

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی توده آذرین نفوذی بوئین - میاندشت پهنه سندج - سیرجان (باختر ایران)

مرضیه ثابتی^۱، محمد هاشم امامی^۲، عبدالله سعیدی^۱، کیوان اژدری^۱، اکرم مینایی^۱ و علیرضا ندیمی^۲

^۱ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، تهران، ایران.

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۲۲

چکیده

توده نفوذی بوئین - میاندشت در جنوب باختر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرستان گلپایگان و در پهنه ساختاری سندج - سیرجان قرار دارد. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناختی شامل گرانیت پورفیری (مونوزوگرانیت - سینوگرانیت)، گرانودیوریت و گابرو - دیوریت است. روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، فرعی و خاکی کمیاب نمونه‌های بخش‌های مختلف این توده، حاکی از پیوستگی طیف ترکیبی سنگی و خوشاوندی نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی و نبود خوشاوندی بین نمونه‌های گابرو - دیوریتی با نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی است. تمامی نمونه‌ها از نظر شاخص اشباع آلومین دارای ماهیت متآلومین تا اندکی پراآلومین و از نظر میزان پتاسیم دارای ماهیت پتاسیم بالاست. گرانیت‌های منطقه با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی دارای ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I هستند. نمودارهای عنکبوتی چند عنصری این نمونه‌ها حاکی از تهی‌شدگی آنها از عناصر Ta, Nb, P, Ti و غنی‌شدگی آنها از عناصر Cs, K, Sr, Ba است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILEs و تهی‌شدگی آنها از HFSEs بیانگر ماگماتیسم متآلومین نوع I کمان‌های آتشفشانی (VAG) است. بررسی تصاویر ماهواره‌ای و شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دو سامانه گسلش اصلی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که عبارتند از: الف) گسل‌های با روند NE-SW و ب) گسل‌های با روند NE-SW.

کلیدواژه‌ها: بوئین - میاندشت، پهنه سندج - سیرجان، سامانه گسلش، کمان آتشفشانی، متآلومین، نوع I.

*نویسنده مسئول: مرضیه ثابتی

E-mail: Sabeti_1055@yahoo.com

۱ - مقدمه

گابرو - دیوریت‌ها قدیمی‌ترین بخش توده اصلی و طیفی تفریقی از سنگ‌های حدواسط شامل گابرو - دیوریت، کوآرتزدیوریت تا مونوزودیوریت هستند که توسط توده گرانودیوریتی و گرانیتی دربر گرفته شده‌اند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به صورت ریزدانه تا بلورین و به رنگ تیره تا سبز تیره (ناشی از دگرسانی اورالیتی و سوسوریتی)، گاه با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز (بافت پورفیری) دیده می‌شوند. گرانودیوریت‌ها عمدتاً در حاشیه باختری توده اصلی برونزد دارند. این واحد سنگی دارای شکل بیضوی و روند شمال باختر - جنوب خاور است و نسبت به دیگر سنگ‌های موجود در منطقه به شدت هوازده و فرسوده و به علت دگرسانی سطحی زاد (Supergen) بخش سطحی آن آرزلیلی شده است و حالت ماسه‌ای دارد. ریخت‌شناسی کلی آن به صورت تپه‌های فرسوده کم‌ارتفاع است که به دلیل پوشیدگی توسط رسوبات لسی کوآرتز، رخنمون خوبی ندارد. از آنجا که این توده، توده‌های گرانیتی را قطع کرده، واحد گرانودیوریتی سنی قدیمی‌تر از گرانیت‌های پورفیری (مونوزوگرانیت - سینوگرانیت)، دارد.

گرانیت‌های پورفیری (مونوزوگرانیت - سینوگرانیت) توده اصلی منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها درشت‌دانه هستند و قطر بعضی از فلدسپارهای آنها به بیش از ۲۰ میلی‌متر می‌رسد. توده مورد مطالعه به شدت هوازده و فرسوده شده است. دلایل اصلی فرسودگی را می‌توان درشت‌دانه بودن سنگ‌ها، تکنونیزه بودن منطقه، بارندگی زیاد و اختلاف شدید دمای هوا دانست. بر اثر زمین‌ساخت حاکم بر منطقه، درزه‌های فراوانی در این توده ایجاد شده است که توسط کانی‌هایی مانند کوآرتز پر شده‌اند. این سنگ‌ها دارای دو نوع میانبار مشخص هستند که شامل میانبارهای (انکلاو) ریزدانه مافییک و بیگانه‌سنگ‌ها هستند. میانبارهای ریزدانه مافییک در این توده، از جنس خود توده هستند و ترکیب کانی‌شناسی آنها مشابه با سنگ میزبان است. همچنین روند ژئوشیمیایی آنها با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی از سنگ میزبان خود پیروی می‌کند. بنابراین، هم منشأ بودن این میانبارها با سنگ میزبان خود

منطقه بوئین - میاندشت در محدوده جغرافیایی ۶° ۵۰' تا ۱۴' ۵۰' طول خاوری و ۵' ۳۳' تا ۱۱' ۳۳' عرض شمالی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهرستان گلپایگان در استان اصفهان واقع در پهنه سندج - سیرجان قرار دارد. در این منطقه طیفی از سنگ‌های آذرین نفوذی وجود دارد. در این پژوهش به مطالعه این توده‌های نفوذی پرداخته شده است. پژوهشگران مختلفی مانند محجل و افتخارزاد (۱۳۷۱)، قاسمی (۱۳۷۱)، به بررسی سنگ‌های دگروگونی و آذرین این منطقه و مناطق اطراف مانند حسن رباط (اتردی، ۱۳۶۶)، موه (شریفی، ۱۳۷۶)، الوند (سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸)، بروجرد (احمدی خلیجی، ۱۳۷۸ و ۱۳۸۵) پرداخته‌اند. هدف از این مطالعه، بررسی تنوع رخساره‌های سنگی و فازهای مختلف ماگمایی (پلوتونیک)، که معمولاً بر روی نقشه زمین‌شناسی به صورت یک واحد در نظر گرفته شده است، بررسی ژئوشیمیایی توده در انواع سنگ‌ها و تحولات ماگمایی و نیز مقایسه توده گرانیتی مورد مطالعه با دیگر توده‌های اطراف آن در پهنه سندج - سیرجان است. در همین راستا و پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی و نمونه‌برداری، ۸۷ مقطع تهیه و مطالعه شد. از این تعداد، ۳۱ نمونه از واحدهای مختلف سنگی منطقه انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به هر دو روش XRF (Magix Pro) و ICP برای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی، تجزیه شیمیایی صورت گرفت (جدول ۱).

۲ - زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب باختر گلپایگان در استان اصفهان قرار دارد و بخشی از پهنه ساختاری سندج - سیرجان به شمار می‌آید که از سنگ‌های آذرین نفوذی متعددی تشکیل شده است. مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این توده دارای طیف ترکیب سنگ‌شناسی متشکل از سه گروه اصلی گرانیت پورفیری (مونوزوگرانیت - سینوگرانیت)، گرانودیوریت، و گابرو - دیوریت است.

در این سنگ‌ها آثار خمش در پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها به روشنی مشاهده می‌شود. با توجه به شواهد می‌توان گفت که این کانی‌ها در یک حالت دگرشکلی شکل پذیر (Ductile Deformation)، تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی حاکم بر منطقه، دچار خمش و نیز نوار شکنجی (Kink Band)، شده‌اند و بر اثر دگرشکلی شکننده (Brittle Deformation)، در آنها شکستگی و خرد شدگی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴). کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل آپاتیت، زیرکن، مسکوویت، اسفن، آلانیت، موناژیت، اکسیدهای آهن (مگنتیت) و کانی‌های کدر است.

گرانودیوریت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت دانه‌ای و ترکیب کانی‌شناسی ساده و همگنی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت دارند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن، روتیل، اکسیدهای آهن (مگنتیت) و کانی‌های کدر است و در بعضی بخش‌ها جهت‌یافتگی ناشی از جهت‌یافتگی کانی‌ها (به‌ویژه بیوتیت)، در آنها دیده می‌شود.

گابرو-دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای و بین‌دانه‌ای-اینترستال هستند و کانی اصلی آنها پلاژیوکلاز است که تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی به اپیدوت (زویزیت-کلینوزویزیت، پیستاسیت)، کلریت، سریسیت و کلسیت دگرسان شده است و در اثر تنش‌های زمین‌ساختی حالت خمش در آنها مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، پیروکسن، آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت) است. پلاژیوکلازها در برخی بخش‌ها از حاشیه به فلدسپار قلیایی تبدیل شده‌اند. در واقع با ورود آب و ترکیب آن با یون پتاسیم موجود در محیط این پدیده رخ داده است. آمفیبول نیز جزو کانی‌های فرومینیزین اصلی این سنگ‌هاست و شامل هورنبلند قهوه‌ای و سبز و به مقدار بیشتر ترمولیت-اکتینولیت است که تا حدودی رخساره زیر شیبست سبز را نشان می‌دهند.

پیروکسن که بیشتر کلینوپیروکسن است، در اثر دگرسانی (اورالیتی شدن) به آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، تبدیل شده است و تنها در بعضی بخش‌ها آثاری از آنها مشاهده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها در دامی بالا به آمفیبول قهوه‌ای تبدیل شده‌اند و زمانی که از دامی ماگما کاسته شده است، آمفیبول‌های سبز (ترمولیت-اکتینولیت) را به وجود آورده‌اند.

کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل بیوتیت، زیرکن، اسفن، روتیل، آپاتیت، اکسیدهای آهن و تورمالین است.

در بررسی کانی‌شناسی سنگ‌ها، آثاری از متاسوماتیسم پتاسیمی دیده می‌شود. نشانه‌های متاسوماتیسم پتاسیمی موجود در منطقه عبارتند از: بیوتیت‌زایی در کانی‌های مافیک (هورنبلندها)، فلدسپارزایی در میانبارها، بافت‌های غیرعادی در پلاژیوکلازها، بافت آتی راپاکی‌وی و تشکیل میکروکلین. متاسوماتیسم پتاسیمی تحمیل شده بر سنگ‌های گابرو-دیوریتی مورد مطالعه به‌صورت بیوتیت‌زایی یا تبدیل هورنبلند به بیوتیت تجلی یافته است و باعث قرارگیری برخی از نمونه‌های گابرو-دیوریتی در محدوده مونزودیوریت شده است (شکل‌های ۵ و ۶).

۴- ژئوشیمی

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی و مقادیر نرماتیو کانی‌های سازنده نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. در رده‌بندی نرماتیو (Streckeisens & Le Maitre 1979) بیشتر نمونه‌ها، در محدوده‌های گرانیت-مونزوگرانیت، گرانودیوریت-توالیت و گابرو-دیوریت جای گرفته‌اند (شکل ۷) و با توجه به رده‌بندی شیمیایی (De La Roche et al. 1980) توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و گابرو-دیوریت قرار گرفته‌اند (شکل ۸).

روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای Harker (1909) افزایش مقادیر Al_2O_3 ، MgO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 ، و کاهش مقادیر Sr و Ba، K_2O ، Na_2O و SiO_2 را نشان می‌دهند (شکل ۹).

روشن است. از آنجا که ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی آنها بسیار نزدیک به سنگ میزبان است، به احتمال همان حاشیه‌های زود سردشده ماگمای میزبان بوده‌اند که از اطراف کنده شده و در درون ماگما تجمع یافته‌اند. فراوانی این میانبارها در حاشیه توده و در محدوده ترکیبی آنها تقریباً با سنگ میزبان مطابقت دارد، که حاکی از آن است که این میانبارها حاصل از هم‌گسیختگی حاشیه زود سردشده ماگما هستند که دوباره وارد ماگما شده و همراه با آن در حاشیه توده به طرف بالا حرکت کرده‌اند (شکل ۱). در توده گرانیتی بوئین-میاندشت قطعات دگرگونی وجود دارد که از نظر بافت و ترکیب کانی‌شناسی شباهت زیادی با سنگ‌های هورنفلس حاشیه توده دارند و می‌توان آنها را در ردیف بیگانه‌سنگ‌ها قرار داد. این میانبارها نیز معمولاً در حاشیه توده نفوذی و به‌ویژه در سقف توده فراوان هستند و قطعات زاویه‌داری هستند که مرز مشخصی (Sharp Contact)، با سنگ میزبان خود دارند، به‌صورت میانبار در توده اصلی نفوذ کرده‌اند و از شیبست‌وارگی منطقه پیروی می‌کنند (شکل ۲).

