

رفتار ماگمایی و گرمابی عناصر کمیاب در توده سینیتی رزگاه (سراب، آذربایجان خاوری): کاربرد برای ارزیابی توان کانه‌زایی اورانیم توده

میثم رسولی بیرامی^۱، بهنام شفیعی بافتی^۲، جعفر عمرانی^۳ و فرانک حیدریان^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

^۳ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، واحد اکتشافات، سازمان انرژی اتمی ایران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۲/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۲/۲۳

چکیده

رخداد مقادیر بی‌هنجار از اورانیم با مناطق واحد کانی‌سازی ثانویه مس (مالاکیت) در برخی بخش‌های توده متاآلمونوس - پرآلکالین رزگاه در شمال باختر شهرستان سراب سبب شد تا این توده از دید احتمال رخداد کانی‌زایی اورانیم مورد توجه سازمان انرژی اتمی باشد. برای همین پژوهش حاضر با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توان کانه‌زایی اورانیم را در این توده مورد ارزیابی قرار داده است. سنگ‌های توده روند تبلور تفریقی را به نمایش گذاشته و دارای تنوع سنگ‌شناسی از مونزویدوریت دارای نفلین تا نفلین مونزوسینیت، پسودولوسیت مونزوسینیت و نفلین سینیت هستند. ارزیابی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های نادگرسان استوک و دایک‌های رزگاه با تأکید بر رفتار اورانیم و عناصر کمیاب خاکی در طی تفریق ماگمایی نشان داد که آپاتیت تأثیر زیادی بر تنظیم غلظت عناصر کمیاب خاکی، U و Th داشته است و زیرکن تا حد کمتر در سنگ‌های تفریق یافته‌تر عناصر کمیاب خاکی سنگین، U، Th و عناصر HFS (Ta, Nb, Hf, Zr) را در خود جای داده است. سنگ‌های نفلین سینیتی با ترکیب پرآلکالین به عنوان تفریق یافته‌ترین واحدهای سنگی استوک نسبت به میانگین نفلین سینیت‌های جهان از مقادیر پایین از عناصر HFS، U (حد اکثر تا ۲۱ ppm) Th (حد اکثر تا ۵۶ ppm) و عناصر کمیاب خاکی برخوردار هستند ولی مقدار این عناصر در آنها بالاتر از سنگ‌های تفریق یافته‌تر توده است. بیشتر سنگ‌ها دارای بی‌هنجاری منفی Eu هستند ($Eu/Eu^* \leq 1$) و نمونه‌های نفلین سینیتی تفریق یافته دارای بی‌هنجاری منفی شدید از یورومیم بوده‌اند. فراوانی ایلمنیت و مگنتیت و نبود آمفیبول در سنگ‌های توده نشان‌دهنده احیایی بودن ماهیت توده و کمبود مواد فرار در توده است که همراه با متاآلمونوس بودن ترکیب توده و فراوانی آپاتیت سبب شده است که توده توانایی کانی‌سازی اورانیم را نداشته باشد. آزاد شدن محلول‌های گرمابی به مقدار محدود از برخی بخش‌های توده و شستشوی اورانیم از کانی‌های میزبان (آپاتیت و زیرکن) توسط این محلول‌ها سبب کانی‌زایی ضعیف از اورانیم و مس در مرحله فرایندهای دگرسانی درون‌زاد شده است. رخداد فرایندهای اکسید شدن و فروشت برون‌زاد بر کانی‌سازی‌های ضعیف اولیه، افزایش عیار اورانیم و مس را با تشکیل کربنات‌های مس به دنبال داشته است که به دلیل سبب‌های کم و سطحی بودن کانی‌زایی‌های یادشده، بی‌هنجاری‌های موجود از اورانیم در توده رزگاه غیراستخراجی هستند؛ بنابراین این منطقه برای انجام برنامه اکتشاف نیمه‌تفصیلی و تفصیلی توسط سازمان انرژی اتمی برای اورانیم پیشنهاد نمی‌شود.

کلیدواژه‌ها: کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، اورانیم، نفلین سینیت، رزگاه، آذربایجان شرقی.

* نویسنده مسئول: بهنام شفیعی بافتی

E-mail: behnam.shafiei@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

سازمان انرژی اتمی کشور طی یک برنامه اکتشاف مقدماتی (به روش زمین‌شیمیایی نمونه‌های سنگ و خاک) در سال ۱۹۷۸ ناهنجاری‌هایی از اورانیم (در حدود ۳۵۰ ppm) و توریم (در حدود ۲۸ ppm) را در رسوبات پیرامون استوک نفلین سینیتی رزگاه (واقع در شمال روستای رزگاه در ۲۱ کیلومتری شمال باختر شهرستان سراب در استان آذربایجان شرقی) و برخی از سنگ‌های دگرسان آن ثبت کرد که با آثار ضعیفی از کانی‌سازی مس ثانویه (کربنات‌های مس؛ تا حدود ۲ درصد وزنی از مس) به صورت رگه- رگچه‌ای در بخش‌های باختری استوک و دایک‌های مرتبط با آن همراه بوده است (شکل ۱). منشأ احتمالی بی‌هنجاری ثبت شده یادشده آذرین و مرتبط با کانی‌سازی در استوک رزگاه فرض شده است (Stipanovic, 1978). در سال ۱۳۶۱ خورشیدی، امور اکتشاف سازمان انرژی اتمی کشور برای شناسایی مناطق امیدبخش توده که ممکن است حامل کانی‌زایی اورانیم باشد اقدام به اندازه‌گیری مقدار عناصر اورانیم، توریم، مس، سرب، وانادیم، آرسنیک، استرانسیم، زیرکونیم، تیتانیم، تنگستن، مولیبدنیم و سرب در رسوبات آبراهه‌ای و کانی‌های سنگین توده و اطراف آن کرد که غلظت‌های غیرعادی از اورانیم (تا ۵۰ ppm) و توریم (تا ۳۵۰ ppm) در برخی رسوبات آبراهه‌ای ثبت شد. در فاصله سال‌های ۱۳۸۱ و ۱۳۸۲ سازمان انرژی اتمی کشور بر پایه روش پرتوسنجی به اندازه‌گیری پرتوزایی تعدادی مغزه اکتشافی و

همچنین برخی از بخش‌های سطحی توده رزگاه پرداخت که پرتوزایی شدیدی در برخی از آنها ثبت شد (از حدود ۱۵۰ تا ۳۰۰۰ CPS) اندازه‌گیری شده با دستگاه سنتیلومتر) که در نتیجه این توده را به عنوان یک هدف اکتشافی برای ارزیابی دقیق‌تر احتمال وجود اورانیم در اولویت قرار داد (حیدریان، ۱۳۸۰ و ۱۳۸۱). به این منظور مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی در این توده مورد نظر سازمان انرژی اتمی کشور بوده است. هرچند که در طی چند سال اخیر توده یادشده از دید کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌زایی مورد مطالعات متعددی قرار گرفته است (مانند اسماعیلی، ۱۳۷۶؛ اشرفی، ۱۳۸۳؛ عامری، ۱۳۸۶؛ اشرفی، ۱۳۸۸) ولی هیچگاه این داده‌ها برای شناخت توان کانه‌زایی این توده از اورانیم و دیگر عناصر کمیاب استفاده نشده است. پژوهش حاضر که در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی و با نظارت سازمان انرژی اتمی کشور انجام پذیرفته است توانسته است بر پایه داده‌های جدید کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی و تلفیق آنها با داده‌های موجود و همچنین با بهره‌گیری از مستندات مربوط به رفتار اورانیم و عناصر همراه در طی تحولات ماگمایی، توان کانه‌زایی استوک رزگاه از اورانیم و دیگر عناصر کمیاب را مورد بحث قرار دهد تا از این طریق هدف سازمان انرژی اتمی کشور محقق شود.

۲- روش پژوهش

برای انجام پژوهش حاضر افزون بر داده‌های جدید از اطلاعات پیشین موجود (اسماعیلی، ۱۳۷۶؛ اشرفی، ۱۳۸۳؛ عامری، ۱۳۸۶؛ اشرفی، ۱۳۸۸) که شامل داده‌های تجزیه شیمیایی و نتایج مطالعات کانی‌شناسی بوده استفاده شده است. همچنین در پژوهش حاضر ۱۲ نمونه نادگرسان و دگرسان از سنگ‌های توده و دایک‌ها در آزمایشگاه سازمان انرژی اتمی به روش XRF برای اکسیدهای عناصر اصلی و تعدادی از عناصر کمیاب و همچنین ۵ نمونه دگرسان و ۵ نمونه نادگرسان که تعدادی از آنها پیش از این در آزمایشگاه انرژی اتمی به روش XRF تجزیه شده بود برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب دیگر به روش ICP-MS در آزمایشگاه کانادا تجزیه شیمیایی شده است. برای انجام مطالعات میکروسکوپی، ۲۳ مقطع نازک و ۱۶ مقطع نازک-صیقلی و ۵ مقطع صیقلی تهیه شد. گفتنی است که پردازش داده‌های زمین‌شیمیایی در پژوهش حاضر شامل تمام داده‌های اکسیدهای عناصر اصلی (شامل داده‌های اسماعیلی (۱۳۷۶) ۱۰ عدد، داده‌های عامری (۱۳۸۶) ۱۳ عدد و داده‌های مطالعه حاضر ۱۲ عدد) و داده‌های عناصر کمیاب (عناصر لیتوفیل بزرگ یون یا LILE، عناصر با میدان پایداری زیاد یا HFSE و عناصر کمیاب خاکی (شامل عناصر La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y و Z عامری (۱۳۸۶) ۱۳ عدد و مطالعه حاضر (۱۰ عدد)) است. داده‌های زمین‌شیمیایی مورد استفاده در پژوهش حاضر در جدول ۱ ارائه شده‌اند.

۳- زمین‌شناسی عمومی منطقه رزگه

توده رزگه در حاشیه جنوبی پهنه آتشفشانی اهر-ارسباران قرار دارد که بخشی از پهنه البرز باختری است (Jamali et al., 2009). در این پهنه سنگ‌های آتشفشانی انوسن روی رسوبات فلیش ژوراسیک-کرتاسه واقع شده‌اند و این مجموعه مورد نفوذ سنگ‌های درونی الیگو-میوسن قرار گرفته است. سن نسبی توده رزگه الیگوسن تعیین شده است و روی آن را رسوبات میوسن پوشانده است (نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر؛ علوی‌تهرانی و همکاران، ۱۳۶۷) (شکل ۱). افزون بر توده اصلی (استوک) تعدادی دایک هم در توده وجود دارد که تمرکز آنها به‌ویژه در بخش باختری و شمال باختری توده است (شکل ۱). ستبرای دایک‌ها متغیر و از حدود چند سانتی‌متر تا چند متر و طول آنها از چند متر تا ده‌ها متر است. افزون بر دایک‌ها می‌توان تعداد زیادی رگه سیلیکایی را در بخش‌های مختلف توده به‌ویژه همراه با دایک‌ها و به موازات و در بلافاصل آنها مشاهده کرد که تمرکز آنها در بخش باختری توده بیشتر است (شکل ۱). ستبرای رگه‌ها در برخی مکان‌ها حداکثر به چند سانتی‌متر می‌رسد و سنگ‌های اطراف رگه‌ها غالباً به شدت دگرسان (سفیدرنگ) شده است. در باختر و شمال باختر توده افزون بر رگه‌های سیلیکایی، رگه-رگچه‌های واجد کانی‌سازی مس به صورت مالاکیت و گاهی آزوریت نیز به همراه رگه‌ها دیده می‌شود و آثار این نوع کانی‌سازی مس در امتداد و به موازات برخی از دایک‌ها همراه با رگه‌های سیلیکایی به روشنی قابل مشاهده است (شکل ۱).

۴- نتایج

۴-۱. کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی

سنگ‌های غیردگرسان استوک رزگه: بر پایه مشاهدات کانی‌شناسی سنگ‌های نادگرسان در مطالعه حاضر و همچنین داده‌های موجود (اشرفی، ۱۳۸۳؛ اسماعیلی، ۱۳۷۶؛ اشرفی، ۱۳۸۸؛ عامری، ۱۳۸۶)، ترکیب سنگ‌شناسی استوک و دایک‌های رزگه متنوع است و ترکیب آنها از پسدولوسیت سینیت، پسدولوسیت مونوزوسینیت، نفلین سینیت، مونزودوپریت دارای نفلین، مونزوسینیت دارای نفلین، آلکالی‌فلدسپار سینیت دارای نفلین و تا سینیت دارای نفلین متغیر است. افزون بر سنگ‌های یادشده، فنولیت تفریتی، تفریت فنولیتی (اشرفی، ۱۳۸۳) و همچنین فنولیت، سینیت دارای

یادآوری این نکته ضروری است که بین ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگ‌های بخش شمال باختری و دیگر بخش‌های توده تفاوت‌هایی دیده می‌شود. در بخش اصلی توده ترکیب سنگ‌شناسی چیره بدون در نظر گرفتن دایک‌ها،

درصد وزنی است. مقدار آهن کل به صورت FeO از ۱/۳ الی ۴/۵ درصد وزنی متغیر است. مقدار TiO₂ از ۰/۲ تا ۱/۶ درصد وزنی است ولی در غالب سنگ‌ها مقدار آن از ۱/۳ بیشتر نیست.

از دید ترکیب شیمیایی، بر پایه نمودار SiO₂ - Na₂O+K₂O (Cox et al., 1979)، سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های نفلین‌سینیت، سینیت، سینودیوریت و گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). از دید شاخص‌های اشباع از آلومینیم بر پایه تقسیم‌بندی Clarke (1992) با استفاده از شاخص A/CNK و A/NK سنگ‌ها غالباً در محدوده سنگ‌های متآلومینوس و برخی از آنها جزو پراآلکالین‌ها قرار می‌گیرند و سنگ‌های به شدت پراآلومینوس (نمونه گابرو؛ اسماعیلی، ۱۳۷۶) هم در آنها دیده می‌شود (شکل ۵-ب). نفلین‌سینیت‌هایی که به صورت دایک یا آپوفیز رخمون دارند و برخی از آنها هم دارای زیرکن بیشتری هستند در محدوده سنگ‌های پراآلکالین (A/NK < 1) تا نزدیک به پراآلکالین قرار دارند (شکل ۵-ب). به منظور شناخت ماهیت و سری ماگمایی این سنگ‌ها، استفاده از نمودار Na₂O + K₂O - CaO برابر SiO₂ نشان داد که این سنگ‌ها در زمره سنگ‌های قلیایی هستند (شکل ۵-پ). همچنین در تقسیم‌بندی انواع سنگ‌های قلیایی از Shand (1923) بر پایه نسبت مولار Si/(Na+K) و A/NK، سنگ‌ها عمدتاً محدوده سنگ‌های پلومازیتی و میاسکیتی و کمتر آگپائیتی را دربرمی‌گیرند (شکل ۵-ت). سنگ‌هایی که در محدوده سنگ‌های آگپائیتی قرار دارند دارای فلدسپاتوئید و پیروکسن‌های قلیایی هستند و سنگ‌های میاسکیتی دارای فلدسپاتوئید هستند و سنگ‌های پلومازیتی واجد کوارتز هستند. بررسی روابط بین عناصر نشان می‌دهد که مقدار MgO سنگ‌ها با افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد و کاهش CaO همراه با کاهش MgO صورت می‌گیرد و مقدار مجموع Na₂O و K₂O با کاهش MgO و CaO افزایش می‌یابد (شکل ۶-الف، ب، پ) ولی روند افزایش Na₂O یا K₂O با کاهش MgO یکنواختی کمتری دارد و مقدار K₂O در ابتدا افزایش و بعد کاهش می‌یابد (شکل ۵-ت). در نمودار CaO-Na₂O-K₂O سنگ‌ها در ابتدا یک روند افزایش K₂O و کاهش CaO را نشان می‌دهند که این روند با روند افزایش Na₂O و کاهش K₂O ادامه می‌یابد. سنگ‌های توده اصلی رزگاه که دارای پسودولوسیت هستند (پسودولوسیت‌مونوزوسینیت‌ها و پسودولوسیت‌سینیت‌ها) نسبت به غالب سنگ‌های دیگر دارای مقدار بالاتری از K₂O هستند (شکل ۶-ت). نمونه‌های نفلین‌سینیت که به صورت دایک و آپوفیز تزریق شده‌اند و همچنین نمونه‌های کوارتزار (سینیت‌های دارای کوارتز؛ اسماعیلی، ۱۳۷۶) نسبت سدییم به K₂O بیشتری دارند. نمونه G14 دارای بیشترین مقدار K₂O در بین تمام نمونه‌ها است و در نمودار CaO-Na₂O-K₂O نزدیک به رأس پتاسیم قرار می‌گیرد. مقدار P₂O₅ در سنگ‌ها با کاهش مقدار CaO و MgO و همچنین افزایش مقدار SiO₂ کاهش می‌یابد (شکل ۶-ت) که این با روند تبلور آپاتیت در سنگ‌ها و همراهی آن با تجمعات کانی‌های فرو-منیزین و پلاژیوکلاز و کاهش آن در سنگ‌های نفلین‌سینیتی فاقد پلاژیوکلاز که در مطالعات میکروسکوپی دیده شده است سازگار است (شکل ۴-الف). FeO و TiO₂ همبستگی مثبت نشان می‌دهند (شکل ۶-ث) که بر طبق شواهد کانی‌شناسی می‌توان آن را به وجود مگنتیت و ایلمنیت همراه هم نسبت داد. رابطه مشخصی بین مقدار FeO و TiO₂ با MgO دیده نمی‌شود. عدد منیزیم همراه با افزایش شاخص تفریق Nockolds & Allen (1953) که معیاری برای اندازه‌گیری تفریق است کاهش می‌یابد (شکل ۶-ج). همچنین شاخص A/NK سنگ‌ها با کاهش CaO و MgO کاهش می‌یابد (شکل ۷-الف) ولی A/CNK رابطه مشخصی نشان نمی‌دهد و تقریباً ثابت می‌ماند که کاهش در A/NK را می‌توان به تبلور پلاژیوکلاز در طی تفریق نسبت داد (Clarke, 1992) که با فراوانی پلاژیوکلازها در نمونه‌های تفریق نیافته‌تر و فقدان آن در برخی نفلین‌سینیت‌ها متناسب است.

