

لهم إلهي  
سلاطين  
السماء والأرض



## پترولوزی و ژئوشیمی توده گرانیت‌وئیدی جنوب غرب میامی

دانشجو: زهرا عابدی

استاد راهنما  
دکتر حسین مهدیزاده

اساتید مشاور  
دکتر محمود صادقیان  
دکتر فرج ا... فردوسی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد در رشته زمین شناسی  
(گرایش پترولوزی)

تیر ماه ۸۸

## دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوزی و زمین شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم زهرا عابدی

تحت عنوان:

پترولوزی و ژئوشیمی توده های گرانیتوفیلی جنوب غرب میامی

در تاریخ ۸۸/۴/۱۷ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد پترولوزی

مورد ارزیابی و با درجه بسیار خوب مورد پذیرش قرار گرفت.

| امضاء | اساتید مشاور:                             | امضاء | اساتید راهنما:                          |
|-------|---|-------|---|
|       | نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان   |       | نام و نام خانوادگی : دکتر حسین مهدیزاده |
|       | نام و نام خانوادگی : دکتر فرج ا... فردوسی |       | نام و نام خانوادگی :                    |

| امضاء | نماينده تحصيلات تكميلي                   | امضاء | اساتيد داور:                                 |
|-------|--|-------|--|
|       | نام و نام خانوادگی : دکتر بهناز دهر آزما |       | نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب ا...<br>قاسمی |
|       |  |       | نام و نام خانوادگی : دکتر قاسم قربانی        |
|       |  |       | نام و نام خانوادگی :                         |
|       |  |       | نام و نام خانوادگی :                         |

تەقديم بە

## پدر و مادر بىزركوچار

٦

آنان كە آموقتن بى وجودشان ميسىر نبود

## تشکر و قدردانی

شکر و سپاس خدای را که با آفرینش گیتی گوشه‌ای از عظمت و کرامت خویش را نمایان ساخت و با آفرینش انسان و دمیدن ذره‌ای از نور معرفت خویش در وجود او زمینه را برای درک بزرگواری و کرامتش فراهم نمود. اکنون که به یاری خداوند متعال این مجموعه به انجام رسیده است، لازم می‌دانم سپاس فراوان خود را خدمت بزرگوارانی که به هر نحو در به ثمر رسیدن آن مرا یاری نمودند، ابراز دارم.

در ابتدا از استاد راهنمای ارجمند آقای دکتر حسین مهدیزاده به خاطر راهنمایی‌های ارزنده ایشان سپاسگزارم. از استاد مشاور محترم آقای دکتر محمود صادقیان به جهت همفکری‌های سودمند و دلسوزانه و نیز سعه صدر و بزرگواریشان قدردانی می‌نمایم. از آقایان دکتر فردوست و دکتر طاهری نیز به دلیل مشاوره و نظرات گرانقدر ایشان در تدوین این مجموعه تشکر می‌کنم.  
از جناب آقای دکتر قاسمی و سایر اساتید محترمی که در طی ۷ سال تحصیل در دانشگاه صنعتی شاهroud از محضر ایشان بهره بردم، بی‌نهایت سپاسگزارم.

همچنین از آقای روح... سیری و همکاران محترم ایشان در شرکت مهد زمین شاهوار شاهroud به خاطر تهیه مقاطع نازک و نیز کارکنان شرکت مواد معدنی - طیف کانسaran بینالود مشهد که زحمت پودر کردن نمونه‌ها و ارسال آنها جهت انجام آنالیز شیمیایی را متحمل شدند، سپاسگزارم.  
از مساعدت و تلاش مسئولین محترم دانشکده علوم زمین و امور اداری و مالی دانشگاه صنعتی شاهroud در فراهم نمودن امکانات لازم تشکر می‌کنم.

همچنین از دوستان بزرگوارم الهام السادات موسوی شاهروodi، خدیجه جمشیدی، نرجس دهنوی و آقایان علی تنها، علی صادقی و محمد حسین خواجه زاده که در مراحل مختلف عملیات صحرایی و تکمیل این پایان نامه مرا همراهی کردند، قدردانی نموده و از درگاه ایزد منان سعادت و سربلندی آنان را خواهانم.

## اقرارنامه و واگذاری حقوق

اینجانب زهرا عابدی دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی (گرایش پترولوزی) تأیید می‌نمایم که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودم بوده و در مواردی که از نتایج تحقیقات دیگران استفاده گردید، مرجع آن ذکر شده است. کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شهرورد می‌باشد.

زهرا عابدی  
۱۳۸۸ تیر ماه

## چکیده

منطقه مورد مطالعه به مساحت حدود ۹۰ کیلومتر مربع در ۳ کیلومتری جنوب غرب میامی (۶۰ کیلومتری شرق شهر) در استان سمنان و در زون ایران مرکزی قرار دارد.

با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتیوئیدی منطقه جنوب غرب میامی، سنگهای منطقه شامل چهار دسته آلکالی فلدسپار گرانیت، سینیو تا مونزوگرانیت، گرانودیوریت و دایکهای میکرودیوریتی می‌باشد. برخی از سنگهای گرانیتیوئیدی مورد مطالعه دچار دگرشکلی شده و فابریکهای ساب ماقمایی نشان می‌دهند. این ریز ساختها شامل شکستگی‌های پرسه از کوارتز و فلدسپات بوده و در مراحل پایانی تبلور ماقما، در حضور مذاب باقیمانده ایجاد شده و نشانه دگرشکلی دمای بالا می‌باشد. در حاشیه جنوبی توده گرانیتیوئیدی نیز، سنگها دگرشکلی یافته و میلونیتی شده‌اند.

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، نشانگر وجود وقفه‌های ترکیبی بین گروههای سنگی منطقه و احتمالاً منشاء مجزای این سنگها است. نمونه‌های مورد مطالعه، از عناصر REE بهنجار شده کندریتی با غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین مشخص می‌شوند. مقادیر بالای Rb, Th, U, Pb, K و مقادیر پایین Nb, P, Sr, Ti نشان می‌دهد که ماقما به وسیله مواد پوسته‌ای آلایش یافته است و نیز ممکن است با ماقماتیسم مرتبط با زون فرورانش باشد.

از نظر خصوصیات ژئوشیمیایی، این سنگها پرآلومین تا اندکی متاآلومین، از نوع I و S و متعلق به سری کالکوآلکالن پتابسیم بالا هستند. فراوانی عناصر ناسازگار و آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد که گرانیتیوئیدهای میامی از ذوب بخشی پوسته زیرین منشأ گرفته‌اند. در این حالت، مذاب حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی در پوسته زیرین جایگزین و گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم می‌کند.

ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین، متحمل تفريق شده و سنگهای گرانیتoidی فلسيک منطقه(گرانیتها و آلكالی گرانیتها) را تشکيل داده است. سنگهای مافيک منطقه(دایكهاي میکروديوريتی و گرانوديوريتی) احتمالاً از ماگمای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقيانوسی و گوه گوشتهای بالای آن تشکيل شده‌اند.

نمودارهای تمایزی محیط تکتونیکی نشان می‌دهند که این توده به محیط‌های قوس قاره‌ای تعلق دارند و احتمالاً طی فاز کوهزایی سیمرین میانی، فرورانش ورقه اقيانوسی نئوتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی به تشکيل ماگماهای آندزیتی کالکوآلکالن منجر شده است. سپس اين ماگماها در پوسته زیرین جايگزين شده و در نتيجه ذوب بخشی آن، ماگماهای گرانیتی با ماهیت پرآلومین ايجاد كرده است. در ادامه تبلور تفريقي اين ماگما باعث تشکيل سنگهای گرانیتی شده است. سپس در نتيجه چرخش خرد قاره ایران مرکزی، در جهت خلاف عقربه ساعت و پیامدهای تکتونیکی بعدی به محل کنونی تغيير مكان داده‌اند.

كلمات کليدي: پترولوژي، زئوشيمى، توده گرانیتoidی، میامی، شاهروود.

مقاله استخراج شده از پایان نامه:

پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی(شرق شهرود)، دوازدهمین همایش  
انجمن زمین‌شناسی ایران، بخش مقالات پوستری، اهواز، ۱۳۸۷.

|    |       |   |
|----|-------|---|
| ز  | ..... | چکیده   |
|    |       | <b>فصل اول - کلیات</b>                        |
| ۱  | ..... | ۱-۱ - مقدمه                                   |
| ۲  | ..... | ۱-۲ - موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی       |
| ۳  | ..... | ۱-۳-آب و هوا و جغرافیای انسانی                |
| ۶  | ..... | ۱-۴-ژئومورفولوژی                              |
| ۶  | ..... | ۱-۵-مطالعات قبلی                              |
| ۸  | ..... | ۱-۶-هدف کلی از مطالعه                         |
| ۸  | ..... | ۱-۷-روش‌های مطالعاتی                          |
|    |       | <b>فصل دوم - زمین‌شناسی عمومی منطقه</b>       |
| ۱۰ | ..... | ۲-۱ - مقدمه                                   |
| ۱۰ | ..... | ۲-۲ - دوره ژوراسیک در ایران مرکزی             |
| ۱۰ | ..... | ۲-۲-۱ - گروه شمشک و گروه مگو در ایران مرکزی   |
| ۱۱ | ..... | ۲-۲-۲ - ماگماتیسم ژوراسیک در ایران مرکزی      |
| ۱۵ | ..... | ۲-۳ - پیکرهای سنگی اصلی منطقه میامی           |
| ۱۶ | ..... | ۲-۳-۱ - سنگهای دگرگونی پرکامبرین              |
| ۱۹ | ..... | ۲-۳-۲ - پیکرهای رسوبی                         |
| ۱۹ | ..... | الف - واحدهای رسوبی معادل شمشک                |
| ۲۱ | ..... | ب - واحد کنگلومرایی معادل قاعده سازند سنگستان |
| ۲۵ | ..... | ج - واحدهای رسوبی کرتاسه                      |
| ۲۶ | ..... | د - آبرفت‌های کواترنری                        |
| ۲۸ | ..... | ۳-۳-۲ - پیکرهای آذرین                         |
| ۲۸ | ..... | - گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی                |
| ۳۰ | ..... | - زون میلونیتی حاشیه توده گرانیتوئیدی         |
| ۳۴ | ..... | - توده گرانودیوریتی غرب قدس                   |
| ۳۵ | ..... | - توده نیمه عمیق داسیتی                       |
| ۳۶ | ..... | ۴-۲ - زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک           |
| ۳۸ | ..... | ۴-۲-۱ - گسل‌ها                                |
| ۳۸ | ..... | الف - گسل میامی                               |
| ۳۸ | ..... | ب - گسل‌های سکون و شیرمار                     |
| ۳۹ | ..... | ۴-۲-۲ - چین‌ها                                |
| ۴۰ | ..... | ۵-۲ - خلاصه مطالعه فصل دوم                    |

| صفحه | فهرست مطالب  | عنوان |
|------|--|-------|
|      | <b>فصل سوم - پتروگرافی توده‌های گرانیت‌وئیدی جنوب غرب میامی</b>    |       |
| ۴۳   | ..... ۱-۳- مقدمه   |       |
| ۴۳   | ..... ۲-۳- آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها                                |       |
| ۴۴   | ..... ۱-۲-۳- کانی‌های اصلی   |       |
| ۴۸   | ..... ۲-۲-۳- کانی‌های فرعی   |       |
| ۴۸   | ..... ۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه                                       |       |
| ۵۰   | ..... ۳- سینو تا مونزو گرانیتها                                    |       |
| ۵۱   | ..... ۱-۳-۳- کانی‌های اصلی   |       |
| ۵۳   | ..... ۲-۳-۳- کانی‌های فرعی   |       |
| ۵۶   | ..... ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه                                       |       |
| ۵۷   | ..... ۴- ۳- گرانودیوریت‌ها   |       |
| ۵۷   | ..... ۱-۴-۳- کانی‌های اصلی   |       |
| ۶۰   | ..... ۲-۴-۳- کانی‌های فرعی   |       |
| ۶۰   | ..... ۳-۴-۳- کانی‌های ثانویه                                       |       |
| ۶۱   | ..... ۵- ۳- دایک‌ها  |       |
| ۶۲   | ..... ۶- ۳- میلونیتها  |       |
| ۶۵   | ..... ۷- ۳- خلاصه مطالب فصل سوم                                    |       |
| ۶۸   | ..... ۱- ۴- مقدمه  |       |
| ۶۸   | ..... ۲- ۴- نگاهی اجمالی به انواع فابریک‌ها یا ساختهای میکروسکوپی  |       |
| ۶۸   | ..... ۱-۲-۴- فابریک‌ها یا ساختهای ماگمایی                          |       |
| ۶۹   | ..... ۲-۲-۴- فابریک‌ها یا ساختهای ساب ماگمایی                      |       |
| ۷۰   | ..... ۳-۲-۴- فابریک‌ها یا ساختهای میکروسکوپی ساب سولیدوس حالت جامد |       |
| ۷۳   | ..... ۳- ۴- انواع ساختهای میکروسکوپی در گرانیت‌وئیدهای منطقه       |       |
| ۷۶   | ..... ۴- ۴- شواهد دگرشکلی در کانی‌های مختلف                        |       |
| ۷۶   | ..... ۱-۴-۴- دگرشکلی بیوتیت  |       |
| ۷۶   | ..... ۲-۴-۴- دگرشکلی پلازیوکلاز                                    |       |
| ۷۷   | ..... ۳-۴-۴- دگرشکلی فلدسپات آلکالن                                |       |
| ۷۸   | ..... ۴-۴-۴- دگرشکلی کوارتز  |       |
| ۸۰   | ..... ۵- ۴- خلاصه مطالب فصل چهارم                                  |       |
|      | <b>فصل پنجم - ژئوشیمی و پترولوجی</b>                               |       |
| ۸۳   | ..... ۱-۵- ژئوشیمی   |       |
| ۸۵   | ..... ۲-۵- ردبندی سنگ‌های منطقه بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی        |       |
| ۸۵   | ..... ۱-۲-۵- طبقه‌بندی بر اساس ترکیب نورماتیو                      |       |
| ۹۰   | ..... الف- ردبندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)                            |       |

| عنوان  | صفحة | فهرست مطالب |
|--|------|-------------|
| ب- رده‌بندی نورماتیو اشتريکايزن و لومتر(۱۹۷۹)                                | ۹۰   |             |
| ۲-۲-۵- طبقه‌بندی شیمیایی   | ۹۲   |             |
| الف- طبقه‌بندی کاکس و همکاران(۱۹۷۹)  | ۹۲   |             |
| ب- طبقه‌بندی دلاروش و همکاران(۱۹۸۰)  | ۹۳   |             |
| ج- طبقه‌بندی شیمیایی دبون و لوفور (۱۹۸۳)                                     | ۹۴   |             |
| د- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)   | ۹۶   |             |
| ۵- طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴)                                     | ۹۶   |             |
| ۳-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی در بررسی روندهای تغییرات                     | ۹۸   |             |
| ۱-۳-۵- نمودارهای درصد اکسید- درصد سیلیس(هارکر، ۱۹۰۹)                         | ۹۸   |             |
| ۲-۳-۵- کاربرد نتایج عناصر کمیاب در بررسی روندهای تغییرات                     | ۱۰۳  |             |
| الف- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل تغییرات سیلیس                    | ۱۰۴  |             |
| ب- تغییرات عناصر کمیاب در برابر عناصر اصلی و کمیاب دیگر                      | ۱۰۷  |             |
| ج- نمودارهای عنکبوتی   | ۱۰۷  |             |
| ۴-۵- پترولوزی  | ۱۱۲  |             |
| ۱-۴-۵- سری‌های ماقمایی   | ۱۱۲  |             |
| الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2$ | ۱۱۲  |             |
| ب- نمودار $\text{O}$ در برابر $\text{SiO}_2$ (ریکوود، ۱۹۸۹)                  | ۱۱۲  |             |
| ج- نمودار سیلوستر(۱۹۸۹)  | ۱۱۳  |             |
| ۲-۴-۵- درجه اشباع آلومین (ASI) نمونه‌های مورد مطالعه                         | ۱۱۴  |             |
| الف- نمودار A/CNK-SiO <sub>2</sub> (چاپل و وايت، ۱۹۷۴)                       | ۱۱۵  |             |
| ب- نمودار A/CNK-A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)                                 | ۱۱۶  |             |
| ۵-۵- خلاصه مطالب فصل پنجم  | ۱۱۷  |             |
| فصل ششم- پتروژنز   |      |             |
| ۱-۶- مقدمه   | ۱۲۱  |             |
| ۲-۶- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و I  | ۱۲۳  |             |
| ۳-۶- تعیین خاستگاه ماقمایی گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه                      | ۱۲۳  |             |
| الف- نمودار $\text{SiO}_2 - \text{A/CNK}$ (چاپل و وايت، ۱۹۸۳)                | ۱۲۳  |             |
| ب- نمودارهای والن و همکاران(۱۹۸۷)  | ۱۲۵  |             |
| ج- نمودار $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (چاپل و وايت، ۲۰۰۱)       | ۱۲۵  |             |
| د- نمودار ویلاسکا و همکاران(۱۹۹۸)  | ۱۲۷  |             |
| ۴-۶- تشخیص مدل پتروژنتیکی مؤثر در تشکیل توده‌های مورد مطالعه                 | ۱۲۸  |             |
| ۵-۶- رده‌بندی گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی                             | ۱۲۹  |             |

| صفحه | فهرست مطالب                 | عنوان   |
|------|-----------------------------|---|
| ۱۳۲  | .....                       | ۶-۶- نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی انواع گرانیت‌وئیدها |
| ۱۳۲  | .....                       | ۱-۶- نمودارهای مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)                         |
| ۱۳۷  | .....                       | ۶-۲- نمودارهای تمایزی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)                   |
| ۱۳۸  | .....Rb-(Y+Nb) و Rb-(Yb+Ta) | - نمودار تمایزی گرانیتها بر اساس تغییرات                      |
| ۱۳۸  | .....Ta- Yb و Nb-Y          | - نمودار تمایزی گرانیتها بر اساس تغییرات                      |
| ۱۴۰  | .....                       | ۷- الگوی جایگزینی توده‌های گرانیت‌وئیدی جنوب غرب میامی        |
| ۱۴۳  | .....                       | ۸- خلاصه مطالب فصل ششم  |
| ۱۴۵  | .....                       | فصل هفتم- نتایج و پیشنهادات                                   |
| ۱۴۹  | .....                       | منابع   |

