

بررسی رفتار عناصر کمیاب و نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی گرمابی کانسار مس پورفیری سونگون

بتول تقی پور^{۱*}، محمدعلی مکی‌زاده^۲، سید وحید محمدی^۱ و فرهاد احمدنژاد^۳

^۱ بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

چکیده

کانسار مس پورفیری سونگون در ۷۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان اهر در استان آذربایجان شرقی قرار دارد. کانه‌زایی پورفیری در ارتباط با توده نفوذی مونزونیتی-کوارتزمونزونیتی و دیوریتی-گرانودیوریتی میوسن رخ داده است. در این کانسار چهار رخساره دگرسانی شاخص پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک معرفی شده است که تقریباً به صورت متحدالمرکز توده کانسار را در بر می‌گیرد. در این پژوهش، به مطالعه رفتار عناصر نادر خاکی در سه پهنه دگرسانی پتاسیک، فلیک و آرژیلیک با توجه به اهمیت زمین‌شیمیایی و رخنمون آنها در زمان نمونه‌برداری پرداخته شده است. نتایج آزمایش‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب نشان می‌دهد که شباهت‌های زیادی در الگوی عناصر نادر خاکی در پهنه‌های مختلف دگرسانی و سنگ میزبان وجود دارد. در هر سه پهنه دگرسانی، عناصر LREE غنی‌شدگی و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهد. بی‌هنجاری Eu در پهنه پتاسیک منفی ضعیف، در پهنه فلیک اندکی مثبت و در پهنه آرژیلیک بی‌هنجاری Eu دیده نمی‌شود. نسبت پایین‌تر Ce/Ce^* (۰/۹۵) در پهنه پتاسیک، شرایط کاهشی حاکم را نشان می‌دهد و در پهنه فلیک و آرژیلیک این نسبت بیشتر است که حضور سیالات دگرسان کننده با شرایط اکسایشی بالا را نشان می‌دهد. در مجموع، با توجه به شباهت الگوی عناصر نادر خاکی در پهنه‌های دگرسانی، پیشنهاد می‌شود که عوامل فیزیکوشیمیایی مشابهی مانند: pH، در دسترس بودن کمپلکس‌های مناسب در سیال و حضور کانی‌های ثانویه برای میزبانی REE‌ها، بر هر سه پهنه دگرسانی حاکم بوده است. **واژه‌های کلیدی:** بی‌هنجاری Eu، عناصر نادر خاکی و کمیاب، دگرسانی گرمابی، کانسار مس پورفیری سونگون، کمر بند ولکانو-پلوتونیک ارومیه -دختر

مقدمه

صربستان، بلغارستان، ترکیه، ایران تا افغانستان

ادامه دارد. کمر بند ولکانو-پلوتونیک ارومیه-دختر

با طول بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۴۰

ناحیه معدنی سونگون و اهر بخشی از کمر بند

کوهزایی-فلززایی آلپ-همالیا است که از شرق

کیلومتر از شمال غرب کشور تا جنوب شرق ایران گسترده شده است و شامل: سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و نفوذی‌هایی با ویژگی کلسیمی-قلیایی است. این کمر بند میزبان تعداد زیادی از ذخایر پورفیری مس-مولیبدن است که از آن جمله می‌توان به ذخیره بزرگ سونگون واقع در شمال غرب ایران اشاره کرد (Tabatabai Rezai, 2001). کانسار مس پورفیری سونگون در ۷۵ کیلومتری شمال غرب اهر در استان آذربایجان شرقی، بین طول‌های جغرافیایی $41^{\circ} 46'$ تا $41^{\circ} 45'$ و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ} 41'$ تا $38^{\circ} 43'$ واقع شده است.

بسیاری از پژوهشگران به بررسی تحرک، تفکیک و انحلال‌پذیری REE در محیط‌های گرمایی پرداخته‌اند. بر همین اساس، Rollinson (۱۹۹۳) معتقد است که عناصر نادر خاکی با انحلال‌پذیری ناچیز هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی‌های گرمایی به نسبت نامتحرک اند، مگر در شرایطی که نسبت سیال به سنگ بالا باشد (Michard, 1989). Rolland و همکاران (۲۰۰۳) نیز تحرک REE را به تغییرات در pH، فوگاسیته اکسیژن و وجود لیگاندهای $(CO_3)^{2-}$ ، F^- ، OH^- و $(PO_4)^{2-}$ و $(SO_4)^{2-}$ در سیال و شرایط P-T نسبت می‌دهند. یکی از کاربردهای مهم عناصر نادر خاکی به کارگیری رفتار این عناصر برای شناخت ماهیت سیالات دگرسان کننده و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی محیط است. مطالعه زمین‌شیمی عناصر کمیاب و دگرسانی‌های گرمایی کوهستان کرکس نشان داده است که پهنه سیلیسی از تمامی عناصر کاهش شدید، پهنه آرژیلیک پیشرفته در LREE غنی‌شدگی و در HREE تهی‌شدگی و پهنه

آرژیلیک از تمامی عناصر غنی‌شدگی دارد (Mackizadeh and Taghipour, 2011). بی‌هنجاری مثبت و منفی Eu در دگرسانی‌های کانسار طلا قلقله کردستان به ترتیب نشان‌دهنده دگرسانی ضعیف و پیشرفته در این کانسار است (Taghipour and Ahmadnejad, 2012). الگوی عناصر کمیاب در گرانیتهای تیپ A میشو نشان‌دهنده اثر تتراد در این سنگ‌ها است. الگوی تتراد توسط تفریق بلورهای غنی از REE طی تبلور تفریقی مذاب، از واکنش با سیالات مراحل نهایی کنترل می‌شود (Ahankub et al., 2012).

با وجود بررسی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی متعدد انجام شده بر کانسار مس سونگون (Mehrpour and Tarkian 1993؛ Calagari, 1994؛ Etminan, 2003؛ Calagari, 2004؛ Hezarkhani, 2009) تاکنون مطالعه‌ای بر روی رفتار عناصر نادر خاکی در پهنه‌های مختلف دگرسانی این کانسار انجام نشده است. بنابراین، در این پژوهش سعی شده تا علاوه بر بررسی کانی‌شناسی و زمین‌شیمی، الگوی عناصر کمیاب و نادر خاکی نیز در هر یک از پهنه‌های دگرسانی به تفصیل مورد بررسی قرار گیرد.

زمین‌شناسی منطقه

کانسار مس پورفیری سونگون در کمر بند ساختاری پهنه سهند-زمان به سن ترشیاری قرار دارد. سنگ میزبان این کانسار، یک استوک کوارتزموئزونیته است که توسط سامانه‌ای از دایک‌های موازی آندزیتی فاقد کانی‌زایی با روند NNE-SSW، NNW-SSE و جهت شیبی به سمت غرب قطع شده است. نفوذ استوک سونگون به داخل واحد کربناته کرتاسه سبب اسکارن‌زایی

شامل: ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی پتاسیک، ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی فلیک، ۲۵ نمونه از پهنه دگرسانی آرژیلیک و ۱۰ نمونه از سنگ غیر دگرسان است. ویژگی‌هایی نظیر: اندازه دانه، رنگ، تازگی یا دگرسانی در این نمونه‌ها مورد توجه قرار گرفته است. از تعداد کل ۸۵ نمونه برداشت شده، تعداد ۲۰ عدد مقطع نازک تهیه شد. مطالعات پتروگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 در آزمایشگاه سنگ‌شناسی دانشگاه شیراز و اصفهان انجام شد. در مجموع ۸ نمونه از پهنه‌های دگرسان شده و توده‌های نفوذی کانه‌ساز برای اندازه‌گیری عناصر نادر خاکی و انجام آزمایش‌های ICP-MS به شرکت زرآما ارسال شد. همچنین، تجزیه عناصر اصلی ۱۰ نمونه از توده نفوذی و ۶ نمونه از سنگ‌های دگرسان شده توسط دستگاه XRF در دانشگاه اصفهان انجام پذیرفت.

