

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده: علوم زمین

گروه: زمین شناسی - پترولوژی

بررسی تفصیلی پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز

شیوا باغبانی

اساتید راهنما:

دکتر محمود صادقیان

دکتر مریم شیبی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

بهمن ۹۰

چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز در حدفاصل شمال الیگودرز تا شمال ازنا در بین سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین تا متوسط به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک و با طیف ترکیبی اسلیت، فیلیت و میکاشیست جایگزین گردیده‌اند. این توده‌های نفوذی در محدوده سنی حدود ۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال پیش تشکیل و جایگزین شده‌اند. براساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی، آنها دارای ترکیب سنگ‌شناسی متشکل از گرانودیوریت، گرانیت، لوکوگرانیت، آپلیت و پگماتیت تورمالین‌دار می‌باشند. گرانودیوریت‌ها سازنده اصلی این توده‌ها هستند. حضور زینوکریست‌های آندالوزیت و آنکلاوهای متاپلیتی آندالوزیت‌دار، میکاشیستی، سیلیسی (کوارتزی) و متاسندستونی از ویژگی‌های بارز این توده‌ها محسوب می‌شود. گرانیت‌ها به صورت دایک و آپوفیز، گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و از آنها جوان‌تر می‌باشند. بر اساس شواهد موجود، ماگمای گرانودیوریتی به واسطه تبلور تفریقی به یک ماگمای گرانیتی تحول یافته است. لوکوگرانیت‌ها به صورت دایک و آپوفیز گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند. لوکوگرانیت‌ها نسبت به گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دارای رنگ بسیار روشن‌تر (سفید رنگ) و دانه‌ریزتر می‌باشند. به نظر می‌رسد لوکوگرانیت‌ها از ذوب بخشی گرانودیوریت‌ها (در اعماق) حاصل شده‌اند، ماگمای حاصله در مراحل پایانی تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدی به سمت بالا صعود نموده و در امتداد فضاهای خالی جای گرفته است. ماگمایی که به تشکیل لوکوگرانیت‌ها منجر شده است خود متحمل تبلور تفریقی شده است. به طوری که در مراحل پایانی به مذابهای بسیار غنی از سیلیس یا سیالات غنی از بور تحول یافته است. وجود آپلیت‌ها و پگماتیت‌های تورمالین‌دار و رگه‌های کوارتز- تورمالین و تورمالینیت‌ها مؤید این امر است. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این توده‌ها دارای ماهیت پرآلومین و کالکوالکالن می‌باشند و در زمره گرانیتوئیدی نوع S و کمان حاشیه قاره (CAG) قرار می‌گیرند. معمولاً بین گرانودیوریت‌ها- گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها یک وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود که به علت تفاوت در سازوکار تشکیل آنها می‌باشد. دایکهای دیوریتی تا گابرویدیوریتی دارای ماهیت متآلومین هستند و از تفریق و تحول ماگمای مشتق شده از مذابهای حدواسط تا بازیک حاصل شده‌اند. مذابهای حدواسط تا بازیک از ذوب ورقه اقیانوسی نئوتتیس فرورانده شده به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی یا احتمالاً ذوب گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن حاصل شده‌اند که پس از تشکیل به ترازهای بالاتر صعود کرده و در بخش‌های میانی پوسته جای گرفته است و سپس به صورت توده‌های آذرین درونی با ترکیب الیوین گابرو تا کوارتزیدیوریت یا دایک‌هایی با همین ترکیب تجلی پیدا کرده‌اند. با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی، در اثر جایگیری ماگماهای بازیک- حدواسط (با ترکیب الیوین گابرو تا دیوریت یا به طور کلی گابرو) در بین مجموعه متاپلیتی (اسلیت، فیلیت، میکاشیست و گارنت میکاشیست) دما بالا رفته (دگرگونی مجاورتی گسترده صورت گرفته) و تا حد تشکیل آندالوزیت- هورنفلس و سپس سیلیمانیت-هورنفلس پیش‌رفته است. با گذر از مرز دمایی ذوب متاپلیت‌ها، ماگماهای گرانیتوئیدی به وجود آمده‌اند، سپس ماگماهای تولید شده به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و جای گرفته‌اند. جایگیری آنها با دگرگونی مجاورتی کم وسعت با حداکثر درجه دگرگونی در حد کردیریت- هورنفلس همراه بوده است. واژه‌های کلیدی: توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز، پرآلومین و کالکوالکالن، کمان حاشیه قاره.

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه

1- Sadeghian, M., Baghbani, S. & Sheibi, M. (2011) Magmatic evolution of Azna-Aligoudarz granitoidic plutons, SW of Iran: A typical example of S type granitization, Goldchmidt 2011, Prague, Czech Republic

۲- باغبانی، ش.، صادقیان، م.، شیبی، م.، شکاری، س. (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز (گرانیت‌زایی به واسطه جایگزینی ماگماهای بازیک - حدواسط)، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین شناسی کشور.

فهرست

عنوان	
چکیده	ج.....
لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه	د.....
فهرست مطالب	ه.....
فهرست شکل‌ها	ح.....
فهرست جداول	ط.....
فصل اول (کلیات)	۱.....
۱-۱- موقعیت جغرافیایی	۲.....
۲-۱- راه‌های ارتباطی	۲.....
۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۲.....
۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه	۳.....
۵-۱- مطالعات پیشین	۵.....
۶-۱- اهداف مطالعه	۹.....
۷-۱- روش مطالعه	۹.....
۸-۱- کارهای انجام شده	۱۰.....
فصل دوم (زمین‌شناسی عمومی)	۱۱.....
مقدمه	۱۲.....
۱-۲- پهنه ساختاری سنندج - سیرجان	۱۲.....
۲-۲- چینه‌شناسی پهنه سنندج- سیرجان	۱۳.....
۳-۲- زمین ساخت پهنه سنندج- سیرجان	۱۴.....
۴-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه	۱۹.....
توده‌های نفوذی	۲۰.....
۵-۲- گرانودیوریت‌ها	۲۰.....
۶-۲- آنکلاوها	۲۱.....
۱-۶-۲- آنکلاوهای متاپلیتی	۲۲.....
۱-۱-۶-۲- آنکلاوهای سورمیکاسه	۲۲.....
۲-۱-۶-۲- آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی	۲۲.....

۲۳ آنکلاوهای سیلیسی ۳-۱-۶-۲
۲۵ زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها ۷-۲
۲۶ رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی و رگه‌های کوارتزی ۸-۲
۲۸ گرانیته‌ها ۹-۲
۲۸ لوکوگرانیته‌ها ۱۰-۲
۱۹ میگماتیته‌ها ۱۱-۲
۳۱ دایک‌های گابرودیوریتی ۱۲-۲
۳۲ دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق توده‌های گرانیتوئیدی ۱۳-۲
۳۳ نتیجه‌گیری ۱۴-۲
۳۵ فصل سوم (پتروگرافی) ۱۵
۳۶ مقدمه ۳
۳۶ ۱-۳ - پتروگرافی واحدهای سنگی مختلف سازنده توده‌های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز ۳۶
۳۷ ۱-۱-۳ - گرانودیوریت‌ها ۳۷
۴۶ ۲-۱-۳ - گرانیته‌ها ۴۶
۴۷ ۳-۱-۳ - لوکوگرانیته‌ها ۴۷
۵۰ ۲-۳ - آنکلاوها ۵۰
۵۰ ۱-۲-۳ - زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها ۵۰
۵۱ ۲-۲-۳ - آنکلاوهای متاپلیتی ۵۱
۵۱ ۱-۲-۲-۳ - آنکلاوهای سورمیکاسه ۵۱
۵۱ ۲-۲-۲-۳ - آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی ۵۱
۵۴ ۳-۲-۲-۳ - آنکلاوهای سیلیسی ۵۴
۵۴ ۳-۳ - دایک‌های گابرودیوریتی ۵۴
۵۷ ۴-۳ - سنگهای دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ و جایگیری توده‌های نفوذی ازنا- الیگودرز ۵۷
۵۸ ۵-۳ - نتیجه‌گیری ۵۸
۶۰ فصل چهارم (ژئوشیمی) ۶۰
۶۱ ۱-۴ - مقدمه ۶۱
۶۵ ۲-۴ - آماده سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی ۶۵
۶۵ ۱-۲-۴ - حذف مواد فرار (L.O.I) ۶۵
۶۶ ۲-۲-۴ - تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ۶۶

۶۶	۳-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای رده‌بندی و نامگذاری سنگهای مورد مطالعه.....
۶۷	۳-۴-۱- طبقه بندی شیمیایی.....
۶۷	۳-۴-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی و رده‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه.....
۶۹	۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات.....
۷۰	۴-۴-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2
۷۳	۴-۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2
۷۴	۴-۴-۳- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار.....
۷۵	۴-۵- تعیین سری ماگمایی.....
۷۶	۴-۵-۱- نمودار K_2O در برابر SiO_2
۷۶	۴-۵-۲- نمودار A/NK در مقابل A/CNK.....
۷۷	۴-۶- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب.....
۸۱	فصل پنجم (جایگاه تکتونیکي).....
۸۲	۵-۱- مقدمه.....
۸۲	۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای S و I.....
۸۳	۵-۳- تفکیک توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه (S یا I؟).....
۸۵	۵-۴- جایگاه تکتونوماگمایی.....
۸۵	۵-۴-۱- استفاده از عناصر اصلی.....
۸۷	۵-۴-۲- استفاده از عناصر کمیاب.....
۹۰	۵-۵- پتروژنز و منشأ ماگمایی.....
۹۱	۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی جایگزینی.....
۹۵	۵-۷- نتیجه گیری.....
۹۷	منابع.....
	منابع لاتین.....
	Abstract.....

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- الف- موقعیت کلی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌بندی زمین‌شناسی ۳
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat ۴
- شکل ۱-۳- الف- دورنمایی از توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غربی الیگودرز) ۵
- شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه ۱۸
- شکل ۲-۲- دورنمایی از مرز توده گرانیتوئیدی گل‌زرد در محل تماس با سنگ‌های ۱۸
- شکل ۲-۳- تصویری از اسلیت و فیلیتهای میزبان توده های نفوذی ۱۹
- شکل ۲-۴- دورنمایی از گرانودیوریت‌های رخنمون یافته در توده‌های ۲۱
- شکل ۲-۵- تصویری از دورنمای سنگ‌های گرانودیوریتی و دایک‌های قطع کننده توده گل‌زرد ۲۱
- شکل ۲-۶- تورمالین‌های خورشیدی در توده های پگماتیتهی موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی ۲۱
- شکل ۲-۷- تصاویری از آنکلاوهای مشاهده شده در در توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه ۲۵
- شکل ۲-۸- تصاویری از زینوکریست‌های آندالوزیت موجود در منطقه مورد مطالعه ۲۶
- شکل ۲-۹- تصاویری از رگه‌های آپلیتی، پگماتیتهی و کوارتزی قطع کننده توده ۲۷
- شکل ۲-۱۰- تصویری از رگه تورمالین قطع کننده گرانودیوریت‌های مورد مطالعه ۳۰
- شکل ۲-۱۱- تصویری از لوکوگرانیتها که به صورت دایک یا رگه گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند ۳۰
- شکل ۲-۱۲- الف- تجمعات تورمالین به صورت نودول و حاشیه سفید رنگ متشکل از کوارتز ۳۰
- شکل ۲-۱۳- میگماتیت‌زایی در حاشیه شمال غربی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ ۳۱
- شکل ۲-۱۴- تصاویری از دایک‌های گابرویدیوریتی قطع کننده توده گرانیتوئیدی گل‌زرد ۳۲
- شکل ۲-۱۵- رزدیاگرم دایک‌های گابرویدیوریتی ۳۲
- شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی معرف بافت و کانیه‌های تشکیل دهنده ۳۹
- شکل ۳-۲- تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی بارز بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریتها: ۴۰
- شکل ۳-۳- تصاویر از بیوتیت‌های دگرسان شده ۴۱
- شکل ۳-۴- تصاویری از حضور آندالوزیت‌های سرسیتی شده در گرانودیوریت‌ها ۴۲
- شکل ۳-۵- تصاویری از حضور زیرکن و روتیل در بیوتیت ۴۳
- شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت و گارنت در گرانودیوریت‌ها ۴۳
- شکل ۳-۷- تصاویری از حضور ایلمنیت در گرانودیوریت‌ها (مقاطع صیقلی). ۴۴
- شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور کانی‌های ثانویه در گرانودیوریت‌ها ۴۶
- شکل ۳-۹- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی گرانیت‌ها ۴۷

- شکل ۳-۱۰- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی لوکوگرانیت‌ها ۴۹
- شکل ۳-۱۱- تصاویری از زینوکریست‌های مشاهده شده در توده‌های گرانیتوئیدی ۵۰
- شکل ۳-۱۲- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت‌ها و ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای ۵۳
- شکل ۳-۱۳- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی دایک‌های گابرودیوریتی ۵۶
- شکل ۳-۱۴- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های دگرگونی مجاورتی ۵۸
- شکل ۴-۱- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ۶۸
- شکل ۴-۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی ۷۲
- شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی ۷۴
- شکل ۴-۴- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار ۷۵
- شکل ۴-۵- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 ۷۶
- شکل ۴-۶- نمودار A/NK در مقابل A/CNK ۷۶
- شکل ۴-۷- الگوهای REEs به هنجار شده به کندریت ۷۸
- شکل ۴-۸- الگوهای REEs به هنجار شده به کندریت ۷۹
- شکل ۴-۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته فوقانی ۷۹
- شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از ۸۲
- شکل ۵-۲- نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 ۸۵
- شکل ۵-۳- نمودار Rb/Sr در مقابل Rb/Ba ۸۵
- شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیک گرانیتوئیدها ۸۸
- شکل ۵-۵- نمودار Th/Ta در مقابل Yb ۹۰
- شکل ۵-۶- الگوی تکتونو ماگمایی منطقه مورد مطالعه با ذکر مراحل تشکیل ۹۲
- شکل ۵-۷- طرح شماتیک کلی از الگوی تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه ۹۳

جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی ۳۶
- جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی ۶۲
- جدول ۴-۲- آنالیز عناصر اصلی و فرعی واحدهای سنگی مختلف سازده توده‌های ۶۳
- جدول ۵-۱- ضرایب و اعداد ثابت جهت تفکیک گرانیت‌های کوهزایی از غیرکوهزایی ۸۶
- جدول ۵-۲- نتایج محاسبات انجام شده Di و R به منظور تعیین مقدار R ۸۶

فصل اوّل

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

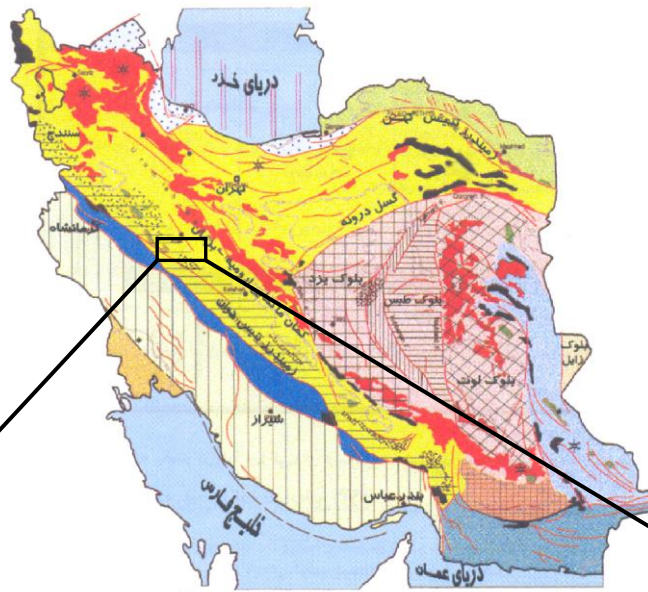
توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز به نامهای گل‌زرد، دره‌باغ (ملاطالب) و ازنا در حد فاصل شمال شهرهای الیگودرز تا ازنا، در بخش شرقی استان لرستان و در محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی $49^{\circ} 26'$ تا $49^{\circ} 47'$ طول شرقی و $33^{\circ} 23'$ تا $33^{\circ} 63'$ عرض شمالی رخنمون دارند. این توده‌ها وسعتی بالغ بر ۱۵۰ کیلومتر مربع را دربر می‌گیرند و دارای روند کلی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی هستند.

۲-۱- راه‌های ارتباطی

فاصله این ناحیه تا اصفهان ۲۵۰ تا ۳۰۰ کیلومتر بوده و بعلت راه‌های مناسب، دسترسی به آن نسبتاً آسان است. جاده آسفالت‌ه اصفهان - الیگودرز - ازنا (جاده ارتباطی اصفهان - خوزستان) از حاشیه جنوبی این منطقه عبور می‌کند. همچنین جاده آسفالت‌ه الیگودرز - خمین و ازنا - اراک منطقه مورد مطالعه را قطع می‌کند و امکان دسترسی به بخش‌های داخلی منطقه را تسریع می‌کند. راه‌های فرعی روستایی بسیاری نیز وجود دارد که دسترسی به منطقه را ممکن می‌سازند. راه‌های ارتباطی اصلی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱-۱ نشان داده شده است.

۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

آب و هوای منطقه سرد و نیمه مرطوب است. ارتفاع زیاد و کوهستانی بودن سبب شده است که منطقه دارای زمستانهای سرد و طولانی و تابستانهای ملایم و کوتاه مدت باشد. از آنجایی که شهرستان‌های ازنا و الیگودرز بر روی سنگ‌های دگرگونی (اسلیت، فیلیت و شیست) واقع شده‌اند و با نگرش به این امر که اینگونه سنگها توانایی ذخیره و نگهداری آب زیرزمینی را ندارند در نتیجه منطقه مورد نظر، علی‌رغم بارندگی فراوان در اغلب طول سال دچار کم آبی است. فعالیت ساکنین منطقه مورد مطالعه اغلب باغداری، کشاورزی، دامداری و صنایع دستی می‌باشد. از مهمترین محصولات کشاورزی می‌توان به گندم، جو، صیفی‌جات، انگور، سیب، گردو و انجیر اشاره کرد.



الف



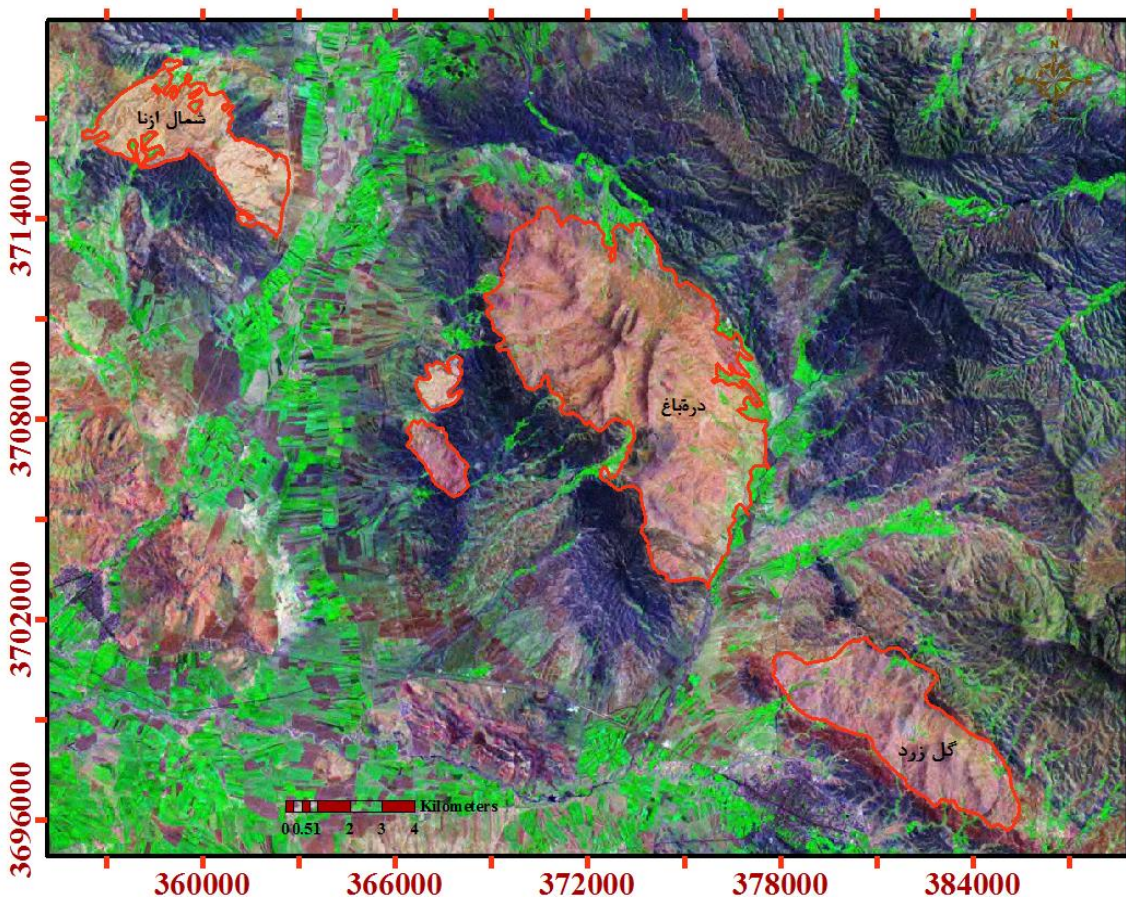
ب

شکل ۱-۱- الف- موقعیت کلی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه پهنه‌بندی زمین‌شناسی ساختاری ایران (آقانیاتی، ۱۳۸۳)؛ ب- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های اصلی دسترسی آن (محدوده مورد مطالعه با کادر مربع شکل مشخص شده‌است) (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

مورفولوژی منطقه از ترکیب سنگ‌شناسی و عملکرد نیروهای تکتونیکی تبعیت می‌کند (شکل ۱-۲). آهک‌های کرتاسه واقع در شمال‌شرق و شرق منطقه و سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های دره‌باغ و گل‌زرد بلندترین ارتفاع منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. بخشی از توده گرانیتوئیدی گل‌زرد در اثر گسل خوردگی زیاد و فرسایش، از مورفولوژی نسبتاً کم ارتفاعی برخوردار است. توده گرانیتوئیدی

شمال ازنا به واسطه محصور شدن در بین سنگ‌های دگرگونی تا حدودی از فرسایش مصون مانده و نسبتاً مرتفع می‌باشد. سنگ‌های دگرگونی که غالباً دارای ترکیب اسلیت، فیلیت، میکاشیست و متاسندستونها می‌باشند، دارای مورفولوژی کم ارتفاع‌تری هستند و تپه‌ماهورهایی با آبراهه‌های شاخه درختی تشکیل می‌دهند. مناطقی از جنوب‌غرب و غرب منطقه مورد مطالعه از ارتفاع کمتری برخوردار هستند و محل تجمع واریزه‌ها و رسوبات تخریبی و آبرفتی می‌باشد که در امتداد رودخانه منتهی به شهر ازنا و مناطق پست حدفاصل ازنا-الیگودرز تجمع پیدا کرده‌اند. مناطق پست بستر مناسبی برای فعالیت کشاورزی فراهم کرده‌اند. تصاویری از مورفولوژی در هر یک از توده‌های نفوذی مورد مطالعه در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat. توده‌های مورد مطالعه در منطقه به ترتیب از غرب به شرق عبارتند از: شمال ازنا، دره باغ و گل زرد.



شکل ۱-۳-ب- دورنمایی از توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) در منطقه شرق خورهه (دید به سمت شرق).



شکل ۱-۳-الف- دورنمایی از توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غربی الیگودرز) غرب روستای موشله (دید به سمت غرب).



شکل ۱-۳-ج- دورنمایی از توده گرانیتوئیدی شمال ازنا (منطقه جنوب شرقی توده).

۱-۵- مطالعات پیشین

بر روی سنگهای منطقه، از دیدگاه سنگ‌شناسی و یا به عبارت کلی‌تر پترولوژی، مطالعات متعددی صورت گرفته است. ولی نگاهی جامع و موشکافانه به مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که این مطالعات با اشتباهات متعددی همراه بوده‌اند. لذا تصمیم گرفته شد در کنار مطالعه فابریکهای مغناطیسی توده‌های گرانیتوئیدی گل‌زرد (موضوع تحقیق پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد سیمین بدلو)، دره‌باغ (موضوع تحقیق پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد سکینه شکاری) و شمال ازنا (موضوع تحقیق پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مهین مردانی) (که البته به دلیل خرد بودن شدید توده نفوذی ازنا ناتمام ماند)، مسائل پترولوژیکی آنها را یکبار دیگر مرور کنیم و ضمن برطرف کردن نقایص کارهای قبلی،

- مدل یا الگویی منطقی برای تشکیل این توده‌های نفوذی ارائه دهیم. با این وجود مطالعات قبلی صورت گرفته در ناحیه مورد مطالعه و مناطق همجوار عبارتند از:
- تیله و همکاران (۱۹۶۸) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلیپایگان را تهیه کردند.
 - امینی و همکاران (۱۳۵۹) زمین‌شناسی نواحی الیگودرز- ازنا درود و شرق بروجرد را به منظور پی جویی مواد معدنی غیر فلزی اصفهان مورد بررسی قرار داده‌اند.
 - سهیلی و همکاران (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز را تهیه کردند.
 - ابراهیمی (۱۳۷۰) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین شمال گلیپایگان را بررسی کرده است.
 - قاسمی (۱۳۷۱) پترولوژی و زمین‌شناسی سنگهای دگرگونی و آذرین نفوذی بوئین- میانداشت (جنوب شرق الیگودرز) را در قالب پایان‌نامه ارشد مورد بررسی قرار داده است.
 - صدیقی (۱۳۷۳) توده‌های نفوذی شمال الیگودرز را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به طور اجمالی مورد بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی قرار داده و گرانیتهای را از نوع S معرفی کرده است.
 - محجل (۱۳۷۷) چند شکلی و توالی چین‌های کمپلکس ژان، درود- ازنا (زون سنندج- سیرجان) را مورد بررسی قرار داده است.
 - باقریان و خاکزاد (۱۳۸۰) پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی دره‌باغ (ملا طالب)، را بررسی کرده و این توده گرانیتهایی را از نوع S معرفی کرده است.
 - باقری (۱۳۸۰) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پترولوژی و ژئوشیمی خاکهای کمیاب در توده‌های گرانیتهایی شمال الیگودرز را با تأکید بر روی آنکلاوهای آنها مطالعه کرده است.
 - رجائی (۱۳۸۴) توده‌های گرانیتهایی دهنو، شمال شرق الیگودرز را مورد مطالعه قرار داده است. وی این گرانیتهای را در زمره گرانیتهای دورگه یا هیبریدی جای داده است.

- شبانین (۱۳۸۸) توده گرانیتوئیدی منطقه ازنا را از لحاظ ژئوشیمیایی و پترولوژی در قالب پایان نامه دکتری مورد بررسی قرار داده و آن را از نوع گرانیت نوع A معرفی کرده است. وی زمان نفوذ آن را تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین در نظر گرفته است.
- طهماسبی (۱۳۸۸) منطقه آستانه را در قالب پایان نامه دکتری مورد مطالعه قرار داده و با توجه به مطالعات سنگ شناسی، پترولوژی و ژئوشیمیایی، گرانیت‌های منطقه را از نوع I معرفی کرده است و یک جایگاه تکتونیکی از نوع قوس ماگمایی را برای آن در نظر گرفته است. نامبرده سن ژوراسیک میانی را برای آن در نظر گرفته است.
- محجل (۲۰۰۳) با بررسی ساختار تکتونیکی زون سنندج - سیرجان آن را جزئی از کوهزایی زاگرس دانسته و آنرا زون زاگرس فلس مانند نامیده است.
- اثنی‌عشری (۲۰۱۱) با بررسی ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی به روش U-Pb بر روی زیرکن در مجموعه گرانیتوئیدهای الیگودرز، آن‌ها را در زمره گرانیت‌های نوع S قرار داده و میانگین سنی ۱۶۵ تا ۱۸۰ میلیون سال را برای آن در نظر گرفته است.
- اثنی‌عشری (۱۳۹۰) در قالب رساله دکتری پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال‌غرب الیگودرز را مورد بررسی قرار داده است. تاکنون چند مقاله از این کار منتشر شده است. همزمان با انجام این تحقیق سازوکار جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی شمال ازنا - الیگودرز به کمک روش AMS یا بررسی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی مورد پژوهش قرار گرفتند که گوشه‌ای از نتایج بدست آمده از آنها در مقالات زیر ارائه گردیده است:
- شکاری، س.، صادقیان، م.، شیبی، م.، رضانی اومالی، ر. (۱۳۸۹) بررسی رابطه بین انیزوتروپی پذیرفتاری (خودپذیری) مغناطیسی و ترکیب سنگ‌شناسی در توده گرانیتوئیدی دره‌باغ، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.
- شکاری، س.، صادقیان، م. (۱۳۹۰) نقش فرایند تفریق ماگمایی در تحول و تکوین توده گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال‌غرب الیگودرز)، دومین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه آزاد آشتیان.

- شکاری، س.، صادقیان، م. (۱۳۹۰) بررسی ساخت‌های میکروسکوپی و ناهمگنی پذیرفتاری (خودپذیری) مغناطیسی (AMS) در تودهٔ گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غرب الیگودرز)، دومین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه آزاد آشتیان.

- شکاری، س.، صادقیان، م. (۱۳۹۰) تعیین سازوکار جایگیری تودهٔ گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غرب الیگودرز) به روش AMS، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان (گرگان).

- شکاری، س.، صادقیان، م. (۱۳۹۰) تغییر و تحولات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی آنکلاوهای موجود در تودهٔ گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غرب الیگودرز)، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان (گرگان).

- مردانی، م.، صادقیان، م.، شکاری، س.، بدلو، س. (۱۳۸۹) بررسی تغییرات انیزوتروپی پذیرفتاری (خودپذیری) مغناطیسی در تودهٔ گرانیتوئیدی ازنا، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.

- بدلو، س.، صادقیان، م.، شیبی، م.، رضانی اومالی، ر.، شکاری، س. (۱۳۸۹) بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی و ترکیب سنگ‌شناسی در تودهٔ گرانیتوئیدی گل زرد، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.

- صادقیان، م.، شکاری، س. (۱۳۹۰) شواهد بارز گرانیتهای تیپ S در تودهٔ گرانیتوئیدی دره‌باغ (شمال غرب الیگودرز)، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان (گرگان).

- Shekari, S., Sadeghian, M., Shiebi, M., Gavangi, N. (2011) Petrology, geochemistry and magnetic fabrics of Darreh Bagh granitoidic pluton (SW Iran), Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks, Avila, Spain.

- Shekari, S., Sadeghian, M. (2011) Microstructural and AMS investigation of Darreh Bagh granitoidic pluton (SW Iran), Goldschmidt2011, Prague, Czech Republic.

۶-۱- اهداف مطالعه

هدف کلی از این مطالعه، بررسی دقیق و جامع ویژگی‌های پترولوژیکی سنگ‌های آذرین توده‌های

گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز می‌باشد. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- پتروگرافی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی و سنگ‌های میزبان آن‌ها.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی مورد نظر به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه.

