

دگرسانی گرمابی در کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان و مقایسه آن با دیگر کانسارهای آهن ناحیه بافق، ایران مرکزی

رسول سپهری‌راد^{۱*}، سعید علیرضایی^۲ و امیر مرتضی عظیم‌زاده^۳

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۴/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۲۷

چکیده

کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان در توالی آتشفشانی-رسوبی پروتوزوئیک بالایی-کامبرین زیرین در منطقه بافق در ایران مرکزی تشکیل شده است. میزبان کانی‌سازی در کانسار گزستان، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق فلسیک تا حدواسط هستند که به شدت کلریتی و سریسیتی شده‌اند. دگرسانی‌های مرتبط با کانی‌سازی در کانسار گزستان و مقایسه آن با دیگر کانسارها در منطقه بافق، نشانگر تفاوت‌هایی در مجموعه‌های دگرسانی و فراوانی نسبی آنها، شدت، گسترش فضایی و زمان دگرسانی نسبت به کانی‌سازی است. دگرسانی آلپیتی گسترش چندانی در گزستان ندارد و محدود به زون‌های کانی‌سازی است. دگرسانی کلسیمی-آهنی که از بیشتر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق گزارش شده است و نیز دگرسانی پتاسیک، در کانسار گزستان کمیاب و فقط به طور محلی دیده می‌شود. متاسوما تیزم بور، به صورت نوارهای کوارتز-تورمالین و نیز بلورهای پراکنده تورمالین خودنمایی می‌کند. دگرسانی‌های غالب و مرتبط با کانی‌سازی در این کانسار، دگرسانی‌های کلریتی و سریسیتی هستند. کلریت عمدتاً به صورت جانشینی و نیز به شکل پرکننده درزه‌ها و فضا‌های خالی تشکیل شده است. ترکیب کلریت از نوع پیکنوکلریت و کلینوکلر است و محدوده دمای تشکیل آن، ۲۲۴ تا ۲۳۶ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. دگرسانی سریسیتی، علاوه بر پهنه‌های کانی‌سازی، در واحدهای سنگی نیمه‌عمیق و آتشفشانی نیز گسترش زیادی دارد. گسترش دگرسانی کلریتی و ارتباط آن با کانی‌سازی و نبود یا کمبود دگرسانی‌های سدیک و کلسیمی-آهنی نشان می‌دهد که کانسار گزستان نسبت به سایر کانسارهای آهن ایران مرکزی، احتمالاً در دمای پایین‌تر و در بخش‌های کم‌عمق سیستم‌های کانی‌سازی نوع اکسید آهن-آپاتیت، بر اساس مدل‌های زایشی این کانسارها، تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: دگرسانی کلریتی، مگنتیت-آپاتیت، کایرونا، گزستان، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: رسول سپهری‌راد

E-mail: sepehrrad@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

منطقه معدنی بافق میزبان کانسارهای بزرگ مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا، مانند چغارت، چادرملو و اسفوردی (Jami, 2005; Samani, 1988; Stosch et al., 2011; Heidarian et al., 2017)، کانسارهای فلزات پایه تیپ سدکس همچون کوشک و چاه‌میر (Rajabi et al., 2012) و رخدادها و کانسارهایی از اورانیم، توریم و عناصر خاکی کمیاب (Samani, 1988) است. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، ویژگی‌های کلیدی کانسارهای آهن موسوم به تیپ کایرونا، برابر با توصیف (Williams et al., 2005)، Hitzman et al. (1992) و Barton (2014) را به نمایش می‌گذارند؛ از جمله همراهی با توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق و سنگ‌های آتشفشانی متوسط-فلسیک، دگرسانی‌های گرمایی گسترده سدیمی و کلسیمی یا کلسیمی-آهنی و به‌طور فرعی پتاسیمی، سریسیتی و کلریتی، حضور مگنتیت به عنوان کانی اصلی آهن، همراهی متداول آپاتیت و بافت غالب توده‌های کانسنگ. کانسارهای آهن ناحیه بافق از نظر جایگاه زمین‌شناسی، همزمانی تشکیل کانسنگ (۵۲۷ تا ۵۳۹ میلیون سال؛ بر اساس تعیین سن آپاتیت به روش U-Pb در کانسارهای چغارت، میشدوان، لکه‌سیاه و گزستان؛ Stosch et al., 2011)، سنگ‌های میزبان آتشفشانی-رسوبی (سری ریزو) متعلق به پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین (Torab and Lehman, 2007; Ramezani and Tucker, 2003)، کانسنگ مگنتیت کم Ti و حضور اندک کانی‌های سولفیدی (با چیرگی آشکار پیریت، مربوط به مراحل انتهایی فرایند کانی‌سازی) مشابه هستند. دگرسانی سنگ میزبان در کانسارهای آهن تیپ کایرونا گسترش وسیعی دارد. نوع و شدت این دگرسانی و پاراژنز کانی‌های همراه، در محدوده‌های مختلف معدنی متفاوت است؛ اما در حالت کلی به ترکیب اولیه سنگ میزبان و عمق تشکیل کانسار بستگی دارد (Hitzman et al., 1992). مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده فرایندهای دگرسانی گرمابی، ترکیب و نفوذپذیری سنگ‌های میزبان یا کمرسنگ‌ها و دما، غلظت، فعالیت و پتانسیل شیمیایی اجزای تشکیل‌دهنده سیال (همچون H_2S ، K^+ ، O_2 ، CO_2 و H^+ و SO_2) هستند (Reed, 1997).

در این مقاله، انواع دگرسانی در کانسار گزستان با مشاهدات و برداشت‌های صحرایی، لاگ مغزه‌های حفاری، مطالعات پتروگرافی و آنالیز سنگ کل (whole rock)، آنالیز نقطه‌ای (EPMA)، تصاویر الکترون برگشتی (BSE) و پراش پرتو ایکس (XRD) معرفی شده است. همچنین نتایج حاصل با داده‌های دگرسانی منتشر شده از کانسارهای آهن منطقه بافق (شکل ۱) شامل میشدوان (Förster and Knittel, 1979; Daliran, 1990)، اسفوردی (Jami, 2005)، جلال‌آباد (کریمی‌شهرکی، ۱۳۹۳)، سه‌چاهون (بنیادی، ۱۳۹۰)، آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹؛ صادقی و همکاران ۱۳۸۸)، چغارت (Taghipour et al., 2013) و چادرملو (Heidarian et al., 2017) مقایسه شده و عوامل کنترل‌کننده دگرسانی در این کانسارها و اهمیت آن در درک ویژگی‌های شیمیایی سیال‌های کانه‌ساز و همین‌طور کاربرد دگرسانی به عنوان ابزار اکتشافی و بنای یک مدل زایشی بحث شده است.

۲- روش پژوهش

این مطالعه بر مشاهدات میدانی، برداشت‌های زمین‌شناسی سطحی و لاگ مغزه‌های حفاری استوار است. برای شناسایی انواع دگرسانی و سنگ‌نگاری واحدهای میزبان کانی‌سازی در کانسار گزستان، از رخنمون‌های صحرایی و مغزه‌های اکتشافی به ترتیب ۲۲ و ۱۲۷ نمونه برداشت و پس از بررسی و ثبت نمونه‌های ماکروسکوپی، ۹ مقطع نازک از نمونه‌های سطحی و ۲۱ مقطع نازک و ۲۲ مقطع نازک-صیقلی از مغزه‌های اکتشافی تهیه و مطالعه شد. برای مطالعات کانی‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های دگرسان شده، ۳ نمونه معرف از بخش‌های سطحی و ۸ نمونه از مغزه‌های اکتشافی انتخاب شد. آماده‌سازی نمونه‌ها شامل خردایش تا اندازه کمتر از ۰/۵ سانتی‌متر با استفاده از سنگ‌شکن‌های فکی کوچک و مخروطی و سپس با پودرکن دیسکی تا اندازه کمتر از ۲۰۰ مش در آزمایشگاه کانه‌آرایی سازمان زمین‌شناسی

کانسار گزستان، در توالی آتشفشانی- رسوبی کامبرین (سری ریزو)، مرکب از روانه‌های گدازه، سنگ‌های پیروکلاستیک و اپی کلاستیک همراه با میان‌لایه‌های کربناتی جای گرفته که توده‌های مافیک و فلیسک در آن نفوذ کرده است (Ramezani and Tucker, 2003; Jami, 2005; Torab, 2010).

۴- زمین‌شناسی کانسار گزستان

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در محدوده کانسار گزستان شامل سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی، توده‌های نفوذی- نیمه‌عمیق و سنگ‌های به شدت دگرسان شده (متاسوماتیت) میزبان کانی‌سازی است.

۴-۱. واحدهای آتشفشانی

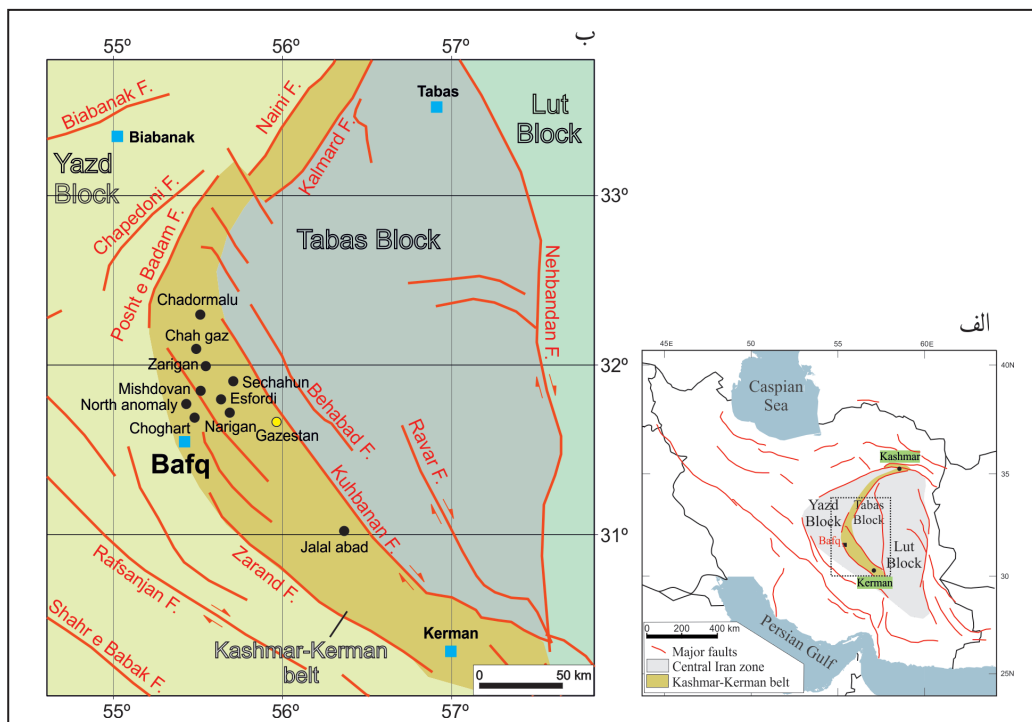
سنگ‌های آتشفشانی شامل روانه‌های گدازه‌ای و مواد پیروکلاستیک، طیف گسترده‌ای از آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت را شامل می‌شود. ارتفاعات جنوب کانسار از روانه‌های گدازه‌ای با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و اینگمبیریت‌های با ترکیب داسیت تا ریولیت دارای ساخت نواری تشکیل شده است. بافت آنها کلاستیک، ویترو کلاستیک، پورفیرو کلاستیک و پورفیری است و زمینه میکرو- تا کریستوکریستالین دارند. در این سنگ‌ها فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز کم‌ویش به کانی‌های رسی، سریسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اکسید آهن، تورمالین، زیرکن و اسفن است.

