

پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان واقع در زون سنندج - سیرجان

احمد رانین^۱، علی اصغر سپاهی گرو*^۱، حسین معین وزیری^۲ و فرهاد آلیانی^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

چکیده

مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان که از دو گونه سنگ‌های پلوتونیک با منشأ متفاوت تشکیل شده‌اند، در شمال غرب نوار دگرگونی سنندج - سیرجان واقع هستند. واحدهای چینه‌ای مناطق اطراف آنها شامل فیلیت، سنگ آهک و سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه - پالئوسن و مارن، ماسه‌سنگ و شیل با سن الیگو-میوسن هستند. دو مجموعه پلوتونیک موجود در منطقه عبارتند از: (۱) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال غرب مریوان که بیشتر از سینوگرانیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی آلکالی - کلسیک منیزیم‌دار تا کالک - آلکالی منیزیم‌دار، ساب‌آلکان (کالک‌آلکان)، پراآلمین و از تیپ S هستند. این مجموعه از نظر کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ویژگی‌های گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (Syn-Collision) را نشان می‌دهند. (۲) مجموعه گابرو - دیوریت - کوارتز دیوریت در جنوب شرق مریوان که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی ساب‌آلکان (کالک‌آلکان)، متاآلمین، کلسیک منیزیم‌دار و از تیپ I هستند. سنگ‌های این مجموعه ویژگی‌های سنگ‌های پلوتونیک مشتق شده از گوشته فوقانی را نشان می‌دهند. شایان ذکر است که بلوک‌هایی از مجموعه تیپ I به وسیله سنگ‌های مجموعه تیپ S در بر گرفته شده است.

واژه‌های کلیدی: تیپ I، تیپ S، سنندج-سیرجان، گرانیتوئید، مریوان

مقدمه

برای آنها به کار رفته است که در این مقاله نیز از برخی از آنها استفاده شده است. یکی از مهمترین تقسیم‌بندی‌ها تفکیک گرانیت‌ها به انواع I و S بوده است که توسط (Chappell and White

پترولوژی سنگ‌های گرانیتی یکی از موضوع‌هایی است که از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان قرار داشته است؛ به طوری که از نظر منشأ و محیط تکتونیکی تقسیم‌بندی‌های متنوعی

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در زون سنندج- سیرجان واقع شده است که ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد. بیشترین سنگ‌های رخنمون یافته در این زون مربوط به دوران مزوزوئیک است در حالی که نهشته‌های مربوط به دوران پالئوزوئیک به‌ندرت در قسمت شمال غربی زون رخنمون دارند، اما در قسمت‌های جنوب شرقی رخنمون آنها بیشتر است. سنگ‌های نفوذی موجود در این زون متنوع بوده، اما بیشتر از نوع فلسیک بوده، دارای سن مزوزوئیک هستند.

محجل و سهندی (۱۳۷۸) زون سنندج - سیرجان را از جنوب غرب به طرف شمال شرق به پنج زیر زون تقسیم کرده‌اند که عبارتند از: (۱) زیر زون رادیولاریتی؛ (۲) زیر زون بیستون؛ (۳) زیر زون افیولیتی؛ (۴) زیر زون حاشیه‌ای، و (۵) زیر زون با دگر شکلی پیچیده.

براساس تقسیم‌بندی فوق، منطقه مورد مطالعه بخشی از زیر زون با دگر شکلی پیچیده است و از ویژگی‌های مهم آن وجود سنگ‌های شدیداً دگر شکل یافته و فراوانی واحدهای شیستی، فیلیتی و متاولکانیک است. به عقیده ایشان، این زیر زون با داشتن دو دگرشکلی ناحیه‌ای عمده، اولی با فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان و ایجاد کمر بند آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های پلوتونیک متنوع، از دیگر زیر زون‌های فوق متمایز می‌شود.

در منطقه مورد مطالعه دو مجموعه پلوتونیک، یکی در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق مریوان و

(1974) بر مبنای ویژگی‌های زمین‌شناسی مختلف آنها صورت گرفته است. به مرور طبقه‌بندی‌های ژنتیک و موقعیت تکتونیکی به تقسیم‌بندی گرانیته‌ها اضافه شده است.

در منطقه مریوان تاکنون مطالعات زیادی بر روی سنگ‌های پلوتونیک صورت نگرفته است. از جمله مطالعات معدودی که در مناطق مجاور انجام شده است می‌توان به آراین (۱۳۷۸) اشاره نمود. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه بررسی شده است.

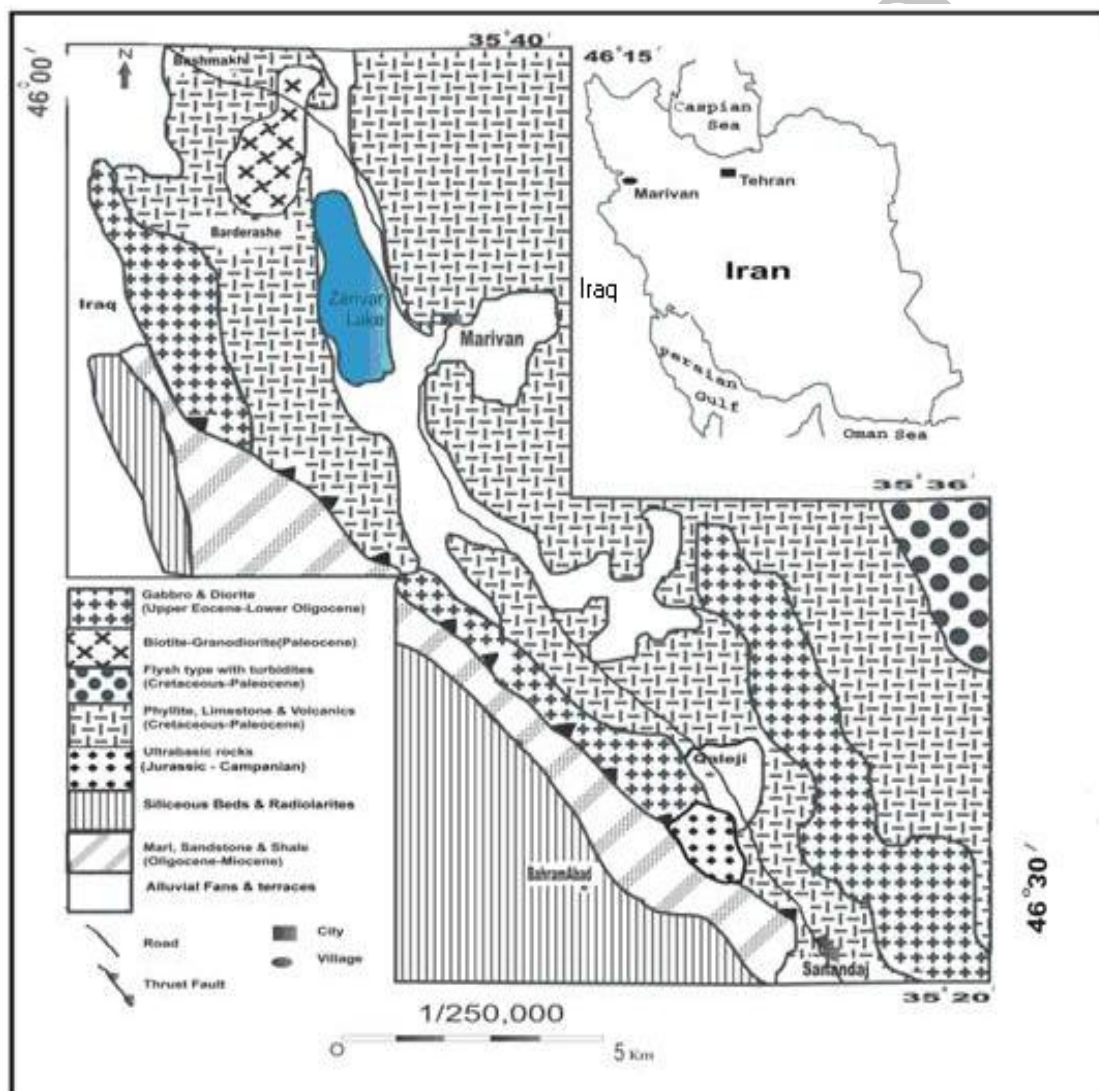
روش انجام پژوهش

پتروگرافی، پتروژنز و نیز فرآیندهای مرتبط با تشکیل مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان از اهداف اصلی این پژوهش است. پس از چند نوبت عملیات صحرایی، ۱۰۰ نمونه از سنگ‌های آذرین و دگرگونی برداشت شد. سپس تعداد ۷۰ مقطع نازک برای مطالعات پتروگرافی تهیه شد. پس از آن، تعداد ۱۸ نمونه از سنگ‌های دو مجموعه پلوتونیک و سنگ‌های دگرگونی مجاور آنها به روش XRF با دستگاه PW2004 در آزمایشگاه کانساران بینالود تهران آنالیز شد.

