

ژئوشیمی آپاتیت و رخداد انحلال-ته‌نشینی همگام و تشکیل کانی‌های عناصر نادر خاکی در آپاتیت‌های کانسار گزستان، ناحیه بافق، ایران مرکزی

رسول سپهری‌راد^{۱*} و سعید علیرضایی^۲

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

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

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۸/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۱۷

چکیده

کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان، در بخش معدنی بافق در بلوک پشت بادام، ایران مرکزی، در توالی آتشفشانی-رسوبی سری ریزو و توده‌های نفوذی نیمه عمیق فلسیک تا حدواسط پروتروزوئیک بالایی-کامبرین زیرین تشکیل شده است. کانسنگ شامل مگنتیت و آپاتیت است که به صورت توده‌های نامنظم با ابعاد متفاوت، و همین طور رگه‌ای، افشان و برشی رخ داده است. بر اساس تصاویر BSE، در بیشتر بلورهای آپاتیت زون‌های روشن و تیره به صورت نامنظم دیده می‌شود که با تغییرات شیمیایی همراه است. بر اساس آنالیز EPMA مقادیر REE، Na، Cl در زون‌های تیره نسبت به زون‌های روشن افزایش و مقدار P و Ca کاهش یافته است. رخداد حاشیه‌های واکنشی در اطراف بلورهای آپاتیت، وجود میان‌بارهای کانی‌های عناصر نادر خاکی (موناژیت و زینوتیم) به شکل دانه‌های ریز و پراکنده و نیز پرکننده ترک‌های موئین در زون‌های تیره و تشکیل کانی‌های REEs در مرز بلورهای آپاتیت و مگنتیت، شواهدی از دگرسانی و تحرک دوباره REEs، پس از تبلور اولیه آپاتیت در کانسار گزستان می‌باشد. شواهد موجود نشان می‌دهد که آپاتیت در کانسار گزستان، با سیال‌هایی برهم کنش کرده و به تعادل دوباره رسیده است. طی فرایند انحلال-ته‌نشینی همگام، بلورهای آپاتیت اولیه که به هنگام تشکیل کانسنگ آهن-آپاتیت پدید آمده‌اند، به طور بخشی با سیال برهم کنش کرده‌اند که این به جابجایی یا شستشو-رسوب دوباره برخی یون‌ها بویژه عناصر نادر خاکی، ایجاد زون‌های آپاتیت تیره و تشکیل دانه‌های ریز و پراکنده موناژیت و زینوتیم در زون‌های تیره و نیز در امتداد درزه‌های میکروسکوپی در آپاتیت، کلسیت و کوآرتز منجر شده است.

کلیدواژه‌ها: دگرسانی آپاتیت، موناژیت-زینوتیم، تیپ کایرونا، گزستان، ایران مرکزی.

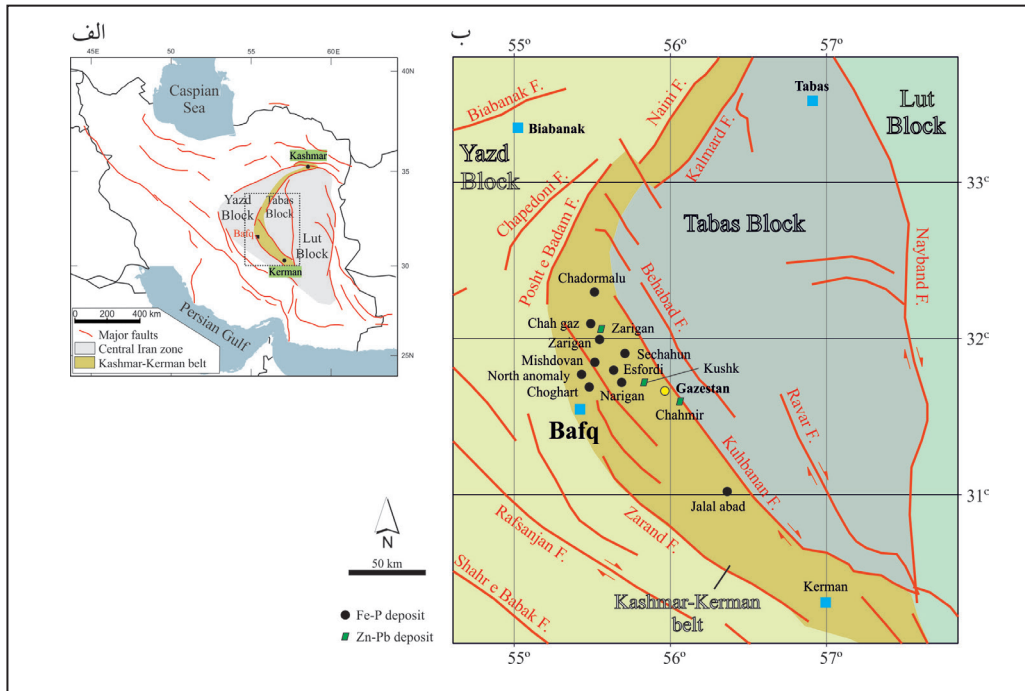
*نویسنده مسئول: رسول سپهری‌راد

E-mail: sepehrirad@gmail.com

۱- پیش‌نویس

فلسیک تا حدواسط همراه هستند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000) و معمولاً دارای نشانه‌هایی از متاسوماتیزم گسترده، در یک بازه بزرگ P-T هستند (Harlov et al., 2016). دگرسانی آپاتیت، در اثر برهم کنش با شوره‌ها، آب خالص و سیال‌های آبگین اسیدی، در محدوده گسترده‌ای از دما (۳۰۰-۹۰۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار (۰/۵-۱ گیگاپاسکال) مطالعه شده است (Harlov et al., 2015). عناصر کمیاب و REEs به شکل گسترده می‌توانند در ساختار آپاتیت وارد شوند و مواد لازم برای تشکیل میان‌بارهای موناژیت و زینوتیم را فراهم نمایند. فرایندهای جان‌نشینی REE در آپاتیت شامل $2Ca^{2+} + REE^{3+} + Na^{+} = PO_4^{3-} + Ca^{2+} + REE^{3+} + SiO_4^{4-}$ می‌باشد (Pan and Fleet, 2002). در هر دو مورد، وجود یک فاز سیال برای وارد کردن Na^{+} و/یا Si^{4+} خارج ساختن P^{5+} لازم است (Harlov et al., 2002). کانسار گزستان همراه با دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق، ایران مرکزی، در توالی آتشفشانی-رسوبی پروتروزوئیک بالایی-کامبرین زیرین شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی (سری ریزو) و نیمه عمیق فلسیک تا حدواسط تشکیل شده است (شکل ۱). در کانسار گزستان، کانسنگ بیشتر شامل مگنتیت و آپاتیت است و به صورت توده‌های نامنظم با ابعاد متفاوت، رگه‌ای، افشان و برشی رخ داده است. از ژئوشیمی آپاتیت و REEs همراه با آن، در کانسارهای چادرمولو، چغارت، سه‌چاهون، اسفوردی، زریگان و لکه‌سیاه، در تعیین منشأ و تکامل سیال‌های کانه‌ساز و فرایندهای کانی‌سازی استفاده شده است (Jami, 2005; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011; Taghipour et al., 2015; Rajabi et al., 2015; Heidarian et al., 2018). مقاله، کانی‌شناسی، بافت و ترکیب شیمیایی آپاتیت و نقش دگرسانی گرمایی در شکل‌گیری و تمرکز کانی‌های عناصر نادر خاکی (REEs) (موناژیت ± زینوتیم) در کانسار گزستان بررسی شده است. همچنین داده‌های حاصل از گزستان با دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق مقایسه شده و عوامل کنترل‌کننده دگرسانی بحث شده است.

کانسارهای آهن غنی از مگنتیت (کم Ti)، فلئورآپاتیت، اکتینولیت و فقیر از سولفید، به عنوان کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا یا کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت (IOA)، شناخته می‌شوند (برای مثال، Hildebrand, 1986; Nyström and Henriquez, 1994; Frietsch and Perdahl, 1995; Williams et al., 2005). برخی از محققان (مانند Hitzman et al., 1992; Groves et al., 2010; Barton, 2014) کانسارهای آهن تیپ کایرونا را عضو انتهایی فقیر از Cu کانسارهای تیپ اکسید آهن-مس-طلا (IOCG) در نظر گرفته‌اند، اگرچه ارتباط زایشی این کانسارها بحث‌انگیز است (Knipping et al., 2015 a, b). آپاتیت از همراهان معمول مگنتیت در کانسارهای IOA است (برای مثال، Heidarian et al., 2018; Harlov, 2015). با مطالعه آپاتیت به عنوان میزبان برخی از عناصر کمیاب، می‌توان به جزئیات ژئوشیمیایی فرایندهای کانه‌ساز و تکامل سیال‌های همراه با این کانسارها دست یافت (Pan and Fleet, 2002; Harlov, 2015). آپاتیت در کانسارهای IOA، معمولاً دارای مقادیر بالایی از عناصر نادر خاکی سبک (LREEs)، Si، Na، Sr، Ba، هالوژن‌ها (Cl، F)، و آنیون‌هایی چون OH^{-} و CO_3^{2-} است. این اجزاء، به پارامترهایی مانند شیمی، درجه حرارت، pH و fO_2 سیال در زمان تشکیل و نیز تحول بعدی کانسارهای IOA حساس هستند (Harlov, 2015; Mao et al., 2016). (Mao et al., 2002). Belousova et al., (2002) با استفاده از ژئوشیمی آپاتیت‌ها، نمودارهایی را برای تمایز محیط‌های مختلف زمین‌شناسی و انواع کانی‌سازی پیشنهاد کرده‌اند. همچنین Mao et al., (2016) از ژئوشیمی آپاتیت برای تفکیک انواع کانسارهای ماگمایی-گرمایی، کربناتی و سنگ‌های بدون کانی‌سازی و Rhodes et al. (1999) از ژئوشیمی REE برای اثبات مدل جان‌نشینی گرمایی در کانسار آهن ال‌لاکو شیلی استفاده کرده‌اند. (Harlov et al., 2002) از روابط آپاتیت و موناژیت در کانسار کایرونا برای مطالعه برهم کنش سیال-سنگ استفاده کرده است. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا با سنگ‌های آتشفشانی تا نیمه عمیق



