

کانی‌سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار اکسید آهن - آپاتیت خانلق، شمال شرقی ایران

آزاده ملک زاده شفارودی

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

محمد حسن کریم‌پور

گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد

تاریخ پذیرش: ۹۴/۳/۲۰

تاریخ دریافت: ۹۴/۱/۱۷

Shafaroudi@um.ac.ir

چکیده

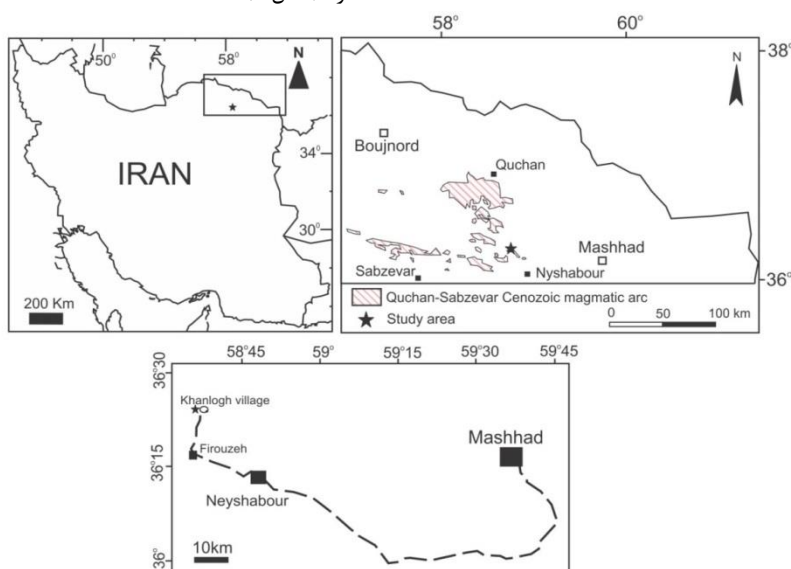
کانسار اکسید آهن - آپاتیت خانلق در شمال غربی نیشابور و در شرق کمربند ماگمایی قوچان - سبزوار واقع شده است. سنگ میزبان آن کوارتزموزنودوپوریت و گرانودیوریت الیگوسن است. کانی‌سازی عمدتاً به شکل رگه و رگچه و کمتر برشی است. کانی‌شناسی آن شامل مگنتیت و آپاتیت است که همراه با کلسیت، کوارتز، اپیدوت، پیروکسن و کلریت می‌باشد. بر مبنای مطالعات سیالات درگیر در آپاتیت، دو نوع سیال مختلف در تشکیل کانسار نقش داشته‌اند: (۱) سیال با دمای بالا و شوری بالا که ماهیت ماگمایی دارد و (۲) سیال عمدتاً با دمای متوسط محتوی نمکهای CaCl_2 ، MgCl_2 و NaCl و شوری نسبتاً پایین. فرآیند اختلاط بین محلول ماگمایی کانه‌دار گرم و شور و محلول سردتر و کم شور و نیز فرایند جوشش می‌تواند باعث ته‌نشینی عناصر شده باشد. این کانسار منشاء ماگمایی - هیدروترمالی دارد و مرتبط با فعالیتهای ماگماتیکی ترشباری وابسته به زون فرورانش ورقه اقیانوسی نفوتتیس سبزوار به زیر صفحه توران است. شناخت کانسار مگنتیت - آپاتیت خانلق، به عنوان اولین کانی‌سازی کشف شده نوع کایرونا در شمال شرق ایران، گام مثبتی جهت اکتشاف این نوع کانسارها در این بخش از کشور است.

کلمات کلیدی: کانی‌سازی، سیالات درگیر، محلول ماگمایی - هیدروترمالی، نوع کایرونا، شمال غربی نیشابور

مقدمه

این ذخایر مرتبط با ماگماتیسم کالک آلکان نوع I، تشکیل شده در زون فرورانش هستند و منشاء آنها ماگماتیکی - هیدروترمالی معرفی شده است (Azizi et al., 2009; Nabatian et al., 2012; Nabatian and Ghaderi, 2013). کانسار خانلق اولین ذخیره اکسید آهن - آپاتیت در شمال شرقی ایران است که توسط زارعی و همکاران (در حال چاپ) به عنوان کانسار نوع کایرونا در نظر گرفته شده است. این ذخیره در ۳۵ کیلومتری شمال غربی نیشابور در استان خراسان رضوی، در فاصله طولهای $55^{\circ} 34'$ تا $58^{\circ} 54'$ و عرضهای $36^{\circ} 23'$ تا $36^{\circ} 24'$ و در مجاورت روستایی به همین نام قرار دارد. این کانسار در گوشه شرقی کمربند ماگمایی قوچان - سبزوار قرار دارد (شکل ۱)

کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت ایران عمدتاً در ناحیه بافق در ایران مرکزی قرار دارند و شامل ذخایر بسیار بزرگی همچون چغارت، چادرملو، سه چاهون، اسفوردی، چاه‌گز، میشدوان و لکه سیاه هستند. این کانسارها در مجموعه آتشفشانی - رسوبی سازند ساغند به سن کامبرین تحتانی و در ارتباط با ماگماتیسم آلکان منطقه تشکیل شده‌اند و محیط تشکیل آنها ریفت معرفی شده است (Forster and Jafarzadeh, 1994; Daliran, 2002; Daliran et al., 2007 and 2010; Jami et al., 2007; Bonyadi et al., 2011; Mokhtari et al., 2013). همچنین کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت در زون آذربایجان - البرز، زیر زون طارم به سن ائوسن فوقانی - الیگوسن تحتانی شناسایی شده‌اند، که شامل سرخه دیزج، مروارید، علی آباد و ذاکر است.



شکل ۱. موقعیت کانسار خانلق در شمال شرقی ایران، شرق کمربند ماگمایی قوچان - سبزوار و راه دسترسی به آن

و سنگ میزبان آن توده‌های نفوذی گرانودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی به سن الیگوسن است که از نوع گرانیتوئیدهای نوع I با ماهیت کالک آلکان و متعلق به زون فرورانش هستند.

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت نوع کایرونا (IOA) و ذخایر مس-طلا همراه با اکسید آهن (IOC) دو عضو نهایی یک سیستم کانی‌سازی در نظر گرفته شده‌اند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000; Gelcich et al., 2005). Davidson et al., 2007 معتقدند که براساس شواهد بافتی، کانسارهای IOCG غنی از REE مانند مراحل اولیه تشکیل ذخایر IOA هستند مانند کانسار المپیک دم (Oreskes and Einaudi, 1990) یا سوسگو (Monteiro et al., 2008; Williams et al., 2005; Williams, 2010) ذخایر نوع کایرونا را مجزا از کانسارهای IOCG معرفی کردند و به همین دلیل از اختصار IOA برای آنها استفاده نمودند. مطالعات انجام شده بر روی کانسارهای IOCG نشان می‌دهد که تشکیل آنها مرتبط با سیالات ماگمایی-هیدروترمالی با دمای متوسط تا بالا (حدود ۳۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد)، شوری بالا و محتوی CO₂ است (Pollard, 2001 and Rieger et al., 2012; Fu et al., 2003). اگرچه که تعدادی از آنها بویژه در مرحله تشکیل کانی‌سازی مس-طلا، مرتبط با محلولهای دما متوسط تا کم (کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد)، شوری بالا و مقادیر متغیر CO₂ هستند. (Williams, 2010) معتقد است که در بخشهای فوقانی ذخایر IOCG آبهای سرد سطحی با محلولهای داغ ماگماتیکی نشأت گرفته از عمق مخلوط می‌شوند. برخلاف کانسارهای IOCG، نظریات مختلفی برای تشکیل ذخایر نوع IOA وجود دارد که از آن جمله می‌توان به ماگمایی (Nystrom and Henriquez, 1994; Naslund et al., 2000; Nystrom et al., 2008)، متصاعدی-همزمان با رسوبگذاری (Park, 1984) و هیدروترمالی (Gleason et al., 2000; Daliran, 2002; Sillitoe and Burrows, 2008; Nystrom et al., 2008) اشاره کرد. (Jami et al., 2007; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011) ذخایر اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق را هیدروترمالی معرفی کرده‌اند. (Jami et al., 2007) مطالعه سیالات درگیر در انواع مختلف آپاتیت و نیز کوارتز در کانسار اسفوردی، مقدار دمای محلول را در مراحل اولیه بین ۳۷۵ تا ۴۲۵ درجه سانتیگراد با شوری ۱۴ تا ۱۸ درصد بدست آوردند که به دمای ۱۴۵ تا ۱۵۵ درجه سانتیگراد و شوری کمتر از ۱۳ درصد در فازهای نهایی و تاخیری کاهش یافته است. همچنین (Azizi et al., 2009) دمای محلول کانه‌دار تشکیل دهنده ذخایر اکسید آهن-آپاتیت ترشیری زون آذربایجان-البرز را بین ۲۰۰ تا ۴۳۰ درجه سانتیگراد با شوری کمتر از ۲۰ درصد تعیین کردند. کانسار سرخه دیزج نیز در همین ناحیه از محلولهای ماگمایی-هیدروترمالی با دمای بین ۲۹۰ تا ۳۲۰ درجه سانتیگراد و شوری کمتر از ۲۲ درصد تشکیل شده است (Nabatian and Ghaderi, 2013).

هدف از این مقاله مطالعات کانی‌سازی، تعیین روابط پاراژنری و مطالعه سیالات درگیر برای دستیابی بهتر به ژن و نحوه تشکیل کانسار خاقلق به عنوان اولین کانسار شناخته شده نوع (IOA) در شمال شرقی ایران است.