سپس با استفاده از نرم افزارهای GCDkit، Newpet، CorelDraw و Excel نمودارها و نقشه‌های لازم تهیه شدند. با استفاده از داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به تفسیر پتروژنز و محیط تکتونیکی این مجموعه‌های پلوتونیک پرداخته شده است.

مریوان به خوبی مشخص نیست، اما از آن جهت که هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های مربوط به کرتاسه ایجاد کرده است، سن آن به بعد از این زمان تعلق دارد. با توجه به تعیین سن‌های مربوط به توده‌های نفوذی (بین ۲۷ تا ۴۲ میلیون سال) احتمالاً مرتبط با کوه‌زایی پیرنئ هستند (معین‌وزیری و همکاران، ۱۳۸۷).

دیگری در ۱۵ کیلومتری شمال غرب مریوان در حد فاصل طول‌های جغرافیایی $46^{\circ} 00'$ تا $46^{\circ} 30'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 20'$ تا $35^{\circ} 40'$ شمالی مشخص است (شکل ۱). واحدهای چینه‌ای در برگرنده توده‌ها شامل فیلیت، سنگ آهک و سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه - پالئوسن هستند. زمان بالآمدن توده شمال غرب



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی خلاصه‌شده منطقه مورد مطالعه

(با تغییر از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور).

پتروگرافی

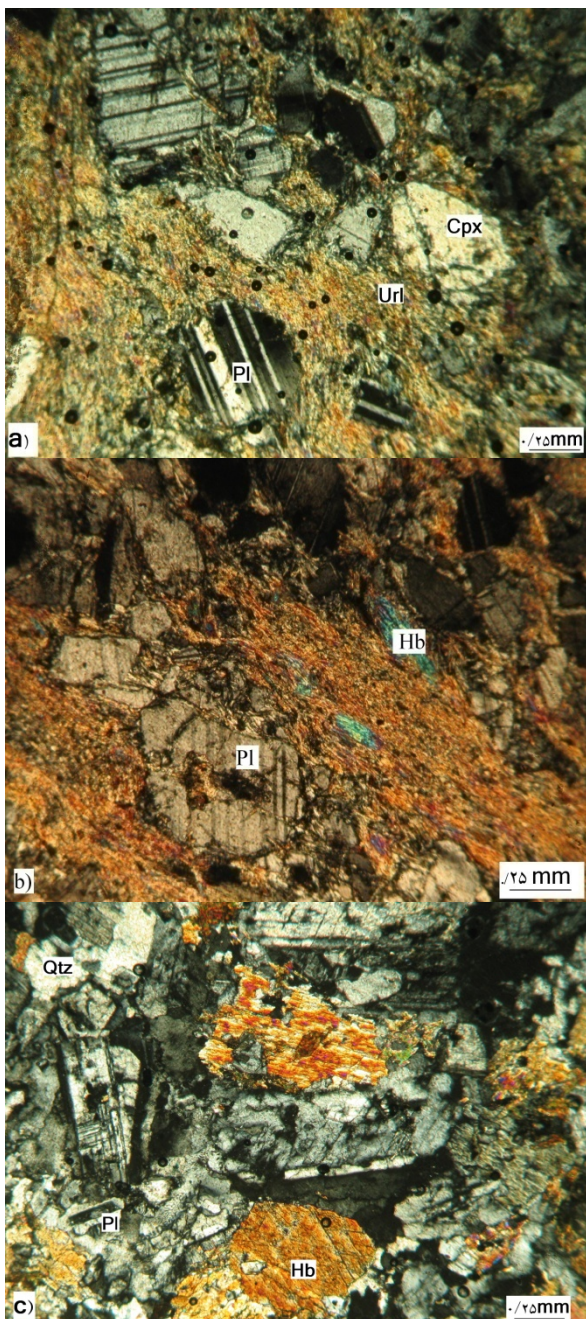
مشاهده می‌شود. ایلمنیت به لوکوسن و اسفن تجزیه شده، اما اسکلت ایلمنیت هنوز باقی است.

۱ - نفوذی‌های جنوب شرق مریوان

کشیدگی این مجموعه در راستای گسل رورانده زاگرس قرار گرفته است. تماس این مجموعه با سنگ‌های اطراف به صورت گسلی است، به همین علت، تفکیک زون‌های دگرگونی در این منطقه دشوار است. در اطراف این توده اغلب واحدهای دگرگونی با درجه کم مشاهده می‌شود. همچنین در اطراف این توده بلوک‌های تکتونیکی از سنگ‌های الترامافیک هم برنزد دارد. سنگ‌های مجموعه جنوب شرق مریوان که از تفریق یک ماگمای واحد تشکیل شده‌اند، شامل گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت هستند که در زیر به پتروگرافی آنها اشاره می‌شود.

۱-۱- گابرو

بافت سنگ‌های گابرویی اغلب نیمه‌شکل‌دار گرانولار و اندازه دانه‌های آنها از ریز تا درشت متغیر است. این واحد در اثر عوامل تکتونیکی به شدت دگرشکل شده است. پلاژیوکلاز بیشترین کانی موجود در سنگ‌های این مجموعه است که گاهی تا حدود ۶۰ درصد حجم کل سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-ا). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز از ۱ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر (ساخت پگماتوئیدی) و اغلب بی‌شکل تا شکل‌دار هستند. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم کلی سنگ را تشکیل می‌دهد و اغلب بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. کلینوپیروکسن به اورالیت دگرسان شده است. رگه‌های غنی از کلسیت و کلینو زوئیزیت در این سنگ



شکل ۲-ا) تصویر میکروسکوپی از گابروی جنوب شرق مریوان، (ب) تصویر میکروسکوپی از دیوریت دگرسان‌شده در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه، و (ج) سنگ کوارتز دیوریت (Cpx = کلینوپیروکسن، Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Url = اورالیت و Hb = هورنبلند).

۱-۲- دیوریت

جمله تبدیل اورتوکلاز به میکروکلین، خمیدگی بیوتیت‌ها، شکستگی و تبلور مجدد در کوارتزها، دگرشکلی‌های حاشیه‌ای بلورهای فلدسپار و میرمکیتی شدن (شکل ۳- a) هستند. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل کوارتز حدود (۳۰٪)، آلکالی فلدسپار (۳۵-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (۳۰-۲۵٪)، بیوتیت (۱۵-۱۰٪) و همراه با کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و زیرکن است.

۲-۲- گرانودیوریت

این سنگ‌ها محدوده بیشتری از مجموعه شمال غرب مریوان را تشکیل می‌دهند. واضح‌تری به دلیل تأثیر نیروهای تکتونیکی بر بلورهای بیوتیت و فلدسپار، این سنگ‌ها جهت یافتگی دارند. دارای بافت نیمه‌شکل دار گرانولار، میرمکیت و کنسرتال (Consertal) بوده، اندازه دانه‌های آن متوسط تا درشت‌دانه است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۰-۳۵٪)، کوارتز (۳۰-۲۵٪)، بیوتیت (۱۵-۱۰٪) و آلکالی فلدسپار (۲۰-۱۵٪) هستند (شکل ۳- b). اندازه دانه‌های پلاژیوکلاز ۰/۵ تا ۱ سانتی‌متر و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. گاهی دارای زونینگ و گاهی دگرسان شده‌اند.

بلورهای کوارتز بی‌شکل، دارای خاموشی موجی و بافت مضرس هستند. برخی از بلورهای آلکالی فلدسپار (اورتوکلاز) دگرشکل شده، ضمن دگرشکلی به میکروکلین تغییر یافته و در حاشیه آنها پدیده میرمکیتی شدن نمایان است. دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل آپاتیت، زیرکن، مسکوویت و کلریت هستند.

بافت موجود در دیوریت‌ها اغلب ساب هدرال گرانولار است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بیشترین حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند و نسبت به گابروها کمتر دگرسان شده‌اند (شکل ۲- b). پلاژیوکلاز اغلب به کانی‌های ثانویه‌ای مثل اپیدوت و گاه سریسیت تبدیل شده‌اند. پیروکسن موجود در این سنگ‌ها کم و اغلب از نوع کلینوپروکسن است. اپیدوت آن از نوع کلینوزوئیزیت است. آمفیبول موجود در این سنگ از نوع اکتینولیت و به صورت بی شکل است.