| عنوان | صفحة | فهرست اشکال  |
|-------|------|--|
| ..... | ۳    | ..... شکل ۱-۱-الف: نقشه تقسیمات استانی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن.....   |
| ..... | ۴    | ..... شکل ۱-۱-ب: تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و موقعیت آن نسبت به شهرهای اطراف.....  |
| ..... | ۵    | ..... شکل ۱-۲: نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.....  |
| ..... | ۱۶   | ..... شکل ۱-۲: نقشه واحدهای رسوی - ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن.....   |
| ..... | ۱۷   | ..... شکل ۲-۲-الف: پراکندگی سنگهای گرانیتی‌بودی به سن ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور آن (تلفیقی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، بسطام، رزوه و دره دائی)..... |
| ..... | ۱۸   | ..... شکل ۲-۲-ب: بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی و همکاران، ۱۳۷۷) و موقعیت توده‌های مورد مطالعه بر روی آن.....   |
| ..... | ۲۰   | ..... شکل ۲-۳: تناوب شیل و ماسه سنگ ژوراسیک و چین خوردگی آن، در اطراف محمد آباد.....   |
| ..... | ۲۰   | ..... شکل ۲-۴: تناوب شیل و ماسه سنگ در شرق کلاته اسد.....  |
| ..... | ۲۰   | ..... شکل ۲-۵: رخنمون صحرایی کنگلومرایی ریزدانه در غرب کلاته اسد.....  |
| ..... | ۲۱   | ..... شکل ۲-۶: وجود شیلهای زغالی در رسوبات ژوراسیک منطقه، جنوب غرب میامی.....  |
| ..... | ۲۳   | ..... شکل ۲-۷: رخنمون صحرایی واحد کنگلومرایی حاوی قطعات فراوانی از گرانیتهای منطقه، شرق کلاته اسد.....   |
| ..... | ۲۳   | ..... شکل ۲-۸: قطعات گرد شده گرانیت به سن ژوراسیک در واحد کنگلومرایی قاعده سازند سنگستان، شرق کلاته اسد.....   |
| ..... | ۲۳   | ..... شکل ۲-۹: نمای نزدیکی از واحد کنگلومرایی حاوی قطعات گرانیت و ماسه سنگ، شرق کلاته اسد.....   |
| ..... | ۲۴   | ..... شکل ۲-۱۰: بین لایه ماسه سنگی در واحد کنگلومرایی سنگستان به سن کرتاسه پیشین، شرق کلاته اسد.....   |
| ..... | ۲۴   | ..... شکل ۲-۱۱: مرز بین واحد کنگلومرایی با گرانیتهای منطقه مورد مطالعه از نوع ناپیوستگی آذربین‌پی، شرق کلاته اسد.....  |
| ..... | ۲۶   | ..... شکل ۲-۱۲: روراندگی بین واحدهای رسوی ژوراسیک و آهکهای کرتاسه در ارتفاعات جنوب غرب میامی.....  |
| ..... | ۲۷   | ..... شکل ۲-۱۳: روستاهای محدوده بر روی رسوبات مخروط افکنه‌ای و در دامنه کوهها قرار گرفته است.....  |
| ..... | ۲۷   | ..... شکل ۲-۱۴: آبرفت‌های رودخانه‌ای عهد حاضر ناشی از وقوع سیلابهای فصلی و رودخانه‌های محلی در منطقه میامی.....  |
| ..... | ۲۷   | ..... شکل ۲-۱۵: تصویر ماهواره‌ای منطقه و موقعیت توده‌های مورد مطالعه بر روی آن.....  |
| ..... | ۲۹   | ..... شکل ۲-۱۶: رخنمون گرانیتهای مورد مطالعه در ارتفاعات جنوب غرب میامی.....   |
| ..... | ۲۹   | ..... شکل ۲-۱۷: نمایی از نمونه دستی گرانیت‌بودی‌های منطقه مورد مطالعه.....   |
| ..... | ۳۱   | ..... شکل ۲-۱۸: رخنمون توده گرانیتی و نفوذ دایک‌های مافیک در آن، غرب کلاته اسد.....  |
| ..... | ۳۱   | ..... شکل ۲-۱۹: نفوذ دایک‌های میکرودیوریتی به موازات هم در گرانیتهای منطقه.....  |
| ..... | ۳۳   | ..... شکل ۲-۲۰: رخنمون سنگهای میلونیتی در حاشیه توده گرانیتی، جنوب غرب میامی.....  |
| ..... | ۳۴   | ..... شکل ۲-۲۱: نمایی از نمونه‌های دستی سنگهای میلونیتی دارای لایه‌بندی و کوارتزهای گلبوی شکل در سطح آنها.....   |

| صفحه | عنوان  |
|------|--|
|      | <b>فهرست اشکال</b>   |
| ۳۴   | شكل ۲۲-۲: آثار کلیواز ریزچین در میلونیتهای دگرشكل یافته جنوب غرب میامی.....        |
| ۳۵   | شكل ۲۳-۲: رخنمون گرانودیوریت های فرسایش یافته در غرب روستای قدس.....               |
| ۳۶   | شكل ۲۴-۲: نمایی از توده نیمه عمیق داسیتی، ارتفاعات جنوب غرب میامی.....             |
| ۳۶   | شكل ۲۵-۲: دگرسانی آرژیلیتی در توده داسیتی، جنوب غرب میامی.....                     |
| ۳۹   | شكل ۲۶-۲: تصویر ماهواره‌ای منطقه و موقعیت گسل میامی بر روی آن.....                 |
| ۴۰   | شكل ۲۷-۲: چین خودگی واحد های شیلی ژوراسیک در غرب روستای محمد آباد.....             |
| ۴۰   | شكل ۲۸-۲: ریز چین های موجود در آهک های مارنی ژوراسیک در جنوب روستای کلاته اسد..... |
| ۴۵   | شكل ۲۹-۱: ساب گرین شدن در کوارتز.....  |
| ۴۶   | شكل ۲۹-۲-الف : حاشیه های تحلیل رفته و دگرسانی شدید در مرکز بلور پلازیوکلاز.....    |
| ۴۶   | شكل ۲۹-۲-ب : دگرسانی شدید و ادخال در مراکز بلورهای پلازیوکلاز.....                 |
| ۴۶   | شكل ۲۹-۳: بافت های پرتیتی و گرافیکی.....   |
| ۴۷   | شكل ۲۹-۴: ساخت ساب ماگمایی در بلور فلدسپات آلکالن.....                             |
| ۴۷   | شكل ۲۹-۵: تبدیل ارتوز به میکروکلین در اثر اعمال فشار و تغییر در شبکه کانی.....     |
| ۴۷   | شكل ۲۹-۶: بلور پلازیوکلاز ساب اتمورف در فنوکریست فلدسپات آلکالن.....               |
| ۴۹   | شكل ۲۹-۷: وجود ادخال هایی از زیرکن در بیوتیت.....                                  |
| ۴۹   | شكل ۲۹-۸: بلورهای ریز و اتمورف مسکویت نوظهور.....                                  |
| ۵۰   | شكل ۲۹-۹: وجود پومپلئیت به رنگ خاکستری درون بیوتیت.....                            |
| ۵۲   | شكل ۲۹-۱۰: حالت ساب گرین شدن کوارتز در گرانیتهای منطقه.....                        |
| ۵۲   | شكل ۲۹-۱۱: تبلور کوارتز در فضای بین سایر کانی ها در گرانیتهای منطقه.....           |
| ۵۴   | شكل ۲۹-۱۲: حاشیه های تحلیل رفته پلازیوکلاز.....                                    |
| ۵۴   | شكل ۲۹-۱۳: ساخت ساب ماگمایی (شکستگی پر شده با کوارتز) در پلازیوکلازها.....         |
| ۵۴   | شكل ۲۹-۱۴: قطعات پلازیوکلاز در فلدسپات آلکالن در گرانیتهای منطقه.....              |
| ۵۵   | شكل ۲۹-۱۵: ساخت ساب ماگمایی در بلور فلدسپات آلکالن.....                            |
| ۵۵   | شكل ۲۹-۱۶: بافت گرافیکی در گرانیتهای منطقه.....                                    |
| ۵۵   | شكل ۲۹-۱۷: دگرسانی بیوتیت به اکسید آهن و کلریت.....                                |
| ۵۶   | شكل ۲۹-۱۸: دگرسانی شدید بلور پلازیوکلاز.....                                       |
| ۵۶   | شكل ۲۹-۱۹: ساخت میکروسکوپی Pinch & Swell در گرانیتها.....                          |
| ۵۸   | شكل ۲۰-۳: تشکیل کانی کوارتز در فضای بین کانی ها در گرانودیوریت های قدس.....        |
| ۸۵   | شكل ۲۱-۳: دگرسانی شدید در مراکز بلورهای پلازیوکلاز در گرانودیوریت های قدس.....     |
| ۵۹   | شكل ۲۲-۳: فلدسپات دارای ادخال و ماکل کارلسbad.....                                 |
| ۵۹   | شكل ۲۲-۴: هورنبلند سبز موجود در گرانودیوریت های منطقه.....                         |
| ۶۱   | شكل ۲۴-۳: تشکیل مسکویت در اطراف بیوتیت به صورت نوظهور.....                         |
| ۶۲   | شكل ۲۵-۳: دگرسانی شدید میکرودیوریت های منطقه.....                                  |
| ۶۲   | شكل ۲۶-۳: فراوانی آپاتیت، اکسید آهن و کلریت در میکرودیوریت های منطقه.....          |

| صفحه | عنوان  |
|------|--|
|      | <b>فهرست اشکال</b>   |
| ۶۴   | ..... شکل ۲۷-۳: وجود کوارتز نواری در میلیونیتهای منطقه   |
| ۶۴   | ..... شکل ۲۸-۳: ماکل خمیده پلازیوکلاز در میلیونیتهای منطقه   |
| ۶۴   | ..... شکل ۲۹-۳: دندانه دار شدن حاشیه پلازیوکلاز  |
| ۶۴   | ..... شکل ۳۰-۳: دگرسانی بیوتیت در میلیونیتها به تجمعات دانه‌ریزتری مسکویت و جهت یافتنگی آنها   |
| ۷۲   | ..... شکل ۱-۴- شکاف‌های میکروسکوپی ساب ماگمایی در گرانوودیوریت‌ها و توپالیت‌های مو-لوئی-آندوقا، توده‌های گرانیتی بازیه و فوا در زون محوری پیرنه (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲) |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۲: ساخت میکروسکوپی نوع ماگمایی در گرانوودیوریت‌های منطقه   |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۳: ساخت‌های میکروسکوپی نوع ساب ماگمایی در بلور فلدسپات   |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۴: شکستگی پر شده با کوارتز به همراه جابجایی اندکی در ماکل پلازیوکلاز   |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۵: ساخت ساب ماگمایی در پلازیوکلاز که به یک حوضچه کوارتزی ختم می‌شود  |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۶: بیوتیت پیچ و تاب خورده نشانه دگرشکلی دمای بالا در حالت جامد   |
| ۷۵   | ..... شکل ۴-۷: پلازیوکلاز خمیده نشانه دگرشکلی دمای بالا در حالت جامد   |
| ۷۸   | ..... شکل ۴-۸: خمیدگی بیوتیت ناشی از دگرشکلی در گرانیتهای منطقه  |
| ۷۸   | ..... شکل ۴-۹: بلورهای دانه ریز کوارتز در بین ورقه‌های بیوتیت  |
| ۷۸   | ..... شکل ۱۰-۴: دندانه دار شدن حاشیه پلازیوکلاز، ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی آن نسبت به کوارتز  |
| ۷۸   | ..... شکل ۱۱-۴: وجود شکستگی ساب ماگمایی در پلازیوکلاز حاوی کوارتز و بیوتیت   |
| ۷۹   | ..... شکل ۱۲-۴: ساخت ساب ماگمایی در فلدسپات آلکالن، نشانه دگرشکلی در حضور مذاب   |
| ۷۹   | ..... شکل ۱۳-۴: حالت عدسی شکل بلور فلدسپات آلکالن نشانه شدت بالای دگرشکلی  |
| ۸۰   | ..... شکل ۱۴-۴: ماکل میکروکلین در بلور ارتوز، نشانه دگرشکلی آنها در جالت جامد  |
| ۸۰   | ..... شکل ۱۵-۴: کوارتز تجدید تبلور یافته در مونزوگرانیت کمتر دگرشکل یافته  |
| ۸۰   | ..... شکل ۱۶-۴: تجدید تبلور کوارتز در گرانیتهای دگرشکل یافته   |
| ۸۰   | ..... شکل ۱۷-۴: تجدید تبلور ایستایی در میلیونیتهای منطقه   |
| ۹۱   | ..... شکل ۱-۵: ردبندی نورماتیو اکانتر (۱۹۶۵)   |
| ۹۱   | ..... شکل ۲-۵: ردبندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)   |
| ۹۲   | ..... شکل ۳-۵: طبقه‌بندی شیمیایی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)   |
| ۹۵   | ..... شکل ۴-۵: طبقه‌بندی شیمیایی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)  |
| ۹۵   | ..... شکل ۵-۵: طبقه‌بندی شیمیایی دیبون و لوفور (۱۹۸۳)  |
| ۹۷   | ..... شکل ۶-۵: طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)   |
| ۹۷   | ..... شکل ۷-۵: طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴)   |
| ۱۰۲  | ..... شکل ۸-۵: تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل $\text{SiO}_2$ (نمودارهای هارکر).  |
| ۱۰۶  | ..... شکل ۹-۵: نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب در مقابل $\text{SiO}_2$   |
| ۱۰۸  | ..... شکل ۱۰-۵: روند تغییرات بعضی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر.   |
| ۱۱۱  | ..... شکل ۱۱-۵: نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونالد، ۱۹۸۹)  |
| ۱۱۱  | ..... شکل ۱۲-۵: نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)  |

## فهرست اشکال

| عنوان   | صفحه |
|---|------|
| شكل ۱۴-۵: نمودار $Na_2O+K_2O$ در مقابل $SiO_2$ (ریکوود، ۱۹۸۹)   | ۱۱۳  |
| شكل ۱۵-۵: نمودار $K_2O$ در برابر $SiO_2$ (ریکوود، ۱۹۸۹)   | ۱۱۳  |
| شكل ۱۶-۵: نمودار سیلوستر (۱۹۸۹)   | ۱۱۴  |
| شكل ۱۷-۵: نمودار $A/CNK-SiO_2$ (چاپل و وايت، ۱۹۷۴)  | ۱۱۵  |
| شكل ۱۸-۵: نمودار $A/CNK-SiO_2$ (کلارک، ۱۹۹۲)  | ۱۱۵  |
| شكل ۱۹-۵: نمودار $A/CNK-A/NK$ (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)   | ۱۱۶  |
| شكل ۲۰-۵: نمودار $A/CNK-SiO_2$ (چاپل وايت، ۱۹۸۳)  | ۱۲۵  |
| شكل ۲-۶: نمودار والن و همكاران (۱۹۸۷)   | ۱۲۶  |
| شكل ۳-۶: نمودار $A/CNK-SiO_2$ (چاپل وايت، ۲۰۰۱)   | ۱۲۶  |
| شكل ۴-۶: نمودار ویلاسکا و همكاران (۱۹۹۸)  | ۱۲۷  |
| شكل ۵-۶: نمودارهای تعیین منشاء گرانیتها (پاتینو دوس، ۱۹۹۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آنها  | ۱۲۹  |
| شكل ۶-۶: مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).   | ۱۳۳  |
| شكل ۷-۶: نمودار $K_2O$ در برابر $SiO_2$ جهت تفکیک پلازیوگرانیتهای اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها(مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن.     | ۱۳۳  |
| شكل ۸-۶: نمودار $Al_2O_3$ در برابر $SiO_2$ جهت تفکیک گروههای I، II و III (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن                            | ۱۳۴  |
| شكل ۹-۶: نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در برابر $SiO_2$ جهت تفکیک گروههای I، II و III(مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن                   | ۱۳۵  |
| شكل ۱۰-۶: نمودار $FeO_t/MgO$ در برابر $CaO$ جهت تفکیک گروههای I، II و III(مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن                            | ۱۳۵  |
| شكل ۱۱-۶: نمودار $FeO_t + MgO$ در برابر $CaO$ جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونههای مورد مطالعه بر روی آن                       | ۱۳۶  |
| شكل ۱۲-۶ - الف تا د: نمودارهای تمایزی تفکیک سنگ های گرانیتوئیدی (پیرس و همكاران، ۱۹۸۴) با استفاده از تغییرات عناصر کمیاب و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آنها | ۱۳۹  |

**فصل اول**

**کلیات**

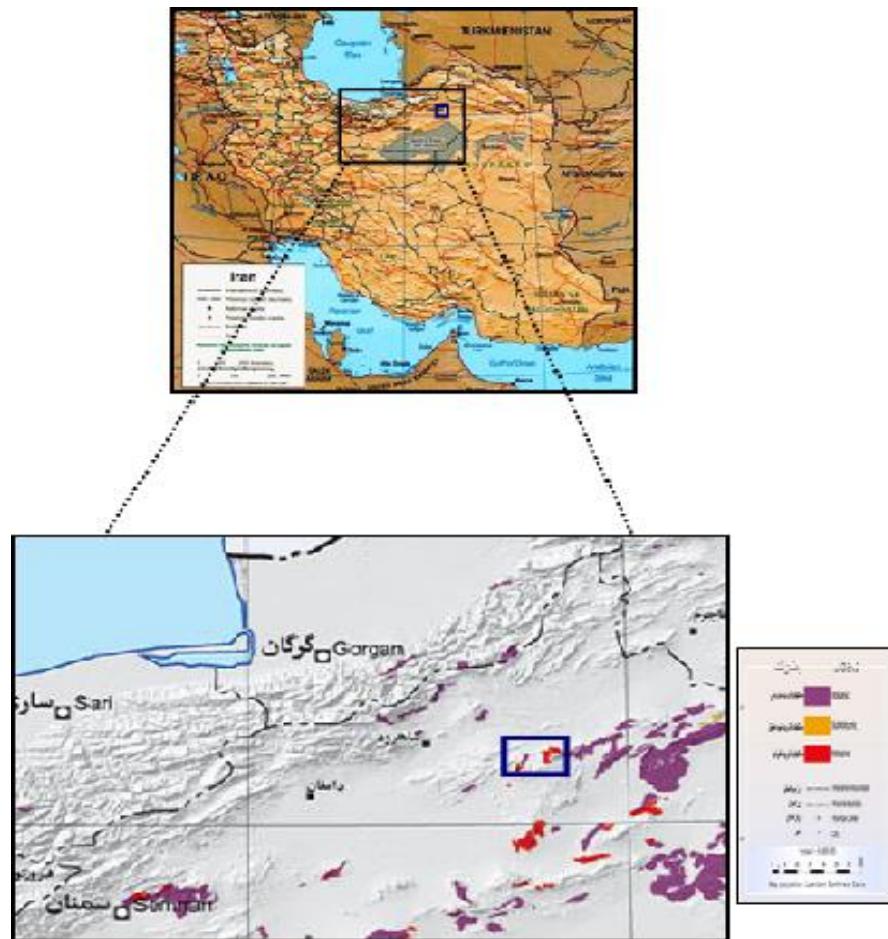
## ۱- مقدمه

موضوع مورد مطالعه در این تحقیق " بررسی پترولوزی و ژئوشیمی توده گرانیت‌ویتدی جنوب غرب میامی" می‌باشد. با توجه به اینکه ویژگی‌های پترولوزیکی این توده چندان مشخص نبوده و به جز تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی و ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم، گزارش جامعی از ماهیت و منشاء توده مذکور ارائه نشده است، انجام یک بررسی دقیق و جامع بر روی آن لازم به نظر رسید. منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از انتهای شمالی زون ایران مرکزی است و در حاشیه سمت چپ نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی قرار دارد. در این فصل به ارائه کلیاتی درباره منطقه مورد نظر پرداخته خواهد شد و در فصول آتی مباحث پتروگرافی، پترولوزی و پتروژنیز توده مورد نظر ارائه می‌گردد.

## ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

منطقه مورد مطالعه به مساحت حدود ۹۰ کیلومتر مربع در محدوده طول‌های جغرافیایی<sup>۱</sup> ۳۰° و ۵۵° تا ۴۰° و ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی<sup>۱</sup> ۱۸° و ۳۶° تا ۲۴° و ۳۶° شمالی در ۳ کیلومتری جنوب غرب میامی و ۶۰ کیلومتری شاهروд در استان سمنان قرار دارد(شکل ۱-۱ - الف، ب).