همچنین در بخش جنوب پهنه کانی‌سازی، توف‌های فلیسک آلپینی شده (کراتوفیر) رخنمون دارند. در بخش میانی کانسار، روانه‌های گدازه و توف‌های بلورین با ترکیب ریولیت، داسیت و ریوداسیت با توپوگرافی تپه‌ماهوری و رنگ خاکستری تا سبز روشن رخنمون دارد. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۱)، واحدهای آتشفشانی بخش میانی بعد از واحدهای جنوبی کانسار تشکیل شده‌اند.

و اکتشافات معدنی کشور انجام شد. نمونه‌ها در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به روش‌های تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) با استفاده از دستگاه Philips Xpert-pro با طول موج $\text{Co K}\alpha 1$ (1.789010°A) و ولتاژ ۴۰ kV و جریان 35 mA تجزیه نیمه کمی فلوتورسانس پرتو ایکس (XRF) روی قرص‌های پودری فشرده (pressed powdered pellets) با استفاده از دستگاه Philips Magix pro (2002) (با تیوپ رودیم و لامپ ۴ kV) آنالیز شد. همچنین آنالیز نقطه‌ای (روش EPMA) نمونه با استفاده از دستگاه CAMECA SX-100 با ولتاژ ۱۵ kV، جریان ۲۰ nA و شعاع پرتو ۳ μm در این مرکز انجام شد. آنالیزها با استفاده از استانداردهای طبیعی و مصنوعی شامل اکسیدهای ساده یا کانی‌ها کالیبره شد. برای مطالعات سنگ‌نگاری و دگرسانی، از ۴۸ عدد مقطع نازک تهیه شده از واحدهای میزبان کانی‌سازی در کانسار گزستان، موجود در بایگانی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور استفاده شده است.

۳- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

ناحیه فلززایی بافق، با کانسارهای مگنتیت- آپاتیت آن از جمله کانسار گزستان، در کمربند کاشمر- کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) یا بلوک پشت بادام (Haghipour, 1977) در خردقاره ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). ناحیه بافق شامل پی‌سنگ دگرگونی نئوپروتروزوییک، دیوریت- تونالیت‌های کامبرین زیرین، واحد آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین با مقادیر کمی رسوبات تبخیری (CVSU; Ramezani and Tucker, 2003) و سنگ‌های آتشفشانی کامبرین زیرین است. سنگ‌های آتشفشانی شامل ریولیت تا ریوداسیت و به‌طور فرعی آندزیت و بازالت اسپیلیتی، سنگ‌های بازیک زیراشباع (نفیلیت- بازائیت)، همراه با توده‌های نفوذی مافیک کوچک و دسته دایک‌های دیابازی تأخیری است (Stösch et al., 2011). عمده کانسارهای آهن در منطقه معدنی بافق، از جمله



شکل ۱- الف) موقعیت کمربند کاشمر- کرمان در ایران مرکزی، ب) منطقه معدنی بافق در کمربند کاشمر- کرمان، با نمایش محل کانسار گزستان و برخی از کانسارهای مگنتیت- آپاتیت دیگر (Ramezani and Tucker, 2003 با تغییرات).

۲-۴. واحدهای آتشفشانی-رسوبی

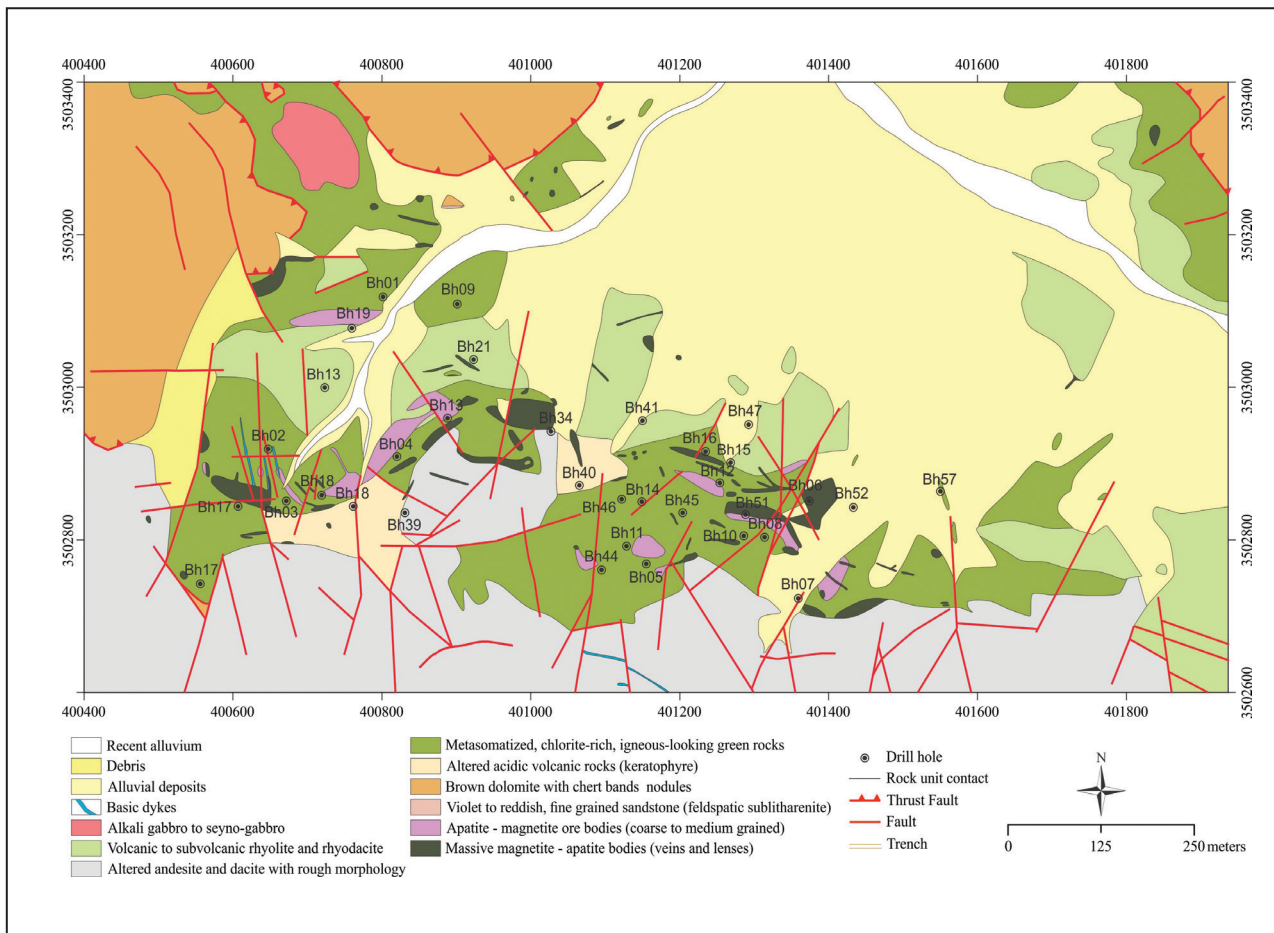
درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن کانی‌های اصلی، آپاتیت و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی و اپیدوت، کلریت، آمفیبول، سریسیت کانی‌های ثانویه هستند. کلینوپروکسن‌ها در اثر اورالیتی شدن به آمفیبول تبدیل شده‌اند. همه واحدهای سنگی و پهنه‌های کانی‌سازی توسط دایک‌های دلریتی قطع شده‌اند.

در کانسار گزستان، کانسنگ به‌طور عمده شامل مگنتیت و آپاتیت است که به شکل توده‌های نامنظم تا عدسی شکل با ابعاد متفاوت، رگه‌ای و افشان رخ داده است. میزبان کانی‌سازی در کانسار گزستان، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق فلسیک تا حدواسط هستند که به شدت کلریتی و سریسیتی شده‌اند (متاسوماتیت). رنگ این واحدها در رخنمون‌های صحرائی به دلیل فراوانی کلریت به رنگ سبز تیره است. شکل ۲ واحدهای زمین‌شناسی رخنمون یافته در کانسار گزستان را نشان می‌دهد.

در بخش شمالی کانسار، واحدهای آتشفشانی-رسوبی متشکل از توف فلسیک دگرسان شده، سنگ آهک متوسط تا ضخیم‌لایه تیره، شیل و سنگ آهک دولومیتی ضخیم‌لایه رخنمون دارند. در بخش بالایی، توف سبز دارای عدسی‌های کوچک غنی از کانی‌های آهن-منگنز است.

۳-۴. توده‌های نفوذی

توده‌های نفوذی در مرکز و باختر کانسار ترکیب گرانودیوریت و میکروگرانیت دارند. بافت این واحدها پورفیری و زمینه آنها میکروگرانولار تا هتروگرانولار است. فراوان‌ترین کانی‌ها در این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین-اولیگوکلاز و آلکالی‌فلدسپار عموماً تجزیه شده به سریسیت و کلریت است. رشد بیوتیت‌های ثانوی روی بیوتیت اولیه و فلدسپار پتاسیک روی فلدسپارهای اولیه همراه با رگچه‌های مگنتیت، پیریت و کوارتز می‌تواند نشانگر دگرسانی پتاسیک باشد. در شمال خاور و شمال باختر کانسار گزستان، آپوفیزهایی از گابرو-مونزودیوریت



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان (با تغییرات از دری و جمالی، ۱۳۸۲).

