

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

جایگاه چینه شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده های

گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی

نگارش

علی همتی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

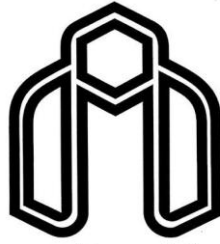
استاد مشاور:

دکتر مهدی رضایی

بهمن ماه ۱۳۹۲



بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گرایش پترولوژی

عنوان

جایگاه چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های

گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی

نگارش

علی همتی

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور

دکتر مهدی رضایی

بهمن ۱۳۹۲

تقدیم به پدر و مادرم:

که در تمام مراحل زندگی و تحصیل پشتیبان و چشم امید و سنگ صبور من بودند. خداوند روح مادرم را شاد و سایه خواهر و پدرم

را بر سرم مستدام گرداند.

و تقدیم به همسر مهربان و صبورم:

که با بردباری و سکینایی مراد تمامی مراحل تدوین و نگارش این پایان نامه همراهی نمود و مشوق دلسوز من بود.

## تقدیم و تشکر

باسپاس و شکر خدای بزرگ و بلند مرتبه را که در سیه الطاف بی کران و بی دینش نور هدایت و روشنی بخش خودش را بر وجودم کسرترا نیده تا بنده ناسپاس او نباشم، و بتوانم شکر این نعمت را بجای آورم. با وجود این تدوین و نگارش این تحقیق بدون همراهی، دلسوزی و بدون یاری اساتید بزرگوار و دوستان عزیزم امکان پذیر نبود لذا بجاست تا از تک تک این بزرگواران مراتب شکر و قدردانی را بعمل آورم.

از اساتید بزرگوارم آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر مهدی رضایی و خانم دکتر مریم شیبی که با صبر زیاد و راهبیمای دلسوزانه خود مراد انجام این مهم و در طول دوران تحصیل یاری نمودند کمال شکر و قدردانی را دارم و آرزوی توفیق روز-افزون ایشان را از خداوند منان دارم. از کمک های دلسوزانه آقایان مهندس خانعلی زاده، میرباقری و خانم مهندس فارسی و سعیدی و همچنین دانشجویان دکتر آقاییان حسینی، دخی، شمس، بلاغی کمال شکر را دارم و آرزوی موفقیت و توفیق روزافزون ایشان را در تمامی مراحل زندگی و تحصیل از پروردگار هستی بخش دارم. از زحمات، همراهی و مساعدت خانواده ام و همسر و دخترم نیز که با صبر و تحمل زیاد مراد تحصیل و انجام این تحقیق و مراحل مختلف آن یاری و با من همدردی و همکاری نمودند کمال شکر و قدردانی را دارم. از زحمات و هم اندیشی های دوستان عزیزم آقایان حمیدی و حاجیلو و خانم باسکی، قحی، اصغر زاده شکر کرده و آرزوی توفیق روزافزون آن ها را دارم.

همتی

بهمن ۱۳۹۲

## چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی هستند. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که طیف ترکیبی این گرانیتوئیدها شامل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی صورت گرفته بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز کانیه‌های اصلی و آپاتیت، اسفن و زیرکن کانیه‌های فرعی این گرانیتوئیدها می‌باشند. در این منطقه و منطقه مجاور با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه نظیر بند هزارچاه توده‌های گرانیتوئیدی با یک توالی رسوبی-تخریبی ضخیم با ماهیت عمدتاً کنگلومرانی پوشیده شده‌اند. این توالی رسوبی-تخریبی در بخش قاعده‌ای حاوی میان لایه‌هایی از شیل‌های دارای فسیل‌های گیاهی و آهک‌های ماسه‌ای آمونیت‌دار می‌باشد که معرف سن اواخر تریاس-ژوراسیک زیرین برای این توالی می‌باشد. بخش کنگلومرایی غالباً از قلوه‌های گرانیتی تشکیل شده که از توده‌های گرانیتوئیدی نامبرده منشأ گرفته‌اند. از آنجایی که این توده‌های گرانیتوئیدی توسط این توالی پوشیده شده‌اند و با توجه به تعیین سن‌هایی که اخیراً بر روی این توده‌ها انجام شده است (ژوراسیک میانی)، سن آنها قدیمی‌تر از ژوراسیک است و سن مطرح شده برای آنها نادرست می‌باشد. این توده‌ها توسط دو سری دایک میکرودیوریتی-میکروگابرویی با دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین و ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. دایک‌های قدیمی‌تر بشدت دگرشکل و دگرسان شده‌اند در حالیکه دایک‌های جوانتر عمدتاً فاقد دگرشکلی هستند و بندرت دگرسان شده‌اند. ناهنجاریهای منفی Nb، P، Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Th، Rb و U و همچنین فراوانی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که این سنگها از ذوب بخشی متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین پتاسیم بالا می‌باشند و در زمره گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند. این توده‌های نفوذی در یک جایگاه تکتونیکی نظیر منشورهای بهم افزوده قدیمی واقع در محل برخورد خرده قاره‌های قدیمی تشکیل شده‌اند. این توده‌های گرانیتوئیدی در پی جایگزینی توده‌های مذاب با ترکیب آندزیتی-بازالتی در درون سنگهای دگرگونی (باطیف ترکیبی میکاشیست تا گنایس‌های گارنت‌دار) و پیامدهای گرمایی آنها (آناکسی) در محدوده زمانی حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند. این دامنه سنی بر اساس تعیین سن‌های اورانیم-سرب صورت گرفته بر روی توده‌های نفوذی با سرگذشت زمین‌شناسی مشابه در منطقه بند هزارچاه و دلبر استوار می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: جنوب غرب میامی، بند هزار چاه، گرانیتوئید، جایگاه چینه‌شناسی، پتروگرافی

## لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه عبارتند از :

۱- جایگاه چینه شناسی، پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، آبان‌ماه ۱۳۹۲.

۲- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی ایران، دامغان، شهریور ۱۳۹۲.



## فهرست مطالب

صفحه	ردیف عنوان
.....ث	سپاسگذاری.....
.....ج	چکیده.....
.....خ	فهرست مطالب.....
.....ش	فهرست جداول.....
.....ش	فهرست اشکال ونمودارها.....
.....۱	فصل اول - کلیات.....
.....۲	۱- مقدمه.....
.....۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه.....
.....۳	۱-۲- راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.....
.....۴	۱-۳- آب و هوا و جغرافیایی انسانی.....
.....۴	۱-۴- ژئومورفولوژی.....
.....۵	۱-۵- مطالعات قبلی.....
.....۶	۱-۶- هدف کلی از مطالعه.....
.....۷	۱-۷- روش های مطالعاتی.....
.....۹	فصل دوم- زمین شناسی عمومی.....
.....۱۰	۲-۱- مقدمه.....
.....۱۲	۲-۱- سنگ های دگرگونی.....

- ۱۲-۲-۲- گنایس‌ها.....
- ۱۳-۳-۲- دایک‌های دیابازی قدیمی.....
- ۱۴-۴-۲- توده‌های گرانیتوئیدی.....
- ۲۱-۵-۲- واحدهای رسوبی ژوراسیک.....
- ۲۳-۶-۲- واحدهای آذرین ژوراسیک.....
- ۲۴-۷-۲- سنگ‌های رسوبی کرتاسه.....
- ۲۵-۸-۲- واحدهای رسوبی پالئوسن.....
- ۲۶-۹-۲- واحدهای رسوبی انوسن.....
- ۲۶-۱۰-۲- آبرفت‌های کوارترنری.....
- ۲۷-۱۱-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه.....
- ۲۷-الف- گسل میامی.....
- ۲۷-ب- گسل‌های سکون و شیرمار.....
- ۲۸-ج- درزه‌ها.....
- ۲۹-د- چین‌ها.....
- ۳۱- فصل سوم- پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی.....
- ۳۲-۱-۳- مقدمه.....
- ۳۲-۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی.....
- ۳۲-۱-۲-۳- گنیس‌ها.....
- ۳۳-الف- ویژگی‌های بافتی.....

- ۳۳.....ب- ویژگی‌های میکروسکپی.....
- ۳۳.....۳-۲-۲- کانی‌های اصلی.....
- ۳۴.....۳-۲-۳- کانی‌های فرعی.....
- ۳۵.....۳-۲-۴- کانی‌های ثانویه.....
- ۳۵.....۳-۳- میلونیت‌ها.....
- ۳۵.....۳-۴- پتروگرافی سنگ‌های آذرین.....
- ۳۶.....۳-۴-۱- گرانودیوریت‌ها.....
- ۳۶.....الف- ویژگی‌های بافتی.....
- ۳۶.....ب- ویژگی‌های میکروسکپی.....
- ۳۶.....۳-۴-۲- کانی‌های اصلی.....
- ۳۷.....۳-۴-۳- کانی‌های فرعی.....
- ۳۹.....۳-۴-۴- کانی‌های ثانویه.....
- ۳۹.....۳-۵- آلکالی فلدسپار گرانیت.....
- ۳۹.....الف- ویژگی‌های بافتی.....
- ۴۱.....ب- ویژگی‌های میکروسکپی.....
- ۴۱.....۳-۵-۱- کانی‌های اصلی.....
- ۴۲.....۳-۵-۲- کانی‌های فرعی.....
- ۴۳.....۳-۵-۳- کانی‌های ثانویه.....
- ۴۴.....۳-۶- گرانیت‌ها.....

- ۴۴..... الف- ویژگی‌های بافتی.....
- ۴۴..... ب- ویژگی‌های میکروسکوپی.....
- ۴۴..... ۳-۶-۱- کانی‌های اصلی.....
- ۴۵..... ۳-۶-۲- کانی‌های فرعی.....
- ۴۶..... ۳-۶-۳- کانی‌های ثانویه.....
- ۴۷..... ۳-۷-۱- ریز ساخت‌ها.....
- ۴۷..... ۳-۷-۱- ساخت‌های ماگمایی.....
- ۴۸..... ۳-۷-۲- ساخت‌های ساب ماگمایی.....
- ۵۰..... ۳-۷-۳- ساخت‌ساب سالیدوس.....
- ۵۱..... ۳-۸-۱- دایک‌ها.....
- ۵۱..... الف- بافت.....
- ۵۲..... ب- ویژگی‌های میکروسکوپی.....
- ۵۵..... فصل چهارم- ژئوشیمی و پترولوژی.....
- ۵۶..... ۴-۱- مقدمه.....
- ۶۴..... ۴-۲- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I).....
- ۶۵..... ۴-۳- تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .....
- ۶۵..... ۴-۴- رده بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه براساس نتایج تجزیه شیمیایی.....
- ۶۶..... ۴-۴-۱- طبقه‌بندی بر اساس ترکیب نورماتیو.....
- ۶۶..... الف- رده‌بندی نورماتیو اکائر (۱۹۶۵).....

- ب- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) ..... ۶۷
- ۴-۴-۲- طبقه بندی شیمیایی ..... ۶۸
- الف- طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) ..... ۶۹
- ب- طبقه بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) ..... ۶۹
- ۴-۴-۳- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵) ..... ۷۱
- ۴-۴-۴- طبقه بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴) ..... ۷۱
- ۴-۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات ..... ۷۲
- ۴-۴-۶- الف- نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹) ..... ۷۳
- ۴-۴-۶- ب- کاربرد نتایج عناصر کمیاب نمونه های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات ..... ۸۰
- الف- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب در مقابل تغییرات سیلیس ..... ۸۱
- ب- تغییرات عناصر کمیاب در برابر عناصر اصلی و عناصر کمیاب دیگر ..... ۸۴
- ۴-۴-۶- ج - نمودارهای عنکبوتی ..... ۸۵
- ۴-۵-۵- پترولوژی ..... ۸۹
- ۴-۵-۱- سری های ماگمایی ..... ۸۹
- الف- نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) ..... ۸۹
- ب- نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) ..... ۹۰
- ۴-۵-۲- درجه اشباع آلومین (ASI) نمونه های مورد مطالعه ..... ۹۰
- الف-- نمودار سه تایی مولار  $Na_2O, Al_2O_3$  و  $K_2O$  ..... ۹۱
- ب-- نمودار A/CNK-A/NK (شند، ۱۹۴۳) ..... ۹۱

۹۲	۶-۴- نتیجه‌گیری.....
۹۳	فصل پنجم- منشاء و جایگاه تکتونیکی.....
۹۴	۱-۵- مقدمه.....
۹۶	۲-۵- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و I.....
۹۶	۳-۵- تعیین خاستگاه ماگمایی گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه.....
۹۶	۱-۳-۵- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر.....
۹۹	۴-۵- تشخیص مدل پتروژنتیکی مؤثر در تشکیل توده‌های مورد مطالعه.....
۱۰۰	۱-۴-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی.....
۱۰۲	۲-۴-۵- نمودارهای تمایزی گرانیتوئیدهای منطقه با استفاده از تغییرات عناصر کمیاب.....
۱۰۶	۳-۴-۵- تعیین نوع سنگ منشأ گرانیتوئیدهای منطقه جنوب غرب میامی.....
۱۰۷	۵-۵- الگوی جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی.....
۱۱۵	فصل ششم- نتیجه‌گیری.....
۱۱۶	۱-۶- نتیجه‌گیری.....
۱۲۳	۲-۶- پیشنهادها.....
۱۲۴	منابع.....
۱۲۴	الف- منابع فارسی.....
۱۲۶	ب- منابع لاتین.....

فهرست جداول

## عنوان

## صفحه

- جدول ۴-۱: موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه..... ۵۷
- جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و نورم (CIPW) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ ..... ۵۸
- جدول ۵-۱: طبقه‌بندی گرانیت‌ها با توجه به نوع سنگ منشأ، کانی‌های شاخص و ویژگی‌های ژئوشیمیایی..... ۹۶
- جدول ۵-۲: مدل‌های مختلف تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی..... ۹۹

## فهرست اشکال و نمودارها

## عنوان

## صفحه

- شکل ۱-۱: موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای (Google Earth)..... ۲
- شکل ۱-۲: نقشه‌های نشان دهنده موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به آن شکل الف، ب (اقتباس از سایت اطلس جامع راههای ایران)، شکل ج توسط نرم افزار GIS تهیه شده است..... ۳
- شکل ۲-۱: موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در نقشه زون‌های ایران (اقتباس از بربریان و کینگ، ۱۹۸۱)..... ۱۱
- شکل ۲-۲: رخنمون متاپلیت‌ها و متاگزیوک‌ها در منطقه شترکوه..... ۱۲
- شکل ۲-۳: پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپات ..... ۱۳
- شکل ۲-۴: نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده جنوب غرب میامی..... ۱۹
- شکل ۲-۵: تصویری از دایک‌های مافیک قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی..... ۱۴
- شکل ۲-۶: تصویری از نمونه دستی گرانیتوئیدی و رخنمون گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه..... ۱۵
- شکل ۲-۷: نمای نزدیکی از واحد کنگلومرایی حاوی قطعات فراوان از گرانیت‌های منطقه، جنوب محمدآباد..... ۲۲
- شکل ۲-۸: تناوب شیل فسیل‌دار و ماسه‌سنگ در جنوب شرق کلاته اسد..... ۲۲

شکل ۲-۹: قطعات بسیار درشت و گرد شده گرانیتی به سن ژوراسیک در واحد کنگلومرای، شرق کلاته اسد..... ۲۳

شکل ۲-۱۰: رخنمون صحرایی کنگلومرای دانه متوسط تا دانه درشت در جنوب کلاته اسد..... ۲۳

شکل ۲-۱۱: مرز بین واحد کنگلومرای با گرانیت‌های منطقه از نوع ناپیوستگی آذرین پی، جنوب کلاته اسد

( گرانیت: Gr : Cong: کنگلومرا)..... ۲۳

شکل ۲-۱۲: دایک‌های مافیک جنوب غرب میامی..... ۲۳

شکل ۲-۱۳: مرز بین واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه از نوع رورانگی با گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه،

شرق کلاته اسد (Gr: گرانیت، J: ژوراسیک، K: کرتاسه)..... ۲۵

شکل ۲-۱۴: تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار..... ۲۵

شکل ۲-۱۵: دگرشیبی واحد آهکی کرتاسه با کنگلومرای پالئوسن (K: کرتاسه و Pa: پالئوسن)..... ۲۵

شکل ۲-۱۶: کنگلومرای حاوی قطعات سنگی - آذرینی و آهک ماسه‌ای نومولیت‌دار..... ۲۶

شکل ۲-۱۷: مرز بین واحدهای رسوبی کواترنری با واحدهای سنگی پالئوسن و توده‌های گرانیتوئیدی..... ۲۶

شکل ۲-۱۸: آبرفت‌های رودخانه‌ای عهد حاضر در منطقه میامی..... ۲۶

شکل ۲-۱۹: موقعیت غسل میامی بر روی تصویر ماهواره‌ای میامی..... ۲۸

شکل ۲-۲۰: درزه‌دار شدن در گرانیت‌های جنوب غرب میامی..... ۲۸

شکل ۲-۲۱: چین‌خوردگی واحدهای رسوبی (جنوب روستای محمد آباد)..... ۲۸

شکل ۳-۱: گنایس با ساخت چشمی ناشی از بلورهای درشت ارتوز صورتی رنگ

در منطقه جنوب روستای کلاته اسد..... ۳۳

شکل ۳-۲: تصویر برگواگی ناشی از وجود بیوتیت و کوارتز خردشده در گنایس‌ها در نور XPL..... ۳۴

شکل ۳-۳: کانی شکلدار زیرکن در داخل فلدسپات، نور PPL..... ۳۵



- شکل ۳-۴: تصویر میلوئیت با کانی‌های اصلی فلدسپات، کوارتز و بیوتیت، نور XPL..... ۳۵
- شکل ۳-۵: ماکل کارلسباد در ارتوز پرتیتی..... ۳۷
- شکل ۳-۶: بافت پرتیتی حاصل جدایش کوارتز و فلدسپات آکالن..... ۳۷
- شکل ۳-۷: کانیهای اوپک داخل ارتوز..... ۳۸
- شکل ۳-۸: بیوتیت دگرسان شده به اپیدوت و کلریت..... ۳۸
- شکل ۳-۹: تصویری از بلورهای شکلدار زیرکن داخل گرانودیوریت‌ها..... ۳۸
- شکل ۳-۱۰: بلورهای شکلدار روتیل در داخل بیوتیت..... ۳۸
- شکل ۳-۱۱: کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت..... ۳۹
- شکل ۳-۱۲: ماکل مشبک در میکروکلین (نور XPL)..... ۴۰
- شکل ۳-۱۳: پرتیت در فلدسپات پتاسیم (نور XPL)..... ۴۰
- شکل ۳-۱۴: خاموشی موجی در کوارتز..... ۴۰
- شکل ۳-۱۵: تصویری از ساب‌گرین شدن بر اثر استرین..... ۴۰
- شکل ۳-۱۶: منطقه‌بندی متحدالمرکز در پلاژیوکلاز..... ۴۱
- شکل ۳-۱۷: بافت پرتیتی در ارتوکلاز..... ۴۲
- شکل ۳-۱۸: کانی بیوتیت حاوی اذخالی‌هایی از آپاتیت و اپک (احتمالاً پیریت)..... ۴۲
- شکل ۳-۱۹: بافت گرافیکی نتیجه در هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار..... ۴۲
- شکل ۳-۲۰: بیوتیت دگرسان شده به کلریت (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر)..... ۴۴
- شکل ۳-۲۱: بلورهای ریز و اتومورف مسکویت نو ظهور اطراف بیوتیت (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر)..... ۴۴
- شکل ۳-۲۲: کوارتز با خاموشی موجی و خردشدگی..... ۴۶

شکل ۳-۲۳: کوارتز خردشده (ساب‌گرین شده) در لابه‌لای بلورهای درشت فلدسپار..... ۴۶

شکل ۳-۲۴: پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتتیک با حاشیه..... ۴۶

شکل ۳-۲۵: کوارتز پرکننده فضای بین فلدسپارهای تحلیل رفته..... ۴۶

شکل ۳-۲۶: بافت گرافیکی نتیجه درهم‌رشدی کوارتز با فلدسپار..... ۴۶

شکل ۳-۲۷: بلورهای آپاتیت به صورت اذخال در بیوتیت..... ۴۶

شکل ۳-۲۸: بلورهای اسفن بی‌شکل حاصل دگرسانی بیوتیت (در نور PPL)..... ۴۷

شکل ۳-۲۹: تصاویر میکروسکوپی از ساخت ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی

منطقه جنوب غرب میامی..... ۴۸

شکل ۳-۳۰: تصویر میکروسکوپی ساخت ساب‌ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی منطقه جنوب غرب میامی..... ۴۹

شکل ۳-۳۱: تصویری از ساخت ساب‌ماگمایی..... ۵۰

شکل ۳-۳۲: تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ساخت ساب‌سالیدوس (حالت جامد) دمای بالا :

الف- پلاژیوکلاز خمیده ب- بیوتیت خمیده..... ۵۰

شکل ۳-۳۳: تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ساخت ساب‌سالیدوس (حالت جامد) دمای متوسط تا پایین در

سنگ‌های گرانیتی جنوب غرب میامی..... ۵۱

شکل ۳-۳۴: کانی‌های اکسید آهن و بافت میکرولیتی (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر)..... ۵۲

شکل ۳-۳۵: دگرسانی شدید میکرودیوریت‌های منطقه (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر)..... ۵۲

شکل ۳-۳۶: تصویری از حضور بلورهای پلاژیوکلاز و اوژیت در دایک‌های دیابازی دارای بافت گرانولار،

مگنتیت اسکلتی نیز در این تصویر دیده می‌شود..... ۵۲

شکل ۳-۳۷: تصویر میکروسکوپی از کانی کلینو پیروکسن در یک دایک بازیک..... ۵۲

- شکل ۳-۳۸: تصویر میکروسکوپی معرف حضور گسترده پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی..... ۵۲
- شکل ۴-۱: نمودار ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر، ۱۹۷۶)..... ۶۵
- شکل ۴-۲: رده‌بندی نورماتیو اکانر (۱۹۵۶) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه..... ۶۷
- شکل ۴-۳: موقعیت ترکیبی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه
- (رده‌بندی نورماتیو اشتریکیزن و لومتر، ۱۹۷۹)..... ۶۸
- شکل ۴-۴: طبقه بندی شیمیایی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی و منطقه سفیدسنگ و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۶۹
- شکل ۴-۵: طبقه‌بندی شیمیایی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۱
- شکل ۴-۶: طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)..... ۷۲
- شکل ۴-۷: طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۲
- شکل ۴-۸: نمودار تغییرات  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۵
- شکل ۴-۹: نمودار تغییرات  $\text{FeO}_t$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۵
- شکل ۴-۱۰: نمودار تغییرات  $\text{MgO}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۶
- شکل ۴-۱۱: نمودار تغییرات  $\text{CaO}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۶
- شکل ۴-۱۲: نمودار تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۷
- شکل ۴-۱۳: نمودار تغییرات  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۸
- شکل ۴-۱۴: نمودار تغییرات  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ..... ۷۸

- شکل ۴-۱۵: نمودار تغییرات  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  ..... ۷۹
- شکل ۴-۱۶: نمودار تغییرات Ba در مقابل  $SiO_2$  ..... ۸۱
- شکل ۴-۱۷: نمودار شکل تغییرات Rb (روبییدیم) در مقابل  $SiO_2$  ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۸: نمودار تغییرات Sr (استرانسیم) در مقابل  $SiO_2$  ..... ۸۲
- شکل ۴-۱۹: نمودار تغییرات Zr (زیرکونیم) در مقابل  $SiO_2$  ..... ۸۳
- شکل ۴-۲۰: نمودار تغییرات V (وانادیم) در مقابل  $SiO_2$  ..... ۸۴
- شکل ۴-۲۱: تغییرات عناصر کمیاب در برابر عناصر اصلی و کمیاب دیگر
- (Rb در مقابل  $K_2O$  و Y در مقابل Zr) ..... ۸۴
- شکل ۴-۲۲: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) ..... ۸۸
- شکل ۴-۲۳: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) ..... ۸۸
- شکل ۴-۲۴: نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) ..... ۸۸
- شکل ۴-۲۵: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به پوسته پایینی (ویور و تارنی، ۱۹۸۴) ..... ۸۸
- شکل ۴-۲۶: نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به میانگین پوسته (ویور و تارنی، ۱۹۸۴) ..... ۸۸
- شکل ۴-۲۷: نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) ..... ۸۹
- شکل ۴-۲۸: نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) ..... ۹۰
- شکل ۴-۲۹: نمودار مولار مثلثی  $Na_2O$ ،  $Al_2O_3$  و  $K_2O$  ..... ۹۱
- شکل ۴-۳۰: نمودار A/NK نسبت به A/CNK (شند، ۱۹۴۳) ..... ۹۱
- شکل ۵-۱: نمودار کاتیونی  $R_1-R_2$  (باچلور و بودن، ۱۹۸۵) ..... ۹۷
- شکل ۵-۲: نمودار ACF (چاپل و وایت، ۱۹۹۲) ..... ۹۷

شکل ۳-۵: نمودار  $\text{CaO-FeO}_t$  (هسی و همکاران، ۲۰۰۸)..... ۹۸

شکل ۴-۵: نمودار  $\text{CaO} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)..... ۹۸

شکل ۵-۵: نمودار تمایزی گرانیت‌ها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)..... ۱۰۳

شکل ۵-۶: نمودارهای تمایزی (پیپرس و همکاران، ۱۹۸۴)..... ۱۰۵

شکل ۵-۷: نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس نمودار (شندل و گورتون، ۲۰۰۲)..... ۱۰۶

شکل ۵-۸: نمودار مولار  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{MgO} + \text{FeO}_t)$  نسبت به  $\text{CaO} / (\text{MgO} + \text{FeO}_t)$

( آلتز و همکاران، ۲۰۰۲)..... ۱۰۶

شکل ۵-۹: نمودار  $\text{Rb/Ba}$  در مقابل  $\text{Rb/Sr}$  (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۰)، نمونه‌های مورد مطالعه

جنوب غرب میامی و نمونه‌های منطقه سفید سنگ..... ۱۰۷

شکل ۵-۱۰: الگوی تکتونیک صفحه‌ای گندوانا ۵۴۴ میلیون سال قبل (کلونکا، ۲۰۱۲)..... ۱۰۸

شکل ۵-۱۱: الگوی تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی و دایک‌های مافیک

جنوب غرب میامی و مناطق مشابه از نظر زمین شناسی..... ۱۰۹



# فصل اول

کلیات

## ۱- مقدمه

موضوع مورد مطالعه در این تحقیق «بررسی جایگاه چینه شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی» می‌باشد. با توجه به اینکه جایگاه چینه‌شناسی و ویژگی‌های پترولوژیکی این توده چندان مشخص نبوده و به جز تهیه نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی و ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم، گزارش جامعی از ماهیت و منشأ توده مذکور ارائه نشده است، انجام یک بررسی دقیق و جامع بر روی آن لازم به نظر رسید.

منطقه مورد مطالعه بخشی از شمال زون ایران مرکزی است. در این فصل به ارائه کلیاتی درباره منطقه مورد نظر پرداخته خواهد شد و در فصول آتی مباحث چینه شناسی، پتروگرافی، پترولوژی و پتروژنز توده‌های مورد نظر به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

### ۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه به مساحت حدود ۹۰ کیلومتر مربع در محدوده طول‌های جغرافیایی  $30^{\circ} 55'$  تا  $40^{\circ} 55'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $18^{\circ} 36'$  تا  $24^{\circ} 36'$  شمالی در ۳ کیلومتری جنوب غرب میامی و ۶۰ کیلومتری شرق شاهرود در استان سمنان قرار دارد. تصویر ماهواره‌ای توده‌های مزبور در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.

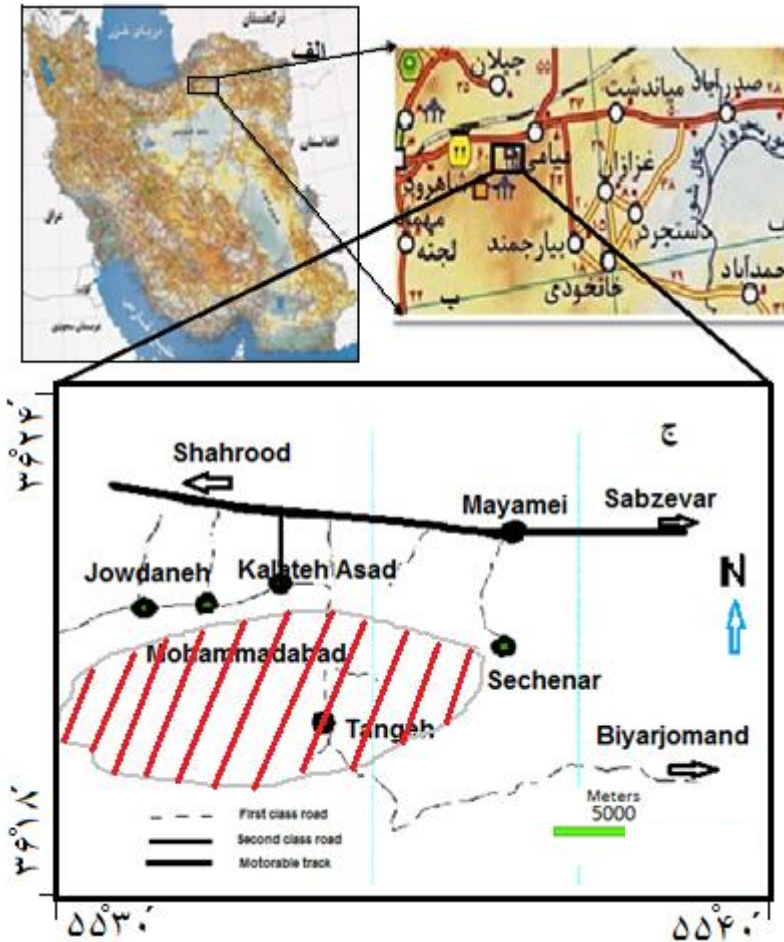


شکل ۱-۱- موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای (GoogleEarth).



## ۲-۱- راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه

موقعیت منطقه و راههای دسترسی به آن در شکل (۲-۱ الف، ب و ج) نشان داده شده است.



شکل ۲-۱ - نقشه‌های نشان دهنده موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به آن شکل الف و ب (اقتباس از سایت اطلس جامع راههای ایران)، شکل ج توسط نرم افزار GIS تهیه شده است.

این منطقه به دلیل قرار گرفتن در نزدیکی شهر میامی و در امتداد مسیر اصلی شهرهای بزرگ دارای راههای دسترسی مناسبی است که مهم‌ترین آنها بزرگراه تهران - مشهد (بین شهرستان‌های شاهرود و سبزوار) بوده و راههای خاکی از روستاهای محمدآباد، جودانه، قدس و کلاته اسد به سمت جنوب منشعب می‌شوند که امکان دسترسی به منطقه مورد مطالعه را امکان‌پذیر می‌سازند.

### ۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

منطقه میامی به دلیل قرار گرفتن در حد فاصل مناطق کوهستانی و بیابانی دارای آب و هوای نیمه بیابانی است. تابستان‌ها گرم و خشک و زمستان‌ها سرد و خشک است. متوسط درجه حرارت سالانه در این منطقه ۱۷/۸ درجه است، حداکثر درجه حرارت گاهی به ۳۸ و حداقل آن به ۸- درجه می‌رسد. میانگین بارندگی سالانه شهر میامی کمتر از ۱۵۰ میلی‌متر در سال است که قسمت اعظم آن در زمستان و بهار می‌بارد (پایگاه هواشناسی استان سمنان). از آنجایی که منطقه مورد مطالعه مرتفع و کوهستانی است، به طور معمول دارای آب و هوای سردتر و میزان بارندگی بیشتری نسبت به شهر میامی می‌باشد.

رودخانه‌های منطقه بیشتر از نوع فصلی هستند و رودخانه دائمی در تمام ناحیه وجود ندارد. رودهای زیدر، کال طاقی و کفتاره از رودخانه‌های فصلی مهم‌اند که در فصول بارندگی دارای آب هستند. در منطقه مورد مطالعه چشمه‌ها، قنات‌ها و چاه‌های متعددی نیز وجود دارد که آب مصرفی کشاورزی و مصارف شهری و روستایی را تأمین می‌کند. شهر میامی بزرگترین مرکز جمعیتی منطقه می‌باشد و از توابع شهرستان شاهرود است. روستاهای مهم محدوده شامل کلاته‌اسد، محمدآباد، قدس و جودانه می‌باشد. در مناطق روستایی، بیشتر مردم با کشاورزی و دامداری امرار معاش می‌کنند و به زبان فارسی سخن می‌گویند (امینی و همکاران، ۱۳۷۷).

### ۱-۴- ژئومورفولوژی

منطقه جنوب غرب میامی به طور کلی مرتفع و کوهستانی بوده، بین ۱۵۰۰ تا ۲۶۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. از عوامل مهم در ایجاد ژئومورفولوژی کنونی منطقه می‌توان به عواملی چون نوع سنگ شناسی، عوامل زمین ساختی، گسل خوردگی و نیز فرآیند فرسایش اشاره کرد. سنگ‌های آهکی کرتاسه ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و توده‌های آذرین گرانیتوئیدی بیشتر به صورت تپه ماهورهای نسبتاً بلند در منطقه یافت می‌شوند. رسوبات کواترنر نواحی پست منطقه را پدید آورده‌اند. از طرفی، گسل میامی که مرز جدا کننده زون‌های ساختاری البرز شرقی و ایران مرکزی است (درویش زاده،

۱۳۷۰)، در شکل‌گیری مورفولوژی منطقه نقشی اساسی داشته است. از ارتفاعات مهم منطقه می‌توان کوه قبله، سوخته‌کوه و قله شیرمار را نام برد. از مهم‌ترین دره‌های موجود در منطقه می‌توان به دره‌های زی - کلاچون (سنجدو) و کال کلاته اسد اشاره نمود که رخنمون‌های خوبی از گرانیتوئیدها در آنها یافت می‌شود.

#### ۱-۵- مطالعات قبلی

در سال‌های اخیر با توجه به افزایش دانشجو در مقاطع کارشناسی ارشد و دکترای رشته پترولوژی در ایران، در چهارچوب پایان‌نامه‌ها و رساله‌های دانشجویی مطالعات خوبی درباره سنگ‌های آذرین و دگرگونی در نقاط مختلف به انجام رسیده است. از مهم‌ترین مطالعات پترولوژیکی انجام شده در منطقه میامی و مناطق مجاور آن، می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- حسینی (۱۳۷۴) پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند را مورد بررسی قرار داده است. این توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه در زون ایران مرکزی و در ۳۰ کیلومتری جنوب غربی بخش بیارجمند از توابع شهرستان شاهرود واقع شده است. این توده توسط واحدهای سنگی سازند شمشک با همبری ناپیوسته پوشیده شده است و همراه با توالی ژوراسیک نیز توسط سنگ‌های آهکی کرتاسه زیرین و بصورت راندگی پوشیده شده است. سن توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه اواخر نئوپروتروزوئیک گزارش شده است (حسن زاده، ۲۰۰۸). سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده فوق شامل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت، لوکوگرانیت، گنایس و دایک‌های دیابازی آمفیبولیتی شده نئوپروتروزوئیک و دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی می‌باشند. تلفیقی از بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که توده نفوذی بند هزار چاه از نوع S، کالکوآلکالن و جزء گرانیت‌های قاره‌ای همزمان با برخورد می‌باشد.

- امینی و همکاران (۱۳۷۷) نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی را تهیه کرده‌اند.

- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) به معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق

بیارجمند پرداخته‌اند.

- عزیز (۱۳۹۱) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن واقع در جنوب بیارجمند را مورد مطالعه قرار داده است.

- عابدی (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی را بررسی کرده است. نامبرده معتقد است این گرانیتوئیدها از جمله نفوذی‌های ژوراسیک میانی ایران مرکزی است که در شرق شاهرود و به درون رسوبات گروه شمشک تزریق شده است و دارای سن ژوراسیک میانی می‌باشد و در ارتباط با فاز کوهزایی سیمیرین میانی تشکیل شده‌اند. البته مشاهدات صحرایی جدید این موارد را کلاً نفی می‌کند.

#### ۱-۶- هدف کلی از مطالعه

مطالعاتی که بر روی مجموعه‌های سنگی آذرین منطقه صورت گرفته است، محدود و ناقص بوده و از ابزارها و روش‌های مطالعاتی متداول کمتر استفاده شده است. بنابراین پتروژنز سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه بخصوص توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی چندان مشخص نمی‌باشد و به جز تهیه نقشه زمین‌شناسی هیچ گونه کار پترولوژیکی بر روی آنها صورت نگرفته است. در این مطالعه برای نخستین بار جایگاه چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی این مجموعه گرانیتوئیدی با استفاده از مشاهدات دقیق صحرایی و آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی مورد مطالعه دقیق قرار گرفت.

#### ۱-۷- روش‌های مطالعاتی

برای مطالعه این توده‌ها، مراحل زیر انجام شد :

(۱) مقالات و مراجع منتشر شده مرتبط و نیز مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه با استفاده از پایگاه‌های اینترنتی و کتابخانه‌های دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی داخل و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه گردآوری گردید.

۲) در چند مرحله عملیات صحرائی در اواخر سال ۹۰ و اوایل سال ۹۱، حدود ۱۳۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف نمونه‌برداری شد و به کمک GPS مختصات محل برداشت آنها مشخص گردید. در مراحل بعدی بر حسب نیاز از نمونه‌های مورد نظر مقاطع نازک تهیه گردید.

۳) پس از مطالعه دقیق پتروگرافی، ۱۲ عدد نمونه مناسب و سالم‌تر از واحدهای مختلف سنگی انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME در کشور کانادا برای تعیین عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند.

۴) نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی توسط نرم‌افزارهای GCDkit، Excel و IgPet پردازش شد و در بررسی پترولوژی و محیط تکتونیکی توده گرانیتوئیدی منطقه مورد استفاده قرار گرفت.



