

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

محمد شورگشتی، سید مسعود همام\*، آزاده ملک‌زاده شفارودی

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 شهرستان سبزوار واقع شده و از لحاظ تقسیم‌بندی زمین‌ساختی، بخشی از زون افیولیتی سبزوار محسوب می‌شود. ترکیب این توده‌های آذرین درونی از گابرو تا گابرو‌دیوریت متغیر است. کانی‌های اصلی عبارتند از سنگ‌های گابرویی شامل پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت - دیپسید و ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت - هیپرسن و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، بیوتیت، و کانی کدر (اکسیدهای مختلف آهن). از کانی‌های ثانوی می‌توان به سریسیت، کلریت، کربنات، ترمولیت و اکتنیولیت اشاره کرد. این توده‌ها بنابر نمودارهای ژئوشیمیایی تولیتی و شبهرخشنان تا پرآلومینی هستند. آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلیسیدار قرار می‌گیرند بررسی‌های کانی‌شناسی، زمین‌دما‌سنجی پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و پلازیوکلازهای 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 آتشفسانی (CAB) قابل مقایسه است. با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی و روابط صحرایی خاستگاه ماقمایی مجموعه‌های پلوتونیکی باید ماقمایی مشتق از گوشته باشد. این ماقما از عنصر Rb و Ba و Ti به شدت و از عنصر Rb و K غنی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط فروزانش است.

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

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 فروزانش، به صورت زمین‌ساختی جا به جا و روی خشکی‌ها

### مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در استان خراسان رضوی، در ۳۵ کیلومتری شرق شهرستان سبزوار قرار گرفته و در نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلطان‌آباد [۱] در  $۳۶^{\circ} ۵۸' ۰۰''$ ،  $۶۳^{\circ} ۳۰' ۰۰''$  طول جغرافیایی و  $۳۶^{\circ} ۵۸' ۰۰''$ ،  $۶۳^{\circ} ۳۰' ۰۰''$  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،

بوده و در شمال و مرکز ایران با چین خوردگی و کوهزایی همراه بوده است [۳]. توده‌های پلوتونیک جنوب شرق سلطان آباد 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-شناصی متنوع و به هم پیوسته مشکل 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 سنگ‌های اولترامافیک، مافیک درونی، سنگ‌های حدواسط، اسیدی و آذرآواری. سنگ‌های مهم آذربین منطقه شامل سنگ‌های زیرند؛ سنگ‌های اولترامافیک منطقه‌ی مورد بررسی پریدوتیت‌ها گسترش زیادی دارند که با دیگر واحدهای سنگی قابل مشاهده است. پیروکسنتیت‌ها 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 جزوی 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 تشکیل‌دهنده منطقه هارزبورگیت است. لرزولیت‌ها با فراوانی متوسط در منطقه حضور دارند.

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

سنگ‌های آتشفسانی شامل بازالت‌های بالشی می‌شوند که رخمنون آن در جنوب منطقه با توپوگرافی خشن وجود دارند (شکل ۱). بررسی نمونه دستی این سنگ بافت ریزدانه و درجه‌ی رنگینی ۶۰ تا ۹۰ درصد (ملانوکرات) را نشان می‌دهد. همچنین بافت حفره‌ای که به وسیله‌ی کربنات پر شده قابل تشخیص است که نشان‌دهنده خروج گاز هنگام سرد شدن

جاگزین 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 آذربین گابرویی منطقه بررسی شده‌اند.

### روش بررسی

برای بررسی‌های سنگ‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، پس از کارهای صحرایی، 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 پیروکسن دیوریت) به روش ریزپردازش الکترونی از کانی‌های پیروکسن ۶ نقطه، آمفیبول ۴ نقطه و پلازیوکلаз ۸ نقطه در مجموع ۱۸ نقطه در آزمایشگاه ریزپردازندۀ الکترونی کانسaran بینالود تهران تحت آنالیز کمی نقطه‌ای شدند. لازم به یادآوری است که آنالیز کمی نقطه‌ای کانی‌ها نیز با ریزپردازندۀ پرتو ایکس (XPMA) مدل Horiba-XGT-7200 با ولتاژ شتاب‌دهنده kV۵۰ و جریان GCDkit mA صورت پذیرفت. سپس از نرم‌افزارهای Igpet و Excel نمودارهای لازم تهیه، و با استفاده از داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی به تفسیر محیط زمین-ساختی این مجموعه‌های پلوتونیکی پرداخته شده است. از نتایج شیمی کانی‌ها در تعیین نوع کانی‌ها، شرایط محیط تشکیل، از کلینوپیروکسن‌ها برای سری ماقمایی تشکیل دهنده آن‌ها، دما - فشار‌سنجی و محیط‌های تکتونوماگمایی آن‌ها استفاده شده است.

