



شیمی کانی‌ها و سنگ‌شناسی توده‌های گابرویی مجموعه افیولیتی جنوب شرق سلطان‌آباد سبزوار

محمد شورگشتی، سید مسعود همام*، آزاده ملک‌زاده سفارودی

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

(دریافت مقاله: ۹۱/۹/۲، نسخه نهایی: ۹۲/۲/۲۲)

چکیده: مجموعه‌های گابرویی جنوب شرق سلطان‌آباد در ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان سبزوار واقع شده و از لحاظ تقسیم‌بندی زمین‌ساختی، بخشی از زون افیولیتی سبزوار محسوب می‌شود. ترکیب این توده‌های آذرین درونی از گابرو تا گابرو دیوریت متغیر است. کانی‌های اصلی عبارتند از سنگ‌های گابرویی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت - دیوپسید و ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت - هیپرستن و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، بیوتیت، و کانی کدر (اکسیدهای مختلف آهن). از کانی‌های ثانوی می‌توان به سریسیت، کلریت، کربنات، ترمولیت و اکتینولیت اشاره کرد. این توده‌ها بنابر نمودارهای ژئوشیمیایی تولییتی و شبه‌رخشان تا پراآلمینی هستند. آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار قرار می‌گیرند بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین‌دماسنجی پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای ناحیه مورد بررسی نشان می‌دهد که دمای تشکیل توده‌های گابرویی ۱۰۰۰ تا ۱۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، موقعیت زمین‌ساختی توده‌های گابرویی جنوب شرق سلطان‌آباد با بازالت‌های قوس آتشفشانی (CAB) قابل مقایسه است. با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرایی خاستگاه ماگمایی مجموعه‌های پلوتونیک باید ماگمایی مشتق از گوشته باشد. این ماگما از عناصر Nb،Ti و Ba تپی شدگی و از عناصر Rb و K غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: گابرو؛ قوس - آتشفشانی؛ شیمی کانی‌ها؛ زمین‌دما - فشار سنجی؛ افیولیت؛ سبزوار.

مقدمه

و در شمال و مرکز ایران با چین‌خوردگی و کوهزایی همراه بوده است [۳]. بررسی توده‌های نفوذی این افیولیت‌ها به سبب اهمیتی که در آگاهی‌رسانی از ژئودینامیک پوسته‌ای ایران دارند، مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است از جمله بررسی‌هایی که در مناطق مجاور این منطقه انجام شده می‌توان به [۴-۶] اشاره کرد. افیولیت از سنگ‌های مافیک و الترامافیک پوسته و گوشته فوقانی هستند که در ارتباط با منطقه‌های فرورانش، به صورت زمین‌ساختی جا به جا و روی خشکی‌ها

منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان رضوی، در ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان سبزوار قرار گرفته و در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد [۱] در ۰۰'، ۵۸°، تا ۰۳'، ۵۸° طول جغرافیایی ۰۰'، ۳۶° تا ۰۳'، ۳۶° عرض جغرافیایی قرار گرفته است. این منطقه بخشی از زون افیولیتی سبزوار است که خود بخشی از زون خردقاره‌ی ایران مرکزی است [۲]. فرآیند جایگزینی افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی همزمان با کوهزایی آلپ،

* نویسنده مسئول، تلفن - نمابر: ۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱۱)، پست الکترونیکی: homam@um.ac.ir

جایگزین شده‌اند و بخشی از پوسته اقیانوسی جوان یا حوضه پشت کمانی تلقی می‌شود [۷]. در این مقاله ویژگی‌های سنگ-نگاری، ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی و شیمی کانی‌ها توده‌های آذرین گابرویی منطقه بررسی شده‌اند.

روش بررسی

برای بررسی‌های سنگ‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، پس از کارهای صحرائی، در حدود ۲۳۰ نمونه از سنگ‌های منطقه برداشت شده، سپس ۷۰ مقطع میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری تهیه شدند. پس از آن ۹ نمونه از سنگ‌های گابرویی به روش XRF و روی ۳ نمونه از سنگ‌های منطقه (دو نمونه گابرو و یک نمونه پیروکسن‌دیوریت) به روش ریزپردازش الکترونی از کانی‌های پیروکسن ۶ نقطه، آمفیبول ۴ نقطه و پلاژیوکلاز ۸ نقطه در مجموع ۱۸ نقطه در آزمایشگاه ریزپردازنده‌ی الکترونی کانساران بینالود تهران تحت آنالیز کمی نقطه‌ای شدند. لازم به یادآوری است که آنالیز کمی نقطه‌ای کانی‌ها نیز با ریزپردازنده‌ی پرتو ایکس (XPMa) مدل Horiba-XGT-7200 با ولتاژ شتاب‌دهنده ۵۰ kV و جریان ۱ mA صورت پذیرفت. سپس از نرم‌افزارهای Icpet, GCDkit و Excel نمودارهای لازم تهیه، و با استفاده از داده‌های صحرائی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی به تفسیر محیط زمین-ساختی این مجموعه‌های پلوتونیک پرداخته شده است. از نتایج شیمی کانی‌ها در تعیین نوع کانی‌ها، شرایط محیط تشکیل، از کلینوپیروکسن‌ها برای سری ماگمایی تشکیل دهنده آن‌ها، دما - فشارسنجی و محیط‌های تکتونوماگمایی آن‌ها استفاده شده است.

زمین‌شناسی

همبافت افیولیت سبزوار مجموعه افیولیتی تقریباً کاملی است و همراه با افیولیت ملانژهای تربت حیدریه در مجاورت (در شمال) گسل درونه قراردارند. ادامه‌ی آن در سمت مغرب احتمالاً زیر رسوب‌های پراکنده‌ی شمال غرب لوت مدفون شده است ولی دوباره در غرب گسل نائین ظاهر می‌شوند. در این‌جا در طول گسل نائین بافت به سمت جنوب ادامه یافته و شاخه‌ی جنوب غربی خرد قاره‌ی ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند [۳]. منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون افیولیتی سبزوار است که خود بخشی از زون خرد قاره ایران مرکزی است [۲]. فرآیند جایگزینی افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی همزمان با کوهزایی آلپ

بوده و در شمال و مرکز ایران با چین‌خوردگی و کوهزایی همراه بوده است [۳]. توده‌های پلوتونیک جنوب شرق سلطان‌آباد سبزوار، به صورت توده‌های پراکنده و در جهت شمال غرب - جنوب شرق است. این پژوهش بر بررسی واحدهای گابرویی متمرکز شده است. منطقه‌ی مورد بررسی دارای طیف سنگ-شناسی متنوع و به هم پیوسته متشکل از دو گروه سنگ‌های مافیک و حدواسط است. قسمت‌های قابل تفکیک این منطقه با توجه به نقشه‌ای تهیه شده است (شکل ۱) که عبارتند از سنگ-های اولترامافیک، مافیک درونی، سنگ‌های حدواسط، اسیدی و آذرآواری. سنگ‌های مهم آذرین منطقه شامل سنگ‌های زیرند، سنگ‌های اولترامافیک منطقه‌ی مورد بررسی پریدوتیت‌ها گسترش زیادی دارند که با دیگر واحدهای سنگی قابل مشاهده است. پیروکسنیت‌ها به صورت توده‌های کوچک و پراکنده در کنار پریدوتیت‌های منطقه یافت می‌شوند. در قسمت جنوب غربی منطقه‌ی مورد بررسی یک توده اولترامافیکی از لرزولیت و در جنوب شرقی یک توده هارزبورگیتی هستند که جزئی از دنباله‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). میزان سرپانتینی شدن در لرزولیت‌ها محدود است. پریدوتیت‌ها اغلب سرپانتینی شده و رنگ سبز به خود گرفته‌اند. بیشتر پریدوتیت‌های تشکیل‌دهنده‌ی منطقه هارزبورگیت است. لرزولیت‌ها با فراوانی متوسط در منطقه حضور دارند.

واحدهای پلوتونیک - مافیکی در منطقه‌ی مورد بررسی گسترش زیادی دارند و به صورت توده‌ای و دایکی دیده می‌شوند. رخنمون این توده‌ها به صورت پراکنده در شمال غرب و جنوب شرق و مرکز گستره‌ی انتخابی واقع شده‌اند (شکل ۱) و عبارتند از گابروها، گابروی پگماتوئیدی، میکروگابروها و دایک-های دیابازی. در نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها با درجه رنگینی متوسط (مزوکرات) و از نظر ماکروسکوپی دارای بافت درشت دانه تا متوسط‌اند، به طوری که در برخی نمونه‌ها اندازه‌ی دانه در حد ۳ سانتیمتر است (گابروی پگماتوئیدی).

سنگ‌های آتشفشانی شامل بازالت‌های بالشی می‌شوند که رخنمون آن در جنوب منطقه با توپوگرافی خشن وجود دارند (شکل ۱). بررسی نمونه دستی این سنگ بافت ریزدانه و درجه-ی رنگینی ۶۰ تا ۹۰ درصد (ملانوکرات) را نشان می‌دهد. همچنین بافت حفره‌ای که به‌وسیله‌ی کربنات پر شده قابل تشخیص است که نشان‌دهنده‌ی خروج گاز هنگام سرد شدن

نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها، با درجه‌ی رنگینی پائین ۱۵ تا ۲۰ درصد (لوکوکرات) دارای بافت درشت‌دانه و در منطقه‌ی مورد بررسی در کنار سنگ‌های اولترامافیک و توده‌های گابرویی دیده می‌شوند.

