

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

شناسایی و اهمیت مواد منشا باقی‌مانده (کانیهای رستیتی) در پتروژنز توده‌های
گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز

نگارنده:

علی پاشاپور

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۹۴



مدیریت تحصیلات تکمیلی
دانشگاه شاهرود

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:
تاریخ:
ویرایش:

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای علی پاشاپور به شماره دانشجویی ۹۲۰۳۵۹۴ رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی "تحت عنوان شناسایی و اهمیت مواد منشا باقی مانده (کانیهای رستیتی) در پتروژنز توده های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز" که در تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ مردود	☐ دفاع مجدد	☒ قبول (با درجه : عالی - امتیاز ۱۹)
--------------------------------	------------------------------------	---

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹) ✓

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	دکتر مریم شیبی	استادیار	
۲- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر مسعود علیپوراصل	استادیار	
۳- استاد ممتحن	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۴- استاد ممتحن	دکتر مهدی رضائی	استادیار	

رئیس دانشکده : امضاء

تعهد نامه

اینجانب علی پاشاپور دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولولژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه شناسایی و اهمیت مواد منشا باقی مانده (کانیهای رستی) در پتروژنز توده های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز تحت راهنمایی دکتر مریم شیبی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است .

تاریخ ۹۴/۱۱/۱۶
امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به:

آنان که مهر آسمانی‌شان آرام‌بخش آلام زمینی‌ام است

به استوارترین تکیه‌گاه‌م، دستان پرمهر پدرم

به سبزترین نگاه‌زندگیم، چشمان سبز مادرم

برادران و برادرزاده عزیزم

تقدیر و تشکر

سپاس خدای را که سخنوران، در ستودن او بماند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشدگان، حق او را گزارش ندهند.

از آنجایی که تجلیل از معلم، پاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تائید می کند و سلامت امانت هائی را که به دستش سپرده اند، تضمین.

از پدر و مادر عزیزم... که نمیتوانم موایشان را که در راه عزت من سفید شد، سیاه کنم و نه برای دستهای پینه بسته شان که شمره تلاش برای افتخار من است، مرهمی دارم. پس توفیق ده که هر لحظه شکر گزارششان باشم و ثانیه های عمرم را در عصای دست بودنشان بگذرانم.

از استاد فرهیخته و فرزانه سرکار خانم دکتر مریم شیبی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از پیچ کجی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمات راهبانی این رساله را بر عهده گرفتند.

از آقای دکتر محمود صادقیان به خاطر در اختیار قرار دادن مقطع نازک میکرو سکوپنی توده های نفوذنی گل زرد و دره باغ به منظور انجام مطالعات پتروگرافی تشکر می شود. از آقای دکتر حسن میرزاد نیز به خاطر فراهم آوردن شرایط لازم برای انجام آنالیزهای رتوشیمی و پروب در دانشگاه های میامی و کنتاکی آمریکا سپاسگزاری می شود. از زحمات آقایان، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر مهدی رضائی که با صبر و حوصله، اینجانب را یاری نمودند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

و در نهایت مراتب سپاس و قدردانی از زحمات دوستان عزیزم رضا، بهر، سعید ازانی، محبتی قاسمی، خانم علی موسی و تمامی دوستان و هم دانشکده ایهای محترم را دارم.

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز با نامهای دره‌باغ و گل‌زرد و لوکوگرانیت ازنا در بخش غربی استان لرستان و در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان رخنمون دارند. توده‌های نفوذی مزبور با سن ژوراسیک میانی در میان اسلیت‌ها و فیلیت‌های همدان نفوذ کرده‌اند. بر اساس مطالعات دقیق صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، این گرانیت‌ها از نوع S و پراآلومین بوده و ترکیب آنها از گرانودیوریت تا گرانیت و لوکوگرانیت تغییر می‌نماید. گرانودیوریت‌ها بخش اعظم توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز را تشکیل داده و از کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، آلكالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین) و بیوتیت تشکیل شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز با هسته‌های کلسیک (An_{84-91}) و منطقه‌بندی پیچیده، مجموعه کانیایی بیوتیت-دانه‌ریز-سیلیمانیت، زینوکریست‌های آندالوزیت، گارنت خردشده با ترکیب نسبتاً یکنواخت $Alm_{70}Py_{22}Gro_4Sps_4$ در مرکز، کردیریت و کانیهای زیرکن، مونازیت و آپاتیت موروثی به صورت ادخال در بیوتیت شواهدی از کانیهای باقیمانده از ذوب سنگ منشا بوده و جزء کانیهای رستیتی محسوب می‌شوند. گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها دانه‌ریزتر بوده و رنگ روشنتری دارند. سنگهای لوکوگرانیتی که با رنگ سفید و نبود کانیهای رستیتی از سایر سنگهای نفوذی متمایز می‌شوند در توده‌های نفوذی دره‌باغ و گل‌زرد بیشتر به صورت آپوفیز، دایک، رگه و رگچه، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند اما در ازنا به صورت یک استوک به درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تزریق شده است. شواهد ژئوشیمیایی نیز مانند مطالعات پتروگرافی حضور کانیهای رستیت را تایید می‌کند. تغییرات ترکیبی در ترکیبات مافیک، به دلیل درجات مختلف جدایش مذاب از رستیت در تعادل با ماگما حاصل گردیده اما در ترکیبات فلسیک‌تر، این تغییرات به واسطه تبلور تفریقی مذاب اولیه می‌باشد. با توجه به مجموعه کانیهای موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز، حضور انواع کانیهای رستیتی و همچنین دمای تشکیل گرانیتوئیدهای مزبور که بر اساس دمای اشباع از زیرکن به طور متوسط $780^{\circ}C$ بدست آمده است می‌توان ادعا نمود که توده‌های گرانیتی مزبور از ذوب آبدای بیوتیت بوجود آمده است. رنگهای تداخلی متوسط تا قوی بلورهای آندالوزیت و نتایج حاصل از تصاویر میکروسکوپ الکترونی BSE که فلدسپار پتاسیک و موسکویت در قالب اشکال دروغین آندالوزیت را نشان می‌دهد حاکی از حضور سیالات آبدگین موجود در مراحل نهایی انجماد ماگما می‌باشد. گارنت در توده‌های نفوذی الیگودرز نسبتاً خود شکل اما خرد شده بوده و از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها با کردیریت پنیستی شده و بیوتیت جایگزین شده است. گارنت موجود ترکیب شیمی نسبتاً یکسانی داشته و از آلماندن غنی می‌باشد. الگوی منطقه‌بندی این کانی (کاهش # Mg و افزایش Mn از هسته به سمت حاشیه) نشان می‌دهد گارنت‌های موجود منشا رستیتی داشته و تحت تاثیر فرایند انتشار قهقرایی قرار گرفته‌اند. غنی‌شدگی از عناصر LILE (نظیر Rb، Th، K و U) و آنومالی منفی Nb، Ba، Sr و Ti مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر این سنگ‌ها به سایر گرانیت‌های نوع S و رسوبات پلیتی شباهت دارد. تهی‌شدگی از Ti و Nb از ویژگیهای ماگمای تشکیل شده در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای است. گرانیتوئیدهای مزبور کالک‌آلكال و پراآلومین بوده و شاخص گرانیت‌های نوع S می‌باشد که به دلیل فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی بوجود آمده است. وجود دایکهای مافیک در داخل توده‌های نفوذی مزبور نشانه‌ای از استقرار ماگماهای مافیک ناشی از این زون فرورانش و عاملی برای تامین گرمای لازم برای ذوب سنگهای پوسته‌ای بوده است. بالا بودن غلظت عناصر رادیواکتیو در گرانیت‌های مزبور به خصوص در لوکوگرانیت ازنا حاکی از آنست که ضخیم‌شدگی پوسته و گرمای ناشی از واپاشی عناصر رادیواکتیو می‌تواند مکانیزیم دیگری برای بالا رفتن گرادیان زمین گرمایی و فرایند ذوب بخشی در نوار دگرگونی سنندج-سیرجان باشد. وجود ارتوپیروکسن (هیپرستن) و سیلیمانیت رستیتی در این گرانودیوریت‌ها، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها محصول آتاکسی پلیت‌ها و پسامیت‌ها در شرایط دما و فشاری رخساره گرانولیت می‌باشند.

کلمات کلیدی: الیگودرز، رستیت، گرانیت نوع S، آلماندن، هیپرستن

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۴ شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی رستیت (کانی‌های باقی مانده از ذوب) در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (استان لرستان)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، مشهد
- ۴ تغییرات ترکیبی گارنت از منشا تا جایگیری در توده گرانیتی گل زرد (الیگودرز). بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان، بهمن ۹۴.
- ۴ شناسایی کانیه‌های رستیتی در گرانیت آتاکسی دره‌باغ و گل‌زرد، شمال الیگودرز. بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان، بهمن ۹۴.
- ۴ آندالوزیت قهقرایی در توده‌های گرانیتوئیدی گل‌زرد و دره‌باغ (الیگودرز). بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان، بهمن ۹۴.

فهرست مطالب

چکیده.....	خ
فهرست مطالب.....	ذ
فهرست شکلها.....	ش

فصل اول: کلیات

مقدمه.....	۲
۱-۱- موقعیت جغرافیایی.....	۲
۲-۱- راههای ارتباطی.....	۲
۳-۱- آب و هوا و ریخت شناسی.....	۴
۴-۱- تاریخچه مطالعات قبلی.....	۴
۵-۱- اهداف مطالعه.....	۸
۶-۱- روش تحقیق.....	۹

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

مقدمه.....	۱۲
۱-۲- نوار کوهزایی سنندج- سیرجان.....	۱۲
۱-۱-۲- تاریخچه چینهنگاری سنندج-سیرجان.....	۱۴
۲-۱-۲- دگرگونی سنندج - سیرجان.....	۱۵
۳-۱-۲- زمین ساخت سنندج - سیرجان.....	۱۵
۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه.....	۱۷
۱-۲-۲- سنگ های میزبان.....	۱۷
۲-۲-۲- توده های گرانیتوئیدی الیگودرز و ازنا.....	۱۹
۳-۲-۲- آنکلاوها.....	۲۳
۱-۳-۲-۲- آنکلاوهای متاپلیتی و متاپسامیتی.....	۲۳
۱-۳-۲-۲- آنکلاوهای سورومیکاسه.....	۲۵
۲-۳-۲-۲- آنکلاو سیلیسی.....	۲۵
۳-۳-۲-۲- زینولیتها و زینوکریستها.....	۲۷

۲۷.....	۴-۲-۲- رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و سیلیسی
۳۰.....	۵-۲-۲- دایک‌های مافیک
۳۱.....	۶-۲-۲- میگماتیته‌ها
۳۲.....	نتیجه‌گیری

فصل سوم: پتروگرافی

۳۶.....	مقدمه
۳۷.....	۱-۳- سنگ‌های میزبان (شیل و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده)
۳۹.....	۲-۳- پتروگرافی توده‌های نفوذی
۳۹.....	۱-۲-۳- گرانودیوریت‌ها
۶۱.....	۲-۲-۳-۱- گرانیت‌ها
۶۲.....	۳-۲-۳-۱- لوکوگرانیت‌ها
۶۴.....	۳-۲-۳-۲- لوکوگرانیت ازنا
۶۵.....	۳-۳- آنکلاوها
۶۵.....	۱-۳-۳- آنکلاو سورومیکاسه
۶۸.....	۴-۳- واحد میگماتیتی
۷۰.....	نتیجه‌گیری

فصل چهارم: شیمی کانی

۷۴.....	مقدمه
۷۴.....	۱-۴- بیوتیت
۷۶.....	۱-۱-۴- شیمی بیوتیت
۷۹.....	۲-۴- پلاژیوکلاز
۸۳.....	۳-۴- گارنت
۸۹.....	۴-۴- ارتوپیروکسن
۹۰.....	نتیجه‌گیری

فصل پنجم: ژئوشیمی

مقدمه	۹۴
۱-۵- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی	۹۵
۱-۱-۵- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار	۹۵
۲-۵- طبقه‌بندی نورماتیو	۹۶
۱-۲-۵- رده‌بندی اکاتر	۹۶
۳-۵- کاربرد داده‌های عناصر اصلی و کمیاب	۹۹
۱-۳-۵- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۹۴)	۹۹
۲-۳-۵- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)	۹۹
۳-۳-۵- نمودارهای تغییرات	۱۰۱
۱-۳-۳-۵- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در نمودارهای هارکر	۱۰۲
۲-۳-۳-۵- کاربرد عناصر جزعی در نمودارهای هارکر	۱۰۷
۴-۳-۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب	۱۱۲
۴-۵- ویژگیهای ژئوشیمیایی	۱۱۸
۱-۴-۵- تعیین سری ماگمایی	۱۱۸
۵-۵- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتها	۱۲۱
نتیجه‌گیری	۱۲۲

فصل ششم: منشا و جایگاه تکتونوماگمایی

مقدمه	۱۲۶
۱-۶- منشا	۱۲۶
۲-۶- دمای اشباع از زیرکن	۱۲۹
۳-۶- بحث	۱۳۲
۱-۳-۶- مدل رستیت	۱۳۴
۲-۳-۶- ترکیب منشا، مذاب و رستیت	۱۳۶
۳-۳-۶- ترکیب منشا	۱۳۷
۴-۳-۶- ترکیب مذاب اولیه	۱۳۸
۵-۳-۶- ترکیب رستیت اولیه	۱۳۸

۱۳۸.....	۶-۳-۶- رستیت‌ها.....
۱۴۰.....	۶-۳-۷- تاریخچه مطالعات پیشین در مورد کانیه‌های بازمانده از ذوب (رستیت).....
۱۴۲.....	۶-۳-۶- کاربرد مدل رستیت برای گرانیتوئیدهای الیگودرز.....
۱۴۲.....	۶-۳-۷- انواع رستیت‌های شناخته شده در گرانیتوئیدهای الیگودرز.....
۱۴۳.....	۶-۳-۸- تأثیرات ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی در تکامل توده‌های نفوذی الیگودرز.....
۱۴۵.....	۶-۳-۹- نقش تبلور تفریقی.....
۱۴۵.....	۶-۴- جایگاه تکتونو ماگمایی.....
۱۴۶.....	۶-۴-۱- نمودار محیط تکتونیکی گورتون و شاندل (۲۰۰۰).....
۱۴۷.....	۶-۴-۲- نمودار محیط تکتونیکی پیرس و همکاران (۱۹۸۴).....
۱۴۹.....	۶-۴-۳- نمودار محیط تکتونیکی هریس و همکاران (۱۹۸۶).....
۱۵۰.....	۶-۵- پتروژنز.....
۱۵۱.....	۶-۵- الگوی تکتونوماگمایی جایگزینی.....

فصل هفتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۵۶.....	نتیجه‌گیری.....
۱۶۲.....	پیشنهادهای.....
۱۶۳.....	پیوست.....
۱۶۹.....	منابع.....

فهرست شکلها

- شکل ۱-۱) نقشه‌های نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۲-۱) تصاویری از رخنمون توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا..... ۵
- شکل ۱-۲) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران موقعیت گرانیتوئیدهای الیگودرز با علامت ستاره مشخص شده است..... ۱۳
- شکل ۲-۲) تصاویری از همبری توده‌های نفوذی الیگودرز با سنگهای میزبان..... ۱۶
- شکل ۳-۲) نقشه زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه و توده‌های گرانیتوئیدی..... ۱۸
- شکل ۴-۲) تصویر صحرایی از فیلیتهای میزبان توده نفوذی دره‌باغ..... ۱۹
- شکل ۵-۲) (الف) تصویر از هاله دگرگونی مجاورتی در سنگهای میزبان توده نفوذی دره‌باغ..... ۲۰
- شکل ۶-۲) دورنمایی از مورفولوژی توده نفوذی گل‌زرد (دید به سمت جنوب)..... ۲۱
- شکل ۷-۲) تصاویری از واحدهای مختلف سنگی توده‌های نفوذی الیگودرز..... ۲۲
- شکل ۸-۲) تصاویری صحرایی از توده نفوذی ازنا..... ۲۴
- شکل ۹-۲) تصاویری از انواع انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز..... ۲۶
- شکل ۱۰-۲) (الف) زینولیت‌هایی از سنگهای میزبان در داخل گرانودیوریتها..... ۲۸
- شکل ۱۱-۲) تصاویر صحرایی از انواع رگه‌های موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا..... ۲۹
- شکل ۱۲-۲) تصاویری از رگه گرایزنی و دایک‌های مافیک..... ۳۱
- شکل ۱۳-۲) الف و ب شواهدی از میگماتیت‌زایی در شمال غربی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ..... ۳۲
- شکل ۱-۳) تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی سنگ‌های میزبان توده‌های نفوذی الیگودرز..... ۳۸
- شکل ۲-۳) تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی..... ۴۰
- شکل ۳-۳) تصاویر میکروسکوپی از تعدادی پلاژیوکلازهای واحد گرانودیوریتی دارای ماهیت رستیتی احتمالی..... ۴۱
- شکل ۴-۳) پراکندگی کانی پلاژیوکلاز رستیتی در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز..... ۴۲
- شکل ۵-۳) بلورهای کوارتز موجود در گرانودیوریت‌های الیگودرز..... ۴۴
- شکل ۶-۳) تصاویر میکروسکوپی از آلکالی فلدسپار و انواع بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز..... ۴۶
- شکل ۷-۳) تصاویر میکروسکوپی از کانیهای فرعی واحد گرانودیوریتی..... ۴۸
- شکل ۸-۳) تصاویر میکروسکوپی از آندالوزیت‌های موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز..... ۵۰
- شکل ۹-۳) نقشه پراکندگی آندالوزیت در توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ..... ۵۳
- شکل ۱۰-۳) تصاویر میکروسکوپی کردیریت و گارنت موجود در گرانودیوریت‌های الیگودرز..... ۵۶

- شکل ۳-۱۱) نقشه ساده شده زمین‌شناسی پراکندگی کانی گارنت در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. ۵۷
- شکل ۳-۱۲) تصاویر میکروسکوپی از کانیهای فرعی گرانودیوریتها. ۵۸
- شکل ۳-۱۳) نقشه ساده شده زمین‌شناسی پراکندگی کانی سیلیمانیت در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. ۵۹
- شکل ۳-۱۴) تصاویر میکروسکوپی از کانیهای ثانویه توده‌های نفوذی الیگودرز. ۶۰
- شکل ۳-۱۵) تصاویر میکروسکوپی گرانیتها و لوکوگرانیت‌های توده‌های نفوذی الیگودرز. ۶۲
- شکل ۳-۱۶) تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از فرایند گریزنی شدن. ۶۴
- شکل ۳-۱۷) تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیت ازنا. ۶۶
- شکل ۳-۱۸) تصاویر میکروسکوپی آنکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. ۶۷
- شکل ۳-۱۹) تصاویر نشان‌دهنده حضور میگماتیت‌ها در حاشیه توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. ۶۹
- شکل ۳-۲۰) نقشه منطقه‌بندی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی. ۷۱
- شکل ۳-۲۱) نقشه پراکندگی کانیهای رستیتی در توده‌های نفوذی الیگودرز. ۷۲
- شکل ۴-۱) تصاویر میکروسکوپی بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز. ۷۵
- شکل ۴-۲) شیمی بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز جهت تعیین سری ماگمایی. ۷۷
- شکل ۴-۳) نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی در داخل بیوتیت. ۷۸
- شکل ۴-۴) نمودار مثلثی MgO , 10TiO_2 و FeO^* برای طبقه‌بندی بیوتیتها. ۷۸
- شکل ۴-۵) طبقه‌بندی میکاهای گرانیتوئیدهای الیگودرز با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها. ۷۹
- شکل ۴-۶) (الف) تصویری از پلاژیوکلازهای مورد تجزیه در نور پلاریزه. ۸۱
- شکل ۴-۷) نمودار دیبر و همکاران (۱۹۹۲) برای تعیین ترکیب فلدسپار. ۸۱
- شکل ۴-۸) ذوب‌بخشی پلاژیوکلاز (An_{60}) در سیستم $\text{Qz-Ab-An-H}_2\text{O}$ ۸۲
- شکل ۴-۹) تصاویر میکروسکوپی از گارنت‌های موجود در توده نفوذی گل زرد. ۸۴
- شکل ۴-۱۰) نمودار CaO در مقابل MnO برای مشخص کردن منشا گارنت در توده‌های نفوذی الیگودرز. ۸۵
- شکل ۴-۱۱) الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در گرانودیوریتها (نقاط ۱ تا ۵۰). ۸۸
- شکل ۴-۱۲) الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در گرانودیوریتها (نقاط ۵۱ تا ۱۰۹). ۸۹
- شکل ۴-۱۳) (الف) تصویری از حضور پیروکسن در سنگهای گرانیتوئیدی الیگودرز. ۹۰
- شکل ۵-۱) نمودار مثلثی An-Ab-Or برای طبقه‌بندی گرانیتوئیدها (اکانر، ۱۹۶۵). ۹۸
- شکل ۵-۲) طبقه‌بندی شیمیایی سنگهای نفوذی بر طبق عناصر اصلی (میدلموست و همکاران، ۱۹۹۴). ۱۰۰
- شکل ۵-۳) طبقه‌بندی شیمیایی سنگهای نفوذی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰). ۱۰۱

- شکل ۵-۴) نمودارهای هارکر عناصر اصلی..... ۱۰۴
- شکل ۵-۵) نمودارهای هارکر عناصر کمیاب..... ۱۱۰
- شکل ۵-۶) تغییرات فراوانی عناصر REE گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به کندریت (باینتن، ۱۹۸۹)..... ۱۱۴
- شکل ۵-۷) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به گوشته اولیه..... ۱۱۶
- شکل ۵-۸) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب لوکوگرانیت ازنا نسبت به گوشته اولیه..... ۱۱۷
- شکل ۵-۹) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به پوسته بالای..... ۱۱۸
- شکل ۵-۱۰) نمودار مثلثی AFM برای تفکیک سری تولییتی از کالک آلکالن (ایروین-باراگار، ۱۹۷۱)..... ۱۱۹
- شکل ۵-۱۱) نمودار K_2O در برابر SiO_2 برای تفکیک سری تولییتی، کالک آلکالن و شوشونیتی..... ۱۲۰
- شکل ۵-۱۲) نمودار A/KN در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن..... ۱۲۱
- شکل ۵-۱۳) نمودارهای ژئوشیمی متمایز کننده گرانیت‌های نوع S و I..... ۱۲۳
- شکل ۶-۱) نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین..... ۱۲۷
- شکل ۶-۲) نمودار A-B از ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸)..... ۱۲۸
- شکل ۶-۳) نمودار لی و همکاران (۲۰۰۳) جهت تعیین منشأ گرانیتوئیدهای الیگودرز..... ۱۲۹
- شکل ۶-۴) نمودار نشان دهنده ذوب بخشی یک سنگ منشأ (S) برای تشکیل رستیت (R) و مذاب (L)..... ۱۳۷
- شکل ۶-۵) ارتباط بین مقادیر Zr و درصد بیوتیت در گرانیتها..... ۱۴۴
- شکل ۶-۶) نمودار نسبت لگلاریتمی Th/Yb در مقابل Ta/Y برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین..... ۱۴۶
- شکل ۶-۷) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتها که توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴)..... ۱۴۹
- شکل ۶-۸) نمودار هریس و همکاران (۱۹۸۶) برای تعیین محیط‌های تکتونیکی سنگهای گرانیتی..... ۱۵۰
- شکل ۶-۹) تصویر شماتیک از نحوه تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از طریق آناتکسی پوسته..... ۱۵۳

فهرست جداول

جدول ۱-۳	علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (سیوولا و اشمید، ۲۰۰۷).....	۳۶
جدول ۲-۳	طبقه‌بندی آندالوزیت از نظر ژنتیکی و منشا (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵).....	۵۱
جدول ۳-۳	طبقه‌بندی کردیریت از نظر ژنتیکی و منشا (کلارک، ۱۹۹۵).....	۵۵
جدول ۱-۴	نتایج تجزیه نقطه‌ای (میکروپروب) بیوتیت‌های توده‌های نفوذی الیگودرز.....	۷۶
جدول ۲-۴	نتایج آنالیز نقطه‌ای (میکروپروب) پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز.....	۸۲
جدول ۳-۴	نتایج تجزیه نقطه‌ای عناصر اصلی در گارنت.....	۸۶
جدول ۱-۵	آنالیز عناصر اصلی و فرعی واحدهای مختلف توده‌های نفوذی الیگودرز.....	۹۷
جدول ۲-۵	نورم محاسبه شده برای توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا.....	۹۸
جدول ۳-۵	ضریب توزیع عناصر در کانیهای مختلف (رولینسون، ۱۹۹۳).....	۱۱۱
جدول ۴-۵	ترکیب میانگین گرانیتوئیدهای الیگودرز، لوکوگرانیت ازنا، گرانیت‌های نوع S.....	۱۱۳
جدول ۵-۵	خصوصیات گرانیت‌های نوع S و I. (چپل، ۲۰۱۰).....	۱۲۲
جدول ۱-۶	دمای اشباع از زیرکن برحسب درجه سانتی‌گراد برای گرانیتوئیدهای الیگودرز.....	۱۳۰
جدول ۲-۶	تولید کانیهای رستیتی در نبود سیال در انواع سنگهای مختلف (رودنیک، ۱۹۹۰).....	۱۳۲

فصل اول

کلیات

مقدمه

در این تحقیق سنگهای گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز با سن ژوراسیک میانی واقع در استان لرستان مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۱-۱). در این بخش موقعیت جغرافیایی، راههای ارتباطی، آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه تاریخچه مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و هدف از این تحقیق آورده شده است.

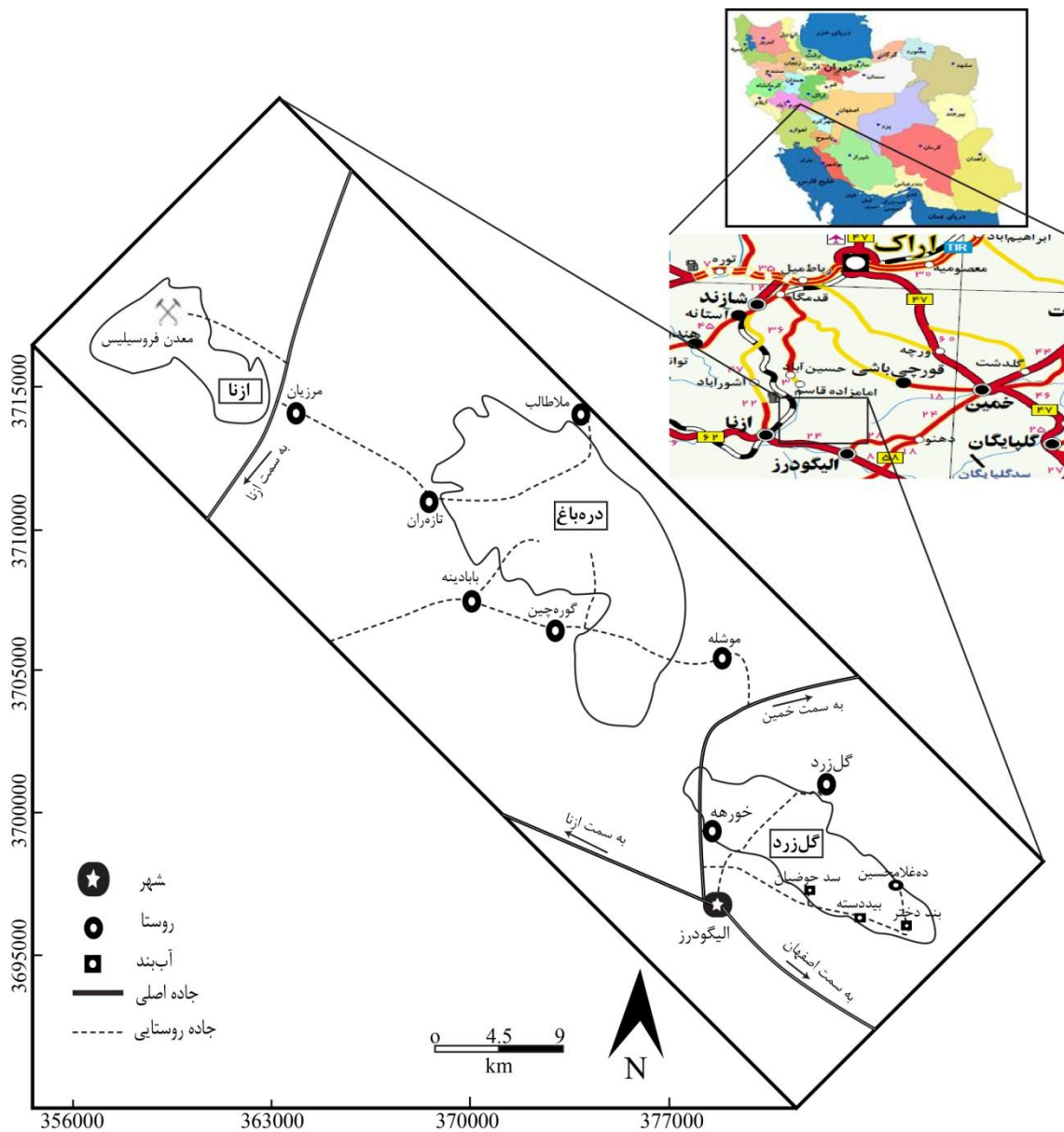
۱-۱- موقعیت جغرافیایی

توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در استان لرستان در حد فاصل شهرهای ازنا تا الیگودرز در محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی $26^{\circ} 49'$ تا $48^{\circ} 49'$ طول شرقی و $22^{\circ} 33'$ تا $37^{\circ} 33'$ عرض شمالی رخنمون دارند. این توده‌های نفوذی به نامهای الیگودرز (دره‌باغ یا ملاطالب و گل‌زرد یا خورهه) و ازنا، دارای روند کلی شمال غربی-جنوب شرقی هستند و در زون ساختاری سنندج-سیرجان واقع شده‌اند.

۱-۲- راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه به علت آب و هوای مناسب، وجود روستاهای فراوان و راههای ارتباطی آنها دسترسی به آن آسان است. جاده ارتباطی بین اصفهان و خوزستان از قسمت جنوبی منطقه عبور می‌کند. جاده‌های آسفالتی الیگودرز-خمین، اصفهان-الیگودرز، اراک-ازنا و راههای روستایی از جمله جاده‌های هستند که به آسانی می‌توان به منطقه دسترسی پیدا کرد. راه دسترسی به توده گرانیتوئیدی شمال ازنا از جاده اصلی اراک-ازنا که در فاصله ۱۵ کیلومتری شهر ازنا و جاده فرعی معدن فروسیلیس مومن‌آباد امکان‌پذیر است. برای رفتن به سمت توده دره‌باغ در فاصله ۱۵ کیلومتری جاده اصلی ازنا-اراک، جاده روستایی مرزیان و تازه‌ران و از خود شهر ازنا راه روستایی ببادینه،

گوره چین می توان استفاده کرد. جاده اصلی الیگودرز-خمین و الیگودرز-روستای گل زرد راه دسترسی به توده گرانیتوئیدی گل زرد است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱) نقشه‌های نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

۱-۳- آب و هوا و ریخت‌شناسی

آب و هوای منطقه الیگودرز بدلیل کوهستانی بودن دارای زمستانهای سرد و طولانی و تابستانهای ملایم و کوتاه است که به موجب آن بارندگی در این منطقه زیاد بوده و چشمه‌های فراوان پرآب و فصلی وجود دارد. فعالیت ساکنین در این منطقه اغلب دامداری، کشاورزی و باغداری است. مهمترین محصول کشت شده گندم، جو، انگور، سیب، گردو و سیب‌زمینی است که آب مورد نیاز برای کاشت و داشت این محصولات از طریق چشمه‌ها، آبراهه‌ها و رودخانه‌های کوچک تامین می‌شود. در ناحیه ازنا- الیگودرز دشت‌های مسطح و ارتفاعات بلند را می‌توان مشاهده کرد که متأثر از زمین‌ساخت، لیتولوژی و آب و هوا است. به طور کلی توپوگرافی و ژئومورفولوژی منطقه تابعی از لیتولوژی می‌باشد بطوریکه شیبست و اسلپیت به دلیل فرسایش بیشتر مناطق پستی را بوجود آورده و توده‌های گرانیتوئیدی قسمت‌های مرتفع را تشکیل می‌دهند. بلندترین ارتفاعات مربوط به توده‌های نفوذی دره‌باغ و گل‌زرد است. پوشش گیاهی منطقه بدلیل بارش فراوان مناسب است. تصاویری از مورفولوژی منطقه مورد مطالعه در شکل (۱-۲) نشان داده شده است.

۱-۴- تاریخچه مطالعات قبلی

- تیلو و همکاران (۱۹۶۸) اولین مطالعات زمین‌شناسی در این منطقه را انجام داده که تحت عنوان شرح نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گلپایگان توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر شده است.
- امینی و همکاران (۱۳۵۹) گزارش مختصری با عنوان " گزارش زمین‌شناسی نواحی الیگودرز-ازنا- درود و شرق بروجرد " تهیه کرده و به پی‌جویی مواد معدنی غیرفلزی پرداخته‌اند.
- سهیلی و همکاران (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز را تهیه و در سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر نمودند.



شکل ۱-۲) تصاویری از رخنمون توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا. (الف) دورنمایی از توده نفوذی دره‌باغ، شمال روستای تازه‌ران (دید به سمت جنوب‌غرب)؛ (ب) دورنمایی از توده گرانیتوئیدی گل‌زرد، روستای گل‌زرد (دید به سمت جنوب)؛ (ج) دورنمایی از توده لوکوگرانیتی ازنا (دید به سمت شمال شرق).

- ابراهیمی (۱۳۷۰) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین شمال الیگودرز" توده نفوذی را مطالعه کرده است.

- قاسمی (۱۳۷۱) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "سنگهای دگرگونی و آذرین توده بوئین-میاندشت (شمال شرق الیگودرز)" به مطالعه سنگهای آذرین این منطقه پرداخته است.

- صدیقی (۱۳۷۳) پایان‌نامه کارشناسی ارشد با عنوان "زمین‌شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز" با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی منطقه گل‌زرد (خوره) را مطالعه کرده است.
- شریفی (۱۳۷۶) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای دگرگونی و آذرین منطقه شمال گلپایگان" را بررسی نموده و این توده را جزء گرانیتوئیدهای تیپ S معرفی کرده است.
- فرهادی‌نژاد (۱۳۷۷) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژنز کانسار سرب و روی گل‌زرد (شمال الیگودرز)" کانه‌زایی این منطقه را مورد مطالعه قرار داده است.
- محجل (۱۳۷۷) چند شکلی و توالی چین‌های کمپلکس ژان-درود-ازنا (زون سنندج-سیرجان) را بررسی کرده است.
- باقری (۱۳۸۰) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیتوئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تاکید بر آنکلاوهای آن" را مطالعه کرده است.
- باقریان و خاکزاد (۱۳۸۰) پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی دره‌باغ (ملاطالب) را بررسی و توده مذکور را از نوع گرانیتوئیدی تیپ S معرفی کرده است.
- درویشی و همکاران (۲۰۱۵) در مقاله خود با عنوان "ژئوشیمی، داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd پتروژنز گرانیتوئیدهای مرزبان، زون سنندج-سیرجان، غرب ایران" را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان در این مقاله گرانیتوئیدهای مرزبان را پرآلومین مشتق شده از یک منشا متاپلیتی معرفی نمود.
- صادقیان و شکاری (۱۳۹۴) در مقاله خود با عنوان "پتروژنز و خاستگاه زمین ساختی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال باختر الیگودرز)" مورد مطالعه قرار داده است.

- رجائیه (۱۳۸۴) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود پترولوژی و ژئوشیمی توده دهنو (شمال شرق الیگودرز) را مورد مطالعه و بررسی قرار داد و آن را از نوع کالک آلکالن که در محیط قوس آتشفشانی تشکیل می شوند معرفی نمود.

- اثنی عشری (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه دکتری خود با عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز" را مورد بررسی قرار داد. همچنین سن سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن های این منطقه انجام داده سن گرانودیوریتها را 176 ± 3.5 میلیون سال و سن گرانیتها را نیز 165 ± 5 میلیون سال (ژوراسیک میانی) بدست آورده است. ایشان در واحد گرانیتی به زیرکن های موروثی نیز اشاره کرده اند که دارای منطقه بندی نوسانی بوده و در داخل این توده ها وجود دارد. زیرکن های موروثی موجود سنین متفاوتی از ۱۷۰ میلیون سال تا ۲۵۰ میلیون سال (ژوراسیک تا تریاس) و تعدادی نیز تا سقف ۲۰۲۷ میلیون سال (پالئوپروتروزوئیک) نشان می دهند.

- بدلو (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) به وسیله روش AMS" منطقه را مورد بررسی قرار داده و ساز و کار جایگیری این توده نفوذی را مرتبط با یک فضای کششی حاصل عملکرد یک زون برشی امتدادلغز راستبر معرفی کرده است.

- شکاری (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)" این توده را جز گرانیتوئیدهای پرآلومین و کالک آلکالن نوع S معرفی کرده است. بر اساس این مطالعه توده گرانیتوئیدی دره باغ به شکل یک سیل نسبتاً بزرگ و در پهنه برشی راستبر (مرتبط با یک رژیم ترافشارشی) جای گرفته است.

- باغبانی (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود با عنوان "بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده های گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز" منطقه را مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس این

مطالعه گرانیثوئیدهای مزبور حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد.

۱-۵- اهداف مطالعه

تاکنون مطالعات زیادی بر روی مجموعه گرانیثی الیگودرز انجام شده است (برای مثال باقریان و خاکزاد، ۱۳۸۰؛ باقری، ۱۳۸۰؛ شکاری، ۱۳۹۰؛ بدلو، ۱۳۹۰؛ باغبانی، ۱۳۹۰؛ اثنی‌عشری، ۱۳۹۰). اثنی‌عشری گرانیثوئیدهای منطقه الیگودرز (توده‌های نفوذی دره‌باغ و گل‌زرد) را از یک منشا مشترک دانسته که فرایندهای هضم و تبلور بخشی (AFC) نقش اصلی را در سیر تحولی ماگمای اولیه داشتند. باغبانی (۱۳۹۰) نیز با اشاره به روندهای خطی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هاکر، عامل تبلور تفریقی و ذوب‌بخشی را در تشکیل توده‌های گرانیثوئیدی مزبور دخیل دانسته و این مجموعه آذرین را حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی معرفی کرده است. نگاهی جامع و موشکافانه به مجموع مطالعات پیشین نشان می‌دهد که اولاً همه محققین در مورد خاستگاه و ژنز سنگهای مزبور اتفاق نظر نداشته و ثانیاً در بیشتر این پژوهش‌ها به حضور و نقش کانیهای رستیتی در پتروژنز توده‌های گرانیثوئیدی الیگودرز هیچ اشاره‌ای نشده است. در این پژوهش ابتدا کانیهای رستیتی با استفاده از شواهد پتروگرافی و ژئوشیمی شناسایی شده و سپس نقش آنها در پتروژنز این مجموعه گرانیثی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

برخی از مهمترین اهداف این طرح پژوهشی شامل موارد زیر می‌باشد:

۱. شناسایی و تفکیک دقیق انواع کانیهای رستیتی از ماگمایی بر اساس مطالعات صحرایی، مشاهدات دقیق میکروسکوپی و به خصوص شیمی کانی؛

۲. مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحولات ماگمایی بر روی تعدادی از نمونه‌های سنگی متنوع؛

۳. محاسبه دمای اشباع از زیرکن که روش خوبی برای برآورد دمای ماگما در هنگام تبلور زیرکن می‌باشد و کاربرد آن راه مطمئنی برای تعیین مشارکت تفریق کانیهای رستیتی در سرنوشت یک جایگاه گرانیته می‌باشد.

۴. تلفیق نتایج حاصله در بازسازی فرایند صحیح پتروژنز، منشا و حتی الگوی جایگیری توده‌های گرانیته‌ی مزبور.

۱-۶- روش تحقیق

به منظور تحقق اهداف یاد شده مراحل و روشهای زیر انجام شده است:

- شناخت مقدماتی منطقه مورد مطالعه از طریق گردآوری اطلاعات از پایان‌نامه‌ها، مقالات، گزارشهای منتشر شده، نقشه‌های زمین‌شناسی (۱/۲۵۰۰۰۰ گلیپاگان و ۱/۱۰۰۰۰۰ الیگودرز)، تصاویر ماهواره‌ای و مطالعه کارهای انجام شده مرتبط با موضوع در سایر نقاط جهان.

- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از بخشهای مختلف منطقه و تهیه نقشه زمین‌شناسی.

- تهیه بیش از ۴۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع نازک - صیقلی از واحدهای مختلف سنگی توده‌های نفوذی مورد مطالعه (شامل گرانودیوریت، گرانیته، لوکوگرانیته و انکلاوها) و بررسی آنها از نظر مطالعات پتروگرافی. در این راستا بیش از ۲۰۰ مقطع نازک نیز که قبلاً توسط بدلو (۱۳۹۰) و شکاری (۱۳۹۰) برای توده‌های نفوذی الیگودرز (گل‌زرد و دره‌باغ) تهیه شده بود استفاده شده است.

- آماده‌سازی تعدادی از نمونه‌های برداشت شده جهت انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش‌های ICP-OES و ICP-MS به منظور اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه میامی آمریکا.

- انتخاب تعدادی مقاطع نازک - صیقلی از گرانیته‌نیده‌ها و انجام تجزیه نقطه‌ای برخی از مهمترین کانیه‌های تشکیل دهنده آنها با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX50 در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه کنتاکی امریکا. همچنین در این آزمایشگاه، به منظور شناسایی و بررسی تغییرات ترکیبی برخی از کانیه‌ها با استفاده از آشکارساز مخصوص الکترونهای برگشتی (backscattered electron (BSE) detector) تعدادی تصاویر BSE نیز تهیه شده است.

- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی و تلفیق آنها با مشاهدات صحرایی و پتروگرافی.

فصل دوم

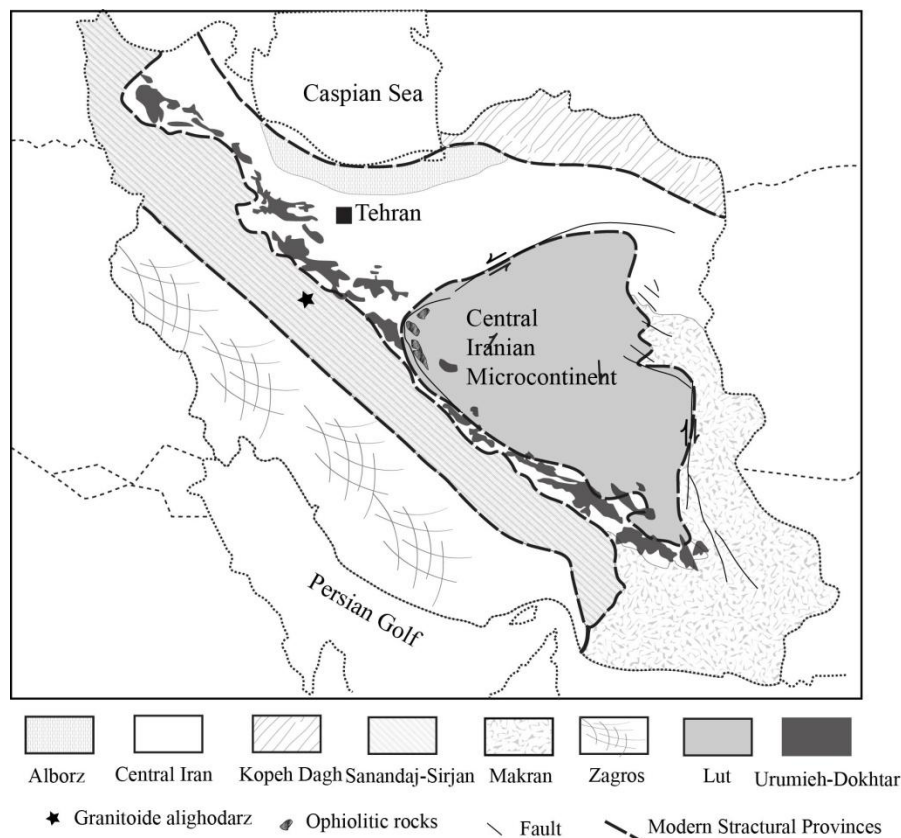
زمین شناسی عمومی

مقدمه

توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا از نظر تقسیم‌بندی ساختاری جزئی از نوار کوهزایی سنندج - سیرجان محسوب می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). این پهنه یکی از اصلی‌ترین و مهمترین زون‌های ساختاری ایران است و فازهای ماگمایی و دگرگونی متعددی در آن رخ داده است. در این فصل ابتدا برخی از مهمترین ویژگیهای زمین‌شناسی این نوار ارائه خواهد شد و سپس مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه معرفی و هر واحد به اجمال مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲-۱- نوار کوهزایی سنندج - سیرجان

پهنه سنندج - سیرجان به صورت نوار باریکی بین پهنه ایران مرکزی و راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. و از سنگهای با دگرشکلی بالا، واقع بین شهرهای سیرجان و اسفندقه در جنوب شرق، و ارومیه و سنندج در شمال غرب تشکیل شده است (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). ویژگیهای سنگی و ساختاری این زون معرف یک گودی عمیق و یا کافت در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین منظور ویژگیهای زمین‌ساختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکاری دارد. نوار سنندج-سیرجان به طول تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از دریاچه ارومیه آغاز و در یک راستای شمال‌غربی، جنوب‌شرقی تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد (شکل ۲-۱). بر خلاف مرز جنوب غربی که با راندگی اصلی زاگرس مشخص است ارتباط شمال‌شرقی این زون با ایران مرکزی به دلیل پوشش گسترده سنگهای ترشیری-کواترنر، تغییرات جانبی رخساره‌ها و نیز دگرشکلی‌های پیچیده به خوبی مشخص نیست. فروافتادگی دریاچه ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج-سیرجان با ایران مرکزی است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). همخوانی روند و الگوی



شکل ۱-۲) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران موقعیت گرانیتوئیدهای الیگودرز با علامت ستاره مشخص شده است. (برگرفته از قاسمی و تالپوت، ۲۰۰۶).

ساختاری سبب شده تا زمین‌شناسانی مانند، فرهودی (۱۹۸۷) و علوی (۱۹۹۴) سنندج-سیرجان را زیرپهنه‌ای از کوهزایی زاگرس بدانند. این پهنه جزء ناآرامترین و به عبارتی فعال‌ترین زون ساختمانی ایران است و تا سنوزوئیک فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است. پهنه سنندج-سیرجان را می‌توان از ناحیه گلیپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرد: بخش شمالی که فازهای مهم کوهزایی سیمرین و کرتاسه پایانی را تحمل کرده و در آن توده‌های نفوذی متعددی نظیر الوند، بروجرد، اراک و ملایر تزریق شده است. بخش جنوبی که کوهزایی پرکامبرین و تریاس میانی، تغییر شکلها و دگرگونی‌های مهمی در آن حادث شده است. توده‌های نفوذی منفردی نظیر گرانیت‌های حاجی‌آباد، سیرجان، اقلید و توده‌های بازیک اسفندقه نتیجه عملکرد این فازهای کوهزایی است.

۲-۱-۱- تاریخچه چینهننگاری سنندج-سیرجان

در این زون پدیده‌های دگرگونی، ماگمایی و زمین‌ساخت پی‌درپی و هماهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی دارای بیشترین مقدار است، به همین جهت این زون ناآرامترین و پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است. درباره پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه اطلاع روشنی در دست نیست. در پاره‌ای از گزارش‌ها پی‌سنگ متشکل از آمفیبولیت، گنیس و آمفیبولیت شیست است (آقناباتی، ۱۳۸۳).

تیل و همکاران (۱۹۶۸) بر این باورند که فاز کوهزایی هرسی‌نین با دگرگونی همراه بوده است. مجموعه پرمین زون سنندج - سیرجان کم و بیش با ایران مرکزی همانند است ولی سنگهای شیلی در این پهنه بیشترند و در برخی نقاط مانند حاجی‌آباد، اقلید، گلپایگان و مریوان با دیابازهای قلیایی و بازالت همراه است. به جز در موارد نادر، سنگهای پرمین را شیست‌های تریاس بالایی- ژوراسیک پوشانده‌اند و شواهد موجود گویای این است که در میانه‌های تریاس حوادثی بس مهم روی داده که در نتیجه آن سنگهای زون سنندج - سیرجان دچار دگرگونی دیناموترمال شده‌اند که تا رخساره آمفیبولیت پیشرفته و در اعماق پایین‌تر به ذوب آناتکتیک رسیده است. از آغاز تریاس پسین تا کرتاسه پسین در اثر فرونشست زون سنندج - سیرجان رسوبات آواری و گاه کربناتی، همراه با سنگهای ماگمایی انباشته شده است. این توالی‌ها تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته‌اند که حاصل آن پایداری و سخت شدن بخش‌های شمال غربی زون سنندج - سیرجان است به گونه‌ای که در نواحی غرب ارومیه، میاندوآب، بوکان و مهاباد رسوبات آهکی الیگومیوسن (سازند قم) چین‌خوردگی ملایم و دامنه کوتاه دارند (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). به جز چند ناحیه در زون سنندج - سیرجان سنگهای ترشیری گسترش چندانی ندارند.

۲-۱-۲- دگرگونی سنندج - سیرجان

در گذشته بخش قابل توجهی از این دگرگونی‌ها به سن پرکامبرین و به عنوان پی‌سنگ ناحیه شناخته می‌شدند. ولی یافته‌های تازه نشانگر آن است که به جز نواحی کوچکی از گلپایگان و سیرجان، در دیگر نواحی سنگ‌های دگرگونی بیشتر در ارتباط با جنبش‌های کوهزایی جوان‌تر است. لیتواستراتیگرافی سنگ‌های دگرگون شده سیمین پیشین در قسمت جنوبی نوار سنندج- سیرجان کم و بیش یکنواخت است. در رسوبات پالئوزوئیک این مناطق، دونین اهمیت بیشتری داشته و در آن علاوه بر رسوبات آهکی (محیط آرام) رسوبات تخریبی (ماسه‌سنگ رس‌دار، عدسی‌های از رسوبات آهنی و بقایای زغالی) نیز دیده شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۹).

۲-۱-۳- زمین‌ساخت سنندج - سیرجان

اگرچه مُجَل و سهندی (۱۳۷۸) الگوی ساختاری سنندج - سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا در مقیاس کیلومتری می‌دانند، ولی علوی (۱۹۹۴) زمین‌ساخت این منطقه را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس (Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی (Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب به سمت شمال شرقی می‌داند که در اثر آن ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوئیک دگرگونی و غیر دگرگونی به اندازه‌های ناهمسان جابه‌جا شده‌اند. شواهد چین‌نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسهٔ پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری جهت راندگی‌ها را از شمال شرق به جنوب غرب نشان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی سبب افزایش ضخامت پوستهٔ قاره‌ای به اندازهٔ تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده است. نخستین رویداد گسلش راندگی در کرتاسهٔ پسین، حاصل جایگیری افیولیت‌ها بر روی حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال زاگرس - عربستان و انتقال فلس‌های حاشیه‌ای به صورت صفحه‌های نابرجا به سوی جنوب غرب است. فلسی‌شدن توالی حاشیه‌ای و فرارانش افیولیت‌ها که حاصل رویکرد آغازین

برخورد قاره‌ای زاگرس است ممکن است به صورت منشورهای افزایشی کنونی در زون‌های برخوردی
رخ داده باشد (علوی، ۱۹۹۴).



شکل ۲-۲) تصاویری از همبری توده‌های نفوذی الیگودرز با سنگهای میزبان. (الف) دورنمایی از همبری توده
گرانیتوئیدی گل‌زرد با سنگهای متاپلیتی میزبان (دید به سمت شمال غرب)؛ (ب) دورنمایی از همبری لوکوگرانیت ازنا
با سنگ‌های دگرگونی (دید به سمت شمال غرب).

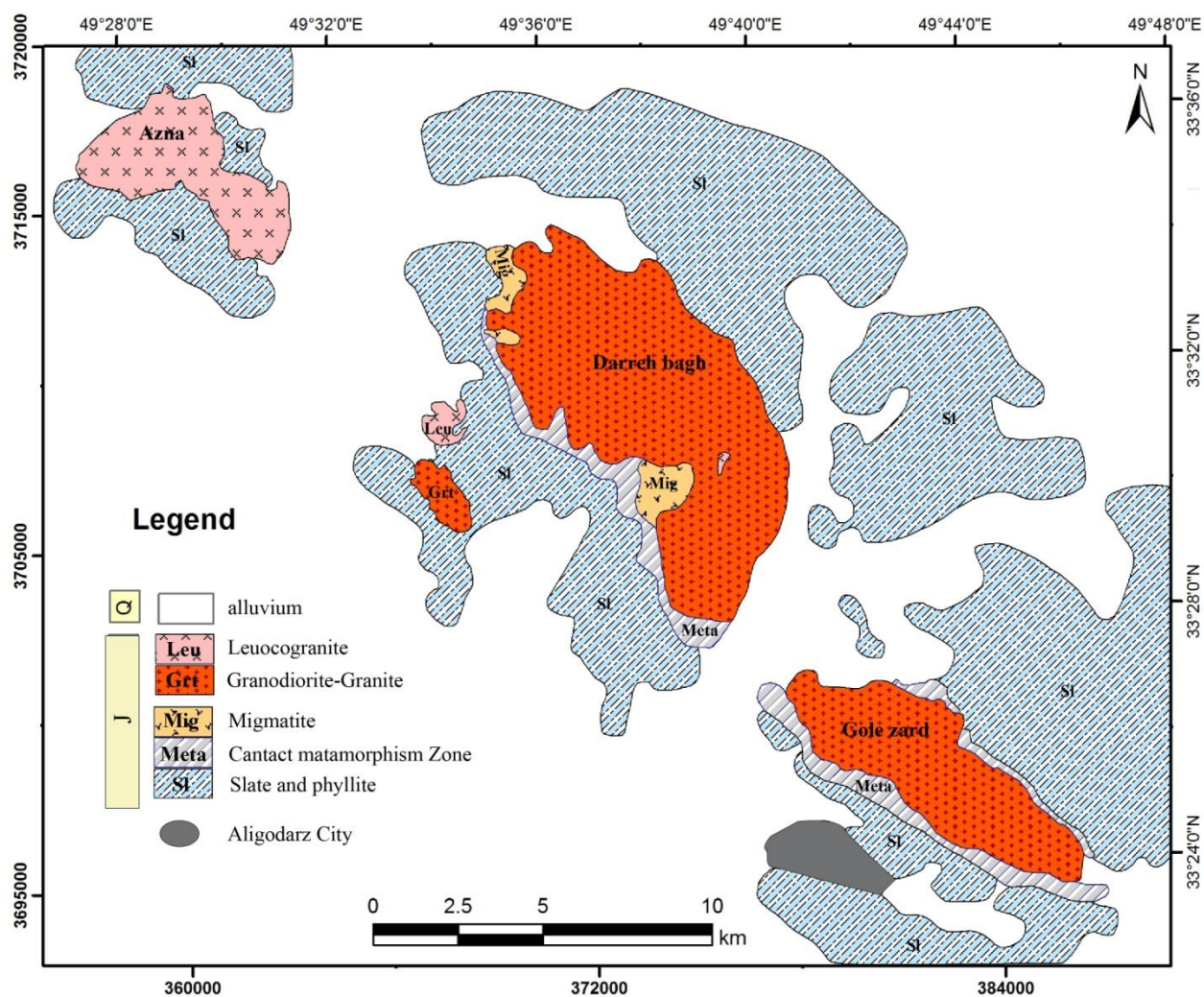
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا در میان سنگهای دگرگونی اسلیت، فیلیت و میکاشیست با سن ژوراسیک میانی نفوذ کرده‌اند و هاله‌ای از سنگهای مجاورتی درجه پایین تا متوسط (رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد نموده‌اند (شکل ۲-۲).
مهمترین واحدهای سنگی مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه به قرار زیر است (شکل ۲-۳): ۱- سنگ‌های میزبان شامل مجموعه متاپلیتی اسلیت، فیلیت و میکاشیست به سن ژوراسیک پیشین؛ ۲- توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا (ژوراسیک میانی)؛ ۳- انواع انکلاوها؛ ۴- دایک‌های مافیک و ۵- واحد میگماتیکی.

۲-۲-۱- سنگ‌های میزبان

رسوبات پلیتی، پسامیتی، ماسه‌سنگی در زمان تریاس پسین تا اوایل ژوراسیک تحت تاثیر فازهای دگرگونی درجه پایین در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده و اسلیت، فیلیت و میکاشیست را بوجود آورده‌اند (شکاری، ۱۳۹۰). این سنگها میزبان توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ می‌باشند (شکل ۲-۴). در اثر تزریق گرانیتوئیدهای الیگودرز هاله‌ای از دگرگونی مجاورتی با ضخامت اندک در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس (رخساره دگرگونی مجاورتی درجه پایین) ایجاد شده است. مرز این هاله دگرگونی با توده گرانیتوئیدی واضح و مشخص بوده (شکل ۲-۵ الف) و در تصاویر ماهواره‌ای نیز با رنگ تیره‌تر نسبت به سایر سنگها قابل شناسایی است. در مجموع سنگهای دگرگونی مجاورتی در این منطقه وسعت زیادی نداشته و تنها در بخشهایی از حاشیه توده‌های نفوذی مزبور رخنمون دارند.
توده گرانیتوئیدی ازنا درون سنگ‌های دگرگونی تریاس میانی-بالایی با نام کمپلکس ژان که شامل ماسه سنگ کوارتزیتی، متادولومیت، مرمر، شیست، سنگ‌های آتشفشانی مافیک و سنگ‌های آذرین

سیلیسی می باشد (محجل و فرگوسن^۱، ۲۰۰۰) تزریق شده است (شکل ۲-۵ ب). سنگهای اخیر نیز در اثر تزریق توده نفوذی نامبرده در حد آندالوزیت هورنفلس دگرگون شده اند (شکل ۲-۴ ج).



شکل ۲-۳) نقشه زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه و توده های گرانیتوئیدی رخنمون یافته در آن (پاشاپور، ۱۳۹۴). مختصات بالا و راست بر حسب درجه، دقیقه و ثانیه و مختصات جغرافیایی سمت چپ پایین بر حسب UTM است.



شکل ۲-۴) تصویر صحرایی از فیلیتهای میزبان توده نفوذی دره‌باغ.

۲-۲-۲- توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و ازنا

توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشند. گرانیتوئیدها بخش اعظم توده‌های نفوذی الیگودرز را تشکیل می‌دهند. این سنگها در برخی مناطق به شدت فرسایش یافته و مورفولوژی آنها به صورت تپه ماهوری است (شکل ۲-۶). این سنگها در صحرا دارای رنگ خاکستری و بافت گرانولار یا پورفیروئیدی می‌باشند (شکل ۲-۷ الف) و از کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز، آلكالی فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده‌اند. این گرانیتوئیدها بوسیله پگماتیت‌های متشکل از پتاسیم‌فلدسپار دانه‌درشت، کوارتز، تورمالین و مسکوویت به صورت رگه و رگچه قطع شده‌اند. کانیهای درشت بلور آندالوزیت و گارنت نیز به صورت زینوکریست در این سنگها یافت می‌شوند.

در مقایسه با گرانودیوریتها، گرانیتها دارای بافتهای گرانولار دانه‌ریزتر هستند. فراوانی کانیهای مافیک داخل گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریتها کمتر بوده بنابراین رنگ روشنتری نسبت به آنها دارند (شکل ۲-۷ ب و د). این سنگها در مقایسه با گرانودیوریتها حجم بسیار کمتری از کل توده‌های نفوذی

الیگودرز را به خود اختصاص می‌دهند. فلدسپار پتاسیک، پلاژیوکلاز و کوارتز از کانیهای اصلی این

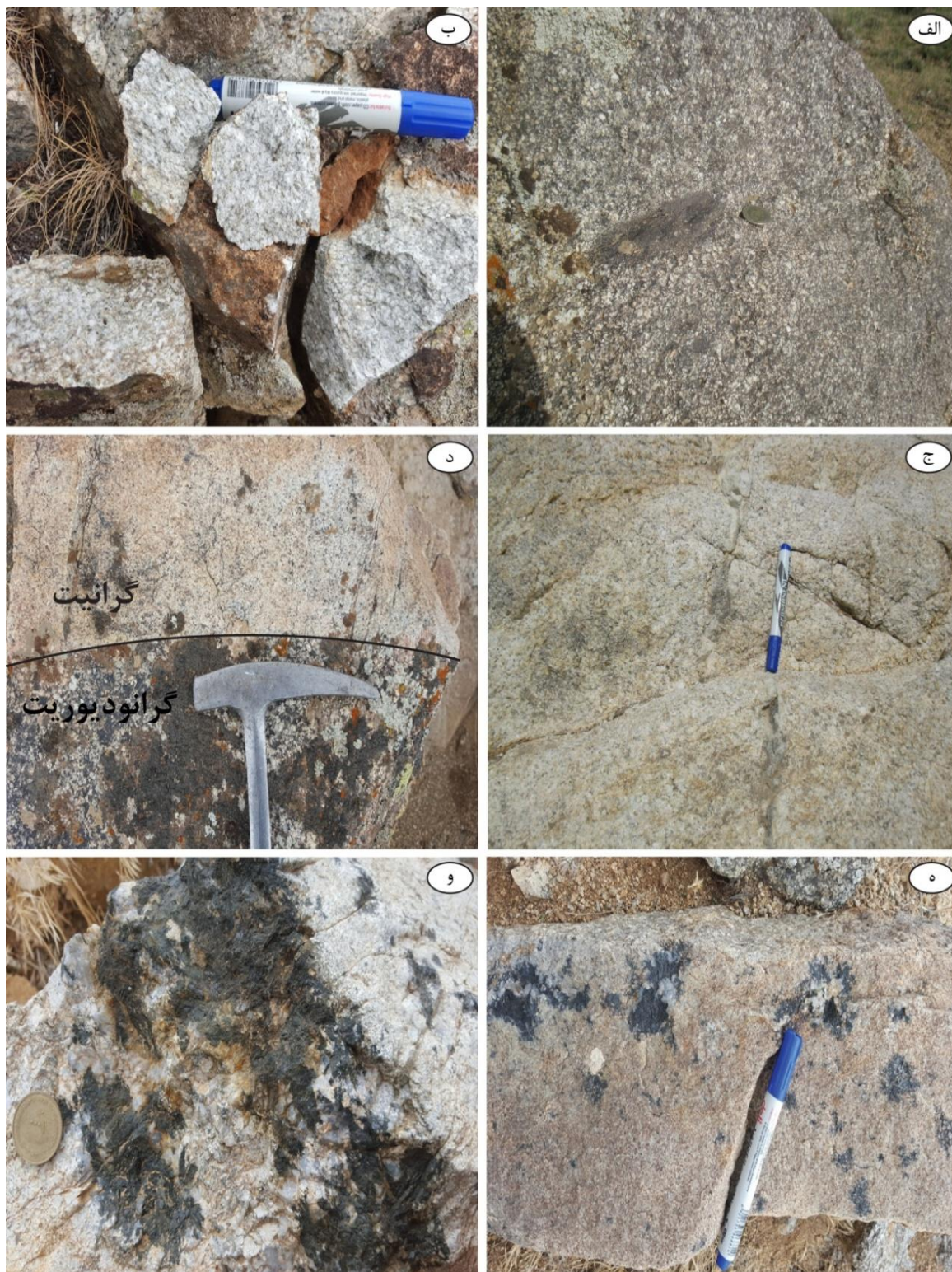


شکل ۲-۵) (الف) تصاویری از هاله دگرگونی مجاورتی در سنگهای میزبان توده نفوذی دره باغ. (ب) سنگهای دگرگونی مجاورتی آندالوزیت دار در مجاورت لوکوگرانیت ازنا؛ (ج) تصویری از سنگهای پلیتی دگرگون شده در حد آندالوزیت هورنفلس در شرق توده نفوذی ازنا. به حضور دایک لوکوگرانیتی قطع کننده این سنگها دقت شود.



شکل ۲-۶) دورنمایی از مورفولوژی توده نفوذی گل‌زرد (دید به سمت جنوب).

سنگها بوده و بیوتیت و تورمالین نیز در آنها یافت می‌شود. لوکوگرانیتها به دلیل فراوانی بسیار کم کانیهای مافیک نظیر بیوتیت، در نمونه دستی خاکستری روشن تا سفید می‌باشند، غالباً دانه‌ریز هستند و کمترین درصد حجمی از سنگهای نفوذی الیگودرز را تشکیل می‌دهند. این واحد نفوذی اساساً از کوارتز، پتاسیم فلدسپار و به مقدار کمتر تورمالین، مسکوویت و بیوتیت تشکیل شده است. بیشترین گسترش آنها در مرکز توده نفوذی دره‌باغ می‌باشد (شکل ۲-۷ ج). تورمالین در گرانیتوئیدهای الیگودرز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و در نمونه دستی به رنگ سیاه دیده می‌شوند (شکل ۲-۷ ه و و). در این توده‌ها تورمالین به صورت دانه‌های پراکنده و یا تجمعی از دانه‌های ریز و درشت و یا توده‌ای متبلور شده‌اند که علاوه بر حالت نودولی به صورت رگه‌ای نیز در این توده نفوذی دیده شده‌اند. این رگه‌ها گرانیتوئیدها را قطع می‌کنند و به علت دانه‌ریز بودن، تورمالین‌های موجود در این رگه‌ها اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند. لوکوگرانیتها در دره‌باغ و گل‌زرد بیشتر به صورت آپوفیز، دایک، رگه و رگچه، گرانودیوریتها و گرانیتها را قطع کرده‌اند اما در ازنا به صورت یک استوک به درون سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تزریق شده است (شکل ۲-۸ الف).



