



سنگ‌نگاری و ژئوشیمی بخش شمال غربی توده‌های گرانیتوئیدی زوزن، جنوب غربی خواف (جنوب شرق خراسان رضوی)

محمد بومری، محسن زنگنه قاسم آبادی^{*}، حبیب ا... بیابانگرد

بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۱/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۱/۶/۲۷)

چکیده: توده‌های گرانیتوئیدی زوزن با سن ائوسن پایانی - الیگوسن آغازین در بخش شمال شرقی بلوک لوت و در جنوب غربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی واقع شده است که در سنگ‌های رسوبی و دگرگونی پالئوزوئیک نفوذ کرده‌اند. فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک هلمن باعث ماگماتیسم بلوک لوت و نیز شکل‌گیری توده‌های گرانیتوئیدی زوزن شده است. این گرانیتوئیدها دارای ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزودیوریت، کوارتز دیوریت همراه با برونوم‌های مافیک ریزدانه و سنگ‌های مافیک منطقه نیز از دیوریت و گابرو تشکیل شده‌اند. ماهیت این توده‌ها آهکی - قلیایی، متآلومین تا پرآلومین با پتاسیم بالا و از نوع I اکسیدی (سری مگنتیت) است. ویژگی‌های این توده گرانیتوئیدی شبیه به گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) می‌باشد که احتمالاً در محیط زمین-ساختی حاشیه‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند. برآورد دما و فشار بر اساس ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز، دامنه‌ای حدود ۶۶۷ تا ۷۱۷ درجه‌ی سانتیگراد و فشار ۲/۶۶ تا ۳/۸۵ کیلو بار را نشان می‌دهد. در اثر نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی زوزن، سنگ‌های میزبان آن‌ها دگرگون شده و دگرنهادند و نیز در سنگ‌های کربناتی کانی‌های اسکارنی و کانی زایی آهن دیده شدند.

واژه‌های کلیدی: بلوک لوت؛ خواف؛ گرانیتوئید زوزن؛ ژئوشیمی؛ سنگ‌نگاری.

مقدمه

همگرا در آن‌ها دیده می‌شوند [۲]. توده‌های گرانیتوئیدی نیز فراوانی گسترده‌ای را در بلوک لوت و بخصوص در منطقه‌ی مورد بررسی نشان می‌دهند که نتیجه فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک هلمن و ماگماتیسم بلوک لوت است [۲]. به دلیل اهمیت این فعالیت‌ها و نیز ارتباط آن با انواع کانی‌سازی در بلوک لوت، این مقاله به توصیف و تفسیر توده‌های گرانیتوئیدی کبیرکوه غربی می‌پردازد. آنچه باعث شد تا این مقاله تدوین شود مشاهده کانی‌زایی آهن و مس و تشکیل اسکارن در سنگ-های دگرگون و رسوبی در اطراف توده‌های گرانیتوئیدی مذکور می‌باشد.

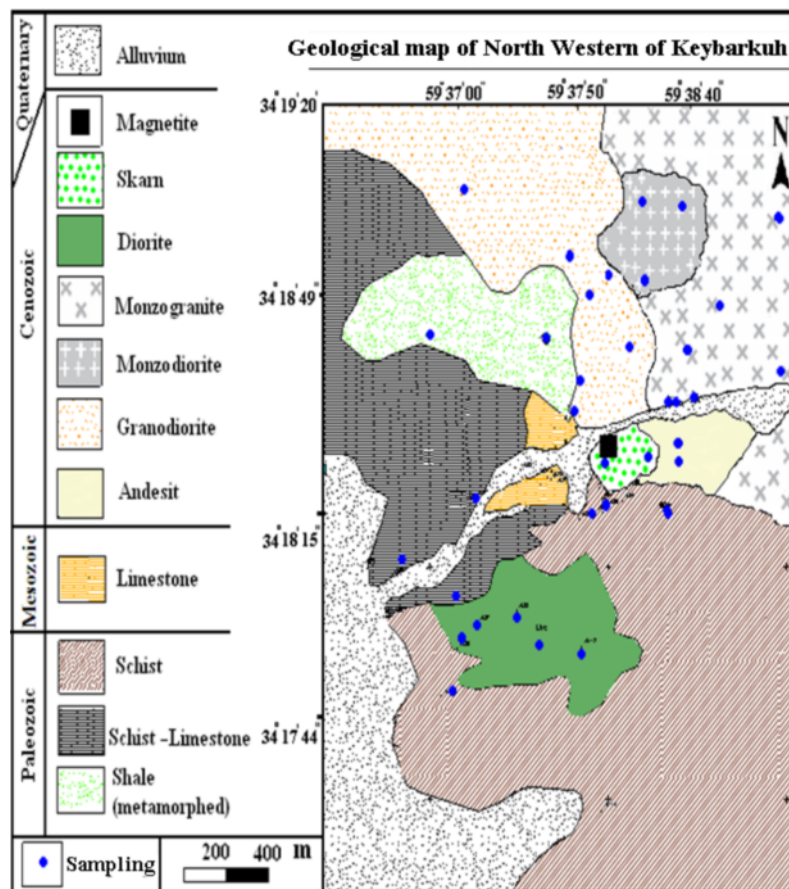
توده‌ی گرانیتوئیدی زوزن (بخش شمال غربی توده) در گستره-ای با طول‌های جغرافیایی "۵۹°۳۶'۰۰" تا "۵۹°۳۹'۲۵" و عرض-های جغرافیایی "۳۴°۱۸'۲۰" تا "۳۴°۲۰'۰۰" در جنوب غربی شهرستان خواف در استان خراسان رضوی واقع شده است. منطقه مورد بررسی از نظر زمین‌شناسی در شمال شرقی بلوک لوت واقع شده است. آنچه که بلوک لوت را از دیگر زون‌های ساختاری ایران مستثنی می‌کند، فعالیت‌های ماگماتیسمی آن است که از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است [۱]. سنگ‌های حاصل بیشتر آهکی - قلیایی هستند و هم‌هی ویژگی‌های آتشفشانی کناره‌ی قاره و مرز صفحه‌های

زمین‌شناسی

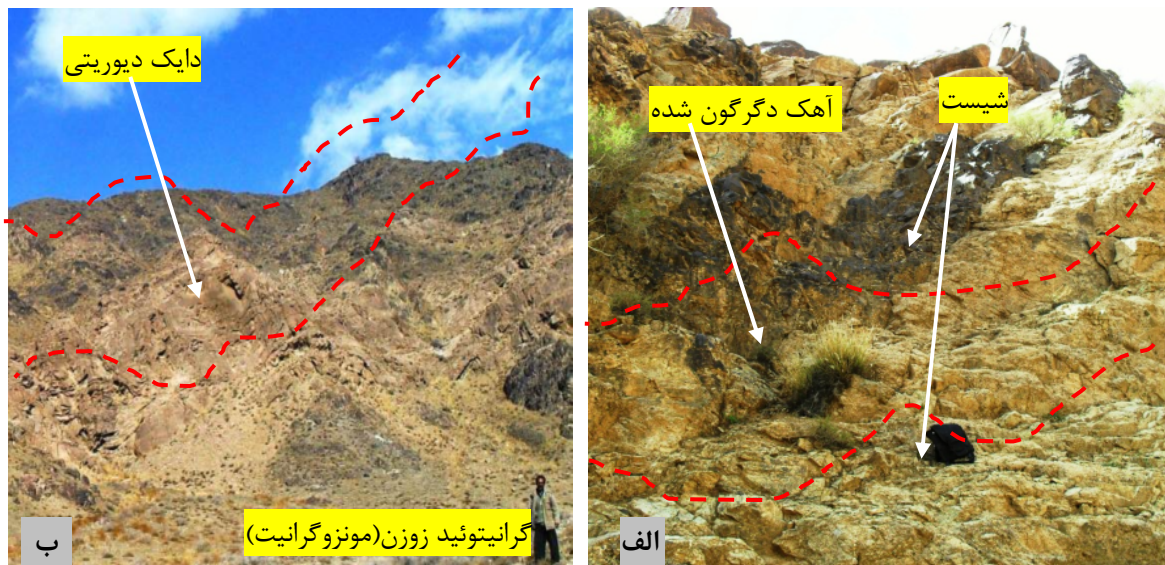
گستره‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ زوزن [۳] نمایش داده شده است. توده‌ی گرانیتوئیدی زوزن و بخش شمال غربی آن (توده گرانیتوئیدی مورد بررسی) جزئی از منطقه‌ی کبیرکوه هستند که در آن رخنمون‌هایی از پالئوزوئیک تا کواترنری حضور دارد. قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه با سن پالئوزوئیک، نهشته‌های شیلی ماسه سنگی با میان لایه‌های سنگ آهکی هستند که دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای بسیار ضعیف و نیز در مجاورت با توده‌ی نفوذی دگرگونی مجاورتی نیز شده‌اند. سنگ‌های مزوزوئیک متشکل از واحد شیلی و ماسه سنگی تریاس فوقانی، ژوراسیک زیرین و سنگ آهک کرتاسه هستند که به‌طور کلی در شمال شرقی منطقه رخنمون دارند. در شروع ترشیری فعالیت‌های آتشفشانی نسبتاً گسترده‌ای در بخش‌های جنوبی، مرکزی و شمالی منطقه کبیرکوه آغاز شد که بعداً با نهشته‌های آذرآواری ادامه یافته است. دومین فاز آتشفشانی منطقه در ائوسن بالایی روی داده و

