کانیشناسی و ژئوشیمی دایکهای پگماتیتی و آپلیتی در پهنه بروجرد- نظامآباد با نگرشی بر کانهزایی عناصر کمیاب و نادر خاکی

مجید قاسمی سیانی*، دانشگاه خوارزمی، دانشکدهٔ علوم زمین، گروه ژئوشیمی سیما بیات، دانشگاه تبریز، گروه علوم زمین _{دریافت} ۱۳۹۸/۰۵/۱۷

چکیدہ

پهنه بروجرد-نظام آباد در امتداد شمال باختری-جنوب خاوری در بخشی از پهنه سنندج- سیرجان گسترده شده است. این پهنه متشکل از واحدهای سنگی هورنفلس، شیست، فیلیت، میگماتیت، گرانیت و گرانودیوریت است. سنگهای دگرگونی (هورنفلس و شیست) و آذرین (سنگهای گرانیتوئیدی) بهعنوان سنگ میزبان دایکهای پگماتیتی شناخته می شوند. کوارتز، فلدسپار آلکالن، موسکویت و تورمالین رایجترین کانیهای پگماتیتها بوده است و میکا از نوع موسکویت که تمایل به موسکویتهای حاوی لیتیم دارد، است. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل نشان داد که پگماتیتهای بررسی شده در عناصر AB و AD تقریباً غنی شدگی داشته ولی در عناصر REEs JU، RG و AD و همچنین فلزات کمیاب مانند LT و ST تهی شدگی نشان می دهند. نتایج تجزیه شیمیایی کانیهای موسکوویت و فلدسپار آلکالن نشان داد که شاخصهای غنی شدگی فلزات کمیاب از قبیل نمودارهای Mg/Li در برابر JN در برابر AB و می در برابر ND سازگار با پگماتیتهای نابارور (خانواده LCT) از لحاظ کانیزایی فلزات کمیاب و عناصر نادر خاکی هستند. در مقایسه با پگماتیتهای

واژههای کلیدی: عناصر نادر خاکی، عناصر کمیاب، پگماتیت، پهنه بروجرد- نظامآباد.

Mineralogy and Geochemistry of Pegmatitic and Aplitic Dikes in the Boroujerd-Nezam Abad Zone with Respect to Trace and Rare Earth Elements Mineralization

Majid Ghasemi Siani^{*1}, Sima Bayat²

- 1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran
- 2. University of Tabriz, Department of Geosciences

Abstract

Boroujerd-Nezam Abad zone is widespread along NW-SE trend in part of Sanandaj-Sirjan zone. Borujerd-Nezam zone consists of hornfels, schist, phyllite, migmatite, granite and granodiorite rock types. Metamorphic (hornfels and schist) and igneous (granitoids) rocks are known as host pegmatitic dikes. Quartz, feldspar, muscovite and tourmaline are the most common pegmatite, and mica is as muscovite type with tendency to Li-bearing muscovite. Whole rock geochemical analysis indicates that Rb, Sr, Ba and Al are relatively enriched, but REE, U, Sn and Ga and also Li, Ta and Cs show depleted. Geochemical analysis of muscovite and K-feldspar indicates that enrichment index such as Mg/Li vs Li, Rb vs K/Rb and Ta vs Ga diagrams are consistent with barren pegmatites (LCT family) in REE and trace elements. Comparing to REE rich pegmatites, they show slight enrichment in LREE relative to HREE. Keywords: Rare earth elements; Trace elements; Pegmatites; Boroujerd-Nezam Abad zone

مقدمه

پگماتیتها بهصورت درشتبلور همراه سنگهای گرانیتی یافت می شوند و عمدتاً از بقایای ماگمای گرانیتی تفریق یافته حاصل شدهاند (Jolliff et al., 1992; Webster et al., 1992; Fuertes-Fuente et al., 2000). بر اساس طبقهبندی (Černý, 1991)، پگماتیتها به انواع آبیسال (دما و فشار بالا)، موسکویتی (دما پائین، فشار بالا)، عناصر نادر (دما و فشار پائین) و میارولیتیک (شرایط سطحی) گروهبندی می شوند. عناصر کمیاب و نادر خاکی در برخی از پگماتیتها تمرکز بالایی را نشان می دهند و پگماتیتهای غنی از این عناصر، خود نیز به دو زیر ردهٔ LCT (لیتیم، سزیم، تانتالیم) و NYF (نیوبیوم، ایتریم، فلورین) دستهبندی می شوند (Černý & Ercit, 2005).

پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان محل رخنمون گرانیتوئیدهای S-type همزمان با برخورد به سن مزوزوئیک فوقانی تا اوایل سنوزوئیک بوده است (Masoudi, 1997) که بهدنبال بسته شدن نئوتتیس جای گزین شده و این گرانیتوئیدها اغلب حاوی رگههای یگماتیتی است. یگماتیت دربردارندهٔ کانیهای از جمله لییدولیت، تورمالین، بریل، توپاز، اسیودومن و غیره بوده است که حاوی عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی هستند. نظر به این که پگماتیت ها بهعنوان یکی از منابع عناصر نادر خاکی محسوب می شوند و با توجه به رخداد این واحد لیتولوژیکی در منطقه وسیعی از محور بروجرد-نظام آباد، بررسی محتوای عناصر کمیاب و نادر خاکی بر اساس مطالعات رفتار ژئوشیمیایی این عناصر الزامی به نظر میرسد. دایکهای پگماتیتی-آپلیتی رخنمون یافته در پهنه بروجرد- نظامآباد با دارا بودن اختصاصات زمینشناختی منحصر به فرد خود، یژوهشهای ارزندهای از جنبههای مختلفی از جمله پژوهشهای سنگشناختی، بررسیهای میانبارهای سیال موجود در برخی از کانیهای موجود در پگماتیتهای منطقه و پژوهشهای ژئوشیمیایی انجام شده است Masoudi, 1997; Masoudi & Yardley, 2005; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Ahadnejad et al.,) 2008; Tabbakh Shabani et al., 2013). همچنین پژوهشهایی بهوسیلهٔ (احمدی خلجی، ۱۳۷۸؛ طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸؛ میرسپهوند و همکاران، ۱۳۹۱؛ سلامی و همکاران، ۱۳۹۵؛ سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷) انجام شده است. گرانیتوئید بروجرد بهوسیلهٔ احمدی خلجی (۱۳۷۸) بررسی شده است که از نوع گرانیتوئیدهای نوع I، کالک آلکالن بوده است که در محیطهای کمان آتشفشانی تشکیل شدهاند. پژوهشهای قبلی روی دایکهای پگماتیت منطقه بروجرد-نظامآباد بیشتر معطوف به بررسیهای شیمی کانی تورمالین (سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷) بوده است که نشان داد، تورمالین بیشتر از نوع شورلیت-فوئتیت ماگمایی است و پلاژیوکلاز نوع آلبیت نیز از کانی های تشکیل دهنده پگماتیتها است. دایکهای پگماتیت بهوسیلهٔ مسعودی (Masoudi et al., 2002) با روش روبیدیم- استرانسیوم سن-سنجی شده که نتایج آنها نشان داد دایکهای پگماتیتی در دو بازهٔ زمانی یکی با سن ۱۱۹ تا ۱۲۷ میلیون سال (پگماتیتهای قدیمی) و دیگری با سن تقریبی ۵۲ میلیون سال (پگماتیتهای جوان) تشکیل شدهاند.

هم چنین مسعودی و یاردلی (Masoudi & Yardley, 2005) با پژوهشهای میانبارهای سیال نشان دادند که دایکهای پگماتیت در یک محدوده دمایی ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجهٔ سانتی گراد و شوری ۶ تا ۲۲ درصد وزنی معادل نمک طعام تشکیل شدهاند. با وجود بررسیهای مذکور تاکنون پتانسیل کانهزایی عناصر کمیاب و نادر خاکی در پگماتیتهای منطقه کمتر مورد توجه قرار گرفته، از اینرو، این تحقیق بهمنظور بررسی تمرکز احتمالی این عناصر با توجه به شیمی عناصر کمیاب و نادر خاکی در موسکوویت و فلدسپار آلکالن در پگماتیتهای بررسی شده طراحی شده است.



شکل ۱. واحدهای ساختاری-ماگمایی ایران و نشان دادن موقعیت پهنهٔ بروجرد-نظام آباد در پهنه سنندج سیرجان [اقتباس از اثنیعشری و حسنزاده (۱۳۹۷) با تغییرات]

Figure 1. Structural-magmatic units of Iran and showing location of Boroujerd-Nezam Abad zone in the Sanandaj-Sirjan zone (modified after Esna-Ashari and Hasanzadeh (2018).

