنند و در درون بلور مجاور ادامه می‌یابند یا اینکه در امتداد شکستگی‌ها تشکیل شده و معمولاً بی‌شکل هستند (Roedder and Bodnar, 1997; Roedder, 1979; Shepherd et al, 1985). در پتروگرافی‌های انجام شده از میانبارهای سیال فازهای جامد نمک مشاهده نشد که بیانگر این حقیقت است که میزان شوری سیالات کانه‌ساز در این منطقه کم بوده است. مطالعه پتروگرافی و ریز دماسنجی صورت گرفته در سیالات درگیر موجود در بلورهای کوارتز، منجر به مشاهده سیال درگیر

حدود ۰/۷ الی ۰/۸ است. در صورتی که درجه پرتشدگی بیش تر از ۴۵ درصد باشد، همگن شدن به فاز مایع اتفاق می افتد که این مسئله در مورد تمام میانبارهای سیال مطالعه شده صدق می کند. وجود این نوع میانبارها نشانگر آن است که کانی سازی در این منطقه توسط محلول های گرمابی صورت گرفته و درجه حرارت کانی سازی نیز بالا نبوده است (تا ۲۶۸ درجه سانتی گراد).

به شرح زیر شده است: سیالات درگیر دوفازه غنی از مایع (L+V): در این نوع سیال درگیر فاز مایع همراه با فاز حباب گاز وجود دارد. بیشترین حجم سیال درگیر را فاز مایع در بر می گیرد و فاز گازی تنها ۱۰ تا ۳۵ درصد حجم سیالات درگیر مطالعه شده را اشغال کرده است، در واقع درجه پرتشدگی (نسبت حجمی مایع به حجم کل میانبار سیال) این نوع از میانبارها در



شکل ۱۲: تصاویر میکروسکوپی از میانبارهای سیال

انحلال نمک باشد (T_s). در روش حرارت دادن، نمونه دوبرصیقل در محفظه مخصوص دستگاه گرمایش قرار داده می شود و با بستن درپوش مخصوص، عمل حرارت دادن نمونه آغاز می شود. دمای همگن شدن برای میانبارهای دو فازی از ۱۸۷ تا ۲۶۸ درجه سانتی گراد به دست آمد (جدول ۳).

تعیین شوری

برای سیستم های آب-نمک مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص رابطه مستقیم با مقدار نمک موجود در محلول دارد (باقری، ۱۳۹۱). برای این منظور در ابتدا قسمتی از نمونه که حاوی سیال درگیر مناسب و مورد نظر

مطالعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در کانی کوارتز

مطالعات حرارت سنجی شامل دو مرحله سرمایش و گرمایش است. انجام مطالعات سرمایشی و گرمایشی با دستگاه سیالات درگیر انجام شد و جهت سرمایش میانبارهای مورد مطالعه از نیتروژن مایع استفاده شد.

تعیین دمای همگن شدن: هدف نهایی مطالعات حرارت دهی، اندازه گیری دمای نهایی همگن شدن است (دمائی که در آن میانبار به صورت یک سیستم تک فازی در می آید) که نتیجه دمای به تله افتادن سیالات با درجه حرارت تشکیل کانی سازی است. عموماً این همان دمای کل همگن شدن مایع-بخار است (T_H) اما برای میانبارهای دارای کانی نوزاد همچنین این امر می تواند دمای

تا ۴۳-درجه سانتیگراد به دست آمده است (جدول ۳). از روی این دما می‌توان در مورد ترکیب سیال‌های درگیر و نوع نمک‌های موجود در سیال (MgCl₂, CaCl₂, NaCl) اظهار نظر کرد (Bodnar and Vityk, 1994). در مرحله بعد، دمای ذوب آخرین قطعه یخ به عنوان نقطه (T_{LM}) ثبت شد. این دما برای تخمین شوری (معادل در صد وزنی NaCl) سیالی که از آن کریستال متبلور شده، استفاده می‌شود (Bodnar and Vityk, 1994). با توجه به اینکه میانبارهای موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع دو فازی بوده، دمای ذوب آخرین بلور یخ (T_{LM}) برای میانبارها بین ۱/۱- تا ۷/۵- درجه سانتیگراد محاسبه شد (جدول ۳). با توجه به دمای (T_{LM}) و با استفاده از روش (Bodnar and Vityk, 1994)، شوری میانبارهای سیال معادل ۱/۶ تا ۱۰/۵ درصد وزنی نمک طعام محاسبه شد (جدول ۳).

