

بررسی ژنز کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت ± عناصر نادر خاکی در محدوده بافق - ساغند، بر اساس مطالعه ایزوتوپ اکسیژن

سید افشین مجیدی^۱، محمد لطفی^۲، محمد هاشم امامی^۳ و نیما نظافتی^۴

دکتر، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران
 دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
 دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر، تهران، ایران
 استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۷/۱۴

چکیده

زون متالوژنی بافق - ساغند در ایران مرکزی میزبان کانسارهای عظیم اکسید آهن - آپاتیت (IOA) با Ti کم و یا به عبارتی کانسارهای آهن تیپ کاپروناست که حدود ۱۵۰۰ میلیون تن سنگ آهن با عیار میانگین ۵۵٪ را شامل شده‌اند که می‌توان به کانسارهای چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی اشاره کرد. منشأ این کانسارها مدتها مورد بحث بوده و نظرات متعددی از جمله ماگمایی، هیدروترمال، کربناتی، سازند آهن نواری و رسوبی - برون‌دمی در این باره ارائه شده است. با توجه به مطالعات صورت گرفته تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کانی‌مگنتیت به عنوان جزو اصلی کانسارهای مورد مطالعه کاملاً سیستماتیک و حاصل فرایندهای مؤثر در شکل‌گیری آن است. لذا در این مقاله به جهت بررسی منشأ کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت ± عناصر نادر خاکی در محدوده بافق - ساغند از داده‌های ایزوتوپ پایدار ^{18}O از کانی‌مگنتیت ۴ کانسار چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی استفاده شده است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین ۰/۱- و ۲/۲+٪ در مگنتیت‌های مورد مطالعه، نقش فرایندهای ارتوماگمایی (بیش از ۰/۹٪) و فرایندهای هیدروترمال (کمتر از ۰/۹٪) را در تشکیل این کانسارها نشان می‌دهد. از طرفی مقادیر کمتر از ۰/۳+٪ را می‌توان به اکسیداسیون ثانوی، هیدروترمال و یا ترکیبی از این دو فرایند نسبت داد. داده‌های به دست آمده مطابق با کانسارهای کمرند آهن ال‌لاکو در شیلی، کاپرونا و گرانگربرگ در سوئد و ژیبو و جاگانگنوئر در چین است که منشأ ماگمایی - هیدروترمال دارند. در نتیجه، با توجه به زمین‌شناسی و ماگماتیسیم محدوده بافق - ساغند در ابتدا طی فرایند ماگمایی در ارتباط با نفوذی‌های تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت، مرتبط با فروانش حاشیه قاره به سن ۵۲۵ تا ۵۳۲ میلیون سال قبل کانی‌زایی اصلی شکل گرفته است. سپس فرایندهای هیدروترمال وابسته به نفوذ توده‌های آلکالن (سینیت و مونوزسینیت) منجر به شکل‌گیری فاز هیدروترمال شده است. لذا می‌توان گفت تشکیل کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت با Ti کم در زون بافق - ساغند در ارتباط با فرایند ماگمایی - هیدروترمال بوده است.

کلیدواژه‌ها: کانسارهای تیپ کاپرونا، ایزوتوپ ^{18}O ، عناصر نادر خاکی، ماگمایی - هیدروترمال، بافق - ساغند، ایران مرکزی.

*نویسنده مسئول: سید افشین مجیدی

E-mail: afshinmajidi@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

۰/۴- تا ۴/۹+٪ از $\delta^{18}\text{O}$ مگنتیت متعلق به محدوده تفکیک اکسیژن بین مگنتیت و یک ماگمای فلسیک تا حدواسط در دمای بالاست (Jonsson et al., 2011). لذا در این مقاله به جهت بررسی فرایندهای مؤثر در شکل‌گیری کانسارهای اکسید آهن - آپاتیت ± عناصر نادر خاکی در محدوده بافق - ساغند از داده‌های ایزوتوپ پایدار ^{18}O از کانی‌مگنتیت چهار کانسار چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی استفاده شده است.

زون متالوژنی بافق - ساغند در مرکز زون زمین‌ساختی کاشمر - کرمان (Kashmar-Kerman Tectonic Zone or KKTZ) بین دو بلوک ساختاری یزد و طبس در ایران مرکزی قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003 (شکل ۱- الف). این زون میزبان ۳۴ آتومالی آهن با ذخیره‌ای بیش از ۱۵۰۰ میلیون تن است (شکل ۱- ب). تناژ آن بین ۱۰ تا بیش از ۴۰۰ میلیون تن متغیر بوده و عیار آهن آنها عمدتاً بیش از ۵۵٪ است (Förster and Jafarzadeh, 1994; Torab, 2008). از بین این آتومالی‌ها کانسارهای متعددی از جمله چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی استخراج شده است و اهمیت بسزایی دارند.

۲- ویژگی‌های زمین‌شناسی

Takin (1972) خردقاره‌های ایران مرکزی و خاور ایران را به صورت مجزا با مرزهای گسله مورد توصیف قرار داد که شامل سه حوزه پوسته‌ای بلوک‌های لوت، طبس و یزد با جهت‌یافتگی شمالی - جنوبی است که به ترتیب از خاور به باختر در مجاورت هم قرار گرفته‌اند (شکل ۱- ب). بلوک‌های طبس و یزد به وسیله یک کمر بند ساختاری کماتی و پیچیده با امتداد زیاد با عنوان زون زمین‌ساختی کاشمر - کرمان جدا شده‌اند (Haghipour and Pelissier, 1977; Ramezani and Tucker, 2003) که بلوک پشت‌بادام نیز گفته شده است (Alavi, 1991). این زون به وسیله گسل‌های بافق - پشت‌بادام، کلمرد، کاشمر و کوه‌بان محدود شده است. محدوده متالوژنی بافق - ساغند در مرکز این زون و بین دو گسل کوه‌بان در خاور و بافق - پشت‌بادام در باختر واقع شده است که میزبان کانسارهای عظیم آهن - آپاتیت چغارت، چادرملو، سه‌چاهون، اسفوردی و غیره است (شکل ۱- ب).