۱-۳- کوارتز دیوریت

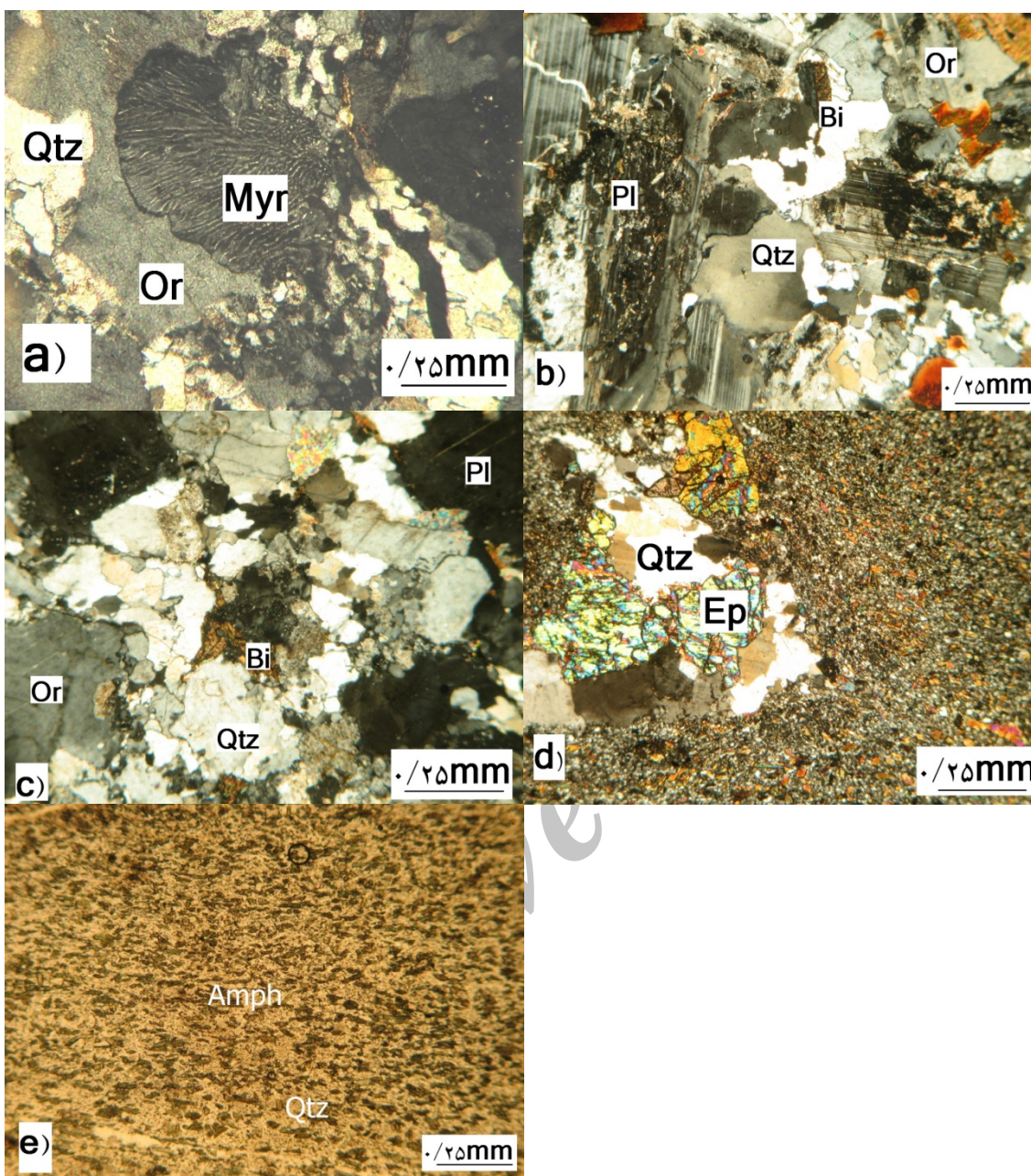
کوارتز دیوریت سنگ دیگری از این مجموعه است که بافت آنها نیمه‌شکل دار گرانولار بوده، میزان کوارتز موجود در این سنگ نسبت به دیوریت‌های منطقه بیشتر است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار بوده، گاهی کینک باند در آن دیده می‌شود. در این سنگ کانی‌های دیگری نظیر بیوتیت و آمفیبول نیز دیده می‌شود (شکل ۲- c).

۲- نفوذی‌های شمال غرب مریوان

این مجموعه شامل سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت و حاصل از تفریق یک ماگمای فلسیک هستند که در اینجا به پتروگرافی آنها پرداخته می‌شود.

۲-۱- مونزوگرانیت

این سنگ‌ها دارای بافت هیپیدئومورف گرانولار و نیز بافت‌های حاصل از دگرگونی دینامیک از



شکل ۳-۳ (a) تصویر میکروسکوپی از بافت میرمکیت در گرانیت‌ها، (b) گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه، (c) تصویر میکروسکوپی از سینوگرانیت، (d) تصویر میکروسکوپی از هورنفلس کالک‌سیلیکاته دانه‌ریز میلونیته، (e) آمفیبول هورنفلس (PPL) = Myr = میرمکیت، Or = ارتوکلاز، Qtz = کوارتز، Bi = بیوتیت، Pl = پلاژیوکلاز، Amph = آمفیبول و Ep = اپیدوت).

۳-۲- سینوگرانیت

این واحد در قسمت شمالی توده رخنمون دارد. این سنگ‌ها دانه متوسط تا دانه‌درشت و به‌رنگ خاکستری و اغلب دارای بافت نیمه‌شکل‌دار گرانولار، میرمکیت و کنسرتال هستند. کانی‌هایی

که در مقطع نازک این سنگ‌ها دیده می‌شوند، شامل کوارتز (۲۵-۳۰٪)، آلکالی‌فلدسپار (۴۰-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (۱۵-۲۰٪)، بیوتیت (۵-۱۰٪) و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، مسکوویت و کانی‌های فلزی هستند. رشد توأم کوارتز با

هورنفلس شده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده هورنفلس‌های کالک‌سیلیکاته به‌علت میلوئیتی‌شدن، در نمونه‌دستی قابل تشخیص نیستند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک ریزدانه است. کوارتز، بیوتیت، اپیدوت، آلبیت، کلسیت و آمفیبول از کانی‌های تشکیل‌دهنده این هورنفلس‌هاست (شکل ۳-d). کوارتز به‌صورت کانی بی‌شکل و دانه‌ریز دیده می‌شود. کلسیت هم به‌صورت پراکنده در متن و هم به‌صورت رگه‌های نازک در مقاطع دیده می‌شود که نشان می‌دهد سنگ مادر این هورنفلس‌ها کربناته یا مارن بوده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبول هورنفلس‌ها شامل آمفیبول، کوارتز، بیوتیت، کلسیت و اپیدوت است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ است که به‌صورت منشورهای باریک در مقطع نازک دیده می‌شود. آمفیبول آن از نوع سدیک-کلسیک است (شکل ۳-e).

رگه‌های کلسیت موجود در این سنگ‌ها در نمونه‌دستی نیز قابل مشاهده است. اپیدوت در این سنگ‌ها هم به‌صورت رگه‌ای و هم در زمینه سنگ دیده می‌شود. این پدیده نشان می‌دهد که فشار و حرارت لازم برای تشکیل رگه با زمینه اصلی سنگ تقریباً شبیه هم بوده‌اند.

با توجه به کانی‌شناسی این سنگ‌ها، سنگ مادر این سنگ‌ها متابازیت، مارن و سنگ‌های کربناته بوده است. با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، حداکثر دمای تشکیل هاله دگرگونی از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر نرفته است. یک ماگمای گرانیتی با دمای حدود ۷۰۰ الی ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌تواند تأمین‌کننده چنین دمایی باشد.

پلاژیوکلاز سبب ایجاد بافت میرمکیت شده است. آلکالی‌فلدسپار اغلب از نوع ارتوکلاز و گاهی اورتوکلاز و میکروکلین است. بیوتیت‌ها بر اثر تنش‌های وارده دارای خمیدگی هستند (شکل ۳-c).

۲-۴- دایک‌های اسیدی

مجموعه‌های گرانیتوئیدی توسط رگه‌های سیلیسی و دایک‌های آپلیتی قطع شده است. در آپلیت‌ها ارتوکلاز کانی اصلی است که تا حدود ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. کوارتز دومین کانی از لحاظ فراوانی در این سنگ‌هاست که حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم کلی سنگ را اشغال می‌کند. بیشتر بلورهای کوارتز بی‌شکل هستند و دارای بافت مژرس و خاموشی موحی هستند. بیوتیت در این دایک‌ها به مقدار بسیار کم دیده می‌شود.

در قسمت جنوب شرقی این مجموعه (روستای برده رشه) بلوک‌هایی از واحد سنگی دیگری رخنمون دارد که ویژگی‌های سنگ‌شناسی آن به توده گابرو-دیوریت-کوارتزیدیوریت جنوب شرق مریوان شباهت دارد و ترکیب آن در حد کوارتز دیوریت است.

