

مقایسه زمین‌شیمیایی و توان کانه‌زایی مس پورفیری در توده‌های گرانیتوئیدی زون سنندج - سیرجان و زون ارومیه - دختر: با استفاده از عناصر نادر خاکی

علیرضا زراسوندی*، محسن رضایی، مجید طاشی، زهرا فریدونی و مدینه ساعد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۲/۲۷، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۸/۱۷

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی از جمله سنگ‌های نفوذی مهم مرتبط با کانه‌زایی‌های مس پورفیری در ایران هستند که اغلب در دو زون ساختاری ارومیه - دختر و سنندج - سیرجان، هم به صورت کانه‌دار و هم به صورت عقیم دیده می‌شوند. توده‌های گرانیتوئیدی در این دو زون ساختاری به ترتیب در دوره‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک بر اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس و ماگماتیسیم حاصل از برخورد و ذوب‌بخشی پوسته پایینی تشکیل شده‌اند. از جمله زون‌های ساختاری مهم همراه با کانه‌زایی مس پورفیری، زون ساختاری ارومیه - دختر است که شامل توده‌های گرانیتوئید بارور همچون توده نفوذی‌های سرچشمه، سونگون، میدوک، دره زرشک علی‌آباد، پرکام و دالی است. به موازات این زون آتشفشانی - نفوذی، زون ساختاری سنندج - سیرجان است که توده‌های گرانیتوئیدی غیر بارور نظیر توده‌های نفوذی الوند، حسن رباط، سیاه‌کوه، بروجرد، آستانه و الیگودرز را شامل می‌شود. بر اساس بررسی‌های انجام‌شده، از جمله ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی بارور در زون ارومیه - دختر، می‌توان به آنومالی مثبت Eu، غنی‌شدگی LREE به HREE و نسبت‌های بالای La_n/Yb_n ، Dy_n/Yb_n ، Sr/Y ، اشاره کرد. اما در مقابل ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بارز توده‌های گرانیتوئیدی نابارور در زون ساختاری سنندج - سیرجان نیز می‌توان آنومالی منفی Eu، شیب ملایم از LREE به HREE و نسبت‌های پایین La_n/Yb_n ، Dy_n/Yb_n ، Sr/Y را بیان کرد. تمامی ویژگی‌های یادشده، نشان‌دهنده این است که در قیاس با توده‌های بارور زون ارومیه - دختر، توده‌های گرانیتوئیدی جای گیر شده در زون سنندج - سیرجان به علت عدم ضخیم‌شدگی پوسته در زمان فرورانش لیتوسفر اقیانوسی، کنترل تفریق ماگمایی توسط تبلوربخشی پلاژیوکلاز و محتوای آب ماگمایی پایین، دارای توان کانه‌زایی پورفیری نیست. در صورتی که جای‌گیری توده‌های گرانیتوئیدها در بازه زمانی الیگومیوسن، ضخیم‌شدگی حاصل از برخورد، تفریق ماگمایی بیشتر توسط تبلوربخشی هورنبلند کنترل و موجب پدید آمدن احتمالی سنگ‌های شبه آداکتی بارور و کانه‌زایی‌های مس پورفیری در زون ارومیه - دختر شده است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی REE، گرانیتوئید، مس پورفیری، زون ساختاری سنندج - سیرجان، زون ساختاری ارومیه - دختر

مقدمه

می‌شوند. گرانیتوئیدهای دسته I از مهم‌ترین نوع گرانیتوئیدهای مرتبط با نواحی فرورانش حاشیه قاره است و اغلب کانه‌زایی در

سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس جایگاه زمین‌ساختی و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، به چهار دسته S، A، M و I تقسیم

مثل سرچشمه، میدوک، سارا، سونگون، دالی، دره زرشک و علی‌آباد در زون ارومیه- دختر با توده‌های گرانیتوئیدی آستانه، الوند، سیاه‌کوه، الیگودرز، بروجرد و حسن رباط موجود در زون سندج- سیرجان بدون کانه‌زایی مورد بررسی و مقایسه قرار گرفته‌اند (شکل ۱). هدف از این پژوهش بررسی و بیان علت‌های احتمالی کانه‌دار بودن تعدادی از توده‌های نفوذی زون ساختاری ارومیه- دختر و عقیم‌بودن توده‌های نفوذی زون ساختاری سندج- سیرجان با استفاده از داده‌های زمین‌شیمیایی است.

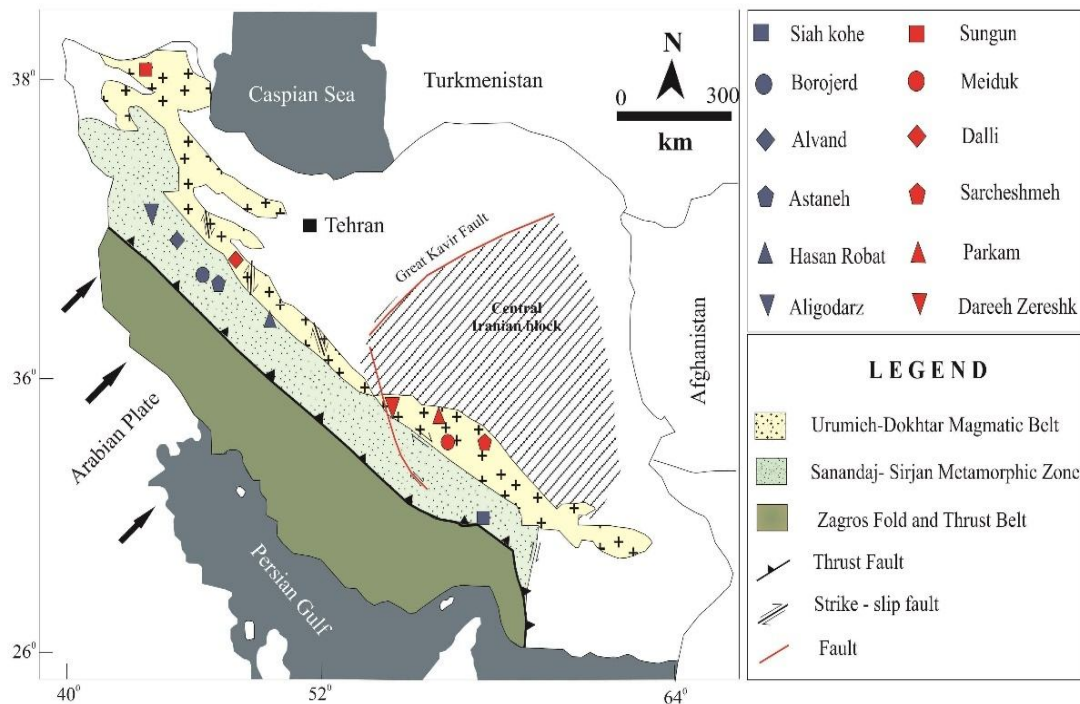
تاریخچه زمین‌ساختی

در دوره زمانی پرکامبرین تا پالئوزوئیک پسین، قسمت‌هایی از جنوب شرقی ترکیه، ایران مرکزی، افغانستان و عربستان بخشی از گندوانا بوده که در ادامه به وسیله اقیانوس پالئوتتیس از پلیت اوراسیا جدا شده است. در اواخر پالئوزوئیک، اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن کرده و در تریاس میانی هم‌زمان با بسته شدن کامل پالئوتتیس در شمال، ریفتی درون قاره‌ای به موازات زاگرس ایجاد شده است. نتیجه این بازشدگی تشکیل اقیانوس جدیدی با عنوان نئوتتیس در زمان پرمین- تریاس است (Davoudzadeh and Schmidt, 1984). در ادامه با فروانش بیشتر و بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحات ایران مرکزی با صفحه عربی، کمربند کوه‌زایی زاگرس تشکیل شده است. در مورد چگونگی تشکیل زون ساختاری سندج- سیرجان دگرگون شده و ارومیه- دختر و توده‌های نفوذی جای‌گیری شده در این دو زون ساختاری، می‌توان بیان کرد که هم‌زمان با فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر زون ساختاری سندج- سیرجان در دوره تریاس- ژوراسیک، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی این زون تحت تأثیر دگرگونی‌های سمیرین پیشین قرار گرفته و توده‌های نفوذی در این زون ساختاری نفوذ کرده‌اند. در انتها نیز با تغییر محور فروانش لیتوسفر اقیانوسی و ضخیم‌شدگی پوسته در حین و پس از برخورد و بسته شدن کامل اقیانوس نئوتتیس در دوره زمانی نئوژن، زون آتشفشانی- نفوذی ارومیه- دختر به موازات زون

کانسارهای پورفیری مرتبط با این نوع گرانیتوئیدهاست (Sylvester, 1998). از جمله ویژگی‌های این توده‌ها می‌توان به عمق جای‌گیری کم (۵ تا ۱۰ کیلومتر)، ماگماتیسیم مرتبط با فروانش، میزان بالای آب ماگمایی و دمای حدود ۳۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد اشاره کرد (Richards, 2011). بر اثر فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران و هم‌گرایی با پوسته قاره‌ای، در قسمت‌های غربی خرده قاره ایران و به موازات این خرده قاره، کمربند کوه‌زایی زاگرس پدیدار شده است. این کمربند کوه‌زایی شامل سه زون ساختاری (زون سندج- سیرجان، ارومیه- دختر و زاگرس چین‌خورده- رانده) با امتداد شمال غرب- جنوب شرق است (Alavi, 1980; Berberian and King, 1981; Ghasemi and Tablot, 2006). از میان زون‌های ساختاری یادشده، دو زون زمین‌ساختی سندج- سیرجان و ارومیه- دختر از زون‌های ساختاری مهم ایران هستند که تعداد زیادی توده نفوذی در این زون‌ها جای‌گیری شده است. همچنین روند کلی این دو زون ساختاری، شمال غرب- جنوب شرق است که بین زون‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و زاگرس قرار گرفته‌اند (Mohajjel et al., 2003). زون ارومیه- دختر با حضور تعداد زیادی کانسار پورفیری بزرگ و کوچک مرتبط با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به مهم‌ترین منطقه مس‌خیز ایران شهرت دارد (Shafiei, 2012). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهند که این کانه‌زایی‌ها در ارتباط با گرانیتوئیدهای پورفیری با گرایش کالک‌آلکال و شبه آداکیتی (به سن میوسن) همراه و هم‌زاد است (Shafiei, 2012). از سوی دیگر، زون ساختاری سندج- سیرجان به همراه تعداد زیادی توده نفوذی گرانیتوئیدی به سن اغلب ژوراسیک میانی، هیچ‌گونه آثاری از کانه‌زایی مس پورفیری ندارد. این موضوع خود می‌تواند دلیلی بر تفاوت اساسی از نظر محیط زمین‌ساختی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای ژوراسیک زون سندج- سیرجان با گرانیتوئیدهای حاوی کانه‌زایی مس پورفیری در زون ارومیه دختر باشد (Jazi et al., 2013). در این پژوهش با استفاده از زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی، توده‌های گرانیتوئیدی همراه با کانسارهای مس پورفیری

(Ghazi and Moazzen, 2015; Richards, 2015)

Alavi, 1980;) سیرجان تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003;



شکل ۱. پراکندگی توده‌های گرانیتوئیدی بارور و نابارور مورد بررسی در زون‌های ساختاری ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان، با تغییراتی از بربریان و کینگ، زراسوندی و همکاران (Berberian and King, 1981; Zarasvandi et al., 2005)

Fig. 1. Distribution of barren and productive intrusions in the Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan zones (modified after Berberian and King, 1981; Zarasvandi et al., 2005)

زمین‌شناسی عمومی

زون ساختاری سنندج-سیرجان

زون ساختاری سنندج-سیرجان به صورت کمربند دگرگونی-نفوذی دارای ۱۵۰۰ کیلومتر طول و عرض میانگین ۱۵۰ کیلومتر شامل مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی و ماگمایی به سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین است (Alavi, 1980). بر اساس پژوهش‌های قاسمی و تالبوت (Ghasemi and Talbot, 2006)، این زون ساختاری به دو بخش تقسیم می‌شود: زون سنندج-سیرجان شمالی (از گلپایگان تا سنندج) و زون سنندج-سیرجان جنوبی (از سیرجان تا گلپایگان) که به ترتیب هر کدام در کرتاسه پسین و تریاس میانی تا تریاس پسین متحمل دگرگونی و دگرشکلی شده‌اند. از جمله سنگ‌های دگرگونی در این زون

ساختاری می‌توان به انواع شیست‌ها، مرمر و ماسه‌سنگ دگرگون‌شده با خاستگاه رسوبی، ولکانیک و نیز گنایس‌های گرانیتی اشاره کرد. درجه دگرگونی در این زون از زیر شیست سبز تا آمفیبولیت است؛ گرچه دگرگونی غالب شیست سبز است. سن اغلب توده‌های نفوذی در این زون ساختاری بیشتر مربوط به دوره زمانی ژوراسیک است که در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتیس به زیر این زون، موجب جای‌گیری توده‌های نفوذی زیادی شده است. جنس بیشتر این توده‌های نفوذی گرانیتوئید، گرانیت و کوارتز دیوریت است (شکل ۱). تعداد توده‌های بازی با ترکیب گابرویی در بخش‌های جنوبی این زون نسبت به بخش‌های شمالی بیشتر است و سن توده‌های نفوذی در بخش‌های جنوبی سنندج-سیرجان اغلب قدیمی‌تر

توده‌های نفوذی حسن رباط، آستانه، الیگودرز، الوند، بروجرد و سیاه‌کوه است (شکل ۱ و جدول ۱).
 (تریاس) از بخش‌های شمالی این زون (ژوراسیک و کرتاسه پسین) است (Alavi, 1994; Ghazi and Moazzen, 2015). از جمله توده‌های مورد بررسی در این پژوهش،

جدول ۱. ویژگی‌های مهم توده‌های نفوذی مورد بررسی در زون‌های ساختاری ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان

Table 1. Important features of studied intrusions in Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan zones

Name of intrusion	Structural zone	Magmatic Type	Petrology	Age(Ma)	Reference
Aligodarz	Sanandaj- Sirjan	I Type	Granitoid	182-165	(Esna-Ashari et al., 2012)
Boroujerd	Sanandaj- Sirjan	I Type	Granodiorite-quartzdiorite and monzogranite	171-169	(Khalaji et al., 2007)
Alvand	Sanandaj- Sirjan	S and I Types	Granit, leucogranite and gabbro	163-154	(Shahbazi et al., 2010; Aliani et al., 2012)
Astaneh	Sanandaj- Sirjan	I Type	Granitoid (quartzdiorites to monzogranites)	170	(Tahmasbi et al., 2010)
Hasan-Robat	Sanandaj- Sirjan	A Type	Granite	288	(Alirezaei and Hassanzadeh, 2012)
Siah-Kuh	Sanandaj- Sirjan	I Type	Granitoids	199	(Arvin et al., 2007)
Dalli	Urumieh-Dokhtar	I Type	Diorite and quartzdiorite	21	(Ayati et al., 2013)
Darreh-Zerresk and Ali-abad	Urumieh-Dokhtar	I Type	Quartz monzodiorite, granodiorite and granit	17-12	(Zarasvandi et al., 2005; Zarasvandi et al., 2007)
Parkam(Sara)	Urumieh-Dokhtar	I Type	Qurtzdiorite and diorite	13	(Hassanzadeh, 1993; Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014)
Sarcheshme	Urumieh-Dokhtar	I Type	Granitoid	11-10	(Ghorashizadeh, 1978; McInnes et al., 2005)
Meiduk	Urumieh-Dokhtar	I Type	Granodiorite	12.5	(Hassanzadeh, 1993; Taghipour, 2007)
Sungun	Urumieh-Dokhtar	I Type	Quartz monzonite-Monzonite	21-22	(Hezarkhani, 2006; Simmonds et al., 2016)

به‌صورت نوار آتشفشانی و نفوذی به‌موازات زون ساختاری سنندج-سیرجان قرار گرفته است. از میان نظرات ارائه‌شده در

زون ساختاری ارومیه-دختر

زون ساختاری ارومیه-دختر با عرض حدود ۱۵۰ کیلومتر

بررسی‌ها نشان می‌دهد که این توده از نوع گرانیتوئیدهای نوع A غیر کوه‌زاد درون قاره‌ای است. سن این توده بر اساس روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، مربوط به ۲۲۸ میلیون سال پیش، منطبق بر زمان پرمین پایینی است (Alirezai and Hassanzadeh, 2012). بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی، توده نفوذی حسن رباط دارای ترکیبی گرانودیوریتی تا مونزگرنیتی است که درون سنگ‌های دگرگونی تریاس و شیبست‌های ژوراسیک نفوذ کرده است. با توجه به اینکه توده‌های گرانیتوئیدی نوع A مرتبط با اولین مراحل تشکیل کافت درون قاره‌ای هستند، به احتمال زیاد این توده‌ها مربوط به گسترش نئوتیس، بین سنندج-سیرجان و زاگرس در ۲۲۸ میلیون سال پیش هستند. از این‌رو در نتیجه فرایند کشش، ماگماتیسیم نوع A ایجاد شده است (Alirezai and Hassanzadeh, 2012).

توده نفوذی بروجرد

توده نفوذی بروجرد با وسعتی در حدود ۳۵۰ کیلومتر مربع در شرق شهرستان بروجرد واقع شده است. این کمپلکس در بخش مرکزی زون سنندج-سیرجان به طول ۶۰ و عرض ۸ تا ۱۰ کیلومتر با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق قرار گرفته است. توده نفوذی بروجرد به موازات گسل اصلی زاگرس در مجموعه دگرگونی همدان شامل شیبست‌های درجه پایین تزریق شده است. از نظر سنگ‌شناسی، جنس توده‌ها بیشتر گرانودیوریتی، مونزگرنیت و کوارتزادیوریت است (Khalaji et al., 2007). بر اساس بررسی‌های سن سنجی (U-Pb) انجام شده بر روی کانی‌های زیرکن، سن این توده را حدود ۱۷۰ Ma تخمین زده‌اند (Khalaji et al., 2007).