مقدار Zr در سنگ‌های نادگرسان حداکثر تا ۲۶۲۴ ppm می‌رسد ولی بیشتر نمونه‌ها مقدار Zr کمتر از ۵۰۰ ppm دارند و تعداد سنگ‌های دارای Zr بیش از

پسودولوسیت‌سینیت و پسودولوسیت‌مونوزوسینیت است در حالی که در بخش شمال باختری توده ترکیب سنگ‌شناسی خیلی متغیر است و سنگ‌هایی مانند نفلین‌سینیت، آلکالی‌فلدسپار سینیت دارای نفلین و سینیت دارای نفلین (اشرفی، ۱۳۸۳ و اسماعیلی، ۱۳۷۶) فراوان است. در مجموع می‌توان عنوان کرد که به لحاظ حجمی ترکیب سنگ‌شناسی چیره در استوک و دایک‌های رزگاه پسودولوسیت‌سینیت، پسودولوسیت‌مونوزوسینیت و نفلین‌سینیت است.

سنگ‌های دگرسان و رگه‌ها: افزون بر سنگ‌های نادگرسان توده و دایک‌های آن، رگه‌ها و رگچه‌هایی از کوارتز، سرسیت و مالاکیت نیز در توده دیده می‌شود که موجب دگرسانی سنگ‌ها شده‌اند (شکل‌های ۳-ج و شکل ۴). رخداد این رگه‌ها و دگرسانی همراه آنها غالباً از روندهای خطی روی زمین پیروی می‌کند (شکل ۱) و گاهی همراه با دایک‌هایی دیده می‌شوند که به شدت دگرسان شده‌اند و رنگ آنها سفیدتر شده است و تخلخل سنگ‌ها هم افزایش یافته است. روند رگه‌ها مانند رگه‌های واجد مالاکیت غالباً موازی با دایک‌ها است. نفلین در سنگ‌های دیواره رگه‌ها به شدت دگرسان شده است و جای آنها را کانی‌های رسی و سرسیت پر کرده است ولی فلدسپارهای پتاسیم سنگ در بیشتر موارد دچار دگرسانی نشده و به صورت شفاف در سنگ باقی مانده‌اند. کوارتز در تمامی انواع رگه‌ها وجود دارد و همراه با آن سرسیت و آدولاریا قابل مشاهده است (شکل ۳-ج). آدولاریا در رگه‌ها به صورت بلورهای نیمه خودشکل و دارای گوشه‌های تیز قابل مشاهده است و غالباً دارای منطقه‌بندی شیمیایی است و تمام بلور آن به یکباره خاموش نمی‌شود. به همراه کوارتز، کلسیت نیز دیده می‌شود و کوارتز و کلسیت گاهی دارای بافت کلو فورم هستند. در برخی از رگه‌ها افزون بر کانی‌های یادشده مقدار زیادی مالاکیت و گاهی آزوریت دیده می‌شود که دارای بافت کلو فورم هستند و فضاهای خالی سنگ را پر کرده‌اند. مطالعه پراش پرتو ایکس نشان داد که در رگه‌ها افزون بر کانی‌های یادشده سولفات کلسیم آبدار، ایلیت و کلریت نیز وجود دارد. با اینکه بسیاری از رگه‌ها فقط از کوارتز و سرسیت تشکیل شده‌اند ولی در برخی رگه‌ها مقدار مالاکیت گاه به چند درصد می‌رسد. در این رگه‌های واجد مالاکیت کانی کولیت دیده شده است که به کانی ثانویه و مالاکیت تبدیل شده است (شکل ۴-الف). همچنین دگرسانی سبب شده است تا کانی‌های فرو-منیزین به کانی‌های اکسید آهن تجزیه شوند و ایلمنیت و مگنتیت سنگ‌ها نیز به کانی‌های اکسید تیتانیم و اکسید آهن از جمله هماتیت تبدیل شوند (شکل ۴-ب). همچنین در سنگ دیواره سرسیتی نیز مقدار بسیار کمی پیریت دیده شده است (شکل ۴-الف). که در حال تبدیل به گوتیت است (شکل ۴-پ).

۴-۲. زمین‌شیمی

سنگ‌های غیر دگرسان استوک رزگاه

سنگ‌های نادگرسان توده رزگاه دارای SiO₂ بین ۵۰ تا ۶۲ درصد وزنی هستند و از نظر مقدار سیلیکا جزو سنگ‌های بازیک-حدواسط قرار دارند و مقدار SiO₂ در آنها با مقدار SiO₂ در نفلین‌سینیت‌ها (حداقل ۴۶/۸، میانگین ۵۳/۵، حداکثر ۶۳/۴ درصد وزنی؛ Hyndman, 1985) قابل مقایسه است. مقدار Al₂O₃ در سنگ‌ها از ۱۴ الی ۲۱ درصد وزنی متغیر است که از این دید نزدیک به مقدار متوسط سنگ‌های نفلین‌سینیتی و فنولیتی در جهان (حداقل ۱۵/۱، میانگین ۲۰/۲، و حداکثر ۲۳/۷ درصد وزنی؛ Hyndman, 1985) است. به‌جز نمونه گابرو (اسماعیلی، ۱۳۷۶) که مقدار MgO آن حدود ۹ درصد وزنی است بقیه سنگ‌ها دارای حدود ۰/۱ تا ۲/۶ درصد وزنی MgO هستند. عدد منیزیم [Mg/Mg+Fet] آنها از ۰/۵ تا نزدیک به ۰/۱ تغییر می‌کند. مقدار Na₂O سنگ‌ها از ۱۲ تا ۱۲ درصد وزنی متغیر است ولی در بیشتر نمونه‌ها بیش از ۲/۵ است. مقدار K₂O در سنگ‌ها از ۰/۴ الی ۱۲/۵ درصد وزنی است. مقدار K₂O/Na₂O از ۳/۴ تا ۰/۶ متغیر است و تعداد نمونه‌های با نسبت بیش از ۱/۲ خیلی بیشتر است. مقدار CaO ۰/۷ الی ۷/۳ درصد وزنی است. مقدار P₂O₅ حداکثر ۱/۲ و حداقل ۰/۲ درصد وزنی بوده است ولی در بیشتر نمونه‌ها مقدار آن کمتر از ۰/۵

(شکل ۱۰-ب). مقدار Th، Nb و Hf با Zr همبستگی مثبت نشان می‌دهد (شکل ۹-الف، ب) و به‌جز یک نمونه مقدار U نیز با Zr همبستگی مثبت دارد (شکل ۹-پ). U با Th نیز همبستگی مثبت نشان می‌دهد ولی در یک مورد مقدار U نسبت به روند دیگر سنگ‌ها کاهش نشان می‌دهد (شکل ۹-پ). U نیز (به‌جز در یک نمونه که مقدار Th/U بالا دارد) با Zr، Th و عناصر HFS همبستگی قوی دارد. بررسی ارتباط U با عناصر کمیاب خاکی نشان داد که مقدار U و Th سنگ‌ها با افزایش مقدار عناصر کمیاب خاکی و به‌ویژه عناصر کمیاب خاکی سنگین (Lu) افزایش می‌یابد. در نمونه‌های نفلین‌سینییتی که U و Th بیشتری داشتند افزایش در مقدار Lu نسبت به دیگر عناصر کمیاب خاکی آشکارتر است به‌گونه‌ای که افزایش مقدار U با افزایش مقدار La/Lu، Eu/Lu، Y/La و کاهش مقدار Sm/Lu، Y/Gd، Y/Lu و Tb/Yb همراه شده است (شکل ۱۱-پ). مقدار Eu/Eu^* به عنوان شاخص بی‌هنجاری برای بیشتر سنگ‌ها کمی کمتر از ۱ است که نشان می‌دهد بیشتر نمونه‌ها بی‌هنجاری ضعیف منفی از Eu دارند. همچنین نمونه‌های نفلین‌سینییتی که فاقد پلاژیو کلاز هستند دارای بی‌هنجاری منفی شدید Eu ($Eu/Eu^* < 1$) هستند و مقدار U آنها از سنگ‌های دیگر بیشتر است (شکل ۱۱-ب). در نمودار $La/Nb - Nd/Sr$ و نمودار $Nb - Ba/Nb$ (Bourdon et al., 2002) این نمونه‌ها به ترتیب در راستای روند تفریق پلاژیو کلاز و تبلور تفریقی قرار دارند (شکل ۸-الف) و الگوی عناصر کمیاب خاکی به‌نچار شده نسبت به کندریت CI نیز غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌هایی را نشان می‌دهد که بی‌هنجاری منفی شدید Eu دارند (شکل ۱۱-الف).

تغییرات مقدار نسبت عناصر کمیاب خاکی با P_2O_5 و Zr در سنگ‌های نادگرسان روابط معنی‌داری نشان می‌دهد (شکل ۱۲). مقدار Sm/Lu ، Sm/La و La/Lu با کاهش مقدار P_2O_5 در سنگ‌ها کاهش می‌یابد لیکن شیب روند کاهش آنها با هم متفاوت است. همچنین مقدار عناصر کمیاب خاکی با کاهش مقدار P_2O_5 کاهش می‌یابد و در سنگ‌هایی که مقدار P_2O_5 آنها خیلی کم است دوباره یک افزایش جزئی در مقدار برخی از عناصر کمیاب خاکی دیده می‌شود. عناصر Sm و Gd بیشترین همبستگی را با مقدار P_2O_5 دارند و کاهش آنها با کاهش مقدار P_2O_5 خیلی محسوس است (شکل ۱۳-الف). عنصر Lu کمترین همبستگی را با مقدار P_2O_5 نسبت به دیگر عناصر کمیاب خاکی داشته و مقدار آن با کاهش P_2O_5 تقریباً تغییری نمی‌کند و ثابت باقی می‌ماند و وقتی مقدار P_2O_5 کم (و مقدار Zr زیاد) شد افزایش می‌یابد. با اینکه مقدار عناصر کمیاب خاکی به شدت به مقدار P_2O_5 وابسته است ولی با شاخص تفریق (Nockolds & Allen (1953) همبستگی نشان نمی‌دهد. Sm تقریباً هیچ رابطه‌ای با تفریق نشان نمی‌دهد (شکل ۱۳-ب) ولی مقدار Lu در سنگ‌های تفریق یافته‌تر (نفلین‌سینییتی‌ها) تا حدی بیشتر از سنگ‌های دیگر است (شکل ۱۳-پ) و عناصر دیگر کمیاب خاکی رفتاری حدواسط Sm و Lu نشان می‌دهند. نسبت عناصر کمیاب خاکی همچنین با مقدار Zr نیز تغییرات معنی‌داری نشان می‌دهد. در ابتدا وقتی که مقدار Zr کم (P_2O_5 زیاد) است نسبت عناصر خاکی سبک و متوسط به عناصر کمیاب خاکی سنگین مثل La/Yb و Sm/Lu با شیب تند کاهش می‌یابد اما زمانی که مقدار Zr افزایش (و P_2O_5 کاهش) می‌یابد سرعت کاهش نسبت آنها بسیار کند می‌شود.

سنگ‌های دگرسان و رگه‌ها: در رگه‌های حاوی مالاکیت و همچنین سنگ‌های نادگرسان دیواره رگه‌ها مقدار پتاسیم معمولاً نسبت به سنگ‌های نادگرسان افزایش یافته است. همچنین مقدار K_2O و Al_2O_3 تاحدی با هم همبستگی مثبت نشان می‌دهد که رابطه آنها نتیجه دگرسانی سریسیتی و پتاسیک و تشکیل شدن آدولاریا، سریسیت، و ایلیت در آنها است (شکل ۱۵-الف). مقدار Al_2O_3 و TiO_2 در سنگ‌های دگرسان نسبت به سنگ‌های نادگرسان تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد ولی در رگه‌ها مقدار کمی P_2O_5 و TiO_2 وجود دارد و بین P_2O_5 و TiO_2 همبستگی دیده می‌شود (شکل ۱۵-ب).

۹۰۰ ppm خیلی کم است. نفلین‌سینییتی‌های رخنمون یافته به صورت دایک و آپوفیز جزو این دسته هستند ولی مقدار Zr آنها تقریباً در حد متوسط نفلین‌سینییتی‌ها (Hyndman, 1985; ۱۹۷۱ ppm) است. مقدار Nb حداکثر به ۱۹۱ ppm می‌رسد ولی در بیشتر سنگ‌ها کمتر از ۴۰ ppm است. به‌طور کلی سنگ‌های توده رزگه در مقایسه با نفلین‌سینییتی‌های جهان (Hyndman, 1985) از مقادیر کمتری عناصر با میدان پایداری بالا (عناصر HFS: Zr، Hf، Ta) برخوردار هستند. مقدار Zr، Nb، Ta و Hf (عناصر HFS) همبستگی مثبت قوی نشان می‌دهد. مقدار Zr و عناصر HFS در سنگ‌هایی که شاخص Nockolds & Allen (1953) پایین و مقدار P_2O_5 زیاد دارند کم است اما در نمونه‌های با شاخص تفریق بزرگ‌تر بیشتر است. عناصر لیتوفیل بزرگ یون (عناصر LIL: U، Th، Sr، Ba) در مقایسه با نفلین‌سینییتی‌های جهان فقیرشدگی نشان می‌دهند ولی مقدار Rb سنگ‌ها با مقدار متوسط جهانی (Hyndman, 1985) تقریباً برابر است. میزان Sr در سنگ‌ها از ۱۲۱۰ ppm تا ۷۰ ppm متغیر است که تقریباً در محدوده میانگین (۱۸۱۳ ppm) تا حداقل (۴۷ ppm) نفلین‌سینییتی‌ها در جهان قرار دارد. مقدار Sr با کاهش مقدار CaO در سنگ‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۷-پ) و مقدار Rb به مقدار K_2O وابسته است. با افزایش شاخص تفریق (Nockolds & Allen (1953) مقدار Rb/Sr سنگ‌ها از مونزودیوریت دارای نفلین به طرف مونزونیت دارای نفلین و نهایتاً نفلین‌سینییتی و همچنین نمونه‌های دارای کوارتز (اسماعیلی، ۱۳۷۶) افزایش می‌یابد. نفلین‌سینییتی‌هایی که دارای Rb/Sr بالایی هستند دارای Sr بسیار کمی هستند و پلاژیو کلاز ندارند ولی به دلیل اینکه مقدار K_2O آنها خیلی زیاد نیست مقدار Rb آنها نیز خیلی زیاد نیست. سنگ‌های توده اصلی رزگه که دارای پسودولوسیت هستند دارای Rb/Sr حدود ۰/۸ هستند ولی در نفلین‌سینییتی‌ها این نسبت به ۱/۴ و حتی ۲/۱ می‌رسد (شکل ۷-ب). افزایش Rb/Sr همراه با کاهش P_2O_5 صورت می‌گیرد (شکل ۸-ب). مقدار Cu در سنگ‌ها تا ۱۲ برابر متوسط نفلین‌سینییتی‌ها (Hyndman, 1985) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. با کاهش مقدار MgO و همچنین افزایش Rb/Sr و کاهش مقدار Sr و افزایش شاخص تفریق (Nockolds & Allen (1953) و کاهش MgO مقدار Cu سنگ‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۸-پ). در نتیجه، Cu بیشتر در سنگ‌هایی که مقدار بالاتری MgO و کانی‌های فرو-منیزین و همچنین پلاژیو کلاز دارند تمرکز یافته است.