۳- سنگ‌های هاله دگرگونی اطراف توده

شمال غرب مریوان

در اطراف مجموعه گرانیتوئیدی شمال غرب مریوان، هاله دگرگونی مجاورتی قابل مشاهده است. این هاله دگرگونی با درجه دگرگونی کم تحت تأثیر گرمای توده نفوذی قرار گرفته و باعث تشکیل هورنفلس کالک‌سیلیکاته و آمفیبول

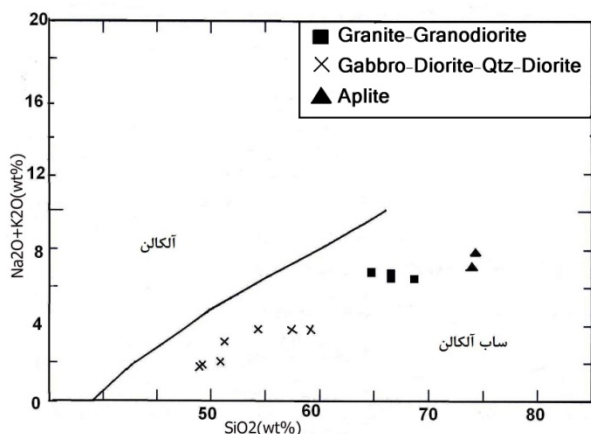
۴- مطالعه انکلاوها

یکی از مهمترین انواع انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدها، انکلاوهای میکروگرانولار هستند (Didier, and Roques, 1959) این انکلاوها عمدتاً بیضوی شکل هستند و در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود به دو نوع مافیک و فلسیک تقسیم می‌شوند. نوع مافیک معمولاً از اختلاط ناقص ماگمای مافیک و فلسیک به وجود می‌آید (Barbarin, 1988). وجود انکلاوهای دانه‌ریز مافیک با مرزهای مشخص و شکل کروی و فاقد بافت‌های رسوبی یا دگرگونی، از جمله شواهد صحرایی اختلاط ماگمایی هستند (Didier, 1984). Clemens و Wall (۱۹۸۴) انکلاوهای میکروگرانیتوئید را تجمعات کانی‌های زود تبلور یافته در مخزن ماگمایی در نظر گرفته‌اند، اما Vernon (۲۰۰۷) معتقد است که انکلاوهای میکروگرانیتوئید در گرانیت‌ها دارای منشأ ماگمایی هستند و رستیت به حساب نمی‌آیند. انکلاوهای میکروگرانیتوئید ساختارهای آذرین ریز مقیاسی دارند و شواهد بافتی- ایزوتوپی حاکی از اختلاط ماگمای فلسیک نوع S با ماگمای مافیک را نشان می‌دهند (Vernon, 2007). انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت‌های آناتکسی همراه با میگماتیت‌ها، فراوان هستند. انکلاوهای سورمیکاسه اغلب کوچک (به طول چند سانتی‌متر) و عدسی‌شکل هستند. مقدار بیوتیت در آنها زیاد است و غالباً حاوی مسکوویت و سایر کانی‌های غنی از Al (سیلیمانیت، آندالوزیت، کلدیریت، کوندوم، اسپینل و گارنت) نیز هستند.

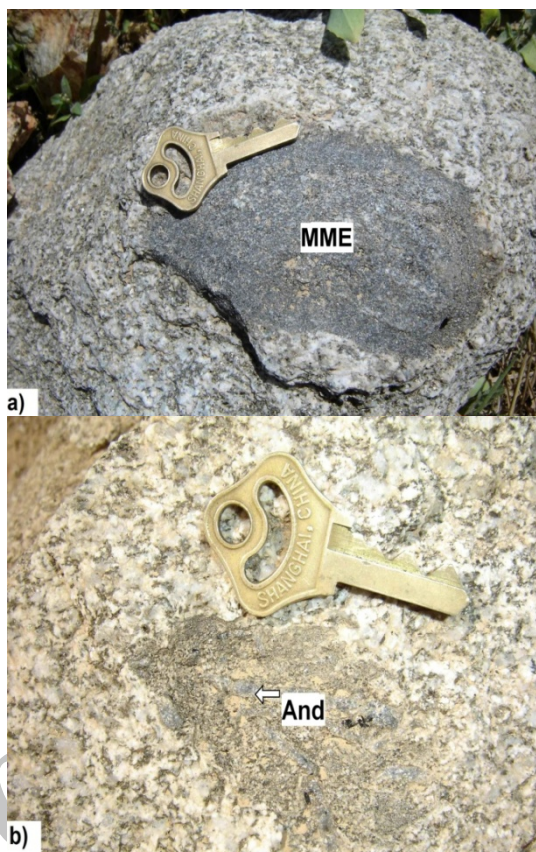
White و Chappell (۱۹۷۷) برای تشکیل انکلاوهای غنی از میکا (سورمیکاسه) مدل رستیتی را پیشنهاد کرده‌اند. در این مدل انکلاوهای موجود در

گرانیتوئیدها به‌عنوان بقایای جامد ذوب‌نشده حاصل از آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفته شده‌اند. انکلاوهای میکروگرانولار مجموعه گرانیتوئید شمال غرب منطقه دارای اشکال بیضوی و ندرتاً کروی بوده، قطر آنها به حدود ۲۰ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۴- a). ترکیب این انکلاوها از میکروتونالیست تا میکروگرانودیوریت متغیر است. پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده این انکلاوها است که حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد. دومین کانی موجود در این انکلاوها کوارتز است که حدود ۲۵-۲۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد که نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و بر اثر عملکرد حرکات تکتونیکی (دینامیکی) دارای خاموشی موجی و بافت مضرس است. ارتوکلاز حدود ۱۵-۵ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد. مقدار کانی‌های تیره موجود در انکلاوها نسبت به سنگ‌های در برگیرنده خود فراوانتر است و به ۲۰ تا ۳۰ درصد می‌رسد. این انکلاوها احتمالاً از فازهای سریع سرد شده و قدیمتر مجموعه پلوتونیک حاصل شده‌اند. انکلاوهای سورمیکاسه (رستیتی) موجود در این مجموعه از نوعی انکلاوهای دارای کانی‌های آلومینیم‌دار هستند که غنی از بیوتیت هستند. این انکلاوها دارای بافت دگرگونی هستند. کانی‌های فرعی موجود در انکلاوهای رستیتی شامل آندالوزیت (شکل ۴- b)، مسکوویت، آپاتیت، زیرکن و تورمالین هستند. این انکلاوها احتمالاً باقیمانده ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مربوط به پوسته فوقانی هستند.

مجموعه گابرو- دیوریت- کوارتز دیوریت دارای دیوپسید در نورم خود هستند. اغلب نمونه‌ها در نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) (شکل ۵) در محدوده ساب‌آلکان تصویر شده‌اند. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر مختلف (Harker, 1909) (شکل ۶) در مقابل سیلیس نشان می‌دهد که با افزایش مقدار سیلیس، اکسید MgO در هر دو توده روند کاهشی با روند خطی مختلف را نشان می‌دهد. شیب تند در مجموعه جنوب شرق می‌تواند در ارتباط با تبلور کانی‌های فرومنیزین و آمفیبول در مراحل اولیه ماگما باشد اما نبود چنین کانی‌هایی در سنگ‌های پلوتونیک شمال غرب منطقه، میزان MgO را در این سنگ‌ها تقریباً خیلی کم جلوه داده، دارای شیب ملایم‌تر است (شکل ۶- A).



شکل ۵- نمودار تغییرات (Na₂O+K₂O) در مقابل SiO₂ (Irvine and Baragar, 1971) که در آن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو ساب‌آلکان تصویر شده‌اند.