۵- دگرسانی‌ها

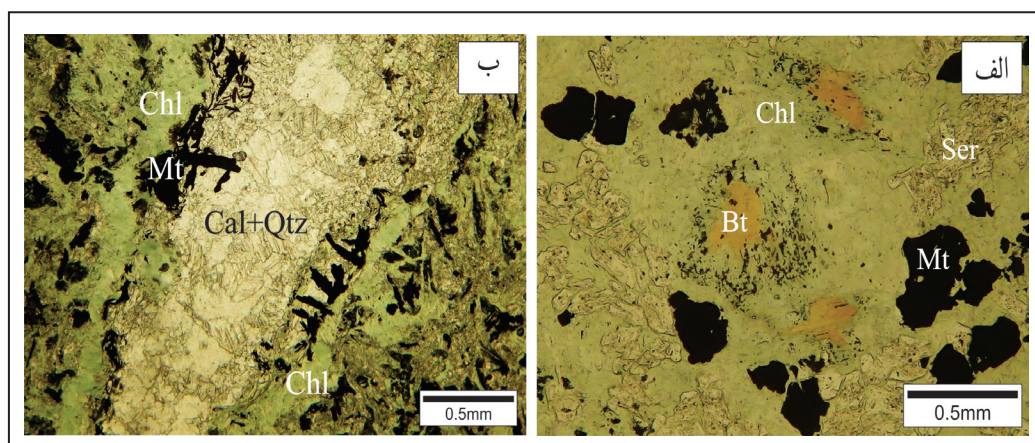
۱-۵. دگرسانی کلریتی

مقاطع میکروسکوپی، عموماً به رنگ سبز تیره دیده می‌شود و گاهی بیرفرنژانش آبی تیره دارد. این کانی عمدتاً به صورت جانیشینی در امتداد شکستگی‌ها، ماکل و کلیواژ فلدسپارها و جانیشینی کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت) (شکل ۴-الف) و به شکل پرکننده درزه‌ها و فضاهای خالی با بافت شکاف پرکن و کم‌ویش متقارن تشکیل شده است (شکل ۴-ب). کلریت حاصل از جانیشینی، نسبت به فرم‌های شکاف پرکن، فراوانی، گستردگی و تنوع بیشتری دارد. آنالیز نقطه‌ای (EPMA) کلریت با هدف تعیین ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و زمین‌دماسنجی انجام شد (جدول ۱).

دگرسانی کلریتی به عنوان یک دگرسانی فرعی و همراه با دگرسانی‌های اصلی سدیک و کلسیک، از کانسارهای آهن مرکزی گزارش شده است (برای مثال، کانسار آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹))، اما در کانسار گزستان دگرسانی کلریتی همراه با دگرسانی سریسیتی، دگرسانی غالب هستند (شکل ۳). کلریتی شدن با پهنه‌های کانی‌سازی همراه است و با دور شدن از این مناطق از شدت آن کاسته می‌شود. کلریت در نمونه‌های دستی به شکل‌های فلسی تا تیغه‌ای، فیبری و یا الیافی در زمینه سنگ میزبان و به شکل رگچه‌ای و پرکننده شکستگی‌ها و در



شکل ۳ - دگرسانی گسترده کلریتی در پهنه کانی‌سازی و دگرسانی سریسیتی پیرامون آن در انتهای خاوری کانسار گزستان.



شکل ۴-الف) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، PPL) از کانی‌سازی پراکنده مگنتیت، دگرسانی‌های سریسیتی و کلریتی و اکسیدهای آهن حاصل از دگرسانی بیوتیت (ریزدانه‌های تیره اطراف بیوتیت‌ها) (نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans (2010) اقتباس شده است)؛ ب) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، XPL) که نشانگر بافت شکاف پرکن و نواربندی متقارن از کلریت در حاشیه به مگنتیت و کوارتز-کلسیت به سمت مرکز است. (Mt؛ مگنتیت، Ser؛ سریسیت، Chl؛ کلریت، Bt؛ بیوتیت، Qtz؛ کوارتز).

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای (روش EPMA) کلریت‌ها در کانسار گزستان.

Sample No.	46-5	46-5	46-34	46-34	51-51	51-51	46-9	46-9	46-9
SiO ₂	29.39	29.39	30.87	30.13	31.1	31.39	29.25	29.15	26.85
TiO ₂	0.09	0.08	0	0	0.02	0.02	0.02	0	0.01
Al ₂ O ₃	19.7	18.82	18.34	19.48	17.17	17.63	19.01	19.41	22.52
FeO	19.15	19.15	14.58	14.96	15.45	16.36	22.35	22.55	28.34
MnO	0.1	0.13	0.14	0.15	0.11	0.09	0.13	0.15	0.52
MgO	17.4	16.38	21.78	21.26	26.44	25.38	19.64	19.87	12.07
CaO	0.02	0.06	0.09	1.34	0.01	0.01	0.1	0.07	0.07
Na ₂ O	0.07	0.11	0.11	0	0.03	0.04	0.36	0.05	0.01
K ₂ O	0.17	0.82	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0	0
Total	86.09	84.94	85.94	87.33	90.35	90.93	90.88	91.25	90.39
Al _{IV}	2.00	1.90	1.87	2.08	2.03	1.99	2.21	2.25	2.49
Fe/(Fe+Mg)	0.38	0.40	0.27	0.28	0.25	0.27	0.39	0.39	0.57

کلریت‌ها را می‌توان به تشکیل اکسید آهن (مگنتیت) از سیال‌های گرمایی نسبت داد (Mishima et al., 2006). نتایج آنالیز کلریت‌های گزستان نشان می‌دهد که مجموع مقادیر عناصر قلیایی (Na₂O+K₂O+CaO) پایین (کمتر از ۰/۵ درصد) و مقدار Ca کمتر از ۰/۱ apfu و نشان‌دهنده نبود هم‌رشدی‌های اسمکتیت و یا ایلیت درون ورقه‌های کلریت است (Bourdelle et al., 2013; Foster, 1962; Jiang et al., 1994; Schiffman and Fridleifsson, 1991; Shabani, 2009).

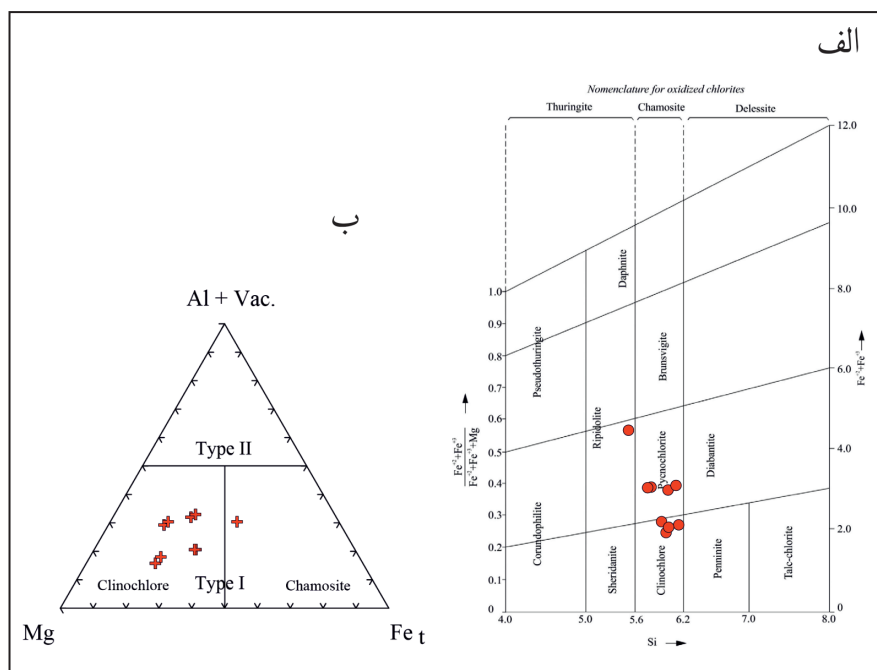
نتایج آنالیز EPMA نشانگر نبود آلودگی‌های ناشی از فازهای درهم‌رشدی احتمالی است و از این رو، کلریت‌ها برای داماسنجی مناسب هستند (Dora and Randive, 2015). دمای تشکیل کلریت در کانسار گزستان با استفاده از پارامترهای Al_{IV} و Fe/(Fe+Mg) و بر اساس فرمول ارائه شده توسط Kranidiotis and Maclean (1987) محاسبه شد (جدول ۲). بر این اساس، بالاترین دمای تشکیل ۳۲۴، کمترین دما ۲۳۶ و دمای متوسط ۲۶۶ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

بر اساس Deer et al. (1962) ترکیب کلریت در کانسار گزستان از نوع پیکنو کلریت و کینو کلر است (شکل ۵-الف). مقدار Si در کلریت‌های اکسید شده ۵/۶ تا ۶/۲ apfu (atoms per formula unit) و در واحد فرمول) و در کلریت‌های اکسید نشده کمتر از ۵/۶ apfu است (Deer et al., 1962). بر این اساس کلریت‌های کانسار گزستان از نوع اکسید شده هستند. همچنین Zane and Weiss (1998) کلریت‌ها را بر اساس روابط زیر به انواع I و II تقسیم کرده‌اند:

$$\text{Type I} = X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fet}} \geq X_{\text{Al}} + X_{\square} \quad (X \text{ in apfu});$$

$$\text{Type II} = X_{\text{Mg}} + X_{\text{Fet}} < X_{\text{Al}} + X_{\square}$$

X تعداد اتم در واحد apfu و \square (Vac) تعداد موقعیت‌های خالی اکتاهدری در ساختمان کلریت است. بر اساس این تقسیم‌بندی، کلریت‌ها در کانسار گزستان از نوع I (غنی از Mg و Fe و فقیر از Al) و ترکیب کانی‌شناسی آنها کینوکلر (کلریت غنی از Mg) است (شکل ۵-ب). کمبود آهن نسبت به منیزیم در ترکیب



شکل ۵-الف) ترکیب کلریت‌های کانسار گزستان بر اساس تقسیم‌بندی (Deer et al., 1962)؛ ب) نمودار تفکیک نوع و کانی‌شناسی کلریت‌ها در کانسار گزستان بر اساس مقادیر Fe, Mg و Al+Vac (Zane and Weiss, 1998).

