

ژئوشیمی و محیط تکتونیکی متاپلیت‌های منطقه الیگودرز (زون سنندج - سیرجان)

زهرا طهماسبی^{۱*}، احمد احمدی خلجی^۱، لیلی ایزدی کیان^۲ و محسن حسنونند^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

۳- دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

* zahra_tak@yahoo.com

دریافت: ۹۱/۷/۷ پذیرش: ۹۱/۱۱/۱۶

چکیده

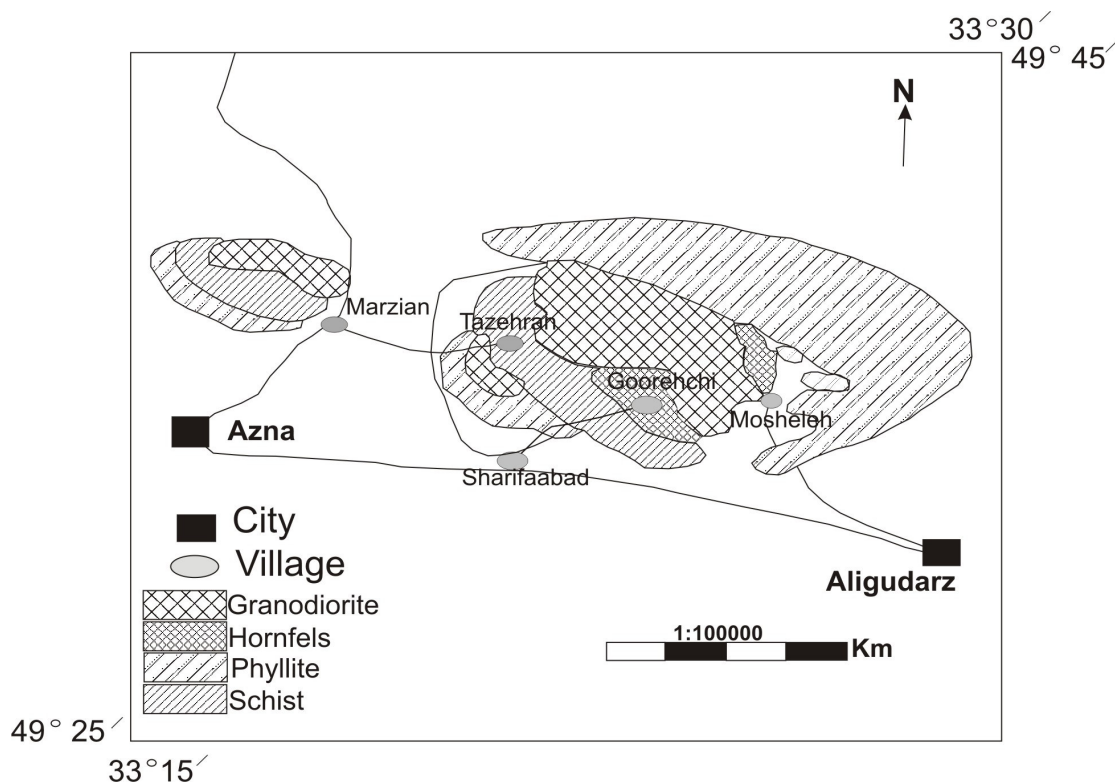
سنگ‌های دگرگونی شمال غرب الیگودرز را می‌توان به دو گروه ناحیه‌ای و مجاورتی تقسیم نمود. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت و شیست بوده و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس می‌باشند. مطالعات دقیق پتروگرافی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های آندالوزیت، کلدیریت و سیلیمانیت حاصل دگرگونی مجاورتی بوده‌اند. مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ترکیب سنگ رسوبی اولیه قبل از دگرگونی، گریوک و یا شیل بوده است. هم‌چنین داده‌های عناصر اصلی و کمیاب، غالباً سنگ آذرین آندزیتی را مولد این رسوبات نشان می‌دهد. نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده و آنومالی منفی عناصری نظیر Sr، Rb و K بیانگر جابجایی این عناصر در ضمن فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی است. نمودارهای تفکیک کننده محیط‌های تکتونیکی نشانگر محیط مرتبط با فرورانش (جزایر قوس اقیانوسی) برای این سنگ‌ها می‌باشد. بر اساس نمودار سودوسکشن P-T و پاراژنز بیوتیت-سیلیمانیت-کلدیریت، بیوتیت-سیلیمانیت و سیلیمانیت-کلدیریت دمای تخمینی ۶۷۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار در محدوده ۳/۵ کیلو بار برای دگرگونی مجاورتی برآورد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: الیگودرز، متاپلیت، شیل، کلدیریت

مقدمه

(اواخر ژوراسیک زیرین) می‌باشند [۲]. بنابراین سن نهشته شدن فیلیت‌ها تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین در نظر گرفته می‌شود [۳]. مهم‌ترین حادثه زمین‌شناسی در این ناحیه، پیدایش توده گرانیتوئیدی الیگودرز به سن ژوراسیک میانی است [۴ و ۵] که به موازات شیستوزیتة غالب سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده و در طی آن رخداد دگرگونی مجاورتی به وقوع پیوسته است. در کلیه سنگ‌های دگرگونی منطقه، تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در حرارت بالا به کانی‌های شاخص درجات پایین دیده می‌شود. علت چنین پدیده‌ای می‌تواند به خاطر تراوش حجم عظیمی از سیالات حاصل از انجماد توده در حین سرد شدن به درون سنگ‌های در برگیرنده باشد. در اینجا به بررسی منشأ، محیط تکتونیکی سنگ‌های دگرگونی و P-T تشکیل سنگ بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی پرداخته می‌شود.

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون سنندج- سیرجان محسوب می‌شود و در شمال غربی شهرستان الیگودرز بین طول‌های جغرافیایی ۲۵' ۴۹° تا ۴۵' ۴۹° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۵' ۳۳° تا ۳۰' ۳۳° شمالی واقع گردیده است (شکل ۱). علی‌رغم تکتونیک شدید که پیچیدگی‌هایی در زمین‌شناسی منطقه به وجود آورده است و سبب اختلاف نظر در مورد سن قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این ناحیه شده است اما بر اساس مطالعات چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی متعدد انجام شده، قدیمی‌ترین نهشته‌های این ناحیه متعلق به پالئوزوئیک می‌باشد و بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را سنگ‌های پلیتی دگرگون‌شده موسوم به فیلیت‌های همدان تشکیل می‌دهند [۱]. نهشته‌های آهکی دگرگون شده‌ای که بر روی این فیلیت‌ها قرار دارند حاوی آمونیت‌هایی با سن توآرسین



شکل ۱: نقشه ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه [۱]

و تغییرات کانی‌شناسی مشخص شده است. در برخی موارد که ساخت تکتونیکی و ویژگی‌های فیزیکی شرایط مساعد برای تراوش سیالات حاصل از انجماد توده‌های گرانیتوئیدی در حین سرد شدن به درون سنگ‌های دگرگونی فراهم نموده است دگرگونی قهقرایی نیز مشاهده می‌شود.