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

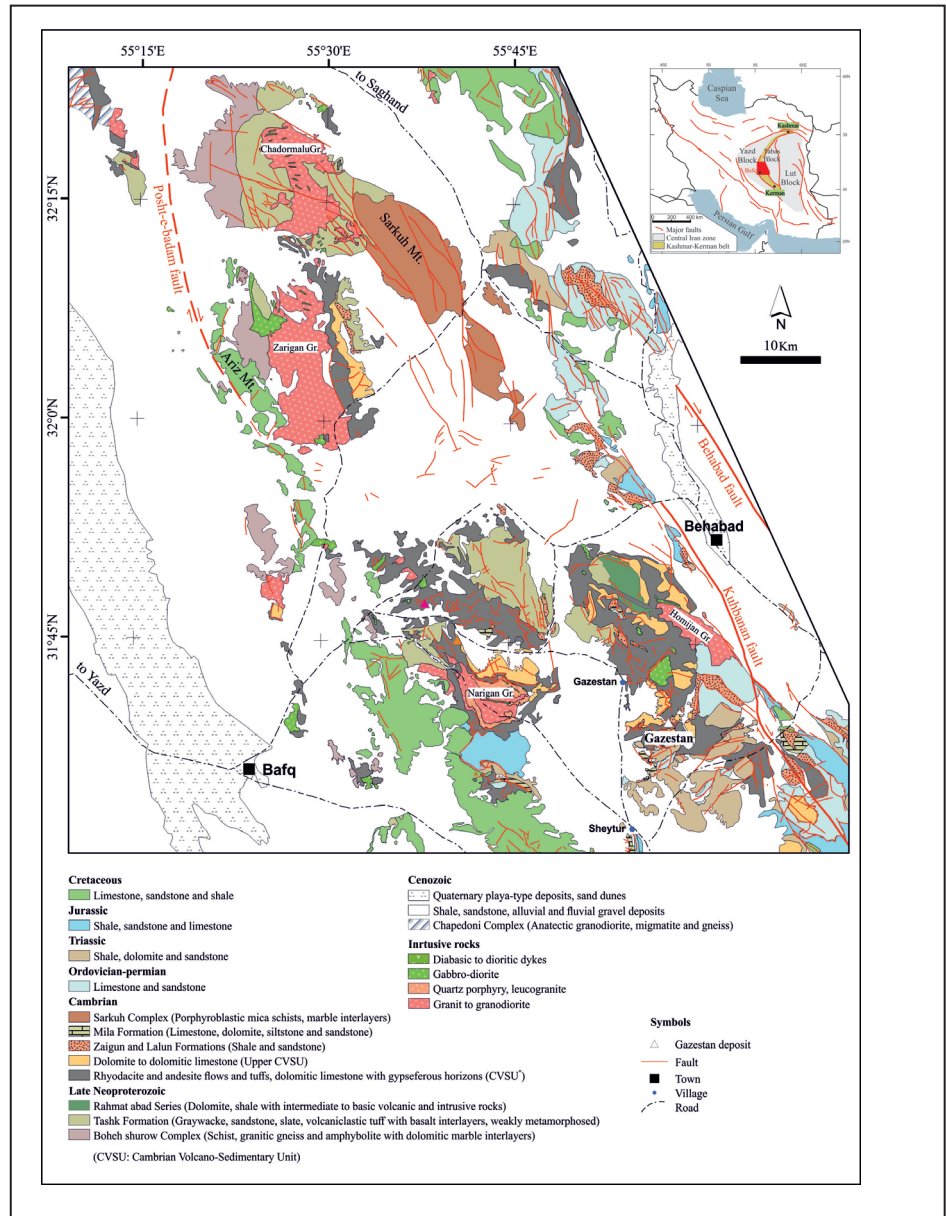
۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان، یکی از کانسارهای آهن در منطقه معدنی بافق در کمر بند ساختاری کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003) یا بلوک پشت‌بادام (Haghipour, 1977) در خرد قاره ایران مرکزی است (شکل ۱). واحدهای سنگی قبل از نوژن در منطقه بافق، به سه پهنه ساختاری-سنگی شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است (Ramezani and Tucker, 2003). کانسار گزستان در جنوب پهنه شرقی واقع شده است (شکل ۲). واحدهای سنگ چینه‌ای، در پهنه شرقی شامل کمپلکس بنه شورو، سازند تاشک و سری رحمت آباد به سن نئوپروتروزویک، واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (CVSU)، سازندهای لالون و میلا و کمپلکس سرکوه به سن کامبرین میانی و بالایی و سنگ‌های پوشاننده اوردوسین تا نوژن و توده‌های نفوذی مافیک تا فلسیک است (شکل ۱). واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین (CVSU) متشکل از توالی بین لایه‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی فلسیک (توف، توف‌های جریان‌ی جوش خورده، کمی گدازه و نفوذی-های گنبدی شکل)، بازالت‌های اسپیلیتی محلی، شیل‌های توفی ریزدانه و دولومیت-سنگ آهک دولومیتی، به طور محلی همراه با میان‌لایه‌های تبخیری است (Daliran et al., 2010). این واحد که میزبان اصلی کانسارهای آهن-آپاتیت، آهن-منگنز و نیز روی-سرب در ناحیه بافق است، بیشتر در پهنه ساختاری-سنگی شرقی و اندکی در پهنه مرکزی رخمون دارد (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل‌های ۱ و ۲). در پهنه ساختاری-سنگی شرقی، توده‌های نفوذی در کمپلکس بنه شورو، سازند تاشک و CVSU تریق شده‌اند (شکل ۲). بزرگ‌ترین توده نفوذی رخمون یافته در این پهنه، گرانیتوئید زیرگان با ترکیب متغیر از تونالیت تا ترونجمیت است (Ramezani and Tucker, 2003). توده گرانیتی نیمه-عمیق نارینگان در ۲۰ کیلومتری غرب-شمال غرب کانسار گزستان در واحد CVSU نفوذ کرده است. همچنین در ۱۲ کیلومتری شمال شرقی کانسار گزستان، مجموعه‌ای از توده‌های گرانیتی کم‌عمق همیجان، فردوس و گنبد ریولیتی کوه سیاه، درون واحد CVSU نفوذ کرده است (محمدی و همکاران، ۱۳۹۴).

۳- زمین‌شناسی کانسار گزستان

واحدهای سنگی رخمون یافته در محدوده کانسار گزستان شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی، توده‌های نفوذی نیمه عمیق و سنگ‌های به شدت دگرسان شده (متاسوماتیت) میزبان کانی‌سازی است. سنگ‌های آتشفشانی شامل روانه‌های گدازه و مواد پیروکلاستیک است و ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت دارند. در جنوب کانسار روانه‌های گدازه با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و ایگنمریت با ترکیب داسیت تا ریولیت دارای ساخت نواری تشکیل شده است. در این سنگ‌ها فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز کمابیش به کانی‌های رسی، سرسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. همچنین در بخش جنوب پهنه کانی‌سازی، توف‌های فلسیک آلبیتی شده رخمون دارد. در بخش میانی کانسار، روانه‌های گدازه و توف‌های بلورین با ترکیب ریولیت، داسیت و ریوداسیت با توپوگرافی تپه ماهوری و رنگ خاکستری تا سبز روشن رخمون دارد. در بخش شمالی کانسار، واحدهای آتشفشانی-رسوبی متشکل از توف فلسیک دگرسان شده و سبز رنگ، سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه تیره، شیل و سنگ آهک دولومیتی ضخیم لایه رخمون دارند. توف سبز دارای عدسی‌های کوچک غنی از کانی‌های آهن-منگنز می‌باشد. توده‌های نفوذی در مرکز و باختر کانسار ترکیب گرانودیوریت و میکروگرانیت دارند. بافت این واحدها پورفیری و زمینه آنها میکروگرانولار تا هتروگرانولار است. فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین-اولیگوکلاز و آلکالی فلدسپار می‌باشد که عموماً به سرسیت و کلریت تجزیه شده است. در شمال‌خاور و شمال‌باختر کانسار گزستان، آپوفیزهایی از گابرو-مونزودیوریت درون سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی، آپاتیت و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی و اپیدوت، کلریت، آمفیبول، سرسیت کانی‌های ثانوی هستند. همه واحدهای سنگی و پهنه‌های کانی‌سازی توسط دایک‌های دلریتی قطع شده است (سپهری راد و همکاران، ۱۳۹۷).

شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ناحیه بافق واقع در کمر بند کاشمر- کرمان (ساده شده از سهیلی و مهدوی، ۱۳۷۰؛ مهدوی، ۱۳۷۵؛ امینی و همکاران، ۱۳۸۳؛ قائمی و سعیدی، ۱۳۸۵؛ مجیدی و باباخانی، ۱۳۷۲ (Ramezani and Tucker, 2003)

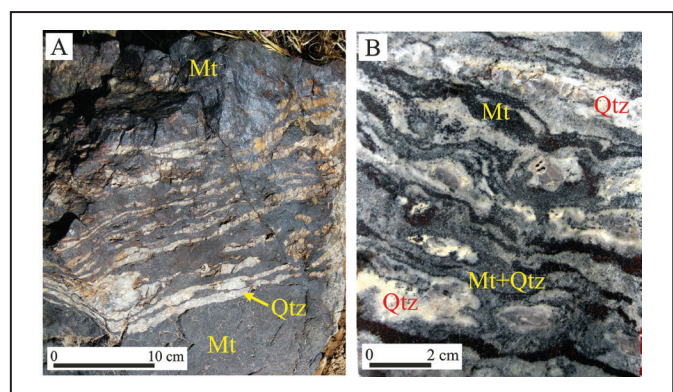


۴- فرم‌های کانی‌سازی آپاتیت و کانی‌های عناصر نادر خاکی در کانسار گزستان

می‌باشد. کانسنگ چینه‌سان، به شکل لایه‌های ژاسپیلیت به ضخامت ۱ متر و طول بیشینه ۵۰ متر و موازی لایه‌بندی سنگ میزبان توف فلسیک در شمال و جنوب کانسار رخنمون دارد و از تناوب مگنتیت و نوارهای نازک و عدسی شکل کوارتز تشکیل شده است (شکل‌های ۳- A و B) این نوع کانسنگ فاقد آپاتیت است.

