

پتروژئولوژی، سال پنجم، شماره بیستم، زمستان ۱۳۹۳، صفحه ۱۰۷-۱۲۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۱۴

بررسی میان‌پارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار (کربن، اکسیژن و گوگرد) در زایش و تکوین اسکارن مس خوت، غرب یزد، ایران مرکزی

اعظم زاهدی * و محمد بومری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

چکیده

کانسار اسکارن مس خوت در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت در استان یزد واقع شده است. نفوذ زبانه‌های گرانودیوریتی با سن الیگومیوسن در واحدهای کربناتی سازند نایبند به سن تریاس بالایی منجر به پیدایش رخدادهای اسکارنی و مرم‌های سولفیدی شده است و تهی‌شدگی‌های سیستماتیک در مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ را در انواع کلسیت‌ها به همراه داشته است. بر اساس مدل‌های محاسباتی، تهی‌شدگی ایزوتوپی کلسیت‌ها از سنگ‌های کربناتی حداقل دگرسان شده تا پهنه‌های اسکارنی می‌تواند به تراوش سیال ماگمایی نسبت داده شود. کلسیت‌های اسکارنی در مقایسه با دیگر پهنه‌ها بیشترین تهی‌شدگی را نشان داده است که توسط برهم‌کنش سیالات ماگمایی ($\delta^{18}\text{O}=11.5\%$) با سنگ‌های آهکی دگرسان نشده در دمای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد، $X(\text{CO}_2)$ برابر ۰/۰۲ و نسبت آب به سنگ (W/R) ۲۰ تا ۵۰ درصد تشکیل شده‌اند. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت موجود در اسکارن‌ها و مرم‌های سولفیدی در کانسار خوت نشان‌دهنده مشارکت غالب سیال ماگمایی دارای گوگرد اولیه مشتق شده از گوشته است. به طوری که مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در این کانسار ($\delta^{34}\text{S}=1.4-5.2\%$) مشابه مقادیر ایزوتوپی گوگرد در بسیاری از کانسارهای مس پورفیری معروف و اسکارن‌های مس و مس-طلا و وابسته است. بر اساس بررسی‌های ریز داماسنجی، میانگین شوری و دمای پیدایش این کانسار به ترتیب ۱۶/۳ درصد وزنی معادل نمک طعام و ۴۰۰ درجه سانتیگراد برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: میان‌پارهای سیال، ایزوتوپ‌های پایدار، اسکارن، خوت، یزد، ایران مرکزی

مقدمه

کانسار اسکارن مس خوت در ۶۵ کیلومتری غرب یزد در ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). این کانسار در حال حاضر غیر فعال است. ذخیره کانسار تقریباً ۱۲۰۰۰۰ تن و عیار مس در

بخش اسکارنی و مرم‌های سولفیدی به ترتیب ۱/۲ و ۸/۶۴ درصد وزنی می‌رسد (Zahedi *et al.*, 2014). رخدادهای اسکارنی و کانسارهای اسکارنی اغلب در نتیجه فرآیند متاسوماتیسم در واحدهای کربناتی در تماس با توده‌های نفوذی تشکیل

* zahedi.geochemistry@gmail.com

شرایط فیزیکوشیمیایی نهشت کانی‌ها در اختیار می‌گذارد. بررسی میان‌بارهای سیال نیز می‌تواند اطلاعات بسیاری در زمینه خاستگاه سیالات کانی‌زا، درجه حرارت تشکیل کانی‌ها، فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها، چگالی سیال سازنده کانی‌ها، ترکیب شیمیایی سیال‌های کانی‌ساز، وقوع رخداد جوشش در هنگام کانی‌سازی و در نهایت نوع کانی‌سازی فراهم سازد. بنابراین، در این پژوهش با بررسی همزمان میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار کربن، اکسیژن و گوگرد در سنگ‌های کربناتی و اسکارن‌ها می‌توان به زایش و تکوین سیال طی برهم‌کنش آن با سنگ‌های کربناتی میزبان پی برد. به طوری که بررسی عوامل تهی‌شدگی نسبت‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن در واحدهای کربناتی می‌تواند در ارزیابی دو اثر فرار زدایی و تراوش سیال بر روی زایش اسکارن مورد بررسی مؤثر واقع شود. بنابراین، این پژوهش مطالعات زمین‌شیمیایی جامعی را در زمینه زایش و تکوین کانسارهای اسکارنی در بر دارد.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار اسکارن مس خوت در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت در بخشی از منطقه معدنی تفت قرار گرفته که توسط بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قطع گردیده است (شکل ۱). منطقه جنوب غرب تا شمال غرب یزد، رخنمون‌های وسیعی از رخدادهای اسکارنی را در بر می‌گیرد که توسط نفوذ گرانیتوئیدهای الیگومیوسن در واحدهای کربناتی مزوزوئیک تشکیل شده‌اند (شکل ۱). ماگماتیسم منطقه خوت بیشتر توسط رخنمون دایک و زبانه‌های نفوذی کوچک متعدد قابل تشخیص است که با

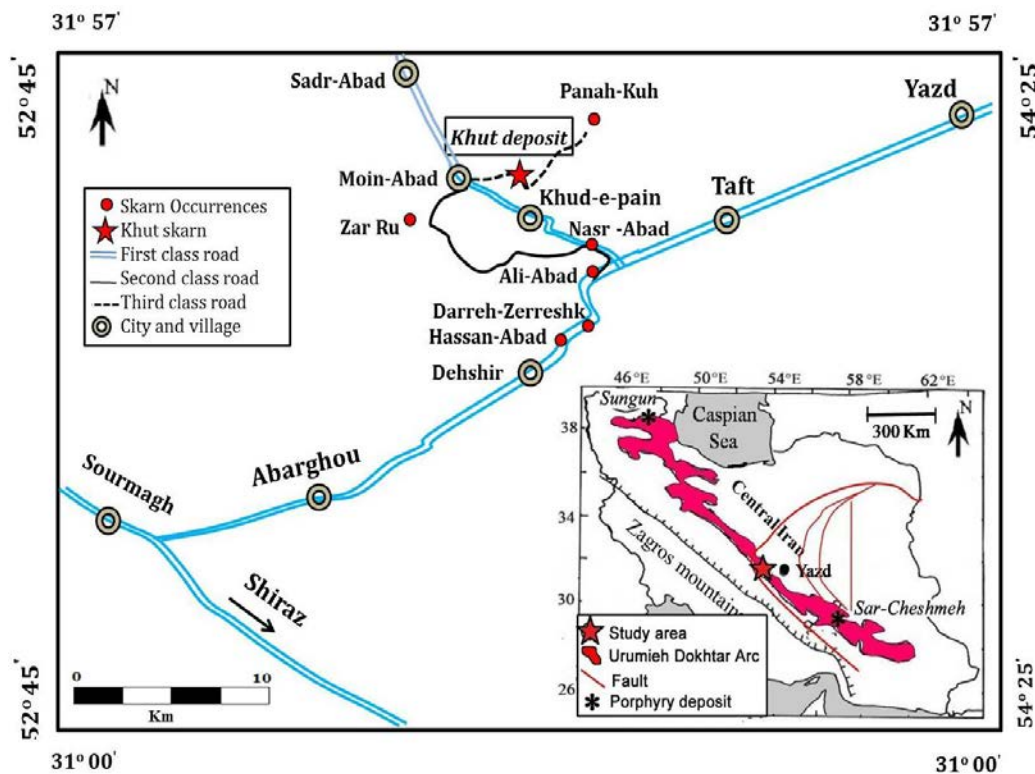
می‌شود (Meinert *et al.*, 2003). معمولاً اسکارن‌ها توسط دو نوع دگرسانی در مرحله پیش‌رونده و پس‌رونده بر اساس نهشت مجزای کانی‌های کالک‌سیلیکاتی مشخص می‌شود: الف) اسکارن پیش‌رونده (گارنت و پیروکسن) و ب) اسکارن پس‌رونده (اپیدوت، کلریت و آمفیبول).

بررسی میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار در کانسارهای اسکارنی نشان داده است که اغلب سیالات ماگمایی با درجه حرارت (۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد) و شوری بالا (۱۰ تا ۶۰ درصد وزنی نمک طعام) خاستگاه شکل‌گیری رخدادهای اسکارنی هستند (Meinert *et al.*, 2003؛ Baker *et al.*, 2004). اگر چه سیالات سازنده اسکارن‌ها در مراحل دگرسانی اسکارن پیشین و پسین از ماگمای در حال تبلور منشأ می‌گیرد و فرآیندهای کانه‌زایی و انتقال فلزات بیشتر توسط سیالات ماگمایی در مرحله پس‌رونده کنترل می‌شود (Meinert *et al.*, 2003؛ Baker *et al.*, 2004) اما بررسی ایزوتوپ‌های پایدار در کانسارهای اسکارنی خاستگاه متفاوت سیالات سازنده اسکارن را نشان داده است (Haynes and Kesler, 1988؛ Rubin and Kyle, 1998؛ Bowman, 1998). بنابراین، سیالات گرمابی نقش مهمی را در شکل‌گیری رخدادهای اسکارنی و کانسارهای مرتبط با آن بازی می‌کند (Einaudi *et al.*, 1981). بررسی همزمان ایزوتوپ‌های پایدار کربن، اکسیژن و گوگرد به عنوان ریاب زمین‌شیمیایی سودمند، اهمیت و کاربرد بسیاری در بررسی پیدایش اسکارن‌ها و کانسارهای اسکارنی دارد به طوری که تعیین نسبت‌های ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن اطلاعات مفیدی را در زمینه خاستگاه‌های متنوع سیال‌ها، دمای کانی‌زایی و

