

کانی‌شناسی و بررسی روابط پاراژنتیکی اسکارن بوئین میاندشت، پهنه سنندج - سیرجان

اسرا یوسفی؛ دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
محمدعلی مکی‌زاده*؛ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران
فریماه آیتی؛ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۰/۱۲

چکیده

منطقه بررسی شده در شمال غرب استان اصفهان در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان داران قرار گرفته است. ترکیب سنگ‌شناختی توده نفوذی منطقه شامل گرانیت و گرانودیوریت و سری ماگمایی آن‌ها از نوع کالک آلکان و محیط ژئوتکتونیک آن‌ها قوس آتشفشانی است. گرانیت‌های منطقه با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی دارای ویژگی گرانیت‌های نوع I هستند. این توده گرانیتوئیدی، پی سنگ دگرگونی به سن پالئوزوئیک (؟) را قطع کرده و منجر به تشکیل مرمر-اسکارن و هورنفلس با رخداد محدود در منطقه شده است. براساس پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی، دو مرحله اصلی اسکارنی شدن (پیش‌رونده و پس‌رونده) در منطقه بررسی شده شناسایی شده است. مرحله پیش‌رونده با تشکیل مجموعه کانیایی بدون آب (گارنت، کلینوپیروکسن و ولاستونیت) مشخص می‌شود. در مرحله پس‌رونده سیلیکات‌های بدون آب، به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکاتی کلسیمی آبدار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، وزوویانیت) تبدیل شده و در نهایت با افزایش CO₂ محیط، واکنش‌های کربناته شدن دوباره انجام گرفته و سبب تبلور و جانشینی دوباره کلسیت شده است. نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی و مقایسه الگوی عناصر اصلی گرانیتوئیدهای منطقه با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی شناخته شده دنیا، نشان از انطباق این مجموعه با گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن‌های تنگستن، مولیبدن و قلع دارد.

واژه‌های کلیدی: توده نفوذی، اسکارن، بوئین میاندشت، زون سنندج سیرجان.

مقدمه

منطقه بوئین میاندشت (میرآباد) در محدوده جغرافیایی ۵۰°۱۴' طول جغرافیایی و ۳۳°۰۴' عرض شمالی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ گلپایگان در استان اصفهان و در پهنه سنندج سیرجان قرار دارد (شکل ۱). پهنه سنندج-سیرجان به‌عنوان یکی از پهنه‌های مهم دگرگونی-ماگمایی زمین‌شناسی ایران، جای‌گاه نفوذ و جای‌گیری توده‌های بزرگ و کوچک گرانیتوئیدی است. اکثر این توده‌ها مرتبط با باز شدن [۱]، فرورانش [۲] و نهایتاً بسته شدن [۳] اقیانوس نئوتتیس، که نهایتاً به برخورد قاره‌ای منجر شده، هستند. ماهیت این توده‌های گرانیتوئیدی از نوع S، I و A است. حضور هر یک از این نوع گرانیت‌ها، محدود به زمان و مکان خاصی در پهنه سنندج-سیرجان نیست [۴]. اسکارن میرآباد در اثر تزریق

توده گرانیتوئیدی میرآباد به درون سنگ‌های آهکی منطقه تشکیل شده است. محققان زیادی ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن را با توجه به محتوای فلزی آن در ایران و سایر نقاط جهان، بررسی کرده‌اند [۵]، [۶]، [۷]، [۸]، [۹]. مبنای این تحقیقات بر این اصل که ممکن است ارتباطی بین ترکیب توده نفوذی و نوع اسکارن وجود داشته باشد، استوار است. دلیل چنین ارتباطی رابطهٔ زایشی بین فرآیندهای ماگمایی و کانه‌زایی است. پژوهش‌گران مختلفی مانند [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴] به بررسی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقهٔ بررسی شده و مناطق اطراف مانند موه [۱۵]، الوند [۱۶]، بروجرد [۱۷] پرداخته‌اند. اکثر پژوهش‌های صورت گرفته روی تودهٔ نفوذی بوده است و تنها مورد بررسی اسکارن در این منطقه، گزارش بررسی مقدماتی [۱۸] است. نزدیک‌ترین نقطهٔ اسکارنی به منطقه، کانسار اسکارن تنگستن‌دار نظام‌آباد اراک است [۱۹]. از نظر پترولوژیکی توجه ویژه‌ای به رخداد اسکارن منطقه بوئین میاندشت و پیش‌بینی کانی‌سازی همراه (؟) نشده است. از این رو، در این پژوهش سعی شده تا با بررسی کانی‌شناسی و واکنش‌های تعادلی برای تشکیل اسکارن بوئین میاندشت (میرآباد)، استفاده از مجموعه کانیایی تشکیل شده در فرآیند اسکارن‌زایی، بررسی خواص ژئوشیمیایی تودهٔ نفوذی مرتبط با اسکارن مذکور و مقایسهٔ آن با سایر گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن دنیا پرداخته شود.

مواد و روش‌ها

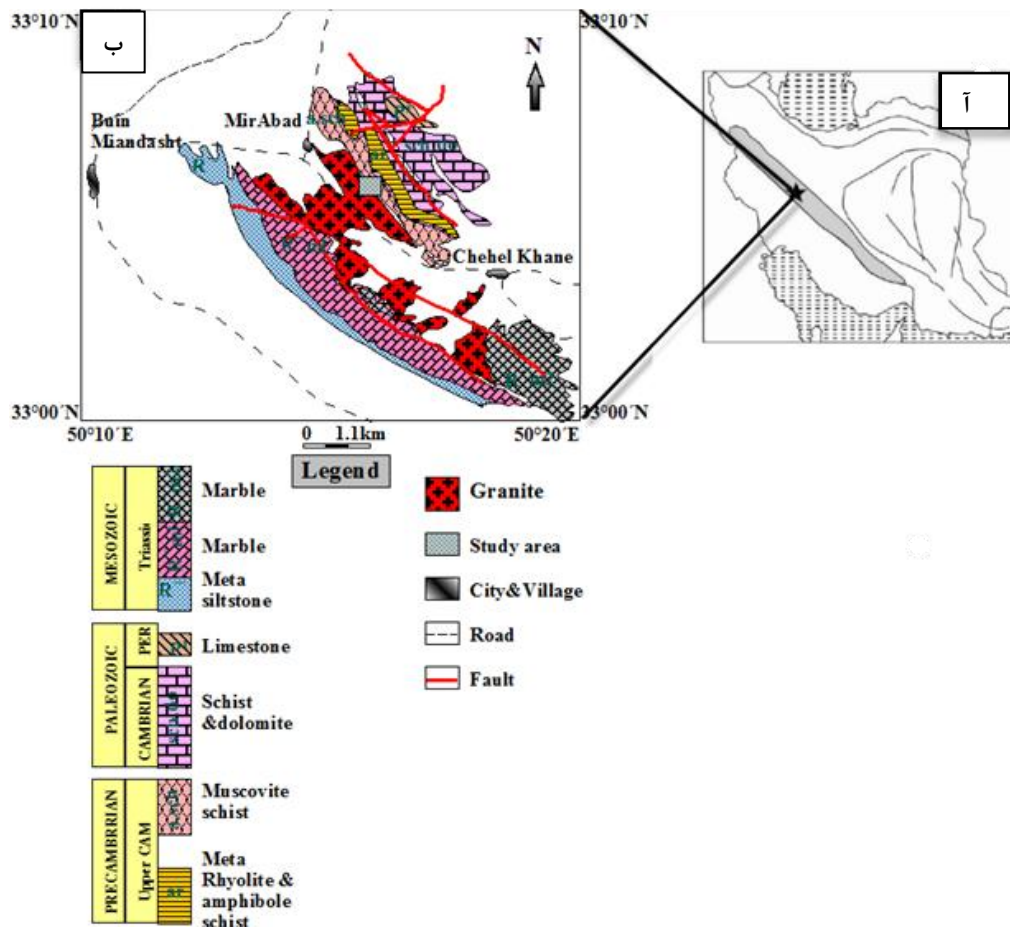
پس از انجام پژوهش‌های صحرائی با استفاده از بررسی نقشهٔ زمین‌شناسی و انتخاب رخنمون‌های مناسب و برداشت نمونه، اقدام به تهیهٔ مقاطع نازک از نمونه‌های آذرین و اسکارنی شد. به‌منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی منطقه تعداد ۶ نمونه با حداقل دگرسانی، انتخاب و برای تعیین عناصر اصلی (با دستگاه XRF مدل X-4 اکسپلورر) و عناصر کمیاب و نادر خاکی (با دستگاه ICP-MS مدل اسپکترو جنسیس) در آزمایشگاه کانساران بینالود مورد تجزیهٔ شیمیایی قرار گرفت (جدول‌های ۴ و ۵). بررسی شیمی کانی‌ها (پیروکسن و گارنت) با دستگاه ریز کاو الکترونی EPMA مدل SX-100، ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ ۱۵ kV و شدت جریان ۲۰ nA در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام شده است (جدول‌های ۲ و ۳). هم‌چنین به‌منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی تکمیلی تودهٔ نفوذی منطقه از نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی انجام شده به‌وسیلهٔ [۱۱]، [۱۲] و [۱۳] استفاده شد.

نتایج و بحث

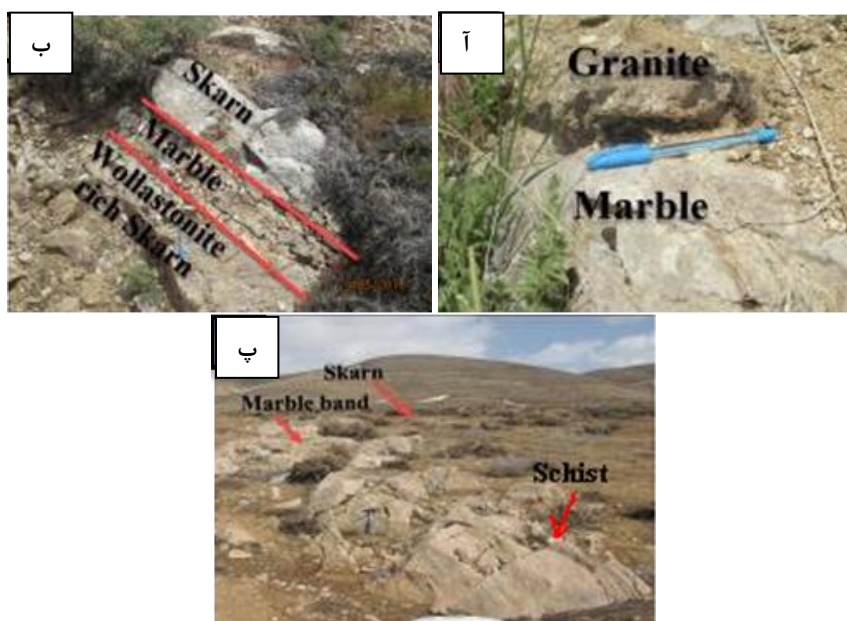
زمین‌شناسی منطقه

توده‌های آذرین منطقه بوئین میاندشت شامل بخشی از ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ گلیپایگان است و از نظر ساختاری در پهنهٔ سهندج سیرجان واقع شده است (شکل ۱). این توده‌ها شامل سنگ‌های سینوگرانیت، آلکالی فلدسپات گرانیت، دیوریت و گابرو است [۱۱]. پژوهش‌های قاسمی [۱۱] نشان داده است که ماگمای سازنده این سنگ‌های اسیدی، حدواسط و بازیک یک‌سان نیست بلکه دو منشأ متفاوت دارد. علاوه بر سنگ‌های آذرین موجود در منطقه، سنگ‌های دگرگونی شامل متابازیت، مرمر و شیست نیز در منطقه قابل مشاهده هستند. توده‌های آذرین منطقه که در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (پروکامبرین و تریاس)، نفوذ کرده‌اند به فاز کوه‌زایی لارامید (انتهای کرتاسه) نسبت داده شده‌اند [۱۱]. در