در مورد منشأ این کانسارها نظرات گوناگونی ارائه شده است که شامل مرتبط با کربناتیت‌ها (Förster and Borumandi, 1971; Darvishzadeh, 1983)، ماگمای امتزاج‌ناپذیر (Förster and Jafarzadeh, 1994)، ماگمایی (Mücke and Younessi, 1994; Moore and Modabberi, 2003)، مرتبط با ماگماتیسیم آلکالن (Mokhtari et al., 2013)، مرتبط با سیالات هیدروترمال کاپرونا (Williams and Houshmandzadeh, 1966)، مرتبط با سیالات هیدروترمال تیپ کاپرونا (Daliran, 2002; Jami et al., 2007; Torab and Lehman, 2007)، و کانسارهای آهن نواری (Bonyadi et al., 2011; Aftabi et al., 2009) است. (Mohseni and Aftabi, 2012).

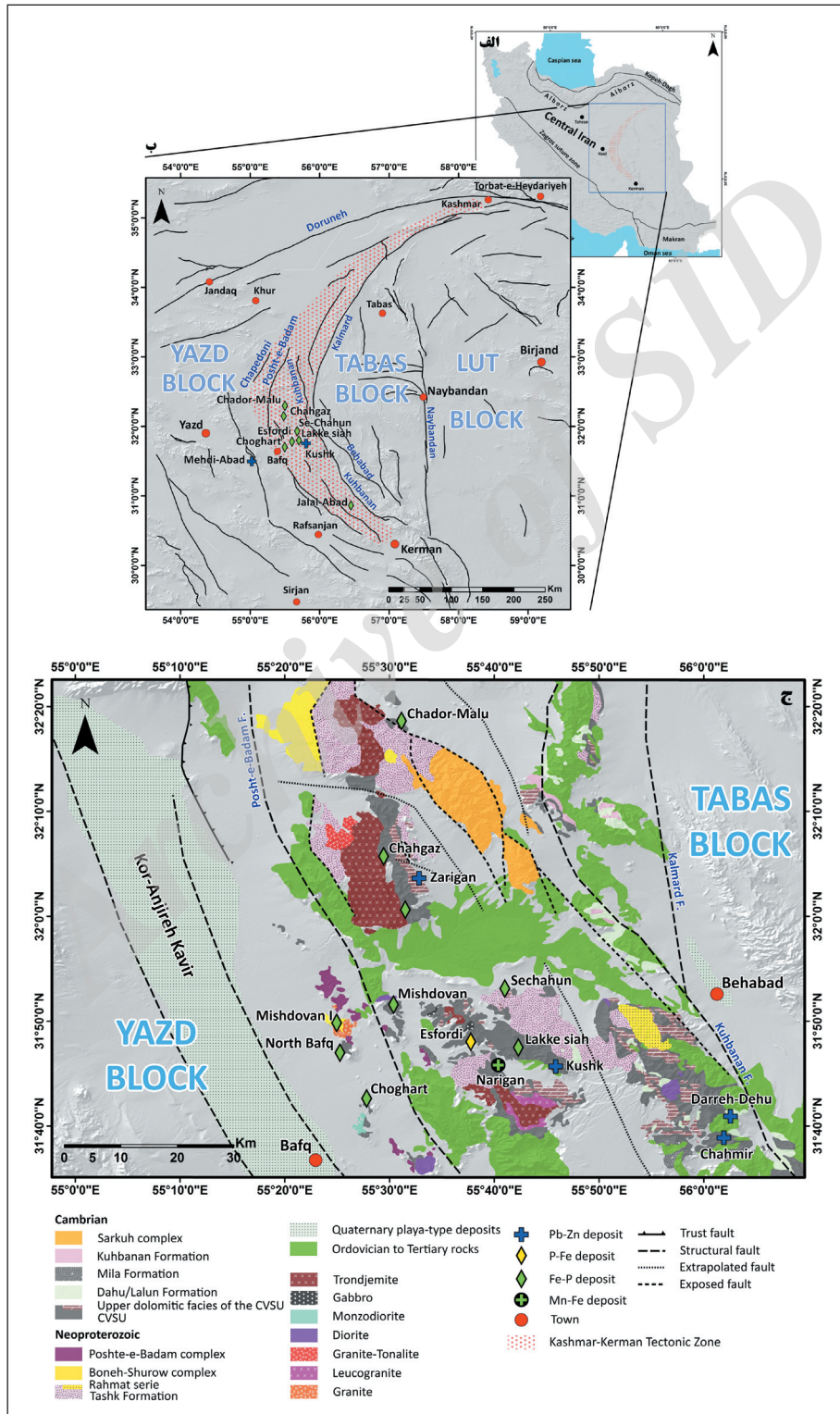
از نظر چینه‌شناسی، زون زمین‌ساختی کاشمر - کرمان شامل واحدهای دگرگونی است که به وسیله واحدهای مزوزوئیک و سنوزوئیک پوشیده شده‌اند

مطالعه $\delta^{18}\text{O}$ کانی‌مگنتیت در تشخیص منشأ کانی‌مگنتیت به عنوان جزو اصلی کانسارهای مورد مطالعه بسیار مؤثر است (Weis, 2013) به عنوان مثال محدوده‌ای از

سکانسی چینه‌ای از سنگ‌های رسوبی و ولکانو کلاستیک نسبتاً دگرگون شده (Haghipour and Pelissier, 1977)، قدیمی‌ترین سنگ‌های محدوده بافق-ساغند را شکل داده است که کمپلکس تاشک گفته می‌شود. مجموعه تاشک در نوپروتوزویک پسین تا کامبرین آغازین (۶۲۷ تا ۵۳۳ میلیون سال قبل) نهشته شده است (Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱-ج).

کمپلکس دگرگونه بنه‌شورو، به‌طور گسترده‌ای در خاور گسل پشت بادام رخمون یافته است (شکل ۱-ج).

(شکل ۱-ج) (Haghipour et al., 1977; Ramezani and Tucker, 2003); Soheili and Mahdavi, 1991; Ramezani and Tucker, 2003); این سنگ‌های دگرگونی شامل میگماتیت، آمفیبولیت، گنیس، شیست، مرمر و کوارتزیت است که با واحدهای سنگی ولکانوسدیمنت و کربناته همراه هستند. سنگ‌های دگرگونی، کمپلکس‌های دگرگونی چابدون، بنه‌شورو، سرکوه، سازند تاشک و واحد ولکانوسدیمنت کامبرین (Cambrian Volcano-Sedimentary Unit or CVSU) را شکل می‌دهند (Haghipour et al. 1977; Ramezani and Tucker, 2003) (شکل ۱-ج).



