پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۶۷-۸۰ تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۱/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۵

دگرسانی سدیک – کلسیک در سنگ میزبان کانسار آپاتیت – مگنتیت اسفوردی صدیقه تقی پور ^۱، علی کنعانیان ^۱ * و محمود خلیلی ^۲

> ^۱ دانشکده زمینشناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران ۲ گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیدہ

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگهای ریولیتی، توف ریولیتی کامبرین پایینی و دولومیتهای سری ریـزو است که در شمال و شرق کانسار به شدت دچار دگرسانی سدیک- کلسیک شده است. بـر اسـاس مطالعـات پتروگرافی، آمفیبـول، کلریت، کلسیک در شمار گروه آمفیبولهای کلسیک قرار میگیرند و از نوع ادنیت و اکتینولیت هستند. آمفیبولهای پهنه دگرسانی سدیک-ادنیت و اکتینولیت به ترتیب ۷۶/۰ و ۲۱/۱ است. ادنیت نسبت بـه اکتینولیت از اکسیدهای 200 (۲/۹۰)، در (Na+K) در دگرسانی سدیک- کلسیک در شمار گروه آمفیبولهای کلسیک قرار میگیرند و از نوع ادنیت و اکتینولیت هستند. میـزان متوسـط ۸(X-۲۱/۱) در دگرسانی سدیک- کلسیک سبت ۲۰٫۹ و ۲۱/۱ است. ادنیت نسبت بـه اکتینولیت از اکسیدهای دگرسان شده نشان میدهد که دگرسانی سدیک- کلسیک سبب تجمع 20م، دمی (Sold می دور) و ۲۰٫۹ در پهته دگرسانی نسبت بـه نمونـههای نسبتاً سالم شده است. به دنبال دگرسانی سدیک- کلسیک، رگهها و رگچههای کلسیت و سپس کوارتز نیز شکل گرفتهاند. در استاندارد SMOW) به ترتیب برابر با ۲۰٫۵ تا ۱۲ درصد و ۲۱۹۱ تا ۲۱۸درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسـه با استاندارد PDB) برابر ۸/۳- تا ۲۰۲ درصد و ۲۱۹۱ تا ۲۱۸درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسـه با استاندارد BMOW) به ترتیب برابر با ۲۰٫۵ تا ۱۲ درصد و ۲۱۹۱ تا ۲۱۸درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسـه با مینگهای میزبان دگرسان شده و کلسیتهای رگچهای کانسـار اسفوردی مقـادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسـه با استاندارد BMOW) به ترتیب برابر با ۲۰٫۵ تا ۱۲ درصد و ۲۱۹۱ تا ۲۱۸۱درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسـه با دگرسانی سنگ میزبان در ۲۰۰۰ تا ۲۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل کلسیتهای رگچهای، زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد بوده استاندارد در میای دادههای موجود در این تحقیق، اختلاط سیالات برخاسته از ماگما با آبهای جوی سبب ایجـاد دگرسانی در منطقه اسفوردی شده است.

واژههای کلیدی: کانسار اسفوردی، زمیندماسنجی، سیالات ماگمایی و جوی، دگرسانی سدیک- کلسیک

Stosch et Hitzman, 2000 and Henriquez, 1994 Hitzman, 2001 ماگمایی آهن، گروه بسیار بزرگی al., 2011 از کانسارهای IOCG را به خود اختصاص میدهند. این نوع کانسارها، معمولاً محصول جدایش یک مذاب اکسید

کانسارهای آپاتیت- مگنتیت و اکسید آهـن- مـس و طلا (IOCG) در نقاط مختلف دنیا در بـین سـنگهـای آتشفشانی یا نیمهآتشفشانی برونزد یافتهانـد (Nyström)

مقدمه

^{*} kananian@khayam.ut.ac.ir

آهن نامیژاک از ماگماهای سیلیکاتی معرفی میشوند (به عنوان مثال: 2002, Harlov *et al.*, 2002) و مانند کانسارهای کیرونا سوئد، پیریج و پیلوت ناب در میسوری، سرومرکادو در مکزیکو، ال *لاک*و در شیلی و بافق در ایران مرکزی اغلب با ریولیت همراه هستند و تشکیل آنها مستلزم برقرار بودن شرایط اکسیداسیون شدید است (Kesler, 1994). سنگهای آذرین منطقه مگنتیت (Stosch *et al.*, 2011; Williams, 2010) از نوع کیرونا (Stosch *et al.*, 2011; Williams, 2010) از Williams and Houshmandzadeh, 1966) از نوع کیرونا (Hitzman *et al.*, 1992؛ Corriveau *et al.*, 2010 ami Lehmann, 2007؛ در ایران مرکزی.

