

## شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی رستیت (کانی‌های باقی‌مانده از خاستگاه) در توده‌های گرانیتوئیدی گل زرد و دره باغ (الیگودرز، استان لرستان)

مریم شیبی\*، علی پاشاپور، محمود صادقیان

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۰/۲۸، نسخه نهایی: ۹۵/۳/۱۲)

**چکیده:** توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (گل زرد و دره باغ) با سن ژوراسیک میانی، بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (اسلیت و فیلیت) جای گرفته و هاله‌ای از سنگ‌های دگرگون مجاورتی با درجه‌ی پایین تا متوسط (رخساره آلیت - اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد کرده است. بر اساس بررسی‌های دقیق صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی، این گرانیت‌ها از نوع S بوده و ترکیب آن‌ها از گرانودیوریت تا گرانیت و لوکوگرانیت تغییر می‌کند. هسته‌های کلسیک بلورهای پلاژیوکلاز ( $An_{84-91}$ ) با منطقه‌بندی پیچیده، زینوکریست‌های آندالوزیت، گارنت خرد شده با ترکیب نسبتاً یکنواخت  $Alm_{70}Py_{22}Gro_4Sps_4$  در مرکز، مجموعه‌ی کانیایی بیوتیت‌های کوچک  $\pm$  سیلیمانیت و کانی‌های فرعی زیرکن، مونازیت و آپاتیت در بخش‌های گرانودیوریتی شواهدی از کانی‌های باقی‌مانده از ذوب سنگ خاستگاه بوده و در واقع جزء کانی‌های رستیتی به حساب می‌آیند. این ادعا در این پژوهش، براساس بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و شواهد ژئوشیمیایی به خوبی اثبات شده و به نظر می‌رسد بیشتر تغییرات ترکیبی در گرانودیوریت‌ها به دلیل جدایش کانی‌های رستیتی از ماگما و در لوکوگرانیت‌ها به دلیل تبلور تفریقی در مراحل بعدی است. وجود دایک‌های مافیک در داخل توده‌های نفوذی یاد شده، نشانه‌ای از قرار گرفتن ماگماهای مافیک ناشی از زون فرورانس و عاملی برای تامین گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای بوده است.

**واژه‌های کلیدی:** رستیت؛ گرانیت نوع S؛ ژئوشیمی؛ الیگودرز.

### مقدمه

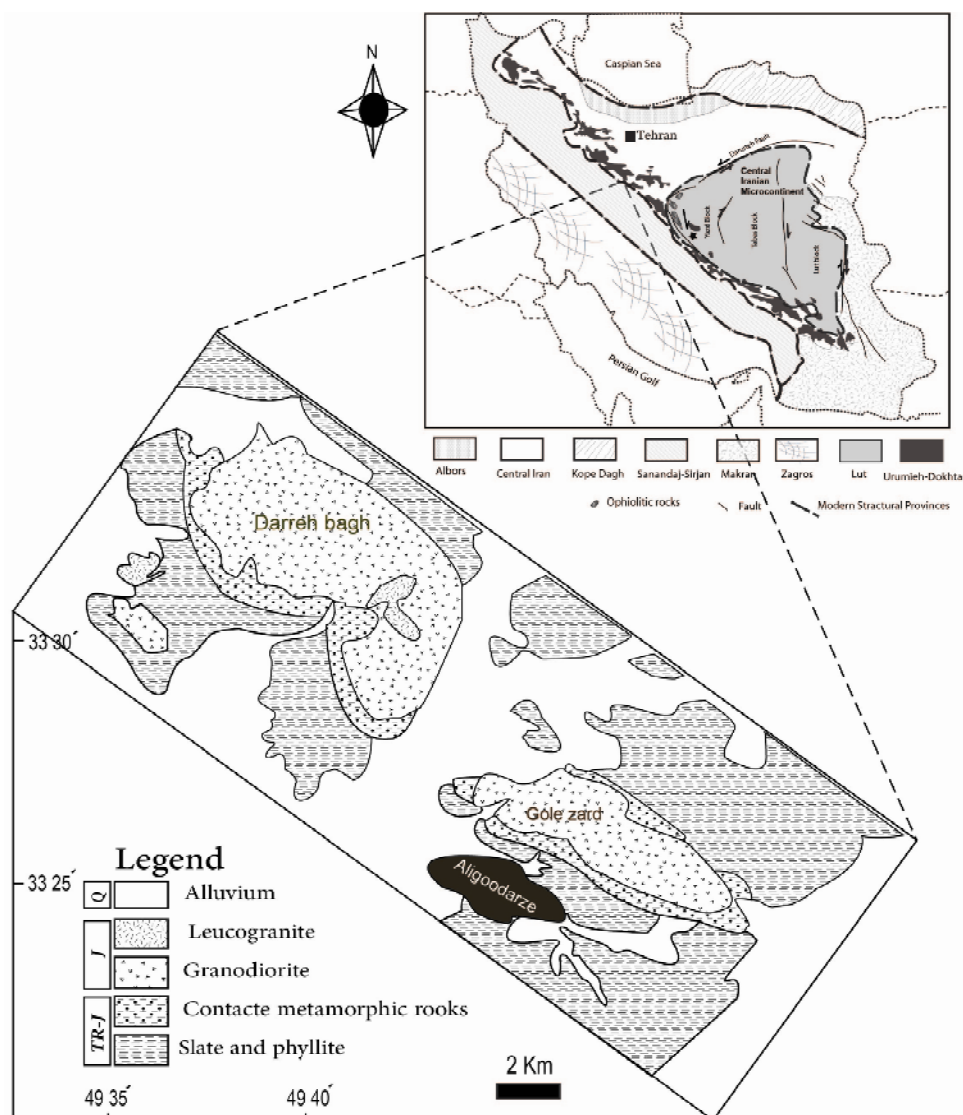
گارنت، آندالوزیت، بیوتیت‌های حاوی نفوذی‌های سیلیمانیت و زیرکن‌های موروثی، برخی از مهم‌ترین رستیت‌های شناخته شده در گرانیت‌های نوع S هستند [۳، ۱]. البته بسیاری از شواهد باقیمانده از خاستگاه طی تبلور دوباره و در نتیجه تعادل با گرانیت میزبان از بین می‌رود [۱]. برای آگاهی از تاثیر ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی رستیت‌ها در سنگ‌زایی گرانیت‌های نوع S، باید رستیت(ها) به طور کامل شناسایی شوند. گرانودیوریت کوما در استرالیا [۴] و گرانیت شیرکوه در ایران [۵] از جمله توده‌های نفوذ کننده‌ای هستند که حضور کانی‌های رستیتی و تاثیرات عدم اختلاط آن‌ها با ماگما بررسی شده است.

تغییرات ترکیبی موجود در بسیاری از مجموعه‌های گرانیتی، حاصل درجات مختلف جدایش ماگما و کانی‌های باقیمانده از ذوب‌بخشی (رستیت‌ها) است [۱]. علی‌رغم اختلاف نظرهایی که در این مدل وجود دارد، ولی تاکنون کاربرد زیادی در توضیح تنوع ترکیبی گرانیت‌ها و سنگ‌زایی آن‌ها داشته است. در متون علمی تعریف‌های متفاوتی از رستیت وجود دارند، ولی معمولاً به "هر نوع ماده‌ی جامد در سنگ‌های نفوذی یا آتشفشانی که از سنگ خاستگاه به صورت ذوب‌نشده باقیمانده باشد" رستیت اطلاق می‌شود [۲]. تکه‌هایی از بلورهای مافیک (نظیر پیروکسن)، پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی پیچیده با هسته‌های کلسیک، برونوم‌های رسوبی دیرگداز، کردیریت،

## زمین‌شناسی منطقه

توده‌های نفوذی الیگودرز به نام‌های گل‌زرد (خوره)، دره‌باغ (ملاطاب) در حدفاصل شمال الیگودرز در بخش شرقی استان لرستان رخنمون دارند (شکل ۱). این توده‌ها براساس رده‌بندی [۶] در منطقه‌ی سنج سیرجان واقع شده و دارای روند کلی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی هستند. توده‌های گرانیتوئیدی نامبرده بین سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای درجه‌ی پایین (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) جای گرفته و هاله‌ای از سنگ‌های دگرگون مجاورتی درجه پایین (آلبیت-اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های سال-سنجی که اخیراً به روش U-Pb روی زیرکن‌های گرانیت‌های ناحیه الیگودرز صورت گرفته است، سن ۱۶۸ میلیون سال

(ژوراسیک میانی) به‌دست آمده است [۷]. گرانیتوئیدها بخش بزرگ توده‌های نفوذی الیگودرز را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در برخی مناطق به شدت فرسایش یافته و ریخت‌شناسی آن‌ها به صورت تپه ماهوری است. کانی‌های درشت بلور آندالوزیت و گارنت نیز به صورت زینوکریست در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. در مقایسه با گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها دارای بافت‌های ریزدانه‌تر و دگرسانی بیشتری هستند. فراوانی کانی‌های مافیک در گرانیت‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها کمتر بوده است، و بنابراین رنگ روشنتری نسبت به آن‌ها دارند. این سنگ‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها حجم خیلی کمتری از کل توده‌های نفوذی الیگودرز را به خود اختصاص می‌دهند.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی عمومی منطقه‌ی مورد بررسی و توده‌های گرانیتوئیدی گل زرد و دره‌باغ (اقتباس از [۷] با اندکی اصلاحات).

استفاده از تعداد ۱۶ آنالیز انجام شده توسط [۷، ۹] اثبات شده است. لازم به توضیح است که نمونه‌های مورد استفاده به ترتیب در آزمایشگاه‌های ACME و ALS Chemex کانادا و به روش‌های ICP-MS و ICP-OES تجزیه شدند. در این مقاله به منظور بررسی ژئوشیمیایی کانی‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز، ۵ نمونه انتخاب و پس از تهیه مقاطع صیقلی نازک مورد بررسی کانی‌شناسی قرار گرفته‌اند. آنالیزهای موجود با یک ریزپردازنده الکترونی مدل Cameca-SX50 در آزمایشگاه میکروسوند دانشگاه میامی آمریکا انجام شده است. در طول این آزمایش‌ها، ولتاژ شتابدهنده دستگاه Kv ۱۵ و شدت جریان ۲۶ nA بوده است. همچنین در این آزمایشگاه، به منظور شناسایی و جدایش موناژیت از زیرکن از آشکارساز مخصوص الکترون‌های برگشتی (backscattered electron detector) تعدادی تصاویر BSE نیز تهیه شدند.