شکل ۱- الف) موقعیت ایران مرکزی نسبت به زمین‌درزهای زاگرس و البرز؛ ب) نقشه زمین‌ساخت بلوک‌های ایران مرکزی؛ ج) نقشه زمین‌شناسی بلوک بافق-ساغند به همراه موقعیت کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت، منگنز و سرب و روی (modified after Ramezani and Tucker, 2003; Majidi, 2015)

این کمپلکس به ۵ بخش قابل تقسیم است: (۱) ارتوگنایس میلیونیتی صورتی و خاکستری (Haghipour and Pelissier, 1977) و یا پروتوگنایس (Ramezani and Tucker, 2003) با سن تبلور 544 ± 7 (crystallization age) که به عنوان سنگ مادر گنیس بنه‌شورو در نظر گرفته شده است؛ (۲) واحد میکاشیستی که شامل میکاشیست، فیلیت، اسلیت، ماسه‌سنگ دگرگون شده (metasandstone)، سنگ‌های کالک‌سیلیکات (calcsilicate) و کربناته است. جوان‌ترین سن در میکاشیست محدوده‌ای از ۶۰۲ تا ۶۱۷ میلیون سال قبل را نشان می‌دهد که سن نهشته شدن (depositional age) قدیمی‌تری دارد. (۳) واحد آمفیبولیت گارنت‌دار شامل هورنبلند، گارنت، پلاژیوکلاز و بیوتیت که سن معادل $547/6 \pm 2$ میلیون سال قبل را به عنوان بهترین زمان اوج دگرگونی (peak-metamorphism) برای آمفیبولیت گارنت‌دار بنه‌شورو نشان می‌دهد؛ (۴) واحد کوارتزدیوریتی که به همراه دیگر بخش‌های کمپلکس بنه‌شورو دچار دگرشکلی شده است. سن مذکور در نظر گرفته شده است؛ (۵) شست‌های میلیونیتی که در دو باند با روند شمالی- جنوبی در محل کوه پشت‌سرخ (Posht-e-Sorkh Mts) رخ داده‌اند و مرزی گسله با واحدهای احاطه کننده آنها دارند (Ramezani and Tucker, 2003; Masoodi et al., 2013).

واحد ولکانوسدیمنت کامبرین (Ramezani, 1997) مجموعه‌ای از سنگ‌های ولکانیک حدواسط تا فلسیک، سنگ آهک دولومیتی، ندرتاً لایه‌های ژیس (Ramezani and Tucker, 2003)، شیل و ماسه‌سنگ (Haghipour and Pelissier, 1977) است که در دو طرف گسل پشت‌بادام قابل مشاهده است (شکل ۱-ج) و در ناحیه دوزخ‌دره (Douzakh-Darreh) و زیرگان توالی کامل آن رخنمون دارد (شکل ۱-ج). این واحد با سن کامبرین آغازین (۵۲۸ میلیون سال قبل مربوط به ریوداسیت‌های قاعده در دوزخ‌دره) روی سنگ‌های پروتروزویک بالایی (سازند تاشک) با سبترای تقریباً ۱۵۰۰ متر رخنمون یافته است. مرز بین این واحد به علت دگرشکلی، نفوذ گرانیته‌ها و فعالیت‌های هیدروترمال، پنهان است اما در ناحیه دوزخ‌دره به صورت دگرشیب قابل مشاهده است (Ramezani and Tucker, 2003).

این واحد در محدوده متالوژنی بافق- ساغند، میزبان کانسنگ‌های اکسید آهن- آپاتیت است که سابقاً به سن اینفراکامبرین یا ائوکامبرین در نظر گرفته می‌شد (Huckriede et al., 1962; Stöcklin, 1968; Haghipour and Pelissier, 1977).

این مجموعه با عناوین مختلفی از جمله سازند ساغند (Samani, 1988)، سری ریزو و سری دزو (Berberian and King, 1981) و سازند اسفوردی (Förster and Borumandi, 1971) نیز شناخته می‌شود. مشابه با واحد ولکانوسدیمنت کامبرین برای سری ریزو و دزو در ناحیه زبرکوه (Zabar-Kuh) نیز سن کامبرین آغازین ثبت شده است (Sahandi et al., 1984) و نیز کربنات‌های این سازند، ماسه‌سنگ‌های قرمز و کنگلومراهای سازندهای لالون و یا داهو (کامبرین آغازین) را به صورت دگرشیب در نزدیکی زیرگان و بافق پوشانده‌اند (Förster and Jafarzadeh, 1994).

بیشتر سنگ‌های آتشفشانی این واحد متعلق به سری کالک‌آلکالین بوده و بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک فلسیک، مرتبط با کمان ماگمایی دانسته شده است (Ramezani and Tucker, 2003; Jami, 2005).

۳- ویژگی‌های کانه‌زایی

کانسارهای اکسید آهن- آپاتیت در زون بافق- ساغند به شکل توده‌ای، جایگیری متاسوماتیک (metasomatic replacement)، رگه‌ای و استوک‌ورک تشکیل شده‌اند. کانسنگ‌های آهن، توده‌های گنبدی شکلی (dome shape) با ساختارهای نامنظم تا منظم را ایجاد کرده‌اند که عمدتاً به صورت لوز و توده‌های بی‌شکل مگنتیت رخ داده‌اند که با سنگ میزبانی حاوی مجموعه‌ای از مگنتیت‌های برشی شده و افشان احاطه شده است. در این کانسارها مگنتیت فراوان‌ترین کانی آهن است که گاه مارتیتی شده و علاوه بر آن، اکتینولیت و آپاتیت شکل گرفته است. توده‌های مگنتیت در برخی از رخنمون‌ها با استوک‌ورک‌های مگنتیت+ آپاتیت+ اکتینولیت محصور شده است. این توده‌ها دارای مرز تدریجی با سنگ میزبان هستند و مرزهای کاملاً مشخص کانسنگ و سنگ میزبان، به وسیله کنترل‌کننده‌های ساختاری ایجاد شده است. توده‌های کانسنگ معمولاً از مرکز به سمت حاشیه زون‌بندی بافتی و کانیایی نشان می‌دهند. آپاتیت‌ها در مرکز توده کانسنگ به صورت درون‌رشدی (intergrowth) با مگنتیت رخ داده‌اند و در حاشیه کانسنگ برشی شده و کریستال‌های بزرگ آپاتیت و نیز مارتیتی شدن رخ داده است. (Torab and Lehman, 2007) براساس مطالعات میکروسکوپی کانسنگ توده‌ای را دارای بافت دانه‌ای (granular) و نسبتاً برشی شده شامل دانه‌های مگنتیت ساب‌هدرال تا انهدرال با سایزهای مختلف دانسته‌اند و مارتیتی شدن را علاوه بر سطح در حاشیه دانه‌های مگنتیت و شکستگی‌های آن شرح داده و آن را حاصل واکنش بین کانسنگ و سیالات هیدروترمال دانسته‌اند. (Torab and Lehman, 2007) علاوه بر مارتیتی شدن، کریستال‌های جداگانه و آگرگات‌های تیغه‌ای هماتیت‌های اولیه را در ارتباط و همراه با آپاتیت و کانی‌های باطله در بین دانه‌های مگنتیت به عنوان فاز نهایی کانی‌زایی توصیف کرده‌اند.