### زمین‌شناسی

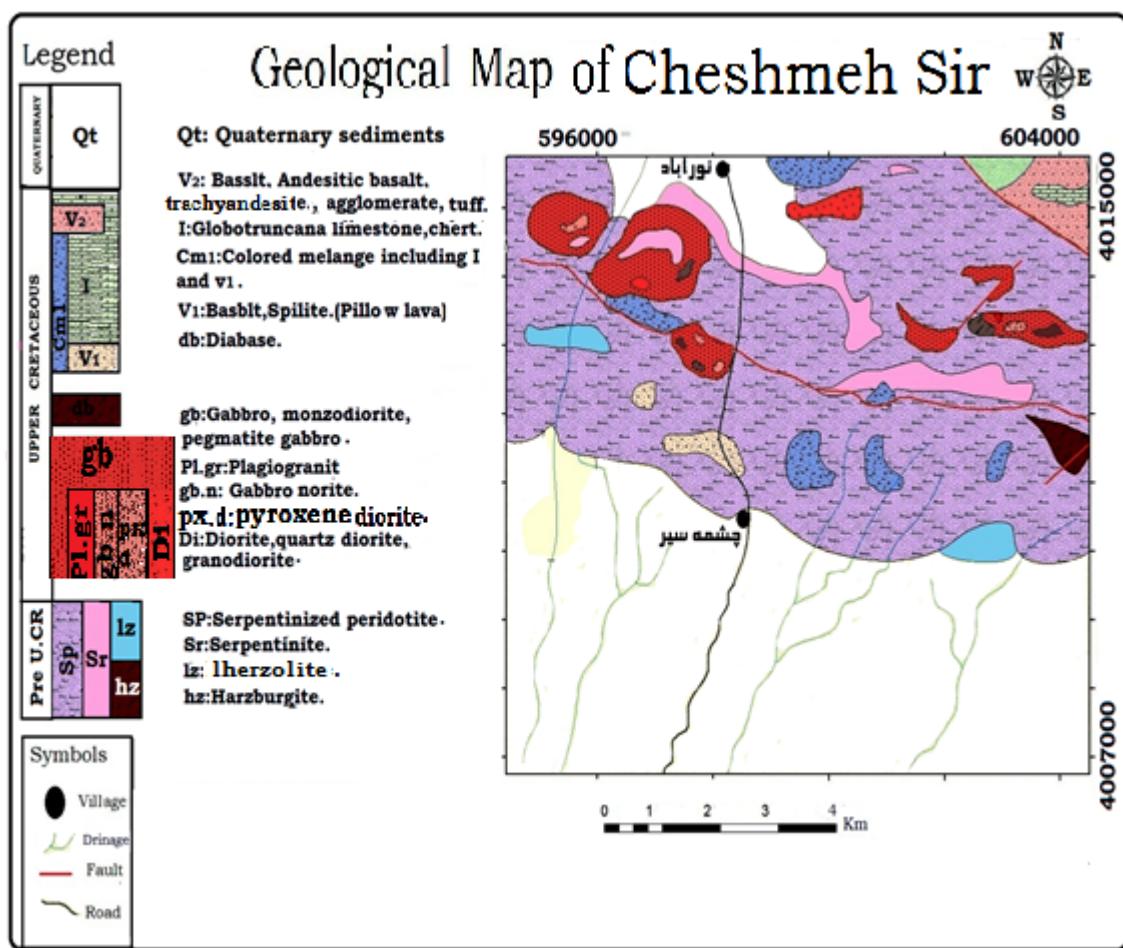
همبافت افیولیت سبزوار مجموعه افیولیتی تقریباً کاملی است و همراه با افیولیت ملانژ‌های تربت حیدریه در مجاورت (در شمال) گسل درونه قراردارند. ادامه‌ی آن در سمت مغرب احتمالاً زیر رسوب‌های پراکنده‌ی شمال غرب لوت مدفون شده است ولی دوباره در غرب گسل نائین ظاهر می‌شوند. در این جا در طول گسل نائین بافت به سمت 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

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، تراکی آندزیت همراه با مقادیر به نسبت زیاد آگلومرا (با قلوه سنگ‌های فوق)، توف سنگی بلوری و توف شیشه‌ای همراه با سنگ آهک پلاژیک و کم ژرف‌که مربوط به مجموعه افیولیتی نیستند و پس از فرونش تشکیل شده‌اند. سرپانتینیت‌ها و گابروهای رودنگیتی شده در اثر سرپانتینیزاسیون و رودنگیتیزاسیون در منطقه دیده شدن. این واحدها (غیر از واحدهای پلوتونیکی – مافیکی) از این جهت که در منطقه مشاهده شده‌اند.

سریع گدازه در مجاورت آب بوده و در مراحل بعدی بر اثر سوسوریتی شدن پلاژیوکلазها توسط کربنات پر شده است. سنگ‌های حدواسط که شامل سنگ‌های میکرودیوریت و پیروکسن‌دیوریت می‌شوند.

پلاژیوگرانیت‌ها جزء سازنده‌های دنباله‌ی پوسته‌ای افیولیت-ها هستند که شامل محدوده‌ی ترکیبی از سنگ‌های فلزیک مانند دیوریت، کوارتز‌دیوریت، تونالیت، تراجمیت 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  $3^{\circ} ۳۶^{\circ}$  طول جغرافیایی،  $۳۰^{\circ} ۳۶^{\circ}$  عرض جغرافیایی.

درصد) است. کانی فرعی اسفن و ترمولیت (به صورت ثانویه) حدود ۱ درصد می‌باشد. کانی‌های پلازیوکلاز اکثراً دچار دگرسانی از نوع سوسوریتی شده‌اند و از بین رفتہ‌اند. 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 هیپیدیومورف‌دانه‌دار و ساب‌افیتیک‌اند. کانی‌های اصلی شامل پلازیوکلاز‌ها (حدود ۴۵ درصد)، هورنبلند (حدود ۳۵ درصد)، و پیروکسن از نوع دیوپسید در حدود ۱۵ درصد است. پلازیوکلاز‌ها سریسیتی شده‌اند که به مقدار کمی کلریت، کوارتز و اپیدوت، و از دگرسانی هورنبلند سبز، کلریت و از دگرگونی گرمابی اکتینولیت به وجود آمده‌اند (شکل ۲ ت). رگچه ثانویه کوارتز در برخی نمونه‌ها مشاهده شده است (شکل ۲، ث).

#### شیمی کانی‌ها

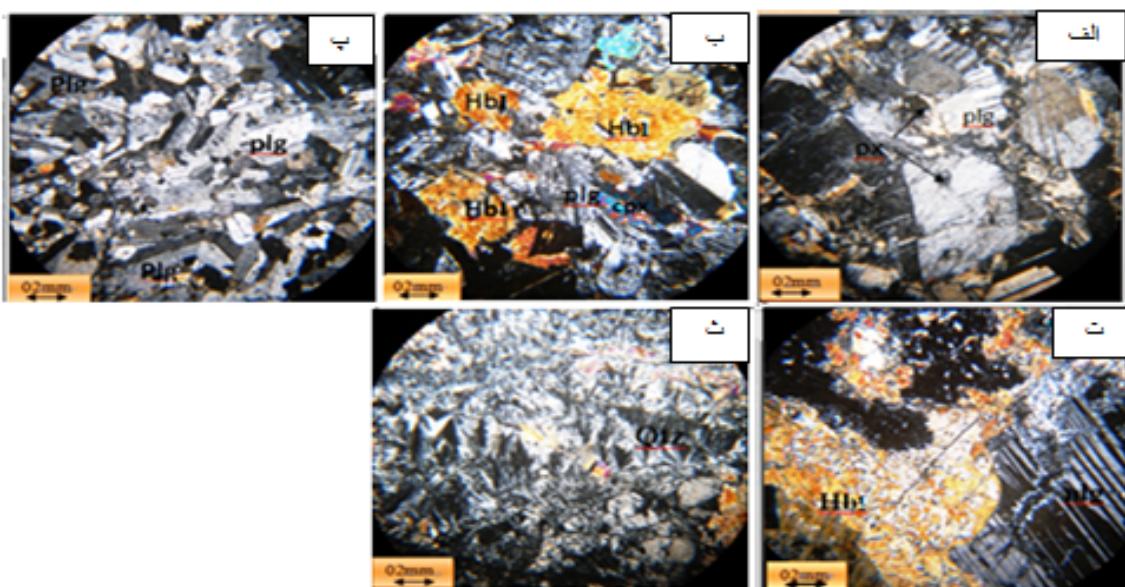
**پیروکسن:** به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده‌ی پیروکسن‌ها، این کانی‌ها با یک ریزپرداز نمای آنالیز شدند (جدول ۱). کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی بنابر نمودار مثلثی En-Wo-Fs [۱۰] بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت‌اند و ارتوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع انسستاتیت هستند (شکل ۳ الف، ب) و در نمودار J – Q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

