

## ژئوشیمی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان

محبوبه نظری<sup>۱\*</sup>، شهریار کشتگر<sup>۲</sup>، علی کنعانیان<sup>۳</sup> و محمد بومری<sup>۴</sup>

۱. دانشجوی دکتری ژئوشیمی دانشگاه سیستان و بلوچستان
۲. دانشگاه جامع علمی کاربردی، واحد استان سیستان و بلوچستان
۳. دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران
۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۶/۰۹

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۹/۲۲

### چکیده

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان (کوه آل)، واقع در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب قم، به صورت یک توده ساب‌ولکانیک کوچک به درون ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های ماسه‌ای سازند قرمز فوقانی نفوذ کرده است. الگوی تغییرات زیگزاگ در فراوانی عناصر اصلی و کمیاب کوارتز دیوریت‌ها، از حاشیه به سمت مرکز توده، می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد. سنگ‌های مورد مطالعه از لحاظ ژئوشیمیایی مشخصات سنگ‌های گرانیتوئیدی کالکوالکالن، متالومین نوع I را نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از عناصر LILE و LREE غنی و از HREE فقیر شده‌اند. علاوه بر این دارای آنومالی منفی Nb و Ti، نسبت Ce/Pb کم، نسبت‌های Ba/Th و Ba/La زیاد و مقادیر Al زیاد هستند. ضمناً بافت‌های نامتعادل در پلاژیوکلازهای زونه و حضور درشت‌بلورهای هورنبلند با حاشیه واکنشی در سنگ‌های پورفیری توده از دیگر مشخصات نمونه‌ها محسوب می‌شود. با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی یاد شده به نظر می‌رسد که سنگ‌های مورد مطالعه در قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تشکیل شده باشند.

واژه‌های کلیدی: سلفچگان، کوارتز دیوریت، ساب‌ولکانیک، کالک‌آلکالن، ژئوشیمی.

### مقدمه

دارد. این نوار آتشفشانی، در دوران سنوزوئیک با فعالیت عظیم ماگمایی مشخص شده است (امامی، ۱۳۷۰). برخی از محققین فعالیت آتشفشانی این زون را به فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (Karig, 1971; Takin, 1971; Nowroozi, 1971; Jung et al., 1975; Moien-vaziri, 1989) و عده‌ای نیز آن را ناشی از گسیختگی پوسته در امتداد کافت‌های درون قاره‌ای می‌دانند (Sabzehei, 1974; Amidi, 1975; Emami, 1981). بر اساس نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی، ماهیت سری‌های ماگمایی

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان، بین طول‌های جغرافیایی ۵۰°۳۰' و ۵۰°۲۸' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۴° ۲۱' و ۳۴° ۲۰' شمالی قرار گرفته است. این توده با ترکیب عمدتاً کوارتز دیوریتی به صورت یک توده ساب داخل کمان ماگمایی ارومیه-دختر رخنمون دارد. این نوار آتشفشانی به صورت نوار طوبلی به طول ۱۷۰۰ کیلومتر (تبریز تا بزمان) و به عرض تقریبی ۱۰۰ کیلومتر به موازات رو راندگی زاگرس و در فاصله ۲۰۰-۱۵۰ کیلومتری از آن قرار

\* نویسنده مرتبط: nazarimahbubeh@gmail.com

## روش مطالعه

پس از انجام مطالعات اولیه و نمونه برداری صحرائی از واحدهای سنگی مختلف منطقه، مطالعات پتروگرافی انجام شد و سپس برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان و مطالعه تفاوت‌های ژئوشیمیایی بین بخش‌های مرکزی توده با نوار حاشیه‌ای آن و بررسی نحوه تشکیل توده، تعداد شش نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های لایه‌ای نوار حاشیه توده و چهار نمونه نیز از سالم‌ترین دیوریت‌های توده‌ای بخش مرکزی برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب شدند. مراحل خرد و آسیاب کردن آن‌ها در آزمایشگاه آماده‌سازی نمونه دانشگاه تهران انجام شد، سپس به آزمایشگاه ژئوشیمی ALS Chemex کشور کانادا ارسال شد و عناصر اصلی آن‌ها به روش ICP و عناصر کمیاب به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (نظری ۱۳۸۵). پردازش داده‌ها نیز توسط نرم‌افزارهای Icpet, Newpet و Excell انجام شد.

## موقعیت زمین‌شناسی

توده نفوذی سلفچگان با ترکیب عمدتاً کوارتز دیوریتی به صورت یک توده ساب‌ولکانیک در داخل نوار آتشفشانی سهند-بزمان رخنمون دارد. قدیمی‌ترین و جدیدترین نهشته‌های موجود در ناحیه قم به ترتیب متعلق به رسوبات آهکی پرمین و رسوبات ضخیم قاره‌ای-کولابی سازند قرمز بالایی است. سازند قرمز فوقانی شامل لایه‌های ضخیم قرمز رنگ گچ و نمک است که در ایران مرکزی و شمال غرب ایران گسترش وسیع داشته و رسوبات سازند قم را می‌پوشاند (درویش زاده، ۱۳۸۲) که در این مناطق، از مارن قرمز و آهک ماسه‌ای به سن میوسن تشکیل شده است. ناحیه قم به طور کلی تحت تأثیر فازهای کوهزایی آلپی قرار داشته که این امر باعث ایجاد چین‌خوردگی‌ها و فعالیت‌های آتشفشانی نئوزن در منطقه شده است (امامی، ۱۳۷۰).

توده کوارتز دیوریتی سلفچگان (کوه آله)، واقع در ۴۵ کیلومتری جنوب غرب قم، با رخنمونی دایره‌ای شکل، به داخل ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های سازند قرمز فوقانی به سن میوسن بالایی تزریق شده است و سنگ‌های اطراف خود را تا فواصل حداکثر چند متر دگرگون کرده است (اشکال ۱ و ۲).

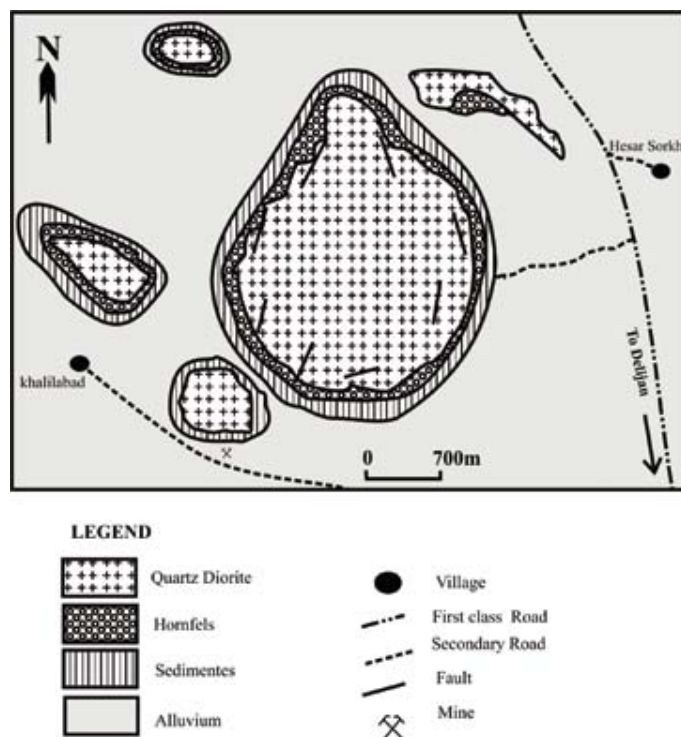
سنگ‌های نوار ارومیه-دختر، الکان و کالکوالکان معرفی شده است. (Forster, 1972; Jung et al., 1975; Berberian et al., 1981). بنا به عقیده علوی (Alavi, 1980) و بربریان (Berberian, 1982) این مجموعه یک کمان ماگمایی از نوع آند محسوب می‌شود که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی عربستان به زیر لبه قاره‌ای فعال جنوب شرق ایران مرکزی شکل گرفته است.