با توجه به مشاهدات صحرایی، برش‌های غنی از اکسید آهن عموماً در بخش بالایی کانسنگ توده‌ای به شکل رگه و رگچه به گسترش چند متر رخ داده و سنگ میزبان را

این کمپلکس به ۵ بخش قابل تقسیم است: (۱) ارتوگنایس میلیونیتی صورتی و خاکستری (Haghipour and Pelissier, 1977) و یا پروتوگنایس (Ramezani and Tucker, 2003) با سن تبلور 544 ± 7 (crystallization age) که به عنوان سنگ مادر گنیس بنه‌شورو در نظر گرفته شده است؛ (۲) واحد میکاشیستی که شامل میکاشیست، فیلیت، اسلیت، ماسه‌سنگ دگرگون شده (metasandstone)، سنگ‌های کالک‌سیلیکات (calcsilicate) و کربناته است. جوان‌ترین سن در میکاشیست محدوده‌ای از ۶۰۲ تا ۶۱۷ میلیون سال قبل را نشان می‌دهد که سن نهشته شدن (depositional age) قدیمی‌تری دارد. (۳) واحد آمفیبولیت گارنت‌دار شامل هورنبلند، گارنت، پلاژیوکلاز و بیوتیت که سن معادل $547/6 \pm 2$ میلیون سال قبل را به عنوان بهترین زمان اوج دگرگونی (peak-metamorphism) برای آمفیبولیت گارنت‌دار بنه‌شورو نشان می‌دهد؛ (۴) واحد کوارتزدیوریتی که به همراه دیگر بخش‌های کمپلکس بنه‌شورو دچار دگرشکلی شده است. سن مذکور در نظر گرفته شده است؛ (۵) شست‌های میلیونیتی که در دو باند با روند شمالی- جنوبی در محل کوه پشت‌سرخ (Posht-e-Sorkh Mts) رخ داده‌اند و مرزی گسله با واحدهای احاطه کننده آنها دارند (Ramezani and Tucker, 2003; Masoodi et al., 2013).

واحد ولکانوسدیمنت کامبرین (Ramezani, 1997) مجموعه‌ای از سنگ‌های ولکانیک حدواسط تا فلسیک، سنگ آهک دولومیتی، ندرتاً لایه‌های ژیس (Ramezani and Tucker, 2003)، شیل و ماسه‌سنگ (Haghipour and Pelissier, 1977) است که در دو طرف گسل پشت‌بادام قابل مشاهده است (شکل ۱-ج) و در ناحیه دوزخ‌دره (Douzakh-Darreh) و زیرگان توالی کامل آن رخنمون دارد (شکل ۱-ج). این واحد با سن کامبرین آغازین (۵۲۸ میلیون سال قبل مربوط به ریوداسیت‌های قاعده در دوزخ‌دره) روی سنگ‌های پروتروزویک بالایی (سازند تاشک) با سبترای تقریباً ۱۵۰۰ متر رخنمون یافته است. مرز بین این واحد به علت دگرشکلی، نفوذ گرانیته‌ها و فعالیت‌های هیدروترمال، پنهان است اما در ناحیه دوزخ‌دره به صورت دگرشیب قابل مشاهده است (Ramezani and Tucker, 2003).

این واحد در محدوده متالوژنی بافق- ساغند، میزبان کانسنگ‌های اکسید آهن- آپاتیت است که سابقاً به سن اینفراکامبرین یا ائوکامبرین در نظر گرفته می‌شد (Huckriede et al., 1962; Stöcklin, 1968; Haghipour and Pelissier, 1977).

این مجموعه با عناوین مختلفی از جمله سازند ساغند (Samani, 1988)، سری ریزو و سری دزو (Berberian and King, 1981) و سازند اسفوردی (Förster and Borumandi, 1971) نیز شناخته می‌شود. مشابه با واحد ولکانوسدیمنت کامبرین برای سری ریزو و دزو در ناحیه زبرکوه (Zabar-Kuh) نیز سن کامبرین آغازین ثبت شده است (Sahandi et al., 1984) و نیز کربنات‌های این سازند، ماسه‌سنگ‌های قرمز و کنگلومراهای سازندهای لالون و یا داهو (کامبرین آغازین) را به صورت دگرشیب در نزدیکی زیرگان و بافق پوشانده‌اند (Förster and Jafarzadeh, 1994).

