

مطالعات کانی‌سازی، ژئوشیمی، میانبارهای سیال و ایزوتوپ پایدار (O و S) کانسار اسکارن آهن تخت، شمال خاور همدان

سید نعمت‌الله حقیقی^۱، رضا زارعی سهامیه^۲، حسن زمانیان^۲ و احمد احمدی خلجی^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۱۲/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۳/۳۱

چکیده

کانسار آهن تخت در فاصله ۱۲۰ کیلومتری شمال خاور شهر همدان و در شمال کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. نفوذ توده گرانودیوریتی میوسن میانی به درون کربنات‌های کرتاسه سبب کانی‌سازی آهن شده است. کانی‌سازی دیرزاد پرکننده فضای خالی و جانشینی به صورت رگه و عدسی شکل با دگرسانی‌های آرزلیک، کربنات، کلریت، اپیدوت، سیلیس و کانی‌های گارنت، پیروکسن، اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت، فلوگوپیت، هورنبلند، کوارتز، کلسیت، مگنتیت، پیریت، اسپیکولاریت، کالکوپیریت، هماتیت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت دیده شده است. ژئوشیمی ماده معدنی گویای حضور عناصر Si, Al, Ca, Mg, Ti و نیز عناصر کالکوفیل Cu, Zn, As, Pb و به دلیل همراهی کانی‌های کالک‌سیلیکاتی و کانی‌های سولفیدی با مگنتیت است. میانبارهای سیال دمای همگن شدگی میان ۱۵۳/۲ تا ۳۳۸/۳ درجه سانتی‌گراد و شوری از ۰/۸۲۷ تا ۲۵/۳۶ درصد وزنی نمک طعام دارند. در مرحله کانی‌سازی آمیختگی سیال‌های ماگمایی با آب‌های جوی در مرحله متاسوماتیسم پسرورنده رخ داده است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ کانی مگنتیت میان ۰/۴۶ تا ۲/۳۱ ‰ و مقدار $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ سیال مولد کانی‌سازی میان ۸/۱ تا ۱۰/۹ ‰ متغیر است. این مقدار مشابه با سیال‌های ماگمایی متعادل شده با منبع دارای ^{18}O بالاست. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت ماده معدنی میان ۷/۳ تا ۱۲/۵ ‰ و مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال مولد کانی‌سازی میان ۵/۷ تا ۱۰/۹ ‰ است. این مقادیر مثبت دخالت منشأ سولفات‌های تیخیری را در تأمین گوگرد نشان می‌دهد. در مرحله دگرگونی پسرورنده فلزات تحرک یافته همراه با سیال‌های فلزدار حاصل از سرد شدن توده نفوذی با آب‌های جوی سولفوردار مخلوط شده و در سنگ آهک‌های کرتاسه دارای فضای خالی ساختاری کانی‌سازی اسکارن کلسیک آهن تخت را به وجود آورده است.

کلیدواژه‌ها: آهن، اسکارن کلسیک، میانبار سیال، ایزوتوپ پایدار، کانسار تخت

*نویسنده مسئول: رضا زارعی سهامیه

E-mail: zarei.r@lu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کانسار آهن تخت در شمال خاوری شهر همدان جای گرفته و در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (Alavi, 1994) جزئی از بخش شمالی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر است. فروانش پسته اقیانوس نوتیس به زیر صفحه ایران در دوره ترشیری عامل تشکیل کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر بوده است (Ghasemi and Talbot, 2006). کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر با امتداد شمال باختر- جنوب خاور با طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۱۰۰ کیلومتر (Alavi, 1994) توده‌های نفوذی بسیاری را با اندازه‌های متفاوت، با تمایلات کالک‌آلکالین، متآلومین و نوع I در خود جای داده که از آن جمله توده نفوذی گرانودیوریتی تخت است. پراکندگی کانسارهای اسکارن آهن ایران متأثر از روند‌های تکتونو- ماگمایی ایران بوده که گسترش فضایی و مکانی آن مرتبط با فعالیت ماگمایی پالتوزویک تا سنوزویک است. این کانسارها بیشتر در پهنه ماگمایی البرز، کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه دگرگونی- ماگمایی سندانج- سیرجان و پهنه ایران مرکزی جای گرفته و مطالعه شده‌اند (Nabatian et al., 2015). بیشتر کانسارهای اسکارن آهن در پهنه ارومیه- دختر، البرز و ایران مرکزی مرتبط با فعالیت ماگمایی سنوزویک در طی بسته شدن اقیانوس نوتیس هستند. کانسار تخت در حدود ۱۲۰ کیلومتری شمال خاور همدان در گستره‌ای میان طول‌های جغرافیایی $36^{\circ} 48'$ و $39^{\circ} 48'$ خاوری و عرض‌های $33^{\circ} 31'$ و $33^{\circ} 19'$ شمالی و در مجاورت روستای تخت از توابع شهرستان رزن جای گرفته است. با توجه به اینکه تاکنون مطالعات جامع زمین‌شناسی اقتصادی روی کانسار آهن تخت صورت نگرفته؛ هدف از انجام این مطالعه بررسی چگونگی رخداد کانی‌سازی، ژئوشیمی ماده معدنی و دست‌یابی به شرایط دمایی و ایزوتوپی اکسیژن و گوگرد در این کانسار است. بررسی دقیق این ذخیره افزون بر جنبه علمی- پژوهشی می‌تواند الگوی اکتشافی مناسبی برای ذخایر دیگر در کمر بند ارومیه- دختر فراهم کند.

۲- روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی سطحی در مجموع حدود ۶۰ نمونه از سنگ میزبان و ماده معدنی برداشت و به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی، دگرسانی، کانی‌شناسی و توالی پاراژنری از آن مقاطع نازک، صیقلی و نازک- صیقلی تهیه شد. ۱۲ نمونه از ماده معدنی نیز در سطح زمین برداشت شد و به روش XRF در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران توسط کارفرمای محدوده معدنی مورد تجزیه ژئوشیمی قرار گرفت (رحیمی، ۱۳۹۵). نمونه معرف از کانی‌سازی اسکارن انتخاب و مقطع دوبر صیقلی از کانی باطله کلسیت همراه با کانی‌سازی آهن برای مطالعات میانبارهای سیال و آزمایشات سنگ‌نگاری انتخاب شد. مطالعات ریزداماسنجی در آزمایشگاه میانبارهای سیال دانشگاه لرستان با استفاده از صفحه گرم‌کننده و منجمدکننده Linkham THMSG600 نصب شده روی میکروسکوپ پلاریزان و Stage گرم و سرد انجام شد. دستگاه مجهز به سامانه خنک‌کننده LNP95 Liquid Nitrogen و کنترل‌کننده دمایی T95-Linkampad- LCD Touch Screen است. دامنه دمایی دستگاه ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد، دقت دستگاه در بازده دمایی ۷۰- تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد برابر با ± 0.1 درجه سانتی‌گراد، در دماهای زیر ۷۰- درجه سانتی‌گراد برابر با ± 2 درجه سانتی‌گراد و در دماهای بالای ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد برابر با ± 1 درجه سانتی‌گراد است. درجه شوری میانبارهای سیال آنگین از روی آخرین دمای ذوب یخ توسط نرم‌افزار فلینکور (Flincore) (Brown and Lamb, 1989) تعیین شده است. برای مطالعات ایزوتوپ اکسیژن ^{18}O نمونه مگنتیت و برای مطالعات ایزوتوپ گوگرد ^{34}S نمونه پیریت هم توالی با نمونه دماسنجی شده برداشت و پس از خردایش و جداسازی، کنسانتره تک‌کانیایی به آزمایشگاه Hatch در دانشگاه اوتاوا کشور کانادا فرستاده شد. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در مگنتیت نسبت به استاندارد میانگین آب اقیانوس SMOW (‰) و مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در پیریت نسبت به استاندارد ترویلیت شهاب سنگ آهنی کانیون دیابلو آریزونا (CDT) بهنجار شده‌اند.

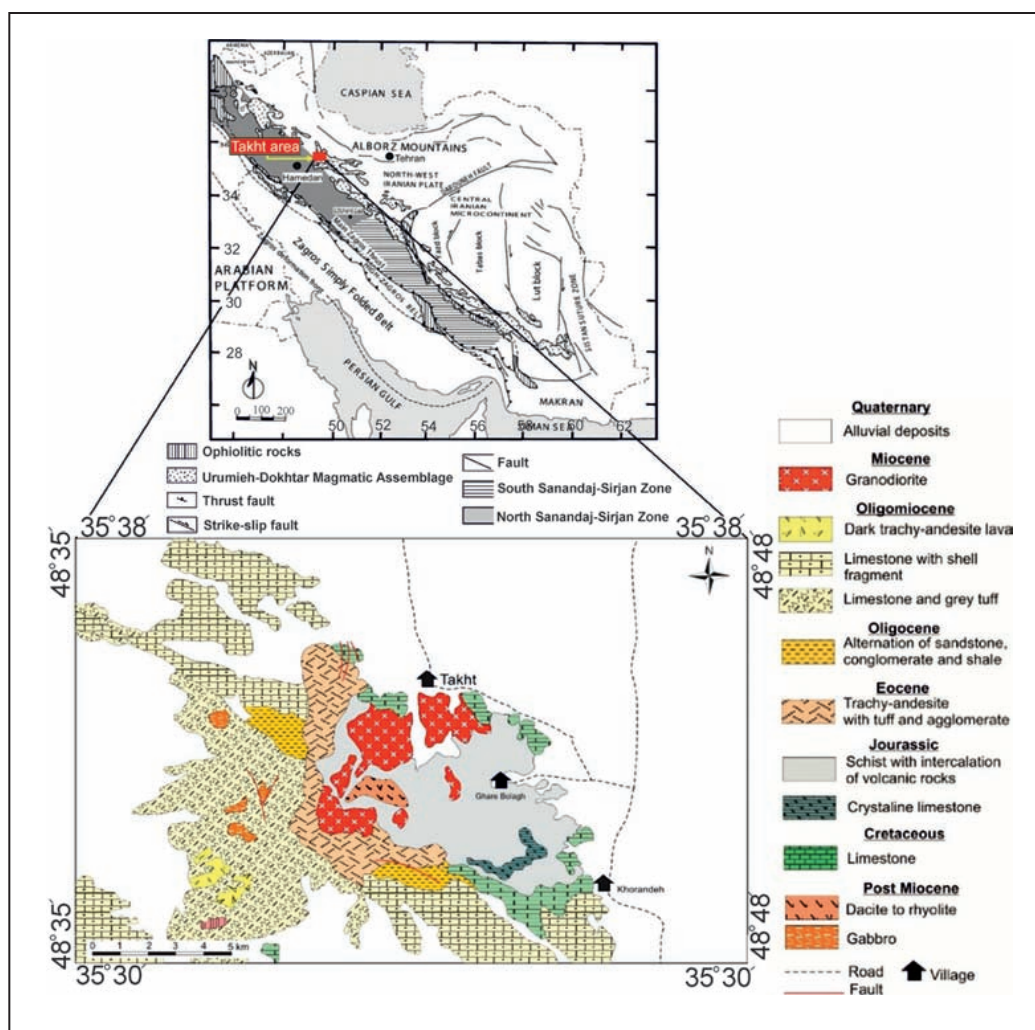
۳- زمین‌شناسی

شکل کشیده و مدور، دارای مرز مشخص و به رنگ خاکستری مایل به سیاه به چشم می‌خورند. کانی‌سازی آهن در بخش خاوری منطقه مورد مطالعه در میان توده نفوذی گرانودیوریتی و لایه‌های سنگ‌آهکی کرتاسه برونزد دارد. سیال‌های کانسار ساز سبب دگرسانی بیشتر سنگ‌های اطراف شده است که آثار آن به صورت لایه‌های نازکی از اپیدوت و زونیزیت روی سنگ‌های همجوار کانسار دیده می‌شود. واحدهای آبرفت کواترنری، جوان‌ترین واحد زمین‌شناسی در منطقه است.

