



مقاله پژوهشی

مطالعه دگرسانی، کانه‌نگاری، سیالات در گیر، اسپکتروسکوپی رامان و ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن - هیدروژن در کانسار آهن - آپاتیت لکه‌سیاه 1، استان یزد

میثم قلی‌پور¹، مهرداد براتی^{1*}، ابراهیم طالع‌فاضل¹ و وراتیسلاو هورای²

1 گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

2 مؤسسه علوم زمین اسلواکی، براتیسلاوا، اسلواکی

دریافت مقاله: 1398/08/19، پذیرش: 1399/06/17

چکیده

کانسار آهن لکه‌سیاه 1 در 40 کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان بافق در استان یزد و در پهنه زمین‌ساختی کاشمر - کرمان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه به کامبرین زیرین تعلق دارند و شامل ریولیت، آندزیت، سنگ‌های آذرآواری، دولومیت و ماسه‌سنگ هستند. توده‌های نفوذی با ترکیب مونزونیت تا دیوریت در این واحدهای سنگی نفوذ کرده‌اند. فرایند دگرسانی، سنگ‌های منطقه را تحت‌تأثیر قرار داده؛ به طوری که مهم‌ترین هاله‌های دگرسانی رخ داده در منطقه (سدیک) - کلسیک، کلریتی شدن، اپیدوتی شدن، سریسیتی شدن، سیلیسی شدن و آرژیلیک است. مگنتیت کانه اصلی کانسار است که دارای بافت‌های توده‌ای، برشی و ماریتی است. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، چهار نوع سیال در گیر در کانی کوارتز همراه کانسنگ مشاهده شده که شامل تک‌فاز مایع (L)، تک‌فاز گاز (V)، دوفازی (L+V) و سه‌فازی (L+V+H) هستند. دمای همگن شدن سیالات در گیر دوفازی بین 217 تا 428 و سه‌فازی بین 384 تا 467 درجه سانتی‌گراد و شوری برای سیالات دوفازی بین 10 تا 27 و برای سه‌فازی بین 40 تا 44 درصد معادل شوری نمک طعام به دست آمد. بر اساس بررسی‌های اسپکتروسکوپی لیزر رامان بر روی سیالات در گیر، میزان گاز CO_2 و N_2 در سیالات دوفازی به ترتیب 69 و 31 درصد و در سیالات در گیر سه‌فازی به ترتیب 33 و 67 درصد مولی است که منشأ آن می‌تواند گاززدایی از گوشته و واکنش سیالات با سنگ‌های کربناته باشد. بررسی ترکیب ایزوتوپی O و H سیال در تعادل با کوارتز نشان می‌دهد که سیال اولیه در این کانه‌زایی منشأ ماگمایی داشته که در مرحله‌های بعدی با سیالات جوی اختلاط حاصل کرده که این فرایند با کاهش سیستماتیک دما و شوری همراه بوده است.

واژه‌های کلیدی: لکه‌سیاه، دگرسانی، سیال ماگمایی، آب جوی، اسپکتروسکوپی لیزر رامان

مقدمه

مهم‌ترین گروه کانسارهای اکسید آهن در جهان هستند که

اهمیت اقتصادی بالایی به عنوان منابع آهن، مس، طلا، نقره،

کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت¹ و اکسید آهن - مس - طلا² از

*مسئول مکاتبات: barati@basu.ac.ir

DOI: <https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i2.84167>

1. Iron Oxide- Apatite (IOA)

2. Iron Oxide -Copper -Gold (IOCG)

انجام شده است (Rajabzadeh et al., 2015; Mirzababaei et al., 2019)؛ اما تاکنون بررسی جامع و دقیقی بر روی کانسارها و اندیس های آهن $\pm$ آپاتیت منطقه معدنی لکه سیاه 1 و سنگ میزبان آن انجام نشده است. لذا در این پژوهش سعی شده است با بررسی صحرایی، میکروسکوپی، سیالات در گیر و همچنین ایزوتوپی به بررسی منشأ این کانسار پرداخته شود.

روش مطالعه

در این پژوهش، پس از جمع آوری اطلاعات کتابخانه ای مربوط به منطقه، بررسی های صحرایی انجام شد. در طی بررسی های صحرایی، تعداد 100 نمونه از واحدهای سنگی موجود در منطقه برداشت شد. در مرحله آزمایشگاهی، تعداد 30 مقطع نازک، 15 مقطع نازک - صیقلی و 10 مقطع دوبر صیقل از کانسنگ و سنگ های میزبان کانسار تهیه شد. بررسی کانی شناسی زون های دگرسانی با استفاده از میکروسکوپ نوری ZEISS و طیف سنج پراش پرتو ایکس¹ مدل Philips-Xpert Pro به ترتیب در آزمایشگاه کانی شناسی دانشگاه بوعلی سینا و مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. بررسی سیالات در گیر و اسپکتروسکوپی لیزر رامان در مؤسسه علوم زمین کشور اسلواکی، به ترتیب با استفاده از سیستم سرمایش - گرمایش لینکام مدل FTIR600 (THMSG-600) و دستگاه Confocal Xplora انجام شد. گستره تغییرات دمایی سیستم سرمایشی - گرمایشی بین 196- تا 600+ درجه سانتی گراد و دقت اندازه گیری طی سرد کردن، $\pm 0/1$ و طی گرم کردن، $\pm 0/2$ درجه سانتی گراد بود. بررسی اسپکتروسکوپی لیزر رامان نیز بر روی ویفرهای با ضخامت حدود 300 میکرون برای تعیین ترکیب فاز بخار موجود در سیالات در گیر انجام شد. این سیستم شامل چندین کانال خنک کننده (70-) با وضوح 256 پیکسل و حسگر آشکارساز CCD است. طیف رامان توسط یک عدسی با بزرگ نمایی 100 و فاصله طولی (WD=3.4mm) و NA=0.8 متمرکز می شود. طول موج مورد استفاده 532 نانومتر

فسفر، کبالت، نیوبوم، اورانیوم و عناصر کمیاب خاکی داشته Hitzman et al., 1992; Foose and McLelland, 1995; Williams et al., 2005; Chiaradia et al., 2006; Barton, 2014) و از نظر زمانی از آرکئن (Childress et al., 2016; Westhues et al., 2017; De Melo et al., 2019) تا پلیوسن (Naranjo et al., 2010) تشکیل شده اند. معمولاً کانسارهای IOCG توسط فرایندهای گرمایی تشکیل می شوند که این نتیجه گیری بر مبنای سبک کانه زایی که شامل رگه های کنترل شده توسط ساختارها، برش ها، عدسی های توده ای و پراکنده عنوان شده است. با این حال، منبع سیال گرمایی کانه زای در کانسارهای IOCG نیز ناشناخته باقی مانده است که می تواند شامل سیالات جوی، تبخیری و سیالات ماگمایی - گرمایی باشد (De Melo et al., 2019). توافقی در مورد منشأ کانسارهای IOA نوع کایرونا وجود ندارد. برخی مدل ماگمایی را برای آنها در نظر گرفته اند که دلایل آن ارتباط ژنتیکی نزدیک کانه زایی مگنتیت - آپاتیت این نوع با سنگ های آذرین است (Henriquez and Martin, 1978)؛ در حالی که برخی دیگر بر اساس شواهد سیالات در گیر، بافت های جانیشینی و پهنه های متاسوماتیکی منشأ گرمایی برای آنها ارائه کرده اند (Dare et al., 2015). در بررسی های اخیر منشأ ماگمایی - گرمایی برای این نوع از کانسارها پیشنهاد شده است که ارتباط ژنتیکی بین کانسارهای IOA و IOCG را که در آن کانسارهای IOA به عنوان ریشه های عمیق تر سیستم های IOCG در نظر گرفته می شوند، تأیید می کند (Knipping et al., 2015; Tornos et al., 2016). منطقه معدنی بافق که در زون زمین ساختی کاشمر - کرمان واقع شده، میزبان بسیاری از کانسارها مانند کانسارهای IOA آهن - منگنز برون دمی، سرب و روی رسوبی - برون دمی (سدکس) است (Ramezani and Tucker, 2003; Taghipour et al., 2015; Rajabi et al., 2015; Heidarian et al., 2017). بررسی های گسترده ای در رابطه با نحوه تشکیل کانسارهای این منطقه توسط پژوهشگران مختلف

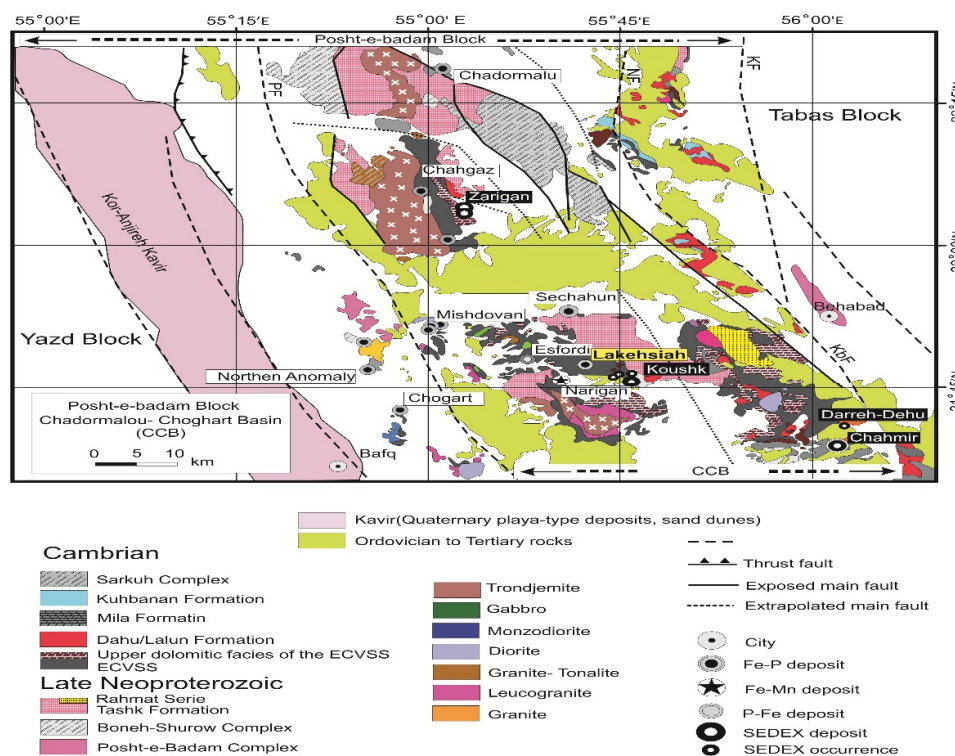
1- X-ray diffraction

انجام شد.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

منطقه معدنی بافق در پهنه تکتونوماگمایی ایران مرکزی و در بلوک پشت‌بادام واقع شده است. این بلوک واقع در بین بلوک یزد در غرب و بلوک طبس در شرق، همراه با هم حوزه پوسته‌ای سرزمین ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند. بلوک پشت‌بادام یک ایالت فلززایی - زمین‌ساختی نسبتاً باریک با سن نوپروتروزوئیک است که مهم‌ترین منابع آهن $\pm$ آپاتیت ایران در آن، بین شهرهای بافق در جنوب و روستای پشت‌بادام در شمال واقع شده است (شکل 1).

و کالیبراسیون طول موج با منبع نور نئون و باند ارتعاشی اصلی سیلیکون ($520/7 \text{ cm}^{-1}$) انجام شد. طیف‌های به‌دست آمده با استفاده از نرم‌افزار LabSpec6 کنترل و تصحیح شد. بررسی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن نیز با استفاده از طیف‌سنج جرمی نسبت ایزوتوپی¹ مدل Thermo Delta V با جریان گاز پیوسته در دانشگاه کورنل² کشور آمریکا انجام شد. استاندارد مورد استفاده در آزمایش VSMOV و انحراف استاندارد برای ^3H ، δ ، پرمیل و برای ^{18}O ، δ ، پرمیل است. تصحیحات نیز با استفاده از روش نرمال کردن دو نقطه‌ای (رگرسیون) بر اساس استانداردهای IAEA Co-1 و IAEA (رگرسیون) بر اساس استانداردهای IAEA Co-1 و IAEA CH7 و $\delta^{18}\text{O}$ برای EMA-P1 و δD برای



شکل 1. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده حوزه چادرملو- چغارت در بلوک پشت‌بادام و موقعیت کانسارهای آهن و سدکس در این حوزه همراه با موقعیت منطقه مورد بررسی، با تغییرات از رجبی و همکاران (Rajabi et al., 2015)، CF: گسل چاپدون، KbF: گسل کوه بنان، KF: گسل کلمرد، NF: گسل نائین، PF: گسل پشت‌بادام

Fig. 1. Simplified geological map of the Chadormalou- Choghart basin (CCB) in the Posht-e-Badam Block, showing the location of Fe and SEDEX deposits within this basin along with the location of study area (modified after Rajabi et al., 2015). CF: Chapedony Fault, KbF: Kuhbanan Fault, KF: Kalmard Fault, NF: Naeini Fault, PF: Posht-e- Badam Fault

1 - Isotope Ratio Mass Spectrometr (IRMS)

