



سنگنگاری و ژئوشیمی بخش شمال غربی توده‌های گرانیت‌وئیدی زوزن، جنوب غربی خوف (جنوب 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 اثوسن پایانی - الیگومن آغازین در بخش شمال شرقی بلوك لوت و در جنوب غربی شهرستان خوف در استان خراسان رضوی واقع شده است که در سنگ‌های رسوبی و دگرگونی پالاآزوئید نفوذ کرده‌اند. فرورانش بلوك لوت به زیر بلوك هلمن باعث ماقماتیسم بلوك لوت و نیز شکل‌گیری توده‌های گرانیت‌وئیدی زوزن شده است. این گرانیت‌وئیدها دارای ترکیب گرانو‌دیوریت، مونزو‌گرانیت، مونزو‌دیوریت، کوارتز دیوریت همراه با برونبوم‌های مافیک ریزدانه و سنگ‌های مافیک منطقه نیز از دیوریت و گابرو تشکیل شده‌اند. ماهیت این توده‌ها آهکی-قليایي، متال‌لومین تا پرآلومین با پاتاسیم بالا و از نوع I اکسیدی (سری مگنتیت) است. ویژگی‌های این توده گرانیت‌وئیدی شبیه به گرانیت‌های قوس آتشفسانی (VAG) می‌باشد که احتمالاً در محیط زمین-ساختمی حاشیه‌ی قاره‌ای تشکیل شده‌اند. براورد دما و فشار بر اساس ترکیب شیمیایی بلورهای آمفیبول و پلازیوبلاز، دامنه‌ای حدود ۶۶۷ تا ۷۱۷ درجه‌ی سانتیگراد و فشار ۲,۶۶ تا ۳,۸۵ کیلوبار 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: بلوك لوت، خوف، گرانیت‌وئید زوزن، ژئوشیمی، سنگ نگاری.

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

مقدمه

توده‌ی گرانیت‌وئیدی زوزن (بخش شمال غربی توده) در گستره-ای با طول‌های جغرافیایی "۰۰°۳۶'۳۶" تا "۰۰°۳۹'۲۵" و عرض-های جغرافیایی "۲۰°۴۲'۰۰" تا "۲۰°۴۴'۲۰" در جنوب غربی شهرستان خوف در استان خراسان رضوی واقع شده است. منطقه مورد بررسی از نظر زمین‌شناسی در شمال شرقی بلوك لوت واقع شده است. آنچه که بلوك لوت را از دیگر زون‌های ساختاری ایران مستثنی می‌کند، فعالیت‌های ماقماتیسمی آن است که از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیاری به اوج خود رسیده است^[۱]. سنگ‌های حاصل بیشتر آهکی-قليایی هستند و همه‌ی ویژگی‌های آتشفسانی قاره و مرز صفحه‌های

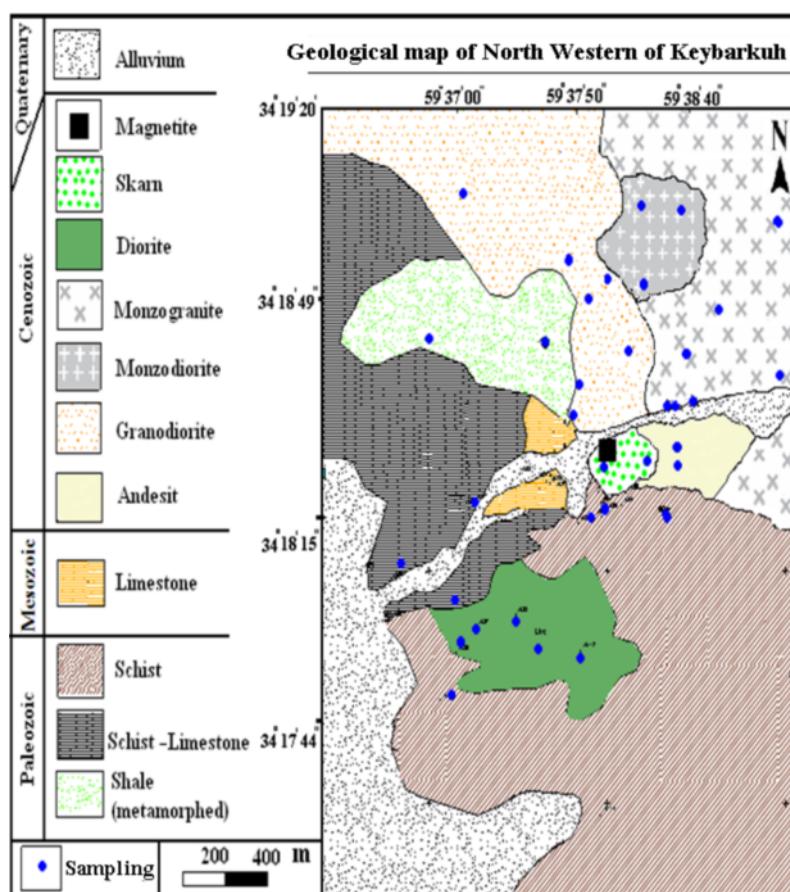
* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۳۱۶۹۹۲۶، نامبر: ۰۵۲۵۲۷۳۳۸۴، پست الکترونیکی: mohsenezanganeh@yahoo.com