شکل ۲-۷) تصاویری از واحدهای مختلف سنگی توده‌های نفوذی الیگودرز. (الف)، (ب) و (ج) به ترتیب نمایی نزدیک از گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت؛ (د) گرانودیوریت و گرانیت که در آن گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت رنگ روشنتری دارند؛ (ه) و (و) به ترتیب تجمع تورمالین در گرانیت‌ها به صورت نودول و در لوکوگرانیت‌ها به صورت رگچه مشخص است.

استوک لوکوگرانیتهی ازنا یکی از گرانیتهای نوار سندنچ-سیرجان می باشد که در ۱۵ کیلومتری شهر ازنا و نزدیکی روستای مرزبان رخنمون دارد. این لوکوگرانیتهها نیز به درون سنگهای دگرگونی مزوزوئیک تزریق شده اند. توده نفوذی ازنا از درشت بلورهای کوارتز، آلكالی فلدسپار و مقادیر کمتر موسکویت و بیوتیت تشکیل شده است و به دلیل عدم حضور کانیهای مافیک به رنگ سفید مشاهده می شوند. شدت دگرشکلی در این توده به حدی است که اکثر نمونه ها ساخت میلونیتی نشان می دهند. این توده میزبان تعداد زیادی از رگه های کوارتزی با ضخامت متغیر (از چند سانتی متر تا چند متر) می باشد و کارخانه فروسیلیس ازنا در مجاورت این توده بنا شده است. در هاله مجاورتی این گرانیتهها، سنگهای پلیتی دگرگون شده در حد آندالوزیت هورنفلس دیده می شود که از کانیهای آندالوزیت+سیلیمانیت+بیوتیت به علاوه مجموعه کانیهای دگرگونی ناحیه ای بیوتیت+موسکویت+گارنت در حد رخساره آمفیبولیت تشکیل شده اند.

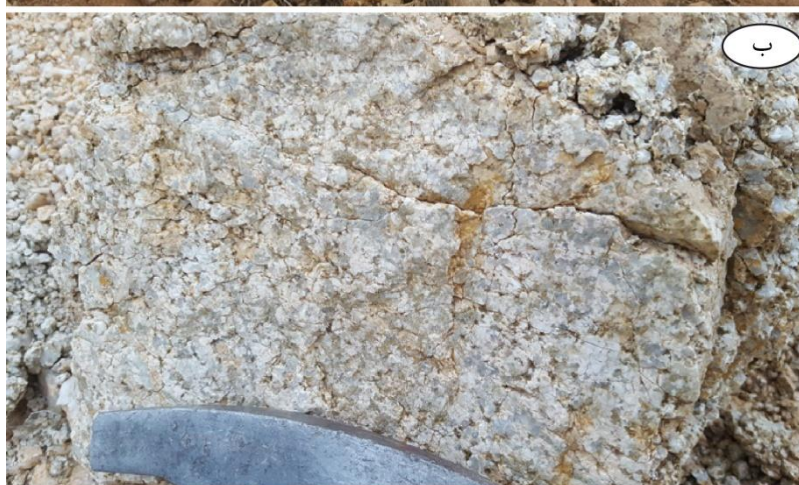
۲-۲-۳- آنکلاوها

واژه آنکلاو توسط لاکروا^۱ (۱۸۹۳) برای توصیف قطعات سنگی بیگانه موجود در داخل سنگهای آذرین همگن پیشنهاد شده است. در داخل گرانیتهای الیگودرز و ازنا انواعی از آنکلاوها (متاپلیتی، متاپسامیتی، سورومیکاسه، سیلیسی)، زینولیتها و زینوکریستها (آندالوزیت و گارنت) مشاهده می شوند. در ادامه برخی از مهمترین خصوصیات آنها در صحرا ارائه می شود.

۲-۲-۳-۱- آنکلاوهای متاپلیتی و متاپسامیتی

این نوع آنکلاوها قطعاتی از سنگ منشاء هستند که در اعماق بیشتری از سطح زمین تشکیل شده اند و بنابراین می توانند قطعات رستیتی (دیرگداز برجای مانده از ذوب بخشی) در نظر گرفته شوند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰). این آنکلاوها در داخل توده های گرانیتهای الیگودرز به وفور مشاهده

۱- Lacroix



شکل ۲-۸) تصاویری صحرایی از توده نفوذی ازنا. (الف) نمایی نزدیک از لوکوگرانیتها؛ (ب) ساخت گرانولار حاصل از وجود بلورهای درشت کوارتز و فلدسپار و مقادیر اندک موسکویت؛ (ج) زینوکریستهای از آندالوزیت به شدت سرسیتی در داخل لوکوگرانیت. این سنگها در حاشیه توده و نزدیک به سنگهای دگرگونی مجاورتی حاوی آندالوزیت مشاهده شده‌اند.

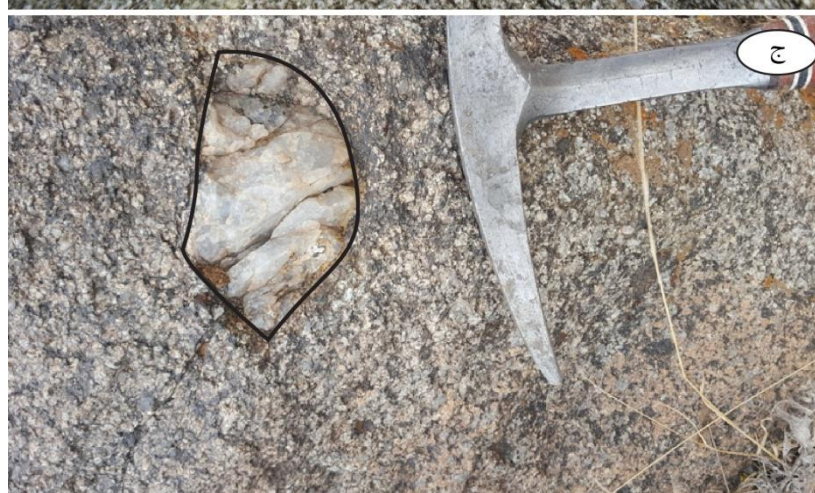
شده و در ابعاد متفاوت و به صورت گرد شده تا بیضوی شکل می‌باشند (شکل ۲-۹ الف). رنگ تیره و فلدسپارزایی برخی از مهمترین ویژگیهای این آنکلاوهاست. در مواردی نیز دارای بلورهای درشتی از آندالوزیت می‌باشند.

۲-۲-۳-۱- آنکلاوهای سورومیکاسه

این آنکلاوها اغلب کوچک (به طول چند سانتیمتر) و عدسی شکل هستند که اساساً از بیوتیت تشکیل شده و بافت گرانولار دانه‌ریزی دارند. به علاوه حاوی مسکوویت و سایر کانیهای غنی از Al (سیلیمانیت، آندالوزیت و گارنت) نیز می‌باشند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۰). آنکلاوهای سورومیکاسه که در روی زمین به دلیل بافت دگرگونی بارز و متورق و وجود پوسته بیوتیتی به آسانی قابل تشخیص هستند به طور پراکنده در کل توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز قابل مشاهده هستند (شکل ۲-۹ ب). این آنکلاوها به دلیل داشتن کانیهای دیرگداز معادل رستیتها (مواد بر جای مانده از ذوب) در نظر گرفته می‌شوند (مهنرت، ۱۹۶۸).

۲-۲-۳-۲- آنکلاو سیلیسی

آنکلاوهای سیلیسی در توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه به فراوانی یافت می‌شود. این آنکلاوها از لحاظ پتروگرافی غالباً تک کانی هستند و فقط از کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۹ ج). شکل این زینولیت‌های سیلیسی بسیار متنوع می‌باشد و به اشکال مدور، بیضوی، اشکی و ... دیده می‌شود. با گذر از مرحله زون بیوتیت به زون گارنت که با افزایش درجه دگرگونی ناحیه‌ای صورت می‌گیرد واکنش‌های آبدایی- سیلیس رخ می‌دهد (باغبانی، ۱۳۹۰).



شکل ۹-۲) تصاویری از انواع انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز. الف) انکلاو متاپسامیتی که فلدسپارزایی (به صورت بلورهای درشت پلاژیوکلاز) به خوبی مشخص می‌باشد؛ (ب) تصویری از یک آنکلاو سورومیکاسه؛ (ج) انکلاو سیلیسی.

۲-۳-۳- زینولیتها و زینوکریستها

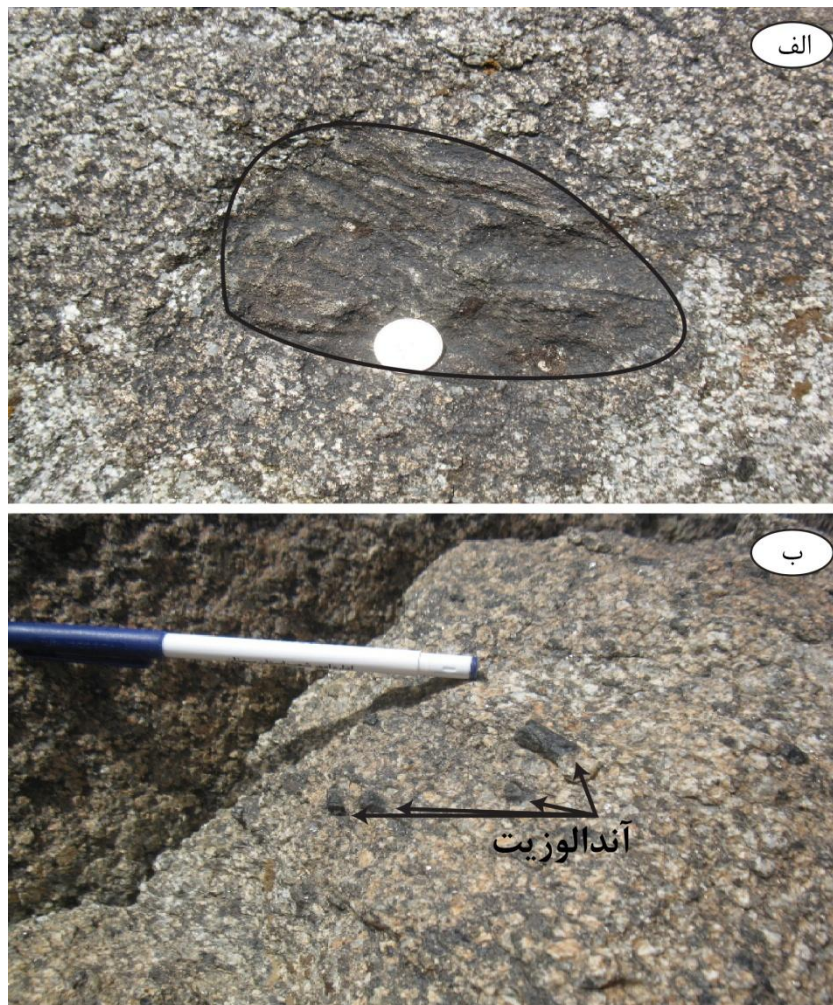
زینولیت نوعی آنکلاو از جنس سنگهای بیگانه است که معادل آنکلاوهای غیرهم منشا هستند. این آنکلاوها از جنس سنگهای درونگیر بوده، کنتاکت واضحی داشته و شکل آنها زاویه‌دار است (شکل ۲-۱۰ الف). ابعاد آنها بسیار متغیر، برگوارگی و وجود کانیهای دگرگونی در این سنگها، معرف منشاء شیلی آنها می‌باشد.

زینوکریست منحصر به قطعه بیگانه‌ای است که از یک تک‌بلور تشکیل شده باشد و معرف بلورهای بیگانه و جدا شده‌ای هستند که در داخل سنگهای ماگمایی محبوس شده‌اند. زینوکریستهای مشاهده شده در منطقه الیگودرز شامل پورفایروبلاستهای آندالوزیت و گارنت است که آندالوزیت به وفور در نمونه دستی و صحرایی به خوبی قابل تشخیص است (شکل ۲-۱۰ ب). بلورهای آندالوزیت غالباً در اثر واکنش با سیالات ماگمایی موجود در حین تبلور ماگما واکنش داده و به صورت جزئی تا کامل به سریسیت تبدیل شده‌اند به طوریکه که به راحتی از سنگ دربرگیرنده خود جدا می‌شوند. زینوکریستهای گارنت در مقاطع میکروسکوپی بهتر قابل مشاهده هستند.

۲-۴-۲- رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و سیلیسی

این رگه‌ها توده‌های نفوذی الیگودرز را در جهات مختلف قطع کرده‌اند و اندازه آنها از چند سانتیمتر تا چندمتر متغیر است (شکل ۲-۱۱).

رگه‌های آپلیتی به رنگ سفید و ریزدانه می‌باشند و ساخت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دارند (شکل ۲-۱۱ الف). پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، میکروکلین، بیوتیت و تورمالین تشکیل دهنده‌های این رگه هستند. تورمالین به صورت بسیار دانه‌ریز و به مقدار فراوان در داخل این رگه مشاهده می‌شود. رگه‌های آپلیتی حاوی تورمالین حاصل تبلور بخش باقیمانده و تفریق یافته مذاب گرانیتوئیدی می‌باشد که غنی از (B) بوده‌اند.



شکل ۲-۱۰) (الف) زینولیت‌هایی از سنگهای میزبان در داخل گرانودیوریتها؛ (ب) زینوکریستهای آندالوزیت در گرانودیوریت‌ها.

رگه‌های پگماتیتی

ضخامت این رگه‌ها بسیار متغیر است. بلورهای درشت کوارتز، فلدسپار آلکالن، تورمالین و ورقه‌های ریز مسکوویت از سازندگان این پگماتیته‌ها هستند (شکل ۲-۱۱ ب). در برخی موارد پگماتیت به صورت موضعی یا محلی تشکیل شده‌اند و حاصل تبلور بخش‌های تفریق یافته مذاب گرانیتی هستند که به طور موضعی از آب و مواد فرار غنی شده‌اند. این گونه پگماتیته‌ها دارای مرز مشخص با گرانیتوئیدها می‌باشند.



شکل ۲-۱۱) تصاویر صحرایی از انواع رگه‌های موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا. (الف) تصویری از رگه آپلیتی در داخل گرانودیوریت؛ (ب) رگه پگماتیتی؛ (ج) و (د) رگه‌های سیلیسی در داخل لوکوگرانیت ازنا.

رگه‌های کوارتز و کوارتز - تورمالین

رگه‌های کوارتزی آخرین سیالات گرانودیوریتی تفریق یافته هستند که به صورت رگه و رگچه تبلور پیدا کرده‌اند (شکل ۲-۱۱ ج). مهاجرت سیالات آزاد شده در طی دگرگونی سنگهای دمای پایین موجب تشکیل رگه‌های کوارتزی می‌شود (میاشیرو^۱، ۱۹۷۳). این رگه‌ها فراوانی کمتری نسبت به رگه‌های پگماتیتی دارند. در بعضی موارد رگه‌های کوارتزی با رگه‌های ظریفی از اکسید آهن همراه می‌باشد. در لوکوگرانیت ازنا رگه‌های کوارتزی به وفور وجود دارد.

^۱ - Miyashiro

تشکیل رگه‌های کوارتز- تورمالین در داخل مجموعه گرانیتوئیدی الیگودرز می‌تواند نشانه‌ای از فرایند گرایزنی شدن باشد که در بخش‌های بالایی بسیاری از گرانیت‌های تفریق یافته نوع S (هارلو و استرهیم^۱، ۲۰۱۳) تشکیل می‌شود (شکل ۲-۱۲ الف). برای تشکیل این رگه‌ها سیالات غنی از مواد فرار مثل فلوئور، بور، لیتیم و یون‌های Na^+ ، K^+ و H^+ در یک توده گرانیتی در حال سرد شدن مشارکت دارند که در امتداد شکستگی‌های گسلی از درون سقف به سنگ‌های اطراف حرکت می‌کنند و غالباً با کانی‌سازی‌های F ، Li ، Be ، Mo ، U ، W و Sn همراه هستند (هارلو و استرهیم، ۲۰۱۳). در این سنگ‌ها مسکوویت به طور ویژه جانشین فلدسپار و بیوتیت شده است.

۲-۲-۵- دایک‌های مافیک

تعدادی دایک مافیک با ترکیب گابرودیوریتی توده گرانیتوئیدی گل‌زرد را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها دارای رنگ سیاه مایل به سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و ضخامت آنها به ۳۰ تا ۲ متر می‌رسد (شکل ۲-۱۲). وجود این دایک‌ها بیانگر رژیم‌های کششی موضعی مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی است که به تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق منجر شده و سپس مواد مذاب دارای ترکیب گابرودیوریتی به درون آنها راه یافته است. به نظر می‌رسد این دایک‌ها جوانترین فعالیت ماگمایی در منطقه باشند که در امتداد شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند و حاکی از وجود یک فاز کششی در منطقه بعد از عملکرد فاز فشارشی می‌باشند. این سنگ‌ها از نظر ترکیب هم‌ارز گابرو (دولریت) و دیوریت بوده و به رنگ سبز تیره، دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند.

^۱ - Harlv & Austrheim



شکل ۲-۱۲) تصاویری از رگه گرایزنی و دایک‌های مافیک. (الف) رگه گرایزنی که گرانیتهای الیگودرز را قطع کرده‌اند. تورمالین در بخش مرکزی این رگه تجمع یافته و فلدسپارها به مجموعه‌ای از مسکوویت و کوارتز تبدیل شده است؛ (ب) دایکهای مافیک و سنگ‌های گرانودیوریتی میزبان در توده نفوذی گل زرد.

۲-۲-۶- میگماتیتها

میگماتیت‌ها عمدتاً در غرب و شمال غرب توده نفوذی دره‌باغ مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳). در این سنگها آثاری از فلدسپارزایی دیده می‌شود (شکل ۲-۱۳). بخش‌های روشن که به صورت رگه‌های نامنظم در فضای بین آنکلاوهای پسامیتی گردشده توسعه یافته‌اند به طور مشخص ترکیب گرانیت داشته و از کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن، بیوتیت و کانیه‌ای اپک تشکیل شده‌اند. خصوصیات پتروگرافی میگماتیت‌ها در فصل ۳ به طور مفصل توضیح داده شده است.



شکل ۲-۱۳) الف و ب شواهدی از میگماتیت‌زایی در شمال غربی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ. در صحرا آنکلاوهای پسامیتی گردشده با گرانودیوریت درشت بلور غنی از بیوتیت دربر گرفته شده‌اند.

نتیجه‌گیری

گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا بخش کوچکی از نوار سندنچ-سیرجان را تشکیل می‌دهند که به درون سنگهای متاپلیتی تریاس‌پسین-ژوراسیک‌پیشین تزریق شده و در اثر نفوذ به درون این سنگها، هاله دگرگونی مجاورتی با رنگ تیره نسبت به سایر سنگهای مجاور ایجاد نموده است. توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز از سه واحد اصلی گرانودیوریتی، گرانیتی و لوکوگرانیتی تشکیل شده است. گرانیتوئیدها بخش اعظم این توده‌ها بوده و در صحرا به رنگ خاکستری دیده می‌شوند که توسط لوکوگرانیتها و رگه‌های آپلیتی قطع شده‌اند. لوکوگرانیتها بخش‌های تفریق یافته این توده‌ها

هستند که به رنگ سفید دیده می‌شوند. تورمالین‌ها به دو صورت رگه‌ای و نودولی در این سنگها دیده شده است.

جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی با گسترش دگرگونی مجاورتی کم ضخامتی در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس و کردیریت-هورنفلس همراه بوده است. حضور آنکلاوهای متاپلیتی، متاپسامیتی، سیلیسی و زینوکریستهای آندالوزیت از ویژگیهای بارز این توده‌ها محسوب می‌شود. با توجه به شواهد موجود از جمله حضور گسترده پورفیروبل‌های آندالوزیت، آنکلاوهای متاپلیتی و سیلیسی، حضور گسترده بیوتیت و تورمالین می‌توان گفت که توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز در زمره گرانیتوئیدهای تیپ S قرار می‌گیرند.

فصل سوم

پتروگرافنی

مقدمه

در این فصل، ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی در سنگ‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرد. پتروگرافی یا سنگ‌نگاری سنگ‌ها، شامل بررسی کانی‌ها و بافت‌هاست که شیمی و تاریخچه سرد شدن آن را نشان می‌دهد. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های نفوذی الیگودرز و ازنا بیش از ۲۵۰ مقطع نازک و ۲۰ مقطع نازک صیقلی تهیه و جهت مطالعه و شناسایی کانیهای اصلی، کانیهای فرعی، کانیهای ثانویه، نام سنگ و دگرسانی‌ها استفاده شده است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و شواهد پتروگرافی سنگهای آذرین نفوذی منطقه به واحدهای زیر تقسیم می‌شوند: ۱- سنگهای میزبان؛ ۲- سنگهای نفوذی شامل: الف) توده‌های نفوذی دره‌باغ و گل‌زرد، ب) لوکوگرانیت ازنا؛ ۳- آنکلاوها؛ ۴- واحد میگماتی. در این فصل نتایج مطالعات دقیق پتروگرافی واحدهای مختلف سنگی با نگرشی ویژه بر معرفی و حضور کانیهای رستیتی آورده شده است. علائم اختصاری مورد استفاده در تصاویر میکروسکوپی از سیوولا و اشمید^۱ (۲۰۰۷) اقتباس شده است.

جدول ۱-۳) علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (سیوولا و اشمید، ۲۰۰۷)

علامت اختصاری	نوع کانی	علامت اختصاری	نوع کانی
Mc	میکروکلین	Bt	بیوتیت
Pl	پلاژیوکلاز	Sph	اسفن
Or	ارتوکلاز	Chl	کلریت
Zrn	زیرکن	Ep	اپیدوت
Ilm	ایلمنیت	Qtz	کوارتز
Op	اوپک	Tur	تورمالین
Sil	سلیمانیت	Grt	گارنت
Crd	کردیریت	And	آندالوزیت
Ap	آپاتیت	Ms	مسکوویت
Rt	روتیل	Ser	سریسیت

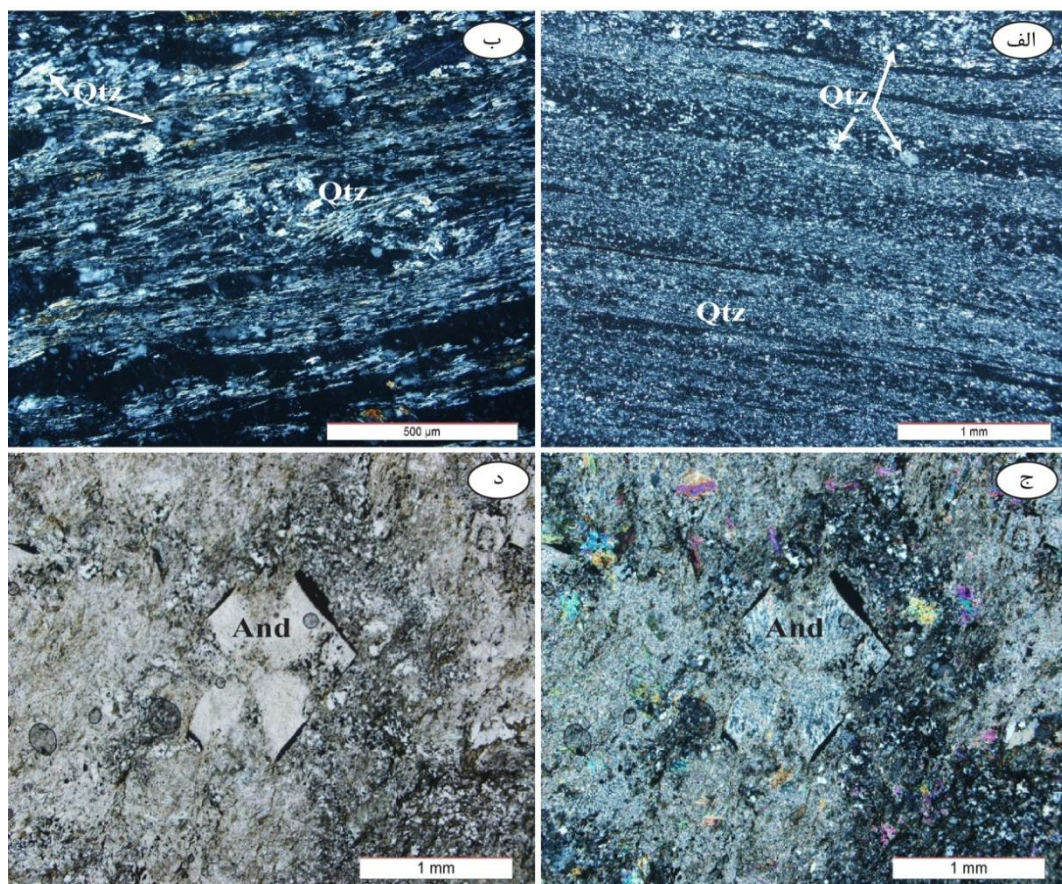
^۱- Siivola & Schmid

مهمترین واحدهای سنگی توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت است. واحد لوکوگرانیتی در توده‌های دره‌باغ و گل‌زرد بیشتر به صورت دایک، رگه و رگچه و در ناحیه ازنا به صورت یک استوک رخنمون دارد. با توجه به شواهد موجود از جمله زینوکریست‌های آندالوزیت، آنکلاوهای متاپلیتی و متاپسامتی، حضور کانی گارنت، بیوتیت، تورمالین، مسکوویت‌زایی فراوان و همچنین آنکلاوهای سورومیکاسه می‌توان گفت که گرانیتوئیدهای الیگودرز و ازنا از نوع S و پرآلومین هستند.

۳-۱- سنگ‌های میزبان (شیل و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده)

سنگ میزبان توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا را مجموعه‌ای از سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست تشکیل می‌دهند. سنگ‌های مزبور بخش وسیعی از منطقه را در بر می‌گیرند و در واقع بخشی از فیلیت‌های همدان هستند که از همدان تا گلپایگان رخنمون دارند. این سنگها در صحرا به رنگ سیاه تا خاکستری بوده و از کانیهای بسیار کوچک بیوتیت، کلریت و کوارتز تشکیل شده‌اند. در زیر میکروسکوپ بافت‌های لپیدوبلاستی و لپیدوگرانوبلاستی دارند و در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و سیلتستون بوده‌اند که دگرگون شده‌اند (شکل ۳-۱ الف و ب). با توجه به پاراژنز کانی‌ها، این سنگ‌ها در حد رخساره شیست‌سبز (زون کلریت) و در دمای ۴۰۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد (هیندمن، ۱۹۸۵) دگرگون شده‌اند. تیرل (۱۹۲۱) متاپلیت و متاپسامیت را معادل دگرگونی سنگ‌های رسوبی لوتایت و آرنایت (گل‌سنگ و ماسه‌سنگ) در نظر گرفته است. سازمان زمین‌شناسی انگلیس در نقشه‌ها واژه پلیت را برای سنگهای دگرگونی نسبتاً غنی از میکا و پسامیت را برای سنگهای دگرگونی نسبتاً غنی از کوارتز و فلدسپار استفاده می‌نماید (قاسمی، ۱۳۹۴).

شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی صورت گرفته نشان می‌دهد که با نزدیک شدن به توده نفوذی تغییرات بافتی و کانی‌شناسی نسبتاً قابل توجهی در این سنگها نمایان می‌شود که همان هاله دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق توده‌های نفوذی می‌باشد. به عنوان مثال در بخش جنوب غرب توده نفوذی ازنا، و در محل تماس با سنگهای میزبان، برونزد کوچکی از آندالوزیت شایسته را می‌توان مشاهده نمود که در ادامه به اسلیت و فیلیت ختم می‌شود. این سنگها به صورت تپه ماهوری و با رنگ‌های سیاه تا مایل به سبز دیده می‌شوند. این سنگها که به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند حاوی بلورهایی از آندالوزیت نسبتاً کوچک بوده و بافت‌های پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی دارند. کانی آندالوزیت در این سنگها اغلب به سریسیت تبدیل شده و در بعضی از نمونه‌ها حاوی اذخال‌های فراوان از گرافیت (کیاستولیت) می‌باشد (شکل ۱-۳ ج و د).

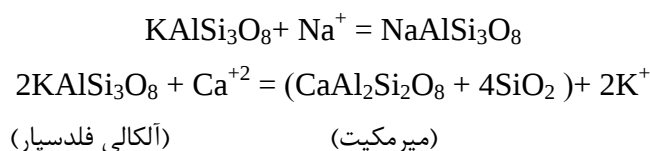


شکل ۱-۳) تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های میزبان توده‌های نفوذی الیگودرز. (الف) و (ب) فیلیت دارای لامیناسیون ترکیبی (XPL)؛ (ج) پورفیروبلاست آندالوزیت در داخل سنگهای دگرگونی میزبان لوکوگرانیت ازنا (XPL)؛ (د) تصویر ج در نور (PPL).

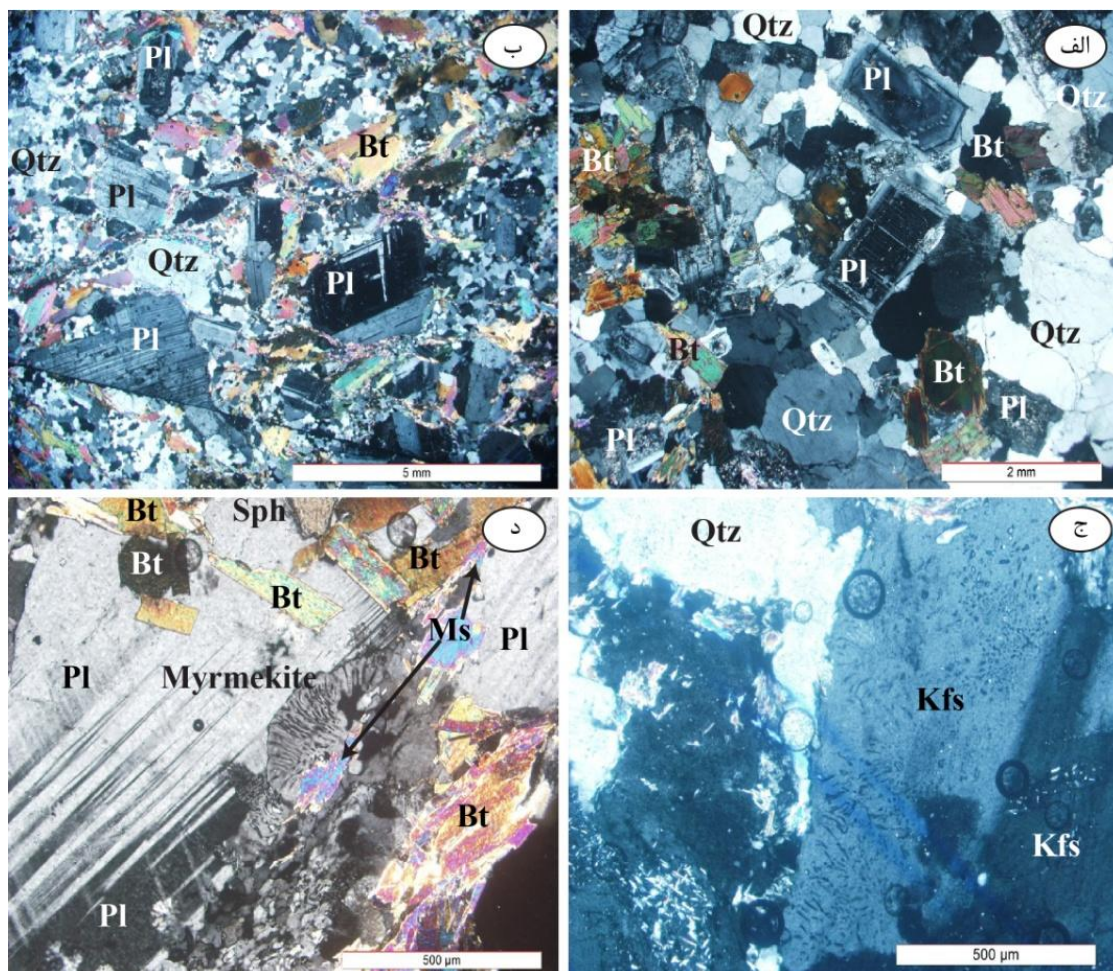
۳-۲- پتروگرافی توده‌های نفوذی

۳-۲-۱- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها به عنوان متشکله اصلی توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (گل‌زرد و دره‌باغ) در صحرا به رنگ خاکستری متمایل به روشن هستند. این سنگها در برخی مناطق به شدت فرسایش یافته و مورفولوژی آنها به صورت تپه ماهوری است. گرانودیوریت‌ها در زیر میکروسکوپ دارای بافت‌های گرانولار متوسط تا درشت (شکل ۳-۲ الف و ب) و میرمیکیتی (شکل ۳-۲ ج و د) بوده و از کانیه‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، آلكالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین) و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲). بیوتیت، آندالوزیت، گارنت، اسفن، آپاتیت، زیرکن، (±مونازیت)، روتیل و کانیه‌های اپک، کانیه‌های فرعی این واحد هستند. کانیه‌های ثانویه سیریسیت، کلریت، اپیدوت و مسکوویت نیز در برخی از مقاطع مشاهده می‌شوند. در بافت میرمیکیتی توده‌های ریز کرمی‌شکل از جنس کوارتز در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. تشکیل میرمیکیت در حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز یکی از شواهد تحمیل فشار می‌باشد (شکل ۳-۲ د) (ورنون^۱، ۲۰۰۴، ۲۰۰۸؛ کولینز^۲، ۱۹۸۸). میرمیکیت با هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز تشکیل می‌شود که به موجب آن کلسیم و سیلیسم آزاد و سیلیس اضافی طبق واکنش زیر برای تشکیل کوارتزهای کرمی‌شکل مصرف می‌شود (کولینز، ۱۹۸۸):



۱- Vernon
۲- Collins

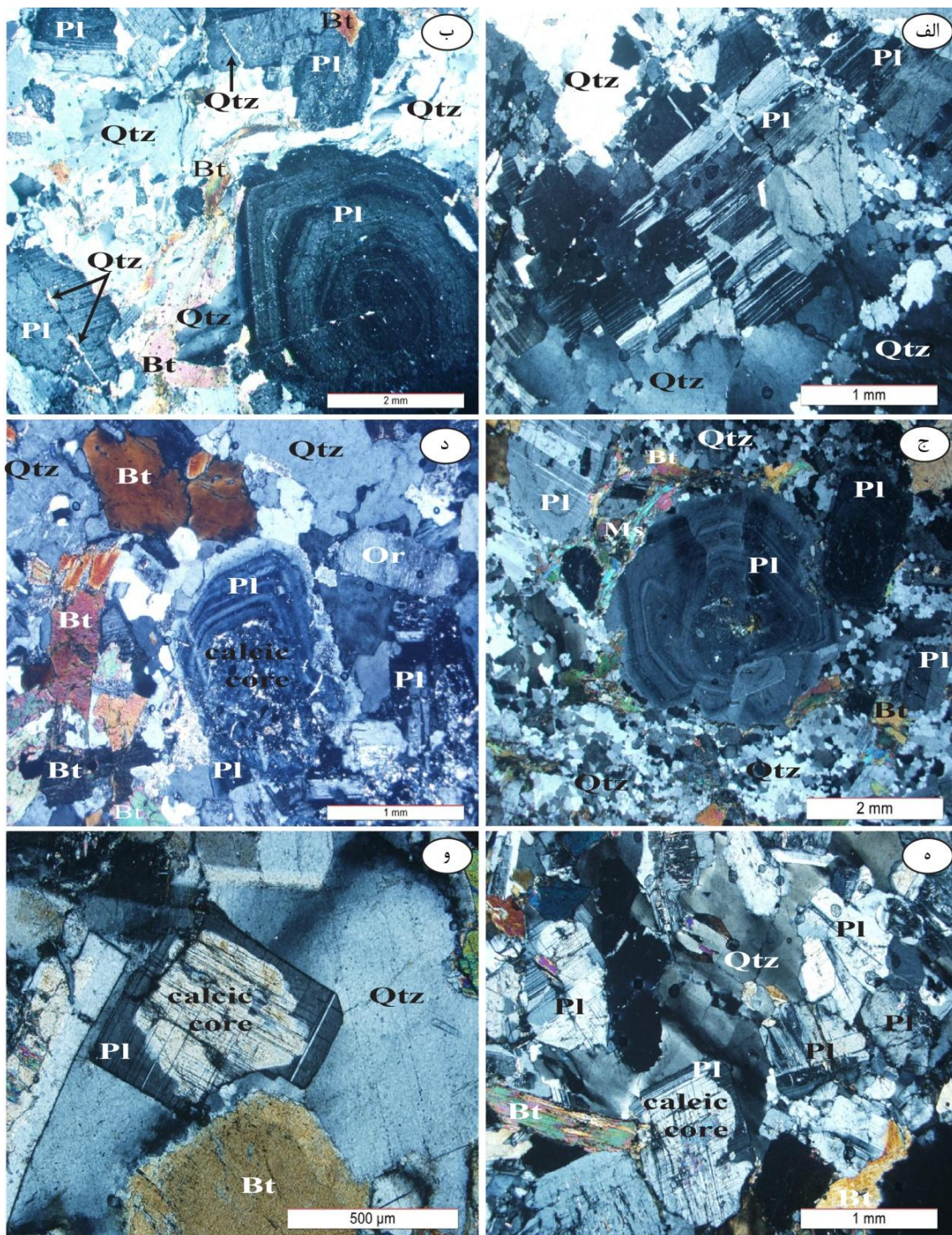


شکل ۳-۲) تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی سنگ‌های گرانودیوریتی توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. (الف) و (ب) به ترتیب بافت گرانولار متوسط و ریزدانه که در آن بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت نمایان است (XPL)؛ (ج) و (د) بافت میرمکیتی که در اثر هم‌رشدی بلورهای ریز کوارتز در زمینه‌ای از ارتوکلاز بوجود می‌آید (XPL).

کانیهای اصلی

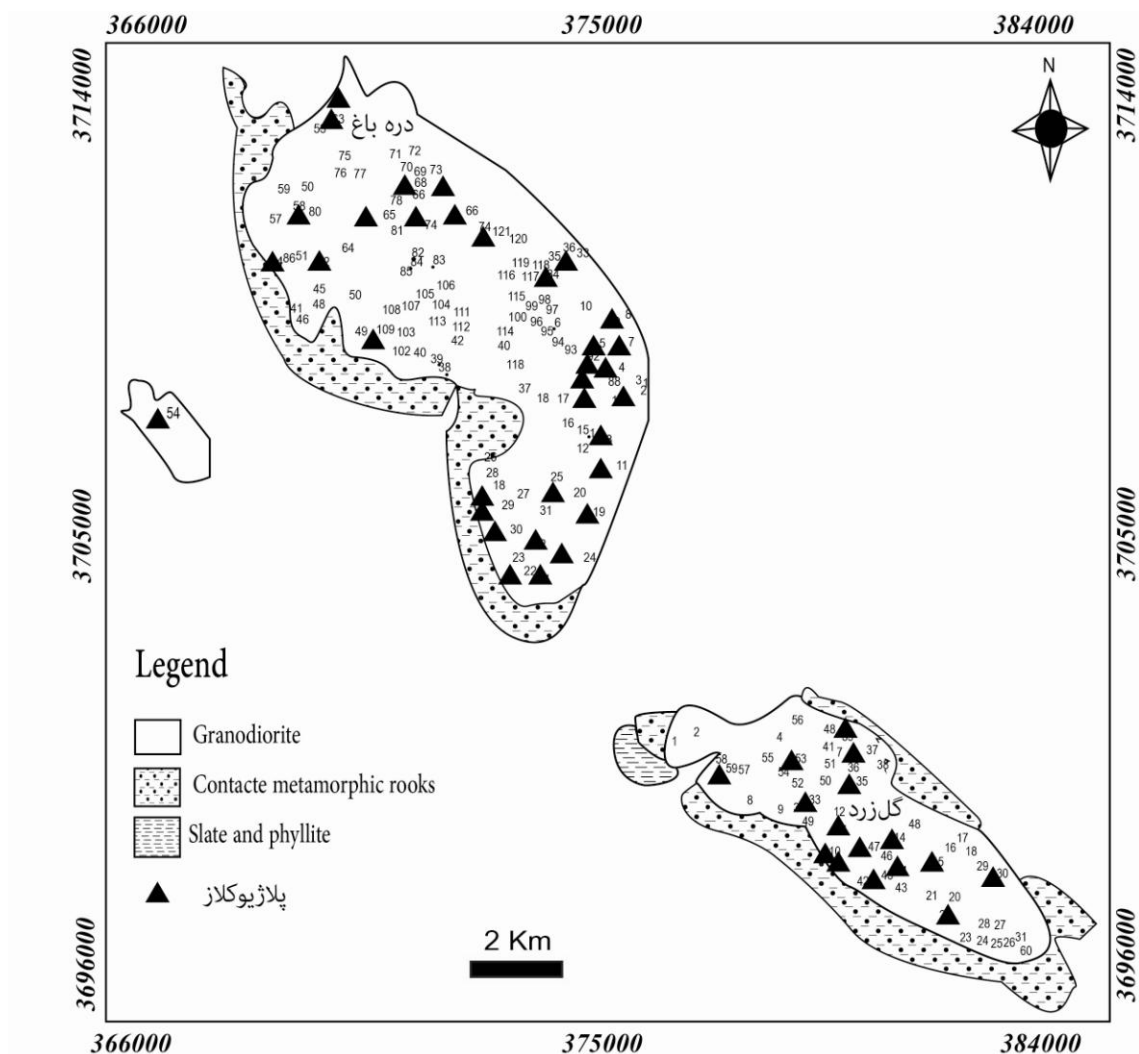
پلاژیوکلاز شاخص‌ترین و فراوان‌ترین کانی گرانودیوریت‌ها است که به صورت شکل‌دار و تخته‌ای شکل و از ابعاد کوچک تا درشت در تغییرند. پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز دارای ماکل تکراری و منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل ۳-۳ الف و ب). منطقه‌بندی نوسانی از ویژگی‌های بارز این کانیها است که تغییرات شرایط محلی تبلور را نشان می‌دهد (شلی^۱، ۱۹۹۳). بسیاری از

^۱- Shelly



شکل ۳-۳) تصاویر میکروسکوپی از تعدادی پلاژیوکلازهای واحد گرانودیوریتی دارای ماهیت رستیتی. (الف) پلاژیوکلاز با ماکل تکراری در گرانودیوریت‌های الیگودرز (XPL)؛ (ب) منطقه‌بندی پیچیده در پلاژیوکلاز و پرشدگی شکستگی‌های پلاژیوکلاز توسط کوارتز (XPL)؛ (ج) منطقه‌بندی پیچیده که با غلافی خاکستری از پلاژیوکلاز آلبیتی احاطه شده است (XPL)؛ (د) پلاژیوکلاز رستیتی با هسته کلسیک به همراه کوارتز و بیوتیت (XPL)؛ (ه) و (و) پلاژیوکلازهای با هسته‌های کلسیک با غلافی از پلاژیوکلاز آلبیتی (XPL).

پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی پیچیده، حاشیه‌های خورده شده بوده و با غلافی سفید تا خاکستری روشن از پلاژیوکلاز آلبیتی احاطه شده‌اند (شکل ۳-۳ ج، د و ه). این پلاژیوکلازها از نظر ظاهری شباهت بسیاری به پلاژیوکلازهای باقیمانده از ذوب‌بخشی (پلاژیوکلازهای رستیتی) دارند که با هسته



شکل ۳-۴) پراکندگی کانی پلاژیوکلاز رستیتی در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. شماره ایستگاه‌ها از شکاری (۱۳۹۰) و بدلو (۱۳۹۰) اقتباس شده است.

دارای آنورتیت بالا، منطقه‌بندی پیچیده، و حاشیه‌های گردشده شناخته می‌شوند (چپل و وایت^۱، ۱۹۷۷؛ اسمیت و براون^۲، ۱۹۸۸؛ هولتز و باربیز^۳، ۱۹۹۱). پراکندگی کانیه‌های پلاژیوکلاز رستیتی در شکل ۳-۴ نشان داده شده است و با این واقعیت مطابقت می‌نماید که پلاژیوکلازهای رستیتی اکثراً در حاشیه‌های شرقی توده نفوذی دره‌باغ و بیشتر قسمت‌های توده نفوذی گل‌زرد حضور دارند.

کوارتز بعد از پلاژیوکلاز، فراوانترین کانی تشکیل دهنده گرانودیوریت‌هاست که به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و در ابعاد بسیار متفاوت وجود دارد (شکل ۳-۵). در گرانیتهای نوع S که حاوی قلوه‌های درشتی از کوارتز هستند (۳-۵ الف و ب)، تشخیص کوارتزهای ماگمایی از رستیتی دشوار است و نیاز به مطالعات کاتدولومینسانس دارد (چپل و همکاران، ۱۹۸۷). بجز برخی از بلورهای درشت کوارتز که احتمال می‌رود منشأ غیر ماگمایی داشته باشند هیچ شاهد پتروگرافی دیگری برای حضور کوارتز رستیتی وجود ندارد. به گفته سن‌اویه و همکاران^۴ (۲۰۱۰) ساب‌گرین شدن (دانه ریز شدن) یکی از شواهد بارز دگرشکلی ساب‌سولیدوس دما بالا می‌باشد که در آن پورفیروکلاستهای کوارتز دارای حاشیه نامنظم و مضرسی و دارای خاموشی موجی (شکل ۳-۵ ج) می‌باشند (پسرلی و همکاران^۵، ۲۰۱۰). این مسئله با تکتونیک حاکم در منطقه مطابقت و هماهنگی دارد. برخی از کوارتزهای موجود نیز خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۳-۵ د).

آلکالی فلدسپارها به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار از نوع ارتوزکلاز و میکروکلین می‌باشند (شکل ۳-۶ الف و ب). بلورهای ارتوز در اکثر مواقع بافت پرتیتی نشان می‌دهند و به صورت فاز بین دانه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳-۶ الف). این بلورها بدلیل رشد تأخیری، شکل و اندازه متغیری

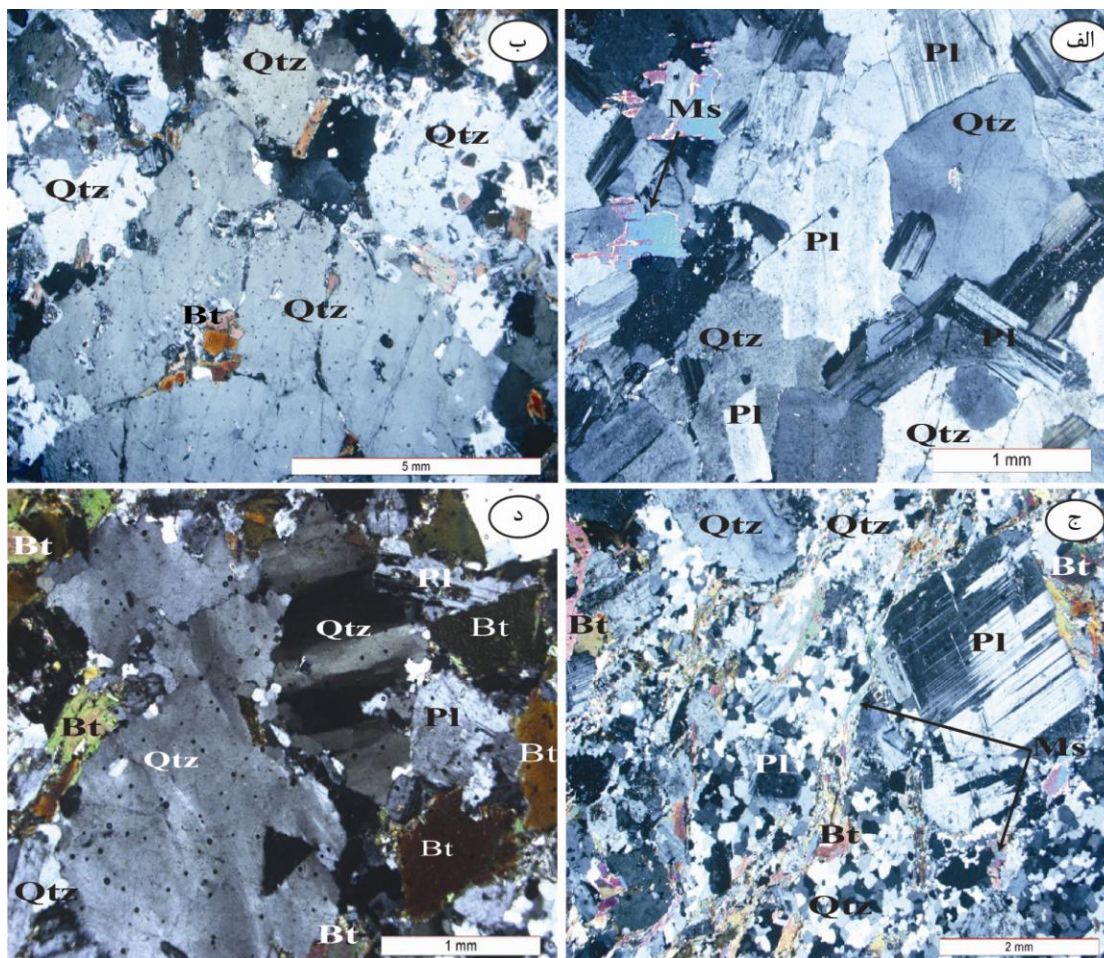
۱- Chappell & White

۲- Smith & Brown

۳- Holtz & Barbeyz

۴- Sant Ovaia

۵- Passarelli



شکل ۳-۵) بلورهای کوارتز موجود در گرانودیوریت‌های الیگودرز. (الف) بلورهای درشت کوارتز، پلاژیوکلاز و مسکوویت (XPL)؛ (ب) بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل کوارتز با ادخالهای بیوتیت (XPL)؛ (ج) دانه‌ریز شدن بلورهای کوارتز در نمونه‌های میلونیتی (XPL)؛ (د) کوارتز درشت با خاموشی موجی به همراه بیوتیت و پلاژیوکلاز (XPL).

دارند. در برخی موارد ارتوز به کانیه‌های رسی و سربیسیت دگرسان شده است (شکل ۳-۶ الف). در اثر هم‌رشدی ارتوز با کانی کوارتز بافت گرافیکی زیبایی تشکیل و یا به صورت پوشش‌های باریک در اطراف پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. در برخی مقاطع بلورهای ارتوز به میکروکلین تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۶ ب). در چنین مواردی اعمال تنش موجب می‌شود که سیستم بلورشناسی ارتوز به بلورهای با سیستم تقارن کمتر (از منوکلینیک به سیستم تری‌کلینیک) تغییر نماید (ورنون، ۲۰۰۴).

بیوتیت مهمترین و فراوانترین کانی آهن و منیزیم دار در گرانودیوریت ها است. بیوتیت های موجود در توده های نفوذی الیگودرز به دو صورت مشاهده می شوند: ۱- بیوتیت های ورقه ای شکل دار تا نیمه شکل دار درشت دانه با چندرنگی قرمز-قهوه ای حاوی ادخال فراوانی از زیرکن، (±موناژیت)، آپاتیت، روتیل، اسفن و کانی کدر (شکل ۳-۶ ج و د)؛ ۲- بیوتیت های دانه ریز که بیشتر به صورت تجمعی بوده و اغلب با بلورهای ریز سیلیمانیت همراه شده اند (شکل ۳-۶ ه). براساس مطالعات پتروگرافی وایت و چپل (۱۹۹۱) به نظر می رسد بیوتیت های اخیر قطعاتی از مجموعه های رستیت باشند. برخی از بیوتیت ها در حضور سیالات گرمابی به کلریت، اسفن و مسکوویت تبدیل شده اند (شکل ۳-۶ د). این کانیها در بخشهای حاشیه ای و یا در امتداد رخ بیوتیت دیده می شوند. بلورهای منیتیت نیز به صورت ادخال در داخل بیوتیت وجود دارند (شکل ۳-۶ و).

کانیهای فرعی

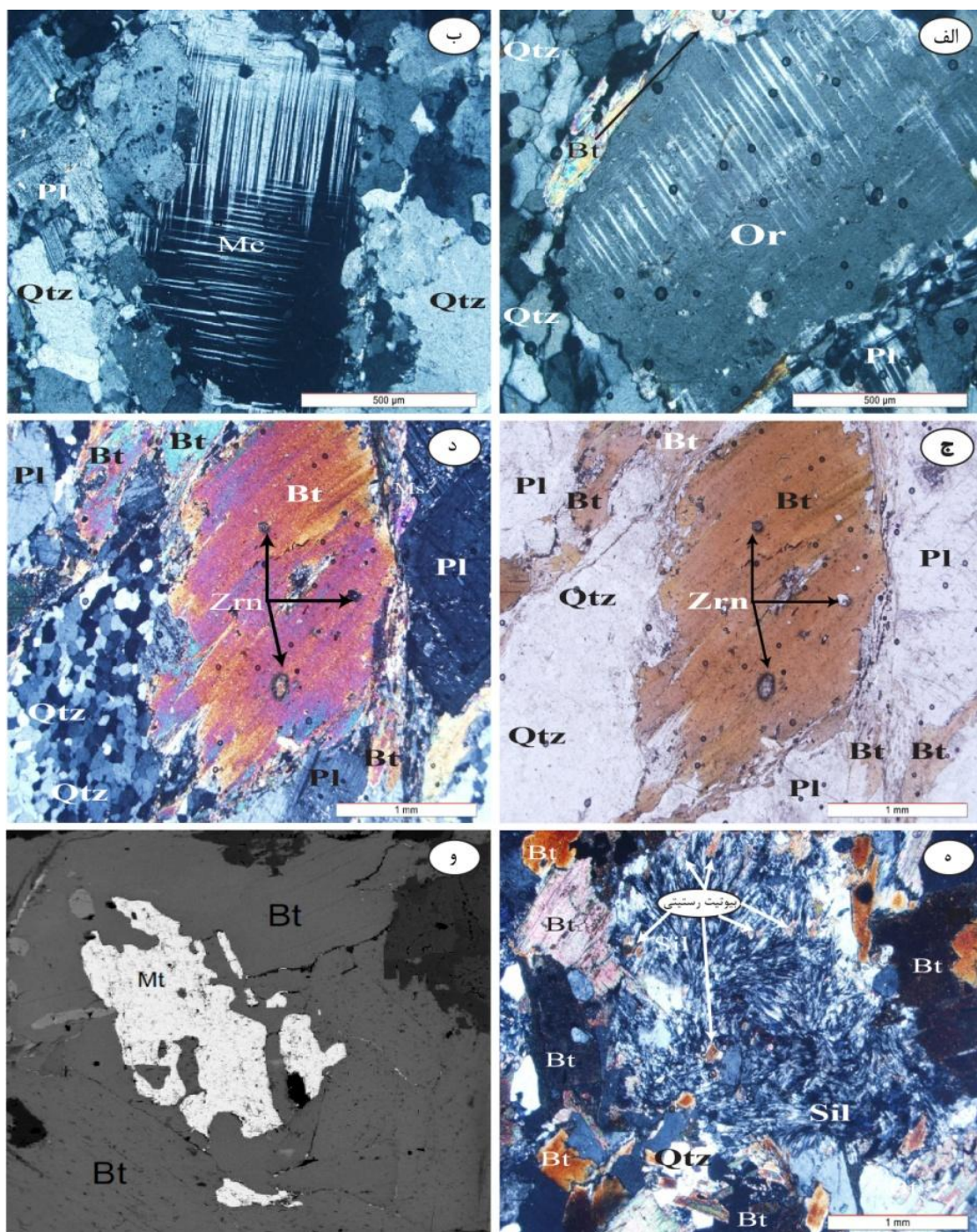
مسکوویت به صورت بلورهای ورقه ای نیمه شکل دار و بی شکل و در اندازه های ریز تا درشت در این واحد سنگی مشاهده می شوند (شکل ۳-۷ الف و ب). مسکوویت های اولیه از کانیهای شاخص گرانیتهای پرآلومین می باشند که بررسی اولیه یا ثانویه بودن آن از اهمیت ویژه ای برخوردار است. بر اساس شواهد پتروگرافی اسپیر^۱ (۱۹۸۴)، میلر^۲ و همکاران (۱۹۸۱)، سان^۳ و همکاران (۲۰۰۲) و باربارن^۴ (۱۹۹۶) مهمترین راههای شناسایی مسکوویت های اولیه و ثانویه بدین شرح می باشد: ۱- مسکوویت اولیه همانند سایر فازهای دیگر درشت بلور بوده و می تواند مانند بیوتیت به عنوان فاز اصلی محسوب شود؛ ۲- قسمت انتهایی بلورهای موسکوویت اولیه صاف و یا به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار می باشد؛ ۴- هیچ بافت واکنشی با سایر کانیهای

۱- Speer

۲- Miller

۳- Sun

۴- Barbarin



شکل ۳-۶) تصاویر میکروسکوپی از آلکالی فلدسپار و انواع بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. (الف) بلور درشت ارتوز پرتیتی در زمینه‌ای از بیوتیت و کوارتز (XPL)؛ (ب) میکروکلین، کوارتز بی‌شکل و پلاژیوکلاز (XPL) (ج) بیوتیت ورقه‌ای بزرگ حاوی ادخال‌هایی از زیرکن (PPL)، (د) تصویر الف در نور پلاریزه (XPL)؛ (ه) بیوتیت‌های تکه تکه و سیلیمانیت که به نظر می‌رسد از بخش‌های دیرگداز باقی‌مانده و رستیتی باشد (PPL)؛ (و) تصویر میکروسکوب الکترونی (BSE) از کانی بیوتیت حاوی ادخال از منیتیت.

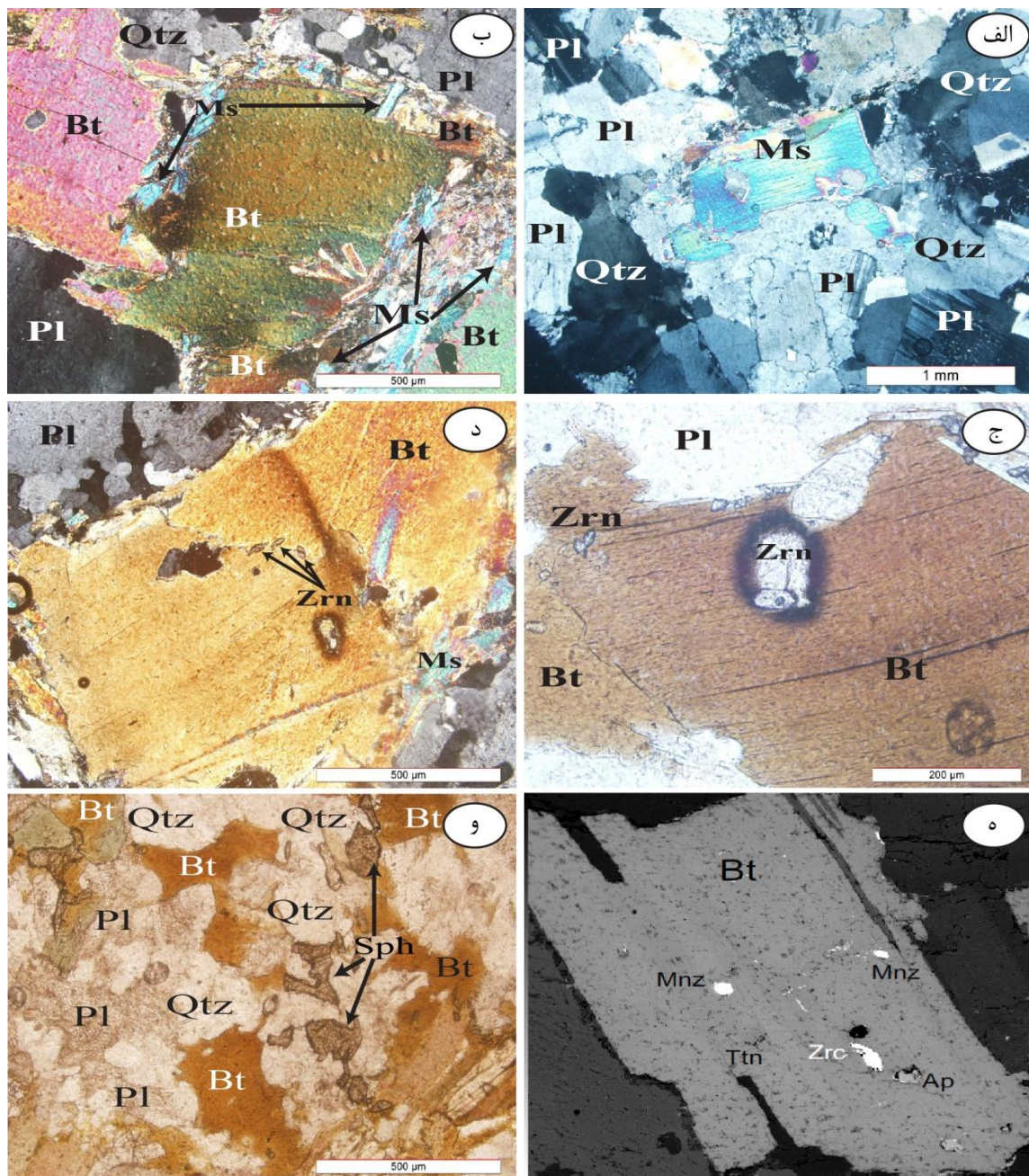
اطراف نداشته باشد؛ ۵- در سنگهای سالم و فاقد هر نوع دگرسانی مشاهده شود؛ ۶- از نظر ژئوشیمیایی نیز مسکوویت‌های اولیه غنی از Fe، Mn، Ti و Si اما از Na، K، Mg و Al فقیر هستند. بررسی‌های پتروگرافی وجود هر دو نوع مسکوویت را در این مجموعه نشان می‌دهد. موسکوویت اولیه که به مقدار اندک به صورت بلورهای شکل‌دار و نسبتاً درشت به همراه کوارتز در این سنگها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷ الف) نشانه‌ای از پرآلومین بودن گرانیتهای مورد مطالعه می‌باشد (کلارک^۱، ۱۹۸۱). مسکوویت ثانوی حاصل واکنش ناقص تا کامل سیالات گرمابی با بیوتیت و ارتوکلاز بوده و مسکوویت‌ها به صورت پولک‌های ریز در حاشیه بیوتیت‌ها بوجود می‌آیند (شکل ۳-۷ ب). در فرایند تبدیل بیوتیت به مسکوویت Mg، Fe و Ti آزاد شده و در ساخت کانی‌هایی مثل اسفن، کلریت و هماتیت شرکت می‌کند.

زیرکن، مونازیت و اسفن

زیرکن و مونازیت با داشتن رنگهای تداخلی قوی و هاله‌ای تیره که بدلیل تشعشع عناصر رادیواکتیو در آنها است، (هاله پلئوکروئیک) مشخص می‌شوند (شکل ۳-۷ ج و د). با توجه به مشابهت زیاد خصوصیات نوری این دو کانی و عدم امکان شناسایی آنها در زیر میکروسکوپ، از میکروسکوپ الکترونی برای تفکیک و اثبات حضورشان استفاده شده است (شکل ۳-۷ ه). حضور زیرکن و مونازیت به صورت بلورهای منشوری کوتاه و شکل‌دار در داخل بیوتیت‌ها می‌تواند شاهی بر رستیتی بودن هر دو کانی نامبرده باشد (چپل و وایت، ۱۹۹۱).

اسفن یکی از فراوانترین و مهمترین کانی فرعی در گرانودیوریت است که به صورت گوه‌ای شکل در توده‌های نفوذی الیگودرز وجود دارد. درشت و خود شکل بودن آن نشانی از اولیه بودن این کانی است (شکل ۳-۷ و).

۱- Clarke



شکل ۳-۷) تصاویر میکروسکوپی از کانیه‌های فرعی واحد گرانودیوریتی. (الف) و (ب) به ترتیب مسکوویت‌های دانه‌درشت و دانه‌ریز در زمینه‌ای از بیوتیت و پلاژیوکلاز (XPL)؛ (ج) و (د) زیرکن با هاله پلئوکروئیک در داخل بیوتیت (به ترتیب PPL و XPL)؛ (ه) تصویر میکروسکوپ الکترونی از بلورهای مونازیت، زیرکن و آپاتیت در داخل بیوتیت؛ (و) بلور اسفن اولیه که به صورت خودشکل در کنار بیوتیت و کوارتز قرار دارد (PPL).

آندالوزیت‌ها دارای طیفی از اندازه بلوری (از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر) و اکثراً شکلدار، به صورت پراکنده در درون سنگهای گرانودیوریتی قابل مشاهده هستند. این زینوکریستها خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در اثر هجوم سیالات گرمایی به شدت سرسیتی شده‌اند (شکل ۳-۸ الف و ب).

این کانی در زیر میکروسکوپ در قالب منشورهای بزرگ مجزا همراه یا بدون هم‌رشدی‌هایی از مسکوویت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸ ج و د). به استثنای یک مقطع نازک که در آن آندالوزیت دارای رنگ تداخلی خاکستری سری اول است (شکل ۳-۸ الف) در بقیه موارد دارای رنگهای تداخلی متوسط تا قوی می‌باشد و به واسطه سیالات گرمابی به طور کامل با موسکوویت و مقادیر کمتر بیوتیت و کوارتز جایگزین شده است (شکل ۳-۸ ج و د). به علاوه، هیچ کانی باقی‌مانده از ذوب در منشا در داخل این بلورها مشاهده نمی‌شود. در مقاطع میکروسکوپی آندالوزیت و مسکوویت رابطه متقابلی با هم داشته و بعضاً در حاشیه آندالوزیت بلورهای نسبتاً درشتی از موسکوویت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸ ج). نتایج حاصل از تصاویر BSE که به منظور شناسایی دقیق ترکیب این کانی انجام شده است تنها هم‌رشدی موسکوویت با فلدسپار پتاسیک را به صورت پزودومورف در قالب اشکال دروغین آندالوزیت به اثبات رسانیده است (شکل ۳-۸ ه و و).