مطالعات انجام شده در منطقه سلفچگان مربوط به گزارش و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ قم (امامی، ۱۳۷۰) و ۱/۱۰۰۰۰۰ خورهه - سلفچگان (علایی و کهنسال، ۱۳۷۹ و نظری ۱۳۸۵) است. همچنین کنعانیان و همکاران (۱۳۸۵) و نظری و همکاران، (a.b.1385) مکانیسم جایگیری بالونینگ را برای این توده بیان کردند و با بررسی تنش دیرین در این توده عملکرد دو فاز اصلی تنش پس از جایگیری توده را تعیین کردند، آیتی و همکاران (۱۳۹۰ و ۱۳۸۸) نیز شیمی کانی و آثار دگرسانی مناطق مجاور این توده را بررسی کرده‌اند. همچنین در منطقه گسترده چهارگوش زمین‌شناسی قم، اطلاعات ارزشمندی پیرامون مسائل سنگ‌شناسی فوران‌های آتشفشانی (امامی ۱۳۷۰ و شاهرخ، ۱۳۷۵) و پلوتونیسم ترشیری (قلمقاش، ۱۳۷۴) منتشر شده است. امامی (۱۳۷۰) فعالیت‌های آتشفشانی نئوزن منطقه قم را به دو فاز Ngv1 و Ngv2 تقسیم کرده است. در نخستین فاز (Ngv1) استراتو ولکان‌های نئوزن با ترکیب بازالتی تا آندزیتی به وجود آمده‌اند و در فاز Ngv2 توده‌های نیمه آتشفشانی به صورت گدازه، گنبد و دایک تشکیل شده‌اند. بر اساس نظر امامی (۱۳۷۰)، توده کوارتز دیوریتی سلفچگان طی فاز Ngv2 به صورت گنبدی (doming) جایگزین شده است.

در مقاله حاضر با استناد به این که از روی خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین می‌توان به موقعیت تکتونیکی و منشأ آن‌ها پی برد (برای مثال Sandman et al., 2006)، سعی شده است با تلفیق داده‌ها به بررسی جایگاه تکتونیکی و نحوه تشکیل این توده پرداخته شود.

محبوبه نظری و همکاران

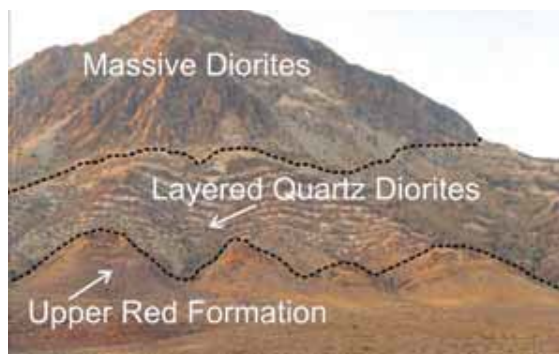
بنابراین با توجه به روابط زمین‌شناسی و به‌خصوص حضور  
 هاله دگرگونی در سنگ‌های اطراف این توده می‌توان نتیجه  
 گرفت که این توده متعلق به ماگماتیسم پس از میوسن و  
 احتمالاً مربوط به پلیوسن بوده است.



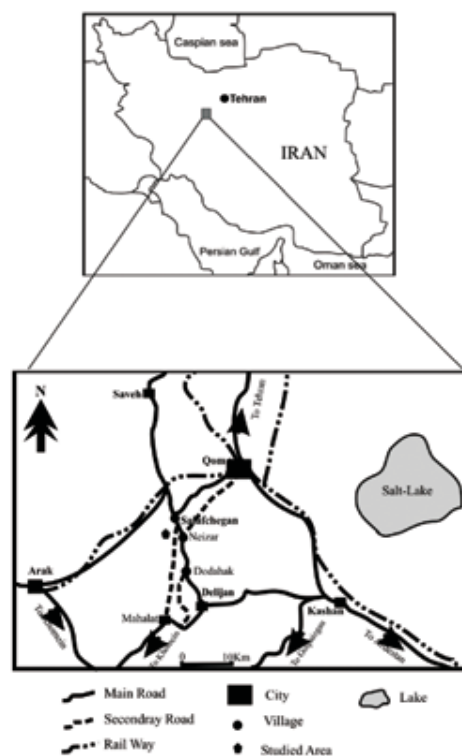
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه

### بحث

سنگ‌های توده نفوذی سلفچگان از لحاظ لیتولوژیکی به دو گروه قابل تقسیم‌اند. دیوریت‌های بخش خارجی توده دارای رخنمون نواری هستند، درحالی‌که دیوریت‌های بخش مرکزی به‌صورت همگن و توده‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳).



شکل ۳. نمایی از توده سلفچگان و ارتباط آن با واحدهای لیتولوژیکی منطقه



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه

## لایه‌های دیوریتی

و کانی‌های فرعی و ثانویه بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینوت هستند. درصد کانی‌های فلسیک در این لایه‌ها بیشتر از لایه‌های تیره است، به طوری که تعداد و اندازه کانی‌های بیشتر شده و قطر آن‌ها به حدود یک سانتی‌متر می‌رسد. پلاژیوکلازها اغلب ماکل پلی‌سنتتیک، زونینگ و در بعضی موارد بافت غربالی نشان می‌دهند.

در دیوریت‌های روشن، پلاژیوکلازها بیشتر آتره شده و اکثراً به کلسیت تبدیل شده‌اند. تعداد فنوکریست‌ها، کمتر ولی اندازه آن‌ها معمولاً بزرگ‌تر از انواع موجود در لایه‌های تیره است. کانی‌های مافیک از نوع آمفیبول و پیروکسن هستند و با فراوانی کمتر و آلتراسیون کمتر نسبت به لایه‌های تیره مشخص می‌شوند. در لایه‌های روشن، انکلاوهای ریزدانه‌ای از دیوریت‌های تیره مشاهده می‌شوند که معمولاً دانه ریزتر از سنگ‌های میزبان بوده، بین یک تا سی سانتی‌متر قطر دارند و با داشتن کانی‌های مافیک بیشتر، مشخص می‌شوند. به هر حال هر دو بخش تیره و روشن صرف نظر از اختلافات جزئی بافتی و کانی‌شناسی، از لحاظ رده‌بندی سنگ‌شناسی در گروه کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.

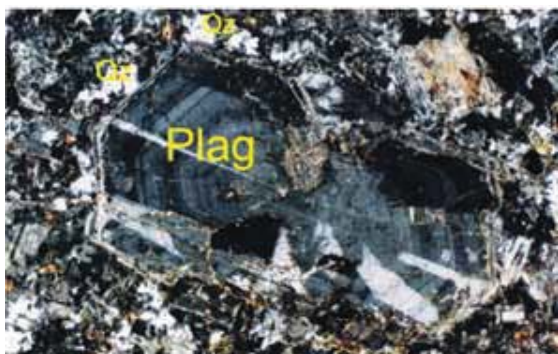
وجود بافت‌های نامتعادل مثل خوردگی، منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند (شکل‌های ۴ و ۵) در کنار حضور درشت بلورهای آمفیبول با حاشیه واکنشی، یکی از مشخصات سنگ‌های کمان ماگمایی است (Poma et al., 2004). وجود درشت بلورهای آمفیبول در سنگ‌های توده، می‌تواند دلیلی بر ماهیت آبدار ماگماتیسیم و احتمالاً نشانه شکل‌گیری سنگ‌ها در کمان ماگمایی باشد (Poma et al., 2004).