معمولاً کانسارهای IOCG دگرسانی گرمایی نسیتاً شدیدی را متحمل شده و بسته به جنس سنگ میزبان و عمق تشکیل، دگرسانیهای متفاوتی را نشان میدهند ولی معمولاً همراه با دگرسانی سدیک (- کلسیک) (Hitzman et al., 1992; Hitzman, 2000; هستند Corriveau *et al.*, 2010). مطالعه دقيق بر روى ياراژنز کانی های گرمابی به شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر کانهزایی و دگرسانی منجر میشود. بـر اسـاس دماسنجیهای انجام شده بر روی کانیهای موجود در سنگ میزبان کانسارهای آپاتیت- مگنتیت و IOCG مشخص شده کـه دگرسـانی گرمـابی ایـن کانسـارها در محدوده حرارتی ۱۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ مىدهد (Hitzman et al., 1992). مطالعه ريزدماستجى سیالات درگیر و ایزوتوپی بر روی کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی نیز گویای آن است که آپاتیت اسفوردی در حرارت حدود ۱۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (Jami et al., 2007). با این حال، مطالعات کانی شناسی و یترولوژی انجام شده بر روی آپاتیتهای موجود در کانسارهای مگنتیت-آپاتیت در منطقه بافق (Torab and Lehmann, 2007; آپاتیت در منطقه بافق Stosch et al., 2011; Bonyadi et al., 2011)

کیرونای سوئد (Harlov et al., 2002) نشان میدهد که کانهزایی آپاتیت- مگنتیت معمولاً همزمان با فرآیندهای ماگمایی یا آتشفشانی به وقوع پیوسته است و عملکرد فرآیندهای گرمابی مرتبط با ماگماتیسم نیز به تشکیل آپاتیتهای متاسوماتیک (تأخیری) در میان کانسار (Harlov et al., 2002; تابیت منجر شود Jami et al., 2007; Bonyadi et al., 2011)

کانسار اسفوردی در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال شرق بافق واقع شده و مختصات جغرافیایی آن در نقشه زمین شناسی و ساختاری منطقه در گستره طول ۲۸٬ ۵۵۵ شرقی و عرض ۴۷٬ ۳۱۰ شمالی است (شکل ۱). با توجه به این که تاکنون مطالعات جامعی بر روی سنگ میزبان دگرسان شده اسفوردی و ارتباط آن با کانهزایی مگنتیت آپاتیت صورت نگرفته است، در این پژوهش سعی بر آن است که با مطالعه زمین شناسی، کانی شناسی و تغییرات شیمیایی عناصر در مناطق دگرسانی گرمابی، تکامل سیستم گرمابی منطقه اسفوردی بررسی شود و نتایج حاصل از این پژوهش با سایر کانسارهای IOCG و کیرونا در دنیا مقایسه شود.

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و کتابخانهای، تعداد ۴۷ نمونه از رخنمونهای گوناگون سنگ میزبان و کانسار آپاتیت- مگنتیت معدن اسفوردی جمعآوری شد. تعداد ۲۱ مقطع نازک- صیقلی و ۴ مقطع صیقلی بهمنظور انجام آنالیز نقطهای (EMPA) تهیه شد. آنالیزهای EMPA در مرکز پژوهشی علوم زمین آلمان ,GFZ) (GFZ, با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب مدل SX-50 CAMECA بر روی کانیهای آمفیبول متعلق به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک انجام شد. در طول آنالیز، ولتاژ شتابدهنده دستگاه کلیه عناصر شدت جریان A 20 و زمان شمارش برای کلیه عناصر شدت میانی سدیک- کلسیک، تعداد ۱۳ نمونه از بخشهای دگرسانی سدیک- کلسیک، تعداد ۱۳ نمونه از بخشهای

مختلف سنگ میزبان کاملاً دگرسان شده و تقریبـاً سـالم بهمنظور آنالیز XRF انتخاب شد.

آنالیزهای XRF در آزمایشگاه ALS Chemex، من مونه از ونکوور کانادا انجام شده است. شش نمونه از اکتینولیتیتها و پنج نمونه از کلسیتهای رگهای معدن اسفوردی برای آنالیز ایزوتوپهای ¹⁸ و ¹⁸ در دانشگاه برمن آلمان آنالیز شد. آزادسازی اکسیژن از نمونههای مورد آنالیز از پودر BrF₅ در دمای ۶۰۰ درجه (Baertschi and Silverman, CO₂ درجا ایتیگراد، با ایجاد 202 (1951 و با استفاده از دستگاه مدل 1951 در د

زمینشناسی عمومی

زمینشناسی منطقه بافق- ساغند

کانسار اسفوردی منطقه بافق در خردقاره ایران مرکزی در حد فاصل میشدوان و کوشک واقع شده است. یے سنگ منطقه بافق، سنگ های متعلق به پروتروزوئیک بالایی (کمپلکس بنه شور، پشت بادام و سازند تاشک) است که توسط رسوبات نئوپروتروزوئیک تا تریاس یوشیده شدهاند (Stöcklin, 1971; Borumandi, 1973; Haghipour, 1977). سازند ساغند بر روی سازند تاشک قرار گرفته و شامل سنگهای آتشفشانی بایمدال (Ramezani, 1997) است. مقطع تیپ سازند ساغند، به ترتیب از پایین به بالا شامل كنگلومراي پاييني، سنگهاي آتشفشاني بازالتي و ريوليتي (۲۰۰ – ۳۰۰ متر) و ۱۵۰ – ۲۰۰ متر شيل و ماسیهسینگ، ۴۰۰ متر سینگ های آتشفشیانی-پیروکلاستیک- اپی کلاستیک با میان لایه های کربناته است (Samani, 1993). سنگهای آتشفشانی یاد شـده، میزبان اصلی کانسار سازی آیاتیت- مگنتیت محسوب می شوند. بخش بالایی سازند ساغند شامل ۱۵۰-۲۰۰ متر لایههای تبخیری و کربناته است. بر روی سازند ساغند، سنگهای تبخیری، کربناته، شیل و سنگهای

آتشفشانی مافیک و اسیدی سریهای ریزو و دزو قرار گرفتهاند (شکل ۱). رخداد میان لایههایی از سنگهای رسوبی در میان مگنتیت – آپاتیت اسفوردی، ماسهسنگ و ساختهای رسوبی مثل دانهبندی تدریجی، انباشتگی و ساختار جریانی و تشکیل مگنتیت به صورت بلوکهای تخریبی مؤید تشکیل کانسار مگنتیت – آپاتیت اسفوردی به صورت هم زمان با رسوب گذاری است ... (Jami *et al*) نیز محیط به صورت در این راستا، Daliran (۲۰۰۲) نیز محیط تشکیل کانسار میشدوان را رسوبی – آتشفشانی معرفی نموده است.