2. Cornell University

زمین‌شناسی محدوده معدنی لکه‌سیاه

محدوده معدنی لکه‌سیاه دارای سه سینه کار جدا از هم است که بر اساس موقعیت‌های جای‌گیری و با توجه به ابعاد آنها به ترتیب با نام‌های 1، 2 و 3 معرفی شده‌اند. در این پژوهش، فقط سینه کار 1 (کانسار لکه‌سیاه 1) که شرقی‌ترین سینه کار منطقه معدنی لکه‌سیاه است، مورد بررسی قرار گرفته است (شکل 2). این کانسار بزرگ‌ترین رخنمون حاوی کانه‌زایی آهن در منطقه لکه‌سیاه است که طولی حدود 250 متر و ضخامتی در حدود 70 متر را داراست (شکل 3-A). این کانسار عدسی شکل بوده و با راستای NE-SW و شیب حدود 30 درجه به سمت SE در سنگ میزبان ریولیت - توف ریولیتی و در مجاورت گنبد‌های ریولیتی واقع شده است. گنبد‌های ریولیتی در این ناحیه نسبت به سایر مناطق رخنمون‌های بیشتری داشته و به صورت مجموعه‌ای از گنبد‌ها و با ارتفاع حدود 100 متر دیده می‌شوند (شکل 3-B). ماده معدنی در این کانسار اغلب از مگنتیت + آمفیبول (ترمولیت - اکتینولیت) و کوارتز تشکیل شده است که در بخش‌هایی کانه‌زایی فسفات (آپاتیت) آن را همراهی می‌کنند. علاوه بر کانسار اصلی، رخنمون‌های زیادی از کانه‌زایی آهن به صورت اندیس‌های کوچک‌تر در اطراف ماده معدنی اصلی مشاهده می‌شود که در آنها ترانشه‌های اکتشافی حفر شده‌اند (شکل 3-C). در برخی قسمت‌های سنگ میزبان این کانسار، تجمع بلورهای ترمولیت - اکتینولیت و کلریت به حدی است که سنگ‌ها به رنگ سبز (سنگ سبز) دیده می‌شوند (شکل 3-D). دگرسانی آرژلیک یکی از دگرسانی‌هایی است که در بخش بیرونی کانسار رخ داده و به رنگ سفید مشاهده می‌شود. در مجاورت واحدهای سبز رنگ و کانسار لکه‌سیاه 1، یکی از اصلی‌ترین رخنمون‌های توده نفوذی با ترکیب مونزونیتی مشاهده می‌شود (شکل 3-E). در سایر نقاط بیرون‌زدگی واحدهای نفوذی کم بوده و قابل مشاهده نیست. در اطراف این ذخیره، سنگ‌های آندزیتی نسبت به سنگ‌های ریولیتی گسترش

در این ناحیه، منطقه‌ای کم‌انی شکل با ابعاد 80 در 1000 کیلومتر وجود دارد که به نام پهنه زمین‌ساختی کاشمر - کرمان¹ موسوم است (Ramezani and Tucker, 2003). زون کاشمر - کرمان از سنگ‌های تغییر شکل یافته و گسل خورده، تشکیل شده و از کاشمر در شمال تا نزدیکی کرمان در جنوب گسترش دارد و به همین دلیل پهنه زمین‌ساختی کاشمر - کرمان نام گرفته است. بخش شمالی این زون باریک‌تر بوده و به موازات گسل‌های پشت‌بادام، کلمرد، ازبک‌کوه و کاشمر با روند NE-SW قرار گرفته است؛ در حالی که بخش جنوبی آن وسیع‌تر بوده و با گسل‌های کوه‌بنان و زرنده با روند NW-SE احاطه شده است. بر اساس موقعیت چینه‌شناسی، حقی‌پور (Haghipour, 1977) سنگ‌های دگرگونی این منطقه را از غرب به شرق به عنوان مجموعه‌های دگرگونی چاپ‌دونی، بنه شور و تاشک طبقه‌بندی کرده است. این سازندها گاهی اوقات به عنوان یک واحد با نام سازند ناتک² در نظر گرفته می‌شوند (Samani, 1993). سازند تاشک که به عنوان پی‌سنگ پرکامبرین منطقه بافق در نظر گرفته شده است (Haghipour, 1977) از سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تا بالا شامل شیل اسلیتی، ماسه‌سنگ کوارتزی، گری واک و فیلیت تشکیل شده است. مجموعه‌های دگرگونی یادشده به صورت ناپیوسته توسط یک توالی آتشفشانی - رسوبی به سن کامبرین زیرین³ با ترکیب غالب دولومیت، آهک‌های دولومیتی و تبخیری‌ها پوشیده شده است (Samani, 1988; Torab, 2008). این مجموعه سنگی میزبان اصلی کانسارهای آهن ناحیه بافق است. سنگ‌های آتشفشانی این توالی از نظر ترکیب از اسیدی تا مافیک تغییر می‌کنند و شامل ریولیت، توف آگلومرای، گدازه‌های اسپیلیتی و دیاباز است؛ اما مهم‌ترین واحدها در این توالی ریولیت‌ها و ریوداسیت‌های کالک‌آلکان با مقدار پتاسیم بالا هستند (Samani, 1988; Rajabi et al., 2012).

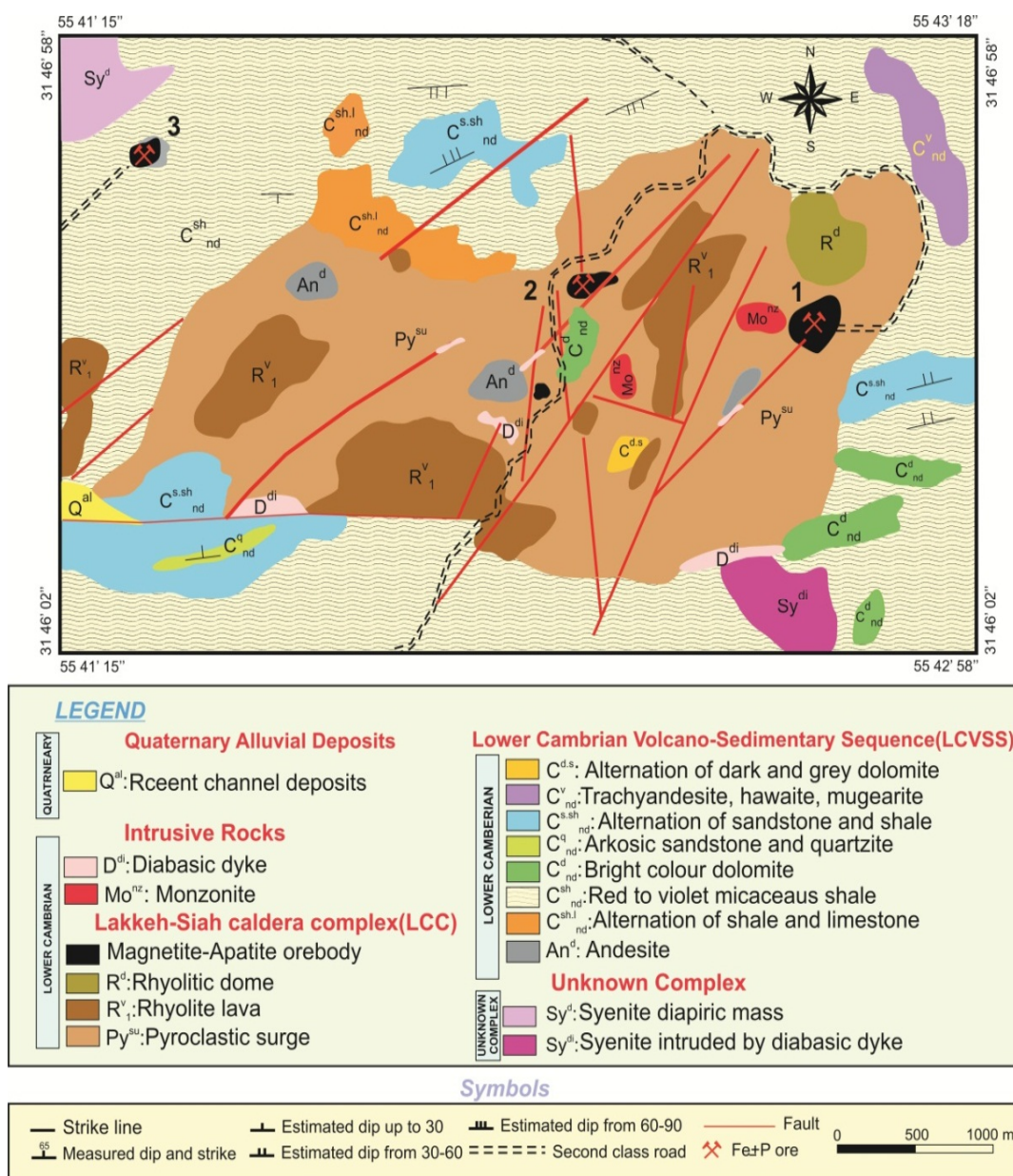
1. Kashmar-Kerman Tectonic Zone (KKTZ)

2. Natk

3. Early Cambrian Volcano- Sedimentary Sequence (ECVSS)

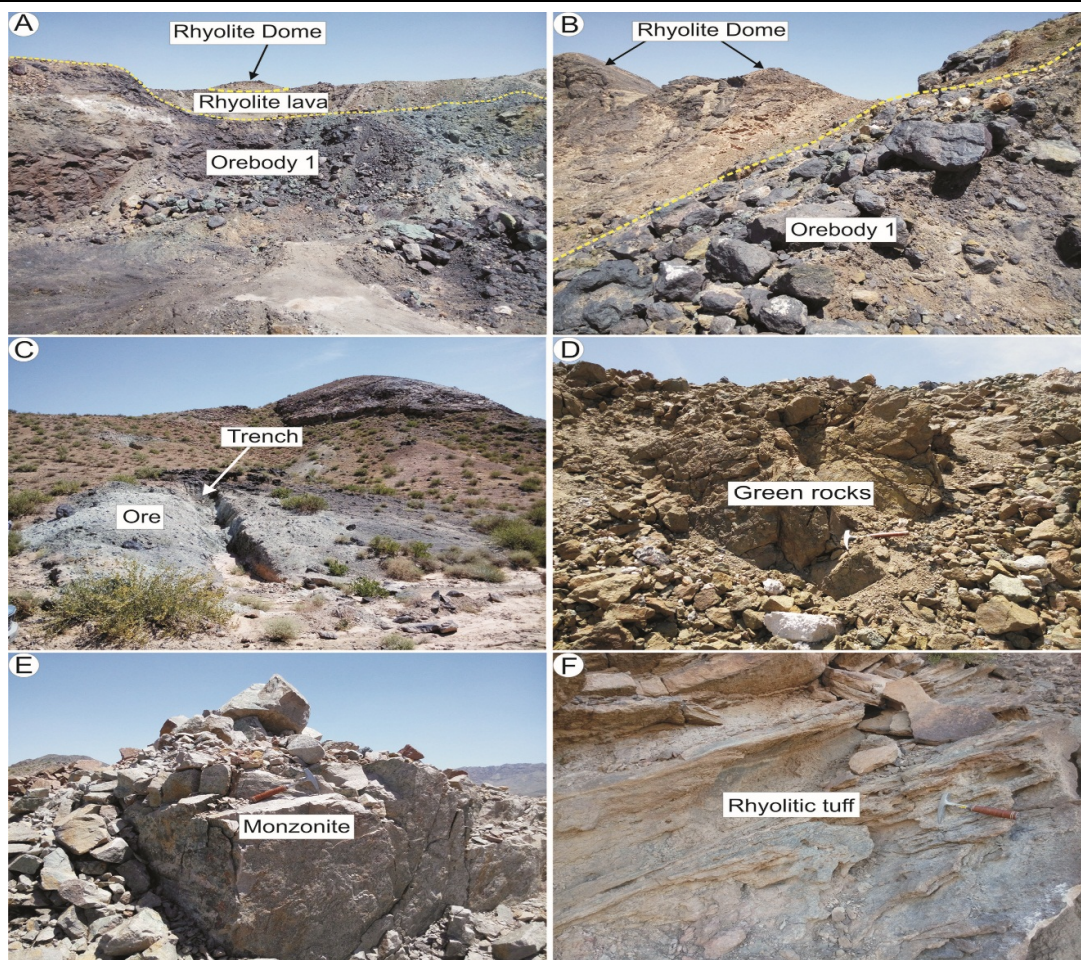
اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی امکان‌پذیر است. در برخی از قسمت‌ها، ساخت جریانی در این سنگ‌ها به خوبی قابل مشاهده است (شکل F-3).

و رخنمون محدودتری در منطقه دارند. سنگ‌های پیروکلاستی در منطقه نیز با سه ترکیب ریولیتی، آندزیتی و داسیتی دیده می‌شوند که تفکیک و تمایز آنها بر روی زمین مشکل و فقط بر



شکل 2. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و موقعیت کانسارهای لکه‌سیاه (شماره‌های 1، 2 و 3)، با تغییرات از هوشمندزاده و همکاران (Houshmandzadeh et al., 2012)

Fig. 2. Geological map of the study area and the location of Lakehsiah deposits (Numbers 1, 2 and 3), (modified after Houshmandzadeh et al., 2012)



شکل 3. تصاویر میدانی از ماده معدنی و سنگ‌های میزبان در کانسار لکه‌سیاه 1. A: دورنمایی از واحدهای ریولیتی و پیروکلاستی در کانسار لکه‌سیاه 1 به همراه سینه‌کار کانسار (دید به سمت شرق)، B: مجاورت کانسنگ آهن و گنبد‌های ریولیتی (دید به سمت شمال‌شرقی)، C: ترانشه حفر شده در اندیس آهن نزدیک کانسار لکه‌سیاه 1، D: واحد سنگ سبز حاوی دگرسانی کلریتی و اپیدوتی، E: رخنمونی از واحد مونزونیتی در مجاورت کانسار و F: رخنمون واحدهای آذرآواری ریولیتی با ساخت جریانی

Fig. 3. Field images of ore and host rocks in the Lakehsiah 1 deposit. A: landscape of the rhyolitic, pyroclastic units and exploitation site in the Lakehsiah 1 deposit (view to the E), B: Contact between iron ore and rhyolitic domes (view to the SE). C: Trench in the Fe index near Lakehsiah 1 deposit, D: Chloritization and epidotization in green rocks unit, E: Outcrop of the monzonitic unit adjacent the ore deposit, and F: Outcrop of rhyolitic pyroclastic units with flow structure

بحث

کانه‌نگاری

مگنتیت کانه اصلی آهن در این کانسار است و عمده‌ترین بافت‌های مشاهده شده در آن بافت توده‌ای، برشی و مارتیتی است (شکل 4-A، B و C). مارتیتی شدن ناشی از تأثیر محیط

اکسیدان است (Craig and Vaughan, 1994). در واقع، این پدیده مربوط به افزایش اکسیژن به ویژه در مراحل پس از کانه‌زایی و یا افزایش عملکرد سیالات گرمابی تأخیری است که در طی آن آهن همراه با کانه مگنتیت به Fe_2O_3 تبدیل می‌شود و چون کانه هماتیت دارای قدرت انعکاس بیشتری نسبت به کانه

دگرسانی سدیک - کلسیک

این دگرسانی در بسیاری از کانسارهای آهن نوع IOCG و IOA مشاهده شده و به وسیله حضور مجموعه کانی‌های غنی از Na و Ca مانند آلbit، اسکاپولیت، اکتینولیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، تیتانیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت شناخته می‌شود (Williams and Blake, 1993; Frietsch et al., 1997). این دگرسانی در محدوده مورد بررسی با مجموعه کانیایی آمفیبول کلسیک (ترمولیت - اکتینولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، کلسیت و آلbit شناخته می‌شود (شکل A-5). در این سنگ‌ها، بلورهای آمفیبول ترمولیت - اکتینولیت دارای ظاهری سبز رنگ و خود شکل بوده و اندازه آنها گاه تا چندین سانتی‌متر می‌رسد. در این دگرسانی بلورهای آمفیبول کلسیک دارای چند رنگی، از بی‌رنگ تا زرد و به شکل سوزنی و رشته‌ای در مقیاس میکروسکوپی جانشین کلینوپیروکسن شده‌اند. دگرسانی سدیک - کلسیک اغلب با افزایش عناصر سدیم و کلسیم و کاهش عنصر پتاسیم همراه است. در طی این دگرسانی کانی‌های مافیک موجود در مسیر سیالات گرمایی و شست‌وشوی آهن کانی‌های آهن‌دار مسیر و در ادامه ته‌نشست آنها می‌تواند باعث تشکیل مگنتیت شود (Luo et al., 2015).