تغییرات مقدار U در سنگ‌های نادگرسان از حدود ۲ ppm تا حدود ۲۱ ppm است و مقدار آن در نفلین‌سینییتی‌هایی که در بخش شمال باختر توده به صورت دایک و آپوفیز رخنمون دارند بیشتر بوده است لیکن مقدار U در سنگ‌ها کمتر از متوسط جهانی نفلین‌سینییتی‌ها (Hyndman, 1985; ۲۷ ppm) و در محدوده پایین تغییرات U در نفلین‌سینییتی‌های معمولی (۳ ppm الی ۶۰ ppm) (Dahlkamp, 1993) قرار دارد. مقدار Th از ۵ ppm تا ۶۰ ppm متغیر است و نمونه‌های نفلین‌سینییتی یادشده دارای بیشترین مقدار Th هستند به‌طوری که مقدار Th در آنها از متوسط جهانی نفلین‌سینییتی‌ها (۲۱ ppm) بیشتر است (Hyndman, 1985). مقدار عناصر کمیاب خاکی (La، Ce، Pr، Nd، Sm، Eu، Gd، Tb، Dy، Ho، Er، Tm، Yb و Lu) و Y نسبت به متوسط نفلین‌سینییتی‌ها (Hyndman, 1985) فقیرشدگی نشان می‌دهد. حداکثر مقدار مجموع عناصر کمیاب خاکی سبک (La، Ce، Nd، Sm، Eu و Gd) به ۳۴۰ ppm می‌رسد ولی در بیشتر نمونه‌ها مقدار آن کمتر از ۲۵۰ ppm است. بیشترین مقدار مجموع عناصر کمیاب خاکی سنگین (Tb، Dy، Ho، Er، Tm، Yb و Lu) ۲۵ ppm است ولی در بیشتر نمونه‌ها مقدار آن از ۲۰ ppm تجاوز نمی‌کند. مقدار کل مجموع عناصر کمیاب خاکی کمتر از ۴۰۰ ppm است که در محدوده پایین طیف نفلین‌سینییتی‌ها (از ۲۴۰ ppm تا ۳۸۶۰ ppm) (Hyndman, 1985) قرار می‌گیرد.

بررسی ارتباط U و Th با عناصر اصلی و فرعی نشان داد که با افزایش شاخص تفریق (Nockolds & Allen (1953) مقدار U و Th افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-الف) و مقدار U در سنگ‌هایی بیشتر است که شاخص A/NK آنها کمتر است

ثابت باقی می‌ماند. این تغییرات با نسبت سازگاری و ناسازگاری عناصر یادشده در آپاتیت بر پایه Fujimaki (1989) و Prowatke & Klemme (2006) مطابقت کامل دارد. نسبت عناصر کمیابی که شاخص تفکیک آپاتیت/مذاب آنها با هم اختلاف چشمگیری دارد تغییرات شدیدتری نشان می‌دهد و تغییر در نسبت عناصری که ضریب تفکیک آپاتیت/مذاب آنها به هم نزدیک‌تر است تغییرات کمتری نشان می‌دهد. مقدار بسیاری از عناصر کمیاب خاکی (به جز Lu) با کاهش مقدار P_2O_5 در سنگ‌ها کاهش می‌یابد که البته نمونه‌های نفلین‌سینیتی که مقدار P_2O_5 آنها خیلی کم است از این روند استثناء هستند و مقدار بعضی عناصر کمیاب خاکی در آنها تا حدی افزایش بسیار جزئی می‌یابد. با اینکه مقدار عناصر کمیاب خاکی با کاهش مقدار P_2O_5 کاهش می‌یابد ولی مقدار آنها با افزایش تفریق همبستگی ندارد. با توجه به اینکه ضریب تفکیک جامد/مذاب عناصر یادشده تحت تأثیر مقدار آپاتیت متبلور شده در فاز جامد قرار دارد (McCarthy & Hasty, 1976; Best, 2003) چون آپاتیت تنها جزئی از فازهای جامد را تشکیل می‌دهد ضریب تفکیک جامد/مذاب عناصر یادشده کمتر از ضریب تفکیک آپاتیت/مذاب آنها است. در نتیجه مقدار این عناصر در مذاب باقیمانده پس از تبلور فازهای جامد فقیرشدگی چندانی نشان نمی‌دهد و در واقع ضریب تفکیک جامد/مذاب عناصر با ۱ تفاوت چندانی نداشته است که باعث شده است مقدار عناصر کمیاب خاکی در طی تفریق فقیرشدگی یا غنی‌شدگی چندانی نیابد.

در برخی از سنگ‌های توده رزگاه افزون بر آپاتیت مقداری زیرکن هم وجود دارد که مقدار زیرکن به‌ویژه در سنگ‌های نفلین‌سینیتی که مقدار P_2O_5 و آپاتیت آنها کم است افزایش نشان داده است. در نتیجه با کاهش مقدار آپاتیت در سنگ‌ها و افزایش مقدار زیرکن در آنها می‌توان این احتمال را داد که زیرکن نیز افزون بر آپاتیت در تنظیم غلظت برخی از عناصر کمیاب خاکی به‌ویژه عناصر کمیاب خاکی سنگین نقش داشته باشد (Fujimaki, 1989) برخلاف آپاتیت، سازگاری عناصر کمیاب خاکی در زیرکن به ترتیب $La \geq Gd > Dy >> Yb >> Lu >> Hf$ افزایش می‌یابد به‌طوری که ضریب تفکیک زیرکن/مذاب عناصر کمیاب خاکی سنگین نسبت به دیگر عناصر کمیاب خاکی افزایش شدید می‌یابد. بین غلظت زیرکونیم و عناصر با میدان پایداری بالا (Ta, Nb, Hf, Th, U) همبستگی مثبت دیده می‌شود که بنابر سازگاری این عناصر در زیرکن (Breiter et al., 2006) می‌تواند نتیجه ورود آنها به ساختار زیرکن باشد. در ضمن در نفلین‌سینیت‌هایی که مقدار P_2O_5 کم و Zr (و زیرکن) آنها زیاد است غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین نسبت به عناصر کمیاب خاکی دیگر دیده می‌شود. با توجه به سازگاری شدید عناصر کمیاب خاکی سنگین در زیرکن (Fujimaki, 1989) و همچنین حضور آپاتیت کمتر در این سنگ‌های نفلین‌سینیتی، این غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین را می‌توان نتیجه تمرکز این عناصر در ساختار زیرکن دانست.

نسبت U و Th به عناصر دیگر در برابر مقدار P_2O_5 و Zr سنگ‌ها و شاخص تفریق نیز به صورت منظم تغییر می‌کند که نشان می‌دهد آپاتیت و زیرکن موجود در تنظیم غلظت U و Th نیز نقش داشته است، ولی نسبت U و Th به عناصر کمیاب خاکی با افزایش تفریق، کاهش P_2O_5 و افزایش Zr افزایش می‌یابد. U و Th هر دو عنصری ناسازگارتر نسبت به عناصر کمیاب خاکی مانند La در آپاتیت هستند (ضریب تفکیک بین ۱ تا ۰/۱) (Prowatke & Klemme, 2006) و افزایش نسبت U و Th به عناصر کمیاب خاکی مربوط به ماهیت ناسازگارتر U و Th در آپاتیت است. به دلیل همین ماهیت ناسازگارتر U و Th است که در طی تفریق ماگمایی مقدار آنها افزایش می‌یابد.

طبق رفتار مشابه U^{+4} و Th در طی تبلور (Boyle, 1982) اگر برخی از فرایندهای خاص مثل فرایندهای اکسیداسیون-احیای ماگما اثر نمی‌گذاشت مقدار Th/U در همه ماگماها در طی تبلور تفریقی ثابت باقی‌ماند (Sayala, 1983; Cuney, 2010).

در رگه‌های واجد مالاکیت مقدار U نسبت به سنگ‌های نادگرسان افزایش شدید نشان می‌دهد و گاهی به بیش از ۱۰۰۰ ppm می‌رسد. الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی در نمونه‌های دگرسان شده با الگوی سنگ‌های نادگرسان کاملاً فرق می‌کند. در رگه دارای مالاکیت که سنگ دیواره آن سرسیتی شده است یک الگوی تحذب به سمت بالا و غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی متوسط دیده می‌شود (شکل ۱۱-الف) و عناصری مانند Y و Ho نیز در رگه‌ها نسبت به سنگ‌های نادگرسان افزایش نشان می‌دهد. رگه مالاکیت با سنگ دیواره موزودپوریتی که سرسیتی نشده است دارای الگوی متفاوتی از عناصر کمیاب خاکی است. در سنگ دیواره دگرسان شده که بدون مالاکیت است و به شدت سرسیتی شده است مقدار عناصر کمیاب خاکی نسبت به نمونه‌های نادگرسان کاهش نشان می‌دهد که البته این کاهش در اثر رقیق‌تر شدن نمونه‌ها در اثر ورود یا افزایش عناصری مانند Al_2O_3 و SiO_2 نیست. در رگه‌ها و سنگ‌های دگرسان دیواره آنها بین عناصر Ta, Nb, Th, Zr و Hf رابطه همبستگی برقرار است که روند آنها از روند تغییرات این عناصر در سنگ‌های نادگرسان پیروی می‌کند (شکل ۱۵-پ و ت). برخلاف Th و عناصر HFS، مقدار U در رگه‌ها و سنگ‌های دگرسان دیواره آنها تغییرات زیادی نشان می‌دهد و بین U و عناصر HFS و Th رابطه همبستگی دیده نمی‌شود. در سنگ دیواره سرسیتی شده مقدار Th/U افزایش یافته است و مقدار U آن کاهش یافته است. با افزایش مقدار U، مقدار Th/U در سنگ‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۱۵-ث). مقدار Pb نیز در در سنگ‌های دگرسان واجد مالاکیت همراه با U افزایش نشان می‌دهد (شکل ۱۵-پ و ت).

۵- بحث

۵-۱- رفتار ماگمایی عناصر

تفریق ماگمایی یکی از مهم‌ترین فرایندهای کنترل‌کننده غلظت عناصر کمیاب در سنگ‌های تبلور یافته از ماگما است (McCarthy & Hasty, 1976). در این میان، نقش کانی‌های کمیاب به‌ویژه آپاتیت، زیرکن، اسفن، روتیل و غیره در تمرکز عناصر یادشده و تغییر غلظت آنها بسیار مهم دانسته شده است (Fujimaki, 1989; Wilson, 2007; Prowatke & Klemme, 2006). مقدار زیاد P_2O_5 در سنگ‌های تفریق نیافته‌تر توده رزگاه (تا بیش از ۰/۶ درصد وزنی و گاهی تا ۱/۱ درصد وزنی) که با حضور چشمگیر آپاتیت در این سنگ‌ها و همچنین با روند کاهش مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 ، افزایش شاخص تفریق و افزایش مقدار Rb/Sr در سنگ‌های توده رزگاه مطابقت دارد می‌تواند نشان‌دهنده نقش مهم آپاتیت در کنترل رفتار U، Th و عناصر کمیاب خاکی (گروه لانتانیدها) در ماگمای والد سنگ‌های استوک رزگاه باشد. (Prowatke & Klemme, 2006) و Fujimaki (1989) نشان داده‌اند که سازگاری عناصر کمیاب در آپاتیت به ترتیب $Hf \geq Zr > U \geq Th > Lu > Y > Yb = La > Ce >> Pr = Nd = Dy > Gd \geq Sm$ افزایش می‌یابد. بنابراین در طی تبلور آپاتیت انتظار می‌رود که نسبت‌های این عناصر در مذاب و فاز جامد تغییراتی داشته باشد که این تغییرات متناسب با سازگاری و ناسازگاری عناصر یادشده در آپاتیت و مقدار آپاتیت متبلور شده است. صرف نظر از اینکه طبق McCarthy & Hasty (1976) نوع تبلور تفریقی تأثیر بسزایی در غنی‌شدگی یا فقیرشدگی عناصر دارد، می‌توان انتظار داشت که سنگ‌هایی که دارای آپاتیت بیشتری هستند دارای نسبت بالاتری از عناصر نسبتاً سازگار در آپاتیت نسبت به عناصر ناسازگار باشند. بر این اساس می‌توان پیش‌بینی کرد که مقدار Sm/Lu، Sm/La، Nd/La و Sm/Lu در ماگمای تفریق نیافته‌تر که آپاتیت بیشتری دارد باید بیشتر باشد و بالعکس. همانطور که داده‌ها نشان داد مقدار Sm/Lu، Sm/La، Nd/La، Y/Lu، Ce/Lu، La/Lu، Gd/Lu، Gd/Y و Gd/Dy با کاهش مقدار P_2O_5 سنگ‌ها کاهش می‌یابد ولی مقدار Th/La، U/La، Nb/Lu، Zr/Lu و افزایش می‌یابد. همچنین مقدار Sm/Gd نیز تقریباً مستقل از مقدار P_2O_5 و شاخص تفریق

ولی U^{+6} دارای شعاع یونی متفاوتی نسبت به Th است و عامل تغییر گریزندگی اکسیژن در طی تبلور تفریقی به ویژه در مراحل آخر تفریق ماگمایی می تواند منجر به تغییر نسبت Th به U در ماگما شود (Sayala, 1983). در منطقه رزگه مقدار Th/U در طی تفریق بین ۲ تا ۴ تقریباً ثابت مانده و به ندرت نمونه های با Th/U بالاتر از ۴ دیده می شود و نسبت بالای ۵ فقط در یک مورد دیده شده است که نشان دهنده رفتار مشابه U و Th در ماگمای توده است. برخی شواهد کانی شناسی و زمین شیمیایی نشان می دهد که شرایط توده بیشتر احیایی بوده است. فراوانی ایلمنیت و مگنتیت نسبت به هماتیت در سنگ های توده و دایک های رزگه، وجود الیون در برخی از سنگ ها، همبستگی Eu (و Eu/Eu^*) با Sr و همچنین کاهش Cu با افزایش تفریق از علائم احیایی بودن ماگمای والد سنگ های توده رزگه است.

در بین ماگماهایی که پس از تفریق سبب غنی شدگی از U در سنگ های آذرین و یا محلول های گرمایی شده اند انواع ماگماهای پر آلکالین، متآلومینوس و پرآلومینوس دیده می شود (Castor & Henry, 2000; Dahlkamp, 1993). اما استعداد ماگماهای پرآلکالین برای تمرکز عناصر U و Th در سنگ های ماگمایی تفریق یافته بیشتر است (Peiffert et al., 1994 & 1996). در ماگماهای پرآلکالین، U به همراه عناصر Ta, Nb, Zr, Th, عناصر لیتوفیل بزرگ یون و عناصر کمیاب خاکی فراوان است (Castor & Henry, 2000; Černý et al., 2005). همچنین ماگماهای آلکالین نیز نسبت به ماگماهای کالک-آلکالین دارای مقدار بسیار بیشتری از این عناصر هستند (Gabelman, 1988a; Al-Shaieb, 1988). در مطالعه حاضر، نمونه هایی که بیشترین مقدار از U, Th, Zr و کمترین مقدار P_2O_5 را داشته اند نمونه های نفلین سینییتی بوده اند که ترکیب آنها پرآلکالین بوده و یا در مرز بین سنگ های پرآلکالین و متآلومینوس قرار دارد و بیشتر آنها نیز در بخش شمال باختر و شمال توده قرار گرفته اند. طبق Ellison & Hess (1986) و Watson (1979) وجود مقدار عناصر قلیایی بیشتر از مقدار لازم برای به تعادل رسیدن بار الکتریکی Al_2O_3 ساختار شبکه آلومینوسیلیکاتی مذاب را تغییر می دهد و موجب تولید اکسیژن های غیریوندی و افزایش گریزندگی اکسیژن در مذاب های نهایی تفریق می شود. به همین دلیل است که افزایش گریزندگی اکسیژن و قلیائیت سبب افزایش رفتار ناسازگاری U طی فرایند تبلور تفریقی و نتیجتاً افزایش حلالیت U (افزایش نسبت U^{6+} به U^{4+}) در مذاب های تفریق یافته تر می شود (Peiffert et al., 1994). در توده رزگه مقدار U, Zr و Th در سنگ هایی که شاخص اشباع از آلومینیم پایین تری دارند (پرآلکالین تر هستند) بیشتر است. بنابراین به نظر می رسد که پرآلکالین تر بودن ترکیب ماگما در مراحل آخر تفریق ماگمای توده نقش مهمی در افزایش غلظت عناصر U, Th, Zr و عناصر با میدان پایداری بالا (Ta, Zr, Hf, Nb) داشته است. با همه این تفسیرها، تفریق ماگمایی در توده رزگه فقط سبب غنی شدگی ضعیف از U در ماگماهای نفلین سینییتی مرحله آخر در حد ۲۱ ppm شده است.

۵-۲. رفتار گرمایی عناصر

همبستگی بین Th, Zr و عناصر با میدان پایداری بالا در سنگ های نادرگرسان و پیروی روند آن از سنگ های نادرگرسان نشان دهنده این است که این عناصر در سنگ های دگرسان شده به حالت متحرک درنیا آمده اند و تغییری در نسبت آنها ایجاد نشده است. کاهش شدید در مقدار Th/U در رگه های دارای مالاکیت و افزایش غلظت U در آنها و همچنین افزایش مقدار Th/U در سنگ دیواره سرسیتی شده نشان دهنده تحرک U در محلول های گرمایی بوده است. افزایش مقدار Th/U در سنگ دگرسان شده (سرسیتی شده) دیواره رگه مالاکیت احتمالاً نتیجه کاهش مقدار اورانیم و شستشوی آن از سنگ دیواره بوده است. عدم افزایش اورانیم در بخش های دگرسان بدون مالاکیت هم نشان می دهد که مقدار اورانیم شدیداً به مقدار مالاکیت در رگه ها وابسته است. مالاکیت موجود در فضای خالی رگه ها با بافت کلوform یکی از علائم فرایندهای دگرسانی برون زاد (supergene) در رگه ها است (Sillitoe, 2005).