زمين شناسي معدن اسفوردي

ویژگیهای زمین شناسی و زمین ساختاری معدن اسفوردی در شکل ۲ مشاهده می شود. کانسار مگنتیت-آپاتیت اسفوردی بین سنگهای ریولیتی، آتشفشانی-تخریبی، ماسه سنگ، کربنات و جاسپیلیت متعلق به بخشهای میانی سازند ساغند رخنمون یافته، و تعدادی دایک دلریتی در آن نفوذ کرده است. تعدادی گسل عادی با روند شمال غرب – جنوب شرق، سنگهای میزبانی که متحصل دگرسانی سدیک – کلسیک شده اند را قطع می کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت – مگنتیت که به می کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت – مگنتیت که به می کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت – مگنتیت که به می کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت – مگنتیت که به مواد معدنی در آن به صورت توده ای تجمع یافته است. بر روی پهنه آهن دار، لایه اصلی آپاتیت دار قرار دارد که درون سنگهای آتشفشانی ریولیتی و آتشفشانی – درون سنگهای آسته است (Jami et al., 2007).

سنگ میزبان کانسار اسفوردی شدیداً متحمل دگرسانی گرمابی از نوع سدیک- کلسیک شده است. حضور گسترده آمفیبول در این پهنه، عامل ایجاد رنگ سبز در سنگ میزبان است. رگچههای تأخیری کلسیت و کوارتز نیز، سنگ میزبان دگرسان شده را قطع کردهاند.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی و زمین ساختاری منطقه بافق و جایگاه کانسار اسفوردی بر روی آن (Torab and Lehmann, 2007)



شکل ۲- جایگاه پهنه دگرسانی سدیک (- کلسیک) و کانهزایی مگنتیت- آپاتیت بر روی نقشه زمینشناسی و زمینساختاری معدن اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991; Jami *et al.*, 2007)

دگرسانی، کانهزایی و پاراژنز کانیها

مجموعـه کـانیهای آمفیبول، آلبیت، اپیدوت، هماتیت، کلریت و کلسیت، مهمترین پاراژنز کانیهای ناشی از دگرسانی سدیک- کلسیک در کانسار اسفوردی محسوب میشوند (شکل ۳). آمفیبول، رایجترین کانی سیلیکاته است که به صورت شکلدار تا نیمهشکلدار (۵۰۰ میکرومتر تا ۱ سانتیمتر) همراه با آپاتیت-مگنتیت و یا به صورت ادخالهای سوزنی (۳۰-۴۰۰ میکرومتر) درون کلسیت و کوارتزهای تأخیری، مشاهده شده است.

حداقل دو نوع آمفیبول در سنگ میزبان دگرسان شده سدیک (-کلسیک) مشاهده میشود. گروه اول از نوع ادنیت، در سنگهای با دگرسانی کم، تشکیل شده و گروه دوم از نوع ترمولیت- اکتینولیت با بافت گلبرگی، در مرحله پیشرفته دگرسانی در نمونهها ظاهر شدهاند (شکل ۴- a و d). از طرف دیگر، رخداد کلریتهای

رگچهای، کانیهای رسی، کلسیت و کوارتز به صورت بی شکل، رگچهای و پر کننده فضای خالی بین کانی ها، از کانیهای همراه با رگهها و رگچههای کلسیتی و کوارتزی هستند که پس از دگرسانی سدیک (- کلسیک)، سنگمیزبان اسفوردی را تحت تـأثیر قـرار دادهاند. مگنتیت به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار (۰/۰۵–۳ میلی متر) در نمونه ها مشاهده می شود (شکل های ۳ و ۴- a). در برخی موارد، بلورهای مگنتیت به شدت مارتیتی و برشی شدهاند. در این حالت، شدت برشی شدن و مارتیتی شدن از مرکز به سمت حاشیه افزایش مییابد. معمولاً مارتیتیزاسیون در امتداد حاشیه دانهها و شکستگیهای موجود در بلورهای مگنتیت رخ داده است. ایلمنیت، یکی دیگر از کانههای موجـود در کانسـار اسـفوردی اسـت کـه بـهصـورت ادخالهای تیغهای شکل و یک فاز فرعی درون دانههای تیتانمگنتیت مشاهده میشود.