با توجه به آرایش لایه‌های دیوریتی، به نظر می‌رسد که هر یک از زوج لایه‌های متناوب لوکودیوریت و ملانودیوریت، احتمالاً در طی مراحل مختلف تزریق ماگما به درون مخزن ماگمایی و در اثر تفریق ماگما در فاصله زمانی بین دو تزریق متوالی گسترش یافته باشند. با حرکت از حاشیه به سمت مرکز توده، ضخامت لایه‌های روشن افزایش یافته به طوری که در بخش‌های مرکزی توده اثری از لایه‌های تیره دیده نمی‌شود

سنگ‌های حاشیه توده، از محل کنتاکت به سمت مرکز توده تا فواصل حدود ۵۰۰ متر، حالت لایه لایه دارند و به موازات کنتاکت توده از نوارهای متحدالمرکز تیره و روشن تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بافت پورفیری نشان می‌دهند و از لحاظ کانی‌شناسی حاوی کانی‌های اصلی آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های فرعی و ثانویه کوارتز، بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می‌باشند.

۱. لایه‌های دیوریتی تیره: رنگ خاکستری تا سبز تیره دارند و با فراوانی بیشتر آمفیبول مشخص می‌شوند. این دیوریت‌ها، بافت پورفیری تا میکروگرانولار دارند. درصد کانی‌های مافیک و اپک در لایه‌های تیره دیوریتی، کمی بیشتر از لایه‌های روشن است. از لحاظ کانی‌شناسی شامل کانی‌های اصلی آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های فرعی و ثانویه کوارتز، بیوتیت، اسفن، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می‌باشند. فنوکریست‌های شکل‌دار پلاژیوکلاز با اندازه تقریبی پنج میلی‌متر، اکثراً سالم‌اند و منطقه‌بندی نشان می‌دهند. آمفیبول‌ها به دو صورت ریزبلور و فنوکریست، با اندازه یک تا دو سانتی‌متر در نمونه‌ها حضور دارند و از لحاظ ترکیب و نحوه تشکیل به دو گروه قابل تقسیم‌اند: یک دسته آمفیبول‌های ماگمایی از نوع هورنبلند سبز که معمولاً دگرسانی در آن‌ها دیده نمی‌شود و یک دسته هم اکتینولیت‌های تاخیری که حاصل دگرسانی و اورالیتی شدن پیروکسن‌ها بوده و سودومورف پیروکسن می‌باشند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند و به صورت بلورهایی با اندازه دو تا پنج میلی‌متر مشاهده می‌شوند. درصد کانی‌های مافیک و اپک در لایه‌های تیره دیوریتی، بیشتر و آتره‌تر از لایه‌های روشن است. کانی‌های مافیک اکثراً به کلریت تبدیل شده‌اند.

۲. لایه‌های دیوریتی روشن: به رنگ خاکستری روشن بوده و با فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بافت پورفیری مشخص هستند و عمدتاً حاوی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، ارتوکلاز



شکل ۵. ساخت منطقه‌ای در درشت بلور پلاژیوکلاز. نورپلاریزه، بزرگنمایی ۱۰۰، Plag: پلاژیوکلاز و Qz: کوارتز

### ژئوشیمی

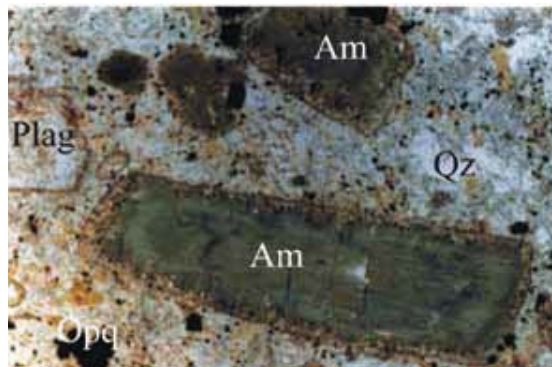
به منظور مطالعات ژئوشیمیایی تعداد شش نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های لایه‌ای حاشیه توده (z.s.1 - z.s.6) و چهار نمونه از سالم‌ترین دیوریت‌های توده‌ای بخش مرکزی (k.s.8, k.s.14, n.s.6, k.s.12) در آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا به روش ICP-MS و ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱). نمونه‌های ۱، ۳، ۵ z.s.1، ۳، ۵ دیوریت‌های لایه‌ای روشن و ۲، ۴، ۶ z.s.2، ۴، ۶ دیوریت‌های لایه‌ای تیره می‌باشند.

چون دامنه تغییرات سیلیس در نمونه‌های مورد مطالعه نسبتاً محدود است، لذا برای بررسی نحوه تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های دیوریتی در بخش‌های مختلف توده، به جای نمودارهای هار کر، از نمودارهای دو متغیره‌ای که محور عمودی آن‌ها به ترتیب از پایین به بالا نشان‌دهنده ترتیب قرارگیری نمونه‌ها از حاشیه به سمت مرکز توده و محور افقی آن‌ها نشانگر فراوانی اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب می‌باشد، استفاده شده است (شکل‌های ۶ و ۷). میزان  $Al_2O_3$  در نمونه‌های کوارتز دیوریتی سلفچگان، بین ۱۶/۲۰ تا ۱۸ درصد وزنی متغیر است و روند تغییرات آن از حاشیه به سمت مرکز توده، به صورت زیگزاگ است. همچنین روند تغییرات مجموع سه عنصر  $Na_2O+K_2O+CaO$  تا حد زیادی مشابه روند تغییرات  $Al_2O_3$  است که می‌تواند نشانه تمرکز این عناصر در ساختمان پلاژیوکلازها باشد. روند تغییرات  $MnO$ ،  $TiO_2$  و  $MgO$  مشابه  $FeO$  از حاشیه به سمت مرکز توده، زیگزاگ و نامنظم است. عدد منیزیمی

و دیوریت‌ها حالت توده‌ای به خود می‌گیرند (نظری، ۱۳۸۵ و کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵).

در بخش دیوریت‌های لایه لایه، خارجی‌ترین لایه، تیره رنگ است و به سمت مرکز به صورت متناوب با لایه‌های روشن تکرار می‌شوند. بخش تیره رنگ هر زوج نوار تیره و روشن را می‌توان به عنوان حاشیه انجماد سریع ماگما در هر ضربان ماگمایی در نظر گرفت. در بخش خارجی توده، کانی‌ها با حفظ فرم اولیه ماگمایی خود جهت‌یابی نشان می‌دهند. این فولیاسیون ماگمایی به موازات لایه‌بندی دیوریت‌ها و کنتاکت آن‌ها با سنگ‌های میزبان است و می‌تواند نشانه تزریق پر فشار ماگما به داخل مخزن ماگمایی و جهت‌یابی کانی‌ها در حاشیه خارجی توده باشد (شکل ۷). با توجه به شواهد فوق به نظر می‌رسد که ورود ماگمای جدید به داخل مخزن در مراحل مختلف توانسته موجب انبساط توده شود (نظری، ۱۳۸۵ و کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵).