جدول ۲- نتایج دماسنجی کانی کلریت بر اساس روش (Kranidiotis and MacLean, 1987).

کد نمونه (عمق - شماره گمانه)	تعداد آنالیز	سنگ اولیه	مجموعه دگرسانی (alteration assemblage)	دمای تشکیل کلریت (°C)
46-5	۵	گرانیت	بیوتیت- کلریت- سریسیت- کوارتز	۲۵۸
46-5	۶	گرانیت	بیوتیت- کلریت- سریسیت- کوارتز	۲۴۹
46-34	۱۴	مونزوسینیت	سریسیت- کلریت- بیوتیت	۲۳۶
46-34	۱۵	مونزوسینیت	سریسیت- کلریت- بیوتیت	۲۵۹
51-51	۹	توف ریولیتی	سریسیت- کلریت- تورمالین- بیوتیت	۲۵۱
51-51	۱۰	توف ریولیتی	سریسیت- کلریت- تورمالین- بیوتیت	۲۴۹
46-9	۱	مونزوسینیت	سریسیت- کلریت	۲۸۱
46-9	۲	مونزوسینیت	سریسیت- کلریت	۲۸۶
46-9	۷	مونزوسینیت	سریسیت- کلریت	۳۲۴

۵-۲. دگرسانی سریسیتی

این نوع دگرسانی در انواع زیادی از کانسارهای گرمایی بسیار رایج است و در اثر آبکافت فلدسپار به سریسیت (طبق واکنش زیر) در دامنه وسیعی از دما تشکیل می‌شود.

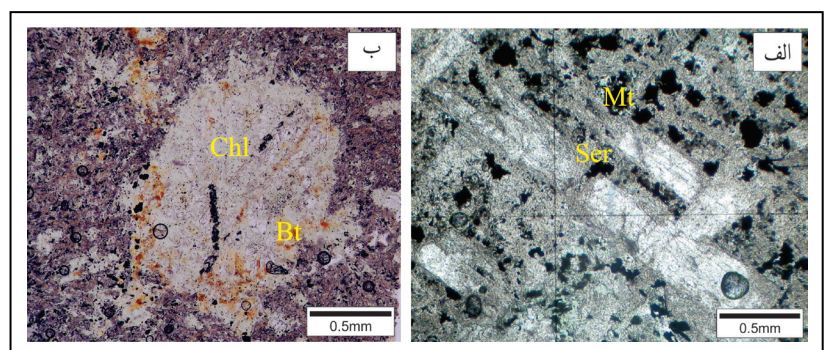
$$3/2KAlSi_3O_8 + H^+ \rightarrow 1/2KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 3SiO_2 + K^+$$

این دگرسانی معمولاً با مقداری کوارتز، کلریت و پیریت همراهی می‌شود (Robb, 2005). دگرسانی سریسیتی در کانسار گزستان، علاوه بر همراهی با دگرسانی کلریتی در پهنه‌های کانی‌سازی شده، در واحدهای سنگی نیمه عمیق و آتشفشانی دور از کانی‌سازی نیز گسترش دارد (شکل ۳) و می‌توان آن را نوعی دگرسانی عمومی در منطقه در نظر گرفت. دگرسانی سریسیتی در سنگ‌های میزبان کانی‌سازی، شدت بیشتری دارد. در نمونه ۱۱-۳۶ (تراکی آندزیت پورفیری) بلورهای تخته‌ای شکل فلدسپار و زمینه ریزبلور، کاملاً سریسیتی شده است (شکل ۶-الف). در نمونه ۴-۲۸ (تراکی آندزیت)، فلدسپار درشت‌بلور به سریسیت، کلریت و بیوتیت دگرسان و سریسیتی شدن بعد از سایر دگرسانی‌ها انجام شده است (شکل ۶-ب). در کانسار آنومالی شمالی، سریسیتی شدن همراه با دگرسانی اپیدوتی، بعد از کانی‌سازی رخ داده است (صادقی و همکاران، ۱۳۸۸). در کانسار اسفوردی، نشانه‌های برنقش سریسیتی همراه با کربناتی، سیلیسی، اپیدوتی و کلریتی روی کانی‌سازی و سنگ‌های میزبان دیده می‌شود (Jami, 2005). در کانسار جلال‌آباد دگرسانی سریسیتی همراه با کلریت و پیریت روی پلاژیوکلازهای سنگ‌های ولکانیکی و نفوذی تشکیل شده و گسترش زیادی دارد (کریمی شهرکی، ۱۳۹۳). در کانسار سه‌چاهون، مجموعه اپیدوت، کلریت و سریسیت در قسمت‌های نسبتاً سطحی کانسار حضور دارد و معرف دگرسانی‌های دماپایین است (بنیادی، ۱۳۹۰). بر اساس Heidarian et al. (2017) در کانسار چادرمولو سریسیت جانشین کانی‌های ماگمایی و کانی‌های دگرسانی پیشین شده است.

فرایند کلریتی شدن یا تشکیل کلریت، از ۴۰ درجه سانتی‌گراد به هنگام دیاژنز ماسه‌سنگ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در سنگ‌های دگرگونی درجه بالا انجام می‌شود (Beaufort et al., 2015). کلریت دماپایین (کلریتی که در دمای کمتر از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود)؛ کانی معمول در سنگ‌هایی است که فرایندهای گرمایی یا دیاژنز را تحمل کرده‌اند (Beaufort et al., 2015).

نسبت Al^{IV} و $Fe/(Fe+Mg)$ در کلریت‌های کانسار گزستان به ترتیب از ۰/۲۷ تا ۰/۵۷ و ۱/۷۸ تا ۲/۴۹ تغییر می‌کند (جدول ۱). افزایش نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ با افزایش Al^{IV} را می‌توان به تعداد کاتیون و استوکیومتری در کلریت نسبت داد و جانشینی Al^{IV} به جای Si اجازه می‌دهد تا یون Fe بیشتری جانشین Mg شود (Kranidiotis and Maclean, 1987). رخداد کانسنگ مگنتیت در گزستان، هماهنگ با فوگاسیته بالای اکسیژن و خارج شدن آهن از محلول کانه‌ساز است که این امر به تشکیل کلریت فقیر از آهن و غنی از Mg منجر شده است.

در کانسار اسفوردی، در پهنه غنی از آمفیبول، دگرسانی تأخیری کلریت- اپیدوت- تالک- کربنات روی آمفیبول برنقشی (overprint) دارد (Jami, 2005). در کانسار جلال‌آباد، کلریت همراه با مگنتیت، پیریت، تالک، اکتینولیت، آلپیت، بیوتیت و سریسیت دیده می‌شود و بر اساس آنالیز نقطه‌ای، کلریت‌ها از نوع ریدولیت، پیکنوکلریت و دیابانیت هستند و دگرسانی سریسیتی نیز گسترش زیادی دارد (کریمی شهرکی، ۱۳۹۳). در کانسار سه‌چاهون، کلریت به همراه اپیدوت و سریسیت در بخش‌های سطحی و کم عمق کانسار حضور دارد. این مجموعه معرف دگرسانی گرمایی دماپایین است. این کانی عمدتاً به وسیله مگنتیت همراهی می‌شود (بنیادی، ۱۳۹۰). در کانسار چغارت، کوارتز، کلریت، تالک و سریانین به شکل تأخیری همراه با کانی‌سازی اکسید آهن و آپاتیت، به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و جانشینی اکتینولیت تشکیل شده‌اند (Taghipour et al., 2013).



شکل ۶- الف) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، PPL) از تراکی آندزیت پورفیری میزبان کانی‌سازی پراکنده مگنتیت: سریسیتی شدن بلورهای فلدسپار و زمینه؛ ب) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، PPL) از تراکی آندزیت پورفیری: دگرسانی فنوکریست فلدسپار به سریسیت و بیوتیت و جانشینی بیوتیت با کلریت (Mt: مگنتیت، Ser: سریسیت، Chl: کلریت، Bt: بیوتیت).

۵-۳. دگرسانی سدیک

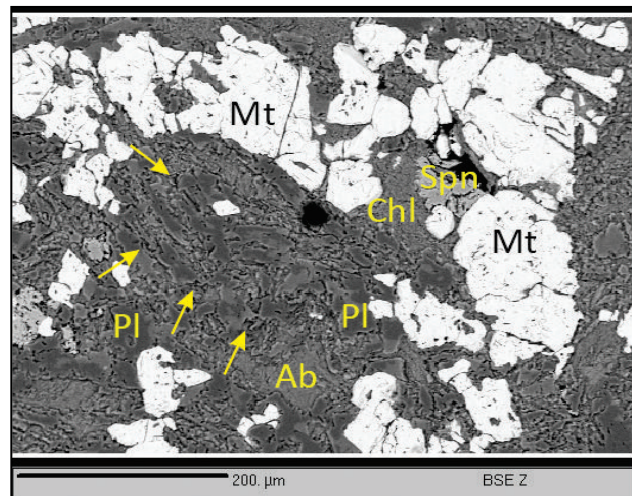
شاخص دگرسانی سدیک، آلپیت و به ندرت اسکاپولیت است و بر اساس مطالعه میانبارهای سیال، در کانسارهای IOCG، دمای تشکیل این دگرسانی ۶۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Corriveau et al., 2016). آلپیتی شدن مستلزم جانشینی پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکالن به وسیله فلدسپار غنی از سدیم (آلپیت) در اثر نفوذ سیالات شور است (Oliver et al., 2004).

دگرسانی سدیک یکی از دگرسانی‌های عمومی در منطقه بافق بوده و از پیرامون بیشتر کانسارهای آهن این منطقه گزارش شده است. در کانسار گزستان دگرسانی آلپیتی ضعیف و محدود به پهنه‌های کانی‌سازی بوده و به شکل رگچه‌های آلپیت-کوارتز-مگنتیت و حاصل از دگرسانی کانی‌های فلدسپار است. در بخش‌های عمقی، آلپیتی شدن زمینه سنگ میزبان کانی‌سازی، قبل از مجموعه دگرسانی کلریت-سرسیت-مگنتیت \pm اسفن انجام شده است. آلپیتی شدن فلدسپار یک جانشینی pseudomorphic است و باعث ایجاد تخلخل در آلپیت می‌شود (شکل ۷). ایجاد تخلخل انتقال ماده را تسریع می‌کند و همراه با شکستگی‌های ناشی از نفوذ سیال، مکانیسم جریان گسترده سیال از میان بلورهای واکنشگر را فراهم می‌کند (Putnis and Austrheim, 2010).