شکل ۳- جدول روابط پاراژنتیکی کانیهای موجود در کانسار و سنگ میزبان اسفوردی



شکل ۴- a) ترمولیت- اکتینولیت، مگنتیت، آپاتیت و کوارتزهای تأخیری در سنگ میزبان کانسار اسفوردی تشکیل شده است (XPL)، b) رشتههای اکتینولیت تأخیری درون کوارتزهای گرمابی کانسار اسفوردی (XPL) و C) آپاتیتهای اولیه، بزرگ و شکلدار که بهطور بخشی کربناته شدهاند (XPL)

آپاتیت، اصلی ترین کانی فسفاته موجود در کانسار اسفوردی است. این کانی بهصورت اولیه و ثانویه در نمونه ها مشاهده می شود. آپاتیت های اولیه بهصورت شکل دار تا نیمه شکل دار (۰/۰۵ – ۵ میلی متر)، همراه با کانسارسازی اصلی مگنتیت یافت می شوند و به صورت بخشی به کربنات دگرسان شده اند (شکل ۴ – ۲) در حالی که انواع ثانویه بی شکل تا نیمه شکل دار هستند (۵۰ – ۳۰۰ میکرومتر) و معمولاً با کانی های تأخیری همچون کوارتز یا کلسیت یافت می شوند.

زمینشیمی سنگمیزبان

نمونههای سنگمیزبان بر روی نمودارهای ردهبندی Winchester and Floyd, 1977) در محدودههای ریولیت و ریوداسیت (شکل ۵- a) قرار گرفته است. دگرسانی گرمابی سبب ایجاد تغییرات زیـادی در مقـدار عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان کانسار اسفوردی شده است. مقدار SiO₂ و میانگین کل عناصر قلیایی (Na₂O+K₂O) در سنگ میزبان دگرسانشده و سالم بـه ترتيب ٧١/۶٣-٧٢/٥٦ و ٤/٧٩-٤/٧٩ درصد است (جدول ۱). برای محاسبه تغییرات شیمیایی سنگ کل در اثر دگرسانی از شاخص ضریب کلریت- کربنات- پیریت (chlorite-carbonate-pyrite index) برای سنگھای آتشفشانی فلسیک استفادہ مے شود (Large et al., (2001. علاوه بر این، برای محاسبه تغییرات شیمیایی در طـی دگرسانی از شاخص دگرسانی (alteration) index) استفادہ مے شود (Ishikawa *et al.*, 1976). شاخص AI و CCPI برای سنگهای دگرسان شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک بهترتیب (بر حسب درصد) ۸۴-۳۰ و ۲۵-۷۲ است. با توجه به شکل b-۵، شدت دگرسانی از سنگهای ریولیتی نسبتاً سالم به سمت انواع دگرسانی سدیک- کلسیک افزایش می یابد. برای پی بردن به تغییرات زمینشیمیایی عناصر در طی

تکامل ماگما و دگرسانی گرمابی می توان از روند تغییرات عناصر غیرمتحرک (Ic، Ti، Al) و Zr) در مقابل یکدیگر و در برابر سایر عناصر بهره گرفت Edfelt) (Edfelt یکدیگر و در برابر سایر عناصر بهره گرفت Edfelt) (Edfelt یکدیگر و در مقابل عناصر به اکسیدهای عناصر اصلی و Mb و Y در مقابل Zr ترسیم شده است. بهمنظور محاسبه تحرک عناصر بین سنگ میزبان نسبتا بهمنظور محاسبه تحرک عناصر بین سنگ میزبان نسبتا بهمنظور محاسبه تحرک عناصر بین سنگ میزبان است. بر سالم و انواع دگرسان شده بهترین راه، تعیین تغییرات برمی عناصر بر اساس رابطه Grant (۱۹۸۶) است. بر اساس ایزوکن شکل ۵- c و نمودارهای شکل ۶ عناصر اساس ایزوکن شکل ۵- c و نمودارهای شکل ۶ عناصر در مانی بودهاند. میزان عناصر می دان Sr در نمونههای در طی دگرسانی افزیش و میزان Si در نمونههای در سای دگرسانی افزیش و میزان Si در نمونههای

شيمي آمفيبول

آمفیبول، کانی سیلیکاته شاخص در سنگ میزبان دگرسان شده اسفوردی است. نتایج حاصل از آنالیز نقطهای آمفیبولهای موجود در پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک در جدول ۲ خلاصه شده است.

فرمول ساختمانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. آمفیبول های مورد مطالعه بر اساس تقسیم بندی جدید آمفیبول ها Hawthorne and Oberti, الeake *et al.*, 1997) (2007 در گروه آمفیبول های کلسیک قرار می گیرند و ترکیب آن ها از نوع اکتینولیت و ادنیت است. نسبت _A(Na+K) در اکتینولیت و ادنیت به ترتیب نسبت _A(NgO در ۲/۹۱ و دنیت به ترتیب اردیا (۲/۶۷ – ۵۵/۸۹) در مید) (۲/۹۱ اردید) (۲/۶۲ – ۱/۲۸ درمید) (۲/۶۲ – ۱/۲۹ درمید) (۲/۹۲ – ۲/۶۲ درمید) و ادنیت از نظر ۲/۶۲ درمید)، ۲۵۵ (۱/۴۸ – ۲/۹۸) در مید) غنی شدهاند (شکل ۷).



