

Petrographic and chemical investigation of plagioclase, alkali feldspar, pyroxene and olivine minerals in gabbroic rocks of Robat – Shahr Babak region located in Kerman province, Iran

Sheida Akmali^{1*}, Abbas Moradian², Hamid Ahmadipour³, Massimo Tiepolo⁴

^{1*} Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. 09118085274. Sheidaakmali65@gmail.com

²Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. 09131420163. moradian@uk.ac.ir

³Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran. 09133430397. hahmadi@uk.ac.ir

⁴Department of Earth Sciences, Università Degli Studi Di Milano, Italy. 0393397722189. Massimo.Tiepolo@unimi.it

Date of issue: 2024/10/03

Abstract:

The studied area is located in the southeast of Sanandaj-Sirjan zone, 31 km southwest of Shahr-Babak city and in the north of granodiorite batholith of Shahr-Babak city. In this area, isolated masses of gabbro outcrop, which caused the evolution of the southeastern part of the Sanandaj-Sirjan zone 173 million years ago. Examples of this area include dunite, olivine gabbro, hornblende gabbro, troctolite and granodiorite. In these samples, there are anorthosite streaks, which are the result of fractionation process (especially volatile materials), injection of new magmas and flow. In the investigations obtained from mineral chemistry, plagioclases have a composition of andesine to labradorite and alkaline feldspars have a composition of orthoclase. Pyroxenes are in the range of clinopyroxene (diopside) and olivines are in the range of chrysolite.

Key words: Gabbro, Chemistry of minerals, Sanandaj-Sirjan, Robat, Shahr-Babak, Kerman.

بررسی پتروگرافی و شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، پیروکسن و الیوین موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی رباط - شهربابک واقع در استان کرمان، ایران

شیدا اکملی^{۱*}، عباس مرادیان^۲، حمید احمدی پور^۳، ماسیمو تیپولو^۴

^{۱*} بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران. ۰۹۱۱۸۰۸۵۲۷۴. پست الکترونیکی: Sheidaakmali65@gmail.com

^۲ بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران. ۰۹۱۳۱۴۲۰۱۶۳. پست الکترونیکی: moradian@uk.ac.ir

^۳ بخش زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران. ۰۹۱۳۳۴۳۰۳۹۷. پست الکترونیکی: hahmadi@uk.ac.ir

^۴ بخش علوم زمین، دانشگاه یونیمی میلان، ایتالیا. ۰۳۹۳۳۹۷۷۲۲۱۸۹. پست الکترونیکی: Massimo.Tiepolo@unimi.it

تاریخ تنظیم مقاله: ۱۴۰۳/۰۷/۱۲

چکیده

منطقه‌ی مورد مطالعه، در جنوب شرق زون سنندج - سیرجان، ۳۱ کیلومتری جنوب غرب شهرستان شهربابک و در شمال باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهربابک قرار دارد. در این منطقه، توده‌های منفرد گابرویی رخنمون دارند که در ۱۷۳ میلیون سال پیش، موجب تکامل قسمت جنوب شرق زون سنندج - سیرجان شد. نمونه‌های این منطقه، شامل دونیت، الیوین گابرو، هورنبلند گابرو، تروکتولیت و گرانودیوریت می‌باشند. در این نمونه‌ها، رگه‌های آنورتوزیتی وجود دارد که بر اثر فرایند تفریق (خصوصاً مواد فرار)، تزریق شدن ماگماهای جدید و جریان یافتن است. در بررسی‌های به دست آمده از شیمی کانی‌ها، پلاژیوکلازها، ترکیبی از نوع آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای آلکالن، ترکیبی از نوع ارتوکلاز دارند. پیروکسن‌ها، در محدوده‌ی کلینوپیروکسن (دیوپسید) و الیوین‌ها، در گستره‌ی کریزولیت قرار دارند.

واژه‌های کلیدی: گابرو، شیمی کانی‌ها، سنندج - سیرجان، رباط، شهربابک، کرمان.

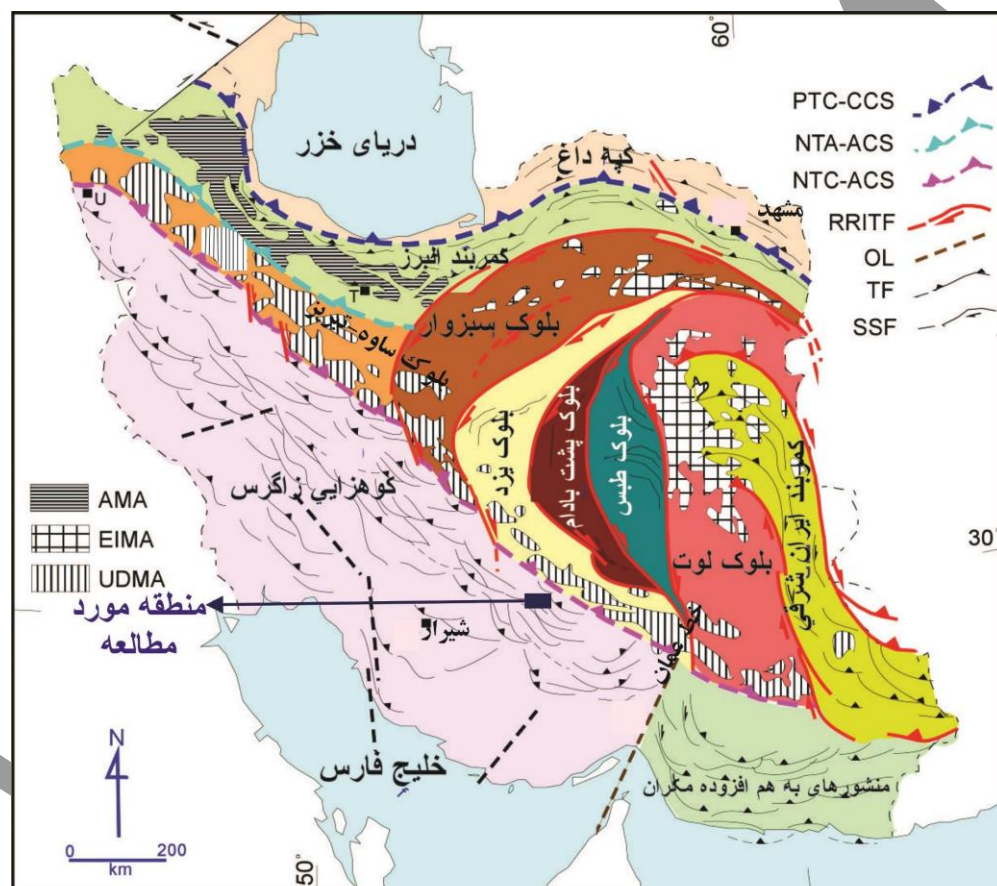
مقدمه

منطقه‌ی مورد مطالعه، در بین طول‌های جغرافیایی ۳۴°، ۵۴° تا ۴۳°، ۵۴° و عرض‌های جغرافیایی ۲۹°، ۵۸' و ۲۹°، ۵۸' واقع شده است. برخی از مطالعات پیشین در مورد زون سنندج - سیرجان و منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط به شرح زیر است: [۱]، پهنه‌ی سنندج - سیرجان را بخش میانی نوار کوهزایی زاگرس در جنوب ایران و بخش‌های دیگر این نوار کوهزایی را مجموعه‌ی ماگمایی ارومیه - دختر، در شمال شرق و کمربند ساده‌ی چین‌خورده‌ی زاگرس در جنوب غرب با روندهای موازی معرفی کرد. همچنین او این کمربند کوهزایی را در نتیجه‌ی باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در اواخر پالئوزوئیک و مزوزوئیک دانست. بر اساس مطالعات بدست آمده از [۲]، با استفاده از روش U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن، سن توده‌ی مافیک - اولترامافیک تل‌پهلوانی ۱۷۰/۵±۱/۹ میلیون سال پیش تعیین شده است. زون سنندج سیرجان، یکی از زون‌های مهم تکتونیکی کوهزاد زاگرس می‌باشد [۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۸].