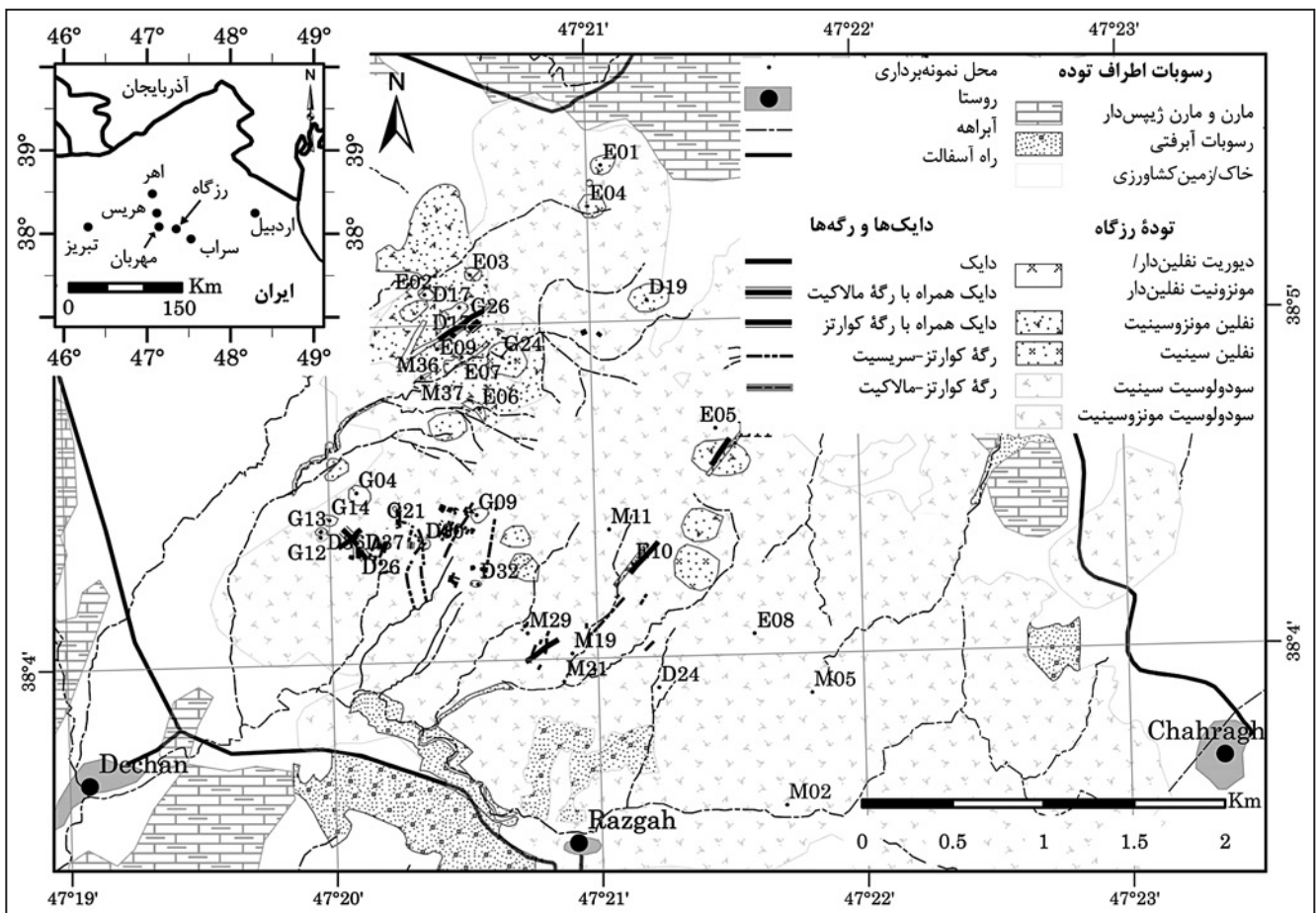
آنچنان که ویژگی های زمین شیمیایی نشان داد محلول گرمایی اولیه که سبب ایجاد دگرسانی پتاسیک و سرسیتی در سنگ ها شده است دارای توانایی شستشوی U را داشته است ولی نمی توانسته Th را حمل کند. آزاد شدن این نوع سیالات از ماگما باعث می شود تا مقدار Th/U در ماگمای باقیمانده منشأ سیال افزایش یابد. در سنگ های نادرگرسان توده رزگه مقدار Th/U بین ۲ و ۴ تقریباً ثابت است و نسبت بالاتر از ۴ به ندرت دیده می شود و نسبت بالای ۵ فقط در یک مورد قابل مشاهده است. به دلیل ثابت بودن مقدار Th/U سنگ های مورد بررسی، ماگمای والد این سنگ ها نمی توانسته منشأ سیالات حاوی اورانیم باشد. در نمونه ای هم که افزایش در مقدار Th/U دیده می شود افزون بر آزاد شدن سیال اورانیم دار عوامل دیگری مثل هوازگی نیز می توانسته سبب افزایش مقدار Th/U در اثر تحرک بیشتر U در محیط برون زاد باشد (Sayala, 1983; Rogers & Ragland, 1961). مقدار بسیار کم Th و U

کنترل غلظت عناصر کمیاب خاکی سنگین، U، Th و عناصر با میدان پایداری بالا ایفا کرده است. برای الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های نادگرسان توده رزگاه را می‌توان با تبلور آپاتیت و زیرکن تبیین کرد. نتیجه شباهت‌ها در رفتار ماگمایی Th و Th سبب شده است که مقدار این عناصر تنها در واحدهای سنگی تفریق یافته نفلین سینیتی پرآلکالین افزایش یابد که در حد بی‌هنجاری‌های غیراستخراجی هستند. بر پایه ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده رزگاه که نشان‌دهنده احیایی بودن و کم بودن مواد فرار در ماگمای والد توده است ماگمای والد توده نقش چندانی در آزاد کردن محلول‌های گرمایی نداشته است و حجم محلول‌های گرمایی آزاد شده از توده و غلظت اورانیم آنها خیلی کم بوده است. با این همه محلول‌های گرمایی که ظاهراً همراه با نفوذ برخی از دایک‌ها و به مقدار محدود در شکستگی‌ها وارد شده‌اند سبب کانی‌زایی ضعیف اولیه از اورانیم به همراه کانی‌زایی سولفیدی مس شده‌اند. عملکرد فرایندهای دگرسانی برون‌زاد روی کانی‌زایی ضعیف اولیه در شرایط خنثی تا قلیایی ضعیف باعث متحرک شدن اورانیم احتمالاً توسط کمپلکس‌های کربناتی شده است و باعث شده تا اورانیم همراه با مس در رگه‌های محدود حاوی مالاکیت به صورت ثانویه غنی شود که فاقد ارزش اقتصادی برای استخراج اورانیم هستند.

در سنگ‌های توده هم‌نشان می‌دهد که اگر توده در آزاد کردن محلول‌های گرمایی به صورت محدود نقش داشته باشد عیار کانی‌زایی درون‌زاد اولیه زیاد نبوده است.

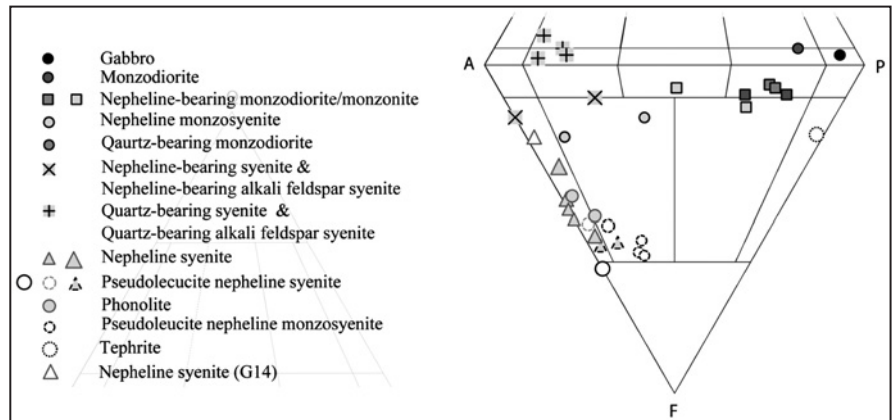
۶- نتیجه‌گیری

با توجه به ذات احیایی و غالباً متآلومینوس ماگمای مولد توده رزگاه که در فراوانی ایلمنیت و مگنتیت تجلی یافته است و کمبود مواد فرار که در نبود آمفیبول و فقر بیوتیت نمایان است و همچنین فراوانی آپاتیت در ماگمای توده، شرایط برای غنی‌شدگی قابل ملاحظه اورانیم در طی تفریق ماگمایی تا تولید محلول گرمایی مناسب نبوده است. تغییرات دیده شده در غلظت عناصر کمیاب در سنگ‌های تفریق نیافته‌تر و تفریق یافته توده رزگاه را می‌توان نتیجه تغییر نسبت آپاتیت و زیرکن متبلور شده در واحدهای سنگی مختلف دانست. در سنگ‌های تفریق نیافته‌تر این آپاتیت است که غلظت عناصر کمیاب خاکی را کنترل می‌کند اما در سنگ‌های تفریق یافته (مانند نفلین سینیت‌ها) زیرکن نقش مؤثرتری را در کنترل غلظت عناصر کمیاب خاکی داشته است. بر پایه روابط بین عناصر کمیاب خاکی و P_2O_5 ، آپاتیت نقش بنیادین را در کنترل غلظت عناصر کمیاب خاکی و تا حد کمتر U و Th داشته است. زیرکن هم در مراحل آخر تفریق با افزایش تبلور زیرکونیم ماگما نقش مهمی در

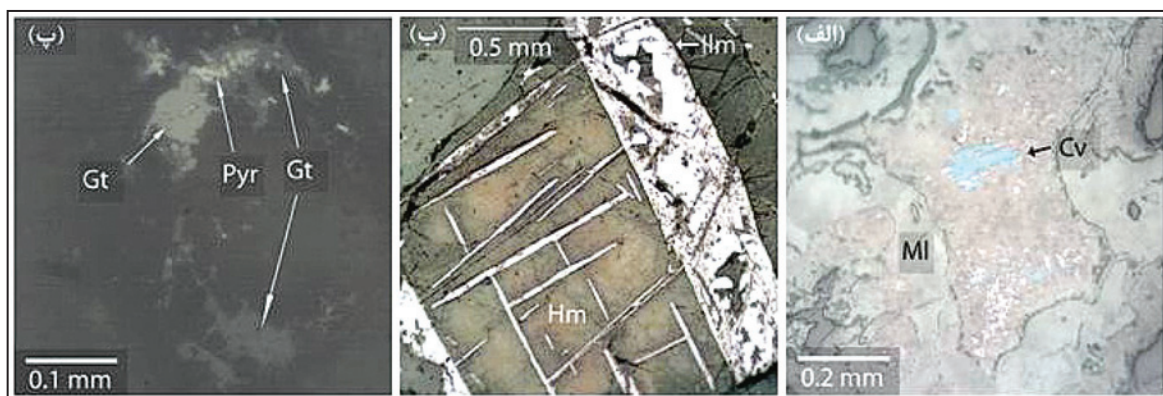
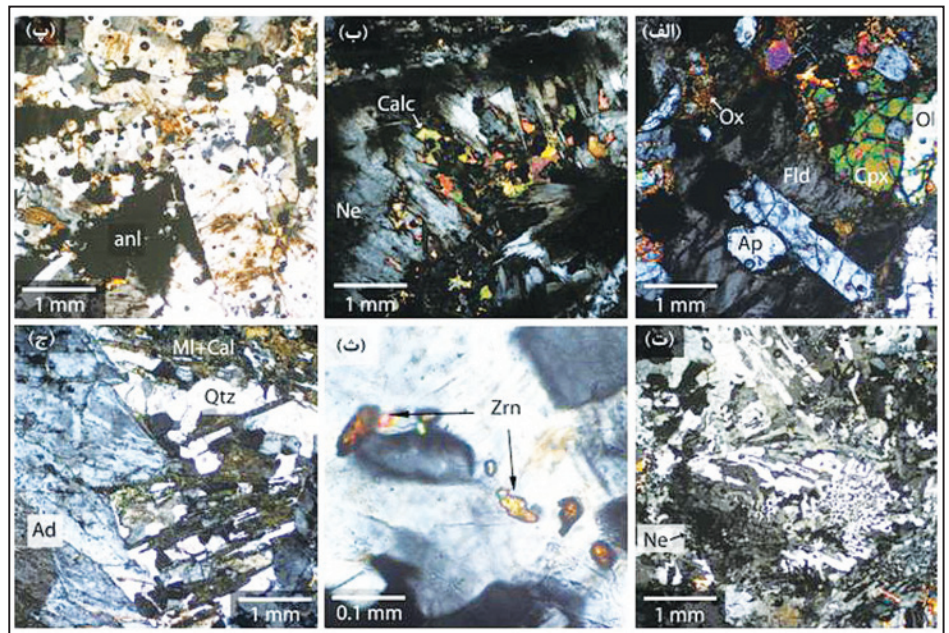


شکل ۱- نقشه موقعیت مکانی توده رزگاه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر در شمال باختر ایران و نقشه ترکیب سنگ‌شناسی توده که بر پایه پژوهش حاضر با اصلاح نقشه اسماعیلی (۱۳۷۶) تهیه شده است.

شکل ۲- ترکیب مودال سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار (1974) Streckeisen بر پایه داده‌های کانی‌شناسی از مطالعه حاضر و داده‌های مطالعات پیشین.

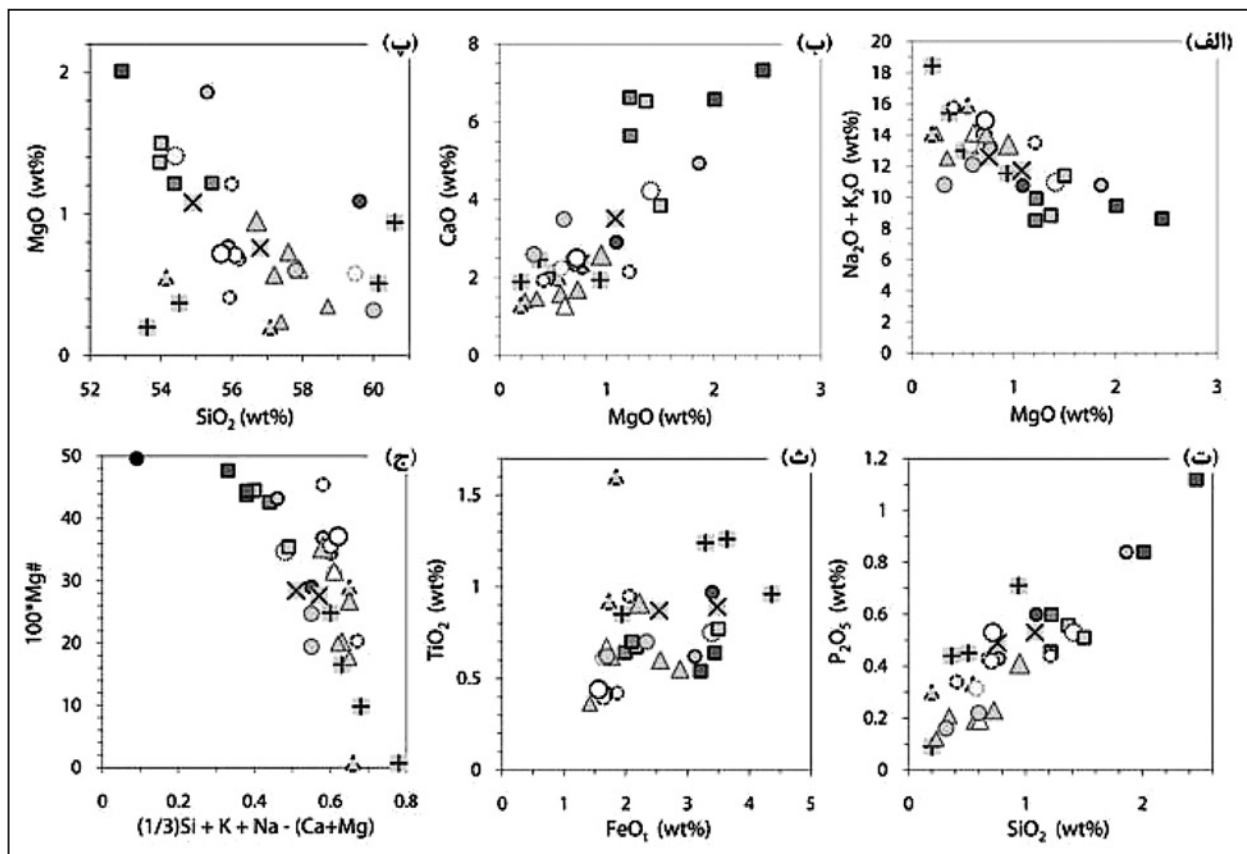
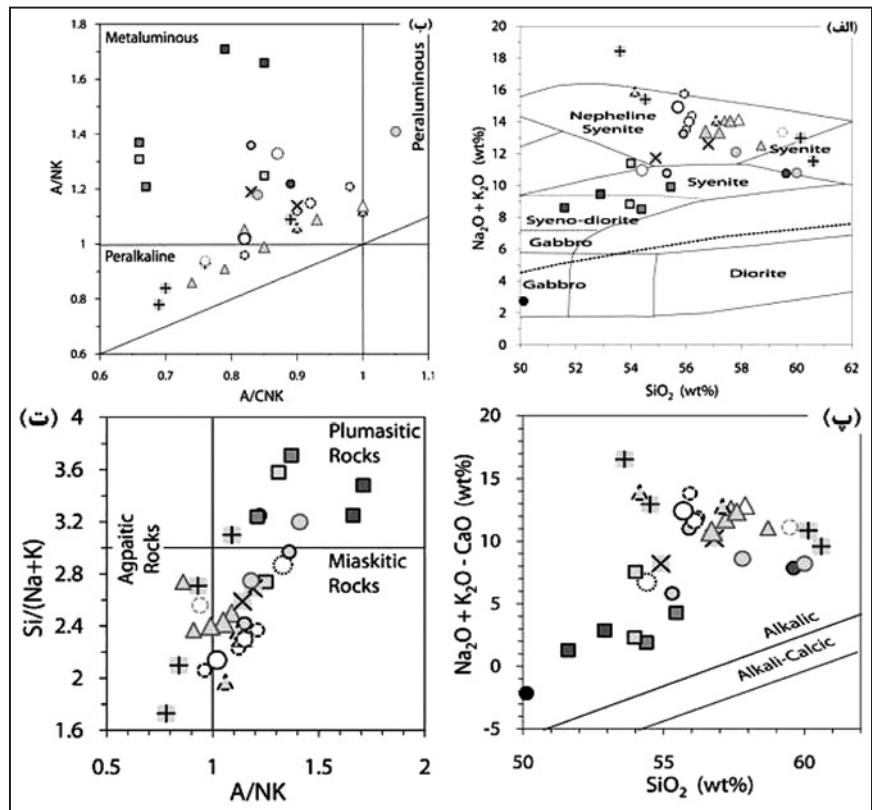