شکل ۵- a) سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیمبنـدی Zr/TiO₂ در مقابـل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) در جایگـاه سنگهای ریولیت و ریوداسیت، قرار گرفته است، (b) نمودار CCPI در برابر AI و جایگاه نمونههای کمدگرسان و دگرسانشده منطقه اسـفوردی بر روی آن و c) نمودار ایزوکن برای نمونههای سنگ میزبان دگرسانشده منطقه اسفوردی

Least altered rocks			Na-Ca altered rocks										
Sample	Es R	Es 3	Es 21	Es R1	Es 4	Es 3	Alte2	Es 12	Es 23	Es 8	Es 18	Alt 5	Es 9
wt%													
SiO ₂	71.63	72.87	70.32	70.43	69.78	55.22	56.67	47.1	56.91	57.4	53.31	53.18	55.49
TiO ₂	0.11	0.22	0.15	0.21	0.18	0.19	0.15	1.14	0.18	0.17	0.16	0.18	0.16
Al ₂ O ₃	12.01	12.82	11.14	12.12	11.67	11.32	10.37	15.35	19.23	11.48	10.98	11.23	9.97
FeOt	3.04	2.65	1.3	1.69	2.4	5.81	6.23	10.67	5.6	7.7	7.21	6.87	7.23
MnO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.09	0.12	0.04	0.03	0.04	0.4
MgO	0.61	0.59	2.32	0.19	0.56	7.37	7.45	4.01	1.09	6.31	6.38	6.23	7.31
CaO	1.98	0.81	2.38	1.67	1.68	8.38	7.78	5.01	1.21	7.1	8.79	8.63	6.89
Na ₂ O	2.6	5.32	0.34	0.32	0.45	3.42	3.47	4.98	7.11	3.34	4.21	4.12	3.56
K ₂ O	3.37	2.76	7.31	10.43	7.8	4.1	4.23	1.17	5.45	3.27	4.48	3.98	4.01
P_2O_5	0.09	0.07	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.24	0.13	0.05	0.12	0.11	0.07
LOI	4.01	1.92	4.71	2.21	2.3	3.7	3.9	9.86	3.24	2.39	3.67	5.02	5.34
Total	99.51	100.1	100	99.32	100.4	99.98	100.3	99.62	100.3	99.25	99.34	99.59	100.4
ppm													
Ba	550.5	614	554	263	321	321	327	139	262	343	289	345	110
Rb	154.5	47.1	160.3	8.7	459	109	102	41.7	203.3	105	121	156	98
Sr	39.6	44.3	33.5	63	71	102	94	68.3	238	98	102	145	78
Y	17.01	17.2	4.8	71	56	98	171	35.01	27.1	167	163	156	145
Zr	185	188.1	143.6	169	172	174	7	182.1	160.4	168	175	169	6
Nb	8	8	5.8	8	4	6	7	8.9	8.6	8	6	5.6	8
Th	18.93	22.1	8.4	10.5	10.1	11.87	8.9	12.32	33.6	9.1	11.5	12.4	5.8
Pb	4.5	5.1	7	5.7	8.9	6.4	7	6.8	23	7.2	7.5	13.1	11
Ga	12	13.4	13.7	12	14.3	12.3	13	21.1	39	12	11.4	13.2	12
Zn	11.8	10.3	10.2	9.4	10.4	24.4	21	31.8	196	24	24	25	21
V	25.92	34	27.5	21	20.1	145	126	195.1	18.3	138	126	143	136
Со	3	3.5	4	4	6	22	24	23.7	6.2	21	19	26	36
U	7.6	4.8	4.3	5.7	5.6	6.6	8	3.4	8.1	6	12	13	13
Sn	3	2.5	6.8	5	4	12.1	10.3	8.7	16	11.1	9.4	10.4	12.1

جدول ۱- نتایج آنالیزهای XRF سنگ میزبان دگرسانشده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کمدگرسان کانسار اسفوردی

2.3



شکل A-Y و b) آمفیبولهای موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم بندی آمفیبولها (Leake et al., 1997; المفیبولها (b) a-Y و b) آمفیبولها (Leake et al., 1997; المفیبولها (b) a-Y و a) المعنان (b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم بندی آمفیبولها (b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی مودار تقسیم بندی آمفیبولها (b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی مودار تقسیم بندی آمفیبول ما و b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی مودار تقسیم بندی آمفیبول ما (b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی مودار تقسیم بندی آمفیبول ما و b) مودار مودار تقسیم بندی آمفیبول ما و b) موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی مودار مودار تقسیم بندی آمفیبول ما و b) موجود در سنگ مودار مودار تقسیم بندی آمفیبول ما و b

1.5

4.1

Liperfate als and

7.1

6.3

\$1 per later als and

1

4.3

۱۸/۱ درصد و ¹³C_{PDB} بین ۳/۸ درصد تا ۴/۲ درصد و ۵/۵- درصد تا ۶/۳ درصد متغیر است. نمونههای یاد شده بر روی نمودار شکل ۸- ۵، بین کربناتهای ماگمایی و دریایی قرار گرفتهاند. بر مبنای شکل ۸- b کلسیتهای رگچهای در دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد و نمونه سنگهای دگرسان شده غنی از اکتینولیت در دمای ۳۵۰- ۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند.

ایزو توپهای اکسیژن و کربن نتایج حاصل از آنالیزهای ایزو توپی اکسیژن و کربن انجام شده بر روی سنگ میزبان و کلسیتهای رگچهای پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در جدول ۳ خلاصه شده است. مقدار ¹⁸O_{SMOW} برای سنگ میزبان دگرسان شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کلسیتهای رگچهای به ترتیب بین ۱۰/۵ تا ۱۲ درصد، ۱۴/۱ تا

جدول ۳- دادههای حاصل از آنالیز ایزوتوپهای اکسیژن و کربن بر روی اکتینولیتیتها و رگچههای کلسیت موجود در پهنه دگرسانی سدیک-کلسیک کانسار اسفوردی

Sample	Calcite	vein	Actinolite rich rock							
¹⁸ O (SMOW) %ک	14.1	16.4	16.1	18	3.1	10.5	10.7	12		
¹³ C (PDB) %	-5.5	-5.6	-6.3	-5	.8	-4.2	-3.8	-4.1		
10										
10	A should be		1929	- 3	www.	a.+		11 - 12 - 12 M		
8	Acanosis		a	-4	20000	0.1.7		D		
6-	rich rock					WR Rate-2	an.			
4 -	Calcite vein	1.1		-		more NI	6.1.			
8	-	Carro	vian manne Cationalies	80		11	1.1.			