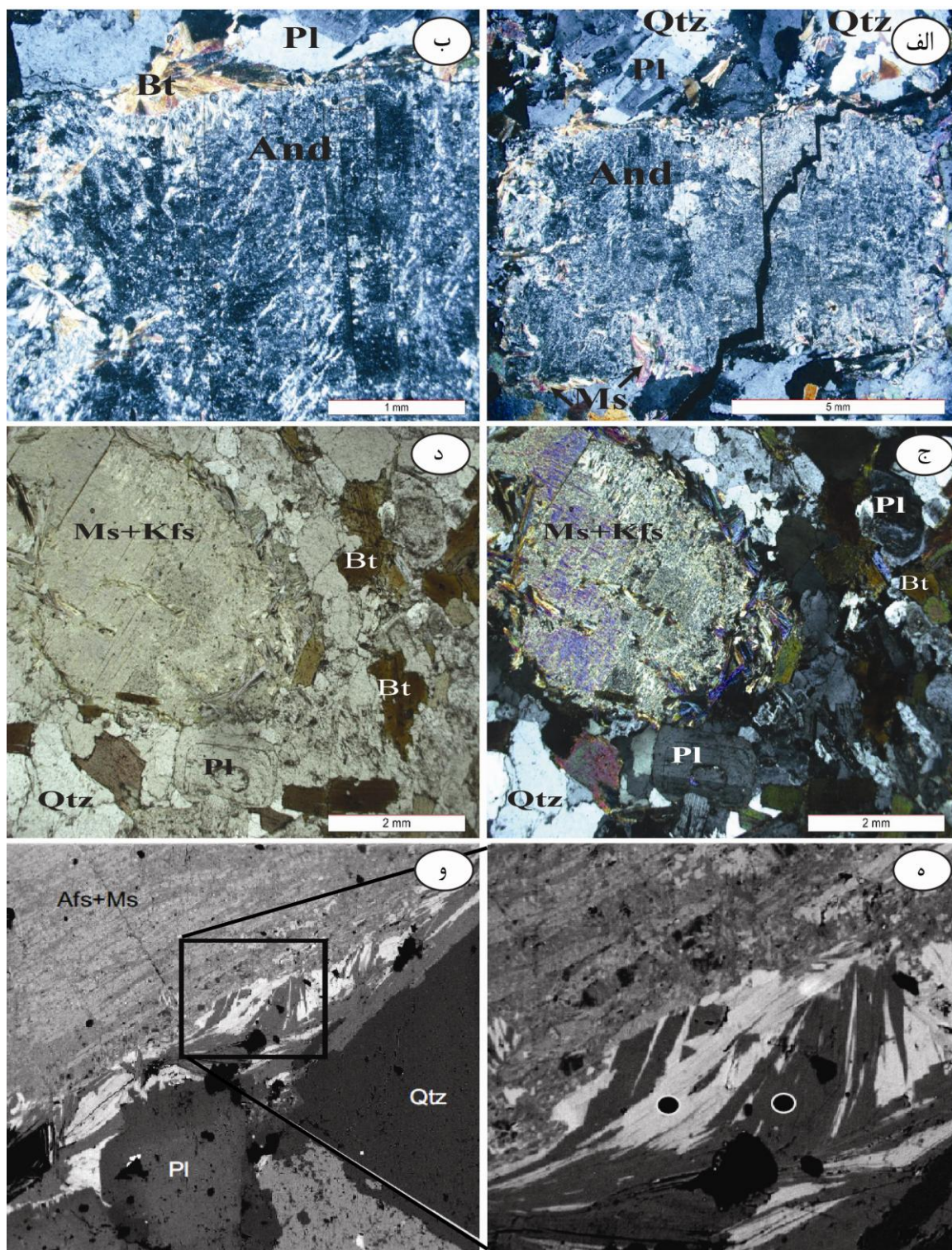
آندالوزیت یکی از مهمترین کانی‌هایی است که در گرانیتهای به شدت پرآلومین مشاهده می‌شود. این کانی می‌تواند به صورت اولیه بوده و از ماگما به طور مستقیم متبلور شده باشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۶؛ هسلا^۱، ۱۹۷۱) و یا از سنگهای منشا به صورت یک کانی دگرگونی به ارث رسیده باشد (رز^۲، ۱۹۵۷). کلارک و همکاران (۲۰۰۵) با مطالعه ۱۱۱ نمونه سنگ آذرین فلسیک آندالوزیت‌دار، این کانی را از نظر ژنتیکی و منشا طبقه‌بندی نموده و به انواع دگرگونی، ماگمایی و متاسوماتیک نسبت داده‌اند. خصوصیات بارز هر کدام از آنها در جدول ۳-۲ خلاصه شده است. این محققین معتقدند که بیشتر آندالوزیت‌های موجود در سنگهای آذرین فلسیک پرآلومین منشا ماگمایی دارند و بنابراین، محدوده پایداری بزرگی برای آندالوزیت‌های ماگمایی وجود دارد. کارهای تجربی (ریچاردسون^۳ و همکاران، ۱۹۶۹) و محاسبات ترمودینامیکی هلم و کلیپا^۴ (۱۹۶۶) نشان می‌دهد که بلورهای

۱- Haslam

۲- Rose

۳- Richardson

۴- Holm & Kleppa



شکل ۳-۸) تصاویر میکروسکوپی از آندالوزیت‌های موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز. (الف) و (ب) آندالوزیت‌های سریسیتی شده که از حاشیه به مسکوویت تبدیل شده‌اند همراه با بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز (XPL)؛ (ج) تصویر میکروسکوپی از آندالوزیت قهقرایی در گرانودیوریت‌ها. این کانی درشت بلور بوده و دارای بیرفرنژانس قوی می‌باشد (XPL)؛ (د) تصویر ج در نور (PPL)؛ (ه) و (و) تصاویر BSE که هم‌رشدی کامل موسکوویت و فلدسپار پتاسیک را نشان می‌دهند که به صورت پزودومورف جایگزین آندالوزیت شده‌اند.

جدول ۳-۲- طبقه‌بندی آندالوزیت از نظر ژنتیکی و منشا (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵)

ماگمایی	پریتکتیک ($T \uparrow$)	شکل دار تا نیمه شکل دار همراه با لوکوسوم در میگماتیت‌ها
	پریتکتیک (تحت اشباع از آب، $T \downarrow$)	نیمه شکل دار تا بی شکل، به صورت حاشیه واکنشی روی گارنت یا کردیریت
	کوتکتیک (تحت اشباع از آب، $T \downarrow$)	خودشکل، اندازه دانه مشابه با سنگ میزبان، کمی اذخال
	کوتکتیک (اشباع از آب، $T \downarrow$)	بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار بزرگ، در محل تماس آپلیت-پگماتیت یا فقط در بخشهای پگماتیتهی
دگرگونی	پیشرونده	به صورت برج، حاصل از دگرگونی مجاورتی سنگهای گرانیتی پرآلومین
	پسرونده	ناشی از تبدیل سیلیمانیت به آندالوزیت
	رستیتهی	فاز برجای مانده از ذوب بخشی، غالباً بی شکل با اذخالهایی از کانیهایی دگرگونی دما بالا
	زینوکریست	غالباً بی شکل، حاوی اذخالهای فراوان، به ویژه در نزدیکی سنگهای میزبان و یا زینولیت‌های پلیتهی
متاسوماتیکی	متاسوماتیک	در شرایط اشباع از آب که ماگما وجود نداشته باشد، آندالوزیت با کوارتز، فلدسپار و یا بیوتیت، هم‌رشدی‌هایی دارد.

آندالوزیت می‌توانند از مذابهای گرانیتی متبلور شوند و تا انتهای تبلور ماگما به صورت پایدار باقی بمانند. بهترین شواهد مبنی بر ماگمایی بودن این کانی شامل یکنواختی اندازه بلورها، خودشکل تا نیمه شکل دار بودن آنها، دانه درشت بودن (بزرگتر از $0/8$ میلیمتر)، عدم حضور اذخال و همگن بودن ترکیب شیمی آنها می‌باشد (وانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). لازم به توضیح است که آندالوزیت اولیه که در بسیاری از گرانیت‌های پرآلومین یافت می‌شود معمولاً تا $3/3$ درصد وزنی Fe^{+3} دارد (هسلام^۲، ۱۹۷۱؛ وانگ، ۲۰۰۶؛ چن^۳ و همکاران، ۱۹۹۵) و همین امر موجب تولید پلی کروئیسیم قوی (رنگ صورتی) آن در نور طبیعی می‌شود. با توجه به اینکه آندالوزیت‌های خیلی ریز و خیلی درشت منشا غیر آذرین دارند، همچنین اثری از پلی کروئیسیم صورتی و اذخالهای متبلور شده از ماگما در این بلورها مشاهده نمی‌شود، آندالوزیت‌های مزبور نمی‌تواند از نوع ماگمایی باشند.

۱- Wang

۲- Haslam

۳- Chen

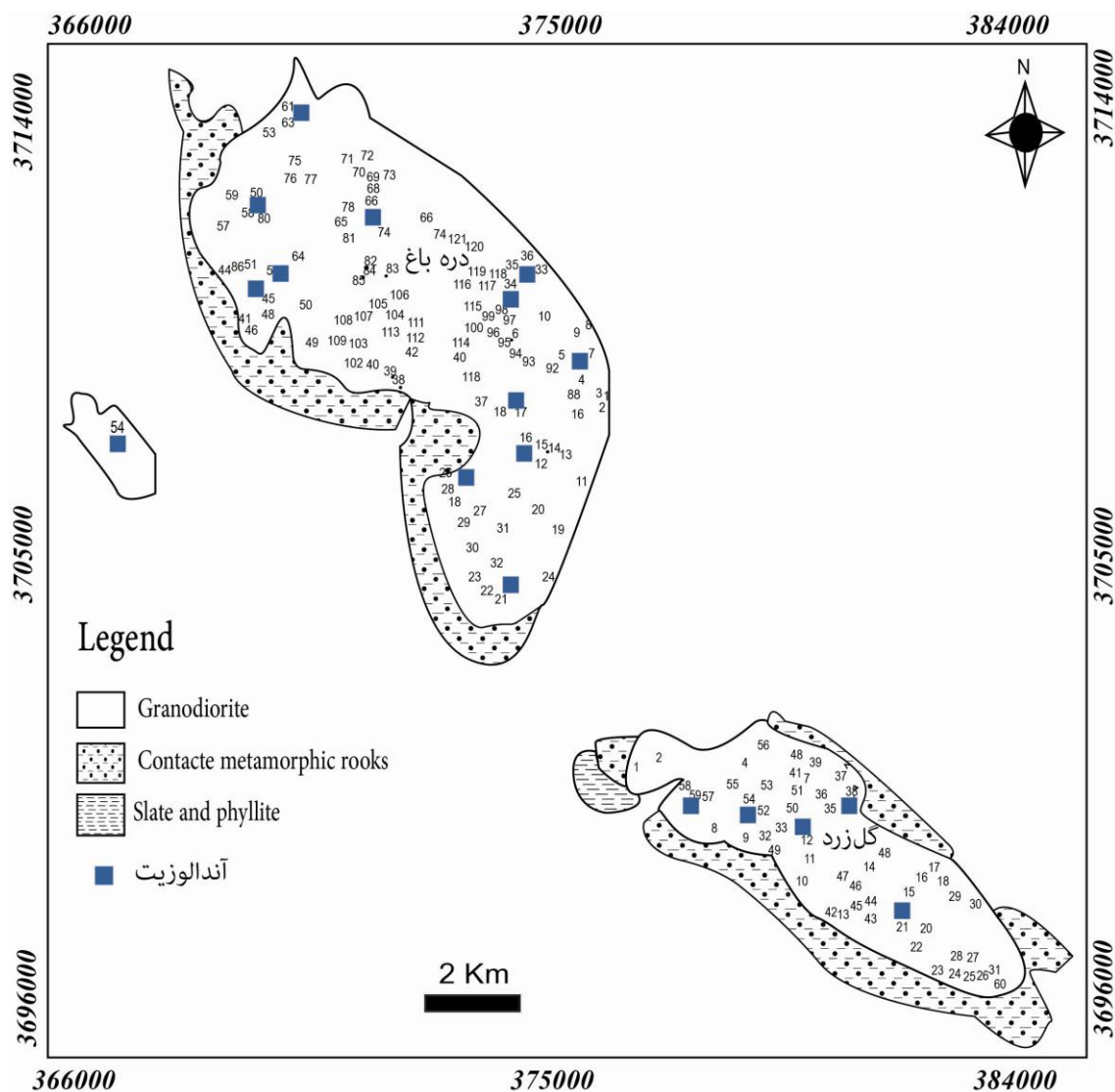
برخلاف آندالوزیت‌های ماگمایی، انواع زینوکریستی چندان رایج نبوده و ناهمسان بودن اندازه بلوری این کانی، بی‌شکل بودن و بافت‌های نامتعادل (حاشیه‌های واکنشی) مهمترین دلایل زینوکریست بودن این کانی می‌باشد (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵). در چنین شرایطی، بین آندالوزیت سنگ میزبان و گرانیست موجود شباهت‌های بافتی و شیمیایی خوبی مشاهده می‌شود (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵). عدم حضور آندالوزیت در سنگ‌های دگرگونی میزبان توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ و پراکندگی نسبتاً یکنواخت آنها در سراسر این توده‌ها، منشا زینوکریستی را برای بلورهای آندالوزیت نقض می‌نماید.

با توجه به حضور کانیهای رستیتی فراوان در داخل این مجموعه گرانیست‌یابی، منشا رستیتی آندالوزیت مورد بررسی قرار گرفته است. ناهمسان بودن اندازه بلورهای آندالوزیت، در بسیاری از موارد دانه‌ریز و گرد بودن آنها، رنگ‌های تداخلی ضعیف، بافت‌های نامتعادل (حاشیه‌های واکنشی) و ادخالهایی از کانیهای دگرگونی دمای بالا مهمترین شواهد مبنی بر رستیتی بودن این کانی می‌باشد (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵). به طور کلی آندالوزیت رستیتی واقعی به ندرت دیده می‌شود زیرا در ناحیه تولید ماگماهای گرانیستی، معمولاً شرایط دما و فشار بالاتر از محدوده پایداری آندالوزیت است (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵). از طرف دیگر ذوب‌بخشی مواد پلیتی در شرایط فشار بالا در پوسته پایینی و میانی احتمالاً به تشکیل مذاب‌های گرانیستی پرآلومین در تعادل با گارنت (یا سیلیمانیت) و نه آندالوزیت منجر می‌شود (گرین^۱، ۱۹۷۶؛ ویلزوف و هولوی^۲، ۱۹۸۸). صعود این ماگماها (کاهش فشار و دما) می‌تواند این مذاب‌ها را به قلمرو پایداری آندالوزیت وارد کند. در مقابل، ذوب‌بخشی مواد پلیتی در فشار پایین در پوسته میانی و بالایی در بسیاری از موارد به تشکیل آندالوزیت در واکنش پریکتیکی مشابهی منجر می‌شود که فازهای مذاب پرآلومین را تشکیل می‌دهند (کلارک و همکاران، ۲۰۰۵). در محیط‌های دگرگونی، آندالوزیت به طور معمول در سنگ‌های با محتوای زیاد آلومین با افزایش دما و به ویژه در طی واکنش‌های آبزدا تشکیل می‌شوند (هولداوی^۳، ۱۹۷۱).

۱- Green

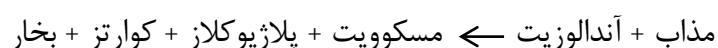
۲- Vielzeuf & Holloway

۳- Holdaway



شکل ۳-۹) نقشه پراکندگی آندالوزیت در توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ. شماره ایستگاه‌ها از شکاری (۱۳۹۰) و بدلو (۱۳۹۰) اقتباس شده است.

از آنجا که اکثر بلورهای آندالوزیت مورد مطالعه همانند سایر کانیهای موجود از دگرسانی گرمایی تاثیر پذیرفته‌اند و با فلدسپار پتاسیک، کوارتز، موسکوویت و بیوتیت‌های دانه‌ریز جایگزین شده‌اند تعیین منشا دقیق آنها امکانپذیر نمی‌باشد (شکل ۳-۸ ج). از طرفی، حضور مسکوویت در حاشیه و درون آندالوزیت حاکی از آنست که مسکوویت در اثر کاهش دما و افزایش آب، مطابق با واکنش زیر از آندالوزیت بوجود آمده باشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۶):



بنابراین آندالوزیت‌های موجود در نتیجه واکنش‌های قهقرایی و به واسطه سیالات گرمایی تغییر یافته و به مجموعه کانیایی جدیدی تبدیل شده است. شکل ۳-۹ نقشه پراکندگی این کانی را در این توده‌های نفوذی نشان می‌دهد.

کردیریت در توده‌های نفوذی الیگودرز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و کوارتز و بیوتیت به صورت ادخال در آن وجود دارند (شکل ۳-۱۰ الف و ب). اینکه کردیریت در گرانیتهای پرآلومین یک فاز ماگمایی اولیه است (فیلیپس^۱، ۱۹۸۱؛ آلن^۲، ۱۹۸۳) یا به صورت رستیت از سنگهای منشأ به ارث رسیده است (هسن و گرین^۳، ۱۹۷۳) هنوز مورد بحث است. کلارک (۱۹۹۵) انواع کردیریت‌هایی که در سنگهای آذرین فلسیک (ریولیت، گرانیت و پگماتیت) دیده شده را بر اساس منشأ مطالعه و رده‌بندی کرده است (جدول ۳-۳). اگرچه خودشکل بودن کردیریت ضرورتاً مشخصه ماگمایی بودن این کانی نمی‌باشد (ویلیامسون^۴ و همکاران، ۱۹۹۷) اما غالباً بافت ماگمایی و خصوصیات ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که می‌تواند در گرانیتهای پرآلومین جزء فازهای تأخیری محسوب شود (کلارک، ۱۹۹۵). این کانی یا به صورت فاز ماگمایی کوتکتیک یا در نتیجه واکنش ماگمایی پریکتیک در حین افزایش دما یا کاهش فشار و یا کاهش دما و کاهش فشار بوجود می‌آید (کلارک، ۱۹۹۵). غیر از کردیریت‌هایی که حاوی اجزا گارنت و سیلیمانیت هستند شواهد بافتی کمی برای حضور کردیریت رستیتی وجود دارد (ویلیامسون و همکاران، ۱۹۹۷). معیارهای اصلی برای شناسایی کردیریت ماگمایی و پریکتیکی ماگمایی شامل ۱- خودشکل بودن؛ ۲- عدم منطقه‌بندی؛ ۳- عدم وجود ادخال؛ ۴- وجود تنوع شیمیایی در داخل گرانیت (چپل و وایت، ۱۹۹۷)؛ ۵- نسبت بالای Na_2O در آنها ($>0.5\text{wt}\%$) در مقایسه با کردیریت دگرگونی و رستیتی ($<0.5\text{wt}\%$)، (هریس^۵ و همکاران، ۱۹۹۲). حضور مقادیر اندک این کانی در مقاطع نازک مورد مطالعه، بی‌شکل بودن، پنیته شدن شدید

۱- Phillips

۲- Allen

۳- Hensen & Green

۴- Williamson

۵- Harris

(موسکویت و کلریت) و عدم انجام تجزیه نقطه‌ای همگی شواهدی هستند که نمی‌توان منشأ دقیق این کانی را تعیین نمود اما رستیتی بودن آن محتمل‌تر می‌باشد.

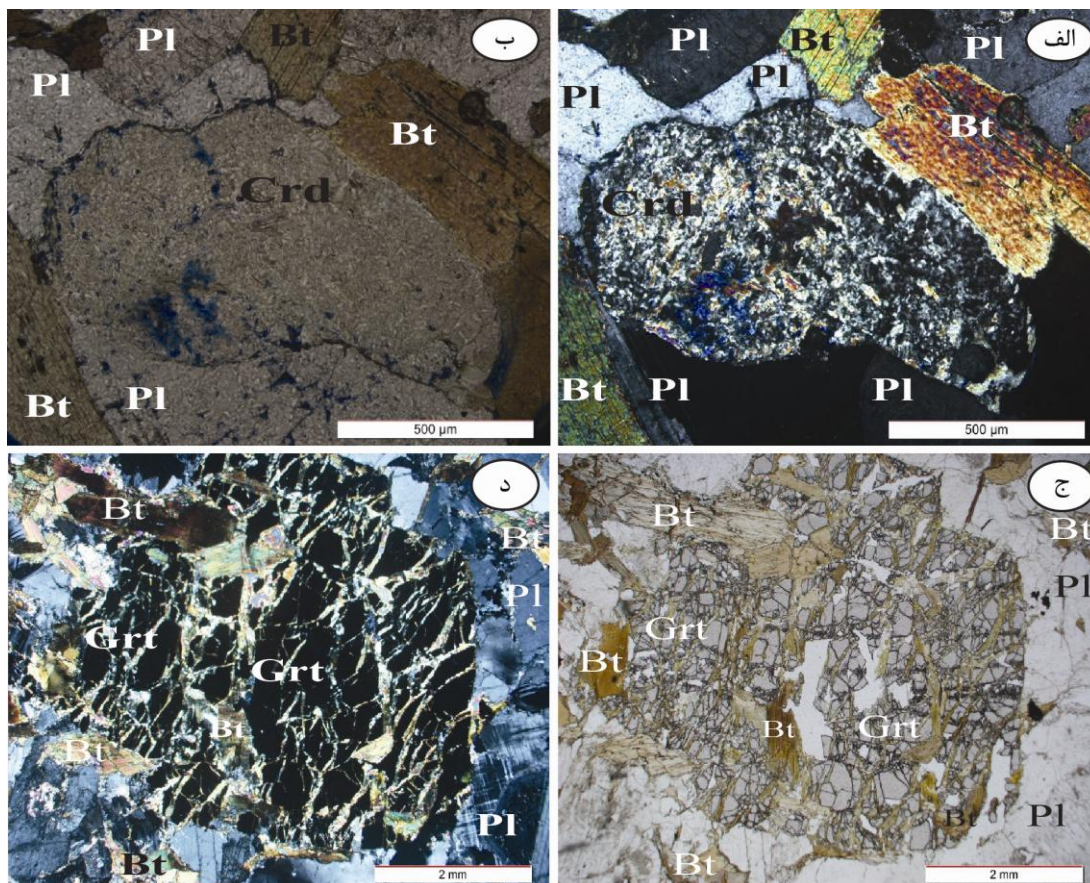
جدول ۳-۳- طبقه‌بندی کردیریت از نظر ژنتیکی و منشأ (کلارک، ۱۹۹۵).

دگرگونی	زینوکریست	همبستگی ترکیبی بین کردیریت در گرانیت و کردیریت در سنگ میزبان و یا انکلاو، بی‌شکل تا دانه‌های کاملاً شکل‌دار، اندازه دانه کوچک در حد میلی‌متر.
	رستیت	از نظر منشأ با دگرگونی درجه بالا سازگار است؛ دارای لخته و ادخال و یا دانه‌های سیلیمانیت رشته‌ای، اسپینل، بیوتیت ورقه‌ای.
ماگمایی	پریتکتیک ماگمایی ($T \uparrow$)	بیشتر در بخش لوکوسم (و یا ملانوسم) میگماتیت‌ها؛ کردیریت اولیه با انکلوژیون‌هایی از کوارتز گردشده در هسته؛ اندازه دانه بزرگ (Cm)؛ اگر درجات ذوب‌بخشی زیاد شود از نوع کوتکتیک ماگمایی غیرقابل تشخیص است.
	پریتکتیک ماگمایی ($T \downarrow$)	در ماگماهای با سرعت صعود بالا (آپلیتی، ریولیتی)؛ به صورت حاشیه واکنشی در گارنت یا بدون انکلوژیون بیوتیت و ارتوپروکسن؛ اگر واکنش کامل انجام شود از کوتکتیک ماگمایی قابل تشخیص است.
	کوتکتیک ماگمایی	در همه جا وجود دارد، دانه‌های خودشکل، ادخال اندک، اندازه دانه متناسب با سنگ میزبان (ریولیت دانه‌ریز یا آپلیتی یا گرانیت‌های دانه‌درشت).
	سیال ماگمایی	اندازه دانه بزرگ (Cm-mm)، دانه‌های بی‌شکل تا خودشکل در محل تماس با آپلیت-پگماتیت، حفره‌های میارولیتی و یا هسته‌های پگماتیتی.
متاسوماتیکی	متاسوماتیکی	دانه‌های خودشکل تا بی‌شکل، پراکندگی در امتداد نقاط ضعف ساختاری گرانیت؛ معمولاً درون هاله‌های رنگ روشن بدون بیوتیت؛ درهم‌رشدی دروغین با کوارتز.

گارنت موجود در گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه اغلب خود شکل اما شکسته شده و به اجزاء کوچکتری تقسیم شده‌اند. این کانی دارای برجستگی بالا بوده و در بعضی قسمت‌ها به بیوتیت و یا کلریت (پنیتی) و مسکوویت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۰ ج و د). با توجه به نقشه پراکندگی، گارنت‌ها اکثراً در حاشیه توده‌های نفوذی مزبور وجود دارند (شکل ۳-۱۱). گارنت یکی از مهمترین کانی‌های فرعی در گرانیت‌های پرآلومین نوع S می‌باشد. در فصل شیمی کانی منشأ این کانی بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای تعیین خواهد شد.

آپاتیت، روتیل و سیلیمانیت

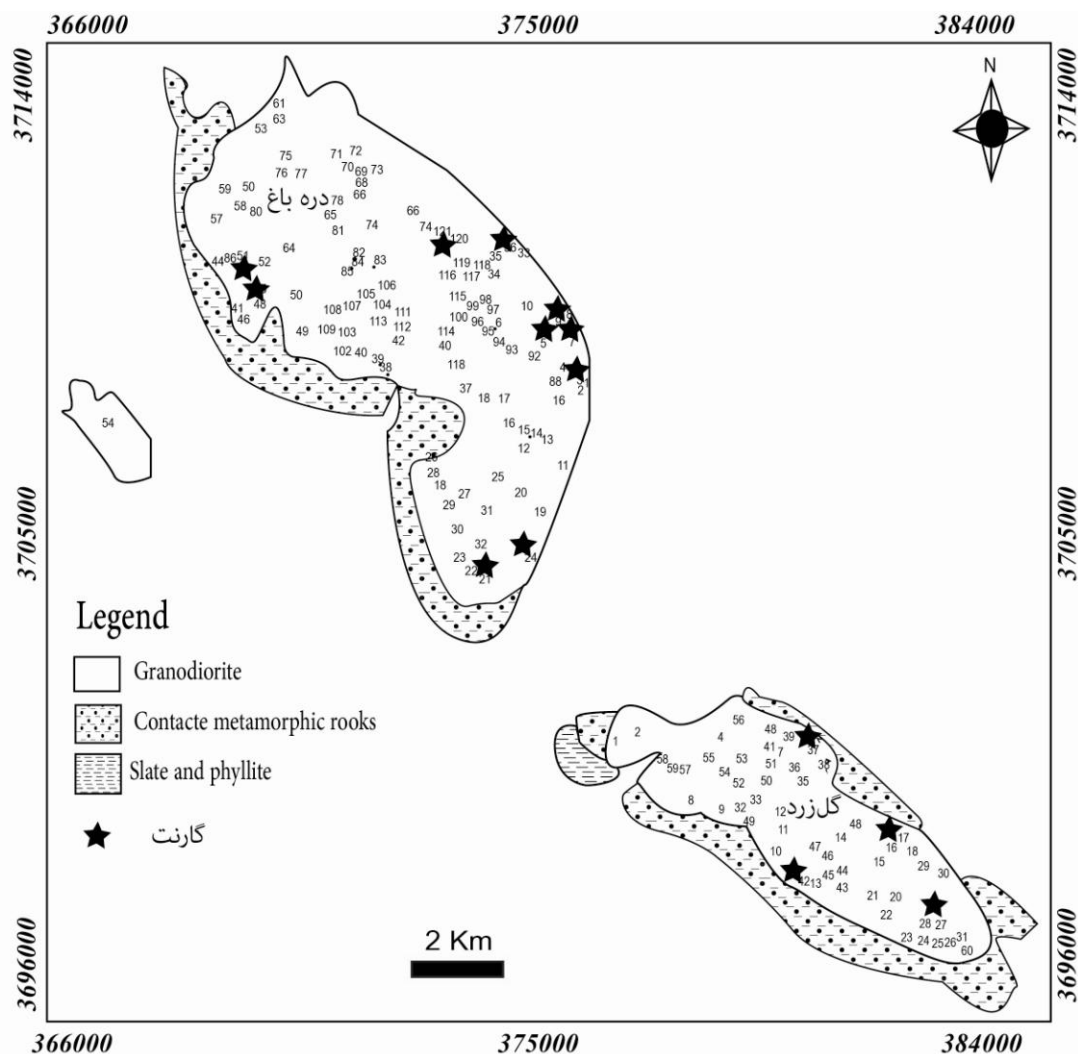
بلورهای آپاتیت در مقاطع طولی بیشتر به صورت سوزنی‌شکل، کوچک و کشیده بوده و به صورت ادخال در بیوتیت و به مقدار کمتر در فلدسپارها یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۲ الف).



شکل ۳-۱۰) تصاویر میکروسکوپی کردیریت و گارنت موجود در گرانودیوریت‌های الیگودرز. (الف) کردیریت سریستی شده و بی‌شکل که از اطراف توسط بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز محصور شده است (XPL)؛ (ب) تصویر الف در نور (PPL)؛ (ج) درشت بلور گارنت خرد شده همراه با بیوتیت (PPL)؛ تصویر ج در نور پلاریزه (XPL).

روتیل به صورت سوزن‌های ریز در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۲ ب). این بلورها در بیشتر موارد با زاویه ۶۰ درجه و اشکال ستاره مانند را ایجاد می‌کنند که به آن ساخت ساژنیت (Sagenite texture) گفته می‌شود و نشانه‌ای از واکنشهای قهقرایی بیوتیت می‌باشد که به سادگی از روابط بافتی استنباط می‌شود. در چنین مواردی بیوتیت به طور اندک کلریتی شده و در حالیکه محتوای آهن افزایش می‌یابد غلظت تیتانیوم بیوتیت باقی مانده کاهش می‌یابد (پیترا و گیراد^۱، ۱۹۹۶).

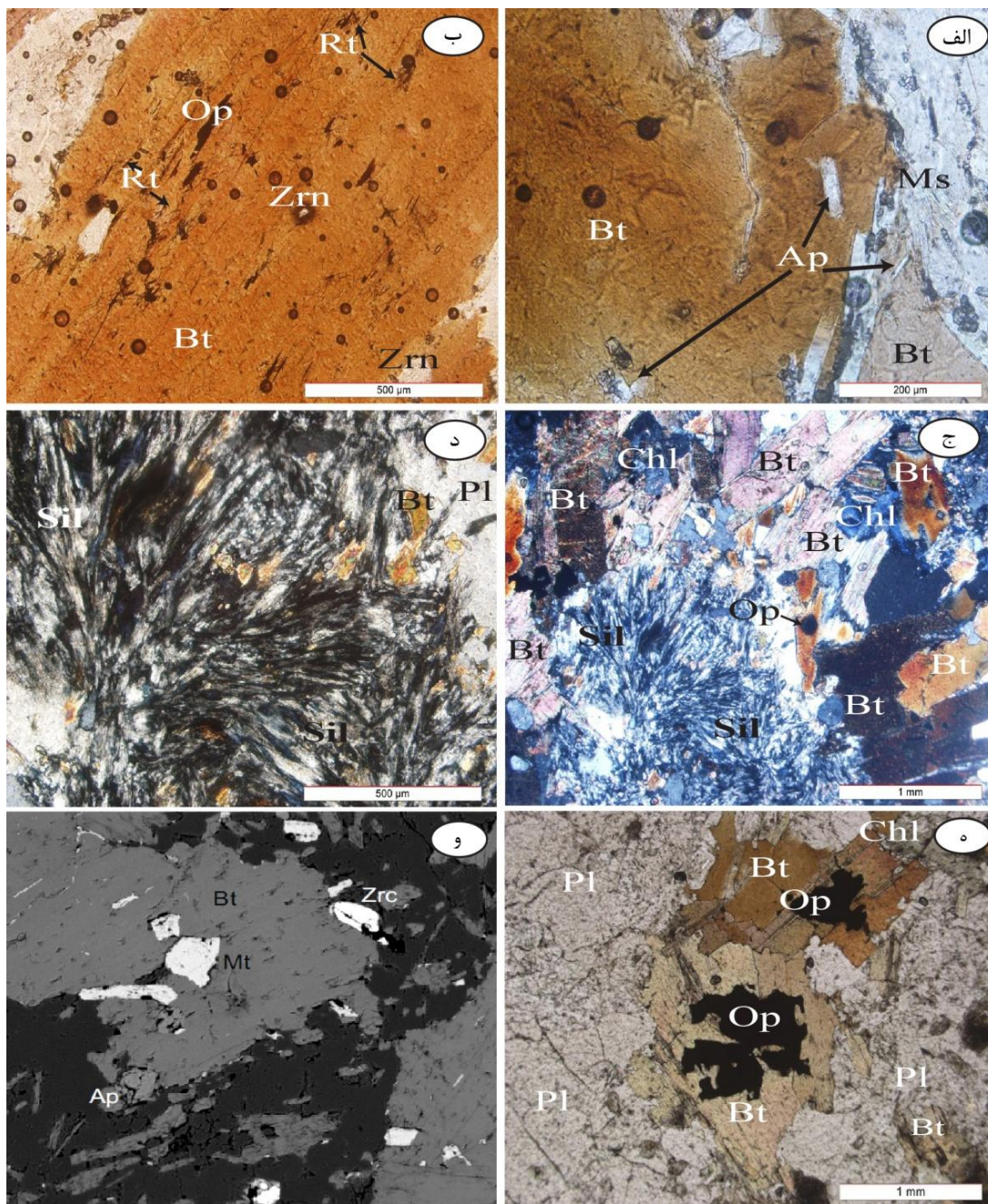
^۱ - Pitra and Guiraud



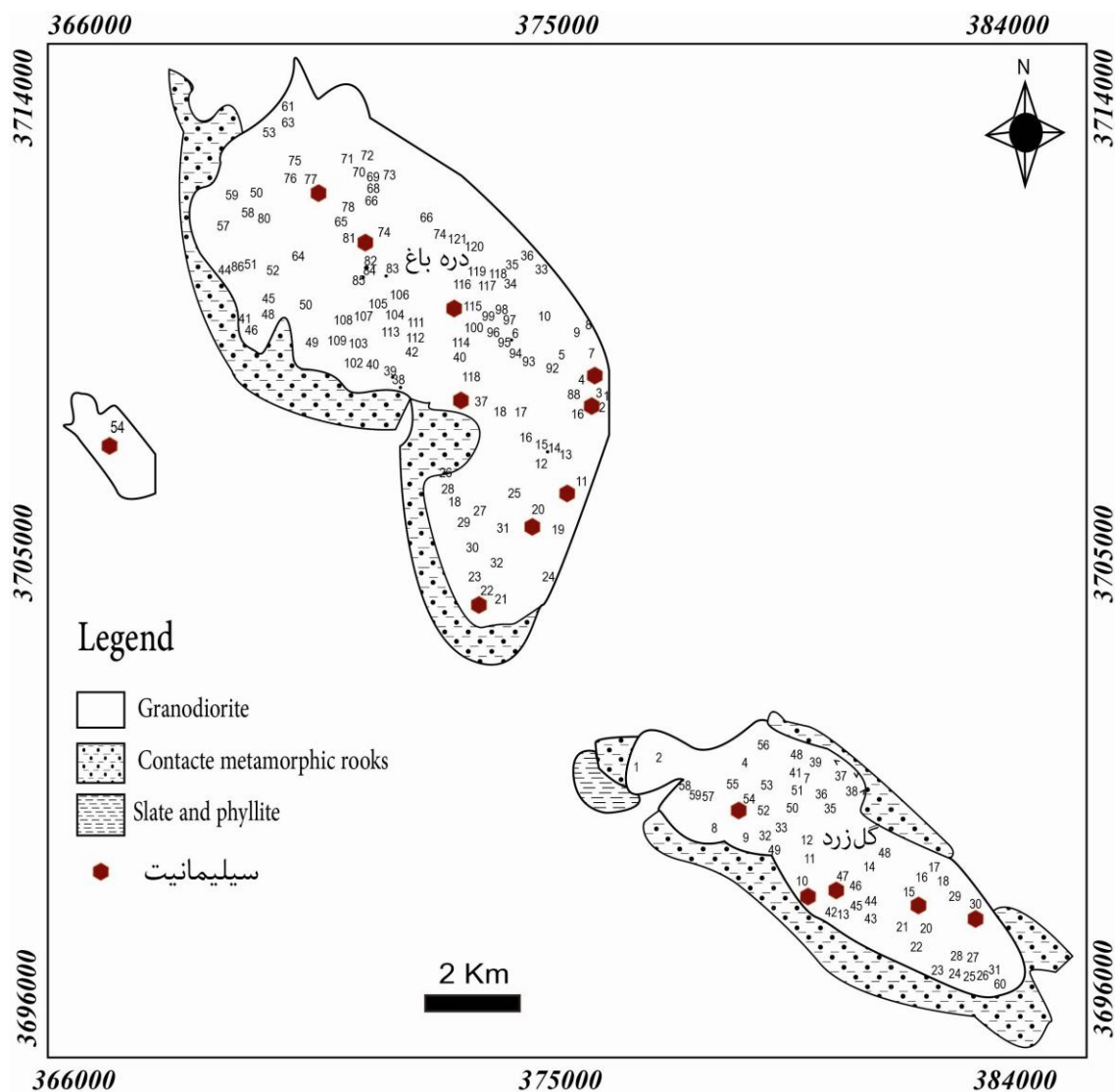
شکل ۳-۱۱) نقشه ساده شده زمین‌شناسی پراکندگی کانی گارت در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. شماره ایستگاه‌ها از شکاری (۱۳۹۰) و بدلو (۱۳۹۰) اقتباس شده است.

سیلیمانیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز به صورت دسته‌ای و فیبرولیتی به ویژه همراه با بیوتیت‌های رستیتی قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۱۲ ج و د) و به صورت پراکنده در کل توده‌های نفوذی الیگودرز پراکنده هستند (شکل ۳-۱۳).

کانی کدر موجود در این توده‌های نفوذی از نوع ایلمنیت می‌باشند که یکی از مشخصه‌های گرانیتوئیدهای نوع S است. در بعضی مقاطع این کانی به صورت ادخال یا میان دانه‌ای در بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شود. حضور مقادیر اندک از منیتیت در داخل بیوتیت با استفاده از تصاویر BSE اثبات شده است (شکل ۳-۱۲ و و).



شکل ۳-۱۲) تصاویر میکروسکوپی از کانیهای فرعی گرانودیوریتها؛ (الف) بلورهای آپاتیت در داخل بیوتیت (PPL)؛ (ب) روتیل، زیرکن و کانی کدر به صورت ادخال در داخل بیوتیت (PPL)؛ (ج) سیلیمانیت همراه با بیوتیت و پلاژیوکلاز و کلریت در داخل گرانودیوریت (XPL)؛ (د) تصویر ج در نور (PPL)؛ (ه) کانی اپیک در داخل بیوتیت (PPL)؛ (و) تصویر میکروسکوپ الکترونی از کانی اپیک در داخل بیوتیت.



شکل ۳-۱۳) نقشه ساده شده زمین‌شناسی پراکندگی کانی سیلیمانیت در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. شماره ایستگاه‌ها از شکاری (۱۳۹۰) و بدلو (۱۳۹۰) اقتباس شده است.

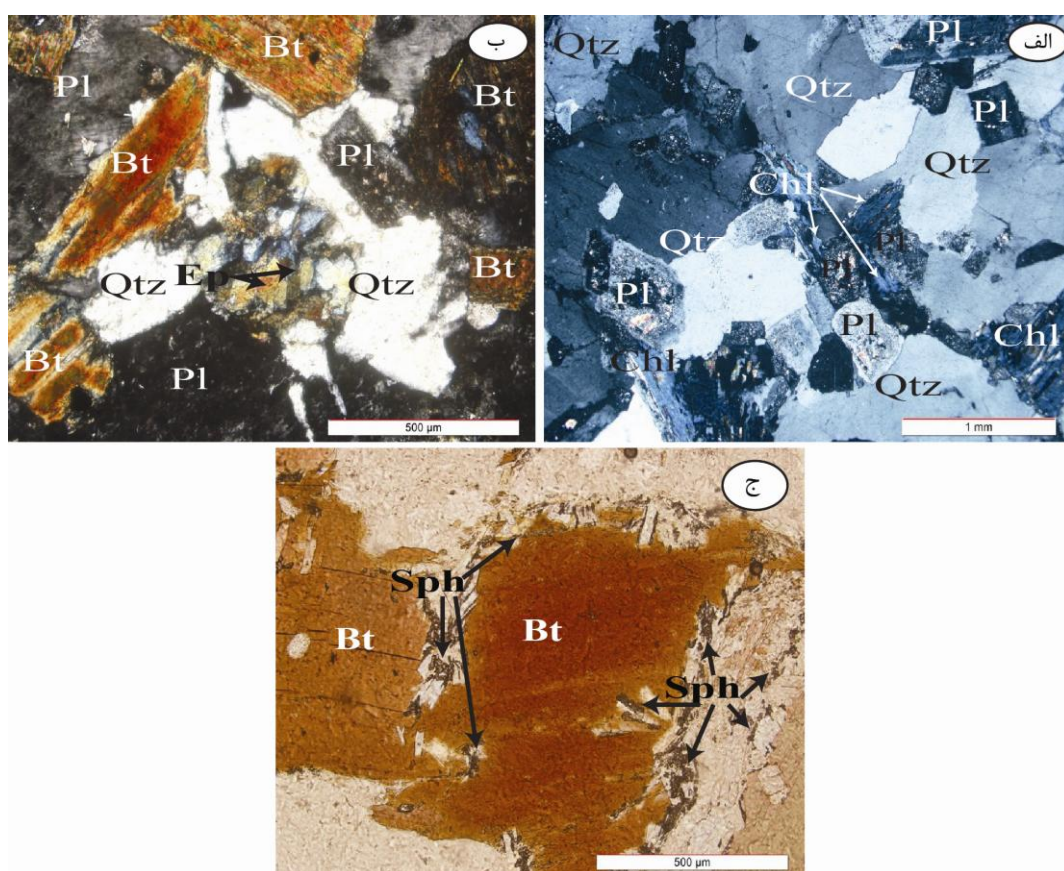
کانیهای ثانویه

کلریت، اپیدوت، اسفن

کلریت‌ها در اثر دگرسانی بیوتیت بوجود آمده‌اند. با تشکیل این کانی یون‌های Ca ، Na^+ و K^+ آزاد می‌شود. یون K^+ آزاد شده از بیوتیت باعث سرسپتی شدن پلاژیوکلازها می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلازها در تولید اپیدوت و اسفن مصرف می‌شود. پدیده کلریت‌زایی با تشکیل اکسیدهای آهن، اسفن و کانی اپک همراه است (شکل ۳-۱۴ الف).

$$3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Ca}^{+2} + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH}) + 2\text{H}^+_{\text{aq}}$$

ایسڈوت پلاژیو کلاز



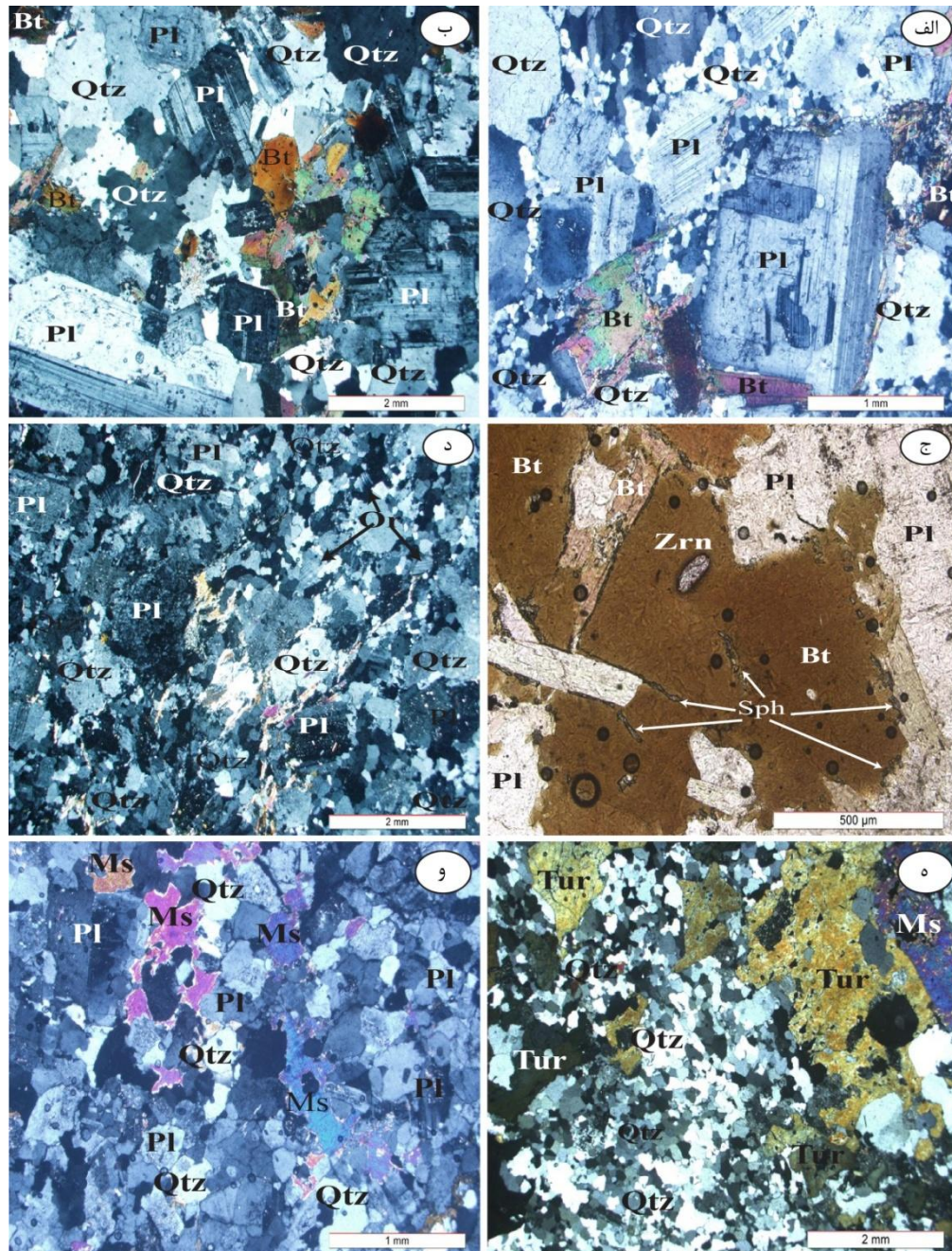
9.

اسفن ثانویه ریزدانه و بی شکل بوده و همراه با بیوتیت های دگرسان شده در حاشیه بلورها یا در راستای رخ ها و مرز دانه های بیوتیت با کانی های دیگر دیده می شوند (شکل ۳-۱۴ ج). TiO_2 آزاد شده از دگرسانی بیوتیت با CaO و SiO_2 موجود در محیط ترکیب شده و اسفن ثانویه ایجاد کرده است. **سریسیت** از دگرسانی فلدسپار حاصل می شود. پتاسیم آزاد شده در جریان دگرسانی بیوتیت ها همراه با Al و Si پلاژیوکلازها در تشکیل سریسیت مشارکت کرده اند. این کانی در سطح پلاژیوکلازها در اندازه های ریز دیده می شوند (شکل ۳-۱۴ الف).

۳-۲-۱-۲-۳- گرانیتها

گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریتها بافت های گرانولار نسبتاً دانه ریز داشته و دگرسانی بیشتری متحمل شده اند. این سنگها در مقایسه با گرانودیوریتها رنگ روشنتری دارند. این سنگها به علت اینکه رخنمون کمی دارند در نقشه زمین شناسی به صورت یک واحد مجزا قابل نمایش نیستند. کانیهای اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و کانیهای فرعی، بیوتیت، آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی کدر هستند. کوارتز به عنوان فراوانترین کانی گرانیت به صورت بی شکل وجود دارد. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای تخته ای با ماکل پلی سنتتیک (تکراری) مشخص هستند (شکل ۳-۱۵ الف و ب). دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت و بیوتیت به کلریت از ویژگیهای بارز آنهاست. زیرکن ها به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار همراه ایلمنیت و آپاتیت مشاهده می شود (شکل ۳-۱۵ ج). گرانیت های موجود در توده های نفوذی الیگودرز فاقد آندالوزیت، گارنت و سایر کانیهای رستیتی بوده و از این نظر با گرانودیوریتها متفاوت هستند.

۳-۲-۱-۳- لوکوگرانیته‌ها



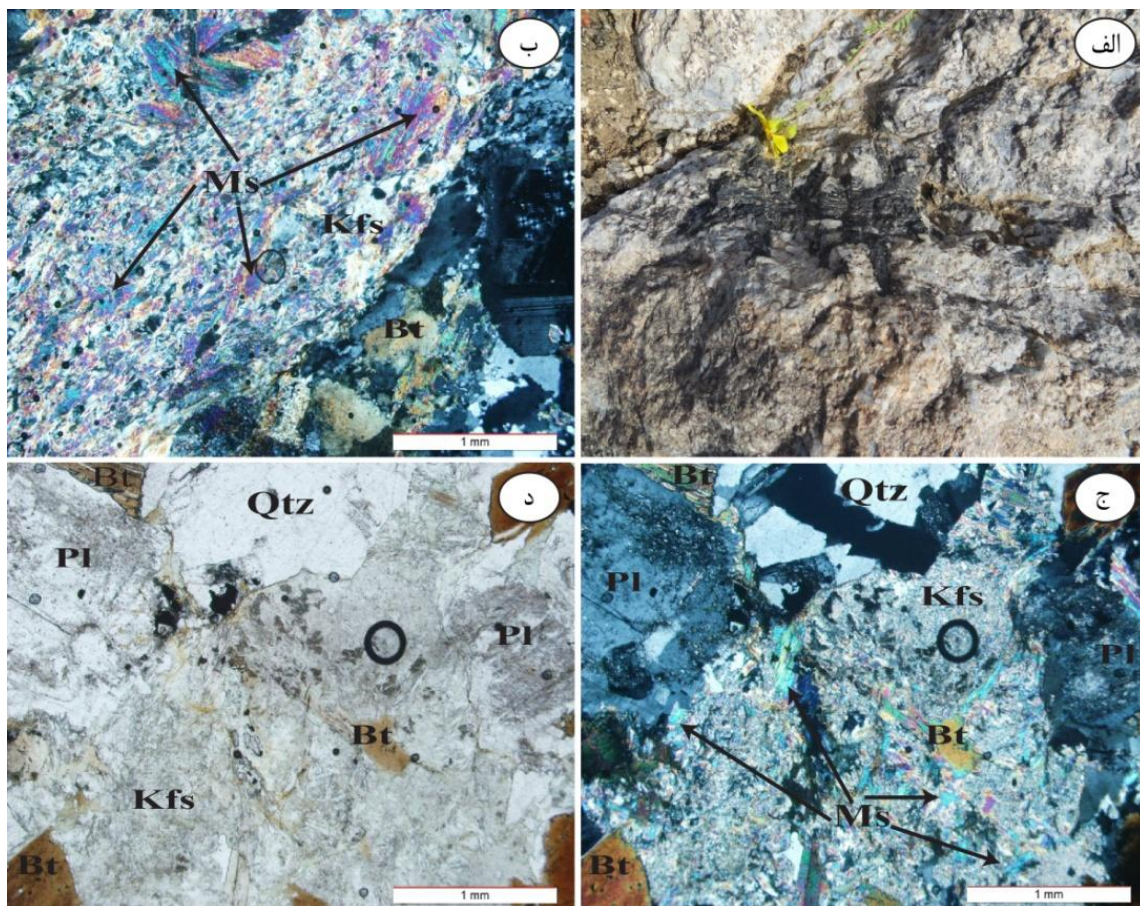
شکل ۳-۱۵) تصاویر میکروسکوپی گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌های توده‌های نفوذی الیگودرز. (الف) و (ب) بافت گرانولار با بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز خردشده در داخل گرانیته (XPL)؛ (ج)؛ بلورهای زیرکن و اسفن ثانویه در داخل بیوتیت (PPL)؛ (د) ارتوز دانه‌ریز، کوارتز و پلاژیوکلاز در داخل لوکوگرانیته (XPL)؛ (ه) تورمالین، مسکوویت و کوارتز دانه‌ریز (XPL)؛ (و) بلورهای مسکوویت، پلاژیوکلاز دانه‌ریز و کوارتزهای بی‌شکل (XPL).

لوکوگرانیته‌ها در توده‌های نفوذی الیگودز (دره‌باغ و گل‌زرد) به صورت دایک، رگه و رگچه دیده می‌شوند. بر اساس مطالعات پتروگرافی کوارتز، پلاژیوکلاز آلبیتی و الکالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین) کانیهای اصلی و مسکوویت و تورمالین از کانیهای فرعی لوکوگرانیته‌های هر دو توده نفوذی محسوب می‌شوند. کوارتز به صورت بلورهای درشت و گاهی دانه‌ریز فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار را پر کرده است (شکل ۳-۱۵ د). میکروکلین و ارتوز در لوکوگرانیته‌ها به فراوانی یافت می‌شود. لوکوگرانیته‌ها اکثراً با تورمالین‌زایی همراه هستند (شکل ۳-۱۵ ه). تورمالین و مسکوویت به عنوان کانی فرعی، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در داخل این لوکوگرانیته‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۵ ه). در مطالعات پتروگرافی هیچ شاهی از حضور کانیهای رستیت در لوکوگرانیته‌ها مشاهده نشده است. چنین مذابهایی همانند مذابه‌های پرآلومین هیمالیا (اسکایلت^۱ و همکاران، ۱۹۹۰؛ ۱۹۹۵) توانایی بیشتری برای جدا شدن از محل منشا دارند و به همین دلیل در غالب بسته‌های ماگمایی کوچک از منشا خود جدا شده‌اند.

یکی از مهمترین ویژگیهای گرانیته‌ها حضور رگه‌های گریزنی شده و مسکوویت‌زایی فراوان می‌باشد. در شکل ۳-۱۶ تعدادی از تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از فرایند گریزنی شدن ارائه شده است که در آن بلورهای خودشکل و درشت آلکالی فلدسپار با مسکوویت و کوارتز جایگزین شده‌اند. برد^۲ (۱۹۸۱) گریزنی شدن را در دگرسانی گرمایی سنگ گرانیته دارای مخلوطی از کوارتز و میکا (لیتیم‌دار)، با توپاز، تورمالین، فلوئوریت یا سایر کانیهای غنی از فلوئور و بور تعریف می‌کند که به فعالیت HF و عناصر قلیایی در کانیهای آلومینو سیلیکات‌ها نسبت داده می‌شود.

۱- Scaillet

۲- Burt



شکل ۳-۱۶) تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از فرایند گریزنی شدن. (الف) تصویر صحرایی از گریزنی شدن در داخل تورمالین؛ (ب) بلور درشت پتاسیم فلدسپار که به مسکوویت و کوارتز تبدیل شده است (XPL)؛ (ج) بلورهای بیوتیت و مسکوویت ثانویه در داخل پتاسیم فلدسپار (XPL)؛ (د) تصویر ج در نودر (PPL).

۳-۲-۲- لوکوگرانیت ازنا

لوکوگرانیت ازنا از کوارتز، الکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، و کانیه‌های فرعی مسکوویت، بیوتیت، تورمالین آپاتیت، زیرکن تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۷). دگرسانی بیوتیت به کلریت و پلاژیوکلاز به سریسیت در این مجموعه به صورت شایع مشاهده می‌شود.

در بیشتر مواقع کوارتز به صورت بلورهای درشت و گاهی اوقات به دلیل خرد شدن (ساب گرین شدن) در فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۷ ج و و). میکروکلین و ارتوز در لوکوگرانیت‌ها به فراوانی یافت می‌شوند. این کانی‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و به سریسیت

دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۷ ج و د). پلاژیوکلازها اغلب توسط آلکالی فلدسپار احاطه شده و معمولاً شکل‌دار هستند. ماکل پلی‌سنتتیک از ویژگیهای بارز این کانیه‌ها محسوب می‌شوند و غالباً سریسیتی شده‌اند (شکل ۳-۱۷).

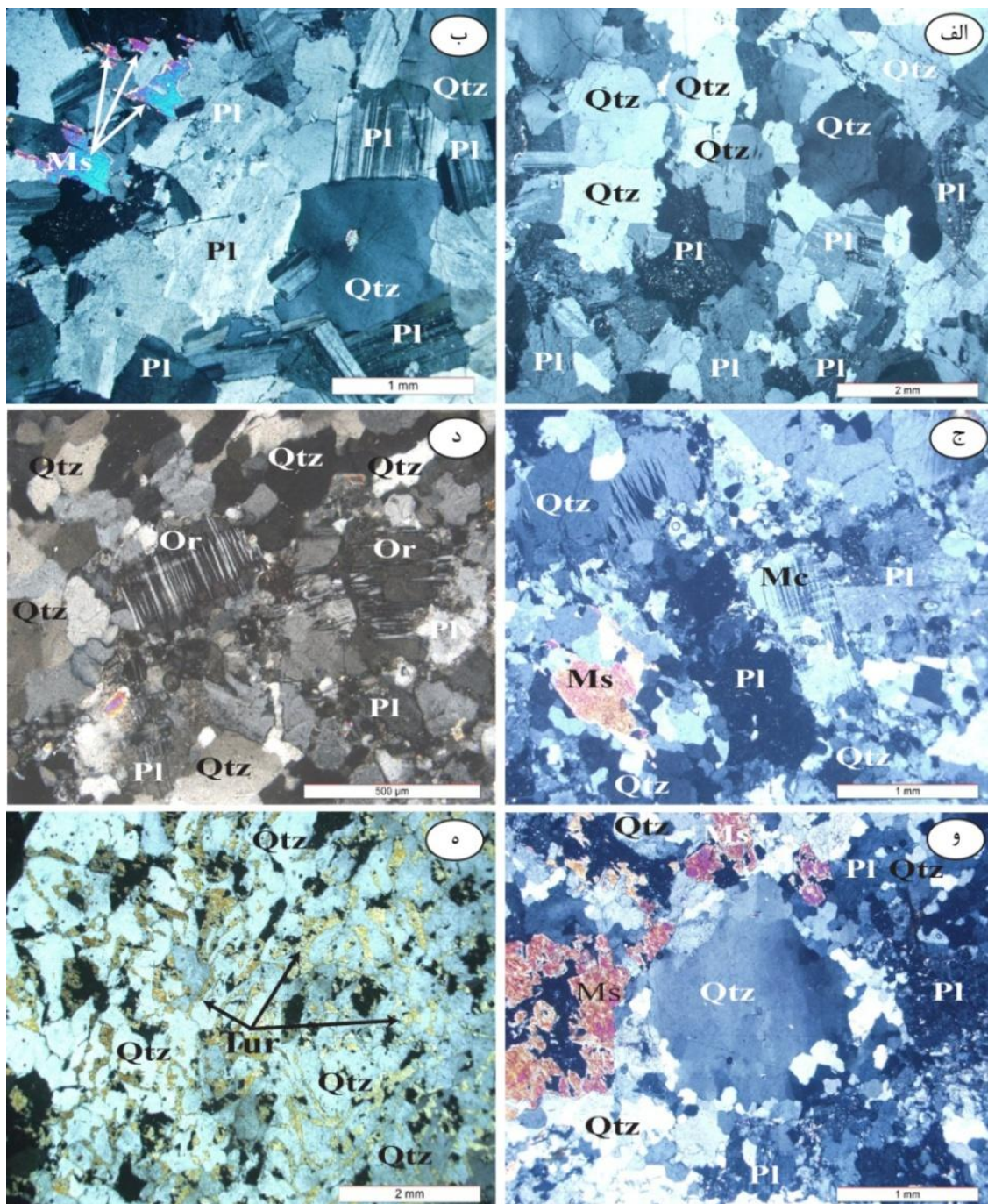
مسکوویت در سنگهای لوکوگرانیته نسبت به گرانودیوریتها فراوانی بیشتری دارد که در اندازه‌های ریز تا متوسط فضای بین بلورها را اشغال می‌کنند (شکل ۳-۱۷ و). تورمالین‌ها در نمونه دستی سیاه رنگ و در زیر میکروسکوپ به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷ ه). تورمالین در لوکوگرانیته‌ها به صورت تجمعات موضعی، رگه‌ای و توده‌ای قابل مشاهده است. این کانی بیشتر به صورت منشوری در برخی از رگه‌های آپلیتی و پگماتیته یافت می‌شوند.

۳-۳- آنکلاوها

در گرانودیوریت‌های منطقه الیگودرز آنکلاو به فراوانی یافت شده و تنوع زیادی از لحاظ مورفولوژی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی دارند (شکل ۳-۱۸). آنکلاوها به صورت اشکی‌شکل، کروی، بیضوی و یا بی‌شکل دیده می‌شوند. زینوکریستهای آندالوزیت و گارنت در این توده‌های نفوذی به فراوانی مشاهده می‌شوند.

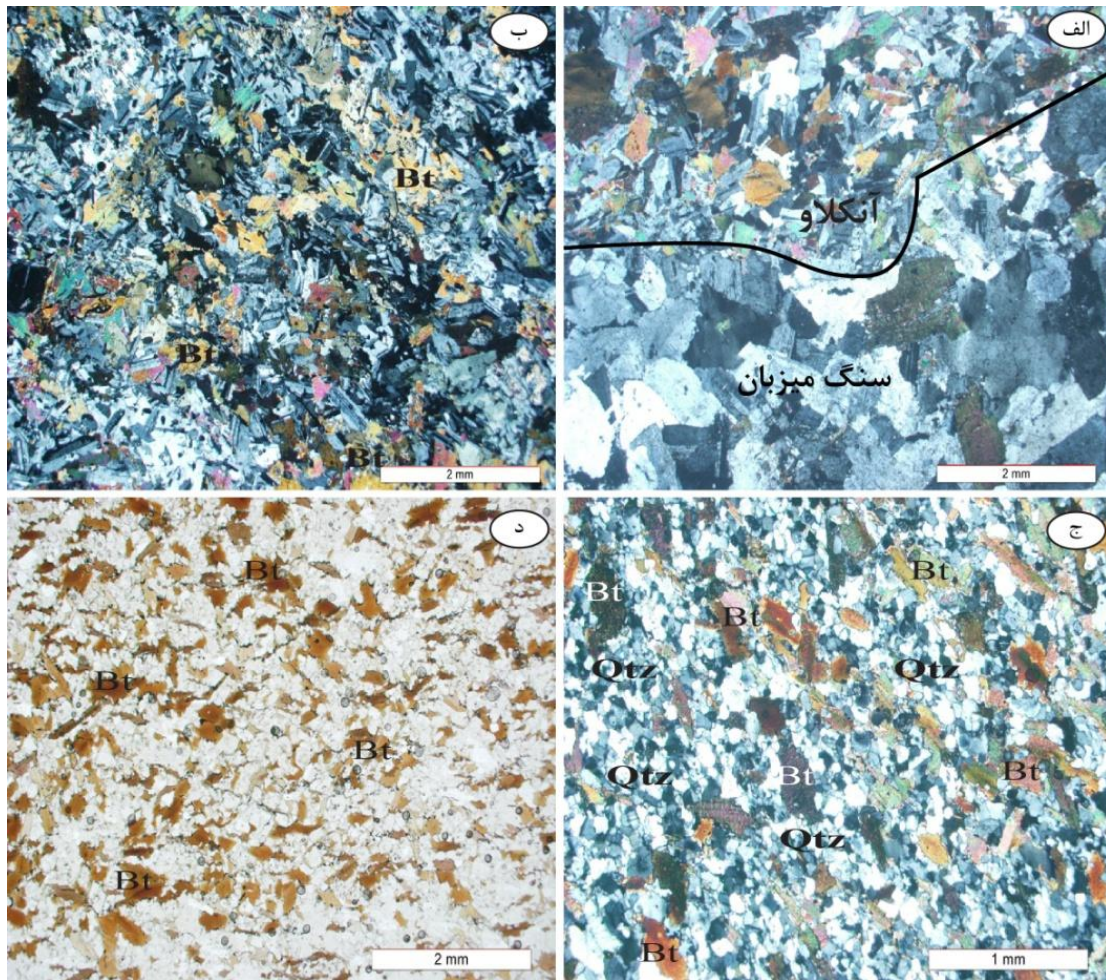
۳-۳-۱- آنکلاو سورومیکاسه

این آنکلاوها از بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر زیرکن، سیلیمانیت، گارنت، تورمالین تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۸). بافت لپیدوبلاستی در اثر فراوانی بیوتیت و مسکوویت در سنگ حاصل شده است. این آنکلاوها در واحد گرانودیوریتی بسیار رایج بوده، ترکیب و بافت آنها حاکی از قطعات دیرگداز باقیمانده از منشا می‌باشد. این آنکلاوها در قسمت حاشیه خود تبلور مجدد یافته‌اند و حاشیه‌های غنی از بیوتیت دانه‌درشت ایجاد کرده‌اند. آنکلاوهای سورومیکاسه اغلب کوچک (به طول چند سانتیمتر) و عدسی شکل می‌باشند (شکل ۳-۱۸ ب). آنها اساساً از بیوتیت تشکیل شده‌اند و غالباً حاوی مسکوویت و سایر کانی‌های غنی از آلومینیوم (سیلیمانیت، آندالوزیت، کلدیریت و ...) می‌باشند.