توده نفوذی سیاه‌کوه

استوک گرانیتوئیدی سیاه‌کوه با وسعت تقریبی ۸۰ کیلومتر مربع در ۲۴۵ کیلومتری جنوب‌غرب کرمان و در زون ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده است. مقدار اولیه ایزوتوپ

رابطه با این زون ساختاری، می‌توان به نظریه تشکیل این زون آتشفشانی-نفوذی در حاشیه قاره‌ای فعال در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر ایران مرکزی که به متاسوماتیز و ذوب‌بخشی لبه فرورونده در طول دوره کوه‌زایی آلی منجر شده است، اشاره کرد (Takin, 1972; Berberian et al., 1982; Alavi, 1994). در اثر این فرورانش توده‌های پلوتونیک-مزوزوئیک پسین و پالئوژن درون سنگ‌های رسوبی کرتاسه نفوذ کرده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی، این زون ساختاری شامل سنگ‌های پیروکلاستیک، دیوریت، گابرو، تراکی‌بازالت، داسیت، ایگنمبریت و توف است که این سنگ‌ها توسط توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی با سن الیگومیوسن قطع شده‌اند (Alavi, 1994). آغاز فعالیت آتشفشانی-نفوذی در این زون مربوط به دوره زمانی ائوسن و اوج فعالیت‌ها نیز در دوره زمانی ائوسن میانی رخ داده است (Berberian and King, 1981). همچنین عمده فعالیت ماگماتیسیم و کانه‌زایی مس در زون ساختاری ارومیه-دختر مربوط به سه دوره زمانی ۱-ائوسن-الیگوسن (Ahmadian et al., 2009)، ۲-الیگوسن میانی و پسین (Kirkham and Dunne, 2000) و ۳-میوسن میانی و پسین (Shahabpour and Kramers, 1987) است. از جمله توده‌های گرانیتوئیدی همراه با کانسارهای مس پورفیری در این زون ساختاری، توده‌های گرانیتوئیدی کانسارهای مس سرچشمه، دالی، میدوک، سونگون، پرکام، دره زرشک و علی‌آباد را می‌توان نام‌برد (شکل ۱ و جدول ۱). در ادامه به توصیف خلاصه‌ای از ویژگی‌های توده‌های گرانیتوئیدی یاد شده در زون‌های ساختاری ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان می‌پردازیم.

توده نفوذی حسن رباط

توده گرانیتوئیدی حسن رباط در ۳۸ کیلومتری غرب میمه و در شرق روستای حسن رباط استان اصفهان، در زون سنندج-سیرجان واقع شده است (شکل ۱). این توده یکی از قدیمی‌ترین توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی حاصل از فرورانش نئوتیس است.

سنگ‌شناختی جنس این توده نفوذی بیشتر کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که مرتبط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس و ذوب پوسته است. با توجه به بررسی‌های U-Pb انجام شده بر روی کانی زیرکن، سن این توده‌ها ۱۶۵ میلیون سال است (Esna-Ashari et al., 2012).

توده نفوذی آستانه

توده گرانیتی آستانه با ترکیب اصلی گرانودیوریتی از مونزوگرنیت تا کوارتز دیوریت تغییر می‌کند. این توده نفوذی با وسعتی در حدود ۳۰ کیلومتر مربع در ۴۰ کیلومتری اراک و در زون سندج - سیرجان واقع شده است (شکل ۱). بررسی‌های سن سنجی انجام شده به روش Rb/Sr بر روی سنگ‌های کوارتز دیوریت و گرانودیوریت نشان می‌دهد سن این توده نفوذی ژوراسیک میانی به سن ۱۷۰ میلیون سال است.

توده نفوذی کانسار مس پورفیری پرکام

توده نفوذی کانسار پورفیری پرکام (سارا) در ۸۵ کیلومتری شمال غرب کانسار پورفیری سرچشمه، استان کرمان در زون ساختاری ارومیه - دختر واقع شده است (شکل ۱). میانگین مس در این کانسار ۰/۱۶ و مولیدن ۱۲ پی‌پی‌ام است. کانه‌زایی در این کانسار مرتبط با استوک‌های دیوریتی و کوارتز دیوریتی‌هایی است که در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی آندزیت و آندزیت بازالت‌های ائوسن (کمپلکس رازک) نفوذ کرده‌اند (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014). بر اساس پژوهش حسن‌زاده (Hassanzadeh, 1993) به روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ، سن این توده‌ها می‌وسن (۱۳ میلیون سال) است. از نظر کانی‌شناسی سنگ‌های دیوریتی شامل پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۵۰ درصد)، هورنبلند (۱۰ درصد) و بیوتیت (۳ تا ۵ درصد) است و سنگ‌های کوارتز دیوریتی نیز دارای پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد)، هورنبلند (۸ تا ۱۲ درصد)، بیوتیت (۳ تا ۵ درصد) و میزانی کوارتز (۱۰ درصد) است (Mohammadi laghab et al., 2012).

$\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ بین ۰/۵۱۲۴۷ تا ۰/۵۱۲۵۰ نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگما از جبه و ذوب پوسته است (Arvin et al., 2007). آنالیز ایزوتوپ ساماریم - نئودیوم بر روی سنگ‌های گرانیتی‌دی نشان می‌دهد که این توده نفوذی مربوط به تریاس بالایی به سن تقریبی 199 ± 30 میلیون سال است که در میان سنگ‌های دگرگون شده شیت‌های سبز دونین بالایی - کربونifer پایینی زون سندج - سیرجان نفوذ کرده است. از نظر سنگ‌شناسی جنس توده بیشتر سنگ‌های گرانودیوریتی، مونزوگرنیتی و آلکالی گرنیت است.

توده نفوذی الوند

مجموعه نفوذی‌های الوند با روند شمال غرب - جنوب شرق در بخش شمالی نوار دگرگونی سندج - سیرجان به‌عنوان یکی از توده‌های نفوذی در غرب ایران به‌شمار می‌آید (Aliani et al., 2012). پی‌سنگ اطراف پلوتون از سنگ‌های متاپلیتی تریاس - ژوراسیک و برای مثال فیلیت‌های همدان تشکیل شده است (Mohajjel et al., 2003). از نظر ترکیب سنگ‌شناختی، عمده سنگ‌های این توده نفوذی از دسته سنگ‌های گابرو دانه‌ریز، متوسط‌دانه، گرانیت‌های پورفیری متنوع می‌لونیته شده و گرانیتی‌های لوکوکرات تشکیل شده‌اند (Shahbazi et al., 2010). با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی، زمین‌شیمیایی و زمین‌شناسی، سنگ‌های گرانیتی الوند از نوع S و سنگ‌های گرانیتی‌دی از نوع I است (Aliani et al., 2012). منشأ سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و تونالیتی الوند را ماگمای تولیتی با منشأ گوشته‌ای و منشأ گرانیت‌های پورفیری را پوسته‌ای در نظر می‌گیرند که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر زون سندج - سیرجان ایجاد شده است (Aliani et al., 2012).

توده نفوذی الیگودرز

کمپلکس گرانیتی‌دی الیگودرز در زون ساختاری سندج - سیرجان در غرب ایران واقع شده است (شکل ۱). از نظر

توده نفوذی کانسارهای پورفیری دره زرشک و علی‌آباد

توده‌های نفوذی کانسارهای مس پورفیری دره زرشک و علی‌آباد در ۶۰ کیلومتری جنوب غرب یزد و در زون ساختاری ارومیه- دختر قرار گرفته است (شکل ۲). از نظر سنگ‌شناسی جنس عمده توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی، کوارتز مونزدیوریت، گرانودیوریت تا گرانیت‌های الیگوسن تا میوسن (بر اساس نسبت $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ 12-17Ma است) (Zarasvandi et al., 2004) که در واحدهای رسوبی کرتاسه و توالی آتشفشانی- رسوبی بعد از آن (ائوسن) نفوذ کرده است. از نظر کانی‌شناسی سنگ‌های کوارتز مونزونیتی توده اغلب شامل فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلزهای زونینگ‌دار با میزان بالای هورنبلندهای آلتره‌شده در زمینه‌ای از کانی‌های ریزبلور همچون پلاژیوکلز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت قرار گرفته است. سنگ‌های گرانودیوریت کانسار نیز شامل ۲۰ تا ۵۰ درصد کانی پلاژیوکلز به همراه کوارتز، هورنبلند و بیوتیت است. بررسی‌ها و مشاهدات ساختارهای زمین‌شناسی کانسار نیز بیانگر آن است که اغلب کانه‌زایی در بین فضاهای خالی سیستم‌های برشی مرتبط با گسل دهشیر- بافت است. همچنین شکستگی‌ها و فضاهای برشی ایجادشده در اثر گسل دهشیر- بافت، موجب گسترش زون غنی‌شده سوپرژن در این کانسار شده است (Zarasvandi et al., 2005).

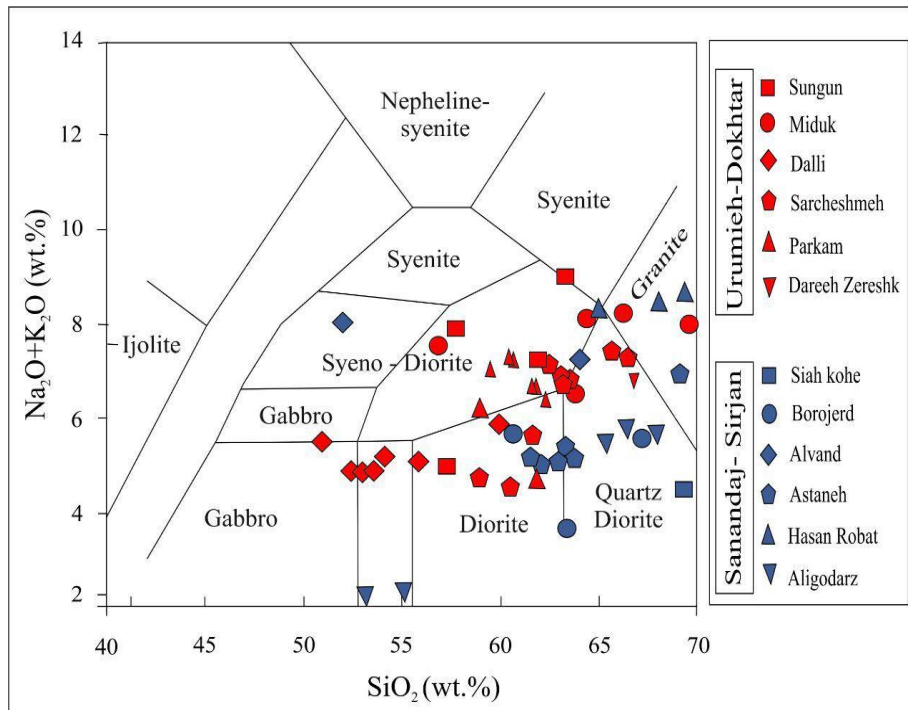
توده نفوذی کانسار مس- طلای پورفیری دالی

توده نفوذی کانسار مس- طلای پورفیری دالی در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع شده است. این توده نفوذی پورفیری به دو بخش شمالی و جنوبی کانه‌دار تقسیم می‌شود. توده‌های پورفیری جنوبی دارای بیشترین کانه‌زایی هستند. کانسار دالی از نظر تناژ دارای ۸ میلیون تن ذخیره مس با عیار ۰/۵ درصد و ۷۵ گرم بر تن طلاست و به‌عنوان اولین کانسار مس پورفیری همراه با طلا در نظر گرفته می‌شود (Ayati et al., 2013; Pourkaseb et al., 2017). سنگ‌میزبان کانه‌زایی در این کانسار بیشتر دیوریت و استوک‌های

کوارتز دیوریت است که در میان سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالت و سنگ‌های پورفیری ریوداسیت نفوذ کرده است (Fatehi and Asadi Haroni, 2019). بررسی‌های پتروگرافی بیانگر آن است که کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌میزبان کانه‌زایی بیشتر کانی‌های فنوکریست پلاژیوکلز، هورنبلند و بیوتیت است. بررسی‌های سن‌سنجی به‌روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ نشان می‌دهد سن جای‌گیری توده نفوذی ۲۱ میلیون سال است (Ayati et al., 2013).

توده نفوذی کانسار مس پورفیری سونگون

توده نفوذی کانسار مس سونگون در استان آذربایجان شرقی و در ۷۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان اهر واقع شده است. از نظر ساختاری این توده نفوذی در شمال زون ساختاری ارومیه- دختر قرار گرفته است (شکل ۱). سنگ‌میزبان کانه‌زایی بیشتر مونزونیت، کوارتز مونزونیت و کمتر دیوریت- گرانودیوریت است (شکل ۲) که درون سنگ‌های آهکی کرتاسه و توف- آگلومراها و آندزیت‌های ائوسن نفوذ کرده است (Hezarkhani, 2006; Simmonds et al., 2016). مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهد که سنگ‌های مونزونیتی کوارتز مونزونیت در کانسار دارای پلاژیوکلز (۲۵ تا ۴۰ درصد)، فلدسپار پتاسیم‌دار (کمتر از ۱۵ درصد)، هورنبلند (بیشتر از ۳ درصد)، بیوتیت (کمتر از ۱۰ درصد) و کوارتز (۲۰ درصد) است. از طرفی سنگ‌های گرانیتوئیدی و دیوریتی کانسار نیز دارای پلاژیوکلز (۳۰ درصد)، هورنبلند (۱۰ درصد) و بیوتیت (۳ درصد) است (Hezarkhani, 2006). بر اساس پژوهش کلاگری (Calagari, 2003)، هیچ‌گونه کانه‌زایی سوپرژن در کانسار دیده نمی‌شود و کانه‌زایی مس نیز مربوط به دگرسانی‌های پتاسیک، پتاسیک- فلیک، فلیک و پروپلیتیک است. همچنین، این کانسار ذخیره‌ای بالغ بر ۸۵۰ میلیون تن مس به‌صورت سولفیدی با عیار ۰/۶۲ درصد و ۰/۰۱ مولییدن را داراست (Hezarkhani and Williams-Jones, 1998; Simmonds et al., 2016).



شکل ۲. رده‌بندی TAS برای توده‌های نفوذی زون ساختاری ارومیه- دختر و سنندج- سیرجان (Mackenzie et al., 1979)

Fig. 2. TAS classification diagram (Mackenzie et al., 1979) for intrusions of Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan zones

۳ تا ۵ درصد بیوتیت است. از جمله دگرسانی‌های شاخص در این کانسار، دگرسانی پتاسیک، فلیک، آرژیلیک و پروپلیتیک است. بررسی‌های سن‌سنجی به‌روش اورانیوم-توریم بر روی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، سن ۱۰/۹ میلیون سال را نشان می‌دهد (McInnes et al., 2005). این کانسار همچنین دارای تناژ ۱۲۰۰ میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار ۰/۷ درصد مس و ۰/۳ مولیبدن است (Shafiei and Shahabpour, 2008).

توده نفوذی کانسار مس پورفیری میدوک

توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری میدوک در ۱۳۵ کیلومتری شمال‌غرب سرچشمه و در شهر بابک واقع شده است. بر اساس پژوهش حسن‌زاده (Hassanzadeh, 1993)، سنگ میزبان این کانه‌زایی توالی آتشفشانی رازک در زون ساختاری ارومیه- دختر است. بررسی‌های سن‌سنجی به‌روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

توده نفوذی کانسار مس پورفیری سرچشمه

کانسار مس پورفیری سرچشمه از بزرگ‌ترین کانسارهای مس پورفیری در ایران است. توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری کانسار سرچشمه در ۶۵ کیلومتری جنوب‌غرب کرمان و در زون ساختاری ارومیه- دختر واقع شده است (شکل ۱). این توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی از نوع استوک پورفیری گرانودیوریتی، توده‌های تأخیری دانه‌ریز گرانیتی و انواع دایک‌های هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت پورفیری آندزیتی تا داسیتی با سن میوسن است که در میان سنگ‌های رسوبی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و الیگوسن با ترکیب آندزیتی نفوذ کرده است (Aghazadeh, 2015). بر اساس بررسی‌های پتروگرافی شفیی (Shafiei, 2010)، کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ میزبان کانه‌زایی شامل ۵۵ درصد پلاژیوکلاز، ۲۰ درصد هورنبلند، ۱۰ درصد فلدسپار پتاسیم‌دار و

از داده‌های آنالیز شده، ۸۲ نمونه (جدول‌های ۲ و ۳) برای مقایسه‌سازی این توده‌ها با هم استفاده شده است. این پژوهش بر مبنای رفتار زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی عناصر با استفاده از آنالیز دستگاهی فلورسانس پرتو ایکس^۱ و طیف‌سنج جرمی جفت پلاسمای القا شده^۲ است. داده‌های زمین‌شیمیایی در این پژوهش از مقالات منتشر شده در مجلات معتبر جمع‌آوری شده است و اغلب نمونه سنگ‌های گرانیتوئیدی در آزمایشگاه Acme کانادا تحت آنالیز قرار گرفته اند. همچنین، دو معیار مهم برای انتخاب نمونه‌های سنگی آنالیز شده از توده‌های موجود در این دو زون ساختاری، ۱- شباهت نسبی کانی‌شناسی و ترکیب سنگ‌شناختی و ۲- کمترین میزان دگرسانی است.

