



سنگنگاری، شیمی کانی تورمالین، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین ترشیری منطقه‌ی شوراب (غرب خوسف)، خراسان جنوبی

علی اصغر غلامی، سید سعید محمدی^{*}، محمدحسین زرین‌کوب

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند

(دریافت مقاله: ۹۴/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۴/۴/۱۵)

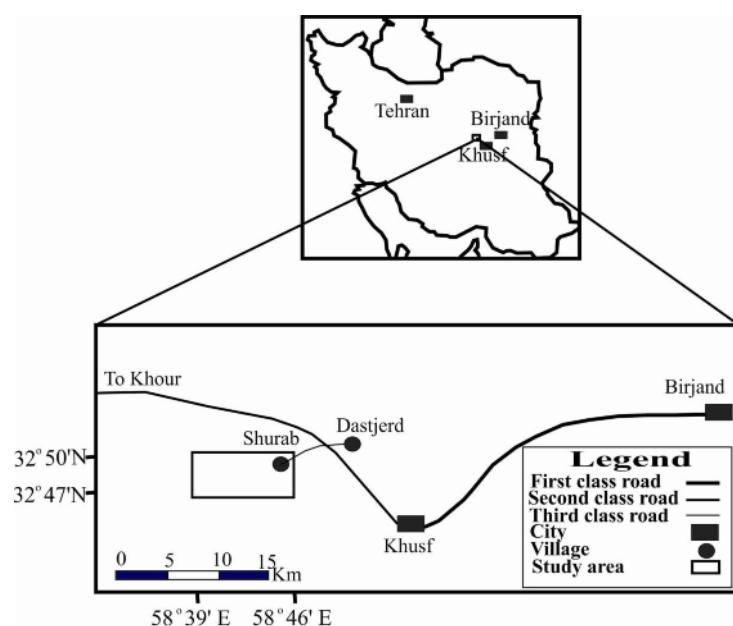
چکیده: سنگ‌های آذرین ترشیری منطقه‌ی شوراب در بخش شرقی بلوک لوت شامل پیروکسن‌آنذیت، آندزیت، تراکی‌آنذیت، کوارتز‌آنذیت، دیوریت، کوارتز‌مونزودیوریت‌پورفیری هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند، پیروکسن، بیوتیت و کوارتز کانی‌های رایج و فلدسپار قلیایی (سانیدین)، کانی‌کدر، اسفن، آپاتیت، تورمالین و زیرکن کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. دگرسانی‌های رایج در این سنگ‌ها شامل پروپیلیتی، کلریتی، کربناتی، سیلیسی و تورمالینی‌شدن هستند. براساس نتایج تجزیه‌ی ریزکاوش الکترونی، تورمالین در کوارتز‌مونزودیوریت‌های منطقه‌ی شوراب دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی، نسبت بالای Mg/Fe و از نوع دراویت با ماهیت قلیایی بوده و خاستگاه آن سنگ‌های متاپلیتی و شبه پسامیت‌های فقیر از کلسیم است. سنگ‌های مورد بررسی به سری ماقمایی آهکی-قلیایی پتاسیم پایین تا متوسط وابسته‌اند و در نمودارهای عنکبوتی از عناصر LIL نظیر Sr, K.Rb, Cs و LREE غنی‌شدگی و از عناصر Ti, Nb و HREE تهی‌شدگی نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به مناطق فروزانش است. خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی مانند نسبت بالای La/Yb, Sr/Y, Drصد بالای SiO₂ و نبود بی‌هنجری Eu با ویژگی‌های عمومی آداکیت‌های سیلیسی بالا قابل مقایسه است. سنگ‌های آداکیتی منطقه‌ی شوراب احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته طی فرایند لایه‌لایه شدن هستند.

واژه‌های کلیدی: آندزیت، کوارتز‌مونزودیوریت، تورمالین، آداکیت، لوت.

مقدمه

به‌وسیله‌ی پژوهشگران متعددی مورد بررسی قرار گرفته و سنگ‌های آذرین آهکی-قلیایی با خاستگاه قوس قاره‌ای وابسته به فروزانش از مناطق هم‌جاور منطقه‌ی شوراب گزارش شده است [۶-۳]. در منطقه‌ی شوراب نیز سنگ‌های آتش‌فرشانی به همراه سنگ‌های نیمه‌عمیق و عمیق وابسته به ترشیری رخنمون دارد که در ارتباط با فعالیت‌های ماقماتیسم ائوسن-الیگوسن بلوک لوت هستند. بررسی دقیق سنگ نگاری سنگ‌های آتش‌فرشانی و عمیق-نیمه‌عمیق منطقه‌ی شوراب، شیمی کانی تورمالین، شناخت ماهیت ماقماتیسم منطقه و تعیین محیط تکتونوماقمایی آن‌ها از مهمترین اهداف این پژوهش به شمار می‌آید.

منطقه‌ی شوراب بین طول‌های جغرافیایی ۳۹° ۵۸' تا ۴۶° ۵۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲° ۴۷' تا ۵۰° ۳۲' شمالی در فاصله‌ی ۱۲ کیلومتری غرب خوسف در استان خراسان جنوبی قرار دارد. جاده‌ی اصلی بیرجند- خوسف- خور، راه دسترسی به این منطقه است (شکل ۱). منطقه‌ی مورد بررسی در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ در نظر تقسیم بندهای زمین‌شناسی ایران در بلوک [۱] و از نظر تقسیم بندهای زمین‌شناسی ایران در بلوک [۲] واقع شده است. فعالیت ماقمایی در این بلوک در ژوراسیک میانی (۱۶۵-۱۶۲ میلیون سال) شروع شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است. ماقماتیسم بلوک لوت در ترویسندۀ مسئول، تلفن: ۰۵۶۳۲۰۲۰۴۱، پست الکترونیکی: ssmohammadi@birjand.ac.ir



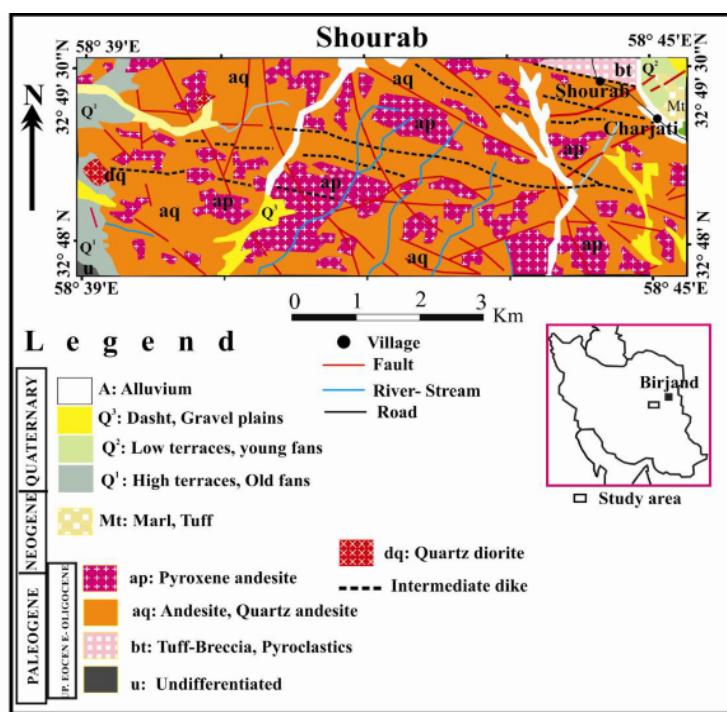
شکل ۱ راههای دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (شوراب).

نهوزن: مارن و توف که در بخش شمال شرقی گستره مورد بررسی واقع شده‌اند. ۶- واحدهای وابسته به کواترنری: شامل پادگانهای بلند و مخروطهای قدیمی. واحدهای آذرآواری با ترکیب کلی آندزیتی، شامل توف-برش و آگلومرا هستند که به صورت طبقات نازک و گاه توده‌ای در شمال و شمال شرق منطقه‌ی شوراب گسترش بیشتری دارند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشاری شامل آندزیت، کوارتز آندزیت، پیروکسن آندزیت و تراکی آندزیت هستند (شکل ۲). گدازه‌های آندزیتی شوراب بیشتر به شکل گند و مخروطهای منفرد (شکل ۳، الف) به رنگ خاکستری تا سبز تیره و دارای بافت پوروفیری هستند. عوامل فیزیکی و شیمیایی، این گندبهای را تحت تاثیر قرارداده و ریخت‌شناسی تپه ماهور به رنگ‌های مختلف ایجاد کرده‌است. پیروکسن آندزیت‌ها رخمنون صخره‌ای دارند و مرز آن‌ها با آندزیت‌ها اغلب واضح هستند (شکل ۳، ب). کوارتز دیبوریت، کوارتز مونزودیبوریت پوروفیری و دیبوریت نسبت به آندزیت‌ها رخمنون‌های کوچکتری دارند. این سنگ‌ها در بخش‌هایی از جنوب غربی منطقه به شکل توده‌ای و گاهی به صورت دایک در واحدهای آندزیتی رخمنون دارند (شکل ۲). دایک‌ها نسبت به سنگ‌های اطراف از مقاومت بیشتری برخوردار بوده و ریخت‌شناسی بالاتری را نشان می‌دهند (شکل ۲، پ و ت).