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

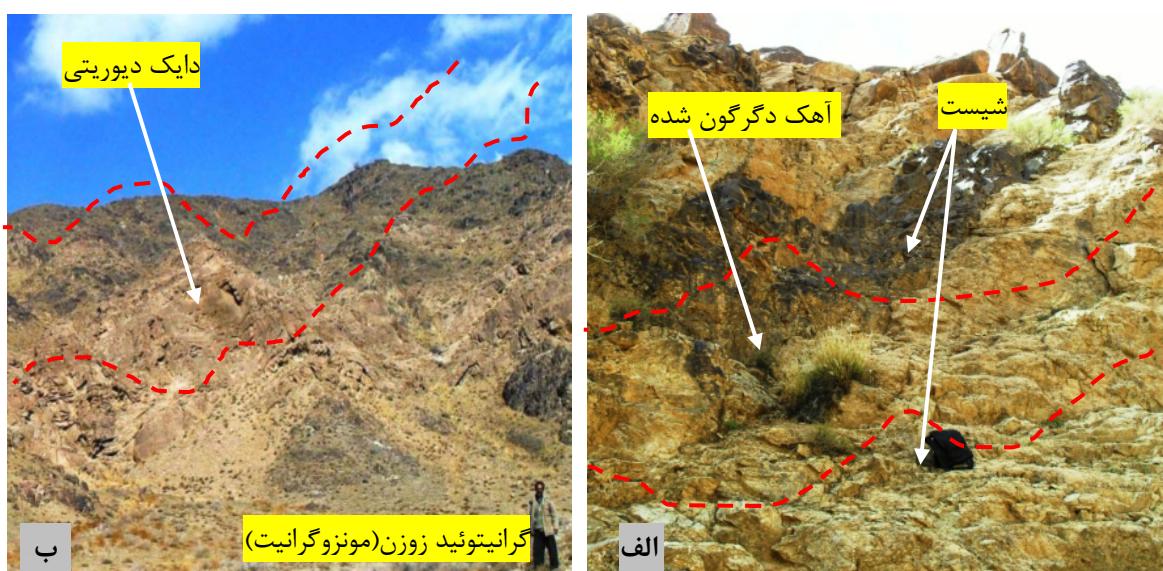
به طور کلی سنگ‌های رسوبی در بخش شمالی توده‌ی نفوذی گسترش و رخمنون زیادی ندارند و بیشتر به سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (شیست‌ها) و مجاورتی (هورنفلس و مرمر) تبدیل شده‌اند (شکل ۱). شیست‌ها شامل مسکویت شیست، استارولیت آندالوزیت شیست، سریسیت شیست، اپیدوت شریت شیست هستند که در جنوب و جنوب غرب گرانیتوئیدها و با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

زمین‌شناسی

گستره‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ زون [۳] نمایش داده شده است. توده‌ی گرانیتوئیدی زوزن و بخش شمال غربی آن (توده گرانیتوئیدی مورد بررسی) جزئی از منطقه‌ی کیبرکوه هستند که در آن رخمنون‌هایی از پالئوزوئیک تا کواترنری حضور دارد. قدیمی‌ترین رخمنون‌های 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 مزوژوئیک متشكل از واحد شیلی و ماسه سنگی تربیاس فوقانی، ژوراسیک زیرین و سنگ آهک کرتاسه هستند که به طور کلی در شمال شرقی منطقه رخمنون دارند. در شروع ترشیری فعالیت‌های آتشفسانی نسبتاً گستره‌ای در بخش‌های جنوبی، مرکزی و شمالی منطقه کیبرکوه آغاز شد که بعداً با نهشته‌های آذرآواری ادامه یافته است. دومین فاز آتشفسانی منطقه در ائوسن بالایی روی داده و



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



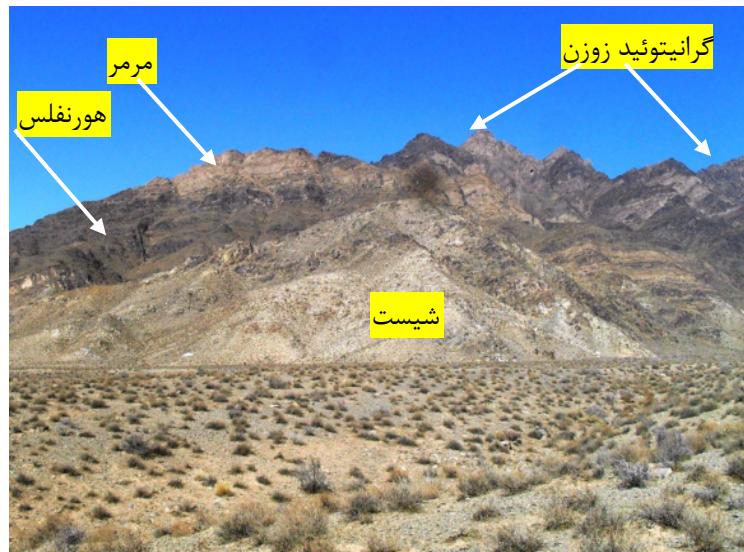
شکل ۲ الف- تناوب آهک‌های دگرگون شده و شیست (دید از جنوب به شمال). ب- دایک دیبوریتی در مونزو گرانیت (کیف برای مقیاس).

منظور بررسی شکل‌گیری‌های ژئوشیمیابی توده‌های گرانیتی‌بودی منطقه، تعداد ۱۰ نمونه (۲ نمونه کنترلی) از سنگ‌های آذرین با کمترین دگرسانی برای آنالیز به روش XRF، به آزمایشگاه شرکت کانسaran بینالود تهران ارسال و سپس نتایج با نرم افزارهای سنگ‌شناسی پردازش شدند. تعدادی از کانی‌ها در دانشگاه یاماگاتای ژاپن با ریز پردازندی الکترونی مدل JEOL JXA-8600 Superprobe شتاب دهنده‌ی ۱۵ کیلووات و جریان پرتوی ۲۰ 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 ماقماتیسم منطقه است (شکل ۲ ب). در شکل ۳ تناوب واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد بررسی و گرانیتوئید زورن نشان داده شده‌اند.

