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

رسول سپهریراد۱* و سعید علیرضایی۲

دانشجوی دکترا زمینشناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران ۲دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۱۷

چکیدہ

<u>عاوينان</u>

کانسار مگتیت-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 می شود که با تغییرات شیمیایی همراه است. بر اساس آنالیز APME مقادیر LREE, 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 میان بارهای کانی های عناصر نادر خاکی (مونازیت و زینوتیم) به شکل دانه های ریز و پراکنده و نیز پر کننده تر که های موئین در زون های تیره و تشکیل کانی های Tyتیت، وجود میان بارهای کانی های عناصر نادر خاکی (مونازیت و زینوتیم) به شکل دانه های ریز و پراکنده و نیز پر کننده تر که های موئین در زون های تیره و تشکیل کانی های REEs در مرز بلورهای آپاتیت و مگنیت، شواهدی از دگرسانی و تحرک دوباره REEs، پس از تبلور اولیه آپاتیت در کانسار گزستان می باشد. شواهد موجود نشان می دهد که Tyتیت در کانسار گزستان، با سیالهایی برهم کنش کرده و به تعادل دوباره رسیده است. طی فرایند انحلال-ته نشینی همگام، بلورهای آپاتیت اولیه که به هنگام تشکیل کانسنگ Tهن-آپاتیت پدید آمدهاند، به طور بخشی با سیال برهم کنش کرده این به جابجایی یا شستشو - رسوب دوباره برخی یون ها بویژه عناصر نادر خاکی، ایجاد زونهای آپاتیت تیره و تشکیل دانه های ریز و پراکنده مونازیت و زینوتیم در زون های تیره و نیز در امتداد درزه های میکروسکوپی در آپاتیت، کلسیت و کوارتز منجر شده است.

> **کلیدواژه ها:** دگرسانی آپاتیت، مونازیت- زینو تیم، تیپ کایرونا، گزستان، ایران مرکزی. ***نویسنده مسئول:** رسول سپهریراد

E-mail: sepehrirad@gmail.com

فلسيك تا حدواسط همراه هستند (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000) و عموماً دارای نشانههایی از متاسوماتیزم گسترده، در یک بازه بزرگ P-T هستند (Harlov et al., 2016). دگرسانی آپاتیت، در اثر برهم کنش با شورابهها، آب خالص و سیالهای آبگین اسیدی، در محدوده گستردهای از دما (۳۰۰-۹۰۰ درجه سانتی گراد) و فشار (۱-۰/۵ گیگاپاسکال) مطالعه شده است (Harlov et al., 2015). عناصر کمیاب و REEs به شکل گسترده می توانند در ساختار آپاتیت وارد شوند و مواد لازم برای تشکیل میانبارهای مونازیت و زینوتیم را فراهم نمایند. فرایندهای جانشینی REE در آپاتیت شامل REE³⁺+SiO₄⁴⁻ = PO₄³⁻+Ca²⁺ و REE³⁺+Na⁺ = 2Ca²⁺ می باشد (Pan and Fleet, 2002). در هر دو مورد، وجود یک فاز سیال برای وارد کردن ⁺Na و/يا +Si⁴ و خارج ساختن +P⁵ لازم است (Harlov et al., 2002). كانسار گزستان همراه با دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت منطقه بافق، ایران مرکزی، در توالی آتشفشانی-رسوبی پروتروزوئیک بالایی-کامبرین زیرین شامل سنگ&های آتشفشانی-رسوبی (سری ریزو) و نیمهعمیق 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 چادرملو، چغارت، سه چاهون، اسفوردی، زریگان و لکه سیاه، در تعیین منشأ و تکامل سیالهای کانهساز و فرایندهای کانیسازی استفاده شده است (; Daliran et al., 2010; Bonyadi et al., 2011; استفاده شده است Taghipour at al., 2015; Rajabi et al., 2015; Heidarian et al., 2018). در این مقاله، کانی شناسی، بافت و ترکیب شیمیایی آپاتیت و نقش دگرسانی گرمابی در شکل گیری و تمرکز کانی های عناصر نادر خاکی (REEs) (مونازیت± زینوتیم) در کانسار گزستان بررسی شده است. همچنین داده های حاصل از گزستان با دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق مقایسه شده و عوامل کنترل کننده دگرسانی بحث شده است.