# فصل دوم

## زمین شناسی عمومی

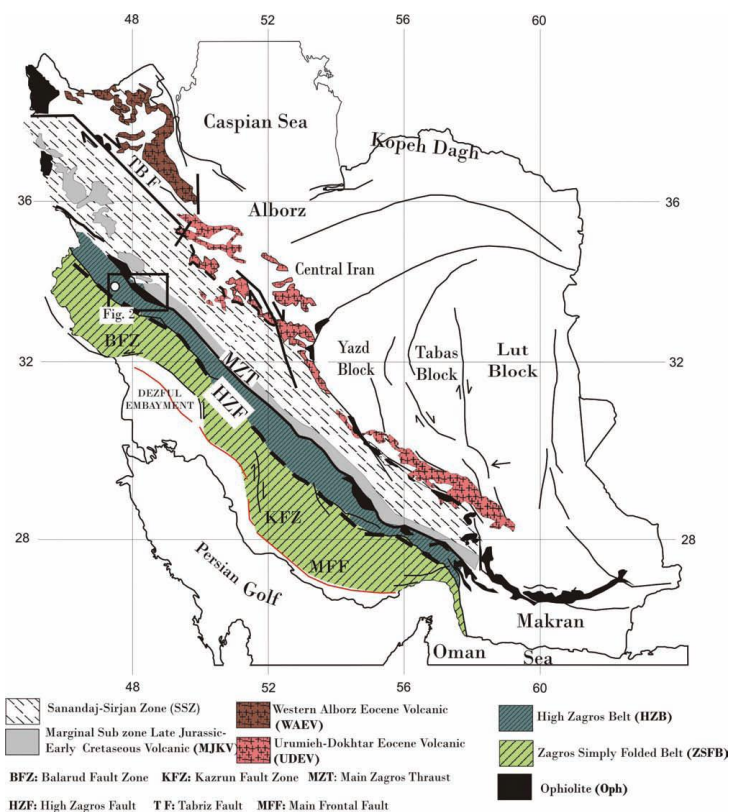
توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی بخشی از حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی هستند. سنگ‌های این توده عمدتاً در اطراف روستاهای کلاته اسد و محمد آباد پراکنده‌اند و در رخنمون‌های صحرایی به رنگ کرم - قهوه‌ای و در بعضی موارد خاکستری رنگ مشاهده می‌شود. سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان گرانیت، آلکالن و در بعضی موارد به دلیل فراوانی بیوتیت در نمونه دستی، بیوتیت گرانیت نامید. آثار دگرسانی‌های موجود در توده مورد مطالعه شامل کلریتی شدن، سریسیتی شدن و کائولینیتی شدن می‌باشد. مورفولوژی کلی گرانیت‌ها شامل تپه‌هایی مرتفع است که در رأس آنها سنگ‌ها عمدتاً حالت صخره‌ای داشته و در دامنه به صورت واریزه‌های گرانیتی شدیداً فرسایش یافته مشاهده می‌گردد.

وقوع حرکات تکتونیکی و هوازدگی مکانیکی باعث خردشدگی، فرسایش و درز و شکاف‌های فراوان در گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی شده است. گرانیتوئیدهای مزبور در نمونه دستی با رنگ ظاهری سفید تا صورتی و خاکستری روشن و نیز بافت گرانولار و به صورت تمام بلورین مشخص می‌شوند، از کانی‌های قابل مشاهده آنها در نمونه دستی می‌توان به کوارتز، فلدسپات آلکالن و بیوتیت اشاره نمود. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که طیف ترکیبی گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی شامل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت و لوکوگرانیت می‌باشد. در این منطقه و مناطق مجاور با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه نظیر بند هزارچاه توده‌های گرانیتوئیدی با یک توالی رسوبی- تخریبی ضخیم با ماهیت عمدتاً کنگلومرایی به سن ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند. این توالی رسوبی- تخریبی در بخش قاعده‌ای، حاوی میان لایه‌هایی از شیل‌های دارای فسیل‌های گیاهی و آهک‌های ماسه‌ای آمونیت‌دار می‌باشد که معرف سن اواخر تریاس- ژوراسیک‌زیرین برای این توالی می‌باشد. بخش کنگلومرایی غالباً از قلوه‌های گرانیتی تشکیل شده که از توده‌های گرانیتوئیدی نامبرده منشأ گرفته‌اند. از آنجایی که این توده‌های گرانیتوئیدی توسط این توالی و بدون دگرگونی مجاورتی



پوشیده شده‌اند، سن آنها قدیمی‌تر از ژوراسیک است و سن مطرح شده توسط عابدی (۱۳۸۸) یعنی ژوراسیک میانی برای آنها نادرست می‌باشد.

زون ایران مرکزی، بزرگترین و قدیمی‌ترین زون ساختمانی - رسوبی ایران به شمار می‌رود و به شکل مثلثی است که از شرق به بلوک لوت، از شمال به رشته کوه‌های البرز و از جنوب به زون سنندج - سیرجان محدود می‌شود. این واحد زمین‌ساختی پیکره اصلی و میانی فلات ایران را پدید آورده و جزو نوار کوهزایی آسیای مرکزی مربوط به پرکامبرین می‌باشد (شکل ۲-۱). این نوار مربوط به تعداد زیادی از قطعات قاره‌ای قدیمی است که به مراتب پیچیده‌تر از مدل‌های پیشنهادی اولیه تکوین آن می‌باشد (ژائو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳)، و مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی، آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی پرکامبرین، کرتاسه و جوانتر در این زون نمایان شده است. منطقه مورد مطالعه عمده‌تاً واحدهای سنگی دوره اواخر نئوپروتریوزوئیک تا کواترنری را شامل می‌شود.



شکل ۲-۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زون‌های ساختاری ایران (اقتباس از بربریان و کینگ، ۱۹۸۱)

## ۲-۱- سنگ‌های دگرگونی

با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه و مناطق مشابه مجاور نظیر دلبر، شترکوه و بند هزارچاه یکسری توالی شیلی- ماسه‌سنگی اولیه به سن اواخر نئوپروتریوزوئیک توسط تعداد زیادی دایک دیابازی قطع شده‌اند. سپس همراه با سنگ‌های میزبان خود دگرگون شده‌اند. دگرگونی تحمیل شده بر آنها از نوع دگرگونی ناحیه‌ای است و تا حد تشکیل گارنت‌گنایس و گارنت‌آمفیبولیت پیش رفته است و در مواردی هم به آستانه گرانیت‌زائی (آناکسی) رسیده است. میگماتیسی شدن از ویژگی‌های بارز این مجموعه است. در منطقه دلبر و میامی نیز رخساره‌های سنگی مشابهی با دامنه تنوع کمتر یا زیادتر نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۲: تصویری از میگماتیتهای ایجاد شده در منطقه شترکوه شکل سمت راست و تصویر دایک‌های دیابازی دگرگون‌شده در شمال شترکوه در شکل سمت چپ.

## ۲-۲- گنایس‌ها

در بخش جنوبی روستای کلاته‌اسد، گنایس‌های حاوی مگاکریست‌های ارتوکلاز چشمی‌شکل (اشکال ۲-۳) رخنمون دارند اما بدلیل گسترش محدود در نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده (شکل ۲-۴) نشان داده نشده است. اندازه چشم‌های ارتوزی موجود در آن به ۴ تا ۵ سانتیمتر می‌رسد و در واقع شواهدی از دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان می‌دهد. اندازه دانه‌ها در گنایس‌ها خیلی بزرگ است. شدت دگرشکلی در این پهنه‌ها بسیار بالا بوده، و ارتباط مستقیم با ترکیب سنگ‌ها، شیب زمین گرمایی و آهنگ واکنش دارد (فتوت، ۱۳۸۵). این سنگ‌ها دارای پورفیروبلاست‌های فراوانی از جنس ارتوکلاز می‌باشند. پورفیروبلاست‌ها (که اکنون به پورفیروکلاست تبدیل شده‌اند) نسبت به کانی‌های خمیره به طور شکننده‌تری تغییر شکل می‌یابند و در سنگ‌های کمتر تغییر شکل یافته، معمولاً بزرگتر و

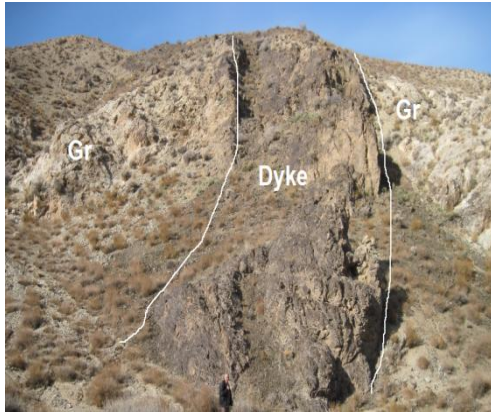
زاویه دارترند و با پیشرفت دگرشکلی کوچک تر و گردشده تر می شوند (بست، ۲۰۰۳). گنایس های مورد مطالعه دارای بافت پورفیروبلاستی و پورفیروکلاستی هستند و ساخت چشمی نشان می دهند. گنایس ها به طور محلی میلونیتی شدن شدید نشان می دهند. در منطقه دلبر (جنوب شرق بیارجمند) نیز ارتوگنایس ها و پاراگنایس های به سن اواخر نئوپروتروزوئیک و مشابه با دیگر دگرگونه های پی سنگ پرکامبرین ایران مرکزی وجود دارد. نظیر همین گنایس ها در منطقه شترکوه نیز رخنمون دارند. رخنمون گنایس ها در منطقه میامی محدود است به همین دلیل تصاویری از مناطق همجوار نظیر بندهزار چاه، دلبر و یا شترکوه نیز در این بخش آورده شده است.



شکل ۲-۳: پورفیروبلاست های درشت فلدسپات به بزرگی ۴ تا ۵ سانتی متر، جنوب روستای کلاته اسد (تصویر سمت راست) و پورفیروبلاست های فلدسپات در منطقه شترکوه (تصویر سمت چپ).

### ۳-۲- دایک های دیابازی قدیمی

تعدادی دایک دیابازی به درون توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی نفوذ کرده است (شکل ۲-۵) که این دایک ها با ضخامت های ۵۰ تا ۶۰ سانتی متر عمدتاً به صورت دسته دایک درون گرانیت های اطراف روستای کلاته اسد یافت می شوند. روند این دایک ها شمالی - جنوبی و شرقی - غربی بوده و دارای رنگ سبز تیره تا قهوه ای و بافت یکنواخت و ریزدانه می باشد. دایک های قدیمی تر آثار دگرسانی و خردشدگی شدیدی نشان می دهند. مشابه همین دایک ها در مناطق مشابه دلبر، بند هزارچاه و شترکوه نیز رخنمون دارند با توجه به مشاهداتی که در سایر مناطق مشابه صورت گرفته است دایک ها در سنگ های پروتولیت نفوذ کرده اند و سپس همراه با سنگ میزبان تا آستانه تشکیل گرانیت پیش رفته اند.



شکل ۲-۵: تصویری از دایک مافیک قطع کننده توده گرانیتوئیدی، جنوب غرب کلاته اسد.

## ۲-۴- توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی

در جنوب و جنوب غرب میامی تعدادی توده گرانیتوئیدی با طیف رنگی خاکستری تیره تا سفید رخمون دارند. مورفولوژی گرانودیوریت‌ها به صورت تپه‌های کم ارتفاع و شدیداً فرسایش یافته بوده و این سنگ‌ها به صورت محدود در سمت جنوب روستای کلاته اسد پیدا می‌شوند. بیوتیت موجود در این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرسانی شدید به اپیدوت تبدیل شده است. این گرانودیوریت‌ها درشت‌بلور می‌باشند. کانی‌های فلدسپات، کوارتز و بیوتیت در نمونه دستی به راحتی در آنها مشاهده می‌شوند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها بخش اندکی از گرانیتوئیدهای منطقه را تشکیل می‌دهند. مورفولوژی آنها به صورت تپه‌های فرسایش یافته می‌باشد. دانه متوسط و دارای فلدسپات‌های آلکالن صورتی تا خاکستری می‌باشند. گرانیت‌ها در مقایسه با سایر سنگ‌های سازنده این توده از فراوانی بیشتری برخوردارند و بیشتر در اطراف روستای کلاته اسد و جنوب میامی یافت می‌شوند. این سنگ‌ها نیز دچار هوازدگی و فرسودگی شده و مورفولوژی آنها شامل تپه‌هایی بلند است. سنگ‌های این گروه دانه-متوسط تا دانه‌درشت بوده و دارای فلدسپارها و کوارتزهای درشت هستند. به نظر می‌رسد ماگمای اولیه درصد سیلیس بالایی داشته است. به طوری که در سنگ‌های تفریق‌یافته رگه‌های کوچک فراوانی از کوارتز دیده می‌شود. این سنگ‌ها از ارتوکلاز، کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. کوارتزها که در فضای بین بلورهای فلدسپات‌آلکالن و پلاژیوکلازها یافت می‌شوند متحمل ساب‌گرین شدن گردیده‌اند.

این توده‌های گرانیتوئیدی با حجم بسیار کمی از سنگهای دگرگونی نظیر گنایس‌های دارای مگاکریست‌های ارتوز ( که گاهی اندازه آنها به حدود ۴cm نیز می‌رسد) و متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌ها همراه می‌باشند. موقعیت این توده‌ها در نقشه زمین شناسی اصلاح شده مشخص گردیده است. این توده‌های گرانیتوئیدی توسط دایک‌های دیابازی با سن ژوراسیک میانی- فوقانی به سن  $۱۵۲ \pm ۳۵$  میلیون سال قطع شده‌اند (بلاغی و همکاران، ۱۳۹۲). لازم به ذکر است باتوجه به شواهد صحرایی در منطقه شترکوه در واقع این دایک‌ها در مجموعه دگرگونی اولیه نفوذ کرده‌اند و سپس در طی فرآیند دگرگونی و گرانیتهایی متحمل تغییر و تحولات گسترده‌ای شده‌اند. دایک‌های دیابازی نئوپروتروزوئیک شدیداً خردشده و دگرسان‌شده (کلریتی) می‌باشند. دایک‌های دیابازی ژوراسیک کمتر دگرشکل و دگرسان شده‌اند و در برخی نقاط علاوه بر توده‌های گرانیتوئیدی، سنگ‌های رسوبی پوشاننده آنها (با ماهیت شیل ماسه سنگی به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین و معادل سازند شمشک) را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶: تصویری از گرانیتهای منطقه مورد مطالعه در مقیاس رخنمون صحرایی و نمونه دستی واقع در جنوب غرب میامی.

سنگ‌های پوشاننده توده‌های گرانیتوئیدی، توالی ضخیمی از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل و به مقدار کم آهک‌های ماسه‌ای می‌باشد. این توده‌های گرانیتوئیدی توسط تناوبی از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، ماسه‌سنگ سیلتی و آهک ماسه‌ای پوشیده شده‌اند. ضخامت واحد کنگلومرای در منطقه‌ی جنوب روستای کلاته اسد به حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر می‌رسد که به صورت ناپیوسته توسط سنگ‌های آهکی- ماسه‌ای پوشیده می‌شود. نکته جالب توجه آن است که بخش کنگلومرای و ماسه‌سنگی عمدتاً از

قطعاتی تشکیل شده‌اند که دارای ماهیت گرانیتی می‌باشند. حسن زاده (۲۰۰۸) سن این قله‌های گرانیتی را  $۳۵ \pm ۵۵۶$  میلیون سال تعیین کرده است که از همین توده‌های گرانیتوئیدی سرچشمه گرفته‌اند. اندازه قله‌های گرانیتی از چند میلیمتر تا حدود ۲ متر متغیر است. در منطقه میامی ضخامت این توالی رسوبی به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد. این توالی رسوبی به نوبه خود توسط توالی رسوبی-تخریبی شامل آهک‌های ماسه‌ای و آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه‌زیرین با ناپیوستگی دگرشیب یا با مرزگسلی پوشیده شده‌اند. در مناطق مجاور نظیر بند چهار چاه این توالی رسوبی با مشخصات سنگی بسیار مشابه رخنمون دارند. در منطقه بند چهار چاه ضخامت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به بیش از ۱۰۰۰ متر نیز می‌رسد. در منطقه دلبر (جنوب شرق بیارجمند)، منطقه دوچاه (جنوب بیارجمند) و منطقه جمیل (شمال شرق ترود) نیز توالی رسوبی مذکور وجود دارد، منتهی از ضخامت و گسترش کمتری برخوردار است. لازم به ذکر است توالی رسوبی ژوراسیک به همراه دایک‌های قطع کننده آنها و همچنین میان لایه‌های بازالتی در اواخر ژوراسیک میانی متحمل دگرگونی درجه پایین شده‌اند (در حد رخساره گرین شیست). در منطقه میامی، افق‌هایی از شیل‌های زغالدار در این توالی رسوبی یافت می‌شوند و با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته نقشه میامی (امامی، ۱۳۷۷) و حضور میکروفونا‌های :

*Parafusulina sp.*, *Schwagerina sp.*, *fusulinides*, *Climacammina sp.*, *Tetrataxis sp.*,  
*Globivalvulina sp.*, *Tuberitina sp.*, *Neoendothyra sp.*, *Geinitzina sp.*,  
*Pseudovermiporella sp.*, *Tubiphytes sp.*, *Bryozoa*, *Crinoid's stem*, *shell fragment*,  
*Echinoids*.

سن اواخر تریاس تا ژوراسیک‌زیرین به این مجموعه نسبت داده شده‌است. همچنین با توجه به مطالعات پالینولوژی صورت گرفته در ارتباط با تهیه نقشه رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۶) و حضور میکروفونا‌های:

Genus *Klukia* *Raciborsky*, Genus *Coniopteris* *Brongniart*, *enus* *Cladophlebis* *rongniart*, cf. Genus *Labifolia* *Rasskazova*.

و مطالعات صورت گرفته توسط فخر (حسن زاده، ۲۰۰۸)، و همچنین یافت شدن آثار گیاهی نظیر برگ و ساقه در شیل‌های قاعده این توالی سن اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین برای این توالی رسوبی در نظر گرفته‌اند. لازم به ذکر است که سنگ‌های آهکی و آهکی ماسه‌ای ژوراسیک‌بالایی حاوی فسیل‌هایی از جنس آمونیت، بلمنیت، دوکفه‌ایها و مرجان‌ها رسوبات اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین را بصورت ناپیوسته پوشانده‌اند. امینی و همکاران (۱۳۷۷)، در گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، گرانیتهای مزبور را به دو نوع  $g_1$  و  $g_2$  تقسیم بندی کرده و زمان جایگیری این واحدهای نفوذی را به پیش از ژوراسیک پایانی و به طور دقیق ژوراسیک میانی نسبت می‌دهند. در صورتی که با توجه به شواهد موجود (پوشیده شدن توده های گرانیتوئیدی با واحدهای رسوبی- تخریبی ژوراسیک زیرین معادل سازند شمشک (بصورت ناپیوستگی آذرین پی) این مطلب نمی‌تواند صحیح باشد. آنچه در صحرا قابل مشاهده است، تغییر رنگ ظاهری گرانیتهای و افزایش مقدار بیوتیت در بعضی نمونه‌ها می‌باشد. در سنگ‌های شدیداً تفریق یافته، رگه‌های کوچکی از سیلیس درون سنگ‌های سفیدرنگ یافت می‌شود که نشانه مراحل پایانی تفریق می‌باشد. بنابراین سن این توده‌های گرانیتوئیدی که توسط این توالی پوشیده شده‌اند قدیمی‌تر از ژوراسیک می‌باشد، با توجه به تعیین سن‌های انجام شده در منطقه همجوار به احتمال قریب به یقین دارای سن اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشند.

### زون میلونیتی حاشیه توده گرانیتوئیدی:

در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، استرین بالا پهنه برشی بصورت زون میلونیتی شدیداً دگرشکل یافته‌ای تشکیل داده است که دارای ظاهری متورق است. در واقع آنچه به صورت تورق در صحرا مشاهده می‌شود، حاصل میلونیتی شدن شدید سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۲-۲۱). میلونیت‌های منطقه سنگ‌هایی جهت یافته و اکثراً دارای کشیدگی هستند که شواهدی از دگر شکلی شکل‌پذیر را نشان داده و دارای آثار میلونیتی شدن شدید و بخصوص کشیده شدن کانی‌های سنگ است.

نقشه زمین شناسی اصلاح شده میامی و موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی بر روی آن در شکل ۲-۴ آورده شده است.







## ۲-۵- واحدهای رسوبی ژوراسیک

نهشته‌های ژوراسیک عمدتاً در جنوب غرب میامی رخنمون داشته و شامل واحدهای شیل و ماسه سنگ سبز تیره، ماسه‌سنگ قهوه‌ای رنگ در تناوب با شیل‌های فرسایش یافته و کنگلومرای ریز تا متوسط دانه می‌باشند.

در قاعده واحدهای رسوبی ماسه‌سنگی انواع ریزساخت‌های رسوبی مانند دانه‌بندی تدریجی و قالب‌های وزنی دیده می‌شود. در مجموع می‌توان یک توالی رسوبی را برای منطقه در نظر گرفت که با کنگلومرای با جورشدگی ضعیف شروع می‌شود و به وسیله تناوبی از ماسه‌سنگ، شیل‌های سبز و کنگلومرای ریز تا متوسط دانه ادامه می‌یابد و در نهایت به صورت دگرشیب در زیر واحدهای آهکی کرتاسه زیرین جای می‌گیرد. ماسه‌سنگ‌ها به رنگ سبز روشن دیده می‌شود و عمده‌ی قطعات سازنده‌ی آنها قلوه‌های گرانیتی، گرانودیوریتی و به مقدار کمتر قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی نظیر میکاشیست‌ها و متاسندستون‌ها و دایک‌های آمفیبولیتی شده است. گردشگی و جورشدگی در لایه‌های کنگلومرای از بسیار ضعیف تا بسیار خوب متغیر است و بستگی به فاصله‌ی آنها تا منشأ (توده‌های گرانیتوئیدی) دارد. خمیره‌ی مابین قلوه‌های کوچک و بزرگ، دانه‌های ریز از نوع کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات می‌باشد. با تغییرات انرژی محیطی تناوبی از کنگلومراهای بسیار دانه‌درشت تا میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سفیدرنگ را می‌توان مشاهده کرد. با کاهش انرژی محیط رسوبگذاری، دانه‌های ریزتر روی هم انباشته شده‌اند و لایه‌های ماسه‌سنگ و سیلتستون را تشکیل داده‌اند به سمت بالای این توالی و به عبارتی جنوب منطقه، میان لایه‌هایی از شیل و ماسه سنگ‌های سبز رنگ نیز یافت می‌شود که بخش اعظم قطعات سازنده‌ی آنها، از سنگ‌های دگرگونی قدیمی نشأت گرفته‌اند، ضخامت این توالی در این منطقه از چند ده متر تا بیشتر از هزار متر متغیر است. در بالاترین قسمت از حجم توالی‌های تخریبی - کنگلومرای کاسته می‌شود و شیل و ماسه‌سنگ‌های سبزرنگ مشابه سازند شمشک در البرز، بقیه‌ی توالی را تشکیل می‌دهد. در جنوب روستاهای قدس و جودانه ضخامت توالی‌های شیلی و ماسه سنگی به چند صد متر می‌رسد.

بر روی گرانیت‌های جنوب غرب میامی افق کنگلومرای مشابهی یافت می‌شود که حاوی قطعات فراوان گرانیت‌های منطقه، ماسه‌سنگ و قطعاتی از سنگ‌های قدیمی‌تر با گردشگی و جورشدگی‌های متفاوت و در اندازه‌های مختلف تشکیل شده است. این واحد کنگلومرای به همراه میان‌لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی با یک ناپیوستگی آذرین پی بر روی گرانیت‌های منطقه قرار می‌گیرد. به دلیل شباهت این واحد رسوبی با قاعده سازند آواری و قرمز رنگ سنگستان که بر روی برخی از توده‌های گرانیتی ایران مرکزی (مانند گرانیت شیرکوه و توده شاهکوه) یافت می‌شود، احتمالاً واحد کنگلومرای پوشاننده توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی معادل سازند شمشک می‌باشند (حسینی و همکاران، ۱۳۹۲).

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه به صورت بلافاصل توسط این کنگلومرا و واحدهای رسوبی در برگرفته شده‌اند. وجود شیل‌های زغالی و فسیل بلمنیت و آمونیت در واحدهای رسوبی منطقه، سن ژوراسیک زیرین تا میانی را برای آنها تأیید می‌کند. (شکل ۲-۷ تا ۲-۱۱).



شکل ۲-۸: تناوب شیل فسیل‌دار و ماسه‌سنگ در جنوب شرق کلاته اسد.



شکل ۲-۷: نمای نزدیکی از واحد کنگلومرای حاوی قطعات فراوانی از گرانیت‌های منطقه، جنوب محمدآباد.



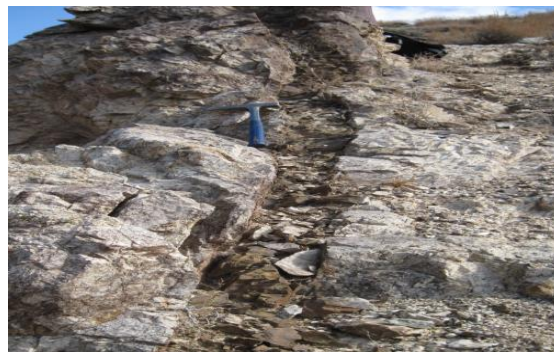
شکل ۲-۹: قطعات بسیار درشت و گرد شده گرانیتی به سن ژوراسیک در واحد کنگلومرای، شرق کلاته اسد.  
 شکل ۲-۱۰: رخنمون صحرایی کنگلومرای دانه متوسط تا دانه درشت در جنوب کلاته اسد.



شکل ۲-۱۱: مرز بین واحد کنگلومرای با گرانیت‌های منطقه از نوع ناپیوستگی آذرین پی، جنوب کلاته اسد ( گرانیت: Gr : کنگلومرا: Cong).

## ۲-۶- واحدهای آذرین ژوراسیک

در جنوب غرب میامی تعدادی دایک مافیک به سن ژوراسیک میانی واحدهای رسوبی-تخریبی را قطع می‌کند که می‌تواند پیامد فاز کوهزایی سیمیرین میانی باشد. این دایک‌ها نسبت به دایک‌های قدیمی-تر دگرسانی و دگرشکلی کمتری نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲: دایک‌های مافیک جنوب غرب میامی

پس از رویداد سیمین پیشین، با برقراری مجدد محیط‌های رسوبی، ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های عمدتاً شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته در ایران مرکزی بر جای گذاشته شده که سن آنها از تریاس پسین تا ژوراسیک میانی است. بخش قابل توجهی از این رسوبات در حوضه‌های رسوبی کم عمق قاره‌ای و مردابی - کولابی بر جای گذاشته شده‌اند که مجموعه رخساره‌های سنگی گروه شمشک را در ایران مرکزی تشکیل می‌دهند. وجود رسوبات زغال‌دار در بخش‌هایی از گروه شمشک نشانگر گسترش کوتاه مدت توربزارها و رویش گیاهی در نواحی نزدیک به خشکی است. تناوب رسوبات دریایی و قاره‌ای معرف حرکات تکتونیکی آرام اما متوالی است که در نهایت همزمان با رویداد سیمین میانی، با پسروی کامل دریا، چرخه رسوبگذاری لیاس - دوگرمیانی به پایان رسیده است (آقابات، ۱۳۷۷).

این واحدهای رسوبی با همبری ناپیوسته توده‌های گرانیتوئیدی را پوشانده‌اند و در برخی موارد بصورت دگرشیب یا با مرز گسلی با سنگ‌های آهکی کرتاسه پوشیده شده‌اند.

## ۲-۷- سنگ‌های رسوبی کرتاسه

سنگ‌های آهکی کرتاسه در جنوب میامی با ضخامت قابل توجه، قسمت‌های مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند. رخساره‌های کرتاسه منطقه به طور عمده محدود به کرتاسه زیرین است و شامل سنگ‌های آواری کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و سنگ آهکی اربیتولین‌دار می‌باشد. مرز بین واحدهای ژوراسیک و کرتاسه در بعضی قسمت‌ها با یک افق قرمز رنگ که حاصل یک رورانگی است، مشخص است (شکل ۲-۱۳ و ۲-۱۴). در بعضی مناطق گرانیته‌ها به وسیله واحدهای آواری کنگلومرا، شیلی و ماسه‌سنگی کرتاسه زیرین (سازند سنگستان) و در ادامه واحدهای آهکی کرتاسه پوشیده می‌شوند، اما واحدهای قدیمی‌تر از ژوراسیک در سطح زمین نمایان نیستند و به نظر می‌رسد توسط وقوع حوادث تکتونیکی و عملکرد گسل‌های منطقه جابجا شده باشند.



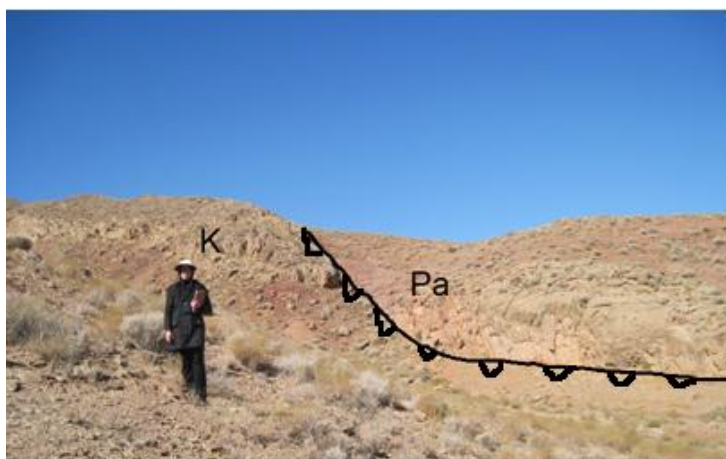
شکل ۲-۱۴: تناوب کنگلومرا و ماسه سنگ‌های سرخ رنگ و سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار واقع در جنوب روستای محمدآباد.



شکل ۲-۱۳: مرز بین واحدهای سنگی ژوراسیک و کرتاسه از نوع رورانگی باگرانیت‌های منطقه مورد مطالعه، شرق کلاته اسد (Gr: گرانیت، J: ژوراسیک، K: کرتاسه).

## ۲-۸- واحدهای رسوبی پالئوسن

در منطقه جنوب روستای محمدآباد و در مجاورت با رسوبات کواترنری، رسوبات کرتاسه بصورت رانده شده بر روی رسوبات ماسه‌سنگی- کنگلومرای پالئوسن قرار گرفته‌اند. این کنگلومرا حاوی قطعات آهکی اوربیتولین‌دار کرتاسه می‌باشد. این کنگلومرا معادل کنگلومرای کرمان (پستلیق) و ماسه‌سنگ‌ها معادل ماسه‌سنگ‌های فجین است. در قسمت شمالی منطقه رسوبات مارنی معادل سازند قم رخنمون دارند و در فروافتادگی‌های منطقه در دوره‌های زمانی الیگوسن تا میوسن تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۱۵).



شکل ۲-۱۵: دگرشیبی واحد آهکی کرتاسه با کنگلومرای پالئوسن (K: کرتاسه و پالئوسن: Pa).

## ۹-۲- واحدهای رسوبی ائوسن

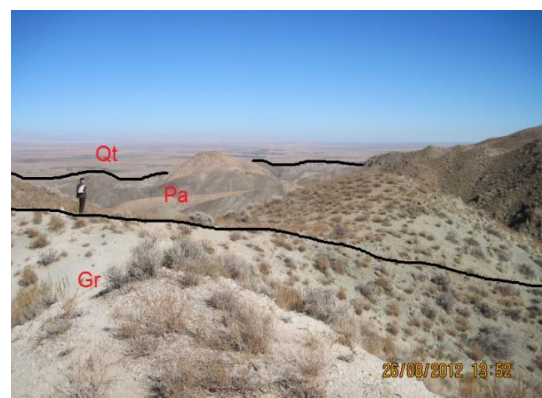
واحدهای رسوبی ائوسن شامل کنگلومرای حاوی قلوه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌های آذرین و آهک‌های ماسه‌ای نومولیت‌دار می‌باشد که در پیرامون روستای قاسم آباد رخنمون دارند (شکل ۲-۱۶).



شکل ۲-۱۶- کنگلومرای حاوی قطعات ماسه‌سنگی - آذرینی و آهک ماسه‌ای نومولیت‌دار جنوب روستای قاسم آباد.

## ۱۰-۲- آبرفت‌های کواترنری:

نهشته‌های کواترنری با گسترش محدود در منطقه مورد مطالعه یافت می‌شود و شامل موارد زیر است:  
- مخروط افکنه‌های رسوبات درشت دانه (قلوه سنگ، پاره سنگ و ریگ) می‌باشند (شکل ۲-۱۷ تا ۲-۱۸).  
(۱۸).



شکل ۲-۱۷: مرز بین واحدهای سنگی کواترنری با واحد های سنگی پلئوسن و توده گرانیتوئیدی (Qt: کواترنری، میامی. Pa: پلئوسن، Gr: گرانیت).  
شکل ۲-۱۸: آبرفت‌های رودخانه‌ای عهد حاضر در منطقه

- پادگانه‌های آبرفتی مرتفع که شامل رسوبات درشت دانه می‌باشد.



- آبرفت‌های رودخانه‌ای عهد حاضر که دارای نهشته‌های رسی و ماسه‌ای بوده و عمدتاً ناشی از وقوع سیلاب‌های فصلی و رودخانه‌های محلی در منطقه میامی است.

- پادگانه‌های آبرفتی پست که دارای رسوبات ریز دانه شن و ماسه هستند.

## ۱۱-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

گستره مورد بررسی در منطقه مرزی زون‌های ایران مرکزی و البرز شرقی جای دارد. بخش اصلی ورقه مورد مطالعه که در جنوب گسل میامی قرار دارد، در محدوده زون ایران مرکزی جای می‌گیرد. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری ناحیه شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی وابسته به گسلش هستند. بر پایه مطالعات صحرائی، الگوی جابجایی منطقه از نوع برشی - فشارشی است و به همین دلیل گسل‌های اصلی منطقه در بیشتر موارد هر دو مؤلفه جابجایی افقی و قائم را دارا هستند (امینی و همکاران، ۱۳۷۷). روند ساخت‌های منطقه شمال شرق - جنوب غرب است و تقریباً از روند البرز شرقی پیروی می‌کند.

### ۱۱-۲-۱- گسل‌ها و درزه‌ها

مهم‌ترین گسل‌ها در محدوده مورد مطالعه شامل موارد زیر است:

#### الف- گسل میامی

این گسل با طول گسلش بیش از ۱۵۰ کیلومتر، یک شکستگی واحد نیست و در حقیقت یک زون گسله متشکل از چند گسل به موازات یکدیگر است. روند کلی گسل میامی N75E و شیب صفحه آن متغیر و در سطح زمین نزدیک به ۷۵ تا ۸۵ درجه به سمت جنوب است. این گسل دارای مؤلفه امتدادلغز راستگرد و مؤلفه شیب‌لغز از نوع معکوس یا راندگی است که در مجموع می‌توان آن را از نوع گسل‌های اریب لغز معرفی کرد. این گسل مرز جدا کننده زون البرز شرقی از ایران مرکزی است. حد شمالی این گسل بیشتر زمین‌های آبرفتی و کوهپایه‌ای، ولی مرز جنوبی آن کوهستانی است (امینی و همکاران، ۱۳۷۷). محل این گسل در شکل (۲-۱۹)، بر روی تصویر ماهواره‌ای نشان داده شده است. نبوی (۱۳۵۵)، این گسل را ادامه خاوری گسل عطاری و یا گسل سمنان می‌داند که ممکن است

بخش خاوری آن تا گسل هرات در افغانستان ادامه داشته باشد. بر پایه گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، گسل میامی تا آخرین مرحله چین خوردگی آلبی در پلیوسن حرکت راستگرد داشته است.



شکل ۲-۱۹: موقعیت گسل میامی بر روی تصویر ماهواره‌ای میامی

ب- گسل‌های سکون و شیرمار

این گسل‌ها با روند شمال شرقی - جنوب غربی به موازات گسل میامی بوده و یا با آن زاویه کوچکی می‌سازند.

ج- درزه‌ها

سنگهای گرانیتی موجود در منطقه به شدت تحت تأثیر استرین و دگرشکلی‌های متعدد قرار گرفته‌اند و در این میان درزه‌ای شدن این سنگها یکی از مهمترین این دگرشکلی‌ها می‌باشد و اکثر این درزه‌ها بصورت مزدوج اعمال شده‌اند (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۲۱: چین خوردگی واحدهای رسوبی (جنوب روستای محمد آباد).



شکل ۲-۲۰: درزه‌های مزدوج در گرانیت‌های جنوب غرب میامی.

#### د- چین‌ها

در ورقه میامی در صفحات بین گسل‌ها، چین‌خوردگی‌های زیادی را می‌توان مشاهده کرد. بسیاری از این چین‌ها کوچک‌اند و در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ قابل نمایش نیستند و برخی نیز بزرگ‌اند (شکل ۲-۲۱). چین‌ها از نظر اندازه، توزیع و گسترش بسیار متغیرند و در اغلب موارد به موازات گسل‌های اصلی و یا با زاویه کمی نسبت به آنها جای دارند (امینی و همکاران، ۱۳۷۷).

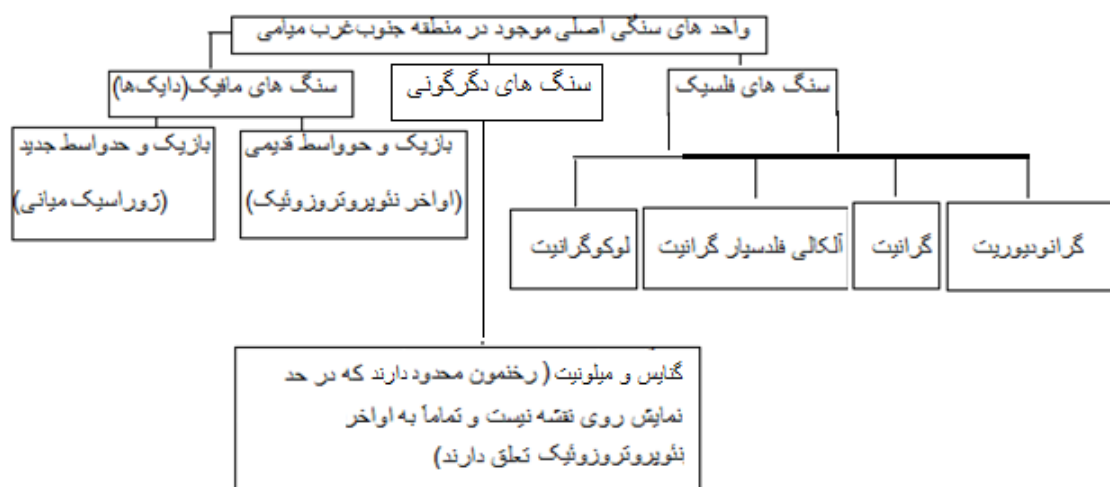


# فصل سوم

پتروگرافنی توده‌های کرائیوئیدی

### ۳-۱- مقدمه

واحدهای سنگی اصلی موجود در منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی (گنیس) و سنگ‌های آذرین فلسیک و مافیک و همچنین میلونیت می‌باشد که به صورت چند توده و مجموعه‌ای از دایک‌های مافیک در جنوب میامی، روستاهای کلاته اسد، محمدآباد و قدس پراکنده شده‌اند و میتوان آنها را بصورت زیر طبقه بندی کرد :



که در ادامه به توصیف ویژگی‌های پتروگرافی هر کدام از آنها می‌پردازیم.

### ۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی

#### ۳-۲-۱- گنیس‌ها

در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی و جنوب روستای کلاته اسد گنیس‌هایی دیده می‌شوند که در واقع نشان دهنده شرایط دگرگونی ناحیه ای درجه بالای این سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱). گنیس‌های منطقه سنگ‌هایی جهت یافته و اکثراً دارای کشیدگی هستند که شواهدی از دگر-شکلی شکل پذیر را نشان می‌دهند. گنیس‌ها در مناطقی با استرین بالا تشکیل می‌شوند. گنیس‌های این منطقه بر اثر افزایش دما و فشار در اعماق پوسته تشکیل شده‌اند و تغییر شکل در این اعماق غالباً از نوع شکل پذیر است. باید خاطر نشان کرد که مگاکریست‌ها نسبت به کانی‌های خمیره به طور

شکننده‌تری تغییر شکل می‌یابند و در سنگ‌های کمتر تغییر شکل یافته، معمولاً بزرگتر و زاویه‌دارترند و با پیشرفت دگرشکلی کوچک‌تر و گردشده‌تر می‌شوند (بست<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۱: گنیس با ساخت چشمی ناشی از بلورهای درشت ارتوز صورتی رنگ در منطقه جنوب روستای کلاته‌اسد.

الف- ویژگی‌های بافتی

گنیس‌های موجود در منطقه جنوب روستای کلاته‌اسد گسترش محدودی دارند و بافت پورفیروکلاستی نشان می‌دهند. این گنیس‌ها دارای پورفیروبلاست‌های درشت ارتوز صورتی مایل به کرم می‌باشند.

ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

۳-۲-۲- کانی‌های اصلی

ارتوز

بلورهای درشت ارتوز با ساخت چشمی و بصورت نیمه شکل‌دار جزء کانی‌های اصلی زمینه گنیس‌ها می‌باشد. مگاکریست‌ها و پورفیروبلاست‌های ارتوز تحت تأثیر تنش، ساخت چشمی شاخص از خود نشان می‌دهند.

کوارتز

---

1- Best

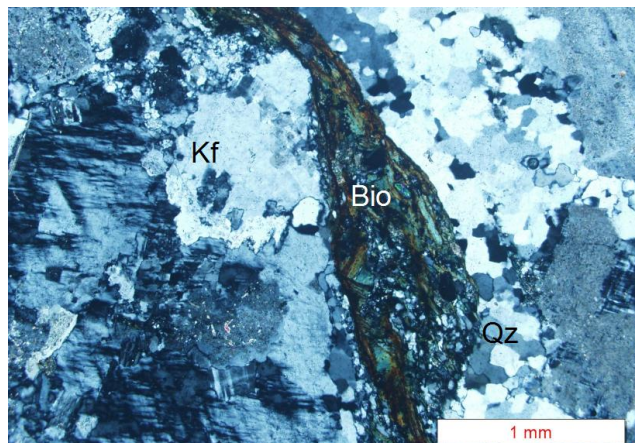
بلورهای کوارتز اکثراً بی‌شکل و خرد شده‌اند و در ایجاد برگوارگی این سنگ‌ها نقش بسزایی دارند (شکل ۳-۲).

فلدسپات

بلورهای درشت فلدسپات نیمه شکل‌دار در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود که بافت پرتیتی و میکروکلین نیز نشان می‌دهند.

بیوتیت

بیوتیت موجود در گنیس‌ها به همراه کوارتزهای خرد شده، عامل اصلی برگوارگی در این سنگ‌ها می‌باشند، خمیدگی و کشیده‌شدگی نشان می‌دهند و بر اثر دگرسانی اکثراً به کلریت تبدیل شده‌اند.



شکل ۳-۲: تصویر برگوارگی ناشی از وجود بیوتیت و کوارتز خردشده در گنیس‌ها در نور XPL

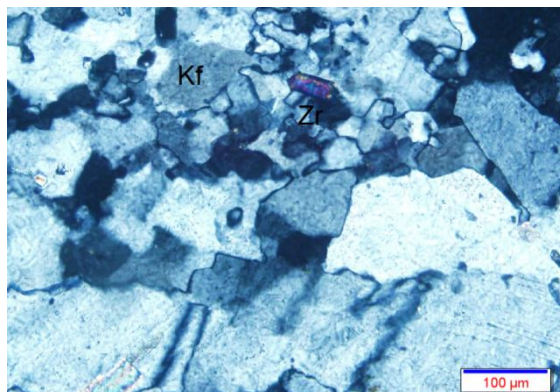
۳-۲-۳- کانی‌های فرعی

زیرکن و کانی‌های اپک (بیشتر اکسیدهای آهن) از مهمترین کانی‌های فرعی موجود در گنیس‌ها می‌باشد (شکل ۳-۳).

زیرکن

این کانی بصورت شکل‌دار در داخل کانی‌های فلدسپات و بیوتیت و با برجستگی بالا به آسانی قابل تشخیص می‌باشد.





شکل ۳-۳: کانی شکلدار زیرکن در داخل فلدسپات، نور PPL.

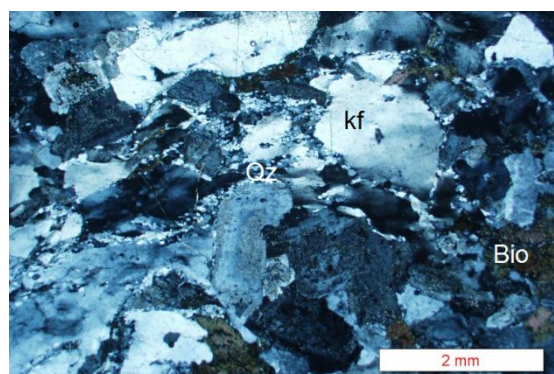
### ۳-۲-۴- کانی های ثانویه

بیشتر شامل کلریت، اسفن (تجزیه‌ی بیوتیت‌ها) می باشند.

### ۳-۳-۳- میلونیت‌ها

میلونیت‌های منطقه سنگ‌هایی جهت یافته و اکثراً دارای آثار میلونیتی شدن شدید و بخصوص کشیده شدن کانی‌های سنگ است. میلونیت‌ها را می‌توان بر اساس نسبت‌های خمیره به پورفیروکلاست به نوع پروتومیلونیت (۵۰-۹۰٪ پورفیروکلاست)، میلونیت (۱۰-۵۰٪) و اولترامیلونیت (کمتر از ۱۰٪) طبقه‌بندی کرد (بست، ۲۰۰۳).

در سنگ‌های منطقه میلونیت‌ها از انواع پروتومیلونیت تا اولترامیلونیت هستند (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴: تصویر میلونیت با کانی‌های اصلی فلدسپات، کوارتز و بیوتیت، نور XPL.

کانی‌های اصلی میلونیت‌ها کوارتز و فلدسپات خرد شده تحت تأثیر استرین و بی‌شکل می‌باشد. از کانی‌های فرعی مهم می‌توان از زیرکن (شکلدار) و اسفن (بی‌شکل) حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها نام برد. از کانی‌های ثانویه مهم کلریت (حاصل دگرسانی بیوتیت) و کلسیت را می‌توان ذکر کرد.

### ۳-۴-۲- پتروگرافی سنگ‌های آذرین

الف- ویژگی‌های بافتی

این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً دارای بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار بوده، گاهی اوقات بافت‌های گرافیکی نشان می‌دهند. فلدسپات‌آلکالن موجود در این سنگ‌ها اغلب بافت پرتیتی نشان می‌دهند.

ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

کانی‌های اصلی این سنگ‌ها فلدسپات ۵۵-۵۰ درصد، کوارتز ۲۵-۲۰ درصد خرد شده و بیوتیت ۲۵-۲۰ درصد می‌باشند که ادخال‌هایی از زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک نیز دارند که بیشتر شامل اکسیدهای آهن می‌باشد. کانی‌های فرعی بیشتر شامل اسفن شکلدار، آپاتیت و زیرکن در بیوتیت‌ها می‌باشد و کانی‌های ثانویه نیز بیشتر شامل کلریت، اسفن بی‌شکل و اپیدوت می‌باشد.

۳-۴-۲- کانی‌های اصلی

کوارتز

این کانی بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای خاموشی موجی و خردشدگی است. این کانی بین بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات را پر کرده است و دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، زیرکن، آپاتیت و کمی کانی‌های اپک می‌باشد.

پلاژیوکلاز

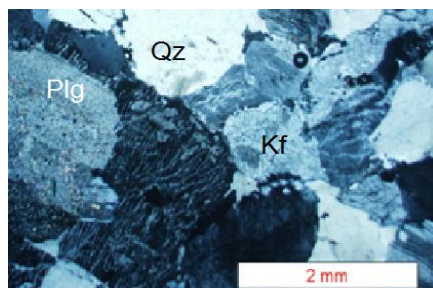
پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند، دارای ماکل پلی سنتتیک بوده و در اثر تجزیه و دگرسانی به کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. اپیدوت را می‌توان بطور فرضی نماینده درصد بالای آنورتیت دانست، ولی با برقرار شدن جریان یونهای آهن، آنورتیت ممکن است توسط اعضاء اصلی گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) جانشین گردد. به همین نحو اوژیت و هورنبلند نیز حاوی اجزاء اپیدوت می‌باشند، بنابراین اپیدوت به همراه کلریت، تحت شرایط مشابه جانشین دو کانی فوق می‌گردند (خلیلی، ۱۹۷۵).

## بیوتیت

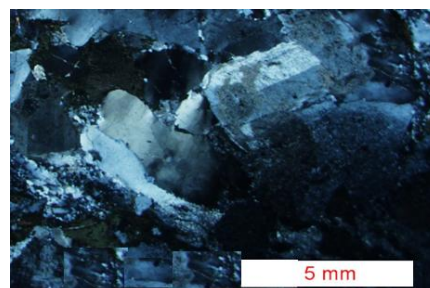
بیوتیت یکی از کانی‌های بارز و مهم گرانودیوریت‌ها می‌باشد. این کانی نیمه شکلدار تا شکلدار و به رنگ قهوه‌ای تیره با پلئوکروئیسم قوی در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود. بیوتیت یک سیلیکات آبدار آهن، منیزیم و پتاسیم دار است و در مقاطع مورد مطالعه بر اثر دگرسانی به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. معمولاً مسکویت با بیوتیت و یا کانی‌های پتاسیم دار با آلومینیم بالای دیگر مشاهده می‌شود (گیل، ۲۰۱۰).

## فلدسپار آکالن

این کانی اغلب بافت پرتیتی نشان می‌دهد. بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشد (شکل ۳-۵). در گرانودیوریت‌ها این کانی ساخت‌های ساب‌ماگمایی کمتری نسبت به گرانیته‌ها نشان می‌دهد. ماکل کارلسباد نیز در این کانی‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶: بافت پرتیتی حاصل جدایش کوارتز و فلدسپات آکالن، نور XPL.

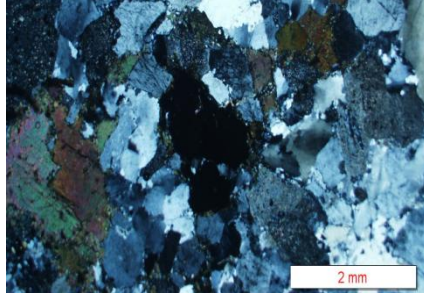


شکل ۳-۵: ماکل کارلسباد در ارتوز پرتیتی، نور XPL.

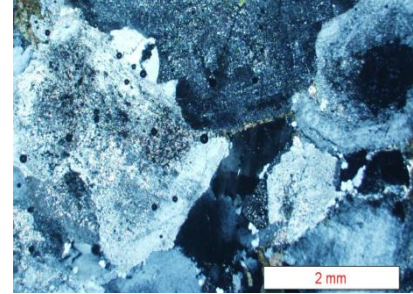
## ۳-۴-۳- کانی‌های فرعی

فلدسپار و بیوتیت حاوی ادخال‌هایی از اسفن، کانی‌های اپک (شکل ۳-۷)، آپاتیت، روتیل و زیرکن موروثی (شکل‌های ۳-۹ و ۳-۱۰)، می‌باشد. مسکویت نیز به صورت نیمه‌شکل‌دار در اطراف برخی از بیوتیت‌ها تشکیل شده است، که این مسکویت‌ها بر اثر دگرسانی تشکیل شده‌اند، سیالات گرمابی آهن موجود در ساختار بیوتیت را شسته و از آن خارج می‌کنند و بر عکس به مقدار آلومینیم موجود اضافه می‌شود (صادقیان، گفته شفاهی)، به این ترتیب که در مراحل ابتدایی تخریب در امتداد رخ‌ها و بتدریج تمامی کانی را شامل می‌گردد. موسکویت یک میکای سفید است و در گرانیته‌های حاوی

فلدسپات پتاسیم دیده می‌شود. معمولاً در این نوع گرانیت‌ها مسکویت می‌تواند به دلیل بالا بودن Al تشکیل شود.



شکل ۳-۸: بیوتیت دگرسان شده به اپیدوت و کلریت.



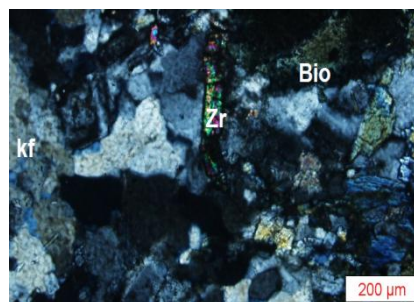
شکل ۳-۷: کانیه‌های اوپک داخل ارتوز.

آپاتیت: بلورهای این کانی اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار و به صورت ادخال در کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز، کوارتز و ارتوز دیده می‌شوند.

زیرکن: این کانی به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در داخل پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۹). فرمول آن  $ZrSiO_4$  است و در سنگ‌های گرانیتی، سینیتی و دیوریتی فراوان ولی در سنگ‌های بازیک‌تر کمیاب است. زیرکن عموماً بصورت دانه ریز و میکروسکوپی معمولاً بیرنگ و با برجستگی زیاد یافت می‌شود.

روتیل: این کانی به صورت سوزن و منشورهای ریز شکل‌دار و طویل در داخل بیوتیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۱۰). روتیل پایدارترین فرم بلوری  $TiO_2$  می‌باشد و یکی از فراوانترین کانی‌های فرعی بخصوص در سنگ‌های اسیدی می‌باشد. روتیل هم در زیر میکروسکوپ رنگ زرد تا قرمز دارد و بخاطر ضریب شکست نسبتاً زیاد آن قابل تشخیص می‌باشد.

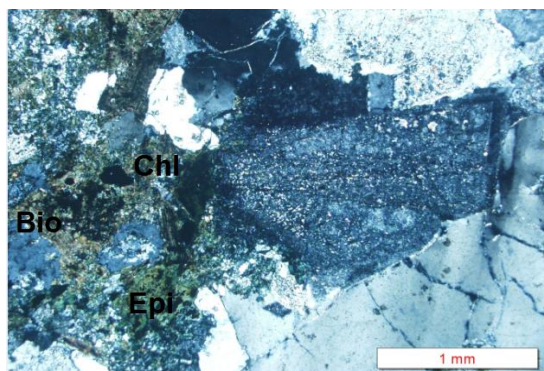
کانی‌های اپک: شامل اکسیدهای آهن به صورت ادخال در داخل بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها می‌باشند البته بعضی از این اکسیدهای آهن نتیجه‌ی دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشند.



شکل ۳-۹: تصویری از بلورهای شکلدار زیرکن داخل (گرانودیوریت‌ها Zr : زیرکن، Bio: بیوتیت، فلدسپار: Kf)، روتیل، نور XPL. شکل ۳-۱۰: بلورهای شکلدار روتیل در داخل بیوتیت (RU: نور XPL).

### ۳-۴-۴- کانیه‌های ثانویه

بیشتر شامل کلریت، اسفن (تجزیه‌ی بیوتیت‌ها) و اپیدوت نتیجه‌ی دگرسانی پلازیوکلازها می‌باشند. اپیدوت در نور PPL بی‌رنگ و با برجستگی زیاد و در XPL با پلئوکروئیسم سبز سری دوم به آسانی قابل تشخیص می‌باشد. کلسیت نیز به مقدار کم در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود که می‌تواند نتیجه تجزیه پلازیوکلازها باشد (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۱: کانیه‌های ثانویه کلریت و اپیدوت، نور XPL.

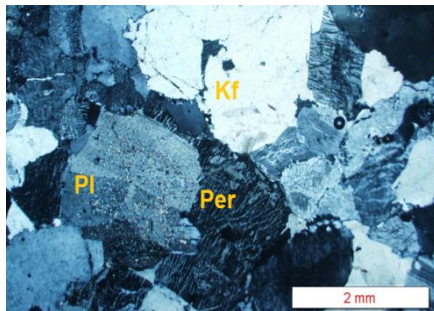
### ۳-۵- آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها

#### الف- ویژگی‌های بافتی

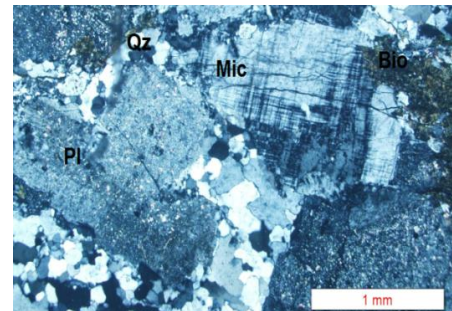
بافت میکروسکوپی آنها از دانه‌ای نیمه شکلدار تا بی‌شکل متغیر است، بلورهای درشت اغلب شامل ارتوز و کوارتز هستند، ارتوزها بیشتر بافت پرتیتی نشان می‌دهند. بافت گرافیکی نیز در بعضی مقاطع

قابل مشاهده است. این بافت تبلور اوتکتیک همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن را از یک مذاب در حال سرد شدن در عمق کم و فشار آب پایین نشان می‌دهد (کلارک<sup>۱</sup>، ۱۹۹۲).

درشت شدن ماکل‌های مشبک (میکروکلین)، که این میکروکلین‌ها حاصل تحمیل فشار می‌باشند (ورنون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۸)، (شکل ۳-۱۲). در واقع کرنش ناشی از عوامل تکتونیکی یا دگرسانی گرمابی می‌تواند باعث ایجاد میکروکلین گردد (اگلتون<sup>۳</sup>، ۱۹۷۹). با توجه به فرآیند ساب‌گرین شدن کوارتز و فلدسپات موجود در نمونه‌های مورد مطالعه، عوامل تکتونیکی، عامل اصلی تشکیل میکروکلین با ساخت شطرنجی در این نمونه‌ها می‌باشد. بافت پرتیتی نیز در فلدسپات‌پتاسیم قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۳-۱۳).

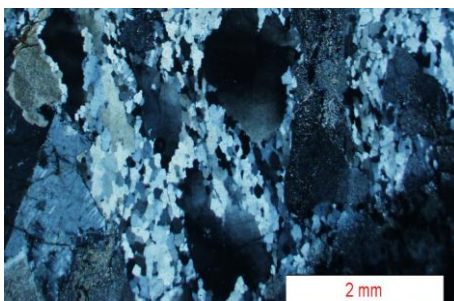


شکل ۳-۱۳: پرتیت در فلدسپات پتاسیم (نور XPL)

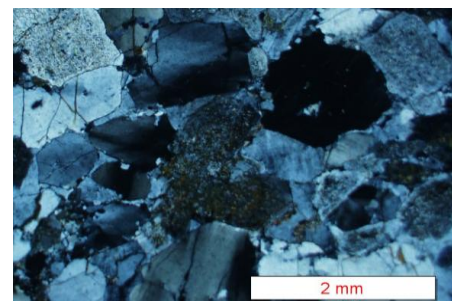


شکل ۳-۱۲: ماکل مشبک در میکروکلین (نور XPL)

چون این سنگ‌های گرانیتی دارای کوارتز نسبتاً بالایی هستند می‌توان اثرات کرنش (ساب‌گرین شدن) را در آنها مشاهده کرد (شکل‌های ۳-۱۴ و ۳-۱۵).



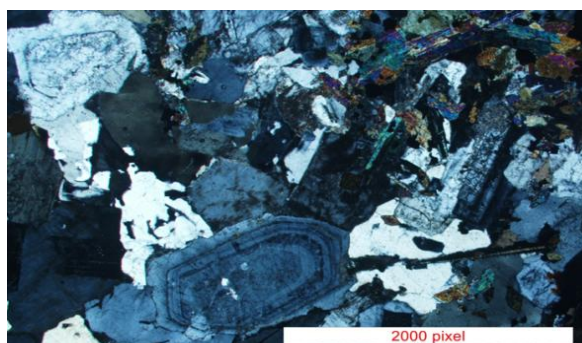
شکل ۳-۱۵: تصویری از ساب‌گرین شدن بر اثر استرین، نور XPL.



شکل ۳-۱۴: خاموشی موجی در کوارتز، نور XPL.

1 - Clarke  
2 - Vernon  
3 - Eggleton

بافت‌های غیرتعدالی مثل منطقه‌بندی متحدالمرکز (شکل ۳-۱۶)، در این گرانیتهای مشاهده می‌شود. زونینگ می‌تواند ناشی از تغییرات ترکیب شیمیایی ( ناپیوسته نرمال، ناپیوسته معکوس، پراکنده و نوسانی)، باشد (لافگرن<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰). از آنجایی که هسته بلورهای پلاژیوکلاز نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر دگرسان شده‌اند، بنابراین زونینگ در این پلاژیوکلازها می‌تواند ناشی از تغییرات دمایی در حین تبلور باشد بطوری که مناطق مرکزی بلور، زون‌های غنی از کلسیم و آلومینیم (آنورتیت)، و زون‌های بعدی بطور مؤثری غنی‌تر از سدیم و سیلیسیم باشد (ورنون، ۲۰۰۰).



شکل ۳-۱۶: منطقه‌بندی متحدالمرکز در پلاژیوکلاز، نور XPL.

ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها عبارتند از :

۳-۵-۱- کانی‌های اصلی

کوارتز

این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده، اکثر بلورهای این کانی دارای خاموشی موجی می‌باشد.

این کوارتزها حاوی ادخال‌های ریزی از فلدسپات آلکان و پلاژیوکلاز می‌باشد.

پلاژیوکلاز

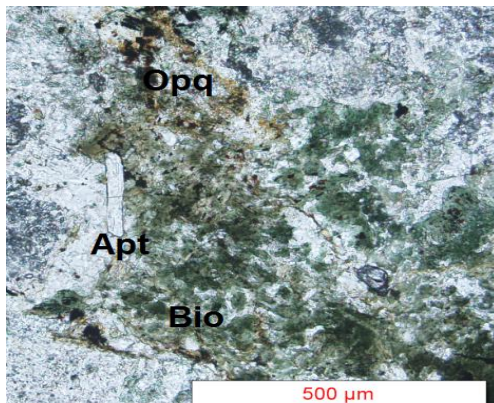
---

1-Lofgren

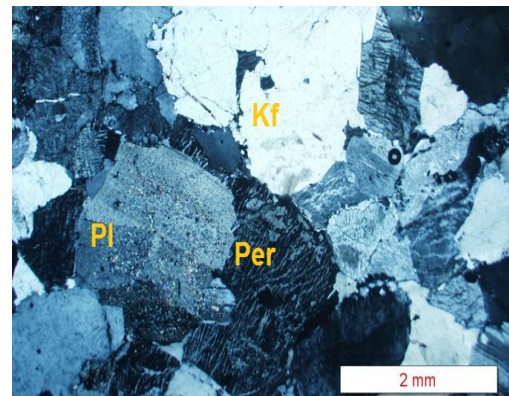
این کانی نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل پلی سینتتیک است و پلاژیوکلازها در برخی موارد حاشیه‌های تحلیل‌رفته نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد این کانی دو مرحله‌ای باشند، به طوری که در اطراف هسته‌های کلسیک‌تر، رشد مجدد پلاژیوکلاز ادامه یافته است. معمولاً پلاژیوکلازها در مراکز بلورها دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند و دارای رو رشدی ریزی از مسکویت (تشکیل مسکویت از تأثیر سیالات غنی از پتاسیم بر پلاژیوکلازها) و کانی‌های اپک می‌باشند. حاشیه‌های تحلیل‌رفته در پلاژیوکلازها، حاصل واکنش بلورهای پلاژیوکلاز با سیالات غنی از پتاسیمی است که با پلاژیوکلازها وارد واکنش شده و آنها را تخریب کرده‌اند. معمولاً این عمل می‌تواند با میرمکیت‌زایی نیز همراه باشد.

فلدسپات آلکالن ( ارتوز پرتیتی یا میکروکلین)

فلدسپات‌های آلکالن این گرانیته‌ها شامل ارتوزپرتیتی و ارتوز بصورت بلورهای درشت نیمه شکل‌دار بوده و بافت اکسلوشن یا جدایشی در آنها دیده می‌شود. در برخی موارد این کانی‌ها همراه با کوارتز یا پلاژیوکلاز بافت گرافیکی یا خط میخی نشان می‌دهد. با توجه به مطالعه مقاطع نازک در مجموع سهم فلدسپات‌های سدیک- پتاسیک بر پلاژیوکلازهای سدیک- کلسیک برتری دارد (شکل ۳-۱۷ تا ۳-۱۹).

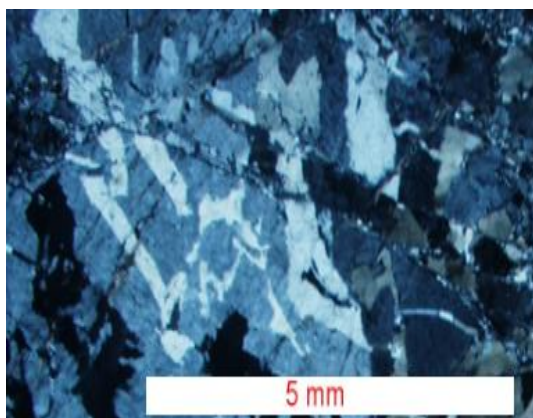


شکل ۳-۱۸: کانی بیوتیت حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت و اپک (احتمالاً پیریت)، نور XPL.



شکل ۳-۱۷: بافت پرتیتی در ارتوکلاز، نور XPL.





شکل ۳-۱۹: بافت گرافیکی نتیجه در هم رشدی کوارتز و فلدسپار، نور XPL.

ساخت‌های ساب‌ماگمایی نیز بصورت شکستگی‌های پر شده با کوارتز در بعضی بلورهای ارتوز دیده می‌شود. در بعضی موارد ارتوز به میکروکلین تبدیل شده که حاصل تحمیل فشار می‌باشد و گاهی نیز بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار درون فلدسپات‌های آکالن دیده می‌شوند.

#### ۳-۵-۲- کانی‌های فرعی

بیوتیت: این کانی از فراوانی کمی برخوردار است (کمتر از ۵٪) که می‌توان آن را جزو کانی‌های فرعی محسوب کرد. اکثراً به کانی‌های ثانویه کلریت، اسفن و اکسید آهن تبدیل شده است. بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اوپک، زیرکن و آپاتیت می‌باشد. آپاتیت: به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار درون فلدسپات و بیوتیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۱۸).

زیرکن: این کانی به شکل ادخال‌های ریز بی‌شکل درون بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها وجود دارد که با بزرگنمایی میکروسکوپی بهتر قابل مشاهده است.

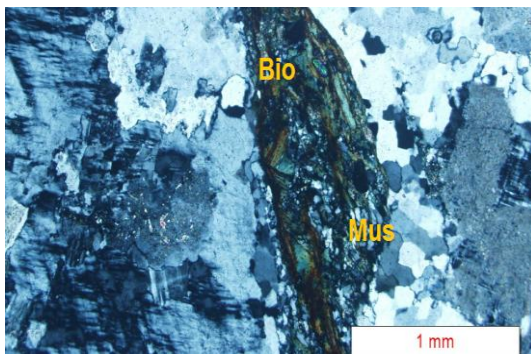
کانی‌های اپک: کانی‌های اپک اکثراً شامل اکسیدهای آهن بوده و به صورت ادخال درون کانی‌های اصلی دیده می‌شوند. در محل‌هایی که بیوتیت‌ها دچار دگرسانی شده‌اند نیز مقداری اکسید آهن آزاد شده که در امتداد رخ‌های بیوتیت‌ها و داخل شیارهای موجود در سایر کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

#### ۳-۵-۳- کانی‌های ثانویه

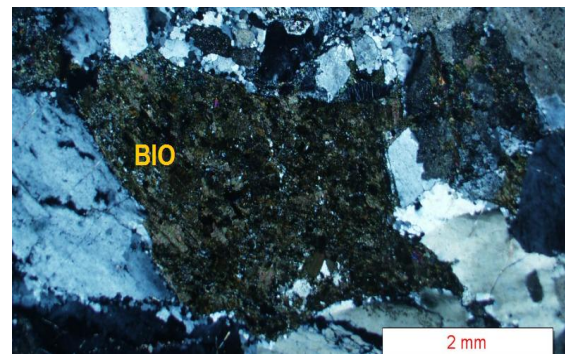
کلریت: این کانی در نتیجه دگرسانی بیوتیت‌ها تشکیل شده و در نور طبیعی به رنگ سبز قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۰).

اسفن: از کانی‌هایی است که از تجزیه بیوتیت ایجاد می‌شود. این کانی به صورت بی‌شکل با برجستگی بالای خود مشخص است.

مسکویت: مسکویت‌ها که درشت بلورتر از سریسیت هستند، در بعضی موارد در اثر واکنش بیوتیت با سیالات هیدروترمال و خروج Fe و Mg و جایگزینی آنها با Al، در اطراف بیوتیت‌ها تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱: بلورهای ریز و اتومورف مسکویت نو ظهور اطراف بیوتیت (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۲۰: بیوتیت دگرسان شده به کلریت (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

کلسیت: به مقدار کم و در نتیجه سوسوریتی شدن کانی‌های پلاژیوکلاز در فضای بین کانی‌های پلاژیوکلاز و بیوتیت‌ها دیده می‌شود.

### ۳-۶- گرانیت‌ها

الف- ویژگی‌های بافتی

بافت میکروسکوپی آنها اغلب دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است. همچنین بافت گرافیکی در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده است. درشت بلورها اغلب شامل ارتوز و کوارتز می‌باشد. ساخت‌های ساب-ماگمایی دمای بالا در آنها گسترش بسیار بیشتری دارد.

ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

کانی‌های موجود در این سنگ‌ها به شرح زیر است :

کوارتز: این کانی دارای خاموشی موجی، حالت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و خرد شدگی می‌باشد (شکل ۳-۲۲). و معمولاً دانه‌های این کانی لا به لای بلورهای درشت فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند (شکل ۳-۲۳). بعضی از آنها دارای شکستگی‌های ثانویه نیز می‌باشند.

#### پلاژیوکلاز

این کانی بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، دارای ماکل پلی‌سینتتیک و حاشیه‌های تحلیل رفته می‌باشد (شکل ۳-۲۴)، و برخی از آنها دارای ادخال‌های ریزی از اسفن، کلریت و احتمالاً پیریت می‌باشند. این پلاژیوکلازها نیز دو مرحله‌ای بوده و هسته‌های احتمالاً کلسیک‌تر که زودتر متبلور شده‌اند، دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند. برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهند. بافت پرتیتی و میکروکلین نیز در گرانیته‌ها قابل توجه است از کانی‌های فرعی مهم می‌توان به زیرکن، اسفن و آپاتیت اشاره کرد که بصورت ادخال در بیوتیت‌ها دیده می‌شوند. کانی‌های اوپک نیز شامل اکسید آهن، احتمالاً پیریت می‌باشند.

#### فلدسپارهای آلکالن

فلدسپارهای آلکالن این گرانیته‌ها شامل ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، کانی‌های اپک و اسفن می‌باشد. این کانی‌ها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و بافت پرتیتی و میکروکلین نیز در آنها دیده می‌شود. ساخت‌های ساب ماگمایی دمای بالا در آنها گسترش بسیاری دارد و بیشتر شامل رگچه‌های پرشده از کوارتز است (شکل ۳-۲۵). بافت گرافیکی در بسیاری از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶). درهم‌رشدی کوارتز و فلدسپات، رورشدی گرافیکی نیز نامیده می‌شود (وارن<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۳).

#### بیوتیت

این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در این گرانیته‌ها یافت می‌شود و غالباً به کلریت دگرسان شده است. معمولاً دارای ادخال‌هایی از زیرکن، اسفن، آپاتیت و اکسید آهن می‌باشد.

---

1 - Warren

### ۳-۶-۲- کانی‌های فرعی

آپاتیت: به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل در داخل بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شود (شکل ۳-۲۷).

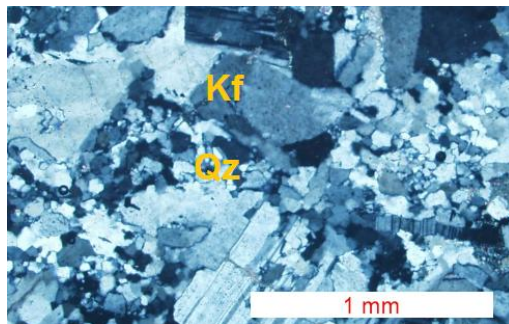
زیرکن: این کانی به شکل بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار عمدتاً درون بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها یافت می‌شود.

کانی‌های اوپک: بیشتر شامل اکسیدهای آهن است که در داخل فلدسپارهای آلکان و بیوتیت‌ها به صورت ادخال‌های شکل‌دار و پراکنده دیده می‌شوند.

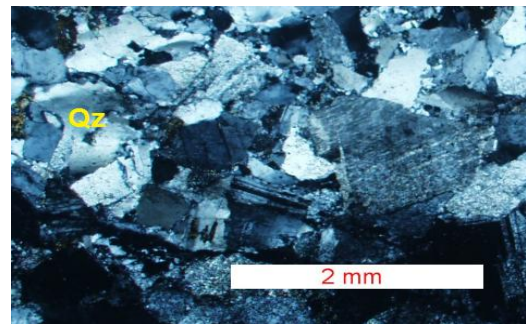
### ۳-۶-۳- کانی‌های ثانویه

اسفن: این کانی به صورت بلورهای بی شکل یافت می‌شود و حاصل دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشد (شکل ۳-۲۸).

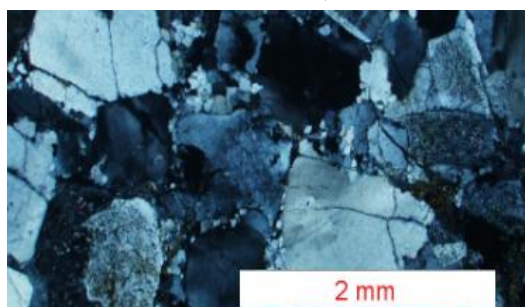
اکسید آهن: اکسیدهای آهن مشاهده شده در برخی از نمونه‌ها حاصل از تجزیه بیوتیت می‌باشد که بیشتر در امتداد کلیواژها متمرکز شده‌اند.



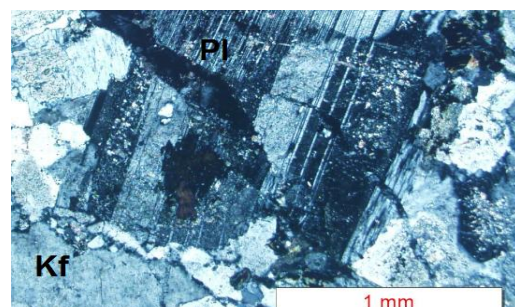
شکل ۳-۲۳: کوارتز خردشده (ساب‌گرین شده) در لابه‌لای بلورهای درشت فلدسپار، نور XPL.



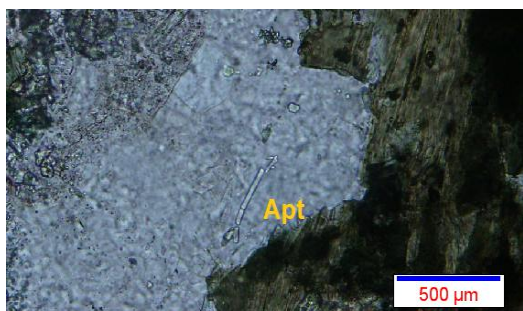
شکل ۳-۲۲: کوارتز با خاموشی موجی و خردشدگی، نور XPL.



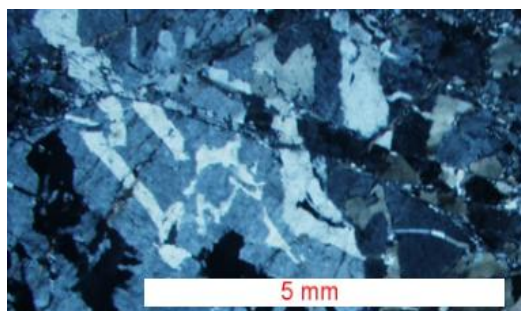
شکل ۳-۲۵: کوارتز پرکننده فضای بین فلدسپارها، نور XPL.



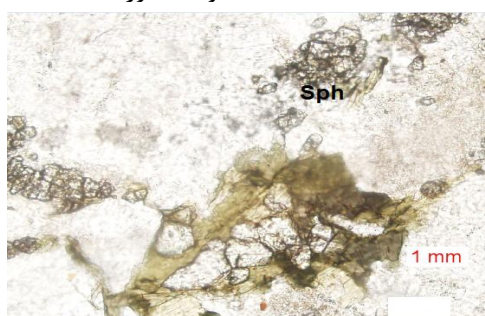
شکل ۳-۲۴: پلاژیوکلاز با ماگل پلی سینتیک با حاشیه‌های تحلیل رفته، نور XPL.



شکل ۳-۲۷: بلورهای آپاتیت به صورت ادخال در بیوتیت، نور XPL.



شکل ۳-۲۶: بافت گرافیکی نتیجه درهم رشدی کوارتز با فلدسپار، نور XPL.



شکل ۳-۲۸: بلورهای اسفن بی شکل حاصل دگرسانی بیوتیت (در نور PPL)

### ۳-۷-۱ ریز ساخت‌ها<sup>۱</sup>

توده‌های نفوذی در طی جایگزینی به طور متفاوتی دگرشکل می‌شوند و شاخص خوبی در مشخص کردن و تعیین دگرشکلی ناحیه‌ای منطقه محسوب می‌شوند (برون و پون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۱). دگرشکلی توده‌های گرانیتوئیدی را می‌توان به دو حالت در نظر گرفت. حالت اول: تشکیل ساخت‌های میکروسکوپی در حضور فاز مذاب باقیمانده می‌باشد و حالت دوم: مرحله بعد از تبلور است که نشانگر ساخت‌های میکروسکوپی حاصل از دگرشکلی بعد از جایگزینی است. در حالت دوم: ساخت‌ها در شرایط ساب-سالدوس می‌باشد و دگرشکلی بیشتری بردانه‌های سازنده سنگ تحمیل می‌شود. ریزساخت‌های میکروسکوپی به ۳ دسته ماگمایی، ساب ماگمایی و ساب سولیدوس (دمای بالا و دمای متوسط تا پایین) تقسیم می‌شوند (گوانجی، ۱۳۸۹).