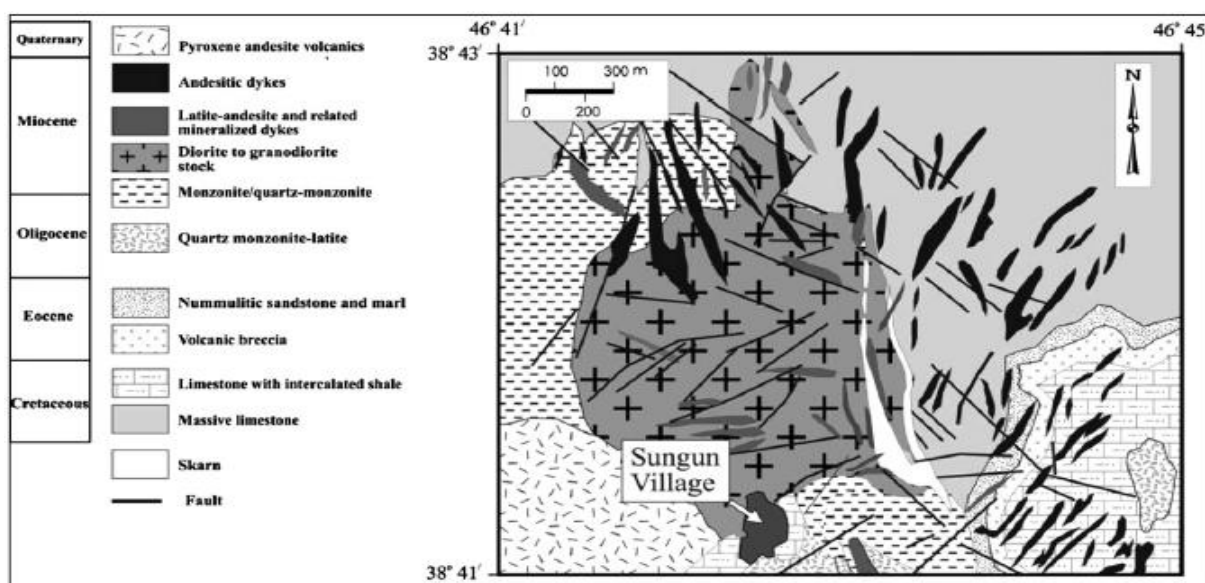
پتروگرافی پهنه‌های دگرسانی

با توجه به مطالعات انجام شده توسط پژوهشگران پیشین در کانسار سونگون (Mehrproust and Tarkian, 1993) پهنه‌های دگرسانی موجود در منطقه رده‌بندی شده که نمونه‌برداری از هر کدام از پهنه‌ها به تفکیک انجام شد (شکل ۲). بر اساس مطالعات نوری، نمونه‌هایی که از پهنه‌های دگرسانی برداشت شده است دگرسانی بسیار شدیدی را نشان می‌دهد. به صورتی که بیشتر کانی‌های مشاهده شده در زیر میکروسکوپ قابل تشخیص نبوده یا به سختی شناسایی شده است. سرسیت و کوارتز در بیشتر مقاطع فازهای اصلی را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۱). شدت دگرسانی تا حدی است که در برخی مواقع شبیهی از کانی‌ها در برش نازک قابل مشاهده است (شکل ۳-۲).

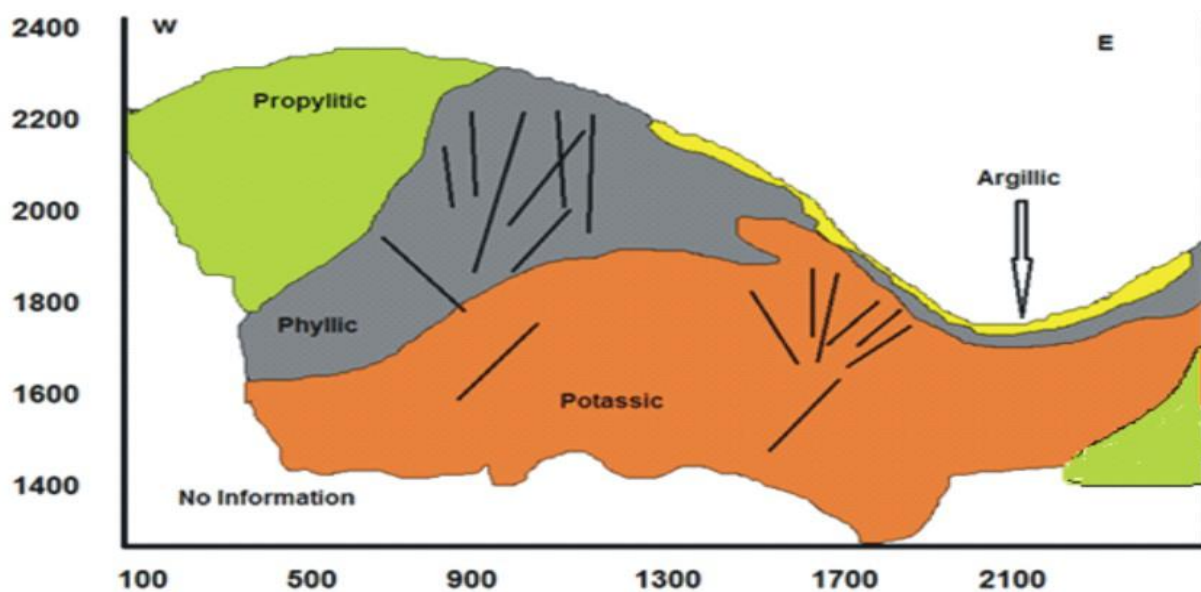
همراه با کانی‌زایی مس در داخل استوک و حاشیه‌ای در نوار شمالی استوک شده است. عملکرد فرآیندهای گرمایی بر روی استوک سونگون باعث ایجاد الگوهای دگرسانی پتاسیک، پروپلیتیک، فلیک و آرژیلیک در کانسار سونگون شده است که فرآیندهای ثانویه پس از کانی‌زایی باعث تفکیک آن به مناطق فروشت، برون‌زاد و درون‌زاد شده است (Mehrproust and Tarkian; 1993; Calagari, 2003; Hezarkhani, 2006). واحدهای آتشفشانی ائوسن شامل: داسیت، تراکی‌آندزیت، آذرآوری‌ها و توف است که در قسمت‌هایی که در هم‌جواری توده نفوذی بوده است به علت متاسوماتیسم از نظر ترکیب، بافت و کانی‌سازی نیز در آن تغییراتی انجام گرفته است. واحدهای یاد شده توسط توده‌های نفوذی همزمان با کانی‌سازی، بعد از کانی‌سازی و دایک‌ها قطع شده‌اند. بعد از این واحدها گدازه‌های تراکیتی و تراکی‌آندزیت رخنمون دارد که بخشی از مجموعه سونگون را می‌پوشاند. واحد سنگی جوان این ناحیه از گدازه‌های لاتیت، آندزیت بازالتی به سن کواترنر تشکیل شده است (Mehrproust, 1993; Hezarkhani, 2009). سنگ‌های نفوذی در سونگون شامل سه گروه سنگی: الف) مونزونیت-کوارتز مونزونیت، ب) دیوریت-گرانودیوریت و ج) آندزیت و دایک‌ها است (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

نخست بررسی‌های صحرایی طی چندین مرحله برای نمونه‌برداری از پهنه‌های دگرسانی و توده نفوذی انجام گرفت. ۸۵ نمونه با وزن تقریبی یک کیلوگرم از پهنه‌های پتاسیک، آرژیلیک، فلیک و همچنین، توده نفوذی کانسار ساز برداشت شد که



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه معدنی سونگون با تغییرات (Mehrpour, 1993; Hezarkhani, 2006)



شکل ۲- گسترش پهنه‌های دگرسانی در مقطع شرقی-غربی معدن مس پورفیری سونگون

این پهنه بافت بازمانده پورفیری و گرانولار نیز دیده می‌شود (شکل ۳- A و B). به طور معمول کانی‌های بیوتیت و آمفیبول توسط موسکویت پر می‌شود و بافت دروغین را به وجود می‌آورد. در این پهنه ژاروسیت به مقدار اندک وجود دارد که نتیجه دگرسانی پیریت است که بر موسکویت

پهنه دگرسانی پتاسیک: در بخش بالایی استوک قرار داشته و عمیق‌ترین پهنه دگرسانی ذخایر مس پورفیری است. کانی‌های این پهنه شامل: فلدسپار پتاسیم، بیوتیت اولیه، بیوتیت ثانویه، سرسیت، پلاژیوکلاز، کوارتز، انیدریت، اسفن، موسکویت، اکتینولیت و زیرکن است. در