دگرسانی آلپیتی در کانسارهای اسفوردی، سه‌چاهون، میشدوان و جلال‌آباد نیز گسترش کمی دارد. در کانسار اسفوردی، آلپیت به صورت فرعی در پهنه‌های دارای دگرسانی ضعیف آمفیبولی تشکیل شده است. اسکاپولیت نیز به عنوان کانی

سدیم‌دار با دگرسانی آلپیتی همراه است (Jami, 2005). در کانسار سه‌چاهون، آلپیت و اسکاپولیت معرف دگرسانی سدیک هستند (بنیادی، ۱۳۹۰). کانی اسکاپولیت به میزان بسیار کمتر از آلپیت در محدوده برخی از گمانه‌های حفاری در آنومالی XI این کانسار گزارش شده است (بنیادی، ۱۳۹۰). دلیل گسترش کم این دگرسانی در کانسار سه‌چاهون، جایگزینی دگرسانی سدیک توسط مجموعه دگرسانی‌های سدیک-کلسیک در مراحل بعدی است (بنیادی، ۱۳۹۰). در حالی که بر اساس Daliran et al. (2010) در منطقه سه‌چاهون، سنگ‌های درشت‌بلور و شیبه به سینیت که آلپیت نامیده می‌شوند، در وسعت ۱ تا ۲ کیلومتر مربع رخنمون دارند و دارای آلپیت پرتیتی و مقادیر کمی پروکسن سدیم‌دار، هورنبلند، بیوتیت Ti-Mn دار و کلسیت تأخیری هستند و ژنز آنها احتمالاً مرتبط با متاسوماتیسم آلکالن ناحیه‌ای است. (Haghipour (1974) گسترش کانی‌های اسکاپولیت و آلپیت در منطقه بافق را از اثرات متاسوماتیسم در مقیاس ناحیه‌ای می‌داند. در سنگ‌های منطقه میشدوان غنی‌شدگی عمومی از کانی‌های سدیک دیده نشده و آنالیزهای شیمیایی تنها افزایش جزئی سدیم را نشان می‌دهند (Daliran, 1990). با وجود این، دگرسانی سدیک در کانسارهای چغارت (Khoshnoodi et al., 2017) و چادرملو (حیدریان، ۱۳۹۱) مهم و در کانسار آنومالی شمالی، خود بخشی از کانی‌سازی نوع آلپیت-مگنتیت (سپهری‌راد، ۱۳۷۹) است. در کانسار آهن آنومالی شمالی، آلپیتی شدن با مقدار مگنتیت رابطه معکوس دارد و با کاهش شدت دگرسانی سدیک و سیلیسی شدن، کانه‌زایی مگنتیت افزایش می‌یابد (حسن‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶).

شکل ۷- تصویر BSE از نمونه ۴۶-۹: مجموعه آلپیت+کلریت+سرسیت+مگنتیت؛ آلپیتی شدن پلاژیوکلاز و تخلخل ایجاد شده در آلپیت (تعدادی از حفرها در تصویر نشان داده شده است) (Mt؛ مگنتیت، Spn؛ اسفن، Chl؛ کلریت، Ab؛ آلپیت، Pl؛ پلاژیوکلاز)



۵-۴. دگرسانی کلسیمی-آهنی

دگرسانی کلسیمی-آهنی شامل مجموعه‌های غنی از آمفیبول، مگنتیت و کمی آپاتیت است و به طور محلی با مقادیر کمی کلینوپروکسن همراهی می‌شود (Corriveau et al., 2016). دمای تشکیل این دگرسانی بر اساس مطالعه میانبارهای سیال و زمین‌دماسنجی کانی‌ها ۸۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد و کمی پایین‌تر (در صورت تشکیل ترمولیت به جای هورنبلند) است (Corriveau et al., 2016). کانسارهای IOA (Iron Oxide-Apatite) که دارای مقادیر فراوانی REE هستند، در این رخساره دگرسانی تشکیل می‌شوند (Enkin et al., 2016).

یکی از بارزترین ویژگی‌های کانسارهای آهن منطقه بافق، دگرسانی گسترده کلسیمی-آهنی بوده که با کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت و مگنتیت نمایان است. این دگرسانی در کانسار آنومالی شمالی، خود، بخشی از کانی‌سازی پرعیار (آمفیبول-مگنتیت) است. در این کانسار، آمفیبول عمدتاً به صورت منشوری و دندرتی بوده و به صورت هم‌رشد با مگنتیت تشکیل شده است (شکل‌های ۸-الف و ب؛ سپهری‌راد، ۱۳۷۹). در کانسار لاکو، شیلی، وجود پروکسن‌های دندرتی (همراه با مگنتیت) که بعدها به آمفیبول تبدیل شده‌اند؛ دلیلی بر ماگمایی بودن کانسنگ و رشد

سریع از مذاب اکسید آهن عنوان شده است (Nystrom and Henriquez, 1994). در کانسار اسفوردی، این دگرسانی همراه با پروکسن، گارنت، اسکاپولیت، بیوتیت، هماتیت، کلریت و کربنات است و گسترش زیادی دارد (Jami, 2005). دگرسانی گسترده کلسیک (اکتینولیت) در کانسار چادرملو همراه با کانی‌سازی آهن است و بعد از دگرسانی سدیک رخ داده است (حیدریان، ۱۳۹۱). در کانسار جلال‌آباد و در بخش‌های دولومیتی، دولومیت به ترمولیت-اکتینولیت تبدیل شده است (کریمی شهرکی، ۱۳۹۳). اکتینولیت‌ها، خود در اثر دگرسانی به کلریت و تالک تبدیل شده‌اند. دگرسانی اکتینولیتی به صورت توده‌های دگرسان (سبز رنگ) با رگه‌های غنی از اکتینولیت نمایان است. آمفیبول‌های همراه با کانی‌سازی شامل اکتینولیت، ترمولیت، مگنزیه‌هورنبلند هستند (کریمی شهرکی، ۱۳۹۳).

۵-۵. دگرسانی پتاسیک

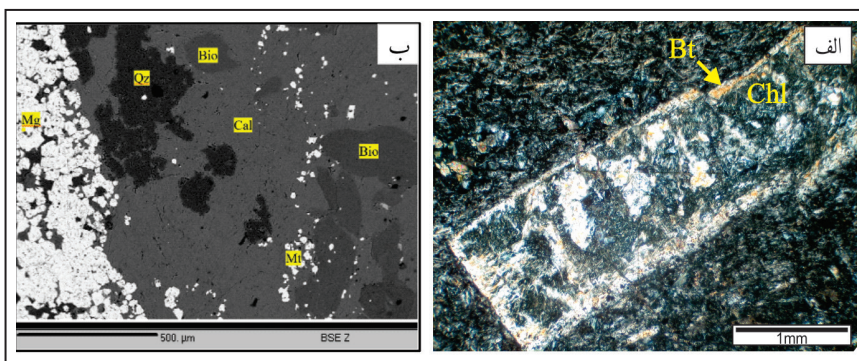
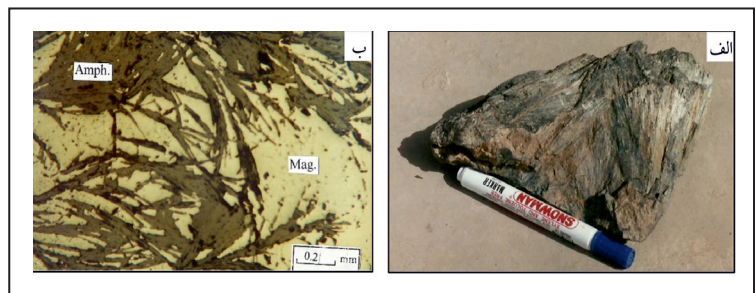
شاخص دگرسانی پتاسیک در کانسارهای منطقه بافق، کانی‌های ثانویه فلدسپار پتاسیم و بیوتیت هستند. دگرسانی پتاسیک در کانسار گزستان، با جانشینی آلپیت حاصل از دگرسانی آلپیتی و همین‌طور فلدسپارهای اولیه توسط فلدسپار پتاسیم و تشکیل بیوتیت

دگرسانی فلدسپار پتاسیم پس از خروج و تبلور گدازه‌ها و قبل از کانی‌سازی است (Daliran et al., 2007). در کانسار چادرملو دگرسانی پتاسیک روی دگرسانی‌های سدیک و کلسیک چنگ انداخته و فلدسپار پتاسیم به صورت پراکنده در متن سنگ‌های دگرسان شده و نیز رورشدی روی دانه‌های آلپیت نمایان است (Heidarian et al., 2017). در کانسار اسفوردی، دگرسانی پتاسیک به صورت جانیشینی فلدسپار پتاسیم در زمینه کوارتز-فلدسپار بوده و بیوتیت در بخش‌های حاشیه‌ای منطقه دگرسانی آمفیبول، جانشین کانی‌های مافیک شده است (Jami, 2005). در کانسار سه‌چاهون نیز این دگرسانی با فلدسپار پتاسیم و بیوتیت (با گسترش خیلی کم نسبت به فلدسپار پتاسیم) همراه است (بنیادی، ۱۳۹۰). دگرسانی پتاسیک در این کانسار فراوانی بسیار کمتری نسبت به دگرسانی‌های سدیک و سدیک-کلسیک دارد و به نظر می‌رسد در مراحل پس از کانی‌زایی تشکیل شده باشد (بنیادی، ۱۳۹۰). در کانسار جلال‌آباد نیز این دگرسانی به صورت جانیشینی فلدسپار پتاسیم در فینو کریست‌ها و زمینه سنگ‌های آتشفشانی و تشکیل مجموعه کانی‌های فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، کوارتز، کلریت، هماتیت و مگنتیت است (کریمی‌شهرکی، ۱۳۹۳). در کانسار آنومالی شمالی دگرسانی پتاسیک گزارش نشده است (سپهری‌راد، ۱۳۷۹).