شکل ۳- الف) کلینوپیروکسن (Cpx)، اولوین (Ol) و آپاتیت (Ap) در یک سنگ مونزودیوریت نفلین‌دار که در این سنگ‌ها غالباً به دور هم تجمع یافته‌اند. آپاتیت‌ها به صورت خودشکل و منشوری هستند. زمینه از آلکلی فلدسپار (Fld) تشکیل یافته است (نور XPL)؛ ب) در برخی از سنگ‌ها کانی‌های کربناتی وجود دارد. در اینجا کلسیت (Calc) به همراه نفلین (Ne) در یک بخش جداگانه در یک مونزودیوریت نفلین‌دار دیده می‌شود. زمینه از مجموعه‌ای از فلدسپار و نفلین (Ne+Fld) تشکیل شده است (نور XPL)؛ پ) آنالسیم (anl) در یک نفلین‌سینیت به صورت بین دانه‌ای در زمینه دارای نفلین و فلدسپار آلکالی دیده می‌شود (نور XPL)؛ ت) هم‌رشدی بین فلدسپار و نفلین (Ne) در یک نفلین‌سینیت که به صورت دایک رخمنون یافته است. (نور XPL)؛ ث) کانی زیرکن (Zrn) در یک سنگ نفلین‌سینیتی که مقدار زیرکونیم آن زیاد بوده است. (نور XPL)؛ ج) بلورهای نیمه‌خودشکل آدولاریا (Ad) در یک زمینه متشکل از کوارتز (Qtz)، ملاکیت افزون بر کلسیت (MI+Cal) در یک رگه حاوی ملاکیت (نور XPL).



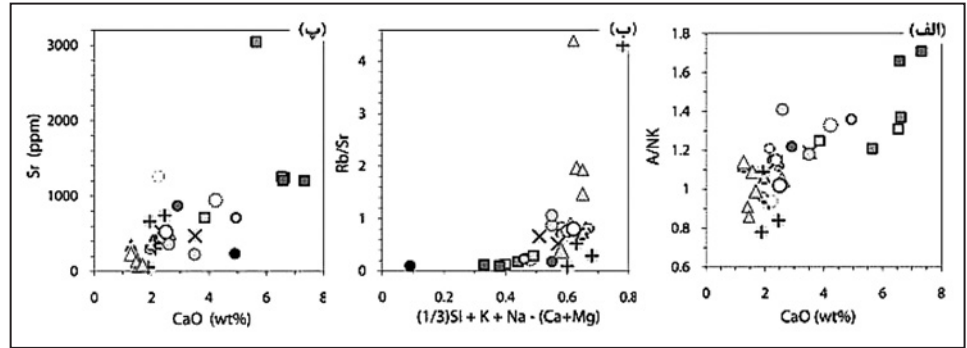
شکل ۴- الف) کانی کوولیت (Cv) در یک رگه واجد ملاکیت (MI) که از حاشیه به کانی‌های ثانویه و همچنین ملاکیت تبدیل شده است (نور انعکاسی)؛ ب) کانی ایلمنیت و مگنتیت اولیه موجود در سنگ دیواره رگه ملاکیت به کانی‌های هماتیت (Hm) و کانی‌های ثانویه اکسید آهن و تیتانیم تبدیل شده است. تیغه‌های ایلمنیت (Ilm) تا حدی شکل اولیه خود را حفظ کرده‌اند و هنوز اثر تیغه‌های ایلمنیت در مگنتیت قابل تشخیص است. (نور انعکاسی)؛ پ) اثرات پیریت اولیه که از اطراف به کانی گوتیت (Gt) تبدیل شده است (نور انعکاسی).

شکل ۵- الف) ترکیب سنگ شناسی سنگ‌های چیره استوک رزگه بر پایه نمودار (Cox et al. 1979)؛ ب) ماهیت پرآکالن تا متآلومینوس سنگ‌های چیره استوک رزگه بر پایه شاخص = (Shand 1923)؛ پ) ماهیت قلیایی سنگ‌های استوک رزگه بر پایه نمودار (Frost et al. 2001)؛ ت) جایگاه سنگ‌های استوک رزگه در بین انواع سنگ‌های قلیایی بر پایه نمودار (Shand 1923).

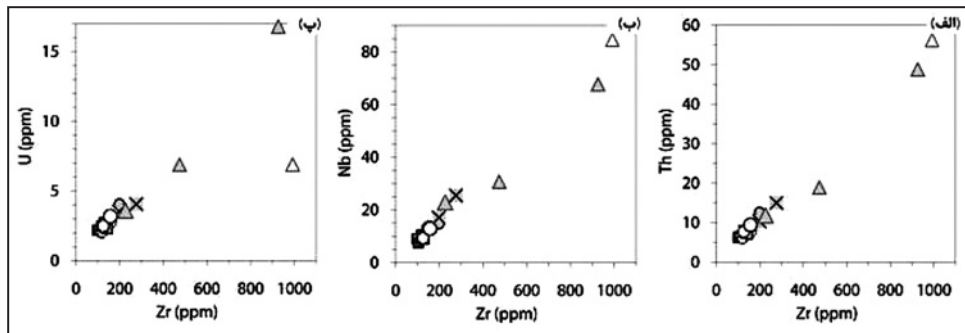
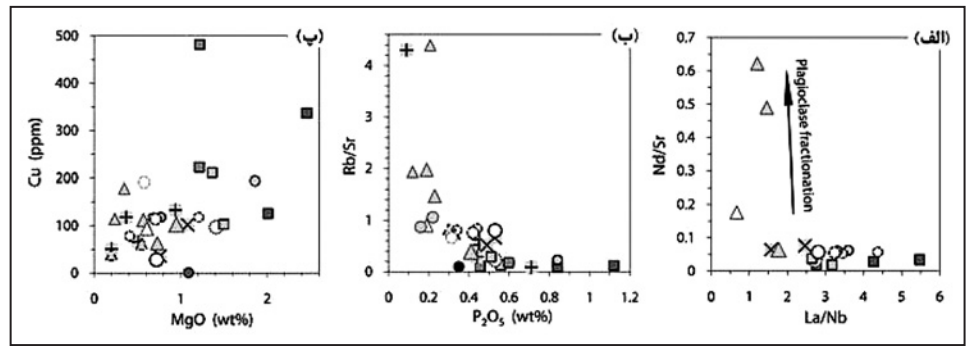


شکل ۶- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی در سنگ‌های توده رزگه: الف) مقدار مجموع پتاسیم و سدیم با کاهش منیزیم افزایش می‌یابد؛ ب) مقدار کلسیم با کاهش منیزیم کاهش می‌یابد؛ پ) مقدار منیزیم همراه با افزایش سیلیکیم کاهش می‌یابد؛ ت) مقدار فسفر سنگ‌ها با افزایش سیلیکیم کاهش می‌یابد؛ ث) مقدار تیتانیوم و آهن با هم همبستگی نشان می‌دهد؛ ج) شاخص تفریق (Nockolds & Allen 1953) و عدد منیزیم با هم همبستگی منفی نشان می‌دهند.

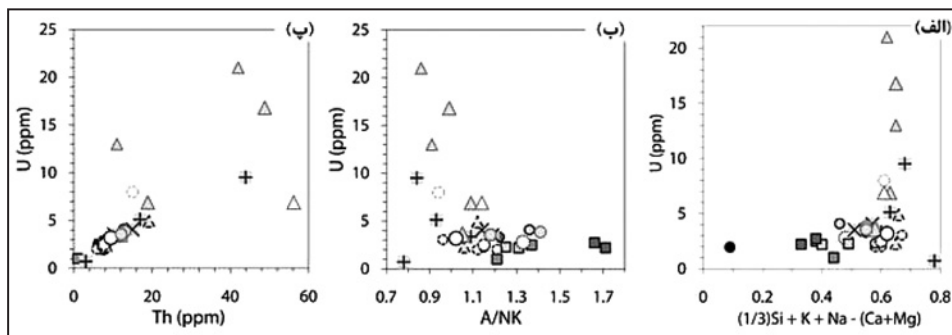
شکل ۷- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های توده زرگاه: الف) با کاهش مقدار کلسیم شاخص A/NK کاهش می‌یابد و در واقع ترکیب سنگ‌ها به محدوده سنگ‌های پرآلکالین نزدیک‌تر می‌شود؛ ب) مقدار Rb/Sr با افزایش شاخص تفریق افزایش می‌یابد؛ پ) مقدار استرانسیم با کاهش کلسیم کاهش می‌یابد.



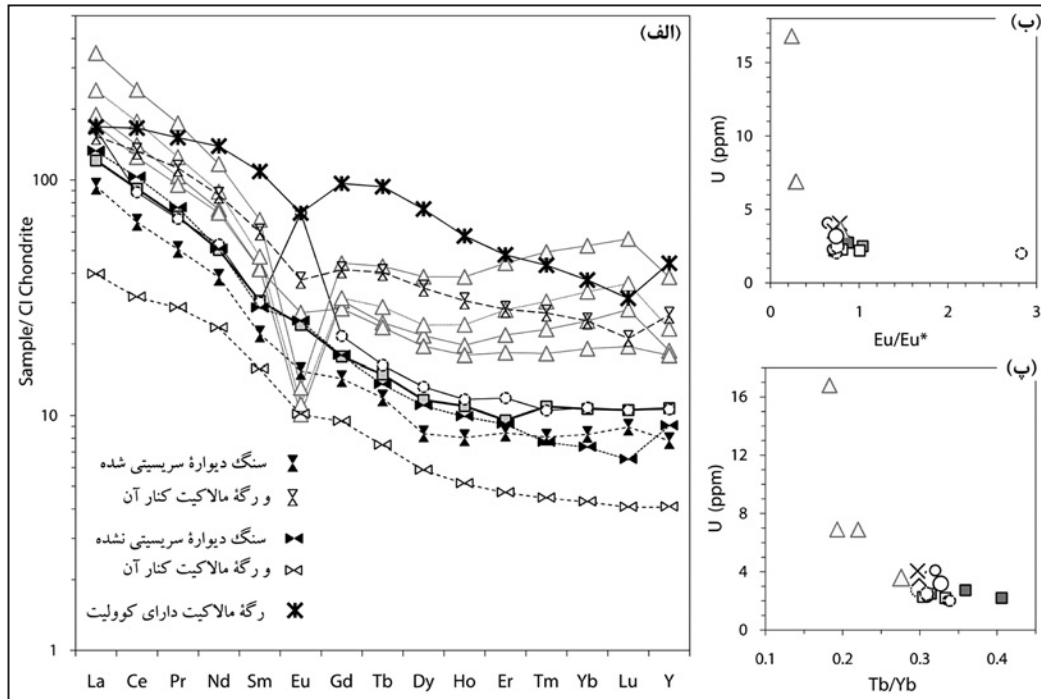
شکل ۸- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی و عناصر کمیاب در سنگ‌های توده زرگاه: الف) در نمودار (الف) در Bourdon et al. (2002) سنگ‌های نفلین‌سینیتی با مقدار بیشتر از اورانیم نشان‌دهنده روند تفریق پلاژیوکلاز هستند؛ ب) مقدار Rb/Sr با کاهش مقدار فسفر که مطابق با افزایش شاخص تفریق است افزایش می‌یابد. پ) مقدار مس با کاهش منیزیم سنگ‌ها کاهش می‌یابد.



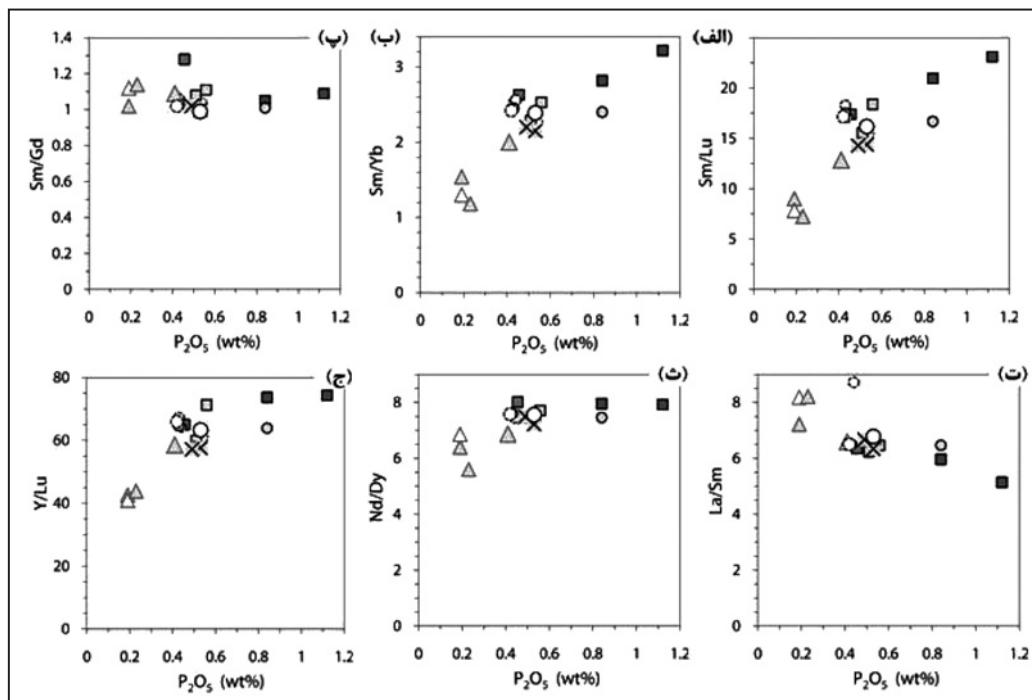
شکل ۹- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر کمیاب در سنگ‌های توده زرگاه: الف) و ب) مقدار توریم و نیوبیم با زیرکونیم همبستگی قوی دارد؛ پ) مقدار اورانیم با مقدار زیرکونیم همبستگی مثبت دارد ولی در یکی از نمونه‌ها (G14) مقدار اورانیم کمتر از حد معمول روند دیده شده برای سنگ‌های دیگر است. اورانیم این نمونه نسبت به توریم و نیوبیم نیز کاهش نشان می‌دهد.