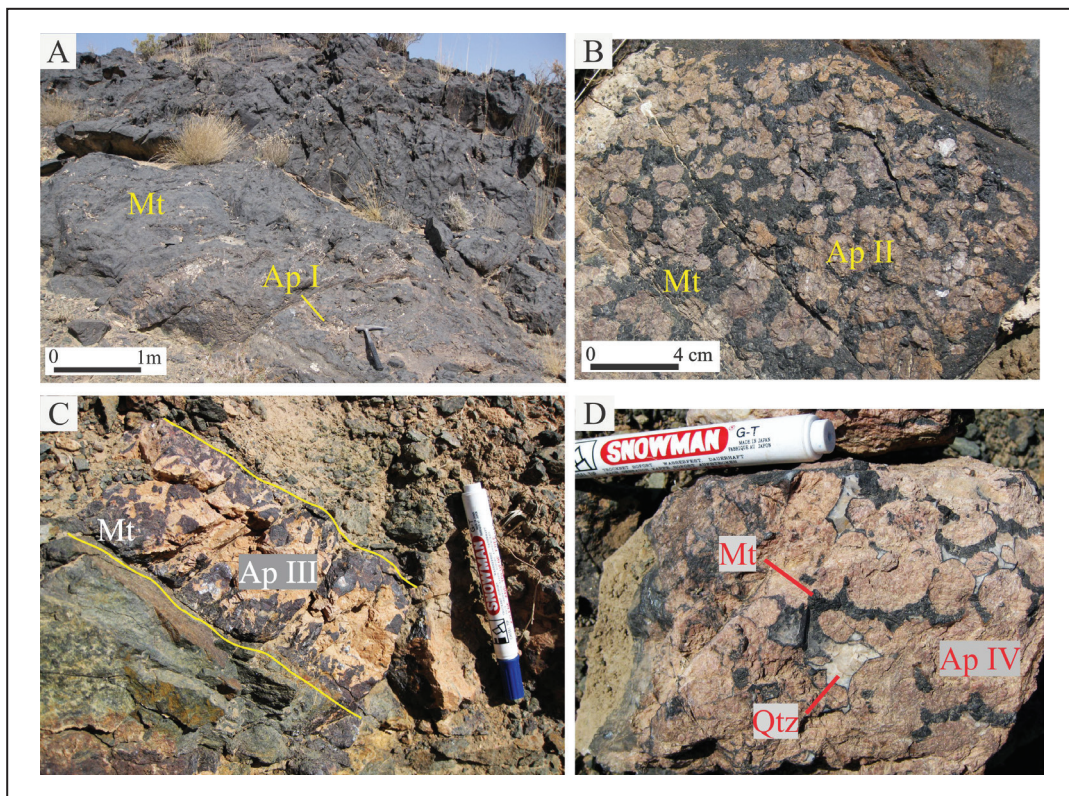
در کانسار گزستان، کانسنگ شامل مگنتیت و آپاتیت است و به شکل‌های چینه‌سان تا عدسی شکل و کیسه‌ای همشیب با سنگ‌های میزبان، توده‌های رگه مانند متقاطع نسبت به سنگ‌های میزبان و نیز افشان و برشی رخ داده است. تنوع فرم و هندسه توده‌های کانسنگ، نشان دهنده پیچیدگی فرایندهای کانی‌سازی در این کانسار

شکل ۳- A رخنمون ژاسپیلیت در جنوب کانسار گزستان، B بُرش مغزه حفاری از ژاسپیلیت شامل نوارهای متناوب، نامنظم و موجی شکل مگنتیت، کوارتز و مگنتیت-کوارتز (Mt; Magnetite, Qtz; Quartz)



آپاتیت کانی اصلی میزبان عناصر نادر خاکی در کانسار گزستان است. بر اساس مطالعات صحرایی، لاگ مغزه‌های حفاری، کانه‌نگاری میکروسکوپی، تصاویر BSE و آنالیز نقطه‌ای (EPMA)، انواع آپاتیت از نظر بافتی عبارتند از: ۱- آپاتیت همراه با کانسنگ مگنتیت با بافت توده‌ای (Ap I): در این کانسنگ، که بافت توده‌ای دارد، مگنتیت کانی غالب است و آپاتیت به شکل‌های یوهدرال- ساب‌هدرال ریز بلور و گاهی تخته‌ای شکل مگنتیت را همراهی می‌کند (شکل ۴- A). فراوانی آپاتیت در این نوع کانسنگ تا ۱۰ درصد وزنی می‌رسد. این کانسنگ در ابعاد مختلف و به شکل توده‌های رگه‌ای و عدسی نامنظم و متقاطع تا همشیب نسبت به سنگ‌های میزبان تشکیل شده است. بزرگ‌ترین رخمون این کانسنگ، در بخش مرکزی کانسار گزستان، به طول ۱۵۵ متر و ضخامت ۱۶ تا ۴۰ متر است. اگرچه تفاوت بافتی و کانی‌شناسی در بخش‌های مختلف این نوع کانسنگ وجود ندارد، اما در حاشیه توده‌های کانسنگ، فراوانی نسبی آپاتیت افزایش یافته است و تا ۸۰ درصد وزنی می‌رسد (شکل ۴- B). آپاتیت‌های موجود در بخش کناری توده‌های آهن با عنوان

آپاتیت معرفی شده است. در این نوع کانسنگ، آپاتیت در اندازه‌های ریز تا متوسط و شکل‌های انهدرال تا ساب‌هدرال و با گوشه‌های گرد شده دیده می‌شود (شکل ۴- B، ۲- آپاتیت در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت با بافت شانه‌ای (Ap III): کانی‌سازی اصلی در کانسار گزستان، از نوع مگنتیت-آپاتیت است که به شکل‌های رگه‌ای و داربستی، در ابعاد مختلف تشکیل شده است و بافت شانه‌ای دارد (شکل ۴- C). فراوانی آپاتیت در این نوع کانسنگ از ۱۰ تا ۶۰ درصد وزنی متغیر است. مقداری کلسیت، کوارتز و پیریت (۵ تا ۲۰ درصد وزنی) این نوع کانی‌سازی را همراهی می‌کند. ۳- رگه‌ها و زون‌های غنی از آپاتیت یا آپاتیتیت (Ap IV): این کانسنگ از آپاتیت‌های درشت بلور با بافت پگماتوئیدی، به رنگ صورتی و به شکل‌های یوهدرال- ساب‌هدرال تشکیل شده است و با کمی مگنتیت، کوارتز و کلسیت همراه است. این نوع کانسنگ عمدتاً در بخش غربی کانسار رخمون دارد (شکل ۴- D). رنگ صورتی آپاتیت‌ها در کانسار گزستان، به دلیل وجود میان‌بارهای میکروسکوپی جامد (مانند اکسیدهای آهن) و سیال در امتداد کلیواژها و شکستگی‌های این کانی است (Daliran et al., 2010).



شکل ۴- انواع آپاتیت در کانسار گزستان؛ (A) کانسنگ مگنتیت با بافت توده‌ای، دارای بلورها و دستجات بلور پراکنده آپاتیت ساب‌هدرال تا انهدرال (Ap I)، (B) تجمع بلورهای ساب‌هدرال آپاتیت (Ap II) در حاشیه کانسنگ مگنتیت توده‌ای، (C) کانسنگ مگنتیت-آپاتیت-کوارتز با بافت شانه‌ای که با رشد بلورهای کشیده آپاتیت از دو دیواره به سوی مرکز مشخص می‌شود (Ap III)، (D) بخشی از رگه آپاتیتیت شامل بلورهای درشت آپاتیت با بافت پگماتوئیدی (Ap IV) که در آن مگنتیت به شکل نوارهایی همراه با کوارتز و کلسیت، فضای باقی‌مانده بین بلورهای آپاتیت را پر کرده است. (Ap؛ آپاتیت، Mt؛ مگنتیت، Qtz؛ کوارتز) (نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است).

۵- روش پژوهش

این مطالعه بر مشاهدات میدانی، برداشت‌های زمین‌شناسی سطحی و لاگ مغزه‌های حفاری استوار است. تهیه تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) و آنالیز نقطه‌ای (EPMA) بر روی نمونه‌های معرف از آپاتیت‌های نوع I, III, IV با استفاده از دستگاه CAMECA SX-100 با ولتاژ ۱۵ kV، جریان ۲۰ nA و شعاع پرتو ۳ μm در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، انجام شد (جدول ۱). آنالیزها با استفاده از استانداردهای طبیعی و مصنوعی شامل اکسیدهای ساده یا کانی‌ها کالبره گردید.

همچنین از داده‌های منتشرشده‌ی حافظیان و جمالی (۱۳۹۴) و Stosch et al. (2011) از کانسنگ‌های گزستان و کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق استفاده شده است.