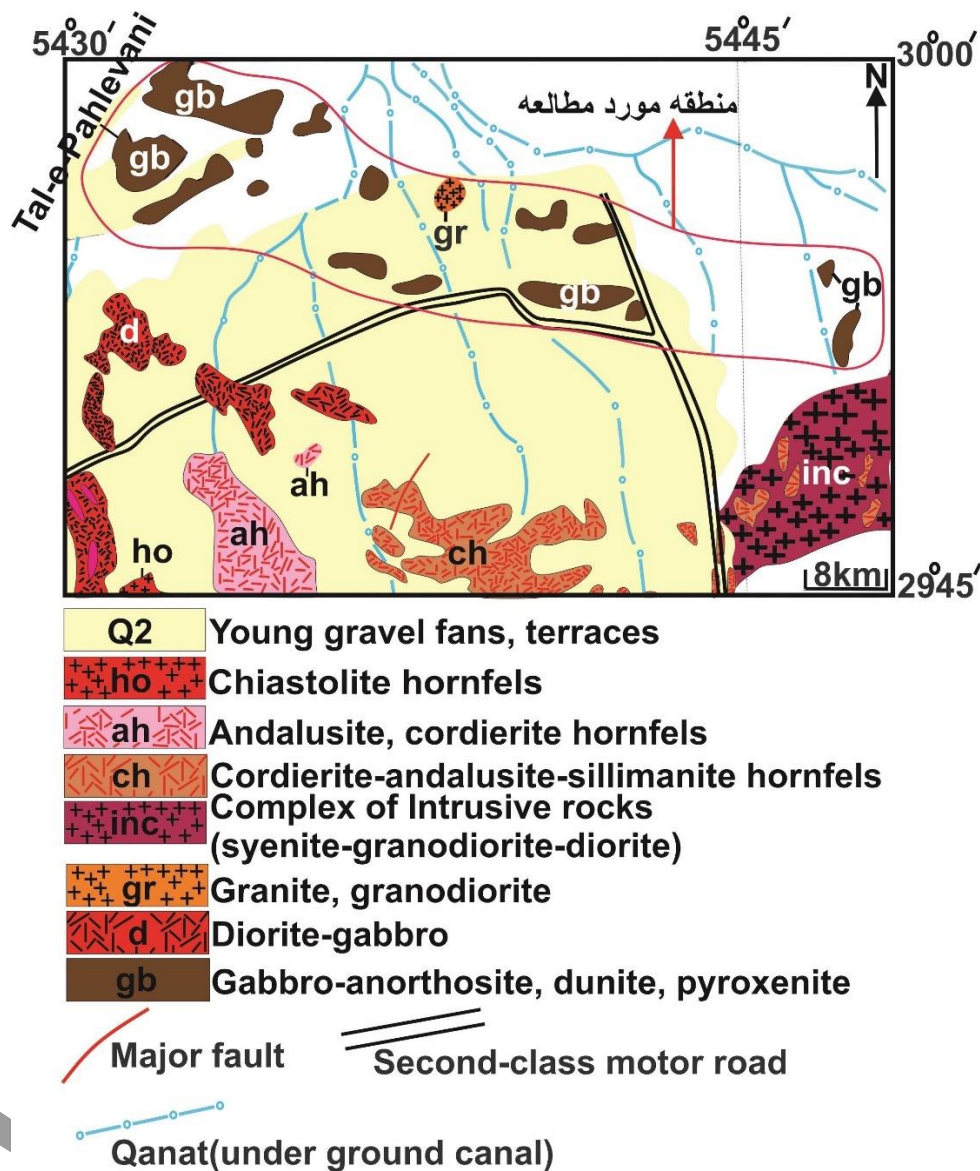
عده‌ای از محققین معتقدند که توده‌های نفودی زون سنندج - سیرجان از فروروانش نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی ایجاد شده‌اند [۹، ۱۰] و سنگ‌های گابرویی مافیک و اولترامافیک در زون سنندج - سیرجان رایج هستند [۱۱]. بر اساس مطالعات [۲، ۹، ۱۲] جدایش زون دگرگونی سنندج - سیرجان در اثر کافتی شدن موجب ایجاد ماگمایی با ترکیب لوکوکوارتزیدیوریت - آنورتوزیت

و گابروهای آپاتیت‌دار - پیروکسنیت (کمپلکس مافیک - اولترامافیک) در بخش جنوبی این زون شد. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه، در تقسیم‌بندی زون‌های ایران [۱۳] در شکل ۱ و همچنین، موقعیت این منطقه، در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز برگرفته از سازمان زمین‌شناسی کشور [۱۴] در شکل ۲ نشان داده شده است.

هدف از این مقاله، مطالعات صحرایی و پتروگرافی جهت تعیین ویژگی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و بافتی سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، بررسی شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، پیروکسن و الیوین موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، با استفاده از آنالیز مایکروپروب می‌باشد.



شکل ۱. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه، در نقشه‌ی تقسیمات زمین‌ساختی ایران از [۱۳]، علائم اختصاری: AMA: مجموعه‌ی ماگمایی البرز، EIMA: مجموعه‌ی ماگمایی شرق ایران، NTA-ACS: زمین‌درز برخوردی کمان-کمان نئوتتیس، NTC-ACS: زمین‌درز برخوردی قاره-قاره پالتوتیس، RRITF: گسل ترانسفورم درون‌قاره‌ای وابسته به چرخش، TF: گسل تراستی، SSF: گسل امتدادلغز، T: تهران، U: ارومیه، UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر.



شکل ۲. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط، در نقشه‌ی اصلاح‌شده‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز برگرفته از سازمان زمین‌شناسی کشور [۱۴].

محیط زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط، در جنوب‌شرقی زون سنندج - سیرجان قرار دارد و شامل توده‌های نفوذی نظیر دونیت‌ها، الیوین‌گابروها، هورنبلندگابروها، تروکتولیت‌ها و گرانودیوریت‌ها می‌باشند. در این منطقه، رخنمون توده‌های گابروی که بلندترین آن‌ها تل‌پهلوانی است (شکل ۳-الف و ب) با ارتفاع ۱۶۶۳ متر وجود دارد که در ۱۷۳ میلیون سال پیش، موجب تکامل قسمت جنوب‌شرق زون سنندج - سیرجان شد [۲]. دونیت‌های این منطقه، منحصراً در کنتاکت جنوب‌غربی تل‌پهلوانی بیرون‌زدگی دارند و در قله‌ی آن به‌صورت آنکلاو قرار دارند، قلوه‌ای مانند هستند و اندازه‌ی قلوه‌ها از ۵ سانتی‌متر تا ۱/۵ متر می‌باشند. سطح تازه شکسته‌شده‌ی این سنگ‌ها، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه و در نمونه‌ی هوازده، قهوه‌ای رنگ هستند. در الیوین‌گابروها، آنکلاوهایی از جنس گابرو ولی روشن‌تر وجود دارند که احتمالاً مربوط به ماگماهای تفریق‌یافته هستند (شکل ۳-پ). هورنبلندگابروهای منطقه‌ی

مورد مطالعه‌ی رباط بعد از الیوین‌گابروها، بیشترین فراوانی را دارند. این سنگ‌ها، به‌صورت توده‌ای و گنبدی وجود دارند (شکل ۳-ت) ولی اکثراً به‌شدت تکتونیزه و خرد شده هستند و دارای درزه‌های فراوانی از قبیل انقباضی و تکتونیکی می‌باشند. تروکتولیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط، دچار هوازدگی اندکی شده‌اند و نمونه‌برداری از آن‌ها به‌سهولت امکان‌پذیر می‌باشد. این سنگ‌ها، لایه‌بندی ماگمایی دارند. لایه‌بندی در آن‌ها، اکثراً به‌صورت لایه‌های تیره و روشن (رگه‌های آنورتوزیتی، با رنگ کاملاً سفید (شکل ۳-ث) مشاهده می‌گردد که احتمالاً بر اثر فرایند تفریق (خصوصاً مواد فرار)، تزریق شدن ماگماهای جدید و جریان یافتن ایجاد می‌گردد [۱۵]. توده‌ی نفوذی گرانودیوریت این منطقه، در امتداد توده‌های گابرویی و در بین آن‌ها، بیرون‌زدگی دارد. این سنگ‌ها، در سطح تازه شکسته‌شده به رنگ خاکستری تیره و رنگ هوازده‌ی آن، قهوه‌ای تیره می‌باشد. در این سنگ‌ها، آب از درزه‌های انقباضی از نوع کششی نفوذ کرده و باعث شده که گرانودیوریت‌ها به‌صورت فرسایش پوست پیازی از نوع شیمیایی فرسایش داده شوند (شکل ۳-ج).



شکل ۳. الف- نمایی از توده‌ی مافیک تل پهلوانی، ب- مورفولوژی تل پهلوانی، پ- نمونه‌ای از آنکلاو در الیوین‌گابروها، ت- نمایی از هورنبلندگابروها، ث- رگه‌های آنورتوزیتی در تروکتولیت‌ها، ج- فرسایش پوست پیازی در گرانودیوریت‌ها.

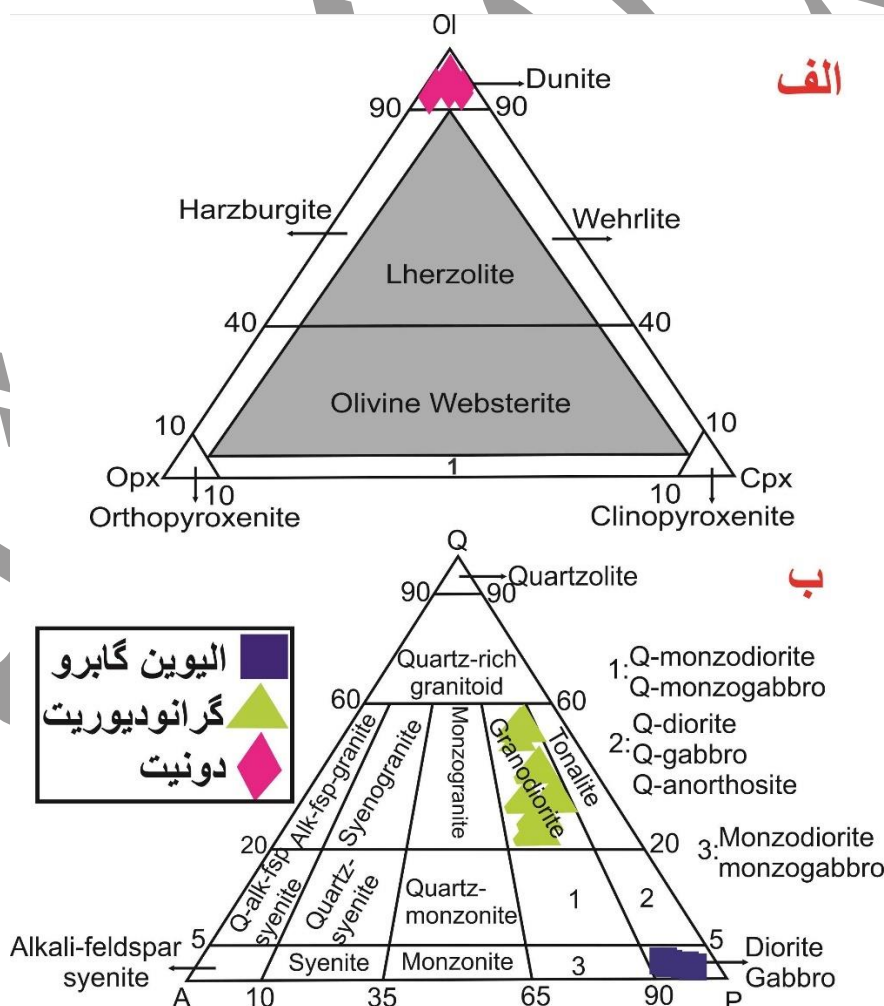
روش کار

پس از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری در منطقه‌ی مورد مطالعه، از برخی نمونه‌های سالم‌تر، مقاطع نازک و صیقلی تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان در دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران مطالعات پتروگرافی انجام شد. مراحل بعدی آزمایشات شیمی

کانی‌ها در دانشگاه La Statale (Universita Degli Studi Di Milano) در کشور ایتالیا صورت گرفت و بر روی کانی‌های اصلی الیون گابرو، هورنبلندگابرو و گرانودیوریت آنالیز مایکروپروب انجام شد. تجزیه و تحلیل شیمیایی کانی‌ها با یک سوپر پروب (WDS) JEOL ۸۲۰۰ در ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kV و با جریان پرتو ۵ nA انجام شد و سپس، به وسیله نرم‌افزارهای گرافیکی و تخصصی (Excel, Corel draw, Iqpet, Minpet,...) تحلیل آنالیزهای ژئوشیمیایی صورت گرفت و نتایج آنالیزها، مورد بحث و بررسی قرار گرفت.