1- پیشنوشتار

کانسارهای آهن غنی از مگنتیت (کم Ti)، فلوئورآپاتیت، اکتینولیت و فقیر از سولفید، به عنوان کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا یا کانسارهای اكسيدآهن-آپاتيت (IOA)، شناخته مي شوند (براي مثال، 1986) Nyström and Henriquez, 1994; Frietsch and Perdahl, 1995; Hitzman et al., 1992 از محققان (مانند 1992). برخى از محققان (مانند 1992) Groves et al., 2010; Barton, 2014) كانسارهاي آهن تيپ كايرونا را عضو انتهايي فقیر از Cu کانسارهای تیپ اکسید آهن – مس – طلا (IOCG) در نظر گرفته اند، اگرچه ارتباط زايشي اين كانسارها بحث انگيز است (Knipping et al., 2015 a, b). آپاتيت 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، می توان به جزئیات ژئوشیمیایی فرایندهای کانه ساز و تکامل سيال هاي همراه با اين كانسارها دست يافت (Pan and Fleet, 2002; Harlov, 2015). آپاتیت در کانسارهای IOA، معمولاً دارای مقادیر بالایی از عناصر نادر خاکی سبک Si, Na, Sr, Ba, (LREEs)، و آنيون هايي چون ²-OH⁻, CO₃ و است. این اجزاء، به پارامترهایی مانند شیمی، درجه حرارت، pH و ${\rm fO_2}_{2}$ سیال SO $_4^{-2}$ در زمان تشکیل و نیز تحول بعدی کانسارهای IOA حساس هستند (;IOs 2015) Belousova et al., (2002). (Mao et al., 2016 با استفاده از ژئوشیمی آیاتیت ها، نمودارهایی را برای تمایز محیطهای مختلف زمین شناسی و انواع کانی سازی پیشنهاد کردهاند. همچنین (Mao et al., (2016) از ژئوشیمی آپاتیت برای تفکیک انواع کانسارهای ماگمایی-گرمابی، کربناتیتی و سنگهای بدون کانیسازی و Rhodes et al. (1999) از ژئوشیمی REE برای اثبات مدل جانشینی گرمابی در كانسار آهن اللاكو شيلي استفاده كردهاند. (2002) Harlov et al., از روابط آپاتيت و مونازیت در کانسار کایرونا برای مطالعه برهم کنش سیال-سنگ استفاده کرده است. کانسارهای مگنتیت-آپاتیت تیپ کایرونا با سنگ های آتشفشانی تا نیمه عمیق



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-زمینشناسی ناحیهای

کانسار مگنتیت–آپاتیت گزستان، یکی از کانسارهای آهن در منطقه معدنی بافق در كمربند ساختارى كاشمر-كرمان (Ramezani and Tucker, 2003) يا بلوك پشت بادام (Haghipour, 1977) در خرد قاره ایران مرکزی است (شکل ۱). واحدهای سنگی قبل از نئوژن در منطقه بافق، به سه پهنه ساختاری– سنگی شرقی، مرکزی و غربی تقسیم شده است (Ramezani and Tucker, 2003). کانسار گزستان در جنوب پهنه شرقي واقع شده است (شکل ۲). واحدهاي سنگ چينهاي، در پهنه شرقي شامل کمیلکس بنه شورو، سازند تاشک و سری رحمت آباد به سن نئوپروتروزوئیک، واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین (CVSU)، سازندهای لالون و میلا و کمپلکس سرکوه به سن کامبرین میانی و بالایی و سنگهای پوشاننده اوردویسین تا نئوژن 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 نفوذي-هاي گنبدي شکل)، بازالتهاي اسپيليتي محلي، شيل هاي توفي ريزدانه و دولومیت- سنگ آهک دولومیتی، به طورمحلی همراه با میان لایه های 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 رخنمون دارد (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل های ۱و۲). در پهنه ساختاری-سنگی شرقی، توده های نفوذی در کمپلکس بنه شورو، سازند تاشک و CVSU تزریق شدهاند (شکل ۲). بزرگ ترین توده نفوذی رخنمون يافته در اين يهنه، گرانيتوئيد زريگان با تر کيب متغير از توناليت تا ترونجميت است (Ramezani and Tucker, 2003). توده گرانیتی نیمه-عمیق ناریگان در ۲۰ کیلومتری غرب- شمالغرب 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 کوهسیاه، درون واحد CVSU نفوذ كرد كمت (مدمدين و همكارن، ١٣٩۴).

۳-زمینشناسی کانسار گزستان

واحدهای سنگی رخنمونیافته در محدوده کانسار گزستان شامل سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی، توده های نفوذی نیمه عمیق و سنگهای به شدت دگرسان شده (متاسوماتیت) میزبان کانیسازی است. سنگهای آتشفشانی شامل روانه های گدازه و مواد پیروکلاستیک است و ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت دارند. در جنوب کانسار روانه های گدازه با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و ایگنمبریت با ترکیب داسیت تا ریولیت دارای ساخت نواری تشکیل شده است. در این سنگها فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز کمابیش به کانی های رسی، سریسیت و کلریت دگرسان شدهاند. همچنین در بخش جنوب پهنه کانی سازی، توف های فلسیک آلبیتی شده رخنمون 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 رخنمون 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 رخنمون دارند. توف سبز دارای عدسی های کوچک غنی از کانی های آهن- منگنز می باشد. توده های نفوذی در مرکز و باختر کانسار ترکیب گرانودیوریت و میکروگرانیت دارند. بافت این واحدها پورفیری و زمینه آنها میکروگرنولار تا هتروگرانولار است. فراوان ترين كاني در اين سنگ ها كوارتز، پلاژيوكلاز با تركيب آندزين-اولیگوکلاز و آلکالی فلدسپار میباشد که عموماً به سریسیت و کلریت تجزیه شده است. در شمالخاور و شمال باختر کانسار گزستان، آپوفیزهایی از گابرو- مونزودیوریت درون سنگهای آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده است. در این سنگها، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی های اصلی، آپاتیت و کانی های کدر، کانی های فرعی و اپیدوت، کلریت، آمفیبول، سریسیت کانی های ثانوی هستند. همه واحدهای سنگی و پهنههای کانی سازی توسط دایکهای دلریتی قطع شده است (سپهری راد و همکاران، ۱۳۹۷).