دگرگونی ناحیه‌ای

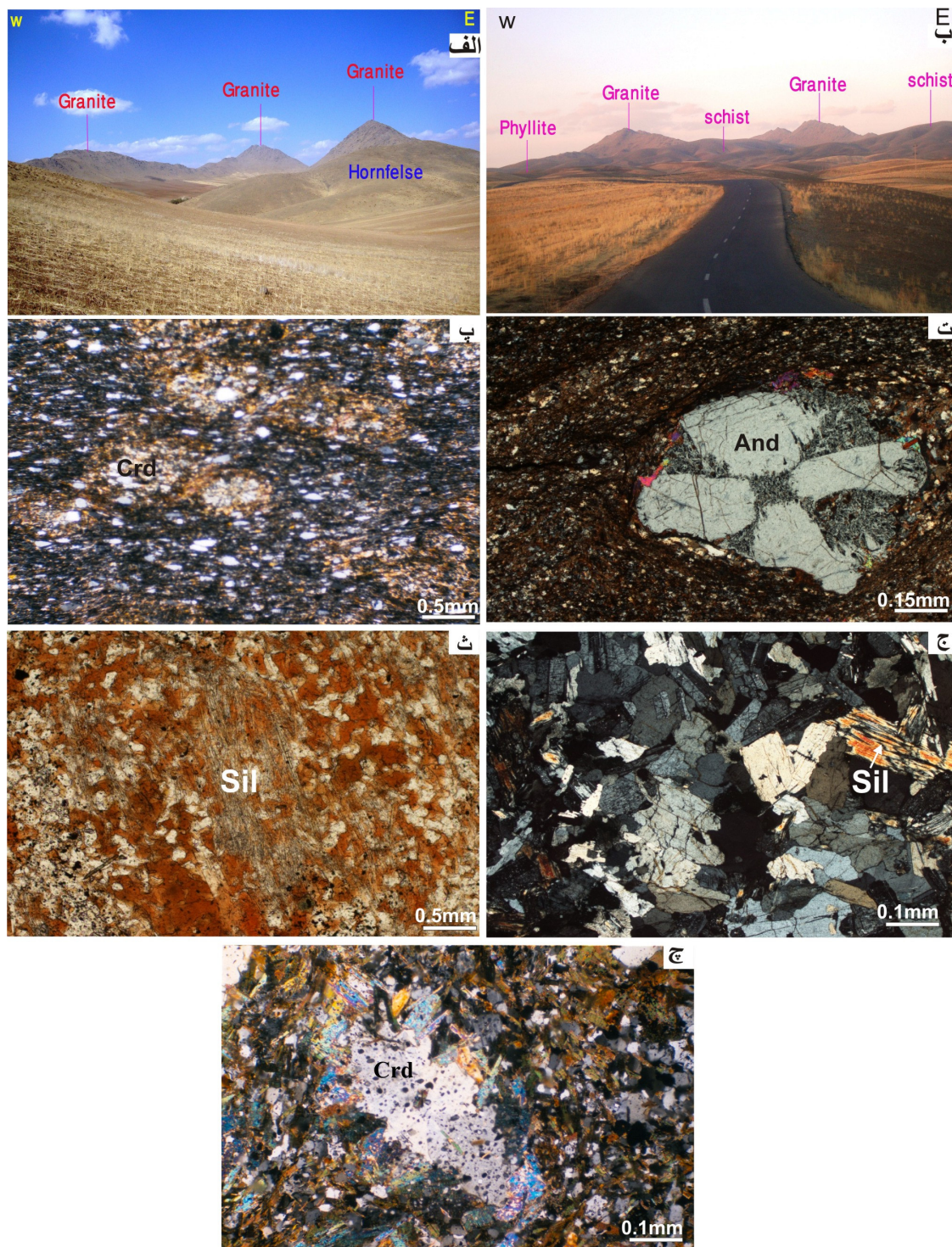
سنگ‌های حاصل از این دگرگونی که بیش‌تر شامل اسلیت، فیلیت و شیست می‌باشند بخش وسیعی از منطقه را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها به صورت تپه ماهوری و با رنگ سیاه متمایل به سبز دیده می‌شوند. در بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای دارای بافت لیپیدوبلاستیک و لیپیدوگرانوبلاستیک هستند و حاوی کانی‌های کوارتز، کلریت، میکای سفید و سیاه، فلدسپار (با منشأ تخریبی)، تورمالین (با منشأ گرمایی) [۶]، مواد آلی و اکسیدهای Ti-Fe می‌باشند.

روش مطالعه

جهت بررسی روابط صحرایی واحدهای سنگی دگرگونی موجود در منطقه از واحدهای مختلف سنگی نمونه‌برداری گردیده است و بیش از ۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از آن‌ها تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته است. هم‌چنین جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی تعداد ۲۱ عدد نمونه سنگی سالم از اسلیت، فیلیت، شیست و هورنفلس‌های منطقه الیگودرز انتخاب و به روش ICP-AES و ICP-MS در آزمایشگاه S.G.S تورنتو کشور کانادا مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته‌اند و با آنالیزهای شیمیایی ۱۵ نمونه از سنگ‌های دگرگونی بروجرد [۳] به عنوان بخشی از زون سنندج-سیرجان مقایسه شده‌اند.

پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی منطقه

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه الیگودرز شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی می‌باشند (شکل ۲، الف و ب). مرز بین این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی



شکل ۲: تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه. الف: تصویر صحرایی از مرز گرانیت‌های الیگودرز با هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی، ب: تصویر صحرایی از مرز گرانیت‌های الیگودرز با شیست و فیلیت‌های منطقه، پ: تشکیل کردیریت در شیست، ت: تشکیل آندالوزیت در شیست، ث: فیبرولیت‌های سیلیمانیت در هورنفلس، ج: تشکیل سیلیمانیت منشوری در هورنفلس، چ: کردیریت با ماکل ساعت شنی در هورنفلس.

دگرگونی مجاورتی

دگرگونی مجاورتی با شیست‌های لکه‌دار شروع می‌شود و به هورنفلس‌ها ختم می‌شود. شیست‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله‌ی دگرگونی را تشکیل می‌دهند و در حقیقت حد بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی درجه بالا (هورنفلس) هستند. بررسی‌های میکروسکوپی لکه‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها تغییرات مهمی را متحمل شده‌اند و کانی‌های جدیدی در آن‌ها به وجود آمده است. این لکه‌ها اغلب حاصل تجمع و تراکم کلریت، مسکوویت و بیوتیت می‌باشند و یا در حال تبدیل به آندالوزیت و یا کردیریت هستند. با نزدیک شدن به توده گرانیتوئیدی، در این سنگ‌ها کردیریت ظاهر می‌شود. کانی کردیریت که پرفیروبلاست این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد به صورت بیضوی شکل با ادخال‌هایی از کوارتز دیده می‌شود و اغلب به مجموعه قهوه‌ای رنگی از مواد دیگر نظیر اکسیدهای آهن تجزیه شده است (شکل ۲). شیست‌های لکه‌داری که لکه‌های آن‌ها آندالوزیت می‌باشند نیز در منطقه دیده می‌شود. این سنگ‌ها دارای بافت پرفیروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی هستند. کانی آندالوزیت در این سنگ‌ها اغلب به سریسیت تبدیل شده است و در بعضی از نمونه‌ها، آندالوزیت (کیاستولیت) حاوی ادخال‌های فراوان از گرافیت می‌باشد (شکل ۲). بلورهای آندالوزیت در هورنفلس‌ها شکل اسفنجی دارند و به صورت پوئی کیلوبلاستیک دیده می‌شوند به طوری که مانند شبکه‌ای بلورهای کوچک فراوانی از مسکوویت، بیوتیت و کوارتز را فرا می‌گیرند که حاکی از رشد سریع این کانی می‌باشد.

از نکات قابل توجه در مورد کانی‌های موجود در شیست‌ها می‌توان به وجود موضعی کانی گارنت اشاره کرد که گاه حاوی ادخال‌هایی از کوارتز و بیوتیت نیز می‌باشد. شیست‌های گارنت‌دار در مقایسه با سایر شیست‌ها از گسترش کمی در منطقه برخوردار هستند. کانی گارنت در بعضی از هورنفلس‌ها نیز به ندرت دیده می‌شود. کمبود کانی گارنت در سنگ‌های منطقه می‌تواند به دلیل فقیر بودن سنگ اولیه این سنگ‌ها از منیزیم و یا پایین بودن فشار لازم برای تشکیل آن باشد [۳۹]. به سبب پیشرفت دگرگونی مجاورتی، در این سنگ‌ها سیلیمانیت هم به صورت منشوری و هم فیبرولیتی ظاهر شده است (شکل ۲). وجود

سیلیمانیت به صورت بلورهای سوزنی درون آندالوزیت (شکل ۲) بیانگر گذر از زون آندالوزیت به سیلیمانیت و حاکی از یک دگرگونی مجاورتی پیشرونده‌ی دمای بالا می‌باشد [۱۳]. از طرف دیگر همراهی بیوتیت با آندالوزیت سبب تسریع در واکنش‌های تشکیل سیلیمانیت می‌گردد زیرا این کانی به صورت یک تسریع کننده (کاتالیزور) عمل می‌کند [۱۸].

دگرگونی قهقرایی

در برخی از سنگ‌های دگرگونی منطقه، تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در حرارت بالا به کانی‌های شاخص درجات پایین دیده می‌شود به عنوان مثال بلورهای آندالوزیت از قسمت حاشیه به سریسیت و مسکوویت یا کلریت و مسکوویت، بلورهای کردیریت به مجموعه سریسیت و کلریت (پنین) و بلورهای گارنت به بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. علت چنین پدیده‌ای می‌تواند به خاطر تراوش حجم عظیمی از سیالات حاصل از انجماد توده گرانیتوئیدی در حین سرد شدن به درون سنگ‌های در برگیرنده باشد. بررسی‌های به عمل آمده در منطقه نشان می‌دهد که عملکرد این سیالات در نقاط مختلف متفاوت بوده و بستگی به ساخت تکتونیکی منطقه و ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌ها داشته است به طوری که سنگ‌های مربوط به درجات بالا (هورنفلس‌ها) نسبت به درجات متوسط (شیست‌ها) کمتر دچار تجزیه شده‌اند.