### سنگ‌نگاری

در این زمینه نخست همه‌ی شواهد سنگ‌نگاری، شیمی کانی و ژئوشیمیایی سنگ کل با تاکید ویژه‌ای بر معرفی کانی‌های رستیتی ارائه شدند و در ادامه به نقش و اهمیت این کانی‌ها در سنگ‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی یاد شده می‌پردازیم. مهم‌ترین واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد بررسی عبارتند از گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت‌ها (شکل ۱).

گرانودیوریت‌ها به عنوان سازندگان اصلی توده‌های نفوذی مورد بررسی، در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های میان دانه تا درشت و گرافیکی بوده و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپارتاسیک (ارتوز و میکروکلین) و بیوتیت تشکیل شده‌اند. آندالوزیت، گارنت، تیتانیت، آپاتیت، زیرکن، موناژیت و کانی‌های کدر مهم‌ترین فازهای فرعی این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه سریسیت، کلریت، اپیدوت و مسکوویت نیز در برخی از مقاطع مشاهده شده‌اند.

پلاژیوکلاز شاخص‌ترین و فراوان‌ترین کانی گرانودیوریت-هاست (۳۰ تا ۴۵٪) که به صورت بلورهای تخته‌ای و از ابعاد درشت تا ریز مشاهده می‌شود. بسیاری از پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها (به ویژه در حاشیه‌های غربی توده نفوذی دره باغ) دارای منطقه‌بندی پیچیده، حاشیه‌های خورده شده و برجستگی بیشتر بوده و با غلافی سفید تا خاکستری روشن از پلاژیوکلاز آلبدیتی احاطه شده‌اند (شکل ۲ الف). این پلاژیوکلازها به ظاهر شباهت بسیاری به پلاژیوکلازهای

لوکوگرانیت‌ها در دره باغ و گل‌زرد بیشتر به صورت زائده، دایک، رگه و رگچه، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند. در توده‌های نفوذی الیگودرز برونوم‌های فراوان و متنوعی یافت می‌شوند (برونوم‌های متاپلیتی، سورومیکاسه و زینولیت‌ها و زینوکریست‌های آندالوزیت و گارنت) که ماهیت نوع S آن‌ها را تایید می‌کند. تعداد اندکی از دایک‌گابرویدیوریتی توده‌ی گرانیتوئیدی یادشده را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها به رنگ سیاه مایل به سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و ضخامت آن‌ها به ۳۰ تا ۲۰۰ سانتیمتر می‌رسد.

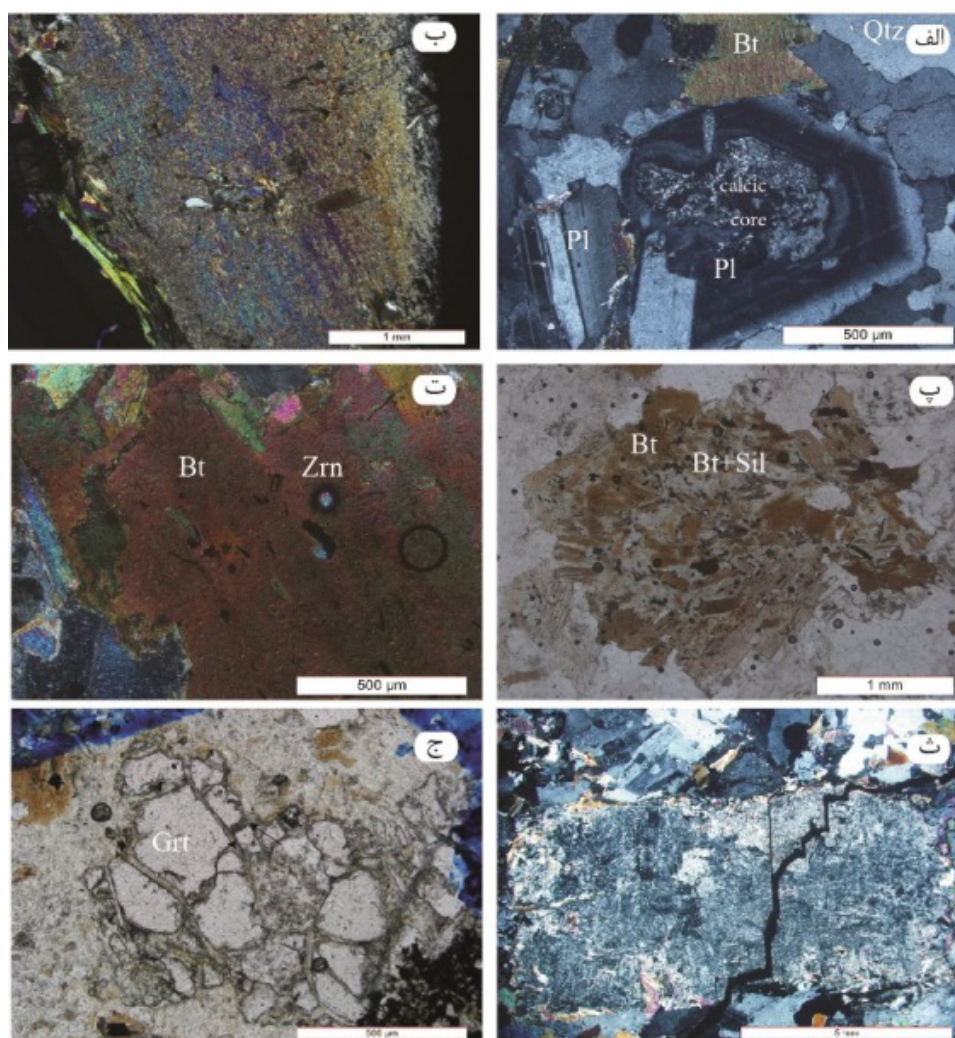
تاکنون بررسی‌های زیادی روی مجموعه گرانیتی الیگودرز انجام شده است [برای مثال ۷-۱۰]. بر اساس بررسی‌های [۷] گرانیتوئیدهای منطقه‌ی الیگودرز (توده‌های نفوذی دره باغ و گل‌زرد) دارای یک خاستگاه مشترک است که فرایندهای هضم و تبلور بخشی (AFC) نقش اصلی را در روند شکل‌گیری ماگمای اولیه داشتند. برخی از پژوهشگران دیگر نظیر [۹] نیز با اشاره به روندهای خطی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر، عامل تبلور جدایشی و ذوب بخشی را در تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی یاد شده دخیل دانسته و این مجموعه‌ی آذرین را حاصل فعالیت‌های ماگمایی وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره-ای ایران مرکزی معرفی کرده‌اند. نگاهی جامع و موشکافانه به مجموع بررسی‌های پیشین نشان می‌دهد که اولاً همه‌ی پژوهشگران در مورد خاستگاه و سنگ‌زائی‌های یاد شده اتفاق نظر ندارند و ثانیاً در بیشتر این پژوهش‌ها به حضور و نقش کانی‌های رستیتی در سنگ‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز هیچ اشاره‌ای نشده است. یادآوری می‌شود که در برخی از پژوهش‌های پیشین به حضور کانی‌های گارنت و آندالوزیت اشاره شده است، ولی شیمی این کانی‌ها و ماهیت خاستگاه دقیق آن‌ها مشخص نشده است (برای مثال ۸ و ۹). در این مقاله نخست کانی‌های رستیتی با استفاده از شواهد سنگ-نگاری و ژئوشیمی شناسایی شدند و سپس نقش آن‌ها در سنگ‌زایی این مجموعه‌ی گرانیتی مورد بررسی قرار گرفت.

### روش پژوهش

به منظور شناسایی کانی‌های رستیتی در توده‌های نفوذی الیگودرز، پس از بازدید صحرایی، تعداد ۲۳۰ مقطع نازک و ۱۸ مقطع نازک-صیقلی تهیه و بررسی شدند. شواهد ژئوشیمیایی، حضور این کانی‌ها در توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره باغ با

برای حضور کوارتز رستیتی وجود ندارد. فلدسپار پتاسیک نیز به دو شکل متفاوت مشاهده می‌شود: نوع اول ماگمایی (خودشکل تا نیمه شکل‌دار) و نوع دوم بلورهای نسبتاً درشت و خودشکلی از این کانی است که دارای رنگ‌های تداخلی متوسط بوده و در موادی به‌طور کامل با موسکوویت و مقادیر اندک کوارتز و بیوتیت جایگزین شده است (شکل ۲ ب). در هیچ کدام از بررسی‌های قبلی، به این نوع فلدسپار پتاسیک به دلیل شکل، اندازه و رنگ تداخلی خود اشاره ای نشده است ولی بررسی تصاویر BSE در این پژوهش تنها هم‌رشدی این کانی با موسکوویت را نشان می‌دهد (شکل ۲ ب).

باقیمانده از ذوب‌بخشی دارند که با هسته‌ی دارای آنورتیت بالا، منطقه‌بندی پیچیده و حاشیه‌های گرد شده شناخته می‌شوند [برای مثال ۱۱-۱۳]. کوارتز نیز با فراوانی ۲۴ تا ۳۰٪ به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و خاموشی موحی با مقادیر کمتر فلدسپار قلیایی همراه شده‌اند (شکل ۲ الف). در گرانیت‌های نوع S که حاوی قلوه‌های درشتی از کوارتز هستند، تشخیص کوارتزهای ماگمایی از رستیتی دشوار است و نیاز به بررسی‌های کاندولومینسانس دارد [۱]. در این توده‌های نفوذی، به جز گرگ‌های درشت کوارتز که احتمالاً قطعات کوارتز ذوب‌نشده از محل خاستگاه هستند، هیچ شاهد سنگ‌نگاری



**شکل ۲** تصاویر میکروسکوپی معرف برخی از مهم‌ترین کانی‌های رستیتی تشکیل دهنده توده‌های نفوذی الیگودرز. الف) بافت گرانولار حاوی هسته‌های کلسیک بلورهای پلاژیوکلاز (Pl) با منطقه‌بندی پیچیده (XPL؛ ب) هم‌رشدی بلور درشت فلدسپار پتاسیک با موسکوویت (XPL؛ پ) بیوتیت‌های تکه‌تکه ± سیلیمانیت (Bt+Sil) که به نظر می‌رسد از بخش‌های دیرگداز باقی مانده و رستیتی باشد (PPL؛ ت) بیوتیت‌های ورقه‌ای بزرگ حاوی اذخال‌های فراوان زیرکن (Zrn)، مونازیت و آپاتیت؛ ث) آندالوزیت سرسیتی‌شده (XPL؛ ج) بقایای گارنت (Grt) رستیتی (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از [۹].