وجود داشت در زیر عدسی قرار گرفت. شروع سرد کردن با حد نهایی ۱۵۰- درجه سانتیگراد و با نرخ سرمایش ۲۰ درجه سانتیگراد بر دقیقه انجام شد. سپس سیالات درگیر تا ۱۰۰- درجه سانتیگراد سرد شدند ولی عملاً تمامی سیالات در حدود ۵۸- درجه سانتیگراد یخ زدند. بعد از این مرحله حدود ۲ دقیقه صبر می‌کنیم تا دستگاه در حالت ثابت قرار گیرد.

بعد از این مرحله، سیالات یخ زده با نرخ ۱۰ درجه سانتیگراد بر دقیقه مورد آزمایش گرمایش قرار گرفتند. در این آزمایش اولین ظهور مایع پس از انجماد کامل سیال به عنوان دمای اولیه ذوب (T_{FM}) شناخته می‌شود که معادل دمای یوتکتیک است. دمای یوتکتیک (Te)، دمای مربوط به زمانی است که نخستین قطره مایع پدید می‌آید. براساس مطالعات ریز داماسنجی انجام شده روی سیال‌های دوفازی غنی از فاز مایع دمای نقطه (Te) که در واقع دمای ذوب اولین قطعه یخ است، میان ۲۲-

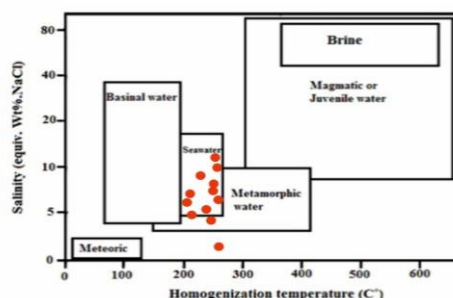
جدول ۳: خصوصیات فیزیکوشیمیایی سیالات درگیر در شرق شجاع آباد

sample code	n تعداد	Size (μm)	Th (C°) دمای همگن شدن	T _{ice} (C°) دمای انجماد	ذوب (T _{eu}) اولین تکه یخ	(T _{LM}) ذوب‌نهایی یخ	Salinity (wt% NaCl)	نوع همگن‌شدن
S1	1	10	258	-57	-24	(-5.1)	7.35	L+V L
S1	1	10	255	-53	-37	(-2.3)	3.8	L+V L
S1	1	10	268	-48	-37	(-1.1)	1.6	L+V L
S1	1	10	263	-48	-37	(-4.7)	7.4	L+V L
S1	1	10	260	-48	-42	(-7.2)	10.1	L+V L
FL1	1	10	247	-57	-27	(-6.2)	9.1	L+V L
FL1	2	10	211	-56	-22	(-1.2)	1.7	L+V L
FL1	1	10	208	-56	-22	(-5.3)	7.40	L+V L
FL1	1	5	249	-56	-22	(-4.2)	6.2	L+V L
FL1	2	8	261	-58	-24	(-3.1)	4.5	L+V L
FL1	1	7	257	-58	-24	(-3.1)	4.5	L+V L
FL2	1	10	203	-53	-27	(-4.2)	6.2	L+V L
FL2	1	10	198	-53	-43	(-4.2)	3.7	L+V L
FL2	1	8	187	-53	-27	(-2.1)	3.7	L+V L
FL2	2	8	211	-53	-27	(-3.7)	5.7	L+V L
FL2	3	8	264	-57	-27	(-5.1)	7.35	L+V L
FL2	1	10	258	-57	-23	(-7.5)	10.5	L+V L

منشا سیال تشکیل دهنده کانسار

محدوده قرار گرفته است. بر پایه داده‌های حاصل از مطالعات ریز دماسنجی به نظر می‌رسد که سیالات کانه‌زای دارای دمای پایین از یک حجره ماگمای ریوداسیتی مشتق شده که با توجه به دمای همگن شدن و شوری پایین محلول‌های گرمایی این مطلب قابل استناد است.