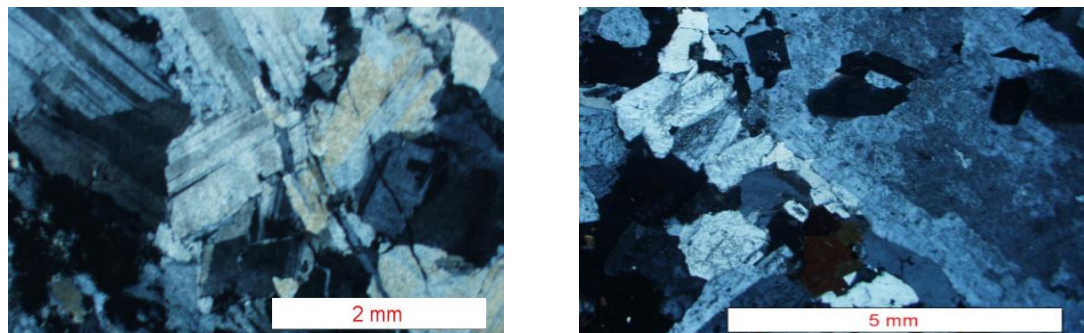
### ۳-۷-۱-۱ ساخت‌های ماگمایی

1- Micro Structures

2 - Brun & Pon

در هنگام سرد شدن و انجماد ماگما، اگر درصد حجمی مواد تبلور یافته از ماگما، از ۶۰ درصد کمتر باشد، مواد مذاب به مقدار لازم وجود دارد تا بلورها آزادانه حرکت کنند بدون اینکه یکدیگر را تحت تأثیر قرار دهند و بدون تداخل بلوری در حین دگرشکلی ماگما جابجا شوند. این رفتار ماگما باعث ایجاد ساخت ماگمایی می‌شود (فرناندز<sup>۱</sup>، ۱۹۸۷؛ بن و آلارد<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹). از جمله این ساخت‌های ماگمایی، منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها هستند. این ساخت‌ها در بالای سالیدوس ماگمایی تشکیل می‌شوند. پس از تبلور کامل، هیچ گونه واتنش حالت جامدی در آنها اتفاق نمی‌افتد. در این ساخت‌های ماگمایی، دگرشکلی شاخصی از سوی بخش جامد ایجاد نمی‌شود ولی ممکن است در کوارتزها خاموشی موجی دیده شود (پاترسون و همکاران، ۱۹۸۹).

بلورهای فاقد دگرشکلی و فاقد خاموشی موجی و خردشدگی کم یا فاقد خردشدگی از مشخصات ساخت‌های ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه هستند (شکل ۳-۲۹).



شکل ۳-۲۹: تصاویر میکروسکوپی از ساخت ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی منطقه جنوب غرب میامی.

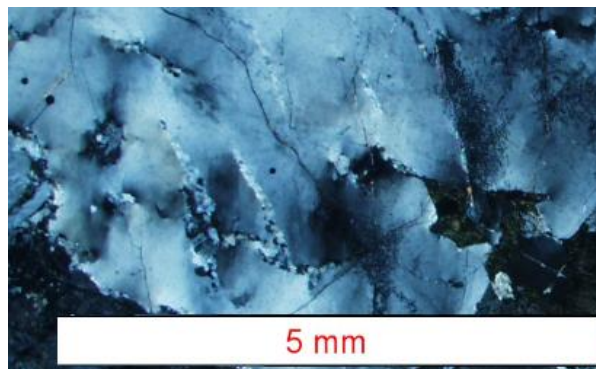
### ۳-۷-۲- ساخت‌های ساب‌ماگمایی

هنگامی که با کاهش دما، درصد حجمی بخش تبلور یافته، افزایش یابد و فراتر از ۶۰ درصد شود بلورها با یکدیگر درگیر شده و ماده مذاب فضای بین بلورها را پر می‌کند. اگر مقدار این ماده مذاب از حد بحرانی ایجاد جریان ماگمایی، کمتر شود، ساخت ساب‌ماگمایی تشکیل می‌شود (هیبارد، ۱۹۸۷؛ پاترسون و همکاران، ۱۹۸۹).

1-Fernandez  
2-Benn& Allard

ساخت ساب‌ماگمایی یک حالت انتقالی است، هنگامی که بلورها با یکدیگر درگیر شوند، گرانیروی ماگما افزایش می‌یابد و به چندین برابر می‌رسد، در این حالت مقدار ماده مذاب به ۱۰ تا ۶۰ درصد خواهد رسید و ماگما در مقابل تنش‌ها شبیه به یک جسم جامد عمل می‌کند (مک بیرنی و موریس<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴).

ساخت ساب‌ماگمایی در بالای منحنی سالیدوس ماگمایی تشکیل می‌شود. بلورها علاوه بر اینکه در حضور ماده مذاب هستند، رفتار شکننده از خود بروز می‌دهند. شکستگی‌های میکروسکوپی پلاژیوکلازها مثالی برای ساخت ساب‌ماگمایی است که غالباً از کوارتز و فلدسپات پر می‌شود (شکل ۳-۳۰).

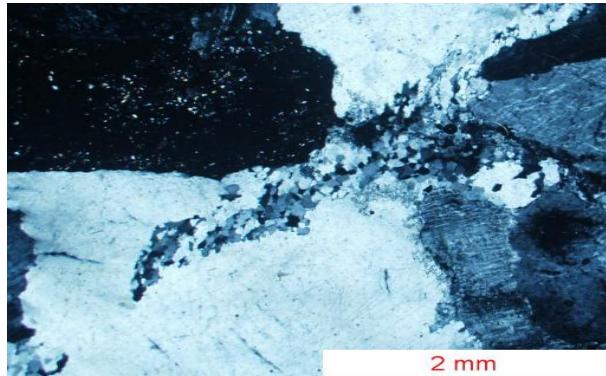


شکل ۳-۳۰: تصویر میکروسکوپی ساخت ساب‌ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی منطقه جنوب‌غرب میامی، علاوه بر این ساب‌گرین شدن در مراحل اولیه تشکیل (جنینی) در این تصویر دیده می‌شود، نور XPL.

در واقع زمانی که ماگما متبلور می‌شود، اگر تحت تأثیر دگرشکلی ناحیه‌ای نیز قرار گیرد (ورنون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۰)، از یک مخلوط معلق بلوری به یک پیکره بلوری با یک شبکه درون پیوسته و مرتبط از روزنه‌ها یا شکاف‌های پر شده از مذاب، به شبکه‌های منفذی و گاهی اوقات شکاف‌های منفرد (در بالای سالیدوس) محدود خواهد شد که این دگرشکلی در طی این تحول ساخت ساب‌ماگمایی نامیده می‌شود (پاترسون و همکاران، ۱۹۸۹). در مواردی که تنش وارده بر سنگ‌ها ادامه یابد، ساخت ساب‌ماگمایی از بین رفته و سنگ تحت تأثیر دگرشکلی حالت جامد قرار می‌گیرد. ساخت ساب‌ماگمایی شبیه به ساخت‌ماگمایی است ولی در آن رگه و رگچه‌های کوارتزی که عرض بلورها را قطع می‌کند،

1-Mc Birney&Murase  
2-Vernon

یافت می‌شود. تصاویر فوق ساخت ساب‌ماگمایی مشاهده شده در گرانیتهای منطقه جنوب غرب میامی را نشان می‌دهد (شکل‌های ۳-۳۰ و ۳-۳۱).

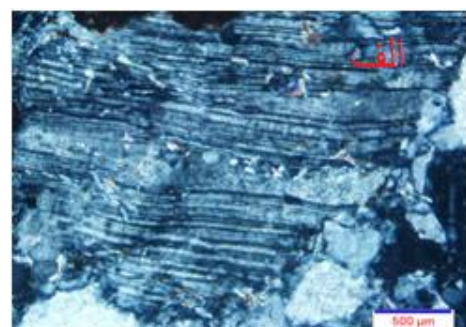
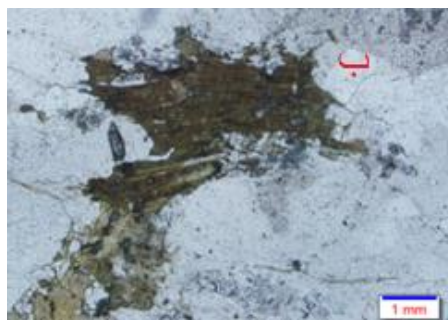


شکل ۳-۳۱: تصویری از ساخت ساب‌ماگمایی

۳-۷-۳ ساخت ساب‌سالییدوس (حالت جامد)

این ساخت در دمای پایین‌تر از منحنی سالییدوس ماگما تشکیل می‌شود و کانی‌ها در آن رفتار شکننده از خود نشان می‌دهند. ساخت ساب‌سالییدوس به دو صورت مشاهده می‌شود (سن بلانکا و تیکوف<sup>۱</sup>، ۱۹۹۷).

۱- حالت جامد دمای بالا<sup>۲</sup>: بلورها در ضمن انحاء و خمیده‌شدن، مقداری شکستگی نیز نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز خمیده، بیوتیت خمیده و پیچ و تاب‌دار و کوارتز با بافت شطرنجی از جمله حالات مشاهده شده ساخت‌های حالت جامد دمای بالا در مقاطع میکروسکوپی می‌باشند (شکل ۳-۳۲).



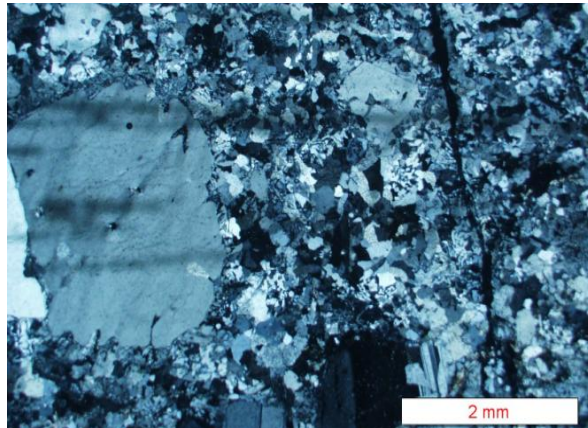
شکل ۳-۳۲: تصاویر میکروسکوپی نشان دهنده ساخت ساب‌سولییدوس دمای بالا : الف- پلاژیوکلاز خمیده ب- بیوتیت خمیده، نور XPL.

1 – Saint- Blanquat & Tikoff

2 – High temperature solid- state Sub- solidus



۲- حالت جامد دمای متوسط تا پایین<sup>۱</sup>: از شواهد بارز این بافت خردشدگی، تبلور مجدد و دانه ریز- شدن است (شکل ۳-۳۳).



شکل ۳-۳۳: تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ساخت ساب‌سالیدوس دمای متوسط تا پایین در سنگ‌های گرانیتی جنوب‌غرب میامی.

این بافت با افزایش کرنش به بافت پورفیروکلاستی تبدیل می‌شود (خردشدگی بدون خمیدگی)، و در نهایت سنگ به یک زمینه ریزدانه تبدیل می‌گردد لازم به ذکر است این بافت‌ها (ساخت‌های ساب-سالیدوس)، در گرانیت‌های میلونیتی جنوب‌غرب میامی بخوبی مشخص می‌باشند. اغلب قطعات متحمل فرآیند ساب‌گرین شدن شده‌اند، ممکن است بواسطه شکستگی بسیار کوچک تشکیل شده باشند (فریمن<sup>۲</sup>، ۱۹۹۴)، بنابراین این ساب‌گرین شدن بدلیل فرآیندهای ناشی از شکستگی حاکم ایجاد می‌شوند. البته چنین ساب‌گرین شدن‌هایی می‌تواند بواسطه ایجاد خطوط شکل گرفته از وجود انکلوژیون‌های سیال در امتداد حاشیه‌های ساب‌گرین شده، ایجاد شده باشند.

### ۳-۸- دایک‌ها

در محدوده جنوب میامی، کلاته‌اسد و محمدآباد تعدادی دایک میکروگابرویی- میکرودیوریتی دیده می‌شود. این دایک‌ها شامل دو سری دایک دیابازی می‌باشند. یکسری از دایک‌ها که قدیمی‌تر هستند، شدیداً خردشده و دگرسان‌شده (کلریتی) می‌باشند. دایک‌های جوانتر کمتر دگرشکل و دگرسان شده-

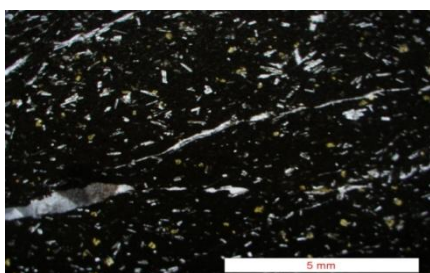
1-Mid-Low temperature solid-state

2-Freeman

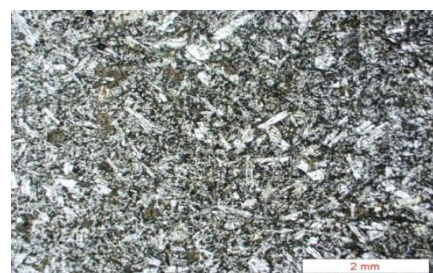
اند. این دایک‌ها در مقاطع میکروسکوپی نسبت به انواع مشابه قدیمی دگرسانی کمتری نشان می‌دهند.

#### الف- بافت

این دایک‌ها بافت‌های میکرولیتی، اینترگرانولار، افستیک، ساب‌افتیک، پورفیری و گلومروپورفیری نشان می‌دهند (عکس ۳-۳۴ تا ۳-۳۸).



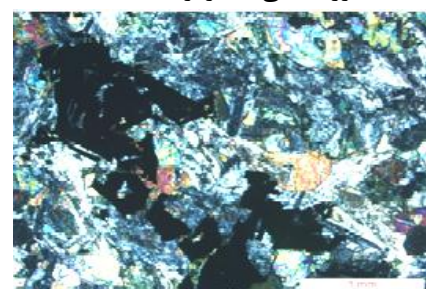
شکل ۳-۳۵: دگرسانی شدید میکرودیوریت‌های منطقه XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



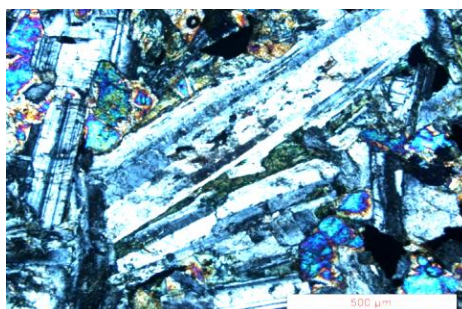
شکل ۳-۳۴: کانی‌های اکسید آهن و بافت میکرولیتی (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۳۷- تصویر میکروسکوپی از کانی کلینوپروکسن در یک دایک بازیک، نور XPL.



شکل ۳-۳۶- تصویری از حضور بلورهای پلاژیوکلاز و اوژیت در دایک‌های دیابازی دارای بافت گرانولار، مگنتیت اسکلتی نیز در این تصویر دیده می‌شود، نور XPL.



شکل ۳-۳۸ - تصویر میکروسکوپی معرف حضور گسترده پلاژیوکلاز در دایک‌های دیابازی، نور XPL.

## ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

کانی‌های اوژیت و پلاژیوکلاز نیمه‌خودشکل تا خودشکل هستند. کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و کانیهای اوپک از کانیهای اصلی تشکیل دهنده می‌باشند. پلاژیوکلازها به صورت نیمه خودشکل بوده و عمدتاً به سریسیت، کانیهای رسی، کلسیت و بعضاً اپیدوت تبدیل شده‌اند.

از کانیهای فرعی می‌توان به زیرکن، آپاتیت و مگنتیت در آنها اشاره نمود، که شکلدار و نیمه شکلدار می‌باشند.

از کانی‌های ثانویه قابل مشاهده آنها، می‌توان از اکسید آهن، کلریت، اپیدوت نام برد که احتمالاً ناشی از تجزیه هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشند.



# فصل چہارم

ژئوسمی

در ساده‌ترین تعریف، ژئوشیمی را می‌توان به عنوان دانش مربوط به شیمی کل زمین و بخش‌های تشکیل دهنده آن تعریف نمود. وظیفه اصلی ژئوشیمی این است که فراوانی نسبی و مطلق عناصر و ایزوتوپ‌های آنها را در زمین تعیین کرده و نیز توزیع و انتقال عناصر خاصی را در بخش‌های مختلف زمین و در سنگ‌ها و کانی‌ها مطالعه کند، با این هدف که قوانین حاکم بر این توزیع و انتقال را کشف نماید (رولینسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳).

موضوع ژئوشیمی ارتباط بین زمین‌شناسی و شیمی است. این ارتباط را در بهترین حالت می‌توان اینگونه بیان کرد که ما از ابزارهای شیمی برای درک و حل مسائل زمین‌شناسی استفاده می‌کنیم. بخش اعظم دانش ما از کارکرد زمین و منظومه شمسی از تحقیقات ژئوشیمیایی حاصل شده است (وایت<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵). بنابراین استفاده از ابزارهای ژئوشیمیایی مناسب‌ترین روش برای بررسی منشأ و چگونگی تحول سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌باشد.

به منظور مطالعه ژئوشیمیایی و رده‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه و نیز بررسی سیر تحول عناصر اصلی و کمیاب، مشخص نمودن نوع ماگما و تغییرات آن در خلال فرآیند انجماد، پس از مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه، با توجه به تنوع و اهمیت سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، ۱۲ نمونه از آنها با حداقل هوازگی انتخاب شد و پس از پودر شدن و آماده‌سازی در شرکت تحقیقات مواد معدنی طیف کانساران بینالود مشهد، به آزمایشگاه ژئوشیمی معروف ACME در کانادا جهت انجام آنالیز به روش ICP-MS ارسال و آنالیز گردید. موقعیت دقیق این نمونه‌ها نیز تعیین و در جدول (۴-۱) به نمایش درآمده است. لازم به ذکر است که در بررسی‌های ژئوشیمیایی منطقه جنوب غرب میامی در این پایان‌نامه، ۱۱ نمونه گرانیتوئیدی با حرف اختصاری A از منطقه جنوب غرب میامی (عابدی، ۱۳۸۸) نیز استفاده شده است، تا نتیجه منطقی‌تری از برآوردهای صورت گرفته، بعمل آید. همچنین

---

1 - Rollinson

2 - White

مقایسه‌ای با نمودارهای ژئوشیمیایی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، جنوب بیارجمند صورت گرفته است.

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

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
Mh-67	لوکو گرانیت	Luc	376631	4026165
Mh-66	"	Luc	371605	4020924
Mh-60	گرانیت	Gr	376061	4026161
Mh-59	"	Gr	376061	4026165
Mh-46	"	Gr	377400	4026619
Mh-49	"	Gr	377345	4026557
Mh-47	"	Gr	377400	4026619
Mh-57	"	Gr	376063	4026161
Mh-50	"	Gr	377348	4026557
Mh-64	"	Gr	375526	4026155
Mh-98	گرانودیوریت	Gr-Grd	371453	4020619
Mh-102	"	Gr-Grd	371360	4020487

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و نورم (CIPW) نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .

Samples	Mh-67	Mh-66	Mh-102	Mh-98	Mh-60	Mh-59	Mh-46	Mh-57	Mh-47
	لوکو گرانیت	گرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت
Major oxides (Wt%)									
SiO <sub>2</sub>	68.61	69.09	71.05	71.23	72.76	73.01	73.15	73.25	73.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.82	18.76	14.03	14.18	13.56	13.96	13.87	13.63	14.97
FeO <sub>total</sub>	0.47	0.29	4.79	4.45	3.69	3.02	3.26	3.14	3.30
FeO	0.24	0.15	2.40	2.23	1.85	1.51	1.63	1.57	1.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.14	2.39	2.22	1.84	1.51	1.63	1.57	1.65
MgO	0.98	0.65	1.06	1.13	0.83	0.77	0.66	0.74	0.74
CaO	0.45	0.46	1.88	2.05	1.88	1.76	1.91	1.69	1.68
Na <sub>2</sub> O	3.00	3.29	3.32	3.45	3.17	3.22	3.48	2.98	3.53
K <sub>2</sub> O	0.12	0.11	3.27	2.93	3.66	3.85	4.41	4.24	4.10
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.25	0.45	0.40	0.27	0.22	0.23	0.23	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.09	0.10	0.10	0.07	0.06	0.05	0.07	0.08
MnO	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Sum	99.97	99.99	100.00	99.98	100.05	99.92	101.08	100.02	102.15
L.O.I	0.6	0.7	1.3	1.1	1.1	1.1	0.8	0.9	0.8
Norm (CIPW)									
Q	48.53	7.115	33.09	33.38	34.649	34.22	30.475	34.57	35.1
C	13.15	1.092	1.85	1.845	1.133	1.439	0.018	1.233	1.47
Or	0.709	0.65	19.33	17.315	21.629	22.75	26.06	25.06	23.8
Ab	25.39	87.07	28.09	29.193	26.824	27.25	29.447	25.22	26.5
An	1.645	1.694	8.674	9.517	8.87	8.34	9.149	7.927	7.73
Hy	2.441	1.619	4.409	4.513	3.597	3.173	3.003	3.142	3.17
Mt	0.091	0	3.473	3.226	2.675	2.189	2.363	2.276	2.39
Il	0.437	0.306	0.855	0.76	0.513	0.418	0.437	0.437	0.49
Hm	0.173	0.145	0	0	0	0	0	0	0
Ru	0	0.089	0	0	0	0	0	0	0
Ap	0.213	0.213	0.237	0.237	0.166	0.142	0.118	0.437	0.189
Sum N	92.775	99.99	100.01	99.99	100.06	99.92	101.07	100.02	102.16



ادامه جدول ۳-۴

Samples	Mh-67 لوکو گرانیت	Mh-66 گرانیت	Mh-102 گرانودیوریت	Mh-98 گرانودیوریت	Mh-60 گرانیت	Mh-59 گرانیت	Mh-46 گرانیت	Mh-57 گرانیت	Mh-47 گرانیت
Trace elements (ppm)									
Sc	8	9	13	12	8	7	6	7	6
Ba	17	13	528	598	835	936	735	1168	660
Be	1	3	1	1	4	1	3	1	4
Co	3.4	0.5	7.4	6.8	4.7	3.0	3.8	3.5	3.8
Cs	0.1	0.1	6.0	4.2	2.6	1.8	2.9	1.9	3.6
Ga	12.7	12.7	15.5	14.3	16.7	15.5	14.6	14.4	14.3
Hf	4.5	4.1	3.5	4.4	3.9	4.0	3.2	4.0	3.2
Nb	5.9	7.3	6.3	6.2	7.9	7.8	6.5	7.1	6.7
Rb	2.5	1.7	122.5	93.1	115.8	108.9	120.6	114.0	116.9
Sn	9	11	3	3	1	1	2	1	2
Sr	74.8	69.2	109.8	126.4	236.5	237.7	181.4	213.8	188.4
Ta	0.6	0.9	0.5	0.5	0.8	1.0	0.6	0.7	0.7
Th	24.5	20.8	8.9	10.2	23.0	16.9	16.3	14.3	15.0
U	3.7	2.6	1.7	1.8	3.4	2.9	4.7	2.6	4.1
V	14	13	56	44	40	32	27	35	24
W	1.8	1.3	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	3.2
Zr	125.7	129.7	141.8	129.4	136.3	120.6	111.2	127.1	115.5
Y	4.3	4.3	23.2	24.1	30.6	24.3	19.9	24.4	18.6
Mo	0.8	0.3	0.8	1.0	0.9	0.2	1.1	0.9	0.8
Cu	1.7	1.1	4.1	11.4	2.3	1.3	2.8	2.8	2.1
Pb	3.8	3.4	4.1	2.7	10.5	10.4	12.4	11.8	10.3
Zn	2	4	34	44	26	23	25	24	38
Ni	20	20	20	20	20	20	20	20	20
As	1.8	0.5	0.6	0.7	1.3	1.3	0.6	1.2	0.8
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au(ppb)	0.7	0.5	0.5	3.4	0.6	0.7	05	0.5	0.5
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01
Rare earth elements (ppm)									
La	2.8	1.2	25.2	23.3	58.7	32.4	28.5	36.8	26.5
Ce	6.7	2.2	48.4	49.4	113.4	65.3	53.1	72.2	50.0
Pr	0.74	0.34	5.48	5.69	11.44	6.96	5.42	7.58	5.09
Nd	3.3	1.4	20.8	18.3	37.7	25.5	19.2	26.0	18.4
Sm	0.73	0.39	3.92	4.52	6.87	4.69	3.65	4.90	3.32
Eu	0.08	0.07	0.84	0.94	0.77	0.79	0.65	0.75	0.76
Gd	0.55	0.43	4.09	4.42	5.53	4.02	3.35	4.14	3.13
Tb	0.13	0.09	0.70	0.77	0.93	0.69	0.60	0.73	0.53
Dy	0.66	0.54	4.03	4.29	4.70	3.84	3.14	3.82	3.25
Ho	0.14	0.15	0.87	0.90	1.13	0.84	0.69	0.92	0.68
Er	0.55	0.46	2.47	2.75	3.13	2.47	2.24	2.65	1.96
Tm	0.08	0.09	0.39	0.40	0.55	0.46	0.35	0.43	0.34
Yb	1.03	0.58	2.76	2.44	3.58	3.00	2.24	2.87	2.06
Lu	0.16	0.15	0.43	0.45	0.65	0.49	0.37	0.49	0.34

ادامه جدول ۴-۴

Samples	Mh-64 گرانیت	Mh-49 گرانیت	Mh-50 گرانیت	35-3gd گرانودیوریت	104-1gd گرانودیوریت	A-36-1 گرانودیوریت	A-38-1 گرانودیوریت	A-55-2 آلکالی گرانیت	A- 54-3 گرانیت
Major oxides (Wt%)									
SiO <sub>2</sub>	73.54	73.58	74.02	71.09	72.72	67.59	68.06	73.65	75.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.80	13.59	13.52	14.03	13.95	14.88	15.18	13.15	13.59
FeOtotal	2.84	3.09	2.89	4.29	3.17	6.57	5.82	3.09	2.06
FeO	1.42	1.55	1.45	1.93	1.43	4.11	3.64	2.06	1.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	1.54	1.44	2.36	1.74	2.46	2.18	1.03	0.69
MgO	0.67	0.66	0.64	0.89	0.58	0.94	1.02	0.41	0.23
CaO	1.65	1.77	1.87	2.94	2.54	4.38	4.63	0.36	1.38
Na <sub>2</sub> O	3.13	3.04	2.99	3.22	3.5	3.26	3.07	4.18	3.54
K <sub>2</sub> O	4.02	3.91	3.74	3	3.13	1.63	1.41	4.94	4.25
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.24	0.23	0.38	0.28	0.54	0.48	0.14	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.07	0.08	0.05	0.11	0.10	0.04	0.03
MnO	0.06	0.04	0.04	0.06	0.04	0.09	0.07	0.02	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.008	0.003	0.000	0.000	0.010	0.000
Sum	100.00	99.98	100.01	100	99.97	99.86	99.94	99.75	99.97
L.O.I	0.7	0.9	0.8	0.9	0.7	1.2	0.6	3.9	1.1
Norm (CIPW)									
Q	35.761	32.132	37.025	32.986	33.86	36.32	31.724	27.913	34.327
C	1.282	1.862	1.32	0.331	0.306	0.052	0.424	0.367	0.729
Or	23.107	24.23	1.32	17.729	18.497	9.633	8.333	29.194	25.116
Ab	25.724	29.87	25.301	27.247	29.616	27.585	25.978	35.37	29.955
An	8.389	7.812	8.82	14.063	12.275	21.011	22.317	1.525	6.65
Hy	2.851	3.759	2.748	3.295	2.227	7.131	6.761	8.389	2.397
Mt	2.059	1.493	2.095	3.422	2.523	3.567	3.161	2.24	1
Il	0.418	0.266	0.437	0.722	0.532	1.026	0.912	0.456	0.247
Ap	0.166	0.095	0.166	0.189	0.118	0.261	0.273	0.456	0.071
Sum N	100.005	99.984	100.014	100.006	99.953	99.997	99.846	99.982	100.492

ادامه جدول ۴-۵

Samples	Mh-64 گرانیت	Mh-49 گرانیت	Mh-50 گرانیت	35-3gd گرانودیوریت	104-1gd گرانودیوریت	A-36-1 گرانودیوریت	A-38-1 گرانودیوریت	A-55-2 آلکالی گرانیت	A-54-3 گرانیت
Trace elements (ppm)									
Sc	6	5	6	12	9	19	19	3	3
Ba	860	688	644	230	934	388	329	1023	960
Be	1	1	1	1	6	2	2	2	2
Co	3.2	3.5	3.9	19.9	6	7.0	7.2	1.7	2.0
Cs	1.9	3.0	3.5	1.1	2.9	3.2	2.7	2.2	2.0
Ga	1.41	15.1	15.2	20.7	17.2	17.8	16.9	15.3	13.6
Hf	3.0	3.9	3.0	8.1	6.6	4.6	4.5	3.5	3.0
Nb	5.8	6.9	6.6	16	10.7	8.6	7.5	7.1	10.0
Rb	111.2	111.7	124.2	14.5	77.2	146.0	122.5	108.8	172.0
Sn	1	1	3	1	1	2	2	1	2
Sr	200.3	185.5	75.4	553.8	316	136.4	131.5	183.8	129.7
Ta	0.6	0.8	0.6	0.7	0.8	0.5	0.5	0.9	0.5
Th	11.8	16.7	9.7	1.8	9.4	5.9	6.2	17.2	10.5
U	1.9	4.4	1.5	1.1	1.6	1.0	1.0	3.8	1.3
V	29	38	36	127	31	32	38	14	12
W	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.8	0.5
Zr	115.4	127.7	125.4	356.6	255.6	147.0	136.1	107.6	123.4
Y	19.6	18.9	18.6	40.9	34.4	19.5	20.4	15.7	14.0
Mo	0.3	0.9	0.3	0.3	0.8	0.3	0.2	1.4	0.9
Cu	1.9	3.1	1.7	9.9	2.5	4.5	3.6	80.1	6.8
Pb	14.2	9.6	7.0	1.4	3	4.5	4.3	4.5	4.1
Zn	27	17	16	50	71	39	35	15	18
Ni	20	20	36	20	20	20.31	20.41	20.20	20.10
As	0.5	0.7	0.6	0.7	0.6	0.6	0.5	3.9	3.0
Au	1.2	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
Hg	0.02	0.0	0.02	0.1	0.1	0.01	0.01	0.0	0.01
Rare earth elements (ppm)									
La	31.4	32.0	40.0	30.5	51.8	13.2	14.0	23.9	34.0
Ce	58.8	60.4	75.7	76.1	105.4	28.8	26.4	47.8	53.6
Pr	6.13	6.14	7.70	10.18	11.71	3.63	4.23	5.22	6.03
Nd	19.9	21.3	26.9	44.2	47.1	15.4	16.1	18.7	24.8
Sm	3.76	3.56	4.85	9.84	8.84	3.16	3.78	3.11	4.35
Eu	0.77	0.67	0.76	2.76	1.64	1.10	1.15	0.72	0.75
Gd	3.01	3.32	3.65	9.53	8.34	3.24	3.13	2.63	4.55
Tb	0.57	0.56	0.57	1.56	1.35	0.56	0.64	0.43	0.39
Dy	3.36	2.98	3.19	7.34	6.11	3.51	3.41	2.53	2.80
Ho	0.74	0.63	0.75	1.57	1.47	0.72	0.68	0.49	0.81
Er	2.15	1.89	1.98	4.84	3.81	2.03	2.00	1.55	1.40
Tm	0.35	0.33	0.32	0.72	0.6	0.33	0.41	0.25	0.18
Y	1.98	2.03	2.08	4	3.12	2.17	2.09	1.68	1.21
Lu	0.42	0.36	0.38	0.67	0.54	0.33	0.36	0.27	0.30

Samples	A-55-4 گرانیت	A-17-2 گرانیت	A-47-1 گرانیت	A-53-6 گرانیت	A-37-3 آلکالی گرانیت	A-11-3 میکرودیوریت	A-16-1 میکرودیوریت
Major oxides (Wt%)							
SiO <sub>2</sub>	75.40	76.22	76.36	76.90	77.41	59.76	58.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	13.27	12.91	12.16	12.22	16.05	16.24
FeO <sub>total</sub>	1.37	1.37	1.45	1.91	1.62	9.74	8.75
FeO	0.91	0.92	0.97	1.27	1.08	6.49	5.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.46	0.45	0.48	0.64	0.54	3.25	2.92
MgO	1.18	0.13	0.14	0.48	0.12	2.96	3.07
CaO	0.27	0.97	1.23	1.02	0.25	3.95	4.11
Na <sub>2</sub> O	5.19	3.22	3.96	5.08	4.20	3.71	3.75
K <sub>2</sub> O	2.74	4.79	3.78	2.43	4.16	2.65	2.43
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.06	0.11	0.08	0.03	0.95	0.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	0.10
MnO	0.02	0.05	0.03	0.02	0.01	0.07	0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.010
Sum	99.88	99.98	99.93	99.95	99.81	99.76	99.99
L.O.I	1.4	0.9	0.3	1.3	0.8	3	0.8
Q	31.916	36.32	35.47	34.788	35.686	11.89	11.56
C	1.699	1.048	0.091	0	0.377	0.15	0.21
Or	16.193	28.307	22.339	14.361	24.584	15.66	14.36
Ab	43.916	27.247	33.508	42.986	35.539	31.43	31.73
An	1.274	4.747	6.037	3.199	1.175	18.87	19.74
Di	0	0	0	1.504	0	0	0
Hy	4.036	1.627	1.607	2.15	1.805	15.19	14.62
Mt	0.667	0.667	0.696	0.928	0.783	4.71	4.23
Il	0.266	0.114	0.209	0.152	0.057	1.80	1.65
Ap	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.27	0.24
Sum N	99.991	100.101	99.981	100.091	100.031	99.96	98.34

ادامه جدول ۴-۷

Sample	A-55-4 گرانیت	A-17-2 گرانیت	A-47-1 گرانیت	A-53-6 گرانیت	A-37-3 آلکالی گرانیت	A-11-3 میکرودیوریت	A-16-1 میکرودیوریت
Trace elements (ppm)							
Sc	4	3	6	6	8	28.17	28.10
Ba	405	518	1217	396	310	432	412
Be	1	2	2	1	2	2	2
Co	1.1	2.5	1.0	1.3	0.4	37.6	31.2
Cs	0.4	2.5	1.4	0.3	0.4	8.9	7.1
Ga	16.5	14.2	16.0	14.6	16.9	18.9	17.2
Hf	4.0	4.0	5.4	4.6	3.5	2.3	2.05
Nb	6.4	12.5	7.6	7.1	12.2	3.4	4.2
Rb	134.1	142.0	104.9	174.3	108.4	77.4	88.2
Sn	4	1	2	1	3	3	3
Sr	36.1	152.0	80.7	45.6	33.2	179.3	182.1
Ta	0.4	0.1	0.7	0.5	1.2	0.3	0.3
Th	14.7	19.0	13.4	11.3	19.9	3.5	2.9
U	3.8	1.2	2.5	1.6	2.7	1.3	1
V	19	7	10	8	8	338	312
W	0.5	0.6	0.5	1.0	0.5	2.6	2.1
Zr	120.4	112.6	138.7	125.3	64.1	72.2	66.23
Y	24.1	26.0	21.0	23.2	37.2	21.6	22.3
Mo	0.9	0.6	1.5	0.2	0.2	0.5	0.5
Cu	5.6	8.6	7.9	29.9	3.2	242.3	261.5
Pb	2.1	2.5	4.5	2.0	3.4	5.7	4.5
Zn	16	9	14	5	6	37	31
Ni	24.27	20.06	20.27	20.27	20.07	20.87	20.56
As	0.5	0.5	1.0	7.3	1.4	7.5	6.9
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.6
Au(ppb)	0.5	0.5	0.5	0.8	0.5	0.5	0.5
Hg	0.01	0.01	0.03	0.0	0.01	0.5	0.5
Rare earth elements (ppm)							
La	31.4	33.8	29.5	29.0	12.8	12	14
Ce	63.9	25.5	60.2	59.9	32.4	24.4	22.9
Pr	7.15	3.65	7.31	6.82	4.28	2.96	2.06
Nd	24.9	25.6	26.0	25.6	18.8	12.1	13.2
Sm	4.34	2.45	4.90	4.66	5.61	2.83	3.01
Eu	0.73	0.51	1.13	0.72	0.30	0.87	0.64
Gd	3.79	3.59	4.43	4.03	6.30	3.26	3.08
Tb	0.66	0.48	0.69	0.69	1.20	0.61	0.63
Dy	3.88	3.72	3.73	4.06	6.87	3.91	3.85
Ho	0.76	0.67	0.72	0.84	1.32	0.78	0.63
Er	2.31	2.32	2.02	2.35	3.68	2.3	2.12
Tm	0.41	0.21	0.34	0.40	0.59	0.36	0.42
Yb	2.58	2.61	2.19	2.48	3.58	2.17	2.36
Lu	0.43	0.41	0.36	0.37	0.54	0.34	0.37

نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌ها در جدول (۴-۲ تا ۴-۷) آورده شده است.

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسید آهن به صورت  $Fe_2O_3$  کل ارائه می‌شود و بایستی تصحیح

نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  صورت گیرد. جهت تعدیل این نسبت روش‌های مختلفی وجود دارد که در اینجا از روش لومتر<sup>۱</sup> (۱۹۷۶)، استفاده شده است.

به منظور بررسی روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی، ابتدا باید عواملی که ممکن است بر نتایج تجزیه شیمیایی آنها تأثیر بگذارد، را مورد توجه قرار داد. مهم‌ترین این عوامل شامل آرایش در هنگام آسیاب کردن و تهیه پودر نمونه یا آلودگی‌های موجود در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی قله‌ها و خطوط طیفی است (رولینسون، ۱۹۹۳).

قبل از استفاده از تجزیه‌های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  نام برد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار آهن به صورت کلی  $Fe_2O_3$  بیان می‌شود. در تعیین مقدار  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌هایی که از روش نورم به دست می‌آید، می‌گذارد. به این صورت که سنگ، مگنتیت نورماتیو بیشتری داشته و بنابراین سنگ‌های ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون‌شده با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو یکسانی خواهند داشت (رولینسون، ۱۹۹۳). نتایج محاسبات نورم ۱۲ نمونه از گرانیتوئیدهای منطقه به همراه نتایج عناصر اصلی در جدول (۴-۲، ۴-۴ و ۴-۶) ارائه شده است.