۷-۱- روش مطالعه

مجموعه اقداماتی که برای دستیابی به اهداف ذکر شده انجام گردیده به شرح ذیل است:

- بررسی مطالعات قبلی انجام شده در ارتباط با منطقه و مناطق مجاور.
- گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، گلپایگان و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ازنا و الیگودرز، نقشه راه‌های ارتباطی، تصاویر ماهواره‌ای.
- استفاده از نرم‌افزار Google Earth برای تعیین نقاط نمونه‌برداری و مسیرهای پیمایش.
- بازدید صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف.
- بررسی و مطالعه واحدهای سنگی مختلف و نحوه ارتباط این واحدها با یکدیگر، بررسی پراکندگی آنکلاوها، امتداد دایکها، بررسی پیامدهای گرمایی توده نفوذی و شناسایی ساختهای تکتونیکی از جمله درزه‌ها و گسل و ... در منطقه مورد مطالعه.
- تهیه مقاطع نازک
- آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی معرف ترکیبات سنگی بارز توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

۸-۱- کارهای انجام شده

- در بیش از ۳۰۰ ایستگاه ویژگیهای سنگ مورد بررسی قرار گرفت و ویژگیهای سنگ‌شناسی آن ثبت و ضبط گردید. موقعیت نقاط نمونه‌برداری توسط GPS ثبت شد و به تعداد موردنیاز نمونه به صورت نمونه دستی یا مغزه گرفته شد.
- حدود ۳۰۰ مقطع نازک و تعداد محدودی مقطع صیقلی تهیه شد و ویژگیهای پتروگرافی این سنگها به دقت مورد بررسی قرار گرفت.
- به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۱۲ نمونه انتخاب شد که پس از آماده‌سازی و پودر کردن، جهت تعیین عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال گردید.
- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی پردازش گردید.
- در مرحله پایانی، با تجزیه و تحلیل داده‌ها و در نظر گرفتن مشاهدات صحرائی و پتروگرافی به تفسیر تحولات صورت گرفته در طی تشکیل این توده‌های نفوذی پرداختیم.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز بر اساس تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵)، در زون سنندج - سیرجان واقع شده است. از آنجاییکه منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج- سیرجان می‌باشد، مطالعات زمین‌شناسی عمدتاً بر روی این پهنه متمرکز گردیده است. در این فصل ضمن مروری بر مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری پهنه سنندج - سیرجان، به تشریح برخی از مهمترین خصوصیات این پهنه خواهیم پرداخت. همچنین مهمترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه معرفی خواهند گردید و واحدهای سنگی به اجمال مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

۲-۱- پهنه ساختاری سنندج - سیرجان

پهنه سنندج- سیرجان از نظر تاریخچه ساختاری به ایران مرکزی شباهت دارد و دگرشکلی‌های شدید دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک ایران مرکزی کم و بیش در این منطقه دیده می‌شود. تشابه روند کلی این پهنه با روند زاگرس آن را از ایران مرکزی جدا می‌کند.

پهنه مزبور یکی از پهنه‌های ساختاری فعال ایران است که از پرکامبرین تا سنوزوئیک فازهای آذرین و دگرگونی مهمی را پشت سر گذاشته است (نبوی ۱۳۵۵). افتخارنژاد (۱۳۵۹) از ناحیه گلپایگان آن را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده است. در بخش شمالی این پهنه، فازهای مهم کوهزایی سیمیرین و لارامید به وقوع پیوسته و در آن توده‌های گرانیتوئیدی متعددی نظیر الوند، بروجرد، اراک و ملایر نفوذ کرده و جای گرفته‌اند. این قسمت بنام بخش همدان - ارومیه هم نامیده شده است. بخش جنوبی کوهزایی‌های پرکامبرین تا تریاس میان‌صورت گرفته و تغییر شکل‌ها و دگرگونی‌های مهمی در آن به وقوع پیوسته است. توده‌های نفوذی نظیر گرانیت‌های حاجی آباد، سیرجان، اقلید و توده‌های بازیک اسفندقه در بخش جنوبی پهنه سنندج- سیرجان رخنمون دارند.

در طی مزوزوئیک فعالیت‌های ماگمایی مهمی در پهنه سنندج - سیرجان رخ داده است. در این دوران پهنه سنندج - سیرجان تحت تأثیر حرکات تکتونیکی قرار گرفته است. این حرکات سبب تغییر در

واحدهای تکتونیکی، رسوبی و ماگمایی این پهنه شده و با چین خوردگی‌های مهم، بالآمدگی‌های ناحیه‌ای، ماگماتیسم و دگرگونی همراه بوده‌اند. اغلب توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی پهنه سندج - سیرجان از جمله باتولیت‌های الوند، بروجرد، ملایر، سامن، الیگودرز و ... در این دوران تشکیل شده‌اند. گرانیتوئیدهای ازنا - الیگودرز به صورت چندین توده نفوذی در شمال و شمال غرب الیگودرز تا ازنا سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای (سنگ‌های شیلی - ماسه سنگی دگرگون شده به سن اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک) را قطع نموده‌اند.

۲-۲- چینه‌شناسی پهنه سندج - سیرجان

پی سنگ دگرگونی پهنه سندج - سیرجان دارای سن پرکامبرین است که در بسیاری نقاط به صورت هورست بالا آمده است. به نظر می‌رسد که این پی سنگ در پرکامبرین تحت تأثیر چین خوردگی‌های مختلف و متناوب و دوره‌های فرسایشی متعدد قرار گرفته است. این پهنه از نظر ساختمانی و تاریخچه رسوبگذاری و همچنین رخدادهای تکتونیکی و فعالیت توده‌های نفوذی بویژه از دوره پرمین به بعد تا حدودی شبیه ایران مرکزی است (معین وزیری، ۱۳۷۷).

به عقیده اشتوکلین (۱۹۶۷)، پهنه سندج - سیرجان همچون زاگرس از اردوئیسین تا پرمین از آب خارج بوده و در پرمین به تدریج به زیر آب رفته است؛ اما نبوی (۱۳۵۵) معتقد است که وضعیت خشکی تا تریاس فوقانی ادامه داشته است. بر اثر فاز فشارشی که در اواخر تریاس روی داده در حاشیه غربی ایران مرکزی و پهنه سندج - سیرجان چین خوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۷). در ژوراسیک تحتانی با پیشروی مجدد آب رسوبات تخریبی به صورت دگرشیب بر روی رسوبات چین خورده پرموتریاس نهشته شده‌اند. در تریاس میانی و فوقانی، در قسمت جنوب شرق این زون، رسوبات آهکی، سیلیسی و آواری به مرمر، شیست، گنایس و کوارتزیت درجه متوسط تا بالا تبدیل گردیده‌اند (سبزه‌ای، ۱۳۷۵). همچنین فعالیت‌های ماگمایی از پویایی فرآیندهای تکتونیکی این زمان

حکایت دارد که بسیاری از پژوهشگران آنها را به فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی نسبت می‌دهند (بلون و بوقو، ۱۹۷۵).

پس از کوهزایی سیمین پیشین، فعالیت آتشفشانی در پهنه سنندج - سیرجان صورت گرفته است. در اواخر ژوراسیک، فازهای کوهزایی سیمین پیشین، چین‌خوردگی رسوبات سنندج - سیرجان را موجب شده است. در کرتاسه تحتانی پیشروی دریا بویژه در پهنه سنندج - سیرجان نهشته‌شدن رسوبات این دوره تا کرتاسه فوقانی را به صورت هم‌شیب بر روی رسوبات چین‌خورده ژوراسیک به همراه داشته است. در کرتاسه فوقانی، جنبش‌های تکتونیکی فعال (فاز لارامید)، در پهنه سنندج - سیرجان موجب در هم‌آمیختگی رسوبات و رواندگی‌های شدید شده و افیولیت‌ها و رادیولاریت‌ها در حاشیه نوار زاگرس مرتفع جای گرفته‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)، در نتیجه این فاز تکتونیکی لبه جنوب‌غربی بلوک ایران (پهنه سنندج - سیرجان)، از آب بالا آمده و در بسیاری از مناطق این پهنه و پهنه ایران مرکزی چین‌خوردگی به وقوع پیوسته است (اشتوکلین، ۱۹۶۸).

پهنه سنندج - سیرجان از نظر ماگماتیسم در ائوسن نسبتاً آرام بوده است. در پایان این دوره، فاز کوهزایی پیرنئن بر ایران مرکزی و پهنه سنندج - سیرجان اثر کرده که در نتیجه آن پی‌سنگ پرکامبرین بالاتر آمده است. در پی فاز کوهزایی ائوسن - الیگوسن، توده‌های بازیک نظیر گابروی خزرهره و پنجوین در این زون نفوذ کرده‌اند. پس از فازهای کوهزایی استرین و پاسادنین در کواترنری، یک فاز کششی در بیشتر نقاط ایران حاکم بوده است (بربریان، ۱۹۷۷). ولکانیسم کواترنر منطقه تکاب - قروه در پهنه سنندج - سیرجان احتمالاً نتیجه این فاز کششی بوده است (معین وزیری، ۱۹۷۷).

۲-۳- زمین‌ساخت پهنه سنندج - سیرجان

شاید مهمترین ساختارهای زمین‌شناسی در پهنه سنندج - سیرجان به دوران‌های مزوزوئیک سنوزوئیک مربوط باشد. با آغاز فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر قسمت جنوبی ایران مرکزی در ژوراسیک پسین دوره جدیدی از دگرشکلی‌ها و دگرگونی‌ها در پهنه سنندج - سیرجان آغاز شد.

از دیدگاه بربریان (۱۹۸۱) وجود دگرگونی‌های همزمان با تکتونیک در امتداد پهنه سنندج - سیرجان مربوط به دوره تریاس نشان‌دهنده دگربختی‌های فشارشی قوی در این زمان است. شواهد پترولوژی سنگ‌های دگرگونی سنندج - سیرجان دو فاز دگرگونی ناحیه‌ای همزمان با تکتونیک را نشان می‌دهد. پس از حرکات فشارشی تریاس میانی، ایران مرکزی و البرز دچار فرآیندهای کششی شدند که از دیدگاه محجل (۲۰۰۳) به عنوان دومین واقعه کششی بازوی جنوبی اقیانوس نئوتیس بوده است. این حرکات کششی در جنوب ایران باعث ایجاد حوضه‌ای عمیق حاوی رسوبات رادیولاریتی و آتشفشانی طی تریاس بالایی ژوراسیک شده است که زیر زون رادیولاریتی و بیستون را در بر می‌گیرد.

فرورانش اقیانوس تتیس جوان به سمت شمال در ژوراسیک با دگرگونی‌های همزمان با تکتونیک در همدان، ملایر، بروجرد و همچنین نفوذ و جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی نظیر کلاه‌قازی همراه بوده است. حرکات کوهزائی کرتاسه فوقانی (معادل لارامید) نیز اثرات شگرفی بر ناحیه سنندج - سیرجان داشته است. وجود دگرگونی فراوان، چین خوردگی و فرارانش افیولیت و فعالیت‌های آتشفشانی از مهمترین این اثرات است.

محجل و سهندی (۱۳۷۸)، ساختار سنندج - سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم‌راستا می‌دانند، اما علوی (۱۳۷۱)، اعتقاد دارد که تکتونیک غالب در سنندج سیرجان ساختارهای مرکب دوپلکس در بزرگ مقیاس و یا سیستم بادبزن فلسی با شیب کم تا زیاد به سمت شمال شرق می‌باشد. این سیستم گسلی سفره‌های رورانده دگرگونی و غیر دگرگون فانروزئیک را ده‌ها و شاید هم صدها کیلومتر حمل کرده‌اند. شواهد ساختاری حاکی از آن است که این راندگی‌ها از کرتاسه پایانی شروع شده و جهت راندگی‌ها از شمال شرق به سمت جنوب غرب بوده است. محجل و همکاران (۲۰۰۳) پهنه سنندج - سیرجان را به ۵ زیرپهنه تقسیم‌بندی کرده است که عبارتند از:

▪ زیرپهنه رادیولاریتی (تریاس پسین - کرتاسه پسین)

این زیر پهنه از غرب تا قبرس و از شرق تا عمان ادامه دارد. این زیرپهنه در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد، و شامل سنگ‌هایی به سن تریاس پسین تا کرتاسه پسین می‌باشد که در محیط‌های کم‌عمق و عمیق تشکیل شده‌اند.

- زیرپهنه بیستون

این زیرپهنه در ناحیه کرمانشاه، آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به سن تریاس تا کرتاسه را شامل می‌شود. ردیف‌های کم عمق تریاس بالایی - کرتاسه پایینی و ردیف‌های آهک‌های میکروولیتی و پلاژیک ژرف کرتاسه بالایی در این زیرپهنه رخنمون دارند.

- زیرپهنه افیولیتی

این زیر پهنه در دو ناحیه کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیت‌های کرمانشاه ۸۱ تا ۸۶ میلیون سال، (آشکوب سنونین) برآورد شده است.

- زیرپهنه حاشیه‌ای

این زیرپهنه سنگ‌های آتشفشانی (کمان آتشفشانی) با سن ژوراسیک پسین تا کرتاسه پسین را شامل می‌شود که در محیطی دریایی کم‌عمق رسوب کرده‌اند و در پهنه طول سنندج - سیرجان از اهمیت قابل ملاحظه برخوردار هستند.

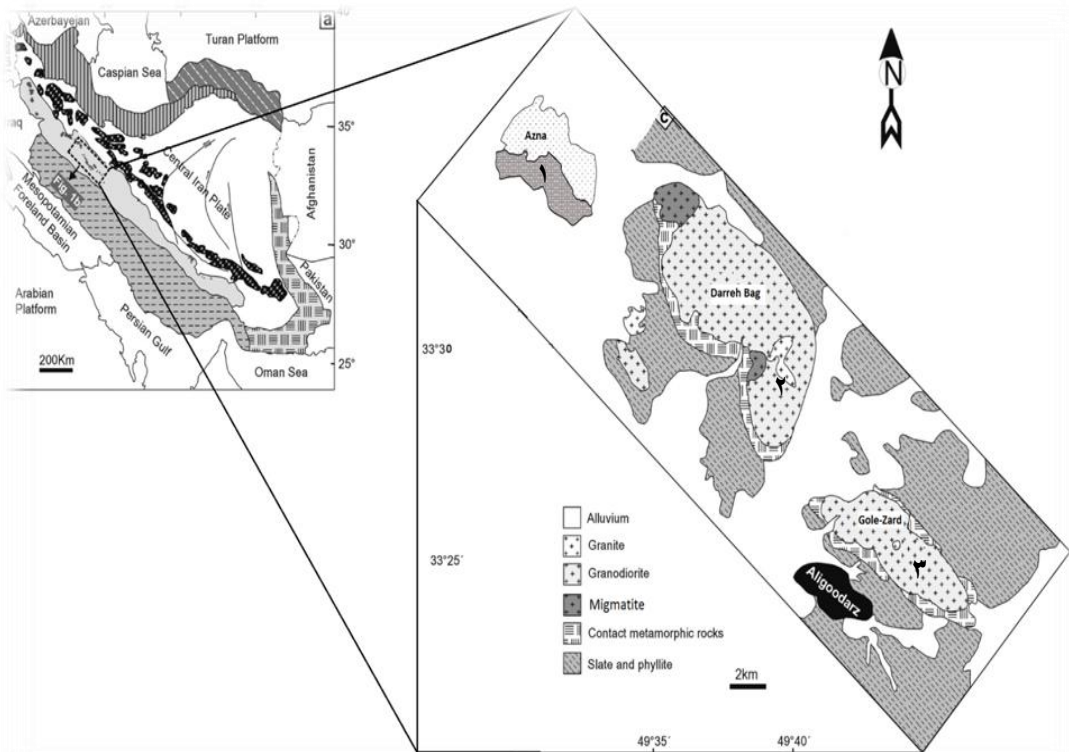
- زیرپهنه دارای دگرشکلی پیچیده

این زیرپهنه سنگ‌هایی به سن پالئوزوئیک و مزوزوئیک واقع در حاشیه آرام قسمت شمال شرقی اقیانوس نئوتتیس را دربر می‌گیرد و شامل سنگ‌های به شدت دگرگون شده و توده‌های نفوذی فراوان است به این دگرگونی‌ها نام‌هایی مانند مجموعه دگرگونی ژان، کمپلکس توتک، کولی‌کوش و سوریان و در الیگودرز مجموعه آبباریک نسبت داده شده‌است.

فعالیت ماگمایی گسترده در بخش‌های مرکزی پهنه سنندج - سیرجان به صورت توده‌های گرانیتوئیدی مانند باتولیت الوند و نواحی مجاور آن چون دهنو، بروجرد، الیگودرز، ازنا و ... تجلی پیدا کرده است. تعیین سن‌های جدید صورت گرفته بر روی توده‌های گرانیتوئیدی الوند و ملایر در محدوده

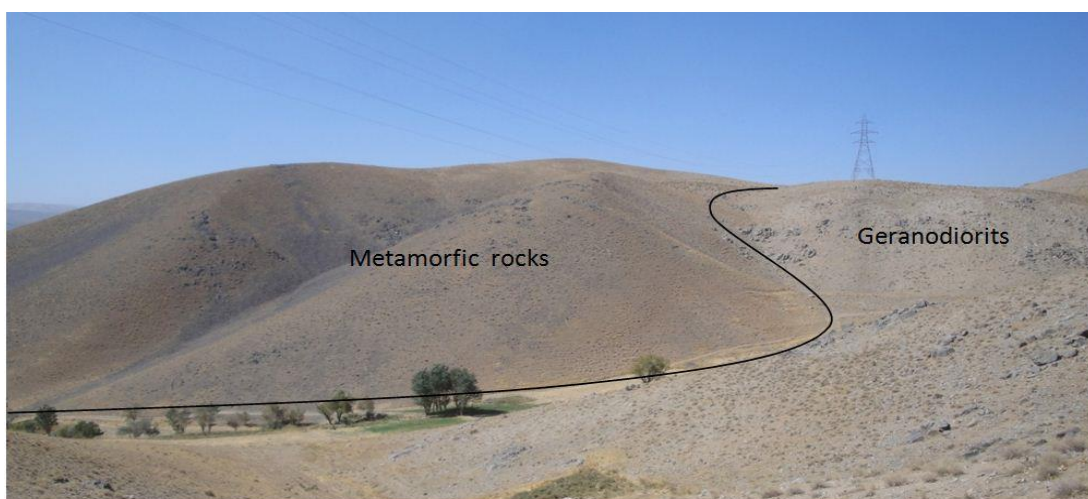
سنی ۱۸۷-۱۶۳ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) پیشنهاد شده است (احدنژاد و همکاران، ۲۰۱۱؛ شهبازی و همکاران، ۲۰۱۰). نتایج حاصل از تعیین سن زیرکن به روش U-Pb بر روی انواع سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه بروجرد (احمدی خلجی، ۲۰۰۶)، حاکی از یک فاز ماگماتیسم گسترده اما کوتاه‌مدت در محدوده سنی ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) در این بخش از پهنه سنندج - سیرجان می‌باشد. همچنین مطالعات سن‌سنجی که اخیراً به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های گرانیتوئیدهای ناحیه الیگودرز که به صورت درجا (روش لیزر ابلیشن (Laser Ablation))، توسط اثنی‌عشری (۲۰۱۱) صورت گرفته است، سن ۱۶۸ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی) را برای آنها تخمین زده است. این تعیین سن‌ها نشان می‌دهد با توجه به اینکه این توده‌های نفوذی از ذوب پوسته (دارای تفاوت‌های جزئی) مشتق شده‌اند، همه آنها دارای سن تقریباً یکسان ژوراسیک میانی بوده و نشان از فعالیت گسترده ماگمایی در بخش‌های میانی پهنه سنندج - سیرجان در این دوره سنی می‌باشد.

در شکل ۱-۲ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با تفکیک واحد سنگی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. همانطور که در شکل ۱-۲ می‌بینید جهت کشیدگی این توده‌ها با روند اصلی پهنه سنندج - سیرجان مطابقت دارد.



شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه و توده‌های گرانیتوئیدی رخنمون یافته در آن. ۱- شمال ازنا، ۲- درّه‌باغ یا ملاطالب، ۳- گل‌زرد یا خورهه (اقتباس از اثنی عشری، ۲۰۱۱، با اندکی اصلاحات).

توده‌های نفوذی یاد شده در بین سنگهای دگرگونی از نوع اسلیت، فیلیت و میکاشیست به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۲) و هاله‌ای از سنگهای دگرگونی مجاورتی را در اطراف خود پدید آورده‌اند.



شکل ۲-۲- دورنمایی از مرز توده گرانیتوئیدی گل‌زرد در محل تماس با سنگ‌های متاپلیتی میزبان. گرانودیوریتها با رنگ خاکستری روشن در سمت راست تصویر و سنگهای دگرگونی تیره رنگ در سمت چپ تصویر دیده می‌شوند. (دید به سمت غرب- جنوب غرب).

۲-۴- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز در بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) با سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک جای گرفته است و هاله‌ای از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی با درجه پایین تا متوسط (رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس) را در پیرامون خود ایجاد کرده است.

به طور کلی، مهمترین واحدهای سنگی مشاهده شده در محدوده مورد مطالعه بر اساس ترتیب سنی به قرار زیر می‌باشد:

۱ - متاپلیت‌ها و متاسندستونها (دگرگون شده در حد رخساره شیست‌سبز) به سن اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک (دگرگونی ناحیه‌ای) (شکل ۲-۳).

۲ - توده نفوذی مورد مطالعه و سنگ‌های مرتبط با آن (ژوراسیک میانی) (با سن حدود ۱۶۸ میلیون سال).

۳ - سنگ‌های دگرگونی مجاورتی درجه پایین تا متوسط.



شکل ۲-۳- تصویری از اسلیت و فیلیت‌های میزبان توده‌های نفوذی مورد مطالعه (دگرگونی ناحیه‌ای).

سنگ‌های نفوذی و همراهان آنها شامل :

(۱) گرانودیوریت‌ها

- آنکلاوها

- آنکلاوهای متاپلیتی

۱. آنکلاوهای سورمیکاسه

۲. آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی

- آنکلاوهای سیلیسی

- زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها

- رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی و رگه‌های کوارتزی

- ۲) گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها

- ۳) دایک‌های گابرودیوریتی

توده‌های نفوذی:

۲-۵- گرانودیوریتها:

گرانودیوریتها از سازندگان مهم توده‌های گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز می‌باشند (شکل ۲-۴). گرانودیوریتها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به روشن می‌باشند و دارای ساخت گرانولار هستند. این سنگها دارای بافت گرانولار تا پورفیروئیدی می‌باشند. گرانودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی گل‌زرد توسط دایک‌های میکرودیوریتی قطع شده‌اند (شکل ۲-۵). پگماتیت‌های متشکل از دانه‌های درشت پتاسیم-فلدسپار، کوارتز، تورمالین‌های خورشیدی (شکل ۲-۶) و مسکوویت که بصورت رگه و رگچه در یک راستای شمالی - جنوبی توسعه یافته‌اند این گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند. گرانودیوریتها در برخی مناطق به شدت هوازده و فرسوده بوده و مورفولوژی آنها به صورت تپه ماهوری است.



شکل ۲-۴- دورنمایی از گرانودیوریت‌های رخنمون یافته در توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) (دید به سمت شرق).



شکل ۲-۶- تصویری از تورمالین‌های خورشیدی در پگماتیت‌های رگه‌ای قطع کننده گرانودیوریت‌ها.



شکل ۲-۵- تصویری از دایک‌های قطع کننده توده گرانیتوئیدی گل‌زرد.

۱- ۲-۶- آنکلاوها

اغلب توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی حاوی قطعاتی از سنگ‌های بیگانه یا میزبان می‌باشند که از دیرباز مورد توجه محققین بوده است. اصطلاح آنکلاو برای اولین بار توسط (لاکروا^۱، ۱۸۹۰)، به منظور توصیف قطعات سنگی موجود در سنگ‌های آذرین همگن، بدون توجه به اندازه آنها ارائه شد. آنکلاوها در هر اندازه که باشند (به طول چند میکرون تا صدها متر)، کاملاً توسط سنگ میزبان احاطه شده‌اند. اگرچه آنکلاوها معمولاً از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف تشکیل شده‌اند اما در مواردی ممکن است فقط از یک کانی تشکیل شده باشند. برخی از آنکلاوها از اختلاط ماگمایی حاصل گردیده‌اند و

^۱- Lacroix

گرانیتوئیدهای دربرگیرنده‌اشان همسن هستند. برخی آنکلاوها نیز قدیمی‌تر از سنگ دربرگیرنده‌شان هستند. با توجه تعریف آنکلاوها، آنکلاوهای مشاهده شده در توده گرانیتوئیدی مورد بررسی را می‌توان در دسته‌های زیر رده‌بندی کرد:

- آنکلاوها شامل:

• آنکلاوهای متاپلیتی

۱. آنکلاوهای سورمیکاسه

۲. آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی

• آنکلاوهای سیلیسی

• زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها

۲-۶-۱- آنکلاوهای متاپلیتی

۳-۶-۱- آنکلاوهای سورمیکاسه

آنکلاوهای سورمیکاسه نیز نوعی از آنکلاوهای متاپلیتی هستند که اغلب کوچک و عدسی شکل و تیره رنگ هستند که اساساً از بیوتیت، کوارتز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. آنکلاوهای سورمیکاسه، به صورت پراکنده در کل توده مشاهده می‌گردند.

۲-۶-۱- آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی

با توجه به شواهد صحرایی از جمله حضور آنکلاوهای حاوی پورفایروبلاست‌های آندالوزیت و زینوکریست‌های آندالوزیت (در مقیاس وسیع) و سیلیمانیت و وزوویانیت (در مقیاس کمتر)، فلدسپارزایی و شواهد میکروسکوپی از جمله ایجاد بافت گرانوبلاستی و پورفایروبلاستی پتروگرافی و .. می‌توان اظهار داشت که در اثر جایگیری ماگماهای بازیک - حدواسط با ترکیب گابرو تا دیوریت در بین مجموعه متاپلیتی شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست و گارنت‌میکاشیست، دما بالا رفته و دگرگونی مجاورتی گسترده‌ای صورت گرفته که تا حد ذوب مجموعه دگرگونی و تشکیل میگماتیت پیش‌رفته است. ابتدا آندالوزیت‌هورنفلس و سپس سیلیمانیت‌هورنفلس تشکیل شده است و با گذر از مرز دمایی

ذوب متاپلیت‌ها، ماگماهای گرانیتوئیدی به وجود آمده‌اند، سپس ماگماهای تولید شده که قطعاتی از سنگ‌های میزبان، به صورت آنکلاو در آن حضور دارد و کاملاً ذوب نشده یا سالم‌اند به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و جایگزین شده‌اند. این آنکلاوها به صورت اشکال اشکی، بیضوی، کروی و یا بی‌شکل در سرتاسر توده یافت می‌گردد. بلورهای آندالوزیتی و رشته‌های سیلیمانیتی موجود در این آنکلاوها مبین دگرگونی مجاورتی سنگ میزبان توسط توده، بر اثر جایگیری ماگمای بازیکی صورت گرفته است که در بخش‌های زیرین منطقه نفوذ کرده است. این آنکلاوها در واقع آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی هورنفلسی به حساب می‌آیند و بخشهای گسیخته شده سنگهای دگرگونی مجاورتی می‌باشند که در طی صعود و جایگزینی ماگماهای گرانیتوئیدی گسیخته شده و با آن به سمت ترازهای بالاتر پوسته حمل شده‌اند.

۴-۲-۶-۱-۳- آنکلاوهای سیلیسی

آنکلاوهای سیلیسی در واقع بخش‌هایی از رگه‌های سیلیسی هستند که در طی واکنش‌های آبردایی و سیلیسی‌زدایی تشکیل شده‌اند. از اینگونه آنکلاوها در توده‌های گرانیتوئیدی گل‌زرد و دره‌باغ به وفور دیده می‌شود. اندازه آنها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغیر است و در برخی موارد اندازه آنها به چند دسی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۸). این زینولیت‌ها یا آنکلاوها تماماً از کوارتز تشکیل شده‌اند و در مواردی توسط پوششی از مسکوویت و بیوتیت در بر گرفته شده‌اند. در برخی موارد نیز این آنکلاوها، همراه با بخشی از سنگ‌میزبان خود یعنی متاسندستون‌ها، متاسیلستون‌ها و متاپلیت‌ها یافت می‌شوند. به طور کلی می‌توان گفت که با افزایش دما در طی دگرگونی ناحیه‌ای و رسیدن به محدوده دمایی زون‌های کلریت، موسکوویت، بیوتیت و سرانجام گارنت در سنگ‌های دگرگونی واکنش‌هایی صورت می‌گیرد که در مجموع تمایل دارند با افزایش دما کانی‌های بی‌آب‌تری تولید کنند. مثلاً کلریت و مسکوویت با هم واکنش می‌دهند و بیوتیت، گارنت، کوارتز (سیلیس) و مقداری آب تولید می‌شود (ولی زاده و صادقیان، ۱۳۸۰ (ترجمه فری و بوخر، ۱۹۹۴)).



نگاهی به اینگونه واکنش‌ها نشان می‌دهد که در سمت راست این واکنش‌ها همیشه مقداری SiO_2 و H_2O وجود دارد. آب آزاد شده در جریان واکنش‌ها معمولاً از دمای نسبتاً بالایی برخوردار است، چون این واکنش‌ها در محدوده دمایی بیش از 350°C درجه سانتی‌گراد انجام می‌گیرند، در نتیجه آب آزاد شده طی چرخش در سنگ‌ها سیلیس موجود در برخی از کانی‌ها به ویژه کوارتز را در خود حل می‌کند و همراه با مقدار سیلیسی که از قبل در آن وجود داشته، در سنگ به حرکت در می‌آید. از آنجایی که فشار لیتوستاتیک نسبتاً زیادی بر سیال اعمال می‌شود، سیال مجبور است به سمت ترازهای فوقانی حرکت کند و همچنین در طی حرکت به سمت بالا و در اثر فشار فاز سیال، سنگ‌های موجود در سر راه مسیر صعود، شکسته می‌شوند (گسیختگی هیدروستاتیک) و سیال حاوی سیلیس در فضاهای خالی ایجاد شده تمرکز پیدا می‌کند و به صورت رگه‌ها، رگچه‌ها و عدسی‌های کوچک و بزرگ سیلیسی متبلور می‌شود. اگر سنگ‌های دگرگونی حاوی اینگونه رگه‌ها دچار دگرگونی مجاورتی شوند فقط در حد تبلور مجدد و افزایش اندازه دانه‌ها، تغییراتی در این رگه‌های سیلیسی صورت می‌گیرد. زیرا این رگه‌ها تک کانی هستند و زمینه و یا شرایط مساعد برای تغییر و تحولات کانی‌شناسی در آنها وجود ندارد ولی اگر در طی دگرگونی مجاورتی دما تا آن اندازه بالا رود که سنگ به شرایط میگماتیت-زایی و نهایتاً تولید ماگمای گرانیتی-گرانودیوریتی برسد می‌تواند این رگه‌ها را از هم گسیخته و متلاشی کند و به درون مذاب گرانیتی راه پیدا کنند. حال اگر قطعاتی از این رگه‌ها یا توده‌های سیلیسی بتوانند در طی فرآیند ذوب هویت اصلی خود را حفظ کنند، می‌توانند به صورت آنکلاو سیلیسی در توده گرانیتوئیدی ظاهر شوند.



ب



الف



د



ج



ه



و

شکل ۲-۷- تصاویری از آنکلاوهای مشاهده شده در توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه: الف) آنکلاو متاپلیتی کشیده حاوی توده سیلیسی، ب) آنکلاو متاپلیتی آندالوزیت هورنفلسی دارای پورفیروبلست‌های آندالوزیت، ج) تصویری از یک آنکلاو متاپلیتی که در آن فلدسپارزایی (به صورت بلورهای درشت پلاژیوکلاز) مشاهده می‌شود، د) تصویری از یک آنکلاو متاپلیتی که در اثر اقامت درون مذاب گرانودیوریتی تا حدودی ساخت گرانوبلاستی پیدا کرده است، ه) آنکلاو متاپلیتی که در اثر گرمای ناشی از مذاب گرانودیوریتی به گرانیت دانه‌ریز تبدیل شده است، و) آنکلاو سیلیسی (در واقع زینولیت سیلیسی) مشاهده شده در سنگ‌های گرانودیوریتی.

۵- ۷-۲- زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها

این واژه‌ها برای توصیف قطعات بیگانه یا بلورهای جدا شده‌ای که به درون ماگما راه یافته‌اند، مورد استفاده قرار می‌گیرند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰). زینوکریست‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه شامل پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و گارنت است. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت در مقیاس نمونه دستی و صحرایی به راحتی قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۷-۲ - الف) و با ابعاد مختلفی از یک سانتیمتر تا چند سانتیمتر (حداکثر پنج سانتی‌متر) مشاهده شده‌اند. بلورهای آندالوزیت غالباً در اثر واکنش با سیالات ماگمایی موجود در حین تبلور ماگما واکنش داده‌اند و به صورت جزئی تا کامل به سریست تبدیل شده‌اند و به راحتی از سنگ دربرگیرنده خود جدا می‌گردند (شکل ۷-۲ - ب)، زینوکریست‌های گارنت به ندرت یافت می‌شوند و صرفاً در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده هستند. وجود این پورفیروبلاست‌ها در توده‌های گرانیتوئیدی مورد نظر نشان‌دهنده ماهیت متاپلیتی سنگ مادر این توده‌ها می‌باشند که در اثر نفوذ ماگمای بازیک - حدواسط در درون مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیت‌ها (اسلیت و فیلیت و گارنت میکاشیست) جایگزین گردیده‌اند. در اثر جایگزینی ماگماهای مذکور، دمای مجموعه دگرگونی بالا رفته و مجموعه دگرگونی مجاورتی نسبتاً وسیعی را به وجود آورده است، به طوری که در آن پورفیروبلاست‌های آندالوزیت تشکیل گردیده‌اند.