زمينشناسى

رخدادهای پگماتیتی- آپلیتی بررسی شده مرتبط با فعالیتهای دگرگونی-آذرین پهنه سنندج - سیرجان بوده است و در حدفاصل بروجرد و نظامآباد بهصورت دایکهایی از چند متر تا چند صد متر طول و چند متر عرض با روند غالب شمالباختری- جنوبخاوری در سنگهای میزبان گرانیتوئیدی و دگرگونی رخنمون دارند (شکل ۱ و ۲). از نقطه نظر سنگشناختی واحدهای آذرین گرانیتوئیدی به سن مزوزوئیک (اثنیعشری، ۱۳۹۰)، بوده است و طی فرورانش نئوتتیس تحت تأثیر دگرگونی و تغییر شکل قرار گرفته است (Agard et al., 2006). قدیمیترین واحدها در حوالی منطقهٔ مالمیر رخنمون یافته که عمدتاً دربردارندهٔ متاریولیتها و آمفیبولیتهای همراه با مرمرهای دولومیتی شده مستند که بهوسیلهٔ واحدهای آتشفشانی بهصورت همشیب و پیوسته پوشیده شدهاند (رادفر، ۱۳۶۶). بیشترین رخنمون واحد آذرین در محدودهٔ بررسی شده مربوط به تودهٔ گرانودیوریت-گرانیت کالک آلکالن با بافت گرانولار روزاسیک فوقانی) است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) که بهصورت یک واحد عدسی مانند با روند شمالباختر-جنوب-روزراسیک فوقانی) است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) که بهصورت یک واحد عدسی مانند با روند شمالباختر-جنوب حاور رخنمون دارد. واحد شیست لکهدار یکی از واحدهای دگرگونی موجود در محدودهٔ بررسی شده است که عمدتاً در روزراسیک فوقانی) است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) که بهصورت یک واحد عدسی مانند با روند شمالباختر-جنوب حاور رخنمون دارد. واحد شیست لکهدار یکی از واحدهای دگرگونی موجود در محدودهٔ بررسی شده است که عمدتاً در روزراسیک فوقانی) است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) که بهصورت یک واحد عدسی مانند با روند شمالباختر-جنوب حرشردگی و میلونیتی شدن حاکی از آنست که به احتمال فراوان جای گیری تودههای آذرین بعد از دگرگونی رخ داده نردشدگی و میلونیتی شدن حاکی از آنست که به احتمال فراوان جای گیری تودهای آذرین بعد از دگرگونی رخ داده است. واحد هورنفلس در حاشیهٔ تودهٔ نفوذی عدسی شکل و در بخشهایی نیز در وسط این تودهها مشاهده می شود. بافت گرانوبلاستی چندان قابل تشخیص نیست و عمدتاً حاوی کردیریت و آندالوزیت هستند. اسلیت و فیلیت دیگر واحدهای دگرگونی در منطقهٔ بررسی شده هستند که دارای رخنمون کمتری هستند.

دایکهای پگماتیتی و آپلیتی در همراهی با تودههای نفوذی و سنگهای دگرگونی مجاورتی نزدیک به این تودهها در اطراف بروجرد و نظامآباد مشاهده شده که در برخی مناطق دارای منطقهبندی بوده است و در مواردی هم منطقهبندی وجود ندارد. رگههای پگماتیتی و آپلیتی عمدتاً هم راستا با روند عمومی توده گرانیتوئیدی واقع شده و بهطور کل دارای دو میزبان ماگمایی (گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و غیره) و سنگهای دگرگونی (شیست و هورنفلس) حواشی توده نفوذی هستند (شکل ۳ آ). روند عمومی دایکهای پگماتیتی و آپلیتی بهصورت شمال باختر-جنوبخاور با راستای N300 تا است. در نمونه دستی کانیهای کوارتز، فلدسپار درشت و سفیدرنگ، تورمالین سیاه با ساختار شعاعی، منشوری و میلهای دارند (شکل ۳ ب). بن ت). پگماتیتهای با میزبان گرانیتوئیدی اغلب بهصورت رگهای و دارای منظوری و میلهای دارند (شکل ۳ ب، پ، ت). پگماتیتهای با میزبان گرانیتوئیدی اغلب بهصورت رگهای و دارای منطقهبندی هستند و کنتاکت این رگههای پگماتیتی بهصورت شارپ است (شکل ۳ ث). پگماتیتهای سفیدرنگ با میزبان دگرگونی هورنفلسی و شیستی نیز از نوع دارای منطقهبندی بوده است و بهصورت رگهای با راستای N300 هستند و میتند ای مینای رگاههای پگماتیتی بهصورت شارپ است (شکل ۳ ث). پگماتیتهای سفیدرنگ با میزبان دگرگونی مورنفلسی و شیستی نیز از نوع دارای منطقهبندی بوده است و بهصورت رگهای با راستای N200 تا میزبان دگرگونی میتند و میتاکت این رای میلی می میانی می میان میزبان گرانیتوئیدی اغلب بهصورت رگهای و دارای منطقهبندی

روش انجام پژوهش

بر اساس تصاویر ماهوارهای و نقشههای زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰ ورقههای شازند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵) و بروجرد (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۰)، دایکهای پگماتیتی شناسایی شده و نمونههای مناسب از بخشهای مختلف بهمنظور بررسیهای میکروسکوپی و تجزیهٔ شیمیایی برداشت شد. تعداد ۵۰ مقطع نازک – صیقلی و نازک برای بررسیهای میکروسکوپی تهیه شد و در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران بهوسیلهٔ میکروسکوپ نوری – انعکاسی Zeiss مدل 2 Axioplan بررسی شد. تعداد ۳۱ نمونه از دایکهای پگماتیتی در منطقه بروجرد و نظامآباد در نزدیکی روستاهای کبوترلان، میراب، مالمیر و زهیرآباد (مطابق با شکل ۲) و تعداد ۹ نمونه از کانیهای خالص جداشده فلدسپار آلکالن و میکا با میکروسکوپ بینوکولار برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و نادر خاکی با روش

کانیشناسی

رگههای پگماتیتی با میزبان آذرین دارای بافت پگماتوئیدی، گرافیکی و درشت بلور بوده است و متشکل از کوارتز (با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد) + پلاژیوکلاز (با فراوانی ۲۵ تا ۳۰ درصد)+ فلدسپات پتاسیم (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)+ موسکویت (با فراوانی ۳ تا ۵ درصد) + تورمالین (با فراوانی ۱۰ تا ۱۴ درصد) است. عمده کانیهای قابل تشکیلدهندهٔ دایکهای پگماتیتی با میزبان هورنفلسی و شیستی شامل کوارتز (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (با فراوانی ۳۰ تا ۳۵ درصد)+ فلدسپات پتاسیم (با فراوانی ۲۰ تا ۲۵ درصد)، موسکویت (با فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد) و تورمالین (با فراوانی ۴ تا ۶ درصد)± اکسید آهن است. کانیهایی مثل بیوتیت، گارنت و کانیهای اوپک با فراوانی جزئی همراه با کانیهای حاصل از دگرسانی (سریسیت و کانیهای رسی) دیگر کانیهای تشکیلدهندهٔ دایکهای پگماتیتی هستند که دارای فراوانی جزئی هستند.



[اقتباس از احمدی خلجی (۱۳۸۵) با تغییرات] **شکل ۲**. نقشهٔ زمین شناسی منطقهٔ بررسی شده در پهنهٔ بروجرد-نظام آباد [اقتباس از احمدی خلجی (۱۳۸۵) با تغییرات] **Figure 2.** Geological map of study area in the Boroujerd-Nezam Abad zone (modified after Ahmadi Khalaji, 2015)

بافت پگماتیتی و دانهدرشت در دایکها بهوضوح قابل تشخیص است (شکل ۳ ب). در برخی از دایکهای پگماتیتی منطقهبندی از خارج به داخل متشکل از پهنه دانهریز حاشیه؛ پهنه دانه متوسط دیواره؛ پهنه دانه درشت میانی و پهنه خیلی دانه درشت هسته حاوی کوارتز صورتی است. کوارتز عمدتاً بهصورت بیشکل است و خاموشی موجی را نشان میدهد. تورمالینها چند رنگی نشان میدهند و در برخی موارد دارای حاشیه ناز کی است. چندرنگی بین آبی روشن تا آبی تیره در مرکز بلورها و قهوهای در حواشی بلور قابل مشاهده است (شکل ۴ آ، ب، پ، ت، ث). در واحد دایکهای پگماتیتی آثاری مشهودی از رشد بلورهای تورمالین با بافت شعاعی و میلهای دیده شده است (شکل ۳ ب). در برخی نقاط، دایکها دارای بافت دانهریز است که بهعنوان دایکهای آپلیتی شناخته میشوند و ترکیب کانی شناسی آنها شبیه به دایکهای پگماتیتی است. میکای سفید (موسکویت) جزء کانیهای اصلی است و فلدسپار در رنگهای سفید، نقاط، دایکهای پگماتیتی است. میکای سفید (موسکویت) جزء کانیهای اصلی است و فلدسپار در رنگهای سفید، زشکل ۴ ث) و مسکوویت، درشتبلور است و فراوانی بیشتری نسبت به بیوتیت دارد. بیوتیت در حال دگرسانشدن به (شکل ۴ ث) و مسکوویت، درشتبلور است و فراوانی بیشتری نسبت به بیوتیت دارد. بیوتیت در حال دگرسانشدن به اکسید آهن است. گارنت با فراوانی کم در برخی از نمونهٔ بررسی شده مشاهده شده که بیش تر در دایکهای پگماتیتی با میزبان دگرگونی در منطقه نظامآباد مشاهده شده است. بلورهای فلدسپار آلکالن همراه با کوارتز و تورمالین هم به صورت درشت بلور و هم متوسط تا ریزبلور تشکیل شده است (شکل ۴ چ، ح، خ). تفاوتهای کانی شناسی در پگماتیتهای با میزبان دگرگونی و پگماتیتهای با میزبان گرانیتوئیدی مشاهده شده که می توان به فراوانی بیش تر موسکویتهای درشت بلور در پگماتیت های دگرگونی نسبت به پگماتیت های با میزبان گرانیتوئیدی اشاره کرد. تورمالین نیز در پگماتیت های با میزبان آذرین نسبت به پگماتیت های با میزبان گرانیتوئیدی اشاره کرد. تورمالین نیز در ابعاد بلوری نیز در شت بلورتر هستند.