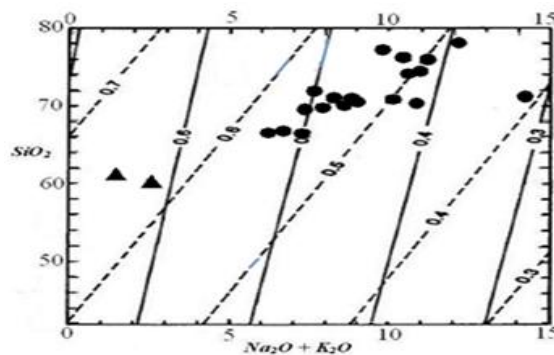
#### ۴-۲- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

با توجه به اینکه در برخی از موارد میزان مواد فرار اولیه در این سنگها زیاد دیده می‌شود و بیشتر آنها در اثر فرآیندهای ثانویه وارد این سنگها شده‌اند (میدلموست<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹)، بنابراین برای حذف مواد فرار ابتدا درصد L.O.I هر نمونه سنگی را از مجموع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، و سپس درصداکسیدها بدون مواد فرار را محاسبه می‌کنیم.

#### ۴-۳- تصحیح نسبت $Fe_2O_3/FeO$

1- Le Maitre  
2-Middlemost

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسید آهن به صورت  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  کل ارائه می‌شود و بایستی تصحیح نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  صورت گیرد. به عقیده میدلموست (۱۹۸۹)، برخی از سنگ‌های آذرین در نتیجه دگرسانی ثانویه، اکسید می‌شوند، یعنی نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  آنها افزایش می‌یابد و این امر در ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای بر جای می‌گذارد. بدین ترتیب سنگ اکسید شده، مگنتیت نورماتیو بیشتری خواهد داشت. جهت تصحیح نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  از نمودار مجموع  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر، ۱۹۷۶) استفاده شده است (شکل ۴-۱). با استفاده از این نمودار، مقادیر  $\text{FeO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر هستند، محاسبه گردیده است.



شکل ۴-۱- نمودار  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر، ۱۹۷۶)

x: ضریب تصحیح نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  که با توجه به شکل (۴-۱) بدست می‌آید

$$\text{FeO} = \text{FeO}_t / (1+x)$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO}_t - \text{FeO}$$

۴-۴- رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی

پس از انجام تصحیحات لازم بر روی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه این داده‌ها قابل پردازش و تفسیر می‌گردند. از این داده‌ها با روش‌های مختلف و برای اهداف گوناگون مانند طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها، رسم نمودارهای تغییرات، تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین منطقه می‌توان استفاده نمود.

به منظور طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه با استفاده از عناصر اصلی، هم از طبقه‌بندی نورماتیو و هم از رده‌بندی شیمیایی استفاده شده است. در ادامه هر کدام از این رده‌بندی‌ها را به طور مجزا مورد بحث قرار می‌دهیم.

#### ۴-۴-۱- طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو

محاسبه نورم راهی برای تعیین کانی‌شناسی سنگ از تجزیه شیمیایی آن است و در زمینه رده‌بندی سنگ‌ها، یک رده‌بندی مجازی است. پر استفاده‌ترین روش محاسباتی نورم، روش CIPW است که توسط سه پترولوژیست به نام‌های کراس، ایدنگس، پیرسون و یک ژئوشیمیست به نام واشینگتن در اوایل قرن بیستم ابداع شد و بر اساس حروف اول نام آنها CIPW نامیده می‌شود. در این طبقه‌بندی، نورم سنگ‌ها یعنی ترکیب کانی‌شناسی مجازی سنگ که بر اساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی محاسبه می‌گردد، مبنای رده‌بندی قرار می‌گیرد. کانی‌شناسی نورماتیو اساساً بر مبنای شیمی سنگ استوار است.

در این روش ابتدا نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  درمقابل  $\text{SiO}_2$  تصویر می‌شوند. خطوط ممتد نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  بدست آمده برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه می‌باشد، و با بهره‌گیری از فرمول‌های زیر می‌توان تصحیحات  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  لازم برای نمونه های منطقه را انجام داد.

الف- رده‌بندی نورماتیو اکانر<sup>۱</sup> (۱۹۶۵)

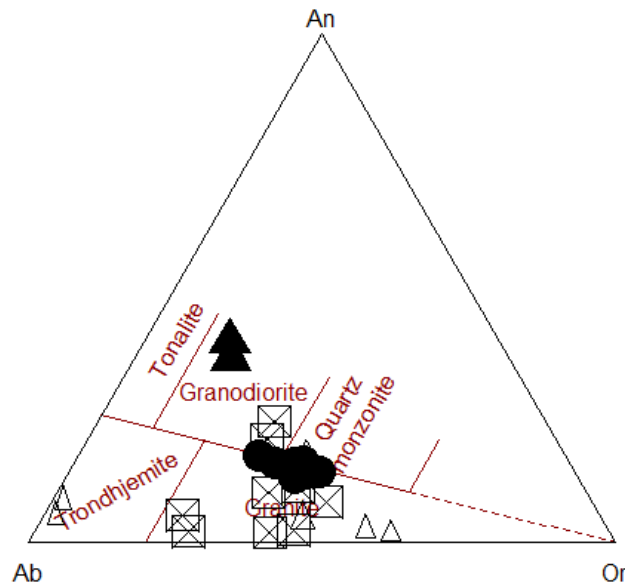
اکانر (۱۹۶۵) و بارکر<sup>۲</sup> (۱۹۷۹)، سنگ‌های گرانیتوئیدی را با استفاده از نمودار مثلثی Ab-Or-An نورماتیو طبقه‌بندی کرده‌اند. این طبقه بندی در مورد سنگ‌هایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو

---

1- O'connor  
2- Barker



دارند، به کار برده می‌شود. مطابق این رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).



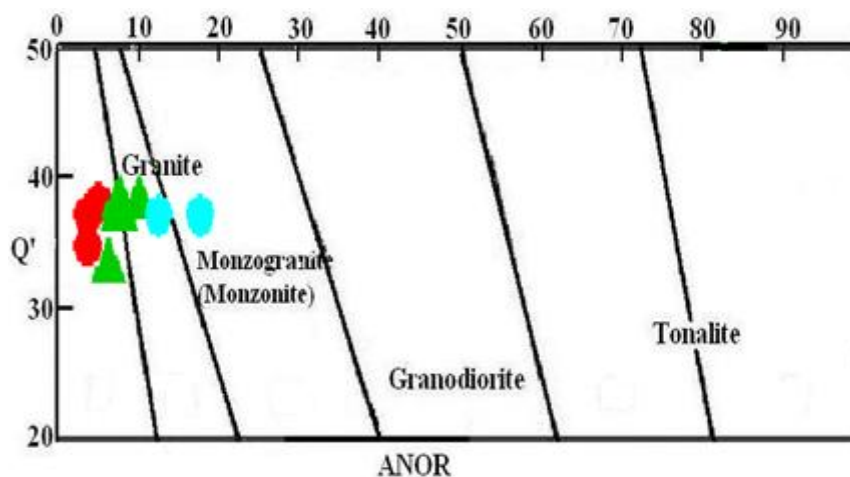
شکل ۴-۲- رده‌بندی نورماتیو اکانر (۱۹۵۶) برای سنگ-  
 های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر  
 روی آن. نماد نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای رسم  
 شده در این پایان نامه به شکل مقابل است.  
 ● گرانیت های منطقه مورد مطالعه  
 ▲ گرانیت های منطقه سفید سنگ (عزیزی)  
 ⊠ گرانیت های منطقه میامی (عابدی)

ب- رده‌بندی نورماتیو اشتريکيزن<sup>۱</sup> و لومتر<sup>۲</sup> (۱۹۷۹)

در این رده‌بندی مقادیر نرم کوارتز، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار GCDkit محاسبه شده‌اند. در دو معادله فرمول (۴-۱) پارامترهای ANOR و Q' که به طریق زیر معرفی می‌شوند، محاسبه و برای ترسیم نمودار Q'-ANOR استفاده می‌گردند. این نمودار برای تعیین موقعیت ترکیبی سنگ‌های گرانیتوئیدی کاربرد دارد.

1 - Shtreckeisen

2 - Le Maitre



شکل ۳-۴- موقعیت ترکیبی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه (رده بندی نورماتیو اشتريکيزن و لو متر، ۱۹۷۹).  
 لوکوگرانیت (♦)      گرانودیوریت (▲)      گرانیت (◆)

مطابق این طبقه بندی نمونه های مورد مطالعه در محدوده های گرانیت، مونزوگرانیت و کوارتز مونزوادیوریت قرار می گیرند (شکل ۳-۴):

$$Q' = [Q / (Q + Or + Ab + An)] \times 100, ANOR = 100 \times (An / An + Or) \quad (۱-۴ \text{ فرمول})$$

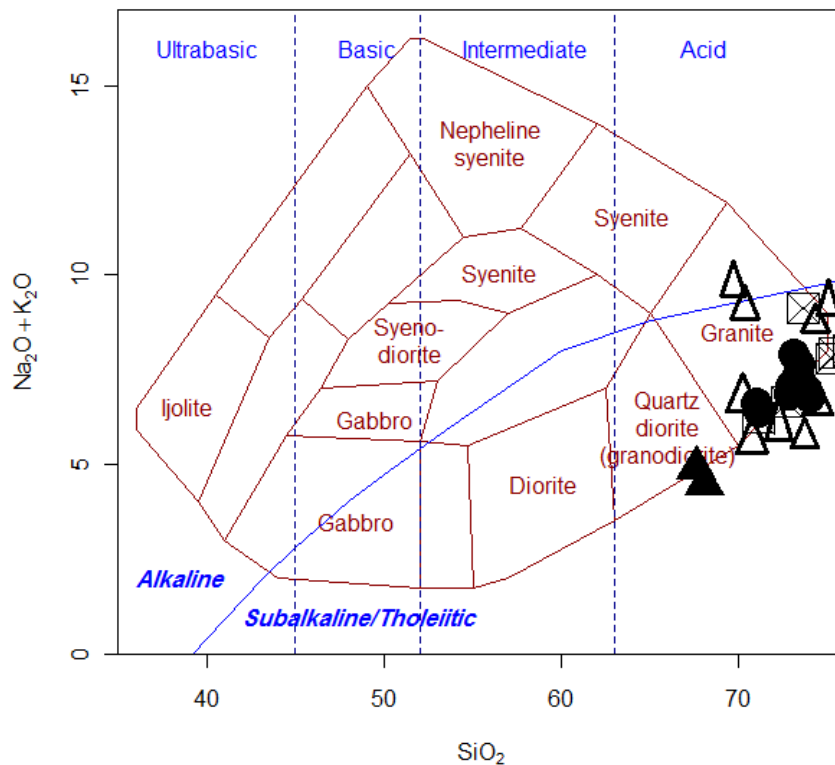
با توجه به اینکه رده بندی نورماتیو یک رده بندی مجازی است و معمولاً ترکیب کانی شناسی محاسبه شده به روش نورم با ترکیب واقعی تفاوت هایی دارد، نمودارهای طبقه بندی بر اساس ترکیب نورماتیو با طبقه بندی میکروسکوپی اختلافاتی نشان می دهند. لذا برای نتیجه گیری بهتر در ادامه از طبقه بندی شیمیایی نیز استفاده می شود تا نتیجه گیری بهتری حاصل گردد.

#### ۴-۴-۲- طبقه بندی شیمیایی

در اغلب طبقه بندی های شیمیایی درصد تعدادی از اکسیدها که در ساختمان اصلی کانی های سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می گیرد. در برخی دیگر با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی کاتیون عناصر خاصی را محاسبه کرده و سپس نسبت های کاتیونی ویژه ای را در رده بندی سنگ های آذرین به کار می برند، با توجه به مطالب ذکر شده نمونه های مورد مطالعه به چند روش زیر نامگذاری شده اند.

الف- طبقه‌بندی کاکس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۹)

در این طبقه‌بندی مجموع آلکالن ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در برابر سیلیس آورده می‌شود.



شکل ۴-۴- طبقه‌بندی شیمیایی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی و منطقه سفیدسنگ و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

محدوده سنگ‌های مختلف در این نمودار مشخص شده و قلمرو ساب آلکالن از آلکالن مجزا گردیده است. با توجه به این طبقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴). نمونه‌های گرانیتی در این نمودار اندکی از محدوده گرانیت خارج شده‌اند که ممکن است در نتیجه وقوع دگرسانی و افزایش میزان  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های مورد مطالعه باشد.

ب- طبقه بندی دولاروش<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۰)

دولاروش و لوتریه<sup>۳</sup> (۱۹۷۳) و دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، این طبقه‌بندی را بر پایه نسبت‌های کاتیونی ارائه شده بر حسب میلی کاتیون مورد استفاده قرار دادند. در این رده‌بندی شیمی سنگ‌کل

1 - Cox

2 - De La Roche

3 - Le Terrier

به صورت پارامترهای کاتیونی  $R_1$  و  $R_2$  نمایش داده شده و این پارامترها مبنای رده‌بندی قرار می‌گیرند. این دو پارامتر به صورت زیر تعریف می‌شوند (فرمول ۲-۴):

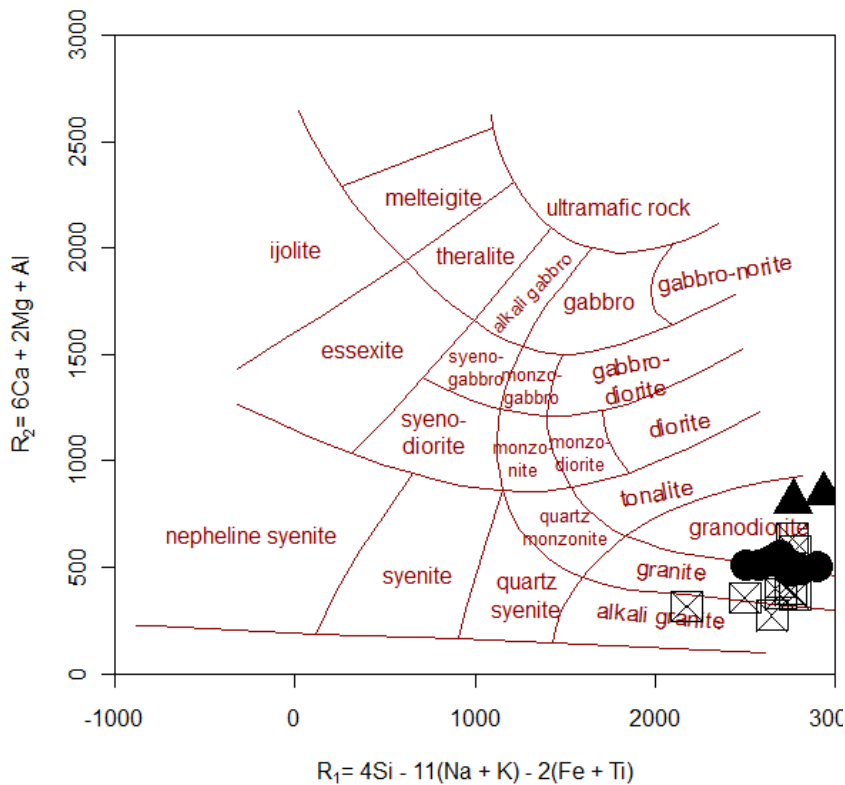
$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al, R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \quad (\text{فرمول ۲-۴})$$

Fe نشانگر آهن کل است و در این فرمول‌ها عناصر به صورت میلی کاتیونی و به روش زیر محاسبه می‌شوند (فرمول ۳-۴):

$$1000 \times \text{تعداد کاتیون} \times (\text{وزن مولکولی/درصد وزنی}) = \text{عنصر بر حسب میلی کاتیون در } 100 \text{ گرم}$$

طبقه‌بندی دولاروش مزایایی به شرح زیر دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

- ۱) کل شیمی عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن در طبقه‌بندی به کار می‌رود.
  - ۲) لزومی ندارد که عناصری مانند Fe در بین کاتیون‌های اکسیدی و سیلیکاتی توزیع گردد و یا اینکه آلبیت بین پلاژیوکلازها و فلدسپات‌های آلکالن تقسیم شود.
  - ۳) در این روش درجه اشباع از سیلیس و تغییرات ترکیب فلدسپارها مشخص می‌شود.
  - ۴) ترکیب کانی‌ها را می‌توان روی نمودار پیاده کرد و مقایسه وسیعی بین داده‌های مودال و شیمیایی انجام داد.
  - ۵) این رده‌بندی با دقت و سهولت یکسان، برای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی کاربرد دارد.
- مشکلی که در مورد این نمودار وجود دارد این است که درک آن اندکی دشوار است و پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$  معنای مستقیمی ندارند. نمودار شکل (۴-۵) طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه را بر اساس پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$  نشان می‌دهد. بر اساس این رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های آلکالی‌گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. این طبقه‌بندی با طبقه‌بندی میکروسکوپی همخوانی بیشتری دارد.



شکل ۴-۵- طبقه‌بندی شیمیایی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

#### ۴-۳- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)

در نمودار میدلموست مجموع آلکالن ( $Na_2O+K_2O$ ) در محور قائم و مقدار سیلیس در محور افقی آورده شده است. محدوده سنگ‌های مختلف در دیاگرام مشخص شده و با توجه به آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶)، لیکن با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه تونالیت مفهوم واقعی و قابل استناد ندارد.

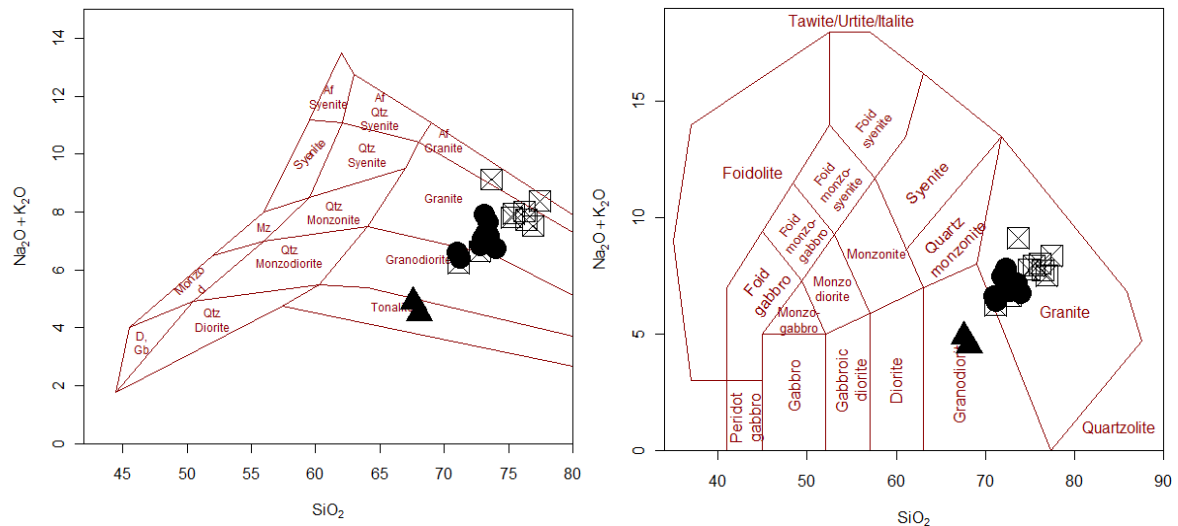
#### ۴-۴- طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴)

در این نمودار نیز مجموع آلکالن در محور قائم و سیلیس در محور افقی آورده شده است. اما تفاوت آن با دیاگرام میدلموست<sup>۱</sup> در مرزبندی آن است و محدوده‌های مجزایی برای سنگ‌های با مقادیر فلدسپار آلکالن بالا در نظر گرفته شده است. ضمن اینکه برخلاف نمودار قبلی برای سنگ‌های فلدسپاتوئیددار

1 – Middlemost diagram

محدوده‌ای مشخص نشده است. در این دیاگرام سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های آکالی‌فلدسپار

گرانیت، گرانیت و گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۷).



شکل ۴-۶- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)، شکل ۴-۷- طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد (۱۹۹۴)، برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۴-۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات

به منظور مشاهده و ترسیم روند تغییرات عناصر اصلی در خلال انجماد ماگما و بررسی فرضیه‌های پترولوژیکی در جریان تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است. نمودارهای تغییرات، حجم زیادی از اطلاعات عددی را گویا و خلاصه می‌کند. ژئوشیمیست‌ها دو نوع نمودار تغییرات اصلی (دو متغیره و سه متغیره) را به کار می‌برند. در نمودارهای دو متغیره عنصر واقع بر محور X باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را در بین نمونه‌ها یا یک فرآیند ژئوشیمیایی خاص داشته باشد. در بیشتر موارد این اکسید  $SiO_2$  است، اما در سنگ‌های آذرین بازیک ممکن است  $MgO$  و در رسوبات رس‌دار  $Al_2O_3$  باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). از مهم‌ترین آنها، نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹) می‌باشد. این نمودارها همگی روند تحول ماگما را نشان می‌دهند و با یکدیگر همپوشانی دارند. هر گاه بر روی این نمودارها تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری، تدریجی باشد، نشانه وجود خویشاوندی بین ماگماهای آن

سری است. اما ناپیوستگی نقاط در نمودارها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی ماگماهای آن سری باشد. البته به شرط آنکه نمونه‌برداری به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد.

#### ۴-۴-۶- الف - نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای تغییراتی را که در آنها  $\text{SiO}_2$  در محور X و اکسیدهای دیگر در محور Y قرار می‌گیرند، نمودارهای هارکر می‌گویند. این نمودارها دو متغیره بوده و پر استفاده‌ترین ابزارهای نمایش داده‌های عناصر اصلی و کمیاب است. این نمودارها حجم بالایی از داده‌ها را خلاصه و قابل درک می‌سازد و نشان می‌دهد که انطباق جالبی (مثبت یا منفی)، بین هر کدام از اکسیدها و  $\text{SiO}_2$  وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). با توجه به روند تغییر نمودارهای هارکر می‌توان به فرآیندها و تحولات ذوب بخشی<sup>۱</sup>، تبلور تفریقی<sup>۲</sup>، اختلاط ماگمایی<sup>۳</sup> و آلاینش پوسته‌ای<sup>۴</sup> و فرآیند هضم<sup>۵</sup> و تبلور همزمان (AFC) که در تشکیل ماگماها صورت می‌گیرد، پی برد. اکنون تغییرات هر کدام از اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۴-۷) نمونه‌های مورد مطالعه را در مقابل سیلیس به طور مجزا شرح می‌دهیم (شکل ۴-۷ تا ۴-۷-۱).

با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی قبل از ورود به بحث بررسی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در سنگ‌های مورد مطالعه توجه به چند نکته حائز اهمیت است:

۱) سنگ‌هایی که تحت عنوان گرانودیوریت در نمودارهای ژئوشیمیایی خودنمایی می‌کند و با نماد مثلث تو پر نشان داده شده‌اند، در واقع گنایس‌هایی هستند که به طور درجا ذوب شده و تحول ماگمایی گسترده‌ای نظیر تبلور تفریقی و جدایش کانی در طی تبلور را متحمل نشده‌اند. این سنگ‌ها را می‌توان معادل سنگ مادر یا سنگ منشأ برای تشکیل مجموعه گرانیتوئیدی مورد مطالعه به حساب آورد. نتایج تعیین سنی که اخیراً توسط حسینی از نمونه‌های گنیسی مشابه در مجموعه بند هزارچاه

---

1 - Partial melting

2 - Fractionation crystallization

3 - Magmatic mixing

4 - Crustal contamination

5 - Assimilation

به دست آمده، نشان می‌دهد که اختلاف سنی قابل توجهی بین این سنگ‌ها و سنگ‌های گرانیتوئیدی تحول یافته‌تر وجود ندارد.

۲) نمونه‌هایی که با نماد لوزی و مربع نشان داده شده‌اند و در نمودارهای اکتباس شده از عزیزی (۱۳۹۱)، مشخص است به ترتیب معرف لوکوگرانیت و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها می‌باشد. از این سنگ‌ها، لوکوگرانیت‌ها بواسطه فقیر بودن از اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{FeO}_t$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در جایگاه خاص قرار می‌گیرند و در اکثر نمودارها خارج از روند عادی تفریق قرار می‌گیرند. در نتیجه این امر احتمالاً لوکوگرانیت‌ها حاصل ذوب مجدد یا تفریق یافتگی زیاد ماگمای گرانیتوئیدی و جایگزینی<sup>۱</sup> می‌باشد. به همین خاطر در اکثر نمودارها، نمونه‌های لوکوگرانیتی خارج از روند عادی تفریق ماگما قرار می‌گیرند و در تعبیر و تفسیرها باید توجه بیشتری را مبذول کرد.

۳) از آنجایی که بخش کامل ذوب نشده یا همان گرانودیوریت‌ها که با نماد مثلث توپر نشان داده شده‌اند، با توجه به توضیحی که داده شد لازم نیست در سیر تبلور تفریقی مدنظر قرار گرفته شوند و در واقع گرانودیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها که با نماد دایره نشان داده شده‌اند و از آنها استفاده شده، روند طبیعی تبلور تفریقی در توده گرانیتوئیدی میامی را در معرض نمایش می‌گذارد.

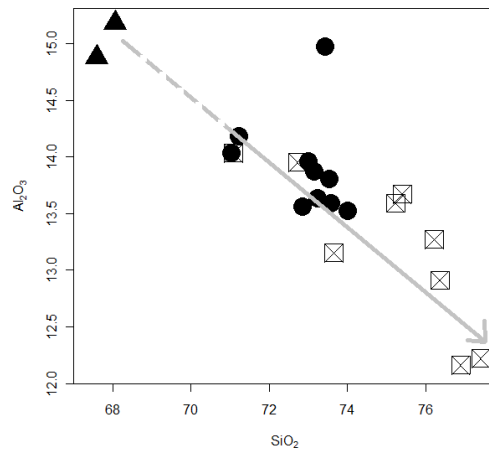
#### $\text{Al}_2\text{O}_3$ در مقابل $\text{SiO}_2$

روند تغییرات این اکسید نزولی بوده و با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  کاهش می‌یابد. این امر با کاهش سهم پلاژیوکلازها و گرایش کانی‌های روشن به سمت تشکیل فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک‌تر سازگار است. به طور معمول پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی نسبت به سنگ‌های گرانیتی کلسیک‌تر بوده و در نتیجه مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  مورد نیاز برای تشکیل آنها بیشتر از پلاژیوکلازهای موجود در گرانیت‌ها می‌باشد.

---

1 – Replacement

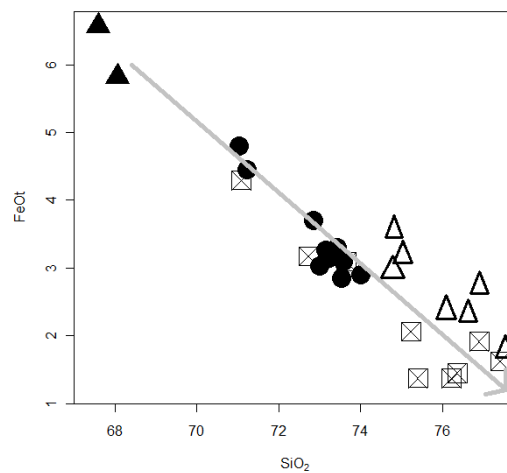




شکل ۴-۸- نمودار تغییرات  $Al_2O_3$  در مقابل  $SiO_2$

#### نمودار تغییرات $FeO_t$ در مقابل $SiO_2$

نمودار تغییرات  $FeO_t$  در مقابل سیلیس روند کاملاً نزولی نشان می‌دهد که این پدیده با کاهش تدریجی کانی‌های فرومنیزین در طی تبلور ماگما قابل توجیه است.

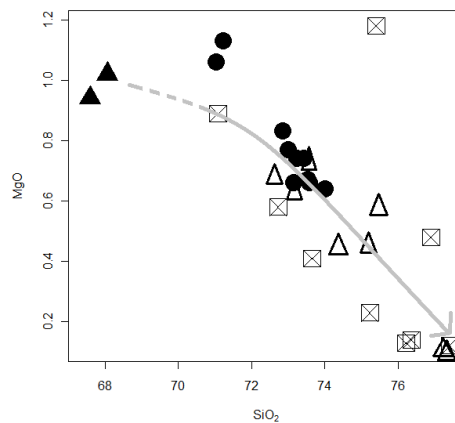


شکل ۴-۹- نمودار تغییرات  $FeO_t$  در مقابل  $SiO_2$

با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه، بیوتیت مهمترین حامل  $FeO$  می‌باشد و در ساختار تشکیل بیوتیت شرکت کرده است. لذا کاهش مقدار بیوتیت با کاهش مقدار  $FeO$  متناسب است. کلریتی‌شدن و تبدیل بیوتیت‌ها به کلریت و اکسید آهن به مقدار اندک می‌تواند این نظم را تحت تأثیر قرار دهد.

## MgO در مقابل SiO<sub>2</sub>

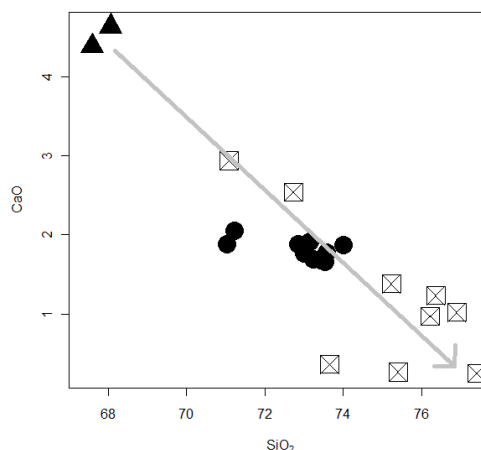
روند تغییرات این اکسید نزولی بوده و دلیل آن مصرف شدن منیزیم در ساختار کانی‌های نظیر هورنبلند و بیوتیت است. این اکسید نیز همانند FeO<sub>t</sub> در کانی‌های فرومنیزین متمرکز می‌باشد و به دلیل کاهش سهم این کانی‌ها، به سمت گرانیت‌ها روند کاهشی نشان می‌دهد. رفتار MgO در این سنگ‌ها، با فراوانی بیوتیت، با رفتار FeO یکسان می‌باشد.



شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات MgO در مقابل SiO<sub>2</sub>

## CaO در مقابل SiO<sub>2</sub>

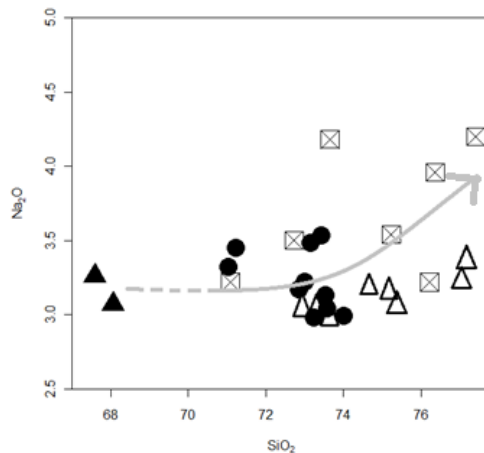
با روند تفریق مقدار CaO، به دلیل تفریق پلاژیوکلازهای کلسیک کاهش می‌یابد. بنابراین با روند تفریق به سمت گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها، مقدار CaO سیر نزولی نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO<sub>2</sub>

## Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub>

این اکسید در مراحل اولیه تبلور و تفریق ماگمایی به مقدار کم در تشکیل پلاژیوکلازها مشارکت می- کند.

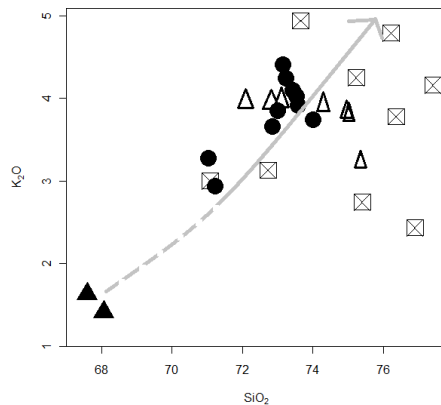


شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$

بنابراین در جریان تفریق مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد. پس در ماگماهای تفریق یافته‌تر مقدار آن افزایش می‌یابد، زیرا در ساخت پلاژیوکلازهای سدیک وارد می‌شود و نیز در ساخت فلدسپارهای پتاسیک- سدیک همانند ارتوز پرتیتی و میکروکلین مشارکت می‌کند. همچنین می‌توان تبلور کمتر پلاژیوکلازها و فراوانی فلدسپارهای آلکالن پتاسیک را در سنگ‌های اسیدی و تفریق یافته (گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها)، دلیل روند صعودی این اکسید در مقابل  $\text{SiO}_2$  برشمرد. تغییرات این اکسید در مقابل  $\text{SiO}_2$  اندکی پراکندگی نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از دگرسانی نمونه‌های مورد مطالعه باشد.

#### $\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2$

پتاسیم به دلیل شعاع یونی زیاد خود در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شود و بنابراین در جریان تفریق مقدار آن در مذاب بالا می‌رود. بالا بودن مقدار آن در سنگ‌های اسیدی به دلیل مشارکت آن در ساختار فلدسپارهای آلکالن پتاسیک و بیوتیت است. در نمودار مربوط به نمونه‌های منطقه، روند این اکسید در مقابل  $\text{SiO}_2$  افزایش و مقداری پراکندگی نشان می‌دهد.

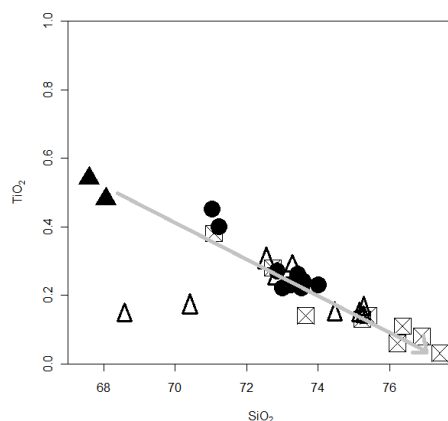


شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$

وجود دگرسانی در فلدسپات و پلاژیوکلازهای نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند دلیلی بر  $K_2O$  پراکنده باشد. از طرفی غنی بودن برخی از گرانیتهای از فلدسپار آلکان و بیوتیت و پلاژیوکلاز می‌تواند دلیلی بر پراکندگی روند این اکسید در برابر  $SiO_2$  باشد. در واقع درصد وزنی  $K_2O$  در گرانیتهای بیوتیت‌دار و آلکالی فلدسپار گرانیتهای نسبت به سایر نمونه‌ها بیشتر است.

#### $TiO_2$ در مقابل $SiO_2$

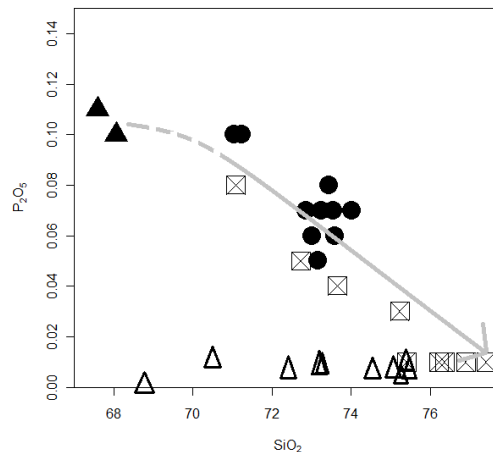
این اکسید در مراحل ابتدایی تبلور ماگما در ساختار اکسیدهای آهن-تیتان وارد شده و یا در ساختار اسفن و بیوتیت شرکت می‌کند. گاهی نیز به شکل روتیل و به صورت ادخال در داخل بیوتیت و هورنبلند دیده می‌شود. در مورد نمونه‌های مورد مطالعه، روند تغییرات اکسید نزولی است و مقدار آن تا حدود ۰/۰۳ درصد وزنی در آلکالی فلدسپارگرانیتهای کاهش می‌یابد. در مورد نمونه‌های سفیدسنگ .



شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات  $TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$

## SiO<sub>2</sub> در مقابل P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

روند تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> نزولی بوده و علت آن را می‌توان به کاهش مقدار بیوتیت و کم شدن مشارکت P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> و آپاتیت در ساختار این کانی در سنگ‌های تفریق یافته مربوط دانست.



شکل ۴-۱۵ - نمودار تغییرات P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub>

در این نمودارها مقادیر Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O با افزایش مقدار سیلیس افزایش می‌یابد. مقادیر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، CaO، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>، TiO<sub>2</sub> و FeO<sub>t</sub> با افزایش مقدار سیلیس کاهش نشان می‌دهد. این امر نشان می‌دهد که بخش‌های فلسیک‌تر منطقه در حین تبلور خود، دچار تفریق شده و گرانیت‌ها و آلكالی‌فلدسپار-گرانیت‌ها بخش‌های تفریق یافته ماگمای فلسیک را تشکیل می‌دهند و این تغییرات می‌تواند نتیجه تفریق کانی‌های فرومنیزین نظیر هورنبلند و بیوتیت باشد (ژانکو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶).

با توجه به مشاهدات صحرائی در مناطق میامی، بند هزارچاه، دلبر و شترکوه سنگ‌های تیره رنگ دارای ماهیت انتقالی یا گذرا بین گنیس‌ها و گرانیت‌ها (که با ترکیب گرانودیوریتی در نمونه‌های سنگی آنالیز شده ظاهر می‌شود)، در واقع میگماتیت هستند و هنوز به مرحله تشکیل گرانیت کامل نرسیده‌اند. بنابراین نمی‌توان آنها را در فرآیند تفریقی سهمیم کرد. از طرف دیگر در روی نمودارهای ژئوشیمیایی از جمله هارکر، این سنگ‌ها با داشتن مقدار SiO<sub>2</sub> کمتر نسبت به گرانیت‌ها و آلكالی‌فلدسپار گرانیت‌ها ( ۶۷ تا ۶۸ درصد SiO<sub>2</sub> در مقابل ۷۱ تا ۷۷ درصد) در امتداد سایر نمونه‌های

سنگی آنالیز شده قرار می‌گیرند، پس بهتر است این سنگ‌ها را به عنوان نماینده‌ای از سنگ‌های مادر<sup>۱</sup> (پروتولیت) در نظر بگیریم و بنابراین در نمودارهای ژئوشیمیایی مثل هارکر بهتر است برای نشان دادن ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها و پرهیز از قراردادن سنگ‌های مورد نظر در فرآیند تفریق، حدفاصل بین این سنگ‌ها و سنگ‌های گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی را با علامت خط چین نشان داده‌ایم تا هم زمان بتوانیم هر دو منظور را بیان کنیم.

#### ۴-۴-۶- ب - کاربرد نتایج عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای

##### تغییرات

مطالعه عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوژی مدرن بوده و توانایی آنها در متمایز کردن فرآیندهای پترولوژیکی بیشتر از عناصر اصلی است. پراکندگی عناصر کمیاب را می‌توان به وسیله مدل‌های ریاضی توصیف کرد.

