

کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی گرانیتویدهای کانسار اسکارن آهن باغک، گستره معدنی سنگان، شمال خاور ایران

کیامرث حسینی^۱، مجید شاه پسندزاده^{۲*} و رقیه ذبیحی خرق^{۳،۴}

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

^۲ گروه علوم زمین، دانشکده علوم و فناوری‌های نوین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی و فناوری پیشرفته کرمان، کرمان، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

^۴ مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران، تهران، ایران

چکیده

گستره معدنی سنگان در شمال کمربند ماگمایی سنوزویک خاور ایران عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (پیروکلاستیک) اسیدی-حدواسط تشکیل گردیده که تحت نفوذ توده‌های گرانیتویدی انوسن قرار گرفته‌اند. در کانسار اسکارن آهن باغک، این گرانیتویدها از بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، بیوتیت سینیت تا بیوتیت سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیت پیش از کانی‌زایی و کوارتز آلکالی سینیت و کوارتز سینیت‌های هم‌زاد با کانی‌زایی تشکیل شده‌اند. این گرانیتویدهای نوع I ماهیت متآلومین منیزیمی، کالک آلکان، آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارند. این گرانیتویدها غنی‌شدگی نسبی عناصر LREE/HREE و LILE/HFSE، بی‌هنجاری منفی Ti و Eu، Sr، Ta، Th و بی‌هنجاری مثبت Ba، Rb، K، U، Th به همراه مقادیر بالای La و نسبت Zr/Nb، Nb/Th، Nb/U و Nb/La را نشان می‌دهند که نه تنها منشأ گوشته‌ای نشأت گرفته از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده، بلکه آرایش پوسته قاره‌ای در تکامل ماگمای سازنده آنها را پیشنهاد می‌کند. مقادیر Sm/Yb در برابر La/Sm، Sm/Yb در برابر Dy/Yb و برابر La/Yb نشان می‌دهد ماگمای اولیه از ذوب‌بخشی اندک (۲ تا ۵ درصد) لرزولیت‌های گارنت-اسپینل‌دار در ژرفایی حدود ۶۸-۶۶ کیلومتری گوشته بالایی، تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته است. بنابر این پژوهش، جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی گرانیتویدها، کمان ماگمایی همزمان تا پس از برخورد قاره‌ای پیشنهاد می‌شود.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۵/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

کانی‌شناسی

گرانیتوید

زمین‌شیمی

ماگماتیسیم انوسن

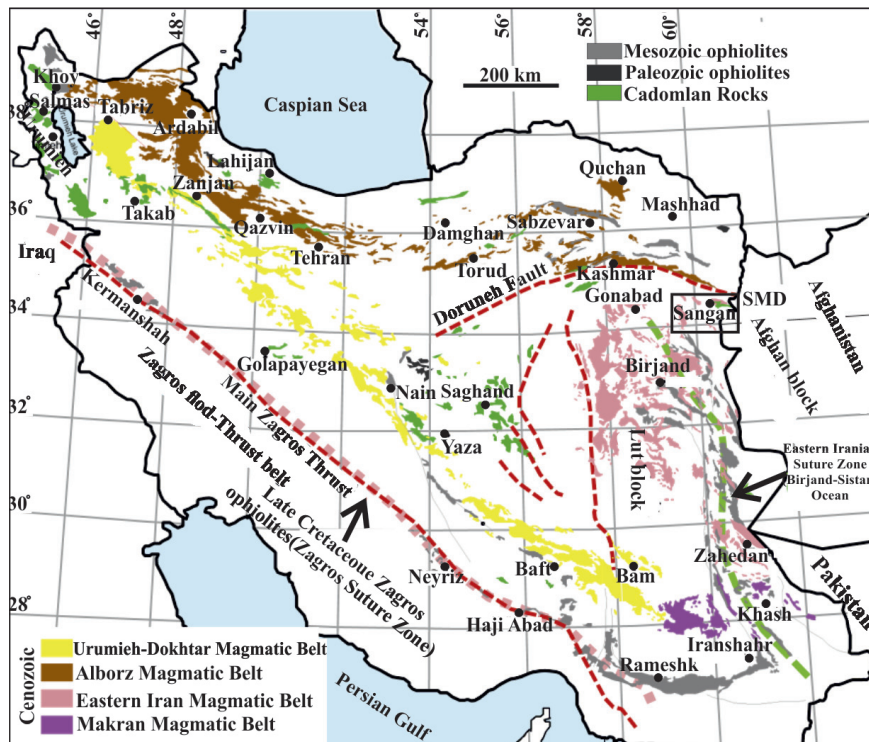
گستره معدنی سنگان

کانسار آهن باغک

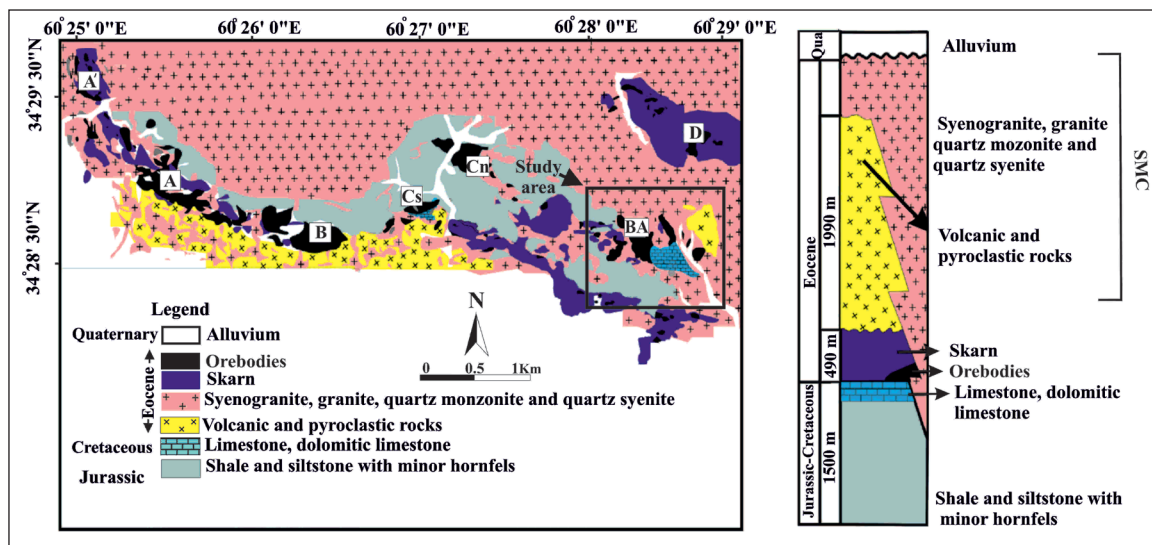
۱- پیش‌نوشتار

گستره معدنی سنگان (Sangan Mining District, SMD) یکی از مهم‌ترین کمربندهای کانی‌زایی آهن در شمال خاور ایران است که با روند خاوری-باختری در جنوب گسل درونه قرارداد (شکل ۱). نفوذ توده‌های گرانیتویدی مجموعه ماگمایی سنگان (Sangan Magmatic Complex, SMC) به داخل توالی‌های کربناته کرتاسه سبب تشکیل گسترده کانسارهای اسکارن آهن شده است. راستای اولیه خاوری-باختری کانسارهای آهن سنگان در محدوده‌ای به طول تقریبی ۸ کیلومتر و عرض تقریبی ۳ کیلومتر تحت تأثیر سیستم گسل‌های با راستای شمال تا شمال باختری تغییر کرده است. مهم‌ترین کانسارهای اسکارن آهن سنگان شامل بی‌هنجاری‌های باختری (A، A' و B)، مرکزی (Cs، جنوبی، Cn، شمالی، D دردوی و Ba باغک) (شکل ۲) و خاوری (فرزنه، سنجدک و بقلید) است (Mazhari et al., 2017). مطالعات گسترده‌ای در خصوص کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های اسکارن (گارنت، پیروکسن، مگنتیت)، دگرسانی‌ها، مطالعات ایزوتوپی اکسیژن در مگنتیت، مطالعات ریزدماسنجی میانبارهای سیال رگه‌های کوارتز، زمین‌شیمی و

سنگ‌شناسی سینوگرانیت‌ها و کوارتز مونزونیت‌های منشأ، سن سنجی U-Pb زیر کربن در گرانیتویدهای محدوده کانسارهای دردوی، باغک، C شمالی، C جنوبی و A (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al., 2015; Mazhari et al., 2017; Sepidbar et al., 2017; Mehrabi et al., 2021) به همراه مطالعات ایزوتوپی Sr-Nd-Pb کل سنگ و Hf-O زیر کربن در سنگ‌های آذرآواری، آتشفشانی و گرانیتویدهای گستره معدنی سنگان صورت گرفته است (Sepidbar et al., 2017, 2018). به هر حال، تا کنون مطالعات جامعی درخصوص کانی‌شناسی اسکارن و پتروژنز زایش و تکامل گرانیتویدهای محدوده کانسار اسکارن آهن باغک انجام نشده است. در این پژوهش کانی‌شناسی پهنه اسکارن به همراه زمین‌شیمی و پتروژنز گرانیتویدهای کانسار اسکارن آهن باغک به منظور تعیین ماهیت ماگمای سازنده این گرانیتویدها و خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی آنها مورد بررسی قرار گرفته است. این مطالعه ما را در درک بهتر ماگماتیسیم سنوزویک در شمال خاور ایران کمک می‌نماید.



شکل ۱- جایگاه گستره معدنی سنگان (SMD) در جنوب گسل درونه و شمال کمربند ماگمایی خاور ایران (با تغییرات از سپیدبار و همکاران (Sepidbar et al., 2018)).



شکل ۲- نقشه ساده زمین‌شناسی گستره معدنی سنگان، موقعیت کانسار اسکارن آهن باغک (با تغییرات از گل محمدی و همکاران (Golmohammadi et al., 2015)). به همراه ستون چینه‌شناسی این گستره (با تغییرات از مظاهری (Mazaheri, 1996)) نشان داده شده است.

۲- جایگاه زمین‌شناسی گستره معدنی سنگان

آهن، گرانیتویدهای ائوسن را به (۱) بیوتیت-هورنبلند کوارتز مونزونیت و بیوتیت سینیت (حدود ۴۲ میلیون سال قبل) و (۲) بیوتیت-کوارتز مونزونیت پورفیری تا بیوتیت سینوگرانیت‌های پورفیری پیش از کانی‌زایی (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) و (۳) کوارتز آلکالی سینیت تا کوارتز سینیت و هورنبلند-بیوتیت سینوگرانیت‌های پورفیری (حدود ۳۹ میلیون سال قبل) هم‌زاد کانی‌زایی آهن تقسیم کرده‌اند (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Mazhari et al., 2017; Sepidbar et al., 2018). همچنین، براساس کانی‌های همراه به (۱) اسکارن دور از

گستره معدنی سنگان در شمال خاور بلوک لوت، بخش شمالی کمربند ماگمایی سنوزویک خاور ایران را تشکیل می‌دهد. این گستره را توالی ستبری از واحدهای رسوبی-آتشفشانی اواخر کرتاسه-پالئوسن تشکیل می‌دهد که توسط سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن (۴۶-۲۵ میلیون سال قبل) پوشیده می‌شوند. در گستره معدنی سنگان، توده‌های گرانیتویدی ائوسن توالی‌های سیلیسی کلاستیک ژوراسیک، کربناته کرتاسه و آذرآواری-آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. بر اساس نحوه تلاقی توده‌های نفوذی، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و اسکارن‌زایی

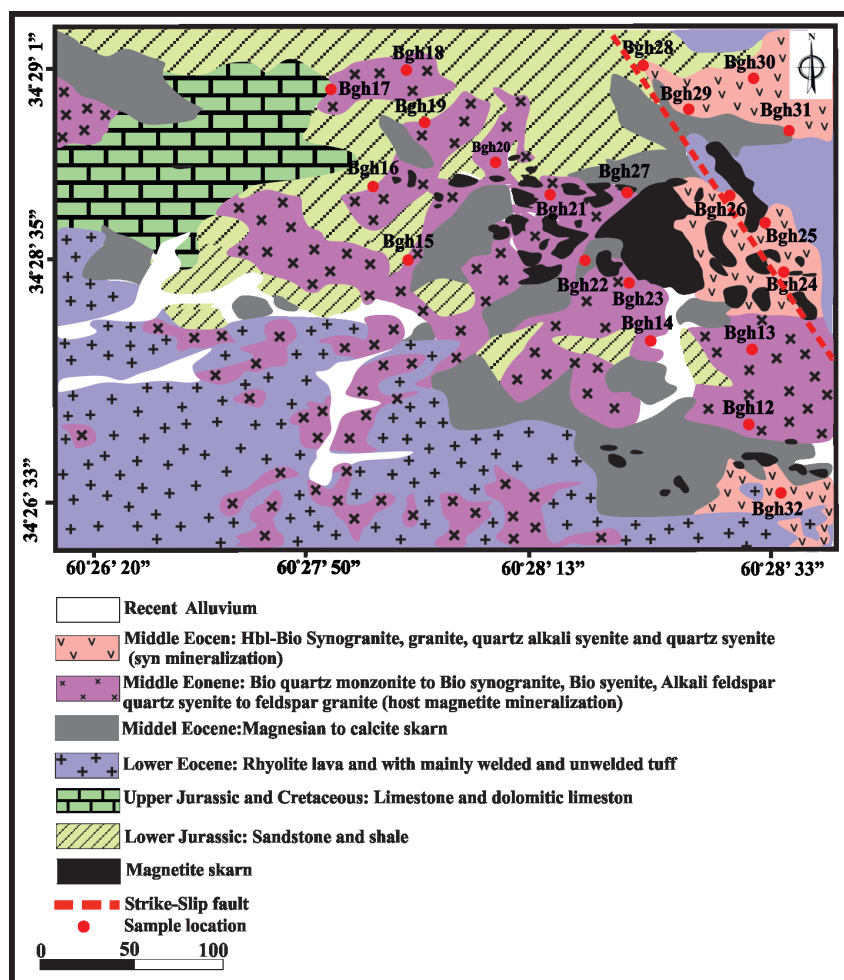
Ghannadpour et al., 2018). از نظر زمین‌شناسی، کانسار آهن باغک شامل واحدهای اسکارنی دور از منشأ و اسکارنی آهن در مرکز و باختر، سنگ آهک و سنگ آهک‌های دولومیتی کرتاسه در باختر، شیل، سنگ سیلت و سنگ ماسه‌های ژوراسیک در شمال و مرکز و گرانیتویدی ائوسن (حدود ۴۰-۳۹ میلیون سال قبل، Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Golmohammadi et al. 2015; Sepidbar et al., 2018) در بخش مرکزی کانسار است.