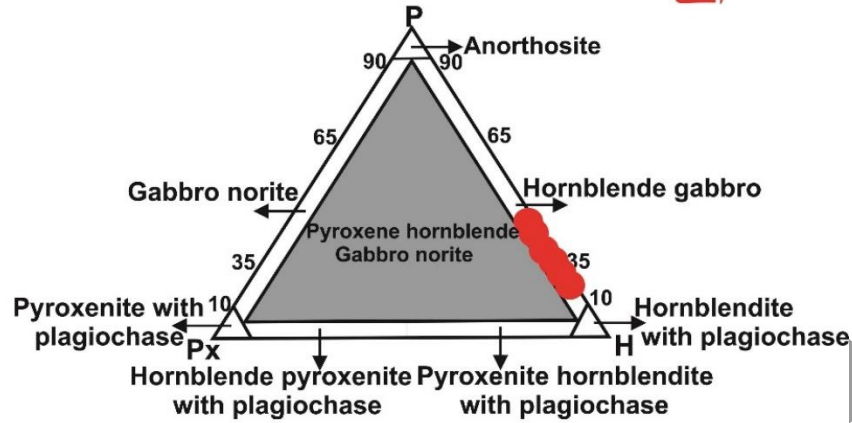
پتروگرافی

با استفاده از درصد حجمی کانی‌ها، نام دقیق نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه تعیین می‌شود و برای نام‌گذاری دقیق آن‌ها از طبقه‌بندی بر اساس نمودار سنگ‌های آذرین درونی الترامافیک از [۱۶] برای دونیت‌ها (شکل ۴-الف)، نمودار QAP از [۱۶] برای الیون گابروها و گرانودیوریت‌ها (شکل ۴-ب)، نمودار آذرین درونی مافیک از [۱۶] برای هورنبلندگابروها (شکل ۵-الف) و تروکتولیت‌ها (شکل ۵-ب) استفاده می‌شود. بر پایه‌ی مطالعات پتروگرافی نمونه‌های این منطقه، شامل دونیت‌ها، الیون گابروها، هورنبلندگابروها، تروکتولیت‌ها و گرانودیوریت‌ها می‌باشند.

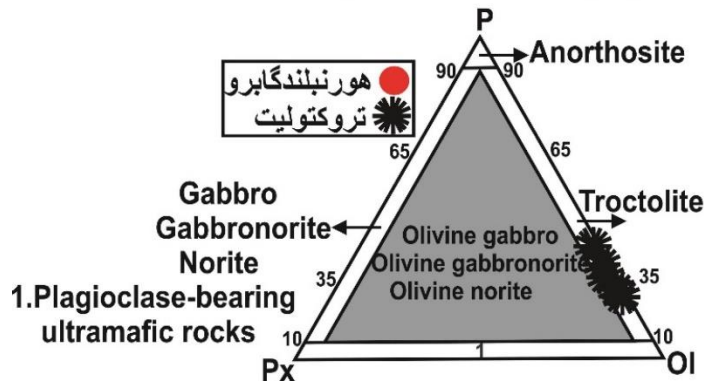


شکل ۴. الف- موقعیت دونیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در نمودار سنگ‌های آذرین درونی الترامافیک از [۱۶]. ب- موقعیت الیون گابروها و گرانودیوریت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در نمودار طبقه‌بندی مدال QAP از [۱۶].

الف



ب



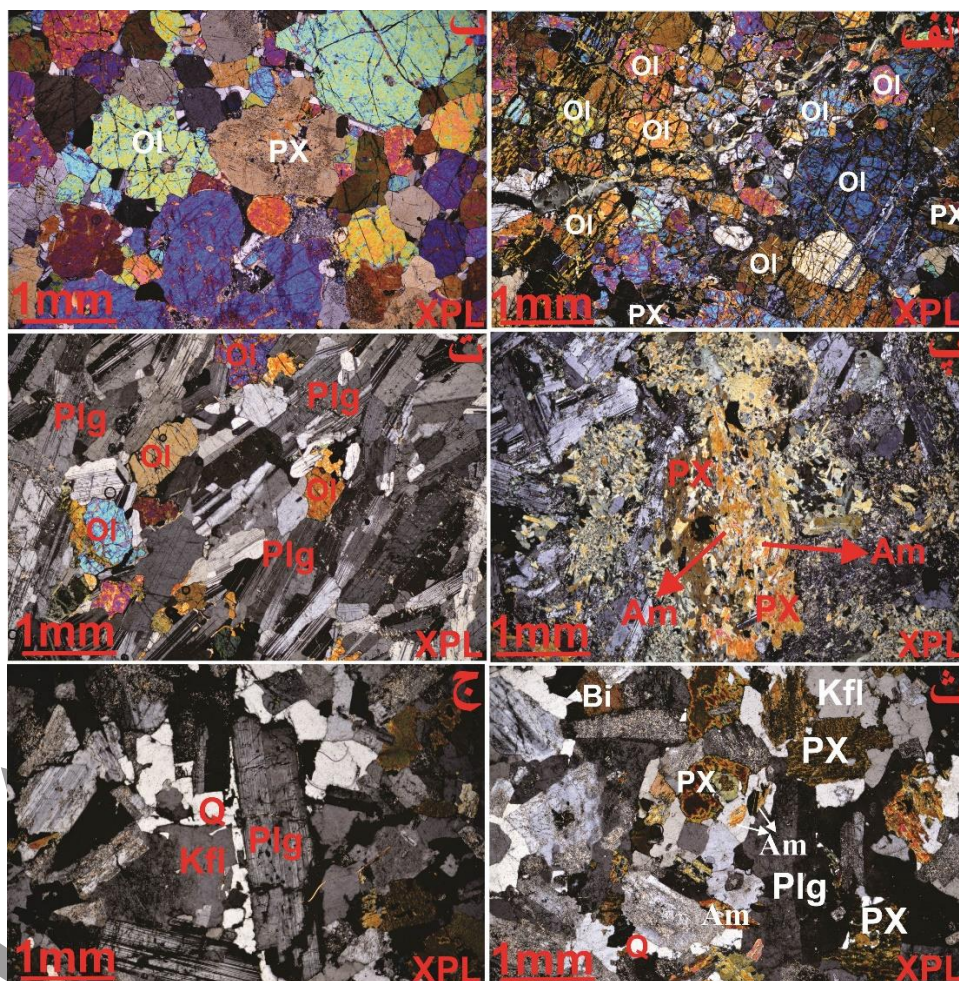
شکل ۵. الف- موقعیت هورنبلندگابروهای منطقه‌ی مورد مطالعه، در نمودار سنگ‌های آذرین درونی مافیک از [۱۶]، ب- موقعیت تروکتولیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در نمودار سنگ‌های آذرین درونی مافیک از [۱۶].

دونیت‌ها: این سنگ‌ها (شکل ۶-الف)، دارای کانی‌های الیوین (۹۵٪)، پیروکسن (۲٪)، پلاژیوکلاز (۱٪)، اپک (۱٪)، آپاتیت (۵٪) و کلسیت (۵٪) می‌باشند. بافت غالب این سنگ‌ها، گرانولار است. از اصلی‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، الیوین‌های به اشکال یوهدرال تا ساب‌هدرال، هستند و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر دارند. الیوین‌ها، یک فاز انباشتی مهم در بسیاری از سنگ‌های آذرین درونی هستند [۱۷]. پیروکسن‌ها، زاویه خاموشی ۳۵ درجه دارند و اندازه‌ی این کانی‌ها، تقریباً ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر هستند و ماکل ساده و دوتایی دارند. همچنین، پلاژیوکلازها، اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۱/۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۷ درجه دارند.

الیوین‌گابروها: این سنگ‌ها، دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۲٪)، فلدسپار آلکالن (۵٪)، الیوین (۲۴٪)، پیروکسن (۲۰٪)، اپک (۵٪)، بیوتیت (۲٪)، آپاتیت (۵٪)، کلریت (۵٪)، کلسیت (۵٪) و کلینوزوئیزیت (۵٪) می‌باشند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها اندازه‌ی در حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۳۸ درجه، دارند. فلدسپارهای آلکالن، با ابعادی در حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و الیوین‌ها، به صورت یوهدرال تا آن‌هدرال و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر یافت می‌شوند. پیروکسن‌ها، اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی، ۳۵ تا ۴۵ درجه دارند. بافت غالب الیوین‌گابروها، گرانولار است (شکل ۶-ب). این سنگ‌ها، حاوی بافت‌های فرعی غربالی، افیتیک، اینترگرانولار، پوئی‌کیلیتیک و آنکلاو هم‌ماگما هستند.

هورنبلندگابروها: این سنگ‌ها، حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز (۵۴٪)، فلدسپار آلکالن (۵٪)، پیروکسن (۱۵٪) و الیوین (۵٪)، اپک (۸٪)، بیوتیت (۱۵٪)، آپاتیت (۵٪)، آمفیبول (۱۰٪)، کلریت (۵٪) و کلسیت (۵٪) می‌باشند. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلازها با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۴/۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی ۳۰ درجه دارند. فلدسپارهای آلکالن، در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر و الیوین‌ها،

به صورت یوهدرال تا آنهدرال هستند و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر دارند. پیروکسن‌ها با اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی، ۳۵ تا ۴۵ درجه دارند و در برخی از نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، کانی پیروکسن، در حال تبدیل به کانی آمفیبول می‌باشد (شکل ۶-پ).