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

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

در کانسار گزستان، کانسنگ شامل مگنتیت و آپاتیت است و به شکل های چینه سان تا عدسی شکل و کیسه ای همشیب با سنگ های میزبان، توده های رگه مانند متقاطع نسبت به سنگ های میزبان و نیز افشان و برشی رخ داده است. تنوع فرم و هندسه توده های کانسنگ، نشان دهنده پیچیدگی فرایندهای کانی سازی در این کانسار

WWW.StD.ir

میباشد. کانسنگ چینه سان، به شکل لایه های ژاسپیلیت به ضخامت ۱ متر و طول بیشینه ۵۰ متر و موازی لایه بندی 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 (شکل های ۳–A و B) این نوع کانسنگ فاقد آپاتیت است.

شکل A-۳) رخنمون ژاسپیلیت در جنوب کانسار گزستان، B) بُرِش 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 مغزه های حفاری، کانه نگاری میکروسکوپی، تصاویر BSE و آنالیز نقطه ای (EPMA)، انواع آپاتیت از نظر بافتی عبار تند از: ۱- آپاتیت همراه با کانسنگ مگنتیت با بافت توده ای (Ap I): در این کانسنگ، که بافت توده ای دارد، مگنتیت کانی غالب است و آپاتیت به شکل های یوهدرال- ساب هدرال ریز بلور و گاهی تخته ای شکل مگنتیت را همراهی می کند (شکل ۴- ۸). فراوانی آپاتیت در این نوع کانسنگ تا ۱۰ درصد وزنی می رسد. این کانسنگ در ابعاد مختلف و به شکل توده های رگه ای و عدسی نامنظم و متقاطع تا همشیب نسبت به سنگ های میزبان تشکیل شده است. بزرگ ترین رخنمون این کانسنگ، در بخش مرکزی کانسار گزستان، به طول در بخش های مختلف این نوع کانسنگ وجود ندارد، اما در حاشیه توده های در بخش های مختلف این نوع کانسنگ وجود ندارد، اما در حاشیه توده های کانسنگ، فراوانی نسبی آپاتیت افزایش یافته است و تا ۸۰ درصد وزنی می رسد (شکل ۴-B). آپاتیت های موجود در بخش کناری توده های آهن با عنوان

Ap II معرفی شده است. در این نوع کانسنگ، آپاتیت در اندازه های ریز تا متوسط و شکل های انهدرال تا ساب هدرال و با گوشه های گرد شده دیده می شود (شکل ۴–B). ۲–آپاتیت در کانسنگ مگنتیت–آپاتیت با بافت شانه ای (Ap III) کانی سازی اصلی در کانسار گزستان، از نوع مگنتیت–آپاتیت است که به شکل های رگه ای و داربستی، در ابعاد مختلف تشکیل شده است و بافت شانه ای دارد (شکل ۴–C). فراوانی آپاتیت در این نوع کانسنگ از ۱۰ تا ۶۰ درصد وزنی منغیر است. مقداری کلسیت، کوارتز و پیریت (۵ تا ۲۰ درصد وزنی) این نوع کانی سازی را همراهی می کند. ۳– رگه ها و زون های غنی از آپاتیت یا آپاتیتیت رنگ صورتی و به شکل های یوهدرال– ساب هدرال تشکیل شده است و با کمی رنگ صورتی و به شکل های یوهدرال– ساب هدرال تشکیل شده است و با کمی کانسار رخنمون دارد (شکل ۴–C). رنگ صورتی آپاتیت ها در بخش غربی به دلیل وجود میان بارهای میکروسکوپی جامد (مانند اکسیدهای آهن) و سیال در امتداد کلیواژها و شکستگی های این کانی این کانی است (کانی ای ای ایت را کان



شکل ۴- انواع آپاتیت در کانسار گزستان؛ A) کانسنگ مگنتیت با بافت تودهای، دارای بلورها و دستجات بلور پراکنده آپاتیت ساب هدرال تا انهدرال (Ap II)، B) تجمع بلورهای ساب هدرال 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 می شود (Ap III)، C) بخشی از رگه آپاتیتیت شامل بلورهای درشت آپاتیت با بافت پگهاتوئیدی (Ap IV) که در آن مگنتیت به شکل نوارهایی همراه با کوارتز و کلسیت، فضای باقی مانده بین بلورهای آپاتیت را پر کرده است. (Ap IY، آپاتیت، Mt؛ مگنتیت، Qt وارتز) (نشانههای اختصاری از (2010), Whitney and Evans, (2010).

۵- روش پژوهش

این مطالعه بر مشاهدات میدانی، برداشتهای زمین شناسی 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 V۵ ۱، جریان ۸۲۰ و شعاع پرتو ۳۳ در مرکز تقتیت فرآودی مواد معدنی ایران، انجام شد (جدول ۱). آنالیزها با استفاده از استانداردهای طبیعی و مصنوعی شامل اکسیدهای ساده یا کانیها کالیبره گردید.

همچنین از داده های منتشر شده ی حافظیان و جمالی (۱۳۹۴) و (2011) Stosch et al. (2011) از کانسنگ های گزستان و کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق استفاده شده است.