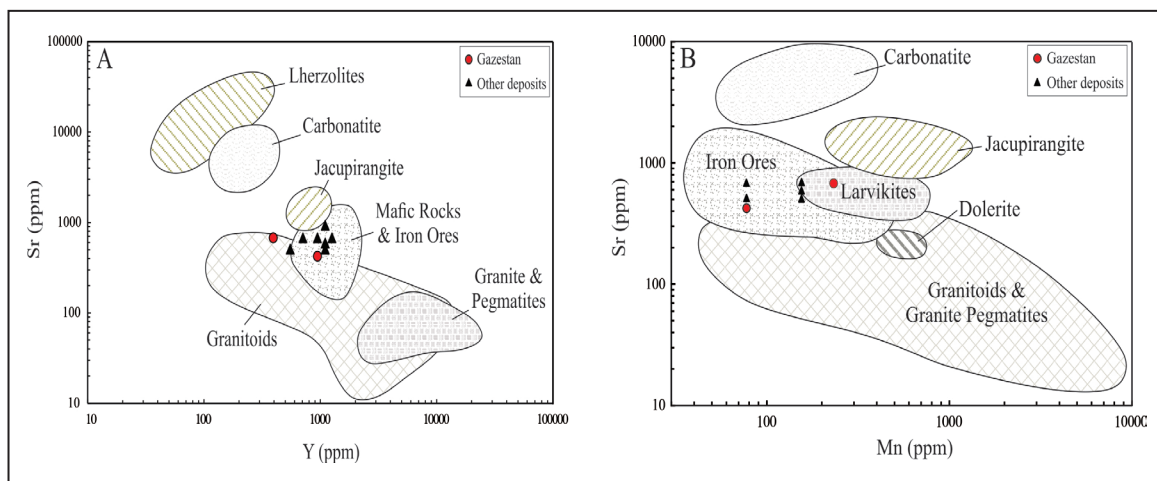
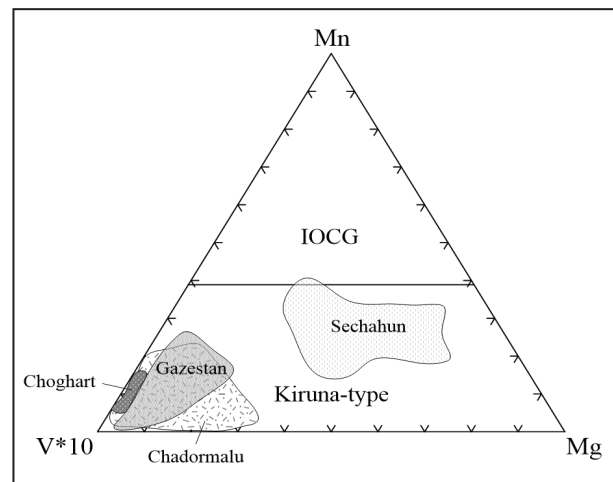
۶- ژئوشیمی آپاتیت

ترکیب شیمیایی و بافت آپاتیت‌ها نشان‌دهنده رفتار و توزیع مواد فرار و عناصر کمیاب، بین آپاتیت، مذاب‌ها و سیال‌های آبگین است

می‌رسد (سپهری‌راد و همکاران، ۱۳۸۷). همچنین آپاتیت‌ها غنی از عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) (۰/۷ درصد وزنی در کانسار چاه گز تا ۱/۸ درصد وزنی در کانسارهای میشدوان و زیرگان) هستند (Stosch et al., 2011). بر اساس آنالیز نقطه‌ای، مقدار V، Mg، Mn در آپاتیت‌های کانسار گزستان، به ترتیب ۷۷۰، ۲۴۵ و ۷۸۴ پی‌پی‌ام است. کانسارهای گزستان، چغارت، چادرملو و سه‌چاهون با داشتن مقدار Mn پائین، همگی در محدوده کانسارهای تیپ کایرونا قرار می‌گیرند (شکل ۵). دامنه تغییرات شیمی آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا محدودتر از کانسارهای IOCG است (Mao et al., 2016). آپاتیت در کانسارهای تیپ IOCG حاوی Mn بیشتر و LREEs، Na، Si، S کمتری نسبت به آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا است (Mao et al., 2016). با استفاده از ژئوشیمی آپاتیت، محیط‌های مختلف زمین‌شناسی و انواع کانی‌سازی قابل تفکیک است (Belousova et al., 2002). مقدار Sr، Y و Mn در آپاتیت گزستان (به ترتیب) ۶۷۶-۴۲۳ ppm، ۶۷۶-۳۹۴ ppm، ۷۷-۲۳۱ ppm و در کانسارهای چغارت، زیرگان، اسفوردی، لکه‌سیاه، میشدوان (به ترتیب) ۵۰۷-۹۳۰ ppm، ۵۵۱-۱۲۶۰ ppm، ۷۷-۲۳۳ ppm اندازه‌گیری شده است (Stosch et al., 2011). بر اساس نمودارهای Sr در برابر Y (شکل ۶-ا) و Sr در برابر Mn (شکل ۶-ب)، کانسار گزستان و دیگر کانسارهای ناحیه بافق، با تفکیک واضح از کربناتیت‌ها، در محدوده سنگ‌های مافیک و کانسارهای آهن تیپ کایرونا واقع شده‌اند. آپاتیت در کربناتیت‌ها با داشتن مقدار Sr بالا (>2500ppm) و Y کم (Belousova et al., 2002) از آپاتیت‌های کانسارهای آهن تیپ کایرونا متمایز می‌شود.

(Webster and Piccoli, 2015). دامنه تغییرات اکسیدهای عناصر نادر خاکی ($Y_2O_3+REE_2O_3$) در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت گزستان، ۰/۰۱ تا ۰/۲۵ درصد و در آپاتیت‌ها ۰/۶ تا ۱/۹۸ درصد وزنی است (حافظیان و جمالی، ۱۳۹۴؛ Kryvdik and Mykhaylov, 2001; Stosch et al., 2011). همچنین در آپاتیت‌ها، مقدار F، ۳/۹۸ تا ۴/۰۹ درصد وزنی و Cl، ۰/۰۳ تا ۰/۰۷ درصد وزنی است (Stosch et al., 2011). (Kryvdik and Mykhaylov (2001). مقدار F در آپاتیت‌های این کانسار را ۲/۳۴ تا ۲/۵ درصد وزنی و مقدار Cl را ۰/۰۷ تا ۰/۰۸ درصد وزنی گزارش کرده‌اند. بنابراین آپاتیت‌های کانسار گزستان، از نوع فلونورآپاتیت هستند. آپاتیت در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، نیز غنی از F و فقیر از Cl است و میانگین Cl و F آن به ترتیب ۳/۹ و ۰/۶ درصد وزنی است (Daliran, 2002; Moore and Modabberi, 2003; Torab and Lehman, 2007; Bonyadi et al., 2011; Stosch et al., 2011; Heidarian et al., 2018). آپاتیت‌های اولیه باعث تغییر در فراوانی برخی عناصر مانند REE، Si، Na، S، Cl در بخش‌های دگرسان شده می‌شود. (Harlov et al. (2005 نشان دادند که در تصاویر BSE بخش‌های دگرسان نشده به رنگ روشن و بخش‌های دگرسان شده به رنگ تیره مشاهده می‌شوند. در آپاتیت گزستان، مقدار Si و Na به ترتیب از ۰/۳ و ۱/۴ درصد در آپاتیت‌های دگرسان نشده (روشن) به ۰/۱۳ و ۰/۸ درصد در آپاتیت‌های دگرسان شده (تیره) کاهش یافته است (۱). در کانسار گزستان، مقدار LREEs در آپاتیت‌های تیره، کمتر از آپاتیت‌های روشن است که نشان دهنده دگرسانی آپاتیت‌ها، شستشوی عناصر LREE، شکل‌گیری آپاتیت‌های تیره و میان‌بارهای موناژیت می‌باشد. مجموع عناصر نادر خاکی ($Y_2O_3+REE_2O_3$) در آپاتیت این کانسار، بالا و به ۲/۵ درصد

شکل ۵- نمودار مثلثی Mn-V-Mg (ppm) برای تفکیک کانسارهای IOCG و کایرونا (Mao et al., 2016) و جایگاه کانسارهای گزستان و سه‌چاهون (Bonyadi et al., 2011)، چغارت و چادرملو (Heidarian et al., 2017).



شکل ۶- موقعیت آپاتیت‌های کانسار گزستان و چند کانسار ناحیه بافق در نمودارهای تغییرات Sr در برابر Y (A) و Sr در برابر Mn (B) (Belousova et al., 2002).

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای (EPMA) عناصر اصلی در انواع آپاتیت در کانسار گزستان

Sample	46-5	46-34			46-35.5		73-357	4-13			11-40						
Apatite Type	Ap III	Ap I			Ap IV		Ap III	Ap I			Ap III						
Na ₂ O	0.29	0.02	1.1	1.84	0.31	0.04	0.41	0.33	0.02	0.02	0.71	0.26	0.01	0.3	0.6	0.46	0.28
K ₂ O	0.03	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01
MgO	0.07	<0.01	<0.01	0.01	0.02	<0.01	0.01	0.03	<0.01	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.28	<0.01	0.13	0.47
CaO	54.9	55.55	55.26	53.93	53.57	56.65	54.63	53.63	54.3	54.96	51.03	53.14	55.18	53.2	53.35	53.8	53.54
P ₂ O ₅	41.53	41.83	40.95	41.73	41.76	40.94	41.49	41.84	42.38	42.03	42.76	42.39	42.26	43.54	42.24	42.79	42.75
MnO	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
FeO	0.86	0.09	0.27	0.15	0.08	0.38	0.06	0.09	0.02	0.21	0.32	0.15	0.12	0.11	0.12	0.14	0.31
Al ₂ O ₃	0.08	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
SiO ₂	0.24	0.34	0.27	0.67	0.69	0.22	0.2	0.73	0.28	0.21	0.64	0.64	0.07	0.55	0.69	0.67	0.59
total	98.03	97.86	97.89	98.4	96.47	98.25	96.85	96.66	97.04	97.46	95.54	96.6	97.66	98	97.02	98.01	97.97

۷- دگرسانی آپاتیت

این آپاتیت‌ها به گونه‌ای است که نوعی نواربندی پدید آمده است (شکل ۷-D). نفوذ سیال‌های تأخیری همراه با برشی شدن و تشکیل رگچه‌های کلسیت و کوارتز، با تجزیه محلی آپاتیت و شستشوی عناصر نادر خاکی و تشکیل کانی‌های این عناصر (Mnz II) در رگچه‌های موئین کلسیت و کوارتز همراه بوده است (شکل‌های ۷-C و D). دگرسانی آپاتیت‌های تیره، توسط سیال‌های کربناتی، با تشکیل حاشیه‌های واکنشی آپاتیت-کلسیت، شستشوی آپاتیت‌های تیره و تشکیل موناژیت و آلانیت در حاشیه‌های واکنشی همراه است (شکل ۸-A و B).