دایک‌های اسیدی آپلیتی و پگماتیتی، واحدهای مختلفی به‌ویژه واحدهای گرانودیوریتی و گابرو-دیوریتی را قطع کرده‌اند که دارای دو روند شمال خاور-جنوب باختر و شمال باختر-جنوب خاور هستند. این دایک‌ها محصول مرحله پایانی فعالیت ماگمایی در ارتباط با جایگیری توده نفوذی هستند.

در منطقه مورد مطالعه، پگماتیت‌ها بیشتر در واحدهای گرانودیوریتی و گابرو-دیوریتی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها کانی‌شناسی ساده‌ای نشان می‌دهند و عمدتاً دارای کوارتز، فلدسپار قلیایی (به‌صورت پرتیت)، مسکوویت، زیرکن، آپاتیت و تورمالین و دارای بافت پگماتیتی و دانه‌ای هستند.

آپلیت‌ها معمولاً در امتداد شکستگی‌های توده‌های گرانیتی و گرانودیوریتی، تزریق شده‌اند. امتداد این شکستگی‌ها و رگه‌های تزریقی بیشتر شمال باختر-جنوب خاور است و از روند زاگرس پیروی می‌کنند. این رگه‌ها در سنگ‌های دگرگونی منطقه نیز نفوذ کرده‌اند.

۳- سنگ‌نگاری

همان‌گونه که اشاره شد، سنگ‌های توده مورد مطالعه شامل گرانیت‌های پورفیری (مونزوگرانیت-سینوگرانیت)، گرانودیوریت و گابرو-دیوریت هستند.

گرانیت پورفیری (مونزوگرانیت-سینوگرانیت) در مقاطع میکروسکوپی بافت پورفیریوید با درشت‌بلورهای فلدسپار تا بافت دانه‌ای و گرانوفیری دارد و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز و بیوتیت است. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها، وجود بافت پرتیتی است که ترکیب سنگ را به سمت مونزوگرانیت سوق می‌دهد. حضور گسترده پرتیت در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه پایین بودن فشار بخار آب در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها باشد. این پدیده بیشتر در گرانیت‌های هیپرسولوس دیده می‌شود (Mc Birney, 1993).

درشت‌بلورهای کوارتز غالباً خاموشی موحی نشان می‌دهند، در حالی که بلورهای کوچک‌تر ممکن است خاموشی یکنواختی داشته باشند. در مواردی که کوارتزها تحت تأثیر دگرشکلی شدید قرار گرفته باشند، متحمل پدیده ریزش‌دگی (Subgrain) و به دانه‌های ریزتری تبدیل شده‌اند. این کانی، فضای بین دیگر کانی‌ها را در آخرین مرحله تبلور پر می‌کند که به‌صورت مرزهای ریزدانه (Subgrain Boundry) و یا دانه‌های باز تبلور یافته و شکل دار دیده می‌شود.

پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سنتیتیک و پریکلین و گاه خاموشی منطقه‌ای هستند. عامل ایجاد ماکل پریکلین لغزش ماکلی در خلال واتنش یا تغییر و تبدیل کانی‌ها در یک سامانه بلوری به سامانه بلوری دیگر (برای مثال در هنگام سرد شدن) است. فلدسپار قلیایی بیشتر از نوع ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین است. پرتیت‌ها بیشتر به‌صورت رشته‌ای، رگه‌ای و لکه‌ای وجود دارند که به‌صورت فاز بین‌دانه‌ای دیده می‌شوند. در برخی بخش‌ها ارتوکلاز پرتیتی ماکل کارلسباد نشان می‌دهد.

۵-۱. سامانه گسلی منطقه

بررسی تصاویر ماهواره‌ای و شواهد صحرایی نشان می‌دهد که دو سامانه گسلسش اصلی در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که به ترتیب اهمیت و فراوانی عبارتند از: الف) گسل‌های با روند NW-SE و ب) گسل‌های با روند NE-SW.

– **سامانه گسل‌های با روند NW-SE:** گسل‌های این سامانه با روند شمال باختر- جنوب خاور به موازات راندگی اصلی زاگرس امتداد یافته‌اند و افزون بر مؤلفه وارون، حرکت راست‌لغز راست‌بر نیز دارند. این گسل‌ها سامانه غالب گسلسش در منطقه را تشکیل داده و باعث جابه‌جایی و تکه‌تکه‌شدن گسل‌های قدیمی‌تر و واحدهای سنگی و ایجاد دره‌های خطی با روند شمال باختر- جنوب خاور به موازات ناحیه گسلی شده‌اند که به خوبی در بخش‌های شمال باختر و جنوب خاور منطقه مورد مطالعه، قابل تشخیص است. آثار حرکتی این گسل‌ها را می‌توان از روی جابه‌جایی واحدهای سنگی و خش گسلی آنها تشخیص داد. در بخش‌های شمال باختر و جنوب خاور منطقه مورد مطالعه گسل‌های این سامانه بسیار فعال هستند و شواهد لرزه‌ای متعددی در گذشته از آنها به ثبت رسیده است. از جمله گسل‌های مهم این سامانه می‌توان به گسل دالان، گسل شازند و گل خوانسار اشاره کرد (شکل ۱۳).

– **سامانه گسل‌های با روند NE-SW:** گسل‌های این سامانه با روند شمال خاور- جنوب باختر تقریباً عمود بر ناحیه راندگی زاگرس امتداد یافته‌اند. در امتداد این گسل‌ها تشکیلات سنگ قدیمی و در بعضی نقاط پی‌سنگ پرکامبرین بیرون‌زدگی دارند. مطالعات صحرایی و شواهد لرزه‌ای نشان می‌دهد که این گسل‌ها سازوکار عادی دارند و در بعضی نقاط مؤلفه‌های راست‌لغز چپ‌بر نیز نشان می‌دهند. عملکرد این گسل‌ها باعث شده که در بخش‌های مرکزی منطقه گلیاگان ساختارهای فرازمین و فروزمین به وجود آید. این ساختارها با روند شمال خاور- جنوب باختر از گسل‌های موازی با زاگرس که پیش‌تر اشاره شد، قدیمی‌تر هستند. از جمله گسل‌های این سامانه می‌توان به گسل‌های احاطه‌کننده قطعه موه یعنی گسل خاوری و گسل باختری موه اشاره کرد.

۶- بحث

مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که توده نفوذی مورد مطالعه دارای طیف سنگی شامل گرانیت پورفیری (مونوزوگرنیت- سینوگرنیت)، گرانودیوریت و گابرو- دیوریت است. در ابتدا بخش گابرو- دیوریتی نفوذ کرده است و سپس بخش‌های گرانیتی و گرانودیوریتی تشکیل شده‌اند. بنابراین روند پلوتونیزم در منطقه از قدیم به جدید به صورت زیر بوده است:

گابرو ← دیوریت ← گرانودیوریت ← گرانیت

اگر چه توده گرانیتیویدی بوئین- میان‌دشت از نوع A دانسته شده است اما با توجه به معیارهای تعریف شده برای تعیین نوع‌های ماگمایی سنگ‌های گرانیتیویدی، توده مورد مطالعه از جمله گرانیتیویدهای نوع I، کلسیمی قلیایی، پتاسیم بالا و از نظر درجه اشباع از آلومین، مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین است (Chapple & White, 1992).

دلایل زیر نیز نوع I بودن توده گرانیتی مورد مطالعه را تأیید می‌کنند:

- وجود میان‌بارهای مافیک گرانیتی دانه‌ریز
- وجود آلانیت و نبود مسکوویت مگر به‌عنوان یک فاز ثانویه و ناشی از دگرسانی و نیز نبود کردیریت، سیلمانیت ± گارنت
- درصد وزنی بالای Na_2O که معمولاً بیش از ۳/۲ درصد وزنی است.
- نسبت ملکولی $\text{A/CNK} < 1.1$
- نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 0.2$
- $\text{FeO(T)} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 3.9$
- حضور دیوپسید در نورم.

پراکندگی جزئی نقاط را در برخی نمونه‌ها، می‌توان به آلایش اندک پوسته‌ای و دگرسانی نمونه‌ها نسبت داد. افزایش نسبت Rb/Sr ، کاهش نسبت CaO/Y و کاهش مقدار Sr از گابرو- دیوریت به سمت گرانیت‌ها حاکی از تفریق پلاژیوکلازها به‌عنوان یک فاز اولیه در واحدهای بازی و حدواسط است که Sr را همراه خود داشته است. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی (Peccerillo & Taylor, 1976)، در قلمرو سنگ‌های کلسیمی- قلیایی با پتاسیم بالا و با توجه به نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین، در محدوده مت‌آلومین تا اندکی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱).

این نمونه‌ها در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده، نسبت به پوسته بالایی از عناصر (LFS) LIL مانند Cs, Rb و K غنی‌شدگی نسبی و از عناصر HFS مانند REE, P, Hf, Nb, Ta, Th, U و Ti تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند (شکل ۱۲). سنگ‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری‌های مثبت از Th که خاص محیط‌های کمان قاره‌ای است، نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر ناسازگار مانند Th, K و Rb به‌علت باقی‌ماندن آنها تا مراحل پایانی تبلور در ماگما است. همچنین غنی‌شدگی شدید Th به احتمال بیانگر نقش رسوبات موجود بر روی پوسته اقیانوسی فرورونده در تولید ماگما است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و بی‌هنجاری منفی (Eu, Nb, Ta, Ba, Sr و Ti در این مذاب‌های فلسیک دیده می‌شود (Chapple & Withe, 1992; Harris et al., 1986). به نظر می‌رسد ضمن فرورانش صفحه عربی به زیر حاشیه فعال قاره‌ای ایران، تختال فرورونده همراه با رسوبات آبدار به‌سمت پایین کشیده شده و طی فرورانش در مزوزویک آب و عناصر LIL را آزاد کرده‌اند. این سیال‌های آزاد شده و عناصر همراه، موجب متاسوماتیسم گوشته (گوه گوشته بالایی)، تسهیل در ذوب گوشته و ایجاد ماگمای گرم و مافیک گوشته‌ای شده‌اند (فاز گابرو- دیوریتی قدیمی منطقه). سپس با ادامه تزیق ماگمای مافیک گوشته‌ای به درون پوسته زیرین، منحنی‌های هم‌دما بالا رفته، ماگمای فلسیک (گرانودیوریتی کلسیمی- قلیایی) ایجاد و با صعود به ترازهای بالایی پوسته بالایی دچار تغییر و تحولات بعدی ژئوشیمیایی و منجر به تشکیل توده گرانیتیویدی منطقه شده که سنگ‌های گابرو- دیوریتی را قطع و دگرسان کرده است. در این راستا پگماتیت‌ها که آخرین مذاب باقیمانده از انجماد گرانیت‌ها هستند نیز تشکیل شده‌اند. در نمونه‌های پگماتیتی بی‌هنجاری منفی شدید در Nd مشاهده می‌شود. در کانی‌های آلانیت، زیرکن و آپاتیت سازگار است. گرانیت‌های موجود در منطقه از این کانی‌ها غنی اما پگماتیت‌های منطقه مورد مطالعه بدون این کانی‌ها هستند و با توجه به اینکه پگماتیت‌ها حاصل آخرین مذاب باقیمانده از انجماد گرانیت‌ها هستند، بنابراین، افت شدید عنصر Nd را می‌توان به نبود این کانی‌ها در ترکیب پگماتیت‌های منطقه نسبت داد. در مجموع سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (به جز نمونه‌های پگماتیتی) بیشترین تطابق را پیرامون خط بهنجار شده ۱ (پوسته بالایی)، نشان می‌دهند که به احتمال نشان‌دهنده استقرار ماگما در پوسته بالایی به‌مدت طولانی و به تعادل ژئوشیمیایی رسیدن با مواد پوسته‌ای بوده است، اما در پوسته زیرین LIL و عناصر سازگارتر مانند Yb, Tm و Y بیشتر است.