بحث و بررسی

زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی

از لحاظ زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی، در این پژوهش اغلب نمونه‌های توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان و ارومیه - دختر، به ترتیب در محدوده سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی نمودار TAS (Mackenzie et al., 1979) قرار گرفته است (شکل ۲). همچنین بر اساس نمودار Na_2O در برابر K_2O (Chappell and White, 2001) که برای مشخص کردن نوع ماگماتیسیم استفاده می‌شود، بیشتر نمونه‌های توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان و ارومیه - دختر در محدوده ماگماتیسیم نوع I قرار دارند (شکل ۳) که در ارتباط با فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی هستند. از جمله ویژگی مهم توده‌های زون سنندج - سیرجان می‌توان به تهی‌شدگی عناصر Nb, Ti, P و Sr که مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای فعال است، اشاره کرد (جدول ۲). به طور کلی توده‌های نفوذی زون ساختاری ارومیه - دختر دارای غنی‌شدگی در عناصر کمیاب همچون U, Cs, Rb, K, Th, Ba, Sr, LILE است (جدول ۳).

بر روی کانی‌آلیت نشان می‌دهد که توالی آتشفشانی رازک مربوط به ۳۷/۵ میلیون سال پیش است. عامل کانه‌زایی در این کانسار نیز مرتبط با استوک‌های کوارتز دیوریت است که شدیداً آلتیره شده و حاوی ۴۰ تا ۵۰ درصد کانی‌های فنوکریست پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت است که در زمینه ریزیلور از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، تیتانیت، آپاتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و انیدریت قرار گرفته است (Asadi et al., 2013). سن جای‌گیری توده نفوذی در واحدهای آتشفشانی رازک نیز بر اساس سن‌سنجی به‌روش Re-Os بر روی مولیبدنیت حدود (۲۳/۱۲ میلیون سال) است (Taghipour, 2007). این کانسار دارای تناژ ۱۲۵ میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار ۱/۱۵ درصد مس است.

روش مطالعه

این پژوهش بر اساس بررسی‌های کتابخانه‌ای و نقد و بررسی پژوهش‌های پیشین انجام شده است. بدین منظور، در ابتدا داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری در زون ساختاری ارومیه - دختر جمع‌آوری شده است. سپس در ادامه با جمع‌آوری داده‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی زون سنندج - سیرجان، این توده‌های نفوذی غیر بارور با توده‌های نفوذی بارور مقایسه شده است. از جمله توده‌های نفوذی مورد بحث همراه با کانه‌زایی مس پورفیری در زون ارومیه - دختر می‌توان به توده‌های کانسارهای مس پورفیری سرچشمه، میدوک، پرکام، دالی، سونگون، دره زرشک و علی‌آباد اشاره کرد. جنس غالب ترکیب سنگ‌شناختی این توده‌ها بیشتر کوارتز دیوریت و گرانودیوریت است. از توده‌های نفوذی غیر کانه‌دار زون سنندج - سیرجان که اغلب دارای سن ژوراسیک است، می‌توان توده‌های نفوذی الیگودرز، آستانه، حسن رباط، بروجرد، سیاه‌کوه و الوند را نام برد. جنس سنگ‌شناسی این توده‌ها نیز بیشتر کوارتز دیوریت، گرانیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت است. در این پژوهش، در مجموع

1. X-ray fluorescence

2. Inductively coupled plasma mass spectrometry

جدول ۲. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان. علایم و منابع داده‌ها: الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012)، بروجرد (Khalaji et al., 2007)، الوند (Aliani et al., 2012)، آستانه (Tahmasbi et al., 2010)، حسن رباط (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012)، سیاه‌کوه (Arvin et al., 2007)، علایم اختصاری: qz-di: کوارتز دیوریت، gdr: گرانودیوریت، gr: گرانیت، mg: مونزوگرانیت، lugr: لوکوگرانیت، mes grt: مزوکراتیک گرانیتوئید، lung: لوکومونزوگرانیت، alk-gr: آلیکالی گرانیت

Table 2. Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Sanandaj-Sirjan zone, Symbols and references: Aligodarz, (Esna-Ashari et al., 2012); Bourujerd, (Khalaji et al., 2007); Alvand, (Aliani et al., 2012); Astaneh, (Tahmasbi et al., 2010); Hasan robot, (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012); Siah kohe, (Arvin et al., 2007). Abbreviations: qz-di: quartz diorite; gdr: granodiorite; gr: granite; mg: monzo granite; lugr: leucogranite; mes grt: mesocratic granitoid; lung: leucomonzo granite; alk-gr: alkali granite

Sample no	Aligodarz							Brojerd						
	AL75	AL88	AL60	AL36	B05	AL20	AL21-2	G14	G16	MA3a	AS2	GM5a	G22a	AG19
Lithology	qu-di	qu-di	gdr	gdr	gdr	gr	gr	gdr	gdr	gdr	gdr	mg	mg	Mg
La	13.3	13.7	37.8	35.9	34.9	10.3	7.4	13.8	68.3	52.3	48.7	28.6	7.3	42.7
Ce	26.1	27.6	75.8	71.8	72.7	20.4	14.2	32.9	147.0	94.1	93.6	52.2	18.0	74.6
Pr	3.1	3.3	9.0	8.5	8.5	2.3	1.6	3.8	14.8	10.6	10.0	6.0	2.4	7.2
Nd	11.7	12.6	33.1	31.1	30.5	7.7	5.4	14.8	49.4	35.8	33.1	21.2	9.8	23.0
Sm	2.5	2.6	6.7	6.4	6.1	1.9	1.4	3.9	8.3	6.3	6.6	3.9	4.0	4.5
Eu	0.7	0.8	1.0	1.1	1.0	0.3	0.2	0.1	1.1	0.6	1.2	0.2	0.1	0.9
Gd	2.5	2.6	6.4	5.9	5.8	2.1	1.5	3.8	7.8	5.7	6.6	3.7	5.7	4.6
Tb	0.4	0.4	0.9	0.8	0.9	0.5	0.3	0.6	1.0	0.8	0.8	0.5	1.2	0.7
Dy	2.5	2.4	4.8	4.5	4.7	3.0	1.8	3.7	5.7	4.5	5.1	2.7	8.8	4.2
Ho	0.5	0.5	0.9	0.9	0.9	0.7	0.4	0.7	1.1	0.9	1.0	0.6	2.0	0.8
Er	1.6	1.5	2.6	2.6	2.9	2.0	1.1	2.1	3.4	2.8	3.1	1.6	6.0	2.5
Tm	0.3	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4	0.2	1.0	0.4
Yb	1.6	1.5	2.3	2.5	2.5	2.4	1.3	1.9	3.4	2.7	2.9	1.5	6.6	2.9
Lu	0.2	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.2	0.3	0.5	0.4	0.4	0.2	0.9	0.4
Rb	70.0	45.0	167.0	140.0	149.0	138.0	174.0	103.0	128.0	40.8	143.0	29.3	189.0	129.0
Ba	184.0	121.0	356.0	329.0	389.0	103.0	67.0	242.0	596.0	80.2	441.0	173.0	38.5	320.0
Y	13.5	12.6	23.7	23.2	25.4	18.7	10.4	20.4	30.7	27.8	27.2	15.2	59.5	22.8
Sr	99.0	153.0	121.0	140.0	153.0	42.0	35.0	299.0	263.0	26.9	200.0	65.9	27.8	122.0
Na ₂ O	0.9	1.3	2.4	2.5	2.4	3.0	3.0	1.4	2.2	4.8	3.0	4.2	3.7	3.8
K ₂ O	1.5	1.0	3.5	3.1	3.4	4.7	5.2	2.3	3.5	1.3	4.1	1.4	4.6	3.8
SiO ₂	55.2	53.2	66.5	65.4	67.9	75.6	73.5	63.4	60.7	71.4	70.6	67.2	75.1	73.7
(Dy/Yb)n	1.0	1.0	1.3	1.2	1.2	0.8	0.9	1.3	1.1	1.1	1.1	1.2	0.9	0.9
(La/Yb)n	5.5	6.1	11.0	9.8	9.4	3.0	3.8	4.9	13.6	13.1	11.3	12.9	0.8	9.9
(La/Sm)n	3.4	3.3	3.6	3.5	3.6	3.4	3.3	2.2	5.2	5.2	4.7	4.6	1.2	6.0
Eu/Eu*	0.9	0.9	0.5	0.6	0.5	0.5	0.4	0.1	0.4	0.3	0.6	0.2	0.1	0.6
Sr/Y	7.3	12.1	5.1	6.0	6.0	2.3	3.4	14.7	8.6	1.0	7.4	4.3	0.5	5.3

ادامه جدول ۲. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان. علایم و منابع داده‌ها: الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012)، بروجرد (Khalaji et al., 2007)، الوند (Aliani et al., 2012)، آستانه (Tahmasbi et al., 2010)، حسن رباط (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012)، سیاه‌کوه (Arvin et al., 2007)، علایم اختصاری: qz-di: کوارتز دیوریت، gdr: گرانودیوریت، gr: گرانیت، mg: مونزوگرانیت، lugr: لوکوگرانیت، mes grt: مزوکراتیک گرانیتوئید، lumg: لوکومونزوگرانیت، alk-gr: آلیکالی گرانیت

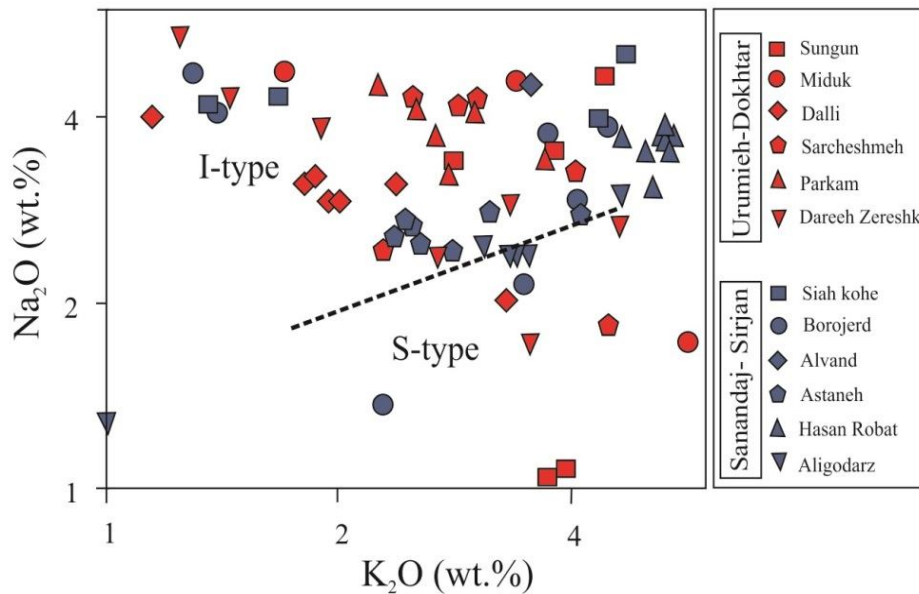
Table 2 (Continued). Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Sanandaj-Sirjan zone, Symbols and references: Aligodarz, (Esna-Ashari et al., 2012); Bourujerd, (Khalaji et al., 2007); Alvand, (Aliani et al., 2012); Astaneh, (Tahmasbi et al., 2010); Hasan robot, (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012); Siah kohe, (Arvin et al., 2007). Abbreviations: qz-di: quartz diorite; gdr: granodiorite; gr: granite; mg: monzo granite; lugr: leucogranite; mes grt: mesocratic granitoid; lumg: leucomonzo granite; alk-gr: alkali granite

Sample no	Alvand							Astaneh						
	A.S7 .G10	A.S12. G11	A.S8. G4	A.S. G5	A.S6. G21	A.S.G 11	A.S9. G6	Sa2	20	Sa1 4	14	As5	24	CSa 15
Lithology	gr	mes grt	mes grt	mes grt	lugr	lugr	gr	mg	gdr	gdr	gdr	qu- di	qu- di	Mg
La	9.3	67.8	3.8	25.4	8.5	62.5	3.4	26.3	23. 7	34. 3	17. 9	20. 6	12. 1	23.0
Ce	19.1	128.0	7.5	57.7	15.8	132.0	7.6	50.0	46. 5	63. 6	36. 9	41. 5	26. 0	46.6
Pr	2.2	14.3	0.8	8.7	1.8	15.9	1.0	6.3	5.8	8.3	4.8	5.1	3.2	5.5
Nd	7.9	5.0	2.9	41.1	6.2	58.8	3.4	19.6	18. 8	25. 7	16. 1	18. 7	11. 6	19.4
Sm	2.0	8.6	0.6	15.9	3.5	11.9	1.1	4.0	3.8	5.0	3.5	3.8	2.5	3.5
Eu	0.4	1.8	0.2	3.6	0.8	4.4	0.1	0.7	0.9	1.0	0.7	0.9	0.5	0.5
Gd	2.2	8.4	0.7	18.8	3.2	12.0	1.2	3.7	3.5	4.8	3.6	3.6	2.3	3.0
Tb	0.4	1.2	0.1	3.6	0.2	1.8	0.3	0.8	0.7	0.9	0.7	0.6	0.4	0.5
Dy	2.6	6.1	0.6	24.0	0.9	9.7	2.4	3.6	3.5	4.7	3.5	3.8	2.5	2.5
Ho	0.4	1.3	0.1	4.6	0.2	1.7	0.4	0.8	0.8	1.1	0.9	0.8	0.5	0.5
Er	1.2	3.6	0.3	14.2	0.7	5.0	1.6	2.0	2.1	2.9	2.2	2.0	1.3	1.2
Tm	0.2	0.5	0.0	1.9	0.1	0.6	0.3	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.2	0.2
Yb	0.9	3.5	0.3	12.5	0.8	3.8	2.1	1.8	2.0	2.6	1.9	1.9	1.3	1.2
Lu	0.1	0.5	0.0	1.7	0.1	0.5	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2
Rb	201. 0	161.0	3.5	6.4	7.8	20.3	215.0	137. 0	80. 2	108. 0	70. 4	95. 7	74. 7	118. 0
Ba	99.0	756.0	28.9	33.6	50.3	53.0	36.1	234. 0	262. 0	284. 0	206. 0	292. 0	204. 0	200. 0
Y	12.0	32.7	2.7	119.0	4.8	43.4	12.6	18.0	18. 0	24. 6	17. 7	17. 7	11. 9	11.1
Sr	44.4	418.0	519.0	336.0	705.0	633.0	18.6	107. 0	147. 0	151. 0	124. 0	160. 0	123. 0	95.2
Na ₂ O	2.1	4.5	6.0	4.7	6.9	4.7	2.8	2.7	2.7	2.4	2.5	2.6	2.7	2.8
K ₂ O	6.9	3.6	0.2	0.3	0.3	0.3	6.1	4.2	2.5	2.8	2.6	2.4	2.5	3.2
SiO ₂	74.0	52.0	73.8	71.0	64.0	71.0	74.3	69.2	63. 8	63. 3	63. 0	62. 0	61. 5	70.1
(Dy/Yb)n	1.8	1.1	1.3	1.3	0.7	1.6	0.8	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.4
(La/Yb)n	6.8	13.0	8.8	1.4	7.5	11.0	1.1	10.0	8.2	8.9	6.3	7.4	6.2	13.5
(La/Sm)n	3.0	5.0	3.7	1.0	1.5	3.3	2.0	4.2	3.9	4.3	3.2	3.4	3.1	4.1
Eu/Eu*	0.5	0.6	0.9	0.6	0.7	1.1	0.3	0.5	0.7	0.6	0.6	0.8	0.6	0.5
Sr/Y	3.7	12.8	192.0	2.8	147.0	14.6	1.5	5.9	8.2	6.1	7.0	9.0	10. 3	8.6

ادامه جدول ۲. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون سنندج-سیرجان. علایم و منابع داده‌ها: الیگودرز (Esna-Ashari et al., 2012)، بروجرد (Khalaji et al., 2007)، الوند (Aliani et al., 2012)، آستانه (Tahmasbi et al., 2010)، حسن رباط (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012)، سیاه‌کوه (Arvin et al., 2007)، علایم اختصاری: qz-di: کوارتز دیوریت، gdr: گرانودیوریت، gr: گرانیت، mg: مونزوگرانیت، lugr: لوکوگرانیت، mes grt: مزوکراتیک گرانیتوئید، lumg: لوکومونزوگرانیت، alk-gr: آلیکالی گرانیت

Table 2 (Continued). Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Sanandaj-Sirjan zone, Symbols and references: Aligodarz, (Esna-Ashari et al., 2012); Bourujerd, (Khalaji et al., 2007); Alvand, (Aliani et al., 2012); Astaneh, (Tahmasbi et al., 2010); Hasan robot, (Alirezaei and Hassanzadeh, 2012); Siah kohe, (Arvin et al., 2007). Abbreviations: qz-di: quartz diorite; gdr: granodiorite; gr: granite; mg: monzo granite; lugr: leucogranite; mes grt: mesocratic granitoid; lumg: leucomonzo granite; alk-gr: alkali granite