ثانوی نمایان است. آنالیز نقطه‌ای (EPMA) فلدسپارها در پهنه‌های کانی‌سازی نشان می‌دهد که آنها در دو قطب انتهایی فلدسپارهای قلیایی قرار می‌گیرند (جدول ۳). بیوتیت‌های ثانویه به شکل دگرسانی و جایگزینی فینو کریست‌های فلدسپار (بیوتیتی شدن) (شکل ۹-الف)، تشکیل بیوتیت ثانوی در حاشیه بیوتیت‌های اولیه و نیز تشکیل از سیال کانه‌دار در رگچه‌ها همراه با کوارتز، کلریت و مگنتیت دیده می‌شوند (شکل ۹-ب). رخداد پراکنده بیوتیت ثانوی در سنگ‌های غنی از کلریت (شکل ۴-الف) نشان می‌دهد که دگرسانی بیوتیتی اولیه، احتمالاً در اثر دگرسانی گسترده کلریتی (رورشدی کلریت) از بین رفته است. طبق نمودار تغییرات $Fe/Fe+Mg$ در برابر Al_{IV} (Deer et al., 1962)، بیوتیت دگرسانی در کانسار گزستان از نوع غنی از منیزیم است. بر اساس نتایج EPMA و نمودار Nachit et al. (2005) بیوتیت‌های جانیشینی این کانسار، در محدوده بیوتیت‌های بازتعادلی و بیوتیت‌های مربوط به کانی‌سازی رگچه‌ای در محدوده بیوتیت‌های تازه تشکیل یا نئو فرمه قرار می‌گیرند (شکل ۱۰-الف). در نمودار تکنونوماگمایی تفکیک بیوتیت‌ها (Abdel-Rahman, 1994)، بیوتیت‌های کانسار گزستان در محدوده سنگ‌های آذرین کالک‌آلکانل کوهزایی قرار می‌گیرد (شکل ۱۰-ب).

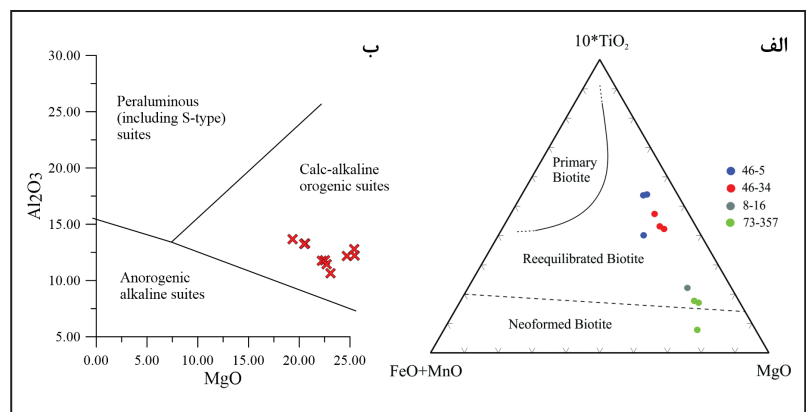
در کانسار چغارت روابط برنقشی (دگرسانی‌های آلپیتی و پتاسیک) نمایانگر

شکل ۸-الف) نمونه‌ای از سنگ ترمولیتی-اکتینولیتی از بخش باختری کانسار آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹)؛ ب) تصویر میکروسکوپی (نور انعکاسی، PPL) از هم‌رشدی مگنتیت با آمفیبول‌های دندریتی در کانسنگ آمفیبول-مگنتیت از کانسار آنومالی شمالی (سپهری‌راد، ۱۳۷۹) (Mag؛ مگنتیت، Amph؛ آمفیبول)



شکل ۹-الف) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، XPL) از جانیشینی فینو کریست فلدسپار توسط بیوتیت و کلریت را نشان می‌دهد؛ ب) تصویر BSE از کانی‌سازی رگچه‌ای شامل بیوتیت، کلسیت، کوارتز و مگنتیت (Mt؛ مگنتیت، Cal؛ کلسیت، Chl؛ کلریت، Bt؛ بیوتیت، Qtz؛ کوارتز).

شکل ۱۰-الف) موقعیت بیوتیت‌های کانسار گزستان در نمودار Nachit et al. (2005) برای تفکیک بیوتیت‌های ماگمایی، بازتعادلی و تازه تشکیل؛ ب) موقعیت بیوتیت‌های کانسار گزستان در نمودار تکنونوماگمایی بیوتیت‌ها از Abdel-Rahman (1994).



جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای (EPMA) فلدسپارهای همراه با کانی‌سازی در کانسار گزستان

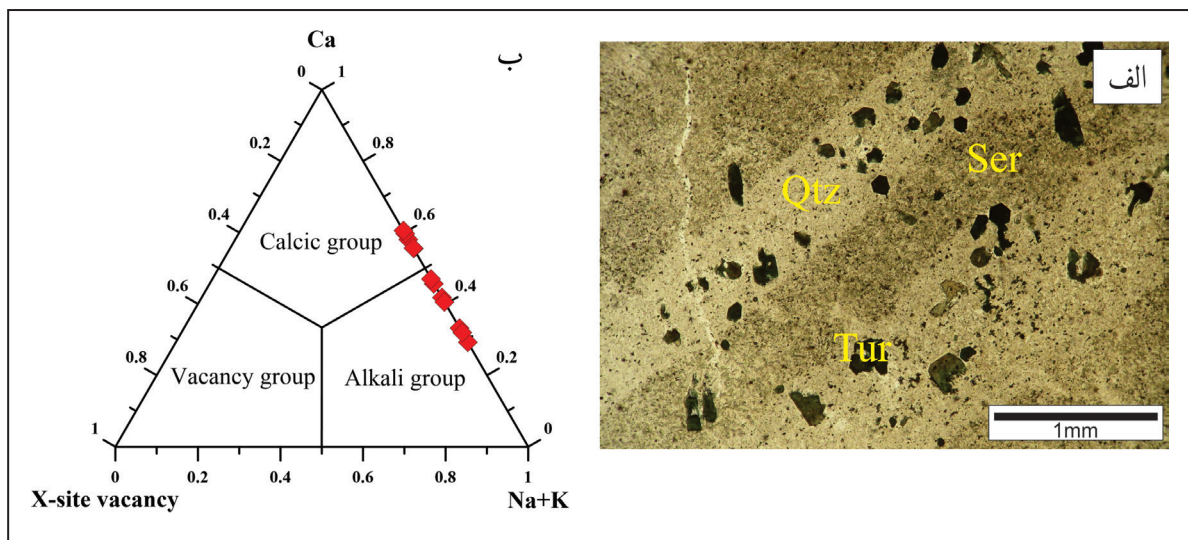
Sample no.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
74-415	67.79	0.01	19.04	0.07	0.08	0.16	13.1	0.08	100.33
74-415	67.36	0	19.84	0.08	0.03	0.15	12.75	0.10	100.31
74-415	67.2	0.02	19.28	0.03	0.01	0.11	12.48	0.13	99.26
74-415	67.76	0	19.46	0.35	0	0.17	12.69	0.06	100.49
74-415	66.95	0	20.6	0.01	0	0.01	12.64	0.04	100.25
46-9	67.31	0.01	20.26	0.27	0.16	0.03	11.44	0.05	99.53
46-9	67.15	0	20.79	0.14	0	0.06	12.23	0.08	100.45
46-9	65.11	0.02	19.16	0.21	0.01	0	0.23	16.19	100.93
46-9	67.17	0	19.69	0.46	0	0.03	13.42	0.08	100.85
46-9	67.18	0	19.1	0.46	0.01	0.09	12.18	1.30	100.32
46-9	65.07	0.03	18.1	0.51	0.07	0	0.39	16.74	100.91
51-51	65.3	0	19.44	0.3	0.06	0.01	0.2	15.54	100.85
51-51	65.26	0.01	18.49	0.18	0.7	0	0.49	15.64	100.77
51-51	65.63	0	17.79	0.3	0.46	0.02	0.44	15.76	100.40
46-5	65.24	0.13	19.1	0.12	0	0	0.55	15.15	100.29
46-5	64.98	0.01	18.96	0.06	0	0	0	14.92	98.95
46-34	67.11	0	20.03	0.28	0.29	0.06	12.16	0.76	100.69
46-34	67.21	0.06	20.17	0.22	0.12	0.09	11.54	0.15	99.57

۵-۶. متاسوماتیسم بور

در کانسار گزستان، تورمالین به عنوان محصول متاسوماتیسم بور، با بلورهای یوهدرال تا ساب‌هدرال و به رنگ سبز تیره، به شکل‌های پراکنده، نوارهای کوارتز-تورمالین (به موازات لایه‌بندی توف ریولیتی) (شکل ۱۱-الف) و جانشینی در پهنه‌های دگرسانی با کانی‌سازی پراکنده مگنتیت تشکیل شده است. این کانی در کانسنگ‌های توده‌ای مشاهده نشد. بر پایه داده‌های آنالیز نقطه‌ای (EPMA)، تورمالین در کانسار گزستان از نوع شورل (Schorl) است و بر اساس موقعیت X (X-Site) سازنده‌های اصلی (Ca, K, Na) در کانی تورمالین (Hawthorne and Henry, 1999)، در گروه آلکالن-کلسیک قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-ب). متاسوماتیسم بور و تشکیل تورمالین، علاوه بر گزستان از کانسارهای آنومالی شمالی و میشدوان نیز گزارش شده است.

در آنومالی شمالی، تورمالین با فرم شعاعی و تیغه‌ای در حفره‌های ریولیت‌ها تشکیل شده است (سپهری‌راد، ۱۳۷۹).

در کانسار میشدوان، تورمالین در بخش‌هایی همراه با توف‌های جریان‌ی جوش خورده تشکیل شده است. بافت نواری در این توف‌ها حاصل نفوذ سیال غنی از بور و تبلور تورمالین در امتداد خطوط جریان است (Daliran, 1990). علاوه بر کانسارهای تیپ کایرونا، این کانی از بیشتر کانسارهای IOCG نیز گزارش شده است. در این کانسارها، تورمالین از نوع غنی از آهن است و دیگر کانی‌های بوردار فراوانی کمی دارند (Barton, 2014). مطالعه ایزوتوپ بور در کانسار Copiapo (تیپ IOCG) در کمربند آهن شیلی، نشان‌دهنده سیالی با منشأ مخلوط (mixed) (ماگمایی و تبخیری) در زایش تورمالین است (Collins, 2010).



شکل ۱۱-الف) تصویر میکروسکوپی (نور عبوری، PPL) از باندهای تورمالین-کوارتز به موازات لایه‌بندی توف فلیسک سریسیتی شده؛ ب) جانمایی نمونه‌های تورمالین کانسار گزستان در نمودار ترکیب گروه‌های اصلی کانی‌های تورمالین بر اساس سازهای اصلی در موقعیت X (X-site) (Hawthorne and Henry, 1999) (Tur؛ تورمالین، Ser؛ سریسیت، Qtz؛ کوارتز).