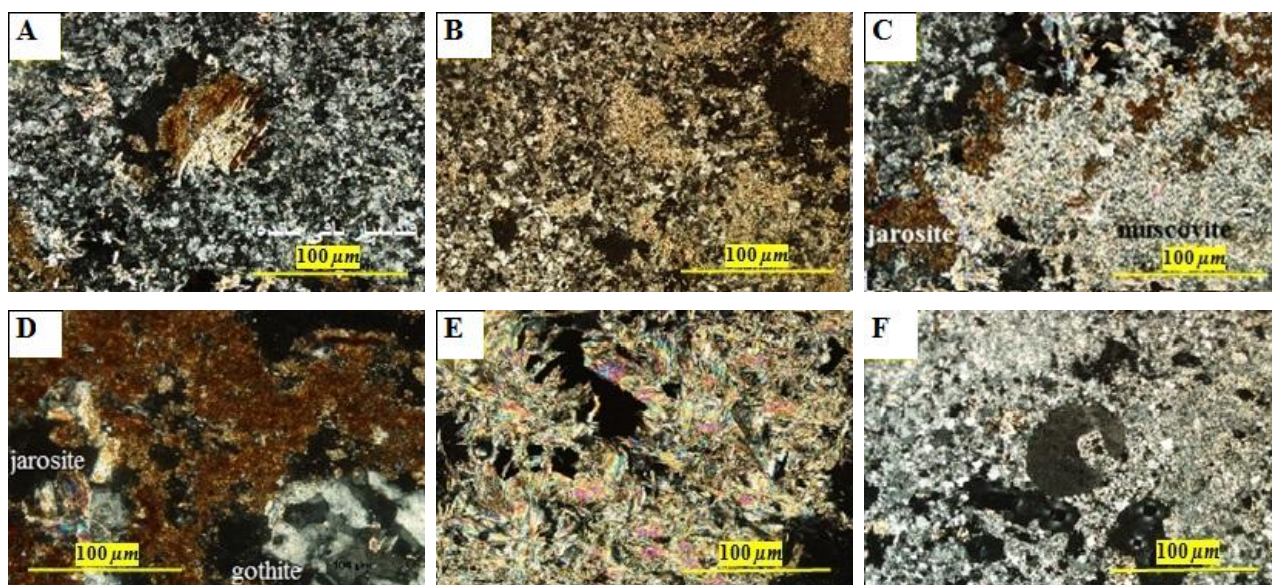
درهم‌رشدی کانی‌های میکایی به وجود می‌آید که در سنگ‌های آذرین و دگرگونی رایج است.

پهنه دگرسانی آرژیلیک: شدت متاسوماتیسم هیدروژن در بالاترین سطح خود است. به صورتی که تقریباً تمامی کاتیون‌ها در سنگ میزبان آب‌شوی شده و کانی‌های اولیه سنگ به مجموعه کانی‌های رسی تبدیل می‌شود (Arribas, 1995). تنها کانی کوارتز به عنوان کانی بازماندی در زمینه حضور دارد (شکل ۳-F).

پهنه پروپلیتیک: اطراف سایر پهنه‌های دگرسانی را فرا گرفته است. مجموعه کانی‌های کلریت، اپیدوت، کلسیت، و آلبیت نشان‌دهنده پهنه پروپلیتیک است. در این پهنه پلاژیوکلاز کلسیم خود را از دست داده و به آلبیت تبدیل می‌شود و کلسیم آزاد شده در ساختار کلسیت و اپیدوت شرکت می‌نماید. بیوتیت و آمفیبول نیز به کلریت تبدیل می‌شود.

تحمیل شده است (شکل ۳-C و D). ژاروسیت برای تشکیل K را از موسکویت و Fe را از دگرسانی پیریت به دست می‌آورد. ژاروسیت ناپایدار است و به گوتیت و اکسیدهای آهن تبدیل می‌شود (Pirajno, 2009).

دگرسانی فیلیک: به طور عمده به صورت تأخیری جایگزین بخش‌هایی با دگرسانی پتاسیک می‌شود. در این پهنه فلدسپار پتاسیم به سرسیت و به مقدار کمتر کانی‌های رسی دگرسان می‌شود. پلاژیوکلاز به طور کامل یا بخشی، به سرسیت تبدیل شده است. کانی‌های بیوتیت و آمفیبول نیز به سرسیت تبدیل می‌شود. کانی‌های موجود در این پهنه عبارتند از: پلاژیوکلاز، سرسیت، کوارتز، ارتوکلاز، پیریت، زیرکن و آپاتیت. موسکویت به صورت مستقل و رشد تداخلی در این پهنه دیده می‌شود. همچنین، در این پهنه بافت لپیدوبلاستیک وجود دارد (شکل ۳-E). بافت لپیدوبلاستیک، از



شکل ۳- A) بافت دانه‌ای در پهنه دگرسانی پتاسیک؛ B) بافت دروغین و بازمانده پورفیری در پهنه دگرسانی پتاسیک؛ C) همجاری ژاروسیت با کانسنگ و موسکویت در پهنه پتاسیک. ژاروسیت برای تشکیل K را از موسکویت و Fe را از دگرسانی پیریت به دست می‌آورد؛ D) تبدیل ژاروسیت به گوتیت. ژاروسیت ناپایدار است و به گوتیت و اکسیدهای آهن تبدیل می‌شود؛ E) بافت لپیدوبلاستیک، حاصل رشد درهم کانی موسکویت در پهنه فیلیک؛ F) کوارتز با خورده‌شدگی خلیجی در پهنه آرژیلیک

پتروولوژی توده‌های نفوذی سونگون پورفیری

خلاصه نتایج داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرسان شده در جدول ۱ نمایش داده شده است. از نتایج مربوط به توده‌های نفوذی برای نامگذاری و بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین استفاده شده است. در نمودار $(\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$ (Middlemost, 1994) توده‌های نفوذی سونگون در محدوده دیوریت، گرانودیوریت و کوآرتز مونزونیت قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱). برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های توده نفوذی از نمودار تفکیکی سری

قلیایی از نیمه قلیایی بر اساس مجموع قلیایی برابر سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۴-۲). موقعیت نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) در محدوده کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۴-۳). در نمودار Y-Nb (Pearce et al., 1984) موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای مرتبط با قوس قرار می‌گیرد (شکل ۴-۴).

جدول ۱- تجزیه شیمیایی XRF عناصر اصلی از پهنه‌های مختلف دگرسانی و توده نفوذی غیر دگرسان

samples	potassic zone		phyllitic zone		argillic zone		Unaltered rocks									
	Su-1	Su-8	Su-12	Su-15	Su-17	Su-20	Su-30	Su-35	Su-40	Su-50	Su-54	Su-57	Su-60	Su-62	Su-71	Su-75
(wt%)																
SiO ₂	63.52	64.31	71.25	70.17	67.45	67.32	65.91	50.31	58.64	56.64	58.4	58.03	57.94	59.61	61.31	61.41
Al ₂ O ₃	15.87	15.01	15.68	15.43	16.80	17.01	15.45	16.62	16.32	17.41	17.41	16.32	16.76	15.32	15.21	15.04
Fe ₂ O ₃	3.14	3.24	2.45	2.45	2.36	2.51	2.76	6.32	5.67	4.73	3.65	3.36	3.07	3.36	2.16	3.62
MnO	0.03	0.04	0.02	0.02	0.24	0.25	0.06	0.08	0.09	0.04	0.05	0.03	0.03	0.01	0.03	0.06
MgO	1.67	1.63	0.99	0.97	1.81	0.83	1.76	7.28	5.64	6.03	5.94	6.81	5.41	5.36	3.94	5.98
CaO	2.25	2.26	0.68	0.76	0.80	0.36	3.24	8.35	5.31	5.42	4.36	5.58	4.31	4.56	4.63	4.21
Na ₂ O	1.81	2.45	0.41	0.37	1.32	1.37	3.63	4.35	3.61	4.67	4.67	4.06	5.12	5.75	5.05	3.62
K ₂ O	5.25	4.36	3.67	3.61	4.45	4.56	3.25	1.03	2.31	2.12	2.04	2.06	2.16	3.26	4.61	3.75
TiO ₂	0.45	0.45	0.46	0.50	0.58	0.61	0.51	0.67	0.52	0.52	0.51	0.52	0.56	0.49	0.48	0.50
P ₂ O ₅	0.31	0.46	0.31	0.32	0.20	0.25	0.24	0.23	0.31	0.21	0.22	0.24	0.21	0.24	0.24	0.21
LOI	4.70	4.35	4.42	4.43	3.82	3.75	1.72	1.31	1.21	1.03	1.01	1.12	0.97	0.87	0.96	0.89
Total	98.72	99.04	100.34	99.04	99.83	98.87	98.53	98.55	99.63	98.91	98.26	95.13	99.13	93.87	98.53	99.29