کلریتی‌شدن

دگرسانی کانی‌های مافیک موجود و یا ورود آهن و منیزیم به سنگ توسط محلول‌های گرمایی سبب تشکیل کلریت می‌شود (Evans, 1993). کلریتی‌شدن یکی از وسیع‌ترین دگرسانی‌هایی است که در محدوده لکه‌سیاه 1 رخ داده است و بیشتر در توده‌های نفوذی و دایک‌های دیابازی دیده می‌شود و در سنگ‌های آتشفشانی کمتر رخ داده است. بافت این دگرسانی جانشینی انتخابی و پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌هاست (شکل B-5، C و D)، کلریت حاصل از جانشینی نسبت به نوع پرکننده حفره‌ها و شکستگی‌ها، فراوانی و گسترش بیشتری دارد. در برخی از مقاطع بررسی شده، کلریت جانشین یک کانی مافیک

مگنتیت است، به خوبی در مقاطع قابل تشخیص است و به عنوان مارتیت¹ شناخته می‌شود (Ramdohr, 1980). این پدیده اغلب از حاشیه خارجی بلور و یا از درون شکستگی‌های درون کانه آغاز می‌شود و در نمونه‌های سطحی و کم عمق نسبت به مناطق عمیق‌تر، گسترش بیشتری دارد. در کانسنگ آهن این کانسار بلورهای آپاتیت خوش‌وجه در زمینه‌ای از مگنتیت قرار گرفته‌اند (شکل D-4). آمفیبول‌های نوع ترمولیت - اکتینولیت نیز به شکل سوزنی همراه با مگنتیت تشکیل شده است (شکل E-4). در برخی قسمت‌ها، خم‌شدگی بلورهای رشته‌ای ترمولیت - اکتینولیت به خوبی قابل مشاهده است که این پدیده می‌تواند نشان‌دهنده اعمال نیروهای زمین‌ساختی هم‌زمان تا بعد از تشکیل کانسنگ باشد (شکل F-4). مشاهده چنین شواهد بافتی نشان می‌دهد که در زمان تشکیل ذخیره و بعد از آن، نیروهای زمین‌ساختی همچنان در منطقه فعال بوده‌اند. در نمونه‌هایی که بافت برشی در آنها مشاهده شده است، شدت دگرسانی نیز بیشتر بوده است. در این حالت، سیالات دگرسان‌کننده راحت‌تر به درون سنگ نفوذ کرده و آنها را تحت‌تأثیر قرار می‌دهند. در مناطق گسله و برشی، مشاهده می‌شود که کانه مگنتیت از حاشیه به هیدروکسید آهن (گویتیت) دگرسان شده است و بافت مگنتیت به صورت آتول مانند شده است (شکل G-4). اصطلاح بافت آتول² برای توصیف بافتی متشکل از یک حلقه یا فضای بین دایره‌های هم‌مرکز یک کانی با سایر کانی‌ها یا کانی‌هایی که در درون و بیرون حلقه تشکیل شده‌اند، به کار می‌رود (Grondijs and Schouten, 1937).

هاله‌های دگرسانی در محدوده مورد بررسی

دگرسانی‌های شناسایی شده در محدوده معدنی لکه‌سیاه 1 بر اساس گستردگی به ترتیب شامل دگرسانی‌های سدیک - کلسیک، کلریتی، اپیدوتی، سریسیتی، سیلیسی، کربناتی و آرژیلیکی است.

1. Martite

2. Atoll texture

سریستی شدن

در بررسی مقاطع میکروسکوپی مشخص شد که دگرسانی سریستی در کلیه واحدهای نفوذی و آتشفشانی منطقه با شدت‌های مختلف رخ داده است و در واحدهای آتشفشانی منطقه از شدت بیشتری برخوردار بوده و پلاژیو کلازها و آلکالی فلدسپارها به کانی‌های رسی و سریست دگرسان شده‌اند (شکل A-6). معمول‌ترین کانی‌های همراه با این دگرسانی کوارتز - کلسیت - سریست و کلریت - سریست است. در منطقه، این دگرسانی با مجموعه غالب کوارتز - سریست شناسایی می‌شود. در دایک‌های دیابازی منطقه، بلورهای پلاژیو کلاز همه به سریست تبدیل شده‌اند؛ به طوری که فقط قالب‌هایی از بلورهای پلاژیو کلاز اولیه باقی مانده است (شکل B-6).

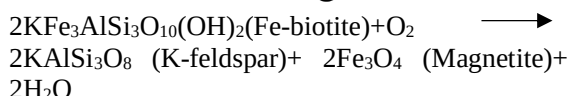
سیلیسی شدن

در منطقه، سیلیسی شدن بیشتر در قسمت‌های سطحی و سنگ‌های آتشفشانی (ریولیتی و آندزیتی) و به صورت رگه - رگچه‌ای (شکل C-6) و پرکننده حفره‌ها (شکل D-6) همراه با اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. این پدیده نشان‌دهنده ورود سیلیس به این سنگ‌ها از محلول‌های گرمابی است. در برخی واحدها، این دگرسانی بلورهای پلاژیو کلاز سریستی شده را قطع کرده است که بیانگر تشکیل دگرسانی سیلیسی بعد از دگرسانی سریستی است.

کربناتی شدن

این دگرسانی بر اثر عملکرد محلول‌های سرشار از CO_2 با pH خنثی تا قلیایی تشکیل می‌شود (Robb, 2005). در محدوده مورد بررسی، رخداد دگرسانی کربناتی به شکل کلسیت، هم در کانسنگ و هم در سنگ‌های میزبان به صورت رگه - رگچه‌ای (شکل E-6) و جانشینی کانی‌هایی مانند پلاژیو کلاز (شکل F-6) و آپاتیت رخ داده است. در برخی نقاط، شدت دگرسانی به حدی است که کانی پلاژیو کلاز موجود در سنگ به طور کامل توسط کلسیت جایگزین شده و فقط یک حاشیه از کانی اولیه باقی مانده است.

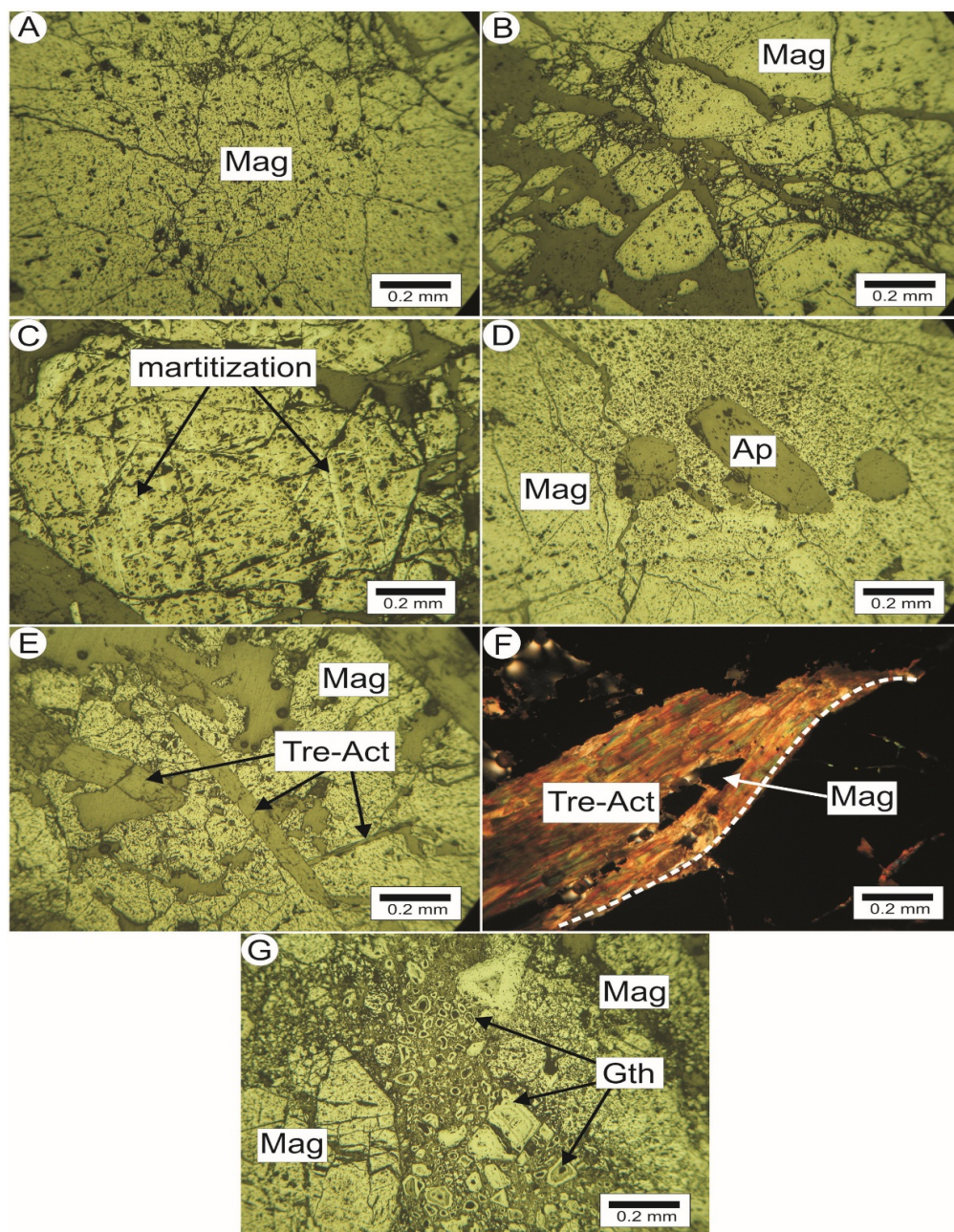
آهن‌دار مانند بیوتیت شده است؛ به طوری که در طی این جانشینی آهن فرو (Fe^{+2}) از ساختار کانی مافیک اولیه آزاد و پس از ترکیب با اکسیژن و تشکیل آهن فریک (Fe^{+3}) باعث تشکیل ذرات ریز آهن (مگنتیت‌های دانه پراکنده) در اطراف و روی کانی اولیه شده است (شکل E-5) که این تبدیلات می‌تواند طبق واکنش زیر رخ داده باشد (Pirajno, 2009):



بر اساس آنالیز XRD، ترکیب کلریت در این سنگ‌ها از نوع کلینوکلر است. تشکیل کلریت از 40 درجه سانتی‌گراد به هنگام دیاژنز ماسه‌سنگ‌ها تا 600 درجه سانتی‌گراد در سنگ‌های دگرگونی درجه بالا انجام می‌شود (Beaufort et al., 2015). طبق نظر بارنز (Barnes, 1997)، کلریتی شدن یکی از مهم‌ترین پدیده‌هایی است که در اثر ورود محلول‌های گرمابی غنی از Fe و Mg ایجاد می‌شود و در اثر این پدیده، سنگ ظاهری سبز رنگ پیدا می‌کند. جانشینی‌های Al به جای Si و Mg و یون Fe^{+2} به جای Mg از جمله جایگزینی کاتیون‌ها در شبکه کلریت است. میزان جانشینی Fe^{+2} به جای Mg در حدی است که نسبت $\text{Fe}^{+2}/(\text{Fe}^{+2} + \text{Mg})$ بین صفر و یک نوسان می‌کند.