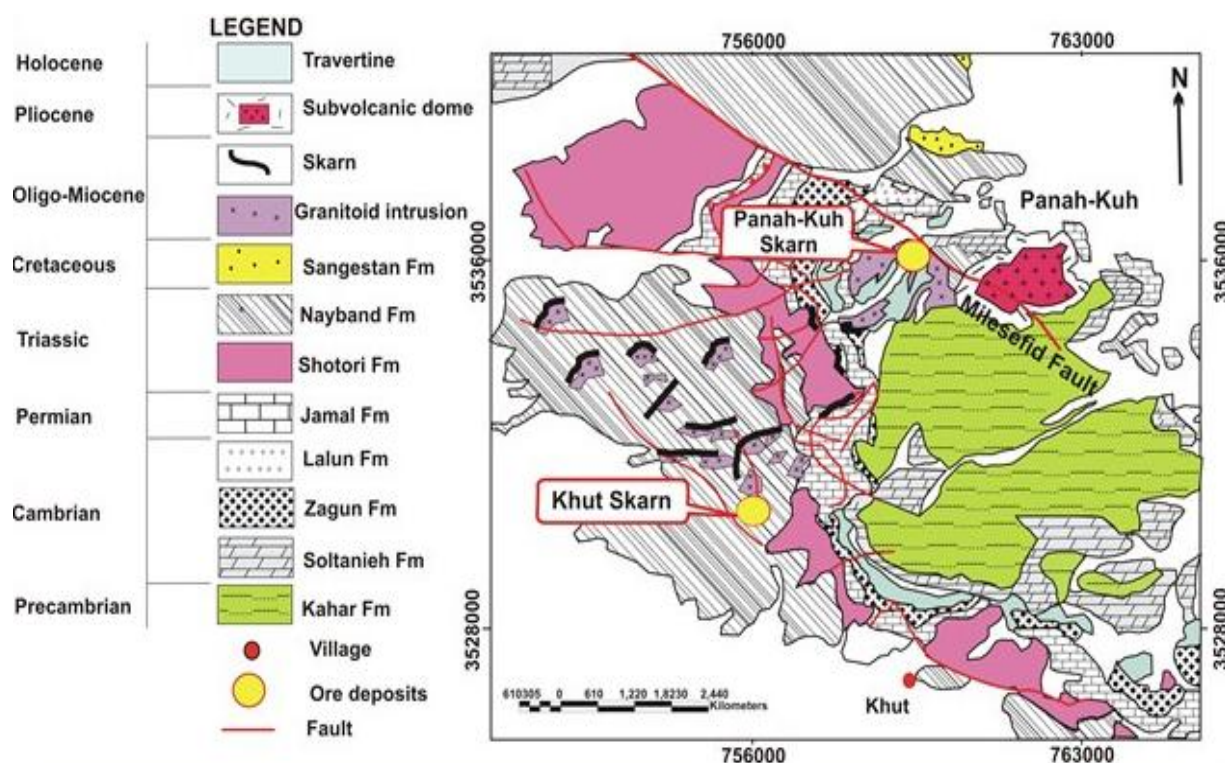
ضخامت تقریبی آن در حدود ۵۰۰ متر است. سنگ‌های رسوبی شیلی بخش عمده سازند نایبند را تشکیل می‌دهد. نفوذ زبانه‌هایی از توده نفوذی درون بخش ماسه‌سنگی این سازند منجر به تشکیل کوارتزیت‌ها شده است. همچنین، تماس توده‌های نفوذی با بخش آهکی سازند نایبند منجر به مرمرزایی و تشکیل اسکارن گردیده است. کانه‌زایی نیز در بخش‌های آهکی سازند نایبند رخ داده که منجر به تشکیل کانسار اسکارنی مس شده است. بر اساس زمین‌فشارسنج هورنبلند (Schmidt, 1992)، عمق جایگزینی گرانودیوریت پورفیری خوت در فشار ۰/۵ کیلوبار بوده است (Zahedi, 2014). بنابراین، فرض می‌شود، اسکارن‌زایی و کانه‌آیی در سنگ‌های کربناتی میزبان در فشار ۰/۵ کیلوبار رخ داده باشد (Zahedi, 2014).

نفوذ به درون واحد آهکی سازند نایبند منجر به اسکارن‌زایی و کانه‌زایی‌های وابسته در منطقه خوت شده است. واحدهای رسوبی منطقه خوت به ترتیب از قدیم به جدید شامل: سازند شتری با سن تریاس میانی، سازند نایبند با سن تریاس بالایی، سازند سنگستان و تفت با سن کرتاسه پایینی است (شکل ۲). تمام واحدهای سنگی بیان شده در منطقه مورد مطالعه توسط سنگ‌های گرانیتوئیدی با سن الیگومیوسن (۱۶ تا ۳۱ میلیون سال پیش) با ترکیبی از دیوریت تا گرانیت قطع شده‌اند (Khoie et al., 1999).

دگرگونی دما پایین و اسکارن‌زایی در منطقه خوت در سازند نایبند با ترکیب سنگ‌شناختی شیل خاکستری، ماسه‌سنگ و لایه‌های متناوب آهک سیاه رخ داده است. در منطقه مورد بررسی سازند نایبند بخش گسترده‌ای را در بر می‌گیرد و



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به کانسار خوت و سایر رخدادهای اسکارنی قابل مشاهده در جنوب غرب تا شمال غرب یزد (بر گرفته از نقشه توپوگرافی ۱/۲۵۰۰۰۰ آباده با تغییرات).



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه‌ای ساده شده منطقه خوت در غرب یزد (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد با تغییرات) (Hajmolla Ali, 1993).

روش انجام پژوهش

بررسی‌های انجام شده بر روی کانسار مس خوت، شامل: مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی، بررسی‌های زمین‌شیمیایی ایزوتوپ‌های پایدار کربن، اکسیژن، گوگرد و ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال است. مقادیر ایزوتوپ‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ برای ۱۰ نمونه کلسیت در سنگ‌های آهکی (سنگ رسوبی)، مرمرها (سنگ دگرگونی) و کلسیت‌های همراه با گارنت (کلسیت گرمابی) در دانشگاه آکیتای ژاپن تعیین شد. قبل از انجام تجزیه ایزوتوپی، برای اطمینان از حضور کلسیت و عدم آغشتگی آن با دولومیت، نمونه‌ها توسط تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در دانشگاه یاماگاتای ژاپن تجزیه گردید. ترکیب ایزوتوپی گوگرد ($\delta^{34}\text{S}$) روی هفت نمونه کالکوپیریت در کانسنگ مرمری و اسکارنی در کانسار خوت در

آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپی دانشگاه Queens کانادا تعیین شد. ترکیب ایزوتوپی گوگرد توسط طیف‌سنج جرمی MAT 252 Finnigan تعیین گردید. در این روش نخست در دانشگاه یاماگاتای ژاپن، به منظور جداسازی کالکوپیریت در اسکارن‌ها و مرمرهای سولفیدی نمونه‌های سنگی را خرد نموده و با روش دست‌چینی در زیر میکروسکوپ دو چشمی، نمونه‌های کالکوپیریت خالص را جدا و سپس آنها را پودر نموده و در حدود یک گرم از پودر آنها را به مرکز آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپی دانشگاه Queens در کانادا ارسال شد. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ بر حسب قسمت در هزار (%o) نسبت به استاندارد مرجع تروپلیت (FeS) شخانه آهنی کانون دیابلو (CDT) محاسبه گردید. خطای اندازه‌گیری توسط دستگاه $\pm 0.3\%$ است. آزمایش‌های سرمایش (freezing) و گرمایش

ناهمسانگردی ضعیفی را در حاشیه نشان می‌دهد (شکل ۳-۳). دگرسانی آنها به اپیدوت، فرواکتینولیت، کلریت و کلسیت در قسمت مرکزی آشکار است. ج) گارنت‌اسکارن‌هایی که از گارنت‌های همسانگرد بی‌شکل (گارنت نوع III) تشکیل شده‌اند ($Ad > 96\text{mol}\%$) و هیچ‌گونه تغییرات ترکیبی را نشان نمی‌دهد (شکل ۳-۳-D). کلینوپیروکسن‌ها از کانی‌های دیگر مرحله پیش‌رونده هستند که در اسکارن خوت به صورت بلورهای ریز بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. این کانی به صورت ادخال در گارنت تشکیل شده است که نشان‌دهنده رشد همزمان این دو کانی یا تبلور زودتر کلینوپیروکسن است (شکل ۲-۳-E). ترکیب شیمیایی این کلینوپیروکسن‌ها، هدنبرژیت غنی از منیزیم است (Zahedi, 2014).

بررسی میان‌بارهای سیال: در اسکارن خوت گارنت یکی از کانی‌هایی است که میان‌بارهای سیال اولیه در آن مشاهده شده است. این رخداد در اثر رشد سریع گارنت در محیط غنی از سیال رخ می‌دهد. بنابراین، این کانی غنی از میان‌بار خواهد بود (Tan and Kwak, 1979). از آنجا که ترکیب گارنت‌های اسکارنی خوت نزدیک به عضو انتهایی آندرادیت است، از این رو مشاهده میان‌بارهای سیال در این نسل از گارنت‌ها متداول‌تر است (Gaspar *et al.*, 2008). برای بررسی میان‌بارهای سیال در اسکارن خوت از کانی‌های گارنت (مرحله پیش‌رونده در شکل ۴-A و B) و کلسیت (مرحله پس‌رونده در شکل ۴-C و D) استفاده شده است.