گزارش نقشه زمین‌شناسی گلیپایگان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱۰]، سن این توده‌های آذرین، بعد از کرتاسه و قبل از انوسن گزارش شده است. بر اساس پژوهش‌های صحرایی، سنگ نگاری و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نفوذی عمدتاً دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت و گرانودیوریت است. گرانیت‌ها توده اصلی منطقه را تشکیل می‌دهند. گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های منطقه به علت تکتونیزه بودن منطقه و وجود درزه‌ها و شکستگی‌های موجود در آن‌ها، مورفولوژی ملایم تپه‌ای دارند. در حاشیه توده گرانیتی بوئین میانداشت و به‌ویژه در سقف توده، قطعات دگرگونی وجود دارد که مرز مشخصی با سنگ میزبان خود دارند. اسکارن‌زایی در منطقه بوئین میانداشت گسترش محدود دارد (شکل ۱). بخش اسکارن‌زایی به صورت زائده‌ای در مجاورت بلافصل توده نفوذی- مرمر دیده می‌شود. هم‌چنین مرمرها به صورت باندهایی در تناوب با شیست‌های منطقه هستند (شکل ۲). زون‌های تشخیص داده شده به ترتیب از محل کنتاکت با توده نفوذی به سمت سنگ‌های میزبان عبارتند از: زون ولاستونیت-گارنت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت، گارنت، کلینوپیروکسن، کلسیت)، زون ولاستونیت-وزوویانیت (شامل مجموعه کانی‌های ولاستونیت، وزوویانیت، گارنت، کلسیت)، زون وزوویانیت-اپیدوت (شامل مجموعه کانی‌های وزوویانیت، اپیدوت، کلسیت، گارنت)، زون اپیدوت-اکتینولیت (شامل مجموعه کانی‌های اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت، اسفن، کوارتز).



شکل ۱. (آ) موقعیت منطقه بررسی شده در نقشه ایران، (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیپایگان [۱۰]



شکل ۲. تصویر صحرایی (آ) کنتاکت توده نفوذی گرانیته و مرمر، (ب) رخنمون اسکارن بوئین میاندشت درون مرمرها، (پ) رخنمون مرمرها به شکل باندهایی در تناوب با شیست‌ها

کانی‌شناسی اسکارن، واکنش‌های شکل‌گیری و بررسی روابط پاراژنز کانی‌ها

واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های تشکیل شده در اسکارن‌ها عموماً به‌ویژگی شیمیایی، ترکیب شیمیایی سیال متاسوماتیسم کننده، فشار کل و رژیم دمایی متاسوماتیسم وابسته است [۲۰]. بررسی‌های میکروسکوپی زون‌های مختلف اسکارن نشان می‌دهد که فرآیندهای اسکارن‌زایی طی دوگامه اصلی و مشخص رخ داده است که هر کدام از این گامه‌ها با مجموعه پاراژنزی و بافت‌های شاخص هر گامه، مشخص می‌شود. بر مبنای غالب بودن کانی‌های موجود در مقاطع میکروسکوپی و پاراژنزه‌های شاخص، رخداد اسکارن در منطقه بررسی شده را می‌توان بدین‌شرح تقسیم‌بندی کرد:

زون ولاستونیت اسکارن: این زون از کانی‌های ولاستونیت، گارنت، کلینوپیروکسن، کلسیت و کوارتز تشکیل شده است. منشأ ولاستونیت در این سنگ‌ها می‌تواند نتیجه فرآیندهای دگرگونی و آذرینی باشد که معمولاً در سنگ‌های کربناته رخ می‌دهد. تشکیل ولاستونیت معمولاً به نفوذ گرانیته‌ها وابسته است به این صورت که جایی که این توده‌ها سنگ‌های کربناته را قطع می‌کنند دگرگونی مجاورتی دما بالا ایجاد می‌شود، در واقع واکنش‌های مرتبط با کربنات‌ها به افزایش دما حساس است و در دماهای بیش‌تر مواد فرار (CO_2) خود را از دست می‌دهند و به این ترتیب تخلخل در آهک‌ها افزایش می‌یابد.

گارنت کلینوپیروکسن اسکارن: در این زون عمدتاً کانی‌های گارنت، کلینوپیروکسن، ولاستونیت، وزوویانیت، کلیست و کوارتز مشاهده می‌شود. این پاراژنز نشان‌دهنده تشکیل کانی‌های اسکارن در مرحله اول اسکارن‌زایی (فعالیت شدید متاسوماتیسم) است. گارنت فراوان‌ترین کانی موجود در این زون است که به اشکال بی‌شکل، دانه‌درشت، دانه‌ریز و رگه‌ای دیده می‌شود. کلینوپیروکسن‌ها بیش‌تر به صورت بلورهای ریز همراه با گارنت و همچنین با بافت پوئی

کیلوبلاست به صورت باقی‌مانده در داخل گارنت وجود دارند. ولاستونیت نیز به‌وفور در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که در همراهی با گارنت، وزوویانیت با حواشی نیمه‌گرد شده هستند. وزوویانیت موجود در این سنگ‌ها در مراحل بعدی اسکارن‌زایی با افزایش حجم سیال تشکیل شده است.

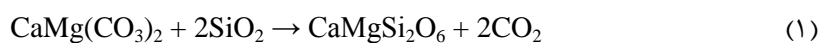
ترمولیت-اکتینولیت اپیدوت اسکارن: این زون از دو بخش سنگ تکه‌های توده نفوذی اپیدوتی شده و بخش مرمر با بافت گرانوبلاستی تشکیل شده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ شامل اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت، کوارتز، اسفن و میکروکلین با ماکل مشبک است. این مجموعه در رخساره آلبیت-اپیدوت-هورنفلز شکل رفته است. در اسکارن بررسی شده مجموعه‌های کانیایی زیر تشخیص داده شده است:

۱. گارنت + ولاستونیت + وزوویانیت + کلینوپیروکسن + کلسیت + کوارتز

۲. ولاستونیت + کلینوپیروکسن + گارنت + کلسیت + کوارتز

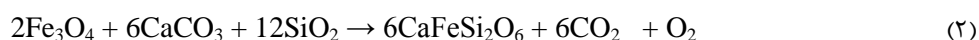
۳. اپیدوت + ترمولیت + اکتینولیت + کلسیت + اسفن + کوارتز

طی گامه دگرسانی پیش‌رونده، کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب (پیروکسن، ولاستونیت، گارنت) به دنبال فرآیندهای دگرنهادی تشکیل شده‌اند. این گامه از تشکیل اسکارن به دو مرحله تقسیم می‌شود. در مرحله نخست، محلول‌های گرمابی ماگمایی ناشی از تبلور و جای‌گیری توده نفوذی باعث دگرگونی متاسوماتیکی سنگ‌های کربناتی و تبدیل آن‌ها به مرمر و اسکارن شده و کانی‌های سیلیکات کلسیم بدون آب (گارنت و پیروکسن) تشکیل شده‌اند. در مرحله دوم با پیشرفت تبلور توده نفوذی و انجماد آن، به مقدار و حجم گرمابی‌ها و فازهای غنی از مواد فرار آن افزوده شده است. افزایش حجم محلول‌های گرمابی ناشی از واکنش‌های کربن‌زدایی مرحله قبل منجر به ایجاد شکستگی در سنگ‌های میزبان شده است. این نوع شکستگی‌ها همراه با فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده نفوذی در سنگ‌های میزبان و گسترش شکستگی‌های ایجاد شده از شاره‌ها به‌عنوان راهی مناسب برای هجوم و ورود سیالات به درون مرمرها و سنگ‌های آهکی عمل کرده است. در اسکارن بررسی شده، پیروکسن‌ها معمولاً جزء کانی‌های گامه نخست دگرگونی (گامه پیش‌رونده) تشکیل اسکارن هستند. پژوهش [۲۱] نشان داده است که پیروکسن در سنگ‌های اسکارنی در فشار ۲ کیلوبار و دمای بالای ۵۲۰ درجه سانتی‌گراد و X_{CO_2} بالای ۰/۷ تشکیل می‌شود. منیزیم در مراحل اولیه دگرگونی و در دمای بالا وارد ترکیب پیروکسن می‌شود. برای تشکیل دیوپسید واکنش زیر پیشنهاد می‌شود:



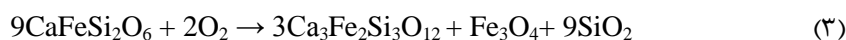
دیوپسید سیلیس دولومیت

به تدریج با روند اسکارن‌زایی و کاهش دما این کانی از Fe غنی شده، و تأثیر سیالات حاوی SiO_2 و Fe_2O_3 بر سنگ‌های آهکی (مطابق رابطه ۲) منجر به تشکیل هدنبرژیت در اسکارن‌ها می‌شود. از آن‌جاکه سازه پیروکسن‌های بررسی شده طبق دیاگرام الف ۵ کمی آهن‌دار است و به سمت هدنبرژیت متمایل هستند از این‌رو، واکنش (۲) برای تشکیل هدنبرژیت [۲۲] پیشنهاد می‌شود.



هدنبرژیت سیلیس کلسیت مگنتیت

در مقاطع میکروسکوپی ارتباط ناپایدار کانیایی پیروکسن-گارنت مشاهده می‌شود. واکنش ۳ برای تشکیل گارنت به خرج پیروکسن پیشنهاد می‌شود [۲۲].



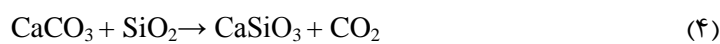
سیلیس مگنتیت آندرادیت هدنبرژیت

چنان‌که در رابطه (۳) مشاهده می‌شود، تشکیل گارنت سبب پایین آمدن فوگاسیته اکسیژن می‌شود. حضور گارنت با شکستگی‌های فراوان با بافت دانه‌ای تا برشی از خصوصیات این اسکارن است. شواهد بافتی در مقاطع بررسی شده واکنش‌های مذکور را بدین شرح تأیید می‌کند:

آ) حضور اذخال‌های بی‌شکل^۱ پیروکسن در گارنت با بافت پویی کیلوبلاستیک که دارای حواشی بازجذب^۲ هستند (شکل ۳ الف).

ب) اصولاً مرز بلورهای گارنت با پیروکسن یک مرز ناپایدار است (شکل ۳ ب). همیافتی کوارتز و گارنت در مقاطع میکروسکوپی کاملاً مشهود است و می‌توان در نظر گرفت که مگنتیت شکل گرفته در این واکنش برای پایداری اکتینولیت یا اپیدوت (در گامه‌های بعدی) مصرف شده باشد.

با کاهش فوگاسیته CO_2 (X_{CO_2}) و یا رقیق شدن با H_2O و سایر مواد فرار، ولاستونیت از واکنش کوارتز و کلسیت تشکیل می‌شود. برای تشکیل ولاستونیت به محلول‌های غنی از SiO_2 نیاز است (واکنش ۴) که از سیالات برخاسته از توده گرانیتی [۲۳] تأمین می‌شود.