روش بررسی

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



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

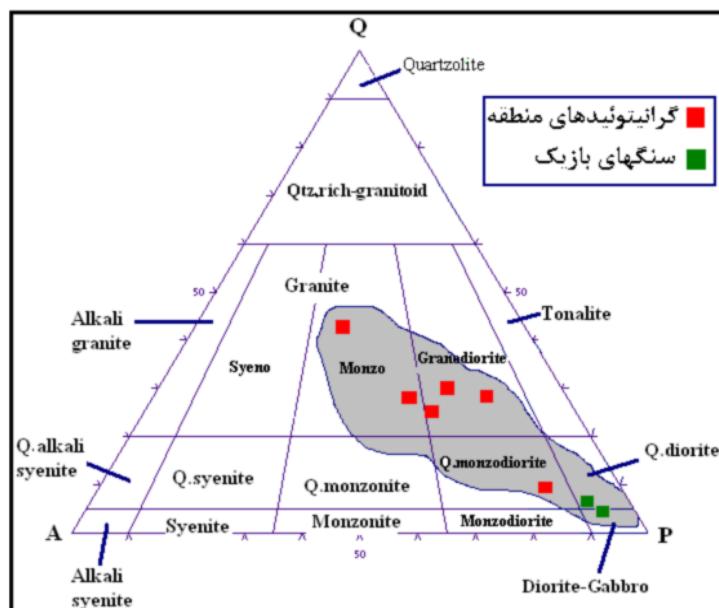
با بلورهای کوارتز همرشدی نشان می‌دهند و بافت‌های میرمیکیتی فراوان در این سنگ‌ها شکل گرفته‌اند (شکل ۵-پ). کوارتز غالباً به صورت ریز بلور و بی‌شکل، در اندازه‌های معمولاً 0.5×0.7 میلی‌متر دیده می‌شود که فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده است که این نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و پس از کانی‌های دیگر است. کوارتز حدود ۳۰-۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. فلدسپارهای پتاسیم از نوع ارتوکلاز بوده و معمولاً 10×12 درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند که به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل دار با ماکل کارلسپاد و در اندازه‌ی 0.5×0.5 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 $3-5$ درصد حجمی است و به صورت بلورهای کشیده و دارای یک جهت رخ و نیز به صورت بلورهای لوزی شکل که تا حدودی دو قلویی با دو رخ قابل مشاهده هستند که در نور طبیعی به رنگ سبز تیره و با زاویه خاموشی تقریباً 15° درجه دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها دارای فراوانی معمولاً $1-2$ درصد حجمی هستند که به صورت بلورهای معمولاً شکل دار تا نیمه شکل دار کلریتی شده‌اند. بعضی از بلورهای این کانی‌ها کاملاً به کلریت و کانی‌های کدر تبدیل شده است (شکل ۵-ت).

سنگ نگاری

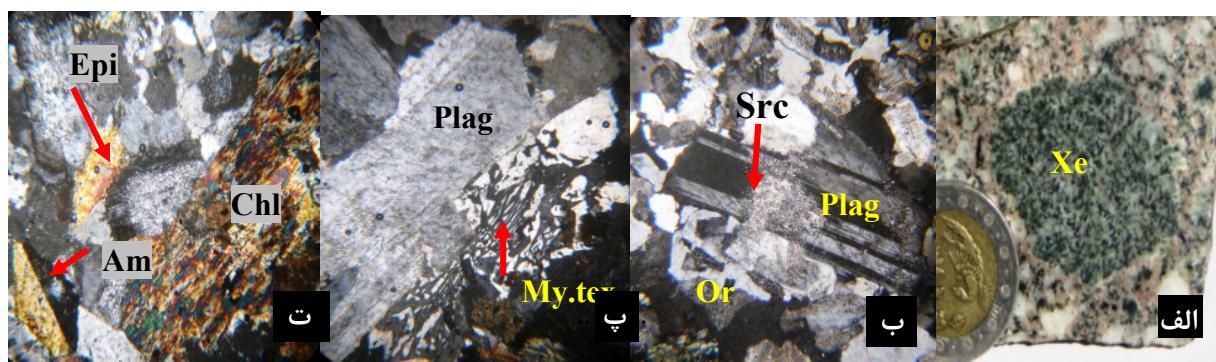
بر اساس بررسی‌های سنگنگاری سنگ‌های آذرین درونی شمال غربی گرانیت‌وئید زوزن با ترکیب گرانودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتزمونزودیوریت و کوارتز دیوریت تشکیل شده‌اند و سنگ‌های مافیک آن نیز عبارتند از دیوریت و گابرو (شکل ۴) که در زیر مشخصات آن‌ها آورده شده‌اند.

گرانودیوریت

این سنگ‌ها در نمونه‌های صحرایی به رنگ کرم تا سفید شیری و دارای بافت دانه‌ای هستند. یکی از مشخصات روشن این گرانودیوریت‌ها وجود برونبوم‌های دیوریتی با حواشی نسبتاً گرد شده است (شکل ۵-الف). وجود برونبوم‌های مافیک در توده‌های نفوذی گرانیتی دلیلی روشن بر اختلاط ماقمایی دانسته می‌شود [۵]. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند سبز کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند و کانی‌های مافیک معمول در آن‌ها را بیوتیت و آمفیبول تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها معمولاً حدود $50-60$ 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 سنتیک هستند. بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز از مرکز بلور و نیز از حاشیه به سریسیت، و بعضی دیگر از بهطور بخشی به فلدسپار پتاسیم تبدیل شده‌اند (شکل ۵-ب). این پلاژیوکلازها همچنین



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



شکل ۵ الف- وجود برونویوم (Xe) دیوریتی در نمونه‌ی دستی گرانودیوریت. ب- بلور پلازیوکلاز (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 $\times 4$) نورقطبیده. ت- آمفیبول‌های (Am) کاملاً دگرسان شده به کلریت (Chl) و اپیدوت (Epi) در گرانودیوریت (بزرگنمایی $\times 4$) نورقطبیده.