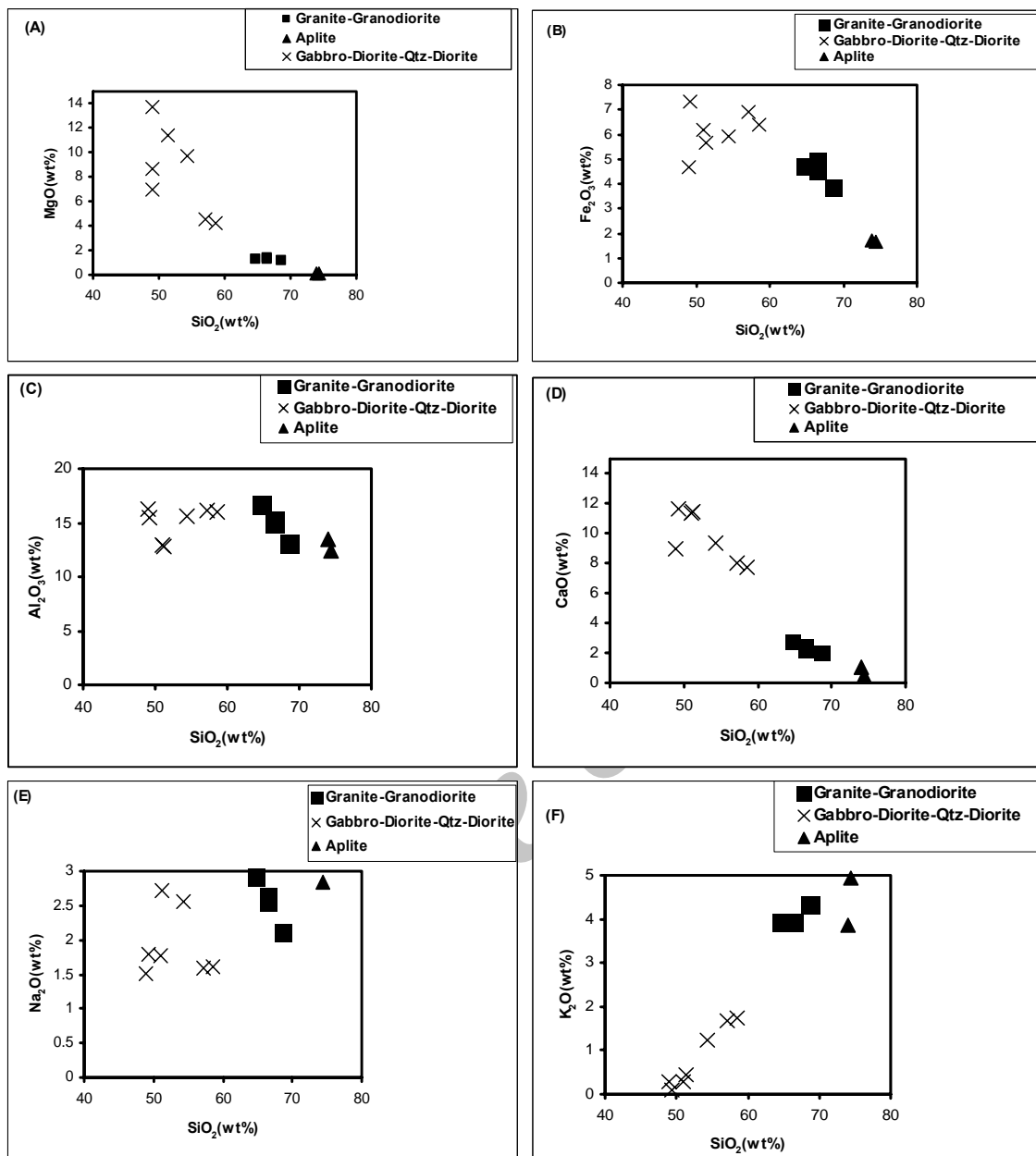
شکل ۴- (a) انکلاو دانه‌ریز مافیک (MME) در گرانیتوئید شمال غرب مریوان، (b) انکلاو غنی از میکا که کانی آندالوزیت (And) نیز در آن مشاهده می‌شود.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه مریوان تعداد ۱۳ نمونه سنگ که حداقل هوازدگی را نشان می‌دادند، برای آنالیزهای شیمیایی انتخاب شد. از این تعداد، ۴ نمونه مربوط به گرانیت‌ها، ۲ نمونه آپلیت و ۷ نمونه مربوط به مجموعه گابرو - دیوریت - کوارتز دیوریت است. در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی و ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو (CIPW) نمونه‌های آنالیز شده آورده شده است. گرانیت‌های شمال غرب مریوان دارای کرنوم نورماتیو بوده، اما سنگ‌های

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب (بر حسب ppm) محاسبه نورم CIPW سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	SE20	SE34	37	SE2GH	SE32	Z52	NZ51	Z34	Z55	Z40	Zr13	Z53	Zr6
نام پتروگرافی	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت	کوارتزدیوریت	کوارتزدیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	سینوگرانیت	آپلیت	آپلیت
(wt %)													
SiO ₂	۴۸/۹۸	۵۱/۲۹	۵۰/۹۳	۴۹/۲۷	۵۴/۳۵	۵۷/۱۳	۵۸/۵۸	۶۴/۷۰	۶۶/۵۰	۶۵/۵۰	۶۸/۶۸	۷۳/۹۴	۷۴/۳۸
TiO ₂	۰/۱۶	۰/۶۴	۰/۴۴	۰/۳۲	۰/۵۲	۰/۵۵	۰/۴۶	۰/۵۰	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۳۳	۰/۰۸	۰/۰۴
Al ₂ O ₃	۱۶/۳۰	۱۲/۸۴	۱۲/۹۲	۱۵/۴۷	۱۵/۶۵	۱۶/۱۷	۱۵/۹۴	۱۶/۶۱	۱۵/۲۶	۱۴/۸۹	۱۳/۰۱	۱۳/۴۸	۱۲/۴۵
Fe ₂ O ₃	۴/۶۵	۵/۶۵	۶/۱۸	۷/۳۵	۵/۹۱	۶/۹۳	۶/۳۹	۴/۷۱	۴/۵۱	۴/۹۱	۳/۸۶	۱/۷۳	۱/۶۷
MnO	۰/۰۶۲	۰/۰۸۵	۰/۰۷۷	۰/۰۹۰	۰/۰۹۳	۰/۱	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱۲
MgO	۱۳/۶۸	۸/۶۷	۱۱/۳۹	۹/۶۸	۷/۰۰	۴/۵۴	۴/۲۳	۱/۲۳	۱/۳۱	۱/۴۰	۱/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۵
CaO	۸/۹۴	۱۱/۴۵	۱۱/۴۱	۱۱/۶۷	۹/۴۱	۸/۰۵	۷/۷۲	۲/۷۳	۲/۴۹	۲/۱۶	۲/۰۰	۱/۰۴	۰/۵۰
Na ₂ O	۱/۵۲	۲/۷۱	۱/۷۷	۱/۸۰	۲/۵۶	۱/۵۹	۱/۶۱	۲/۹۱	۲/۶۵	۲/۶۳	۲/۱۲	۳/۲۴	۲/۸۴
K ₂ O	۰/۳۰	۰/۴۴	۰/۲۹	۰/۱۱	۱/۲۴	۱/۶۷	۱/۷۵	۳/۹۳	۳/۹۳	۳/۹۱	۴/۳۵	۳/۸۵	۴/۹۴
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶
L.O.I.	۵/۲۱	۵/۳۵	۳/۷۲	۴/۰۱	۳/۱۹	۲/۵۳	۱/۰۹	۲/۳۲	۲/۰۴	۲/۸۳	۰/۱۵۲	۱/۸۹	۲/۱۸
Total	۹۹/۸۶	۹۹/۹۵	۹۱/۱۳	۹۹/۸۱	۹۹/۹۵	۹۹/۳۳	۹۹/۹۵	۹۹/۸۵	۹۹/۳۳	۹۹/۸۱	۹۹/۷۷	۹۹/۴۶	۹۹/۲۲
(ppm)													
Cl	۱۵	۶۲	۴۰	۱۷	۱۹۷	۶۹	۵۷	۲۴۶	۶۱	۷	۷۲	۲۴	۱۲۷
Ba	۱۸۵	۲۵۵	۱۷۹	۱۴۸	۲۴۱	۴۱۵	۳۴۹	۹۴۸	۹۰۴	۹۰۴	۹۵۰	۴۱	۲۳۰
Sr	۴۱۳	۲۶۰	۱۴۴	۲۰۳	۴۰۱	۳۸۹	۴۰۴	۳۴۲	۳۰۴	۲۵۵	۲۷۳	۹۹	۸۱
Cu	۲۶	۳	۱۲	۱۰	۴۴	۶۰	۷۶	۷۳	۶۰	۶۴	۵۸	۶۸	۸۰
Zn	۳۸	۳۵	۴۲	۳۷	۶۳	۷۱	۷۰	۵۱	۳۹	۴۷	۵۵	۵	۱۱
Pb	۷	۹	۳	۱۳	۱۱	۱۰	۱۵	۳۲	۳۶	۳۲	۳۶	۳۹	۵۶
Ni	۴۶۳	۱۹۲	۳۴۸	۳۴۲	۱۳۶	۲۷	۳۱	۱۶	۱۶	۱۸	۲۰	۲	۴
Cr	۲۲۴	۵۹۷	۴۹۶	۲۷۱	۳۰۱	۴۹	۴۳	۳۴	۴۲	۴۱	۴۶	۲۶	۲۸
V	۳۵	۱۱۶	۸۷	۶۱	۱۰۳	۱۱۲	۱۰۱	۶۱	۶۲	۶۱	۵۱	۲۲	۱۸
Ce	۲	۲	۱۴	۱۰	۲۱	۶	۲۰	۱۳	۴۴	۴۶	۳۶	۳۲	۱۵
La	۱	۱	۷	۵	۸	۲	۵	۸	۱۹	۲۰	۱۶	۱۳	۳
W	۱	۱	۱	۱	۱	۸	۹	۵	۷	۸	۶	۸۵	۵
Mo	۳	۳	۴	۱	۲	۴	۳	۱	۱	۳	۲	۵	۳
Nb	۲۵	۱۴	۲	۲۶	۱۵	۲	۱۲	۲۲	۲۰	۱۷	۱۴	۱۲	۱۷
Zr	۵۴	۸۱	۴۴	۳۶	۱۰۶	۱۰۶	۹۶	۲۴۹	۱۹۵	۱۹۱	۱۵۱	۲۱	۲۶
Y	۷	۱۶	۱۴	۱۱	۲۰	۲۳	۲۲	۳۷	۳۵	۳۸	۳۸	۳۱	۴۴
Rb	۱۳	۲۰	۱۹	۹	۴۹	۷۷	۷۷	۱۵۳	۱۴۵	۱۶۵	۱۶۳	۱۵۹	۲۴۵
Co	۳۵	۲۱	۲۳	۳۴	۲۶	۱۹	۱۵	۱۱	۵	۱۲	۲	۲	۲
As	۴	۳	۹	۷	۸	۹	۱۶	۴	۴	۱۴	۲	۲	۲
CIPW													
Qtz	---	---	---	---	۰/۶۱	۱۰/۲۹	۱۲/۹۷	۱۹/۴۲	۲۳/۲۶	۲۳/۵۲	۲۸/۹۵	۳۵/۷۶	۳۵/۵۹
Or	۱/۷۷	۲/۶	۱/۷۱	۰/۶۵	۷/۳۳	۹/۸۷	۱۰/۳۴	۲۳/۲۲	۲۳/۲۲	۲۳/۱۱	۲۵/۶۵	۲۲/۷۵	۲۹/۱۹
Ab	۱۳/۸۵	۲۳/۵۸	۱۵/۵۳	۱۵/۸۳	۲۲/۳۹	۱۴	۱۴/۱۷	۲۵/۱۰	۲۲/۹۵	۲۲/۶۴	۱۸/۲۹	۲۷/۶۷	۲۴/۱۳
An	۳۵/۹۷	۲۰/۹۱	۲۵/۸۹	۳۳/۲	۲۶/۸۱	۳۱/۴۹	۳۰/۵۴	۱۲/۰۸	۱۱/۰۵	۹/۴۷	۸/۹۷	۴/۵۷	۱/۹۸
C	---	---	---	---	---	---	---	۲/۹۶	۲/۴۳	۲/۷۲	۱/۴	۲/۲۱	۱/۶۷
Di	۵/۹۷	۲۸/۵۹	۲۴/۵۲	۱۹/۶۴	۱۵/۶۵	۵/۹۳	۵/۵۸	---	---	---	---	---	---
Hyp	۲۵/۸۵	۱۱/۶۷	۲۱/۳۹	۱۴/۸۷	۲۶/۵۵	۲۸/۲۳	۲۶/۱۲	۱۶/۳۵	۱۶/۰۱	۱۷/۴۶	۱۳/۹۳	۵/۴۰	۵/۲۸
Ol	۱۳/۷۰	۸/۶۲	۹/۳۹	۱۵/۴۵	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ilm	۰/۳۲	۱/۲۲	۰/۸۴	۰/۶۱	۱/۰۱	۱/۰۴	۰/۸۷	۰/۹۵	۰/۸۷	۰/۸۵	۰/۶۳	۰/۱۵	۰/۰۸
Mag	۰/۶۵	۰/۸	۰/۸۷	۱/۰۳	۰/۸۳	۰/۹۷	۰/۹	۰/۶۷	۰/۶۴	۰/۷	۰/۵۵	۰/۲۵	۰/۲۳
Ap	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۳	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۳	۰/۳	۰/۲۱	۰/۱۲	۰/۱۴