Sample no	Hasan robot							Siah kohe						
	HR-110	HR-115	HR-102	HR-11	HR-08A	HR-05	HR-03	MZ-26	MZ-15	MZ-12	MZ-8	MZ-32	MZ-6	MZ-2
Lithology	Biot-rich encl.	Biot-rich encl.	Gr	gr	gr	gr	gr	alk-gr	alk-gr	lumg	lumg	Lgdr	lugdr	Lugdr
La	65.0	69.0	79.0	86.0	82.0	77.0	62.0	17.0	20.0	10.0	12.3	7.0	7.4	8.3
Ce	140.0	152.0	154.0	178.0	172.0	160.0	131.0	33.0	43.0	21.0	27.0	15.0	13.8	17.0
Pr	18.6	14.8	18.3	20.3	18.9	17.3	13.9	4.5	5.8	3.2	3.3	2.0	1.5	2.1
Nd	77.6	57.8	70.8	69.8	71.2	61.8	48.7	17.0	22.0	14.0	12.9	9.0	5.3	8.7
Sm	19.2	12.4	13.2	14.9	15.5	13.1	11.0	4.6	6.0	4.6	3.4	3.0	1.1	2.5
Eu	3.3	1.4	1.9	2.7	2.4	1.8	1.2	0.4	0.4	1.0	0.5	1.0	0.9	0.8
Gd	28.5	11.2	12.7	12.9	13.2	12.7	10.9	4.0	5.4	4.9	4.3	2.9	1.2	3.6
Tb	5.9	2.1	2.2	2.3	2.4	2.1	2.0	0.9	1.2	1.1	0.8	0.6	0.2	0.6
Dy	37.6	11.8	12.3	13.2	12.5	11.9	11.1	5.7	8.0	7.1	5.3	3.9	1.5	4.2
Ho	8.2	2.3	2.5	2.8	2.6	2.5	2.4	1.7	2.5	2.4	1.2	1.2	0.3	0.9
Er	21.1	7.4	7.2	8.1	7.5	7.3	7.5	4.9	6.8	5.9	3.9	3.2	1.1	2.6
Tm	2.7	1.1	1.1	1.2	1.2	1.1	1.1	1.1	1.4	1.2	0.6	0.6	0.2	0.5
Yb	14.8	7.1	6.6	7.3	6.9	7.0	7.3	5.5	7.3	5.5	4.4	3.0	1.1	2.6
Lu	2.2	1.2	1.0	1.1	1.1	1.1	1.1	0.9	1.2	0.8	0.6	0.5	0.2	0.4
Rb	294.0	235.0	218.0	166.0	196.0	182.0	222.0	22.0	62.0	30.0	32.0	10.0	15.0	20.0
Ba	782.0	718.0	850.0	1165.0	1117.0	1006.0	615.0	235.0	695.0	275.0	335.0	92.0	172.0	140.0
Y	148.0	69.0	74.0	82.0	75.0	73.0	74.0	35.0	52.0	49.0	58.0	26.0	13.8	29.0
Sr	75.0	53.0	66.0	112.0	97.0	66.0	44.0	35.0	35.0	167.0	53.0	80.0	211.0	211.0
Na ₂ O	3.1	3.8	3.7	3.7	3.5	3.8	3.5	4.0	5.0	4.4	4.2	4.0	4.0	3.6
K ₂ O	5.2	5.3	5.4	4.7	5.0	5.4	5.4	4.4	4.7	1.7	1.4	0.5	1.0	0.8
SiO ₂	65.1	73.1	71.7	68.2	69.4	71.1	73.6	76.0	77.5	72.3	76.5	69.4	72.1	70.1
(Dy/Yb) _n	1.7	1.1	1.2	1.2	1.2	1.1	1.0	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8	1.1
(La/Yb) _n	3.0	6.6	8.1	8.0	8.0	7.4	5.7	1.5	1.5	1.0	1.7	1.3	3.1	1.9
(La/Sm) _n	2.1	3.5	3.8	3.6	3.3	3.7	3.5	7.3	9.5	1.9	4.6	1.4	1.5	2.0
Eu/Eu*	0.4	0.4	0.4	0.6	0.5	0.4	0.3	0.3	0.2	0.6	0.4	1.0	2.2	0.8
Sr/Y	0.5	0.8	0.9	1.4	1.3	0.9	0.6	1.0	0.7	3.4	0.9	3.1	15.3	7.3



شکل ۳. نمودار Na_2O در برابر K_2O برای توده‌های نفوذی زون سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر (Chappell and White, 2001)

Fig. 3. K_2O vs. Na_2O diagram for intrusions of Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones (Chappell and White, 2001)

۴. نسبت‌های La_n/Yb_n (۰/۱، ۳/۱) و Sr/Y (۰/۶۷، ۱۵/۳۲) هر کدام به ترتیب دارای میانگین ۱/۷ و ۴/۵۲ هستند. سنگ‌های توده نفوذی هم دارای آنومالی منفی Eu و نسبت پایین $\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0.8$ هستند (شکل‌های ۴ و ۶). آنومالی منفی Eu می‌تواند نشان‌دهنده شکست پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه باشد (Richards et al., 2012).

زمین‌شیمی توده نفوذی الوند

بررسی‌های زمین‌شیمی بر روی کمپلکس نفوذی الوند (نفوذی‌های نوع I) نشان‌دهنده آن است که سنگ‌های این توده دارای آنومالی منفی Eu (۰/۳، ۱/۱) و نسبت $\text{Eu}_n/\text{Eu}^* < 1$ هستند (شکل‌های ۴ و ۶). آنومالی منفی Eu احتمالاً در اثر تشکیل فلدسپار و تفریق پلاژیوکلاز در حین صعود ماگما به سمت سطح زمین صورت گرفته است (Aliani et al., 2012). علاوه بر این، بررسی الگوی REE نرمالیزه شده به

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی توده‌های زون سنندج- سیرجان

زمین‌شیمی توده نفوذی بروجرد

الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده توده نفوذی بروجرد دارای شیبه ملایم از LREE به سمت HREE است (شکل ۴). نسبت‌های La_n/Yb_n (۰/۷۴، ۹/۵) و Sr/Y (۰/۴۶، ۵/۹۵) به ترتیب دارای میانگین ۱۳/۵۵ و ۱۴/۶۵ است. نسبت $\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0.3$ نیز کمتر از یک است و تمامی نمونه‌ها دارای آنومالی Eu (۰/۰۶، ۰/۰۶) منفی هستند (شکل ۴). ویژگی‌هایی از جمله آنومالی منفی Eu و کاهش میزان Sr نشان‌دهنده حاکم بودن تبلور پلاژیوکلاز در ماگما و ماگماتیسیم‌های مرتبط با جزایر کمانی است (Zarasvandi et al., 2007).

زمین‌شیمی توده نفوذی سیاه‌کوه

الگوی REE‌های نرمالیزه شده به کندریت، غنی‌شدگی LREE و شیبه ملایم به سمت HREE‌ها را نشان می‌دهد (شکل

1. Light Rare Earth Elements
2. Heavy Rare Earth Elements
3. Rare earth element

کندترین میزان غنی‌شدگی در مذاب و یا نبود آمفیبول در ماگماست (این ماگما بیشتر در عمق‌های ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر است) (Castillo, 2012). الگوی REE نرمالیز شده به کندریت (شکل ۴)، آنومالی منفی Eu (۰/۴، ۰/۷) و نسبت پایین‌تر از یک $Eu_n/Eu^* = 0.6$ را نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ و ۶). این ویژگی در نتیجه تشکیل پلاژیوکلاز و وارد شدن Eu به ساختمان پلاژیوکلاز رخ می‌دهد، بنابراین این فرایند سبب کاهش میزان Eu در ماگما می‌شود. آنومالی منفی Eu همچنین در سنگ‌های مرتبط با جزایر کمانی به وفور دیده می‌شود (Zarasvandi et al., 2005; Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012). الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در این توده نفوذی نشان از تهی‌شدگی عناصری همچون Nb, Sr, Ba, P و Ti نسبت به دیگر عناصر و غنی‌شدگی LILE در مقایسه با HFSE دارد. ویژگی‌های یادشده بیانگر احتمال مشارکت رسوبات در چرخه ذوب و تشکیل گرانیتوئیدهاست (Tahmasbi et al., 2010).

زمین‌شیمی توده نفوذی حسن رباط

سنگ‌های گرانیتوئیدی توده حسن رباط نسبت‌های La_n/Yb_n (۲/۹، ۸/۱) و Sr/Y (۰/۵، ۱/۳) و میانگین به ترتیب ۶/۷ و ۰/۹ را داراست (جدول ۲). میزان پایین Sr و نسبت‌های $Sr/Y < 0.9$ و $La_n/Yb_n < 6.7$ نشان‌دهنده تبلور پلاژیوکلاز و میزان پایین آب ماگمایی است (Richards et al., 2012). چنان‌که در شکل ۴ دیده می‌شود، الگوی نرمالیز شده REE در توده نفوذی حسن رباط شباهت بسیاری به الگوهای نرمالیز شده REE در دیگر توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان دارد. این توده‌ها همگی دارای غنی‌شدگی LREE و شیب ملایم به سمت HREE هستند. همچنین آنومالی منفی Eu (۰/۳، ۰/۵) و نسبت کمتر از یک $Eu_n/Eu^* = 0.4$ در توده نفوذی حسن رباط همانند دیگر نسبت‌های Eu منفی در توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان، نشان‌دهنده تشکیل پلاژیوکلاز در مذاب‌های مرتبط با جزایر کمانی است (Shafiei et al., 2009; Richards et al., 2012).

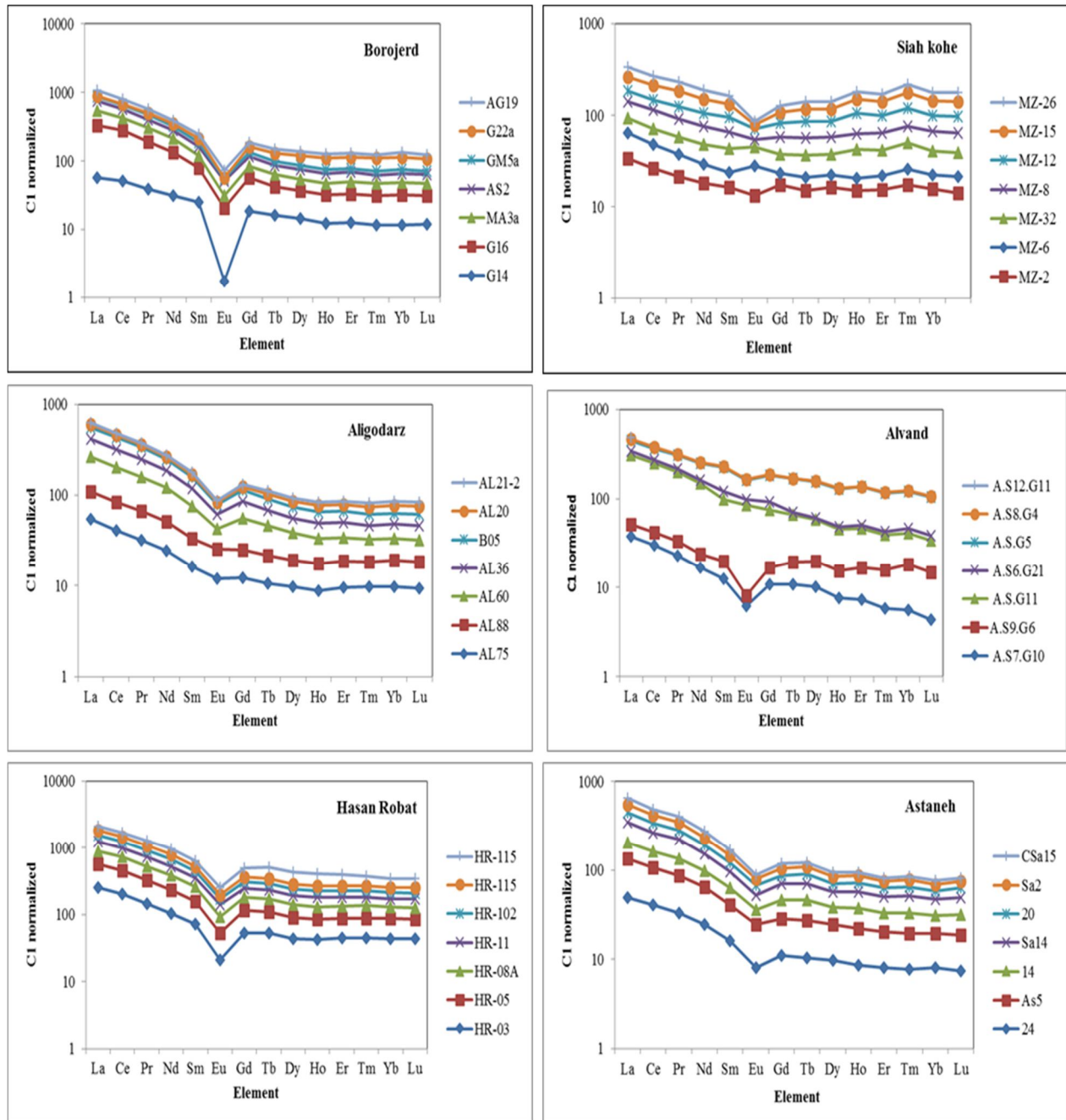
کندریت‌ها برای سنگ‌های نفوذی الوند دارای شیب ملایم از LREE به سمت HREE است (شکل ۴). نسبت La_n/Yb_n در این توده نفوذی بین ۱/۱ و ۱۳/۰۳ و با میانگین ۷/۰۸ است. این نسبت پایین La_n/Yb_n در توده‌های نفوذی الوند نشان‌دهنده نبود غنی‌شدگی LREE به HREE است (Richards et al., 2012).

زمین‌شیمی توده نفوذی الیگودرز

نمودار REE نرمالیز شده سنگ‌های توده نفوذی الیگودرز غنی‌شدگی LREE و شیب ملایم به سمت HREE را نشان می‌دهد. نسبت La_n/Yb_n (۲/۹، ۱۰/۹) و Sr/Y (۲/۲۴، ۱۲/۲) در سنگ‌های این توده نفوذی نیز به ترتیب دارای میانگین ۶/۹۲ و ۶/۰۳ است (جدول ۲). آنومالی منفی Eu (شکل ۴) در سنگ‌های این توده نفوذی و نسبت پایین‌تر از یک $Eu_n/Eu^* = 0.6$ نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه است. (Richards, 2011; Richards et al., 2012). نسبت پایین La_n/Sm_n (۳/۳، ۳/۶) و Dy_n/Yb_n (۰/۸ و ۱/۳) در توده نفوذی الیگودرز نیز بیانگر غنی‌شدگی کم LREE و غالب بودن ته‌نشینی اغلب پلاژیوکلاز در کمان‌های جزیره‌ای با ضخامت بین ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر است (Shafiei et al., 2008; Richards et al., 2012). بررسی‌های عناصر کمیاب و ترکیبات ایزوتوپی Sr-Nd نشان می‌دهد که این توده گرانیتوئیدی مربوط به کمان قاره‌ای و از نوع گرانیتوئیدهای نوع I است (شکل ۲).

زمین‌شیمی توده نفوذی آستانه

نسبت‌های La_n/Yb_n (۶/۲، ۱۳) و Sr/Y (۵/۹، ۱۰/۳) در سنگ‌های گرانیتوئیدی آستانه به ترتیب دارای میانگین ۸/۶۳ و ۷/۸ است (جدول ۲). این نسبت پایین $La_n/Yb_n < 8.63$ و $Sr/Y < 7.8$ نشان‌دهنده نبود غنی‌شدگی LREE، HREE و ماگماتیسیم اولیه جزایر کمانی است (Castillo, 2012; Richards et al., 2012). پایین بودن نسبت La_n/Sm_n (۳/۰، ۴/۳) و Dy_n/Yb_n (۱/۱، ۱/۳) در توده نفوذی آستانه بیانگر



شکل ۴. الگوی نرمالیز شده REEها برای توده‌های نفوذی زون ساختاری سنندج- سیرجان

Fig. 4. Chondrite-normalized rare earth element pattern for intrusions of Sanandaj-Sirjan zone

پرکام دارای شیب تند از LREEها به سمت HREE است (شکل ۵). همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های مرتبط با کانسار پورفیری نسبت‌های بالا La_n/Yb_n (۲۵/۲۲، ۱۷/۷۶) و St/Y (۲۱، ۱۱۵/۲) را دارا هستند. چنان‌که در شکل ۶ دیده

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی توده‌های زون ارومیه- دختر

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری پرکام نمودار REE نرمالیز شده به کندریت‌ها در توده نفوذی کانسار

سنگ‌های نفوذی کانسار با میانگین ۲۳/۵۹ است (جدول ۳). طبق پژوهش‌های ریچارد و کریش (Richards and Kerrich, 2007)، نسبت بالای La_n/Yb_n و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند نشان‌دهنده سنگ‌های شبه آداکتیتی با درصدی از گارنت در منشأ سنگ باشد. آنومالی مثبت Eu ($Eu_n/Eu^* \approx 1.09$) در سنگ‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مس در این کانسار بیانگر نبود تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه است. الگوی REE نیز دارای شیب تندی از MREE (Sm, Gd, Tb, Dy, Ho and Er) به سمت HREE (Tm, Yb, Lu) است. در توصیف این ویژگی می‌توان گفت، تفریق هورنبلند، تیتان در مقابل گارنت‌ها اتفاق افتاده است (Richards et al., 2012).

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری سونگون

الگوی نرمالیز شده REE در سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با کانه‌زایی در کانسار مس سونگون بسیار شبیه REE نرمالیز شده توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری همچون کانسار مس پورفیری سرچشمه است. سنگ‌های توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی در کانسار سونگون دارای غنی‌شدگی LREE و تهی‌شدگی HREE است (شکل ۵). نسبت La_n/Yb_n (۱۴/۲۳)، Sr/Y (۱۳/۸۲) و Sr/Y (۵۶/۳، ۱۷/۷) به ترتیب دارای میانگین ۴۱/۸ و ۲۶/۸ است (جدول ۳). نسبت بالای La_n/Yb_n و Sr/Y نشان‌دهنده وجود کانی‌های هورنبلند، گارنت و کلینوپیروکسن در منبع ماگمایی و غنی‌شدگی نسبت LREE/HREE است (Castillo, 2012). سنگ‌های توده نفوذی کانسار همچنین دارای آنومالی مثبت Eu ($Eu_n/Eu^* \approx 1.09$) و نسبت ۱/۰۷ $Eu_n/Eu^* =$ هستند. (شکل‌های ۵ و ۶). باید اذعان داشت، نبود آنومالی منفی Eu می‌تواند نشان‌دهنده نبود تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه، توقف شکست پلاژیوکلاز ناشی از محتوای بالای آب ماگمایی و حالت اکسیداسیون بالای ماگما باشد (زمانی که Eu مثبت است) (Richards et al., 2012).