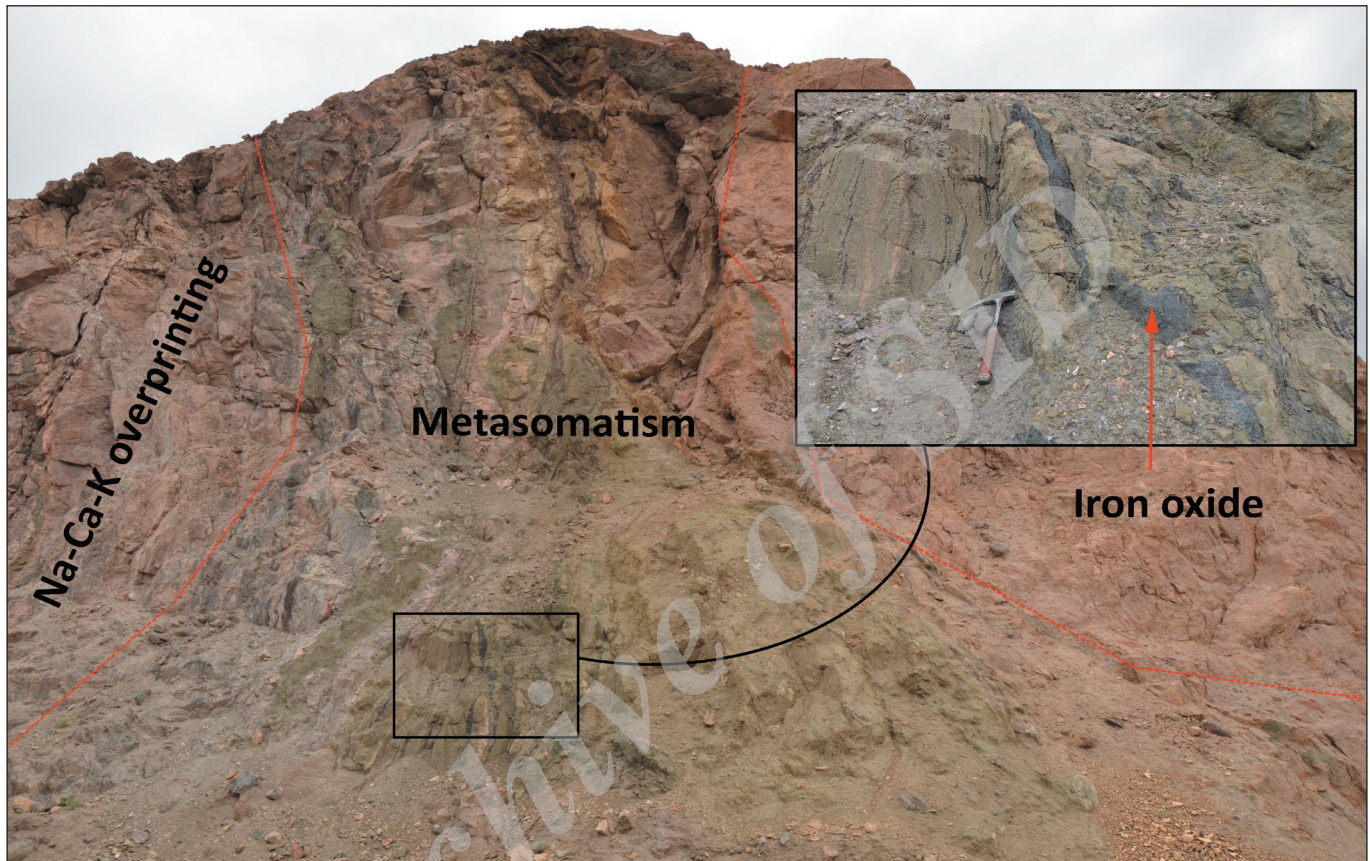
بیشتر سنگ‌های آتشفشانی این واحد متعلق به سری کالک‌آلکالین بوده و بر اساس ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک فلسیک، مرتبط با کمان ماگمایی دانسته شده است (Ramezani and Tucker, 2003; Jami, 2005).

۴ مجموعه‌ی ماگمایی (۱) گرانیته‌ی کامبرین (533 ± 1 میلیون سال قبل)، (۲) لوکوگرانیته‌های کامبرین (526 ± 1 تا 525 میلیون سال قبل)، (۳) گرانیته‌ی کامبرین (۳) تریاس (218 ± 3 تا 218 ± 3 میلیون سال قبل) و (۴) توده‌های پس از دگرگونی (post metamorphic) ائوسن ($44/3 \pm 1$ تا $43/4 \pm 0/2$ میلیون سال قبل) (Ramezani and Tucker, 2003) در محدوده بافق- ساغند نفوذ کرده‌اند (شکل ۱-ج).

مجموعه گرانیته‌ی کامبرین گرانودیوریت آریز (Ariz) و کوه پولو (Polo Mountain) را شامل می‌شود که به وسیله لوکوگرانیته زیرگان مورد نفوذ قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003). مجموعه لوکوگرانیته‌های کامبرین توده‌های نفوذی زیرگان با سن تبلور 525 ± 7 میلیون سال قبل، دایک‌های دیابازی،

سنگ میزبان دچار متاسوماتیسم آلکانل شده (شکل ۲) که کربنات ماتریکس تبدیل به اکتینولیت شده است و در بخش‌های نیز سنگ‌های ولکانیک در اثر فعالیت‌های گرمایی سدیک، پتاسیک و احتمالاً کلسیک به رنگ صورتی و آجری تبدیل شده‌اند (شکل ۲).

قطع کرده‌اند. این کانسنگ برشی به عنوان کانسنگ کم‌عیار حاوی مگنتیت ± هماتیت + آپاتیت + اکتینولیت + کوارتز و کلسیت است. فنوکریست‌های کوارتز و فلدسپات از زون برشی به سمت مرکز کانسنگ کاهش می‌یابد. در برخی نواحی بخش‌های دولومیتی



شکل ۲- متاسوماتیسم آلکانل رخ داده در سنگ میزبان کانه‌زایی.

هرگونه ناخالصی رفع شود. در نهایت از هر نمونه ۵ تا ۱۰ میلی گرم از کانی مگنتیت خالص برای آنالیز جدا شد.

پس از آماده‌سازی، نمونه‌ها به دانشگاه Cape Town ارسال شد تا توسط طیف‌سنج جرمی Finnigan DeltaXP که دارای دو ورودی منبع گاز است مورد آنالیز قرار گیرد. در این دستگاه ابتدا نمونه‌ها به وسیله پرتو لیزر فلورینی می‌شوند (laser fluorination) و سپس مورد آنالیز قرار می‌گیرند.

۵- بحث

بیشتر مگنتیت‌های مورد برداشت (۱۶ نمونه) مقدار $\delta^{18}O$ بین $-1/1$ و $+2/2$ ‰ دارند و در ۴ نمونه این مقدار افزایش بالایی نشان می‌دهد که در دو نمونه به $+4/3$ ‰ و $+4/8$ ‰ می‌رسد که از مگنتیت‌های برشی شده و دگرسان شده برداشت شده است و در دو نمونه دیگر به $+6/5$ ‰ و $+6/76$ ‰ می‌رسد که نمونه‌هایی مربوط به مگنتیت‌های توف‌های برشی شده و دگرسان شده است (جدول ۱) که مقادیر $\delta^{18}O$ نزدیک به ریولیت را نشان می‌دهند (شکل ۳).