مقاطع طولی بیشتر به صورت سوزنی، کوچک و کشیده هستند که به صورت نفوذی در بیوتیت‌ها و به مقدار کمتر در فلدسپارها یافت می‌شوند. بلورهای منشوری کوتاه زیرکن و موناژیت به صورت نفوذی در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شوند. این پدیده نیز شاهد دیگری مبنی بر رستیت بودن این دو کانی است [۲]. با توجه مشابهت زیاد ویژگی‌های نوری موناژیت و زیرکن و عدم امکان شناسایی این دو کانی با میکروسکوپ، از میکروسکوپ الکترونی برای جدایش و اثبات حضور هر دو استفاده شده است (شکل ۲ ت). ایلمنیت و منیتیت به صورت نفوذی در بیوتیت و مقادیر ناچیزی تورمالین، از دیگر کانی‌های فرعی این واحد را تشکیل می‌دهند.

گرانیت‌ها با بافت‌های دانه‌ای نسبتاً ریزدانه و گرافیکی بوده و دگرسانی بیشتری در مقایسه با گرانودیوریت‌ها نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۲۱ تا ۳۲٪)، پلاژیوکلاز (۳۱ تا ۴۱٪)، پتاسیم فلدسپار (۲۵ تا ۳۰٪) و کانی‌های فرعی، بیوتیت (کمتر از ۴٪)، موسکویت، آپاتیت، تیتانیت، کانی کدر و زیرکن هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک (تکراری) دیده می‌شوند. دگرسانی پلاژیوکلاز به سربسیت و بیوتیت به کلریت از ویژگی‌های چشمگیر آنهاست. زیرکن و موناژیت به صورت شکل‌دار تا نیمه-شکل‌دار همراه با ایلمنیت و آپاتیت مهم‌ترین کانی‌های فرعی را تشکیل می‌دهند.

لوکوگرانیت‌ها با رنگ سفید و نبود یا کمبود کانی‌های تیره از سنگ‌های دیگر تمیز داده می‌شوند. این سنگ‌ها در توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ به صورت دایک و زائده رخمون دارند. این سنگ‌ها اساساً از کوارتز (۴۱ تا ۴۳٪)، فلدسپار کلیایی (۴۳ تا ۴۵٪)، پلاژیوکلاز سدی (۸ تا ۱۲٪) و به مقدار کمتر مسکوویت تشکیل شده و با تورمالین‌زایی همراهی دارند. کوارتز به صورت بلورهای درشت و گاهی ریزدانه فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار را پر کرده است. در بررسی‌های سنگ‌نگاری هیچ شواهدی از حضور کانی‌های رستیتی شناسایی شده در دو گروه دیگر سنگی (نظیر پلاژیوکلاز کلسیک و گارنت) وجود ندارد. چنین گدازه‌هایی همانند گدازه‌های لوکوگرانیتی پرآلومین هیمالیا [۱۷، ۱۸] توانایی بیشتری برای جدا شدن از خاستگاه دارند و به همین دلیل می‌توانند در غالب بسته‌های ماگمایی کوچک از خاستگاه جدا شوند.

بیوتیت مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌هاست (با فراوانی ۰ تا ۱۵٪) که به دو صورت مشاهده می‌شود: ۱- بیوتیت‌های ورقه‌ای درشت با چند رنگی قهوه‌ای مایل به سرخ و حاوی نفوذی‌های فراوانی از زیرکن و موناژیت، آپاتیت، روتیل، تیتانیت و کانی کدر (شکل ۲ ت)؛ ۲- بیوتیت‌های ریز دانه با چند رنگی قهوه‌ای و دارای سوزن-های ظریف سیلیمانیت (شکل ۲ پ). این بیوتیت‌ها که در بخش‌های مافیک‌تر توده نفوذی نیز بیشتر پراکنده شده‌اند (شکل ۴)، براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری [۲] به نظر می‌رسد قطعاتی از کانی‌های رستیت باشند. همه‌ی این شواهد مشارکت فرایندهای آناتکسی همراه با حضور کانی‌های رستیتی را در سنگ‌زایی این سنگ‌ها اثبات می‌کند.

آندالوزیت دارای طیفی از اندازه‌ی بلوری (از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر)، به رنگ‌های تداخلی ضعیف سری اول بوده و بیشتر بی‌شکل بوده و به صورت پراکنده در درون سنگ‌های گرانودیوریتی قابل مشاهده هستند (شکل ۲ ث). این زینوکریست‌ها خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی مقاطع به واسطه‌ی هجوم گرماب‌ها به شدت سربسیتی شده‌اند. تعیین خاستگاه این کانی در سنگ‌زایی توده‌های گرانیتی مزبور اهمیت ویژه‌ای دارد. این کانی که اغلب در گرانیت‌های به شدت پرآلومین مشاهده می‌شود می‌تواند به صورت اولیه از گدازه‌های گرانیتی متبلور شده باشد [۱۴] و یا از سنگ‌های خاستگاه در قالب کانی‌های دگرگون به ارث رسیده باشد [۱۵]. بررسی تعداد زیادی از سنگ آذرین فلسیک آندالوزیت‌دار نشان داده است که این کانی را می‌توان از نظر ژنتیکی و خاستگاه به انواع، دگرگونی، ماگمایی و دگرنهادی رده‌بندی کرد [۱۶]. این پژوهندگان معتقدند که بیشتر آندالوزیت‌های موجود در سنگ‌های آذرین فلسیک پرآلومین خاستگاه ماگمایی دارند و بنابراین گستره‌ی پایداری بزرگی برای آندالوزیت‌های ماگمایی وجود دارد. ناهمسان بودن اندازه بلورهای آندالوزیت‌های موجود در این توده‌های نفوذی، در بسیاری از موارد ریز دانه و گرد بودن آن‌ها، رنگ‌های تداخلی ضعیف، بافت‌های نامتعادل (حاشیه‌های واکنشی) و نفوذی‌های فراوان، مهم‌ترین شواهد مبنی بر رستیتی بودن این کانی است.

گارنت به صورت تعدادی بلور نسبتاً شکل‌دار ولی خرد شده، همراه با مسکوویت، کلریت و بیوتیت، در توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره باغ یافت می‌شود (شکل ۲ ج). بلورهای آپاتیت در



## شیمی کانی

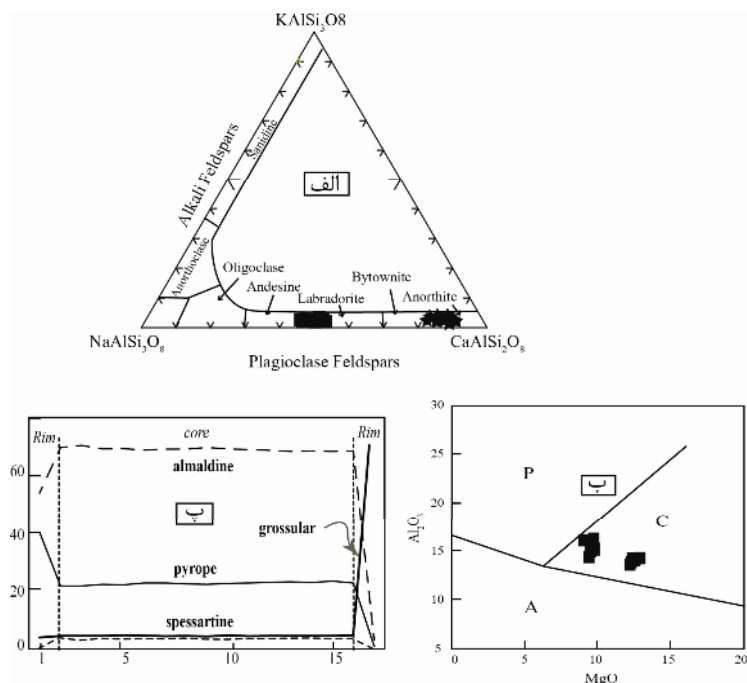
شده‌اند.

در واحد گرانودیوریتی، بلورهایی در پلاژیوکلازی وجود دارند که دارای هسته‌های کلسیک نسبتاً یکنواختی بوده ( $An_{91-84}$ ) و به سمت حاشیه به منطقه‌بندی عادی ختم می‌شوند ( $An_{53-47}$ ) (جدول ۱، شکل ۳ الف).

برای بررسی ترکیب دقیق کانی‌شناسی و فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در این توده‌های گرانیتی، تعداد ۲۷ نقطه از کانی‌های فلدسپار و ۱۳ بیوتیت و یک بلور گارنت در این واحدها مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج حاصل از آنالیز این کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه

جدول ۱. نتایج بررسی نقطه‌ای پلاژیوکلازهای رستیتی در توده‌های نفوذی الیگودرز (بر پایه ۸ اتم اکسیژن).