می‌شود، نمونه‌های مرتبط با توده نفوذی کانسار دارای آنومالی Eu مثبت (۰/۹۸، ۱/۰۲) و میانگین $Eu_n/Eu^* = 1.01$ است. این ویژگی‌ها گواه این مطلب است که سنگ‌های آداکتیتی با درصدی از گارنت در منشأ سنگ بیانگر وجود تفریق ماگمایی و کنترل آن توسط تبلوربخشی هورنبلند است (Richards and Kerrich, 2007; Tiepolo et al., 2011). از طرفی هم می‌توان اظهار داشت که این ویژگی مربوط به تفریق گارنت در ماگمای موجود در عمق‌های زیاد پوسسته در حدود ۴۵ تا ۶۰ کیلومتری است (Macpherson et al., 2006).

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسارهای پورفیری دره زرشک و علی‌آباد

نسبت‌های Sr/Y (۴/۶۸، ۶۲/۲) و La_n/Yb_n (۷/۰۹، ۱۹/۷) در توده نفوذی مرتبط با کانسار به ترتیب دارای میانگین ۲۹/۱۳ و ۱۶/۶ است (جدول ۳). میزان بالای Sr و نسبت‌های $Sr/Y > 29.13$ و $La_n/Yb_n > 16.6$ در توده نفوذی این کانسار نشان‌دهنده توقف تبلور پلاژیوکلاز و افزایش میزان آب ماگماست (Richards et al., 2012). الگوی نرمالیز شده به کندریت مربوط به عناصر نادر خاکی (شکل ۵) دارای آنومالی مثبت Eu ($Eu_n/Eu^* = 1.02$) است (جدول ۳). این ویژگی انباشتگی بسیار زیاد پلاژیوکلاز و تفریق هورنبلند و یا حالت اکسیداسیون ماگماتیسیم را نشان می‌دهد (Lang and Titley, 1998; Zarasvandi et al., 2005; Richards et al., 2012). ویژگی‌های یادشده اعم از میزان بالای Sr و آنومالی مثبت Eu در سنگ‌های توده نفوذی مرتبط با کانسار مس دره زرشک و علی‌آباد نشان‌دهنده منشأ گرفتن ماگمای مرتبط با کانه‌زایی از ذوب جزئی قسمت‌های بالای گوشته و آلودگی توسط پوسسته است (Zarasvandi et al., 2005).

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری سرچشمه

توده نفوذی گرانودیوریتی مرتبط با کانه‌زایی مس در کانسار سرچشمه دارای الگوی غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE است (شکل ۵). نسبت La_n/Yb_n (۹/۱، ۳۴/۲) در

جدول ۳. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون ارومیه- دختر، علایم و منابع داده‌ها: دالی (Daneshjou, 2014) دره زرشک و علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005)، پرکام (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014)، سرچشمه (Barzegar, 2007)، میدوک (Taghipour, 2007)، سنگون (Hezarkhani, 2006)، علایم اختصاری: gr: گرانیت، alk-gr: آلكالی‌گرانیت، di: دیوریت، qz-di: کوارتز دیوریت، monz: مونزونیت، grd: گرانودیوریت

Table 3. Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Urumieh – Dokhtar zone, Symbols and references: Dalli (Daneshjou, 2014); Ali-Abad and Darreh-Zerreshk (Zarasvandi et al., 2005); Parkam (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014); Sarcheshmeh (Barzegar, 2007); Meiduk (Taghipour, 2007); Sungun (Hezarkhani, 2006): Abbreviations: gr: granite; alk-gr: alkali granite; di: diorite; qz-di: quartz diorite; monz: monzonite; gdr: granodiorite

Sample no Lithology	Dalli							Parkam						
	DS20 DS8	DS18 DS7	DS16 DN9	DS4 DN12	DS1 DN10	DN9 DN4	DN8 DN1	P-4 q.d	P-3 q.d	P-1 q.d	P-13 Dio	P-15 dio	P-8 dio	P-2 Dio
La	7.4	19.1	31.6	47.6	11.9	38.0	25.0	28.4	28.6	30.7	29.5	29.9	26.5	25.0
Ce	13.7	32.0	63.1	94.0	22.8	70.0	53.8	53.0	55.1	57.9	56.3	58.3	49.4	48.2
Pr	1.4	3.3	6.8	9.9	2.5	7.1	6.0	5.5	5.9	6.2	6.0	6.2	5.1	5.2
Nd	5.3	13.2	26.6	37.0	9.9	26.0	24.3	17.7	19.6	19.6	19.5	19.9	16.7	17.3
Sm	1.0	2.9	4.7	6.3	2.0	4.4	5.0	2.8	3.4	3.4	3.3	3.5	2.9	3.1
Eu	0.3	0.9	1.2	1.6	0.5	1.2	1.2	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	1.0
Gd	0.7	2.6	3.3	4.8	1.9	3.6	4.3	3.1	3.5	3.4	3.4	3.7	3.1	3.1
Tb	0.1	0.4	0.4	0.6	0.3	0.5	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4
Dy	0.6	2.8	2.8	3.5	1.7	3.3	4.0	1.6	2.1	1.9	1.9	2.1	1.9	1.8
Ho	0.1	0.5	0.6	0.7	0.4	0.6	0.8	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
Er	0.4	1.6	1.5	1.8	1.0	1.8	2.3	0.9	1.1	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0
Tm	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	0.4	1.7	1.6	1.8	1.1	1.9	2.4	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0	0.8	0.8
Lu	0.1	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Rb	7.67 5	81.1	79.0 7	85.3	27.3	65.6	69.4	86.8	56.1	65.6	70.1	62.8	82.1	81.1
Ba	104.8	945	856	1119	431.3	768.4	888	776.0	786.0	718.0	904.0	716.0	348.0	814.0
Y	3.42 1	15.4 1	14.1 3	17.8 2	9.33 7	17.5 7	22.6 6	8.6	10.1	9.7	9.9	10.7	9.5	9.2
Sr	128	674	616.6	477.4	136.7	534.2	482	990.0	860.0	795.0	958.0	870.0	199.5	748.0
Na ₂ O	3.99	3.19	2.94	3.06	2.04	3.24	2.95	3.4	4.4	3.7	4.2	4.0	3.2	4.0
K ₂ O	1.15	2.71	2	1.8	3.29	1.87	1.94	3.8	2.3	2.7	2.9	2.5	2.8	3.0
SiO ₂	54.0 4	59.8 1	52.5 9	52.9 3	70.0 2	55.9 2	53.5 4	60.5	61.8	62.4	60.7	61.8	59.4	59.6
(Dy/Yb) _n	0.9	1.0	1.1	1.3	1.1	1.1	1.1	1.4	1.4	1.4	1.3	1.4	1.5	1.4
(La/Yb) _n	11.6	7.4	13.5	18.1	7.6	13.3	7.2	25.0	20.3	23.1	21.0	21.0	21.9	19.9
(La/Sm) _n	4.9	4.2	4.2	4.8	3.7	5.4	3.2	6.4	5.2	5.8	5.6	5.4	5.7	5.2
Eu/Eu*	1.1	1.0	1.0	0.9	0.8	0.9	0.8	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	1.0	1.0
Sr/Y	37.4	43.7	43.6	26.8	14.7	30.4	21.3	115.1	85.1	82.0	96.8	81.3	21.0	81.3

ادامه جدول ۳. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون ارومیه-دختر، علایم و منابع داده‌ها: دالی (Daneshjou, 2014) دره زرشک و علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005)، پرکام (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014)، سرچشمه (Barzegar, 2007)، میدوک (Taghipour, 2007)، سنگون (Hezarkhani, 2006)، علایم اختصاری: gr: گرانیت، alk-gr: آلکالی‌گرانیت، di: دیوریت، qz-di: کوآرتز دیوریت، monz: مونزونیت، grd: گرانودیوریت

Table 3 (Continued). Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Urumieh – Dokhtar zone, Symbols and references: Dalli (Daneshjou, 2014); Ali-Abad and Darreh-Zerreshk (Zarasvandi et al., 2005); Parkam (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014); Sarcheshmeh (Barzegar, 2007); Meiduk (Taghipour, 2007); Sungun (Hezarkhani, 2006): Abbreviations: gr: granite; alk-gr: alkali granite; di: diorite; qz-di: quartz diorite; monz: monzonit; gdr: granodiorite

Dareeh Zereshk and Ali abad					
Sample no	DZ-38	DH-8	AY-2	AY- 1	MN34-1
Lithology	gr	alk-gr	alk-gr	alk-gr	gr
La	14.3	16.5	12.3	6.7	11.0
Ce	24.8	34.2	26.4	14.3	19.4
Pr	2.9	5.1	3.5	2.1	2.3
Nd	10.7	19.1	14.4	8.9	8.5
Sm	1.9	5.1	3.3	2.1	1.6
Eu	0.7	0.6	0.3	0.5	0.6
Gd	0.9	3.2	1.6	1.0	0.8
Tb	0.2	0.8	0.3	0.2	0.1
Dy	0.8	3.6	1.2	0.7	0.6
Ho	0.2	0.8	0.2	0.2	0.1
Er	0.5	2.1	0.6	0.4	0.4
Tm	0.1	0.3	0.1	0.0	0.1
Yb	0.5	1.6	0.4	0.3	0.4
Lu	0.1	0.2	0.1	0.0	0.1
Rb	47.0	161.0	59.0	51.0	59.0
Ba	908.0	295.0	213.0	145.0	1023.0
Y	12.0	38.0	19.0	15.0	12.0
Sr	746.0	696.0	89.0	144.0	611.0
Na ₂ O	2.9	2.7	3.9	4.3	1.7
K ₂ O	3.4	4.7	2.0	1.5	3.6
SiO ₂	71.6	74.8	76.2	76.7	74.8
(Dy/Yb) _n	1.0	1.5	1.8	1.7	1.0
(La/Yb) _n	19.3	7.1	19.8	17.4	19.5
(La/Sm) _n	4.8	2.1	2.4	2.0	4.3
Eu/Eu*	1.6	0.4	0.4	1.0	1.7
Sr/Y	62.2	18.3	4.7	9.6	50.9

ادامه جدول ۳. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون ارومیه-دختر، علایم و منابع داده‌ها: دالی (Daneshjou, 2014) دره زرشک و علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005)، پرکام (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014)، سرچشمه (Barzegar, 2007)، میدوک (Taghipour, 2007)، سنگون (Hezarkhani, 2006)، علایم اختصاری: gr: گرانیت، alk-gr: آلکالی‌گرانیت، di: دیوریت، qz-di: کوارتز دیوریت، monz: مونزونیت، grd: گرانودیوریت

Table 3 (Continued). Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Urumieh – Dokhtar zone, Symbols and references: Dalli (Daneshjou, 2014); Ali-Abad and Darreh-Zerreshk (Zarasvandi et al., 2005); Parkam (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014); Sarcheshmeh (Barzegar, 2007); Meiduk (Taghipour, 2007); Sungun (Hezarkhani, 2006); Abbreviations: gr: granite; alk-gr: alkali granite; di: diorite; qz-di: quartz diorite; monz: monzonite; gdr: granodiorite

Saecheshmeh										
Sample no	SA1	SA9	SA8	SA7	SA6	SA4	SA12b	SA12a	SA11	SA10
Lithology	Monz	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd	grd	Grd
La	28.3	27.2	30.9	35.5	40.4	23.9	26.2	25.5	26.3	36.5
Ce	52.8	50.9	55.6	55.0	75.9	50.8	bd	46.4	bd	60.6
Pr	na	na	5.6	4.4	8.4	6.0	na	4.9	na	Na
Nd	na	na	20.0	14.1	31.9	21.8	na	17.0	na	Na
Sm	na	na	3.4	2.1	7.1	3.5	na	2.7	na	Na
Eu	na	na	0.9	0.6	2.2	0.9	na	0.7	na	Na
Gd	na	na	3.1	2.3	7.6	3.1	na	2.5	na	Na
Tb	na	na	0.4	0.2	1.2	0.3	na	0.3	na	Na
Dy	na	na	1.7	1.4	6.8	1.4	na	1.4	na	Na
Ho	na	na	0.3	0.2	1.2	0.2	na	0.2	na	Na
Er	na	na	0.9	0.8	3.3	0.7	na	0.8	na	Na
Tm	na	na	na	na	Na	na	na	na	na	Na
Yb	na	na	0.9	0.7	3.0	0.6	na	0.7	na	Na
Lu	na	na	na	na	Na	na	na	na	na	Na
Rb	110.6	142.2	82.2	105.4	65.8	85.1	143.2	93.0	125.7	160.4
Ba	544.0	513.1	294.7	294.0	745.0	785.0	895.7	836.0	190.8	550.9
Y	bd	bd	9.8	8.0	66.6	8.9	bd	8.2	32.7	bd
Sr	198.5	45.0	493.1	46.5	572.4	583.5	300.5	556.5	182.7	363.7
Na ₂ O	1.8	0.1	4.8	0.1	4.3	4.2	3.2	4.3	2.4	0.2
K ₂ O	4.5	5.6	2.0	3.6	2.5	2.9	4.1	3.1	2.3	4.3
SiO ₂	71.4	61.6	63.2	74.3	63.6	62.6	66.6	65.7	59.0	60.5
(Dy/Yb)n	1.5	na	1.3	1.2	1.3	1.5	Na	na	na	na
(La/Yb)n	26.9	na	24.6	23.2	34.2	9.1	Na	na	na	na
(La/Sm)n	4.3	na	5.9	5.7	10.6	3.6	Na	na	na	na
Eu/Eu*		na	0.8	0.8	0.9	0.8	0.8	na	Na	na
Sr/Y	bd	bd	50.3	5.8	8.6	65.6	Bd	67.9	5.6	bd

ادامه جدول ۳. داده‌های عناصر نادر خاکی و اکسیدهای اصلی در گرانیتوئیدهای زون ارومیه-دختر، علایم و منابع داده‌ها: دالی (Daneshjou, 2014) دره زرشک و علی‌آباد (Zarasvandi et al., 2005)، پرکام (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014)، سرچشمه (Barzegar, 2007)، میدوک (Taghipour, 2007)، سنگون (Hezarkhani, 2006)، علایم اختصاری: gr: گرانیت، alk-gr: آلکالی‌گرانیت، di: دیوریت، qz-di: کوارتز دیوریت، monz: مونزونیت، grd: گرانودیوریت

Table 3 (Continued). Major and rare earth elements concentration (ppm) in granitoids of Urumieh – Dokhtar zone, Symbols and references: Dalli (Daneshjou, 2014); Ali-Abad and Darreh-Zerreshk (Zarasvandi et al., 2005); Parkam (Taghipour and Mohammadi Laghab, 2014); Sarcheshmeh (Barzegar, 2007); Meiduk (Taghipour, 2007); Sungun (Hezarkhani, 2006); Abbreviations: gr: granite; alk-gr: alkali granite; di: diorite; qz-di: quartz diorite; monz: monzonite; gdr: granodiorite

Sample no	Miduk					Sungun					
	MG9-1	MG9-6	MP-3	MP-2	MP-1	34-163	44-409	21-32	30-168	33-281	25-522
Lithology	qd	qd	qd	qd	qd	gdr	gdr	gdr	gdr	gdr	gdr
La	20.5	12.0	27.2	30.4	29.9	64.5	27.4	139.0	40.2	51.0	46.7
Ce	38.8	25.2	50.3	54.6	52.9	106.0	50.0	228.0	67.2	81.0	76.6
Pr	4.1	2.8	5.4	6.1	5.6	na	na	Na	na	na	Na
Nd	16.4	11.2	18.5	21.6	20.0	34.0	23.0	72.0	23.8	25.4	24.9
Sm	3.4	2.0	3.2	3.2	2.9	4.4	3.1	9.3	3.8	3.5	3.6
Eu	1.1	0.5	0.7	1.0	0.9	1.2	1.0	2.2	1.0	0.9	0.9
Gd	3.1	1.5	2.5	2.2	2.1	1.9	1.7	4.4	2.8	2.5	2.4
Tb	0.5	0.2	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.6	0.4	0.3	0.3
Dy	2.4	1.0	2.3	1.4	1.4	1.6	1.6	3.1	2.1	1.7	1.6
Ho	0.4	0.1	0.5	0.3	0.2	na	na	Na	na	na	Na
Er	1.2	0.5	1.3	0.6	0.7	na	na	Na	na	na	Na
Tm	1.1	0.0	0.2	0.1	0.1	na	na	Na	na	na	Na
Yb	1.0	0.5	1.1	0.7	0.6	0.9	1.3	1.0	1.2	0.9	0.9
Lu	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1
Rb	85.1	0.1	121.0	95.0	140.0	61.0	81.0	118.0	98.0	111.0	98.0
Ba	408.0	1.0	804.0	873.0	836.0	667.0	558.0	2044.0	175.0	1105.0	1203.0
Y	5.0	0.1	14.2	7.1	7.1	15.0	15.0	18.0	16.0	13.0	13.0
Sr	158.0	0.5	792.0	828.0	916.0	296.0	326.0	418.0	283.0	292.0	732.0
Na ₂ O	1.6	1.8	4.6	4.8	6.3	4.6	3.4	1.7	1.0	1.1	3.5
K ₂ O	6.7	5.8	3.4	1.7	1.8	4.5	2.9	6.3	3.8	4.0	3.9
SiO ₂	66.2	56.9	69.7	63.8	64.5	63.3	59.1	57.8	61.9	57.3	62.0
(Dy/Yb) _n	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4	1.2	0.8	2.0	1.1	1.2	1.2
(La/Yb) _n	13.3	18.0	16.3	30.2	32.1	48.4	14.2	93.8	22.6	38.2	35.0
(La/Sm) _n	3.8	3.7	5.3	5.9	6.5	9.2	5.6	9.4	6.7	9.2	8.2
Eu/Eu*	1.0	0.8	0.8	1.1	1.1	1.3	1.3	1.1	0.9	0.9	0.9
Sr/Y	31.6	5.0	55.8	116.6	129.0	19.7	21.7	23.2	17.7	22.5	56.3