در محدوده این کانسار، گرانیتویدها عمدتاً از کوارتزومونزونیت‌های پورفیری و سینیت‌های پیش از کانی‌زایی (حدود ۴۰ میلیون سال قبل) و کوارتز آلکالی سینیت و کوارتز سینیت‌های هم‌زاد کانی‌زایی (سینوگرانیت‌های سرنوسر، حدود ۳۹ میلیون سال قبل) تشکیل شده‌اند. همچنین، بیوتیت-هورنبلند کوارتزومونزونیت و بیوتیت سینیت‌های میزبان کانی‌زایی (حدود ۴۲ میلیون سال قبل) در محدوده این کانسار گسترش محدودی دارند. واحدهای آتش‌فشانی-آذرآواری (پیروکلاستیک) شامل توف و توف‌های برشی ریوداسیتی، داسیتی و آندزیتی ائوسن (حدود ۴۲-۴۴ میلیون سال قبل، Sepidbar et al., 2018) در بخش گسترده‌ای از خاور و جنوب خاور منطقه مشاهده می‌شوند (شکل ۳). بررسی نقشه زمین‌شناسی روند کانی‌زایی را شمال باختری-جنوب خاوری نشان می‌دهد. در خاور و مرکز کانسار، گسل راست‌الغز چپ‌بر باغک-دردوی با راستای شمال باختری-جنوب خاوری سبب جابه‌جایی ماده معدنی به میزان حدود ۱ کیلومتر در کانسارهای دردوی و باغک شده‌است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2021) (شکل ۳).

منشأ (Distal) یا برون‌اسکارن (Exoskarn)، (۲) اسکارن مجاورتی یا درون‌اسکارن (Endoskarn) و (۳) اسکارن آهن در گستره معدنی سنگان شناسایی شده است (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Mehrabi et al., 2021). کانسارهای آهن باغک و دردوی به عنوان اسکارن‌های دور از منشأ مطرح هستند. شواهد بافتی و کانی‌های همراه، کانسارهای اسکارن آهن سنگان را یک سیستم گرمایی-ماگمایی اکسیدان نشان می‌دهد که در حدود ۳۹ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند (Golmohammadi et al., 2015).

۲-۱- زمین‌شناسی کانسار اسکارن آهن باغک

کانسار اسکارن آهن باغک در خاور بی‌هنجاری C و در ۲۵۰ متری جنوب کانسار دردوی ما بین طول جغرافیایی ۲۷° ۲۳' و ۲۸° ۳۷' و ۶۰° ۲۸' ۳۷' عرض جغرافیایی ۴۴° ۲۸' و ۳۴° ۰۲' و ۲۹° ۳۴' شمالی با وسعتی به طول ۴۷۰ متر و عرض ۶۵۰ متر قرار دارد (قنادپور و همکاران، ۱۳۹۸; Ghannadpour et al., 2018). کانی‌زایی اسکارن آهن به صورت چینه شکل، لایه‌های کتابی شکل، توده‌ای، عدسی و لامینه‌های مگنتیت با مقادیر جزیی کانی‌های سولفیدی (گویت ± پیریت ± پیروتیت ± کالکوپیریت) و یا بین رشدی با کانی‌های کالک سیلیکات اسکارن مشاهده می‌شود. ماده معدنی با سترایی بین ۱۰ سانتی‌متر تا ۲۰۰ متر تا ژرفای حدود ۶۰۰ متری سطح زمین گسترش دارد (Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Mehrabi et al., 2021).



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰ کانسار اسکارن آهن باغک (با تغییرات از قنادپور و همکاران، ۱۳۹۸; Malekzadeh Shafaroudi et al., 2013; Ghannadpour et al., 2018).

۳- روش مطالعه

به نمونه اضافه کرده تا حجم نمونه کاهش یابد. پس از خنک شدن نمونه، به آن اسید HCL اضافه می‌نمایم تا یک محلول شفاف جهت آنالیز توسط دستگاه ICP-MS به دست آید. پس از کالیبره کردن دستگاه، نمونه محلول توسط پمپ به داخل دستگاه مکش گردیده و به سمت نیولایزر هدایت می‌شود. آن گاه نیولایزر نمونه را در حد اتم پودر کرده و به سمت پلاسما هدایت می‌کند. پلاسما از گاز آرگون تشکیل شده که دمای ۱۰ هزار درجه سانتیگراد دارد، نمونه در آن دما سوخته و به گاز تبدیل می‌شود. گاز و نور حاصل وارد قسمت اپتیک دستگاه شده و به دکتور برخورد می‌کند، دکتور عناصر مجهول نمونه را شناسایی کرده و مقدار کمی آنها را ارایه می‌دهد.

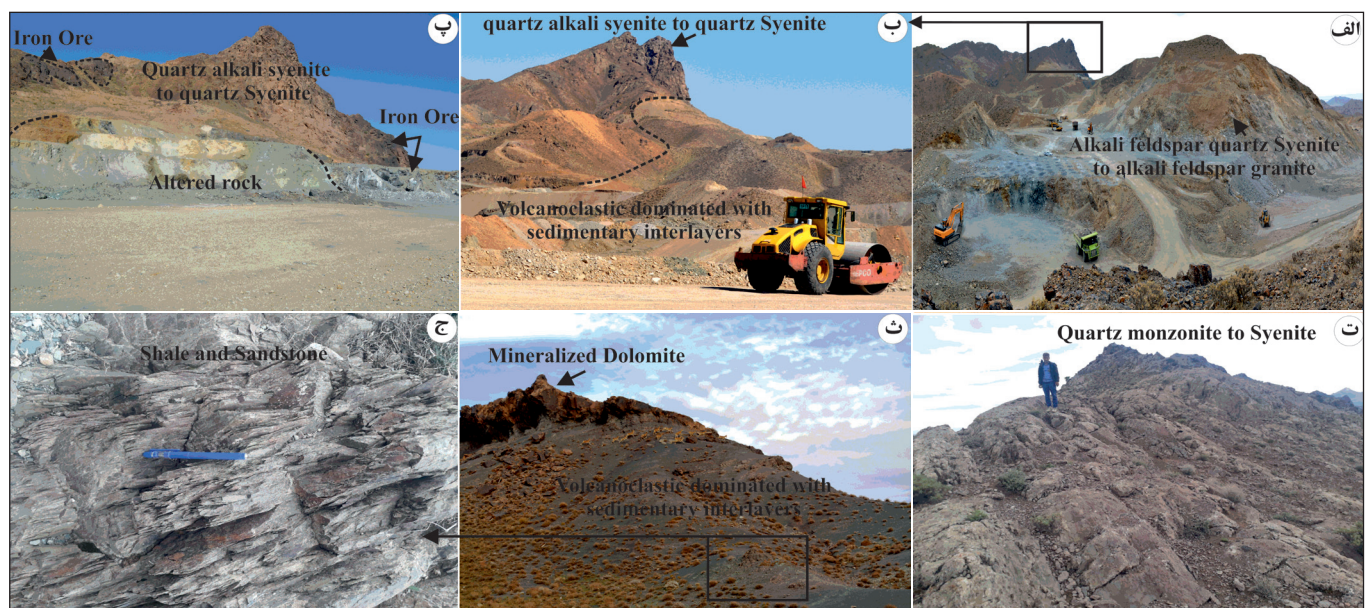
۴- بحث

۴-۱- سنگ‌نگاری گرانیتوئیدها

گرانیتوئیدهای انوسن شامل کوارتز آلکالی سینیت و کوارتز سینیت‌های منشأ اسکارن‌های آهن محدوده کانسار باغک هستند که به داخل بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری، بیوتیت سینیت تا بیوتیت سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیت میزبان اسکارن‌های آهن، واحدهای آتش‌فشانی-آذرآواری انوسن زیرین (توف و توف‌های برشیری و داسیتی، داسیتی و آندزیتی)، (شکل ۴-الف تا ت) سنگ آهک و سنگ آهک‌های دولومیتی کرتاسه و شیل، سنگ سیلت و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک تزریق شده‌اند (شکل ۴-ث و ج).

عدم حضور گارنت اسکارن و مگنتیت در واحدهای کربناته مجاور بیوتیت کوارتز مونزونیت و بیوتیت سینیت‌های میزبان و دگرسانی آنها توسط محلول‌های کانه‌دار بعدی، بیانگر تزریق این توده‌های نفوذی پیش از کانی‌زایی اسکارن آهن است. در زیر مهم‌ترین ویژگی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی گرانیتوئیدهای محدوده کانسار باغک به‌طور مختصر ارایه شده است.

پس از بازدیدهای متعدد صحرایی، از گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتش‌فشانی-آذرآواری انوسن به همراه اسکارن‌های محدوده کانسار باغک نمونه‌برداری گردید. به‌علت تمرکز این نوشتار بر تبیین ماهیت ماگما و فرایندهای پتروژنز زایش و تکامل گرانیتوئیدهای منطقه، فقط داده‌های مرتبط با این موضوع ارائه شده است. بدین منظور، تعداد ۹۷ نمونه از گرانیتوئیدهای محدوده کانسار برای مطالعات سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی با استفاده از روش‌های میکروسکوپی نوری عبوری مورد بررسی قرار گرفت. نمونه‌برداری از اسکارن‌های محدوده کانسار به منظور تکمیل مطالعات کانی‌شناسی، پتروژنز و بررسی ماهیت ماگمای گرانیتوئیدهای منشأ کانی‌زایی انجام گرفته است. داده‌های کانی‌شناسی با تجزیه زمین‌شیمی ۶ نمونه اسکارن در مجاورت کوارتز آلکالی سینیت‌های هم‌زاد کانی‌زایی به روش XRD با دستگاه مدل Philips-Xpert pro و ۴ نمونه اسکارن به روش SEM با دستگاه مدل Leo1450 vp تکمیل گردید. مشخصات مربوط به تصاویر SEM شامل EHT (ولتاژ مصرفی دستگاه در زمان تصویرگیری)، WD (ژرفای میدان دید) و Signal A=QBSD (سیگنال الکترون‌های برگشتی از نمونه) می‌باشد. همچنین، ترکیب اکسید عناصر اصلی و کمیاب ۲۱ نمونه از گرانیتوئیدهای میزبان و هم‌زاد کانی‌زایی آهن در منطقه مورد مطالعه به‌روش XRF به‌وسیله دستگاه Philips مدل PW1480 و روش ICP-MS با دستگاه Perkin Elmer-model NexION 300 در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران تعیین شد. در آنالیز به روش XRF، ابتدا نمونه به اندازه ۷۵ میکرون پودر شده و سپس با کمک‌ذوبی به نام لیتیم تتراپورات داخل کروزه پلاتینی ذوب گردیده و پس از سرد شدن، قرص ذوبی جهت ورود به دستگاه آماده شده است. در روش ICP-MS با توجه به غلظت عناصر - معمولاً ۰/۵ گرم در حجم ۵۰ سی‌سی و در غلظت بالاتر است ۰/۱ گرم در حجم ۱۰۰۰ سی‌سی - نمونه‌های مورد آنالیز وزن می‌شوند. سپس اسیدهای هیدروفلوریک HF و پرکلریک HClO₄ را با نسبت ۱ به ۳ در طی دو مرحله و هر مرحله به اندازه ۵ سی‌سی اضافه کرده تا گاز خرمایی رنگ N₂ خارج شود. پس از خارج شدن گاز N₂، ۵ سی‌سی اسید نیتریک