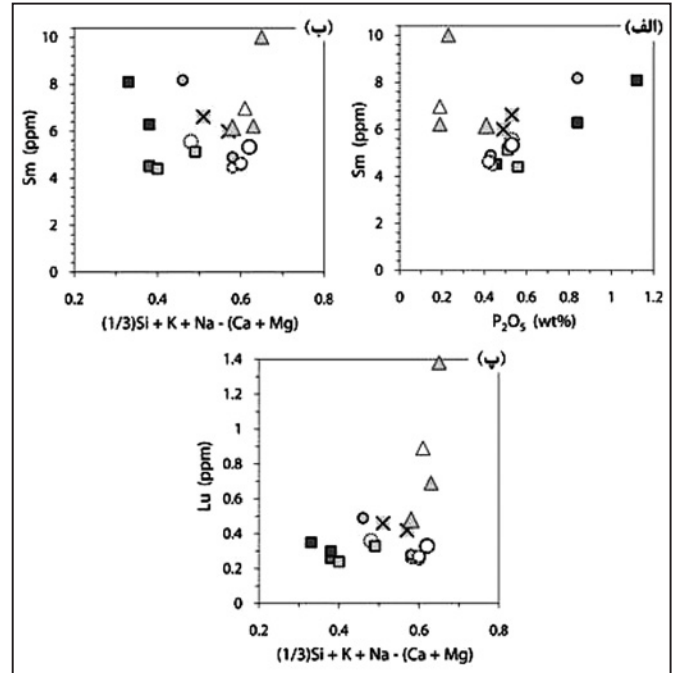
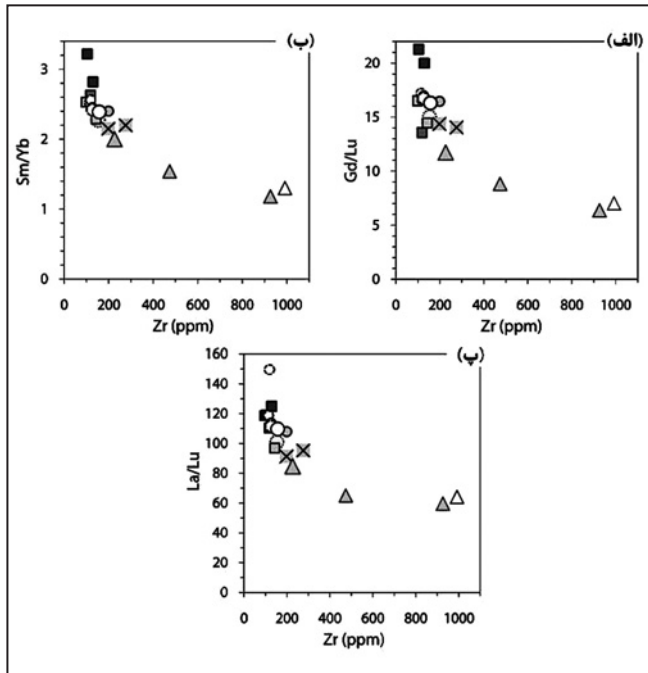
شکل ۱۰- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی با اورانیم و توریم در سنگ‌های توده زرگاه: الف) مقدار اورانیم در سنگ‌هایی که شاخص تفریق بالاتر دارند بیشتر است؛ ب) مقدار اورانیم در سنگ‌هایی بیشتر است که شاخص A/NK کمتری دارند و در واقع پرآلکالین‌تر هستند؛ پ) بین اورانیم و توریم در نمونه‌هایی که به روش ICP اندازه‌گیری شده‌اند همبستگی قوی دیده می‌شود و تنها نمونه G14 است که از روند دیگر نمونه‌ها پیروی نمی‌کند و مقدار اورانیم کمتری دارد. نمونه‌هایی که نشان‌دهنده مقدار بیشتری اورانیم نسبت به روند همبستگی مثبت اورانیم و توریم هستند نمونه‌هایی هستند که توسط روش فلورسانس اشعه ایکس اندازه‌گیری شده است و پراکندگی داده‌ها را می‌توان به عدم صحت اندازه‌گیری دستگاه نسبت داد.



شکل ۱۱- الف) الگوی توزیع عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های نادرگرسان استوک و دایک‌های رزگاه و همچنین نمونه‌های دگرسان سنگ دیواره و رگه‌های واجد مالاکیت؛ نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر کمیاب خاکی و اورانیم در سنگ‌های توده رزگاه؛ ب) غالب نمونه‌های نادرگرسان دارای بی‌هنجاری منفی یوروپیم هستند و برخی از آنها بی‌هنجاری شدید منفی یوروپیم دارند. نمونه‌هایی که مقدار اورانیم آنها زیاده‌تر است بدون پلاژیوکلاز هستند و بی‌هنجاری شدید منفی یوروپیم دارند؛ پ) افزایش در مقدار اورانیم در نمونه‌های نادرگرسان همراه با غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین نسبت به عناصر کمیاب خاکی متوسط صورت می‌گیرد. داده‌های عناصر کمیاب خاکی کندریت CI از Sun & McDonough (1989) است.



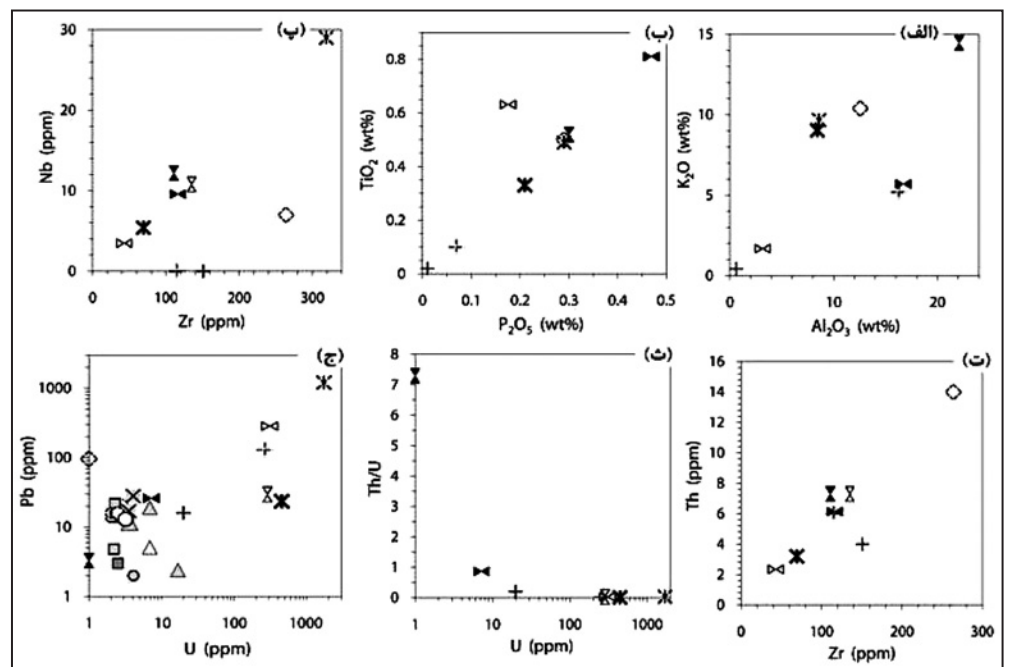
شکل ۱۲- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی و عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های توده رزگاه؛ تغییرات نسبت عناصر کمیاب خاکی به شدت وابسته به مقدار فسفر سنگ‌ها است. الف و ب) مقدار Sm/Yb و Sm/Lu با یک روند ثابت با کاهش مقدار فسفر کاهش می‌یابد؛ پ) مقدار Sm/Gd تقریباً ثابت باقی می‌ماند؛ ت) مقدار La/Sm با یک روند تقریباً ثابت با کاهش فسفر افزایش می‌یابد؛ ث) مقدار Nd/Dy در ابتدا با کاهش فسفر تقریباً ثابت باقی می‌ماند اما در نمونه‌هایی که مقدار فسفر کم و زیرکونیم زیاد دارند کاهش نشان می‌دهد؛ ج) مقدار Y/Lu با یک روند کم شیب با کاهش فسفر کاهش می‌یابد ولی در انتها شیب روند کاهش آن تندتر می‌شود.



شکل ۱۴- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر با میدان پایداری زیاد و عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های توده رزگه: وقتی که نسبت عناصر کمیاب خاکی سبک و متوسط نسبت به مقدار عناصر سنگین رسم شود در مقادیر زیر کونیم زیاد روند تغییرات دچار تغییر می‌شود. مقادیر Gd/Lu ، La/Lu و Sm/Yb در ابتدا با شیب تند کاهش می‌یابد ولی پس از آن سرعت کاهش آنها کمتر می‌شود.

شکل ۱۳- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی و عناصر کمیاب خاکی در سنگ‌های توده رزگه: (الف) مقدار Sm با کاهش P_2O_5 در سنگ‌ها کاهش می‌یابد ولی در سنگ‌هایی که مقدار فسفر کمی دارند دوباره یک افزایش جزئی نشان می‌دهد؛ (ب) مقدار Sm تقریباً مستقل از مقدار شاخص تفریق (Nockolds & Allen (1953) است و با تفریق همبستگی نشان نمی‌دهد؛ (پ) مقدار Lu در ابتدا با افزایش شاخص تفریق تقریباً ثابت باقی‌ماند ولی در نفلین‌سینیت‌هایی که شاخص تفریق آنها زیاد است افزایش چشمگیر نشان می‌دهد.

شکل ۱۵- نمودارها نشان‌دهنده چگونگی ارتباط بین عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در سنگ‌های دگرسان و رگه‌های کانی‌سازی شده توده رزگه: (الف) در نمونه‌های دگرسان رگه‌ها و سنگ دیواره آنها مقدار پتاسیم و آلومینیم همبستگی مثبت دارد؛ (ب) مقدار فسفر و تیتانیم در سنگ‌های دگرسان با هم وابسته است و در رگه‌های کوارتز-سریسیت هم تا حدی فسفر و تیتانیم وجود دارد؛ (پ) مقدار نیوبیم و زیر کونیم در نمونه‌های دگرسان با هم همبستگی دارد. برخی نمونه‌هایی که به روش فلورسانس اشعه ایکس اندازه‌گیری شده‌اند از روند دیگر نمونه‌ها پیروی نمی‌کنند که این پدیده به دلیل عدم صحت اندازه‌گیری است؛ (ت) مقدار توریم و زیر کونیم در نمونه‌های دگرسان با هم همبستگی مثبت دارد؛ (ث) نسبت توریم به اورانیم با افزایش مقدار اورانیم در نمونه‌های دگرسان کاهش می‌یابد که نتیجه اضافه شدن اورانیم به نمونه‌ها است. در سنگ دیواره سریسیتی شده مقدار Th/U افزایش یافته است که نتیجه کاهش اورانیم نمونه است؛ (ج) مقدار سرب در نمونه‌هایی که افزایش اورانیم دارند نسبت به سنگ‌های دگرسان افزایش یافته است. مقدار سرب و اورانیم در نمونه دگرسان سریسیتی شده رگه مالاکیت کاهش نشان می‌دهد.



جدول ۱- داده‌های مورد استفاده در مقاله حاضر؛ E در حرف سوم نمونه‌ها نشان‌دهنده داده‌های اسماعیلی (۱۳۷۶)؛ M داده‌های عامری (۱۳۸۶) و G و D داده‌های به‌دست آمده در مطالعه حاضر است. غلظت اکسیدهای عناصر اصلی بر پایه wt% و عناصر فرعی و جزئی بر اساس ppm است. RV نشان‌دهنده نمونه‌های دگرسان و رگه؛ RD دایک و RB سنگ‌های توده است؛ کد 4X نشان‌دهنده نمونه‌هایی است که به روش XRF تجزیه شده‌اند. نمونه‌های کد 4B به روش ICP-MS تجزیه شده‌اند.

روش آنالیز	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	MgO	CaO	FeO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	نام نمونه
۴X۴B۳B	۰/۴۶	۰/۰۸	۰/۶۴	۱/۲۲	۶/۶۲	۱/۹۹	-	۴/۴۳	۳/۶۷	۴/۸۶	۱۵/۵۰	۵۴/۳۸	RB_D16
۴X	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۲۴	۱/۴۱	۱/۴۲	-	۳/۱۶	۵/۶۹	۸/۳۹	۱۶/۶۹	۵۷/۳۹	RB_D19
۴X	۰/۴۵	۰/۱۱	۱/۲۴	۰/۵۱	۲/۱۳	۳/۲۹	۲/۰۰	۲/۸۶	۶/۲۴	۶/۷۴	۱۶/۳۰	۶۰/۱۴	RB_E01
۴X	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۸۵	۰/۲۰	۱/۸۹	۱/۹۴	۰/۸۵	۲/۴۲	۱۱/۵۳	۶/۹۰	۲۰/۷۴	۵۳/۶۱	RB_E02
۴X	۰/۴۴	۰/۲۴	۰/۹۶	۰/۳۷	۲/۴۶	۴/۳۶	۳/۱۹	۲/۶۱	۹/۴۰	۶/۰۱	۱۸/۵۴	۵۴/۵۲	RB_E03
۴X	۰/۷۱	۰/۱۱	۱/۲۶	۰/۹۴	۱/۹۴	۳/۶۴	۲/۳۴	۲/۹۰	۶/۱۲	۵/۴۱	۱۷/۲۸	۶۰/۶۰	RB_E04
۴X	۰/۳۴	۰/۰۸	۰/۹۵	۰/۴۱	۱/۹۳	۲/۰۶	۰/۹۳	۲/۵۲	۶/۱۷	۹/۵۹	۱۹/۷۳	۵۵/۹۳	RB_E05
۴X	۰/۳۰	۰/۰۴	۱/۶۰	۰/۲۰	۱/۲۹	۱/۸۵	۰/۴۴	۳/۱۴	۵/۸۳	۸/۲۴	۲۰/۷۷	۵۷/۰۹	RB_E06
۴X	۰/۶۰	۰/۱۰	۰/۹۷	۱/۰۹	۲/۹۱	۳/۴۰	۲/۲۳	۲/۶۰	۵/۳۷	۵/۳۹	۱۷/۸۵	۵۹/۶۱	RB_E07
۴X	۰/۳۳	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۵۵	۱/۹۸	۱/۷۳	۰/۶۲	۲/۶۷	۵/۵۴	۱۰/۳۵	۲۱/۵۲	۵۴/۱۵	RB_E08
۴X	۰/۳۵	۰/۱۴	۱/۰۹	۹/۳۷	۴/۹۰	۱۲/۱۴	۱۰/۸۷	۲/۸۲	۱/۰۹	۱/۶۶	۱۶/۵۴	۵۰/۱۲	RB_E09
۴X	۰/۶۰	۰/۰۹	۰/۷۰	۱/۲۲	۵/۶۵	۲/۱۰	-	۴/۶۶	۳/۹۱	۶/۰۲	۱۵/۶۵	۵۵/۴۴	RB_G04
۴X۴B	۰/۴۱	۰/۱۳	۰/۹۱	۰/۹۵	۲/۵۸	۲/۲۲	-	۴/۹۴	۴/۲۷	۹/۱۲	۱۷/۶۶	۵۶/۷۰	RB_G09
۴X	۰/۳۱	۰/۰۸	۰/۶۱	۰/۵۸	۲/۲۴	۱/۶۳	-	۳/۶۳	۴/۲۴	۹/۱۱	۱۵/۸۶	۵۹/۴۸	RB_G12
۴X۴B۳B	۰/۵۶	۰/۰۹	۰/۶۷	۱/۳۷	۶/۵۳	۲/۱۷	-	۴/۸۲	۴/۴۷	۴/۳۸	۱۵/۸۷	۵۳/۹۶	RB_G13
۴X۴B	۰/۱۹	۰/۰۵	۰/۶۷	۰/۶۱	۱/۲۸	۱/۶۹	-	۳/۷۵	۲/۰۰	۱۲/۱۴	۱۸/۷۵	۵۷/۹۰	RB_G14
۴X	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۶۱	۰/۳۵	۱/۴۷	۱/۷۹	-	۳/۹۸	۵/۶۹	۶/۸۴	۱۴/۴۵	۵۸/۷۱	RB_G24
۴X۴B	۰/۴۳	۰/۰۷	۰/۴۲	۰/۷۷	۲/۲۶	۱/۶۸	۰/۸۹	۱/۷۶	۴/۱۶	۹/۱۰	۱۹/۱۵	۵۵/۹۰	RB_M02
۴X۴B	۰/۴۲	۰/۰۷	۰/۴۰	۰/۷۱	۲/۳۸	۱/۶۴	۰/۸۴	۱/۷۸	۳/۹۵	۱۰/۰۵	۱۹/۹۰	۵۶/۱۰	RB_M05
۴X۴B	۰/۴۳	۰/۰۷	۰/۴۱	۰/۶۸	۲/۴۶	۱/۶۶	۰/۸۲	۱/۸۶	۳/۸۸	۱۰/۵۰	۱۹/۹۰	۵۶/۲۰	RB_M11
۴X۴B	۰/۴۴	۰/۰۷	۰/۴۲	۱/۲۱	۲/۱۵	۱/۸۶	۰/۹۷	۱/۹۷	۳/۴۲	۱۰/۱۰	۲۰/۱۰	۵۶/۱۰	RB_M17
۴X۴B	۱/۱۲	۰/۱۱	۰/۶۴	۲/۴۶	۷/۳۳	۳/۴۴	۲/۲۸	۲/۵۷	۳/۶۲	۵/۰۰	۱۹/۴۰	۵۱/۶۰	RB_M37
۴X۴B	۰/۸۴	۰/۱۲	۰/۶۲	۱/۸۶	۴/۹۴	۳/۱۲	۱/۸۹	۲/۷۳	۴/۰۴	۶/۷۴	۱۹/۰۰	۵۵/۳۰	RB_M39
۴X۴B	۰/۸۴	۰/۱۰	۰/۵۴	۲/۰۱	۶/۵۸	۳/۲۱	۲/۰۷	۲/۵۳	۳/۸۶	۵/۵۹	۲۰/۶۰	۵۲/۹۰	RB_M41
۴X۴B	۰/۵۳	۰/۰۷	۰/۴۴	۰/۷۲	۲/۵۰	۱/۵۶	۰/۷۶	۱/۷۷	۴/۶۳	۱۰/۳۰	۱۹/۱۵	۵۵/۷۰	RB_M45
۴X	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۶۲	۰/۳۲	۲/۶۰	۱/۷۰	۰/۷۲	۲/۱۸	۳/۶۰	۷/۲۰	۱۹/۴۰	۶۰/۰۰	RD_E10
۴X	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۷۰	۰/۶۰	۳/۵۰	۲/۳۴	۱/۳۱	۲/۲۹	۴/۱۰	۸/۰۰	۱۸/۲۰	۵۷/۸۰	RD_E11
۴X۴B	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۶۰	۰/۷۳	۱/۶۹	۲/۵۶	-	۵/۶۹	۶/۸۹	۷/۱۶	۱۸/۸۰	۵۷/۶۰	RD_G26
۴X۴B	۰/۵۱	۰/۱۴	۰/۷۷	۱/۵۰	۳/۸۵	۳/۵۰	۲/۲۸	۲/۷۱	۴/۳۵	۷/۰۵	۱۸/۵۵	۵۴/۰۰	RD_M19
۴X۴B	۰/۵۳	۰/۱۳	۰/۷۵	۱/۴۱	۴/۲۳	۳/۳۹	۲/۲۴	۲/۵۵	۴/۰۸	۶/۸۸	۱۸/۹۰	۵۴/۴۰	RD_M21
۴X۴B	۰/۵۳	۰/۱۳	۰/۸۹	۱/۰۸	۳/۵۲	۳/۴۸	۲/۲۴	۲/۷۶	۳/۵۸	۸/۱۵	۱۷/۵۰	۵۴/۹۰	RD_M27
۴X۴B	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۵۵	۰/۵۷	۱/۵۸	۲/۸۸	۱/۷۱	۲/۶۱	۵/۷۷	۷/۵۶	۱۹/۲۰	۵۷/۲۰	RD_M36
۴X۴B	۰/۴۹	۰/۰۹	۰/۸۷	۰/۷۶	۲/۳۷	۲/۵۴	۱/۴۱	۲/۵۱	۳/۹۳	۸/۶۷	۱۸/۰۵	۵۶/۸۰	RD_M43
۴X۴B۳B	۰/۱۸	-	۰/۶۳	۱/۲۳	۱/۹۴	۰/۷۹	-	۱/۷۵	۲/۱۳	۱/۶۵	۳/۱۵	۲۷/۸۲	RV_D17_1
۴X۴B	۰/۴۷	۰/۰۱	۰/۸۱	۰/۲۰	۴/۶۴	۱/۰۱	۲/۲۴	۲/۲۴	۲/۲۴	۵/۶۶	۱۶/۷۱	۵۶/۳۵	RV_D17_2
۴X	۰/۰۱	-	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۷	۰/۲۰	-	۰/۴۴	۰/۰۸	۰/۴۳	۰/۶۱	۹۸/۱۵	RV_D24
۴X	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۳۷	-	۰/۸۳	۰/۰۷	۵/۲۰	۱۶/۲۷	۶۵/۳۷	RV_D26
۴X۳B	۰/۲۹	-	۰/۴۹	۰/۱۳	۰/۷۱	۰/۲۸	-	۰/۶۲	۰/۲۷	۹/۶۷	۸/۵۹	۴۹/۴۶	RV_D30
۴X	۰/۲۹	۰/۰۲	۰/۵۰	۰/۰۶	۰/۵۹	۴/۶۶	-	۱۰/۳۵	۰/۳۶	۱۰/۳۹	۱۲/۵۶	۵۳/۱۹	RV_D32
۴B۳B	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D36
۴X۴B	۰/۳۰	۰/۰۳	۰/۵۲	۰/۳۵	۰/۶۴	۱/۰۹	-	۲/۴۲	۰/۵۲	۱۴/۴۷	۲۲/۰۹	۵۶/۸۰	RV_D37
۴X۴B۳B	۰/۲۱	-	۰/۳۳	۰/۱۳	۰/۳۶	۰/۲۷	-	۰/۶۱	۰/۱۸	۹/۰۳	۸/۴۴	۴۸/۷۸	RV_G21