روش مطالعه

در راستای دستیابی به اهداف مورد نظر، برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی و رگه‌های کانی‌سازی انجام شد. در مجموع تعداد حدود ۲۰۰ نمونه جمع آوری شد که از این میان ۱۲۰ مقطع نازک، ۳۰ مقطع نازک صیقلی و ۲۰ بلوک صیقلی تهیه و مطالعه شدند. نقشه زمین-شناسی-کانی‌سازی و آلتراسیون-کانی‌سازی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS

تهیه شد. همچنین برای مطالعه سیالات درگیر، تعداد ۸ مقطع دوبرصیقل (ویفر) از کانیهای آپاتیت (۶ عدد)، کوارتز و کلسیت (۲ عدد) پس از مطالعات دقیق پاراژنری تهیه شد که به دلیل عدم وجود و یا نامناسب بودن اندازه سیالات درگیر در نمونه‌های کوارتز و کلسیت، در نهایت اندازه‌گیریهای داماسنجی، تعیین نوع املاح و مقدار شوری محلول کانه‌ساز فقط بر روی ۶ نمونه آپاتیت انجام شد. آزمایشهای مربوطه با استفاده از یک دستگاه سردکننده و گرم‌کننده ساخت شرکت لینکام مدل THM 600 در دانشگاه فردوسی مشهد صورت گرفته است. دقت کار دستگاه در مرحله سرد و گرم کردن 1° ±C و محدوده حرارتی دستگاه بین (۱۹۰-) تا (۶۰۰+) درجه سانتیگراد می‌باشد. مقدار شوری و دانسیته در سیستم H₂O-NaCl با استفاده از نرم افزار تعبیه شده در سیستم اکسل HOKIEFLINCS-H₂O-NACL Steele-MacInnis et al., 2012; Lecumberri-Sanchez et al., 2012) محاسبه شده است. هیستوگرام‌های مناسب در نرم‌افزار SPSS ترسیم شد.

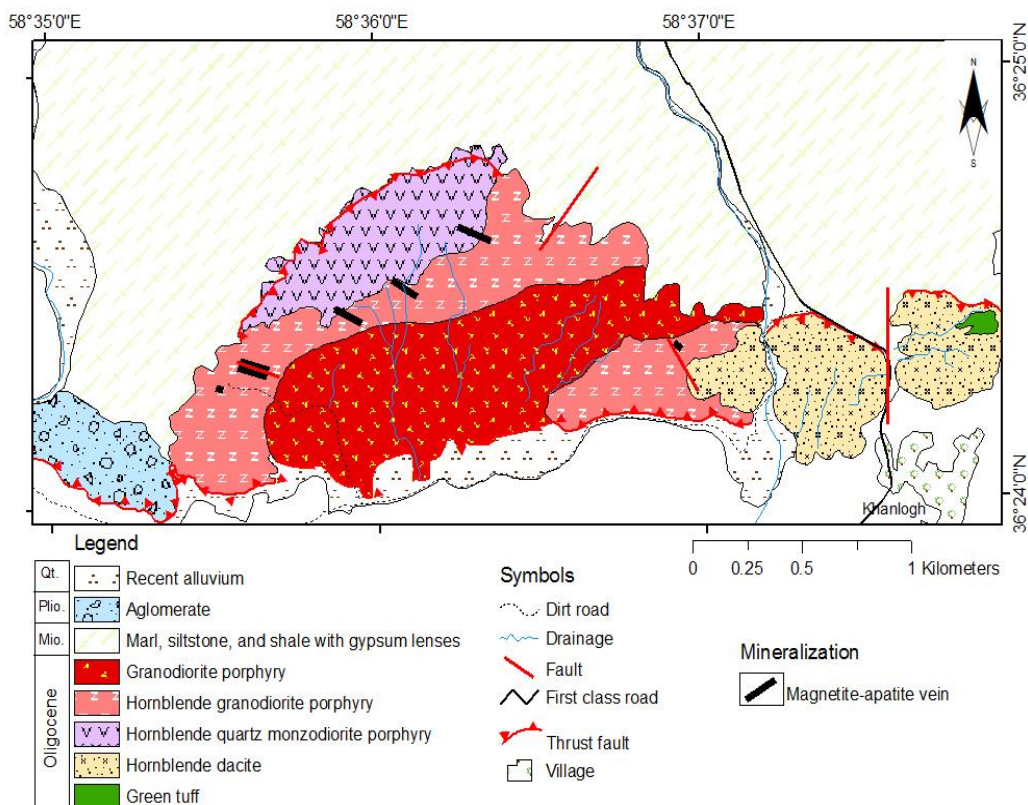
زمین شناسی

کمر بند ماگمایی قوچان-سبزوار با روند شمال غربی-جنوب شرقی در اقیانوس سبزوار و اطراف آن نفوذ نموده و به سمت شمال تا کوههای البرز ادامه دارد (Alavi, 1991). تشکیل این کمان مرتبط با زون فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس سبزوار به زیر صفحه توران است (Spies et al., 1983; Bauman et al., 1983). سنگهای آتشفشانی و نفوذی کمان براساس مطالعات (Spies et al., 1983) به سه گروه سنگهای آذرین حدواسط ائوسن، سنگهای اسیدی الیگوسن-پلیوسن و سنگهای آلکان میوسن-پلیستوسن (آلکالی بازالت و شوشونیت) قابل تقسیم است. سن سنگهای آذرین این کمان از ائوسن در جنوب (در نزدیکی اقیانوس سبزوار) تا پلیو-پلیستوسن به سمت شمال (جنوب قوچان) تغییر می‌کند.

کانسار خاقلق در غرب نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸) واقع شده است. براساس این نقشه، واحدهای سنگی آذرین منطقه همگی آندزیت و داسیت معرفی شده‌اند. اما براساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی مشخص شد که بخش اعظم سنگهای آذرین، توده‌های نفوذی نیمه عمیق هستند که با مورفولوژی نسبتاً خشن رخنمون دارند. زمین‌شناسی منطقه خاقلق متشکل از واحدهای سنوزوئیک است. قدیمیترین واحدهای سنگی، سنگهای آتشفشانی هورنبلند داسیت و توف سبز در شرق محدوده است (شکل ۲) که با مورفولوژی پست‌تری نسبت به توده‌های نفوذی دیده می‌شوند. این واحدهای آتشفشانی در برخی نقاط (خارج از محدوده) به طور عادی بر روی واحدهای کنگلومرایی و ماسه سنگ‌های ائوسن قرار دارند و لذا سن نسبی آنها در نقشه نیشابور، الیگوسن در نظر گرفته شده است (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸). هورنبلند داسیت دارای بافت پورفیری با زمینه دانه ریز است و درشت بلورهایی از فلدسپات، کوارتز و هورنبلند در آن دیده می‌شود. توف سبز نیز با رنگ سبز خود در صحرا مشخص می‌شود. این واحد بسیار دانه ریز و از نوع توف بلوری با ترکیب اسیدی است. توده‌های نفوذی نیمه عمیق با بافت پورفیری و گلوپورفیری و زمینه دانه درشت بخش زیادی از مرکز محدوده را به خود اختصاص داده‌اند و به سه واحد هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری، هورنبلند گرانودیوریت پورفیری و گرانودیوریت قابل تقسیم هستند (شکل ۲). این توده‌ها به شکل استوک در سنگهای آتشفشانی نفوذ نموده‌اند. روند آنها شرقی-غربی بوده و مرز آنها با واحدهای رسوبی اطراف گسلی است. واحدهای گرانودیوریتی بیشترین گسترش را در منطقه دارند و هورنبلند گرانودیوریت پورفیری میزبان اصلی رگه و رگچه‌های کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت است. درشت بلورهایی از فلدسپات و هورنبلند در آن دیده می‌شود و زیرکن، آپاتیت و

مارن، سیلت استون و شیل‌های قرمز رنگ با نزهایی از ژیبس به سن میوسن بر روی سنگهای آذرین الیگوسن تراست شده‌اند و بخش عمده شمال منطقه را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲). مورفولوژی پست و تپه‌ماهوری و رنگ ویژه این واحد در بین سنگهای آذرین خاکستری رنگ که ارتفاعات خشن منطقه را به وجود آورده‌اند، آنها را از یکدیگر کاملاً متمایز می‌کند. واحد آگلومرایبی با رخنمون کوچک در جنوب غربی محدوده دیده می‌شود که براساس نقشه نیشابور سن آن پلیوسن معرفی شده است (شکل ۲). این واحد از قطعات بسیار کوچک تا بیش از ۳۰ سانتیمتری سنگهای آذرین اسیدی منطقه تشکیل شده است و فاقد آلتراسیون و کانی‌سازی است.

مگنتیت مهمترین کانیهای فرعی آن هستند. این توده تحت تاثیر محلول کانه‌دار، متحمل آلتراسیون عمدتاً پروپلیتیک و کمتر آرژیلیک، کربناتی و سیلیسی بویژه در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی شده است. گرانودیوریت پورفیری در مرکز منطقه رخنمون دارد و از لحاظ کانی‌شناسی تنها تفاوت آن با واحد قبلی، عدم وجود کانی هورنبلند است. اگرچه که این توده تحت تاثیر سیال کانه‌دار، آلتزه شده است اما کانی‌سازی در آن دیده نشده است. هورنبلند کوارتز مونزودیوریت پورفیری نیز میزبان بخشی از رگه و رگچه‌های کانی‌سازی است. بافت آن پورفیری بوده و درشت بلورهای فلدسپات، کوارتز و هورنبلند در آن مشاهده می‌شود. زیرکن و مگنتیت مهمترین کانیهای فرعی سنگ هستند. هاله آلتراسیونی در اطراف محلهای کانی‌سازی در این توده دیده می‌شود.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی - کانی‌سازی کانسار خاقلق

آلتراسیون

منطقه را تحت تاثیر قرار داده است (شکل ۳). این آلتراسیون با تبدیل شدن درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند به کلسیت (گاهی تا ۹۰ درصد) و اپیدوت‌های ریزبلور پراکنده در متن سنگ (بین ۱۰ تا گاهی ۴۵ درصد) مشخص می‌شود (شکل ۴ الف). کلسیت به صورت رگچه‌هایی با ضخامت چند میلیمتر نیز دیده می‌شود. کلریت دیگر کانی ثانویه این زون است که در قالب پلاژیوکلاز و یا به صورت پراکنده در متن در حد ۵ تا ۱۰ درصد حضور دارد. در واحد آتشفشانی این آلتراسیون فاقد کانی‌سازی است، اما در توده نفوذی نیمه عمیق همراه با رگچه‌های کلسیت، گاهی کانی مگنتیت نیز وجود دارد (شکل ۴ ب). مقدار کانیهای ثانویه در نزدیکی زون‌های کانه‌دار افزایش می‌یابد. آلتراسیون کربناتی - پروپلیتیک متوسط در بخش زیادی از واحدهای گرانودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی دیده می‌شود (شکل ۳). کانیهای ثانویه این زون کلسیت، کلریت و اپیدوت است. کلسیت به شکل جانیشینی در پلاژیوکلاز، پراکنده در متن و رگچه تا حدود گاهی ۴۰ درصد حجم سنگ را به