دیوریت‌های توده‌ای: دیوریت‌های همگن و توده‌ای در بخش مرکزی توده رخنمون دارند و عمدتاً از دیوریت کوارتزدار با بافت پورفیری تشکیل شده‌اند. این بخش از توده معمولاً از نظر خصوصیات سنگ‌شناسی مشابه لایه‌های دیوریتی روشن است و از لحاظ کانی‌شناسی حاوی فنوکریست‌های نسبتاً درشت و شکل‌دار هورنبلند، پلاژیوکلاز و اوژیت می‌باشد. کانی‌های فرعی و ثانویه عبارتند از: کوارتز، بیوتیت، اکتینولیت، اسفن و تورمالین.

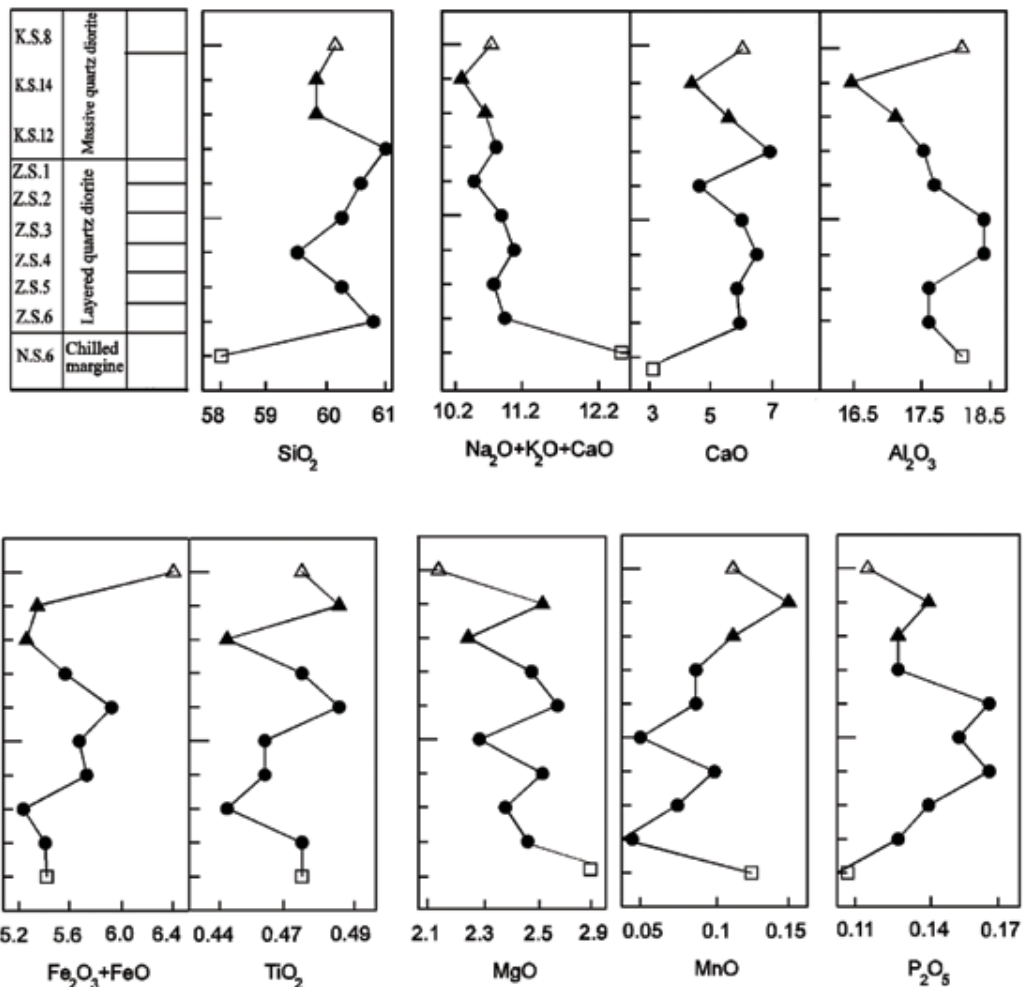


شکل ۴. ساخت منطقه‌ای و خوردگی در حاشیه درشت بلورهای آمفیبول. نور عادی، بزرگنمایی ۴۰، Am: آمفیبول، Plag: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز و Opa: کانی‌های اپک

است و از حاشیه به سمت مرکز توده روند زیگزاگی دارد. روند تغییرات عنصر Rb و Ba تا حد زیادی شبیه به عنصر K است که می‌تواند حاکی از جانشینی روبیدیم و باریم به جای پتاسیم در کانی‌های اصلی باشد.

روند تغییرات زیگزاگی Ni مشابه Mg است و همان‌طور که در بخش قبلی ذکر شد می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمایی با ماگمای تازه باشد. پایین بودن فراوانی عناصر سازگاری مانند  $Cr=۳۵/۱-۶۱/۳$  و  $Co=۱۰, Ni=۵-۹$  در سنگ‌های توده، نشانه تحول یافته بودن ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است (Zellmer et al., 2003).

(MgO/MgO+FeO) نمونه‌های مورد مطالعه از ۳۴/۱۲ تا ۵۰/۴۳ در تغییر است. پایین بودن عدد منیزیمی نمونه‌ها نشانه متحول بودن ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است (Macdonald et al., 2000). چنانچه در شکل ۷ ملاحظه می‌شود به‌جای کاهش یا افزایش تدریجی عناصر از حاشیه به سمت مرکز توده، با تغییرات زیگزاگ و نامنظم فراوانی عناصر مواجه‌ایم که می‌تواند نشانه تغذیه مکرر مخزن ماگمایی در طی مراحل مختلف تزریق ماگما به داخل مخزن است. حاشیه توده نسبت به مرکز آن از عناصری مانند Ba, Zr, Zn, Sm, Nd, Ce و Sr فقیرتر و از غنی‌تر Feot است (شکل ۷). روند تغییرات V مثل روند تغییرات



شکل ۶. روند تغییر فراوانی اکسیدهای اصلی از حاشیه (نمونه‌های Z.S.1 تا Z.S.6) به سمت مرکز (نمونه‌های K.S.12, K.S.14) در توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. علامت دایره نشان دهنده بخش حاشیه‌ای، علامت مثلث توپر نشانه بخش مرکزی، علامت مثلث توخالی نشانه انکلاو و مربع توخالی نشانه همبری دیوریت با سنگ‌های میزبان است

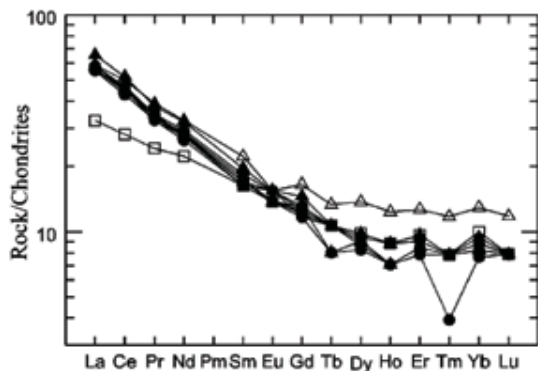
محبوبه نظری و همکاران

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. فراوانی اکسیدها برحسب درصد وزنی و فراوانی عناصر کمیاب برحسب ppm گزارش شده است. نمونه‌های 1, 3, 5, z.s.1 دیوریت‌های لایه‌ای روشن و 2, 4, 6, z.s.2 دیوریت‌های لایه‌ای تیره می‌باشند. نمونه‌های (K.S.12, K.S.14) متعلق به توده‌ای هستند. N.S.6 حاشیه انجماد سریع و K.S.8 انکلاو هستند.