بیشتر دارای ترکیب آندزیت-بازالتی، بازالتی و آندزیتی بوده و بیشتر در بخش جنوبی منطقه گسترش دارد. یک فاز پلوتونیسیم گسترده با سن ائوسن پایانی - الیگوسن آغازین در بخش شمالی و مرکزی منطقه کبیرکوه رخ داد که در حال حاضر بخش‌های کوهستانی شمال منطقه را در بر می‌گیرد.

به‌طور کلی سنگ‌های رسوبی در بخش شمالی توده‌ی نفوذی گسترش و رخنمون زیادی ندارند و بیشتر به سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (شیست‌ها) و مجاورتی (هورنفلس و مرمر) تبدیل شده‌اند (شکل ۱). شیست‌ها شامل مسکویت شیست، استارولیت آندالوزیت شیست، سرسیت شیست، اپیدوت سرسیت شیست هستند که در جنوب و جنوب غرب گرانیتوئیدها و با فاصله‌ی ۵۰۰-۴۰۰ متری از آن‌ها قرار گرفته‌اند [۴]. بخش بزرگ آهک‌های دگرگون شده‌ی منطقه‌ی مورد بررسی، با شیست‌ها به‌صورت متناوب قرار گرفته‌اند (شکل ۲ الف).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، اقتباس از [۴].



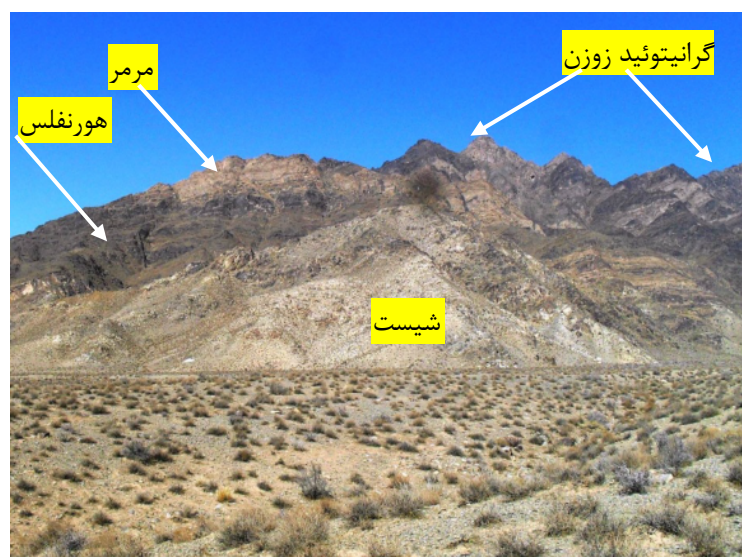
شکل ۲ الف- تناوب آهک‌های دگرگون شده و شیست (دید از جنوب به شمال). ب- دایک دیوریتی در مونزوگرانیت (کیف برای مقیاس).

منظور بررسی شکل‌گیری‌های ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه، تعداد ۱۰ نمونه (۲ نمونه کنترلی) از سنگ‌های آذرین با کمترین دگرسانی برای آنالیز به روش XRF، به آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود تهران ارسال و سپس نتایج با نرم افزارهای سنگ‌شناسی پردازش شدند. تعدادی از کانی‌ها در دانشگاه یامگاتای ژاپن با ریز پردازنده‌ی الکترونی مدل JEOL. JXA-8600 Superprobe با ولتاژ شتاب دهنده‌ی ۱۵ کیلووات و جریان پرتوی 20 nA آمپر تجزیه شدند.

بیشترین رخنمون منطقه‌ی مورد بررسی را سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق تشکیل می‌دهند. سنگ‌های نیمه عمیق به شکل دایک، سنگ‌های گرانیتی را قطع کرده‌اند که نشان دهنده‌ی فاز جدیدتری از ماگماتیسم منطقه است (شکل ۲ ب). در شکل ۳ تناوب واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد بررسی و گرانیتوئید زوزن نشان داده شده‌اند.

روش بررسی

برای بررسی‌های سنگ‌نگاری و رده‌بندی سنگ‌ها در منطقه‌ی غربی کبیرکوه، تعداد ۳۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شدند و به



شکل ۳ نمایی از ارتفاعات شمال غربی کبیرکوه که گرانیتوئید زوزن نیز نشان داده شده است (دید از جنوب به شمال).

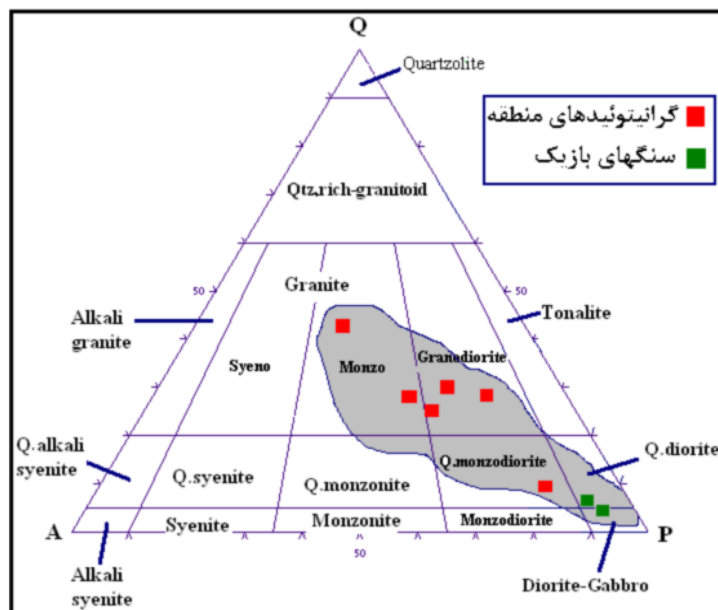
سنگ نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین درونی شمال غربی گرانیتوئید زوزن با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتز مونزوودیوریت و کوارتز دیوریت تشکیل شده‌اند و سنگ‌های مافیک آن نیز عبارتند از دیوریت و گابرو (شکل ۴) که در زیر مشخصات آن‌ها آورده شده‌اند.