داده‌های شوری و دمای همگن شدن میانبارهای سیال در منطقه، نشان می‌دهد که بیشترین تمرکز میانبارهای سیال در محدوده آب‌های دریایی قرار می‌گیرد (شکل ۱۳) که احتمالاً سیال ماگمایی با سرد شدن و رقیق‌شدگی توسط سیالات با شوری کمتر (آب‌های جوی) در این

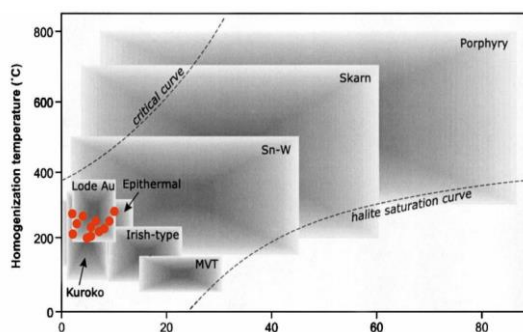


شکل ۱۳: تعیین منشا سیال کانسار با استفاده از میزان شوری نسبت به دمای همگن شدن (Kesler, 2005).

تعیین منشا ذخیره

همچنین شوری‌های پایین در منطقه، به نظر می‌رسد که محدوده مورد مطالعه جزء ذخایر اپی ترمال باشد. نمودار شکل ۱۴ که بر پایه محدوده‌ی دمای همگن شدن و شوری میانبارهای سیال طراحی شده است این مطلب را تایید می‌کند.

مهم‌ترین کاربرد میانبارهای سیال تعیین ویژگی، منشا و تحولات سیالات گرمایی کانه‌ساز و در نهایت منشا یا ژنز کانسار است. با استناد بر نتایج دمایی به دست آمده از سیالات درگیر (دمای همگن شدن کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد) و



شکل ۱۴: نمودار محدوده‌های دما و شوری میانبارهای سیال در کانسارهای مختلف (Wilkinson, 2001).

نتیجه‌گیری

و کلوفرم در اشکال مختلف کانی‌سازی وجود دارد اما بافت‌های اصلی کانه‌ها افشان، شکافه پرکن و رگچه‌ای می‌باشد.

(۱) با توجه به مطالعات سنگ‌شناسی و کانه‌نگاری، بافت‌های رگه-رگچه‌ای، مارتیتی شدن، جانشینی

کانسارهای گرمابی به مقدار آب زیادی (حدود ۳٪ وزنی) نیاز است، این نوع ماگما دارای مقدار آب کافی برای تشکیل این کانسارها می‌باشد. (۶) با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی، محلول کانه‌ساز منطقه مورد مطالعه دارای pH قلیایی می‌باشد.

(۷) بیشترین تمرکز میانبارهای سیال در محدوده آب‌های دریایی قرار می‌گیرد که احتمالاً سیال ماگمایی با سرد شدن و رقیق‌شدگی توسط سیالات با شوری کمتر (آب‌های جوی) در این محدوده قرار گرفته است. منشا آب کانه‌ساز در منطقه، عمدتاً جوی است، که در کانسارهای اپی-ترمال سولفیداسیون پایین این پدیده منطقی به نظر می‌رسد.

(۸) براساس مطالعات ریزدماسنجی سیالات درگیر در کانی کوارتز، مشخص گردید که سیالات درگیر کانی کوارتز از دامنه وسیع دمای همگن‌شدگی 187°C تا 268°C برخوردار هستند. شوری ۱/۶ تا ۱۰/۵ درصد وزنی معادل نمک طعام نیز برای محلول‌های کانه‌ساز مشخص گردید. با توجه به اینکه کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین دارای دمای حدود ۳۰۰-۱۰۰ درجه و شوری ۱۳-۰ درصد وزنی نمک طعام هستند، می‌توان منطقه شرق شجاع‌آباد را جزء ذخایر اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین در نظر گرفت.

نشان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۴، ص ۳۲۹-۳۴۸.

-مهرابی، ب.، هوشمندزاده، ع.، کریمی، ز. و رشیدی، ب.، ۱۳۸۳. کانی‌سازی اپی‌ترمال طلا در بزمان (بلوچستان)، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

(۲) مطالعات کانه‌نگاری حاکی از کانی‌سازی به دو صورت هیپوژن با کانه‌های پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت و مرحله سوپرژن با حضور کانی‌های کالکوسیت، کولیت، مالاکیت، همتایت و گوتیت است.

(۳) پایین بودن میزان کانی‌های سولفیدی به صورت بلورهای ریز و افشان و مقادیر فراوان کانی‌های کربناتی در پیرامون کانه‌زایی از جمله عوامل مهمی است که می‌توان اندیس مس-طلا شرق شجاع‌آباد را جزء ذخایر اپی‌ترمال با سولفیداسیون پایین در نظر گرفت.