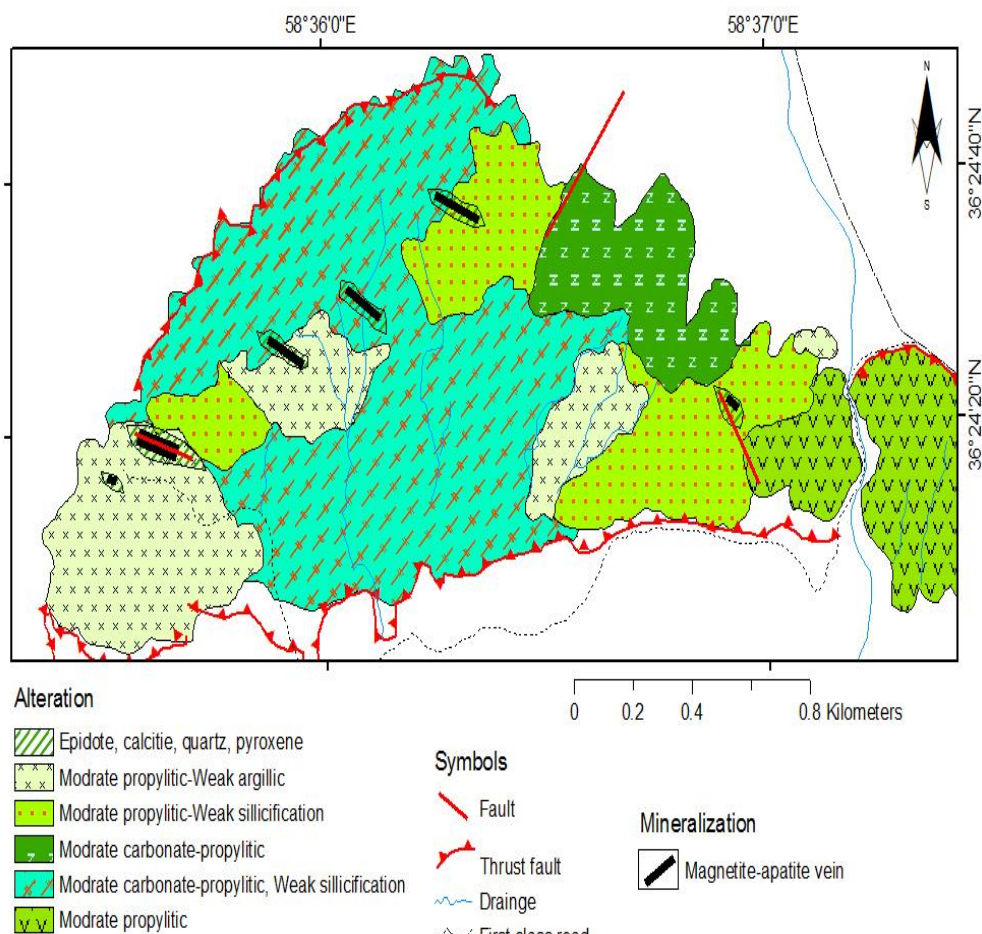
براساس گسترش هاله‌های آلتراسیونی و اندازه و نوع کانیهای ثانویه، آلتراسیون کانسار خاقلق را می‌توان در دو بخش تقسیم و بررسی کرد: ۱- آلتراسیون ناحیه‌ای که تقریباً در همه واحدهای آذرین منطقه مشاهده می‌شود و ۲- آلتراسیون بخشی مربوط به زون‌های کانه‌دار که فقط در اطراف رگه و رگچه‌های کانی‌سازی و عمدتاً در درز و شکستگیهای سنگ میزبان دیده می‌شود.

آلتراسیون ناحیه‌ای منطقه را می‌توان در ۴ زون پروپلیتیک، کربناتی، سیلیسی و آرژیلیک خلاصه کرد که در این میان بیشترین گسترش مربوط به زون‌های پروپلیتیک و کربناتی است (شکل ۳). این آلتراسیون‌ها محصول واکنش محلول کانه‌دار نشات گرفته از عمق با سنگهای میزبان کانی‌سازی است و عمدتاً به شکل جانیشینی کانیهای اولیه سنگ توسط کانیهای هیدروترمالی ثانویه رخ داده است. آلتراسیون پروپلیتیک متوسط واحد هورنبلند داسیت در شرق محدوده و واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در غرب، شرق و شمال

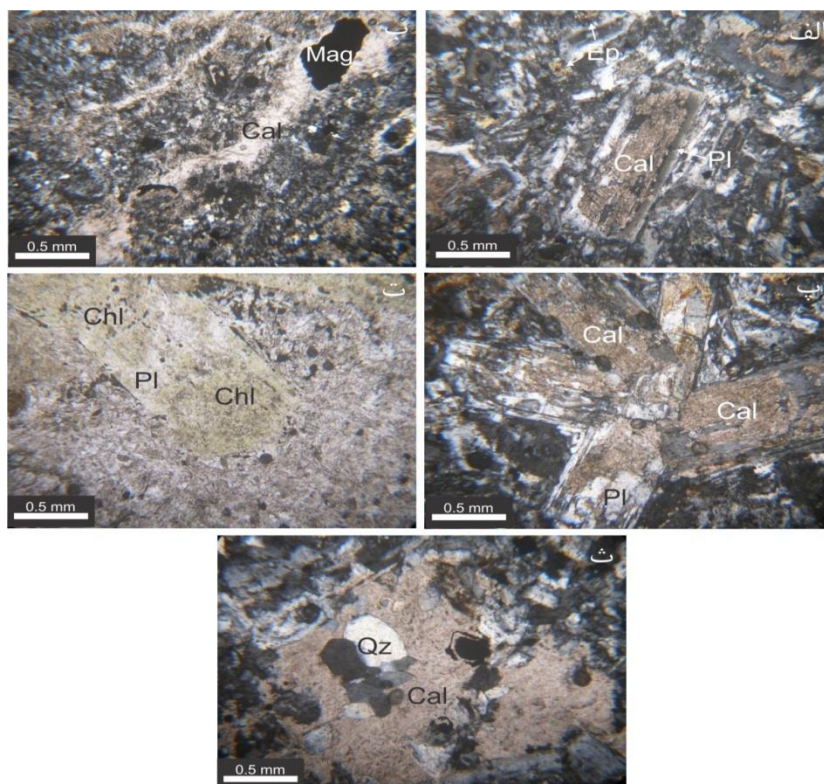
محسوب می‌شود. اندازه این کانی در این بخشها گاهی تا یک سانتیمتر می‌رسد (شکل ۵ الف و ب). کلسیت موجود در رگه و رگچه‌های کانی‌سازی عمدتاً ریزبلور هستند اما به ندرت کلسیت درشت بلور شکل‌دار با اندازه حداکثر تا ۰/۴ میلیمتر در بافت پرکننده فضای خالی در کنار کلسیت ریزبلور وجود دارد (شکل ۵ پ). رگچه‌های کلسیت تاخیری نیز رگچه‌های کانی‌سازی اولیه منطقه را قطع می‌کنند و یا به طور کامل یا بخشی جانشین آپاتیت شده‌اند. کانی پیروکسن با ترکیب دیوپسید و اوژیت (براساس اندازه‌گیری زاویه خاموشی 2V و XRD) همراه با مگنتیت، کلسیت و اپیدوت در رگچه‌ها وجود دارد. اندازه بلورهای پیروکسن تا ۱/۵ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۵ ت) و گاهی شکل بادبزی و شعاعی دارند. کوارتز نیز به دو شکل قابل مشاهده است: ۱- کوارتزهای درشت بلور تا اندازه حداکثر ۰/۵ سانتیمتر که از فراوانی بسیار کمی برخوردار بوده و در قالب رگچه همراه با کانیهای اصلی و یا به شکل بافت پرکننده فضای خالی در وسط آن دیده می‌شود و ۲- کوارتزهای کریپتوکریستالین تاخیری که فراوانترین نوع سیلیس در کانسار هستند. این سیلیس‌ها عمدتاً در قالب بافت پرکننده فضای خالی در وسط رگچه‌ها قرار گرفته‌اند و یا حفرات و فضاهای خالی بین مگنتیت و آپاتیت را پر کرده‌اند (شکل ۵ ث). گاهی کوارتز تاخیری به صورت بخشی جانشین آپاتیت شده است.

خود اختصاص داده است. پلاژیوکلازها بین ۱۰ تا ۹۰ درصد از قسمت وسط به کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ پ). کلسیت عمدتاً جانشین پلاژیوکلاز شده است (شکل ۴ ت) و اپیدوت هم به صورت جانشینی در هورنبلند و هم به صورت پراکنده در متن مشاهده می‌شود. مقدار این دو کانی مجموعاً بین ۱۰ تا ۳۵ درصد در نقاط مختلف متغیر است. در مرکز و شمال منطقه همراه با این آلتراسیون، کانی‌سازی مگنتیت دیده می‌شود و مقدار کانیهای ثانویه در این بخشها افزایش یافته است. آلتراسیون سیلیسی ضعیفی در بخش زیادی از توده‌های نفوذی منطقه مشاهده می‌گردد که در برخی نقاط همراه با مگنتیت است (شکل ۳). کوارتز ثانویه عمدتاً به شکل پراکنده در متن و به ندرت در قالب رگچه‌های کلسیت- کوارتز یا کلسیت- کوارتز- مگنتیت حداکثر تا ۶ درصد وجود دارد (شکل ۴ ث). آلتراسیون آرژلیک نسبتاً ضعیف در واحد هورنبلند گرانودیوریت پورفیری در غرب و مرکز منطقه دیده می‌شود (شکل ۳). کانیهای رسی حداکثر تا ۱۲ درصد جانشین فلدسپات‌ها شده‌اند.