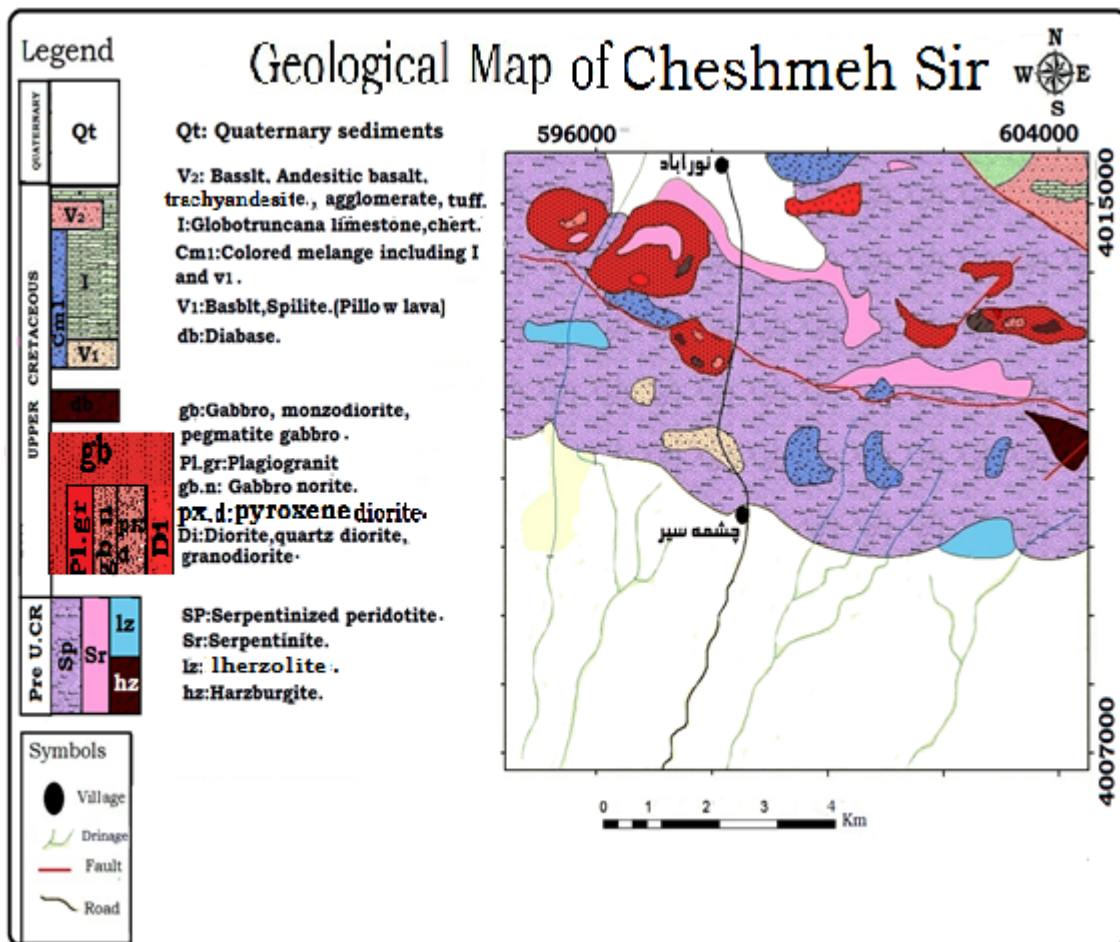
آذر آواری‌ها شامل بازالت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌آندزیت همراه با مقادیر به نسبت زیاد آگلومرا (با قلوه سنگ‌های فوق)، توف سنگی بلوری و توف شیشه‌ای همراه با سنگ آهک پلاژییک و کم ژرفا که مربوط به مجموعه افیولیتی نیستند و پس از فرورانش تشکیل شده‌اند.

سرپانتینیت‌ها و گابروهای رودنگیتی شده در اثرسرپانتینیزاسیون و رودنگیتیزاسیون در منطقه دیده شدند. این واحدها (غیر از واحدهای پلوتونیک - مافیکی) از این جهت که در منطقه مشاهده شده‌اند.

سریع‌گذازه در مجاورت آب بوده و در مراحل بعدی بر اثر سوسوریتی‌شدن پلاژیوکلازها توسط کربنات پر شده است.

سنگ‌های حدواسط که شامل سنگ‌های میکرودیوریت و پیروکسن‌دیوریت می‌شوند.

پلاژیوگرانیت‌ها جزء سازنده‌های دنباله‌ی پوسته‌ای افیولیت‌ها هستند که شامل محدوده‌ی ترکیبی از سنگ‌های فلسیک مانند دیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت، ترانجمیت می‌شوند [۸]. سنگ‌های گرانیتی حجم کمی را در داخل افیولیت‌ها به خود اختصاص می‌دهند ولی نقش مهمی در شناخت ویژگی‌های زمین‌شناختی مناطق افیولیتی ایفا می‌کنند، به ویژه گروهی از این سنگ‌ها با عنوان پلاژیوگرانیت اقیانوسی [۹] که بررسی‌های سنگ‌شناسی این سنگ‌های گرانیتی برای شناخت شکل‌گیری افیولیت‌ها از شروع گسترش کف اقیانوسی تا فرارانش و جایگیری روی پوسته اقیانوسی بسیار مهم‌اند. در



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی ۰۰' ۵۸° تا ۰۳' ۵۸° طول جغرافیایی ۰۰' ۳۶° تا ۰۳' ۳۶° عرض جغرافیایی.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های مافیک

گابرونوریت: بافت‌ها به صورت دانه‌دار، هیپیدیمورف‌گرانولار، افیتیک (شکل ۲ الف)، ساب‌افیتیک و درون‌دانه‌دار است. کانی‌های اصلی سنگ عبارتند از پلاژیوکلاز (حدود ۵۰ درصد)، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت - دیوپسید (حدود ۲۲ درصد) و ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت - هیپرستن (حدود ۲۱ درصد). پلاژیوکلازها به صورت نیمه خود شکل با ردی چند ترکیبی و بدون منطقه‌بندی از نوع لابرادوریت است و در بعضی از نمونه‌ها سوسوریتی، کلریتی و کربناتی شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل حدود ۵ درصد آپاتیت و بیوتیت است. کانی‌های ثانویه شامل رگچه کوارتز، کلریت و ترمولیت که حاصل دگرسانی کلینوپیروکسن است. هورنبلند بیشترین آمفیبولی است که در گابروها دیده می‌شود که به این نمونه‌ها هورنبلند گابرو گفته می‌شود و دارای بافت پوئی‌کلیتیک (قرار گرفتن پلاژیوکلاز روی هورنبلند) است (شکل ۲ ب). در برخی نمونه‌ها آمفیبول به صورت ثانوی ایجاد شده است مثلاً ترمولیت - اکتینولیت از دگرگونی گرمایی پیروکسن‌ها ایجاد شده اند.

سنگ‌های حدواسط

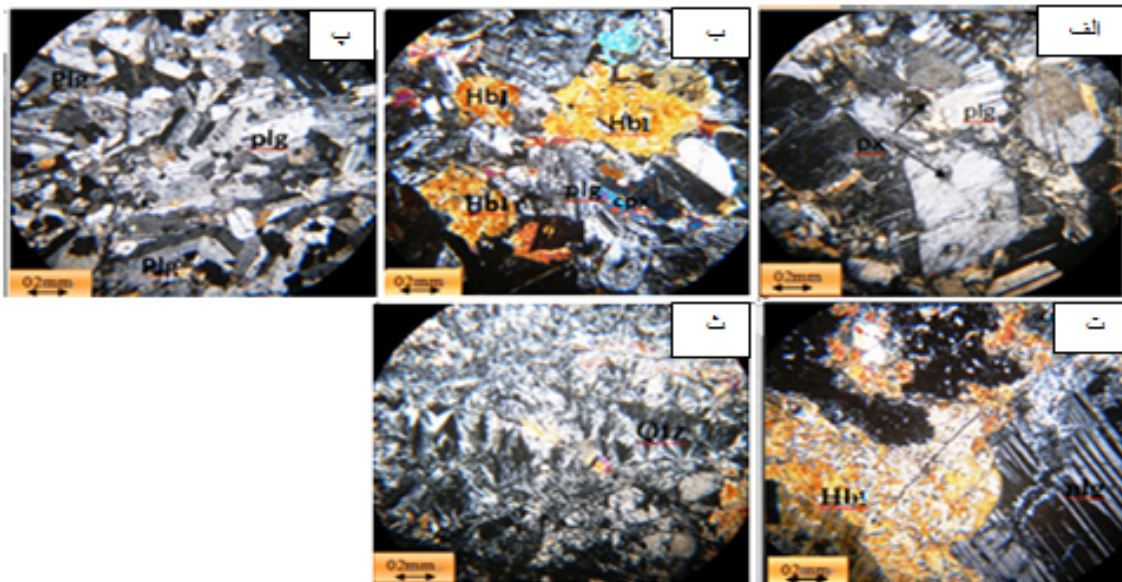
میکرودیوریت: در این سنگ‌ها بافت‌ها اغلب بافت دلریتی و هیپیدیمورف‌گرانولار است. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (حدود ۶۹ درصد) از نوع لابرادوریت و هورنبلند (حدود ۳۰

درصد) است. کانی فرعی اسفن و ترمولیت (به صورت ثانویه) حدود ۱ درصد می‌باشد. کانی‌های پلاژیوکلاز اکثراً دچار دگرسانی از نوع سوسوریتی شده‌اند و از بین رفته‌اند. در برخی نمونه‌ها پیروکسن‌ها سرپانتینی شده‌اند و همچنین به هورنبلند تبدیل شده‌اند. در اثر اپاسیتی شدن نیز اکسیدهای آن آزاد شده است (شکل ۲، پ).