۸- ارتباط آپاتیت و موناژیت

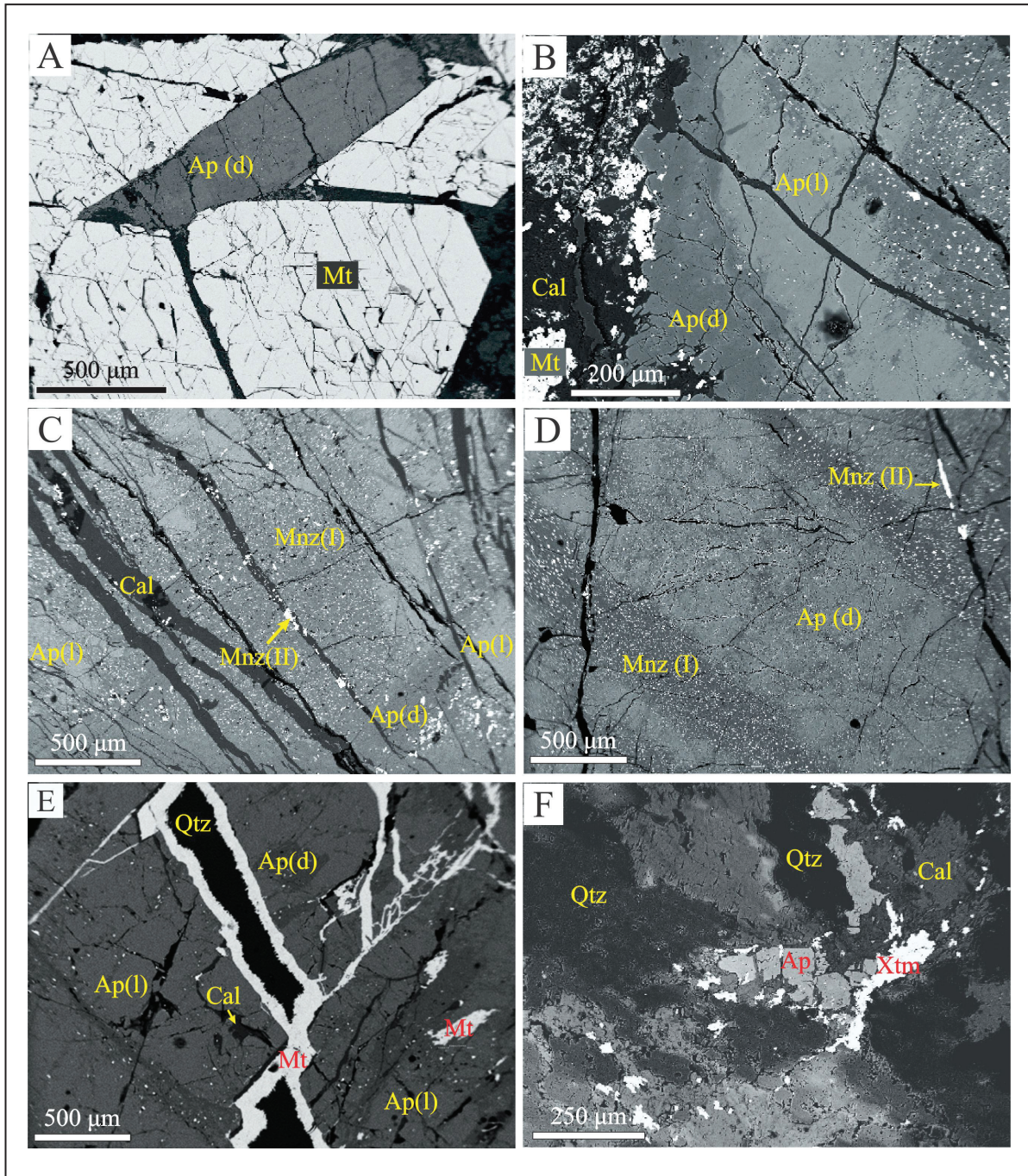
بر اساس داده‌های EPMA و SEM-BSE از انواع آپاتیت در کانسار گزستان، دگرسانی آپاتیت‌های اولیه با تشکیل زون‌های آپاتیت تیره و روشن و میان‌بارهای موناژیت و زینوتیم به شکل دانه‌های پراکنده و پرکننده ترک‌های موئین در آپاتیت‌های تیره همراه بوده است. زون‌های آپاتیت روشن و تیره، مانند آنچه که در گزستان وجود دارد، از کانسارهای سه‌چاهون، چغارت، اسفوردی، چادرملو و لکه سیاه نیز گزارش شده است (Jami, 2005; Bonyadi et al., 2011; Taghipour, 2015; Rahimi et al., 2016; Heidarian et al., 2017). هم‌چنین در منطقه سه‌چاهون، موناژیت، زینوتیم و بادلیت به عنوان کانی‌های فرعی در آلینیت (سنگ شبه-سینیت) تشکیل شده‌اند (Daliran et al., 2010). در کانسارهای چغارت، اسفوردی، سه‌چاهون و چادرملو، بخش‌های روشن آپاتیت‌ها نسبت به (Y+REE) Na₂O, SiO₂, SO₃, FeO, Cl, هم‌چنین بخش‌های تیره به نسبت غنی از فلورنور هستند (Bonyadi et al., 2011; Taghipour, 2015; Heidarian et al., 2018). مطالعات آزمایشگاهی، تشکیل میان‌بارهای موناژیت و زینوتیم را در نتیجه انحلال-ته‌نشینی همگام توسط یک

دگرسانی در کانسار گزستان، شامل کلریت، سریسیت، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آلینیت، کلسیت، کوارتز، تورمالین و اپیدوت است و فراوان‌ترین و گسترده‌ترین دگرسانی‌ها شامل دگرسانی‌های کلریتی و سریسیتی می‌باشد. در این کانسار، 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 (سپهری‌راد و همکاران، ۱۳۹۷). در این کانسار دگرسانی پتاسیک قبل از دگرسانی کلریتی رخ داده است که این با کلریتی شدن بیوتیت‌های ثانوی تایید می‌شود. مراحل اولیه کانی‌سازی در کانسار گزستان با دگرسانی پتاسیک همراه است. هم‌زمان و یا کمی قبل از دگرسانی کلریتی مرحله اصلی کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت انجام شده و مجموعه مگنتیت، آپاتیت، کلریت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. دگرسانی‌های تأخیری شامل سیلیسی شدن و کربناتی شدن می‌باشد. دگرسانی سیلیسی به صورت رگچه‌ای-رگه‌ای و پرکننده حفرات همراه با مگنتیت، کلریت، پیریت و سریسیت می‌باشد. دگرسانی کربناتی به صورت رگه-رگچه‌ای است و شامل کلسیت و کمی سیدریت است و معمولاً همراه با کلریت و کوارتز، مگنتیت و پیریت تشکیل شده است (سپهری‌راد و همکاران، ۱۳۹۷).

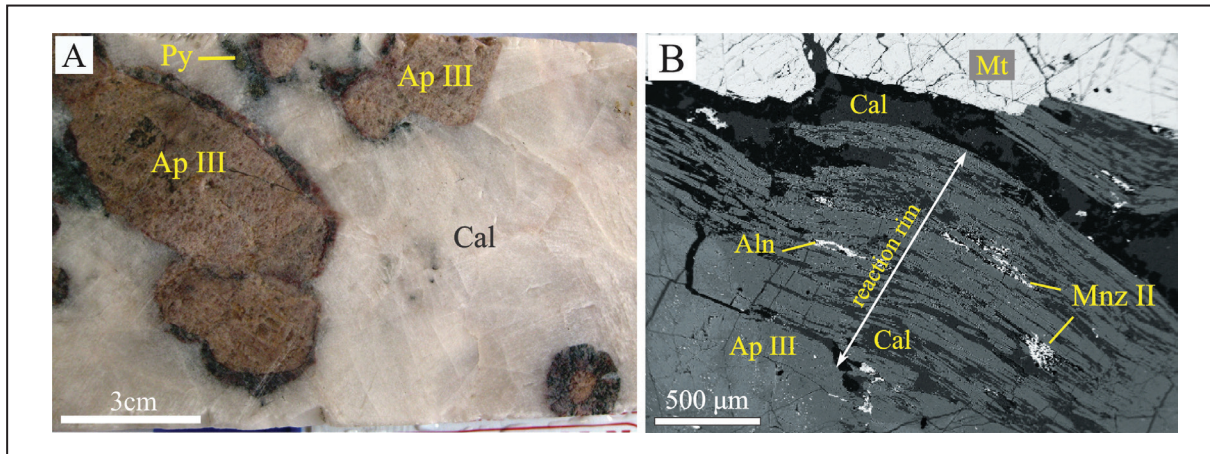
بر اساس تصاویر BSE و آنالیز نقطه‌ای (EPMA)، دگرسانی آپاتیت باعث تبدیل آپاتیت روشن به تیره و تشکیل میان‌بار کانی‌های REEs، در زون‌های تیره شده است. این میان‌بارها، کانی‌های موناژیت، زینوتیم و آلانیت هستند. آلانیت از کانی‌های REE دار گروه اپیدوت است که در آن Ca با اتم‌های نادر خاکی (Ce³⁺, La³⁺, Y³⁺) جانشین شده است (Deer et al., 2013). آپاتیت نوع Ap I، فقیر از این میان‌بارها است که دلیل آن می‌تواند غلظت کم عناصر نادر خاکی باشد (شکل ۷-A) اما در دیگر آپاتیت‌ها (Ap III, Ap II, Ap IV) این میان‌بارها به فراوانی تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۷-B تا F). توزیع میان‌بارها در بخش‌هایی از

$\text{Apatite (1)} + (\text{Ca}^{2+}, \text{P}^{5+})_{\text{in fluid}} = \text{apatite (2)} + \text{monazite and xenotime}$
 + $(\text{Si}^{4+}, \text{Na}^{+})_{\text{in fluid}}$ که در آن آپاتیت (۱) نسبت به آپاتیت (۲)، از
 Y+REE, Na, Si غنی‌شدگی دارد.