شکل ۶ الف- سنگ دونیت، ب- بافت گرانولار در الیون گابروها، پ- تبدیل کانی پیروکسن به کانی آمفیبول در هورنبلندگابروها، ت- تروکتولیت، ث- بافت گرانولار در گرانودیوریت‌ها، ج- بافت گرانوفیر در گرانودیوریت‌ها. Plg: پلاژیوکلاز، Kfl: فلدسپار آلکان، PX: پیروکسن، Ol: الیون، Bi: بیوتیت، Am: آمفیبول، Q: کوارتز.

تروکتولیت‌ها: در این سنگ‌ها (شکل ۶-ت)، کانی‌های پلاژیوکلاز (۸۵٪)، الیون (۸٪) و پیروکسن (۳٪)، اپک (۱٪)، بیوتیت (۰/۵٪) و آپاتیت (۰/۵٪)، کلریت (۱/۵٪) و کلسیت (۰/۵٪) وجود دارند. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها، به صورت فنوکریست‌های کشیده با اندازه‌ی ۰/۵ تا ۳/۵ میلی‌متر می‌باشند. این کانی‌ها، با زاویه‌ی خاموشی ۳۲ درجه هستند. الیون‌ها، به صورت یوهدرال تا آنهدرال است و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر دارند و پیروکسن‌ها، با اندازه‌ی ۰/۵ میلی‌متر و زاویه‌ی خاموشی ۳۰ درجه می‌باشند. در تروکتولیت‌ها، بافت اصلی گرانولار و بافت فرعی اینترگرانولار، غربالی و پوئی کیلیتیکی دیده می‌شوند.

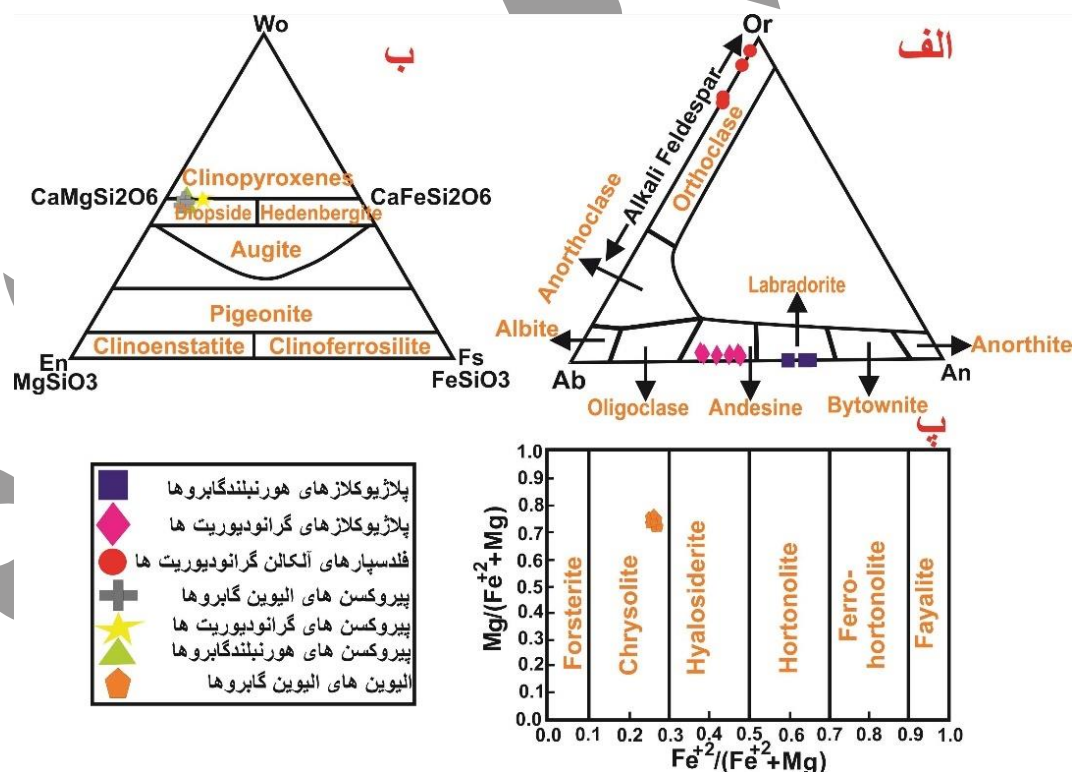
گرانودیوریت‌ها: این سنگ‌ها، حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۵٪)، فلدسپار آلکان (۱۵٪)، کوارتز (۲۰٪) و پیروکسن (۳٪)، بیوتیت (۹٪)، اپک (۱٪) و آپاتیت (۰/۵٪)، آمفیبول (۵٪)، کلسیت (۱٪) و کلریت (۰/۵٪) می‌باشند. در این سنگ‌ها، زاویه‌ی خاموشی

کانی‌های پلاژیوکلاز، ۳۰ تا ۳۸ درجه می‌باشد که دلالت بر لابرادوریتی بودن آن دارد. فلدسپارهای آلکالن، در اندازه‌ی تقریبی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر و کوارتزها، به‌صورت ساب‌هدرال تا آن‌هدرال با حاشیه‌هایی نامنظم و اندازه‌ای در حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر وجود دارند. پیروکسن‌ها، با اندازه‌ی ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر، زاویه‌ی خاموشی ۳۰ تا ۴۸ درجه دارند. در این سنگ‌ها، بافت اصلی گرانولار (شکل ۶-ث) و بافت فرعی گرانوفیری (شکل ۶-ج) وجود دارد. بافت گرانوفیری، در نتیجه‌ی تبلور همزمان کوارتز و فلدسپار آلکالن در آخرین قطرات مذاب بین بلوری ایجاد می‌شود [۱۸].

شیمی کانی‌ها

در این مقاله، برای شناخت ترکیبات شیمیایی کانی‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، پیروکسن و الیون آنالیز مایکروپروب صورت گرفت (جدول ۱، ۲، ۳ و ۴).

بر اساس نمودار مثلثی آلبیت-آرتوز-آنورتیت برای تقسیم‌بندی شیمیایی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن از [۱۹]، پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، از نوع آندزین تا لابرادوریت و فلدسپارهای آلکالن، از نوع ارتوکلاز هستند (شکل ۷-الف). بر اساس نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs از [۲۰]، پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در محدوده‌ی کلینوپیکروکسن (دیوپسید) (شکل ۷-ب) قرار دارند. بر اساس نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ در برابر $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ از [۱۹]، الیون‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، از نوع کریزولیت و الیون‌های غنی از منیزیم هستند و می‌توان نتیجه گرفت که منشأ آن‌ها، گوشته‌ای است (شکل ۷-ت).



شکل ۷. الف- موقعیت پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن در نمودار آلبیت-آرتوز-آنورتیت از [۱۹]، ب- موقعیت پیروکسن‌ها در نمودار Wo-En-Fs از [۲۰]، پ- موقعیت الیون‌ها در نمودار $Mg/(Fe^{+2}+Mg)$ در برابر $Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$ از [۱۹].

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۱-۱- A۷-Plg- ۳۲	RA۱-۱- A۸-Plg- ۳۶	RA۱-۱- A۹-Plg- ۴۰	RA۱-۱- A۱۰- Plg-۴۴	RA۱-۱- A۱۱- Plg-۴۶	RA۱-۱- A۱۱- Plg-۴۷	RA۱-۱- A۱۱- Plg-۴۸
نام سنگ	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو	هورنبلند گابرو
SiO _۲	۵۲/۹۵	۵۳/۴۷	۵۳/۴	۵۳/۰۱	۵۲/۷	۵۴/۴۱	۵۳/۹۱
TiO _۲	۰/۰۰۹	۰/۰۵۶۸	۰	۰/۰۴۰۳	۰/۰۱۰۵	۰/۰۱۰۴	۰/۰۶۵۸
Al _۲ O _۳	۲۸/۸۱	۲۸/۹	۲۹/۸۴	۲۹/۶۴	۲۹/۹۹	۲۹/۳۶	۲۹/۴۲
FeO	۰/۱۸۴۱	۰/۱۹۱۲	۰/۱۱۷	۰/۲۴۴۷	۰/۲۲۳۱	۰/۱۴۸۸	۰/۱۰۱۵
MnO	۰	۰	۰/۰۳۶۸	۰	۰	۰	۰/۰۰۷۴
MgO	۰/۰۰۷۶	۰	۰/۰۳۲۴	۰	۰	۰	۰/۰۰۵۷
CaO	۱۱/۸۵	۱۱/۵۹	۱۲/۰۵	۱۲/۶۶	۱۲/۸۱	۱۱/۴۵	۱۱/۵۹
Na _۲ O	۴/۸۱	۴/۶۳	۴/۵۱	۴/۲۴	۳/۹۵	۴/۷۸	۴/۷۷
K _۲ O	۰/۰۴۱۲	۰/۰۶۱۷	۰/۰۲۸۲	۰/۰۴۸۶	۰/۰۵۱۱	۰/۰۳۱	۰/۰۳۷۹
Cr _۲ O _۳	۰	۰	۰	۰/۰۱۳۲	۰	۰	۰/۰۰۷۸
Total ox	۹۸/۶۶	۹۸/۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹	۹۹/۷۳	۱۰۰/۱۹	۹۹/۹۲
Si	۲/۴۲۸	۲/۴۴۱	۲/۴۱۲	۲/۴۰۲	۲/۳۹۳	۲/۴۵	۲/۴۳۴
Ti	۰	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۳	۰	۰	۰/۰۰۳
Al	۱/۵۶۱	۱/۵۵۳	۱/۵۹۱	۱/۵۸۶	۱/۶۰۵	۱/۵۵۸	۱/۵۶۹
Fe ^۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳
Mn	۰	۰	۰/۰۰۳	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰/۰۰۳	۰	۰	۰	۰
Ca	۰/۵۸۱	۰/۵۶۸	۰/۵۸۳	۰/۶۱۶	۰/۶۲۲	۰/۵۵۲	۰/۵۶۲
Na	۰/۴۳	۰/۴۱۲	۰/۳۹۶	۰/۳۷	۰/۳۵	۰/۴۱۶	۰/۴۱۸
K	۰	۰/۰۰۶	۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total cations	۵/۰۰۸	۴/۹۹۱	۴/۹۹۳	۴/۹۹۱	۴/۹۸۴	۴/۹۸	۴/۹۸۹
Ab	۰/۴۳	۰/۴۲	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۴۳	۰/۴۳
An	۰/۵۷	۰/۵۸	۰/۶۰	۰/۶۲	۰/۶۴	۰/۵۷	۰/۵۷
Or	۰	۰/۰۰۶	۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۶	۰	۰