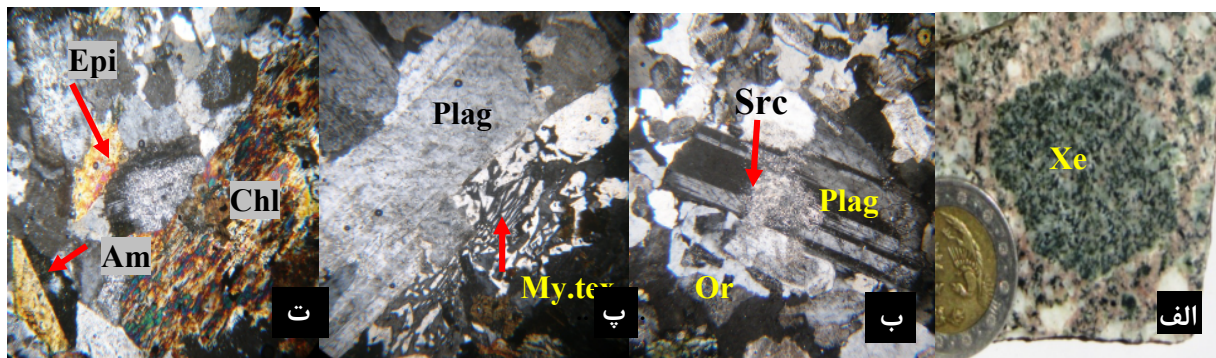
گرانودیوریت

این سنگ‌ها در نمونه‌های صحرایی به رنگ کرم تا سفید شیری و دارای بافت دانه‌ای هستند. یکی از مشخصات روشن این گرانودیوریت‌ها وجود برونوم‌های دیوریتی با حواشی نسبتاً گرد شده است (شکل ۵-الف). وجود برونوم‌های مافیک در توده‌های نفوذی گرانیتی دلیلی روشن بر اختلاط ماگمایی دانسته می‌شود [۵]. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند سبز کانی-های اصلی این سنگ‌ها هستند و کانی‌های مافیک معمول در آن‌ها را بیوتیت و آمفیبول تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها معمولاً حدود ۶۰-۵۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. برخی از بلورهای درشت پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزتر دانه قرار گرفته و بافت پورفیروئیدی را در این سنگ‌ها تشکیل داده‌اند. این بلورها همچنین دارای منطقه‌بندی و ماکل پلی سنتتیک هستند. بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز از مرکز بلور و نیز از حاشیه به سرسیت، و بعضی دیگر از به‌طور بخشی به فلدسپار پتاسیم تبدیل شده‌اند (شکل ۵-ب). این پلاژیوکلازها همچنین

با بلورهای کوارتز هم‌رشدی نشان می‌دهند و بافت‌های میرمیکیتی فراوان در این سنگ‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۵-پ). کوارتز غالباً به‌صورت ریز بلور و بی شکل، در اندازه‌های معمولاً ۰/۵ تا ۰/۷ میلی‌متر دیده می‌شود که فضای خالی بین کانی-های دیگر را اشغال کرده است که این نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و پس از کانی‌های دیگر است. کوارتز حدود ۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. فلدسپارهای پتاسیم از نوع ارتوکلاز بوده و معمولاً ۱۰ تا ۱۲ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند که به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار با ماکل کارلسباد و در اندازه‌ی ۲-۰/۵ میلی‌متر هستند. هم‌رشدی ارتوکلاز با کوارتز، ایجاد بافت ریز دانه‌ای کرده است. سطح بلورهای ارتوکلاز ناشی از کائولینیتی غالباً بصورت کدر دیده می‌شود. هورنبلند دارای فراوانی ۵-۳ درصد حجمی است و به صورت بلورهای کشیده و دارای یک جهت رخ و نیز به‌صورت بلورهای لوزی شکل که تا حدودی دو قلوبی با دو رخ قابل مشاهده هستند که در نور طبیعی به رنگ سبز تیره و با زاویه خاموشی تقریباً ۱۵ درجه دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها دارای فراوانی معمولاً ۲-۱ درصد حجمی هستند که به‌صورت بلورهای معمولاً شکل دار تا نیمه شکل‌دار کلریتی شده‌اند. بعضی از بلورهای این کانی‌ها کاملاً به کلریت و کانی-های کدر تبدیل شده است (شکل ۵-ت).



شکل ۴ رده بندی کانی کمی (مودی) سنگ‌های فلدسپاردار منطقه‌ی مورد بررسی [۶].



شکل ۵ الف- وجود برونوم (Xe) دیوریتی در نمونه‌ی دستی گرانودیوریت. ب- بلور پلاژیوکلاز (Plag) که از مرکز به سرسیت (Src) و به صورت بخشی به ارتوکلاز (Or) تبدیل شده است. پ- بافت میرمیکیتی (my.tex) در گرانودیوریت (بزرگنمایی 4x، نورقطبیده). ت- آمفیبول‌های (Am) کاملاً دگرسان شده به کلریت (Chl) و اپیدوت (Epi) در گرانودیوریت (بزرگنمایی 4x، نورقطبیده).

مونوزوگرانیت

این سنگ‌ها در منطقه‌ی غربی کبیرکوه به صورت توده‌های استوک بوده و معمولاً دارای بافت درشت دانه‌اند. بافت‌های معمول در مونوزوگرانیت‌ها غالباً بافت‌های هیپیدئومورف دانه‌دار، ریز دانه‌ای، ریز دانه‌ای و میرمیکیتی (شکل ۶- الف) دیده شده‌اند و بافت پورفیروئیدی نیز بصورت نادر یافت می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت‌اند. کوارتز حدود ۲۵ تا ۳۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد، که در اندازه‌های ۱ تا ۳ میلی‌متر قابل مشاهده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز، غالباً نیمه شکل دار و درشت بلور در حد ۱ تا ۴ میلی‌مترند که معمولاً ۳۵ تا ۴۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص می‌دهند همچنین دارای بافت چند ترکیبی هستند. بعضی از این بلورها منطقه-بندی کاملی نشان می‌دهند. دگرسانی رایج پلاژیوکلازها کلریتیزاسیون و سریسیتیازاسیون و سوسوریتیزاسیون (تبدیل پلاژیوکلاز به کلسیت با رخ‌های لوزی رخ، کلریت، سرسیت و کانی‌های کدر) است. فلدسپارهای پتاسیم از نوع ارتوز نیمه شکل دار با ماکل کارلسباد است و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه‌ی بلورهای ارتوکلاز در حد ۱ تا ۳ میلی‌متر است و هم‌رشدی آن‌ها با کوارتز در مونوزوگرانیت نیز بافت ریز دانه‌ای کرده است. هورنبلند حدود ۳-۲ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند که به صورت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار کشیده دیده می‌شوند که به مقدار جزئی به کلریت و گاهی به اپیدوت تبدیل شده‌اند و به صورت پرکننده فضای بین بلورهای فلدسپاری قابل مشاهده‌اند (شکل ۶- ب). بیوتیت دارای فراوانی معمولاً ۲-۱ درصد حجمی، شکل دارند در اندازه معمولاً ۰٫۵ تا ۱ هستند. بیوتیت دارای فراوانی معمولاً ۲-۱ درصد حجمی، شکل‌دار در اندازه‌ی معمولاً ۰٫۵ تا ۱. بیوتیت‌ها نسبت

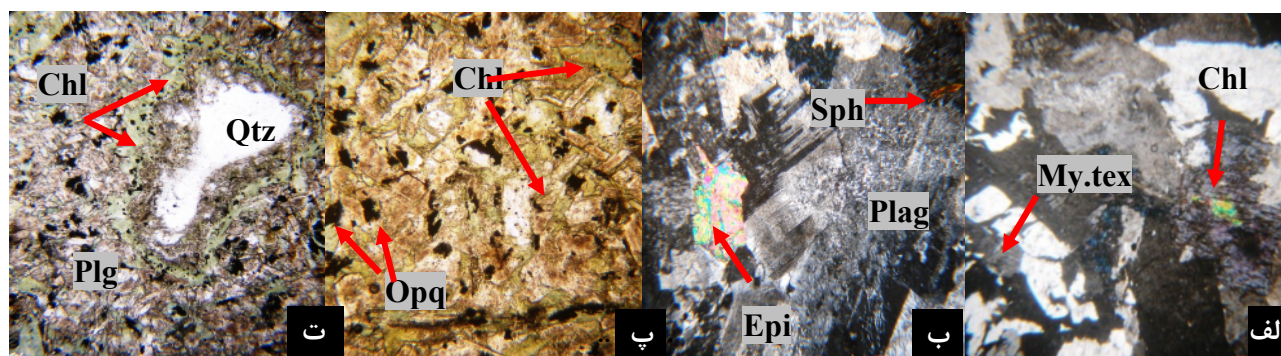
به آمفیبول‌ها به مقدار بسیار کم قابل مشاهده‌اند و غالباً به کلریت تبدیل شده‌اند. بلورهای اسفن بی شکل‌اند و معمولاً به صورت بلورهای کوچکی با اندازه‌ی کمتر از ۱ میلی‌متر و برجستگی بالا در حاشیه بلورهای آمفیبول قابل مشاهده هستند (شکل ۶- ب).