۵- زمین‌ساخت منطقه

شواهد ساختاری و زمین‌شناسی مطالعه شده در منطقه مورد مطالعه، وجود گسل‌های بزرگی را با روندهای NW-SE و یا NE-SW به‌طور موازی و یا عمود بر راندگی اصلی زاگرس نشان می‌دهند. از گسل‌های موازی با راندگی اصلی زاگرس می‌توان به گسل دالان، گسل خوانسار، گسل شازند و ... اشاره کرد که در نواحی منطقه مورد مطالعه بی‌حرکت به نظر می‌رسند.

- همبری‌های خارجی آن، گاه آشکار و گاه تدریجی، و هم‌نوا با سنگ میزبان است.
- در مقاطع افقی شکل هندسی بیضوی دارد.
- شکستگی‌های هم‌زمان با جایگزینی که توسط رگه‌های آپلیتی-پگماتیتی پر شده‌اند، هم در توده گرانیتوبیدی و هم در سنگ‌های میزبان آن معمول است.
- یک فابریک درونی ناهمسانگرد (جهت‌یابی میانبارها)، در بعضی از بخش‌های پلوتون دیده می‌شود.
- دایک‌های حلقوی و مخروطی، لاکولیت‌ها همراه با پلوتون نیستند.
- جهت‌یافتگی میانبارهای بیضوی شکل که به موازات برگ‌وارگی سنگ‌های میزبان است، می‌تواند نشانه‌هایی از تأثیر دی‌پایر در جایگیری این توده پلوتونیک باشد.
- وجود شواهد صحرایی مانند موازی‌بودن روند توده بوئین-میاندشت با امتداد راندگی اصلی زاگرس و گسل‌های اصلی منطقه و نیز موازی‌بودن بیشتر شکستگی‌ها، درزه‌ها و کشیدگی محور طولی بیضوی میانبارهای موجود در توده نفوذی با امتداد شیستوارگی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای، می‌تواند دلیل هم‌زمانی جایگیری توده نفوذی با دگرشکلی‌های ناحیه‌ای منطقه باشد.
- در واقع سازوکار جایگیری به‌صورت فشارشی است و با توجه به این که از زمان جایگیری به بعد، حرکات فشارشی-برشی راست بر در این منطقه و مناطق اطراف حکمفرما شده است (محجل، ۱۳۷۷)، این احتمال با ساختارهای موجود در منطقه سازگاری بیشتری دارد.
- به‌منظور بررسی و مقایسه میانگین عناصر کمیاب موجود در نمونه‌های گرانیتی در منطقه، برای تعیین سن احتمالی توده مورد مطالعه، مقایسه ژئوشیمیایی با توده‌های گرانیتوبیدی ماته، الوند و بروجرد انجام شده که در جدول ۲ نشان داده شده است (شکل ۱۸).
- براساس مقایسه‌ای که بین توده گرانیتوبیدی بوئین-میاندشت با توده‌های اطراف مانند گرانیتوبیدی ماته، الوند و بروجرد انجام گرفت، می‌توان چنین نتیجه گرفت که توده گرانیتوبیدی بوئین-میاندشت از نظر ویژگی‌های بافتی، سنگ‌شناختی (ترکیب سنگی و کانی‌شناسی) و ژئوشیمیایی شباهت بسیاری با توده گرانیتوبیدی بروجرد دارد. هر دو توده از نظر سنگ‌نگاری دارای گرانیت‌های پورفیری (مونزوگرانیت-سینوگرانیت) با بافت دانه‌ای، پورفیری، گرانوفیری و پرتیتی، از نظر نوع سنگی جزو گرانیت‌های نوع I و پتاسیم بالا، از نظر درجه اشباع آلومین، متآلومین تا اندکی پرآلومین، دارای ویژگی‌های گرانیتوبیدی‌های کوهزایی و از نظر خاستگاه زمین‌ساختی نیز از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) هستند. بر اساس این ویژگی‌های مشترک می‌توان چنین اظهار داشت که به احتمال توده گرانیتوبیدی بوئین-میاندشت نیز در محدوده سنی ۱۷۱-۱۶۹ میلیون سال تزریق شده است.

۷- نتیجه‌گیری

توده مورد مطالعه در جنوب باختر نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ گلبایگان واقع در پهنه ساختاری سنج-سیرجان قرار دارد و دارای طیف ترکیبی شامل گرانیت پورفیری (مونزوگرانیت-سینوگرانیت)، گرانودیوریت و گابرو-دیوریت است. مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان‌دهنده رخداد متاسوماتیسم قلیایی در توده‌های نفوذی منطقه است که در منطقه بوئین-میاندشت این متاسوماتیسم بیشتر از نوع پتاسیمی است.

تغییرات کانی‌شناسی از بخش‌های کرنش پایین (حاشیه)، به سمت بخش‌های کرنش بالا (مرکز)، در زون‌های برشی به‌صورت کاهش اندازه دانه‌ها، ناپدید شدن پلاژیوکلازها و افزایش ناپایداری بیوتیت‌ها همراه با افزایش شدت دگرسانی (سریشیتی شدن پلاژیوکلازها، کلریتی شدن بیوتیت‌ها و...) و جهت‌یافتگی شدید سریشیت‌ها و نوارهای کوارتز در توده مورد مطالعه مشاهده

- وجود نشانه‌هایی از کانی‌سازی مس
- وجود کمتر از ۱ درصد کربنوم در نورم
- تغییرات منفی P_2O_5 در برابر SiO_2
- روند تغییرات CaO در برابر SiO_2
- داشتن ویژگی‌های گرانیتوبیدی‌های کمان آتشفشانی و مرتبط با فرورانش حاشیه قاره‌ها.
- وجود مگنتیت‌های متعدد ناشی از شرایط اکسیدی و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها نیز گواه منشأ ماگمایی I برای آنهاست (Clarke, 1992, Chappell & White, 2001). نمودارهای سنگ‌زایی نیز نوع I بودن این توده را تأیید می‌کند (شکل ۱۴).

غنی‌شدگی از عناصر LIL، تهی‌شدگی از عناصر HFS و نسبت‌های بالای FeO/MgO و K_2O/Rb در نمونه‌ها، بیانگر ماگماتیسم نفوذی متآلومین نوع I کمان‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه فعال قاره‌هاست که توسط فرایندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده‌اند (Pearce et al., 1984, Chappell et al., 1998, Wilson, 1989). افزون بر این، بی‌هنجاری‌های منفی Nb از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های قاره‌ای است. بنابراین بی‌هنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آلاش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال بالا آمدن و جایگزینی باشد. همچنین در محیط‌های فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار هستند، عناصر HFS مانند Nb و Ta را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ماگما‌های حاصل از این منابع، سبب ایجاد بی‌هنجاری‌های منفی آنها در ماگما می‌شوند (Rollinson, 2003, Alther et al., 2002) که از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده (ذوب بازالت‌ها) یا پوسته قاره‌ای زیرین می‌تواند سنگ‌های گرانیتی حاصل شوند (Alther et al., 2002).

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی توده‌های گرانیتوبیدی، نمودارهای مختلفی پیشنهاد شده است، اما سودمندترین آنها، نمودارهایی هستند که بر اساس فراوانی عناصر کمیاب کم‌تحرک، در برابر فرایندهای دگرسانی و هوازدگی طراحی شده باشند. Pearce et al. (1984) بر اساس فراوانی عناصر کمیاب محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها را به چهار گروه VAG (گرانیتوبیدی‌های کمان آتشفشانی)، WPG (گرانیتوبیدی‌های درون قاره‌ای)، Syn-COLG (گرانیتوبیدی‌های برخوردی) و ORG (گرانیتوبیدی‌های میان اقیانوسی) تقسیم‌بندی کرده است. با توجه به شکل ۱۵ دیده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بین VAG و WPG قرار گرفته‌اند.

همچنین بالا بودن نسبت‌های Th/Yb (>5) مطابق با بالا بودن نسبت‌های La/Yb ($>10-100$) نشان می‌دهند (شکل ۱۶) که این توده متعلق به ماگما‌های فلسیک کمان قاره‌ای است (Condie, 1989) و نمودارهای Th/Ta در برابر Yb (Gorton & Schandl, 2000) نیز بیانگر تشکیل این توده در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۱۷).

با توجه به شواهد صحرایی که Castro (1987) برای پلوتون‌های هم‌نوا ارائه داده است و مقایسه آنها با توده منطقه مورد مطالعه، می‌توان چنین نتیجه گرفت که به احتمال توده گرانیتوبیدی بوئین-میاندشت از نوع پلوتون‌های هم‌نوا که در مزوزون (ژرفای حدود ۱۳-۶/۵ کیلومتر) جایگیری کرده است، باشد. شواهد صحرایی به شرح زیر است:

- با توجه به این که ساختارهای موجود در توده گرانیتوبیدی بوئین-میاندشت (از قبیل کشیدگی میانبارها)، موافق با ساختارهای سنگ میزبان است، این توده جزو پلوتون‌های هم‌زمان با زمین‌ساخت به شمار می‌آید.
- در اطراف توده مورد مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با نفوذ پلوتون دوباره دگرگون و دگرشکل شده‌اند.

اطراف مانند گرانیتویدهای مونه، الوند و بروجرد انجام گرفت چنین نتیجه‌گیری می‌شود که توده گرانیتویدی بوئین- میانداشت از نظر ویژگی‌های بافتی، سنگ‌شناختی (ترکیب سنگی و کانی‌شناسی) و ژئوشیمیایی شباهت بسیاری با توده گرانیتویدی بروجرد دارد و می‌توان اظهار داشت که به احتمال توده گرانیتویدی بوئین- میانداشت نیز در محدوده سنی ۱۷۱-۱۶۹ میلیون سال تزریق شده است.

وجود شواهد صحرایی مانند موازی بودن روند توده بوئین- میانداشت با امتداد راندگی اصلی زاگرس و گسل‌های اصلی منطقه و نیز موازی بودن بیشتر شکستگی‌ها، درزه‌ها و کشیدگی محور طولی بیضوی میانبارهای موجود در توده نفوذی با امتداد شیست‌واریگی حاصل از دگرگونی ناحیه‌ای می‌تواند دلیل همزمانی جایگیری توده نفوذی با دگرشکلی‌های ناحیه‌ای منطقه باشد. با بررسی روند دایک‌ها و رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه مورد مطالعه می‌توان آنها را به دو گروه تقسیم کرد: گروه اول آنهایی که روند کلی شمال باختر- جنوب خاور دارند و در محیط کششی که توسط سامانه فشارشی حاکم بر منطقه ایجاد شده است، به وجود آمده‌اند و گروه دوم آنهایی که روند کلی شمال خاور- جنوب باختر دارند و در ارتباط با محیط برشی که توسط سامانه‌های برشی راست‌بر حکمفرما در منطقه (محجل، ۱۳۷۸) به وجود آمده‌اند، می‌باشد.

سپاسگزاری

نگارندگان از مسئولین محترم پژوهشکده علوم زمین که امکان این پژوهش را فراهم کرده‌اند، صمیمانه سپاسگزارند.

می‌شود. در این سنگ‌ها در اثر فشارهای زمین‌ساختی حاکم بر منطقه در بیشتر بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها خمش مشاهده می‌شود و بیشتر بیوتیت‌ها دارای نوار شکنجی (کینک‌باند) هستند.

شواهد سنگ‌نگاری همچون وجود مگنتیت (نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن)، وجود میانبارهای هم‌منشأ با سنگ میزبان، درصد بالای Na، متآلومین بودن نمونه‌ها، کاهش P_2O_5 در گرانیت‌ها، افت Ti، غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری همگی نشان‌دهنده منشأ ماگمایی I این توده هستند.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و صحرایی نشان می‌دهند که توده گرانیتویدی در محدوده بین WPG و VAG قرار گرفته است و گمان می‌رود که در پیوند با پدیده فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه سکوی ایران در زمان ژوراسیک میانی حاصل شده است. این نتایج با باور عمومی در مورد وجود کمان ماگمایی کلسیمی- قلیایی سندج- سیرجان در حاشیه فعال ایران مرکزی در زمان مزوزویک سازگار است.

وجود درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم و میانبارهای میکروگرانیتویدی مافیک در نمونه‌ها، فراوانی بالای La و Ce و موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای مختلف زایشی و تعیین محیط زمین‌ساختی نشان‌دهنده آن است که ماگمای سازنده این توده از ذوب‌بخشی یک منشأ گوشته‌ای شامل پوسته اقیانوسی فرورونده یا گوه گوشته‌ای روی آن و یا محل منبع پوسته قاره‌ای زیرین در یک محیط فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای به وجود آمده است.