شکل A–A) نمونه سنگهای اکتینولیتیت و کلسیتهای رگچهای مربوط به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک بـر روی نمـودار دو تـایی δ¹³C و (Veizer and Hoefs, 1976) که بین کربناتهای ماگمایی و دریای کامبرین قرار مـی گیرنـد، b) نمونـهـهـای سـنگهـای اکتینولیتیـت و رگچهای کلسیت بر روی نمودار دوتایی δ¹⁸O-δ¹³C-XCO₂ (Zheng and Hoefs, 1993) در دامنه حرارتی ۳۰۰–۴۰۰ درجـه سـانتیگراد پایـدار هستند.

25

D"O SMOW

بحث

20

جایگیری سنگهای آتشفشانی و ماگمایی تشکیل شوند (Harlov et al., 2002). سنگ میزبان کانسار اسفوردی تحت تأثیر دگرسانی سدیک-کلسیک قرار گرفته، سپس با رگچههای کلسیتی و در نهایت با رگچههای کوارتزی قطع شده است. در نهایت با رگچههای کوارتزی قطع شده است.

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگهای آتشفشانی فلسیک عضو میانی سازند ساغند نظیر ریولیت و توف ریولیتی است که در برخی موارد توسط دایکهای دلریتی و تراکیتی قطع شدهاند , Jami et al., 1993; Jami et al. (2007. کانسارهای مگنتیات آپاتیات نوع کیرونا میتوانند در اثر عدم امتزاج مذابهای اکسیدآهن با ماگمای ساب آلکالن فلسیک و بلافاصله پس از

8 O (NHV-SMOW)

حین تبلور و اختلاط آن با سیالات غیرماگمایی سبب پیدایش دگرسانی سدیک- کلسیک در سنگ میزبان شده است (Marshall et al., 2006). مقادير ايزوتوپي کربن (۴- تا ۶- درصد) و اکسیژن (۱۰ تا ۱۸ درصد) منطقه اسفوردي قابل انطباق باساير كانسارهاي مگنتیت- آپاتیت دنیاست. نمونههای منطقه اسفوردی از لحاظ ایزوتوپی، بین کربناتهای ماگمایی و دریایی قرار می گیرد که نشان میدهد، اختلاط آب های ماگمایی و دریایی سبب ایجاد سیال گرمابی شده است. دماسنجی های انجام شده بر روی کانسارهای مگنتیت-آپاتیت و IOCG دنیا دمای زیر حد ماگمایی را برای آنها پیشنهاد نموده است (Hitzman et al., 1992). برای مثال دماسنجیهای انجام شده بر روی کانیهای موجـود در کانسـار و سـنگ میزبـان دگرسـان شـده کانسارهای کیرونا (O'Farrelly, 1990) و سوسگو (Monteiro et al., 2008) بەترتيب محدودە حرارتى ۴۰۰ و ۲۰۰-۴۵۰ درجهسانتیگراد را نشان دادهاند. تحقیقات ریزدماسنجی بر روی میانبارهای موجود در آپاتیت و کوارتز گرمابی نیز دمای تشکیل کانسار اسفوردی را بین ۱۵۰-۴۵۰ درجهسانتیگراد تعیین کردهاند (Jami et al., 2007). بر پایه دادههای حاصل از ایزوتوپهای پایدار در این مطالعه، دمای تشکیل نمونههای پهنه دگرسانی Na-Ca کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. اختلاط سیالات ماگمایی با شورابههای حاوی Na سبب ایجاد دگرسانی Ca-)Na شورابههای حاوی در منطقه کلون کاری شده است (Hitzman et al., (1992; Oliver et al., 2004). ضمن سرد شدن و کاهش فشار، CO₂ موجود در ماگما از سیالات ماگمایی حاوی نمک (Na-Ca-K-Cl) جدا می شود. با جدایش CO₂ از سیالات برخاسته از ماگماهای فلسیک، یک سیال بسیار شور به وجود می آید که سبب دگرسانی Ca-)Na شور به وجود می آید که سبب دگرسانی مے شود (Pollard, 2001; Simard et al., 2006). در ط_ى تكام_ل س_يال و ب_ا ك_اهش ح_رارت نس_بت Na/(Na+K) در سیال کاهش می یابد کـه کـاهش ایـن

Hitzman, 2000؛ Hitzman, 2000) مشابه است. در انواع متنوع دگرسانی هایی که در کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شده است، درجه دگرسانی بر اساس عمق کانسارسازی و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان متفاوت است. پهنههای دگرسانی در منطقه کیرونا از دگرسانی سدیک (- کلسیک) در اعماق زیاد تا پتاسیک در اعماق متوسط و در نهایت به سریسیتیک- سیلیسیک در بخشهای سطحی کانسار تغییر میکند. مجموعه كانى هاى مگنتيت + آلبيت + اكتينوليت + آپاتيت + كلريت، هماتيت + فلدسپار پتاسيم + سريسيت و سریسیت + کوارتز بهترتیب در پهنههای دگرسانی سديک (- کلسيک)، پتاسيک و سريسيتيک-سیلیسیک مربوط به کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شدهاند (Parak, 1975؛ Hitzman et al., .Frietsch and Perdahl, 1995 (1992)