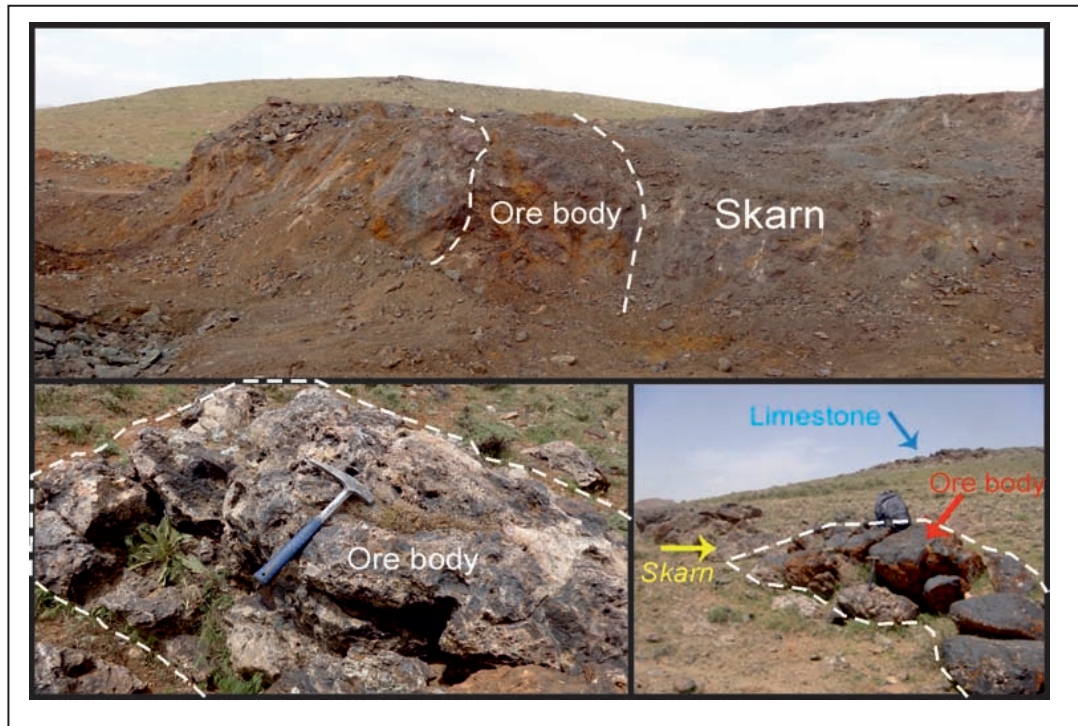
۴- کانی‌سازی

در کانسار آهن تخت ارتباط ژنتیکی مشخصی میان سنگ‌های گرانودیوریتی، کربنات‌های کرتاسه و کانی‌زایی آهن به صورت اسکارن وجود دارد. در اثر نفوذ توده گرانیتیویدی تخت به درون سنگ‌های کربناته، اسکارن با کانی‌سازی آهن تشکیل شده است. پهنه‌های اسکارن در کانسار آهن تخت متشکل از سه زیرپهنه برون‌اسکارن (اندواسکارن)، درون‌اسکارن (اگزواسکارن) و کانسنگ آهن است که زیرپهنه درون‌اسکارن به شکل محدود و برون‌اسکارن دارای گسترش زیادی است. پهنه برون‌اسکارن تخت به طور چیره از کانی‌های فلزی مگنتیت، هماتیت، پیریت، کانی‌های سیلیکاتی کوارتز، اپیدوت، گارنت، هورنبلند، بیوتیت، ترمولیت-اکتینولیت و کانی غیرسیلیکاتی کلسیت تشکیل شده است. ژئومتری ماده معدنی به شکل رگه‌ای، توده‌ای و عدسی شکل و بافت آن توده‌ای، برشی و پراکنده است (شکل ۲).

در محدوده کانی‌سازی واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی حضور دارند که کهن‌ترین واحد، سنگ‌های دگرگون شیست و مرمر ژوراسیک هستند که توسط کربنات‌های سنگ‌آهکی کرتاسه پوشیده شده‌اند (شکل ۱). واحدهای سنگی ترشیری با دگرشیمی روی واحدهای کهن تر قرار گرفته‌اند که با کنگلومرای سازند فجن آغاز می‌شود. با توجه به اینکه محدوده کانسار تخت بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر است؛ سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی بیشتر محدوده را تشکیل می‌دهند. واحدهای سنگی آتشفشانی شامل داسیت، ریوداسیت، تراکی آندزیت همراه با آگلومرا و توف است که با ماسه‌سنگ، کنگلومرا (احتمالاً سازند فجن) پوشیده شده‌اند. سازند قم (با سن الیگومیوسن) رسوبات دریایی سنگ‌آهک، مارن، توف و میان‌لایه‌های تبخیری را شامل می‌شود که با مرز ناپیوسته روی دیگر واحدها قرار گرفته است. توده‌های نفوذی دیوریتی و به ویژه توده نفوذی گرانودیوریتی درون واحدهای کهن تر از خود نفوذ کرده است. بیرون‌زدگی‌های این توده‌ها در بسیاری از بخش‌های منطقه به همراه سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند، اما به دلیل کوچکی اندازه، همه آنها در نقشه زمین‌شناسی منطقه رسم نشده‌اند. به دلیل شباهت رنگی میان این توده‌ها و سنگ‌های آذرین، تشخیص همبری آنها کمی دشوار است، اما می‌توان همبری گسلی و واضح را در برخی نقاط دید. بر پایه سن سنجی U-Pb روی کانی زیرکن سن توده گرانودیوریتی به عنوان اصلی‌ترین واحد سنگی از دید کانی‌سازی میوسن میانی (۱۶/۸ میلیون سال) به دست آمده است. در درون گرانودیوریت‌های منطقه، آنکلاوهای با



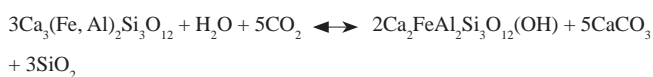
شکل ۱- موقعیت قرارگیری کانسار تخت در پهنه‌های ساختاری ایران (Ghasemi and Talbot, 2006) و نقشه زمین‌شناسی کانسار (برگرفته از مجیدی‌فر و شافعی، ۱۳۸۵).



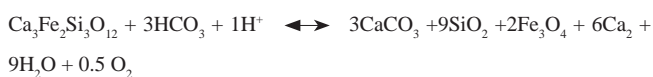
شکل ۲- نمایی از کانی‌سازی آهن در کانسار تخت.

که با رنگ سبز در نور موازی و رنگ‌های تداخلی آبی غیر عادی در نور متقاطع شناسایی می‌شوند (شکل ۳). این نوع از کلریت‌ها همچنین به صورت محلی و گسترده جانشین زمینه کربناتی شده‌اند. تشکیل این نوع از کلریت را می‌توان به رخداد‌های دگرسانی و دگرگونی پس‌رونده (retrograde metamorphism) نسبت داد. برخی از تبدیلات کانی‌ها حاصل از دگرگونی پس‌رونده در ادامه آورده شده است (Deer et al., 1991):

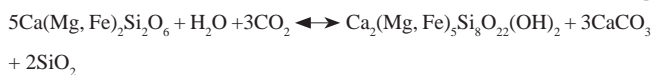
الف) ایجاد اپیدوت از گارنت



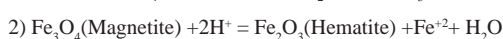
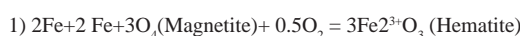
ب) ایجاد مجموعه کلسیت + کوارتز + مگنتیت از گارنت