به آمفیبول‌ها به مقدار بسیار کم قابل مشاهده‌اند و غالباً به کلریت تبدیل شده‌اند. بلورهای اسفن بی‌شكل‌اند 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

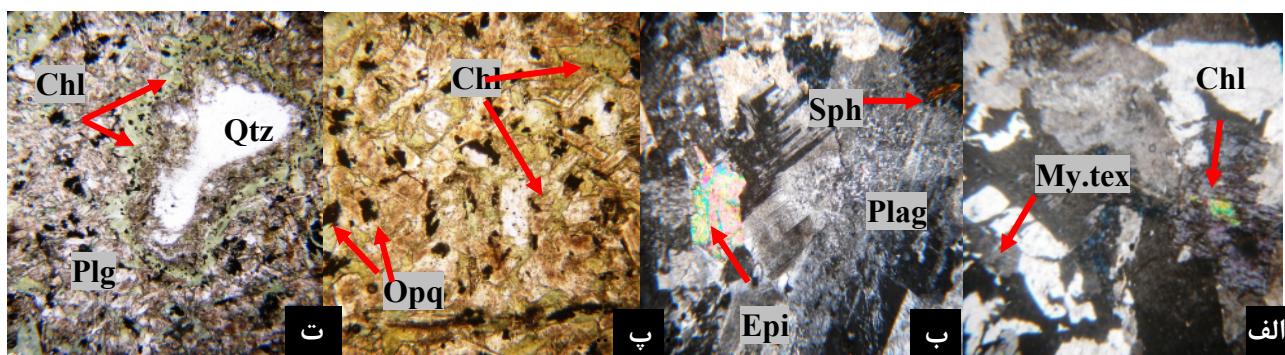
این سنگ‌ها به صورت استوک و دایک در منطقه حضور دارند. بافت آن‌ها دانه‌ای و افتیکی (شکل ۶-پ) است و کانی اصلی سنگ را پلازیوکلاز (بیش از ۹۰ درصد حجمی) و هورنبلند سبز (به شدت کلریتی شده) تشکیل داده است و کانی‌های فرعی نیز شامل بیوتیت و کانی‌های کدرند. کانی‌های کدر غالباً به همراه کانی کلریت و حاصل تبدیل آمفیبول‌ها 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 پلازیوکلازی، از میانه‌ها یا از حاشیه‌های خود به اپیدوت تبدیل شده‌اند و برخی نیز به طور 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 الایش ماقمایی 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 $Zr/TiO_2 \times 0/0001$ نسبت به Nb/Y [۷] و نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به اکسید سیلیسیم [۸]، سنگ‌های نفوذی منطقه دارای ترکیب گرانیت تا دیوریت هستند (شکل ۷).

مونزو-گرانیت

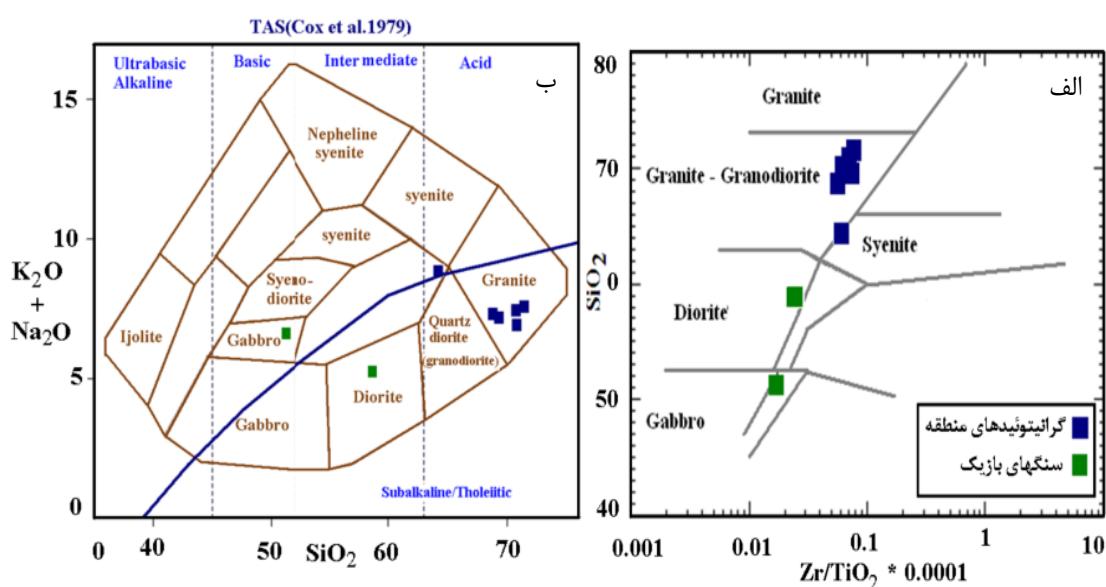
این سنگ‌ها در منطقه‌ی غربی کیرکوه به صورت توده‌های استوک بوده و معمولاً دارای بافت درشت دانه‌اند. بافت‌های معمول در مونزو-گرانیت‌ها غالباً بافت‌های هیپیدیومورف دانه‌دار، ریز دانه‌ای، ریز دانه‌ای و میرمیکیتی (شکل ۶-الف) دیده شده‌اند و بافت پورفیروئیدی نیز بصورت نادر یافت می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلازیوکلاز، 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 پلازیوکلاز، 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 منطقه‌بندي کاملی نشان می‌دهند. دگرسانی رایج پلازیوکلازها کلریتیزاسیون و سریسیتیزاسیون و سوسوریتیزاسیون (تبدیل پلازیوکلاز به کلسیت با رخ‌های لوزی رخ، کلریت، سریسیت و کانی‌های کدر) است. فلدسپارهای پتاسیم از نوع ارتوز نیمه شکل دار با ماکل کارلسپاد است و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. اندازه‌ی بلورهای ارتوکلاز در حد ۱ تا ۳ میلیمتر است و همرشدی آن‌ها با کوارتز در مونزو-گرانیت نیز بافت ریز دانه‌ای کرده است. هورنبلند حدود ۲-۳ درصد حجمی شکل دار 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 ۱-۲ درصد حجمی، شکل دارند در اندازه معمولاً ۰/۵ تا ۱ هستند. بیوتیت دارای فراوانی معمولاً ۱-۲ درصد حجمی، شکل دار در اندازه معمولاً ۰/۵ تا ۱. بیوتیت‌ها نسبت