دیوریت

این سنگ‌ها به صورت استوک و دایک در منطقه حضور دارند. بافت آن‌ها دانه‌ای و افتیکی (شکل ۶- پ) است و کانی اصلی سنگ را پلاژیوکلاز (بیش از ۹۰ درصد حجمی) و هورنبلند سبز (به شدت کلریتی شده) تشکیل داده است و کانی‌های فرعی نیز شامل بیوتیت و کانی‌های کدرند. کانی‌های کدر غالباً به همراه کانی کلریت و حاصل تبدیل آمفیبول‌ها و به مقدار بسیار کمتر بیوتیت‌ها هستند (شکل ۶- پ). مقادیر آن‌ها در این سنگ‌ها از ۱ درصد حجمی تا ۵ درصد حجمی متغیر است. بعضی از بلورهای بزرگ پلاژیوکلازی، از میانه‌ها یا از حاشیه‌های خود به اپیدوت تبدیل شده‌اند و برخی نیز به‌طور کامل به اپیدوت تبدیل شده‌اند. میزان کوارتز کمتر از ۵ درصد حجمی است که به صورت جزئی بین کانی‌های دیگر دیده می‌شود. همچنین کانی کوارتز در برخی از مقاطع نازک این سنگ‌ها دارای کشیدگی و با کرانه‌های گرد شده است که نشان دهنده‌ی آرایش ماگمایی گرانودیوریت هاست (شکل ۶- ت).

ژئوشیمی

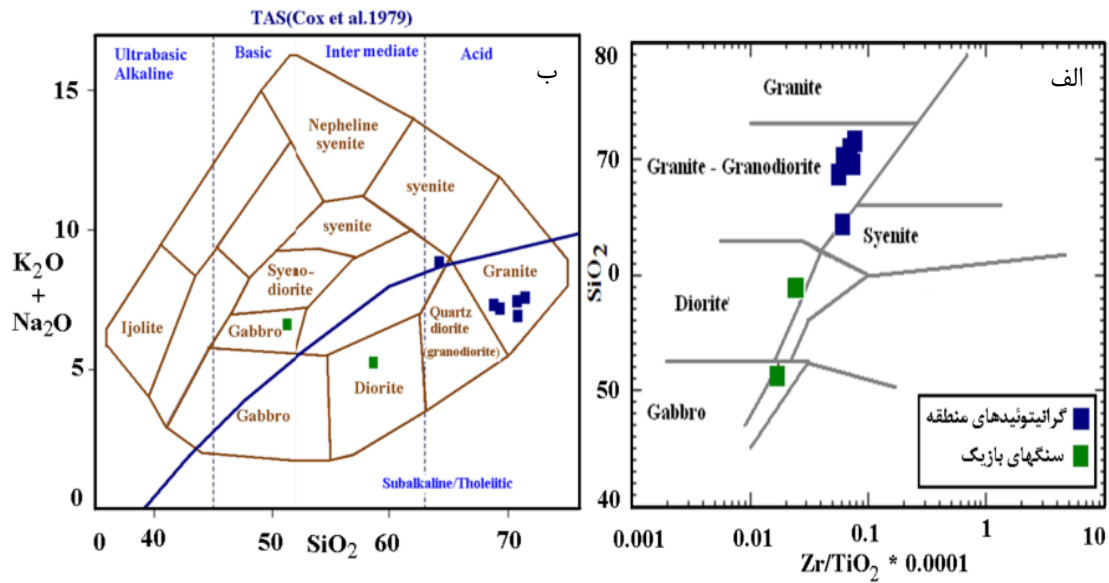
بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و فرعی وابسته به بخش شمال غربی گرانیتوئید زوزن که در جدول ۱ نشان داده شده‌اند و نیز استفاده از نسبت $Zr/TiO_2 * 0/0001$ نسبت به سیلیسیم [۷] و نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به اکسید سیلیسیم [۸]، سنگ‌های نفوذی منطقه دارای ترکیب گرانیت تا دیوریت هستند (شکل ۷).



شکل ۶ الف- وجود بافت میرمیکیتی (my.tex) در مونزوگرانیت (بزرگنمایی 4X، نور قطبیده). ب- حضور اپیدوت (Epi) و اسفن (Sph) حاصل از تجزیه بلورهای پلاژیوکلاز (Plag) و آمفیبول در مونزوگرانیت (بزرگنمایی 4X، نور قطبیده). پ- بافت دانه‌ای و افتیکی در دیوریت، احاطه شدن بلورهای پلاژیوکلاز (Plag) به وسیله ی کلریت (Chl)، همچنین کانی‌های کدر (Opq) نیز قابل مشاهده‌اند (بزرگنمایی 10X، نور قطبیده). ت- کوارتز دارای کشیدگی و حواشی گرد شده در دیوریت (بزرگنمایی 4X، نور طبیعی).

جدول ۱ نتایج آنالیز XRF گرانیتوئیدهای زوزن (بر حسب Wt% و ppm).