شکل ۳. آ) سطح تماس مابین پگماتیت و سنگ میزبان شیستی، ب) تورمالین با ساخت شعاعی و میلهای در داخل واحد پگماتیتی، پ) دایکهای پگماتیتی رخنمون یافته در سنگ میزبان گرانیتوئیدی که حاوی تورمالین منشوری و میلهای، ت) تورمالینهای درشت بلور در دایکهای پگماتیتی با میزبان سنگ گرانیتوئیدی

Figure 3. a) Contact of pegmatite dike and host schist rock, b) Needle-shaped crystals of tourmaline in the pegmatite, c) Outcrops of pegmatite dikes in the host igneous rocks which contain needle-shaped tourmaline, d) Large crystal tourmaline in the host igneous pegmatite dikes.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی (XPL) از پگماتیتهای پهنه بروجرد-نظام آباد: آ) بلورهای خودشکل تورمالین (Tur)، ب، پ) تورمالین (Tur) و ارتوکلاز (Or) مهمترین کانیهای تشکیل دهندهٔ پگماتیت با میزبان آذرین هستند، ت، ث، ج) بلورهای درشت تا ریز موسکوویت (Ms) در پگماتیتهای با میزبان دگرگونی، چ) ارتوکلاز و پلاژیوکلاز آلبیتی (Pl) درشت بلور در پگماتیت با میزبان آذرین، ح) تورمالین (Tur) نیمه شکل دار همراه با کوارتز (Qtz) و ارتوکلاز و پلاژیوکلاز، خ) بلور درشت فلدسپار علایم اختصاری کانیها بر اساس (Whitney & Evans, 2010) است.

Figure 4. Microscopic pictures (XPL) of Boroujerd-Nezam Abad pegmatites: **a**) Euhedral crystals of tournaline (Tur), **b and c**) Tournaline and orthoclase (Or) are main minerals in the igneous hosted pegmatites, **d to f**) Coarse- to fine-grained muscovites (Ms) in the metamorphic hosted pegmatites, **g**) Coarse-grained orthoclase and albitic plagioclase (Pl) in the igneous hosted pegmatites, **h**) Subhedral tournaline associated with quartz (qtz), orthoclase and plagioclase, **i**) Coarse-grained alkali-feldspar. Abbreviation of minerals are based on Whitney and Evans (2010).

ژئوشیمی

پگماتیتها، کربناتیتها، گرانیتهای پرآلومینوس، محیطهای برونزا^۱ و برخی از پلاسرها جزء محیطهای مستعد برای تجمع عناصر کمیاب و نادر خاکی محسوب میشوند (Linnen et al., 2014). نتایج تجزیهٔ شیمیایی واحدهای سنگی پگماتیتی و همچنین کانیهای موسکویت و فلدسپار آلکالن، در جداول ۱ و ۲ ارائه شده است.

دایکهای پگماتیتی بررسی شده دارای ترکیب کالک آلکالن است (شکل ۵ آ) (Irvine & Baragar, 1971). از طرف دیگر بهدلیل درجهٔ اشباعشدگی از آلومینیم، دایکهای پگماتیتی بر اساس نمودار ارائه شده بهوسیلهٔ (Maniar & Piccoli, 1989)، در ردهٔ سنگهای پرآلومینه قرار میگیرند (شکل ۵ ۵). نمودارهای مورد نیاز برای پیشبینی محیط تکتونیکی مرتبط با دایکهای پگماتیتی استفاده شد (Pearce et al., 1984) که بیان گر محیطهای

^{1.} Supergene

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

تکتونیکی مرتبط با شرایط کمان آتشفشانی^۱ و همزمان با برخورد^۲ بوده است (شکل ۵ پ، ت) که منطبق بر گرانیتوئیدهای سنگ میزبان به خصوص مونزوگرانیت و گرانودیوریت در منطقه بروجرد است (Ahmadi Khalaji et al., 2010) و سنگ میزبان به خصوص مونزوگرانیت و گرانودیوریت در منطقه بروجرد است (Sun & McDonough, 1989) و الگوهای فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی بهترتیب نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Roponough, 1989) و Sun & McDonough, 1989) و نادر خاکی بهترتیب نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Boynton, 1989) و Sun & McDonough, 1989) و نادر خاکی بهترتیب نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Roponugh, 1989) و Sun & McDonough, 1989) و نادر خاکی بهترتیب نسبت به ترکیب گوشتهٔ اولیه (Issu ی موادی عناصر کمیاب در دایکهای کندریت (Ahmadi Khalaji در مانی موادی ۹). بر طبق این نمودارها فراوانی عناصر کمیاب در دایکهای پگماتیتی بروجرد و نظامآباد و همچنین در کانیهای موسکویت و فلدسپار آلکالن روند یکسانی را نشان میدهد. از بین Support ها، نیوبیم، توریم و زیرکن مقادیر بیشتری را نسبت به دیگر عناصر نشان میدهد. در بین عناصر کمیاب، فسفر و لیتیم حائز اهمیت است و مقادیر بیشتری را نسبت به دیگر عناصر نشان میدهد. در بین عناصر کمیاب، فسفر نمونههای بررسی شده نشان میدهد. پگماتیتهای بررسی شده حاوی ۲۰۸۰ تا ۱۵/۱۰ درصد (All در می Support All در می Support Sup



شکل ۵. آ) نمودار AFM نشان دهندهٔ ترکیب ماگمای پگماتیتها (Irvine & Baragar, 1971)، ب) موقعیت نمونههای بررسی شده روی نمودار اشباع آلومینا (Maniar & Piccoli, 1989)، پ، ت) نمودار Rb-Nb+Y و نمودار Y المدی المعار (Ahmadi) (1984) نشان دهندهٔ موقعیت تکتونیکی نمونههای بررسی شده. نمونههای توده گرانیتوئیدی بروجرد از احمدی خلجی (Khalaji et al., 2007)

Figure 5. a) AFM diagram indicating pegmatite magmatic composition (Irvine and Baragar, 1971), b) Location of studied samples on the alumina saturation diagram (Maniar & Piccoli, 1989), c and d) Rb vs Nb+Y and Nb versus Y diagrams (Pearce et al., 1984) indicating tectono magmatic settings. The Boroujerd granitoid samples are from Ahmadi Khalaji et al. (2007).

^{1.} Volcanic arc granite

^{2.} Syn-Collision

(McKeoughi et al., 2013) معتقدند که تبلور اولیه آپاتیت در مذاب متالومینه میتواند رخ دهد در حالی که تبلور آلانیت و زینوتیم در مذاب پرآلومینوس میتواند اتفاق بیافتد. این میتواند دلیلی بر محتوای بالای فسفر در محصول نهایی باشد. با این وجود، در تصاویر الکترون برگشتی طی بررسیهای میکروسکوپ الکترونی (EPMA)، وجود کانی-سازی آپاتیت و همچنین کانیهای حاوی عناصر نادر خاکی در دایکهای پگماتیتی به اثبات رسیده است (شکل ۷).



شكل ۶. الكوهاى پراكندگى عناصر كمياب نسبت به گوشته اوليه (Sun & McDonough, 1989) و نادر خاكى نسبت به كندريت (Boynton, 1984) در نمونههاى پگماتيتى بروجرد- نظامآباد و كانىهاى موسكويت و فلدسپار آلكالن Figure 6. Primitive mantle-normalized trace element patterns (Sun & McDonough, 1989) and chondritenormalized (Boynton, 1984) for the Boroujerd-Nezam Abad pegmatites and muscovite and alkali-feldspar minerals.



شکل ۷. تصاویر الکترون برگشتی که وجود کانیهای آپاتیت و کانیهای حاوی عناصر نادر خاکی بهصورت ادخال در کانیهای دایکهای پگماتیتی نشان داده است.

Figure 7. EPMA photomicrograph indicates the presence of apatite and REE-bearing minerals as inclusion in the pegmatitic dike minerals.