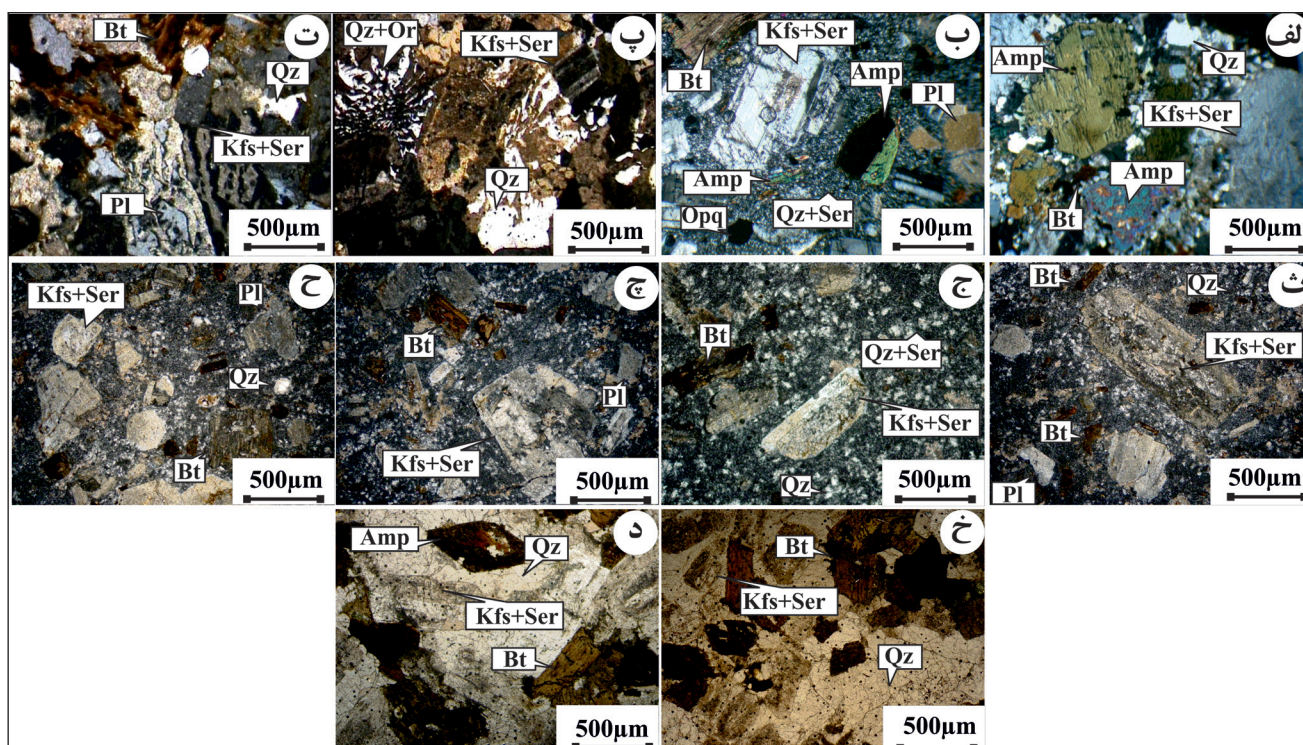


شکل ۴-الف تا ت) تصاویر صحرایی از گرانیتوئیدها و سنگ‌های آتش‌فشانی-آذرآواری (پیروکلاستیک) میزبان کانسار اسکارن آهن باغک (دید به سمت شمال باختر؛ ث و ج) سنگ آهک، سنگ آهک‌های دولومیتی کرتاسه و شیل، سنگ سیلت و سنگ ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (دید به سمت جنوب خاور).

پورفیری حاوی ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی فنوکریست و ۶۵ تا ۷۰ درصد حجمی خمیره است. در این سنگ‌ها پلاژیورکلاز ۶ تا ۷ درصد حجمی، فلدسپار پتاسیم ۵ تا ۶ درصد حجمی، کوارتز ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی، بیوتیت ۵ تا ۶ درصد حجمی و کانی‌های کدر (Opaque) کمتر از ۲ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-تاج).

ب- توده‌های نفوذی هم‌زاد با کانی‌زایی: بیوتیت-آمفیبول کوارتز آلکالی سینیت تا کوارتز سینیت‌ها با بافت هیپایدیومورف گرانولار است. آلکالی فلدسپار ۳۰ تا ۵۰ درصد، کوارتز ۲۰ تا ۳۰ درصد، بیوتیت ۵ تا ۱۰ درصد، آمفیبول حدود ۵ درصد و کانی‌های اپک کمتر از ۵ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵-خ، د).

الف- توده‌های نفوذی پیش از کانی‌زایی: آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیت با بافت هیپایدیومورف گرانولار، پرتیتی و گاه گرافیک است. میزان کوارتز ۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی، آلکالی فلدسپارها ۵۰ تا ۶۵ درصد حجمی، هورنبلند و بیوتیت ۵ تا ۱۰ درصد حجمی می‌باشد. زمینه این سنگ را کانی‌های ثانویه و تیره به میزان کمتر از ۵ درصد حجمی تشکیل می‌دهند (شکل ۵-الف و ب). بیوتیت سینیت تا بیوتیت سینوگرانیت با بافت گرانولار با زمینه دانه متوسط است. در این واحد نفوذی، میزان کوارتز ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی، فلدسپار پتاسیم (اورتو کلاز) ۵۵ تا ۶۵ درصد حجمی، پلاژیورکلاز ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و بیوتیت ۲ تا ۵ درصد حجمی است (شکل ۵-پ و ت). بیوتیت-کوارتز مونزونیت با بافت



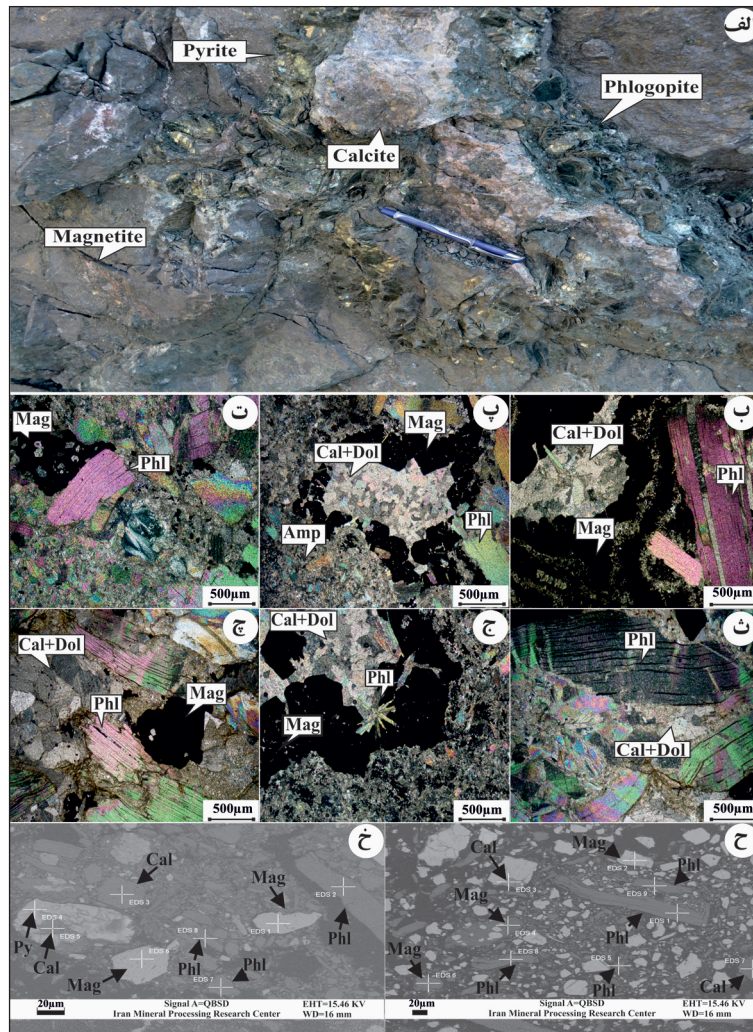
شکل ۵- تصویر میکروسکوپی گرانیتوئیدهای کانسار آهن باغک: الف و ب) آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیت (XPL)، پ و ت) بیوتیت سینیت تا بیوتیت سینوگرانیت با بافت گرافیکی ناشی از هم‌رشدی کوارتز و اورتو کلاز (XPL)، ث تا ح) بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری (XPL)، خ و د) بیوتیت-آمفیبول کوارتز آلکالی سینیت تا کوارتز سینیت (XPL) (Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Kfs: پتاسیم فلدسپار، Opq: کانی کدر، Or: اورتو کلاز، Pl: پلاژیورکلاز، Qz: کوارتز، Ser: سربیسیت) (علامت اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز ((Whitney and Evans, 2010)).

۴-۲- واحدهای اسکارنی

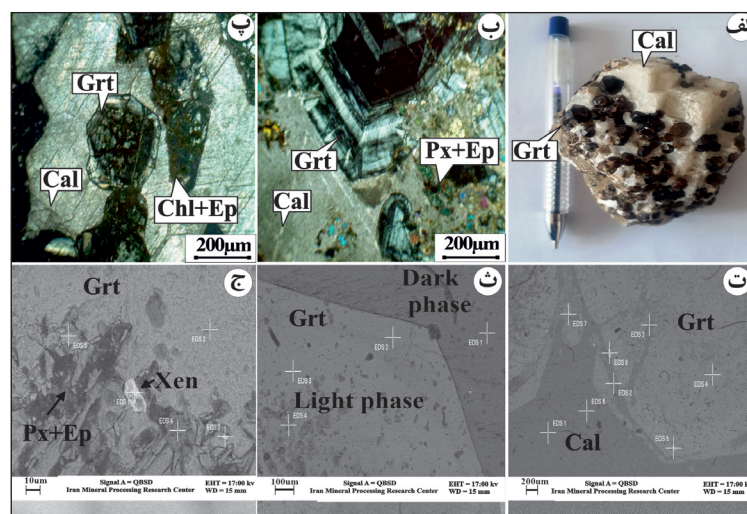
نمونه‌برداری از واحدهای اسکارن کانسار آهن باغک به منظور تکمیل مطالعات کانی‌شناسی، پتروژنز و بررسی ماهیت ماگمای گرانیتوئیدهای محدوده کانسار انجام گرفته است. به طور مثال، وجود فلوگوپیت، بیوتیت و پیروکسن می‌تواند ماهیت با پتاسیم بالا تا شوشونیتی ماگمای گرانیتوئیدهای منشأ کانی‌زایی آهن را نشان دهند. واحدهای اسکارن کانسار آهن باغک شامل فلوگوپیت اسکارن، گارنت پیروکسن اسکارن و دیوپسید اسکارن هستند. در زیر، ویژگی‌های کانی‌شناسی این واحدهای اسکارنی به طور مختصر ارائه شده است.

الف- فلوگوپیت اسکارن: فلوگوپیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پیریت و کالکوپریت از کانی‌های شاخص این پهنه هستند. بنا بر مطالعات میکروسکوپی، این سنگ‌ها حاوی ۲۰ تا ۲۵ درصد کلسیت، ۳۰ تا ۴۰ درصد فلوگوپیت، ۲۰ تا ۳۰ درصد کانی

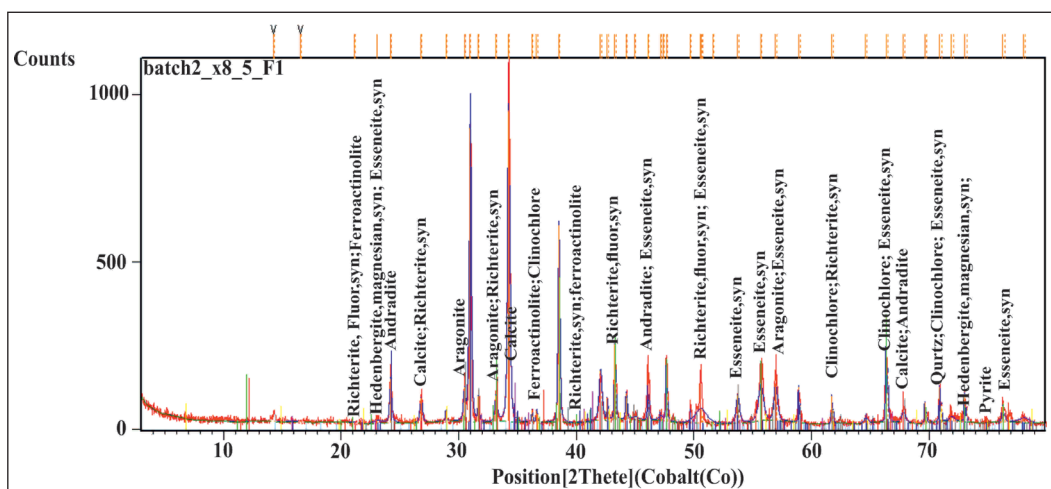
اپک و ۲ تا ۵ درصد کانی سولفیدی هستند. فلوگوپیت فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها بوده که به مقدار جزئی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (شکل ۶-الف تا خ).
ب- گارنت-پیروکسن اسکارن: گارنت-پیروکسن اسکارن‌ها کمترین گسترش را در بین پهنه‌های اسکارنی منطقه دارند. این اسکارن‌ها ۲۰ تا ۳۰ درصد گارنت، ۱۰ تا ۱۵ درصد پیروکسن، ۳۰ تا ۴۰ درصد کلسیت و ۱۲ تا ۱۵ درصد کانی‌های تیره را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۷-الف). گارنت‌ها در این پهنه‌ها عمدتاً ناهمسانگرد هستند (شکل ۷-ب تا ث). طبق مطالعات میکروسکوپی و تجزیه XRD، این اسکارن‌ها حاوی پیروکسن‌های نوع اوژیت، هیدرنژیت و غنی از آهن اسینیت (CaFeAlSiO_6)، آمفیبول نوع ریچتریت $(\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_3\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2)$ و فرواکتینولیت، کلسیت و کلریت هستند (شکل ۸). گارنت و پیروکسن در برخی موارد از حاشیه به آمفیبول، اپیدوت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۷-ب، پ و ج).