6-ژئوشیمی آپاتیت

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

(Webster and Piccoli, 2015). دامنه تغییرات اکسیدهای عناصر نادر خاکی (Y2O3+REE2O3) در کانسنگ مگنتیت-آپاتیت گزستان، ۰/۰۱ تا ۰/۲۵ درصد و در آپاتیتها ۱/۶ تا ۱/۹۸ درصد وزنی است (حافظیان و جمالی، ۱۳۹۴؛ Kryvdik and Mykhaylov, 2001; Stosch et al., 2011). همچنین در آیاتیتها، مقدار F، ۳/۹۸ تا ۴/۰۹ درصد وزنی و Cl، ۰/۰۳ تا ۰/۰۷ درصد وزنی است Kryvdik and Mykhaylov (2001) .(Stosch et al., 2011) مقدار F آیاتیت های 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 فلوئورآپاتیت هستند. آپاتیت در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، نیز غنی از F و فقیر از Cl است و میانگین F و Cl آن به تر تیب 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). دگرسانی آیاتیت های اولیه باعث تغییر در فراوانی برخی عناصر مانند REE, Si, Na, S, Cl در بخش های دگرسان شده می شود. (Harlov et al. (2005) نشان دادند که در تصاویر BSE بخش های دگر سان نشده به رنگ روشن و بخش های دگر سان شده به رنگ تیره مشاهده می شوند. در آیاتیت گزستان، مقدار Si و Na به ترتیب از ۲/۰ و ۱/۴ درصد در آیاتیتهای دگرسان نشده (روشن) به ۱۳/۰ و ۸/۰ درصد در آیاتیتهای دگرسان شده (تیره) کاهش یافته است (۱). در کانسار گزستان، مقدار LREEs در آپاتیت های تيره، كمتر از آياتيت هاي روشن است كه نشان دهنده دگرساني آياتيت ها، شستشوي عناصر LREE، شکل گیری آپاتیتهای تیره و میانبارهای مونازیت میباشد. مجموع عناصر نادر خاکی (Y₂O₃+REE₂O₃) در آیاتیت این کانسار، بالا و به ۲/۵ درصد

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 زریگان) هستند (Stosch et al., 2011).

بر اساس آنالیز نقطه ای، مقدار Mg, Mn, V در آیاتیت های کانسار گزستان، به ترتیب ۷۷۰، ۲۴۵ و ۷۸۴ پی پی ام است. کانسارهای گزستان، چغارت، چادرملو و سهچاهون با داشتن مقدار Mn پائین، همگی در محدوده كانسارهاي تيپ كايرونا قرار مي گيرند (شكل ۵). دامنه تغييرات شيمي آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا محدودتر از کانسارهای IOCG است (Mao et al., 2016). آپاتیت درکانسارهای تیپ IOCG حاوی Mn بیشتر و LREEs, Na, Si, S کمتری نسبت به آیاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا است (Mao et al., 2016). با استفاده از ژئوشیمی آپاتیت، محیط های مختلف زمین شناسی و انواع کانی سازی قابل تفکیک است (Belousova et al., 2002). مقدار Sr Y، و Mn در آیاتیت گزستان (به ترتیب) Mn ۴۷۶-۴۷۶، ۳۹۴ ۶۷۶-۶۷۶، ۲۳۱-۷۷ ppm و در کانسارهای چغارت، زریگان، اسفوردی، لکه سیاه، میشدوان (به ترتیب) ۲۳۳–۷۲۷ ppm (۱۲۶۰–۵۵۱ ppm با۲۳۰ اندازه گیری شده است (Stosch et al., 2011). بر اساس نمودارهای Sr در برابر Y (شکل ۹-A) و Sr در برابر Mn (شکل ۶–B)، 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) (Belousova et al., 2002) و Y كم (>2500ppm) از آپاتيت هاى کانسارهای آهن تیپ کایرونا متمایز می شود.



شکل ۵- نمودار مثلثی Mn-V-Mg (ppm) برای تفکیک کانسارهای IOCG و کایرونا (Mao et al., 2014) و جایگاه کانسارهای گزستان و سهچاهون (Bonyadi et al., 2011)، چغارت و چادرملو (Heidarian et al., 2017).



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

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			АрШ						
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

در کانسار گزستان	، در انواع آپاتيت د	(EPMA) عناصر اصلي	۱– نتایج آنالیز نقطهای	جدول ا
------------------	---------------------	-------------------	------------------------	--------

۷-دگرسانی آپاتیت

دگرسانی در کانسار گزستان، شامل کلریت، سریسیت، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، آلبیت، کلسیت، کوارتز، تورمالین و اپیدوت است و فراوان ترین و گسترده ترین دگرسانی ها شامل دگرسانی های کلریتی و سریسیتی می باشد. در این کانسار، دگرسانی سدیک گسترش چندانی ندارد. با توجه به نبود دگرسانی کلسیمی-آهنی، ممکن است دگرسانی سدیک در اثر برنقشی دگرسانی های پتاسیک و کلریتی از قبل از دگرسانی کلریتی رخ داده است که این با کلریتی شدن بیوتیت های ثانوی قبل از دگرسانی کلریتی رخ داده است که این با کلریتی شدن بیوتیت های ثانوی است. همزمان و یا کمی قبل از دگرسانی کلریتی مرحله اصلی کانی سازی مگنتیت-آپاتیت انجام شده و مجموعه مگنتیت، آپاتیت، کلریت، کوارتز و کلسیت تشکیل شده است. دگرسانی های تأخیری شامل سیلیسی شدن و کربناتی شدن می باشد. دگرسانی سیلیسی به صورت رگچهای – رگهای و پر کننده حفرات همراه با مگنتیت، کلریت، پیریت و سریسیت می باشد. دگرسانی کربناتی به صورت رگه – رگچهای است و شامل کلسیت و کمی سیدریت است و معمولاً همراه با کلریت و کوارتز، مگنتیت و سریسیت می باشد. 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 (سپهری راد و همکاران، ۱۳۹۷).