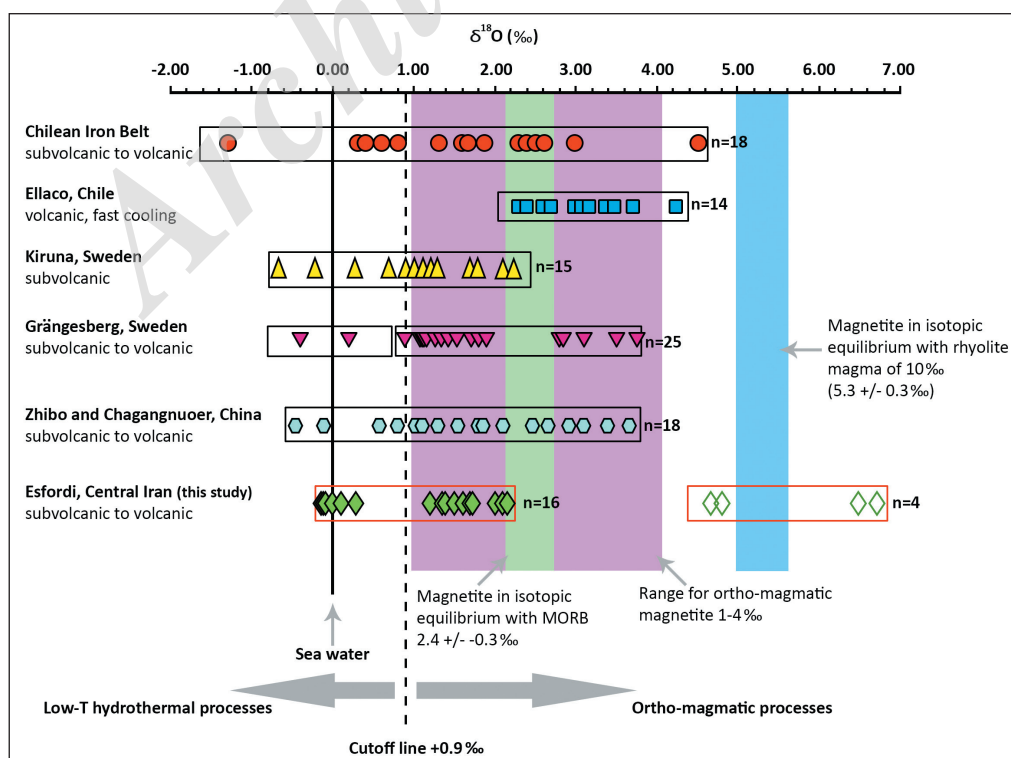
در برخی کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت زون بافق (اسفوردی، گزستان و زیرگان) توده و رگه‌های آپاتیت همراه با اکتینولیت و هماتیت هستند که عیار P_2O_5 عموماً ۱۲ تا ۱۵ wt.% بوده و ندرتاً رگه‌های نسبتاً خالصی از آپاتیت (آپاتیت) با عیار بیش از ۳۵ wt.% داده است.

۴- روش نمونه‌برداری و آنالیز

به جهت مطالعه $\delta^{18}O$ ، ۲۰ نمونه از بخش‌های مختلف کانی‌زایی مگنتیت رخ داده در ۴ کانسار چغارت، چادرملو، سه‌چاهون و اسفوردی برداشت شد (جدول ۱). برای انجام آنالیز ایزوتوپ پایدار ^{18}O ابتدا نمونه‌های برداشت شده با دستگاه سنگ‌شکن فکی خرد شده و سپس در حمام التراسونیک قرار گرفتند تا تمام گرد و خاک موجود در آنها از بین رود و پس از آن به مدت ۲۴ ساعت در معرض دمای ۱۰۰ درجه‌سانتی‌گراد قرار دادند تا کاملاً خشک شوند. سپس دانه‌های مگنتیت در چندین مرحله به وسیله آهن‌ربا جدا و بلافاصله با میکروسکوپ بررسی شدند تا

جدول ۱- نتیجه آنالیز ایزوتوپ پایدار ^{18}O برای ۲۰ نمونه مگنتیت کانسارهای اسفوردی، چغارت، سه‌چاهون و چادرملو.

ردیف	نمونه	کانسار	نوع کانی	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰ SMOW}$	توضیحات
۱	O 15.01	اسفوردی	مگنتیت	1.2	مگنتیت- آپاتیت توده‌ای برشی شده
۲	O 15.02	اسفوردی	مگنتیت	-0.1	مگنتیت دتریتیک
۳	O 15.03	چادرملو	مگنتیت	2.2	مگنتیت درون آپاتیت‌های برشی شده
۴	O 15.04	چادرملو	مگنتیت	0.1	مگنتیت توده‌ای برشی شده
۵	O 15.05	چادرملو	مگنتیت	1.7	مگنتیت توده‌ای
۶	O 15.06	چادرملو	مگنتیت	1.4	کانی سازی اصلی آپاتیت
۷	O 15.07	چادرملو	مگنتیت	-0.1	مگنتیت توده‌ای
۸	O 15.08	اسفوردی	مگنتیت	6.76	مگنتیت‌های میزبان توف‌های دگرسان شده
۹	O 15.09	چغارت	مگنتیت	0.3	مگنتیت توده‌ای
۱۰	O 15.10	چغارت	مگنتیت	2.1	لایه‌های مگنتیت در میزبان میزبان ماسه‌سنگ توفی
۱۱	O 15.11	چغارت	مگنتیت	1.6	آپاتیت برشی شده
۱۲	O 15.12	چغارت	مگنتیت	0	مگنتیت‌های دسیمینه در میزبان ریولیتی
۱۳	O 15.13	سه‌چاهون	مگنتیت	1.7	اکسید آهن درون لایه‌های ژاسپلیت
۱۴	O 15.14	اسفوردی	مگنتیت	4.73	مگنتیت درون آپاتیت‌های برشی شده
۱۵	O 15.15	سه‌چاهون	مگنتیت	1.4	کانی سازی اصلی آپاتیت
۱۶	O 15.16	سه‌چاهون	مگنتیت	-0.1	مگنتیت توده‌ای
۱۷	O 15.17	اسفوردی	مگنتیت	4.8	مگنتیت درون آپاتیت‌های برشی شده
۱۸	O 15.18	سه‌چاهون	مگنتیت	1.5	مگنتیت توده‌ای
۱۹	O 15.19	سه‌چاهون	مگنتیت	2	مگنتیت درون آپاتیت‌های برشی شده
۲۰	O 15.20	اسفوردی	مگنتیت	6.5	مگنتیت‌های میزبان توف‌های دگرسان شده



شکل ۳- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ برای مگنتیت‌های کانسارهای چغارت، چادرملو، سه‌چاهون و اسفوردی. داده‌های کانسارهای کمر بند آهن و کانسار ال‌لاکو در شیلی (Nystrom et al., 2008)، کانسارهای کایرونا (Jonsson et al., 2011) و گرانگبرگ (Weis, 2013) در سوئد و کانسارهای ژیبو و چاگانگوئر در چین (Zhang et al., 2014).

