

بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی استوک کوارتز مونزونیت پورفیری کیکال (شمال ورزقان، آذربایجان شرقی)

وارطان سیمونز^(۱*)، علی اصغر کلاگری^۲، محسن موید^۳ و احمد جهانگیری^۴

۱. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۸/۶/۲۱

تاریخ پذیرش: ۸۸/۱۲/۲۲

چکیده

استوک کوارتز مونزونیتی پورفیری کیکال در شمال شهرستان ورزقان، در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این استوک طی فعالیت‌های ماگمایی نفوذی فاز پیرنه، درون واحدهای آتشفشانی قدیمی‌تر نفوذ کرده و موجب توسعه زون‌های دگرسانی گرمابی و وقوع کانی‌سازی مس و مولیبدن در منطقه شده است. پس از جایگیری این استوک، دایک‌های تأخیری متعددی با ترکیب دیوریتی - کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونودیوریتی همراه با یک توده گرانودیوریتی تأخیری در این منطقه نفوذ کرده و استوک کوارتز مونزونیتی را مورد هجوم قرار داده‌اند. توده گرانودیوریتی فاقد کانی‌سازی و دگرسانی گرمابی است. تجزیه شیمیایی نمونه‌های استوک کوارتز مونزونیتی و دایک‌های تأخیری نشان می‌دهد که آن‌ها سرشت کالک آلکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی دارند. این نفوذی‌ها از نظر زمین‌شناسی ساختمانی، در قوس آتشفشانی پس برخوردی و حواشی قاره‌ای فعال قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: دایک‌های تأخیری، سری کالک آلکالن، قوس‌های پس از برخورد، کوارتز مونزونیت پورفیری، کیکال

مقدمه

فوقانی تا کواترنر بوده و شامل سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا متوسط با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت و سنگ‌های آذرآواری نظیر توف و آگلومرا هستند. مهم‌ترین توده نفوذی منطقه، استوک پورفیری کوارتز مونزونیتی مرتبط با فاز پیرنه (با سن احتمالاً الیگوسن) است که در داخل واحدهای قدیمی‌تر نفوذ کرده و علاوه بر آن توده‌های نفوذی کوچک‌تر مونزونیتی و گرانودیوریتی نیز در منطقه نفوذ کرده‌اند. همچنین دایک‌های تأخیری بسیاری با ترکیب غالب دیوریتی - کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونودیوریتی، این توده‌ها و سنگ‌های قدیمی‌تر مجاور را قطع کرده‌اند. در این مقاله سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی

محدوده کیکال در شمال شهر ورزقان در استان آذربایجان شرقی، بین طول‌های جغرافیایی $42^{\circ} 46'$ و $46^{\circ} 44'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $38^{\circ} 36' 30''$ و $38^{\circ} 38' 30''$ شمالی واقع شده است. طی سال‌های ۸۶-۱۳۸۵ مطالعات اکتشافی از نظر کانی‌سازی مس توسط شرکت ملی صنایع مس ایران در این منطقه انجام شد و طی این مطالعات تعداد ۲۰ حلقه گمانه حفر گردید. مطالعات لیتوژئوشیمیایی و ژئوشیمی رسوبات آبراهه‌ای نیز توسط شرکت کاوشگران (۱۳۸۵ و ۱۳۸۶) در این محدوده انجام گرفته است. واحدهای سنگی محدوده کیکال از نظر سنی مربوط به اتوسن

* نویسنده مرتبط

بخشی از زون البرز محسوب می‌شود (Alavi, 1991). محدوده کیکال تماماً توسط واحدهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی پوشیده شده است به طوری که فعالیت آتشفشانی در این ناحیه، حداقل از ائوسن تا کواترن به طور متناوب ادامه داشته است. فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن غالباً به صورت گدازه و مواد آذرآواری با ترکیب آندزیت و تراکی‌بازالت همراه با توف و آگلومرا که قدیمی‌ترین واحد زمین‌شناختی منطقه را تشکیل می‌دهند رخ داده‌اند. در الیگوسن، فعالیت‌های پلوتونیک می‌نرالیزه باعث نفوذ استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و ایجاد دگرسانی‌های گرمایی وسیع در منطقه شده‌اند. همچنین در این فاز توده مونزونیتی که عمدتاً در شرق کیکال برونزد دارد نیز نفوذ کرده است. فاز سوم فعالیت‌های ماگمایی شامل تزریق توده نفوذی عقیم گرانودیوریتی و دایک‌های تأخیری منشعب شده از آن و دایک‌های تأخیری با ترکیب دیوریت تا کوارتز دیوریت و مونزودیوریت بوده که توده کوارتز مونزونیت پورفیری را قطع کرده‌اند. در نهایت فعالیت ماگمایی در محدوده مورد مطالعه با خروج گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی تا آندزیتی به سن پلیو-کواترن به اتمام رسیده است که جوان‌ترین واحد زمین‌شناختی منطقه را تشکیل داده و شامل گنبد‌های قلعه‌داغی و شبتدان هستند. در شکل ۱، واحدهای سنگی منطقه کیکال نشان داده شده‌اند.

و سنگ‌زایی استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری منطقه، مورد مطالعه تفصیلی‌تر قرار گرفته است.

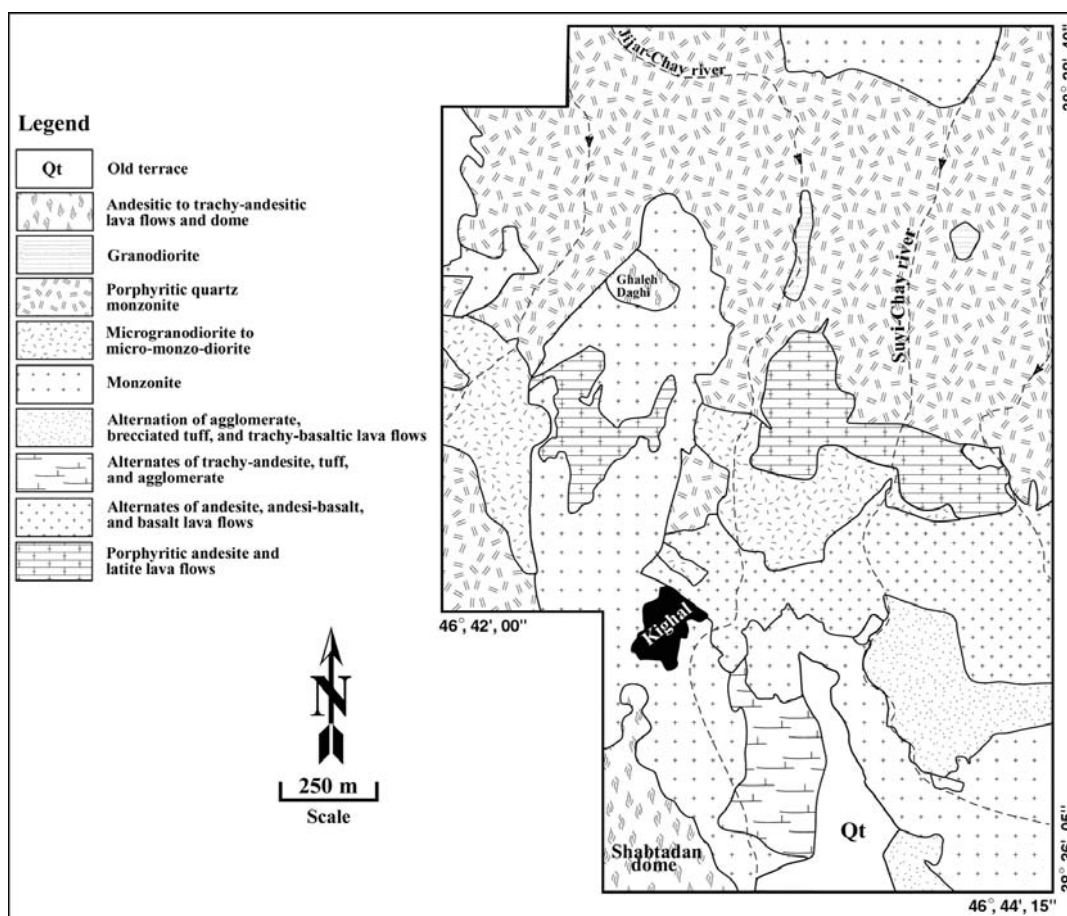
روش مطالعه

این مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفته است. بخش صحرایی شامل پیمایش‌های صحرایی، تعیین واحدهای سنگی و نمونه برداری از واحدهای سطحی، شناسایی دایک‌های تأخیری و تعیین امتداد آن‌ها، تشخیص زون‌های دگرسانی و کانی‌زایی بوده است. در بخش آزمایشگاهی، از نمونه‌های سطحی و مغزه‌های گمانه‌های حفاری شده توسط شرکت ملی مس ایران، تعداد ۱۳۷ مقطع نازک و ۴۰ مقطع صیقلی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند. همچنین تعداد ۲۷ نمونه از استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری منطقه به روش اسپکترومتری جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) و در آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا از نظر عناصر اصلی، فرعی و کمیاب مورد آنالیز قرار گرفتند.