ژئوشیمی عناصر اصلی

بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، میزان SiO_2 سنگ‌های دگرگونی منطقه مورد مطالعه بین ۴۵-۶۳ درصد وزنی متغیر است. میزان MgO در محدوده ۱/۹۵-۶/۳ درصد، Fe_2O_3 در محدوده ۵/۳-۲۰ درصد و اکسید آلومینیم بین ۹-۲۷ درصد در تغییر است (جدول ۱). نمودارهای عناصر اصلی منطقه مورد مطالعه در مقابل SiO_2 در شکل ۳ و مقایسه آن با منطقه بروجرد حاکی از روند کاهشی برای اکسید عناصر اصلی مانند MgO , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 با افزایش میزان SiO_2 و روند پراکنده برای سدیم و پتاسیم می‌باشد که روند پراکنده برای عناصر قلیایی به دلیل تحرک بیش‌تر آن‌ها در ضمن فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی است. نمونه

طراحی شده‌اند [۳۸ و ۲۰] مشخص شد سنگ آذرین اصلی ترکیبی در حد آندزیت (شکل ۶ الف و ب) تا ریوداسیت داشته است. در جنوب هر دو منطقه مورد مطالعه سنگ‌های متاولکانیک با ترکیب متاآندزیت تا متاریولیت به سن تریاس مشاهده می‌شود [۱] که به نظر می‌رسد پروتولیت متاپلیت‌ها باشند که چرخه فرسایش و رسوب‌گذاری را طی نموده‌اند.

درجه دگرسانی سنگ منشأ

برای تعیین درصد هوازدگی سنگ آذرین منشأ رسوبات، از نمودارهای مثلثی ACNK بر پایه اکسیدهای عناصر آلومینیم، پتاسیم، سدیم و کلسیم استفاده می‌شود [۳۴]. بر این اساس، متاپلیت‌های منطقه الیگودرز و بروجرد از دگرسانی با درجات بالا از سنگ منشأ آذرین با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی حاصل شده‌اند (شکل ۷ الف). شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) که توسط [۲۵] تعریف شده برای این نمونه‌ها بیش از ۷۰ درصد بوده است. در سنگ‌های آذرین اسیدی تا حد واسطه، پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به سرعت به کائولینیت و گیبسیت تجزیه می‌شود. شاخص دگرسانی فلدسپارها بدون در نظر گرفتن پتاسیم در سنگ آذرین (PIA) بیش از ۸۰ درصد بوده است [۱۶ و ۱۵]. هم‌چنین نمودار مثلثی ذکر شده نوع پلاژیوکلاز موجود در سنگ آذرین مادر رسوبات را آندزین تا لابرادوریت نشان می‌دهد (شکل ۷ ب) که با متغیر بودن ترکیب سنگ آذرین منشأ (اسیدی تا بازیک و بطور غالب حدواسطه) مطابقت می‌کند.

تعیین محیط تکتونیکی تشکیل رسوب

در تعیین محیط تکتونیکی هر سنگی اعم از آذرین و دگرگونی که فراوانی عناصر اصلی و متحرک مانند سدیم، پتاسیم و کلسیم مورد استفاده قرار می‌گیرد، بایستی با احتیاط عمل نمود. دلیل این امر فرآیندهای دگرسانی و متحرک بودن آن‌هاست. با کمک نمودارهای [۱۱] محیط تکتونیکی سنگ‌های دگرگونی محیط‌های مرتبط با فرورانش (جزایر قوس اقیانوسی) را نشان می‌دهد (شکل ۸ الف و ب).

های دگرگونی بروجرد نسبت به الیگودرز از میزان کمتری از عناصر Mg و Fe برخوردارند که با حضور کم کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت، کلدیریت و گارنت در منطقه بروجرد مطابقت می‌کند.

ترکیب سنگ رسوبی اولیه

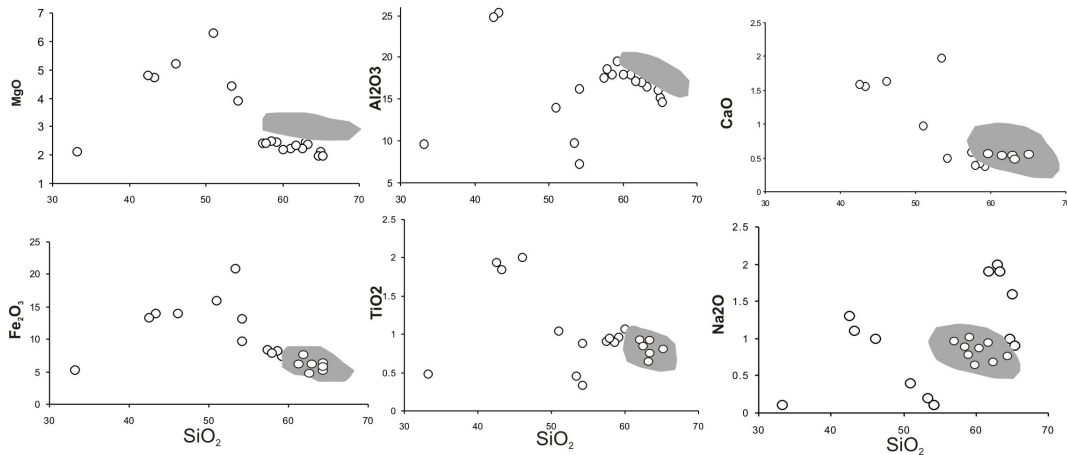
برای تعیین سنگ رسوبی اولیه دگرگون شده، عناصر اصلی موجود در سنگ‌ها مفید هستند به طوری که از نمودارهای پتی‌جان و همکاران [۲۶] (شکل ۴ الف) که مرز انواع سنگ‌ها در آن‌ها توسط هرون [۲۱] تغییر یافته، استفاده می‌شود. بر اساس این نمودارهای متمایز کننده که بر مبنای تغییرات لگاریتمی Na_2O/K_2O و $Fe_2O_3(t)/K_2O$ در مقابل تغییرات لگاریتمی SiO_2/Al_2O_3 ترسیم شده‌اند، گریوک و شیل به عنوان سنگ رسوبی اولیه برای سنگ‌های رسوبی دگرگونی مناطق مورد مطالعه در نظر گرفته می‌شود (شکل ۴ ب). هم‌چنین نمودار مثلث $Zr-15*Al_2O_3 - TiO_2 *300$ توسط [۱۹] نیز رسوبات شیل و گریوک را سنگ مادر متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها نشان می‌دهد (شکل ۴ پ).