ادامه‌ی جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازهای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۱-۱- A۱۲- Plg-۵۱	RA۱-۶- A۶- Plg-۲۰	RA۱-۶- A۱۳- Plg-۳۷	RA۱-۶- A۱۴- Plg-۳۸	RA۱-۶- A۱۵- Plg-۴۲	RA۱-۶- A۵- Plg- PROF ILE-۱	RA۱-۶- A۵- Plg- PROF ILE-۲	RA۱-۶- A۵- Plg- PROF ILE-۳
نام سنگ	هورنبلند گابرو	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت
SiO _۲	۵۳/۸۴	۶۰/۱۴	۵۸/۵۴	۵۷/۶۸	۵۹/۷۴	۵۷/۷۹	۵۷/۹۳	۶۰/۷۲
TiO _۲	۰	۰/۰۳۸۸	۰/۰۲۳۹	۰/۰۱۹۴	۰/۰۴۶۲	۰/۰۵۵۲	۰/۰۱۷۹	۰/۰۴۳۲
Al _۲ O _۳	۲۸/۳۶	۲۵/۰۵	۲۶/۲۱	۲۶/۶۳	۲۵/۷۳	۲۶/۴۵	۲۶/۴۶	۲۵/۱۷
FeO	۰/۱۴۲۹	۰/۱۱۱	۰/۱۶۰۹	۰/۳۴۹۷	۰/۱۹۷۳	۰/۲۸۰۵	۰/۲۵۸۱	۰/۲۷۲۱
MnO	۰/۰۲۰۶	۰/۰۱۶۲	۰/۰۱۲۵	۰	۰	۰	۰/۰۱۲۵	۰/۰۲۴۳
MgO	۰	۰/۰۰۲۹	۰/۰۲۵	۰/۰۱۵۴	۰	۰/۰۲۷	۰	۰
CaO	۱۱/۱۴	۶/۹۵	۸/۴	۸/۸۸	۷/۶۸	۸/۸۵	۸/۴۶	۶/۸۲
Na _۲ O	۵/۰۹	۷/۱۲	۶/۳۶	۵/۹۷	۶/۷۴	۶/۱۱	۶/۳۶	۷/۲۵
K _۲ O	۰/۰۲۶۱	۰/۳۷۴۹	۰/۳۳۱۶	۰/۳۲۳۳	۰/۳۳۷۹	۰/۴۶۱۱	۰/۳۸۶	۰/۴۵۸۵
Cr _۲ O _۳	۰/۰۰۵۶	۰/۰۲۸۵	۰	۰/۰۳۳۶	۰	۰	۰/۰۱۳۲	۰/۰۳۱
Total ox	۹۸/۶۳	۹۹/۸۳	۱۰۰/۰۶	۹۹/۹	۱۰۰/۴۷	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹	۱۰۰/۷۹
Si	۲/۶۴۶	۲/۶۸۳	۲/۶۱۵	۲/۵۹	۲/۶۵۱	۲/۵۹۱	۲/۵۹۶	۲/۶۸۴
Ti	۰	۰	۰	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۳
Al	۱/۵۳	۱/۳۱۹	۱/۳۸۱	۱/۴۰۹	۱/۳۴۵	۱/۳۹۶	۱/۴۰۱	۱/۳۱۲
Fe ^۳	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۱۳	۰/۰۰۸	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰/۰۰۳	۰	۰	۰/۰۰۳	۰	۰
Ca	۰/۵۴۷	۰/۳۳۲	۰/۴۰۳	۰/۴۲۶	۰/۳۶۵	۰/۴۲۶	۰/۴۰۷	۰/۳۲۴
Na	۰/۴۵۲	۰/۶۱۶	۰/۵۵۴	۰/۵۱۸	۰/۵۸۲	۰/۵۳۴	۰/۵۵۴	۰/۶۲۲
K	۰	۰/۰۲۲	۰/۰۲۲	۰/۰۱۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۶
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total cations	۴/۹۹۹	۴/۹۷۶	۴/۹۸۳	۴/۹۷۲	۴/۹۷۷	۴/۹۹	۴/۹۹۱	۴/۹۸۳
Ab	۰/۴۵	۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۵۴	۰/۶۰	۰/۵۴	۰/۵۶	۰/۶۴
An	۰/۵۵	۰/۳۴	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۴۱	۰/۳
Or	۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳

جدول ۲- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای آلکالن نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۸ اتم اکسیژن (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۱-۶- A۶-Kfl- ۱۹	RA۱-۶- A۸-Kfl- ۲۵	RA۱-۶- A۹-Kfl- ۲۸	RA۱-۶- A۱۱-Kfl- ۳۱	RA۱-۶- A۱۳- Kfl-۳۵	RA۱-۶-A۱۵- Kfl-۴۳
نام سنگ	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت	گرانو دیوریت
SiO _۲	۶۵/۱۱	۶۶/۰۹	۶۵/۸۶	۶۵/۳۹	۶۴/۲۷	۶۵/۴۸
TiO _۲	۰/۰۱۹۴	۰/۰۳۶	۰/۰۰۴۵	۰/۰۳۵۹	۰	۰/۰۱۹۵
Al _۲ O _۳	۱۸/۶	۱۸/۲۸	۱۸/۶۷	۱۸/۰۳	۱۷/۵	۱۸/۵
FeO	۰/۰۲۲۴	۰/۰۳۲۴	۰/۰۹۸۸	۰/۰۶۸۳	۰/۰۹۳۹	۰/۰۰۹۱
MnO	۰	۰	۰	۰/۰۱۶۹	۰	۰/۰۱۲۵
MgO	۰/۰۰۸۴	۰	۰/۰۰۹۳	۰	۰/۰۰۹۲	۰/۰۰۸۳
CaO	۰/۱۷۰۴	۰/۰۸۱۲	۰/۰۶۰۸	۰/۰۲۳۳	۰/۰۳۶۴	۰
Na _۲ O	۲/۰۵	۱/۹۶	۰/۹۲۳۴	۰/۳۴۳۸	۰/۴۵۲۱	۰/۵۳۳۱
K _۲ O	۱۲/۶۲	۱۲/۸۹	۱۴/۲۳	۱۵/۱	۱۴/۸۷	۱۴/۹۹
Cr _۲ O _۳	۰	۰	۰	۰/۰۰۷۱	۰/۰۶۳	۰/۰۰۹۹
Total ox	۹۸/۶	۹۹/۳۷	۹۹/۸۶	۹۹/۰۲	۹۷/۲۹	۹۹/۵۶
Si	۳/۰۰۷	۳/۰۲۷	۳/۰۱۴	۳/۰۲۹	۳/۰۳۲	۳/۰۱۷
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۱/۰۱۱	۰/۹۸۶	۱/۰۰۷	۰/۹۸۶	۰/۹۷۵	۱/۰۰۳
Fe ^۲	۰	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Ca	۰/۰۰۸	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۳	۰
Na	۰/۱۸۴	۰/۱۷۶	۰/۰۸۲	۰/۰۳۴	۰/۰۴	۰/۰۵
K	۰/۷۴۴	۰/۷۵۴	۰/۸۳	۰/۸۹	۰/۸۹۶	۰/۸۸
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total cations	۴/۹۵۴	۴/۹۴۶	۴/۹۳۹	۴/۹۴۲	۴/۹۴۹	۴/۹۴۹
Ab	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵
An	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۳	۰
Or	۰/۸	۰/۸	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹

جدول ۳- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۶ اتم اکسیژن. (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA1-1-A1-PX-1	RA1-1-A4-PX-16	RA1-6-A1-PX-1	RA1-6-A5-PX-16	RA2-1-A1-PX-4
نام سنگ	هورنبلندگابرو	هورنبلندگابرو	گرانودیوریت	گرانودیوریت	الیون‌گابرو
SiO ₂	۵۲/۶۹	۵۳/۳۴	۵۳/۰۳	۵۲/۷۲	۵۱/۴۸
TiO ₂	۰/۲۹۲۱	۰/۱۳۸۳	۰/۲۵۴۸	۰/۱۶۲۲	۰/۷۰۹۶
Al ₂ O ₃	۱/۱۲۴	۰/۴۶۲۵	۰/۹۴۹۶	۰/۵۵۰۱	۳/۵۳
FeO	۸/۶۹	۷/۲۵	۱۲/۶۸	۱۱/۹۸	۶/۹
MnO	۰/۳۳۵۶	۰/۳۲۱۲	۰/۴۲۹	۰/۳۹۷۷	۰/۱۸۴۶
MgO	۱۴/۸۹	۱۵/۰۷	۱۲/۶۹	۱۳/۰۶	۱۵/۰۲
CaO	۲۱/۳۶	۲۳/۴۳	۲۰/۹۶	۲۱/۴۶	۲۲/۳۹
Na ₂ O	۰/۲۵۹۸	۰/۰۹۹۲	۰/۲۲۰۴	۰/۲۰۱۳	۰/۲۳۰۲
K ₂ O	۰/۰۰۶۷	.	۰/۰۰۷۵	.	۰/۰۰۸۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۸۷	.	.	.	۰/۲۰۴۷
Total ox	۹۹/۶۶	۱۰۰/۱۱	۱۰۱/۲۲	۱۰۰/۵۳	۱۰۰/۶۶
Si	۱/۹۶۷	۱/۹۷۷	۱/۹۸۲	۱/۹۸۱	۱/۸۹۴
Ti	۰/۰۰۹	۰/۰۰۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۴	۰/۰۲
Al	۰/۰۴۹	۰/۰۲۲	۰/۰۴۱	۰/۰۲۳	۰/۱۵۵
Fe ^۲	۰/۲۷۱	۰/۲۲۵	۰/۳۹۵	۰/۳۷۷	۰/۲۱۲
Mn	۰/۰۱۱	۰/۰۱۱	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۰۰۷
Mg	۰/۸۲۸	۰/۸۳۳	۰/۷۰۷	۰/۷۳۲	۰/۸۲۴
Ca	۰/۸۵۵	۰/۹۳۱	۰/۸۳۹	۰/۸۶۵	۰/۸۸۲
Na	۰/۰۱۸	۰/۰۰۸	۰/۰۱۸	۰/۰۱۴	۰/۰۱۸
K	.	.	.	.	.
Cr	.	.	.	.	۰/۰۰۵
Total cations	۴/۰۰۸	۴/۰۱۲	۴/۰۰۲	۴/۰۱۱	۴/۰۱۷
Al ^(IV)	۰/۰۳۳	۰/۰۲۳	۰/۰۱۸	۰/۰۱۹	۰/۱۰۶
Al ^(VI)	۰/۰۱۶	-۰/۰۰۱	۰/۰۲۳	۰/۰۰۴	۰/۰۴۹
Woll	۰/۸۴	۰/۹۲۴	۰/۸۳	۰/۸۶۱	۰/۸۲۹
En	۰/۸۲۸	۰/۸۳۳	۰/۷۰۷	۰/۷۳۲	۰/۸۲۴
Fs	۰/۱۴۱	۰/۱۱۸	۰/۲۰۴	۰/۱۹۶	۰/۱۱