زمین‌شیمی پهنه‌های دگرسانی گرمابی

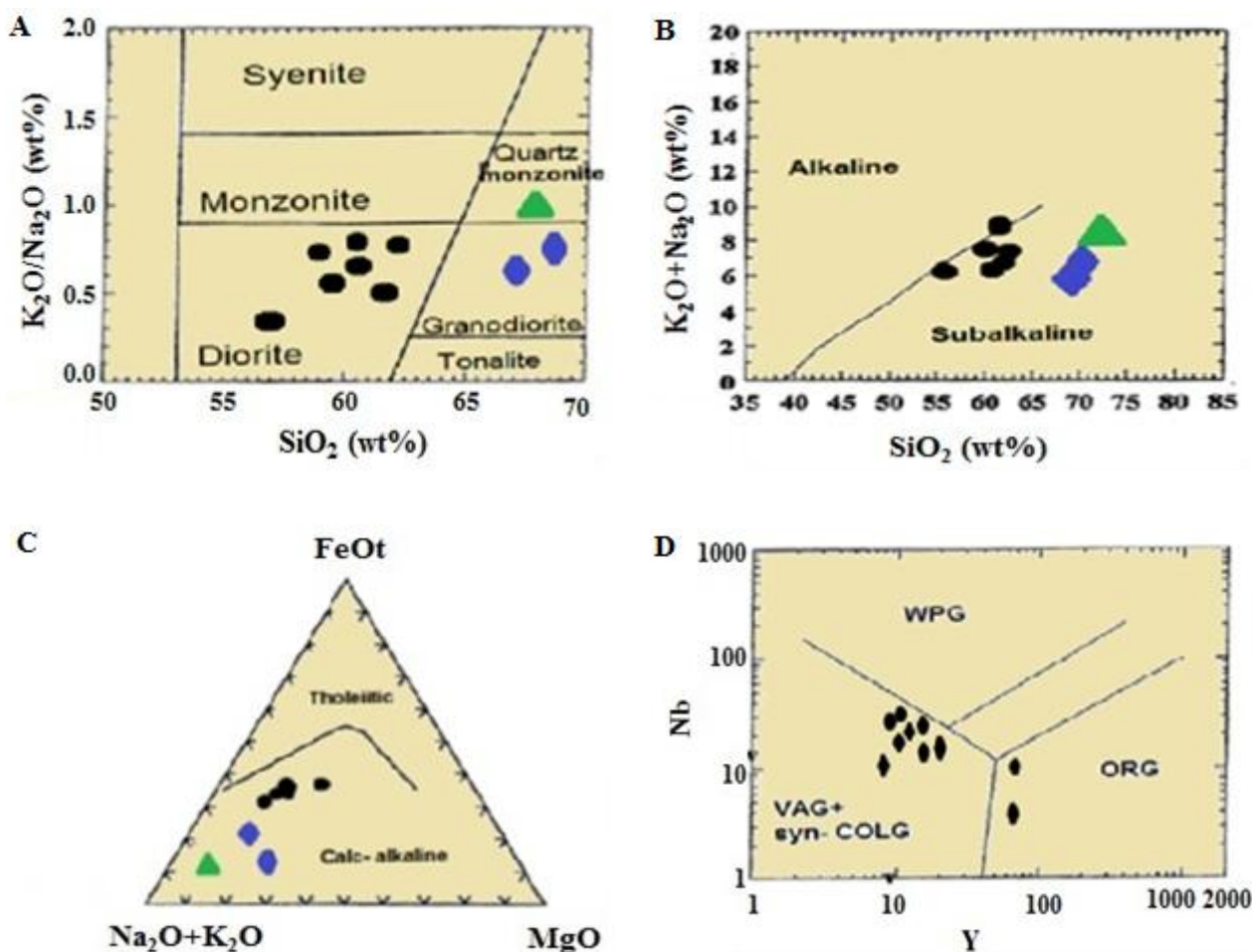
زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی

به منظور بررسی رفتار عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی مختلف و مقایسه آن با نمونه‌های غیر دگرسان نمودارهای غنی‌شدگی-تهی‌شدگی رسم شد (شکل ۴). بر اساس مطالعات انجام شده، سنگ میزبان برای دگرسانی ترکیب

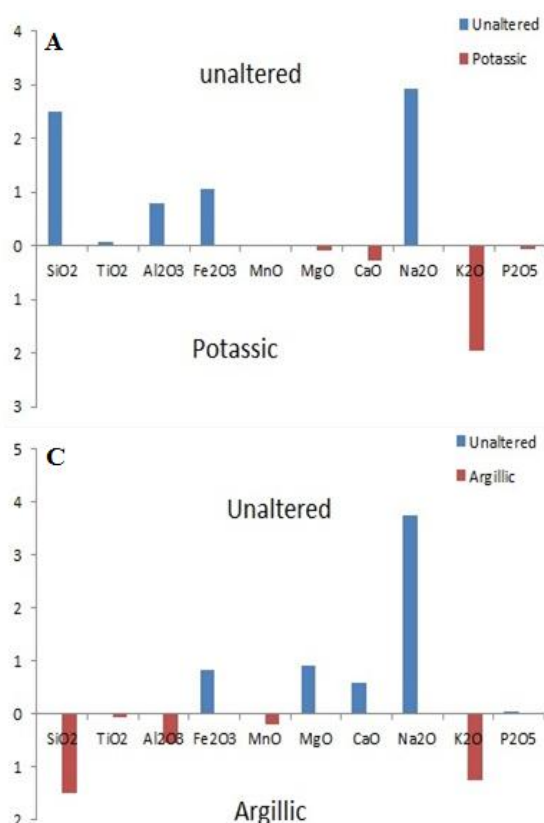
مشابهی دارد. بنابراین، تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی عناصر، مربوط به دگرسانی است. میانگین مقدار SiO₂ در سنگ‌های غیر دگرسان ۵۸/۸۲ درصد است. این مقدار در پهنه دگرسانی پتاسیک ۶۳/۹۱ درصد، در پهنه دگرسانی فلیک ۷۰/۷۱ درصد و در پهنه آرژیلیک ۶۷/۳۸ درصد است. بنابراین، بیشترین مقدار سیلیس مربوط به پهنه دگرسانی

درصد است. مقدار Al_2O_3 در سنگ غیر دگرسان ۱۶/۲۲ درصد، در پهنه پتاسیک ۱۵/۴۳ درصد، در پهنه فیلیک ۱۵/۵۵ درصد و در پهنه آرژیلیک به ۱۶/۹۰ درصد می‌رسد. افزایش Al_2O_3 و TiO_2 در پهنه دگرسانی آرژیلیک، به دلیل آب‌شویی عناصر قلیایی و قلیایی خاکی است که سبب افزایش ظاهری این عناصر نسبت به عناصر متحرک شده است.

فیلیک و کمترین مقدار آن مربوط به پهنه دگرسانی پتاسیک است. مقدار K_2O از پهنه دگرسانی پتاسیک به سمت پهنه دگرسانی فیلیک کاهش می‌یابد. مقدار MgO از پهنه دگرسانی پتاسیک به فیلیک کاهش دارد (شکل ۵). مقدار TiO_2 در سنگ‌های نفوذی غیر دگرسان ۰/۵۳ درصد، در پهنه پتاسیک ۰/۴۵ درصد در پهنه فیلیک ۰/۴۸ درصد و در پهنه آرژیلیک ۰/۵۹



شکل ۴- A) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در نمودار مجموع عناصر قلیایی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1994)؛ B) نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه قلیایی و موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در آن (Irvine and Baragar, 1971)؛ C) قرار گرفتن نمونه‌های توده نفوذی در محدوده کلسیمی-قلیایی در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ D) موقعیت نمونه‌های توده نفوذی سونگون در ارتباط با تعیین محیط زمین‌ساختاری (Pearce et al., 1984). • دیوریت، ♦ گرانودیوریت، ▲ کوآرتز مونزونیت



شکل ۵- نمودار غنی‌شدگی- تهی‌شدگی عناصر اصلی در پهنه‌های دگرسانی پتاسیک (A)، فیلیک (B) و آرژیلیک (C)

دگرسانی دیده شده است (شکل ۶-۵). ضریب همبستگی آرسنیک-نقره از پهنه دگرسانی پتاسیک به سمت دگرسانی آرژیلیک افزایش می‌یابد و بیشترین مقدار آن در پهنه فیلیک است.