Sample	ZK82	ZK32D	ZK22	ZK84	ZK85	ZK65	ZK39	ZK65di
SiO ₂ (Wt%)	۷۰٫۷۳	۶۹٫۳۳	۶۴٫۳۷	۶۸٫۸۳	۷۰٫۷۸	۷۱٫۳۶	۵۱٫۲۵	۵۸٫۷۳
TiO ₂	۰٫۳۶۵	۰٫۴۴۸	۰٫۳۹۴	۰٫۴۳۵	۰٫۳۶۱	۰٫۳۴۱	۱٫۲۶۶	۰٫۸۸۸
Al ₂ O ₃	۱۴٫۹۳	۱۴٫۲۶	۱۴٫۹۴	۱۴٫۶۸	۱۴٫۷۶	۱۴٫۲۵	۱۵٫۴۴	۱۴٫۲۴
Fe ₂ O ₃ ^x	۲٫۶۶	۲٫۸۸	۲٫۴۹	۲٫۹۶	۲٫۵۳	۲٫۵۴	۸٫۱۶	۷٫۵۷
MnO	۰٫۲۲۸	۰٫۲۲۵	۰٫۱۸	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۳۷	۰٫۱۸۷	۰٫۱۹۹
MgO	۰٫۸۱	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۳۶	۰٫۹۵	۰٫۷۸	۵٫۲۳	۵٫۸۷
CaO	۲٫۱۴	۲٫۷۱	۱٫۹	۲٫۶۳	۲٫۰۱	۱٫۹۷	۴٫۷۳	۲٫۳۷
Na ₂ O	۳٫۱۹	۳٫۶۲	۴٫۷۵	۳٫۶۸	۳٫۷۲	۳٫۷۴	۴٫۱۹	۳٫۳۱
K ₂ O	۳٫۶۷	۳٫۵۵	۴	۳٫۵۹	۳٫۷۲	۳٫۸۹	۲٫۴۱	۱٫۹۵
P ₂ O ₅	۰٫۱۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۱۶	۰٫۱۲۴	۰٫۱۰۹	۰٫۰۸۸	۰٫۵۶۵	۰٫۲۸۴
SO ₃	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳
L.I.O	۰٫۸۶	۱٫۱۶	۵٫۲۲	۱٫۲۷	۰٫۷	۰٫۷	۵٫۹۹	۴٫۲۷
Total	۹۹٫۴۹۹	۹۹٫۵۳۸	۹۹٫۳	۹۹٫۶۰۵	۹۹٫۶۷۳	۹۹٫۶۹۸	۹۹٫۴۲	۹۹٫۶۸۴
Ba(ppm)	۲۰۲	۱۲۱	۱۷۹	۱۸۵	۲۰۹	۲۰۰	۲۲۳	۱۹۹
Rb	۱۷۱	۱۴۹	۱۷۸	۱۶۲	۱۶۸	۱۹۷	۶۰	۸۳
Sr	۳۱۵	۴۲۵	۳۱۲	۳۵۹	۳۴۳	۲۸۲	۳۷۱	۲۱۴
Y	۵۴	۵۱	۵۲	۵۲	۵۲	۶۳	۲۶	۳۷
Zr	۲۴۰	۲۷۱	۲۴۰	۲۵۳	۲۵۷	۲۵۲	۲۲۱	۲۱۷
Nb	۹	۳	۸	۱۱	۷	۱۴	۷	۴
Th	۵	۲	۸	۳	۱	۶	۵	۲
U	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Pb	۲۶	۲۶	۱۹	۳۱	۳۸	۲۴	۱۹	۵
Ga	۲۲	۲۲	۲۱	۲۱	۲۱	۲۲	۱۹	۲۰
Zn	۴۰	۳۹	۱۶	۵۲	۳۱	۵۵	۱۹۴	۱۵۹
Cu	۱۳	۸	۱۷	۶۲	۱۲	۱۹	۴۶	۵
Ni	۴۲	۴۳	۴۰	۴۲	۳۵	۳۴	۱۰۴	۹۷
V	۴۷	۵۷	۵۴	۵۹	۴۹	۴۴	۱۸۷	۱۴۳
Cr	۸	۲۱	۲۵	۲۵	۶	۱۸	۱۵۶	۱۱۵
Mo	۲	۱	۱	۲	۱	۱	۲	۱
La	۳۲	۲۵	۴۱	۳۶	۳۸	۴۵	۴۳	۵۲
Ce	۶۹	۵۶	۸۲	۶۹	۷۷	۸۲	۸۰	۱۰۲
As	۱	۲	۲	۱	۱۲	۳	۱۳	۱۰
Co	۱	۶	۱	۴	۱	۳	۲	۱

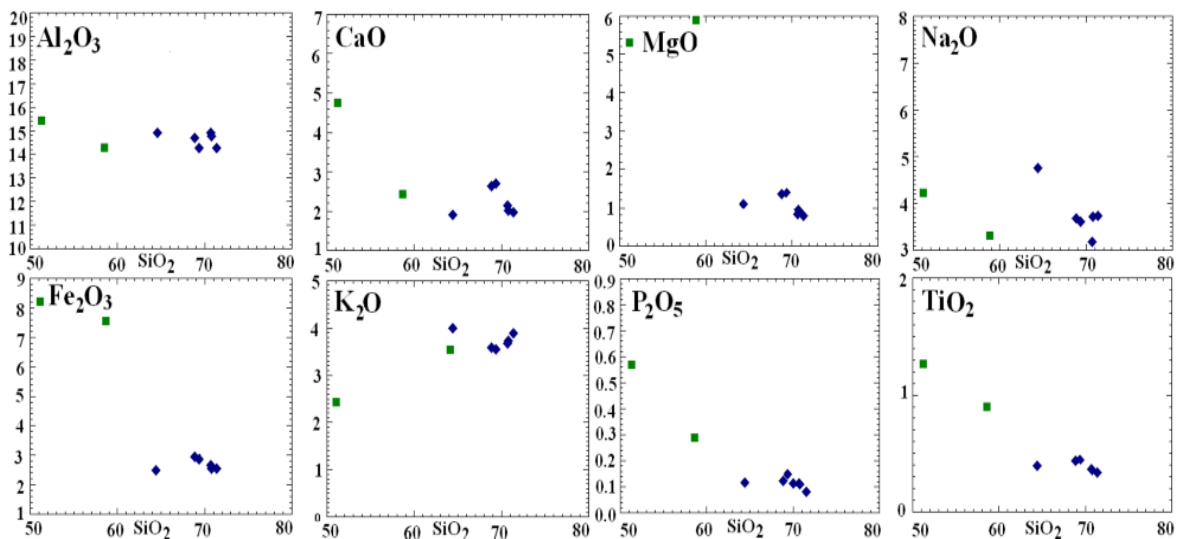


شکل ۷ الف- نسبت $Zr/TiO_2 * 0.0001$ نسبت به Nb/Y [۷]. با توجه به این نمودار سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت تا دیوریت قرار می‌گیرند. ب- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد بررسی روی نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به اکسید سیلیسیم [۸].

ژئوشیمی عناصر اصلی

گرانیتوئیدی این مناطق محسوب شود. بنابر نمودارهای رسم شده، مقادیر اکسیدهای MnO , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO و P_2O_5 با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد و بر عکس مقدار K_2O افزایش نشان می‌دهد. این روند خاص گرانیتوئیدهای نوع I است که با روند تغییرات عناصر یاد شده در مجموعه‌های آهکی- قلیایی وابسته به حاشیه، فعال قاره‌ها هماهنگی نشان می‌دهند [۱۰].

بنابر نمودار [۹]، تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس برای گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها دارای یک طیف نسبتاً پیوسته و خطی بود که نشان دهنده‌ی ماگمایی مشترک برای آن‌ها است، ولی نمونه‌های دیوریت، از بقیه جدا می‌افتند که احتمالاً ناشی از خاستگاه متفاوت آنهاست (شکل ۸). این طیف نسبتاً پیوسته (جز نمونه‌های دیوریتی- گابرویی) می‌تواند دلیلی بر جدایش ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در توده‌های



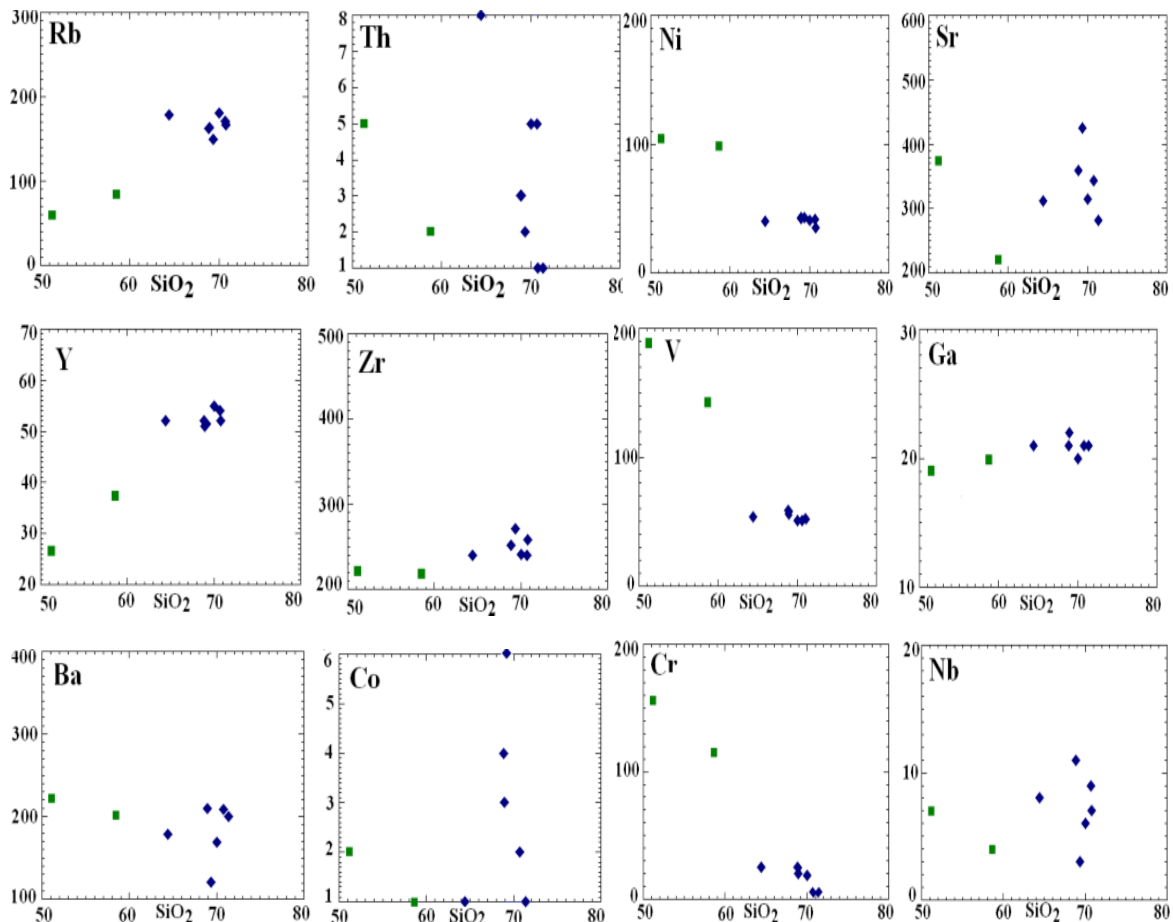
شکل ۸ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به اکسیدسیلیسیم (بر حسب $Wt\%$) در نمودار [۹].