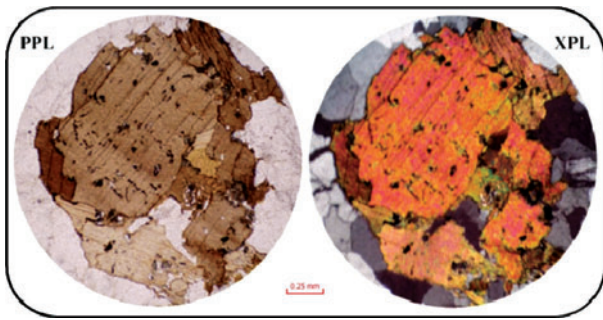
براساس مقایسه‌ای که بین توده گرانیتویدی بوئین- میانداشت با توده‌های



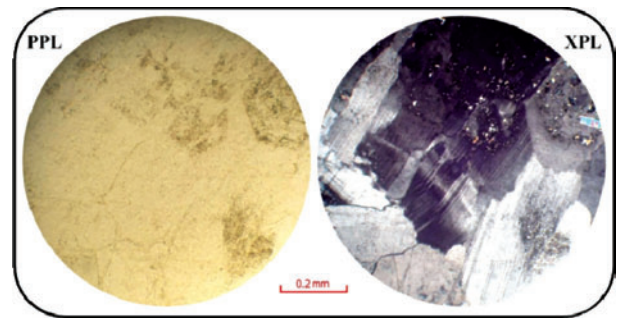
شکل ۲- میانبار دگرگونی در توده گرانیتویدی.



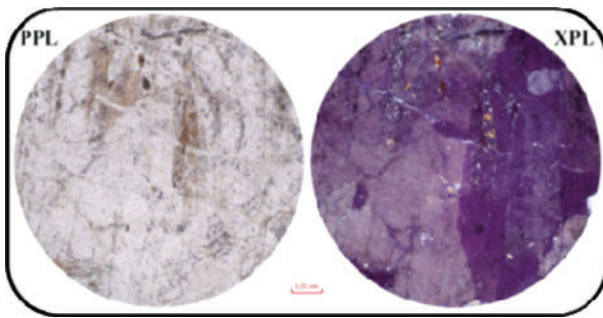
شکل ۱- میانبار ریزدانه مافیک با شکلی بیضوی در توده گرانیتویدی.



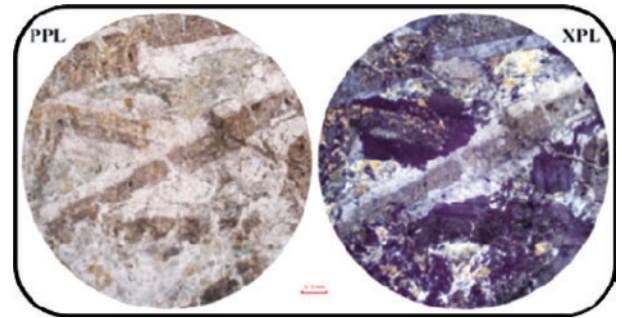
شکل ۴- خمش در بیوتیت بر اثر فشارهای زمین ساختی.



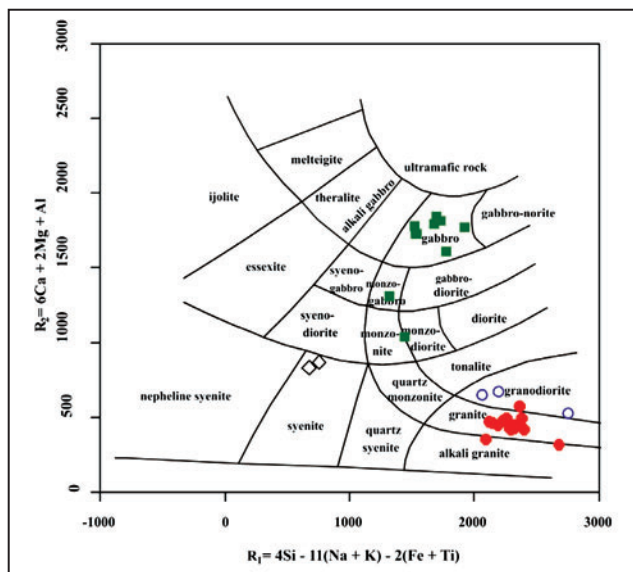
شکل ۳- خمش ناشی از کرنش در کانی پلاژیوکلاز.



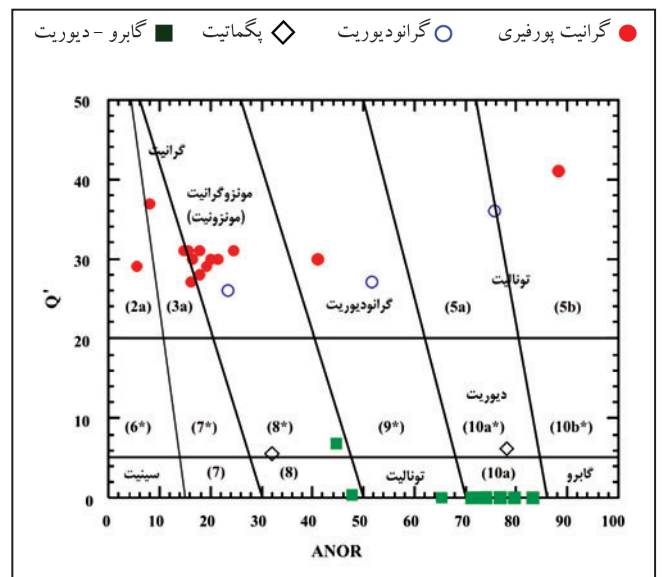
شکل ۶- جانشینی میکروکلین در بخش‌هایی از پلاژیوکلاز.



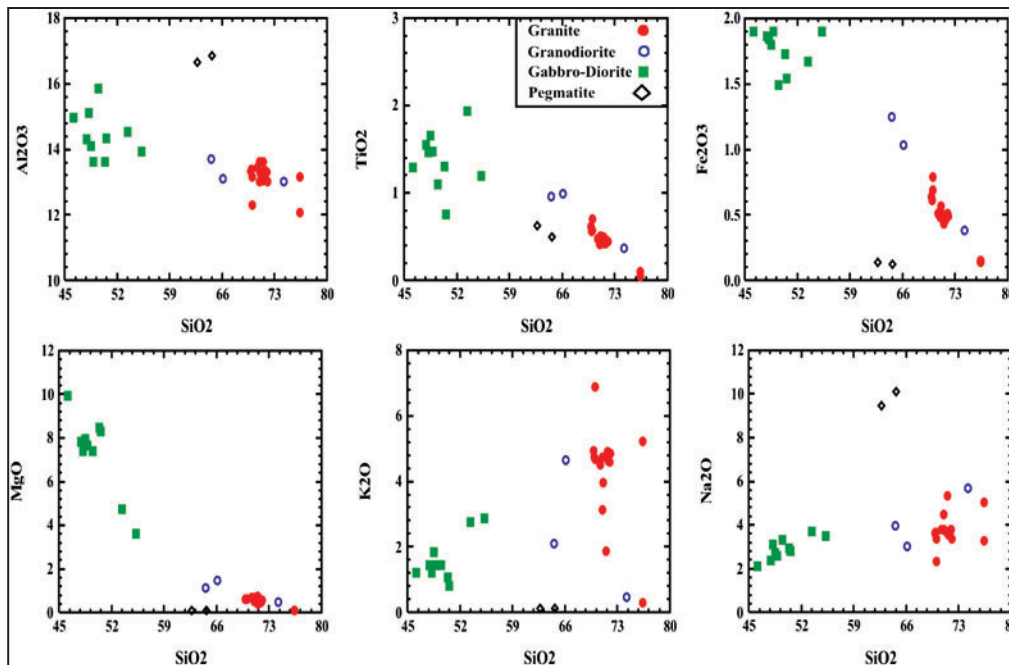
شکل ۵- جایگزینی فلدسپار قلیایی در اطراف پلاژیوکلاز (بافت آنتی راپاکی‌وی).



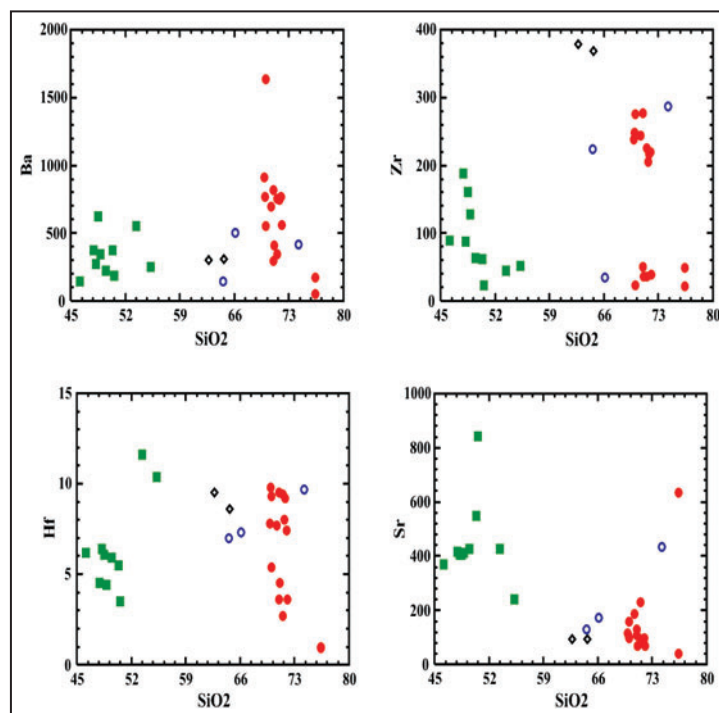
شکل ۸- رده‌بندی کاتیونی سنگ‌ها (De La Roche et al., 1980) (علائم مشابه شکل ۷).



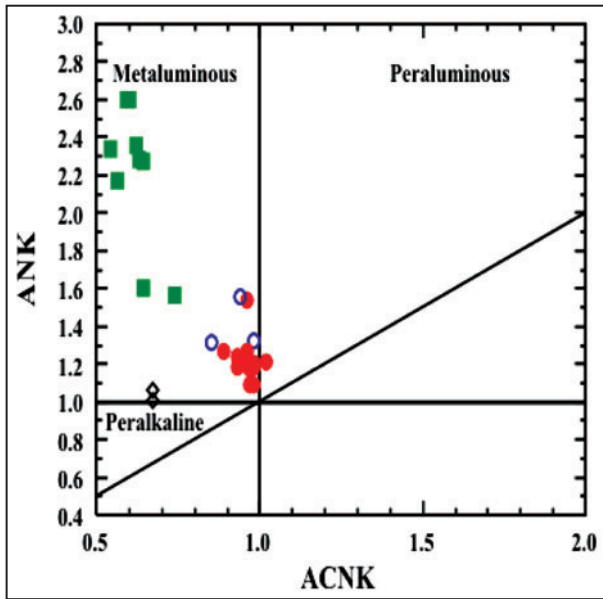
شکل ۷- رده‌بندی با استفاده از نمودار Q(F)-ANOR (Streckeisen & Le Maitre, 1979).



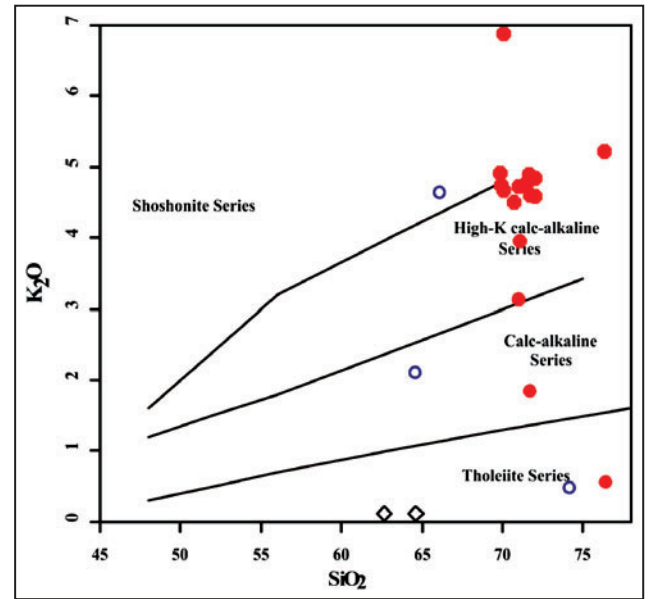
شکل ۹- الف) نمودار SiO₂ در برابر اکسیدهای عناصر اصلی.