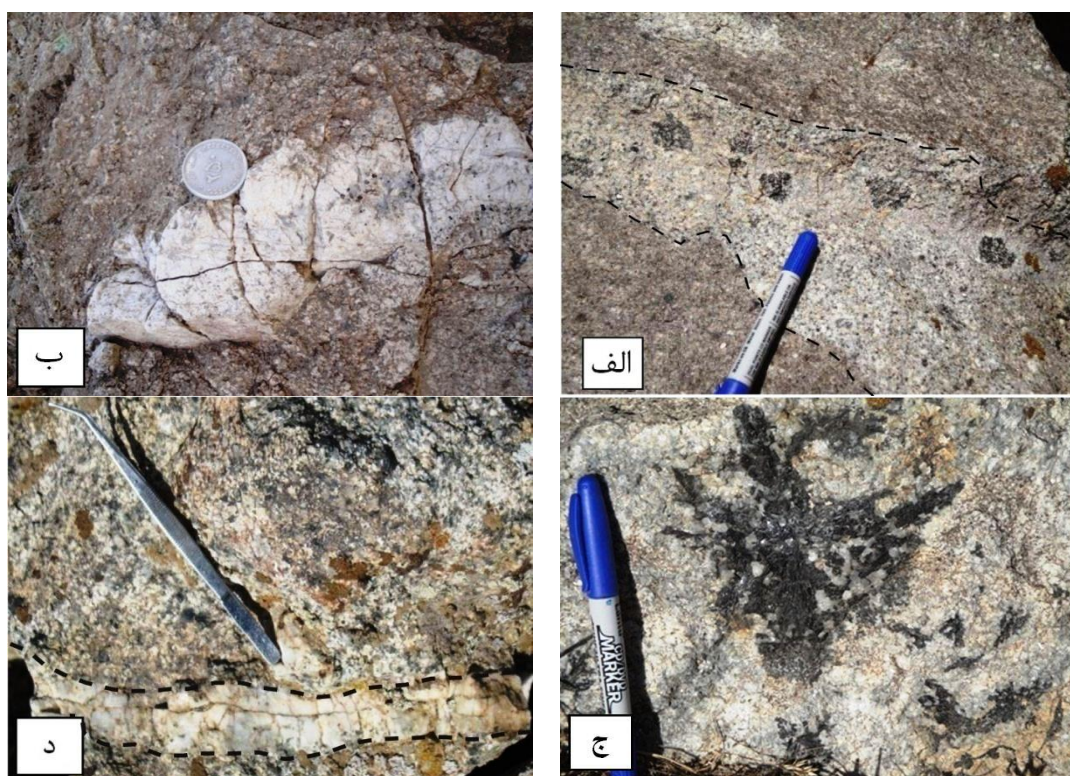


شکل ۷-۲- تصاویری از زینوکریست‌های آندالوزیت موجود در منطقه مورد مطالعه. الف) پورفیروبلاست آندالوزیت موجود در گرانودیوریت‌ها، ب) پورفیروبلاست‌های آندالوزیت با حاشیه‌های سریستی شده در ابعاد یک تا پنج سانتیمتری که از گرانودیوریت‌های توده نفوذی گل‌زرد جمع‌آوری شده است.

۶-۲-۸- رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی

گرانودیوریت‌ها توسط تعدادی رگه آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی قطع شده‌اند که در جهات مختلف توسعه یافته‌اند و اندازه آنها از چند سانتیمتر تا چند متر متغیر است.

رگه‌های آپلیتی سفید رنگ و ریزدانه می‌باشند و دارای ساخت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. کانی‌های تشکیل دهنده این رگه‌ها عمدتاً پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز، پرتیت، میکروکلین، بیوتیت و تورمالین می‌باشند. در بعضی رگه‌ها، دانه‌های بسیار ریز و فراوان تورمالین دیده می‌شود (شکل ۲ - ۹ - الف). رگه‌های آپلیتی حاوی تورمالین حاصل تبلور بخش باقیمانده و تفریق یافته مذاب‌های گرانیتوئیدی می‌باشد که غنی از (B) بوده‌اند.



شکل ۲-۹- تصاویری از رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی و کوارتزی قطع کننده توده‌های منطقه مورد مطالعه: الف) تصویری از رگه آپلیتی حاوی نودول‌های تورمالین، ب) رگه پگماتیتی با ترکیب کوارتز و فلدسپار که در بخش مرکزی حاوی تورمالین می‌باشد. ج) تجمع بلورهای تورمالین با آرایش شعاعی یا خورشیدی در پگماتیت‌های تورمالین‌دار، د) رگه کوارتزی قطع کننده گرانودیوریت‌ها.

رگه‌های کوارتزی آخرین باقیمانده‌های مذاب‌های گرانیتی- گرانودیوریتی، تفریق یافته‌اند که به صورت رگه و رگچه تبلور پیدا کرده‌اند. این رگه‌ها دارای ضخامت و گسترش بسیار متنوعی هستند و در

جهت مختلف گسترش پیدا کرده‌اند ولی از فراوانی چندانی برخوردار نیستند، این رگه‌ها در نقاط مختلف توده گرانیتوئیدی گل‌زرد مشاهده شده‌اند (شکل ۲ - ۹ - د).

رگه‌های پگماتیته اندکی توده‌های نفوذی مورد مطالعه را قطع کرده‌اند. ضخامت این رگه‌ها از چند دسی‌متر تا چند سانتیمتر متغیر می‌باشد. بلورهای درشت کوارتز، فلدسپار آلکالن و تورمالین‌های خورشیدی (شکل ۲ - ۹ - ب و ج) و ورقه‌های ریز مسکوویت کانی‌های سازنده این پگماتیته‌ها می‌باشند. در برخی موارد پگماتیته‌ها به صورت موضعی یا محلی تشکیل شده‌اند و حاصل تبلور بخش‌های تفریق یافته مذاب‌های گرانیتی هستند که از آب و مواد فرار غنی شده‌اند. این‌گونه پگماتیته‌ها دارای مرز تدریجی با گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌های اطراف خود می‌باشند.

۹-۲- گرانیت‌ها

این سنگها از دیگر سازندگان توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه هستند. گرانیت‌ها بخش اندکی (از لحاظ حجمی و گسترش سطحی) از توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز را شامل می‌شوند. این سنگها دارای مقادیر فراوانی تورمالین می‌باشند که بصورت پراکنده، رگه‌ای و توده‌ای همراه آنها دیده می‌شود. گرانیتها به صورت بخشهای تفریق‌یافته موضعی همراه با گرانودیوریتها یافت می‌شود. منتهی به علت رخنمون موضعی و کم آنها قابل نمایش به صورت به یک واحد مجزا نمی‌باشند. گرانیتها نسبت به گرانودیوریتها دارای کانیهای تیره کمتری هستند. ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و کوارتز کانیهای اصلی سازنده این سنگها هستند. بیوتیت و تورمالین در آنها یافت می‌شود. منتهی مقدار بیوتیت نسبت به گرانودیوریتها بسیار کمتر است. گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریتها فاقد آندالوزیت هستند. گرانیتها به شکل دایک، رگه یا آپوفیزهای کوچک و بزرگ گرانودیوریتها را قطع کرده‌اند.

۱۰-۲- لوکوگرانیت‌ها

حجم بسیار کمی از سنگهای منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. به رنگ سفید تا خاکستری هستند. بیشترین گسترش آنها در توده شمال ازنا مشاهده می‌شود. لوکوگرانیتها در نمونه دستی دارای رنگ سفید بسیار روشن هستند (شکل ۲-۱۰) و در مقایسه با گرانودیوریتها و گرانیتها به مراتب دانه‌ریزتر

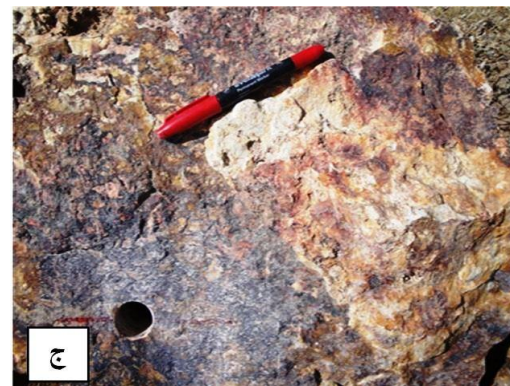
می‌باشند. و کوگرانیت‌ها به صورت آپوفیز، دایک و رگه و رگچه گرانودیوریتها و گرانیتها را قطع کرده‌اند. (شکل ۲-۱۱). در لوکوگرانیتها تورمالین به صورت دانه‌ای پراکنده، تجمعات موضعی، تجمعات نودولی و رگچه‌های کوارتز تورمالین یافت می‌شوند. لوکوگرانیتها فاقد کانی تیره مانند بیوتیت هستند و کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها عبارتند از: پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار آلکالن و تورمالین. در لوکوگرانیت‌های منطقه مورد مطالعه بلورهای تورمالین به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و در نمونه دستی به رنگ سیاه دیده می‌شوند. در توده گرانیتوئیدی گل‌زرد تورمالین به صورت دانه‌های پراکنده تا اجتماعی از دانه‌های ریز و درشت یا به صورت توده‌ها یا نودول‌های کوچک مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۲ - الف). این نودول‌ها در توده گرانیتوئیدی گل‌زرد معمولاً از ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر قطر دارند و از تورمالین + کوارتز (\pm فلدسپار) تشکیل شده‌اند. هسته این نودولها توسط حاشیه‌ای از کوارتز و فلدسپار احاطه شده است که به آن نام هاله یا زون سفید شده (شسته شده) گفته می‌شود (بالن و بروسکا، ۲۰۱۱). این نودول‌ها معمولاً توزیع ناهمگنی در سنگ دارند. به طور کلی تورمالین‌های مشاهده شده در لوکوگرانیت‌ها به صورت تجمعات موضعی، پراکنده و یا رگه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۲، الف و ب). تورمالین‌ها علاوه بر حالت نودولی به صورت رگه‌های غنی از تورمالین نیز دیده شده‌اند. این رگه‌ها گرانودیوریت‌ها را قطع می‌کنند و به علت دانه‌ریز بودن تورمالین‌های موجود در این رگه‌ها، اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند. این سنگها به صورت آپوفیز، دایک و رگه و رگچه گرانودیوریتها و گرانیتها را قطع کرده‌اند. با توجه به شواهد ذکر شده لوکوگرانیتها نسبت به سنگهای میزبان خود جوانتر می‌باشند. البته اختلاف سنی نباید خیلی زیاد باشد. همانطور که بعداً توضیح خواهیم داد لوکوگرانیتها حاصل ذوب بخشی گرانودیوریتها می‌باشند که در مراحل پایانی تشکیل توده گرانیتوئیدی دره‌باغ جایگیری کرده‌اند. لوکوگرانیتها همانند سایر سنگهای میزبان خود متحمل تنشهای حاکم بر منطقه شده و برگوارگی نسبتاً واضحی در آنها تشکیل شده است. ولی شدت برگوارگی در آنها در مقایسه با گرانودیوریتها ضعیف‌تر می‌باشد.



شکل ۲-۱۱- تصویری از لوکوگرانیتها که به صورت دایک یا رگه گرانودیوریتها را قطع کرده‌اند.



شکل ۲-۱۰- تصویری از رگه تورمالین قطع کننده گرانودیوریت‌های مورد مطالعه.



شکل ۲-۱۲- الف) تجمعات تورمالین به صورت نودول و حاشیة سفید رنگ متشکل از کوارتز و فلدسپار که تورمالین‌ها را احاطه کرده است، ب) تبلور تورمالین در میان شکستگی‌ها به صورت رگه‌ای، ج و د) لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار که تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته‌اند و به رنگ‌های زرد، قرمز و قهوه‌ای دیده می‌شوند.

میگماتیتها: این سنگها عمدتاً در غرب و شمال غرب توده گرانیتوئیدی الیگودرز (دره باغ) مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۱۳). در این سنگها آثاری از ذوب بخشی دیده می‌شود. این ساختها حاکی از به حالت خمیری درآمدن این سنگها در اثر حرارت زیاد می‌باشند. در این ساختها بخش‌های روشن به

صورت رگه‌های نامنظم در حد چند سانتیمتر توسعه یافته‌اند و به طور واضح ترکیب گرانیتی-گرانودیوریتی دارند و از کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت و اپاک تشکیل شده‌اند.



شکل ۲-۱۳- میگماتیت‌زایی در حاشیه شمال غربی توده گرانیتوئیدی دره‌باغ.

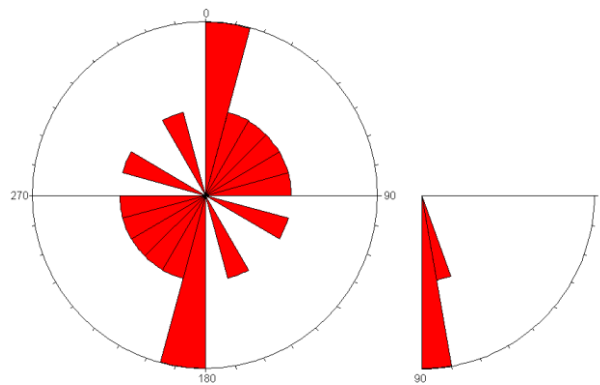
۱- ۲-۱۱- دایک‌های گابرودیوریتی

تعداد اندکی دایک 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 ۲۰۰ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۲-۱۴).

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. این دایک‌ها دارای روند شمالی - جنوبی هستند (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۴- تصاویری از دایک‌های گابرودیوریتی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی گل‌زرد: الف و ب) دورنمایی از دایک‌های گابرودیوریتی دید به سمت شمال، ج و د) نمای نزدیکی از رابطه بین دایک‌ها و سنگ‌های گرانودیوریتی میزبان‌شان.



شکل ۲-۱۵- رزداگرام دایک‌های گابرودیوریتی. همانطور که این تصویر نشان می‌دهد غالباً دارای روند شمالی-جنوبی و شیب زیاد می‌باشند.

۲-۱۲- دگرگونی مجاورتی ناشی از تزریق توده‌های گرانیتوئیدی

تزریق توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در سنگ‌های متاپلیتی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک (سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای میزبان) باعث پدید آمدن هاله دگرگونی کم‌ضخامتی (دگرگونی مجاورتی دمایی

پایین تا متوسط) در حد رخساره آلبیت - اپیدوت هورنفلس تا حداکثر کردیریت هورنفلس شده است. بر روی تصویر ماهواره‌ای هاله دگرگونی مجاورتی ایجاد شده با رنگ تیره‌تر نسبت به سایر سنگ‌های میزبان‌شان مشخص می‌گردد. در دگرگونی مجاورتی تشکیل شده به زحمت می‌توان پورفیروبلست‌های کردیریت را مشاهده کرد. در مجموع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی از توسعه زیادی برخوردار نیستند. عمدتاً تأثیر دگرگونی مجاورتی به صورت استحکام یافتگی بیشتر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای میزبان و تغییر رنگ آنها (تیره‌تر شدن) تجلی پیدا کرده است.

۲-۱۳- نتیجه‌گیری

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز در پهنه ساختاری سنندج - سیرجان به درون سنگ‌های متاپلیتی اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک تزریق شده‌اند و در اثر نفوذ به درون این سنگ‌ها، هاله دگرگونی مجاورتی کم ضخامتی ایجاد شده است. این توده‌های نفوذی از سه واحد سنگی اصلی گرانودیوریتی، لوکوگرانیتی و دایک‌های گابرو دیوریتی تشکیل گردیده‌اند. بر اساس مشاهدات صحرایی گرانودیوریت‌ها، عمده‌ترین واحد و پیکره اصلی توده‌های نفوذی گل‌زرد و دره‌باغ را تشکیل می‌دهند و در صحرا به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. گرانودیوریت‌ها توسط لوکوگرانیت‌ها، دایک‌های گابرو دیوریتی، رگه‌ها و رگچه‌های آپلیتی و پگماتیتی قطع شده‌اند. گرانیت‌ها دارای مقدار کمتری کانی مافیک (بیوتیت) هستند. لوکوگرانیت‌ها تقزیباً فاقد بیوتیت می‌باشند و در صحرا به رنگ کاملاً سفید دیده می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها در واقع از ذوب گرانودیوریت‌ها و تفریق ماگمایی مذاب حاصله ایجاد شده‌اند. لوکوگرانیت‌ها غالباً تورمالین‌دار هستند و تورمالین به دو صورت رگه‌ای و نودولی در این سنگ‌ها یافت می‌شود. وجود دایک‌های گابرو دیوریتی بیانگر رژیم‌های کششی موضعی مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی است که به تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق منجر شده و سپس مواد مذاب به درون آن‌ها راه یافته است.

جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی با دگرگونی مجاورتی کم وسعتی در حد آلبیت- اپیدوت هورنفلس و کردیریت هورنفلس همراه بوده است. بر اساس شواهد صحرایی اختلاف زمانی بین توده‌های بازیک و

فلسیک چندان زیاد نبوده است. حضور آنکلاوهای متاپلیتی (سورمیکاسه، آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی)، آنکلاوهای سیلیسی و پورفیروبلاستهای آندالوزیت از ویژگی‌های بارز این توده‌های گرانیتوئیدی محسوب می‌شود. با توجه به کلیه شواهد موجود از جمله حضور گسترده پورفیروبلاستهای آندالوزیت، آنکلاوهای متاپلیتی آنکلاوهای سیلیسی، حضور گسترده بیوتیت، حضور تورمالین در سنگ‌های گرانودیوریتی می‌توان گفت که توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز، در زمره گرانیتوئیدهای تیپ S (پالین‌ژنتیک) قرار می‌گیرند.

فصل سوم

پتروگرافی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز تعداد زیادی نمونه‌دستی برداشت شد. برای مطالعه پتروگرافی حدود ۳۰۰ نمونه مقطع نازک و صیقلی میکروسکوپی تهیه گردید که جهت مطالعه و شناسایی کانی‌ها، بافت و نام سنگ، دگرسانی و ... استفاده شد.

۳-۱- پتروگرافی واحدهای سنگی مختلف سازنده توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز

به طور کلی در توده‌های نفوذی مورد مطالعه گروه‌های سنگی مختلفی از قبیل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت، لوکوگرانیت و به مقدار کمتر گابرویدیوریت (دایکها) رخمون دارند. از بین سنگ‌های نام برده گرانودیوریت‌ها بیشترین و گابرویدیوریت‌ها دارای کمترین فراوانی هستند. بر اساس تلفیق مطالعات صحرایی و بررسی‌های دقیق پتروگرافی، مهمترین واحدهای سنگی رخمون یافته توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز عبارتند از: ۱- گرانودیوریت‌ها، ۲- گرانیت‌ها، ۳- لوکوگرانیت‌ها، ۴- دایکهای گابرویدیوریتی.

در جدول ۳-۱ علائم اختصاری بکار رفته برای کانی‌های مورد بررسی ارائه شده است. علائم از کرتز، ۱۹۸۳ اقتباس شده است.

جدول ۳-۱ علامت اختصاری کانی‌ها از (کرتز، ۱۹۸۳).

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Pl	پلاژیوکلاز	Bt	بیوتیت	Ep	اپیدوت
Otz	کوارتز	And	آندالوزیت	Grt	گارنت
Tour	تورمالین	Hb	هورنبلند سبز	Mus	مسکوویت
Kfs	آلکالی فلدسپار	Chl	کلریت	Zr	زیرکن
Mic	میکروکلین	Ap	آپاتیت	Sph	اسفن
Mt	مگنتیت	Sil	سیلیمانیت		

۳-۱-۱- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها پیکره اصلی این توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه تشکیل می‌دهند و از شرق تا غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار دانه متوسط تا دانه‌ریز می‌باشند، و اغلب کانی‌های آنها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند (شکل ۳-۱). کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم (ارتوز- میکروکلین) می‌باشند. بررسی‌های پتروگرافی حاکی از آن است که واحدهای مزبور، حاوی کانی‌های فرعی متنوعی از قبیل آندالوزیت، تورمالین، هورنبلندسبز، زیرکن، اسفن، روتیل، گارنت و آپاتیت می‌باشند. کلریت، اپیدوت - زوئیزیت و کلسیت از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که به ترتیب از دگرسانی کانی‌هایی از قبیل بیوتیت و پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند.

کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز یکی از بارزترین کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌هاست. این کانی به صورت شکل-دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاه بی‌شکل در ابعاد مختلف در این سنگ‌ها یافت می‌شود. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی‌های روشن موجود در گرانودیوریت‌هاست. پلاژیوکلاز دارای ماکل تکراری و منطقه بندی ترکیبی است. همچنین رشد دو مرحله‌ای در برخی از آنها دیده شده است (شکل ۳-۱- الف و ب). پلاژیوکلازها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت، اسفن و زیرکن می‌باشند. پلاژیوکلازها ندرتاً دگرسان شده‌اند و غالباً سالم می‌باشند. در زون‌های دگرسان شده بلورهای پلاژیوکلاز به بلورهای ریز سریسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل گردیده‌اند. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهد که پس از تبلور پلاژیوکلاز، مذاب باقیمانده از پتاسیم غنی گردیده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز پیش رفته است. از این مذاب غنی از پتاسیم، ارتوز متبلور گردیده است. در حین تماس پلاژیوکلازها با باقیمانده مذاب غنی از پتاسیم ذکر شده، نوعی واکنش یا تبادل عنصری بین این دو صورت گرفته است. این امر باعث گردیده است که پلاژیوکلازها به تدریج به فلدسپارپتاسیک از نوع ارتوز پرتیتی تبدیل شوند. حالت‌های جزئی تا کاملی از این نوع تبدیل شدگی در مقاطع نازک این سنگ‌ها مشاهده می‌گردد. در مراحل اولیه آثار این

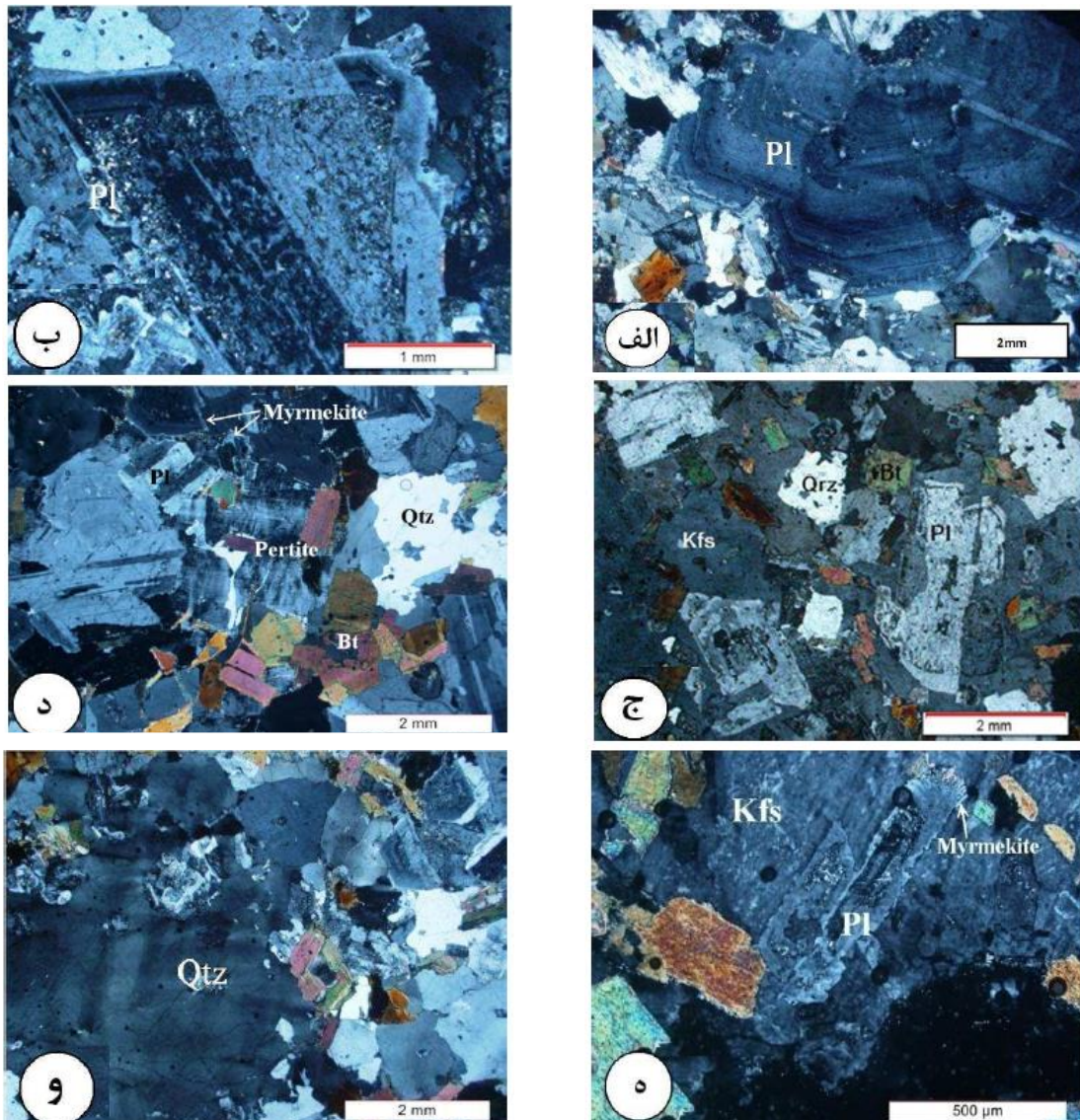
پدیده به صورت خوردگی و از بین رفتن حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوز به صورت لکه‌های پراکنده در حاشیه پلاژیوکلازها و یا در داخل فلدسپارهای پتاسیک و بعضی اوقات با حضور میرمکیت مشخص می‌گردد (شکل ۳-۱-ج و د). تشکیل میرمکیت با هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز و آزاد شدن کلسیم و سیلیسیم صورت می‌گیرد. سیلیسیم اضافی طبق واکنش زیر برای تشکیل کوارتز کرمی شکل مصرف می‌شود (کولینز^۲، ۱۹۹۶).



در مراحل پیشرفته‌تر پلاژیوکلازها دچار خوردگی و تحلیل رفتگی زیادی شده‌اند و به قطعات ناپیوسته‌ای تبدیل گردیده‌اند. در این حالت دارای حاشیه‌های کاملاً مضرّس هستند و با میرمکیت‌زایی شایعی همراه می‌باشند (شکل ۳-۱-د). در مراحل بسیار پیشرفته پلاژیوکلاز به صورت لکه‌ها و یا بخش‌های بسیار کوچکی در زمینه‌ای از ارتوز دیده می‌شوند و در بعضی موارد نیز فقط شبی از پلاژیوکلاز باقیمانده است، در این حالت ارتوز، مجموعه‌ای از کانی‌های بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت و بخش‌های باقیمانده از بلورهای پلاژیوکلاز را در بر می‌گیرد. در این موارد منظره‌ای متجلی می‌گردد که شبیه شناور شدن سایر کانی‌ها در دریایی از ارتوز می‌باشد. این پدیده از پدیده‌های بسیار بارز سنگ‌های گرانودیوریتی است (شکل ۳-۱-ه).

کوارتز: این کانی بعد از پلاژیوکلاز فراوانترین کانی تشکیل دهنده گرانودیوریت‌ها است. کوارتزها بی‌شکل و دارای خاموشی موجی است و پرکننده فضای بین سایر بلورها می‌باشد. با توجه به شواهد میکروسکوپی کوارتز همزمان تا بعد از ارتوز تبلور یافته است. اندازه دانه‌های کوارتز از بسیار ریز تا نسبتاً درشت متغیر است. ساب‌گرین شدن یا دانه‌ریز شدن در امتداد مرز برخی از دانه‌های کوارتز مشاهده می‌شود ولی چندان شایع نیست (شکل ۳-۱-و).

^۲- Collins



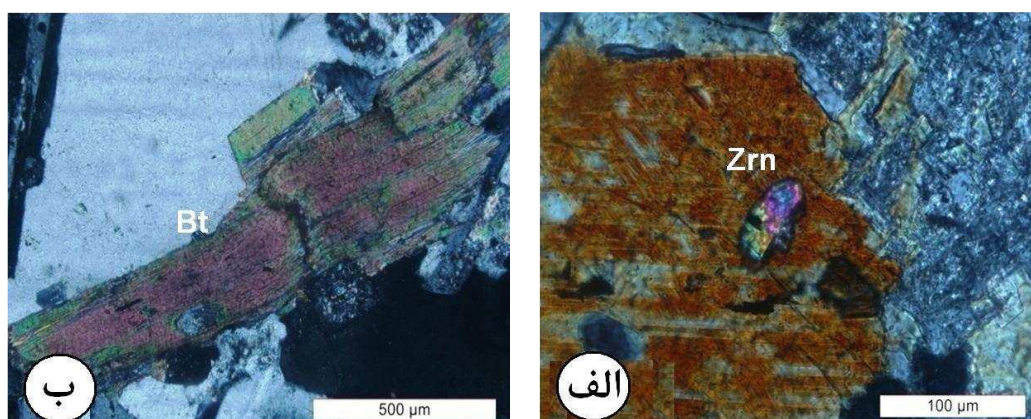
شکل ۳-۱- تصاویر میکروسکوپی معرف بافت و کانیهای تشکیل دهنده گرانودیوریت‌های مورد مطالعه. الف) بافت گرانولار در گرانودیوریت‌ها و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، ب) رشد دو مرحله‌ای پلاژیوکلاز، ج) تصویری از بلورهای درشت فلدسپار پتاسیک که تعدادی بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز را در بر گرفته است. د) میرمکیت‌زایی در حاشیه پلاژیوکلاز با فلدسپار. ه) پلاژیوکلاز با حاشیه خوردگی و تحلیل رفته در تماس با مذاب پتاسیم‌دار و همراه با رشد میرمکیت در حاشیه، و) کوارتز دارای خاموشی موجی (در نور پلاریزه متقاطع).

آلکالی فلدسپار: فلدسپارهای آلکالن این سنگ‌ها شامل الیگوکلاز، ارتوز، ارتوزپرتیتی و میکروکلین

است. این کانی‌ها در اثر رشد تأخیری در اکثر موارد بی‌شکل و به صورت بین‌دانه‌ای هستند و در نتیجه سایر کانی‌ها از جمله پلاژیوکلاز، بیوتیت، اسفن، آپاتیت و زیرکن را در بر گرفته‌اند. این کانی‌ها در شرایط غنی بودن مذاب باقیمانده از پتاسیم تبلور یافته‌اند. بلورهای ارتوز عمدتاً بافت پرتیتی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱-د). در طی تشکیل ارتوز، مذاب و سیالات ماگمایی با پلاژیوکلاز واکنش داده و

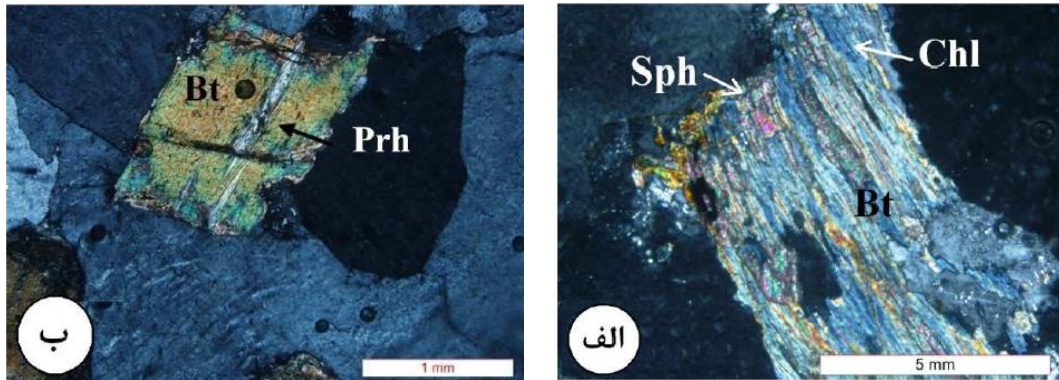
باعث گردیده تا پلاژیوکلاز به ارتوز تبدیل شود (شکل ۳-۱-۵). این پدیده با میرمکیت‌زایی (کولینز، ۱۹۹۶) و حضور کوارتزهای کرمی شکل به صورت بافت گرافیکی همراه است. رشد تأخیری ارتوز باعث گردیده، تا بلورهای ارتوز شکل خاصی نشان ندهند و به همین دلیل، اندازه بلورهای ارتوز کاملاً متغیر است. بلورهای ریز ارتوز نیز خود تعداد زیادی از سایر کانی‌ها را در بر می‌گیرند. این کانی‌ها در اثر آلتراسیون به کانی‌های رسی تجزیه گردیده‌اند.