زمین‌شناسی

ماگماتیسم ترشیری در منطقه‌ی شوراب به عنوان بخشی از بلوک لوت، به شکل فعال عمل کرده و سبب تشکیل سنگ‌های آذرآواری، گدازه‌ها و سنگ‌های عمیق- نیمه‌عمیق شده است. سنگ‌های آتشفشاری نسبت به توده‌های نفوذی و نیمه عمیق از گستردگی بیشتری برخوردارند. بخشی از ماگماتیسم منطقه در قالب دایک‌هایی با ترکیب حدواسط و راستای کلی شرقی - غربی و شمال غربی - جنوب شرقی است که در نواحی شمالی و مرکزی منطقه‌ی شوراب رخمنون دارد (شکل ۲). در گستره-ی مورد بررسی، دو رشته گسل با راستای کلی شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی مشاهده می‌شوند که نقش مهمی در جایگیری دایک‌ها و نیز رخداد دگرسانی در واحدهای سنگی منطقه داشته است. براساس نقشه‌ی زمین-شناسی خوسف [۱]، واحدهای سنگی گستره‌ی مورد بررسی از نظر سنی به شش گروه تقسیم می‌شوند.

- واحدهای ائوسن میانی: شامل واحدهای تفکیک نشده مارن، توف و کنگلومرا در جنوب غربی منطقه‌ی مورد بررسی واقع شده و کوچکترین رخمنون سنگی را در این گستره نشان می‌دهند.
- واحدهای ائوسن بالایی: شامل آندزیت، کوارتز آندزیت و آذرآواری‌ها (توف - برش) ۳- واحدهای الیگوسن: پیروکسن آندزیت.
- واحدهای الیگو-میوسن: کوارتز دیبوریت و دایک‌های کوارتز مونزودیبوریتی ۵- واحدهای وابسته به



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی شوراب.



شکل ۳ الف، نمایی از یک مخروط آتششانی در جنوب منطقه‌ی شوراب، دید به سمت جنوب غربی، ب، رخنمون پیروکسین آندزیت در شمال منطقه، پ، دایک با ترکیب کوارتز مونزودیوریت پورفیری و امتدادکلی شمایی - جنوبی در مجاور سنگ‌های آندزیتی در غرب منطقه‌ی شوراب، نگاه عکس به سمت شمال شرق، ت، رخنمون کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت در غرب منطقه مورد بررسی، نگاه به شمال.

روش بررسی
پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری منظم، ۱۰۰ مقطع نازک تهیه و بررسی آن‌ها با میکروسکوب قطبشی مدل Leitz انجام شد. براساس تنوع واحدهای سنگی، پراکندگی جغرافیایی مناسب و داشتن کمترین دگرسانی، ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه شوراب انتخاب و برای بررسی به آزمایشگاه ACME

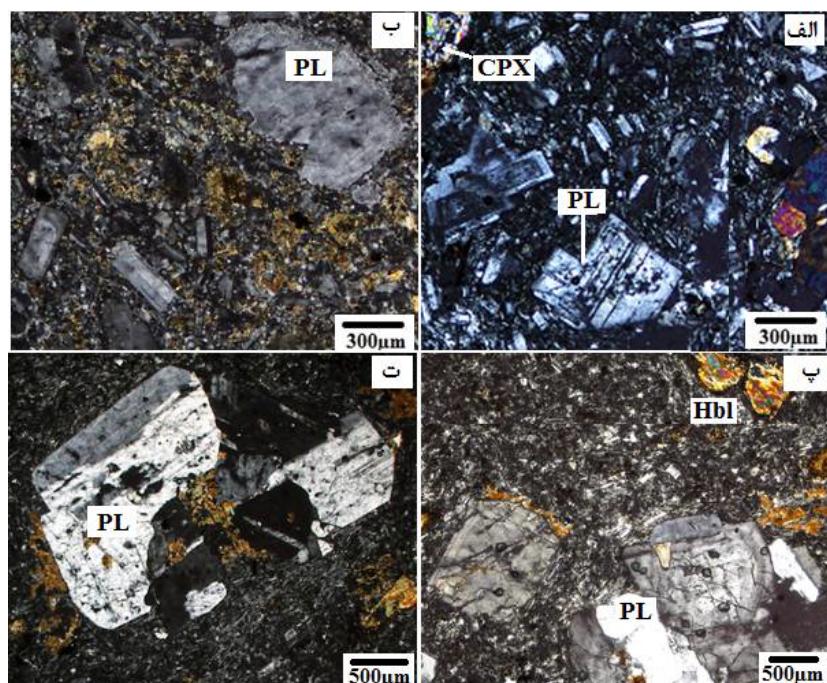
تزریق توده‌های نیمه‌عمیق و دایک‌ها در واحدهای آندزیتی، سبب دگرسانی‌های اپیدوتی و کربناتی شده است. با نزدیک شدن به توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق در بخش‌های غربی و جنوب غربی منطقه، شدت دگرسانی بیشتر می‌شود. در اثر عملکرد گرماب‌ها، تورمالین‌های شعاعی در کوارتز مونزودیوریت پورفیری و آندزیت‌های منطقه تشکیل شده است.

دارای بافت غربالی، منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه واجذبی هستند (شکل ۴، الف و ب). انباست درشت بلورهایی از پلازیوکلاز، هورنبلنده، کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر بافت گلومروپورفیری را پدید آورده‌اند (شکل ۴، پ). این بافت نشانه‌ای از برخورد بلورها ضمن صعود ماگماست [۷]. حضور آمفیبول درون پلازیوکلازهای موجود در سنگ‌های این منطقه (شکل ۴، ت) نشان می‌دهد که آمفیبول زودتر از پلازیوکلاز متبلور شده و این ماگما آبدار بوده است. هورنبلنده سبز تا قهوه‌ای، آمفیبول اصلی آندزیت‌های شوراب بوده و حدود ۱۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن نوع اوژیت به مقدار ۳ تا ۵ درصد حجمی به صورت درشت‌بلور و ریز‌بلور در خمیره سنگ وجود دارد. کوارتز به عنوان کانی فرعی در حدود ۳ تا ۴ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. ریز‌بلورهای پلازیوکلاز، اکسیدهای آهن و کانی‌های ثانویه زمینه‌ی سنگ‌های آندزیتی منطقه‌ی مورد بررسی را تشکیل می‌دهند. از دگرسانی آندزیت‌ها؛ کربنات، سریسیت و اپیدوت حاصل شده است. احتمالاً افزایش محلی گریزندگی اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری اپیدوت داشته است [۸].

کانادا ارسال شدند. این نمونه‌ها بر اساس کد 4A02 برای عناصر اصلی به روش ICP-ES و کد 4B03 به روش ICP-MS، برای عناصر کمیاب و نادر خاکی (عنصری ۴۵ آنالیز شد. به منظور شناسایی نوع تورمالین در منطقه‌ی شوراب، یک مقطع نازک صیقلی تهیه شده از نمونه کوارتز مونزودیوریت، به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال و نقطه از کانی تورمالین با یک ریز پردازنده‌ی الکترونی مدل SX100 ساخت شرکت Cameca، در شرایط (ولتاژ) ۱۵kV و (آمپراژ) ۲۰nA و زمان ۲۰ ثانیه برای هر عنصر، بررسی شدند. برای ترسیم نمودارهای سنگ شناسی و کانی‌شناسی از نرم افزارهای Excel و Kite GCD استفاده شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه به مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ با نرم افزار ARC GIS ترسیم شد.

سنگ‌نگاری آندزیت

در منطقه‌ی شوراب خوسف، آندزیت بیشترین فراوانی را داشته و به رنگ‌های خاکستری، سبز‌مایل به خاکستری و تیره دیده می‌شود و بافت پورفیری دارد. اندازه‌ی پلازیوکلازها از ۰/۲ تا ۶ میلیمتر و حدود ۷۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین بوده و اغلب



شکل ۴ الف: بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلاز، ب: حاشیه واجذبی در پلازیوکلاز، پ: بافت گلومروپورفیری، ت: بافت پوئیکلیتیک در آندزیت‌های شوراب، نور در تمام شکل‌ها XPL، PL = پلازیوکلاز، CPX = هورنبلنده، Hbl = کلینوپیروکسن، علائم اختصاری از [۹].

تراکی آندزیت

در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلوری است. در تراکی-آندزیت‌های این منطقه، پلازیوکلاز با ترکیب آندزین تا الیگوکلاز به صورت فنوکریست و ریزلولور ۸۵ تا ۹۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است. بلورهای شکل دار هورنبلند حدود ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند. کوارتزهای بی‌شکل به همراه سانیدین، حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی زمینه‌ی این سنگ‌ها را می‌سازند. کانی‌های دیگر شامل کانی‌های تیره، کلسیت و اکسیدهای آهن است.

پیروکسن آندزیت

پیروکسن آندزیت‌های شوراب رنگ خاکستری روشن تا تیره و بافت پورفیری با زمینه‌ی ریز بلوری دارند. پلازیوکلاز نوع آندزین تا لابرادریت در حدود ۷۵ تا ۸۵ درصد حجمی این سنگ‌ها را به صورت فنوکریست و **میکرولیت** تشکیل می‌دهد. پلازیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و **ماکلهای** تکراری ناقص دیده می‌شوند. بافت غربالی در پلازیوکلازها به دو شکل غربالی (Coarse-sieve) و غربالی ریز (Fine-sieve) مشاهده می‌شود (شکل ۵، الف). بافت غربالی درشت به علت اتحال در اثر نرخ متفاوت کاهش فشار در شرایط بی در رویی و محتوای آب ماقماً تشکیل می‌شود. غربالی ریز ناشی از واکنش بلور با گدازه‌های غنی از Ca است [۱۰]. کلینو پیروکسن اوژیت ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. کوارتز در حدود ۲ تا ۵ درصد حجمی سنگ است. کانی‌هایی مثل آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های تیره اجزای دیگر تشکیل دهنده‌ی این سنگ بوده و حدود ۳ تا ۵ درصد حجمی سنگ هستند.