ولاستونیت کوارتز کلسیت

گامه دگرسانی پس‌رونده، به دو مرحله تقسیم می‌شود: در گامه نخست، حجم زیادی از سیلیکات‌های غنی از کلسیم و بدون آب تشکیل شده از گامه قبل در اثر ورود محلول‌های گرمایی با دمای کم، آب‌گیری کرده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سیلیکات کلسیم آب‌دار (اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، وزوویانیت)، کربناتی (کلسیت) و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. وزوویانیت در مقاطع میکروسکوپی بیش‌تر به صورت بی‌شکل، یک‌پارچه و توده‌های تک کانی دیده می‌شود. این کانی به صورت مستقل و اغلب به صورت هم‌پوشانی در تمام مجموعه کانی‌های اسکارنی نیز دیده می‌شود. هم‌چنین گاهی با کلینوپيروکسن به صورت بافت عدم تعادلی مشاهده می‌شود (شکل ۳ پ). با توجه به مطالب مذکور چنین به نظر می‌رسد که رخداد وزوویانیت به صورت رابطه ۵ صورت گرفته باشد [۲۴]:

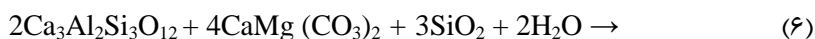


سیلیس آب کلسیت دیوپسید گروسولار

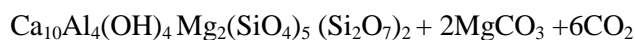


وزوویانیت

هم‌چنین در مقاطع بررسی شده بین گارنت و وزوویانیت نیز تعادل بافتی دیده نشد که نشان‌گر تشکیل وزوویانیت به خرج گارنت‌ها است (شکل ۳ ت). تشکیل وزوویانیت از گارنت نیز با رابطه ۶ امکان‌پذیر است [۲۵]:



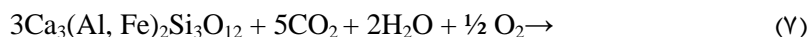
سیلیس دولومیت گراسولار



منیزیت وزوویانیت

برای انجام واکنش مذکور سنگ آهک یا مرمر میزبان باید اندکی دولومیتی باشد.

اپیدوت حاصل از دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز، گارنت، کلینوپیروکسن، کلریت در همه اسکارن‌ها به‌ویژه در گارنت-کوارتز-اپیدوت اسکارن به‌فراوانی یافت می‌شود. برای تشکیل اپیدوت در سیستم اسکارن باید فوگاسیته اکسیژن در محیط به بالاترین حد خود برسد که این میزان می‌تواند در مراحل نهایی اسکارن‌زایی از واکنش‌های اسکارن‌زایی رخ دهد و در مراحل پیش‌رونده با سیالات جوی تأمین شده باشد. در طول این مرحله یون Ca^{+2} به‌تدریج از کانی کالک سیلیکاته شسته شده و به‌صورت کلسیت (کانی‌های کربناته) تشکیل می‌شود. تشکیل اپیدوت طبق رابطه (۷) [۲۶] انجام می‌شود:

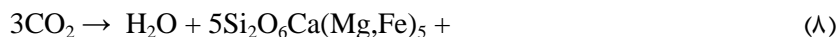


گارنت



کوارتز کلسیت اپیدوت

ترمولیت-اکتینولیت در این مرحله در اثر دگرسانی کلینوپیروکسن طبق رابطه ۸ [۲۲] شکل گرفته است:



دیوپسید-هدنبرژیت

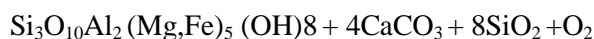


سیلیس کلسیت ترمولیت-اکتینولیت

از طرفی واکنش تشکیل اپیدوت و ترمولیت-اکتینولیت به‌طور مستقل در محیط امکان‌پذیر است. در طی گامه دوم، ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت‌ها دستخوش دگرسانی شده (شکل ۳ ث) و موجب تشکیل کلریت، کلسیت، کوارتز طبق رابطه (۹) شده‌اند:



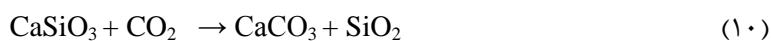
اپیدوت ترمولیت - اکتینولیت



کوارتز کلسیت کلریت

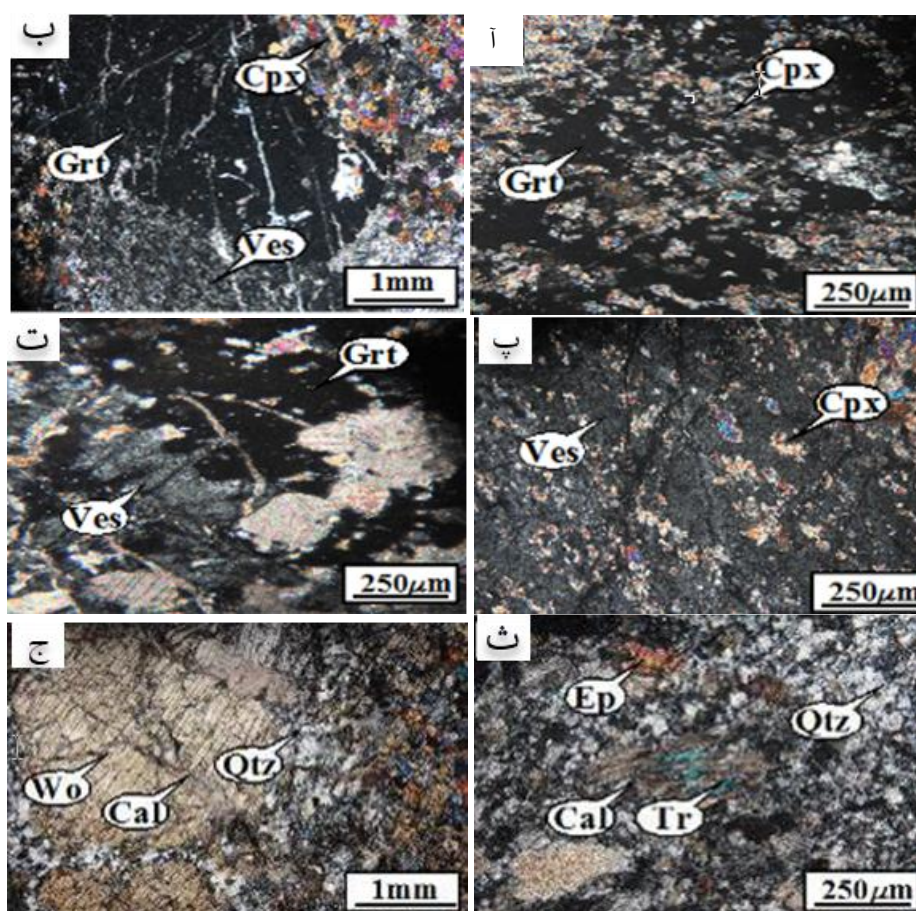
در نهایت فرآیند کربناته شدن مجدد در اسکارن بوئین میاندشت سبب تبلور دوباره کلسیت شده است. بر اساس شواهد میکروسکوپی ولاستونیت ناپایدار و در حال جانمایی بخشی با کلسیت است که می‌تواند حاکی از افزایش فوگاسیته CO_2 و کاهش دما باشد (شکل ۳ ج). افزایش فوگاسیته CO_2 محیط احتمالاً به‌دلیل تشکیل کانی‌های سیلیکات کلسیم (گارنت، ولاستونیت) رخ داده است. زیرا برای تشکیل این کانی‌ها لازم است کربنات کلسیم موجود در

سنگ کربنات میزبان شکسته شود و Ca^{2+} وارد ساختار گارنت و ولاستونیت شود که در این حالت CO_2 آزاد شود. CO_2 آزاد شده سبب واکنش‌های برگشتی کربناته شدن ولاستونیت می‌شود. در طی این واکنش (که به صورت یک واکنش بازخور^۳ است) Ca^{+2} زیاد آمده از واکنش‌های فوق در داخل سیال آزاد می‌شود و در نهایت سبب تبلور کلسیت می‌شود (رابطه ۱۰).



کوارتز کلسیت
ولاستونیت

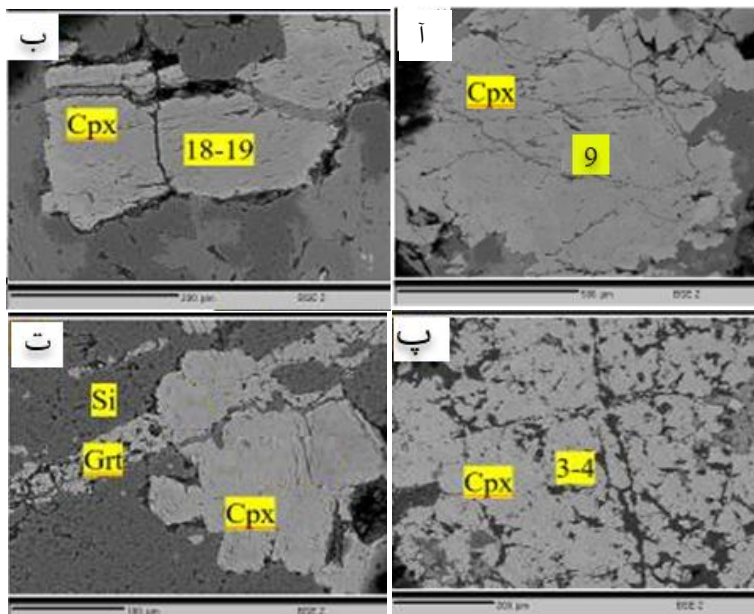
نهایتاً بر اساس پژوهش‌های کانی‌شناسی، بافتی و بررسی روابط بین کانی‌ها، روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در اسکارن بوئین می‌اندشت در جدول ۱ نشان داده شده است.



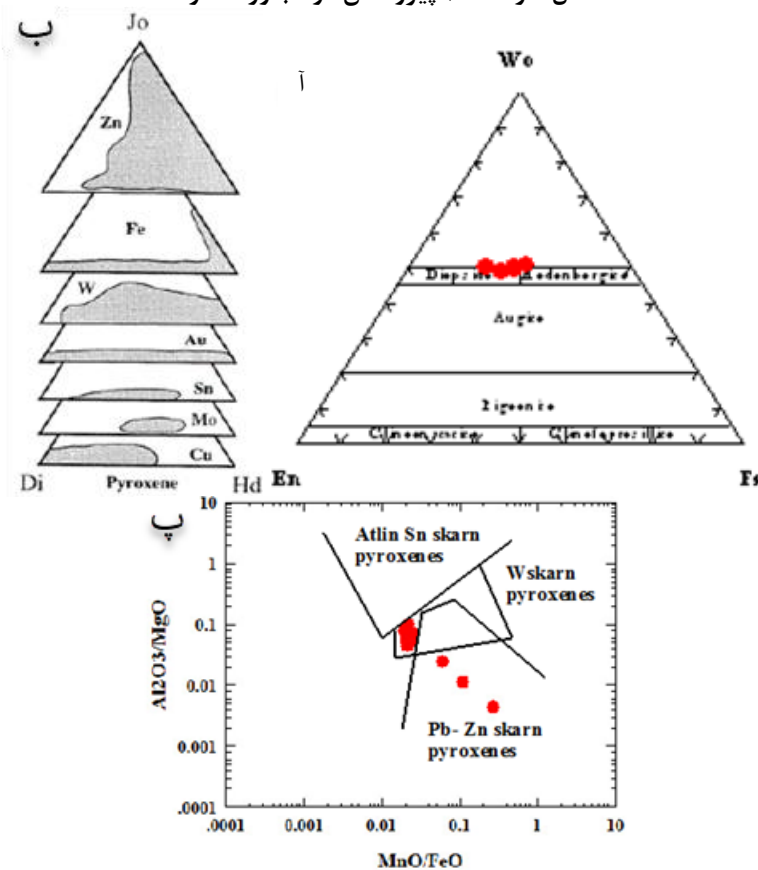
شکل ۳. آ) جانشینی پیروکسن به وسیله گارنت (زمینه گارنت ایزوتروپ و در آن دانه‌های پیروکسن با بافت پویی کیلوبلاستیک)، ب) دگرسانی پس‌رونده، جانشینی گارنت به وسیله وزوویانیت، پیروکسن‌ها نیز به تدریج به وسیله گارنت در حال جانشینی‌اند (مرز ناپایدار گارنت و پیروکسن). پ) بازمانده پیروکسن تحلیل نرفته در داخل وزوویانیت با بافت پویی کیلوبلاستیک، ت) مرز ناپایدار گارنت و وزوویانیت، ث) دگرسانی ترمولیت-اکتینولیت به کلسیت، کوارتز و اپیدوت، ج) جانشینی ولاستونیت به وسیله کلسیت و کوارتز طی فرآیند کربناته شدن دوباره. علائم اختصاری نام کانی‌ها از [۲۷] اقتباس شده است. (تمامی تصاویر پتروگرافی در وضعیت XPL برداشت شده است).