بیوتیت: مهمترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌ها است. این کانی چند رنگی شدید نشان می‌دهد بیوتیتها غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بیوتیت‌ها اغلب حاوی ادخال‌های فراوانی از زیرکن (یا احتمالاً موناژیت) با هاله پلئوکروئیک (شکل ۳-۲-۳ الف)، آپاتیت، روتیل، اسفن و کانی‌های اوپک می‌باشند. بعضی از آنها تحت تأثیر فشارهای تکتونیکی دچار خمیدگی شده‌اند (شکل ۳-۳ ب).



شکل ۳-۲- تصاویری از ویژگیهای میکروسکوپی بارز بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریتها: الف) بیوتیت حاوی ادخال زیرکن با هاله پلئوکروئیک و دارای روتیل. ب) بیوتیت دارای کینگ باند. (در نور پلاریزه متقاطع).

بعضی از بلورهای بیوتیت شدیداً کلریتی شده‌اند و گاهی اوقات کلریت‌ها شکل اولیه بیوتیت را حفظ کرده‌اند. بیوتیت‌های در حال تجزیه حالتی رشته‌ای را از خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۳ الف). در برخی بیوتیت‌ها لنزهای کشیده‌ای از پومپلئیت دیده می‌شود که در امتداد رخ‌های بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۳ ب).

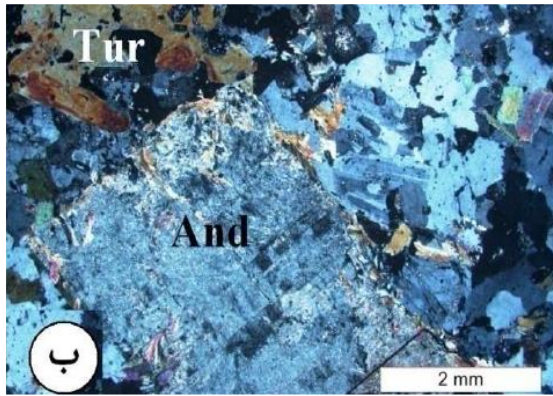


شکل ۳-۳- تصاویری از بیوتیت‌های دگرسان شده: الف) تبدیل بیوتیت به کلریت و اسفن در زون‌های دگرسانی، ب) عدسیه‌های کشیده پومپلیتی تشکیل شده در امتداد رخ‌های بیوتیت. (در نور پلاریزه متقاطع).

کانی‌های فرعی

اسفن: اسفن یکی از فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌هاست و در اکثر نمونه‌های مطالعه شده مشاهده می‌گردد. اسفن به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل، با ابعاد ریز تا درشت و به طور پراکنده در این سنگ‌ها یافت می‌شود. می‌توان اسفن‌ها را به دو نوع اولیه و ثانویه دسته‌بندی نمود. اسفن‌های اولیه غالباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و نسبت به انواع ثانویه دانه درشت‌تر بوده و به صورت کانی مستقل یا به صورت ادخال در سایر کانی‌ها یافت می‌شوند. اسفن‌های ثانویه بی‌شکل هستند و از دگرسانی بیوتیت یا کانیهای اوپک تیتانیم‌دار حاصل گردیده‌اند. اسفن‌های مورد نظر در امتداد رخ‌ها و یا حواشی بیوتیت‌ها و کانی‌های اوپک دگرسان شده یافت می‌شوند (شکل ۳-۳- الف).

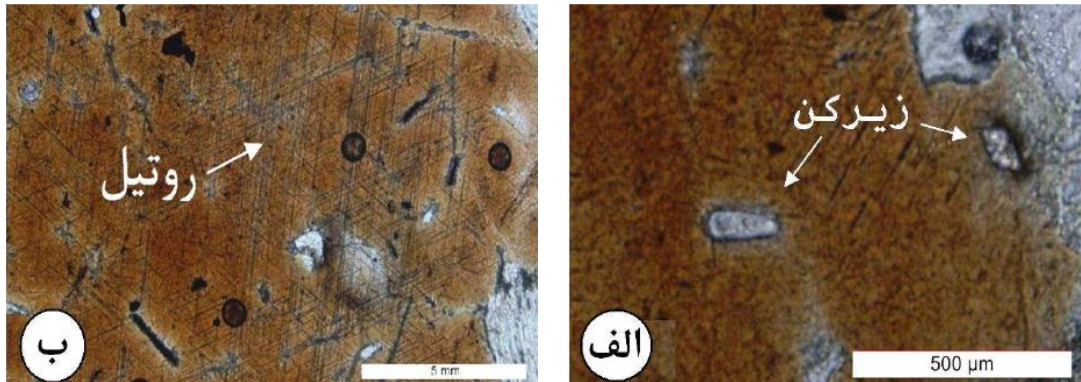
آندالوزیت: آندالوزیتها که در واقع به صورت پورفیروبلاستهای به ارث رسیده یا زینوکریسیست می‌باشند، به طور پراکنده در گرانودیوریتها یافت می‌شوند. این زینوکریستها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و در بسیاری موارد در اثر هجوم سیالات گرمابی به شدت سرپسیتی شده‌اند. گهگاه فقط بقایای کمی از آنها قابل مشاهده است. تورمالین‌های مشاهده شده در اطراف آندالوزیتها، نشان‌دهنده وجود بور (B) در سیال گرمابی دگرسان کننده یا همراه آنها می‌باشد (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- تصاویری از حضور آندالوزیت‌های سریسیتی شده در گرانودیوریت‌ها: الف) آندالوزیت‌های سریسیتی شده جمع‌آوری گردیده از توده گرانیتوئیدی گل‌زرد، ب) تصویر میکروسکوپی معرف آندالوزیت سریسیتی شده و تورمالین‌های مشاهده شده در اطراف آن در گرانودیوریت‌ها (در نور پلاریزه متقاطع).

زیرکن: زیرکن به صورت بلورهای منشوری کوتاه و قطور و یا دانه‌های ریز و بی‌شکل یافت می‌شود. زیرکن در بیشتر موارد به صورت ادخال در سایر کانی‌ها بویژه بیوتیت و به مقدار کمتر در فلدسپارها یافت می‌شود. این کانی به خاطر داشتن مواد رادیواکتیو، هاله پلئوکروئیک شدیدی در اطراف خود ایجاد کرده است (متامیکتیزاسیون بلورهای در بر گیرنده کانی زیرکن). این پدیده در اطراف بلورهای زیرکن موجود در بیوتیت‌ها به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵- الف). لازم به ذکر است زیرکن از جمله کانی‌هایی است که برای تعیین سن سنگ‌های گرانیتوئیدی از اهمیت خاصی برخوردار است. تعدادی از بیوتیت‌های این گروه سنگی توسط اثنی‌عشری (۲۰۱۱)، به روش نقطه‌ای با متد لیزر ابلیشن، مورد تعیین سن قرار گرفته‌اند که سن میانگین ۱۶۸ میلیون سال (معادل ژوراسیک میانی) را برای این توده‌های گرانیتوئیدی عرضه می‌کنند.

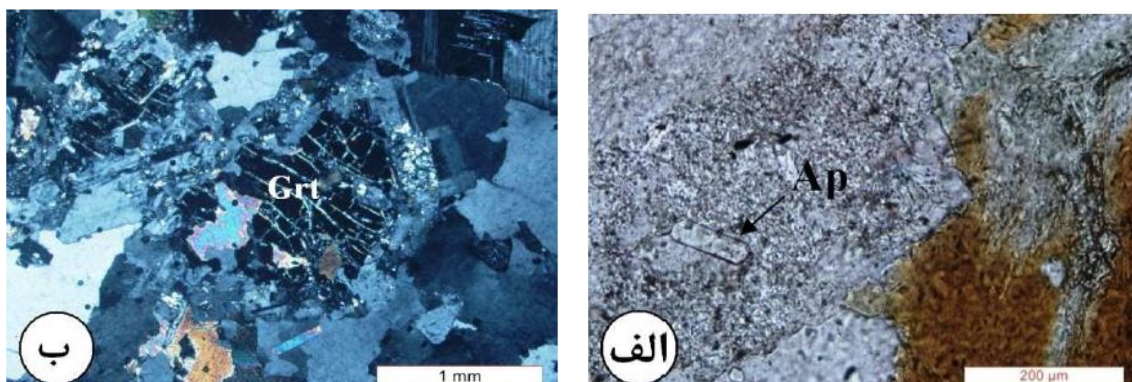
روتیل: این کانی به صورت سوزن‌های ریز در بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. در برخی موارد این روتیل‌ها با زاویه ۶۰ درجه در کنار هم قرار گرفته‌اند و آرایشی ستاره‌ای شکل نشان می‌دهند که به آن ساژنیت (Sagenite texture) گفته می‌شود (شکل ۳-۵- ب). حضور روتیل در بیوتیت‌ها، معرف وجود مقادیر قابل توجهی TiO_2 در ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. در ضمن دگرسانی بیوتیت به اکسیدهای آهن و اسفن این امر را تأیید می‌کند.



شکل ۳-۵- تصاویری از حضور زیرکن و روتیل در بیوتیت: الف) متامیکتیزاسیون بلورهای در برگرفته کانی زیرکن، ب) حضور روتیل با بافت سازنیستی (داشتن شکلی شبیه ستاره) (در نور پلاریزه عادی).

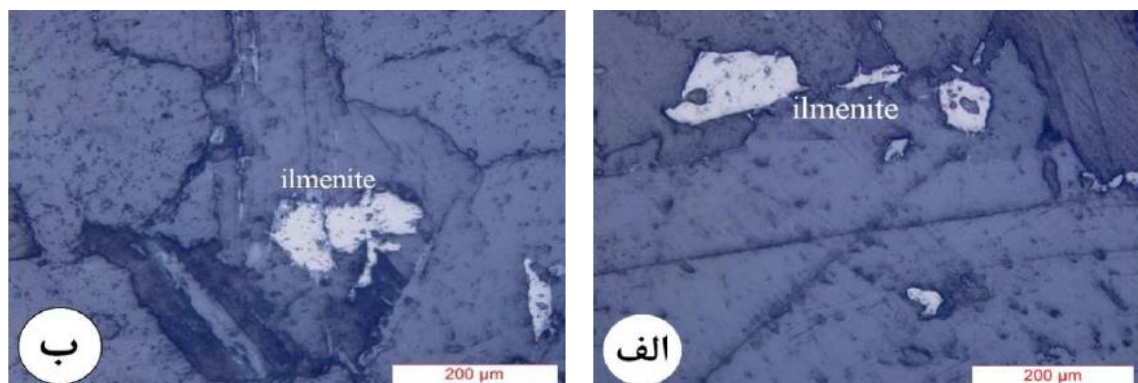
آپاتیت: این کانی در مقاطع طولی به صورت بلورهای سوزنی شکل، کوچک و کشیده و در مقاطع عرضی به صورت شش وجهی‌های کوچک مشاهده می‌شود. آپاتیت به صورت ادخال در کانی‌های مختلف بویژه پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۶- الف).

گارنت: این کانی غالباً به صورت دانه‌های خرد شده و بی‌شکل مشاهده می‌شود. همراه گارنت، بیوتیت و مسکوویت نیز یافت می‌شوند. این نوع گارنت‌ها در واقع باقیمانده‌هایی از سنگ‌های دگرگونی هستند که از ذوب مصون مانده‌اند و به درون مذاب راه یافته‌اند (شکل ۳-۶- ب). برخی از گارنت‌ها حین اقامت در مذاب گرانیتوئیدی با سیال ماگمایی غنی از آب واکنش داده و به کلریت دگرسان شده‌اند. در واقع گارنت‌های موجود در این سنگ‌ها زینوکریست محسوب می‌شوند و دارای منشأ دگرگونی می‌باشند.



شکل ۳-۶- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت و گارنت در گرانودیوریت‌ها: الف) تصویر میکروسکوپی معرف حضور آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلاز (در نور پلاریزه عادی) ب) تصویری از حضور زینوکریست‌های گارنت در گرانودیوریت‌ها (در نور پلاریزه متقاطع).

کانی‌های اوپک: این کانی‌ها به دو صورت میان‌دانه‌ای و گاه به صورت ادخال در بیوتیت مشاهده می‌شوند. کانی‌های اوپک موجود در این توده‌های نفوذی از نوع ایلمنیت می‌باشد (شکل ۳-۷). وجود ایلمنیت یکی از مشخصه‌های گرانیتوئیدهای نوع (S) است.

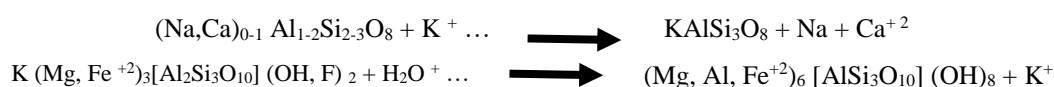


شکل ۳-۷- تصاویری از حضور ایلمنیت در گرانودیوریت‌ها (مقاطع صیقلی).

تورمالین: در برخی نقاط در سنگ‌های گرانودیوریتی تورمالین مشاهده شده است (به ویژه همراه فازهای تفریق یافته‌تر نظیر لوکوگرانیت‌ها و رگه‌های غنی از تورمالین). این تورمالین‌ها از تبلور سیالات حاصل تفریق ماگمایی موجود آمده‌اند. تورمالین‌ها در نور طبیعی به رنگ آبی، سبز تا قهوه‌ای و در نور پلاریزه متقاطع به رنگ‌های سبز متمایل به آبی و بنفش هستند. چند رنگی معکوس و چند رنگی سبز آبی، از ویژگی‌های بارز آنهاست (شکل ۳-۸- الف).

اپیدوت

این کانی حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها می‌باشد (شکل ۳-۸- ب). در طی دگرسانی هیدروترمال (گرمابی) به واسطه چرخش و جابجایی سیالات و واکنش آنها با پلاژیوکلاز، این کانی به اپیدوت تبدیل گردیده است. تشکیل اپیدوت از بیوتیت منطقی نیست لذا نتیجه می‌گیریم که سیالات دگرسان کننده با تحت تأثیر قرار دادن پلاژیوکلازها و کانی‌های دیگر عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت را فراهم کرده‌اند، در ضمن دگرسانی بیوتیت می‌تواند آهن لازم برای تشکیل اپیدوت را فراهم نماید.



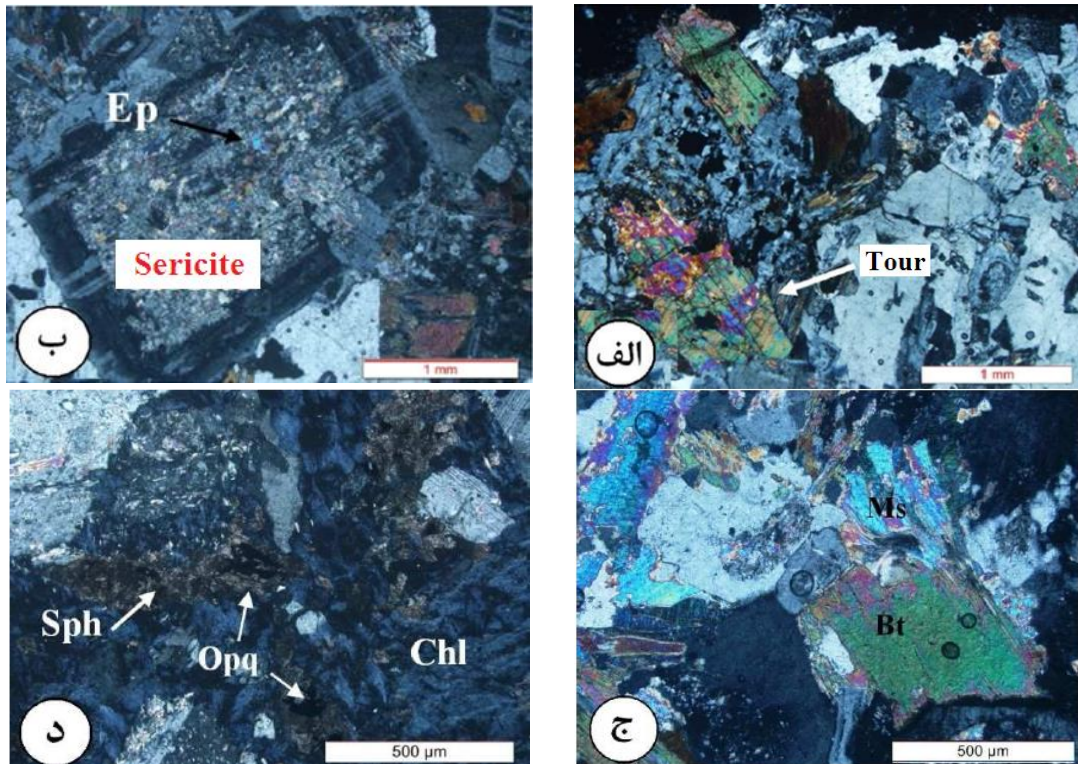
پتاسیم آزاد شده در فرآیند کلریت‌زایی می‌تواند با پلاژیوکلازها واکنش داده و در سریسیت‌زایی مشارکت کند. همچنین در اثر وقوع این واکنش‌ها، Ca و Na آزاد می‌شوند. کلسیم جهت تولید اپیدوت مصرف می‌گردد و به صورت بلورهای ریز ظاهر می‌گردد. سدیم (Na) می‌تواند در ساخت کانی‌های دما پایین‌تر مصرف شود و یا از محیط خارج گردد. در ضمن مقداری از سریسیت‌زایی می‌تواند حاصل واکنش سیالات گرمابی با ارتوز باشد.

مسکوویت: در اثر واکنش سیالات گرمابی با بیوتیت و ارتوکلاز مسکوویت‌های نوظهوری تشکیل شده‌اند که به صورت پولک‌های ریز همراه با بیوتیت و یا در حاشیه ارتوزهای پرتیتی موجود در گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند. درزه‌ها و شکستگی‌ها یا ترک‌های میکروسکوپی می‌تواند به توسعه فرآیند مسکوویت‌زایی و در توسعه تشکیل کلریت از کانی‌های نامبرده (کلریت‌زایی) کمک نماید (شکل ۳-۸-ج).

کلریت: این کانی از دگرسانی بیوتیت حاصل می‌شود. در برخی نمونه‌های سنگی، بیوتیت‌ها به صورت جزئی (بخشی) یا کامل به کلریت تبدیل گردیده‌اند. تشکیل کلریت از بیوتیت مستلزم خروج پتاسیم از بیوتیت و گرفتن مقادیر بیشتری آب می‌باشد. در برخی موارد، پدیده کلریت‌زایی با تشکیل مقادیری کانی اوپک (اکسیدهای آهن) همراه است (شکل ۳-۸-د).

سریسیتی‌شدن: سریسیت نوعی هیدرومسکوویت است که از دگرسانی فلدسپارها حاصل می‌شود و می‌تواند جایگزین آنها شود در اثر دگرسانی فلدسپارها، آنها به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل می‌شوند. در این نوع دگرسانی، سنگ‌های آذرین بویژه انواع غنی از آلومینیم تحت تأثیر محلول‌های اسیدی هیدرولیز می‌شوند. کاتیون‌های Fe، K، Na، Ca، Mg آنها توسط محلول‌ها حمل شده و سریسیت، کائولینیت و کوارتز تشکیل می‌شود (موری^۳ و همکاران، ۲۰۰۳).

کانی‌های رسی: کانی‌های رسی حاصل دگرسانی فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها می‌باشند. در اثر دگرسانی آلکالی فلدسپارها به کانی‌های رسی آنها منظره‌ای کدر و غبارآلود به خود می‌گیرند.

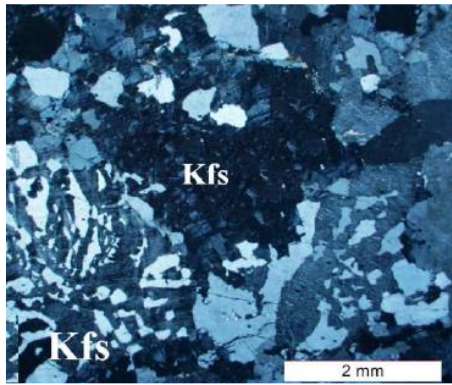


شکل ۳-۸- تصاویر میکروسکوپی معرف حضور کانی‌های ثانویه در گرانودیوریت‌ها (در نور پلاریزه متقاطع). الف) کانی تورمالین، ب) اپیدوت و سریسیت حاصل از تجزیه پلاژیوکلاز، ج) وجود مسکوویت همراه با بیوتیت، د) کلریت-زایی همراه با تشکیل اسفن و کانیهای اوپک.

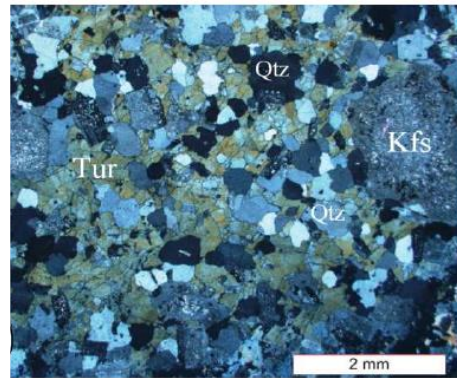
کلسیت: کلسیت در اثر تجزیه پلاژیوکلازها ایجاد می‌گردد. کلسیت به صورت پر کننده حفرات و درزه و شکستگی‌های موجود در سنگ مشاهده می‌شود و احتمالاً بخشی از آن در اثر تبلور کلسیت از سیالات گردش کننده در سنگ حاصل گردیده‌است.

۳-۱-۲- گرانیت‌ها

گرانیتها به صورت بخشهای تفریق‌یافته موضعی همراه با گرانودیوریتها یافت می‌شود. منتهی به علت رخنمون موضعی و کم آنها قابل نمایش به صورت به یک واحد مجزا نمی‌باشند. گرانیتها نسبت به گرانودیوریتها دارای کانیهای تیره کمتری هستند. ارتوکلاز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و کوارتز کانیهای اصلی سازنده این سنگها هستند. بیوتیت و تورمالین در آنها یافت می‌شود. منتهی مقدار بیوتیت نسبت به گرانودیوریتها بسیار کمتر است. گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریتها فاقد آندالوزیت هستند.



ب



الف

شکل ۳-۹- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی گرانیت‌ها: الف- بافت گرانولار متداول در گرانیتها همراه با حضور تورمالین در گرانیتها، ب- بافت گرافیکی حاصل تبلور همزمان کوارتز و تورمالین (در نور پلاریزه متقاطع).

۳-۱-۳- لوکوگرانیت‌ها

همانطور که در فصل دوم در مبحث توصیف لوکوگرانیت‌ها گفته شد، این سنگ‌ها در مقایسه با گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها دارای رنگ روشن‌تری هستند و معمولاً دانه‌ریزتر می‌باشند. رنگ سفیدتر آنها به علت فراوانی کمتر بیوتیت می‌باشد و در مقابل کانی‌های سیلیکاته روشن مانند پلاژیوکلازهای سدیک‌تر (الیگوکلاز و آلبیت، ارتوز، میکروکلین، ارتوز پرتیتی)، پلاژیوکلازهای سدیک - کلسیک (با ترکیب الیگوکلاز تا آلبیت)، فلدسپارهای آلکالن (ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین)، کوارتز و در برخی موارد تورمالین کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها معمولاً ریزدانه هستند و در مجموع بافت گرانولار دانه‌ریز به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۱۰- الف). تورمالین در بین این کانی‌ها رشد کرده است (شکل ۳-۱۰- ب). در اثر حضور ارتوز پرتیتی، بافت پرتیتی در زمینه این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰- ج). بافت‌های گرافیکی یا خطی که حاصل رشد همزمان فلدسپارها با کوارتز می‌باشد، گهگاه دیده می‌شود (شکل ۳-۱۰- د). بافت گرافیکی حاصل از رشد کوارتز و تورمالین نیز در بعضی سنگ‌ها دیده می‌شود. بیوتیت به مقدار بسیار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود و گهگاه به کلریت دگرسان شده است. معمولاً فراوانی فلدسپارهای آلکالن بیشتر از پلاژیوکلاز است.

تورمالین به صورت دانه‌های پراکنده تا اجتماعی از دانه‌های ریز و درشت یا به صورت توده‌ها یا نودول‌های کوچک و یا به صورت رگه‌های غنی از تورمالین یافت می‌شود. رگه‌های غنی از تورمالین

گرانودیوریت‌ها را نیز قطع می‌کنند. به علت دانه‌ریز بودن تورمالین‌ها، اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشند. در نودول‌های غنی از تورمالین تعداد زیادی از دانه‌های تورمالین با یک آرایش تقریباً کروی تا بیضوی شکل (در فضای سه بعدی) و یا به صورت تجمعات تقریباً گرد تا بیضوی مشاهده می‌شوند. معمولاً در این نودول‌ها، تورمالین با مقادیری کوارتز و فلدسپار و پلاژیوکلازهای ریز همراه است (شکل ۳-۱۰-۵). نودول‌های غنی از تورمالین معمولاً توسط حاشیه‌ای روشن تا سفید رنگ در بر گرفته شده‌اند (شکل ۳-۱۰-۶) و دربارهٔ تشکیل نودول‌های تورمالین نظرات متعددی بیان شده است، یکی از این فرض‌ها که می‌تواند تا حدودی معقول‌تر باشد، آن است که مواد و عناصر لازم برای تشکیل تورمالین به سمت یک نقطه یا کانون جذب شده‌اند و باعث تهی شدن بخش‌های خارجی از عناصر برای تشکیل آنها شده است (بالن و بروسکا^۱، ۲۰۱۱). این عمل به تشکیل هاله‌های سفید یا شسته شده در اطراف نودولها منجر گردیده است. با این وجود نظرات متعددی برای تشکیل این نودول‌ها ارائه شده است که برخی از آنها به قرار زیر می‌باشد:

۱) نودول‌های تورمالین حاصل جایگزینی پست‌ماگمایی مرتبط با دگرسانی هیدروترمال و متاسوماتیسم گرانیتهای قبلاً تبلور یافته توسط سیالات غنی از بور (B) مشتق شده از محیط خارج می‌باشند. این سیالات حاصل تزریق و تراوش پگماتیت در امتداد درزه‌ها، شکستگی‌ها و مرز بین کانی‌ها می‌باشند (نمیک^۵، ۱۹۷۵؛ روزندال و بروور^۶، ۱۹۹۵).

۲) نودول‌های تورمالین حاصل فعالیت‌های ماگمایی - گرمابی هستند و معرف تفکیک، جدایش و محبوس شدن سیالات آبگون غنی از بور غیر قابل امتزاج همزیست با ماگمای گرانیته می‌باشند (سیلینکر و ریچاردستون^۷، ۱۹۹۲؛ دینی و همکاران^۸، ۲۰۰۷؛ ترومبال و همکاران^۹، ۲۰۰۸؛ شوفل^{۱۰}، ۲۰۰۵).

1- Balen & Broska

1- Nemeč

2- Rozendaal & Bruwer

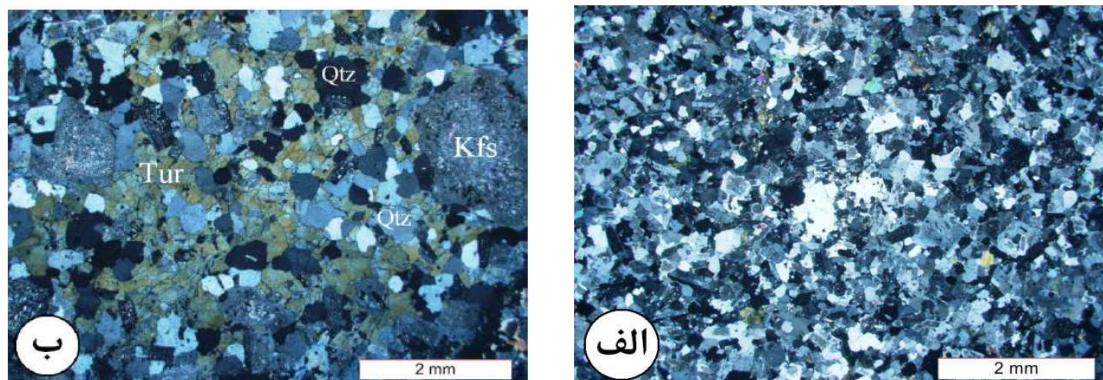
3- Sinclair & Richardson

4- Dini

۳) نودول‌های تورمالین زینولیت‌های پلیتی بوده‌اند که توسط سیالات غنی از بور (B) تحت تأثیر قرار گرفته‌اند و تورمالین در آنها تشکیل شده است (لو فور^{۱۱}، ۱۹۹۱).

۴) این نودول‌ها از تبلور توده‌های ماگمایی گرانیتوئیدی غنی از بور (B) بوجود آمده‌اند (پروجینی و پولی^{۱۲}، ۲۰۰۷).

لازم به ذکر است گرانیتها معمولاً محصول تفرقیافته مذابهای گرانودیوریتی هستند، در حالی که لوکوگرانیتها از ذوب گرانودیوریتها در اعماق و سپس تبلور و تفریق مذاب جدید حاصله، به وجود آمده‌اند، به همین خاطر معمولاً لوکوگرانیتها، گرانودیوریتها را قطع کرده‌اند.



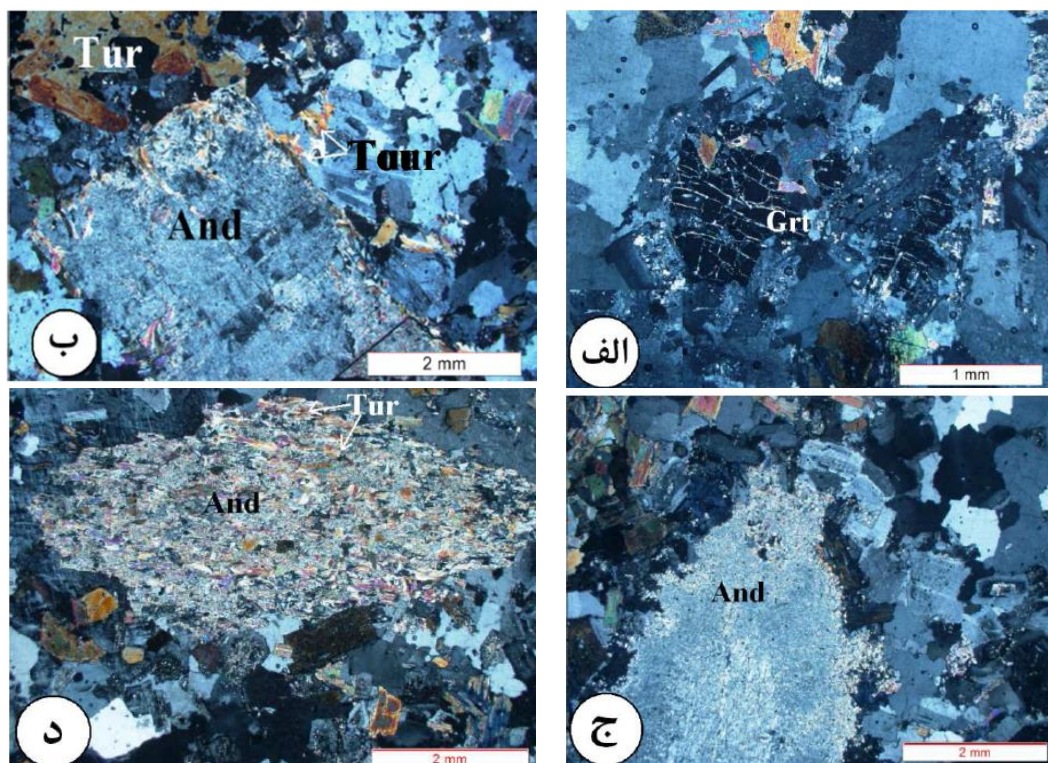
شکل ۳-۱۰- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی لوکوگرانیتها: الف- بافت میکروگرانولار متداول در لوکوگرانیتها، ب- بافت گرانولار همراه با حضور تورمالین در گرانیتها (در نور پلاریزه متقاطع).