کوارتز آندزیت

بافت اصلی آن‌ها پورفیری با خمیره‌ی ریز بلوری است. پلازیوکلاز ۶۵ تا ۷۵ درصد، هورنبلند ۱۰ تا ۱۵ درصد، کوارتز ۱۰ تا ۱۵ درصد و کانی‌های کدر ۲ تا ۴ درصد حجمی اجزای تشکیل دهنده این سنگ‌ها هستند. پلازیوکلازها دارای منطقه‌بندی بوده و **ماکل** پلی سنتیک ظریف دارند. علت این بافت آشفتگی‌های فیزیکی - شیمیایی در سطح مشترک بین بلور و گدازه در یک مقیاس کوچک است [۱۰]. حاشیه‌ی سوخته در هورنبلندهای این سنگ‌ها فراوان است (شکل ۵، ب). کانی‌های دگرسان عبارتند از کربنات، کلریت، اپیدوت و سیلیس ثانویه.

دیوریت

بافت این سنگ دانه‌ای و کانی‌های سازنده شامل پلازیوکلاز نوع آندزین در حدود ۹۰ درصد حجمی، پیروکسن در حدود ۳ تا ۵ درصد حجمی، هورنبلند سبز و بیوتیت ۳ تا ۵ درصد حجمی و کانی‌های کدر حدود ۳ درصد حجمی است. بافت **پوئی‌کلیتیک** نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های دگرسانی شامل سریسیت، کربنات و کانی‌های رسی هستند (شکل ۶، الف).

کوارتزدیوریت پورفیری

این سنگ‌ها حدود ۷۰ تا ۸۰ درصد پلازیوکلاز، ۱۰ تا ۱۵ درصد کانی‌های مافیک شامل هورنبلندسین، کلینوپیروکسن و بیوتیت، ۱۵ درصد کوارتز و ۵ درصد کانی‌های کدر دارند. بافت سنگ پورفیری با زمینه ریزدانه است (شکل ۶، ب).

بافت‌های غربالی، گلومروپورفیری و **پوئی‌کلیتیک** نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. فنوکریست‌های پلازیوکلاز، ماکلهای ظریف **پلی‌سنتیک** دارند و اغلب آن‌ها دارای منطقه‌بندی هستند. منطقه‌بندی در این کانی‌ها نشانه‌ای از تفاوت ترکیب شیمیایی بخش مرکزی با حاشیه‌ی بلورهاست [۱۱]. ترکیب شیمیایی پلازیوکلاز به دما، فشار، و محتوای آب موجود در مagma خیلی حساس است. انتشار آهسته‌ی Ca، Na، Si و Al اجازه می‌دهد تا منطقه‌بندی پلازیوکلاز حفظ شود و این برای شناخت فرایندهای ماقمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۲]. هورنبلند سبز در این سنگ‌ها به شکل فنوکریست و ریز بلور دیده می‌شود. حضور آمفیبول در این سنگ‌ها از آبدار بودن ماقمای حکایت دارد [۱۳]. بلورهای هورنبلند نیمه شکل دار تا بی‌شکل بوده و حاشیه‌ی سوخته دارند. کدر شدن هورنبلند نشانه‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی و از دست رفتن آب حین فوران ماقمای است [۱۴].

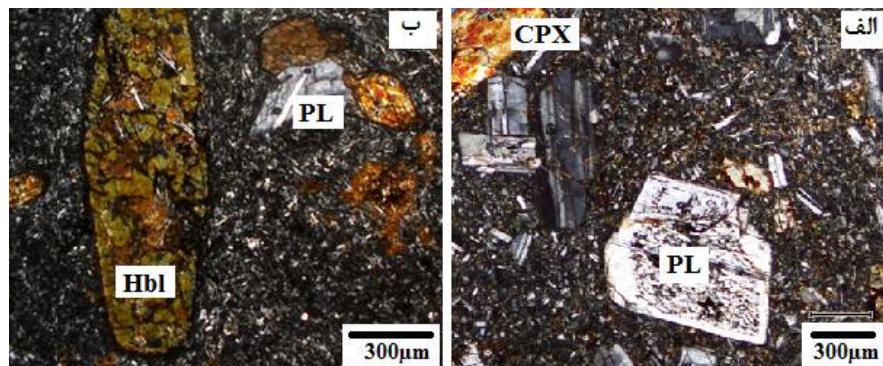
مونزودیوریت و کوارتزمونزودیوریت پورفیری

این سنگ‌ها بافت دانه‌ای و پورفیری با زمینه دانه‌ریز دارند (شکل ۷، الف).

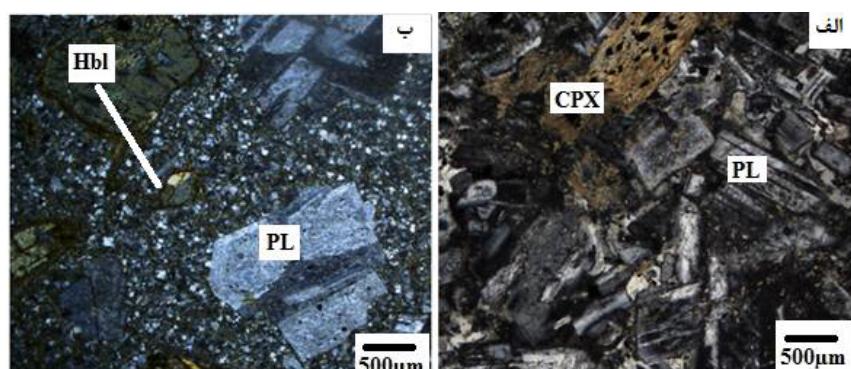
پلازیوکلاز نوع آندزین تا الیگوکلاز حدود ۷۰ تا ۷۵ درصد، کوارتز ۵ تا ۱۰ درصد، هورنبلند و بیوتیت ۱۰ درصد، فلدسپار قلیایی (ارتوكلاز) ۱۲ تا ۱۵ درصد حجمی، کانی‌های تشكیل دهنده این سنگ‌ها هستند. تورمالین‌های شعاعی، اسفن بی‌شکل، زیرکن، آپاتیت، مگنتیت، کلریت و کلسیت در این

مورد بررسی دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی بوده و چندرنگی واضح نشان می‌دهند.

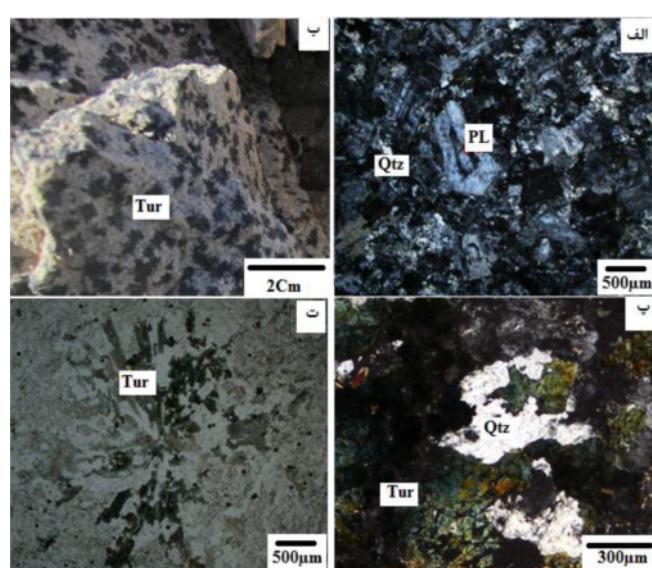
سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. در منطقه شوراب، تورمالین‌های شعاعی در کوارتز مونزودیوریت و آندزیت‌های هم‌جوار با این سنگ‌ها تشکیل شده است (شکل ۷، ب، پ و ت). تورمالین‌های



شکل ۵ الف : پلاژیوکلاز با بافت غربالی ریز، ب: حاشیه سوخته در هورنبلند، نور هر دو شکل PL = پلاژیوکلاز، Hbl = هورنبلند، CPX = کلینوپیروکسن.



شکل ۶ الف: بافت گرانولار در دیوریت، ب: بافت پورفیری با زمینه میکرو گرانولار و حضور هورنبلند با حاشیه سوخته.



شکل ۷ الف: بافت دانه‌ای در مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت شوراب، تورمالین شعاعی در نمونه ماکروسکوپی کوارتز مونزودیوریت شوراب، ب: تورمالین در کوارتز مونزودیوریت منطقه‌ی شوراب در نور XPL ، ت: حضور تورمالین شعاعی در کوارتز مونزودیوریت منطقه شوراب در نور PPL ، پ: پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Tur = تورمالین.