شیمی پیروکسن و گارنت

Na	۰/۰۱	۰/۰۱	nd	nd	nd
K	nd	nd	nd	nd	nd
Wo	۵۲/۹	۵۱/۹۵	۴۹/۷	۴۹/۸۵	۴۹/۸۸
En	۲۷/۵۷	۲۳/۶۶	۲۹/۹۱	۳۲/۶	۲۶/۳۲
Fs	۱۹/۰۵	۲۳/۷۸	۱۹/۹۳	۱۶/۱۱	۲۳/۰۵



شکل ۴. تصاویر BSE از انواع پیروکسن‌های تجزیه شده (آ، ب) بلور شکل دار پیروکسن، (پ) بقایای پیروکسن در داخل گارنت، (ت) پیروکسن در مجاورت گارنت



شکل ۵. آ ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها روی نمودار سه تایی [۲۸]، (ب) مقایسه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های اسکارن میرآباد با پیروکسن‌های اسکارن‌های معدنی جهان برگرفته از [۲۱]، (پ) مقایسه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های اسکارن میرآباد با پیروکسن‌های اسکارن‌های معدنی جهان برگرفته از [۲۹]

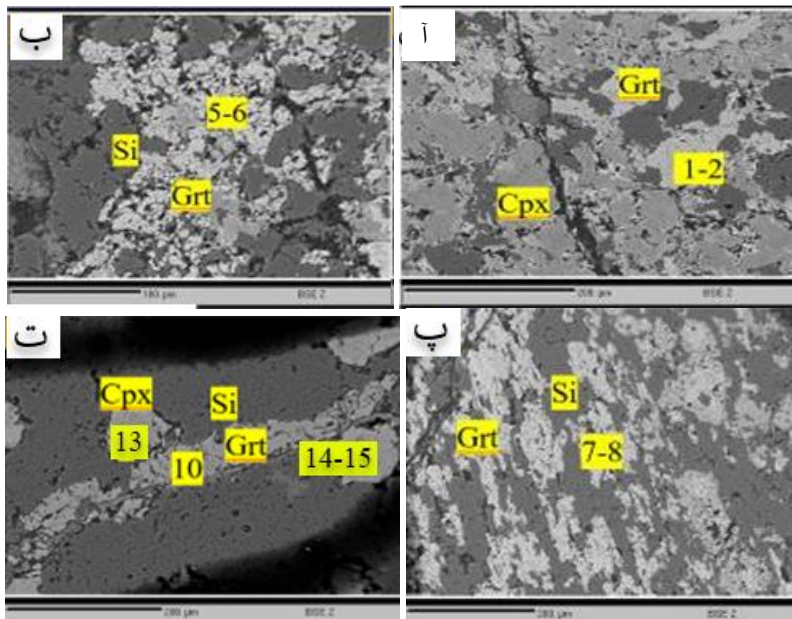
به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه بررسی شده و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی، انواع مختلف کانی گارنت انتخاب و به‌وسیله میکروپروب تجزیه شد. نتایج تجزیه‌های گارنت‌ها در جدول ۳ آورده شده است و موقعیت مکانی هر نقطه روی تصاویر BSE در شکل ۶ نشان داده شده است. در جدول ۳ رابطه ساختاری کانی‌ها بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن و ۸ کاتیون به‌دست آمده‌اند. بر اساس نتایج تجزیه میکروپروب گارنت‌ها، اعضای پایانی و قرارگیری نمونه‌ها در نمودار آندرادیت-گروسولار-پیروپ+اسپسارتین+آلماندن، گارنت‌ها از نوع محلول جامد آندرادیت-گروسولار هستند (شکل ۷). تمرکز بالای آندرادیت در سری محلول جامد، با رشد سریع گارنت و شارش سریع سیالات گرمایی همراه است [۳۰]. افزایش fO_2 و سیالات با شوری زیاد، شرایط را برای افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد اوگراندیت آماده می‌کند [۲۲]. با مقایسه ترکیب شیمیایی گارنت اسکارن منطقه بررسی شده با گارنت اسکارن‌های معدنی جهان (شکل ۷) اسکارن میرآباد دارای پتانسیل کانه‌زایی تنگستن، قلع، مولیبدن و روی است.

جدول ۳. نتایج تجزیه میکروپروب گارنت‌های اسکارن میرآباد

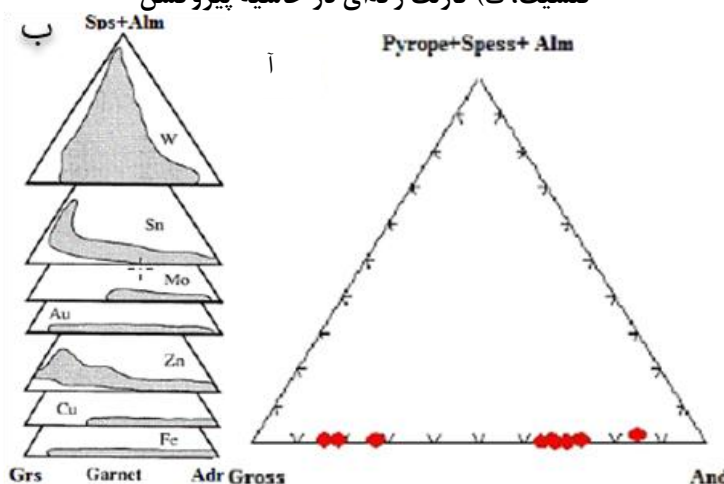
نمونه	M.101.1	M.101.2	M.101.5	M.101.6	M.101.7	M.101.8	M.R.37.10	M.R.37.13	M.R.37.14	M.R.37.15
SiO ₂	۳۷/۱	۳۶/۵۷	۳۵/۵۵	۳۶/۸۶	۳۶/۶۷	۳۶/۴	۳۸/۸۳	۳۹/۲۲	۳۸/۳۷	۳۸/۴۱
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۱۴	nd	۰/۱۵	۰/۰۲	۰/۰۱	nd	nd	۰/۲۲	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۷/۵	۷/۹۳	۷/۸۵	۳/۴۱	۷/۴۷	۸/۹	۱۸/۲۹	۱۹/۲۳	۱۶/۱۷	۱۶/۱۸
Cr ₂ O ₃	nd	nd	۱/۰۱	۰/۰۱	nd	nd	۰/۰۲	nd	۰/۰۱	nd
FeO ⁺	۱۹/۳۱	۱۸/۹۶	۲۳/۲۱	۲۵/۱۲	۲۱/۴۵	۱۹/۰۶	۵/۹۹	۵/۰۸	۸/۱۸	۸/۴
MnO	۰/۱۸	۰/۲	۰/۱۷	۰/۶۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۳	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۴
MgO	nd	۰/۰۲	۰/۰۲	nd	۰/۰۲	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	۳۵/۸۳	۳۶/۰۷	۳۳/۱۴	۳۳/۷۵	۳۴/۱۵	۳۵/۳۹	۳۶/۴۳	۳۶/۹۱	۳۶/۶۷	۳۶/۱۷
Na ₂ O	۰/۰۳	nd	nd	nd	۰/۰۲	nd	nd	nd	nd	nd
Total	۹۹/۹۸	۹۹/۸۹	۹۹/۹۵	۹۹/۹۶	۹۹/۹۴	۹۹/۹	۹۹/۸۶	۱۰۰/۷۶	۹۹/۹۶	۹۹/۵۷

محاسبه رابطه ساختمانی بر اساس ۱۲ اکسیژن

	۲/۹۵	۲/۹۱	۲/۸۵	۲/۹۹	۲/۹۳	۲/۸۹	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۷
Si	۲/۹۵	۲/۹۱	۲/۸۵	۲/۹۹	۲/۹۳	۲/۸۹	۲/۹۷	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۷
Al	۰/۰۵	۰/۱	۰/۱۵	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۳
Fe ³⁺	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۵۵	۱/۶۸	۱/۴۳	۱/۲۶	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۵۳	۰/۵۴
Ti	nd	۰/۰۱	nd	۰/۰۱	nd	nd	nd	nd	۰/۰۱	nd
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ²⁺	nd	nd	nd	۰/۰۲	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mn	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Ca	۳/۰۵	۳/۰۷	۲/۸۴	۲/۹۳	۲/۹۲	۳/۰۱	۲/۹۸	۲/۹۹	۳/۰۲	۲/۹۹
Na	۰/۰۱	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Alm	nd	nd	nd	۰/۷۲	nd	nd	nd	nd	nd	nd
And	۶۶/۳۵	۶۵/۷۹	۷۲/۵۶	۸۳/۹۲	۶۹/۴۰	۶۳/۷۵	۱۹/۱۶	۱۶/۱	۲۶/۹۱	۲۷/۳۴
Gross	۳۳/۱۱	۳۳/۷	۲۶/۹۳	۱۳/۸۲	۳۰/۰۹	۳۵/۹۴	۸۰/۱۳	۸۳/۲۲	۷۲/۳۴	۷۱/۹۳
Pyrope	nd	۰/۰۸	۰/۰۸	nd	۰/۰۸	nd	nd	nd	nd	.
Spess	۰/۴	۰/۴۴	۰/۴۰	۱/۵۱	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۶۵	۰/۶۸	۰/۷۳	۰/۷۴



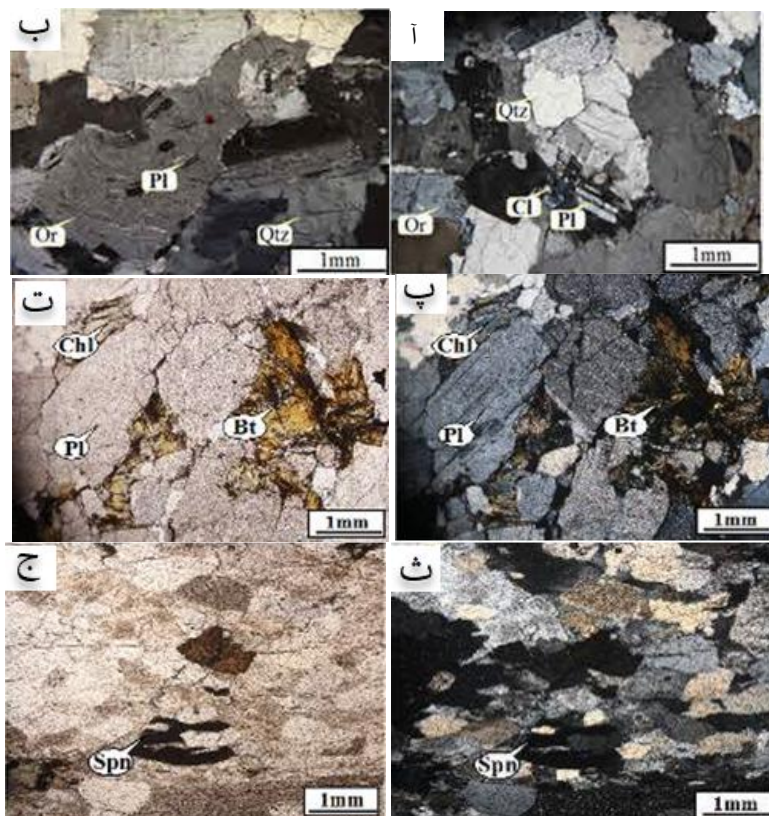
شکل ۶. تصاویر BSE از انواع گارنت‌های تجزیه شده (آ) گارنت همراه با پیروکسن، (ب) و (ت) گارنت در زمینه کوارتز و کلسیت، (ت) گارنت رگه‌ای در حاشیه پیروکسن



شکل ۷. موقعیت ترکیبی گارنت‌های اسکارن میرآباد روی شکل سه گوش Pyrope+ Spess+Alm; Gross; And در مقایسه با ترکیب شیمیایی گارنت در اسکارن‌های معدنی جهان برگرفته از [۲۱]

پتروگرافی و ژئوشیمی توده نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه

گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های منطقه میرآباد به صورت زبانه‌های کوچک منشعب از توده بزرگ منطقه به درون پی سنگ دگرگون نفوذ کرده‌اند. بافت‌های اصلی مشاهده شده در این سنگ‌های دانه متوسط تا دانه درشت، شامل بافت گرانولار، پرتیت و پوئی کیلیتیک است. کانی‌های اصلی سازنده این توده‌ها را فلدسپار پتاسیم (عمدتاً از نوع پرتیتی و برخی با ماکل کارلسباد)، پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز و اغلب دارای ماکل پلی سینتتیک) دگرسان شده، کوارتز و بیوتیت تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی آپاتیت و اسفن به همراه کانی‌های ثانویه از قبیل آپاک (حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک اولیه) و کلریت نیز در سنگ حضور دارند (شکل ۸).