فاز سیال اثبات کرده است (Harlov and Förster, 2003; Harlov et al., 2005;) هسته‌بندی موناژیت و زینوتیم
 (Putnis, 2009; Putnis and Austrheim, 2012).
 را طبق واکنش عمومی انتقال جرم زیر می‌توان نشان داد (Pan et al., 1993):



شکل ۷- تصاویر BSE از آپاتیت و کانی‌های عناصر نادر خاکی در کانسار گزستان؛ (A) کانسنگ مگنتیت دارای آپاتیت تیره با میان‌بارهای ریز و پراکنده از کانی‌های REEs؛ (B) کانسنگ آپاتیت- مگنتیت؛ دگرسانی آپاتیت و تشکیل زون‌های آپاتیت روشن و تیره، همراه با کانی‌های فراوان و ریز موناژیت و زینوتیم (نقاط کوچک درخشان) در بخش تیره؛ (C) برشی شدن و دگرسانی آپاتیت همراه با دانه‌های فراوان و ریز موناژیت و زینوتیم (Mnz I) (نقاط کوچک درخشان در بخش تیره)، تشکیل رگچه‌های ظریف و کمابیش موازی کلسیت و کانی‌های REEs (Mnz II) (D) دگرسانی آپاتیت و تشکیل زون‌های غنی از موناژیت در بخش‌های تیره؛ (E) کانسنگ آپاتیت با بافت پگماتوئیدی و همراهی کانی‌های REEs با آپاتیت تیره، (F) کانسنگ آپاتیت- کلسیت- کوارتز با کانی‌سازی زینوتیم در حاشیه آپاتیت برشی شده Ap (l): آپاتیت روشن، (d): آپاتیت تیره، Mnz: موناژیت، Aln: آلانیت، Xtm: زینوتیم، Qtz: کوارتز، Cal: کلسیت، Mt: مگنتیت



شکل ۸- (A) دگرسانی آپاتیت در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت و تشکیل حاشیه واکنشی (نوارهای تیره در اطراف بلورهای آپاتیت)، (B) تصویر BSE از کانسنگ مگنتیت-آپاتیت که نمایانگر کانی‌شناسی حاشیه واکنشی است (Ap: آپاتیت؛ Py: پیریت؛ Mnz: مونازیت، Aln: آلانیت، Cal: کلسیت، Mt: مگنتیت)

۹- طبیعت سیال

معمولاً کمتر از ۱ درصد و در مونازیت‌های آذرین ۳ تا بیش از ۵ درصد است (Schandl and Gorton, 2004). بر این اساس، میان‌بارهای مونازیت در کانسار گزستان و دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، احتمالاً در شرایط گرمایی تشکیل شده‌اند.

۱۰- بحث

در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، آپاتیت‌ها غنی از فلئوئور و فقیر از کلر هستند (Stosch et al., 2011). آپاتیت در سنگ‌های آذرین فلسیک و حدواسط نیز چنین ویژگی دارد. در این سنگ‌ها، نسبت OH، F و Cl در آپاتیت، به ترتیب ۵۰-۱۰۰ درصد، ۵۰-۰ درصد و کمتر از ۲۰ درصد است و بیشترین مقدار جانشینی، بین F و OH، به دلیل شعاع یونی نسبتاً مشابه انجام می‌شود (Piccoli and Candela, 2002). در آپاتیت‌ها، OH، F، Cl، OH و CO₃ می‌توانند به طور گسترده (نه به طور کامل) جانشین یکدیگر شوند و نسبت آنها به سه عامل ترکیب مذاب/سیال، حضور کانی‌های F و Cl دار مانند بیوتیت، موسکویت، آمفیبول، اسکاپولیت و شرایط دما-فشار بستگی دارد (Zhu and Sverjensky, 1991). علت تشکیل آپاتیت‌های غنی از F در محیط‌های گرمایی، علی‌رغم فعالیت خیلی زیاد Cl نسبت به F در سیال، آن است که برای تشکیل آپاتیت غنی از F ($X_F > 0.9$) به فعالیت کم فلئوئور در فاز سیال نیاز است ($a_{HF}/a_{H_2O} < 10^{-4}$)، در صورتی که اگر فعالیت کلر در سیال به همین مقدار باشد ($a_{HCl}/a_{H_2O} < 10^{-4}$)، غلظت Cl در آپاتیت خیلی کم خواهد بود ($X_{Cl} < 0.1$) (Zhu and Sverjensky, 1991). تغییر در منبع مذاب/سیال، درجه تفکیک، تاریخچه تبلور، مجموعه کانی‌های همزیست، انواع دگرسانی و شرایط احیایی، باعث تغییرات بزرگ در محتوای عناصر کمیاب در آپاتیت‌ها می‌شود (Mao et al., 2016). ترکیب ژئوشیمیایی آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا و کانسارهای تیپ IOCG تفاوت‌های اساسی دارد. آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا غنی از F و LREEs است، در صورتی که در کانسارهای IOCG، غنی از Cl است و نسبت به LREEs تپی شدگی نشان می‌دهد (Edfelt et al., 2007). این تفاوت در شیمی آپاتیت از آنجا ناشی می‌شود که کانسارهای IOCG از سیال‌های با pH پایین تشکیل می‌شوند که این امر سبب ورود بیشتر Cl به آپاتیت می‌شود. در برخی از کانسارهای IOCG که شواهد متاسوماتیزم و دگرگونی وجود ندارد، تپی شدگی آپاتیت‌ها نسبت به LREE را می‌توان به ترکیب اولیه آپاتیت نسبت

یکی از عوامل کنترل کننده حلالیت گرمایی REE، در دسترس بودن و غلظت لیگاندها برای تشکیل کمپلکس‌های آبگین پایدار است (Migdisov et al., 2016). در سیال‌های گرمایی، کلرید و سولفات بنیان‌های اصلی انتقال دهنده REEs و فلئوئورید، کربنات و فسفات، بنیان‌های عمده‌ی تثبیت یا ته‌نشست این عناصر هستند (Migdisov et al., 2016). تشکیل میان‌بارهای مونازیت و زینوئیم به شدت به واکنش‌پذیری آپاتیت با سیال و فراوانی (Y+REEs) در آپاتیت بستگی دارد (Harlov et al., 2005). علاوه بر اسیدهای HCl و H₂SO₄ (Harlov et al., 2005) H₂O خالص، H₂O+CO₂ و شوره‌های KCl، سرعت تشکیل میان‌بارهای مونازیت و زینوئیم را افزایش می‌دهند، اما سیال‌هایی مانند شوره‌های NaCl و CaCl₂ تشکیل آنها را کند می‌کنند (Harlov and Forster, 2003). مقدار LREEs در شوره‌های NaCl، با افزایش X_{NaCl}، درجه حرارت و فشار و به دلیل تشکیل کمپلکس‌های قوی REE با Cl⁻ و احتمالاً با PO₄³⁻ و F⁻ افزایش می‌یابد (Hass et al., 1995; Harlov et al., 2006). در کانسارهای چادرمولو، سه چاهون و اسفوردی، سیال‌هایی که با آپاتیت‌ها برهم کنش داشته‌اند، غنی از KCl و CO₂ بوده‌اند (Taghipour et al., 2015; Heidarian et al., 2018). در صورتی که آپاتیت‌های فقیر از میان‌بار در کانسار چغارت توسط سیال‌های غنی از NaCl دگرسان شده‌اند (Taghipour et al., 2015). بر اساس Daliran et al., (2010)، در منطقه بافق، آپاتیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه کانی‌سازی، دارای میان‌بارهای مونازیت هستند. سیال‌های مرتبط با مراحل تأخیری کانی‌سازی، حاوی CO₂، SiO₂ و HREEs بوده و باعث تشکیل کوارتز و کلسیت فراوان، مقادیر فرعی تا کمیاب مونازیت، آپاتیت، آلانیت غنی از LREEs و کانی‌های HREEs دار شامل فلئوئورکربنات‌های HREEs (synchysite) و bastnaesite، فسفات‌های غنی از Y (زینوئیم) و بریتولیت‌های Y-Ca شده‌اند (Daliran et al., 2010). مونازیت در کانسنگ‌های مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، دارای هسته‌های غنی از Th است (Torab and Lehman, 2007; Stosch et al., 2011). مقدار ThO₂ و UO₂ در این مونازیت‌ها به ترتیب ۰/۹۹-۰/۱۴ درصد وزنی و ۰/۰۲-۰/۵۹ درصد وزنی است. مقدار ThO₂ در سه نمونه مونازیت در آپاتیت‌های کانسار گزستان، بین ۰/۱۷-۰/۱۹ درصد وزنی است (Stosch et al., 2011). مونازیت‌های آذرین و گرمایی را می‌توان با استفاده از مقدار ThO₂ متمایز کرد. مقدار ThO₂ در مونازیت‌های گرمایی

اساس Daliran et al., (2010) آپاتیت‌های تشکیل شده در مراحل اولیه کانی‌سازی در ناحیه بافق، عموماً میان‌بارهایی از موزائیت دارند و رشد منطقه‌بندی شده نوسانی نشان می‌دهند و یا دارای بخش‌های غنی از F، REEs و Cl هستند.