بحث

زمین‌شناسی

بر اساس تقسیم بندی واحدهای زمین‌ساختی ایران، جایگاه محدوده کیکال در پهنه ایران مرکزی با گسترش سنگ‌های آتشفشانی ترشیری است (آقاباتی، ۱۳۸۳). محدوده مورد مطالعه



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه کیکال (اقتباس از زرناب اکتشاف، ۱۳۸۶).

کانی‌های دیگر شده‌اند که بر اساس نتایج آنالیز XRD، عمدتاً ایلیت می‌باشند (شکل ۲c). در نمونه‌های متعلق به زون پروپیلیتیک مقدار زیادی اپیدوت درون فلدسپارها و کانی‌های فرومنیزین تشکیل و رگچه‌هایی از کلسیت در سنگ ایجاد شده‌اند، همچنین کلریتی شدن کانی‌های فرومنیزین پدیده غالب در این زون می‌باشد (شکل ۲d). کانی‌سازی فلزی در این توده پورفیری به شکل افشان، رگچه‌ای و پرکننده سطوح درزه بوده و شامل کانی‌های سولفیدی مس (کالکوپیریت و کوولیت) و پیریت می‌باشد. در زون احیایی، کالکوپیریت به صورت حاشیه‌ای و در امتداد شکستگی‌ها توسط کوولیت جانشین شده است. پیریت داخل رگچه‌های با ضخامت بین ۰/۵ تا ۷ سانتی‌متر دیده می‌شود که به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و گاه بی‌شکل، همراه با مقدار کمی کالکوپیریت و مولیبدنیت تشکیل شده است. همچنین رگچه‌های کوارتزی متعددی نیز وجود دارند که در آن‌ها بلورهای شکل‌دار پیریت و به مقدار کمتر، بلورهای بی‌شکل و بین‌دانه‌ای مولیبدنیت، کالکوپیریت و کوولیت مشاهده می‌شوند.

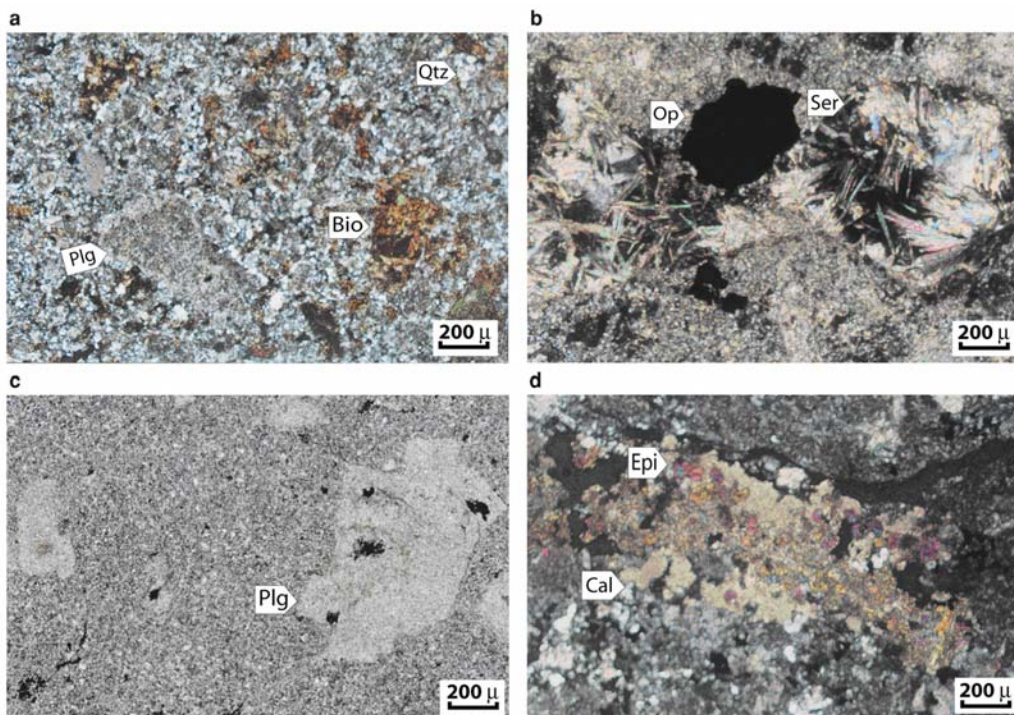
سنگ‌شناسی دایک‌های تأخیری در منطقه مورد مطالعه

الف) دایک‌های نسل اول دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd1)

دایک‌های این مجموعه به رنگ روشن (سفید) بوده و در زمینه حاوی فنوکریست‌های کوارتز گرد شده، پلاژیوکلاز، پیریت شکل‌دار، بیوتیت‌های دگرسان شده و بلورهای ریز تا نسبتاً درشت

سنگ‌شناسی و دگرسانی استوک پورفیری (Qmz)

بر اساس نتایج مطالعات سنگ‌شناسی مقاطع نازک، نوع این استوک پورفیری، کوارتز مونزونیت تعیین شده است. بافت این واحد سنگی، پورفیریک با خمیره میکروگرانولار می‌باشد که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز، آمفیبول و بیوتیت یافت می‌شوند. رنگ این واحد سنگی در رخنمون‌های سطحی، به دلیل اکسید شدن کانی‌های سولفیدی آهن‌دار به ویژه پیریت و تشکیل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، قهوه‌ای روشن می‌باشد. این واحد در مغزه‌های زون‌های فیلیک و آرژیلیک، به رنگ خاکستری روشن تا سفید دیده می‌شود. استوک کوارتز مونزونیت پورفیری که مهم‌ترین توده نفوذی منطقه می‌باشد، در این محدوده نقش عمده‌ای را در وقوع کانی‌زایی و دگرسانی ایفا نموده است همچنین چهار نوع دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در بخش‌های مختلف آن به وقوع پیوسته است، اما دگرسانی‌های غالب عمدتاً فیلیک و پتاسیک هستند. کانی‌سازی مس و مولیبدن خصوصاً در زون پتاسیک این توده قابل مشاهده است و در اکثر نمونه‌ها تبدیل‌شدگی به کانی‌های رسی، کلریت و اپیدوت بسیار شایع می‌باشد. در نمونه‌های برداشت شده از زون پتاسیک، بیوتیت‌های ثانویه به صورت پولک‌های ریز و فلدسپار پتاسیم ثانویه تشکیل شده است (شکل ۲a). در زون فیلیک، اکثر فلدسپارها و زمینه سنگ به مسکویت و تیغه‌های سریسیت تبدیل شده‌اند و در این زون مقدار زیادی پیریت، به صورت رگچه‌های ریز تک کانی و رگچه‌های کوارتز - پیریت تشکیل شده است (شکل ۲b). در زون آرژیلیک، مقدار زیادی کانی‌های رسی جانشین فلدسپارها و



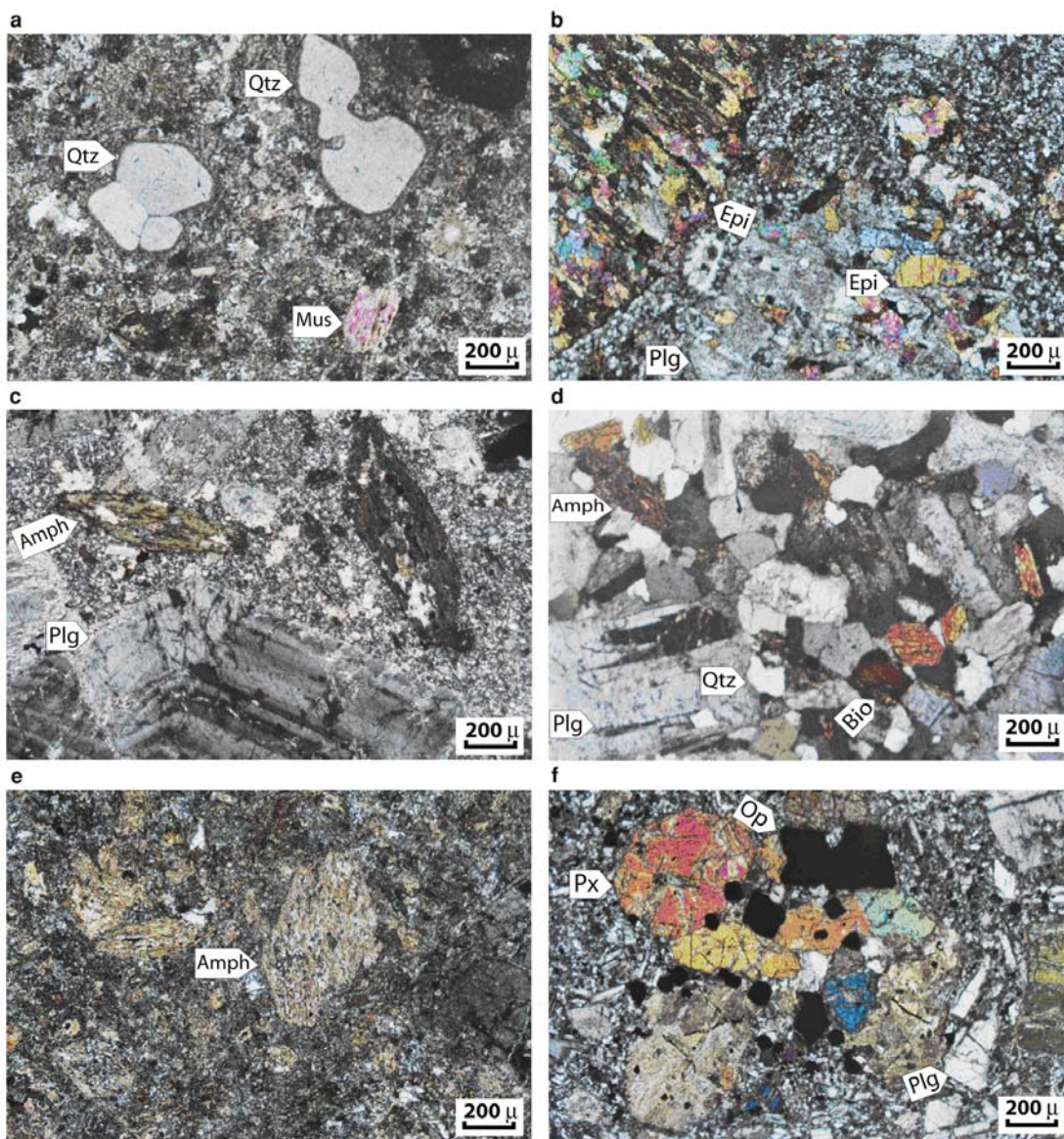
شکل ۲- مقاطع میکروسکوپی توده کوارتز مونزونیت پورفیری متعلق به زون‌های دگرسانی (a) پتاسیک، (b) فیلیک، (c) آرژیلیک و (d) پروپیلیتیک. (Qtz=Quartz, Bio=Biotite, Plg=Plagioclase, Ser=Sericite, Op=Opaque, Cal=Calcite, Epi=Epidote).