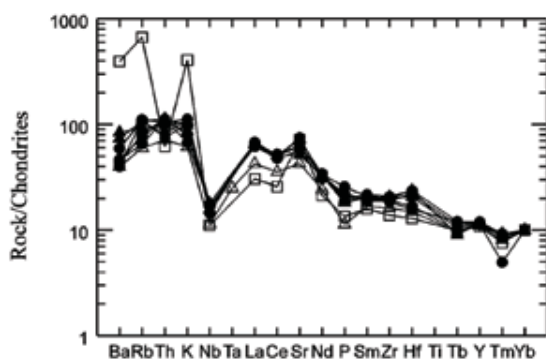
Sample	K.S.8	K.S.12	K.S.14	N.S.6	Z.S.1	Z.S.2	Z.S.3	Z.S.4	Z.S.5	Z.S.6
SiO <sub>2</sub> (wt%)	60.1	59.8	59.8	58.3	60.9	60.5	60.2	59.5	60.2	60.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.8	17.2	16.8	17.8	17.45	17.55	18	18	17.5	17.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.3	5.35	5.42	5.48	5.6	5.9	5.69	5.74	5.33	5.47
FeO	4.15	3.52	3.55	2.87	3.72	3.84	3.72	3.76	3.5	3.57
CaO	6.19	6.04	5.65	2.78	6.48	5.73	6.18	6.34	6.13	6.16
MgO	2.15	2.23	2.43	2.92	2.4	2.47	2.26	2.43	2.33	2.39
Na <sub>2</sub> O	3.75	3.81	3.69	5.17	3.79	3.78	4.03	3.82	4	3.91
K <sub>2</sub> O	0.89	0.9	1.11	4.54	0.62	1.1	0.75	0.96	0.73	0.93
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.45	0.48	0.47	0.47	0.48	0.46	0.46	0.45	0.47
MnO	0.11	0.11	0.14	0.12	0.09	0.09	0.06	0.1	0.08	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.13	0.14	0.11	0.13	0.16	0.15	0.16	0.14	0.13
Total	99.7	99	98.4	100	100	100	99.8	100	99.9	100
Ag (ppm)	<1	<1	<1	24	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	273	323	422	2110	201	277	188	243	204	175.5
Ce	30.7	27.9	31.7	17.2	28.7	28.1	27.5	26.3	27.7	27.2
Co	61.3	41.2	58.8	35.1	44	50.2	59.3	55.4	45.5	44.6
Cr	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Cs	0.4	0.4	0.9	1.6	0.4	1.4	0.5	0.8	0.7	0.6
Cu	28	11	11	66	11	11	14	10	5	6
Dy	3.5	2.3	2.5	2.5	2.4	2.4	2.2	2.1	2.3	2.2
Er	2.1	1.4	1.6	1.6	1.5	1.5	1.3	1.3	1.4	1.4
Eu	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9
Ga	19	17	17	14	18	17	18	18	18	17
Gd	3.4	2.7	3	2.5	2.6	2.7	2.4	2.4	2.6	2.6
Hf	3	3	3	2	3	3	3	2	3	2
Ho	0.7	0.4	0.5	0.5	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4
La	13.9	13.7	15.5	7.7	13.8	13.8	13.8	13.1	13.3	13.3
Lu	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	4	4	4	3	4	4	4	3	4	4
Nd	15.2	13	15	10.4	13.7	13.2	12.8	12.3	13.4	12.8
Ni	<5	6	8	7	9	9	6	9	7	9
Pb	7	5	7	<5	5	<5	<5	<5	<5	<5
Pr	3.7	3.3	3.6	2.3	3.3	3.2	3.1	3.1	3.2	3.2
Rb	20.9	23.8	23.4	181	14.6	26.4	18.2	22.1	16.9	24.4
Sm	3.4	2.6	3	2.5	2.8	2.6	2.5	2.5	2.7	2.6
Sn	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Sr	502	544	441	649	471	453	467	495	537	559
Ta	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	0.5	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
Th	3	3	3	2	3	3	3	2	3	2
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
U	0.8	0.7	0.7	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6
V	89	78	89	98	88	88	77	86	77	83
W	446	283	440	217	304	343	458	410	332	312
Y	22	14.8	16.2	16.6	15.2	15.6	14.3	13.4	15	14.2
Yb	2.2	1.4	1.6	1.7	1.4	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4
Zn	52	68	74	109	62	50	43	46	49	39
Zr	111	87.6	102	73.2	90.9	88.9	87.1	77.3	88.3	80.7

در منشاء باشد (Machado et al., 2005).

وجود آنومالی منفی Nb و Ti و غنی‌شدگی از LILE در نمودار شکل ۹ از خصوصیات سنگ‌های آذرین مناطق فرورانش محسوب می‌شود (Sandman et al., 2006; Dostal et al., 2001).

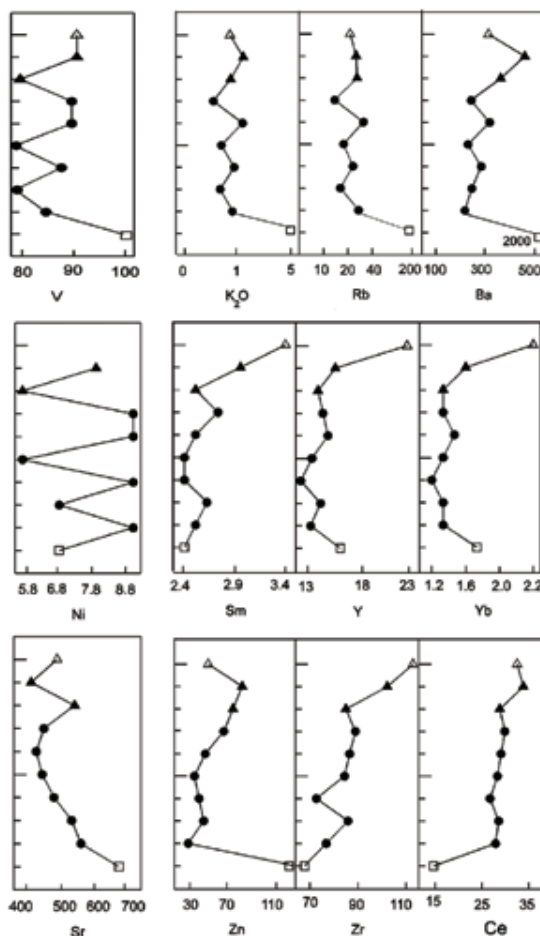


شکل ۸. فراوانی عناصر نادر خاکی (REE) در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ است



شکل ۹. فراوانی عناصر فرعی و نادر خاکی در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به کندریت (Thompson, 1982) نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ می‌باشد

در نمودار نرمالیز شده عناصر کمیاب نسبت به مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989)، شاهد آنومالی منفی Nb، Ti و P و آنومالی مثبت K، Ba، Rb، Cs، Sr می‌باشیم (شکل ۱۰). (Parada et al., 1999) غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی پایین مانند K، Ba، Rb، Sr در کنار آنومالی منفی عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند Ti، Nb، P را دلیلی بر ماگماتیسم مرتبط با زون فرورانش می‌دانند. همچنین سنگ‌های کمان آتشفشانی غنی‌شدگی Sr نسبت به Ce را نشان می‌دهند (Rollinson, 1993). آنومالی منفی Ti عمدتاً به‌وسیله کانی‌های تیتان دار نظیر