تعیین منشأ و یا پروتولیت سنگ‌های دگرگونی مناطق

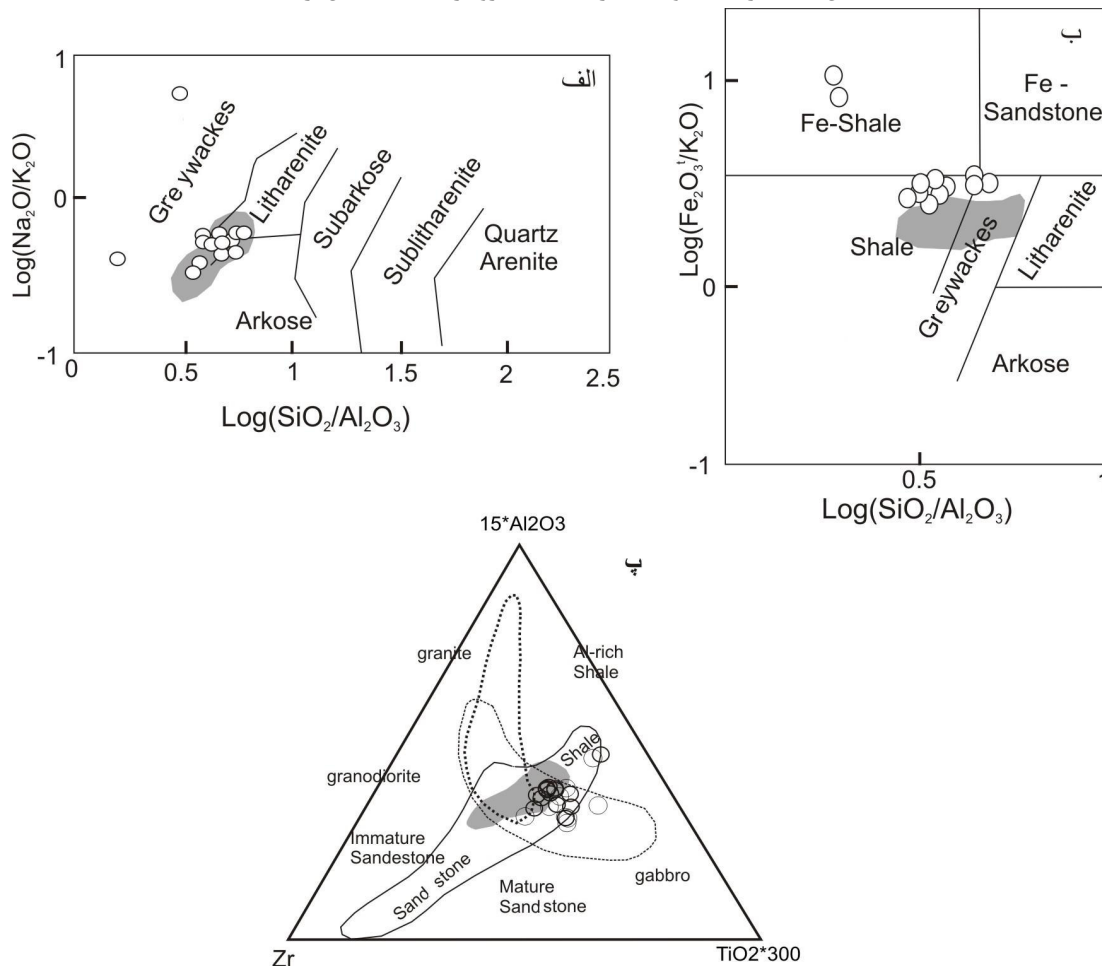
مورد مطالعه

به منظور تعیین منشأ رسوب اولیه سنگ‌های دگرگونی منطقه الیگودرز از نمودار دوتایی MgO/CaO در مقابل P_2O_5/TiO_2 [۳۶] استفاده شده است. مطابق این نمودار منشأ رسوب سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی منطقه الیگودرز و بروجرد آذرین است (شکل ۵ الف). هم‌چنین در نمودار توابع تشخیصی [۲۹] نمونه‌های مناطق الیگودرز و بروجرد در محدوده سنگ‌های آذرین حد واسطه قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب). قرارگیری چند نمونه از منطقه الیگودرز در محدوده سنگ‌های آذرین مافیک با وجود گارنت‌های محدود مشاهده شده در منطقه توجیه می‌شود.

به نظر می‌رسد عناصر غیر متحرک در ضمن فرآیندهای دگرسانی و دگرگونی کمتر جا به جا شوند لذا با استفاده از نمودارهایی که بر پایه دو عنصر غیر متحرک Ti و Zr



شکل ۳: نمودار تغییرات میزان سیلیس با عناصر اصلی MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O ، دایره توخالی متعلق به الیگودرز و بخش خاکستری محدوده تغییرات منطقه بروجرد است اقتباس از [۱۰].

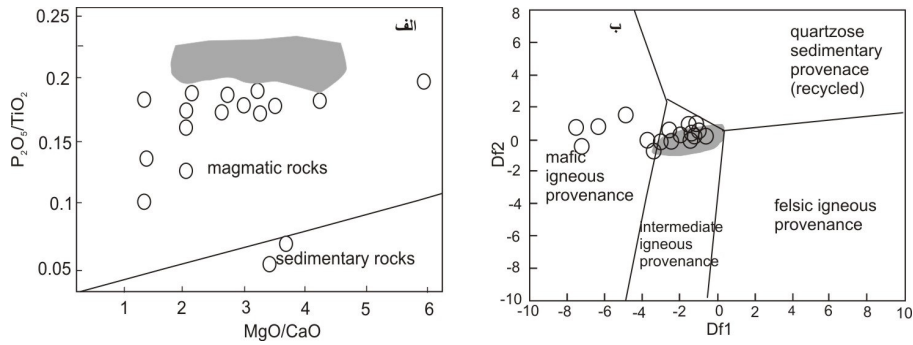


شکل ۴: الف: طبقه‌بندی پتی‌جان و همکاران [۲۶] و ب: طبقه‌بندی هرون و همکاران [۲۱] که بر اساس آن‌ها سنگ اولیه قبل از دگرگونی سنگ‌های دگرگونی منطقه الیگودرز و بروجرد از نوع شیل یا گریوک می‌باشند. پ: مثلث $Zr-15*Al_2O_3-TiO_2*300$ [۱۹] رسوبات شیل و گریوک را سنگ مادر متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها نشان می‌دهد (علائم مشابه شکل ۳).

جدول ۱: داده‌های عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر کمیاب (بر حسب قسمت در میلیون) از سنگ های دگرگونی الیگودرز

Samples	T-A.1	T-A.2	T-A.3	T-F.2	T-F.3	T-F.4	T-H.1	T-H.2	T-H.3	T-H.4	T-H.5	T-H.20	T-L.1	T-P.1	T-P.2	T-S.1	T-S.2	T-S.3	T-T.1
SiO ₂	۶۵	۶۳	۶۳/۳	۵۹/۲	۶۱	۶۲/۶	۴۳/۳	۴۶/۱	۴۲/۵	۶۰	۶۴/۷	۵۱	۳۳/۲	۵۴/۲	۵۳/۴	۵۴/۲	۶۵/۳	۵۷/۴	۵۸/۶
TiO ₂	۰/۷۷	۰/۸۳	۰/۸۶	۰/۹۶	۰/۹۲	۰/۹۳	۱/۸۴	۲	۱/۹۴	۱/۰۷	۰/۹۱	۱/۰۴	۰/۴۸	۰/۸۸	۰/۴۶	۰/۳۴	۰/۸۵	۰/۹۱	۰/۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۰۲	۱۷/۳	۱۶/۵	۱۹/۵	۱۷/۹	۱۷	۲۵/۴	۲۶/۹	۲۴/۸	۱۸	۱۶/۱	۱۴	۹/۶۴	۱۶/۲	۹/۷۹	۷/۳۱	۱۴/۷	۱۷/۵	۱۷/۹
Fe ₂ O ₃	۷/۰۳	۷/۳۶	۶/۸۷	۷/۳۶	۷/۰۸	۶/۵۳	۱۴	۱۳/۹	۱۳/۴	۷/۴۳	۶/۴۵	۱۶	۵/۲۴	۱۳/۱	۲۰/۹	۹/۷۷	۵/۸۱	۸/۳۴	۸/۱۷
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲۸	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
MgO	۲/۱۲	۲/۴۴	۲/۳۹	۲/۴۵	۲/۲۳	۲/۲۳	۴/۷۳	۵/۲۲	۴/۸۱	۲/۱۸	۱/۹۶	۶/۳۱	۲/۱۳	۳/۹	۴/۴۲	۱۸	۱/۹۶	۲/۴۱	۲/۴۸
MnO	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۳۲	۰/۲۶	۰/۳	۰/۱۴	۰/۱	۰/۲۹	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۱۷
CaO	۰/۷۹	۰/۷۸	۰/۷۳	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۵۲	۱/۵۶	۱/۶۳	۱/۵۹	۰/۸	۰/۳۹	۰/۹۷	۴۰/۵	۰/۵	۱/۹۸	۵/۳۹	۰/۴۱	۰/۵۹	۰/۴۲
Na ₂ O	۱/۶	۲	۱/۹	۰/۸	۰/۹	۰/۹	۱/۱	۱	۱/۳	۱	۱	۰/۴	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۹	۰/۹	۰/۹
K ₂ O	۲/۱۴	۳/۲	۱/۹۱	۳/۶۷	۳/۵۳	۳/۳۶	۲/۱۱	۰/۸۷	۲/۶۴	۳/۰۹	۳/۱۷	۶/۷۴	۰/۰۶	۲/۶۳	۰/۳۲	۰/۰۷	۲/۷	۳/۲۲	۳/۲۲
P ₂ O ₅	۰/۲۱	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۳۲	۰/۱۷	۱/۴۷	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۱۷
Ba	۲۵۰	۳۶۰	۳۰۰	۵۵۰	۴۷۰	۴۷۰	۳۷۰	۲۱۰	۳۷۰	۹۵۰	۴۵۰	۳۴۰	۳۰	۳۴۰	۵۰	۱۰	۴۴۰	۵۲۰	۴۹۰
Sr	۱۳۰	۱۴۰	۱۲۰	۸۰	۸۰	۶۰	۸۰	۸۰	۹۰	۱۱۰	۷۰	۳۰	۱۸۷۰	۱۰۰	۸۰	۱۰	۴۰	۹۰	۷۰
Y	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۲۰	۷۰	۴۰	۸۰	۲۰	۳۰	۲۰	۲۰	۳۰	۷۰	۱۰	۳۰	۳۰	۳۰
Zn	۱۰۲۰	۱۱۴	۸۹	۱۲۷	۱۲۵	۹۱	۲۰۱	۱۸۲	۱۵۱	۱۱۳	۸۸	۲۴۵	۱۶۸	۸۰	۲۶۵	۱۰۵	۵۸	۱۴۸	۱۴۴
Zr	۱۹۰	۲۰۰	۲۱۰	۲۰۰	۲۰۰	۲۲۰	۳۵۰	۳۶۰	۳۵۰	۲۴۰	۲۴۰	۱۲۰	۱۱۰	۲۴۰	۱۰۰	۳۰	۲۶۰	۲۰۰	۱۹۰
Sum	۹۹	۹۹/۶	۹۸/۸	۹۸/۷	۹۹	۹۸/۱	۹۹	۹۹/۷	۹۸/۲	۹۷/۴	۹۸/۲	۹۸/۴	۱۰۰/۷	۹۷/۸	۹۸/۹	۹۹/۵	۹۷	۹۶/۹	۹۷/۴
LOI	۳/۸۹	۲/۲۹	۳/۹۵	۴/۰۵	۳/۷۴	۳/۸۷	۴/۵۱	۱/۶۴	۴/۸۳	۳/۶	۳/۳۴	۱/۴	۸/۹۷	۵/۹۵	۵/۷۹	۳/۸۵	۴/۲۶	۴/۲۱	۴/۴۷
Ce	۸۱/۲	۷۵/۹	۷۶/۶	۸۸/۲	۸۹/۹	۸۷/۶	۱۶۷	۱۷۰	۱۵۷	۱۰۱	۸۳/۷	۵۱/۳	۵۸/۶	۸۹/۷	۱۲۶	۱۲/۳	۷۴	۸۹/۳	۸۲/۳
Co	۱۶/۷	۱۶/۷	۱۵/۹	۲۱/۲	۱۹/۷	۱۶/۲	۳۷/۷	۲۸/۱	۳۰/۳	۲۰/۲	۱۴/۷	۵۶/۳	۱۲/۶	۱۷/۴	۴۸/۷	۴۳/۱	۸/۶	۱۹/۳	۱۵/۸
Cs	۳/۶	۹/۶	۱/۳	۷	۶/۷	۳/۷	۳/۱	۵/۸	۴/۲	۳/۴	۴/۲	۲۵/۱	۰/۳	۴/۷	۰/۶	۰/۵	۴/۳	۷	۷/۸
Cu	۴۳	۵۲	۳۱	۱۴	۱۶	۱۶	۷۶	۳۲	۲۱	۱۱	۸۳	۲۱	۳۲	۱۰	۱۲۰	۲۰	۲۸	۶۸	۱۶
Dy	۴/۹۱	۴/۸۷	۵/۳۲	۴/۴۹	۵/۳۱	۴/۲۶	۱۱	۶/۶۵	۱۲/۴	۴/۵۷	۵/۳۴	۳/۸۹	۳/۰۵	۵/۱۸	۱۳/۶	۱/۳۳	۴/۳۷	۵/۶۶	۴/۸۷
Er	۲/۶۶	۲/۹	۳/۲۶	۳/۱۴	۳/۱۳	۲/۴۸	۸/۰۶	۴/۲۷	۱۰/۹	۲/۴۱	۳/۲۶	۱/۹۴	۱/۹۴	۳/۰۷	۶/۴۸	۰/۸۷	۲/۷۶	۳/۲۲	۲/۹۸
Eu	۱/۳۴	۱/۳۶	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۳۳	۱/۱۱	۰/۹۸	۱/۰۱	۰/۹	۱/۵۸	۱/۳۶	۰/۴۹	۰/۸۴	۱/۴۷	۲/۴۸	۰/۳	۱/۱۳	۱/۴۷	۱/۱۷
Ga	۱۹	۲۱	۲۱	۲۵	۲۳	۲۱	۳۲	۳۶	۳۱	۲۳	۲۰	۲۴	۱۳	۲۲	۱۴	۸	۱۹	۲۴	۲۴