ج) ایجاد ترمولیت - اکتینولیت از پیروکسن

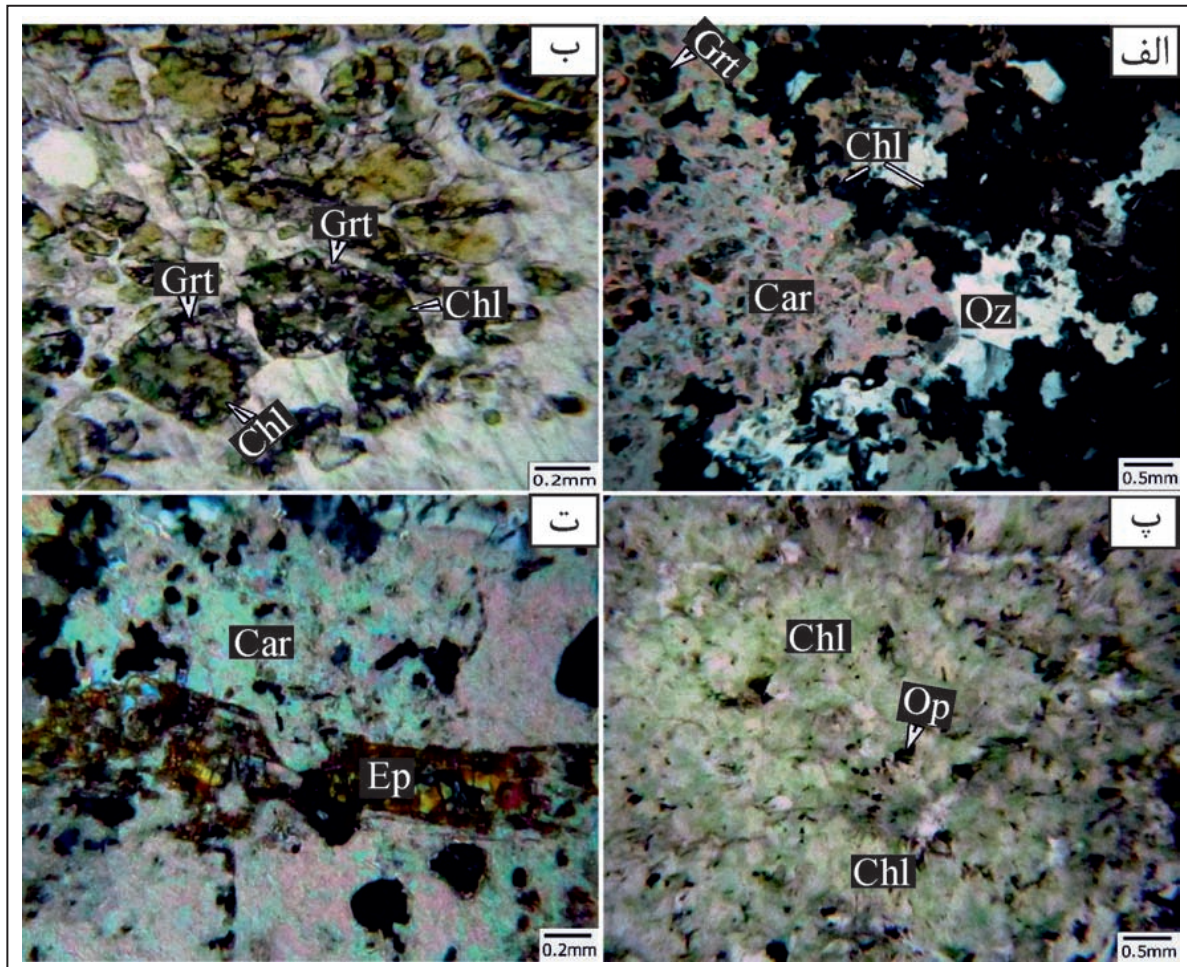


به لحاظ زمین‌شناسی اقتصادی کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده کانسار آهن تخت شامل کانی‌های فلزی مگنتیت، پیریت، اسپیکولاریت و کالکوپیریت و کانی‌های باطله از جمله کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت، فلوگوپیت و گارنت است (شکل ۴). در پهنه اکسیدان و برون‌زاد کانی‌هایی مانند همتایت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت از اکسایش کانی‌های درون‌زاد حاصل شده است. به سبب اهمیت، دو کانی مگنتیت و پیریت به‌طور مختصر تشریح می‌شود. ماده معدنی کانسار تخت به نسبت ساده بوده و کانه چیره در این کانسار مگنتیت است. این کانی به‌صورت ریزبلور تا درشت‌بلور حضور دارد. مگنتیت به‌صورت پرکننده فضای خالی، توده‌ای و پراکنده و به‌صورت بلورهای ریز تا درشت و نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار گاه همراه پیریت دیده می‌شود. مگنتیت در برخی نقاط مارتیتی شده که به عنوان یک فرایند پس از تشکیل کانی، بیشتر در حواشی دانه‌ها و امتداد سطح رخ معمول است که طبق واکنش‌های زیر ایجاد می‌شود (Mucke and Cabral, 2005):

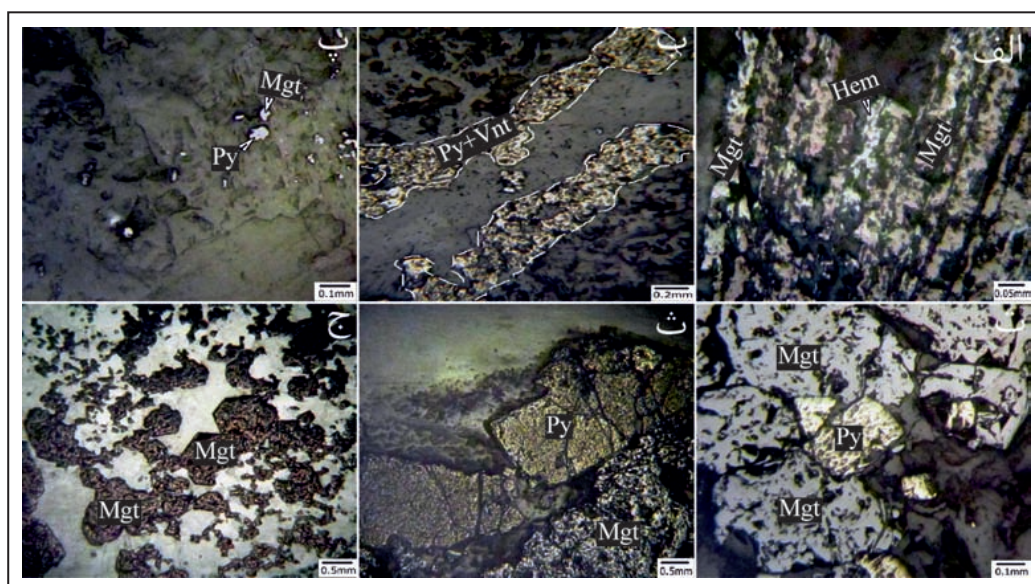


در برخی نقاط ماده معدنی هم‌روند با لایه‌بندی سنگ آهک هستند و در واقع به‌صورت دیرزاد (Epigenetic) مرزهای سست لایه‌بندی را پر می‌کنند که نباید با حالت‌های همزاد (سین‌ژنتیک) اشتباه گرفته شود. عملکرد زمین‌ساخت در منطقه از پیش تا پس از کانی‌سازی وجود دارد به‌طوری که ارتباط ژنتیکی مشخصی میان شکستگی و گسلش و کانی‌زایی آهن وجود دارد. گسل‌ها هم به عنوان مجرای حرکت و هم به عنوان فضای خالی مناسب سبب قرارگیری ماده معدنی شده‌اند.

دگرسانی در کانسار آهن تخت به‌طور گسترده ایجاد شده است؛ به‌طوری که نفوذ سیال‌های کانه‌دار به درون سنگ میزبان کربناته سبب ایجاد طیف گسترده‌ای از کانی‌های دمابالا تا پایین و خود سبب ورود بسیاری از عناصر به درون سنگ آهک شده است. به‌طور کلی دگرسانی‌های آرژیلیک، کربناتی، کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی از دگرسانی‌های اصلی در این کانسار هستند که گسترش دگرسانی آرژیلیک و کربناتی از دگرسانی‌های دیگر بیشتر است. در پهنه اسکارنی کانسار تخت انواع مختلفی از کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب از جمله گارنت و پیروکسن و سیلیکات‌های کلسیم آب‌دار از جمله اپیدوت، فلوگوپیت، هورنبلند و ترمولیت - اکتینولیت موجود است. در اثر فرایندهای دگرسانی و متاسوماتیسم پس‌رونده از کانی‌های نام‌برده، محصولاتمانند کلریت، سرپانتین، سریسیت، کائولینیت، لیمونیت و گوتیت ایجاد شده که حجم گسترده‌ای از کانی‌های منطقه را به خود اختصاص داده است (شکل ۳). بافت‌هایی همچون گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، پویکیلوبلاستیک در سنگ‌های اسکارنی منطقه دیده می‌شود. در سنگ‌های اسکارنی میزبان کانی‌سازی آهن تخت، کانی‌های دگرگونی اولیه سازنده سنگ را به‌طور چیره بلورهای پورفیروبلاست گارنت (از گروه گروسولاریت - آندرادیت؟) و بلورهای پورفیروبلاست و شکل‌دار کلریت غنی از منیزیم (Mg-chlorite) در زمینه کربنات‌های درشت‌بلور تبلور دوباره یافته (recrystallized) تشکیل می‌دهند. بافت پویکیلوبلاستیک ناشی از قرار گرفتن بلورهای ریز گارنت در زمینه بلورهای درشت کلسیت تشکیل شده است. بلورهای گارنت کم‌و‌بیش و گاه به‌صورت شدید توسط اپیدوت، کربنات و کلریت‌های آهن‌منزیم‌دار (Fe-Mg-chlorite) تا کلریت‌های غنی از آهن جانشین شده‌اند. همچنین کلریت‌های منیزیم - آهن‌دار (Mg-Fe-chlorite) گاه بلورهای پورفیروبلاست کلریت غنی از منیزیم را نیز دربر گرفته‌اند و به‌صورت بخشی جانشین آنها شده‌اند



شکل ۳- تغییرات کانی‌شناسی و بافتی در سنگ میزبان اسکارنی کانسار آهن تخت. الف) نمایی از بلورهای کوآرتز، کلریت‌های منیزیم- آهن دار ثانویه (با رنگ تداخلی آبی تیره) و گارنت‌های کلریتی شده در زمینه کربنات؛ ب) نور PPL نشانگر بلورهای پورفیروبلاست گارنت جانشین شده با کلریت‌های آهن- منیزیم دار و غنی از آهن به رنگ سبز تیره که نشانگر غنی بودن کلریت‌ها از آهن است؛ پ) نمایی از کلریت‌های ثانویه منیزیم- آهن دار و کانه مات در نور PPL؛ ت) شکستگی پر شده با رگچه اپیدوت در زمینه کربناتی.

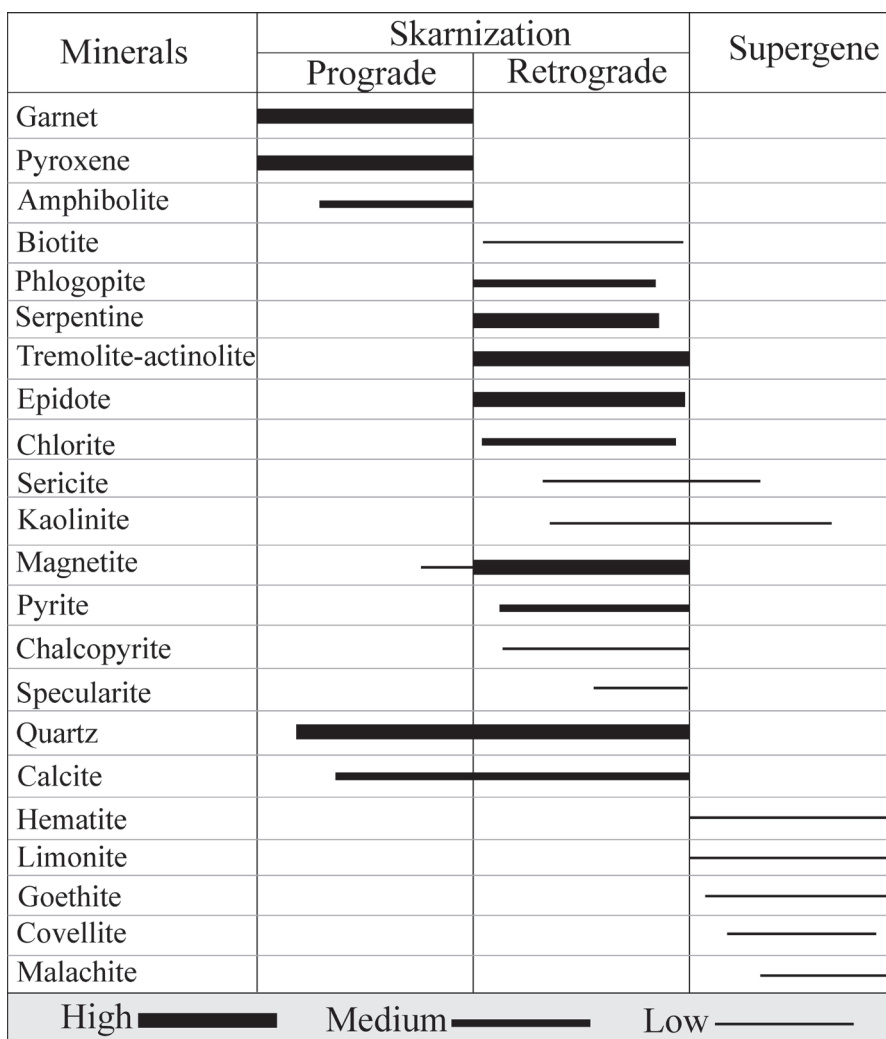


شکل ۴- بخش‌هایی از کانی‌سازی و ماده معدنی کانسار تخت. الف) نمای نزدیک از بلورهای مگنتیت جانشین شده توسط هماتیت (مارتیت)؛ ب) شکستگی‌های پر شده با رگچه‌های پیریت؛ پ) بلورهای ریز مگنتیت و پیریت پراکنده؛ ت) نمایی از هم‌رشدی (intergrowth) بلورهای پیریت و مگنتیت؛ ث) بلورهای پیریت و مگنتیت در کنار یکدیگر؛ ج) نمایی از بلورهای نیمه‌شکل دار مگنتیت در نور ترکیبی (گذری- بازتابشی) در زمینه کلریت- سرپانتینی.