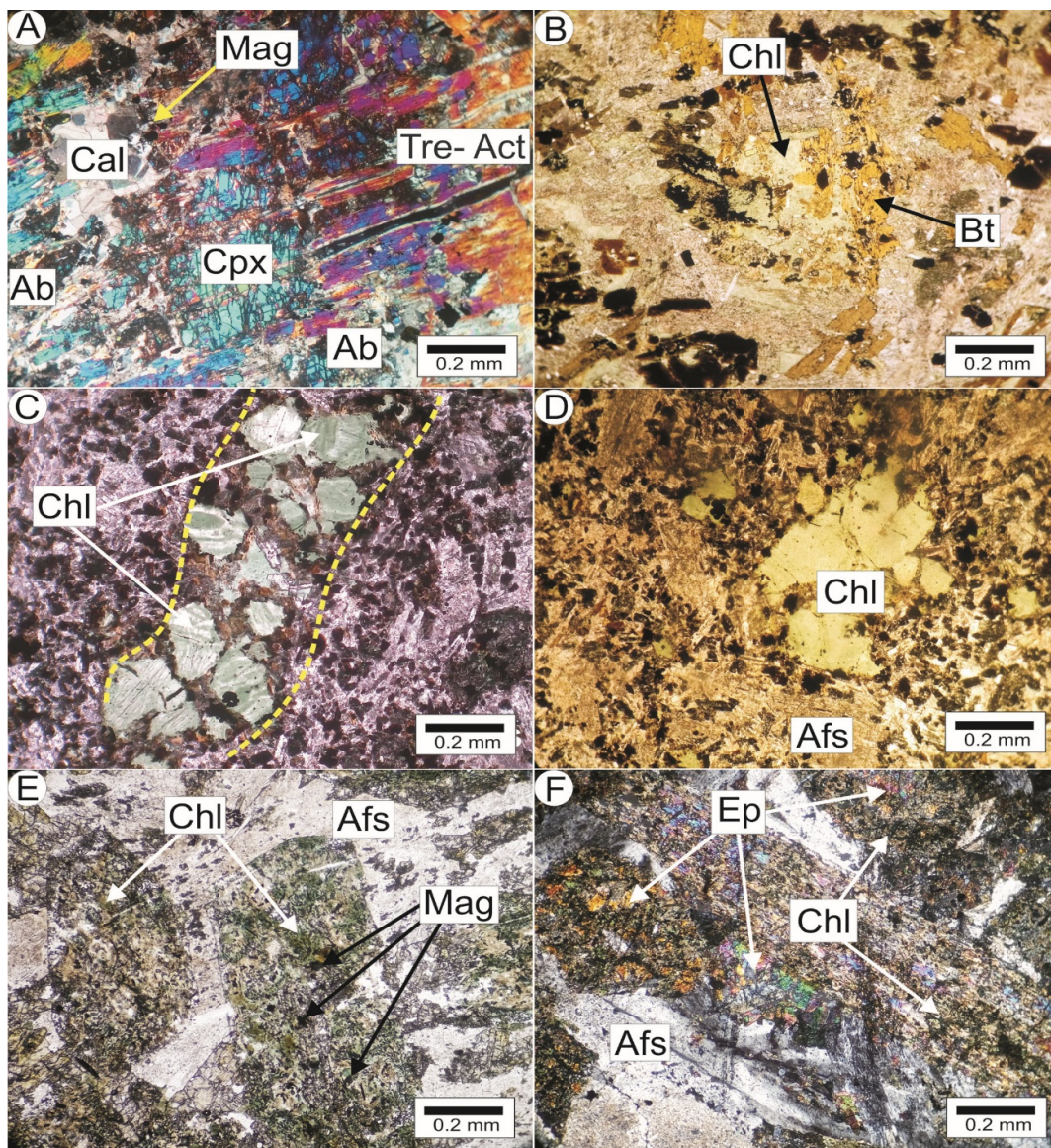
اپیدوتی شدن

اپیدوتی شدن همراه با دگرسانی کلریتی اغلب در دایک‌های دیابازی و نفوذی‌های مونزونیتی محدوده مورد بررسی مشاهده می‌شود. در طی این دگرسانی بلورهای فلدسپار به طور گسترده توسط بلورهای اپیدوت جایگزین شده‌اند (شکل F-5). این نوع دگرسانی می‌تواند در اثر دگرسانی گرمابی کانی‌هایی مانند فلدسپارها ایجاد شود (Shelley, 1993). اپیدوت مستعد جانشینی کلسیت در حضور سیالات غنی از CO_2 است و با افزایش دما، اندازه بلورها در آن افزایش یافته و ظاهری منشوری به خود می‌گیرند (Thompson et al., 1996). این کانی اغلب جانشین پلاژیو کلازهای کلسیم‌دار و یا کانی‌های فرومنیزین می‌شود.



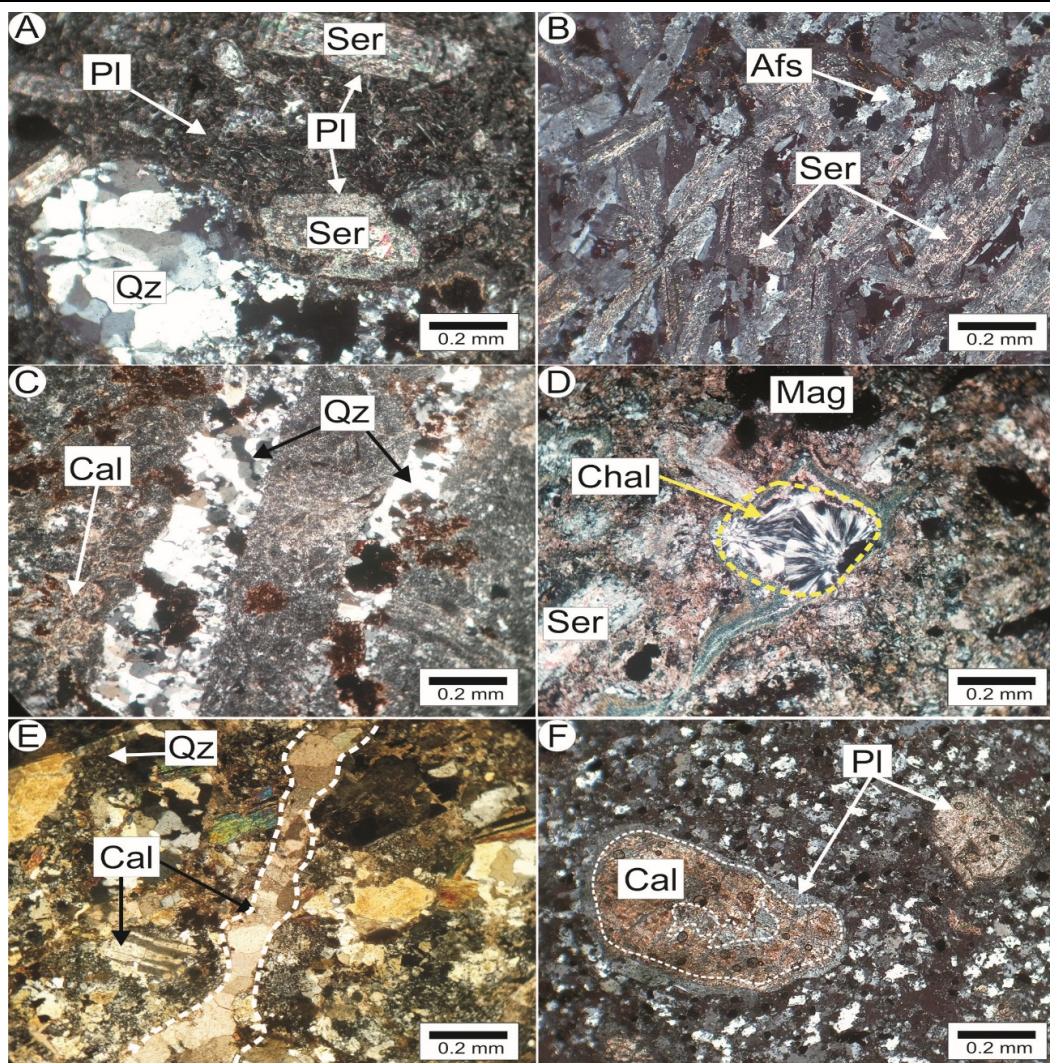
شکل 4. تصویر مقاطع میکروسکوپی از کانسنگ لکه‌سیاه 1 در نور انعکاسی، A: مگنتیت با بافت توده‌ای، B: مگنتیت با بافت پرشی، C: مگنتیت با بافت مارتیتی، D: آپاتیت‌های خوش‌وجه در مگنتیت، E: هم‌رشدی ترمولیت - اکتینولیت با مگنتیت، F: خم‌شدگی بلورهای ترمولیت - اکتینولیت در کانسنگ مگنتیتی و G: جانشینی مگنتیت توسط گوتیت و تشکیل بافت آتول. همه تصاویر به جز F در نور انعکاسی (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Mag: مگنتیت، Ap: آپاتیت، Ter-Act: ترمولیت - اکتینولیت، Gth: گوتیت).

Fig. 4. Photomicrograph from Lakehsiah 1 ore in reflected light, A: Massive texture in Magnetite, B: Brecciated texture in magnetite, C: Magnetite with martitization texture, D: Euhedral apatite within magnetite, E: Tremolite- actinolite and magnetite Intergrowth, F: Tremolite-actinolite crystals bending and magnetite ore, and G: Replacement of magnetite by goethite and formation of atoll texture. All images except F in in reflected light (PPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Mag: Magnetite, Ap: Apatite, Ter-Act: Termolite- Actionlite, Gth: Goethite).



شکل 5. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری از دگرسانی‌ها در کانسار لکه‌سیاه 1. A: دگرسانی سدیک - کلسیک با مجموعه کانیایی ترمولیت - اکتینولیت، کلینوپیروکسن - کلسیت - مگنیتیت، B: کلریتی شدن بیوتیت، C: دگرسانی کلریتی به صورت بافت پرکننده فضای خالی، D: دگرسانی کلریتی به صورت پرکننده حفره‌ها، E: مگنیتیت دانه پراکنده در اطراف و روی بلور کلریت و F: جانشینی اپیدوت و کلریت به جای آلکالی فلدسپار. همه تصاویر به جز B و D در XPL. علائم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Cpx: کلینوپیروکسن، Ter-Act: ترمولیت - اکتینولیت، Ep: اپیدوت، Afs: آلکالی فلدسپار، Chl: کلریت، Bt: بیوتیت، Mag: مگنیتیت، Cal: کلسیت، Ab: آلbite).

Fig. 5. Photomicrographs in transmitted light of alteration minerals in the Lakehsiah 1 deposit. A: Tremolite-actinolite, clinopyroxene-calcite-magnetite mineral assemblage in sodic-calcic alteration, B: Replacement of biotite by chlorite, C: Chlorite alteration as open space filling texture, D: Chlorite alteration as vug filling, E: Disseminated magnetite on and around chlorite crystal, and F: replacement of epidote and chlorite after alkali feldspar. All images except B and D in XPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Cpx: Clinopyroxene, Ter-Act: Tremolite-Actinolite, Ep: Epidote, Afs: alkali feldspar, Chl: chlorite, Bt: biotite, Mag: magnetite, Cal: calcite, Ab: Albite).



شکل 6. تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری از دگرسانی‌ها در کانسار لکه‌سیاه 1. A: دگرسانی سریسیتی در سنگ‌های آتشفشانی، B: دگرسانی سریسیتی در دایک‌های دیابازی، C: دگرسانی سیلیسی به صورت رگه-رگچه در ریولیت‌ها، D: بافت پرکننده حفره‌ها در دگرسانی سیلیسی، E: ریولیت با دگرسانی کربناتی شدن و F: جانشینی کلسیت به جای پلاژیوکلاز در واحدهای پیروکلاستی. در نور پلاریزه متقاطع XPL. علائم اختصاری: کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است: Ser: سریسیت، Qz: کوارتز، Mag: مگنتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Afs: آلکالی فلدسپار، Chal: کلسدون، Cal: کلسیت).

Fig. 6. Photomicrographs in transmitted light of alteration minerals in the Lakehsiah 1 deposit. A: Sericitic alteration in the volcanic rocks, B: Sericitic alteration in diabase dykes, C: Silicic alteration as vein-veinlets in rhyolites, D: Vug filling texture in silicic alteration (Chalcedony), E: Carbonate alteration in the rhyolites, and F: Replacement of calcite after plagioclase in pyroclastic units. In cross-polarized light (XPL). Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Ser: Sericite, Qz: Quartz, Mag: Magnetite, Pl: Plagioclase, Afs: Alkali feldspar, Chal: Chalcedony, Cal: calcite).

دگرسانی آرژلیک

لکه‌سیاه 1 به خوبی قابل مشاهده است و باعث سفید شدن سنگ‌های دیواره و تبدیل آنها به پودر سفید رنگ شده است.

این دگرسانی در منطقه مورد بررسی، در بخش بیرونی کانسار

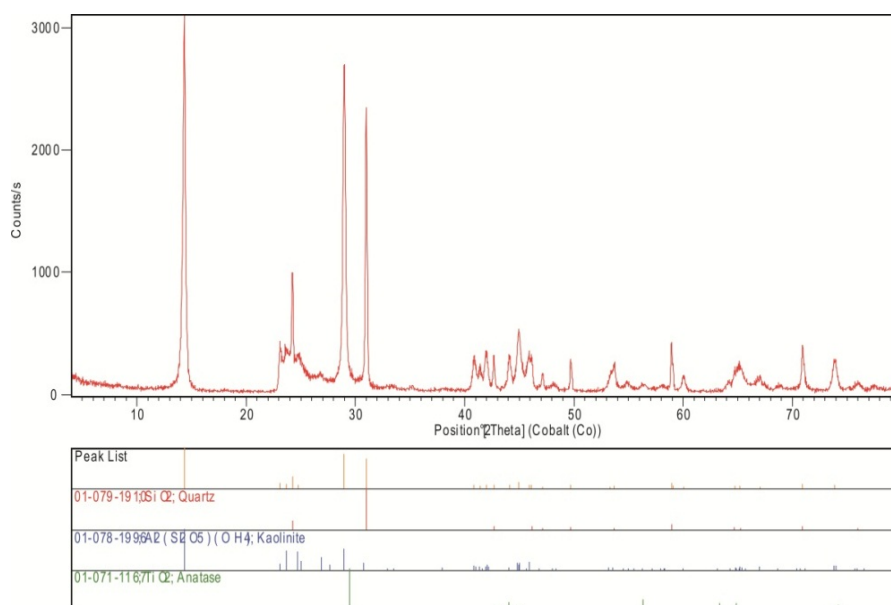
دگرسانی، در طیف‌سنج XRD، مهم‌ترین کانی‌های این زون کائولینیت، کوارتز و آاناتاز تشخیص داده شد (شکل 8).

این نوع دگرسانی در مناطق گسله گسترش بیشتری داشته و یکی از مهم‌ترین و گسترده‌ترین دگرسانی‌ها در منطقه مورد بررسی است (شکل 7). برای مشخص شدن ترکیب کانی‌شناسی این



شکل 7. دگرسانی آرژیلیکی در کانسار لکه‌سیاه 1

Fig. 7. Argillic alteration in the Lakehsiah 1 deposit



شکل 8. کوارتز، کائولینیت و آاناتاز در الگوی پراش پرتو ایکس مربوط به دگرسانی آرژیلیک در کانسار لکه‌سیاه 1

Fig. 8. Quartz, kaolinite and anatase in X-ray diffraction pattern of argillic alteration in the Lakehsiah 1 deposit

بررسی‌های سیالات درگیر

پتروگرافی

پتروگرافی سیالات درگیر بر روی مجموعه سیالات درگیر¹ انجام می‌شود و مؤلفه‌هایی از قبیل شکل، اندازه، فراوانی، رده‌بندی ژنتیکی (اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب)، نسبت‌های فازی، محتواهای فازی، نوع کانی‌های نوزاد با توجه به رنگ، شکل بلوری و مورفولوژی ظاهری، پدیده‌های مرتبط با تغییرات پس از به دام افتادن مانند نشست و باریک‌شدگی مورد بررسی قرار می‌گیرد. در کانسار لکه‌سیاه 1 از کوارتزهای دارای درهم‌رشدی با کانه مگنتیت برای بررسی سیالات درگیر استفاده شده است. بافت‌های درهم‌رشدی حاصل رشد و تبلور هم‌زمان دو یا چند کانی از یک منبع واحد هستند (Sepahi and Miri, 2015). سیالات درگیر مشاهده‌شده در این کانی به دو شکل اولیه و ثانویه تشکیل شده‌اند. از نظر ابعاد، سیالات درگیر مشاهده‌شده اندازه‌ای بین 5 تا 15 میکرون دارند و از نظر ظاهری به شکل‌های نامنظم، کروی، دوکی و بیضوی، مکعبی و منفی‌بلور مشاهده می‌شوند (Bakker and Diamond, 2006). پدیده باریک‌شدگی نیز در برخی از آنها به خوبی قابل مشاهده است که اطلاعات این‌گونه سیالات درگیر در انجام بررسی‌های میکروترمومتری غیرقابل اعتماد است. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی صورت گرفته در دمای اتاق (25 درجه سانتی‌گراد) و تقسیم‌بندی‌های متداول (Shepherd et al., 1985) چهار نوع سیال درگیر تشخیص داده شده است:

- 1- سیالات درگیر تک‌فاز مایع (L).
- 2- سیالات درگیر تک‌فاز بخار (V).
- 3- سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع (L+V) با 10 تا 40 درصد حجمی فاز بخار.
- 4- سیالات درگیر سه‌فازی (L+V+S).