۵-۷. دگرسانی‌های فرعی

پهنه‌های کانی‌سازی، در مراحل انتهایی کانی‌سازی و بعد از آن انجام شده است. دگرسانی‌های تأخیری شامل سیلیسی شدن و کربناتی شدن است. دگرسانی سیلیسی به صورت رگچه‌ای-رگه‌ای و پرکننده حفرات همراه با مگنتیت، کلریت، پیریت و سریسیت است. دگرسانی کربناتی به صورت رگه-رگچه‌ای و شامل کلسیت و کمی سیدریت بوده و معمولاً همراه با کلریت و کوارتز، مگنتیت و پیریت تشکیل شده است. بر اساس (Jami (2005) دگرسانی کلسیک (اکتیونیتی) و کانی‌سازی آپاتیت-مگنتیت در اسفوردی بر دگرسانی پتاسیم-فلدسپار چنگ انداخته است. در کانسار چادرملو آلپیتی شدن تا تشکیل آلپیتیت پیش رفته؛ سپس اکتیونیت‌زایی وسیعی، کمی قبل تا همزمان با کانی‌سازی انجام شده است (حیدریان، ۱۳۹۱). در کانسار آنومالی شمالی کانی‌سازی وسیع و کم عیار (آلیت-مگنتیت) همزمان با دگرسانی آلپیتی، سپس کانی‌سازی محدود و پرعیار (آمفیبول-مگنتیت) همزمان با دگرسانی اکتیونیتی بوده است (سپهری‌راد، ۱۳۷۹؛ صادقی و همکاران، ۱۳۸۸).

۷-۷. نتیجه‌گیری

با وجود اینکه دگرسانی اکتیونیتی (کلسیمی-آهنی) در تمامی کانسارهای آهن (و آپاتیت) منطقه بافق حالت غالب دارد؛ این دگرسانی در کانسار گزستان وجود ندارد (و یا بسیار ضعیف است). بر اساس بررسی‌های صحرایی، لاگ مغزه‌های حفاری، مطالعات پتروگرافی و آنالیز سنگ کل (whole rock)، آنالیزهای نقطه‌ای (EPMA) تصاویر BSE و مطالعه XRD، کانی‌های حاصل از دگرسانی در کانسار گزستان، شامل کلریت، سریسیت، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آلپیت، کلسیت، کوارتز، تورمالین و اپیدوت است و فراوان‌ترین و گسترده‌ترین دگرسانی‌ها شامل دگرسانی‌های کلریتی و سریسیتی است. دگرسانی ضعیف سدیک و نبود دگرسانی کلسیمی-آهنی، گسترش دگرسانی کلریتی، شواهد ساخت و بافت و موقعیت فضایی تورمالین در آناتومی کانسار، نشان می‌دهد که کانسار گزستان، نسبت به سایر کانسارهای آهن ایران مرکزی در دمای پایین‌تر و احتمالاً در بخش‌های کم‌عمق سیستم‌های کانی‌سازی نوع اکسید آهن-آپاتیت تشکیل شده است. در بررسی و مقایسه انواع دگرسانی در کانسارهای آهن منطقه بافق و شدت و گسترش آنها، توجه به عوامل کنترل‌کننده دگرسانی‌ها از جمله ترکیب سنگ میزبان و زمان و عمق تشکیل ضروری است. دگرسانی‌های سدیک، کلسیمی-آهنی، پتاسیک، کلریتی و سریسیتی همانند کانسارهای تیپ IOCG و کاپرونا، در کانسارهای آهن ایران مرکزی نیز با شدت و گسترش متفاوت قابل مشاهده است. این کانسارها از نظر جایگاه زمین‌شناسی، تشکیل همزمان کانسنگ، سنگ‌های میزبان آتشفشانی-رسوبی (سری ریزو) متعلق به پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین، کانسنگ مگنتیت کم Ti و حضور اندکی کانی سولفیدی (با چیرگی آشکار پیریت مربوط به مراحل انتهایی فرایند کانی‌سازی همراه با دگرسانی‌های کربناتی و سیلیسی) مشابه یکدیگر هستند. وجود تفاوت‌هایی در نوع کانسنگ، مجموعه‌های دگرسانی و نسبت کانه-باطله، نشان می‌دهد که این کانسارها در دامنه گسترده‌ای از دما، ژرفا (نسبت به سطح دیرینه، paleosurface)، شرایط فیزیکی-شیمیایی سیال و واکنش سیال-سنگ پدید آمده‌اند.

سپاسگزاری

نگارندگان از سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران برای همکاری و فراهم کردن امکان دسترسی به مغزه‌های حفاری کانسار گزستان، از مؤسسه تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران برای انجام آنالیزهای EPMA و XRD، از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور برای در اختیار گذاردن مقاطع نازک مربوط به پروژه اکتشاف فسفات گزستان و امکانات آزمایشگاهی برای آماده‌سازی نمونه‌ها و مطالعات میکروسکوپی و از مسئولان معدن اسفوردی برای مساعدت در انجام مطالعات صحرایی صمیمانه سپاسگزاری می‌کنند.

در کانسارهای آهن ناحیه بافق، دگرسانی‌های سیلیسی، کربناتی و اپیدوتی به عنوان فازهای تأخیری در مراحل پایانی کانی‌سازی و یا پس از کانی‌سازی تشکیل شده‌اند. در کانسار گزستان کلسیت و کوارتز عمدتاً به عنوان فاز تأخیری و به شکل پرکننده فضاهای خالی، بین بلورهای مگنتیت، آپاتیت و پیریت تشکیل شده‌اند. در کانسار چغارت کلسیت، کوارتز، کلریت، تالک و سریانین، فازهای تأخیری هستند و در مراحل پایانی کانی‌سازی اکسید آهن و آپاتیت رخ داده‌اند (Taghipour et al., 2013). در کانسار آنومالی شمالی دگرسانی‌های بعد از کانی‌سازی آهن شامل دگرسانی سیلیسی (همراه با پیریت)، اپیدوت، کوارتز و سریسیت است (صادقی و همکاران، ۱۳۸۸). در کانسار سه‌چاهون کلسیت و سایر کانی‌های کربناته از جمله آنکرتیت، در کانسنگ و سنگ‌های میزبان به صورت یک فاز تأخیری حضور دارند. کانی پیریت بیشتر به صورت فاز تأخیری و همراه با رگه‌های کربناته و یا در زمینه کلسیتی حضور دارد. (بنیادی، ۱۳۹۰). در کانسار جلال‌آباد، دگرسانی سیلیسی به صورت رگچه‌ای-رگه‌ای و پرکننده حفرات همراه با کالکوپیریت، پیریت، مگنتیت، هماتیت، کلریت، سریسیت است. دگرسانی کربناتی به صورت پرکننده حفرات و رگه-رگچه‌ای و شامل کلسیت و دولومیت بوده و معمولاً همراه با کلریت و کوارتز، پیریت و هماتیت تشکیل شده است (کریمی شهرکی، ۱۳۹۳). در کانسار چادرملو همراه با دگرسانی‌های تأخیری سیلیسی و کربناتی، فازهای سولفیدی فرعی (عمدتاً پیریت) در درزه‌ها و شکستگی‌های کانسنگ تشکیل شده است (Heidarian et al., 2017). در کانسار اسفوردی بلورهای پیریت عمدتاً با کانی‌های مرحله تأخیری همچون کربنات‌ها و کوارتز همراه هستند (Jami, 2005). کانی‌های مافیک در یک سیل لاتیتی درون سکناس ریولیتی در کانسار میشدوان تماماً به وسیله کلریت و کربنات‌ها جانشین شده‌اند. لامینه‌های آگلومرایی در افق کانسنگ نیز کلریتی شده‌اند (Förster and Knittel, 1979).

۶- ارتباط دگرسانی و کانی‌سازی

درباره ارتباط دگرسانی و کانی‌سازی در کانسارهای آهن منطقه بافق، نظرات متفاوتی ارائه شده است. بر اساس Daliran et al. (2010) فعالیت‌های آتشفشانی کامبرین زیرین در منطقه بافق، با متاسوماتیسم آلکالن ناحیه‌ای همراه بوده و منجر به آلپیتی شدن و دگرسانی فلدسپار پتاسیم وسیع قبل از کانی‌سازی شده است. ایشان آلپیتی شدن را بعد از دگرسانی پتاسیک و متاسوماتیسم کلسیک (اکتیونیتی) و قبل از کانی‌سازی آهن می‌دانند. (Samani (1988) اوج فلززایی آهن را همراه با متاسوماتیسم سدیک در نظر گرفته است؛ اما Hushmandzadeh (1969) بر این باور است که فلززایی با متاسوماتیسم پتاسیک همراه بوده است. وی قلیایی بودن سنگ‌های این ناحیه را ناشی از رخداد پدیده متاسوماتیسم شدید و وسیع می‌داند و اعتقاد دارد که سرشت واقعی آنها بر اساس نمودارهای پترولوژیکی، نیمه‌قلیایی-کلسیک است. (Haghipour (1974) ضمن اشاره به آلپیتی و اسکاپولیتی شدن گسترده در شمال بافق، متاسوماتیسم سدیک را قبل از کانی‌سازی آهن، اسکاپولیتی شدن را نتیجه تبدیل پلاژیوکلاز اولیه به اسکاپولیت + آلپیت به هنگام اضافه شدن CO₂ و سیال‌های غنی از کلسیم و سدیم و آلپیتی شدن آمفیبول و پیروکسن آهن‌دار را دلیلی برای آزادسازی آهن می‌داند که خود منشأ کانسارهای آهن است (Daliran et al., 2010). در کانسار گزستان، دگرسانی سدیک گسترش چندانی ندارد. با توجه به نبود دگرسانی کلسیمی-آهنی، ممکن است دگرسانی سدیک در اثر برنقشی دگرسانی‌های پتاسیک و کلریتی از بین رفته باشد. در این کانسار دگرسانی پتاسیک قبل از دگرسانی کلریتی و در مراحل اولیه کانی‌سازی رخ داده است که این با کلریتی شدن بیوتیت‌های ثانوی تأیید می‌شود. مرحله اصلی کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت، همزمان و یا کمی قبل از دگرسانی گسترده کلریتی انجام شده و مجموعه مگنتیت، آپاتیت، کلریت، را تشکیل داده است. دگرسانی سریسیتی نیز با گسترش زیاد در بخش‌های پیرامونی