ریزبلور می‌باشد. دگرسانی در این دایک‌ها، از نوع فیلیک ضعیف تا متوسط - پروپیلینیک و آرژیلیک ضعیف است.

(ب) توده گرانودیوریت تأخیری و دایک‌های منشعب شده از آن (gd)

این گروه از سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت‌های سالم، آمفیبول‌های آلتره و بلورهای کوارتز درشت تا ریز می‌باشند (شکل ۳d). پلاژیوکلاز (۶۰٪-۴۰) به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار با ماکل پلی سنتتیک بوده که عمدتاً سالم می‌باشند و در نمونه‌های مربوط به دایک‌ها، حالت منطقه‌ای نشان می‌دهند. فنوکریست‌های بیوتیت (۱۵-۰٪) به صورت سالم و شکل‌دار می‌باشند و آمفیبول‌ها

آپاتیت می‌باشند (شکل ۳a). در این دایک‌ها به ندرت آثاری از آمفیبول مشاهده می‌شود و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز آن (۶۰٪-۵۰) نسبتاً تا تماماً سرسیتی و گاه کائولینیتی هستند. بلورهای بیوتیت (۱۵-۰٪) تماماً آلتره بوده و فقط آثار کمی از آن‌ها باقی مانده یا فقط سطوح بلورشناسی آن‌ها حفظ شده است. این بلورها عمدتاً به کلریت، مسکویت و کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند. کوارتز (۱۰٪-۰) به صورت بلورهای نیمه گرد تا گرد شده و بلورهای شکل‌دار ۶ وجهی دیده می‌شود که خوردگی خلیجی شکل نیز نشان می‌دهد. برخی از این بلورهای کوارتز، زینوکریست هستند که در تجزیه شیمیایی، درصد سیلیس بالایی را برای این دایک‌ها بدست آورده‌اند. این گروه از دایک‌ها روندی متفاوت و نامنظم دارند و بافت آن‌ها پورفیریک با خمیره



شکل ۳- مقاطع میکروسکوپی دایک‌های تأخیری منطقه مورد مطالعه، (a) دایک ۱qd، (b) دایک ۲qd، (c) دایک ۳qd، (d) دایک گرانودیوریتی، (e) دایک میکرودیوریتی و (f) دایک مونزودیوریتی.

(Qtz=Quartz, Bio=Biotite, Plg=Plagioclase, Amph=Amphibole Mus=Muscovite, Op=Opaque, Px=Pyroxene, Epi=Epidote).

(د) دایک‌های دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd3)

این دایک‌ها با رنگ زمینه تیره مشاهده می‌شوند و حاوی فنوکریست‌های سفید پلاژیوکلاز، فنوکریست‌های بیوتیت عمدتاً سالم و آمفیبول‌های نیمه سالم هستند (شکل ۳c). پلاژیوکلازها (۷۰٪-۵۰) به صورت فنوکریست‌های زونه با ماکل آلبیتی می‌باشند که گاهی از حاشیه و شکستگی‌ها سرپستی شده‌اند. بیوتیت‌ها (۱۵٪-۰) عمدتاً سالم هستند و تنها کمی از حاشیه کلریتی شده‌اند، همچنین آمفیبول‌ها (۱۵٪-۰) نسبتاً دگرسان شده و فقط بخشی از آن‌ها سالم می‌باشد. کوارتز (۱۵٪-۰) به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شود و کانی‌های کدر (۵٪-۰) به مقدار کم در زمینه پراکنده‌اند که بیشتر در ارتباط با دگرسانی کانی‌های فرومنیزین می‌باشند. بافت این دایک‌ها پورفیریک با زمینه ریزبلور تا میکرولیتی پورفیریک می‌باشد و دگرسانی این سنگ‌ها از نوع پروپیلیتیک ضعیف است. روند دایک‌های این گروه عمدتاً شمالی - جنوبی و شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد.

(و) دایک‌های میکرودیوریتی (md)

این گروه از دایک‌ها از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آثار کلریتی و دگرسان شده آمفیبول در زمینه میکرولیتی ریزبلور تشکیل شده‌اند (شکل ۳e). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۷۰٪-۵۰) معمولاً شکل دار و زونه با ماکل پلی سنتتیک هستند و گاهی حاشیه سرپستی دارند. همچنین در این گروه فنوکریست‌های بیوتیت (۲۰٪-۰) و آمفیبول (۱۵٪-۰) نسبتاً سالم تا کلریتی شده‌اند. کوارتز (۱۰٪-۰) در این گروه به مقدار کم به صورت فنوکریست و گاه زینوکریست در داخل سنگ وجود دارد. کانی‌های کدر (۵-۰٪) به صورت دانه ریز در زمینه پراکنده‌اند و در برخی نمونه‌ها درصد کانی‌های کدر بالا و به صورت رگچه پیریت می‌باشند. بافت این دایک‌ها میکرولیتی پورفیریک تا پورفیریک با زمینه ریزبلور می‌باشد. روند این دایک‌ها متفاوت بوده اما به طور عمده دارای روند شمال شرق - جنوب غرب می‌باشند و دگرسانی آن‌ها از نوع پروپیلیتیک ضعیف تا متوسط است.

(ه) دایک‌های مونزودیوریتی (mzd)

این گروه از دایک‌ها زمینه سبز تیره داشته و حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، مقدار کمی بیوتیت و آمفیبول دگرسان شده و مقدار زیادی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن هستند (شکل ۳f). فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (۷۰٪-۵۰) زونه و با ماکل پلی سنتتیک و تماماً سالم می‌باشند. مقدار زیادی کلینوپیروکسن (۲۰٪-۵) به صورت فنوکریست‌های شکل دار تا نیمه شکل دار در این نوع دایک‌ها وجود دارد که برخی از آن‌ها به کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند. این دایک‌ها توسط رگچه‌های کوارتزی ریزبلور قطع شده‌اند که در آن‌ها، کانی‌های کدر از نوع پیریت و کالکوپیریت به صورت ریز و بین دانه‌ای، مشاهده می‌شوند. کوارتز در این دایک‌ها مشاهده نشده و کانی‌های اپک (۱۰٪-۵) با درصد نسبتاً بالا و به صورت بلورهای بزرگ مکعبی

(۱۰٪-۰) تا حدود زیاد و گاه تماماً کلریتی شده‌اند. کوارتز در این گروه به مقدار زیاد (۳۰٪-۲۰) با بافت موزائیکی و پتاسیم فلدسپار (۵٪-۰) به صورت بلورهای نسبتاً کوچک تا درشت بلور بی شکل قابل مشاهده می‌باشند. در این گروه، کانی‌های کدر (۵٪-۰) به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و پراکنده در متن سنگ می‌باشند. این توده در کل فاقد کانی‌سازی و زون‌های دگرسانی گرمایی است و در مقایسه با استوک پورفیری، رخنمون بسیار کوچکی دارد. بافت توده گرانودیوریت تأخیری، گرانولار و بافت دایک‌های منشعب شده از آن، پورفیریک با زمینه ریز تا متوسط بلور است. دگرسانی غالب در این مجموعه، از نوع سرپستیک ضعیف - پروپیلیتیک ضعیف می‌باشد و روند غالب دایک‌های گرانودیوریتی شمال غرب - جنوب شرق است.