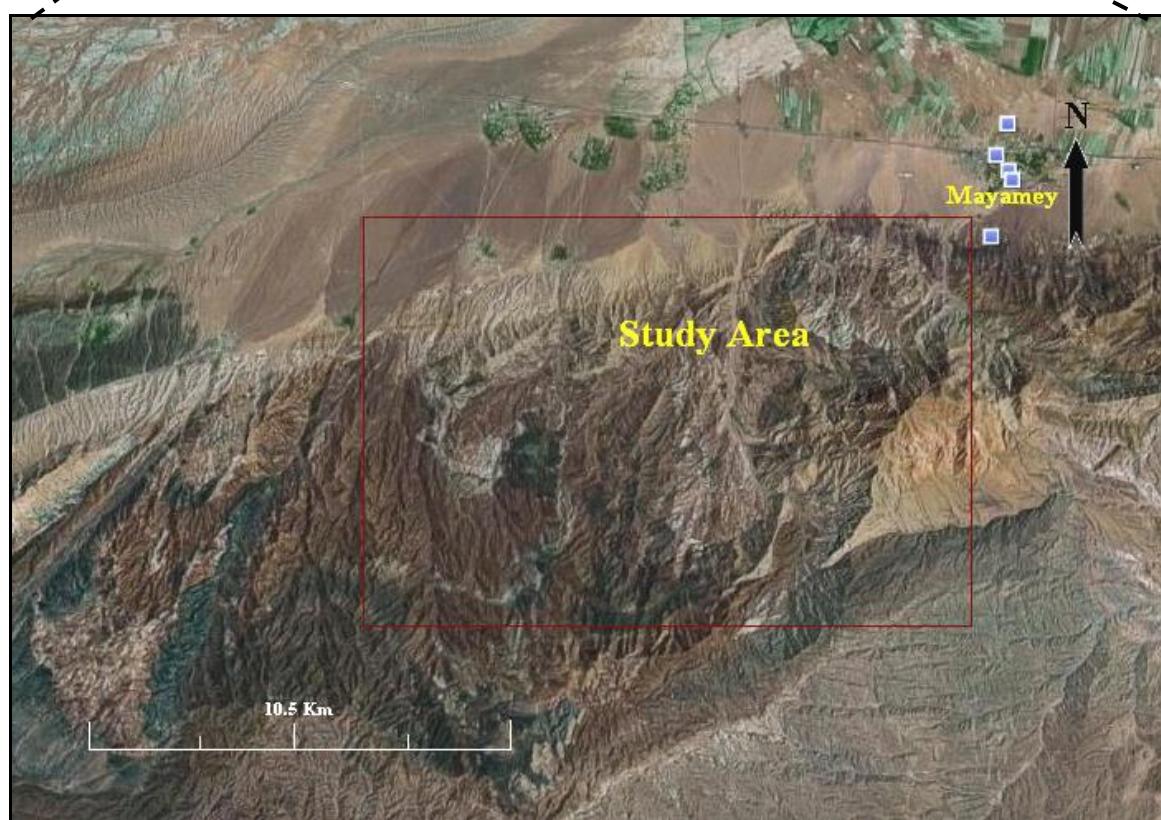
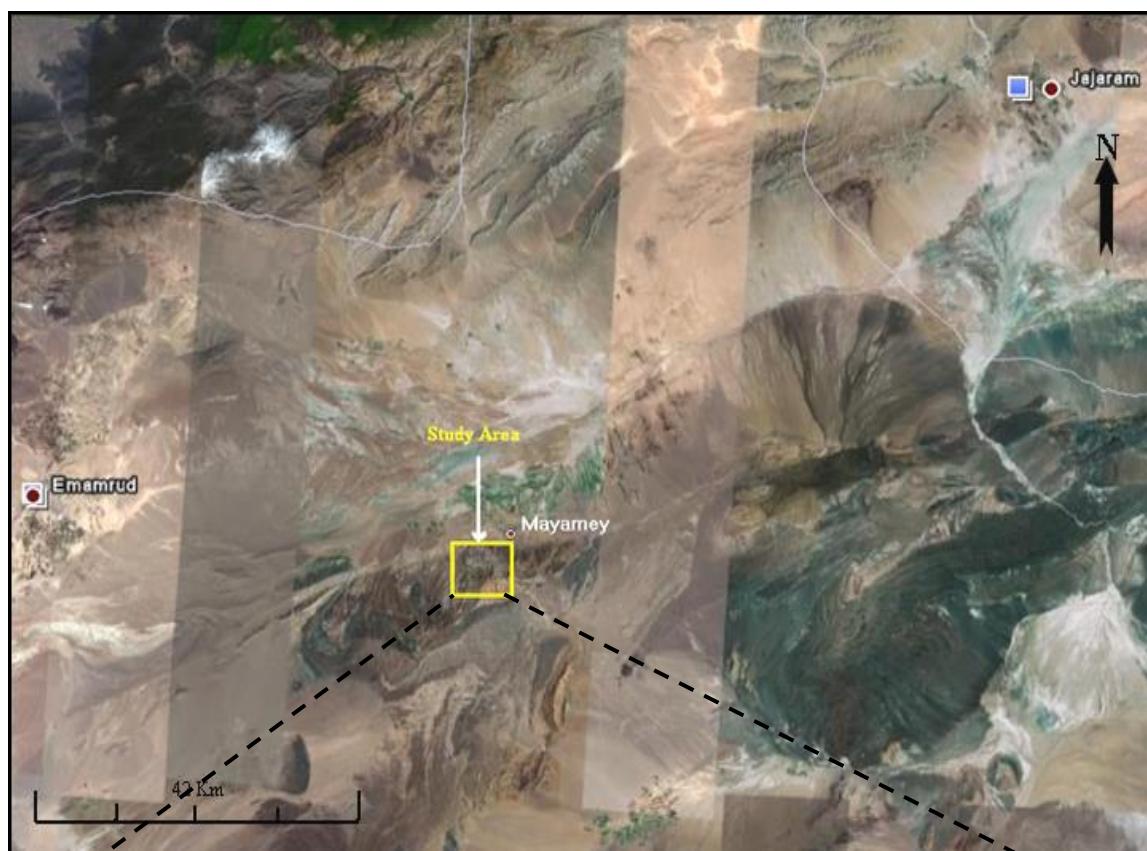
این منطقه به دلیل قرار گرفتن در نزدیکی شهر میامی و در امتداد مسیر اصلی شهرهای بزرگ دارای راه‌های دسترسی مناسبی است که مهمترین آنها مسیر اصلی تهران-مشهد(بین شهرستانهای شاهرود و سبزوار) بوده و جاده‌های خاکی روستایی و بین مراکز دامداری مانند جاده‌های کلاته‌اسد، محمدآباد و قدس نیز جهت دستیابی به منطقه بسیار مناسب هستند(شکل ۲-۱).



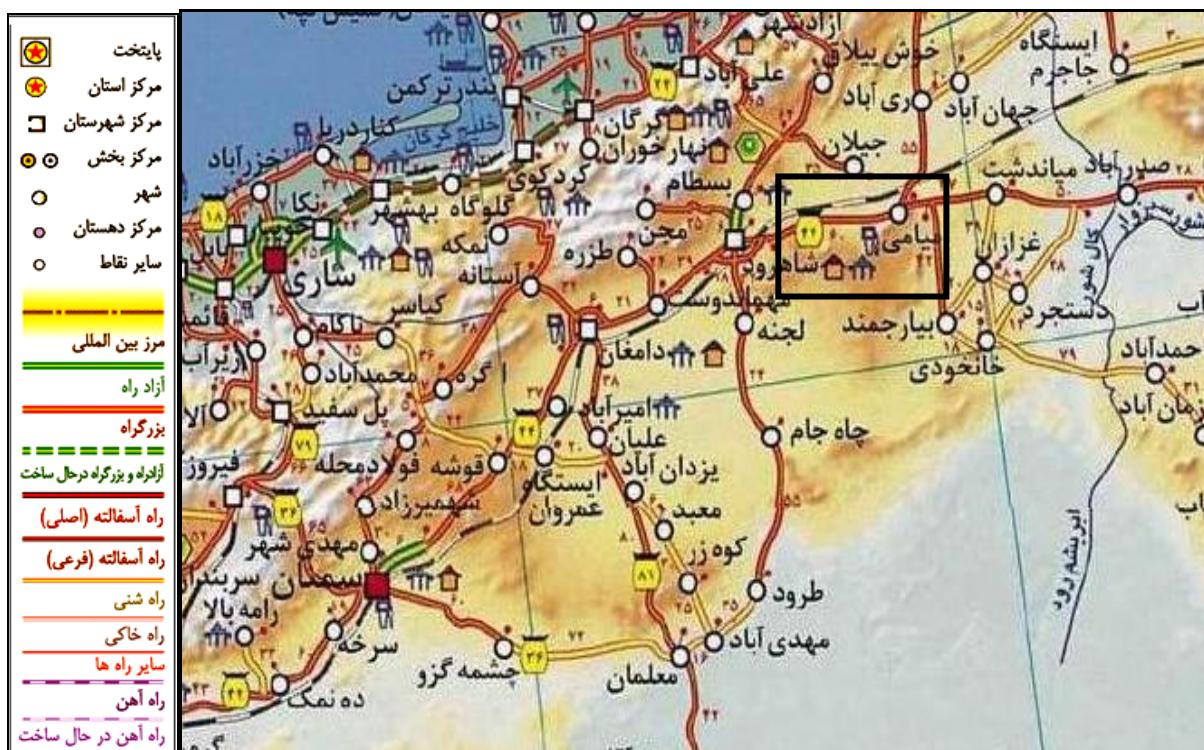
شکل ۱-۱-الف: نقشه تقسیمات استانی و جغرافیایی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن □

### 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، خشک و بی‌باران و زمستان‌ها سرد و خشک است. متوسط درجه حرارت سالانه در این شهر  $17/5$  درجه است. حداکثر درجه حرارت گاهی به  $38$  و حداقل آن به  $-8$  درجه می‌رسد. میانگین بارندگی سالانه شهر میامی کمتر از  $150$  میلی متر در سال است که قسمت اعظم آن در زمستان و بهار می‌بارد (پایگاه اداره هواشناسی استان سمنان). از آنجا که منطقه مورد مطالعه مرتفع و کوهستانی است، به طور معمول آب و هوای سرددتر و میزان بارندگی بیشتری نسبت به شهر



شکل ۱-۱- ب: تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه و موقعیت آن نسبت به شهرهای اطراف (منبع: Google Earth).



شکل ۱-۲: نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه(منبع: پایگاه اطلاع رسانی iranview).

میامی دارد. آبراهه‌های 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. بزرگترین مرکز جمعیتی منطقه شهر میامی از توابع شهرستان شاهرود است و روستاهای مهم محدوده شامل کلاته اسد، محمدآباد، قدس و جودانه می‌باشد. در مناطق روستایی، بیشتر مردم با کشاورزی و دامداری امرار معاش کرده و به زبان فارسی سخن می‌گویند(امینی و همکاران، ۱۳۷۷).

## ۱-۴- ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه 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 تنوع سنگ-شناسی، عوامل زمین‌ساختی، گسل خورده‌گی و نیز فرایند فرسایش اشاره کرد. سنگهای آهکی کرتاسه ارتفاعات منطقه را تشکیل داده و توده آذرین گرانیت‌وئیدی بیشتر به صورت تپه ماهورهای نسبتاً بلند در منطقه یافت می‌شوند. سنگ‌های سست ژوراسیک (مارن و شیل) و رسوبات کواترنر نواحی پست منطقه را پدید آورده‌اند. از طرفی، گسل میامی که مرز جدا کننده زون‌های ساختاری البرز شرقی و ایران مرکزی است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)، در شکل گیری مورفولوژی منطقه نقشی اساسی داشته است. از ارتفاعات مهم منطقه می‌توان کوه قبله، سوخته کوه و قله شیرamar را نام برد. از مهمترین دره‌های موجود در منطقه می‌توان به دره‌های دزی- کلاچون (سنجدو) و کال کلاته‌اسد اشاره نمود که رخمنهای خوبی از گرانیت‌وئیدها در آنها یافت می‌شود.

## ۱-۵- مطالعات قبلی

در سال‌های اخیر با توجه به افزایش دانشجو در مقاطع کارشناسی ارشد و دکترا ارشته پترولولوژی 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 پترولولوژیکی انجام شده در منطقه میامی و مناطق مجاور آن، می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- ولادیمیر بارویانت (۱۳۴۹)، زمین‌شناسی و تکتونیک غرب عباس‌آباد (شرق میامی) را در چهارچوب پایان نامه کارشناسی خود مطالعه کرده است.

- حسینی (۱۳۷۴)، پترولولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند را مورد بررسی قرار داده است. این توده گرانیت‌وئیدی بند هزارچاه در زون ایران مرکزی و در ۳۰ کیلومتری جنوب غربی بخش بیارجمند شهرستان شاهروod واقع شده است. این توده در داخل سازند شمشک نفوذ نموده و توسط

رسوبات کرتاسه زیرین با دگرشیبی زاویه‌دار پوشیده می‌شوند. احتمالاً سن توده گرانیت‌وئیدی بند هزارچاه اواخر ژوراسیک است. سنگهای تشکیل دهنده توده فوق شامل کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانوودیوریت، سیینوگرانیت، گرانیت‌های گنیسی، دیاباز و مونزوگرانیت می‌باشد. توده گرانیتی را دستجات وسیع دایک دیابازی قطع کرده‌اند. تلفیقی از بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که توده نفوذی بند هزارچاه از نوع I، کالکوالکالن و جزء گرانیتهای کمان قاره‌ای و قبل از برخورد بوده است.

- ظهور قربانی(۱۳۷۴)، مطالعه پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای ماگمایی پالئوزوئیک پیشین (منطقه خوش ییلاق) را انجام داده است.

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

- فتحی (۱۳۷۷)، به پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران (مقاطع شاهروド، رباط قره‌بیل، جنوب بجنورد) پرداخته است.

- دهقان نژاد(۱۳۸۲)، بررسی پتانسیل معدن کانسارهای مس عباس آباد شاهروド و فعال سازی مجدد آن را به انجام رسانده است.

- بادامه(۱۳۸۴) پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی منطقه میاندشت را مورد بررسی قرار داده است.

- ملک پور علمداری(۱۳۸۴) به مطالعه پتروفابریک و سن سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در کوههای علاءالدین و ملحدو، جنوب شرق شاهروド پرداخته است.

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

- موسوی(۱۳۸۸) پترولوزی و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی منطقه چغندر سر(جنوب غرب عباس آباد) را مورد مطالعه قرار داده است.

## 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 پتروژئنر سنگ‌های آذرین منطقه به خصوص توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی چندان مشخص نمی‌باشد و به جز تهیه نقشه زمین‌شناسی هیچگونه کار پترولوجیکی بر روی آنها صورت نگرفته است. در این مطالعه برای نخستین بار پترولوجی این مجموعه گرانیتوئیدی با استفاده از آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی مورد مطالعه دقیق قرار گرفت.

## ۱-۷- روش‌های مطالعاتی

برای مطالعه این توده، مراحل زیر به انجام رسید:

- (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 ۱:۱۰۰۰۰ و توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ منطقه گردآوری گردید.
- (۲) در چند مرحله عملیات صحرایی در اواخر سال ۸۶ و اوایل سال ۸۷، حدود ۱۳۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف نمونه برداری 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 نرم افزارهای GCDkit, Excel, IgPet پردازش شدند و نتایج آن در بررسی پترولوجی و محیط تکتونیکی توده گرانیتوئیدی منطقه مورد استفاده قرار گرفت.

## فصل دوم

# زمین شناسی عمومی

## ۱-۲- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب میامی بخش کوچکی از انتهای شمالی زون ایران مرکزی است (شکل ۱-۲). 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 ردیف بسیار ضخیمی از سنگهای دگرگونی، رسوبی، آتشفسانی و رخساره‌های گوناگون سنگهای آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این زون نمایان شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). از آنجا که منطقه مورد مطالعه عمدتاً واحدهای سنگی دوره ژوراسیک به بعد را شامل شده و توده گرانیتوئیدی نیز در بین واحدهای ژوراسیک ترریق شده است، بنابراین در ادامه به سرگذشت زون ایران مرکزی در طی دوره ژوراسیک اشاره‌ای خواهد شد.

## ۲-۱- دوره ژوراسیک در ایران مرکزی

### ۲-۱-۱- گروه شمشک و گروه مگو در ایران مرکزی

پس از رویداد سیمرین پیشین، با برقراری مجدد محیط‌های رسوبی، ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگهای عمدتاً شیلی و ماسه‌سنگی و گاهی کربناته در ایران مرکزی بر جای گذاشته شد 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 سیمرین

میانی، با پسروی کامل دریا، چرخه رسوبگذاری لیاس-دوگر میانی به پایان رسیده است (آقانباتی، ۱۳۷۷).

پس از رویداد سیمیرین میانی که با پسروی دریا در زمان باژووسین همراه بوده است، بار دیگر دز زمان باتونین میانی نواحی گسترده‌ای از ایران مرکزی با دریای پیشرونده ژوراسیک میانی پوشیده شده است و رسوبگذاری همزمان با این پیشروی تا پایان ژوراسیک و در بعضی نواحی احتمالاً تا کرتاسه پیشین ادامه یافته است. نهشته‌های این دریای پیشرونده از نوع سنگ‌آهک، مارن و ماسه‌سنگ آهکی است که به عنوان دومین چرخه رسوبی ژوراسیک ایران مرکزی شناخته شده و به آن گروه مگو می‌گویند. سنگ‌های گروه مگو معرف رسوبات ژوراسیک میانی-بالایی ایران مرکزی هستند (آقانباتی، ۱۳۷۷) و از چند واحد سنگ‌چینه‌ای جداگانه شامل آهک پروده، آهک بادامو، سازنده‌های هجدک، بغمشاه، قلعه دختر و آهک اسفندیار تشکیل شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

## ۲-۲-۲- ماگماتیسم ژوراسیک در ایران مرکزی

از ویژگیهای مهم دوره ژوراسیک در ایران مرکزی، قوع فعالیتهای ماگمایی متنوع (آتشفشاری، فعالیتهای ماگمایی نیمه عمیق و پلوتونیسم) در این زون می‌باشد. از جمله فعالیتهای آتشفشاری و نیمه عمیق این دوره در ایران مرکزی می‌توان به موارد زیر اشاره کرد (امامی، ۱۳۷۹):

- سنگ‌های آتشفشاری ریوداسیتی، آندزیتی بازالتی، تراکی آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری در منطقه سبزواران که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات تریاس قرار گرفته‌اند.
- سنگ‌های تراکی بازالتی و آلکالی بازالت در شمال غرب ایران مرکزی در منطقه کبودر آهنگ، سنگ‌های آندزیتی در ناحیه ترود و سنگ‌های متا آندزیتی - بازالتی در خارتوران که منسوب به ژوراسیک هستند.
- واحد آتشفشاری مافیک (ملافیری) در زیر سازند شمشک و روی سنگ‌های تریاس، به صورت افق دگرسان شده لاتریتی- بوکسیتی (برای مثال در منطقه جاجرم).

- از توده‌های نیمه عمیق ایران مرکزی در دوره ژوراسیک می‌توان به استوکهای گابرو دیوریتی در غرب منطقه سبزواران اشاره نمود که آثار دگرسانی در آن دیده می‌شود.

در پاره‌ای نواحی ایران توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده‌اند که در نهشته‌های رسوی ژوراسیک تزریق و با رسوب‌های پیشرونده کرتاسه زیرین (آپتین - آلبین)، با دگرشیبی آذرین پی‌پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، این توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمیرین پسین دانسته شده‌اند، ولی تقریباً همه این توده‌ها، تنها در رسوب‌های پیش از ژوراسیک بالایی به ویژه سنگ‌های گروه شمشک تزریق شده‌اند و هیچ‌گاه نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است. در چند مورد (گرانیت آیرکان، گرانیت شیرکوه و ...) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است. در ناحیه یزد، بخشی از نهشته‌های رسوی روی یکی از این توده‌ها (باتولیت شیرکوه) دارای فسیله‌های ژوراسیک پسین است و در ناحیه میامی شاهروド، این نفوذی‌ها با توالی رسوی ژوراسیک بالایی پوشیده شده‌اند. یافته‌های زمین‌شناسی نو نشانگر یک رخداد زمین‌ساختی مهم به سن بازوسین - باتونین (رویداد سیمیرین میانی) است که در پاره‌ای نقاط با چین‌خوردگی (یزد، طبس و اقلید)، تکاپوی ماگمای (ترود و میامی) و نیز دگرگونی (اقلید و همدان) همراه است. با تکیه بر موارد یاد شده در سن پیشین توده‌های نفوذی ژوراسیک بازنگری و نفوذی‌های مورد نظر را به سن ژوراسیک میانی و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمیرین میانی دانست که در مناطق مختلف ایران گزارش شده است (آقانباتی، ۱۳۷۷).

مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک میانی ایران مرکزی شامل موارد زیر می‌باشد:

- گرانیت شیرکوه: باتولیت بزرگی است که در ۴۰ کیلومتری جنوب غربی یزد (نزدیک شهرستان تفت) رخنمون دارد و از نوع گرانیت‌های دانه‌درشت است که به داشتن بیوتیت فراوان و گارنت شاخص است. فراوانی گارنت می‌تواند به منشأ آناتکتیکی این توده اشاره داشته باشد. اگرچه گرانیت شیرکوه به سن ژوراسیک بالا معرفی شده، ولی سن پرتوسنجی ۱۷۶ میلیون سال (فورستر، ۱۹۷۵) و همچنین جایگاه

چینه‌شناسی این باتولیت نشانگر آن است که گرانیت شیرکوه، سن ژوراسیک میانی دارد و حاصل عملکرد رخداد سیمیرین میانی است(آقانباتی، ۱۳۷۷). گرانیتوئیدهای شیرکوه دارای ماهیت پرآلومین و کالکوآلکالن بوده و جزو گرانیتهای پوسته‌ای و از نوع S طبقه بندی می‌شوند. از نظر جایگاه تکتونیکی باتولیت شیرکوه در محدوده گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای قرار می‌گیرند(امینی و کلانتری، ۱۳۷۶). خسرو تهرانی و وزیری مقدم(۱۳۷۲) بر این باورند که در اثر فاز زمین ساختی سیمیرین پسین، خشکی زایی و فرسایش در ژوراسیک پسین حکم‌فرما بوده و فرسایش شدید گرانیت شیرکوه و سنگ‌های کهن تر سبب بجا گذاشته شدن سازند سنگستان شده و آن را به پیشروی دریای کرتاسه نسبت می‌دهد، ایشان سن این سازند را ژوراسیک پسین تا نوکومین و ارتباط این واحد با نهشته های تفت را پیوسته می‌دانند.

- گرانیت آیرکان: در شمال خور - بیابانک بروند دارد. نتایج سن‌سنجدی این گرانیت متفاوت است. پرتوسنجدی گلسنگ، به روش روبیدیم - استرانسیم ۱۶۸ میلیون سال(ژوراسیک میانی) است، در حالی که سن بیوتیت و فلدسپارهای آن به روش پتابسیم - آرگون، در حدود ۱۱۳ میلیون سال(کرتاسه پیشین) است(آقانباتی، ۱۳۷۷).

- گرانودیوریت کلاه‌قضی: در ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی اصفهان به درون سنگ‌های گروه شمشک تزریق شده و با کنگلومرای سرخ‌رنگ کرتاسه زیرین با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده است. قطعات فراوانی از گرانودیوریتها در واحد کنگلومرایی یافت می‌شود(امامی، ۱۳۷۹). به نظر نبوی نفوذیهای کلاه قضی و شیرکوه هم‌ریشه‌اند(آقانباتی، ۱۳۷۷)، ترکیب این توده، گرانیتوئیدی بوده و سه گروه گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سیینوگرانیت در آن مشارکت دارند. همچنین نمودارهای ژئوشیمیایی نشانگر ماقمای نوع کالکوآلکالن و ماهیت پرآلومین با خاستگاه نوع S برای این توده است. در ضمن نمودارهای ژئوشیمیایی و شواهد منطقه‌ای، محیط زمین ساختی بعد از کوه‌زایی را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند.

- گرانیت اسماعیلآباد: از نوع آلکالی فلدسپار گرانیت و دو میکایی است که در ناحیه پشت بادام در سنگ‌های پرمین تزریق شده و با کنگلومرای پیشرونده کرتاسه زیرین پوشیده شده است. در مورد سن این گرانیت شواهد و نظرها یکی نیست. سن پرتوسنجی این گرانیت ۲۶۷، ۲۶۸ و ۲۴۰ میلیون سال است که به دلیل تزریق در سنگ‌های پرمین نباید درست باشد. برخی زمین‌شناسان، گرانیت اسماعیلآباد را جزو توده‌های نفوذی ژوراسیک می‌دانند و حقیقی پور (۱۹۷۴) سن تریاس و رویداد سیمرین پیشین را برای آن پذیرفته است (آقانباتی، ۱۳۷۷).

- گرانیت جنوب غرب میامی: از جمله نفوذیهای ژوراسیک میانی ایران مرکزی است که در شرق شاهروд و به درون رسوبات گروه شمشک تزریق شده است. این توده با رنگ روشن توسط رسوبات کنگلومرایی حاوی قطعات فراوان گرانیت پوشیده می‌شود و به عقیده خان ناظر دارای سن ژوراسیک میانی و در ارتباط با رویداد سیمرین میانی است (آقانباتی، ۱۳۷۷).

علاوه بر توده‌های نفوذی ایران مرکزی، در بلوک لوت نیز باتولیت بزرگ گرانیتی شاهکوه، دارای سن ژوراسیک است. گرانیت شاهکوه با ۴۵ کیلومتر درازا، یکی از بزرگ‌ترین باتولیت‌های ایران است که از نوع گرانیت بیوتیت‌دار و دانه درشت بوده و دارای بلورهای بزرگ صورتی رنگ از اورتوكلاز است. در حاشیه شمالی باتولیت، اثر گرمایی این توده، منحصر به سیلیسی شدن سنگ‌های ژوراسیک است. در حاشیه جنوبی در همبری با دگرگونی‌های ده‌سلم حاشیه‌ای از هورنفلس کردیریت‌دار به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. در همبری توده، کردیریت‌ها به سریسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند، ولی در فاصله حدود ۲۰۰ متری از توده، کردیریت‌ها به طور کامل تازه بوده و تجزیه نشده‌اند. حاشیه جنوبی هاله دگرگونی، با کانی‌سازی مس همراه است (آقانباتی، ۱۳۷۷). در یک نگاه کلی، توده گرانیت‌وییدی شاهکوه، از دو واحد مونزوگرانیت - گرانوپوریت و سیینوگرانیت تشکیل شده است. تعداد کمی دایک داسیتی، آندزیتی و آپلتی و همچنین رگه‌های کوارتز - تورمالین کانه‌دار، این توده گرانیتی را قطع کرده‌اند. ویژگی‌های کانی‌شناسی این توده مشابه با گرانیت‌های نوع I است و

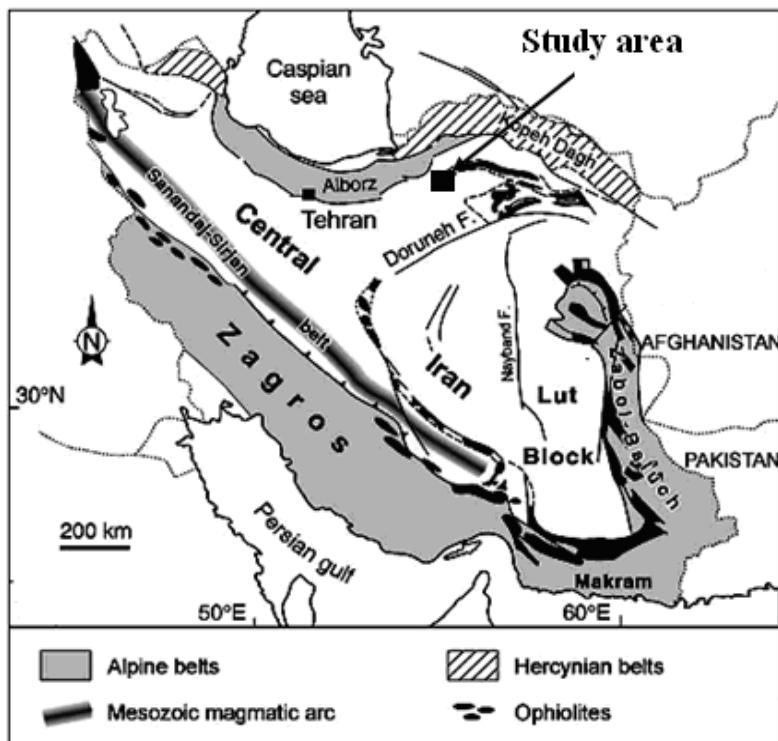
پرتوسنجی بیوتیت‌های ۱۳ نمونه به روش پتابسیم - آرگون، گویای سن میانگین ۱۶۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است (اسماعیلی، ۱۳۸۰).

### ۲-۳- پیکره‌های سنگی اصلی منطقه میامی

محدوده مورد مطالعه در جنوب غرب میامی، عمدتاً شامل سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، ردیفی از سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه به همراه توده گرانیتوئیدی، تعدادی دایک میکرودیوریتی و گنبد نیمه عمیق داسیتی در ارتفاعات جنوب غرب میامی می‌باشد. این منطقه با هدف تهیه نقشه زمین شناسی توسط امینی و همکاران (۱۳۷۷)، به خصوص از جنبه صحرایی مورد مطالعه قرار گرفته و هدف این تحقیق نیز اساساً انجام مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی مورد نظر بر روی توده گرانیتوئیدی منطقه است. بنابراین در این فصل به شرح مختصر زمین شناسی منطقه مورد نظر پرداخته خواهد شد.

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (امینی و همکاران، ۱۳۷۷)، پیکره‌های سنگی اصلی منطقه را سنگ‌های دگرگونی، پیکره‌های رسوبی و آذرین تشکیل می‌دهند (شکل ۲-۲-الف و ب).

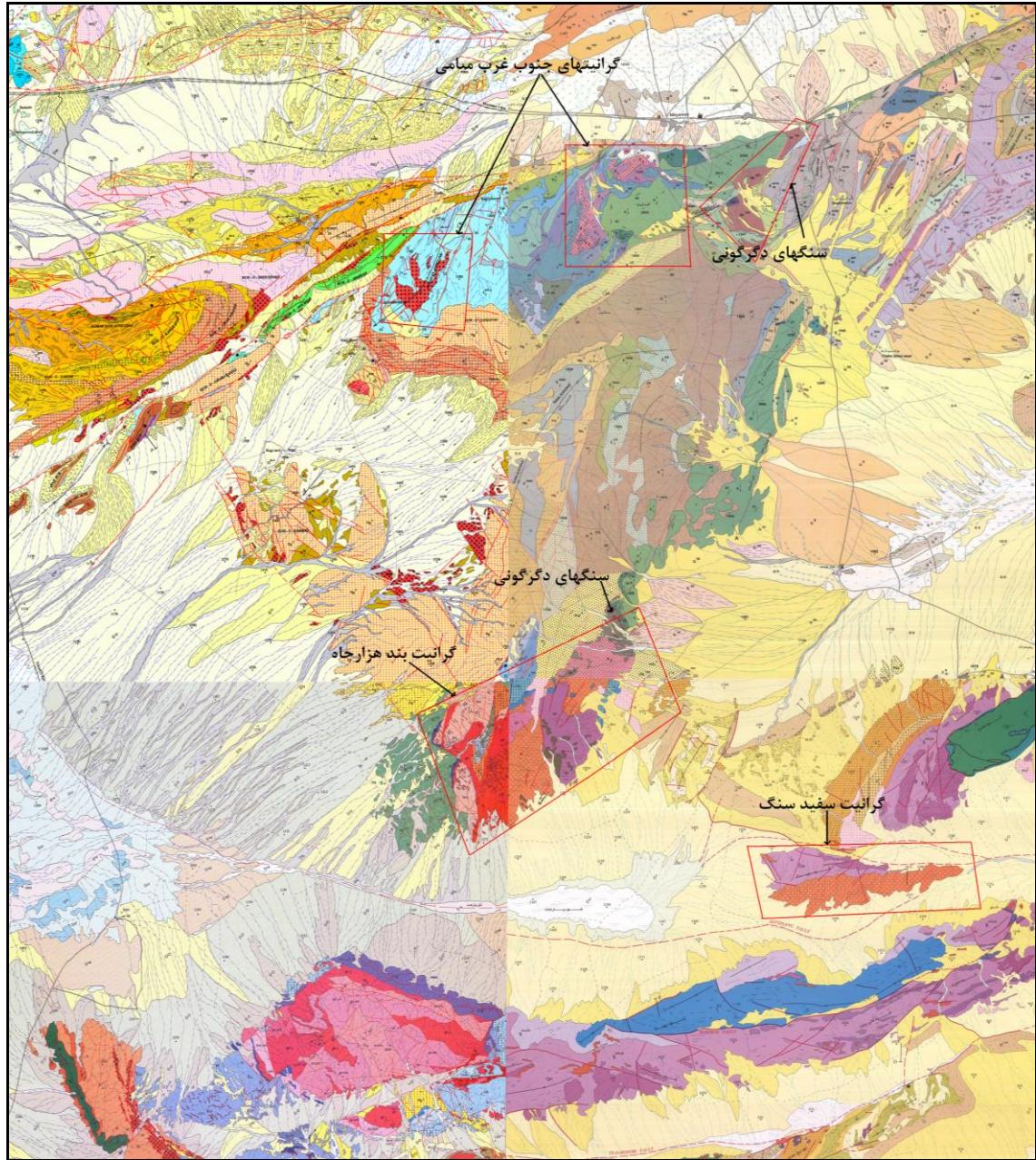
سنگ‌های دگرگونی احتمالاً مربوط به پرکامبرین بوده و در بخش شرقی و جنوبی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی یافت می‌شوند. پیکره‌های رسوبی شامل واحدهای رسوبی ژوراسیک (معادل سازند شمشک)، واحد کنگلومراژی معادل قاعده سازند سنگستان، بخش‌های رسوبی کرتاسه و آبرفت‌های کواترنری هستند. پیکره‌های آذرین منطقه محدود بوده و مشتمل بر سنگ‌های آذرین درونی (گرانیتوئیدی) مربوط به ماجماتیسم ژوراسیک، دایک و زبانه‌های نفوذی با ترکیب حد بواسطه و گنبد نیمه عمیق با ترکیب داسیتی که مربوط به ماجماتیسم پس از اوسن می‌باشد.



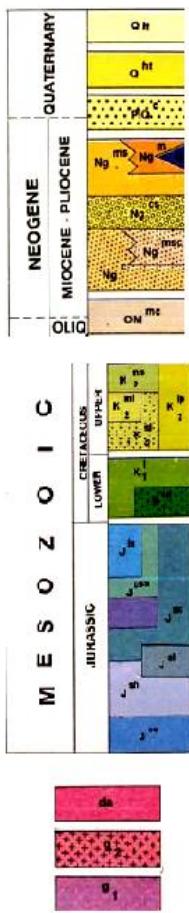
■ شکل ۲: نقشه واحدهای رسویی - ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن  
اقتباس از بربریان و کینگ (۱۹۸۱).

### ۳-۲-۱- سنگهای دگرگونی پر کامبرین

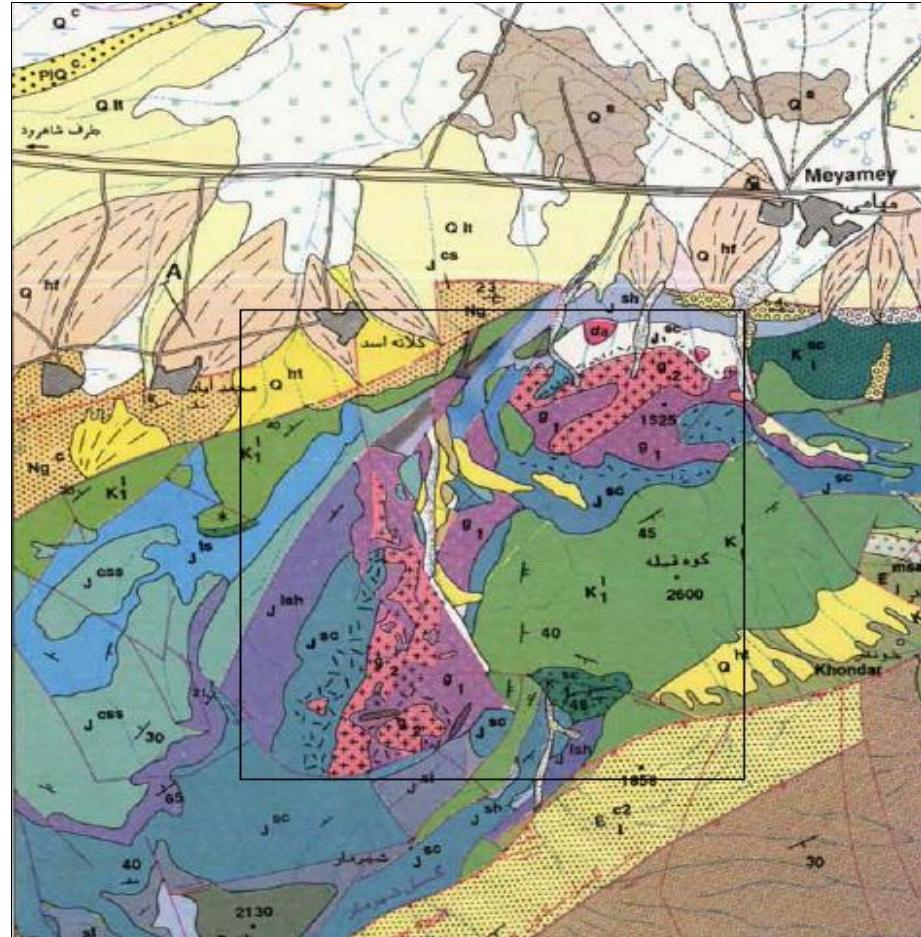
قدیمی‌ترین واحدهای سنگی موجود در منطقه را رخنمونهای بسیار محدودی از سنگهای دگرگونی تشکیل می‌دهد که سن احتمالی آنها را به پر کامبرین نسبت داده‌اند (امینی و همکاران، ۱۳۷۷). این واحدها در قسمت شرق و جنوب شرقی نقشه یافته شده و بر اساس اطاعات نقشه زمین‌شناسی منطقه عمدتاً شامل اسلیت، میکاشیست گرونا دار، ماسه‌سنگ سیلتی دگرگون شده و آهک متبلور و برشی شده هستند که گاه رگه‌های سیلیسی و کلسیتی آنها را قطع کرده است (شکل ۲-۲-الف).



شکل ۲-۲-الف: پراکندگی سنگهای گرانیتیوئیدی در منطقه مورد مطالعه و مناطق مجاور آن (تلفیقی از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، بسطام، رزو و دره دائی). مقیاس هر یک از قطعات چهارگانه ۱:۱۰۰۰۰۰ می باشد.



Q II : رسوبات ریزدانه، شن و ماسه (پلکانهای آبرفتی، پست)  
 Q H : مخربو اندکه ما رسوبات ریزدانه، شر و ماسه  
 O S : تبدیل شدن به لکمال مختلف.  
 O h : رسوبات برنت نده، غله، سگ، پارچه، ریگ (پلکانهای آبرفتی مرتفع)  
 O h : خود اندکه و درجهای مهد ملخسر  
 O : رسوبات برنت نده، غله، سگ، پارچه، ریگ (پلکانهای آبرفتی مرتفع)  
 O : کلکلوماری حاکستری رنگی با زینتیک با سیمان سست و میان اندکه های ماسه سنگ  
 Ng : مارن کوه دار روز و سفید رنگ داری لایه ها و عدس های نمک رنگ.  
 Ng : تناوب ماسه سنگ و پیر دانه با شیل منظم لایه سر رنگ  
 Ng : تناوب ماسه سنگ و پیر دانه با شیل منظم لایه سر رنگ  
 Ng : تناوب ماسه سنگ قرمز رنگ داری لایه با مارنهای الوان و میان اندکه های از کلکلومار  
 Ng : کلکلومار اقیانوسی و زرد رنگ، متراو دانه با گرفشدنک و جوشیدگر صدفی  
 K ms : مارن سیز و فرم، شیل حاکستری تیره راه میان اندکه های از آندک ماسه ای و آندک ورقای (استریلین)  
 K ml : تناوب مارن سیز رنگ با اندک ملخی و اندک داشل (استریلین - کامپانین)  
 K 2 :  
 K 1 : تناوب ماسه سنگ و مارن سیز روشن با اندک مارسی و اندک ماسه ای (ستونلین - کامپانین)  
 K lp : تناوب مارن و ماسه سنگ سیز تیره اندک میانلر، نیمه هم و قدرن تیره به شدت چشم، خود نیستونلین بسته بکشنا  
 K 1 : آندک اندک، ماسه ای حاکستری تیره اورپیدولین دار همراه با چوت و رگه های کلسیت، متواضع ناصحهم لایه (آپسان آلمین)  
 K 2 : ماسه سنگ و پیر دانه قرمز و ماسه سنگ کلکلوری سفید - تناوب کلکلوری دار ماسه سنگ (آپسان آلمین)  
 J : آندک مارن سیز روشن و روفه میان اندکه های از ماسه سنگ و ماسه سنگ اندک قرمز و قوهای و کلکلوری  
 J ss : کلکلوماری سیز تیره متواضع دانه را گرفشدنک خوب و جوشیدگر متواضع ماسه سنگ سیز و قرمز همراه با شیل و اندک ماسه ای  
 J sh : تناوب اندک حاکستری روش و شیل با لایه میانی شیل  
 J ss : تناوب ماسه سنگ قرمز و سیز میانه با لایه گلکلوری سفید - تناوب کلکلوری سفید - تیره  
 J : ماسه سنگ اندک حاکستری روش و شیل اندک ماسه ای و اندک مارنی حاکستری تیره با میان اندک شیل سیز زینوهر  
 J sh : شیل سیز تیره میان اندکه های از ماسه سنگ شیلی و ماسه سنگ لیوہای رنگ، همراه با اندک گلپاوه  
 J : کلکلومار و یهکرو کلکلومار از تناوب ماسه سنگ سیز تیره همراه با میان اندک شیل سیز  
 da : داسیت تا اندزیتیک داسیت بحضور کنند (بعد از اثوسن).  
 g : بیرونیت گیرالیت  
 g : حاکستری تیره - تکتوبیزه و تجزیه شده  
 g : گرانیت ھیلوری و قرمز روشن، تکتوبیزه



شکل ۲-۲-الف: بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی (امینی و همکاران، ۱۳۷۷) و موقعیت توده های مورد مطالعه بر روی آن.