زمین‌شناسان بوده است. یکی از ویژگی‌های این مناطق و دیگر مناطق فرورانش همراهی توده‌های بارور، نیمه بارور و عقیم با هم است که می‌توان با بررسی‌های زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی این توده‌ها را از یکدیگر تفکیک کرد و به اکتشاف کمک شایانی کرد. هدف از این پژوهش مقایسه گرانیتوئیدهای زون سنندج - سیرجان با زون ارومیه - دختر بر اساس عناصر نادر خاکی و سنگ‌شناسی است و اینکه چرا توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی زون سنندج - سیرجان بدون کانه‌زایی هستند؛ در حالی که تعداد زیادی از گرانیتوئیدهای زون ارومیه - دختر همراه با کانه‌زایی مس پورفیری هستند. تاکنون بررسی‌های زیادی در مورد علل اینکه چرا بعضی از توده‌ها بارور و بعضی دیگر نابارور هستند، انجام شده است؛ از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به سیلیتو (Sillitoe, 1972)، بالدوین و پیرس (Baldwin and Pearce, 1982)، اسدی و همکاران (Asadi et al., 2014)، شفیع و شهاب‌پور (Shafiei and Shahabpour, 2008)، شفیع (Shafiei, 2012)، ریچارد و همکاران (Richards et al., 2012) و زراسوندی و همکاران (Zarasvandi et al., 2015) اشاره کرد. رفتار و تمرکز عناصر REE در سنگ‌های آذرین، اطلاعاتی را از ترکیب شیمیایی منشأ سنگ‌ها و تغییرات نواحی منشأ ذوب و یا ذوب باقی‌مانده (همانند تفریق کانی‌ها) در اختیار ما قرار می‌دهد. عناصر نادر خاکی شامل La تا Lu و عدد اتمی ۵۷ تا ۷۱ هستند. شعاع یونی این عناصر با افزایش عدد اتمی از La^{+3} به Lu^{+3} کاهش می‌یابد. عناصر (Sm, Nd, Pr, Ce, La, Eu) به‌عنوان عناصر نادر خاکی سبک و عناصر (Yb, Lu, Tm, Er, Y, Ho, Dy, Tb) به‌عنوان عناصر نادر خاکی سنگین شناخته می‌شوند. عناصر نادر خاکی جزو عناصر با کمترین قابلیت انحلال هستند و در طول فرایندهای هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی گرمایی نسبتاً غیرمتحرک هستند. از این رو تحرک بسیار کم این عناصر در محیط‌های زمین‌شناسی، کاربرد فراوانی را برای آنها در تعیین منشأ کانسارهای آذرین، دگرگونی، رسوبی و پتروژنز رقم‌زده است (Bissig et al., 2003). بررسی‌های

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری میدوک

نمونه سنگ‌های توده نفوذی مرتبط با کانه‌زایی در کانسار مس میدوک دارای غنی‌شدگی LREE و شیب تند به سمت HREE است (شکل ۵). نسبت‌های La_n/Yb_n (۱۳/۳ تا ۳۲/۱) و Sr/Y (۵، ۱۲۹/۰۱) به‌ترتیب دارای میانگین ۲۱/۹ و ۶۷/۶ است و نسبت Dy_n/Yb_n نیز از ۱/۳ تا ۱/۵ با میانگین ۱/۴ متغیر است. این نسبت‌ها نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های شبه آداکتی مرتبط با کانسارهای پورفیری و ماگمای والد حاصل از ذوب ورقه‌های فرورونده است (Sajona and Maury, 1998; Sun et al., 2011). همچنین آنومالی مثبت Eu (۰/۸، ۱/۱) و نسبت Eu_n/Eu^* در توده نفوذی کانسار می‌تواند نشان‌دهنده انباشتگی پلاژیوکلاز در سنگ و یا تفریق هورنبلند باشد (Green and Perason, 1985).

زمین‌شیمی توده نفوذی کانسار مس پورفیری دالی

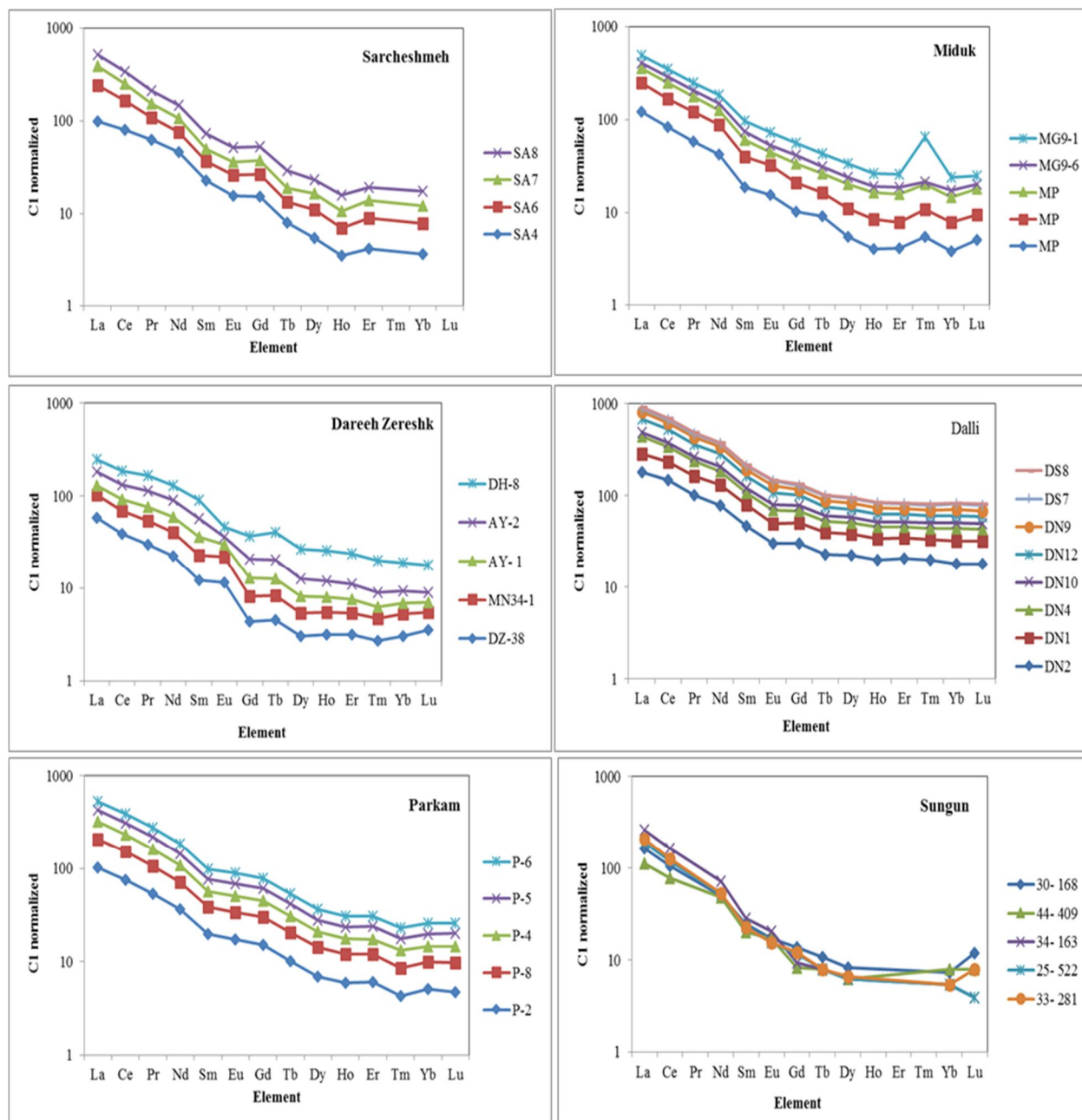
بررسی الگوی REE نرمالیزه‌شده به کندریت در توده نفوذی مرتبط با کانسار مس دالی نشان می‌دهد که LREE نسبت به MREE و HREE دارای غنی‌شدگی است (شکل ۵). نسبت La_n/Yb_n (۷/۶، ۱۸/۱) با میانگین ۱۱/۰۹ و Sr/Y (۱۴/۶، ۴۳/۷) دارای میانگین ۲۹/۸ است. میزان بالای نسبت‌های La_n/Yb_n و Sr/Y نشان‌دهنده وجود کانی‌های هورنبلند و گارنت در منبع ماگمایی است (Castillo, 2012). ضمن اینکه نسبت بالای La_n/Sm_n (۳/۱، ۵/۴) با میانگین ۴/۲ نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE و هضم پوسسته است (Richards and Kerrich, 2007; Shafiei et al., 2009). آنومالی ضعیف Eu مثبت (۰/۷، ۱/۱) و نسبت $Eu_n/Eu^* = ۰/۹$ بیانگر توقف تشکیل پلاژیوکلاز، محتوای بالای آب ماگمایی و حالت اکسیداسیون بالای ماگماست (Richards et al., 2012).

بحث

محیط‌های آتشفشانی - پلوتونیک مرتبط با فرایندهای فرورانش معمولاً به‌علت همراهی با ذخایر معدنی با ارزش همچون پورفیری‌ها از چند دهه پیش تاکنون مورد توجه بسیاری از

زمین‌شیمی می‌توان به آنومالی Eu ، تغییرات نسبت‌های $LREE/HREE$ ، La_n/Sm_n ، Dy_n/Yb_n ، Sr/Y ، La_n/Yb_n Richards, 2011;) و تغییرات میزان SiO_2 اشاره کرد (Richards et al., 2012; Asadi et al., 2014).

زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی و عناصر اصلی نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتوئیدی همراه با کانه‌زایی مس پورفیری با توده‌های گرانیتوئیدهای بدون کانه‌زایی دارای تمایزهایی در عناصر REE و عناصر اصلی هستند. از جمله این تمایزهای



شکل ۵. الگوی نرمالیزه شده REEها برای توده‌های نفوذی زون ساختری ارومیه-دختر

Fig. 5. Chondrite-normalized rare earth element pattern for intrusions of Urumieh-Dokhtar zone

دختر به دلیل تشکیل هورنبلند و میزان آب ماگمایی بالا، کانه‌زایی مس پورفیری بیشتر رخ می‌دهد (همانند کانسارهای پورفیری سرچشمه، میدوک، دالی، دره زرشک علی‌آباد، سونگون و پرکام)؛ در حالی که تمام توده‌های نفوذی زون سندج - سیرجان به سبب تشکیل پلاژیوکلاز دارای میزان پایین آب ماگمایی و بدون کانه‌زایی پورفیری هستند.

مقایسه نسبت‌های La_n/Yb و Sr/Y در دو زون ساختاری ارومیه - دختر و سندج - سیرجان می‌تواند نشانگر کانه‌دار بودن و نبودن توده‌های نفوذی در دو زون ساختاری باشد. بر اساس پژوهش‌های پیشین، نسبت‌های بالای La_n/Yb و Sr/Y مختص محیط‌های فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای و ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی آبدار است. از این رو اغلب از این دو نسبت، برای نشان دادن حضور سنگ‌های شبه آداکیتی استفاده می‌کنند. سنگ‌های آداکیت در واقع سنگ‌هایی با ترکیب $(\text{SiO}_2) < 50\%$ ، $\text{Sr} > 400\text{ppm}$ ، $\text{Yb} < 18\text{ppm}$ و کمتر از $1/9\text{ppm}$ هستند که در اثر فرورانش و ذوب پوسته اقیانوسی در شرایط رخساره اکلوزیت ایجاد شده‌اند (Rapp and Watson, 1995). سنگ‌های شبه آداکیتی بهترین مثال برای سنگ‌های مرتبط با توده‌های نفوذی کانه‌دار پورفیری هستند. از جمله عواملی که باعث افزایش میزان Sr و La در سنگ‌های شبه آداکیتی می‌شود، عدم تشکیل پلاژیوکلاز، تفریق هورنبلند و محتوای آب بالا در رخساره اکلوزیت است (Kay, 1978; Defant and Drummond, 1990; Drummond et al., 1996). نسبت‌های بالای La_n/Yb و Sr/Y در سنگ‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای پورفیری هستند که در اثر جای‌گیری، این ماگماها در پوسته بالایی (با محتوای بالای آب ماگمایی) تشکیل کانسارهای پورفیری را به دنبال داشته‌اند (Sajona and Maury, 1998; Sun et al., 2011). طبق پژوهش ریچارد (Richards, 2011)، دو نظریه تفریق کانی‌های هورنبلند و گارنت و آلودگی توسط پوسته برای تشکیل ماگمای بارور پورفیری وجود دارد.

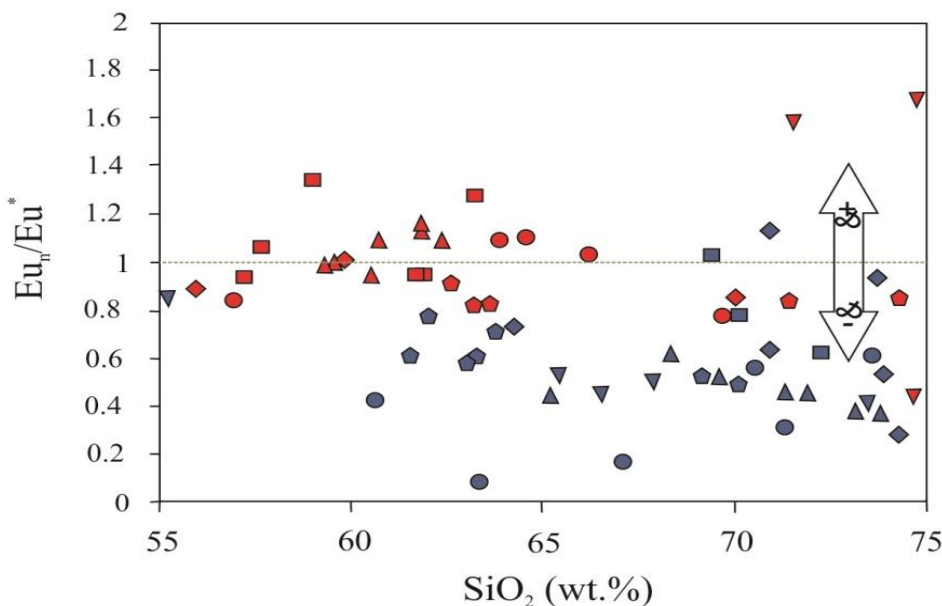
بررسی‌ها نشان می‌دهد که معمولاً کانه‌زایی مس پورفیری در ماگمایی با ماهیت کالک‌آلکانل آبدار صورت می‌گیرد. یکی از عوامل لازم در تشکیل توده‌های بارور، وجود شرایط اکسیدان، تفریق پیشرفته ماگما و تبلور بخشی کانی آبدار همچون هورنبلند است. تبلور هورنبلند معمولاً در شرایط با حجم زیاد آب (حداقل ۴ درصد) انجام می‌شود (Sillitoe, 1972; Zarasvandi et al., 2015). همراه با تبلور هورنبلند احتمالاً مقادیر زیادی مس از سیستم آزاد می‌شود و عناصر نامتحرک در ساختار هورنبلند تمرکز می‌یابند. ضمن اینکه مهم‌ترین پدیده رایج در سنگ‌های مس‌دار، تبلور بخشی هورنبلند است و در سنگ‌های گرانیتی که بدون کانه‌زایی مس هستند، تبلور بخشی پلاژیوکلاز صورت می‌گیرد (Zarasvandi et al., 2015).

عنصر Eu به دو صورت اکسید (Eu^{2+} , Eu^{3+}) در شرایط ماگمایی حضور دارد. عنصر Eu^{2+} می‌تواند به راحتی جایگزین Ca^{2+} در ساختار پلاژیوکلاز شود. در نتیجه می‌توان از این عنصر به عنوان نشانگری حساس در شکست پلاژیوکلاز استفاده کرد. این ویژگی برای تمایز توده‌های نفوذی بارور و نابارور، کمک شایانی است. به این صورت که وجود آنومالی مثبت Eu ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 1$) در توده‌های مرتبط با کانه‌زایی نشان‌دهنده نبود تفریق پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه، تشکیل هورنبلند با محتوای بالای آب ماگمایی و حالت اکسیداسیون بالای ماگماست (Frey et al., 1978; Green and Perason, 1985; Richards et al., 2012). بر این اساس، الگوی نرمالیز شده REE و نمودار نسبت Eu_n/Eu^* به SiO_2 (شکل‌های ۵ و ۶) در توده نفوذی‌های مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری در زون ساختاری ارومیه - دختر نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها دارای آنومالی Eu مثبت تا نسبتاً مثبت است (شکل ۶). در مقابل نفوذی‌های گرانیتوئیدی زون سندج - سیرجان (به سن ژوراسیک) همگی دارای آنومالی Eu منفی هستند (شکل‌های ۵ و ۶). با مقایسه دو گروه توده نفوذی می‌توان بیان کرد که در نفوذی‌های زون ساختاری ارومیه -

پوسته در حین فرورانش و فرایند پس از برخورد موجب فشردگی، افزایش دما-فشار (رخساره اکلوزیتی)، هضم و آلودگی ماگمای جایگزین شده در پوسته پایینی^۱ می‌شود. در ادامه نیز می‌توان بیان کرد که زمان کافی سبب توسعه بیشتر ذوب، هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگمای گوشته و پدید آمدن شبه آداکیتی می‌شود. در نهایت، فرایند تفریق هورنبلند موجب افزایش میزان آب ماگما و ایجاد ماگمای بارور را به دنبال دارد (Klepeis et al., 2003; Dufek and Richards, 2015; Bergantz, 2005; Richards, 2015). ماگماهای گرانئوئیدی (ماگمای آداکیتی) ایجاد شده در این بخش از نواحی فرورانش دارای دیگر ویژگی‌های خاص در عناصر نادر خاکی REE است. از جمله این ویژگی‌ها می‌توان به شیب زیاد در الگوی REE، غنی‌شدگی LREE، تهی‌شدگی HREE به همراه افزایش نسبت‌های La_n/Sm_n و Sm_n/Yb_n ، مقایسه نسبت نرمالیز شده $(La/Sm)_n$ LREE/MREE و همچنین نسبت نرمالیز شده $(Dy/Yb)_n$ MREE/HREE که بیانگر تفریق هورنبلند است، اشاره کرد.