Rb/Sr	Th/U	Ni	Co	V	Cu	Th	U	Hf	Zr	Ta	Nb	Ba	Cs	Sr	Rb	نام نمونه
۰/۱۱	۲/۶۰	۱۱	۱۰	۱۳۹	۲۲۲	۶/۵۰	۲/۵۰	۲/۹	۱۱۸	۰/۵	۱۰/۴	۱۰/۹۵	۳/۳	۱۲۴۲	۱۳۳	RB_D16
۱/۹۳	۰/۸۵	۱۲	۵۱	۷۹	۱۱۴	۱۱/۰۰	۱۳/۰۰	۰/۰	۱۱۲۹	۰/۰	۴۶/۰	۱۲۰	-	۲۳۲	۴۴۸	RB_D19
۰/۵۲	۳/۳۰	۸۰	۹	۱۰۹	۶۶	۱۶/۹۰	۵/۱۲	۵/۸	۴۳۶	۱/۵	۱۷/۲	۱	۶/۲	۳۰۵	۱۵۹	RB_E01
۴/۳۰	۴/۲۲	۲۰۲	۲	۱۹	۵۱	۳/۰۴	۰/۷۲	۲/۳	۱۹۴	۱/۱	۲۳/۸	۴۴	۰/۱۰	۵۴	۲۳۲	RB_E02
۰/۲۹	۴/۶۲	۱۹۶	۶	۶۵	۱۱۸	۴۳/۹۰	۹/۵۱	۳۵/۳	۲	۲/۸	۲۸/۹	۶۵۷	۱/۳	۷۴۳	۲۱۳	RB_E03
۰/۰۹	۳/۴۵	۸۷	۹	۱۰۴	۱۳۳	۱۱/۶۰	۳/۳۶	۴/۰	۲۵۰	۱/۱	۱۰/۹	۶۱۰	۴/۴	۶۶۴	۶۲	RB_E04
۰/۸۱	۲/۸۰	۱۷۴	۵	۶۴	۷۸	۸/۵۵	۳/۰۵	۳/۱	۲۶۱	۰/۸	۱۵/۴	۱۲	۱۰/۳	۲۹۹	۲۴۲	RB_E05
۰/۸۲	۳/۹۲	۱۱۱	۴	۳۸	۳۹	۱۹/۲۰	۴/۹۰	۷/۴	۴۴۵	۱/۸	۳۰/۷	۵۵۷	۵۶/۴	۳۴۴	۲۸۱	RB_E06
۰/۱۸	۳/۷۲	۷۵	۱۰	۲	۱	۱۲/۳۰	۳/۳۱	۴/۴	۲۱۱	۱/۰	۷/۵	۸۰۰	۳/۵	۸۷۳	۱۵۶	RB_E07
۰/۷۲	۳/۶۵	۱۳۰	۴	۴۵	۶۱	۸/۳۳	۲/۲۸	۳/۰	۲۹۱	۰/۷	۱۷/۶	۱۰۲۷	۱۲/۰	۳۶۰	۲۶۰	RB_E08
۰/۱۰	۳/۹۲	۲۷۱	۶۰	۴۸۸	۱۵۶	۷/۶۴	۱/۹۵	۲/۵	۳۴۴	۰/۶	۲/۰	۱۶۵	۲/۹	۲۳۵	۲۳	RB_E09
۰/۱۸	۱/۰۰	۹۲	۸۱	۳۱۸	۴۸۲	۱/۰۰	۱/۰۰	۰/۰	۲۶۳	۰/۰	۴/۰	۷۳۳	۰/۰	۳۰۴۹	۵۵۳	RB_G04

Rb/Sr	Th/U	Ni	Co	V	Cu	Th	U	Hf	Zr	Ta	Nb	Ba	Cs	Sr	Rb	نام نمونه
۰/۳۹	۳/۲۸	۱	۵	۱۰۰	۱۰۲	۱۱/۸۰	۳/۶۰	۵/۰	۲۲۶	۱/۳	۲۲/۹	۲۳۲۹	۳/۴	۵۱۸	۲۰۴	RB_G09
۰/۶۶	۱/۸۸	۱	۷۸	۲۰۱	۱۹۱	۱۵/۰۰	۸/۰۰	۰/۰	۳۶۱	۰/۰	۲۴/۰	۸۳۹	۰/۰	۱۲۵۸	۸۳۱	RB_G12
۰/۱۳	۲/۸۲	۱۲	۱۰	۱۴۹	۲۱۱	۶/۲۰	۲/۲۰	۲/۷	۹۸	۰/۵	۹/۰	۸۹۴	۳/۲	۱۲۵۵	۱۶۳	RB_G13
۰/۹۰	۸/۱۴	۴	۲	۱۵	۹۳	۵۶/۲۰	۶/۹۰	۲۲/۹	۹۹۱	۵/۳	۸۴/۶	۱۰۲	۱۱/۵	۲۳۱	۲۰۷	RB_G14
۴/۳۹	۲/۰۰	۹۹	۶۷	۱۳۶	۱۷۸	۴۲/۰۰	۲۱/۰۰	۰/۰	۲۶۲۴	۰/۰	۱۹۱/۰	۱۲۶	۰/۰	۱۳۰	۵۷۱	RB_G24
۰/۸۱	۳/۱۵	۲	۴	۵۸	۱۱۸	۷/۲۴	۲/۳۰	۳/۲	۱۲۶	۰/۸	۹/۶	۱۰۰۵	۱۲/۱	۴۳۶	۳۱۱	RB_M02
۰/۸۶	۳/۱۱	۲	۳	۵۷	۱۱۴	۷/۷۵	۲/۴۹	۳/۱	۱۲۶	۰/۷	۹/۳	۱۰۳۵	۱۰/۳	۴۵۴	۳۴۳	RB_M05
۰/۸۹	۳/۲۶	۲	۴	۶۳	۱۱۷	۶/۵۸	۲/۰۲	۲/۸	۱۱۴	۰/۷	۸/۶	۱۰۳۰	۹/۲	۴۶۷	۳۷۰	RB_M11
۰/۸۴	۲/۹۳	۲	۴	۶۴	۱۱۸	۵/۸۸	۲/۰۱	۳/۰	۱۱۹	۰/۷	۸/۹	۱۰۴۵	۹/۴	۴۲۹	۳۶۰	RB_M17
۰/۱۲	۲/۸۸	۲۲	۱۳	۱۸۹	۳۳۷	۶/۳۶	۲/۲۱	۲/۸	۱۰۴	۰/۶	۷/۶	۹۳۱	۳/۷	۱۲۰۵	۱۴۶	RB_M37
۰/۲۳	۳/۰۹	۷	۹	۱۲۲	۱۹۴	۱۲/۶۵	۴/۰۹	۵/۱	۱۹۹	۱/۰	۱۴/۷	۱۳۰۰	۵/۳	۷۱۲	۱۶۴	RB_M39
۰/۰۹	۲/۹۵	۱۸	۱۱	۱۱۶	۱۲۶	۸/۰۷	۲/۸۴	۳/۲	۱۲۹	۰/۷	۸/۸	۱۷۷۰	۲/۸	۱۲۱۰	۱۰۸	RB_M41
۰/۸۰	۲/۹۶	۲	۳	۶۴	۲۸	۹/۴۳	۳/۱۹	۳/۹	۱۵۷	۰/۹	۱۲/۹	۱۱۳۰	۱۰/۳	۵۲۴	۴۱۷	RB_M45
۰/۸۷	۳/۴۱	۱۸۵	۸	۱۱۵	۰	۱۳/۱۰	۳/۸۴	۵/۴	۱۹۳	۱/۳	۰/۰	۱۲۲۰	۶/۳	۳۶۲	۳۱۴	RD_E10
۱/۰۶	۳/۴۰	۸۱	۷	۱۰۹	۰	۱۲/۱۰	۳/۵۶	۵/۲	۲۹۶	۱/۱	۰/۰	۱۲۶۰	۴/۶	۲۲۷	۲۴۱	RD_E11
۱/۴۷	۲/۹۰	۱	۳	۲۴	۶۳	۴۸/۸۰	۱۶/۸۰	۲۱/۹	۹۲۶	۴/۲	۶۷/۷	۷۳	۱/۴	۸۵	۱۲۶	RD_G26
۰/۲۹	۳/۰۸	۲	۷	۱۲۲	۱۰۳	۷/۰۳	۲/۲۸	۴/۰	۱۴۳	۰/۹	۱۲/۱	۱۰۰۰	۲۴/۰	۷۱۵	۲۰۷	RD_M19
۰/۲۳	۲/۸۵	۵	۸	۱۲۷	۹۷	۷/۹۱	۲/۸۸	۴/۰	۱۵۳	۰/۹	۱۳/۳	۱۱۸۰	۱۸/۱	۹۴۶	۲۱۷	RD_M21
۰/۶۶	۲/۹۳	۲	۷	۱۲۸	۱۰۲	۱۰/۳۵	۳/۵۳	۵/۴	۱۹۸	۱/۲	۱۷/۱	۱۱۳۰	۴۶/۵	۴۷۳	۳۱۲	RD_M27
۱/۹۷	۲/۷۴	۲	۳	۲۰	۱۱۲	۱۸/۹۰	۶/۸۹	۱۲/۹	۴۷۴	۲/۱	۳۰/۷	۷۴	۱/۴	۷۰	۱۳۸	RD_M36
۰/۵۲	۳/۶۹	۲	۵	۹۳	۳۶	۱۵/۰۰	۴/۰۶	۶/۸	۲۷۶	۱/۶	۲۵/۵	۸۷۶	۷/۹	۵۱۶	۲۷۰	RD_M43
۰/۱۱	۰/۰۱	۲۰	۲۱	۳۵۸	۱۰۰۰۰	۲/۳۰	۳۰/۷۵۰	۱/۲	۴۳	۰/۱	۳/۴	۳۳۵۴	۱/۰	۳۶۱	۲۸	RV_D17_1
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D17_2
۰/۵۰	۰/۲۰	۵۹	۱۴	۲۹	۲۹۱	۴/۰۰	۲۰/۰۰	-	۱۵۱	-	-	-	-	۱۲۸	۶۴	RV_D24
۱/۰۶	۰/۰۲	۱۹	۱۴	۱۸۰	۳۰۰۰	۶/۰۰	۲۶۳/۰۰	-	۱۱۵	-	-	۲۰۶	-	۴۰۲	۴۲۷	RV_D26
۰/۹۹	۰/۰۳	۴۰۲	۱۰۱	۸۸۹	۱۰۰۰۰	۵/۱۰۰	۱۷۱۲/۰۰	-	۳۱۹	-	۲۹/۰	۹۲۷	-	۹۰۰	۸۸۸	RV_D30
۱/۰۱	-	۳۱	۱۱۷	۲۱۳	۹۵۵	۱۴/۰۰	-	-	۲۶۴	-	۷/۰	۷۰۶	-	۹۲۸	۹۳۷	RV_D32
۱/۰۷	۰/۰۳	۵۱	۱۰	۲۰۱	۱۰۰۰۰	۷/۳۰	۲۸۶/۴۰	۳/۵	۱۳۵	۰/۷	۱۰/۸	۱۱۵۲	۱۰/۰	۳۷۱	۳۹۸	RV_D36
۱/۰۲	۷/۳۰	۳	۲	۹۱	۶۴	۷/۳۰	۱/۰۰	۳/۱	۱۱۱	۰/۹	۱۲/۲	۱۱۴۷	۴/۵	۴۰۸	۴۱۴	RV_D37
۱/۱۸	۰/۰۱	۵	۳۳	۹۶	۱۰۰۰۰	۳/۲۰	۴۴۹/۱۰	۱/۸	۶۹	۰/۴	۵/۴	۳۰۱۷	۱/۶	۳۹۰	۴۵۹	RV_G21