شیمی کانی تورمالین $\text{FeO}^* = \text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ است. در تورمالین‌ها اگر FeO^* بیش از ۰,۸ باشد بیانگر بسته بودن سیستم ماغمایی و چنانچه کمتر از ۰,۶ باشد نشانه‌ای از یک خاستگاه خارجی همراه با تنهنشیت‌های غنی از Al دارد [۱۶, ۱۷]. تورمالین‌های شوراب در گستره‌ی سنگ‌های خاستگاه دگر پهنه‌ای و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز تورمالین [۱۸] قرار می‌گیرند (شکل ۹).

نتایج تجزیه‌ی ریز پردازشی کانی تورمالین منطقه‌ی شوراب در جدول ۱ آمده‌اند. براساس محاسبات عنصرسنجی، تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب از نوع دراویت [۱۵] تعیین شد که بیشترین میزان عناصر گروه X را Na و K تشکیل می‌دهند (جدول ۱). بر این اساس، تورمالین‌های مورد بحث در گروه تورمالین‌های قلیایی [۱۵] قرار می‌گیرند (شکل ۸، الف و ب). میزان

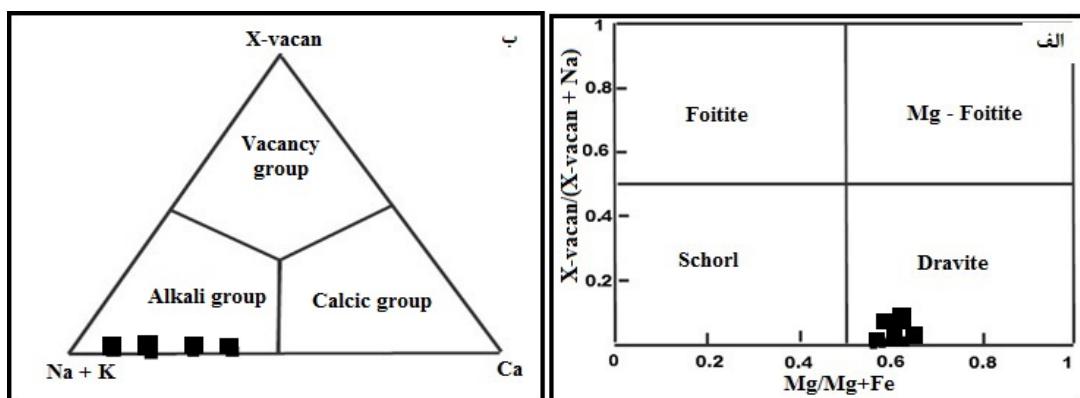
جدول ۱ بررسی ریز پردازشی تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب.

Sample No.	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
SiO_2	۳۶,۵۷	۳۶,۵۱	۳۵,۰۸	۳۶,۸۷	۳۶,۱۰	۳۶,۴۶	۳۷,۸۲	۳۷,۶۳	۳۶,۸۱
TiO_2	۰,۴۹	۰,۸۸	۱,۱۴	۰,۴۴	۰,۳۳	۰,۸۹	۰,۳۴	۰,۰۸	۰,۰۳
Al_2O_3	۲۹,۶۸	۲۹,۹۳	۲۹,۶۲	۲۹,۰۳	۳۰,۴۳	۲۸,۸۲	۲۸,۹۲	۲۹,۷۰	۲۹,۷۷
V_2O_3	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr_2O_3	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
FeO	۷,۶۳	۷,۹۸	۸,۶۶	۸,۲۹	۷,۵۴	۷,۹۶	۸,۰۵	۷,۸۲	۸,۶۵
MgO	۶,۷۰	۷,۸۳	۷,۶۱	۶,۳۹	۷,۳۲	۶,۹۴	۶,۸۷	۷,۲۰	۶,۵۷
CaO	۱,۳۱	۲,۰۰	۱,۷۸	۱,۳۸	۱,۱۴	۱,۷۱	۱,۳۲	۱,۶۸	۱,۷۴
MnO	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱
ZnO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
Na_2O	۲,۱۵	۱,۹۸	۲,۵۶	۲,۲۳	۲,۶۶	۱,۹۷	۲,۱۶	۲,۲۵	۲,۷۰
K ₂ O	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳
F	۰,۷۸	۰,۶۱	۰,۴۶	۰,۶۰	۰,۳۶	۰,۹۱	۰,۶۴	۰,۰۰	۰,۰۳
H_2O	۲,۷۶	۲,۳۴	۲,۶۸	۲,۵۷	۲,۳۹	۲,۲۸	۱,۹۱	۲,۸۵	۲,۶۹
B_2O_3^*	۱۰,۳۴	۱۰,۳۹	۱۰,۴۰	۱۰,۳۱	۱۰,۵۶	۱۰,۲۱	۱۰,۲۵	۱۰,۴۷	۱۰,۳۳
Li_2O^*	۰,۴۳	۰	۰	۰,۴۳	۰,۱۲	۰,۲۸	۰,۳۲	۰,۴۶	۰,۳۴
Total	۹۸,۹۳	۱۰۰,۴۸	۱۰۰,۲۵	۹۹,۱۶	۹۹,۰۳	۹۸,۶۰	۹۹,۱۸	۱۰۰,۱۸	۹۹,۷۱
O = F	۰,۳۳	۰,۲۶	۰,۱۹	۰,۲۵	۰,۱۵	۰,۲۸	۰,۲۷	۰	۰,۰۱

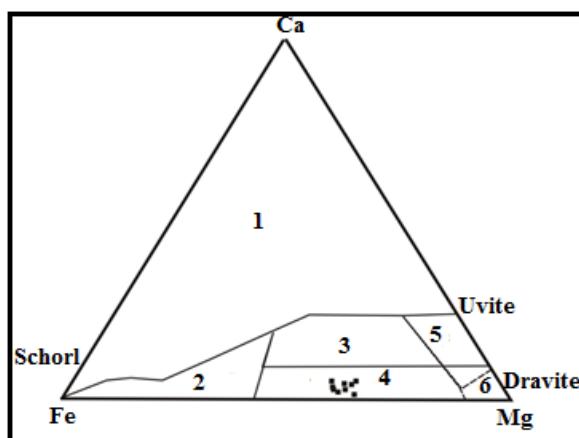
Structural formula based on 31 anions (O, OH, F)

T	Si	۶,۱۴۹	۶,۱۰۶	۵,۸۶۰	۶,۲۱۵	۵,۹۴۰	۶,۲۰۵	۶,۴۱۴	۶,۲۴۸	۶,۱۹۲
	B	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Z	Al	۵,۸۸۲	۵,۸۹۹	۵,۶۹۲	۵,۸۶۷	۶	۵,۷۸۰	۵,۷۸۰	۵,۸۱۲	۵,۹۰۲
	Al	•	•	•	•	۰,۰۳۵	•	•	•	•
	Ti	۰,۰۶۲	۰,۱۱۱	۰,۲۶۹	۰,۰۵۶	۰,۰۴۱	۰,۱۱۴	۰,۰۴۳	۰,۰۱۰	۰,۰۰۴
Y	V	۰,۰۰۴	•	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	•	•	•
	Mg	۱,۵۶۱	۱,۸۵۲	۱,۵۸۸	۱,۴۷۳	۱,۷۹۶	۱,۵۴۱	۱,۵۱۷	۱,۰۹۴	۱,۰۵۰
	Mn	۰,۰۰۴	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱
	Fe ²⁺	۱,۰۷۳	۱,۱۱۶	۱,۲۱۰	۱,۱۶۹	۱,۰۳۸	۱,۱۳۳	۱,۲۱۸	۱,۰۸۶	۱,۲۱۷
	fY	۳	۳,۰۸۰	۳,۰۹۷	۳	۳	۳	۳	۳	۳
X	Ca	۰,۲۳۶	۰,۳۵۸	۰,۳۱۹	۰,۲۴۹	۰,۲۰۱	۰,۳۱۲	۰,۲۴۰	۰,۲۹۹	۰,۳۱۴
	Na	۰,۷۰۱	۰,۶۴۲	۰,۸۲۹	۰,۷۲۹	۲,۸۰۶	۰,۸۵۰	۰,۷۱۰	۰,۷۲۴	۰,۸۸۱
	K	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۹	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶
	OH	۳,۰۹۶	۲,۶۱۰	۲,۹۸۶	۲,۸۹۰	۲,۶۲۳	۲,۵۸۸	۲,۱۶۱	۲,۱۵۶	۳,۰۱۸
	F	۰,۴۱۵	۰,۳۲۳	۰,۲۴۳	۰,۳۲۰	۰,۱۸۷	۰,۱۹۰	۰,۳۴۳	•	۰,۰۱۶
	Mineral Name	Dravite								
	Mg(Mg+Fe)	۰,۵۹	۰,۶۲	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۶۳	۰,۵۷	۰,۵۵	۰,۵۹	۰,۵۶
	Fe(Fe+ Mg)	۰,۴۰۷	۰,۳۷۶	۰,۴۳۲	۰,۴۴۲	۰,۳۶۶	۰,۴۲۳	۰,۴۴۵	۰,۴۰۵	۰,۴۳۹

 Li_2O^* به روش عنصرسنجی محاسبه شده است.



شکل ۸ الف، تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب در نمودار $x\text{-vacan}/(X\text{-vacan} + \text{Na})$ در برابر $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ در نمودار سه تایی (X-vacan) - (Na+K) - Ca . [۱۵].