(۴) با توجه به پیمایش‌های صحرایی، مطالعات میکروسکوپی و پردازش تصاویر ماهواره‌ای ASTER، حضور دگرسانی آرژیلیک در مرکز منطقه و گسترش زیاد دگرسانی پروپیلیتیکی در اطراف مشخص است. با توجه به اینکه دگرسانی در انواع کانسارهای اپی‌ترمال سولفیداسیون بالا معمولاً آرژیلیکی است، در حالی که در انواع سولفیداسیون پایین از نوع پروپیلیتیکی تا آرژیلیکی است، می‌توان اندیس مس-طلا شرق شجاع‌آباد را جزء ذخایر اپی‌ترمال سولفیداسیون پایین در نظر گرفت.

(۵) براساس مطالعات ژئوشیمیایی، ماگمای مادر سنگ‌های منطقه مورد مطالعه کالک‌آلکان می‌باشد. با توجه به اینکه برای شکل‌گیری

منابع

-باقری، ه.، ۱۳۹۱. نمونه‌برداری و تجزیه دستگامی، انتشارات جهاد دانشگاهی، ۴۴۶ ص.
-حیدری، س.م.، قادری، م.، کوهستانی، ح. و حسینی، م.، ۱۳۹۳. کانسار طلا-نقره (مس) اپی-ترمال توزلار، مرتبط با توده نفوذی نیمه‌عمیق محیط کششی درون کمانی، در شمال باختر ماه-

- دگرسانی گرمایی، انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۳۰ ص.
- زمانی، ف.، ۱۳۹۲. اکتشافات ژئوشیمیایی و مطالعه ژئز اندیس مس- طلا شجاع آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م. ه. و زاو، خ.، ۱۳۹۲. کانسار چاه زرد: کانه‌زایی نقره-طلای اپی-ترمال با میزبان برشی در کمربند ارومیه-دختر، فصلنامه علوم زمین، شماره ۸۷، ص ۹-۲۴.
- Alimohammadi, M., Alirezaei, S. and Kontak, D.J., 2015. Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo-Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran: *Ore Geology Reviews*, v. 70, p. 290-304
- Aminoroayaei Yamini, M., Tutti, F., Haschke, M., Ahmadian, J. and Murata, M., 2017. Synorogenic copper mineralization during the Alpine-Himalayan orogeny in the Zafarghand copper exploration district, Central Iran: petrography, geochemistry and alteration thermometry: *Geological Journal*, v. 52, p. 263-281
- Asadi, H.H., 2008. First stage drilling report on Dalli porphyry Cu-Au prospect, Central Province of Iran, 29 p.
- AsadiHaroni, H. and Lavafan, A., 2007. Integrated Analysis of ASTER and Landsat ETM Data To Map Exploration Targets In The Muteh Gold-Mining Area, Iran, 5th international symposium spatial data quality.
- Barnes, H.L., 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: John Wiley and Sons Interscience, New York, 972 p.
- Bodnar, R.J. and Vityk, M.O., 1994. *Interpretation of micro-thermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions*, In: De Vivo, B. and Frezzotti, M.L. (Eds.), *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications*. Short Course of the Working Group, Siena, p. 117-130.
- Boloki, M. and Poormirzaee, R., 2009. Using ASTER Image Processing for Hydrothermal Alteration and Key Alteration Minerals Mapping in Siyahrud area, Iran: *International Journal of Geology*, v. 3, p. 38-43
- Cooke, D.R. and Deyell, C.L., 2003. Descriptive names for epithermal deposits: Their implications for genetic classifications and inferring ore fluid chemistry, In: Eliopoulos, D. et al, *Mineral exploration and sustainable development*. Rotterdam, Millpress, v. 1, p. 457-460.
- Craig, J. and Vaughan, D.J., 1994. *Ore microscopy and ore petrography*: Second edition, John Wileyand Sons, 434 p.
- Crinci, J. and Jurkowic, I., 1990. Rare earth elements in Triassic bauxites of Croatia Yugoslavia: *Travaux*, v. 19, p. 239-248.
- Daliran, F., Paar, W., Neubauer, F. and Rashidi, B., 2005. New discovery of epithermal gold at Chahnali prospect, Bazman volcano, SE-Iran, *Mineral*