#### سنگ‌نگاری سنگ‌های مافیک

**گابرو‌نوریت:** بافت‌ها به صورت دانه‌دار، هیپیدیومورف‌گرانولار، افیتیک شکل (۲ الف)، ساب‌افیتیک و درون‌دانه‌دار است. کانی‌های اصلی سنگ عبارتند از پلازیوکلاز (حدود ۵۰ درصد)، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت – دیوپسید (حدود ۲۲ درصد) و ارتوپیروکسن از نوع انسستاتیت – هیپرستن (حدود ۲۱ درصد). پلازیوکلاز‌ها 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 پوئی کلیتیک (قرار گرفتن پلازیوکلاز روی هورنبلند) است (شکل ۲ ب). در برخی نمونه‌ها آمفیبول به صورت ثانوی ایجاد شده است مثلاً ترمولیت – اکتینولیت از دگرگونی گرمابی پیروکسن‌ها ایجاد شده‌اند.

#### سنگ‌های حدواسط

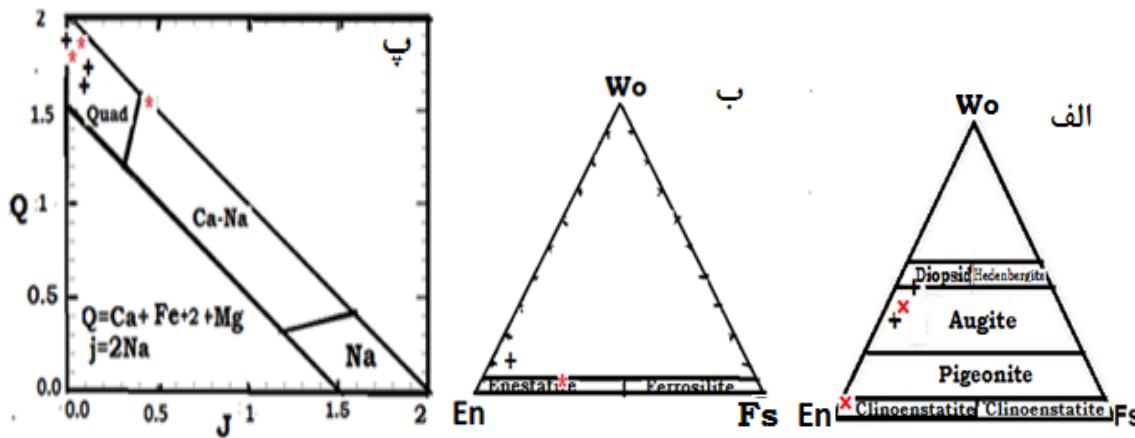
**میکرودیوریت:** در این سنگ‌ها بافت‌ها اغلب بافت دلریتی و هیپیدیومورف‌گرانولار است. کانی‌های اصلی شامل پلازیوکلاز (حدود ۶۹ درصد) از نوع لابرادوریت و هورنبلند (حدود ۳۰