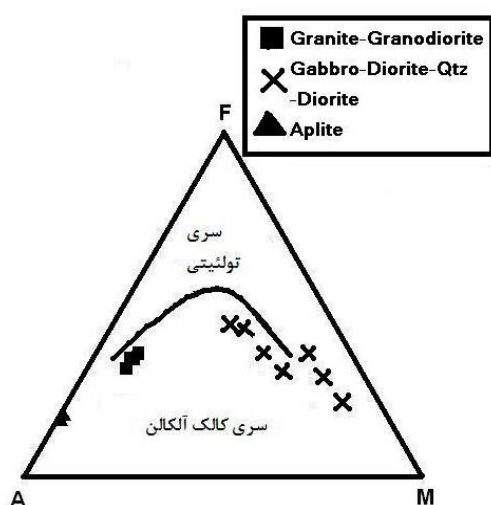


شکل ۶- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس (Harker, 1909) برای توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه. نحوه پراکندگی نقاط در این نمودارها نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی شمال غرب مریوان و سنگ‌های نفوذی جنوب شرق از یک ماگمای واحد به وجود نیامده‌اند (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود).

روند خطی متمایز از هم در شکل دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از وجود دو منشأ مجزا برای مجموعه‌های جنوب شرق و شمال غرب منطقه است. در نمودار K₂O در مقابل سیلیس (شکل ۶-F)، با افزایش مقدار سیلیس مقدار اکسید K₂O

در نمودار CaO در مقابل SiO₂ (شکل ۶-D)، با افزایش مقدار سیلیس مقدار CaO در هر دو توده روند کاهشی را نشان می‌دهند. مصرف مقدار CaO در کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تفریق، این روند را توجیه می‌کند، اما دو

متآلومین واقع شده‌اند. در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) and نمونه‌های جنوب‌شرق مریوان و نمونه‌های شمال غرب ماهیت کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۸) البته، تعدادی از نمونه‌های جنوب‌شرق منطقه در محدوده سری تولییتی واقع شده‌اند که به دلیل سگرگاسیون الیون در این سنگ‌هاست.

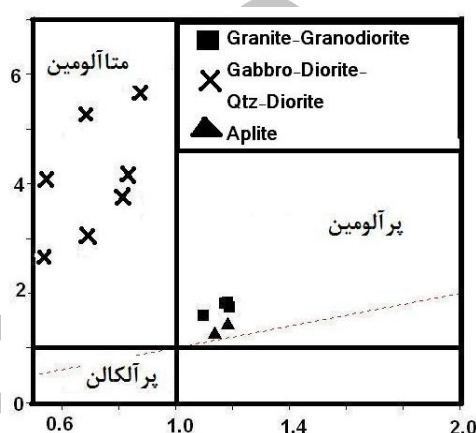


شکل ۸- نمودار AFM برای تعیین سری‌های تولییتی و کالک‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971) که نشان می‌دهد نمونه‌های جنوب‌شرق مریوان و نمونه‌های شمال غرب ماهیت کالک‌آلکان دارند.

در محدوده کلسیک و سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال غرب منطقه در محدوده بین آلکالی-کلسیک تا کالک-آلکالی واقع شده‌اند (شکل ۹- b).

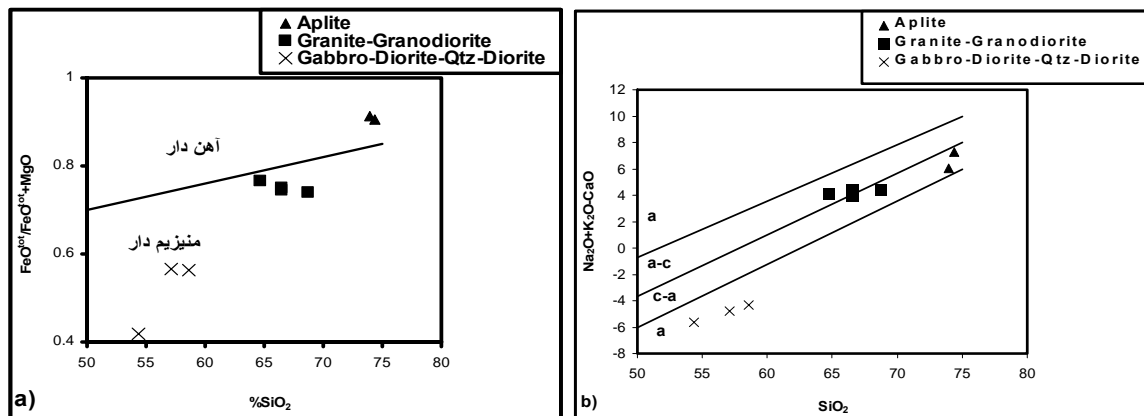
Middlemost (۱۹۸۵) به روش شیمیایی نموداری را برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی پیشنهاد نموده که بر اساس مجموع عناصر آلکالی در مقابل سیلیس (TAS) است (شکل ۱۰). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار تصویر شده‌اند.