Sample	B23	B24	B26	B28	B29	B33	B34	Sh35	Sh36	Sh37	Sh40	Sh42	Sh45
Al ₂ O ₃ %	14/80	۱۰/۸۰	۱۲/۴۰	۱۳/۴۰	۰ ۸/۳ ۰	۱۱/۸۰	۱۵/۱۰	۱۲/۶۰	۱۳/۱۰	۱۲/۱۰	۱۳/۲۰	۱۳/۹۰	17/7.
FeOt	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۲۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۱/۶۰	•/A•	۱/۰۰	۳/۶۰	۲/۴۰	۱/٩٠	۲/۳۰	۱/۵۰
MgO	۰/۱۰	۰/۲۰	•/٢•	•/٢•	•/١•	•/٢•	•/٢•	•/١•	٠/۴٠	•/٢•	•/١•	۰/۲۰	•/\•
CaO	۰/۵۰	•/۵·	•/8•	۰/۳۰	•/٢•	•/۴•	۱/۴۰	۱/۲۰	۱/۳۰	•/8•	•/۴•	۰/۴۰	٠/٩٠
Na ₂ O	۴/۲۰	۲/۶۰	۴/۷۰	۰/۴۰	۱/۳۰	۴/۴۰	۷/۴۰	۴/۲۰	۴/۰۰	۱/۵۰	٣/٩٠	۲/۶۰	۲/۳۰
K ₂ O	۵/۴۸	4/41	٣/۴۰	۴/۱۷	۲/۴۸	۲/۱۶	٣/٢٢	۲/۳۴	۲/۴۵	4/98	۲/۸۷	۳/۱۶	۶/۶۲
Li ppm	۵/۳۰	۷/۹۰	۱۴/۸۰	۱۲/۳۰	۱۳/۳۰	٨/٧٠	۱۳/۰۰	۱۵/۶۰	۴۵/۱۰	۱۹/۸۰	۳۳/۸۵	۲۰/۰۵	٩/۴٠
Be	۰/۴۰	۰/۳۰	۱/۱۰	۱/۹۰	۲/۰۰	۰/۳۰	۱/۵۰	۰/۷۲	۰/۹۰	۰/۵۰	۰/۲۳	۱/۰۰	۱/۴۰
Nb	۲۷/۸۰	۹/۹۰	۳۳/۰۷	٧۶/۱۵	۵۷/۷۵	۱۰/۸۰	44/22	۲/۲۰	۲۷/۶۰	۶/۶۰	14/08	۵۵/۲۰	۱/۰۰
Hf	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	١/٩٧	۲/۰۰	۲/۵۰	۲/۰۰
Ta	۲/۲۰	۲/۵۰	4/4.	۶/۵۰	۲/۵۰	١/٨٠	۱۰/۳۰	•/۵·	۲/۸۰	4/4.	۱/۲۰	۶/۱۰	٣/۶٠
U	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۲/۰۱	۰/۹۹	۱/۰۰	۱/۰۲	۱/۰۰
Th	۴/۳۳	۵/۷۰	۳/۶۰	٣/٠٠	۲/۱۰	۳/۴۰	۲/٩٠	۲/۲۰	१/१ •	۵/۱۰	۴/۳۰	۶/۰۷	٣/۶١
Zr	۲۷/۲۰	۱۹/۲۳	۲۶/۹۰	۴۲/۸۰	۲۲/۱۰	۱۳/۳۰	۲٩/۲۰	۱٩/۴۰	۳۱/۱۰	48/30	۲۰/۷۰	۲۵/۶۰	۲۶/۳۰
Ba	۵۷/۳۰	۴۸/۴۰	۲۷/۰۰	74.	44/	٨٧/٠٠	۱۰۳	۵۳/۷۰	٧٠/٠٠	141	۲۱/۰۰	۸۳/۰۰	144
Sr	30/24	۲۵/۵۱	21/82	۱۳/۷۳	۱۲/۲۸	20/62	201	۶۳/۱۰	٧ • /٧ •	۳۷/۵۱	٩/۵۲	۳۷/۲۶	1.7
Rb	779	۱۷۳	۱۵۵	۵۰۵	۳۱۶	١٠٣	۱۱۵	۱۱۵	184	۱۷۳	749	417	149
As	17/77	۲/۹۸	11/70	۶/۱۸	۵/۳۱	۵/۳۷	۵/۱۷	۵۳/۱۱	۵۱/۲۸	۵۷/۲۹	۴۶/۸۰	۴۵/۷۳	۱۷/۱۰
Bi	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۴۵	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ga	۱۹/۸۰	18/10	۲۸/۶۸	47/4.	۳۵/۷۶	۱۶/۵۸	۱۸/۳۰	۱۳/۰۱	۱۵/۷۶	18/80	۲۳/۱۶	86/24	۱۴/۸۰
Y	• Y/Y •	۴/۶۰	٣/٩٠	4/4.	۴/۲۰	۱/۰۰	٣/٠٠	۱۳/۵۰	۱۰/۲۰	۲۶/۱۰	• ۴/۲ •	۴/۰۰	• ٩/٢ •
Sc	٨/٧۵	٩/٠٠	۱۲/۸۰	۵/۹۸	17/41	۸/۲۸	1/81	۲/۲۰	17/78	14/41	8/14	٩/۴۰	۴/۰۰
Sn	۲/۲۱	۱/۱۰	۱/۲۰	۲/۵۰	۱/۴۰	۱/۵۰	۲/۴۷	1/47	۲/۴۹	۲/۴۰	۲/۳۵	٣/٠٠	۱/۹۰
Ti	۳۵۶	4.4	۲۰۷	١٨٢	۱۸۹	۲۰۳	219	79.	۱۸۲۸	۵۰۶	۲۰۸	484	777
Zn	٩/۶٠	٧/١۴	۸/۲۲	11/10	۱۸/۶۰	۱۰/۸۰	۱۱/۲۱	۱۷/۴۰	۱۱۸	۴۳/۸۳	۱۸/۰۱	١٠٩	۱۲/۵۰
La	۳/۲۰	١/٢١	۱/۴۰	۰/۲۹	۰/۵۰	١/٩٧	۲/۲۶	۲/۹۵	۲۰/۳۶	۳/۱۶	۱/۶۰	٣/٣٠	٣/١٠
Ce	4/94	۱/۰۱	۱/۱۳	۱/۰۰	• / Å •	۱/۴۰	۳/۶۹	۳/۶۷	17/02	۴/۷۲	۱/۲۴	۴/۷۱	۴/۲۰
Pr	۲/۷۰	۲/۳۰	۲/۸۰	1/88	1/94	۲/۸۴	۲/۱۹	۲/۱۷	4/52	۲/۴۷	۲/۵۶	٣/٠٠	۲/۲۰
Nd	٣/١٣	۳/۰۰	۲/۱۰	۲/۱۳	۱/۲۰	۲/۱۸	37/24	۳/٨۶	۸/۴۵	۲/۶۹	7/84	٣/۵۵	۲/۸۰
Sm	۱/۰۰	•/A •	۰/۵۰	•/۴۶	•/4٣	•/۴•	۰/٨۶	۰/۵۰	۱/۰۱	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۵۰	•/۴•
Eu	۰/۳۰	۰/٣۰	• /٣٣	۳۳/ ۱	•/٣۴	۰/۲۵	٠/۴٠	•/97	• 99	۰/۵۵	•/٣٢	۰/۴۵	•/۴۶
Gd	• /Y •	• /Y •	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۵۳	•/۵·	۰/۷۴	۰/۴۸	۲/۸۸	۱/۱۰	۳۵/۰	۰/۸۰	•/8•
Dy	۱/۲۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۱/۸۱	۱/۰۰	١/٧٩	١/٢٠	۱/۰۰	١/٢٨	۲/۰۰
Но	۰/۳۵	۰ /۲ ۱	٠/۴٠	• /۳۸	۰/۳۵	•/٢•	۰/۳۵	٠/۴٠	•/۵·	٠/٣٠	۰/۲۵	۰/۳۶	۰/۳۳
Er	• / ۶ •	• / ۵ •	۱/۰۰	۰/۷۳	• /۵ •	۰/۵۵	۲/۴۶	•/۵·	• /AY	٣/٨٠	۰/۵۲	• /Y •	۱/۰۰
Yb	• /Y •	•/۵·	• /9 •	• /۵ •	٠/١٣	•/۴۴	۲/۳۱	•/٣٣	۱/۳۱	۶/۹۸	٠/٨١	•/9•	۱/۸۰
Lu	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۵	•/١•	۰/۰۳	•/•٢	۰/۰۵	•/1•	•/11	٠/١٣	۰/۰۵	•/•Y	•/•۶

جدول ۱. نتایج تجزیهٔ شیمیایی نمونههای مربوط به دایکهای پگماتیتی در دو منطقه بروجرد- نظامآباد Table 1. Results of geochemical analysis of pegmatite dike samples of the Boroujerd and Nezam Abad districts

از میان عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE)، روبیدیم، لیتیم، باریم و استرانسیم بیشترین تمرکز را نشان میدهند به گونهای که روبیدیم (۲۰۵–۱۰۳ گرم در تن)، باریم (۲۴۰–۲۱ گرم در تن)، استرانسیم (۲۰۱–۹/۳۲ گرم در تن) و لیتیم (۴۵/۱۰-۴۵/۱۰ گرم در تن) را نشان میدهند. در این میان بریلیم (۲–۲۲/۰ گرم در تن) تمرکز پائینی را نشان میدهد. عناصر نادر خاکی الگوهای نسبتاً مشابهی را در ترکیب پگماتیتهای منطقه و کانیهای اصلی به نمایش میگذارند. مجموع EERها (EREE) در نمونههای مربوط به پگماتیتها منطقه در مقایسه با انواع پگماتیتی جهان مقادیر کمتری را نشان میدهد. EREE در این نمونهها در بیشترین میزان خود ۴۹/۹۹ گرم در تن است که مربوط به نمونهٔ Sh36 است. EREEها و EREAها الگوهای نسبتاً مشابهی را نشان میدهند و تنها غنیشدگی جزئی Le Pr LREEها و غنی شدگی اندک Yb در بین HREEها مشاهده می شود. مقادیر *Eu/Eu و *Ce/Ce بر اساس روابط ارائه شده به وسیلهٔ (Taylor & McLennan, 1985)، بین ۱۹۸۸ تا ۳/۸۴ و ۲/۱ متغیر است. این ارقام نشان دهندهٔ تهی شدگی جزئی در مقادیر Ce است که می تواند دلیلی بر محیطهای اکسیدان ضعیف باشد (;2008) Mameli et al., 2018). Wang et al., 2013; Mongelli et al., 2014).