## ۲-۳-۲- پیکره‌های رسوبی

پیکره‌های رسوبی موجود در محدوده مورد مطالعه به شرح زیر می‌باشند:

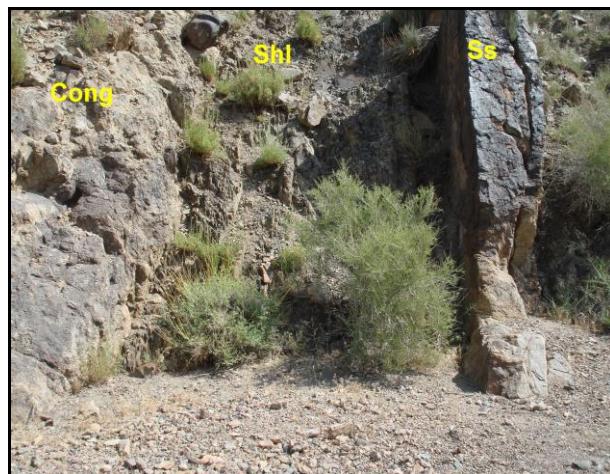
### الف- واحدهای رسوبی معادل شمشک:

نهشته‌های ژوراسیک عمدتاً در جنوب غرب میامی رخنمون داشته و به دلیل تکتونیک شدیدی که منطقه را تحت تأثیر قرار داده، کاملاً چین خورده‌اند(شکل ۲-۳). اغلب این واحدها از لایه‌های ماسه- سنگ و شیل در تناوب با کنگلومرا پدید آمده است. توالی‌های مختلفی شامل واحدهای شیل و ماسه- سنگ سبز تیره، ماسه‌سنگ قهوه‌ای رنگ در تناوب با شیل‌های فرسایش یافته و کنگلومرا ریز تا متوسط دانه در قسمت‌هایی از منطقه قابل مشاهده است(ashکال ۴-۲ و ۵-۲).

در قاعده واحدهای رسوبی ماسه سنگی انواع ریز ساختهای رسوبی مانند دانه‌بندی تدریجی و قالب‌های وزنی دیده می‌شود. در مجموع می‌توان یک توالی رسوبی را برای منطقه در نظر گرفت که با کنگلومرا یابد و در نهایت به صورت دگرشیب در زیر واحدهای آهکی کنگومرا ریز تا متوسط دانه ادامه می‌یابد و در نهایت به صورت دگرشیب در زیر واحدهای آهکی کرتاسه جای می‌گیرد. سازند شمشک میزبان توده نفوذی منطقه بوده و زبانه‌هایی از این گرانیتها در واحدهای رسوبی مشاهده می‌شود. وجود شیلهای زغالی در واحدهای رسوبی منطقه، سن ژوراسیک را برای آنها تأیید می‌کند(شکل ۶-۲).



شکل ۲-۳: تناوب شیل و ماسه سنگ ژوراسیک و چین خوردگی آن، در اطراف محمد آباد.



شکل ۲-۴: تناوب شیل، ماسه سنگ و کنگلومرا در شرق کلاته اسد.



شکل ۲-۵ : رخنمون صحراوی کنگلومرای ریزدانه تا متوسط دانه در اطراف کلاته اسد.



شکل ۲-۶: وجود شیلهای زغالی در رسوبات ژوراسیک منطقه، جنوب غرب میامی.

#### ب- واحد کنگلومراپی معادل قاعده سازند سنگستان

زمین‌شناسان مختلف، در قسمتهایی از ایران مرکزی به معرفی سازندی پرداخته‌اند که شامل یک توالی آواری سرخ رنگ بوده و با افق‌های کنگلومراپی دارای قلوه‌های گرانیت آغاز می‌شود و به ردیف‌های ماسه‌سنگ می‌رسد که به نام سازند سنگستان معرفی شده است(پرتواذر و ابوتراب، ۱۳۶۰). اختصوصات سنگ شناختی سازند سنگستان نشان از یک محیط ساحلی و کم ژرف‌دار دارد. چرخه‌های متناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ چند بار تکرار می‌شود و به سنگ‌آهک، شیل و ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌های آهکی و مارنی ختم می‌شود. نبوی(۱۹۷۲)، این آواری‌ها را ردیف‌های پیشرونده کرتاسه زیرین ایران مرکزی می‌داند که با سنگ‌آهک‌های اربیتولین‌دار بارمین-آلبین ارتباط پیوسته دارد. این واحد بر روی بعضی از توده‌های گرانیت‌وئیدی ایران مرکزی به صورت ناپیوستگی آذربین‌پی قرار گرفته و سن آن به کرتاسه پیشین نسبت داده می‌شود(آقانباتی، ۱۳۷۷). برش الگوی این واحد در کوه سنگستان در ۳۰ کیلومتری غرب شهرستان تفت جای دارد و ضخامت این سازند را نزدیک به ۱۱۰۰ متر برآورد کرده‌اند. خسرو تهرانی و وزیری مقدم(۱۳۷۲) بر این باورند که در اثر فاز زمین‌ساختی سیمرین پسین خشکی زایی و فرسایش در ژوراسیک پسین حکم‌فرما بوده و فرسایش شدید

گرانیت شیرکوه و سنگهای کهن‌تر سبب بجا گذاشته شدن سازند سنگستان شده و آن را به پیشروی دریای کرتاسه نسبت می‌دهند. ایشان سن این سازند را ژوراسیک پسین تا نئوکومین و ارتباط این واحد با نهشته‌های تفت را پیوسته می‌دانند. پرتو آذر و ابوتراب (۱۳۶۰) در ناحیه تفت این سازند را به ژوراسیک پسین نسبت داده و ارتباط آن را با سازند تفت ناپیوسته ولی هم شیب گزارش می‌کنند. به این ترتیب سازند سنگستان که با یک افق کنگلومرایی و حاوی قطعات گرانیتی، با ضخامت بیش از ۵۰۰ متر آغاز می‌شود، معروف یک دوره پیشروی دریا در ژوراسیک میانی- کرتاسه زیرین می‌باشد.

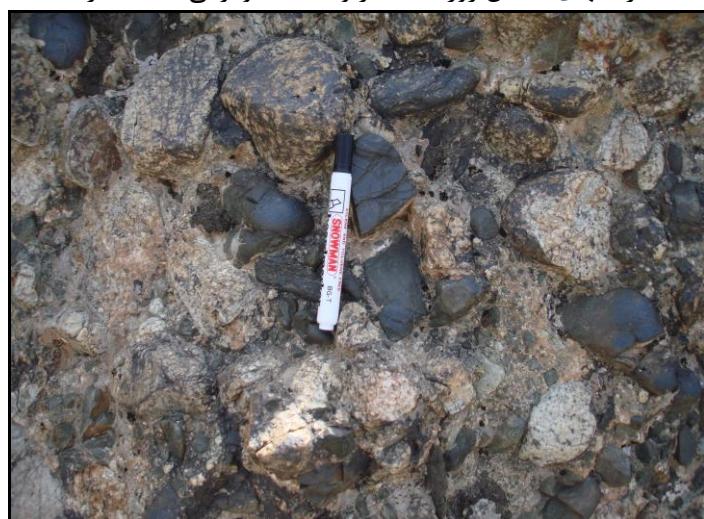
بر روی گرانیتهای جنوب غرب میامی افق کنگلومرایی مشابهی یافت می‌شود که از کنگلومرایی پلی‌زنیک حاوی قطعات فراوان گرانیتهای منطقه، ماسه‌سنگ و قطعاتی از سنگهای قدیمی‌تر با گرد-شدگی و جورشدگی‌های متفاوت و در اندازه‌های مختلف تشکیل شده است (اشکال ۲-۷ تا ۹-۲). این واحد کنگلومرایی به همراه بین‌لایه‌های شیلی و ماسه‌سنگی با یک ناپیوستگی آذرین‌پی بر روی گرانیتهای منطقه قرار می‌گیرد (اشکال ۱۱-۲ و ۱۰-۲). 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 کنگلومرایی موجود در بالای توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی نیز معادل قاعده سازند سنگستان بوده و ممکن است طی رویداد زمین‌شناسی مشابهی (پس از فاز کوه‌زایی سیمرین میانی و در زمان کرتاسه پیشین) شکل گرفته باشند.



شکل ۲-۷: رخمنون صحرایی واحد کنگلومرایی حاوی قطعات فراوانی از گرانیتهای منطقه، شرق کلاته اسد.



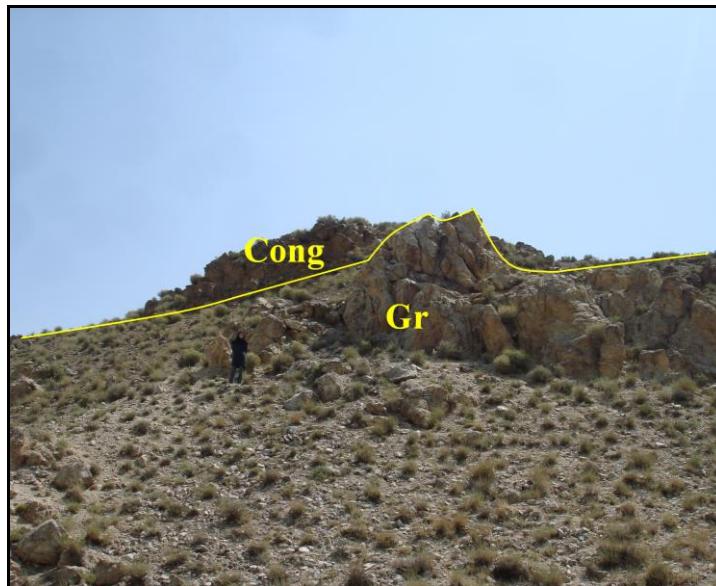
شکل ۲-۸: قطعات گرد شده گرانیتهای به سن ژوراسیک در واحد کنگلومرایی قاعده سازند سنگستان ، شرق کلاته اسد.



شکل ۲-۹: نمای نزدیکی از واحد کنگلومرایی حاوی قطعات گرانیت و ماسه سنگ، شرق کلاته اسد.



شکل ۱۰-۲: بین لایه ماسه سنگی در واحد کنگلومرایی سنگستان به سن کرتاسه پیشین، شرق کلاته اسد.



شکل ۱۱-۲: مرز بین واحد کنگلومرایی با گرانیتهای منطقه مورد مطالعه از نوع ناپیوستگی آذرین پی، شرق کلاته اسد.

## ج- واحدهای رسویی کرتاسه

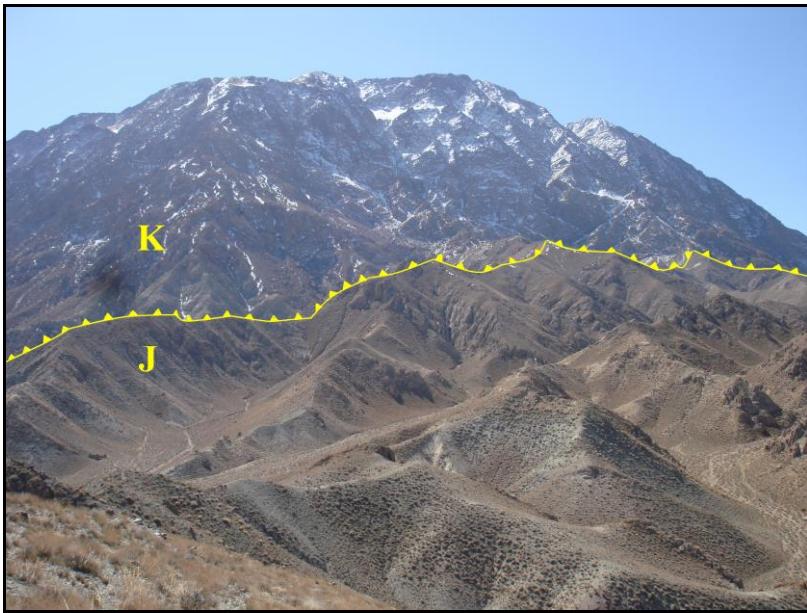
نهشته‌های کرتاسه در جنوب میامی با ضخامت قابل توجه، قسمت‌های مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند. رخساره‌های کرتاسه منطقه به طور عمده محدود به کرتاسه زیرین است و تنها سنگ‌های آواری کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سرخ‌رنگ(سازند سنگستان) و سنگ‌آهک‌های اربیتولین دار که به تدریج به ردیف‌های کربناتی(معادل سازند تفت در جنوب غرب یزد) ختم می‌شود، رخنمون دارد.

سازند آهکی تفت یک واحد سنگی غیر رسمی و معرف سنگ‌آهک‌های اربیتولین دار بلوك یزد - پشت بادام است. نام این سازند توسط نبوی(۱۹۷۲) و با اقتباس از نام شهرستان تفت انتخاب شده است، ولی واحد سنگی تفت فاقد برش الگو می‌باشد. در همه جا، سازند تفت توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه، خاکستری- خاکستری تیره، کرم رنگ و ستیغ ساز است. اربیتولین، شاخص‌ترین سنگواره است که در زمینه‌ای از سنگ‌آهک‌های میکرایت و اینترامیکرایت دیده می‌شود.

سنگ آهک تفت در بعضی از نقاط تبدیل به رخساره دولومیت و سنگ آهک دولومیتی می‌شود و در جنوب غرب یزد با سازند آواری سنگستان ارتباط پیوسته دارد(خسرو تهرانی و وزیری مقدم، ۱۳۷۲).

به اعتقاد امینی و همکاران(۱۳۷۷) واحدهای کرتاسه در جنوب غرب میامی، با ماسه سنگ آهکی زرد آجری با میان لایه آهکی فسیل دار، واحد آهک ضخیم لایه خاکستری رنگ، آهک مارنی و آهک ماسه‌ای خاکستری تیره وجود دارد که دارای فسیل اوربیتولین بوده و سن آن آپسین- آلبین است.

ضخامت این واحد حدود ۱۵۰۰ متر بوده و در بعضی قسمت‌ها ارتباط واحدهای آهکی با یکدیگر به صورت گسله است. مرز بین واحدهای ژوراسیک و کرتاسه در بعضی قسمتها با یک افق قرمز رنگ که احتمالاً حاصل یک روراندگی است، مشخص می‌شود(شکل ۱۲-۲).



شکل ۱۲-۲: روراندگی بین واحدهای رسوبی ژوراسیک و آهکهای کرتاسه در ارتفاعات جنوب غرب میامی.

#### د- آبرفت‌های کواترنری

نهشته‌های کواترنری با گسترش محدود در منطقه مورد مطالعه یافت می‌شود و شامل موارد زیر است:

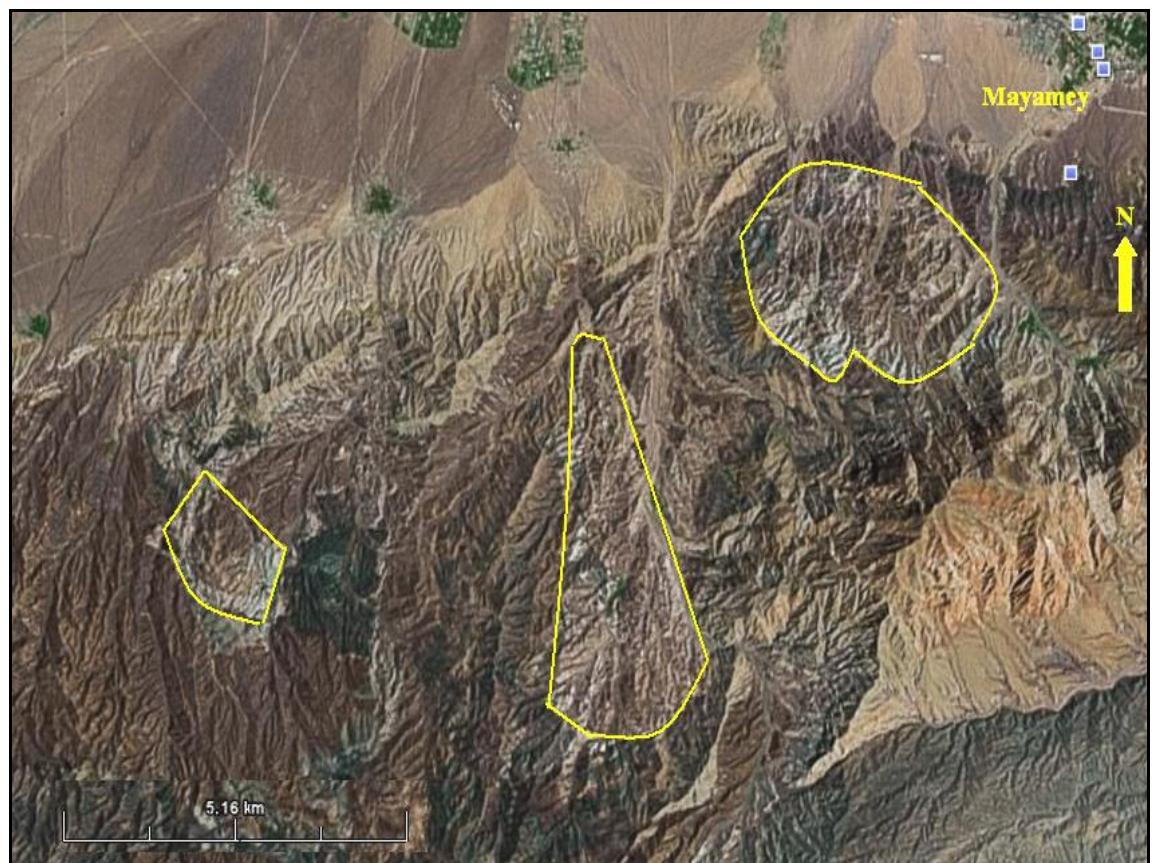
- مخروط افکنهای رسوبات درشت دانه (قلوه سنگ، پاره سنگ و ریگ) که روستاهای محدوده بر روی آنها پا گرفته است(شکل ۱۳-۲).
- پادگانهای آبرفتی مرتفع که شامل رسوبات درشت دانه می‌باشد.
- آبرفت‌های رودخانه‌ای عهد حاضر که دارای نهشته‌های رسی و ماسه‌ای بوده و عمدتاً ناشی از وقوع سیلابهای فصلی و رودخانه‌های محلی در منطقه میامی است(شکل ۱۴-۲).
- پادگانهای آبرفتی پست که دارای رسوبات ریز دانه شن و ماسه هستند.