شکل ۸. بافت‌های رایج در گرانیتوئید بوئین میان‌دشت، (آ) بافت گرانولار، (ب) بافت پوئی کلیتیک و پرتیت، (پ) کانی بیوتیت در حال دگرسان شدن به کلریت، (ت) بیوتیت و کلریت، (ث) کانی اسفن حاصل از تجربه بیوتیت، (ج) اسفن. (آ)، ب، پ و ث در وضعیت XPL و ت و ج در وضعیت PPL برداشت شده است.

در تجزیه‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه مورد بررسی (جدول ۴ و ۵) تغییرات ناهنجار برخی عناصر (Ce, Cr, Cu, La, Li, Nb, V, Zr) دیده می‌شود که با توجه به شباهت نمونه‌ها در تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ‌ها احتمالاً مربوط به هضم سنگ‌های میزبان توده نفوذی است. این نمونه‌ها در امتداد مرز توده با سنگ میزبان قرار گرفته شده‌اند. البته تأثیرات سیالات گرمایی که معمولاً در حواشی نفوذی‌ها اثر می‌کنند را نیز نباید از نظر دور داشت.

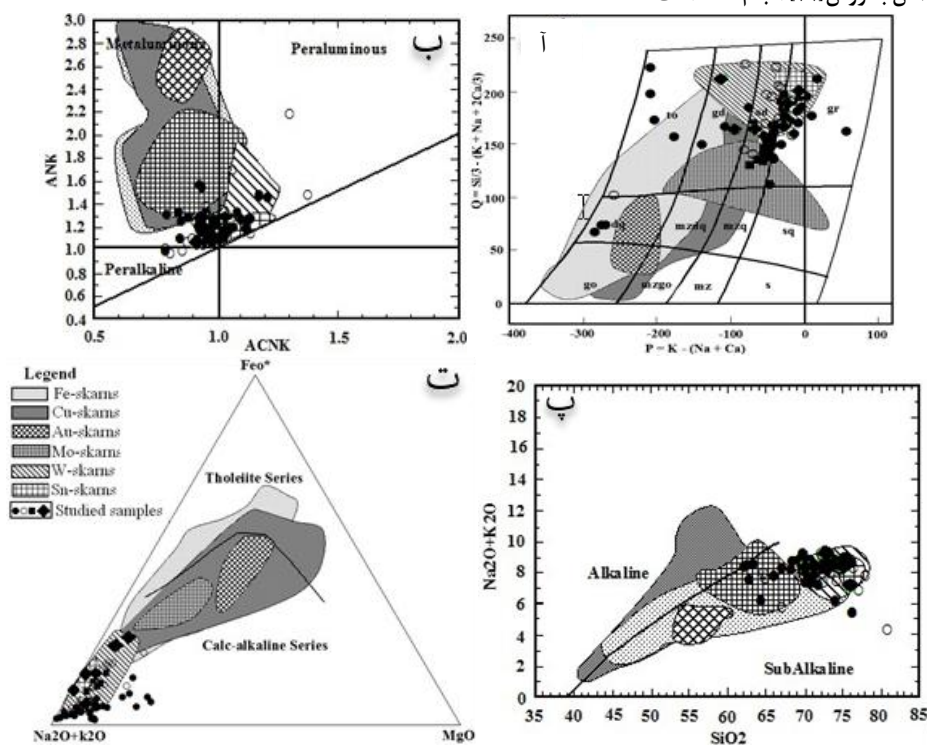
براساس نمودار کاتیونی [۳۲] اکثر سنگ‌های گرانیتوئیدی مرتبط با اسکارن در منطقه بررسی شده در محدوده گرانیت و آداملیت و تعداد کمی از نمونه‌ها در محدوده گرانودیوریت، تونالیت و کوارتزیدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۹ آ). از نظر درجه اشباع شدگی از آلومین [۳۳]، نمونه‌های منطقه در محدوده مت‌آلومین تا پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۹ ب). براساس نمودار $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ همه نمونه‌ها در محدوده ساب آکالن (شکل ۹ پ) و در نمودار AFM نزدیک به قطب $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و در قلمرو سری‌های کالک آکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۹ ث). بر اساس نمودارهای Zr و Nb در مقابل SiO_2 و نمودار Na_2O در مقابل K_2O ، که برای تعیین تیپ گرانیتوئیدهای منطقه استفاده شده است، نمونه‌های مذکور عمدتاً در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند (شکل ۱۰). این موضوع به وسیله محققان دیگری از جمله مینایی [۱۲] و ثابتی [۳۵] نیز تأیید شده است. شایان ذکر است بر اساس پژوهش‌های شبانین بروجنی [۴] و پناه دار [۱۳] به دلایلی مانند تهی‌شدگی عناصر Sr, Ba, P و Ti در نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده

نسبت به MORB و یا کاهش Y با افزایش سیلیس این گرانیتوئیدها از لحاظ زمین‌شیمیایی به گرانیت‌های با ماهیت A-type نیز شباهت نشان می‌دهند.

جدول ۴. نتایج تجزیه شیمیایی (XRF) توده نفوذی بوئین میاندشت، عناصر اصلی برحسب (Wt.%)

نمونه	M.100	M.14	M.R.43	M.25	M.R.40	M.400
SiO ₂	۷۰/۸۷	۷۱/۳۸	۷۳/۰۵	۷۵/۴۶	۷۵/۶۶	۷۶/۳۷
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۴۵	۰/۴۳	۰/۱۸	۰/۲۷	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۱۳/۹۴	۱۳/۲۹	۱۲/۴۴	۱۱/۸۳	۱۲/۹۶	۱۲/۶۱
Fe ₂ O ₃	۰/۵۸	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۲۵	۰/۱۱	۰/۱۵
FeO	۲/۴۶	۲/۰۹	۱/۲۶	۱/۲۳	۰/۵	۰/۶۷
MnO	۰/۹۹	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱
MgO	۰/۷۹	۰/۵۶	۰/۴	۰/۱۹	۰/۵۸	۰/۱
CaO	۱/۱۷	۱/۵۸	۰/۹۵	۰/۳۵	۰/۶	۱/۸
Na ₂ O	۴/۴۶	۳/۹۲	۳/۷۴	۳/۲۸	۳/۶۳	۴/۱۶
K ₂ O	۳/۴۴	۴/۱۵	۵/۱۱	۵/۱۶	۴/۹۸	۲/۷۵
P ₂ O ₅	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۹۲	۰/۱
LOI	۰/۸۲	۱	۱/۴۸	۱/۲۵	۰/۲۲	۰/۳۹
Total	۱۰۰/۲۲	۹۹/۱۳	۹۹/۳۳	۹۹/۳۳	۱۰۰/۴۲	۹۹/۲۶

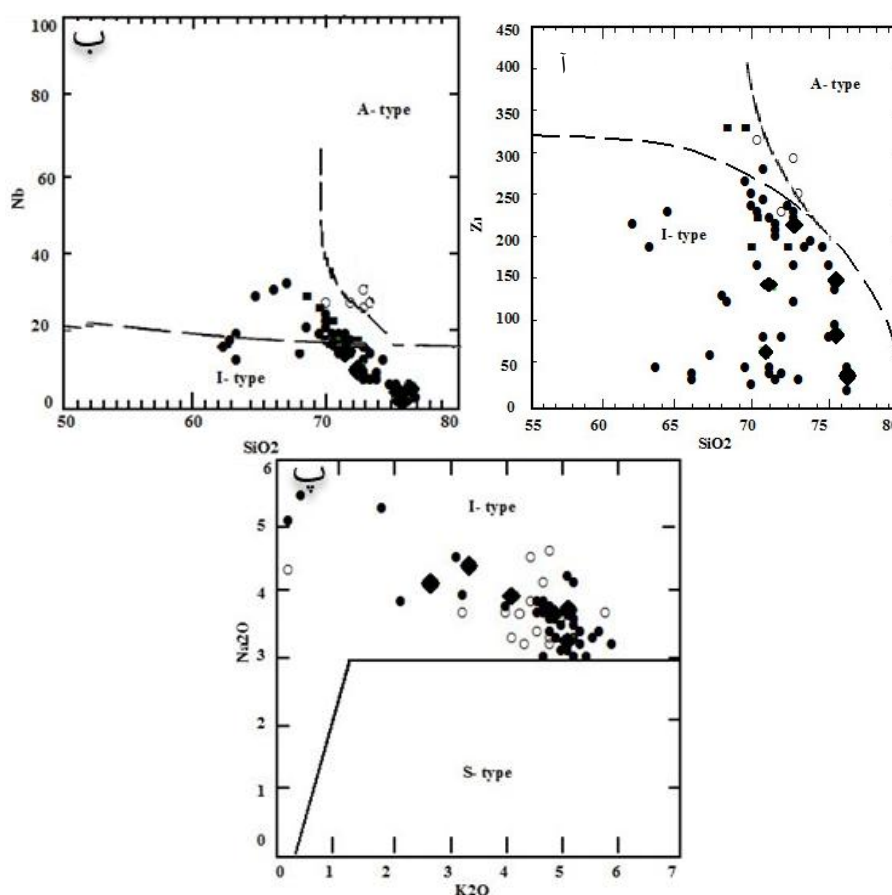
تفکیک انواع آهن به روش [۳۱] انجام شده است.



شکل ۹. آ) نمودار طبقه‌بندی کاتیونی [۳۲]، اکثر نمونه‌ها در محدوده گرانیت و آداملیت قرار گرفته‌اند، ب) نمودار درجه اشباع شدگی از آلومینیوم [۳۳]، نمونه‌ها در محدوده متاآلمین تا پرآلمین قرار می‌گیرند، پ) نمودار تفکیک سنگ‌های آذرین سری آلكالن از ساب آلكالن [۳۴]، ت) نمودار تفکیک سنگ‌های سری ماگمایی کالک آلكالن از تولییتی [۳۴]. محدوده‌های ترکیبی توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های Fe, Cu, Au, Mo, W, Sn برای مقایسه آورده شده [۵] است. در نمودارها نماد (♦) معرف نمونه‌های بررسی شده، نماد (o) معرف نمونه‌های گرانیتوئیدی تجزیه شده به وسیله [۱۱]، نماد (•) معرف نمونه‌های تجزیه شده به وسیله [۱۲]، نماد (*) معرف نمونه‌های تجزیه شده به وسیله [۱۳] است.