بنابراین می‌توان فرضیه‌های پترولوژیکی را به صورت کمی مورد بررسی و آزمایش قرار داد. عناصر کمیاب به صورت گروهی بررسی می‌شوند و از تغییرات سیستماتیک رفتار آنها در درون گروه، به عنوان شاخص فرآیندهای پترولوژیکی استفاده می‌شود. عناصر موجود در هر یک از گروه‌ها، ویژگی‌های شیمیایی مشابهی دارند و به همین دلیل پیش‌بینی می‌شود که رفتار ژئوشیمیایی مشابهی نیز داشته باشند. البته همواره اینگونه نیست، زیرا امکان دارد فرآیندهای پترولوژیکی باعث تغییرات شیمیایی اندک و تفکیک عناصر یک گروه از یکدیگر شوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

به طور معمول عناصر کمیاب بدون اینکه آشفتگی مهمی را در ساختار کانی به وجود آورند، جانشین عناصر اصلی در شبکه بلورها می‌شوند. عامل مؤثر در این جانشینی‌ها، اندازه اتم‌ها یا یون‌ها و بار یا ظرفیت آنها می‌باشد، در ادامه روند تغییرات برخی از عناصر کمیاب حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل تغییرات  $\text{SiO}_2$  و در مقابل یکدیگر ارائه خواهد شد. همچنین الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، به صورت نمودارهای عنکبوتی نمایش داد می‌شود.

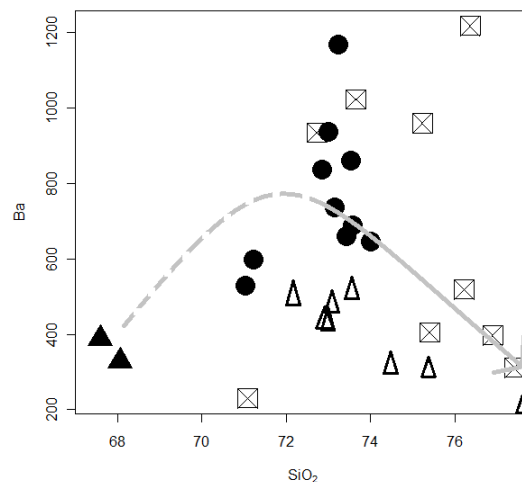
---

1- Protolit

الف- نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب در مقابل تغییرات سیلیس

Ba (باریم)

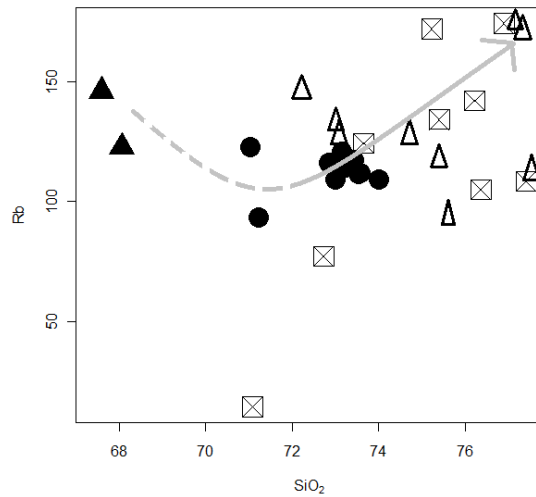
این عنصر در سنگ‌های آذرین کانی مستقلی تشکیل نمی‌دهد. باریم بیشتر در کانی‌های بیوتیت و فلدسپارپتاسیم یافت می‌شود و عمدتاً جانشین پتاسیم می‌گردد. باریم به طور نسبی در کانی‌های پتاسیم‌داری که ابتدا تشکیل می‌شوند، غنی‌شدگی نشان می‌دهد (ژانکو، ۲۰۰۶). تغییرات باریم در مقابل سیلیس در نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، اندکی پراکندگی نشان می‌دهد که این روند می‌تواند متأثر از دگرسانی بیوتیت‌ها و فلدسپاتهای آلکالن نمونه‌های مورد مطالعه باشد. همچنین به دلیل متفاوت بودن شدت پورفیروئید بودن نمونه‌های گرانیتی با یکدیگر، پراکندگی عناصر کمیاب در آنها نیز دستخوش تغییر شده و باعث ایجاد روندهای پراکنده می‌گردد.



شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO<sub>2</sub>

Rb (روبییدیم)

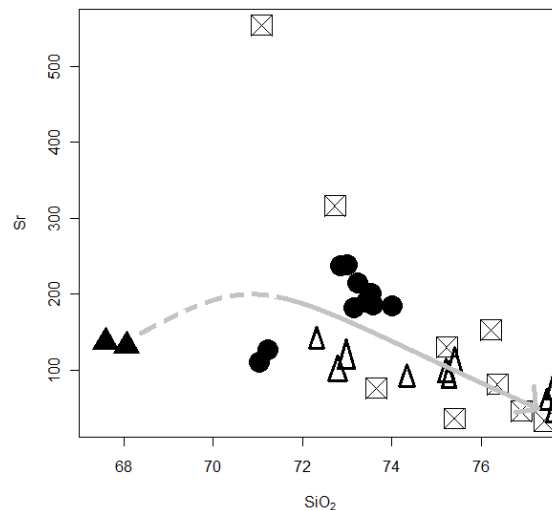
روبییدیم هیچ کانی خاصی را نمی‌سازد، اما در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند بیوتیت و فلدسپات‌های پتاسیک جانشین پتاسیم می‌شود (ژانکو، ۲۰۰۶). با ادامه روند تفریق، نسبت K/Rb افزایش می‌یابد (رولینسون، ۱۹۹۳). در نمودار Rb-SiO<sub>2</sub>، با افزایش مقدار سیلیس مقدار Rb نیز افزایش می‌یابد و روند صعودی نشان می‌دهد. علت این روند را می‌توان به افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم مانند ارتوز در سنگ‌های تفریق یافته مربوط دانست.



شکل ۴-۱۷- نمودار شکل تغییرات Rb (روبی‌دیم) در مقابل  $\text{SiO}_2$

Sr (استرانسیم)

این عنصر در کانی‌های کلسیم‌دار به ویژه پلاژیوکلازهای کلسیک جانشین کلسیم می‌شود.



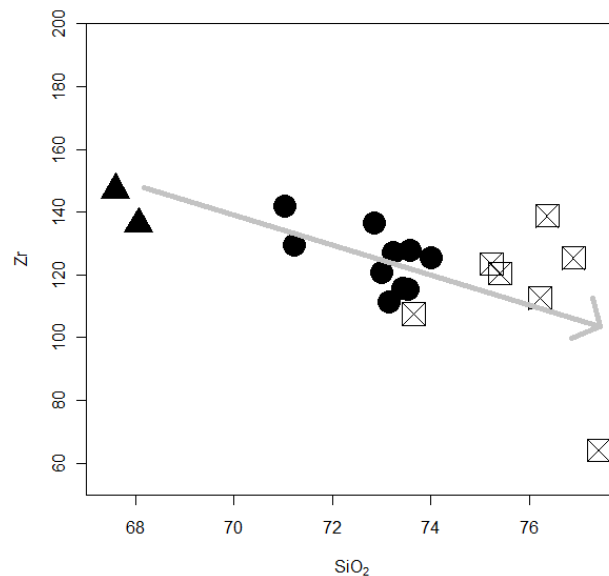
شکل ۴-۱۸- نمودار تغییرات Sr (استرانسیم) در مقابل  $\text{SiO}_2$

همچنین می‌تواند در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین K شود (رولینسون، ۱۹۹۳). در نمودار Sr-SiO<sub>2</sub> مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> درصد وزنی Sr کاهش می‌یابد. زیرا در طی تفریق ماگما، استرانسیم در ساختار پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بیشتر وارد می‌شود و در سنگ‌های تفریق یافته‌تر درصد آنورتیت کمتر می‌شود.

Zr (زیرکونیم)



همانگونه که در نمودار مربوطه مشخص است، مقدار Zr با افزایش تفریق‌یافتگی و متعاقب آن افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار Zr کاهش می‌یابد و روند نزولی نشان می‌دهد زیرا زیرکونیم کانی مستقل زیرکن را تشکیل می‌دهد. مقدار Zr در نمونه‌های مورد مطالعه کم می‌باشد. همچنین Zr می‌تواند در ساختار اسفن و روتیل جانشین Ti شود. Zr به صورت یک عنصر ناسازگار در نمونه‌های گرانیتوئیدی تا دیوریتی وجود دارد اما در نمونه‌های فلسیک‌تر سازگاری بیشتری دارد (ژانکو، ۲۰۰۶).

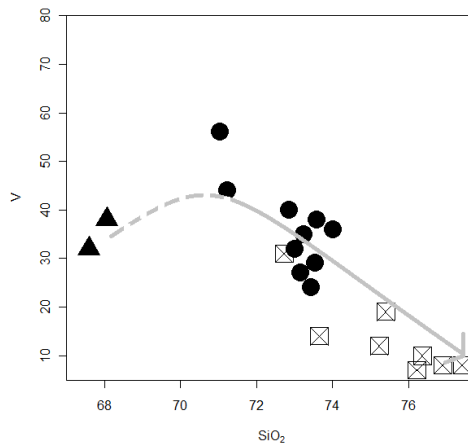


شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات Zr (زیرکونیم) در مقابل  $\text{SiO}_2$

#### V (وانادیوم)

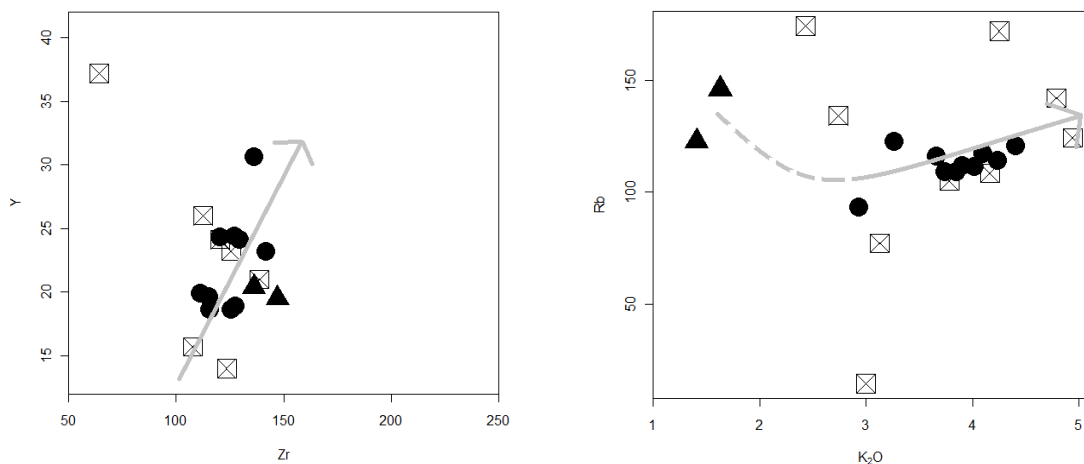
با توجه به شکل (۴-۲۰) مقدار V با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش یافته و روند نزولی نشان می‌دهد و می‌تواند نشان دهنده پیشرفت تفریق و کاهش بیوتیت باشد. وانادیوم در ماگماها احتمالاً به صورت یون سه ظرفیتی ( $V^{+3}$ ) حضور داشته و در سنگ‌های اژرین‌دار تمرکز بالایی نشان می‌دهد. اما در گرانیتوئیدها عمدتاً در کانی‌های مگنتیت (بخصوص مگنتیت‌های اولیه<sup>۱</sup>)، هورنبلند و بیوتیت تجمع می‌یابد (رولینسون، ۱۹۹۳). بنابراین در ادامه روند تفریق در نمونه‌های مورد مطالعه با کاهش مقدار بیوتیت، این عنصر با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  روند نزولی نشان می‌دهد.

1 – Initial magnetites



شکل ۴-۲۰ - نمودار تغییرات V (وانادیم) در مقابل SiO<sub>2</sub>

ب- تغییرات عناصر کمیاب در برابر عناصر اصلی و کمیاب دیگر



شکل ۴-۲۱ - تغییرات عناصر کمیاب در برابر عناصر اصلی و کمیاب دیگر (Rb در مقابل K<sub>2</sub>O و Y در مقابل Zr). عناصر کمیاب Rb، Sr، Ba، Y و Zr و نسبت‌های آنها در بررسی روندها، تغییرات زیادی دارد. در نمونه‌های مورد مطالعه، مقادیر Rb در برابر K<sub>2</sub>O، نمودار Y در مقابل Zr، روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۱)، که نشان‌دهنده وقوع تفریق در توده‌های مورد مطالعه می‌باشد. تعدادی از نمونه‌ها نیز پراکندگی نشان می‌دهد که می‌تواند به علت دارا بودن کانی‌های حاوی این عناصر (مثل Zr) یا دگرسانی (کاهش مقدار Rb) باشد. افزایش نسبت Rb/Sr و کاهش نسبت CaO/Y و نیز کاهش Sr با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز بوده و کاهش نسبت K/Rb، به همراه روند صعودی Rb با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند بیانگر تفریق پتاسیم فلدسپار در نمونه‌های مورد مطالعه باشد.

غلظت عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌ها به طور معمول نسبت به یک استاندارد مرجع مشترک، که در بیشتر موارد مقدار عناصر خاکی کمیاب در شهاب سنگ‌های کندریتی است، بهنجار می‌شود. شهاب سنگ‌های کندریتی به این دلیل انتخاب شده‌اند که تصور می‌شود نمونه‌های به نسبت تفریق نیافته‌ای از منظومه شمسی با سن هسته‌سازی اولیه‌اند. عناصر خاکی کمیاب با عدد اتمی زوج پایدارتر (و بنابراین فراوان‌تر)، از عناصر خاکی کمیاب با عدد اتمی فرد هستند و الگویی زیگزاگ نشان می‌دهند. این الگوی فراوانی در نمونه‌های طبیعی نیز دیده می‌شود. بنابراین بهنجارسازی کندریتی دو نقش مهم دارد. نخست آن که تغییر فراوانی عناصر زوج و فرد را از بین می‌برد و دوم، تشخیص هر گونه تفکیک در گروه عناصر خاکی کمیاب را نسبت به شهاب سنگ‌های کندریتی ممکن می‌سازد. عناصر خاکی کمیاب را معمولاً با نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت‌ها در آن نسبت به مرجع کندریتی بهنجار شده است. عناصر خاکی کمیاب (La, Nd, Sm و...)، انحلال پذیری کمی دارند و هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی هیدروترمالی نسبتاً نامتحرکند. بنابراین در سنگ‌های اندکی دگرسان شده می‌تواند ترکیب اولیه سنگ دگرسان نشده را به درستی نشان دهد و الگوی آنها قابل اعتماد می‌باشد. برای نمایش داده‌های مربوط به سنگ‌های گرانیتوئیدی به صورت نمودار عنکبوتی، شش روش مرسوم وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

۱- نمودار بهنجار شده عناصر کمیاب خاکی (REE)، نسبت به کندریت (ناکامورا<sup>۱</sup>، ۱۹۷۴)، (شکل ۴-۲۲).

۲- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه.

گوشته اولیه ترکیب گوشته پیش از تشکیل پوسته قاره‌ای است که در آن ۱۹ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری مرتب می‌شوند (شکل ۴-۲۳).

۳- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

این نمودارها ممکن است بر ترکیب گوشته اولیه ترجیح داده شوند. زیرا مقادیر کندریتی، برخلاف ترکیب گوشته اولیه که تخمین زده می‌شود، مستقیماً اندازه‌گیری می‌گردد. در این نمودارها نیز سازگاری از چپ به راست افزایش می‌یابد (شکل ۴-۲۴).

۴- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به پوسته پایینی (شکل ۴-۲۵).

۵- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به میانگین پوسته (ویور و تارنی، ۱۹۸۴)، (شکل ۴-۲۶).

نمودارهای عنکبوتی استفاده شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، شامل موارد زیر می‌باشد:

- نمودار عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

با توجه به نمودار شکل (۴-۲۲)، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت از عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین گرانیتهای منطقه غنی‌شدگی بیشتر LREE نشان می‌دهند. این مسئله را می‌توان با حضور بیوتیت و آپاتیت در گرانیتهای مرتبط دانست. ضمن اینکه غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE معمولاً به عنوان ویژگی شاخص منشأ قاره‌ای شناخته می‌شود.

آنومالی منفی Eu، در بعضی نمونه‌های تفریق یافته مشاهده می‌شود که عمدتاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا  $Eu^{+2}$  در پلاژیوکلاز و فلدسپات‌آلکان، عنصری سازگار محسوب می‌شود. بنابراین خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک، باعث آنومالی منفی Eu می‌شود. در نمونه‌های گرانودیوریتی مورد مطالعه، آنومالی مثبت اندکی نسبت به سنگ‌های گرانیتهی دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل میزان پلاژیوکلاز کلسیک‌تر و بالاتر در آنها باشد (ژانکو، ۲۰۰۶).

- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونالد، ۱۹۸۹).

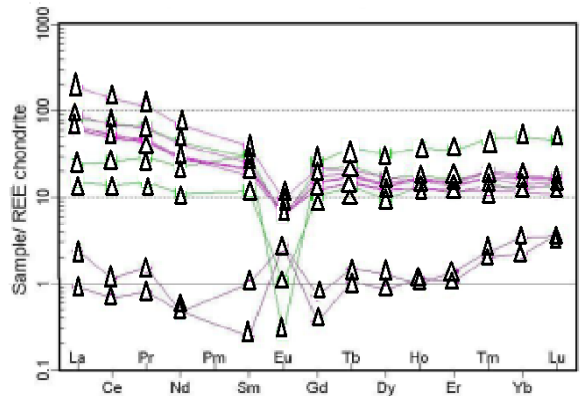
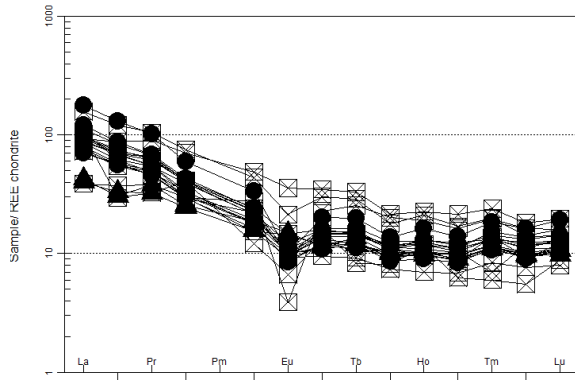
بر اساس این نمودار (شکل ۴-۲۳)، نمونه‌های مورد نظر نسبت به گوشته اولیه از عناصر P، Nb، Ti و Sr تهی‌شدگی و از عناصر K، Rb، Th، Pb و U غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین گرانیتهای در مقایسه با سنگ‌های گرانودیوریتی تهی‌شدگی بیشتری از Ti، Nb، P را نشان می‌دهند. از بهنجار

کردن نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه نتیجه می‌گیریم که عناصر P، Ti، Nb و Ba ناهنجاری منفی و عناصر Cs، Th، U، K و Rb ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند.

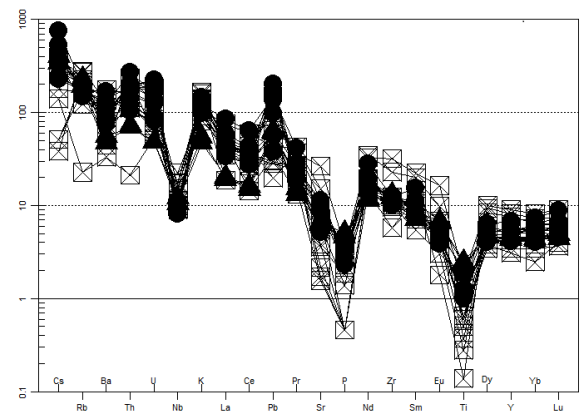
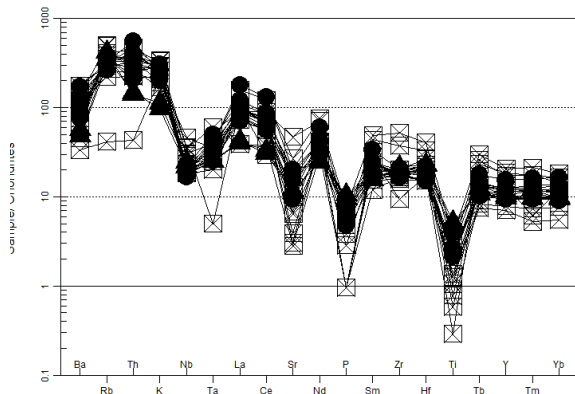
آنومالی منفی P، Ti و Nb می‌تواند شاخص سنگ‌های قاره‌ای باشد. وجود بیوتیت و همچنین ارتوز به عنوان تنها کانی مافیک سنگهای گرانیتی منطقه عامل اصلی آنومالی مثبت عناصر Cs، Th، U، K و Rb در این نمونه‌ها می‌باشد. به علاوه غلظت Ti، Ta و Nb به تمرکز کانی‌هایی مانند ایلمنیت، روتیل و اسفن بستگی دارد و کاهش مقدار آنها بیانگر تمرکز این عناصر در کانی‌هایی است که در محل منبع باقی می‌مانند و در مایع حاصل از ذوب بخشی وارد نمی‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

در این نمودار (شکل ۴-۲۴)، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت، از عناصر P، Sr، Ta، Nb و Ti تهی‌شدگی و از عناصر Rb، K، Th، La، Ce و Nd غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE شاخص گرانیت‌های با منشأ قاره‌ای است. همچنین مقادیر بالای Rb، K و Th و مقادیر پایین P، Sr و Ti نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها منشأ پوسته‌ای دارند و از طرفی مقادیر عناصر Ti، Ta و Nb توسط کانی‌هایی مانند ایلمنیت، روتیل و اسفن، مقدار P توسط آپاتیت و Sr بوسیله پلاژیوکلاز کنترل می‌شود.

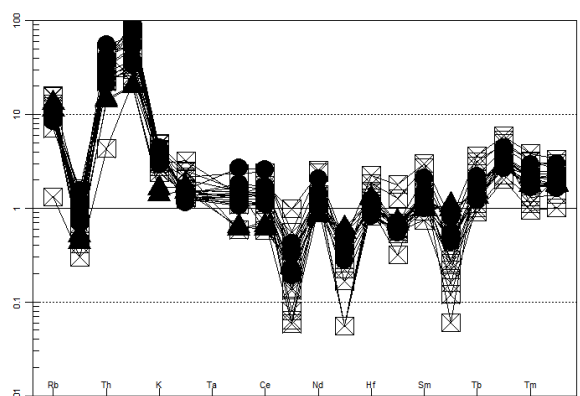
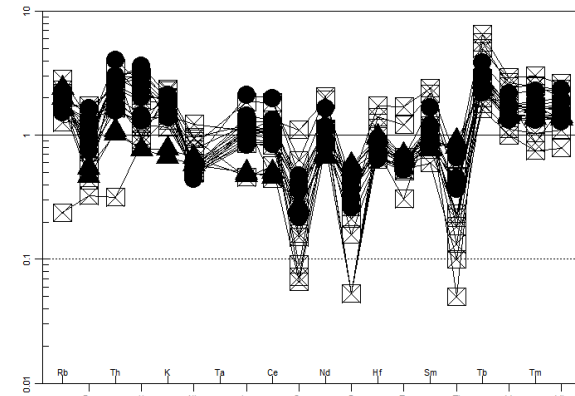


شکل ۴-۲۲- نمودار عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).



شکل ۴-۲۴- نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

شکل ۴-۲۳- نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).



شکل ۴-۲۶- نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به میانگین پوسته (ویور و تارنی، ۱۹۸۴).

شکل ۴-۲۵- نمودار چند عنصری بهنجارشده نسبت به پوسته پایینی (ویور و تارنی، ۱۹۸۴).

#### ۴-۵- پترولوژی

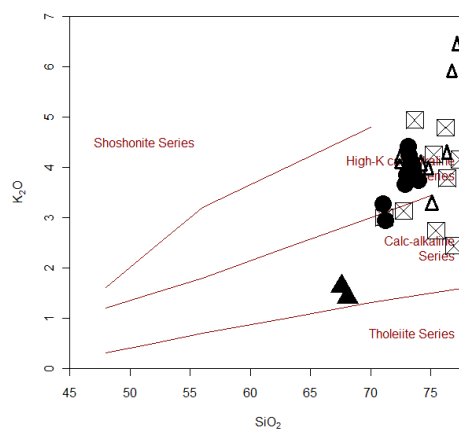
#### ۴-۵-۱- سری‌های ماگمایی

در ابتدا پترولوژیست‌ها بر این عقیده بودند که تنها دو سری ماگمایی تولییتی و آلوکالن وجود دارد و سایر سنگ‌ها را از مشتقات این دو نوع ماگما می‌دانستند که از طریق تبلور بخشی حاصل شده‌اند. اما در حال حاضر مشخص شده است که سری‌های ماگمایی تنها به این دو نوع ماگما محدود نمی‌شود و نیز تحولات ماگمایی علاوه بر تبلور بخشی، به فرآیندهای دیگری نیز وابسته است. امروزه پنج سری ماگمایی شامل تولییتی، آلوکالن، کالکوآلوکالن، شوشونیتی و تحولی شناخته شده است (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۳). در ادامه این بخش با استفاده از تعدادی از نمودارهای تعیین سری ماگمایی، نوع ماگمای سازنده گرانیتوئیدهای منطقه میامی را مشخص می‌کنیم.

الف- نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تیلور<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶).

در این نمودار مقدار  $K_2O$  بر روی محور قائم و مقدار  $SiO_2$  بر روی محور افقی قرار می‌گیرد. درون نمودارها محدوده سری‌های ماگمایی مختلف به وسیله خطوط منحنی یا مستقیم از یکدیگر جدا شده است. این نمودارها توسط افراد مختلف و با اشکال متفاوت ارائه شده‌اند.

در این نمودار (۴-۲۷) سری تولییتی، کالکوآلوکالن با پتاسیم متوسط، کالکوآلوکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی از یکدیگر مجزا شده‌اند.

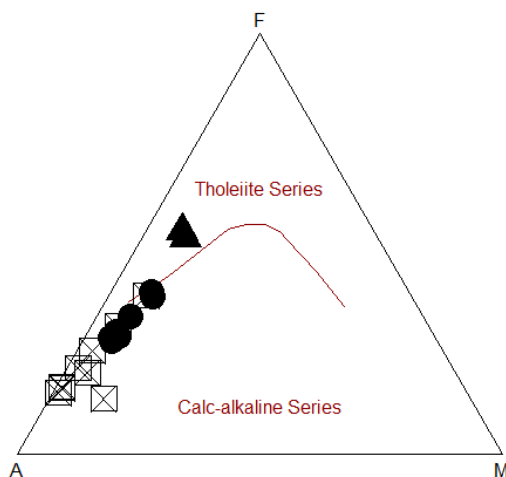


شکل ۴-۲۷- نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

1-Piccirillo & Taylor

بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوالکالن و کالکوالکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند.

ب- نمودار AFM (ایروین و باراگار<sup>۱</sup>، ۱۹۷۱)، (شکل ۴-۲۸).



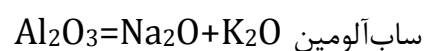
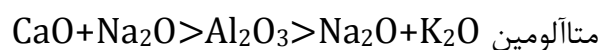
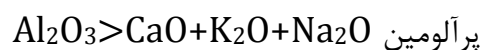
شکل ۴-۲۸- نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند.

۴-۵-۲- درجه اشباع آلومین (ASI) نمونه‌های مورد مطالعه

به اعتقاد هیندمن<sup>۲</sup> (۱۹۸۵) سنگ‌های آذرین از نظر درجه اشباع آلومین، به چهار دسته پراآلومین، متاآلومین، ساب‌آلومین و پراآلکالن تقسیم می‌شوند.

این طبقه‌بندی بر اساس مقادیر مولی  $\text{CaO}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  استوار بوده و به صورت زیر تعریف می‌شود:



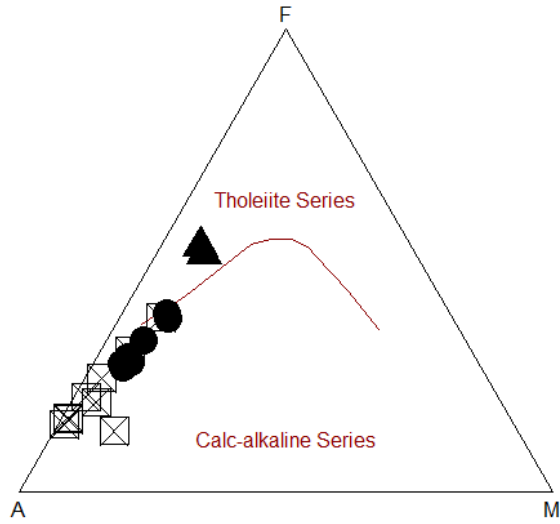
1-Irvine&Baragar  
2-Hyndmann



پرآلکالن  $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$

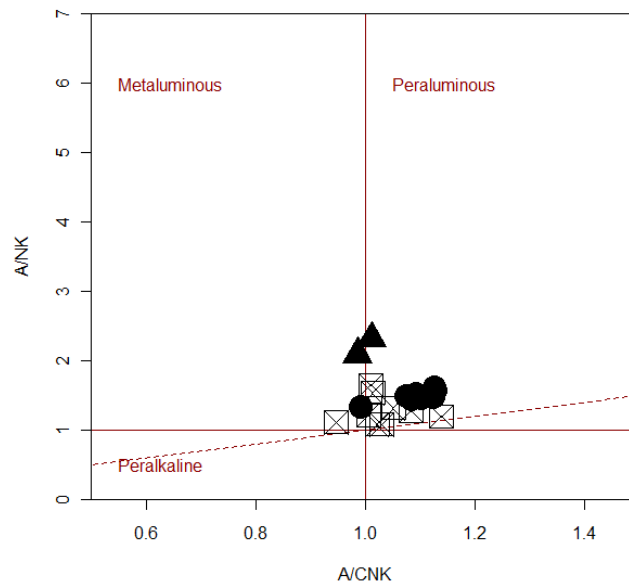
نمودارهای مختلفی برای این رده‌بندی وجود دارد که مهم‌ترین آنها به شرح زیر می‌باشد:

الف- نمودار سه‌تایی مولار  $Al_2O_3, Na_2O$  و  $K_2O$



شکل ۴-۲۹- نمودار مولار مثلثی  $Al_2O_3, Na_2O$  و  $K_2O$

ب- نمودار  $A/CNK-A/NK$  (شند، ۱۹۴۳)



شکل ۴-۳۰- نمودار  $A/NK$  نسبت به  $A/CNK$  (شند، ۱۹۴۳)

بر اساس نمودار مولار مثلثی  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{K}_2\text{O}$  نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۹)، و بر اساس نمودار A/CNK-A/NK (شند، ۱۹۴۳)، که در آن تغییرات نسبت مولکولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ترسیم می‌شود، (شکل ۴-۳۰) و در آن محدوده‌های متالومین، پرآلومین و پرآلکالن از هم مجزا شده‌اند، و با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند.

#### ۴-۶- نتیجه‌گیری

- پس از مطالعات ژئوشیمیایی و تعبیر و تفسیر نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی نتایج زیر بدست آمد:
- بر اساس نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین، مطالعات پتروگرافی و شواهد صحرایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت قرار می‌گیرند.
  - با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر در گرانیت‌ها تفریق کانی‌هایی نظیر پتاسیم، فلدسپار، بیوتیت، پلاژیوکلاز و زیرکن در تحول ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه حائز اهمیت است.
  - در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه غنی‌شدگی نسبی از LREE، LILE و تهی‌شدگی نسبی از HFSE و HREE نشان می‌دهند.
  - آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر U، Th و Pb نشان‌دهنده آن است که ماگمای تشکیل دهنده نمونه‌های مورد مطالعه منشأ پوسته‌ای دارند.
  - در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، گرانیت‌ها دارای ماهیت پرآلومین ضعیف هستند.

# فصل پنجم

نشاء و جایگاہ تکتونیکی

در نیمه دهه ۱۹۵۰، زمین‌شناسان متخصص گرانیت طرفدار دو مکتب فکری بودند و از ایده‌های بسیار متفاوتی که قبل از قرن نوزدهم شکل گرفته بود، حمایت می‌کردند و هر چند گاه یک بار بحث و جدل‌هایی بین این گروه‌ها در می‌گرفت. ماگماتیست‌ها معتقد بودند که گرانیت‌ها از تبلور ماگمایی که دائماً در درون زمین تشکیل می‌گردد، به وجود می‌آیند. اما ترانسفورمیست‌ها طرفدار نگرشی بودند که گرانیت‌ها را محصول تغییر و تحول سنگ‌های از قبل موجود، می‌دانستند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۰). معمولاً توده‌های گرانیتی در پوسته میانی (عمق ۱۸-۱۰ Km) جای می‌گیرند (تامی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰). در مورد منشأ توده‌های نفوذی بزرگ، مطالعات زیادی انجام گرفته و امروزه به نظر می‌رسد که این مسئله تقریباً حل شده است و ماگمایی بودن آن قابل قبول است. اما این سؤال باقی می‌ماند که منشأ و ماده اولیه این ماگماها چیست؟ در ادامه بحثی را دنبال می‌کنیم که منشأ توده‌های مورد مطالعه و جایگاه تکتونیکی آنها را تعیین خواهد کرد.

تقریباً از سال ۱۹۸۲ به بعد، پیشرفت‌های حاصله در ارائه مدل‌های تکتونیک ورقه‌ای به ارائه رده‌بندی‌های متعددی منجر شده است که بعضی از آنها دارای اهداف ژنتیکی و برخی دیگر دارای اهداف توصیفی می‌باشند. معروف‌ترین رده‌بندی ارائه شده در مورد گرانیت‌های کوهزایی توسط چاپل و وایت<sup>۲</sup> (۱۹۷۴)، انجام شده که گرانیتوئیدها را به دو نوع S و I تقسیم‌بندی کردند. این تقسیم‌بندی یک رده‌بندی ژنتیکی است، زیرا گرانیت‌ها را به عنوان محصولات ذوب بخشی مواد پوسته‌ای اعم از رسوبی یا آذرین تفسیر نموده است. ایشیهارا<sup>۳</sup> (۱۹۷۷)، گرانیتوئیدها را بر اساس وجود کانی‌های اکسید آهن و تیتانیوم به سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم نمود.

---

1 - Tomia

2 - Chapple & White

3 - Ishihara

او فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل مگنتیت و ایلمنیت می‌داند و معتقد است که در گوشته فوقانی یا پوسته زیرین به دلیل کمبود مواد کربنی جهت انجام واکنش با اکسیژن، ماگماهای حاصل از این اعماق فوگاسیته اکسیژن بالایی داشته و در نتیجه نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  در این ماگماها بالا و شرایط مساعد برای تشکیل مگنتیت فراهم می‌گردد. در حالی که در پوسته فوقانی فوگاسیته اکسیژن کاهش می‌یابد (به دلیل حضور مواد کربنی) و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  پایین و شرایط برای تشکیل ایلمنیت فراهم می‌گردد (درویش‌زاده و آسیابان‌ها، ۱۳۷۰).

تاکاهاشی<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۰)، رده‌بندی ایشیهارا را مد نظر قرار داده و آن را با رده‌بندی گرانیت‌ها به انواع S و I مورد مقایسه قرار دادند و نتیجه‌گیری کردند که گرانیت‌های سری مگنتیت تقریباً با گرانیت‌های نوع I قابل مقایسه هستند. اما گرانیت‌های سری ایلمنیت می‌توانند هم به نوع I و هم به گرانیت‌های نوع S تعلق داشته باشد.

علاوه بر گرانیت‌های کوهزایی، گرانیت‌های غیرکوهزایی هم در مناطق قاره‌ای و هم اقیانوسی حضور دارند. تشابهات گرانیت‌های غیرکوهزایی جایگزین شده در هر دو محیط مذکور حاکی از این است که ماهیت پوسته دخالتی در ویژگی‌های آنها ندارد. در نتیجه باید در اعماق گوشته به دنبال منشأ آنها بود. لذا، موضوع دیگری که در رابطه با منشأ این سنگ‌ها مطرح می‌شود آن است که آنها می‌توانند دارای منشأ گوشته‌ای یا پوسته‌ای باشند. دیدیه<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۲) برای تمام انواع گرانیتوئیدها اعم از کوهزایی یا غیر کوهزایی انواع C و M را معرفی کرده‌اند که C گرانیتوئیدهای پوسته‌ای و قاره‌ای را شامل می‌شود و M گرانیتوئیدهای دارای منشأ گوشته‌ای و اختلاط یافته را در بر می‌گیرد. این رده بندی‌ها برای پوشش دادن ویژگی‌های سیستم‌های طبیعی کافی نیستند. سیستم S و I اولیه با افزودن نوع A یعنی گرانیت‌های غیرکوهزایی و آلکان و نوع M یعنی گرانیت‌های مافیک دارای منشأ گوشته‌ای مورد تجدید نظر قرار گرفتند و به سیستم S-I-M-A تبدیل گردیدند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

---

1 - Takahashi

2 -Didier

## ۵-۲- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و I

همانگونه که اشاره شد، گرانیت‌ها را در سیستم S-I-M-A تقسیم بندی نموده‌اند. البته سری M را می‌توان زیر مجموعه I در نظر گرفت و از آن صرف نظر کرد، زیرا دارای ویژگی‌های مشابهی هستند. از این گروه‌ها، انواع S و I متعلق به سری کوهزایی و گروه A متعلق به سری غیر کوهزایی است. خصوصیات گرانیت‌های نوع S و I توسط افراد مختلفی دسته‌بندی شده است ( چاپل، ۱۹۸۳؛ وایت، ۱۹۷۹؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ هیندمن، ۱۹۸۵؛ کلارک، ۱۹۹۲) و به طور خلاصه در جدول (۵-۱) آورده شده است.