پیروکسن دیوریت: در این سنگ‌ها بافت اصلی هیپیدیمورف - دانه‌دار و ساب‌افیتیک‌اند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلازها (حدود ۴۵ درصد)، هورنبلند (حدود ۳۵ درصد)، و پیروکسن از نوع دیوپسید در حدود ۱۵ درصد است. پلاژیوکلازها سریسیتی شده‌اند که به مقدار کمی کلریت، کوارتز و اپیدوت، و از دگرسانی هورنبلند سبز، کلریت و از دگرگونی گرمایی اکتینولیت به وجود آمده‌اند (شکل ۲ ت). رگچه ثانویه کوارتز در برخی نمونه‌ها مشاهده شده است (شکل ۲، ث).

شیمی کانی‌ها

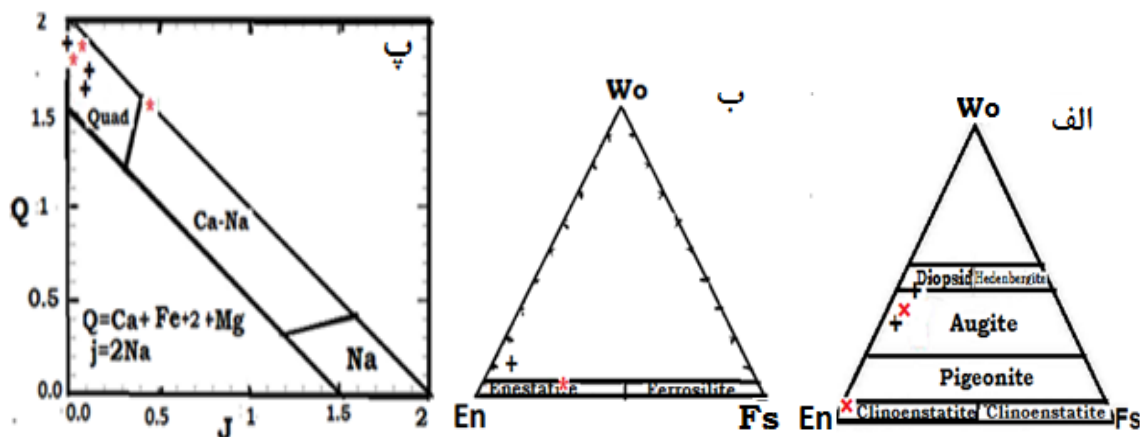
پیروکسن: به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده پیروکسن‌ها، این کانی‌ها با یک ریزپردازنده آنالیز شدند (جدول ۱). کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی بنابر نمودار مثلثی En-Wo-Fs [۱۰] بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت‌اند و ارتوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع انستاتیت هستند (شکل ۳ الف، ب) و در نمودار J - Q [۱۰] در قلمرو Fe-Mg-Ca قرار می‌گیرند (شکل ۳ پ).



شکل ۲ الف) مقطع میکروسکوپی بافت افیتیک (بلور پیروکسن درون پلاژیوکلاز) در گابرو، ب) مقطع میکروسکوپی از بافت پوئی‌کلیتیک در هورنبلند گابرو، پ) بافت هیپیدیمورف‌گرانولار پلاژیوکلاز در میکروگابرو، ت) هورنبلند در حال تجزیه در پیروکسن دیوریت، ث) رگچه کوارتز در گابرو، هر ۵ مورد در XPL. (Opx) ارتوپیروکسن (Ol) الیوبین، (Cpx): کلینوپیروکسن، (pl) پلاژیوکلاز، (Hbl) هورنبلند: کوارتز (Qtz). علائم اختصاری نام کانی‌ها از [۳۴] اقتباس شده است.

جدول ۱ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی پیروکسن‌ها و آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی.

| آمفیبول‌ها | | | | پیروکسن‌ها | | | | | | | |
|------------------------------------|-------|-------|-------|---|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------------------------------|
| T-18 | T-18 | T-18 | T-18 | شماره نمونه | T-42 | | CH-53 | | CH-53 | | شماره نمونه |
| پیروکسن دیوریت | | | | نوع سنگ | گابرو | | گابرو | | گابرو | | نوع سنگ |
| حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | محل آنالیز | حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | محل آنالیز |
| ۵۰٫۹۱ | ۵۰٫۱۶ | ۵۲٫۳۰ | ۵۰٫۶۰ | SiO ₂ | ۵۶٫۷۷ | ۵۵٫۶۹۰ | ۵۱٫۸۳ | ۵۴٫۷ | ۴۸٫۸۳ | ۵۳٫۴۶ | SiO ₂ |
| ۱٫۴۶ | ۱٫۲۸ | ۱٫۲۸ | ۱٫۳۵ | TiO ₂ | ۰٫۱۷۰ | ۰٫۲۵ | ۰٫۰ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱ | ۰٫۲۲ | TiO ₂ |
| ۵٫۶۵ | ۵٫۷۷ | ۶٫۴۹ | ۵٫۸۴ | Al ₂ O ₃ | ۳٫۵۴۰ | ۲٫۴۸۰ | ۴٫۳۶ | ۴٫۲۵ | ۶٫۳ | ۵٫۸۲ | Al ₂ O ₃ |
| ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr ₂ O ₃ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۵۸ | ۰٫۴۹ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr ₂ O ₃ |
| ۱۱٫۵۷ | ۱۱٫۳۰ | ۱۰٫۵۳ | ۱۱٫۰۸ | FeO | ۲٫۰۶ | ۲٫۸۹۰ | ۴٫۹۹ | ۵٫۱۳ | ۴٫۲ | ۲٫۸۷۱ | FeO |
| ۰٫۱۱ | ۰٫۱۶ | ۰٫۲۶ | ۰٫۲۵ | MnO | ۰٫۱۲ | ۰٫۱۴۰ | ۰٫۲۲ | ۰٫۲۳ | ۰٫۱۴ | ۰٫۱۲ | MnO |
| ۱۱٫۹۸ | ۱۳٫۲۸ | ۱۱٫۵۹ | ۱۱٫۲۲ | MgO | ۱۶٫۶ | ۱۶٫۶۰ | ۳۱٫۹۴ | ۲۸٫۳۲ | ۳۴٫۷۳ | ۱۷٫۷۶ | MgO |
| ۱۰٫۲۹ | ۱۰٫۰۵ | ۱۰٫۳۴ | ۹٫۸۹ | CaO | ۱۷٫۱۶۰ | ۱۹٫۲۸۰ | ۳٫۲ | ۳٫۸۷ | ۲٫۷۷ | ۱۶٫۷ | CaO |
| ۱٫۳۱ | ۲٫۳۵ | ۱٫۲۴ | ۳٫۳۶ | Na ₂ O | ۰٫۳۷۰ | ۰٫۵۸۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۱ | ۰٫۵۹ | Na ₂ O |
| ۰٫۱۸ | ۰٫۱۹ | ۰٫۰۶ | ۰٫۰۶ | K ₂ O | ۰٫۰۶۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰ | K ₂ O |
| محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن | | | | محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ اکسیژن | | | | | | | |
| ۷٫۶۰۱ | ۷٫۵۰۸ | ۷٫۶۸۰ | ۷٫۵۷۴ | Si | ۲٫۱۰۹ | ۲٫۰۶۵ | ۱٫۸۳۶ | ۱٫۹۷۱ | ۱٫۷۰۲ | ۱٫۹۷۱ | Si |
| ۰٫۱۶۴ | ۰٫۱۴۴ | ۰٫۱۴۱ | ۰٫۱۵۲ | Ti | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۶ | Ti |
| ۰٫۳۹۹ | ۰٫۴۹۲ | ۰٫۳۲۰ | ۰٫۵۰۳ | Al | ۰٫۱۵۵ | ۰٫۱۰۸ | ۰٫۱۸۲ | ۰٫۱۸۰ | ۰٫۲۵۹ | ۰٫۲۵۳ | Al |
| ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr |
| ۱٫۴۴۵ | ۱٫۴۱۵ | ۱٫۲۹۳ | ۱٫۳۸۷ | Fe | ۰٫۰۹۵ | ۰٫۰۹ | ۰٫۱۴۷ | ۰٫۱۵۵ | ۰٫۱۲۲ | ۰٫۰۸۹ | Fe |
| ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۳۲ | Mn | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۴ | Mn |
| ۲٫۶۶۷ | ۲٫۷۶۳ | ۲٫۵۳۷ | ۲٫۵۰۴ | Mg | ۰٫۹۱۹ | ۰٫۹۱۸ | ۱٫۶۸۶ | ۱٫۵۲۱ | ۱٫۸۰۵ | ۰٫۹۷۶ | Mg |
| ۱٫۶۴۶ | ۱٫۶۱۲ | ۱٫۶۷۲ | ۱٫۵۸۶ | Ca | ۰٫۶۸۳ | ۰٫۷۶۶ | ۰٫۱۲۵ | ۰٫۱۴۹ | ۰٫۱۰۳ | ۰٫۰۶۶ | Ca |
| ۰٫۳۷۹ | ۰٫۶۸۲ | ۰٫۳۵۳ | ۰٫۹۷۵ | Na | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۴۲ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۴۲ | Na |
| ۰٫۰۳۴ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۱۱ | k | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰ | k |
| ۲ | ۲ | ۱٫۹۸۰ | ۲٫۰۱۸ | (Ca+Na) B | ۴۰٫۲۴ | ۴۳٫۲۰ | ۶٫۳۹ | ۸٫۱۹ | ۵٫۴۲ | ۳۸٫۲۶ | WO |
| ۰٫۳۵۴ | ۰٫۳۸۸ | ۰٫۳۵۳ | ۰٫۴۴۸ | Na (B) | ۵۴٫۱۶ | ۵۱٫۷۵ | ۸۶٫۰۶ | ۸۳٫۳۵ | ۹۴٫۵۸ | ۵۶٫۶۱ | En |
| ۰٫۰۶ | ۰٫۳۳ | ۰٫۰۱۱ | ۱ | (Na+K) A | ۵۶۰ | ۵۰۵ | ۷۵۴ | ۸۰۴۷ | ۰٫۰ | ۵۱۳ | Fs |
| ۰٫۶۴۹ | ۰٫۶۶۱ | ۰٫۶۶۲ | ۰٫۶۴۴ | Mg(Mg+Fe ²⁺) | | | | | | | |
| ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Fe ³⁺ (Fe ³⁺ +AlVI) | | | | | | | |