در محل کنتاکت این توده با استوک کوارتز مونزونیت پورفیری (دره شرقی گنبد قلعه داغی)، که در مجاورت زون پتاسیک استوک کوارتز مونزونیتی واقع است، آثار دگرسانی پتاسیک در یک محدوده باریک در داخل توده گرانودیوریتی مشاهده می‌شود. این آثار شامل حضور بیوتیت‌های پولکی ثانویه و ارتوز ثانویه در نمونه‌های متعلق به محدوده کنتاکت است، همچنین در قالب برخی آمفیبول‌ها، بیوتیت‌های نئوفورمه تشکیل شده است. کانی‌های کدر نیز در این محدوده فراوانی بیشتری داشته و به صورت رگچه‌ای و پرکننده درزه‌ها دیده می‌شوند، جنس این کانی‌ها عمدتاً پیریت با مقدار کمتری کالکوپیریت، کولیت و اکسید تیتان است. همچنین رگچه‌های کوارتزی بسیاری به ضخامت ۰/۱ تا ۵ سانتی‌متر آن‌ها را قطع کرده‌اند که در آن‌ها کانی‌سازی پیریت، کالکوپیریت و کولیت به صورت بین دانه‌ای رخ داده است و این آثار با دور شدن از محل کنتاکت، به سرعت از بین می‌روند.

(ج) دایک‌های دیوریتی تا کوارتز دیوریتی (qd2)

این مجموعه از دایک‌ها با زمینه تیره رنگ دیده شده و حاوی فنوکریست‌های سفید پلاژیوکلاز، آمفیبول‌ها و بیوتیت‌های آلتیه (کلریتی و اپیدوتی) هستند (شکل ۳b). پلاژیوکلازها (۷۰٪-۵۰) به صورت فنوکریست‌های زونه با ماکل آلبیتی می‌باشند که از حاشیه سرپستی شده‌اند، به طوری که در برخی فقط بخش مرکزی سالم مانده است. همچنین در داخل آن‌ها اپیدوت تشکیل شده است. بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها (۱۵٪-۰) تماماً دگرسان و کلریتی شده‌اند و گاه فقط سطوح بلورشناسی آن‌ها باقی مانده است و در داخل آن‌ها اپیدوت نیز تشکیل شده است. کوارتز (۱۰٪-۰) به صورت تعدادی فنوکریست نیمه گرد و با خوردگی خلیجی شکل (زینوکریست) و همچنین به صورت ریزبلور در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. کانی‌های کدر (۵٪-۰) به مقدار کم در متن سنگ پراکنده‌اند. بافت این دایک‌ها میکرولیتی پورفیریک تا پورفیریک با زمینه ریزبلور و روند آن‌ها عمدتاً شمالی - جنوبی و شمال غرب - جنوب شرق است. دگرسانی مشاهده شده در این گروه از سنگ‌ها از نوع دگرسانی فیلیک ضعیف تا متوسط - پروپیلیتیک متوسط می‌باشد.

دایک‌های qd2 و qd3، میکرودیوریتی و مونوزودیوریتی، ترکیب به تدریج بازیک‌تر و از میزان SiO_2 کاسته می‌شود، این کاهش به سمتی است که دایک‌ها از نظر سنی جوان‌تر می‌شوند. روند نزولی مشابه FeO ، MgO و CaO ، می‌تواند نشانگر بالا بودن درصد کانی‌های فرومنیزین در دایک‌های تأخیری بازیک‌تر باشد. روند نزولی TiO_2 مربوط به مشارکت Ti در ساختمان مگنتیت، پیروکسن و سایر کانی‌های فرومنیزین و تبلور تفریقی این فازها در دایک‌های بازیک‌نسل‌های تأخیری‌تر است. Al_2O_3 نیز روند نسبتاً نزولی دارد که به همراه کاهش CaO ، نشانگر تفریق بخشی پلاژیوکلاز است.

Na_2O سیر صعودی عادی نشان می‌دهد به جز در دایک‌های نسل اول qd1، که روندی متفاوت و مجزا دارند که با توجه به قدمت بیشتر و دگرسانی شدیدتر نسبت به سایر دایک‌ها و متحرک بودن این عنصر در طی دگرسانی، قابل توجه می‌باشد. K_2O سیر صعودی نشان می‌دهد که می‌تواند به علت تبلور پتاسیم فلدسپار در ترم‌های اسیدی باشد. لذا بر اساس این نمودارها و ترتیب زمانی نفوذ دایک‌های تأخیری، برای این مجموعه می‌توان از مدل تفریق در یک آشیانه ماگمایی استفاده نمود. در اثر تفریق ثقلی، ترم‌های بازیک در کف آشیانه و ترم‌های اسیدی‌تر به سمت بالا تحول می‌یابند. در اثر مهاجرت ماگمای مستقر در آشیانه به سمت بالا، ابتدا ترم‌های اسیدی‌تر تریق و جایگیری کرده، سپس بخش‌های عمقی آشیانه تخلیه شده‌اند و در نتیجه دایک‌های تأخیری‌تر، مافیک‌تر می‌باشند. روند تغییرات عناصر نادر خاکی در دایک‌های تأخیری و استوک پورفیری (شکل ۷-ب) و روابط صحرائی آن‌ها، هم‌منشاء بودن این سنگ‌ها و رخداد تفریق در یک آشیانه ماگمایی مشترک را تأیید می‌نمایند.

نمونه‌های مربوط به دایک‌های تأخیری در نمودار A/CNK- SiO_2 ، روند صعودی کم شیب و ملایم را به نمایش می‌گذارند (شکل ۵ج). روند کلی در نمودار CaO-MgO صعودی است که نشانگر مصرف همزمان MgO و CaO و تشکیل کلینوپیروکسن در دایک‌های تأخیری بازیک می‌باشد. البته در مقادیر بالاتر از ۳ درصد MgO ، روند کلی اندکی حالت نزولی نشان می‌دهد که نشانگر مصرف MgO به تنهایی است (شکل ۵ک).

تا نیمه شکل‌دار در متن سنگ پراکنده‌اند و به ویژه در مجاورت تجمعات فنوکریست‌های پیروکسن بیشتر مشاهده می‌شوند. این گروه از دایک‌ها از نظر فراوانی در منطقه، نسبتاً کمیاب می‌باشند و بافت آن‌ها میکروولیتی پورفیریک است. روند دایک‌های این گروه شمال شرق - جنوب غرب بوده و طول کمی دارند.

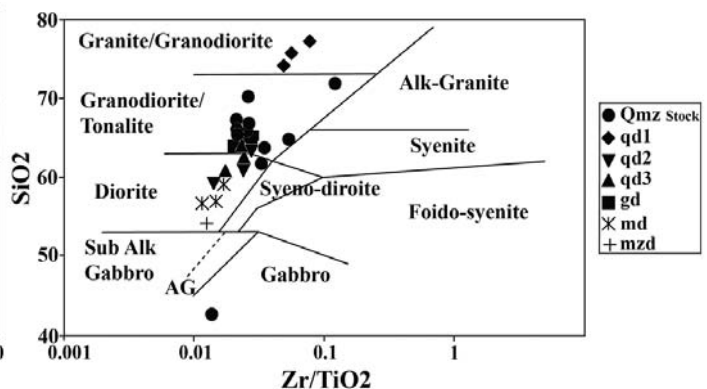
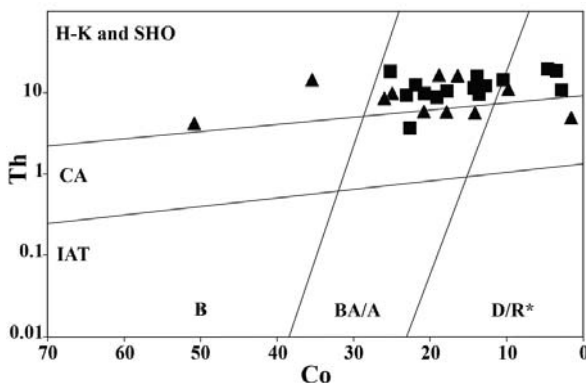
به منظور رده‌بندی سنگ‌شناسی (بدلیل دگرسان بودن اکثر نمونه‌ها)، از نمودار (الف) $\text{Zr/TiO}_2\text{-SiO}_2$ استفاده شده است. بر اساس این نمودار، اکثر نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت تا دیوریت واقع می‌شوند (شکل ۴-الف).

در نمودار Th-Co (Hastie et al., 2007) اکثر نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی واقع می‌شوند (شکل ۴-ب). با توجه به این نمودار می‌توان گفت ماگمای مولد این سنگ‌ها سرشت شوشونیتی و کالک آلکالن با پتاسیم بالا دارد.

سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی

جهت بررسی سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌ها و دایک‌های نفوذی منطقه، تعداد ۱۱ نمونه از استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و تعداد ۱۶ نمونه از توده گرانودیوریتی و دایک‌های تأخیری به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج آنالیزهای شیمیایی نمونه‌های منطقه در جدول ۱ و ۲ ارائه شده‌اند. لازم به ذکر است که علت بالا بودن درصد سیلیس به ویژه در دایک‌های qd1، وجود زینوکریست‌های درشت کوارتز در آن‌ها می‌باشد.