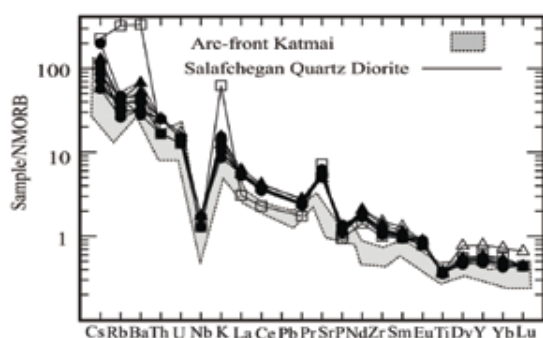


شکل ۷. روند تغییر فراوانی عناصر فرعی و کمیاب از حاشیه به سمت مرکز توده. علامت دایره نشان‌دهنده بخش حاشیه‌ای، علامت مثلث توپر نشان‌دهنده بخش مرکزی، علامت مثلث توخالی نشان‌دهنده انکلاو و مربع توخالی نشان‌دهنده همبری دیوریت با سنگ‌های میزبان است

در شکل ۸، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه با کندریت (Sun and McDonough, 1989)، نرمالیز شده‌اند. چنانچه در این نمودار ملاحظه می‌شود غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE و مشابهت فراوانی HREE با MREE از مشخصات سنگ‌های منطقه است. بالا بودن LREE نسبت به HREE یکی از خصوصیات بارز مناطق فرورانش است (Machado et al., 2005; Teklay, 2006). غنی‌شدگی MREE به‌وسیله فاز فرعی هورنبلند کنترل می‌شود (Rollinson, 1993) و احتمالاً حضور آمفیبول در سنگ‌های منشاء ماگمای کوارتز دیوریتی سلفچگان و شرکت آن در ذوب بخشی منجر به غنی‌شدگی نمونه‌ها از MREE شده است. تفریق LREE از HREE نیز ممکن است ناشی از وجود الیوین، پیروکسن و گارنت در سنگ‌های برجا مانده



محبوبه نظری و همکاران

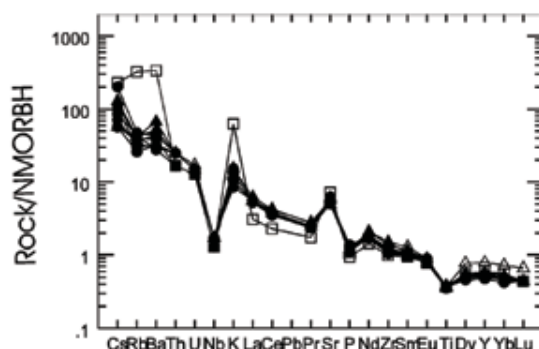


شکل ۱۲. مقایسه الگوی فراوانی عناصر سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان با داده‌های کمان کاتمایی (Hildreth et al., 2004). علائم مشابه شکل ۶ است

### جایگاه تکتونیکی

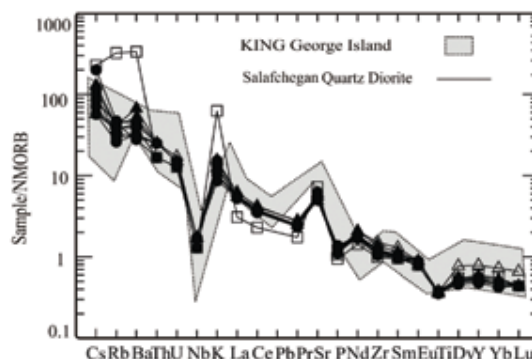
نمونه‌های موردنظر در نمودارهای، Nb/Ta و Rb/Y + Nb و Ta (Pearce et al., 1984) در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین نوع I و مرتبط با ماگمای مناطق فرورانش می‌باشد (شکل ۱۳). نمونه‌ها در نمودار Pearce et al., 1973 (Zr, Y\*3, Ti/100) نیز در محدوده C که متعلق به سنگ‌های کالکوالکالن است، قرار می‌گیرند (شکل ۱۴). نمونه‌های مورد مطالعه حاوی مقدار بالای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۱۶-۱۸٪)، مقادیر پایین TiO<sub>2</sub> (کمتر از ۶٪ درصد) و مقدار متوسط SiO<sub>2</sub> (۶۰-۵۴ درصد) شبیه ماگماهای حد واسط و مافیک پر Al جایگاه‌های قوسی هستند (Bogoch et al., 2002). سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان از نظر درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۱۵). چنانچه در شکل ۱۶ دیده می‌شود نمونه‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در نمودار تغییرات La/Yb در برابر Th/Yb (Condie, 1989) در محدوده مشترک جزایر قوسی و قوس‌های حاشیه قاره قرار می‌گیرند.

اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. چون حلالیت فازهای Ti دار با افزایش فشار، در سیالات آبدار کاهش می‌یابد، در نتیجه کانی‌های مذکور که غنی از عناصر HFSE هستند، ممکن است طی فرآیندهای ذوب بخشی به صورت فاز برج در سنگ منشا باقی بمانند و در نتیجه باعث پیدایش آنومالی منفی Ti در ماگما شدند (Gioncada et al., 2003).



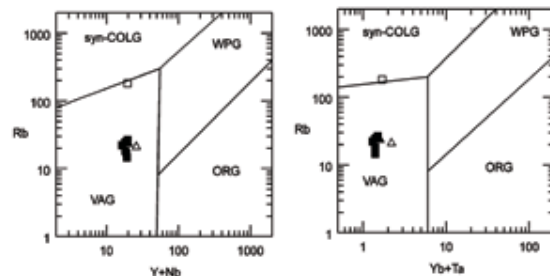
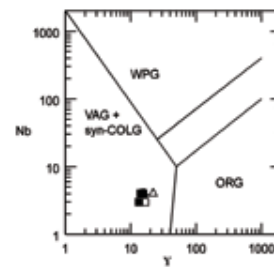
شکل ۱۰. فراوانی عناصر فرعی و کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه که نسبت به مورب نرمال نرمالیز شده است. علائم مشابه شکل ۶ است (Sun and McDonough, 1989)

در شکل‌های ۱۱ و ۱۲، الگوی تغییرات فراوانی عناصر کمیاب سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان که نسبت به مورب (Sun and McDonough, 1989) نرمالیز شده است، با الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ‌های جزیره کینگ جورج (Machado et al., 2005) و سنگ‌های کمان کاتمایی در آلاسکا (Hildreth et al., 2004) مقایسه شده است. سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از لحاظ غنی‌شدگی از LREE، تهی‌شدگی از HREE و آنومالی منفی Ti-Nb شباهت زیادی با سنگ‌های این دو منطقه نشان می‌دهند و از این لحاظ مشابه سنگ‌های مناطق فرورانش می‌باشند (Teklay, 2006).