- deposit research: Meeting the global change, p. 917-919
- Dostal, J., Church, B.N., Reynolds, P.-H. and Hopkinson, L., 2001. Eocene volcanism in the Buck Creek Basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism: *Journal of Volcano Geotherms*, v. 107, p. 149-170.
- Evans, A.M., 1992. *Ore geology and industrial minerals, An Introduction*, Blackwell Scientific Publications, 400 p.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J. and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc alkaline volcanism of extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 121, p. 115-135.
- Gemmell, J.B., 2004. Low and intermediate sulfidation epithermal deposits, In: Cooke, D.R., Deyell, C.L., Pongratz, J., (eds.), 24 Carat Gold Workshop: Centre for Ore Deposit Research, Special Publication, v. 5, p. 57-63.
- Ghaderi, M. and Kouhestani, H., 2010. Chah Zard deposit: the first report of Ag-Au epithermal mineralization with brecciated host in Iran, 7th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS), Hyderabad, India, Abstract.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C. and Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic Island Arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram: *Journal of Petrology*, v. 48, p. 2341-2357.
- Hedenquist, J.W., Arribas, J.A. and Gonzalez-Urein, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Society of Economic Geologists*, v. 13, p. 245-277.
- Hedenquist, J.W., Sillitoe, R.H. and Arribas, A., 2004. Characteristics of and exploration for high-sulfidation epithermal Au-Cu deposits, In: Cooke, D.R., Deyell, C.L. and Pongratz, J., (eds.), 24 Carat Gold Workshop: Centre for Ore Deposit Research, Special Publication, v. 5, p. 99-110.
- Hunt, G.R. and Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared: *Economic Geology*, v. 74, p. 1613-1629.
- Kamber, B.S., Ewart, A., Bruce, M.C. and Donald, G.D., 2002. Fluid mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication of Archean crustal growth model: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 38-56.
- Kesler, S.E., 2005. Ore forming fluids, *Elements*, v. 1, p. 13-18.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.
- Mauk, J.L. and Simpson, M.P., 2007. Geochemistry and stable isotope composition of altered rocks at the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand: *Economic Geology*, v. 102, p. 841-871.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth: *Chemical geology*, v. 120, p. 223-253.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Pirajno, F., 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems*: Springer Science, Perth, 203 p.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit, northwest Iran, *Economic Geology*, v. 101, p. 1455-1496.
- Richards, J.P., Wilkinson, D. and Ullrich, T., 2006. Geology of the Sari Gunay epithermal gold deposit

- northwest Iran: *Economic Geology*, v. 101, p. 1455-1496.
- Roedder, E. and Bodnar, R.J., 1997. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L., (Eds), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley, New York, p. 1223-1247.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids, In: Barnes, H.L. (Eds.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd edition, Wiley, New York, p. 684-737.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*: Longman, U.K., 352 p.
- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments: *Economic Geology*, v. 97, p. 629-642-Schock, H.-H., 1979. Distribution of rare-earth and other trace elements in magnetites: *Chemical Geology*, v. 26, p. 119-133.
- Seghedi, I., Downes, H., Harangi, S., Mason, P.R.D. and Pecskey, Z., 2005. Geochemical response of magmas to Neogene-Quaternary continental collision in the Carpathian-Pannonian region. A review: *Tectonophysics*, v. 410, p. 485-499.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H.M., 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*, Blackie, Glasgow, 239 p.
- Sillitoe, R.H. and Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings ore-fluid compositions and epithermal precious metal deposits in volcanic, geothermal, and ore-forming fluids: rulers and witnesses of processes with the earth: *Society of Economic Geologists*, v. 10, p. 315-345.
- Sillitoe, R.H., 1989. Gold deposits in western Pacific island arcs: The magmatic connection *Economic Geology Monograph*, v. 6, p. 274-291.
- Tommaso, D.I. and Rubinstein, N., 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina: *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 275-290.
- Van den Kerkhof, A.M. and Hein, U.F., 2002. Fluid inclusion petrography, *Lithos*, v. 55, p. 22-47.
- Wiesheu, R. and Hein, U.F., 1998. The history of fluid inclusion studies, In: Fritscher, B. and Henderson, F. (Eds.), *Toward a History of Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*, Institute für Geschichte der Naturwissenschaften, Munich, p. 309-325.
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, v. 55, v. 229-272.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*: First edition, Published by Springer, The Netherlands, 466 p.
- Yan, J., Chen, J. and Xu, X., 2008. Geochemistry of Cretaceous mafic rocks from the Lower Yangtze region, eastern China: Characteristics and evolution of the lithospheric mantle: *Journal of Asian Earth Science*, v. 33, p. 177-193.