بر اساس تصاویر BSE و آنالیز نقطه ای (EPMA)، دگرسانی آپاتیت باعث تبدیل آپاتیت روشن به تیره و تشکیل میان بار کانی های REEs، در زون های تیره شده است. این میانبارها، کانی های مونازیت، زینو تیم و آلانیت هستند. آلانیت از کانی های REE دار گروه اپیدوت است که در آن Ca با اتم های نادر خاکی (Ce³⁺, La³⁺, Y³⁺) جانشین شده است (Deer et al., 2013). آپاتیت نوع Ap، فقیر از این میان بارها است که دلیل آن می تواند غلظت کم عناصر نادر خاکی باشد (شکار Ap II) اما در دیگر آپاتیتها (Ap II) مو Ap I این میانبارها به فراوانی تشکیل شده اند (شکل های V- B تا F). توزیع میان بارها در بخش هایی از فراوانی تشکیل شده اند (شکل های V- B تا F). توزیع میان بارها در بخش هایی از

این آپاتیت ها به گونه ای است که نوعی نواربندی پدید آمده است (شکل V–D). نفوذ سیال های تأخیری همراه با برشی شدن و تشکیل رگچه های کلسیت و کوارتز، با تجزیه محلی آپاتیت و شستشوی عناصر نادر خاکی و تشکیل کانی های این عناصر (Mnz II) در رگچه های موئین کلسیت و کوارتز همراه بوده است (شکل های V– C و D). دگرسانی آپاتیت های تیره، توسط سیال های کربناتی، با تشکیل حاشیه های واکنشی آپاتیت-کلسیت، شستشوی آپاتیت های تیره و تشکیل مونازیت و آلانیت در حاشیه های واکنشی همراه است (شکل ۸–A و B).

۸- ارتباط آپاتیت و مونازیت

بر اساس دادههای EPMA و ESEM-BSE از انواع آپاتیت در کانسار گزستان، دگرسانی آپاتیتهای اولیه با تشکیل زونهای آپاتیت تیره و روشن و میانبارهای مونازیت 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 (Rahimi et al. 2015; Bonyadi et al. 2017; Taghipour, 2015; مونازیت، زینوتیم و بادلیت به عنوان کانیهای فرعی در آلبیتیت (سنگ شبه-مونازیت، زینوتیم و بادلیت به عنوان کانیهای فرعی در آلبیتیت (سنگ شبه-اسفوردی، سهچاهون و چادرملو، بخشهای روشن آپاتیتها نسبت به(Y+REE) به چنین بخشهای تیره به نسبت غنی از فلوئور هستند (زاین عناصر تهی شدهاند. Bonyadi et al., 2011; موشن آیاتیتها نسبت به(Y+REE) هم چنین بخشهای تیره به نسبت غنی از فلوئور هستند (زاین عناصر تهی شدهاند. Bonyadi et al., 2011). مطالعات آزمایشگاهی، تشکیل هم چنین بخشهای تیره به نسبت غنی از فلوئور هستند (زادی 2013) موانایات آزمایشگاهی، تشکیل Apatite (1) + (Ca²⁺, P⁵⁺) $_{\rm in \ fluid}$ = apatite (2) + monazite and xenotime

از (۲) نسبت به آپاتیت (۲) نسبت (۲) از + ($\mathrm{Si}^{4+},\ \mathrm{Na}^+$) in fluid

Si ،Na ،Si غنی شد گی دارد.

فاز سيال اثبات کرده است (;2005) Harlov et al., 2005) هسته بندی مونازيت و زينوتيم (Putnis, 2009; Putnis and Austrheim, 2012). هسته بندی مونازيت و زينوتيم را طبق واکنش عمومی انتقال جرم زير می توان نشان داد (Pan et al., 1993)

p(d)500 µm Muz (H (d) Mnz (f) Ap(d) Otz 500 µm

شکل ۷- تصاویر BSE از آپاتیت و کانی های عناصر نادر خاکی در کانسار گزستان؛ A) کانسنگ مگنتیت دارای آپاتیت تیره با میان بارهای ریز و پراکنده از کانی های REEs؛ B) کانسنگ آپاتیت- مگنتیت؛ دگرسانی آپاتیت و تشکیل زون های آپاتیت روشن و تیره، همراه با کانی های فراوان و ریز مونازیت و زینوتیم (نقاط کوچک درخشان) در بخش تیره؛ C) برشی شدن و دگرسانی آپاتیت همراه با دانه های فراوان و ریز مونازیت و زینوتیم (Inz I) (نقاط کوچک درخشان در بخش تیره)، تشکیل رگوههای ظریف و کمابیش موازی کلسیت و کانی های (Inz I) دگرسانی آپاتیت و تشکیل زون های غنی از موازیت در بخش های تیره؛ C) کانسنگ آپاتیتیت با بافت پگماتوئیدی و همراهی کانی های REEs با آپاتیت تیره، F) کانسنگ آپاتیت-کلسیت-کوارتز با کانی سازی زینوتیم در حاشیه آپاتیت برشی شده (I) AP: (A) در میتی تیره، Mrz مونازیت، Anc (I) دگرسانی آپاتیت-کلسیت-کوارتز با کانی سازی زینوتیم در حاشیه آپاتیت برشی شده (I) Ap:



شکل A-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 کانی شناسی حاشیه واکنشی است (A: آپاتیت؛ Y4: پیریت؛ Mt: مونازیت، All: آلانیت، All: کلسیت، Mt: مگنتیت)

۹-طبيعت سيال

یکی از عوامل کنترل کننده حلالیت گرمابی REE، در دسترس بودن و غلظت لیگاندها برای تشکیل کمپلکس های آبگین پایدار است (Migdisov et al. 2016). در سیالهای گرمابی، کلرید و سولفات بنیانهای اصلی انتقال دهنده REEs و فلوئوريد، كربنات و فسفات، بنيان هاى عمدهى تثبيت يا تەنشست اين عناصر هستند (Migdisov et al., 2016). تشکیل میان،بارهای مونازیت و زینوتیم به شدت به واکنش پذیری آپاتیت با سیال و فراوانی (Y+REEs) در آپاتیت بستگی دارد (Harlov et al., 2005). علاوه بر اسیدهای HCl و H₂SO₄ سرعت تشكيل (Harlov et al., 2005) א خالص، H_2O+CO_2 و شورابه هاى KCl، سرعت تشكيل میانبارهای مونازیت و زینوتیم را افزایش میدهند، اما سیالهایی مانند شورابههای Harlov and Forster, 2003;) و اکام، تشکیل آنها را کند می کنند (،NaCl و CaCl Harlov et al., 2005). مقدار LREEs در شورابه های NaCl، با افزایش KNaCl، در شورابه های درجه حرارت و فشار و به دلیل تشکیل کمپلکس های قوی REE با Cl و Hass et al., 1995, Harlov et al., 2006,) احتمالاً با F⁻ و PO₄ و PO₄ افزایش می یابد Antignano and Manning, 2008). در كانسارهاي چادرملو، سه چاهون و اسفوردي، سیال هایی که با آپاتیت ها برهم کنش داشته اند، غنی از KCl و CO₂ بوده اند Taghipour et al., 2015; Heidarian et al., 2018) و بنیادی، ۱۳۹۰). در صورتی که آپاتیتهای فقیر از میانبار در کانسار چغارت توسط سیالهای غنی از NaCl دگرسان شدهاند (Taghipour et al., 2015). بر اساس (2010), در منطقه بافق، آياتيت هاي تشكيل شده در مراحل اوليه كاني سازي، داراي ميان بارهاي مونازیت هستند. سیال.های مرتبط با مراحل تأخیری کانی.سازی، حاوی CO₂، SiO₂ و HREEs و SiO₂ باعث تشکیل کوارتز و کلسیت فراوان، مقادیر فرعی تا كمياب مونازيت، آپاتيت، آلانيت غني از LREEs و كاني هاي HREEs دار شامل فلوئور کربنات های (HREEs (syncheysite، فسفات های غنی از Y (زينوتيم) و بريتوليت هاى Y-Ca شدهاند (Daliran et al., 2010). مونازيت در کانسنگهای مگنتیت-آیاتیت ناحیه بافق، دارای هسته های غنی از Th است و UO_2 و ThO₂). مقدار (Torab and Lehman, 2007; Stosch et al., 2011). مونازیتها به ترتیب ۱/۱۴–۰/۹۹ درصد وزنی و ۰/۰۲ ۹۹/۰ درصد وزنی است. مقدار ThO, در سه نمونه مونازیت در آیاتیتهای کانسار گزستان، بین ۰/۱۷ – ۱۹/۱۹ درصد وزنی است (Stosch et al., 2011). مونازیت های آذرین و گرمابی را می نوان با استفاده از مقدار ، ThO متمایز کرد. مقدار ThO در مونازیت های گرمابی

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 گرمابی تشکیل شدهاند.

10-بحث

در کانسارهای مگنتیت–آپاتیت ناحیه بافق، آپاتیتها غنی از فلوئور و فقیر از کلر هستند (Stosch et al., 2011). آپاتیت در سنگهای آذرین فلسیک و حدواسط نیز چنین ویژگی دارد. در این سنگها، نسبت F، OH 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 می شود (Piccoli and Candela, 2002). در آپاتیتها، F, Cl, OH و CO می توانند به طور گسترده (نه به طور کامل) جانشین یکدیگر شوند و نسبت آنها به سه عامل ترکیب مذاب/سیال، حضور کانیهای F و اکدار مانند بیوتیت، موسکوویت، آمفیبول، اسكاپوليت و شرايط دما-فشار بستگی دارد(Zhu and Sverjensky, 1991). علت تشکیل آپاتیتهای غنی از F در محیطهای گرمابی، علی رغم فعالیت خیلی زیاد Cl نسبت به F در سیال، آن است که برای تشکیل آپاتیت غنی از X_F>0.9) F نسبت به فعالیت کم فلوئور در فاز سیال نیاز است (a_{HF}/a_{H2O}<10-4)، در صورتی که اگر فعالیت کلر در سیال به همین مقدار باشد (a_{HCI}/a_{H2O}<10-4)، غلظت Cl در آپاتیت خیلی کم خواهد بود (2.1) (X_{CI}(X_{CI}). تغییر در منبع مذاب/سیال، درجه تفکیک، تاریخچه تبلور، مجموعه کانی های همزیست، انواع دگرسانی و شرایط احیایی، باعث تغییرات بزرگ در محتوای عناصر کمیاب در آپاتیت ها می شود (Mao et al., 2016). ترکیب ژئوشیمیایی آپاتیت در کانسارهای تیپ کایرونا و کانسارهای تیپ IOCG تفاوت های 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 تهی شدگی نشان می دهد (Edfelt et al., 2007). این تفاوت در شیمی آپاتیت از آنجا ناشی می شود که کانسارهای IOCG از سیال های با pH پایین تشکیل می شوند که این امر سبب ورود بیشتر Cl به آپاتیت می شود. در برخی از کانسارهای IOCG که شواهد متاسوماتیزم و دگرگونی وجود ندارد، تهی شدگی آپاتیتها نسبت به LREE را می توان به ترکیب اولیه آپاتیت نسبت