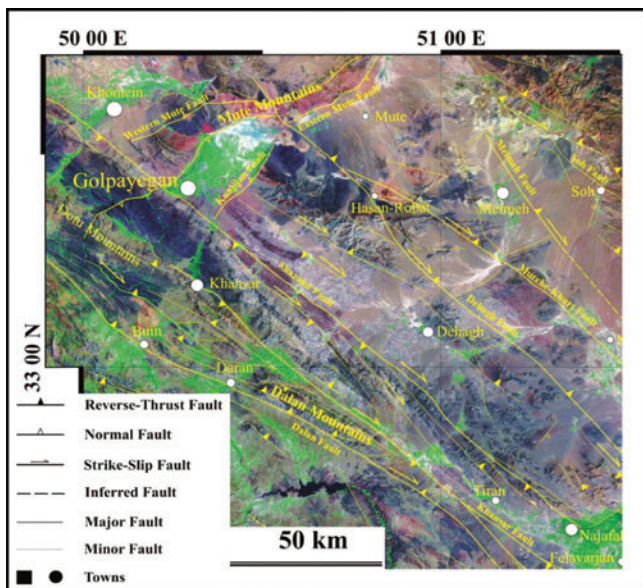
شکل ۹- ب) نمودار SiO₂ در برابر عناصر کمیاب (علائم مشابه شکل ۷).



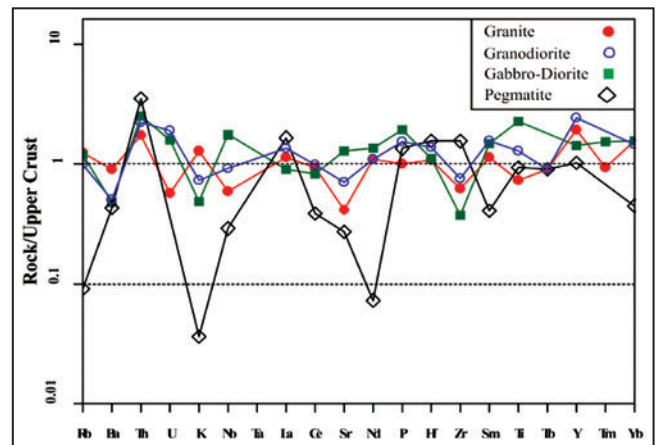
شکل ۱۱- نمودار Al/CNK در برابر Al/NK (Shand, 1927, Maniar & Piccoli, 1989) (علائم مشابه شکل ۷).



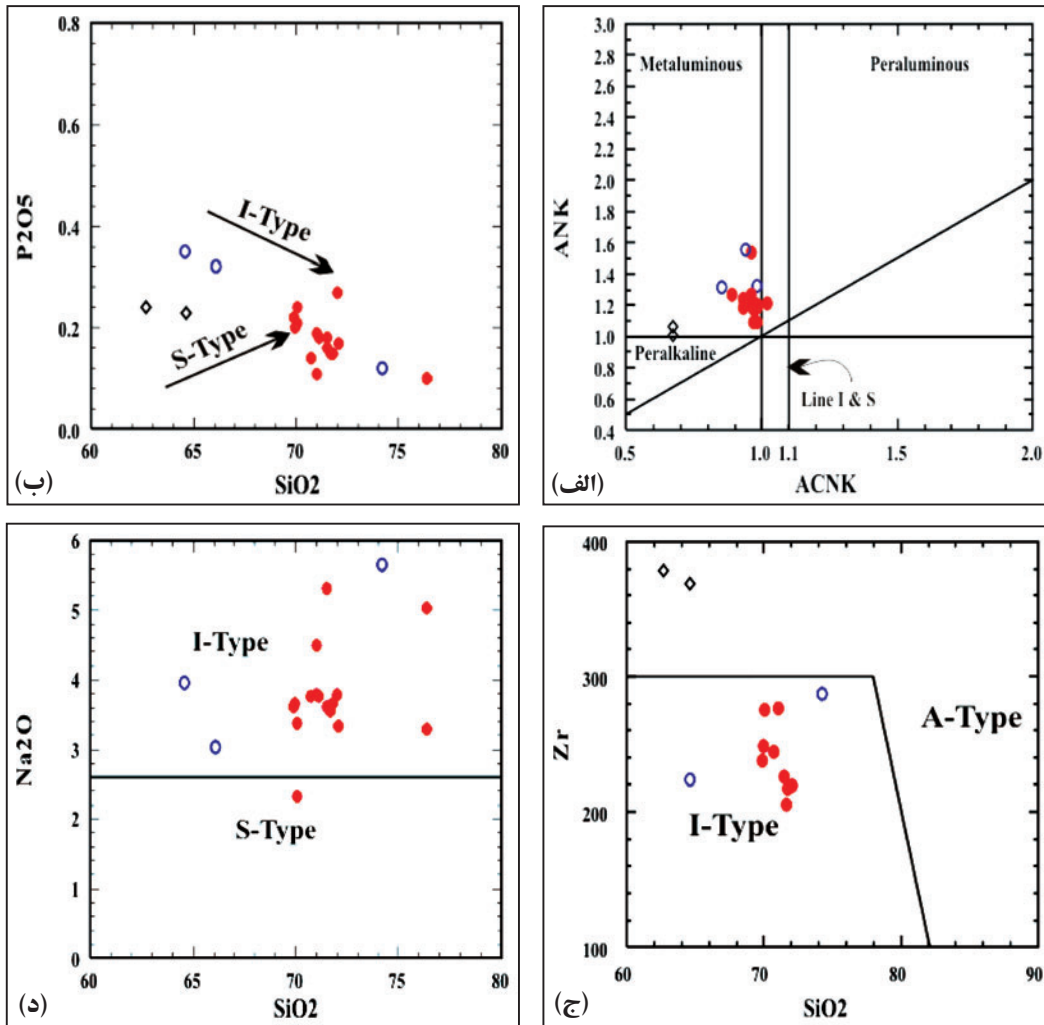
شکل ۱۰- نمودار تغییرات K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) (علائم مشابه شکل ۷).



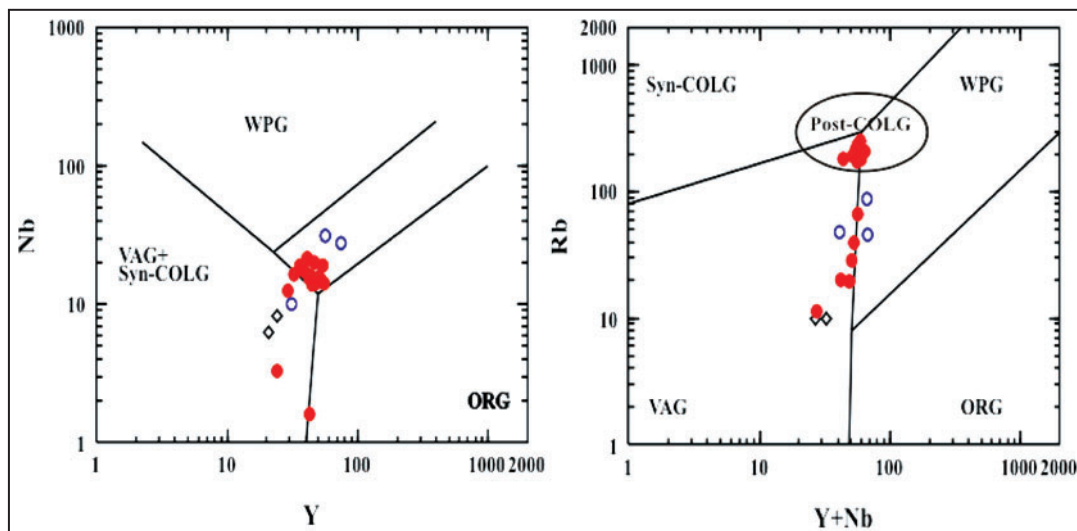
شکل ۱۳- پراکندگی گسل‌های بزرگ منطقه و سازوکار حرکت آنها (Nadimi, 2010).



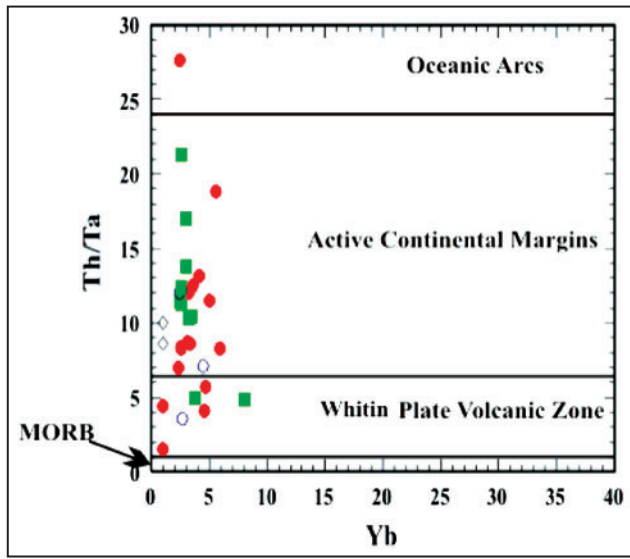
شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1985).



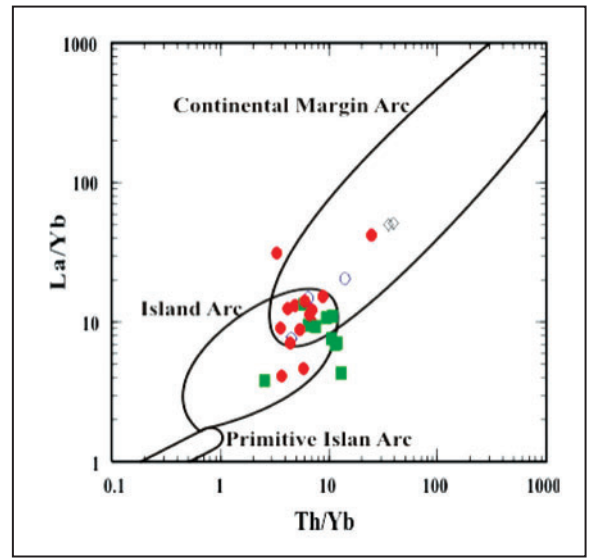
شکل ۱۴- الف) نمودار Al/CNK در برابر Al/NK (Shand, 1927; Maniar & Piccoli, 1989; Pitcher, 1993). ب) نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 (Chappell & White, 1992). ج) نمودار Zr در برابر SiO_2 (Collins et al., 1982) و د) نمودار Na_2O در برابر SiO_2 (Chappell & White, 1992) (علائم مشابه شکل ۷).