شکل ۱۴-۲: آبرفتهای رودخانه‌ای عهد حاضر ناشی از وقوع سیلابهای فصلی و رودخانه‌های محلی در منطقه میامی.



شکل ۱۳-۲: روستاهای محدوده بر روی رسوبات مخروط افکنه‌ای و در دامنه کوهها قرار گرفته است.



شکل ۱۵-۲: تصویر ماهواره‌ای منطقه و موقعیت توده‌های مورد مطالعه بر روی آن (منبع: Google Earth).

### ۲-۳-۳- پیکره‌های آذرین

در محدوده ورقه میامی، سنگهای آذرین برونزدی محدود دارند. این سنگها حاصل فازهای آذرین درونی و نیمه آتشفسانی هستند.

#### - گرانیتؤیدهای جنوب غرب میامی:

سنگهای این توده عمدتاً در اطراف روستاهای کلاته اسد و محمد آباد پراکنده‌اند و در رخمنوهای صحرایی به رنگ کرم- قهوه‌ای و در بعضی موارد خاکستری رنگ مشاهده می‌شود. در شکل(۱۵-۲) پراکندگی این توده بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه نشان داده شده است.

مورفولوژی کلی گرانیتها شامل تپه‌هایی مرتفع است که در رأس آن‌ها سنگها عمدتاً حالت صخره‌ای داشته و در دامنه به صورت واریزهای گرانیتی شدیداً فرسایش یافته مشاهده می‌گردد(شکل ۱۶-۲).  
وقوع فرایندهای مکانیکی و حرکات تکتونیکی باعث خردشگی، فرسایش و درز و شکاف‌های فراوان در گرانیتؤیدهای جنوب غرب میامی شده است.

گرانیتؤیدهای 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(شکل ۱۷-۲). در رده‌بندی صحرایی سنگ‌های مورد مطالعه را می‌توان گرانیت، 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. تعدادی دایک میکرودیوریتی به درون توده گرانیتؤیدی جنوب غرب میامی نفوذ کرده است(شکل ۱۸-۲) که این دایک‌ها با ضخامت‌های ۵۰ تا ۶۰ سانتی متر عمدتاً به صورت دسته دایک



شکل ۱۶-۲: رخنمون گرانیتهای مورد مطالعه در ارتفاعات جنوب غرب میامی.



شکل ۱۷-۲: نمایی از نمونه دستی گرانیت‌وئیدهای منطقه مورد مطالعه.

درون گرانیت‌های اطراف روستای کلاته اسد یافت می‌شوند. روند آنها شمالی-جنوبی بوده و دارای رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای و بافت یکنواخت و ریزدانه می‌باشد (شکل ۲-۱۹). دایک‌ها نیز همانند سنگهای گرانیتی آثار دگرسانی و خردشده‌گی نشان می‌دهند.

گرانیتهای منطقه به وسیله واحدهای آواری کنگلومرا، شیلی و ماسه سنگی 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.

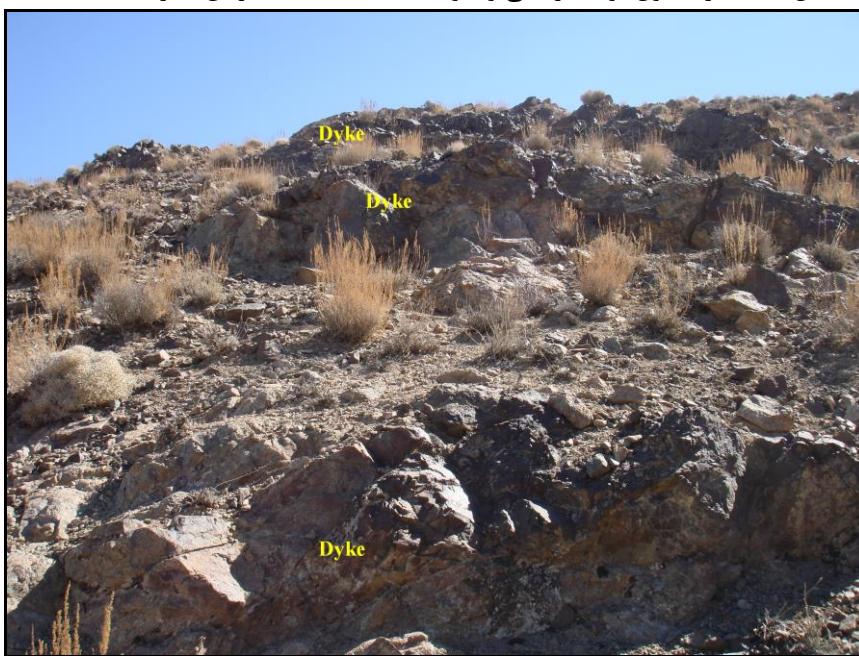
امینی و همکاران (۱۳۷۷)، در گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی، گرانیتهای مذبور را به دو نوع  $g_1$  و  $g_2$  تقسیم‌بندی کرده و زمان جایگیری این واحدهای نفوذی را به پیش از ژوراسیک پایانی و احتمالاً به ژوراسیک میانی نسبت می‌دهند. آنچه در صحراء قابل مشاهده است، تغییر رنگ ظاهری گرانیتها و افزایش مقدار بیوتیت در بعضی نمونه‌ها می‌باشد. در سنگهای شدیداً تفریق یافته، رگه‌های کوچکی از سیلیس درون سنگهای سفیدرنگ یافته می‌شود که نشانه مراحل پایانی تفریق می‌باشد.

#### - زون میلونیتی حاشیه توده گرانیتوئیدی:

در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، زون میلونیتی شدیداً دگرشکل یافته‌ای وجود دارد که دارای لایه‌بندی ظاهری است. در واقع آنچه به صورت لایه‌بندی در صحراء مشاهده می‌شود، حاصل میلونیتی شدن شدید سنگها می‌باشد (شکل ۲-۲۰). میلونیتهای منطقه سنگهایی جهت یافته و اکثرآ دارای کشیدگی هستند که شواهدی از دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان داده و دارای آثار میلونیتی شدن شدید و کشیده شدن کانی‌های سنگ به خصوص است.



شکل ۱۸-۲: رخنمون توده گرانیتی و نفوذ دایک‌های مافیک در آن ، غرب کلاته اسد.



شکل ۱۹-۲: نفوذ دایک‌های میکرودیوریتی به موازات هم در گرانیتهای منطقه.

میلونیت‌ها در مناطقی با استرین بالا تشکیل می‌شوند که به نام زونهای میلونیتی نامیده می‌شود که باعث تشکیل پهنه‌های برشی شکل پذیر می‌گردد. اندازه دانه‌ها در میلونیت‌ها معمولاً کوچک است. شدت دگرشکلی در این پهنه‌ها بسیار بالا بوده، اما ارتباط مستقیم با ترکیب سنگها، شبیه زمین گرمایی و آهنگ واتنش دارد (فتوت رودسری و خدیوی، ۱۳۸۵).

میلونیتها در زونهای راندگی و برشی اعمق پوسته دیده می‌شوند. تغییر شکل این اعماق غالباً از نوع خمیری است. این سنگها دارای پورفیروکلاست‌های فراوانی است که ترکیبی مشابه کانیهای خمیره دارند. میلونیتها را می‌توان براساس نسبتهای خمیره به پورفیروکلاست به انواع پروتومیلونیت (۵۰٪ پورفیروکلاست)، میلونیت (۱۰٪ پورفیروکلاست) و اولترامیلونیت (کمتر از ۱۰٪) طبقه‌بندی کرد. پورفیروکلاست‌ها نسبت به کانیهای خمیره به طور شکننده‌تری تغییر شکل می‌یابند و در سنگهای کمتر تغییرشکل یافته، معمولاً بزرگتر و زاویه‌دارترند و با پیشرفت دگرشکلی کوچکتر و گردشده‌تر می‌شوند (قاسمی، ۱۳۷۸).

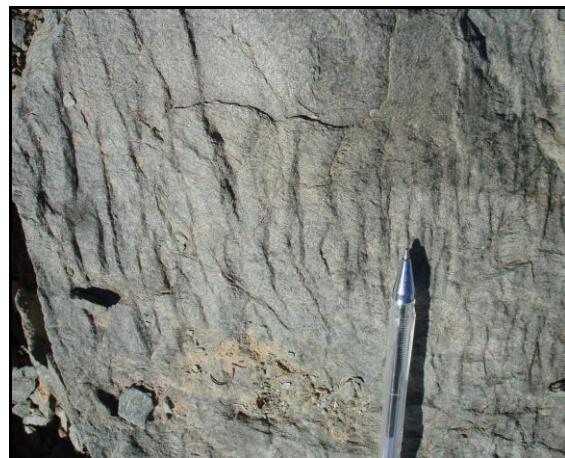
در سنگهای منطقه میلونیتها را از انواع پروتومیلونیت تا اولترامیلونیت می‌توان مشاهده کرد. پروتومیلونیتها سنگهایی با دگرشکلی کم و حاوی پورفیروکلاست‌هایی است که اغلب در سطح به صورت کوارتزهای گلوبولی دیده می‌شود و حالتی گرهکدار به سنگ می‌دهد (شکل ۲۱-۲). در سنگهای شدیداً تغییرشکل یافته، پورفیروکلاست‌ها وجود ندارد و تمام سنگ از یک خمیره بسیار ریز دانه تشکیل شده است. در برخی مورد آثار کلیواژ ریزچین در سنگهای شدیداً دگرشکل یافته دیده می‌شود (۲۲-۲).



شکل ۲۰-۲: رخنمون سنگهای میلونیتی در حاشیه توده گرانیتی، جنوب غرب میامی.



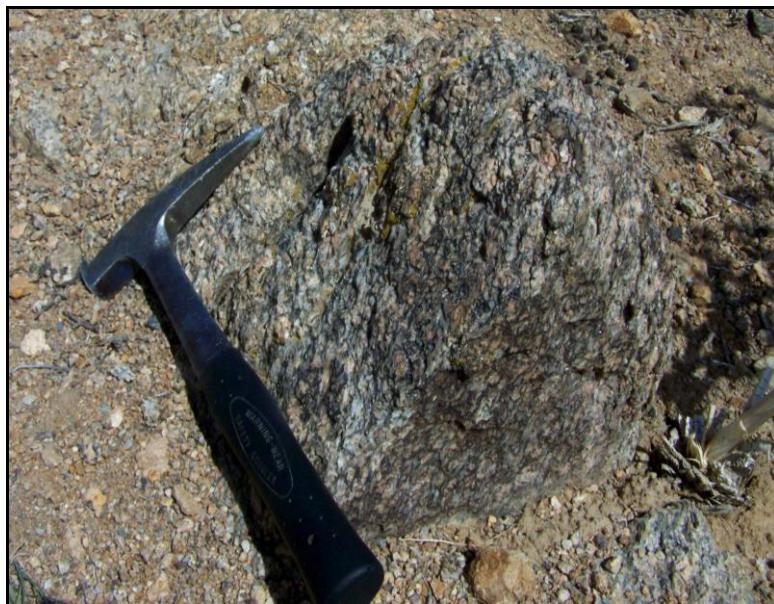
شکل ۲-۲۱: نمایی از نمونه‌های دستی سنگهای میلونیتی دارای لایه‌بندی و کوارتزهای گلبوی شکل در سطح آنها.



شکل ۲-۲۲: آثار کلیواژ ریزچین در میلونیتهای دگرشکل یافته جنوب غرب میامی.

#### - توده گرانوڈیوریتی غرب قدس:

این توده با گسترش محدود به صورت تپه‌های کم ارتفاع و شدیداً فرسایش یافته در غرب روستای قدس و در مسیر جاده قدس – ارمیان (جاده خاکی درجه دو) یافت می‌شود. این توده در خارج از محدوده ورقه میامی (در حاشیه شرقی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بسطام) قرار دارد. گرانوڈیوریتها با رنگ خاکستری و به صورت درشت‌دانه یافت می‌شود. بلورهای درشت کوارتز، فلدسپات و بیوتیت با چشم قابل تفکیک است (شکل ۲-۲۳). این سنگها دچار دگرسانی شده و به دلیل اپیدوتی شدن، به رنگ سبز دیده می‌شوند.



شکل ۲-۲: رخمنون گرانودیوریت های فرسایش یافته در غرب روستای قدس.

#### - توده نیمه عمیق داسیتی:

این توده کوچک و منفرد در ارتفاعات جنوب غرب میامی بروند دارد و در بین واحدهای تخریبی ژوراسیک بالایی جایگزین شده است. سنگ‌های این توده با رنگ ظاهری روشن و بافت میکروگرانولار در صحراء نمایان هستند. این سنگها در بیشتر موارد سالم هستند و به طور محلی تا اندازه‌ای هوازده و دگرسان می‌نمایند(اشکال ۲۴-۲۵) که عمدۀ دگرسانی آن‌ها از نوع آرژیلیتی بوده و به رنگ قهوه‌ای روشن در سطح سنگها دیده می‌شود. زمان جایگیری این توده بر پایه شواهد مناطق مجاور ورقه ۱:۱۰۰۰۰ میامی به اوسن نسبت داده می‌شود(امینی و همکاران، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۲: نمایی از توده نیمه عمیق داسیتی، ارتفاعات جنوب غرب میامی.



شکل ۲-۳: دگرسانی آرژیلیتی در توده داسیتی، جنوب غرب میامی.

#### ۴-۲- 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 است. کهن‌ترین سنگ‌های منطقه را برونزدهای محدودی از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تشکیل می‌دهند. واحدهای ژوراسیک(معادل سازند شمشک) میزبان توده نفوذی منطقه می‌باشد. فاز سیمیرین میانی در تشکیل این توده نفوذی نقش داشته است. در بخش‌هایی از ایران مرکزی سنگ‌های ژوراسیک منحصر به نهشته‌های گروه شمشک است که به طور دگرشیب با رسوبات کرتاسه زیرین پوشیده شده‌اند. چین‌خوردگی

زیاد و نبود سنگهای آهکی صخره‌ساز و سخت ژوراسیک بالایی، نشانگر تأثیر رویداد سیمیرین میانی و خارج از آب بودن این نواحی از زمان باژوسمین-باتونین تا زمان پیشروی دریای کرتاسه می-باشد(آقانباتی،۱۳۷۷). مرز ژوراسیک- کرتاسه در ایران مرکزی در همه جا یکسان نیست. در نواحی گسترده‌ای از ایران مرکزی(اصفهان، کاشان، اردکان، یزد و...) آهکهای اربیتولین دار کرتاسه زیرین(سازند تفت) به همراه سنگهای آواری قرمز رنگ سازند سنگستان، به طور دگرشیب بر روی نهشته‌های گروه شمشک(تریاس بالایی- ژوراسیک میانی) قرار دارند. این دگرشیبی به احتمال زیاد در ارتباط با رخداد سیمیرین میانی است. در نواحی محدودی از زون ایران مرکزی، شواهدی از رسوبگذاری پیوسته بین سنگهای کربناته دریایی ژوراسیک بالایی و نهشته‌های آواری ژوراسیک- کرتاسه مشاهده می‌شود. برای مثال در ناحیه کرمان رسوبگذاری پیوسته‌ای بین رسوبات آواری سازند بیدو و رسوبات حاوی گچ و پکتن با آهکهای اربیتولین دار وجود دارد(آقانباتی،۱۳۷۷).

در اواخر ژوراسیک، فاز کوهزایی سیمیرین پسین منطقه را تحت تأثیر قرار داده و سنگهای ژوراسیک را دچار چین خوردگی کرده است. در ادامه، این فرایند کوهزایی باعث خشکی‌زایی و خارج شدن ناحیه از آب شده است، آن چنان که آغاز کرتاسه با پیشروی گسترده دریا همراه با رسوبگذاری کنگلومراتی قاعده‌ای بوده است. بین کرتاسه زیرین و بالایی، ناپیوستگی هم شیب وجود دارد که نشان دهنده خروج کوتاه مدت حوضه رسوبی از آب بوده است که شاید تحت تأثیر فاز استیرین این ناپیوستگی رخ داده باشد و کرتاسه بالایی به صورت پیشرونده و با قاعده ماسه‌سنگی و ماسه‌سنگ آهکی منطقه را پوشانده است(امینی و همکاران،۱۳۷۷).

به طور کلی عناصر اصلی ساختاری ناحیه شامل شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین خوردگی‌های وابسته به گسلش<sup>۱</sup> هستند. برپایه مطالعات صحرایی، 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.

#### ۱-۴-۲- گسل‌ها

مهمترین گسل‌ها در محدوده مورد مطالعه شامل موارد زیر است.

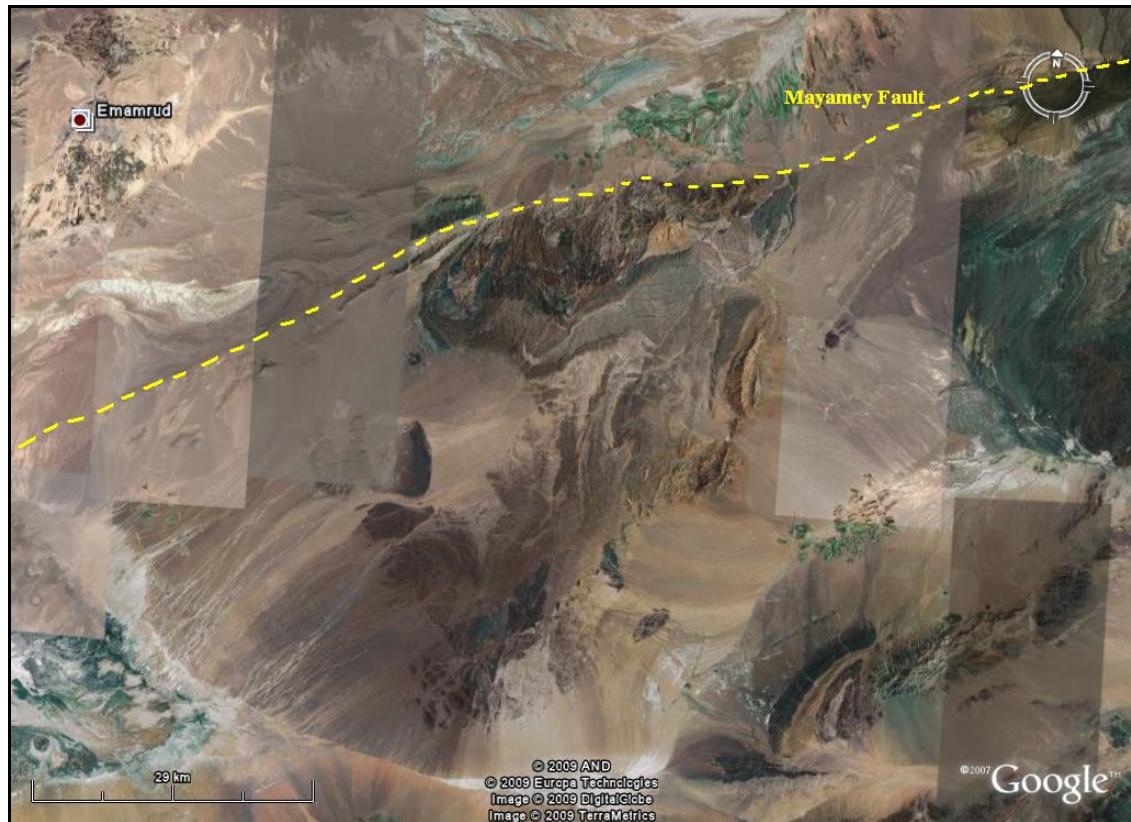
##### الف- گسل میامی

این گسل با طول گسلش بیش از ۱۵۰ کیلومتر، یک شکستگی واحد نیست و در حقیقت یک زون گسله مت Shank از چند گسل به موازات یکدیگر است. روند کلی گسل میامی N75E و شیب صفحه آن متغیر و در سطح زمین نزدیک به ۸۵ درجه به سمت جنوب است. این گسل دارای مؤلفه امتداد لغز راستگرد و مؤلفه شیب لغز 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 حد جنوبی آن کوهستانی است (امینی و همکاران، ۱۳۷۷). محل این گسل بر روی نقشه شکل (۲-۲-الف) به خوبی مشخص است و در تصویر ماهواره‌ای شکل (۲۶-۲) نیز 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. در نواحی میامی- عباس‌آباد (شرق شاهروود) این گسل، می‌تواند مرز شمالی کافت سبزوار- شاهروود باشد. بر پایه گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، گسل میامی تا آخرین مراحل چین‌خوردگی آلپی در پلیوسن حرکت راستگرد داشته است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

##### 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 که در شمار گسل‌های ریدل (همارز) گسل میامی به حساب می‌آیند و به همین

دلیل مشابه با گسل میامی دارای مؤلفه امتداد لغز راستگرد و جابجایی از نوع معکوس هستند(امینی و همکاران، ۱۳۷۷).