شکل ۶- الف) تصویر صحرایی فلوگوپیت اسکارن در امتداد شکستگی‌های کانسنگ مگنتیت؛ ب تا ج) تصاویر میکروسکوپی فلوگوپیت اسکارن (XPL)؛ ح و خ) تصاویر میکروسکوپی الکترونی از فلوگوپیت اسکارن. (Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت، Dol: دولومیت، Mag: مگنتیت، Phl: فلوگوپیت، Py: پیریت) (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).



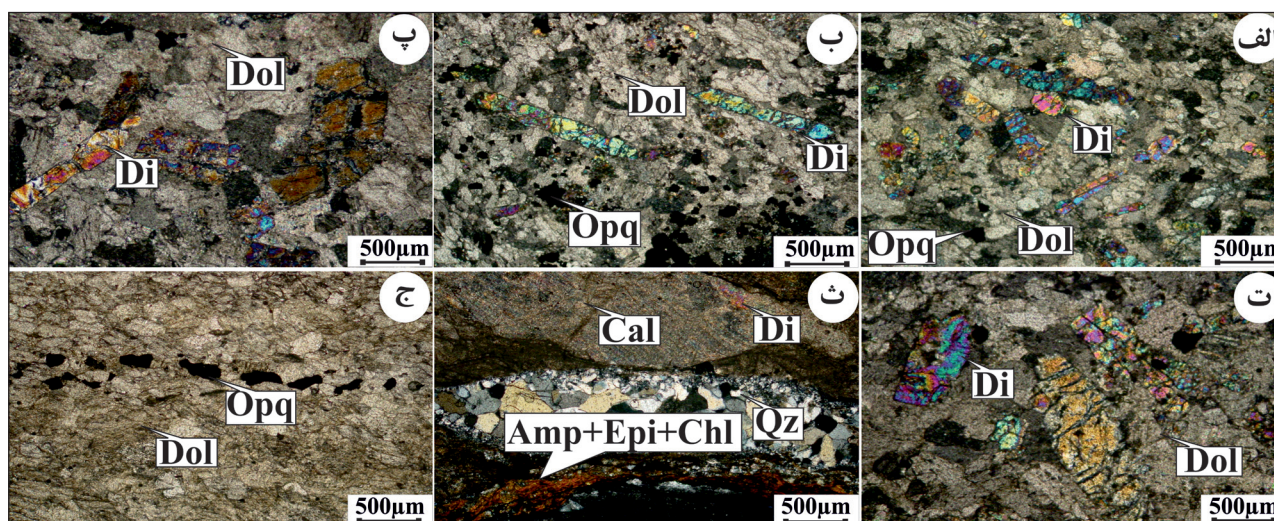
شکل ۷- الف) نمونه دستی از بهنه گارنت-پیروکسن اسکارن؛ ب و پ) تصاویر میکروسکوپی نوری (XPL)؛ ت تا ج) تصاویر میکروسکوپی الکترونی گارنت-پیروکسن اسکارن و وجود فازهای تاریک و روشن با مرز مشخص از گارنت‌ها که بیانگر وجود ناهمسانگردی است. (Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ep: اپیدوت، Grt: گارنت، Px: پیروکسن) (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).



شکل ۸- نمونه منتخب نمودار پراش پرتو ایکس گارنت پیروکسن اسکارن در کانسار آهن باغک.

۵ تا ۱۰ درصد، کانی‌های تیره به صورت بلورهای افشان با فراوانی ۲ تا ۵ درصد، کوارتز با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد و کلسیت به صورت پرکننده حفرات دیده می‌شود (شکل ۹-الف تا ج).

ج- دیوپسید اسکارن: واحدهای کربناته میزبان کانسار در اثر فرایند متاسوماتیسم و سیالات گرمابی غنی از سیلیس اسکارنی شده و بلورهای درشت دولومیت و دیوپسید تشکیل شده است. دولومیت با فراوانی ۶۵ تا ۷۵ درصد، دیوپسید با فراوانی



شکل ۹-الف تا ج) تصاویر میکروسکوپی دیوپسید اسکارن (XPL). Dol: دولومیت، Di: دیوپسید، Opq: اپیدوت، کانی کدر، Cal: کلسیت، Amp: آمفیبول، Chl: کلریت، Qz: کوارتز (علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)).

۵- زمین‌شیمی

۵-۱- زمین‌شیمی اکسید عناصر اصلی و عناصر کمیاب

نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب در گرانیتویدهای میزبان (پیش از کانی‌زایی آهن) و منشأ (هم‌زاد با کانی‌زایی آهن) در کانسار آهن باغک به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. بنا بر نمودار میدل‌موس (Middlemost, 1994) آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیتوئیت-کوارتز مونزونیت سنگ میزبان کانسار را تشکیل می‌دهند (شکل ۱۰-الف). در نمودار پچریلو و تیلور (Irvine and Baragar, 1971) و ایروین و باراگار (Peccerillo and Taylor, 1976) تمامی گرانیتویدها (قبل و هم‌زاد با کانی‌زایی) سرشت کالک آلکالن با ماهیت

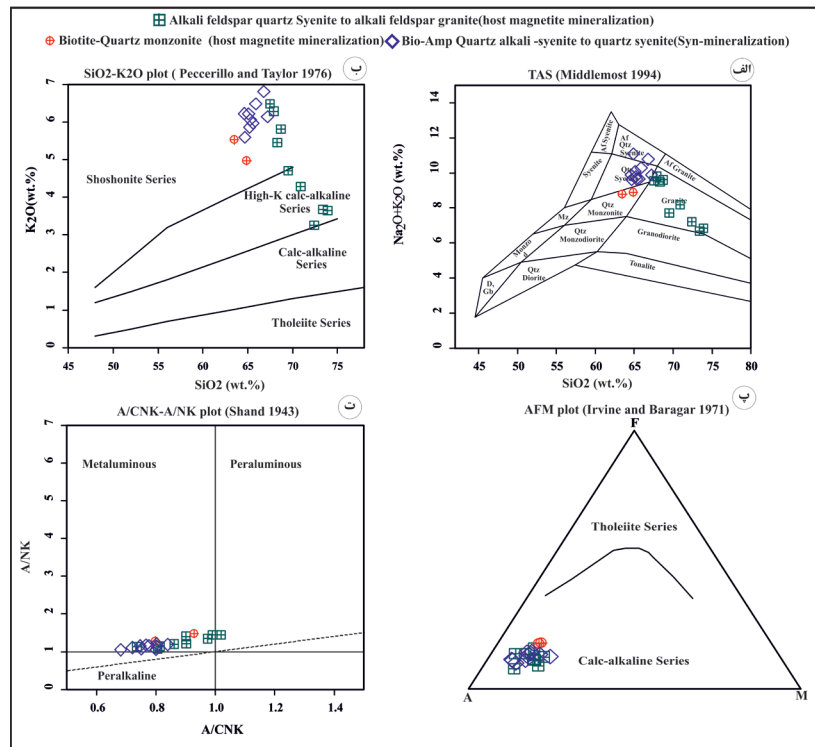
پتاسیم بالا تا شوشونیتی را نشان می‌دهند (شکل ۱۰-ب و پ). بنا بر رده‌بندی چپل و وایت (Chappell and White, 2001) گرانیتویدهای نوع I دارای A/CNK کمتر از ۱/۱ و گرانیتویدهای نوع S دارای A/CNK بیشتر از ۱/۱ هستند. مقادیر A/CNK (۰/۱۴ تا ۰/۵۵) در نمونه‌های مورد مطالعه بیانگر گرانیتویدهای نوع I هستند. همچنین، بر پایه نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O و $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در نمودار شاند (Shand, 1943) این گرانیتویدها از نوع متآلومین تا پراآلومین هستند (شکل ۱۰-ت). نمودار فراست و فراست (Frost and Frost, 2008) سرشت منیزیمی و کلسیک تا آلکالی کلسیک این گرانیتویدها را نشان می‌دهد (شکل ۱۱-الف و ب).

جدول ۱- داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (برپایه درصد وزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر بر پایه (ppm) برای گرانیتوئیدهای میزبان کانی‌زایی در کانسار اسکارن آهن باغک.

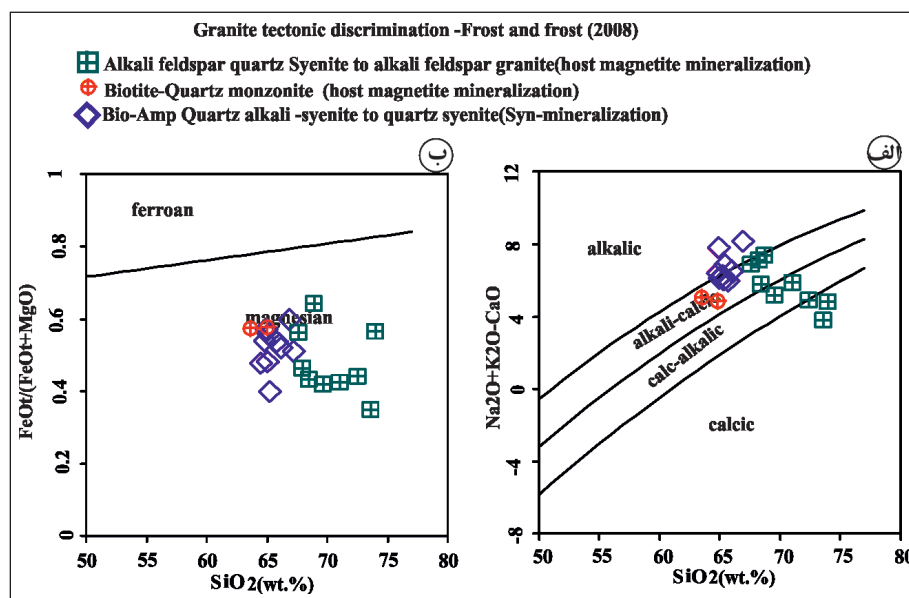
Sample No	Bgh12	Bgh13	Bgh14	Bgh15	Bgh16	Bgh17	Bgh18	Bgh19	Bgh20	Bgh21	Bgh22
	Alkali feldspar quartz syenite to alkali feldspar granite									Bio-Quartz Monzonite	
X	60°28'28"	28°25'60"	60°28'20"	60°27'52"	60°27'50"	60°27'46"	60°27'57"	60°27'58"	60°28'5"	60°28'10"	60°27'51"
Y	34°28'16"	34°28'29"	34°28'30"	34°28'33"	34°28'48"	34°28'59"	34°29'1"	34°29'0"	34°28'52"	34°28'53"	34°28'37"
	Major elements (wt.%)										
SiO ₂	68.3	72.4	70.9	73.4	69.5	68.7	67.9	67.5	73.9	63.5	64.9
TiO ₂	0.23	0.2	0.2	0.24	0.12	0.18	0.14	0.22	0.22	0.32	0.21
Al ₂ O ₃	14.21	14.54	13.42	12.52	14.51	13.37	14.33	14.51	12.38	16.81	15.13
FeO _t	0.89	1.1	1.21	0.8	1.33	1.66	1.52	1.7	1.5	2.2	2.28
MnO	0.1	0.11	0.07	0.07	0.09	0.08	0.09	0.11	0.09	0.11	0.07
MgO	1.14	1.36	1.59	1.49	1.79	0.90	1.78	1.32	1.13	1.59	1.69
CaO	3.72	2.32	2.11	2.74	2.54	2.23	2.76	2.63	1.93	3.71	3.94
Na ₂ O	4.03	3.96	3.89	3.00	3.00	3.79	3.51	3.06	3.19	3.26	3.91
K ₂ O	5.46	3.26	4.29	3.68	4.71	5.82	6.29	6.49	3.65	5.53	4.97
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05
S	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.11
LOI	1.55	1.39	1.95	1.85	1.67	1.53	1.93	1.65	1.9	1.93	1.88
	Trace elements (ppm)										
Cs	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.12	1.00	1.00
Rb	62.8	75.30	91.25	72.81	66.39	84.06	67.59	84.31	104.6	86.61	82.30
Ba	397	382.5	408.4	452.5	617.1	462	512	473.2	537.3	554.1	427.3
Th	9.02	8.08	7.44	9.17	6.47	6.47	9.68	10.19	13.17	10.71	9.76
U	3.13	2.74	3.04	3.08	4.06	3.45	4.06	5.77	7.00	8.10	5.00
Nb	12.1	11.50	10.27	13.53	8.15	10.63	12.80	11.30	12.91	11.96	12.68
Ta	1.20	1.00	1.00	1.30	1.00	1.00	1.50	1.30	1.00	1.00	1.30
Pb	11.2	32.80	27.60	27.50	25.00	17.10	13.10	41.30	38.30	49.00	38.60
Sr	207	200	208.1	208.3	209.6	191.6	220.1	194.1	209.1	207.2	245.8
P	0.6	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.6
Zr	41.5	36.60	36.10	37.70	26.50	30.30	35.90	36.20	40.30	38.50	42.20
Ti	2290	2069	1997	2358	1227	1778	2182	1647	1745	1552	2169
Y	12.0	11.98	12.92	12.63	7.51	7.75	14.69	11.75	13.32	11.07	14.97
	Rare earth elements (ppm)										
La	40.5	49.57	45.92	54.00	47.77	40.17	61.34	65.40	84.21	92.39	78.74
Ce	36.1	40.70	39.21	44.21	34.70	33.02	52.17	48.20	60.63	60.48	57.37
Pr	8.83	9.36	9.15	10.06	8.41	7.55	11.50	10.19	12.81	11.73	12.37
Nd	45.7	49.92	49.21	54.72	40.42	41.07	63.28	56.06	69.91	67.54	68.37
Sm	5.81	6.05	5.82	6.59	3.99	4.46	6.92	5.61	7.16	5.70	7.38
Eu	1.03	1.04	1.02	1.10	1.00	1.00	1.28	1.00	1.20	1.04	1.45
Gd	4.32	4.49	4.48	4.98	2.94	3.42	5.13	4.14	5.30	4.26	5.83
Dy	3.46	3.54	5.28	4.02	2.39	2.73	4.09	3.16	4.07	3.34	4.85
Ho	0.68	0.67	0.71	0.75	0.53	0.49	0.76	0.61	0.84	0.63	0.92
Er	2.01	1.90	1.99	2.14	1.35	1.46	2.26	1.69	2.18	1.77	2.63
Tm	0.30	0.27	0.27	0.30	0.24	0.19	0.31	0.23	0.29	0.24	0.34
Yb	1.50	1.40	1.50	1.60	1.40	1.20	1.80	1.50	1.60	1.70	1.90
Lu	0.25	0.24	0.25	0.27	0.25	0.17	0.28	0.22	0.25	0.24	0.31
Eu/Eu*	0.63	0.61	0.61	0.59	0.89	0.78	0.66	0.64	0.59	0.65	0.68
(La/Yb) _n	18.2	23.87	20.64	22.76	23.00	22.57	22.98	29.40	35.48	36.64	27.94
(La/Sm) _n	4.39	5.15	4.96	5.16	7.53	5.67	5.57	7.34	7.40	10.20	6.71
(Ce/Yb) _n	6.23	7.52	6.76	7.15	6.41	7.12	7.50	8.31	9.80	9.20	7.81
(Sm/Yb) _n	4.14	4.63	4.15	4.4	3.05	3.98	4.12	4	4.80	3.60	4.16

جدول ۲- داده‌های اکسید عنصرهای اصلی (بر پایه درصدوزنی) و عنصرهای کمیاب و خاکی نادر بر پایه (ppm) برای گرانیتویدهای هم‌زاد با کانی‌زایی در کانسار اسکارن آهن باغک.