شکل ۲ (الف) مقطع میکروسکوپی بافت افیتیک (بلور پیروکسن درون پلازیوکلاز) در گابرو، (ب) مقطع میکروسکوپی از بافت پوئی کلیتیک در هورنبلند گابرو، (پ) بافت هیپیدیومورف گرانولار پلازیوکلاز در میکرودیوریت، (ث) رگچه کوارتز در گابرو، هر ۵ مورد در XPL (Opx) (Ol) (Cpx)؛ (ت) ارتوپیروکسن (Ol) (Hbl) (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					شماره نمونه
T-18	T-18	T-18	T-18	شماره نمونه	T-42	CH-53	CH-53	گابرو	گابرو	نوع سنگ
پیروکسن دیبوریت	پیروکسن دیبوریت	نوع سنگ	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	
حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	محل آنالیز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	مرکز	محل آنالیز
۵۰,۹۱	۵۰,۱۶	۵۲,۳۰	۵۰,۶۰	SiO <sub>2</sub>	۵۶,۷۷	۵۵,۶۹۰	۵۱,۸۳	۵۴,۷	۴۸,۸۳	۵۳,۴۶
۱,۴۶	۱,۲۸	۱,۲۸	۱,۳۵	TiO <sub>2</sub>	۰,۱۷۰	۰,۲۵	۰,	۰,۰۹	۰,۱	۰,۲۲
۵,۶۵	۵,۷۷	۶,۴۹	۵,۸۴	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳,۵۴۰	۲,۴۸۰	۴,۳۶	۴,۲۵	۶,۳	۵,۸۲
,	,	,	,	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	,	,	۰,۵۸	۰,۴۹	,	,
۱۱,۵۷	۱۱,۳۰	۱۰,۵۳	۱۱,۰۸	FeO	۳,۰۶	۲,۸۹۰	۴,۹۹	۵,۱۳	۴,۲	۲,۸۷۱
۰,۱۱	۰,۱۶	۰,۲۶	۰,۲۵	MnO	۰,۱۲	۰,۱۴۰	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۱۲
۱۱,۹۸	۱۳,۳۸	۱۱,۵۹	۱۱,۲۲	MgO	۱۶,۶	۱۶,۶	۳۱,۹۴	۲۸,۳۲	۳۴,۷۳	۱۷,۷۶
۱۰,۲۹	۱۰,۰۵	۱۰,۳۴	۹,۸۹	CaO	۱۷,۱۶۰	۱۹,۲۸۰	۲۳	۳,۸۷	۲,۷۷	۱۶,۷
۱,۳۱	۲,۳۵	۱,۲۴	۳,۳۶	Na <sub>2</sub> O	۰,۳۷۰	۰,۵۸۰	۰,	۰,۰	۰,۰۱	۰,۵۹
۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۰۶	۰,۰۶	K <sub>2</sub> O	۰,۰۶۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰	۰,۰۲	۰,۰
محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ 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
۰,۱۶۴	۰,۱۴۴	۰,۱۴۱	۰,۱۵۲	Ti	۰,۰۰۵	۰,۰۰۷	۰,	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۶
۰,۳۹۹	۰,۴۹۲	۰,۳۲۰	۰,۵۰۳	Al	۰,۱۵۵	۰,۱۰۸	۰,۱۸۲	۰,۱۸۰	۰,۲۵۹	۰,۲۵۳
,	,	,	,	Cr	,	,	۰,۰۱۶	۰,۰۱۴	,	,
۱,۴۴۵	۱,۴۱۵	۱,۲۹۳	۱,۳۸۷	Fe	۰,۰۹۵	۰,۰۹	۰,۱۴۷	۰,۱۵۵	۰,۱۲۲	۰,۰۸۹
۰,۰۱۴	۰,۰۲۰	۰,۰۳۲	۰,۰۳۲	Mn	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴
۲,۶۶۷	۲,۷۶۳	۲,۵۳۷	۲,۵۰۴	Mg	۰,۹۱۹	۰,۹۱۸	۱,۶۸۶	۱,۵۲۱	۱,۸۰۵	۰,۹۷۶
۱,۶۴۶	۱,۶۱۲	۱,۶۷۲	۱,۵۸۶	Ca	۰,۶۸۳	۰,۷۶۶	۰,۱۲۵	۰,۱۴۹	۰,۱۰۳	۰,۶۶
۰,۲۷۹	۰,۶۸۲	۰,۳۵۳	۰,۹۷۵	Na	۰,۰۲۷	۰,۰۴۲	۰,	۰,۰	۰,۰۰۱	۰,۰۴۲
۰,۰۳۴	۰,۰۳۶	۰,۰۱۱	۰,۰۱۱	k	۰,۰۰۳	۰,	۰,۰	۰,۰	۰,۰۰۱	۰,
۲	۲	۱,۹۸۰	۲,۰۱۸	(Ca+Na) B	۴,۰۲۴	۴۳,۲۰	۶,۳۹	۸,۱۹	۵۴۲	۳۸,۲۶
۰,۳۵۴	۰,۳۸۸	۰,۳۵۳	۰,۴۴۸	Na (B)	۵۴,۱۶	۵۱,۷۵	۸۶,۰۶	۸۳,۳۵	۹۴,۵۸	۵۶,۶۱
۰,۰۶	۰,۳۳	۰,۰۱۱	۱	(Na+K) A	۰,۵۶۰	۰,۵۰۵	۷,۵۴	۸,۴۷	۰,	۵,۱۳
۰,۶۴۹	۰,۶۶۱	۰,۶۶۲	۰,۶۴۴	Mg(Mg+Fe <sup>2+</sup> )						
,	,	,	,	Fe <sub>3</sub> (Fe <sup>3+</sup> AlVI)						



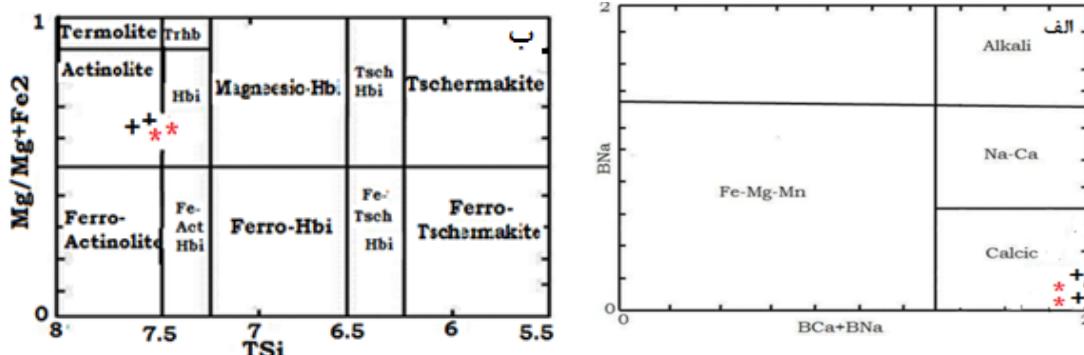
شکل ۳ الی و ب- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار مثلثی Wo-En-Fs. از [۱۰]. پ- روی نمودار Q-J\_Clanemo کانی‌ها از [۱۰]. علامت + مرکز و علامت × حاشیه کانی را نشان می‌دهد.

(شکل ۴ ب).

**پلازیوکلاز:** به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده پلازیوکلازها، این کانی‌ها با یک ریزپردازندۀ مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). این آمفیبول‌ها با توجه به ردبهندی [۱۱] در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). ترکیب آmfیبول‌ها در نمونه‌های مورد بررسی آکتینولیت‌اند [۱۱]

(شکل ۵).

آmfیبول: به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده آmfیبول‌ها، این کانی‌ها با یک ریزپردازندۀ مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). این آmfیبول‌ها با توجه به ردبهندی [۱۱] در گروه آmfیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف). ترکیب آmfیبول‌ها در نمونه‌های مورد بررسی آکتینولیت‌اند [۱۱]



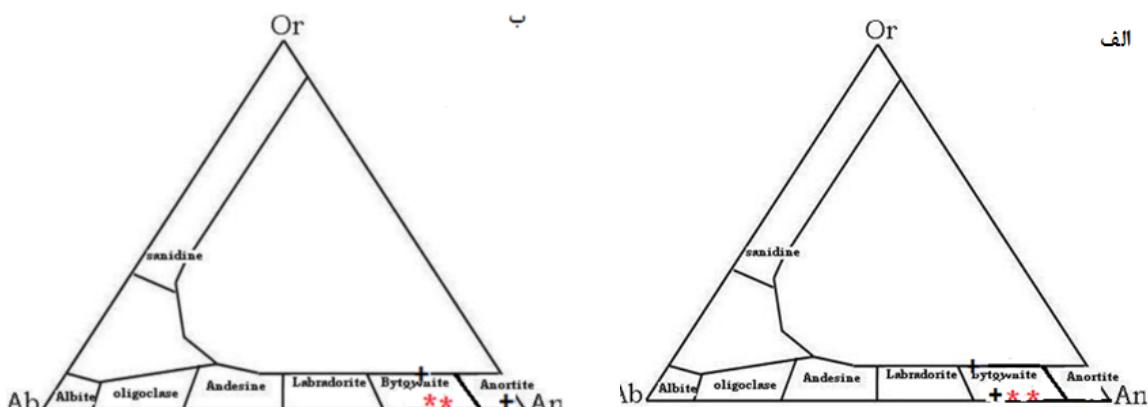
شکل ۴ (الف) نمودار ردبهندی و نامگذاری آmfیبول‌ها [۱۱]، (ب) نمودار ردبهندی و نامگذاری آmfیبول‌ها [۱۱] نمادها مثل شکل ۳.