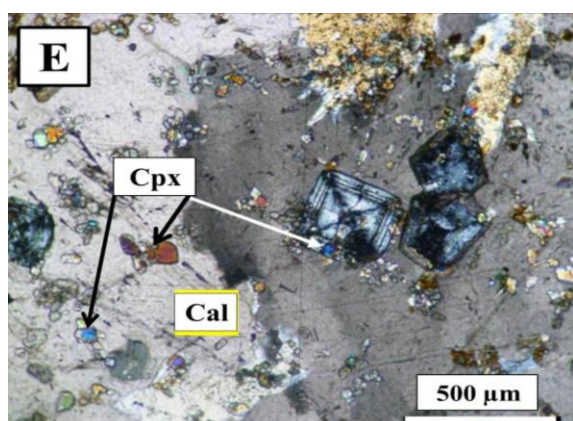
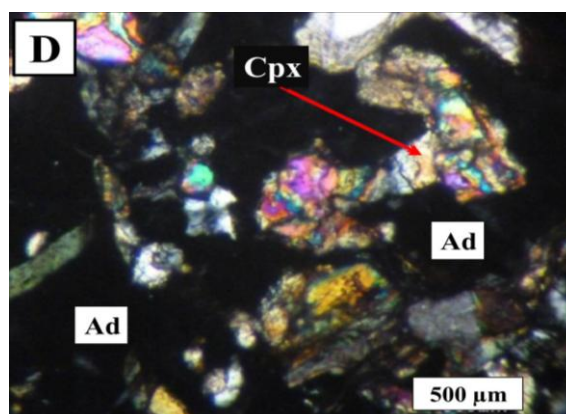
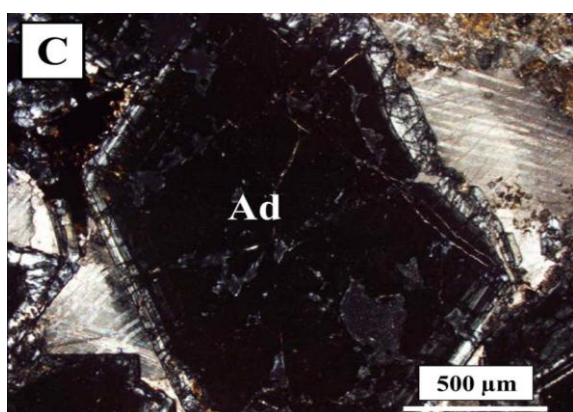
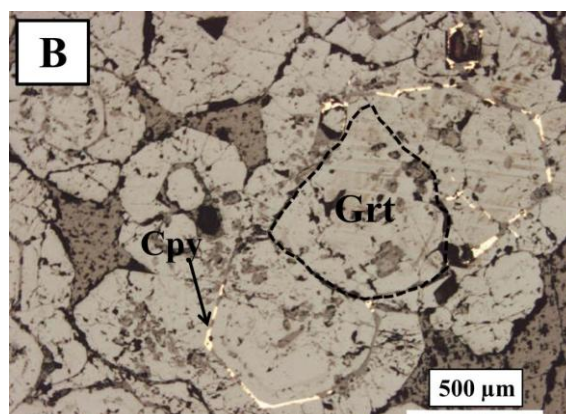
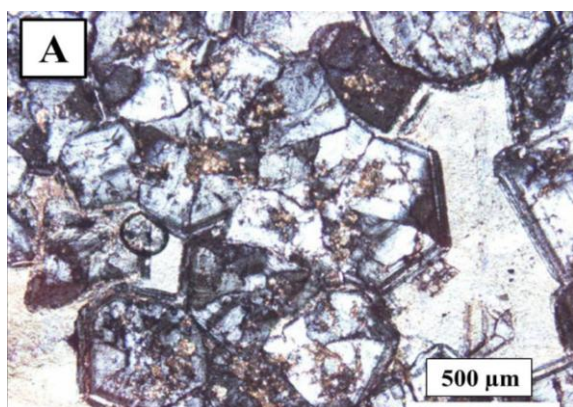
نتایج ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال در اسکارن خوت شامل: آزمایش‌های سرمایش و

(heating) بر روی هشت میان‌بار سیال اولیه در گارنت و ۱۵ میان‌بار سیال اولیه در کلسیت با استفاده از یک دستگاه گرم‌کننده و سردکننده لینکام مدل THMSG600 در بخش علوم زمین دانشگاه اصفهان انجام گرفت. دقت کار دستگاه در هنگام حرارت‌دهی و انجماد ± 0.1 درجه سانتیگراد و محدوده حرارتی آن بین 180^- تا 600^+ درجه سانتیگراد است.

پتروگرافی

اسکارن تشکیل شده در کانسار خوت از نوع برون‌اسکارن است که در آن پهنه گارنت‌اسکارن مهم‌ترین پهنه اسکارنی را تشکیل داده است. میزان گارنت در این پهنه به بیش از ۷۰ درصد می‌رسد (شکل ۳-A) که مهم‌ترین کانی اسکارنی را در مرحله پیش‌رونده اسکارن‌زایی تشکیل داده است. پهنه گارنت‌اسکارن در منطقه خوت به سه نوع به نسبت متفاوت تقسیم می‌شود. الف) گارنت‌اسکارن‌هایی که دارای بافت دانه‌ای بوده و همگی از گارنت‌های ناهمسانگرد خودشکل (گارنت نوع I) است (شکل ۳-A). ترکیب شیمیایی این نوع گارنت‌ها غنی از آندرادیت بوده (Zahedi, 2014) و در حاشیه آن کانه‌زایی مس مشاهده می‌شود (شکل ۳-B). این نسل گارنت‌ها، پهنه‌بندی نوسانی و ماکل قطاعی را به وضوح نشان می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی در بلورهای گارنت، بیانگر عدم تعادل و تغییرات ترکیب فاز شاری در حین رشد کانی است (Ciobanu and Cook, 2004). ب) گارنت‌اسکارن‌هایی که از گارنت‌های همسانگرد خودشکل (گارنت نوع II) با بافت دانه‌ای تشکیل شده‌اند و فاقد منطقه‌بندی نوسانی و ماکل قطاعی هستند و تنها

در جدول ۱ ارایه شده است. شوری میان‌بارهای سیال با استفاده از دماهای ذوب نهایی یخ از طریق معادله Hall و همکاران (۱۹۸۸) و Bodnar (۱۹۹۳) در سیستم NaCl-H₂O تعیین شد (جدول ۱).



گرمایش در تعیین دمای همگن‌شدگی (Th) و ذوب نهایی یخ (Tm) بر روی میان‌بارهای سیال دو فاز اولیه در گارنت‌ها (مرحله پیش‌رونده در شکل ۴-A و B) و کلسیت‌ها (مرحله پس‌رونده در شکل ۴-B و C) است که نتایج این ریز دماسنجی

شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی پهنه گارنت‌اسکارن در کانسار خوت در نور پلاریزه عبوری و نور انعکاسی. A) بافت دانه‌ای و ماکمل قطاعی در گارنت‌های ناهمسانگرد (گارنت نوع I)؛ B) جانشینی گارنت توسط کالکوپیریت در نور انعکاسی؛ C) ناهمسانگردی ضعیف در حاشیه گارنت‌های همسانگرد خودشکل (گارنت نوع II)؛ D) گارنت‌های همسانگرد بی‌شکل و فاقد پهنه‌بندی (گارنت نوع III)؛ E) کلینوپیروکسن به صورت ادخال در گارنت‌ها.

علائم اختصاری نام کانی‌ها: Grt= گارنت؛ Cal= کلسیت؛ Cpx= کلینوپیروکسن؛ Ad= آندرادیت؛ Cpy= کالکوپیریت.

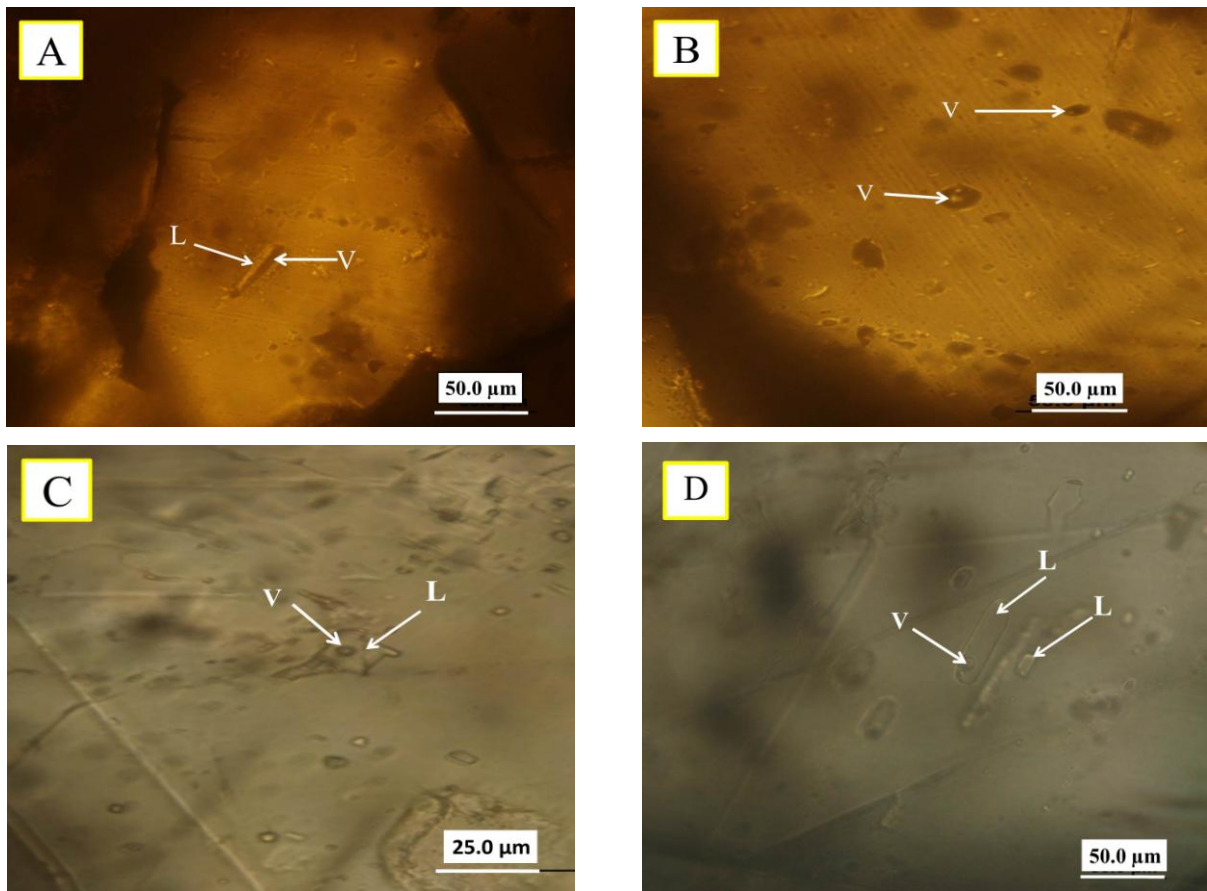
جدول ۱- داده‌های ریز دماسنجی میان‌بارهای سیال در گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی خوت