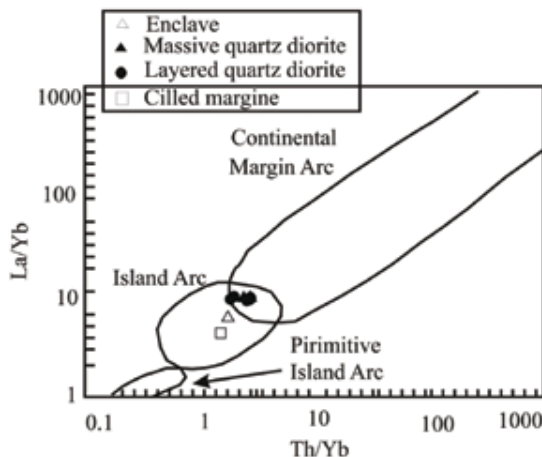


شکل ۱۱. مقایسه الگوی فراوانی عناصر سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان با داده‌های جزیره کینگ جورج (Machado et al., 2005). علائم مشابه شکل ۶ است

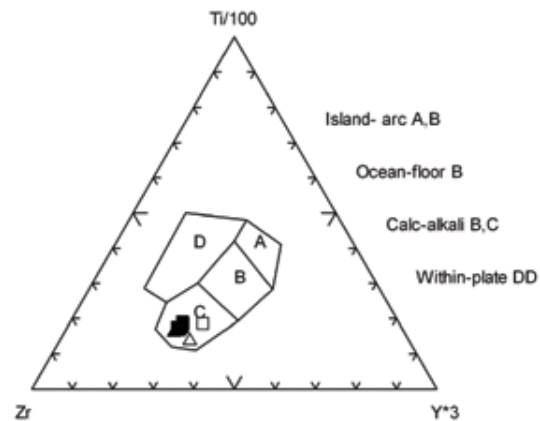
همین نمونه‌ها در نمودار Zr/Y در برابر Brewer (1998) et al.، در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۷). کمان‌های حاشیه قاره با نسبت Zr/Y بالاتر از سه مشخص می‌شوند (Brewer et al., 1998). مقادیر Cs/La در ماگماهای حاصل از جایگاه‌های MORB و OIB کمتر از ۰/۴، مقدار Ba/Th کمتر از ۱۰ و مقدار Ba/La کمتر از ۱۰ می‌باشد (Sun and McDonough, 1989; Kampunzu et al., 2003). نسبت‌های بالاتر معمولاً در ماگماهای قوس و به‌ویژه در جلوی قوس ظاهر می‌شود (Ryan et al., 1995). مقادیر میانگین این عناصر در نمونه‌های آنالیز شده توده مورد نظر عبارت است از  $Ba/La = 43/97$  و  $Ba/Ta = 221/63$ ،  $Cs/La = 1/360$ . نسبت Ce/Pb در ماگماهای قوس از ۲ تا ۱۳ تغییر می‌کند (Kampunzu et al., 2003).



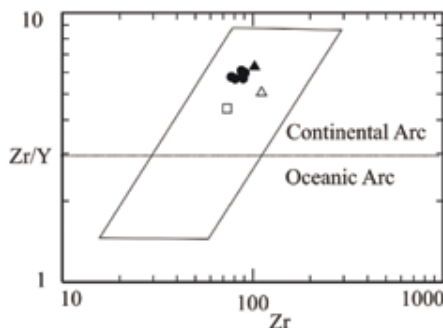
شکل ۱۳. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک‌کننده محیط‌های تکتونیکی در محدوده‌ی گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). علائم مشابه شکل ۶ است



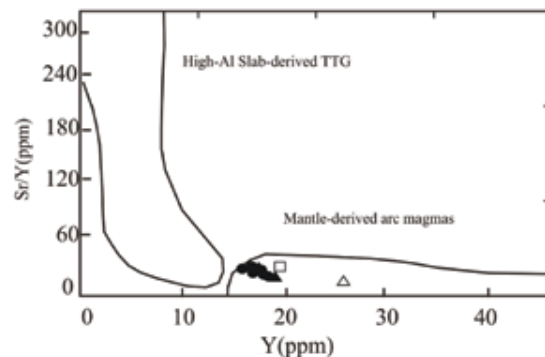
شکل ۱۶. نمودار لگاریتمی تغییرات La/Yb در مقابل Th/Yb که محدوده کمان حاشیه قاره، جزایر کمانی و جزایر کمانی اولیه را نشان می‌دهد (Condie, 1989). نمونه‌های منطقه در محدوده مشترک کمان حاشیه قاره و جزایر کمانی قرار گرفته‌اند



شکل ۱۴. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Zr-Ti-Y در محدوده سنگ‌های کالکوالکالین قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1973). علائم مشابه شکل ۶ است



شکل ۱۷. نمودار لگاریتمی تغییرات Zr/Y در برابر Zr. سنگ‌های توده در محدوده کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (Pearce et al., 1984). علائم مشابه شکل ۶ است



شکل ۱۵. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ درجه‌اشباع آلومینیوم همگی در محدوده متالومین قرار می‌گیرند (Maniar and Piccoli, 1989). علائم مشابه شکل ۶ است

محبوبه نظری و همکاران

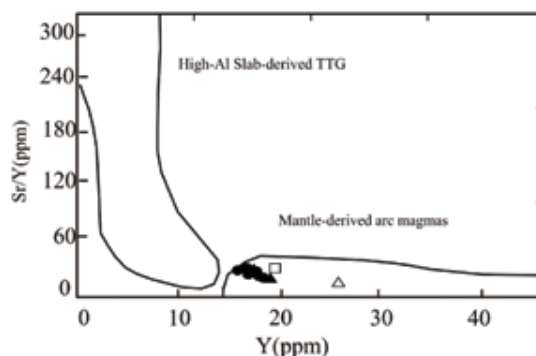
محدوده سنگ‌های کالکوالکالن قرار می‌گیرند. همچنین نمونه‌های موردنظر در محدوده قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین نوع I مرتبط با ماگمای مناطق فرورانش می‌باشد.

روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های حاشیه توده به سمت مرکز آن، تغییرات زیگزاگ و نامنظمی نشان می‌دهد. این تغییرات می‌تواند ناشی از ورود ماگمای جدید به داخل مخزن در ضربات‌های متوالی ماگمایی باشد. مقادیر پایین Y، Nb و Yb، غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE و مقادیر بالای آلومینیم نشان‌دهنده ماگمایی است که در مناطق فرورانش تشکیل می‌شوند. همچنین آنومالی منفی Nb-Ti، مقدار پایین Ce/Pb و مقادیر بالای Cs/La، Ba/Th و Ba/La سازگار با ماگمای تولید شده در کمان‌های حاشیه قاره می‌باشد. نسبت بالای Zr/Y در توده کوارتز دیوریتی سلفچگان نشان‌دهنده تشکیل این سنگ‌ها در کمان حاشیه قاره است. وجود بافت‌های نامتعادل و درشت بلورهایی با حاشیه واکنشی و حضور کانی‌های آبدار مثل آمفیبول در سنگ‌های منطقه نیز می‌تواند تأیید کننده تشکیل آن‌ها در کمان ماگمایی باشد.

## منابع

- آیتی، ف.، ۱۳۸۸. ماگماتیسزم نئوژن در شمال شرق اراک و آلتراسیون‌های هیدروترمال وابسته. رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، ایران.
- آیتی، ف.، نقره‌ئیان، م. ک.، خلیلی، م.، ۱۳۹۰. پتروگرافی و شیمی کانی‌ها در پهنه‌های ماگمایی و دگرسانی جنوب سلفچگان. مجله پترولوژی، ۸(۲)، ۱-۲۰.
- امامی، م.، ۱۳۷۰. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قم. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۷۹.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۲. زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، ۴۳۵.
- شاهرخ، ج.، ۱۳۷۵. پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی نئوژن منطقه سلفچگان-آشتیان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- علایی مهابادی، س. و کهنسال، ر.، ۱۳۷۹. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهارگوش سلفچگان - خورهه. سازمان زمین‌شناسی کشور.