۱۱- ارتباط زمانی کانی‌سازی و دگرسانی آپاتیت

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق همبستگی زمانی و مکانی خیلی نزدیک با ماگماتیسیم کامبرین زیرین دارند و همراه با سنگ‌های فلسیک تشکیل شده‌اند. سن سنگ‌های فلسیک میزبان کانی‌سازی، ۵۲۸ میلیون سال تعیین شده است که با سن آپاتیت‌های مرتبط با کانی‌سازی (۵۲۷-۵۳۹ میلیون سال؛ Stosch et al., 2011) و موزائیت (۵۱۵-۵۲۹ میلیون سال؛ Torab and Lehman, 2007) هم‌پوشانی دارد. این سن‌ها نشان می‌دهند که کانی‌سازی در بازه زمانی کوتاهی بین ۵۲۷ تا ۵۳۹ میلیون سال، حین ماگماتیسیم فلسیک و قبل از نفوذ دایک‌های دیابازی درون سنگ‌های کانی‌سازی شده، انجام شده است (Daliran et al., 2010). در نتیجه می‌توان گفت کانی‌سازی مگنتیت-آپاتیت-عناصر نادر خاکی، با ولکانیسم و متاسوماتیزم در ایران مرکزی ارتباط تنگاتنگی دارند. در کانسار گزستان، آپاتیت‌های تیره دارای میان‌بارهای موزائیت (±زینوتیم)، بعد از کانی‌سازی Fe-P و در ۱۴۰-۱۳۰ میلیون سال (بر اساس تعیین سن آپاتیت به روش U-Pb)، در نتیجه دگرسانی آپاتیت‌های مرحله اصلی کانی‌سازی تشکیل شده‌اند (Stosch et al., 2011).

۱۲- نتیجه‌گیری

در بیشتر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، دگرسانی گرمایی آپاتیت‌های روشن، سبب تهی‌شدگی آپاتیت‌ها از (Y+REE)+Na+Si+Cl و ایجاد آپاتیت‌های تیره شده است. این عناصر منبع لازم برای تشکیل کانی‌های غنی از (Y+REE) جدید را فراهم کرده‌اند و موزائیت، زینوتیم، آلانیت و کانی‌های کربناته-فلوئور غنی از (Y+REE)، به شکل میان‌بار در آپاتیت‌های تیره، یا دانه‌هایی در امتداد شکستگی‌ها و یا در مرز آپاتیت با کانی‌های دیگر تشکیل شده است. وجود حاشیه‌های واکنشی در بلورهای آپاتیت، تشکیل آپاتیت‌های تیره و روشن، میان‌بارهای کانی‌های REEs (موزائیت و زینوتیم) به شکل دانه‌های پراکنده و پرکننده ترک‌های موئین در آپاتیت‌های تیره و تشکیل کانی‌های REEs در مرز بلورهای آپاتیت و مگنتیت، شواهدی از دگرسانی و تحرک دوباره عناصر نادر خاکی، پس از تبلور آپاتیت‌ها در کانسار گزستان می‌باشند. میان‌بارهای موزائیت در کانسار گزستان و دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، با مقدار ThO_2 پایین، احتمالاً در شرایط گرمایی تشکیل شده‌اند. شواهد موجود نشان می‌دهد که آپاتیت در کانسار گزستان، با سیال‌هایی برهم‌کنش کرده و به تعادل دوباره رسیده است و تمرکز دوباره عناصر نادر خاکی در کانسار گزستان نیز در ارتباط با همین فرایند است. طی فرایند انحلال-ته‌نشینی همگام، بلورهای آپاتیت اولیه که به هنگام تشکیل کانسنگ آهن-آپاتیت پدید آمده‌اند، به طور بخشی با سیال برهم‌کنش کرده‌اند که این به جابجایی یا شستشو-رسوب دوباره برخی یون‌ها بویژه عناصر نادر خاکی، ایجاد زون‌های آپاتیت تیره و تشکیل دانه‌های ریز و پراکنده موزائیت و زینوتیم در زون‌های تیره و نیز در امتداد درزه‌های میکروسکوپی در آپاتیت، کلسیت و کوارتز منجر شده است.

داد (Edfelt et al., 2007). در کانسارهای IOCG روند کاهشی Cl، احتمالاً ناشی از کاهش درجه حرارت است (Edfelt et al., 2007). مقدار پائین Mn در آپاتیت، در کانسارهای تیپ کایرونا به دلیل ورود Mn در ساختمان کانی‌های همزیست اکتینولیت و مگنتیت است (Mao et al., 2016). هم‌چنین مقدار کم کاتیون‌هایی مانند (LREEs, Na, Si) در آپاتیت، در کانسارهای IOCG به دلیل دمای نسبتاً پائین تشکیل آنهاست (Mao et al., 2016). واقع شدن کانسار گزستان و دیگر کانسارهای ناحیه بافق، در محدوده سنگ‌های مافییک و کانسارهای آهن تیپ کایرونا (شکل ۶-A)، به نقش احتمالی توده‌های نفوذی مافییک در زایش کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در ناحیه بافق اشاره دارد. دامنه تغییرات مقدار Eu/Eu^*

$$Eu/Eu^* = Eu_{CN} / (Sm_{CN} + Gd_{CN})^{0.5}$$

در کانسارهای IOCG ($Eu/Eu^*=0.3-1.5$) گسترده‌تر از کانسارهای تیپ کایرونا ($Eu/Eu^*=0.2-0.4$) است (Mao et al., 2016). آپاتیت در کانسار گزستان نسبت به Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد ($Eu/Eu^*=0.13$). این نسبت، به کانسارهای تیپ کایرونا نزدیک‌تر است. کانسارهای اسفوردی، سه‌چاهون، چغارت و چادرملو در ایران مرکزی نیز نسبت به Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد (Moore and Modabber, 2003; Jami, 2005; Bonyadi et al., 2011; Heidarian et al., 2017). آنومالی منفی Eu بیانگر فوگاسیته نسبتاً پائین اکسیژن در سیستم در حال تبلور است. در صورتی که فوگاسیته اکسیژن کمتر از بافر هماتیت-مگنتیت باشد، Eu^{2+} غالب خواهد بود (Sverjensky, 1984). آنومالی منفی قوی Eu آپاتیت‌ها را می‌توان به تبلور فلدسپار پتاسیم در دگرسانی پتاسیک نسبت داد (Mao et al., 2016). در بیشتر کانسارهای تیپ کایرونا، دگرسانی گرمایی باعث تهی‌شدگی آپاتیت از (Y+REE)+Na+Si+Cl شده است. این عناصر منبع لازم برای تشکیل کانی‌های غنی از (Y+REE) جدید را فراهم کرده‌اند و موزائیت، زینوتیم، آلانیت و کانی‌های غنی از (Y+REE)، به شکل میان‌بار در آپاتیت یا دانه‌هایی در امتداد شکستگی‌ها و یا در مرز آپاتیت با کانی‌های دیگر تشکیل شده است (Harlov and Forster, 2003; Harlov et al., 2002b, 2005; Chen and Zhou, 2015). بر اساس Harlov et al., (2002) دانه‌های موزائیت و زینوتیم در محدوده نسبتاً وسیعی از درجه حرارت و فشار (۹۰۰-۱۰۰) درجه سانتیگراد و (۱۰۰-۱۰۰۰ Mpa) تشکیل می‌شوند و این که سیال، عامل مهم‌تری در تشکیل این میان‌بارها است. در رابطه با میان‌بارهای موجود در آپاتیت‌های دگرسان شده، می‌توان گفت که در شرایط برهم‌کنش سیال-کانی، آپاتیت‌های REE دار، نیمه پایدار هستند و نسبت به دیگر فازها حلالیت بیشتری دارند. بنابراین حتی اگر حلالیت مطلق آپاتیت خیلی پائین باشد، کمی انحلال آپاتیت سبب می‌شود تا سیال نسبت به REE به حالت فوق اشباع برسد. در این حالت، عناصر کمیاب و REEs موجود در محلول به طور جداگانه هسته‌بندی کرده و میان‌بارها تشکیل می‌شوند (Putnis and Austrheim, 2013). بر اساس Stosch et al., (2011) در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ایران مرکزی، REE لازم برای تشکیل زینوتیم و موزائیت، عمدتاً از آپاتیت تأمین شده است تا از یک منبع (سیال) بیرونی. اندازه میان‌بارهای فسفات REEs نشان دهنده حادثه زمین‌شناسی کم‌دما و تأخیری است که در آن انحلال-ته‌نشینی، باعث شکل‌گیری فسفات‌های REE در شکستگی‌ها و رگه‌های داخل آپاتیت شده است (Stosch et al., 2011). بر