شکل ۳-۱۷) تصاویر میکروسکوپی از لوکوگرانیت ازنا. (الف) و (ب) بافت گرانولار ریز دانه همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز (XPL)؛ (ج) بلورهای میکروکلین، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز (XPL)؛ (د) بلورهای ارتوز، کوارتز بی‌شکل و پلاژیوکلاز (XPL)؛ (و) درشت بلور کوارتز با خاموشی موجی و کانی مسکوویت و پلاژیوکلاز (XPL)؛ (ه) تورمالین‌های دانه‌ریز و بی‌شکل، کوارتز (PPL)؛

این آنکلاوها ماهیت پلیتی دارند. هورنبلند نیز به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار وجود دارد که از کانیه‌های فرومنیزین آنکلاوها می‌باشد و به بیوتیت و کلریت دگرسان یا تبدیل شده است (شکل ۳-۱۸ ج و د).

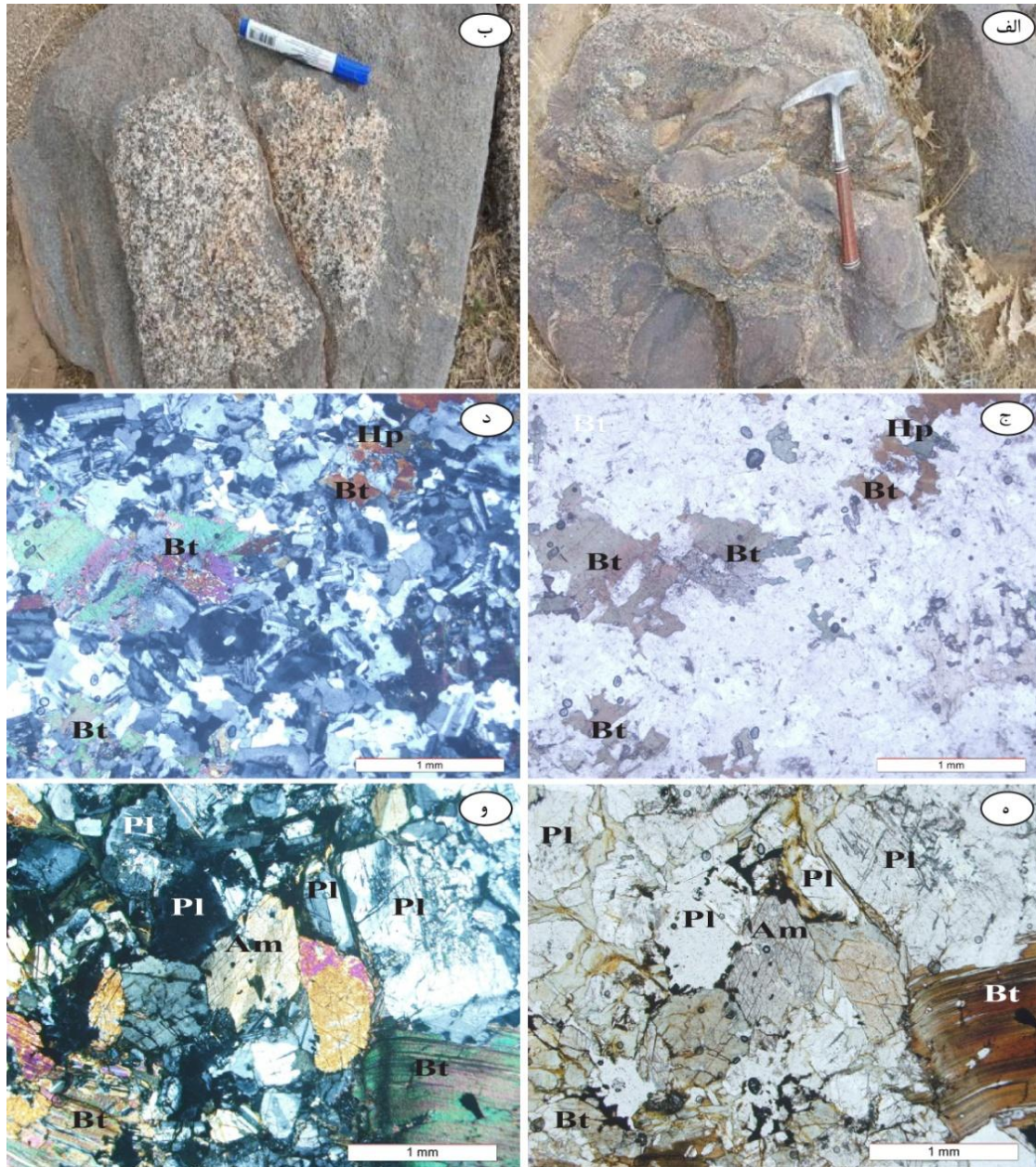


شکل ۳-۱۸) تصاویر میکروسکوپی آنکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. (الف) بافت گرانوبلاستی آنکلاو در مقابل بافت گرانولار در سنگ دربرگیرنده (XPL)؛ (ب) بافت گرانوبلاستی در آنکلاوها همراه با بیوتیت و پلاژیوکلاز دانه ریز (XPL)؛ (ج) حضور بیوتیت و کوارتز دانه ریز در آنکلاوهای سورومیکاسه (XPL)؛ (د) بیوتیت‌های ریز به صورت پراکنده در داخل آنکلاو سورومیکاسه (PPL).

۳-۴- واحد میگماتیتی

میگماتیت‌ها در بخش‌های مرکزی و شمالی توده نفوذی دره‌باغ رخنمون دارند (شکل ۳-۱۹). این سنگها در صحرا حالتی از جریان یافتگی را نشان می‌دهند. بخش‌های روشن میگماتیت‌ها به صورت رگه‌های نامنظمی در حد چند سانتی‌متر گسترش دارند (شکل ۳-۱۹ الف). بسیاری از سنگها حتی در دماهای پایین‌تر از دماهای دگرگونی‌های دمای بالا و خیلی دمای بالا شروع به ذوب‌شدن می‌کنند. در واقع اغلب سنگ‌های موجود در بوم‌های خیلی دمای بالا، سنگ‌های دیرگدازی هستند که قبلاً مذاب گرانیته از آن‌ها خارج شده است. این سنگها، پسماند یا رستیت نامیده شده‌اند. ذوب، اغلب تحت شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی رخ می‌دهد، جایی که سنگ‌ها هنوز دارای آب برای کاهش دمای شروع ذوب هستند. اگر سنگ‌های رسوبی دگرگون شده دمای بالا (بیشتر شایست‌های پلیتی و پسامیتی سرشار از بیوتیت)، متحمل کاهش فشار شوند، می‌توانند از طریق ذوب آب‌زدا، مقادیر زیادی ماگما تولید کنند. اگر این مذاب گرانیته به صورت توده‌های بزرگ جدا شده و حرکت نماید، توده‌های لوکوگرانیته را تولید می‌کند. اگر مذاب به مقدار کافی و موثر از پسماند دیرگداز جدا نشود و همراه آن باقی بماند، میگماتیت‌ها تولید می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۴). یک میگماتیت در واقع یک سنگ مخلوط دگرگونی و آذرین است که شامل گرانیته یا گنیس گرانیته به صورت میان لایه با گنیس مافیکتر است. لایه‌های گرانیته را لوکوسم (به خاطر رنگ روشن) و لایه‌های تیره را ملانوسم (به خاطر رنگ تیره) می‌نامند. اگرچه لوکوسم معمولاً دارای ترکیب نقطه حداقل گرانیته است، اما ممکن است ترکیب آن تا تونالیت (و پلاژیوگرانیته) نیز تغییر نماید. ملانوسم نیز از متاپلیت‌های دارای بیوتیت و سیلیکات‌های سرشار از آلومین (گارنت، کلدیریت یا سیلیمانیت) تا پسامیت‌هایی که اساساً از بیوتیت و گاهی اوقات هورنبلند و گارنت تشکیل شده تغییر می‌کند (قاسمی، ۱۳۹۴). استفاده از واژه میگماتیت به عنوان نام ریشه‌ای جایز نیست، زیرا یک نوع سنگ واحد را دربر نمی‌گیرد. اما واژه میگماتیتی را می‌توان به عنوان یک کلمه توصیفی بافتی خاص استفاده کرد (قاسمی، ۱۳۹۴). بخش

ملانوسم از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلكالی فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول و کانی کدر تشکیل شده و بافت گرانولار دارد (شکل ۳-۱۹ ج و د).



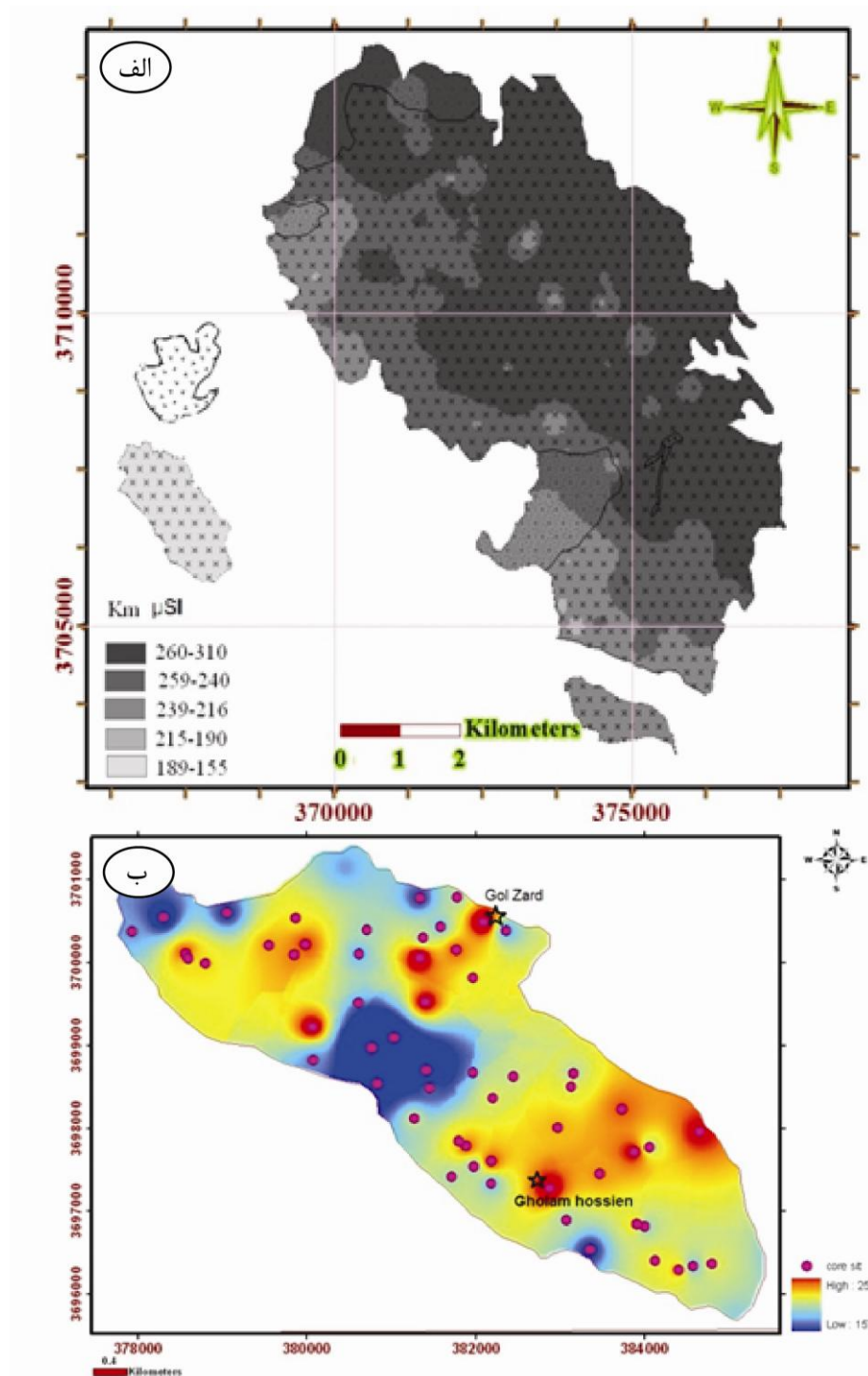
شکل ۳-۱۹ تصاویر نشان‌دهنده حضور میگماتیت‌ها در حاشیه توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز. (الف) و (ب) تصاویر صحرایی میگماتیت‌زایی در منطقه مورد مطالعه؛ (ج) تصاویر میکروسکوپی حضور بیوتیت و هورنبلند درون میگماتیت‌ها (PPL)؛ (د) تصویر (ج) در نور پلاریزه (XPL)؛ (ه) آمفیبول، پلاژیوکلاز و بیوتیت (PPL)، (و) تصویر (ه) در نور پلاریزه (XPL).

نتیجه گیری

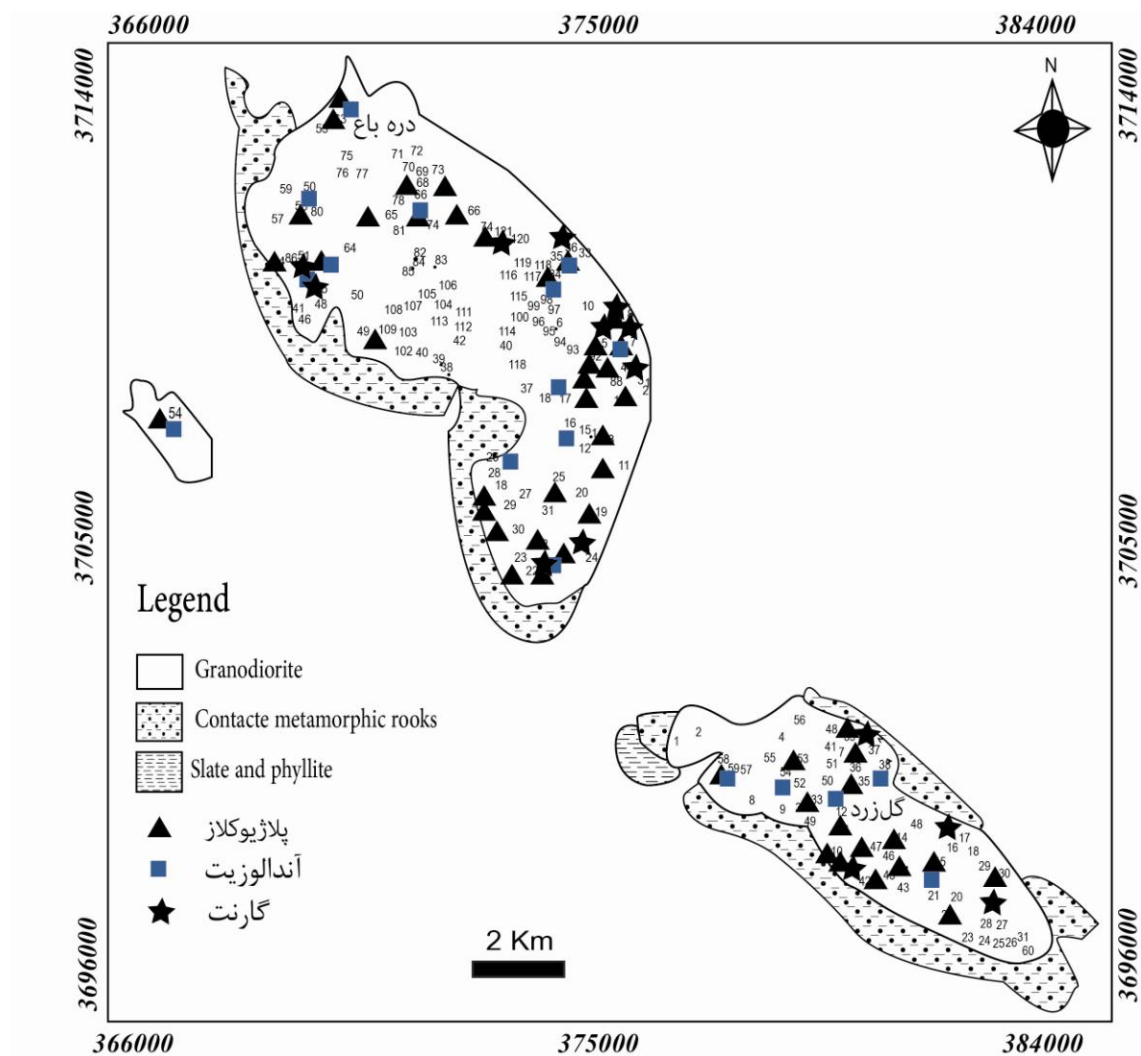
توده گرانیتوئیدی الیگودرز دارای ترکیب سنگ شناسی گرانودیوریت، گرانیت، لوکوگرانیت و در ناحیه شمال ازنا به صورت یک استوک لوکوگرانیتی است. گرانودیوریت‌ها فراوانترین و میگماتیت‌ها کمترین فراوانی را دارا هستند. گرانودیوریت‌ها بافت گرانولار، پورفیروئیدی و میرمکیتی را نشان می‌دهند. کانیهای روشن این توده شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، الکالی فلدسپار (ارتوز، میکروکلین) است و کانیهای مافیک آن بیوتیت و کانی اپک هستند. پلاژیوکلاز معمولاً به صورت دانه‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد که بیشتر این کانی‌ها در گرانودیوریت‌ها با هسته‌های کلسیکی و حاشیه‌های نامنظم مشخص هستند و اثبات کننده رستیتی بودن آنها است. کوارتز نیز به صورت دانه‌ریز، ساب‌گرین، بی‌شکل و تأخیری در بین کانی‌های دیگر و گاه به صورت درشت دانه و مستقل همراه با ارتوز در گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها دیده می‌شود. در برخی مقاطع نیز بافت گرافیکی زیبایی به نمایش می‌گذارد. اسفن ثانویه در اطراف بیوتیت وجود دارند. اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلازها حاصل شده است. سربیسیت، اپیدوت، کلریت و کانیهای رسی در اثر نفوذ محلول‌های گرمابی حاصل شده است. آنکلاوهای سورومیکاسه در اکثر گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها وجود دارد. میگماتیت سنگ مخلوط دگرگونی و آذرین است که شامل گرانیت یا گنیس گرانیتی به صورت میان لایه با گنیس مافیکتر است و از دو بخش تیره و روشن تشکیل شده‌اند که بخش روشن را لوکوسم و بخش تیره را ملانوسم می‌نامند (قاسمی، ۱۳۹۴). در بخش روشن کانی‌های پلاژیوکلاز، الکالی فلدسپار و کوارتز و در بخش تیره بیوتیت و هورنبلند فراوانی بیشتری دارد.

در شکل‌های ۳-۲۰ الف و ب به ترتیب نقشه منطقه‌بندی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (Km) توده‌های نفوذی دره‌باغ (شکاری، ۱۳۹۰) و گل‌زرد (بدلو، ۱۳۹۰) نشان داده شده است. مقایسه این نقشه‌ها با نقشه پراکندگی کانیهای رستیتی نشان می‌دهد که اغلب کانیهای رستیتی به ویژه هسته‌های پلاژیوکلاز کلسیکی در بخش‌های مافیکتر با قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی بالاتر (به ویژه در گرانودیوریت‌ها) این دو توده نفوذی توزیع شده‌اند (شکل ۳-۲۱). چگالی کانیها نسبت به مذاب گرانیتی

موجود می‌تواند نحوه توزیع و پراکندگی کانی‌های رستیتی در داخل مخزن ماگمایی و در نهایت حضور آنها در سطح زمین را به خوبی توجیه نماید (جدول ۳-۴).



شکل ۳-۲۰ نقشه منطقه‌بندی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (پارامتر K_m) در توده‌های نفوذی الیگودرز. (الف) توده نفوذی دره‌باغ (شکاری، ۱۳۹۰)؛ (ب) توده نفوذی گل‌زرد (بدلو، ۱۳۹۰).



شکل ۳-۲۱) نقشه پراکندگی کانیهای رستیتی در توده‌های نفوذی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد). شماره ایستگاهها
برگرفته از شکاری (۱۳۹۰) و بدلو (۱۳۹۰)

فصل چہارم

شمی کانی

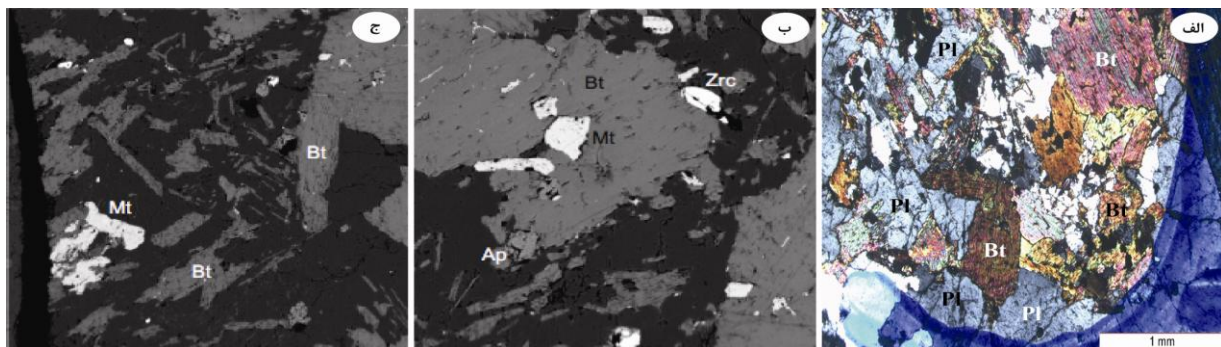
مقدمه

به کارگیری فن تجزیه نقطه‌ای تک کانی، یکی از مهمترین عوامل موثر در تحول و پیشرفت علم پترولوژی است چرا که مطالعات کانی‌شناسی می‌تواند نقش بسزایی در تکمیل تحولات پترولوژیکی و تعیین شرایط دما و فشار توده‌های نفوذی ایفا نماید. از موارد کاربرد این روش می‌توان به شناسایی کانیها و تعیین فرمول شیمیایی دقیق آنها، تشخیص خصوصیات کانی‌شناسی نمونه و مطالعه چگونگی پراکندگی و توزیع عناصر در یک فاز مشخص اشاره کرد. بر اساس مطالعات پتروگرافی مشخص شد که کانیهای پلاژیوکلاز، کوارتز، آلكالی فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، به همراه گارنت، کلدیریت، سیلیمانیت، زیرکن، مونازیت، و اکسیدهای آهن در گرانیتوئیدهای الیگودرز وجود دارند. به منظور بررسی ژئوشیمی کانیهای موجود (به ویژه انواع رستیتها) در توده‌های گرانودیوریتی الیگودرز (گل‌زرد و دره‌باغ)، پس از بازدید صحرایی و مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی، نمونه‌هایی از آنها انتخاب و تعداد ۲۰ مقطع نازک- صیقلی تهیه شد. کانیهای مورد نظر با دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX50 در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه کنتاکی امریکا تجزیه شده‌اند. در طول انجام این آزمایشات، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ Kv و شدت جریان ۲۴ nA بوده است. جهت بررسی ترکیب دقیق کانی‌شناسی و فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها، بیوتیت، مسکوویت و گارنت بیش از ۲۰۰ نقطه مورد تجزیه نقطه‌ای قرار گرفت. نتایج حاصل از تجزیه این کانیها در جداول ۱ تا ۳ این فصل ارائه شده است. همچنین در این آزمایشگاه، به منظور شناسایی و بررسی تغییرات ترکیبی برخی از کانیها از آشکارساز مخصوص الکترونهای برگشتی (backscattered electron (BSE) detector) تعدادی تصاویر BSE نیز تهیه شده است.

۴-۱- بیوتیت

به طور کلی، بیوتیت تنها کانی مافیک تشکیل دهنده گرانیتوئیدهای الیگودرز می‌باشد (شکل ۴-۱). این کانی در لوکوگرانیتها، به صورت بلورهای کوچک جداگانه و یا همراه با ورقه‌های موسکوویت

مشاهده می‌شود. بیوتیت در گرانودیوریتها به دو صورت بلورهای ورقه‌ای اولیه و یا تجمعات کوچک که اصلی‌ترین کانیه‌ای رستیتی را در بخشهای مافیک‌تر تشکیل می‌دهند مشاهده شده است. در مواردی سوزن‌های سیلیمانیت درون این تجمعات بیوتیتی باقی مانده‌اند. همچنین تجمعاتی از مسکوویت و بیوتیت‌های ریزدانه در داخل آندالوزیت از نظر شیمی کانی بررسی و با انواع میکاهای درشت ورقه‌ای مقایسه شده است (جدول ۴-۱). از نظر ویژگی‌های میکروسکوپی بین بیوتیت‌های دانه‌ریز و ورقه‌ای تفاوت زیادی وجود ندارد. 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 مجدد بخشی یا کامل با سنگهای میزبان نسبت داد. همانگونه که انتظار می‌رفت ترکیب بیوتیت‌های بزرگ با انواع کوچک اداخل مانند در آندالوزیت از یکدیگر متفاوت است به گونه‌ای که بیوتیت‌های ورقه‌ای بزرگ دارای X_{Mg} بالاتری (۰/۵۲ تا ۰/۵۴) هستند (جدول ۴-۱). همچنین بیوتیت‌های موجود در گرانیت‌ها X_{Mg} کمتری نسبت به گرانودیوریتها دارند (نمونه شماره BF-۰/۴۴).



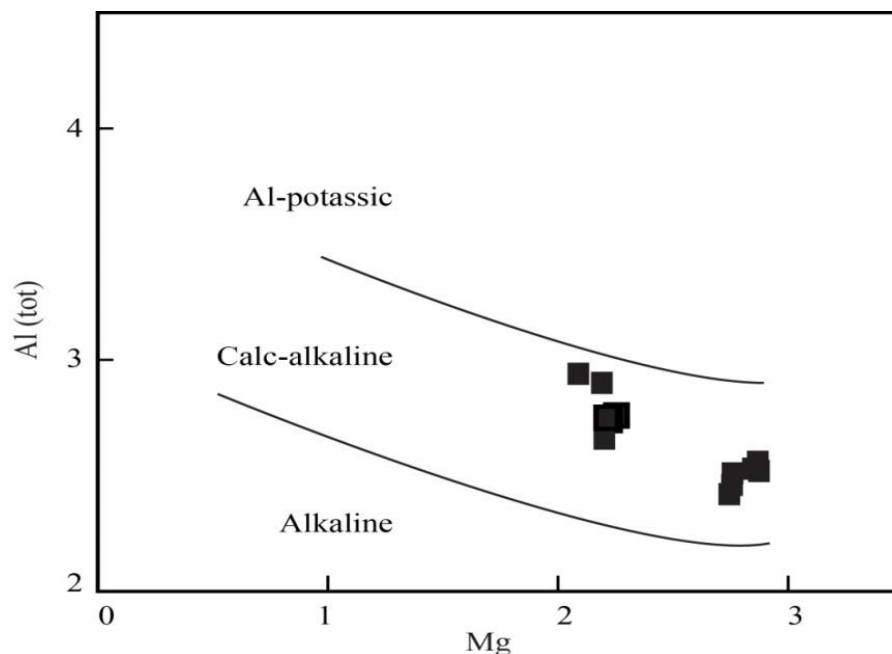
شکل ۴-۱) تصاویر میکروسکوپی بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذ الیگودرز. (الف) تصویر میکروسکوپی از کانیه‌ای بیوتیت مورد تجزیه (XPL)؛ (ب) و (ج) تصاویر BSE.

جدول ۴-۱) نتایج تجزیه نقطه‌ای (میکروپروب) بیوتیت‌های توده‌های نفوذی الیگودرز

BF-۳۶		SF۱۸			SF۱۸			BF				
بیوتیت ثانویه		بیوتیت اولیه			بیوتیت اولیه			بیوتیت اولیه				
شماره نقاط تجزیه شده	۲	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۱	۲	۳	۴	۵
SiO _۲	۳۳/۷	۳۷/۲	۳۶/۸۹	۳۷/۱	۳۶/۶۱	۳۷/۴۸	۳۶/۳۹	۳۵/۸۱	۳۶/۷	۳۶/۷۱	۳۵/۶۴	۳۵/۳۶
TiO _۲	۰/۰۷	۴/۴۱	۴/۵	۴/۳۶	۳/۲۱	۳/۴۳	۳/۲۷	۲/۸۶	۲/۷۲	۲/۵۹	۳/۱۷	۳/۰۸
TiO	۰/۷	۴۴/۱	۴۵	۴۳/۶	۳۲/۱	۳۴/۳	۳۲/۷	۲۸/۶	۲۷/۲	۲۵/۹	۳۱/۷	۳۰/۸
Al _۲ O _۳	۱۸/۲۸	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	۱۸/۷۱	۱۹/۵۴	۱۸/۹۶	۱۸/۷۹	۱۹/۰۴	۱۸/۴۶	۲۱/۹۹	۲۲/۰۳	۲۱/۷	۲۱/۱۳	۲۲/۱۱
MnO	۰/۴۳	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۵
MgO	۱۱/۳۶	۱۲/۳۴	۱۲/۱۷	۱۲/۲۶	۱۲/۴۸	۱۲/۸۶	۱۲/۵۳	۹/۷۸	۹/۷۷	۹/۷۲	۹/۴	۹/۵۱
Na _۲ O	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۹
K _۲ O	۸/۰۹	۱۰	۹/۷۶	۹/۷۵	۹/۷۹	۹/۶۳	۹/۶۵	۹/۷۶	۱۰/۰۲	۹/۹۵	۱۰/۰۹	۹/۶۸
H ₂ O	۳/۷۹	۴	۳/۹۶	۳/۹۷	۳/۹۲	۴	۳/۹	۳/۸۸	۳/۹۳	۳/۹۶	۳/۸۱	۳/۸۴
Sum Ox%	۹۱/۸۵	۹۷/۳	۹۶/۶۴	۹۶/۴۵	۹۵/۲۵	۹۶/۹۲	۹۶/۶۸	۹۵/۷۶	۹۶/۸۷	۹۷/۳۶	۹۴/۲۲	۹۵/۱۲
Ti	۰/۰۰۹	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	۲/۴۲۳	۲/۴۲	۲/۴۰۱	۲/۳۹۶	۲/۳۸۱	۲/۴۰۸	۲/۴۶۱	۲/۳۹۷	۲/۴۴۵	۲/۳۹۷	۲/۴۸۳
Al ^{VI}	۰/۷۴۶	۰/۰۹	۰/۰۰۱	۰/۰۶۱	۰/۱۳۵	۰/۱۳۵	۰/۰۱۵	۰/۲۹۶	۰/۳۳۸	۰/۴۵۱	۰/۲۶۵	۰/۲۶۵
Fe ^{۲+}	۲/۶۲۲	۲/۳۴۶	۲/۴۷۲	۲/۳۹۴	۲/۴۰۶	۲/۳۸۸	۲/۳۷۳	۲/۸۴۴	۲/۸۱۲	۲/۷۴۷	۲/۷۷۸	۲/۸۸۵
X _{Mg}	۰/۵۰۵	۰/۵۴	۰/۵۲۶	۰/۵۳۵	۰/۵۴۲	۰/۵۴۶	۰/۵۴۷	۰/۴۴۲	۰/۴۴۲	۰/۴۴۴	۰/۴۴۲	۰/۴۳۴
Oct	۶/۱۱۵	۵/۷۰۱	۵/۷۴۴	۵/۷۲۴	۵/۷۸۵	۵/۷۹۷	۵/۷۸۹	۵/۷۶۹	۵/۷۳۱	۵/۷۲۹	۵/۶۷	۵/۷۷

۴-۱-۱- شیمی بیوتیت

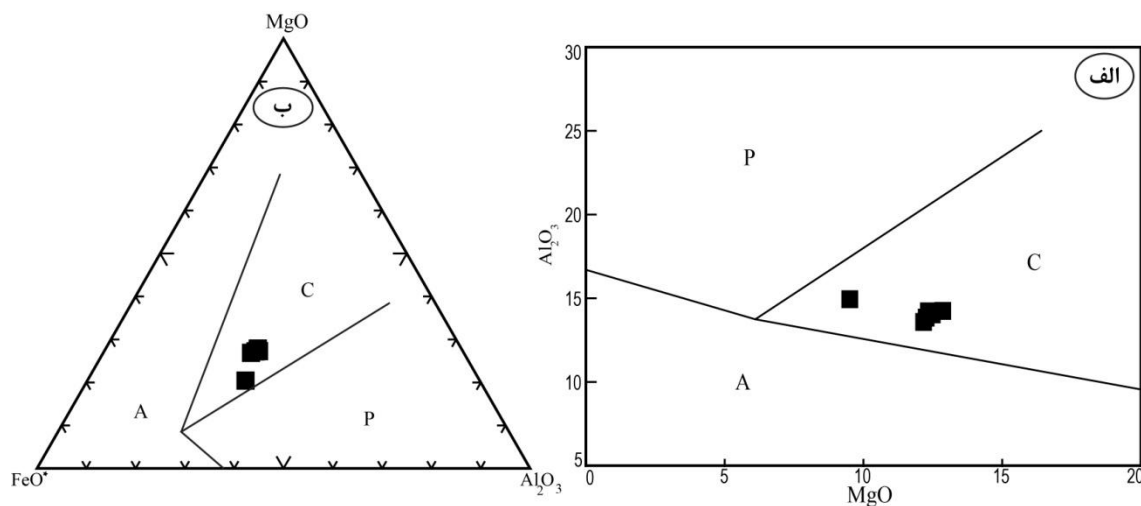
ترکیب شیمیایی بیوتیت شاخص مهمی برای رده‌بندی انواع سنگهای گرانیتی مختلف است. نتایج تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که محتوای Al^{IV} بیوتیت‌های ورقه‌ای درشت خیلی بالا نبوده و ویژگی بارز گرانیت‌های کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲). ناشیت (۱۹۸۵) براساس تغییرات Mg در مقابل Al بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدها را به سه گروه تقسیم کرد (شکل ۴-۲): ۱- گرانیتوئیدهای پراآلومین؛ ۲- گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن؛ ۳- گرانیتوئیدهای الکان. بر طبق این نمودار ترکیب بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز در قلمرو کالک‌آلکالن قرار دارند.



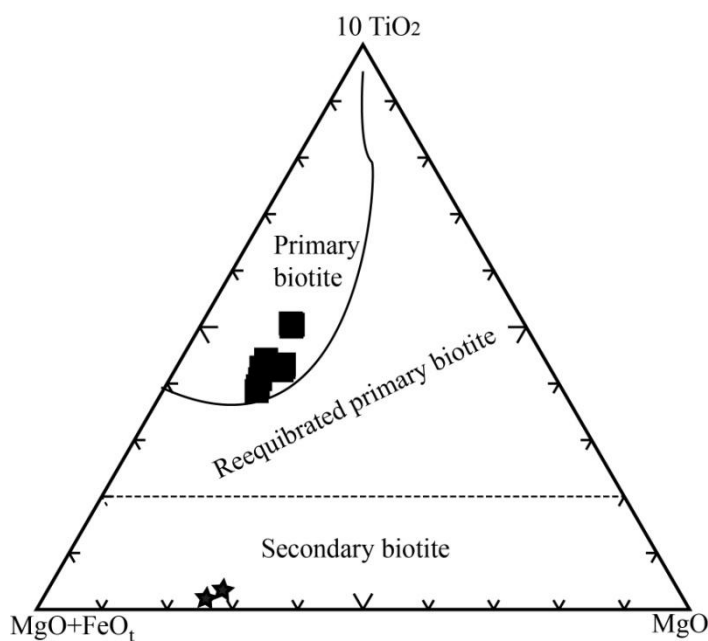
شکل ۴-۲) شیمی بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز جهت تعیین سری ماگمایی. نمودار ناشیت و همکاران (۱۹۸۵). Al و Mg براساس تعداد اتمها بر واحد فرمولی.

برای تعیین شرایط تکتونیکی و پتروژنتیکی زمان تشکیل ماگمای مادر از نمودار عبدالرحمن (۱۹۹۴) استفاده شده است که در آن نسبت عناصر اصلی آهن، آلومینیم و منیزیم اهمیت ویژه‌ای دارد. عبدالرحمن برای تعیین سری ماگمایی میانگین $FeO^* = [FeO + (Fe_2O_3 \times 0.89981)]$ و MgO و Al_2O_3 را در بیوتیت‌های مختلف اندازه‌گیری و سپس با استفاده از مثلث MgO ، Al_2O_3 و FeO^* بیوتیت‌ها را به سه گروه آکالن، کالک‌آکالن و پرآلومین تقسیم‌بندی نمود. در این نمودار همه بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای الیگودرز به جایگاه گرانیت‌های کالک‌آکالن تعلق دارند (شکل ۴-۳).

ناشیت و همکاران (۲۰۰۵) برای طبقه‌بندی بیوتیت‌ها به اولیه و ثانویه از نمودار مثلثی $10TiO_2$ ، MgO و $MgO+FeO_t$ استفاده کردند (شکل ۴-۴). بر طبق این نمودار اکثر بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز به جز تعداد اندکی جز بیوتیت‌های اولیه می‌باشند. لازم به توضیح است که این دو نمونه اخیر مربوط به بیوتیت‌های ثانویه‌ای می‌باشد که همراه با مسکوویت و کوارتز در قالب بلورهای آندالوزیت وجود داشتند.



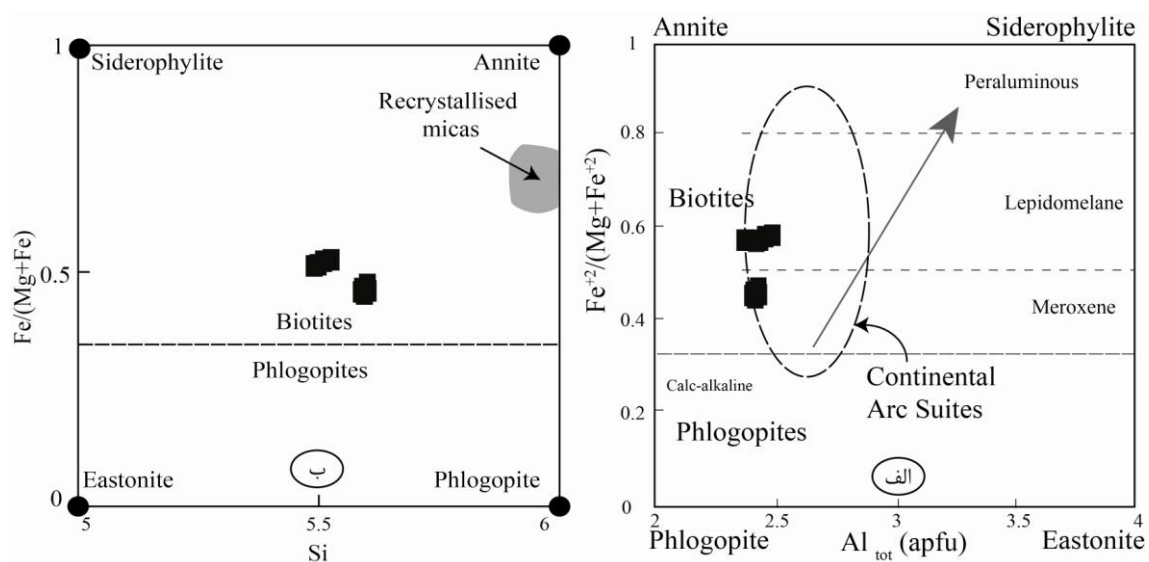
شکل ۳-۴) نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی گرانیته‌ها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی در داخل بیوتیت؛ (الف) نمودار Al_2O_3 -MgO؛ (ب) نمودار مثلثی اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO^* (عبدالرحمن، ۱۹۹۴). A: بیوتیت در جایگاههای آکالن غیرکوهزایی؛ P: بیوتیت در جایگاههای پرآلومین (شامل گرانیتهای نوع S)؛ C: بیوتیت در جایگاههای کالک آکالن کوهزایی.



شکل ۴-۴) نمودار مثلثی MgO ، $10TiO_2$ و FeO^* برای طبقه‌بندی بیوتیتها به دو گروه اولیه و ثانویه (ناشیت و همکاران، ۲۰۰۵).

برای نامگذاری میکاها می‌توان از طبقه‌بندی ریدن و همکاران (۱۹۹۵) و دیبر و همکاران (۱۹۹۲) استفاده کرد (شکل ۴-۵). تروجر (۱۹۸۲) با استفاده از نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ به Al_{tot} بیوتیت‌ها را به

چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و استونیت تقسیم‌بندی کرد که بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع مجموعه‌های کمان قاره‌ای (لپیدوملان و مروکزن) هستند (۴-۵ الف). دییر و همکاران (۱۹۶۲) میکاها را بر اساس تغییرات Al در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ به چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم نموده‌اند (شکل ۴-۵ ب). در این نمودار بر حسب $Fe/(Fe+Mg)$ به دو گروه بیوتیت و فلوگوپیت تقسیم می‌شوند. در این نامگذاری بیوتیت‌های بالای ۰/۳۳ در $Fe/(Fe+Mg)$ و فلوگوپیت‌ها کمتر از ۰/۳۳ $Fe/(Fe+Mg)$ دارند. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت قرار دارند.

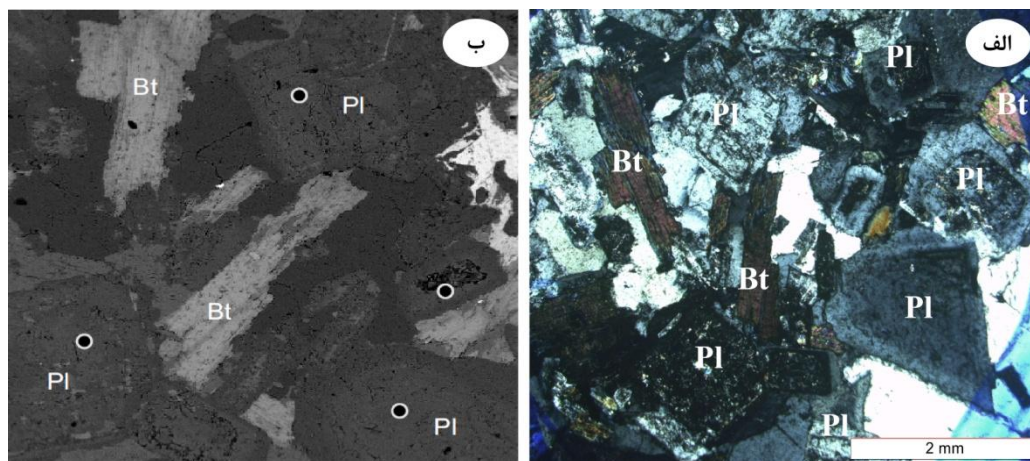


شکل ۴-۵ طبقه‌بندی میکاهای گرانیتوئیدهای الیگودرز با استفاده از ترکیب شیمیایی آنها. (الف) تروجر (۱۹۸۲) (ب) ریدن و همکاران (۱۹۹۹) اسپیر (۱۹۸۴)؛

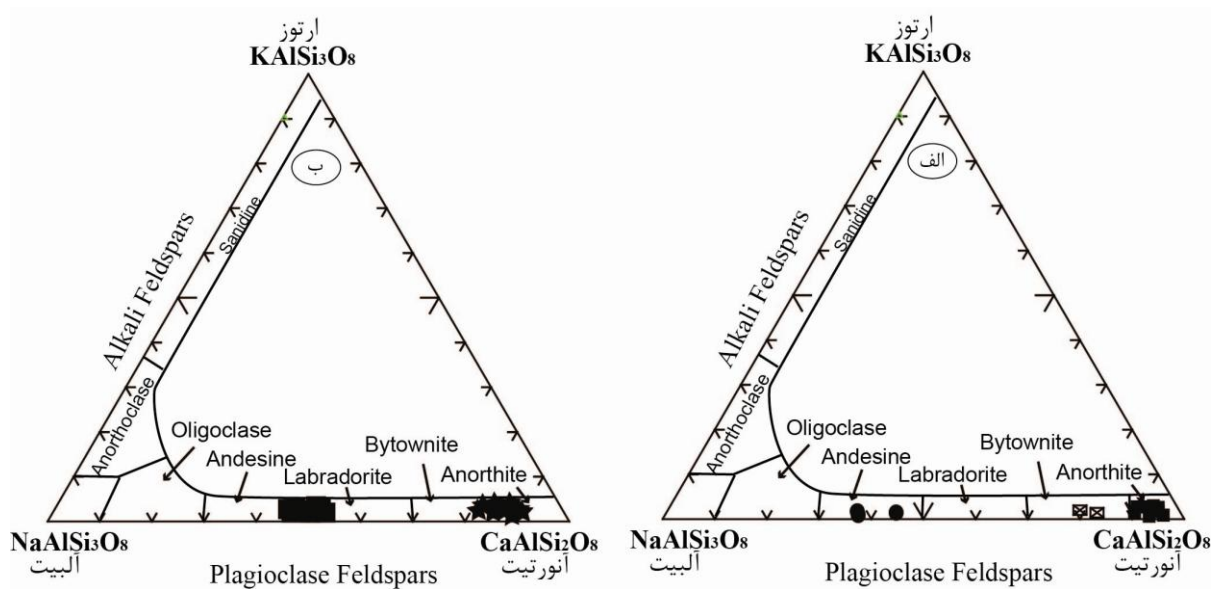
۴-۲- پلاژیوکلاز

جهت بررسی ترکیب شیمیایی و فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز، تعدادی از فلدسپارهای موجود در این واحد مورد تجزیه قرار گرفته است. در گرانودیوریت‌های الیگودرز، بلورهای پلاژیوکلازی وجود دارند که دارای هسته‌های کلسیک

نسبتاً یکنواختی بوده (An_{91-84}) و در حاشیه به منطقه‌بندی عادی ختم می‌شوند (An_{53-47}) (جدول ۴-۲ و شکل‌های ۴-۶ و ۴-۷). بر اساس یافته‌های چپل و همکاران (۱۹۸۷) این هسته‌های کلسیک به پلاژیوکلازهای باقیمانده از ذوب‌بخشی شباهت داشته و به دلیل ترکیب یکنواختشان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند. احتمالاً به دلیل سرد شدن سریع و شرایط نسبتاً خشک، کانی پلاژیوکلاز نمی‌توانسته با مذاب حاصل به طور کامل در تعادل باشد و هسته‌های پلاژیوکلاز با آنورتیت کمتر و منطقه‌بندی عادی احاطه شده‌اند. منطقه‌بندی پیچیده پلاژیوکلاز در گرانیتهای حاصل از آناتکسی نادر است. پلاژیوکلازهای رستیتی به دلیل حضور مراکز کلسیک، حاشیه‌های گرد شده و یا براساس الگوی منطقه‌بندی پیچیده‌شان شناسایی می‌شوند (وایت و چپل، ۱۹۷۷؛ اسمیت و براون، ۱۹۸۸، هولتز و باربی، ۱۹۹۱). معمولاً پلاژیوکلازهای رستیتی با ترکیب An_{55} تا An_{80} گزارش شده‌اند (یوهانس، ۱۹۸۴؛ بتمن، ۱۹۸۸، داسیلوا، ۲۰۱۴) اما معمولاً محتوای آنورتیت پلاژیوکلاز در گرانیتهای آناتکسی از An_{35} فراتر نمی‌رود چرا که در سیستم $Qz-Or-Ab-H_2O$ ($P_{H_2O}=P_{total}$)، ماگمایی که توانایی تبلور بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب An_{55} تا An_{30} را دارد می‌تواند در تعادل با پلاژیوکلاز رستیتی باشد (یوهانس، ۱۹۸۴؛ بتمن، ۱۹۸۸). چنانچه پروتولیت دارای سدیم و کلسیم کمی باشد پلاژیوکلاز می‌تواند به طور کامل در فاز مذاب حل شود. یوهانس (۱۹۸۴) نشان داد که ذوب بخشی پلاژیوکلاز (An_{60}) در سیستم $Qz-Ab-An-H_2O$ در ۲۰۰ مگاپاسگال و ۸۵۰ درجه سانتیگراد بلورهای پلاژیوکلاز دارای An_{85-82} به علاوه متشکله پلاژیوکلاز سدیک‌تری در مذاب تولید خواهد نمود (شکل ۴-۸). ترکیب کلسیک تقریباً یکنواخت هسته‌های پلاژیوکلاز، تعادل محلی را در طی تشکیل پلاژیوکلاز کلسیک نشان می‌دهد اما خوردگی مراکز و پیچیدگی منطقه‌بندی بخشهای خارجی نشان‌دهنده عدم تعادل می‌باشد. در سنگهای گرانیتهای پلاژیوکلازها (تعداد ۸ نقطه) منطقه‌بندی عادی داشته، از An_{30} در نزدیکی حاشیه تا An_{51} در مرکز تغییر نموده و در رده الیگوکلاز - آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷). همانطور که ملاحظه می‌شود تغییر ترکیب فلدسپارها در این واحد عادی بوده و با تفریق ماگمایی سازگاری نشان می‌دهد.



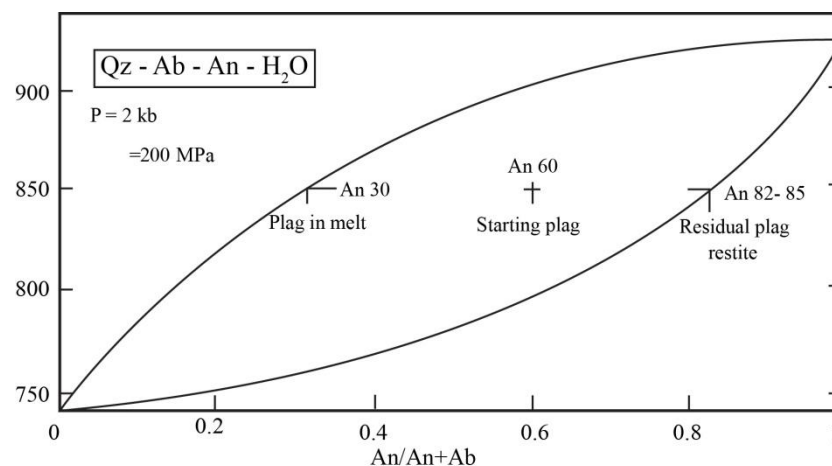
شکل ۴-۶ (الف) تصویری از پلاژیوکلازهای مورد تجزیه در نور پلاریزه (XPL)؛ (ب) تصویر BSE از الف.



شکل ۴-۷ نمودار دیور و همکاران (۱۹۹۲) برای تعیین ترکیب فلدسپار. (الف) ترکیب فلدسپار برای توده واریسکن پرتقال (داسیلوا، ۲۰۱۴)؛ (ب) ترکیب فلدسپار گرانیتوئیدهای الیگودرز بر روی نمودار آلبیت-ارتوز-آنورتیت

جدول ۴-۲) نتایج آنالیز نقطه‌ای (میکروپروب) پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز

SF۱۸-C۳													SF۱۸-C۴						
شماره آنالیز	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
SiO _r	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
Al _۲ O _r	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	۳۵/۳۳	۳۵/۰۸	۳۵/۲۳	۳۴/۷۷	۳۵/۱۹
Fe _۲ O _r	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
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
Na _۲ 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
K _۲ 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
Sum 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
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
Ab	۱۳/۰۶	۱۲/۱۲	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
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
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
Al ^{VI}	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۰
Fe ⁺	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱	۰/۰	۰/۰	۰/۰۱



شکل ۴-۸) ذوب‌بخشی پلاژیوکلاز (An₆₀) در سیستم Qz-Ab-An-H₂O در ۲۰۰ مگاپاسکال و ۸۵۰ سانتیگراد بلورهای پلاژیوکلازی با ترکیب An_{۸۲-۸۵} به علاوه متشکله پلاژیوکلاز سدیک‌تر در مذاب تولید خواهد شد (یوهانس، ۱۹۸۹).

۴-۳- گارنت

گارنت یکی از مهمترین کانی‌های فرعی در گرانیت پرآلومین نوع S الیگودرز می‌باشد. این کانی به صورت بلورهای بی‌شکل (شکل ۴-۹ الف و ب) تا نسبتاً شکل‌دار و به شدت شکسته شده (شکل ۴-۹ ت) به ویژه در بخشهای کمتر تفریق‌یافته توده نفوذی یافت می‌شود. گارنت‌های موجود با ابعاد کوچک تا بزرگ (حدود ۱ سانتی‌متر) و با برجستگی بالا قابل رؤیت هستند و در برخی موارد از حاشیه با بیوتیت و یا کردیریت پنیته شده (ترکیبی از سرسیت و کلریت) جایگزین شده است (شکل ۴-۹ الف و ب). گرانیت‌های به شدت پرآلومین نوع S همانند توده نفوذی مورد مطالعه از ذوب سنگهای رسوبی غنی از آلومینیوم (متاپلیتها و متاپسامیتها)، (چپل و وایت، ۱۹۹۲؛ چپل، ۱۹۹۹) و اغلب از ذوب ناجور بیوتیت در عدم حضور سیال تولید می‌شوند (پاتینو و برد^۱، ۱۹۹۵؛ کلمنز^۲، ۱۹۹۲؛ لی^۳، ۱۹۸۸) در بسیاری از گرانیت‌های نوع S ممکن است گارنت از منشاهای مختلف یعنی ماگمایی، دگرگونی به صورت بقایای رستیتی از مواد منشا (چپل و همکاران، ۱۹۸۷) و یا زینولیت‌هایی از سطوح بالاتر (کلارک^۴، ۲۰۰۷؛ اردمن^۵ و همکاران، ۲۰۰۷) موجود باشد. در این مبحث تلاش می‌شود با استفاده از تغییرات ترکیبی گارنت، منشا آن مشخص شود. به منظور بررسی الگوی منطقه‌بندی در این گارنت‌ها، یکی از این بلورها در دو امتداد متفاوت و در مجموع در ۱۵۰ نقطه مورد تجزیه قرار گرفته است (شکل ۴-۹ پ).

تغییرات عناصر گارنت موجود و همچنین درصدهای مولی آلماندن، پیروپ، اسپسارتین و گروسولار محاسبه شده در جدول ۴-۳ به نمایش در آمده است. اگرچه ترکیب شیمی هر کدام از قطعات گارنت جدا شده نسبتاً یکنواخت می‌باشد ($Alm_{70}Py_{22}Gro_4Sps_4$ در مرکز) و تغییرات ترکیبی چندانی مشاهده نمی‌شود اما الگوی منطقه‌بندی در امتداد باریکی از حاشیه هر کدام از این قطعات، به طور

۱- Patino & Beard

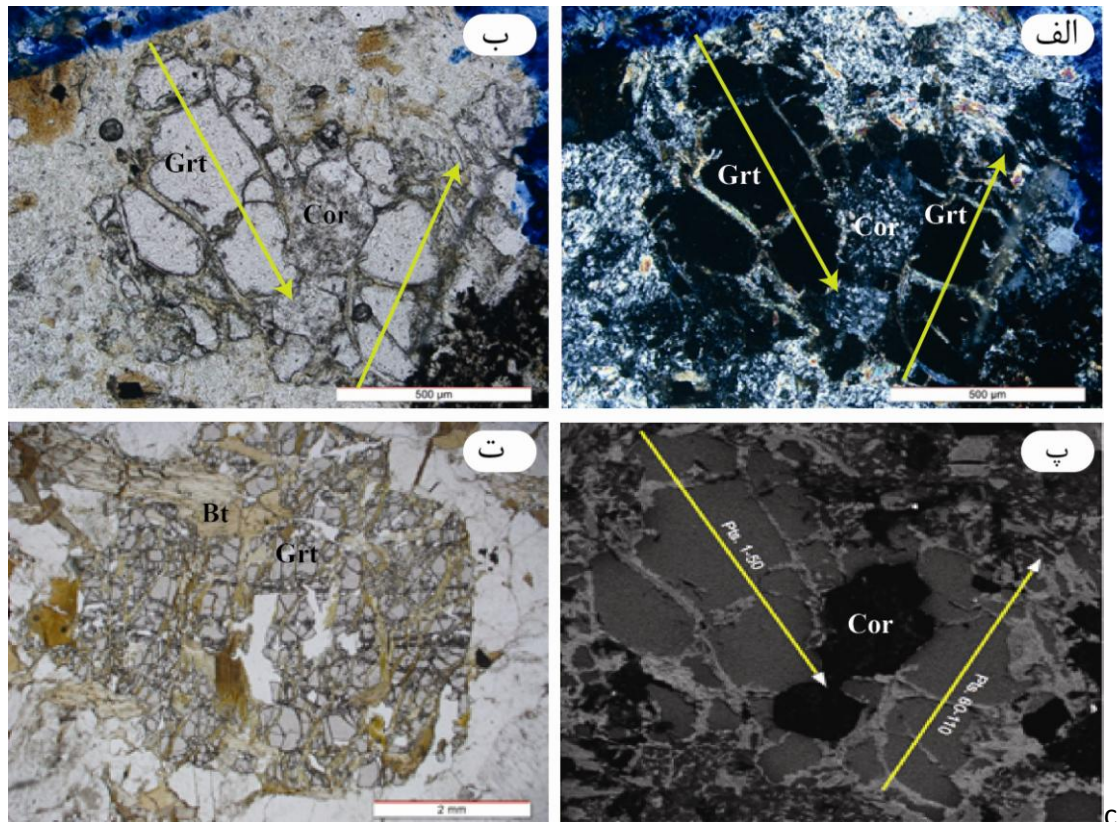
۲- Clemens

۳- Le

۴- Clarke

۵- Erdmann

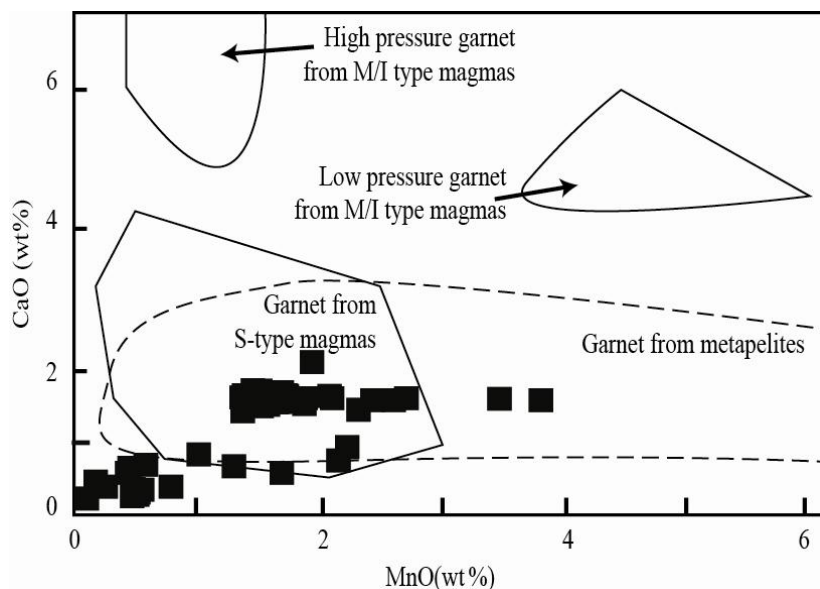
مشخصی تغییر می‌یابد ($Alm_{50}Py_{38}Gro_{15}Sps_{0.5}$ ، ترکیب میانگین در حاشیه). تغییر ناگهانی بین مرکز و حاشیه می‌تواند به فرایندهای تبادل یونی بین ماگما و گارنت باقی‌مانده از ذوب مرتبط باشد (ویلاروس^۱ و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۹) تصاویر میکروسکوپی از گارنت‌های موجود در توده نفوذی گل زرد؛ (الف) گارنت شکسته و خرد شده و کردیریت پنیته شده (XPL)؛ (ب) تصویر الف در نور PPL؛ (پ) تصویر میکروسکوپی الکترونی از گارنت و مسیره‌های تجزیه نقطه‌ای، (ت) گارنت خودشکل با شکستگی فراوان. به حضور بیوتیت در این شکستگی‌ها دقت شود (PPL).

هرنگی (۲۰۰۱) برای مشخص کردن منشا گارنت‌ها از نمودار CaO در مقابل MnO استفاده کرده است (شکل ۴-۱۰). با توجه به محتوای پایین MnO و CaO در گارنت‌های موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز در نمودار هرنگی^۲ و همکاران (۲۰۰۱) در محدوده گارنت‌های ماگمایی نوع S و متاپلیت قرار می‌گیرند.

^۱- Villaros
^۲- Harangi



شکل ۴-۱) نمودار CaO در مقابل MnO برای مشخص کردن منشا گارنت در توده‌های نفوذی الیگودرز (هرنگی، ۲۰۰۱)

گارنت‌های نوع ماگمایی و زینوکریستی بر اساس شکل بلوری و منطقه‌بندی ترکیبی (دهل کوئیست و همکاران، ۲۰۰۷) و یا بر اساس حضور و ماهیت اذخالها (رویگروفت^۱، ۱۹۹۱) به راحتی از یکدیگر متمایز می‌شوند. الگوی منطقه‌بندی گارنت اهمیت زیادی در درجه دگرگونی و مسیرهای دما و فشار دارد (وانگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۳). منطقه‌بندی ترکیبی گارنت‌های ماگمایی در مذاب گرانیته تابعی از دماست (دهل کوئیست و همکاران، ۲۰۰۷). گارنت‌های ماگمایی که به طور مستقیم از ماگماهای گرانیته نوع S متبلور شده‌اند هیچ منطقه‌بندی نشان نمی‌دهند و یا اینکه دارای منطقه‌بندی معکوس (مرکز فقیر و حاشیه غنی از Mn) هستند که با شرایط کاهش دما مطابقت می‌نماید؛ در مقابل گارنت‌های دگرگونی دارای منطقه‌بندی عادی بوده و در مرکز از Mn غنی شده‌اند (دهل کوئیست و همکاران، ۲۰۰۷). هیچکدام از این الگوها در گارنت مورد مطالعه به طور کامل مشاهده نمی‌شود. بنابراین، این واقعیت که گارنت ماگمایی در گرانیته‌های نوع S غالباً الگوی منطقه‌بندی منگنز زنگوله‌ای برعکس یا مسطح دارد (برای مثال دهل کوئیست و همکاران، ۲۰۰۷) و یا اینکه انواع دگرگونی این

۱- Roycroft

۲- Hwang

کانی حاوی اذخالهایی از کانیهای دگرگونی هستند (کلمنز و وال^۱، ۱۹۸۴) در همه گرانیتهای مصداق ندارد. از طرف دیگر مشاهده اذخالهایی از بلورهای ماگمایی (رودر^۲، ۱۹۷۹) می‌تواند منشأ زینوکریستی برای بسیاری از گارنتهای موجود در این نوع گرانیتهای را نقض نماید.

جدول ۳-۴) نتایج تجزیه نقطه‌ای عناصر اصلی در گارنت.

	N=۱-۵۰		N=۵۱-۱۰۹	
	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه
SiO ₂	۳۶/۲۲±۱/۱	۱۱/۳۵±۰/۲۱	۳۴/۴۶±۱/۸۶	۴۳/۰۵±۰/۵۲
TiO ₂	۰/۱۴±۰/۰۸	۰/۱۹±۰/۰۸	۰/۱۴±۰/۰۷	۰/۱۵±۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۲۰/۷۸±۱/۸	۵/۴۵±۰/۴۹	۲۰/۳۳±۲/۸	۲۸/۷۱±۱/۲
Fe ₂ O ₃	۰/۸۵±۰/۰۶	۰	۱/۲۹±۰/۰۷	۰
MgO	۵۴/۴۶±۱/۳	۲/۲۴±۰/۳۶	۵/۶±۱/۳	۲/۰۶±۰/۲۳
MnO	۱/۷۱±۰/۰۹	۰	۱/۶±۰/۰۲۲	۰/۰۵±۰/۰۱
FeO	۳۱/۴±۱/۴	۵/۱۲±۰/۰۷	۳۱/۰۹±۲/۱	۴/۶۲±۰/۰۹
CaO	۱/۶±۰/۰۵	۰/۷±۰/۰۳	۱/۵۸±۰/۰۴۲	۰/۱۹±۰/۰۰۹
Total	۹۸/۱۵±۲/۲	۲۵/۴±۱/۳	۹۶/۰۱±۴/۳	۷۸/۸۴±۲/۲
Si	۵/۷۸±۱/۲	۷/۷۴±۰/۴۲	۵/۵۱±۰/۰۹۴	۱۰/۵±۰/۰۲
Ti	۰/۰۲±۰/۰۰۱	۰/۰۹±۰/۰۰۳	۰/۰۲±۰/۰۰۱	۰/۰۳±۰/۰۰۱
Al	۳/۹۱±۰/۰۹	۴/۳۵±۰/۰۲	۳/۸۴±۰/۰۹۸	۸/۲۸±۰/۰۲
Fe ³⁺	۰/۱±۰/۰۰۶	۰	۰/۱۶±۰/۰۰۶	۰
Mg	۱/۳±۰/۰۸	۲/۲۴±۰/۰۲	۱/۳۴±۰/۰۰۶	۰/۷۵±۰/۰۱۳
Ca	۰/۲۷±۰/۰۱۲	۰/۵۴±۰/۰۰۴	۰/۲۷±۰/۰۰۹	۰/۰۵±۰/۰۰۲
Mn	۰/۲۳±۰/۰۰۹	۰	۰/۲۲±۰/۰۰۷	۰/۰۱±۰/۰۰۱
Grossular	۴/۵۵±۱/۰۹۹	۱۵/۰۹±۰/۰۰۹	۴/۵۲±۲/۰۰۸	۲/۵۲±۰/۰۱۳
Pyrope	۲۱/۱۸±۰/۰۱۴	۲۸/۴±۱/۰۸	۲۲/۱±۱/۰۴	۴۲/۷۹±۲/۰۱
Almandine	۷۰/۰۳±۲/۰۳۳	۵۰/۸۴±۳/۰۱۹	۶۹/۵۴±۲/۰۲۹	۵۳/۸۴±۰/۰۱۹
spessartine	۳/۶۱±۰/۰۲۱	۰/۵۹±۰/۰۰۸	۳/۷۴±۰/۰۰۵	۰/۵۹±۰/۰۰۴

به دلیل تعداد زیاد نقاط تجزیه شده از میانگین آنها استفاده شده است.