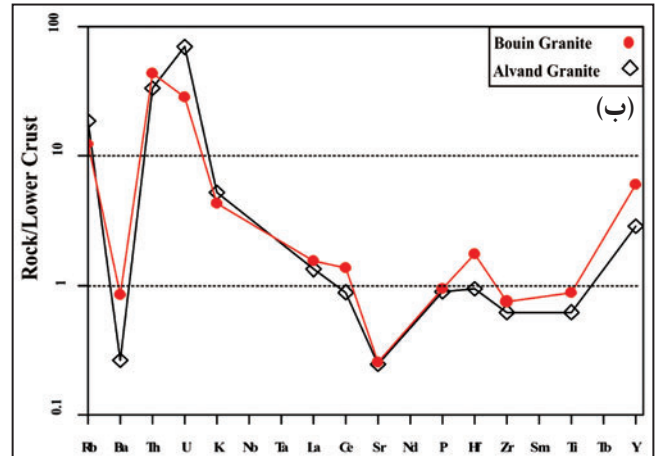
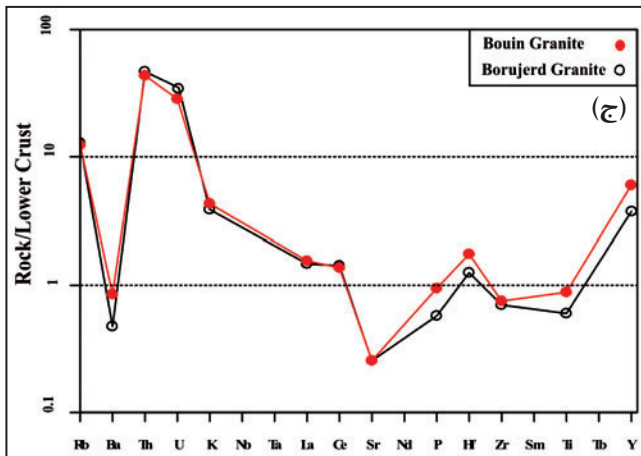
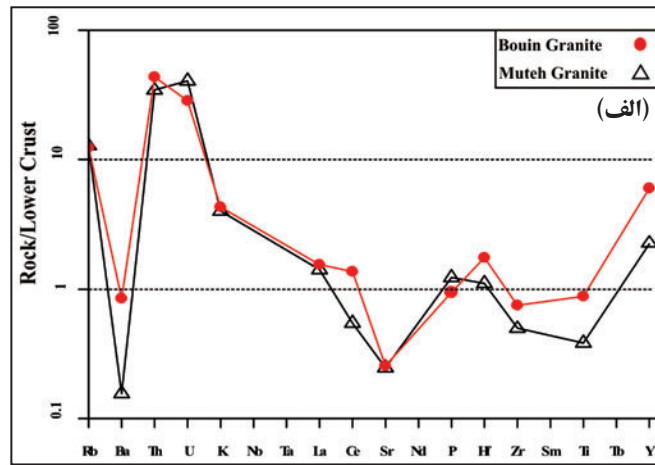
شکل ۱۵- نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984) (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۷- نمودار Th/Ta در برابر Yb (Gorton & Schandl, 2000) (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۶- نمودار La/Yb در برابر Th/Y (Condie, 1989) (علائم مشابه شکل ۷).



شکل ۱۸- نمودار عنکبوتی فراوانی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به پوسته زیرین، الف) مقایسه توده‌های گرانیتی بوئین و موته، ب) مقایسه توده‌های گرانیتی بوئین و الوند و ج) مقایسه توده‌های گرانیتی بوئین و بروجرد (Weaver & Tarney, 1984).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی منطقه بوئین - میاندشت.

| Sample | Petrology | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | FeO | FeOT | Fe2O3T | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | P2O5 | L.O.I |
|---------|--------------|-------|------|-------|-------|------|-------|--------|------|------|-------|-------|------|------|-------|
| B-1 | Granite | 76.37 | 0.04 | 13.15 | 0.15 | 0.74 | 0.87 | 0.97 | 0.1 | 0.1 | 2.92 | 5.03 | 0.28 | 0.1 | 0.3 |
| D-10 | Granite | 70.07 | 0.57 | 13.17 | 0.69 | 3.01 | 3.63 | 4.03 | 0.1 | 0.63 | 1.9 | 3.37 | 4.68 | 0.24 | 0.56 |
| G-5 | Granite | 72.06 | 0.44 | 13.02 | 0.49 | 2.12 | 2.56 | 2.85 | 0.1 | 0.57 | 1.24 | 3.34 | 4.85 | 0.17 | 1 |
| H-4 | Granite | 70.73 | 0.47 | 13.43 | 0.51 | 2.19 | 2.65 | 2.94 | 0.04 | 0.69 | 1.64 | 3.77 | 4.51 | 0.14 | 0.98 |
| K-10 | Granite | 71.03 | 0.41 | 13.01 | 0.48 | 2.06 | 2.49 | 2.77 | 0.1 | 0.53 | 1.55 | 4.49 | 3.14 | 0.11 | 2.66 |
| K-3 | Granite | 71.52 | 0.5 | 13.62 | 0.43 | 1.72 | 2.11 | 2.34 | 0.1 | 0.74 | 2.48 | 5.32 | 1.87 | 0.16 | 0.74 |
| N-10-Ap | Granite | 76.37 | 0.1 | 12.07 | 0.14 | 0.6 | 0.73 | 0.81 | 0.1 | 0.1 | 0.67 | 3.29 | 5.22 | 0.1 | 0.48 |
| S-11 | Granite | 71.76 | 0.42 | 13.26 | 0.48 | 2.08 | 2.51 | 2.79 | 0.04 | 0.43 | 1.37 | 3.66 | 4.61 | 0.15 | 0.66 |
| S-16 | Granite | 71.67 | 0.42 | 13.37 | 0.46 | 1.95 | 2.36 | 2.63 | 0.04 | 0.46 | 1.33 | 3.55 | 4.89 | 0.15 | 0.76 |
| S-17 | Granite | 69.87 | 0.61 | 13.33 | 0.64 | 2.69 | 3.27 | 3.63 | 0.04 | 0.6 | 1.65 | 3.61 | 4.92 | 0.22 | 0.74 |
| S-19 | Granite | 69.96 | 0.56 | 13.39 | 0.61 | 2.62 | 3.17 | 3.52 | 0.05 | 0.61 | 1.57 | 3.66 | 4.74 | 0.2 | 0.84 |
| S-20 | Granite | 70.05 | 0.7 | 12.29 | 0.79 | 3.39 | 4.1 | 4.56 | 0.04 | 0.63 | 0.73 | 2.33 | 6.89 | 0.21 | 0.74 |
| S-35 | Granite | 71.02 | 0.47 | 13.62 | 0.53 | 2.28 | 2.76 | 3.06 | 0.04 | 0.51 | 1.44 | 3.79 | 4.72 | 0.19 | 0.38 |
| S-38 | Granite | 71.51 | 0.42 | 13.03 | 0.46 | 1.97 | 2.38 | 2.65 | 0.05 | 0.41 | 1.38 | 3.61 | 4.77 | 0.18 | 1.16 |
| S-4 | Granite | 72.03 | 0.45 | 13.3 | 0.51 | 2.17 | 2.63 | 2.92 | 0.04 | 0.46 | 1.26 | 3.79 | 4.59 | 0.27 | 0.5 |
| Y-1-en | Granite | 71.09 | 0.51 | 13.28 | 0.57 | 2.43 | 2.94 | 3.27 | 0.1 | 0.69 | 1.8 | 3.76 | 3.96 | 0.18 | 0.66 |
| M-S-2 | Granodiorite | 74.21 | 0.37 | 13.01 | 0.38 | 1.63 | 1.97 | 2.19 | 0.02 | 0.46 | 1.98 | 5.66 | 0.47 | 0.12 | 0.64 |
| K-10-en | Granodiorite | 66.11 | 0.99 | 13.11 | 1.03 | 4.35 | 5.28 | 5.86 | 0.11 | 1.49 | 2.93 | 3.03 | 4.64 | 0.32 | 1 |
| S-39 | Granodiorite | 64.59 | 0.96 | 13.71 | 1.25 | 5.51 | 6.63 | 7.37 | 0.1 | 1.14 | 3.18 | 3.96 | 2.11 | 0.35 | 2.02 |
| D-1 | Diorite | 48.25 | 1.46 | 15.1 | 1.84 | 8.06 | 9.72 | 10.79 | 0.16 | 7.38 | 9.94 | 3.1 | 1.2 | 0.22 | 1.7 |
| D-2 | Diorite | 49.47 | 1.1 | 15.84 | 1.49 | 6.59 | 7.93 | 8.81 | 0.18 | 7.41 | 9.83 | 3.3 | 1.43 | 0.24 | 1.86 |
| G-7 | Diorite | 50.59 | 0.75 | 14.32 | 1.54 | 7.16 | 8.55 | 9.49 | 0.18 | 8.31 | 10.08 | 2.81 | 0.82 | 0.22 | 1.86 |
| H-3-en | Diorite | 55.26 | 1.19 | 13.94 | 1.9 | 8.63 | 10.34 | 11.49 | 0.18 | 3.61 | 5.5 | 3.51 | 2.88 | 0.44 | 1.56 |
| K-7 | Diorite | 46.19 | 1.29 | 14.95 | 1.9 | 8.51 | 10.22 | 11.35 | 0.18 | 9.94 | 9.65 | 2.1 | 1.21 | 0.14 | 2.38 |
| K-8 | Diorite | 48.77 | 1.47 | 13.62 | 1.9 | 8.38 | 10.09 | 11.21 | 0.2 | 7.65 | 10.72 | 2.59 | 1.44 | 0.32 | 1.58 |
| N-11 | Diorite | 47.95 | 1.55 | 14.3 | 1.86 | 8.08 | 9.75 | 10.84 | 0.2 | 7.83 | 11 | 2.39 | 1.45 | 0.46 | 1.14 |
| N-6 | Diorite | 48.46 | 1.66 | 14.11 | 1.8 | 7.7 | 9.32 | 10.35 | 0.19 | 7.97 | 10.31 | 2.73 | 1.85 | 0.36 | 1.52 |
| N-8 | Diorite | 53.38 | 1.94 | 14.53 | 1.67 | 6.79 | 8.29 | 9.21 | 0.18 | 4.72 | 7.39 | 3.7 | 2.75 | 0.67 | 0.9 |
| P-3 | Diorite | 50.34 | 1.3 | 13.61 | 1.73 | 7.67 | 9.23 | 10.25 | 0.15 | 8.49 | 8.61 | 2.92 | 1.07 | 0.23 | 2.24 |
| H-3-1 | Pegmatite | 62.66 | 0.63 | 16.66 | 0.14 | 0.14 | 0.27 | 0.3 | 0.02 | 0.09 | 5.01 | 9.48 | 0.12 | 0.24 | 2.44 |
| H-3-2 | Pegmatite | 64.63 | 0.5 | 16.85 | 0.12 | 0.18 | 0.29 | 0.32 | 0.02 | 0.09 | 4.64 | 10.09 | 0.12 | 0.23 | 2.1 |