زمین شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی

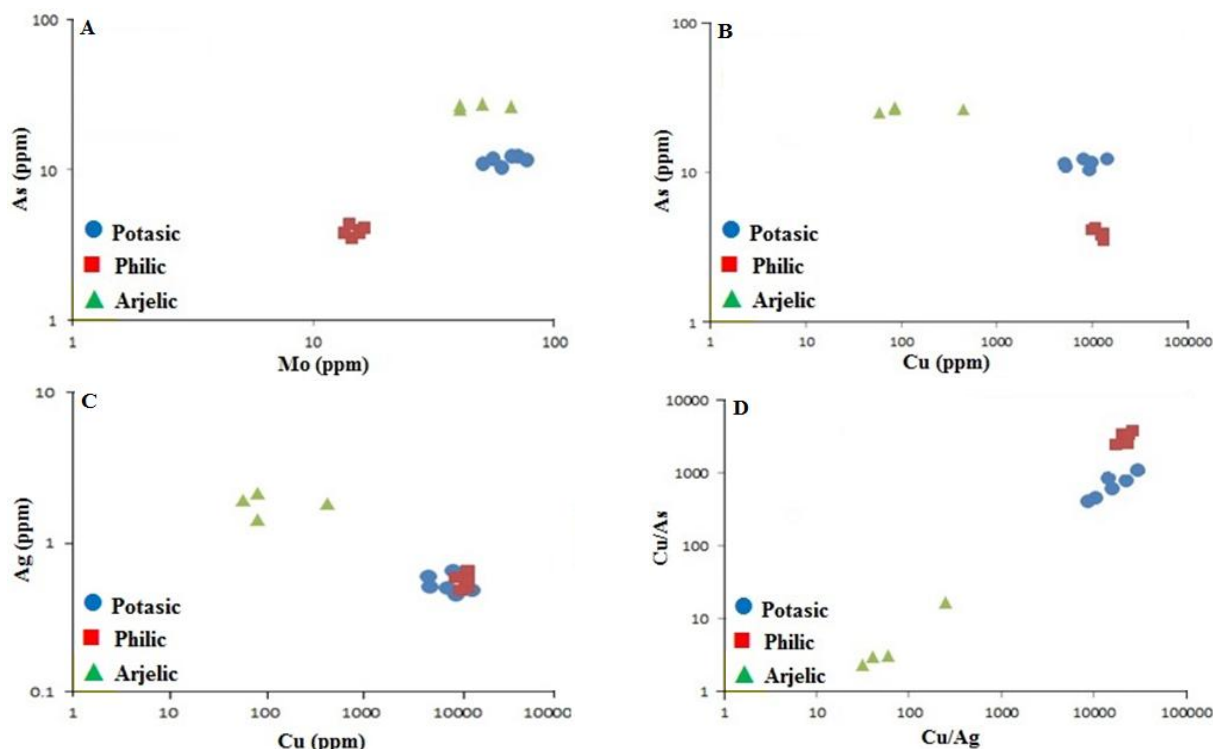
به منظور بررسی رفتار REE، تعداد هشت نمونه از پهنه‌های دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و توده نفوذی (با کمترین میزان دگرسانی) با روش ICP-MS تجزیه شد (جدول ۲). مقادیر عناصر نادر خاکی به دست آمده نسبت به کندریت بهنجار شده است (Nakamura, 1974) (شکل ۷). همان طور که در شکل دیده می‌شود الگوی پراکندگی REE در هر یک از پهنه‌های دگرسانی پتاسیک ($\Sigma\text{REE}=219/9$)، فیلیک ($\Sigma\text{REE}=186/41$) و

رفتار زمین‌شیمیایی عناصر مس، مولیبدن و آرسنیک به علت اهمیت این عناصر در کانسار پورفیری، بررسی شد. آرسنیک به عنوان عنصر نشانگر کانه‌زایی دارای منشأ ماگمایی است. این عنصر می‌تواند با مس یا مولیبدن دیده شود. بنابراین، معمولاً تغییرات این عنصر در مقایسه با مس، مولیبدن و طلا در سیستم‌های پورفیری بررسی می‌شود.

در پهنه دگرسانی پتاسیک مقدار مس بین ۵۱۶۰ تا ۱۴۰۰۰ گرم بر تن در تغییر است. در این پهنه دگرسانی همبستگی مثبت بین مولیبدن-آرسنیک و مس-آرسنیک دیده می‌شود (شکل ۶-۵ و ۶-۵). مقدار مولیبدن در پهنه پتاسیک و فیلیک نسبت به پهنه آرژیلیک بیشتر است. همبستگی مس با نقره در این پهنه منفی است (شکل ۶-۵). همبستگی مثبتی بین نسبت Cu/As و نسبت Cu/Ag در تمامی پهنه‌های

عناصر LREE و تهی‌شدگی در عناصر HREE در توده نفوذی و پهنه‌های دگرسان به خوبی مشخص است. الگوی پراکندگی REE در توده نفوذی و پهنه‌های دگرسانی مشابه است (شکل ۷).

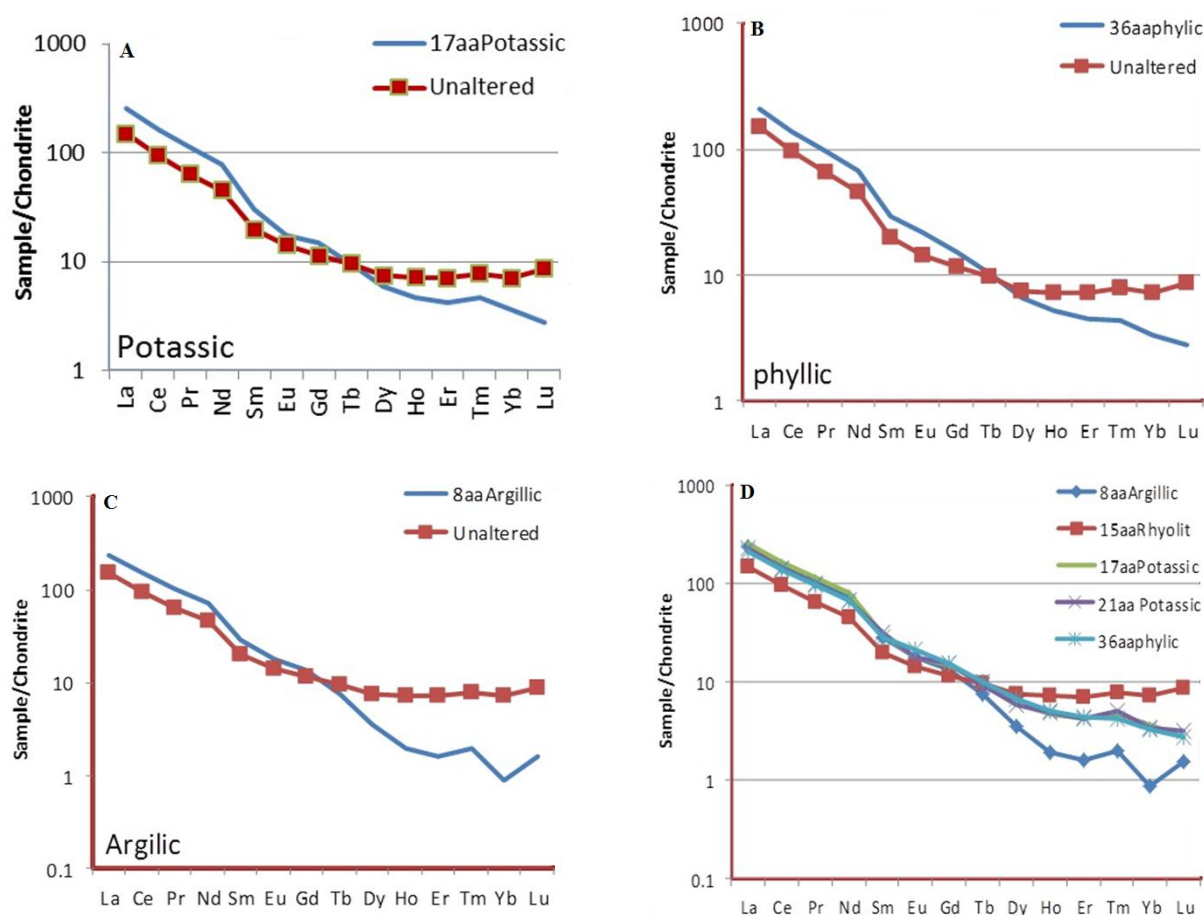
آرژلیک ($\Sigma REE = 200/5$) نشان‌دهنده غنی‌شدگی مجموع این عناصر در پهنه‌های دگرسان نسبت به نمونه غیر دگرسان استوک پورفیری ($\Sigma REE = 132/89$) است. همچنین، غنی‌شدگی در