از طرف دیگر در فشارهای بالا و Mg# پایین سنگ کل، گارنت می‌تواند از ذوب نامتجانس بیوتیت در متاپلیت‌ها تشکیل شود (ویلاروس و همکاران، ۲۰۰۹)؛ بنابراین ذوب پوسته‌ای عمیق در متاپلیت‌ها (Mg# نسبتاً پایین) مذابی تولید می‌کند که در تعادل با گارنت پریکتیک است. تمایز بین گارنت‌های ماگمایی و پریکتیک مشکل است زیرا هر دو نوع در حضور مذاب تشکیل می‌شوند (کسیر^۳ و همکاران، ۱۹۹۷). انتشار خود به خودی Fe، Mg و Ca در گارنت به شرایط دما-فشار تشکیل گارنت اولیه و با مقدار کمتر به فوگاسیته اکسیژن وابسته است (کارلسون^۴، ۲۰۰۶). بر اساس شواهد تجربی

۱- Clemens & Wall

۲- Roedder

۳- Cesare

۴- Carlson

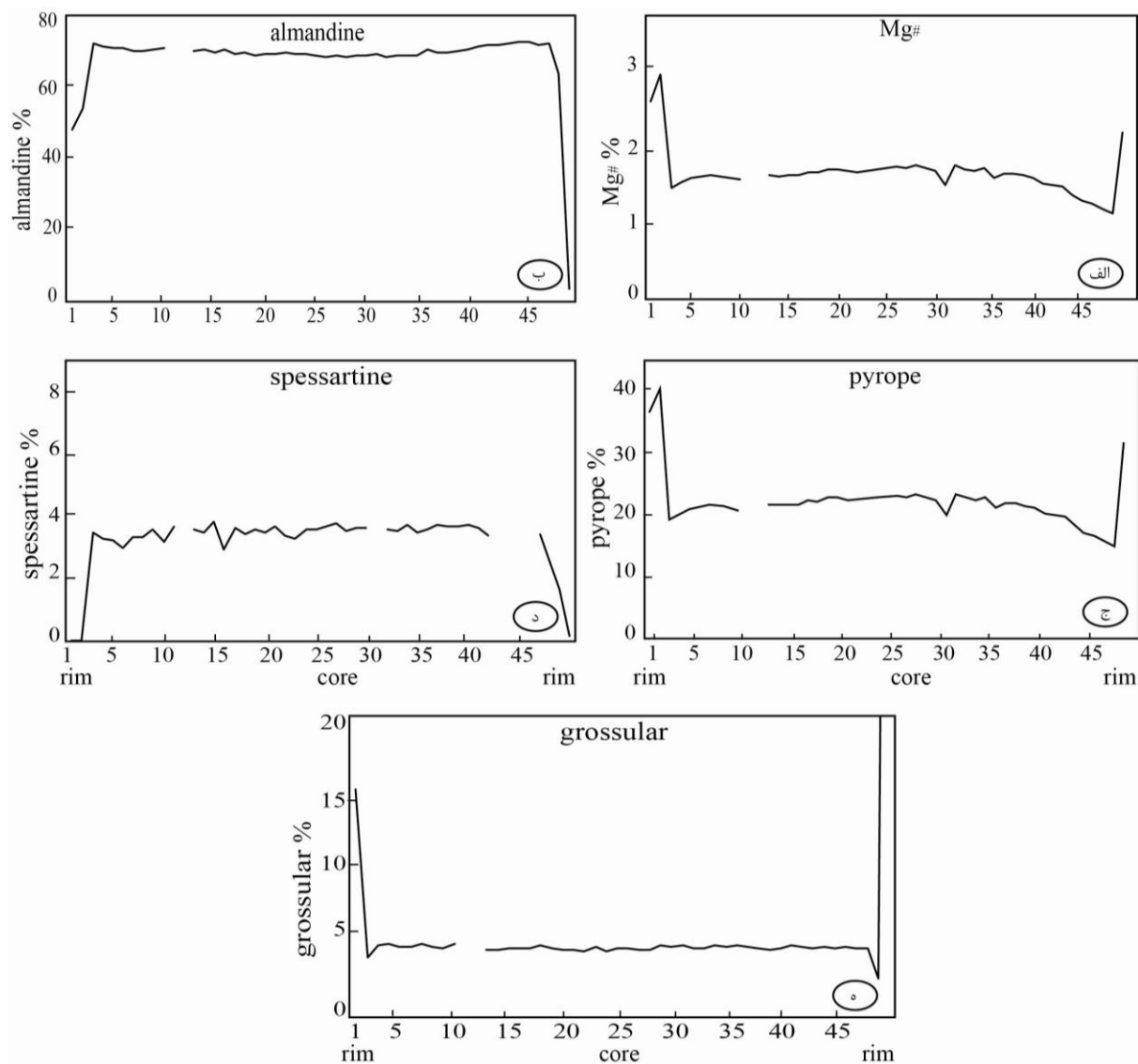
ارائه شده از مطالعات دیگر، استیونز^۱ و همکاران (۲۰۰۷) پیشنهاد می‌کند که گارنت با ترکیب $\text{Alm}_{62}\text{Py}_{28}\text{Gro}_9\text{Sps}_{<1}$ شاخص گارنت پیریتیک در گرانیتهای نوع S می‌باشد. ترکیب میانگین بخش مرکزی گارنت‌های مورد مطالعه نسبتاً یکنواخت بوده ($\text{Alm}_{70}\text{Py}_{22}\text{Gro}_4\text{Sps}_4$) و شباهت زیادی به شیمی گارنت‌های پیریتیک نشان می‌دهد. بنابراین گارنت موجود در این گرانیتهای تغییرات ترکیبی مهمی را در طی صعود و تعادل مجدد با ماگما متحمل شده است. از طرف دیگر، الگوی منطقه‌بندی بدست آمده از Mn و Mg در گارنت با فرایند انتشار قهقرایی مطابقت می‌نماید (ادواردز و ایسن^۲، ۱۹۸۸). در واقع X_{sps} از مرکز به حاشیه افزایش و X_{alm} و X_{py} از مرکز به حاشیه تقریباً ثابت اما اندکی کاهش یافته است. گارنت و ویبلن^۳ (۱۹۷۱) به جذب و انحلال گارنت در ماگماهای گرانیتهای، برای تشکیل سایر کانیهای فرومنیزین همانند کردیریت و بیوتیت اشاره کرده‌اند. از آنجا که K_D بین گارنت و بیوتیت یا کردیریت با کاهش دما کاهش می‌یابد (ایونز^۴، ۱۹۶۵)، گارنت در طی جذب از Fe نسبت به Mg غنی می‌شود. همچنین با توجه به اینکه Mn به راحتی به درون بیوتیت یا کردیریت مشارکت نمی‌کند، این عنصر به درون گارنت انتشار نموده و یک غنی شدگی در حاشیه از Mn را ایجاد می‌نماید (ایونز، ۱۹۶۵). به نظر می‌رسد منطقه‌بندی مشاهده شده در Mn و Mg# گارنتها در نتیجه فرایند جذب بوده و Fe و Mn مجدداً در گارنت توزیع شده‌اند. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که در پتروژنز گرانیتهای نوع S، متشکله‌هایی که از منشا به ارث می‌رسند اما غیر قابل محلول در مذاب هستند با سیستم ماگمایی که در آن قرار می‌گیرند به تعادل می‌رسند.

۱- Stevens

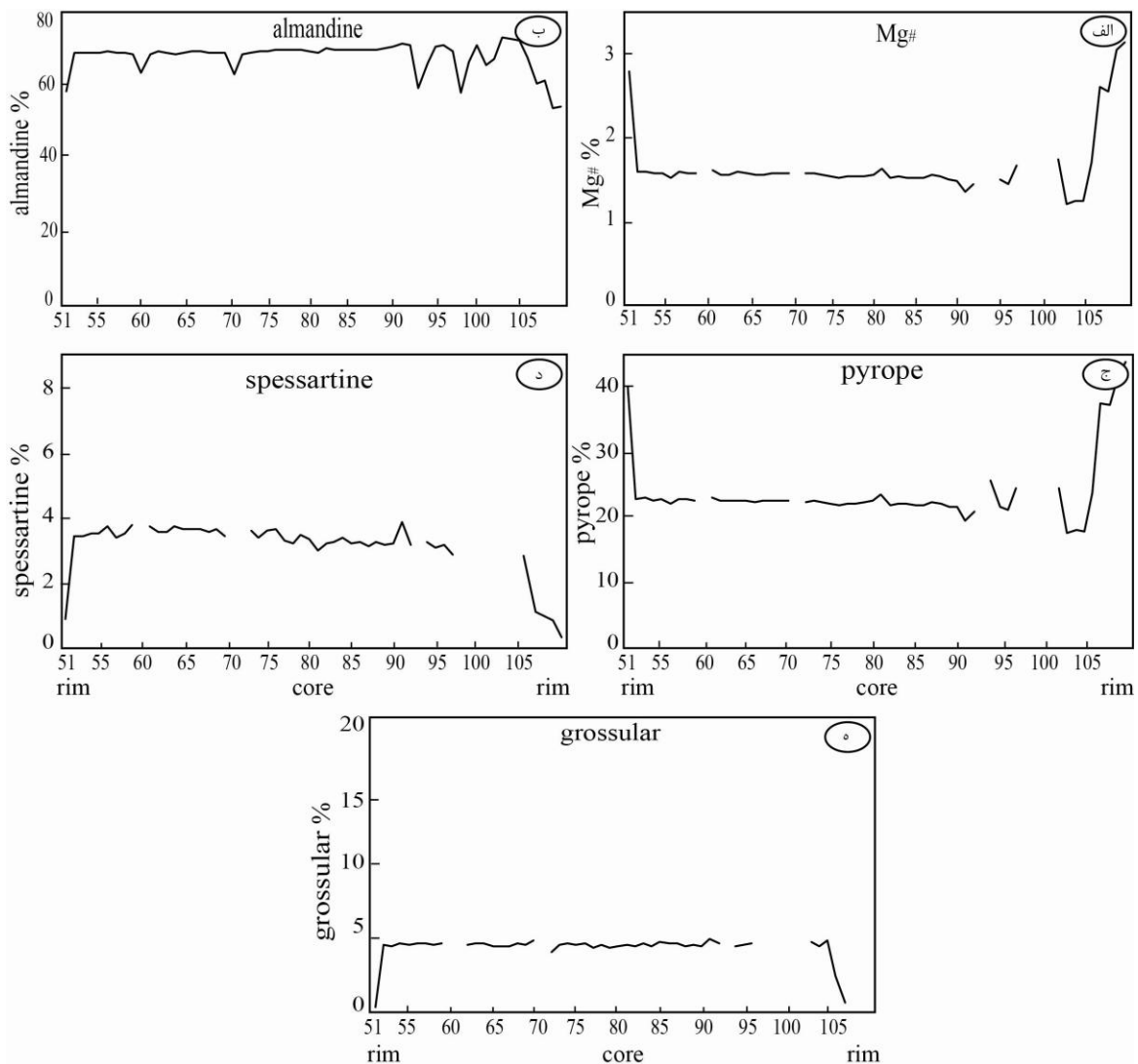
۲- Edwards & Essene

۳- Grant & Weiblen

۴- Evans



شکل ۴-۱۱) الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در گرانودیوریتها (نقاط ۱ تا ۵۰) در شکل ۴-۹ پ؛ (الف) تغییرات درصد عدد منیزیم؛ (ب) تغییرات درصد مولی آلماندن؛ (ج) تغییرات درصد پیروپ؛ (د) تغییرات درصد اسپسارتین؛ (ه) تغییرات درصد گروسولار. آنومالیهای مثبت و منفی در نمودارها دقیقاً بر حاشیه قطعات شکسته شده گارنت مورد تجزیه مطابقت می‌نماید.

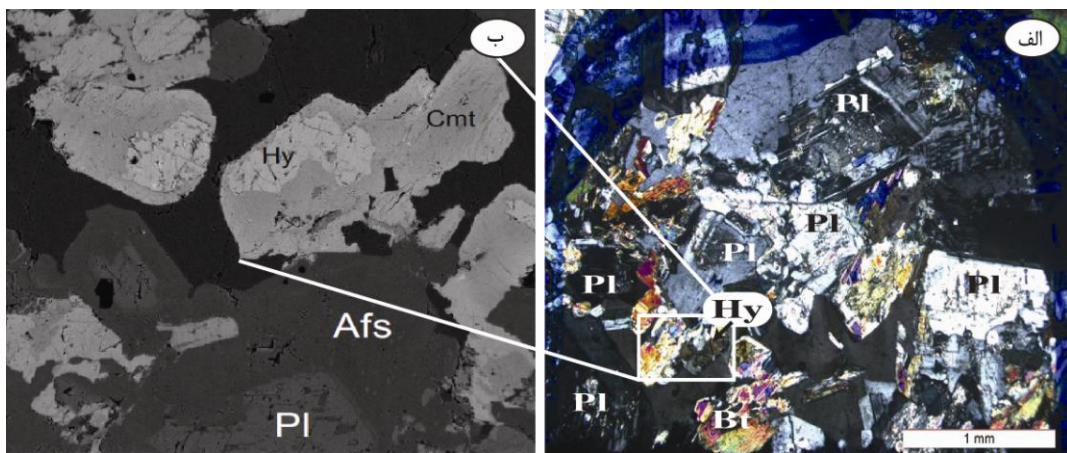
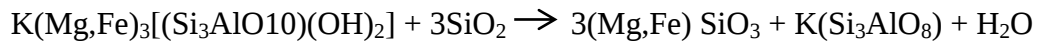


شکل ۴-۱۲) الگوی منطقه‌بندی گارنت موجود در گرانودیوریتها (نقاط ۵۱ تا ۱۰۹) در شکل ۴-۹ پ؛ الف) تغییرات درصد عدد منیزیم؛ ب) تغییرات درصد مولی آلماندن؛ ج) تغییرات درصد پیروپ؛ د) تغییرات درصد اسپسارتین؛ ه) تغییرات درصد گروسولار. آنومالیهای مثبت و منفی در نمودارها دقیقاً بر حاشیه قطعات شکسته شده مطابقت می‌نماید.

۴-۴-۴- ارتوپروکسن

در تعداد محدودی از ایستگاههای مطالعه شده در توده‌های نفوذی الیگودرز کانی پروکسن مشاهده شد (شکل ۴-۱۳ الف). تصاویر BSE تهیه شده از این کانی ترکیب دقیق هیپرستن را مشخص نموده است (شکل ۴-۱۳ ب) که از اطراف به ارتوآمفیبول نوع کامینگتونیت تبدیل شده است. هیپرستن، سیلیمانیت و هرسینیت از شکست بیوتیت در طی دگرگونی پیشرونده تشکیل می‌شوند (قاسمی،

(۱۳۹۴) و معرف آغاز رخساره گرانولیت می‌باشند. اولین نسل هیپرستن از واکنش بین بیوتیت و کوارتز در دمای بالای ۷۵۰ درجه سانتیگراد طبق واکنش زیر تشکیل می‌شود:



شکل ۴-۱۳) (الف) تصویری از حضور پیروکسن در سنگهای گرانیتوئیدی الیگودرز. ب- تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) از همان مقطع که حضور هیپرستن (Hy) را اثبات می‌نماید. این کانی از اطراف به کامینگتونیت (Cmt) تبدیل شده است.

نتیجه‌گیری

- گرانودیوریتها بیشترین مقدار پلاژیوکلاز با هسته‌های کلسیک نسبتاً یکنواخت دارند که به پلاژیوکلازهای باقیمانده از ذوب‌بخشی شباهت داشته و به دلیل ترکیب یکنواختشان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند. محتوای آنورتیت پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز از گرانودیوریت به سمت گرانیت کاهش می‌یابد.
- نتایج تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که محتوای Al^{IV} بیوتیت‌های ورقه‌ای درشت خیلی بالا نبوده و ویژگی گرانیت‌های کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند.

- گارنت یکی از مهمترین کانیهای فرعی در گرانیت نوع S الیگودرز می باشد. بر اساس خصوصیات بافتی و ترکیب شیمی گارنت می توان نتیجه گرفت که این گارنتها دارای ترکیب نسبتاً یکنواختی بوده و سرشار از آلماندن می باشند اما تغییراتی در $Mg/(Mg+Fe)$ و Mn در نزدیکی حاشیه ها نشان می دهد. کاهش Mg# و افزایش Mn از هسته به سمت حاشیه نشان می دهد که گارنتهای مورد نظر منشأ رستیتی داشته و تحت تاثیر فرایند انتشار قهقرایی قرار گرفته اند. نتایج این تحقیق نشان می دهد که در پتروژنز گرانیت های نوع S، متشکله هایی که از منشأ به ارث می رسند اما غیر قابل حل در مذاب هستند با سیستم ماگمایی که در آن قرار می گیرند به تعادل می رسند.

- آندالوزیت یک کانی فرعی است که در طیفی از سنگهای آذرین فلسیک به شدت پرآلومین منطقه الیگودرز مشاهده می شود. بلورهای آندالوزیت در طی واکنشهای دگرگونی، تبلور از ماگما و یا طی فرایندهای متاسوماتیسم تشکیل می شوند که هر کدام ویژگیهای بارز خود را دارند. اگرچه با توجه به شواهد کانی شناسی و نتایج تجزیه شیمی منشأ دقیق این کانی مشخص نشده است اما هم رشدی هایی از آلکالی فلدسپار و مسکوویت ($\pm$ بیوتیت و کوارتز) در قالب بلورهای آندالوزیت وجود دارد که حاکی از حضور سیالات گرمایی اطراف توده ها و تغییرات ترکیب کانی شناسی می باشد.

- سریسیتی شدن آندالوزیت، پنییتی شدن کردیریت، تشکیل بیوتیت به خرج از بین رفتن گارنت و کردیریت، تشکیل کامینگتونیت به صورت حاشیه ای اطراف هیپرستن مربوط به مراحل نهایی سرد شدن ماگمای گرانیتی و واکنشهای قهقرایی در حضور سیال سرشار از آب مرتبط می باشد.

فصل پنجم

ژئوسمى

مقدمه

پس از برداشت روابط صحرایی و مطالعات دقیق پتروگرافی، بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگها از اهمیت زیادی برخوردار است. به منظور استفاده از ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می باشد (هندرسون^۱، ۱۹۸۱). امروزه مطالعات جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده های ژئوشیمیایی صورت می گیرد (رولینسون، ۱۹۹۳). داده های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید خواهند داشت که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه داشته باشیم.

در این فصل با استفاده از داده های شیمیایی سنگ کل، رفتار ژئوشیمیایی نمونه های مختلف با یکدیگر مقایسه می شود. لازم به توضیح است داده های ژئوشیمی سنگ کل توده های نفوذی گل زرد و دره باغ مورد استفاده در این تحقیق شامل ۱۶ نمونه از نتایج تجزیه ژئوشیمی اثنی عشری (۱۳۹۰) و باغبانی (۱۳۹۰) می باشد. ترکیب ژئوشیمی این سنگها با استفاده از بسته ترکیبی ICP-MS و ICP-OES (طیف سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شده است. همچنین تعداد سه نمونه از توده گرانیتوئیدی ازنا نیز در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه میامی امریکا مورد تجزیه قرار گرفته است (جدول ۵-۱). نتایج تجزیه شیمیایی نمونه ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی های نورماتیو آنها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان شده است.

اثنی عشری (۱۳۹۰) گرانیتوئیدهای الیگودرز را از یک منشا مشترک دانسته و معتقد است فرایندهای هضم و تبلور بخشی (AFC) نقش اصلی را در سیر تحولی ماگمای اولیه داشتند. باغبانی (۱۳۹۰) نیز با اشاره به روندهای خطی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر عامل تبلور تفریقی و ذوب بخشی را در تشکیل توده های گرانیتوئیدی مورد مطالعه دخیل دانسته و این توده ها را

^۱ - Henderson

حاصل فعالیتهای ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی معرفی کرده است. نگاهی جامع و موشکافانه به مجموع مطالعات پیشین (برای مثال: باقریان و خاکزاد، ۱۳۸۰؛ باقری، ۱۳۸۰؛ اثنی‌عشری، ۱۳۹۰ و باغبانی، ۱۳۹۰) نشان می‌دهد که اولاً همه محققین در مورد خاستگاه و ژنز سنگهای مزبور اتفاق نظر نداشته و ثانیاً در بیشتر این پژوهشها به نقش کانیهای رستیتی در پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (گل‌زرد و دره‌باغ) هیچ اشاره‌ای نشده است. در این فصل از طبقه‌بندی نورماتیو، نمودارهای نامگذاری، نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب، نمودارهای عنکبوتی استفاده شده تا حضور کانیهای رستیتی با استفاده از شواهد ژئوشیمیایی نیز اثبات شود. از آنجا که ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (دره‌باغ و گل‌زرد) و لوکوگرانیت ازنا با یکدیگر تفاوتهای قابل ملاحظه‌ای دارند بنابراین تحولات ژئوشیمیایی هر کدام از این توده‌های نفوذی در این فصل به صورت جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۵-۱- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، لازم است که تغییراتی در آنها اعمال شود. یکی از این تغییرات، حذف مواد فرار (L.O.I) می‌باشد.

۵-۱-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار

میزان مواد فرار در سنگهای ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد وزنی می‌باشد. بنابراین، افزایش این میزان در سنگها، ناشی از فرایندهای ثانویه نظیر هوازدگی و دگرسانی می‌باشد (ژانو، ۲۰۰۷). به منظور حذف مواد فرار نمونه‌های سنگی درصد مواد فرار را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس این عدد باید به ۱۰۰ درصد برسد. برای این منظور باید مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ در یک ضریب واحدی ضرب شود. این ضریب از تقسیم کردن ۱۰۰ بر مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ به دست می‌آید. در ادامه ضریب به دست آمده را در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب

کرده تا درصد اکسیدها، بدون مواد فرار محاسبه شود. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه S1 این گونه است:

$$S1: \text{Sum}=100, \text{LOI}=2.99$$

$$\text{Sum}-\text{L.O.I.}=100-2.99$$

$$Z=100/97.01=1.03$$

۵-۲- طبقه‌بندی نورماتیو

۵-۲-۱- رده‌بندی اکائر

نورم روشی است که بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی، کانی‌های مجازی آن‌ها ساخته می‌شود و سپس بر مبنای مقادیر کانی‌های ساخته شده، نامگذاری سنگ‌ها صورت می‌گیرد و یا از آن‌ها در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق استفاده می‌شود (جدول ۵-۲). از آنجایی که مبنای رده‌بندی نورماتیو اساساً بر مبنای شیمی سنگ استوار است، پس سنگ‌های ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده، با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو یکسان خواهند داشت (رولینسون، ۱۹۹۳). اکائر^۱ این رده‌بندی را در سال ۱۹۶۵ برای نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی که بیش از ۱۰ درصد وزنی کوارتز نورماتیو دارند پیشنهاد نموده است. در این رده‌بندی، گرانیته‌ها بر اساس مقادیر سه کانی نورماتیو آل‌بیت، آنورتیت و ارتوز به پنج گروه مجزا تقسیم می‌شوند (شکل ۵-۱). اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت قرار دارند. لوکوگرانیته‌های ازنا به دلیل تهی بودن از آنورتیت و ارتوز نزدیک قطب آل‌بیت تجمع یافته‌اند (شکل ۵-۱). با توجه به اینکه رده‌بندی نورماتیو، یک رده‌بندی مجازی است و معمولاً ترکیب کانی‌شناسی محاسبه شده به روش نورم با ترکیب واقعی سنگ

^۱ - O'Connor

جدول ۵-۱) آنالیز عناصر اصلی و فرعی واحدهای مختلف توده‌های نفوذی الیگودرز. عناصر اصلی برحسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشد.

Lithology	Granodiorites													Granite		Leucogranites			
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	ES-۷۲	ES-۱۸	PAY۴-۱	PAY۴-۲	PAY۴-۳
SiO _۲	۶۶	۶۷	۶۷	۶۶	۶۶	۶۷	۶۷	۶۶	۶۸	۶۶	۶۸	۶۸	۶۶	۷۵/۶	۷۵/۲	۷۶	۷۸/۲	۷۶/۵	۷۹/۲
TiO _۲	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	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۰۶
Al _۲ O _۳	۱۵/۸	۱۵/۷	۱۵/۷	۱۵/۵	۱۵/۶	۱۶	۱۵	۱۵/۸	۱۵/۴	۱۶	۱۵/۵	۱۵/۶	۱۵/۱	۱۳/۷	۱۳/۹	۱۳/۷	۱۲/۷	۱۳/۲	۱۲/۶
Fe _۲ O _۳	۵/۱	۵/۶۳	۵/۳۸	۵/۱	۵/۳	۵/۴۴	۴/۹	۵/۱	۴/۷۲	۶/۰۵	۵/۰۹	۴/۶۴	۵	۱	۱/۱	۱	۰/۴۶	۰/۷	۰/۴۱
MnO	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۰.۶	۰/۰.۳	۰/۱	.	۰/۰.۱	.
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	۰/۲	۰/۲	۰/۷۱	۱/۱۸	۰/۶۱
CaO	۳/۶	۳/۱۲	۳/۰.۲	۳/۲	۳/۲	۳/۵۳	۲/۷	۳/۳	۲/۹۴	۳/۴۵	۳/۰.۹	۳/۰.۸	۳/۲	۰/۷	۰/۶	۰/۷	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۲۲
Na _۲ 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	۳/۴	۳	۶/۲۳	۶/۲	۶/۱۷
K _۲ O	۲/۷	۳/۵۴	۳/۴۶	۳/۲	۳/۳	۳/۱۶	۳/۵	۳/۳	۳/۶۴	۳/۳	۳/۴	۳/۵۲	۳/۱	۴/۷	۴/۳	۴/۷	۰/۳۴	۰/۴۲	۰/۳
P _۲ O _۵	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	۰/۱۳	۰/۲	۰/۱۳	۰/۰.۲	۰/۰.۴	۰/۰.۲
LOI	۱/۴۴	۱/۱	۱/۲	-	-	۰/۸	۱/۸	۱/۵	۰/۶	۱/۵	۱/۲	۱/۲	-	۰/۷۹	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	۹۹/۱	۹۸/۶۳	۹۹/۵۹
Y	۲۳/۱	۲۶/۴	۲۵/۵	۲۳/۴	۲۶	۲۸/۳	۲۳/۷	۲۹/۶	۳۰/۹	۲۴/۳	۲۷/۷	۲۶/۲	۲۸/۱	۱۸/۷	۱۰/۲	۱۰/۷	۲۶/۴	۲۶/۹	۲۶
Zr	۱۷۹	۱۳۷/۴	۱۵۱/۸	۱۸۲	۱۶۸	۱۵۹	۱۹۷	۱۹۱	۱۸۶	۱۹۰	۱۸۵	۱۸۲	۱۸۰	۴۴	۳۱	۴۴	۹۴/۸	۱۰۰	۸۰/۶
Nb	۱۳	۱۰/۶	۱۱	۱۳/۲	۱۳/۳	۱۱/۹	۱۳/۴	۱۲/۳	۱۱/۲	۱۴	۱۲/۳	۱۳/۴	۱۳/۵	۶	۵/۲	۶	۳۴/۸	۳۴/۳	۳۹/۷
Ba	۲۹۱	۳۰۰	۳۲۶	۳۳۲	۳۴۵	۳۵۱	۳۵۶	۳۵۹	۳۷۱	۳۷۸	۳۹۲	۳۹۲	۳۹۳	۱۰۳	۶۷	۴۰۰	۱۰	۱۵/۷	۷/۴
Hf	۵/۴	۴/۶	۴/۳	۵/۳	۵	۴/۸	۵/۸	۵/۱	۵/۵	۶	۵/۲	۴/۸	۵/۳	۱/۹	۱/۵	۱/۹	۳/۴۸	۳/۳۳	۳/۱۵
Ta	۱	۱	۱	۱	۱	۰/۹	۱/۱	۱/۱	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۱	۱/۲	۱/۵	۱/۲	۵/۸۲	۴/۲۱	۶/۲۱
Pb	.	۱۶/۸	۸/۵	.	.	۸/۶	.	.	۴/۶	۹	۷/۷	۸/۴	.	.	.	.	۴/۳۸	۳/۳	۴/۱۳
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	۸/۴	۵	۸/۴	۳۱/۷	۳۳/۱	۲۷/۸
U	۲/۵۵	۲/۵	۲	۲	۲/۵	۲/۹	۲/۸۴	۲/۱۹	۲/۷	۲/۶	۲	۲/۶	۲/۱۱	۲/۳۶	۱/۶۳	۱/۳۶	۶/۲۸	۴/۵۵	۶/۵
Rb	۱۳۰	۱۴۹	۱۵۲	۱۴۸	۱۴۷	۱۳۲	۱۵۰	۱۵۱	۱۵۲	۱۴۱	۱۴۷	۱۴۳	۱۴۸	۱۳۸	۲۳۶	۱۵۵	۱۳/۴	۱۵/۳	۱۱/۴
Sr	۱۳۸	۱۱۱	۱۳۰	۱۲۴	۱۳۴	۱۲۴	۱۲۱	۱۲۵	۱۲۲	۱۴۹	۱۲۷	۱۴۴	۱۳۶	۴۲	۲۹	۴۲	۲۷	۳۳	۲۴
La	۳۷/۸	۲۶/۸	۳۲	۳۵/۵	۳۰/۹	۳۱/۴	۳۷/۸	۳۳/۳	۳۲/۳	۳۵/۳	۳۴/۵	۳۶/۹	۴۰/۲	۱۰/۳	۷/۳	۱۰/۳	۱۴/۱	۳۰/۹	۱۳/۲
Ce	۷۶/۹	۶۱/۲	۷۰/۱	۷۲/۵	۶۳	۷۱/۹	۷۵/۸	۷۰/۲	۷۴/۶	۸۰/۶	۷۶/۱	۸۳/۱	۸۱/۵	۲۰/۴	۱۳/۷	۲۰/۴	۲۷/۴	۵۵/۵	۲۵/۹
Pr	۸/۹	۶/۴۸	۷/۴۲	۸/۳	۷/۲	۷/۵۷	۹	۸/۳	۷/۹۹	۸/۴۸	۸/۲۲	۸/۶۵	۹/۴	۲/۳	۱/۵	۲/۳	۳/۱۱	۵/۸۱	۲/۹۸
Nd	۳۳/۵	۲۵/۲	۲۸/۵	۳۱/۱	۲۷/۴	۲۹	۳۳/۱	۳۰/۲	۳۲/۲	۳۲/۹	۳۱/۷	۳۴/۸	۳۵/۱	۷/۷	۴/۹	۷/۷	۱۰/۸	۱۸/۶	۱۰/۴
Sm	۶/۷	۴/۶۲	۵/۵۵	۶/۳	۵/۶	۵/۴۸	۶/۷	۶/۲	۶/۰.۷	۶/۱.۷	۵/۹.۱	۶/۲.۸	۷/۱	۱/۹	۱/۲	۱/۹	۲/۸۳	۳/۹۹	۲/۸۴
Eu	۱/۲	۰/۸۱	۰/۹۵	۱/۱	۱	۱/۰.۱	۱	۱/۱	۱/۰.۶	۱/۰.۷	۱/۰.۴	۱/۰.۳	۱/۲	۰/۳	۰/۱	۰/۳	۰/۲.۷	۰/۵	۰/۲.۵
Gd	۶/۵	۴/۶۳	۴/۹۳	۶/۲	۵/۶	۵/۱۳	۶/۴	۶/۲	۵/۸۱	۵/۴۳	۵/۸۵	۵/۷۳	۷	۲/۱	۱/۳	۲/۱	۲/۸.۶	۳/۷.۸	۲/۸.۷
Tb	۰/۸۹	۰/۷۹	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۸.۷	۰/۸.۷	۰/۹	۰/۹۵	۰/۹.۲	۰/۸.۴	۰/۸.۹	۰/۸.۸	۱/۰.۱	۰/۴.۵	۰/۲.۷	۰/۴.۵	۰/۵.۴	۰/۶.۳	۰/۵.۳
Dy	۴/۸	۴/۷۴	۴/۶۵	۴/۸	۵	۵/۰.۱	۴/۸	۵/۴	۵/۵.۹	۴/۳.۷	۴/۹.۷	۴/۵.۴	۵/۶	۳	۱/۸	۳	۳/۵.۹	۴/۰.۷	۳/۶.۷
Ho	۰/۹	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹	۱	۱/۰.۳	۰/۹	۱/۱	۱/۰.۸	۰/۸.۷	۰/۹.۸	۰/۸.۸	۱/۱	۰/۷	۰/۴	۰/۷	۰/۷.۸	۰/۸.۵	۰/۸.۱
Er	۲/۶	۲/۶۶	۲/۳۶	۲/۶	۲/۹	۲/۹.۶	۲/۶	۲/۲	۲/۷.۹	۲/۳.۳	۲/۷	۲/۴	۳/۲	۲	۱/۱	۲	۲/۵.۴	۲/۶.۵	۲/۵.۵
Tm	۰/۳.۷	۰/۳.۹	۰/۳.۶	۰/۳.۸	۰/۴.۲	۰/۴.۶	۰/۳.۶	۰/۴.۵	۰/۴.۳	۰/۳.۵	۰/۴.۳	۰/۳.۹	۰/۴.۷	۰/۳.۴	۰/۱.۸	۰/۳.۴	۰/۴.۴	۰/۴.۲	۰/۴.۳
Yb	۲/۳	۲/۸.۱	۲/۴.۲	۲/۴	۲/۹	۲/۸.۴	۲/۳	۲/۹	۲/۷	۲/۲.۸	۲/۴.۷	۲/۳.۸	۲/۸	۲/۴	۱/۳	۲/۴	۳/۲.۳	۲/۹.۴	۳/۱.۵
Lu	۰/۴	۰/۴.۲	۰/۳.۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴.۴	۰/۴	۰/۴	۰/۴.۴	۰/۳.۳	۰/۳.۹	۰/۳.۷	۰/۴	۰/۴	۰/۲	۰/۴	۰/۴.۹	۰/۴.۲	۰/۴.۷
A/CNK	۱/۷.۸	۱/۷	۱/۷.۴	۱/۷.۵	۱/۷.۳	۱/۷.۴	۱/۷.۴	۱/۷	۱/۶.۸	۱/۷.۶	۱/۷	۱/۶.۷	۱/۷.۶	۱/۶.۳	۱/۵.۸	۱/۶.۳	۱/۸.۶	۱/۹.۳	۱/۸.۸

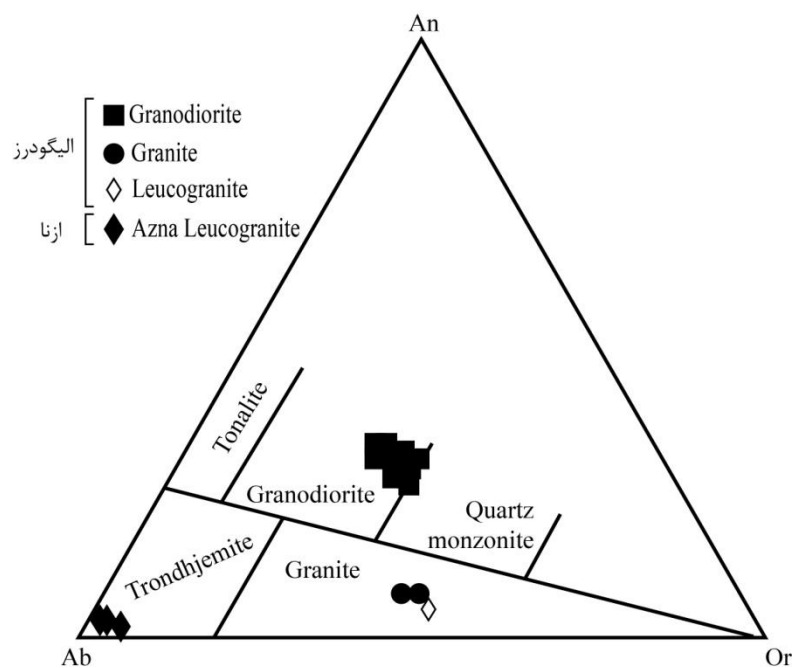
ES: اثنی عشری؛ BF: باغبانی؛ PA: نمونه‌های مورد تجزیه برای این پایان‌نامه. Fe_۲O_۳ آهن کل می باشد.

تفاوت‌هایی دارد، نمودارهای طبقه‌بندی براساس ترکیب نورماتیو با طبقه‌بندی میکروسکوپی اختلافاتی نشان می‌دهد، پس برای نتیجه‌گیری بهتر از طبقه‌بندی شیمیایی نیز کمک می‌گیریم.

جدول (۵-۲) نورم محاسبه شده برای توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا

شماره نمونه	Q	C	Or	Ab	An	Il	Hm	Ap	Bt	Sum
ES۱۴	۳۲/۸۲	۲/۳۹	۱۲/۲۷	۲۲	۱۶/۹۵	۰/۲۱	۵/۱	۰/۳۳	۵/۲۸	۹۷/۳۶
BF۱۲	۳۲/۶۱	۲/۳۷	۱۷/۹۱	۲۱/۴۵	۱۴/۴۳	۰/۱۹	۵/۶۳	۰/۳۸	۴/۲۷	۹۹/۲۴
BF۳۳	۳۲/۸۹	۲/۶۶	۶/۶۴	۲۱/۱۹	۱۳/۹۹۹	۰/۱۹	۵/۳۸	۰/۳۶	۵/۵	۹۸/۸
ES۱۵	۳۲/۸۳	۲/۶۱	۱۵/۲۳	۲۱/۱۵	۱۴/۷۷	۰/۲۱	۵/۱	۰/۴	۵/۲۸	۹۷/۵۷
ES۹	۳۲/۶۹	۲/۴۶	۱۶/۲۸	۲۱/۱۵	۱۴/۹	۰/۲۴	۵/۳	۰/۳۶	۴/۶۲	۹۷/۹۹
SF۴۲	۳۳/۰۷	۲/۳۷	۱۴/۶	۲۱	۱۶/۶	۰/۲۲	۵/۴۴	۰/۳۴	۵/۸۳	۹۹/۴۵
ES۵	۳۳/۷۸	۲/۷۱	۱۷/۴۶	۲۰/۳۱	۱۲/۴۲	۰/۲۱	۴/۹	۰/۳۶	۴/۶۲	۹۶/۷۷
ES۱۱	۳۰/۹۳	۲/۰۷	۱۶/۰۵	۲۲/۸۵	۱۵/۵۹	۰/۲۱	۵/۱	۰/۲۸	۴/۹۵	۹۸/۰۴
SF۴۶	۳۳/۵۷	۲/۲	۱۸/۴۲	۲۱/۷۹	۱۳/۶۶	۰/۲۲	۱۴/۷۲	۰/۳۴	۴/۴	۹۹/۳۱
BF۵۱	۳۲/۲۷	۲/۶۶	۱۵/۰۳	۲۰/۰۸	۱۶/۰۸	۰/۲۴	۶/۰۵	۰/۳۸	۶/۴۴	۹۹/۲۲
SH۲۳	۳۳/۰۶	۲/۲۷	۱۶/۹۵	۲۳/۳۹	۱۴/۲۸	۰/۱۷	۵/۰۹	۰/۳۸	۴/۵۴	۹۹/۱۴
BF۱۰	۳۲/۶۳	۲/۰۴	۱۷/۹۸	۲۳/۱۸	۱۴/۴۳	۰/۱۷	۲/۶۴	۰/۳۱	۴/۰۹	۹۹/۴۶
ES۱۶	۳۴/۴۶	۲/۶۲	۱۴/۶۴	۱۹/۴۶	۱۴/۵۷	۰/۱۹	۵	۰/۴۷	۵/۲۸	۹۶/۷
ES۲۰	۳۶/۳۹	۳/۰۶	۲۶/۱۳	۲۳/۲۶	۴/۲۸	۰/۰۶	۱/۵	۰/۴۳	۰/۶۶	۹۸/۷۵
ES۷	۳۶/۱۲	۳/۱۳	۲۲/۶۲	۲۹/۱۴	۴	۰/۰۹	۱/۶۳	۰/۴	۰/۹۹	۹۹/۱۲
ES۱۸	۳۹/۰۳	۲/۷۲	۲۷/۳۱	۲۵/۳۸	۲/۶۲	۰/۱	۰/۹۷	۰/۳۱	۰/۶۶	۹۹/۱۴
PA۲۴-۱	۴۰/۰۵	۱/۶۴	۰/۴	۵۲/۷۵	۱/۲۷	۰/۰۱	۰/۴۶	۰/۰۵	۲/۳۴	۹۸/۹۷
PA۲۴-۲	۳۸/۲۷	۲/۲۴	۰/۰	۵۲/۴۷	۱/۸۹	۰/۰۱	۰/۷	۰/۰۹	۳/۶	۹۸/۲۷
PA۲۴-۳	۴۱/۷۳	۱/۷۲	۰/۳۷	۵۲/۲۴	۰/۹۹	۰/۰۱	۰/۴۲	۰/۰۵	۲/۰۱	۹۹/۵۱

ES: اثنی‌عشری؛ SF, BF, SH: باغبانی؛ PA: نمونه‌های مورد آنالیز برای این پایان‌نامه



شکل (۵-۱) نمودار مثلی An-Ab-Or برای طبقه‌بندی گرانیتوئیدها (اکانر، ۱۹۶۵).

۵-۳- کاربرد داده‌های عناصر اصلی و کمیاب

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و به خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد. علاوه بر این برای تشخیص جایگاه تکتونیکی نیز از عناصر اصلی به همراه عناصر جزئی استفاده می‌شود. استفاده از شیمی عناصر اصلی برای رده‌بندی و نامگذاری سنگها استفاده گسترده‌ای دارد. آسان بودن، کاربرد گسترده و همسان بودن با روش نامگذاری مودال و صحرایی در ارزشیابی روش‌های رده‌بندی مهم هستند. برای نامگذاری و مطالعات پترولوژیکی بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی باید نمونه‌هایی انتخاب شوند که فاقد هرگونه تغییرات شیمیایی بعد از زمان تشکیل سنگ باشند. سنگهای مورد مطالعه با استفاده از طبقه‌بندی میدلموست^۱ (۱۹۹۴) و دولاروش^۲ و همکاران (۱۹۸۰) نامگذاری شده‌اند.

۵-۳-۱- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۹۴)

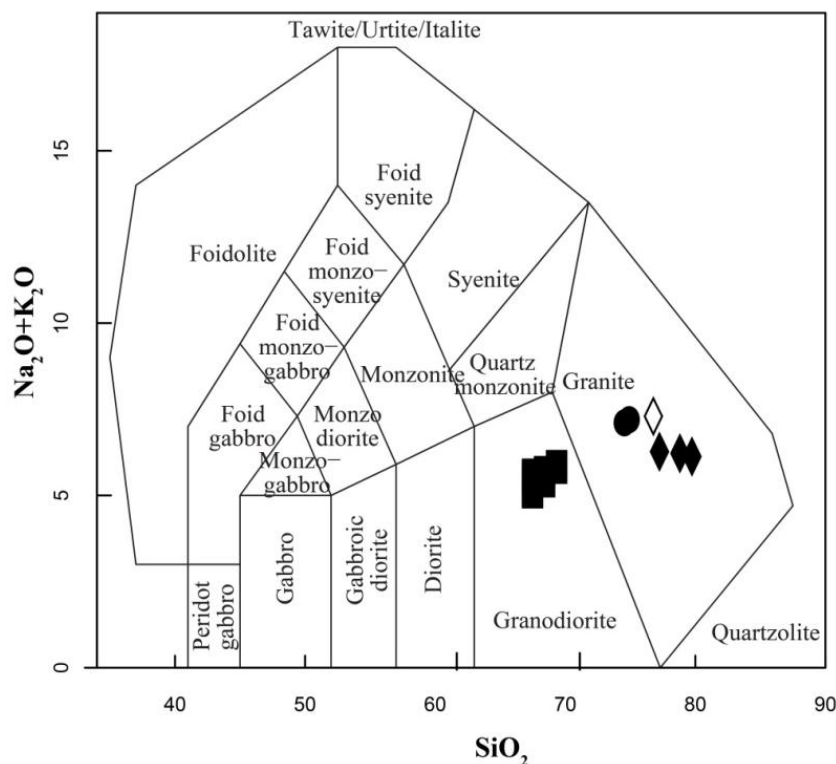
این نمودار یکی از کامل‌ترین و مفیدترین روش برای رده‌بندی سنگهای نفوذی است. از بین رده‌بندی‌های مختلفی که برای نامگذاری سنگهای آذرین وجود دارد این نمودار بیشترین همخوانی را با نامگذاری و مشاهدات پتروگرافی نمونه‌های سنگی دارد. با توجه به نمودار میدلموست و همکاران (۱۹۹۴) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

۵-۳-۲- نمودار دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) یک طرح رده‌بندی برای سنگهای آتشفشانی و نفوذی بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده بر حسب میلی‌کاتیون تهیه کردند (شکل ۵-۳). در این طبقه‌بندی از پارامترهای R_1 و R_2 استفاده می‌شود که توسط معادلات زیر محاسبه می‌شوند:

۱- Middlemost

۲- De La Roche

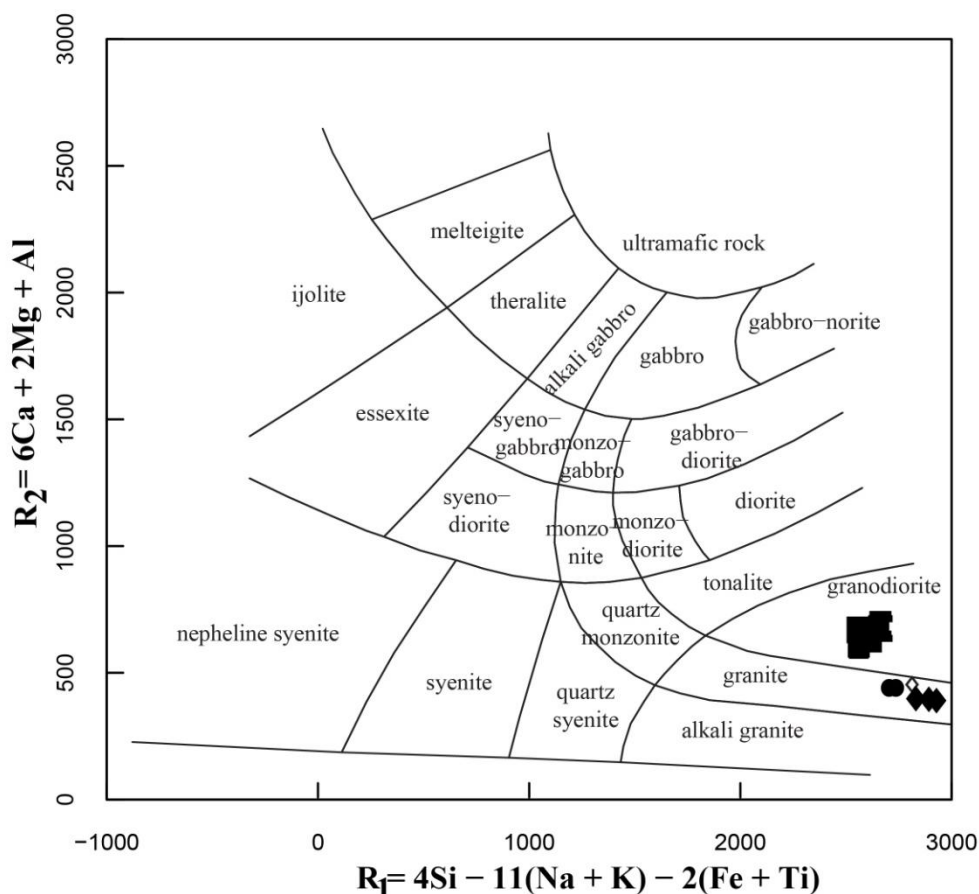


شکل ۵-۲) طبقه‌بندی شیمیایی سنگهای نفوذی بر طبق عناصر اصلی (میدلموست و همکاران، ۱۹۹۴)؛ علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

این دو پارامتر بر روی یک نمودار دو متغیره x-y ترسیم می‌شود. در این نمودار شیمی تمام عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن استفاده شده و برای تمام سنگ‌های آذرین کاربرد دارد. مزایای استفاده از این رده‌بندی به شرح زیر است (رولینسون، ۱۹۹۳): ۱- از شیمی تمام عناصر اصلی سنگ در رده‌بندی استفاده می‌شود؛ ۲- این روش به آن اندازه کلی است که برای همه سنگ‌های آذرین کاربرد داشته باشد؛ ۳- ترکیب کانیها را می‌توان روی نمودار ترسیم و مقایسه‌ای وسیع میان داده‌های مودال و شیمی انجام داد؛ ۴- میزان اشباعیت از سیلیس و تغییر ترکیب فلدسپارها را می‌توان نشان داد. بر طبق این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۵ طبقه‌بندی شیمیایی سنگهای نفوذی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) با استفاده از عناصر اصلی؛ علائم مشابه شکل ۱-۵ می‌باشد.

۳-۳-۵- نمودارهای تغییرات

یکی از وظایف اصلی ژئوشیمی‌دانان ابداع روشی برای ساده کردن و خلاصه کردن تغییرات میان هر یک از سنگهاست به گونه‌ای که بتوان روابط بین تک‌تک سنگها را تشخیص داد. نمودار تغییرات که یکی از این روشهاست یک نمودار دو متغیره است که اگر SiO_2 در امتداد محور X ترسیم شود نمودار هارکر نامیده می‌شود. هدف اصلی یک نمودار دو متغیره نشان دادن تغییرات میان نمونه‌ها و تشخیص روندهاست. عناصر واقع بر روی محور X نمودار باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را در میان نمونه‌ها یا یک فرایند زمین‌شناسی خاص نمایش دهد. در بیشتر موارد این اکسید SiO_2 است اما در سنگهای آذرین بازیک MgO و در رسوبات رس‌دار Al_2O_3 بکار می‌رود. تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرایندهای نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی یا

آلایش و هضم پوسته‌ای است (ویلسون^۱، ۱۹۸۹). در ضمن در این نمودارها هرگاه تغییرات ترکیب شیمیایی یک مجموعه سنگی تدریجی بوده و یا با هم همپوشانی داشته باشند، می‌تواند نشانه‌ی وجود خویشاوندی بین آن‌ها بوده و در صورت عدم پیوستگی بین نقاط می‌تواند نشانه‌ی عدم خویشاوندی، و یا تأثیر عواملی مثل هضم، آلودگی و غیره تلقی گردد. به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف در توده‌های نفوذی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا و با هدف شناخت فرایندهای تشکیل و تحول آنها از نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) استفاده شده است.

۵-۳-۱- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در نمودارهای هارکر

نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) روند تحول ماگما را نشان می‌دهند. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و روند معین در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی در این نمودارها، بیانگر رابطه احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع در روندها، به شرط نمونه‌برداری کامل و جامع می‌تواند نشانه عدم ارتباط بین آنها باشد. به منظور دسترسی آسان و سریع و کاهش تعداد نمودارها، اکسیدهایی که روند تقریباً مشابهی دارند را به صورت مجموع در نظر می‌گیریم (مانند $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ در مقابل SiO_2 و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2). در نمودارهای هارکر گرانیتهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا با افزایش SiO_2 مقدار TiO_2 ، Al_2O_3 ، $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ، CaO و P_2O_5 به صورت خطی کاهش و مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ افزایش می‌یابد (شکل ۴-۵). روندهای خطی گرانیتهای دو میکایی در این قبیل نمودارها معمولاً به فرایندهای ذوب‌بخشی پیشرونده (شیر و پاپرک^۲، ۱۹۸۷)، تغییرات ناشی از ذوب‌بخشی سنگ منشأ ناهمگن (دنیل و همکاران، ۱۹۸۷)، عدم اختلاط کانیه‌های رستیتی (چپل و همکاران، ۱۹۸۷) و تبلور تفریقی نسبت داده شده است. اختلاط ماگما، هضم و دگرسانی گرمایی از دیگر فرایندهای ممکن محسوب می‌شود (کلارک، ۱۹۹۵). در این نمودارها گراندیوریتها پایین‌ترین محتوای سیلیس و لوکوگرانیتها بالاترین مقدار سیلیس را به خود اختصاص

^۱- Wilson

^۲- Shearer & Paprke

می‌دهند (شکل ۵-۴). گرانودیوریتها بالاترین محتوای TiO_2 ، Al_2O_3 ، $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ و CaO را دارند. لوکوگرانیتها بالاترین K_2O و Na_2O و گرانیتها ترکیبی حدواسط بین این دو نشان می‌دهند. محتوای متوسط SiO_2 در توده‌های نفوذی الیگودرز ۶۸ درصد وزنی و در لوکوگرانیت ازنا ۷۸ درصد وزنی است. فراوانی متوسط این اکسید در پوسته بالایی (۶۶ wt%) و در گرانیتوئیدهای نوع S (۷۲ درصد وزنی) می‌باشد (چپل و هین^۱، ۲۰۰۶). نگاهی کلی به روندهای مشاهده شده در این سنگها نشان‌دهنده یک روند تفریقی می‌باشند و خصوصیات ژئوشیمیایی هر سه گروه با مجموعه کانیهای مشاهده شده در آنها مطابقت می‌نماید.

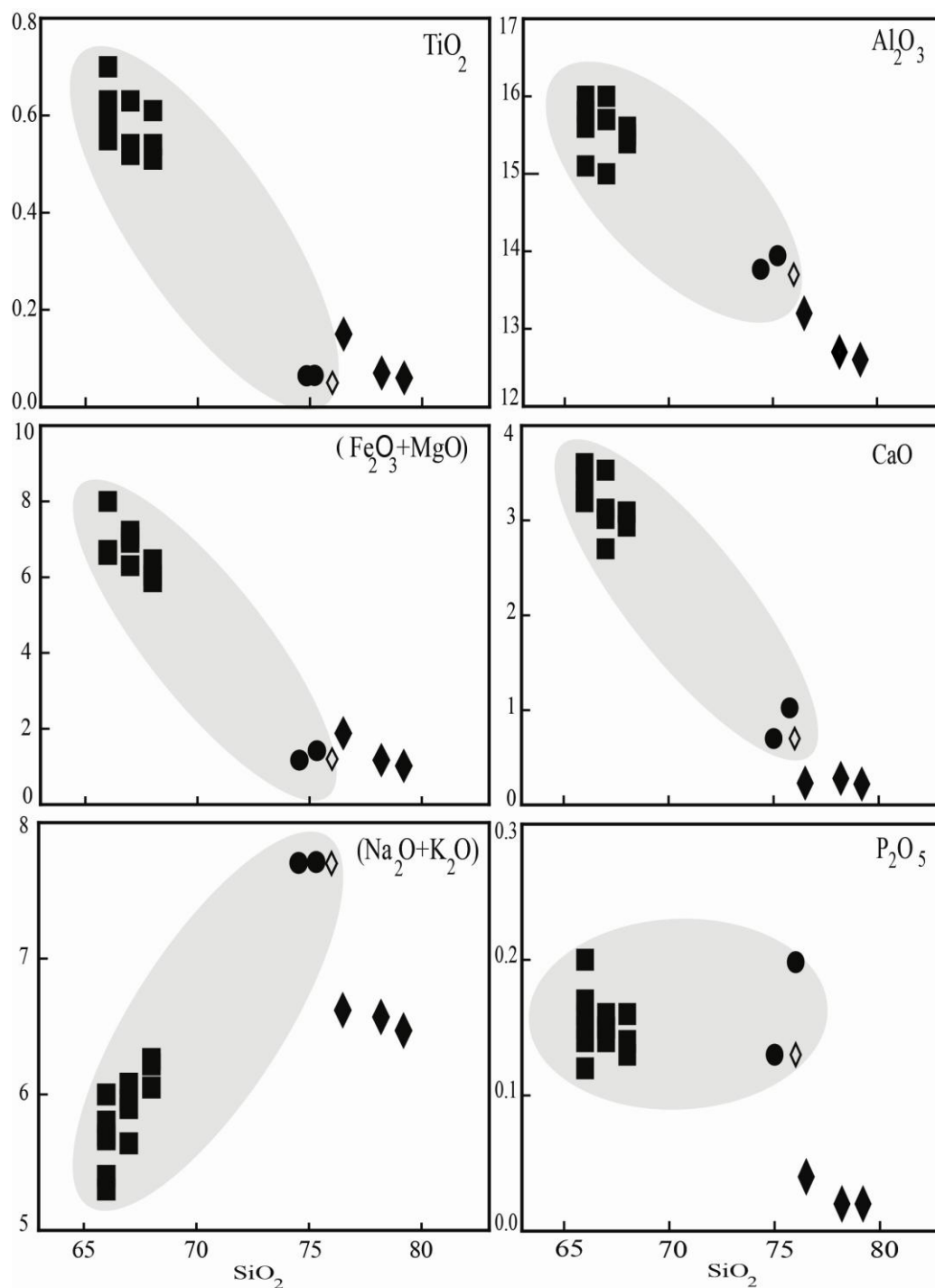
نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2

گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیتهای ازنا با فراوانی متوسط ۰/۴۲ درصد وزنی TiO_2 یک روند کاهشی را به نمایش می‌گذارند که با فرایند تبلور تفریقی مطابقت دارد. فراوانی متوسط این اکسید در گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیتهای ازنا به ترتیب ۰/۴۸ و ۰/۰۹ درصد وزنی می‌باشد (شکل ۵-۴). فراوانی متوسط TiO_2 در پوسته بالایی ۰/۵ و در گرانیتهای نوع S ۰/۳۵ درصد وزنی می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). گرانودیوریتهای الیگودرز نسبت به گرانیتها TiO_2 بسیار بالایی دارند که به دلیل فراوانی کانیهای تیتانیوم‌داری مثل بیوتیت است. بر طبق شواهد پتروگرافی گرانودیوریت به خاطر داشتن بیوتیت و ایلمنیت بالاترین درصد TiO_2 و لوکوگرانیتهای ازنا و الیگودرز به دلیل کمبود کانیهای مافیک کمترین مقدار را دارا هستند.

نمودار Al_2O_3 در مقابل SiO_2

فراوانی متوسط Al_2O_3 در گرانیتوئیدهای الیگودرز ۱۵/۲۵ درصد وزنی و در لوکوگرانیت ازنا ۱۲/۸ درصد وزنی است. مقدار متوسط Al_2O_3 در پوسته بالایی ۱۵/۲ و در گرانیتهای تیپ S ۱۳/۷۴ درصد وزنی است (چپل و هین، ۲۰۰۶). با افزایش سیلیس مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد چون این اکسید در

۱- Chappell & Hine



شکل ۴-۵) نمودارهای هارکر عناصر اصلی برای توده‌های نفوذی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا. علائم مشابه شکل ۱-۵ می‌باشد. منطقه خاکستری رنگ قلمرو نمونه‌های گرانیتوئیدی الیگودرز را نشان می‌دهد.

مراحل اولیه انجماد ماگما در ساختمان پلاژیوکلاز وارد می‌شود. پلاژیوکلاز، گارنت و کوردیریت نیز از کانیهای غنی از Al_2O_3 هستند (ویلاسکا، ۲۰۱۴). بنابراین کاهش مجموع این سه کانی از گرانودیوریتها به سمت لوکوگرانیتها می‌تواند روند کاهشی این نمودار را توجیه کند.

نمودار $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ در مقابل SiO_2

با افزایش درصد SiO_2 مقدار این اکسیدها کاهش می‌یابد (شکل ۴-۵). فراوانی متوسط اکسیدهای آهن و منیزیم در گرانیتوئیدهای الیگودرز ۲/۷۶ درصد وزنی و در لوکوگرانیت ازنا ۰/۶۸ درصد وزنی است. مقدار متوسط این اکسیدها در پوسته بالایی ۳/۳۵ و در گرانیت‌های تیپ S، ۱/۶۶ درصد وزنی است (چپل و هین، ۲۰۰۶). اکسیدهای آهن و منیزیم در مراحل اولیه انجماد و تفریق در ساختمان کانیهای فرومنیزین وارد شده، در آنجا مصرف می‌شود. از گرانودیوریت‌ها به سمت لوکوگرانیت‌ها از مقدار این اکسیدها کاسته می‌شود. این موضوع با شواهد پتروگرافی و مشارکت کانیهای مافیک بیشتر در بخشهای گرانودیوریتی به خوبی مطابقت می‌نماید.

نمودار CaO در مقابل SiO_2

روند نمودار CaO در مقابل SiO_2 در توده‌های نفوذی الیگودرز یک روند کاهشی است (شکل ۴-۵). میانگین CaO در گرانیتوئید الیگودرز ۲/۷۴ و در لوکوگرانیت ازنا ۰/۲۵ درصد وزنی می‌باشد. فراوانی متوسط CaO در پوسته بالایی ۲/۳۶ و در گرانیت‌های تیپ S ۱/۵ درصد وزنی است (چپل و هین، ۲۰۰۶). حضور پلاژیوکلازهای کلسیک فراوان یکی از مهمترین دلایل بالاتر بودن مقدار این عنصر در گرانودیوریت‌ها می‌باشد.

نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2

فراوانی متوسط $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد (شکل ۴-۵) زیرا این اکسیدها در مراحل اولیه تبلور خیلی کم وارد ساختمان کانیها شده و در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابند تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها شوند. روند افزایشی این اکسیدها در توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز با تبلور تفریقی مطابقت دارند. فراوانی متوسط $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در پوسته بالایی ۷/۳ و در گرانیت‌های نوع S ۷

درصد وزنی می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). مقدار متوسط این اکسیدها در گرانیتوئیدهای الیگودرز ۶/۱۹ و در لوکوگرانیت ازنا ۶/۵ درصد وزنی است.

نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2

فراوانی متوسط P_2O_5 در پوسته بالایی ۰/۴ و در گرانیت‌های تیپ S ۰/۱۴ درصد وزنی می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). این مقدار در گرانیتوئیدهای الیگودرز ۰/۱۵ و در لوکوگرانیت ازنا ۰/۰۳ درصد وزنی می‌باشد. در شکل ۴-۵ مقدار این اکسید در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها تقریباً ثابت می‌ماند اما به سمت لوکوگرانیت‌های ازنا کاهش می‌یابد. کاهش مشخص محتوای P_2O_5 از گرانیتوئیدهای الیگودرز به لوکوگرانیت‌های ازنا حاکی از کمبود و یا عدم حضور آپاتیت در سنگ‌های اخیر می‌باشد. آپاتیت با منشا ماگمایی در گرانیت‌های پرآلومین می‌تواند در مذاب‌هایی که سازنده آنها حاوی بیش از ۰/۵ درصد وزنی P_2O_5 باشد تشکیل شوند (پیچوانت^۱ و همکاران، ۱۹۹۱). به احتمال قوی بخش زیادی از آپاتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای الیگودرز رستیت باشند زیرا محتوای P_2O_5 کلیه سنگ‌های موجود کمتر از این مقدار است و مقدار آن برخلاف روند افزایشی مشاهده شده برای گرانیتوئیدهای نوع S (چپل و وایت، ۱۹۹۸) از سنگ‌های مافیک به سمت فلسیک کاهش یافته است. تنها دلیل این امر می‌تواند جدایش این کانی به صورت رستیت از بخش‌های مافیک‌تر می‌باشد.

کاهش اکسیدهای MgO ، Fe_2O_3 ، MnO و TiO_2 غالباً به علت قرار گرفتن آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین در مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما است و کاهش اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO و P_2O_5 به علت تغییر ترکیب پلاژیوکلاز از آنورتیت به سمت آلبیت و کاهش تبلور آپاتیت می‌باشد.

^۱ - Pichavant

۵-۳-۲- کاربرد عناصر جزعی در نمودارهای هارکر

عناصر جزئی در یک سنگ غلظتی کمتر از ۰/۱ درصد وزنی دارند. گاهی عناصر جزئی کانیهای خود را می‌سازند اما بیشتر جایگزین عناصر اصلی کانیهای سنگ‌ساز می‌شوند. در هنگام ذوب‌بخشی، عناصر جزئی تمایل به حضور در فاز مذاب یا فاز جامد (کانی) را دارند. عناصری که تمایل آنها برای حضور در فاز جامد است مانند Cr، V، Ni، عناصر سازگار هستند و عناصری که تمایل به حضور در فاز مذاب را دارند مانند Ta، Zr، Br، Sr، Rb، Th و عناصر ناسازگار هستند. به منظور دسترسی آسان و سریع و کاهش تعداد نمودارها، عناصری که روند تقریباً مشابهی دارند مانند Ta و U، Th به صورت مجموع در نظر می‌گیریم و در مقابل میزان SiO_2 ترسیم نموده‌ایم. بر اساس نظر رولینسون (۱۹۹۳) توانایی عناصر جزئی برای تمایز میان فرایندهای مختلف از عناصر اصلی بیشتر است زیرا:

۱- تغییرات غلظت بسیاری از عناصر نادر خاکی در سنگ بسیار بیشتر از غلظت عناصر اصلی است و گاهی اوقات این تغییرات به چندین برابر می‌رسد.

۲- در بسیاری از سیستمها تعداد عناصر نادر بیشتر از عناصر اصلی است.

۳- طیف تغییر رفتار این عناصر وسیع است و در مجموع، این عناصر نسبت به فرایندهایی که عناصر اصلی به آن حساس نیستند، تغییراتی نشان می‌دهند.