Sample No	Bgh23	Bgh24	Bgh25	Bgh26	Bgh27	Bgh28	Bgh29	Bgh30	Bgh31	Bgh32
Rock type	Bio-Amp-Quartz alkali- syenite to quartz syenite									
X	60°28'20"	60°28'28"	60°28'25"	60°28'23"	60°28'19"	60°28'18"	60°28'1"	° 28'29" 60	60°28'30"	60°28'31"
Y	34°28'20"	34°28'34"	34°28'38"	34°28'37"	34°28'43"	34°29'2"	34°28'25"	° 28'89" 34	34°28'53"	34°28'13"
Major elements (wt.%)										
SiO ₂	65.1	65.6	64.7	65.2	64.6	67.2	64.9	65.3	66.8	65.9
TiO ₂	0.16	0.16	0.22	0.2	0.21	0.18	0.23	0.17	0.2	0.19
Al ₂ O ₃	14.49	14.85	15.32	14.78	14.85	14.68	15.21	14.83	14.77	13.95
FeO _t	1.9	1.79	1.86	1.41	1.83	1.22	1.51	1.73	1.49	1.74
MnO	0.11	0.13	0.09	0.08	0.13	0.14	0.09	0.07	0.13	0.13
MgO	1.42	1.54	1.57	1.49	2.03	1.15	1.07	2.56	0.99	1.54
CaO	3.87	3.76	3.54	3.84	3.50	3.01	3.36	2.85	2.51	3.94
Na ₂ O	3.86	3.70	4.02	3.92	3.66	3.75	3.82	3.59	3.96	3.81
K ₂ O	6.22	5.97	5.60	5.87	6.23	6.14	7.28	6.07	6.82	6.49
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06
S	0.1	0.14	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.16	0.1	0.1
LOI	1.74	1.93	2.13	2.21	1.84	1.73	1.43	1.79	1.93	1.91
Trace elements (ppm)										
Cs	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.33	1.69
Rb	67.10	73.37	71.01	72.79	76.75	76.14	84.17	41.85	81.39	272.5
Ba	426.3	399.6	398.5	438.9	525.8	460.3	403.9	452.2	422.8	384.0
Th	7.96	7.55	6.92	7.81	14.53	8.60	11.41	7.58	9.82	14.87
U	4.79	2.94	2.77	7.59	5.28	5.89	6.69	3.82	4.68	12.60
Nb	10.85	9.53	8.98	8.56	16.85	11.13	17.27	19.28	16.39	19.98
Ta	1.00	1.60	1.00	1.30	1.00	1.10	1.50	1.40	1.00	1.50
Pb	42.10	13.80	40.10	30.20	49.00	148.0	36.60	17.90	23.00	28.60
Sr	244.7	260.0	322.7	248.2	212.5	205.2	210.3	178.5	205.0	242.8
P	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.04
Zr	39.10	43.00	40.60	54.60	35.20	42.10	37.80	33.80	43.90	38.40
Ti	2039	2126	2071	1448	2047	1918	1840	2265	2244	1660
Y	12.55	13.93	11.85	12.98	14.85	13.21	11.08	6.72	11.49	10.34
Rare earth elements (ppm)										
La	49.40	40.87	33.47	389.9	88.21	67.20	76.69	26.72	52.96	129.3
Ce	39.95	33.10	29.11	185.5	64.20	48.61	61.18	27.10	45.98	90.21
Pr	9.29	7.89	7.25	29.03	13.39	10.26	13.89	7.41	11.06	19.87
Nd	50.14	41.95	37.89	181.1	73.31	57.98	74.42	38.01	59.24	111.8
Sm	6.55	5.45	5.10	7.32	7.20	6.06	8.77	5.97	7.91	13.04
Eu	1.00	1.00	1.00	1.42	1.28	1.13	1.73	1.10	1.54	2.06
Gd	5.18	3.97	3.76	5.53	5.09	4.43	6.35	4.66	5.78	10.80
Dy	4.72	3.24	2.78	3.45	3.99	3.52	4.88	4.16	4.85	10.12
Ho	0.94	0.61	0.51	0.64	0.74	0.69	0.92	0.81	0.92	2.07
Er	2.74	1.73	1.44	1.79	2.16	1.85	2.61	2.26	2.67	6.17
Tm	0.40	0.22	0.21	0.24	0.30	0.26	0.36	0.32	0.37	0.89
Yb	1.70	1.70	1.50	2.10	2.00	1.80	1.70	1.20	1.60	1.70
Lu	0.35	0.21	0.17	0.21	0.24	0.23	0.33	0.29	0.34	0.84
(Eu/Eu)*	0.52	0.66	0.70	0.68	0.65	0.66	0.71	0.64	0.69	0.53
(La/Yb) _n	19.59	16.21	15.04	125.1	29.74	25.17	30.41	15.01	22.32	51.30
(La/Sm) _n	4.74	4.72	4.12	33.52	7.71	6.97	5.50	2.82	4.21	6.24
(Ce/Yb) _n	6.08	5.04	5.02	22.85	8.30	6.99	9.31	5.84	7.43	13.73
(Sm/Yb) _n	4.13	3.43	3.64	3.73	3.85	3.61	5.53	5.33	5.29	8.22



شکل ۱۰- جایگاه ترکیب گرانیتویدهای کانسار اسکارن آهن باغک در الف) نمودار میدل‌موس (Middlemost, 1994)؛ ب) نمودار پچریلو و تیلور (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ پ) نمودار ایروین و باراگار (Irvine and Baragar, 1971)؛ ت) نمودار نسبت مولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O برابر $Al_2O_3/CAO+Na_2O+K_2O$ در برابر A/NK (Shand, 1943) باتغییرات پیشنهادی چپل و وایت (Chappell and White, 2001).



شکل ۱۱- جایگاه ترکیب گرانیتویدهای کانسار اسکارن آهن باغک در نمودارهای فراست و فراست (Frost and Frost, 2008). الف) Na_2O+K_2O-CaO در برابر SiO_2 ؛ ب) $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر SiO_2 .

۵-۲- پتروژنز توده‌های نفوذی

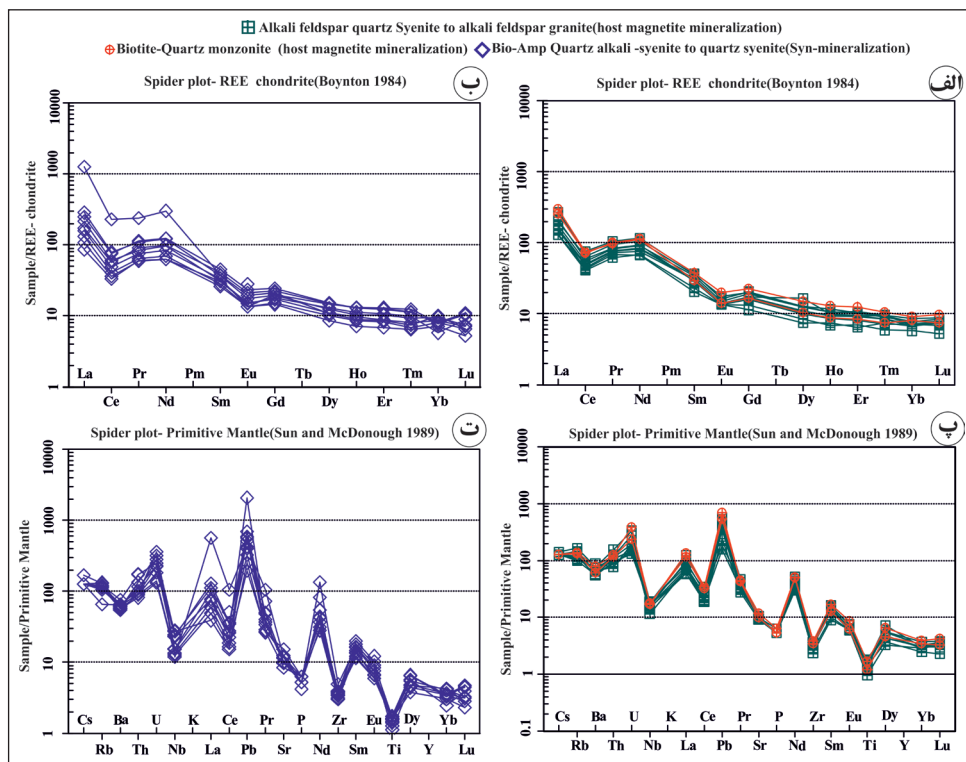
از ۱ دارند (مانند La و Ce در گارنت) و برعکس، مقدار جزئی عناصری که ضریب توزیع بیشتر از ۱ دارند (مانند Yb و Lu) در گارنت) وارد ماگما می‌شوند (Reagan and Gill, 1989). بر اساس شکل‌های ۱۲-الف و ب، LREE/HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. الگوی عناصر REE و مقادیر کم $(La/Yb)_n$ تغییراتی از

ضریب توزیع عناصر میان کانی و ماگما به عواملی مانند نوع کانی، تغییرات ترکیب کانی و شرایط ذوب (مانند فشار، میزان آب و فوگاسیته اکسیژن $-CO_2$) بستگی دارد. بنابراین، در ذوب‌بخشی کم، بخش عمده عناصری که ضریب توزیع کمتر

متحرک می‌شوند. بنابراین، مقادیر بالایی از نسبت‌های Rb/Ba, Ba, Ba/Nb و Rb/Nb در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه می‌تواند علت حمل انتخابی عناصر LILE توسط سیال فروورانش باشد که نشان‌دهنده محیط متأثر از مؤلفه فروورانش است (Saunders et al., 1980). به طور کلی بی‌هنجاری منفی از عناصر HFSE مانند Ta, Ti, Nb و P می‌تواند ناشی از مشارکت این عناصر در ساخت کانی‌هایی مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبول‌ها نظیر پاراگونیت در پوسته اقیانوسی دگرگون‌شده فروورنده باشد. پایداری این فازها می‌تواند سبب نگهداشتن عناصر HFSE در خود شده و از حل شدن آنها در سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی و مشارکت آنها در سیالات متاسوماتیسم‌کننده گوه‌گوشته‌ای جلوگیری کند. در نتیجه، ماگمای حاصل از ذوب این منابع دارای بی‌هنجاری منفی از عناصر HFSE خواهند بود. تهی‌شدگی فسفر در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند مربوط به تفریق آپاتیت باشد (Pearce and Parkinson, 1993) که از ویژگی گرانیت‌های نوع I است (Chappell and white, 1992). بی‌هنجاری مثبت Rb از شاخص گرانیت‌های پهنه‌های برخوردی یا پس از برخورد است و نشان می‌دهد این توده‌های نفوذی در پوسته قاره‌ای با ستبرای متوسط تا زیاد جایگزین و دچار فرایند آلایش پوسته‌ای شده‌اند (Pearec et al., 1984). غنی‌شدگی در مقادیر U و Th می‌تواند نشانگر اضافه شدن پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب گوشته‌ای (Fan et al., 2003) و یا نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای سازنده توده‌های نفوذی باشد (Harris et al., 1983). همچنین، بی‌هنجاری مثبت Pb می‌تواند نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای یا متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فروورنده باشد (Atherton and Ghani, 2002).