-
- 5- Trumbull
 - 6- Shewfelt
 - 7- LeFort
 - 8- Perugini & Poli

۳-۲- آنکلاوها

۳-۲-۱- زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها

زینوکریست‌ها دارای ترکیب آندالوزیت از فراوانی بسیار زیادتری برخوردار است. زینوکریست‌های گارنت به ندرت یافت می‌شوند و صرفاً در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده می‌باشند. زینوکریست‌های گارنت خرد شده و بی‌شکل هستند و در برخی موارد به کلریت و مسکوویت و یا اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۲-۱۱-الف). پورفیروبل‌های آندالوزیتی معمولاً به قدری بزرگ هستند که در مقیاس نمونه دستی و صحرایی نیز به راحتی قابل شناسایی هستند و ابعاد آنها از چند میلیمتر تا چند سانتیمتر (حداکثر ۵ سانتیمتر) متغیر است (شکل ۳-۱۱-ب).



شکل ۳-۱۱- تصاویری از زینوکریست‌های مشاهده شده در توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز: الف) تصویری از زینوکریست گارنت خرد شده و بی‌شکل در گرانودیوریت‌ها، ب) تصویری از زینوکریست نسبتاً سالم آندالوزیت، ج) تصویری از زینوکریست آندالوزیت که به طور کامل به سریسیت تبدیل شده است، د) زینوکریست آندالوزیت سریسیتی شده و حضور تورمالین در اطراف آن.

بلورهای آندالوزیت غالباً در اثر واکنش با سیالات ماگمایی موجود در حین تبلور ماگما واکنش داده‌اند و به صورت جرئی تا کامل به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۱-ج). در برخی موارد همراه

سریسیت‌های حاصل از دگرسانی، بلورهای ریز تورمالین نیز یافت می‌شود. این پدیده بیانگر آنست که در سیالات دگرسان کننده، مقداری بور (B) نیز وجود داشته است که به تبلور تورمالین منجر شده است (شکل ۳-۱۱-د).

۳-۲-۲- آنکلاوهای متاپلیتی

۳-۲-۲-۱- آنکلاوهای سومیکاسه

این آنکلاوها دارای ترکیب کانی‌شناسی بیوتیت، کوارتز و فلدسپار می‌باشند. بیوتیت تنها کانی مافیک این سنگ‌هاست. آنکلاوها دارای بافت لپیدوبلاستی، غربالی و قطره‌ای، پورفیروبلاستی و گاه گرانوبلاستی می‌باشند (شکل ۳-۱۲). از آنجایی که این آنکلاوها بخش‌هایی از سنگ‌های مادر میکاشیستی بوده‌اند، در طی اقامت در مذاب تا حدودی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی موضعی قرار گرفته‌اند و علاوه بر بافت‌های معمول سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، بافت‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی مجاورتی را نیز نشان می‌دهند. به همین خاطر در این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های مربوط به دگرگونی‌های ناحیه‌ای و مجاورتی مشاهده می‌شود و در آنها ناهمگنی‌های بافتی زیادی دیده می‌شود. بافت لپیدوبلاستی که ناشی از وفور بیوتیت است در برخی از آنکلاوها مشاهده می‌شود (۳-۱۲-الف).

۳-۲-۲-۲- آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی

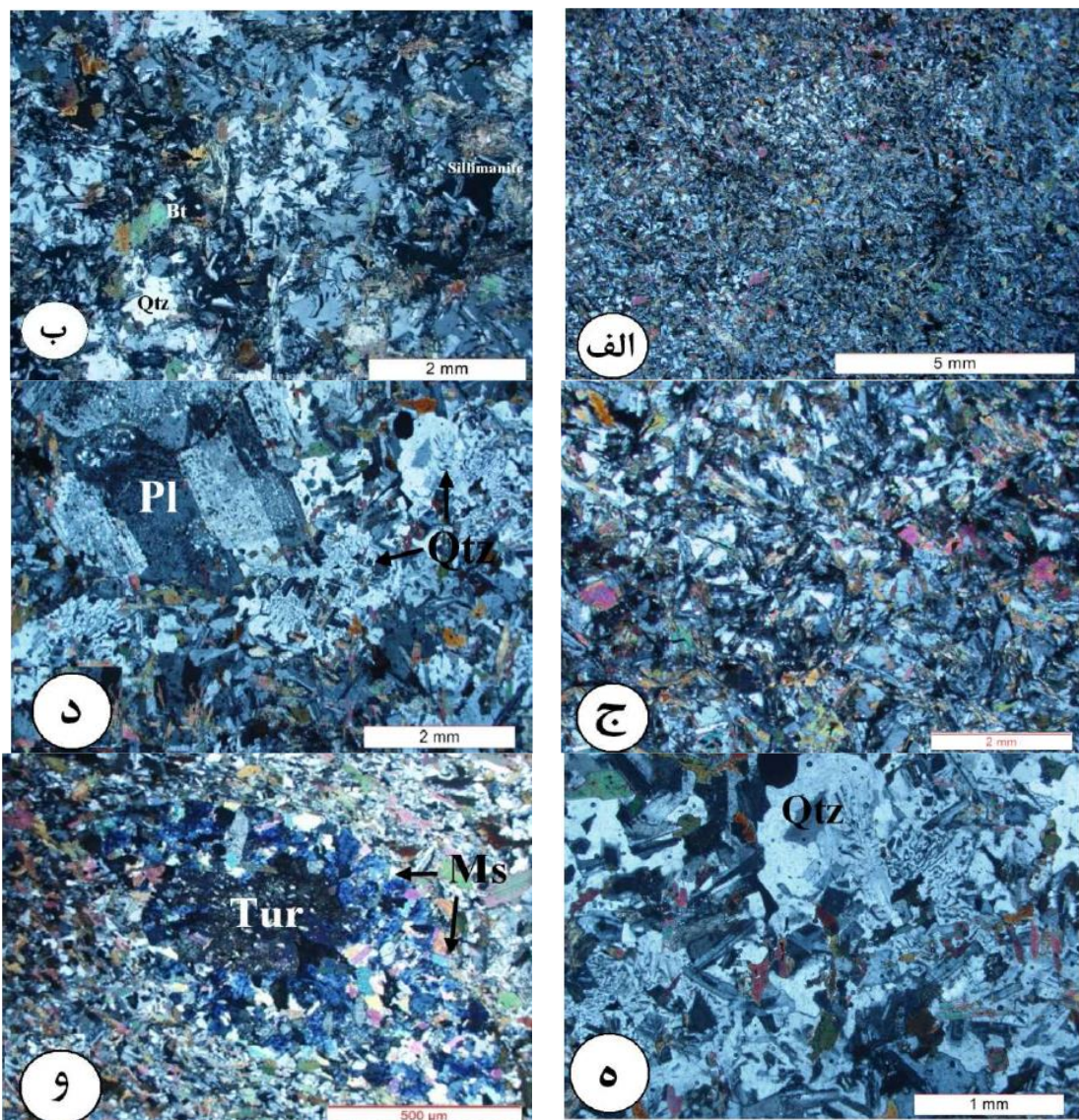
این دسته از آنکلاوها خود زیر مجموعه‌ای از آنکلاوهای متاپلیتی می‌باشند. ترکیب کانی‌شناسی این آنکلاوها شامل بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی و مقادیر کمی زیرکن، مگنتیت و اسفن به عنوان کانیهای فرعی می‌باشد.

آندالوزیت و سیلیمانیت از جمله کانی‌های شاخص دگرگونی مجاورتی می‌باشند که در این نوع از آنکلاوها مشاهده می‌شوند و غالباً سالم و فاقد دگرسانی می‌باشند. بافت این آنکلاوها غالباً گرانوبلاستی تا پورفیروبلاستی می‌باشد، ولی ممکن است شواهدی از بافت لپیدوبلاستی نیز نشان دهند. در نگاه اول ممکن است حضور آندالوزیت‌ها و سیلیمانیت‌های موجود در این سنگ‌ها را به دگرگونی مجاورتی حاصل از اقامت آنکلاو در مذاب گرانیتهی به حساب آوریم. ولی فراوانی تشکیل آندالوزیت در توده‌های

گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز ما را به این سو رهنمون می‌سازد که فرآیند تشکیل آندالوزیت در این سنگ‌ها اندکی متفاوت و پیچیده‌تر باشد. با توجه به مجموع شواهد و بررسی‌های صورت گرفته می‌توان گفت که فرآیند تشکیل این آنکلاوها بدین صورت است که ابتدا ماگمای باریک - حدواسط با ترکیب بازالتی - آندزیتی یا معادل‌های آنها نظیر گابرودیوریت‌ها، در زیر مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای متاپلیت‌ها (اسلیت، فیلیت و گارنت میکاشیست) جایگزین گردیده است. در اثر جایگزینی ماگماهای مذکور، دمای مجموعه دگرگونی بالا رفته و دگرگونی مجاورتی نسبتاً وسیعی به وجود آمده است، به طوری که در آن پورفیروبلست‌های آندالوزیت و سیلیمانیت تشکیل گردیده است و سنگ بافت گرانوبلاستی به خود گرفته است. به طور کلی دما به قدری بالا رفته است که این سنگ‌ها مرز دمایی تشکیل گرانیت (از متاپلیت‌ها) را قطع کرده‌اند و گرانیت‌زایی صورت گرفته است. منتهی در حین صعود و جایگزینی، بخش‌هایی از سنگ‌های میزبان که حاوی آندالوزیت و سیلیمانیت بوده‌اند، کنده شده و توسط ماگما به ترازهای بالاتر راه یافته‌اند.

آنکلاوهای مورد بحث در واقع بخش‌هایی از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی هستند که بدین طریق تشکیل شده‌اند. این سنگ‌های دگرگونی میزبان فعلی گرانیت، دگرگونی مجاورتی دمای متوسطی را متحمل شده‌اند و صرفاً در آنها، کردیریت به عنوان کانی شاخص دگرگونی مشاهده می‌شود. در نتیجه حضور بلورهای آندالوزیت و سیلیمانیت در این سنگ‌ها با دگرگونی مجاورتی ناشی از دمای این توده‌ها قابل توجیه و تفسیر نیست. در برخی مقاطع نازک تهیه شده از این آنکلاوها، لکه‌های سفید نسبتاً درشتی متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می‌شود که نشان‌دهنده پدیده فلدسپارزایی در آنهاست. در بعضی از این آنکلاوها بلورهای پلاژیوکلاز به حدی درشت‌اند که در نمونه دستی نیز قابل رؤیت می‌باشند. این فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز هستند و ماکل پلی‌سینتتیک بارزی نشان می‌دهند. وجود پلاژیوکلاز در آنکلاوها با ترکیب سنگ‌های میزبان متاپلیتی نسبتاً کلسیک مطابقت می‌نماید. بافت قطره‌ای نیز به دلیل حضور دانه‌های ریز کوارتز در پلاژیوکلاز به وجود آمده است (شکل ۳-۱۲، د). بافت غربالی زمانی ایجاد می‌شود که پلاژیوکلازهای نوظهور و یا کوارتز در پیرامون نقطه ذوب

متاپلیت‌ها رشد کرده‌اند و منظره‌ای را به وجود می‌آورده‌اند که بلورهای از قبل تشکیل شده در زمینه-ای از پلاژیوکلاز و کوارتز به دام افتاده‌اند. کوارتزها در مواردی که کوارتزها در حاشیه پلاژیوکلازها رشد کرده‌اند به صورت کرمی شکل دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۲-ه).



شکل ۳-۱۲- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت‌ها و ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز: الف) بافت لیپیدوبلاستی در آنکلاو سورمیکاسه، ب) بافت گرانولار دانه‌ریز، ج) حضور بلورهای ریز و فراوان بیوتیت در زمینه‌ای از فلدسپار، د) پورفایروبلاست‌های درشت پلاژیوکلاز ناشی از فرآیند فلدسپارزایی در آنکلاو متاپلیتی، در این تصویر پلاژیوکلازها دارای بافت قطره‌ای هستند که ناشی از حضور کوارتز می‌باشد، ه) حضور کوارتز کرمی شکل در آنکلاو متاپلیتی، و) تصویری از کانی وزوویانیت و حضور تورمالین و مسکوویت در این کانی (در نور پلاریزه متقاطع).

در برخی از این آنکلاوها تجمعی از تورمالین و وزوویانیت مشاهده شده است. به نظر می‌رسد تشکیل همزمان وزوویانیت و تورمالین حاصل مشارکت عوامل مؤثر در تشکیل آنها نظیر ترکیب آنکلاو و ترکیب سیالات گرمایی می‌باشد، به طوری که ترکیب آنکلاو کلسیم‌دار بوده و توانسته کلسیم لازم

برای تشکیل وزوویانیت را فراهم کند. تورمالین هم به واسطه وجود عناصر مورد نیاز از سیال حاوی بور (B) متبلور شده است. وزوویانیت با رنگ اینترفرانس آبی - خاکستری غیر عادی با برجستگی بالا در مقاطع نازک تهیه شده مشاهده می‌شود. تورمالین نیز در نور پلاریزه عادی به رنگ سبز - آبی دیده می‌شود (شکل ۳-۱۲-و).

۳-۲-۲-۳- آنکلاوهای سیلیسی

در فصل دوم چگونگی تشکیل آنکلاوهای سیلیسی به تفصیل بحث شد. منتهی از لحاظ پتروگرافی این آنکلاوها غالباً تک کانی هستند و فقط از کوارتز تشکیل شده‌اند. بندرت کانی‌هایی از سنگ‌های میزبان در حواشی آنها (نظیر بیوتیت، مسکوویت، و گارنت) یافت می‌شود. اندازه دانه‌های کوارتز در این آنکلاوها سیلیسی بسته به حجم توده‌های سیلیسی اولیه تا حدودی متغیر است.

۳-۳- دایک‌های گابرویدیوریتی

دایک‌های متعددی نیز با ترکیب گابرویدیوریتی در امتداد شکستگی‌ها نفوذ کرده و توده گرانیتوئیدی گل‌زرد را قطع نموده‌اند. این دایک‌ها دارای رنگ سیاه، سبز یا خاکستری مایل به سبز بوده و با ضخامت ۳۰ تا ۲۰۰ سانتیمتر در این توده به خوبی مشاهده می‌شوند. این دایک‌ها حاکی از عملکرد یک فاز کششی در مراحل پایانی تشکیل توده گرانیتوئیدی گل‌زرد می‌باشند.

در مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این دایک‌ها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز - قهوه‌ای می‌باشند. آپاتیت، زئولیت و کانی‌های اوپک (تیتانومگنتیت) کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. در برخی موارد کانی‌های مافیک موجود در دایک‌ها به کلریت و اپیدوت، اسفن و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۳-الف تا د).

لازم به ذکر است پتروگرافی این سنگ‌ها مطابقت بهتر و سازگاری را با توصیف میکروسکوپی دیوریت‌ها نشان می‌دهد، از این رو نام گابرویدیوریت می‌تواند برای آنها مناسبتر باشد. حضور مقدار زیادی هورنبلند سبز، کمبود SiO_2 این سنگ‌ها را توجیه می‌کند.

کانی‌های اصلی

هورنبلند سبز: فراوانترین کانی تشکیل دهنده این دایکها هورنبلند سبز می باشد. بلورهای هورنبلند سبز شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و به صورت کشیده و تجمعات دانه ریز دیده می شوند. این کانی تنها کانی مافیک این دایکها است که در اثر دگرسانی به کلریت و اسفن و اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن نظیر هماتیت و گوتیت دگرسان شده است (شکل ۳-۱۳- الف و ب).

پلاژیوکلاز: بعد از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز دومین و مهمترین کانی تشکیل دهنده این دایکها است. این کانی به صورت شکل دار دیده می شود و دارای ماکل پلی سینتتیک و منطقه بندی ترکیبی می باشد. پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده اند (شکل ۳-۱۳- الف).

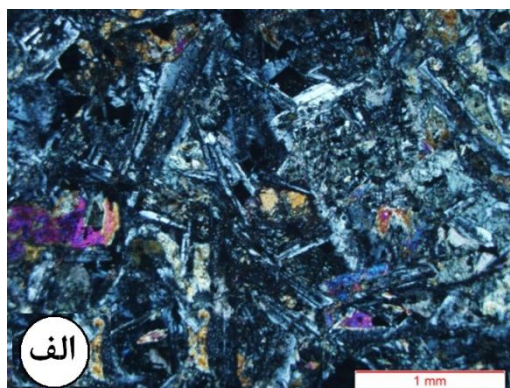
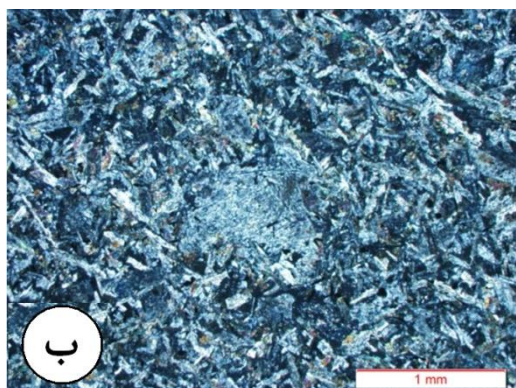
کانی های فرعی

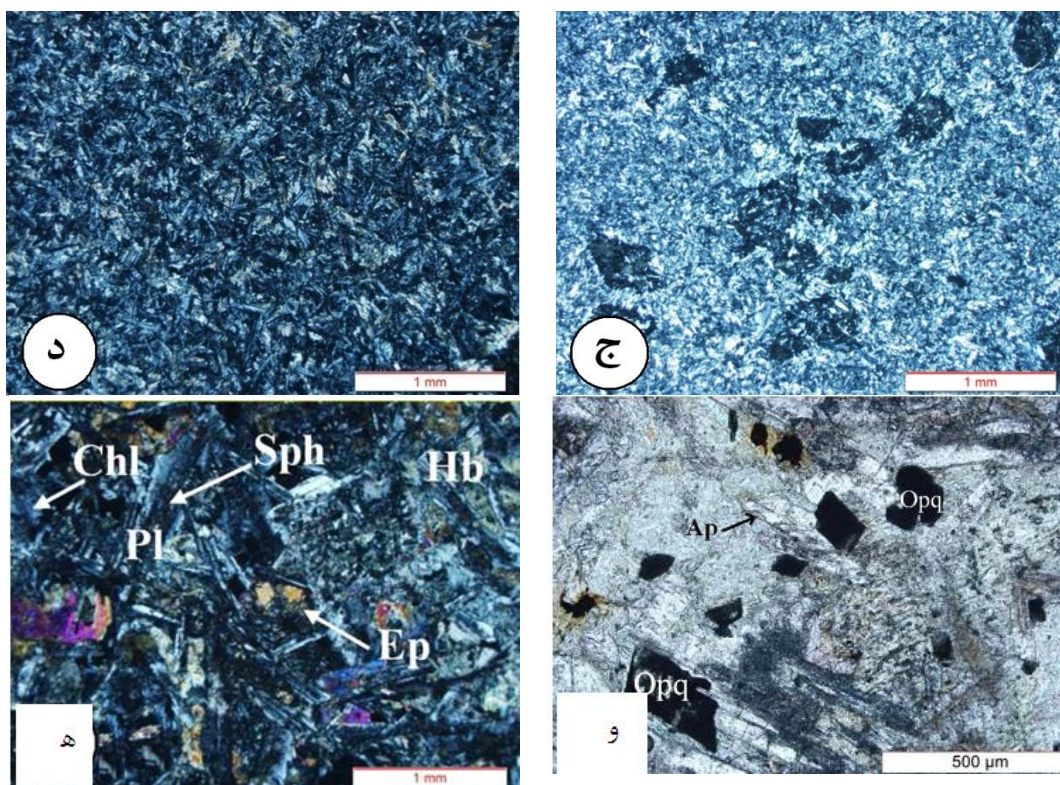
آپاتیت: آپاتیت از جمله کانیهای فرعی مهم موجود در دایکها است که به صورت ادخال در کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز یافت می شود (شکل ۳-۱۳- و).

کانی های اوپک: دانه های اوپک معمولاً در فضاهای خالی بین پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز یافت می شوند، بسیار ریز دانه هستند و دارای مگنتیت یا تیتانومگنتیت می باشند (شکل ۳-۱۳- و) و از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند.

کانی های ثانویه

زئولیت: زئولیت به صورت بلورهای سوزنی شکل کشیده و پر کننده در بین فضاهای خالی (به صورت رگه های باریک) یافت می شود. حضور زئولیت در رگه ها بیانگر آن است که در مراحل بعدی تشکیل شده است و یک کانی حاصل از دگرسانی یا ثانویه محسوب می شود.





شکل ۳-۱۳- تصاویر میکروسکوپی بافت‌های مشاهده شده در دایک‌های گابرو دیوریتی منطقه مورد مطالعه. الف) گرانولار، ب) پورفیری، ج) میکرولیتی پورفیری، لکه‌های تیره بلورهای هورنبلند سبز بوده که تماماً به کلریت تبدیل شده‌اند، د) میکرولیتی. و) حضور اپیدوت و اسفن ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز و کلریت حاصل از دگرسانی هورنبلند، ه) حضور کانی‌های اوپک و آپاتیت در این دایک‌ها (در نور پلاریزه متقاطع).

اسفن: این کانی از دگرسانی هورنبلند و تیتانومگنتیت به وجود آمده است و بی‌شکل و ریزدانه بوده و به صورت ادخال در هورنبلند سبز دیده می‌شود. کلسیم لازم برای تشکیل اسفن از تخریب سایر کانی‌های کلسیم‌دار نظیر هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز فراهم شده است (۳-۱۳- ه).

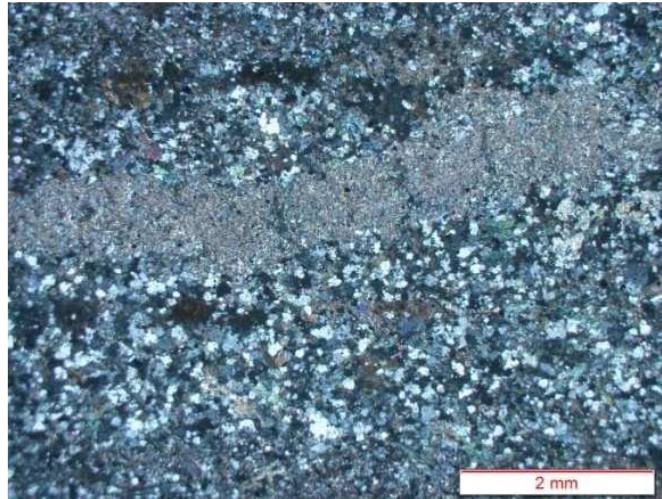
کلریت: کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز تشکیل شده است. کلریت فراوانترین کانی ثانویه موجود در این دایک‌ها است (شکل ۳-۱۳- ه).

اپیدوت: اپیدوت در طی دگرسانی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده است و به صورت پوششی سطحی بر روی کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳- ه).

کلسیت: در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده است و معرف حضور CO₂ در محیط می باشد.

۳-۴- دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ و جایگیری توده های نفوذی ازنا - الیگودرز

این دسته از سنگ های دگرگونی مجاورتی در اثر جایگیری توده های گرانودیوریتی و یا به عبارت کلی - تر توده های گرانیتوئیدی حاصل شده اند. این سنگ ها به صورت هاله کم ضخامتی در اطراف توده نفوذی مورد مطالعه مشاهده می شود (به ویژه در بخش جنوبی). مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ ها نشان می دهد که آثار دگرگونی مجاورتی به صورت تغییر بافت سنگ ها از لپیدوبلاستی، گرانوبلاستی و پورفیروبللاستی و تشکیل پورفیروبللاست های کردیریت تجلی پیدا کرده است. البته در بیشتر موارد در اثر تأثیر سیالات گرمایی یا فرآیندهای هوازدگی، کردیریت ها دگرسان شده اند و شناسایی آنها تا حدودی مشکل است. تشکیل کردیریت در هاله دگرگونی سنگ های دگرگونی معرف برقراری شرایط دمایی حدود ۴۵۰-۵۰۰ درجه سانتی گراد و فشار حدود ۲ کیلو بار می باشد. این نوع دگرگونی مجاورتی به هیچ نحو نمی تواند حضور آندالوزیت در آنکلاوهای حاوی آندالوزیت را توصیف و توجیه کند و همانطور که قبلاً گفته شد نحوه تشکیل آنها کاملاً متفاوت می باشد. آنها در واقع دگرگونی مجاورتی حاصل از جایگیری توده های بازیک هستند که خود دارای دمای حدود ۸۰۰-۹۰۰ درجه سانتی گراد می باشند و می تواند این امکان را فراهم کند که دگرگونی در حد تشکیل آندالوزیت هورنفلس و سیلیمانیت هورنفلس یعنی شرایط دمایی حدود ۵۵۰-۶۳۰ درجه سانتی گراد صورت پذیرد و این کانی های شاخص دگرگونی مجاورتی، در آنها تشکیل شود. در ضمن سایر شواهد نشان می دهد که در ادامه روند دگرگونی ذکر شده تحولات مذکور تا مرز گرانیتهایی پیش رفته است. در واقع آنچه به عنوان توده های گرانیتوئیدی دره باغ و گل زرد می بینیم حاصل این فرآیند می باشند. لوکوگرانیتهای بخش های تفریق یافته تر توده گرانیتوئیدی می باشند.



شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی شیبتهایی که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند و تبلور مجدد در آنها صورت گرفته و بافت گرانوبلاستی ریز دانه‌ای در آنها تشکیل شده است.

۳-۵- نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی چهار گروه سنگی اصلی در توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز مشاهده شده است که عبارتند از: (۱) گرانودیوریت‌ها، (۲) گرانیت‌ها، (۳) لوکوگرانیت‌ها، (۴) دایک‌های گابرودیوریتی. از بین سنگ‌های نامبرده گرانودیوریت‌ها دارای بیشترین و گابرودیوریت‌ها دارای کمترین فراوانی هستند.

گرانودیوریت‌ها پیکره اصلی این توده‌های گرانیتوئیدی را تشکیل می‌دهند. این سنگها دارای بافت گرانولار دانه متوسط می‌باشند. اغلب کانی‌های سازنده آنها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیک (ارتوز - میکروکلین) می‌باشند. بررسی‌های پتروگرافی معرف حضور کانی‌های فرعی نظیر آندالوزیت، تورمالین، زیرکن، اسفن، روتیل، گارنت، آپاتیت و ایلمنیت در آنها می‌باشد. کلریت، اپیدوت و کلسیت به عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شوند.

لوکوگرانیت‌ها فاقد کانی تیره هستند و یا فراوانی کانی‌های تیره آنها بسیار کم است و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز و گهگاه تورمالین می‌باشد. کلریت، اسفن، اپیدوت و کلسیت از کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ‌ها محسوب می‌گردند.

با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز بیشترین سنخیت را با گرانیت‌های نوع S نشان می‌دهند.

دایک‌های گابرودیوریتی مافیک‌ترین سنگهای همراه این توده‌های گرانیتوئیدی هستند. آنها دارای بافت گرانولار، میکروگرانولار، پورفیروئیدی و پورفیری می‌باشند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز - قهوه‌ای می‌باشند. آپاتیت و کانی‌های اوپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) کانی‌های فرعی دایک‌ها هستند. در برخی موارد کانی‌های مافیک، به کلریت و اپیدوت، اسفن و کلسیت دگرسان شده‌اند. زئولیت به صورت کانی ثانویه و پرکننده (به صورت رگه) در این دایک‌ها یافت می‌شود، البته فراوانی آن بسیار کم است.

این توده‌های گرانیتوئیدی دارای آنکلاوهای متعددی مانند: آنکلاوهای متاپلیتی از نوع سورمیکاسه و آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی می‌باشند. حضور آنکلاوهای متاپلیتی (آندالوزیت - هورنفلسی، میکاشیستی، زینولیت‌های کوارتزی و زینوکریست‌های آندالوزیتی و گارنتی) از ویژگی‌های بارز این توده‌ها محسوب می‌شود. آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی دارای بافت گرانوبلاستی دانه‌ریز هستند و حاوی پورفیروبلست‌های آندالوزیت، گارنت، پلاژیوکلاز و سیلیمانیت‌های فیبرولیتی می‌باشند. در اثر نفوذ گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها به درون سنگ‌های متاپلیتی، آنها تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند. این دگرگونی صرفاً باعث تجدید تبلور کانی‌های شده است. به سختی آثاری از بیوتیت‌های تازه تشکیل شده در آنها مشاهده می‌شود. بلورهای بیوتیت تازه تشکیل شده، غالباً دانه‌ریز و نیمه‌شکل‌دار هستند و سنگ در برگیرنده آنها بافت گرانوبلاستی نشان می‌دهد. سنگ‌های این زون در نمونه دستی هنوز آثاری از فولیاسیون اولیه را نشان می‌دهند. حداکثر درجه دگرگونی مجاورتی، به تشکیل کردیریت‌هورنفلس ختم می‌شود.

فصل چہارم

ژئوشیمی

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. به منظور استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی اولین گام درک اصول دقیق ژئوشیمیایی و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می‌باشد (هندرسون^{۱۳}، ۱۹۸۱). بدون مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی، نمی‌توان تفسیر درستی از منشأ و پتروژنز آنها ارائه داد. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد (رولینسون^{۱۴}، ۱۹۹۳).

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید برای ما دارد که به دید صحرایی مطمئن، دقیق و صحیحی از منطقه مورد مطالعه نائل شده باشیم. جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحول عناصر سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۲ نمونه از سنگ‌ها بر اساس تنوع ترکیب سنگ‌شناسی و حداقل دگرسانی آن انتخاب گردید. جهت تعیین میزان عناصر اصلی، نادرخاکی، نمونه‌های سنگ‌های انتخاب شده، پودر گردید و سعی شد تا نمونه‌ها در طی خردایش کمترین آلودگی را متحمل شوند و سپس به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد و به روش ICP-MS و ICP-ES مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت. سپس نتایج حاصل مورد پردازش قرار گرفت.

از بین نمونه‌های انتخاب شده، ۲ نمونه دایک، ۸ نمونه گرانودیوریت و ۲ نمونه گرانیت می‌باشند. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها که به کمک GPS تعیین گردیده است، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در

۱-Henderson

۲ - Rollinson

میلیون (ppm)، در جدول ۲-۴ نمایش داده شده است. تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO و حذف مواد فرار (L.O.I) در مورد آنها نیز اعمال گردیده است.

در ضمن نتایج آنالیز شیمیایی ۲۵ نمونه اکتباس شده از اثنی عشری (۲۰۱۱) در ادامه جدول ۲-۴ ارائه شده است، این نمونه با حروف ES معرفی شده‌اند.

جدول شماره ۱-۴- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی.