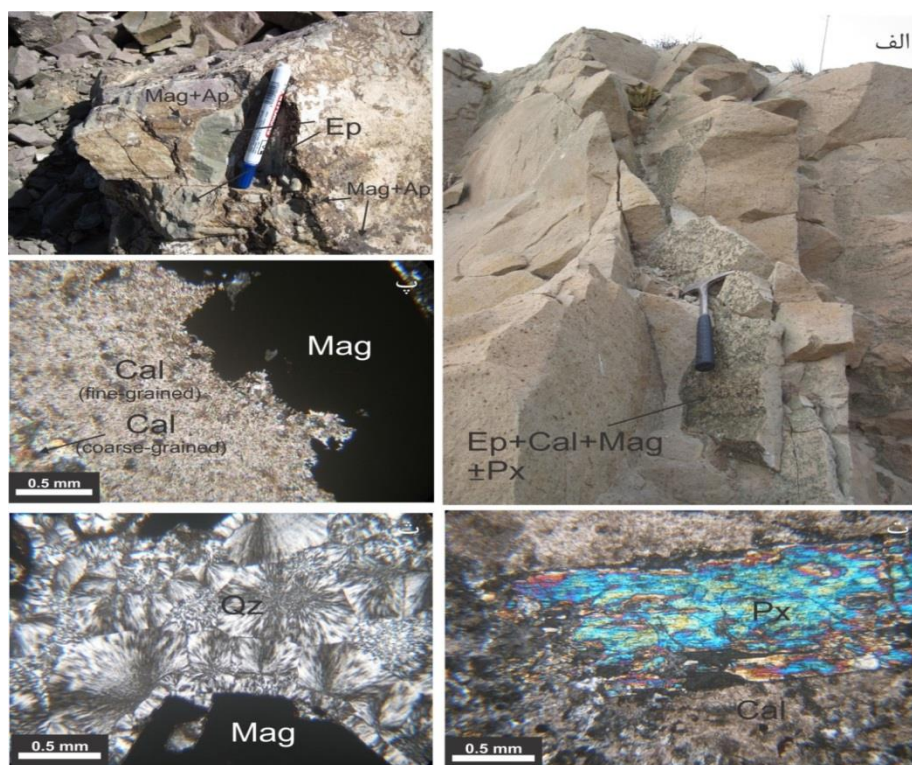
آلتراسیون بخشی عمدتاً در درز و شکستگیهای سنگ میزبان و یا زون گسلی همراه با مگنتیت و آپاتیت دیده می‌شود. گسترش این نوع آلتراسیون فقط محدود به زون‌های کانسار است و با فاصله گرفتن از آنها مقدار این نوع کانیهای ثانویه به تدریج کاهش یافته و از بین می‌رود (شکل ۵ الف). این کانیهای هیدروترمالی شامل اپیدوت درشت بلور، پیروکسن، کلسیت و کوارتز است (شکل ۳). اپیدوت همراه با کلسیت فراوانترین کانی باطله کانسار خانلق



شکل ۳. نقشه آلتراسیون- کانی‌سازی کانسار خانلق



شکل ۴. الف) تبدیل پلاژیوکلاز به کلسیت و اپیدوت پراکنده در آلتراسیون پروپلیتیک در سنگ میزبان گرانودیوریتی (XPL)، ب) رگچه کلسیت-مگنتیت در زون پروپلیتیک (XPL)، پ) جانشینگی کلسیت در وسط درشت بلورهای پلاژیوکلاز در آلتراسیون کربناتی - پروپلیتیک متوسط (XPL)، ت) جانشینگی کلریت در پلاژیوکلاز در آلتراسیون کربناتی - پروپلیتیک متوسط (PPL)، ث) کوارتز ثانویه همراه با کلسیت در سنگ میزبان (XPL) (Mag = مگنتیت، Pl = پلاژیوکلاز، Cal = کلسیت، Ep = اپیدوت، Chl = کلریت، Qz = کوارتز (Whitney and Evans, 2010)).



شکل ۵. الف) وجود اپیدوت درشت بلور همراه با کلسیت، مگنتیت و گاهی پیروکسن درشت بلور در درز و شکستگیهای سنگ میزبان گرانودیوریتی، ب) اپیدوت همراه با مگنتیت و آپاتیت به صورت رگچه و نیز سیمان بین قطعات برشی شده در زون گسلی، پ) تصویر میکروسکوپی مگنتیت در کنار کلسیت ریزبلور و درشت بلور در یک بافت پرکننده فضای خالی (XPL)، ت) تصویر میکروسکوپی پیروکسن درشت بلور همراه با کلسیت (PPL)، ث) تصویر میکروسکوپی کوارتز کریستوکریستالین که فضای خالی بین بلورهای مگنتیت را پر کرده است (XPL) (Mag = مگنتیت، Ap = آپاتیت، Cal = کلسیت، Ep = اپیدوت، Px = پیروکسن، Qz = کوارتز (Whitney and Evans, 2010)).

کانی‌سازی

است. رابطه زمانی کانیهای سولفیدی به علت مقدار اندک دقیقاً مشخص نیست، اما با توجه به دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت مشابه به نظر می‌رسد که این کانیها در مراحل نهایی و توسط محلولهایی با دمای کمتر دارای مس تشکیل شده‌اند. سلیس کریستوکریستالین در مراحل نهایی فاز اصلی کانی‌سازی و نیز زون اکسیدان، حفرات و فضاهای خالی را پر کرده است. آپاتیت توسط کلسیت تاخیری و بعضاً کوارتز در زون اکسیدان جانشین شده و رگچه‌های کلسیت عقیم، کانی‌سازی قبلی را قطع کرده‌اند. هماتیت حاصل از اکسیداسیون مگنتیت مهمترین کانی مرحله هوازدهی است (شکل ۷).

مطالعه سیالات درگیر

در کانسار خانلق، آپاتیت مهمترین و فراوانترین کانی غیرفلزی پاراژن با مگنتیت است که دارای سیالات درگیر مناسب برای تعیین دما و شیمی محلول کانه‌دار می‌باشد. مطالعات سیالات درگیر بر روی ۶ نمونه از آنها انجام شد که خلاصه نتایج در (جدول ۱) ارائه شده است. مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر اولیه در آپاتیت نشان داد که آنها اغلب به صورت شکل‌دار به اشکال استوانه‌ای، میله‌ای و چند ضلعی و در اندازه‌های کمتر از ۵ تا بعضاً ۴۰ میکرون حضور دارند که البته غالباً در ابعاد حدود ۱۰ میکرون مشاهده می‌شوند. براساس تقسیم‌بندیهای متداول (Roedder, 1984; Sheppherd et al., 1985)، آنها از نوع سه فازی دارای بلور نمک طعام (LVH)، دوفازی غنی از مایع (LV)، دوفازی غنی از مایع همراه با کانی اوپاک (عمدتاً مگنتیت) (LVO)، دوفازی غنی از گاز (VL)، تک فاز مایع (L) و تک فاز گازی (V) هستند که البته نوع LV، L و V از همه فراوانترند (شکل ۸). سیالات درگیر ثانویه زیادی نیز مشاهده می‌شوند که عمدتاً از نوع L و کمتر از نوع LV و V بوده و اندازه آنها کمتر از ۱۲ میکرون است. اندازه‌گیریهای دامسنجی، تعیین نوع محلول و مقدار شوری عمدتاً بر روی سیالات درگیر اولیه نوع LV و کمتر LVH و به ندرت LVO و VL (به دلیل مقدار اندک آنها) انجام شد (جدول ۱). دمای همگن شدن (T_H) سیالات درگیر اولیه انواع LV±O/VL و LVH بین ۲۵۳ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد با میانگین دمای ۳۸۶ درجه سانتیگراد متغیر است که از این میان سیالات نوع LV±O/VL عمدتاً کمتر از ۴۲۰ درجه سانتیگراد و با فراوانی دامنه دمایی بین ۳۵۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد یافت می‌شوند؛ درحالیکه سیالات نوع LVH دمایی بیش از ۴۴۰ درجه سانتیگراد داشته و به ۵۰۰ درجه نیز می‌رسند (شکل ۹ الف). نخستین دمای ذوب شدگی (T_{fm}) در سیالات نوع LV±O/VL نیز بین ۲۰/۸- تا ۴۸- درجه سانتیگراد متغیر بود. نخستین دمای ذوب شدگی رابطه مستقیمی با ترکیب نمک موجود در سیال هیدروترمالی دارد (Sheppherd et al., 1985). براساس T_{fm} بدست آمده نمکهای $CaCl_2$ ، $MgCl_2$ و $NaCl$ در این سیالات درگیر وجود دارد. دمای نهایی ذوب (T_m) نیز مقدار شوری را مشخص می‌کند. مقدار T_m بین ۲/۱- تا ۱۲/۱- درجه سانتیگراد با میانگین ۶/۷- درجه سانتیگراد متغیر است (شکل ۹ ب). براساس سیستم $H_2O-NaCl$ (Steele-MacInnis et al., 2012; Lecumberri-) مقدار شوری بین ۳/۵ تا ۱۵/۵ درصد $NaCl$ با میانگین ۹/۸ درصد متغیر است (شکل ۹ ت). همچنین مقدار شوری سیالات درگیر نوع LVH به روش گرمایش و با بدست آمدن دمای ذوب بلور نمک طعام محاسبه شد. دمای ذوب نمک طعام در این نوع سیالات بین ۴۸۵ تا ۵۲۱ درجه سانتیگراد با میانگین ۵۰۷ درجه سانتیگراد متغیر بود (شکل ۹ پ). لذا شوری این سیالات بین ۵۷/۷ تا ۶۲ درصد $NaCl$ با میانگین ۶۰/۶ درصد متغیر است (شکل ۹ ث). مقدار دانسیته سیالات درگیر اولیه نوع LV±O/VL نیز بر مبنای معادله Steele-MacInnis و همکاران (۲۰۱۲) و Lecumberri-Sanchez و همکاران (۲۰۱۲) بین ۰/۵۳ تا ۰/۸۵ گرم بر سانتیمتر مکعب و نوع LVH بین ۱/۱۸ تا ۱/۲۲ گرم بر سانتیمتر مکعب متغیر است (شکل ۹ ج).