افزایش نشان می‌دهد که می‌تواند در ارتباط با تبلور کانی آلکالی‌فلدسپار در ترم‌های اسیدی موجود در منطقه باشد. نمونه‌های گرانیت‌های شمال غرب مریوان در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) (شکل ۷) در محدوده پرآلومین، اما سنگ‌های مجموعه گابرو-دیوریت-کوارتز دیوریت در محدوده

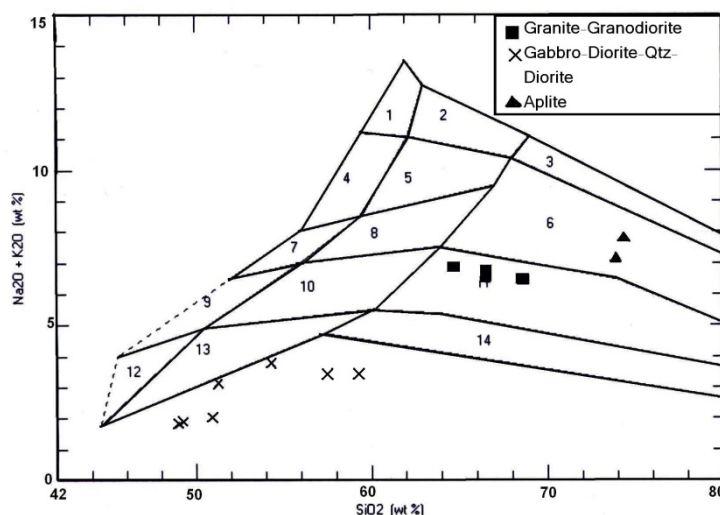


شکل ۷- نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) که نشان‌دهنده طبیعت پرآلومین برای گرانیت‌های شمال غرب و ماهیت متآلومین برای سنگ‌های مجموعه پلوتونیک جنوب‌شرق مریوان است.

طبق تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی توسط Frost و همکاران (۲۰۰۱) که بر اساس ضریب آهن ($FeO_{total}/FeO_{total}+MgO$) در مقابل سیلیس پیشنهاد شده است، بیشتر نمونه‌های منطقه در محدوده منیزیم‌دار (به جز دو نمونه آپلیتی) واقع شده است (شکل ۹- a). از لحاظ ضریب آلکالی (Na_2O+K_2O-CaO) در مقابل سیلیس (Frost et al. 2001) سنگ‌های گابرو-دیوریت-کوارتز دیوریت جنوب‌شرق منطقه



شکل ۹- a) نمودار تغییرات $FeO^{total} / (FeO^{total} + MgO)$ در مقابل SiO_2 (Frost *et al.*, 2001) که نشان می‌دهد سنگ‌های هر دو مجموعه در محدوده منیزیم دار قرار گرفته‌اند، b) نمودار $(K_2O + Na_2O + CaO)$ در مقابل سیلیس (Frost *et al.* 2001) نشان می‌دهد که نمونه‌های شمال غرب منطقه در محدوده کالک - آلکالی تا آلکالی - کلسیک و مجموعه گابرو- دیوریت- کوارتز دیوریت مربوط به جنوب شرق منطقه در محدوده کلسیک تصویر شده‌اند.

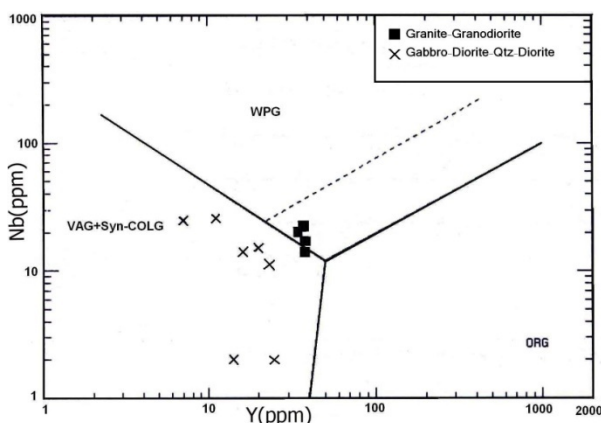


شکل ۱۰- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های پلوتونیک (Middlemost, 1985) و موقعیت نمونه‌ها بر روی آن (۱: آلکالی فلدسپار سینیت، ۲: کوارتز آلکالی فلدسپار سینیت، ۳: آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴: سینیت، ۵: کوارتز سینیت، ۶: گرانیت، ۷: مونزونیت، ۸: کوارتز مونزونیت، ۹: مونزونیت، ۱۰: کوارتز مونزودیوریت، ۱۱: گرانودیوریت، ۱۲: دیوریت و گابرو، ۱۳: کوارتز دیوریت، ۱۴: تونالیت).

منطقه گرانودیوریت، سینوگرانیت و مونزوگرانیت و توده جنوب شرق منطقه گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت است. ترکیب گرانیت‌های شمال غرب مریوان پرآلومین با نسبت A/CNK بزرگتر از ۱/۱، محتوی کاندوم نورماتیو و غنی از LREE است که با گرانیت‌های نوع S شباهت دارد.

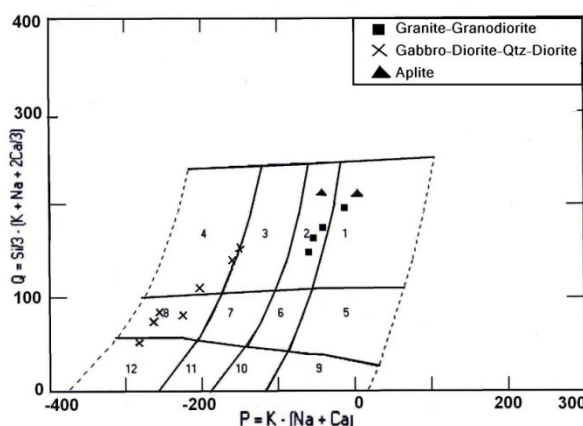
همچنین Debon و Fort (۱۹۸۳) برای نام‌گذاری سنگ‌ها به روش شیمیایی نمودار دیگری را پیشنهاد کرده‌اند که بر اساس آن مقدار $Si_3 / (K + Na + 2Ca)$ در مقابل $K - (Na + Ca)$ به ترتیب در محور عمودی و افقی قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). البته، بر خلاف آنچه در نمودارها نشان داده شده است، ترکیب واقعی توده شمال غرب

شمال غرب مریوان در محدوده گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (Syn - Collision) تصویر شده‌اند (شکل ۱۳).



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تغییرات Nb در مقابل Y جهت تعیین خاستگاه تکتونیکی گرانیت‌ها (Pearce et al. 1984). این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های جنوب شرق مریوان در قلمرو سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی و محل برخورد قاره‌ها تصویر شده‌اند و بیشتر نمونه‌های شمال غرب منطقه در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی تصویر شده‌اند.

به منظور تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه، داده‌های شیمیایی نسبت به ترکیب میانگین گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) نرمالیز شده‌اند. طبق نمودار رسم شده برای مجموعه شمال غرب منطقه، عناصر K, Rb, Th و Ba غنی‌شدگی بالایی نسبت به گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) نشان می‌دهند که ناشی از تمرکز این عناصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی است. همچنین غنی‌شدگی عناصر فوق می‌تواند انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمای مولد این توده باشد (Harris et al. 1983). عناصر کمیاب موجود در این سنگ‌ها (شکل ۱۴)، نشان می‌دهد که مقدار LREE در این سنگ‌ها نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان



شکل ۱۱- نمودار تغییرات Q در مقابل P (Debon and Le Fort, 1983) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن (۱: گرانیت، ۲: آداملیت، ۳: گرانودیوریت، ۴: تونالیت، ۵: کوارتز سینیت، ۶: کوارتز مونزونیت، ۷: کوارتز مونزودیوریت، ۸: کوارتز دیوریت، ۹: سینیت، ۱۰: مونزونیت، ۱۱: مونزو گابرو، ۱۲: گابرو).

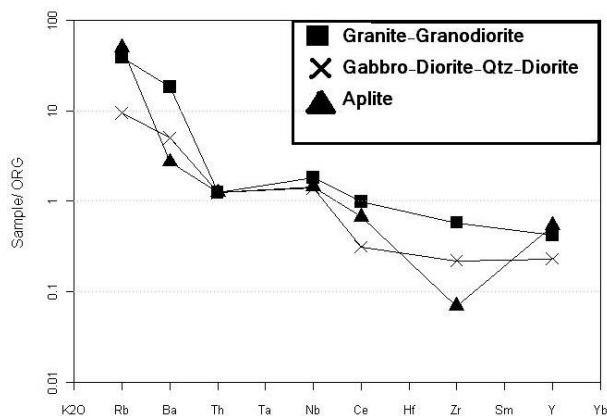
محیط تکتونیکی و تیپ سنگ‌های منطقه

مورد مطالعه

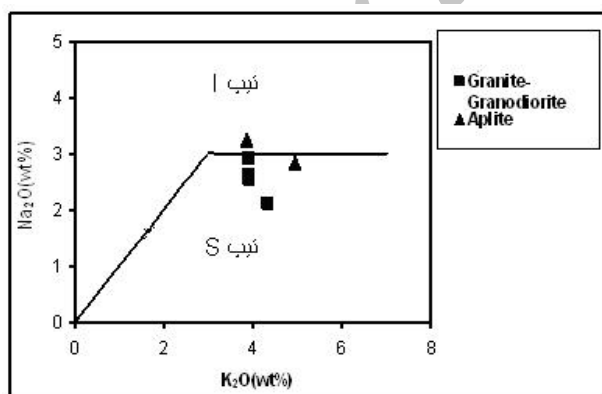
به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شده است. برای این منظور، نمونه‌ها در نمودار Nb در مقابل Y تصویر شده‌اند. بیشتر نمونه‌های توده شمال غرب مریوان در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی و نمونه‌های توده جنوب شرق مریوان در قلمرو گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های هم‌زمان با برخورد Syn-COLG تصویر شده‌اند که با موقعیت زمین‌شناسی آنها سازگار است (شکل ۱۲).