Sample	Host Mineral	Stage of Formation	Th (°C)	T _{m,ice} (°C)	Salinity
K-1-1	Garnet	Prograde stage	361	-12.1	16.5
K-1-2	Garnet	Prograde stage	330	-7.8	11.46
K-1-3	Garnet	Prograde stage	322	-10.5	14.46
K-1-4	Garnet	Prograde stage	307	-18.2	21.11
K-1-5	Garnet	Prograde stage	305	-6.7	10.11
K-1-6	Garnet	Prograde stage	281	-16.2	19.6
K-1-7	Garnet	Prograde stage	280	-15.3	18.88
K-1-8	Garnet	Prograde stage	267	-14.8	18.47
K-1-9	Calcite	Retrograde stage	251	-7.1	10.61
K-1-10	Calcite	Retrograde stage	243	-23.9	24.9
K-1-11	Calcite	Retrograde stage	243	-9.9	13.83
K-1-12	Calcite	Retrograde stage	218	-21.7	23.5
K-1-13	Calcite	Retrograde stage	212	-23.1	24.4
K-1-14	Calcite	Retrograde stage	208	-13.2	17.08
K-1-15	Calcite	Retrograde stage	201	-8.1	11.81
K-1-16	Calcite	Retrograde stage	193	-13.8	17.61
K-1-17	Calcite	Retrograde stage	187	-8.3	12.05
K-1-18	Calcite	Retrograde stage	173	-17.1	20.3
K-1-19	Calcite	Retrograde stage	148	-5.5	8.55
K-1-20	Calcite	Retrograde stage	141	-8.2	11.93
K-1-21	Calcite	Retrograde stage	112	-11.8	15.76
K-1-22	Calcite	Retrograde stage	111	-12.5	16.43
K-1-23	Calcite	Retrograde stage	108	-11.9	15.86

متفاوت بخار به مایع دارد و اندازه اغلب آنها کمتر از ۱۰ میکرومتر است. در حالی که بیشتر میان‌بارهای سیال در کلسیت، غنی در فاز مایع هستند (شکل ۴-C و D). میان‌بارهای سیال دو فاز غنی در فاز مایع در کلسیت به صورت اولیه بوده و نسبت فاز بخار به مایع در آنها یکسان است و پراکندگی آنها در ارتباط با ریزشکستگی‌ها نیست. اندازه آنها از کمتر از ۱۰ میکرومتر تا ۳۰ میکرومتر تغییر می‌کند. به علت نبود فاز دختر (شکل ۴) در میان‌بارهای سیال، شوری سیالات به نسبت متوسط است (جدول ۱). از آنجا که فاز CO₂ در میان‌بارهای سیال شناسایی نشده است، بنابراین، مقدار X(CO₂) پایین و کمتر از ۰/۱ است (Taylor and Liou, 1978).

سنگ‌نگاری میان‌بارهای سیال: بر اساس تعداد، ماهیت و نسبت فازها در دمای اتاق، حداقل دو نوع میان‌بار سیال در برخی گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی در کانسار خوت شناسایی شده است (شکل ۴). الف) میان‌بارهای سیال دو فاز غنی در فاز مایع (شکل ۴-A و C و D؛ ب) میان‌بارهای سیال دو فاز غنی در فاز بخار (شکل ۴-B).

اشکال میان‌بارها و اندازه آنها متغیر بوده و شامل: میان‌بارهای گردشده، نیمه گردشده، اسفروئیدی، چند وجهی نامنظم، کشیده و اشکال بلوری منفی هستند و قطر آنها بین ۳ تا ۴۰ میکرومتر است (شکل ۴). میان‌بارهای سیال اولیه در گارنت، غنی در فاز بخار بوده و نسبت‌های



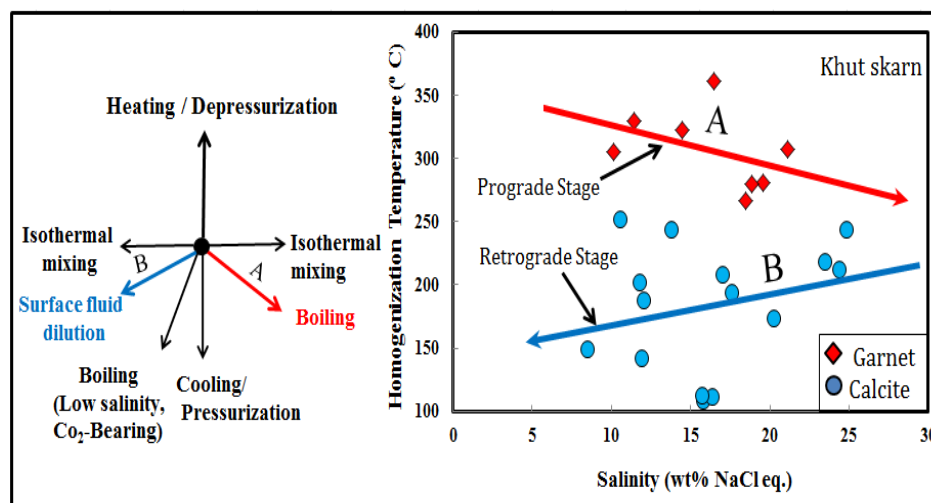
شکل ۴- (A) میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از مایع در گارنت و (B) تک فاز گازی در گارنت؛ (C) میان‌بارهای سیال دو فاز غنی از فاز مایع در کلسیت و (D) تک فاز مایع در کلسیت

ارایه شده است. همان طور که مشاهده می‌شود گستره دمای همگن شدن و شوری میان‌بارها نشانگر کانی‌زایی در دو مرحله مختلف است. به گونه‌ای که دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در گارنت همبستگی منفی نسبت به شوری نشان می‌دهد در حالی که این همبستگی برای میان‌بارهای سیال در کلسیت مثبت است. بر این اساس، دو نوع سیال در کانی‌زایی در اسکارن خوت مؤثر بوده است. الف) که دمای همگن شدگی بالا (۳۶۱ تا ۲۶۷ درجه سانتیگراد) و شوری متوسط دارد (۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام) و باعث تشکیل آندرادیت تقریباً خالص از سیالات ماگمایی در مرحله پیش‌رونده شده است (گارنت نوع III)، که از میان‌بارهای سیال

تحلیل داده‌های ریز دماسنجی: دمای همگن شدن میان‌بارهای سیال در گارنت‌های اسکارنی از ۲۶۷ تا ۳۶۱ درجه سانتیگراد تغییر می‌کند. دمای ذوب نهایی یخ در آنها از $6/7$ تا $18/2$ درجه سانتیگراد در تغییر است که با شوری‌های به دست آمده از $10/1$ تا $21/1$ درصد وزنی معادل نمک طعام همخوانی دارد (جدول ۱). در حالی که دمای همگن شدگی میان‌بارهای سیال دو فاز در کلسیت پایین‌تر بوده و از 108 تا 251 درجه سانتیگراد تغییر می‌کند. شوری این میان‌بارها در کلسیت از $8/6$ تا $24/9$ درصد وزنی نمک طعام تغییر کرده است (جدول ۱). موقعیت میان‌بارهای سیال در کانسار اسکارنی خوت در نمودار شکل ۵

تشکیل کلسیت‌های گرمایی در مرحله پس‌رونده شده است که از میان‌بارهای سیال در کلسیت نتیجه‌گیری شده است (B در شکل ۵).

در گارنت‌های نوع سوم نتیجه‌گیری می‌شود (A در شکل ۵)؛ (ب) با دمای همگن شدگی پایین‌تر که ترکیبی از سیالات ماگمایی و جوی بوده و باعث



شکل ۵- تصویر دمای همگن شدگی در برابر شوری در میان‌بارهای سیال موجود در گارنت‌ها و کلسیت‌های اسکارنی خوت همراه با نمودار شماتیک که روندهای ویژه دمای همگن شدن در برابر شوری را در نتیجه فرآیندهای تکوین سیال نشان می‌دهد (Wilkinson, 2001). خطوط A و B خطوط رگرسیون هستند که به ترتیب نشان‌دهنده رخداد جوشش و رقیق شدگی سطحی سیالات در کانسار خوت است.

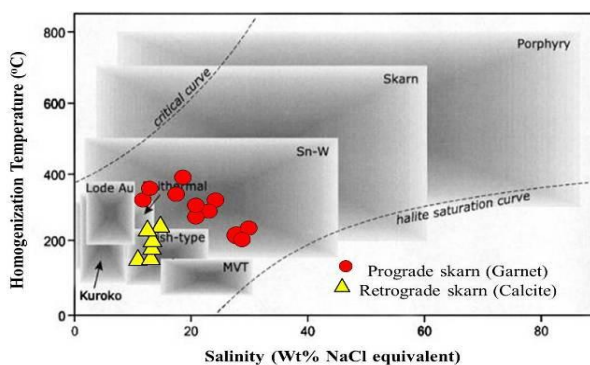
فرآیندهای تکوین سیالات کانی‌زا در گذر از مرحله پیش‌رونده (میان‌بارهای سیال در گارنت) به مرحله پس‌رونده (میان‌بارهای سیال در کلسیت) با استفاده از شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دمای همگن شدن در نمودار شکل ۵ بررسی می‌شود. نحوه پراکنش شوری‌های اندازه‌گیری شده نسبت به دما در میان‌بارهای سیال دو روند متفاوت را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده رخدادهای جوشش و رقیق شدگی سطحی سیالات است (A و B در شکل ۵). مقایسه روند پراکنش میان‌بارهای سیال در گارنت با نمودار Wilkinson (۲۰۰۱) نشان داد با کاهش دمای همگن شدن، شوری میان‌بارها افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده رخداد جوشش در سیالات اولیه در مرحله پیش‌رونده است (شکل ۵-A). همزیستی میان‌بارهای سیال غنی در فاز مایع و بخار در

فرآیندهای تکوین سیال سازنده کانسار خوت: Wilkinson (۲۰۰۱) نموداری را برای تعیین نوع کانسار با استفاده از دمای همگن شدگی و شوری به دست آمده از میان‌بارهای سیال ارائه نموده است. در این نمودار، میان‌بارهای مورد بررسی در گارنت همان‌طور که انتظار می‌رود در محدوده اسکارن واقع شده‌اند (شکل ۶) در حالی که میان‌بارهای سیال در کلسیت در محدوده اپی‌ترمال قرار می‌گیرد که نشان‌دهنده شوری پایین این میان‌بارها در اثر آمیختگی با آب‌های جوی در مرحله پس‌رونده است.