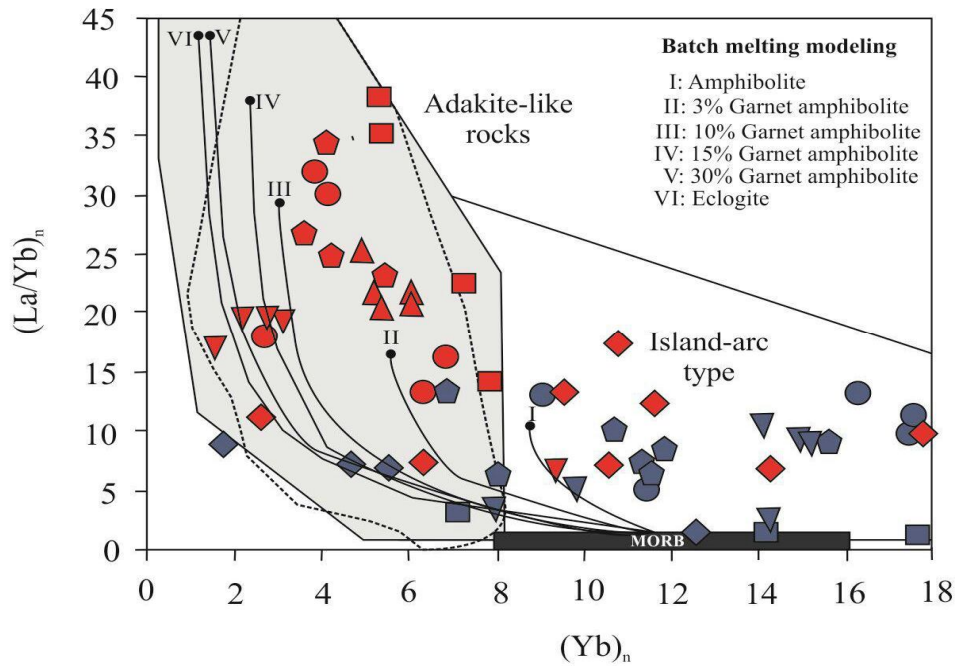
با توجه به نمودار نسبت نرمالیز شده La_n/Yb_n به Yb (Drummond et al., 1996)، اغلب توده‌های نفوذی مورد بررسی زون ساختاری ارومیه-دختر در محدوده سنگ‌های شبه آداکیتی (شکل‌های ۷ و ۹) محدوده تشکیل کانی آمفیبول (با درصد آب بالا) قرار می‌گیرند (شکل ۷)؛ در صورتی که نمونه‌های توده نفوذی‌های مربوط به زون سنندج-سیرجان در محدوده سنگ‌های غیر آداکیتی و محدوده سنگ‌های جزایر کمانی واقع شده‌اند (شکل ۷). همچنین پس از ترسیم نمونه‌های مرتبط با توده‌های نفوذی زون ارومیه-دختر در نمودار Sr/Y به Y و نمودار نسبت La_n/Yb_n به SiO_2 (Richards and Kerrich, 2007)، مشاهده شد که تمام نمونه‌ها در محدوده سنگ‌های شبه آداکیتی واقع شده‌اند (شکل‌های ۸ و ۹)؛ در صورتی که نمونه‌های مرتبط با توده نفوذی‌های زون ساختاری سنندج-سیرجان اغلب در محدوده سنگ‌های غیر آداکیتی هستند (شکل‌های ۸ و ۹).

عمده کانه‌زایی‌های مس پورفیری اغلب همراه با فرورانش حاشیه قاره‌ای و تشکیل ماگمایی با ماهیت کالک‌آلکالن آبدار است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که ضخیم‌شدگی



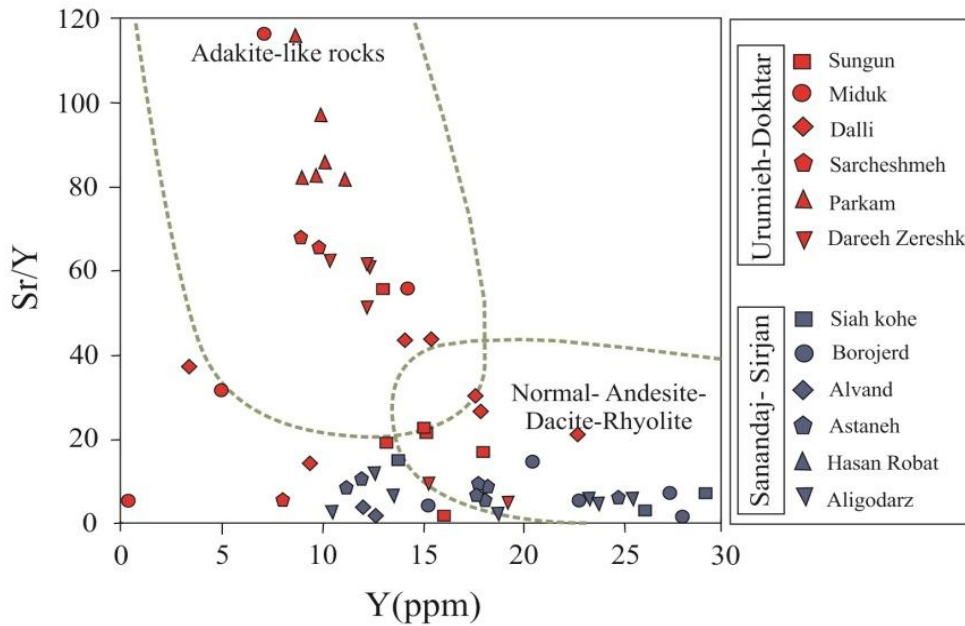
شکل ۶. نمودار نسبت Eu_n/Eu^* به SiO_2 برای توده‌های نفوذی ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان (Richards et al., 2001)

Fig. 6. Diagram of Eu_n/Eu^* ($Eu_n/Eu^* = Eu_n/\sqrt{Sm_n + Gdn}$) vs. SiO_2 for Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan intrusions (Richards et al., 2001)



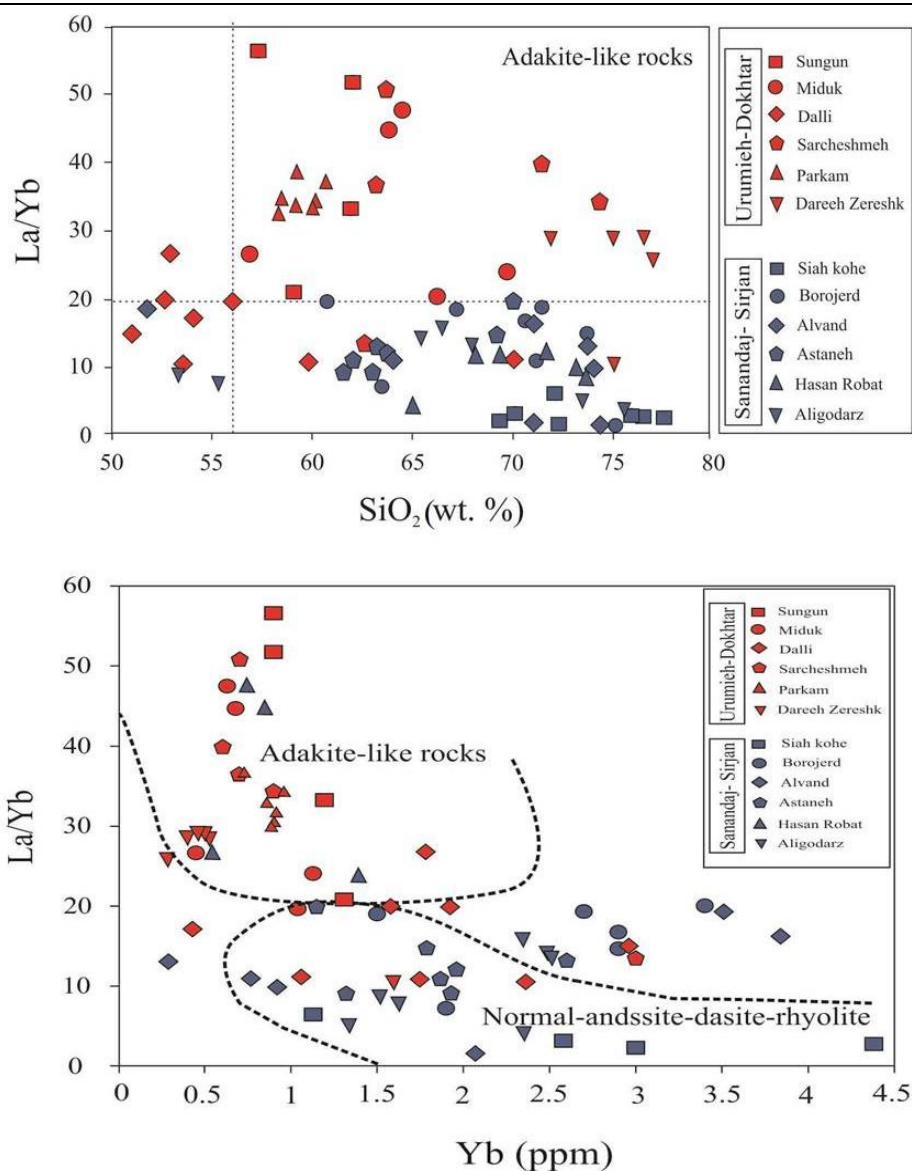
شکل ۷. نمودار نرمالیزه شده نسبت $[La/Yb]_n$ در مقابل $[Yb]_n$ برای توده‌های نفوذی ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان (Drummond et al., 1996)

Fig. 7. Diagram of batch-melting modeling of chondrite-normalized $[La/Yb]_n$ ratios vs. $[Yb]_n$ for for Urumieh–Dokhtar and Sanandaj-Sirjan intrusions (Drummond et al., 1996)



شکل ۸. نمودار نسبت Sr/Y به Y برای توده‌های نفوذی ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان که نشان‌دهنده سنگ‌های شبه آداکیتی، داسیت و ریولیت است (Defant and Drummond, 1990)

Fig. 8. Diagram of Sr/Y vs. Y , for Urumieh–Dokhtar and Sanandaj-Sirjan intrusions indicating adakite-like, dasitic and riolitic (Defant and Drummond, 1990)



شکل ۹. نمودارهای نسبت La/Yb به SiO_2 و La/Yb به Yb برای توده‌های نفوذی ارومیه- دختر و سنندج- سیرجان که نشان‌دهنده سنگ‌های آداکیتی و داسیت و ریولیت است (Richards and Kerrich, 2007)

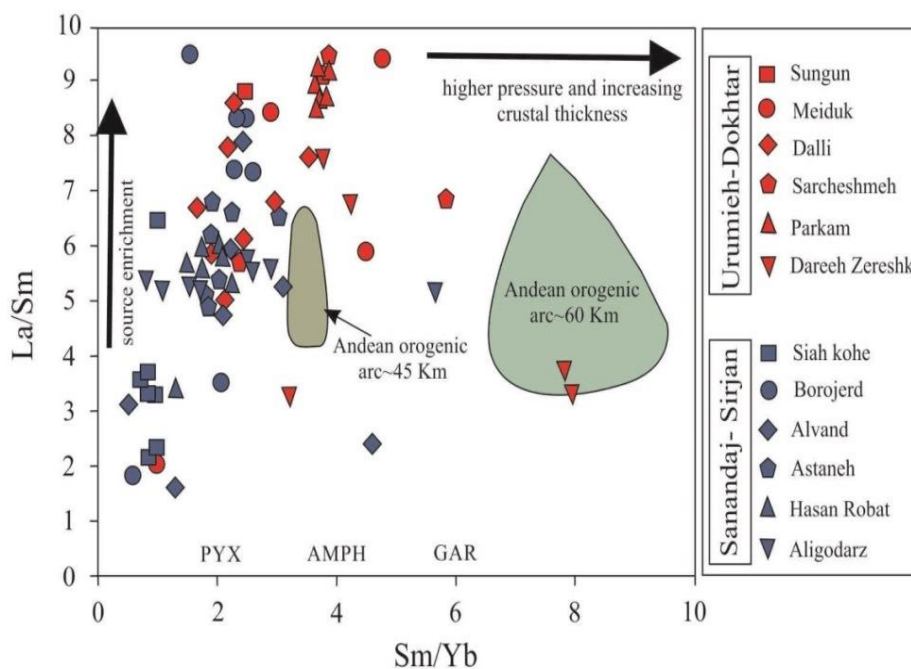
Fig. 9. La/Yb versus SiO_2 (wt. %) and La/Yb versus Y (ppm) plots for Urumieh–Dokhtar and Sanandaj–Sirjan intrusions representing adakite-like, dasitic and rhyolitic rocks (Richards and Kerrich, 2007)

HREE است (شکل ۶). ضمن اینکه پلات نمونه‌های هر دو گروه توده‌های نفوذی زون‌های مورد بررسی در نمودار La/Sm به Sm/Yb (Kay and Mpodozis, 2001) مشخص می‌کند که تمام نفوذی‌های مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری در ارومیه- دختر میزان بالایی از La/Sm و Sm/Yb را دارا هستند و در محدوده ضخیم‌شدگی پوسته (حدود ۶۵ تا ۴۵ کیلومتر) قرار

کلیه الگوهای REE رسم‌شده توده‌های نفوذی مرتبط با کانه‌زایی مس پورفیری در زون ساختاری ارومیه- دختر غنی‌شدگی LREE، تهی‌شدگی HREE و شیب تند LREE به سمت HREE را نشان می‌دهند (شکل ۵). در صورتی که الگوهای REE رسم‌شده توده‌های نفوذی زون ساختاری سنندج- سیرجان اغلب دارای شیب ملایم از LREE به سمت

ضخامت ۳۰ تا ۳۵ کیلومتری واقع شده‌اند (شکل ۱۰) و این امر سبب عدم تشکیل ماگماهای بارور در این زون ساختاری شده است.

گرفته‌اند (شکل ۱۰). در مقابل توده‌های نفوذی زون سنندج - سیرجان اغلب دارای میزان پایین La/Sm و Sm/Yb هستند (شکل ۱۰). اغلب نمونه‌های نفوذی این زون در محدوده با



شکل ۱۰. مقایسه توده‌های نفوذی ارومیه - دختر با سنندج - سیرجان بر اساس نمودار La/Sm به Sm/Yb برای نشان دادن ضخیم‌شدگی پوسته (Kay and Mpodozis, 2001)

Fig. 10. Comparative Sm/Yb vs. La/Sm plots of Urumieh-Dokhtar and Sanandaj-Sirjan. Arrows show crustal thickness (Kay and Mpodozis, 2001)

گواهی بر تفاوت اساسی از نظر محیط زمین‌ساختی، زمین‌شیمی گرانیتوئیدهای ژوراسیک زون سنندج - سیرجان با گرانیتوئیدهای حاوی کانه‌زایی مس پورفیری در زون ارومیه - دختر است. بر این اساس، با توجه به ویژگی‌های عناصر نادر خاکی REE، عناصر اصلی و ویژگی‌های سنگ‌شناختی در توده‌های نفوذی این دو زون ساختاری، به مقایسه این توده‌های گرانیتوئیدی پرداخته شده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی انجام شده بر روی توده‌های گرانیتوئید زون ساختاری ارومیه - دختر و سنندج - سیرجان نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی زون ارومیه - دختر دارای آنومالی‌های مثبت Eu ، غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است. آنومالی مثبت Eu نیز بیانگر وجود

نتیجه‌گیری

فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر زون‌های ساختاری سنندج - سیرجان (مزوزوئیک) و ایران مرکزی (سنوزوئیک) موجب پدید آمدن تعداد زیادی توده نفوذی گرانیتوئیدی بارور و نابارور در این دو زون ساختاری شده است. بررسی‌های انجام شده بر روی توده‌های نفوذی این دو زون ساختاری نشان می‌دهد که اغلب کانسارهای مس پورفیری اکتشاف شده در زون ساختاری ارومیه - دختر همراه با توده‌های گرانیتوئیدی (با گرایش شبه آداکیتی) به سن میوسن هستند. علی‌رغم اینکه توده‌های گرانیتوئیدی زون ساختاری سنندج - سیرجان اغلب دارای سن ژوراسیک و بدون کانه‌زایی هستند، این موضوع خود

مقایسه نسبت‌های Sm_n/Yb_n و La_n/Sm_n در توده‌های نفوذی دو زون ساختاری ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان نشانگر افزایش این نسبت‌ها در زون ساختاری ارومیه-دختر است که این ویژگی ناشی از تفریق هورنبلند و ضخیم‌شدگی پوسته در حین فرورائش و فرایند پس از برخورد است. این سازوکار به فشردگی، افزایش دما و فشار، هضم و آلودگی ماگمای جایگزین شده در پوسته پایینی منجر می‌شود. در حالی که توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان اغلب با میزان پایین Sm_n/Yb_n و La_n/Sm_n ، نشان‌دهنده عدم ضخیم‌شدگی در حین برخورد است و باید اذعان داشت که این امر موجب عدم تشکیل ماگماهای بارور در این زون ساختاری شده است. در نتیجه می‌توان بیان کرد که فرایندهای برخورد و پس از برخورد (ضخیم‌شدگی پوسته) در زون ساختاری ارومیه-دختر باعث ایجاد ماگمای تفریق‌یافته آبدار و تبلوربخشی هورنبلند شده است. لذا همراه با تبلور هورنبلند احتمالاً مقادیر زیادی مس از سیستم آزاد شده و عناصر نامتحرک در ساختار هورنبلند تمرکز یافته است. کلیه فرایندهای رخ داده به کانه‌زایی مس همراه با توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در زون ساختاری ارومیه-دختر نسبت به زون ساختاری سنندج-سیرجان منجر شده است.