| Sample | Petrology | K | Ba | Rb | Sr | Cs | Li | Ga | Ta | Nb | Hf | Zr | Ti | Y | Th |
|---------|--------------|-------|--------|-------|-------|------|------|------|-----|------|------|-------|-------|------|------|
| B-1 | Granite | 2324 | 50.6 | 180.9 | 635 | 0.8 | 3.7 | 21.2 | 0.5 | 1.6 | 1 | 21.8 | 240 | 42.4 | 9.4 |
| D-10 | Granite | 38850 | 552 | 28.3 | 98.9 | 3.7 | 12.7 | 15 | 2.1 | 19.1 | 5.4 | 23.7 | 3417 | 36.2 | 18.4 |
| G-5 | Granite | 40261 | 558.3 | 20 | 69.7 | 2.5 | 25.7 | 16.5 | 1.6 | 12.6 | 3.6 | 38.5 | 2638 | 29 | 11.2 |
| H-4 | Granite | 37439 | 693.5 | 194.6 | 188.4 | 4.1 | * | 22.9 | 2.2 | 15.3 | 7.7 | 243.9 | 2818 | 42.6 | 28.8 |
| K-10 | Granite | 26066 | 294.9 | 37.4 | 130.5 | 3.3 | 15 | 23.1 | 1.6 | 14.1 | 3.6 | 50.1 | 2458 | 55.6 | 18.5 |
| K-3 | Granite | 15523 | 345 | 65.7 | 231 | 2 | 7.7 | 20.3 | 1.1 | 17.4 | 2.7 | 36.3 | 2998 | 39.2 | 13.3 |
| N-10-Ap | Granite | 43333 | 176 | 11.3 | 39.4 | 0.8 | 0.69 | 16.2 | 0.5 | 3.3 | 0.9 | 49.3 | 600 | 24.3 | 13.8 |
| S-11 | Granite | 38269 | 745.1 | 212.1 | 93.3 | 4.3 | * | 22.9 | 2.7 | 15.8 | 9.2 | 216.9 | 2518 | 49.8 | 23.2 |
| S-16 | Granite | 40593 | 750.2 | 218.7 | 93.3 | 4 | * | 22.1 | 4.4 | 15.2 | 8 | 205.1 | 2518 | 52.2 | 25 |
| S-17 | Granite | 40842 | 909.9 | 189.2 | 114.9 | 4.5 | * | 22.6 | 5.6 | 20 | 7.8 | 237.9 | 3657 | 46.8 | 24.6 |
| S-19 | Granite | 39348 | 765.9 | 205.5 | 109.1 | 3.8 | * | 21.8 | 1.9 | 19.2 | 9.8 | 248.5 | 3357 | 53.8 | 23.8 |
| S-20 | Granite | 57196 | 1634.5 | 227 | 158.8 | 5.8 | * | 18.2 | 2.2 | 21.7 | 9.3 | 275.7 | 4197 | 41.3 | 3.3 |
| S-35 | Granite | 39182 | 815.1 | 183.1 | 109.5 | 4.8 | * | 23.3 | 2.7 | 16.2 | 9.5 | 276 | 2818 | 43.6 | 22.8 |
| S-38 | Granite | 39597 | 751.8 | 206 | 94.7 | 3.9 | * | 23.4 | 3.1 | 13.7 | 9.4 | 225.5 | 2518 | 44.8 | 25.6 |
| S-4 | Granite | 38103 | 768.7 | 191.9 | 97.6 | 4.3 | * | 22.9 | 3.9 | 14.1 | 7.4 | 219.1 | 2698 | 47.2 | 16.2 |
| Y-1-en | Granite | 32873 | 407.7 | 19.4 | 68 | 3.1 | 18.4 | 21.6 | 1.8 | 16.6 | 4.5 | 35.6 | 3057 | 32.5 | 14.9 |
| M-S-2 | Granodiorite | 3902 | 413.2 | 48 | 435.3 | 1.5 | * | 24.7 | 2.8 | 10 | 9.7 | 286.7 | 2218 | 31.1 | 33.7 |
| K-10-en | Granodiorite | 38518 | 504.2 | 48.7 | 171.6 | 3.3 | 15 | 23.1 | 2.8 | 31.5 | 7.3 | 35.1 | 5935 | 56.7 | 20 |
| S-39 | Granodiorite | 17516 | 143.3 | 232 | 129.5 | 4.8 | * | 25.6 | 4.8 | 27.3 | 7 | 224.2 | 5755 | 74.6 | 17.2 |
| D-1 | Diorite | 9962 | 270.2 | 119.2 | 406.1 | 403 | 16.2 | 25.3 | 2.5 | 53.1 | 6.4 | 87.1 | 8753 | 24.7 | 34.3 |
| D-2 | Diorite | 11871 | 223.9 | 130.6 | 425 | 2.6 | 14.5 | 20.5 | 2.4 | 39.9 | 5.9 | 62.7 | 6595 | 21.9 | 27.2 |
| G-7 | Diorite | 6807 | 187.00 | 239 | 840.9 | 2.5 | 9 | 17.4 | 1.4 | 22.3 | 3.5 | 23.1 | 4496 | 19.5 | 29.8 |
| H-3-en | Diorite | 23908 | 250.3 | 68.5 | 239.8 | 5 | 30 | 26.7 | 4.2 | 34.9 | 10.4 | 51.7 | 7134 | 95.3 | 20.2 |
| K-7 | Diorite | 10045 | 144.9 | 104.6 | 369.2 | 3.3 | 22.4 | 18.3 | 2.7 | 41.9 | 6.2 | 89.5 | 7734 | 15.9 | 31.1 |
| K-8 | Diorite | 11954 | 347.6 | 121.5 | 412.5 | 3.2 | 14.2 | 19.8 | 2 | 40.8 | 4.4 | 127.3 | 8813 | 26.8 | 20.7 |
| N-11 | Diorite | 12037 | 372.5 | 124.9 | 414.9 | 3.4 | 10.5 | 10.6 | 1.7 | 40.8 | 4.5 | 188.6 | 9292 | 24.8 | 28.8 |
| N-6 | Diorite | 15357 | 625.6 | 118.7 | 403.9 | 4.6 | 16 | 15.8 | 2.5 | 50.4 | 6.1 | 160.8 | 9952 | 31.4 | 26 |
| N-8 | Diorite | 22829 | 556.3 | 130.7 | 425.3 | 7.9 | 10.7 | 25.3 | 4.4 | 72.7 | 11.6 | 44.1 | 11630 | 36.7 | 22 |
| P-3 | Diorite | 8882 | 370.7 | 161 | 548.4 | 4.1 | 16.9 | 20.6 | 2.2 | 43.2 | 5.5 | 61.3 | 7794 | 20.9 | 27.3 |
| H-3-1 | Pegmatite | 996 | 300.6 | 9.99 | 95.4 | 2.99 | * | 29.1 | 3.9 | 8.2 | 9.5 | 378.3 | 3777 | 24.2 | 39.2 |
| H-3-2 | Pegmatite | 996 | 307.9 | 9.99 | 94.4 | 2.99 | * | 30 | 4.1 | 6.3 | 8.6 | 368.6 | 2998 | 20.7 | 35.2 |

ادامه جدول ۱

| Sample | Petrology | U | Cr | Ni | Co | Sc | V | Cu | Pb | Zn | Bi | Cd | Sn | W | Mo | Ag |
|---------|--------------|-----|-------|-------|------|------|-------|-------|------|-------|------|-----|------|------|------|-----|
| B-1 | Granite | 1 | 20.9 | 0.49 | 2 | 8.6 | 6.2 | 34.9 | 97.3 | 177.2 | 0.49 | 0.1 | 0.4 | 0.5 | 0.8 | 0.1 |
| D-10 | Granite | 2.3 | 22 | 0.49 | 7.1 | 8.3 | 36.6 | 3.7 | 2.99 | 66.7 | 0.5 | 0.1 | 2.5 | 0.8 | 0.19 | 0.1 |
| G-5 | Granite | 1.8 | 31 | 0.49 | 5.3 | 5 | 23.9 | 4.6 | 7.5 | 42.2 | 0.49 | 0.3 | 1.7 | 0.29 | 1.1 | 0.1 |
| H-4 | Granite | * | 104.9 | 10.7 | 3.3 | 6.1 | 44 | 6.4 | 28.1 | 42.8 | * | * | 10.5 | * | * | * |
| K-10 | Granite | 2.2 | 64 | 0.49 | 4.3 | 6.3 | 37.3 | 5 | 5.8 | 30 | 0.49 | 0.1 | 1.7 | 0.4 | 2.1 | 0.1 |
| K-3 | Granite | 1.6 | 32.4 | 0.49 | 4.1 | 7.6 | 28.9 | 4.6 | 2.99 | 30.3 | 0.49 | 0.1 | 2.9 | 0.29 | 0.7 | 0.1 |
| N-10-Ap | Granite | 1 | 30.4 | 0.49 | 1.6 | 1.7 | 2.7 | 5.4 | 9 | 11 | 0.49 | 0.2 | 0.4 | 0.8 | 0.3 | 0.1 |
| S-11 | Granite | * | 113 | 11.8 | 1.4 | 7.7 | 33.4 | 7.1 | 35.8 | 61.5 | * | * | 7.7 | * | * | * |
| S-16 | Granite | * | 102.7 | 12.2 | 1.4 | 5.9 | 32.5 | 8.1 | 38.8 | 57.6 | * | * | 4 | * | * | * |
| S-17 | Granite | * | 81.8 | 11.2 | 5.6 | 10.4 | 51.1 | 12.5 | 33.7 | 65.7 | * | * | 15.6 | * | * | * |
| S-19 | Granite | * | 84.5 | 12.6 | 5 | 10.4 | 46 | 12 | 37.8 | 69.2 | * | * | 12.1 | * | * | * |
| S-20 | Granite | * | 175.2 | 16.7 | 8.2 | 6.6 | 78.9 | 168.5 | 79.4 | 70.9 | * | * | 3.99 | * | * | * |
| S-35 | Granite | * | 104.9 | 11.2 | 3.4 | 8.1 | 38.4 | 11.9 | 31.7 | 54.2 | * | * | 14.6 | * | * | * |
| S-38 | Granite | * | 105.8 | 11 | 1.3 | 8.2 | 30.7 | 9.7 | 31.8 | 47.7 | * | * | 6.8 | * | * | * |
| S-4 | Granite | * | 100.7 | 10.4 | 2.3 | 6.8 | 36.4 | 10.1 | 38.6 | 60.1 | * | * | 16 | * | * | * |
| Y-1-en | Granite | 3.1 | 68.1 | 4.5 | 6.4 | 6.5 | 33 | 3.5 | 16.1 | 53 | 0.5 | 0.1 | 2.1 | 0.5 | 1.4 | 0.1 |
| M-S-2 | Granodiorite | * | 118 | 9.2 | 0.99 | 7.7 | 27 | 11.6 | 20.7 | 30.1 | * | * | 15.4 | * | * | * |
| K-10-en | Granodiorite | 4.8 | 42.1 | 0.49 | 12.1 | 12.2 | 81.9 | 4.5 | 8.3 | 66.8 | 0.7 | 0.3 | 3.3 | 1.2 | 0.3 | 0.1 |
| S-39 | Granodiorite | * | 115.8 | 18.2 | 20.4 | 15.6 | 95.2 | 13.6 | 27.7 | 90.9 | * | * | 8.8 | * | * | * |
| D-1 | Diorite | 4.4 | 277.6 | 71.1 | 22.6 | 30.7 | 181.9 | 39.9 | 3.2 | 90.7 | 0.5 | 0.2 | 2.9 | 1 | 0.4 | 0.1 |
| D-2 | Diorite | 3 | 330.1 | 116.9 | 20.7 | 21.4 | 141.7 | 21.6 | 4.6 | 87.3 | 0.5 | 0.2 | 2.5 | 0.29 | 0.3 | 0.1 |
| G-7 | Diorite | 1.8 | 87.9 | 50.9 | 10.2 | 25.4 | 80.6 | 13.3 | 3.7 | 56.9 | 0.49 | 0.2 | 1.6 | 3.1 | 0.2 | 0.1 |
| H-3-en | Diorite | 6.4 | 14.2 | 0.49 | 15.5 | 31.4 | 205.6 | 11.4 | 2.99 | 111.3 | 1 | 0.3 | 4.7 | 0.29 | 0.4 | 0.1 |
| K-7 | Diorite | 4.7 | 206.3 | 103.5 | 22.1 | 20.3 | 139.1 | 10.1 | 2.99 | 58.1 | 0.6 | 0.2 | 2.9 | 0.29 | 0.7 | 0.1 |
| K-8 | Diorite | 2.1 | 182.2 | 68.8 | 14.1 | 24.9 | 170.5 | 2.9 | 8 | 69.6 | 0.49 | 0.2 | 2 | 0.29 | 0.19 | 0.1 |
| N-11 | Diorite | 2.4 | 198.3 | 59.2 | 16.5 | 26.4 | 164.9 | 27.5 | 2.99 | 64.8 | 0.5 | 0.2 | 2.1 | 0.29 | 0.19 | 0.1 |
| N-6 | Diorite | 3.9 | 199.6 | 93.6 | 22 | 24.4 | 162.3 | 20.5 | 2.99 | 71.6 | 0.5 | 0.4 | 2.7 | 0.29 | 0.19 | 0.1 |
| N-8 | Diorite | 7.1 | 22.2 | 6.9 | 19.5 | 18.6 | 213.5 | 14.4 | 2.99 | 98.9 | 0.9 | 0.4 | 5.2 | 0.7 | 0.19 | 0.1 |
| P-3 | Diorite | 3.9 | 240.3 | 72.8 | 17.5 | 23 | 134.4 | 2.3 | 2.99 | 46.8 | 0.5 | 0.2 | 2.5 | 0.29 | 0.8 | 0.1 |
| H-3-1 | Pegmatite | * | 61.1 | 6.8 | 0.99 | 9 | 45.5 | 4.99 | 19.6 | 18.2 | * | * | 13.2 | * | * | * |
| H-3-2 | Pegmatite | * | 58.9 | 6.8 | 0.99 | 9.4 | 43.9 | 4.99 | 19.6 | 18.2 | * | * | 12.3 | * | * | * |