ادامه‌ی جدول ۳- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۶ اتم اکسیژن. (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

شماره نمونه‌ها و نقاط آنالیز شده	RA۲-۱-A۲-PXa-۸	RA۲-۱-A۲-PXb-۹	RA۲-۱-A۳-PX-۱۵	RA۲-۱-A۴-PX-۱۸	RA۲-۱-A۵-PX-۲۱
نام سنگ	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو	الیون گابرو
SiO _۲	۵۰/۹۶	۵۰/۴۷	۵۰/۰۸	۵۲/۳۶	۵۲/۰۴
TiO _۲	۰/۶	۰/۵۸۸۴	۰/۸۶۸۸	۰/۵۳۰۴	۰/۵۴۰۹
Al _۲ O _۳	۳/۶۶	۳/۲۷	۴/۶۵	۲/۶۶	۲/۹۹
FeO	۷/۱۵	۷/۰۵	۶/۵۴	۶/۸۷	۶/۶۵
MnO	۰/۲۱۵۲	۰/۱۷۳۴	۰/۱۴۹۲	۰/۱۹۴۶	۰/۱۴۰۵
MgO	۱۴/۷۱	۱۴/۹۳	۱۴/۵۵	۱۵/۶	۱۵/۲۴
CaO	۲۲	۲۲	۲۲/۰۳	۲۲/۲۷	۲۱/۹۸
Na _۲ O	۰/۳۴۸۵	۰/۱۸۴۳	۰/۳۷۵۷	۰/۲۹۲۹	۰/۲۴۲۷
K _۲ O	۰	۰/۰۳۹۳	۰/۰۲۶۱	۰/۰۰۳۲	۰/۰۱۰۲
Cr _۲ O _۳	۰/۲۳۵۷	۰/۱۲۰۹	۰/۲۸۲۷	۰/۱۱۹۵	۰/۱۷۷۱
Total ox	۹۹/۸۸	۹۸/۸۳	۹۹/۵۵	۱۰۰/۹	۱۰۰/۰۱
Si	۱/۸۹	۱/۸۹۶	۱/۸۶۳	۱/۹۱۹	۱/۹۲۱
Ti	۰/۰۱۸	۰/۰۱۶	۰/۰۲۵	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵
Al	۰/۱۶۱	۰/۱۴۵	۰/۲۰۵	۰/۱۱۵	۰/۱۲۹
Fe ^۲	۰/۲۲۳	۰/۲۲۱	۰/۲۰۳	۰/۲۱۱	۰/۲۰۶
Mn	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۷	۰/۰۰۴
Mg	۰/۸۱۴	۰/۸۳۵	۰/۸۰۶	۰/۸۵۱	۰/۸۳۸
Ca	۰/۸۷۴	۰/۸۸۵	۰/۸۷۸	۰/۸۷۳	۰/۸۷
Na	۰/۰۲۶	۰/۰۱۴	۰/۰۲۶	۰/۰۲۲	۰/۰۱۸
K	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰/۰۰۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵
Total cations	۴/۰۲۲	۴/۰۲۲	۴/۰۱۸	۴/۰۱۸	۴/۰۰۶
Al ^(IV)	۰/۱۱	۰/۱۰۴	۰/۱۳۷	۰/۰۸۱	۰/۰۷۹
Al ^(VI)	۰/۰۵۱	۰/۰۴۱	۰/۰۶۸	۰/۰۳۴	۰/۰۵
Woll	۰/۸۱۹	۰/۸۳۳	۰/۸۰۹	۰/۸۳۳	۰/۸۳۱
En	۰/۸۱۴	۰/۸۳۵	۰/۸۰۶	۰/۸۵۱	۰/۸۳۸
Fs	۰/۱۱۵	۰/۱۱۳	۰/۱۰۴	۰/۱۰۹	۰/۱۰۵

جدول ۴- نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای الیون‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط. محاسبه‌ی کاتیون‌ها بر پایه‌ی ۴ اتم اکسیژن. (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی wt% و کاتیون‌ها بر حسب (apfu (atoms per formula units).

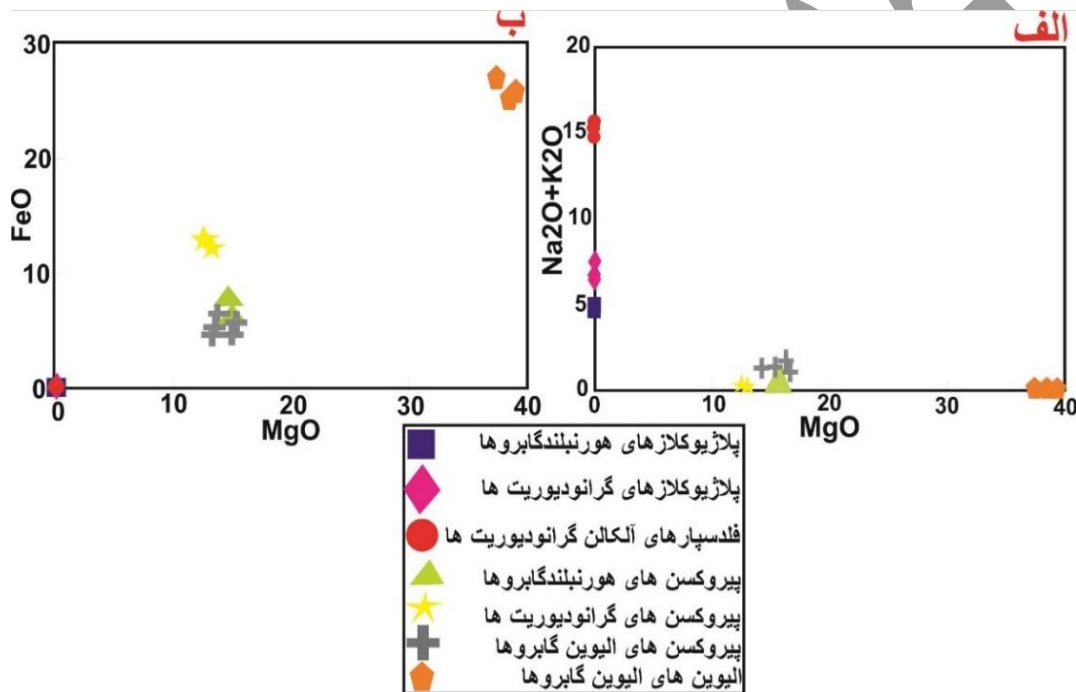
شماره نمونه‌ها و	RA۲-۱-A۱-OI-۵	RA۲-۱-A۲-OI-۱۱	RA۲-۱-A۲-OI-۱۲	RA۲-۱-A۳-OI-۱۶	RA۲-۱-A۴-OI-۱۷	RA۲-۱-A۵-OI-۲۳	RA۲-۱-A۶-OI-۲۴
------------------	---------------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------	----------------

نقاط آنالیز شده							
نام سنگ	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو	الیوین گابرو
SiO ₂	۳۸/۶۵	۳۸/۶۸	۳۸/۸۱	۳۸/۵۲	۳۸/۴۳	۳۸/۵۹	۳۸/۶۵
TiO ₂	۰	۰/۰۲۲۴	۰/۰۳۹۳	۰/۰۱۴	۰	۰/۰۰۲۸	۰/۰۶۷۳
Al ₂ O ₃	۰/۰۰۸	۰/۰۲۹۸	۰/۰۰۰۵	۰/۰۱۵۸	۰/۰۱۹۱	۰	۰
FeO	۲۵/۵۲	۲۶/۷۳	۲۵/۷۳	۲۵/۱۶	۲۴/۹۷	۲۴/۸۶	۲۵/۲۷
MnO	۰/۳۶۶	۰/۴۲۱۴	۰/۳۶۰۶	۰/۴۰۵۶	۰/۳۶۲۸	۰/۳۳۱۴	۰/۴۰۶۳
MgO	۳۸/۲۵	۳۷/۴۷	۳۸/۵۵	۳۸/۷۸	۳۹/۶۲	۳۹/۰۸	۳۸/۴۸
CaO	۰/۰۲۰۹	۰/۰۲۵۵	۰/۰۰۶۹	۰/۰۰۸۸	۰/۰۱۹۱	۰/۰۰۳۷	۰/۰۲۳۸
Na ₂ O	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱۳	۰	۰/۰۲۹۷
K ₂ O	۰	۰/۰۱۱۸	۰/۰۰۰۴	۰	۰	۰	۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱۰۶	۰	۰	۰	۰/۰۱۲۶	۰	۰
Total ox	۱۰۲/۸۳	۱۰۳/۳۹	۱۰۳/۵	۱۰۲/۹	۱۰۳/۴۵	۱۰۲/۸۷	۱۰۲/۹۳
Si	۰/۹۹۱	۰/۹۹۳	۰/۹۹	۰/۹۸۶	۰/۹۷۹	۰/۹۸۶	۰/۹۸۹
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۰۲
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ^۲	۰/۵۴۷	۰/۵۷۳	۰/۵۴۸	۰/۵۳۸	۰/۵۳۲	۰/۵۳۱	۰/۵۴۲
Mn	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۸	۰/۰۰۹
Mg	۱/۴۶۳	۱/۴۳۲	۱/۴۶۵	۱/۴۸	۱/۵۰۳	۱/۴۸۸	۱/۴۶۸
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total cation	۳/۰۰۹	۳/۰۰۷	۳/۰۱۱	۳/۰۱۳	۳/۰۲۲	۳/۰۱۳	۳/۰۰۹
Fo	۷۲/۷۹	۷۱/۴۲	۷۲/۷۸	۷۳/۳۴	۷۳/۸۶	۷۳/۷۰	۷۳/۰۳
Fa	۲۷/۲۱	۲۸/۵۸	۲۷/۲۲	۲۶/۶۶	۲۶/۱۴	۲۶/۳۰	۲۶/۹۷