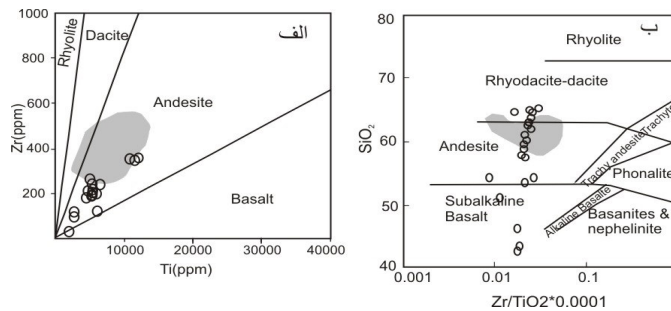
Gd	۵/۵۹	۵/۲۸	۵/۶۴	۴/۴۹	۵/۵۳	۴/۳۸	۹/۴۶	۸/۰۵	۸/۹۴	۵/۳۸	۵/۶۴	۳/۹۵	۳/۲۱	۵/۷	۱۶/۸	۱/۰۵	۴/۴۶	۵/۸۸	۵/۰۴
Ga	۱۹	۲۱	۲۱	۲۵	۲۳	۲۱	۳۲	۳۶	۳۱	۲۳	۲۰	۲۴	۱۳	۲۲	۱۴	۸	۱۹	۲۴	۲۴
Gd	۵/۵۹	۵/۲۸	۵/۶۴	۴/۴۹	۵/۵۳	۴/۳۸	۹/۴۶	۸/۰۵	۸/۹۴	۵/۳۸	۵/۶۴	۳/۹۵	۳/۲۱	۵/۷	۱۶/۸	۱/۰۵	۴/۴۶	۵/۸۸	۵/۰۴
Hf	۵	۵	۶	۵	۶	۶	۹	۱۰	۹	۶	۶	۳	۳	۶	۳	۱	۷	۵	۵
Ho	۰/۹۳	۱/۰۲	۱/۱۳	۱/۰۲	۱/۰۵	۰/۹۲	۲/۵۴	۱/۴۶	۳/۲۴	۰/۹۱	۱/۱۳	۰/۷۵	۰/۶۵	۱/۰۵	۲/۵۷	۰/۲۸	۰/۹۵	۱/۱۴	۱/۰۳
La	۴۰/۱	۳۷/۶	۳۷/۲	۴۲/۱	۴۱/۸	۴۲/۳	۸۰/۴	۸۲/۶	۷۵/۵	۴۸/۹	۴۰/۳	۲۵/۴	۳۲/۲	۴۳/۲	۵۹/۳	۶/۸	۳۷	۴۳	۳۹/۲
Lu	۰/۴۲	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۵	۰/۳۷	۱/۲۴	۰/۶۶	۱/۹۲	۰/۳۸	۰/۴۶	۰/۲۶	۰/۳۱	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۱۸	۰/۳۹	۰/۵۲	۰/۵
Nb	۱۵	۱۳	۱۶	۱۸	۱۸	۱۷	۳۰	۳۴	۳۸	۲۱	۱۷	۹	۱۴	۱۷	۱۱	۳	۱۶	۱۸	۱۸
Nd	۳۴/۷	۳۱/۷	۳۲/۲	۳۴/۳	۳۶	۳۴/۵	۶۶/۳	۶۷/۴	۶۲/۵	۳۸/۹	۳۴/۶	۲۰/۹	۲۲/۳	۳۵/۸	۵۳/۹	۵/۳	۲۹/۲	۳۵/۹	۳۳/۹
Ni	۵۰	۵۵	۵۴	۷۵	۶۷	۴۷	۱۲۳	۷۶	۹۸	۶۱	۵۳	۶۹	۴۹	۷۲	۱۰۵	۱۲۴	۴۳	۶۷	۶۲
Pr	۹/۴۱	۸/۶۵	۸/۷۶	۹/۵۲	۹/۷۸	۹/۶۸	۱۸/۳	۱۸/۸	۱۷/۲	۱۰/۸	۹/۳۸	۵/۶۸	۶/۵۱	۹/۹۱	۱۳/۶	۱/۴۲	۱۸/۱۶	۹/۸۹	۹/۴
Rb	۸۸/۶	۱۴۱	۴۷/۵	۱۴۵	۱۵۱	۱۴۶	۸۱/۶	۴۴/۳	۱۰۳	۱۱۰	۱۲۵	۳۶۲	۱/۷	۱۲۳	۱۱/۴	۲/۶	۱۱۳	۱۴۰	۱۴۸
Sm	۶/۸	۵/۹	۶/۳	۶	۶/۷	۶/۳	۱۱/۳	۱۰/۸	۱۰/۸	۶/۸	۶/۵	۴/۳	۴	۷	۱۴	۱/۱	۵/۴	۶/۸	۶/۳
Ta	۱	۰/۸	۱/۱	۱/۱	۱/۱	۱	۲	۲	۲/۵	۱/۳	۱	۰/۵	۰/۶	۱	۰/۵	۰/۵	۱	۱	۱
Tb	۰/۸۲	۰/۸۵	۰/۹۱	۰/۷۴	۰/۸۵	۰/۶۷	۱/۶	۱/۱۶	۱/۶۴	۰/۷۷	۰/۸۷	۰/۶۷	۰/۵۵	۰/۸۹	۲/۵۳	۰/۱۹	۰/۷	۱/۰۱	۰/۸۳
Th	۱۴/۲	۱۴/۲	۱۴/۲	۱۶/۲	۱۵/۶	۱۴/۹	۲۸/۹	۲۹/۱	۲۸/۵	۱۷/۲	۱۴/۳	۹	۱۸/۹	۱۴/۵	۸/۸	۲/۵	۱۳/۶	۱۵/۲	۱۵/۳
Tm	۰/۳۷	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴۴	۰/۴۴	۰/۳۳	۱/۱۹	۰/۶۱	۱/۷۱	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۴۲	۰/۷۹	۰/۰۹	۰/۳۶	۰/۴۴	۰/۴۴
U	۲/۹۷	۲/۹	۲/۳۱	۳/۱۴	۲/۸۹	۲/۶۴	۱/۶۳	۱/۶۳	۱/۶	۲/۱۲	۲/۴۹	۲/۶۹	۲/۷۵	۳/۲۱	۲/۷۷	۰/۳۷	۲/۴۱	۳/۰۳	۲/۹۹
V	۱۴۲	۱۴۶	۱۵۷	۱۷۲	۱۵۶	۱۵۶	۳۲۳	۳۵۰	۳۲۶	۱۷۵	۱۴۴	۱۸۷	۱۵۰	۱۵۳	۱۴۵	۴۳۷	۱۴۷	۱۶۱	۱۶۱
W	۱	۳	۳	۳	۳	۲	۱	۱	۱	۲	۲	۱	۲	۳	۲	۱	۲	۲	۳
Y	۲۳/۴	۲۴/۸	27	۲۵/۲	۲۶/۵	۲۰/۸	۶۱/۱	۳۲/۷	۷۵/۹	۲۱/۴	۲۸/۳	۱۸/۴	۱۷	۲۶	۶۲/۳	۷/۲	۲۳/۶	۲۵/۹	۲۵/۹
Yb	۲/۶	۲/۸	۳/۲	۳/۱	۳	۲/۶	۸/۱	۴/۳	۱۲	۲/۱	۳/۱	۱/۵	۱/۸	۲/۹	۴/۴	۰/۸	۲/۷	۳/۲	۲/۹
Zr	۱۸۰	۱۸۰	۱۹۲	۱۸۱	۱۸۵	۲۰۳	۳۲۳	۳۴۱	۳۳۸	۲۲۸	۲۲۲	۱۰۹	۱۰۱	۲۲۴	۹۴/۲	۲۵/۵	۲۴۸	۱۸۶	۱۷۳