شرایط اکسیدان، تفریق پیشرفته ماگما و تبلوربخشی کانی آبدار نظیر هورنبلند است. در صورتی که توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان دارای آنومالی منفی Eu، شیب ملایم LREE به سمت HREE است. آنومالی منفی Eu در این توده‌ها بیان‌کننده تبلوربخشی پلاژیوکلاز است. مقایسه نسبت‌های La_n/Yb_n و Sr/Y در دو زون ساختاری ارومیه-دختر و سنندج-سیرجان بیانگر این مطلب است که نسبت‌های یادشده در توده‌های نفوذی ارومیه-دختر بیشتر از توده‌های نفوذی زون سنندج-سیرجان است. این ویژگی بیانگر ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی آبدار و تشکیل سنگ‌های شبه آداکیتی در زون ارومیه-دختر است. از جمله عواملی که باعث افزایش میزان Sr و La در سنگ‌های شبه آداکیتی می‌شود، تشکیل نشدن پلاژیوکلاز و تفریق هورنبلند در رخساره اکلوزیت است. در نتیجه، نسبت بالای Sr/Y ، La_n/Yb_n در سنگ‌های نفوذی می‌تواند مرتبط با کانسارهای پورفیری باشد که در اثر جای‌گیری این ماگماها در پوسته بالایی (با محتوای بالای آب ماگمایی) موجب تشکیل کانسارهای پورفیری در زون ساختاری ارومیه-دختر شده است؛ در صورتی که نمونه توده نفوذی‌های موجود در زون سنندج-سیرجان همگی در محدوده سنگ‌های غیر آداکیتی و محدوده سنگ‌های جزایر کمائی واقع شده‌اند.

References

- Aghazadeh, M., 2015. Petrogenesis and U-Pb age dating of intrusive bodies in the Sar Cheshmeh deposit. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 25(97): 291–312. (in Persian with English abstract)
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Regelous, M., RezaGhorbani, M., Emami, M.H. and Murata, M., 2009. High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121(5–6): 57–868.
- Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8(3): 144–149.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72(4): 363–383.
- Alirezai, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 15(151): 122–134.

- Arvin, M., Pan, Y.M., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3): 474–489.
- Asadi, S., Moore, F. and Zarasvandi, A., 2014. Discriminating productive and barren porphyry copper deposits in the southeastern part of the central Iranian volcano-plutonic belt, Kerman region, Iran: a review. *Earth-Science Reviews*, 30(138): 25–46.
- Asadi, S., Moore, F., Zarasvandi, A. and Khosrojerdi, M., 2013. First report on the occurrence of CO₂-bearing fluid inclusions in the Meiduk porphyry copper deposit, Iran: implications for mineralisation processes in a continental collision setting. *Geologos*, 19(4): 301–320.
- Ayati, F., Yavuz, F., Asadi, H.H., Richards, J.P. and Jourdan, F., 2013. Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran. *International Geology Review*, 55(2): 158–184.
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77(3): 664–674.
- Barzegar, H., 2007. Geology, petrology and geochemical characteristics of alteration zones within the Seridune prospect, Kerman, Iran. Ph.D. thesis, Aachen University, Aachen, Germany, 320 pp.
- 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.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. *Journal of the Geological Society*, 139(5): 605–614.
- Bissig, T., Clark, A.H., Lee, J.K. and von Quadt, A., 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constraints from the El Indio-Pascua Au–Ag–Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita*, 38(7): 844–862.
- 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(7): 767–780.
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134: 304–316.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Daneshjou, M., 2014. Investigation of geology, geochemistry and genetic model of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Delijan, Markazi province. M.Sc. Thesis, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran, 150 pp. (in Persian with English abstract)
- Davoudzadeh, M. and Schmidt, K., 1984. A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168(2–3): 182–207.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662–665.
- Drummond, M.S., Defant, M.J. and Kepezhinskas, P.K., 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Geological Society of America Special Papers*, 315: 205–215.
- Dufek, J. and Bergantz, G.W., 2005. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *Journal of Petrology*, 46(11): 2167–2195.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1): 11–22.
- Fatehi, M. and Asadi Haroni, H., 2019. Geophysical signatures of the gold rich porphyry copper deposits: A case study at the Dalli Cu–Au porphyry deposit. *Journal of Economic Geology*, 10(2): 639–675. (in Persian with English abstract)
- Frey, F.A., Chappell, B.W. and Roy, S.D., 1978. Fractionation of rare-earth elements in the

- Tuolumne Intrusive Series, Sierra Nevada batholith, California. *Geology*, 6(4): 239–242.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693.
- Ghazi, J.M. and Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(5): 513–528.
- Ghorashizadeh, M., 1978. Development of Hypogene and Supergene Alteration and Copper Mineralization Patterns, Sar Cheshmeh Porphyry Copper Deposit, Iran. M.Sc. thesis, Brock University, Canada.
- Green, T.H. and Pearson, N.J., 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic to andesitic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(6): 1465–1468.
- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of central Iran (Shahr e Babak area, Kerman Province). Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, Henderson, 420 pp.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326–340.
- Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A.E., 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran; evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology*, 93(5): 651–670.
- Jazi, M.A., Karimpour, M.H. and Malekzadeh Shafaroudi, A., 2013. Overview of the geochemistry and Rb/Sr, Sm/Nd isotopes of Middle Jurassic and Tertiary granitoid intrusions: a new insight on tectonomagmatism and mineralization of this period in Iran. *Journal of Economic Geology*, 2(4): 171–198. (in Persian)
- Kay, R.W., 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4(1–2): 117–132.
- Kay, S.M. and Mpodozis, C., 2001. Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA today*, Geological Society of America, 11: 4–9.
- Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5): 859–877.
- Kirkham, R.V. and Dunne, K.P., 2000. World distribution of porphyry, porphyry-associated skarn, and bulk-tonnage epithermal deposits and occurrences. Geological Survey of Canada, Open File 3792, http://geochem.nrcan.gc.ca/cdgs/content/pub/pub10339_e.htm
- Klepeis, K.A., Clarke, G.L. and Rushmer, T., 2003. Magma transport and coupling between deformation and magmatism in the continental lithosphere. *Geological Survey of Canada*, 13(1): 4–11.
- Lang, J.R. and Titley, S.R., 1998. Isotopic and geochemical characteristics of Laramide magmatic systems in Arizona and implications for the genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 93(2): 138–170.
- Mackenzie, W.S., Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. *Mineralogical Magazine*, 44(333): 115–116.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T. and Thirlwall, M.F., 2006. Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3): 581–593.
- McInnes, B.I., Evans, N.J., Fu, F.Q. and Garwin, S., 2005. Application of thermochronology to hydrothermal ore deposits. *Reviews in Mineralogy and geochemistry*, 58(1): 467–498.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Mohammadi Laghab, H., Taghipour, N. and Iranmanesh, M.R., 2012. Distribution pattern of Cu, Mo, Pb, Zn and Fe elements in Sara (Parkam) porphyry copper deposit, Shahr-Babak, Kerman province. Iran. *Quarterly Iranian Journal of Geology*, 5(20): 17–27. (in Persian with English abstract)

- Pourkaseb, H., Zarasvandi, A., Saed, M. and Davoudian Dehkordy, A., 2017. Magmatic-hydrothermal fluid evolution of the Dalli porphyry Cu-Au deposit; using Amphibole and Plagioclas mineral chemistry. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 73–92. (in Persian with English abstract)
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Richards, J.P., 2011. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu±Mo±Au deposits: just add water. *Economic Geology*, 106(7): 1075–1081.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70(45): 323–345.
- Richards, J.P., Boyce, A.J. and Pringle, M.S., 2001. Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: a model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96(2): 271–305.
- Richards, J.P. and Kerrich, R., 2007. Special paper: adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis. *Economic geology*, 102(4): 537–576.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu±Mo±Au potential: examples from the Tethyan arcs of Central and Eastern Iran and Western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
- Sajona, F.G. and Maury, R.C., 1998. Association of adakites with gold and copper mineralization in the Philippines. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA- Earth and Planetary Science*, 326(1): 27–34.
- Shafiei, B., 2010. Lead isotope signatures of the igneous rocks and porphyry copper deposits from the Kerman Cenozoic magmatic arc (SE Iran), and their magmatic-metallogenetic implications. *Ore Geology Reviews*, 38(1): 27–36.
- Shafiei, B., 2012. Discrimination between productive and non-productive granitoid intrusions in Kerman porphyry copper belt: Results of preliminary petrographic studies. *Journal of Advanced Applied Geology*, 2(1): 1–7. (in Persian with English abstract)
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Shafiei, B. and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 19(3): 247–260. (in Persian with English abstract)
- Shafiei, B., Shahabpour, J. and Haschke, M., 2008. Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: response to Neogene crustal thickening. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 19(1): 67–84. (in Persian with English abstract)
- Shahabpour, J. and Kramers, J.D., 1987. Lead isotope data from the Sar-Cheshmeh porphyry copper deposit, Iran. *Mineralium Deposita*, 22(4): 278–281.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K. and Abedini, M.V., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(6): 668–683.
- Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2): 184–197.
- Simmonds, V., Moazzen, M. and Mathur, R., 2016. Investigation on the age of mineralization in the Sungun porphyry Cu-Mo deposit, NW Iran with a regional metallogenetic perspective. In *European Geosciences Union General Assembly Conference Abstracts*, Vienna universiyy, Vienna, Austria.
- Sun, W., Zhang, H., Ling, M.X., Ding, X., Chung, S.L., Zhou, J., Yang, X.Y. and Fan, W., 2011. The genetic association of adakites and Cu–Au ore deposits. *International Geology Review*, 53(5–6): 691–703.
- Sylvester, P.J., 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1): 29–44.
- Taghipour, N., 2007. The application of fluid inclusions and isotope geochemistry as guides

- for exploration, alteration and mineralization at the Meiduk porphyry copper deposit, Shahr-Babak, Kerman. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 321 pp.
- Taghipour, N. and Mohammadi Laghab, H., 2014. Sara (Parkam) Porphyry Copper Deposit in Kerman, Iran: Petrography, Geochemistry and Geodynamic Setting. *Geochemistry Journal*, 1(3): 14–26.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, A.A. and de la Rosa, J., 2010. Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3): 81–96.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 47–150.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Langone, A., 2011. High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy). *Journal of Petrology*, 52(5): 1011–1045.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2004. Evolution of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran, within an orogen-parallel strike-slip system. 30th Annual Meeting of Atlantic Geoscience Society, Moncton, New Brunswick, Canada.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620–646.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. and Reynolds, P.H., 2007. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad area, central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16(1–2): 11–24.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Sadeghi, M., Lentz, D., Adelpour, M. and Pourkaseb, H., 2015. Rare earth element signatures of economic and sub-economic porphyry copper systems in Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA), Iran. *Ore Geology Reviews*, 70(35): 407–423.



Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry

Alireza Zarasvandi*, Mohsen Rezaei, Majid Tashi, Zahra Fereydouni and Madineh Saed

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Submitted: May 17, 2017

Accepted: Nov. 08, 2017

Keywords: REE geochemistry, Granitoid, Porphyry copper, Urumieh–Dokhtar zone, Sanandaj-Sirjan zone

Introduction

The formation of the Zagros orogenic belt is attributed to northeastward oblique subduction of the Neotethys beneath the western border of central Iran. This was followed by continental collision between the Afro-Arabian plate and the central Iran microcontinent (Zarasvandi et al., 2015). The Zagros orogen is characterized by three main parallel structural zones consisting of Zagros fold and thrust belt, the Sanandaj–Sirjan metamorphic zone, and the Urumieh–Dokhtar magmatic arc (Mohajjel et al., 2003). The Urumieh–Dokhtar magmatic arc is dominated by the widespread occurrence of Eocene to Quaternary intrusive and extrusive rocks. It is considered as being one of the main Cu bearing regions in the world, where world class giant porphyry deposits, as well as large and small sub-economic porphyry Cu ± Mo ± Au systems have been reported and investigated by many authors (Shafiei et al., 2009; Zarasvandi et al., 2005). In addition to UDMA, the Sanandaj-Sirjan zone (SSZ) hosts several Jurassic-Cretaceous intrusive complexes extending from the northwest to southeast SSZ. It should be noted that these granitoids are barren and porphyry mineralization has not been accompanied with these intrusions. This paper tried to compare the available geochemical data of productive granitoids in the Urumieh-Dokhtar (i.e., Dalli, Ali-Abad and Darreh-Zerreshk, Parkam, Sarcheshmeh, Meiduk and Sungun), and those of barren intrusions in the Sanandaj-Sirjan zone (i.e., Aligodarz, Bourujerd, Alvand, Astaneh, Hasan Robot, and Siah Koh).

Materials and methods

This investigation is based on the available

geochemical data on the six barren intrusions in the SSZ (i.e., Aligodarz, Bourujerd, Alvand, Astaneh, Hasan Robot and Siah Kohe), and productive intrusive rocks (porphyry associated intrusions) in the UDMA (i.e., Dalli, Ali-Abad and Darreh-Zerreshk, Parkam, Sarcheshmeh, Meiduk and Sungun). Data for the UDMA porphyry intrusions (41 samples) were adopted from studies of Daneshjou (2014), Zarasvandi et al. (2005), Taghipour and Mohammadi Laghob (2014), Barzegar (2007), Taghipour (2007), and Hezarkhani (2006). Furthermore, the data of the SSZ barren intrusions (42 samples) comes from Esna Ashari et al. (2012), Khalaji et al. (2007), Aliani et al. (2012), Tahmasbi et al. (2010), Alirezaei and Hassanzadeh (2001), and Arvin et al. (2007). Two criteria were used for selection of 83 representative samples: (1) samples with a relatively similar mineralogical and compositional range (quartz diorite, quartz monzonite, granodiorite and granite), and (2) samples with the least amount of alteration (minimal amounts of Loss On Ignition; LOI wt.% = H₂O + CO₂).

Results

Productive intrusions in UDMA have positive Eu anomalies, LREE enrichment relative to HREE, and high La_n/Yb_n, Sr/Y, Dy_n/Yb_n, La_n/Sm_n ratios. In comparison, barren granitoids in the SSZ are characterized by steep downward LREE to HREE, negative Eu anomalies and low La_n/Yb_n, Sr/Y, Dy_n/Yb_n, La_n/Sm_n ratios.

Discussion

Based on the presented results, it is proved that due to the lack of considerable crustal thickness in SSZ (during the subduction of the Neotethyan

*Corresponding authors Email: zarasvandi_a@scu.ac.ir

oceanic lithosphere under the SSZ zone), and the presence of dry magma (low H₂O contents), the SSZ granitoids exhibit barren characteristics. In contrast, during the ongoing processes of closure of Neo-Tethys and during compression and crustal shortening, magma mixing and evolution toward high magmatic water content lead to the increasing of metal endowment in the porphyry associated granitoids of (UDMA) It seems that magma generation from the melting of thickened lower crust (garnet amphibolite source) could be considered as one important key factors for the generation of metal-rich magmas with high oxidation state and high H₂O contents has led to the development of porphyry Cu systems in the UDMA compared to those of SSZ granitoids.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Shahid Chamran University of Ahvaz for the research funding by the Grant Commission in 2017.

References

- Aliani, F., Maanijou, M., Sabouri, Z. and Sepahi, A.A., 2012. Petrology, geochemistry and geotectonic environment of the Alvand Intrusive Complex, Hamedan, Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 72(4): 363–383.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J., 2012. Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj–Sirjan belt: A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 15(151): 122–134.
- Arvin, M., Pan, Y.M., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3): 474–489.
- Barzegar, H., 2007. Geology, petrology and geochemical characteristics of alteration zones within the Seridune prospect, Kerman, Iran. Ph.D. thesis, Aachen University, Aachen, Germany, 320 pp.
- Daneshjou, M., 2014. Investigation of geology, geochemistry and genetic model of the Dalli porphyry Cu–Au deposit, Delijan, Markazi province. M.Sc. Thesis, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran, 150 pp. (in Persian with English abstract)
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J. and Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 43(1): 11–22.
- Hezarkhani, A., 2006. Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(3): 326–340.
- Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5): 859–877.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Shafiei, B., Haschke, M. and Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks, southeastern Iran. *Mineralium Deposita*, 44(3): 265–283.
- Taghipour, N., 2007. The application of fluid inclusions and isotope geochemistry as guides for exploration, alteration and mineralization at the Meiduk porphyry copper deposit, Shahr-Babak, Kerman. Unpublished Ph.D. thesis, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran, 321 pp.
- Taghipour, N. and Mohammadi Laghab, H., 2014. Sara (Parkam) Porphyry Copper Deposit in Kerman, Iran: Petrography, Geochemistry and Geodynamic Setting. *Geochemistry Journal*, 1(3): 14–26.
- Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, A.A. and de la Rosa, J., 2010. Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39(3): 81–96.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Review*, 47(6): 620–646.