جهت بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی دایک‌های تأخیری منطقه و تعیین مسیر تحولات ماگمایی، از نمودارهای اکسید - اکسید (Harker, 1909) استفاده شده است (شکل ۵ا-۱). در نمودارهای هارکر روند تغییرات نسبتاً منظم است و با افزایش میزان SiO_2 ، مقادیر TiO_2 ، MgO ، CaO ، FeO ، Fe_2O_3 و P_2O_5 ، سیر نزولی نشان می‌دهند. این روند مبین هم‌ماگما بودن آن‌ها و بروز تغییرات کانی‌شناختی در دایک‌های تأخیری، متناسب با ترتیب زمانی نفوذ آن‌ها است. در محدوده مورد مطالعه، ترکیب دایک‌های نسل اول qd1 نسبت به بقیه اسیدی‌تر بوده و به سمت



شکل ۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در (الف) نمودار $\text{Zr/TiO}_2\text{-SiO}_2$ (Winchester and Floyd, 1977)، (ب) نمودار Th-Co (Hastie et al., 2007).

جدول ۲- نتایج بررسی آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی و محاسبه کانی‌های نورماتیو استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری منطقه مورد مطالعه.

	استوک کوارتز مونزونیت پورفیری	توده و دایک‌های گرانودیوریتی	دایک‌های qd1	دایک‌های qd2	دایک‌های qd3	دایک‌های md	دایک‌های mzd
SiO ₂ (Mean)	٪ ۶۶	٪ ۶۴/۹	٪ ۷۵/۵	٪ ۶۱/۴۶	٪ ۶۲/۸۳	٪ ۵۷/۷	٪ ۵۴/۱
Na ₂ O+K ₂ O (Mean)	٪ ۵/۷۲	٪ ۶/۷۹	٪ ۷/۱۳	٪ ۶/۵۲	٪ ۶/۳	٪ ۵/۷	٪ ۴/۸۳
Na ₂ O/K ₂ O (Mean)	۰/۵۴	۱/۹۶	۰/۲۳	۲/۰۶	۲/۲	۱/۳	۱/۵
Al ₂ O ₃ (Mean)	٪ ۱۴/۷	٪ ۱۵/۶۳	٪ ۱۲/۷	٪ ۱۶/۷۵	٪ ۱۵/۷۶	٪ ۱۶/۸۶	٪ ۱۷/۸۵
آنورتیت نورماتیو (متوسط)	٪ ۳/۲	٪ ۱۴/۰۳	٪ ۱/۶۶	٪ ۱۰/۴۷	٪ ۱۳/۶۷	٪ ۹/۰۳	٪ ۲۰/۸۳
ارتوز نورماتیو (متوسط)	٪ ۲۲/۷۹	٪ ۱۳/۸۳	٪ ۳۴/۸۴	٪ ۱۳/۴۹	٪ ۱۲/۲۲	٪ ۱۵/۱۷	٪ ۱۱/۶۶
آلبیت نورماتیو (متوسط)	٪ ۱۷/۶۹	٪ ۳۸/۷۶	٪ ۱۱/۶۱	٪ ۳۸/۰۷	٪ ۳۷/۴۵	٪ ۲۸/۵۳	٪ ۲۵/۲۶
کوارتز نورماتیو (متوسط)	٪ ۳۷/۹۸	٪ ۲۰/۲۷	٪ ۴۴/۵۲	٪ ۱۹/۷۳	٪ ۱۹/۴۳	٪ ۱۹/۵۶	٪ ۸/۲۶

شده است.

مقدار Zn و Pb در دایک‌های تأخیری روند تقریباً افقی دارد (شکل ۶g-f) و مقدار آن‌ها فقط در نمونه‌های بخش‌های حاشیه‌ای استوک پورفیری در کیکال و روستای بارملک (در غرب کیکال)، افزایش نشان می‌دهد. مقدار سرب و روی در دو نمونه برداشت شده از غرب کیکال به ترتیب ۱۶۸ ppm و ۹۲۷ ppm محاسبه گردید که این مسأله نشانگر تجمع این عناصر در بخش‌های دوردست و حاشیه‌ای توده پورفیری توسط محلول‌های گرمابی نسبتاً دما پایین‌تر است که بر اساس حضور رگچه‌های اسفالریت - گالن در این بخش‌ها تأیید می‌شود.

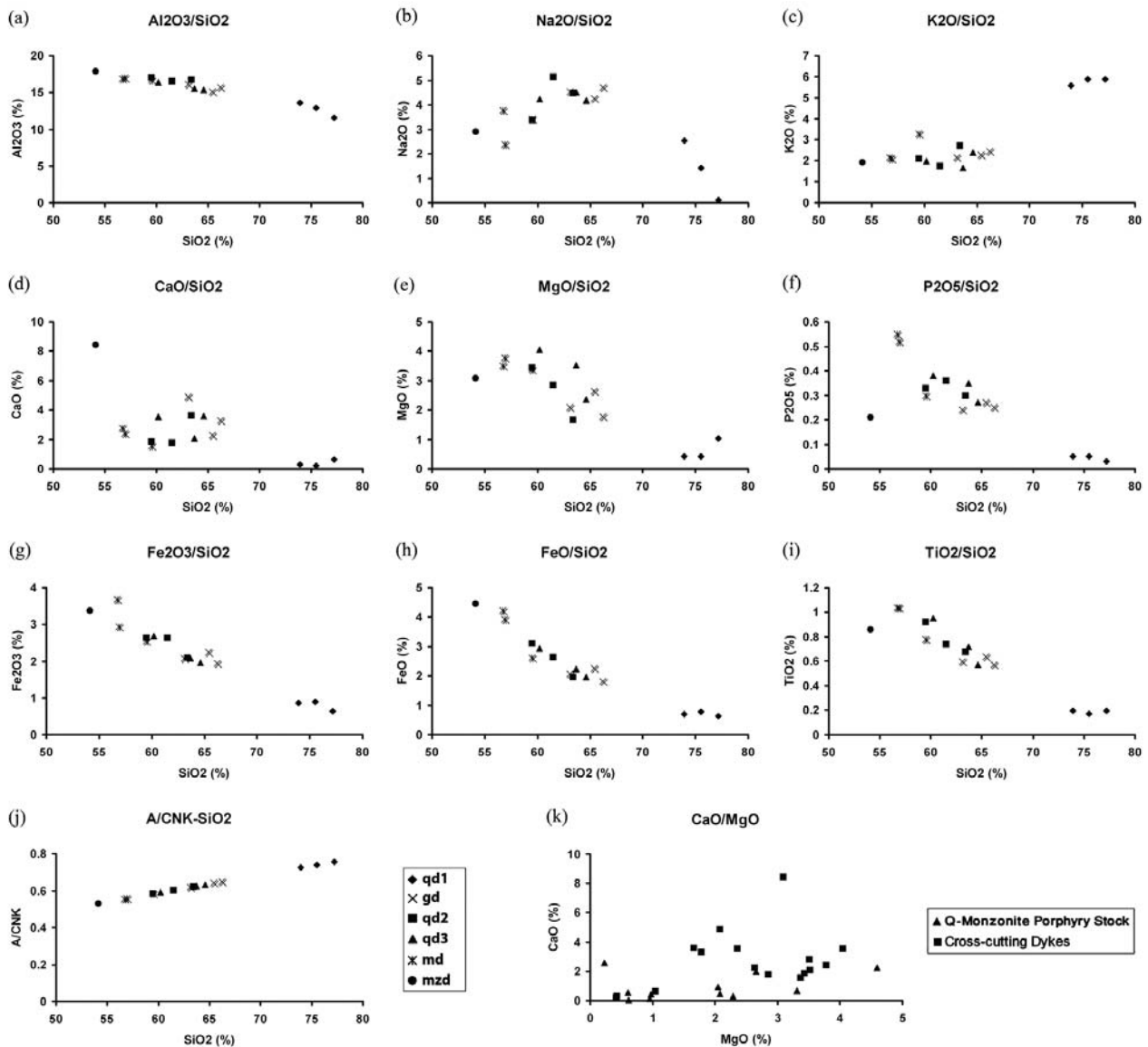
عنصر Nb، در ابتدا روندی صعودی و سپس نزولی نشان می‌دهد (شکل ۶h) که این الگوی زنگوله‌ای نشانگر مشارکت احتمالی آن در ساختمان آمفیبول‌ها است. پراکندگی و بی‌نظمی نسبی در این روندها را می‌توان به پدیده‌های هضم و آرایش ماگمایی نسبت داد (Atherton and Sanderson, 1985).

از عناصر نادر خاکی (REE) La و Yb تقریباً روند مشابهی دارند (شکل ۶i-j) و بیشترین تمرکز آن‌ها در ترم‌های حدواسط است. این مسأله می‌تواند نشانگر تغییرات درصد مودال کانی‌های میزبان مانند آپاتیت، آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها در بخش‌های مختلف توده و دایک‌های تأخیری باشد. در نمودار Zr/Y-SiO₂ روند صعودی مشخصی دیده می‌شود

(شکل ۶k) که علت آن ماهیت ناسازگارتر Zr نسبت به Y و تغلیظ بیشتر آن در ترم‌های اسیدی‌تر است. افزایش Zr/Y در ترم‌های حدواسط به دلیل حضور آمفیبول است.