۵- ژئوشیمی

نتایج تجزیه‌های شیمیایی انجام شده در نمونه‌های ماده معدنی تخت افزون بر آهن گویای حضور عناصر دیگری مانند Al, Ca, Mg, Si و Ti همراه با عناصر جزئی همچون As, Cu, Zn و Pb است (جدول ۱). همراهی کانی‌های کالک‌سیلیکاتی با مگنتیت دلیل حضور عناصر اصلی در تجزیه ماده معدنی تخت است. عناصر جزئی نیز یا به صورت کانی‌های مستقل و یا به صورت جانشینی می‌توانند در ماده معدنی حضور داشته باشند. مگنتیت یک ردیاب پتروژنزی است و در پی جوی کانی‌سازی‌ها کاربرد گسترده دارد (Nadoll et al., 2014). به دلیل ساختار اسپینلی مگنتیت، بسیاری از عناصر از جمله Zn, Ni, Co, Mn, Cr, V, Ti, Mg, Al می‌توانند جانشین آهن (Fe^{2+} , Fe^{3+}) شوند (Xiao-Wen et al., 2014). وجود همبستگی منفی میان آهن و عناصر K, Mg, Ca, Al, Si و Na نشان می‌دهد که با افزایش مقدار آهن مقدار این عناصر کاهش می‌یابد (جدول ۲). در مقابل این عناصر با یکدیگر همبستگی مثبت نشان می‌دهند که می‌تواند ناشی از حضور این عناصر به صورت کانی‌های مستقل کالک‌سیلیکاتی همراه با مگنتیت باشد. عناصر سنگ‌دوست Al, Mg و Ti علاقه بیشتری به مشارکت در ترکیب سیلیکات‌ها دارند تا مگنتیت (Nadoll et al., 2014). عدم هر گونه همبستگی MgO با آهن در نمونه‌های ماده معدنی تخت نیز می‌تواند ناشی از نبود کانی‌های مافییک به همراه مگنتیت باشد.

واکنش بالا تبدیل مگنتیت به هماتیت را نشان می‌دهد که به علت شست‌وشوی Fe^{2+} در یک محیط اسیدی رخ داده است (Ohmoto, 2003). بسیاری از کانسارهای اسکارن مگنتیتی، تبدیلی از هماتیت اولیه به مگنتیت و از مگنتیت به هماتیت ثانویه را نشان می‌دهند که این تبدیلات ممکن است بدون حضور یک اکسیدکننده یا احیاکننده رخ داده باشد (Ohmoto, 2003). اگر تبدیل مگنتیت به هماتیت در اثر واکنش‌های اکسیداسیون- احیا رخ داده و کانی پیریت هم در محل حضور داشته باشد؛ به‌طور کامل به هماتیت اکسیده می‌شود. زیرا در شرایطی که کانی مگنتیت می‌تواند به هماتیت اکسیده شود؛ حتماً کانی پیریت نیز با شدتی بیشتر از مگنتیت اکسیده می‌شود (Kamei and Ohmoto, 2000). بلورهای مگنتیت با درجه ضعیف تا متوسط توسط هماتیت- گوتیت جانشینی نشان می‌دهند. پیریت کانی سولفیدی اصلی در کانسار است که از اندازه در حد چند میکرون تا چند میلی‌متر به صورت بلورهای ریز تا درشت و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار پیریت همراه با مگنتیت و یا به شکل رگه- رگچه دیده می‌شود. این کانی احتمالاً همراه با مجموعه کانی‌های اسکارن پسرونده همراه با کلریت، اپیدوت و کربنات‌های ثانویه تشکیل شده است. این کانی کمی پیش از مگنتیت تشکیل و تا مراحل آخر با مگنتیت همراه می‌شود و در برخی نقاط با یکدیگر هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۴). بر پایه مطالعات ساخت و بافت و روابط میان کانی‌ها توالی پاراژنزی در شکل ۵ ارائه شده است.



شکل ۵- توالی پاراژنزی در کانسار آهن تخت.

جدول ۱- نتایج تجزیه ی XRF برخی از عناصر مهم موجود در نمونه‌های ماده معدنی سطحی کانسار تخت (برگرفته از رحیمی، ۱۳۹۵) (موقعیت بر پایه UTM).

Sample	TA-01		TA-02		TA-03		TA-04		TA-06		TA-07		TA-08		TA-11		TA-12		EC-10		EC-20		EC-25		KS-01		KS-02					
	Position	X	Y	292176	292189	292295	292124	292578	292647	292704	292019	291885	291579	288939	289793	298011	298790	3940276	3940321	3940294	3940327	3940395	2940331	3940419	3940438	3940424	3941370	3941100	3943186	3942112	3941231	
SiO ₂ (%)		11.58	8.18	9.93	10.68	2.5	2.15	12.75	17.13	15.49	61.85	49.02	53.47	15.48	22.35																	
Al ₂ O ₃		1.35	2.45	0.51	5.68	1.23	0.84	0.46	6.25	2.59	14.86	11.35	13.45	0.1	0.28																	
Fe ₂ O ₃		75.99	76.84	82.97	66.73	92.02	94.62	69.25	58.86	48.71	5.89	6.75	6.16	78.25	60.68																	
CaO		4.4	4.59	2.2	3.53	0.21	0.69	4.02	5.86	18.1	5.02	13.9	9.19	4.55	11.05																	
Na ₂ O		0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	3.11	0.97	0.79	0.02	0.02																	
K ₂ O		0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.06	0.03	1.36	1.45	2.19	0.02	0.01																	
MgO		5.82	3.93	0.06	7.27	3.56	2.12	0.53	6.83	4.33	2.42	1.96	1.85	0.88	4.85																	
TiO ₂		0.137	0.081	0.133	0.113	0.049	0.046	0.034	0.171	0.167	0.554	0.471	0.524	0.002	0.004																	
MnO		0.297	0.115	0.063	0.171	0.127	0.107	0.131	0.123	0.447	0.103	0.143	0.13	0.283	0.57																	
P ₂ O ₅		0.016	0.002	0.016	1.157	0.002	0.003	0.004	0.255	0.242	0.07	0.09	0.096	0.001	0.026																	
S		0.002	0.001	0.019	0.002	0.001	0.002	0.108	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001																	
L.O.I		0.16	3.66	4.44	4.53	0.05	0.04	12.55	4.15	10.53	4.46	13.65	11.94	0.03	0.02																	
Ba (ppm)		5	16	20	242	12	4	2	24	129	97	73	78	5	1																	
Sr		5	3	7	6	3	4	2	4	15	228	297	249	5	2																	
Cu		2	2	42	4	1	3	358	2	1	34	37	39	4	62																	
Zn		140	25	182	139	46	27	1464	74	501	143	175	153	12	31																	
Pb		1	2	205	14	5	4	202	6	2	32	157	92	1	4																	
Ni		41	43	33	46	38	37	37	40	54	61	72	78	29	32																	
Cr		8	3	22	4	5	2	5	6	6	26	28	41	4	7																	
V		131	82	121	83	73	43	20	69	45	108	85	91	3	18																	
Co		5	4	4	3	2	2	4	8	5	3	2	4	2	2																	
As		76	99	267	177	86	128	7125	100	1427	122	387	344	5	80																	

جدول ۲- محاسبه مقادیر ضریب همبستگی به روش پیرسون مربوط به هر جفت عنصر در کانسار تخت. (+++ همبستگی مثبت بالا، ++ همبستگی مثبت متوسط، + همبستگی مثبت ضعیف، - همبستگی منفی ضعیف، -- همبستگی منفی متوسط، --- همبستگی منفی بالا و n.c عدم همبستگی).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	S	Cu	Zn	Pb	Ni	Cr	V	Co	As
SiO ₂	1	+++	---	++	+++	+++	-	+++	n.c	n.c	n.c	n.c	+	+++	+++	+	n.c	n.c
Al ₂ O ₃	.90	1	---	+	+++	+++	n.c	+++	-	-	n.c	n.c	n.c	+++	+++	++	n.c	-
Fe ₂ O ₃	-.96	-.91	1	--	---	---	n.c	---	n.c	n.c	n.c	n.c	-	---	---	-	n.c	n.c
CaO	.43	.29	-.60	1	n.c	+	n.c	+	++	n.c	n.c	n.c	n.c	++	+	n.c	n.c	n.c
Na ₂ O	.83	.80	-.74	.10	1	++	-	+++	-	n.c	n.c	n.c	n.c	++	++	+	n.c	n.c
K ₂ O	.91	.89	-.89	.32	.68	1	-	+++	-	n.c	n.c	n.c	+	+++	+++	+	n.c	n.c
MgO	-.21	.00	.09	.11	-.20	-.28	1	n.c	+	--	--	-	--	n.c	-	n.c	++	-
TiO ₂	.92	.95	-.92	.35	.80	.92	-.15	1	-	-	n.c	n.c	+	+++	+++	++	n.c	n.c
MnO	-.08	-.33	.02	.59	-.25	-.27	.32	-.31	1	n.c	n.c	n.c	--	n.c	-	--	n.c	n.c
S	-.14	-.24	.12	-.15	-.13	-.15	-.42	-.21	-.18	1	+++	+++	++	n.c	n.c	-	n.c	+++
Cu	.00	-.14	-.01	-.05	-.03	-.03	-.41	-.12	-.09	.97	1	+++	++	n.c	n.c	-	n.c	+++
Zn	-.05	-.15	-.02	.10	-.08	-.09	-.31	-.10	-.04	.94	.92	1	++	n.c	n.c	-	n.c	+++
Pb	.22	.12	-.22	.02	.07	.28	-.65	.24	-.40	.64	.64	.57	1	n.c	++	n.c	n.c	++
Ni	.81	.88	-.89	.52	.58	.90	-.06	.91	-.19	-.19	-.10	-.02	.19	1	+++	+	n.c	n.c
Cr	.84	.78	-.80	.28	.60	.91	-.39	.88	-.28	-.11	-.02	-.08	.48	.79	1	++	n.c	n.c
V	.25	.42	-.24	-.16	.34	.33	.16	.51	-.44	-.30	-.34	-.29	.15	.38	.48	1	+	-
Co	-.08	.06	-.03	.12	-.15	-.11	.41	.05	-.09	.08	.00	.16	-.02	.02	-.04	.27	1	n.c