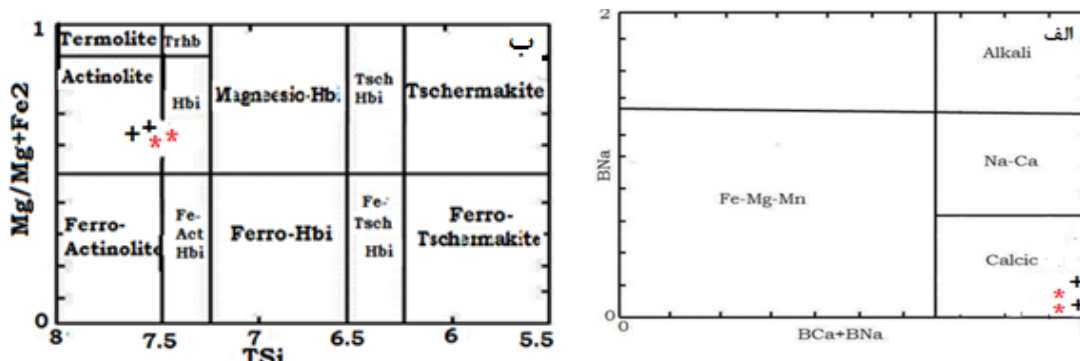


شکل ۳ الف و ب- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار مثلثی Wo-En-Fs. از [۱۰]. پ- روی نمودار Q-J. قلمرو کانی‌ها از [۱۰]. علامت + مرکز و علامت × حاشیه کانی را نشان می‌دهد.

آمفیبول: به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده‌ی آمفیبول‌ها، این کانی‌ها با یک ریزپردازنده مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). این آمفیبول‌ها با توجه به رده‌بندی [۱۱] در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). ترکیب آمفیبول‌ها در نمونه‌های مورد بررسی اکتینولیت‌اند [۱۱]

(شکل ۴ ب).

پلاژیوکلاز: به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده‌ی پلاژیوکلازها، این کانی‌ها با یک ریزپردازنده بررسی شدند (جدول ۲). ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در گابروها در محدوده-ی بیتونیت تا آنورتیت قرار گرفته‌اند (شکل ۵).



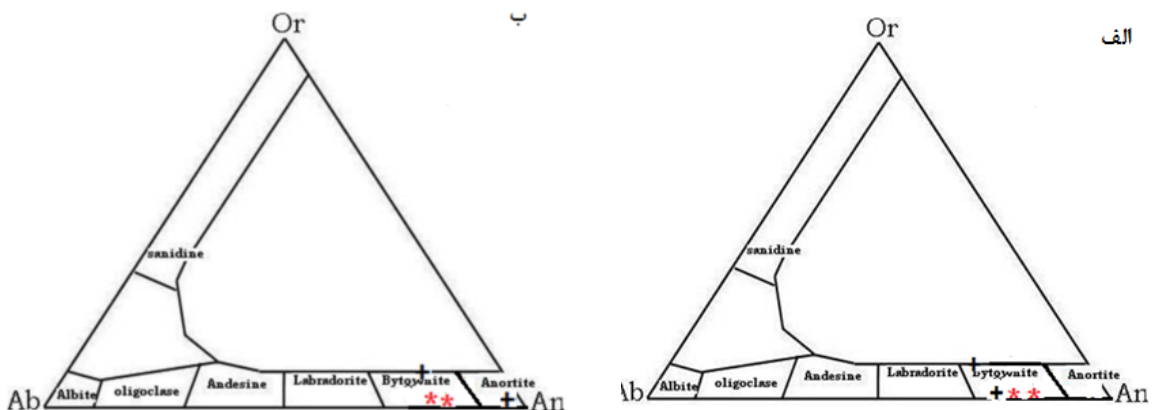
شکل ۴ الف) نمودار رده‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌ها [۱۱]، ب) نمودار رده‌بندی و نام‌گذاری آمفیبول‌ها [۱۱] نمادها مثل شکل ۳.

جدول ۲ ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری کانی پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های مورد بررسی.

| T-42 | | T-42 | | T-18 | | T-18 | | شماره نمونه |
|-----------------------------------|--------|--------|--------|----------------|-------|----------------|--------|--------------------------------|
| گابرو | | گابرو | | پیروکسن دیوریت | | پیروکسن دیوریت | | نوع سنگ |
| حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | حاشیه | مرکز | محل آنالیز |
| ۵۲٫۴۶ | ۵۱٫۱۶ | ۵۷٫۳۵ | ۵۵٫۳۳ | ۵۵٫۶۵ | ۵۱٫۹۹ | ۵۳٫۱۶ | ۵۵٫۵۳ | SiO ₂ |
| ۰٫۱۵ | ۰٫۰۴ | ۰٫۲ | ۰٫۲۸ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | TiO ₂ |
| ۱۷٫۵۳ | ۳۰٫۱۱ | ۷٫۹۵ | ۲٫۵۸ | ۲۷٫۰۳ | ۲۸٫۱۲ | ۲۸٫۹۲ | ۲۶٫۴۷ | Al ₂ O ₃ |
| ۰٫۱۶ | ۰٫۳۲ | ۰٫۱۷ | ۰٫۳ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr ₂ O ₃ |
| ۲٫۰۸ | ۰٫۳۷۹ | ۲٫۱۶ | ۳٫۹۵ | ۰٫۳ | ۱٫۳۶ | ۰٫۲۲۸ | ۰٫۱۸۹ | FeO |
| ۰٫۰۶ | ۰٫۰ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰ | ۰٫۰۱ | MnO |
| ۷٫۳۲ | ۰٫۳۶ | ۱۱٫۵۹ | ۱۶٫۱۸ | ۰٫۲۷ | ۰٫۹۱ | ۰٫۰۹ | ۰٫۰۱ | MgO |
| ۱۷٫۱۲ | ۱۴٫۴۲ | ۱۶٫۸۹ | ۱۸٫۶۹ | ۱۳٫۶۵ | ۱۳٫۹۵ | ۱۵٫۳۶ | ۱۳٫۵۸ | CaO |
| ۱٫۳۶ | ۱٫۶۴ | ۱٫۳۵ | ۰٫۲۲ | ۲٫۴۱ | ۲٫۵۹ | ۱٫۷ | ۲٫۹۶ | Na ₂ O |
| ۰٫۴۴ | ۱٫۲۹ | ۰٫۱۲ | ۰٫۰۸ | ۰٫۳۲ | ۰٫۱۹ | ۰٫۳۵ | ۱٫۰۵ | K ₂ O |
| محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۸ اکسیژن | | | | | | | | |
| ۲٫۴۸۳ | ۲٫۳۴۲ | ۲٫۷۳۲ | ۲٫۷۰۲ | ۲٫۵۱۶ | ۲٫۳۹۳ | ۲٫۴۱ | ۲٫۵۲ | Si |
| ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۰۰۶ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Ti |
| ۰٫۹۷۸ | ۱٫۶۲۴ | ۰٫۴۴۶ | ۰٫۱۴۸ | ۱٫۴۴۰ | ۱٫۵۲۵ | ۱٫۵۴ | ۱٫۴۱ | Al |
| ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Cr |
| ۰٫۰۸۲ | ۰٫۰۱۴۵ | ۰٫۰۸۶ | ۰٫۱۶۱ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۵۲ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۷ | Fe |
| ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۰۳ | Mn |
| ۰٫۵۱۶ | ۰٫۰۲۴۵ | ۰٫۸۲۳ | ۱٫۱۷۷ | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۶۲ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۰۶ | Mg |
| ۰٫۸۶۸ | ۰٫۷۰۷ | ۰٫۸۶۲ | ۰٫۹۷۷ | ۰٫۶۶۱ | ۰٫۶۸۷ | ۰٫۷۴۷۵ | ۰٫۶۶ | Ca |
| ۰٫۱۲۴ | ۰٫۱۴۵ | ۰٫۱۲۴ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۲۱۱ | ۰٫۲۳۱ | ۰٫۱۴۹۷ | ۰٫۲۶ | Na |
| ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۷۵ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۶ | k |
| ۸۵٫۱۵ | ۷۶٫۲۰۰ | ۸۶٫۷۲۲ | ۹۷٫۴۲۸ | ۷۴٫۲۱ | ۷۳٫۹۵ | ۸۱٫۴۷ | ۶۷٫۲۷ | An |
| ۱۲٫۲۴ | ۱۵٫۶۸ | ۱۲٫۵۴۳ | ۲۰٫۷۵ | ۲۳٫۷۱ | ۲۴٫۸۴ | ۱۶٫۳۱ | ۲۶٫۵۳ | Ab |
| ۲٫۶۰۵ | ۸٫۱۱۶ | ۰٫۷۳۳ | ۰٫۴۹۶ | ۲٫۰۷۱ | ۱٫۱۹۹ | ۲٫۲۱ | ۶٫۱۹ | Or |
| ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۴ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | NiO |
| ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰۰۰۷ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | ۰٫۰ | Ni |