داد (Edfelt et al., 2007) 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 کانی های همزیست اکتینولیت و مگنتیت است (Mao et al., 2016). هم چنین مقدار کم کاتیون هایی مانند (IREEs, Na, Si) در آپاتیت، در کانسارهای IOCG به دلیل دمای نسبتاً پائین تشکیل آنهاست (IREEs, Na, 2016). واقع شدن کانسار گزستان و دیگر کانسارهای ناحیه بافق، در محدوده سنگ های مافیک و کانسارهای آهن تیپ کایرونا (شکل ۹-۸) به نقش احتمالی توده های نفوذی مافیک در زایش کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در ناحیه بافق اشاره دارد. دامنه تغییرات مقدار *Eu/Eu

 $Eu/Eu^* = Eu_{CN} \cdot (Sm_{CN} \cdot Gd_{CN})^{-0.5}$

در كانسارهاى IOCG (Eu/Eu*=0.3-1.5) لكسترده تر از كانسارهاى تيپ کايرونا (Eu/Eu*=0.2-0.4) است (Mao et al., 2016). آپاتيت در کانسار گزستان نسبت به Eu آنومالی منفی نشان می دهد (Eu/Eu*= 0.13). این نسبت، به کانسارهای تیپ کایرونا نزدیک تر است. کانسارهای اسفوردی، سهچاهون، چغارت و چادرملو در ایران مرکزی نیز نسبت به Eu آنومالی منفی نشان میدهد Moore and Modabberi, 2003; Jami, 2005; Bonyadi et al., 2011;) Heidarian et al., 2017). آنومالي منفي Eu بيانگر فوگاسيته نسبتاً پائين اکسيژن در سیستم در حال تبلور است. در صورتی که فوگاسیته اکسیژن کمتر از بافر هماتیت-مگنتیت باشد، *Eu غالب خواهد بود (Sverjensky, 1984). آنومالی منفی قوی Eu آپاتیت.ها را می توان به تبلور فلدسپار پتاسیم در دگرسانی پتاسیک نسبت داد (Mao et al., 2016). در بیشتر کانسارهای تیپ کایرونا، دگرسانی گرمابی باعث تهي شدگي آپاتيت از Y+REE)+Na+Si+Cl) شده است. اين عناصر منبع لازم براي تشکیل کانی های غنی از (Y+REE) جدید را فراهم کردهاند و مونازیت، زینوتیم، آلانیت و کانی های غنی از (Y+REE)، به شکل میان بار در آپاتیت یا دانه هایی 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 (2002), Harlov et al دانه های مونازیت و زینو تیم در محدوده نسبتاً وسیعی از درجه حرارت و فشار (۱۰۰– ۹۰۰ درجه سانتیگراد و ۱۰۰–۱۰۰۰ mpa) تشکیل می شوند و این که سیال، عامل مهم تری در تشکیل این میان بارها است. در رابطه با میانبارهای موجود در آپاتیتهای دگرسان شده، می توان گفت که در شرایط برهم کنش سیال-کانی، آپاتیت های REE دار، نیمه پایدار هستند و نسبت به دیگر فازها حلالیت بیشتری دارند. بنابراین حتی اگر حلالیت مطلق آپاتیت خیلی پائین باشد، كمي انحلال آپاتيت سبب مي شود تا سيال نسبت به REE به حالت فوق اشباع برسد. در این حالت، عناصر کمیاب و REEs موجود در محلول به طور جداگانه هسته بندی کرده و میانبارها تشکیل می شوند (Putnis and Austrheim, 2013). بر اساس Stosch et al., (2011)، در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ایران مرکزی، REE لازم برای تشکیل زینوتیم و مونازیت، عمدتاً از آپاتیت تأمین شده است تا از یک منبع (سیال) بیرونی. اندازه میانبارهای فسفات REEs نشان دهنده حادثه زمین شناسی کم دما و تأخیری است که در آن انحلال–تهنشینی، باعث شکل گیری فسفات های REE در شکستگی ها و رگه های داخل آپاتیت شده است (Stosch et al., 2011). بر