کانسار مگنتیت-آپاتیت خانلق در ۶ زون کانی‌سازی با روند شمال غربی- جنوب شرقی در سنگ میزبان گرانودیوریتی و کمتر کوارتز مونوزوریوتی همراه با کانی‌سازی و آتراسیون مشابه دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳). کانی‌سازی در سطوح درز و شکستگی سنگ میزبان و زون‌های گسلی تشکیل شده است که نشاندهنده اپی‌ژنتیک بودن آن نسبت به واحدهای دربرگیرنده است (شکل ۶ الف). ساخت و بافت رگه و رگچه‌ای، برشی، توده‌ای، پرکننده فضای خالی و دندریتی-شاخه‌ای از ویژگی‌هایی کانی‌سازی است که از این میان ساخت رگچه‌ای و بعد از آن برشی مهمترین اشکال کانی‌سازی محسوب می‌شوند. طول رگه‌های کانی‌سازی از ۴۰ متر تا حدود ۱۵۰ متر و عرض آنها از ۱ متر تا ۱۰ متر در سطح زمین متغیر است. بزرگترین زون کانه‌دار در غرب محدوده قرار دارد که ترانشه‌هایی بر روی آن حفر شده و سینه کاری باز شده است. کانی‌سازی رگچه‌ای وسیعی در اطراف این رگه‌ها دیده می‌شود که تراکم آن گاهی به ۵۰ عدد در مترمربع می‌رسد. ضخامت رگچه‌ها از چند میلیمتر تا حداکثر ۳۰ سانتیمتر متغیر است (شکل ۶ ب). برشی شدن که از ساختهای فراوان منطقه است، با قطعات زاویه‌دار آلتره سنگ میزبان که توسط سیمانی از مگنتیت و آپاتیت همراه با کانیهای باطله سیمانی شده‌اند، در زون‌های گسلی مشخص می‌شود. مشخصات برشها نشاندهنده برش گسلی است (شکل ۶ پ). کانی‌شناسی کانسار بسیار ساده بوده و عمدتاً شامل مگنتیت و آپاتیت است که با باطله‌های کلسیت، کوارتز، اپیدوت، پیروکسن و کلریت همراهی می‌شود. همراهی آپاتیت و مگنتیت در تمام کانسار نشانه هم منشأ بودن و تشکیل همزمان آنهاست. کانیهای سولفیدی پیریت و کالکوپیریت تنها در یک نمونه شناسایی شد. کانیهای ثانویه نیز شامل هماتیت و بسیار کمتر مالاکیت است. مگنتیت که مهمترین کانه کانسار خانلق است از نوع کم تیتان و کم وانادیوم (به ترتیب کمتر از ۱ و کمتر از ۰/۴ درصد) محسوب می‌شود (زارعی و همکاران، در حال چاپ). مگنتیت در اکثر موارد به صورت کاملاً شکل‌دار و در اندازه‌های چند میلیمتر تا حداکثر ۷ سانتیمتر مشاهده می‌گردد (شکل ۶ ت). این کانی به صورت بخشی و در راستای مرز بلورها و شکستگیها و یا گاهی به طور کامل به هماتیت (مارتیت) تبدیل شده است. غنی‌شدگی عناصر نادرخاکی در مگنتیت مشابه مگنتیت‌های ذخایر نوع کایرونا است (Zarei et al., 2015). آپاتیت مهمترین کانی کانسار خانلق بعد از مگنتیت است. این کانی به رنگ کرم تا سبز روشن و به صورت کاملاً شکل‌دار، با اندازه ۱ میلیمتر تا ۱۰ سانتیمتر همراه با مگنتیت در ساخت و بافتهای رگچه‌ای، توده‌ای، پرکننده فضای خالی و برشی دیده می‌شود (شکل ۶ ث). در برخی قسمتها آپاتیت به طور کامل توسط کوارتز یا کلسیت‌های تاخیری جانشین شده است. غنی‌شدگی عناصر نادرخاکی (تا بیش از یک درصد) همراه با نسبت بالای LREE/HREE (نسبت $(La/Yb)N > 30$) و ناهنجاری منفی $(Eu/Eu^*) < 0.4$) در بلورهای آپاتیت مشابه آپاتیت‌های ماگمایی و ذخایر نوع کایرونا است (Zarei et al., 2015). مقدار کانیهای سولفیدی (برپایه اطلاعات سطحی) بسیار اندک است. اثرات کانی‌سازی مس فقط به شکل حضور کانی مالاکیت در سطوح درز و شکستگی سنگ میزبان در دو نقطه از محدوده، همراه با آپاتیت دیده شده است (شکل ۶ ج). خصوصیات کانیهای باطله همراه با زون‌های کانه‌دار در قسمت آتراسیون بخشی نیز توضیح داده شد. رابطه زمانی مجموعه مینرالی بخشهای کانه‌دار کانسار خانلق در (شکل ۷) خلاصه شده است. سیال ماگمایی- گرمایی غنی از مواد فرار، آهن، فسفر، کلسیم و منیزیم باعث تشکیل فاز اصلی کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت همراه با کانیهای باطله مانند اپیدوت، کلسیت ریز بلور، کلریت، پیروکسن و کوارتز درشت بلور در درز و شکستگیهای توده نفوذی نیمه عمیق میزبان و زون‌های گسلی منطقه شده

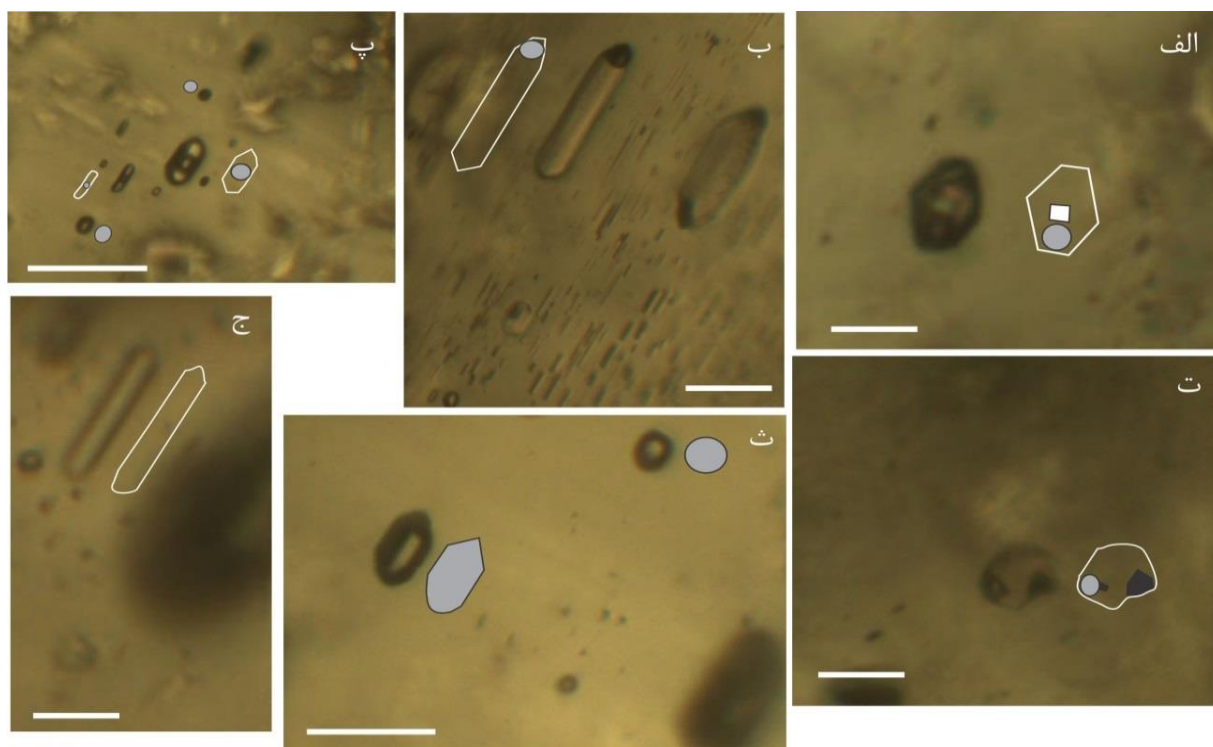
مطالعه سیالات درگیر

در کانسار خاقلق، آپاتیت مهمترین و فراوانترین کانی غیرفلزی پاراژنز با مگنتیت است که دارای سیالات درگیر مناسب برای تعیین دما و شیمی محلول کانه‌دار می‌باشد. مطالعات سیالات درگیر بر روی ۶ نمونه از آنها انجام شد که خلاصه نتایج در (جدول ۱) ارائه شده است. مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر اولیه در آپاتیت نشان داد که آنها اغلب به صورت شکل‌دار به اشکال استوانه‌ای، میله‌ای و چند ضلعی و در اندازه‌های کمتر از ۵ تا بعضاً ۴۰ میکرون حضور دارند که البته غالباً در ابعاد حدود ۱۰ میکرون مشاهده می‌شوند. براساس تقسیم‌بندیهای متداول (Roedder, 1984; Sheppherd et al., 1985)، آنها از نوع سه

فازی دارای بلور نمک طعام (LVH)، دوفازی غنی از مایع (LV)، دوفازی غنی از مایع همراه با کانی اوپاک (عمدتاً مگنتیت) (LVO)، دوفازی غنی از گاز (VL)، تک فاز مایع (L) و تک فاز گازی (V) هستند که البته نوع LV، L و V از همه فراوانترند (شکل ۸). سیالات درگیر ثانویه زیادی نیز مشاهده می‌شوند که عمدتاً از نوع L و کمتر از نوع LV و V بوده و اندازه آنها کمتر از ۱۲ میکرون است. اندازه‌گیریهای دماسنجی، تعیین نوع محلول و مقدار شوری عمدتاً بر روی سیالات درگیر اولیه نوع LV و کمتر LVH و به ندرت LVO و VL (به دلیل مقدار اندک آنها) انجام شد (جدول ۱).