نمودار Ti/Zr-SiO₂ نیز روندی نزولی دارد (شکل ۶l) که نشانگر مصرف Ti در ترم‌های بازیگ و شبکه کانی‌های فرومنیزین و مگنتیت است در حالی که Zr در داخل مذاب باقیمانده تمرکز می‌یابد و در نهایت در شبکه زیرکن وارد می‌شود.

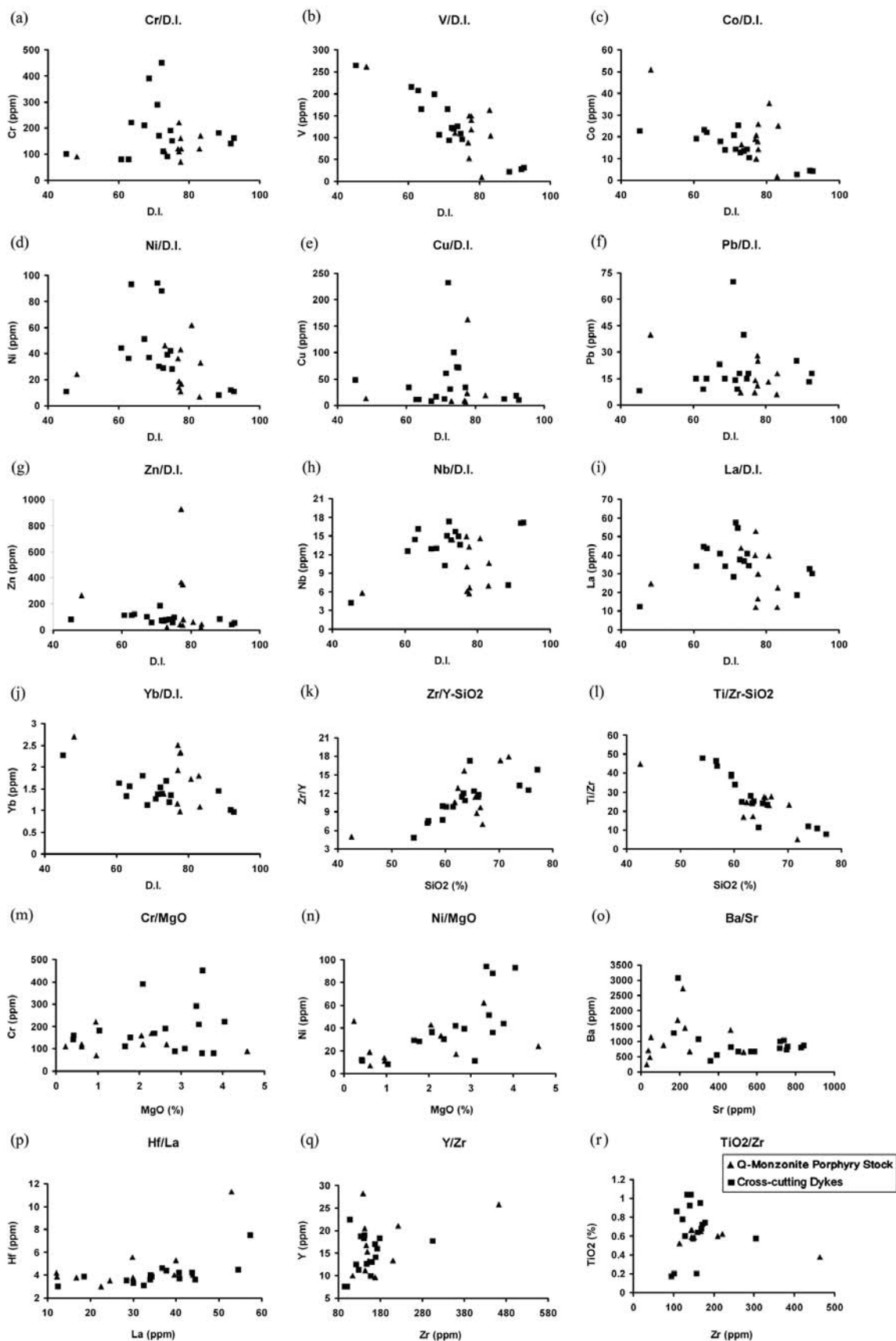
نمودارهای Cr/MgO و Ni/MgO روند کلی صعودی دارند (شکل ۶m-n) که می‌تواند نشانگر جدایش و مصرف کروم و نیکل در شبکه کلینوپیروکسن و کانی‌های فلزی مانند ایلمنیت و مگنتیت باشد. سیر نزولی مشخص در نمودار Ba/Sr (شکل ۶o)، بدلیل مشارکت Sr در شبکه پلاژیوکلازهای کلسیک و عدم مصرف Ba است. اما در ترم‌های اسیدی‌تر، Ba وارد شبکه فلدسپارهای پتاسیم می‌شود و در عوض از ورود Sr به شبکه پلاژیوکلازهای سدیک جلوگیری می‌شود، به عبارتی این دو عنصر رفتار معکوس نسبت به یکدیگر نشان می‌دهند. در نمودار Hf/La روند صعودی ملایمی وجود دارد (شکل ۶p) که بدلیل تمرکز Hf در ترم‌های اسیدی و مشارکت آن در شبکه زیرکن به جای Zr⁴⁺ است. افزایش La نیز می‌تواند مربوط به مشارکت آن در شبکه آپاتیت، اسفن و ... باشد. در نمودار Y/Zr روند صعودی دیده می‌شود (شکل ۶q) که نشانگر مقادیر مودال متفاوت



شکل ۵- نمودارهای اکسید - اکسید (Harker, 1909) دایک‌های تأخیری منطقه مورد مطالعه، نمودار (j) نمودار A/CNK-SiO₂ و نمودار (k) نمودار CaO-MgO می‌باشند.

این نمودار آنومالی مثبت Sn, Hf, Zr, Th, Ba, Rb نیز مشاهده می‌شود که می‌تواند حاصل تأثیر پوسته قاره‌ای بر تحول ماگمای مولد استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری باشد. آنومالی مثبت Hf و Zr در برخی نمونه‌ها بدلیل وجود زیرکن بوده و آنومالی مثبت Zr, Cs, Hf را می‌توان به دخالت پوسته قاره‌ای نسبت داد. آنومالی منفی Ti احتمالاً مربوط به تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی‌های فرومینزین حاوی Ti است و تبلور بخشی آپاتیت نیز مسئول آنومالی منفی P بوده است. آنومالی نسبتاً منفی Eu (Eu/Eu* = 0.7-1.01) نشانگر تبلور تفریقی پلاژیوکلازهای کلسیک می‌باشد و در سایر توده‌های شدیداً دگرسان همراه با کانسازهای مس پورفیری نیز گزارش شده است (Richards et al., 2001; Wang et al., 2004). در نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به

پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند است. در نمودار TiO₂/Zr خاصی قابل تشخیص نیست (شکل ۶۲) و ممکن است به دلیل تغییر در میزان بیوتیت، کلینوپیروکسن و هورنبلندهای حدواسط در استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری مختلف باشد. در نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) (شکل ۷- الف)، عناصر Mo, K, Pb, Cs و U آنومالی مثبت و عناصر P, Sr, Eu, Ti, Nb آنومالی منفی نشان می‌دهند که این الگو، از مشخصات توده‌های نفوذی در قوس‌های قاره‌ای محسوب می‌شود (Wang et al., 2004; Richards et al., 2001). همچنین شاخص ماگماهای کالک آلکالن می‌باشد. البته برخی از این آنومالی‌ها (برای مثال Mo, Pb و Sr) ممکن است در اثر رخداد دگرسانی و ورود و خروج عناصر توسط سیالات گرمابی حاصل شده باشند. در

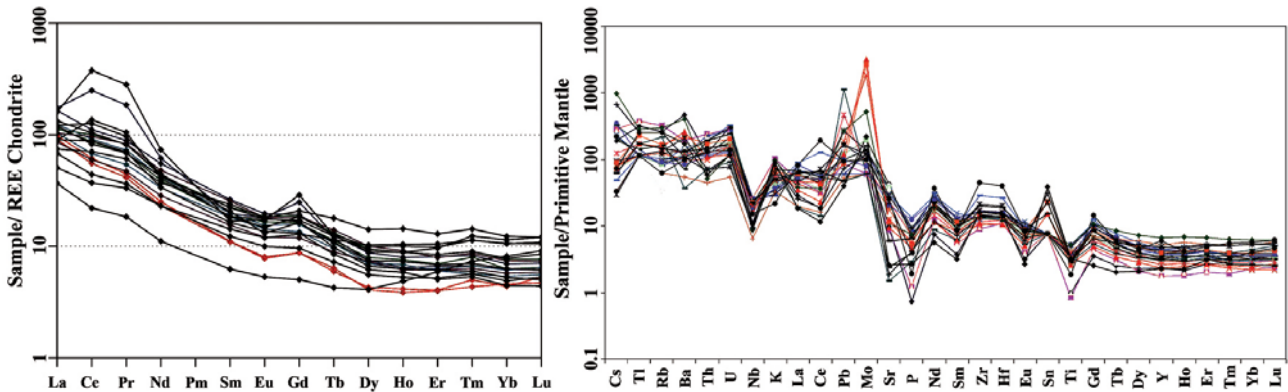


شکل ۶- (a-j) نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در مقابل شاخص تفریق (Thornton and Tuttle, 1960), (k-r) نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب در استوک پورفیری و دایک‌های تأخیری منطقه مورد مطالعه.