| شماره<br>آنالیز                | SF1A-C۳ |        |         |         |        |         |         |        |        |         |          |          | SF1A-C۴ |        |        |        |        |        |        |        |        |         |          |          |
|--------------------------------|---------|--------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|--------|---------|----------|----------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|----------|----------|
|                                | مرکز ۱  | مرکز ۲ | حاشیه ۳ | حاشیه ۴ | مرکز ۵ | حاشیه ۶ | حاشیه ۷ | مرکز ۸ | مرکز ۹ | مرکز ۱۰ | حاشیه ۱۱ | حاشیه ۱۲ | مرکز ۱  | مرکز ۲ | مرکز ۳ | مرکز ۴ | مرکز ۵ | مرکز ۶ | مرکز ۷ | مرکز ۸ | مرکز ۹ | مرکز ۱۰ | حاشیه ۱۱ | حاشیه ۱۲ |
| SiO <sub>2</sub>               | ۴۶٫۳۵   | ۴۵٫۵۴  | ۵۵٫۸۸   | ۵۶٫۳۹   | ۴۵٫۷۹  | ۵۵٫۱۲   | ۵۵٫۲۶   | ۴۵٫۶۵  | ۴۴٫۱۱  | ۴۴٫۶۷   | ۵۵٫۲۷    | ۵۴٫۵۵    | ۴۵٫۲۴   | ۴۵٫۰۶  | ۴۴٫۸   | ۴۴٫۴۶  | ۴۴٫۸۱  | ۴۴٫۴۲  | ۴۳٫۴۸  | ۴۳٫۴۸  | ۴۳٫۴۸  | ۴۳٫۴۸   | ۴۳٫۴۸    | ۴۳٫۴۸    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۳۴٫۸۷   | ۳۴٫۲۶  | ۲۸٫۸۵   | ۲۸٫۳    | ۳۵٫۷۶  | ۲۹٫۲۰   | ۲۹٫۱۹   | ۳۵٫۶۱  | ۳۵٫۲۴  | ۳۴٫۸۱   | ۲۷٫۶۴    | ۲۸٫۳۴    | ۳۳٫۴۰   | ۳۲٫۹۹  | ۳۵٫۲۳  | ۳۵٫۰۸  | ۳۵٫۲۳  | ۳۴٫۷۷  | ۳۵٫۱۹  | ۳۵٫۱۹  | ۳۵٫۱۹  | ۳۵٫۱۹   | ۳۵٫۱۹    | ۳۵٫۱۹    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۰۹    | ۰٫۰۹   | ۰٫۱۱    | ۰٫۰۶    | ۰٫۰    | ۰٫۱۱    | ۰٫۱     | ۰٫۱۵   | ۰٫۱    | ۰٫۰۸    | ۰٫۰۴     | ۰٫۰      | ۰٫۱۳    | ۰٫۰    | ۰٫۰    | ۰٫۱۳   | ۰٫۰۳   | ۰٫۰۳   | ۰٫۱۴   | ۰٫۱۴   | ۰٫۱۴   | ۰٫۱۴    | ۰٫۱۴     | ۰٫۱۴     |
| CaO                            | ۱۷٫۶۶   | ۱۷٫۷۴  | ۱۰٫۹۸   | ۱۰٫۰۳   | ۱۸٫۲۶  | ۱۰٫۹۱   | ۱۱      | ۱۸٫۶۹  | ۱۸٫۷۳  | ۱۸٫۳۹   | ۹٫۵۵     | ۱۰٫۹۶    | ۱۷٫۶۶   | ۱۷٫۰۸  | ۱۸٫۱۹  | ۱۸٫۳۱  | ۱۸٫۵۳  | ۱۸٫۵۷  | ۱۸٫۵۸  | ۱۸٫۵۸  | ۱۸٫۵۸  | ۱۸٫۵۸   | ۱۸٫۵۸    | ۱۸٫۵۸    |
| Na <sub>2</sub> O              | ۱٫۴۷    | ۱٫۳۶   | ۵٫۵۳    | ۵٫۲     | ۱٫۱۶   | ۵٫۳۱    | ۵٫۴     | ۰٫۹۱   | ۰٫۹۹   | ۱٫۰۷    | ۵٫۷۴     | ۵٫۱۷     | ۱٫۶۹    | ۱٫۵۱   | ۱٫۱۷   | ۱      | ۰٫۹۷   | ۱٫۰۸   | ۰٫۸۹   | ۰٫۸۹   | ۰٫۸۹   | ۰٫۸۹    | ۰٫۸۹     | ۰٫۸۹     |
| K <sub>2</sub> O               | ۰٫۰۲    | ۰٫۰۵   | ۰٫۱۳    | ۰٫۵     | ۰٫۰    | ۰٫۱۷    | ۰٫۰۶    | ۰٫۰۳   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۱    | ۰٫۱۳     | ۰٫۱      | ۰٫۰۱    | ۰٫۳۵   | ۰٫۰۵   | ۰٫۰۱   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲   | ۰٫۰۲    | ۰٫۰۲     | ۰٫۰۲     |
| Sum<br>Ox%                     | ۱۰۰٫۵   | ۹۹٫۰۳  | ۱۰۱٫۵   | ۱۰۰٫۵   | ۱۰۱    | ۱۰۰٫۸   | ۱۰۱     | ۱۰۱٫۱  | ۹۹٫۲۳  | ۹۹٫۰۳   | ۹۸٫۳۸    | ۹۹٫۱۲    | ۹۸٫۱۳   | ۹۷     | ۹۹٫۵۳  | ۹۸٫۹۹  | ۹۹٫۶   | ۹۸٫۸۸  | ۹۸٫۳   | ۹۸٫۳   | ۹۸٫۳   | ۹۸٫۳    | ۹۸٫۳     | ۹۸٫۳     |
| Si                             | ۲٫۱۲    | ۲٫۱۲   | ۲٫۴۸    | ۲٫۵۲    | ۲٫۰۹   | ۲٫۴۶    | ۲٫۴۷    | ۲٫۰۸   | ۲٫۰۶   | ۲٫۰۸    | ۲٫۵۲     | ۲٫۴۸     | ۲٫۱۳    | ۲٫۱۴   | ۲٫۰۸   | ۲٫۰۷   | ۲٫۰۸   | ۲٫۰۸   | ۲٫۰۵   | ۲٫۰۵   | ۲٫۰۵   | ۲٫۰۵    | ۲٫۰۵     | ۲٫۰۵     |
| Ab                             | ۱۳٫۰۶   | ۱۳٫۱۲  | ۴۷٫۳۲   | ۴۶٫۹۹   | ۱۰٫۳۳  | ۴۶٫۳۶   | ۴۶٫۸۸   | ۸٫۱۲   | ۸٫۶۷   | ۹٫۵۳    | ۵۱٫۶۸    | ۴۵٫۷۹    | ۱۴٫۷۱   | ۱۳٫۵۵  | ۱۰٫۳۷  | ۸٫۹۹   | ۸٫۶۶   | ۹٫۵۲   | ۷٫۹۷   | ۷٫۹۷   | ۷٫۹۷   | ۷٫۹۷    | ۷٫۹۷     | ۷٫۹۷     |
| An                             | ۸۶٫۸    | ۸۷٫۵۹  | ۵۱٫۹۵   | ۵۰٫۰۵   | ۸۹٫۶۶  | ۵۲٫۶۴   | ۵۲٫۷۵   | ۹۱٫۷۱  | ۹۱٫۰۳  | ۹۰٫۴۲   | ۴۷٫۵۵    | ۵۳٫۶۲    | ۸۵٫۲۱   | ۸۴٫۴   | ۸۹٫۳۴  | ۹۰٫۹۴  | ۹۱٫۲۳  | ۹۰٫۳۸  | ۹۱٫۹۴  | ۹۱٫۹۴  | ۹۱٫۹۴  | ۹۱٫۹۴   | ۹۱٫۹۴    | ۹۱٫۹۴    |
| Or                             | ۰٫۱۴    | ۰٫۲۹   | ۰٫۷۳    | ۲٫۹۷    | ۰٫۰۲   | ۱       | ۰٫۳۷    | ۰٫۱۸   | ۰٫۳    | ۰٫۰۶    | ۰٫۷۷     | ۰٫۵۹     | ۰٫۰۸    | ۲٫۰۶   | ۰٫۲۹   | ۰٫۰۷   | ۰٫۱۱   | ۰٫۱۱   | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۹   | ۰٫۰۹    | ۰٫۰۹     | ۰٫۰۹     |



شکل ۳ الف- ترکیب فلدسپار از نمونه‌های مختلف منطقه‌ی مورد بررسی روی نمودار آل بیت- ارتوز- آنورتیت. پلاژیوکلازهای با آنورتیت بالا هسته-های کلسیک باقی مانده از ذوب بخشی و رستیتی هستند. ب- نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیت‌ها با استفاده از اکسیدهای  $Al_2O_3$  و  $MgO$  موجود در ساختار بیوتیت. A: بیوتیت در جایگاه‌های قلیایی غیر کوهزایی؛ P: بیوتیت در جایگاه‌های پرآلومین (شامل گرانیت‌های نوع S)؛ C: بیوتیت در جایگاه‌های آهکی- قلیایی کوهزایی. پ- الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در گرانودیوریت. درصد مولی آلماندن، پیروپ، اسپسارتین و گروسولار برای بررسی تغییرات عناصر اصلی ترسیم شده است.

جدول ۲ نتایج بررسی نقطه‌ای انواع بیوتیت‌های اولیه و ثانویه در توده‌های نفوذی الیگودرز (بر پایه ۲۴ اتم اکسیژن).

| شماره نمونه                    | BF-۳۶         |       | SF1A-C1      |       |       | SF1A-C2      |       |       | BF-۳۷        |       |       |       |       |
|--------------------------------|---------------|-------|--------------|-------|-------|--------------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|-------|
|                                | بیوتیت ثانویه |       | بیوتیت اولیه |       |       | بیوتیت اولیه |       |       | بیوتیت اولیه |       |       |       |       |
|                                | ۲             | ۳     | ۱            | ۲     | ۳     | ۱            | ۲     | ۳     | ۱            | ۲     | ۳     | ۴     | ۵     |
| SiO <sub>۲</sub>               | ۳۳٫۷          | ۴۵٫۸  | ۳۷٫۲         | ۳۶٫۸۹ | ۳۷٫۱  | ۳۶٫۶۱        | ۳۷٫۴۸ | ۳۶٫۳۹ | ۳۵٫۸۱        | ۳۶٫۷  | ۳۶٫۷۱ | ۳۵٫۶۴ | ۳۵٫۳۶ |
| TiO <sub>۲</sub>               | ۰٫۰۷          | ۰٫۰۲  | ۴٫۴۱         | ۴٫۵   | ۴٫۳۶  | ۳٫۲۱         | ۳٫۴۳  | ۳٫۲۷  | ۲٫۸۶         | ۲٫۷۲  | ۲٫۵۹  | ۳٫۱۷  | ۳٫۰۸  |
| Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub> | ۱۸٫۲۸         | ۳۴٫۲۶ | ۱۴٫۲۲        | ۱۳٫۵۸ | ۱۳٫۸۴ | ۱۴٫۰۳        | ۱۴٫۲۴ | ۱۴٫۱۲ | ۱۵٫۱۳        | ۱۵٫۲۱ | ۱۶٫۲۴ | ۱۴٫۳۶ | ۱۴٫۹۴ |
| FeO                            | ۱۹٫۸          | ۱٫۷۳  | ۱۸٫۷۱        | ۱۹٫۵۴ | ۱۸٫۹۶ | ۱۸٫۷۹        | ۱۹٫۰۴ | ۱۸٫۴۶ | ۲۱٫۹۹        | ۲۲٫۰۳ | ۲۱٫۷  | ۲۱٫۱۳ | ۲۲٫۱۱ |
| MgO                            | ۱۱٫۳۶         | ۱٫۲۷  | ۱۲٫۳۴        | ۱۲٫۱۷ | ۱۲٫۲۶ | ۱۲٫۴۸        | ۱۲٫۸۶ | ۱۲٫۵۳ | ۹٫۷۸         | ۹٫۷۷  | ۹٫۷۲  | ۹٫۴   | ۹٫۵۱  |
| K <sub>۲</sub> O               | ۸٫۰۹          | ۱۱٫۱  | ۱۰           | ۹٫۷۶  | ۹٫۷۵  | ۹٫۷۹         | ۹٫۶۳  | ۹٫۶۵  | ۹٫۷۶         | ۱۰٫۰۲ | ۹٫۹۵  | ۱۰٫۰۹ | ۹٫۶۸  |
| Sum Ox%                        | ۹۵٫۶۵         | ۹۹٫۱  | ۱۰۰٫۱        | ۱۰۰٫۶ | ۱۰۰٫۵ | ۹۹٫۱۶        | ۱۰۰٫۹ | ۹۸٫۵۸ | ۹۹٫۶۵        | ۱۰۰٫۸ | ۱۰۰٫۱ | ۹۸٫۰۵ | ۹۸٫۹۷ |
| Ti                             | ۰٫۰۰۹         | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۴۹۷        | ۰٫۵۱۲ | ۰٫۴۹۵ | ۰٫۳۷         | ۰٫۳۸۶ | ۰٫۳۷۸ | ۰٫۳۳۳        | ۰٫۳۱۲ | ۰٫۲۹۴ | ۰٫۳۷۵ | ۰٫۳۶۲ |
| Al                             | ۲٫۶۶۴         | ۱٫۸۲۱ | ۲٫۴۲۳        | ۲٫۴۲  | ۲٫۴۰۱ | ۲٫۳۹۶        | ۲٫۳۸۱ | ۲٫۴۰۸ | ۲٫۴۶۱        | ۲٫۳۹۷ | ۲٫۴۴۵ | ۲٫۳۹۷ | ۲٫۴۸۳ |
| Al <sup>VI</sup>               | ۰٫۷۴۶         | ۳٫۶۲۶ | ۰٫۰۹         | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۶۱ | ۰٫۱۳۵        | ۰٫۱۳۵ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۲۹۶        | ۰٫۳۳۸ | ۰٫۴۵۱ | ۰٫۲۶۵ | ۰٫۲۶۵ |
| Fe <sup>T+</sup>               | ۲٫۶۲۲         | ۰٫۱۹۶ | ۲٫۳۴۶        | ۲٫۴۷۲ | ۲٫۳۹۴ | ۲٫۴۰۶        | ۲٫۳۸۸ | ۲٫۳۷۳ | ۲٫۸۴۴        | ۲٫۸۱۲ | ۲٫۷۴۷ | ۲٫۷۷۸ | ۲٫۸۸۵ |
| X <sub>Mg</sub>                | ۰٫۵۰۵         | ۰٫۵۶۶ | ۰٫۵۴         | ۰٫۵۲۶ | ۰٫۵۳۵ | ۰٫۵۴۲        | ۰٫۵۴۶ | ۰٫۵۴۷ | ۰٫۴۴۲        | ۰٫۴۴۲ | ۰٫۴۴۴ | ۰٫۴۴۲ | ۰٫۴۳۴ |