کتابنگاری

- امینی، ب.، رشید، ح. و پشتکوهی، م.، ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی ورقه بافق، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. بنیادی، ز.، ۱۳۹۰. کانه‌زایی و دگرسانی در کانسار آهن سه‌چاهون، بافق، استان یزد، پایان نامه دکتر، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۱۸۱ صفحه.
- حافظیان، گ. و جمالی، ح.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی و خاستگاه کانسار مگنتیت-آپاتیت گزستان، شرق بافق، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهار، صفحه ۶۴-۳۹.
- سپهری‌راد، ر.، دری، م. و جمالی، ح.، ۱۳۸۷. گزارش پایان عملیات اکتشاف در کانسار گزستان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۴۰۴۵، ۲۶۱ صفحه.
- سپهری‌راد، ر.، علیرضایی، س. و عظیم‌زاده، ا. م.، ۱۳۹۷. دگرسانی گرمایی در کانسار آهن-آپاتیت گزستان و مقایسه آن با دیگر کانسارهای آهن ناحیه بافق، ایران مرکزی، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۷(۱۰۸)، ۲۶۸-۲۵۷. doi: 10.22071/gsj.2017.91765.1189
- سهیلی، م. و مهدوی، م.، ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی ورقه اسفوردی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائمی، ف. و سعیدی، ا.، ۱۳۸۵. نقشه زمین شناسی ورقه چادرملو، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مجیدی، ج. و باباخانی، ع.، ۱۳۷۲. نقشه زمین شناسی ورقه آریز، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محمدی، ف.، ابراهیمی، م. و مختاری، ع. ا.، ۱۳۹۴. سنگ شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوتیبدی همیجان و سنگ‌های اسیدی همراه (جنوب باختر بهاباد، ایران مرکزی)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، ۲۳۶-۲۲۳.
- مهدوی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی ورقه بهاباد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Antignano, A. and Manning, C. E., 2008- Fluorapatite solubility in H₂O and H₂O -NaCl at 700 to 900 °C and 0.7 to 2.0 GPa. *Chemical Geology* 251, 112–119.
- 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.
- Belousova, E. A., Griffin, W.L, O'Reilly, S. Y. and Fisher, N. I., 2002- Apatite as an indicator mineral for exploration: trace-element composition and their relationship to host rock type. *J Geochem Expl.* 76: 45-69.
- Bonyadi, Z, Davidson, G. J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F., 2011- Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. *Chem. Geol.* 281: 253-269.
- Chen, W. T. and Zhou, M. F., 2015- Mineralogical and geochemical constraints on mobilization and mineralization of rare earth elements in the Lala Fe-Cu-(Mo, REE) deposit, SW China: *American Journal of Science*, v. 315, p. 671–711.
- Daliran, F., 2002- Kiruna-type iron oxide-apatite ores and “apatites” of the Bafq District, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and related deposits* (T.M. Porter, ed.). PGC Publishing Australia, Adelaide, Australia (303–320).
- Daliran, F., Stosch, H. G., Williams, P., Jamali, 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, WA, Howie, R. A. and Zussman, J., 2013- An introduction to the rock-forming minerals, 3rd ed. The Mineralogical Society, London, p 478.
- Edfelt, A., 2007- The Tjärrojäkka apatite-iron and Cu (-Au) deposits, Northern Sweden: products of one ore forming event. PhD thesis, Luleå University of technology, ISSN: 1402-1544.
- Frietsch, R. and Perdahl, J. A., 1995- Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geol Rev* 9: 489-510.
- Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. and Hitzman, M. W., 2010- Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, 105(3), 641-654.
- Haghipour, A., 1977- Geological Map of the Posht-e-Badam Area. Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1: 500,000.
- Hass, J. R., Shock, E. L. and Sassani, D. C., 1995- Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molal thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 4329-4350.
- Harlov, D.E., Wirth, R. and Förster, H. J., 2005- An experimental study of dissolution–reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150: 268-286.

- Harlov, D. E., 2015- Apatite: A fingerprint for metasomatic processes, *Elements*, 11, 171–176.
- Harlov, D. E., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. and Broman, C., 2002- Apatite monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. *Chem. Geol.* 191, 47–72.
- Harlov, D.E. and Förster, H.J., 2003- Fluid-induced nucleation of (Y+REE)-phosphate minerals within apatite: Nature and experiment. Part II. Fluorapatite. *Amer. Min.* 88, 1209–1229.
- Harlov, D. E., Meighan, C. J., Kerr, I. D. and Samson I. M., 2016- Mineralogy, Chemistry, and Fluid-Aided Evolution of the Pea Ridge Fe Oxide-(Y + REE) Deposit, Southeast Missouri, USA, *Economic Geology*, v. 111, pp. 1963–1984.
- Harlov, D. E., Wirth, R. and Förster H. J., 2005- An experimental study of dissolution–reprecipitation in fluorapatite: fluid infiltration and the formation of monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150: 268-286.
- Heidarian, H., Alirezaei, S., and Lentz, D. R., 2017- Apatite chemistry from Kiruna-type Bafq iron deposits, Central Iran: a review, *Mineral Resources to Discover - 14th SGA Biennial Meeting 2017, Volume 3*.
- Heidarian, H., Lentz, D. R., Alirezaei, S., McFarlane, C. R. and Peighambari, S., 2018- Multiple Stage Ore Formation in the Chadormalu Iron Deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: Evidence from BSE Imaging and Apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb Geochronology. *Minerals*, 8(3), 87.
- Hildebrand, R. S., 1986- Kiruna-type deposits; their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada. *Economic Geology*, 81(3), 640-659.
- Hitzman, M. W., 2000- Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when, and why. In: Porter, T.M. (Ed.), *hydrothermal Iron Oxide Copper gold & Related Deposits: A Global Perspective*, volume 1. PGC Publishing, Adelaide, Australia, pp. 9–25.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T., 1992- Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precamb. Res.* 58, 241–287.
- Jami, M., 2005- Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate - Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran, Unpublished Ph.D. Thesis. University of New South Wales, Australia.
- Knipping, J. L., Bilinker, L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Wälle, M., Heinrich, C. A., Holtz, F. and Munizaga, R., 2015a- Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 171, 15–38.
- Knipping, J. L., Bilinker, L. D., Simon, A. C., Reich, M., Barra, F., Deditius, A. P., Lundstrom, C., Bindeman, I. and Munizaga, R., 2015b- Giant Kiruna-type deposits form by efficient flotation of magmatic magnetite suspensions. *Geology*, 43, 591–594.
- Kryvdik, S. and Mykhaylov, V., 2001- The potential of the rare earth mineralization of Islamic republic Iran; *National academy of science of Ukraine*, 48 pp.
- Mao, M., Rukhlov, A. S., Rowins, Spence, J. and Coogan, L. A., 2016- Apatite Trace Element Compositions: A Robust New Tool for Mineral Exploration, *Economic Geology*, v. 111, pp. 1187–1222.
- Migdisov, A., Williams-Jones, A. E., Brugger, J. and Caporuscio, F. A., 2016- Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations, *Chemical Geology*, V.439, 13–42.
- Moore, F. and Modabberi, S., 2003- ORIGIN OF CHOGHART IRON OXIDE DEPOSIT, BAFQ MINING DISTRICT, CENTRAL IRAN: NEW ISOTOPIC AND GEOCHEMICAL EVIDENCE, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 14(3): 259-269.
- Nyström, J. O. and Henriquez, F., 1994- Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden; ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology*, 89(4), 820-839.
- Pan, Y. and Fleet, M. E., 2002- Composition of the fluorapatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 48, p. 13 –49.
- Pan, Y., Fleet, M. E., and Macrae, N. D., 1993- Oriented monazite inclusions in apatite porphyroblasts from the Hemlo gold deposit, Ontario, Canada: *Mineralogical Magazine*, v. 57, p. 697–707.
- Piccoli, P. M. and Candela, P. A., 2002- Apatite in igneous systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 48, p. 255–292.
- Putnis, A., 2009- Mineral replacement reactions. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 70(1), 87-124.
- Putnis, A. and Austrheim, H., 2013. Mechanisms of Metasomatism and Metamorphism on the Local Mineral Scale: The Role of Dissolution-Reprecipitation during Mineral Re-equilibration in: D.E. Harlov and H. Austrheim: *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*, *Lecture Notes in Earth System Sciences*, DOI 10.1007/978-3-642-28394-9_5, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Rahimi, E., Maghsoudi, A. and Hezarkhani, A., 2016- Geochemical investigation and statistical analysis on rare earth elements in Lakehsiyah deposit, Bafq district. *Journal of African Earth Sciences*, 124, 139-150.
- 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.
- 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
- Rhodes, A. L. and Oreskes, N., 1999. *Geology and Rare Earth Element Geochemistry of Magnetite Deposits at El Laco, Chile*. Special Publication- Society of Economic Geologists, 17, 299-332.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2004- A textural and geochemical guide to the identification of hydrothermal monazite; criteria for selection of samples for dating epigenetic hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* 99, 1027–1035.
- 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. *Mineral Deposita* 46: 9-21.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth and Planet Sci Lett* 67: 70-78.
- Taghipour, S., Kananian, A., Harlov, D. and Oberhansli R., 2015- Kiruna type iron oxide apatite deposits, Bafq district, Central Iran: fluid aided genesis of fluorapatite-monazite- xenotime assemblages. *Can. Miner.*, 53: 479-496.
- 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
- Webster, J. D. and Piccoli, P. M. 2015- Magmatic apatite: A powerful, yet deceptive, mineral. *Elements*, 11(3), 177-182.
- 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. *Economic Geology*, 371-405.
- Zhu, C. and Sverjensky D. A., 1991- Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:1837-1858.

Apatite geochemistry and development of secondary REE minerals related to the coupled dissolution-precipitation process in the Gazestan magnetite-apatite deposit, Bafq district, Central Iran

R. Sepehrirad^{1*}, S. Alirezaei²

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

Received: 2018 November 12

Accepted: 2019 April 06

Abstract

The Gazestan magnetite-apatite deposit in the Bafq mining district, Central Iran, is hosted in the upper Proterozoic-lower Cambrian volcanic-sedimentary sequence, known as Rizu series, and shallow felsic-intermediate intrusions. Magnetite, commonly associated with apatite, occurred in several discordant to semi-concordant massive ore bodies of variable sizes, as well as in veins, breccia bodies, and disseminations in altered host rocks. In backscattered electron (BSE) images, the apatite displays irregular light and dark zones with variable compositions. The dark zones contain inclusions of monazite and xenotime, and are distinguished by depletions in LREE+Y, Na and Cl, and enrichments in Ca and P. Development of reaction rims around apatite crystals, the occurrence of monazite and xenotime as scattered fine grains as well as filling microfractures in the dark zones, and the occurrence of the REE minerals at apatite-magnetite boundary provide evidence for alteration of the original apatite crystals in Gazestan. There is evidence that the apatite crystals formed during original magnetite-apatite ore formation, interacted and reequilibrated with fluids. During a coupled dissolution-precipitation process, the original apatite partially reacted with fluids of external origin. This led to leaching/precipitation of certain components, in particular the REEs, and development of dark apatite zones with fine, scattered monazite and xenotime grains, as well as the occurrence of fine REE mineral grains across microscopic fractures in apatite, calcite and quartz.

Keywords: Apatite alteration, Monazite-Xenotime, Kiruna-type, Gazestan, Central Iran.

For Persian Version see pages 247 to 258

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