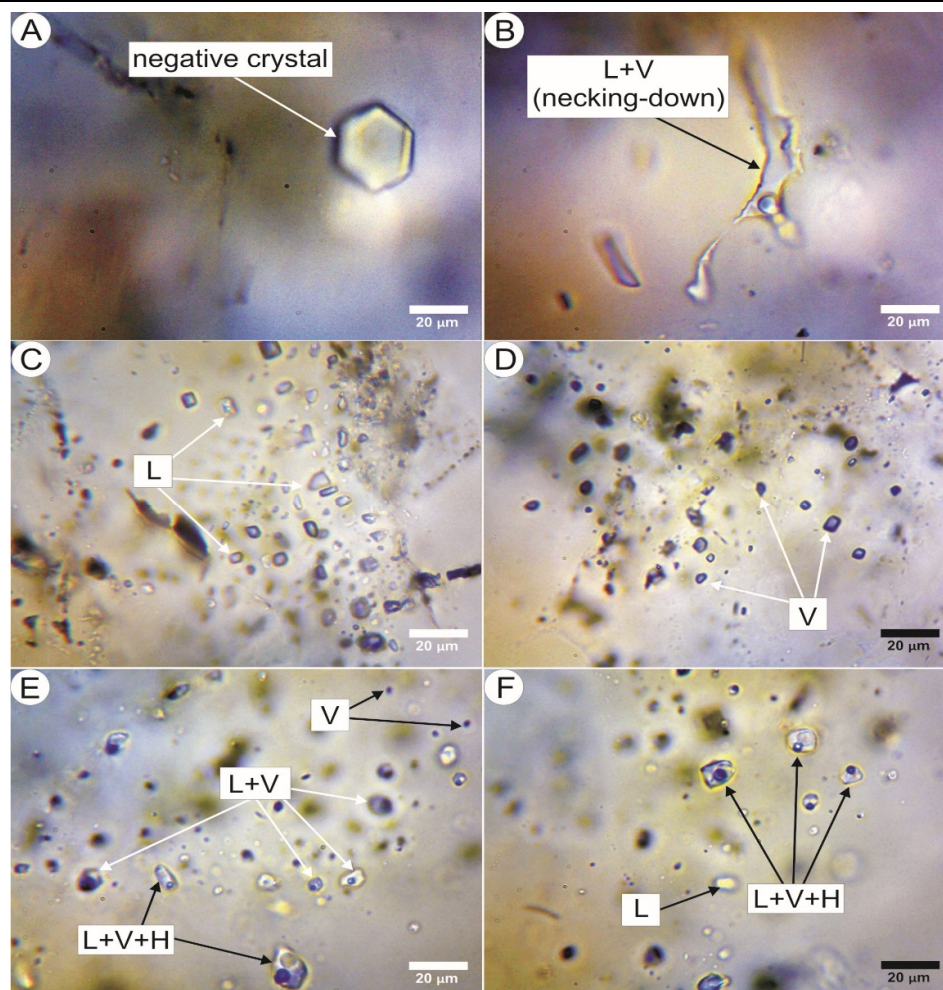
بر اساس اندازه و شکل ظاهری، فاز جامد مشاهده‌شده در سیالات درگیر سه‌فازی، هالیت (H) با شکل مشخص مکعبی است. درصد پرشدگی این نوع از سیالات درگیر بالاست و گاهی تا 70 درصد از حجم سیالات درگیر را به خود اختصاص

می‌دهند. این نوع از سیالات درگیر بعد از سیالات درگیر دوفازی L+V، فراوان‌ترین نوع سیالات درگیر مشاهده‌شده هستند. تصاویر مربوط به پتروگرافی انواع سیالات درگیر در شکل (9-A تا F) نشان داده شده است.

بررسی میکروترمومتری

نتایج مربوط به بررسی‌های میکروترمومتری سیالات درگیر در جدول 1 ارائه شده است. چنان‌که در این جدول مشاهده می‌شود، دمای اولیه T_e (°C) و نهایی ذوب یخ T_{m-ice} (°C) در سیالات درگیر دوفازی و سه‌فازی به ترتیب 21/43- تا 34/19- و 5/29- تا 18/14- و 21/89- تا 31/74- و 9/17- تا 19/07- درجه سانتی‌گراد است. میزان درجه شوری در سیالات درگیر دوفازی بین 9/53 تا 21/61 و در سیالات درگیر سه‌فازی بین 40/16 تا 44/54 درصد وزنی معادل نمک طعام است. دمای همگن شدن T_h V→L (°C) در سیالات درگیر دوفازی بین 217/14 تا 428/12 و در سیالات درگیر سه‌فازی بین 384/31 تا 467/34 درجه سانتی‌گراد است. دمای انحلال هالیت در سیالات درگیر سه‌فازی بین 340/94 تا 370/27 درجه سانتی‌گراد است. هیستوگرام دمای یوتکتیک، دمای نهایی ذوب یخ، دمای همگن شدن و شوری در سیالات درگیر بررسی‌شده به ترتیب در شکل 10-A، B، C و D نشان داده شده است.

نتایج حاصل از بررسی‌های میکروترمومتری نشان می‌دهد که سیالات درگیری که حاوی فاز جامد هالیت هستند، درجه شوری بالاتری داشته‌اند که می‌توان این نوع از سیال را به عنوان سیال اولیه و اصلی عامل کانه‌زایی در منطقه در نظر گرفت. چنان‌که در شکل 11 مشاهده می‌شود، شوری سیالات درگیر با افزایش دما، زیاد و با کاهش دما کاهش می‌یابد. بر اساس منحنی دمای همگن شدن در برابر شوری (Wilkinson, 2001) روند تکامل سیال کانی‌ساز در این کانسار، نشان‌دهنده اختلاط یک سیال داغ با شوری نسبتاً بالا با یک سیال کم دما با شوری پایین است (شکل 11)؛ به طوری که اختلاط سیال و کاهش دما مشهورترین و شناخته‌شده‌ترین سازوکار در شکل‌گیری کانسارهاست (Gu et al., 2011).



شکل 9. تصاویر میکروسکوپی مربوط به انواع سیالات درگیر در کوارتز کانسار لکه‌سیاه 1. A: شکل بلور منفی، B: پدیده دم‌بردگی در سیالات درگیر دوفازی، C: تک فاز مایع، D: تک فاز گاز، E: سیالات درگیر سه‌فازی و دوفازی غنی از مایع و F: سه‌فازی با فاز جامد هالیت (H)

Fig. 9. Photomicrograph of various types of fluid inclusions images in quartz from the Lakehsiah 1 deposit. A: negative crystal shape, B: Neckingdown in two- phase inclusions, C: Monophase liquid inclusions (L), D: Monophase vapor inclusions (V), E: Three-phase and Two- phase liquid rich inclusions, and F: Three-phase with halite solid phase (H)

جدول 1. نتایج مربوط به آنالیز میکروترمومتری سیالات درگیر در کانی کوارتز کانسار لکه‌سیاه 1

Table 1. Microthermometric analysis results of fluid inclusions in quartz from the Lakehsiah 1 deposit

Host mineral	Fl type	Origin	Size (µm)	T _e (°C)	T _{m-ice} (°C)	T _{m-h} (°C)	T _{h v-L} (°C)	Salinity(wt.% NaCl eq.)	Density (gr/cm ³)
quartz	L+V	P	6	-32.98	-18.14	-	387.25	19.91	0.729
quartz	L+V	P	7	-21.61	-12.34	-	412.61	16.34	0.742
quartz	L+V	P	5	-29.34	-9.46	-	232.94	12.87	0.798
quartz	L+V	P	5	-22.67	-5.97	-	217.14	9.53	0.873
quartz	L+V	P	8	-25.14	-11.97	-	354.14	15.37	0.929
quartz	L+V	P	6	-29.75	-14.31	-	405.34	18.14	0.784

ادامه جدول 1. نتایج مربوط به آنالیز میکروترمومتری سیالات درگیر در کانی کوآرتز کانسار لکه‌سیاه 1

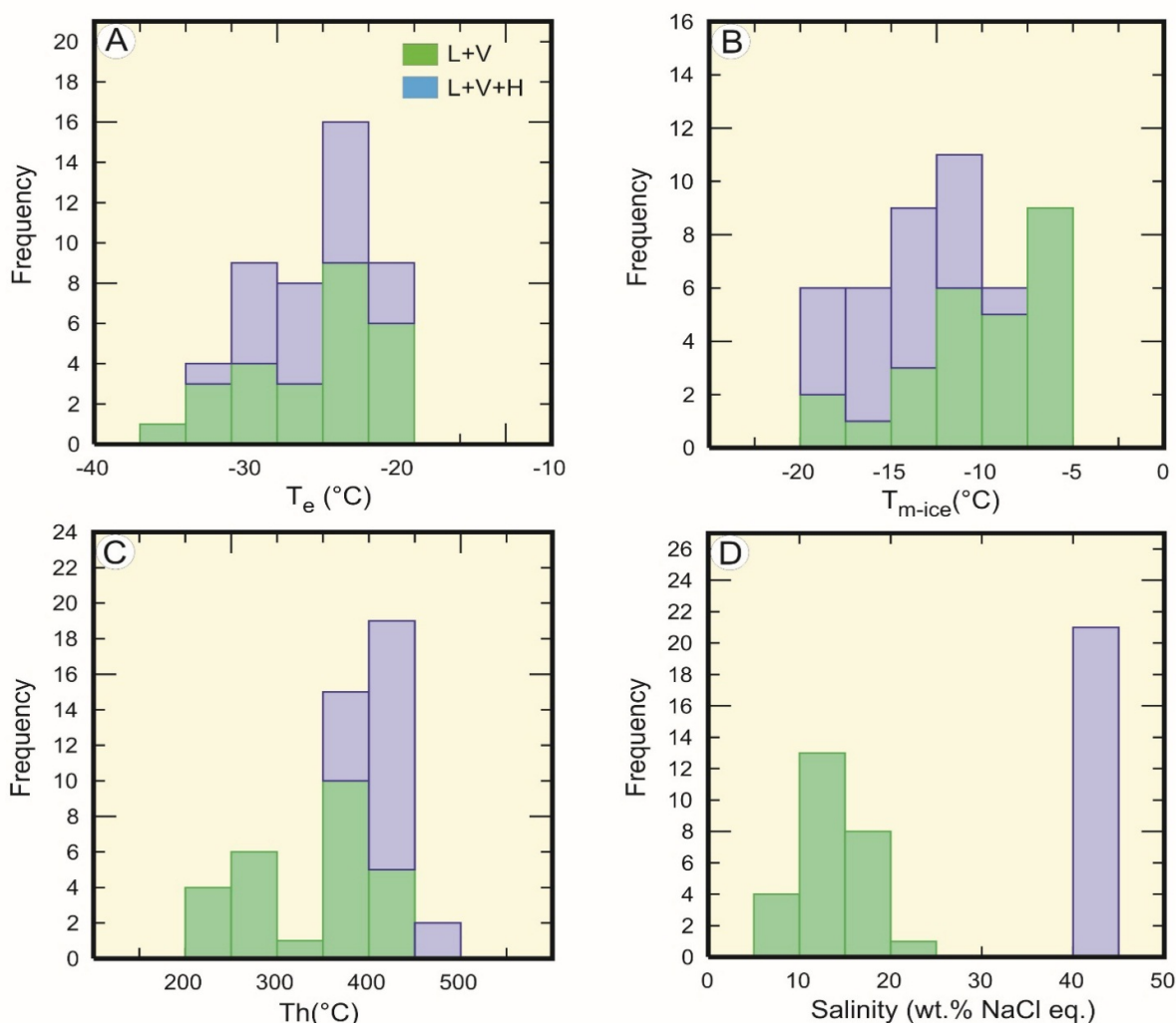
Table 1 (Continued). Microthermometric analysis results of fluid inclusions in quartz from the Lakehsiah 1 deposit

Host mineral	Fl type	Origin	Size (μm)	T _e (°C)	T _{m-ice} (°C)	T _{m-h} (°C)	T _{h v-L} (°C)	Salinity(wt. % NaCl eq.)	Density (gr/cm ³)
quartz	L+V	P	7	-21.57	-9.37	-	286.14	13.17	0.768
quartz	L+V	P	10	-21.94	-6.49	-	412.37	14.35	0.862
quartz	L+V	P	6	-26.37	-6.91	-	300.47	10.41	0.789
quartz	L+V	P	5	-31.41	-5.75	-	267.24	8.92	0.863
quartz	L+V	P	9	-24.82	-11.94	-	365.14	16.17	0.781
quartz	L+V	P	6	-21.43	-15.33	-	428.12	19.27	0.931
quartz	L+V	P	6	-24.72	-14.68	-	388.14	18.24	0.873
quartz	L+V	P	5	-20.69	-10.65	-	298.34	14.29	0.899
quartz	L+V	P	8	-26.38	-5.29	-	382.14	10.74	0.819
quartz	L+V	P	9	-29.17	-6.48	-	400.37	11.32	0.773
quartz	L+V	P	10	-23.63	-19.1	-	376.29	21.61	0.784
quartz	L+V	P	6	-22.69	-12.72	-	376.49	16.87	0.814
quartz	L+V	P	5	-21.98	-6.69	-	279.34	10.09	0.729
quartz	L+V	P	5	-23.61	-9.14	-	253.39	13.29	0.749
quartz	L+V	P	6	-24.29	-6.27	-	245.97	9.49	0.899
quartz	L+V	P	5	-24.19	-8.49	-	268.33	12.11	0.892
quartz	L+V	P	5	-24.98	-6.37	-	249.69	9.61	0.867
quartz	L+V	P	5	-34.19	-10.46	-	385.27	14.39	0.897
quartz	L+V	P	6	-32.59	-9.74	-	390.64	13.65	0.734
quartz	L+V	P	5	-28.87	-10.19	-	378.38	14.07	0.829
quartz	L+V+H	P	8	-22.12	-16.37	354.24	434.14	42.18	1.098