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

T-42		T-42		T-18		T-18		شماره نمونه
گابرو		گابرو		پیروکسن دیبوریت		پیروکسن دیبوریت		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 <sub>2</sub>
.۰,۱۵	.۰,۴	.۰,۲	.۰,۲۸	.۰,۰۲	.۰,۰	.۰,۰	.۰,۰	TiO <sub>2</sub>
۱۷,۵۳	۳۰,۱۱	۷,۹۵	۲,۵۸	۲۷,۰۳	۲۸,۱۲	۲۸,۹۲	۲۶,۴۷	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
.۰,۱۶	.۰,۳۲	.۰,۱۷	.۰,۳	.۰,۰	.۰,۰	.۰,۰	.۰,۰	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
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	۱۲,۶۵	۱۳,۹۵	۱۵,۳۶	۱۲,۵۸	CaO
۱,۳۶	۱,۶۴	۱,۳۵	.۰,۲۲	۲,۴۱	۲,۵۹	۱,۷	۲,۹۶	Na <sub>2</sub> O
.۰,۴۴	۱,۲۹	.۰,۱۲	.۰,۰۸	.۰,۳۲	.۰,۱۹	.۰,۳۵	۱,۰۵	K <sub>2</sub> O
محاسبه کاتیون‌ها بر اساس آسیشن								
۲,۴۸۳	۲,۳۴۲	۲,۷۲۲	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	.۰,۱۸	.۰,۰۶۲	.۰,۰۰۶	.۰,۰۰۰۶	Mg
.۰,۸۶۸	.۰,۷۰۷	.۰,۸۶۲	.۰,۹۷۷	.۰,۶۶۱	.۰,۶۸۷	.۷۴۷۵	.۰,۶۶	Ca
.۰,۱۲۴	.۰,۱۴۵	.۰,۱۲۴	.۰,۰۲۰	.۰,۲۱۱	.۰,۲۳۱	.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	۲,۰۷۵	۲۳,۷۱	۲۴,۸۴	۱۶,۳۱	۲۶,۵۳	Ab
۲۶,۰۵	۸,۱۱۶	.۰,۷۲۳	.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,	.۰,۰۰۷	.۰,۰۱	.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 سلطان آباد سبزوار 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	گابرودیوریت	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	گابرودیوریت
$\text{SiO}_2$	۵۰,۳۰	۴۳,۱۲	۴۸,۸۲	۵۴,۶۱	۴۵,۶۲	۵۰,۳۱	۴۸,۹۸	۴۵,۲۱	۵۲,۹۷
$\text{TiO}_2$	۰,۰۵۲	۰,۰۴۶	۰,۳۱۴	۰,۰۹۲	۰,۰۳۹	۰,۰۵۹	۰,۲۹۹	۰,۰۳۲	۰,۲۰۳
$\text{Al}_2\text{O}_3$	۱۱,۵۴	۳,۵۴	۱۸,۴۲	۱۳,۴۷	۱۴,۸۷	۱۳,۵۴	۲۰,۴۷	۲۴,۷۱	۱۵,۲۳
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	۵,۸۳	۹,۶	۹,۲۱	۱۰,۷	۵,۵۴	۸,۵۱	۸,۸۴	۸,۱۶	۴,۳۹
$\text{MnO}$	۰,۰۹۷	۰,۱۷۱	۰,۱۵۱	۰,۱۶۲	۰,۰۸۴	۰,۱۷۲	۰,۳۷۷	۰,۱۰۴	۰,۰۷۱
$\text{MgO}$	۹,۹۵	۳۱,۵۲	۶,۲۷	۶,۱۵	۸,۹۸	۱۲,۴۱	۷,۵۴	۶,۷۱	۹,۲۱
$\text{CaO}$	۱۶,۴۴	۲,۸۱	۸,۸	۸,۳۵	۱۵,۸۵	۱۰,۳۰	۳,۶۱	۱۱,۶	۱۲,۳۲
$\text{Na}_2\text{O}$	۰,۷۸	۰,۰۱	۲,۷۵	۳,۲۷	۰,۸۹	۰,۷۹	۳,۵۲	۱,۰۷	۱,۵۵
$\text{K}_2\text{O}$	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۳۶	۰,۹۳	۰,۰۱	۰,۲۲	۰,۴	۰,۰۶	۰,۲۵
$\text{P}_2\text{O}_5$	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
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	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.

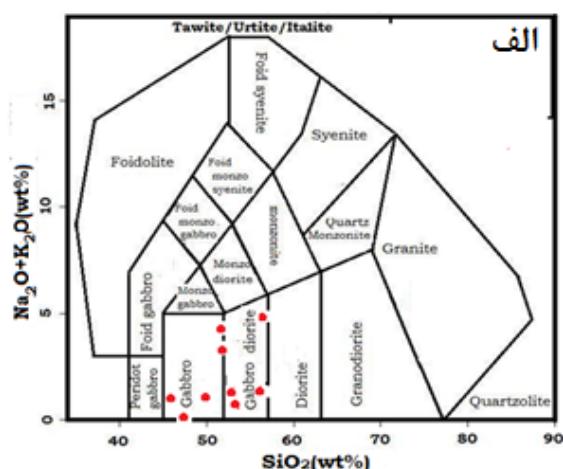
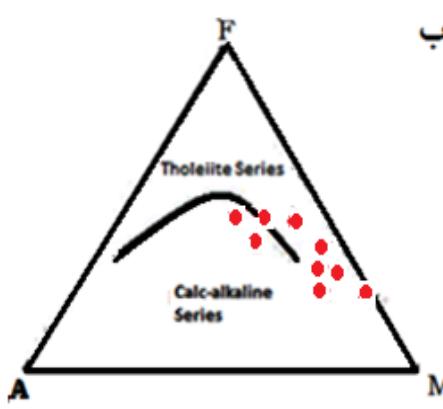
مراحل اولیهٔ تبلور است. این نمودارها نشان می‌دهند که ماگمای مادر واحدهای دیوریت و گابرویی به نظر یکسان بوده و خاستگا جدایش داشته‌اند (شکل ۷).