کتابنگاری

- بنیادی، ز، ۱۳۹۰- کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار آهن سه‌چاهون، بافق، استان یزد، پایان‌نامه دکتر، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۱۸۱ ص.
- حسن‌زاده، ج.، صادقی، ر.، صادقی دعوتی، و. ا.، ۱۳۸۶- بررسی آلپیت‌های هیدروترمال و ارتباط آن با کانه‌زایی مگنتیت در کانسار آهن آنومالی شمالی، شمال بافق، پانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- حیدریان، ح.، ۱۳۹۱- بررسی ارتباط زایشی بین کانی‌سازی با سنگ‌های میزبان و دگرسانی‌های متاسوماتیکی در کانسار آهن چادرمولو، ایران مرکزی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۳۲ ص.
- دری، م. ب.، جمالی، ح.، ۱۳۸۲- گزارش اکتشافات مرحله عمومی در کانسار فسفات- خاک‌های نادر گزستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۰ ص.
- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۹۱- گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک (II NE 7153)، مهندسین مشاور پارس کانی، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۷ ص.
- سپهری‌راد، ر.، ۱۳۷۹- زمین‌شناسی اقتصادی کانسار آهن آنومالی شمالی، چغارت، بافق، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۱۸۳ ص.
- صادقی، ر.، مهربابی، ب.، بنیادی، ز.، ۱۳۸۸- ارتباط شوره‌های تبخیری کامبرین آغازین با ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن آنومالی شمالی در شمال بافق (ایران مرکزی)، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و پنج، شماره ۴ (۱۶۶-۱۵۵).
- کریمی شهرکی، ب.، ۱۳۹۳- فرایندهای گرمایی و کانه‌زایی اکسید آهن- مس- طلا در کانسار جلال آباد زرنده، پایان‌نامه دکتر، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۲۸۴ ص.

References

- Abdel-Rahman, A., 1994- Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *J. Petrol.* 35(2); 525-541.
- Barton, M. D., 2014- Iron Oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) *Treatise on Geochemistry* Oxford: Elsevier, Second Edition 13, 513-536.
- 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 lowtemperature geological systems – a review, *Clay Minerals*, V. 50, 497-523.
- Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C. and Beyssac, O., 2013- A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 165, 723-735.
- Collins, A. C., 2010- Mineralogy and Geochemistry of Tourmaline in Contrasting Hydrothermal Systems: Copiapo' Area, Northern Chile, 225 p. Unpublished MS Thesis, University of Arizona.
- Corriveau, L., Montreuil, J. F. and Potter, E. G., 2016- Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada, *Economic Geology*, v. 111, pp. 2045-2072.
- Daliran, F., 1990- The magnetite-apatite deposit of Mishdovan, East Central Iran. An alkali rhyolite hosted, "Kiruna-type" occurrence in the Infracambrian Bafq metalotect: *Heidelberg Geowiss Abh* 37; 248 p.
- Daliran, F., Stosch, H. G. and Williams, P., 2007- Multistage metasomatism and mineralization at hydrothermal Fe oxide-REE apatite deposits and "apatitites" of the Bafq District, Central-East Iran, in Andrew, C.J. et al., eds., *Digging Deeper*, Proceedings of the 9th Biennial SGA Meeting Dublin 2007, p. 1501-1504.
- Daliran, F., Stosch, H. G., Williams, P., Jamli, H. and Dorri, M. B., 2010- Early Cambrian Iron Oxide-Apatite-REE (U) Deposits of the Bafq District, East-Central Iran. In: Corriveau L, Mumin H (eds) *Exploring for Iron oxide copper-gold deposits: Canada and Global analogues*. *Geol Assoc Canada, Short Course Notes* 20; 143-155.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1962- *Rock-forming Minerals. Sheet Silicates*. Longman, London, 270 pp.
- Dora, M. L. and Randive, K. R., 2015- Chloritisation along the Thanewasna shear zone, Western Bastar Craton, Central India: Its genetic linkage to Cu-Au mineralization. *Ore Geology Reviews* 70; 151-172.
- Enkin, R. J., Corriveau, L. and Hayward, N., 2016- Metasomatic Alteration Control of Petrophysical Properties in the Great Bear Magmatic Zone (Northwest Territories, Canada), *Economic Geology*, v. 111, pp. 2073-2085.
- Förster, H. and Knittel, U., 1979- Petrographic Observation on a Magnetite Deposit at Mishdovan, Central Iran. *Economic Geology*, 74; 1485-1489.
- Foster, M. D., 1962- Interpretation of the composition and a classification of the chlorites: U.S. Geological Survey Professional Paper 414-A. p. 33.
- Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak-Bafq (Iran Central): petrographie et tectonique du socle Precambrien et de sa couverture: Unpublished thesis (Doctoral d'Etat), Universite de Grenoble, 403 p.
- Haghipour, A., 1977- Geological Map of the Posht-e-Badam Area. Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1: 500,000.
- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J., 1999- Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11; 201-215.
- Heidarian, H., Alirezaei, 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; 43-82.

- 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; 241-287.
- Hushmandzadeh, A. R., 1969- *Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central)*. Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 242 p.
- Jami, M., 2005- *Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran*; Ph.D. thesis, University of South Wales, 403p.
- Jiang, W. T., Peacor, D. R. and Buseck, P. R., 1994- Chlorite geothermometry contamination and apparent octahedral vacancies. *Clay Clay Miner.* 42.
- Khoshnoodi, Kh., Behzadi, M., Gannadi-Maragheh, M. and Yazdi, M., 2017- Alkali Metasomatism and Th-REE Mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran, *Geologia Croatica*, 70, No 1; 53-69.
- Kranidiotis, P. and Maclean, W. H., 1987- Systematic of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec, *Economic Geology*, 82; 1898-1911.
- Mishima, T., Hirono, T., Soh, W. and Song, S. R., 2006- Thermal history estimation of the Taiwan Chelungpu fault using rock-magnetic methods. *Geophys. Res. Lett.* 33.
- Nachit, H., Abderrahmane, I., El Hassan, A. and Mohcine, B. O., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, *C. R. Geoscience* 337; 1415-1420.
- Nystrom, J. O. and Henriquez, F., 1994- Magmatic Features of Iron Ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry, *Eco. Geo.*, 89; 820-839.
- Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Bin, Fu, Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J. and Baker, T., 2004- Modelling the role of sodic alteration in the genesis of iron oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa Block, Australia. *Econ. Geol.* 99; 1145-1176.
- Putnis, A. and Austrheim, H., 2010- Fluid induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10; 254-269.
- Rajabi, A., Rastad, E. and Canet, C., 2012- Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn-Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration. *International Geology Review*, 54; 1649-1672.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics; *American J. Sci.* 303; 622-665.
- Reed, M. H., 1997- Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In: Barnes, H.L. Ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. 3rd edn. Wiley, New York, NY, 303-365.
- Robb, L. J., 2005- *Introduction to ore forming processes (2005)*. Blackwell Publishing, Malden, 373 pp.
- Samani, B., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran, *Precamb. Res.*, 39; 85-106.
- Schiffman, P. and Fridleifsson, G. O., 1991- The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. Metamorph. Geol.* 9, 679-696.
- Shabani, T. A. A., 2009- Mineral chemistry of chlorite replacing biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachians. *J. Sci. Iran* 203, 265-275.
- Stosch, H. G., Romer, R. L., Daliran, F. and Rhede, D., 2011- Uranium-lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq District, East-Central Iran. *Miner. Deposita*. 46, 9-21.
- Taghipour, S., Ali Kananian, A. K. and Somarin, A. K., 2013- Mineral chemistry and alteration parageneses of the Chogart iron oxide-apatite occurrence, Bafq district, Central Iran, *N. Jb. Geol. Paleont. Abh.* 269/3; 221-240
- Torab, F. M. and Lehmann, B., 2007- Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineral Mag* 71:347-363
- Torab, F. M., 2010- Geochemistry and radioisotope studies on the iron-apatite ores in Bafq metallogenic zone for determination of apatite origin; *Iranian J. Crystallogr. Mineral.*, 18(3); 409-418 (in Persian, with English abstract).
- Whitney, D. L. and Evans, B. W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N. H. S. and Marschik, R., 2005- Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geol.* 100th Anniversary volume, 371-405.
- Zane, A. and Weiss, Z., 1998- A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data, *Rendiconti Lincei*, Volume 9, Issue 1, pp 51-56.

Hydrothermal alteration in the Gazestan magnetite-apatite deposit and comparison with other iron deposits in the Bafq district, Central Iran

R. Sepehrirad^{1*}, S. Alirezaei² and A. M. Azimzadeh³

¹Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

²Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Received: 2015 August 31

Accepted: 2016 January 20

Abstract

The Gazestan magnetite-apatite deposit is hosted within an upper Proterozoic-lower Cambrian volcanic-sedimentary sequence, known as Rizu series, in the Bafq district, Central Iran. The Gazestan deposit occurred in intensely altered felsic-intermediate subvolcanic and volcanic host rocks. Field observations, drill core logging, petrographic studies, as well as geochemical and XRD data are indicative of differences in alterations assemblages and temporal/spatial distribution of the alteration products, compared to other iron oxide-apatite deposits in the Bafq district. Unlike many other Bafq district iron deposits, sodic alteration is only locally developed. Similarly, Ca+Fe or actinolitic alteration is poorly developed in Gazestan. Chloritic and sericitic alterations are most closely associated with ore formation in Gazestan. Chlorite commonly associated with magnetite, quartz and calcite in the altered host rocks. The chemical composition of chlorite falls in pycnochlorite and clinochlore fields. Calculated temperature for chlorite formation varies between 324–236 °C. Sericite occurred both as a proximal alteration in ore zones, and as a distal alteration product in the volcanic and subvolcanic host rocks. Calcic-iron alteration is poorly developed in Gazestan. Potassic alteration marked by development of K- as well as biotite is only locally developed in Gazestan. Boron metasomatism occurs as quartz-tourmaline bands and disseminated grains in altered rocks. The scarcity and local nature of sodic (albitic) and calcic-iron (actinolitic) alterations, and the widespread and proximal chlorite alteration suggest that, compared to most other iron deposits of the Bafq district, Gazestan formed at relatively lower temperatures and possibly shallower depths.

Keywords: Chloritic alteration, magnetite-apatite, Kiruna-type, Gazestan, Central Iran.

For Persian Version see pages 257 to 268

*Corresponding author: R. Sepehrirad; E-mail: sepehrirad@gmail.com