دمای همگن شدن پایین‌تر در میان‌بارهای سیال در کلسیت مشابه سایر میان‌بارهای سیال در مرحله پس‌رونده در بیشتر سامانه‌های اسکارنی است (Singoyi and Zaw, 2001; Meinert et al., 2003).

پس‌رونده در اسکارن خوت توسط رقیق‌شدگی سطحی سیالات ماگمایی شرح داده می‌شود (B در شکل ۵). در شکل ۵ مقایسه تصویر دمای همگن‌شدگی در برابر شوری در میان بارهای سیال حاصل از کلسیت با نمودار ارایه شده توسط Wilkinson (۲۰۰۱) نیز مؤید آمیختگی و رقیق‌شدگی آب‌های ماگمایی با آب‌های جوی است.

بنابراین، می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که کانی‌زایی در اسکارن خوت تنها به علت کاهش دما یا افزایش PH سیال کانه‌دار نبوده است بلکه جوشش سیالات ماگمایی در اثر افت ناگهانی فشار که باعث عدم تعادل بین فازها شده است، می‌تواند در کانه‌زایی سولفیدی و کانی‌زایی کالک‌سیلیکات‌ها به ویژه گارنت‌های آندرادیتی در در کانسار خوت نقش داشته باشد.



شکل ۶- تعیین نوع کانسار خوت با استفاده از نمودار (Wilkinson, 2001).

زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن: ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن اهمیت و کاربرد بسیاری در بررسی بهتر رخدادهای اسکارنی و کانسارهای اسکارنی دارد. بررسی کانسارهای اسکارنی با تجزیه‌های جامعی از روابط صحرائی، ترکیبات کانیایی و روابط پارائزنی آغاز می‌گردد؛ اما این مطالعات به تنهایی نمی‌تواند شرایط دما، فشار و ترکیب سیالات (P-T-X)

گارنت‌ها نیز رخداد جوشش در اسکارن پیش‌رونده را تأیید می‌نماید (شکل ۴- A و B). دمای به دام افتادگی سیالات در حال جوشش در گارنت‌های اسکارنی خوت با شوری متوسط ۱۵ درصد وزنی معادل نمک طعام در فشار ۰/۵ کیلو بار می‌تواند به ۴۰۰ درجه سانتیگراد برسد که ۴۰ درجه سانتیگراد بالاتر از دمای همگن‌شدگی میان بارهای سیال در گارنت است. بنابراین، دمای تشکیل آندرادیت‌های دما پایین در اسکارن خوت ۴۰۰ درجه سانتیگراد است. این آندرادیت‌های دما پایین تنها در شرایط $X(\text{CO}_2) < 0.1$ و $P = 0.5 \text{ kb}$ تشکیل می‌شود (Taylor and Liou, 1978). چنین شرایطی در کانسار خوت با نبود فاز CO_2 در میان بارهای سیال و زمین‌فشارسنج هورنبلند ($P = 0.5 \text{ kb}$) تأیید می‌شود.

بنابراین، رخداد جوشش می‌تواند به صورت محلی در تکوین کانسار خوت مؤثر باشد که منجر به کاهش دما، افزایش PH و تشکیل کانی‌های کالک‌سیلیکاتی به ویژه آندرادیت‌های دما پایین در مرحله پیش‌رونده در اسکارن خوت شده باشد. از پیامدهای دیگر جوشش، آزاد شدن سیال کانه‌زا در فضای خالی بین گارنت‌ها و ته‌نشینی پیریت و کالکوپیریت در این فضاها خالی است (شکل ۳- B). بنابراین، وجود بافت شکافه پرکن در این مرحله نیز تأییدی بر رخداد جوشش است (Kesler, 2005).

بعد از رخداد جوشش، مخلوط شدن آب‌های جوی با سیالات ماگمایی باعث کاهش درجه حرارت، شوری و افزایش فوگاسیته اکسیژن در مرحله پس‌رونده و در نتیجه ناپایداری کمپلکس‌های کلریدی می‌گردد (Kesler, 2005). بر اساس میان‌بارهای سیال در کلسیت، مرحله

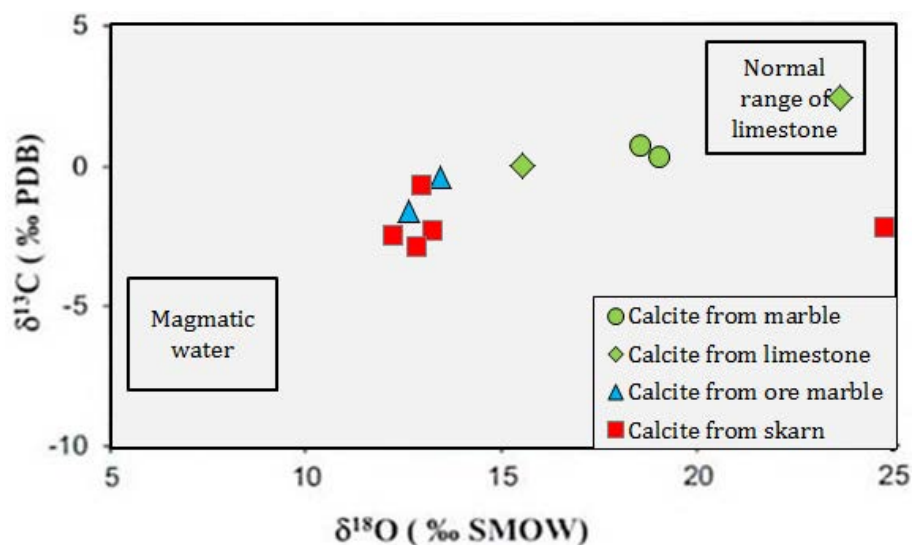
تهی‌شدگی نشان می‌دهد. درجه تهی‌شدگی در سنگ‌های کربناتی به درجه حرارت واکنش، مقدار فرار زدایی و مقدار سیال بستگی دارد. تهی‌شدگی در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ از کربنات‌های غیر دگرسان تا کلسیت‌های گرمایی به عوامل گوناگونی نظیر: جدایش ترجیحی ^{18}O و ^{13}C طی واکنش‌های دیاژنز، کربن زدایی و آمیختگی اکسیژن و کربن با منابع خارجی غنی از ایزوتوپ‌های سبک طی فرآیند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت داده شده است (Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003; Prokoph et al., 2008). این فرآیندها برای کربنات‌های گرمایی به روندهای هماهنگ یا همبسته در فضای $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ منجر می‌شود و به طور نظری توسط Zheng و Hoefs (۱۹۹۳) مدل‌سازی شده است. در ادامه به بررسی دو فرآیند فرار زدایی (Devolatilization) و تراوش سیال (Fluid infiltration) بر روی تغییرات ترکیب ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن پرداخته می‌شود.

سازنده اسکارن را شرح دهد. زیرا در نتیجه فرآیندهای متاسوماتیک تغییرات بسیاری در مجموعه کانی‌ها ایجاد می‌شود (Choi et al., 2003; Shin and Lee, 2003; Ozturk et al., 2008; Kamvong and Zaw, 2009; Orhan et al., 2011). بنابراین، تلفیقی از مطالعات سنگ‌شناختی و ایزوتوپی می‌تواند در بررسی زایش و تکوین رخدادهای اسکارنی به طور موفقیت آمیزی مؤثر واقع شود (Bowman et al., 1985).

ترکیب ایزوتوپی کربنات‌ها: مقادیر ایزوتوپی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمایی اسکارن خوت در جدول ۲ ارائه شده است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های گرمایی به صورت مجزا در منطقه خوت در نمودار شکل ۷ ترسیم شده است. همان طور که در نمودار مشاهده می‌شود مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمهرهای کلسیتی، مرمهرهای سولفیدی و کلسیت‌های اسکارنی نسبت به سنگ‌های آهکی معمولی

جدول ۲- نتایج مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های کربناتی، مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی در کانسار خوت

Samples No	Rock names	Mineral name	$\% \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\% \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$
Kh-13	At least carbonate rock	Calcite	2.4	23.6
K-14	Altered carbonate rock	Calcite	0.0	15.5
K-3	Marble	Calcite	0.3	19
K-2	Marble	Calcite	0.7	18.5
K-1	Ore bearing marble	Calcite	-1.6	12.6
Kh-11	Ore bearing marble	Calcite	-0.4	13.4
K-17	Skarn	Calcite	-0.7	12.9
K-12-1	Skarn	Calcite	-2.3	13.2
K-11-1	Skarn	Calcite	-2.2	24.7
K-1-Sk	Skarn	Calcite	-2.9	12.8
K-14-2	Skarn	Calcite	-2.5	12.2



شکل ۷- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ در سنگ‌های آهکی، مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی در کانسار خوت

و کلسیت‌های اسکارنی منطقه خوت توضیح دهد. به گونه‌ای که اگر همه کلسیت واکنش دهد و از سیستم خارج شود ($FO=0.6$) تهی‌شدگی‌های $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه شده کوچک و ناچیز است. از آن جا که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرمرها و کلسیت‌های اسکارنی مورد بررسی با مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ محاسبه شده همخوانی ندارد (شکل ۸) بنابراین، تهی‌شدگی‌های مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در اسکارن خوت نمی‌تواند تنها توسط یک فرآیند فرار زدایی ساده ایجاد شده باشد. مطالعات نیز نشان داده است که تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ در واکنش‌های کربن زدایی در سنگ‌های کربناتی معمولاً ناچیز است. زیرا کسر مولی اکسیژن چشمگیر است ($F>0.6$) در حالی که تأثیر کربن زدایی در تهی‌شدگی $\delta^{13}\text{C}$ نسبت به $\delta^{18}\text{O}$ بیشتر است (شکل ۸).