دگرسانی سدیک- کلسیک با رخداد وسیع آمفیبول و کلریت در سنگ دیـواره معـدن اسـفوردی بـهصـورت بسیار گسترده برونزد یافته است. بر اساس آنالیزهای نقطهای، حداقل دو نوع آمفیبول در این پهنـه تشـخیص داده شده است. ادنیت از لحاظ FeO_t، Al₂O₃ وCl، Al₂O₃ و TiO₂ نسبت به اکتینولیت غنی شدگی نشان میدهد. آمفیبول غنی از Ti ،Cl ،Fe و Al در کانسار مگنتیت سوسگو واقع در منطقه برزیل (Monteiro et al., 2008) و کلون کاری (De Jong and Williams, 1995) نیز مشاهده شده است. مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن گـزارش شـده در پهنـه دگرسـانی سـدیک- کلسـیک بهترتیب در منطقه کلون کاری ,Rotherham et al. .1998; Baker et al., 2001; Marshall et al., 2006) المپيكدام (Oreskes and Einaudi, 1992) و چيله (Niiranen, 2005) بهترتیب ۱۱ درصد، ۲- درصد، ۱۶ درصد و ۸ درصد و میزان δ¹³C آن ها بهترتیب ۷-درصد، ۳- درصد، ۵- درصد و ۵- درصد است. در منطقه متایسابلاک استرالیا تکامل سیالات ماگمایی در

نسبت در سیال گرمابی به دگرسانی پتاسیک منجر میشود (Simard et al., 2006). آنالیزهای سنگ کل بر روی سنگ میزبان دگرسانشده و نمونههای نادگرسان MgO ،CaO و MgO،CaO در سنگ میزبان دگرسان شده رپهنه دگرسانی سدیک- کلسیک) ضمن دگرسانی افزایش یافتهاند. از طرف دیگر عناصر Ti ،Nb ،Zr و Al در حین دگرسانی، نامتحرک بودهاند.

نتيجهگيرى

سنگ میزبان کانسار اسفوردی عمدتاً از نوع ریولیت و توف ریولیتی است که شدیداً دچار دگرسانی شده است. بر مبنای دادههای موجود در این پژوهش، اختلاط آبهای ماگمایی و دریایی سبب دگرسانی سدیک-کلسیک در منطقه اسفوردی شده است (دمای زیر ۴۰۰ درجه سانتیگراد). از طرف دیگر، ضمن تکامل سیال، کاهش فشار و دما به جدایش CO2 از شورابههای غنی از H-Ca-Na-K-Cl منجر شده است. این

منابع

- Baertschi, P. and Silverman, S. (1951) Determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 1: 317-28.
- Baker, T., Perkins, C., Blake, K. L. and Williams, P. J. (2001) Radiogenic and stable isotope constraints on the genesis of the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. Economic Geology 96: 723-742.
- 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: 253-269.
- Borumandi, H. (1973) Petrograpische und lagerst attenkundliche untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/zentral Iran. Ph.D. Thesis, University of Aachen, Aachen, Germany.
- Corriveau, L., Williams, P. J. and Mumin, H. (2010) Alteration vectors to IOCG mineralization from uncharted terranes to deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, A. H. (Eds): Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 89-110.
- 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: Porter, T.M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide

پدیدہ نیےز موجب دگرسانی سے نگ میزبان شدہ

است. دگرسانی یاد شده سبب افزایش FeO_t،

TiO₂ ،Na₂O ،CaO و Y و کـــاهش SiO₂ در يهنــــه

دگرسانی شده است. با کاهش نسبت

، الماري المالي المالي Na/(Na+K) ، المالي المالي المالي المالي المالي المالي المالي المالي المالي Na/

عدم رخداد این دگرسانی در منطقه اسفوردی را

میتوان به سرد شدن بسیار سریع سیال در اثر اختلاط با آبهای جوی نسبت داد. بنابراین به

دنبال دگرسانی سدیک-کلسیک رگچههای تاخیری کلسیت و کوارتز در دماهای پایین تر

پژوهش حاضر بخشی از رساله دکتری نویسنده اول

است. نویسندگان بر خود لازم میدانند از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران به سبب حمایت از این یروژه

تقدیر و تشکر بهعمل آورند. همچنین، از دکتر دیتر رده

(GFZ, Germany) بهعلت انجام آنالیزهای

بهوجود آمدهاند.

سیاسگزاری

تشكر مىشود.

copper gold and related deposits. 2th Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, Australia.