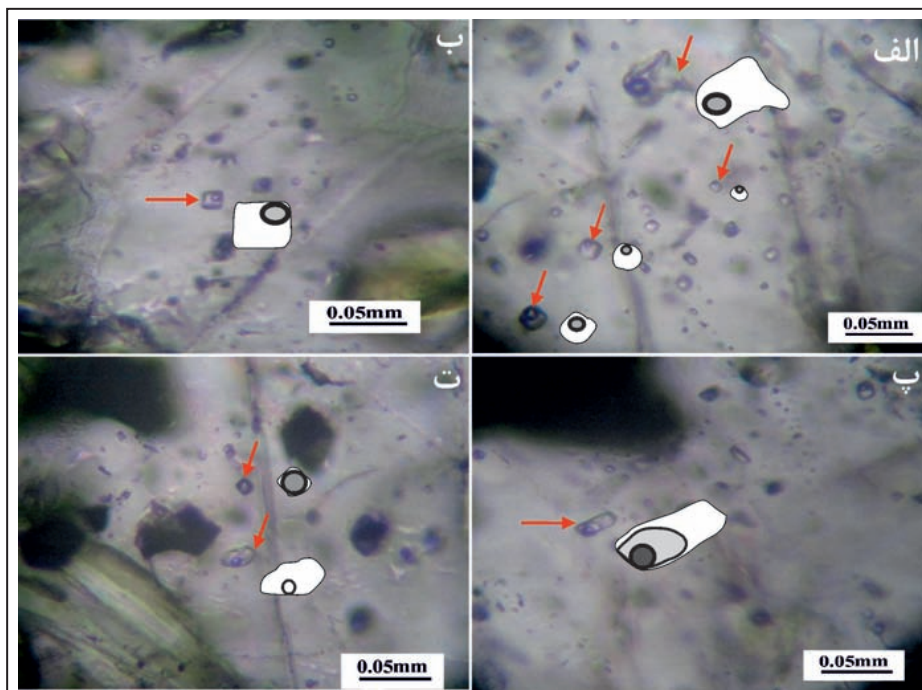
(جدول ۳). مقدار تغییرات دمای پایانی ذوب یخ (T_m ice) از ۰/۵- تا ۲۳/۶- درجه سانتی‌گراد (میانگین ۸/۱۱-) است (جدول ۳). شوری (wt% NaCl eq) سیال بر پایه T_m ice به دست آمد که میانگین شوری میانبرهای سیال کانسار تخت ۹/۹۹ درصد وزنی نمک طعام و مقدار تغییرات آن از ۰/۸۲۷ تا ۲۵/۳۶ درصد وزنی نمک طعام است (جدول ۳ و شکل ۷-الف). دمای همگن‌شدگی در میانبرهای سیال همگن به مایع میان ۱۵۳/۲ تا ۳۳۸/۳ درجه سانتی‌گراد (میانگین ۲۲۷/۸) و در میانبرهای سیال همگن به بخار میان ۲۴۱/۷ تا ۳۱۸/۱ درجه سانتی‌گراد بوده که به عنوان کمترین دمایی در نظر گرفته می‌شود که فلزید حبس شده است. (جدول ۳ و شکل ۷-ب). دمای همگن‌شدگی کل میانبرهای سیال ۲۳۳/۷۳ درجه سانتی‌گراد بوده است. چگالی سیال به دست آمده دامنه تغییرات میان ۰/۷۸۹ تا ۱/۰۱۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب (g/cm^3) و میانگین ۰/۹۱۲ (g/cm^3) دارد.

۷- مطالعات ایزوتوپ اکسیژن

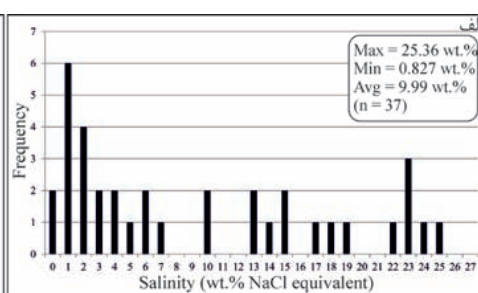
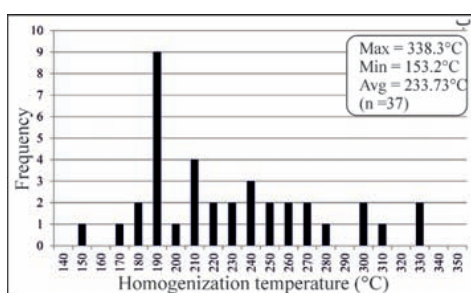
نتایج به دست آمده از مقدار $\delta^{18}O$ در مگنتیت نسبت به SMOW (%) در جدول ۴ ارائه شده است. مقدار ایزوتوپ اکسیژن کانی مگنتیت تخت میان ۰/۴۶- تا ۲/۳۱+ در هزار متغیر است. از آنجا که هدف به دست آوردن مقدار $\delta^{18}O$ سیال کانه‌دار است؛ با توجه به نتایج دماسنجی، نمونه‌های مورد مطالعه تصحیح دمایی شدند. برای تعیین نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیال کانه‌ساز در کانسار، از دماسنجی میانبرهای سیال استفاده شده است. برای محاسبه اکسیژن موجود در سیال کانه‌ساز از معادله Zheng and Simon (1991) استفاده شده و مقدار ایزوتوپ اکسیژن درون سیال مولد کانی‌سازی میان ۸/۱۴+ تا ۱۰/۹۱+ % متغیر است.

۶- مطالعات میانبرهای سیال

میانبرهای سیال درون نمونه کلسیت بر پایه پیشنهاد (Roedder 1984) و Shepherd et al. (1985) شامل میانبرهای سیال اولیه، ثانویه و شبه ثانویه شناسایی شدند. میانبرهای سیال اولیه که اندازه آنها از ۵ تا ۳۰ میکرون انتخاب شده است؛ از لحاظ ظاهری بیشتر دارای اشکال بی‌شکل، مربعی، مستطیلی و بیضوی هستند (شکل ۶). میانبرهای سیال شامل دوفازی غنی از مایع (L+V)، دوفازی غنی از بخار (V+L) و سه‌فازی دی‌اکسید کربن‌دار (L_1+L_2+V) هستند که سهم میانبرهای سیال دوفازی غنی از مایع بیشتر است. در مجموع ۳۷ میانبر سیال مورد مطالعه دماسنجی قرار گرفت که ۳۵ نمونه دوفازی و ۲ نمونه سه‌فازی و با اندازه بالای ۴ میکرون بودند



شکل ۶- الف) تجمعی از میانبرهای دوفازی غنی از مایع؛ ب) یک میانبر دوفازی غنی از مایع مربعی منفرد؛ پ) یک میانبر سه‌فازی دی‌اکسید کربن‌دار منفرد؛ ت) یک مجموعه جوش متشکل از میانبرهای دوفازی غنی از بخار و غنی از مایع.



شکل ۷- داده‌های دماسنجی در کانسار تخت. الف) نمودار فراوانی میزان شوری؛ ب) نمودار فراوانی دمای همگن‌شدگی.

جدول ۳- نتایج داده‌های مطالعات سرمایش- گرمایش میانارهای سیال نمونه‌های کانسار تخت.

No.	Size (μm)	Shape	Phases (30°C)	T mi (last) (°C)	Salinity (wt% NaCl equiv)	Density	Th(V→L) (°C)	Th(L→V) (°C)
1	11.8	Oval	L+V	-9.4	13.298	0.942	229.4	
2	6.2	Elongate	L+V	-7.4	10.978	0.956	193.5	
3	10.4	Spherical	L+V	-1.1	1.816	0.904	180.4	
4	12.5	Spherical	L+V	-2.7	4.389	0.847	244.9	
5	17.1	Spherical	L+V	-2.1	3.438	0.878	214.3	
6	7.6	Rectangular	V+L	-21.1	23.084	1.008		241.7
7	6.1	Irregular	L+V	-0.9	1.487	0.907	175.5	
8	10.1	Spherical	L+V	-1.3	2.143	0.789	265.7	
9	14.3	Spherical	L+V	-11.6	15.570	0.887	302.1	
10	6.7	Irregular	L+V	-2.3	3.757	0.853	235.1	
11	10.4	Spherical	L+V	-2.5	4.074	0.880	217.3	
12	8.8	Spherical	L+V	-14.4	18.115	0.988	212	
13	5.5	Spherical	L+V	-0.6	0.993	0.926	153.2	
14	8.2	Oval	L+V	-0.7	1.158	0.887	190.2	
15	7.5	Oval	L+V	-0.8	1.322	0.890	189.2	
16	12.1	Irregular	L+V	-0.5	0.827	0.883	192.1	
17	20.6	Elongate	L+V	-1.8	2.956	0.896	194.7	
18	10.9	Elongate	L+V	-1.5	2.469	0.891	195.6	
19	14.1	Spherical	L+V	-1.2	1.979	0.887	195.1	
20	4	Spherical	L+V	-1.2	1.979	0.885	197.6	
21	15.3	Elongate	V+L	-23.6	25.366	0.957		308.3
22	13.5	Irregular	L+V	-3.7	5.926	0.905	209	
23	6.1	Cubic	L+V	-1.4	2.306	0.887	197.8	
24	7.3	Cubic	L+V	-21.1	23.084	1.018	231.8	
25	8.7	Rectangular	L+V	-19.5	22.012	1.013	213.6	
26	7.3	Cubic	L+V	-21.2	23.149	0.980	270.7	
27	6.5	Elongate	L+V	-22.8	24.358	1.019	227.6	
28	7.8	Spherical	L+V	-13.7	17.511	0.917	289.5	
29	7.1	Elongate	L+V	-3.8	6.076	0.863	245.3	
30	6.8	Elongate	V+L	-14.3	18.030	0.947		260.7
31	17.2	Elongate	L+V	-11.2	15.177	0.845	333.5	
32	7.9	Rectangular	L+V	-10.5	14.468	0.830	338.3	
33	7.3	Spherical	V+L	-9.8	13.732	0.849		318.1
34	4.3	Spherical	L+V	-6.7	10.101	0.945	198.6	
35	8.9	Spherical	L+V	-15.6	19.108	0.943	273.4	
36	10.5	Elongate	L+L+V		7.540	0.922	259.1	
37	13.1	Elongate	L+L+V		6.199	0.925	253.3	

جدول ۴- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن حاصل از کانی‌مگنتیت و سیال کانسار ساز تخت.

Sample no	Mineral	(‰) $\delta^{18}\text{O}_{\text{magnetite}}$	(Th (°C) (fluid calculated	Ina (Zheng and Simon, 1000 (1991	(‰) $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$
M 1	Magnetite	+2.31	233	-8.6	+10.91
M 3	Magnetite	-0.46	233	-8.6	+8.14
M 6	Magnetite	+2.26	233	-8.6	+10.86

۸- مطالعات ایزوتوپ گوگرد

به دما و شوری پایین تری رسیده است. از نظر منشأ سیال، در نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Kesler, 2005) میانبرهای سیال در محدوده آب‌های دگرگونی و جوی جای گرفته و برخی در هیچ کدام از محدوده‌های مشخص شده جانمایی نشده‌اند. این پدیده را می‌توان به دلیل اینکه که سیال‌ها حاصل آمیختگی بوده‌اند و در نتیجه ویژگی‌های حدواسط از سیال‌های ماگمایی و جوی بدست آورده‌اند؛ توجه کرد. موقعیت داده‌های میانبرهای سیال در مرحله کانی‌سازی کانسار تخت در نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن گواهی ارائه شده است که انواع کانسارها در آن تفکیک شده‌اند. در این نمودار بیشتر داده‌های میانبرهای سیال کانسار تخت در محدوده کانسارهای اسکارن جای می‌گیرند (شکل ۸- پ)؛ با این حال شماری از نمونه‌ها خارج از محدوده هستند. شوری پایین در برخی میانبرهای سیال به دلیل آمیختگی با آب‌های جوی می‌تواند دلیل بیرون بودن آنها از محدوده اسکارن در نظر گرفته شود. ژرفای کانی‌سازی برای کانسار تخت بر پایه اطلاعات دما و شوری میانبرهای سیال در نمودار (Hass, 1971) حدود ۲۸۰ متر است (شکل ۸- ت).