جدول ۱. خلاصه نتایج مطالعات سیالات درگیر در آپاتیت‌های کانسار خاقلق

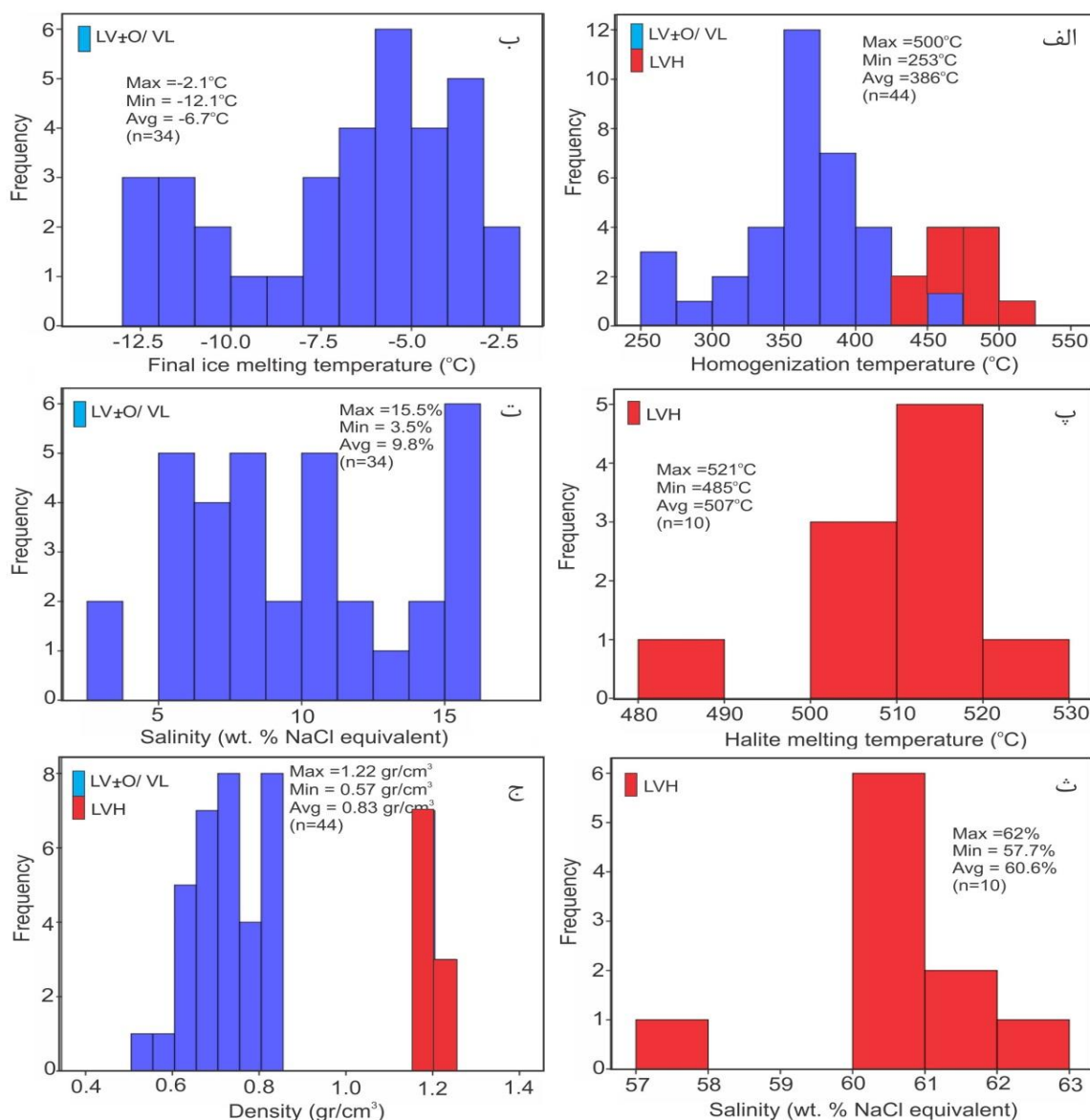
شماره نمونه	نوع سیال درگیر	ابعاد (μm)	T _h (°C)	T _m (°C)	T _{mNaCl} (°C)	شوری (wt. % equiv.)	دانسیته
KH-1	LV±O/VL	۳۶-۷	۳۸۳-۲۵۳	-۱۲/۱ تا -۲/۱	-	۱۶-۳/۵	۰/۸۵-۰/۵۷
	LVH	۲۳-۱۰	۴۸۲-۴۴۳	-	۵۱۵-۴۸۵	۶۱/۱-۵۷/۷	۱/۲۱-۱/۱۸
KH-2	LV	۴۰-۵	۴۲۰-۲۹۴	-۱۲/۱ تا -۳/۲	-	۱۶-۵/۳	۰/۸۱-۰/۶۵
	LVH	۱۶-۸	۴۸۲-۴۷۳	-	۵۲۱-۵۱۰	۶۱/۲-۶۰/۹	۱/۲۲-۱/۲
KH-3	LV	۴۰-۱۳	۴۷۳-۲۵۷	-۱۱/۵ تا -۲/۱	-	۱۵/۵-۳/۵	۰/۸۵-۰/۶۲
KH-4	LV	۳۵-۹	۴۲۰-۲۵۷	-۱۱/۲ تا -۳/۲	-	۱۰/۷-۵/۳	۰/۸۳-۰/۶۳
	LVH	۱۲-۷	۵۰۰-۴۸۴	-	۵۱۳-۵۱۰	۶۱/۶-۶۱	۱/۱۹
KH-5	LV	۲۷-۱۰	۴۲۰-۳۸۴	-۶/۵ تا -۳/۵	-	۹/۹-۵/۷	۰/۶۶-۰/۵۳
	LVH	۲۱-۹	۴۷۲-۴۴۸	-	۵۱۰-۵۰۴	۶۰/۵-۶۰/۱	۱/۲۲-۱/۱۹
KH-6	LV±O/VL	۳۸-۵	۳۸۲-۳۰۷	-۱۲/۱ تا -۳/۵	-	۱۶-۵/۷	۰/۸۴-۰/۶۲
	LVH	۷	۴۹۳	-	۵۰۴	۶۰/۵	۱/۱۸



شکل ۸. تصاویری از انواع سیالات درگیر در آپاتیت. الف) نوع LVH، ب) نوع LV همراه با سیالات درگیر ثانویه عمدتاً از نوع L، پ) نوع LV همراه با V، ت) نوع LVO، ث) نوع V، ج) نوع L. خط مقیاس برابر با ۱۰ میکرون است.

(MacInnis et al., 2012; Lecumberri-Sanchez et al., 2012) مقدار شوری بین ۳/۵ تا ۱۵/۵ درصد NaCl با میانگین ۹/۸ درصد متغیر است (شکل ۹ پ). همچنین مقدار شوری سیالات درگیر نوع LVH به روش گرمایش و با بدست آمدن دمای ذوب بلور نمک طعام محاسبه شد. دمای ذوب نمک طعام در این نوع سیالات بین ۴۸۵ تا ۵۲۱ درجه سانتیگراد با میانگین ۵۰۷ درجه سانتیگراد متغیر بود (شکل ۹ ت). لذا شوری این سیالات بین ۵۷/۷ تا ۶۲ درصد NaCl با میانگین ۶۰/۶ درصد متغیر است (شکل ۹ ث). مقدار دانسیته سیالات درگیر اولیه نوع LV±O/VL نیز بر مبنای معادله (Steele- MacInnis et al., 2012) و (Lecumberri-Sanchez et al., 2012) بین ۰/۵۳ تا ۰/۸۵ گرم بر سانتیمتر مکعب و نوع LVH بین ۱/۱۸ تا ۱/۲۲ گرم بر سانتیمتر مکعب متغیر است (شکل ۹ ج).

دمای همگن شدن (T_h) سیالات درگیر اولیه انواع LV±O/VL و LVH بین ۲۵۳ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد با میانگین دمای ۳۸۶ درجه سانتیگراد متغیر است که از این میان سیالات نوع LV±O/VL عمدتاً کمتر از ۴۲۰ درجه سانتیگراد و با فراوانی دامنه دمایی بین ۳۵۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد یافت می‌شوند؛ درحالیکه سیالات نوع LVH دمایی بیش از ۴۴۰ درجه سانتیگراد داشته و به ۵۰۰ درجه نیز می‌رسند (شکل ۹ الف). نخستین دمای ذوب شدگی (T_{fm}) در سیالات نوع LV±O/VL نیز بین ۲۰/۸- تا ۴۸- درجه سانتیگراد متغیر بود. نخستین دمای ذوب شدگی رابطه مستقیمی با ترکیب نمک موجود در سیال هیدروترمالی دارد (Sheppherd et al., 1985). براساس T_{fm} بدست آمده نمکهای $CaCl_2$ ، $MgCl_2$ و NaCl در این سیالات درگیر وجود دارد. دمای نهایی ذوب (T_m) نیز مقدار شوری را مشخص می‌کند. مقدار T_m بین ۲/۱- تا ۱۲/۱- درجه سانتیگراد با میانگین ۶/۷- درجه سانتیگراد متغیر است (شکل ۹ ب). براساس سیستم $H_2O-NaCl$ (Steele-



شکل ۹. هیستوگرام‌های مربوط به سیالات درگیر. الف) دمای همگن شدن انواع LV±O/VL و LVH. ب) آخرین دمای ذوب شدگی نوع LV±O/VL و LVH (دمای ذوب نمک طعام نوع LVH، مقدار شوری نوع LV±O/VL، ث) مقدار شوری نوع LVH، ج) مقدار چگالی انواع LV±O/VL و LVH

بحث و نتیجه گیری

(Nystrom and Henriquez, 1994; Harlov et al., 2002; Naslund et al., 2002; Nystrom et al., 2008; Hou et al., 2011) عقیده دارند که ذخایر مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا از یک سیال ماگمایی دما بالای غنی از مواد فرار و آهن تشکیل می‌شوند. مطالعات ایزوتوپ پایدار، مطالعه سیالات درگیر در پیروکسن، وجود برخی بافت‌های ستونی و دندریتی در مگنتیت و رابطه بین سنگ میزبان آذرین و ماده معدنی از جمله شواهد ماگمایی بودن این کانسارها معرفی شده است. مطالعات روی شیمی مگنتیت و آپاتیت نیز این موضوع را تایید می‌کند (Frietsch and Perdahl, 1995; Naslund et al., 2002). این درحالیست که برخی از محققین با نظریه هیدروترمالی برای تشکیل این ذخایر موافقت می‌کنند. در این مدل یک جانشینی متاسوماتیزم توسط سیال هیدروترمالی غنی از آهن با شوری بالا صورت می‌گیرد (Hildebrand, 1986; Hitzman et al. 1992; Rhodes et al. 1999; Gleason et al. 2000; Daliran, 2002; Sillitoe and Burrows, 2002; Jami (Barton and Johnson, 1996; Martinsson, 2004). عقیده دارند که هر دو مکانیزم ماگماتیکی و هیدروترمالی در تشکیل این ذخایر نقش دارد و یک فرایند اختصاصی، احتمالاً از یک کانسار به کانسار دیگر متفاوت است.