جدول ۲ . نتایج تجزیهٔ شیمیایی نمونههای مربوط به جدایش کانیهای میکا و فلدسپار آلکالن در دو منطقه بروجرد و نظامآباد
Table 2. Results of geochemical analysis of separated alkali-feldspar and muscovite (mica) of the
Boroujerd and Nezam Abad districts

عناصر			ويت	فلدسپارآلكالن (ارتوكلاز)					
	Boroujerd		Shazand				Boroujerd Shazand		
Al ₂ O ₃ %	۳۴/۳۰	۳۳/۰۱	۳۴/۵۰	۳۰/۴۰	۳۰/۲۰	۳۲/۳۰	۱۵/۵۰	14/80	۱۷/۳۰
FeOt	۲/۶۰	۲/۵۰	۲/۳۰	۱/۸۰	۲/۵۰	۱/۲۰	٠/٢٠	۰/۸۰	•/A•
MgO	٠/٢٠	۰/۲۰	• / ۵ •	۰/۵۰	• /٣ •	۰/۲۰	٠/١۵	•/١•	•/١•
CaO	•/••	•/١•	•/١•	۰/۵۰	۱/۰۰	•/١•	۰/۵۰	٠/۴٠	• /٣٠
Na ₂ O	٠/٩٠	•/A•	• /Y •	•/۶•	۱/۰۰	٠/٩٠	۳/۴۰	۲/۳۰	۳/۲۰
K ₂ O	11/78	۱۱/۵۲	11/95	۱۰/۷۱	१/९९	۱۰/۶۸	11/14	٧/٣١	۷/۳۱
Li ppm	44/14	۲۰/۵۱	187	٨٠/١٣	۲۵/۴۰	۲۸/۵۰	۴/۸۰	۱۱/۲۰	۱۰/۲۰
Be	۶/۵۰	11/50	۲/۸۰	۱/۶۰	٠/٩٠	۲/۳۴	۰/٣٠	• /Y •	۰/۲۴
Nb	759	۳۳۶	۱۵۱	۷۵/۳۴	۲۰۱	219	۱/۰۰	۱/۲۰	۳/۴۰
Hf	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۳۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Та	۲۵/۳۸	18/84	۱۰/۲۱	11/54	۶/۲۰	۳۲/۳۰	• / ۵ •	•/١•	• / Y •
U	۱/۴۱	١/٢٧	۱/۱۰	۱/۰۰	۱/۳۱	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Th	۶/۱۰	۵/۸۵	۴/۹۱	۳/۶۸	۶/۵۰	۴/۶۰	۲/۰۰	۲/۰۰	۲/۰۰
Zr	۴۰/۵۰	۴۵/۲۰	۵۰/۷۸	۴٨/۶۰	۴۸/۶۰	۵۰/۰۰	۳٩/۲۰	۲۱/۳۰	۲۰/۲۰
Ba	۱۷/۰۰	۳۱/۰۰	46/	118	۳۴/۰۰	٧۶/٠٠	118	174	١٠٩
Sr	۵/۱۰	٨/٩٠	٩/۴١	18/80	19/84	18/80	۳۷/۷۰	۷۲/۸۰	۳۳/۷۰
Rb	۱۳۸۱	۲۲۵۳	۷۱۸	408	١١٨٣	1761	47.	177	477
Р	247	۶۱۹	14.	۱۵۵۸	۲۷۵	544	7	١١٠٧	۱۹۰۰
As	۴/۳۰	۲/۰۰	۹/۰۵	۵/۰۰	78/40	Υ/٨٠	۹/۲۰	۶/۰۰	۲۵/۲۰
Bi	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ga	۱۷۳	۲۲۰	1.4	8V/44	174	१४/१•	۱۷/۰۰	17/77	14/5.
Y	١/٨٠	۱/۰۰	• / Y •	۱۳/۸۰	۲/۱۰	۲/۵۰	۲/۸۰	۵/۷۰	۲/۲۰
Mo	۲/۴۵	۳/۲۱	١/٢٢	٣/٠٠	۲/۷۶	۱/۷۰	۵/۹۰	۲/۶۰	۲/۰۰
Sc	۸۳/۵۰	41/44	44/17	14/14	۶٩/۲۰	٩/٩٠	٠/٣٠	۲/۱۰	۲/۲۰
Sn	۸/۴۰	۹/۲۰	٨/١٠	۶/۳۲	λ/۶۰	۹/۳۰	١/۶٠	۱/۵۰	۲/۳۰
Ti	۳۶۳	۲۳۸	۲۳۸۸	۲۳۸۷	۶۸۶	587	٧٧/٠٠	189	۷۳/۰۰
Zn	٧/٣١	۵/۹۰	4.18.	۹/۱۴	۱۹/۰۰	۶/۱۰	۶/۶۰	۱۳/۸۴	۲۶/۱۰
La	۰/۶۳	۰/۴۳	• / ۶ •	۲/۹۰	۲/۶۰	۱/۰۹	• /9 •	۱/۶۰	• /Y •
Ce	۲/۰۰	• / Å •	۱/۰۰	۵/۵۲	۴/۵۵	۱/۰۰	۱/۵۰	۱/۴۰	۱/۰۰
Pr	۲/۷۰	۲/۶۰	۲/۸۰	۳/۵۰	۳/۰۸	۲/۴۰	۱/۶۰	۲/۴۰	۲/۰۰
Nd	١/٣٣	۱/۲۰	۱/۳۰	۴/۵۰	۳/۳۱	۱/۵۰	۱/۵۰	۱/۹۰	۱/۶۰
Sm	• / ٣ •	٠/۴٠	۰/۳۵	۰/۹۵	۰/۲۵	۰/۳۸	• /9 •	۰ /۵ ۱	• / ۵ •
Eu	•/۲۴	• /٢ •	۰ /۳۲	•/ \ •	• /٣ •	• /٣ •	٠/۴٠	• /Y •	• /٣٠
Gd	• /۵ •	٠/۴٠	٣/٠٣	۳/۹۰	٠/٩٠	• /Y •	۰/۲۳	• /۵ •	٠/٢٠
Dy	۱/۱۰	• /Y •	۰/۶۵	۲/۳۰	۰/۳۵	• /Y •	٠/٨۵	۱/۰۰	۱/۰۰
Ho	• /47	٠/٢۵	• /٣١	٠/۴٠	٠/۴٠	• / ۵ •	۰/۴۸	۰/۳۶	۰/۱۵
Er	۰/۵۲	• / ۵ •	۰/۴۵	•/١•	٠/۴٠	۰ /۳ ۰	•/\•	• /Y •	•/۴•
Yb	٠/۴١	٠/٢٢	۰/۲۳	۱/۲۰	٠/۴١	۰ /۳۰	۰/۲۳	٠/٩٠	۰/٣٠
Lu	•/\•	•/١·	•/١•	•/١•	•/١•	•/١·	• / • ٨	•/•Y	۰/۰۹

علوم زمین خوارزمی (نشریه علوم دانشگاه خوارزمی)

شیمی تورمالین بهوسیلهٔ (سیاه چشم و همکاران، ۱۳۹۷) بهطور مفصل بررسی شده و در این تحقیق در مورد شیمی کانیهای میکا و فلدسپار آلکالن بهصورت خلاصه شرح داده شده است. برای تعیین ترکیب کانیهای میکایی از نمودار سهتایی ارائه شده بهوسیلهٔ (Foster, 1960) استفاده شد که نشان داد، نمونههای میکایی پگماتیتها در محدوده مسکوویت با تمایل به موسکویتهای حاوی لیتیم قرار گرفتهاند (شکل ۸ آ). فلدسپار بررسی شده در نمودار ارائه شده بهوسیلهٔ (Miller-Lorch et al., 2007)، کاملاً پتاسیک (ارتوکلاز) بوده است و فاقد محلول جامد با پلاژیوکلازها هستند (شکل ۸ ب). کانیهای میکا و فلدسپار آلکالن بررسی شده بهترتیب حاوی ۲۰/۲۰ تا ۴۴/۵۰ درصد و ۱۴/۶۰ تا ۱۲/۲۰ و Al₂O₃ ۱۷/۳۰ تا ۲۰/۱۲ درصد و ۱۳/۷ تا ۱۱/۱۲ K