- De Jong, G. and Williams, P. J. (1995) Giant metasomatic system formed during exhumation of midcrustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland. Australian Journal of Earth Sciences 42: 281-290.
- Edfelt, A., Armstrong, R. N. Smith, M. and Martinsson, O. (2005) Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden. Mineralium Deposita 40: 409-434.
- 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 Geology 9: 489-510.
- Grant, J. A. (1986) The isocron diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology 81: 1976-1982.
- 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: 641-654.
- Haghipour, A. (1977) Geological map of the Biabanak-Bafq area 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harlov, D. E., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. and Broman, C. (2002) Apatitemonazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. Chemical Geology 191: 47-72.
- Hawthorne, F. C. and Oberti, R. (2007) Classification of the amphiboles. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 67: 55-88.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. A Global Perspective 1th PGC Publishing, Adelaide, Australia.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Reserch 58: 241-287.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M. (1976) Delineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology 26: 105-17.
- 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: 1111-1128.
- Kesler, S. A. (1994) Mineral resources, economic and the environment. Macmillan, College Publishing Company, New York.
- Large, R. R., Gemmell, J. B. and Padlock, H. (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology 96: 957-71.
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawathorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smit, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist 35: 219-237.
- Marshall, L. J., Oliver, N. H. S. and Davidson, G. J. (2006) Carbon and oxygen isotope constraints on fluid sources and fluid-wallrock interaction in regional alteration and iron-oxide-copper-gold mineralisation, eastern Mt Isa Block, Australia. Minealium Deposita 41: 429-452.

- Monteiro, L., Xavier, R., Hitzman, M., Juliani, C., Souza, Filho, C. and Carvalho, E. (2008) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. Ore Geology Reviews 34: 317-336.
- Niiranen, T. (2005) Iron oxide-copper-gold deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt. Ph.D. Thesis, University of Helsinki, Helsinki, Finland.
- 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: 820-839.
- O'Farrelly, K. S. (1990) A stable isotopic investigation of the origin and evolution of the Kiirunavaara iron mine, northern Sweden. Ph.D. Thesis, University of Wales, Cardiff, Wales, United Kingdom.
- Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Fu., B., Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J. and Baker, T. (2004) Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron-oxidecopper-gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia. Economic Geology 99: 1145-1176.
- Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology 87: 64-90.
- Parak, T. (1975) Kiruna iron ores are not intrusive magmatic ores of the Kiruna-type. Economic Geology 70: 1242-1258.
- Pollard, P. J. (2001) Sodic-(calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl fluids. Mineralium Deposita 36: 93-100.
- Ramezani, J. (1997) Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand Area, central Iran. Ph.D. Thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, United States.
- Rotherham, J. F., Blake, K. L., Cartwright, I. and Williams, P. J. (1998) Stable isotope evidence for the origin of the Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district. Economic Geology 93: 1435-1449.
- Samani, B. (1993) Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. Geosciences Scientific, Quarterly Journal of the Geological Survey of Iran 2: 32-45 (in Persian).
- Simard, M., Beaudion, G., Bernard, J. and Hupe, A. (2006) Metallogeny of the Mont-de-I'Aigle IOCG deposit, Gaspe Peninsula, Quebec, Canada. Mineralium Deposita 41: 607-636.
- Soheili, M. and Mahdavi, M. A. (1991) Esfordi geological sheet 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Stöcklin, J. (1971) Stratigraphic lexicon of Iran; Part 1. Geological Survey of Iran, Tehran.
- 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. Mineralium Deposita 46: 9-21.
- Torab, F. M. and Lehmann, B. (2007) Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. Mineralogical Magazine 71: 347-363.
- Veizer, J. and Hoefs, J. (1976) The nature of ¹⁸O/¹⁶O and ¹³C/¹²C secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochimca et Cosmochimca Acta 40: 1387-95.
- Williams, G. J. and Houshmandzadeh, T. J. (1966) A petrological and genetic study of the Chogart iron body and the surrounding rocks. Geological Survey of Iran Unpublished Report, No. 18.
- Williams, P. J. (2010) Classifying IOCG deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, H. (Eds.): Exploring for iron-oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 11-19.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343.

Zheng, Y. F. and Hoefs, J. (1993) Carbon and oxygen isotope covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb - Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. Mineralium Deposita 28: 79-89.

Ì

Sodic-calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite deposit

Sedigheh Taghipour¹, Ali Kananian¹* and Mahmoud Khalili²

¹ Department of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciencses, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The host rocks of the Esfordi deposit consist of rhyolitic tuff lower Camrianand rhyolite along with dolomites of the Rizu series which are widely affected by sodic-calcic hydrothermal alteration in the north and the east. Typical mineral assemblage in the alteration zone is amphibole, albite, hematite, calcite and chlorite based on petrographic studies. The amphiboles in the Na-Ca alteration zone are within the calcic amphibole group with edenite and actinolite compositions. The average (Na+K)_A content of the edenite and actinolite is 0.67 and 0.11 respectively. Chemically, edenite in comparison with actinolite is enriched in TiO₂ (0.93), Al₂O₃ (11.34), FeO (13.55), Na₂O (2.09) and Cl (1.05). Whole rock analysis reveal appreciable enrichment of FeOt, MgO, CaO, Na₂O, P₂O₅ and Y₂O₃ in the Na-Ca altered rocks relative to unaltered host rocks. The calcite and quartz veins crosscut the Na-Ca altered rocks. The Na-Ca altered rocks and calcite veins δ^{18} O values (relative to SMOW) vary between 10.5 to 12 ‰ and between 14.1 to 18.1 % respectively, while their δ^{13} C values (relative to PDB) vary from -3.8 to -4.2 ‰ and -5.5 to -6.3 ‰ correspondingly. On the basis of O and C isotopic data on the host rocks, Na-Ca alteration occurred at 300-400 °C and the calcite veins formed at temperatures lower than 300 °C. According to available data, alteration is interpreted to develop by mixing of meteoric waters with magmatic fluids in Esfordi mine.

Key words: Esfordi deposit, Geothermometry, Magmatic and meteoric fluids, Na-Ca alteration

^{*} kananian@khayam.ut.ac.ir