جدول ۳ نتایج بررسی نقطه‌ای گارنت در توده‌های نفوذی الیگودرز (بر پایه ۲۴ اتم اکسیژن).

| X                              | ۲     | ۱۵    | ۱۶    | ۱۷    | ۱۸    | ۱۹    | ۲۰    | ۲۱    | ۲۲    | ۲۳    | ۲۴    | ۲۵    | ۲۶    | ۲۷    | ۲۸    | ۲۹    | ۵۰    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>۲</sub>               | ۱۱٫۵۷ | ۳۶٫۴۴ | ۳۶٫۸۵ | ۳۶٫۵  | ۳۶٫۱۷ | ۳۶٫۱۷ | ۳۶٫۵۸ | ۳۶٫۲۵ | ۳۶٫۵۵ | ۳۶٫۰۴ | ۳۶٫۴۱ | ۳۷٫۰۵ | ۳۶٫۴  | ۳۶٫۱۷ | ۳۶٫۹۸ | ۳۵٫۶۵ | ۵۳٫۷۵ |
| TiO <sub>۲</sub>               | ۰٫۲۷  | ۰٫۰۸  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۳  | ۰٫۱۴  | ۰٫۰۹  | ۰٫۰۶  | ۰٫۱۱  | ۰٫۱   | ۰٫۱۱  | ۰٫۱   | ۰٫۰۹  | ۰٫۱۳  | ۰٫۱۲  | ۰٫۱۱  | ۰٫۱۴  | ۰٫۰۱  |
| Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub> | ۵٫۹۴  | ۲۰٫۸۹ | ۲۱٫۱۳ | ۲۰٫۹۸ | ۲۱٫۰۵ | ۲۰٫۹۲ | ۲۱٫۲  | ۲۱٫۰۵ | ۲۱٫۱۲ | ۲۰٫۹۵ | ۲۱٫۱۶ | ۲۱٫۴۱ | ۲۱٫۱۶ | ۲۰٫۹۲ | ۲۰٫۲۹ | ۲۰٫۷۴ | ۲۷٫۷۹ |
| Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub> | ۰٫۰   | ۰٫۹۱  | ۰٫۸۸  | ۰٫۹۴  | ۰٫۶۴  | ۰٫۷۹  | ۰٫۷۴  | ۰٫۸۵  | ۰٫۸۱  | ۱٫۰۱  | ۰٫۸۶  | ۰٫۷۳  | ۰٫۶۱  | ۰٫۶۹  | ۰٫۰   | ۱     | ۰٫۰   |
| MgO                            | ۲٫۵۹  | ۵٫۵۷  | ۵٫۶۷  | ۵٫۷۷  | ۵٫۷۱  | ۵٫۸۳  | ۵٫۸۸  | ۵٫۸۱  | ۵٫۷۸  | ۵٫۸۴  | ۵٫۹۱  | ۶     | ۵٫۹۸  | ۵٫۸۷  | ۵٫۶۸  | ۵٫۸۵  | ۰٫۰۷  |
| MnO                            | ۰٫۰   | ۱٫۷۲  | ۱٫۳۳  | ۱٫۶۳  | ۱٫۵۳  | ۱٫۶   | ۱٫۵۷  | ۱٫۶۶  | ۱٫۵۲  | ۱٫۴۸  | ۱٫۶۲  | ۱٫۶۲  | ۱٫۶۶  | ۱٫۶۸  | ۱٫۴۹  | ۱٫۶۲  | ۰٫۰۲  |
| FeO                            | ۵٫۹۴  | ۳۱٫۶۸ | ۳۲٫۲۲ | ۳۱٫۶۱ | ۳۱٫۴۸ | ۳۱٫۲  | ۳۱٫۷۱ | ۳۱٫۵۷ | ۳۱٫۹  | ۳۱٫۶۲ | ۳۱٫۷  | ۳۱٫۸۳ | ۳۱٫۱۶ | ۳۰٫۹۷ | ۲۹٫۳۳ | ۳۰٫۹۸ | ۰٫۳۶  |
| CaO                            | ۰٫۳۴  | ۱٫۵۹  | ۱٫۶۲  | ۱٫۶۲  | ۱٫۶۹  | ۱٫۶۲  | ۱٫۵۷  | ۱٫۵۹  | ۱٫۵۶  | ۱٫۶۵  | ۱٫۵۷  | ۱٫۶۲  | ۱٫۶۱  | ۱٫۵۷  | ۱٫۵   | ۱٫۶۷  | ۸٫۴۹  |
| Total                          | ۲۶٫۶۶ | ۹۸٫۸۹ | ۹۹٫۹۶ | ۹۹٫۱۷ | ۹۸٫۴  | ۹۸٫۲۳ | ۹۹٫۳۲ | ۹۸٫۹۸ | ۹۹٫۳۴ | ۹۸٫۷  | ۹۹٫۳۱ | ۱۰۰٫۳ | ۹۸٫۷۱ | ۹۷٫۹۹ | ۹۷٫۲۷ | ۹۷٫۶۴ | ۹۰٫۴۸ |
| Si                             | ۷٫۱۴  | ۵٫۷۶  | ۵٫۷۷  | ۵٫۷۴  | ۵٫۷۲  | ۵٫۷۳  | ۵٫۷۳  | ۵٫۷   | ۵٫۷۳  | ۵٫۶۶  | ۵٫۶۹  | ۵٫۷۵  | ۵٫۷۳  | ۵٫۷۵  | ۵٫۵۸  | ۵٫۶۶  | ۱۲٫۷۲ |
| Al                             | ۴٫۳۲  | ۳٫۸۹  | ۳٫۹   | ۳٫۸۹  | ۳٫۹۲  | ۳٫۹۱  | ۳٫۹۱  | ۳٫۹   | ۳٫۹   | ۳٫۸۸  | ۳٫۹   | ۳٫۹۱  | ۳٫۹۳  | ۳٫۹۲  | ۴     | ۳٫۸۸  | ۷٫۷۵  |
| #Mg                            | ۰٫۳   | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  |
| grossular                      | ۳٫۹۶  | ۴٫۵   | ۴٫۵۳  | ۴٫۵۴  | ۴٫۷۷  | ۴٫۵۷  | ۴٫۴   | ۴٫۴۸  | ۴٫۳۸  | ۴٫۶۴  | ۴٫۳۹  | ۴٫۴۹  | ۴٫۵۳  | ۴٫۴۶  | ۴٫۴۹  | ۴٫۷۳  | ۷٫۱۹۵ |
| pyrope                         | ۴۰٫۲۶ | ۴۱٫۷۲ | ۴۱٫۷۲ | ۴۲٫۲۸ | ۴۲٫۱۵ | ۴۲٫۷۷ | ۴۲٫۷۸ | ۴۲٫۵  | ۴۲٫۳  | ۴۲٫۵۷ | ۴۲٫۷۷ | ۴۲٫۹۶ | ۴۳٫۱۴ | ۴۲٫۹۴ | ۴۳٫۲۷ | ۴۲٫۷۹ | ۱٫۰۱  |
| almandine                      | ۵۴٫۰۳ | ۶۹٫۷۸ | ۷۰٫۴۸ | ۶۹٫۳۱ | ۶۹٫۳۹ | ۶۸٫۹  | ۶۹٫۲۲ | ۶۹٫۱۷ | ۶۹٫۷۴ | ۶۹٫۲۶ | ۶۹٫۰۸ | ۶۸٫۸۱ | ۶۸٫۳۹ | ۶۸٫۵۸ | ۶۸٫۴  | ۶۸٫۵۵ | ۳٫۱۲  |
| spessartine                    | ۰٫۰   | ۳٫۸۴  | ۲٫۲۹  | ۳٫۶۱  | ۳٫۴۱  | ۳٫۵۷  | ۳٫۴۸  | ۳٫۶۸  | ۳٫۳۶  | ۳٫۲۹  | ۳٫۵۷  | ۳٫۵۵  | ۳٫۶۸  | ۳٫۷۷  | ۳٫۵۱  | ۳٫۶۴  | ۰٫۱۴  |