Y	Lu	Yb	Tm	Er	Ho	Dy	Tb	Gd	Eu	Sm	Nd	Pr	Ce	La	نام نمونه
۱۶/۹	۰/۲۶	۱/۷۲	۰/۲۷	۱/۵۳	۰/۶۰	۲/۸۷	۰/۵۴	۳/۵۳	۱/۳۶	۴/۵۲	۲۳/۰	۶/۴۸	۵۶/۳	۲۸/۷	RB_D16
۶۷/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰	RB_D19
۲۲/۰	۰/۴۰	۳/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۳۶	۱/۱۰	۰/۰۰	۱/۴۴	۵/۹۳	۳۲/۳	۰/۰۰	۷۸/۹	۴۷/۴	RB_E01
۲۸/۰	۰/۲۴	۲/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۱۲	۰/۴۰	۰/۰۰	۰/۳۹	۲/۹۱	۱۷/۰	۰/۰۰	۴۴/۳	۲۴/۳	RB_E02
۱۴۹/۰	۱/۵۸	۱۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۱/۳۰	۲/۰۰	۰/۰۰	۱/۱۴	۱۱/۸۰	۶۴/۲	۰/۰۰	۱۸۴/۰	۱۰/۲۰	RB_E03
۱۰/۰	۰/۴۷	۲/۹۸	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۷۶	۱/۴۱	۰/۰۰	۱/۵۵	۷/۰۰	۲۷/۲	۰/۰۰	۸۸/۴	۵۰/۱	RB_E04
۵۱/۰	۰/۲۵	۱/۹۳	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۵۶	۰/۷۸	۰/۰۰	۱/۲۰	۴/۱۰	۲۱/۲	۰/۰۰	۵۶/۹	۳۲/۱	RB_E05
۸۷/۰	۰/۴۱	۲/۹۳	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۸۶	۰/۹۳	۰/۰۰	۱/۱۷	۵/۰۰	۳۱/۰	۰/۰۰	۸۲/۴	۴۷/۸	RB_E06
۱۰/۰	۰/۳۴	۲/۳۸	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۶۰	۰/۹۶	۰/۰۰	۱/۴۲	۴/۹۰	۲۲/۱	۰/۰۰	۶۲/۹	۳۸/۴	RB_E07
۶۷/۰	۰/۲۳	۱/۷۸	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۳۷	۰/۴۰	۰/۰۰	۰/۹۸	۳/۵۷	۱۵/۹	۰/۰۰	۴۸/۰	۲۷/۵	RB_E08
۳۰/۰	۰/۳۷	۲/۶۶	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۷۳	۱/۲۰	۰/۰۰	۱/۹۹	۷/۴۲	۳۰/۴	۰/۰۰	۷۹/۲	۴۱/۵	RB_E09
۷۲/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰	RB_G04
۲۸/۱	۰/۴۸	۳/۰۸	۰/۴۵	۲/۹۴	۰/۹۸	۴/۸۲	۰/۸۵	۵/۶۳	۱/۵۳	۶/۱۶	۳۳/۱	۸/۸۳	۷۶/۷	۴۰/۶	RB_G09
۸۷/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰	RB_G12
۱۷/۱	۰/۲۴	۱/۷۴	۰/۲۵	۱/۶۹	۰/۵۹	۳/۱۴	۰/۵۸	۳/۹۶	۱/۳۸	۴/۴۱	۲۴/۲	۶/۵۵	۵۶/۷	۲۸/۵	RB_G13
۳۶/۵	۰/۸۹	۵/۳۸	۰/۷۵	۴/۴۷	۱/۳۲	۵/۹۳	۱/۰۴	۶/۲۵	۰/۶۳	۶/۹۸	۴۰/۷	۱۱/۶۰	۱۰۸/۶	۵۷/۱	RB_G14
۸۸/۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰۰	۰/۰	۰/۰	RB_G24
۱۸/۱	۰/۲۸	۲/۰۰	۰/۲۸	۲/۰۵	۰/۶۸	۳/۴۶	۰/۶۲	۴/۷۵	۱/۱۱	۴/۹۰	۲۶/۳	۶/۹۹	۵۹/۸	۳۱/۸	RB_M02
۱۷/۸	۰/۲۷	۱/۹۱	۰/۲۷	۲/۰۳	۰/۶۶	۳/۳۱	۰/۵۹	۴/۵۲	۱/۱۳	۴/۶۳	۲۵/۱	۶/۶۰	۵۶/۵	۳۰/۱	RB_M05
۱۶/۸	۰/۲۵	۱/۸۱	۰/۲۶	۱/۹۱	۰/۶۳	۳/۲۷	۰/۶۱	۴/۳۰	۱/۰۸	۴/۵۷	۲۴/۹	۶/۴۰	۵۵/۴	۲۹/۷	RB_M11
۱۶/۷	۰/۲۶	۱/۷۴	۰/۲۶	۱/۹۰	۰/۶۴	۳/۲۶	۰/۵۹	۴/۳۱	۴/۰۷	۴/۴۶	۲۴/۳	۶/۳۴	۵۴/۳	۳۸/۹	RB_M17
۲۶/۰	۰/۳۵	۲/۵۱	۰/۳۸	۲/۸۷	۰/۹۹	۵/۱۸	۱/۰۲	۷/۴۵	۱/۸۳	۸/۰۹	۴۱/۰	۱۰/۰۰	۸۱/۷	۴۱/۶	RB_M37
۳۱/۳	۰/۴۹	۳/۴۱	۰/۵۰	۳/۵۵	۱/۱۴	۵/۹۰	۱/۰۹	۸/۰۶	۱/۷۲	۸/۱۸	۴۴/۰	۱۱/۵۵	۹۹/۶	۵۲/۹	RB_M39

Y	Lu	Yb	Tm	Er	Ho	Dy	Tb	Gd	Eu	Sm	Nd	Pr	Ce	La	نام نمونه
۲۲/۱	۰/۳۰	۲/۲۳	۰/۳۳	۲/۴۴	۰/۸۳	۴/۱۴	۰/۸۰	۶/۱۰	۱/۷۶	۶/۲۹	۳۳/۷	۸/۴۳	۷۱/۱	۳۷/۵	RB_M41
۲۰/۹	۰/۳۳	۲/۲۳	۰/۳۲	۲/۴۰	۰/۷۷	۳/۸۳	۰/۷۳	۵/۳۸	۱/۳۰	۵/۳۴	۲۹/۷	۷/۸۱	۶۷/۴	۳۶/۲	RB_M45
۱۰/۰	۰/۴۶	۳/۱۶	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۷۸	۰/۸۱	۰/۰۰	۱/۸۱	۶/۰۰	۳۶/۰	۰/۰۰	۸۲/۸	۴۵/۷	RD_E10
۱۰/۰	۰/۴۵	۲/۷۰	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۵/۰۰	۰/۹۵	۰/۰۰	۱/۴۶	۴/۷۸	۳۲/۸	۰/۰۰	۷۷/۱	۳۷/۲	RD_E11
۶۰/۵	۱/۳۸	۸/۴۵	۱/۲۲	۷/۰۷	۲/۱۱	۹/۵۳	۱/۵۵	۸/۸۰	۰/۷۴	۱۰/۰۱	۵۳/۴	۱۶/۱۷	۱۴۸/۲	۸۲/۲	RD_G26
۱۹/۸	۰/۳۳	۲/۲۴	۰/۳۱	۲/۲۳	۰/۷۲	۳/۶۶	۰/۶۸	۴/۷۷	۱/۳۱	۵/۱۳	۲۷/۲	۶/۹۲	۵۸/۹	۳۲/۰	RD_M19
۲۲/۰	۰/۳۶	۲/۴۵	۰/۳۶	۲/۴۷	۰/۸۳	۴/۱۰	۰/۷۳	۵/۴۱	۱/۵۰	۵/۵۶	۳۰/۲	۷/۸۲	۶۶/۵	۳۶/۳	RD_M21
۲۶/۵	۰/۴۶	۳/۰۸	۰/۴۴	۲/۹۷	۰/۹۹	۴/۹۷	۰/۹۲	۶/۶۱	۱/۵۶	۶/۶۲	۳۵/۹	۹/۳۵	۸۰/۰	۴۲/۰	RD_M27
۲۹/۴	۰/۶۹	۴/۰۴	۰/۵۷	۳/۵۰	۱/۰۸	۵/۳۴	۰/۸۹	۶/۰۸	۰/۵۷	۶/۲۲	۳۴/۲	۹/۶۰	۸۶/۴	۴۴/۹	RD_M36
۲۴/۰	۰/۴۲	۲/۸۳	۰/۴۰	۲/۸۴	۰/۸۶	۴/۳۹	۰/۸۱	۵/۹۰	۱/۵۲	۶/۰۰	۳۲/۹	۸/۶۴	۷۵/۴	۴۰/۰	RD_M43
۶/۴	۰/۱۰	۰/۶۹	۰/۱۱	۰/۷۵	۰/۲۸	۱/۴۴	۰/۲۷	۱/۸۸	۰/۵۷	۲/۳۳	۱۰/۷	۲/۶۵	۱۹/۴	۹/۴	RV_D17_1
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D17_2
۲۵/۰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D24
۱۰۶/۰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D26
۳۶۴/۰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D30
۸۸/۰	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	RV_D32
۴۱/۷	۰/۵۲	۴/۰۴	۰/۶۷	۴/۵۰	۱/۶۷	۸/۵۲	۱/۴۶	۸/۲۵	۲/۱۱	۸/۸۹	۳۹/۴	۱۰/۴۳	۸۱/۴	۳۶/۴	RV_D36
۱۲/۳	۰/۲۲	۱/۳۴	۰/۲۰	۱/۳۵	۰/۴۴	۲/۰۶	۰/۴۳	۲/۸۶	۰/۸۷	۳/۲۷	۱۷/۶	۴/۷۰	۴۰/۵	۲۲/۳	RV_D37
۶۹/۴	۰/۷۷	۶/۰۳	۱/۰۷	۷/۶۷	۳/۱۵	۱۸/۴۷	۳/۳۸	۱۹/۲۰	۴/۰۷	۱۶/۰۹	۶۳/۶	۱۴/۰۴	۱۰/۱/۹	۳۹/۹	RV_G21

کتابنگاری

- اسماعیلی، ب.، ۱۳۷۶- بررسی پترولوژیکی و آلتراسونی توده پسدولوسیت سینیت رزگاه- دجان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۷۲ صفحه.
- اشرفی، ن.، ۱۳۸۳- بررسی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی رزگاه (شرق مهربان)، شمال غرب ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۹۷ صفحه.
- اشرفی، ن.، ۱۳۸۸- کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی فویدسینیت‌های آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۹۰ صفحه.
- حیدریان، ف.، ۱۳۸۰- بررسی پتروگرافی، دگرسانی و کانی‌سازی مس و اورانیم در نمونه‌های سطحی منطقه دجان، گزارش داخلی سازمان انرژی اتمی، شماره ۵۴۲ صفحه.
- حیدریان، ف.، ۱۳۸۱- گزارش ژئوشیمیایی و گمانه‌های حفاری شده منطقه دجان، گزارش داخلی سازمان انرژی اتمی، شماره ۵۵۹ صفحه.
- عامری، ع.، ۱۳۸۶- گزارش بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و ویژگی‌های اقتصادی نفلین‌سینیت‌های آذربایجان شرقی (کلپیر، بزقوش و رزگاه) با نگرشی ویژه بر عناصر کمیاب آنها، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ۱۶۹ صفحه.
- علوی‌تهرانی، ن.، مهدوی، م. ع. و امینی‌فضل، ع.، ۱۳۶۷- نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اهر، افسس تهران.

References

- Al-Shaieb, Z., 1988- Uranium mineralization in the Peralkaline Quana Granite and related pegmatite-aplite dikes, Wichita Mountains, Oklahoma. *Ore geology reviews* 3:161-175.
- Belova, L. N., 2000- Formation Conditions of Oxidation Zones of Uranium Deposits and Uranium Mineral Accumulations in the Gipergenesis Zone. *Geology of Ore Deposits* 42(2):103-110.
- Best, M. G., 2003- *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed. Blackwell Science Publishing, 729 pp.
- Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J. & Hall, M. L., 2002- Adakite-like Lavas from Antisana Volcano (Ecuador): Evidence for Slab Melt Metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology* 43(2):199-217.
- Boyle, R. W., 1982- *Geochemical Prospecting for Thorium and Uranium deposits*; Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 498pp.
- Breiter, K., Förster, H. J. & Škoda, R., 2006- Extreme P-, Bi-, Nb-, Sc-, U- and F-rich zircon from fractionated perphosphorous granites: The peraluminous Podlesí granite system, Czech Republic. *Lithos* 88:15-34.
- Castor, S. B. & Henry, C. D., 2000- Geology, geochemistry, and origin of volcanic rock-hosted uranium deposits in northwestern Nevada and southeastern Oregon, USA. *Ore Geology Reviews* 16:1-40.
- Černý, P., Blevin, P. L., Cuney, M. & London, D., 2005- Granite-Related Ore Deposits. *Economic Geology*; Society of Economic Geologists, 100th Anniversary Volume: 337-370.
- Clarke, D. B., 1992- *Granitoid rocks*, Chapman & Hall, London, 283 pp.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979- *The interpretation of igneous rocks*. London; Allen and Unwin, 450 pp.

- Cuney, M., 2010- Evolution of Uranium Fractionation Processes Through Time: Driving the Secular Variation of Uranium Deposit Types. *Economic Geology* 105: 553-569.
- Dahlkamp, F. J., 1993- Uranium Ore Deposits, Springer-Verlag, 460 pp.
- Ellison, A. J. & Hess, P. C., 1986- Solution behavior of +4 cations in high silica melts: petrologic and geochemical implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 343-351.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001- A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42:2033-2048.
- Fujimaki, H., 1989- Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94: 42-45.
- Gabelman, J. W., 1988- Classification of Uranium Deposits. *Ore Geology Reviews* 3:13-29.
- Gammons, C. H., Wood, S. A., Jonas, J. P. & Madison, J. P., 2003- Geochemistry of the rare-earth elements and uranium in the acidic Berkeley Pit lake, Butte, Montana. *Chemical Geology* 198:269- 288.
- Hyndman, D. W., 1985- Petrology of Igneous and Metamorphic rocks, 2nd ed, McGraw-Hill, New York, 786 pp.
- Jamali, H., Dilek, Y., Daliran, F., Yaghubpur, A. & Mehrabi, B., 2009- Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar-Arasbaran volcanic belt, northern Iran; *International Geology Review*; doi: 10.1080/00206810903416323.
- Kříbek, B., Žák, K., Dobeš, P., Leichmann, J., Pudilová, M., Miloš, R., Scharm, B., Scharmová, M., Hájek, A., Holeczy, D., Hein, U. F. & Lehmann, B., 2009- The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. *Mineralium Deposita* 44: 99-128.
- Langmuir, D. & Herman, J. S., 1980- The mobility of thorium in natural waters at low temperatures; *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44:1753-1766.
- McCarthy, T. S. & Hastay, R. A., 1976- Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallization of granitic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40: 1351-1358.
- Murakami, T., Ohnuki, T., Isobe, H. & Sato, T., 1997- Mobility of uranium during weathering. *American Mineralogist* 82: 888-899.
- Nockolds, S. R. & Allen, R., 1953-The geochemistry of some igneous rock series. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 105-42.
- Peiffert, C., Cuney, M. & Nguyen-Trung, C., 1994- Uranium in granitic magmas. Part I: Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-Na₂CO₃ system at 720-770°C, 2 kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58: 2495-2507.
- Peiffert, C., Nguyen-Trung, C. & Cuney, M., 1996- Uranium in granitic magmas. Part II: Experimental determination of uranium solubility and fluid-melt partition coefficients in the uranium oxide-haplogranite-H₂O-NaX (X=Cl, F) system at 770°C, 2kbar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 1515-1529.
- Polito, P. A., Kyser, T. K. & Stanley, C., 2009- The Proterozoic, albitite-hosted, Valhalla uranium deposit, Queensland, Australia: a description of the alteration assemblage associated with uranium mineralization in diamond drill hole V39. *Mineralium Deposita* 44:11-40.
- Prowatke, S. & Klemme, S., 2006- Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4513-4527.
- Rogers, J. W. & Ragland, P. C., 1961- Variations of Th and U in selected granitic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 25: 99-109.
- Sayala, D., 1983- A study of Potassium, Uranium, and Thorium in mineralized granitic rocks of Copper Mountain (Central Wyoming, USA). *Significance of trace elements*: 295-330.
- Shand, S. J., 1923- The alkaline rocks of the Franspoort line, Pretoria district. *Transaction of Geological Society of South Africa* 24:81-100.
- Sillitoe, R. H., 2005- Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits; *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume: 723-768.
- Stipanovic, P. N., 1978- Comments on the Dechan (Azarbaijan) Copper Uranium Occurrences, File Number 637, 17. July 1978, Atomic Energy Organization of Iran.
- Streckeisen, A., 1974- Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* 63: 773-786.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norray, M.J., (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publication (42): 313-345.
- Watson, E. B., 1979- Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70: 407-419.
- Wilson, M., 2007- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, Springer, 466 pp.

Magmatic and Hydrothermal Behavior of Trace Elements in Razgah Syenitic Body (Sarab, Eastern Azerbaijan): An Implication for Evaluation of Uranium Mineralization Potential of Body

M. Rasooli Bairami ¹, B. Shafiei Bafti ^{2*}, J. Omrani ³ & F. Heydarian ⁴

¹M.Sc., Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Golestan University, Gorgan, Iran

³Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

⁴M. Sc., Exploration Division, Atomic Energy Organization of Iran, Tehran, Iran

Received: 2012 March 13

Accepted: 2013 May 13

Abstract

The occurrence of uranium anomalies associated with secondary Cu mineralization (malachite) at some parts of the Razgah metaluminous-peralkaline stock situated at the northeast of Sarab caused it to be a priority of Atomic Energy Organization of Iran (AEOI) to inspect the intrusion for likely uranium mineralization. Hence the current study, which is supervised by AEOI, was carried out to investigate the U mineralization potential of the stock by applying the mineralogical, petrological and geochemical studies. A fractionation trend is inferred from variations in rock compositions stretching from nepheline-bearing monzodiorite to nepheline monzosyenite, pseudoleucite monzosyenite and nepheline syenite. Consideration of geochemical features of fresh rocks of the stock and its associated dikes with emphasis on geochemical behavior of U and REEs during magmatic fractionation revealed that apatite has played a prominent role in controlling concentrations of REEs, U, and Th, in addition to zircon, which played a considerable role in accommodating HREEs, U, Th and HFSEs (Ti, Ta, Nb, Hf, Zr) in more differentiated rocks. Nepheline syenite rocks of peralkaline composition, which are considered to be the most differentiated have low contents of HFSEs, U (up to 21 ppm), Th (up to 56 ppm) and REEs compared to average nepheline syenites but are relatively more enriched in these elements than less differentiated rocks of the stock. Most of the rocks possess negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* \leq 1$) and differentiated nepheline syenites have strong negative Eu anomalies. Abundance of ilmenite and magnetite and lack of amphibole in rocks suggests the parental magma had a reducing nature and meagre contents of volatile components, which along with metaluminous character and preponderance of apatite in rocks have rendered the magma incapable of enriching U. Minor amounts of hydrothermal fluids released from some parts of the stock led to leaching of U from hosting minerals (apatite and zircon) and resulted in weak hypogene mineralization of U and Cu. Later supergene leaching process affected the weak primary mineralization and upgraded U tenors concurrent with formation of secondary Cu carbonate minerals. Due to thin and limited extension of these enrichment sites, they are not economically viable for uranium extraction; consequently, this area does not suggest for semi-detailed and detailed exploration program for uranium by AEOI.

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Uranium, Nepheline Syenite, Razgah, Eastern Azerbaijan.

For Persian Version see pages 113 to 128

*Corresponding author: B. Shafiei Bafti; E-mail: behnam.shafiei@gmail.com