شکل ۹ موقعیت تورمالین‌های شوراب در نمودار Ca-Fe-Mg . [۱۸] ۱- پگماتیت گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم و آپلیت‌ها ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های همراه ۳- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های غنی از کلسیم و سنگ‌های کالکسیلیکاته ۴- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم و سنگ‌های کوارتز تورمالین ۵- شبکه‌برنات‌ها ۶- شبکه‌اولترامافیک‌ها.

سنگ‌های آذرین شوراب در نمودار AFM [۲۱] در گستره‌ی کلسیمی - قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف) و براساس نمودار K_2O در برابر SiO_2 به سری ماگمایی کلسیمی - قلیایی (پتابسیم متوسط) تعلق دارند [۲۲]. سه نمونه از این سنگ‌ها در مجاورت مرز جدا کننده‌ی گستره سری تولئیتی با کلسیمی - قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱-ب). با توجه به شواهد سنگ‌شناسی، علت این فرایند به احتمال زیاد تاثیر دگرسانی بر این سنگ‌ها بوده است. در نمودار شاخص اشباع از آلومین [۲۲] هفت نمونه از سنگ‌ها در گستره متاآلومین و سه نمونه در گستره‌ی پرآلومین واقع شده‌اند (شکل ۱۱-پ). سنگ‌های نوع پرآلومین ممکن است ناشی از جدایش بلور هورنبلند [۲۴] یا ذوب بخشی سنگ‌های با خاستگاه مافیک [۲۵، ۲۶] باشد.

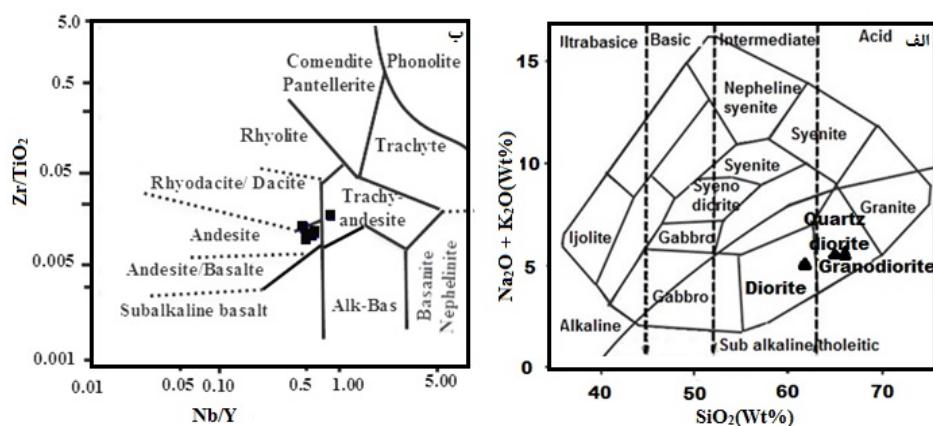
ژئوشیمی
مختصات جغرافیایی و نتایج تجزیه‌ی شیمیایی نمونه‌های منطقه‌ی شوراب در جدول ۲ نشان داده شده‌اند. در سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب، میزان SiO_2 از ۵۸/۹ تا ۶۶/۱۶ در تغییر بوده و بنابراین، ترکیب حدوداًست تا اسیدی دارند. برای رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های شوراب از نمودار TAS استفاده شد [۱۹]. در این نمودار سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شوراب از نوع نیمه‌قلیایی بوده و به گروه دیوریت و کوارتزدیوریت وابسته‌اند (شکل ۱۰، الف). برای نامگذاری سنگ‌های آتشفسانی شوراب از نمودار (Zr/TiO_2) در مقابل (Nb/Y) استفاده شد [۲۰] که بر این اساس، نمونه‌ها در گروه‌های آندزیت و تراکی آندزیت رده‌بندی می‌شوند (شکل ۱۰، ب).

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه شوراب، عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب پی‌ام است.

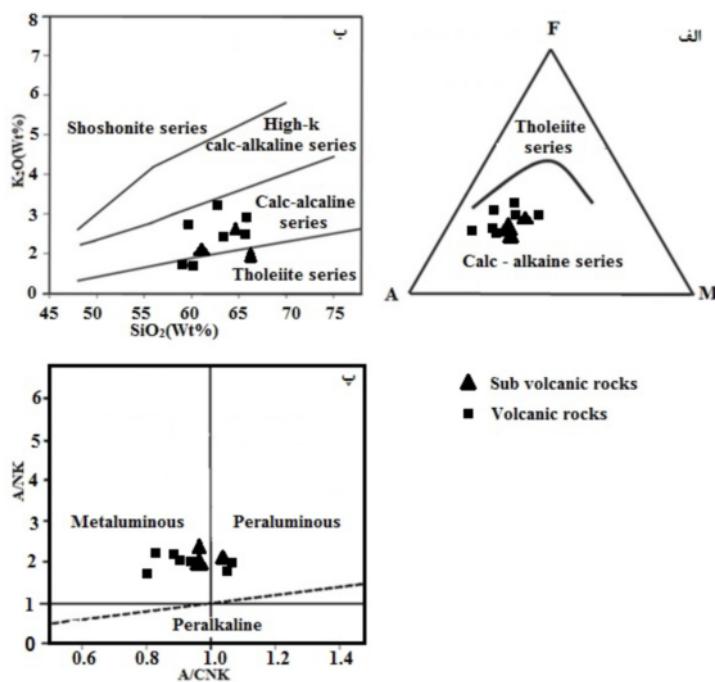
نام نمونه	GH0۷	GH0۱۱	GH0۱۴	GH0۱۷	GH0۲۵
نوع سنگ	تراکی آندزیت	آندزیت	آندزیت	تراکی آندزیت	آندزیت
موقعیت جغرافیایی	۵۸° ۴۲'۵۹.۵۶"E	۵۸° ۴۵'۳.۷۶"E	۵۸° ۴۵'۲.۷۶"E	۵۸° ۴۴'۱۹.۶۰"E	۵۸° ۴۲'۵۵.۷"E
SiO ₂	۵۹.۴۰	۶۲.۷۳	۶۵.۴۲	۶۵.۸۷	۶۳.۵۷
TiO ₂	۰.۸۳	۰.۷۰	۰.۴۴	۰.۳۸	۰.۵۰
Al ₂ O ₃	۶۳.۱۸	۱۶.۶۸	۱۶.۲۵	۱۶.۲۷	۱۶.۸۰
Fe ₂ O _{۳T}	۴.۸۵	۲.۹۴	۲.۶۷	۳.۱۵	۴.۲۳
MnO	۰.۱۹	۰.۱۲	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۸
MgO	۱.۷۹	۱.۱۱	۱.۸۷	۲.۰۰	۲.۵۷
CaO	۴.۲۷	۶.۰۵	۵.۴۴	۳.۶۳	۵.۲۹
Na ₂ O	۴.۷۶	۴.۳۶	۳.۸۷	۴.۱۷	۴.۱۳
K ₂ O	۱.۷۲	۲.۲۷	۱.۴۴	۱.۸۴	۱.۳۷
P ₂ O _۵	۰.۲۰	۰.۲۱	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۴
LOI	۳.۳	۲.۷	۲.۳	۲.۴	۰.۲
Sum	۹۹.۸۶	۹۹.۸۵	۹۹.۸۷	۹۹.۸۷	۹۹.۸۴
Ni	<۲۰	<۲۰	<۲۰	۰۹	<۲۰
Sc	۶	۸	۸	۵	۸
Ba	۷۷۹	۳۵۳	۲۶۴	۲۹۸	۲۹۶
Co	۱۱.۹	۷.۰	۹.۱	۷.۴	۱۱.۸
Cs	۲.۲	۱.۲	۱.۳	۹.۲	۱۰.۳
Ga	۱۴.۵	۱۳.۴	۱۱.۸	۱۳.۱	۱۳.۵
Hf	۳.۹	۴.۴	۳.۰	۳.۵	۳.۳
Nb	۸.۲	۱۰.۲	۵.۷	۸.۷	۷.۲
Rb	۶۶.۵	۷۵.۳	۷۴.۶	۸۳.۰	۶۱.۸
Sn	۱	۱	۱	۱	<۱
Sr	۲۳۴.۹	۴۴۹.۲	۲۲۶.۴	۲۹۸.۵	۴۰.۶۹
Ta	۰.۶	۰.۷	۰.۵	۰.۷	۰.۵
Th	۶.۴	۴.۵	۷.۶	۸.۱	۷.۷
U	۱.۵	۱.۲	۲.۰	۱.۸	۱.۶
V	۵۹	۵۶	۶۱	۴۲	۶۸
W	۰.۸	<۰.۵	۱.۲	۰.۹	۰.۹
Zr	۱۷۷.۵	۲۱۰.۴	۱۲۹.۲	۱۳۸.۷	۱۵۰.۸
Y	۱۶.۴	۱۶.۳	۱۰.۲	۱۱.۴	۱۳.۵
La	۱۹.۸	۱۸.۵	۱۶.۵	۱۹.۲	۲۰.۰
Ce	۳۴.۶	۳۵.۰	۲۷.۰	۳۴.۰	۳۴.۶
Pr	۳.۹۱	۳.۸۲	۲.۷۳	۳.۵۵	۳.۵۸
Nd	۱۴.۷	۱۳.۵	۹.۹	۱۲.۲	۱۲.۶
Sm	۲.۸۰	۲.۸۴	۱.۸۶	۲.۴۱	۲.۳۳
Eu	۰.۹۸	۰.۹۵	۰.۵۹	۰.۶۴	۰.۷۳
Gd	۳.۰۷	۲.۹۱	۱.۸۷	۲.۱۶	۲.۳۶
Tb	۰.۴۹	۰.۴۶	۰.۳۰	۰.۳۳	۰.۳۷
Dy	۲.۹۶	۲.۷۹	۱.۹۴	۱.۸۶	۲.۲۴
Ho	۰.۶۲	۰.۵۸	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۴۷
Er	۱.۸۶	۱.۶۶	۱.۰۵	۱.۱۰	۱.۲۲
Tm	۰.۲۸	۰.۲۶	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۲۰
Yb	۱.۷۹	۱.۶۸	۱.۰۸	۱.۱۶	۱.۳۵
Lu	۰.۲۶	۰.۲۹	۰.۱۷	۱.۰۹	۰.۲۱
Sr/Y	۲۱.۰۳	۲۷.۵۵	۹.۳۲	۲۶.۱	۳۰.۱۴
La/Yb	۱۱.۰۶	۱۱.۰۱	۱۵.۲۷	۱۶.۵۵	۱۴.۸۱
(La/Yb) _N	۷.۵۳	۱۰.۰۸	۱۱.۲۶	۷.۴۰	۴۹.۷
Eu/Eu*	۱.۰۲	۱.۰۱	۰.۹۷	۰.۸۶	۰.۹۵