زیرکنیم (Zr)

فراوانی متوسط Zr در سنگهای گرانیتوئیدی الیگودرز ۱۵۰ و در لوکوگرانیت ازنا ۹۲ ppm است این در حالی است که غلظت میانگین این عنصر در پوسته بالایی ۱۹۰ و در گرانیت‌های نوع ۱۴۵S ppm می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). بالاترین فراوانی Zr در سنگهای مافیکتر مشاهده شده و به تدریج به سمت ترکیبات فلسیک‌تر از مقدار این عنصر کاسته می‌شود (شکل ۵-۵) که ظاهراً با روند عادی تفریق در تناقض است. بین دو واحد گرانودیوریتی و لوکوگرانیتی اختلاف غلظت زیادی از این عنصر

مشاهده می‌شود به گونه‌ای که در لوکوگرانیته‌ها به شدت کاهش یافته و می‌تواند به دلیل تبلور اندک این کانی در مذاب باقیمانده باشد. بر اساس شواهد پتروگرافی از آنجا که اکثر بلورهای زیرکن موجود در گرانودیوریت‌ها توسط بیوتیت احاطه شده‌اند و همچنین محتوای این کانی به سمت سنگهای فلسیک‌تر کاهش یافته است بنابراین نباید درگیر فرایند تبلور تفریقی شده باشد. کاهش تدریجی فراوانی Zr از سنگهای مافیک‌تر به سمت ترکیبات فلسیک‌تر با این واقعیت مطابقت می‌نماید که بلورهای زیرکن در مذابی که این گرانیته‌ها از آن بوجود آمده‌اند حضور داشته‌اند و یا حتی مذاب از زیرکن اشباع بوده است (واتسون، ۱۹۸۷). مراکز زیرکن موروئی با استفاده از داده‌های ایزوتوپی U-Pb (به سن کربنیفر تا نئوپروتروزوئیک؛ ۶۱۱-۳۱۰ میلیون سال؛ اثنی عشری، ۲۰۱۲) اثبات شده است. از طرف دیگر حلالیت محدود زیرکن در مذابهای پوسته‌ای پرآلومین (میلر^۱ و همکاران، ۲۰۰۳) و این حقیقت که بسیاری از نمونه‌های گرانیته‌ای موجود محتوای زیرکن کمتری از ۲۰۰ ppm دارند پیشنهاد می‌نماید که بخش عمده زیرکن‌های موجود در گرانودیوریت‌های الیگودرز به صورت رستیت بوده است.

باریم (Ba)

فراوانی Ba با افزایش SiO₂ در گرانیته‌های الیگودرز اندکی افزایش اما در لوکوگرانیت ازنا به شدت کاهش یافته است (شکل ۵-۵). فراوانی متوسط باریم در گرانیته‌های الیگودرز ۳۲۲ ppm و در لوکوگرانیت ازنا ۱۱/۱ ppm است که از میزان متوسط این عنصر در پوسته بالایی (۵۵۰ ppm) و گرانیته نوع S (۴۱۳ ppm) بسیار کمتر می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). باریم به مقدار فراوان در داخل بیوتیت است و چون با افزایش SiO₂ بیوتیت موجود در ترکیب کاهش می‌یابد لذا باریم نیز کاهش یافته است. این عنصر نقش یک عنصر ناسازگار در گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌های الیگودرز را ایفا نموده است.

^۱ - Miller

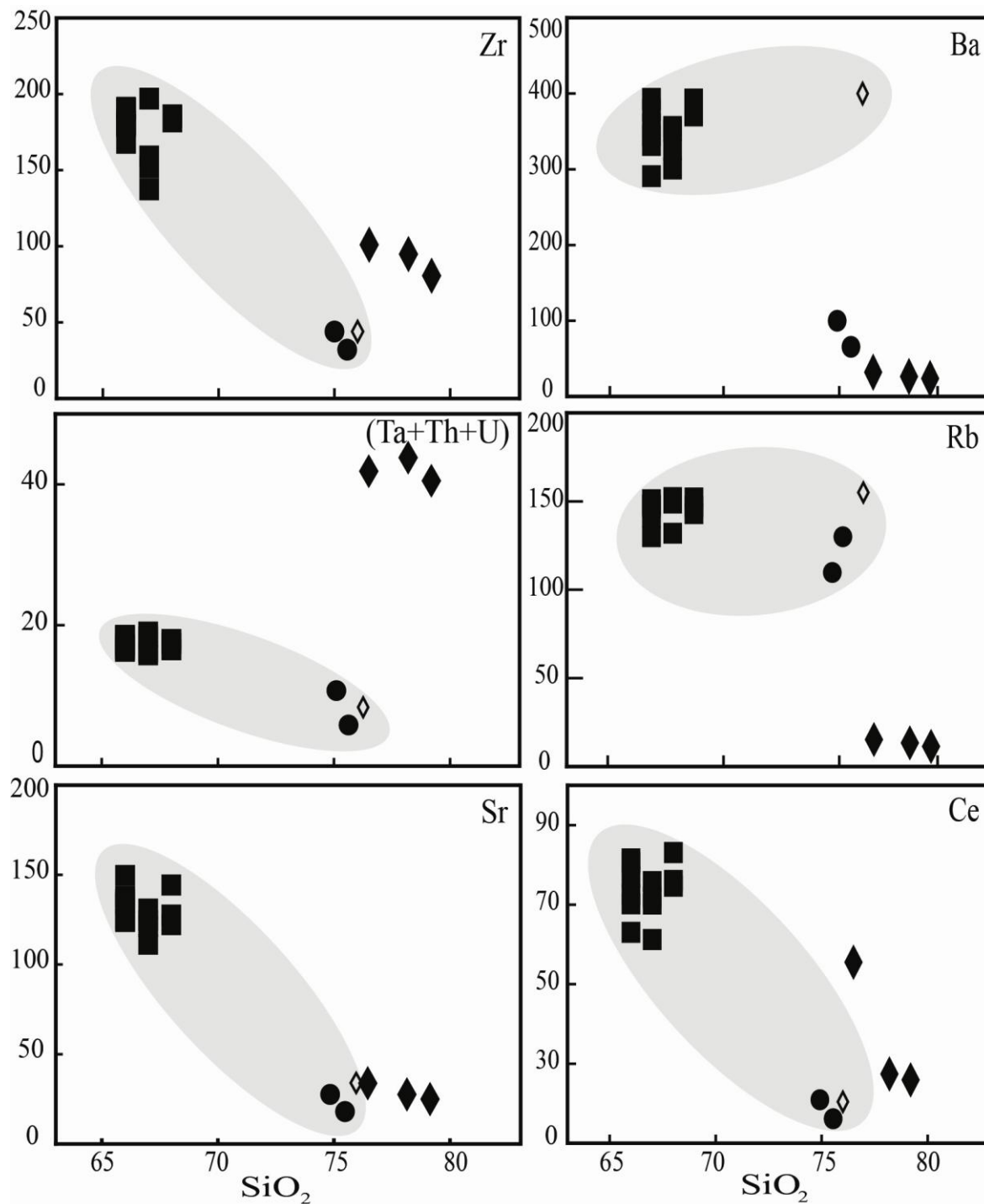
تانتالیم (Ta)، توریم (Th) و اورانیوم (U)

تانتالم از نظر شعاع، بار یونی و هم رفتارهای ژئوشیمیایی شبیه نیوبیوم است و عنصری ناسازگار و کم تحرک به حساب می‌آید. مجموع مقدار متوسط تانتالیم، توریم و اورانیوم در گرانیت‌های الیگودرز ppm ۵/۲۴ و در لوکوگرانیت ازنا ppm ۱۴ است. این عناصر در گرانیتوئیدهای الیگودرز روند کاهشی نشان می‌دهد اما در لوکوگرانیت ازنا مقدار آنها تا چند برابر افزایش یافته است (شکل ۵-۵، جدول ۵-۱). با توجه به محتوای نسبتاً بالای تانتالم در سنگهای گرانیتی ازنا (۵ درصد وزنی)، کم تحرک بودن آن و فراوانی زیاد این عنصر در پوسته، به نظر می‌رسد که سنگهای منطقه از تفریق ساده انواع بازیک حاصل نشده و احتمالاً ذوب بخشی پوسته‌ای غنی از تانتالیم در تشکیل آن نقش مهمی داشته است. مونازیت یکی از مهمترین کانیهای فرعی کنترل کننده عناصر REE (به ویژه LREE)، U و Th در طی تشکیل و تفریق گرانیت‌های پرآلومین می‌باشد (میلر و همکاران، ۱۹۸۱). مقدار متوسط توریم گرانیتوئیدهای الیگودرز ppm ۱۲/۵۳ و لوکوگرانیت ازنا ppm ۳۰/۹ می‌باشد. فراوانی این عنصر در پوسته بالایی ۱۰/۷ و گرانیت‌های نوع S برابر ppm ۱۸ می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). فراوانی متوسط اورانیوم در پوسته بالایی ۲/۸ و در گرانیت‌های نوع S، ppm ۶ می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). در نمونه‌های گرانیتوئیدی الیگودرز فراوانی U به طور میانگین ppm ۲/۱۸ و در لوکوگرانیت ازنا ۵/۷۷ ppm می‌باشد. اورانیم همانند توریم به دلیل شعاع یونی بزرگ و همچنین بار یونی زیاد بیشتر در فازهای باقیمانده نظیر زیرکن، آپاتیت و اسفن متمرکز می‌شود و به همین دلیل با افزایش SiO_2 این عنصر نیز کاهش می‌یابد.

روبیدیم (Rb)

این عنصر در نمودارهای هارکر گرانیتوئیدهای نوع S الیگودرز نسبتاً ثابت می‌باشد و یا اندکی روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۵-۵). روبیدیم کانی خاصی تشکیل نمی‌دهد و همیشه در کانیهای پتاسیم‌دار مانند بیوتیت و پتاسیم فلدسپار وجود دارد. فراوانی متوسط روبیدیم در پوسته بالایی ۱۱۲

و در گرانیت‌های تیپ S ۲۶۹ppm می‌باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). مقدار متوسط این عنصر در



شکل ۵-۵) نمودارهای هارکر عناصر کمیاب برای توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا؛ علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد. محدوده خاکستری رنگ گرانیتوئیدهای الیگودرز را نشان می‌دهد.

گرانیتوئیدهای الیگودرز ppm ۱۵۱ و در لوکوگرانیت ازنا ۱۳/۴ ppm می باشد که نسبت به گرانیت‌های نوع S فراوانی کمتری دارد. افزایش اندک محتوای Rb به طرف بخش‌های فلسیکتر مبین فرایند تبلور تفریقی لوکوگرانیت‌های الیگودرز می باشد. غلظت این عنصر در سنگ‌های گرانیتی ازنا به شدت کاهش یافته است. این امر می تواند به دلیل پایین بودن غلظت این عنصر در سنگ منشا و یا حضور کانیه‌های رستیتی غنی از روبیدیم (همانند بیوتیت و فلدسپار پتاسیک) باشد. بیشترین ضریب توزیع Rb در داخل بیوتیت است (جدول ۳-۵) به همین خاطر گرانودیوریتها بیشترین تمرکز این عنصر را دارا هستند.

جدول ۳-۵) ضریب توزیع عناصر در کانیه‌های مختلف (رولینسون، ۱۹۹۳)

پتاسیم فلدسپار	بیوتیت	مسکوویت	کوارتز	پلاژیوکلاز	
۱/۷۵۰	۳/۲۰۰	۱/۶۰۷	۰/۰۴۱	۰/۱۰۵	Rb
۵/۴۰۰	۰/۴۴۷	۰/۵۰۵	-	۱۵/۶۳۳	Sr
۱۱/۴۵۰	۲۳/۵۳۳	۴/۵۱۵	۰/۰۲۲	۱/۵۱۵	Ba

استرانسیم (Sr)

Sr یکی از فراوانترین عناصر کمیاب در پوسته زمین می باشد. فراوانی متوسط این عنصر در پوسته بالایی ۳۵۰ و در گرانیت‌های تیپ S، ۹۶ ppm می باشد (چپل و هین، ۲۰۰۶). مقدار متوسط استرانسیم در گرانیتوئیدهای الیگودرز ppm ۱۱۹ و در لوکوگرانیت ازنا ppm ۲۸/۷ است که نسبت به میانگین پوسته بالایی کاهش چشمگیری نشان می دهد. نمودار Sr یک کاهش قابل ملاحظه این عنصر از گرانودیوریتها به سمت لوکوگرانیتها را نشان می دهد (شکل ۵-۵). چنین رفتاری با ورود ترجیحی Sr به درون پلاژیوکلازهای کلسیک رستیتی و جدایش بعدی این بلورها از ماگمای تحول یافته تر مطابقت

می‌نماید (اسانای^۱ و همکاران، ۱۹۹۱). همچنین از آنجا که این عنصر به صورت یک عنصر سازگار رفتار می‌نماید بیانگر نقش تفریق پلاژیوکلاز در تشکیل گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌های الیگودرز نیز می‌باشد.

سریم (Ce)

مقدار متوسط سریم در گرانیته‌های الیگودرز ppm ۶۳ و در لوکوگرانیت ازنا ppm ۳۶ می‌باشد و در نمودارهای هارکر با یک روند کاهشی مشخص است (شکل ۵-۵). موناژیت بالاترین ضریب توزیع سریم را در بین سایر کانیه‌های تشکیل دهنده گرانیته دارد ($K=3413$). کاهش پیشرونده فراوانی Ce از گراندیوریتها به سمت گرانیته‌ها و لوکوگرانیته‌های الیگودرز می‌تواند به حضور موناژیت رستیتی در بخشهای مافیک‌تر و عدم حضور آن در بخشهای تحول‌یافته‌تر نسبت داده شود (شکل ۵-۵).

با توجه به مطالب ارائه شده در بالا و داده‌های موجود در جدول ۴-۵ ملاحظه می‌شود ترکیب میانگین گرانیته‌های الیگودرز به ترکیب میانگین پوسته بالایی و لوکوگرانیته ازنا به گرانیته‌های نوع S شباهت بسیاری داشته و تنها اختلاف اندکی وجود دارد.

۵-۳-۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب

بررسی عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی در متمایز کردن فرایندهای پترولوژی کارایی زیادی دارد. عناصر خاکی کمیاب (REE) مفیدترین عناصر جزئی هستند که مطالعه آنها کاربردهای مهمی در سنگ‌شناسی آذرین دارد. عناصر REE شامل یکسری فلز با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (La تا Lu) می‌باشند. اعضای با اعداد اتمی پایین این سری معمولاً عناصر کمیاب سبک (LREE) و اعضای با اعداد اتمی بالا عناصر کمیاب سنگین (HREE) نامیده می‌شوند.

^۱- Osanai

جدول ۵-۴) ترکیب میانگین گرانیتوئیدهای الیگودرز، لوکوگرانیت ازنا، گرانیت‌های نوع S (میانگین ۵۵۳ آنالیز گرانیت نوع S از نوار چین خورده لاخلان؛ چپل و هین، ۲۰۰۶) و پوسته قاره‌ای بالایی (تیلور و مک‌لین، ۱۹۸۵). اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm می‌باشند.

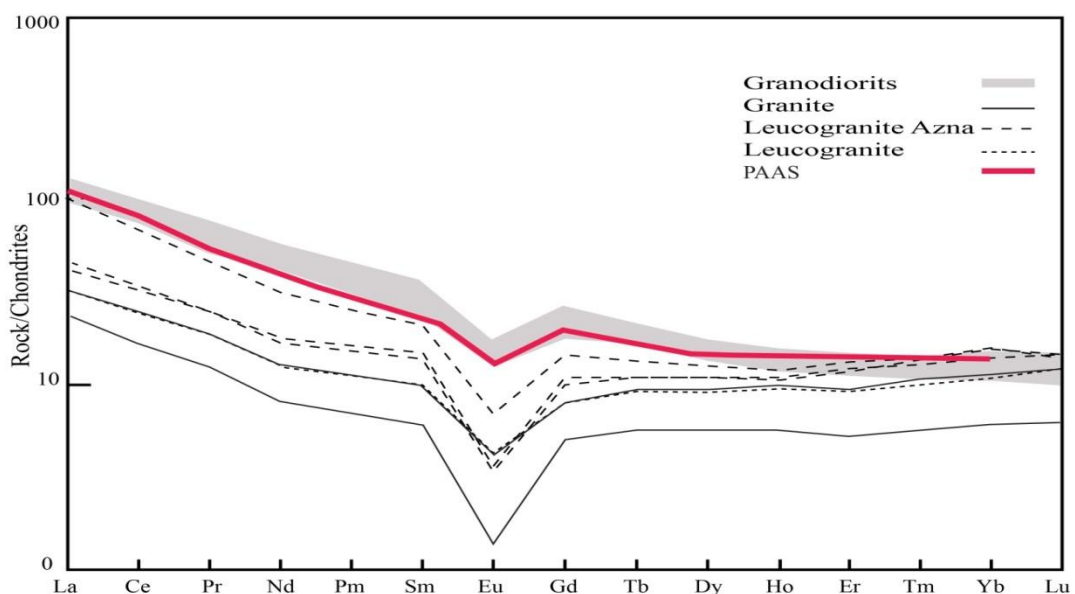
	الیگودرز	ازنا	تیپ S	پوسته بالایی
SiO _۲	۶۸	۷۸	۷۲/۳۵	۶۶
TiO _۲	۰/۴۸	۰/۰۹	۰/۳۵	۰/۵
Al _۲ O _۳	۱۵/۲۵	۱۲/۸	۱۳/۷۴	۱۵/۲
Fe _۲ O _۳	۴/۴	۰/۵۳	۲/۴۵	۴/۵
MnO	۰/۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۸
MgO	۱/۲۶	۰/۸۳	۰/۸۷	۲/۲
CaO	۲/۷۴	۰/۲۵	۱/۵	۴/۲
Na _۲ O	۲/۶۴	۶/۲	۲/۶۴	۳/۹
K _۲ O	۳/۵۵	۰/۳۶	۴/۳۶	۳/۴
P _۲ O _۵	۰/۱۵	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۴
Rb	۱۵۱	۱۳/۴	۲۶۹	۱۱۲
Sr	۱۱۹	۲۸/۷۸	۹۶	۳۵۰
Ba	۳۲۲	۱۱/۱	۴۱۳	۵۵۰
Zr	۱۵۰	۹۲	۱۴۵	۱۹۰
Ce	۶۳/۲۵	۳۶/۳	۵۷	۶۴
Pb	۹/۰۸	۳/۹	۲۸	۲۰
Th	۱۲/۶۸	۳۰/۹	۱۸	۱۰/۷
U	۲/۳	۵/۷۷	۶	۲/۸
Ta	۱/۰۳	۵/۴۱	-	۲/۲

الگوی عناصر نادر خاکی واحدهای مختلف گرانیت الیگودرز با استفاده از فراوانی کندریت باینتن^۱ (۱۹۸۴) بهنجار شده است (شکل ۵-۶). به طور کلی محتوای REE این سنگ‌های گرانیتوئیدی با افزایش SiO_۲ کاهش می‌یابد به طوریکه بالاترین فراوانی این عناصر در گرانودیوریتها و کمترین مقادیر به لوکوگرانیت‌های ازنا تعلق دارد. اگرچه کانیه‌های فرعی مانند زیرکن و مونازیت کمتر از یک درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند ولی به میزان قابل توجهی از REE غنی هستند (ورنون^۲، ۱۹۹۶؛ Bea، ۱۹۹۶). به دلیل حضور زیرکن و مونازیت‌های موروثی فراوان در گرانودیوریتها غنی‌شدگی از REE در آنها مشاهده می‌شود.

۱- Boynton

۲- Vernon

آنومالی منفی Eu که در همه نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد با تبلور تفریقی مقادیر کانی فلدسپار در مذاب باقیمانده از ذوب‌بخشی در منشا یا ماهیت شیمی خود منشا باقیمانده توجیه می‌شود (راسی^۱ و همکاران، ۲۰۰۲). میانگین نسبت $^{2}Eu/Eu^*$ برای گرانودیوریتها برابر ۰/۵۴، گرانیتها و لوکوگرانیت الیگودرز به ترتیب ۰/۳۵ و ۰/۴۶ و در لوکوگرانیت ازنا ۰/۳۲ به دست آمده است. همانطور که در شکل ۵-۶ مشاهده می‌شود گرانیتها و لوکوگرانیت الیگودرز آنومالی منفی بیشتری از گرانودیوریتها دارند که با افزایش نقش تفریق فلدسپارها در سنگهای تحول یافته‌تر مطابقت می‌نماید. آنومالی پایین‌تر یوروپیم در نمونه‌های ازنا به دلیل تبلور تفریقی پلاژیوکلاز از مذاب نبوده و می‌تواند از ناحیه منشا به ارث رسیده باشد. گرانیتها غنی‌شدگی کمتری از LREE و آنومالی منفی متوسط تا قوی از Eu نشان می‌دهند که با تفریق یافتگی آنها و به ویژه کاهش مقدار پلاژیوکلازهای کلسیک سازگار است.



شکل ۵-۶) تغییرات فراوانی عناصر REE گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به کندریت (باینتن، ۱۹۸۹) به‌نچار شده است. (PAAS) میانگین فراوانی عناصر نادر خاکی شیل متعلق به بعد از آرکئن استرالیا می‌باشد.

^۱- Roosi

^۲- $Eu_N/(Sm_N * Gd_N)^{0.5}$

با توجه به اینکه ترکیب میانگین گرانیت‌های الیگودرز و پوسته قاره بالایی مشابهت‌هایی با هم دارند به نظر می‌رسد این گرانیتها از سنگهای با منشا پوسته‌ای بوجود آمده باشند. به همین جهت آنها را با میانگین فراوانی عناصر نادر خاکی شیل متعلق به بعد از آرکئن استرالیا (PAAS)^۱ که از تیلور و مک‌لنین (۱۹۸۵) اقتباس شده است مقایسه نموده‌ایم (شکل ۵-۶). در اینجا نیز کلیه نمونه‌ها از روند شیلها متابعت می‌نمایند و تنها سنگهای تفریق یافته‌تر (لوکوگرانیتها) REE کمتری نسبت به PAAS دارند. آنومالی منفی‌تر در لوکوگرانیتهای الیگودرز با تفریق بیشتر فلدسپار مطابقت می‌نماید.

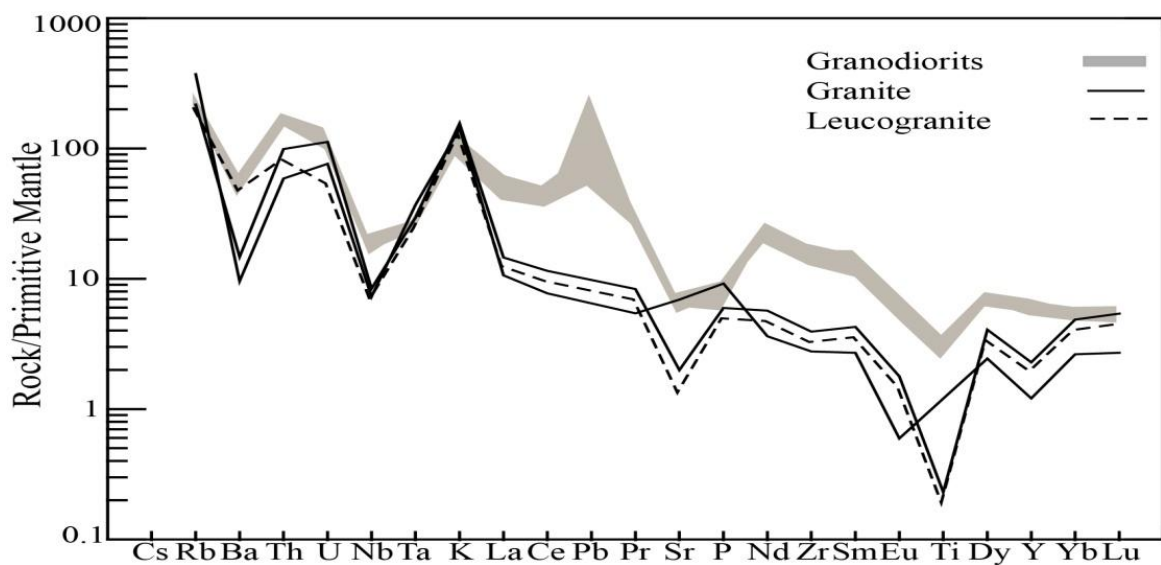
نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دانف^۲، ۱۹۸۹) برای واحدهای مختلف توده‌های نفوذی الیگودرز در شکل ۵-۷ نشان داده شده است. غنی‌شدگی از LILE (Rb، Th، K و U) و آنومالی منفی Ba، Nb، Sr و Ti مشاهده شده در این نمودار به سایر گرانیتهای نوع S و رسوبات پلیتی (تامپسون^۳ و همکاران، ۱۹۸۴) شباهت دارد. تهی‌شدگی از Ti و Nb از ویژگیهای ماگمای تشکیل شده در یک محیط حاشیه قاره‌ای است. گرانیتها از K غنی‌تر و از HREE و HFSE فقیرتر هستند. چون گرانیتها محصول نهایی تفریق ماگمایی هستند با واحدهای دیگر تفاوت دارند. زیرا برخی از عناصر مانند زیرکیم و باریوم در کل فرایند تحولات ماگمایی رفتار یکسانی نشان نمی‌دهند. این عناصر در ابتدا رفتار ناسازگار دارند ولی بدلیل تبلور زیرکن و بیوتیت در فاز گرانودیوریتی، در فازهای نهایی تفریق که گرانیتها هستند تهی شده‌اند. آنومالی منفی Ba و Ti و آنومالی مثبت از Rb، U و K با حضور پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار در محل منشا مطابقت دارد. هر سه گروه سنگی در الیگودرز تقریباً الگوی غنی‌شدگی و تهی‌شدگی یکسانی دارند که تایید کننده منشا مشترک، یا تشکیل در اثر فرایندهای مشابهی می‌باشند (وینتر، ۲۰۰۱).

۱- Post-Archaean Australian Shale Average

۲- Sun & McDonough

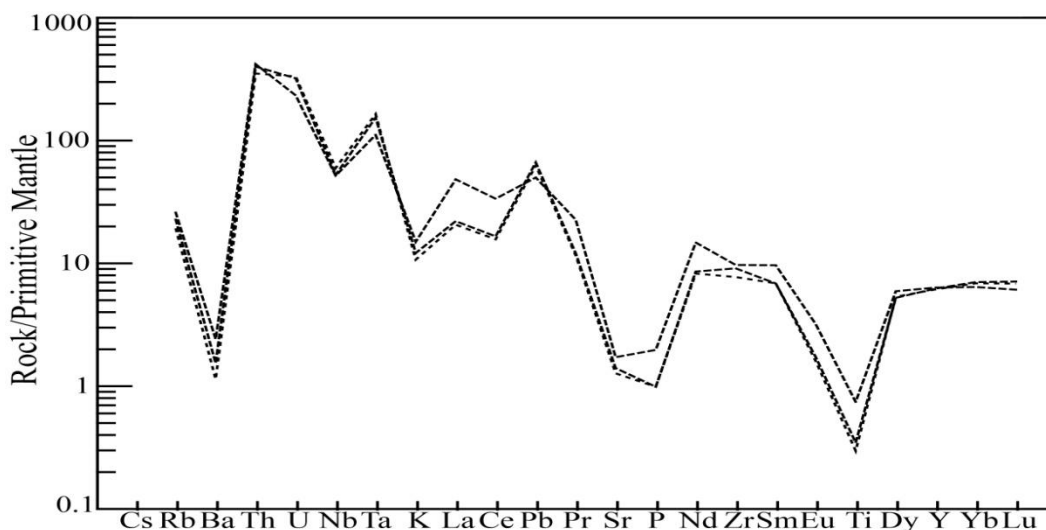
۳- Thompson

آنومالی مثبت Th، U و Pb و آنومالی منفی از Nb، Ta، Ti، Sr و Eu نسبت به گوشته اولیه می‌تواند مشخصه مذابهایی باشد که از پوسته بالایی مشتق شده‌اند (رودنیک و ژئو^۱، ۲۰۰۳). بنابراین آنومالی منفی Nb، Sr، P و Ti در نمودار چند عنصری نسبت به گوشته برای لوکوگرانیت ازنا از مشخصات بارز ترکیبات پوسته بالایی است. تغییرات Ba و Rb متغیر است و می‌تواند به نسبت فلدسپار و میکاها نسبت داده شود (رولینسون، ۱۹۹۳).



شکل ۵-۷) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدانف، ۱۹۸۹).

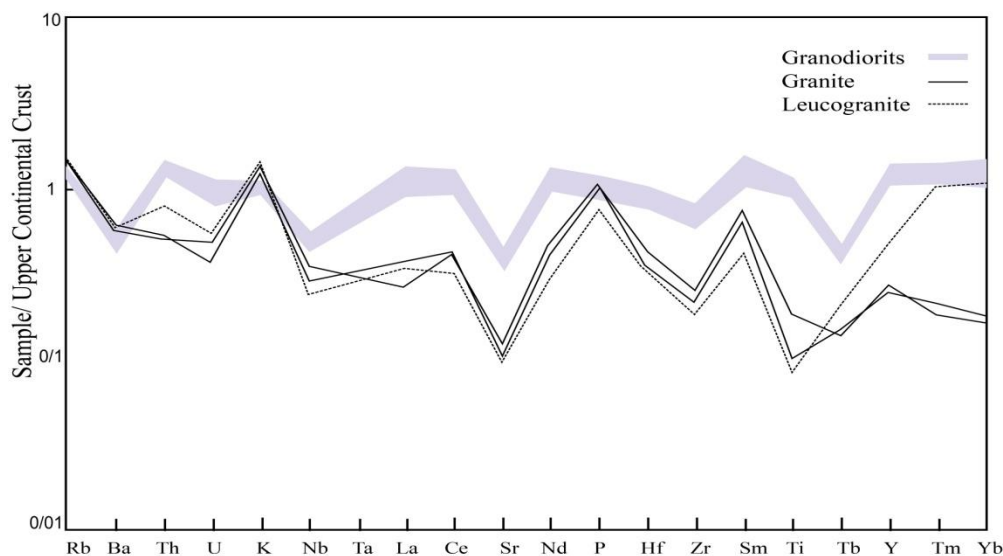
^۱ - Rudnick & Gao



شکل ۵-۸) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب لوکوگرانیت ازنا نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدائف، ۱۹۸۹).

نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب نسبت به پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) برای واحدهای مختلف توده‌های نفوذی الیگودرز در شکل ۵-۹ نشان داده شده است. تغییرات فراوانی عناصر کمیاب بویژه گرانودیوریتها در این نمودار نزدیک به عدد یک است و بیانگر آن است که این سنگها ماهیت پوسته‌ای دارند (۵-۹). تهی‌شدگی جزئی از Ba، Nb و Sr به ترکیب اولیه سنگ مربوط می‌باشد. تهی‌شدگی از Nb نسبت به LREE، شاخص رشد پوسته در حاشیه مخرب می‌باشد (بارث^۱ و همکاران، ۲۰۰۰). گرانودیوریتها بیشترین تمرکز LREE را دارند ولی در گرانیتهای میزان غنی‌شدگی از LREE کمتر از سایر واحدها است. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE از ویژگیهای مهم سنگهای کالک‌آلکان است که در قوس‌های ماگمایی تشکیل می‌شوند (کاکس^۲ و همکاران، ۱۹۷۹).

۱- Barth
۲- Cox



شکل ۵-۹) نمودار عنکبوتی (چند عنصری) عناصر کمیاب گرانیتوئیدهای الیگودرز نسبت به پوسته بالایی (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵).

۵-۴- ویژگی‌های ژئوشیمیایی

۵-۴-۱- تعیین سری ماگمایی

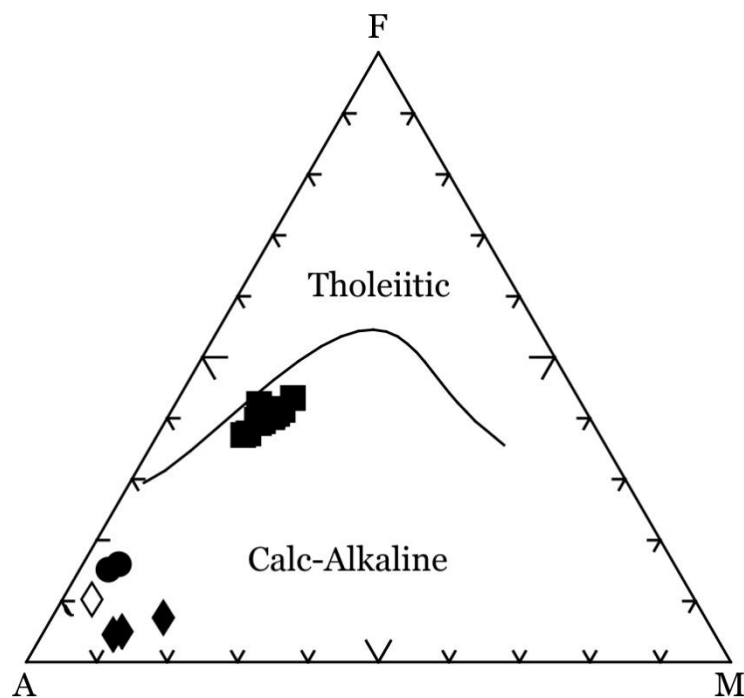
نمودار مثلثی AFM

به طور کلی سنگهای آذرین به سری‌های ماگمایی مختلفی تعلق دارند و محققین مختلف بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی نام‌های متفاوتی را به آنها اختصاص داده‌اند. مطابق با نظر کونو^۱ (۱۹۶۸) هر سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگهای آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف است که از تفریق ماگمای بازیک مادر یا از ذوب سنگ منشا (سنگ مادر) حاصل شده‌اند (شکل ۵-۱۰). این نمودار برای اولین بار توسط کونو (۱۹۶۸) و ایروین-باراگار^۲ (۱۹۷۱) به منظور تفکیک سری تولیتی از کالک‌آلکالن پیشنهاد شده است. سه راس این مثلث از اکسیدهای MgO (قطب M)، Fe_2O_3+FeO

^۱- Kuno

^۲- Irvine & Baragar

(قطب F) و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (قطب A) تشکیل شده است. در نمودار مثلثی AFM نمونه‌های الیگودرز روند کالک‌آلکالن نشان می‌دهند.

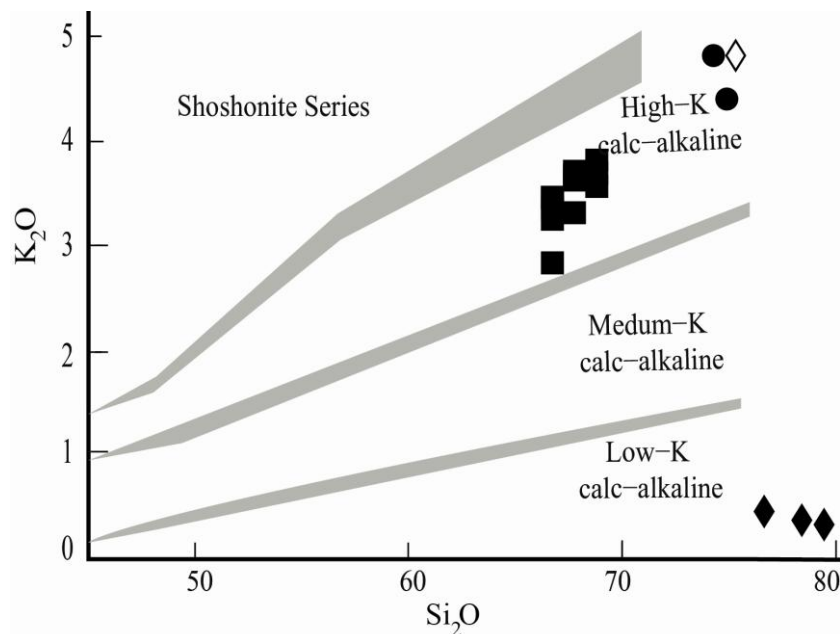


شکل ۵-۱۰) نمودار مثلثی AFM برای تفکیک سری تولئیتی از کالک‌آلکالن (ایروین-باراگار، ۱۹۷۱). علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

نمودار K_2O در برابر SiO_2

این نمودار توسط ریکوود^۱ و همکاران (۱۹۸۹) معرفی شده است (شکل ۵-۱۱). در این نمودار علاوه بر تفکیک سری‌های تولئیتی، کالک‌آلکالن و شوشونیتی از یکدیگر، نمونه‌ها از نظر مقدار سدیک و پتاسیک بودن نیز از هم جدا می‌شوند. اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند ولی نمونه‌های لوکوگرانییتی ازنا در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم پایین قرار دارد که در شکل ۵-۱۱ مشخص است.

^۱- Rickwood

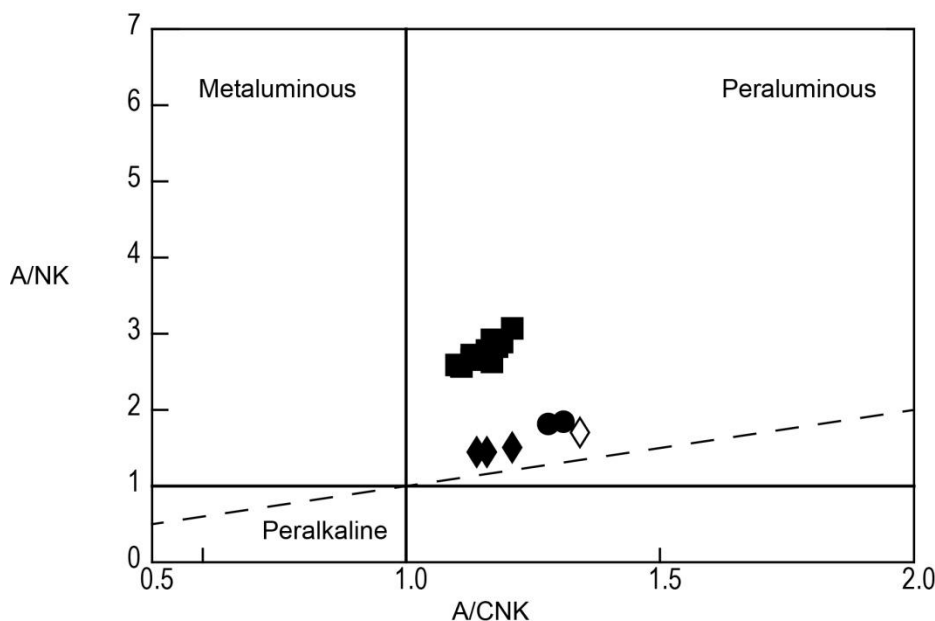


شکل ۵-۱۱) نمودار K_2O در برابر SiO_2 برای تفکیک سری تولییتی، کالک‌آلکالن و شوشونیتی (ریکوود و همکاران، ۱۹۸۹)؛ علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

نمودار درجه اشباع شدگی مذاب از آلومینیوم

نمودار A/NK در مقابل A/CNK که توسط مانیار و پیکولی^۱ (۱۹۸۹) ارائه شده براساس مقادیر مولکولی Al_2O_3 ، K_2O و CaO بوده که میزان اشباع بودن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از آلومین را مشخص می‌کند و در تعیین منشأ ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی از اهمیت بسیاری برخوردار است. گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا در محدوده پرآلومین قرار دارند (شکل ۵-۱۲). در این نمودار، نمونه‌های گرانودیوریتی که مافیکتر هستند درجه اشباعیت از آلومین بیشتری دارند.

^۱ - Maniar & Piccoli



شکل ۵-۱۲) نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پرآلومین، متآلومین و پرآلکالن (نقل از مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹). علائم مشابه شکل ۵-۱ می باشد.

۵-۵- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتها

چپل و وایت (۱۹۷۴) برخی از ویژگیهای گرانیتهای نوع S و I را ارائه دادند که در جدول ۵-۵ به صورت خلاصه نشان داده شده است. برای تمایز بین گرانیتها از نمودار والن^۱ و همکاران (۱۹۸۷) استفاده شده است (۵-۱۳-الف و ب) که در آن اکثر نمونههای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای S واقع شده‌اند. گرانیتهایی که ویژگیهای شیمیایی، ایزوتوپی و سایر خصوصیات آنها بیانگر آن است که آنها از سنگهایی با منشا رسوبی یا پوسته بالایی مشتق شده‌اند گرانیتهای نوع S می‌نامند (چپل و وایت، ۱۹۷۴ و ۱۹۸۸). کم بودن Na و Ca، باعث افزایش شاخص اشباعیت از آلومین می‌شود به طوری که کردیریت به عنوان یک کانی مافیک حضور پیدا می‌کند. گرانیتهای نوع I در زون فرورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر قوسی یافت می‌شوند. منشا آنها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای است و حاصل تفریق ماگمای کالک‌آلکالن یا بازالت‌های جزایر قوسی است. گرانیتهای نوع I از نوع متآلومین هستند. شاند (۱۹۴۹) با استفاده از نسبت A/CNK در مقابل A/NK اقدام به تفکیک گرانیتهای نوع S و I نمود. بر

^۱- Whalen

طبق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع S واقع می‌شوند و ماهیت پرآلومین دارند (شکل ۵-۱۳-د). چپل (۲۰۱۰) با استفاده از شیمی عناصر اصلی گرانیتهای نوع S و I طبقه‌بندی نمودند که در این نمودار نیز گرانودیوریت‌های الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا در محدوده گرانیتهای نوع S قرار دارند (شکل ۵-۱۳-ه).

جدول ۵-۵) خصوصیات گرانیتهای نوع S و I. (چپل، ۲۰۱۰)	
گرانیت‌های نوع S	گرانیت‌های نوع I
کانیهای پرآلومین: بیوتیت و مسکویت؛ فاقد هورنبلند؛ کردیریت و یا سایر آلومینوسیلیکات‌ها به مقدار کم	کانیهای مت‌آلومین: معمولاً هورنبلند و در نمونه‌های مافیک بیوتیت به صورت حاشیه‌ای؛ اسفن به صورت کانی فرعی
زینولیت پلیتی یا کوارتز	زینولیت غنی از هورنبلند
زینولیت‌های رسوبی دگرگون شده	زینولیت‌های آذرین
Na ₂ O نسبتاً پایین	Na ₂ O نسبتاً بالا
A/CNK > ۱/۱	A/CNK < ۱/۱
دامنه تغییرات بیشتر در محدوده سنگهای فلسیک	طیف تغییرات ترکیبی گسترده از مافیک تا فلسیک
نمودارهای تغییرات نامنظم	نمودارهای تغییرات منظم
کروندوم نرماتیو < ۱ درصد	دیوپسید نرماتیو

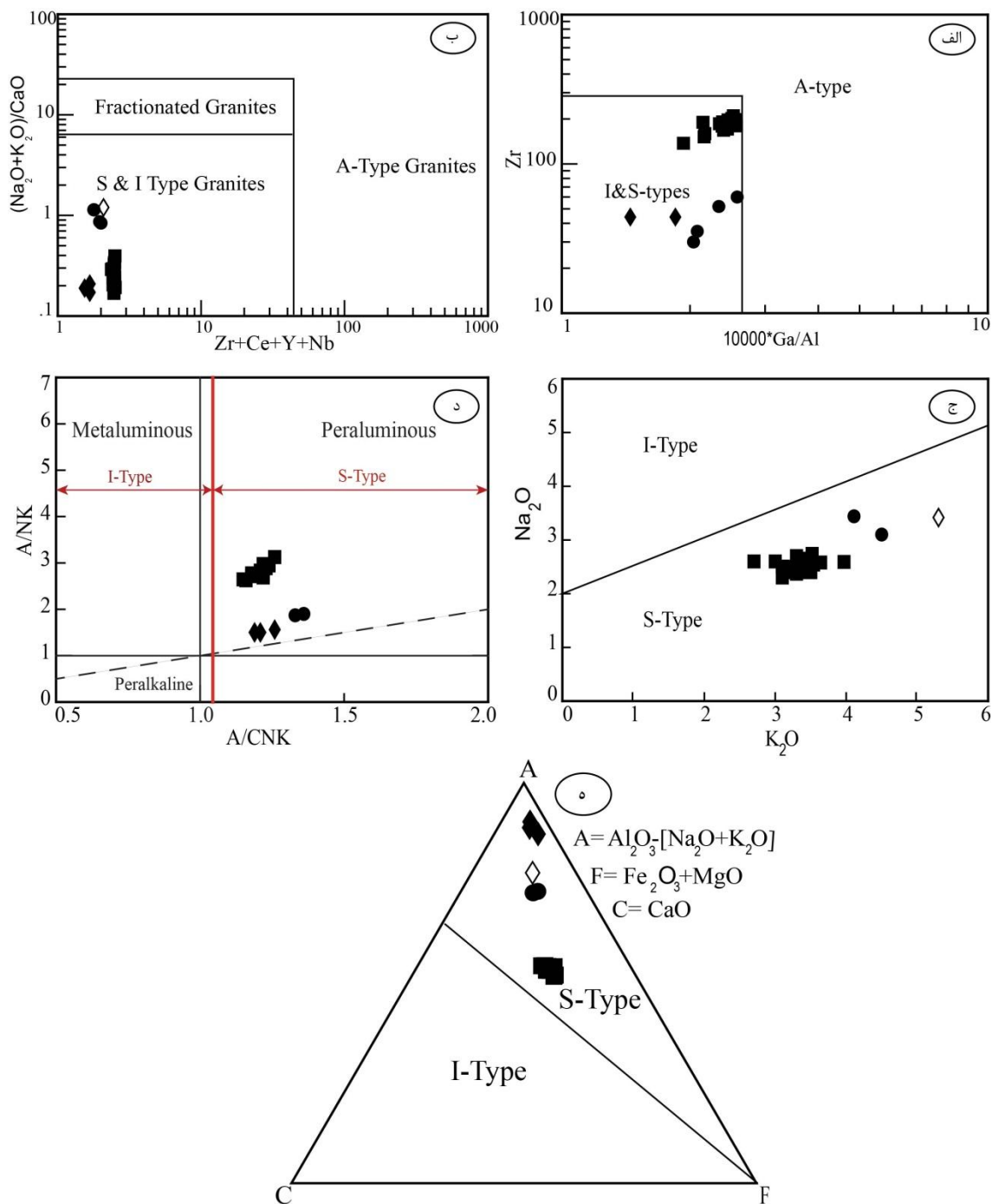
نتیجه‌گیری

- ترکیب ژئوشیمیایی گرانیتهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا به ترکیب میانگین گرانیتهای نوع S و پوسته قاره بالایی شباهت زیادی دارند.

- سنگهای گرانیتوئیدی الیگودرز از نوع کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و لوکوگرانیت‌های ازنا کالک‌آلکالن با پتاسیم پایین هستند.

- همه نمونه‌های مورد مطالعه از نظر درجه اشباع از آلومین نیز جز انواع سنگهای پرآلومین هستند.

- نتایج ژئوشیمیایی بدست آمده از تغییرات عناصر نادر خاکی نیز نقش بارز پوسته را در تغییر و تحولات ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای الیگودرز نشان می‌دهند.



شکل ۵-۱۳) نمودارهای ژئوشیمی متمایز کننده گرانیت‌های نوع S و I؛ الف) و ب) تفکیک گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای نوع S و I (والن و همکاران، ۱۹۸۷)؛ ج) نمودار ژئوشیمیایی K_2O در برابر Na_2O برای تفکیک گرانیت‌های S و I (چپل و وایت، ۱۹۷۴)؛ د) نمودار $A/NK-A/CNK$ (Shand, 1949) جهت تعیین ماهیت توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و تفکیک گرانیت‌های نوع S و I؛ ه) نمودار ACF نشان دهنده ارتباط بین شیمی و کانی شناسی گرانیت‌های S و I (چپل و وایت، ۱۹۹۲)؛ علائم مشابه شکل ۱.

- تغییرات Rb, K₂O, CaO, FeO, MgO, TiO₂ و REE گرانودیوریتها پیشنهاد می‌کند که پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار و بیوتیت (احتمالاً همراه با ایلمنیت و سیلیکاتهای فرعی) تفریق یافته‌اند.
- غنی‌شدگی این سنگها از عناصر LILE (شامل K, Rb, Th و U) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Ti) و Nb با الگوی گرانیت‌های مرتبط با مناطق فرورانش همخوانی دارد.

فصل ششم

نشا و جایگاه تکستونوماکالی

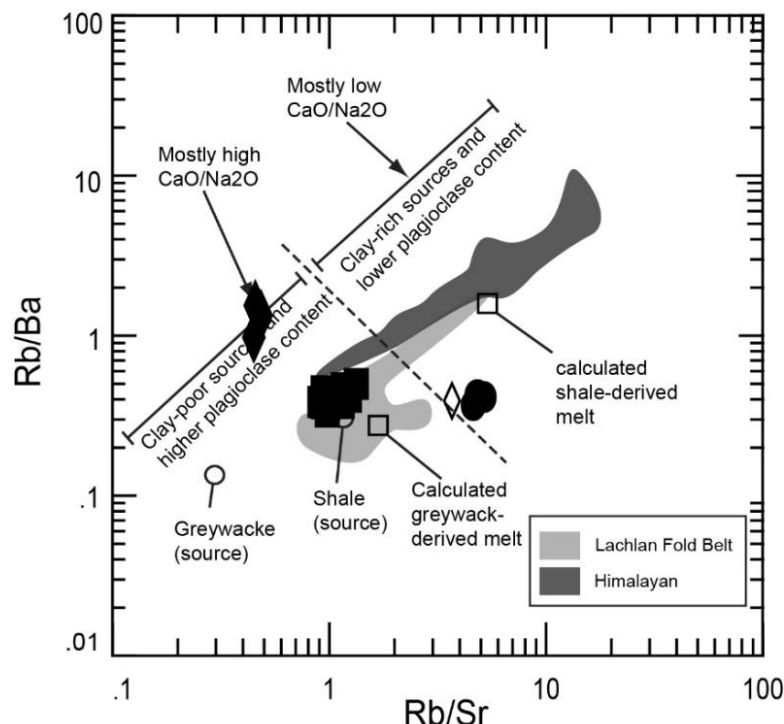
مقدمه

در این فصل تلاش می‌شود تا با استفاده از شواهد صحرایی و نتایج بدست آمده از ویژگیهای سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، مدل پتروژنتیکی مناسبی جهت تحولات و خاستگاه ماگمایی ارائه شود. ابتدا نمودارهای تعیین منشأ و سپس نمودارهای محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا مورد بررسی قرار گرفته و در ادامه مدل پتروژنتیکی مناسبی جهت تحولات و خاستگاه ماگمایی ارائه می‌شود.

۶-۱- منشأ

برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا از نمودار سیلستر (۱۹۹۸) استفاده شده است. گرانیتوئیدهای مورد مطالعه منشائی بسیار مشابه با گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین نوار چین خورده لاخلان دارا می‌باشند (شکل ۶-۱). نسبتهای $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ در گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S توسط مقدار پلاژیوکلاز در سنگ منشأ کنترل می‌شود به گونه‌ای که مذابهای پرآلومین 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 مذابهای مشتق شده از منابع فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) (> 0.3) داشته باشند (سیلستر^۱، ۱۹۹۸). مذابهای مشتق شده از پسامیتها نسبتهای Rb/Ba و Rb/Sr بالاتری نسبت به منشأ خود دارند. نسبت $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 1/3$ برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه همراه با نمودار توصیفی سیلستر (۱۹۹۸) یک منشأ فقیر از رس مانند متاگریوک را برای گرانیتهای مورد مطالعه محتمل می‌داند.

^۱ - Sylvester



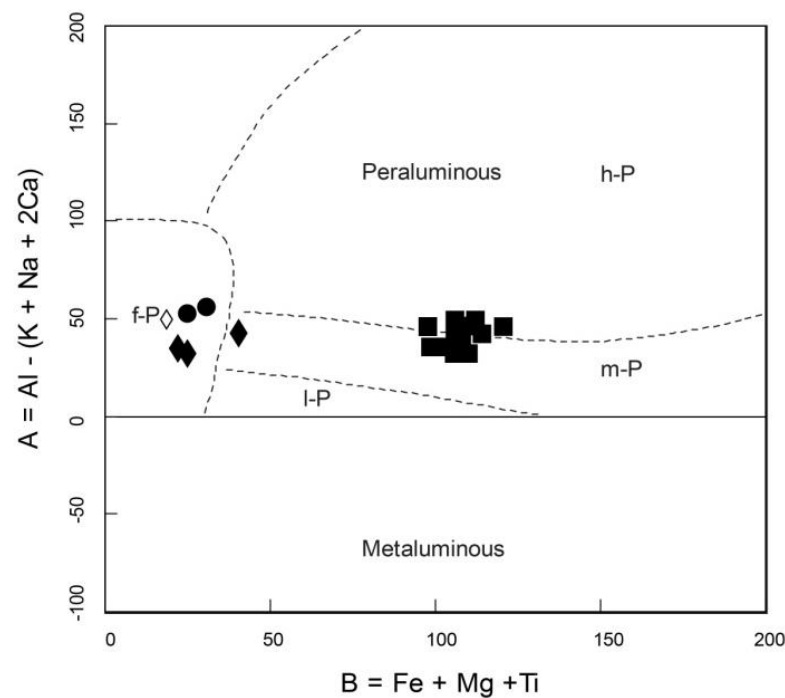
شکل ۶-۱) نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین، قلمرو گرانیتوئیدهای هیمالیا و نوار چین خورده لاخلان، خط ناپیوسته و مذابهای محاسبه شده از سیلستر (۱۹۹۸) اقتباس گردیده است. علائم مشابه شکل ۵-۱ می باشد.

نمودار دوتایی ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸) که بر اساس پرآلومینیته $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ در مقابل شاخص تفریق $B = Fe + Mg + Ti$ می باشد برای برآورد درجه اشباع بودن از آلومینیوم و تعیین منشأ گرانیتوئیدهای الیگودرز و ازنا استفاده شده است (شکل ۶-۲). همه این پارامترها که بر اساس میلی کاتیون محاسبه شده است از معادله زیر بدست می آید:

$$Element_i = 1000 * \{Oxide_i (wt.\%) / MW (Oxide_i)\} * X(Element_i)$$

در این فرمول MW معرف وزن مولکولی اکسید i و X تعداد اتمهای عنصر i می باشد. روند گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت ازنا در این نمودار که از گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین تا گرانیتوئیدهای پرآلومین فلسیک در تغییر است به جایگاه ماگمایی اشاره دارد که در آن لوکوگرانیتها مذابهای به شدت تفریق یافته یا باقیمانده ماگماهای پرآلومین هستند. این سنگها به دلیل جدایش کانیهایی رستیتی به طور تدریجی ماهیت به شدت پرآلومین خود را به سمت سنگهای تفریق یافته از

دست داده‌اند. دو قلمرو ترکیبی متفاوت متاآلومینها (نواحی با $A < 0$) و پراآلومینها (نواحی با $A > 0$) بر اساس دیون و لوفور (۱۹۸۳) متمایز شده‌اند.

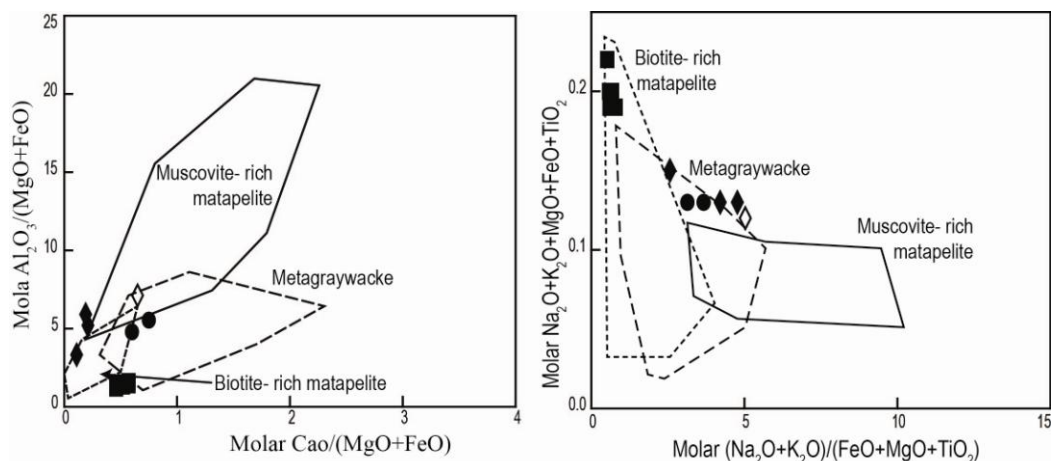


شکل ۶-۲) نمودار A-B از ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸). این نمودار نشان دهنده تغییرات کلی عناصر اصلی برای جایگاه‌های گرانیتهی با درجات اشباع از آلومینیوم متفاوت است. گرانیتهای فلسیک پراآلومین (f-p)، گرانیتهای به شدت پراآلومین (h-p)، گرانیتهای نسبتاً پراآلومین (m-p) و گرانیتهای کمتر پراآلومین (I-p) علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

برای تعیین منشا گرانیتهای الیگودرز و لوکوگرانیتهای ازنا از نمودار لی^۱ و همکاران (۲۰۰۳) استفاده شده است. بر طبق این نمودار منشا گراندیوریت‌های الیگودرز متاپلیتهای غنی از بیوتیت و گرانیتهای و لوکوگرانیتهای ازنا از ذوب بخشی متاگزیوک می‌باشد. ماگماهای مشتق شده از منشا متاپلیتی و متاگزیوکی معمولاً از ذوب آبدایی مسکوویت و یا بیوتیت بوجود می‌آیند که این واکنش از مطالعات تجربی ویلزوف و مونتل (۱۹۹۴) اثبات شده است. بنابراین کانیهای باقیمانده و درجه ذوب

^۱ - Lee

بخشی می‌تواند تعیین کننده تغییرات ترکیب مودال سنگ مادر یک توده را نشان دهد (بنیتو و لویز^۱، ۱۹۹۲).



شکل ۳-۶ نمودار لی و همکاران (۲۰۰۳) جهت تعیین منشا گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت‌های ازنا. محورهای X و Y این نمودار بر حسب مولار محاسبه شده است. علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

۲-۶- دمای اشباع از زیرکن

برای تعیین دمای ماگما در هنگام تبلور زیرکن استفاده از دمای اشباع از زیرکن روش تخمینی مناسبی می‌باشد. استفاده از این روش راه مطمئنی برای تعیین مشارکت تفریق کانیهای رستیتی در سرنوشت یک جایگاه گرانیتی است. برای محاسبه حلالیت زیرکن، دما و ترکیب عناصر اصلی مذاب، واتسون و هریس (۱۹۸۳) فرمول زیر را ارائه کردند:

$$\ln D^{Zr, \text{zircon/melt}} = \{-3/8 - [0/85(M-1)]\} + 12900/T$$

که در آن $D^{Zr, \text{zircon/melt}}$ برابر است با نسبت غلظت Zr بر حسب ppm در مذاب به همین غلظت در مذاب اشباع شده (۴۷۶۰۰۰ ppm)، M یک فاکتور ترکیبی است $[(Na+K+2Ca)/Al \times Si]$ (همگی در کسر کاتیونی) که بسته به حلالیت زیرکن در محتوای SiO_2 و درجه اشباعیت از آلومینیوم مذاب

^۱- Benito & López

محاسبه می‌شود. T نیز دماست و برحسب کلوین به دست می‌آید که باید به درجه سانتی‌گراد تبدیل شود. میلر و همکاران (۲۰۰۳) برای محاسبه T رابطه زیر را ارائه کردند:

$$T_{Zr}=12900[2/95+0/85M+\ln(469000/Zr_{melt})]$$

بر اساس فرمول بالا دمای محاسبه شده برای گرانودیوریتها ۷۷۵ تا ۸۱۱ درجه سانتیگراد و برای گرانیتها ۷۱۰ تا ۷۲۱ درجه سانتیگراد است (جدول ۶-۱). این دما برای لوکوگرانیتها به دلیل حضور زیرکن بسیار اندک محاسبه نشده است. بالاترین دمای تشکیل این ماگما به طور میانگین ۷۸۰ درجه سانتیگراد است که از غلظت زیرکن بدست آمده و نشان دهنده گرانیتهای نوع سرد ($T < 800\text{ C}$) معرفی شده توسط میلر و همکاران (۲۰۰۳) می‌باشد.

جدول ۶-۱) دمای اشباع از زیرکن برحسب درجه سانتی‌گراد برای گرانیتوئیدهای الیگودرز

Row names	M	Zr (ppm)	دمای اشباعیت از زیرکن
ES-14	۱/۳۷۲	۱۰۲/۱	۷۹۷/۷
BF-12	۱/۳۶۸	۱۰۱/۷	۷۷۵
BF-33	۱/۳۴۲	۹۹/۵	۷۸۵/۵
ES-15	۱/۳۴۸	۱۰۰/۱	۸۰۱
ES-9	۱/۳۵۶	۱۰۰/۷	۷۹۳/۳
SF-42	۱/۳۸	۱۰۲/۸	۷۸۶/۹
ES-5	۱/۳	۹۶	۸۱۱/۸
ES-11	۱/۴۰۲	۱۰۴/۷	۸۰۱/۲
SF-46	۱/۳۵۵	۱۰۰/۶	۸۰۲/۳
BF-51	۱/۳۷۶	۱۰۲/۵	۸۰۲/۶
SH-23	۱/۳۶۸	۱۰۱/۷	۸۰۰/۹
BF-10	۱/۳۷۸	۱۰۲/۶	۷۹۸/۷
ES-16	۱/۳۳۲	۹۸/۷	۸۰۱/۲
ES-20	۱/۱۵۲	۸۴/۷	۶۹۹/۴
ES-72	۱/۲۴۲	۹۱/۴	۶۹۹/۲

تولید ماگمای گرانیتی از طریق ذوب بخشی اساساً توسط واکنشهای شکست بیوتیت و مسکوویت کنترل می‌شود (کلمنز و ویلزوف^۱، ۱۹۸۷). مهمترین واکنش ذوب آبدای مسکوویت که در دمای

^۱- Clemens & Vielzeuf

حدود ۶۶۵ درجه سانتیگراد و فشار ۵ کیلو بار آغاز می شود (استور^۱، ۱۹۷۲) بدین صورت است:

مایع + سیلیکاتهای آلومینیوم دار + فلدسپارپتاسیم → آلبیت + کوارتز + مسکوویت

براساس این مطالعات با اضافه شدن Ca (محتوای آنورتیت در پلاژیوکلاز) واکنش به سمت دماهای بالاتر (یعنی از ۶۲۵ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد در فشار ۵ کیلو بار) پیش می رود (تامسون و الگر^۲، ۱۹۷۷). چنانچه مسکوویت حاوی Fe، Mg و Ti باشد کانیهای دیگری از قبیل کردیریت و بیوتیت ممکن است تشکیل شود (پاتینو^۳ و همکاران، ۱۹۹۸). به طور کلی، به دلیل محدوده ترکیبی کوچک، ذوب آبدای مسکوویت در یک واکنش تک متغیره اتفاق می افتد و اغلب حجم کمی مذابهای پرآلومین فلسیک در دماهای کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد حاصل می شود. شکست بیوتیت در دماهای بالاتر از مسکوویت در نتیجه حضور کوارتز و پلاژیوکلاز ± سیلیکاتهای آلومینیوم دار رخ می دهد. بسته به ترکیب پروتولیت و فشار موجود واکنش های شکست بیوتیت به تشکیل یک یا چند کانی مافیک پریکتیک + مایع منتهی خواهد شد.

مایع ± گارنت ± کردیریت ± پتاسیم فلدسپار → بیوتیت + کوارتز + پلاژیوکلاز

در این واکنش کانیهای اسپینل Fe-Mg، منیتیت تیتانیوم دار و ایلمنیت، احتمالاً روتیل، به علاوه بیوتیت های جدید (با Ti، Mg بیشتر و سرشار از آلومینیم) (پاتینو و جانستون^۴، ۱۹۹۱) و ارتوآمفیبول/هورنبلند کلسیک تشکیل می گردند. منحنی های واکنش آبدای بیوتیت در فضای P-T به عدد منیزیم و محتوای Ti بیوتیت و عدد منیزیم و TiO_2 سنگ میزبان وابسته است. X_{Mg} بالاتر و محتوای تیتانیم بیشتر، منحنی از بین رفتن بیوتیت را به دماهای بالا سوق می دهد (وییلزوف و مونتل، ۱۹۹۴).

۱- Storre

۲- Thompson & Algor

۳- Patino

۴. Patiño & Johnston

با این فرض که دمای لیکوئیدوس برای ماگمای گرانیتی الیگودرز ۷۸۰ درجه سانتیگراد می‌باشد، چنین مذابهایی باید در فشار ۴۰۰ تا ۵۰۰ مگاپاسکال (و یا بالاتر) و از طریق ذوب آبزدای بیوتیت تشکیل شده باشد. دلیل احتمالی برای اینکه چرا مقداری از بیوتیتها ذوب نشده و به صورت رستیت باقی مانده، اینست که دما در گرانیت مزبور از دمای لازم برای واکنش شکست بیوتیت در مقیاس بزرگ و در غیاب سیال (دمای بالاتر از ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بالاتر از ۷ کیلوبار) در سنگهای منشا بالاتر نرفته است (جدول ۶-۲). به احتمال زیاد مهمترین عامل ذوب برای سنگهای رسوبی، ماگمای مافیک منشا گرفته از گوه گوشته‌ای (دایکهای میکرودیوریتی) هستند که در قاعده پوسته بالایی قرار گرفته است.