ترکیب An<sub>55</sub> تا An<sub>30</sub> را دارد می‌تواند در تعادل با پلاژیوکلاز رستیتی باشد [۱۹، ۲۰]. چنانچه پروتولیت دارای سدیم و کلسیم کمی باشد، پلاژیوکلاز می‌تواند به طور کامل در فاز ماگما حل شود. در پروتولیت‌هایی که دارای سدیم و کلسیم بیشتری هستند (همانند پلاژیوکلازهای دگرگون) این کانی واکنش خواهد کرد. ذوب‌بخشی پلاژیوکلاز (An<sub>60</sub>) در سیستم Qz-Ab-An-H<sub>2</sub>O در ۲۰۰ مگاپاسکال و C ۸۵۰° بلورهای پلاژیوکلاز دارای An<sub>85-82</sub> به علاوه متشکله پلاژیوکلاز سدیک‌تری در ماگما تولید خواهد کرد [۱۹]. ترکیب کلسیک تقریباً یکنواخت هسته‌های پلاژیوکلاز، تعادل محلی را در طی تشکیل پلاژیوکلاز کلسیک نشان می‌دهد، ولی خوردگی مراکز

این قبیل هسته‌های کلسیک به پلاژیوکلازهای باقی مانده از ذوب بخشی شباهت داشته و به دلیل ترکیب یکنواختشان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند [۱]. احتمالاً به دلیل سرد شدن سریع و شرایط نسبتاً خشک، کانی پلاژیوکلاز نمی‌توانست با گدازه‌ی حاصل به طور کامل در تعادل باشد و با هسته‌های پلاژیوکلاز غنی از آنورتیت با منطقه‌بندی عادی احاطه شده‌اند. منطقه‌بندی پیچیده در پلاژیوکلاز در گرانیتهای حاصل از آناتکسی نادر است. معمولاً پلاژیوکلازهای رستیتی با ترکیب An<sub>55</sub> تا An<sub>80</sub> گزارش شده‌اند اما معمولاً محتوای آنورتیت پلاژیوکلاز در گرانیتهای آناتکسی از An<sub>35</sub> فراتر نمی‌رود چرا که در سیستم Qz-Or-An-Ab-H<sub>2</sub>O (P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>=P<sub>total</sub>)، ماگمایی که توانایی تبلور بلورهای پلاژیوکلاز با

و پیچیدگی منطقه‌بندی بخش‌های خارجی نشان‌دهنده عدم تعادل است.

در واحد گرانیتهی پلاژیوکلازها (تعداد ۸ نقطه) منطقه‌بندی عادی داشته و از  $An_{30}$  در نزدیکی حاشیه تا  $An_{51}$  در مرکز تغییر کرده و در رده‌ی الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). چنانکه ملاحظه می‌شود تغییر ترکیب فلدسپارها در این واحد عادی بوده و با جدایش ماگمایی نیز سازگاری نشان می‌دهند. انباشت موسکویت و بیوتیت‌های ریز دانه در داخل فلدسپار پتاسیم از نظر شیمی کانی بررسی و با انواع بیوتیت-های درشت ورقه‌ای مقایسه شده است. نتایج تجزیه‌ی نقطه‌ای نشان می‌دهد که محتوای  $Al^{IV}$  بیوتیت‌های ورقه‌ای درشت خیلی بالا نبوده و ویژگی چشمگیر گرانیتهای آهکی-قلیایی را نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). این نسخه با توجه به سن و جایگاه زمین‌شناسی و زمین‌ساختی منطقه‌ی مورد بررسی، به خوبی همخوانی دارد. همچنین از نظر ترکیب کانی‌شناسی، تفاوت چندانی بین بیوتیت‌های بزرگ و انواع کوچک همراه با سیلیمانیت در گرانودیوریت‌ها وجود ندارد که احتمالاً می‌توان آن را به تعادل دوباره بخشی یا همه‌ی سنگ‌های میزبان نسبت داد. چنانکه انتظار می‌رفت ترکیب بیوتیت‌های بزرگ با انواع کوچک نفوذی در فلدسپار قلیایی از یکدیگر متفاوت است به گونه‌ای که بیوتیت‌های ورقه‌ای بزرگ دارای  $X_{Mg}$  بالاتری (۵۲ تا ۵۴) هستند (جدول ۲). در مجموع بیوتیت‌های واحد گرانیتهی  $X_{Mg}$  کمتری نسبت به گرانودیوریت‌ها دارند (۴۴).

درصد مولی آلماندن، پیروپ، اسپسارتین و گروسولار گارنت موجود در یکی از این سنگ‌ها برای بررسی تغییرات عناصر در شکل ۳ پ نشان داده شده است. از نظر منطقه‌بندی، ترکیب گارنت در حاشیه‌ها از مرکز متفاوت است به گونه‌ای که در حاشیه افزایش در Mn و کاهش در محتوای Fe نشان می‌دهد. تغییر ناگهانی بین مرکز و حاشیه می‌تواند به فرایندهای تبادل یونی بین ماگما و گارنت باقی مانده مرتبط باشد. این گارنت‌ها دارای ترکیب غالب آلماندن بوده (جدول ۳) و بر اساس یافته‌های [۲۱] می‌توانند به عنوان رستیت در نظر گرفته شوند.

#### شیمی سنگ کل

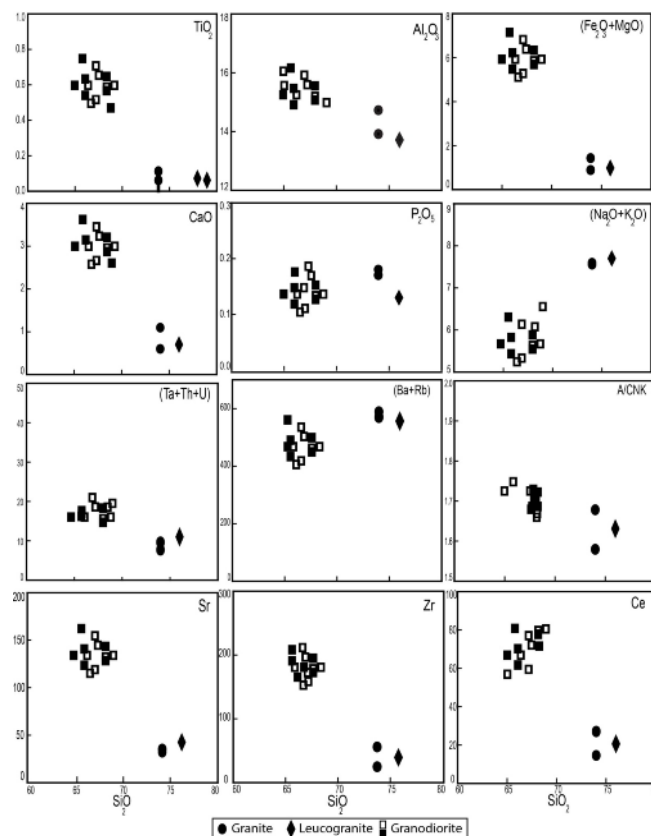
به منظور شناسایی کانی‌های رستیتی با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی، بهتر است از عناصری که سازنده‌ی کانی‌های اصلی سنگ‌ها هستند (به ویژه عناصر اصلی و Rb، Sr و Ba) استفاده شود [۲۲]. محتوای  $SiO_2$  نمونه‌های مورد بررسی از ۶۶ تا

۷۹ wt% در تغییر است و در اکثر نمودارهای هارکر روند خطی دارند (شکل ۴). روندهای خطی گرانیتهای دو میکایی در این قبیل نمودارها معمولاً به فرایندهای ذوب‌بخشی پیشرونده [۲۳]، تغییرات ناشی از ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه ناهمگن [۲۴]، عدم اختلاط کانی‌های رستیتی [۱] و تبلور تفریقی نسبت داده شده است. اختلاط ماگما، هضم و دگرسانی گرمایی از دیگر فرایندهای ممکن محسوب می‌شوند [۲۵]. در فرایند ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار و تغییرات اندکی در عناصر سازگار انتظار می‌رود [۲۶]. از آنجا که این گرانیتهای تغییرات اندکی در عناصر ناسازگار ایجاد می‌کنند، ذوب بخشی نمی‌تواند تنوع ترکیبی شیمی آن‌ها را توضیح دهد. در مقابل افزایش فراوانی تورمالین همراه با لوکوگرانیتهای، به غنی‌شدگی تدریجی از B در گدازه‌ی باقیمانده اشاره دارد که بهترین توضیح برای فرایند تبلور جدایشی است [۲۷]. با توجه به هم ماگمایی بودن این سنگ‌ها [۷]، می‌توان گفت که فرایندهای اختلاط ماگما، هضم و دگرسانی گرمایی نیز در سنگ‌زایی این سنگ‌ها نقشی نداشته است.

کاهش میزان  $TiO_2$ ،  $Al_2O_3$ ،  $(Fe_2O_3+MgO)$ ، CaO و افزایش  $(Na_2O+K_2O)$  همگام با افزایش سیلیس بیانگر تبلور جدایشی کانی‌های سیلیکاتی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها است (شکل ۴ و جدول ۴). از طرف دیگر، بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌های رستیتی فراوانی در این سنگ‌ها شناسایی شده‌اند. بنابراین، فرایند عدم اختلاط رستیتی در کنار تبلور جدایشی یکی از فاکتورهای مهم در سنگ‌زایی این سنگ‌ها است. کاهش محتوای Fe، Mg و Ti می‌تواند با جدایی بیوتیت حاصل شود و با جدایش پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، (نه تجمع آن‌ها)، تهی‌شدگی در CaO، Sr، Ba و Eu رخ می‌دهد. ورود ترجیحی Sr به درون پلاژیوکلاز [۲۸] و جدا شدن این بلور از ماگما، کاهش تدریجی Sr از گرانودیوریت‌ها به سمت لوکوگرانیتهای را توجیه می‌کند.

بالاترین فراوانی P، Zr و Ce در سنگ‌های مافیک‌تر (گرانودیوریت‌ها) مشاهده می‌شود و به‌طور پیشرونده به سمت ترکیبات فلسیک‌تر (لوکوگرانیتهی) از مقدار آن‌ها کاسته می‌شود (شکل ۴). کاهش مشخص محتوای  $P_2O_5$  از گرانودیوریت‌ها به سمت لوکوگرانیتهای حاکی از کمبود و یا عدم حضور آپاتیت در سنگ‌های اخیر است. آپاتیت با خاستگاه ماگمایی در گرانیتهای پرآلومین می‌تواند در ماگماهایی که سازنده‌ی آن‌ها حاوی بیش از ۵/۰ درصد وزنی  $P_2O_5$  باشد تشکیل شوند [۲۹].





شکل ۴ نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی الیگودرز (گل زرد و دره باغ). گرانودیوریت دره باغ و گل زرد به ترتیب با علامت مربع تو پر و تو خالی نشان داده شده‌اند.