۹-۲. منشأ آب مولد کانی‌سازی

ایزوتوپ اکسیژن در کانسارهای ماگمایی میان ۶+ تا ۱۰+ ‰ در نوسان است (Taylor, 1997). نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در سیال نشان از تشکیل این سیال از سیال ماگمایی دارد و کمی بالاتر بودن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در این سیال نشان می‌دهد که برقراری تبادل دوباره ایزوتوپی اکسیژن مگنتیت با منابعی ایجاد شده است که از $\delta^{18}\text{O}$ غنی بوده‌اند (شامل سیال‌ها و یا سنگ‌های غنی از $\delta^{18}\text{O}$) (شکل ۹). آب ماگمایی به‌صورت سالم و دست نخورده در پوسته زمین وجود ندارد و ترکیب ایزوتوپی آن نه تنها در اثر تبادل با سنگ‌های پوسته ای در یک یک طیف دمایی گسترده تغییر می‌کند؛ بلکه ممکن است با آب‌هایی با منشأ مختلف آمیختگی پیدا کنند (Faure and Mensing, 2005). سنگ‌های رسوبی و آذرین دگرگون شده و کربنات‌ها و یا آب‌های چرخش یافته در این سنگ‌ها غنی از $\delta^{18}\text{O}$ هستند که این سنگ‌ها در پیرامون محدوده کانی‌سازی حضور دارند. نکته مهم در مقدار ایزوتوپ اکسیژن کانسار تخت، تفاوت در مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در کانی‌مگنتیت و در سیال است که می‌تواند توسط فرایند تفکیک ایزوتوپی توضیح داده شود. کانی‌مگنتیت در میان کانی‌های مختلف کمترین تمایل به تمرکز ایزوتوپ سنگین اکسیژن در خود را نشان می‌دهد (Kohn and Valley, 1998) که سبب می‌شود مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در کانی‌مگنتیت کانسار تخت به مقدار قابل ملاحظه‌ای از سیال مولد خود کمتر باشد.

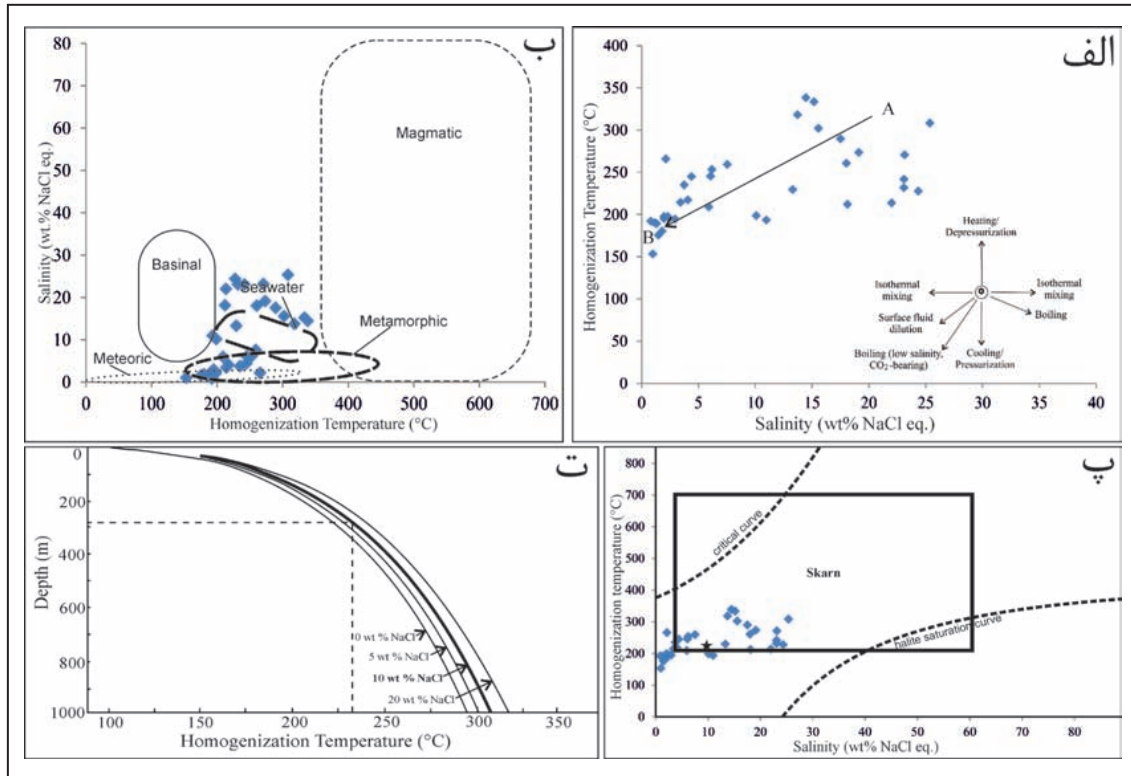
در کانسارهای گوگرددار، ترکیب ایزوتوپی ($\delta^{34}\text{S}$) کانی‌های سولفیدی، سولفات‌ی و یا سیال مولد کانی‌سازی ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$) می‌تواند برای تعیین منشأ گوگرد و نیز دیگر فلزات به کار رود. ایزوتوپ‌های گوگرد می‌توانند به تفسیر شرایط تشکیل کانی‌های گوگرددار در کانسار کمک کنند (Ohmoto, 1972; Ohmoto and Goldhaber, 1997). مقدار ایزوتوپ گوگرد در کانی‌های پیریت کانسار تخت پیریت نسبت به CDT (‰) در جدول شماره ۵ آورده شده است. مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت میان ۷/۳+ تا ۱۲/۵+ در هزار اندازه‌گیری شده است. برای تعیین نسبت ایزوتوپی گوگرد سیال کانه‌ساز با استفاده از میانگین دمای همگن شدن میانبرهای سیال و معادله (Ohmoto and Rye, 1979)، برای کانی پیریت نسبت ایزوتوپی سیال کانه‌ساز برآورد شده که مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ سیال مولد کانی‌سازی میان ۵/۷+ تا ۱۰/۹+ در هزار است (جدول ۵).

۹-۱. ویژگی‌های سیال کانه‌دار

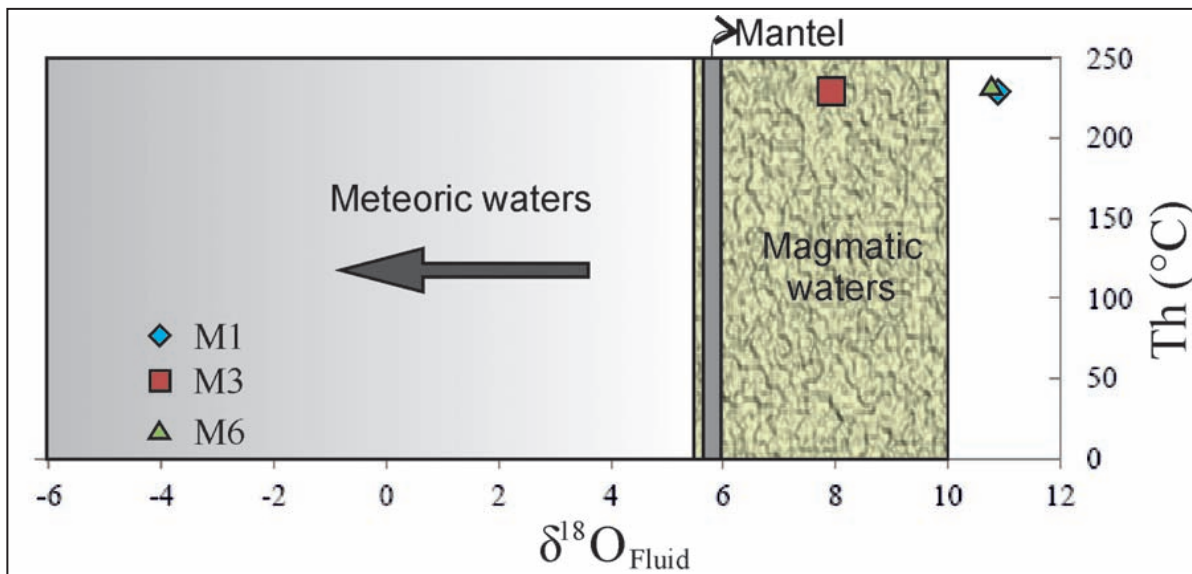
مطالعه میانبرهای سیال در کانی‌های اسکارنی به عنوان ملاک ویژه‌ای در دست‌یابی به تکامل زمانی و مکانی سیال‌های اسکارن‌ساز مفید است (Kwak and Tan, 1981). کانی‌سازی کانسار تخت دارای محدوده دمای همگن شدن میان ۲۵۹ تا ۳۵۴ (با میانگین ۳۰۶) درجه سانتی‌گراد و درجه شوری میان ۸/۳۷ تا ۱۳/۱۸ (با میانگین ۱۰/۸) درصد وزنی معادل NaCl است. این مقادیر نسبت به مقادیر داده‌های معمول کانسارهای اسکارن ارائه شده توسط (Meinert, 1992) پایین‌تر هستند که دلیل آن این گونه بوده است که داده‌های داماسنجی کانسار تخت همگی مربوط به مرحله کانی‌سازی و دگرگونی پس‌رونده و در واقع بخش پایانی سامانه اسکارن هستند. بیشتر میانبرهای سیال گارنت و پروکسن در اسکارن‌های آهن به ترتیب دمای همگن شدن و شوری بالا نشان می‌دهند؛ در برابر آن اپیدوت و رگچه‌های متقاطع کوارتز در مرحله دگرگونی پس‌رونده دمای همگن شدن پایین دارند (Meinert, 1984). در مراحل آخر به دلیل واکنش‌های سیال ماگمایی با آب‌های جوی دما و شوری کاهش می‌یابد که خود عاملی بر ته‌نشست فلزات نیز بوده است. در نمودار شوری در برابر دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001) روند تغییرات سیال کانه‌دار مشخص است (شکل ۸- الف). میانبرهای سیال آمیختگی سیال کانه‌دار با آب‌های جوی را نشان می‌دهند که روند از مرحله a به b برای سیال در مرحله کانی‌سازی طی شده است. در ابتدا سیال دما و شوری بالاتری داشته و به‌طور تدریجی

جدول ۵- مقادیر ایزوتوپ‌های پایدار گوگرد درون پیریت و سیال کانسار ساز آهن تخت.

Sample no.	Mineral	Sulfur Content (‰)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ (‰)	Th (°C) (fluid calculated)	1000 ln a (Ohmoto and Rye, 1979)	$\delta^{34}\text{S}_{\text{H2S}}$ (‰)
P-1	Pyrite	50.7	+10.1	233	+1.6	+8.5
P-2	Pyrite	50.5	+12.5	233	+1.6	+10.9
P-6	Pyrite	45.8	+7.3	233	+1.6	+5.7



شکل ۸- نمودارهای مربوط به میانبرهای سیال کانسار تخت. الف) نمودار شوری در برابر دمای همگن شدگی که نشان دهنده آمیختگی سیال کانه دار با آب های جوی است (Wilkinson, 2001)؛ ب) نمودار دمای همگن شدگی در برابر شوری با استفاده میانبرهای سیال کانسار تخت (با تغییرات از Kesler, 2005)؛ پ) محل داده های میانبرهای سیال و موقعیت آن در نمودار شوری در برابر دمای همگن شدگی انواع کانسارها (Wilkinson, 2001)؛ ت) نمودار دمای همگن شدگی در برابر شوری نسبت به ژرفا، کمترین ژرفای تشکیل کانسار حدود ۲۸۰ متر و از دمای همگن شدگی ۲۳۳ درجه و شوری ۹/۹۹ درصد استفاده شده است (Hass, 1971).