جدول ۳ نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (درصد) وزنی و برخی عناصر فرعی (بر حسب گرم در تن) سنگ‌های گابرویی جنوب شرق سلطان آباد سبزوآر به روش XRF.

| شماره نمونه | CH-1 | CH-53 | T-18 | T-1 | GH-21 | GH-42 | N-13 | N-47 | T-42 |
|------------------------------------|-------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|-------|--------------|
| نام سنگ | گابرو | گابرو | گابرو | گابرو دیوریت | گابرو | گابرو | گابرو | گابرو | گابرو دیوریت |
| SiO ₂ | ۵۰٫۳۰ | ۴۳٫۱۲ | ۴۸٫۸۲ | ۵۴٫۶۱ | ۴۵٫۶۲ | ۵۰٫۳۱ | ۴۸٫۹۸ | ۴۵٫۲۱ | ۵۲٫۹۷ |
| TiO ₂ | ۰٫۰۵۲ | ۰٫۰۴۶ | ۰٫۳۱۴ | ۰٫۵۹۲ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۵۹ | ۰٫۲۹۹ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۲۰۳ |
| Al ₂ O ₃ | ۱۱٫۵۴ | ۳٫۵۴ | ۱۸٫۴۲ | ۱۳٫۴۷ | ۱۴٫۸۷ | ۱۳٫۵۴ | ۲۰٫۴۷ | ۲۴٫۷۱ | ۱۵٫۲۳ |
| Fe ₂ O ₃ | ۵٫۸۳ | ۹٫۶ | ۹٫۲۱ | ۱۰٫۷ | ۵٫۵۴ | ۸٫۵۱ | ۸٫۸۴ | ۸٫۱۶ | ۴٫۳۹ |
| MnO | ۰٫۰۹۷ | ۰٫۱۷۱ | ۰٫۱۵۱ | ۰٫۱۶۲ | ۰٫۰۸۴ | ۰٫۱۷۲ | ۰٫۳۷۷ | ۰٫۱۰۴ | ۰٫۰۷۱ |
| MgO | ۹٫۹۵ | ۳۱٫۵۲ | ۶٫۲۷ | ۶٫۱۵ | ۸٫۹۸ | ۱۲٫۴۱ | ۷٫۵۴ | ۶٫۷۱ | ۹٫۲۱ |
| CaO | ۱۶٫۴۴ | ۲٫۸۱ | ۸٫۸ | ۸٫۳۵ | ۱۵٫۸۵ | ۱۰٫۳۰ | ۳٫۶۱ | ۱۱٫۶ | ۱۲٫۳۲ |
| Na ₂ O | ۰٫۷۸ | ۰٫۰۱ | ۲٫۷۵ | ۳٫۲۷ | ۰٫۸۹ | ۰٫۷۹ | ۳٫۵۲ | ۱٫۰۷ | ۱٫۵۵ |
| K ₂ O | ۰٫۰۲ | ۰٫۰۲ | ۰٫۳۶ | ۰٫۹۳ | ۰٫۰۱ | ۰٫۲۲ | ۰٫۴ | ۰٫۰۶ | ۰٫۲۵ |
| P ₂ O ₅ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۶۷ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۲۲ |
| LOI | ۴٫۵ | ۸٫۲۷ | ۴٫۴۱ | ۱٫۴۲ | ۷٫۳۱ | ۳٫۳ | ۵٫۴۴ | ۱٫۹۹ | ۳٫۳۷ |
| Total | ۹۹٫۵۱ | ۹۹٫۱ | ۹۹٫۵۳ | ۹۹٫۷۲ | ۹۹٫۲ | ۹۹٫۶۱ | ۹۹٫۵ | ۹۹٫۶۵ | ۹۹٫۵۸ |
| K ₂ O/Na ₂ O | ۰٫۰۲۵ | ۲ | ۰٫۱۳ | ۰٫۲۸ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۲۷ | ۰٫۱۱ | ۰٫۰۵۶ | ۰٫۱۶ |
| Ba | ۱۳ | ۳۶ | ۴۵ | ۳۰ | ۱۱ | ۱۲ | ۶۶ | ۳ | ۴۶ |
| Sr | ۱۴۶۴ | ۵ | ۲۳۰ | ۲۲۴ | ۲۹۲۹ | ۹۶۷ | ۴۷۶ | ۳۱۸ | ۲۴۴ |
| Ni | ۲۴۹ | ۲۰۸۱ | ۶۸ | ۵۳ | ۱۶۲ | ۲۲۹ | ۸۰ | ۸۸ | ۲۰۳ |
| Cr | ۲۹۶ | ۲۸۱۶ | ۲ | ۳۵ | ۷۵ | ۱۵۹ | ۱۷ | ۱ | ۷۴۰ |
| V | ۸۹ | ۶۰ | ۱۷۷ | ۲۴۸ | ۵۸ | ۷۹ | ۱۷۹ | ۵۱ | ۹۵ |
| Ce | ۴۳ | ۲۸ | ۸۱ | ۱۰۷ | ۲۴ | ۴۲ | ۸۶ | ۲۳ | ۴۲ |
| La | ۲۴ | ۲۲ | ۱ | ۱ | ۱۴ | ۲۲ | ۳ | ۲۲ | ۳۸ |
| Zr | ۱۷۹ | ۲۱ | ۵۳ | ۶۶ | ۳۳۴ | ۱۲۴ | ۱۴۸ | ۴۶ | ۶۱ |
| Y | ۱ | ۴ | ۷ | ۱۲ | ۱ | ۲ | ۱۵ | ۵ | ۸ |
| Rb | ۱۳ | ۱۰ | ۱۷ | ۲۰ | ۵ | ۱۳ | ۱۸ | ۱۷ | ۱۴ |
| Co | ۵ | ۱ | ۱ | ۲ | ۳ | ۱ | ۶ | ۳ | ۴ |
| U | ۲ | ۳ | ۳ | ۱۰ | ۱ | ۲ | ۴ | ۷ | ۲ |
| Th | ۳ | ۵ | ۱ | ۳ | ۲ | ۱ | ۷ | ۱۹ | ۲ |
| Ga | ۱۰ | ۸ | ۱۵ | ۱۵ | ۱۲ | ۱۱ | ۱۶ | ۱۵ | ۱۰ |



شکل ۵ الف) ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در نمونه پیروکسن دیوریت، ب) ترکیب پلاژیوکلازها در گابرو نوریت منطقه‌ی مورد بررسی. نمادها مثل شکل ۳.

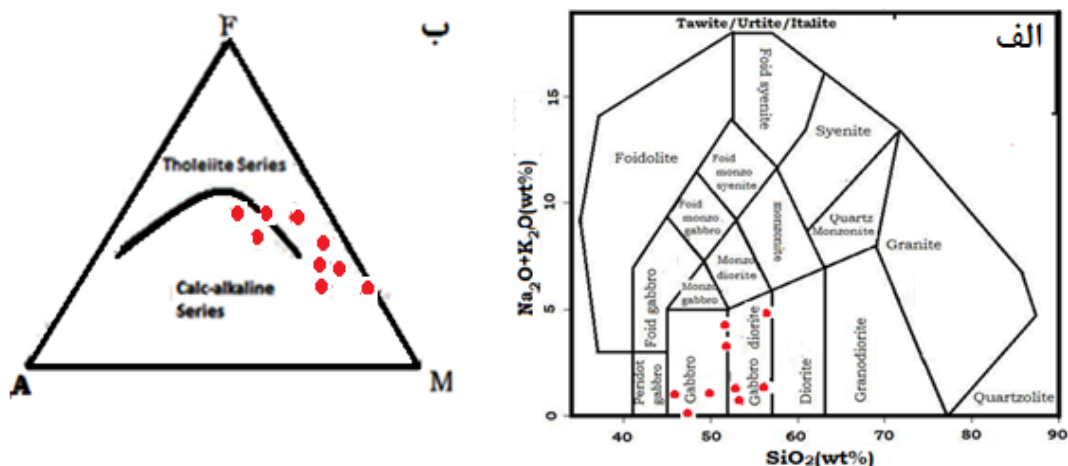
ژئوشیمی

مراحل اولیه‌ی تبلور است. این نمودارها نشان می‌دهند که ماگمای مادر واحدهای دیوریت و گابرویی به نظر یکسان بوده و خاستگا جدایش داشته‌اند (شکل ۷).