شکل ۶- تغییرات عناصر مس، آرسنیک، مولیبدن و نقره در پهنه‌های پتاسیک، فیلیک و آرژلیک

جدول ۲- میانگین نتایج ۸ نمونه تجزیه‌های زمین‌شیمیایی عناصر نادر و نادر خاکی با روش ICP-MS

REE(ppm)	potassic	phyllitic	Argillic	unaltered
La	59.7	49	54.8	35.2
Ce	100	83.9	92	58.4
Pr	10.8	9.09	9.76	6.11
Nd	37	31.6	33.9	21.2
Sm	4.62	4.39	4.36	3.03
Eu	1.03	1.24	1.02	0.83
Gd	3.1	3.15	2.76	2.63
Tb	0.36	0.38	0.28	0.36
Dy	1.52	1.62	0.89	1.9
Ho	0.27	0.29	0.11	0.41
Er	0.7	0.74	0.27	1.18
Tm	0.12	0.11	0.05	0.2
Yb	0.62	0.57	0.15	1.22
Lu	0.07	0.07	0.04	0.22
ΣREE	219.91	186.41	200.5	132.89
(La/Yb) _n	69.95	62.45	265.41	20.96
(La/Sm) _n	8.44	7.29	8.21	7.59
(Tb/Yb) _n	2.63	3.03	8.48	1.34
(Eu/Eu*)	0.83	1.01	0.89	0.94
(Ce/Ce*)	0.95	0.96	0.96	0.97



شکل ۷- A) الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی بهنجار شده در پهنه پتاسیک؛ B) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده در پهنه فیلیک؛ C) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده در پهنه آرژیلیک؛ D) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده در تمامی پهنه‌های دگرسانی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)

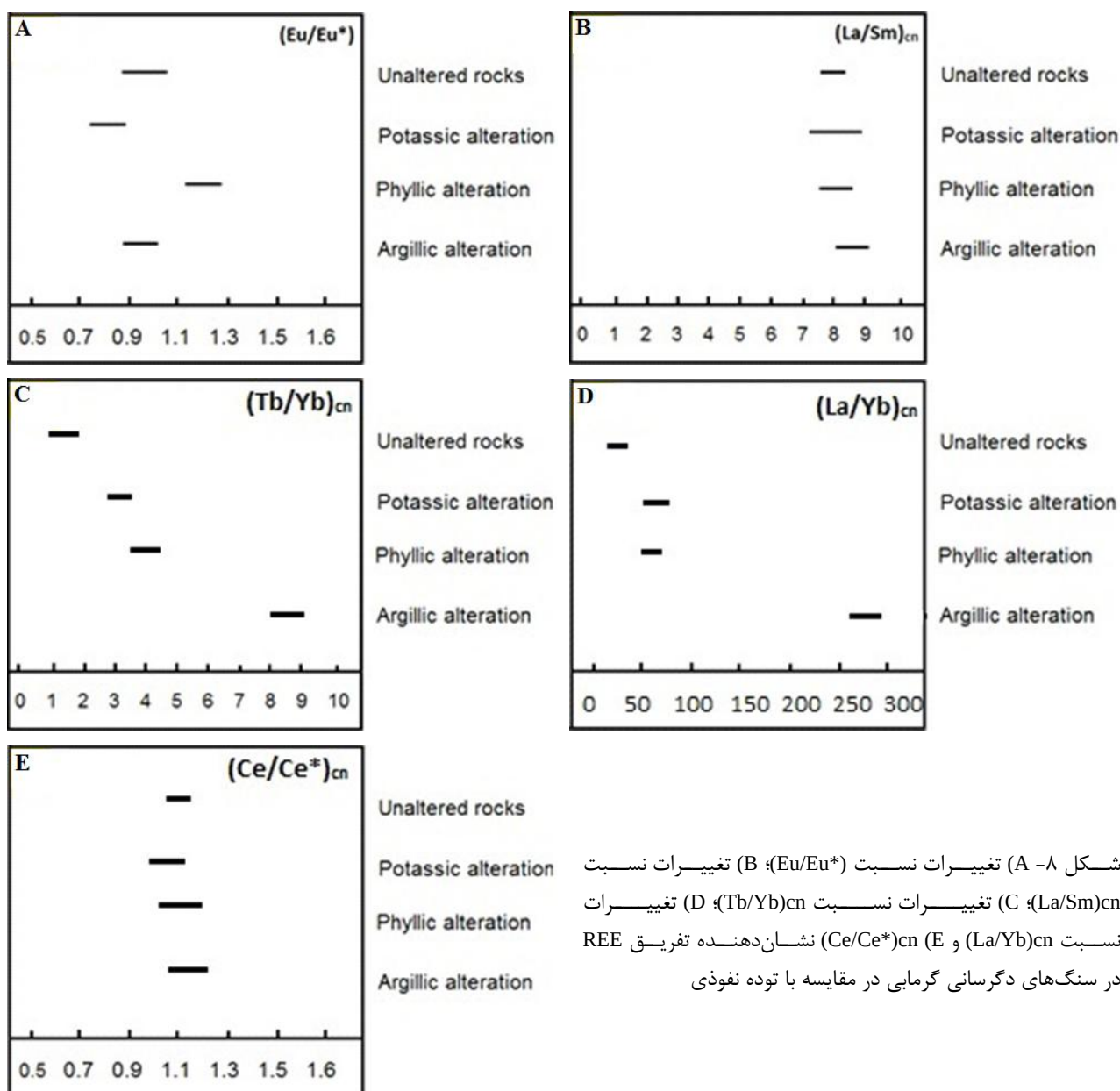
ته‌نشین می‌شود. بنابراین، با توجه به حضور سولفیدهای گرمابی، به ویژه پیریت در پهنه فیلیک، بالا بودن نسبت Eu/Eu^* قابل توجیه است. علاوه بر این، حضور گسترده پلاژیوکلاز در نمونه‌های مطالعه شده بیانگر ارتباط تنگاتنگ این کانی با بی‌هنجاری‌های مثبت Eu مشاهده شده در این پهنه است. افزایش ناچیز در بی‌هنجاری Eu و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE از ویژگی این پهنه است. این نسبت در پهنه آرژیلیک ($Eu/Eu^*=0/89$) بسیار شبیه به نمونه غیر دگرسان ($Eu/Eu^*=0/94$) است که گویای عدم

نسبت $(Eu/Eu^*)_{cn}$ مقیاسی از بی‌هنجاری یوروپیوم است و مقادیر بالاتر از یک بی‌هنجاری مثبت و مقادیر کمتر از یک بی‌هنجاری منفی را نشان می‌دهد. نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های دگرسان، به استثنای پهنه فیلیک، پایین‌تر از نمونه توده نفوذی است (شکل ۸- A). بیشترین مقدار این نسبت متعلق به پهنه فیلیک ($Eu/Eu^*=1/01$) است که بی‌هنجاری مثبت را نشان می‌دهد. Peter و همکاران (۱۹۹۷) معتقدند که Eu طی فرآیندهای گرمابی با اکسیدها و سولفیدهای گرمابی متمرکز یا همزمان با آن

تحرك این عنصر طی دگرسانی است.

نسبت $(La/Sm)_n$ که برای تفکیک MREE و LREE مورد استفاده قرار می‌گیرد، در پهنه‌های پتاسییک $[(La/Sm)_n=8/44]$ و آرژیلیک $[(La/Sm)_n=8/21]$ تقریباً یکنواخت بوده و مقادیر بالاتر از نمونه غیر دگرسان را نشان

می‌دهد (شکل ۸-B). در پهنه فیلیک این نسبت از دیگر نمونه‌ها کمتر است $[(La/Sm)_n=7/29]$. به طور کلی، نسبت La/Sm تغییرات کمی را نسبت به توده نفوذی نشان می‌دهد و بنابراین، تفریق LREE نسبت به MREE کمتر انجام شده است.