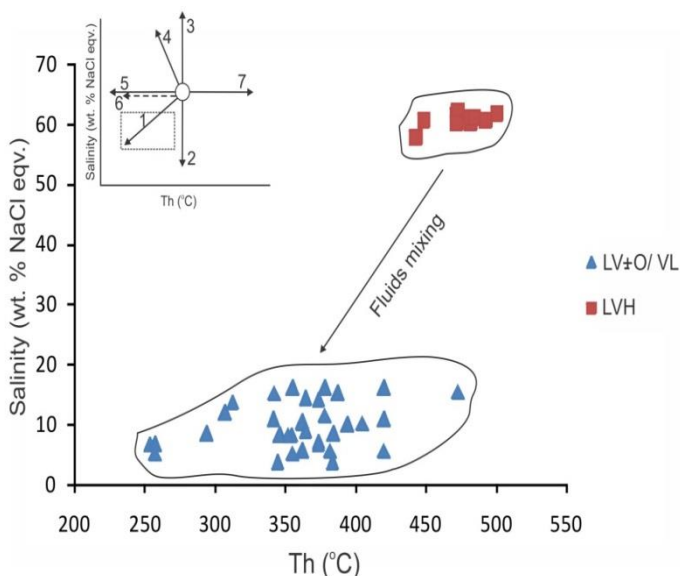
سیالات با دما و شوری بالا در چندین سیستم IOCG و نوع کایرونا مانند Mantoverde شیلی (Rieger et al., 2012)، Tgarrojakka سوئد (Edfelt, 2007)، Aitik سوئد (Wanhainen, 2005) و مثالهایی از استرالیا (Skirrow et al., 2002) و شیلی (Marschik and Fontbote, 2001) گزارش شده است. (Broman et al., 1999) با مطالعه سیالات درگیر در پیروکسن و آپاتیت کانسار مگنتیت-آپاتیت نوع کایرونا El Laco شیلی نتیجه گرفتند که ماده معدنی توسط سیالات نهایی ماگمایی که دچار سردشدگی و کاهیدگی شده‌اند، تشکیل شده است. همچنین مطالعه ایزوتوپ پایدار در El Laco شیلی (Rhodes and Oreskes, 1999)، کانسار اسفوردی ناحیه بافی (Jami et al., 2007) و کانسار سرخه دیزج در زون آذربایجان-البرز (Nabatian and Ghaderi, 2013) نشان می‌دهد که در مراحل نهایی تشکیل کانسار، سیالات جوی نیز وارد سیستم می‌شوند.

مطالعه سیالات درگیر در کانسار مگنتیت-آپاتیت خاقلی نشان می‌دهد که مشابه با دیگر ذخایر نوع کایرونا، دو نوع سیال مختلف در تشکیل کانسار نقش داشته‌اند: (۱) سیال با دمای بالا (بین ۴۴۰ تا ۵۰۰ درجه سانتیگراد) و شوری بالا (بین ۵۷/۷ تا ۶۲ درصد NaCl) که ماهیت ماگمایی دارد و (۲) سیال عمدتاً با دمای متوسط (بین ۳۵۰ تا ۳۷۵ درجه سانتیگراد) محتوی نمکهای $CaCl_2$ ، $MgCl_2$ و NaCl و شوری نسبتاً پایین (۳/۵ تا ۱۵/۵ درصد NaCl) (شکل ۱۰). این مسئله حکایت از مخلوط شدگی سیالات ماگمایی با سیالات با دما و شوری کمتر دارد که در دیگر ذخایر نوع کایرونا نیز اتفاق افتاده است. فرآیند اختلاط بین محلول ماگمایی کانه‌دار گرم و شور و محلول جوی سردتر و کم شور می‌تواند باعث کاهش دما و ته‌نشینی فلزات شود (ملکزاده سفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۱؛ لطیفی ساعی و همکاران، ۱۳۹۳). همچنین همزیستی بین سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع و غنی از بخار در آپاتیت‌های خاقلی، نشان‌دهنده وقوع پدیده جوشش در زمان تشکیل کانی‌سازی است. به وقوع پیوستن پدیده جوشش باعث تغییراتی در شرایط فیزیکوشیمیایی محلول کانه‌دار مثل کاهش دما، افزایش pH و غیره می‌گردد که لازمه ته‌نشست عناصر و ناپایداری کمپلکس‌ها و تشکیل کانیهاست.

شواهد صحرایی و آزمایشگاهی شامل عدم ارتباط ژنتیکی بین توده‌های نفوذی میزبان و رگه‌های کانی‌سازی، گسترش نسبتاً کم رگه‌های کانی‌سازی در سطح و تشکیل آنها در سطوح درز و شکستگی، نوع و گسترش آلتراسیون در

حریم رگه و رگچه‌ها و نتایج مطالعات سیالات درگیر در کانسار مگنتیت-آپاتیت خاقلی نشان می‌دهد که این بخش از کانی‌سازی مشاهده شده در سطح می‌بایست از بخشهای فوقانی کانسار باشد و انتظار می‌رود تا مطالعات تکمیلی مانند برداشتهای مغناطیس‌سنجی زمینی و نهایتاً حفاری منجر به کشف ذخیره بزرگتری در عمق و نیز پیدا شدن توده‌های نفوذی مرتبط با کانی‌سازی بگردد. همچنین این مطالعات بویژه مطالعات سیالات درگیر نشان‌دهنده یک منشأ ماگمایی-هیدروترمالی برای کانسار است؛ به نحویکه سیالات مربوط به فعالیتهای نهایی ماگما با دما و شوری بالا غنی از مواد فرار، آهن، فسفر، کلسیم و منیزیم از طریق درز و شکستگیها و زون‌های گسلی به طرف بالا حرکت کرده‌اند. در این میان آبهای جوی با دما و شوری پایین‌تر از فضای درز و شکستگیها و گسلها به عمق راه پیدا کرده و با محلول ماگمایی مخلوط شده‌اند و فرآیند همرفتی-مخلوط‌شدگی سیال بین توده نفوذی در عمق (به عنوان موتور حرارتی) و اعماق کمتر ایجاد شده است. سرانجام بر اثر عواملی چون کاهش دما، افزایش pH، خروج گازها در اثر جوشش و غیره کانی‌سازی در فضاهای مناسب برجای گذاشته شده است.

اکتشاف کانسار مگنتیت-آپاتیت خاقلی به عنوان اولین کانی‌سازی کشف شده نوع کایرونا در شمال شرق ایران، گام مثبتی جهت اکتشاف این نوع کانسارها در این بخش از کشور است. این کانسارها علاوه بر ذخیره آهن محتوی مقدار بالایی عناصر نادرخاکی هستند که می‌تواند در آینده باعث رونق اقتصادی منطقه گردد. همچنین مدنظر قرار گرفتن اکتشاف این نوع کانسار در کمربند ماگمایی قوچان-سبزوار توصیه می‌شود.



شکل ۱۰. نمودار شوری-دمای همگن شدن انواع سیالات درگیر کانسار خاقلی. روندهای ممکن تکامل سیال در نمودار دما-شوری از Shepperd et al. (1985). روند ۱ = مخلوط شدگی سیال A با سیال سردتر و شوری کمتر B، روند ۲ و ۳ = مخلوط شدگی سیال A با سیالات دیگر با شوری مختلف ولی دمای یکسان، روند ۴ = شوری فاز باقیمانده در اثر جوشش افزایش پیدا کرده است، روند ۵ = سردشدگی سیال، روند ۶ = باریک شدگی سیالات درگیر، روند ۷ = تراوش سیالات درگیر در طول گرمایش.

سپاسگزاری

این مقاله با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شده است. از خانم مهندس آرزو زارعی و آقایان مهندس حاجی‌میرزاجان و حیدری در یاری نمودن برای انجام عملیات صحرایی این پروژه کمال تشکر را داریم.