جدول ۶-۲) تولید کانیهای رستیتی در نبود سیال در انواع سنگهای مختلف (رودنیک^۱، ۱۹۹۰)

ترکیب والد	آمفیبولیت	تونالیت	گرانودیوریت	گربوگ	پلیت
کانیها	Hb-opx-cpx-pl-Ilm-Pl-cpx-opx	Cpx-pl	Cpx-opx-ol-Qtz	Pl-Gt-opx-Q	Gt-Q-pl-sil
واکنش ذوب	شکست هورنبلند	شکست هورنبلند	شکست هورنبلند	شکست بیوتیت	شکست بیوتیت
دمای واکنش	۹۵۰-۱۰۰۰°C	۹۲۵-۹۷۵°C	۸۲۵-۸۵۰°C	۸۲۵-۸۵۰°C	۸۵۰-۸۷۵°C
درصد مذاب	% ≥ ۳۵	% ≥ ۳۵	% ≥ ۴۰	% ≥ ۳۵	% ≥ ۴۰
ترکیب مذاب	تونالیت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت

۶-۳- بحث

نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب گرانیتوئیدهای الیگودرز و لوکوگرانیت از نا روند خطی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-۵ و ۵-۵). ذوب بخشی، هضم و تبلور تفریقی (AFC)، اختلاط ماگمایی و تفریق می‌تواند چنین روندهایی را توجیه کند (وال و همکاران، ۱۹۸۷) اما با استفاده از نمودارهای هارکر نمی‌توان این فرایندها را از یکدیگر متمایز کرد. روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر همراه با کاهش فراوانی عناصر کمیابی مانند Zr و Ce از گرانودیوریتها به سمت لوکوگرانیتها با روند عادی فرایند تبلور تفریقی به عنوان تنها عامل موثر در تحول ماگمایی مغایرت

^۱ - Rudnick

داشته و مدل جدایش کانیهای رستیتی را تایید می‌نماید. از طرف دیگر، افزایش مقادیر K_2O ، Na_2O ، Rb و کاهش مقادیر CaO ، TiO_2 ، MgO ، FeO ، Al_2O_3 در نمودارهای هارکر مبین فرایند تبلور تفریقی می‌باشد. بنابراین شواهد ژئوشیمیایی نیز همانند مطالعات پتروگرافی حضور کانیهای رستیتی را تایید نموده و می‌توان تنوع ترکیبی مشاهده شده در گرانودیوریتها را به دلیل درجات مختلف جدایش مذاب در تعادل با ماگما و تغییرات موجود در گرانیتهای را به تبلور تفریقی نسبت داد. در فرایند ذوب‌بخشی، غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار و تغییرات اندکی در عناصر سازگار انتظار می‌رود (الگری^۱ و همکاران، ۱۹۷۷). از آنجا که این گرانیتهای تغییرات اندکی برای عناصر ناسازگار دارند، ذوب‌بخشی نمی‌تواند تنوع ترکیبی شیمی آنها را توضیح دهد. بر اساس یافته‌های بنارد^۲ و همکاران (۱۹۸۵) می‌توان گفت که افزایش فراوانی تورمالین همراه با لوکوگرانیتهای، به غنی‌شدگی تدریجی B در مذاب باقیمانده اشاره دارد که بهترین توضیح برای فرایند تبلور تفریقی است. با توجه به مشابهت ترکیبی مشاهده شده در میانگین فراوانی عناصر نادر خاکی گرانودیوریتها با شیل متعلق به بعد از آرکئن استرالیا (۵-۶) می‌توان گفت که فرایندهای اختلاط ماگما و هضم نیز در پتروژنز این سنگ نقشی نداشته است. کاهش میزان CaO ، (Fe_2O_3+MgO) ، Al_2O_3 ، TiO_2 و افزایش (Na_2O+K_2O) همگام با افزایش سیلیس بیانگر تبلور تفریقی کانیهای سیلیکاته دارد. از آنجا که لوکوگرانیت‌ها عاری از هر گونه کانی رستیتی هستند همانند مذابه‌های لوکوگرانیتی پرآلومین هیمالیا (اسکایلت^۳ و همکاران، ۱۹۹۰) بنابراین توانایی بیشتری برای جدا شدن از محل منشا دارند و به همین دلیل در غالب بسته‌های ماگمایی کوچک از منشا خود جدا شده‌اند. چپل و همکاران (۱۹۸۷)، ویبورن و چپل (۱۹۸۶) و باربرو و ویلاسکا (۱۹۹۲) روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر بسیاری از جایگاههای گرانیتهای را به مدل عدم اختلاط رستیتی نسبت داده‌اند. با توجه به اینکه شواهد پتروگرافی (فصل ۳) و شیمی کانی (فصل ۴) و ژئوشیمیایی حضور کانیهای رستیتی را اثبات نموده است و به نظر می‌رسد

۱- Allègre

۲- Bnard

۳- Scaillet

جدایش آنها نقش مؤثری در تحول گرانیتهای الیگودرز داشته باشند. در این بخش مدل رستیت به طور مختصر معرفی و تاثیرات ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی در گرانیتهای الیگودرز مورد بررسی قرار می گیرد.

۶-۳-۱- مدل رستیت

شواهد زیادی در رابطه با این فرضیه که بسیاری از گرانیتهای حاوی مقادیر قابل توجهی بلور هستند که به طور مستقیم از تبلور مذاب بوجود نیامده اند، وجود دارد. این بلورها باقیمانده های حاصل از ذوب بخشی هستند که از منشا به ارث رسیده اند. چپل و همکاران (۱۹۸۷) اولین بار مدلی را ارائه کردند که بر مبنای جدایش کانیهای باقیمانده از ذوب بخشی از مذاب است و تا کنون کاربرد زیادی در توضیح تنوع ترکیبی گرانیتهای داشته است. وال و همکاران (۱۹۸۷)، بتمن (۱۹۸۸) و کلمنز (۱۹۸۹) نقش عدم اختلاط رستیت در پتروژنز گرانیتهای نوع S را قبول دارند اما معتقداند که روند خطی مشاهده شده در بسیاری از جایگاههای گرانیتهای به اختلاط ماگمایی، تجمع و تفریق نسبت داده شود. اگر رستیتها از نظر شیمیایی همگن باشند تنها در صورت عدم اختلاط رستیتی به روندهای خطی منجر خواهند شد (وال و همکاران، ۱۹۸۷) و این حالت برای گرانیتهای با حجم زیاد و ذوب غیرتعادلی محتمل در منشا تقریباً غیرممکن است (باربرو و همکاران، ۱۹۹۲).

بیشتر ماگماهای گرانیتهای نوع S از ذوب بخشی پوسته حاصل می شوند. مکانیسم ذوب بخشی، حاکی از آن است که حداقل در مراحل ابتدایی ذوب، ماده مذاب با مواد ذوب نشده یا رستیتی همزیست می باشد. بحث در مورد نقش رستیتها در تشکیل گرانیتهای (چپل و همکاران، ۱۹۸۷؛ وال و همکاران، ۱۹۸۷) بیانگر آن است که ماگما باید به حدی تحول پیدا کند که مذاب سیلیکاته در هر مرحله از تحول ماگما به طور کامل از رستیتها جدا شود. چپل و همکاران (۱۹۹۱) گرانیتهایی را توصیف نموده اند که در آنها ترکیب سنگهای مافیک تر موجود اصولاً با جدا شدن مواد رستیتی از یک ماده سیلیکاته و همچنین ترکیب سنگهای فلسیک تر، عمدتاً توسط تبلور تفریقی ماده مذاب جدا شده

کنترل می‌شود. چپل (۱۹۸۴) اظهار می‌دارد که در بیشتر گرانیته‌ها (نه همه آنها) بعضی از رستیت‌ها باقی می‌مانند و بخشی از سنگهای انجماد یافته را تشکیل می‌دهند. این موضوع در مورد سنگهای آتشفشانی نیز صادق است. در هنگام ارائه مدل رستیت، وایت و چپل (۱۹۷۷) خاطر نشان نمودند که ذوب بخشی پوسته متشکل از سنگهای حاوی کوارتز، فلدسپارها و آب که با تجزیه یا عدم تجزیه فازهای آبدار همراه می‌باشد باید یک مذباز گرانیته را بوجود آورد که با رستیت‌ها در حال تعادل باشد. به علت آنکه گرانیته فاز مذباز زیاد است، مذباز نمی‌تواند به آسانی از محل خود خارج شده تا یک توده ماگمایی کاملاً مجزا را تشکیل دهد. همچنین ماگما در مقایسه با سنگ منشا جامد خود از چگالی کمتری برخوردار است لذا شناوری آن سبب می‌شود تا کل توده به سمت بالا حرکت کند و همانند یک توده نفوذی به درون سنگهای بالاتر نفوذ کند یا اینکه ماگما خود را به سطح زمین رسانده و فوران نماید. غلظت زیاد و گرانیته بالای ماده مذباز گرانیته از جدایش فزاینده رستیت‌ها جلوگیری می‌کند. در مواردی که عمل جدایش محدود یا متوقف شده باشد جدایش فزاینده ماده مذباز و رستیت‌ها ممکن است در طی حرکت یا انجماد نهایی ماگما صورت گیرد. این امر باعث می‌شود که تغییرات شیمیایی خطی بسیار منظمی در توده‌های نفوذی گرانیته منفرد، یا گروهی از توده‌های نفوذی یک سری ماگمایی همانند شکل ۶-۴ صورت گیرد. در چنین مواردی فرایند تفریق ماگمایی صورت گرفته بین اعضای یک سری ماگمایی، یک فرایند عدم اختلاط مکانیکی است که در طی انجماد آن، فاز مذباز به طور فزاینده‌ای خود را از رستیت جدا می‌شود ولی در ترکیب شیمیایی آن تغییر قابل ملاحظه‌ای صورت نمی‌گیرد.

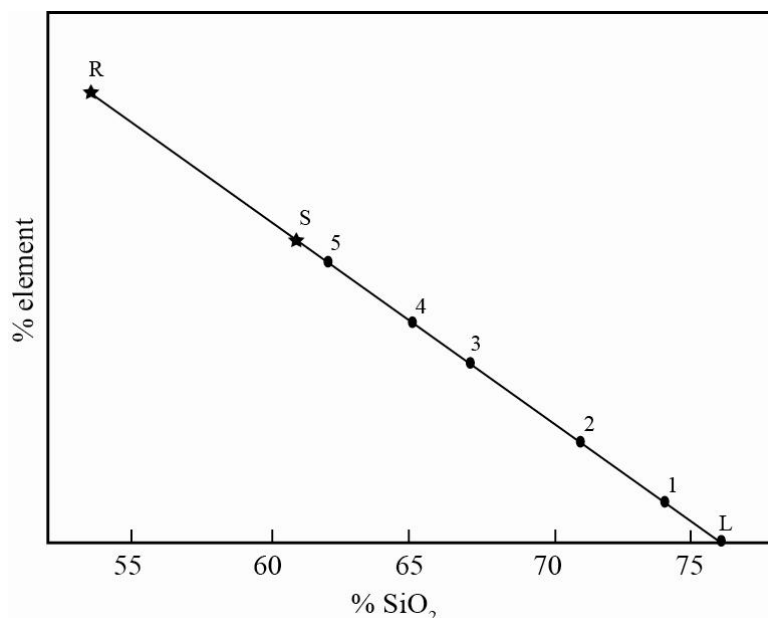
در مورد رستیت اظهار نظرهای زیادی وجود دارد اما معمولاً به "هر ماده جامد در سنگهای درونی و بیرونی که باقیمانده ذوب بخشی در منشا باشد" رستیت اطلاق می‌شود (چپل و وایت، ۱۹۹۱). در طی تبلور مجدد و تعادل با ماگمای میزبان بسیاری از ویژگیهای منشا که باید توسط کانیها مشخص شود از بین می‌رود (چپل و همکاران، ۱۹۸۷). مهمترین رستیت‌های شناخته شده در گرانیته‌های نوع S شامل کوردیریت، پلاژیوکلازهای منطقه بندی شده با هسته‌های کلسیکی، انکلاوهای رسوبی دیرگداز،

بیوتیت‌های حاوی اذخالهای سیلیمانیت، بلورهای مافیک و زیرکن‌های موروئی می‌باشند (چپل و همکاران، ۱۹۸۷). هر چند از نظر وال و همکاران (۱۹۸۷) همه کانیه‌های ذکر شده اختصاصاً رستیت نیستند. به عنوان مثال بلورهایی که در مراحل اولیه از ماگما متبلور می‌شوند در یک جا جمع شده و به دلیل کاهش انرژی سطحی، لکه‌های مافیکی تشکیل می‌دهند که نمی‌توانند رستیت باشند (وال و همکاران، ۱۹۸۷). همچنین در بازالت‌ها و گابروها که رستیت نمی‌تواند حضور داشته باشد پلاژیوکلازهای با هسته‌های کلسیکی و منطقه بندی پیچیده دیده شده است. برای تشخیص دقیق اینکه چه عاملی باعث تشکیل رستیت‌ها در گرانیت‌های نوع S می‌شوند و برای درک عدم اختلاط کانی‌شناسی و تاثیرات ژئوشیمیایی، باید به طور کامل رستیت‌ها شناسایی شوند و تاثیرات عدم اختلاط آنها در گرانیت‌هایی که حاوی حجم زیادی رستیت هستند تشریح شود. گرانیت‌هایی که تفریق یافته باشند ترکیب دقیق منشا را نشان نمی‌دهند. مطالعات ژئوشیمیایی باید روی عناصر اصلی و Rb، Sr و Ba که توسط کانیه‌های سازنده سنگ کنترل می‌شود معطوف شود (هریس و اینگر، ۱۹۹۲). گرانیتوئیدهای کوما در استرالیا (وایت و چپل، ۱۹۸۸)، گرانیت‌های لایووس در اسپانیا (باربرو و ویلاسکا، ۱۹۹۲) و باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (شیبی، ۱۳۸۸) را از لحاظ حضور کانیه‌های رستیتی و تاثیرات عدم اختلاط رستیت به طور کامل بررسی شده‌اند. جهت مطالعات بیشتر مدل رستیتی به چپل و همکاران (۱۹۸۷)، وایت و چپل (۱۹۸۸)، چپل و وایت (۱۹۹۱)، چپل (۱۹۹۶)، ویلیامسون و همکاران (۱۹۹۷)، وایت و همکاران (۱۹۹۹) و شیبی (۱۳۸۸) مراجعه شود.

۶-۳-۲- ترکیب منشا، مذاب و رستیت

شکل ۶-۳ نموداری برای نشان دادن مدل رستیت است که در آن ترکیب منشا، مذاب و رستیت بر روی یک روند خطی قرار دارد. این نمودار تغییرات یک عنصر را در مقابل SiO_2 برای پنج گرانیت با ترکیب فرضی نشان می‌دهد. روند خطی نمودار بدین معناست که اگر تفریق از طریق جدایش رستیتی ناشی شده باشد (تفریق رستیت)، بنابراین ترکیب مذاب نهایی در نمونه ۱ و یا بین آن نمونه و نقطه L

(نقطه محدود کننده در محور SiO_2) باشد. اگر رستیتها از نظر پتروگرافی قابل تشخیص باشند در نمونه ۵ فراوانتر و در نمونه ۴ رایج هستند و نهایتاً در نمونه ۱ هیچ گونه کانی رستیتی وجود ندارند.



شکل ۴-۶) نمودار نشان دهنده ذوب بخشی یک سنگ منشا (S) برای تشکیل رستیت (R) و مذاب (L). ماگما در ناحیه منشا خود شامل رستیت + مذاب (R+L) می باشد و همان طور که از این وضعیت دور می شود، درجات متفاوت جدایش این دو قطب (رستیت، مذاب)، سبب بوجود آمدن طیفی از ترکیبات ماگماها و سنگهایی می شود که توسط نقاط یک تا پنج مشخص گردیده است (چپل و همکاران، ۱۹۸۷).

۳-۳-۶- ترکیب منشا

ترکیب منشا در صورتی روی روند خطی شکل ۴-۶ قرار می گیرد که تغییرات از طریق جدایش رستیت از مذاب کنترل شده باشد. چپل (۱۹۸۴) برای تعیین سنگ منشا واقعی راهکاری را پیشنهاد داد تا بوسیله آن مسئله مدلسازی جایگاههای گرانیتهی دارای ترکیب مذاب مینیمم حل شود. اگر D کسری از مذاب باشد که می تواند از شبکه رستیت جامد تا ماگمای سیال تغییر کند، بنابراین D مقدار حداقل مذابی است که ماگما می تواند در بر داشته باشد و $(1-D)$ بیشترین مقدار رستیت می باشد. اگر ماگما در حین صعود به سمت بالا تفریق یابد تا یک پلوتون با ترکیب متغیر را تشکیل دهد، سنگهای مافیکتر در آن پلوتون حاوی بیشترین مقدار رستیت یعنی دوباره $(1-D)$ خواهد بود و D حداقل مقدار

مذاب می‌باشد. براساس این مدل در یک جایگاه گرانیته ترکیب مافیکتر احتمالی (غنی از رستیت) ترکیبی شبیه سنگ منشا خواهد داشت.

۶-۳-۴- ترکیب مذاب اولیه

ترکیب مذاب اولیه تنها می‌تواند از طریق تفریق بلوری موجب حذف رستیت شود. تبلور تفریقی می‌تواند در ادامه حذف بلورهای اولیه، ترکیب مذاب را تغییر دهد. اگر تبلور تفریقی در مراحل پایانی ماگمازایی رخ دهد عناصری مثل Sr و Eu در مذاب کاهش و در فاز جامد افزایش و Rb برعکس این عناصر رفتار می‌کند و در فلدسپارها تجمع می‌یابد. ترکیب مذاب در صورتی می‌تواند برای همه عناصر بین سنگ‌های فلسیک‌تر حاوی رستیت کم و محل تقاطع آن عنصر با محور SiO_2 قرار داشته باشد که ترکیب جایگاه کاملاً از تفریق رستیت کنترل شده باشد. در این موقعیت که ترکیب مذاب مینیمم خوانده می‌شود عناصری مثل MgO و P_2O_5 محور SiO_2 را نزدیک مذاب هاپلوگرانیته قطع می‌نماید. ترکیب مذاب اولیه در صورتی می‌تواند تعیین شود که بوسیله تبلور تفریقی و جدایش رستیت تغییر نکرده باشد.

۶-۳-۵- ترکیب رستیت اولیه

ترکیب رستیت اولیه از برون یابی مقادیر SiO_2 پایین‌تر با محتوای عمودی بدست می‌آید. ترکیب بدست آمده متفاوت از ترکیب ادخالهایی است که تصور می‌شود رستیت هستند، برای اینکه این ادخالها جز بخشهای دیرگداز منشا بوده‌اند و ترکیب آنها به واسطه واکنش با مذاب مرتباً تغییر یافته است.

۶-۳-۶- رستیت‌ها

رستیت‌ها تا قبل از بیست سال پیش به عنوان زینوکریست شناخته می‌شد (چپل و وایت، ۱۹۷۷). این کانیها ممکن است در سه گروه جای داشته باشند (چپل و وایت، ۱۹۹۹): ۱- محصول آبرزایی واکنش

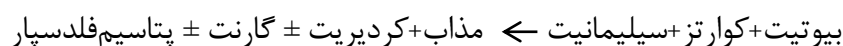
مذاب مانند ارتوپیروکسن؛ ۲- فراورده مذاب تعادلی در سری محلول جامد؛ ۳- کانیهایی که ممکن است در فرایند تولید مذاب درگیر باشند اما حضور آنها بیش از فاز مذاب است مانند زیرکن و کوارتز از منشا رسوبی.

لیتیک رستیتی: تا بیست سال قبل به عنوان زینولیت شناخته می‌شد (چپل و وایت، ۱۹۷۷). در حال حاضر به نام آنکلاو (دیدیر، ۱۹۷۳) که معادل فرانسوی زینولیت است استفاده می‌شود. آنکلاو رستیتی سنگ‌های غیر مستعدی را شامل می‌شود که هیچ فاز مذابی را تولید نمی‌کنند و سنگهایی که فاز مذاب کافی برای در برگرفتن آنکلاوها نداشته‌اند. چنین آنکلاوهایی لزوماً در تعادل با فاز مذاب نیستند (چپل و وایت، ۱۹۹۹).

پلاژیوکلاز: سری محلول جامد پلاژیوکلاز در ذوب‌بخشی تعادلی درگیر است. آزمایش قدیمی باوون (۱۹۱۳) نشان داد که ذوب‌بخشی در سیستم آل بیت-آنورتیت شامل تشکیل یک مذاب سدیک در تعادل با بلورهای کلسیک می‌باشد (چپل و وایت، ۱۹۹۹). پلاژیوکلازهای رشد یافته در داخل مذاب به احتمال زیاد بلورهای خودشکلی هستند که هسته‌های آنها می‌تواند بلورهای پلاژیوکلاز اولیه با ترکیب پلاژیوکلاز رستیتی باشد. الزاماً پلاژیوکلازهای رستیتی، باقیمانده سنگهای دگرگونی دیرگداز نیستند و بیشتر مربوط به هسته‌های باقی‌مانده هستند (چپل و وایت، ۱۹۹۹).

کانیه‌های اشباع در مذاب: این کانیه‌ها در واکنش تشکیل مذاب شرکت می‌کنند اما به طور کامل ذوب نمی‌شوند و از آن به عنوان دیرگداز یاد می‌شود. یک مثال خوب زیرکن است (وایت و همکاران، ۱۹۹۹). حضور زیرکن رستیتی در گرانیتهای نوع MC-Bridge S اثبات شده است (وایت و همکاران، ۱۹۹۹). زیرا دمای حدود ۸۵۰ درجه سانتیگراد برای ذوب زیرکن که یک کانی دیرگداز است کافی نیست و این کانی به صورت رستیت باقی می‌ماند.

کردیریت و گارنت: کردیریت و گارنت موجود در گرانیتهای می‌توانند در اثر واکنش دگرگونی اولیه یا واکنش تشکیل مذاب طبق واکنش زیر بوجود آیند (چپل و وایت، ۱۹۹۹):



گارنت و کردیریت تولید شده در طی واکنش مذاب به خوبی در مذاب رشد کرده و به احتمال زیاد خود شکل هستند. گارنت و کردیریت رستیتی می‌تواند همان ترکیب اولیه فاز مذاب را در خود حفظ کرده باشند ولی به سختی امکان پذیر است. زینوکریستهای گارنت هیچ شواهدی از آمیختگی ندارند (چپل و وایت، ۱۹۹۹). تعدادی از گارنت‌ها و کردیریت‌ها به طور مستقیم و در اندازه ریز از مذاب ته‌نشین می‌شوند (چپل و وایت، ۱۹۹۹).

۶-۳-۷- تاریخچه مطالعات پیشین در مورد کانیهای بازمانده از ذوب (رستیت)

تغییرات ترکیبی موجود در بسیاری از مجموعه‌های گرانیتهای حاصل درجات مختلف عدم اختلاط مذاب و رستیت می‌باشد. چپل و همکاران (۱۹۸۷) برای اولین بار مدلی را بر مبنای جدایش کانیهای باقیمانده از ذوب بخشی از مذاب ارائه کردند. قطعات بلورهای مافیک (نظیر پیروکسن)، پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی با هسته‌های کلسیک، آنکلاوهای رسوبی دیرگداز، کردیریت، گارنت، آندالوزیت، بیوتیت‌های حاوی اذخال‌های سیلیمانیت و زیرکن‌های موروثی برخی از مهمترین رستیت‌های شناخته شده در گرانیتهای نوع S هستند (چپل و همکاران، ۱۹۸۷؛ هاین، ۱۹۷۶؛ چپل، ۱۹۹۶).

- چپل و همکاران (۱۹۸۵) اهمیت مواد منشا باقیمانده (رستیت) در پتروژنز گرانیتهای لاخلان استرالیا، نقش کانیهای رستیتی را مورد بررسی قرار دادند.

- باربرو و ویلاسکا^۱ (۱۹۹۲) گرانیت لایوس مجموعه هرسی-نین تولدو (اسپانیا) که نمونه‌ای از گرانیتهای غنی از رستیت می‌باشد مورد مطالعه قرار داده‌اند.
- روتورا^۲ و همکاران (۱۹۹۳) پتروژن گرانیتهای پرآلومین از کمان کالابرین ایتالیا را مورد بررسی قرار داده که در آن به اهمیت کانیهای رستیتی پرداخته است.
- ویلیامسون^۳ و همکاران (۱۹۹۶) ترکیب ژئوشیمیایی رستیت و عدم اختلاط گرانیت آناتکسی والی در فرانسه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.
- چپل (۱۹۹۶) اختلاط ماگما و ترکیب گرانیتهای مختلف: شواهدی از گرانیتهای جنوب شرق استرالیا را مورد بررسی قرار داد.
- وایت و چپل (۱۹۹۷) کاربرد مدل رستیت برای گرانودیوریت Deddick و آنکلاوهای آن در منطقه Lachlan استرالیا را مورد بررسی قرار داده‌اند
- ورنون و همکاران (۲۰۰۰) رابطه گرانیتهای میگماتییتی: منشا ماگمای گرانودیوریت کوما در استرالیا را مورد بررسی قرار دادند.
- ورنون (۲۰۰۷) کانیهای رستیتی در گرانیت جنوب شرق استرالیا را تشخیص داده و منشا ماگما و آنکلاوهای موجود را بررسی کرده است.
- ورنون^۴ (۲۰۱۴) ریزساختارهای آنکلاوهای میکروگرانولار و منشا گرانیتهای نوع S و نقش عدم اختلاط رستیت در گرانودیوریت‌های کوما در جنوب استرالیا را مطالعه کرد.

۱- Barbero and Villaseca

۲- Rottura

۳- Williamson

۴- Vernon

- شیبی (۱۳۹۱) شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آناتکسی شیرکوه را مورد بررسی قرار داده است.

۶-۳-۶- کاربرد مدل رستیت برای گرانیتوئیدهای الیگودرز

به دلیل اینکه گرانیت‌های الیگودرز طیف کاملی از گرانیت‌های نوع S را شامل می‌شوند و از نظر ترکیبی از گرانودیوریت نسبتاً مافیک حاوی مقادیر قابل توجهی از کانیهای رستیتی تا لوکوگرانیت‌های تفریق یافته را دارا هستند اهمیت زیادی دارند. مرز این دو در $\text{SiO}_2 \sim 73\%$ می‌باشد. اعضای مافیکتر این مجموعه ($\text{SiO}_2 \sim 66\%$) که دارای $\text{CaO} = 2-4\%$ و $\text{Na}_2\text{O} = 3/2-2/8\%$ می‌باشند به ترکیب منشأ نزدیکتر هستند. چون بیشتر شواهد مدل رستیتی بر مبنای مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی است در ادامه ضمن اشاره مجدد بر انواع رستیه‌های شناخته شده در گرانیتوئیدهای الیگودرز، تاثیرات ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی بررسی می‌شود.

۶-۳-۷- انواع رستیه‌های شناخته شده در گرانیتوئیدهای الیگودرز

مهمترین رستیه‌های شناخته شده در بخشهای مافیک گرانیت‌های الیگودرز شامل مراکز یکنواخت و کلسیک پلاژیوکلاز، مجموعه کانیایی بیوتیت $\pm$ سیلیمانیت، گارنت، آندالوزیت (؟)، کردیریت، ارتو و پیروکسن (هیپرستن) می‌باشد که در فصل پتروگرافی و شیمی کانیها معرفی شده‌اند. همچنین در داخل بیوتیتها کانیهای مثل زیرکن و آپاتیت و مونازیت وجود دارند که می‌توانند به عنوان رستیت در نظر گرفته شوند زیرا پتانسیل آنها برای تشکیل رستیت در بسیاری از کارهای تجربی (مونتل، ۱۹۹۳) به اثبات رسیده است. بسته‌های غنی از بیوتیت معروف به آنکلاوهای سورومیکاسه نیز از مشخص‌ترین رستیه‌های این توده نفوذی می‌باشند.

۶-۳-۸- تأثیرات ژئوشیمیایی عدم اختلاط رستیتی در تکامل توده‌های نفوذی

الیگودرز

درجات مختلف جدایش رستیت در طی مهاجرت و جایگیری ماگما می‌تواند روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای هارکر و طیف ترکیبی محدود گرانودیوریت نسبتاً مافیک تا گرانیت‌های فلسیک را توجیه کند. اگر فازهای محلول جامد مانند بیوتیت و پلاژیوکلاز از تبلور تفریقی بوجود آمده باشند باید در نمودارهای شکل ۵-۴ روندی منحنی داشته باشند (پرسنال و بیتمن^۱، ۱۹۷۳). در حقیقت براساس قوانین فیزیکی، تبلور تفریقی در مذابهای گرانیتی با گرانروی بالا به عنوان فرایند موثری محسوب نمی‌شود (زن^۲، ۱۹۸۶). در کنار کاهش Zr، افزایش Ba در محدوده ۶۵-۷۵ درصد وزنی SiO₂ شاخص گرانیت‌های دما پایین است (چپل و همکاران، ۱۹۹۸) که با جدایش پیشرونده بیوتیت و پلاژیوکلاز رستیتی از یک مذاب با ترکیب مذاب هاپلوگرانیتی مطابقت می‌نماید (شکل ۵-۵). در گرانیت‌های پرآلومین مذابهایی که کمتر از ۵/۰ درصد وزنی P₂O₅ دارند دارای آپاتیت با منشا رستیتی هستند تا ماگمایی (پیچاوان^۳، ۱۹۹۲). با توجه به اینکه اکثر بلورهای آپاتیت در داخل بیوتیت و به مقدار کمتر در پلاژیوکلاز حضور دارند بنابراین احتمال رستیتی بودن آنها است چون اولاً محتوای P₂O₅ سنگهای مذبور کمتر از این مقدار است و ثانیاً مقدار آن در لوکوگرانیتها به دلیل جدایش این کانی به حداقل (۰/۰۲ Wt%) رسیده است.

کالسبیک^۴ و همکاران (۲۰۰۱) ارتباط آماری مشخص بین مقادیر Zr و نسبت بیوتیت در گرانیتها را به مدل رستیت نسبت می‌دهند که این موضوع با حضور زیرکن موروئی به اثبات می‌رسد (شکل ۶-۵). کاربرد دیگر مدل رستیت این است که علی‌رغم حلالیت بسیار پایین بعضی از عناصر در ماگمای گرانیتی، ممکن است تمرکز آنها تا غلظت‌های قابل توجهی افزایش یابند. برای مثال بیشتر عناصر LREE در گرانیت‌های نوع S می‌تواند در موناژیت رستیتی حضور داشته باشد به گونه‌ای که سنگهای

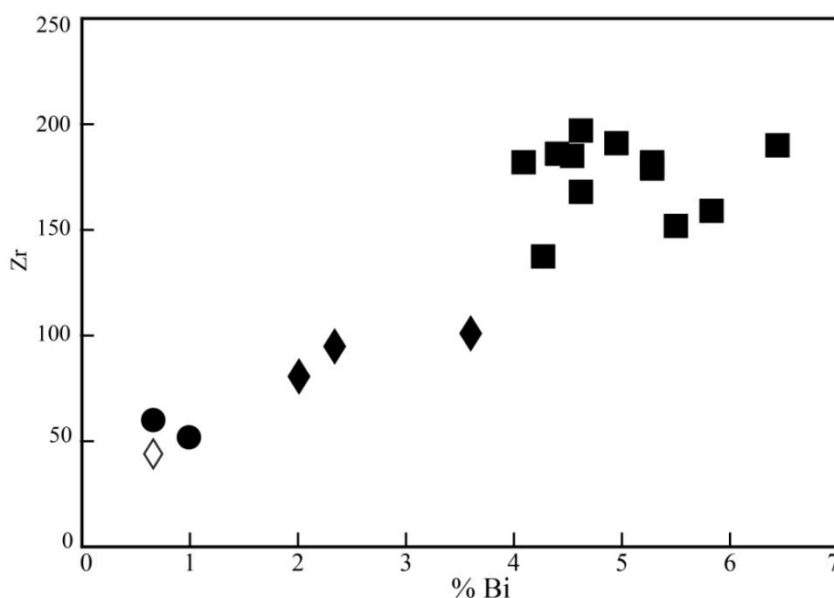
۱- Presnall & Bateman

۲- Zen

۳- Pichavant

۴- Kalsbeek

مافیکتر از LREE نسبتاً غنی تر شده‌اند. در دماهای زیر ۸۰۰ درجه سانتیگراد حلالیت موناژیت در مذاب به شدت کاهش می‌یابد (مونتل^۱، ۱۹۸۶) و متعاقباً LREE در طی تکامل پتروژنتیکی چنین مذابهایی به صورت سازگار عمل می‌کنند (لوفور^۲ و همکاران، ۱۹۸۷). بنابراین سنگهای گرانودیوریتی دارای کمترین محتوای SiO₂ و بالاترین تمرکز رستیت بوده و ترکیبی نزدیک یا مشابه مذابهایی اولیه این جایگاه را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶ ارتباط بین مقادیر Zr و درصد بیوتیت در گرانیتها. علائم مشابه شکل ۱-۵ می‌باشد.

روند خطی مشاهده شده بین گرانودیوریتها تا لوکوگرانیتها حاکی از روند عدم اختلاط رستیتی می‌باشد اما با توجه به توالی پاراژنتیکی مشاهده شده به نظر می‌رسد برخی از فرایندهای تبلور ماگمایی نیز در شکل‌گیری این مجموعه سهیم بوده‌اند.

^۱ - Montel
^۲ - Le Fort

۶-۳-۹- نقش تبلور تفریقی

مکانیسم تفریق رستیت می تواند با رژیم تبلور تفریقی که در آن ترکیب مذاب از طریق جدایش بلورهای نهشته شده تغییر نماید دنبال شود (چپل و وایت، ۱۹۹۲). در چنین شرایطی در حالیکه اعضای مافیکتر از Rb و Na تهی شده، K کمی داشته و به شدت پرآلومین هستند، اعضای فلسیک ترکیبی نزدیک به مذابه‌های مینیمم دارند و کوارتز و فلدسپار تنها کانی‌هایی هستند که به مقدار قابل توجهی متبلور شده و تغییر کوچکی در ترکیب عناصر اصلی گرانیته‌ها ایجاد خواهند نمود (چپل و وایت، ۱۹۹۲).

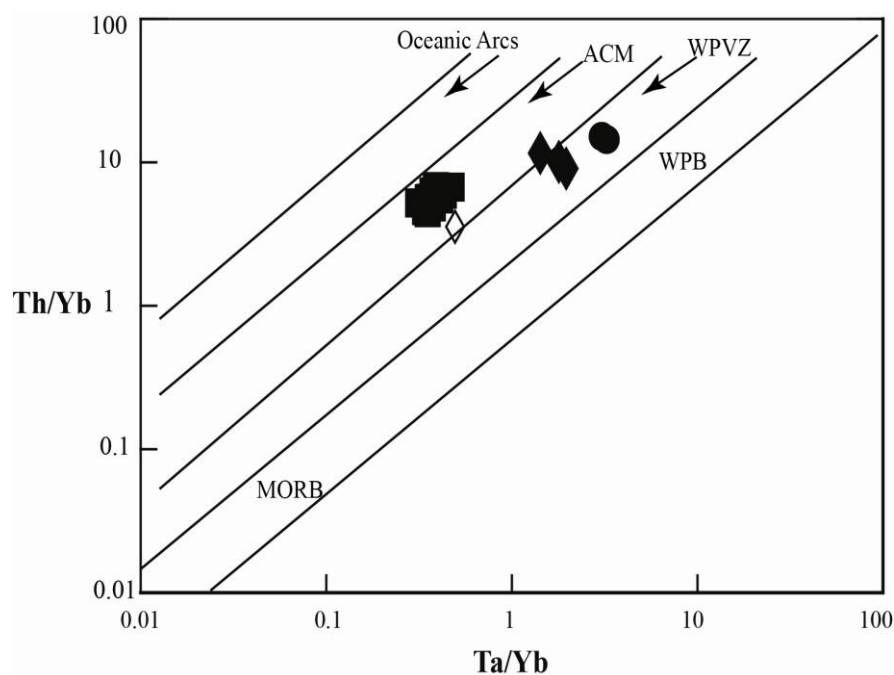
تبلور تفریقی در این توده‌های نفوذی همانند بسیاری از جایگاه‌های گرانیته‌ی نوار چین خورده لاخلان در مرحله بعدی تکامل ماگمایی رخ داده است زیرا محتوای Rb و Ba بالاتر و Sr کمتر در گرانیته‌ها شاخص سیستم‌های ماگمایی هستند که چنین تبلور تفریقی را متحمل شده‌اند. تاثیر تبلور تفریقی در گرانیته‌های نوع S با افزایش Rb از ۱۸۰ تا ۲۴۵ ppm در نظر گرفته می‌شود (چپل و وایت، ۱۹۹۲). کاهش ناگهانی مقدار Sr می‌تواند به تبلور تفریقی فلدسپار قبل از تشکیل سنگ‌های فلسیک نسبت داده شود. چون مقدار بیوتیت در واحد لوکوگرانیته‌ی خیلی پایین است می‌تواند کاهش Ba از گراندیوریت‌ها به سمت لوکوگرانیته‌ها را توجیه کند. همچنین افزایش فراوانی تورمالین همراه با لوکوگرانیته‌ها، به غنی‌شدگی تدریجی B در مذاب باقی مانده اشاره دارد که بهترین توضیح برای فرایند تبلور تفریقی است.

۶-۴- جایگاه تکتونو ماگمایی

استفاده از عناصر کمیاب با شدت میدان بالا نظیر Ti، Zr، Y، Nb و P برای متمایز کردن محیط‌های تکتونیکی کاربرد دارد. این عناصر در صورت عدم حضور فعالیت بالای F^- ، در سیالات آبی غیر متحرک بوده و نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نبوده و اندازه‌گیری آنها در غلظت پایین با دقت بالا امکان‌پذیر است.

۶-۴-۱- نمودار محیط تکتونیکی گورتون و شاندل^۱ (۲۰۰۰)

نمودار نسبت لگاریتمی Th/Yb در مقابل Ta/Yb گورتون و شاندل (۲۰۰۰) برای تعیین محیط تکتونیکی سنگهای آذرین ارائه شده است (شکل ۶-۶). بر طبق این نمودار گرانیتوئیدهای الیگودرز در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. چون حلالیت Th در سیالات زون فرورانش بسیار پایین است (بایلی و راگناسدوتیر^۲، ۱۹۹۴)، منشا این عنصر از تشکیل دهنده‌های ورقه رسوبی در حال فرورانش در نظر گرفته می‌شود. این تعبیر می‌تواند به خوبی افزایش محتوای این عنصر نسبت به Ta را در کمان ماگمایی توجیه نماید (هاکسورث^۳ و همکاران، ۱۹۹۳).



شکل ۶-۶. نمودار نسبت لگاریتمی Th/Yb در مقابل Ta/Yb برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین (شاندل و گورتون، ۲۰۰۰). WPB = بازالت‌های درون ورقه‌ای، ACM = حاشیه فعال قاره‌ای و $WPVZ$ = مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای. علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

^۱ - Gorton & Schande

^۲ - Bailey & Ragnasdottir

^۳ - Hawkesworth

ناحیه منشأ که بوسیله فرایند فرورانش متاسوماتیز شده است از Th نسبت به Ta و بنابراین در نسبت Ta/Yb از Th/Yb بیشتر می‌شود زیرا سیالات زون فرورانش نمی‌تواند Ta یا Yb را حمل نماید. فرایند تبلور تفریقی باعث شده است که گرانیتها و لوکوگرانیتها نسبتهای بیشتری از این عناصر دارا باشند.

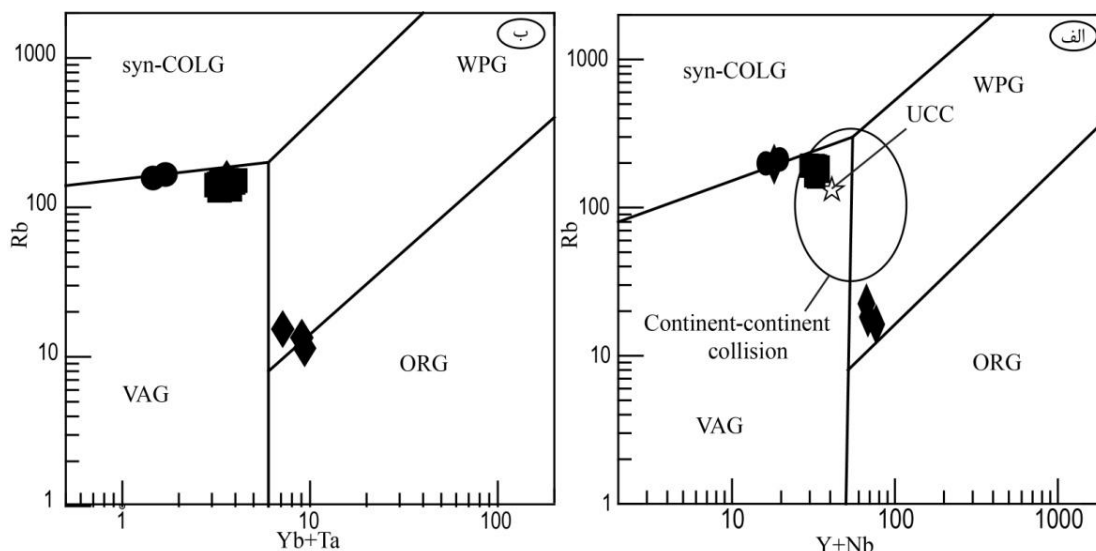
۶-۴-۲- نمودار محیط تکتونیکی پیرس^۱ و همکاران (۱۹۸۴)

برای رسم این نمودار از عناصر کمیاب Rb، Ta، Nb و Y استفاده می‌شود (شکل ۶-۷). Rb عنصری ناسازگار و متحرک است که در پوسته قاره‌ای نسبت به گوشته فراوان است. Y عنصری غیر متحرک و Nb نیز عنصری ناسازگار هستند که در فازهای گارنت یا آمفیبول رفتار سازگاری نشان می‌دهند و وارد ساختمان این کانیها می‌شوند. رابطه بین ترکیب شیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را پیرس و همکاران (۱۹۸۴) مورد بررسی قرار داده و آنها را از لحاظ تکتونیکی به چهار گروه تقسیم نموده‌اند (شکل ۶-۷): ۱- گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG)؛ ۲- گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG)؛ ۳- گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)؛ ۴- گرانیتوئیدهای برخوردی (Syn-COLG). گرانودیوریت‌های الیگودرز در نمودارهای Rb در برابر Yb+Ta و Rb در برابر Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۶-۶). تشکیل گرانیتوئیدهای الیگودرز در چنین محیطی با موقعیت و تاریخچه تکتونیکی زون سهندج-سیرجان کاملاً مطابقت دارد و نشان دهنده ارتباط نزدیک بین تشکیل گرانیتوئیدهای الیگودرز و تکوین زون سهندج-سیرجان وجود دارد. البته با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای، گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد امری نادرست است زیرا در زمان تشکیل این گرانیتوئیدها (۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال) برخوردی صورت نگرفته است. قرار گرفتن نمونه‌های گرانیتی الیگودرز نزدیک مرز Syn-COLG با مقدار Rb بالا بیانگر نقش تفریق می‌باشد زیرا این نمونه‌ها Rb بیشتری نسبت به گرانودیوریتها دارند بنابراین نزدیک خط گرانیتوئیدهای برخوردی قرار می‌گیرند.

^۱- Pearce

پیرس (۱۹۹۶) معتقد است که گرانیت‌های برخوردی دارای منابع متفاوتی هستند. بعضی از آنها منابع گوشته‌ای شبیه فروران‌ش داشته و ممکن است در این نمودار بسیاری از خصوصیات گرانیت‌های کمان آتشفشانی را نشان دهند، در حالیکه بقیه منابعی شبیه گرانیت‌های درون ورقه‌ای داشته و در نمودار بسیاری از ویژگی‌های گرانیت‌های برخوردی را نشان دهند. به علاوه برهمکنش زیادی بین منابع مشتق از گوشته و پوسته برای تشکیل گرانیت‌هایی برخوردی وجود دارد که موجب قرار گرفتن ترکیب آنها در قلمرو کمان آتشفشانی می‌گردد. بنابراین نمودار مزبور بیشتر منشأ این نوع گرانیت‌ها را منعکس می‌نماید تا جایگاه تکتونیکی آنها را (پیرس، ۱۹۸۶). همچنین در این نمودار، نمونه‌های گرانودیوریتی الیگودرز بر ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی منطبق می‌باشد.

کاهش نسبت پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانیتی ممکن است در نمودار $Rb-(Y+Nb)$ پیرس و همکاران (۱۹۸۴) موجب جابجایی نمونه‌ها از محدوده درون صفحه‌ای به محدوده کمان آتشفشانی شود (هریس و همکاران، ۱۹۸۶). گرانیت‌های کمان آتشفشانی و همزمان با برخورد در اثر تجمع کانی‌های فرومنیزین در نمونه سنگی در محدوده گرانیت‌های درون صفحه‌ای و یا اقیانوسی قرار می‌گیرند. نمونه‌های گرانیت ازنا Rb پایین‌تری از سایر سنگ‌ها داشته و در قلمرو گرانیت‌های درون ورقه‌ای قرار گرفته است که با جایگاه تکتونیکی واقعی آن در زون سندانج-سیرجان مغایرت دارد. بنابراین این موضوع تایید می‌کند که ترکیب منشأ شیمی ماگما را کنترل می‌کند و نه جایگاه تکتونیکی آن.

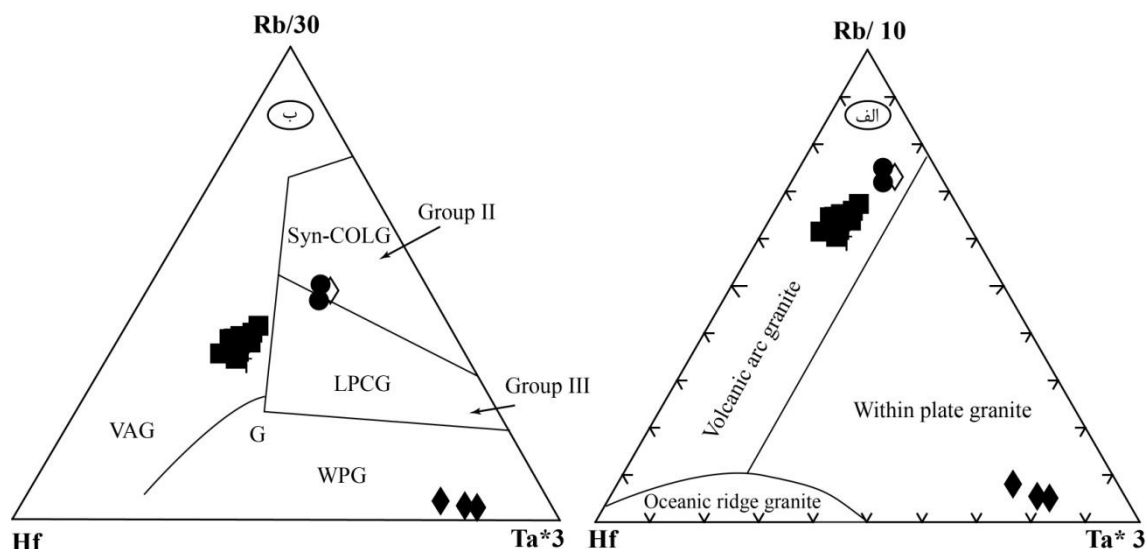


شکل ۶-۷) نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی گرانیتها که توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴) ارائه شده است. (ب) نمودار $Rb-(Y+Nb)$ (پیرس، ۱۹۹۶) که در آن قلمرو گرانیت‌های پس از برخورد و ترکیب پوسته قاره بالایی (UCC) نشان داده شده است. علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد

۶-۴-۳- نمودار محیط تکتونیکی هریس و همکاران (۱۹۸۶)

نمودار دیگری که برای تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها اهمیت ویژه‌ای دارد نمودار $Hf-Rb-Ta$ هریس و همکاران (۱۹۸۶) می‌باشد. در این نمودار نمونه‌های متعلق به توده‌های گرانودیوریت دره‌باغ و گل‌زرد در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (۶-۸). نمونه‌های گرانیتی ازنا نیز به دلیل پایین بودن Rb در قلمرو گرانیت‌های درون ورقه‌ای قرار گرفته‌اند که طبق مطالب ارائه در بالا قابل قبول نمی‌باشد. مسکوویت، تورمالین و مقادیر اندک بیوتیت در لوکوگرانیت ازنا تشابه این توده را با گرانیت‌های نوع S اثبات می‌کند. اگر رسوبات دگرگونی دچار ذوب‌بخشی شوند از Rb غنی و از Sr تهی می‌شوند. ویژگی‌های ایزوتوپی می‌تواند مشخص کند که مذاب از ذوب‌بخشی رسوبات پوسته بالایی (زیندر^۱ و همکاران، ۱۹۸۶) یا از یک منشا پلیتی غنی از مسکوویت است (برواند^۲، ۱۹۸۹). نسبت Rb/Sr پایین موافق با ذوب آبدای درجه پایین مسکوویت است (گوی‌لوت^۳، ۱۹۹۵).

۱- Zinder
۲- Brouand
۳- Guillot



شکل ۶-۸) نمودار هریس و همکاران (۱۹۸۶) برای تعیین محیط‌های تکتونیکی سنگ‌های گرانیتی. علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشد.

۶-۵- پتروژنز

بر طبق نمودارهای ترکیب ژئوشیمی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای الیگودرز ماهیت گرانیت‌های نوع S و کالک‌آلکان با پتاسیم بالا متعلق به زونهای فرورانش را نشان می‌دهند. در محیط‌های فرورانش گرانیت‌های پرآلمین کمیاب هستند اما برخی از این گرانیتها در نتیجه تفریق سری کالک‌آلکان که اساساً از گابرو تا گرانودیوریت تشکیل شده‌اند تولید می‌شوند (ویلاسکا و همکاران، ۱۹۹۸). این مدل برای گرانیتوئیدهای الیگودرز و ازنا به دلیل حجیم بودن، عدم حضور سنگهای مافیک و نبود هیچ ترکیب بازالتی در طیف ترکیبی آن (همه نمونه‌ها بالای ۶۰ درصد SiO_2 دارند) برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمتمل است. دومین مدل و در واقع پذیرفته شده‌ترین منشا تولید این نوع گرانیتها، ذوب پلیت‌ها و پسامیتها در پوسته میانی و بالایی می‌باشد. چنانچه در جایگاههای تکتونیکی دما برای تولید گرانیت‌های سرد به اندازه کافی بالا نباشد، شارش سیال از طریق استراتیگرافی سنگی، ساختارهای تکتونیکی و لیتوسفر مهیا می‌شود. گرمای لازم می‌تواند از ماگماهای مافیک نیز تامین شود اما وجود آن الزامی نیست (میلر، ۲۰۰۳).

گرانیت‌های به شدت پرآلومین مربوط به فازهای همزمان با برخورد و در طی کوتاه شدگی و انباشت پوسته‌ای رخ می‌دهد که پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و پیچر (۱۹۸۳) آنها را از فاز پس از برخوردی که گرانیت‌های کالک‌آلکالن غنی از پتاسیم در طی بالا آمدگی و گسل‌های امتداد لغز و کششی تشکیل می‌شوند متفاوت دانسته‌اند. گرانیت‌های کالک‌آلکالن از نظر زمانی و مکانی با گرانیت‌های پرآلومین همراه هستند (پامیس^۱ و همکاران، ۱۹۹۶؛ امرمن^۲، ۱۹۷۷) و بر اساس رده‌بندی پیچر-پیرس گرانیت‌های پرآلومین به عنوان پس از برخورد در نظر گرفته می‌شوند. به هر حال آناتکسی پوسته و تولید گرانیت‌های نوع S مرتبط با آن و همزمان با همگرایی ورقه‌ای اقیانوسی-قاره‌ای و فروانش در نواحی بسیاری تشخیص داده شده است.

۶-۵- الگوی تکتونوماگمایی جایگزینی

با توجه به سن، منشأ، جایگاه زمین شناسی و تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز (گل‌زرد و دره‌باغ) و ازنا را می‌توان به رویداد زمین‌ساختی سیمین میانی ناشی از فروانش ورقه اقیانوسی نفوختیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی نسبت داد. حادثه فروانش که احتمالاً از تریاس شروع شده است، ضخیم شدگی ناشی از فشردگی، انباشتگی ناشی از راندگی قطعات اقیانوسی و یا اضافه شدن مواد ماگمایی از زیر را موجب شده است. ضخیم شدگی ناشی از فشردگی در زاگرس توسط پال^۳ (۲۰۱۰) ثابت شده است. توده‌های نفوذی صعود کننده، افزایش تولید گرمای پرتوزاد در پوسته ضخیم غنی شده و ایجاد همرفت گوشته‌ای در گوه گوشته‌ای بالای ورقه فروانده، همگی سبب افزایش گرما در نوار کوهزایی در حال رشد می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۴). بالا بودن غلظت عناصر رادیواکتیو (مانند توریم و اورانیوم) به ویژه در لوکوگرانیت ازنا نشانه‌ای از افزایش ضخامت پوسته و دایک‌های بازیک موجود در منطقه، استقرار ماگماهای بازالتی در قاعده پوسته بالایی را نشان

۱- Pamic

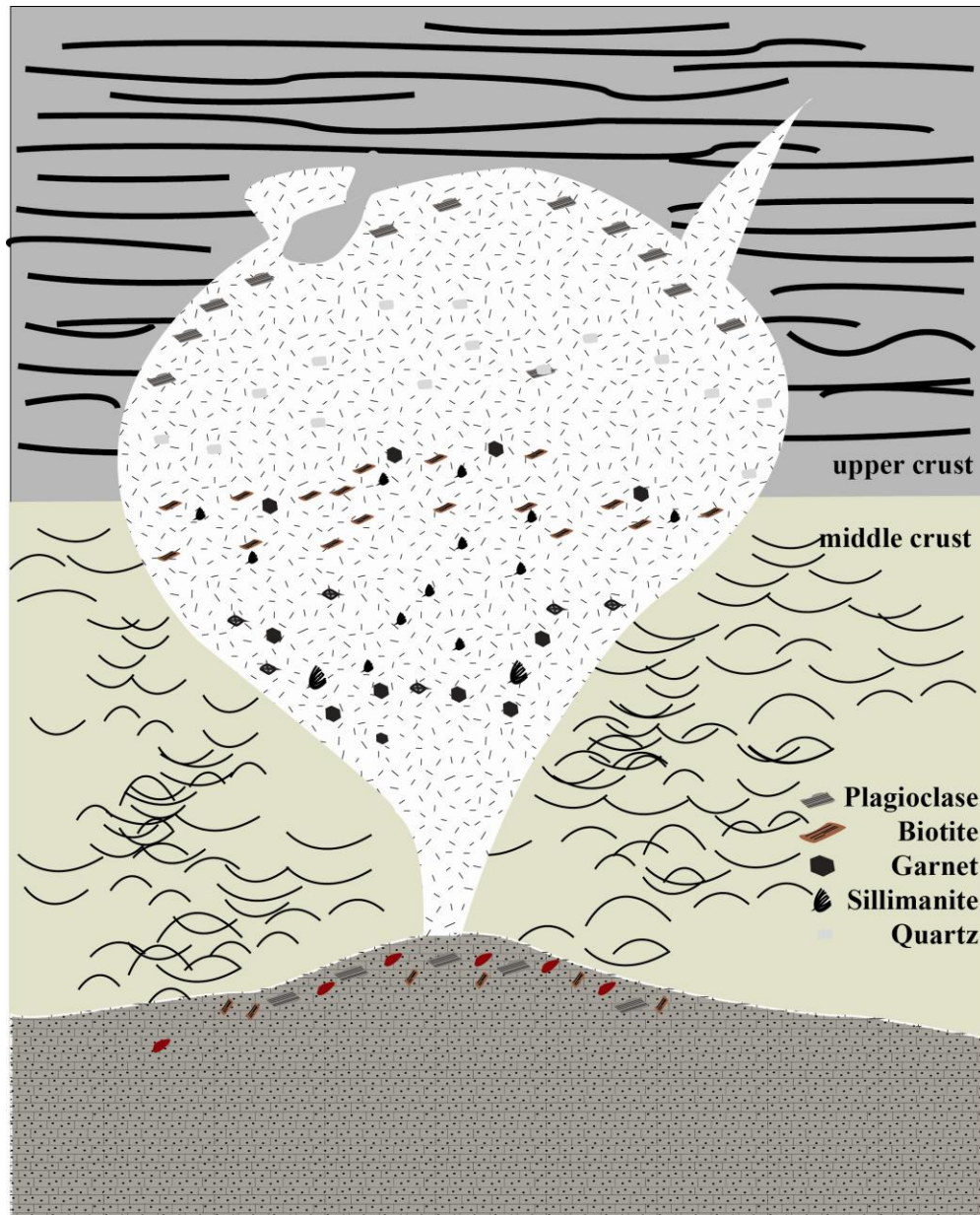
۲- Emmermann

۳- Paul

می‌دهند که از مهمترین عوامل بالا رفتن گرادیانهای زمین گرمایی و گرم شدن پوسته قاره‌ای در آن زمان می‌باشد. در چنین شرایطی دما در قسمتهای عمیق پوسته و به ویژه در قسمتهای محوری نوار کوهزادی آنقدر بالا رفته که در آن سنگهای پلیتی و پسامیتی به نقطه ذوب خود رسیده‌اند. دما و فشار برآورد شده برای تشکیل این گرانیتهای نشان می‌دهد که دما در اعماق پوسته بالا رفته و ذوب ناشی از آبزدایی بیوتیت در شرایط عدم حضور سیال اتفاق افتاده است (شکل ۶-۸). مجموعه کانیهای فلدسپار، گارنت، کردیریت و بیوتیت، زیرکن و مونازیت که به صورت رستیت در توده‌های نفوذی مزبور و بسیاری از متاپلیتهای درجه دگرگونی بالا مشاهده شده، گذر از رخساره آمفیبولیت بالایی به رخساره گرانولیت را مشخص می‌نماید ($T=700\pm 50\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=2-5\text{ kbar}$). به علاوه وجود مقادیر هر چند اندک ارتوپروکسن (هیپرستن) و سیلیمانیت رستیتی در این سنگها، نیز نشاندهنده گذر از رخساره آمفیبولیت به گرانولیت است که مرتبط با فرایندهای ذوب بخشی بدون سیال می‌باشد. یافته‌های پتروگرافی، شیمی کانی و ژئوشیمی سنگ کل حاکی از طیف محدود ترکیبی این مجموعه گرانیتهایی است که از گرانودیوریت‌های نسبتاً مافیک تا گرانیتهای فلسیک تغییر نموده و مرتبط با درجات متفاوت عدم اختلاط مذاب - رستیت در طی مهاجرت و جایگیری ماگما می‌باشد. از آنجا که گرانروی مذاب گرانیتهای بالا است فاز مذاب به آسانی قادر به جدایش و تولید یک ماگمای کاملاً مذاب نخواهد بود. در عوض هنگامی که مقدار فاز مذاب به اندازه کافی و در حد «مذاب بحرانی رئولوژیکی» (ارضی، ۱۹۷۸) یا «کسر مذاب بحرانی» (وندرمولن و پترسون^۱، ۱۹۷۹) برسد شبکه رستیت سخت خواهد شکست و کل توده ماگمایی غنی از بلور یا اذخال خواهد شد و گرانروی موثر کمتری خواهد داشت. در نتیجه ماگما در مقایسه با سنگهای جامد منشا با ترکیب مشابه دارای چگالی کمتری خواهد بود و شناوری ذاتی آن بدان معناست که کل توده به سمت بالا حرکت خواهد نمود و به صورت یک پلوتون تزریق خواهد شد. به دلیل گرانروی بالا و مقاومت مذاب حاصل، رستیتها به طور کامل جدا نشده و انبوهی از کانیهای رستیت باقی مانده، بخشی از گرانیتهای جامد شده را تشکیل داده است (شکل ۶-۹). با توجه به

^۱ Vander Molen & Paterson

مطالعات فابریک مغناطیسی که بر روی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شکاری، ۱۳۹۰) و گل‌زرد (بدلو، ۱۳۹۰) انجام شده و همچنین با توجه به منشا و نقش کانیهای رستیتی در پتروژنز توده های نفوذی



شکل ۶-۹) تصویر شماتیک از نحوه تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از طریق آناتکسی پوسته. در این تصویر به حضور و مشارکت کانیهای رستیتی در فرایند پتروژنز تاکید شده است. پراکندگی این کانیها براساس وزن مخصوص نسبی در مقایسه با مذاب در نظر گرفته شده است.

مزبور، پیشنهاد می‌گردد توده‌های گرانیتوئیدی مزبور همراه با بخشی از مواد رستیتی بر جای مانده از ذوب در راستای فضاهای کششی بزرگ مقیاس با راستای NW-SE به ترازهای بالاتر صعود کرده و در میان اسلیت و فیلیتهای همدان با سن تریاس پسین- ژوراسیک در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان جایگزین شده‌اند. ماگماهای تولید شده فرایند تبلور تفریقی را پشت سر گذاشته و گرانیت و گرانیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها را بوجود آورده است. شواهد صحرایی نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌ها توسط گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها قطع شده‌اند. در واقع فازهای تفریق یافته از سطوح ضعف قبلی استفاده کرده و خود را به ترازهای بالاتر رسانده و سپس متبلور گردیده‌اند. ماگمای حدواسط تا بازیک در طی یک فاز کششی اندکی تأخیری‌تر، از طریق شکاف‌ها و شکستگی‌های ایجاد شده بالا آمده و دایک‌های گابرویدیوریتی را به وجود آورده‌اند. فرسایش و بالازدگی بعدی منجر به رخنمون این سنگها در سطح شده است. در واقع بسیاری از پدیده‌های دگرگونی و ماگمایی مشاهده شده در زون پهنه سنندج-سیرجان مرتبط با آشفستگی‌های زمین ساختی و گرمایی بزرگ مقیاس (فرورانش و کوهزایی) ایجاد شده‌اند.

فصل، مضمون

نتیجہ گیری و پیشہ دات

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

سنگ‌شناسی

توده‌های نفوذی الیگودرز به نامهای گل‌زرد و دره‌باغ و لوکوگرانیت ازنا در حدفاصل شمال الیگودرز تا ازنا در بخش شرقی استان لرستان رخنمون دارند. توده‌های گرانیتوئیدی نامبرده در بین سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (اسلیت، فلیت و میکاشیست) جای گرفته و هاله‌ای از سنگهای دگرگونی مجاورتی درجه پایین (آلبیت-اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد نموده‌اند. بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سه واحد گرانودیوریتی، گرانیتی و لوکوگرانیتی در مجموعه گرانیتی تشخیص داده شده است.

گرانودیوریت‌ها به عنوان متشکله اصلی توده‌های نفوذی مورد مطالعه، در زیر میکروسکوپ دارای بافتهای گرانولار متوسط تا درشت و گرافیکی بوده و از کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپارپتاسیم (ارتوز و میکروکلین) و بیوتیت تشکیل شده‌اند. آندالوزیت، گارنت، کلدیریت، اسفن، آپاتیت، زیرکن ($\pm$ مونازیت)، کانیهای اپک و روتیل کانی فرعی این واحد هستند. کانیهای ثانویه سریسیت، کلریت، اپیدوت و مسکویت نیز در برخی از مقاطع مشاهده شده‌اند. پلاژیوکلاز شاخص‌ترین و فراوانترین کانی گرانودیوریت‌ها است که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و از اندازه درشت تا ریز متغیرند. اکثر پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها دارای منطقه‌بندی پیچیده و حاشیه‌های خورده شده بوده و با غلافی سفید تا خاکستری روشن از پلاژیوکلاز آلبیتی احاطه شده‌اند. این پلاژیوکلازها از نظر ظاهری شباهت بسیاری به پلاژیوکلازهای باقیمانده از ذوب‌بخشی دارند که با هسته دارای آنورتیت بالا، منطقه‌بندی پیچیده و حاشیه‌های گرد شده شناخته می‌شوند. بیوتیت مهمترین و فراوانترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌ها است. بیوتیت‌های موجود در این توده‌ها به دو صورت مشاهده می‌شوند: ۱- بیوتیت‌های ورقه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار درشت‌دانه با چند رنگی قرمز-

قهوه‌ای و ادخال فراوانی از زیرکن ($\pm$ مونازیت)، آپاتیت، روتیل، اسفن و کانی اپک، ۲- بیوتیت‌های دانه‌ریز دارای سوزنهای سیلیمانیت. به نظر می‌رسد بیوتیت‌های اخیر قطعاتی از کانیه‌های رستیت باشند. زیرکن‌ها به صورت بلورهای منشوری کوتاه و کشیده، بی‌شکل تا شکل‌دار هستند که بیشتر به صورت ادخال در بیوتیت‌ها و به مقدار کمتر در فلدسپارها مشاهده می‌شوند. آندالوزیت دارای طیفی از اندازه بلوری (از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر) به صورت پراکنده در درون سنگهای گرانودیوریتی قابل مشاهده هستند. این بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در اثر هجوم سیالات گرمایی به شدت سریسیتی شده‌اند.

گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها دانه‌ریزتر بوده و رنگ روشن‌تری دارند. کانیه‌های اصلی این واحد شامل کوارتز، پتاسیم فلدسپار (ارتوکلاز و میکروکلین) و پلاژیوکلاز می‌باشند. بیوتیت، کلدیریت، تورمالین، گارنت و مسکوویت نیز کانیه‌های فرعی گرانیتها را تشکیل می‌دهند. کانیه‌های رستیت در این واحد به ندرت مشاهده می‌شود. یکی از مهمترین ویژگیهای گرانیتها حضور رگه‌های گریزنی شده و مسکوویت‌زایی فراوان می‌باشد که در نتیجه دگرسانی گرمایی سنگ گرانیتی دارای مخلوطی از کوارتز و میکا (لیتیم‌دار)، با توپاز، تورمالین، فلوئوریت یا سایر کانیه‌های غنی از فلوئور و بور ایجاد شده است.