نتايج و بحث

عموماً پگماتیتها بهعنوان یکی از منابع لیتیم در نظر گرفته شده و مورد استخراج قرار میگیرند. این در حالی است که پگماتیتهای بررسی شده حاوی لیتیوم بالایی نبوده ولی مقادیر لیتیم گزارش شده، بهخصوص لیتیم همراه با موسکویت نیز میتواند حائز اهمیت باشد. تفریق پگماتیتها میتواند معیار مناسبی برای تمرکز عناصر کمیاب و نادر خاکی باشد (Wise, 1995). در نمودار Rb/Sr در برابر Černý & Meintzer, 1988) Li)، مشاهده شد که با افزایش مقدار Rb/Sr، مقدار لیتیم نیز افزایش نشان میدهد که نشاندهندهٔ افزایش مقدار تفریق در پگماتیتها است (شکل ۸ پ). افزایش مقادیر روبیدیم و سزیم در فلدسپار آلکالن و زیادشدن عناصر: لیتیوم، روبیدیوم، پتاسیم، سزیم و تانتالیوم در موسکویت نشاندهندهٔ تفریق بیشتر در پگماتیتها است. بهعنوان مثال چنان که ذکر شد، غنی شدگی Rb با درجه تفریق ماگمایی افزایش پیدا می کند. پگماتیتهای تحول یافتهتر نسبت کم K/Rb دارند در حالی که پگماتیتهای بدوی مقادیر زیاد این نسبت را نشان میدهند. نسبت K/Rb در پگماتیت بروجرد بین ۶۴/۸ تا ۲۳۲/۱ است و در منطقه نظامآباد بین ۶۲/۶ تا ۳۶۸/۴ است، بنابراین، پگماتیتهای بروجرد و نظامآباد جز پگماتیتهای کم تحول یافته در نظر گرفته میشوند. نسبتهای K/Rb در کانیهای فلدسپار آلکالن و موسکویت نیز نشاندهندهٔ پگماتیتهای کم تحول یافته است. محتوی عناصر دیگری از قبیل گالیم، روی، تانتالیم نیز با افزایش تفریق ماگمایی در پگماتیت، افزایش نشان میدهد. با توجه به اینکه، پگماتیتهای برررسی شده تفریق یافته نیستند و در رده پگماتیتهای کم تحول یافته قرار می گیرند، از لحاظ کانی سازی لیتیم، بریلیم، گالیم و تانتالیم غنی شدگی نشان نمی دهد. در نمودار K/Rb-Rb ارائه شده بهوسيلهٔ (Taylor & Mc lennan, 1985)، محدودهٔ پوستهٔ بالایی، پوسته زیرین و پوسته کل (پایینی و بالایی) را برای پگماتیت و کانیهای شاخص آن مشخص کردند و پس از آن (Černy & Ercit, 1985)، محدودهٔ گرانیتوئیدهای لوکوکراتی و پگماتیت- گرانیتها را روی آن تعیین کردند. در این نمودار تمامی نمونههای مسکوویتی- فلدسپار آلکالن در پگماتیتهای منطقه در روی خط LPG قرار گرفته و نمونههای مربوط به پگماتیتی نیز همروند با کانیهای تشکیلدهنده بوده است و تمایل به محدودهٔ پگماتیتهای پوسته بالایی نشان میدهند (شکل ۸ ت).

از نمودارهای Mg/Li در برابر Mg/Li (Černy, 1989) Li بمودار Ta در برابر Ga (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971) Ga و نمودار Mg/Li در برابر K/Rb (Staurove, 1969) Rb برای تعیین کانهزا بودن و عقیم بودن پگماتیتها استفاده شده است (شکل ۹). مقدار نسبت Mg/Li در پگماتیت ۲۵/۱ تا ۱۵۱/۸ و نسبت آن در کانیهای موسکویت برابر ۲۷/۸ تا ۱۸۷/۵ و در فلدسپار آلکالن برابر ۵۳/۵ تا ۵۶/۲ است. بیشترین مقدار لیتیم در ترکیب موسکویت (بهویژه نظامآباد) مشاهده شده است. هرچه مقدار Mg/Li کاسته شود بر مقدار لیتیم افزوده شده است. همچنین موسکوویت از لحاظ کانیسازی تانتالیم نیز تا حدودی حائز اهمیت هستند. تانتالیم جزء عناصری است که میتواند تمرکز زیادی را بههمراه فرآیندهای نهایی تفریق ماگمائی تشکیل دهد. این عنصر در برخی موارد به همراه موسکویت تجمع مییابد (Van Lichtervelde (et al., 2007). با توجه به فراوانی چشمگیر موسکویت در واحدهای یگماتیتی، این مسئله میتواند حائز اهمیت باشد.

طبقهبندیهای مختلفی برای پگماتیتها ارائه شده که توصیف همه آنها در این پژوهش میسر نیست و در ادامه پگماتیتهای بررسی شده با توجه به مهم ترین طبقهبندیها، شرح داده شده است. بر اساس طبقهبندی ارائه شده بهوسیلهٔ (Černy, 1991) که براساس ترکیبی از عمق جای گیری، درجه دگر گونی و محتوای عناصر فرعی و کانیشناسی است، می توان پگماتیتهای بررسی شده را طبقهبندی کرد.



شکل ۸. آ) ترکیب کانیهای میکا در نمودار ارائه شده بهوسیلهٔ (Foster, 1960)، ب) ترکیب فلدسپار آلکالن بررسی شده در نمودار پتاسیم در برابر سدیم (Müller-Lorch et al., 2007)، پ) نمودار لیتیم در برابر روبیدیم- استرانسیم (Černý & Meintzer, 1988) که نشان میدهد با افزایش مقدار روبیدیم-استرانسیم، لیتیم افزایش نشان میدهد، ت) نمودار تغییرات 1985) (Černý & Ercit, تكتونيكى محيط تعيين براي Rb مقابل در K/Rb LC= Lower Crust, UC= Upper Crust, TC=Total Crust, LPG= Leucogranite and Pegmatite Granite LC= Lower Crust, UC= Upper Crust, TC=Total Crust, LPG= Leucogranite and Pegmatite Granite شبیه به شکل ۶ است.

Figure 8. a) Composition of mica minerals in the diagram of Foster (1960), b) Composition of alkalifeldspar in the K2O versus Na2O diagram (Müller-Lorch et al., 2007), c) Li versus Rb/Sr diagram (Černý & Meintzer, 1988) indicates increasing of Li with increase of Rb/Sr, d) Variation diagram of K/Rb ratios versus Rb for discrimination of tectonic environment (Černý & Ercit, 1985). LC= Lower Crust, UC= Upper Crust, TC=Total Crust, LPG= Leucogranite and Pegmatite Granite. Symbols are the same as Figure 6.



شکل ۹. آ) نمودار Mg/Li در برابر Černy, 1989) Li)، ب) نمودار Ta در برابر Beus, 1966; Gordiyenko, 1971) Ga) و پ) نمودار K/Rb در برابر Staurove, 1969) Rb) برای تعیین کانهزا بودن و عقیم بودن پگماتیتها استفاده شده است که نشان میدهد پگماتیتهای بررسی شده عقیم بوده است و تنها غنی شدگی از لیتیم را در موسکویتها نشان میدهد که می تواند حائز اهمیت باشد.

Figure 9. a) Mg/Li versus Li diagram (Černy, 1989), **b)** Ta versus Ga diagram (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971), **c)** K/Rb versus Rb diagram (Staurove, 1969) for discrimination of mineralized and barren pegmatites indicates studied pegmatites classified as barren type and showing only enrichment of Li in the muscovites that is important.