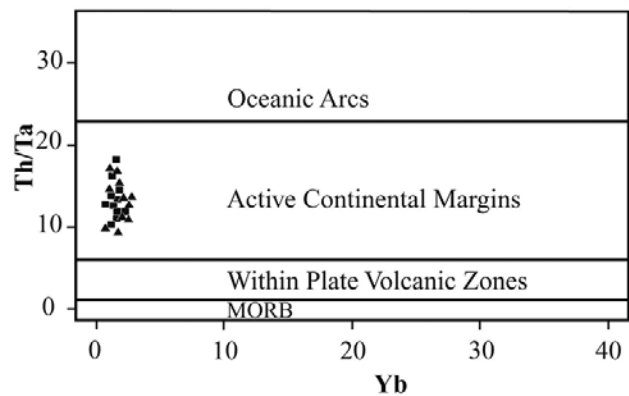
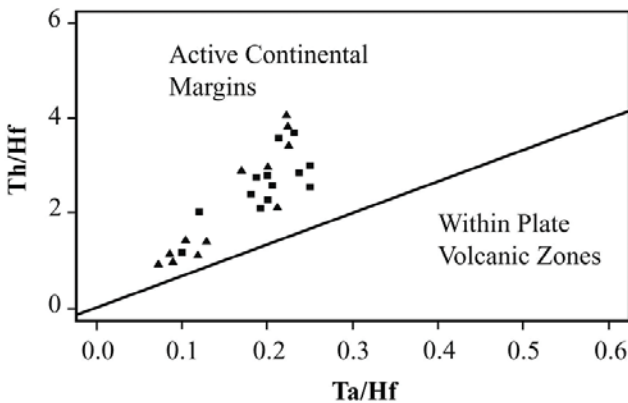
پوسته‌ای باشد.

در نمودار Ba-Nb/Y (شکل ۸-الف)، پراکندگی نقاط نمونه‌ها نشان می‌دهد که مذاب و سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در تحول ماگمای مادر نقش داشته‌اند (Hou et al., 2005). بر اساس نمودار K/Rb-SiO₂ (Blavin, 2004)، سنگ‌های نفوذی منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای I-type قرار گرفته و جزو ماگماهای نسبتاً تحول یافته هستند (شکل ۸-ب).

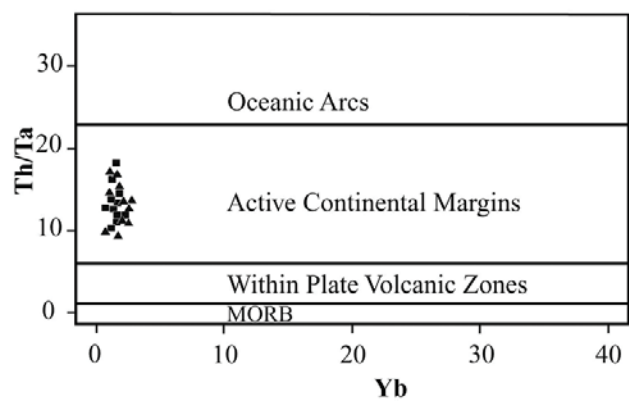
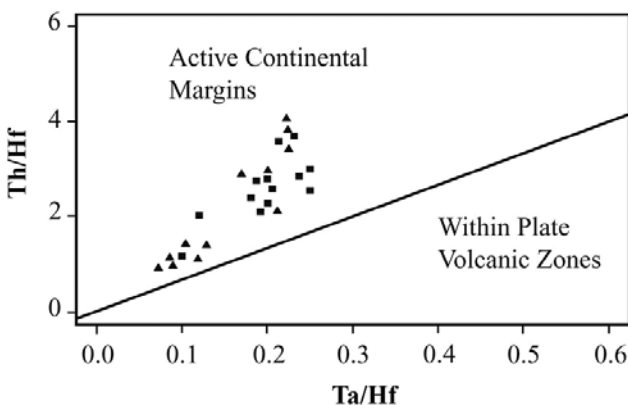
کندریت (Nakamura, 1974)، الگوی حاصله شیب منفی مشخصی را از عناصر LREE به سمت عناصر HREE نشان می‌دهد که شیب نمودار به سمت HREE بسیار کمتر و مسطح می‌شود (شکل ۷-ب). این الگو همراه با آنومالی منفی Eu، می‌تواند حاصل تبلور قبلی و جدایش پلاژیوکلاز کلسیک، نسبت بالای فوگاسیته CO₂/H₂O و وجود گارنت در مواد منشاء ماگمای مولد این سنگ‌ها باشد. البته شدت نسبتاً کم این آنومالی منفی می‌تواند بدلیل تفریق و آلیش



شکل ۷- (الف) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای استوک کوارتز مونزونیت پورفیری و دایک‌های تأخیری منطقه مورد مطالعه (McDonough and Sun, 1995) و (ب) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974).



شکل ۸- (الف) نمودار Ba-Nb/Y (Hou et al., 2005)، (ب) نمودار K/Rb-SiO₂ (Blavin, 2004).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای دو متغیره (الف) Th/Ta-Yb و (ب) Th/Hf-Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2002)

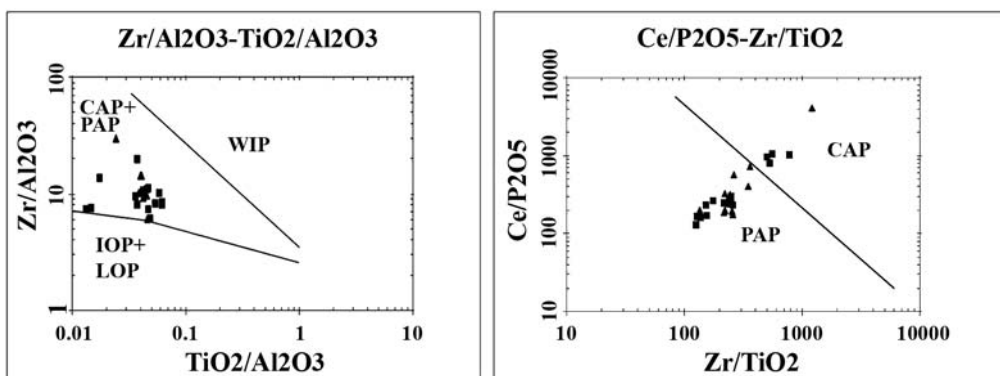
در نمودار $(\text{FeO}/\text{FeO}+\text{MgO})/\text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) بخش اعظم نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کردیلرایی با ترکیب منیزین قرار می‌گیرند (شکل ۱۲)، لذا تحول ماگمای مادر این سنگ‌ها تحت شرایط اکسیدان و fO_2 بالا صورت گرفته است. در نمودار عنکبوتی رسم شده برای عناصر کمیاب که نسبت به پلاژیوگرانیت‌های شکاف میان اقیانوسی (ORG) بهنجار شده‌اند (Pearce et al., 1984)، نمونه‌ها از نظر عناصر Th ، Ce ، Ba ، Rb ، K_2O و Y ، Nb ، Yb ، آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۳-الف). این الگو شباهت و انطباق زیادی با الگوی توزیع عناصر کمیاب در توده‌های نفوذی قوس‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای نظیر شیلی و تا حدودی جامائیکا دارد (شکل ۱۳-ب) و آن را می‌توان به عنوان شاخصی برای جایگیری ماگمای مادر در پوسته قاره‌ای با ضخامت زیاد تا متوسط تفسیر کرد که تحت تأثیر ذوب بخشی و آلیش پوسته‌ای نیز قرار گرفته است. این الگو تحت عنوان الگوی با تسلط پوسته‌ای معرفی شده است (Pearce et al., 1983; Harris et al., 1984). همچنین آنومالی منفی عناصر HREE می‌تواند نشانگر عمق زیاد تشکیل ماگما و وجود گارنت و زیرکن در مواد منشأ این ماگما باشد.