شکل ۸- A) تغییرات نسبت (Eu/Eu^*) (B) تغییرات نسبت $(La/Sm)_{cn}$ (C) تغییرات نسبت $(Tb/Yb)_{cn}$ (D) تغییرات نسبت $(La/Yb)_{cn}$ (E) $(Ce/Ce^*)_{cn}$ نشان‌دهنده تفریق REE در سنگ‌های دگرسانی گرمایی در مقایسه با توده نفوذی

مس پورفیری پهنه پتاسیک دارای pH قلیایی بوده و شرایط کاهشی را نشان می‌دهد.

بحث

بیشتر مطالعات اخیر بر روی سنگ‌های دگرسانی در محیط‌های اپی‌ترمال و کانسارهای مس پورفیری نشان داده که در شرایط ویژه‌ای عناصر نادر خاکی توسط دگرسانی سیالات گرمایی متحرک می‌شود (Arribas, 1995؛ Bissig *et al.*, 2002). Fourcade و همکاران (۱۹۸۹) تحرک یا عدم تحرک REE را به پایداری و فراوانی فازهای REE، نقش pH، دما، شرایط کاهشی و غلظت لیگندهای کمپلکس‌ساز با REE مربوط می‌دانند.

مجموع عناصر نادر خاکی در پهنه پتاسیک ۲۱۹/۹ و در پهنه فیلیک ۱۸۶/۴۱ است. این کاهش مقدار در عناصر نادر خاکی در پهنه فیلیک نسبت به پتاسیک همراه با افزایش نسبت سیال/سنگ و کاهش pH یا افزایش عامل H^+ است (Pirajno, 2009). الگوی عناصر نادر خاکی همچنین، بیانگر غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در پهنه‌های دگرسانی بررسی شده است. الگوی کلی این نمونه‌ها شیب منفی ضعیفی از LREE به سمت HREE را نشان می‌دهد که به سمت HREE دچار پهن‌شدگی می‌شود.

نسبت Eu/Eu^* به عنوان مقیاسی از بی‌هنجاری یوروپیم برای نمونه تقریباً غیر دگرسان و نمونه‌های پهنه‌های دگرسان (به جز پهنه فیلیک) مقادیر کمتر از یک را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده بی‌هنجاری منفی ضعیف است. در فوگاسیته بالای اکسیژن بی‌هنجاری مثبتی از یوروپیم و در دمای بالا بی‌هنجاری منفی از این عنصر دیده می‌شود. همچنین، بی‌هنجاری مثبت

نسبت $(Tb/Yb)_n$ در پهنه‌های پتاسیک $(Tb/Yb)_n=۲/۴۵$ و فیلیک $(Tb/Yb)_n=۳/۰۳$ تا حدودی یکنواخت بوده و کمی بیش از نمونه غیر دگرسان $(Tb/Yb)_n=۱/۳۴$ است. اما این نسبت در پهنه آرژیلیک $(Tb/Yb)_n=۸/۴۸$ بسیار بیشتر از سایر پهنه‌های دگرسان و نمونه غیر دگرسان است که نشان‌دهنده تهی‌شدگی در خور توجه HREE در این پهنه است (شکل ۸-C).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که نسبت $(La/Yb)_n$ در پهنه‌های پتاسیک $(La/Yb)_n=۶۹/۹۵$ و فیلیک $(La/Yb)_n=۶۲/۴۵$ بیشتر از نمونه غیر دگرسان $(La/Yb)_n=۲۰/۹۶$ است (شکل ۸-D). این امر نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE در مقایسه با تهی‌شدگی HREE در پهنه‌های پتاسیک و فیلیک نسبت به نمونه غیر دگرسان است. نکته در خور توجه مقدار بالاتر این نسبت در پهنه آرژیلیک $(La/Yb)_n=۲۶۵/۴۱$ در مقایسه با نمونه غیر دگرسان است. غنی‌شدگی بالای LREE نسبت به HREE در پهنه آرژیلیک به دلیل وجود کانی‌های رسی در این پهنه دگرسانی است.

نسبت Ce/Ce^* در نمونه‌های متعلق به پهنه‌های فیلیک $(Ce/Ce^*=۰/۹۶)$ و آرژیلیک $(Ce/Ce^*=۰/۹۶/۵)$ مقادیر بیشتری را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده شرایط اکسایشی حاکم در این سامانه‌های دگرسانی است (Rollinson, 1993) (شکل ۸-E). همچنین، مقدار بالاتر Ce در پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک و فیلیک به دلیل وارد شدن این عنصر در ساختار کانی‌های رسی است. همان طور که شکل ۸-E نیز نشان می‌دهد تنها در پهنه پتاسیک مقدار $(Ce/Ce^*=۰/۹۵)$ کاهش اندکی را نشان می‌دهد که نشان‌دهنده شرایط کاهشی حاکم بر این پهنه است. در کانسارهای

LREE کمپلکس‌های ناپایداری را نسبت به HREE تشکیل می‌دهد در حضور کانی‌های ثانویه موجود در این پهنه سریع‌تر از HREE رسوب می‌کند (Haas *et al.*, 1995).

Rolland و همکاران (۲۰۰۳) نیز $pH=7$ و فوگاسیته پایین سولفور را برای تهنشینی کمپلکس‌های OH-REE مناسب می‌داند که سبب غنی‌شدگی HREE می‌شود. این در حالی است که پهنه‌های پتاسیک و فلیک دارای دما بالا، $pH=7$ و فوگاسیته سولفور بالا است. همچنین، ممکن است بخشی از تهی‌شدگی HREE با رانده شدن سیالات فلئوئوردار که کمپلکس‌های پایداری با HREE می‌سازد در ارتباط باشد.

نتیجه‌گیری

ناحیه معدنی مس سونگون بخشی از کمر بند کوهزایی-فلز زایی آلپ-هیمالیا است. کانه‌زایی پورفیری در ارتباط با توده نفوذی مونزونیتی-کوارتز مونزونیتی و دیوریتی-گرانودیوریتی به سن میوسن رخ داده است. در این کانسار چهار پهنه دگرسانی شاخص پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک وجود دارد. مقایسه الگوی REE در پهنه‌های دگرسانی پتاسیک، فلیک و آرژیلیک و توده نفوذی رفتار به نسبت مشابهی را نشان می‌دهد. در تمامی این واحدها غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE دیده می‌شود. سه پهنه پتاسیک، فلیک، آرژیلیک دارای الگوی REE مشابهی هستند که نشان‌دهنده عوامل فیزیکوشیمیایی به نسبت مشابهی بر تحرک یا رسوب این عناصر بوده است.

بی‌هنجاری منفی Eu در پهنه پتاسیک به دلیل ماهیت سیال کاهنده حاکم بر پهنه دگرسانی

یوروپیم در سیالات گرمایی نشان‌دهنده وجود سیالات غنی از کلر است (Michard, 1989). بی‌هنجاری به نسبت منفی یوروپیم ($1/0.3$ - $Eu/Eu^*=0.83$) می‌تواند بیانگر فعالیت اندک اکسیژن در زمان تبلور همراه با جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک و نیز نسبت بالای گریزندگی CO_2/H_2O باشد.

برخی از پژوهشگران تحرک REE و تفکیک ترجیحی LREE در مقابل HREE را به حضور کمپلکس‌های سولفاتی و سیالات کربن‌دار (Wendlandt and Harrison, 1979) نسبت می‌دهند. به عقیده Pirajno (۲۰۰۹) غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی عناصر نادر خاکی سنگین از ویژگی‌های پهنه پتاسیک است.

Wood (۱۹۹۰)، Bonin و همکاران (۱۹۹۳) و Haas و همکاران (۱۹۹۵) و نیز عامل انحلال‌پذیری REE در سیستم‌های گرمایی را عموماً کمپلکس‌های کربناتی و فلئوئوریدی می‌دانند. نکته مهم و در خور توجه در این بررسی‌ها تأکید بر نقش کمپلکس‌ها در تغییر غلظت REE در محیط‌های گرمایی است. آنها بر این باورند که غلظت بالای REE می‌تواند منعکس‌کننده وجود عوامل کمپلکس‌ساز مانند: Cl^- و $(SO_4)^{2-}$ برای انتقال LREE و F^- برای انتقال HREE باشد. این لیگاندها ممکن است به علت تغییر در شیمی سیال، REE را حمل یا تهنشین سازند که این خود در پاسخ به واکنش سیال/سنگ یا فرآیندهای آمیختگی سیال است. غنی‌شدگی LREE در پهنه‌های پتاسیک و فلیک می‌تواند در ارتباط با کمپلکس‌های سولفاتی باشد. زیرا $(SO_4)^{2-}$ به طور ترجیحی با LREE کمپلکس می‌سازد (Lewis *et al.*, 1997). به دلیل آن که

داده است، در پهنه فیلیک آمیختگی سیالات جوی و ماگمایی وجود دارد که سبب بالا رفتن فوگاسیته اکسیژن در این پهنه می‌شود.