چنان که در بخش کانی شناسی شرح داده شد، پگماتیتهای بررسی شده از لحاظ فراوانی کانی موسکویت و تورمالین متفاوت هستند و بهطور کلی میتوان آنها را به دو دسته یعنی پگماتیتهای میکادار و فاقد میکا (مقدار میکای کم) تقسیم بندی کرد. احتمالاً افزایش مقدار موسکویت در پگاتیتهای نظام آباد و همچنین پگماتیتهای با میزبان درگر گونی به دلیل نوع سنگ میزبان و واکنش دایک پگماتیت با سنگ دارد. به طوری که پگماتیتهای نوع موسکویتی در فرگونی به دلیل نوع سنگ میزبان و واکنش دایک پگماتیت با سنگ دارد. به طوری که پگماتیتهای نوع موسکویتی در طبقه بندی (Černy et al., 2012). به نظر می سد پگماتیت های میکا و فاقد میکا از خانواده آبیسال (AB) است و طبقه بندی (Černy et al., 2012). به نظر می رسد پگماتیت های کم میکا و فاقد میکا از خانواده آبیسال (AB) است و میکوویتی Maستند. از طرف دیگر با توجه به این که دایکهای پگماتیتی بررسی شده از نوع کم تحول یافته هستند، می توان گفت که توان کانی سازی در آنها کم است. همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی دایکهای پگماتیتهای نوع مستد، پر آلومینوس بودن آنها، قرار گرفتن در محیطهای کمان آتشفشانی و همراهی با گرانیتوئیدهای نوع I و طبیعت کالک-پگماتیتها همراه با رخساره آمفیبولیت تا شیست سبز در محیطهای فشار کم (۲ تا ۴ کیلوبار) و دماهای ۲۰۵ تا ۵۰۰ درجهٔ سانتی گراد تشکیل شده اند. بر اساس طبقه بندیهای از این (Cons تا ۵۰ کر ۲ تا ۵۰ فاقد میکا در مناطق بروجرد و نظام آباد از نوع پلوتونیک پگماتیت با سنگ میزبان گرانیتی زودیوریتی است و پگماتیتهای میکادار از نوع دگرگونی و ماگماتیک پگماتیت با سنگ میزبان در اینتی گرانودیوریتی است و

نتيجهگيرى

دایکهای پگماتیتی و آپلیتی در چندین بخش از پهنه بروجرد- نظامآباد رخنمون دارند. در این مناطق پگماتیتها بافت درشت دانه داشته و عموماً از حاشیه به سمت مرکز اندازهٔ بلورها، بافت و نرخ هستهبندی متغیر است. این تغییر در اندازهٔ بلورها متأثر از تغییر در سرعت هستهبندی بلورها با مقدار کاهش دمای ماگما و بخار آب موجود در مذاب است. دایکهای پگماتیتی در داخل واحدهای مختلف نفوذ کرده و عمده واحدهای سنگی میزبان شامل هورنفلس، شیست و سنگهای گرانیتوئیدی هستند. از نقطه نظر کانیشناسی، واحدهای میزبان دربردارنده ترکیب عمده کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، موسکویت و تورمالین هستند و در برخی از نمونهها گارنت، بیوتیت و کانیهای اکسیدی آهن به طور فرعی قابل مشاهده است. آپاتیت و کانیهای حاوی عناصر نادر خاکی در بررسیهای میکروسکوپ الکترونی تشخیص داده شده است. بر اساس نمودارهای تعیین ترکیب ماگمای اولیه و نیز نمودارهای پیشبینی موقعیت تکتونیکی زایشی، این واحد لیتولوژیکی دارای ماگمای کالک آلکالن و پرآلومینه بوده است که در محیط تکتونیکی کمان آتشفشانی (گرانیتهای نوع I) تا به مقدار کمتر همزمان با برخورد (گرانیتهای نوع S) شکل گرفته است. متحمل شدهاند و بر این اساس در رده پگماتیتهای شاخص آنها نشان داد که پگماتیتهای برسی شده تفریق کمی را متحمل شدهاند و بر این اساس در رده پگماتیتهای شاخص آنها نشان داد که پگماتیتهای برسی شده تفریق کمی را تاتتالیم بهخصوص در موسکویت حائز اهمیت و از نظر کانیهای صنعتی مستعد است.

منابع

- ۱. احمدی خلجی، ا.، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک تودههای نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد پترولوژی (۱۳۷۸) دانشگاه تهران.
 - ۲. احمدی خلجی، ۱.، "پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، پایاننامه دکتری پترولوژی (۱۳۸۵) دانشگاه تهران.
- ۳. اثنیعشری، ۱، حسنزاده، ج.، "ماگماتیسم قوسی در بخش میانی نوار سنندج سیرجان (غرب ایران) و روابط ژئوشیمیایی حاکم بر گرانیتوئیدهای این منطقه"، فصلنامه زمینشناسی ایران، سال هشتم، شماره ۳۰ (۱۳۹۳) ۵۸-۹۶.
 - ۴. اثنی عشری، ۱، "پترولوژی گرانیتوئیدهای شمال-شمال غرب الیگودرز"، رساله دکتری پترولوژی (۱۳۹۰) دانشگاه تهران.
- ۵. حاج ملا علی، ع.، حسینی، م.، فراهانی، م.ب.، صداقت، ۱.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ بروجرد" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۰).
- ۶. رادفر، ج.، "بررسیهای زمینشناسی و پترولوژی سنگهای گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه"، پایاننامهٔ کارشناسی ارشد، (۱۳۶۶) دانشگاه تهران.
- ۲. سلامی، ص.، سپاهی گرو، ع.ا.، معانی جو، م.، "سنگنگاری و شیمی کانیها در دایکهای پگماتیتی-آپلیتی نواری واقع در شرق بروجرد"، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شمارهٔ ۱ (۱۳۹۵) ۱۹–۳۲.
- ۸. سهندی، م،، رادفر، ج،، حسینی دوست، س.، محجل، م.، "نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ شازند" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵).
- ۹. سیاه چشم، ک.، دیدار، پ.، جهانگیری، ج.، بیات، س.، "شیمی تورمالین در پگماتیتهای با سنگ میزبان آذرین و دگرگونی در مناطق ملایر-بروجرد- نظام-آباد (شازند)، زون سنندج- سیرجان" مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شمارهٔ ۲ (۱۳۹۷) ۳۲۱-۳۳۴.
- ۱۰. طهماسبی، ز.، احمدیخلجی، ا.، رجاییه، م.، "تورمالینزایی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک) "، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شمارهٔ ۳ (۱۳۸۸) ۳۹۹–۳۸۰.
- ۱۱. میرسپهوند، ف، طهماسبی، ز،، شاهرخی، س.و،، احمدی خلجی، ا. و خلیلی، م،، "ژئوشیمی و تعیین خاستگاه منطقه بروجرد"، مجلهٔ بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شمارهٔ ۲ (۱۳۹۱) ۲۸۱–۲۹۲.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 94 (2006) 401-419.
- 13. Ahadnejad V, Valizadeh M. V., Esmaieily D., "The role of shera zone on the emplacement of Malayer Granitoid rocks, NW Iran". J Applied Science 8(23) (2008) 4238-4250.
- Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M. V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859-877.
- 15. Beus A. A., "Distribution of tantalum and niobium in muscovites from granitic pegmatites", Geokhimiya (1966).
- Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier (1984) 63-114.
- Černý P., "Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum", Springer-Verlag, Heidelberg, (1989) 274-310.
- Černý P., "Rare-element granitic pegmatites, Part 1: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits". Geoscience Canada, 18, 2, (1991) 49-66.
- 19.Černý P., Ercit T.S., "Classification of granitic pegmatite's", Canadian Mineralogist 43 (2005) 2005-2026.
- Černy P., Ercit T. S., "Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites", Bulletin Minéralogy 108 (1985) 499-532.
- Cerny P., London D., Novak M., "Granitic pegnatites as reflections of their sources", Elements, 8 (2012) 289-294.
- 22. Černý P., Meintzer R. E., "Fertile granites in the Archaean and Proterozoic fields of rareelement pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships, In: Taylor RP, Strong DF (eds) Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits", Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39 (1988) 170-207.
- 23. Dill H.G., "Pegmatites and Aplites: their genetic and applied ore geology", Ore geology reviews, 69 (2015) 417-561.
- 24. Dill H. G., "The CMS classification scheme (Chemical composition–Mineral assemblage– Structural geology)–linking geology to mineralogy of pegmatitic and aplitic rocks", Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry, 193(3) (2016) 231-263.
- 25. Foster M. D., "Interpretation of the composition of lithium micas", USGS Professional Paper 354 (1960) 147-173.
- 26. Fuertes-Fuente M., Martin-Izard A., Boiron M.C., Vinuela J.M., "P-T path and fluid evolution in the Franqueira granitic pegmatite, Central Galicia, Northwestern Spain", Canadian Mineralogist 38 (2000) 1163-1175.

- 27. Gordiyenko V. V., "Concentration of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites", International Geology Review, 13 (1971) 134-142.
- 28. Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., "A guide to the classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science, 8 (1971) 523-548.
- Jolliff B. L., Papike J. J., Shearer C. K., "Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatite wall zones, Black Hills, South Dakota, USA", Geochimica Cosmochimica Acta 56 (1992) 1915-1939.
- Linnen RL, Trueman DL, Burt R., "Tantalum and Niobium", In: Gunn G (ed) Critical metals handbook. (2014) Wiley, Chicester, UK, 361-385.
- Mameli G., Filigheddu R., Binelli G., Meloni M., "The genetic structure of the remnant populations of Centaurea horrida in Sardinia and associated islands", Annals of Botany, 101 (2008) 633-640.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of American Bulletin 101 (1989) 635-643.
- Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak-Iran", PhD Thesis, University of Leeds. England, (1997) 321.
- Masoudi F., Yardley B. W. D., Cliff R. A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the south- west of Arak, Iran", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 13(3) (2002) 249-254.
- Masoudi F., Yardley BWD., "Magmatic and metamorphic fluids in pegmatite development: evidence from Borujerd complex, Iran". Journal of Science Islamic Republic of Iran 16(1) (2005) 43-53.
- 36. McKeoughi M. A., Lentz D. R., Chris R. M. Mcfarlane C. R. M., Brown J., "Geology and evolution of pegmatite-hosted U–Th ± REE–Y–Nb mineralization, Kulyk, Eagle, and Karin Lakes region, Wollaston Domain, northern Saskatchewan, Canada: examples of the dual role of extreme fractionation and hybridization processes", Journal of Geosciences, 58 (2013) 321-346.
- Mongelli G., Boni M., Buccione R. Sinisi R., "Geochemistry of the 936 Apulian karst bauxites (southern Italy): Chemical fractionation and parental affinities", Ore Geology Reviews, 63 (2014) 9-21.
- Müller-Lorch D., Marks M.A., Markl G., "Na and K distribution in agpaitic pegmatites", Lithos, 95(3-4) (2007) 315-330.
- 39. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock", Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.