جایگاه زمین‌ساختی واحدهای نفوذی منطقه

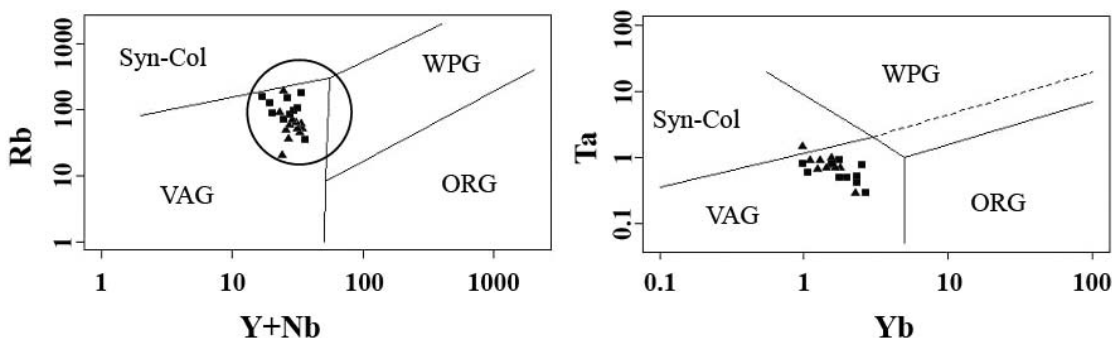
برای تعیین محیط تکتونیکی این مجموعه سنگی، از نمودارهای $\text{Th}/\text{Hf}-\text{Ta}/\text{Hf}$ و $\text{Th}/\text{Ta}-\text{Yb}$ (Schandl and Gorton, 2002) استفاده شده است. نقاط معرف نمونه‌ها در این نمودارها در محدوده مرتبط با قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۹-الف و ب).

جهت تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی بعد از تصادم نیز از دیگر گرام‌های $\text{Ce} / \text{P}_2\text{O}_5 - \text{Zr} / \text{TiO}_2$ و $\text{Zr} / \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1997) استفاده شده است (شکل ۱۰). در نمودار $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ، نمونه‌های نفوذی منطقه در محدوده قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای (CAP) و قوس‌های بعد از تصادم (PAP) واقع شده‌اند. در نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ نمونه‌ها عمدتاً در محدوده قوس‌های بعد از تصادم قرار گرفته‌اند.

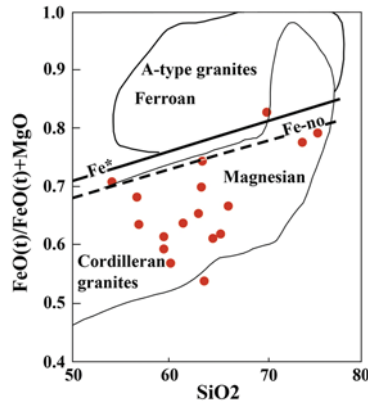
در نمودارهای $\text{Rb}/\text{Y}+\text{Nb}$ و $\text{Ta}-\text{Yb}$ (Pearce et al., 1984) نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس‌های آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۱۱). بخشی از نمودار (شکل ۱۱-ب) توسط Pearce (1996) به عنوان محدوده پس از برخورد پیشنهاد شده، که نقاط معرف نمونه‌ها عمدتاً در این محدوده واقع شده‌اند.



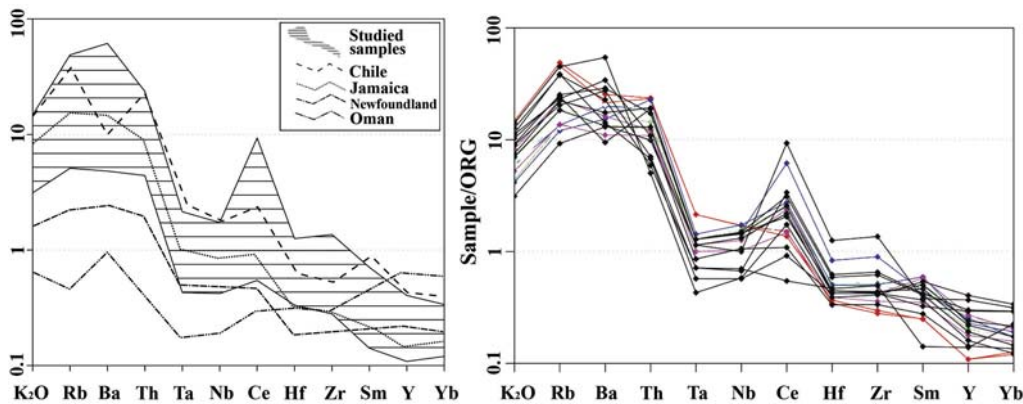
شکل ۱۰- الف) نمودار $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ و ب) $\text{Zr}/\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1997).



شکل ۱۱- نمودارهای دو متغیره الف) $\text{Ta}-\text{Yb}$ و ب) $\text{Rb}/\text{Y}+\text{Nb}$ (Pearce et al., 1984) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه که در محدوده گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. در شکل ب) محدوده پیشنهادی توسط Pearce, 1996 برای گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد نشان داده شده است.



شکل ۱۲- نمودار $(FeO_t/FeO_t+MgO)/SiO_2$ (Frost et al., 2001) برای تعیین تیپ گرانیته‌ها.



شکل ۱۳- (الف) نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای عناصر کمیاب در استوک پورفیری که نسبت به پلاژیوگرانیته‌های شکاف میان اقیانوسی (ORG) بهنجار شده‌اند (Pearce et al., 1984)، (ب) انطباق نسبی الگوی توزیع، عناصر کمیاب نمونه‌های استوک کوارتز مونزونیت پورفیری کیکال با توده‌های نفوذی مشابه در شیلی و تا حدودی جامائیکا (گرانیته‌های کالک آلکالن قوس آتشفشانی).

ماگما و یا تفریق آن باشد.

۵- نمونه‌های توده پورفیری و دایک‌های تأخیری از نظر جایگاه زمین‌ساختی، در موقعیت وابسته به قوس‌های آتشفشانی و بطور کلی در موقعیت قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد قرار می‌گیرند.

تشکر و قدردانی

بخشی از این پژوهش با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تبریز در قالب طرح پژوهشی انجام شده است و از معاونت تحصیلات تکمیلی و پژوهشی دانشگاه تبریز تشکر می‌گردد.

منابع

- آقاباتی، ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶.
- زرناب اکتشاف (مهندسین مشاور)، ۱۳۸۶. گزارش مطالعات زمین‌شناسی و آتراسیون محدوده کیکال و بارملک در مقیاس ۱:۵۰۰۰.
- کاوشگران (مهندسین مشاور)، ۱۳۸۵. اکتشافات

نتیجه‌گیری

۱- توده نفوذی کیکال از نظر سنگ‌شناسی، ترکیب کوارتزمونزونیت و بافت پورفیریک با زمینه ریزبلور داشته و در اثر دگرسانی گرمابی، زون‌های دگرسانی پتاسیک، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک در آن توسعه یافته‌اند.

۲- دایک‌های تأخیری متعددی با ترکیب دیوریتی - کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، میکرودیوریتی و مونزودیوریتی، استوک پورفیری را مورد هجوم قرار داده‌اند.

۳- ماگمای مولد این نفوذی‌ها، سرشت کالک آلکالن با پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشانگر دخالت مذاب و سیالات برخاسته از صفحه فرورونده در تحول ماگمای مولد آن‌ها می‌باشد.

۴- این نفوذی‌ها ناهنجاری مثبت و مشخص Th, Rb, K_2O و Ba و ناهنجاری منفی Yb, Y, Hf, Zr و تا حدی Ta دارند که نشانگر جایگیری در پوسته قاره‌ای با ضخامت زیاد تا متوسط و تأثیر ذوب بخشی و آرایش پوسته‌ای است. همچنین عناصر HREE ناهنجاری منفی نشان می‌دهند که می‌تواند نشانگر عمق زیاد تشکیل ماگما و وجود گارنت و زیرکن در مواد منشأ این

- McDonough, W. F., and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-254.
- Muller, D., and Groves D. I., 1997. Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization. Sec. Updated. Springer-Verlag, 242.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Pearce, J. A., 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episode*, 19, 120-125.
- 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.
- Richards, J.P., Boyce, A.J., and Pringle, M.S., 2001. Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. *Economic Geology*, 96, 271-305.
- Schandl, E.S., and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology*, 97, 629-642.
- Thornton, C.P., and Tuttle, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks: Part 1. Differentiation index. *American Journal of Science*, 258, 665-684.
- Wang, Y., Chung, S.L., O'Reilly, S.Y., Sun, S.S., Shinjo, R., and Chen, C.H., 2004. Geochemical Constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. *Journal of Petrology*, 45, 975-1011.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 16, 325-343.
- لیتوژئوشیمیایی در منطقه کیکال با مقیاس ۱:۵۰۰۰. شرکت ملی صنایع مس ایران.
- کاوشگران (مهندسین مشاور)، ۱۳۸۶. اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای در منطقه کیکال با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰. شرکت ملی صنایع مس ایران.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 983-992.
- Atherton, N.P., and Sanderson, L.M., 1985. Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes. Blackie, Glasgow, 328.
- Blavin, P.L., 2004. Metallogeny of granitic rocks. The Ishihara Symposium: Granites and Associated Metallogenesis, *Geoscience Australia*, 1-4.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., and Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Harker A., 1909. *The Natural History of Igneous Rocks*. Macmillan, New York, 384.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J., Almond, D. C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London*, 140, 245-256.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
- Hou, Z., Zhong, D., Deng, W., and Khin, Z., 2005. A tectonic model for porphyry copper-molybdenum-gold deposits in the eastern Indo-Asian collision zone, In: Porter, T.M. (ed.), *Super porphyry copper and gold deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide, 2, 423-440.