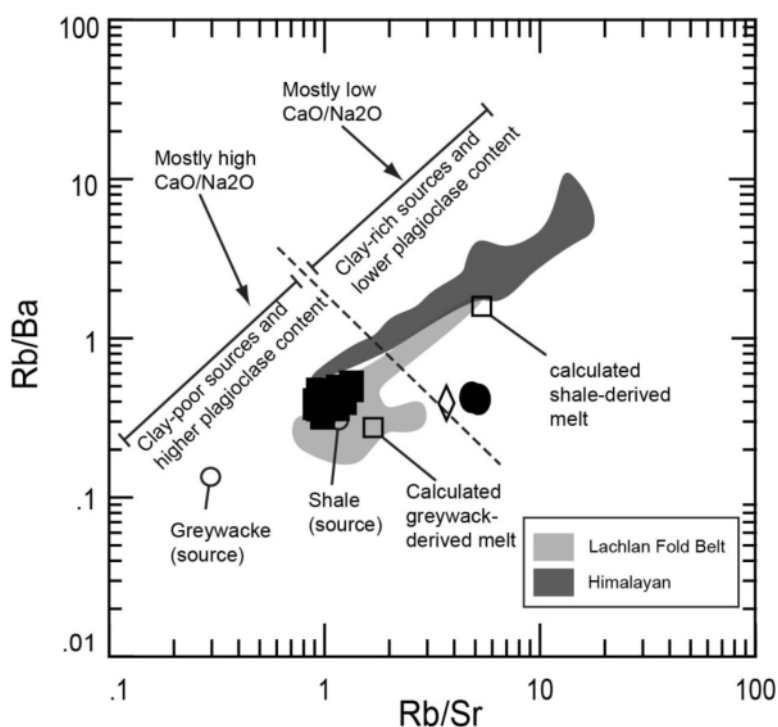
جدول ۴ بررسی عناصر اصلی و فرعی واحدهای مختلف توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. آهن کل به صورت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm.

|                                | Granodiorites |       |       |       |      |       |       |       |       |       |       |       |       |       | Granite |       | Leucogranite |
|--------------------------------|---------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|--------------|
| Sample                         | ES-۱۴         | BF-۱۲ | BF-۲۳ | ES-۱۵ | ES-۹ | SF-۴۲ | ES-۵  | ES-۱۱ | SF-۴۶ | BF-۵۱ | SH-۲۳ | BF-۱۰ | ES-۱۶ | ES-۲۰ | BF-۱۳   | ES-۱۸ |              |
| SiO <sub>۲</sub>               | ۶۶            | ۶۷    | ۶۷    | ۶۶    | ۶۶   | ۶۷    | ۶۷    | ۶۶    | ۶۸    | ۶۶    | ۶۸    | ۶۸    | ۶۶    | ۷۴    | ۷۳٫۶    | ۷۶    |              |
| TiO <sub>۲</sub>               | ۰٫۵۹          | ۰٫۵۴  | ۰٫۶۳  | ۰٫۶   | ۰٫۵۵ | ۰٫۶۳  | ۰٫۵۲  | ۰٫۶۳  | ۰٫۵۱  | ۰٫۷   | ۰٫۶۱  | ۰٫۵۴  | ۰٫۶   | ۰٫۰۶  | ۰٫۱     | ۰٫۰۵  |              |
| Al <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub> | ۱۵٫۸          | ۱۵٫۷  | ۱۵٫۷  | ۱۵٫۵  | ۱۵٫۶ | ۱۶    | ۱۵    | ۱۵٫۸  | ۱۵٫۴  | ۱۶    | ۱۵٫۵  | ۱۵٫۶  | ۱۵٫۱  | ۱۴٫۶  | ۱۴٫۷    | ۱۳٫۷  |              |
| Fe <sub>۲</sub> O <sub>۳</sub> | ۵٫۱           | ۵٫۶۳  | ۵٫۳۸  | ۵٫۱   | ۵٫۳  | ۵٫۴۴  | ۵٫۹   | ۵٫۱   | ۴٫۷۲  | ۶٫۰۵  | ۵٫۰۹  | ۴٫۶۴  | ۵     | ۱٫۵   | ۱٫۶     | ۱     |              |
| MgO                            | ۱٫۶           | ۱٫۲۹  | ۱٫۶۷  | ۱٫۶   | ۱٫۴  | ۱٫۷۷  | ۱٫۴   | ۱٫۵   | ۱٫۳۳  | ۱٫۹۵  | ۱٫۳۷  | ۱٫۲۴  | ۱٫۶   | ۰٫۲   | ۰٫۳     | ۰٫۲   |              |
| CaO                            | ۳٫۶           | ۳٫۱۲  | ۳٫۰۲  | ۳٫۲   | ۳٫۲  | ۳٫۵۳  | ۲٫۷   | ۳٫۳   | ۲٫۹۴  | ۳٫۴۵  | ۳٫۰۹  | ۳٫۰۸  | ۳٫۲   | ۱٫۱   | ۱       | ۰٫۷   |              |
| Na <sub>۲</sub> O              | ۲٫۶           | ۲٫۵۴  | ۲٫۵   | ۲٫۵   | ۲٫۵  | ۲٫۴۸  | ۲٫۴   | ۲٫۷   | ۲٫۵۸  | ۲٫۳۷  | ۲٫۶۵  | ۲٫۷۴  | ۲٫۳   | ۳٫۱   | ۳٫۴     | ۳     |              |
| K <sub>۲</sub> O               | ۲٫۷           | ۲٫۵۴  | ۲٫۶۴  | ۳٫۲   | ۳٫۳  | ۳٫۱۶  | ۳٫۵   | ۳٫۳   | ۳٫۶۴  | ۳٫۳   | ۳٫۴   | ۳٫۵۲  | ۳٫۱   | ۴٫۵   | ۴٫۱     | ۴٫۷   |              |
| P <sub>۲</sub> O <sub>۵</sub>  | ۰٫۱۴          | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۷  | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۴  | ۰٫۱۵  | ۰٫۱۲  | ۰٫۱۴  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۶  | ۰٫۱۳  | ۰٫۲   | ۰٫۱۸  | ۰٫۲     | ۰٫۱۳  |              |
| LOI                            | ۱٫۴           | ۱٫۱   | ۱٫۲   | -     | -    | ۰٫۸   | ۱٫۸   | ۱٫۵   | ۰٫۶   | ۱٫۵   | ۱٫۲   | ۱٫۲   | -     | ۰٫۷   | ۰٫۸     | -     |              |
| Total                          | ۹۸٫۲۳         | ۹۹٫۶۲ | ۹۹٫۶۱ | ۹۷٫۹۷ | ۹۸٫۱ | ۱۰۰٫۲ | ۹۷٫۶۷ | ۹۸٫۵۵ | ۹۹٫۴۳ | ۱۰۰   | ۹۹٫۹۷ | ۹۹٫۵۹ | ۹۷٫۲  | ۹۹٫۹  | ۹۹٫۸    | ۹۹٫۵۸ |              |
| Zr                             | ۱۷۹           | ۱۳۷٫۴ | ۱۵۱٫۸ | ۱۸۲   | ۱۶۸  | ۱۵۹   | ۱۹۷   | ۱۹۱   | ۱۸۶   | ۱۹۰   | ۱۸۵   | ۱۸۲   | ۱۸۰   | ۶۰    | ۵۱٫۸    | ۴۴    |              |
| Ba                             | ۲۹۱           | ۳۰۱   | ۳۲۶   | ۳۳۲   | ۳۴۵  | ۳۵۱   | ۳۵۶   | ۳۵۹   | ۳۷۱   | ۳۷۸   | ۳۹۲   | ۳۹۲   | ۳۹۳   | ۴۰۶   | ۴۳۲     | ۴۰۰   |              |
| Ta                             | ۱             | ۱     | ۱     | ۱     | ۱    | ۰٫۹   | ۱٫۱   | ۱٫۱   | ۰٫۹   | ۰٫۹   | ۰٫۹   | ۰٫۹   | ۱     | ۱٫۳   | ۱٫۱     | ۱٫۲   |              |
| Th                             | ۱۳٫۵          | ۱۲٫۳  | ۱۳٫۲  | ۱۳٫۳  | ۱۳٫۱ | ۱۴٫۵  | ۱۵٫۱  | ۱۳٫۹  | ۱۳٫۸  | ۱۵٫۱  | ۱۳٫۶  | ۱۴٫۵  | ۱۵٫۳  | ۵٫۶   | ۵٫۳     | ۸٫۴   |              |
| U                              | ۲٫۵۵          | ۲٫۵   | ۲     | ۲     | ۲٫۵  | ۲٫۹   | ۲٫۸۴  | ۲٫۱۹  | ۲٫۷   | ۲٫۶   | ۲     | ۲٫۶   | ۲٫۱۱  | ۰٫۹۱  | ۱٫۲     | ۱٫۳۶  |              |
| Rb                             | ۱۳۰           | ۱۴۹   | ۱۵۱   | ۱۴۸   | ۱۴۷  | ۱۳۲   | ۱۵۰   | ۱۵۱   | ۱۵۲   | ۱۴۱   | ۱۴۷   | ۱۴۳   | ۱۴۸   | ۱۶۶   | ۱۵۷     | ۱۵۵   |              |
| Sr                             | ۱۳۸           | ۱۱۱   | ۱۳۰   | ۱۲۴   | ۱۳۴  | ۱۲۴   | ۱۲۱   | ۱۲۵   | ۱۲۲   | ۱۴۹   | ۱۲۷   | ۱۴۴   | ۱۳۶   | ۴۲    | ۳۲      | ۳۴    |              |
| Ce                             | ۷۶٫۹          | ۶۱٫۲  | ۷۰٫۱  | ۷۱٫۵  | ۶۳   | ۷۱٫۹  | ۷۵٫۸  | ۷۰٫۲  | ۷۴٫۶  | ۸۰٫۶  | ۷۶٫۱  | ۸۳٫۱  | ۸۱٫۵  | ۲۷    | ۲۶٫۵    | ۲۰٫۴  |              |
| A/CNK                          | ۱٫۷۷          | ۱٫۷   | ۱٫۷۴  | ۱٫۷۵  | ۱٫۷۳ | ۱٫۷۳  | ۱٫۷۴  | ۱٫۶۹  | ۱٫۶۸  | ۱٫۷۵  | ۱٫۷   | ۱٫۶۷  | ۱٫۷۵  | ۱٫۶۷  | ۱٫۷۱    | ۱٫۶۳  |              |

موناژیت و آپاتیت در داخل این کانی است. این موضوع می‌تواند به جدایش بیشتر زیرکن و موناژیت در مقایسه با فلدسپار توضیح داده شود، زیرا این دو کانی بیشتر از ۹۰ درصد کل Sm و Gd ولی Eu خیلی کمی دارند [۳۲]. این مجموعه جدا شده با روابط سنگ‌نگاری مشاهده شده بین کانی‌های اصلی همخوانی دارد زیرا پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم در مراحل اولیه تبلور و کوارتز و مسکویت در مرحله بعدی غالب هستند.