جدول ۵. نتایج تجزیه شیمیایی (ICP-MS) توده نفوذی بوئین میاندشت، عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب (ppm)

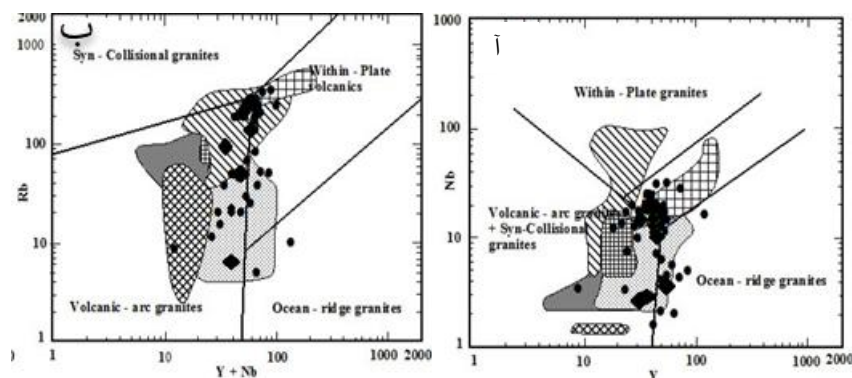
نمونه	M.100	M.14	M.R.43	M.25	M.R.40	M.400
Ag	۰/۹۹	۰/۰۴	nd	nd	۰/۹۹	۰/۱
As	۲/۲۳	۰/۴۴	nd	nd	۷/۱	۱۲/۸۵
B	۵/۷۳	nd	nd	nd	۱/۲	nd
Ba	۳۹۸/۵	۵۹۵/۷	۶۹۲/۳	۳۹۸/۵	۴۶۷/۲	۱۱۳/۳
Be	۴/۲۳	nd	nd	nd	۸/۱۵	nd
Bi	۰/۵	۰/۳۲	nd	nd	۰/۵	۰/۴۹
Cd	۰/۱	۰/۰۷	nd	nd	۰/۹۹	۰/۱۵
Ce	۷۳/۲	۶۸/۷۷	۶۸/۱	۵۸/۹	۲۴/۶	۱۷/۶۵
CO	۵/۲۷	۳/۴۳	۰/۹۹	۲/۱۹	۰/۲	۱/۸
Cr	۳۹/۴۷	۸۰/۷۶	۶۶/۳۳	۶۲/۹۷	۴۶/۸۵	۲۵/۶۵
Cs	۳/۹	۳/۵۶	۲/۵۳	۲/۹۳	۱/۳۵	۰/۸
Cu	۳/۷۷	۶/۷۷	۷/۸۸	۱۰/۹	۱/۲	۲۰/۱۵
Dy	۴/۵۷	۲/۱	nd	nd	۴/۴	۳/۴۵
Eu	۱/۲	۱/۱۸	۲/۹۹	۲/۹۹	۱	۰/۸۵
Ga	۲۱/۲۷	۲۱/۷۹	۲۲/۱۵	۲۴/۸۳	۲۳/۸۵	۱۸/۷
Gd	nd	۱/۳	nd	nd	nd	nd
Hf	۴/۸۷	۶/۴۷	۸/۱	۶/۹۷	۷/۶۵	۰/۹۵
Hg	۰/۱	۰/۱۷	nd	nd	۰/۱	۰/۴۹
La	۳۹/۲	۳۶/۷۱	۴۶/۰۳	۴۶/۹	۱۹/۵۵	۷/۷
Li	۱۶/۴۷	۷/۴۲	nd	nd	۷/۳۵	۲/۲
Lu	nd	nd	۰/۴۸	۰/۶۶	nd	nd
Mo	۰/۲۶	۰/۵۹	nd	nd	۰/۸	۰/۵۵
Nb	۱۵/۱۷	۱۵/۲۱	۹/۹	۳/۶۳	۲/۷	۲/۴۵
Nd	۲۴/۳۷	۲۸/۸۴	۲۵/۰۳	۲۵/۷	۹/۹	۱۱/۹۵
Ni	۴/۴	۶/۹۹	۹/۲۵	۶/۸۷	۲/۷۵	۰/۴۹
Pb	۱۶/۳۳	۲۲/۰۷	۲۱/۱۵	۳۲/۶	۷/۳۵	۵۳/۱۵
Rb	۴۸/۳۷	۱۲/۸۶	۲۰۲/۱	۲۶۵/۵	۶/۶	۹۶/۱
S	۱۹/۹۳	۹/۶	nd	nd	۲۵/۸	۱۶/۹۹
Sb	۱/۱۷	۰/۳۳	nd	nd	۱/۱	۰/۴
Sc	۵/۴	۶/۸۲	۵/۸۸	۵/۶	۳/۲۵	۵/۱۵
Se	۰/۳	۰/۰۷	nd	nd	۰/۳	۰/۲
Sm	۵/۲	۵/۴۲	۴/۹۸	۴/۷۷	۲/۸	۲/۴
Sn	۲/۵۳	۵/۷۸	۱۲/۸۵	۱۷/۲۳	۰/۴	۰/۴
Sr	۱۵۵/۷	۱۱۹/۸	۱۲۱/۵	۵۴/۱۳	۲۱/۲۵	۳۳۷/۲
Ta	۰/۸۳	۲/۳۶	nd	nd	۰/۷۵	۰/۵
Tb	nd	۱/۱۱	۱/۹۹	۱/۹۹	nd	nd
Th	۱۳/۳۷	۲۰/۳۷	۳۲/۹۵	۳۷/۰۳	۱۲/۲۵	۱۱/۶
Tm	nd	۰/۰۹	nd	nd	nd	۰/۵۹
U	۳/۶	۰/۹۷	nd	nd	۲/۰۵	۱
V	۵۳/۱	۳۳/۵۷	۳۱/۱۳	۱۲/۳۳	۳۰/۴۵	۴/۴۵
W	۰/۳	۰/۴۹	nd	nd	۰/۲۹	۰/۴
Y	۳۲/۸۳	۴۳/۲۶	۴۷/۳۸	۶۰/۸	۳۸/۰۵	۳۳/۳۵
Yb	۲/۷۷	۳/۷۳	۲/۳۲	۳/۶	۳/۵	۴
Zn	۲۸/۶۲	۴۶/۵۹	۳۳/۲۸	۳۲/۵	۶/۸	۹۴/۱
Zr	۷۰/۲	۱۴۷/۵	۲۱۸/۶	۱۵۱/۵	۸۷/۲	۳۵/۵۵



شکل ۱۰. آ، ب) تعیین تیپ گرانیتوئیدهای بوئین میاندشت با استفاده از نمودارهای Zr و Nb در مقابل SiO_2 [۳۶] و نمودار Na_2O در مقابل K_2O [۳۸]. نمادها همانند شکل ۹ است [۳۷]، ت)

برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده نفوذی منطقه، از نمودارهای $Nb-Y$ و $Rb-Nb-Y$ [۳۹] استفاده شده است. در نمودار $Nb-Y$ اکثر نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی و گرانیت‌های برخوردی واقع شده‌اند. البته تعدادی از نمونه‌های تجزیه شده به وسیله سایر محققان [۱۱]، [۱۲]، [۱۳] در محدوده گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای و تعدادی در محدوده گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی واقع شده‌اند (شکل ۱۱ الف). براساس نمودار $Rb-Y + Nb$ نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی واقع شده‌اند و تعدادی از نمونه‌های تجزیه شده به وسیله سایر محققان [۱۱]، [۱۲]، [۱۳] کمی به سمت گرانیت‌های درون صفحه‌ای و گرانیت‌های پشته میان اقیانوسی تمایل نشان می‌دهند (شکل ۱۱ ب). بر اساس نتایج پژوهش‌های محققانی از جمله [۴۰]، [۴۱] می‌توان علت این پراکندگی را به هضم رسوبات همبر و رسوبات پی سنگ، متاسوماتیسم و دگرگونی تأثیرات ناشی از زون برشی نسبت داد.

مقایسه ژئوشیمیایی گرانیتوئید بوئین میاندشت با گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل کانه‌زایی ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن به وسیله محققان متعددی از جمله [۵]، [۶] و [۷] بررسی شده است. داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به ذخایر اسکارنی بزرگ دنیا و میانگین داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به اسکارن‌های W ، Au ، Fe ، Cu و Mo به وسیله [۵] برای انواع ذخایر اسکارنی ارائه شده و روی نمودارهای هارکر رسم

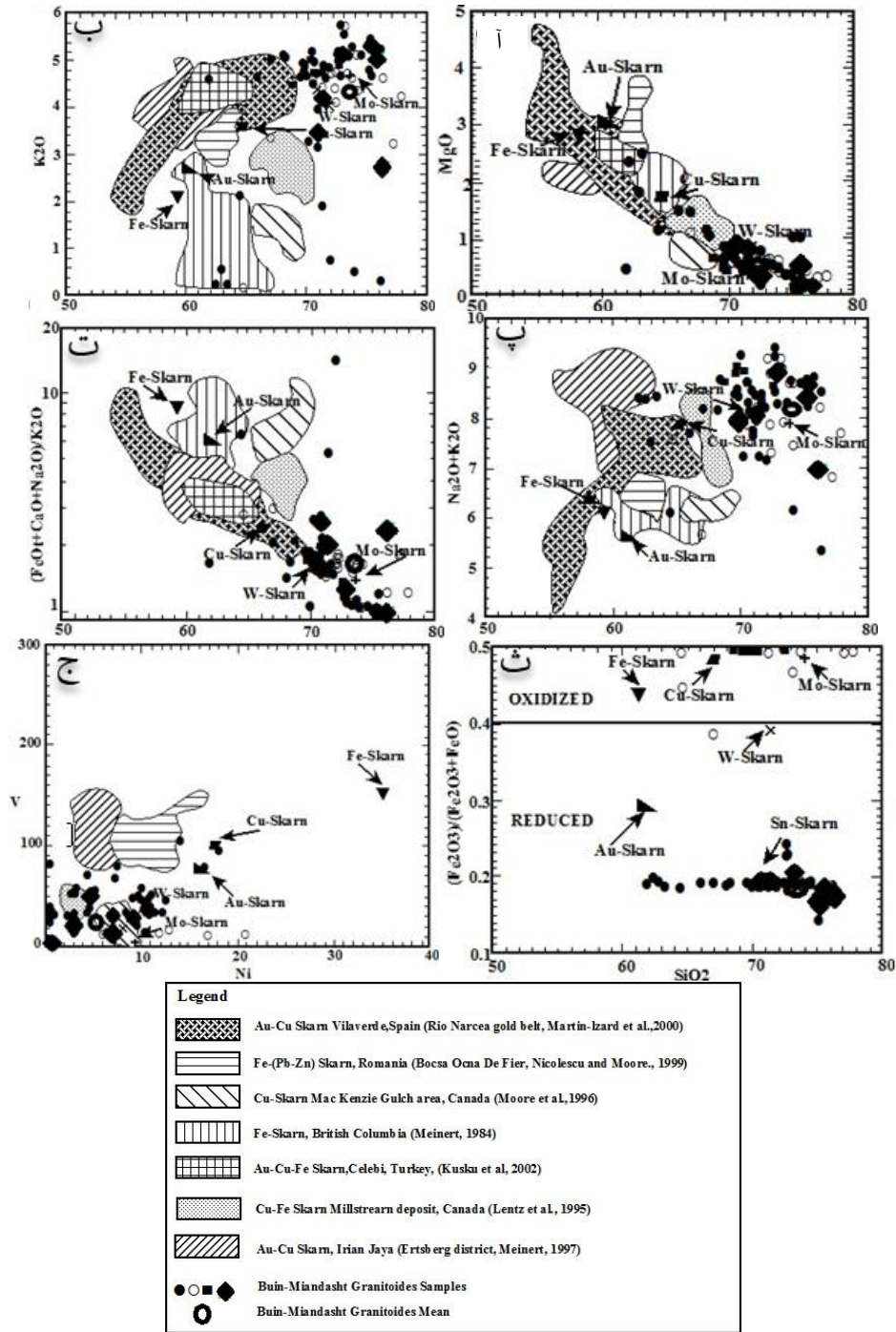


شکل ۱۱. آ و ب) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتوئید بوئین میان‌دشت با استفاده از عناصر کمیاب [۳۹].
محدوده‌های ترکیبی مانند (شکل ۹) است