۵۱/۳ تا ۱۵/۰۳ را نشان می‌دهند (جدول‌های ۱ و ۲). این مقادیر بیانگر زایش ماگما در ژرفای کمتر از گستره پایداری گارنت یا کم بودن مقدار این کانی‌ها در ناحیه خاستگاه هستند (Kampunzu et al., 2003)، به نحوی که عناصر HREE این شانس را داشته که در فرایند ذوب مشارکت کنند و یا بیانگر فاز برجامانده آمفیبول طی ذوب بخشی پوسته زیرین مافیک باشد (Zhao et al., 2007; Kolb et al., 2013). عنصر Eu بی‌هنجاری منفی ناچیزی را نشان می‌دهد و از روند عناصر REE پیروی می‌کند. در واقع، نسبت Eu/Eu^* (۰/۹ تا ۰/۶) بیانگر فوگاسیته اندک تا متوسط اکسیژن ناشی از تبلور زود هنگام مگنتیت و یا بیانگر حضور پلاژیوکلاز و آلکالی‌فلدسپار در خاستگاه یا جدایش بلوری این کانی‌هاست (Rollinson, 1993).

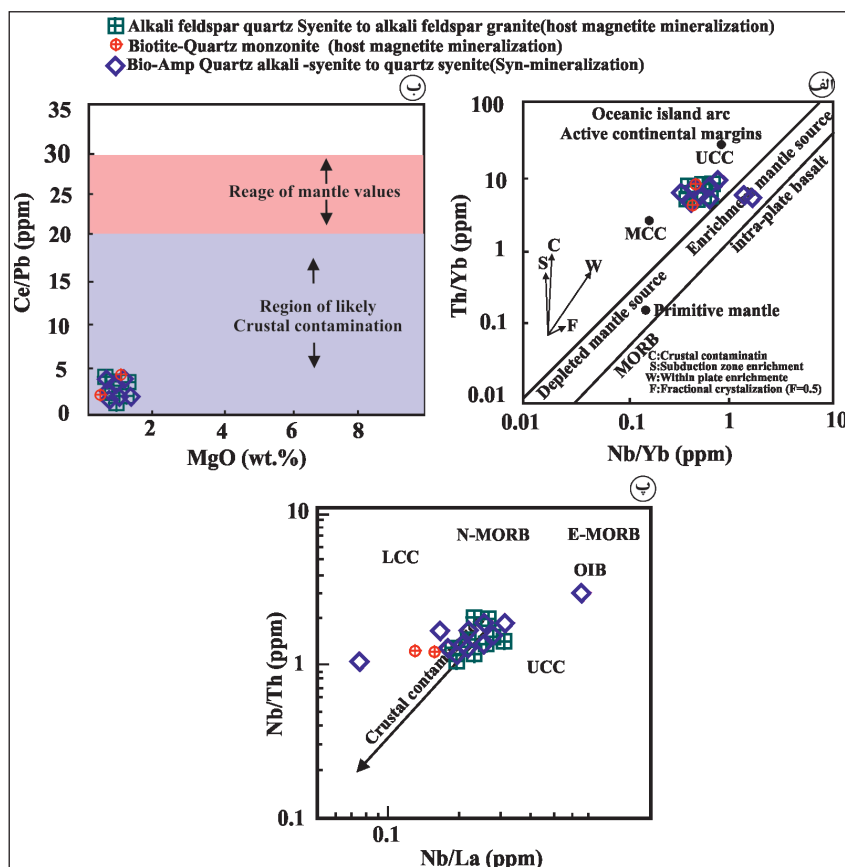
در نمودار عناصر فرعی و کمیاب، غنی‌شدگی از عناصر با یون کوچک LILE (K, Rb, Ba, Cs) و عناصر ناسازگاری مانند Th, U و LREE که رفتاری همانند آنها دارند، نسبت به عناصر یون بزرگ HFSE (Ti, Y, Zr, Ta, Nb) دیده می‌شود (شکل ۱۲-پ و ت). تهی‌شدگی Ta و Nb می‌تواند نشان‌دهنده تهی‌شدگی پیشین در سنگ‌های مخزن گوشته‌ای باشد که از ویژگی‌های شاخص ماگمای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فروورنده در پهنه فروورانش است (Wilson, 1989). به باور ناگودی و همکاران (Nagudi et al., 2003) میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای از Nb بسیار تهی است؛ به نحوی که ماگمای آلایش یافته با مواد پوسته‌ای، اغلب این بی‌هنجاری منفی Nb را از خود نشان می‌دهد. طی فروورانش پوسته اقیانوسی، عناصر نامتحرک مانند Ta, Nb و Ti در لیتوسفر اقیانوسی فروورنده باقی می‌مانند، در صورتی که عناصر متحرک مانند Ba, Sr, K, Rb توسط فاز سیلیکاته یا سیال آبی از لیتوسفر فروورنده برخاسته و سبب غنی‌شدگی گوشته لیتوسفری از عناصر



شکل ۱۲- الف) نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجارشده نسبت به کندریت بونیتون (Boynton, 1984)؛ ب) نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی نسبت به گوشته اولیه از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) در گرانیتوئیدهای میزبان و منشأ کانی‌زایی در کانسار اسکارن آهن باغک.

مطالعه دارد. بالا بودن Ba/La در این گرانیتوئیدها نیز می‌تواند بیانگر مشارکت پوسته در تشکیل آنها باشد (Hole et al., 1984). نسبت Th/U در این توده‌های نفوذی بین ۱/۰۲ تا ۲/۹۷ مشابه پوسته بالایی (Rudnick and Gao, 2003; Th/U=۳/۸) است که برای Th منشأی از آرایش با پوسته بالایی پیشنهاد می‌شود. نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb می‌تواند برای تعیین آرایش پوسته‌ای منشأ گوشته‌ای مفید باشد (Pearce, 2008). گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده بیرون از آرایه گوشته‌ای قرار دارند (شکل ۱۳-الف). به علاوه، عناصر LILE مانند Pb معمولاً در ماگماهایی که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دچار غنی‌شدگی می‌شوند. عنصر Pb یک همبستگی قوی با Ce نشان می‌دهد. نسبت $Ce/Pb < 25 \pm 5$ در گرانیتوئیدهای میزبان و منشأ کانی‌زایی کانسار نشان می‌دهد ماگمای گرانیتوئیدی تحت تأثیر آلودگی فراوان پوسته قرار گرفته است (شکل ۱۳-ب). همچنین، نسبت Nb/Th به Nb/La نیز نشان‌دهنده نقش آرایش پوسته‌ای است (شکل ۱۳-پ). عنصر Th نسبت به Ta و Yb به نسبت بیشتری تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار می‌گیرد. بنابراین گرانیتوئیدها که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار می‌گیرند مقدار Th/Yb بالایی را نشان می‌دهند (Wilson, 1989).

برای تعیین آرایش پوسته‌ای از نسبت‌های عناصری مانند Nb/Th, Nb/U, Nb/La و Ce/Pb استفاده می‌شود (Sun and McDonough, 1989; Furman, 2007). مقادیر این عناصر در پوسته بالایی برابر با $Nb/U = 4/4$, $Nb/Th = 1/7$, $Nb/La = 0/39$ و $Ce/Pb = 3/7$ (Rudnick and Fountain, 1995; Rudnick and Gao, 2003) و در گوشته برابر $0/9 - 1/3$ ، $Nb/U = 0/98 - 2/54$ ، $Nb/Th = 0/72 - 1/30$ و $Nb/La = 0/32 - 6/1$ است (Sun and McDonough, 1989). در گرانیتوئیدهای کانسار آهن باغک نسبت $Ce/Pb = 0/32 - 6/1$ و $Nb/La = 0/13 - 0/72$ ، $Nb/Th = 0/98 - 2/54$ و $Nb/U = 1/12 - 5/04$ است که نشان‌دهنده آلودگی ماگما با پوسته بالایی است. از سوی دیگر، مقادیر $Sm_N/Yb_N = 3/05 - 5/53$ نشانگر تأثیر هضم اندک پوسته بالایی است (Kay and Mpodozis, 2001). در سنگ‌های گوشته‌ای نسبت $Nb/Ce = 1/01$ و $La_N/Sm_N = 1$ و $Nb/La = 0/39$ (Sun and McDonough, 1989) و در پوسته نسبت $La_N/Sm_N = 4/25$ و $Nb/La = 0/23$ ، $Nb/Ce = 0/46$ (Weaver and Tarney, 1984) است که می‌تواند برای تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای مورد استفاده قرار گیرد. میانگین نسبت‌های فوق در تمامی گرانیتوئیدها $La_N/Sm_N = 7/1$ و $Nb/La = 0/23$ ، $Nb/Ce = 0/28$ است که بیانگر نقش مهم پوسته زیرین در شکل‌گیری گرانیتوئیدهای منطقه مورد



شکل ۱۳- (الف) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb که نمونه‌های مورد مطالعه بیرون از آرایه گوشته‌ای قرار دارد (Pearce, 1983)؛ (ب و پ) مقادیر Ce/Pb در برابر MgO و Nb/Th در برابر Nb/La که آلودگی ماگما با پوسته بالایی را نشان می‌دهد. میانگین E-MORB, N-MORB, IOB بر گرفته از سان و مکدوناف (Sun and McDonough, 1989) و میانگین پوسته میانی (MCC) و پوسته بالایی (UCC) برگرفته از رودنیک و فونتن (Rudnick and Fountain, 1995).

۶- منشأ توده‌های نفوذی

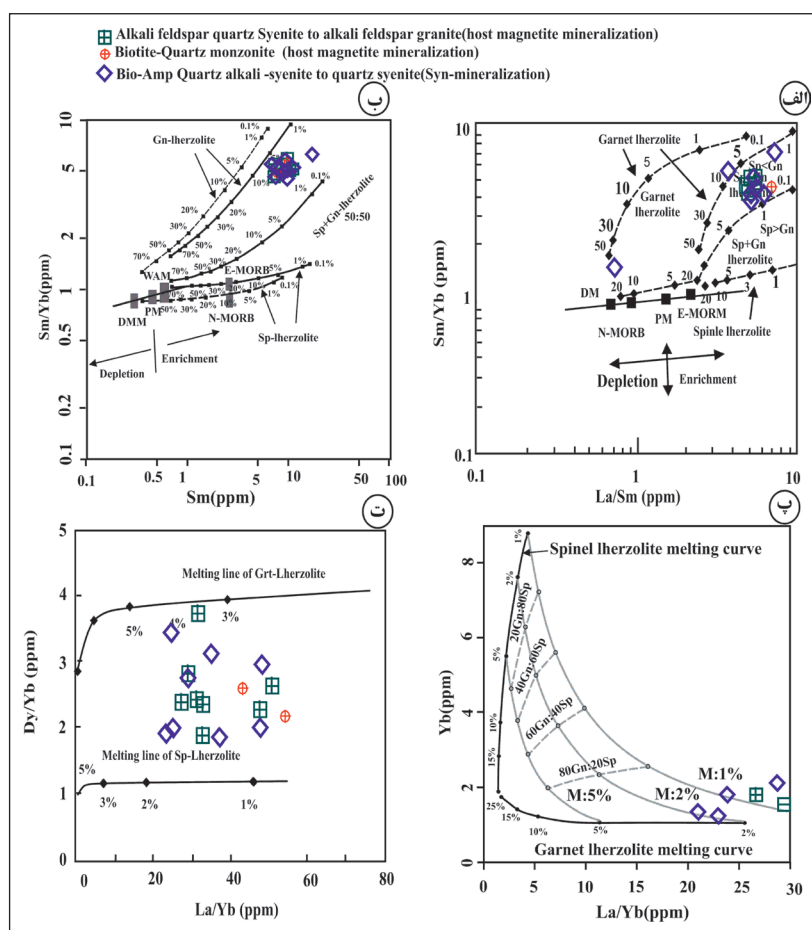
بخشی پایین منبع گوشته‌ای و با آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (Almeida et al., 2007). به همین منظور برای تعیین نقش احتمالی مذاب‌های حاصل از پوسته اقیانوسی فرورونده در شکل‌گیری گرانیتوئیدهای میزبان و منشأ کانی‌زایی کانسار

پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته‌ای، رسوب‌های فرورونده و پوسته قاره‌ای از اجزای اصلی کنترل‌کننده ماگماتیسم در کمان‌های ماگمایی هستند. افزون بر این، غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب

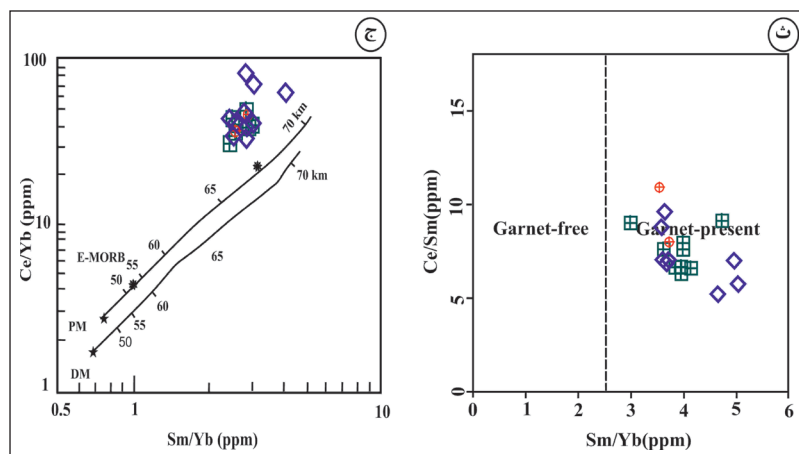
(mantel arry) (خطی که از Dm و Pm عبور می‌نماید) هستند (شکل ۱۴-الف و ب). از طرف دیگر مذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت لروزلیت‌ها ایجاد می‌شوند، دارای نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در منشأ گوشته‌ای خود هستند. گرانیتویدهای مورد مطالعه عمدتاً در بین خطوط مربوط به اسپینل-گارنت لروزلیت با $Sp < Gr$ (شکل ۱۴-الف و ب) و اسپینل لروزلیت تا گارنت لروزلیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۴-پ و ت). این مسأله نشان می‌دهد که منشأ آنها یک اسپینل گارنت-لروزلیت بوده که مقدار اسپینل کمتر از گارنت بوده است. همچنین، طبق نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm و نمودار Sm/Yb در برابر Sm ماگمای مولد توده نفوذی از ذوب بخشی ۲ تا ۵ درصد گوشته اسپینل-گارنت لروزلیت با نسبت $Sp < Gn$ تشکیل شده است (شکل ۱۴-الف و ب). افزون بر این، نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm (Coban, 2007) بیانگر وجود گارنت در ماگمای مولد توده نفوذی است (شکل ۱۴-ث). وجود گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این گرانیتویدها با نسبت پایین $(Ce/Yb)_N = 5.02 - 22.85$ و $(La/Yb)_N = 15.01 - 51.3$ در ماگما توجیه‌پذیر است. بر اساس نمودار $(Ce/Yb)_N$ در برابر $(Sm/Yb)_N$ (Wang et al., 2002) ژرفای تشکیل و جدایش ماگما از گوشته برای این گرانیتویدها حدود ۶۶ تا ۶۸ کیلومتر پیشنهاد می‌شود (شکل ۱۴-ج). این نسبت می‌تواند نشان‌دهنده ژرفا و میزان ذوب سنگ مادر باشد. مقدار اندک نسبت $(Ce/Yb)_N$ برای بیشتر نمونه‌های گرانیتویدهای میزبان و منشأ کانسار اسکارن آهن باغک (بین ۵/۰۲ تا ۱۳/۷۳) نشان می‌دهد که ماگما از قسمت بالایی گوشته نشأت گرفته است (Cotton et al., 1995).