نسبت‌های  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  در گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S به‌وسیله‌ی مقدار پلاژیوکلاز سنگ‌های خاستگاه کنترل می‌شود به گونه‌ای که ماگماهای پرآلومینی تولید شده از منابع غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) تمایل دارند تا نسبت‌های  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$  کمتری ( $< 0.3$ ) از ماگماهای مشتق شده از منابع فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) ( $> 0.3$ ) داشته باشند [۳۳]. نسبت  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 1.3$  برای نمونه‌های سنگی مورد بررسی همراه با نمودار توصیفی شکل ۵ یک خاستگاه فقیر از رس مانند متاگریوک را برای گرانیت‌های مورد بررسی محتمل می‌داند.

به احتمال قوی بخش زیادی از آپاتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز باید رستیت باشد زیرا محتوای  $\text{P}_2\text{O}_5$  کلیه سنگ‌های یاد شده کمتر از این مقدار است و مقدار آن برخلاف روند افزایشی مشاهده شده برای گرانیتوئیدهای نوع S از سنگ‌های مافیک به سمت فلسیک کاهش یافته است. تنها دلیل آن نیز جدایش این کانی به‌صورت رستیت از بخش‌های مافیک‌تر است. کاهش فراوانی زیرکنیم، با افزایش  $\text{SiO}_2$  به معنای اشباع از این عنصر حین تکامل گدازه است که با حضور مراکز زیرکن موروثی به خوبی توجیه می‌شود [۳۰]. از آنجاکه اکثر زیرکن‌ها موروثی بوده و به‌صورت نفوذی در بیوتیت قرار دارند، همگام با افزایش  $\text{SiO}_2$  به سمت لوکوگرانیت‌ها انتظار می‌رود که از مقدار Zr نیز کاسته شود. موناژیت یکی از مهم‌ترین کانی فرعی کنترل کننده عناصر REE (به ویژه LREE)، U و Th در طی تشکیل و جدایش گرانیت‌های پرآلومین است [۳۱]. این کانی بالاترین ضریب توزیع سریم را بین کانی‌های تشکیل دهنده دیگر گرانیت دارد ( $K = 3413$ ). بنابراین تهی‌شدگی از P, Zr, Y, Th و REE (جز Eu) می‌تواند در نتیجه جدایش بیوتیت باشد چون بیشتر تمرکز زیرکن و



شکل ۵. نمودار  $\text{Rb}/\text{Ba}$  در مقابل  $\text{Rb}/\text{Sr}$  برای تعیین خاستگاه گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومینی، قلمرو گرانیت‌های هیمالیا و نوار چین‌خورده لاخلان، خط ناپیوسته و گدازه‌های محاسبه شده از [۳۴] اقتباس شده است. علائم مشابه شکل ۴ است.

## برداشت

توده‌های نفوذی گل زرد و دره باغ به‌طور گسترده از سنگ‌های گرانودیوریتی غنی از بیوتیت و حاوی مقادیر قابل توجهی از کانی‌های رستیتی تا گرانیت‌های تفریق یافته‌ی فاقد رستیت را شامل می‌شود. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری هسته‌های کلسیک بلورهای پلاژیوکلاز ( $An_{91-84}$ ) با منطقه‌بندی پیچیده، زینوکریست‌های آندالوزیت، گارنت خرد شده با ترکیب نسبتاً یکنواخت  $Alm_{70}Py_{22}Gro_4Sps_4$  در مرکز، مجموعه کانیایی بیوتیت کوچک  $\pm$  سیلیمانیت و کانی‌های فرعی زیرکن، مونازیت و آپاتیت از مهم‌ترین کانی‌های رستیتی شناخته شده در گرانودیوریت‌ها هستند. روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر همراه با کاهش پیشرونده‌ی فراوانی عناصر کمیایی مانند P، Zr، LREE و (Ce) از گرانودیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها با روند عادی فرایند تبلور به عنوان تنها عامل موثر در شکل‌گیری ماگما مغایرت داشته و مدل جدایش کانی‌های رستیتی را تایید می‌کند. از طرف دیگر، افزایش مقادیر  $FeO$ ،  $Al_2O_3$ ،  $Rb$ ،  $K_2O$ ،  $Na_2O$  و کاهش مقادیر  $CaO$ ،  $TiO_2$ ،  $MnO$ ،  $MgO$  در نمودارهای هارکر مبین فرایند تبلور جدایشی است. بنابراین، شواهد ژئوشیمیایی نیز همانند بررسی‌های سنگ‌نگاری حضور این کانی‌های رستیتی را تایید کرده و می‌توان تنوع ترکیبی مشاهده شده در بخش‌های مافیک‌تر (گرانودیوریت‌ها) را به دلیل درجات مختلف جدایش ماگما از رستیت در تعادل با ماگما و تغییرات موجود در بخش‌های فلسیک‌تر (گرانیت‌ها) این جایگاه را به تبلور جدایشی نسبت داد. با توجه به سن، خاستگاه و جایگاه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (گل زرد و دره باغ) را می‌توان به رویداد زمین‌ساختی سیمین میانی ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر خرده قاره‌ی ایران مرکزی نسبت داد. وجود دایک‌های مافیک در داخل توده‌های نفوذی مزبور نشانه‌ای از استقرار ماگماهای مافیک ناشی از این منطقه‌ی فرورانشی و عاملی برای تامین گرمای لازم برای ذوب سنگ‌های پوسته‌ای بوده است.

## مراجع

- (*restite*) in granite petrogenesis", Journal of Petrology 28 (1987) 1111–1138.
- [2] Chappell B.W., White, A. J. R., "Restite enclaves and the restite model", (1991) In Didier, J. & Barbarin, B. (eds), Enclaves and Granite Petrology, pp. 375–381. Elsevier, Amsterdam.
- [3] Chappell B.W., "Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia", Journal of Petrology 37 (1996) 449–470.
- [4] White A. J. R., Chappell B.W., "Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt", Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 79 (1988) 169–181.
- [۵] شبی م، اسماعیلی د، "شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آتاکسی شیرکوه"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱۸ (۱۳۹۱) ص ۱۳۵–۱۴۶.
- [۶] نبوی م. ح، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (۱۳۵۵).
- [7] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M. V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 43 (2011) 11–22.
- [۸] باقریان س، خاکزاد ا، "خاستگاه سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۲–۴۱ (۱۳۸۰).
- [۹] باغبانی ش، "بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا – الیگودرز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود (۱۳۹۰).
- [۱۰] باقری ن، "پتروگرافی و ژئوشیمی خاک‌های کمیاب در توده نفوذی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تأکید روی آنکلاوها"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ص ۱۰۷ (۱۳۸۰).
- [11] Chappell B. W., White A. J. R., "Development of P-rich granites by sequential restite fractionation and fractional crystallisation: the Koetong Suite in the Lachlan Fold Belt", Acta Universitatis Carolinae Geologica 42 (1998) 23–27.
- [12] Smith J. V., Brown W.L., "Feldspar Minerals. I, Crystal structures, physical, chemical and

- [1] Chappell B. W., White A. J. R., Wyborn D., "The importance of residual source material

- Hills, South Dakota", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51(1987) 473-486.
- [24] Deniel C., Vidal E, Fernandez A., Le Fort E., Peucat J.J., "Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal); inference on the age and source of Himalayan leucogranites", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96 (1987) 78-92.
- [25] Clarke D.B., "Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis", *Mineralogical Magazine* 59 (1995) 311-325.
- [26] Allegre C. J., Treuil M., Minster J-E, Minster B., Albarede R, "Systematic use of trace elements in igneous processes", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 60 (1977) 57-75.
- [27] Benard F., Moutou P., Pichavant M., "Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas", *The Journal of Geology* 93 (1985) 271-291.
- [28] Osanai Y, Komatsu M., Owada, M., "Metamorphism and granitic genesis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan", *Journal of Metamorphic Geology* 9 (1991) 111-124.
- [29] Pichavant M., Montel J. M., Richard L.R., "Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (1992) 3855-3861.
- [30] Miller C. F., Mc Dowell S. M., Mapes R.W., "Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance", *Geology* 31 (2003) 529-532.
- [31] Miller C. F., Mittlefehldt D.W., "Depletion of light rareearth elements in felsic magmas", *Geology* 10 (1982) 129-133.
- [32] Bea F., "Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts", *Journal of Petrology* 37 (1996) 521-552.
- [33] Sylvester P. J., "Post-collisional strongly peraluminous granite", *Lithos* 45 (1998) 29-44.
- [34] Siivola J., Schmid R., "Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations". (2007) Web version 01.02.07. ([http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper\\_12.pdf](http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf)) IUGS Commission on the Systematics in Petrology.
- microstructural properties", Springer Verlag (1988) Berlin 828 pp.
- [13] Holtz F., Barbey P., "Genesis of peraluminous granites. II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal). Sequential melting vs. restite unmixing ", *Journal of Petrology* 32 (1991) 959-978.
- [14] Clarke D. B., Mc Kenzie C. B., Muecke G. K., "Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 56 (1976) 279-287.
- [15] Rose E. L., "Andalusite and corundum-bearing pegmatites in Yosemite National Park, California", *American Mineralogist* 42 (1957) 635-647.
- [16] Clarke D. B., Dorais M., Barbarin B., et al., "Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks", *Journal of Petrology* 46 (2005).
- [17] Scaillet B., France-Lanord C., Le Fort P., "Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44 (1990) 163-88.
- [18] Scaillet B., Pichavant M., Roux J., "Experimental crystallization of leucogranite magmas", *Journal of Petrology* 36 (1995) 663-705.
- [19] Johannes W., "Beginning of melting in the granitic system  $Qz-Or-Ab-An-H_2O$ ", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86 (1984) 264-273.
- [20] Bateman R., "The Center Pond pluton: The restite of the story (phase separation and melt evolution in granitoid genesis)", *Comment. Am. J. Sci*, 288 (1988) 282-287.
- [21] Williamson B.J., Downes H. , Thirlwall M.F., Beard A., "Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, French Massif Central", *Lithos* 40 (1997) 295-319
- [22] Harris N.B.W., Inger S., "Trace element modelling of pelite-derived granites", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110 (1992) 46-56.
- [23] Shearer C.K., Paprke J. J., "Mineralogical and chemical evolution of a rare-element granite-pegmatite system: Harney Peak Granite, Black