شکل ۶ الف- وجود بافت میرمیکیتی (my.tex) در مونزوگرانیت (بزرگنمایی 4X، نور طبیعی). ب- حضور اپیدوت (Epi) و اسفن (Sph) حاصل از تجزیه بلورهای پلاژیوکلاز (Plag) و آمفیبول در مونزوگرانیت (بزرگنمایی 4X، نور طبیعی). پ- بافت دانه‌ای و افیکی در دیوریت، احاطه شدن بلورهای پلاژیوکلاز (Plag) به وسیله‌ی کلریت (Chl)، همچنین کانی‌های کدر (Opq) نیز قابل مشاهده‌اند (بزرگنمایی 10X، نور طبیعی). 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%) | 70,73 | 69,33 | 64,37 | 68,83 | 70,78 | 71,36 | 51,25 | 58,73 |
| TiO ₂ | 0,365 | 0,448 | 0,394 | 0,435 | 0,361 | 0,341 | 1,266 | 0,888 |
| Al ₂ O ₃ | 14,93 | 14,26 | 14,94 | 14,68 | 14,76 | 14,25 | 15,44 | 14,24 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2,66 | 2,88 | 2,49 | 2,96 | 2,53 | 2,54 | 1,16 | 2,57 |
| MnO | 0,028 | 0,025 | 0,018 | 0,039 | 0,029 | 0,037 | 0,187 | 0,199 |
| MgO | 0,81 | 1,4 | 1,1 | 1,36 | 0,95 | 0,78 | 5,23 | 5,87 |
| CaO | 2,14 | 2,71 | 1,9 | 2,63 | 2,01 | 1,97 | 4,73 | 2,37 |
| Na ₂ O | 3,19 | 3,62 | 4,75 | 3,68 | 3,72 | 3,74 | 4,19 | 3,31 |
| K ₂ O | 2,67 | 3,05 | 4 | 3,59 | 3,72 | 3,89 | 2,41 | 1,95 |
| P ₂ O ₅ | 0,113 | 0,15 | 0,116 | 0,124 | 0,109 | 0,088 | 0,565 | 0,284 |
| SO ₃ | 0,003 | 0,005 | 0,002 | 0,007 | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,003 |
| L.I.O | 0,86 | 1,16 | 0,22 | 1,27 | 0,7 | 0,7 | 5,99 | 4,27 |
| Total | 99,499 | 99,538 | 99,3 | 99,605 | 99,673 | 99,698 | 99,42 | 99,684 |
| Ba(ppm) | 202 | 121 | 179 | 185 | 209 | 200 | 223 | 199 |
| Rb | 171 | 149 | 178 | 162 | 168 | 197 | 60 | 83 |
| Sr | 315 | 425 | 312 | 359 | 343 | 282 | 371 | 214 |
| Y | 54 | 51 | 52 | 52 | 52 | 63 | 26 | 37 |
| Zr | 240 | 271 | 240 | 253 | 257 | 252 | 221 | 217 |
| Nb | 9 | 3 | 8 | 11 | 7 | 14 | 7 | 4 |
| Th | 5 | 2 | 8 | 3 | 1 | 6 | 5 | 2 |
| U | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Pb | 26 | 26 | 19 | 31 | 38 | 24 | 19 | 5 |
| Ga | 22 | 22 | 21 | 21 | 21 | 22 | 19 | 20 |
| Zn | 40 | 39 | 16 | 52 | 31 | 55 | 194 | 159 |
| Cu | 13 | 8 | 17 | 62 | 12 | 19 | 46 | 5 |
| Ni | 42 | 43 | 40 | 42 | 35 | 34 | 104 | 97 |
| V | 47 | 57 | 54 | 59 | 49 | 44 | 187 | 143 |
| Cr | 8 | 21 | 25 | 25 | 6 | 18 | 156 | 115 |
| Mo | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 1 |
| La | 32 | 25 | 41 | 26 | 38 | 45 | 43 | 52 |
| Ce | 69 | 56 | 82 | 69 | 77 | 82 | 80 | 102 |
| As | 1 | 2 | 2 | 1 | 12 | 3 | 13 | 10 |
| Co | 1 | 6 | 1 | 4 | 1 | 3 | 2 | 1 |