- 40. Roda-Robles E., Villaseca C., Pesquera A., Gil-Crespo P. P., Vieira R., Lima A., and Garate-Olave I., "Li-bearing pegmatites as residual melts of P-rich Variscan granites from the Central Iberian Zone", EGU General Assembly (2018) Vienna.
- 41. Staurove O. D., Stolyarov L. S., Isochewa E. I., "Geochemistry and Origin of Verkh Iset Granitoid massif in central Ural", Geochemistry International, 6 (1969) 1138-1146.
- 42. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", Geological Society of London Spatial Publication, 42 (1989) 313-345.
- Tabbakh Shabani AA., Sahamieh RZ., Keshavarz Z., Composition of Tourmalines from Hajiabad and Dehgah area, SE Boroujerd. Journal of Geopersia 3 (2013) 21-33.
- 44. Taylor S., Mc lennan S., "The Continental Crust; its composition and evolution Book. The Continental Crust; its composition and evolution", Blackwell Science Publishers (1985).
- 45. Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: its composition and evolution", Blackwell Scientific Publication, Carlton (1985) 312.
- 46. Van Lichtervelde M., Linnen R. L., Salvi S., Didier B., "Texture and chemical evolutions in tantalum oxides: A discussion of magmatic versus metasomatic origins for Ta mineralization in the Tanco Lower Pegmatite, Manitoba, Canada", Economic Geology, 102 (2007) 257-276.
- 47. Wang W., Liu S. W., Santosh M., Bai X., Li, Q. G., Yang P. T., Guo R. R., "Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole-rock geochemistry of granitoid gneisses in the Jianping gneissic terrane, Western Liaoning Province: Constraints on the Neoarchean crustal evolution of the North China Craton", Precambrian Research, 224 (2013) 184-221.
- 48. Webster J. D., Thomas R., Rhede D., Forster H. J., Seltmann R., "Melt inclusions in quartz from an evolved peraluminous pegmatite: geochemical evidence for strong tin enrichment in fluorine-rich and phosphorus-rich residual liquids", Geochimica Cosmochimica Acta 61 (1992) 2589-2604.
- Whitney D. L., Evans B. V., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- Wise M. A., "Trace-element chemistry of lithium-rich micas from rare-element granitic pegmatites", Mineralogy and Petrology 55 (1995) 203-215.

Mineralogy and Geochemistry of Pegmatitic and Aplitic Dikes in the Boroujerd-Nezam Abad Zone with Respect to Trace and Rare Earth Elements Mineralization

Majid Ghasemi Siani^{*1}, Sima Bayat²

1. Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

2. University of Tabriz, Department of Geosciences

Extended Abstract

(Paper pages 215-232)

Introduction

Pegmatites are an important source of economic sources of a broad spectrum of rare metals including Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sc, Y, REEs, Sn, Nb, Ta, U, Th, Zr and Hf used in ceramics and the pharmaceutical industry as well as a number of other industrial applications (Černý and Ercit, 1985; Černý, 1991). Understanding their genesis is essential to better delineate geologic terranes and environments permissive to their occurrence. A variety of criteria were applied to the classification: internal structure, paragenetic relationships, bulk chemical composition, petrogenetic aspects, nature of parent medium and geochemical signatures, among others. The compositional attributes of feldspars and micas can provide valuable information on the petrogenetic evolution of granitic pegmatites (Trueman and Černý, 1982, Legg and Namateba, 1982, Černý, 1991). The present work combines a petrographic study and geochemistry studies (both whole-rock geochemistry and geochemical study of feldspar minerals and muscovite) of the Boroujerd-Nezam Abad zone in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran, to place their occurrence in a regional context by determining mineralogy, textural relationships and geochemical trends.

Summary of petrography and geological settings

In the Boroujerd–Nezam Abad zone, pegmatite dikes formed with a general NW–SE orientation cross-cutting granitoids. Pegmatite dikes are exposed in the southeast of the Boroujerd district near the Mirab, Gijali, Kolah Jub and southwest of Kabotarlan villages, within granitoids and metamorphic units. Towards Shazand, near to Hendoudar and Zabir Abad villages, there are numerous pegmatite dikes both intruded in the granodiorite and metamorphic rocks. Pegmatite dikes exhibit 2 to 15 m in length and 0.5 to 0.5 m in width with sharp contacts to their wall rocks. Mineralogical studies indicates they mainly contain large needle-shaped crystals of black tourmaline, milky to rose quartz, white K-feldspar, plagioclase, and muscovite with subordinate biotite, zircon and garnet, and show graphic, perthite and myrmekitic textures.

Material and methods

Pegmatitic dikes in the Boroujerd-Nezam Abad zone recognized based on geological maps of the Shazand and Boroujerd, and 100 samples were collected from them. Fifty polished thin sections were prepared and studied by Axioplan 2 Zeiss research-type optical microscope at the Iranian Mineral Processing Research Center (IMPRC) and Kharazmi University. About thirteen whole rock samples of Boroujerd and Nezam Abad pegmatitic dikes and nine separated muscovite and K-feldspar crystals were analyzed for major and trace elements by ICP-OES (Varian 735-ES) at the Geological Survey of Iran.

Results and discussion

Pegmatitic dikes are characterized by contents of Al_2O_3 range from 8.30 to 15.1 wt.%, MgO range from 0.1–0.4 wt.% and FeO_t range from 0.8–3.6 wt.%. P content (554 to 3199 ppm) in the pegmatitic dikes indicates peraluminous affinity of magma. Pegmatitic dikes have a stronger peraluminous character in the A/NK [A/NK = molar ratio $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$] versus A/CNK [A/CNK = molar ratio $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$] diagram. All of pegmatite dikes display a typical calc–alkaline trend on the ternary diagram of Irvine and Baragar (1971). The Rb versus (Yb + Ta) and Nb versus Y tectonic setting diagrams (Pearce et al. 1984), indicate that most of the pegmatite samples plot in the field of volcanic arc setting, less common into syn-collisional settings and within-plate granite. High Th/Yb ratios correlated with high values of La/Yb, which are consistent with continental arc magmas. In the chondrite-normalized multi-element diagrams (Sun and McDonough, 1989), pegmatite dikes have a similar trend in both district, and Nb and Ti (HFSE–high-field strength elements) show negative anomalies. The chondrite-normalized REE patterns of pegmatite dikes (Boynton, 1984) show relatively similar flat patterns with slightly negative to positive Eu anomalies (0.98 to 3.84).

Muscovite in the pegmatitic dikes characterized by Al₂O₃ range from 30.2 to 34.5 wt.% and K₂O range from 9.99 to 11.91, whereas alkali-feldspar characterized by Al₂O₃ range from 14.6 to 17.3 wt.% and K₂O range from 7.31 to 11.14. Muscovite compositions plot into the field of Li-bearing muscovites which is consistent with Li content (28.5 to 162 ppm) in their compositions. On the Rb/Sr versus Li (Černý and Meintzer, 1988), showing a positive trend, so that Li content increase with increasing of Rb/Sr indicating effects of fractionation process in pegmatites evolution. The K/Rb ratios in the Boroujerd and Shazand pegmatites are in range 64.8 to 232.1 and 62.6 to 384.4, respectively indicating these pegmatites can be considered as low evolved pegmatites. However, low evolved pegmatites are classified as poor mineralized pegmatites in relation to Li, Sn, Ga and Ta mineralization. In addition, all pegmatite samples located in the field of barren pegmatites on the Mg/Li versus Li (Černy, 1989) and Ta versus Ga diagrams (Beus, 1966; Gordiyenko, 1971). Economically, these pegmatites can be just considered as source of mica and ceramic industrial minerals.

Conclusion

- The pegmatite dikes in the Boroujerd–Nezam Abad zone formed with a general NW–SE orientation and mainly consist of large needle-shaped crystals of black tourmaline, milky to rose quartz, white K-feldspar, plagioclase, and muscovite with subordinate biotite, zircon and garnet.
- The pegmatite dikes show peraluminous, I- to S-type magmatism, calc-alkaline series, and display geochemical characteristics consistent with syn- to late-orogenic and post-orogenic environment.
- Based on K/Rb ratio and Rb content of pegmatites and K-feldspar and muscovite therein, pegmatitic dikes are less evolved and classified as LCT family (barren sub-type) of rareearth class of pegmatites, and can be just considered for mica and ceramic industrial minerals.

Keywords: Rare earth elements; Trace elements; Pegmatites; Boroujerd-Nezam Abad zone