لوکوگرانیتها با رنگ سفید تا خاکستری و نبود یا کمبود کانیه‌های تیره از سایر واحدها متمایز می‌شود که این واحد در توده‌های دره‌باغ و گل‌زرد بیشتر به صورت دایک، رگه و رگچه و در ناحیه ازنا به صورت یک استوک رخمون دارد. بر اساس مطالعات پتروگرافی کوارتز، پلاژیوکلاز آلبیتی و الکالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین) کانیه‌های اصلی و مسکوویت و تورمالین از کانیه‌ها فرعی لوکوگرانیتها محسوب می‌شوند. کوارتز به صورت بلورهای درشت و گاهی دانه‌ریز فضای بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار را پر کرده است. در مطالعات پتروگرافی این سنگها، هیچ شاهی از حضور کانیه‌های رستیتی (پلاژیوکلازهای کلسیک، گارنت، آندالوزیت و ...) وجود ندارد.

- با توجه به شواهد موجود از جمله زینوکریست‌های آندالوزیت، آنکلاوهای متاپلیتی و متاپسامتی، حضور کانی گارنت، بیوتیت، تورمالین، مسکوویت زایی فراوان و همچنین آنکلاوهای سورومیکاسه می‌توان گفت که گرانیتوئیدهای الیگودرز و ازنا از نوع S و پرآلومین هستند.

- در گرانودیوریت‌های منطقه الیگودرز آنکلاو به فراوانی یافت شده و تنوع زیادی از لحاظ مورفولوژی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی دارند. آنکلاوهای سورومیکاسه از بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر زیرکن، سیلیمانیت، گارنت، تورمالین تشکیل شده‌اند. آنکلاوهای سیلیسی از لحاظ پتروگرافی غالباً تک کانی هستند و فقط از کوارتز تشکیل شده‌اند. اندازه دانه‌های کوارتز در این آنکلاوها سیلیسی بسته به حجم توده نفوذی اولیه تا حدودی متغیر است. زینوکریست‌های مشاهده شده در این منطقه شامل پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و گارنت است که آندالوزیت به وفور در نمونه دستی و صحرایی به خوبی قابل تشخیص است.

شیمی کانی

- نتایج تجزیه نقطه‌ای نشان می‌دهد که محتوای Al^{IV} بیوتیت‌های ورقه‌ای درشت خیلی بالا نبوده و ویژگی بارز گرانیت‌های کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند.

- محتوای آنورتیت پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های نفوذی الیگودرز از گرانودیوریت به سمت گرانیت کاهش می‌یابد. گرانودیوریت‌ها بیشترین مقدار پلاژیوکلاز با هسته‌های کلسیک نسبتاً یکنواخت دارند که به پلاژیوکلازهای باقیمانده از ذوب‌بخشی شباهت داشته و به دلیل ترکیب یکنواختشان فازهای رستیتی در نظر گرفته می‌شوند.

- گارنت یکی از مهمترین کانیهای فرعی در گرانیت نوع S الیگودرز می‌باشد. بر اساس خصوصیات بافتی و ترکیب شیمی گارنت می‌توان نتیجه گرفت که این گارنت‌ها دارای ترکیب نسبتاً یکنواختی بوده و سرشار از آلماندن می‌باشند اما تغییراتی در $Mg/(Mg+Fe)$ و Mn در نزدیکی حاشیه‌ها نشان می‌دهد.

کاهش Mg# و افزایش Mn از هسته به سمت حاشیه نشان می‌دهد که گارنت‌های مورد نظر منشأ رستیتی داشته و تحت تاثیر فرایند انتشار قهقرایی قرار گرفته‌اند. گارنت‌های موجود با ابعاد کوچک تا بزرگ (حدود ۱ سانتی‌متر) و با برجستگی بالا قابل رؤیت هستند و در برخی موارد از حاشیه با بیوتیت و یا کردیریت پنیته شده (ترکیبی از سرسیت و کلریت) جایگزین شده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که در پتروژنز گرانیت‌های نوع S، متشکله‌هایی که از منشأ به ارث می‌رسند اما غیر قابل محلول در مذاب هستند با سیستم ماگمایی که در آن قرار می‌گیرند به تعادل می‌رسند.

- آندالوزیت یک کانی فرعی است که در طیفی از سنگ‌های آذرین فلسیک به شدت پرآلومین منطقه الیگودرز مشاهده می‌شود. بلورهای آندالوزیت در طی واکنش‌های دگرگونی، تبلور از ماگما و یا طی فرایندهای متاسوماتیسم تشکیل می‌شوند که هر کدام ویژگی‌های بارز خود را دارند. اگرچه با توجه به شواهد کانی‌شناسی و نتایج تجزیه شیمی منشأ دقیق این کانی مشخص نشده است اما هم‌رشدی‌هایی از آلکالی فلدسپار و مسکوویت ($\pm$ بیوتیت و کوارتز) در قالب بلورهای آندالوزیت نشان می‌دهد که سیالات گرمابی اطراف توده‌ها موجب تغییرات ترکیب کانی‌شناسی بلورها شده‌اند.

ژئوشیمی

گرانیتوئیدهای الیگودرز با دارا بودن ماهیت کالک‌آلکالن و غنی از پتاسیم، پرآلومین بودن (درجه اشباع شدگی از آلومینیوم $< 1/1$)، محتوای بالای SiO_2 ، محتوای پایین Na_2O متعلق به گرانیت‌های نوع S بوده و طیف ترکیبی کاملی از گرانودیوریت تا لوکوگرانیت تفریق یافته را شامل می‌شود.

روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر همراه با کاهش چشمگیر فراوانی عناصر کمیابی مانند Zr، P و LREE (Ce) از گرانودیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها با روند عادی فرایند تبلور به عنوان تنها عامل موثر در تحول ماگمایی مغایرت داشته و مدل جدایش کانی‌های رستیتی را تایید می‌نماید. تنوع ترکیبی مشاهده شده در بخش‌های مافیکتر (گرانودیوریت‌ها) را می‌توان به درجات

مختلف جدایش مذاب از رستیت در تعادل با ماگما و تغییرات موجود در بخشهای فلسیکتر (گرانیتها) این جایگاه را به تبلور تفریقی نسبت داد. در واقع تفریق در این گرانیتوئیدها هر دو فرایند عدم اختلاط رستیتی و تبلور ماگمایی را شامل می‌شود.

کاهش محتوای Zr از گرانودیوریتها به سمت لوکوگرانیتها نشان می‌دهد بلورهای زیرکن در فاز مذابی که این گرانیتها بوجود آمده‌اند وجود داشته یا مذاب اشباع از زیرکن بوده است. از شواهد رستیتی بودن آپاتیت می‌توان به مقدار بسیار کم اکسید فسفر (کمتر از ۰/۵ درصد وزنی) اشاره نمود همچنین با افزایش سیلیس از گرانودیوریت به سمت لوکوگرانیتها کاهش می‌یابد و همچنین در برگرفته شدن آپاتیت در داخل بیوتیت اشاره کرد.

منشا

- محتوای کربنوم نرماتیو (۴/۰٪)، محتوای پایین Na_2O (۳/۰٪) و مقادیر Sr و Ba بالا و Rb پایین و مشابهت ترکیبی مشاهده شده در میانگین فراوانی گرانیت الیگودرز با ترکیب پوسته قاره بالایی به وضوح یک منشاء پوسته قاره‌ای بالایی را برای گرانیت الیگودرز تداعی می‌نماید.

با توجه به شواهد ارائه شده از ترکیب کانیایی، حضور بیوتیت‌های رستیتی باقی مانده از ذوب بخشی و دماهای تشکیل گرانیت مزبور (میانگین ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد) که به خوبی با دمای لازم برای واکنشهای شکست بیوتیت (دمای بالاتر از ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بالاتر از ۷ کیلوبار) مطابقت می‌نماید، چنین برداشت می‌شود که ذوب بخشی اساساً به واسطه واکنشهای شکست بیوتیت و در دمای حدود ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفته است.

سنگهای گرانیتی الیگودرز در نمودار تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به کندریت و گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند غنی شدگی از عناصر LILE (شامل K، Rb، Th و U) و تهی شدگی از عناصر (Nb، Ti) HFSE را نشان می‌دهند که با الگوی گرانیت‌های مرتبط با فروران‌ها همخوانی دارد. به علاوه در

نمودارهای تکتونیکی نیز ویژگی‌های گرانیتوئیدهای کالکوالکالن کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. با توجه به جایگاه زمین‌شناسی و تکتونیکی منطقه مورد مطالعه، تشکیل گرانیتوئیدهای الیگودرز به فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی نسبت داده می‌شود.

گرمای ناشی از واپاشی عناصر رادیواکتیو در طی ضخیم شدگی پوسته‌ای و وجود دایکهای مافیک در داخل واحد مونزوگرانیته که از یک زون فرورانش مشتق شده‌اند مکانیزیم اصلی برای فرایند آنا تکسی در این محیط تکتونیکی بوده است.

با توجه به اینکه ترکیب میانگین گرانیت‌های الیگودرز و پوسته قاره بالایی مشابهت‌هایی با هم دارند و کلیه نمونه‌ها از روند شیل‌های بعد از آرکئن استرالیا (PAAS) متابعت می‌نمایند که نشان می‌دهد این گرانیتها از سنگهای با منشا پوسته‌ای بوجود آمده‌اند.

پیشنهادات

- بررسی دقیق هاله‌های دگرگونی مجاورتی موجود در اطراف توده های گرانیتوئیدی مزبور.
- مطالعات دقیق پتروگرافی و ژئوشیمیایی و بخصوص شیمی کانی از واحد میگماتیتی موجود.
- شناسایی انواع کانیهای رستیتی در سایر توده‌های نفوذی موجود در داخل زون سنندج-سیرجان به منظور بازسازی فرایند صحیح پتروژنز و منشا آنها.

پیوست

(جدول ۱) نتایج تجزیه نقطه‌ای (میکروپروب) گارنت توده‌های نفوذی الیگودرز

X	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO2	11.14	11.57	36.53	36.71	36.80	37.25	36.54	36.77	37.56	36.91	36.71	36.80	36.44	36.85	36.50	36.17	36.17	36.58	36.25	36.55	36.04	36.41	37.05
TiO2	0.11	0.27	0.21	0.18	0.19	0.16	0.16	0.11	0.16	0.24	0.15	0.09	0.08	0.16	0.13	0.14	0.09	0.06	0.11	0.10	0.11	0.10	0.09
Al2O3	4.95	5.94	20.41	21.01	20.82	21.23	20.71	21.17	20.78	20.98	20.56	21.12	20.89	21.13	20.98	21.05	20.92	21.20	21.05	21.12	20.95	21.16	21.41
Fe2O3	0.00	0.00	1.14	0.72	0.81	0.66	0.89	0.48	0.86	0.52	1.30	0.99	0.91	0.88	0.94	0.64	0.79	0.74	0.85	0.81	1.01	0.86	0.73
MgO	1.88	2.59	4.92	5.27	5.40	5.57	5.52	5.55	5.44	5.35	5.58	5.63	5.57	5.67	5.77	5.71	5.83	5.88	5.81	5.78	5.84	5.91	6.00
MnO	0.00	0.00	1.53	1.48	1.43	1.35	1.48	1.50	1.60	1.42	1.59	1.58	1.72	1.33	1.63	1.53	1.60	1.57	1.66	1.52	1.48	1.62	1.62
FeO	4.29	5.94	32.23	32.30	31.92	32.35	31.45	31.88	31.71	31.87	31.62	32.32	31.68	32.32	31.61	31.48	31.20	31.71	31.57	31.90	31.62	31.70	31.82
CaO	1.06	0.34	1.67	1.71	1.64	1.65	1.71	1.65	1.61	1.72	1.58	1.60	1.59	1.62	1.62	1.69	1.62	1.57	1.59	1.56	1.65	1.57	1.62
Total	23.43	26.66	98.64	99.37	99.02	100.21	98.47	99.09	99.72	99.01	99.10	100.13	98.89	99.96	99.17	98.40	98.23	99.32	98.89	99.34	98.70	99.31	100.34
Si	8.33	7.14	5.87	5.80	5.85	5.84	5.83	5.81	5.98	5.88	5.83	5.74	5.76	5.77	5.74	5.72	5.73	5.73	5.70	5.73	5.66	5.69	5.75
Ti	0.06	0.13	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
sum4	8.39	7.27	5.89	5.83	5.88	5.86	5.85	5.82	6.00	5.91	5.84	5.75	5.77	5.78	5.76	5.74	5.74	5.73	5.71	5.74	5.68	5.70	5.76
Al	4.37	4.32	3.86	3.91	3.90	3.92	3.89	3.94	3.90	3.94	3.85	3.88	3.89	3.90	3.89	3.92	3.91	3.91	3.90	3.90	3.88	3.90	3.91
Fe3	0.00	0.00	0.14	0.09	0.10	0.08	0.11	0.06	0.10	0.06	0.15	0.12	0.11	0.10	0.11	0.08	0.09	0.09	0.10	0.10	0.12	0.10	0.09
sum6	4.37	4.32	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe2	2.68	3.07	4.33	4.27	4.25	4.24	4.20	4.21	4.22	4.24	4.20	4.22	4.19	4.23	4.16	4.16	4.13	4.15	4.15	4.18	4.16	4.14	4.13
Mg	2.10	2.38	1.18	1.24	1.28	1.30	1.31	1.31	1.29	1.27	1.32	1.31	1.31	1.32	1.35	1.35	1.38	1.37	1.36	1.35	1.37	1.38	1.39
Ca	0.85	0.22	0.29	0.29	0.28	0.28	0.29	0.28	0.28	0.29	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.29	0.27	0.26	0.27	0.26	0.28	0.26	0.27
Mn	0.00	0.00	0.21	0.20	0.19	0.18	0.20	0.20	0.22	0.19	0.21	0.21	0.23	0.18	0.22	0.20	0.21	0.21	0.22	0.20	0.20	0.21	0.21
sum8	5.63	5.68	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Ti_garnet	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
grossular	0.15	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
pyrope	0.37	0.40	0.19	0.20	0.21	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.22	0.23	0.23	0.23
almandine	0.48	0.54	0.72	0.71	0.71	0.71	0.70	0.70	0.70	0.71	0.70	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.70	0.69	0.69	0.69
spessartine	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
Ti_garnet	0.71	1.75	0.43	0.36	0.39	0.32	0.34	0.22	0.31	0.49	0.30	0.18	0.16	0.33	0.26	0.28	0.19	0.12	0.22	0.21	0.24	0.20	0.17
grossular	15.09	3.96	4.78	4.83	4.67	4.62	4.86	4.66	4.58	4.89	4.48	4.45	4.50	4.53	4.54	4.77	4.57	4.40	4.48	4.38	4.64	4.39	4.49
pyrope	36.55	40.26	19.21	20.32	20.97	21.37	21.56	21.56	21.19	20.69	21.71	21.63	21.72	21.72	22.28	22.15	22.77	22.78	22.45	22.30	22.57	22.77	22.96
almandine	47.65	54.03	72.12	71.18	70.76	70.70	69.92	70.23	70.32	70.74	69.94	70.26	69.78	70.48	69.31	69.39	68.90	69.22	69.17	69.74	69.26	69.08	68.81
spessartine	0.00	0.00	3.47	3.30	3.22	2.99	3.32	3.34	3.59	3.19	3.57	3.47	3.84	2.94	3.61	3.41	3.57	3.48	3.68	3.36	3.29	3.57	3.55

X	26	27	28	29	30	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO2	36.40	36.17	34.98	35.65	35.90	37.22	36.24	35.71	36.19	34.35	36.36	36.47	36.19	36.79	34.81	35.57	35.49	35.99	35.96	36.12	35.97	36.16	36.06	53.75
TiO2	0.13	0.12	0.11	0.14	0.17	0.16	0.15	0.12	0.16	0.15	0.17	0.18	0.14	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.16	0.17	0.14	0.15	0.06	0.01
Al2O3	21.16	20.92	20.29	20.74	20.55	21.58	20.94	20.72	20.83	19.74	20.88	21.09	20.83	21.19	19.59	20.47	20.33	20.70	20.57	20.85	20.64	20.92	20.00	27.79
Fe2O3	0.61	0.69	0.00	1.00	0.96	0.00	0.98	1.06	1.49	1.60	0.76	0.54	0.87	0.57	1.64	1.16	1.23	0.78	0.84	0.29	0.84	0.63	0.00	0.00
MgO	5.98	5.87	5.68	5.85	5.72	6.04	5.89	5.74	5.96	5.27	5.61	5.64	5.53	5.48	5.01	5.07	4.99	4.64	4.37	4.23	4.00	3.85	6.30	0.07
MnO	1.66	1.68	1.49	1.62	1.60	1.61	1.58	1.65	1.59	1.55	1.65	1.65	1.65	1.68	1.56	1.50	1.78	2.05	2.37	2.64	3.38	3.71	0.57	0.02
FeO	31.16	30.97	29.33	30.98	30.84	31.11	31.41	31.14	31.68	30.84	31.40	31.53	31.67	32.05	31.05	32.16	31.93	32.41	32.42	32.18	32.18	32.44	22.44	0.36
CaO	1.61	1.57	1.50	1.67	1.62	1.62	1.62	1.69	1.65	1.62	1.63	1.60	1.56	1.60	1.62	1.64	1.57	1.61	1.58	1.61	1.60	1.58	0.70	8.49
Total	98.71	97.99	93.37	97.64	97.36	99.34	98.82	97.85	99.55	95.11	98.46	98.72	98.44	99.49	95.43	97.71	97.45	98.30	98.27	98.08	98.75	99.44	86.13	90.48
Si	5.73	5.75	5.85	5.66	5.76	5.86	5.70	5.67	5.64	5.62	5.77	5.77	5.75	5.79	5.72	5.69	5.70	5.76	5.78	5.83	5.76	5.76	6.81	12.72
Ti	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	
sum4	5.75	5.76	5.87	5.68	5.78	5.88	5.72	5.68	5.66	5.63	5.80	5.80	5.76	5.81	5.74	5.71	5.72	5.78	5.80	5.85	5.78	5.77	6.82	12.72
Al	3.93	3.92	4.00	3.88	3.88	4.00	3.88	3.87	3.83	3.80	3.91	3.94	3.90	3.93	3.80	3.86	3.85	3.91	3.90	3.96	3.90	3.92	4.45	7.75
Fe3	0.07	0.08	0.00	0.12	0.12	0.00	0.12	0.13	0.17	0.20	0.09	0.06	0.10	0.07	0.20	0.14	0.15	0.09	0.10	0.04	0.10	0.08	0.00	0.00
sum6	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.45	7.75
Fe2	4.10	4.11	4.10	4.11	4.14	4.09	4.13	4.13	4.13	4.22	4.17	4.17	4.20	4.22	4.27	4.30	4.29	4.34	4.36	4.34	4.31	4.32	3.54	0.07
Mg	1.40	1.39	1.42	1.38	1.37	1.42	1.38	1.36	1.39	1.28	1.33	1.33	1.31	1.29	1.23	1.21	1.20	1.11	1.05	1.02	0.96	0.91	1.77	0.02
Ca	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.27	0.27	0.29	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.29	0.28	0.27	0.28	0.27	0.28	0.27	0.27	0.14	2.15
Mn	0.22	0.23	0.21	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.20	0.24	0.28	0.32	0.36	0.46	0.50	0.09	0.00
sum8	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	5.55	2.25
Ti_garnet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
grossular	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.96	
pyrope	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.23	0.21	0.22	0.22	0.22	0.21	0.20	0.20	0.20	0.18	0.17	0.17	0.16	0.15	0.32	0.01
almandine	0.68	0.69	0.68	0.69	0.69	0.68	0.69	0.69	0.69	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.71	0.72	0.72	0.72	0.73	0.72	0.72	0.72	0.64	0.03
spessartine	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.06	0.08	0.08	0.02	0.00
Ti_garnet	0.27	0.24	0.24	0.29	0.36	0.33	0.32	0.26	0.34	0.33	0.36	0.37	0.30	0.28	0.33	0.29	0.28	0.28	0.33	0.35	0.29	0.31	0.13	0.02
grossular	4.53	4.46	4.49	4.73	4.63	4.55	4.54	4.79	4.60	4.72	4.62	4.53	4.43	4.50	4.76	4.69	4.50	4.60	4.52	4.63	4.57	4.50	2.56	95.71
pyrope	23.14	22.94	23.37	22.79	22.44	23.28	22.73	22.38	22.74	21.08	21.80	21.83	21.52	21.15	20.12	19.87	19.65	18.19	17.13	16.63	15.63	14.91	31.83	1.01
almandine	68.39	68.58	68.40	68.55	68.94	68.26	68.91	68.87	68.82	70.29	69.52	69.58	70.06	70.33	71.17	71.75	71.53	72.31	72.65	72.38	71.86	71.95	63.84	3.12
spessartine	3.68	3.77	3.51	3.64	3.62	3.58	3.50	3.70	3.50	3.59	3.71	3.69	3.69	3.73	3.62	3.40	4.04	4.62	5.37	6.01	7.65	8.33	1.64	0.14

ادامه جدول ۱

X	51	52	53	54	55	56	57	58	59	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	73	74	75
SiO2	24.92	35.86	36.28	35.04	35.84	35.42	35.66	35.20	34.75	36.60	34.76	35.33	34.82	35.30	34.57	34.87	34.41	34.37	33.75	35.25	34.12	33.83
TiO2	0.03	0.15	0.11	0.14	0.11	0.10	0.15	0.05	0.12	0.17	0.10	0.15	0.15	0.11	0.12	0.12	0.16	0.13	0.10	0.14	0.13	0.11
Al2O3	20.63	21.10	20.92	20.58	20.94	20.81	20.70	20.71	20.46	21.43	20.79	20.61	20.63	20.29	20.41	20.27	20.40	20.21	19.88	20.80	20.46	19.72
Fe2O3	2.88	0.79	1.05	1.43	1.03	1.02	1.23	1.02	1.05	0.38	1.12	1.15	1.25	1.48	1.50	1.33	1.35	1.51	1.38	0.99	1.41	1.77
MgO	10.72	5.94	5.97	5.84	5.88	5.65	5.87	5.79	5.75	5.98	5.80	5.77	5.85	5.75	5.73	5.71	5.78	5.75	5.62	5.82	5.74	5.55
MnO	0.42	1.56	1.55	1.59	1.59	1.69	1.53	1.58	1.67	1.69	1.61	1.60	1.68	1.63	1.63	1.61	1.59	1.62	1.50	1.63	1.52	1.58
FeO	27.78	31.42	31.39	31.30	31.48	31.49	31.26	31.18	30.65	31.37	31.42	31.14	31.05	30.99	31.30	30.85	30.94	30.85	30.23	31.25	31.28	30.57
CaO	0.12	1.63	1.59	1.65	1.63	1.64	1.66	1.59	1.63	1.61	1.62	1.62	1.65	1.56	1.56	1.55	1.64	1.58	1.65	1.60	1.65	1.58
Total	87.50	98.44	98.85	97.57	98.50	97.82	98.06	97.11	96.08	99.24	97.21	97.37	97.08	97.12	96.80	96.31	96.26	96.02	94.10	97.48	96.32	94.72
Si	3.77	5.63	5.71	5.53	5.63	5.60	5.63	5.59	5.58	5.73	5.49	5.62	5.52	5.64	5.49	5.60	5.49	5.51	5.52	5.58	5.42	5.50
Ti	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
sum4	3.77	5.65	5.72	5.55	5.64	5.61	5.65	5.60	5.60	5.75	5.50	5.64	5.53	5.66	5.51	5.62	5.51	5.52	5.53	5.60	5.44	5.52
Al	3.67	3.91	3.88	3.83	3.88	3.88	3.85	3.88	3.87	3.96	3.87	3.86	3.85	3.82	3.82	3.84	3.84	3.82	3.83	3.88	3.83	3.78
Fe3	0.33	0.09	0.12	0.17	0.12	0.12	0.15	0.12	0.13	0.04	0.13	0.14	0.15	0.18	0.18	0.16	0.16	0.18	0.17	0.12	0.17	0.22
sum6	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe2	3.51	4.13	4.13	4.13	4.14	4.16	4.13	4.14	4.12	4.11	4.15	4.14	4.11	4.14	4.16	4.15	4.13	4.13	4.13	4.14	4.16	4.16
Mg	2.42	1.39	1.40	1.38	1.38	1.33	1.38	1.37	1.38	1.40	1.36	1.37	1.38	1.37	1.36	1.37	1.37	1.37	1.37	1.37	1.36	1.35
Ca	0.02	0.27	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.27	0.28	0.27	0.27	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.28	0.27	0.29	0.27	0.28	0.28
Mn	0.05	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23	0.21	0.21	0.23	0.22	0.22	0.21	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.22	0.21	0.22	0.20	0.22
sum8	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Ti_garnet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
grossular	0.00	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
pyrope	0.40	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22
almandine	0.59	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.68	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69	0.69
spessartine	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04
Ti_garnet	0.09	0.31	0.23	0.31	0.23	0.20	0.31	0.10	0.27	0.34	0.22	0.31	0.33	0.24	0.26	0.27	0.34	0.27	0.22	0.30	0.30	0.25
grossular	0.33	4.56	4.47	4.65	4.58	4.63	4.68	4.52	4.66	4.51	4.56	4.61	4.65	4.46	4.42	4.45	4.67	4.52	4.83	4.51	4.69	4.59
pyrope	40.17	22.88	23.08	22.62	22.71	21.99	22.74	22.75	22.66	22.94	22.51	22.47	22.70	22.61	22.35	22.52	22.57	22.64	22.61	22.59	22.35	22.20
almandine	58.51	68.80	68.79	68.89	68.96	69.40	68.84	69.07	68.62	68.46	69.12	69.03	68.55	69.02	69.31	69.11	68.84	68.91	68.89	68.95	69.25	69.32

	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	94	95	96	97	99	100
SiO2	33.97	34.26	34.06	33.70	33.92	35.79	33.96	34.40	34.40	34.00	33.83	33.61	34.03	33.74	33.74	29.48	33.64	29.47	33.77	33.72	16.49	31.57	33.60
TiO2	0.15	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.10	0.14	0.13	0.14	0.18	0.20	0.13	0.15	0.12	0.19	0.12	0.11	0.07	0.40	0.19

Al2O3	20.30	20.16	20.37	20.14	20.23	21.28	20.17	20.09	20.20	20.12	20.27	20.05	20.53	19.96	20.35	17.38	19.88	18.48	20.15	20.33	11.41	16.61	19.55
Fe2O3	1.72	1.55	1.46	1.46	1.73	0.52	1.51	1.67	1.73	1.66	1.49	1.57	1.19	1.60	1.32	3.26	1.68	1.75	1.32	1.32	7.85	1.42	0.09
MgO	5.64	5.63	5.67	5.64	5.78	6.08	5.57	5.63	5.62	5.59	5.60	5.66	5.66	5.46	5.49	4.59	5.29	6.10	5.46	5.35	4.81	5.83	4.14
MnO	1.64	1.46	1.44	1.54	1.49	1.35	1.43	1.44	1.52	1.42	1.46	1.37	1.45	1.40	1.43	1.57	1.39	1.34	1.37	1.41	0.99	1.27	1.89
FeO	31.45	31.24	31.41	30.98	31.27	31.41	31.29	31.14	31.48	31.26	31.31	30.95	31.43	31.16	31.57	29.32	31.38	27.37	31.22	31.71	24.06	24.48	29.46
CaO	1.62	1.53	1.60	1.52	1.58	1.62	1.56	1.62	1.56	1.65	1.63	1.61	1.57	1.57	1.55	1.59	1.61	1.43	1.58	1.61	0.84	0.68	2.10
Total	96.49	95.95	96.14	95.12	96.12	98.17	95.61	96.09	96.61	95.85	95.72	94.98	96.03	95.10	95.58	87.34	94.99	86.11	94.98	95.55	66.51	82.26	91.02
Si	5.39	5.50	5.43	5.43	5.39	5.62	5.45	5.52	5.48	5.45	5.41	5.42	5.43	5.46	5.40	5.14	5.45	5.10	5.46	5.41	3.41	6.12	5.82
Ti	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.02
sum4	5.41	5.51	5.44	5.44	5.41	5.63	5.47	5.53	5.49	5.46	5.43	5.44	5.45	5.48	5.42	5.16	5.46	5.13	5.48	5.42	3.42	6.18	5.84
Al	3.80	3.81	3.82	3.82	3.79	3.94	3.82	3.80	3.79	3.80	3.82	3.81	3.86	3.81	3.84	3.57	3.80	3.77	3.84	3.84	2.78	3.79	3.99
Fe3	0.20	0.19	0.18	0.18	0.21	0.06	0.18	0.20	0.21	0.20	0.18	0.19	0.14	0.19	0.16	0.43	0.20	0.23	0.16	0.16	1.22	0.21	0.01
sum6	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe2	4.17	4.19	4.19	4.17	4.16	4.12	4.20	4.18	4.19	4.19	4.19	4.17	4.19	4.22	4.23	4.28	4.25	3.96	4.22	4.25	4.16	3.97	4.27
Mg	1.33	1.35	1.35	1.35	1.37	1.42	1.33	1.35	1.33	1.34	1.33	1.36	1.35	1.32	1.31	1.19	1.28	1.57	1.32	1.28	1.48	1.68	1.07
Ca	0.28	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27	0.28	0.27	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.30	0.28	0.27	0.27	0.28	0.19	0.14	0.39
Mn	0.22	0.20	0.19	0.21	0.20	0.18	0.19	0.20	0.21	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.19	0.23	0.19	0.20	0.19	0.19	0.17	0.21	0.28
sum8	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Ti_garnet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
grossular	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.02	0.06
pyrope	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.20	0.21	0.26	0.22	0.21	0.24	0.27	0.17
almandine	0.70	0.70	0.70	0.70	0.69	0.69	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.71	0.71	0.66	0.70	0.71	0.69	0.66	0.71
spessartine	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05
Ti_garnet	0.34	0.27	0.26	0.29	0.26	0.24	0.25	0.26	0.21	0.30	0.28	0.32	0.39	0.44	0.30	0.38	0.27	0.47	0.26	0.24	0.30	0.95	0.42
grossular	4.60	4.38	4.56	4.37	4.49	4.53	4.48	4.64	4.44	4.72	4.66	4.65	4.46	4.55	4.43	4.95	4.66	4.42	4.56	4.61	3.10	2.36	6.48
pyrope	21.87	22.17	22.20	22.30	22.59	23.48	21.98	22.20	22.03	21.97	21.96	22.37	22.05	21.52	21.56	19.51	21.02	25.77	21.70	21.09	24.38	27.09	17.37
almandine	69.53	69.88	69.75	69.54	69.33	68.74	70.04	69.65	69.90	69.79	69.80	69.54	69.85	70.28	70.48	71.29	70.86	66.07	70.36	70.86	69.32	66.13	71.10
spessartine	3.66	3.30	3.23	3.50	3.35	3.00	3.24	3.25	3.43	3.22	3.29	3.13	3.25	3.21	3.23	3.87	3.19	3.27	3.12	3.20	2.90	3.47	4.62

X	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110
SiO2	46.67	32.81	32.70	33.48	32.63	30.20	21.61	21.55	42.57	43.54
TiO2	0.04	0.25	0.07	0.17	0.11	0.43	0.13	0.04	0.17	0.12
Al2O3	17.09	20.36	19.49	20.11	19.46	17.58	16.76	18.11	27.45	29.98
Fe2O3	0.00	0.93	1.43	1.37	1.89	2.10	4.33	3.93	0.00	0.00
MgO	3.22	6.23	4.32	4.61	4.44	5.56	8.78	9.13	2.47	1.65
MnO	0.17	2.17	1.84	1.83	2.03	2.10	0.46	0.43	0.09	0.02
FeO	11.69	29.79	31.51	32.33	31.63	26.98	24.90	26.68	5.64	3.59
CaO	0.23	0.94	1.61	1.53	1.64	0.76	0.19	0.15	0.30	0.07
Total	79.10	93.48	92.96	95.45	93.83	85.70	77.16	80.01	78.69	78.98
Si	13.29	5.31	5.44	5.41	5.36	5.42	3.76	3.55	10.35	10.65
Ti	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	0.00	0.03	0.02
sum4	13.30	5.35	5.45	5.43	5.37	5.48	3.77	3.55	10.38	10.67
Al	5.74	3.89	3.82	3.83	3.77	3.72	3.43	3.51	7.86	8.64
Fe3	0.00	0.11	0.18	0.17	0.23	0.28	0.57	0.49	0.00	0.00
sum6	5.74	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	7.86	8.64
Fe2	2.78	4.04	4.38	4.37	4.34	4.05	3.62	3.67	1.15	0.73
Mg	1.37	1.50	1.07	1.11	1.09	1.49	2.28	2.24	0.89	0.60
Ca	0.07	0.16	0.29	0.27	0.29	0.15	0.04	0.03	0.08	0.02
Mn	0.04	0.30	0.26	0.25	0.28	0.32	0.07	0.06	0.02	0.00
sum8	4.26	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	2.14	1.36
Ti_garnet	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
grossular	0.02	0.03	0.05	0.04	0.05	0.02	0.01	0.00	0.04	0.01
pyrope	0.32	0.24	0.18	0.18	0.18	0.24	0.37	0.37	0.42	0.44
almandine	0.65	0.67	0.73	0.73	0.72	0.67	0.60	0.61	0.54	0.54
spessartine	0.01	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.00
Ti_garnet	0.06	0.57	0.16	0.38	0.26	1.05	0.46	0.13	0.30	0.21
grossular	1.66	2.72	4.77	4.43	4.80	2.44	0.60	0.45	3.66	1.39
pyrope	31.99	24.49	17.69	18.15	17.84	23.75	37.47	37.20	41.54	44.04
almandine	65.33	67.25	73.06	72.87	72.39	67.45	60.34	61.21	53.65	54.04
spessartine	-	4.97	4.31	4.18	4.71	5.31	1.14	1.01	0.85	0.33

منابع فارسی

- آقاباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ص ۵۸۶.
- ابراهیمی م، (۱۳۷۰)، پایان‌نامه ارشد: "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال گلپایگان (منطقه مرو چشمه سفید)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- اثنی عشری ا، (۱۳۹۰)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- افتخارنژاد ج، (۱۳۵۹)، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- امینی ح، هاشمی فشارکی م، و دقاق‌زاده م، (۱۳۵۹)، "گزارش زمین‌شناسی نواحی الیگودرز، ازنا، درود و شرق بروجرد"، گزارش داخلی شرکت مواد معدنی غیر فلزی اصفهان، ص ۱۲.
- باقری ن، (۱۳۸۰)، پایان‌نامه ارشد: "مطالعه پترولوژی، ژئوشیمی و خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیتوئیدی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تأکید بر روی انکلاو توده‌ها"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- باقریان س، خاکزاد ا، (۱۳۸۰)، "خاستگاه سنگ شناختی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۱-۴۲.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه ارشد "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل‌زرد (شمال الیگودرز) به وسیله AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود.
- باغبانی، ش، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز"، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود.
- درویشی ا، باقریان س، (۱۳۸۷)، "معرفی سنگ‌های تزئینی و نما در منطقه الیگودرز"، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی ۴، ص ۱۶۲-۱۷۰.
- رجائی م، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی دهنو (شمال شرق الیگودرز)"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- سهیلی م، جعفریان م، عبدالهی م (۱۳۷۱)، "نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- شریفی م، (۱۳۷۶)، "زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه شمال شرق گلپایگان"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان.
- شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود.

شیبی م، (۱۳۸۸)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، تهران.

شیبی م، اسماعیلی د، (۱۳۹۱)، "شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی رستیت در گرانیت آناتکسی شیرکوه"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱۸ ص ۱۳۵-۱۴۶.

صادقیان م، شکاری س، (۱۳۹۴): "پتروژنز و خاستگاه زمین ساختی توده گرانیتوئیدی درّه باغ (شمال باختر الیگودرز)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، صفحه ۴۰۷ تا ۴۲۰.

صدیقی س، (۱۳۷۳)، پایان نامه ارشد: "مطالعه زمین شناسی و پترولوژی توده نفوذی شمال الیگودرز"، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ص ۱۵۲.

قاسمی ح، (۱۳۷۱)، پایان نامه ارشد: "پترولوژی و زمین شناسی سنگ های دگرگونی و آذرین توده بوئین میاندشت (جنوب شرق الیگودرز)"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

قاسمی ح (۱۳۹۴)، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های دگرگونی"، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود، ص ۲۱۰-۲۴۶.

محل م، (۱۳۷۷)، "مدل تکتونیکی برای جایگیری همزمان با کوهزایی گرانیت میلونیتی ازنا"، دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

محل م، سهندی م، (۱۳۷۷)، "چند دگرشکلی و توالی چینه های کمپلکس ژان، پهنه دورود - ازنا، زون سنندج - سیرجان"، مجموعه مقالات هفدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۱۵۲-۱۴۷.

نبوی م، (۱۳۵۵)، "دیاچهای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران

ولی زاده م، صادقیان م، اکرمی م، (۱۳۸۰)، "آنکلاوها و پترولوژی گرانیتها"، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۵۷-۲۷۹.

Refrence

- Abdelrahman A. M. (1994) "Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas", **Journal of Petrology** **35**, 525-541.
- Allegry C. J. Treuil M. Minster J-E Minster B. and Albarede R. (1977) "Systematic use of trace elements in igneous processes", **J. of Mineralogy and Petrology** **60**, 57-75.
- Allen P.L. Barr S.M. (1983) "The Ellison Lake pluton: Acordierite-bearing monzogranitic intrusive body in southwestern Nova Scotia", **J. of. Can. Mineral.** **21**, 583-590.
- Arzi A. A. (1978) "Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks", **Tectonophysics** **44**, 173- 178.
- Alavi M. (1994) "Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation", **Tectonophysics** **229**, 211-238.
- Bailey E. H. and ragnasdottir K. V. (1994) "Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids", **Earth Planet. Sci. Lett.** **124**, 119-129.
- BarBaren B. (1996) "Genesis of the two main types of peraluminous granitoids", **J. of. Geology.** **24**, 295-298.
- Barbero L. and Villaseca C. (1992) "The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area", **J. of Earth Sciences.** **83**, 127-138.
- Barbey P. Bertrand J. M. Angoua S. and Dautei D. (1989) "Petrology and U /Pb chronology of the Telohat migmatites (Aleksod, Central Hoggar)", **J. of Mineral Petrol** **101**, 19-207.
- Barth M. G. Mc Donough W. F. and Rudnick R. L. (2000) "Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust", **Chemical Geology** **165**, pp 197-213
- Bateman R. (1988) "The Center Pond pluton: The restite of the story (phase separation and melt evolution in granitoid genesis)", **Comment. Am. J. Sci.** **288**, 282-287.
- Bea F. (1996) "Residence of REE, Y, Th and U in granite and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts", **J. of Petrol** **37**, 521-552.
- Benard F. Moutou P. and Pichavant M. (1985) "Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magma", **J. of Geology** **93**, 271-291.
- Benito R. Lopez J. (1992) "Mineralogical changes of the residual solid and trace-element fractionation during partial incongruent melting", **Geochimica et Cosmochimica Acta** **56**, 3705-3710.
- Boynton W. V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Rare Earth element geochemistry (Ed. Henderson, P.)", **Elsevier, Amsterdam**, 63-114.
- Brouand M. (1989) "Petrogenese des migmatites de la Dalle du Tibet (Himalaya du Nepal)" **These de Doctorat, Nancy**, pp 224.
- Burt D.M. (1981) "Acidity-salinity diagrams- Application to greisen and porphyry deposits", **Econ Geol** **76**, 832-843.
- Carlson W. D. (2006) "Rates of Fe,Mg,Mn, and Ca diffusion in garnet", **J. of American Mineralogist** **91**, 1-11.
- Cesare B. Savioli Mariani E. Venturelli G. (1997) "Crustal anatexis and melt extraction during deformation in the restitic xenoliths at El Joyazo (SE Spain)", **Mineralogical Magazine** **61**, 15-27.
- Chappell B. W. (1996) "Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: evidence from the granites of southeastern Australia", **J. of Petrology** **37**, 449-470.
- Chappell B. W. and Hine R. (2006) "The Cornubian Batholith: an Examp of Magmatic Fractionation on a Crustal Scale", **Resource Geology** **56**, No. 30, pp 203-244.

- Chappell B. W. and White A. J. R. (2001) "Two contrasting granite types, 25 years later". **Australian Journal of Earth Sciences** **48**, 489-499.
- Chappell B.W. and White A. J. R. (1991) "Restite enclaves and the restite model. In Didier, J. & Barbarin, B. (eds), *Enclaves and Granite Petrology*", Elsevier, Amsterdam, 375-381.
- Chappell B. W. White A. J. R. and Wyborn D. (1987) "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis", **J. of Petrology** **28**, 1111-1138.
- Chappell B.W. (1999) "Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites", **J of Lithos** **46**, 535-551.
- Chappell B.W. White A. J. R. (1974) "Two contrasting granite types", **Pacific Geology**. **8**, 173-174.
- Chappell B. W (2010) "Causes Of Variation in Granite suites", Gemoc, Macquarie University, NSW, Geoscience Australia, p 27-34.
- Chen F. R. Wang D. Z. and Liu C. S. (1995) "Comparative anatomy of two contrasting mesozoic volcanic-intrusive complexes in NE Jiangxi and its vicinities, China", **J. of Geochemical (in Chinese with English abstract)** **24**, 169-179.
- Clarke D. B. (1981) "Peraluminous granites", **J. of. Can Mineral**, **19**, 1-2.
- Clarke D. B. and Dorais M. and Barbarin B. et al. (2005) "Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks", **J. of. Petrology** **46** , 441-472
- Clarke D.B. (1995) "Cordierite in felsic igneous rocks: A synthesis", **J. of. Mineral. Mag.** **59**, 311-325.
- Clarke D.B. McKenzie C.B. and Muecke G.K. (1976) "Magmatic Andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia", **J. of. Contributions to Mineralogy and Petrology** **9 by Springer-Verlag**.
- Clarke D. B. (2007) "Assimilation of xenocrysts in granitic magmas: principles, processes, proxies and problems", **J. of Canadian Mineralogist** **45**, 5-30.
- Clemens J. D. (1989) "The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: A comment", **J. Petrol.** **30**, 1313-1316.
- Clemens J. D. (1992) "Partial melting and granulite genesis a partisan overview", **J. of Precambrian Research** **55**, 297-301.
- Clemens J. D. and Vielzeuf D. (1987) "Constrations on melting and magma production in the crust. Earth Planet", **J of Sci. Lett.** **86**, 287-306.
- Clemens J. D. Wall V. J. (1984) "Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics", **J. of Contributions to Mineralogy and Petrology** **88**, 354-371.
- Collins L. G. (1988) "Hydrothermal differentiation, Theophrastus publications", **J. of. S.A. Athens**, pp 382.
- Cox K.G. Bell J.D. Pankhursts R.J. (1979) "The interpretation of igneous rocks". **J of George Allen and Unwin**, pp 450.
- Dahlquist J. A. Galindo C. Pankhurst R. J. Rapela C. W. Alasino P. H. Saavedra J. Fanning C. M. (2007) "Magmatic evolution of the Peñ Rosado granite: Petrogenesis of garnet-bearing granitoids", **J. of Lithos**, **95**, 177-207.
- Darvishi E. Khalili M. Toksoy-Köksal F. Köksal S. and Beavers R. (2015) "Geochemistry, Sr-Nd isotope data and petrogenesis of the Marziyan granitoid, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", **N. Jb. Miner. Abh. (J. Min. Geochem.)** **192/2**, 195-210.
- Da Silva M. C. A. (2014) "Petrogenesis of a variscan migmatite complex (NW Portugal): Petrography, geochemistry and fluids", PhD thesis, Especializacao em Petrology e Geoquimica.

- De La Roche H. Leterrier J. Grandclaude P. and Marchal M. (1990) "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis – its relationships with current nomenclature", **Chemical geology** **29**, 183-210.
- Deer W. A. Howie R. A. and Zussman J. (1962) "Sheet silicates", In Rock forming minerals 3, Longmans, Green and Co, London, p 270
- Deer, W. A. Howie R. A. Zussman J. (1992) "Minerais Constituintes das Rochas", Uma Introdução. Fundação Calouste Gulbenkian, 734
- Didier J. and Dupraz J. (1985) "Magmatic and metasomatic of Granite-Gneisses in the Lithosphere", **J. of. Theophrastus Pupl., Athens**, 35-77.
- Didier J. and Roques M. (1959) "Sur les enclaves des granite du massif Centrale francais", **J. of C. R. Acad. Sci. Paris**, **228**, 1839-1841.
- Didier J. (1973) "The enclaves of the autochthonous granodiorites and quartz monzonites of the Velay massif in the French Massif Central. In: Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites", **Developments in Petrology Series No. 3. 2. Elsevier, Amsterdam**, 27-56
- Edwards R. L. and Essene E. J. (1988) "Pressure, temperature and C-O-H fluid fugacities across the amphibolite transition, northwest Adirondack Mountains, New York", **J of Petrology** **29**, 3972.
- Erdmann S. London D. Morgan Vi G. B. Clarke D. B. (2007) "The contamination of granitic magma by metasedimentary country-rock material: an experimental study", **Canadian Mineralogist** **45**, 43–61.
- Emmermann R. (1977) "A petrogenetic model for the origin and evolution of the Hercynian granite series of the Schwarzwald. N. Jb", **Miner. Abh.** **128**, pp 219–253.
- Evans, B. W. (1965) "Pyrope garnet-Piezometer or thermometer?", **Geological Society of America Bulletin**, **76**, 1295-1299.
- Ghasemi A. Talbot C. J. (2006) "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)", **Journal of Asian Earth Sciences** **26**, 683-693.
- Gorton M. P. Schandl E. S. (2000) "From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks", **Canadian Mineralogist** **38**, 1065-1073.
- Grant J. A. and Weiblen P. W. (1971) "Retrograde zoning in garnet near the second sillimanite isograd", **American Journal of Science** **270**, 281-296.
- Green, T. H. (1976) "Experimental generation of cordierite- or garnet bearing granitic liquids from a pelitic composition", **J. of. Geology**, **4**, 85–88.
- Guillot S. and Le Fort P. (1995) "Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites", **J. of Lithos** **95**, pp 221– 234.
- Harangi S. Z. Downes H. Kosa L. Szabo C. S. Thirlwall M. F. Mason P. R. D. and Matthey D. (2001) "Almandine Garnet in Calc-alkalin Volcanic Rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe) Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications", **J. of petrology** **42**, 1813-1843
- Harris N. B. W. Pearce J. A. and Tindle A. G. (1986) "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), Collision Tectonics", **Geological Society London, Special Publication** **19**, 67–81
- Harris N.B.W. and Inger S. (1992) "Trace element modelling of pelite-derived granites", **J. of Mineral. Petrol.** **110**, 46-56.
- Harker A. (1909). "The natural history of igneous rocks", Methuen and co. London.
- Harlov D. E. Austrheim H. K (2013) "Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock", **Springer-Verlag Berlin Heidelberg**, p 203-245.

- Haslam H. W. (1971) "Andalusite in the Mullach and Coirean granite, Inverness-shire", **J. of Geol Mag.** **108**, 97-101.
- Hawkesworth C. J. Gallagher K. Hergt J. M. and Mcdermot F. (1993) "Mantle slab contribution in arc magmas", **Annu. Rev. Earth Plant. Sci.** **21**, 175-204.
- Henderson P. (1984) "Rare earth element geochemistry", **J. of Elsevier Science Publishers**, pp 510.
- Hensen B. J. and Green D. H. (1973) "Experimental study of the stsbility of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures: III, synthesis of experimental data and geological applications", **J. of. Contrib. Minerl. Petrol**, **38**, 55-151.
- Hine R. Williams I. S. Chappell B. W. & White A. J. R. (1978) "Contrasts between I- and S-type granitoids of the Kosciusko'Batholith", **J. of geol. Soc. Aust** **25**, 219-34.
- Holdaway M. J. (1971) "Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram", **J. of. Science American.** **271**,. 97-131.
- Holm J. L. Kleppa O J. (1966) "The thermodynamic properties of the aluminium silicates", **J. of. Am Mineral**, **51**, 1608-1622.
- Holtz F. and Barbey P. (1991) "Genesis of peraluminous granites. II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (North Portugal). Sequential melting vs. restite unmixing", **J. of. Petrol.** **32**, 959-978.
- Hwang, S. L. Shen P. Yui T. F. Chu H. T. (2003) "On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet", **J. of Metamorphic Geology** **21**, 761-769.
- Hyndman D. W. (1985) "Petrology of igneous and metamorphic rocks", MacGraw-Hill. New York. p 786.
- Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", **J. Earth Sci.** **8**, 523-484.
- Johannes W. (1984) "Beginning of melting in the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O", **Contrib Mineral Petrol.** **86**, 264-273.
- Kalsbeek F. Jepsen H. F. and Jones K. A. (2001) "Geochemistry and petrogenesis of S-type granites in the East Greenland Caledonides", **J. of Lithos** **57**, 91-109.
- Kuno H. (1968) "Differention of basalt magmas", **Basalts** **2**, 623-688.
- Lacroix A. (1983) "Les enclaves der roches volcaniques", **Protat, Macon**, pp 770.
- Lee S. Barnes G. Snoke W. Howard A. Frost D. (2003) "Petrogenesis of Mesozoic, Peraluminous Granites in the Lamoille Canyon Area, Ruby Mountains, Nevada, USA", **J. of Petrology** **44**, 713-732.
- Le Breton N. and Thompson A. B. (1988) "Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis", **J. of Mineralogy and Petrology** **99**, 226-237.
- Le fort E. Deniel C. Vidal E. Fernandes A. and Peucat J. J. (1987) "Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal); inferens on the age and source of Himalayan leucogranites", **Contributions to Mineraligy and Petrology** **96**. 78-92.
- Maniar P.D. and Piccoli P.M. (1989) "Tectonic discrimination of granitoids", **Geological Society of America Bulletin** **101**, 635-643.
- Mehnert K. R. (1968) "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Developments in Petroligy", **J. of. Elsevier, Amsterdam**, 393.
- Middlemost E. A. K. (1994) "Naming materials in the magma/ igneous rock system", **Longman Group U.K**, 73-86.
- Miller C. F. (1985) "Are STrongly Peraluminous Magmas derived from pelitic sedimentary sources?", **J. of geology vol.** **93**, 673-689.

- Miller C. F. Mc Dowell S. M. Maps R. W. (2003) "Hot and cold granite? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance", **J. of Geology** **31**, 529-532.
- Miller C. F. Stoddard E. F. Bradfish L. T. et al. (1981) "Composition of plutonic muscovite: genetic implications", **J. of. Can Mineral** **19**, 25 – 34.
- Miyashiro A. (1974) "Volcanic rock series in island arcs and active continental marigine", **Am. J. Sci** **274**, 321-355.
- Mohajjel M. and Fergusson C. L. (2000) "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone western Iran", **J. of structural geology** **22**, 1125-1139.
- Montel J. M. (1986) "Experimental determination of the solubility of Ce monazite in SiO₂-Al₂O₃-K₂O- Na₂O melts at 800°C, 2 kbar, under H₂O- saturated conditions", **J. of Geology** **14**, 659-662.
- Montel J. M. (1993) "A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas", **Chem. Geol** **110**, 127-146.
- Nachit H. Ibhi A. Abia E. L. H. and Ohoud M. B. (2005) "Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites, C. R. Acad", **Science Paris Geoscience** **337**, 1415-1420.
- Nachit H. Razafimahefa N. Stussi J. M. and Carron J. P. (1985) "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", **Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences** **301**, 813-818.
- Oconnor J. T. (1965) "A classification for quartz – rich igneous rocks based on feldspar ratios, U. S. Geol. Surv", **Prof paper** **525-B**, 79-84.
- Osanai Y Komatsu. Owada M. (1991) "Metamorphism and granitic genesis in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, Japan", **J. of Metamorphic Geology** **9**, 111-121.
- Pamic J. Lanphere M. and Belak M. (1996) Hercynian I-type and S-type granitoids from the Slavonian mountains southern . Pannonian Basin, northern Croatia . N. Jb", **Mineral. Abh.** **171**, 155–186.
- Passarelli C. R. Basei M. A. S. Wemmer K. Siga Jr O. Oyhantcabal P. (2010) "Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de La plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation", **J. of Earth Sci (Geol Rundsch)**, 391-414.
- Patino Douce A. E. and Harris N. (1998) "Experimental constraints on Himalayan anatexis", **J. of Petrology** **39**, 689-710.
- Patino-Douce A. E. and Beard J. S. (1995) "Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar", **J. of Petrology** **36**, 707–738.
- Patiño Deuce A. E. and Johnston A.D. (1991) "Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. Cont. Mineral", **Petrol.** **107**, 202-218.
- Paul A. Hatzfeld D. Kaviani A. Tatar M. & Pequegnat C. (2010) "Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran)", **Geol. Soc. Lon.** **330**, 5 –18.
- Pearce, J. A. Harris N. W. and Tindle A. G. (1984) "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", **J, of Petrology** **25**, 956-983.
- Pearce, J. A. (1983) "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva", **Cheshire, UK**, pp. 230-249.
- Phillips G. N. Wall V. J. and Clemens J.D. (1981) "Petrology of the Strathbogy Batholith: a cordierite-bearing granite", **J. of Can. Mineral** **19**, 47-63
- Pichavant M. Montel J. M. Richard L. R. (1992) "Apatite holubility in peraluminous liquids: Experimental data and an extension of the Harrison-Watson model", **Geochim. Cosmochim. Acta** **56**, 3855-3861.

- Pitcher W. S. (1983) "Granite type and tectonic environment", **Mountain building processes** **19**, p 40.
- Pitra P. and Guiraud M. (1996) "Probable anticlockwise P – T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif", **J. of Metamorphic Geology** **14**, 49–60.
- Presnall D. C. and Bateman P. C. (1973) "Fusion relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ – KAlSi_3O_8 – SiO_2 – H_2O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada batholith", **Geol. Soc. Am** **84**, 3181–202.
- Richardson S. W. and Gilbert M. C. Bell P. M. (1969) "Experimental determination of kyanite–andalusite and andalusite–sillimanite equilibria: the aluminum silicate triple point", **J. of Sci** **267**, 259–272.
- Rickwood P. C. (1989) "Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements", **J. of Lithos** **22**, 247–363.
- Rieden M. Povondra P. and Fryda J. (1995) "Coexisting biotite and muscovite: An example from a Moinian mica schist at Glenfinnan, Scottish Highlands", **Mineralogy and Petrology** **53**, 63–74
- Roedder E. (1979) "Origin and significance of magmatic inclusions", **J. of Bulletin DeMineralogie** **109**, 487–510.
- Rollinson H. (1993) "Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation", **Longman Scientific and Technical, London**.
- Roosi J. N. Toselli A. J. Saavedra J. Sial A. N. Pellitero E. and Ferreira V. P. (2002) "Common crustal source for constraining peraluminous facies in the early Paleozoic Capillitas Batholith, NW Argentina", **Gondwana Research** **5**, 325–337.
- Rossi E. L. (1957) "Andalusite and crundum-bearing pegmatites in Yo-semite National Park, California", **J. of. American Mineralogist** **42**, 637–647.
- Rottura A. Caggianelli A. Camp R. and Del moro A. (1993) "Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabrian Arc, Italy", **European Journal of Mineralogy**, **737–754**.
- Roycroft P. D. (1991) "Magmatically zoned muscovite from the peraluminous two-mica granites of the Leinster batholith, southeast Ireland", **J of Geology** **19**, 437–440.
- Sant'Ovaia H. Olivier B. P. Ferreirac N. Noronha a. F. and Leblanc D. (2010) "Magmatic structures and kinematics emplacement of the Variscan granites from central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas)", **J. of. Structural Geology** **32**, 1450–1465.
- Sawka W N. Chappell B. W. (1988) "Fractionation of uranium, thorium and rare earth elements in a vertically zoned granodiorite: implications for heat production distributions in the Sierra Nevada batholith, California, U.S.A", **Geochim Cosmochim Acta** **52**, 1131–1143.
- Sawyer E. W. (1987) "The role of partial melting and fractional crystallisation in determining discordant migmatite leucosome compositions", **J. of PETROL** **28**, 45–73.
- Scaillet B. France-Landon C. and Le fort P. (1990) "Badrinath-Gangotri pluton (Garhwal, India): petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite", **J. of Volcanology and Geothermal research** **44**, 88–163.
- Scaillet B. Pichavant M. and Roux J. (1995) "Experimental crystallization of leucogranite magmas", **J. of petrology** **36**, 663–705.
- Shearer C. K. Paprke J. J. (1987) "Mineralogy and chemical evolution of a rare-element granite-pegmatite system: Harny Peak Granite, Black Hills, South Dakota", **Geochimica et Cosmochimica Acta** **51**, 473–486.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", **J. of Chapman and Hall. Landon**, 445.
- Siivola J. and Schmid R. (2007) Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. Web version 01.02.07.

(http://www.bgs.ac.uk/scmr/docs/papers/paper_12.pdf) IUGS Commission on the Systematics in Petrology.

- Smith J. V. and Brown W. L. (1988) "Crystal structures, physical, chemical and microstructural properties", **J. of Springer Verlag, Berlin**, pp 828.
- Speer J. A. (1984) "Mica in igneous rocks. In: Micas, Baily, S. W. Mineralogy Society of American", **Review in Mineralogy 13**, 299-356.
- Stevens G. Villaros A. Moyen J. F. (2007) "Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites", **J. of Geology 35**, 9-12.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran; a review", **J. of American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 1229-1258.
- Storre B. (1972) "Dry melting of muscovite and quartz in the range $P_s = 7$ kbar to $P_s = 20$ kbar. Contrib. Mineral", **J. of Petrol. 37**, 87-89.
- Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.) Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London", **Special Publications 42**, 313-345.
- Sun T. Chen P. R. Zhou X. M. et al. (2002) "Strongly peraluminous granites in eastern Nanling mountains, China: study on muscovites", **J. of Geol. Rev (in Chinese with English abstract)**, 48, 518 – 525
- Sylvester P. J. (1998) "Post-collisional strongly peraluminous granite", **J. of Lithos 45**, 29-44.
- Thompson R. N. Morrison M. A. Hendry G. L. and Parry S. J. (1984) "An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: An elemental approach", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A310, p. 549-590.
- Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) "The continental crust: its composition and evolution", **Blackwell Scientific Publ**, pp 312.
- Thiele O. and Seyed-Emami K. (1968) "Geological observation in the Borujird-Shahzand Area. Tehran, Geological survey of Iran", **Mimeo, 4 Copies**, 1map (Inc copy 1 only).
- Thompson A. B. Algor J. R. (1977) "Model systems for anatexis in pelitic rocks: I. Theory of melting reactions in the systems $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O ", **Contrib. Mineral. Pet 63**, 247-269
- Tompson, R. N. (1982) "British Tertiary volcanic province", **J. of Geology 18**, 49-107.
- Troger W. E. (1982) "Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale-Teil I.: Bestimmungstabellen".
- Van der Molen I. Paterson M. S. (1979) "Experimental deformation of partially melted granite. Contrib", **Mineral. Petrol 70**, 299-318.
- Vernon R. H (2014) "Microstructures of microgranitoid enclaves and the origin of S-type granitoids", **Australian Journal of Earth Sciences 61**, 227-239.
- Vernon R. H. (2004) "A practical guide to rock microstructure", **J. of Cambridge university press**, pp 594
- Vernon R. H. and Pateson S. R. (2008) "How late are K-feldspar megacrysts in granites?", **J. of Lithos 104**, 327-336.
- Vielzeuf D. Holloway J. R. (1988) "Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system", **J. of Contributions to Mineralogy and Petrology 98**, 257-276.
- Vielzeuf D. Montel J. M. (1994) "Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships", **Contrib. Mineral. Pet 117**, 375-393.
- Villaros A. Stevens G. and Buick I. S. (2009) "Tracking S-type granite from source to emplacement: clues from garnet in the Cape Granite Suite", **J. of Lithos 112**, 217-235.

- Villaseca C. Barbero L. and Herreros V. (1998) "A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts", **J. of Earth Sciences** **89**, 113-119.
- Villaseca C. Errandonea J. Orejana D. (2014) "Petrology and geochemistry of tonalites from Villarejo de Montalbán (Toledo)", **Geogaceta**, **56**, 71-74.
- Wall V. J. Clemens J. D. and Clarke D. B. (1987) "Models for granitoid evolution and source compositions", **J. of Geol.** **95**, 731-749.
- Wang X. Yao X. J. and Wang C. S. (2006) "Characteristic mineralogy of the Zhutishi granite: Implication for petrogenesis of the late intrusive granite", **J. of Science in China Series D**, **v 49**, 573-583.
- Watson E. B. (1987) "The role of accessory minerals in granitoid geochemistry", **1 St Hutton Symp Abstr**, 19-21 .
- Watson E. B. and Harrison T. M. (1983) "Zircon Saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types", **J. of Earth and Planetary Science Letters** **64**, 295-304.
- Wedepohl K. H. (1991) "Chemical composition and fractionation of the continental crust", **J. of Geologische Rundschau**. **80**, 207-223.
- Whalen J. B. Currie K. L. and Chappell B. W. (1987) "A type granites: Geochemical characteristic discrimination and petrogenesis", **J. of Mineralogy and Petrology** **95**, 407-419.
- White A. and Chappell B. W. (1977) "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J. A. (ed.) Circum-Pacific Plutonic Terranes, Geol", **J. of Soc Am Mem** **159**, 21-34.
- White A. and Chappell B. W. (1977) "Ultrametamorphism and granitoid genesis", **Tectonophysics** **43**, 7-22.
- White A. J. R. and Chappell B. W. (1988) "Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt", **J. of Earth Sci** **79**, 169-181.
- White A. Chappell B. and Wyborn D. (1999) "Application of the Restite Model to the Deddick Granodiorite and its Enclaves a Reinterpretation of the Observations and Data of Maas et al. (1997) ", **J. of petrology** **40**, 413-421.
- Williamson B. J. Downes H. Thirlwall M. F. and Beard A. (1997) "Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, French Massif Central", **J. of Lithos** **40**, 295-319.
- Wilson M (1989) "Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Springer Science & Business Media", Chapman and Hall, London
- Winter J. D. (2001) "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall, pp 697.
- Wyborn D. and Chappell B.W. (1986) "The petrogenetic significance of chemically related plutonic and volcanic rock units", **Geological Magazine** **123**, 619-628.
- Yardley B. (1989) "An introduction to metamorphic petrology. Longman" **Harlow, England**.
- Zinder A. and Hart S. R. (1986) "Chemical Geodynamics", **Annu Rev Earth Planet Sci.** **14**, 493 - 571.
- Zhao I. H. Zhou M. F. (2007) "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", **Precambrian Research** **152**, 27-47.
- Zen E-An. (1986) "Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints", **J. of Petrology** **21**, 1095-117.

Abstract

The granitoidic plutons of Aligoodarz (Darreh- Bagh and Gole-Zard) and Azna leucogranite outcropped in the western part of Lorestan Province and structural zone of Sanandag-Sirjan. The mentioned plutons with Middle Jurassic age are intruded into slate and phyllite of Hamedan. Based on exact field, petrographic and geochemistry investigations, the plutons belong to the S type granites and their compositions range from granodiorite to granite and leucogranite. The granodiorites constitute the main parts of Aligoodarz granitoides and include of plagioclase, quartz, alkali feldspar, (orthoclase and microcline) and biotite. Calcic cores of plagioclase (An_{91-84}) with complicated zonation, small grained of biotite $\pm$ sillimanite assemblages, andalusite xenocrysts, crushed garnet with uniform composition ($Alm_{70}Py_{22}Gro_4Sps_4$) in core, cordierite, and inherited minerals of zircon, monazite and apatite as inclusions in biotite are the main residual minerals from partial melting of the source rocks and considered as restitic minerals. Granites are fine- grained and lighter in color compared with granodiorites. The leucogranitic rocks that characterized by white color and absent of opaque minerals occur as apophysis, dyke, vein and veinlet in Gole-zard and Darreh -Bagh plutons and cut granodiorite and granites. In Azna, leucogranites intruded as stock into regional metamorphic rocks. Geochemical criteria also emphasis the petrographic evidences for presence of restites. Different degrees of separation of restites from initial melt composition appears to have been an effective differentiation process in the formation of more mafic rocks of the plutons but the relatively felsic was formed due to fractional crystallization. Considering the mineral assemblages in the Aligoodarz granitoides, occurrence of different restitic minerals and the average temperature of 780°C in agreement with the zircon saturation thermometry, it can be concluded that the studied plutons are formed by dehydration melting of biotite. Andalusite whit medium to high birefringence and the BSE images in which potassic feldspar and muscovite exist as pseudomorph of andalusite imply hydrothermal fluids during final stages of magma crystallization. Garnet in the Aligoodarz intrusive bodies is relatively euhedral but crushed and replaced by pennitized cordierite and biotite along fractures. The garnet contains constant composition and rich in almandine. The mineral zoning patterns of this mineral (decreasing #Mg and increase of Mn from the core to the periphery) show its restitic origin and has been subject to a process of regression. Enrichment of LILE (i. e., Rb, Th, K and U) and observed negative anomalies of Ba, Nb, Sr and Ti in the variation diagrams are similar to other S-type granites and pelitic sediments. Depletion of Ti and Nb are characteristics of magmas that formed in an environment of active continental margin. The studied granitoides are calc-alkaline, peraluminous and are S-type granites that are generated due to subduction of Neo-Tethys oceanic slab beneath Central Iran. Mafic dykes within the plutons are provided the required heat for melting of crustal rocks. The higher concentration of radioactive elements in mentioned granites, especially in Azna leucogranite suggest that crustal thickening and heat from the decay of radioactive elements could be another mechanism for increasing of geothermal gradient and melting process in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Existence of orthopyroxene (hypersthene) and sillimanite restites in the granodiorite indicates that these rocks are production of anatexis of psammite and pelites in temperature and pressure conditions of granulite facies.

Keywords: Aligoodarz, Restite, S type granites, almandine, hypersthene



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Science

Petrology and Economic Geology Group

Identification and importance of residual source material
(restite) in the petrogenesis of Azna-Aligoodarz granitoidic
plutons

By

Ali Pashapoor

Supervisor

Dr. Maryam Sheibi

Feb 2016