شده‌اند. عناصر اصلی موجود در نفوذی‌های مرتبط با اسکارن‌های آهن، طلا و مس در مقایسه با نفوذی‌های مرتبط با اسکارن‌های قلع و تنگستن اختلافات ژئوشیمیایی سیستماتیک نشان می‌دهند و از نظر ژئوشیمیایی در دو گروه جداگانه قابل مقایسه‌اند. توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های مولیبدن نیز حد واسط بین این دو گروه قرار می‌گیرند [۶]. توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های آهن، طلا و مس دارای کم‌ترین مقدار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ و بیش‌ترین مقدار FeOt , MgO , CaO , Al_2O_3 و دارای ترکیب سنگ شناختی شامل گابرو و گرانودیوریت تا تونالیت و از نظر محتوای آلومین، مت‌آلومین هستند. در مقابل توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های قلع و تنگستن، دارای بیش‌ترین مقدار $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ و کم‌ترین مقدار FeOt , MgO , CaO , Al_2O_3 و دارای ترکیب سنگ شناختی شامل گرانیت و آداملیت است [۶]. در نمودار کاتیونی [۳۲] اکثر سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. در این شکل با مقایسه ترکیب توده نفوذی منطقه با توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های فلزات پایه، اکثر نمونه‌ها در محدوده توده‌های همراه با اسکارن‌های تنگستن و قلع قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ آ). در شکل ۹ ب نمونه‌ها از نظر درجه اشباع‌شدگی از آلومینیوم، مت‌آلومینوس تا پرآلومینوس مشابه توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های تنگستن و قلع هستند. بر اساس نمودار [۳۴] همه نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته‌اند در این شکل نیز ترکیب توده نفوذی مشابه با توده‌های همراه با اسکارن‌های تنگستن، قلع و مولیبدن است (شکل ۹ ت). در نمودار AFM ترکیب گرانیتوئیدهای منطقه نزدیک به قطب $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و در قلمرو سری‌های کالک آلکالن و در محدوده اسکارن‌های تنگستن و قلع قرار می‌گیرد (شکل ۹ ث). بیش‌تر توده‌های نفوذی که کانسارهای اسکارنی را می‌سازند، از نوع سری‌های ماگمایی کالک آلکالن هستند. اکثر این توده‌ها از نوع مت‌آلومینوس تا پرآلومینوس هستند و هیچ توده مرتبط با کانسار اسکارنی از نوع پرآلکالن تاکنون یافت نشده است. از نظر جای‌گاه زمین‌ساختی نیز، موقعیت ریفتی و ماگماتیسم کوه‌زایی گرایش به تولید اسکارن‌های تنگستن و قلع دارند. اکثر نمونه‌های بررسی شده در محدوده اسکارن‌های تنگستن و قلع قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

نمودارهای $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$, $(\text{FeOt} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})/\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 و $\text{V}-\text{Ni}$ بهترین تمایز بین گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، تنگستن و مولیبدن را نشان می‌دهند. از این‌رو، برای مقایسه ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای بوئین میان‌دشت با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان از نظر پتانسیل

کانه‌زایی، داده‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی روی نمودارهای متغیرها کرک ترسیم شدند (شکل ۱۲). توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن، طلا و مس در مقایسه با توده‌های نفوذی همراه با کانسارهای اسکارن قلع، مولیبدن و تنگستن دارای MgO بیش‌تر و K_2O و SiO_2 کم‌تری هستند. میانگین MgO توده نفوذی گرانیتوئید بوئین می‌اندشت در حدود ۰/۴۴٪ است. الگوی پراکندگی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه در نمودار MgO در برابر SiO_2 مشابه گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های تنگستن و مولیبدن است (شکل ۱۲ الف). میانگین K_2O گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، مولیبدن و تنگستن به ترتیب ۰/۲۱٪، ۰/۳۶٪، ۰/۲۵٪، ۰/۴۰۶٪ و ۰/۴۵۳٪ گزارش شده است [۵]. میانگین K_2O توده نفوذی منطقه بررسی شده ۰/۴۲۶٪، یعنی نزدیک به میانگین اسکارن‌های مولیبدن و تنگستن است. الگوی پراکندگی داده‌ها در نمودار K_2O در برابر SiO_2 پیرامون اسکارن‌های تنگستن و مولیبدن است (شکل ۱۲ ب). میانگین (Na_2O+K_2O) گرانیتوئیدهای اسکارنی آهن، مس، طلا، قلع - مولیبدن و تنگستن به ترتیب برابر ۰/۶۱٪، ۰/۷۱۶٪، ۰/۵۱۶٪، ۰/۷۱۹٪ و ۰/۸۱۰٪ است. میانگین (Na_2O+K_2O) نمونه‌های بوئین می‌اندشت حدود ۰/۸۱۳٪ است و از این نظر قابل مقایسه با اسکارن‌های تنگستن، قلع - مولیبدن است. در نمودار $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$ الگوی پراکندگی نمونه‌ها در محدوده اسکارن‌های تنگستن و مولیبدن قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ پ). در نمودار $(FeO+CaO+Na_2O)/K_2O$ در برابر SiO_2 الگوی پراکندگی نمونه‌ها پیرامون گرانیتوئیدهای اسکارن‌های تنگستن و مولیبدن قرار دارند (شکل ۱۲ ت). از میان توده‌های نفوذی همراه با انواع اسکارن‌ها، نفوذی‌های همراه با اسکارن‌های قلع، طلا و تنگستن دارای حالت احیایی و نفوذی‌های همراه با اسکارن‌های مس، آهن و مولیبدن دارای حالت اکسیدان هستند. این حالت در نمودار $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$ (تفکیک انواع آهن به روش [۳۱]) در مورد توده نفوذی منطقه مشابه توده نفوذی همراه با اسکارن‌های قلع و مولیبدن نشان داده شده است (شکل ۱۲ ث). پراکندگی برخی نمونه‌ها در نمودار اسکارن‌های معدنی جهان بر گرفته از [۵] را احتمالاً می‌توان در ارتباط با تحولات ماگمایی و تکوین سنگ شناختی توده نفوذی بوئین می‌اندشت دانست. در این ارتباط می‌توان بر اساس نتایج به‌دست آمده از [۴] و [۱۱] منشأ اختلاط ماگمایی پوسته و گوشته را برای ایجاد این حالت در نظر گرفت. بر اساس پژوهش‌های این محققان، منشأ این سنگ‌ها، حاصل هضم پوسته فلسیک به‌وسیله ماگمای بازالتی و اختلاط ماگمای حاصل با ماگمای بازالتی است. بر اساس [۴] به‌دلیل زیاد بودن نسبت $Rb/Sr > 1$ در نمونه‌های بررسی شده منشأ پوسته‌ای نقش بیش‌تری در ایجاد این ماگما ایفاد کرده است و از طرفی، ضریب اشباع از آلومینیوم از مت‌آلومینوس تا کمی پرآلومینوس تغییر می‌کند که احتمالاً این ماهیت کمی پرآلومینوس به‌وسیله هضم مذاب‌های پوسته‌ای ایجاد شده است. بر پایه پژوهش‌های [۱۱] از جمله دلایل دیگر مبنی بر هیبرید بودن این ماگما می‌توان به حضور توده مافیک گابرو-دیوریتی در کنار توده گرانیتی و برشی شدن آن در برخی بخش‌ها اشاره کرد. این مسئله حاکی از آن است که ماگمای بازیک (که بخش‌هایی از آن به‌صورت دایک‌های دولریتی و توده دیوریتی از خلال شکستگی‌ها بالا آمده است)، در حین صعود به‌سمت بالا و گذر از پوسته، باعث ذوب پوسته شده است. اختلاط پوسته ذوب شده با این ماگمای بازیک، ماگمای دو رگه ای را ایجاد کرده است که ماحصل آن، تشکیل سنگ‌های گرانیتی است. از طرفی حضور انکلاوهای شیستی هضم نشده نیز حاکی از آرایش ماگمای مافیک با مواد پوسته‌ای است [۱۱].

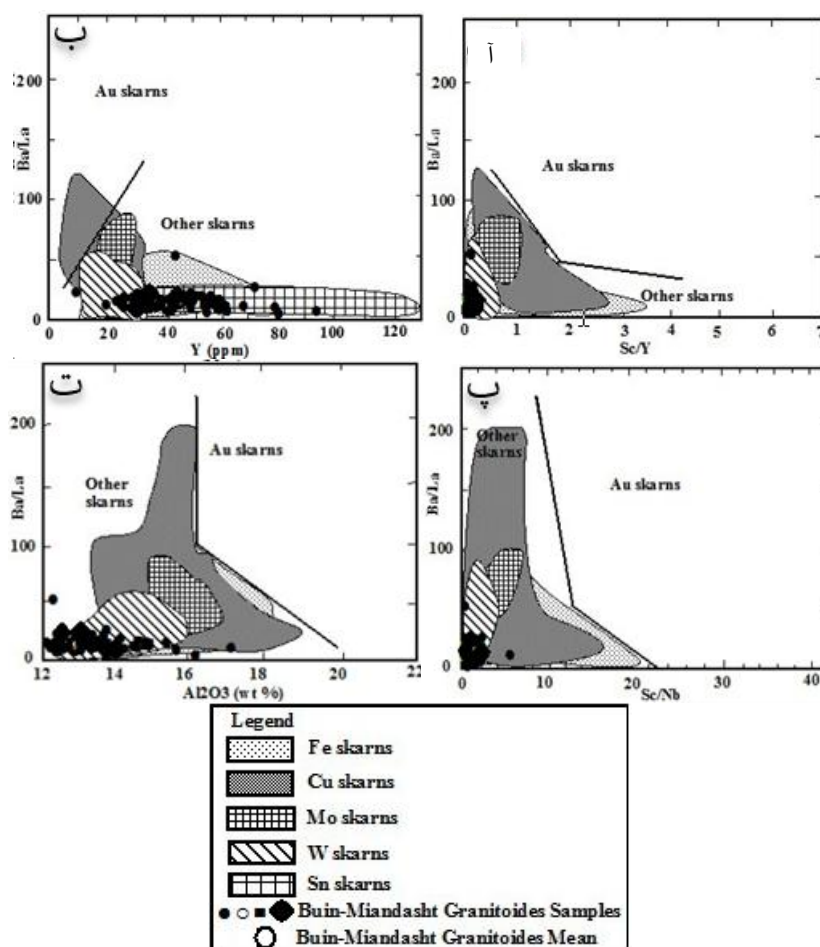


شکل ۱۲. نمودارهای متغیرها رگر گرانیته‌ی اسکارن بوئین- میانداشت در مقایسه با گرانیته‌ی اسکارنی دنیا. میانگین ترکیب توده‌های مرتبط با اسکارن از [۵] اقتباس شده است.