در نمودار تغییرات R_1 در مقابل R_2 (Batchelor and Bowden, 1985) سنگ‌های توده گابرو - دیوریت - کوارتز دیوریت جنوب شرق مریوان در محدوده تفریق یافته‌های گوشته‌ای (Mantle Fractionated) و توده گرانیتی

در نمودار Chappell و White (۱۹۹۲)، نمونه‌های منطقه شمال غرب مریوان اغلب در محدوده گرانیتوئیدهای تیپ S قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶).

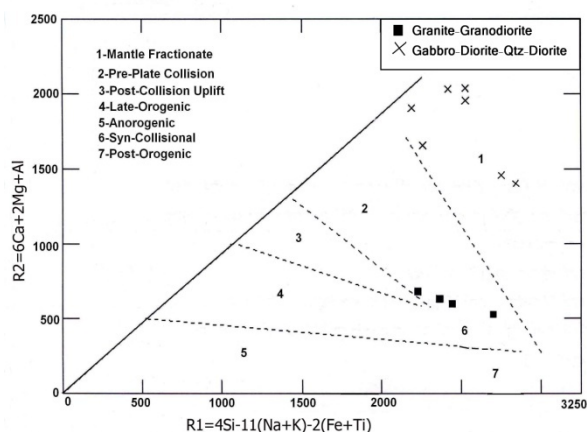


شکل ۱۴- نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی، نرمالیز شده با گرانیتهای ORG (Pearce et al. 1984).

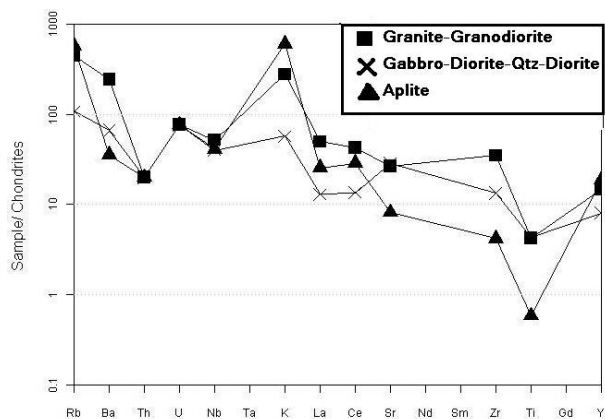


شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های منطقه مریوان در نمودار Chappell و White (۱۹۹۲) برای تعیین محدوده گرانیت‌های نوع I و S که نشان می‌دهد سنگ‌های شمال غرب منطقه اغلب از نوع S هستند.

می‌دهد. با نرمالیز کردن این سنگ‌ها نسبت به کندریت‌ها عناصری مثل Rb، Zr و K غنی‌شدگی نشان می‌دهند و عناصری مثل Ti برای آپلیت‌ها فقیرشدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۵).



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار R_1 در مقابل R_2 (Batchelor and Bowden, 1985) نشان می‌دهد که گرانیتهای منطقه شمال غرب مریوان در قلمرو همزمان با برخورد قاره، اما سنگ‌های مجموعه گابرو-دیوریت-کوارتزیدیوریت منطقه جنوب شرق مریوان در قلمرو تفریق یافته‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۱۵- نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی، نرمالیز شده با کندریت‌ها (Sun, 1980) که نشان می‌دهد عناصری مثل Ti فقیرشدگی و عناصری مثل Rb، Zr و K غنی‌شدگی دارند.

نتیجه‌گیری

توجه به تعیین سن‌های موجود برای توده‌های نفوذی، احتمالاً مرتبط با کوه‌زایی پیرنئن هستند. انکلاوهای مافیک میکروگرانولار و رستیت در این توده پلوتونیک یافت می‌شوند. در این مجموعه دونه‌های انکلاو شامل انکلاوهای مافیک میکروگرانولار که نشان‌دهنده اختلاط ناقص ماگمای فلسیک و مافیک و انکلاوهای غنی از میکا حاوی آندالوزیت/سیلیمانیت دیده می‌شوند. مجموعه گابرو-دیوریت-کوارتزیدیوریت جنوب‌شرق مریوان از گابرو، دیوریت و کوارتزیدیوریت تشکیل شده است. این مجموعه ساب‌آلکان، مت‌آلومین، کلسیک منیزیم‌دار و از تیپ I است. نمودارهای متمایزکننده خاستگاه تکتونیکی، نشان‌دهنده اشتقاق ماگمای سازنده این مجموعه از گوشته فوقانی است.

مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان متشکل از دو تیپ مختلف با منشأ متفاوت از هم هستند. مجموعه گرانیتوئید شمال‌غرب منطقه از سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت تشکیل شده است. سنگ‌های این توده دارای مشخصات ماگمایی آلکالی-کلسیک منیزیم‌دار تا کالک‌آلکالی منیزیم‌دار، ساب‌آلکان (کالک‌آلکان)، پرآلومین و از تیپ S هستند. حضور دو نوع فلدسپار (ارتوکلاز و آلبیت) و عدم بافت پرتیت بر ماهیت ساب‌سالووس و عمیق بودن این مجموعه دلالت دارد. نمودارهای متمایزکننده خاستگاه تکتونیکی، محیط تکتونیکی همزمان با برخورد (Syn-Collision) را برای این توده نشان می‌دهد. با

منابع

- آزین، م. ع. (۱۳۷۸) پتروگرافی و پتروولوژی توده‌های آذرین محور سنقر - مریوان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران.
- محجل، م و سهندی، ر. (۱۳۷۸) تکامل تکتونیکی پهنه سندرچ - سیرجان در نیمه شمال‌باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، فصل‌نامه علوم‌زمین ۳۱-۳۲.
- معین‌وزیری، ح. عزیزی، ح. مهربابی، ب و ایزدی، ف. (۱۳۸۷) ماگماتیسم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه - مریوان) : دور دوم فرورانش نئوتتیس در پالئوژن. مجله علوم دانشگاه تهران ۱(۳۴): ۱۱۳-۱۲۲.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Barbarin, B. (1988) Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). *Canadian Journal of Earth Science* 25: 49-59.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1984) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin, X. and Guangchi, T. (Eds.): *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*. Science Press, Beijing 87-101.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W. (1999) Aluminum saturation in I- And S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 354-371.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 73 : 135-149.
- Didier, J. and Roques, M. (1959) Sur les enclaves des granites du Massif Central francais. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris série* 228: 1839-1841.
- Didier, J. (1984) The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin. In: Xu, K. Q. and Tu, G. C. (Eds.): *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*. Proceeding of International Symposium, Nanjing 1982, Science Press, Beijing 137-144.
- Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London* 140: 245-256.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-545.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A297*: 409-445.
- Vernon, R. H. (2007) Problems in identifying restite in S-type granites of southeastern Australia, with speculations on sources of magma and enclaves. *Canadian Mineralogist* 45, 147-178.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.

Petrology and geochemistry of the plutonic complexes of the Marivan area, Sanandaj-Sirjan zone

Ahmad Ranin¹, Ali Asghar Sepahi Garoo^{*1}, Hossein Moinvaziri² and Farhad Aliani¹

¹ Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

² Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

Abstract

The plutonic complexes of Marivan area, composed of two types of plutonic rocks of different genesis, are situated in the northwest of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. The stratigraphical units of the area are phyllite, limestone, volcanic rocks of the Cretaceous-Paleocene age, marl, sandstone and shale of the Oligo-Miocene age. Two plutonic complexes of the area are: (1) The granitoid complex of NW Marivan which is composed of syenogranite, monzogranite and granodiorite. Geochemically, these rocks are magnesian alkali-calcic to magnesian calc-alkali, sub-alkaline (calc-alkaline), peraluminous and are S-type. From geochemical and mineralogical aspects, this complex resembles the syn-collision granites. (2) The gabbro-diorite-quartz diorite complex of SE Marivan is composed of various plutonic rocks including gabbro, diorite and quartz diorite. Geochemically, these rocks are sub-alkaline (calc-alkaline), metaluminous, magnesian calcic and are I-type. Rocks of this complex show characteristics of plutonic rocks derived from upper mantle sources. It is worth to note that blocks of I-type complex are surrounded by rocks of S-type complex.

Key words: I-type, S-type, Sanandaj-Sirjan, Granitoid, Marivan

* sepahi@basu.ac.ir