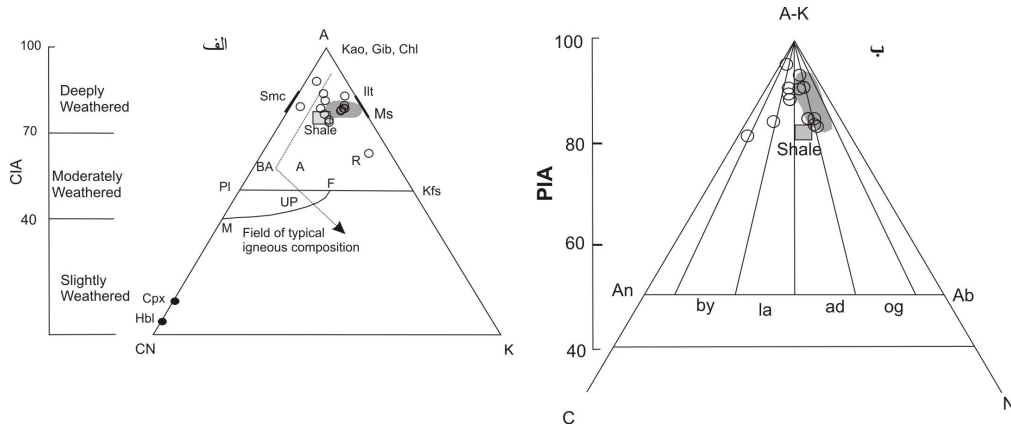
شکل (۵) نمودار دوتایی MgO/CaO در مقابل P_2O_5/TiO_2 یا نمودار تمایز سنگ منشأ آذرین و رسوبی [۳۶] نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در محدوده آذرین قرار می‌گیرند. به عبارت بهتر سنگ مادر شیل و گریوک خود منشأ آذرین دارد. ب: نمونه‌های منطقه الیگودرز و بروجرد در نمودار توابع تشخیصی [۲۹] در محدوده سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند (علائم مشابه شکل ۳).

$$DF1 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3 (t) / Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O / Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$$

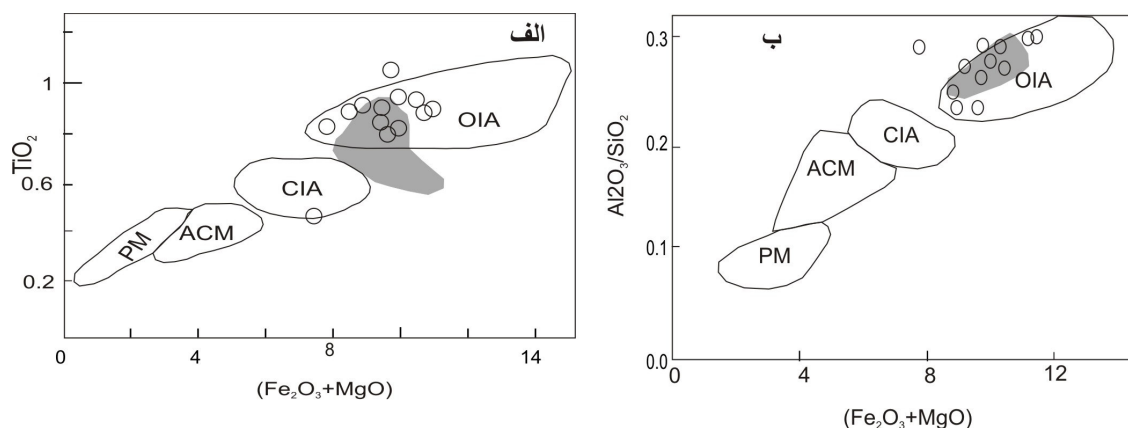
$$DF2 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3 (t) / Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$$



شکل (۶) الف: نمودار Zr-Ti برای تعیین منشأ آذرین رسوبات منطقه به کار گرفته شده است [۲۰] که نمونه‌ها در محدوده آندزیت واقع شده‌اند. ب: نمودار وینچستر و فلویید [۳۸] نشانگر منشأ آندزیت برای شیل و گریوک است (علائم مشابه شکل ۳).



شکل ۷: الف: مثلث ACNK [۲۵ و ۳۴] برای تعیین منشأ آذرین و نیز درصد هوازدگی آن استفاده شده است. در این نمودار $K=K_2O$ و $A=Al_2O_3$ ، $CN=CaO+Na_2O$ هستند. منشأ بین ریولیت تا آندزیت و هوازدگی بیش از ۷۰ درصد برای متاپلیت‌های الیگودرز ارزیابی می‌شود. شکل (ب) نمودار مثلثی PIA [۱۵ و ۱۶] برای تعیین نوع پلاژیوکلاز سنگ آذرین منشأ رسوبات و درصد دگرسانی پلاژیوکلاز. پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا لابرادوریت برای سنگ آذرین و دگرسانی بیش از ۸۰ درصد برای آن نتیجه گرفته شده است (علائم مشابه شکل ۳).



شکل ۸: الف و ب: نمودارهای باتیا [۱۱]. طبق این نمودارها سنگ‌های دگرگونی مناطق مورد مطالعه در محدوده‌ی جزایر قوس اقیانوسی (OIA) قرار می‌گیرند. CIA قوس جزایر قاره‌ای، PM حاشیه غیر فعال، حاشیه فعال قاره (ACM) (علائم مشابه شکل ۳)

سنگ‌ها، تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در حرارت بالا به کانی‌های شاخص درجات پایین به خاطر تراوش حجم عظیمی از سیالات حاصل از انجماد توده گرانیوتئیدی در حین سرد شدن به درون سنگ‌های در برگیرنده دیده می‌شود. مرز بین این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص شده است به طوری که پیدایش بیوتیت همراه با کانی‌های دمای پایین دیگر نظیر کلریت، سربیسیت و کوارتز به صورت لکه به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود.

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت و شیست می‌باشند. این سنگ‌ها در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و گریوک بوده‌اند که دگرگون شده‌اند [۴] و با توجه به پاراژنز کانی‌ها، این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز (زون کلریت) بوده [۲۳ و ۵] و در دمای ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد دگرگون شده‌اند [۲۲]. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شامل توالی کاملی از دگرگونی درجه پایین تا بالا شامل شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس می‌باشند. مجموعه کانی‌شناسی شیست‌های لکه‌دار حاکی از حرارتی بین ۴۵۰-۴۲۵ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این سنگ‌هاست [۹] و حد دگرگونی زون بیوتیت را نشان می‌دهند. با نزدیک شدن به توده گرانیوتئیدی، در این سنگ‌ها کردیریت و آندالوزیت نیز ظاهر می‌شود و سپس با پیشرفت تبلور و در نتیجه محو شدن تدریجی فولیاسیون، این سنگ‌ها به هورنفلس تبدیل می‌شوند.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت نرمالیزه شده‌اند [۲۴] (شکل ۹). همان‌طور که این نمودار نشان می‌دهد الگوی تفریق یافته‌ی عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) برای این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر نقش منشاء این سنگ‌هاست و الگوی عناصر نادر خاکی در متاپلیت‌های مورد مطالعه مشابه عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. الگوی تفریق عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به عناصر نادر خاکی سبک در سنگ‌های آذرین به دلیل وجود گارنت در منشاء، نرخ ذوب پایین و یا بالا بودن نسبت دی‌اکسید کربن به آب (CO_2/H_2O) می‌باشد. در شکل ۱۰ تغییرات عناصر که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده‌اند [۳۱]، نشان داده شده است. در این نمودار به وضوح آنومالی منفی عناصر Nb, Ba, Sr, Ta, Ti و P که خاص مناطق قوسی می‌باشد، دیده می‌شود.