آهن باغک، از معیار Y در برابر Sr/Y استفاده شد (Defant and Drummond, 1990). مقادیر پایین نسبت Sr/Y نشان می‌دهد مذاب حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش به سزایی در تشکیل گرانیتویدهای مورد مطالعه نداشته است. در واقع جزء اصلی در گیر در تولید مذاب، ذوب گوه گوشته‌ای نسبت به پوسته اقیانوسی فرورونده بوده است.

به منظور تعیین ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی گرانیتویدهای قبل و هم‌زاد با کانی‌زایی در کانسار اسکارن آهن باغک از نمودارهای Sm/Yb در برابر La/Sm (Shaw, 1970)، Sm/Yb در برابر Sm (Aldanmaz et al., 2000)، La/Yb در برابر Yb (Özdemir and Güleç, 2014)، Sm/Yb در برابر Ce/Sm (Çoban, 2007) استفاده شده است (شکل ۱۴-الف تا ث). معمولاً Yb با گارنت‌ها سازگارتر از کلینوپیروکسن و یا اسپینل است و نسبت Sm/Yb در سنگ‌ها به کانی‌شناسی منبع بسیار حساس است (Shaw, 1970). برای اسپینل لروزلیت منبع کانی‌شناسی شامل $Cpx = 17\%$ ، $Sp = 3\%$ ، $Opx = 27\%$ ، $Ol = 53\%$ و برای گارنت لروزلیت $Ol = 60\%$ ، $Cpx = 10\%$ ، $Grt = 10\%$ ، $Opx = 20\%$ است (Sun and McDonough, 1989; Kinzler, 1997; Walter, 1998). زمانی که اسپینل-لروزلیت در معرض ذوب بخشی قرار گیرد، گوشته و مذاب حاصل از گوشته دارای نسبت یکسان Sm/Yb خواهند بود، در حالی که میزان نسبت La/Sm و مقدار Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش نشان می‌دهند (Aldanmaz et al., 2000). بنابراین، مذاب‌هایی که از ذوب بخشی اسپینل لروزلیت حاصل می‌شوند، دارای روند ذوب بخشی مشابه روند گوشته‌ای



شکل ۱۴- الف) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (Shaw, 1970)؛ ب) نمودار Sm/Yb در برابر Sm (Aldanmaz et al., 2000)؛ پ) نمودار La/Yb در برابر Yb (Özdemir and Güleç, 2014)؛ ت) نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb (Shaw, 1970)



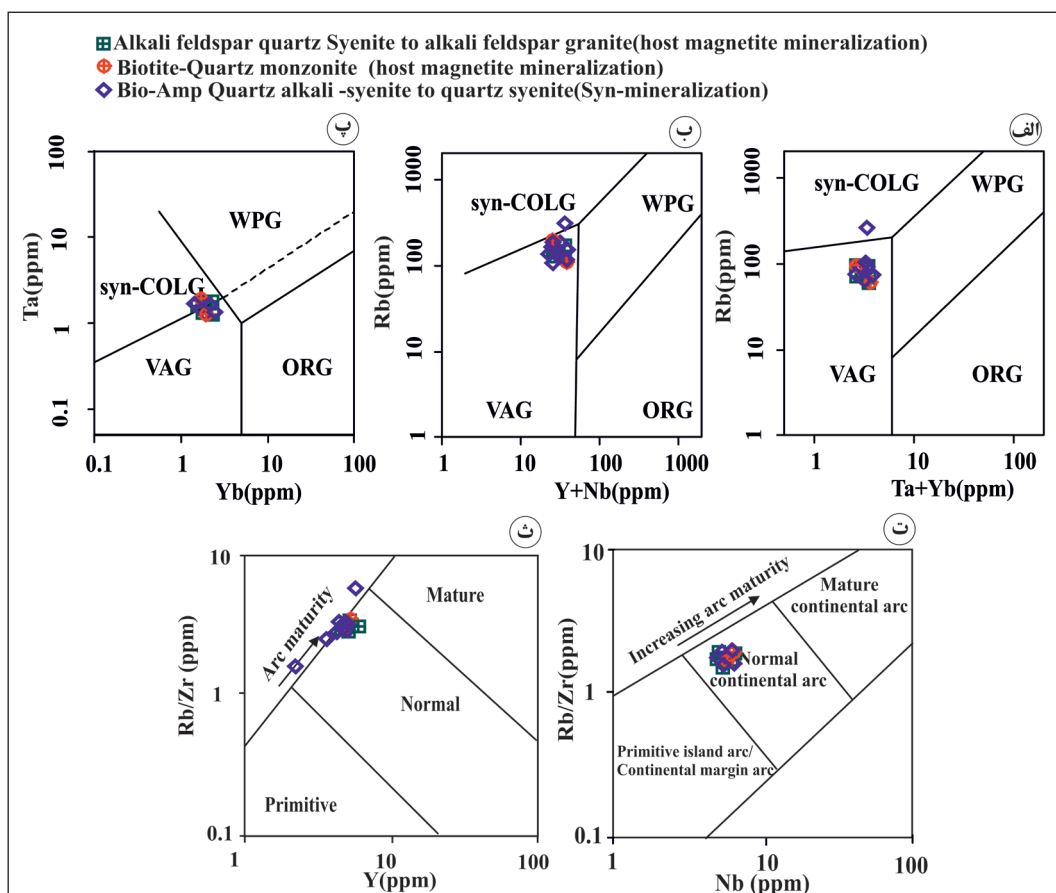
شکل ۱۴- (ث) نمودار Sm/Yb در برابر Ce/Sm (Çoban, 2007). برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای کانسار اسکاران آهن باغک، توده‌های نفوذی حدواسط در نزدیکی منحنی اسپینل-گارت لرزولیت $SP < Gn$ قرار می‌گیرند؛ (ج) موقعیت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (Wang et al., 2002) که نشان‌دهنده ژرفای حدود ۶۶ تا ۶۸ کیلومتری برای خاستگاه ماگمایی مادر آنها است.

بلوک لوت و حاشیه جنوبی اورازیا پیشنهاد کرده است. بسته شدن این حوضه اقیانوسی در اواخر کرتاسه-پالئوسن با برخورد و ماگماتیسم بازالتی-ریولیتی پس از برخورد همراه بوده است. در واقع، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای بالای لیتوسفر اقیانوسی فروورنده، مذاب اولیه را ایجاد کرده است. این مذاب اولیه با ذوب بخشی و آرایش با پوسته قاره‌ای ستر بلوک لوت در کمان ماگمایی سنوزوییک البرز همراه بوده است (Mazhari et al., 2017). بنابر مطالعات مهرابی و همکاران (Mehrabi et al., 2021) سینوگرانیت‌های انوسن سرنوسر با سنگ‌های آتش‌فشانی داسیتی و ریولیتی و پورفیری‌های نیمه ژرف کوارتزموزنوئیتی، یک ماگماتیسم کمان ماگمایی کالک آلکالین مرتبط با فروورانش را در حاشیه قاره‌ای فعال نشان می‌دهند. ویژگی‌های این ماگماتیسم در کانسارهای اسکاران سنگان با ویژگی‌های اسکاران‌های نوع کوردیلر مطابقت نشان می‌دهد. به هر حال، موقعیت زمین‌شناسی گستره معدنی سنگان در جنوب گسل درونه به همراه نتایج مطالعات سن‌سنجی U-Pb زیرکن، داده‌های ایزوتوپی Hf-O، شیمی کانی‌ها، زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب، داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb، مطالعات دماسنجی Ti در زیرکن‌های این گرانیتوئیدها و مقایسه آنها با نتایج مطالعات پیشین در شمال خاور و ایران مرکزی، تشکیل این کانسارها را در شمال کمان ماگمایی سنوزوییک خاور ایران توجیه می‌کند (Sepidbar et al., 2018). بنابر این پژوهش، مقادیر Rb، Ta، Y، Nb در نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) گرانیتوئیدهای کانسار اسکاران آهن باغک در محدوده گرانیت‌های پهنه فروورانش-همزمان با برخورد تا محدوده گرانیت‌های پس از برخورد قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-الف تا پ). براون و همکاران (Brown et al., 1984) معتقدند فراوانی عناصر ناسازگار در گرانیت‌ها مرتبط با کمان‌های ماگمایی قاره‌ای تابع درجه بلوغ کمان ماگمایی است. افزایش میزان Nb همراه با افزایش نسبت Rb/Zr بالغ‌شدگی کمان ماگمایی را نشان می‌دهد. بر اساس نمودار براون و همکاران (Brown et al., 1984) توده‌های نفوذی کانسار آهن باغک محدوده کمان ماگمایی عادی را نشان می‌دهند (شکل ۱۵-ت و ث). بنابراین، جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی کانسار اسکاران آهن باغک در گستره معدنی سنگان به عنوان گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی همزمان تا پس از برخورد قاره‌ای در شمال خاور ایران پیشنهاد می‌شود.

ماهیت غنی‌شدگی از پتاسیم این گرانیتوئیدها می‌تواند بیانگر ماگمای کالک آلکالین مرتبط با پهنه فروورانش از: الف) ذوب بخشی گوشته غنی‌شده، ب) آزاد شدن سیالات آب‌دار حاصل از رسوبات فروورنده به داخل گوشته (Annen et al., 2006) (واکنش بین سیال و یا مذاب با پریدوتیت‌های گوشته‌ای، یک فلوگوپیت پیروکسینیت تولید می‌کند که فقیر از الیومین است. ذوب این گوشته هیبرید شده می‌تواند یک مذاب غنی از پتاسیم تولید کند، پ) مخلوط شدن ماگما و آلودگی پوسته‌ای و ت) هضم‌شدگی پوسته تحتانی در پهنه MASH (melting, assimilation, storage, homogenization) یا پهنه داغ باشد. مقادیر عناصر فرعی و کمیاب خاکی بدون داده‌های ایزوتوپی نمی‌تواند نقش ناحیه منشأ و یا آلودگی پوسته‌ای را در بالا بودن مقادیر پتاسیم ماگما از یکدیگر تفکیک کند؛ با این وجود، بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای ستر به آلودگی پوسته‌ای در اثر هضم‌شدگی و فرایند تبلور بخشی به همراه افزایش مقادیر عناصر LREE/HREE و LILE/HFSE و مقادیر Th و K_2O می‌انجامد (Esperanca et al., 1992). همچنین، به باور فورمن و گرهام (Furman and Graham, 1999) مذاب‌هایی که در تعادل با منشأ فلوگوپیت‌دار هستند، نسبت $Rb/Sr > 0.1$ و $Ba/Rb < 15$ را نشان می‌دهند، و مذاب‌های در تعادل با منشأ آمفیبول‌دار، دارای نسبت‌های $Rb/Sr > 0.06$ و $Ba/Rb > 15$ هستند. در گرانیتوئیدهای قبل و هم‌زاد با کانی‌زایی مورد مطالعه میانگین این نسبت‌ها دارای مقادیر $Rb/Sr = 0.38$ و $Ba/Rb = 2.2$ است که حضور فاز فلوگوپیت در گوشته منشأ ماگمای مادر را نشان می‌دهد. بنابراین، ماگمای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه می‌تواند از ذوب بخشی یک منشأ گارت-اسپینل لرزولیت‌دار دارای فازهای فلوگوپیت‌دار منشأ گرفته باشد.