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			Y	X
BF-6-1	دایک گابرو دیوریتی	D	3700106	380616
BF-12-4	"	"	3698700	381414
BF-13-2	گرانیت	G	3698581	382026
BF-3	"	"	3700597	379056
SF-71	گرانودیوریت	Gd	3712733	371494
SF-42	"	"	3709118	372903
SF-46	"	"	3709103	370150
SH-23	"	"	3703871	374567
BF-10	"	"	3698818	380076
BF-51-1	"	"	3700061	331337
BF-33-2	"	"	3699092	381031
BF-12-5	"	"	3698700	381414

جدول ۴-۲- آنالیز عناصر اصلی و فرعی واحدهای مختلف توده‌های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز. آهن کل به صورت Fe_2O_3 ارائه شده است. اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی می‌باشند. در ضمن عناصر فرعی و کمیاب خاکی نادر نیز بر حسب ppm می‌باشند.

samples	گرانودیوریت								گرانیت	
	SF-42	SH-23	BF-10	SF-46	BF-33	BF-51	SF-71	BF-12	BF-3	BF-13
SiO ₂	66.8	67.7	67.1	68.3	68.4	66.8	65.7	69.4	73.6	73.3
Al ₂ O ₃	16	15.5	15.7	15.7	15.4	15.7	16	14.9	14.7	14.8
Fe ₂ O ₃	3.9	3.6	4	3.3	3.3	3.8	4.3	2.9	1.1	1
MgO	1.8	1.4	1.3	1.2	1.3	1.7	2	1.2	0.3	0.3
CaO	3.5	3.1	3.1	3.1	2.9	3	3.5	2.6	1	1.1
Na ₂ O	2.5	2.7	2.5	2.7	2.6	2.5	2.4	2.6	3.4	3.3
K ₂ O	3.2	3.4	3.5	3.5	3.6	3.5	3.3	4	4.1	4.8
TiO ₂	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.7	0.5	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9
L.O.I	0.8	1.2	1.2	0.6	1.2	1.5	1	1.1	0.8	0.8
Ba	351	392	392	371	326	378	354	301	573	432
Cs	7.3	8.8	8.8	7.3	6.3	7	9	7.8	5.5	4.5
Hf	4.8	5.2	4.8	5.5	4.3	6	6.1	4.6	2.9	2
Nb	11.9	12.3	13.4	11.2	11	14	12.5	10.6	15.9	13.1
Rb	132.1	147	142.9	151.7	152.1	141.2	147.8	161	155	157.1
Sr	124.5	127.6	144.3	122.2	130.9	149.6	129.9	111.3	180	143
Ta	0.9	0.9	0.9	0.9	1	0.9	1	1	1.6	1.1
Th	14.5	13.6	14.5	13.8	13.2	15.1	15.1	12.3	7	5.3
U	1.9	2	1.6	2.7	2	3.6	1.8	2	1.2	1.2
V	79	69	52	64	61	77	87	51	<8	<8
Zr	159.4	184.9	182	185.8	151.8	189.8	201.6	137.4	66.8	51.8
Y	28.3	27.7	26.2	30.9	25.5	24.3	28.3	26.4	6.3	6
Pb	8.6	7.7	8.4	4.6	8.5	9	8.1	16.8	5.1	5.7
Ni	17.9	14.6	13.4	12.2	14.9	16.6	19.3	10.6	3.5	2.9
La	31.4	34.5	36.9	32.3	32	35.3	35.9	26.8	18.2	11.2
Ce	71.9	76.1	83.1	74.6	70.1	80.6	79.6	61.2	40.9	26.5
Pr	7.6	8.2	8.7	8	7.4	8.5	8.6	6.5	4.6	2.9
Nd	29	31.7	34.8	32.2	28.5	32.9	33.9	25.2	16.7	10.6
Sm	5.5	5.9	6.3	6.1	5.6	6.2	6.3	4.6	4	2.9
Eu	1	1	1	1.1	1	1.1	1.1	0.8	0.8	0.8
Tb	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.9	0.7	0.3	0.3
Dy	5	5	4.5	5.6	4.7	4.4	5.1	4.7	1.5	1.2
Ho	1	1	0.9	1.1	0.9	0.9	1	0.9	0.2	0.2
Er	3	2.7	2.4	2.8	2.4	2.3	2.7	2.7	0.5	0.4
Tm	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.1	0.1
Yb	2.8	2.5	2.4	2.7	2.4	2.3	2.5	2.8	0.5	0.4
Lu	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.1	0.1

Samples	گرانودیوریت								گرانیت			
	ES-11	ES-6	ES-9	ES-15	ES-14	S-8	ES-5	S-1	ES-18	S-4	S-5	ES-19
SiO ₂	66	65.4	66.3	67.9	65.6	66.5	66.5	63.47	75.6	75.6	73.5	73.5
Al ₂ O ₃	15.8	15.6	15.6	14.9	15.8	15	15	16.6	13.7	13.7	13.9	13.9
Fe ₂ O ₃												
MgO	1.5	1.4	1.4	1.4	1.6	1.4	1.4	2.8	0.2	0.2	0.1	0.1
CaO	3.3	3.4	3.2	3.2	3.6	2.7	2.7	1.9	0.7	0.7	0.6	0.6
Na ₂ O	2.7	2.5	2.5	2.4	2.6	2.4	2.4	2.7	3	3	3	3
K ₂ O	3.3	3.1	3.3	3.4	2.7	3.5	3.5	2.6	4.7	4.7	5.2	5.2
TiO ₂	0.63	0.58	0.55	0.64	0.59	0.5	0.52	0.7	0.05	0.1	0	0.03
P ₂ O ₅	0.12	0.15	0.15	0.14	0.14	0.2	0.15	0.1	0.13	0.1	0.2	0.17
MnO	0.1	0.11	0.11	0.1	5	4.9	4.9	6.6	1	1	1	1
Cr ₂ O ₃												
Sum	99.8	99	99.6	98.6	98.7	98.6				99.9		
L.O.I												67
Ba	359	329	345	332	291	356	356	403	103	103	67	4.9
Cs	9.3	7.3	9	16.4	7.9	8	8	19	4.4	4	5	1.6
Hf	5.1	5.3	5	5.3	5.4	6	5.8	5	1.9	2	2	7.4
Nb	12.3	13.6	13.3	13.2	13	13	13.4	16	6	6	7	174
Rb	151	140	147	148	130	167	167	198	138	13	174	35
Sr	125	140	134	124	138	121	121	160	42	42	35	2.1
Ta	1.1	1	1	1	1	1.1	1.1	1	1.2	1.2	2.1	6.2
Th	13.9	13.3	13.1	13.3	13.5	15.1	15.1	16	8.4	8.4	6.2	1.44
U	3.19	1.63	2.58	1.98	1.67	1.8	1.84	3	2.36	2.4	1.4	8
V	78	67	66	84	85	72	72	112	8	8	8	30
Zr	191	180	168	182	179	197	197	162	44	44	30	10.4
Y	29.6	23.2	26	23.4	23.1	24	23.7	21	18.7	19	10	
Pb												0
Ni	18	14	13	20	21		17	50	0			7.4
La	33.3	35.9	30.9	35.5	37.8	38	37.8	40.26	10.3	10	7	14.2
Ce	70.2	71.8	63	72.5	76.9	76	75.8	85.83	20.4	20	14	1.6
Pr	8.3	8.5	7.2	8.3	8.9		9	9.21	2.3			5.4
Nd	30.2	31.1	27.4	31.1	33.5	33	33.1	36.92	7.7	8	5	1.4
Sm	6.2	6.4	5.6	6.3	6.7	7	6.7	6.82	1.9	2	1	0.2
Eu	1.1	1.1	1	1.1	1.2		1	1.06	0.3			0.29
Tb	0.95	0.83	0.87	0.91	0.89	0.9	0.9	0.76	0.45	0.5	0.3	0.4
Dy	5.4	4.5	5	4.8	4.8		4.8	4.53	3			1.1
Ho	1.1	0.9	1	0.9	0.9		0.9	0.88	0.7			0.18
Er	3.2	2.6	2.9	2.6	2.6		2.6	2.38	2			1.3
Tm	0.45	0.3	0.42	0.38	0.37		0.36	0.36	0.34			0.2
Yb	2.9	2.5	2.9	2.4	2.3		2.3	2.31	2.4			
Lu	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4		0.4	0.35	0.4			

Samples	گرانودیوریت										گرانیت
	ES-13	ES-17	S-11	ES-16	ES-10	S-9	ES-7	ES-8	S-10	ES-12	ES-20
SiO ₂	67.7	68.3	68.3	66	64.6	64.6	67.9	66.3	65.9	65.9	73.5
Al ₂ O ₃	14.8	14.3	14.3	15.1	16	16	14.9	15.6	15.4	15.4	14.6
Fe ₂ O ₃	1.5	1	1	1.6	1.7	1.7					
MgO		2.3	2.3		3.4	3.4	1.4	1.7	1.8	1.8	0.2
CaO	2.6	2.4	2.4	2.3	2.5	2.5	3.2	3.2	3.6	3.6	1.1
Na ₂ O	3	4.2	4.2	3.1	3.4	3.4	2.4	2.4	2.5	2.5	3.1
K ₂ O	0.7	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	3.4	3.2	3.1	3.1	4.5
TiO ₂	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.6	0.6	0.7	0.7	0.1
P ₂ O ₅							0.1	0.2	0.1	0.1	0.2
MnO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0
Cr ₂ O ₃											
Sum	100.2	97.9		98.3	99.8		101	99.3		99.9	100
L.O.I											
Ba	398	401	401	393	399	399	389	347	350	350	406
Cs	6.7	6.3	6	8.4	7.1	7	6.6	8.5	8	7.6	4.9
Hf	5.3	4.3	4	5.3	5.6	6	4.8	5.7	6	5.7	2.5
Nb	12.7	10.4	10	13.5	13.5	14	13.4	13.3	13	13.2	13.7
Rb	132	151	151	148	152	152	149	141	143	143	166
Sr	134	107	107	136	167	167	153	124	126	126	146
Ta	1.1	0.8	0.8	1	1	1	1.1	1	1.1	1.1	1.3
Th	15.2	11.8	11.8	15.3	13	13	14.4	14.3	14.8	14.8	5.6
U	1.8	1.6	1.6	2.1	1.3	1.4	2	3.2	1.9	1.9	0.9
V	76	62	62	93	82	82	66	89	92	92	6
Zr	198	148	148	180	181	181	171	191	210	210	60
Y	26.5	29.3	29	28.1	18.5	19	25.4	27.1	26	26.2	5.5
Pb											
Ni	16	11		20	15		16	20		23	•
La	37.1	29.3	29	40.2	27.9	28	34.9	36.1	36	35.6	12.9
Ce	76.6	59.4	59	81.5	56.5	57	72.7	73	75	74.5	27
Pr	8.9	7		9.4	6.6		8.5	8.7	•	8.6	3.3
Nd	33.1	25.8	26	35.1	24.4	24	30.5	32.2	32	31.9	12.5
Sm	6.6	5.6	6	7.1	5	5	6.1	6.5	7	6.5	3.4
Eu	1.1	1		1.2	1		1	1.1	•	1.1	0.8
Tb	0.9	0.9	0.9	1	0.7	0.7	0.9	0.9	0.9	0.9	0.3
Dy	5	5.4		5.6	3.8		4.7	5.3	•	5	1.3
Ho	1	1.1		1.1	0.7		0.9	1.1	•	1	0.2
Er	2.9	3.4		3.2	2.2		2.9	3.1	•	3.1	0.5
Tm	0.4	0.5		0.5	0.3		0.4	0.5	•	0.4	0.1
Yb	2.5	3		2.8	2.2		2.5	2.8	•	2.8	0.4
Lu	0.4	0.5		0.4	0.3		0.4	0.4	•	0.4	0.1

۴-۲- آماده سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده داده‌های تجزیه شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل داده‌ها، تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال می‌شود. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح مقدار FeO و Fe₂O₃ اشاره کرد. این موارد، در رابطه با نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردید.

۴-۲-۱- حذف مواد فرار (L.O.I)

میزان مواد فرار در سنگهای ماگمایی معمولاً کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد، افزایش درصد مواد فرار در سنگ‌ها از فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی می‌شود (میدل‌موس، ۱۹۸۵). چون سنگ‌های مورد مطالعه، اغلب درجه‌ای از دگرسانی را متحمل شده‌اند، مقدار درصد مواد از دست رفته

در اثر گرم کردن نمونه (L.O.I.) در نتایج تجزیه آن‌ها در محدوده (۱/۱ تا ۴/۴ درصد) است. به منظور حذف مواد فرار برای هر نمونه سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس حاصل این نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار برای نمونه S1، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$S1: \text{Sum} = 99.75 \text{ L.O.I} = 2.7$$

$$\text{Sum-L.O.I} = 99.75 - 2.7 = 97.05$$

$$Z = 100/97.05 = 1.03049 \text{ (ضریب حذف مواد فرار)}$$

۴-۲-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در سنگهای آذرین دگرسان شده در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. لذا مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3) به دور از مقدار واقعی است. این امر بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای خواهد داشت، بدین ترتیب که سنگ اکسید شده مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد (به دلیل افزایش نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$). از این رو نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر، ۱۹۷۶)، بدست آمده و مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر هستند محاسبه گردیده است.

۴-۳- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی و نامگذاری سنگهای مورد مطالعه

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و به‌خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد و در آن‌ها از دو یا چند اکسید اصلی که در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت ویژه‌ای دارند، استفاده می‌شود. با توجه به اطلاعات حاصل از تجزیه شیمیایی و بر اساس معیارهای مختلف، سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه به روش شیمیایی طبقه‌بندی و نامگذاری شده است.

۴-۳-۱- طبقه‌بندی شیمیایی

نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها معمولاً بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی صورت می‌گیرد. در نامگذاری شیمیایی باید روشی را انتخاب کرد که: ۱- آسان باشد. ۲- کاربرد وسیعی داشته باشد. ۳- تا حد امکان منطبق بر نامگذاری پتروگرافی و صحرایی باشد. در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی، تعدادی از درصد اکسیدهایی که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند. در برخی از روشهای دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی‌کاتیون عناصر را محاسبه کرده و سپس نسبت‌های کاتیونی آنها را در رده‌بندی‌های سنگ‌های آذرین به کار می‌برند. با توجه به مطالب ذکر شده، سنگ‌های مورد مطالعه به روش طبقه‌بندی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵) نامگذاری شده‌اند. در کلیه نمودارهای ژئوشیمیایی علائم به کار برده شده عبارتند از: Δ : لوکوگرانیت، \blacktriangle : گرانیت، \bullet : گرانودیوریت، \blacksquare : دیوریت (گابرودیوریت).

۴-۳-۱-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی و رده‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد مطالعه

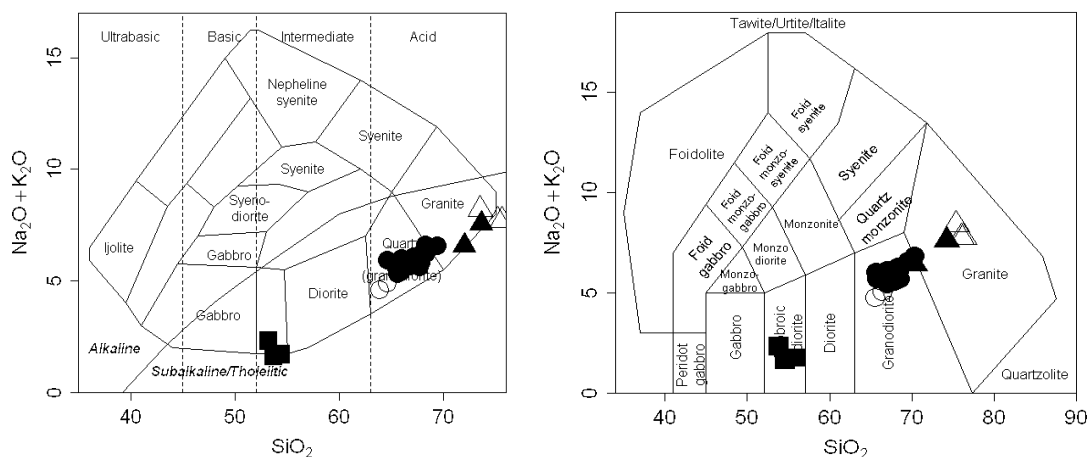
الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵)

نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، (میدلموست، ۱۹۸۵)، یکی از سودمندترین و کاملترین روش‌های رده‌بندی موجود برای سنگ‌های نفوذی است. با توجه به نمودار میدلموست (شکل ۴-۱-الف) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گابرودیوریت، گرانودیوریت، گرانیت قرار می‌گیرند. این رده‌بندی با نامگذاری سنگها بر اساس مطالعات پتروگرافی نیز مطابقت دارد.

ب- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی گابرو (گابرودیوریت)، گرانودیوریت و گرانیت (لوکوگرانیت را نیز شامل می‌شود) است (شکل ۴-۱-ب). دایکهای مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گابرو قرار می‌گیرند ولی به واسطه وجود مقادیر زیادی هورنبلند سبز و عدم وجود پیروکسن در آنها بهتر است نام دیوریت را به

آنها اطلاق کنیم. علت قرارگیری دایکهای دیوریتی در محدوده گابرو کمبود مقدار SiO_2 در فرمول شیمیایی هورنبلند سبز می‌باشد. این امر باعث می‌شود که این سنگها در محدوده ترکیبی گابرو قرار گیرند. در این نمودار محدوده آکالی از ساب آکالی توسط خطی جدا می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ساب‌آکالن قرار می‌گیرند. از بین رده‌بندی‌های مختلفی که برای نامگذاری سنگ‌های آذرین وجود دارد این نمودار بیشترین همخوانی با پتروگرافی و ویژگیهای صحرایی نمونه‌های سنگی را نشان می‌دهند.



الف ب

شکل ۴-۱- الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) و ب - نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al, 1979). Δ : لوکوگرانیت، \bullet : گرانودیوریت، \blacksquare : دیوریت، \circ : آنکلاو، \blacktriangle : گرانیت.

در مجموع اسامی استنباط شده برای سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی از طریق مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی همدیگر را تأیید می‌کنند. لیکن در مورد سنگهای دایکی باید احتیاط لازم صورت گیرد و نتایج آنالیز شیمیایی و نتیجه‌گیری‌های مبتنی بر آنها، با تأمل و با در نظر گرفتن ویژگیهای صحرایی و پتروگرافی انجام شود. همچنین بهترین نام برای این سنگها دیوریت می‌باشد. اگرچه نمونه‌های سنگی بر روی نمودارهای یکسانی ترسیم نموده‌ایم، ولی واقعیت این است که با توجه به شواهد صحرایی و ماهیت سنگها باید آنها را به دو دسته فلسیک و مافیک تقسیم کرد. سنگهای مافیک یا سنگهای دیوریتی (گابرو دیوریتی) از تبلور ماگماهای مشتق شده از گوشته یا مذابهای حاصل از ذوب ترکیبات مافیک دگرگون شده پوسته تحتانی حاصل شده‌اند. در حالی که سنگهای فلسیک یا

سنگهای گرانیتی و گرانودیوریتی از ذوب سنگهای پوسته‌ای با ماهیت متاپلیتی و متاپسامیتی حاصل شده‌اند و دارای ماهیت کاملاً پوسته‌ای هستند. ترسیم آنها در نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی به طور همزمان امری نادرست است و در تجزیه و تحلیل شیمیایی ما را به اشتباه می‌اندازد. لذا از این به بعد در نمودارهای ژئوشیمیایی آنها را به طور جداگانه مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد.

۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای مورد مطالعه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می‌شود. تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلاش و هضم پوسته‌ای است (ویلسون، ۱۹۸۹). روندهای ناشی از عملکرد این عوامل به صورت منفرد و یا همراه با یکدیگر به نمایش گذاشته می‌شوند. لذا در تفسیر روندهای مشاهده شده باید جانب احتیاط را رعایت نمود چون در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت ممکن است، روندهای مشابهی در نمودارهای تغییرات مشاهده شود.

جهت بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که از جمله می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر^{۱۵}، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق (تورنتون و تاتل^{۱۶}، ۱۹۶۰) و شاخص انجماد اشاره کرد. این نمودارها روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

1- Harker

2-Thornton & Tuttle

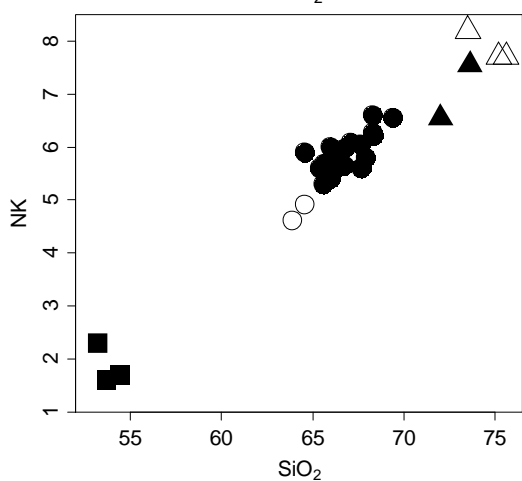
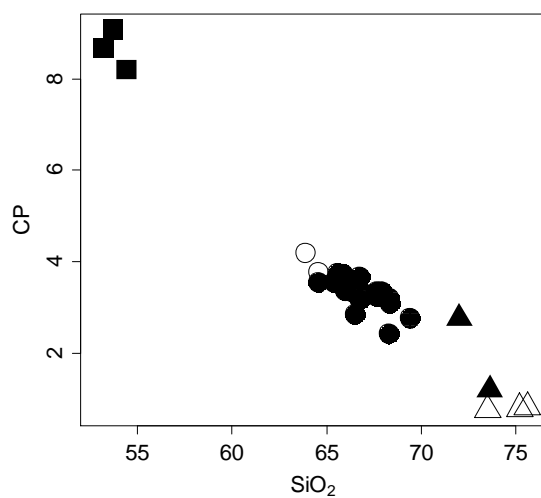
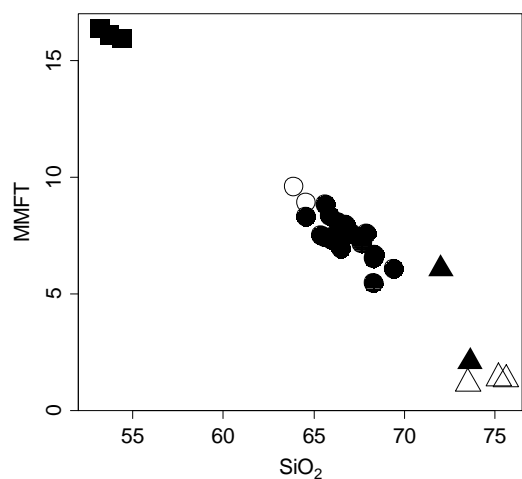
۴-۴-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای تغییرات نظیر نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) از جمله ابزاری هستند که به کمک آنها می‌توان تغییر و تحولات سنگهای آذرین را از طریق آنها مورد بحث و بررسی قرار داد. لیکن در توده‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت پالین‌ژنتیک، در تعبیر و تفسیر آنها باید دقت بیشتری به خرج داد و از شاهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه نباید غافل شد. برای کاهش تعداد نمودارها و دسترسی سریع‌تر به تفسیر تحولات صورت گرفته، تصمیم گرفتیم که اکسیدهایی که دارای روند تغییرات تقریباً مشابهی هستند و یا از الگوی ژئوشیمیایی مشابهی تبعیت می‌کنند را به صورت مجموع در نظر بگیریم (نظیر $\text{MgO} + \text{MnO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ در مقابل SiO_2 ، $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 و $\text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5$ در مقابل SiO_2). همانطور که قبلاً گفتیم در تفسیر این نمودارها باید به ویژگیهای زمین‌شناسی منطقه‌ای توجه خاصی مبذول داشت. برای مثال اگر به نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) ترسیم شده در شکل ۴-۲ نگاه کنیم، می‌بینیم که دیوریتها و کوارتز دیوریتها (گابرو دیوریتها)، گرانودیوریتها، گرانیتها و لوکوگرانیتها همگی در یک راستا قرار می‌گیرند. در نگاه اول منطقی به نظر می‌رسد که این سنگها از یک روند تفریقی تبعیت می‌کنند و فرآیند مؤثر در تشکیل آنها تبلور تفریقی می‌باشد. لیکن باید اذعان داشت که سنگهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی دارای ماهیت گوشته‌ای هستند و هیچ سنخیتی با سنگهای گرانودیوریتی، گرانیتی و لوکوگرانیتی ندارند. همچنین شواهد صحرایی نشان می‌دهد که لوکوگرانیتها، گرانودیوریتها و گرانیتها را قطع می‌کنند و نمی‌توان رابطه تفریقی پیوسته‌ای را بین آنها برقرار نمود. از این رو منطقی است که ترکیبات هر گروه سنگی را به طور مجزا مورد بحث و بررسی قرار دهیم تا به نتیجه منطقی‌تر دست پیدا کنیم. دیوریتها و کوارتز دیوریتها با دارا بودن ۴۸ تا ۵۰ درصد وزنی SiO_2 بازیکترین سنگهای مورد مطالعه هستند و به علت محدود بودن دامنه ترکیب سنگ‌شناسی آنها روند خاصی در آنها مشاهده نمی‌شود. از سوی دیگر این سنگها دارای $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ کم و مقادیر نسبتاً زیاد CaO ، P_2O_5 ، MgO ، MnO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 می‌باشند. به همراه گرانودیوریتها

ترکیب دو نمونه آنکلاوهای متاپلیتی نیز نشان داده شده است. قرارگیری موقعیت ترکیبی آنها در کنار گرانودیوریتها نشان می‌دهد که گرانودیوریتها از ذوب سنگهای مشابه ترکیب آنکلاوها حاصل شده‌اند.

در گرانودیوریتها اندک تغییرات از لحاظ مقدار SiO_2 و سایر اکسیدها مشاهده می‌شود. دامنه تغییرات SiO_2 ، حدود ۶ درصد (۶۹/۴ - ۶۴/۶ درصد) می‌باشد. با افزایش SiO_2 مقادیر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ افزایش یافته و سایر اکسیدها (CaO , P_2O_5 , MgO , MnO , Fe_2O_3 , TiO_2) کاهش یافته‌اند. افزایش یا کاهش مقادیر کانیهای دربرگیرنده این اکسیدها با تفریق بلوری مؤید این موضوع می‌باشد.

موقعیت ترکیبی گرانیتها نشان می‌دهد آنها در فاصله نسبتاً کمی از آنها واقع می‌شوند و حتی در نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای عناصر خاکی نادر تقریباً رفتار یکسانی را نشان می‌دهند. این امر نشان می‌دهد که آنها دارای ماهیت یکسانی می‌باشند. ولی نسبت به گرانودیوریتها تفرق یافته‌تر هستند. شواهد صحرایی و کانی‌شناسی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. لوکوگرانیتها که با علامت Δ نشان داده شده‌اند در فاصله بسیار بیشتری نسبت به گرانودیوریتها واقع می‌شوند و در سایر نمودارهای ژئوشیمیایی به ویژه نمودارهای الگوی توزیع عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی (شکل ۴-۷ تا ۴-۹) الگوی کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهند. با توجه به مطالعه منابع علمی منتشر شده مربوط به لوکوگرانیتها (Kawakami and Kobayashi, 2006; Buriánek and Novák, 2007; Visona and Lombardo, 2002 و ...) و غنی بودن آنها از تورمالین، عدم حضور بیوتیت، آندالوزیت و گارنت در آنها همگی بیانگر آن است که لوکوگرانیتها از ذوب بخشی سنگهای گرانودیوریتی تشکیل شده‌اند و توانسته‌اند در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتوئیدی دره‌باغ در درون فضاهای باز ایجاد شده به صورت دایک، رگه و رگچه جای بگیرند.



شکل ۴-۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل درصد SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)، به روند تفریقی در این نمودارها توجه فرمایید. \triangle : لوکوگرانیت \blacktriangle : گرانیت، \bullet : گرانودیوریت \blacksquare : دیوریت \circ : آنکلاو.

۴-۴-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2

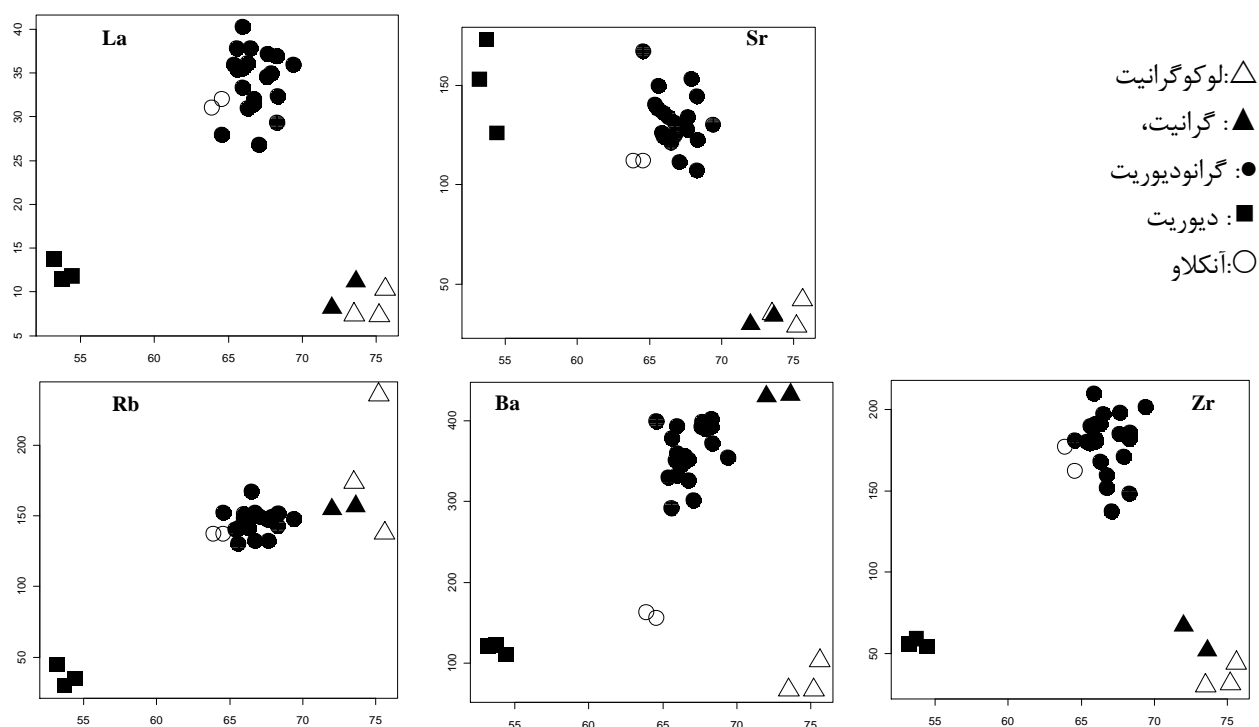
عناصر فرعی و کمیاب با این که کمتر از یک درصد ترکیب کل سنگهای معمول را تشکیل می‌دهند ولی به دلیل تعداد زیاد این عناصر، خواص ژئوشیمیایی خاص هر عنصر، طیف وسیع تغییر رفتار این عناصر و رفتار ساده‌تر این عناصر نسبت به عناصر اصلی اطلاعاتی که در اختیار ما قرار می‌دهند بسیار فراتر از فراوانی آنهاست.

در شکل ۴-۳ تغییرات مقادیر عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. آنچه از تعبیر و تفسیر نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی استنباط شد، در مورد عناصر فرعی و کمیاب نیز صادق است. اگر بخواهیم با دیدی دقیق‌تر نگاه کنیم متوجه می‌شویم که در گرانودیوریت‌ها با افزایش مقدار SiO_2 و مقادیر برخی از عناصر نظیر La، Sr، Zr، Y کاهش می‌یابد و در مقابل مقادیر برخی از عناصر دیگر نظیر Rb، Ba و ... افزایش می‌یابد.

افزایش یا کاهش هر یک از این عناصر متناسب با نوع کانی‌هایی است که در ذخیره آنها مشارکت دارند، یا به نحوی آنها را در خود ذخیره می‌کنند و یا به صورت کانی مستقلی متشکل از این عناصر وجود دارند مانند زیرکن که مهمترین منبع تأمین کننده زیرکن است.

لازم به ذکر است شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی معرف هم‌منشأیی آنکلاوهای متاپلیتی و گرانودیوریت‌ها می‌باشد یا به عبارتی گرانودیوریت گرانودیوریت از ذوب متاپلیت‌ها ناشی شده‌اند. به همین خاطر دو نمونه از نتایج تجزیه شیمیایی اکتباس شده از اثنی عشری (۲۰۱۱) نیز به نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل SiO_2 اضافه شد.

همانطور که در شکل‌های ۴-۱-الف و ب و ۴-۲ دیده می‌شود. موقعیت ترکیبی آنکلاوهای متاپلیتی بسیار نزدیک به گرانودیوریت‌هاست و بدینوسیله هم منشأیی آنها از لحاظ شیمیایی و ژئوشیمیایی نیز تأیید می‌گردد.