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

۱۱- ارتباط زمانی کانی سازی و دگرسانی آپاتیت

کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت ناحیه بافق همبستگی زمانی و مکانی خیلی نزدیک با ماگهاتیسم کامبرین زیرین دارند و همراه با سنگ های فلسیک تشکیل شدهاند. سن سنگ های فلسیک میزبان کانی سازی، ۵۲۸ میلیون سال تعیین شده است که با سن آپاتیت های مرتبط با کانی سازی (۵۲۵–۵۳۹ میلیون سال؛ 2011 (Stosch et al., 2011) و مونازیت (۵۱۵–۵۲۹ میلیون سال؛ ۵۲۵–۵۳۹ میلیون سال؛ ۲۵۱ مه پوشانی دارد. این سن ها نشان می دهند که کانی سازی در بازه زمانی کوتاهی بین ۵۲۷ تا ۵۳۹ میلیون سال، حین ماگماتیسم فلسیک و قبل از نفوذ دایک های دیابازی درون سنگ های کانی سازی شده، انجام شده است (مادر خاکی، با ولکانیسم و ماسوماتیزم در ایران مرکزی ارتباط تنگاتنگی دارند. در کانسار گزستان، آپاتیت های تیره دارای میانبارهای مونازیت (±زینوتیم)، بعد از کانی سازی Pe-P و در ۱۴۰–۱۳۰ میلیون سال (بر اساس تعیین سن آپاتیت به روش UP-۱)، در نتیجه دگرسانی آپاتیت های مرحله اصلی کانی سازی تشکیل شدهاند (U11, 2011)، در نتیجه دگرسانی آپاتیت های

۱۲-نتیجهگیری

در بیشتر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، دگرسانی گرمابی آپاتیتهای روشن، سبب تهی شدگی آپاتیت ها از Y+REE)+Na+Si+Cl) و ایجاد آپاتیت های تیره شده است. این عناصر منبع لازم برای تشکیل کانی های غنی از (Y+REE) جدید را فراهم کردهاند و مونازیت، زینوتیم، آلانیت و کانی های کربناته- فلوئور غنی از (Y+REE)، به شکل میانبار در آپاتیتهای تیره، یا دانههایی در امتداد شکستگیها و یا در مرز آپاتیت با کانی های دیگر تشکیل شده است. وجود حاشیه های واکنشی در بلورهای آپاتیت، تشکیل آپاتیتهای تیره و روشن، میانبارهای کانیهای REEs (مونازیت و زینوتیم) به شکل دانه های پراکنده و پرکننده ترک های 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 می باشند. میان بارهای مونازیت در کانسار گزستان و دیگر کانسارهای مگنتیت-آپاتیت ناحیه بافق، با مقدار ThO پایین، احتمالاً در شرایط گرمابی تشکیل شدهاند. شواهد موجود نشان میدهد که آپاتیت در کانسار گزستان، با سیالهایی برهم کنش 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 بخشي با سيال برهم كنش كردهاند كه اين به جابجايي يا شستشو-رسوب دوباره برخي يونها بويژه عناصر نادر خاكي، ايجاد زونهاي آپاتيت تيره و تشکیل دانه های ریز و پراکنده مونازیت و زینوتیم در زون های تیره و نیز در امتداد درزههای میکروسکویی در آپاتیت، کلسیت و کوارتز منجر شده است.

كتابنگاري

امینی، ب.، رشید، ح. و پشتکوهی، م.، ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی ورقه بافق، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. بنیادی، ز.، ۱۳۹۰. کانهزایی و دگرسانی در کانسار آهن سهچاهون، بافق، استان یزد، پایان نامه دکترا، دانشگاه خوارزمی، تهران، ۱۸۱ صفحه. حافظیان، گ. و جمالی، ح.، ۱۳۹۴. ژئوشیمی و خاستگاه کانسار مگتیت-آپاتیت گزستان، شرق بافق، پترولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهار، صفحه ۶۴–۳۹. سپهری راد، ر.، دری، م. و جمالی، ح.، ۱۳۸۷. گزارش پایان عملیات اکتشاف در کانسار گزستان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. سپهری راد، ر.، علیرضایی، س. و عظیم زاده، ا. م.، ۱۳۹۷. دگرسانی گرمایی در کانسار گزستان سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۲۶۱ م علوم زمین، ۱۲۰(۱۰)، ۲۶۸–۲۵۵. ایران مرکزی، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۱۲۵(۱۰)، ۲۶۸–۲۵۷. ایران مرکزی، فصلنامه علمی-پژوه

سهیلی، م. و مهدوی، م.، ۱۳۷۰. نقشه زمین شناسی ورقه اسفوردی، مقیاس ۱۱:۱۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قائمی، ف. و سعیدی، ا.، ۱۳۸۵. نقشه زمین شناسی ورقه چادرملو، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مجیدی، ج. و باباخانی، ع.، ۱۳۷۲. نقشه زمین شناسی ورقه آریز، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

محمدی، ف.، ابراهیمی، م. و مختاری، ع. ا. م.، ۱۳۹۴. سنگ شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی همیجان و سنگ های اسیدی همراه (جنوب باختر بهاباد، ایران مرکزی)، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، ۲۳۶–۲۲۲.

مهدوی، م.، ۱۳۷۵. نقشه زمین شناسی ورقه بهاباد، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰ ، 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 "apatitites" 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 Tjårrojåkka 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.

(الول اليهر عرف و معيد علي ضاعي

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., Bilenker, 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., Bilenker, 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.
- 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. 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-reprecipitation 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-reprecipitation process, the original apatite partially reacted with fluids of external origin. This led to leaching/reprecipitation 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