ادامه جدول ۲

نام نمونه	GH091	GH096	GH034	GH068	GH099
نوع سنگ	آندرزیت	آندرزیت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت
موقعیت جغرافیایی	۵۸°۴۲'۳۹,۰۴"E	۵۸°۴۲'۱۲,۱۱"E	۵۸°۳۹'۲,۱۶"E	۵۸°۴۰'۱,۶۸"E	۵۸°۳۹'۱,۶۲"E
SiO ₂	۵۸,۹۰	۵۹,۷۸	۶۶,۱	۶۴,۷۵	۶۱,۳۲
TiO ₂	۰,۷۴	۰,۶۸	۰,۴۱	۰,۴۱	۰,۶۵
Al ₂ O ₃	۱۷,۲۸	۱۶,۸۷	۱۵,۹۳	۱۶,۴۴	۱۷,۴۴
Fe ₂ O ₃ T	۴,۷۳	۴,۴۴	۲,۹۵	۳,۱۷	۴,۰۰
MnO	۰,۰۸	۰,۱۵	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۸
MgO	۴,۱۳	۲,۰۷	۲,۴۴	۲,۰۸	۲,۹۱
CaO	۶,۴۳	۶,۹۹	۴,۳۳	۴,۳۸	۵,۵۸
Na ₂ O	۴,۲۲	۴,۱۸	۴,۵۹	۳,۸۷	۳,۹۸
K ₂ O	۰,۷۰	۰,۶۹	۰,۹۵	۱,۵۵	۱,۰۶
P ₂ O ₅	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۳
LOI	۲,۳	۳,۹	۲,۰	۳,۰	۲,۷
Sum	۹۹,۸۱	۹۹,۸۴	۹۹,۸۹	۹۹,۸۷	۹۹,۸۳
Ni	۰,۹	۲,۸	۳,۵	<۲,۰	۲,۲
Sc	۱,۲	۱,۰	۷	۶	۸
Ba	۲,۰۰	۲,۰۷	۱,۱۰	۲,۴۵	۲,۹۱
Co	۱۹,۶	۱۴,۲	۵,۶	۵,۰	۱۲,۸
Cs	۴,۰	۱,۵	۶,۳	۷,۳	۵,۷
Ga	۱۳,۴	۱۳,۸	۱۳,۵	۱۳,۹	۱۳,۴
Hf	۳,۰	۳,۸	۳,۵	۲,۴	۳,۳
Nb	۷,۴	۷,۱	۶,۳	۶,۳	۶,۷
Rb	۲۲,۸	۲۱,۹	۵۵,۸	۸۳,۷	۳۸
Sn	۱	۱	۲	۲	۱
Sr	۵۱۳,۱	۵۳۴,۰	۲۷۲,۴	۳۲۷,۵	۴۵۹,۶
Ta	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۵	۰,۴
Th	۴,۷	۶,۰	۸,۷	۸,۴	۵,۶
U	۱,۱	۱,۴	۱,۵	۲,۲	۱,۳
V	۸,۱	۶,۴	۴,۹	۵,۳	۶,۳
W	۰,۸	۰,۹	۱,۰	۲,۲	۰,۸
Zr	۱۳۸,۱	۱۶۶,۰	۱۵۵,۲	۱۴۳,۶	۱۴۱,۹
Y	۱۶,۱	۱۵,۳	۱۱,۴	۸,۱	۱۲,۹
La	۱۵,۶	۱۷,۰	۲۵,۶	۱۷,۵	۱۵,۵
Ce	۲۷,۷	۳۱,۳	۴۴,۱	۳۰,۹	۲۹,۳
Pr	۲,۹۹	۲,۳۵	۴,۳۸	۳,۱۲	۳,۱۱
Nd	۱۱,۴	۱۳,۱	۱۴,۳	۱۱,۵	۱۲,۲
Sm	۲,۳۶	۲,۵۴	۲,۴۹	۱,۹۷	۳,۳۵
Eu	۰,۸۷	۰,۸۳	۰,۶۵	۰,۶۲	۰,۷۶
Gd	۲,۶۹	۲,۷۳	۲,۴۱	۱,۷۲	۲,۶۵
Tb	۰,۴۵	۰,۴۵	۰,۳۷	۰,۲۵	۰,۴۲
Dy	۲,۷۳	۲,۵۳	۲,۰۵	۱,۴۹	۲,۵۰
Ho	۰,۵۵	۰,۵۳	۰,۴۳	۰,۲۸	۰,۵۲
Er	۱,۵۵	۱,۶۵	۱,۲۹	۰,۸۶	۱,۴۲
Tm	۰,۲۵	۰,۲۴	۰,۱۸	۰,۱۳	۰,۲۲
Yb	۱,۴۲	۱,۶۲	۱,۱۹	۰,۹۳	۱,۴۳
Lu	۰,۲۴	۰,۲۷	۰,۱۹	۰,۱۷	۰,۲۴
Sr/Y	۳۱,۹	۳۴,۲۴	۲۲,۹	۴۰,۴۳	۳۳,۰۶
La/Yb	۱۰,۹۸	۱۰,۴۹	۲۱,۵۱	۱۸,۱۱	۱۰,۸۳
(La/Yb)N	۷,۴۸	۱۰,۴۹	۱۴,۶۴	۱۲,۱۱	۷,۳۸
Eu/Eu*	۱,۰۵	۰,۹۸	۰,۸۱	۱,۰۳	۰,۹۳



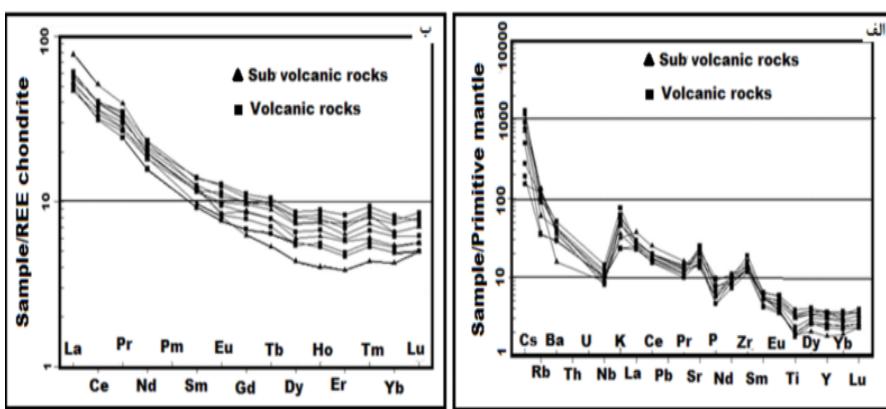
شکل ۱۰ الف موقعیت سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه‌ی شوراب در نمودار TAS ، خط خمیده ممتد سنگ‌های قلیابی را از نیمه قلیابی جدا می‌کند [۱۹]، ب، موقعیت سنگ‌های آتشفشاری منطقه‌ی شوراب در نمودار (Zr/TiO₂) در مقابل (Nb/Y) [۲۰] .



شکل ۱۱ الف، موقعیت سنگ‌های آذرین شوراب در نمودارهای الف، AFM [۲۱]، ب، AFM [۲۲] از K_2O در برابر SiO_2 از [۲۲]، پ، نمودار شاخص اشباع از آلومین [۲۳].

عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین شوراب هم روندی موازی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE و مسطح بودن نسبی روند HREE ها در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. نسبت LREE /HREE در این سنگ‌ها زیاد است و بهنجاری تقریباً منفی در Yb دیده می‌شود. با توجه به فراوانی PL در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، انتظار می‌رود که بی-هنجاری مثبت در Eu دیده شود، ولی هیچ یک از نمونه‌ها بی-هنجاری مثبت نشان نمی‌دهند.

برای بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب از نمودار بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه استفاده شد [۲۶]. در این نمودار روند کلی تغییرات فراوانی عناصر، موازی، عناصر LIL مثل Sr, K, Rb, Cs و Ti بی‌هنجاری شدگی آشکار نشان می‌دهند و عناصر Nb و Eu بررسی الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آذرین شوراب از نمودار بهنجار شده با کندریت [۲۷] استفاده شد (شکل ۱۲، ب). الگوی پراکندگی



شکل ۱۲. الف الگوی عناصر کمیاب بهنجارشده با گوشته اولیه [۲۶]، ب، الگوی عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آذرین شوراب [۲۷].