**عناصر فرعی:** تغییرات عناصر فرعی نسبت به  $\text{SiO}_2$  در (شکل ۸) نشان داده شده‌اند [۱۴]. چنانکه ملاحظه می‌شود با افزایش  $\text{SiO}_2$  مقادیر  $\text{Sr}$  و  $\text{Zr}$  افزایش می‌یابند.  $\text{Sr}$  در کانی‌های مافیک به صورت ناسازگار عمل می‌کند و با پیشرفت عمل جدایش در کانی‌های واحدهای سنگی در مراحل انتهایی جدایش تمرکز می‌یابد.  $\text{Zr}$  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  $\text{Co}, \text{Cr}, \text{Ni}$  روندی نزولی نسبت به  $\text{SiO}_2$  دارند.  $\text{Ni}$  به دلیل دارا بودن بار و شعاع یونی مشابه  $\text{Mg}$  جانشین این عنصر در کانی‌های منیزیم‌دار به صورت پوشیده شده می‌شود. بنابر این کانی‌های که در آغاز تبلور ماگما تشکیل می‌شوند، دارای نسبت بالای  $\text{Ni}:\text{Mg}$  هستند و با ادامهٔ جدایی میزان آن کاهش خواهد یافت.  $\text{Ba}$  و  $\text{Rb}$  در کانی‌های مافیک ناسازگارند و می‌توانند جانشین  $\text{K}$  در کانی‌های از قبیل فلدسپات قلیایی و بیوتیت شود.

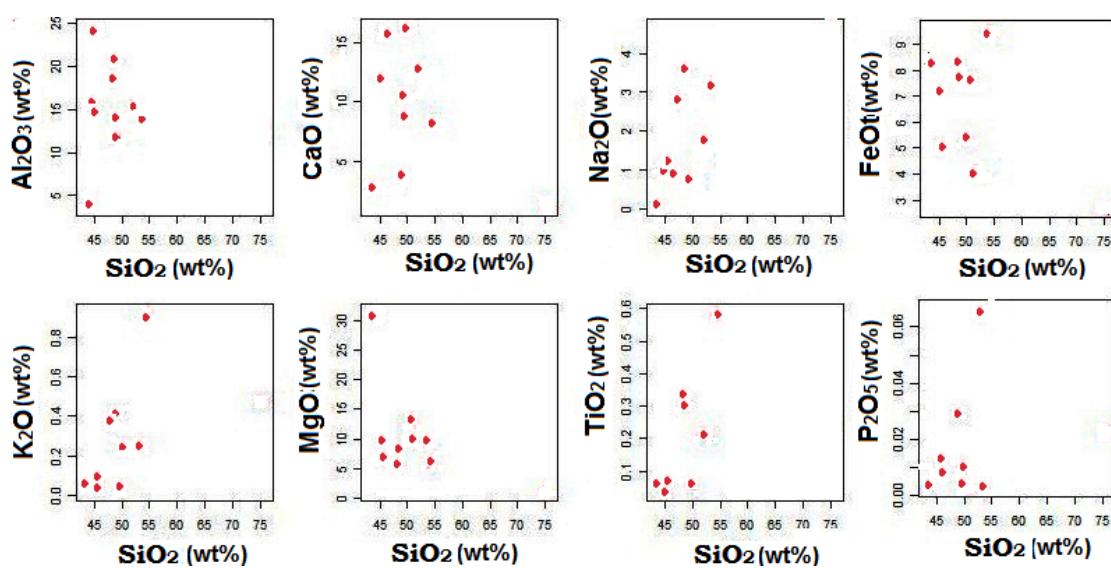
### ژئوشیمی

عناصر اصلی: در این مرحله، ژئوشیمی توده‌های گابرویی و پیروکسن دیوریت بررسی می‌شوند. نتایج آنالیز این واحد‌ها در جدول (۳) ارائه شده‌اند. مقدار  $\text{SiO}_2$  از ۴۳/۱۲ تا ۵۴/۶۱ درصد متغیر است. در نتایج به دست آمده از نمودار [۱۲]، سنگ‌های منطقه در گستره‌ی، گابرو و گابرو‌دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۶، الف). قرارگیری نمونه‌ها در نمودار AFM بیانگر ترکیب تولئیتی تا آهکی-قلیایی بودن (به دلیل وجود دگرسانی) آن‌ها است (شکل ۶، ب) [۱۳].

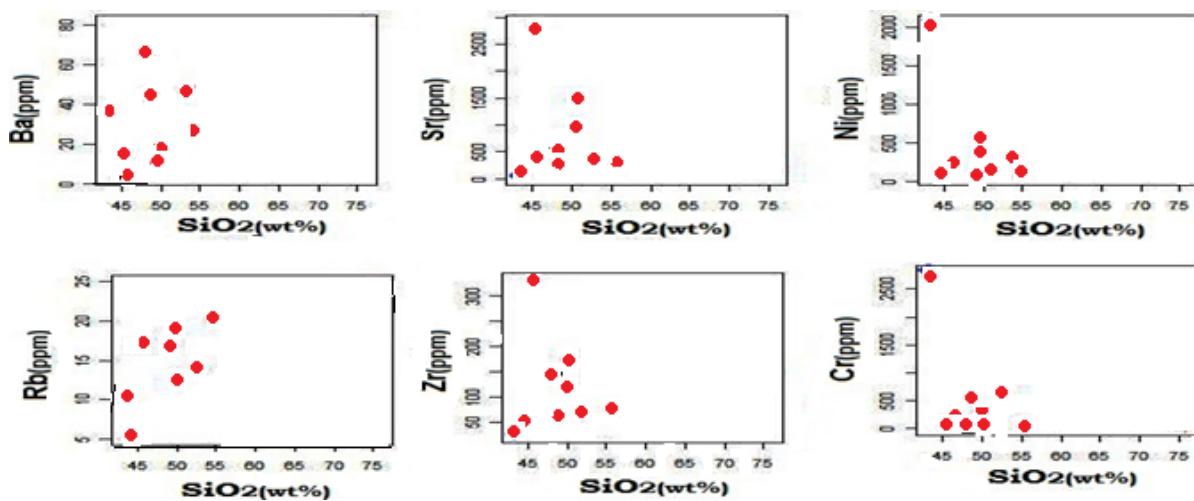
نمودارهای هارکر [۱۴] واحدهای مجموعه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهند که نمونه‌ها فاقد همپوشی هستند (شکل ۷). میزان  $\text{MgO}$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش و  $\text{FeO}_{\text{t}}$  با افزایش محتوای سیلیس رو به کاهش می‌گذارد و به اصطلاح از همخوانی منفی کلاسیک برخوردارند که این تغییرات می‌تواند ناشی از جایگزینی آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین مراحل اولیه تبلور جدایشی ماگما باشد، در حالی که  $\text{CaO}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  روند افزایشی و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  روند کاهشی دارد که روند طبیعی جدایش را نشان می‌دهد.  $\text{P}_2\text{O}_5$  نخست با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  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 پلوتونیکی منطقه ب) نمونه‌های واحدهای سنگی حدواسط و مافیک مورد بررسی در نمودار AFM اکثر نمونه‌ها در سری تولئیتی و برخی در سری آهکی-قلیایی (به علت دگرسانی) قرار گرفته‌اند. مرز جدا کننده سری آهکی-قلیایی از تولئیتی بر اساس [۱۲] ترسیم شده است.