بحث و بررسی

نمودار فتر برخی از اکسیدهای عناصر اصلی (برحسب درصد وزنی wt %) در برابر MgO، برای نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در شکل ۸ نشان داده شده است. با پیشرفت عنصر MgO، از کانی‌های فلسیک به‌طرف کانی‌های مافیک، نمودار Na₂O+K₂O، روند نزولی و نمودار FeO، روند صعودی نشان می‌دهد. با افزایش عنصر MgO، نمودار Na₂O+K₂O، از کانی‌های فلسیک به‌طرف کانی‌های مافیک، روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۸- الف). به این صورت که با پیشرفت عنصر MgO، میزان عناصر Na₂O+K₂O، از

فلدسپارهای آلکالن گرانودیوریت‌ها، ۱۲/۹۶ تا ۱۷/۱۵ درصد، به سمت پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها، ۶/۲۹ تا ۷/۷۱ درصد، به سمت پلاژیوکلازهای هورنبلندگابروها، از ۳/۹۸ تا ۵/۱۵ درصد، پیروکسن‌های الیوین‌گابروها، ۰/۱۸ تا ۰/۴ درصد، پیروکسن‌های گرانودیوریت‌ها، ۰/۲۰ تا ۰/۲۳ درصد، پیروکسن‌های هورنبلندگابروها، ۰/۰۹۹۲ تا ۰/۲۷ درصد و سرانجام به طرف الیوین‌های الیوین‌گابرو ۰ تا ۰/۰۴ درصد کاهش می‌یابد. روند نزولی نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در ازای افزایش MgO ، از کانی‌های فلسیک به سمت کانی‌های مافیک، برای نمونه‌های این منطقه، بیانگر آن است که شعاع یونی بزرگ عنصر سدیم (۱/۰۲ آنگستروم) و عنصر پتاسیم (۱/۳۸ آنگستروم) مانع از نفوذ این عناصر به شبکه‌ی کانی‌های تبلور یافته در مراحل اولیه‌ی تبلور (کانی‌هایی نظیر الیوین و پیروکسن) می‌شود [۲۱].



شکل ۸. نمودار برخی از اکسیدهای عناصر اصلی در برابر MgO در کانی‌های اصلی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه.

نمودار FeO در برابر MgO ، از کانی‌های فلسیک به سمت کانی‌های مافیک، روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸-ب). به این صورت که با پیشرفت عنصر MgO ، میزان FeO از فلدسپارهای آلکالن گرانودیوریت‌ها، ۰/۰۰۹۱ تا ۰/۰۹۸۸ درصد، به سمت پلاژیوکلازهای هورنبلندگابروها، ۰/۱ تا ۰/۲ درصد، به طرف پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها، از ۰/۱ تا ۰/۳ درصد، پیروکسن‌های الیوین‌گابرو، ۶/۵ تا ۷/۱۵ درصد، پیروکسن‌های هورنبلندگابروها، ۷/۲۵ تا ۸/۷ درصد، سپس به سمت پیروکسن‌های گرانودیوریت‌ها، ۱۱/۹۸ تا ۱۲/۷ درصد و در نهایت به طرف الیوین‌های الیوین‌گابرو ۲۴/۹ تا ۲۶/۷ درصد افزایش می‌یابد. عنصر Fe ، عنصری سازگار است و در مراحل اولیه‌ی تفریق، به ترکیب کانی‌های فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن نفوذ می‌کند. در فازهای اولیه‌ی تفریق، مقدار MgO زیاد و مقدار آهن کم بوده است. به طوری که با پیشرفت تفریق ماگما، کانی‌های تفریق یافته‌تر نظیر الیوین‌ها، FeO بیشتری دارد [۲۲]. افزایش FeO با پیشرفت MgO در سنگ‌های گابرویی اصولاً به وسیله‌ی فرآیندهای تبلور تفریقی، شرایط فوگاسیته‌ی اکسیژن، ترکیب ماگمای اولیه و برهم کنش‌های بین کانی‌های متبلور صورت می‌گیرد [۲۳].

نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، حاوی بافت‌های فرعی غربالی، افیتیک، اینترگرانولار، پوئی کیلیتیک و آنکلاو هم‌ماگما هستند. بافت‌های فرعی (نامتعادل) و آنکلاوهای موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، نشان‌دهنده‌ی نقش موثر پدیده‌ی آلیش ماگمایی و تبلور تفریقی است [۱۸، ۲۴]. در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، کانی پیروکسن، در حال تبدیل به کانی آمفیبول می‌باشد که آلتراسیون کانی‌های پیروکسن و تبدیل شدن آن‌ها به آمفیبول‌ها را اورالیتیزاسیون گویند [۱۹]. همچنین، شکل مدور بعضی از کانی‌های الیوین در نمونه‌های این منطقه، نشان‌گر عدم تعادل بر اثر تغییر ترکیب شیمیایی، فشار و دما است که مجموعاً بر پایداری ترمودینامیکی بلورهای درشت پایداری که قبلاً متبلور شده‌اند، نقش داشته و موجب هضم و تحلیل آن‌ها شده است. در برخی قسمت‌های این سنگ‌ها، الیوین‌ها به‌صورت کشیده هستند که می‌توانند نشانه‌ی تبلور در دمای بالا و در شرایط گوشته‌ای باشند [۲۵، ۲۶].

نحوه‌ی تحولات ماگمایی در اتاق ماگمایی توده‌های مافیک منطقه‌ی مورد مطالعه، به‌صورت دو فرضیه ذکر می‌شود که عبارتند از: ۱- فرایند اختلاط ناپذیری که می‌تواند موجب ایجاد قسمت‌های آنورتوزیتی با ترکیب شیمیایی ثابتی از کانی پلاژیوکلاز شود و به‌علت شناور شدن و جد شدن از بخش‌های غنی از آهن در انتهای آشیانه‌ی ماگمایی، کمپلکس‌های مجزای آنورتوزیتی در قسمت‌های بالایی آشیانه و ماگمای مافیک در قسمت‌های پایینی آشیانه ایجاد شود [۲۷]. این فرضیه، با شواهد صحرایی منطقه‌ی مورد مطالعه هماهنگی ندارد. به‌این دلیل که رگه‌های آنورتوزیتی در داخل تروکتولیت‌ها وجود دارند نه به‌صورت مجموعه‌های مجزا و همچنین، این مطلب که فرایند اختلاط ناپذیری می‌تواند موجب ایجاد قسمت‌های آنورتوزیتی با ترکیب شیمیایی ثابتی از کانی پلاژیوکلاز شود نیز رد می‌شود زیرا از نظر شیمی کانی، پلاژیوکلازها ترکیب شیمیایی ثابتی ندارند و از نوع آندزین تا لابرادوریتی هستند. ۲- بر اثر فرایند تبلور تفریقی یک ماگمای بازالتی بدون آب غنی از آلومین در اعماق پوسته، امکان دارد کومولاهای حاوی پلاژیوکلاز و الترامافیک ایجاد گردد [۲۸]. اگر این ماگماهای بازالتی در اعماق، در محدوده‌های فشارهای ۱۵ تا ۲۰ کیلو بار تبلور یابند، کانی‌های ارتوپیروکسن به‌شکل کانی‌هایی در مذاب ایجاد می‌گردد که حاصل آن، به‌وجود آمدن آنورتیت نوریتی می‌باشد. در حالی که اگر این نوع ماگما در اعماق کم تبلور یابد، کانی‌های الیوین به‌صورت فاز لیکیدوس، جایگزین هیپرستن می‌گردد و آنورتوزیت تروکتولیتی ایجاد می‌شود [۲۹]. در نتیجه امکان دارد در هنگام فرایند تبلور تفریقی توده‌ی نفوذی مافیک در اعماق پوسته‌ی تحتانی (اعماق با فشارهای کم‌تر از ۱۲ کیلو بار) توده‌های کوچکی از آنورتوزیت و الترامافیک (سرشار از کانی‌های الیوین و کلینوپیروکسن) ایجاد شده باشد و به‌این دلیل، امکان تبلور کانی‌های ارتوپیروکسن وجود ندارد. از نظر بررسی‌های شیمی کانی، پیروکسن‌های نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط، در محدوده‌ی دیوپسید و کلینوپیروکسن قرار دارند و از نظر بررسی‌های صحرایی، در تروکتولیت‌های منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی رباط، رگه‌های آنورتوزیتی وجود دارد که همه‌ی این شواهد، فرضیه‌ی تبلور تفریقی ماگمای بازالتی در اعماق کم‌تر از ۱۲ کیلو بار را تأیید می‌کند و این رگه‌های آنورتوزیتی، احتمالاً بر اثر فرایند تفریق (خصوصاً مواد فرار)، تزریق شدن ماگماهای جدید و جریان یافتن ایجاد می‌گردد. چنین بحثی با این دلیل تأیید می‌شود که در ۱۸۰ تا ۱۸۷ میلیون سال پیش (پایان کیمیرین پیشین) یک ضخیم‌شدگی در پوسته‌ی قاره‌ای محدوده‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه، ایجاد می‌شود و موجب به‌وجود آمدن عمق مورد نیاز ۹ تا ۱۲ کیلو بار برای جایگیری ماگماها در این اعماق گردید [۲، ۲۱، ۳۰].