کائولینیتیزاسیون (به دلیل تحرک پذیری این عناصر) باشد [۱۱].

ژئوشیمی عناصر فرعی

طیف تغییرات عناصر کمیاب نیز پیوسته بوده (بجز نمونه‌های دیوریتی- گابرویی که پراکندگی بیشتری دارند)، ولی نسبت به اکسیدهای اصلی از پراکندگی بیشتری برخوردار است که این پراکندگی می‌تواند ناشی از دخالت فرآیندهای متعددی نظیر جدایش، هضم و اختلاط ماگمایی در تشکیل این سنگ‌ها باشد، به طوری که شواهد اختلاط ماگمایی نظیر وجود برونبوم‌ها و میکروبرونبوم‌های مافیک با گوشه‌های گرد شده در گرانودیوریت‌ها و کوارتز با حواشی گرد شده در دیوریت‌های منطقه و وجود روندهای غیر عادی و پراکنده در نمودارهای [۹] عناصر اصلی، تایید کننده‌ی نقش پدیده‌ی آلیش ماگمایی در گرانیتوئیدهای این منطقه‌اند. عناصر Y, V, Co, Nb, Ni, Cr دارای روندی نزولی و پراکنده هستند (شکل ۹). روند تغییرات

با توجه به اینکه اکسیدهای MnO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , MgO , TiO_2 , CaO غالباً در کانی‌هایی از قبیل پیروکسن، هورنبلند و تیتانومگنتیت متمرکز می‌شوند و در آغاز تبلور از ماگما جدا شده‌اند، با پیشرفت تبلور، ماگمای باقیمانده از این عناصر فقیرتر می‌شود، وجود این روند طبیعی است. حضور مقادیر کم P_2O_5 و TiO_2 در دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها با شواهد سنگ-نگاری نظیر حضور کمیاب اسفن و آپاتیت در این سنگ‌ها هماهنگی دارد. با افزایش سیلیس مقادیر Na_2O و K_2O علاوه بر وجود پراکندگی، افزایش می‌یابد که نشان دهنده‌ی این است که در مراحل نهایی تبلور، میزان این دو اکسید در گدازه‌ی سیلیکاتی بیشتر شده و در نهایت باعث ایجاد فلدسپارهای اسیدی‌تر شده است [۹]. پراکندگی در مقادیر اکسیدهای سدیم و پتاسیم، می‌تواند ناشی از اثرهای شاره‌های دگرسان کننده در طول جایگزینی و نیز آلودگی با پوسته‌ی قاره‌ای و فرایندهای دگرسانی توده از جمله دگرسانی‌های سرسیتی شدن و



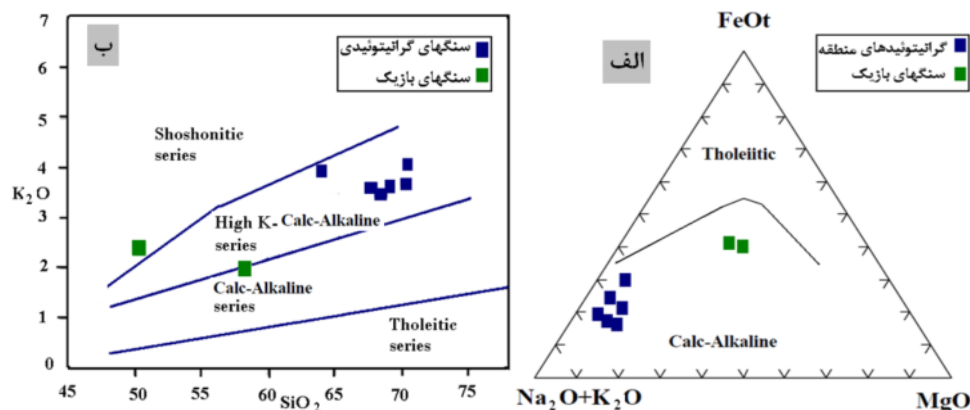
شکل ۹ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر فرعی (بر حسب ppm) نسبت به اکسید سیلیسم [۹].

بلوری همراه با آرایش ماگمایی را در شکل‌گیری انواع سنگ-های گرانیتوئید زوزن نمایان می‌کند که پراکندگی نسبی عناصر نیز می‌تواند به دلیل آرایش ماگمایی باشد.

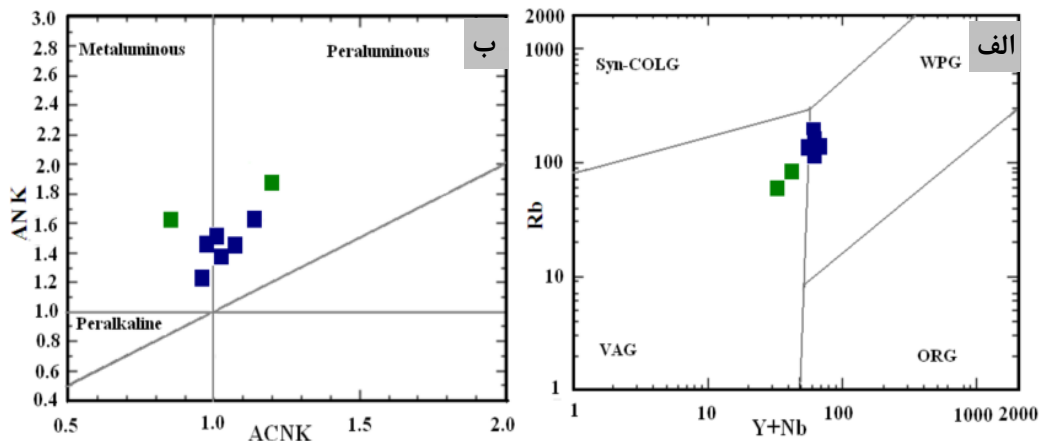
تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی آن

شناسایی سری‌های ماگمایی براساس نمودار [۱۷، ۱۶] نشانگر سری ماگمایی آهکی-قلیایی و آهکی قلیایی با پتاسیم بالا برای گرانیتوئید زوزن است (شکل‌های ۱۰ الف - ب). در نمودار A/CNK و A/NK [۱۸]، برای تعیین درجه‌ی اشباع از آلومین، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه در گستره‌ی شبه آلومین تا اندکی پر آلومین و نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف). این تفاوت با شواهد سنگ‌نگاری نظیر حضور اسفن، مگنتیت و آمفیبول، برونوم‌های ریزدانه‌ای مافیک و عدم حضور کانی‌های شاخص دگرگونی مانند مسکویت و گارنت و نیز شواهد صحرایی از قبیل همراهی توده‌ی گرانیتوئیدی زوزن با سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط تایید می‌شود. همراهی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی که بیشتر به صورت آذرآوری دیده شده‌اند نشانه‌ی تشکیل گرانیتوئیدها در حاشیه-ی قاره‌ای و یا برخورد قاره‌ای هستند. با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای موجود در محیط‌های برخوردی پر آلومینیومی و فقیر از کانی‌هایی مثل موسکویت و گارنت هستند و مگنتیت و اسفن ندارند به نظر می‌رسد که گرانیتوئیدهای زوزن به محیط حاشیه قاره‌ای وابسته باشد. همچنین با توجه به نمودارهای جدا کننده‌ی محیط زمین‌ساختی [۱۹] توده‌ی گرانیتوئیدی در گستره‌ی VAG قرار می‌گیرد (شکل ۱۱-ب).