جدول ۵-۱: طبقه بندی گرانیت‌ها با توجه به نوع سنگ منشأ، کانی‌های شاخص و ویژگی‌های ژئوشیمیایی

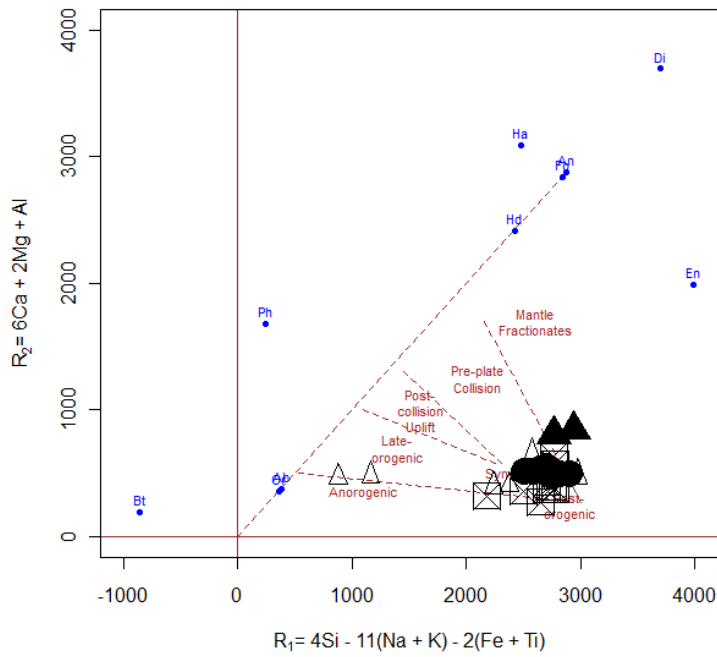
نوع گرانیت	سنگ منشأ	کانیهای شاخص	ویژگیهای ژئوشیمیایی
A	مواد بر جا مانده از ذوب قبلی	سیلیکات‌های مافیک غنی از Fe	آلکان و غیر کوهزایی
M	ذوب گوشته	ندارد	ماهیت قوس آتشفشان
S	توالی رسوبی دگرگون شده	کانیهای پرآلومین (کردیریت، گارنت و ...)	پرآلومین ASI > ۱.۱
I	مواد آذرین از سطوح عمیق پوسته	کانیهای مافیک (هورنبلند)	متاآلومین ASI < ۱.۱

## ۵-۳- تعیین خاستگاه ماگمایی گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه

همانطور که عنوان گردید، افراد مختلف گرانیت‌ها را از نظر خاستگاه ماگمایی به صورت‌های مختلف طبقه‌بندی کرده‌اند. اما پر استفاده‌ترین روش تقسیم گرانیت‌ها به انواع S و I می‌باشد. در این بخش خاستگاه ماگمایی سنگ‌های گرانیتی منطقه را با استفاده از نمودارهای مناسب تعیین می‌کنیم.

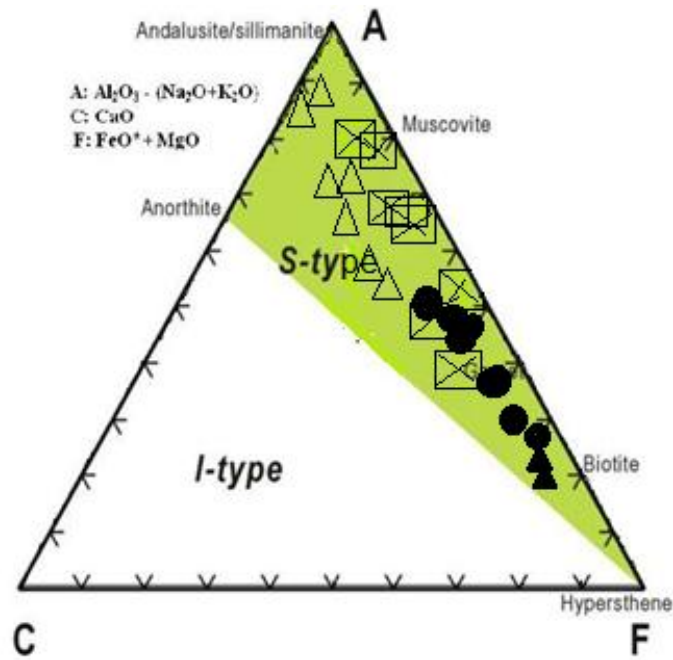
### ۵-۳-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر

الف- نمودار کاتیونی R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (باچلور و بودن<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵)، جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه (شکل ۵-۱).



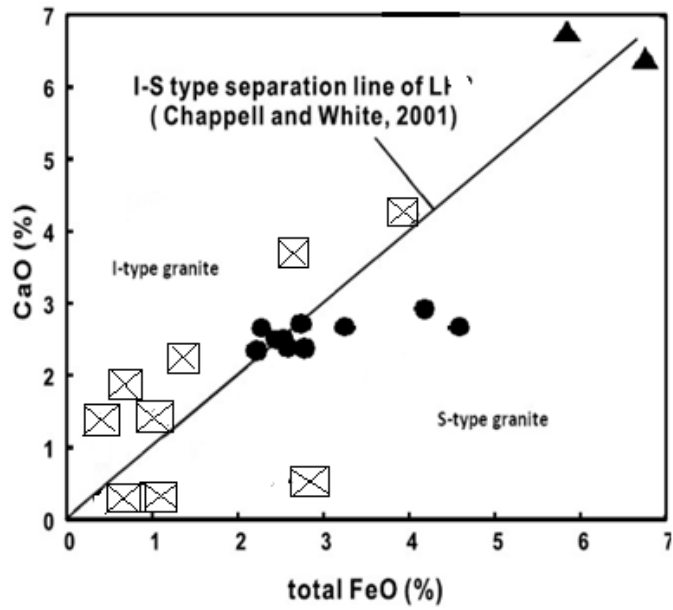
شکل ۵-۱: نمودار کاتیونی R1-R2 (باچلور و بودن، ۱۹۸۵).

ب- نمودار ACF (چاپل و وایت، ۱۹۹۲)، (شکل ۵-۲).



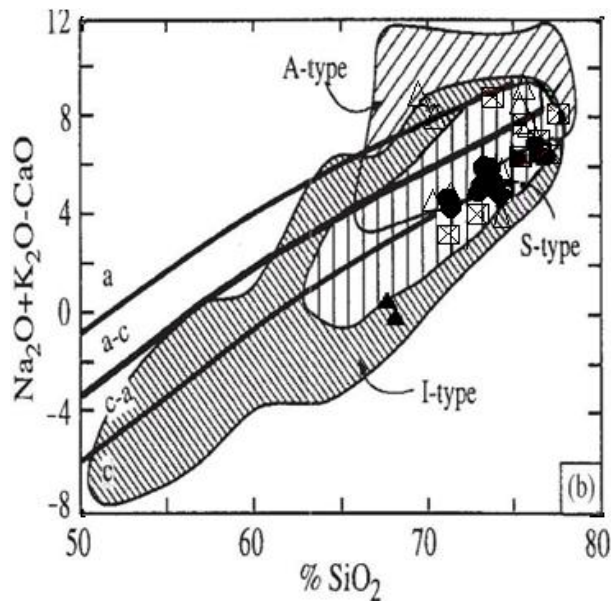
شکل ۵-۲: نمودار ACF (چاپل و وایت، ۱۹۹۲)

ج- نمودار  $CaO-FeO_t$  (هسی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸)، (شکل ۵-۳).



شکل ۳-۵: نمودار  $\text{CaO}-\text{FeO}_t$  (هسی و همکاران، ۲۰۰۸)

د- نمودار  $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (فراست<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱)، شکل (۴-۵).



شکل ۴-۵: نمودار  $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)

با توجه به نمودارهای پترولوژیکی فوق، مشخص می‌شود که گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی بیشتر در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند، بسیاری از نمونه‌ها دارای ماهیت پرآلومین بوده و نمونه-

1 - Frost



های مورد مطالعه دارای منشأ پوسته‌ای هستند و نشان‌دهنده این است که ماگمای تشکیل دهنده این توده‌ها از منشأ پوسته‌ای یا همان ذوب سنگهای رسوبی - دگرگونی حاصل شده است.

۴-۵- تشخیص مدل پتروژنتیکی مؤثر در تشکیل توده‌های مورد مطالعه

سنگ‌های گرانیتوئیدی بخش‌های مهمی از پوسته قاره‌ای هستند و مدل‌های مختلفی برای تشکیل آنها در نظر گرفته می‌شود. مهم‌ترین مدل‌های ارائه شده شامل موارد زیر می‌باشد:

الف- گرانیتوئیدها ممکن است حاصل از ذوب بخشی مواد گوشته‌ای یا ذوب پوسته اقیانوسی در محیط‌های فرورانش باشند (ساجونا<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۶)، جدول (۵-۲).

جدول ۵-۲: مدل‌های مختلف تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی

برخورد قاره‌ای	منشأ پوسته‌ای	MPG گرانیتوئیدهای پرآلومین مسکویت دار
	گرانیتوئید های پرآلومین	CPG گرانیتوئیدهای پرآلومین حاوی کلدیریت
رژیم‌های انتقالی	منشأ مختلط (پوسته - گوشته)	KCG گرانیتوئیدهای کالکوالکان غنی از پتاسیم با کلسیم پایین
فرورانش	گرانیتوئیدهای کالکوالکان و متالومین	ACG گرانیتوئیدهای کالکوالکان حاوی آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا
	منشأ گوشته‌ای	ATG گرانیتوئید های تولیتی قوسی
بازشدگی اقیانوسی، ریفته شدن و گنبدی شدن قاره‌ای	گرانیتوئید های پرآلکان، آلکان و تولیتی	RTG گرانیتوئیدهای تولیتی پشته اقیانوسی
		PAG گرانیتوئید های پرآلکان و آلکان

ب- گرانیت‌ها می‌توانند در نتیجه ذوب گوه گوشته‌ای یا ذوب بخشی پوسته زیرین ایجاد شوند (ژانگ<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۲).

برخی از گرانیت‌ها در نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های قاعده پوسته قاره‌ای که در اثر هضم سنگ‌های دگرگونی و رسوبی پوسته فوقانی میزبان خود در هنگام جایگزینی آرایش یافته‌اند، تشکیل می‌شوند (اسماعیلی، ۱۳۸۰).

بنابراین با توجه به:

۱- شواهد تکتونیکی (ایران مرکزی به عنوان قدیمی‌ترین واحد زمین‌ساختاری - گندوانایی)

1 - Sajouna

2 - Jung

۲- شواهد صحرایی منطقه (توده‌های گرانیتوئیدی بدون حاشیه دگرگونی و پوشیده شدن توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک)

۳- خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه مانند ماهیت پرآلومین و کالک آلکالن آنها

۴- تمایل نمونه‌ها به سمت گرانیتهای نوع S

۵- فراوانی عناصر کمیاب Ce, Rb, Th, K, Pb و La و نیز تهی شدگی از Sr, Nb, Ta, Ti و P در نمودارهای عنکبوتی، شاخصه مذاب‌های پوسته‌ای می‌باشد و همچنین بیانگر ارتباط ماگماتیسم منطقه با حاشیه فعال قاره‌ای است ( سنگهای آذرین مربوط به کمان قاره‌ای غنی‌شدگی در LREE، غنی‌شدگی مشخص در Pb, K, U و Sr و تهی‌شدگی در Nb, Pr, P و Ti نشان می‌دهند)، (یانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۲).

بنابراین می‌توان یک منشأ پوسته‌ای را برای گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی در نظر گرفت که در آن مذاب‌های حاصل گوشته فوقانی در پوسته زیرین با ماهیت متاگربوکی تا متاپلیتی جایگزین شده و گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته بالایی را فراهم نموده است. سپس ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته بالایی، متحمل تفریق شده و سنگ‌های گرانیتوئیدی فلسیک منطقه (گرانیت‌ها و آلکالی - فلدسپار گرانیت‌ها) را تشکیل داده است. ناهنجاریهای منفی Nb, P, Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Rb, Th, Pb و U و همچنین فراوانی بیوتیت در این سنگها نشان می‌دهد که بخشی از این سنگها از ذوب بخشی متاپلیت‌ها حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین پتاسیم بالای نوع S می‌باشند.

#### ۵-۴-۱- تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی

اندیشه تشخیص ماگماهای متعلق به محیط‌های تکتونیکی مختلف با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی را می‌توان به پییرس و کان (۱۹۷۱ و ۱۹۷۳)، مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) و هریس و همکاران (۱۹۸۶) و . . . نسبت داد. این نمودارها معروف به نمودارهای تمایزی تکتونو- ماگمایی می‌باشند.

1 - Yang

در تهیه نمودارهای تمایزی باید از عناصری استفاده نمود که نسبت به فرآیندهای ثانویه حساس نباشند و بتوان آنها را حتی در غلظت‌های پایین و با روش‌های ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد (رولینسون، ۱۹۹۳). محققین معتقدند که از طریق نوع محیط تکتونیکی، می‌توان نوع گرانیتوئید مربوط به آن را تشخیص داد. مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)، گرانیتوئیدها را به دو سری کلی کوهزایی و غیرکوهزایی و هفت گروه به صورت زیر تقسیم‌بندی کرده‌اند:

۱) گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IGA)، ۲) گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)، ۳) گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)، ۴) گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)، ۵) گرانیتوئیدهای مربوط به بالا-زدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)، ۶) پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

#### الف- سری کوهزایی

در واقع کوهزایی عموماً با دگرشکلی، پلوتونیسیم و گاه دگرگونی همراه است. در مراحل مختلف حوادث کوهزایی امکان وقوع ماگمازایی و پلوتونیسیم وجود دارد. گرانیتوئیدهایی که در حین فرآیندهای کوهزایی ایجاد می‌شوند شامل موارد زیر است:

#### - گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)

این گرانیتوئیدها از فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر یک صفحه اقیانوسی دیگر ایجاد شده و ماگمای سازنده آنها از نوع کالکوالکالن کم پتاسیم (ترونجمیتی) می‌باشد.

#### - گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)

این نوع از گرانیتوئیدها در نتیجه فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر یک صفحه قاره‌ای و در حاشیه‌های فعال قاره‌ای به وجود آمده و ماگمای مولد آنها کالکوالکالن پتاسیم متوسط می‌باشد.

#### - گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)

چنین گرانیتوئیدهایی از برخورد دو صفحه قاره‌ای در حین یک رخداد کوهزایی ناشی شده و به دلیل اصطکاک بالا و افزایش گرما و ذوب پوسته، گرانیتهای صورت می‌گیرد.

#### - گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)

این گرانیتوئیدها پس از کوهزایی در مناطق برخورد دو صفحه قاره‌ای و اغلب پس از توقف دگرشکلی در پوسته نفوذ کرده و ماگمای آنها از نوع کالکوالکالن پتاسیم بالا می‌باشد.

ب- سری غیرکوهزایی

این گروه از گرانیتوئیدها شواهد دگرشکلی و دگرگونی مرتبط با محیط‌های کوهزایی را شامل نمی‌شوند و به سری‌های زیر تقسیم‌بندی می‌گردند:

- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)

این گرانیتوئیدها با تشکیل ریفت‌های قاره‌ای در ارتباط بوده و ماگمای آنها از نوع کالکوالکالن است. فرآیند تشکیل ریفت شامل سه مرحله بالآآمدگی پوسته، تشکیل گرابن ریفت و ایجاد یک حوضه اقیانوسی می‌باشد.

- گرانیتوئیدهای مربوط به بالآآمدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)

این گرانیتوئیدها در مناطقی از پوسته قاره‌ای که دچار بالآآمدگی خشکی‌زایی پوسته‌ای شده، اما منجر به تشکیل ریفت نگردیده است، تشکیل می‌گردند.

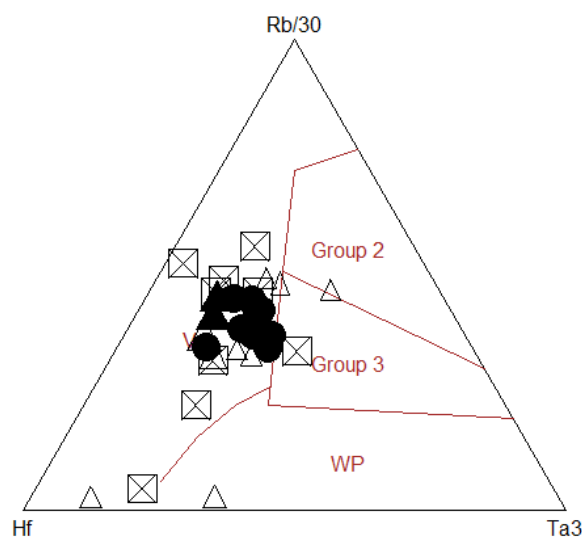
- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

این سری گرانیتوئیدهایی را شامل می‌شوند که در مقادیر کم با حجم عظیمی از سنگ‌های مافیک در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان‌اقیانوسی از تفریق ماگمای مافیک به وجود می‌آیند. ماگمای سازنده این گرانیتوئیدها تولیتی است.

با توجه به نمودارهای فوق نمونه‌های مورد مطالعه در گروه (Syn- Orogenic) قرار می‌گیرند و این امر با توجه به شواهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه قابل قبول می‌باشد، زیرا شواهدی از قبیل دگرگونی، میلونیتی شدن و دگرشکلی‌های موجود در سنگ‌های منطقه بیانگر این واقعیت است که نمونه‌های مورد مطالعه Syn- Orogenic می‌باشند.

۵-۴-۲- نمودارهای تمایزی گرانیتوئیدهای منطقه با استفاده از تغییرات عناصر کمیاب

- نمودار تمایزی گرانیت‌ها براساس  $Hf, Rb/30$  و  $Ta/3$  (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)، (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵: نمودار تمایزی گرانیت‌ها (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)

براساس نمودار تمایزی هریس و همکاران (۱۹۸۶)، نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به کمان آتشفشانی می‌باشند، به عبارتی دارای منشأ پوسته‌ای می‌باشند.

- نمودارهای تمایزی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، (شکل ۵-۸).

پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، نخستین محققینی بودند که به مطالعه سیستماتیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها پرداختند. چهارسری کلی گرانیتوئیدها توسط این افراد معرفی شده است که هر یک از آنها به زیر گروه‌هایی تقسیم می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

(۱) گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG)

(۲) گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)

- گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی با چیرگی بازالت تولییتی

- گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی با چیرگی بازالت کالکوآلکان

- گرانیت‌های حاشیه فعال قاره‌ای

(۳) گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)

(۴) گرانیت‌های برخوردی (COLG)

- گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره - قاره

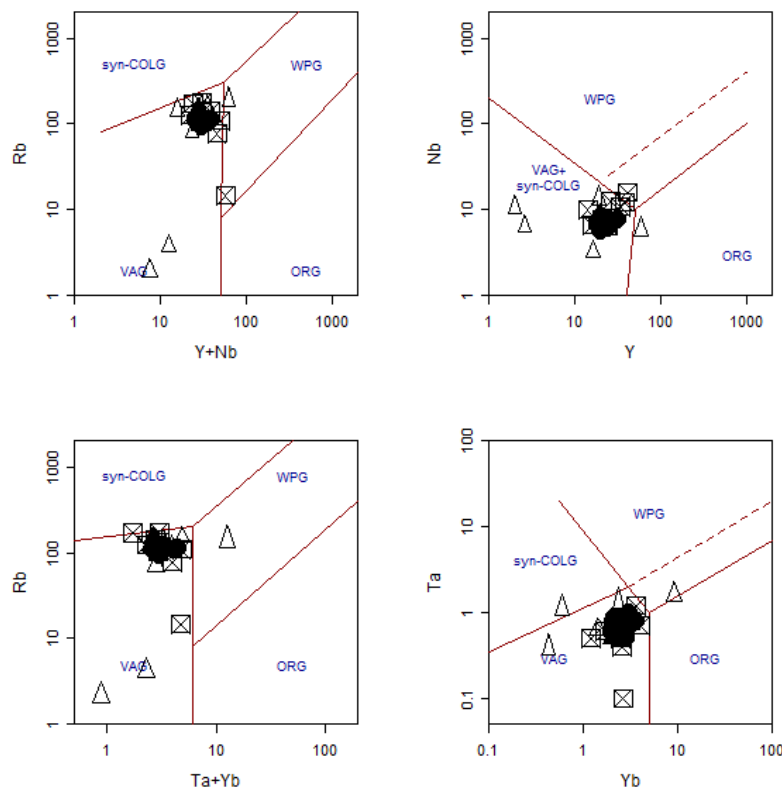
- گرانیت‌های بعد از برخورد قاره - قاره

- گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره - کمان

مطالعه اولیه‌ای در مورد غلظت عناصر کمیاب در برابر مقدار سیلیس مجموعه‌ای از ۶۰۰ گرانیت منتخب نشان داد که عناصر  $Y$ ،  $Yb$ ،  $Rb$  و  $Ba$  می‌توانند گرانیت‌های جایگاه‌های مختلف تکتونیکی را از یکدیگر مجزا کنند. پیپرس و همکاران (۱۹۸۴)، این متغیرها را در هر دو مجموعه از نمودارهای تغییرات به کار بردند تا گرانیت‌های محیط‌های مختلف تکتونیکی را از یکدیگر متمایز سازند.

- نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس تغییرات  $Ta-Yb$  و  $Nb-Y$  (پیپرس و همکاران، ۱۹۸۴)

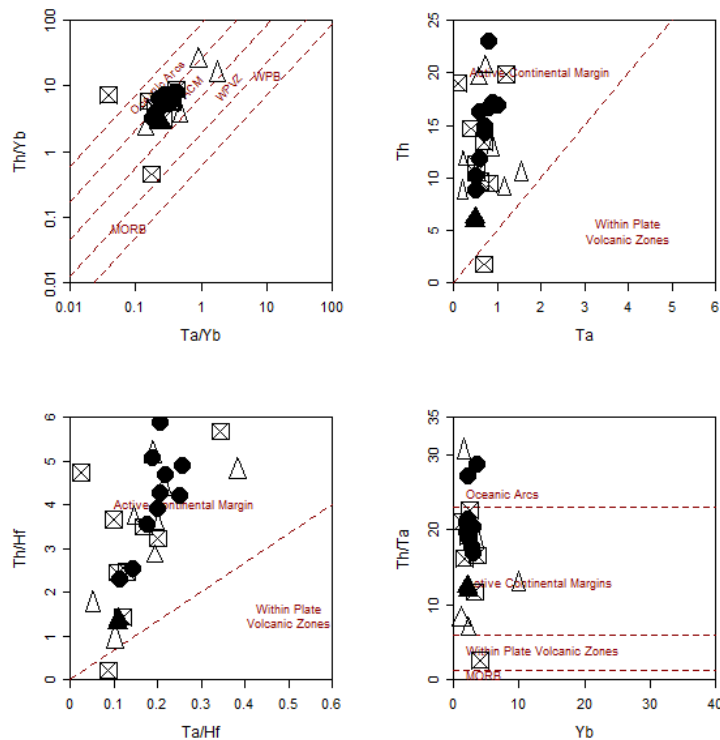
نمودار دو متغیره  $Y$  و  $Nb$  را می‌توان به سه محدوده تقسیم کرد، شکل (۵-۶)، که در آن گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمان‌آتشفشانی (VAG) به همراه گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) پیاده می‌شوند.



شکل ۵-۶: نمودارهای تمایزی (پیپرس و همکاران، ۱۹۸۴).

بر اساس این نمودار گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های VAG قرار می‌گیرند و منشأ پوسته‌ای دارند (شکل ۵-۶).

- نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس  $Th-Ta$ ،  $Th/Yb-Ta/Yb$ ،  $Th/Ta-Yb$  و  $Ta/Hf$ - $Th/Hf$  (شندل<sup>۱</sup> و گورتون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۲)، (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۷- نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس نمودار (شندل و گورتون، ۲۰۰۲)

بر اساس نمودارهای تمایزی شندل و گورتون (۲۰۰۲)، نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به حاشیه قاره-ای فعال می‌باشند.

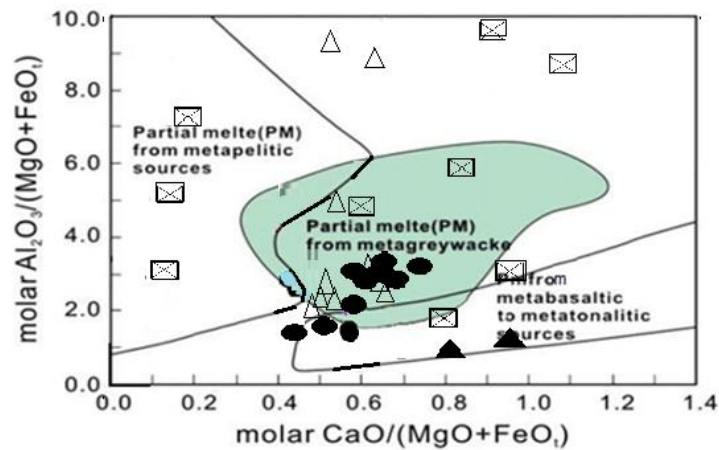
۵-۴-۳- تعیین نوع سنگ منشأ گرانیتوئیدهای منطقه جنوب غرب میامی

الف- نمودار مولار  $Al_2O_3/MgO+FeOt$  نسبت به  $CaO/MgO+FeOt$  (آلتر<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۲)، (شکل ۵-۸).

1 - Schandle

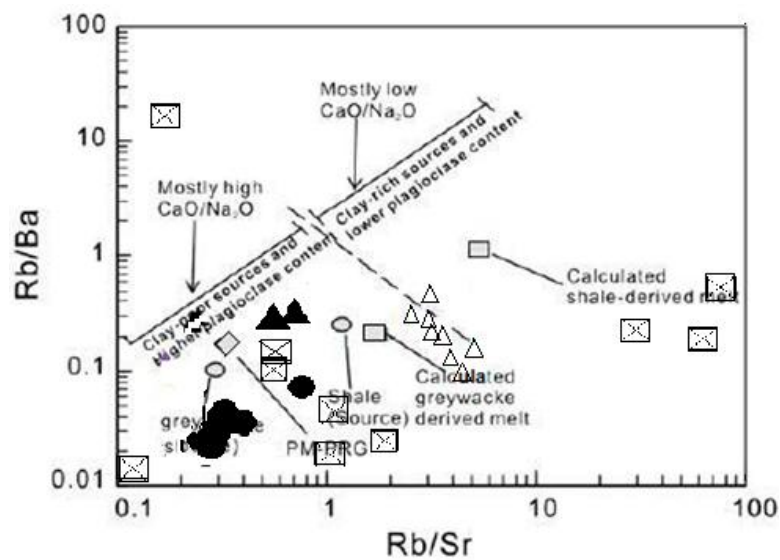
2 - Gorton

3 - Alther



شکل ۸-۵: نمودار مولار  $Al_2O_3/(MgO+FeO_t)$  نسبت به  $CaO/(MgO+FeO_t)$  (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲).

ب- نمودار لگاریتمی  $Rb/Ba$  در مقابل  $Rb/Sr$  (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۰)، (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹: نمودار  $Rb/Ba$  در مقابل  $Rb/Sr$  (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۰)، نمونه‌های مورد

مطالعه جنوب غرب میامی و نمونه‌های منطقه سفید سنگ

بر اساس نمودارهای تعیین نوع سنگ منشأ آلتر و همکاران (۲۰۰۲) و ژانگ و همکاران (۲۰۰۰)،

سنگهای گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی از ذوب‌بخشی متاگریوک‌ها و متاپلیت‌ها حاصل شده‌اند.

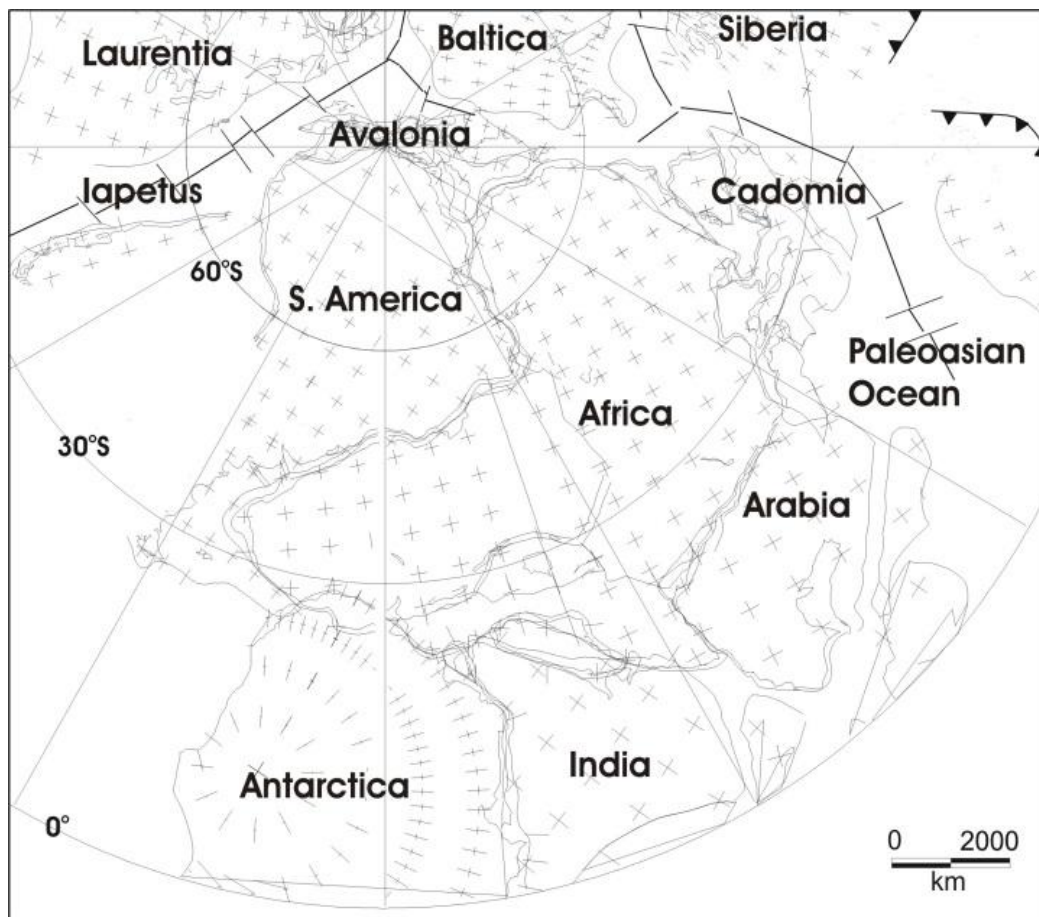
وجود تناوب لایه‌های متاپلیت، متاگریوک، متاسنداستون و متاکربنات در مناطق با سرگذشت زمین-

شناسی مشابه نظیر سفیدسنگ، دلبر، بند هزارچاه و شترکوه مؤید این مطلب می‌باشد.



## ۵-۵ - الگوی جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی

در فصول گذشته عنوان شد که توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی بطور بلافصل با واحدهای کنگلومرایی همراه با میان‌لایه‌های شیل و ماسه‌سنگ شمشک پوشیده شده است. همچنین سازند شمشک نیز به طور دگرشیب و یا کنتاکت گسله توسط آهک‌های کرتاسه پوشیده شده است. در داخل واحدهای کنگلومرایی به سن ژوراسیک، قطعات درشتی از گرانیت‌های منطقه یافت می‌شود. در شکل (۵-۱۰)، تحولات تکتونیکی زون البرز، از دوره‌ی کریونيفر تا تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین با الهام از طرح پیشنهادی گلونکا (۲۰۰۴) برای تحولات تکتونیکی جنوب اوراسیا، به تصویر کشیده شده است.

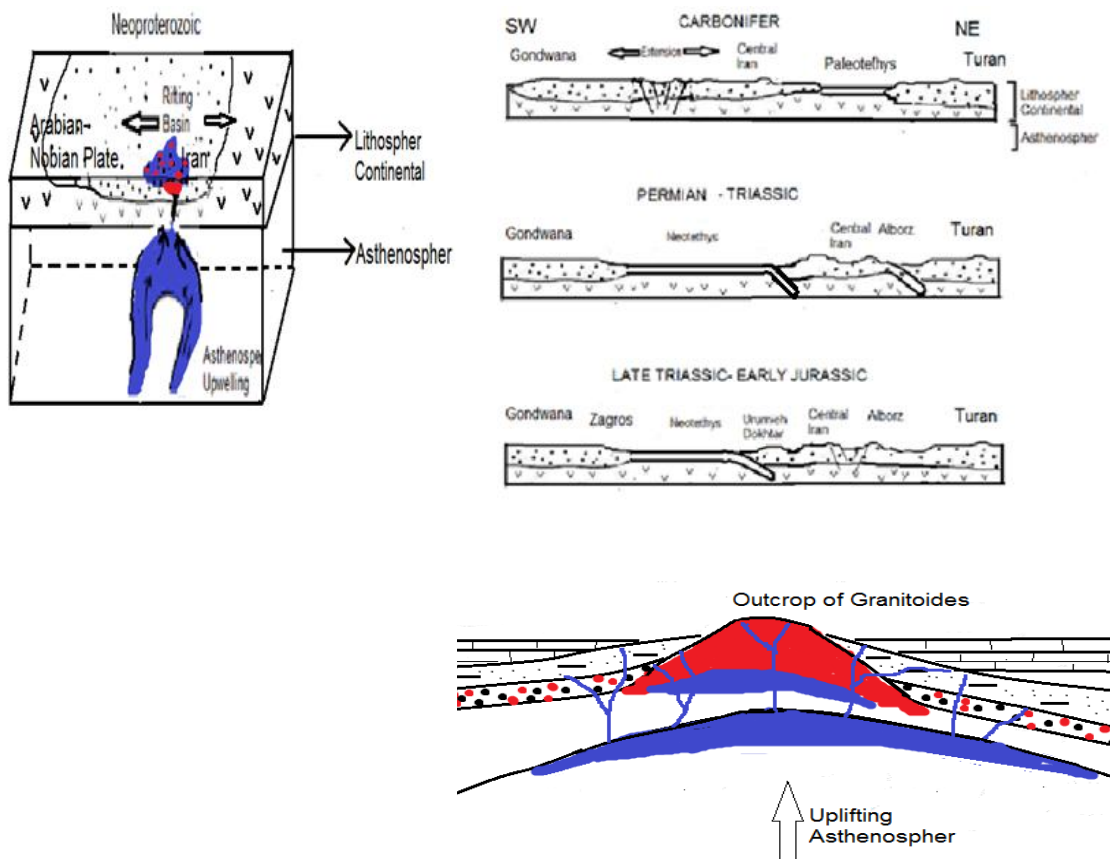


شکل ۵-۱۰ - الگوی تکتونیک صفحه‌ای گندوانا ۵۴۴ میلیون سال قبل (گلونکا، ۲۰۱۲).

همچنین، الگوی تکتونوماگمایی و نحوه‌ی تشکیل و تحول ماگمای کالک آلکالن سازنده‌ی سنگ-های تشکیل ماگماهای کالک آلکالن قاره‌ای در محیط‌های کششی محلی، متأثر از فاز کوهزایی

کاتانگایی در این زون به صورت شماتیک ترسیم شده است. این محیط‌های کششی محلی در فاصله‌ی کوتاهی پس از تصادم ایجاد شده‌اند.

الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی (۵-۱۱) برای منطقه مورد مطالعه به صورت زیر است:



شکل ۵-۱۱- الگوی تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی و دایک‌های مافیک جنوب غرب میامی و مناطق مشابه از نظر زمین شناسی.

به منظور بررسی جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، نقشه زمین‌شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ در گستره وسیعی از ایران مرکزی که دارای شباهت‌های ویژه‌ای با منطقه مورد مطالعه بودند، مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد که منطقه مورد مطالعه (جنوب غرب میامی) با مناطق مختلفی از ایران مانند جنوب غرب بیارجمند (گرانیت بند هزار چاه، گرانیتوئید های منطقه دلبر جنوب بیارجمند، سفیدسنگ) و شترکوه تقریباً دارای ویژگی‌های زمین‌شناسی مشابهی هستند و عمدتاً دارای سن قدیمی‌تر از ژوراسیک می‌باشند. نکته جالب توجه آن است که بر

روی همه این گرانیت‌ها، یک یا چند افق کنگلومرای (سازند شمشک)، حاوی قطعاتی از توده‌های گرانیتوئیدی نام برده یافت می‌شود. سازند شمشک که با یک افق کنگلومرای و حاوی قطعات گرانیتی آغاز می‌شود، معرف یک دوره پیشروی دریا در ژوراسیک زیرین می‌باشد در ایران مرکزی توده‌های گرانیتوئیدی متعددی با زمین‌شناسی منطقه‌ای مشابه نظیر شیرکوه، شاه کوه و بند هزارچاه می‌تواند مبین رویداد زمین‌شناسی مشابهی باشد. با توجه به دلایل و منابع موجود در این پایان‌نامه این توده‌های گرانیتی به احتمال زیاد بر اثر فاز کوهزایی کاتانگایی تشکیل شده‌اند. همه این توده‌ها، با رسوبات ژوراسیک زیرین هم ارز سازند شمشک پوشیده شده‌اند. در ناحیه میامی شاهرود، این نفوذی‌ها با توالی رسوبی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند. با تکیه بر موارد یاد شده، سن ژوراسیک پیشین پیشنهاد شده برای این توده‌های نفوذی مردود می‌باشد.

بر اساس آنچه تا کنون مشخص شده است، گرانیت‌های جنوب غرب میامی در زمره گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت پرآلومین، کالکوالکان و غنی از پتاسیم هستند. همچنین در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی، در قلمرو گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (syn-COLG) قرار می‌گیرند.

موقعیت چینه‌شناسی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و جایگاه آنها در تاریخچه زمین‌شناسی ایران، بیانگر آن است که این توده‌ها در طی فاز کوهزایی و در ارتباط با فاز کاتانگایی تشکیل شده‌اند. ساخت‌های ساب ماگمایی و گنایس‌ها در حاشیه توده‌های نفوذی مورد مطالعه که معرف دگرشکلی در دمای بالا و تحت تنش می‌باشد، این امر را تأیید می‌کند. حضور دایک‌های میکرودیوریتی قطع کننده توده‌های گرانیتوئیدی منطقه جنوب غرب میامی مؤید این موضوع است که این ماگماها در زیر پوسته جایگزین شده و دمای بالای آنها باعث ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و تشکیل ماگماهای گرانیتی با ماهیت پرآلومین شده است. این ماگما در ادامه متحمل تبلور تفریقی شده و در نهایت سنگ‌های گرانیتی از آنها حاصل گردیده‌اند. مقدار کم هورنبلند سبز و فراوانی بیوتیت و غنی بودن از عناصر ناسازگار U, Th, K و Pb در گرانیت‌های منطقه، مشارکت پوسته بالایی در تحول ماگماهای مورد مطالعه را تأیید

می‌کند. در منطقه شرق و جنوب شرق شاهرود از جمله میامی، جنوب و جنوب غرب بیارجمند، رخنمون های پراکنده‌ای از سنگهای دگرگونی و آذرین منسوب به پرکامبرین وجود دارند، حسن زاده و همکاران (۲۰۰۸). همچنین حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) با تعیین سن زیرکن این واحدهای سنگی گرانیتهی به روش U-Pb سن اواخر نئوپروتروزوئیک تا اوایل کامبرین را برای مجموعه‌های مورد نظر تعیین کرده‌اند. بنابراین با توجه به شواهد موجود و تعیین سن‌های انجام شده و نگاهی کلی به زمین شناسی ایران متوجه خواهیم شد که توده‌های گرانیتهی با دامنه سنی بسیار نزدیک و با ماهیت عمدتاً کالک آلکالن در بخش‌هایی از ایران مرکزی نظیر بافق، بهاباد، طبس، کرمان و . . . یافت می‌شوند که برای این توده‌ها و سنگ‌های آتشفشانی همراهشان یک محیط ریفتی در نظر گرفته شده است (آقانباتی، ۱۳۸۹). به عقیده حسن‌زاده (۲۰۰۸)، گرانیتهایی با سن نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین غالباً با سپر عربی - نوبین و نواحی قبل از گندوانا در ارتباطند و با فاز اصلی کوهزایی پان آفریکن مطابقت دارند. بیشتر کوههای ایران مرکزی و البرز از قطعات قاره‌ای با ویژگی گندوانایی تشکیل شده‌اند که با ماگماتیسم گسترده مرتبط با ریفت‌زایی اواخر نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین مشخص می‌شوند. گرانیتهایی با این سن در سپر عربی - نوبین گندوانا فراوانند ولی در اوراسیا وجود ندارند، لذا اغلب پی‌سنگ متبلور ایران در آن زمان، بخشی از گندوانا بوده است (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸).