شکل ۷ نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  [۱۴]



شکل ۸ نمودار تغییرات  $\text{SiO}_2$  نسبت به عناصر فرعی [۱۴].

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

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

### سنگ‌زایی

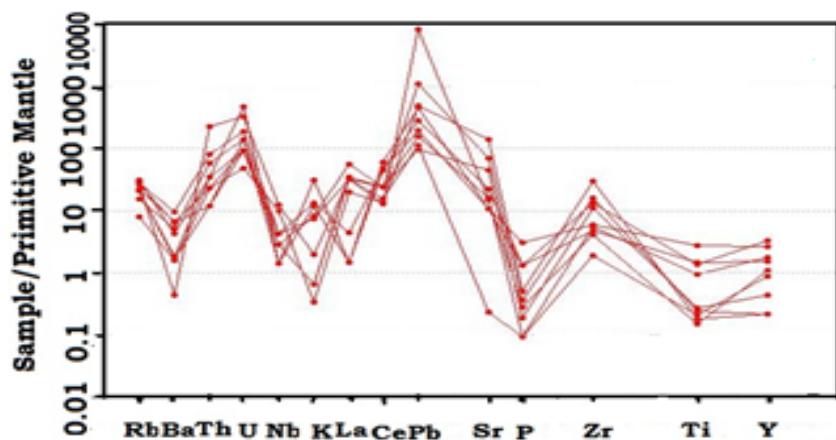
واژه‌ی افیولیت که شامل واحدهای آتشفسانی، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای، گابروهای سطوح بالایی، کومولیت‌های مافیک و اولترامافیک لایه ای و پریدوتیت‌های باقی مانده است، در بردارنده‌ی مفاهیم ژنتیکی نیست و یک واژه‌ی توصیفی است. بررسی‌های روند تبلور کومولیت‌ها و سنگ‌نگاری سنگ‌های وابسته به آن‌ها نشان می‌دهد که تفاوت‌هایی 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

روشن نباید [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 زمین ساختی استفاده شود، نفوذی‌های آلپین از نفوذی‌های فرورانش حاشیه‌ی قاره‌ای فعل آندین، که هر دو از سری‌های آهکی-قلیابی غنی شدگی LILE هستند، غیر قابل تشخیص خواهند بود [۲۱]. لذا برای تفکیک این دو رژیم زمین ساختی 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 آتشفشاری قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰(ب)), اما انتظار می‌رود یک مagma تیسم همزمان با برخورد، با دامنه‌ای از ترکیب‌های آبگون پوسته‌ای همراه باشد.

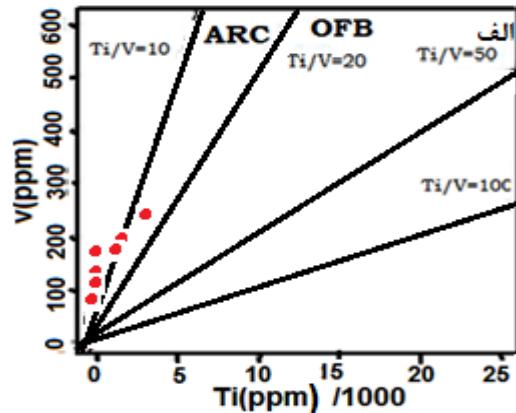
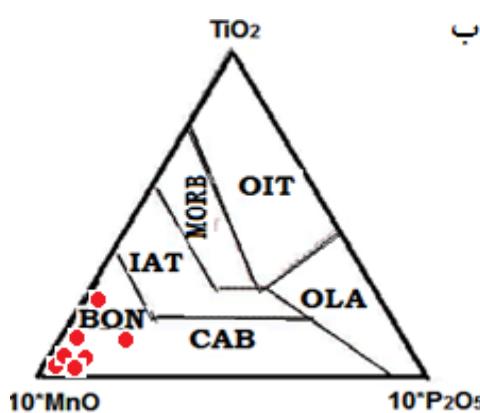
فرورانش است و همچنین [۲۰] بر این باورند که بی‌هنجاری مثبت  $Rb$  و  $K$  نیز نشانگر محیط‌های فرورانش هستند (شکل ۹).

#### جایگاه زمین ساختی

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



شکل ۹ نمودار عنکبوتی بهنجار شده برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به گوشه‌ی 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]

(شکل ۱۱ ب، پ).