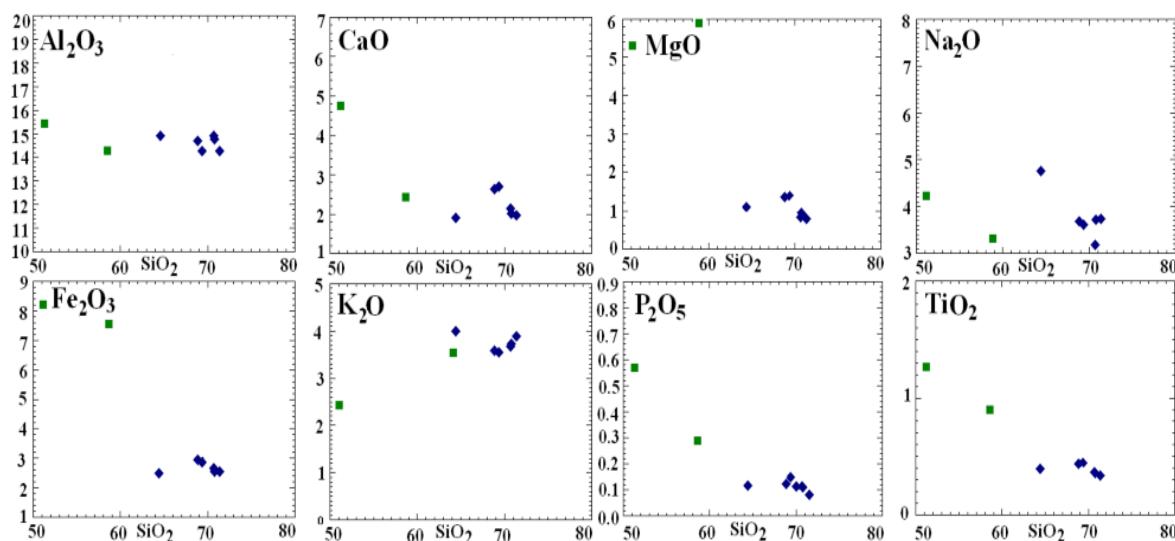


شکل ۷ الف- نسبت $Zr/TiO_2 * 0.0001$ در مقابل Nb/Y [۷]. با توجه به این نمودار سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت تا دیوریت قرار می‌گیرند. ب- موقعیت نمونه‌های سنگی مورد بررسی روی نمودار مجموع اکسیدهای قلیایی نسبت به اکسید سیلیسیم [۸].

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].

ژئوشیمی عناصر اصلی

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



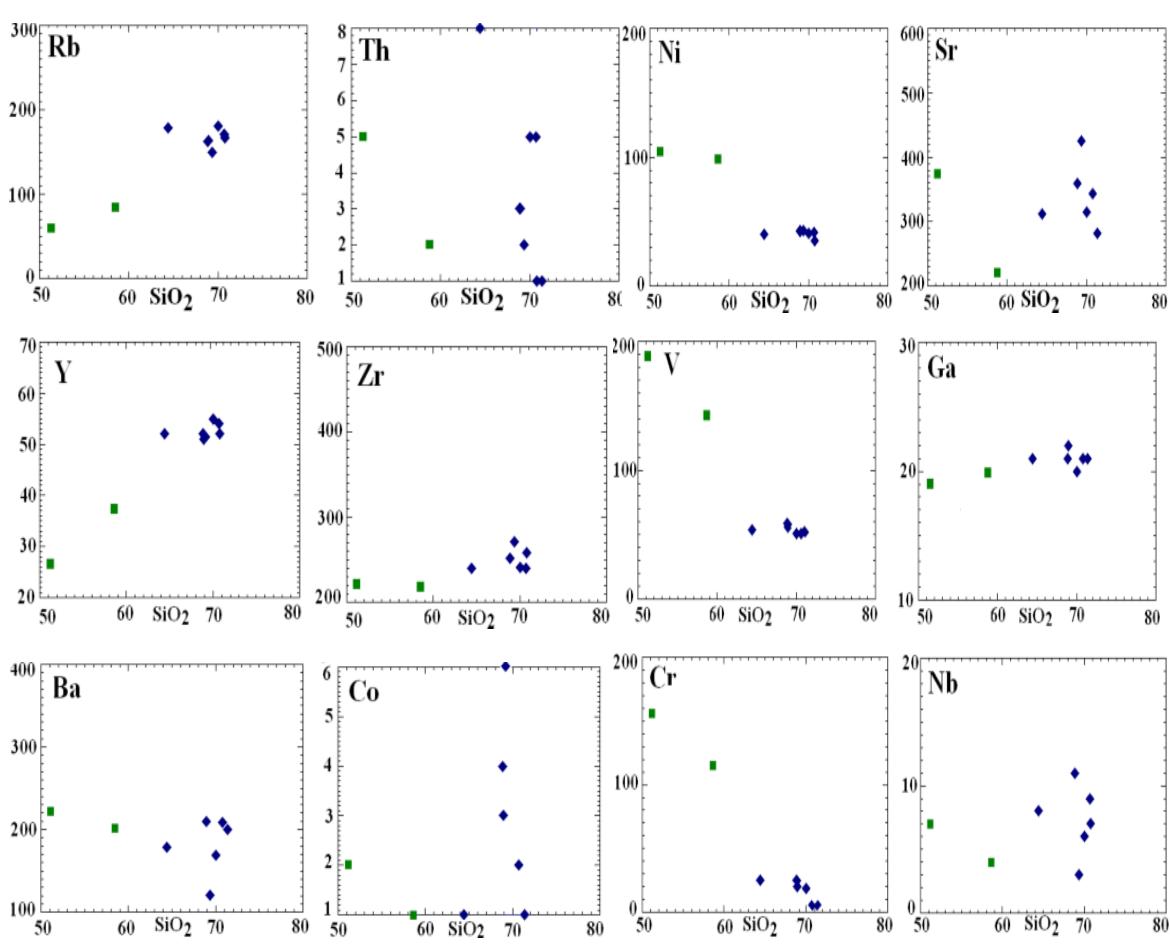
شکل ۸ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به اکسید سیلیسیم (بر حسب Wt%) در نمودار [۹].