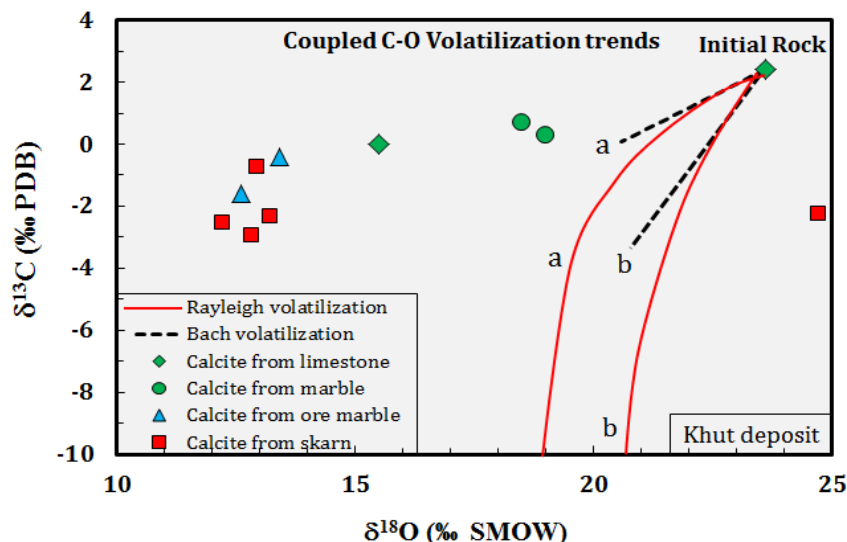
تأثیر تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن: پژوهش‌های افراد مختلف نشان داده است که فرار زدایی به تنهایی نمی‌تواند منجر به تهی‌شدگی‌های ایزوتوپی شدید در کلسیت‌های اسکارنی و مرمرها شود. در واقع، علاوه بر فرار زدایی، تراوش سیال و برهم‌کنش متقابل سیال-سنگ نیز

تأثیر فرآیند فرار زدایی بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن: واکنش‌های کربن زدایی رخ داده در فرآیند دگرگونی منجر به افزایش نفوذپذیری می‌شود و زمینه را برای تراوش سیالات آماده می‌سازد. فرآیند کربن زدایی منجر به آزاد شدن CO_2 در سنگ‌های کربناتی می‌گردد. CO_2 آزاد شده طی این فرآیند غنی از $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ می‌شود که در نتیجه منجر به تهی‌شدگی ایزوتوپ‌های سنگین در سنگ باقی‌مانده می‌گردد (Nabelek *et al.*, 1984).

مقادیر تهی‌شدگی‌های $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ توسط فرآیند فرار زدایی با استفاده از معادلات فرار زدایی جمعی (Batch) و رایلی (Rayleigh) تخمین زده می‌شود (Valley, 1986). نتایج حاصل از این محاسبات به صورت نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ ترسیم می‌گردد (شکل ۸) که می‌توان نمونه‌های مورد مطالعه را در این نمودار مورد بررسی قرار داد. قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در نمودار ترسیم شده حاصل از معادلات فرار زدایی جمعی و رایلی نشان می‌دهد که کربن زدایی رایلی و جمعی نمی‌تواند به تنهایی تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ را در مرمرها

Buick and Holness, 1997; and Valley, 1994
 Shin and Lee, 2003; Cartwright, 2000
 (Orhan *et al.*, 2011)

می‌تواند منجر به تهی‌شدگی منظم ایزوتوپی کربن و
 اکسیژن از مرمرها تا کلسیت‌های اسکارنی گردد
 Gerdes, Valley, 1986; Bowman *et al.*, 1985)



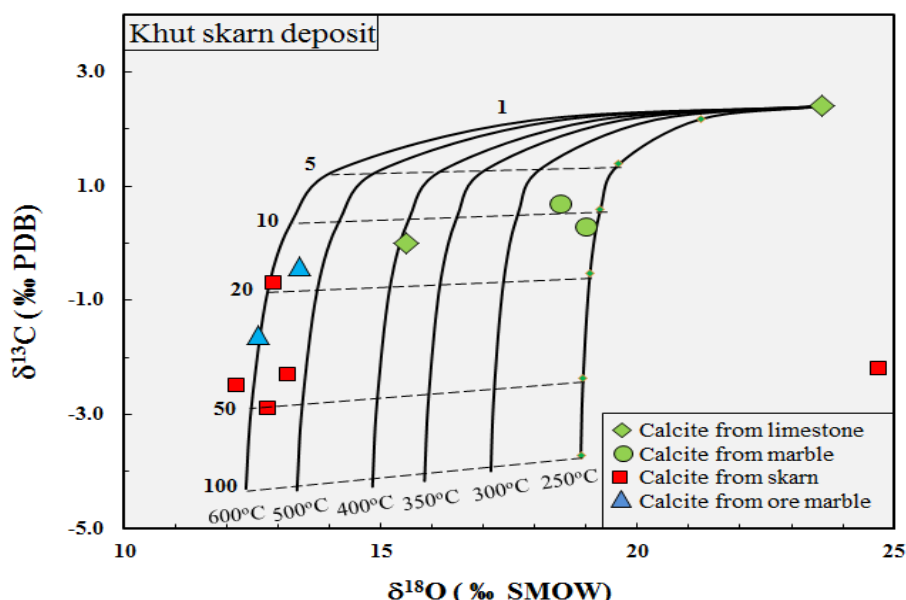
شکل ۸- نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل $\delta^{13}\text{C}$ حاصل از کربن زدایی جمعی و رایلی (Valley, 1986). همان طور که مشاهده می‌شود مقادیر ایزوتوپی $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ در کلسیت‌های مورد بررسی در منطقه خوت منطبق بر نمودار فرار زدایی جمعی و رایلی نیست که نشان‌دهنده تاثیر بسیار اندک این فرآیند بر روی تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونه‌های بررسی شده است. منحنی‌های نشان داده شده بر روی نمودار در دمای 500°C (a) و 400°C (b) با استفاده از معادلات فرار زدایی جمعی و رایلی ترسیم شده است.

نسبت سیال به سنگ، دما و $X(\text{CO}_2)$ پی برد
 (Taylor and O'Neil, 1977). با معادلات تبادل
 گرمی محاسبه شده (Zahedi, 2014) منحنی‌های
 متغیر $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ برای کلسیت‌های گرمایی در
 اسکارن‌ها و مرمهرهای کانسار خوت در نتیجه
 برهم‌کنش متقابل بین سیالات گرمایی فرض شده
 ($\delta^{13}\text{C} = -8.0\text{‰}$ و $\delta^{18}\text{O} = +11.0\text{‰}$) و سنگ‌های
 کربناتی دگرسان نشده ($\delta^{18}\text{O} = +24.0\text{‰}$) و
 ($\delta^{13}\text{C} = +3.0\text{‰}$) در دماهای ۲۵۰ تا ۶۰۰ درجه
 سانتیگراد در سیستم باز با $X(\text{CO}_2) = 0.02$ و
 نسبت آب به سنگ صفر تا ۱۰۰ درصد ترسیم
 شده‌اند (شکل ۹). همان طور که شیب منحنی‌ها
 نشان می‌دهد در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از
 پنج تغییری چشمگیری در مقدار $\delta^{18}\text{O}$ مشاهده
 نمی‌شود. بنابراین، شیب منحنی‌ها ثابت است. در

آثار و شواهد ایزوتوپی ناشی از برهم‌کنش
 سیال-سنگ، بسیار متفاوت از واکنش‌های فرار
 زدایی است. تغییر در حد ۵ تا ۱۰‰ دلیل
 استواری بر اهمیت رخداد برهم‌کنش سیال-سنگ
 نسبت به واکنش‌های فرار زدایی، در فرآیند
 متاسوماتیسم است. مدل‌های ارائه شده برای تأثیر
 فرار زدایی در شکل ۸ نشان داد که کربن زدایی
 کامل می‌تواند منجر به تهی‌شدگی شدید در $\delta^{13}\text{C}$
 گردد. در حالی که تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ ناچیز است.
 اما برهم‌کنش متقابل سیال با کربنات‌ها باعث
 تهی‌شدگی شدید $\delta^{18}\text{O}$ در مرمرها در مراحل اولیه
 می‌شود. در حالی که نخست، تهی‌شدگی $\delta^{13}\text{C}$ در
 مرمرها ناچیز است. با استفاده از مدل‌های موجود
 می‌توان به ماهیت و مقادیر تغییرات ایزوتوپی در
 سنگ‌های کربناتی میزبان به صورت تابعی از

کانه‌دار و اسکارن‌ها در ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد به ترتیب با نسبت تقریبی آب به سنگ $X(\text{CO}_2) = 0/02$ و ۱۵-۲۵% و ۲۰-۵۰% در همراه بوده است (شکل ۹). بنابراین، نتیجه‌گیری می‌شود به دنبال کربن زدایی رایلی، سیالات گرمابی ماگمایی باعث تغییر پیش‌رونده مقادیر ایزوتوپی سنگ‌های کربناتی در کانسار خوت گردیده و در نتیجه کلسیت‌های اسکارنی به طور مستقیم از این آب‌ها متبلور شده است.

حالی که در نسبت‌های آب به سنگ بالاتر از پنج مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ به سرعت کاهش می‌یابد. در حالی که تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ چشمگیر نیست و شیب نمودار روند تقریباً ثابتی را نشان می‌دهد. تهی‌شدگی ایزوتوپی کربن و اکسیژن در کانسار خوت از مرمها، مرمهای سولفیدی تا اسکارن‌های کلسیمی خوت نیز با افزایش پیش‌رونده نسبت سیال به سنگ همراه بوده است. به گونه‌ای که شکل‌گیری کلسیت‌ها در مرمهای



شکل ۹- منحنی‌های اختلاط ایزوتوپی که تغییرات ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن در مرمهای کانه‌دار، بدون کانه و اسکارن‌های کلسیمی منطقه خوت را در نتیجه برهم‌کنش متقابل بین سنگ‌های آهکی و سیال در سیستم باز نشان می‌دهد. این منحنی‌ها با استفاده از معادلات تبادل گرمی Taylor و O'Neil (۱۹۷۷) در دمای ۲۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد ترسیم شده است (Zahedi, 2014). اعداد روی نمودار نسبت سیال به سنگ (Water/Rock) را نشان می‌دهد.