شکل ۹- محور افقی مقدار $\delta^{18}O$ سیال های کانه ساز و محور عمودی دمای همگن شدگی مورد استفاده برای تصحیح ایزوتوپی در کانی سازی کانسار آهن تخت است. محدوده آب های ماگمایی و جوی از Sheppard and Epstein (1970).

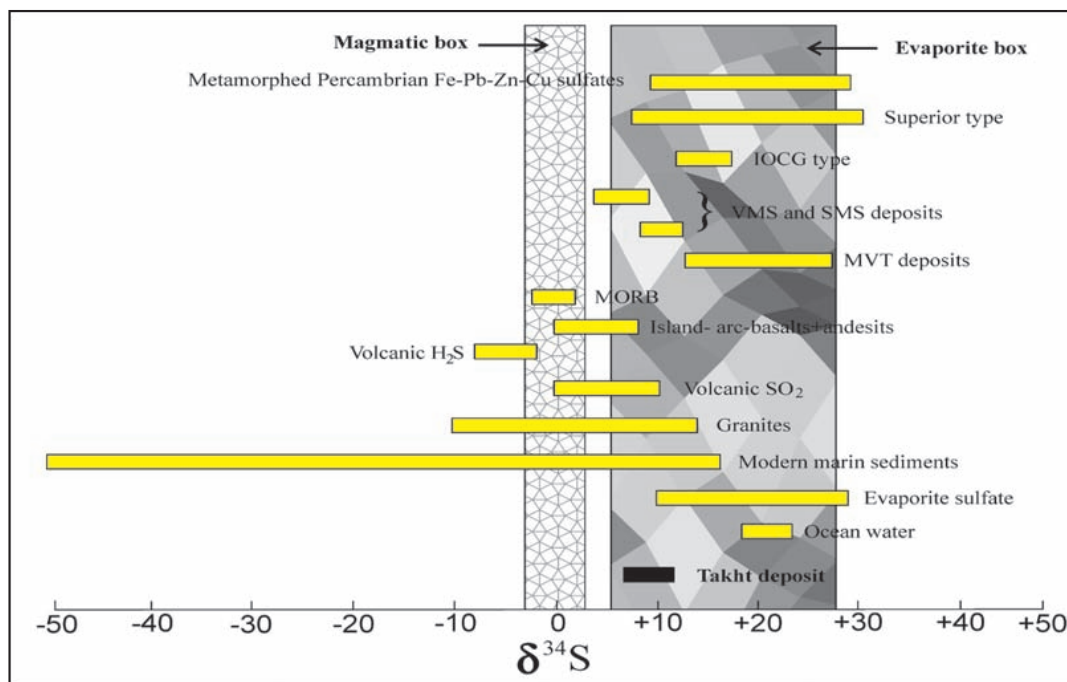
۹-۳. منشا گوگرد

تخت در مرحله متاسوماتیسم پسرونده تشکیل شده است که در این مرحله آب‌های جوی نقش مهمی ایفا کرده‌اند. آب‌های جوی و احتمالاً آب‌های ماگمایی با عبور از لایه‌های تبخیری، غنی از سولفات شده‌اند که هم در تشکیل مگنتیت و هم در تأمین گوگرد احیایی برای تشکیل سولفیدها بر طبق رابطه زیر نقش داشته است (Wen et al., 2017):

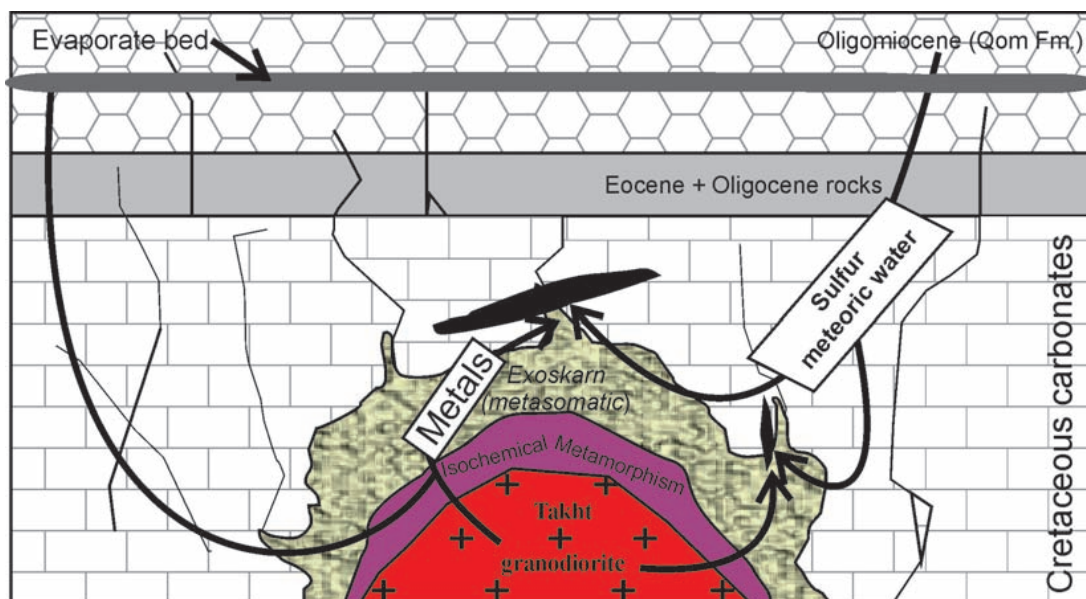


تغییرات در ترکیب ایزوتوپی گوگرد در اثر دو نوع فرایند ایجاد می‌شود (Faure, 1986): ۱) احیا یون‌های سولفاتی به سولفید هیدروژن (H₂S) توسط برخی از باکتری‌های بی‌هوازی مانند دیسولفوبیریو که سبب غنی شدن S³⁴ در سولفید هیدروژن حاصل می‌شوند؛ ۲) تبدلات ایزوتوپی در برخی از واکنش‌ها که میان یون‌های دارای گوگرد، ملکول‌ها و مواد جامد صورت می‌گیرد و در اثر آن S³⁴ در ترکیباتی وارد می‌شوند که دارای بالاترین حالت اکسایشی گوگرد و یا قوی‌ترین باند با گوگرد هستند. پایین بودن مقدار S³⁴ در پیریت کانسار آهن تخت نسبت به مقدار سولفات‌های ترشیری، مربوط به تفکیک ایزوتوپی گوگرد بوده است؛ به طوری که ایزوتوپ‌های سنگین نسبت به ایزوتوپ‌های سبک تمایل بیشتری به پیوند با اکسیژن دارند و بنابراین با تشکیل کانی‌های سولفاتی، ایزوتوپ سنگین S³⁴ و با تشکیل کانی‌های سولفیدی، ایزوتوپ سبک S³⁴ در این کانی‌ها تمرکز می‌یابد. همچنین در محیط‌های با دمای بالای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، فرایند احیا با یون‌های Fe²⁺ نیز قابل انجام است که سولفیدهای سبک از نظر مقدار S³⁴ را ایجاد می‌کند (Sharp, 2006). این فرایند با توجه به فراوانی یون‌های آهن فرو در محل کانی‌سازی اهمیت بالایی دارد. افزون بر کانسار تخت، بسیاری از اسکارن‌های آهن دنیا نیز در تأمین گوگرد خود رابطه نزدیکی با تبخیری‌های دریایی دارند و مقدار ایزوتوپ گوگرد سولفیدهای آنها نشان‌دهنده منشأگیری از سولفات‌های رسوبی است (Wen et al., 2017).

ترکیب ایزوتوپی گوگرد در کانی‌های گرمایی به شدت توسط چند فاکتور کنترل می‌شود؛ همچون: فوگاسیته اکسیژن (fO₂)، مقدار اسیدیته (pH) و ترکیب ایزوتوپی گوگرد درون سیال گرمایی مولد کانی‌سازی (Ohmoto, 1972). فاکتور آخر متأثر از منشأ گوگرد و دو فاکتور اول تحت تأثیر شرایط تشکیل کانسار است. مقادیر ایزوتوپ گوگرد در کانی پیریت کانسار تخت از دو جنبه قابل توجه است: ۱) گستره به نسبت محدود در مقدار δ³⁴S (۲) مقدار مثبت به نسبت بالا. گستره محدود دیده شده در مقدار δ³⁴S کانی‌های گوگرددار پیشنهاد می‌دهد که هم ترکیب ایزوتوپی منبع و هم فرایندهای تفکیکی میان اجزا گوگرد در سیال کانه‌دار در طول کانی‌سازی یکسان بوده است. گوگرد در محیط طبیعی در نهایت دو منبع اولیه اصلی دارد: ۱) منبع ماگمایی و ۲) منبع آب دریا (Ohmoto and Rye, 1979). مقدار δ³⁴S سولفیدی گرمایی با منشأ ماگمایی میان ۳- تا ۱۱+ در هزار متغیر است (Hoefs, 2004). مقدار δ³⁴S سولفات‌های دریایی محدوده تغییرات گسترده‌ای از یک مقدار پایین (۱۰/۵+ ‰) در پریمین و یک مقدار زیاد در قاعده کامبرین (۳۱/۵+ ‰) نشان می‌دهد (Claypool et al., 1980) که این مقدار در آب دریای امروزی میان حدود ۱۸/۵ ‰ و ۲۱ ‰ تغییر می‌کند (Chambers, 1982). مقدار δ³⁴S در پیریت کانسار آهن تخت میان ۷/۳+ تا ۱۲/۵+ در هزار و مقدار δ³⁴S به دست آمده در سیال مولد کانی‌سازی میان ۵/۷+ تا ۱۰/۹+ در هزار بوده که بالاتر از مقادیر تیپیکال سولفید ماگمایی (δ³⁴S = 0 ± 5 ‰) است. بنابراین مقدار δ³⁴S در کانی پیریت کانسار تخت به سولفات‌های تبخیری نزدیک‌تر است تا گوگردهای ماگمایی (شکل ۱۰). در پیرامون کانسار آهن تخت سازند قم با سن الیگومیوسن گسترش دارد. این سازند لایه‌های تبخیری دریایی دارد (آقائباتی، ۱۳۸۳) که می‌تواند در تأمین سولفور برای کانی پیریت نقش ایفا کرده باشد. مقدار ایزوتوپ گوگرد در سولفات‌های دریایی ترشیری در حدود ۱۵+ تا ۲۵+ در هزار متغیر است. تشکیل کانی‌های سولفیدی



شکل ۱۰- مقایسه مقادیر ایزوتوپ گوگرد کانی پیریت کانسار آهن تخت در مقایسه با تیپ‌های مختلف کانساری (نمودار با کمی تغییرات از (Marschik et al., 2008; Sun et al., 1998; Gehlen et al., 1983).



شکل ۱۱- الگوی نمادین از چگونگی تشکیل کانسار آهن تخت، با نفوذ توده گرانودیوریتی تخت به درون واحدهای سنگی منطقه هاله دگرگونی مجاورتی ایزوکیمیکال در کربنات‌های کرتاسه حاصل شده که با تبلور ماگما سبب آزاد شدن سیال‌های ماگمایی شده است. این سیال‌ها در متاسوماتیسم کانی‌ها نقش بنیادین دارند. سیال‌های جوی با سیال‌های ماگمایی آمیختگی یافته و فلزات حاصل از تبلور ماگما و فلزات حاصل از متلاشی شدن و شستشوی کانی‌های دگرگونی به محیط مناسب از دید ساختاری و شیمیایی انتقال یافته‌اند و ماده معدنی ته‌نشین شده است.