قابل مقایسه هستند (جدول ۳).

بحث و بررسی

براساس نمودار تمایزی Hf - Rb/30-3Ta [۳۰]، سنگ‌های آتشفسناتی و نیمه عمیق منطقه شوراب در جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفسناتی واقع می‌شوند (شکل ۱۳).

روند موازی الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی در سنگ‌های آذرین منطقه شوراب نشان از خاستگاه یکسان ماغمای سازنده‌ی این سنگ‌ها دارد. در مناطق فرورانش، عناصر با قدرت میدان بالا مثل Nb و Ti درون صفحه فرورانده باقی می‌مانند، در حالی که عناصر با قدرت میدان ضعیف مانند Ba, K, Sr, Rb به راحتی به درون گوه گوشته‌ای بالای صفحه‌ی فرورونده منتقل می‌شوند [۳۰]. عدم شرکت فازهای Nb و Ti در ذوب و جداسدگی فازهای حاوی Ti درجات مختلف Fe- Ti در تفاله، ممکن است باعث مقادیر اندازگی Nb و Ti در گذاره‌ی حاصله باشد و بی‌هنگاری منفی ایجاد کند [۳۱].

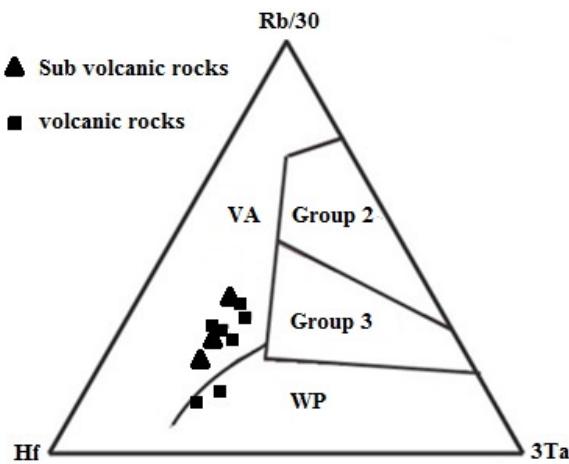
مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب با آداکیت‌ها

واژه آداکیت برای گروهی از سنگ‌های نفوذی و آتشفسناتی پیشنهاد شده است که دارای سیلیس متوسط تا بالا و نسبت La/Yb و Sr/Y از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر کمان آتشفسناتی ریشه می‌گیرند [۲۸,۲۹]. سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب به‌طور متوسط ۶۲/۷۹۲ درصد وزنی SiO_2 دارند که از مقدار سیلیس موجود در آداکیت‌ها بیشتر است.

میانگین Y این سنگ‌ها حدود ۱۳/۳۶ ppm و مقدار متوسط Yb برابر ۱۳۶۵ ppm است. میانگین عناصر Ta و Nb به ترتیب 0.54 ± 0.38 ppm و 0.54 ± 0.38 ppm در این سنگ‌ها بی‌هنگاری نشان نمی‌دهد. مقدار میانگین Yb در این سنگ‌ها 29.66 ± 2.62 است. لذا، خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد بررسی با ویژگی‌های عمومی آداکیت‌ها

جدول ۳ مقایسه خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین شوراب با آداکیت‌ها [۲۹, ۲۸]

میانگین در سنگ‌های شوراب	خصوصیات ژئوشیمیایی آداکیت‌ها
۶۲,۷۹۲	High SiO_2 , $\geq 56\%$ Wt
۱۶,۸۵۹	High Al_2O_3 , $\geq 15\%$ Wt
۲,۲۹۷	Low MgO , $< 3\%$ Wt
۴,۲۲۳	High Na_2O , $> 3\%$ Wt
۳۹۳,۳۵	High Sr, > 300 ppm
۱۳,۳۶	Low Y, < 15 ppm
۲۹,۶۶	High Sr/Y , ≥ 20
۱,۳۶۵	Low Yb, < 1.9 ppm
۱۳,۶۱	High La/Yb , ≥ 20
Ta = 0.54 ± 0.38 , Nb = 0.54 ± 0.38 پایین، Eu = قدان آنومالی	Low HFSE(Nb, Ta)
	No Eu anomaly



شکل ۱۳ جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین منطقه شوراب در نمودار $(\text{Hf}-\text{Rb}/30)-3\text{Ta}$ ، [۳۰]، VA گستره‌ی کمان آتشفشاری، WP محیط درون صفحه‌ای، گروه ۲ نفوذی‌های همزمان با برخورد و Group 3 نفوذی‌های پسین تا پسا برخوردی.

مانند عناصر کمیاب خاکی دیگر رفتار می‌کند. بنابراین به احتمال زیاد هنگام تبلور سنگ‌های منطقه‌ی شوراب، گریزندگی اکسیژن بالا بوده است. بی‌هنجری Eu به روش اندازه‌گیری نسبت Eu/Eu^* نیز بررسی شده است [۲۶]. دامنه‌ی تغییرات این نسبت در سنگ‌های شوراب از 0.86 ± 0.105 و میانگین آن برابر است با 0.945 که بیانگر بی‌هنجری ضعیف Eu است. نبود بی‌هنجری مثبت Eu [۲۹-۳۶] نشانه‌ای از سرشت آداسیتی سنگ‌های آذرین شوراب است. غلظت بالای Sr، تمرکز پایین Y و متناظر با آن، نسبت بالای Sr/Y معرف سنگ‌های آداسیتی هستنده در شرایط فشار بالا از ذوب قطعه‌ی فرورانده نشکیل شده‌اند [۳۷-۳۸]. در نمودار Sr/Y در مقابل Y [۳۹] اکثر نمونه‌ها در گستره‌ی آداسیت‌ها قرار دارند (شکل ۱۴، الف) اما میانگین نسبت La/Yb در سنگ‌های شوراب 13.6 ± 1.36 بود، بنابراین خصوصیات شبه‌آداسیتی نشان می‌دهند. غلظت Sr در سنگ‌های منطقه‌ی شوراب از 273.4 ± 52.4 در میلیون متغیر است، بنابراین در گروه آداسیت‌های سیلیس بالا (HSA) [۴۰] رده بندی می‌شوند. غلظت Sr در گدازه‌ی سازنده‌ی این سنگ‌ها به محتوای Sr بازالت خاستگاه بستگی دارد و درجه‌ی غنی شدگی Sr در گدازه بیشتر به وسیله‌ی توسط پلاژیوکلازهای پسماند کنترل می‌شود [۳۲]. به اعتقاد پژوهشگران، خاستگاه اصلی و اولیه‌ی این آداسیت‌ها پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده است که با پریدوتیت‌های گوه گوشت‌های واکنش‌هایی داشته است [۴۰، ۴۱]. برای تشخیص محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آداسیتی از نمودار MgO در

تهی شدگی نمونه‌های سنگی منطقه‌ی شوراب از این عناصر ممکن است نشانه‌ای از حضور روتویل و آمفیبول در تفاله‌ی خاستگاه باشد. Sr و Cs از عناصر متحرک ناسازگارند. غلظت این عناصر ممکن است تابعی از رفتار فاز سیال باشد. غلظت Sr ممکن است به وسیله‌ی Pl کنترل شود [۳۲]. غنی شدگی Sr نشان می‌دهد که کانی Pl در سنگ خاستگاه به عنوان کانی باقی مانده حضور نداشته است [۳۱]. Cs در پوسته‌ی قاره‌ای تمرکز بالایی دارد و بی‌هنجری مواد پوسته‌ای باشد. تمرکز بالای آلایش ماقماً به وسیله‌ی مواد پوسته‌ای مثبت Cs می‌تواند نشانه‌ای از عناصر نادر خاکی سبک در ماقماً اسیدی و حدواسط، نشانه‌ای از تمرکز فاز سیال در ماقماً اسیدی، هنگام جدایش ماقماً است [۳۳]. غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین، ویژگی شاخص سنگ‌های آهکی-قلیایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است [۳۴]. نسبت بالای LREE/HREE در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه‌ی وجود گارنت در سنگ خاستگاه باشد زیرا ضریب جدایش REE ها در گارنت متفاوت است [۳۲] و عناصری مانند Y و Yb در گارنت متمرکز می‌شوند [۳۵]. بی‌هنجری تقریباً منفی Yb از خاستگاه عمیق ماقماً است. در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضریب جدایش برای Eu و گدازه‌ی بازالتی بالاست (بیشتر بالاتر از ۱) و نسبت به REE های دیگر، یک بی‌هنجری نشان می‌دهد [۳۲] ولی در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن، ضریب جدایش برای Eu پایین بوده و این عنصر