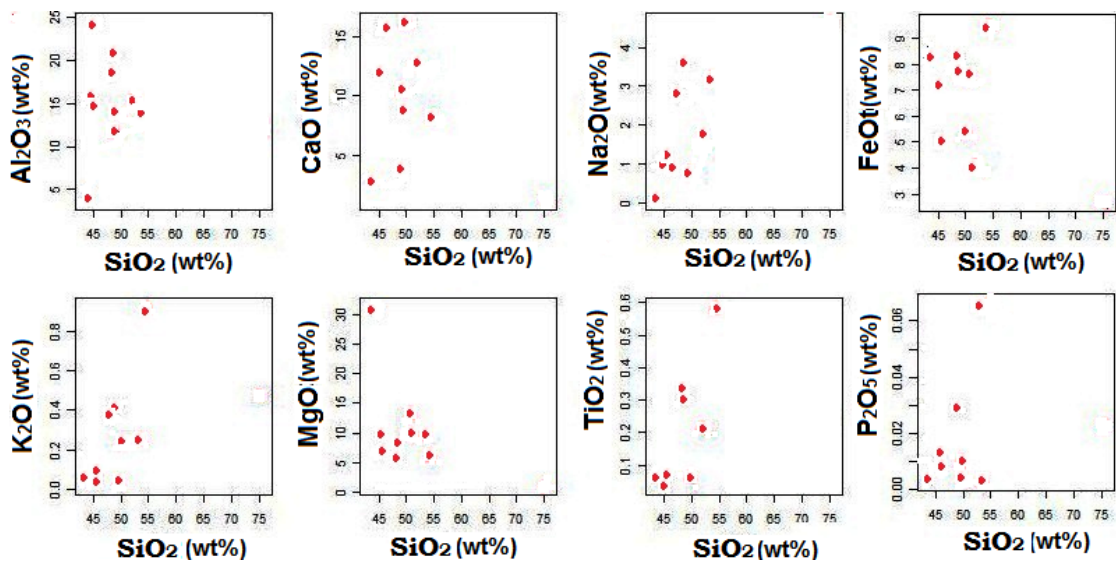
عناصر فرعی: تغییرات عناصر فرعی نسبت به SiO_2 در (شکل ۸) نشان داده شده‌اند [۱۴]. چنانکه ملاحظه می‌شود با افزایش SiO_2 مقادیر Sr و Zr افزایش می‌یابند. Sr در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند و با پیشرفت عمل جدایش در کانی‌های واحدهای سنگی در مراحل انتهایی جدایش تمرکز می‌یابد. Zr به دلیل بار الکتریکی و شعاع یونی بالا وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نمی‌شود و کانی مخصوص به خود یعنی زیرکان را می‌سازد. کانی زیرکان در محصولات نهایی جدایی به فراوانی یافت می‌شود که علت آن می‌تواند به غلظت اولیه زیرکونیم ماگما مربوط باشد. در حالی که Cr, Ni, Co، روندی نزولی نسبت به SiO_2 دارند. Ni به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی مشابه Mg جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار به صورت پوشیده شده می‌شود. بنابر این کانی‌های که در آغاز تبلور ماگما تشکیل می‌شوند، دارای نسبت بالای Ni:Mg هستند و با ادامه‌ی جدایی میزان آن کاهش خواهد یافت. Ba و Rb در کانی‌های مافیک ناسازگارند و می‌توانند جانشین K در کانی‌های از قبیل فلدسپات قلیایی و بیوتیت شوند.

عناصر اصلی: در این مرحله، ژئوشیمی توده‌های گابرویی و پیروکسن دیوریت بررسی می‌شوند. نتایج آنالیز این واحدها در جدول (۳) ارائه شده‌اند. مقدار SiO_2 از ۴۳/۱۲ تا ۵۴/۶۱ درصد متغیر است. در نتایج به دست آمده از نمودار [۱۲]، سنگ‌های منطقه در گستره‌ی، گابرو و گابرو دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶، الف). قرارگیری نمونه‌ها در نمودار AFM بیانگر ترکیب تولییتی تا آهکی-قلیایی بودن (به دلیل وجود دگرسانی) آن‌ها است (شکل ۶، ب) [۱۳].

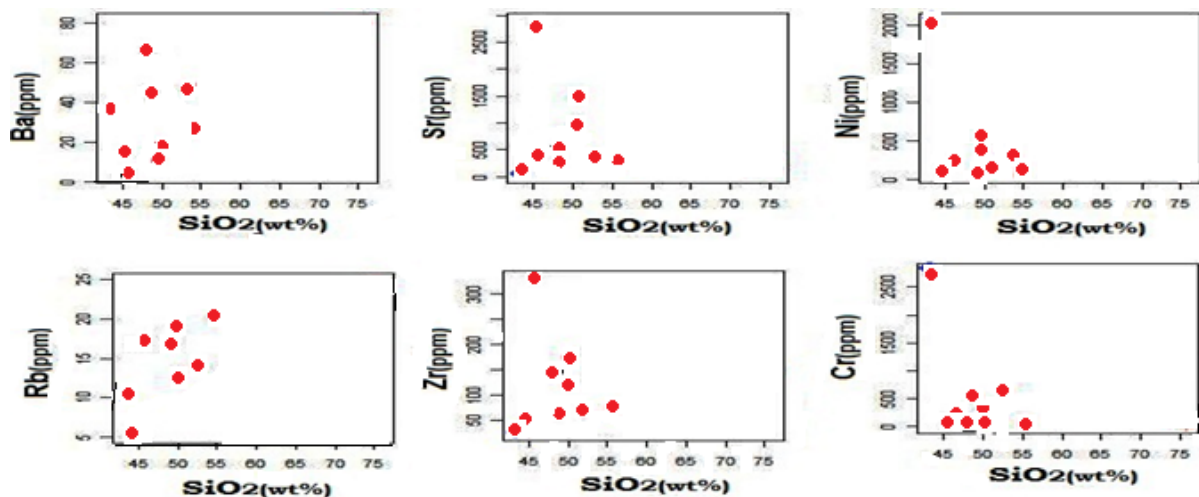
نمودارهای هارکر [۱۴] واحدهای مجموعه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهند که نمونه‌ها فاقد همپوشی هستند (شکل ۷). میزان MgO با افزایش SiO_2 کاهش و FeO با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارند و به اصطلاح از همخوانی منفی کلاسیک برخوردارند که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد، در حالی که CaO و Na_2O ، K_2O با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و Al_2O_3 روند کاهش‌ی دارد که روند طبیعی جدایش را نشان می‌دهد. P_2O_5 نخست با افزایش مقدار SiO_2 روند افزایشی و سپس روند کاهش‌ی دارد که احتمالاً به خاطر تغییر پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر به سمت آلبیت بیشتر و تشکیل و تبلور جدایشی آپاتیت در



شکل ۶ الف) - نمودار رده‌بندی توسط [۱۲]، برای سنگ‌های پلوتونیک منطقه ب) نمونه‌های واحدهای سنگی حدواسط و مافیک مورد بررسی در نمودار AFM اکثر نمونه‌ها در سری تولییتی و برخی در سری آهکی-قلیایی (به علت دگرسانی) قرار گرفته‌اند. مرز جدا کننده‌ی سری آهکی-قلیایی از تولییتی بر اساس [۱۳] ترسیم شده است.



شکل ۷ نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل SiO₂ [۱۴].



شکل ۸ نمودار تغییرات SiO₂ نسبت به عناصر فرعی [۱۴].

سنگ‌زایی

واژه‌ی افیولیت که شامل واحدهای آتشفشانی، مجموعه دایک-های صفحه‌ای، گابروهای سطوح بالایی، کومولیت‌های مافیک و اولترامافیک لایه‌ای و پریدوتیت‌های باقی مانده است، در بردارنده‌ی مفاهیم ژنتیکی نیست و یک واژه‌ی توصیفی است. بررسی‌های روند تبلور کومولیت‌ها و سنگ‌نگاری سنگ‌های وابسته به آن‌ها نشان می‌دهد که تفاوت‌هایی میان افیولیت‌های تشکیل شده در جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی وجود دارد. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی سبب پیدایش نمودارهای متمایز کننده‌ی زمین‌ساختی شده که در نسبت دادن سنگ‌های با

خاستگاه نامعلوم به محیط‌های زمین‌ساختی مشخص، استفاده می‌شوند [۱۵].