این نسبت در نمونه‌های منطقه از ۴/۳ تا ۷/۱۷ در تغییر است. همچنین نسبت Sr/Ce در سنگ‌های رسوبی معادل شش و در سنگ‌های آذرین MORB و OIB معادل ۱۰ می‌باشد و مقادیر بالاتر مربوط به مناطق قوس است (Kampunzu et al., 2003). این نسبت در نمونه‌های آنالیز شده بین ۱۳/۹۱ تا ۳۷/۷۳ در تغییر است. الگوی نسبتاً مسطح HREE در نمودارهای نرمالیز شده و نسبت Sr/Y پایین (شکل ۱۸) نشان‌دهنده خویشاوندی ماگمای توده موردنظر با ماگماهای مناطق قوس است. همان‌طور که در شکل ۱۸ مشاهده می‌گردد سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در محدوده ماگماهای مناطق قوسی مشتق شده از گوشته قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۸. سنگ‌های توده کوارتز دیوریتی سلفچگان در نمودار تغییرات Sr/Y در برابر Y در محدوده ماگماهای قوسی مشتق شده از گوشته قرار می‌گیرند (Martin, 1994). علائم مشابه شکل ۶ است

اگرچه ذوب بخشی درجه پایین گوشته در زیر قوس می‌تواند غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار را توجیه کند ولی نمی‌تواند مقادیر بالای LILE/HFSE مثل La/Nb را توضیح دهد. این خصوصیات ژئوشیمیایی مختص ماگماهایی است که از یک گوشته غنی‌شده مشتق شده‌اند (Kampunzu et al., 2003). نسبت‌های پایین Sr/Ce، Sr/Y، Ce/Pb نشان می‌دهند که احتمالاً آلودگی با رسوبات عامل غنی‌شدگی گوشته بوده است (Shimoda et al., 1998).

## نتیجه‌گیری

خصوصیات ژئوشیمیایی بخش‌های لایه لایه توده دیوریتی سلفچگان با بخش مرکزی و ایزوتروپ آن کاملاً مشابه است. سنگ‌های این توده متآلومین هستند و در

- proterozoic of the south-western Baltic Shield. *Precambrian Research*, 92, 297-317.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary, identification and significance. *Lithos*, 23, 1-18.
  - Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001. Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia (Canada), transition from arc to extensional volcanism, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 149-170.
  - Emami, M.H. 1981. *Geologie de la region de Qom-Aran (Iran); Contribution a petude dynamique et geochimique du Volcanisme tertiaire de Iran central*. These doctoratw Earth Grenoble, France, 489.
  - Forster, H., 1972. Magmentypen und erzlagerstätten im Iran. *Geology Rundschau*, 63(1), 276-292.
  - Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. and Pareschi, M. T., 2003. Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy), an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122, 191-220.
  - Hildreth, W., Fierstein, J. and Siems, D.F., 2004. Rear-arc vs. arc-front volcanoes in the Katmai reach of the Alaska Peninsula, a critical appraisal of across-arc compositional variation. *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 147, 243-275.
  - Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975. Post Mesozoic Volcanism in Iran and Its Relation to the Subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. Afar between continental and oceanic Rifting. *International Geology Conference Scient. Report*, 116(2), 175-181.
  - Kampunzu, A.B., Tombale, A.R., Zhai, - قلمقاش، ج. ۱۳۷۴. مطالعه پلوتونیسیم ترشیری در منطقه جنوب قم (محدود به ورقه ۱,۱۰۰۰۰۰ کهک). رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
  - کنعانیان، ع.، نظری، م.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵. بررسی نحوه جایگزینی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی. مجله علوم دانشگاه تهران، ۲(۳۲)، ۸۱-۹۰.
  - نظری، م.، ۱۳۸۵. بررسی منشا و محیط تکتونیکی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان، شمال دلیجان. رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی-پترولوژی، دانشگاه تهران، ۱۳۵.
  - نظری، م.، کنعانیان، ع.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵ a. پترولوژی و مکانیسم جایگزینی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ۹۴-۹۵.
  - نظری، م.، کنعانیان، ع.، الیاسی، م.، ۱۳۸۵ b. جداسازی فازهای تنش دیرین در اطراف توده کوارتز دیوریتی سلفچگان. دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۶۱.
  - Alavi, M., 1980. Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. *Geology*, 8, 144-149.
  - Amidi, S. M., 1975. *Contribution a l'etude stratigraphique, Petrologique, et Petrochimique des roches magmatiques de la region de Natanz-Nain-Surk (Iran central)*. These doctoratw Earth Grenoble, France.
  - Berberian, M., Amidi, S.M., and Babakhani, A., 1981. Discovery of the Qaradagh ophiolite belt, the southern continuation of the Sevan-Akera (Little Caucasus) ophiolite belt in northwestern Iran (Ahar quadrangle); a preliminary field note. *Geological Survey of Iran, Internal Report*, 15p (in Persian).
  - Bogoch, R., Avigad, D. and Weissbrod, T., 2002. Geochemistry of the quartz diorite-granite association, Roded area, southern Israel, *Journal of African Earth Sciences*, 35, 51-60.
  - Brewer, T.S., Daly, J.S. and Ahal, K., 1998. Contrasting magmatic arcs in the Palaeo-

- M., Bagai, Z., Majaule, T., Modisi and M.P., 2003. Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana, evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton, *Lithos*, 71, 431-460.
- Karig, D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *Journal Geophysics Research*, 76, 2542-2561.
  - Machado, A., Lima, E.F., Chemale, F. Jr., Morata D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. and Urrutia, J. L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences*, 18, 407-425.
  - Macdonald, R., Hawakesworth, C. J. and Heath, E., 2000. The Lesser Antilles volcanic chain, a study in arc magmatism. *Earth-Science Reviews*, 49, 1-76.
  - Maniar, P.D. and Piccoli, M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin*, 101, 635 - 642.
  - Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *The Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 205-259.
  - Nowroozi, A. A., 1971. Seismotectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61(2), 317-341.
  - Parada, M.A., Nystrom, J. O. and Levi, B., 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of Central Chile (31-34 S), geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos*, 46, 505-521.
  - Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.
  - Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
  - Poma, S., Quenardelle, S., Litvak, V., Maisonnave, E.B. and Koukharsky, M., 2004. The Sierra de Macon, Plutonic expression of the Ordovician magmatic arc, Salta Province Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 587-597.
  - Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman, 252.
  - Ryan, J.G., Morris, J., Tera, F., Lee-man, W.P. and Tsvetkov, A., 1995. Cross-arc geochemical variations in the Kuril arc as a function of slab depth. *Science*, 270, 625-627.
  - Sabzehei, M., 1974. *Les Melanges ophiolitiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional)*. Etude petrographique et structural These doctoratw Earth Grenoble, France. 306.
  - Sandman, H.A., Hanmer, S., Tella, S., Armitage, A.A., Davis, W.J. and Ryan, J. J., 2006. Petrogenesis of Neoarchaean volcanic rocks of the MacQuoid supracrustal belt, A back-arc setting for the northwestern Hearne subdomain, western Churchill Province, Canada. *Precambrian Research*, 144, 140-165.
  - Shimoda, G., Tatsumi, Y., Nohda, S., Ishizaka, K. and Jahn, B.M., 1998. Setouchi high-Mg andesites revisited, geochemical evidence for melting of subducting sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 479-492.
  - Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, 42, 313-345.

- Takin, M., 1971. Iranian geology and Zeh continental drift in Middle East. Geological Survey of Iran.
- Thompson, R. N., 1982. British tertiary volcanic province. Scotland. Journal of Geology, 18, 49-107.
- Teklay, M., 2006. Neoproterozoic arc-back-arc system analog to modern arc-back-arc systems, evidence from tholeiite-boninite association, serpentinite mudflows and across-arc geochemical trends in Eritrea, southern Arabian-Nubian shield. Precambrian Research, 145, 81-92.
- Zellmer, G. F., Hawkesworth, C. J., Sparks, R. S. J., Thomas, L. E., Harford, C. L., Brewer, T. S. and Loughlin, S. C., 2003. Geochemical Evolution of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles Volcanic Arc. Journal of Petrology, 8, 1349-1374.