مقایسه عناصر جزئی

با توجه به ارتباط بین میزان عناصر جزئی توده نفوذی و کانسازسی، محتوای عناصر جزئی مجموعه‌های سنگی منطقه نیز بررسی شد. برای مثال از طریق اندازه‌گیری میزان عناصری مانند Rb و Sc و V، Ni ماگما می‌توان به نوع کانی‌سازی اسکارن پی برد. Rb به دلیل حضور در آلکالی فلدسپارها و میکا در ماگمای تفریق یافته فراوانی بیشتری

داشته و Sc به علت حضور در پیروکسن در ماگمای تفریق نیافته فراوانی بیشتری دارد. در سنگ‌های ماگمایی با پیشرفت فرآیند تبلور و تفریق، میزان Rb در ماگما افزایش می‌یابد. اسکارن‌های آهن در همراهی با ماگماهای تفریق نیافته و اسکارن‌های قلع در همراهی با ماگمای کاملاً تفریق یافته مشاهده می‌شوند. در نمودار V در برابر Ni الگوی پراکندگی نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای همراه با اسکارن‌های مولیبدن و تنگستن قرار می‌گیرد (شکل ۱۲ ج). بر اساس [۲۹] سنگ‌های آذرین مرتبط با اسکارن‌های طلا، آهن و مس محتوی بالاترین مقدار Cr, Sc, Sr و V در مقایسه با اسکارن‌های قلع و تنگستن هستند و اسکارن‌های اخیر از عناصر Rb, Ce, Nb, Ta, La غنی هستند. اسکارن‌های مولیبدن از نظر میزان عناصر جزئی حد واسط بین این دو گروه قرار دارند. اگرچه توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های طلا، آهن و مس از نظر عناصر اصلی مشابه هستند ولی نفوذی‌های همراه با اسکارن‌های طلا بیشترین مقدار Ba/La, Sc/Nb و کمترین مقدار Rb را دارند [۲۹] (شکل ۱۳). براساس نمودار Ba/La در برابر Sc/Y الگوی پراکندگی نمونه‌ها و میانگین آن‌ها در محدوده اسکارن‌های تنگستن و قلع قرار می‌گیرد (شکل ۱۳ آ). در نمودار Ba/La در برابر Y و Ba/La در برابر Sc/Nb نمونه‌ها و میانگین آن‌ها در محدوده اسکارن‌های تنگستن و قلع واقع می‌شود (شکل ۱۳ ب و پ). در نمودار Ba/La در برابر Al_2O_3 نیز نمونه‌ها نسبت به دیگر اسکارن‌ها دارای کمترین مقدار است و در محدوده اسکارن‌های تنگستن و قلع قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ ت).



شکل ۱۳. بررسی عناصر جزئی در گرانیتوئیدهای اسکارن بوئین - میاندشت در مقایسه با گرانیتوئیدهای اسکارنی دنیا. میانگین ترکیب توده‌های مرتبط با اسکارن از [۵] اقتباس شده است.

نتیجه‌گیری

براساس پژوهش‌های انجام شده روی سنگ‌های گرانیتوئیدی بوئین میان‌دشت، ترکیب سنگ‌شناختی توده نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه بررسی شده عمدتاً گرانیت و گرانودیوریت است. این توده نفوذی از نظر شاخص اشباع آلومینیوم دارای ماهیت متاآلومینوس تا اندکی پرآلومینوس و از نظر میزان پتاسیم دارای پتاسیم زیاد و دارای ماهیت کالک آلکالن هستند. با توجه به پژوهش‌های ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I و در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. این توده گرانیتوئیدی پی سنگ دگرگونی منطقه (رسوبات دگرگون شده همراه با لایه‌های مرمر) را قطع کرده است و باعث تشکیل اسکارن با گسترش محدود شده است. براساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی، این اسکارن از نوع کلسیک است. طبق بررسی‌های انجام شده می‌توان مراحل شکل‌گیری اسکارن منطقه را بدین‌صورت خلاصه کرد:

۱. جای‌گیری توده نفوذی در سنگ میزبان کربناتی و دگرسانی متاسوماتیک پیش‌رونده سنگ میزبان و نهایتاً تشکیل اسکارن.
 ۲. جدایش سیال گرمابی داغ و نفوذ آن درون شکستگی‌ها و ناپایداری کانی‌های بی‌آب و تشکیل کانی‌های آبدار به خرج کانی‌ها خشک یا تشکیل آن‌ها به‌طور مستقل.
 ۳. تشکیل کانی‌های سیلیکاته آبدار دما پایین و اکسیدی، دگرسانی برگشتی.
 ۴. واکنش‌های کربناته شدن و تبلور کلسیت.
- براساس مقایسه الگوی عناصر اصلی گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی شناخته شده دنیا این گرانیتوئیدها بیش‌تر با گرانیتوئیدهای مرتبط با اسکارن‌های تنگستن و قلع و مولیبدن انطباق نشان می‌دهند.

منابع

1. Alirezaei S., Hassanzadeh J., "Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt", A new record of the Gondwana break-up in Iran. *Lithos*, 151 (2012) 122-134.
2. Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39 (2010) 668-683.
3. Mahmoudi S., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., "Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U Pb geochronology", *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 99 (2010) 1153-1165.
۴. شبانیان بروجنی ناهید، داودیان دهکردی علیرضا، پناه‌دار، فاطمه، "ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی قره بلطاق، بوئین میان دشت (جنوب شرق الیگودرز)"، مجله پترولوژی، شماره ۱۱ (۱۳۹۱) ۷۶-۵۹.

5. Meinert L. D., "Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization", Mineralogical Association of Canada. Short Course Series, 23 (1995) 401-418.
6. Ray G. E., Webster I. C. L., Ballantyne S. B., Kilby C. E., Corenelius S. B., "The geochemistry of three tin bearing skarns and their related plutonic rocks, Altin, Northern British Columbia", Economic Geology, 6 (95) (2000) 1349-1365.
7. Kuscu I., Kuscu G. G., Meinert L. D., Floyd P. A., "Tectonic setting and petrogenesis of the Celebi granitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids", Journal of Geochemical Exploration, 3 (76) (2002) 175-194.
۸. زاهدی اعظم، بومری محمد، "کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار مس خوت، غرب تفت، یزد"، مجله پترولوژی، شماره ۸، (۱۳۹۰) ۲۱-۳۸.
۹. قانع اردکانی جواد، مهدی‌زاده شهری حسین، درویش‌زاده علی، مکی‌زاده محمد علی، "پتروگرافی و پتروژنز اسکارن‌های هشت کوه خضر آباد یزد"، مجله پترولوژی، شماره ۱۷ (۱۳۹۳) ۶۹-۸۲.
۱۰. محجل محمد، افتخارنژاد جمشید، "نقش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گلیپایگان"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۱).
۱۱. قاسمی حبیب اله، "بررسی پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه بوئین و میاندشت"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تهران (۱۳۷۱).
۱۲. مینایی اکرم، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی موزو سینوگرانیت‌های پورفیروئیدی بوئین میاندشت (میرآباد چهل خانه) با نگرشی به تکتونیک منطقه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران (۱۳۸۹).
۱۳. پناه‌دار، فاطمه، "کانی‌شناسی، پتروگرافی و خاستگاه توده‌های گرانیتوئیدی شمال بوئین میاندشت، جنوب شرق الیگودرز"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان، اصفهان (۱۳۹۰).
۱۴. کریمی سمیه، "پترولوژی سنگ‌های دگرگونی در پهنه سندانج سیرجان شمالی (موته- الیگودرز)"، پایان نامه دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۹۱).
۱۵. شریفی مرتضی، "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه شمال شرق گلیپایگان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۷۶).
۱۶. سپاهی‌گرو علی اصغر، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).
۱۷. احمدی خلجی احمد، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران (۱۳۷۸).
۱۸. غلامی‌فرد مریم، "مطالعات زمین‌شناسی و پتانسیل اقتصادی اسکارن‌های بوئین میاندشت (روستای میرآباد)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان، اصفهان (۱۳۸۹).
۱۹. جعفری ربابه، "مطالعات پترولوژیکی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه کانی‌سازی تنگستن، نظام‌آباد اراک (استان مرکزی)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۸).

20. Gilbert J. M., Lowell J. D., "Variations in zoning patterns in porphyry copper deposits", Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, 67 (742) (1974) 99-109.
21. Meinert L. D., "Variability of skarn deposits- guides to exploration", A revolution in the Earth Sciences (S. J. Boardman, ed), Kendall-Hunt Publishing Co. Iowa, (1983) 301- 316.
22. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals, Scientific and Technical", Longmans London, (1996).
23. Winkler H. G. F., "Petrogenesis of metamorphic rocks", Springer-Verlag New York, (1976).
۲۴. هوشمندزاده عبدالرحیم، "پتروژنز سنگ‌های دگرگون، تألیف هلموت جی. ف. وینکلر، انتشارات دانشگاه شیراز (۱۳۷۱).
۲۵. رهگشای محمد، مکی‌زاده محمد علی، حاتمی شهرزاد، "کانی‌شناسی اسکارن‌های اسپینل دار، فشارک شمال شرق اصفهان"، مجموعه مقالات سیزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۴).
26. Shimazaki H., "The Sasano hastingsite- bearing copper skarn deposit formed in aluminous sediment, at the Yoshuoka mine, Japan", Economic Geology, 4 (77) (1982) 868-876.
27. Kretz R., "Symbols for rock- forming minerals", American Mineralogist, 68 (1-2) (1983) 277-279.
28. Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gotardi G., "Nomenclature of Pyroxene", Mineralogical Magazine, 52 (1988) 535-555.
29. Ray G. E., Webster I. C. L., Ettliger A. D., "The distribution of skarns in British Columbia and the chemistry and ages of their related plutonic rocks", Economic Geology 4 (90) (1995) 920-937.
30. Jamtveit B., Wogelius R. A., Fraser D. G., "Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution", Geology, 21 (1993) 113-116.
31. Le Maitre R. W., "The chemical variability of some common igneous rocks", Journal of Petrology, 17 (1976) 589-637.
32. Debon F., Le Fort P., "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and their magmatic associations", Royal Society of Edinburgh Transaction, 73 (1983) 135-149.
33. Maniar P. D., Picolli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geological Society of American Bulletin, 5 (101) (1989) 635-643.
34. Irvine T. N., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (5) (1971) 523-548.

۳۵. ثابتی مرضیه، امامی محمدهاشم، سعیدی عبدالله، اژدری کیوان، مینایی اکرم، ندیمی علیرضا، "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی و جای‌گاه زمین‌ساختی- ماگمایی توده آذرین نفوذی بوئین-میان‌دشت پهنه سنندج-سیرجان (باختر ایران)", مجله علوم زمین، شماره ۸۴ (۱۳۹۱) ۴۳-۵۶.

36. Collins W. J., Beams S. ., White A. J. R., Chappell B. W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 80 (1982) 189-200.
37. Coleman R. G., Donato M. M., "Oceanic plagiogranite revisited. In: Barker F. (ed.), *Trondhjemites, dacites and related rocks*", Elsevier. Amsterdam, (1979)149-168.
38. Chappell B. W., White A. J. R., "I- & S-type granites in Lachlan Fold Belt", *Transactions of Royal Society Edinburgh Earth Sciences*, 83 (1992) 1-26.
39. Pearce J. A., Harris N. B. W., Thinddle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of igneous rocks", *Journal of Petrology* 4 (25) (1984) 956-983.
40. Best. M. G., "Igneous and metamorphic petrology", John Wiley and Sons (2013).
41. Philpotts. A., Ague, J., "Principles Igneous and metamorphic petrology", 2nd edition, Cambridge University Press (2009).