۷- خاستگاه زمین‌ساختی-ماگمایی

بسیاری از پژوهشگران تشکیل گرانیتوئیدهای گستره معدنی سنگان را به ماگماتیسم سنوزوییک بخش خاوری کمان ماگمایی البرز منتسب کرده‌اند. مظهری و همکاران (Mazhari et al., 2017) تشکیل گرانیتوئیدهای گستره معدنی سنگان را به عنوان بخشی از کمریند ماگمایی خواف-کاشمر-بردسکن در خاور کمان ماگمایی سنوزوییک البرز، ماحصل فروورانش لیتوسفر اقیانوسی کاشمر-نئوتتیس به زیر



شکل ۱۵- الف تا پ) تعیین محیط زمین‌ساختی-ماگمایی گرانیتیویدهای کانسار اسکارن آهن باغک: با استفاده از نمودار پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)؛ ت و ث) نمودار براون و همکاران (Brown et al., 1984)؛ این گرانیتیویدها در محدوده کمان ماگمایی عادی قرار می‌گیرند.

۸- نتیجه‌گیری

طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان اسیدی تا حدواسط در منطقه شده است. ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی، نسبت بالای هورنبلند به بیوتیت و فراوانی کانی فلوگوپیت بیانگر منشأ ماگما از ذوب‌بخشی گوشته متاسوماتیسم شده و پوسته قاره‌ای زیرین و بالایی است. در واقع، این ماگما از ذوب‌بخشی اندک (۲ تا ۵ درصد) یک لرزولیت گارنت-اسپینل‌دار با $Sp < Gr$ در ژرفای ۶۶ تا ۶۸ کیلومتری گوشته بالایی حاصل شده که با پوسته قاره‌ای آرایش پیدا کرده است. وجود اندک گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این توده‌ها با نسبت پایین $(La/Yb)_n$ (۱۵ تا ۳۶) توجیه‌پذیر است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند از حمایت مدیریت و کارکنان شرکت سنگ آهن سنگان، مرکز تحقیقات و فراوری مواد معدنی ایران و دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، که در انجام این پژوهش ما را یاری نموده‌اند، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

بنابر مطالعات میکروسکوپی و زمین‌شیمی انجام شده، گرانیتیویدهای کانسار اسکارن آهن باغک در گستره معدنی سنگان شامل آلکالی فلدسپار کوارتز سینیت تا آلکالی فلدسپار گرانیتیوید-کوارتز مونزونیت پورفیری پیش از کانی‌زایی و بیوتیت-آمفیبول کوارتز آلکالی سینیت و کوارتز سینیت هم‌زاد با کانی‌زایی است. بررسی‌های زمین‌شیمی نشان می‌دهد ماگمای این گرانیتیویدها ماهیت متاآلومین منیزیمی، کالک آلکان تا آلکان، پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و متعلق به گرانیت‌های نوع I است. غنی‌شدگی LREE/HREE و غنی‌شدگی عناصر LILE/HFSE به همراه تهی‌شدگی از Ta, Ti, Nb و نسبت‌های عناصر Ta+Yb/Rb, Yb/Ta, Y+Yb/Rb, Nb به Rb/Zr و Y به Rb/Zr در این توده‌های نفوذی نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای نشأت گرفته از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده ماگمای مادر در یک کمان ماگمایی عادی هم‌زمان تا پس از برخورد است. این ماگما با ترکیب لرزولیت گارنت-اسپینل‌دار دارای یک فاز فلوگوپیت‌دار منشأ اصلی ماگماتیسیم کالک آلکان در منطقه مورد مطالعه شده است. در واقع ذوب پوسته قاره‌ای زیرین، گسترش پهنه‌های داغ و هضم پوسته قاره‌ای زیرین توسط گرمای گوشته‌ای سبب تشکیل

کتابنگاری

قنادپور، س.، هزارخانی، ا.، نوریان، ش. و گل‌محمدی، ع.، ۱۳۹۸، معدن باغک (بخش مرکزی معادن سنگان): ارتباط متالورژی کانی‌های حاوی عناصر نادر خاکی با پرتوزایی. پژوهش‌های دانش زمین، سال ۱۰، شماره ۳۷، ص ۱۶۳-۱۸۵.

References

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., and Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 67-95, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00182-7](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00182-7).
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., and Oliveira, E.C., 2007. Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calcalkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield, *Precambrian Research*, 155, 69-97, doi:10.1016/j.precamres.2007.01.004.
- Annen, C., Blundy, J.D., and Sparks, R.S.J., 2006. The Genesis of calcalkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, 47, 505-539, <https://doi.org/10.1093/petrology/egi084>.
- Atherton, M.P., and Ghani, A.A., 2002. Slab breakoff: a model for Caledonian, late granite syncollisional magmatism in the orthotectonic metamorphic zone of Scotland and Donegal, Ireland, *Lithos*, 62, 65-85, doi:10.1016/S0024-4937(02)00111-1.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*, (Developments in Geochemistry2), Elsevier, Amsterdam, 63-114, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>.
- Brown, W.M., Kwak, T.A.P., and Askins, P.W., 1984. Geology and geochemistry of a F-Sn-W skarnsystem- The Hole 16 deposit, Mt Garnet, North Queensland, Australia, *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 317-340, <https://doi.org/10.1080/14400958408527934>.
- Chappell, B., and White, A., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1-2), 1-26.
- Chappell, B., and White, A., 2001. Two contrasting granite types 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48, 489-499, <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>.
- Çoban, H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia, *Earth-Science Reviews*, 80(3-4), 219-238, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.08.006>.
- Cotton, J., Le Dez, A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R.C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M., and Brousse, R., 1995. Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia, *Chemical Geology*, 119(1-4), 115-138, [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00102-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00102-E).
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662-665, <https://doi.org/10.1038/347662a0>.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R., and Mazzuli, R., 1992. The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112, 450-62, <https://doi.org/10.1007/BF00310777>.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J., and Lin, G., 2003. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Daxing Mountains, northeastern China, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121, 115-135, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00415-8).
- Frost, B.R., and Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks, *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Furman, T., and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province, *Lithos*, 48, 237-262, [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(99\)80014-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(99)80014-7).
- Furman, T., 2007. Geochemistry of East African Rift Basalts: an overview, *Journal of African Earth Science*, 48, 147-160, doi:10.1016/j.jafrearsci.2006.06.009.
- Ghannadpour, S.S., Hezarkhani, A., and Golmohammadi, A., 2018. Applying 3D U-statistic method for modeling the iron mineralization in Baghak mine, central section of Sangan iron mines, *Geosystem Engineering*, 21(5), 262-272, <https://doi.org/10.1080/12269328.2017.1421106>.
- Golmohammadi, A., Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., and Mazaheri, S.A., 2015. Alteration mineralization, and radiometric ages of the source pluton at the Sangan iron skarn deposit, northeastern Iran, *Ore Geology Reviews*, 65(2), 545-563, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.005>.
- Harris, N.B.W., Dyer, H.J., and Almand, D.C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan, *Journal of Geological Society of London*, 140, 245-256, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.2.0245>.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F., and Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands, *Journal of Geological Society of London*, 141, 453-472. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0453>.
- 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*, 85, 523-548, <https://doi.org/10.1139/e71-055>.
- Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, M., Bagai, Z., Majaule, T., and Modisi, M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoproterozoic continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71, 431-460, [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00125-7).
- Kay, S.M., and Mpodozis, C., 2001. Central Andes ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust, *Geological Society of American*, 11, 4-9, doi:10.1130/1052-5173(2001)011<0004:CAODLT>2.0.CO;2.
- Kinzel, R.J., 1997. Melting of mantle peridotite at pressures approaching the spinel to garnet transition: Application to mid-ocean ridge basalt petrogenesis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(1), 853-874, <https://doi.org/10.1029/96JB00988>.
- Kolb, M., Von Quadt, A., Peytcheva, I., Heinrich, C.A., Fowler, S.J., and Cvetković, V., 2013. Adakite-like and normal arc magmas: distinct fractionation paths in the east Serbian segment of the Balkan-Carpathian arc, *Journal of Petrology*, 54, 421-451, <https://doi.org/10.1093/petrology/egs072>.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M.H., and Golmohammadi, A., 2013. Zircon U-Pb geochronology and petrology of intrusive rocks

- in the C-North and Baghak districts, Sangan iron mine, NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 64, 256-271. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.028>.
- Mazaheri, S.A., 1996. Petrological studies of skarns from Marulan, New South Wales, Australia and Sangan, Khorassan, Iran, University of California, Ph, Dissertation, 318p.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A., Ghaderi, M., Star Lackey, J., Lang Farmer, G., and Karimpour, M.H., 2017. Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan Mining Region, NE Iran, *Ore Geology Reviews*, 84, 116–133, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.01.003>.
- Mehrabi, B., Siani, M.G., Zhang, R., Neubauer, F., Lentz, D.R., Fazel, E.T., and Shahraki, B.K., 2021. Mineralogy, petrochronology, geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Dardvay skarn iron deposit, Sangan mining district, NE Iran. *Ore Geology Reviews*, 134, 104146, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104146>.
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), 215-224.
- Nagudi, N., Koberl, C., and Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin, *Journal of African Earth Sciences*, 36, 1-14, [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(03\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(03)00014-9).
- Özdemir, Y., and Güleç, N., 2014. Geological and Geochemical Evolution of the Quaternary Süphan Stratovolcano, Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the Lithosphere- Asthenosphere Interaction in Post-Collisional Volcanism, *Journal of Petrology*, 55(1), 37–62, <https://doi.org/10.1093/petrology/egt060>.
- Pearce, J. A., 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, N. J. (Eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Cheshire, UK, 230-249.
- 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. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Pearce, J.A., and Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic Processes in Plate Tectonics*, Geological Society of London, 76, 373-403, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19>.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Peccerillo, A., and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63-81, <https://doi.org/10.1007/BF00384745>.
- Reagan, M.K., and Gill, J.B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4619-4633, <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04619>.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Singapore. Longman Singapore Publishers Ltd., 1-351, <https://doi.org/10.4324/9781315845548>.
- Rudnick, R.L., and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of geophysics*, 33, 267-309, <https://doi.org/10.1029/95RG01302>.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L., (Eds.), *The crust, treatise in geochemistry*, Elsevier Pergamon, Oxford, 3, 1. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>.
- Saunders, A.D., Tarney, J., and Weaver S.D., 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas, *Earth and Planetary Science Letters*, 46, 344-360, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90050-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90050-3).
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J.W., Wei, C., George, L.L., and Burlinson, K., 2017. Mineral geochemistry of the Sangan skarn deposit, NE Iran: implication for the evolution of hydrothermal fluid, *Geochemistry*, 77(3), 399-419, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.07.008>.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Ma, C. and Moghadam, H. S. 2018. Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran: Timing and sources. *Gondwana Research*, 57, 141-156. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.01.008>.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. 2nd edition, John Wiley and Sons, New York, US, 1-444.
- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34(2): 237–243. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(70\)90009-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(70)90009-8).
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. *Journal of Geological Society*, London, 42, 313-345, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Walter, M.J., 1998. Melting of garnet peridotite and the origin of komatiite and depleted lithosphere, *Journal of Petrology*, 39(1), 29-60, <https://doi.org/10.1093/ptro/39.1.29>.
- Wang, K., Plank, T., Walker, J.D., and Smith, E.I., 2002. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107: 5–21, <https://doi.org/10.1029/2001JB000209>.
- Weaver, B.L., and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, 310, 575-577, <https://doi.org/10.1038/310575a0>.
- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95(1), 185-187, <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466p.
- Zhao, Z.F., Zheng, Y.F., Wei, C.S., and Wu, Y.B., 2007. Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust, *Lithos*, 93, 248-272, <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.067>.

Original Research Paper

Mineralogy, geochemistry and tectono-magmatic setting of the granitoids in the Baghak Fe skarn deposit, Sangan mining district, NE Iran

Kiamars Hosseini¹, Majid Shahpasandzadeh^{2*}, and Roghayeh Zabihi Khargh^{3,4}

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

² Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences and Modern Technologies, Graduate University of Advanced Technologies, Kerman, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

⁴ Iran Minerals Research and Processing Center, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 July 28

Accepted: 2022 January 18

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Mineralogy

Granitoids

Geochemistry

Eocene magmatism

Sangan mining district

Baghak Fe deposit

ABSTRACT

The Sangan Mining District (SMD) in the north of the Cenozoic magmatic belt of eastern Iran is constituted of predominantly acidic to intermediate volcanic and pyroclastic rocks, intruded by the Eocene granitoids. In the Baghak Fe skarn deposit, these granitoids are composed of pre-mineralization biotite quartz monzonite, biotite syenite to biotite syenogranite, alkali feldspar quartz syenite to alkali feldspar granite and syn-mineralization quartz alkali syenite and quartz syenite. These I type granitoids have a magnesian metaluminous, calcalkaline, high K alkaline to shoshonitic nature. The granitoids show enrichment of LREE/HREE and LILE/HFSE with negative anomalies of Eu, Sr, Ta, Th and Ti, positive anomalies of U, K, Ba, and Rb together with high La values and Zr/Nb, Nb/Th, Nb/U, and Nb/La ratios which suggest not only their slab-derived mantle source, but also crustal mixing in evolution of the magma. The Sm/Yb versus La/Sm, Sm/Yb versus Sm and Dy/Yb versus La/Yb show derivation of the primary melt from low partial melting (2-5 %) of a garnet-spinel lherzolite at depth of ~66-68 kilometers of the upper mantle, affected by continental crust melts. According to this research, the tectono-magmatic setting of the granitoids is suggested syn- to post-orogenic magmatic arc.

* Corresponding author: Majid Shahpasandzadeh; E-mail: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.295975.1921

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.7.1