آزمایشگاه تحقیقات ایزوتوپی دانشگاه Queens در کانادا تعیین شد و نتایج حاصل از آن در جدول ۳ ارائه شده است. مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ برای کالکوپیریت در مرمها از ۱/۴% تا ۲/۸% تغییر می‌کند. در حالی که این مقادیر در اسکارن‌ها بالاتر بوده و از ۳/۴% تا ۵/۲% تغییر می‌کند (جدول ۳).

مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت در

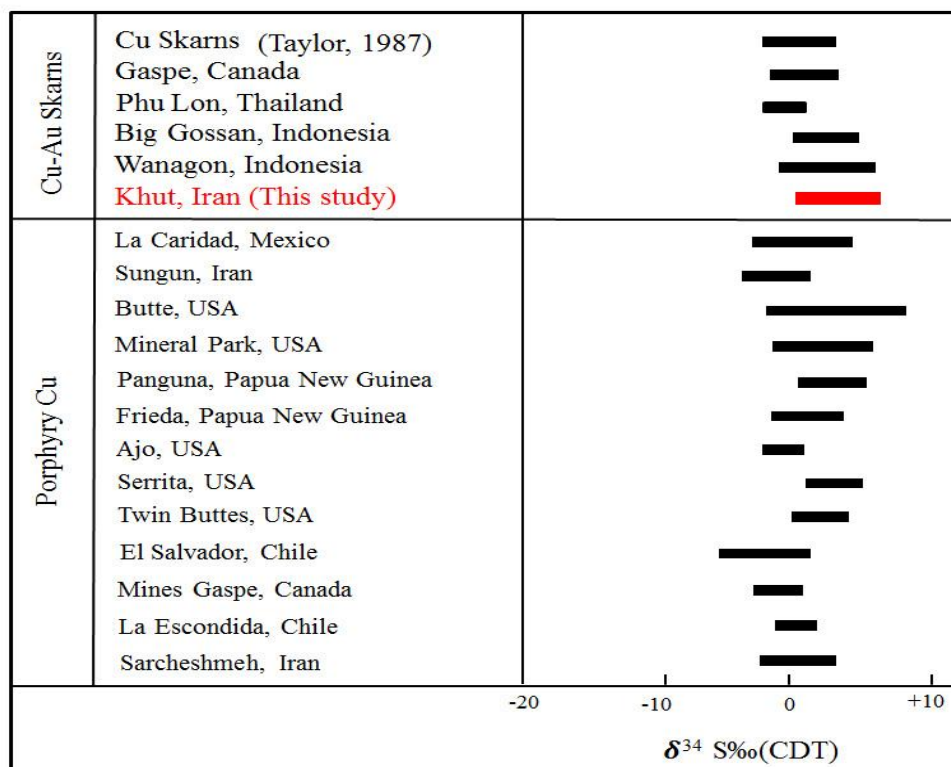
زمین‌شیمی ایزوتوپی گوگرد: بررسی ایزوتوپ‌های گوگرد در کانسار اسکارنی مس خوت می‌تواند در تعیین خاستگاه گوگرد در کانسنگ اسکارنی و مرمی نقش مؤثری داشته باشد. کالکوپیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی مس در کانسار مورد بررسی است. بنابراین، مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در هفت نمونه کالکوپیریت در کانسنگ اسکارنی و مرمی در کانسار خوت در

این مقادیر در مرمها است؛ اما مقادیر ایزوتوپی گوگرد در کالکوپیریت‌های اسکارنی نیز مشابه دیگر سامانه‌های اسکارنی مس و بسیاری از سامانه‌های مس پورفیری است (شکل ۱۰).

مرمها مشابه مقادیر ایزوتوپی گوگرد در برخی کانسارهای مس پورفیری و اسکارن‌های مس و مس-طلا است (شکل ۱۰). اگرچه مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت موجود در اسکارن‌ها بالاتر از

جدول ۳- مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های اسکارنی و کانسنگ مرمی در کانسار اسکارن خوت

Sample No	Sample Name	Mineralogy	Mineral	$^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}(\text{‰})\delta$
X-K-25	Copper-bearing marble	Calcite, Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite	Chalcopyrite	+2.0
K-6-m	Copper-bearing marble	Calcite, Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite	Chalcopyrite	+2.8
K-5-m	Copper-bearing marble	Calcite, Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite	Chalcopyrite	+1.6
K-m	Copper-bearing marble	Calcite, Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite	Chalcopyrite	+1.6
K-2	Copper-bearing marble	Calcite, Pyrite, Chalcopyrite, Sphalerite, Pyrrhotite	Chalcopyrite	+1.4
K-14-2	Calcic skarn	Garnet, Clinopyroxene, Pyrite, Chalcopyrite	Chalcopyrite	+5.2
K-16-1	Calcic skarn	Garnet, Clinopyroxene, Pyrite, Chalcopyrite	Chalcopyrite	+3.4



شکل ۱۰- مقایسه مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های کانسار خوت با دیگر کانسارهای مس پورفیری و اسکارن‌های مس-طلا. (Calagari 2003؛ Lang et al., 1989؛ Taylor, 1987؛ Eastoe, 1983؛ Shelton and Rye, 1982؛ Ohmoto and Rye, 1979؛ Kamvong and Zaw, 2009؛ Prendergast et al., 2005؛ Padilla-Garza et al., 2004)

رابطه ۱:

$$\Delta = 1000 \ln \text{CuFeS}_2\text{-H}_2\text{S} = -0.05(1000000)/T^2$$

(Ohmoto and Rye, 1979) با قرار دادن دمای تشکیل سولفیدها در ۳۰۰ درجه سانتیگراد (Zahedi *et al.*, 2014) و نسبت‌های ایزوتوپی کالکوپیریت (جدول ۳) در رابطه ۱، مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سیالات سازنده اسکارن تعیین شد. نتایج حاصل از این محاسبه در جدول ۴ ارائه شده است. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در سیالات سازنده کانسار از ۱/۶‰ تا ۵/۴‰ تغییر می‌کند که این مقادیر به میزان ۰/۱۵٪ بیشتر از مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های بررسی شده است (۱/۴‰ تا ۵/۲‰) که به خاستگاه گوگرد ماگمایی نسبت داده می‌شود. خاستگاه ماگمایی بودن سیالات سازنده کانسار خوت نیز توسط بررسی مقادیر ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن طی فرآیند برهم‌کنش سیال ماگمایی با سنگ‌های کربناتی میزبان به صورت آشکارتری تأیید می‌شود (شکل ۹).

خاستگاه سیالات سازنده کانسار خوت: مقادیر

$\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های کانسار خوت با مقادیر ایزوتوپی گوگرد مشتق شده از گوشته همپوشانی دارد (0±3 % (Ohmoto, 1986; Kyser, 1986). اما کالکوپیریت‌های اسکارنی دارای مقادیر ایزوتوپی بالاتری در $\delta^{34}\text{S}$ است که می‌تواند به مشارکت سیال ماگمایی دارای گوگرد مشتق شده از گوشته اولیه نسبت داده شود. این ترکیب ایزوتوپی سیال ماگمایی می‌تواند از گرانیتهای نوع I در شرایط به نسبت احیایی شکل گرفته باشد. عوامل محلی مانند: دما، ترکیب سنگ میزبان رسوبی، فوگاسیته اکسیژن پایین‌تر و برهم‌کنش آب محلی نیز می‌تواند منجر به مقادیر ایزوتوپی گوگرد بالاتر در اسکارن‌ها شود (Seal, 2006). ترکیب ایزوتوپی H_2S در سیال در حال تعادل با کالکوپیریت‌های کانسار خوت در دمای ۳۰۰ درجه سانتیگراد با معادله تفکیک ایزوتوپی (رابطه ۱) محاسبه شد:

جدول ۴- مقادیر ایزوتوپی $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های کانسار خوت و سیالات سازنده آن

Sample	Ore type	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} (\%)$ Chalcopyrite	Calculated $^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} (\%)$ H_2S δ
X-K-25	Marble	2.0	2.2
K-6-m	Marble	2.8	3.0
K-5-m	Marble	1.6	1.8
K-m	Marble	1.6	1.7
K-2	Marble	1.4	1.6
K-16-1	Skarn	3.4	3.5
K-14-2	Skarn	5.2	5.4

نتیجه‌گیری

پیش‌رونده به مرحله پس‌رونده پی برد. بر اساس داده‌های میان‌بارهای سیال در گارنت، دما و شوری سیال در اسکارن پیش‌رونده به ترتیب ۲۶۷ تا ۳۶۱ و ۱۰/۱ تا ۲۱/۱ درصد وزنی معادل نمک طعام است که با رخداد جوشش در تشکیل آندرادیت‌های دما پایین همراه بوده است. در

در زایش و تکوین اسکارن خوت دو مرحله پیش‌رونده (تشکیل گارنت و پیروکسن) و پس‌رونده (تشکیل اپیدوت، فرواکتینولیت، کلریت و کلسیت) نقش داشته است؛ که با بررسی روابط پارائزنی، میان‌بارهای سیال و ایزوتوپ‌های پایدار می‌توان به شرایط تکوین کانسار در گذر از مرحله

اولیه است. به طوری که این مقادیر مشابه مقادیر ایزوتوپی گوگرد در بسیاری از کانسارهای مس پورفیری معروف و اسکارن‌های مس و مس-طلا است.

سپاسگزاری

تجزیه ایزوتوپی نمونه‌ها با استفاده از تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه آکیتای ژاپن و تجزیه XRD نمونه‌ها دانشگاه یاماگاتای ژاپن انجام شده است. نگارندگان صمیمانه از همکاری‌های ارزشمند پروفیسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتای ژاپن و همچنین، پروفیسور ماتسوبایا و ایشی‌یاما از بخش علوم زمین دانشگاه آکیتای ژاپن برای انجام تجزیه‌های ایزوتوپی کربن و اکسیژن تشکر و قدردانی می‌نمایند. همچنین، از استاد گرانقدر و فرزانه پروفیسور دیوید لنتز از دانشگاه نیوبرانزویک کانادا که در پرداخت هزینه‌های تجزیه ایزوتوپی گوگرد نقش مؤثری داشتند سپاسگزاری می‌شود.