از طرف دیگر در این شکل LILEs (Rb, Th) و LREEs (La, Ce, Nd) نسبت به HFSE (Nb, Ta, Hf, Zr, Sm, Y, Yb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش می‌باشند [۱۷، ۲۷ و ۲۹]. آنومالی منفی Nb-Ta نیز حاکی از مناطق فرورانش است [۳۶].

بحث

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی می‌باشند که در برخی از این

در شکل ۱۱ ب [۳۲] سودوسکشن دما- فشار برای پاراژنز های ارائه شده در پتروگرافی، طیف دمایی ۶۷۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند. از طرف دیگر حضور آندالوزیت و نبود کیانیت و استارولیت در این سنگ‌ها حاکی از دگرگونی در فشارهای زیر ۴ کیلو بار می‌باشد [۳۸]. بدین ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه مورد مطالعه تا حد رخساره پیروکسن هورنفلس پیش رفته است.

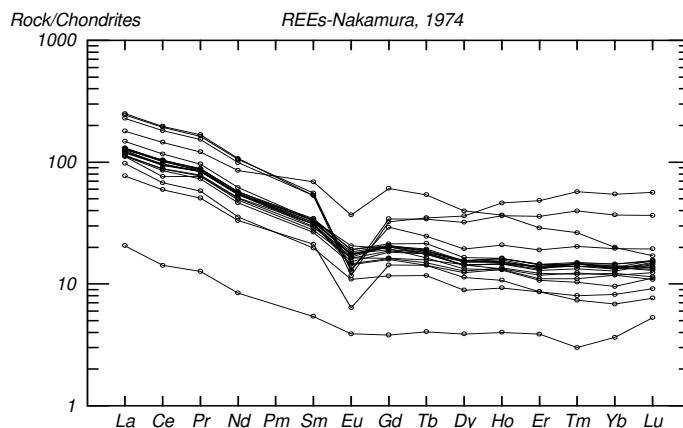
با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ کل سنگ‌های دگرگونی منطقه مشخص گردید که پروتولیت این سنگ‌ها منشأ آذرین داشته و رسوب اولیه از تخریب سنگ‌های اغلب آندزیتی به وجود آمده است و ترکیب سنگ رسوبی اولیه این سنگ‌ها قبل از دگرگونی، شیل یا گریوک می‌باشد. همچنین بر اساس نمودارهای متمایز کننده، محیط تکتونیکی تشکیل رسوب اولیه مرتبط با فرورانش (جزایر قوس اقیانوسی) بوده است. با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه بخشی از زون سندج- سیرجان محسوب می‌شود به نظر می‌رسد این نتایج با ایده عمومی در مورد وجود قوس آتشفشانی سندج- سیرجان در زمان مزوزوئیک [۱۰ و ۳۰] سازگار می‌باشند و نشان می‌دهند که سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد- الیگودرز به احتمال در پیوند با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس و به سبب فعالیت فاز کوهزایی سیمین در طی زمان ژوراسیک حاصل شده‌اند. بدین ترتیب که فرسایش باعث شکل‌گیری رسوبات از سنگ‌های آذرین قوس گردیده است و این رسوبات در طی فاز کوهزایی سیمین زیرین متحمل دگرگونی ناحیه‌ای و سپس با تزریق توده‌های عظیم گرانیتوئیدی الیگودرز در طی فاز کوهزایی سیمین میانی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند.

ترکیب هورنفلس‌ها در جاهای مختلف متفاوت بوده به طوری که در بعضی نقاط حاوی سیلیمانیت منشوری هستند در حالی که در بخش‌های دیگر بیش‌تر حاوی کردیریت و آندالوزیت می‌باشند که می‌تواند ناشی از متفاوت بودن ترکیب سنگ اولیه و شرایط لازم برای تشکیل این کانی‌ها باشد. حضور آندالوزیت و کردیریت با هم در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه نیز می‌تواند به دلیل پایین بودن درجه اکسیداسیون ناشی از فراوانی مواد آلی کربنی باشد [۳۳] که حضور این مواد موجب نزول مرزهای واکنشی در سنگ به درجات پایین‌تر می‌گردد [۱۲] و همین امر سبب عدم پیدایش مجموعه پاراژنزی استارولیت- آندالوزیت در این منطقه نیز شده است. وجود کردیریت با ماکل ساعت شنی (شکل ۲ چ) و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری در هورنفلس‌های منطقه حاکی از یک دگرگونی پیشرونده دمایی بالاست [۱۳]. از نمودار AFM برای مقایسه میانگین متاپلیت های الیگودرز و بروجرد استفاده شده است. همان‌طوری که از شکل ۱۱ الف پیداست نمونه‌های این مناطق در مثلث Sil-Cord-Bt قرار می‌گیرند.

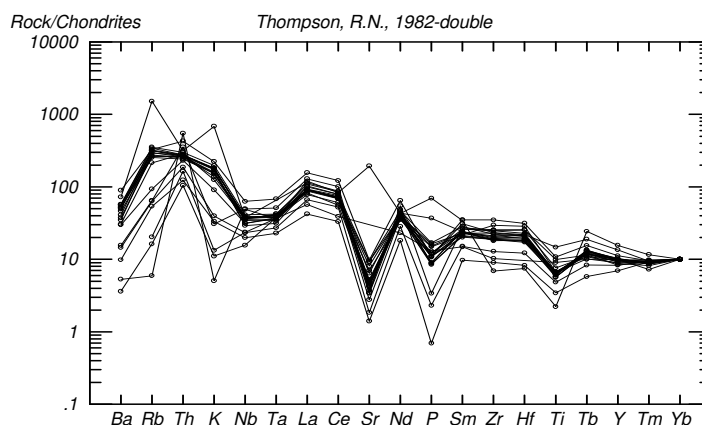
با توجه به پروتولیت شیلی (پلیتی) و ظهور کانی‌های آلومینوسیلیکاته مانند آندالوزیت- سیلیمانیت و نیز کانی های بیوتیت، مسکویت، کردیریت و تعداد معدودی گارنت از نوع آلماندین [۶] مناسب‌ترین سیستم برای روابط پاراژنزی و تخمین شرایط P-T سنگ‌های دگرگونی منطقه سیستم KFMASH با میانگین استاندارد $Al_2O_3=45.80$, $FeO=$ 21.93, $MgO=19.59$, $K_2O=9.01$ است. مجموعه پاراژنز های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه بیوتیت- کردیریت- آندالوزیت، بیوتیت- کردیریت- سیلیمانیت (با رنگ خاکستری کم‌رنگ)، بیوتیت- آندالوزیت (خاکستری متوسط) و بیوتیت- سیلیمانیت (خاکستری پررنگ) است (شکل ۱۱ ب).

جدول ۲: میانگین اکسید عناصر اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه الیگودرز و بروجرد [۳]

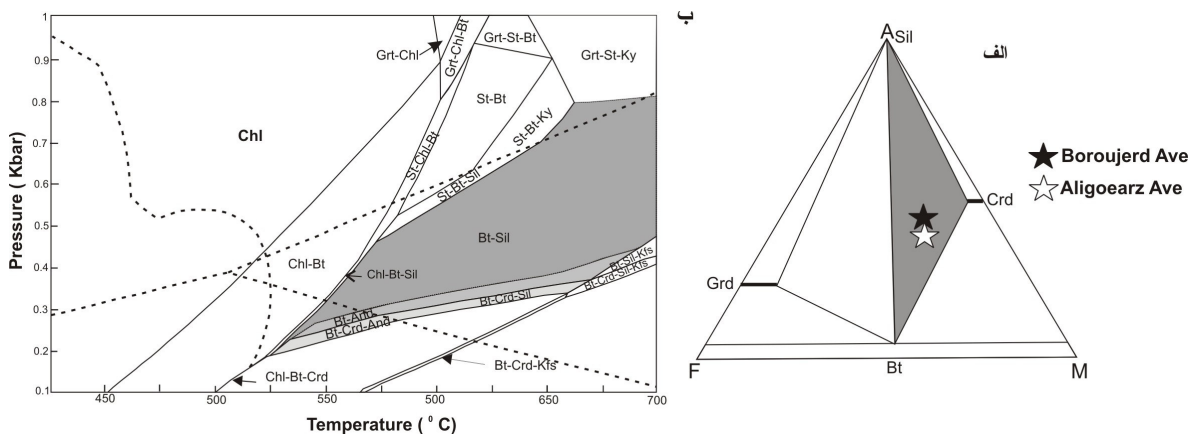
Oxides	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	SiO ₂
Aver Aligodarz	۱۷/۰۱۶	۲/۹۳۱	۹/۵۱۹	۲/۶۴۳	۳/۷۶۸	۰/۱۷۰	۰/۹۳۸	۵۶/۰۷۶
Aver Boroujerd	۱۷/۹۶۹	۱/۴۲۷	۶/۱۸۱	۳/۴۰۱	۲/۴۶۱	۰/۱۳۹	۱/۴۳۵	۶۲/۲۰۱



شکل ۹: نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه نرمالیزه شده نسبت به کندریت [۲۴] که غنی شدگی عناصر سبک نسبت به عناصر سنگین را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰: نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه [۳۱] که الگوی سنگ‌های وابسته به فرورانش را نشان می‌دهد.