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

#### زمین‌دماستنی گلینوپیروکسن

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

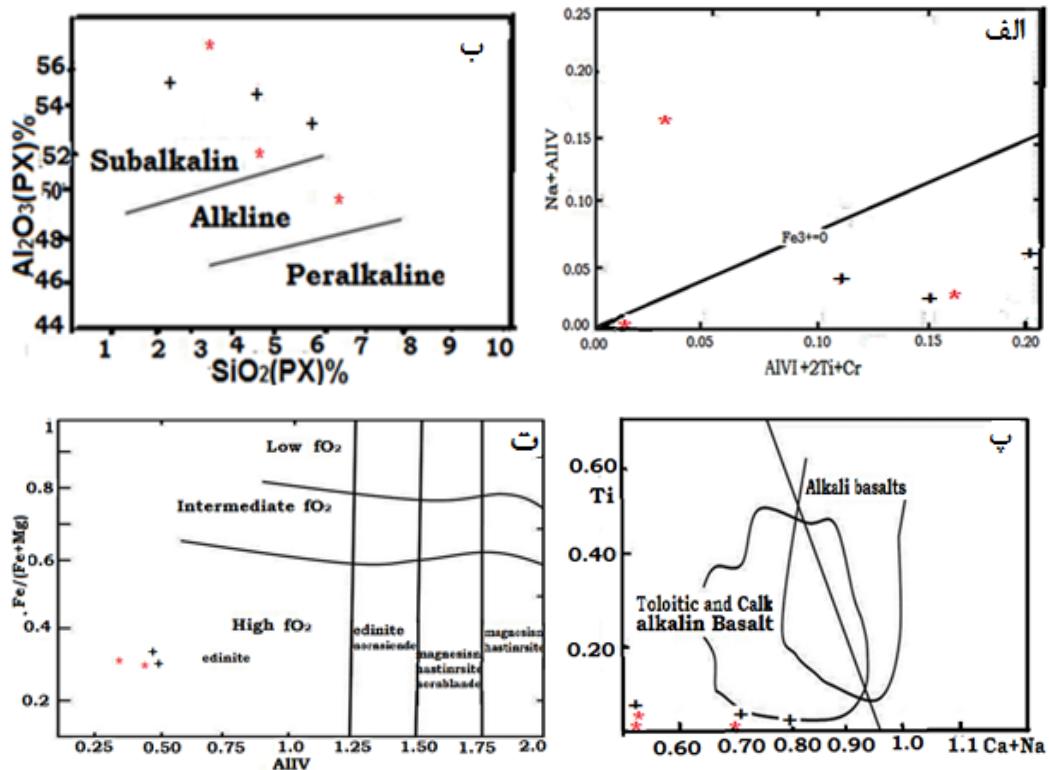
#### زمین‌فشار‌سنجی گلینوپیروکسن

توزیع آلومنینیم در موقعیت‌های گلینوپیروکسن‌های چاروچهی و هشت‌وجهی، معیار مناسبی برای برآورد میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن دارد [۳۲]. نمودار شکل (۱۲ ب) نشان می‌دهد که در محدوده گلینوپیروکسن‌های با فشار پایین قرار می‌گیرند (فشار کمتر از ۱۰ کیلوبار) [۳۴، ۳۳].

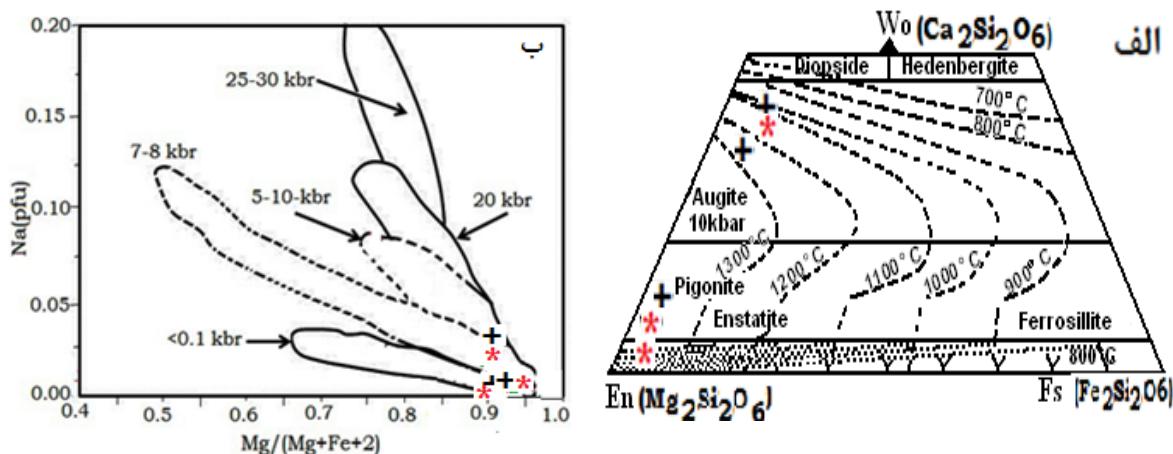
#### زمین‌دما - فشار‌سنجی

فرمول ساختاری گلینوپیروکسن‌های منطقه‌ی مورد بررسی ولاستونیت - انساتاتیت - فروسیلیت سه عضو پایانی گلینوپیروکسن‌ها هستند (جدول ۱).

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



شکل ۱۱ الف- تعیین سری ماقمایی با استفاده از نمودار  $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Na}$  نسبت به  $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{2Ti}+\text{Cr}$  [۲۶]، ب-موقعیت پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی بر روی نمودار تغییرات  $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Na}$  نسبت به  $\text{Al}^{\text{IV}}+\text{2Ti}+\text{Cr}$  [۲۷، ۲۶]، گ-نمودار  $\text{Ti}$ - $\text{Ca}+\text{Na}$  [۲۹]، پ-نمودار  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  vs  $\text{Al}^{\text{IV}}$  [۳۰]، نمادها مثل شکل ۳. اکسیژن بر پایه‌ی ترکیب آمفیبیول‌ها [۳۰]، نمادها مثل شکل ۳.



شکل ۱۲ الف- دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از دماستنج پیروکسن [۳۱]، ب- گسترهای فشار برای کلینوپیروکسن‌های منطقه [۳۳] نمادها مثل شکل ۲

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).
- [۲] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East, London, nature", No.239 (1972) PP.147-150.
- [۳] 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، "پترولوزی، پتروگرافی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۲).
- [۵] ادهمی ف، "ژئوشیمیابی و پترولوزی افیولیت‌های منطقه باعجر (سبزوار)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شهرورد (۱۳۷۶).
- [۶] 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.

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 گابرودیوریت تشکیل شده است این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی سری تولئیتی و متاآلومین تا پراآلومین اند. لذا این توده‌های آذرین درونی از نظر زمین‌ساختی با بازالت‌های قوس آتشفسانی 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 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

-۱۸ آلیانی ف، صبوری ز، معانی جو م، سپاهی ع، "سنگ- سناسی 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 iscussion,", 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 settingof 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 ophiolitic lavas", Earth and planetary science Letter 59 (1982) 101-118.

[25] Mullen E. D., "MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanicenvironments and its implications for petrogenesis". Earth and Planetary Science Letters 62, (1983) 53-62.

[26] Bennce 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 SiO<sub>2</sub>-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., Krivovicher 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 commonvolcanic rocks" Canadian Journal of earth sciences (1971) 523-547 p.

[14] Harker., A " The natural history of igeneous rock Methuen,London" (1909).

[۱۵] اسدی قطب آبادی م، "پترولوزی، 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 specpubl 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.