مراجع

- [۱] وحدتی دانشمند ف، خلقی م.ح، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ خوسف"، سازمان زمین شناسی و اکتشافاتمعدنی کشور(۱۳۶۷).
- [۲] Berberian M., King. G. C. P., *Towards a Paleogeography and tectonic evolution Of iran*, Nationael research council of Canada(1981).
- [۳] زرین‌کوب م.ح، چانگ، س.ل، خطیب، م.م، محمدی، س.س، "سنگی زیرکن - اورانیوم، سنگنگاشتی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی کم‌عمق در جنوب باختری بیرجند(کوه رج)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال هجدهم، شماره ۳، پاییز، (۱۳۸۹) ص ۴۷۳ - ۴۸۴.
- [۴] سلیم ل، زرین‌کوب م.ح، محمدی، س.س، "مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفسانی منطقه چشمخه خوری(شمال غرب بیرجند)"، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه بیرجند(۱۳۹۱).
- [۵] خواجه ع، "پترولوری و پتروگرافی سنگ‌های آذرین شمال غرب خوسف (شمال غرب بیرجند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۹).
- [۶] خاکی خ، "پترولوری سنگ‌های آذرین ترشییری در منطقه رج(جنوب غرب بیرجند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوارسگان (۱۳۸۹) ۱۹۷ صفحه.
- [۷] Shelly D., *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*, Chapman and Hall(1993) 630p.
- [۸] Berman .R.G., Brown .T.H., Green wood .H.J., "An internally consistent thermodynamic data base for minerals in the system $Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - TiO_2 - H_2O - CO_2$ ", Atomic Energy of Canada Technical report(1985)337-362.
- [۹] Kretz R . , Symbols for rock-forming mineralsl " , American Mineralogist68 (1983) 277-279.
- [۱۰] Renjith M. L., *Micro-textures in plagioclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano: Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone*, Geoscience Frontiers 5(2014) P113-126.
- [۱۱] Spilde M . N., Brearley . A.J.,Papike . J.J., *Alteration of plagioclase and pyroxene phenocrysts in a fissure fumarole ,Valley of Ten*

برابر SiO_2 استفاده شده است [۳۹]. سنگ‌های آذرین منطقه-ی شوراب در این نمودار در گستره‌ی سنگ‌های آدکیتی ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ی ضخیم شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۴، ب).

ماگماتیسم ناشی از لایه‌لایه شدن (Delamination) در بررسی‌های اخیر زمین‌شناسی شرق ایران مورد توجه قرار گرفته است. برخورد دو قاره‌ی لوت و افغان در اواخر کرتاسه تا پالئوسن، باعث ضخیم‌شدن پوسته و افزایش فشار سنگ ایستابی شده است [۴۲]. دگرگونی بخش بازیک پوسته‌ی قاره‌ای و افزایش چگالی آن باعث سنگینی این بخش شده و در نهایت بر اثر سنگینی از بخش بالایی جدا و در استنسوفر رها می‌شود. ذوب بخشی این بخش‌های رها شده باعث ماگماتیسم پس از برخورد در شرق ایران شده است [۴۳]. بنابراین سنگ‌های آدکیتی منطقه شوراب احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته طی فرایند لایه‌لایه شدن است.

برداشت

براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی؛ سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب به سری ماگمایی آهکی- قلیایی وابسته است. سنگ‌های گدازه‌ای در رده‌ی آندزیت و تراکی آندزیت و سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق به گروه دیوریت و کوارتزدیوریت وابسته‌اند. عناصر Nb و Ti بی‌هنجری منفی و عناصر LiL مثل Cs، Rb و Sr غنی‌شدگی آشکار نشان می‌دهند که بیانگر وابستگی آن‌ها به مناطق فرورانش است. نبود بیهنجاری Eu نشانه‌ای از سرشتی‌های آدکیتی این سنگ‌ها است. تورمالین‌های منطقه‌ی شوراب از نوع دراویت، دارای منطقه‌بندی شیمیایی ضعیف بوده و میزان Mg این کانی بر مقدار Fe آن فزونی دارد. سنگ‌های کوارتز تورمالین، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از کلسیم به عنوان سنگ خاستگاه این تورمالین‌ها تعیین شدند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه‌ی شوراب با آدکیت‌های پرسیلیس همخوانی دارد. با توجه به بررسی سرگذشت حوضه‌ی اقیانوسی در شرق ایران توسط افراد مختلف مبنی بر رخداد برخورد لوت و افغان قبل از اوسن، ماگماتیسم پس از اوسن منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان یک رخداد پس برخوردی دانست که از ذوب پوسته‌ی زیرین ضخیم شده طی فرایند لایه‌لایه شدگی (Delamination) به وجود آمده است.

- Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite ", 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York(1943) p 1-444.*
- [24] Huang X.L., Yu.Y., Li.J., Tong.L.L., *Geochronology and petrogenesis Of the early Paleozoic I-type granite in the thiashan area,South china, middle-lower crustal melting during orogenic collapse", lithos, 177(2013)P268-284.*
- [25] Chappell B. W., Bryant. C.J., Wyborn.D., *Peraluminous I-type granites", Lithos153(2012)P 142-153.*
- [26] Sun S. and McDonough.W.F., *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", Geological Society, London, Special Publications 42(1989)P313-345.*
- [27] Nakamura., *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica Cosmochimica Acta 38(1974)P757-775.*
- [28] Castillo P. R., *An overview of adakite petrogenesis", Chinese Science Bulletin 51(2006) p 257—268.*
- [29] Castillo P. R., *Adakite petrogenesis", Lithos 134–135(2012)P304–316.*
- [30] Harris N.B.W., Pearce . J.A., Tindle . A.G., *Geochemical characteristics of collision – zone magmatism", Geological society, London, Special Publication 19(1986) P 67-81.*
- [31] Martin H., *The adakitic magmas:modern analogues of Archaeangranitoids", Lithos 46(1999)P 411-429.*
- [32] Rollinson H.R., "Using Geochemical Deta:Evolution, Presentation and Interpretation Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone", Geoscience Frontiers 5 (1993)113-126, Longman Scientific and Technical, England, 352 P.
- [33] Kogiso T ., Tatsumi. Y., Nakano. S., *Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts", Earth and Planetary Science Letters 48 (1997)P 193-205.*
- Thousand Smokes", Alaska American Mineralogist, Volume 78(1993) P1066-1081.*
- [12] Vasily D., Shcherbakov, Pavel.Yu., Plechov Pavel.E. Izbekov Jill S. Shipman, *Plagioclase zoning as an indicator of magma processes At Bezymianny Volcano ,Kamchatka,Contrib Mineral Petrol DOI 10.1007/s00410-010-0584-1(2010).*
- [13] Middle most E.A.K., *magma and magmatic rock, an introduction to igneous petrology ", (1988)469p.*
- [14] Best M. G., *Igneous and metamorphic petrology", (2003) 729p.*
- [15] London D., Manning D.A.C.,1995, *Chemical variation and significance of tourmaline from SW England", Economic Geology, 495–519.*
- [16] Truscott M.G., Shaw D.M., *Boron in chert and Precambrian siliceous iron formation", Geochimca et Cosmochimca Acta 48(1948) 2220-2313.*
- [17] Samson I.M., Sinclair W.D., *Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory", Canadian Mineralogist 30(1992)937-954.*
- [18] Henry D. J., Guidotti C. V., "Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine". American Mineralogist 70(1985)P 1-15.
- [19] Cox K.G., Bell.G.D., & PanKhurste, *The interpretation of igneo rocks", Allen and Unwin, London,(1979) 450 P.*
- [20] Winchester, J.A., Floyd, P.A., *Geochemical discrimination of immobile elements", Chemical Geology20(1977)P 325-343.*
- [21] Irvine T.V., Baragar.W.R.A., *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Science 8(1971) P 532-548.*
- [22] Peccerillo A., Tylor.S.R., *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from The Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58(1976)P 63-81.*
- [23] Shand S.J., *Eruptive Rocks:Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to*

- subducted oceanic slab origin? International Geology Review* 55, No 16 (2013) 2083–2095.
- [40] Martin H., Smithies R.H., Rapp. R., Moyen. J.F., Champion. D., *An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid :relationships and some implications for crustal evolution* , *Lithos* 79(2005) 1 – 24.
- [41] Stern, C.R., Futa, K., *An Andean andesite derived directly from subducted MORB or from LIL depleted subcontinental mantle* . Trans. - Am. Geophys. Union 63(1982)1148.
- [42] Zarrinkoub M. H., Pang K.N, Chung .S.L, Khatib .M. M., Mohammadi .S. S., Chiu. H.Y., Lee H.Y., *Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran* , *Lithos* 154(2012) 392–405.
- [43] Pang K.N., Chung. S.L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H.Y., Chu C.H., Lee H.Y., Lo C.H., *Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran:Magma genesis and tectonic implications* , *Lithos* 180-181(2013) 23.
- [34] Dupuy C ., Micharad . A., Dastal.J., "Proterozoic flood basalt from the coppermine river area , north weste territories – isotope and trace element- geochemistry Canadian", *Journal of earth sciences* 29 (1992) P1934-1943.
- [35] Winter, J. D., *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology* , Prentice Hall (2001) 697 p.
- [36] Kay, R. W., *Aleutian magnesian andesites: Melts from subducted Pacific Ocean crust* , *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4 (1978) P117-132.
- [37] Drummond, M.S., Defant, M.J., *A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slabmelting: Archaean to modern comparisons* , *Journal of Geophysical Researches* 95(1990) 21503– 21521.
- [38] Defant, M.J., Drummond, M.S., *Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere* *Nature* 347(1990) P 662– 665.
- [39] Karsli O., Uysal.T , Dilek. Y , Aydin. F and Kandemir.R., *Geochemical modelling of early Eocene adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Anatolia: continental crust or*