سن توده‌ی نفوذی مافیک 170.5 ± 1.9 میلیون سال (ژوراسیک) و سن باتولیت گرانودیوریت شهرستان شهربابک، 164.3 ± 8.1 میلیون سال (ژوراسیک) می‌باشد (فضل‌نیا و همکاران، ۲۰۰۷). بنابراین سن توده‌ی نفوذی مافیک، با سن افیولیت‌های شهربابک، ۵۷ تا ۶۰ میلیون سال پیش (پالئوسن) [۳۱، ۳۲، ۳۳] هماهنگی ندارد. بنابراین، بر اساس تفاوت سن مشاهده شده، توده‌ی نفوذی مافیک این منطقه، قسمت‌هایی از افیولیت شهربابک نیستند و همچنین، در محدوده‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه، شواهدی از دگرشکلی جایگزینی

افیولیت‌ها مانند سکانس‌های افیولیتی، نظیر رسوبات پلاژیک، گابروهای توده‌ای، گدازه‌های بالشی، دایک‌های صفحه‌ای و سکانس‌های گوشته‌ای مانند پریدوتیت‌ها وجود ندارد.

برداشت

توده‌های نفوذی گابرویی، بر اثر کاهش حرارت و تبلور کانی‌های الیوین و پیروکسن ایجاد شده‌اند. بنابراین، در اثر تبلور این ماگماها، تجمع کانی‌ها و جورشدگی انجام می‌شود و کومولاهای الترامافیک و آنورتوزیت‌ها در توده‌ی نفوذی مافیک ایجاد می‌گردند. همچنین، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، حاوی بافت‌های فرعی غربالی، افیتیک، اینترگرانولار، پوئی کیلیتیک و آنکلاو هم‌ماگما هستند. بافت‌های فرعی (نامتعادل) و آنکلاوهای موجود در نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، نشان‌دهنده‌ی نقش موثر پدیده‌ی آرایش ماگمایی و تبلور تفریقی است.

با توجه به مطالعات صحرایی و موارد زیر، گابروهای منطقه‌ی مورد مطالعه، جزء گابروهای پیش‌قراول توده‌ی نفوذی گرانودیوریت شهربابک می‌باشد که عبارتند از: ۱- سن گابروها بیشتر از گرانودیوریت‌ها می‌باشد. ۲- عدم وجود آنکلاو از گرانودیوریت در داخل گابروها. ۳- گابروها به صورت خطی و در حاشیه‌ی گرانودیوریت‌ها قرار دارند. ۴- رگه‌های آنورتوزیتی که در گابروها تزریق شده‌اند و بعد از گابروها، بیرون‌زدگی دارند، مربوط به گرانودیوریت‌ها می‌باشند.

در بررسی‌های شیمی کانی‌ها، پلاژیوکلازها، از نوع آندزین تا لابرادوریتی و فلدسپارهای آلکالن، از نوع ارتوکلاز هستند. پیروکسن‌ها، در محدوده‌ی کلینوپیروکسن (دیوپسید) قرار دارند. در بررسی‌های پتروگرافی نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، مشاهده شد که الیوین‌ها به صورت کشیده هستند که نشانه‌ی دگرسانی دمای بالا و با منشأ گوشته‌ای است و از نظر شیمی کانی‌ها، الیوین‌ها، از نوع کریزولیت و سرشار از منیزیم می‌باشند که الیوین‌های غنی از منیزیم، در دمای بالا و در گوشته و یا در سنگ‌های آذرینی که از گوشته بالا می‌آیند، ایجاد می‌شوند.

قدردانی

از دکتر مارکو فیلیپی برای آموزش دستگاه‌های موجود در آزمایشگاه دانشگاه یونیمی میلان (ایتالیا) و دکتر جان لوکا سسا و آندریا ریسپلندنته تکنسین‌های آزمایشگاه و تمام افراد بخش زمین‌شناسی دانشگاه یونیمی میلان که صبورانه در انجام آزمایشات کمک کردند، تشکر می‌کنم. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران، برای اعطای بورسیه‌ی فرصت مطالعاتی و دانشگاه شهید باهنر کرمان (ایران) سپاسگزارم.

مراجع

- [۱] Alavi, M., Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3-4), (1994) 211-238.
- [۲] Fazlnia, M., Moradian, A., Rezaei, K., Moazen, M., & ALI, P. S., Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating (2007).
- [۳] Berberian, M., & King, G. C. P., Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*, 18(2), (1981) 210-265.

- [۴] Fathi, Behrouz. the investigation of petrology and mineral chemistry granite dykes in the Diorite intrusive body, Kangarah WS- Ghorveh (Kurdistan Province), (In Persian), *The 23rd Conference of Crystallography and Mineralogy of Iran, Damghan University*. (2016).
- [۵] Mohajjel, M., & Fergusson, C. L., Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, 22(8), (2000) 1125-1139.
- [۶] Mohajjel, M., Fergusson, C. L., & Sahandi, M. R., Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), (2003) 397-412.
- [۷] Nabavi, M. An introduction to the geology of Iran, (In Persian), (1977) 109.
- [۸] Stöcklin, J., Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG bulletin*, 52(7), (1968) 1229-1258.
- [۹] Fazlnia, A., Partial melting of subducted clay xenoliths in Tale Pahlavani batholith, Shahr-Babak: the reasons for the formation of peraluminous granite intermediates, (In Persian), *Science Journal of Shahid Chamran University, Number 23 (Part B)*, (2010) 61-78.
- [۱۰] Shahabpour, J. Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4), (2005) 405-417.
- [۱۱] Fazlnia, A., Schenk, V., Appel, P., & Alizade, A. Petrology, geochemistry, and geochronology of the Chah-Bazargan gabbroic intrusions in the south Sanandaj–Sirjan zone, Neyriz, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 102, (2013) 1403-1426.
- [۱۲] Fazlnia, A., Studying the batholith in the southwest of Shahrbabak and its relationship with the metamorphic rocks in the northeast of Neyriz. PhD thesis, (In Persian), *Shahid Bahonar University of Kerman, Faculty of Science*, (2007) P. 339.
- [۱۳] Alavi, M., Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, *Geological society of America Bulletin*, 103, (1991) 983-992.
- [۱۴] Valeh, N., & Alavi Tehrani, N., Geological Survey of Iran. 1:250000 Neyriz Scale Map (1985).
- [۱۵] Shelley, D., Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations. (No Title) (1993).
- [۱۶] Streckeisen, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1) (1976) 1-33.
- [۱۷] Bédard, J. H. Partitioning coefficients between olivine and silicate melts. *Lithos*, 83(3-4) (2005) 394-419.
- [۱۸] Best, M. & Christiansen, E. H. Igneous petrology. Blackwell Science (2001) 458 p.
- [۱۹] Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., *An introduction to the rock-forming minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland (2013) 510 p.

- [۲۰] Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., ... & Gottardi, G., Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 73 (1988) 1123-1133.
- [۲۱] Zhao, J. H., & Zhou, M. F. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian research*, 152(1-2), (2007) 27-47.
- [۲۲] Reichow, M. K., Saunders, A. D., White, R. V., Al'Mukhamedov, A. I., & Medvedev, A. Y. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo-Triassic Siberian Traps, Russia. *Lithos*, 79(3-4) (2005) 425-452.
- [۲۳] Khalil, K., Summers, P., & El-Shazly, A. Origin of the post-collisional younger gabbroic rocks and the associated Fe-Ti oxide ores, Abu Ghalaga area, Southern Eastern Desert, Egypt: mineralogical and geochemical constraints. *Arabian Journal of Geosciences*, 16(3) (2023) 160.
- [۲۴] Filipov, M., & de Assis Janasi, V. The Mauá granitic massif, Central Ribeira Belt, São Paulo: petrography geochemistry and U-Pb dating. *Brazilian Journal of Geology*, 31(3) (2008) 341-348.
- [۲۵] Hepworth, L. N., O'Driscoll, B., Gertisser, R., Daly, J. S., & Emeleus, C. H. Incremental construction of the unit 10 Peridotite, Rum eastern layered intrusion, NW Scotland. *Journal of Petrology*, 58(1) (2017) 137-166.
- [۲۶] Hepworth, L. N., Kaufmann, F. E., Hecht, L., Gertisser, R., & O'Driscoll, B. Braided peridotite sills and metasomatism in the Rum Layered Suite, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175 (2020) 1-25.
- [۲۷] Philpotts, A. R. A model for the generation of massif-type anorthosites. *Canadian Mineralogist*, 19(2) (1981) 233-253.
- [۲۸] Green, T. H. High-pressure experimental studies on the origin of anorthosite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6(3) (1969) 427-440.
- [۲۹] Simmons, E. C., & Hanson, G. N. Geochemistry and origin of massif-type anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66 (1978) 119-135.
- [۳۰] Fazlnia, A., Schenk, V., van der Straaten, F., & Mirmohammadi, M. Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran. *Lithos*, 112(3-4), (2009) 413-433.
- [۳۱] Campbell, K., Ghazi, A. M., LaTour, T., & Hassanipak, A. A. Geochemistry, petrology and tectonics of the Shahr-Babak ophiolite, SE Iran. *Geol. Soc. Am., SE Sect. Abstr. Progr*, 31(9), (1999) 485-497.
- [۳۲] Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A., & Babaie, H. A. Biostratigraphic zonation and ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193(2) (2003) 311-323.

- [۳۳] Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J., & Duncan, R. A. Geochemical characteristics, ^{40}Ar – ^{39}Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, SE Iran. *Tectonophysics*, 393(1-4) (2004) 175-196.

مجله دانش زمین