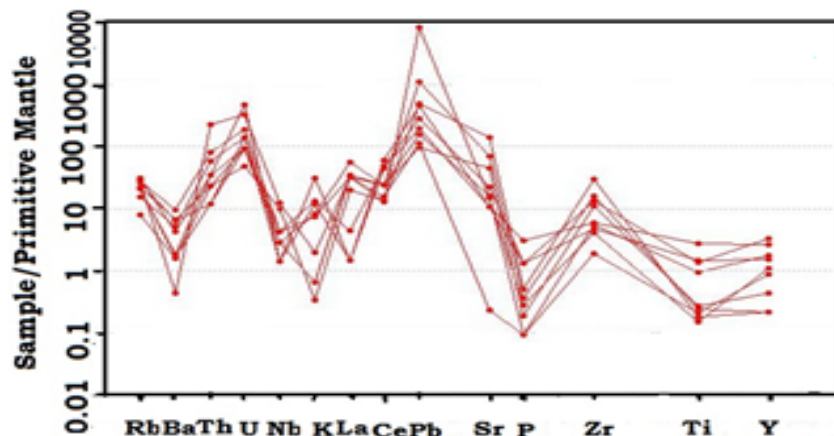
در نمودارهای عنکبوتی که بر اساس داده‌های [۱۶] نسبت به گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۹) تهی شدگی عناصر HFSE (Ti, Nb) و غنی شدگی از عناصر LILE (K, Rb) دیده می‌شود، همچنین غنی شدگی از LILE می‌تواند به دلیل دخالت صفحه فرورونده و آغستگی ماگما با پوسته قاره‌ای باشد. همچنین سنگ‌های منطقه غنی شدگی از عناصری نظیر K و U دارند [۱۷، ۱۸]. به نظر [۱۷، ۱۹] بی‌هنجاری منفی Ti-Nb در سنگ‌های ماگمایی بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط

روشن نباشد [۲۳]. برای مثال اگر صرفاً از داده‌های آنالیز عناصر اصلی $K_2O-SiO_2, FeO/(FeO+MgO)-SiO_2$ و $Al_2O_3-SiO_2$ و عناصر کمیاب Nb-Y برای تعیین رژیم زمین‌ساختی استفاده شود، نفوذی‌های آلپین از نفوذی‌های فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعال آندین، که هر دو از سری‌های آهکی-قلیایی غنی شدگی LILE هستند، غیر قابل تشخیص خواهند بود [۲۱]. لذا برای تفکیک این دو رژیم زمین‌ساختی از نمودار جدایشی Ti نسبت به V [۲۴] (شکل ۱۰ الف) و نمودار جدایشی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ برای سنگ‌های مافیک [۲۵] استفاده شده و مشاهده می‌شود که نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب)، اما انتظار می‌رود یک ماگماتیسم همزمان با برخورد، با دامنه‌ای از ترکیب‌های آبگون پوسته‌ای همراه باشد.

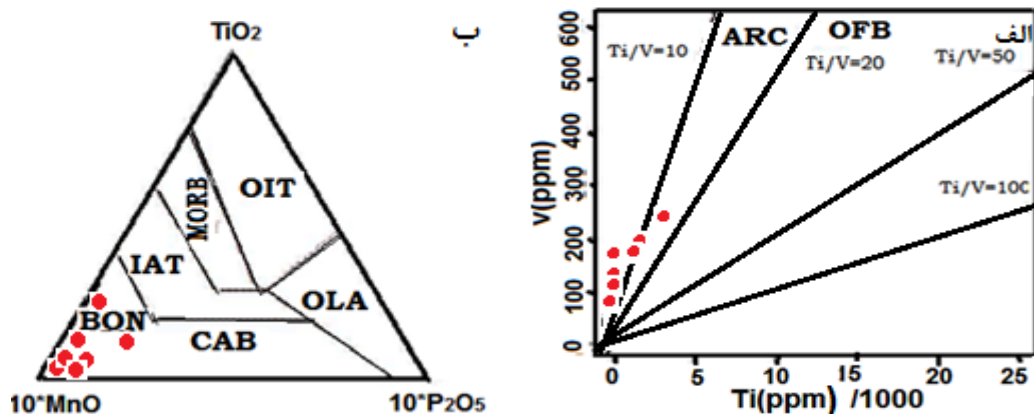
فرورانش است و همچنین [۲۰] بر این باورند که بی‌هنجاری مثبت Rb و K نیز نشانگر محیط‌های فرورانش هستند (شکل ۹).

جایگاه زمین‌ساختی

نمودارهای جدا کننده‌ی جایگاه‌های زمین‌ساختی، که بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماها ترسیم می‌شوند [۲۱، ۲۲] برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آذرین درونی جنوب شرق سلطان‌آباد سبزوار مورد استفاده قرار گرفته‌اند. یک بررسی مقدماتی از غلظت عناصر اصلی و مخصوصاً Nb, Ti, Rb و K طیف ماگماتیسم تولدیتی توده‌های پلوتونیک جنوب شرق سلطان‌آباد سبزوار را مشابه با سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی وابسته به فرورانش حاشیه‌ی قاره کرده است. اما تمایز ژئوشیمیایی ماگماتیسم وابسته به قوس آتشفشانی و برخی مثال‌های ماگماتیسم پس از برخورد ممکن است همیشه کاملاً



شکل ۹ نمودار عنکبوتی بهنجار شده برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۶].



شکل ۱۰ الف- نمودار Ti نسبت به V [۲۴] برای تشخیص جایگاه تشکیل سنگ‌های مافیک منطقه و ب- نمودار جدایشی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ سنگ‌های مافیک [۲۵].

زمین‌دما - فشارسنجی

فرمول ساختاری کلینوپیروکسن‌های منطقه‌ی مورد بررسی

ولاستونیت - انستاتیت - فروسیلیت سه عضو پایانی کلینوپیروکسن‌ها هستند (جدول ۱).

مقدار Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به میزان اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها دارد و از روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Cr+2Ti+Al^{VI}$ (شکل ۱۱ الف) قابل ارزیابی است [۲۷، ۲۶]. در نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Cr+2Ti+Al^{VI}$ خطی که از نقاط موازنه‌ی $Al^{IV}+Na$ با $Cr+2Ti+Al^{VI}$ می‌گذرد، معرف $Fe^{3+}=0$ خواهد بود. لذا قرارگیری نمونه‌ها بالای خط یاد شد، نشانه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن و قرارگیری آن‌ها در زیر خط نشانه‌ی پایین بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آن‌هاست [۲۷]. اکثر نمونه‌ها در گستره‌ی زیر خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند، و برای تعیین سری ماگمایی از نمودارهای [۲۹، ۲۸] استفاده شده است. پیروکسن‌های منطقه بیشتر در گستره‌ی شه‌قلیایی و یک نمونه‌ی آهکی-قلیایی (به دلیل دگرسانی) قرار می‌گیرند

(شکل ۱۱ ب، پ).

آمفیبول‌ها: در مورد میزان گریزندگی اکسیژن در زمان تشکیل آمفیبول‌ها [۳۰] شکل ۱۱ (ت) موید بالا بودن نسبی گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول است.

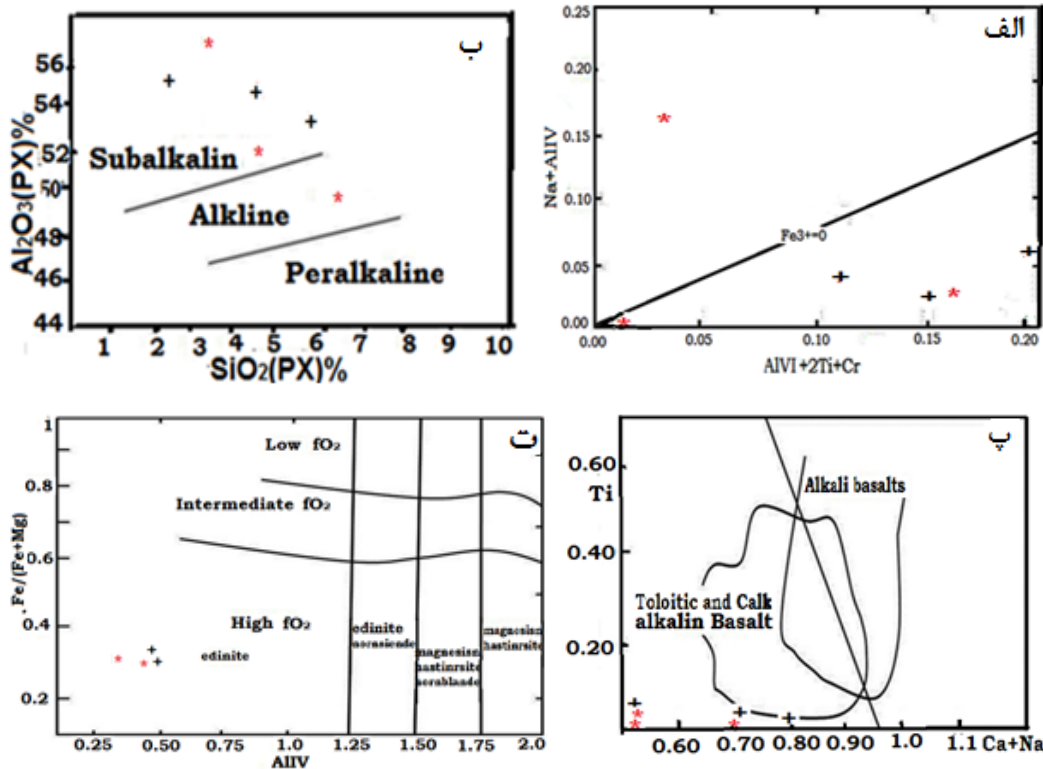
زمین‌دماسنجی کلینوپیروکسن

برای دماسنجی از روش تک کلینوپیروکسن لیندسلی [۳۱] استفاده شد. بر این اساس، دماسنجی سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که دمای شروع تبلور در گابروها در حدود ۱۰۰۰ تا ۱۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است (شکل ۱۲ الف).