| Sample | Petrology | Hg | S | As | Se | Sb | La | Ce | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Tm | Yb |
|---------|--------------|------|-------|------|-----|-----|------|-------|------|------|-----|------|------|------|------|------|
| B-1 | Granite | 0.49 | 16.99 | 19 | 0.1 | 0.5 | 4.3 | 7.1 | 9.8 | 2.8 | 1.3 | * | * | 3.8 | 0.19 | 5.6 |
| D-10 | Granite | 0.49 | 36.3 | 2.6 | 0.2 | 0.6 | 43.1 | 79.4 | 28.9 | 6 | 1.1 | * | * | 4.3 | 0.2 | 3.1 |
| G-5 | Granite | 0.49 | 17 | 1 | 0.2 | 0.6 | 30 | 56.3 | 23.2 | 4.2 | 0.6 | * | * | 3.4 | 0.2 | 2.3 |
| H-4 | Granite | * | * | * | * | * | 41.6 | 95.7 | 37.3 | 4.1 | 1.3 | 2.2 | 1.99 | * | * | 4.1 |
| K-10 | Granite | 0.49 | 23.1 | 0.99 | 0.1 | 1.1 | 20.5 | 44 | 22.9 | 4.4 | 1.6 | * | * | 5.7 | 0.2 | 5 |
| K-3 | Granite | 0.49 | 16.99 | 0.99 | 0.1 | 0.6 | 39.7 | 79.9 | 36.3 | 6.4 | 1.2 | * | * | 5.2 | 0.2 | 3.2 |
| N-10-Ap | Granite | 0.49 | 16.99 | 6.7 | 0.3 | 0.3 | 11.1 | 28.2 | 14.1 | 2 | 0.4 | * | * | 3.1 | 0.99 | 2.4 |
| S-11 | Granite | * | * | * | * | * | 40.2 | 58.5 | 34.6 | 6.2 | 1.4 | 2.6 | 1.99 | * | * | 3.3 |
| S-16 | Granite | * | * | * | * | * | 41.7 | 96 | 32.6 | 6.6 | 1.1 | 2.3 | 1.99 | * | * | 4.7 |
| S-17 | Granite | * | * | * | * | * | 41.7 | 87.6 | 37.4 | 6.3 | 1.2 | 2.9 | 1.99 | * | * | 0.99 |
| S-19 | Granite | * | * | * | * | * | 40.9 | 53.9 | 44.6 | 6.2 | 1.3 | 2.8 | 1.99 | * | * | 3.6 |
| S-20 | Granite | * | * | * | * | * | 31.2 | 38.4 | 22.8 | 5.3 | 1.4 | 3.8 | 1.99 | * | * | 0.99 |
| S-35 | Granite | * | * | * | * | * | 39.7 | 72.1 | 22.6 | 5.3 | 1.5 | 2.6 | 1.99 | * | * | 2.6 |
| S-38 | Granite | * | * | * | * | * | 41.9 | 53.9 | 23 | 5 | 1.2 | 2 | 1.99 | * | * | 5.9 |
| S-4 | Granite | * | * | * | * | * | 41.7 | 50.4 | 38.4 | 4.5 | 1 | 2.6 | 1.99 | * | * | 4.6 |
| Y-1-en | Granite | 0.05 | 29.3 | 1 | 0.2 | 0.7 | 35.1 | 62.5 | 27.1 | 6.7 | 0.7 | * | * | 4.6 | 0.2 | 2.5 |
| M-S-2 | Granodiorite | * | * | * | * | * | 49.1 | 60.9 | 24.6 | 3.6 | 1 | 1.3 | 1.99 | * | * | 2.4 |
| K-10-en | Granodiorite | 0.49 | 49.7 | 3.7 | 0.2 | 0.7 | 34.5 | 69.6 | 39.2 | 7.4 | 1.1 | * | * | 7.5 | * | 4.5 |
| S-39 | Granodiorite | * | * | * | * | * | 40 | 58.5 | 21.9 | 10.3 | 2 | 5.6 | 1.99 | * | * | 2.7 |
| D-1 | Diorite | 0.49 | 152.6 | 0.99 | 0.1 | 1 | 20.5 | 35.6 | 28.1 | 4.6 | 1.3 | * | * | 4.4 | 0.6 | 3 |
| D-2 | Diorite | 0.49 | 17 | 2.3 | 0.2 | 0.5 | 20.1 | 40.9 | 24.4 | 5.6 | 1.7 | * | * | 4 | 0.5 | 2.6 |
| G-7 | Diorite | 0.49 | 17 | 0.99 | 0.2 | 0.9 | 17.9 | 29.8 | 30.4 | 5.3 | 4.6 | * | * | 3.7 | 0.2 | 2.5 |
| H-3-en | Diorite | 0.49 | 59.4 | 0.99 | 0.1 | 1.3 | 30.4 | 78.1 | 53.2 | 13.8 | 2.5 | * | * | 12.7 | 0.4 | 8 |
| K-7 | Diorite | 0.49 | 16.99 | 0.99 | 0.4 | 1.3 | 10.3 | 18.6 | 17.1 | 4.5 | 1.1 | * | * | 3.2 | 0.5 | 2.4 |
| K-8 | Diorite | 0.49 | 16.99 | 1 | 0.2 | 0.8 | 30.5 | 55.9 | 31.5 | 5.8 | 1.8 | * | * | 4 | 0.5 | 3.2 |
| N-11 | Diorite | 0.49 | 174.2 | 1.2 | 0.2 | 0.8 | 32.1 | 57.8 | 32.3 | 5.9 | 2.1 | * | * | 3.9 | 0.5 | 3 |
| N-6 | Diorite | 0.49 | 82.9 | 0.99 | 0.3 | 0.8 | 32.8 | 63.7 | 36.8 | 6.4 | 3.1 | * | * | 5.1 | 0.6 | 3.5 |
| N-8 | Diorite | 0.49 | 50 | 2.5 | 0.1 | 0.5 | 51.7 | 102.6 | 50.1 | 8.7 | 2.6 | * | * | 6.3 | 0.8 | 3.8 |
| P-3 | Diorite | 0.49 | 16.99 | 6.3 | 0.3 | 1.6 | 27.5 | 44.4 | 48.1 | 6.5 | 5.3 | * | * | 3.8 | 0.5 | 2.5 |
| H-3-1 | Pegmatite | * | * | * | * | * | 50.5 | 14.5 | 3.3 | 2.1 | 1 | 0.99 | 1.99 | * | * | 0.99 |
| H-3-2 | Pegmatite | * | * | * | * | * | 49.5 | 35.3 | 0.49 | 1.6 | 1 | 0.99 | 1.99 | * | * | 0.99 |

جدول ۲- ویژگی‌های توده‌های نفوذی اطراف منطقه بوئین - میانداشت.

| نام توده | ترکیب سنگی | کانی‌های تشکیل دهنده | بافت | ویژگی‌های ژئوشیمیایی | سن تشکیل |
|-----------------------|--|---|-------------------------------------|--|-------------------------|
| توده موته | تونالیت تا سینوگرانیت | کوارتز، فلدسپار و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز اسیدی، بیوتیت، کانی‌های فرعی: اسفن، آپاتیت | گرانوفیری، خودشکل دانه‌ای | ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع S، از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI)، متآلومین تا پرآلومین، از نظر محیط زمین‌ساختی درون‌صفحه‌ای (WPG)، گرانیتوئیدهای پس از برخورد (POG) و پس از فاز کوهزایی لارامید است. | سنی معادل ۸۶ میلیون سال |
| توده بروجرد | کوارتز دیوریت، گرانیت، گرانودیوریت، آپلیت و پگماتیت | کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز پرتیتی، میکروکلین، بیوتیت، مسکوویت کانی‌های فرعی: اسفن، آپاتیت، مگنتیت | پورفیری، دانه‌ای، گرانوفیری، پرتیتی | ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I، کلسیمی - قلیایی و غنی از پتاسیم (پتاسیم)، از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI)، متآلومین تا اندکی پرآلومین، از نظر جایگاه زمین‌ساختی از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) است. | ۱۶۹-۱۷۱ میلیون سال |
| توده الوند | گابرو دیوریت، سینوگرانیت و مونزوگرانیت | کوارتز، فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت | پورفیری، گرانوفیری، پرتیتی | گرانیتوئیدهای نوع S، از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI)، متآلومین تا پرآلومین، گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و از نظر جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای (CAG) هستند. | ۶۴-۷۰ میلیون سال |
| توده بوئین - میانداشت | گابرو دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت پورفیری، آپلیت و پگماتیت | کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز پرتیتی، میکروکلین، بیوتیت، مسکوویت کانی‌های فرعی: اسفن، آپاتیت، مگنتیت | پورفیری، دانه‌ای، گرانوفیری، پرتیتی | ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I، کلسیمی - قلیایی و غنی از پتاسیم (پتاسیم) است و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI)، متآلومین تا اندکی پرآلومین و از نظر جایگاه زمین‌ساختی از نوع گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) هستند. | ? |

کتابنگاری

- اتریدی، س.، ۱۳۶۶- بررسی‌های پترولوژی و پتروگرافی گرانیت‌های منطقه موته و حسن‌رباط (در محدوده ورقه چهار گوش ۱:۲۵۰۰۰۰ گلبایگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۷۸- بررسی پترولوژیکی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- احمدی‌خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد (باختر ایران)، رساله دکتری، دانشگاه تهران.
- سپاهی‌گرو، ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- شریفی، م.، ۱۳۷۶- زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه شمال خاور گلبایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان. ۲۵۹ ص.
- قاسمی، ح.، ۱۳۷۱- بررسی پترولوژی سنگ‌های دگرگونی و آذرین نفوذی منطقه بوئین - میانداشت (جنوب شرقی الیگودرز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران، ۲۴۰ ص.
- محلجل، م.، افتخارزاد، ح.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی گلبایگان با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محلجل، م.، ۱۳۷۷- چند دگرشکلی و توالی چینه‌ای کمپلکس ژان، پهنه درود-ازنا، پهنه سنندج- سیرجان. خلاصه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۱۵۷-۱۳۷.
- محلجل، م.، ۱۳۷۸- شواهد ساختاری- زمین‌شناسی بر مدل فشارش همگرای راست بر (Dextral Transpression)، در پهنه سنندج- سیرجان از زمان برخورد (کرتاسه پسین)، تا عهد حاضر. خلاصه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Alther, R., Holl, A., Heyner, E., Langer, C. & Kreuzer, H., 2002- High- potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern vosges(France) and northern schwarzwald(Germany). Lithos 50. pp 51-73.
- Castro, A., 1987- On granitoid emplacement and related structures, A review, Geologische Rundschau, Vol. 79. pp 101-124.

- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1992- I- & S-type granites in Lachlan Fold Belt. Transactions of Royal Society Edinburgh Earth Sciences, 83. pp 1-26.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Tow contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Science, 48, pp 489-499.
- Chappell, B. W., BryAnt, C. J., Wyborn, D. & White, A. J. R., 1998- High- and Low Temperature I-type granites. Resource Geology, 48, pp 225-235.
- Clarke, D. B., 1992- Granitoid rocks. Chapman & Hall, London. 283P.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. & Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A- type granites with particular reference to southeastern Australia. Contributions to mineralogy and perology, 80. pp 189-200.
- Condie, K. C., 1989- Geochemical changes in basalts and anezites across the Archean- Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos. 23:1-18.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. & Marchal, M., 1980- A classification of Volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships with current nomenclature, chem. Geol. No, 29, pp.183-210.
- Gorton, M. P., Schandl, E. S., 2000- From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc- related and Within- Plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist, 38, pp 1065-1073.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks, Methuen, London., 344p.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. & Thindle, A. G., 198a6- Geochemical chAracteristics of collision Zone magmatism, from coward M.P. and Ries , A.C. collision tectonics Geol. Soc, Sps. Pub., No, 19, p.67-81.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, Geol, Soc. Of am. Bull., V.101, pp 635-643.
- McBirney, A. R., 1993- Igneous petrology. Jone & Bartett Publishers.
- Nadimi, A., 2010- Active strike- slip faults in the central part of the Sanandaj- Sirjan Zone of Zagros orogen(Iran). PhD thesis in tectonic, University of Warsaw, Poland. 121P.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. & Tindle, A.G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology,25, pp 956-983.
- Peccarillo, A., Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey, Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol.58, p.63-81.
- Pitcher, W. S., 1993- The nature and origin of granite, Chapman & Hall. Pub.. 321p.
- Rollinson, H., 2003- Using geochemical data evaluation, presentation, interpretation translated:Karimzadeh Samarin, A, tabriz University Press, p557.
- Shand, S. J., 1927- Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Company, New York.
- Streckeisien, A. L. & Le Maitre, R. W., 1979- A chemical approximation to the modal QAPF clAassification of Igneous Rocks. Neues Jahrb. Mineral. abh., 136. pp 169-206.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M.,1985- The continental crust , its composition and evolution . Black Wall, Oxford , 312 pp.
- Weaver, B. & Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature, 310. pp 575-579.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis, a global tectonic approach, Unwin Hyman Ltd., 466p.