ادامه جدول 1. نتایج مربوط به آنالیز میکروترمومتری سیالات درگیر در کانی کوآرتز کانسار لکه سیاه 1

Table 1 (Continued). Microthermometric analysis results of fluid inclusions in quartz from the Lakehsiah 1 deposit

Host mineral	Fl type	Origin	Size (μm)	T _e (°C)	T _{m-ice} (°C)	T _{m-h} (°C)	T _{h v-L} (°C)	Salinity(wt. % NaCl eq.)	Density (gr/cm ³)
quartz	L+V+H	P	5	-26.64	-13.47	356.37	406.17	42.34	1.110
quartz	L+V+H	P	5	-25.87	-16.17	359.68	399.15	43.36	1.108
quartz	L+V+H	P	7	-29.31	-10.78	349.74	442.07	42.83	1.109
quartz	L+V+H	P	9	-24.51	-18.61	360.16	415.78	43.31	1.089
quartz	L+V+H	P	9	-21.89	-11.57	370.27	437.19	44.78	1.005
quartz	L+V+H	P	5	-22.35	-9.17	364.94	384.31	43.48	1.057
quartz	L+V+H	P	10	-28.79	-16.63	352.37	390.98	41.51	1.079
quartz	L+V+H	P	7	-25.19	-14.76	360.19	417.94	42.35	1.098
quartz	L+V+H	P	6	-23.46	-19.07	366.53	467.34	43.63	1.024
quartz	L+V+H	P	8	-22.79	-13.46	357.17	436.47	42.29	1.059
quartz	L+V+H	P	6	-27.32	-11.94	340.94	411.84	40.38	0.998
quartz	L+V+H	P	6	-30.74	-18.17	355.17	390.35	41.52	1.097
quartz	L+V+H	P	5	-21.98	-12.38	349.98	435.17	42.34	1.103
quartz	L+V+H	P	9	-22.29	-10.98	356.12	425.91	42.81	1.087
quartz	L+V+H	P	11	-27.84	-13.44	354.14	387.27	40.79	1.029
quartz	L+V+H	P	8	-24.96	-16.19	351.97	437.25	40.16	1.004
quartz	L+V+H	P	5	-28.64	-14.26	359.41	439.67	42.79	1.067
quartz	L+V+H	P	12	-21.95	-17.83	352.17	413.31	41.39	0.984
quartz	L+V+H	P	6	-31.74	-13.46	362.67	457.16	43.34	1.054
quartz	L+V+H	P	9	-29.17	-15.91	360.34	408.43	44.54	1.046

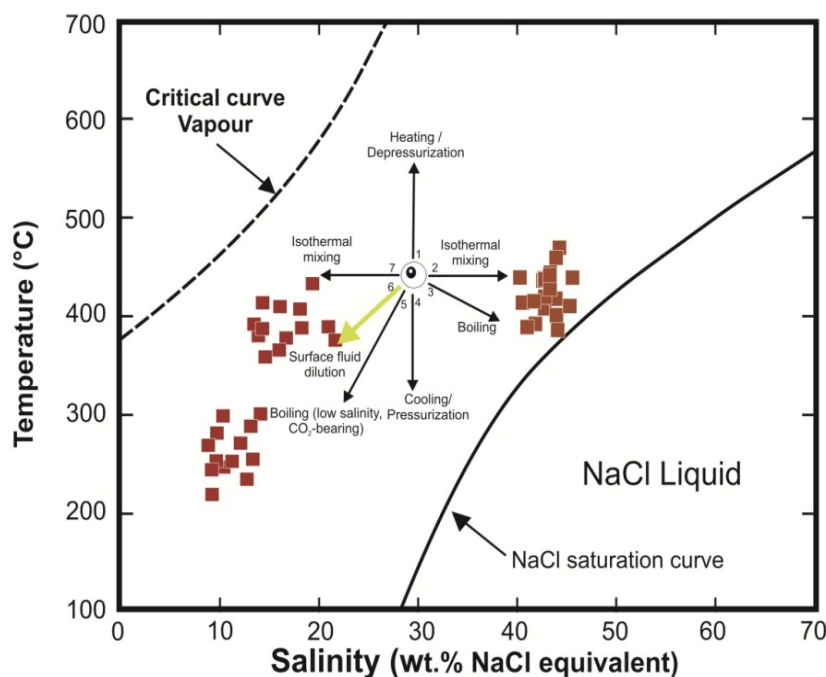


شکل 10. هیستوگرام‌های سیالات درگیر در کانسار لکه‌سیاه 1. A: دمای یوتکتیک، B: دمای نهایی ذوب یخ، C: دمای همگن شدن و D: شوری

Fig. 10. Fluid inclusions histograms in the Lakehsiah 1 deposit. A: Homogenization temperature, B: salinity, C: eutectic temperature, D: Final ice melting temperature

جوی در ارتباط نبوده و تحت شرایط لیتواستاتیک تشکیل شده‌اند. یک مرحله تکاملی ثانویه سیستم ماگمایی به وسیله تغییر از فشار لیتواستاتیک به هیدرواستاتیک مشخص می‌شود. در این مرحله، آب‌های با منشأ جوی که دارای دما و شوری پایینی بوده و تحت فشار هیدرواستاتیک گردش می‌کنند، وارد سیستم شده‌اند که این فرایند با کاهش سیستماتیک دما و شوری همراه بوده است.

سیال اولیه که در منطقه وجود داشته، سیالی شور با دمای بالا بوده که به‌طور مستقیم از ماگمای در حال تبلور خارج شده است. سیالات درگیر نوع $L+V$ و $L+V+H$ که معمولاً به صورت یک مجموعه همراه با هم، یافت می‌شوند، می‌تواند ناشی از فرایند نامیژاکی آبدین یا اکسولوشن مستقیم یک سیال شور با چگالی بالا و سیال کم نمک غنی از گاز با چگالی کمتر تفسیر شوند (Fulignati, 2018). این سیالات به عنوان سیالات با منشأ ماگمایی در نظر گرفته می‌شوند که با سیالات با منشأ



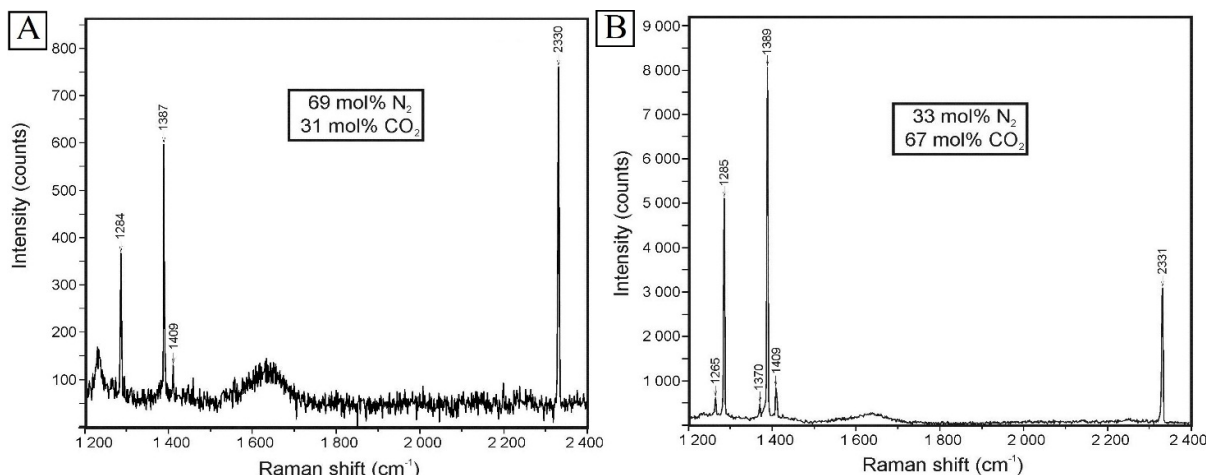
شکل 11. نمودار دمای همگن شدن در برابر شوری (Wilkinson, 2001) در کانی کوارتز کانسار لکه‌سیاه 1 که نشان‌دهنده اختلاط یک سیال ماگمایی دما-شوری بالا با یک سیال دما-شوری پایین است.

Fig. 11. Homogenization temperature vs. salinity diagram in Lakehsiah 1 quartz mineral (Wilkinson, 2001), showing mixing of a high temperature-salinity magmatic fluid with a low-salinity temperature fluid.

در سیالات درگیر دوفازی و سه‌فازی کوارتز در شکل A-12 و B نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که ترکیب این اجزاء در فاز بخار کانی کوارتز کانسار لکه‌سیاه 1 از 33 تا 69 درصد مولی (mol %) برای N_2 و 31 تا 67 درصد مولی (mol %) برای CO_2 تغییر می‌کند. چهار سازوکار وجود دارد که به وسیله آن ممکن است N_2 و CO_2 وارد سیستم کانه‌زایی شوند. این سازوکارها عبارتند از: 1) به دام افتادن یک فاز بخار جدا شده از یک سیال اولیه غنی از $H_2O-NaCl-CO_2-N_2$ (2) اختلاط یک سیال ماگمایی - گرمابی غنی از CO_2-H_2O با N_2 آزاد شده از طریق تجزیه حرارتی کانی‌های حاوی NH_4 (3) گاززدایی CO_2-N_2 گوشته (Touret, 1992; Wang et al., 2018) و 4) تولید CO_2 ناشی از ذوب بخشی و هضم سنگ‌های پوسته‌ای حاوی کربنات (Lowenstern, 2001).

اسپکتروسکوپی لیزر رامان

اسپکتروسکوپی (طیف‌سنجی) لیزر رامان یکی از سریع‌ترین و غیر مخرب‌ترین روش‌های آنالیزی برای ارزیابی ترکیبات سیالات درگیر، به ویژه ترکیب فاز بخار آنهاست (Frezzotti et al., 2012). روش رامان همچنین می‌تواند برای محاسبه چگالی سیال‌های دی اکسید کربن، شیمی سیالات آبگون و نسبت یا کسر مولی مخلوط‌های گازی در سیالات به کار رود (Morizet et al., 2009; Frezzotti et al., 2012). برتری مهم این روش سادگی آماده‌سازی نمونه و دقت بالا برای شناسایی شیمی و ساختار نمونه‌هایی با اندازه بسیار کوچک (تا حد یک میکرومتر) است (Frezzotti et al., 2012). به کمک اسپکتروسکوپی لیزر رامان ترکیب فاز بخار در سیالات درگیر موجود در کانی کوارتز همزیست با کانسننگ آهن تعیین شده است. نتایج آزمایش اسپکتروسکوپی لیزر رامان فازهای بخار



شکل 12. طیف لیزر رامان فاز بخار در سیالات درگیر موجود در کانی کوآرتز کانسار لکه‌سیاه 1. A: دو‌فازی و B: سه‌فازی. باندهای شناسایی شده CO_2 (1265 cm^{-1} – hot band, $1284\text{-}1285 \text{ cm}^{-1} - \nu_1^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $1370 \text{ cm}^{-1} - 2\nu_2^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $1387\text{-}1389 \text{ cm}^{-1} - 2\nu_2^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, 1409 cm^{-1} – hot band) و N_2 ($2330\text{-}2331 \text{ cm}^{-1}$)

Fig. 12. Vapor-phase Raman spectra in the fluid inclusions within the quartz mineral from the Lakehsiah 1 deposit. A: Two-phase fluid inclusion, and B: Three-phase fluid inclusion. showing bands diagnostic of CO_2 (1265 cm^{-1} – hot band, $1284\text{-}1285 \text{ cm}^{-1} - \nu_1^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $1370 \text{ cm}^{-1} - 2\nu_2^{13}\text{C}^{16}\text{O}_2$, $1387\text{-}1389 \text{ cm}^{-1} - 2\nu_2^{12}\text{C}^{16}\text{O}_2$, 1409 cm^{-1} – hot band) and N_2 ($2330\text{-}2331 \text{ cm}^{-1}$)

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و هیدروژن بر روی نمونه‌های کوآرتز همراه با کانسنگ مگنتیت انجام شد. بدین منظور تعداد 4 نمونه آنالیز ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن انجام شد. خلوص نمونه‌ها در زمان جداسازی در زیر میکروسکوپ بیناکولار بین 95 تا 98 درصد بود. نتایج حاصل از این آنالیز که بر اساس استاندارد میانگین آب اقیانوس گزارش شده، در جدول 2 ارائه شده است. از آنجا که دما کنترل‌کننده جدایی ایزوتوپی ایزوتوپ‌های پایدار بین کانی و سیالات گرمایی است، با در نظر گرفتن دمایی معادل 360، 370 و 390 درجه سانتی‌گراد با توجه به بررسی سیالات درگیر برای شکل‌گیری کوآرتز این کانسار، می‌توان حدود مقدار $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل با کوآرتز را محاسبه کرد (Clayton et al., 1972). برای تعیین منشأ سیال کانه‌زا در کانسار لکه‌سیاه 1 از نمودار $\delta^{18}\text{O}$ به δD استفاده شد (شکل 13). در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در داخل و نزدیکی محدوده سیالات ماگمایی قرار می‌گیرند. با توجه به مقدار $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل با کوآرتز که از طریق

ترکیب مواد فرار موجود در ماگما تحت‌تأثیر فشار است؛ به گونه‌ای که قابلیت حل‌الیت آنها در حین صعود ماگما تغییر می‌کند. با کاهش فشار، فاز گاز از ماگما آزاد می‌شود (Zhaohua et al., 2008) و این باعث افزایش حجم مواد فرار در ماگمای در حال صعود می‌شود (Keyong et al., 2010). با توجه به منشأ ماگمایی سیال کانه‌زا (بر اساس بررسی سیالات درگیر) و همچنین حضور واحدهای کربناته در محدوده مورد بررسی، به نظر می‌رسد سازوکارهای 3 و 4 منشأ اصلی N_2 و CO_2 در منطقه بوده‌اند؛ به طوری که به نظر می‌رسد سیال داغ ماگمایی به هنگام صعود و با برخورد با لایه‌های کربناته، مقدار زیادی گاز CO_2 تولید کرده باشد.