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

ژئوشیمی عناصر فرعی

طیف تغییرات عناصر کمیاب نیز پیوسته بوده (جز نمونه‌های دیوریتی- گابریوی 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 ماقمایی در تشکیل این سنگ‌ها باشد، به طوری که شواهد اختلاط ماقمایی نظیر وجود برونویوم‌ها و میکروببرونیوم‌های مافیک با گوشش‌های 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 آلایش ماقمایی 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, Fe₂O₃, P₂O₅, MgO, TiO₂, CaO تیتانومگنتیت متمرکز می‌شوند و در آغاز تبلور از ماقما جدا شده‌اند، با پیشرفت تبلور، ماقمایی باقیمانده از این عناصر فقیرتر می‌شود، وجود این روند طبیعی است. حضور مقادیر کم P₂O₅ و TiO₂ در دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها با شواهد سنگ-نگاری نظیر حضور کمیاب اسفن و آپاتیت در این سنگ‌ها هماهنگی دارد. با افزایش سیلیس مقادیر Na₂O و K₂O علاوه بر وجود پراکندگی، افزایش می‌یابد که نشان دهنده‌ی این است که در مراحل نهائی 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 سریسیتی شدن و

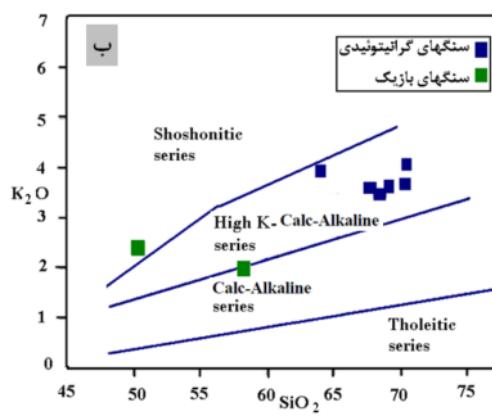


شکل ۹ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر فرعی (بر حسب ppm) نسبت به اکسید سیلیسیم [۹].

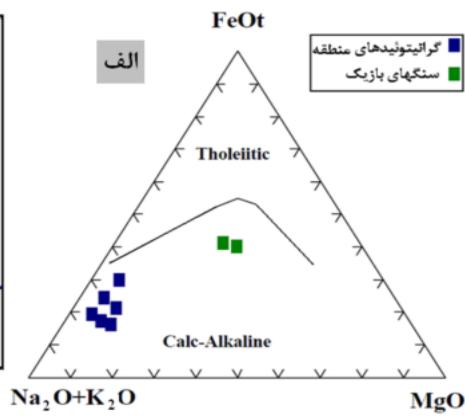
بلوری همراه با آلایش ماقمایی را در شکل‌گیری انواع سنگ‌های گرانیتوئید زوزن نمایان می‌کند که پراکندگی نسبی عناصر نیز می‌تواند به دلیل آلایش ماقمایی باشد.

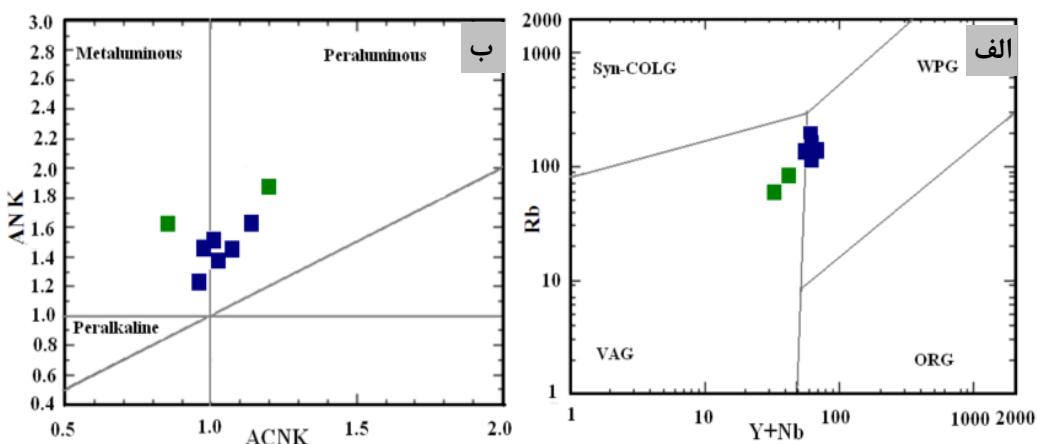
تعیین سری ماقمایی و جایگاه زمین‌ساختی آن
 شناسایی سری‌های ماقمایی براساس نمودار [۱۷, ۱۶] نشانگر سری ماقمایی آهکی- قلیایی و آهکی قلیایی با پتاسیم بالا برای گرانیتوئید زوزن است (شکل‌های ۱۰ الف - ب). در نمودار A/NK و A/CNK [۱۸] برای تعیین درجهٔ اشباع از آلومین، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه در گسترهٔ شبے-آلومین تا اندکی پر آلومین و نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف). این تفاوت با شواهد سنگنگاری نظیر حضور اسفن، مگنتیت و آمفیبول، برونيوم های ریزدانه‌ای مافیک و عدم حضور کانی‌های شاخص دگرگونی مانند مسکویت و گارنت و نیز شواهد صحرایی از قبیل همراهی توده‌ی گرانیتوئیدی زوزن با سنگ‌های آتشفسانی اسیدی تا حد واسط تایید می‌شود. همراهی سنگ‌های آتشفسانی اسیدی که بیشتر به صورت آذرآواری دیده شده‌اند نشانهٔ تشکیل گرانیتوئیدها در حاشیه‌ی 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 واپس‌ته باشد. همچنین با توجه به نمودارهای جدا کنندهٔ محیط زمین‌ساختی [۱۹] توده‌ی گرانیتوئیدی در گسترهٔ 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 [۱۳, ۱۲]. عنصر وانادیوم (V) در ماقما 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 دهندهٔ روند عادی تبلور و جدایش ماقمایی باشد. عنصر Y که روند نسبتاً پراکنده و نزولی آلایش ماقمایی باشد. میزان نسبتاً بالای این عنصر به علت وجود کانی‌هایی همچون اسفن و آپاتیت است که حامل اصلی این عنصر هستند، است. روند پراکندهٔ 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 پراکنده‌ای 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 وسیلهٔ پلازیوکلаз و کانی‌هایی کلسیم‌دار کنترل می‌شود. عناصر Ba, Rb, Zr, La, Ce, Th نیز روند خاصی را نشان نمی‌دهند که باز هم عامل آلایش ماقمایی را می‌توان دلیل آن دانست. روندهای نشان داده شده در شکل ۹ نقش جدایش



شکل ۱۰ الف- نمودار AFM [۱۶]. با توجه 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 ماقمایی 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 کننده‌ی محیط زمین ساختی منطقه [۱۹]. بر اساس این شکل نمونه‌ها در نقطه‌ی سه گانه و مرز WPG و VAG واقع شده‌اند، این حالت زمانی رخ می‌دهد که مگماهای 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 عنصر 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 هریرود اشاره کرد.