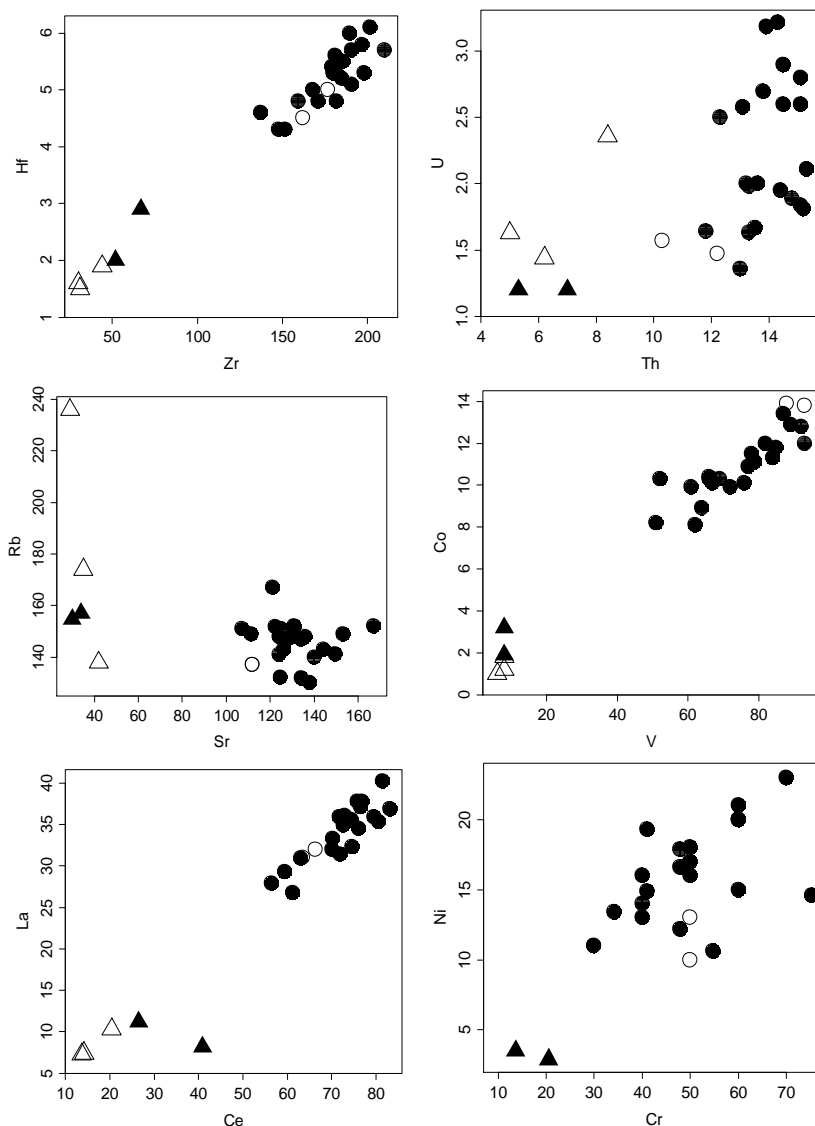


شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب در مقابل SiO_2 . به روند تفریقی در این نمودارها توجه فرمایید.

۴-۴-۳- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار

نمودارهای دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر در شکل (۴-۴) نشان داده شده‌اند. سنگ‌های منطقه در نمودارهای La/Nb ، Hf/Zr ، Ce/Zr ، Th/Zr ، U/Th ، Y/Hf که جفت عناصر ناسازگار می‌باشند، روندهای نشان داده شده به سادگی قابل تفسیر نیستند ولی با توجه به مجموعه بررسی‌های صورت گرفته در واقع تلفیقی از پیامدهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی هستند.

ابتدا متاپلیتها متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و گرانودیوریتها را به وجود آورده‌اند. در مراحل پایانی مجدداً گرانودیوریتها متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند، تبلور تفریقی مذابهای حاصله به تشکیل لوکوگرانیت و لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار شده است.



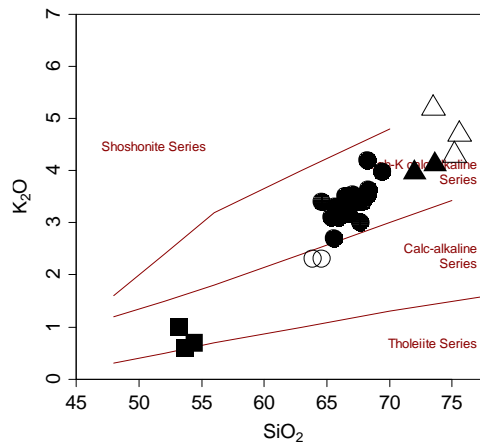
شکل ۴-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار.

۴-۵- تعیین سری ماگمایی

در علم پترولوژی تعیین سری‌های ماگمایی یکی از مهم‌ترین اهداف به شمار می‌رود، چرا که می‌تواند به عنوان کلیدی اساسی در حل مسائل پتروژنز و بخصوص موقعیت ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه مفید واقع شود. برای تعیین سری‌های ماگمایی از نمودارهای متعددی استفاده می‌شود، که در اینجا با بکار بردن برخی از مهم‌ترین این نمودارها سعی شده است تا سری ماگمایی ماگما یا ماگماهای بوجود آورنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه مشخص شود.

۴-۵-۱- نمودار K_2O در برابر SiO_2

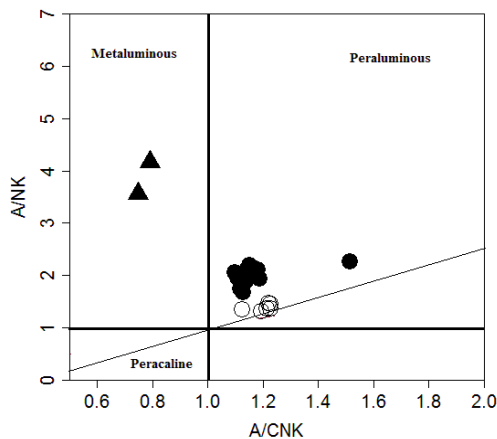
این نمودار اولین بار توسط پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) بکار گرفته شده است. در این نمودار علاوه بر تفکیک سری‌های توله‌ایتی، کالک‌آلکالن و شوشونیتی از یکدیگر، نمونه‌ها از نظر مقدار سدیک و پتاسیک بودن نیز از هم جدا شده‌اند. همانطور که در شکل ۴-۵ استنباط می‌شود، اکثر سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۵- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) و قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، دو نمونه دایکی در محدوده کالک‌آلکالن عادی قرار می‌گیرند.

۴-۵-۲- نمودار A/NK در مقابل A/CNK

این نمودار که از شند (۱۹۴۳) اقتباس شده است در واقع میزان اشباع نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از آلومین را مشخص می‌سازند. با توجه به شکل ۴-۶ سنگهای فلسیک تماماً در محدوده پراآلومین قرار می‌گیرند. در حالیکه نمونه‌های سنگی مافیک- حدواسط ماهیت مت‌آلومین نشان می‌دهند.



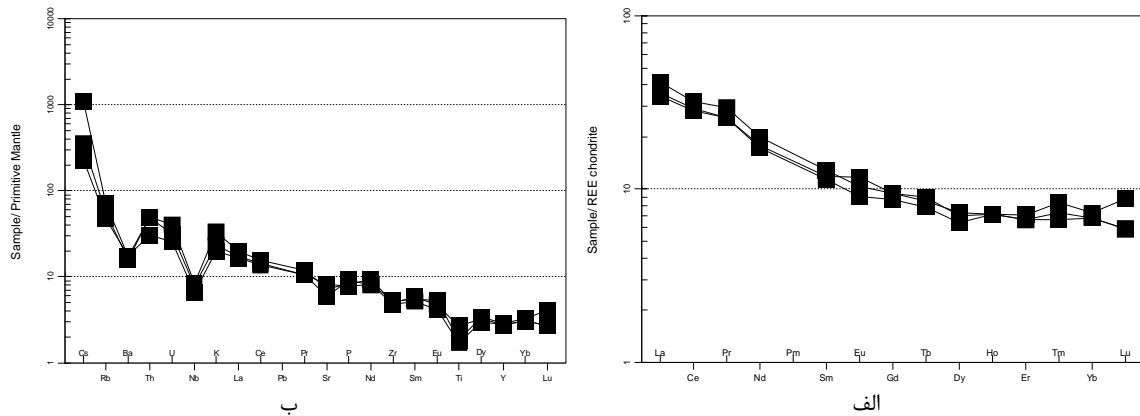
شکل ۴-۶- نمودار A/CNK در مقابل A/NK (شاند، ۱۹۴۳) و نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی در محدوده پراآلومین و دو نمونه دایکی در محدوده مت‌آلومین قرار گرفته‌اند.

۴-۶- 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. نمودارهای چند عنصری به هنجار شده، بر اساس طبقه‌بندی عناصری هستند که نسبت به کانی‌شناسی گوشته حالت ناسازگار دارند. این نمودارها در حقیقت همان نمودارهای REE به هنجار شده نسبت به کندریت هستند که در آنها عناصر کمیاب دیگری به REE افزوده شده است. این نمودارها بیشتر برای بازالتهای منظور شده، ولی می‌توان برای سنگهای دیگر نیز استفاده کرد. در این نمودارها معمولاً از داده‌های گوشته و یا کندریت برای هنجار کردن استفاده می‌شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه است.

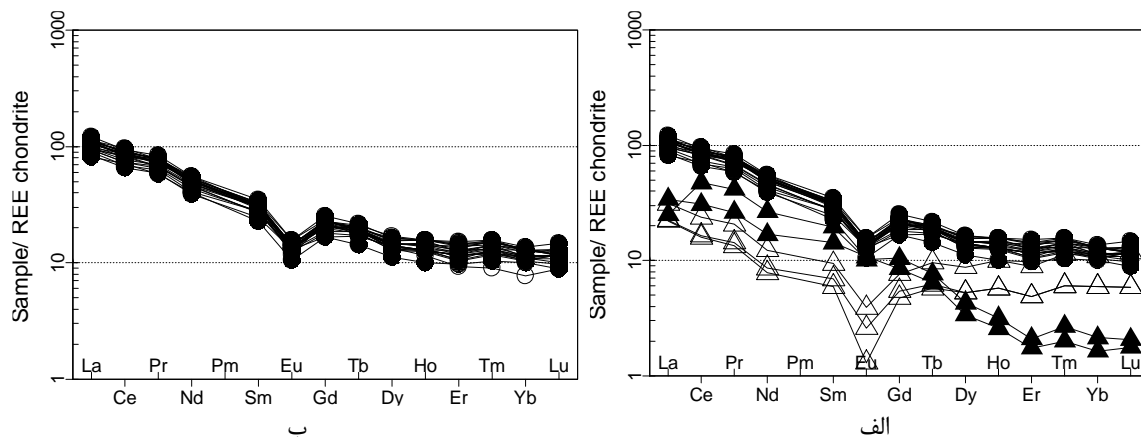
نمودارهای عنکبوتی به کار رفته برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه نمودار عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) می‌باشد.

با توجه به آنچه در مورد روابط بین گروه‌های سنگی منطقه ذکر شد تغییرات عناصر خاکی نادر و عناصر فرعی برای گروه‌های سنگی مافیک و فلسیک به صورت مجزا در شکل‌های ۴-۷ تا ۴-۹ نشان داده شده است. در ضمن تغییرات ذکر شده در برخی گروه‌های سنگی نظیر گرانودیوریتها و لوکوگرانیتها به طور مجزا ترسیم شده است. با توجه به شکل ۴-۷- الف دیوریتها و کوارتزدیوریتها از عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین نسبتاً غنی هستند. ولی نسبت به عناصر خاکی نادر سبک غنی‌شدگی بسیار بارزتری نشان می‌دهند. در شکل ۴-۷- ب دیوریتها و کوارتزدیوریتها از عناصر بزرگ یون سبک نظیر K, Pb, U, Cs و عناصر خاکی نادر سبک La, Ce غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این شواهد معرف آرایش پوسته‌ای مذابهای سازنده سنگهای مافیک مورد مطالعه می‌باشد. در ضمن این سنگها از Ti و Nb تهی‌شدگی منفی نشان می‌دهند که از ویژگیهای بارز ماگماهای تشکیل شده در یک محیط حاشیه قاره‌ای می‌باشد و با نشأت گرفتن از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده سازگار است.



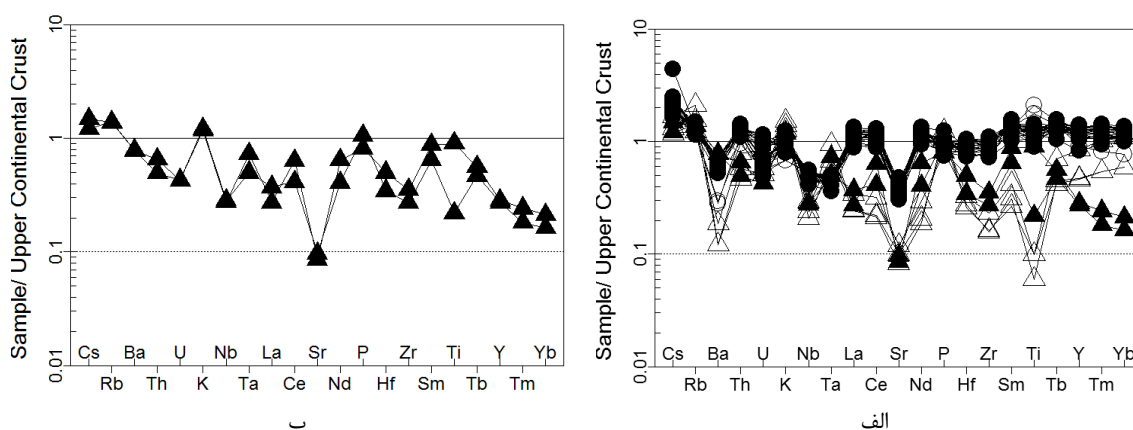
شکل ۴-۷- الگوهای REEs به هنجار شده به کندریت Nakamura, ۱۹۷۴. الف) و الگوهای REEs به هنجار شده به نسبت به گوشته اولیه Sun and McDonough, ۱۹۸۹ در دیوریتها (ب) (علائم مشابه شکل ۳).

در شکل ۴-۸- الف، تغییرات مقادیر عناصر خاکی نادر سنگهای فلسیک مورد مطالعه نشان داده شده است. با توجه به این شکل گرانیتهای، گرانودیوریتها و تا حدودی آنکلاوهای متاپلیتی از الگوی تقریباً یکسانی برخوردار هستند. به استثنای اینکه در مجموع گرانیتهای نسبت به گرانودیوریتها دارای محتوای عناصر خاکی نادر کمتری می‌باشند و از آنومالی منفی بیشتری را نشان می‌دهد که با تفرق‌یافتگی آنها و به ویژه کاهش مقدار پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر سازگارتر است. لوکوگرانیتهای روند بسیار متفاوتی را نشان می‌دهند. لوکوگرانیتهای از عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی بسیار قابل توجهی را نشان می‌دهند ولی از لحاظ عناصر نادر خاکی سبک در حدفاصل بین گرانودیوریتها و گرانیتهای قرار می‌گیرند. این امر با فرض اینکه لوکوگرانیتهای از ذوب-بخشی گرانودیوریتها حاصل شده باشند سازگار است. بدین صورت که در طی ذوب‌بخشی گرانودیوریتها کانیه‌های دیرگداز حاوی مقدار قابل توجهی از عناصر نادر خاکی سنگین نظیر زیرکن، گارنت و آپاتیت ذوب نشده‌اند و به صورت رستیت یا تفاله بر جای مانده است. لذا مذاب حاصله از این عناصر به شدت تهی شده‌اند. منتهی با ذوب شدن بیوتیت و ورود برخی از عناصر نادر خاکی موجود در آنها نظیر La و Ce به مذاب تشکیل شده لوکوگرانیتهای از عناصر نادر خاکی سبک تهی‌شدگی زیادی نشان نمی‌دهند. در شکل ۴-۸- ب الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر در گرانودیوریتها و آنکلاوهای متاپلیتی نشان داده شده است تطبیق تغییرات آنها بر یکدیگر معرفّ رابطه ژنتیکی بین آنها می‌باشد. در واقع گرانودیوریتها حاصل ذوب سنگهای متاپلیتی می‌باشند که بخشهایی از آنها به صورت آنکلاو در توده گرانیتهای دره‌باغ حضور دارند.



شکل ۴-۸- الگوهای REEs به هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974). الف- کل سنگهای فلسیک. ب- گرانودیوریتها و آنکلاوها (علائم مشابه شکل ۳).

با توجه به اینکه سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه دارای ماهیت پوسته‌ای و از نوع S می‌باشد ترجیح دادیم تغییرات آنها را نسبت به پوسته بالایی نرمالایز یا بهنجار کنیم (به شکل‌های ۴-۹- الف و ب نگاه کنید). این نمودارها به خصوص در مورد گرانودیوریتها نشان می‌دهد که تغییرات ترکیبی آنها حول عدد ۱ قرار می‌گیرد و بیانگر آن است که این سنگها دارای ماهیت پوسته‌ای می‌باشند. تهی‌شدگیهای جزئی از Sr, Ta, Nb, Ba به ترکیبات اولیه سنگها مربوط می‌باشد. لوکوگرانیتها نیز از روند تقریباً مشابهی برخوردارند. منتهی Tm, Y, Ba, Zr, Ti تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. در لوکوگرانیتها (شکل ۴-۹- ب) تهی‌شدگی بارزتری از عناصر Yb و Tm, Y, Zr, Hf, Nb, U, Th, Ba مشاهده می‌شود. با این وجود تغییرات حول عدد ۱ سیر می‌کند که مؤید منشأ پوسته‌ای لوکوگرانیتها می‌باشد.



شکل ۴-۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به پوسته فوقانی (Taylor and McLennan, 1995). الف- کل سنگهای فلسیک. ب- سنگهای لوکوگرانیتی.

با توجه به مجموع شواهد صحرایی و پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان اظهار داشت که سنگهای مافیک از ذوب یک ورقه اقیانوسی فرورنده و یا گوه گوشته متاسوماتیسیسم شده تشکیل شده‌اند. به عبارتی کلی‌تر دارای

ماهیت گوشته‌ای هستند. در ضمن مذابهای مافیکی که به تشکیل دیوریتها و کوارتز دیوریتها منجر شده‌اند متحمل آرایش پوسته‌ای گردیده‌اند. حضور بیوتیت در سنگهای مافیک و حدواسط از مناطق دیگر نظیر چشمه قصابان همدان با ترکیب الیوین گابرو گزارش شده است (صادقیان، ۱۳۷۳ و دیوسالار، ۱۳۸۷) که معرف متاسوماتیسم پتاسیک تحمیل شده بر این سنگها می‌باشد. در حالی مجموع سنگهای فلسیک دارای ماهیت پوسته‌ای هستند و از ذوب بخش متاپلیتها یا ذوب بخشی گرانودیوریتها تشکیل شده‌اند. ولی در سنگهای فلسیک فرآیند تبلور تفریقی نقش بارزتری را نشان می‌دهد.

فصل پنجم

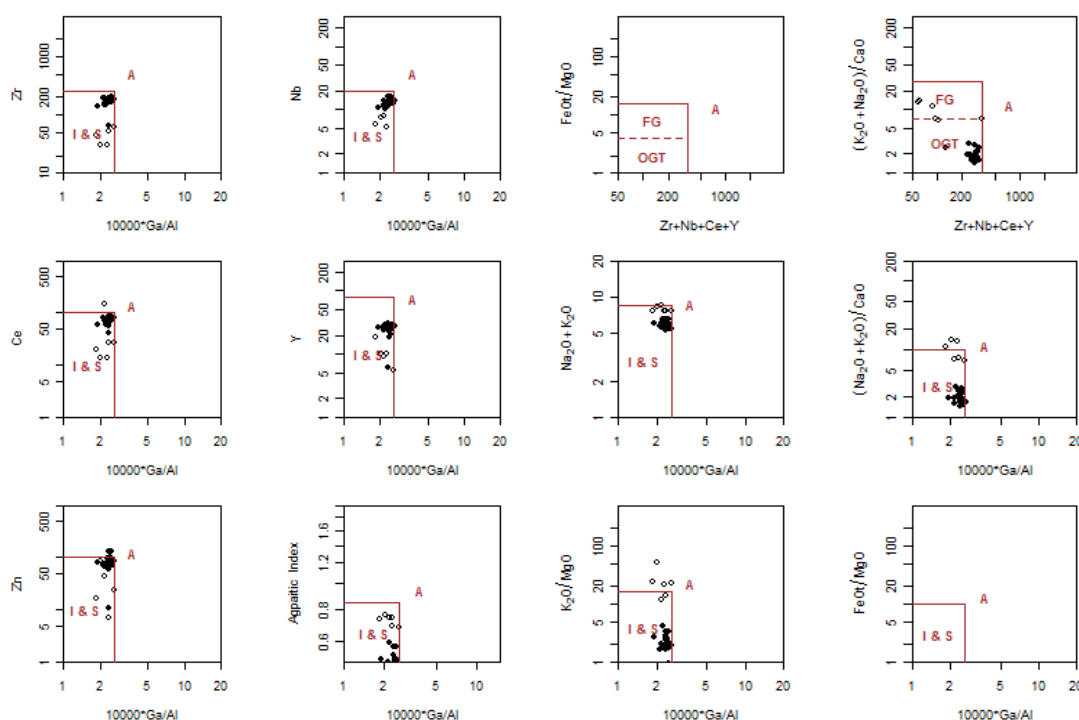
پتروژنز

و

جایگاه تکتونیکی

در این فصل سعی خواهد شد تا با توجه به شواهد صحرایی و نتایج بدست آمده از مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی موارد زیر مشخص گردد: ۱- نوع گرانیت‌ها (S، I یا A)، ۲- کوهزایی یا غیر کوهزایی بودن آنها، ۳- منشأ و محیط تکتونیکی استقرار توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای S و I جهت تمایز گرانیت‌های نوع A از سایر گرانیت‌ها (FG (گرانیت‌های تفریق یافته)) یا OG (گرانیت‌های معمولی)) از نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل FeO/MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷) استفاده می‌شود. این نمودار برای نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۵-۱). اکثر نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده گرانیت‌های S و I واقع می‌شوند، لذا نوع A بودن آنها منتفی می‌باشد.



شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای S و I (والن و همکاران، ۱۹۸۷). بر اساس این نمودار هیچ یک از نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار نمی‌گیرند. دایره توپر = گرانودیوریتها، دایره توخالی گرانیتها و لوکوکرانیتها.

۵-۳- تفکیک توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه (S یا I؟)

برای این منظور تفکیک گرانیتوئیدهای S و I از یکدیگر روش‌های مختلفی نظیر تفکیک بر اساس منشأ، ترکیب ماگمای سازنده، ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و صحرایی ارائه گردیده‌است. در میان انواع رده‌بندهای زایشی تا کنون ارائه شده، رده‌بندی چاپل و وایت (۱۹۷۴، ۲۰۰۱) که گرانیت‌ها را به دو گروه کوهزایی و غیرکوهزایی و نوع کوهزایی را به انواع I و S رده‌بندی نموده‌است، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار و مورد قبول جهانی واقع شده‌است. این رده‌بندی متعاقباً توسط محققین و سنگ‌شناسان متعدد تکمیل گردیده‌است. مقایسه ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز با این رده‌بندی نشان می‌دهد که این توده از نوع S می‌باشند. زیرا:

- توده‌های گرانیتوئیدی ازنا-الیگودرز طیف ترکیبی گسترده‌ای از گرانودیوریت تا لوکوگرانیت را شامل می‌شوند.

- زینوکریست‌های آندالوزیت، سیلیمانیت و گارنت به ویژه آندالوزیت در آنها به وفور یافت می‌شوند.
- آنکلاوهای متاپلیتی نظیر آنکلاوهای آندالوزیت - سیلیمانیت هورنفلسی و آنکلاوهای سورمیکاسه، سیلیسی و متاسندستونی در این توده‌ها به وفور یافت می‌شوند.
- پیرآلمین بودن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه (به غیر از نمونه‌های دایکی).
- طیف تغییرات SiO_2 این توده‌ها بین ۶۴ تا ۷۶ درصد وزنی متغیر است.
- تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 در نمونه‌های مورد مطالعه روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۵-۲) و با ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S سازگار است. به اعتقاد چاپل و وایت (۱۹۹۲) فسفر در گرانیت‌های نوع S به دلیل عدم تبلور آپاتیت بعنوان یک عنصر ناسازگار عمل نموده و غلظت آن در مذاب طی تفریق افزایش می‌یابد. در صورتی که در گرانیت‌های نوع I به دلیل تبلور بخشی آپاتیت، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار رفتار می‌نماید و با پیشرفت روند تبلور تفریقی مقدار آن کاهش می‌یابد.
- همراه توده‌های گرانیتوئیدی مورد نظر با سنگهای میزبان دگرگونی عمدتاً متاپلیتی.

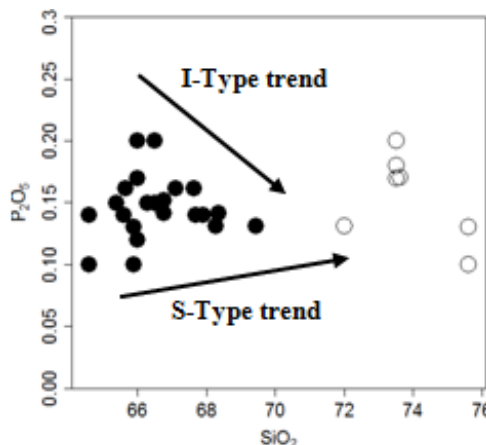
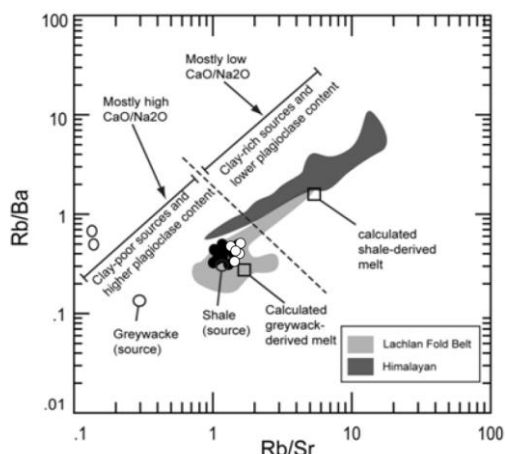
● حضور گسترده بیوتیت در گرانودیوریت‌ها و فقدان هورنبلند. اگر در برخی نمونه‌ها نیز هورنبلند یافت شود فراوانی آن بسیار کم است.

● حضور گسترده تورمالین در بخش‌های تفریق یافته (نظیر رگه‌های آپلیتی و پگماتیتهای تورمالین‌دار و پگماتیت تورمالینیت در معدن سیلیس ملاطاب واقع در جنوب روستای ملاطاب).

● الگوی تغییرات CaO در مقابل SiO₂ نیز می‌تواند یکی دیگر از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S باشد (سزمانسک و همکاران، ۱۹۸۰). مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO₂، ۳/۲ درصد است.

● مذابهای گرانیتی که غالباً به طور تجربی و از طریق ذوب مواد متفاوت در شرایط حضور یا عدم حضور سیال تشکیل شده‌اند ترکیبی از عناصر اصلی را نشان می‌دهند که می‌تواند برای تعیین منشأ گرانیت‌های واقعی به کار روند. برای مثال نسبت CaO/Na₂O برای مذابهای حاصل از سنگهای پلیتی کمتر از ۰/۵، برای مذابهای مشتق از گریوکها و سنگهای آذرین دگرگون شده کوارتز فلدسپاری بین ۰/۳ تا ۱/۵ و برای آمفیبولیتها بیش از ۱۰ می‌باشد (مونتل و ویلزوف، ۱۹۹۷). سیلستر (۱۹۹۸) نشان داده است که نسبتهای CaO/Na₂O در گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S توسط مقدار پلاژیوکلاز در سنگ منشأ کنترل می‌گردد به گونه‌ای که مذابهای پرآلومین تولید شده از منابع غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) تمایل دارند تا نسبتهای CaO/Na₂O کمتری (<۰/۳) از مذابهای مشتق شده از منابع فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) (>۰/۳) داشته باشند. از آنجا که بعد از ذوب پسامیتها مقدار زیادی پلاژیوکلاز دارای عناصر سازگار Ba و Sr باقی می‌ماند، مذابهای مشتق شده از پسامیتها نسبتهای Rb/Sr و Rb/Ba بالاتری نسبت به منشأشان دارا می‌باشند. نسبت CaO/Na₂O=۱/۳ برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه همراه با نمودار توصیفی سیلستر (۱۹۹۸) (شکل ۵-۳) یک منشأ فقیر از رس همانند متاگریوک را برای گرانیت‌های مورد مطالعه محتمل می‌داند. به علاوه با توجه به این نمودار گرانیتوئیدهای مورد نظر مزبور منشائی بسیار مشابه با گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین نوار چین خورده لاخلان دارا می‌باشند.

● داشتن ویژگیهای گرانیتوئیدهای مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای (با توجه به تفسیر نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای عنکبوتی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)).



شکل ۳-۵- نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای به شدت پرآلومین. قلمرو گرانیت‌های هیمالیا و نوار چین خورده لاخلان، خط ناپیوسته و مذاب‌های محاسبه شده از سیلستر (۱۹۹۸) اقتباس گردیده است. به موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار توجه نمایید.

شکل ۵-۲- نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 ؛ نمونه‌های مورد مطالعه از روند گرانیتوئیدهای نوع S پیشنهاد شده توسط چپل و وایت (۱۹۹۲) پیروی می‌کنند. دایره توپر = گرانودیوریتها، دایره توخالی گرانیتها و لوکوکرانیتها.

۴-۵- جایگاه تکتونوماگمایی

در ادامه سعی می‌کنیم تا با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب، کوهزایی یا غیرکوهزایی بودن توده مورد مطالعه و محیط تکتونیکی استقرار آن را مشخص نماییم.

۴-۵-۱- استفاده از عناصر اصلی

گام دیگر برای مطالعه توده‌های گرانیتوئیدی، تعیین محیط تکتونیکی تشکیل آنهاست. بدین منظور روش‌های مختلفی توسط محققین ابداع گردیده است. یکی از روش‌های جالب در این زمینه، روش محاسباتی آگراوال (۱۹۹۵) می‌باشد که با استفاده از درصد اکسیدهای عناصر اصلی سنگ صورت می‌گیرد. آگراوال (۱۹۹۵) با استفاده از روش آنالیز تفکیک چندمتغیره بر روی اکسیدهای عناصر اصلی سنگ‌ها توانست گرانیتوئیدهای کوهزایی را از گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی تفکیک نماید. معادله تفکیک خطی بدست آمده توسط وی عبارتست از:

$$D_i = B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_nX_n + B_0$$

در این فرمول، D_i عدد تفکیک، B ضریب ثابت تفکیک و X درصد عناصر اصلی و B_0 عدد ثابت می‌باشد. در جدول (۱-۵) مقادیر ثابت مذکور ارائه گردیده‌است. پس از محاسبه ضریب تفکیک (D_i) می‌بایست قانون میانگین R از طریق فرمول زیر محاسبه شود:

$$R = \frac{(D_i - C_i)}{(M_i - C_i)}$$

در این فرمول، D_i عدد تفکیک بدست آمده در مرحله اول و M_i و C_i ضرایب ثابتی هستند که برای انواع گرانیتوئیدها بدست آمده و در جدول (۱-۵) ارائه گردیده‌اند. به این ترتیب اگر $R > 0$ بدست آمد، توده گرانیتوئیدی از نوع کوهزایی و اگر $R < 0$ باشد، توده گرانیتوئیدی از نوع غیرکوهزایی تلقی می‌گردد. نتایج محاسبات انجام شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۲-۵) ارائه گردیده‌است. بر اساس مقادیر محاسبه شده، مقدار R میانگین برابر 0.0016 می‌باشد. لذا توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع کوهزایی می‌باشند.

جدول ۱-۵ ضرایب و اعداد ثابت جهت تفکیک گرانیت‌های کوهزایی از غیرکوهزایی.

	B	Mi (مقدار میانگین)	Ci (مقدار آستانه)	B0 (مقدار ثابت)
Fe ₂ O ₃	0.929241			
MgO	-2.570311	-0.4898	0.2915	-11.754220
Na ₂ O	1.246346			
K ₂ O	1.266569			

جدول ۲-۵ نتایج محاسبات انجام شده D_i و R به منظور تعیین مقدار R برای سنگهای مورد مطالعه به منظور تفکیک گرانیتوئیدهای کوهزایی از غیر کوهزایی.