عناصر سازگاری نظیر Co, Ni, Cr به صورت طیف پراکنده و نزولی به دلیل جانشینی عنصر Fe^{3+} است که با کاهش مقدار مگنتیت و پیروکسن در روند جدایش، کاهش آن‌ها توجیه می‌شود [۱۲، ۱۳]. عنصر وانادیوم (V) در ماگما به صورت یون V^{3+} حضور دارد. مقداری از وانادیوم وارد مگنتیت شده و جانشین Fe^{3+} می‌شود، همچنین وانادیوم در پیروکسن، مفیبول و بیوتیت نیز یافت می‌شود [۱۴]. بنابراین با افزایش SiO_2 این عنصر، روند کاهش دارد که نشان دهنده‌ی روند عادی تبلور و جدایش ماگماست و پراکندگی آن‌ها نیز می‌تواند به دلیل آرایش ماگمایی باشد. عنصر Y یک روند نسبتاً پراکنده و نزولی را نشان می‌دهد. میزان نسبتاً بالای این عنصر به علت وجود کانی‌هایی همچون اسفن و آپاتیت است که حامل اصلی این عنصر هستند، است. روند پراکنده‌ی این عنصر در برخی نمونه‌ها شاید ناشی از آلودگی پوسته‌ای است. عنصر نیوبیوم (Nb)، روند پراکنده - کاهشی نشان می‌دهد روند نزولی این عنصر، احتمالاً به دلیل وارد شدن در ساختار کانی‌هایی همچون اسفن، بیوتیت، زیرکن و هورنبلند است [۱۵]. عنصر Ga روند پراکنده-ای را نشان می‌دهد و به دلیل شباهت زیادی که از نظر بار و شعاع یونی با اکسید آلومینیوم دارد می‌تواند جانشین این عنصر شود و در نتیجه روندی مشابه با اکسید آلومینیوم نشان می‌دهد. روند نزولی Sr نیز به دلیل شباهت آن با CaO است که به وسیله‌ی پلاژیوکلاز و کانی‌های کلسیم‌دار کنترل می‌شود. عناصر Th, Ce, Zr, Rb, Ba نیز روند خاصی را نشان نمی‌دهند که باز هم عامل آرایش ماگمایی را می‌توان دلیل آن دانست. روندهای نشان داده شده در شکل ۹ نقش جدایش



شکل ۱۰ الف- نمودار AFM [۱۶]. باتوجه به این نمودار گرانیتوئیدهای منطقه مورد بررسی مربوط به سری کالک آلکالن می‌باشد. ب- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 [۱۷]، نشان دهنده سری ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم بالا برای گرانیتوئیدهای منطقه می‌باشد.



شکل ۱۱ الف- نمودار شاخص Shand نسبت به شاخص اشباع از آلومینیوم برای تعیین نوع گرانیتوئیدهای منطقه [۲۰]. ب- نمودار جدا کننده محیط زمین‌ساختی منطقه [۱۹]. بر اساس این شکل نمونه‌ها در نقطه‌ی سه گانه و مرز VAG و WPG واقع شده‌اند، این حالت زمانی رخ می‌دهد که ماگماهای مشتق شده از جبهه شدیداً نفوذی در پوسته دستخوش آلودگی می‌شود.

به سمت بالا از درون پوسته به علت عدم تعادل شیمیایی با سنگ‌های مسیر خود از عناصر پوسته‌ای مثل پتاسیم و سیلیسیوم غنی می‌شوند [۲۴] علاوه بر مواردی که یاد شد، در تشکیل سنگ‌های آذرین منطقه‌ی مورد بررسی عوامل دیگری نیز نقش داشته‌اند که می‌توان به حرکت‌های زمین‌ساختی اوایل ترشیاری و عملکرد گسل‌های بزرگی چون درونه، نایبند و هرپرود اشاره کرد.

برداشت

بخش شمال غربی گرانیتوئید زوزن دارای طیف ترکیبی گرانودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتز مونزودیوریت، کوارتز دیوریت است، و سنگ‌های مافیک منطقه نیز از دیوریت و گابرو تشکیل شده‌اند. با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، این توده، حاصل جدایش ماگمایی اولیه با ترکیبی در حد دیوریت است. به‌طور کلی ویژگی‌های شاخص گرانودیوریت‌های منطقه دارا بودن بافت درشت دانه‌ای تا متوسط، وجود دگرسانی سرسیتیک - پروپیلیتیک، وجود برونوبوم‌های دیوریتی، فقدان کانی‌های دارای خاستگاه دگرگونی مانند گارنت و مسکویت و همراهی آن‌ها با قطب مافیک تر یعنی دیوریت است. این توده، از گرانیت‌های نوع I و دارای ماهیت آهکی-قلیایی، شبه رخشان تا اندکی پر آلومین و پتاسیم بالاست و با توجه به نمودارهای جدا کننده محیط زمین‌ساختی [۱۹]، در گستره VAG - CAG قرار می‌گیرد.

فشار و دمای تشکیل

برای تعیین فشار و دما، از ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز و هورنبلند که در تعادل با هم تشکیل شده‌اند استفاده شده و فقط دو نمونه از گرانیتوئیدها این شرایط را داشتند. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. آمفیبول-ها بر اساس رده بندی [۲۱] از نوع هورنبلند بوده و دارای ترکیب ادنیت تا هورنبلند ادنیتی هستند. پلاژیوکلازها بیشتر در حد الیگوکلاز تا آلبیت‌اند (جدول ۲). زمین-دماسنج آمفیبول-پلاژیوکلاز بر مبنای واکنش ترمولیت-ادنیت بنا شده است که با استفاده از آن می‌توان دمای گرانیتوئیدهای حد واسط تا فلسیک را محاسبه کرد و معادله‌ی آن به صورت زیر است [۲۲]:

$$T = (0.677P - 48.98) / (-0.429 - 0.0083144 \ln\{(Si - 4/8 - Si) XAb\})$$

فشار (P) بر حسب کیلو بار است که بر اساس روش [۲۳] محاسبه شد. بجای Si مقدار آن در واحد فرمول آمفیبول گذاشته می‌شود و XAb نشان دهنده‌ی مقدار آلبیت در پلاژیوکلاز است. بر اساس این محاسبات دمای میانگین تشکیل گرانیتوئیدهای کبیرکوه حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار آن‌ها حدود ۳ کیلو بار ارزیابی شده‌اند (جدول ۲) که با توجه به بافت‌های گرافیک، میرمیکیتی و ریز دانه‌ای، دما منطقی ولی فشار کمی بالا به نظر می‌آید. تشکیل بخشی از ماگما‌های نوع I را در بلوک لوت می‌توان ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های آذرین و یا رسوب‌های آذرآواری دانست که این ماگماها ضمن صعود

جدول ۲ ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز و آمفیبول در گرانیتوئیدهای زوزن (بر حسب %Wt) و محاسبه فرمول، فشار و دما.