شواهد ژئوشیمیایی نظیر ماهیت کالک‌آلکالن، داشتن ماهیت پرآلومین نوع S، آنومالی منفی Nb، Ba، La، Ce، P، Zr و Ti و نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی با نسبت دادن این توده‌های گرانیتهی به یک محیط مجاور با ریفت سازگار است. البته باید یادآور شد که تاریخچه تکتونیکی توده‌های گرانیتهی نئوپروتروزوئیک - اوایل کامبرین و گرانیتهی گنیس‌های پیرامون این توده‌ها به بررسی های ساختاری، پترولوژیکی و ژئوکرونولوژیکی بیشتری نیاز دارد ولی جایگاه زمین‌شناسی کلی سرزمین‌های قدیمی در ایران و نزدیک بودن دامنه سنی این توده‌های گرانیتهی به سن حادثه ریفت‌زایی اواخر پروتروزوئیک - اوایل کامبرین دور از ذهن نیست. پوسته قاره‌ای ایران در طی فاز

کوهزایی پرکامبرین (پان آفریکن) یعنی حدود ۹۶۰ - ۶۰۰ میلیون سال قبل دگرگون و گرانیته شده، چین و گسل خورده است (بربریان و کینگ<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰).

وارفتگی (relaxation) یا بالا آمدگی پس از برخورد در اواخر پروتروزوئیک بهتر می‌تواند جوابگوی تفسیر وقایع صورت گرفته باشد. صعود و جایگزینی توده های بازیگ - حدواسط در اواخر پروتروزوئیک که غالباً به یک محیط کششی برای صعود و جایگزینی نیاز دارند، با این فرض اخیر سازگارتر است. فرآیند relaxation در اثر تبدیل یک رژیم فشارشی به رژیم کششی بوجود می‌آید (بونین<sup>۲</sup>، ۱۹۹۰). در واقع مواد ناشی از پلوم داغ از طریق مجاری و کانالهایی به زیر این زون درزه‌ای تزریق شده است و با ایجاد یک ناحیه ضعیف حرارتی، سبب شکل‌گیری ریفت نهایی گردیده است (ابینگر<sup>۳</sup>، ۲۰۰۸).

به عقیده هورن و بلال<sup>۴</sup> (۲۰۰۴)، با کاهش فشار و وارفتگی حرارتی، رسوبات پالئوپروتروزوئیک دچار ذوب بخشی شده و باعث تشکیل گرانیته‌ها می‌شوند، به عبارتی پس از برخورد ورقه‌های قاره‌ای و ایجاد شکستگی‌های بزرگ، در امتداد گسل‌های امتداد لغز بزرگ ماگماهای بازیگ هم منشأ با ریفت می‌توانند خود را به سطوح بالاتر و زیر پوسته برسانند و باعث ذوب قسمتی از پوسته شوند که با توجه به نوع منطقه و نرخ ذوب، سنگهای متنوعی از جمله گرانیته‌ها را بوجود آورند.

با توجه به مجموعه گرانیته‌ی - گرانودیوریتی منطقه جنوب غرب میامی، صعود توده‌های بازیگ، جایگزینی آنها و ذوب سنگهای پوسته‌ای این منطقه (با ماهیت متاگریوک)، گرانیته‌هایی با ماهیت کالکوالکالن غنی از پتاسیم را بوجود آورده است. با توجه به موارد ذکر شده به احتمال زیاد توده‌های گرانیتیوئیدی جنوب غرب میامی نیز دارای سرگذشتی مشابه با توده‌های گرانیتیوئیدی بند هزارچاه (جنوب غرب بیارجمند) و مجموعه‌های دگرگونی مربوطه نظیر مجموعه دگرگون - آذرین دلبر (جنوب

---

1 - Berberian & King

2 - Bonin

3- Ebinger

4- Horn& Bilal

شرق بیارجمند) و مجموعه دگرگونی شترکوه (شرق ترود) می‌باشند. در مناطق مشابه نظیر مجموعه دلبر، بند هزارچاه و شترکوه شواهد میگماتیستی شدن مجموعه‌های دگرگونی و وقوع فرآیند آناتکسی و شواهد آن به وضوح دیده می‌شود و ارتباط زایشی بین مجموعه‌های دگرگونی و این توده‌های گرانیتوئیدی را به طور قطع اعلام می‌داریم. نظراتی که توسط عابدی (۱۳۸۸)، کاظمی (۱۳۹۱)، حسینی (۱۳۷۴)، عزیزی (۱۳۹۱) و... در ارتباط با تشکیل این توده‌های گرانیتوئیدی ابراز شده و آنها را به فرورانش نفوتتیس در ژوراسیک نسبت داده‌اند، با شواهد منطقه‌ای ناسازگار است و ناشی از عدم شناخت صحیح از روابط صحرایی و کمبود اطلاعات زمین‌شناسی دقیق می‌باشد.

تعیین سن‌هایی که اخیراً توسط بلاغی و همکاران (مقاله در دست چاپ)؛ (حسن زاده، ۲۰۰۸)؛ -رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۶) و (حسینی و همکاران، در دست تهیه) صورت گرفته، صحت این ادعا را تأیید می‌کند. در عین حال نمونه‌هایی از این توده‌های گرانیتوئیدی انتخاب شده است و زیرکن‌های آن جدا شده تا با روش U-Pb مورد تعیین سن قرار گیرند که امید است در آینده‌ای نزدیک در دسترس ما قرار گیرد و صحت بیانات گفته شده، تأیید گردد.

با توجه به مشاهدات صحرایی و زمین‌شناسی، دو سری دایک دیابازی با سن اواخر نئوپروتروزوئیک-اوایل کامبرین و ژوراسیک میانی-فوقانی این توده‌های گرانیتوئیدی را قطع کرده‌اند. دایک‌های دیابازی نئوپروتروزوئیک شدیداً خردشده و دگرسان‌شده (کلریتی) می‌باشند. دایک‌های دیابازی ژوراسیک کمتر دگرشکل و دگرسان شده‌اند و در برخی نقاط علاوه بر توده‌های گرانیتوئیدی، سنگ‌های رسوبی پوشاننده آنها (با ماهیت شیل ماسه‌سنگی به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین و معادل سازند شمشک) را قطع کرده‌اند.

بنابراین با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه جنوب‌غرب میامی، جنوب و جنوب‌غرب بیارجمند از نظر نحوه تشکیل و جایگاه تکتونیکی، تشابه زیادی با یکدیگر داشته و جزء گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و این گرانیت‌ها در اثر دمای

بالای ناشی از جایگزینی مواد مذاب در زیر پوسته و ذوب بخشی متاگزیوکها و متاپلیت‌ها در حاشیه  
قاره حاصل شده‌اند.





# فصل هشتم

## نتیجہ گیری

در شمال ایران مرکزی رخنمون‌های متعددی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی مشاهده می‌شود که با توجه به مناطقی که در آن‌ها رخنمون دارند می‌توان به ترتیب زیر آن‌ها را بیان کرد :

(۱) جنوب غرب میامی (معروف به گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی)

(۲) شرق و جنوب شرق بیارجمند (مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر)

(۳) شرق و شمال شرق دلبر (غرب احمدآباد)

(۴) شمال کوه ماجراد (معروف به توده گرانیتوئیدی سفید سنگ)

(۵) جنوب غرب بیارجمند (معروف به گرانیتوئیدهای بند هزارچاه)

(۶) مجموعه آذرین- دگرگونی شترکوه

این مناطق دارای چند ویژگی زمین‌شناسی بارز مشابه می‌باشند :

(۱) در بیشتر موارد با سنگ‌های دگرگونی درجه متوسط تا بالا و با ماهیت متاپلیتی، متاگروکی، متاپسامیتی و متاکربناته همراه می‌باشد.

(۲) در برخی نقاط مجموعه سنگ‌های دگرگونی با آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت همراه است که به احتمال زیاد سنگ مادر آن‌ها دایک‌های بازیک قدیمی بوده‌اند.

(۳) تعداد قابل توجهی توده‌های آذرین حدواسط با ترکیب کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت مجموعه‌های دگرگونی را به شکل دایک، سیل و استوک قطع کرده است.

(۴) درجه دگرگونی تا حد آناتکسی و تشکیل گرانیته پیش رفته است.

(۵) گرانیته‌های حاصل از آناتکسی بصورت توده‌های کوچک و بزرگ از مقیاس چند متر تا چند کیلومتر مشاهده می‌شود و عمدتاً حاوی آنکلاوهای با ماهیت متاپلیتی می‌باشند.

(۶) گسیختگی دایک‌های مافیک قدیمی توسط مذاب حاصل از ذوب گنایس‌ها در برخی نقاط مشاهده می‌شود.

۷) توده‌های گرانیتوئیدی خود شواهد بارزی از تفریق یافتگی از گرانودیوریت تا آلکالی فلدسپارگرانیت نشان می‌دهند و مشتقات آن‌ها بصورت دایک، رگه، رگچه و استوک مشاهده می‌شود.

۸) در برخی نقاط این توده‌های گرانیتوئیدی مانند غرب دلبر، شرق توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه، جنوب و جنوب‌شرق توده گرانیتوئیدی میامی و . . . توسط توالی رسوبی- تخریبی ضخیمی به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند. بخش قاعده‌ای این توالی عمدتاً کنگلومرایی است و واحدهای کنگلومرایی مملو از قلوه‌های گرانیتی می‌باشند که از این توده گرانیتوئیدی سرچشمه گرفته‌اند.

۹) یافت شدن فسیل گیاهی نظیر ساقه و برگ، آمونیت (تعیین گونه نشده است)، صدف‌ها و دوکفه- ای‌ها با جنس نامشخص (در مشاهدات صحرایی صورت گرفته توسط حسینی و صادقیان، ۱۳۹۱) و گزارش پالینومورف‌ها و گرده‌های گیاهی دیرینه توسط فخر (در حسن زاده، ۲۰۰۸)؛ رحمتی ایلخچی (به گزارش شرح نقشه رزوه و مقالات، ۱۳۸۶)، سن اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین را برای واحد پوشاننده گرانیتوئیدها تأیید می‌کند.

۱۰) در منطقه میامی بوضوح دیده می‌شود که دایک‌های قدیمی به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- کامبرین زیرین توده گرانیتوئیدی را قطع می‌کنند ولی توسط سنگ‌های پوشاننده توده گرانیتوئیدی پوشیده می‌شوند.

۱۱) توده‌های گرانیتوئیدی و مجموعه دگرگونی نامبرده در بیشتر مناطق توسط تعداد زیادی دایک دیابازی (بویژه در منطقه دلبر، سفیدسنگ و بند هزارچاه) قطع شده‌اند. در منطقه شرق بند هزارچاه مشاهده شده است که این دایک‌ها، کنگلومرا و توالی رسوبی- تخریبی به سن اواخر تریاس- ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند ولی هیچگاه، سنگ‌های آهکی به سن کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. بنابراین سن آن‌ها جوان‌تر از ژوراسیک زیرین و قدیمی‌تر از کرتاسه زیرین می‌باشد.

۱۲) جدیدترین مشاهدات صحرایی صورت گرفته توسط صادقیان و قاسمی و دانشجویان کارشناسی- ارشد بیانگر آن است که در بین سنگ‌های شیلی- ماسه سنگی ژوراسیک، افق‌هایی کم ضخامت تا

ضحیم از گدازه‌های بازالتی وجود دارد (جنوب جمیل تا جنوب دوچاه و تا کوه های ماجراد). در ضمن توده‌هایی با ترکیب گابرویی تا دیوریتی همراه با این بازالت‌ها یافت می‌شود. بنابراین در مجموع دایک-های دیابازی جوان قطع‌کننده گرانیتوئیدها و سنگ‌های بازالتی نامبرده شواهد بارزی از ماگماتیسمی-بازیک در سیمین‌میانی می‌باشد.

لازم به ذکر است که دایک‌ها، گدازه‌ها و توده‌های نفوذی با ترکیب مشابه یا اندکی متنوع‌تر در حاشیه جنوبی البرز شرقی نیز مشاهده شده است (جمشیدی، ۱۳۸۸) که این‌ها نیز ماگماتیسم بازیک بوقوع پیوسته در سیمین‌میانی را تأیید می‌کند. همچنین رخنمون‌های گسترده‌ای از این ماگماتیسم بازیک در البرز میانی مانند بلده، جاده هراز و . . . نیز مشاهده شده است.

(۱۳) این مجموعه‌های آذرین- دگرگونی و رسوبی نامبرده در بسیاری موارد با کنساکت دگرشیب، گسله یا ناپیوستگی آذرین‌پی توسط سنگ‌های آهکی کرتاسه زیرین پوشیده شده‌اند (کوه ملحدو در دلبر، کوه کی‌کی در شمال بند هزارچاه و . . .).

علاوه بر شواهد چینه‌شناسی، تعیین سن‌هایی که در چند سال اخیر صورت گرفته و یا در حال انجام است و نتایج آن‌ها بصورت رسمی منتشر نشده حسن زاده (۲۰۰۸)؛ رحمتی ایلخچی (۱۳۸۶)؛ بلاغی (در دست چاپ) و حسینی (در دست انجام)، همگی مبین آن هستند که توده‌های گرانیتوئیدی مورد نظر و سنگ‌های آذرین مافیک و حدواسط و شاید بازیک همراه‌شان در محدوده سنی حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش قرار می‌گیرند و در یک دوره زمانی نسبتاً کوتاه تشکیل شده‌اند و در تشکیل آن‌ها مجموعه فرآیندهایی شامل نفوذ توده‌های آذرین بازیک، رسیدن مجموعه‌های دگرگونی به شرایط دما و فشار درجه متوسط و بالا (رخساره آمفیبولیت و . . .) در ماگمازایی مورد نظر سهیم بوده‌اند.

(۱۴) تعیین سن‌هایی که بر روی مجموعه‌های ریفتی قدیمی ایران صورت گرفته (حسن زاده، ۲۰۰۸) نشان می‌دهد که ریولیت‌ها و سنگ‌های آذرین وابسته به مجموعه ریفتی نیز دارای دامنه سنی بسیار نزدیک به توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌باشد. لیکن گرانیتوئیدهای مربوط به محیط ریفت اصلی دارای ماهیت آلکالن می‌باشند و با کنسارزایی گسترده و متنوع حاوی سرب، روی، آهن، مس،

اورانیم و طلا همراه می‌باشد (آهن چغارت، آهن چادرملو، سرب و روی کوشک و سرب و روی کمرمهدی) و از طرف دیگر سنگ‌های گرانیتوئیدی مشابه (بند هزارچاه، میامی، سفیدسنگ، شترکوه و . . .)، دارای ماهیت عمدتاً کالکوالکالن هستند، با مجموعه‌های دگرگونی همراه هستند و فاقد کانسارزایی قابل توجه می‌باشند. لذا منطقی‌ترین فرض حاصل از این مقایسه این است که در محیط‌های ریفتی بالآآمدگی پلوم‌های گوشته‌ای (تنوره‌ها)، بیشتر بوده و علاوه بر کمک به افزایش ذوب و توسعه ریفت‌زایی با تشکیل حجم گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین بازیک و کانسارزایی همراه می‌باشد در حالی که ماگماهای بازیکی که بطور همزمان در محیط‌های قاره‌ای مجاور ریفت به ترازهای بالا صعود کرده‌اند، باعث تسریع ذوب در محیط‌های دگرگونی شده، آن‌ها را ذوب کرده و سپس به ترازهای بالاتر منتقل شده‌اند و توده‌های گرانیتوئیدی مورد نظر را بوجود آورده‌اند.

مکانیسم‌های مشابه در سرزمین‌های مشابه در دوره‌های سنی دیگر مثل ماگماتیسم بازیک صورت گرفته در اواخر ژوراسیک زیرین - ژوراسیک میانی نیز دیده می‌شود که همزمان می‌تواند سنگ‌های آذرینی با ماهیت درونی و بیرونی بوجود آورد و گاه گدازه‌ها در اعماق زمین جایگزین شده و توده‌های بازیک را می‌سازند و یا از طریق مجاری و شکستگی‌ها بالا آمده و تا نزدیک سطح زمین بالا آمده و دایک‌ها را می‌سازند و یا بر روی سطح زمین یا روی خشکی‌ها و یا درون حوضه‌های رسوبی جایگزین شده یا فوران می‌کنند و ویژه‌گی‌های بین لایه‌ای با محیط‌های رسوبی نشان می‌دهند.

۱۵) مجدداً تأکید می‌کنیم که حجم زیاد کنگلومراهای مملو از قطعات گرانیتی و ضخامت زیاد آن‌ها بیانگر یک دوره فرسایشی طولانی مدت و همچنین علی‌رقم آنچه که در برخی نقشه‌های زمین‌شناسی نشان داده شده است (دره دایی، رزوه و میامی) این توده‌های گرانیتوئیدی قدیمی‌تر از ژوراسیک می‌باشند.

۱۶) با توجه به تعیین سن‌های صورت گرفته و سن حدود ۵۴۰ میلیون سال، ماگماتیسم سازنده توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه فاز کوهزایی پان آفریکن می‌باشد.

۱۷) با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه در طیف فلسیک این سنگ‌ها کوارتز، پتاسیم فلدسپارها، پلاژیوکلاز (در حد آلبیت تا الیگوکلاز) و بیوتیت کانی‌های اصلی هستند. هورنبلند سبز به مقدار کم (کمتر از ۱۰ درصد) در برخی از نمونه‌های سنگی بویژه در انواع میگماتیتهای یافت می‌شود. زیرکن، آپاتیت و اسفن از جمله کانی‌های فرعی می‌باشند. مگنتیت و ایلمنیت و روتیل به مقدار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود. کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، اپیدوت، سری‌سیت، اکسیدهای آهن و منگنز در برخی نمونه‌ها یافت می‌شود.

در طیف سنگی مافیک- حدواسط قدیمی پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، پیروکسن (اوژیت)، پیروکسن-هایی که به هورنبلند تبدیل شده‌اند و گه‌گاه کوارتز و بیوتیت جزء کانی‌های اصلی هستند. اسفن، مگنتیت، آپاتیت و به مقدار کم زیرکن جزء کانی‌های فرعی می‌باشند. کلریت، اپیدوت، پره‌نیت و کلسیت جزء کانی‌های ثانویه محسوب می‌شوند. در سنگ‌های بازیک جوان (دایک‌های دیابازی)، پلاژیوکلاز و پیروکسن از نوع اوژیت کانی‌های اصلی هستند. بیوتیت به مقدار کم وجود دارد. آپاتیت، مگنتیت و اسفن جزء کانی‌های فرعی به حساب می‌آیند. کلریت و کلسیت جزء کانی‌های ثانویه هستند.

با توجه به اینکه دایک‌های بازیک قدیمی در منطقه میامی بسیار تخریب شده و دگرسان شده می‌باشند اطلاعات ژئوشیمیایی بارزی از آن‌ها بدست نیامد ولی در منطقه بند هزارچاه و سفید سنگ و احتمالاً شترکوه، این سنگ‌ها از رخنمون بهتری برخوردار هستند و توسط مطالعه آن‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها مطرح خواهد شد.

سنگ‌های گرانیتوئیدی در مجموع دارای ماهیت کالکوالکالن و پرآلومین ضعیف تا پرآلومین می‌باشند و دارای خاستگاه پوسته‌ای می‌باشند و از ذوب سنگ‌های دگرگونی با ماهیت متاپلیتی، متاگریوکی و متاپسامیتی حاصل شده‌اند، شاید هم بخشی از آن‌ها حاصل از ذوب پوسته تحتانی باشند.

به غیر از گارنت، کانی دگرگونی بارزی در این سنگ‌ها یافت نشده است و آن هم به علت ماهیت سنگ‌های دگرگونی منشأ می‌باشد که خود نیز به ندرت حاوی کانی‌های دگرگونی شاخص نظیر

آندالوزیت، کیانیت و سلیمانیت می‌باشند. در مشاهداتی که اخیراً در کوه‌های غرب ملحدو صورت گرفته است در موارد انگشت شمار کیانیت شیست‌ها و رگه‌های کوارتز-کیانیتی مشاهده شده است. با توجه به تعیین سن‌هایی که صورت گرفته کل مجموعه آذرین-دگرگونی قدیمی در یک طیف سنی محدود تشکیل شده‌اند.

۱۸) توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی توسط دایک‌های دیابازی قطع شده است و طیف ترکیبی این توده‌ها شامل گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده-های گرانیتوئیدی در پی جایگزینی توده‌های مذاب با ترکیب آندزیتی-بازالتی در درون سنگ‌های دگرگونی (با طیف ترکیبی میکاشیست تا گنایس‌های گارنت‌دار) و پیامدهای گرمایی آنها (آناتکسی)، در محدوده زمانی حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش تشکیل شده‌اند. این دامنه سنی بر اساس تعیین سن های اورانیم - سرب صورت گرفته بر روی توده‌های نفوذی با سرگذشت زمین‌شناسی مشابه در منطقه بند هزارچاه و دلبر استوار می‌باشد. این توده‌های نفوذی در یک منشور بهم افزوده قدیمی واقع در محل برخورد خرده قاره‌های قدیمی و در یک رژیم کششی بعدی تشکیل گردیده‌اند.

۱۹) همچنین در تأیید هر چه بیشتر مطالب فوق می‌توان نتایج داده‌های ژئوشیمیایی زیر را نیز مطرح نمود:

با توجه به رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف مثل ناهنجاری منفی Nb، P، Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری مثل Rb، U و Th این سنگها دارای ماهیت آناتکسی می‌باشند. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر در گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه، تفریق کانی‌هایی مثل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و زیرکن در تحول ماگمایی توده‌های فوق اهمیت ویژه‌ای دارند. آنومالی منفی Nb و Ta و آنومالی مثبت Pb، بالا بودن مقادیر Sr، K و U نشان دهنده این است که ماگمای تشکیل دهنده این توده‌ها در اثر ذوب بخشی پوسته تشکیل شده‌اند. ناهنجاریهای منفی Nb، P، Ti و غنی بودن نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر ناسازگاری نظیر Rb، Th و U و همچنین فراوانی بیوتیت در این سنگها نشان می‌دهد که این سنگها از ذوب

بخشی متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین پتاسیم بالا می‌باشند و در زمره گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند. توده‌های گرانیتوئیدی جنوب‌غرب میامی به سن نئوپروتروزوئیک – اوایل کامبرین و در اثر فرآیند آناتکسی پوسته قاره‌ای و از ذوب بخشی متاگرایوک-ها، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌ها تشکیل شده‌اند.

در پایان مطالعات صورت گرفته وجود سنگ‌های قدیمی از پوسته ایران زمین را در شرق و جنوب شرق شاهرود محرز می‌سازد و ما را در شناخت تحولات زمین‌شناسی تاریخی ایران کمک می‌کند. لازم به ذکر است که سنگ‌هایی با تاریخچه زمین‌شناسی مشابه از شمال تکاب مثل مجموعه سور و سات، در منطقه ساغند مجموعه بن شور و پشت بادام، سازند کهر و... یافت شده است.

این تحقیق از آنجایی که به همراه چند تحقیق دیگر در جنوب شرق شاهرود صورت گرفته با داده‌های چینه‌شناسی زیاد و مستندی همراه است که بر قوت علمی آن می‌افزاید و تردیدها و ابهامات آنرا به حداقل می‌رساند. علاوه بر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی منطقه‌ای توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه از جمله جنوب‌غرب میامی در طول دوره‌های مختلف دگرشکلی و دگرریختی شده‌اند که شواهدی در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی، زون‌های برشی (در مقیاس صحرایی) و خردشدگی (ساب گرین شدن، ایجاد بافت‌های میلونیتی و کاتاکلاستیکی در مقیاس میکروسکوپی) نیز قابل تعقیب است و میلونیت‌های درجه پایین تا بالا در آن‌ها قابل مشاهده‌اند.

۶-۲- پیشنهادها

- انتخاب تعدادی نمونه از توده‌های گرانیتوئیدی جهت تعیین سن به روش‌های مناسب از جمله U-

Pb بر روی کانی‌هایی مثل زیرکن موجود در گرانیت‌ها.

- تعیین سن دایک‌ها به روش‌های مناسب از جمله Sm-Nd.

- انجام میکروپروپ بر روی برخی از کانیها مثل پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها به منظور شناخت بهتر و دقیق‌تر کانی‌شناسی آنها.



- انجام مطالعات فابریک مغناطیس (AMS) بر روی توده‌های گرانیتوئیدی و دایک‌های مافیک

منطقه مورد مطالعه به منظور شناخت سازوکار جایگزینی آنها.

- بررسی و انتخاب روش‌های ترموبارومتري مناسب جهت مطالعه نمونه‌های مورد مطالعه.

## منابع

### الف - منابع فارسی

- آقا نباتی، ع.، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۶۰۶ صفحه.
- امامی و همکاران، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی"، سازمان زمین شناسی کشور.
- بلاغی، ز.، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین جنوب بهاباد(بافق-یزد)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز.، صادقیان، م.، قاسمی، ح. ا.، (۱۳۹۲)، "کانی شناسی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی دایک های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند"، اولین همایش زمین کاربردی دانشگاه علوم پایه دامغان.
- جمشیدی، خ.، (۱۳۸۶)، "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- چکنی مقدم، م.، (۱۳۹۱)، "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مقناطیس آنها"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، ح.، (۱۳۷۴)، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزار چاه بیارجمند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خلیلی، ه.، (۱۹۷۵)، "پترولوژی سنگ های آذرین"، ترجمه هدایت خلیلی، انتشارات دانشگاه مشهد. ۵۶۸ صفحه.
- درویش زاده، ع.، (۱۳۷۶)، "پترولوژی تجربی و کاربرد های آن"، انتشارات دانشگاه تهران. صفحات ۱۰۴، ۱۰۹، ۱۲۴ و ۱۳۲.

- درویش زاده، ع.، آسیابانها، ع.، (۱۳۷۱)، "مبانی پترولوژی آذرین"، انتشارات دانشگاه تهران. صفحات ۳۲۱ تا ۳۲۲.
- رحمتی ایلخچی، م.، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال خاوری تروود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- رحمتی ایلخچی، م.، (۱۳۸۱)، "گزارش زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰: ۱ رزوه". ۲۹ صفحه.
- عابدی، ز.، (۱۳۸۸)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عزیزی، م.، (۱۳۹۱)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی، ا.، حاجی حسینی، ا.، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دابی"، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح. ا.، (۱۳۹۰)، " بررسی ماگماتیسم و دگرگونی پرکامبرین فوقانی- پالئوزوئیک زیرین منطقه شمال و جنوب شرق شاهرود (مجموعه بازالتی سلطان میدان و مجموعه دگرگونی آذرین بیارجمند) طرح شماره ۹۰۰۰۴۸۹۳"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- قاسمی، ح. ا.، آسیابانها، ع.، (۱۳۸۵)، " معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان صفحات ۲۴۸-۲۳۱.
- کاظمی، ک.، (۱۳۹۰)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی کی، جنوب غرب بیارجمند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- کرمی، م.، (۱۳۸۲)، "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر(جنوب شرق بیارجمند)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شاهرود.
- گوانجی، ن.، (۱۳۸۹)، " بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه شاهرود.

- معین وزیری، ح، احمدی، ع، (۱۳۸۳)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران. صفحات ۳۹۳ تا ۴۷۲.

- ولی زاده، م، صادقیان، م، اکرمی، م، ع، (۱۳۸۰)، "انکلاوها و پترولوژی گرانیت"، انتشارات دانشگاه تهران.

#### ب- منابع لاتین

- Agostini, A. (2009). "Structural evolution of the Main Ethiopian Rift". pp: 120
- Ahmed, Z., Hariri, M. (2008). "Neoproterozoic ophiolites as developed in Saudi Arabia and their oceanic and pericontinental domains". The Arabian Journal for Science and Engineering, Volume 33, Number 1C. pp: 1-30.
- Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985). "Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters". Chemical Geology 48, pp: 43-55.
- Benn K. and Allard B. (1989), "Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros", J. of Petrol 30, pp.925-946
- Best, G. (2003). "Igneous and metamorphic petrology", 729p.
- Bons, P. D., Elburg, M. A. (2012). "A review of the formation of tectonic veins and their microstructures". Journal of Structural Geology University of KwaZulu-Natal, Durban, South Africa. 43, pp: 33-62.
- Berberian, M., King, G. (1980). "Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran". Journal of Structural Geology University of Cambridge, pp: 211-223.
- Berberian, M., King, G.C.P. (1981). "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran". J. Earth Sci. 18, pp: 210-265.
- Catlos, J., Baker, B. (2011). "Linking microcracks and mineral zoning of detachment-exhumed granites to their tectonomagmatic history". Journal of Structural Geology, v. 33, pp: 951-969.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., (1992). "I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt". Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, pp: 1-26.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., (2001). "Two contrasting granite types". Australian Journal of Earth Sciences, 48, 489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types Pacific geology", vol.8, pp: 173-174.

- Fernandez A. (1987), "preferred orientation developed by rigid markers in two dimensional simple shear strain. A theoretical and experimental study", *Tectonophysics*, 136, pp.151-158.
- Ferre, E., Gleizes, G., Caby, R. (2002). "Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis". *Precambrian Research*, 114. pp: 199-219.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D.J., Frost, C. D. (2001). "A Geochemical Classification for Granitic Rocks". *Journal of Petrology*, 42, pp: 2033-2048.
- Furman, T. (2007). "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview". *J.of African Earth Sciences* 48, pp: 147-160.
- Gill, R. (2010). "Igneous and Rocks And Processes". University of London, 415p.
- Golonka, J. (2004). "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic". *Tectonophysics* 381, pp: 235- 273.
- Hans-Rudolf Wenk, P. J., Monteiro, M. Shomglin, K. (2008). " Relationship between aggregate microstructure and mortar expansion". A case study of deformed granitic rocks from the Santa Rosa mylonite zone. *J Mater Sci*, v. 43, pp: 1278–1285.
- Hibbard M.J. (1987), "Deformation of incompletely crystallized magma system, granite gneisses and their tectonic implications", *J. of Geol* 95, pp.543-561.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G. (1986). "Geochemical characteristics of collision-zone magmatism In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*". *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, vol. 19. Geological Society of London, UK, pp: 67– 81.
- Hatch, F. H., Wells, A. K. (1975). " Petrology of the igneous rocks". Translated By H. Khalili., 568p.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks". *Can. J. Sci.*, 8, pp: 523-548.
- Kushiro, I., 1996. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: an experimental study using aggregates of diamond. In: Basu, A., Hart, S. (Eds.): *Earth Processes, Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union, 109-122.
- Khalatbari, M. (2013). "Geochemical evidence of late Cretaceous marginal arc-back arc". *Journal of Asian Earth Science*, pp: 209-230.
- Kharbish, S. (2010). "Geochemistry and magmatic setting of Wadi-Markh island- arc gabbro- diorite suite, Central Eastern Desert, Egypt". *Suez Canal University*, pp: 257-266.

- Larsen, M. (2009). "Tectonomagmatic events during stretching and basin formation in the Labrador sea". *Journal of the Geological Society, London*, pp: 999-1012.
- Middlemost E.A.K. (1994). "Naming materials in the magma/ igneous rock system". Longman Group U.K., pp: 73-86.
- Middlemost, E.A.K. (1985). "Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., pp: 73-86.
- Nakamura, N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, pp: 757– 775.
- Njanko, T. (2006). "Synkinematic high-K calc alkaline plutons associated with the Pan African Central Cameroon Shear Zone". *Petrology and Geodynamic Significance*, pp: 494-510.
- O’connor, J.T. (1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar reaction". *Us. Geol. Sur. Prof., paper 522*. pp: 49-84.
- Paterson S.R. , Vernon R.H. and Toshiba O.T. (1989) , “A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids”, *J. of Structural Geology* II(3), pp. 349-363.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., (1989). "A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids". *Journal of Geology* 11, pp: 349-363.
- Pearce, J. A. (1983). "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: C. J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*". Shiva, Nantwich, pp: 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G. (1984). "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of petrology*. 25, pp: 956-983.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976). *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Priyom Roy, Jain, A. K., (2010). " Microstructures of Mylonites along the Karakoram Shear Zone, Tangste Valley, Pangong Mountains, Karakoram". *Journal Geological Society of India*, V. 75, pp: 679 - 694.
- Rahmati Ilkhchi, M., Faryad, S., V Holub, F., Frank, W. (2009). "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)", *Earth science journal*.
- Rollinson, H.R. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, And interpretation*". Longman Scientific Technical, Essex: 344 p.

- Saint-Blanquat(de) M. and Tikoff B. (1997), "Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite Sierra Nevada batholiths", In: Bouchez ,J.L. , Hutton D.H.W. and Stefens W.E.(Eds), Granite from segregation of Melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, pp.231-252.
- Rollinson, H. (1993)."using geochemical data: Evalusion, presentation, And interpretation". Longman scientific and The chemical, 325P.
- Sylvester, P. J. (1998). "Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites". Lithos 45, pp: 29-44.
- Shand, S.J. (1949). "Eruptive rocks.Their genesis, composition, classification andtheir relation to deposits". Thomas Murby and co, London 488P.
- Shelly, D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscopeclassification features, microstructures and mineral preferred orientations".Chapman & Hall, London, 405P.
- Shtrekeisen, A., LeMaitre, R. (1979). "A chemical approximation to the modalQAPF classification of igneous rocks".Neuesjahrb.Mineral. Abh.136, pp:169-206.
- Srivastava, P. (1996). "Deformation mechanisms and inverted thermal in the north Almora Thrust mylonite zone". Journal of structural Geology India, pp: 27-39.
- Stocklin,J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran". Arview. Am.Assoc.ret.Geo,52,pp:1229-1258.
- Sun, S. S., McDonough, W.F.(1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42, pp: 313–345.
- Swinden, H.S., Jenner, G.A., Fryer, B.J., Hertogen, J., Roddick, J.C. (1990). "Petrogenesis and paleotectonic history of the Wild Bight Group, an Ordovician rifted island arc in central Newfoundland". Contributions to Mineralogy and Petrology 105, pp: 219–241.
- Thompson, A.B., (1982), Dehydration melting of pelitic rocks and the generation ofH<sub>2</sub>Oundersaturated granitic liquids". Journal of Science, v. 282, pp: 1567–1595.
- Trindade, M.J., Rocha. F., Dias, M.I. (2006). " Geochemical and mineralogical characterization of a Lower.Cretaceous sedimentary profile from central Algarve (Portugal)". Journal of Geochemical Exploration, v. 88, pp: 450 – 453.
- Vernon, R. H. (2008). " A practical guide to rock microstructure ". Published by Cambridge University Press, pp: 115- 439.

- Wilson, M. (1989). "Igneous petrogenesis a global tectonic approach".Unwin HymanLtd., London, 466p.
  
- White, A. J. R. (1979). "Sources of granite magmas. Geological Society of America". Abstracts with Programs 11, 539p.
  
- Xing-Wang, X., Zhang, Y. (2013). "Tectonic evolution of the East Junggar terran". Gondwana Research, pp: 578-600.
  
- Zhong, H., Zhu, W.G., Hu, R.Z., Xie, L.W., He, D.F., Liu, F., Chu, Z.Y.(2009). "Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf isotope geochemistry of the Panzhihua A-type syenitic intrusion in the Emeishan large igneous province, southwest China and implications for growth of juvenile crust". Lithos 110, pp: 109–128.
  
- Zhang, J., Zhao, G., Li, S., Sun, M., Shen, W., Liuc, S. (2012)." Structural pattern of the Wutai Complex and its constraints on the tectonic framework of the Trans-North China Orogen". Precambrian Research . 222– 223, pp: 212– 229.
  
- Zhao, J.H., Zhou, M.F. (2007) “Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle” Precambrian Research 152, 27-47.



## **Abstract**

SW Mayamey granitoidic plutons are a part of the northern margin of Central Iran structural zone. Field observations and petrographical studies indicate that the compositional range of these granitoids is composed of granodiorite, granite, alkali-feldspar granite and leucogranite. With attention to the carried out petrographical studies biotite, plagioclase, orthoclase and quartz are major minerals and apatite, sphene and zircon are minor minerals. In this area and neighboring area with similar historical geology granitoidic plutons such as Band e Hezar Chah have been covered by a thick detrital – sedimentary sequence with mainly conglomerate nature. This detrital- sedimentary sequence in the lower part contains intercalations of shales with plant fossils and sandy limestones bearing ammonite that indicates late Triassic - upper Jurassic age for this sequence. The conglomeratic part is dominantly composed of granitic pebbles that originated from above granitoid plutons. Since these granitoid plutons were covered by this sequence and with respect to recent dating of these plutons (Middle Jurassic), we conclude that their age is older than Jurassic and the previous age is wrong. These plutons are intruded by two classified diabasic micro dioritic- micro gabbroic dikes with late Neoproterozoic- early Cambrian age and Middle Jurassic age. Earlier dikes are highly deformed and altered whereas younger (or later) dikes frequently are undeformed and rarely altered. Negative anomalies of Ti, P, Nb and enrichment of LREE and incompatible elements such as Rb, Th and U and abundance of biotite in these granitic rocks indicate that these rocks have been generated from partial melting of metapsamites and metapelites and they have peraluminous and high K nature, and then belong to S- type. These plutons formed in an ancient accretionary prism tectonic setting in the location of the collision of old microcontinents. These plutons have been formed in result of replacement molten masses with composition andesitic- basaltic inside the metamorphic rocks (with compositional range from micaschist to garnet-bearing gneiss) and their following thermal effects (Anatexis) around 540 My age. This age range is based on the U-Pb age dating on the intrusive plutons with similar historical geology such as Delbar and Band e Hezar Chah.

Keywords: SW mayamey, Band e Hezar chah, granitoidic, stratigraphic setting, petrography.



**Shahrood University of Tecnology**

**Faculty of Earth Sciences**

**Department of Petrology and Economic Geology**

**MSc thesis**

**Stratigraphical Setting, Petrology and Geochemistry of  
the SW Mayamey Granitoidic Plutons**

**Ali Hemati**

**Supervisor:**

**Dr. M. Sadeghian**

**Advisor:**

**Dr. M. Rezaei**

**February 2014**