شکل ۱۱: الف: نمودار AFM ترکیب پاراژنز کانیایی متاپلیت‌ها را در مثلث Cord-Sil-Bt نشان می‌دهد. عناصر اصلی منطقه مورد مطالعه با میانگین بروجد مقایسه شده‌اند. و ب: سودوسکشن دما- فشار سیستم KFMASH با میانگین استاندارد، $Al_2O_3=45.80$, $FeO=21.93$, $MgO=19.59$, $K_2O=9.01$ برای متاپلیت‌های الیگودرز با میانگین عناصر اصلی واقع در جدول ۲ ترسیم شده به وسیله برنامه ترموکالک [۳۲]. محدوده‌های با رنگ خاکستری روشن (بیوتیت- کردیریت- آندالوزیت، بیوتیت- کردیریت- سیلیمانیت)، متوسط (بیوتیت- آندالوزیت) و پررنگ (بیوتیت-سیلیمانیت) بیانگر مجموعه کانی‌های در حال تعادل در سنگ‌های دگرگونی مناطق بروجد و الیگودرز می‌باشد.

نتیجه‌گیری

- سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت و شیست) و مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) می‌باشند که در برخی از این سنگ‌ها، تبدیل کانی‌های حرارت بالا به کانی‌های درجات پایین به خاطر تراوش سیالات حاصل از انجماد توده گرانیتوئیدی دیده می‌شود.

- سودوسکشن مناسب دما-فشار با توجه به کانی‌های آندالوزیت-سیلیمانیت-کردیریت-بیوتیت-مسکویت-گارنت، محدوده استفاده از سیستم KFMASH می‌باشد که با توجه به پروتولیت شیلی و غنی از کانی‌های آبدار به نظر می‌رسد واکنش‌ها در حضور سیالات غنی از H_2O و بدون CO_2 صورت گیرد. بر اساس پتروگرافی طیف دمایی ۶۷۰-۶۵۰ درجه سانتی‌گراد برای آن‌ها برآورد می‌شود. از طرف دیگر حضور آندالوزیت و نبود کیانیت و استارولیت در این سنگ‌ها حاکی از دگرگونی در فشارهای زیر ۴ کیلوبار می‌باشد. بدین ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه مورد مطالعه تا حد رخسارهٔ پیروکسن هورنفلس پیش رفته است.

- با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ کل، پروتولیت سنگ‌های مورد مطالعه منشأ آذرین داشته و رسوب اولیه از تخریب این سنگ‌های آذرین (اغلب آندزیتی) به وجود آمده است و ترکیب سنگ رسوبی اولیه این سنگ‌ها قبل از دگرگونی شیل یا گریوک می‌باشد.

- بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و نمودارهای متمایزکننده، محیط تکتونیکی تشکیل رسوب اولیه مرتبط با فرورانش (جزایر قوس اقیانوسی) بوده است.

منابع

- [۱] حسنونند، م (۱۳۹۰) پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال غربی الیگودرز، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان.
- [۲] احمدی‌خلجی، ا (۱۳۸۵) پتروولوژی توده گرانیتوئیدی منطقه بروجرد، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- [۳] حسنونند، ا (۱۳۸۹) پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان.
- [۴] رادفر، ج (۱۳۶۶) بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- [۵] شهسواری، م (۱۳۷۸) بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروولوژی سنگ‌های دگرگونی ناحیهٔ بروجرد با استفاده از پردازش داده‌های رقومی ماهوارهٔ لندست ۵. پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه اصفهان.
- [۶] طهماسبی، ز، احمدی خلجی، ا (۱۳۹۱) نقش گارنت در تفسیر پتروژنز کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن، مجلهٔ بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زیر چاپ.
- [۷] طهماسبی، ز، احمدی خلجی، ا، رجاییه، م (۱۳۸۸) تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)، مجلهٔ بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۳، ص ۳۶۹-۳۸۰.
- [۸] واعظی‌پور، م.ج، اقلیمی، ب (۱۳۶۳) یافته‌های نوین در نهشته‌های ژوراسیک ناحیه لکان (چهارگوش گلپایگان)، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [9] Barker, A.J (1990) Introduction to metamorphic textures and microstructures, Blackie, Glasgow, 162p.
- [10] Berberian, M (1983) Generalized tectonic map of Iran, In: Berberian, M., (Ed.), Continental Deformation in the Iranian Plateau, Geological Survey of Iran, Report No. 52.
- [11] Bhatia, M. R (1983) Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, Journal of Geology 92, 181-193.
- [12] Bucher, K., Frey, M (1994) Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 1th ed, Berline: Springer-Verlag Publishing, 318 p.
- [13] Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J (1991) An introduction to the rock- forming minerals, 17th, Longman, Ltd, 528 p.
- [14] Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M. V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A.A (2012) Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Journal of Asian earth Science 43: 11-22.
- [15] Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M (1995) Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance, Geology 23, 921-924.
- [16] Fedo, C. M., Young, G. M., Nesbitt, H. W., Hanchar, J. M (1997) Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian

- [30] Shahabpour, J (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz, *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 405-417.
- [31] Thompson, A.B (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, *Scottish Journal of Geology* 18, 50-107.
- [32] Tinkham, D.K., Zuluaga, C. A., Stowell, H. H (2001) Metapelite phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: The effect of variable Al₂O₃ and MgO/(MgO + FeO) on mineral stability, *Geological Materials Research* 3, 1-42.
- [33] Turner, F. J (1968) *Metamorphic Petrology - Mineralogical, Field and Tectonic Aspects*, 1th edn, New York: McGraw-Hill, 403p.
- [34] Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O., Cancino, A (1995) Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile, *Geological Society of American Bulletin* 107, 1427-1440.
- [35] Werner, C. D (1987) Saxonian granulite-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes, *ZfI-Mitteilungen*, 133, 221-250.
- [36] Wilson, M (1989) *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman London, 466 p.
- [37] Winchester, J. A., Floyd, P. A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology* 20, 325-343.
- [38] Winkler, H.G.F (1976) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 4th ed. Springer- Verlag, New York.
- [39] Yardley, B.W.D (1989) *An introduction to metamorphic petrology*, Longman, Harlow, England, 248pp.
- Supergroup, *Canadian Precambrian Research* 84, 17-36.
- [17] Floyd, P. A., Winchester, J. A., Park, R. G (1989) Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland, *Precambrian Research* 45, 203-214.
- [18] Foster, C. T (1991) The role of biotite as a catalyst in reaction mechanism that form sillimanite, *Canadian Journal of Mineralogy* 29, 943-963.
- [19] Garcia, D., Fonteilles, M., Moutte, J (1994) Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites, *Journal of Geology* 102, 411-322.
- [20] Hallberg, J. A (1984) A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain, *Journal of Geology Exploration* 20, 1-8.
- [21] Herron, M. M (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-829.
- [22] Hyndman, D.W (1985) *Petrology of igneous and metamorphic rock*, Mc Graw-Hill, New York, 786pp.
- [23] Masoudy, F (1997) *Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak - Iran*, Ph. D. thesis, University of Leeds, Leeds, England.
- [24] Nakamura, N (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 757-775.
- [25] Nesbitt, H. W., Young, G. M (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1523-1534.
- [26] Pettijohn, F. S., Potter, P. E., Siever, R (1972) *Sand and Sandstones*, Springer-Verlag, New York, 290p.
- [27] Rogers, G., Hawkesworth, C.J (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge, *Earth and Planetary Science Letters* 91, 271-285.
- [28] Roser, B. P., Korsch, R. J (1988) Provenances signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminate function analysis of major-element data, *Chemical Geology* 67, 119-139.
- [29] Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J., Defant, M (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines), *Journal of Petrology* 37, 693-726.