حالی که دما و شوری سیال در کلسیت‌های اسکارنی در مرحله پس‌رونده پایین‌تر بوده و به ترتیب به ۱۰۸ درجه سانتیگراد و ۸/۵۵ درصد وزنی نمک طعام می‌رسد که با مشارکت آب‌های جوی در این مرحله همراه بوده است. تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در کانسار مس خوت می‌تواند توسط مدل‌های محاسباتی تبادل گرمی شرح داده شود. بر این اساس، مهم‌ترین عامل تهی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در مرم‌های سولفیدی و کلسیت‌های اسکارنی خوت، دخالت آب‌های ماگمایی در زایش این کانسار است. تهی‌شدگی به نسبت زیاد در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در کلسیت‌های سامانه اسکارنی خوت به ترتیب به میزان ۱۲‰ و ۲/۵‰ توسط برهم‌کنش سیال ماگمایی با سنگ کربناتی دگرسان نشده در سیستم باز و نسبت آب به سنگ ۲۰ تا ۵۰ درصد در دمای کمتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد شرح داده می‌شود. مقادیر $\delta^{34}\text{S}$ در کالکوپیریت‌های موجود در اسکارن‌ها و مرم‌های کانسار خوت نشان‌دهنده مشارکت سیال ماگمایی دارای گوگرد

منابع

- Baker, T., Achterberg, E. V., Ryan, C. G. and Lang, J. R. (2004) Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology* 32: 117-120.
- Bodnar, R. J. (1993) Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 57: 683-684.
- Bowman, J. R., O'Neil, J. R. and Essene, J. R. (1985) Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: origin and evolution of C-O-H skarn fluids. *American Journal of Science* 285: 621-660.
- Bowman, J. R. (1998) Stable-isotope systematics of skarns. In: Mineralized intrusion related skarn system (Ed. Lentz, D. R.) Short Course 99-114. Mineral Association, Canada.
- Buick, I. S. and Cartwright, I. (2000) Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan batholith, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70: 291-295.
- Calagari, A. A. (2003) Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic phyllic alteration zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 767-780.
- Choi, S. G., Kim, S. T. and Lee, J. G. (2003) Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit,

- Korea. Journal of Geochemical Exploration 78-79: 601-606.
- Ciobanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn texture and a case study: the ocna de Fier- Dognceea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Reviews 24: 315-370.
- Eastoe, C. J. (1983) Sulfur isotope data and nature of the hydrothermal systems at Panguna and Frieda porphyry copper deposits, Pupua New Guinea. Economic Geology 78: 201-213.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. In: Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume (Ed. Skinner B. J.) 317-391. The Economic Geology Publishing Company, El Paso.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D. and Moretti, R. (2008) REE in skarn system: a LA-ICP-MS study of garnet from the Crown Jewel gold deposit. Geochemica et Cosmochimica Acta 72: 185-205.
- Gerdes, M. L. and Valley, J. W. (1994) Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State. Journal of Metamorphic Geology 12: 589-608.
- Hajmolla Ali, A. (1993) Geological quadrangle map of Khezr Abad 1:100000, Series sheet 6753, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Haynes, F. M., Kesler and S. E. (1988) Compositions and sources of mineralizing fluids for chimney and manto limestone-replacement ores in Mexico. Economic Geology 83: 1985-1992.
- Hall, D. L., Cohen, L. H. and Schiffman, P. (1988) Hydrothermal alteration associated with the iron hat iron skarn deposit, eastern Mojave desert, San Bernardino County, California. Economic Geology 83: 568-587.
- Holness, M. B. (1997) Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye. Journal of Metamorphic Geology 15: 59-70.
- Kamvong, T. and Zaw, K. (2009) The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. Journal of Asian Earth Sciences 34: 624-633.
- Kesler, S. E. (2005) Ore-forming fluids. Elements 1: 13-18.
- Khoie, N., Qorbani, M. and Tajbakhsh, P. (1999) Copper deposits in Iran. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kyser, T. K. (1986) Stable isotope variations in the mantle. Reviews in Mineralogy 16: 141-164.
- Lang, J. R., Guan, Y. and Eastoe, C. J. (1989) Stable isotope studies of sulfates and sulfides in the mineral park porphyry Cu-Mo system, Arizona. Economic Geology 84: 650-662.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y. (2003) Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Economic Geology 98: 147-156.
- Nabelek, P. I., Labotka, T. C., O'Neil, J. R. and Papike, J. J. (1984) Contrasting fluid/rock interaction between the Notch Peak granitic intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology 86: 25-34.
- Ohmoto, H. and Rye, R. O. (1979) Isotopes of sulfur and carbon. In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits (Ed. Barnes, H. L.) 509-567. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Ohmoto, H., (1986) Stable isotope geochemistry of ore deposits. Reviews in Mineralogy 16: 185-225.
- Orhan, A., mutlu, H. and Fallick, A. E. (2011) Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 40: 550-568.
- Ozturk, Y. Y., Helvacı, C. and Satır, M. (2008) The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey. Ore Geology

Reviews 34: 271-284.

- Padilla-Garza, R. A., Tittley, S. R. and Eastoe, C. (2004) Hypogene evolution of the Escondida porphyry copper deposit, Chile. In: Andean metallogeny: new discoveries, concepts and updates (Eds. Sillitoe, R. H., Perello, J. and Vidal, C. E.) Special Publication 141-166. Society of Economic Geologists, Boulder.
- Prendergast, K., Clarke, G. W., Pearson, N. J. and Harris, K. (2005) Genesis of pyrite-Au-As-Zn-Bi-Te zones associated with Cu-Au skarns: evidence from the Big Gossan and Wanagon gold deposits, Ertzberg District, Papua, Indonesia. *Economic Geology* 100: 1021-1050.
- Prokoph, A., Shields, G. A. and Veizer, J. (2008) Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through earth history. *Earth-Science Reviews* 87:113-133.
- Rubin, J. N. and Kyle, J. R. (1998) The Gunung Bijih Timur (Ertzberg East) skarn complex, Irian Jaya, Indonesia: geology and genesis of a large, magnesian, Cu-Au skarn. In: Mineralized intrusion-related skarn systems (Ed. Lentz, D. R.) Short Course 26: 245-288. Mineralogical Association, Canada.
- Seal, R. R. (2006) Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 61: 633-677.
- Singoyi, B. and Zaw, K. (2001) A petrological and fluid inclusion study of magnetite- scheelite skarn mineralization at Kara, Northwestern Tasmania: implication for ore genesis. *Chemical Geology* 173: 239-253.
- Shelton, K. L. and Rye, D. M. (1982) Sulfur isotopic compositions of ores from mines Gaspé, Quebec: an example of sulfate-sulfide isotopic disequilibria in ore-forming fluids with applications to other porphyry-type deposits. *Economic Geology* 77: 1688-1709.
- Shin, D. and Lee, I. (2003) Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa granite, south Korea. *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 227-243.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Tan, T. H. and Kwak, T. A. P. (1979) The measurement of the thermal history around the Grassy Granodiorite, King island, Tasmania, by use of fluid inclusion data. *Journal of Geology* 87: 43-54.
- Taylor, H. P. and O'Neil, J. R. (1977) Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63: 1-49.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G. (1978) The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *American Mineralogist* 63: 378-393.
- Taylor, B. E. (1987) Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids. In: Stable isotope geochemistry of low temperature fluids (Ed. Kyser, T. K.) Short Course 13: 337-445. Mineral Association, Canada.
- Valley, J. W. (1986) Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Stable isotopes in high temperature geological processes (Eds. Valley, J. W., Taylor, H. P. and O'Neil, J. R.) 16: 445-490. *Reviews in Mineralogy*.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 25: 229-279.
- Zahedi, A. (2014) Geochemistry of Cu-Fe skarn occurrences and related intrusive rocks from the Khut and Panah-Kuh area, west of Yazd, Central Iran. PhD thesis, University of Siastan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).

- Zahedi, A., Boomeri, M., Nakashima, K., Mackizadeh, M. A., Ban, M. and Lentz, D. R. (2014) Geochemical characteristics, origin, and evolution of ore-forming fluids from the Khut copper skarn deposit (west of Yazd, Central Iran). *Resource Geology* 64: 209-232.
- Zheng, Y. F. and Hoefs, J. (1993) Carbon and oxygen isotopic variations in hydrothermal calcites. theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz mountains, Germany. *Mineralium Deposita* 28: 79-89.

Studies on fluid inclusions and stable isotopes (C, O and S) during generation and evolution of Khut copper skarn West of Yazd, Central Iran

Azam Zahedi * and Mohammad Boomeri

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Abstract

The Khut copper skarn deposit is located 50 km northwest of Taft city in Yazd province. Intrusion of granodiorite apophyses of Oligocene-Miocene age into upper Triassic carbonate units of the Nayband formation has led to the formation of skarn occurrences and sulfide marbles resulting in systematic depletions of ¹³C and ¹⁸O values in the calcite types. Based on the calculated models, isotopic depletion of calcites from less altered limestones to skarn zones can be attributed to the magmatic fluid infiltration. Skarn calcites show the most depletion compared to the other zones. These skarn calcites have been formed by magmatic fluids ($\delta^{18}\text{O} = 11.0\text{‰}$) that reacted/interacted with unaltered limestone rocks at temperatures of less than 600 °C with $X(\text{CO}_2) = 0.02$ and water/rock ratio of 20 to 50%. The $\delta^{34}\text{S}$ values of chalcopyrite separates from skarns and marbles from the Khut deposit indicate that there can be a dominant contribution of magmatic fluid that contains primitive mantle-dominated sulfur, such that $\delta^{34}\text{S}$ values ($\delta^{34}\text{S}$ of 1.4 to 5.2 ‰) in this deposit are similar to those of many notable porphyry Cu deposits and related Cu and Cu-Au skarns. Based on the microthermometric studies, salinity and temperature associated with formation of the Khut deposit, have been estimated 16.3 wt.% NaCl equivalent and 400 °C, respectively.

Key words: Fluid inclusions, Stable isotopes, Skarn, Khut, Yazd, Central Iran

* zahedi.geochemistry@gmail.com