۶- نتیجه گیری

بر پایه مطالعات صورت گرفته، مگنتیت‌های کانسارهای مورد مطالعه مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین $-۰/۱$ و $+۲/۲$ ‰ دارند که متناسب با مگنتیت‌های تبلور یافته از فرایندهای ماگمایی- هیدروترمال هستند. این مقادیر مشابه با کانسارهای کمر بند آهن و کانسار ال لاکو در شیلی، کانسارهای کاپرونا و گرانگزبرگ در سوئد و کانسارهای ژیبو و چاگانگوئر در چین است که منشأ ماگمایی- هیدروترمال دارند. در ۴ نمونه مقادیر به $+۴/۷۳$ ‰ و $+۴/۸$ ‰ و $+۶/۵$ ‰ و $+۶/۷۶$ ‰ افزایش دارد. به ترتیب ۲ نمونه اول مربوط به مگنتیت‌های برشی شده و دگرسان شده و ۲ نمونه بعدی مربوط به مگنتیت‌های توف‌های برشی شده و دگرسان شده است که مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ نزدیک به سنگ میزبان ریولیتی نشان می‌دهند و در دامنه طیف تفکیک اکسیژن در سنگ‌های آذرین عادی قرار می‌گیرند.

در نتیجه، با توجه به فرورانش اقیانوس پروتوتتیس به زیر ابرقاره گندوانا که ایران مرکزی در شمال خاوری آن قرار داشته است، در نئوپروتوزویک پسین- کامبرین آغازین کمان ماگمایی شکل گرفته است. در محدوده بافق- ساغند، نفوذی‌های تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت، دیوریت و گرانیت، مرتبط با این رویداد به سن ۵۲۵ تا ۵۳۲ میلیون سال قبل منجر به تشکیل فاز ماگمایی کانی‌زایی اکسید آهن، آپاتیت و عناصر نادر خاکی شده‌اند. سپس فرایندهای هیدروترمال وابسته به نفوذ توده‌های آلکان (سینیت و مونزوسینیت) منجر به شکل‌گیری فاز هیدروترمال شده‌اند. لذا می‌توان گفت تشکیل کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت با Ti کم در زون بافق- ساغند در ارتباط با فرایند ماگمایی- هیدروترمال بوده است.

توف‌هایی که مورد نمونه‌برداری قرار گرفته‌اند نیز در واقع توف‌های ریولیتی گسترده‌ای هستند که همراه با دولومیت‌های همزمان آنها (کامبرین) میزبان کانی‌زایی هستند. البته مقدار $\delta^{18}\text{O}$ اکثر سنگ‌های میزبان دگرسان شده در کانسارهای آهن مرکز سوئد (کاپرونا) نیز مقادیری از $+۵$ تا $+۱۰$ ‰ (V-SMOW) را نشان می‌دهد که این مقدار در طیف تفکیک اکسیژن در سنگ‌های آذرین عادی است (Högdahl et al., 2012).

همان‌طور که اشاره شد، مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در بیشتر مگنتیت‌های مورد مطالعه بین $-۰/۱$ و $+۲/۲$ ‰ است که در محدوده مگنتیت‌های شکل گرفته از فرایندهای ارتوماگمایی (بیش از $۰/۹$ ‰) و فرایندهای هیدروترمال (کمتر از $۰/۹$ ‰) است. این داده‌ها به دست آمده مطابق با کانسارهای کمر بند آهن و کانسار ال لاکو در شیلی (Nyström et al., 2008)، کانسارهای کاپرونا (Jonsson et al., 2011) و گرانگزبرگ (Weis, 2013) در سوئد و کانسارهای ژیبو و چاگانگوئر در چین (Zhang et al., 2014) است (شکل ۳).

محدوده $-۰/۱$ و $+۲/۲$ ‰ و حتی ۲ نمونه کانسار اسفوردی با مقادیر $+۴$ ‰ و $+۴/۸$ ‰ از $\delta^{18}\text{O}$ (جدول ۱ و شکل ۳) در اثر تفکیک اکسیژن بین مگنتیت و ماگمای فلسیک تا حد واسطه در دامای بالا رخ می‌دهد که بر اساس Jonsson et al. (2011) محدوده‌ای از $-۰/۴$ تا $+۴/۹$ ‰ را در برمی‌گیرد. مقادیر کمتر از $+۰/۳$ ‰ را می‌توان به دو فرایند اکسیداسیون ثانوی (later oxidation) و هیدروترمال و یا ترکیبی از این دو فرایند نسبت داد (Högdahl et al., 2012).

References

- Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A., and Azaraien, H., 2009- Fluid inclusion and stable isotope of the Esfordi Apatite-Magnetite deposit, Central Iran—a discussion. *Economic geology*, 104(1), 137-139.
- Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East. Geological Survey of Iran. Scale, 1:5,000,000.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), 210-265.
- Boomeri, M., 2012- Rare earth minerals in Esfordi magnetite-apatite ore deposit, Bafq district. *Geoscience*, 22(85), 71-82.
- 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. *Chemical Geology*, 281(3), 253-269.
- Daliran, F., 1990- The magnetite apatite deposit of Mishdovan. Eastcentral Iran, An alkaline rhyolite hosted “Kiruna Type” occurrence in the Bafq metallotect (Mineralogic, Petrographic and geochemical study of the ores and the host rocks): Heidelberg geowiss Abh, 37.
- 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. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits*, 2, 303-320.
- Darvishzadeh, A., 1983- Investigation on Esfordi phosphate deposit. *Journal of Science*, University of Tehran. 2-24.
- Förster, H. and Borumandi, H., 1971- Jungpräkambrische Magnetit-Lava und Magnetit-Tuffe aus dem Zentraliran. *Naturwissenschaften*, 58(10), 524-524.
- Förster, H. and Jafarzadeh, A., 1994- The Bafq mining district in central Iran; a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8), 1697-1721.
- Haghipour, A. and Pelissier, G., 1977- Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological survey of Iran.
- Haghipour, A., Bolourchi, M., Houshmandzadeh, A., Sabzehei, M., Stöcklin, J., Hubber, H., Sluiter, W. and Aghanabati, A., 1977- Exploration Text of the Ardekan Qudanglemap. *Geol. Surv. of Iran*. (Tehran, Iran, 88 pp.).