برداشت

بخش شمال غربی گرانیتوئید زوزن دارای طیف ترکیبی گراننودیوریت، مونزوگرانیت، کوارتزمونزوودیوریت، کوارتز دیوریت است، و سنگ‌های مافیک منطقه نیز از دیوریت و گابرو تشکیل شده‌اند. با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، این توده، حاصل جدایش ماقمایی اولیه با ترکیبی در حد دیوریت است. به طور کلی ویژگی‌های شاخص گراننودیوریت‌های منطقه دارا بودن - بافت درشت دانه‌ای تا متوسط، وجود دگرسانی سرسیتیک - پروپیلیتیک، وجود برونبومهای 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 کننده‌ی محیط زمین‌ساختی [۱۹]، در گستره CAG-VAG قرار می‌گیرد.

فشار و دمای تشکیل

برای تعیین فشار و دما، از ترکیب شیمیایی پلازیوکلаз و هورنبلند که در تعادل با هم تشکیل شده‌اند استفاده شده و فقط دو نمونه از گرانیتوئیدها این شرایط را داشتنند. 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. پلازیوکلازها بیشتر در حد الیگوکلاز تا آلبیت‌اند (جدول ۲). زمین- دما‌سنج آمفیبول- پلازیوکلاز بر مبنای واکنش ترمولیت-ادنیت بنا شده است که با استفاده از آن می‌توان دمای گرانیتوئیدهای حد واسط تا فلزیک را محاسبه کرد و معادله‌ی آن به صورت زیر است [۲۲]:

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

فشار (P) بر حسب کیلوبار است که بر اساس روش [۲۳] محاسبه شد. بجای Si مقدار آن در واحد فرمول آمفیبول گذاشته می‌شود و X_{Ab} نشان دهنده‌ی مقدار آلبیت در پلازیوکلاز است. بر اساس این محاسبات دمای میانگین تشکیل گرانیتوئیدهای کیبرکوه حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار آن‌ها حدود ۳ کیلوبار 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 مگماهای نوع I را در بلوك لوت می‌توان ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های آذرین و یا رسوب‌های آذرآواری دانست که این مگماها ضمن صعود

جدول ۲ ترکیب شیمیابی پلازیوکلаз و آمفیبول در گرانیت‌وئیدهای وزن (بر حسب Wt%) و محاسبه فرمول، فشار و دما.

| sample | پلازیوکلاز | | | | آمفیبول | | | | |
|--------------------------------|------------|----------|---------|---------|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| | 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 | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | 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 | ۰,۳۸ | ۰,۱۵ | ۰,۱۸ | ۰,۲۰ | 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 | ۰ | ۰ | ۰,۰۲۱ | MgO | ۱۱,۷۰ | ۱۰,۷۴ | ۱۰,۴۴ | ۱۲,۴۲ |
| MgO | ۰ | ۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۹۷ | CaO | ۹,۲۷ | ۱۰,۷۴ | ۱۰,۵۵ | ۱۰,۶۹ |
| BaO | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | 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 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 | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | AlVI | ۰,۱۴ | ۰,۳۹ | ۰,۲۲ | ۰,۱۲ |
| Ti | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | Fe ³⁺ | ۰,۱۴ | ۰,۳۹ | ۰,۲۲ | ۰,۴۱ |
| Fe ²⁺ | ۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ | Ti | ۰,۸۴ | ۰,۱۳ | ۰,۳۴ | ۰,۱۹ |
| Mn | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | Mg | ۰,۱۴ | ۰,۲۱ | ۰,۲۲ | ۲,۷۴ |
| Mg | ۰ | ۰ | ۰ | ۰,۰۱ | Fe ²⁺ | ۲,۸۱ | ۲,۱۳ | ۲,۲۷ | ۱,۶۴ |
| Ba | ۰ | ۰ | ۰ | ۰ | 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 | 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 زمین، 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 کیبرکوه، جنوب غربی خواص، شرق ایران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، (۱۳۹۰)، ۲۲۲ صفحه.

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

شواهد صحراوی، سنگنگاری و ژئوشیمیابی حاکی از آن است که فرایندهای جدایش و اختلاط ماقمایی در تشکیل این توده نقش تعیین کننده‌ای را ایفا کرده‌اند و در ارتباط با جایگزینی این توده‌ی گستره‌ی سرسیتیک و پروپیلیتیک، سنگ‌های منطقه تحت تاثیر قرار گرفته‌اند. دمای میانگین تشکیل گرانیت‌وئیدهای کیبرکوه حدود ۷۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و فشار آن‌ها حدود ۳ کیلوبار ارزیابی شده است.

مراجع

[۱] اشتوكلین ی، افتخار نژاد ج، هوشمندزاده ع، "بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی و شرق ایران"، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۲۲۵، (۱۳۵۲).

- [17] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc -alkaline volcanic rocks from the kastamonus area, northen – 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 differentior products using immobile elements", Chem., Geol20 (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.، برگردانندگان "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.