پلاژیوکلاز					آمفیبول				
sample	Zk30-30	-31 Zk30	Zk30-32	Zk30-33	Sample	Zk30-34	Zk30-35	Zk30-36	Zk30-37
SiO ₂	۶۹,۶۸	۶۴,۸۱	۶۳,۴	۶۹,۰۵	SiO ₂	۴۵,۰۵	۴۷,۴۷	۴۶,۱۷	۴۶,۴۷
TiO ₂	TiO ₂	۱,۲۶	۱,۹۰	۱,۹۴	۱,۶۹
Al ₂ O ₃	۱۹,۷۰	۲۳,۳۹	۲۴,۲۷	۲۰,۸۰	Al ₂ O ₃	۸,۱۵	۷,۵۳	۷,۹۶	۷,۱۰
Fe ₂ O ₃	FeO	۱۸,۸۰	۱۶,۹۳	۱۸,۲۳	۱۶,۵۷
FeO	۰,۳۸	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۲۰	MnO	۰,۴۹	۰,۲۸	۰,۴۴	۰,۴۲
MnO	.	.	.	۰,۰۲۱	MgO	۱۱,۷۰	۱۰,۷۴	۱۰,۴۴	۱۲,۴۲
MgO	.	.	۰,۰۲	۰,۰۹۷	CaO	۹,۲۷	۱۰,۷۴	۱۰,۵۵	۱۰,۶۹
BaO	Na ₂ O	۱,۴۴	۱,۷۵	۱,۸۶	۱,۸۰
CaO	۰,۹۱	۴,۸۰	۵,۶۸	۲,۳۲	K ₂ O	۰,۴۰	۰,۶۴	۰,۶۰	۰,۵۸
Na ₂ O	۹,۴۵	۷,۴۹	۷,۲۴	۷,۲۳	F	۰,۲۹	۰,۵۶	۰,۵۸	۰,۰۷
K ₂ O	۰,۶۶	۰,۱۶	۰,۳۵	۰,۲۹	Cl	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۰۷	۰,۰۵
Total	۱۰۰,۸۵	۱۰۰,۸۰	۱۰۱,۱۳	۱۰۰	Total	۹۶,۹۸	۹۸,۶۹	۹۸,۸۴	۹۷,۸۶
بر مبنای ۸ اکسیژن					بر مبنای ۲۳ اکسیژن				
Si	۳,۰۲	۲,۸۲	۲,۷۷	۲,۹۹	Si	۶,۶۹	۷,۰۷	۶,۸	۶,۸۸
Al	۱,۰۱	۱,۲	۱,۲۵	۱,۰۶	AlIV	۱,۳۱	۰,۹۳	۱,۲	۱,۱۲
Fe ³⁺	.	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	AlVI	۰,۱۴	۰,۳۹	۰,۲۲	۰,۱۲
Ti	Fe ³⁺	۰,۱۴	۰,۳۹	۰,۲۲	۰,۴۱
Fe ²⁺	.	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	Ti	۰,۸۴	۰,۱۳	۰,۳۴	۰,۱۹
Mn	Mg	۰,۱۴	۰,۲۱	۰,۲۲	۲,۷۴
Mg	.	.	.	۰,۰۱	Fe ²⁺	۲,۸۱	۲,۱۳	۲,۲۷	۱,۶۴
Ba	Mn	۱,۱۹	۱,۸۸	۱,۸۸	۰,۰۵
Ca	۰,۰۴	۰,۲۲	۰,۲۷	۰,۱۱	Ca	۱,۵۵	۱,۷۱	۱,۷	۱,۷
Na	۰,۷۹	۰,۶۳	۰,۶۱	۰,۶۱	Na	۰,۴۲	۰,۵۱	۰,۵۵	۰,۵۲
K	.	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	K	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۱
Ab %	۹۴,۵	۷۳,۱	۶۸,۳	۸۳,۲	Mg(Mg+Fe ²⁺)	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۶۳
An%	۵	۲۵,۸	۲۹,۶	۱۴,۷	P (Kb)	۳,۸۵	۲,۸۲	۳,۳۳	۲,۶۶
Or%	۰,۵	۱	۲,۱	۲,۲	T(°C)	۶۷۶	۷۱۷	۷۰۹	۶۹۹

[۲] آقا نباتی ع.، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۸۳).

[۳] بلوریان غ.، صفری م.، نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ زوزن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۸۴).

[۴] زنگنه قاسم آبادی م.، "زمین شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمی توده‌های مگنتیتی و سنگ میزبان آنها در بخش غربی و مرکزی کبیرکوه، جنوب غربی خواف، شرق ایران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، (۱۳۹۰)، ۲۲۲ صفحه.

[5] Shelley D., "Igneous and Metamorphic Rocks Under the Microscope", Champan and Hall, 445(1993).

شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که فرایندهای جدایش و اختلاط ماگمایی در تشکیل این توده نقش تعیین کننده‌ای را ایفا کرده‌اند و در ارتباط با جایگزینی این توده‌ی گسترده‌ی سرسیتیک و پروپیلیتیک، سنگ‌های منطقه تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. دمای میانگین تشکیل گرانیتوئیدهای کبیرکوه حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار آن‌ها حدود ۳ کیلو بار ارزیابی شده است.

مراجع

[۱] اشتوکلین ی.، افتخارنژاد ج.، هوشمندزاده ع.، بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی و شرق ایران، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۲۲ ف، (۱۳۵۲).

- [17] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern - Turkey", *Contrib Mineral, Petrol* 58(1976).
- [18] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", *Geol. Soc. Of Am. Bull.*, v. 101 (1989) 635- 643.
- [19] Pearce J.A., Harris N.b.W., Thinddle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *J Pet*, 25pp (1984) 956-983.
- [20] Shand S. J., "Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite", T.Murby, London, (1943) 488 p.
- [21] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C. E. S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato, A., Kisch, H., Krivovivhev, V.G., Linthout, K., Laird J., Mandarino, J.A., Maresch W. V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D. C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti L., Whittaker, E. J.W., Guo, Y., (1997).
- [22] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104(1990), 208-224.
- [23] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*", 110(1992) 304-310.
- [۲۴] کریم پور م. ح، "سنگ شناسی توده‌های نفوذی منطقه معدنی تکنار، بردسکن(کاشمر)"، *مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران*، سال هجدهم، شماره اول، ۱۳۸۹، ۶۷-۷۹.
- [6] Streckeisen A., "Classification and nomenclature of plutonic rocks", *Geol. Rdsch*, 63(1974), 773-786.
- [7] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their different products using immobile elements", *Chem., Geol*20 (1977) 325-343.
- [8] Cox K.g., Bell d.J., "The interpretation of igneous rocks", W.H.Freeman company publication (1989).
- [9] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, London(1909).
- [10] Chappell B.W., White A. J. R., "I- and S- type granites in Lachland Fold belt", *Trans R., Soc, Edinb Earth Sci*(1992) 83: 1-26.
- [11] Wilson M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach, unwin hyman land", pub(1990).
- [12] Aoki K., Fujimaki H., "Petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-gata, Japan. *American Mineralogist*", Vol 67(1982), p: 1-13.
- [13] Matthew E., Brueseke. William K., "Intermediate composition magmaproduction in an intracontinental setting: Unusual andesites and dacites of the mid-Miocene Santa Rosa-Calico volcanic field, Northern Nevada", *Journal of Volcanologyand Geothermal Research* (2009)197-213.
- [۱۴] مر ف، شرفی ع ا، برگرداندگان "اصول ژئوشیمی"، انتشارات دانشگاه شیراز، (۱۳۸۳)، ۵۶۶ صفحه.
- [15] Bonjar J.L., Dabard, "Ti/Nb Ratio of Classic Terrigenous Sediments Used as Indicator of Provenance", *Journal of Chemical Geology* (1991), 257-267.
- [16] Irvine T.N., Barager W.R.A., "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks", *Can. J. Sci.*, (1971) 523-548.