شکل ۲-۲۶: تصویر ماهواره‌ای منطقه و موقعیت گسل میامی بر روی آن(منبع: Google Earth).

#### ۴-۲-۲- چین‌ها

در ورقه میامی در صفحات بین گسل‌ها، چین خوردگی‌های زیادی را می‌توان مشاهده کرد. بسیاری از این چین‌ها کوچک‌اند و در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ قابل نمایش نیستند(اشکال ۲۷-۲ و ۲۸-۲). 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).



شکل ۲-۲: چین خوردگی واحد های شیلی ژوراسیک در غرب روستای محمد آباد.



شکل ۲-۳: ریز چین های موجود در آهک های مارنی ژوراسیک در جنوب روستای کلاته است.

## ۵-۲- خلاصه مطالعه فصل دوم

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب میامی بخش کوچکی از انتهای شمالي زون ايران مرکزي است. پيکرهای آذرین منطقه شامل سنگ های گرانیتoidی (گرانیت، گرانودیوریت) مربوط به ماگماتیسم اواخر مزوژوئیک و گنبد نیمه عمیق با ترکیب داسیتی مربوط به ماگماتیسم پس از ائوسن هستند. گستره مورد بررسی در منطقه مرزی زون ایران مرکزی و زون البرز شرقی جای دارد.

بر خلاف آنچه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ میامی آمده است، گرانیتهای منطقه را نمی توان به دو نوع مجزا تفکیک کرد و به نظر می رسد تغییر رنگ ظاهری این سنگ ها و افزایش مقدار بیوتیت در بعضی

نمونه‌ها، باعث تفکیک صورت گرفته در نقشه باشد. به علاوه آنچه به عنوان هاله دگرگونی در نقشه نشان داده شده است، در واقع یک زون میلیونیتی و شدیداً دگرشکل یافته است که در صحرا لایه‌بندی ظاهری نشان می‌دهد. در سنگهای منطقه میلیونیت‌ها را از انواع پروتومیلیونیت تا اولترامیلیونیت می‌توان مشاهده کرد. پروتومیلیونیتها سنگهایی با دگرشکل کم و حاوی پورفیروکلاستهایی است که اغلب حالتی گرهک‌دار به سنگ می‌دهد. در سنگهای شدیداً تغییرشکل یافته، پورفیروکلاست‌ها وجود ندارد و تمام سنگ از یک خمیره بسیار ریز دانه تشکیل شده است. در برخی مورد آثار کلیواژ ریزچین در سنگهای شدیداً دگرشکل یافته دیده می‌شود.

گرانیتهای منطقه به درون واحدهای رسوبی ژوراسیک تزریق شده و بر روی آنها یک واحد کنگلومراپی حاوی قطعاتی از گرانیت‌وئیدهای منطقه مورد مطالعه یافت می‌شود که می‌توان آن را با قاعده سازند سنگستان در ایران مرکزی مشابه دانست.

فاز سیمرین میانی در تشکیل توده‌های نفوذی نقش داشته و در اواخر ژوراسیک، فاز کوهزاپی سیمرین پسین سنگهای ژوراسیک را دچار چین خوردگی کرده است. مرز ژوراسیک- کرتاسه در ایران مرکزی در همه جا یکسان نیست. در نواحی گسترده‌ای از ایران مرکزی (اصفهان، کاشان، اردکان، یزد و...) آهکهای اربیتولین دار کرتاسه زیرین (معادل سازند تفت) به همراه سنگهای آواری قرمز رنگ سازند سنگستان، به طور دگرشیب بر روی نهشته‌های گروه شمشک (تریاس بالایی - ژوراسیک میانی) قرار دارند. این دگرشیبی به احتمال زیاد در ارتباط با رخداد سیمرین میانی است. مشابه این حالت در منطقه مورد مطالعه نیز قابل مشاهده است.

روندهای ساختهای منطقه شمال شرق- جنوب غرب بوده و مهم‌ترین عنصر ساختاری منطقه گسل میانی است. این گسل یک شکستگی واحد نیست و در حقیقت یک زون گسله مت Shank از چند گسل به موازات یکدیگر است که آن را از نوع گسل‌های اریب‌لغز معرفی کرده‌اند. گسل میانی مرز جدا کننده زون البرز شرقی از ایران مرکزی است.

## فصل سوم

# پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی

### ۱-۳ - مقدمه

گرانیت‌وئیدهای جنوب غرب میامی به صورت چند توده محدود در اطراف میامی، روزتاها کلاته اسد، محمد آباد و قدس پراکنده شده‌اند و در چهار دسته آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها، سینینو تا مونزو-گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و دایک‌های میکرودیوریتی قرار می‌گیرند. در ادامه به توصیف ویژگی‌های پتروگرافی هر کدام از آن‌ها می‌پردازیم.

### ۲-۳ - آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

#### الف- ویژگی‌های صحرایی

این سنگ‌ها بخش اندکی از گرانیت‌وئیدهای منطقه را تشکیل می‌دهند و در جنوب غرب میامی قابل مشاهده‌اند. مورفولوژی آن‌ها به صورت تپه‌های ارتفاع و فرسایش یافته می‌باشد. دانه متوسط و دارای فلدسپات‌های آلکالن صورتی تا خاکستری هستند. رنگ صورتی ارتوزها حاکی از شرایط اکسیدان و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها و نشانه منشاء ماقمایی I برای این گرانیت‌وئیدهای است (چاپل و وايت<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱).

#### ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

بافت میکروسکوپی آن‌ها از دانه‌ای نیمه شکل دار تا دانه‌ای بی‌شکل متغیر است. فنوکریست‌ها اغلب شامل ارتوز و کوارتز است که ارتوزها در مقاطع میکروسکوپی حالت پرتیتی نشان می‌دهند. بافت گرافیکی نیز در بعضی مقاطع قابل مشاهده است این بافت تبلور اوتکتیک، همزمان و آرام کوارتز و فلدسپات آلکالن را از یک مذاب در حال سرد شدن در عمق کم و فشار آب پایین نشان می‌دهد (کلارک<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲). از دیگر ویژگی‌های این سنگ‌ها، ساختهای ساب ماقمایی دمای بالا می‌باشد که به صورت شکستگی‌های پرشده از کوارتز و به ندرت فلدسپات مشخص می‌شود. این ساختهای در

1- Chappell & White  
2-Clarke

مراحل پایانی تبلور ماقما، در حضور مقداری مذاب باقیمانده ایجاد می‌شوند و نشانه دگرشكلى سنگها در دمای نسبتاً بالا می‌باشد(بوشه<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۲). در مورد این ساختها در فصل چهارم بحث خواهد شد. کانیهای تشکیل دهنده این سنگها عبارتند از:

### ۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

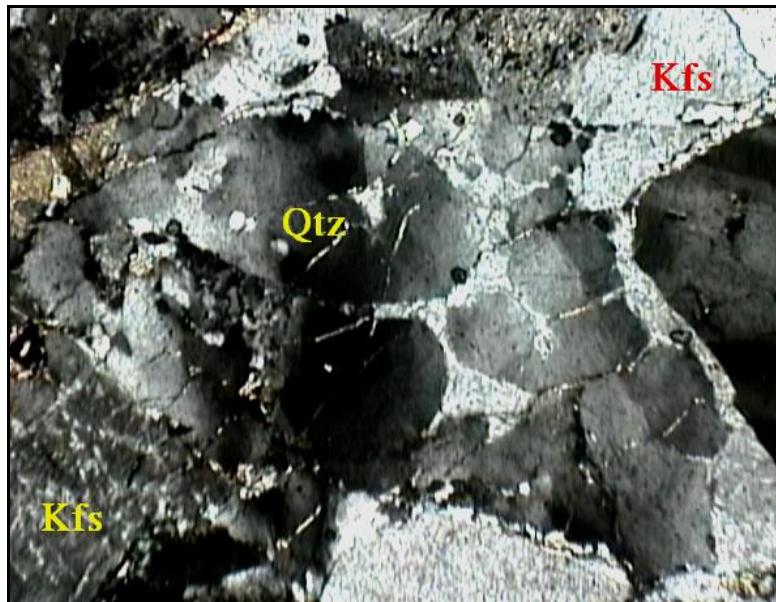
#### کوارتز

این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده، لابه‌لای بلورهای درشت فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز را پر نموده است. اکثر بلورهای این کانی دارای خاموشی موجی، حالت ساب گرین شدن و تبلور مجدد می‌باشد(شکل ۳-۱). تبلور مجدد فرایندی است که در خلال یا بعد از دگرشكلى صورت گرفته و شامل تغییر ساختمان دانه‌ها به خصوص در مرز آن‌هاست(قاسمی، ۱۳۷۸). بعضی از آن‌ها نیز به ندرت دارای ادخال‌های ریزی از مسکویت، فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز هستند.

#### پلاژیوکلاز

این کانی نیمه شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سننتیک بوده و حاشیه‌های تحلیل رفته نشان می‌دهد که نشانه تبلور همزمان یا زودتر پلاژیوکلاز نسبت به ارتوز است. به نظر می‌رسد این کانیها دو مرحله‌ای باشند، به طوری که در اطراف هسته‌های کلسیک‌تر، رشد مجدد پلاژیوکلاز ادامه یافته است(شکل ۳-۲-الف). وجود هسته‌های کلسیک در پلاژیوکلازها نشانه تبلور زود هنگام آن‌ها از مذاب اولیه است(هیبارد<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵). معمولاً پلاژیوکلازها در مراکز بلورها دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند و دارای ادخال‌های ریزی از مسکویت، داموریت و کانی‌های اپک می‌باشند(شکل ۳-۲-ب).

1-Bouchez  
2-Hibard



شکل ۳-۱: ساب گرین شدن در کوارتز(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

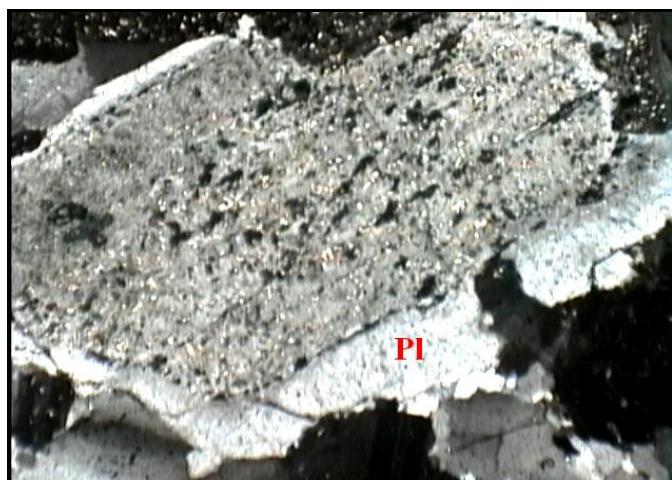
فلدسپات آلکالن: Kfs      کوارتز: Qtz

## فلدسپات آلکالن

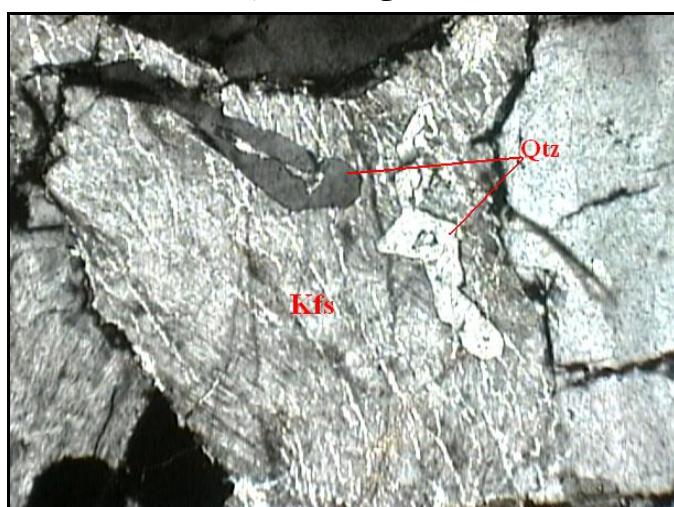
فلدسپات‌های آلکالن این گرانیت‌ها شامل ارتوز پرتیتی و به ندرت میکروکلین است. بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و بافت‌های پرتیتی و گاهی گرافیکی(همرشدی کوارتز و فلدسپات) در آن‌ها مشاهده می‌شود(شکل ۳-۳). ساخت‌های ساب ماقمایی نیز در بعضی بلورها دیده می‌شود که شامل شکستگی‌های پرشده با کوارتز است(شکل ۳-۴). در بعضی موارد کانی ارتوز به میکروکلین تبدیل شده(شکل ۳-۵) که به علت تغییر در شبکه کانی می‌باشد(بوشه و همکاران، ۱۹۹۲) و گاهی نیز بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلаз نیمه شکل دار درون فلدسپات‌های آلکالن محاط شده‌اند(شکل ۳-۶). علائم اولیه فشار و شروع شکستگی در ارتوزها قابل مشاهده است.



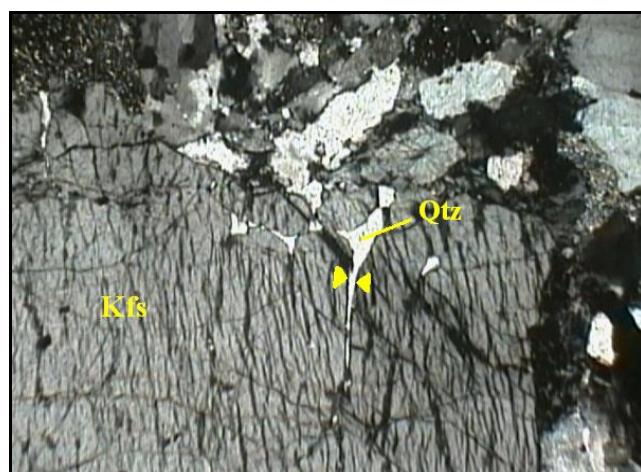
شکل ۳-۲-الف : حاشیه های تحلیل رفته و دگرسانی شدید در مرکز بلور پلازیوکلاز  
، بزرگنمایی ۴۰ برابر). پلازیوکلاز: Pl



شکل ۳-۲-ب : دگرسانی شدید و ادخال در مرکز بلورهای پلازیوکلاز  
، بزرگنمایی ۴۰ برابر). پلازیوکلاز: Pl

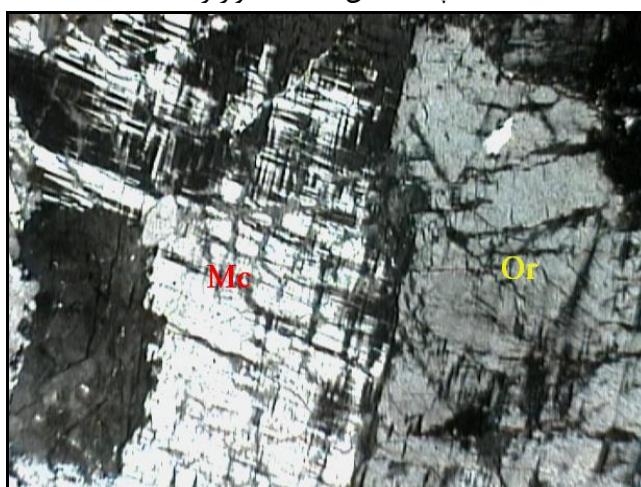


شکل ۳-۳: بافت های پرتیتی و گرافیکی(XPL)، بزرگنمایی ۴۰ برابر).  
فلدسپات آلکالن: Kfs      کوارتز: Qtz



شکل ۳-۴: ساخت ساب ماقمایی در بلور فلدسپات آلکالن(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

فلدسبات آلکالن: Qtz: کوارتز



شکل ۳-۵: تبدیل ارتوز به میکروکلین در اثر اعمال فشار و تغییر در شبکه کانی(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

ارتوز: Mc: میکروکلین



شکل ۳-۶: بلور پلاژیوکلاز ساب اتومورف در فنوکریست فلدسبات آلکالن(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

فلدسبات آلکالن: Pl: پلاژیوکلاز

### ۲-۲-۳- کانی‌های فرعی

**بیوپیت:** این کانی اکثراً به کانی‌های ثانویه کلریت، اسفن و اکسید آهن تبدیل شده است. بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های اپک، زیرکن و آپاتیت می‌باشد(شکل ۷-۳).

**آپاتیت:** به صورت بلورهای ریز شکل دار تا نیمه شکل دار درون فلدسپات‌ها و بیوپیت‌ها دیده می‌شود.

**زیرکن:** این کانی به شکل ادخال‌های ریز بی‌شکل درون بیوپیت‌ها و پلازیوکلازها 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 بیوپیت‌ها دچار دگرسانی شده‌اند نیز مقداری اکسید آهن آزاد شده که درامتداد رخ‌های بیوپیت‌ها و داخل شیارهای موجود در سایر کانی‌ها مشاهده می‌شوند.

### ۳-۲-۳- کانی‌های ثانویه

**کلریت:** این کانی در نتیجه دگرسانی بیوپیت‌ها تشکیل شده و در نور طبیعی به رنگ سبز قابل مشاهده است.

**اسفن:** از کانی‌هایی است که از تجزیه بیوپیت ایجاد می‌شود. این کانی به صورت بی‌شکل با برجستگی قوی و بی‌رفزشی بالای خود مشخص است.

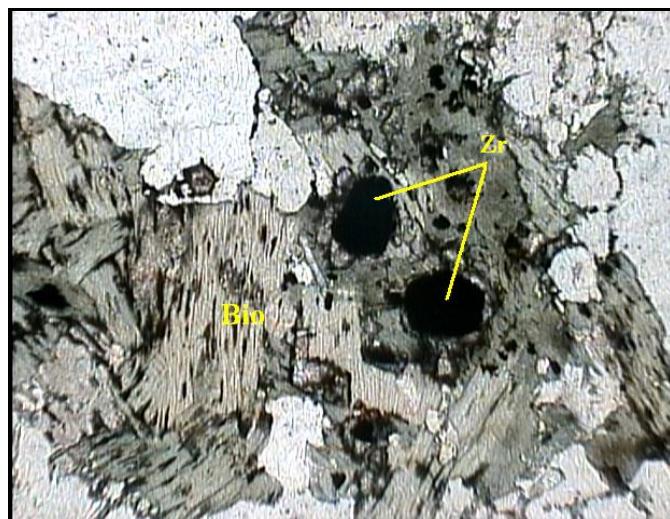
**مسکوپیت:** مسکوپیت‌ها که درشت بلورتر از سریسیت هستند، در بعضی موارد به صورت نوظهور و در اثر واکنش بیوپیت با سیالات هیدروترمال و خروج Fe و Mg و جایگزینی آن‌ها با Al، در اطراف بیوپیت‌ها تشکیل شده‌اند(شکل ۸-۳).

**پومپلئیت<sup>۱</sup>:** این کانی به شکل بادکنکی و خاکستری رنگ(XPL) درون بیوپیت‌ها قابل مشاهده است و در نتیجه واکنش بیوپیت با پلازیوکلاز در بعضی از آلکالی فلدسپات گرانیت‌ها به وجود آمده

1-Pumpellyite:  $(Ca_4 Al_4(Al,Fe^{2+},Fe^{3+},Mg,Mn)_2 Si_6 O_{23} (OH)_3 ,2H_2O$

است(شکل ۳-۹). پومپلیت نوعی کانی ثانویه است که عمدتاً شاخص دگرگونی درجه بسیار پایین می‌باشد(یوشی آسا و ماتسوموتو<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵).