بررسی‌های ایزوتوپی

یکی از روش‌های مرسوم برای شناسایی و تشخیص ترکیب اولیه سیال کانه‌ساز در کانسارها انجام بررسی‌های ایزوتوپی در نمونه‌های کانساری است (Barati and Gholilpoor, 2014). برای تعیین منشأ و ماهیت سیالات کانه‌ساز، آنالیزهای

معادلات تفکیک ایزوتوپی میان آب و کوارتز به‌دست آمده است، می‌توان گفت سیال مؤثر در کانه‌زایی در کانسار لکه‌سیاه جوی بوده است.

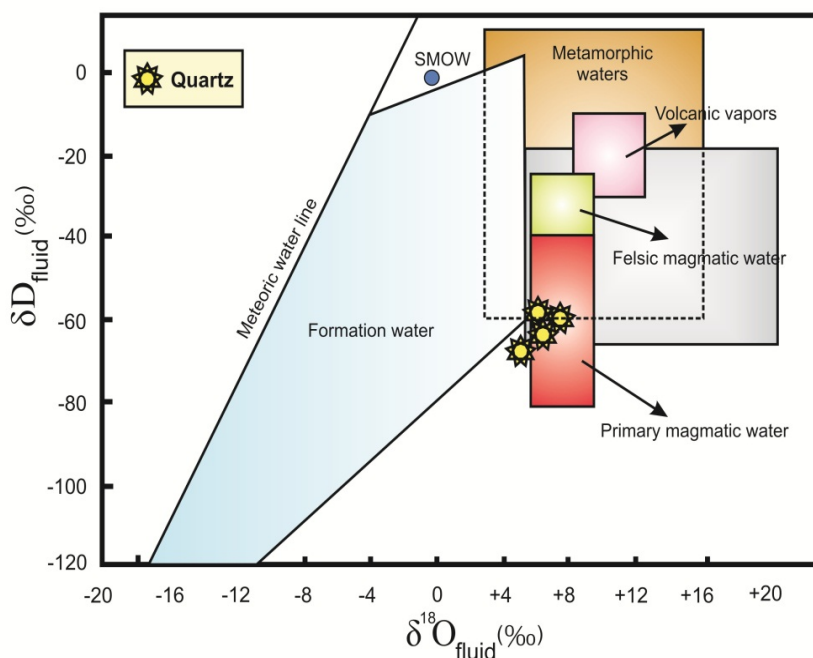
1 اغلب سیال نوع ماگمایی با مخلوط‌شدگی ضعیف آب‌های

جدول 2. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (%) در کانی کوارتز لکه‌سیاه 1 و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ محاسبه‌شده برای سیال در حال تعادل با آنها

Table 2. $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (%) values in Lakehsiah 1 quartz mineral and calculated values of $\delta^{18}\text{O}$ for the fluid in equilibrium with them

Mineral	$^{18}\text{O}_{\text{Mineral}} \delta\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} \text{‰}$	$^{18}\text{O}_{\text{Fluid}} \delta\text{‰}$	T (°C)
Quartz	-2.13	-60.39	7.38	374
Quartz	-3.34	-62.11	6.17	370
Quartz	-4.71	-70.98	4.03	390
Quartz	-3.36	-60.28	6.15	360

$$1000\ln \alpha_{\text{Quartz-H}_2\text{O}} = -3.40 + 3.38(10^6/T^2) \text{ (Clayton et al., 1972)}$$



شکل 13. نمودار $\delta^{18}\text{O}$ به δD برای تعیین منشأ سیال مؤثر در کانه‌زایی در کانسار لکه‌سیاه 1. با محدوده‌های بخارهای آتشفشانی (Giggenbach, 1992)، آب ماگمایی فلسیک (Taylor, 1992)، آب ماگمایی اولیه (Taylor, 1974)، آب دگرگونی (Sheppard and Harris, 1985) و آب سازندی (Taylor, 1997)

Fig. 13. $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD plot in order to determine the origin of effective fluid in mineralization in the Lakehsiah 1 deposit. The andesitic volcanic vapor, felsic magmatic water, primary magmatic water, metamorphic water, and formation water fields, Giggenbach (1992), Taylor (1992), Taylor (1974), Sheppard and Harris (1985), and Taylor (1997), respectively

نتیجه‌گیری

کانسار آهن لکه‌سیاه 1 و لندیس‌های همراه با آن در پهنه زمین‌ساختی کاشمر - کرمان واقع شده است. مهم‌ترین واحدهای سنگی موجود در این منطقه شامل ریولیت، آندزیت، سنگ‌های پیروکلاستی، نفوذی‌های با ترکیب مونزونیتی و دیوریتی، واحدهای رسوبی با ترکیب دولومیت، سنگ آهک و ماسه‌سنگ هستند. مگنتیت مهم‌ترین کانه در این کانسار است که دارای بافت‌های توده‌ای، برشی و ماریتی است. دگرسانی‌های شاخص همراه با کانسار در منطقه اغلب از نوع دگرسانی‌های سدیک - کلسیک، کلریتی‌شدن، اپیدوتی‌شدن و سریشی‌شدن است. دگرسانی سدیک - کلسیک مهم‌ترین دگرسانی مرتبط با کانه‌زایی آهن در منطقه است. مهم‌ترین کانی‌های سیلیکاته مرتبط با این دگرسانی، آلپیت، آمفیبول (ترمولیت - اکتینولیت) و کلینوپیروکسن (دیوپسید) هستند. آپاتیت نیز کانی شاخص و از مشخصات دگرسانی سدیک - کلسیک در کانسار لکه‌سیاه 1 است. تشکیل مگنتیت - آپاتیت بعد از تشکیل فاز مگنتیت - سیلیکات رخ داده است؛ اما به علت عملکرد فازهای دگرسانی مختلف و برشی‌شدن گسترده، قطعات خرد شده آپاتیت نیز در ماتریکس ترمولیت - اکتینولیت - مگنتیت مشاهده می‌شود. بر اساس بررسی‌های پتروگرافی سیالات درگیر موجود در کانی کوارتز همراه با مگنتیت، اغلب سیالات درگیر مشاهده شده در کانسار لکه‌سیاه 1 از نوع دوفازی

(L+V) و سه‌فازی (L+V+H) است. بررسی سیالات درگیر نشان‌داد که از مرحله اول کانه‌زایی به سمت مراحل پایانی تشکیل ذخیره، روند کاهش دما و شوری به وضوح مشاهده می‌شود. این موضوع نشان می‌دهد، منشأ اولیه سیال کانه‌زا، سیال ماگمایی بوده که سپس با سیالات جوی آمیخته شده است. رخداد این عامل باعث تکامل سیستم ماگمایی به سمت دماهای پایین - شوری کم شده است. بررسی اسپکتروسکوپی لیزر رامان نشان داد که CO_2 و N_2 مهم‌ترین فازهای بخار در سیالات درگیر موجود در کوارتز هستند که می‌توانند از گاززدایی گوشته و واکنش‌های شیمیایی حین صعود سیالات کانه‌زا حاصل شده باشند. ویژگی‌های ایزوتوپی اکسیژن و هیدروژن و محاسبه مقدار $\delta^{18}\text{O}$ سیال در حال تعادل آنها نیز نشان می‌دهد که سیال کانسنگ‌ساز در منطقه لکه‌سیاه 1 اغلب سیال ماگمایی با مخلوط‌شدگی کمتر آب‌های جوی بوده است. تزریق این سیال به درون سنگ میزبان سبب دگرسانی گسترده در سنگ میزبان شده است. می‌توان گفت سیال ماگمایی اکسیدی غنی از آهن و فسفر که از تفریق ماگماهای مافیک اولیه حاصل شده، از طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها به سطوح بالاتر منتقل شده است. سپس تغییر در شرایط فیزیوشیمیایی سیال ماگمایی و اختلاط با سیالات سطحی با منشأ جوی سبب ناپایدار شدن لیگاندهای حامل فلزات و تشکیل کانه‌زایی آهن $\pm$ آپاتیت در این منطقه شده است.

References

- Bakker, R.J. and Diamond, L.W., 2006. Estimation of volume fractions of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes. *American Mineralogist*, 91(4): 635-657.
<https://doi.org/10.2138/am.2006.1845>
 Barati, M. and Gholipoor, M., 2014. Study of

- REE behaviors, fluid inclusions, and O, S stable Isotopes in Zafarabad iron skarn deposit, NW Divandarreh, Kordestan province. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 235-275. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20257>
 Barnes, H.L., 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley and Sons, New York, 797 pp. Retrieved April 2,

- 2020 from Retrieved April 2, 2020 from <https://www.wiley.com/en-bo/Geochemistry+of+Hydrothermal+Ore+Deposits%2C+3rd+Edition-p-9780471571445>
- Barton, M.D., 2014. Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In: H.D. Holland and K.K. Turekian (Editors), Treatise on Geochemistry: Elsevier Science, USA, pp. 515–541. Retrieved July 10, 2020 from Retrieved July 10, 2020 from https://www.geo.arizona.edu/~mdbarton/ MDB_papers_pdf/Barton%5B14_IOCGSyste ms_ToG2-Ch20.pdf
- Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoue, S. and Patrier, P., 2015. Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in low-temperature geological systems—a review. *Clay Minerals*, 50(4): 497–523. <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.4.06>
- Chiaradia, M., Banks, D., Cliff, R., Marschik, R. and De Haller, A., 2006. Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from $\delta^{37}\text{Cl}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ and Cl/Br. *Mineralium Deposita*, 41(6): 565–573. <https://doi.org/10.1007/s00126-006-0082-6>
- Childress, T.M., Simon, A.C., Day, W.C., Lundstrom, C.C. and Bindeman, I.N., 2016. Iron and oxygen isotope signatures of the Pea Ridge and Pilot Knob magnetite-apatite deposits, southeast Missouri, USA. *Economic Geology*, 111(8): 2033–2044. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.8.2033>
- Clayton, R.N., O'Neil, J.R. and Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. *Journal of Geophysical Research*, 77(17): 3057–3067. <https://doi.org/10.1029/JB077i017p03057>
- Craig, J.R. and Vaughan, D.J., 1994. Ore microscopy and ore petrography. John Wiley and Sons Inc., New York, 434 pp. Retrieved July 15, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/290120333>
- Dare, S.A., Barnes, S.J. and Beaudoin, G., 2015. Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS. *Mineralium Deposita*, 50(5): 607–617. <https://doi.org/10.1007/s00126-014-0560-1>
- De Melo, G.H., Monteiro, L.V., Xavier, R.P., Moreto, C.P. and Santiago, E., 2019. Tracing Fluid Sources for the Salobo and Igarapé Bahia Deposits: Implications for the Genesis of the Iron Oxide Copper-Gold Deposits in the Carajás Province, Brazil. *Economic Geology*, 114(4): 697–718. <https://doi.org/10.5382/econgeo.4659>
- Evans, A.M., 1993. Ore geology and industrial minerals: an introduction. John Wiley and Sons, Oxford, United Kingdom, 400 pp. Retrieved July 15, 2020 from https://www.pmf.unizg.hr/_download/repositor y/ORE_GEOLOGY_AND_INDUSTRIAL_M INERALS.PDF
- Frezzotti, M.L., Tecce, F. and Casagli, A., 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112: 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2011.09.009>
- Foose, M.P. and McLelland, J.M., 1995. Proterozoic low-Ti iron-oxide deposits in New York and New Jersey: Relation to Fe-oxide (Cu–U–Au–rare earth element) deposits and tectonic implications. *Geology*, 23(7): 665–668. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0665:PLTIOD>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0665:PLTIOD>2.3.CO;2)
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O. and Perdahl, J.A., 1997. Early proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geology Reviews*, 12(1): 1–34. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(96\)00013-3](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(96)00013-3)
- Fulignati, P., 2018. Hydrothermal fluid evolution in the ‘Botro ai Marmi’ quartz-monzonitic intrusion, Campiglia Marittima, Tuscany, Italy. Evidence from a fluid-inclusion investigation. *Mineralogical Magazine*, 82(5): 1169–1185. <https://doi.org/10.1180/mgm.2018.116>
- Giggenbach, W.F., 1992. Magma degassing and mineral deposition in hydrothermal systems along convergent plate boundaries: SEG Distinguished lecture. *Economic Geology*, 87: 1927–1944. Retrieved August 1, 2020 from

- https://jglobal.jst.go.jp/en/detail?JGLOBAL_ID=200902004813361407
- Grondijs, H.F. and Schouten, C., 1937. A study of the Mount Isa ores [Queensland, Australia]. *Economic Geology*, 32(4): 407–450.
- <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.32.4.407>
- Gu, L., Wu, C., Zhang, Z., Pirajno, F., Ni, P., Chen, P. and Xiao, X., 2011. Comparative study of ore-forming fluids of hydrothermal copper–gold deposits in the lower Yangtze River Valley, China. *International Geology Review*, 53(5–6): 477–498.
- <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.533873>
- Haghipour, A., 1977. Geological Map of the Posht-e-Badam Area, Scale 1: 100,000. Geological Survey of Iran. Retrieved August 5, 2020 from <https://catalogue.nla.gov.au/Record/52531>
- Heidarian, H., Alirezai, S. and Lentz, D.R., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83: 43–62.
- <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.11.031>
- Henriquez, F. and Martin, R.F., 1978. Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile. *The Canadian Mineralogist*, 16(4): 581–589. Retrieved July 27, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/237651949>
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu- U- Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58(1–4): 241–287. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(92\)90121-4](https://doi.org/10.1016/0301-9268(92)90121-4)
- Houshmandzadeh, A., Sabzehei, M., Ghaemi, J. and Haddadan, M., 2012. Geological map of Ali Abad, scale, 1:25000, Sheet No. 7153 IV SE. Parskani Co. (in Persian)
- Keyong, W., Min, Q., Fengyue, S., Duo, W., Li, W. and XiangWen, L., 2010. Study on the geochemical characteristics of ore-forming fluids and genesis of Xiaoxinancha gold-copper deposit, Jilin Province. *Acta Petrologica Sinica*, 26(12): 3727–3734. Retrieved August 10, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/287860941>
- Knipping, J.L., Bilenker, L.D., Simon, A.C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A.P. and Munizaga, R., 2015. Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 171: 15–38.
- <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.08.010>
- Lowenstern, J.B., 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36(6): 490–502. <https://doi.org/10.1007/s001260100185>
- Luo, G., Zhang, Z., Du, Y., Pang, Z., Zhang, Y. and Jiang, Y., 2015. Origin and evolution of ore-forming fluids in the Hemushan magnetite-apatite deposit, Anhui Province, Eastern China, and their metallogenic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, 113(3): 1100–1116.
- <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.08.018>
- Mirzababaei, G., Mehrdad Behzadi, M., Rezvanianzadeh, M.R., Yazdi, M. and Ghannadi Maragheh, M. 2019. Brecciated unit and Th-REE mineralization in the Se-Chahun ore deposit, Bafq mining district, Central Iran. *Journal of Economic Geology*, 11(1): 105–120. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/econg.v11i1.65876>
- Morizet, Y., Paris, M., Gaillard, F. and Scaillet, B., 2009. Raman quantification factor calibration for CO–CO₂ gas mixture in synthetic fluid inclusions: application to oxygen fugacity calculation in magmatic systems. *Chemical Geology*, 264(1–4): 58–70. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.02.014>
- Naranjo, J.A., Henríquez, F. and Nyström, J.O., 2010. Subvolcanic contact metasomatism at El Laco volcanic complex, central Andes. *Andean Geology*, 37(1):110–120. Retrieved August 10, 2020 from <https://www.redalyc.org/pdf/1739/173914377005.pdf>