- Högdahl, K., Jonsson, E., Nilsson, K. and Troll, V., 2012- The Kiruna-type apatite-iron oxide system in central Sweden: geology and geochemical character. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 14, p. 14336).
- Huckriede, R., Kürsten, M. and Venzlaff, H., 1962- Zur geologie des gebiets zwischen Kerman und Saghand (Iran): Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, v. 51, p. 197.
- Jami, M., 2005- Geology, geochemistry and evolution of the Esfordi phosphate-iron deposit, Bafq area, Central Iran (Doctoral dissertation, University of New South Wales).
- Jami, M., Dunlop, A. C. and Cohen, D. R., 2007- Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. *Economic geology*, 102(6), 1111-1128.
- Jonsson, E., Nilsson, K. P., Hallberg, A., Högdahl, K., Troll, V. R., Weis, F. and Harris, C., 2011- Oxygen isotopes and geochemistry of Palaeoproterozoic Kiruna-type deposits in the Bergslagen province, central Sweden, in Barra, F. et al. (eds.): 11th Biennial SGA Meeting, Antofagasta, Chile, 494-496.
- Majidi, S. A., 2015- Metallogeny of Iron Oxide, Apatite and Rare Earth Elements in the Bafq-Saghand Area, Central Iran. Ph.D thesis. 105 P.
- Masoodi, M., Yassaghi, A., Sadat, M. A. A. N., Neubauer, F., Bernroider, M., Friedl, G., Genser, J. and Houshmandzadeh, A., 2013- Cimmerian evolution of the Central Iranian basement: Evidence from metamorphic units of the Kashmar–Kerman Tectonic Zone. *Tectonophysics*, 588, 189-208.
- Mohseni, S. and Aftabi, A., 2012- Comment on “Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Sehchahun iron oxide–apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry” by Bonyadi, Z.
- Mokhtari, M. A. A., Zadeh, G. H. and Emami, M. H., 2013- Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3), 795-807.
- 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), 259-270.
- Mücke, A. and Younessi, R. 1994- Magnetite-apatite deposits (Kiruna-type) along the Sanandaj-Sirjan zone and in the Bafq area, Iran, associated with ultramafic and calcalkaline rocks and carbonatites. *Mineralogy and Petrology*, 50(4), 219-244.
- Nyström, J. O., Billström, K., Henríquez, F., Fallick, A. E. and Naslund, H. R., 2008- Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden. *GFF* 130, 177-188.
- Ramezani, J., and Tucker, R. D. (2003). The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7), 622-665.
- Ramezani, J. and Tucker, R. D., 2003- The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7), 622-665.
- Ramezani, J., 1997- Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, Central Iran (Doctoral dissertation, Washington University).
- Sahandi, M., Baumgartner, S. and Schmidt, K., 1984- Contributions to the stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh range (east Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168, 345-357.
- Samani, B. A., 1988- Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian research*, 39(1), 85-106.
- Soheili, M. and Mahdavi, M., 1991- Geological Map of Esfordi: Tehran. Geological Survey of Iran, scale, 1(100), 000.
- Stöcklin, J., 1968- A review of the structural geology and tectonics of Iran. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol*, 52, 1228-1258.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235, 147-150.
- Torab, F. M. and Lehmann, B., 2007- Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 347-363.
- Torab, F. M., 2008- Geochemistry and Metallogeny of Magnetite Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Univ.-Bibliothek.
- Valizadeh, M. V. and Sharifi, A., 2004- Geochemical study of “Arash Syenite” (Central Iran) with special emphasis on alkali metasomatism. *Geosciences*, 12(53), 2-15.
- Weis, F., 2013- Oxygen and Iron Isotope Systematics of the Grängesberg Mining District (GMD), Central Sweden. MSc thesis. 83 P.
- Williams, G. J. and Houshmandzadeh, A., 1966- A petrological and genetic study of the Choghart iron ore body and the surrounding rocks; Geological Survey of Iran, 18p.

Zhang, X., Klemd, R., Gao, J., Dong, L. H., Wang, X. S., Haase, K., Jiang, T. and Qian, Q., 2014- Metallogenesis of the Zhibo and Chagangnuoer volcanic iron oxide deposits in the Awulale Iron Metallogenic Belt, Western Tianshan orogen, China. Journal of Asian Earth Sciences. In press.

Archive of SID

Investigation on the genesis of the iron oxide- apatite \pm REE deposits of the Bafgh-Saghand district (Central Iran), based on oxygen isotope studies

S. A. Majidi^{1*}, M. Lotfi², M. H. Emami³ and N. Nezafati⁴

¹Ph.D., Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2015 May 05

Accepted: 2015 October 06

Abstract

The metallogenic zone of Bafgh-Saghand in central Iran hosts huge low-titanium iron oxide-apatite (IOA) deposits (also called Kiruna type iron deposits) with more than 1500 Million tons grading 55% iron. The genesis of these deposits including Chadormalu, Choghart, She-Chahun, and Esfordi has long been a subject of debate. In this regard, several hypotheses such as magmatic, hydrothermal, carbonatitic, BIF, and sedimentary-exhalative have been proposed so far. In this study, 20 samples of the magnetite ore from the deposits of Chadormalu, Choghart, She-Chahun, and Esfordi were selected and analyzed for their oxygen isotope values. Based on the analyses results, the variations of $\delta^{18}\text{O}$ values in the deposits are meaningful and result from the characteristics of the ore forming processes involved. The $\delta^{18}\text{O}$ values of the analyzed magnetite samples range from -0.1 to +2.2‰ and indicate the role of both orthomagmatic ($>0.9\%$) and hydrothermal ($<0.9\%$) processes in the formation of these deposits. On the other hand, the values lower than +0.3‰ can be attributed to secondary oxidation or hydrothermal processes and/or a combination of both. The oxygen isotope data of the investigated samples are identical to the deposits such as El Laco of Chile, Kiruna and Grängesberg of Sweden, and Zhibo and Changanuoer of China with a magmatic-hydrothermal genesis. According to the geological and analytical evidence obtained from the iron oxide-apatite deposits of the Bafgh-Saghand area, first a tonalite-trondhjemite-granodiorite, diorite, and granite magmatism related to a continental margin subduction at 533 to 525Ma has caused a magmatic mineralization of iron in the area, while a later hydrothermal process related to an alkaline intrusion (syenite and monzosyenite) has caused a hydrothermal mineralization. Therefore a magmatic-hydrothermal source can be suggested for the formation of the low-titanium iron oxide-apatite deposits of the Bafgh-Saghand area.

Keywords: Kiruna type deposit, ^{18}O isotope, Rare Earth Elements, Magmatic-Hydrothermal, Bafgh-Saghand, Central Iran

For Persian Version see pages 237 to 244

*Corresponding author: S. A. Majidi; E-mail: afshinmajidi@yahoo.com