منابع

- زارعی. الف.، ملک زاده شفاوردی. الف.، کریم پور. م.ج.، ۱۳۹۵، کانسار مگنتیت-آپاتیت خانلق، شمال غربی نیشابور: کانی شناسی، ساخت و بافت، آلتراسیون و تعیین مدل، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، در حال چاپ.
- قائم. ف.، قائمی. ف.، حسینی. ک.، ۱۳۷۸، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیشابور، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- لطیفی ساعی. ف.، میرزاد. ح.، علی پور اصل. م.، نیرومند. ش.، ۱۳۹۳، بررسی کانه زایی طلا در سامانه رگه ای دره زار در منطقه پاریز (استان کرمان) با تاکید بر مطالعات میانبارهای سیال و ایزوتوپ های گوگرد، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۴، ص ۶۵-۷۵.
- ملکزاده شفاوردی. م.، کریم پور. م.ج.، ۱۳۹۱، زمین شناسی، کانی سازی و مطالعات سیالات درگیر کانسار سرب-روی-مس حوض رئیس، شرق ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۶، ص ۶۳-۷۳.
- Alavi. M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, *Geological Society of American Bulletin*, Vol: 103, p: 983-992.
- Azizi. H., Mehrabi. B., Akbarpour. A., 2009, Genesis of Tertiary magnetite-apatite deposits, southeast of Zanjan, Iran, *Resource Geology*, Vol: 59, No:4, p: 330-341.
- Barton. M.D., Johnson. D.A., 1996, Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization, *Geology*, Vol: 24, p: 259-262.
- Bauman. A., Spies. O., Lensch. G., 1983, Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran, In: Almassi. A., (eds.), *Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran*, p: 267-276.
- Bonyadi. Z., Davidson. G.J., Mehrabi. B., Meffre. S., Ghazban. F., 2011, Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry, *Chemical Geology*, Vol: 281, p: 253-269.
- Broman. C., Nystrom. J., Henriquez. F., Elfman. M., 1999, Fluid inclusion in magnetite-apatite ore from a cooling magmatic system at El Laco, Chile, *Garuda Frequent Flyer*, Vol: 121, p: 253-267.
- Daliran. F., 2002, 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. (eds.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits. Adelaide, PGC Publishing*, p: 303-320.
- Daliran. F., Stosch. H.G., Williams. P., 2007, Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE apatite deposits and "apatites" of the Bafq district, central east Iran. In: Stanely. C.J. et al. (eds.), *Digging Deeper, Proceeding of 9th Biennial SGA Meeting Dublin*, p: 1501-1504.
- Daliran. F., Stosch. H.G. Williams. P., 2010, Lower Cambrian iron oxide-apatite-REE (U) deposits of the Bafq district, east-Central Iran. In: Corriveau. L. Mumin. H. (eds.), *Exploring for iron-oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Québec: Geological Association of Canada and Geological Survey of Canada*, p: 143-155.
- Davidson. G.J., Paterson. H., Meffre. S., Berry. R.F., 2007, Characteristics and origin of the Oak Dam East breccia-hosted, iron oxide-Cu-U-(Au) deposit: Olympic Dam region, Gawler Craton, South Australia, *Economic Geology*, Vol: 102, p: 1471-1498.
- Edfelt. A., 2007, The Tjärrojäkka apatite-iron and Cu(-Au) deposits, northern Sweden: Products of one ore forming event, Luleå, Luleå University of Technology. Unpublished Ph. D thesis.
- Forster. H., Jafarzadeh. A., 1994, The Bafq mining district in Central Iran: a highly mineralized Infracambrian volcanic field, *Economic Geology*, Vol: 89, p: 1667-1721.
- Frietsch. R., Perdahl. J.A., 1995, Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types, *Ore Geology Reviews*, Vol: 9, p: 489-510.
- Fu. B., Williams. P.J., Oliver. N.H.S., Dong. G., Pollard. P.J., Mark. G., 2003, Fluid mixing versus unmixing as an ore-forming process in the Cloncurry Fe-oxide-Cu-Au district, NW Queensland, Australia: Evidence from fluid inclusions, *Journal of Geochemical Exploration*, Vol: 78, p: 617-622.
- Gelcich. S., Davis. D.W., Spooner. E.T.C., 2005, Testing the apatite-magnetite geochronometer: U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of plutonic rocks, massive magnetite-apatite tabular bodies, and IOCG mineralization in northern Chile, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 69, p: 3367-3384.
- Gleason. J.D., Marikos. M.A., Barton. M.D., Johnson. D.A., 2000, Neodymium isotopic study of rare earth element sources and mobility in hydrothermal Fe oxide (Fe-P-REE) systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol: 64, p: 1059-1068.
- Harlov. D.E., Andersson. U.B., Förster. H.J., Nyström. J.O., Dulski. P., Broman. C., 2002, Apatite monazite relation in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden, *Chemical Geology*, Vol: 191, p: 47-72.
- Hildebrand. R.S., 1986, Kiruna-type deposits: Their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada, *Economic Geology*, Vol: 81, p: 640-659.
- Hitzman. M.W., 2000, Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: Porter. T.M., (eds.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits. A Global Perspective, Adelaide: Australian Mineral Foundation*, p: 9-25.
- Hitzman. M.W., Oreskes. N., Einaudi. M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-LREE) deposits, *Precambrian Research*, Vol: 58, p: 241-287.
- Hou. T., Zhang. Z., Kusky. T., 2011, Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type?, *Ore Geology Reviews*, Vol: 43, p: 333-346.

- Jami. M., Dunlop. A.C., Cohen. D.R., 2007, Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran, *Economic Geology*, Vol: 102, p: 1111–1128.
- Lecumberri-Sanchez. P., Steel-MacInnis. M., Bodnar. R.J., 2012, A numerical model to estimate trapping conditions of fluid inclusions that homogenize by halite disappearance, *Geochim Cosmochim Acta*, Vol: 92, p: 14–22.
- Marschik. R., Fontboté. L., 2001, The Candelaria-Punta del Cobre iron oxide Cu-Au (-Zn-Ag) deposit, Chile, *Economic Geology*, Vol: 96, p: 1799–1826.
- Martinsson. O., 2004, Geology and Metallogeny of the Northern Norrbotten Fe-Cu-Au Province, In: Allen. R.L., Martinsson. O., Weihed. P., (eds.), *Svecofennian ore-forming environments*, Volume 33: Volcanic-associated Zn-Cu-Au-Ag, intrusion-associated Cu-Au, sediment-hosted Pb-Zn, and magnetite-apatite deposits of Northern Sweden, Society of Economic Geologists, Guidebook Series, p: 131–148.
- Mokhtari. M.A.A., Hosseinzadeh. G., Emami. M.H., 2013, Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry, *Journal of Earth System and Sciences*, Vol: 122, No: 3, p: 795–807.
- Monteiro. L.V.S., Xavier. R.P., de Carvalho. E.R., Hitzman. M.W., Johnson. C.A., de Souza Filho. C.R., Torresi. I., 2008, Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajas Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints, *Mineralium Deposita*, Vol: 43, p: 129–159.
- Nabatian. G., Ghaderi. M., 2013, Oxygen isotope and fluid inclusion study of the Sorkhe-Dizaj iron oxide-apatite deposit, NW Iran, *International Geology Reviews*, Vol: 55, No: 4, p: 397–410.
- Nabatian. G., Ghaderi. M., Daliran. F., Rashidnejad-Omran. N., 2012, Sorkhe-Dizaj Iron Oxide–Apatite Ore Deposit in the Cenozoic Alborz-Azarbaijan Magmatic Belt, NW Iran, *Resource Geology*, Vol: 63, No: 1, p: 42–56.
- Naslund. H.R., Aguirre. R., Dobbs. F.M., Henriquez. F.J., Nyström. J.O., 2000, The origin, emplacement, and eruption of ore magmas. IX Congreso Geológico Chileno, Sociedad geológica de Chile, Vol: 2, p: 135–139.
- Naslund. H.R., Henriquez. F., Nyström. J.O., Vivallo. W., Dobbs. F.M., 2002, Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean high Andes and coastal cordillera, In: Porter. T.M., (eds.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, Volume 2: Adelaide, PGC Publishing, p: 207–226.
- Nystrom. J.O., Billstrom. K., Henriquez. F., Fallick. A.E., Naslund. H.R., 2008, Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden, *Garuda Frequent Flyer*, Vol: 130, p: 177–188.
- Nyström. J.O., Henriquez. F., 1994, Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry, *Economic Geology*, Vol: 89, p: 820–839.
- Oreskes. N., Einaudi. M.T., 1990, Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia, *Economic Geology*, Vol: 85, p: 1–28.
- Parak. T., 1984, On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type: Discussion, *Economic Geology*, Vol: 79, p: 1945–1949.
- Pollard. P.J., 2001, Sodic(-calcic) alteration associated with Feoxide- Cu-Au deposits: An origin via unmixing of magmatic-derived H₂O-CO₂-salt fluids, *Mineralium Deposita*, Vol: 36, p: 93–100.
- Pollard. P.J., 2006, An intrusion-related origin for Cu-Au mineralization in iron oxide-copper-gold (IOCG) provinces, *Mineralium Deposita*, Vol: 41, p: 179–187.
- Rieger. A.A., Marschik. R., Díaz. M., 2012, The evolution of the hydrothermal IOCG system in the Mantoverde district, northern Chile: New evidence from microthermometry and stable isotope geochemistry, *Mineralium Deposita*, Vol: 47, p: 359–369.
- Rhodes. A.L., Oreskes. N., 1999, Oxygen isotope composition of magnetite deposits at El Laco, Chile: Evidence of formation from isotopically heavy fluids, In: Skinner. B.J., (eds.), *Geology and ore deposits of the central Andes*, Volume 7: Society of Economic Geologists Special Publication, p: 333–351.
- Rhodes. A.L., Oreskes. N., Sheets. S., 1999, Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile, In: Skinner. B.J., (eds.), *Geology and ore deposits of the Central Andes*, Volume 7: Society of Economic Geologists Special Publication, p: 299–332.
- Roedder. E., 1984, Fluid inclusions, *Reviews in Mineralogy*, Vol: 12, 644 p.
- Shepherd. T.J., Rankin. A.H., Alderton. D.H.M., 1985, *A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies*, Blackie and Son, 239 pp.
- Skirrow. R.G., Bastrakov. E., Davidson. G., Raymond. O.L., Heithersay. P., 2002, The geological framework, distribution and controls of Fe-Oxide Cu-Au mineralisation in the Gawler Craton, South Australia. Part II: Alteration and mineralisation, In: Porter. T.M., (eds.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, Volume 2: Adelaide, PGC Publishing, p: 33–47.
- Spies. O., Lensch. G., Mihem. A., 1983, Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanic between Sabzevar and Quchan, NE Iran, In: Almassi. A., (eds.), *Geodynamic project (geotraverse) in Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, p: 247–266.
- Steele-MacInnis. M., Lecumberri-Sanchez. P., Bodnar. R.J., 2012, HOKIEFLINCS-H₂O-NACL: A Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H₂O–NaCl, *Computer in Geosciences*, Vol: 49, p: 334–337.
- Sillitoe. R.H., Burrows. D.R., 2002, New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile, *Economic Geology*, Vol: 97, p: 1101–1109.
- Wanhainen. C., 2005, On the origin and evolution of the Palaeoproterozoic Aitik Cu-Au-Ag deposit, northern Sweden: A porphyry copper-gold ore, modified by multistage metamorphic-deformational, magmatic-hydrothermal, and IOCG-mineralizing events, Luleå, Luleå University of Technology. Unpublished Ph.D. thesis.

- Whitney. D.L., Evans. B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Vol: 95, p: 185–187.
- Williams. P.J., 2010, Classifying IOCG deposits. In: Corriveau. L. Mumin. H., (eds.), *Exploring for iron-oxide copper gold deposits: Canada and global analogues*, Québec: Geological Association of Canada and Geological Survey of Canada, p: 11–19.
- Williams. P.J., Barton. M.D., Fontboté. L., de Haller. A., Mark. G., Oliver. N.H.S., Marschik. R., 2005, Iron-oxide-copper gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Society of Economic Geologists, Economic Geology 100th Anniversary Volume*, Denver, p: 371–405.
- Zarei. A., Malekzadeh Shafaroudi. A., Karimpour. M.H., 2015, Geochemistry and genesis of iron-apatite ore in Khanlogh deposit, Eastern Cenozoic Quchan-Sabzevar magmatic arc, NE Iran, *Acta Geologica Sinica*, in press.