بیشترین تهی‌شدگی HREE در پهنه دگرسانی آرژیلیک است که به علت فعالیت بالای یون H^+ در این پهنه است. بنابراین، این پهنه بیشترین تفریق LREE/HREE را دارد. حضور کانی‌های ثانویه مناسب برای جذب عناصر نادر خاکی سبک از دیگر مواردی است که سبب افزایش غلظت این عناصر می‌شود. همچنین، نسبت Ce/Ce^* در این پهنه بیشتر از یک است که به دلیل نقش بالای سیالات جوی در تشکیل دگرسانی این پهنه و به دنبال آن فوگاسیته بالای اکسیژن است.

سپاسگزاری

نگارندگان مقاله از کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز که هزینه‌های این پژوهش را فراهم آوردند و مجتمع معدنی مس سونگون به ویژه آقای مهندس پیروزنیا به دلیل همکاری در نمونه‌برداری و پژوهش کمال تشکر و قدردانی را می‌نمایند.

پتاسیک و همچنین به دلیل تجزیه پلاژیوکلاز در این پهنه است. بنابراین، تهی‌شدگی Eu در این پهنه دگرسانی نشانگر حرارت بالا، PH پایین و شرایط کاهشی است. از دیگر شواهدی که شرایط کاهشی پهنه پتاسیک را نشان می‌دهد؛ نسبت پایین Ce/Ce^* در این پهنه دگرسانی است. از ویژگی‌های بارز پهنه‌های دگرسانی غنی‌شدگی در عناصر سبک و تهی‌شدگی در عناصر سنگین هست. عاملی که سبب خروج HREE در پهنه‌های دگرسانی می‌شود، حضور لیگاندهای F^- و OH^- سیال دگرسان کننده است. وجود فلوئور در سیال در ارتباط با کانی‌های میکایی مثل: بیوتیت نسبت داده می‌شود. مجموع REE در پهنه فیلیک نسبت به پهنه پتاسیک بیشتر است که می‌تواند در ارتباط با فعالیت بالای عامل H^+ که سبب کاهش pH می‌شود، باشد. همچنین، نسبت بالای سیال/سنگ در این پهنه سبب افزایش مقدار REE می‌شود.

نسبت Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در این پهنه بیشتر از پهنه پتاسیک است که به دلیل شرایط اکسایشی بیشتر سیال در این پهنه دگرسانی است. همان گونه که بررسی‌های ایزوتوپی و میانبارهای سیال توسط پژوهشگران بر کانسار سونگون نشان

منابع

- Ahankub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M. (2012) The study of tetrade effect in the REE pattern from the Misho A-type granitoid complex, NW of Iran. *Petrology* 10(3): 65-78 (in Persian).
- Arribas, A. J. (1995) Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits and their relation to magmatic fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook* 23: 419-454.
- Bissig, T., Clark, A. H., Lee, J. K. W. and Hodgson, C. J. B. (2002) Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina. *Economic Geology* 97: 971-996.
- Bonin, B., Brandlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U. and Finger, F. (1993) Late variscan magmatic evolution of the Alpine basement. In: *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (Eds. Raumer, J. F. and Neubauer, F.) 171-201. Springer, Berlin, New York.
- Calagari, A. A. (2003) Stable isotope (S, O, H and C) studies of the phyllic and potassic-phyllic alteration

- zones of the porphyry copper deposit at Sungun, East Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 767-780.
- Calagari, A. A. (2004) Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, east-Azarbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 23: 179-189.
- Etminan, H. (1994) Usage of fluid inclusion in the genesis and exploration of deposits. *Journal of Geoscience* 11: 16-31 (in Persian).
- Fourcade, S., Marquer, D. and Javoy, M. (1989) $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ variations and fluid circulation in a deep shear zone: the case of the Alpine ultramylonites from the Aar massif (Central Alps, Switzerland). *Chemical Geology* 77: 119-131.
- Haas, 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. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 59: 4329-4350.
- Hezarkhani, A. (2006) Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 326-340.
- Hezarkhani, A. (2009) Hydrothermal fluid geochemistry at the Chah-Firuzeh porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions. *Journal of Geochemical Exploration* 101: 254-26.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Lewis, A. J., Palmer, M. R., Sturchio, N. C. and Kemp, A. J. (1997) The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 61: 695-706.
- Mackizadeh, M. A., Taghipour, B. (2011) Geology, geochemistry and behavior of rare earth element in the hydrothermal alteration zones, Karkas mountain north of Isfahan. *Petrology* 8(2): 55-68 (in Persian).
- Mehrpour, M. (1993) Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu-Mo porphyry deposit, NW of Iran. PhD thesis, University of Hamburg, Hamburg, Germany.
- Mehrpour, M. and Tarkian, M. (1993) Contribution to the fluid inclusion studies, Sungun Cu-Mo porphyry (west of Ahr-Azrbayzan). *Journal of Geoscience* 10: 2-27 (in Persian).
- Michard, A. (1989) Rare earth element systematic in hydrothermal fluid. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 53: 745-750.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma, igneous system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimical Acta* 38: 757-775.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peter, J. M., Good Fellow, W. D. and Doherty, W. (1997) Hydrothermal sedimentary rocks of the Heath Steel Belt. Bathurst mining camp, New Brunswick.
- Pirajno, F. (2009) Hydrothermal mineral deposits, principle and fundamental concept for the exploration geologist. Springer, Verlage, Berlin.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N. (2003) Rare earth and tracen element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc massif (western Alps).

Earth Planetary Science Letter 214: 203-219.

Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman, Scientific & Technical, London.

Tabatabai Rezai, M. D. (2001) Geochemical investigation of the lithogeochemical haloes in the Sungun (Cu-Mo) porphyry and (Cu, Ag, Au) skarn deposits, Ahar, Azarbayjan. MSc thesis, University of the Shahid Bahonar Kerman, Kerman, Iran (in Persian).

Taghipour, B. and Ahmadnejad, F. (2012) Geochemistry of alteration zones and shear zone with an emphasis on the behavior of rare earth elements (REE) in the Qolqoleh gold deposit, Kurdistan. Petrology 10(3):45-64.

Wendlandt, R. F. and Harrison, W. J. (1979) Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapour: results and implications for the formation of light rare-earth-enriched rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology 69: 409-419.

Wood, S. A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and Yttrium. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturation water vapor pressure. Chemical Geology 88: 99-125.

Trace elements and REE(s) behaviour in hydrothermal alteration zones Sungun Cu-porphyry deposit, NE Iran

Batoul Taghipour^{1*}, Mohammad Ali Mackizadeh², Vahid Mohammadi¹
and Farhad Ahmadnejad³

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

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

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Abstract

The Sungun Cu-porphyry deposit is located in the East Azarbaijan province, 75 Km NE of Ahar city. The porphyry type mineralization is related to the Miocene monzonite-quartz monzonite and diorite-granodiorite intrusive rocks. There are four distinguished alteration zones in the Sungun deposit which nearly envelope the ore body concentrically. The present research is concerned on the behaviour of REE in potassic, phyllic and argillic zones regarding their geochemical and economic potentials. Geochemical evidences of trace elements share many similarities between alteration zones. LREE enrichment and HREE depletion are well clear in three alteration zones. Eu anomaly in potassic zone is weakly negative, in phyllic is nearly positive but the argillic zone doesn't show any Eu anomaly. Lower ratio of Ce/Ce* (0.95) in potassic and the higher ratio in phyllic and argillic zones reveal prevailing reduced and oxidized conditions respectively. Similar physicochemical conditions such as pH, the availability of suitable complexes in fluids, and the occurrence of secondary minerals for REE uptake, have been prevailed on the evolution of these three alteration zones.

Key words: Sungun porphyry Cu deposit, Hydrothermal alteration, REE and trace elements, Eu anomaly, Physico-chemical condition

* taghipour@shirazu.ac.ir