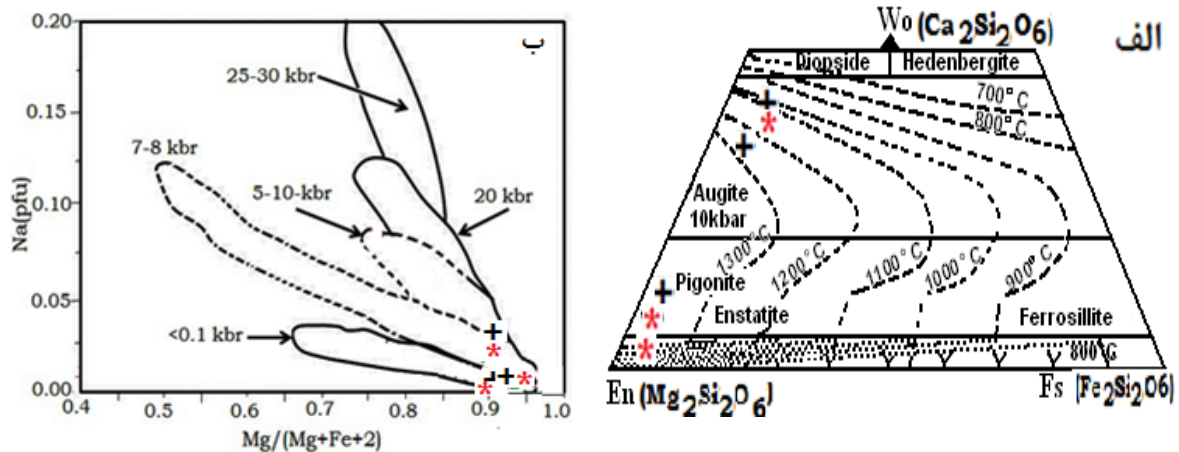
زمین‌فشارسنجی کلینوپیروکسن

توزیع آلومینیم در موقعیت‌های کلینوپیروکسن‌های چاروجهی و هشت وجهی، معیار مناسبی برای برآورد میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن‌دارند [۳۲].

نمودار شکل (۱۲ ب) نشان می‌دهد که در محدوده کلینوپیروکسن‌های با فشار پایین قرار می‌گیرند (فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار) [۳۴، ۳۳].



شکل ۱۱ الف تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 [۲۸]، ب- موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر روی نمودار تغییرات $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ [۲۷، ۲۶]، پ- نمودار $Ti-Ca+Na$ [۲۹]، ت- نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبول‌ها [۳۰]، نمادها مثل شکل ۳.



شکل ۱۲ الف- دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از دماسنج پیروکسن [۳۱]، ب- گستره‌ی فشار برای کلینوپیروکسن‌های منطقه [۳۳] نمادها مثل شکل ۳.

برداشت

توده‌های نفوذی مورد بررسی، در جنوب شرقی سلطان‌آباد سبزوار واقع شده و از نظر تقسیم‌بندی زمین‌ساختی بخشی از منطقه‌ی افیولیتی سبزوار است، که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو و گابرویدوریت تشکیل شده است این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولییتی و مت‌آلومین تا پراآلومین‌اند. لذا این توده‌های آذرین درونی از نظر زمین‌ساختی با بازالت‌های قوس آتشفشانی و منطقه‌ی برخورد (CAB) قابل مقایسه است. این سنگ‌ها باید حاصل تبلور در یک حوزه کششی پشت کمانی باشند که منجر به گسترش کف اقیانوس ناقص و سپس بسته شدن آن طی فرورانش باشد. نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین‌ساختی نمایانگر محیطی وابسته به فرورانش و در حاشیه فعال قاره‌ای است. سنگ‌های آذرین درونی مورد بررسی از عناصر HFSE تهی بوده و نسبت عناصر Nb/Y در آن‌ها پایین است. کلینوپیروکسن‌های منطقه اکثراً در گستره شبه‌قلیایی و یک نمونه قلیایی (به علت دگرسانی) قرار می‌گیرند. دمای شروع تبلور در گابروها در حدود ۱۰۰۰ تا ۱۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

قدردانی

مقاله حاضر حاصل طرح پژوهشی به شماره ۳/۱۹۱۹۶ مصوب ۱۳۹۰/۷/۱۲ می‌باشد که بدینوسیله از حمایت معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد قدردانی می‌گردد. همچنین لازم است

تا از کمک‌های آقای مهندس مجتبی رستمی در طول انجام این تحقیقات تشکر گردد.

مراجع

[۱] اکرمی م.، عسکری ع.، "نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد سبزوار"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۹).

[2] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East, London, nature", No.239 (1972) PP.147-150.

[3] Stokline J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L.(Eds.), The Geology of continental margins, Springer", New York (1974) PP.873-887 .

[۴] نصرآبادی م.، "پترولوژی، پتروگرافی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۲).

[۵] ادهمی ف.، "ژئوشیمیایی و پترولوژی افیولیت‌های منطقه باغجر (سبزوار)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۷۶).

[6] Gahzi A. M., Latour T., Hassanipak A A., Wallace K., "Geochemistry, petrology and geology of sabzevar ophiolite, northeastern Iran: implication on Tethyan tectonics", Abstracts with programs-Geological Society of America 29 (1997) A-229.

- ۱۸- آلیانی ف.، صبوری ز.، معانی جو م.، سپاهی ع.، "سنگ-شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای هولولوکرات توده‌های گرانیتوئیدی الوند (همدان)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، (۱۳۹۰)، ص ۱۳۴-۱۳۱.
- [19] Chappell B.W., White A.J.R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society Edinburgh Earth Sciences. 83(1992a) 1-26.
- [20] Bowden R. A., Bathlor B.W., Chappell, Dier, & j., lameyre., "petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: and discussion", physics of the earth planetary (1984) Interiors, 35, 1-11
- [21] Pearce j.A., Harris B. W. H., Tindie A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J.petrology, vol.25, (1984) pp.956-983.
- [22] Pearce J., "Sources and setting of granitic rocks", Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.
- [23] Harris N.B.W., Inger R, XU., "Cretaceous plutonism in central Tibet: an example of post collision magmatism?" j.volcanol.Geotherm.res., vol44 (1990), pp. 21-32.
- [24] Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and opiolitic lavas", Earth and planetary science Letter 59 (1982) 101-118.
- [25] Mullen E. D., "MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis". Earth and Planetary Science Letters 62, (1983) 53-62.
- [26] Bence A E., Papike J.J., Ayuso., "Petrology of Atlantic island arcs. Bull. Volcanol". No.32, R.A (1975) PP.189-206.
- [27] Schweitzer E. L., papike J. J., bence., "statical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist. NO.64 (1979) PP.501-513.
- [28] LeBas N. J., "the role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage" Am.J.Sci. No.260 (1962) PP.267-288.
- [29] Leterrier J., Maury R. c., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo- volcanic series. "Earth Planet". Sci. Lett. No.59, (1982) PP.154-139.
- [7] Condie K. C., "Plate tectonics and crustal evolution", Butterworth-heinemann Ltd, Oxford (1997).
- [8] Koepke j., Berndt j., Feig S. T., Holtz F., "The formation of SiO₂-rich melts Within the deep Oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros", Contrib.Mineral Petrol 153 (2007):67-84, DOI.
- [9] Coleman R., G.Peterman Z. E., "Oceanic plagiogranite", Journal of Geophysical Research 80 (1975) 1099 -1108p.
- [10] Moromito N., Fabrices J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifer F. A., Zussman J., Akoi K and Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes. Mineralogical Magazine", No.52 (1988) pp.535-550.
- [11] Leak B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthone F. C., Kato A., Kisch H. J., Krivovich V. G., Linthout K., Laird J and Mandarino J., "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names. Mineralogical Magazine", No.61 (1997), PP.295-321.
- [12] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks , an introduction to igneous petrology" Longman London (1985).p 266
- [13] Irvin, T. N., Bargar, W.R.A., "A guide to chemical classification of common volcanic rocks" Canadian Journal of earth sciences (1971) 523-547 p.
- [14] Harker., A "The natural history of igneous rock Methuen, London" (1909).
- [۱۵] اسدی قطب آبادی م.، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل معدنی افیولیت‌های منطقه کوه سرخ (کاشمر)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۹۰).
- [16] Sun s. s., McDonough W.f., "chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for processes. In: Magmatism in the ocean basins", Geol.soc.London specpulb 42 (1989).pp.313-345.
- [17] Wilson M., "Igneous petrogenesis: a global tectonic approach". Unwin Hyman, London, (1989). 466P.

- [33] Faruk., Aydini., orhan., karsli, M. Burhan Sadiklar., "Compositional Variations, Zoning Types and Petrogenetic Implications of Low-pressure Clinopyroxenes in the Neogene Alkaline Volcanic Rocks of Northeastern Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*", Vol. 18,(2009), pp. 163–186.
- [34] Kretz R., "Symbols for rock forming mineral", *American Mineralogist* (1983) 68 277-279.
- [30] Anderson J., L and Smite D R., "The effect of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*".No.80 (1995),pp.549-559.
- [31] Lindsley D. H., "Pyroxene thermometry". *American Mineralogist*, 68 (1983) 477-493.
- [32] Helz R. T., "Phase reaction of basalts in their melting range at $P H_2O=5Kb$.Part II. *Meltcomposition.J.Petro*", No.17 (1973) PP. 139-193.