Sample	D_i	$D_i - C_i$	$M_i - C_i$	R
Esna-13	-۱,۶۷۲۸۴	-1.6728	-۲۹۱۵	0.00057
S-1	-۲,۵۷۰۵۹	-2.5706	-۲۹۱۵	0.00088
Esna-16	-۳,۰۷۴۸۷	-3.0749	-۲۹۱۵	0.0011
Esna-6	-۳,۰۷۸۹۲	-3.0789	-۲۹۱۵	0.0011
Esna-12	-۲,۵۷۲۲۹	-2.5723	-۲۹۱۵	0.00088
S-10	-۲,۵۷۲۲۹	-2.5723	-۲۹۱۵	0.00088
SF-42	-۲,۷۸۷۴۴	-2.7874	-۲۹۱۵	0.00096
Esna-8	-۳,۰۸۰۶۱	-3.0806	-۲۹۱۵	0.0011
Esna-15	-۳,۰۸۲۶۳	-3.0826	-۲۹۱۵	0.0011
Esna-9	-۳,۵۹۲۹۸	-3.5930	-۲۹۱۵	0.0012
Esna-11	-۳,۲۱۷۰۵	-3.2171	-۲۹۱۵	0.0011
BF-51-1	-۳,۰۶۱۸۶	-3.0619	-۲۹۱۵	0.0011
Esna-7	-۳,۹۷۴۶۴	-3.9746	-۲۹۱۵	0.0014

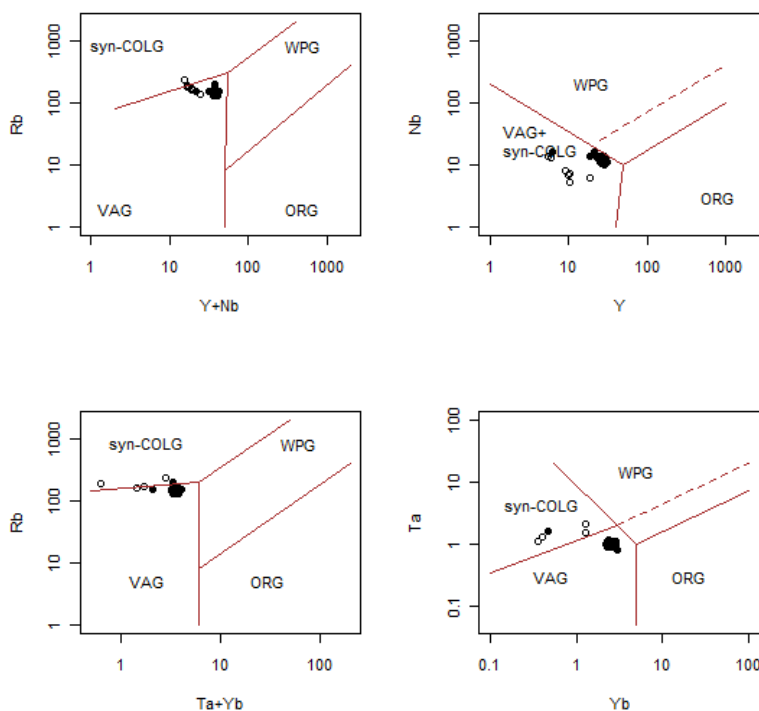
Esan-10	-۳,۴۷۰۰۴	-3.4700	-۲۹۱۵	0.0012
SH-23-2	-۳,۴۷۰۰۴	-3.4700	-۲۹۱۵	0.0012
S-9	-۳,۷۱۰۷۴	-3.7107	-۲۹۱۵	0.0013
BF-33-2	-۳,۶۷۱۷۶	-3.6718	-۲۹۱۵	0.0013
Esna-5	-۴,۲۳۱۶۸	-4.2317	-۲۹۱۵	0.0015
S-8	-۴,۲۳۱۶۸	-4.2317	-۲۹۱۵	0.0015
BF-10	-۴,۰۷۶۵۰	-4.0765	-۲۹۱۵	0.0014
BF-12-5	-۴,۲۸۹۰۳	-4.2890	-۲۹۱۵	0.0015
F-46	-۴,۴۴۷۱۱	-4.4471	-۲۹۱۵	0.0015
BF-3	-۵,۵۰۸۶۸	-5.5087	-۲۹۱۵	0.0019
SF-71	-۵,۵۰۸۶۸	-5.5087	-۲۹۱۵	0.0019
BF-13-2	-۵,۹۰۲۴۹	-5.9025	-۲۹۱۵	0.0020
S-11	-۶,۵۳۷۵۲	-6.5375	-۲۹۱۵	0.0022
Esna-17	-۶,۵۳۷۵۲	-6.5375	-۲۹۱۵	0.0022
Esna-21	-۶,۵۶۱۴۶	-6.5615	-۲۹۱۵	0.0023
Esna-20	-۷,۴۴۹۴۳	-7.4494	-۲۹۱۵	0.0026
S-4	-۸,۰۸۸۱۲	-8.0881	-۲۹۱۵	0.0028
Esna-18	-۸,۰۸۸۱۲	-8.0881	-۲۹۱۵	0.0028
Esna-19	-۹,۴۹۹۹۴	-9.4999	-۲۹۱۵	0.0033
S-5	-۹,۴۹۹۹۴	-9.4999	-۲۹۱۵	0.0033

ارزش یا مقدار R برای همه نمونه‌ها مثبت است. لذا توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز از نوع کوهزایی می‌باشند.

۵-۴-۲- استفاده از عناصر کمیاب

به منظور تعیین محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر کمیاب توسط محققین ارائه گردیده‌است. یکی از رایج‌ترین این نمودارها، نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) می‌باشند که در آن‌ها گرانیتوئیدها از لحاظ جایگاه تکتونیکی به چهار گروه: گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای (WPG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) تقسیم شده‌اند. همانطور که ملاحظه می‌شود در نمودار Nb در برابر Y (شکل ۵-۵) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده مشترک VAG (گرانیت‌های قوس آتشفشانی) و Syn-CLOG (همزمان با برخورد) قرار می‌گیرند. برای تفکیک این دو از هم، نمودارهای دیگری معرفی شده‌است که در شکل (۴-۵) ارائه گردیده و بر اساس آن‌ها نمونه‌های مورد مطالعه درون قلمرو VAG و تعدادی در محدوده مرزی بین VAG و Syn-COLG قرار گرفته‌اند. ولی با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای Syn-COLG بودن این گرانیتوئیدها امری نادرست است

زیرا در زمان تشکیل این گرانیتوئیدها (۱۶۰ تا ۱۷۰ میلیون سال قبل) برخوردی صورت نگرفته است. همچنین قرارگیری نمونه‌ها در محدوده VAG صرفاً بیانگر آنست که این توده‌های گرانیتوئیدی در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای تشکیل شده‌اند. توجه به این نکته مهم است که در هنگام استفاده از نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و سایر نمودارهای ژئوشیمیایی برای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها باید با احتیاط صورت گیرد، زیرا گاهی اوقات عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آن تأثیر گذاشته باشند.

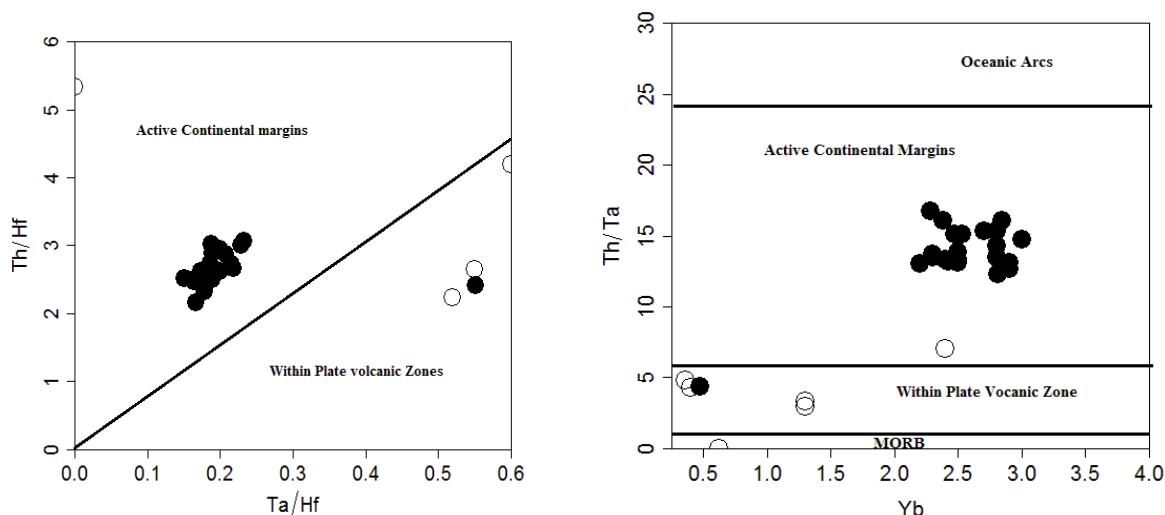


شکل ۵-۴- نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) (علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشند)؛ VAG (گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی)؛ Syn-CLOG (گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد)؛ WPG (گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای)؛ ORG (گرانیتوئیدهای پشته‌های میان اقیانوسی)؛ اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس آتشفشانی (VAG) و همزمان با برخورد (Syn-CLOG) قرار می‌گیرند. ولی با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای Syn-CLOG بودن این گرانیتوئیدها امری نادرست است، چون در ژوراسیک میانی (۱۶۰- تا ۱۷۰ میلیون سال قبل) برخوردی صورت نگرفته است.

به عنوان مثال با توجه به مطالعات فورستر (۱۹۹۷)، نمونه‌های متعلق به قوس‌های نابالغ در نیمه پایینی محدوده VAG و سری‌های انتقالی (اقیانوسی- قاره‌ای) در بالای محدوده VAG قرار می‌گیرند. همچنین سنگ‌های مربوط به ماگماتیسم قوسی نسبت به ماگماتیسم حاصل از برخورد قوس- قاره

(که نزدیک مرز Syn-COLG واقع می‌شوند)، در بخش‌های پائینی قلمرو VAG واقع می‌گردند. قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه نزدیک مرز Syn-COLG با مقدار Rb بالا، بیانگر نقش اصلی پوسته در فرآیند تولید ماگمای سازنده توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز است. علاوه بر این، وجود سنگ‌های منشاء نابالغ یا پایین بودن میزان تفریق ماگما سبب می‌شود که گرانیتوئیدهای Syn-COLG در محدوده VAG قرار گیرند. در رژیم برخوردی قوس-قاره اگر تنش‌های کششی سنگ‌های قدیمی قوس را تحت تأثیر قرار دهند، سنگ‌های حاصل ممکن است ویژگی‌های محیط VAG را نشان دهند، یا زمانی که رژیم کششی به حوضه پشت کمانی (Back-arc) تحول پیدا کند (درون قاره)، سنگ‌ها در محدوده WPG قرار می‌گیرند.

نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Hf در مقابل Ta/Hf (گورتون و شندل، ۲۰۰۲)، (شکل ۵-۵) نیز بیانگر تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدی در محیط حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشند. به علت تفریق-یافتگی گرانیتها نسبت به گرانودیوریتها مقدار Th/Ta نمونه‌های گرانیتی نسبت به نمونه‌های گرانودیوریتی بسیار کمتر است، لذا این نمونه‌ها در محدوده‌های منطقه آتشفشانی درون قاره‌ای و حتی مورب (Morb) واقع می‌شوند. در حالی که شواهد زمین‌شناسی هر دو حالت را نفی می‌کند. همچنین در نمودار Th/Hf و Ta/Hf گرانیت‌ها در محدوده منطقه آتشفشانی درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند که این امر با شواهد زمین‌شناسی تأیید نمی‌گردد و صرفاً حاصل تفریق یافتگی بیشتر آنها نسبت به گرانودیوریت‌ها است.



شکل ۵-۵- نمودار Th/Ta در مقابل Yb و Th/Hf در مقابل Ta/Hf (گورتون و شندل، ۲۰۰۲)؛ در این نمودارها، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای واقع شده‌اند (علائم مشابه شکل ۵-۱ می‌باشند).

۵-۵- پتروژنز و منشاء ماگمایی

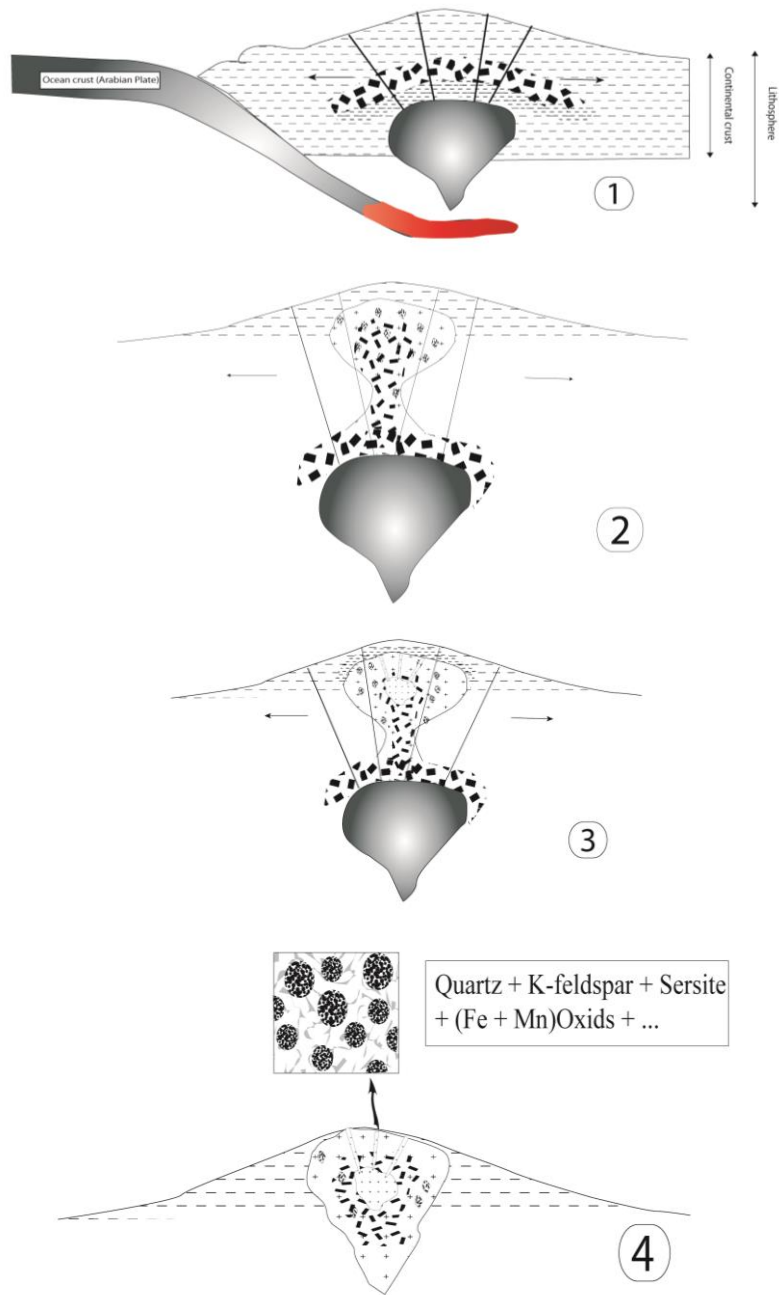
مدل‌های پتروژنتیکی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه عمده تقسیم شده‌اند. بر اساس مدل اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر فرآیندهای هضم و تفریق بلوری (AFC) (گرو و دونلی- نولان، ۱۹۸۶؛ باکن و درویت، ۱۹۸۸) و یا در اثر فرآیندهای MASH (هیلدرث و موربات، ۱۹۸۸) که با اختلاط ماگمایی بین ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای در مرز پوسته و گوشته همراه است به وجود می‌آیند. در مدل دوم، ماگماهای بازالتی گرمای لازم برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (بولن و کلین، ۱۹۹۰؛ روبرتز و کلیمنز، ۱۹۹۳؛ تپر و همکاران، ۱۹۹۳؛ گوفانتی و همکاران، ۱۹۹۶). گوشته نیز منشأ گرمایی است که ذوب‌شدگی پوسته را کنترل می‌کند (ویگنرس، ۲۰۰۴). مدل اول به دلیل بالا بودن تمرکز عناصر Ni, Cr, Co, V, حجیم بودن توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز و اینکه ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند بوسیله تفریق ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته حاصل شوند و نبود هیچ ترکیب بازالتی در طیف ترکیبی آن، (همه نمونه‌ها دارای مقدار SiO₂ بیشتر از ۶۰ درصد هستند)، برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمتمل است. از طرف دیگر توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز از نوع S، کالک‌کالن و پتاسیم بالا می‌باشد و غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, Rb, La, Ce, Nd) و آنومالی منفی Ti, P, Ta, Nb, Eu, Ba, Sr در این توده‌ها (شکلهای ۲-۴، ۳-۴ و ۴-۴) بیشتر با مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته سازگار است (چاپل و وایت، ۱۹۹۲؛ هریس و همکاران، ۱۹۸۶؛ سنارل و فریر، ۱۹۸۶).

بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیائی و ویژگی‌های زمین‌شناسی چنین بنظر می‌رسد که توده‌های گرانیتوئیدی ازنا- الیگودرز در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته با ترکیبات متفاوت (غالباً متاپلیتی) تحت شرایط مقدار متغیر H₂O در یک حاشیه فعال دگرشکل شده بوجود آمده است و ذوب‌بخشی در سطوح بالاتر پوسته (افزایش مقادیر

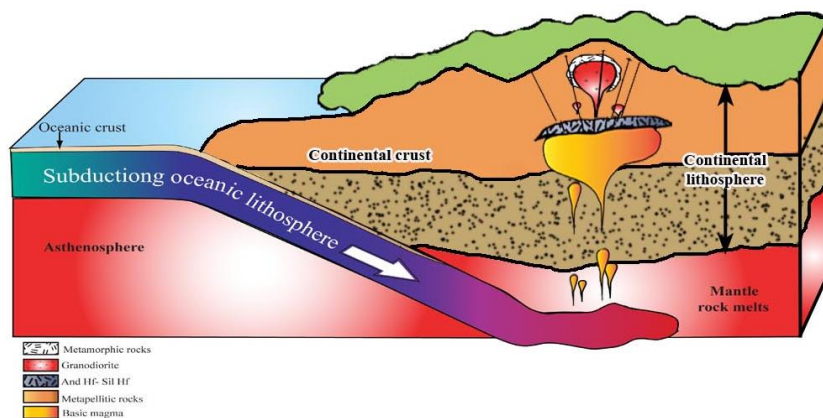
Na₂O و K₂O و کاهش MgO, MnO, TiO₂, CaO, Al₂O₃, Fe₂O₃ و P₂O₅؛ آنومالی‌های منفی Ba و Sr در این سنگ‌ها همراه با آنومالی منفی Eu که معرف تفریق پتاسیم-فلدسپار و پلاژیوکلاز در اتاق ماگمایی یا در طی بالاآمدگی ماگما هستند)، طیف سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی را سبب گردیده‌است. ماگماهای مافیک که دایک‌های گابرودیوریتی شاهد وجود آنهاست را می‌توان به عنوان دلیلی برای وجود این ماگماهای بازیک جایگزین شده در بخش‌های میانی پوسته به حساب آورد. ماگماهای بازیک - حدواسط از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن حاصل شده‌اند.

۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی جایگزینی

الگوی تکتونوماگمایی منطقه مورد نظر به صورت مراحل زیر است که در شکل (۵-۶) نشان داده شده است. با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه خرده قاره ایران مرکزی و رسیدن آن به اعماق زیاد و قرار گرفتن در شرایط دما و فشار مناسب برای ذوب ورقه فرورونده و آزدایی آن، یا متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای واقع بر روی آن، شرایط برای تشکیل مذابه‌های بازیک - حدواسط مهیا گردید. ماگمای تولید شده تا اعماق ۱۵ تا ۱۰ کیلومتری پوسته قاره‌ای بالا آمد و در میان متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها و اواخر تریاس اوایل ژوراسیک جای گرفت.



شکل ۵-۶- الگوی تکتونو ماگمایی منطقه مورد مطالعه به ترتیب مراحل تشکیل آنها.



شکل ۵-۷- طرح شماتیک کلی لگوی تکتونوماگمایی توجیه کننده تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه.

در مجاورت توده‌های بازیک ذکر شده، دگرگونی مجاورتی گسترده‌ای صورت گرفته و سنگهایی نظیر هورنفلس‌های آندالوزیت و سیلیمانیت‌دار تشکیل شد. در ضمن دما تا مرز ذوب و تشکیل گرانودیوریتها بالا رفت. ماگمای عمدتاً گرانودیوریتی تشکیل شده سپس به واسطه تنشهای تحمیل شده بر آن و سایر عوامل تکتونیکی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرد و در اعماق کمتر و در بین اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و یا میکاشیستی پهنه سنندج - سیرجان جای گرفت. حداکثر دگرگونی مجاورتی تشکیل شده در مجاورت توده‌های گرانودیوریتی در حد کردیریت‌هورنفلس می‌باشد و در ضمن از وسعت بسیار کمی برخوردار است.

لازم به ذکر است که ماگمای گرانودیوریتی به طور موضعی دچار تفریق‌یافتگی شده و گرانیت و گرانیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها حاصل این فرآیند هستند.

در مراحل پایانی تشکیل گرانودیوریتها، احتمالاً به علت جایگیری مجدد توده‌های بازیک در بخشهای تحتانی آنها، آنها متحمل ذوب‌بخشی درجه پایین شده‌اند که باعث ذوب و تحلیل رفتن کانیهای آبدار نظیر بیوتیت شده است و در ضمن به جای آن مقدار فلدسپار آلکالن افزایش یافته است. در ضمن به واسطه مقدار B افزایش یافته در محیط، مقدار زیادی تورمالین تشکیل گردیده است. لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار، لوکوگرانیت‌های حاوی ندولهای تورمالین، رگه‌های تورمالین و کوارتز تورمالین شاهد بارز این ادعا هستند. لوکوگرانیتها به صورت دایک، رگه و رگچه گرانودیوریتها را قطع کرده‌اند و با رنگ سفیدتر و بافت و ساخت دانه‌ریزتر مشخص می‌گردند.

در برخی مناطق، شواهد صحرایی نشان می‌دهد که حتی محصولات ذکر شده نیز، در نهایت تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته‌اند و تورمالین‌های آنها به شدت دگرسان شده و به اکسیدهای آهن و منگنز و تبدیل شده‌اند. فلدسپارها به شدت دگرسان شده و به کائولینیت و سایر کانیه‌های رسی تبدیل گردیده‌اند. تعدادی دایک بازیک که نماینده مذابهای بازیک تا حدواسط می‌باشند، در منطقه رخنمون دارند. این دایکها گرانودیوریت‌ها و سنگهای دگرگونی میزبان آنها را قطع کرده‌اند. این دایکها از لحاظ سنی می‌توانند بر توده‌های گرانیتوئیدی تقدم یا تأخر داشته باشند ولی اختلاف سنی آنها ناچیز است و تقریباً همزمان به حساب می‌آیند.

۵-۷- نتیجه گیری

توده‌های گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانودیودیت، گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشند. آنکلاوهای سورمیکاسه به فراوانی در آنها یافت می‌شود و دایکهای گابروودیوریتی آنها را قطع می‌کنند. از بین سنگهای نامبرده گرانودیوریت‌ها دارای بیشترین فراوانی و دایکهای گابروودیوریتی دارای کمترین فراوانی هستند. وجود آنکلاوهای سورمیکاسه، آنکلاوهای متاپلیتی آندالوزیت‌دار، زینوکریست‌های آندالوزیت و گارنت و رگه‌های سیلیسی مبین آنست که توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از جمله توده‌های گرانیتوئیدهای بارز نوع S می‌باشند. با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و بررسیهای ژئوشیمیایی، این توده‌های گرانیتوئیدی از نوع گرانیت‌های نوع S و دارای ماهیت کالکوالکالین پتاسیم بالا و پرآلومین می‌باشد.

روندهای خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در دیگرام‌های هارکر در همه نمونه‌ها، بیانگر تلفیقی از فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی در طی مراحل مختلف تشکیل توده‌های گرانیتوئیدهای مورد مطالعه است. توده گرانیتوئیدی ازنا - الیگودرز حاصل فعالیتهای ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه‌قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشد. چگونگی تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدی به طور خلاصه به شرح زیر می‌باشد. با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه خرده قاره ایران- مرکزی و رسیدن آن به اعماق زیاد و قرار گرفتن در شرایط دما و فشار مناسب برای ذوب و یا آزدایی آن، یا متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای واقع بر روی آن، شرایط برای تشکیل مذابهای بازیک - حدواسط مهیا گردید. ماگمای تولید شده تا اعماق ۱۵ تا ۱۰ کیلومتری پوسته قاره‌ای بالا آمد و در میان متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها و ... اواخر تریاس اوایل ژوراسیک جای گرفت. در مجاورت توده‌های بازیک ذکر شده، دگرگونی مجاورتی گسترده‌ای صورت گرفته و سنگهایی نظیر هورنفلس‌های آندالوزیت و سیلیمانیت‌دار تشکیل شد. در ضمن دما تا مرز ذوب و تشکیل گرانودیوریتها بالا رفت. ماگمای عمدتاً گرانودیوریتی تشکیل شده سپس به واسطه تنشهای تحمیل شده بر آن و سایر عوامل تکتونیکی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرد و در اعماق کمتر و در بین اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و یا میکاشیستی پهنه

سنندج - سیرجان جای گرفت. حداکثر دگرگونی مجاورتی تشکیل شده در مجاورت توده‌های گرانودیوریتی در حد کردیریت‌هورنفلس می‌باشد و در ضمن از وسعت بسیار کمی برخوردار است. لازم به ذکر است که ماگمای گرانودیوریتی به طور موضعی دچار تفریق‌یافتگی شده و گرانیت و گرانیت‌های تورمالین‌دار، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها حاصل این فرآیند هستند. در مراحل پایانی تشکیل گرانودیوریت‌ها، احتمالاً به علت جایگیری مجدد توده‌های بازیک در بخش‌های تحتانی آنها، آنها متحمل ذوب‌بخشی درجه پایین شده‌اند که باعث ذوب و تحلیل رفتن کانیهای آبدار نظیر بیوتیت شده است و در ضمن به جای آن مقدار فلدسپار آلکالن افزایش یافته است. در ضمن به واسطه مقدار B افزایش یافته در محیط، مقدار زیادی تورمالین تشکیل گردیده است. لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار، لوکوگرانیت‌های حاوی ندول‌های تورمالین، رگ‌های تورمالین و کوارتز تورمالین شاهد بارز این ادعا هستند. لوکوگرانیت‌ها به صورت دایک، رگ و رگچه گرانودیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و با رنگ سفیدتر و بافت و ساخت دانه‌ریزتر مشخص می‌گردند. در برخی مناطق، شواهد صحرایی نشان می‌دهد که حتی محصولات ذکر شده نیز، در نهایت تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته‌اند و تورمالین‌های آنها به شدت دگرسان شده و به اکسیدهای آهن و منگنز و ... تبدیل شده‌اند. فلدسپارها به شدت دگرسان شده و به کائولینیت و سایر کانیهای رسی تبدیل گردیده‌اند. تعدادی دایک بازیک که نماینده مذاب‌های بازیک تا حدواسط می‌باشند، در منطقه رخنمون دارند. این دایک‌ها گرانودیوریت‌ها و سنگ‌های دگرگونی میزبان آنها را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها از لحاظ سنی می‌توانند بر توده‌های گرانیتوئیدی تقدم یا تأخر داشته باشند ولی اختلاف سنی آنها ناچیز است و تقریباً همزمان به حساب می‌آیند.

منابع:

الف) منابع فارسی

- ابراهیمی، م. (۱۳۷۰)، پایان نامه ارشد: "زمین شناسی و پترولوژی سنگهای آذرین شمال گلپایگان (منطقه مرو چشمه سفید)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران.
- اثنعشری، ا. (۱۳۹۰)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای شمال و شمال غرب الیگودرز"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- افتخارنژاد، جمشید (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 م.، دقاق زاده، (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 پترولوژی، "پتروگرافی و ژئوشیمی خاک‌های کمیاب در توده نفوذی شمال، شمال شرق و شمال غرب الیگودرز با تأکید روی آنکلاوها"، دانشگاه اصفهان، ص ۱۰۷.
- باقریان، س.، خاکزاد، ا. (۱۳۸۰)، خاستگاه سنگشناسی توده گرانیتوئیدی منطقه ملاطالب (شمال الیگودرز)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۲- ۴۱.
- بدلو، س. (۱۳۹۰) بررسی مکانیسم جا‌گسری توده گرانیتوئیدی گل زرد با استفاده از روش رهنوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS). پانن نامه ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران.
- بدلو، س.، صادقیان، م.، شیبی، م.، رضانی اومالی، ر.، شکاری، س. (۱۳۸۹) بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی و ترکیب سنگ‌شناسی در توده گرانیتوئیدی گل زرد، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.
- دیوسالار، ر. (۱۳۸۷) موقعیت و خاستگاه تکتونیکی مجموعه پلوتونیک ملایر، فصلنامه علوم دانشگاه تربیت معلم ۸ (۳): ۲۰۵-۲۲۶.

Abstract

Azna-Aligoodarz granitoidic plutons located in part E of Lorestan and the north of Aligoodarz-Azna cities and include an area with 150 km² by following geographical coordinate 49°26' to 49°47' eastern longitudes and 33°23' to 33°36' northern latitudes. This area belongs to Sanandaj- Sirjan structural zone. This plutons is manifested of include Gol-e- Zard, Darreh Bagh, Azna three plutons and in general they have NW- SE trend. Petrographical studies and field observations indicate that Azna-Aligoodarz granitoidic plutons include compositional range (granodiorite, granite, leucogranite, microdiorite). With respect to all of the geological evidence, the studied plutons has two compositional rock groups: 1- basic- intermediate (microdioritic dikes) and 2- aside and more members (granodiorite, granite, leucogranite, tourmalin bearing leucogranite, pegmatite). Presence of andalusitic xenocrysts and xenolithic andalusite bearing metapelitic enclaves, silica (quartz fragments), metasandstone and micaschistic enclaves. Azna granitoidic pluton is more differentiated than the others. Gol-e-Zard pluton cut by a few microdioritic (or andesitic) dikes. Their host metamorphic rocks cut with similar composition dikes. Based on field evidences, time differences between basic-intermediate and felsic plutons is not so high. The studied plutons has been emplaced in the middle Jurassic igneous rocks. Petrographical studies indicate that these rocks mainly composed of quartz, plagioclase, alkali feldspar, orthoclase and biotite (major minerals) and a little sphene, zircon, apatite, andalusite, tourmaline, garnet and sillimanite (accessory minerals). These rocks show granular, myrmekitic, graphic and porphyroitic textures. With respect to field and petrographical observations, basic-intermediate magmas (with gabbro to diorite compositions) have been emplaced into metapelitic rocks (slate, phyllite, micaschist and garnet micaschist) and resulted in increase of temperature and producing widely contact metamorphism, and then melting of metapelitic rocks. First andalusite hornfels and then sillimanite hornfels were produced, then by more increasing temperature and across the temperature melting boundary of metapelites, granitic and granodioritic magmas are generated and after that, they ascend to higher levels in the upper crust. More differentiated members including pegmatites and leucogranites dikes, tourmaline veins and veinlets cut granitic-granodioritic rocks. Their emplacements are associated with low-extent contact metamorphism up to cordierite hornfels. Geochemical diagrams for nomenclature of igneous rocks confirm the lithological compositions and field observations (based on petrography). Geochemical characteristics show that rocks of this pluton are high potassium calc- alkaline and peraluminous. The enrichment in LILE and depletion in HFSE reveal the S-type and metaluminous nature of the magmatism's of continental arc granitoids (CAG).



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

**Detailed investigation of petrology and geochemistry
of
Azna-Aligoodarz granitiodic plutons (East of Lorestan)**

Shiva Baghbani

Supervisor:
Dr. M. Sadeghian
Dr.M. Sheibi

January 2012