۹-۴. الگوی تشکیل کانسار آهن تخت

آب‌های جوی با دمای میانگین ۲۳۳ درجه سانتی‌گراد و شوری میانگین ۹/۹۹ درصد وزنی نمک طعام مسئول اصلی کانی‌سازی بوده‌اند. فلزات و به‌ویژه آهن از متلاشی شدن کانی‌های تشکیل شده در دگرگونی پیشرونده و نیز از سیال‌های حاصل از سرد شدن توده نفوذی گرانودیوریتی تخت دارای فلزات و مواد فرار با سن میوسن میانی در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شده و با نفوذ این توده به درون سنگ‌آهک‌های با سن کرتاسه اسکارن کلسیمی ایجاد شده است (شکل ۱۱). سیال‌های مشتق شده از توده نفوذی در طی فرایند متاسوماتیسم پیشرونده به درون سنگ‌آهک‌های مجاور در طول شکستگی و خوردشدگی‌ها نفوذ و درون سنگ‌آهک پهنه کانیایی کالک‌سیلیکاتی ایجاد کرده‌اند. سنگ‌های کربناتی به واسطه دگرگونی ایزوشیمیایی به مرمر تبدیل و کانی‌های گارنت و پیروکسن در آنها تشکیل شده‌اند. در طی مرحله پسرونده اسکارن و با دخالت آب‌های جوی با دمای کمتر این کانی‌ها به وسیله کانی‌هایی مانند ترمولیت- اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و تالک جانشین شده‌اند. توده گرانودیوریتی به عنوان موتور گرمایی رفتار کرده و سبب چرخش سیال‌های جوی در سنگ‌های پیرامون شده است. سیال‌های ماگمایی آمیخته شده با

ذخایر اسکارن در نتیجه عملکرد سه فرایند متوالی شکل می‌گیرند (Einaudi et al., 1981; Meinert, 1992). این فرایندها شامل دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم و دگرگونی پس‌رونده است. فرورانش اقیانوس نوتتیس منجر به ایجاد توده نفوذی گرانودیوریتی تخت دارای فلزات و مواد فرار با سن میوسن میانی در کمربند ماگمایی ارومیه- دختر شده و با نفوذ این توده به درون سنگ‌آهک‌های با سن کرتاسه اسکارن کلسیمی ایجاد شده است (شکل ۱۱). سیال‌های مشتق شده از توده نفوذی در طی فرایند متاسوماتیسم پیشرونده به درون سنگ‌آهک‌های مجاور در طول شکستگی و خوردشدگی‌ها نفوذ و درون سنگ‌آهک پهنه کانیایی کالک‌سیلیکاتی ایجاد کرده‌اند. سنگ‌های کربناتی به واسطه دگرگونی ایزوشیمیایی به مرمر تبدیل و کانی‌های گارنت و پیروکسن در آنها تشکیل شده‌اند. در طی مرحله پسرونده اسکارن و با دخالت آب‌های جوی با دمای کمتر این کانی‌ها به وسیله کانی‌هایی مانند ترمولیت- اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و تالک جانشین شده‌اند. توده گرانودیوریتی به عنوان موتور گرمایی رفتار کرده و سبب چرخش سیال‌های جوی در سنگ‌های پیرامون شده است. سیال‌های ماگمایی آمیخته شده با

سپاسگزاری

بدین وسیله از آقای رحیمی کارفرمای محدوده آهن تخت برای همکاری در بازدیدها و ارائه داده‌های ژئوشیمی تشکر می‌شود.

کتابناری

- آفانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶ ص.
 رحیمی، ا.، ۱۳۹۵- گزارش پی‌جویی، اکتشاف تفصیلی و ارزیابی ذخیره کانسار سنگ آهن تخت، سازمان صنعت، معدن، تجارت استان همدان.
 مجیدی‌فر، م.ر. و شافعی، ع.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزبان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229: 211-238.
 Brown, P. E. and Lamb, W. M., 1989- P-V-T properties of fluids in the system $H_2O \pm CO_2 \pm NaCl$: new graphic presentations and implications for fluid inclusion studies. Geochimica et Cosmochimica Acta 53: 1209-1221.

- Chambers, L. A., 1982- Sulfur isotope study of a modern intertidal environment, and the interpretation of ancient sulfides. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 721-728.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H. and Zak, I., 1980- The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28, 199-260.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1991- An Introduction to the Rock Forming Minerals. 7th impression, Longman, London.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J., 1981- Skarn deposits. *Economic Geology*. 75th Anniv: 317-391.
- Faure, G. and Mensing, A., 2005- Principles of isotope geology. 2th edition, John Wiley and Sons, New York, chapter 25,460.
- Faure, G., 1986- Principle of isotope geology. John Wiley, Inc, New York, 589 pp.
- Gehlen, K. V., Nielsen, H., Chunnett, I. and Rozendaal, A., 1983- Sulphur isotope in metamorphosed Precambrian Fe-Pb-Zn-Cu sulphides and barite at Aggeneys and Gamsberg, South Africa. *Ineralogical Magazine* 47: 481- 486.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, 683-693.
- Hass, J. I., 1971- The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Economic Geology* 66: 940-946.
- Hoefs, J., 2004- Stable isotope geochemistry. Springer Verlag, Berlin, 244 pp.
- Kamei, G. and Ohmoto, H., 2000- The kinetics of reactions between pyrite and O₂-bearing water revealed from in situ measurements of DO, Eh and pH in a closed system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64: 2585-2601.
- Kesler, S. E., 2005- Ore-forming fluids. *Elements* 1, 13-18.
- Kohn, M. J. and Valley, J. W., 1998- Oxygen isotope geochemistry of amphiboles: isotope effects of cationsubstitutions in minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1947-1958.
- Kwak, T. A. P. and Tan, T. H., 1981- The geochemistry of zoning in the skarn mineral at the at the King Island_Dolphine mine. *Economic Geology* 76: 468-497.
- Marschik, R., Spikings, R. and Kuscu, I., 2008- Geochronology and stable isotope signature of alteration related to hydrothermal magnetite ores in Central Anatolia, Turkey. *Mineralium Deposita*, 43(1): 111- 124.
- Meinert, L. D., 1984- Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, *Economic Geology* 79: 869-882.
- Meinert, L. D., 1992- Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada* 19: 145-162.
- Mucke, A. and Cabral, A. R., 2005- Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in Rocks. *Chemie der Erde* 65: 271-278.
- Nabatian, G., Rastad, E., Neubauer, F., Honarmand, M. and Ghaderi, M., 2015- Iron and Fe-Mn mineralisation in Iran: implications for Tethyan metallogeny. *Australian Journal of Earth Sciences* 62: 211-241.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J. L., French, D. and Walshe J., 2014- The Chemistry of hydrothermal magnetite A review. *Ore Geology Reviews*: 1-70.
- Ohmoto, H. and Goldhaber, M. B., 1997- Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition, John Wiley and Sons, New York, pp. 517-611.
- Ohmoto, H. and Rye, R.O., 1979- Isotopes of sulfur and carbon, in: Barnes, H.L., (Ed), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (II)*. John Wiley and Sons, New York, pp. 509-567.
- Ohmoto, H., 1972- Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 67: 551-577.
- Ohmoto, H., 2003- Nonredox transformations of magnetite-hematite in hydrothermal systems. *Economic Geology* 98: 157-161.
- Roedder, E., 1984- Fluid inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy* 12, 644 pp.
- Sharp, Z., 2006- Principles of stable isotope geochemistry, chapter 10: 409.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H. and Alderton, D. H. M., 1985- A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie, London, 239 pp.
- Sheppard, S. M. F. and Epstein, S., 1970- D/H and 18O/16O ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. *Earth and Planetary Science Letters* 9(3): 232- 239.
- Sun, H., Wu, J., Yu, P. and Li, J., 1998- Geology, geochemistry and sulfur isotope composition of the Late Proterozoic Jingtieshan (Superior type) hematite-jasper-barite iron ores deposits associated with stratabound Cu mineralization in the Gansu Province, China. *Mineralium Deposita* 34(1): 102- 112.
- Taylor, H. P., 1997- Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits, In: Barnes, H.L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3rd edition, John Wiley and Sons, New York, pp. 229-302.
- Wen, G., Bi, S. J. and Li, J. W., 2017- Role of evaporitic sulfates in iron skarn mineralization: a fluid inclusion and sulfur isotope study from the Xishimen deposit, Handan-Xingtai district, North China Craton. *Mineralium Deposita* 52: 495-514.
- Wilkinson, J. J., 2001- Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55: 229-272.
- Xiao-Wen, H., Liang, Q. I. and Yumiao, M., 2014- Trace element geochemistry of magnetite from the Fe(-Cu) deposits in the Hami region, eastern Tianshan orogenic belt, NW China. *Acta Geologica Sinica* 88: 176-195.
- Zheng Y. F. and Simon, K., 1991- Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation. *European Journal of Mineralogy* 3: 877-886.

Mineralization, Geochemistry, Fluid inclusion and Stable Isotopes (O, S) studies in the Takht Fe-skarn Deposit, NE Hamedan

S. N. Haghghi Bardineh¹, R. Zarei Sahamieh^{2*}, H. Zamanian² and A. Ahmadi Khalaji³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram Abad, Iran

Received: 2017 March 14

Accepted: 2017 June 21

Abstract

The Takht iron deposit is located 120 km northeast of the Hamedan City in the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The Miocene Takht granodiorite intruded into the Cretaceous carbonates and resulted in Fe-skarn formation. Epigenetic mineralization in the Takht Deposit occurred predominantly as vein and lenticular ore bodies accompanied with argillic, carbonation, chloritization, epidotization and silicification alterations and minerals including garnet, pyroxene, epidote, tremolite- actinolite, phlogopite, hornblende, quartz, calcite, magnetite, pyrite, specularite, chalcopyrite, hematite, limonite, goethite and malachite. Chemical composition indicates the presence of Si, Al, Ca, Mg, Ti and chalcophile elements such as Cu, Zn, As and Pb that originate from the coexistence of silicate and sulfide minerals with magnetite. The microthermometric results revealed homogenization temperatures (Th) from 153.2°C to 338.3°C and salinity from 0.827 wt.% NaCl eq. to 25.36 wt.% NaCl eq.. The $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) values of magnetite were measured in the range of -0.46‰ to $+2.31\text{‰}$ and $\delta^{18}\text{O}$ water is $+8.1\text{‰}$ to $+10.9\text{‰}$, respectively. These isotope values are similar to magmatic fluids that were also equilibrated with ^{18}O enriched sources. The $\delta^{34}\text{S}$ (V-CDT) values of pyrite show ranges of $+7.3\text{‰}$ to $+12.5\text{‰}$ and the original fluid $\delta^{34}\text{S}$ H_2S values were estimated ranging from $+5.7\text{‰}$ to $+10.9\text{‰}$. These positive $\delta^{34}\text{S}$ values confirm that sulfur is provided by evaporate sulfates. During the retrograde stage of the Takht Skarn, re-mobilized metals accompanied with metal-bearing fluids (provided by intrusion) were mixed with sulfur-bearing descending meteoric waters and eventually, the mixing of the two fluids led to calcic Fe-skarn mineralization in Cretaceous carbonates.

Keywords: Iron, Calcic skarn, Fluid inclusion, Stable isotope, Takht deposit

For Persian Version see pages 99 to 112

*Corresponding author: R. Zarei Sahamieh; E-mail: zarei.r@lu.ac.ir