- Pirajno, F., 2009. Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science and Business Media, Australia, 1273 pp.
<https://doi.org/10.4067/s0718-71062010000100005>
- Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E. and Alfonso, P., 2015. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir Basin, Central Iran. *Ore Geology Reviews*, 64: 328–353.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.013>
- Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P. and Canet, C., 2012. Geology, ore facies and sulfur isotopes of the Koushk vent-proximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam block, Central Iran. *International Geology Review*, 54(14): 1635–1648.
<https://doi.org/10.1080/00206814.2012.659106>
- Rajabzadeh, M.A., Hoseini, K. and Moosavinasab, Z., 2015. Mineralogical and geochemical studies on apatites and phosphate host rocks of Esfordi deposit, Yazd province, to determine the origin and geological setting of the apatite. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 331–353. (in Persian with English abstract)
<https://doi.org/10.22067/econg.v6i2.20956>
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Elsevier, Oxford, New York, 1205 pp. Retrieved August 20, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/284413752>
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665.
<https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Robb, L., 2005. Introduction to ore-forming processes. Blackwell publishing, Malden, 373 pp. Retrieved August 20, 2020 from https://kursatozcan.com/ders_notlari/Introduction_to_Ore_Forming_Processes.pdf
- Samani, B., 1993. Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. *Geosciences: Scientific Quarterly Journal of the Geological Survey of Iran*, 2(6): 32–45. (in Persian with English abstract) Retrieved August 20, 2020 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&lang=en&idt=6501166>
- Samani, B.A. 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39(1–2): 85–106.
[https://doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90053-8](https://doi.org/10.1016/0301-9268(88)90053-8)
- Sepahi, A.A. and Miri, M., 2015. Textures of Igneous and metamorphic rocks. Bu-Ali sina University press, Hamedan, 171 pp. (in Persian) Retrieved August 22, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/285393053>
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. Chapman and Hall, London, 445 pp.
<https://doi.org/10.1017/S0016756800020744>
- Sheppard, S.M. and Harris, C., 1985. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation and interaction with sea water. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(1): 74–81.
<https://doi.org/10.1007/BF00429429>
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. and Alderton, D.H., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Chapman and Hall Blackie, New York, 224 pp. Retrieved August 27, 2020 from <https://www.amazon.com/Practical-Guide-Fluid-Inclusion-Studies/dp/0216916461>
- Taghipour, S., Kananian, A., Harlov, D. and Oberhänsli, R., 2015. Kiruna-type iron oxide-apatite deposits, Bafq district, central Iran: Fluid-aided genesis of fluorapatite-monazite-xenotime assemblages. *The Canadian Mineralogist*, 53(3): 479–496.
<https://doi.org/10.3749/canmin.4344>
- Taylor, B.E., 1992. Degassing of H₂O from rhyolitic magma during eruption and shallow intrusion, and the isotopic composition of magmatic water in hydrothermal systems. In: J.W. Hedenquist (Editors), *Magmatic Contributions to Geothermal Systems*. Geological Survey of Japan, Tsukuba, Report 279, 190–194. Retrieved May 5, 2020 from

- <https://www.researchgate.net/publication/285082036>
- Taylor, Jr., H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69(6): 843–883. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.69.6.843>
- Taylor, Jr., 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: H.L. Barnes (Editors), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, New York, pp. 229–302. Retrieved April 22, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/288948012>
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H. and Dunne, K.P.E., 1996. Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals. Geological Association of Canada, Canada, 120 pp. Retrieved August 18, 2020 from <https://searchworks.stanford.edu/view/3877120>
- Touret, J.L., 1992. CO₂ transfer between the upper mantle and the atmosphere: temporary storage in the lower continental crust. *Terra Nova*, 4(1): 87–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00453.x>
- Torab, F.M., 2008. Geochemistry and metallogeny of magnetite apatite deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Ph.D. Thesis, Technical University of Claustal, Clausthal, Germany, 131 pp. Retrieved July 27, 2020 from <https://core.ac.uk/download/pdf/45268823.pdf>
- Tornos, F., Velasco, F. and Hanchar, J.M., 2016. Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile. *Geology*, 44(6): 427–430. <https://doi.org/10.1130/G37705.1>
- Wang, Y., Wang, K. and Konare, Y., 2018. N₂-rich fluid in the vein-type Yangjingou scheelite deposit, Yanbian, NE China. *Scientific Reports*, 8(1): 5662. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22227-7>
- Westhues, A., Hanchar, J.M., LeMessurier, M.J. and Whitehouse, M.J., 2017. Evidence for hydrothermal alteration and source regions for the Kiruna iron oxide–apatite ore (northern Sweden) from zircon Hf and O isotopes. *Geology*, 45(6): 571–574. <https://doi.org/10.1130/G38894.1>
- Wilkinson, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1–4): 229–272. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00047-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00047-5)
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G. and Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic Geology, One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, Littleton, USA, pp. 371–405. Retrieved June 27, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/308527615>
- Williams, P.J. and Blake, K.L., 1993. Alteration in the Cloncurry district; Roles of recognition and interpretation in exploration for Cu-Au and Pb-Zn-Ag deposits. Contributions of the Economic Geology Research Unit, Townsville, Queensland, Australia, 72 pp. Retrieved August 26, 2020 from <https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecOrdDetail&idt=6384265>
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1): 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Zhaohua, L., Xinxiang, L., Shaofeng, G., Jing, S., Bihe, C., Fan, H. and Zongfeng, Y., 2008. Metallogenic systems on the transmagmatic fluid theory. *Acta Petrologica Sinica*, 24(12): 2669–2678. Retrieved August 27, 2020 from <https://www.researchgate.net/publication/286482625>

COPYRIGHTS

©2021 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

**How to cite this article**

Gholipoor, M., Barati, M., Tale Fazel, E. and Hurai, V., 2021. Alteration, geothermometry, Raman spectroscopy and O-H stable isotopes studies on Lakehsiah 1 deposit, Yazd providence, Iran. Journal of Economic Geology, 13(2): 327–352. (in Persian with English abstract)
<https://dx.doi.org/10.22067/econg.v13i2.84167>



Alteration, geothermometry, Raman spectroscopy and O-H stable isotopes studies on Lakehsiah 1 deposit, Yazd province, Iran

Meisam Gholipoor¹, Mehrdad Barati^{1*}, Ebrahim Tale Fazel¹ and Vratislav Hurai²

1) Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2) Institute of Earth Sciences, Slovak Academy of Sciences, Bratislava, Slovakia

Submitted: Nov. 10, 2019

Accepted: Sept. 07, 2020

Keywords: Lakehsiah, Alteration, Magmatic fluid, Meteoric water, Laser Raman spectroscopy

Introduction

The Lakehsiah mining district is hosted in Early Cambrian volcano-sedimentary units (CVSU) of the Kashmar-Kerman zone, Central Iran. The Kashmar-Kerman belt is located between the Yazd block in the west and the Tabas block in the east and it is parallel to the Poshed badam, Tabas and Kalmard faults in the north and Koh Banan and Zarand faults in the south of the area (Ramezani and Tucker, 2003). Compositions of the volcanogenic rocks in this area vary from felsic to mafic and include rhyolitic, rhyodacitic tuff and spilitic lava and diabase. The sedimentary rocks include dolomites, dolomitic limestones and evaporites. Lakehsiah 1 deposit is one of three IOA outcrops in the Lakehsiah district which have been studied in this research.

Materials and Methods

The mineralogical study of alteration zones was carried out by light microscope with transmission light and X-ray diffraction (XRD) analysis, at the Mineralogical Laboratory of Bu-Ali Sina University and Iran Minerals Processing Research Center, respectively. Fluid inclusion and Raman spectroscopy studies were also performed to determine temperature, composition and evolution of the ore-forming fluid at the Institute of Earth Sciences SAS, Slovakia. Stable isotope geochemistry of quartz (O-H) was performed at the Cornell University, USA.

Discussion

Iron deposits hosted in the Tashk Group show

hydrothermal alteration. The major minerals of the Sodic-Calcic alteration are the crystals of calcic amphiboles (tremolite-actinolite), pyroxene, calcite, magnetite and apatite. Propylitic alteration (chloritization and epidotization) is very widespread and affects volcanic and intrusive rocks. It consists of chlorite, epidote, calcite, and magnetite with minor amounts of sericite. Silicification alteration, occurs as distal alteration in both hanging wall and footwall host rocks, forming fine-grained to coarse grained quartz aggregates, veins and veinlets. Sericitic-argillic alteration occurs mainly in intrusions. Feldspar (plagioclase and K-feldspar) was altered to sericite and clay minerals. Minor quartz occurs as veinlets in this alteration zone. Na- Ca alteration in volcanic and intrusion rocks is exposed in the center of the area. Amphiboles mainly occur as replacements of plagioclase. Plagioclases were altered to chlorite, epidote, and calcite. Additionally, veinlets of quartz-epidote-chlorite, chlorite-epidote, epidote-quartz, quartz-calcite, calcite, chlorite-calcite, and epidote-calcite are observed. Quartz and carbonates (calcite) are widespread and veins of these minerals crosscut all the rocks described above.

Lakehsiah 1 deposit, hosted within high-silica rhyolitic tuffs and domes, forms a steeply dipping tabular lens and it includes massive magnetite $\pm$ apatite $\pm$ quartz $\pm$ specular hematite $\pm$ Fe-Mg silicates.

Fluid inclusion Petrography

Four major types of fluid inclusions are observed

*Corresponding author Email: barati@basu.ac.ir

based on proportions of vapor, liquid, and solid phases present at room temperature in quartz mineral. They are described as follows:

1-liquid-rich inclusions (L)

2-vapor-rich inclusions (V)

3-Two-phase liquid rich fluid inclusions (L+V)

4-three phase inclusions with halite solid phase as daughter mineral (L+V+H). Study of inclusions petrography shows that most of the inclusions present within this mineral are primary in origin, although secondary or pseudosecondary types have been identified. They have different sizes (typically 5–15 μm). Fluid inclusion shapes are rounded, elliptical, irregular, negative crystal shapes and square.

Results

Microthermometry and Raman spectroscopy

Freezing and heating experiments were performed on Types 3 and 4 fluid inclusions. Stretching of inclusions was noted during heating of large fluid inclusions in quartz from mineralized quartz veins. In such samples, homogenization temperatures range from 217–428 $^{\circ}\text{C}$ for type 3 and 384–467 $^{\circ}\text{C}$ for type 4.

Micro-thermometric data were obtained from both Types 3 and 4 inclusions. The data obtained revealed variation in salinity of the trapped fluids. The final ice melting temperature in Types 3 and 4 inclusions varies from -4° to -18 and -9 to -19°C with a mode at around -12°C . Final ice-melting temperatures are lowest in the mineralized quartz veins. The first melting temperatures in multiphase Types 3–4 inclusions are also in a similar range which varies from -21 to -34°C . Based on their final ice melting temperatures, it varies between 10 to 27 and 40 to 44 wt. % NaCl equivalent for type 3 and 4 inclusions. $T^{\circ}\text{C}$ vs. salinity plots of inclusions show mixing of magmatic hot fluids with cold meteoric waters. Raman spectroscopy revealed presence of 69 mol % N_2 and 31 mol % CO_2 and 33 mol % N_2 and 67 mol % CO_2 in types 3 and 4 inclusions. These gases can be derived from mantle degassing (Wang et al., 2018) and chemical

reactions during ascent of fluids.

H-O isotopes

Isotopic studies are among the most common methods for identifying the primary composition of ore-forming fluids in deposits (Barati and Gholipoor, 2014). In the study area, five quartz samples in quartz grains and veins were used for H-O isotope analyses, with the aim of determining the source(s) of ore-forming fluids. The $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ and $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values of the ore-forming fluids in quartz samples vary from -60‰ to -80‰ , and -4.71‰ to -1.42‰ , respectively. The above observations reveal that the early ore-forming fluids are magmatic in origin and is characterized by high temperature and moderate to high salinity, and gradually evolve to low temperature, low salinity meteoric water. The Lakehsiah 1 Fe deposit is associated with the magmatism induced by the protracted subduction. The decrease in temperature, salinity and $f(\text{O}_2)$, as well as fluid-rock interactions, are the main factors controlling Fe deposition.

References

- Barati, M. and Gholipoor, M., 2014. Study of REE behaviors, fluid inclusions, and O, S stable Isotopes in Zafarabad iron skarn deposit, NW Divandarreh, Kordestan province. *Journal of Economic Geology*, 6(2): 235–275. (in Persian with English abstract) <https://doi.org/10.22067/ECONG.V6I2.20257>
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665. <https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>
- Wang, Y., Wang, K. and Konare, Y., 2018. N_2 -rich fluid in the vein-type Yangjingou scheelite deposit, Yanbian, NE China. *Scientific Reports*, 8(1): 5662. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22227-7>