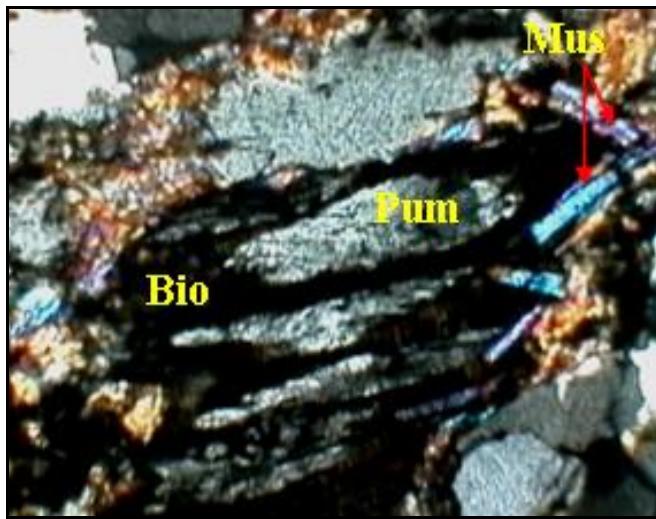
کلسیت: به مقدار کم و در نتیجه سوسوریتی شدن کانی‌های پلاژیوکلاز در فضای بین کانی‌ها دیده می‌شود.



شکل ۳-۷: وجود ادخال‌هایی از زیرکن در بیوتیت (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).  
Zr: زیرکن Bio: بیوتیت



شکل ۳-۸: بلورهای ریز و انومورف مسکویت نوظهور(XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).  
Mus: مسکویت Bio: بیوتیت



شکل ۳-۹: پومپلئیت به رنگ خاکستری در بیوتیت(XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

بیوتیت: Mus پومپلئیت: Pum مسکویت: Bio

### ۳-۳- سیینو تا مونزوگرانیتها

#### الف- ویژگی‌های صحرایی

این سنگ‌ها بیشترین گرانیت‌وئیدهای موجود در منطقه را شامل شده و بیشتر در اطراف روستاهای کلاته اسد و محمدآباد یافت می‌شوند. این سنگ‌ها نیز دچار هوازدگی و فرسودگی شده و مورفولوژی آن‌ها شامل تپه‌هایی بلند است. سنگ‌های این گروه دانه متوسط تا دانه درشت بوده و دارای فلدسپات‌ها و کوارتز‌های چندین میلیمتری هستند. به نظر می‌رسد ماقمای اولیه درصد سیلیس بالایی داشته است. به طوری که در سنگ‌های تفریق یافته رگه‌های کوچک فراوانی از کوارتز دیده می‌شود. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا صورتی هستند. در نمونه‌های با رنگ روشن بیوتیت بیشتری نسبت به گرانیت‌های خاکستری تا صورتی رنگ یافت می‌شود. در مواردی که سنگ دچار دگرسانی شدید شده است، به صورت سبز رنگ مشاهده می‌شود. در حاشیه توده گرانیتی زون

میلیونیتی گستردہای قابل مشاهده است کہ در مورد اختصاصات میکروسکوپی آنها در بخش (۳-۶) بحث خواهد شد.

### ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

بافت میکروسکوپی آنها اغلب دانه‌ای نیمه شکل دار است. همچنین بافت گرافیکی در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده است. فنوکریست‌ها اغلب شامل ارتوز و کوارتز می‌باشد و ساختهای ساب ماگمایی دمای بالا در آن‌ها گسترش بسیار بیشتری دارد. کانیهای موجود در این سنگ‌ها به شرح زیر است:

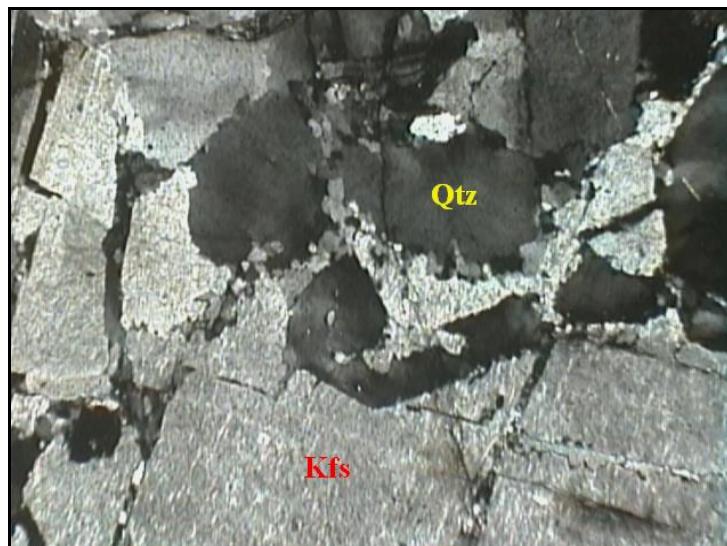
#### ۳-۱-۳- کانی‌های اصلی

##### **کوارتز**

این کانی دارای خاموشی موجی، حالت ساب گرین شدن، تبلور مجدد و خرد شدگی می‌باشد(شکل ۳-۱۰). به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و معمولاً دانه‌های این کانی لابه‌لای بلورهای درشت فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز را پر کرده‌اند(شکل ۳-۱۱). بعضی از آن‌ها دارای شکستگی‌های ثانویه می‌باشد.

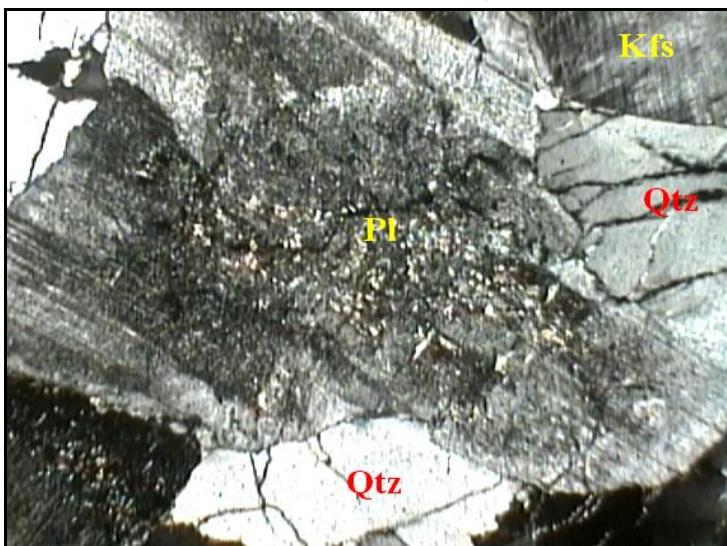
##### **پلاژیوکلاز**

این کانی بی‌شکل تا نیمه شکل دار، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و حاشیه‌های تحلیل رفته می‌باشد(شکل ۳-۱۲). ادخال‌های ریزی از داموریت، اکسید آهن، اسفن و کلریت در بسیاری از آن‌ها یافت می‌شود که بافت غربالی را در آن‌ها به وجود آورده است. این پلاژیوکلازها نیز دو مرحله‌ای بوده و هسته‌های کلسیک‌تر که زودتر متبلور شده‌اند، دگرسانی بیشتری نشان می‌دهند. ساختهای ساب ماگمایی دمای بالا در این کانی‌ها گسترش فراوانی نشان می‌دهند(شکل ۳-۱۳).



شکل ۳-۱۰ : حالت ساب گرین شدن کوارتز در گرانیت های منطقه(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

فلدسپات آلکالن: Kfs      کوارتز: Qtz



شکل ۳-۱۱ : تبلور کوارتز در فضای بین سایر کانی ها در گرانیت های منطقه (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

فلدسپات آلکالن: Kfs      کوارتز: Qtz      پلاژیوکلاز: Pl

## فلدسپات آلکالن

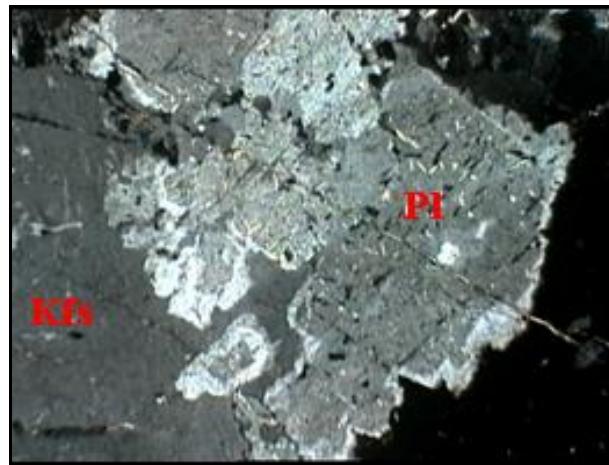
فلدسپات‌های آلکالن این گرانیت‌ها دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، کانی‌های اپک و اسفن هستند. این کانی‌ها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و شامل ارتوز پرتیتی و میکروکلین می‌باشد. فلدسپات‌های آلکالن در بعضی موارد بلورهای کوچکتری از پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار را در برگرفته‌اند(شکل ۱۴-۳). ساختهای ساب ماقمایی دمای بالا در آن‌ها گسترش بسیاری دارد و بیشتر شامل رگچه‌های پر شده از کوارتز است(شکل ۱۵-۳). بافت گرافیکی در بیشتر نمونه‌ها قابل مشاهده است(شکل ۱۶-۳). در برخی موارد شیارهای موجود در فلدسپات‌ها توسط اکسید آهن و کلسیت پر شده است.

### ۲-۳-۳-کانی‌های فرعی

بیوتیت: این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در این گرانیت‌ها یافت می‌شود و غالباً به کلریت دگرسان شده است. معمولاً دارای ادخال‌هایی از زیرکن، اسفن، آپاتیت و اکسید آهن می‌باشد(شکل ۱۷-۳).

آپاتیت: به صورت بلورهای ریز نیمه شکل‌دار در داخل بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شود. زیرکن: این کانی به شکل بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار عمدتاً درون بیوتیت‌ها و پلاژیوکلازها یافت می‌شود.

کانی‌های اپک: این کانی‌ها اغلب در داخل فلدسپات‌های آلکالن و بیوتیت‌ها و به صورت دانه‌های پراکنده اکسید آهن دیده می‌شوند.



شکل ۱۲-۳ : حاشیه‌های تحلیل رفته پلازیوکلاز (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

پلازیوکلاز: Kfs فلدسپات آلکالن:



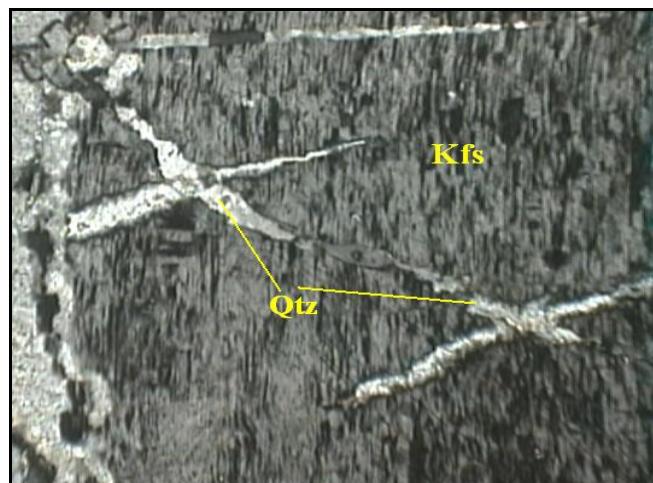
شکل ۱۳-۳ : ساخت ساب ماغمایی(شکستگی پر شده با کوارتز) در پلازیوکلازها

XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). پلازیوکلاز: Pl

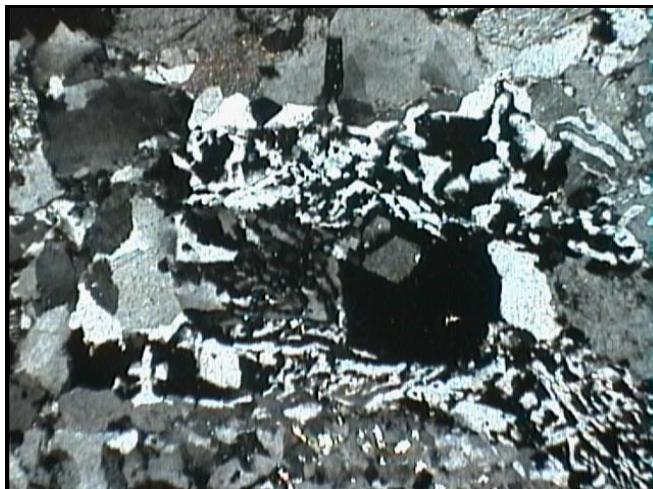


شکل ۱۴-۳: قطعات پلازیوکلاز در فلدسپات آلکالن در گرانیتهای منطقه(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

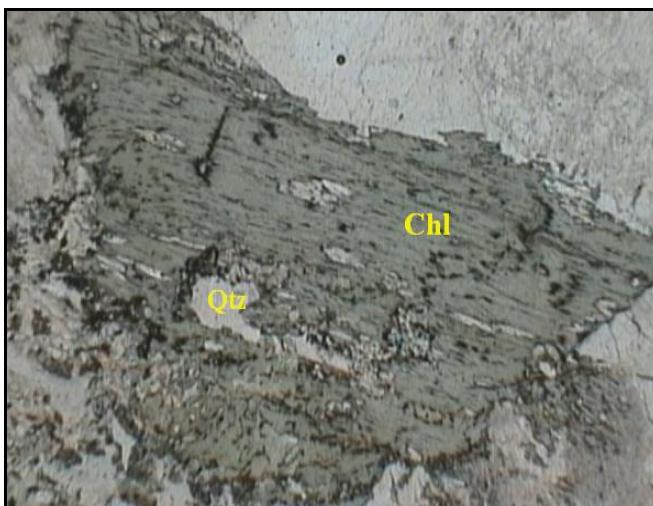
پلازیوکلاز: Kfs فلدسپات آلکالن:



شکل ۳-۱۵: ساخت ساب ماغمایی در ارتوز (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر). فلدسپات آلکالن: Kfs کوارتز: Qtz



شکل ۳-۱۶: بافت گرافیکی در گرانیت های منطقه (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۷: دگرسانی بیوتیت به اکسید آهن و کلریت (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

کوارتز: Qtz کلریت: Chl

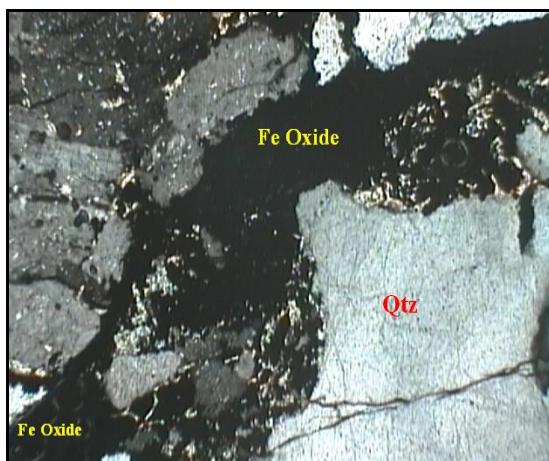
### ۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

/سفن: این کانی به صورت بلورهای ریز حاصل از تجزیه بیوتیت در بعضی از نمونه‌ها یافت می‌شود.

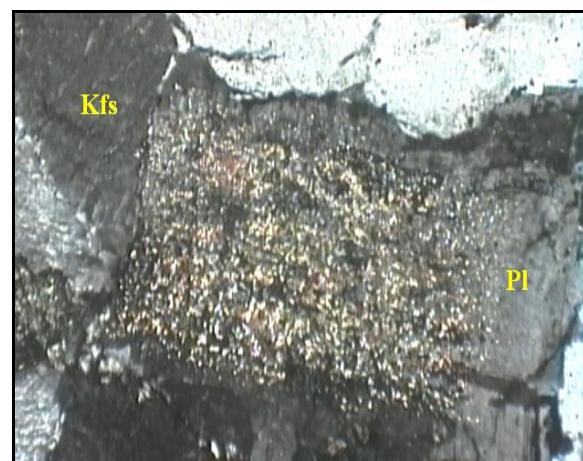
د/اموریت: این کانی به صورت بلورهای ریز و سوزنی در نتیجه تجزیه پلاژیوکلазها در سطح آن‌ها به خصوص در مراکز بلورها تشکیل شده است(شکل ۱۸-۳).

اکسید آهن: بخشی از اکسیدهای آهن موجود در این گروه سنگ‌ها، حاصل تجزیه بیوتیت‌هاست. این اکسیدها عمدتاً شکستگی‌ها و امتداد سطوح رخ در بیوتیت‌ها را پر می‌کنند.

در بعضی موارد اکسیدهای آهن شکستگی‌های دوکی‌شکلی را پدید می‌آورند که این شکستگی‌ها می‌توانند ناشی از اعمال کشش بر روی سنگ‌ها باشد و به این نوع ساخت میکروسکوپی اصطلاحاً می‌گویند(شکل ۱۹-۳). این ساخت زمانی ایجاد می‌شود که یک لایه سخت به همراه ماتریکس ضعیفتر خود در معرض کشش موازی لایه قرار گیرد و در بعضی قسمت‌ها به هم نزدیک شود(کیدان و کاسگرو، ۱۹۹۶).



شکل ۱۹-۳: ساخت میکروسکوپی Pinch & Swell در گرانیتهای XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر.  
کوارتز: Qtz اکسید آهن: Fe Oxide



شکل ۱۸-۳: دگرسانی شدید در بلور پلاژیوکلاز فلدسپات آلکالن: Pl پلاژیوکلاز: Kfs

### **۴-۳- گرانودیوریت‌ها**

#### الف- ویژگی‌های صحرایی

این گروه از سنگ‌ها در محدوده روستای قدس یافت می‌شوند. مورفولوژی آن‌ها به صورت تپه‌های کم ارتفاع و شدیداً فرسایش یافته بوده و آثار دگرسانی در سطح نمونه‌ها به صورت اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و درشت دانه بوده و فلدسپات‌ها، کوارتز و کانی‌های فرومیزین آن‌ها در سطح سنگ به راحتی قابل تشخیص می‌باشد.

#### ب- ویژگی‌های میکروسکوپی

این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار بوده، گاهی اوقات بافت‌های گرافیکی و غربالی نیز نشان می‌دهند. در این نمونه‌ها برخلاف گروه‌های سنگی قبلی، ساختهای ساب مامگمازی گسترش کمی دارد. کانی‌های موجود در این سنگ‌ها به شرح زیر است:

### **۴-۱- کانی‌های اصلی**

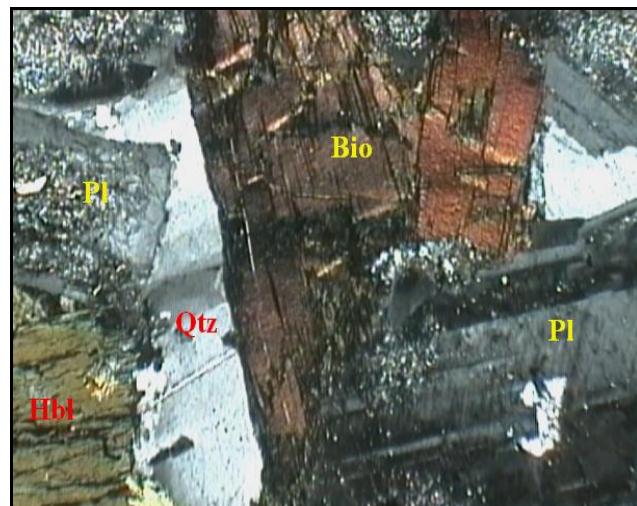
#### **کوارتنز**

این کانی بی‌شک تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای خاموشی موجی، خردشده‌گی و تبلور مجدد است. این کانی در فضای بین پلاژیوکلازها و فلدسپات‌ها قرار گرفته (شکل ۲۰-۳) و دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز، زیرکن، آپاتیت و به ندرت کانی‌های اپک می‌باشد. گاهی اوقات شکستگی‌های موجود در این کانی به وسیله کلسیت پر شده است.

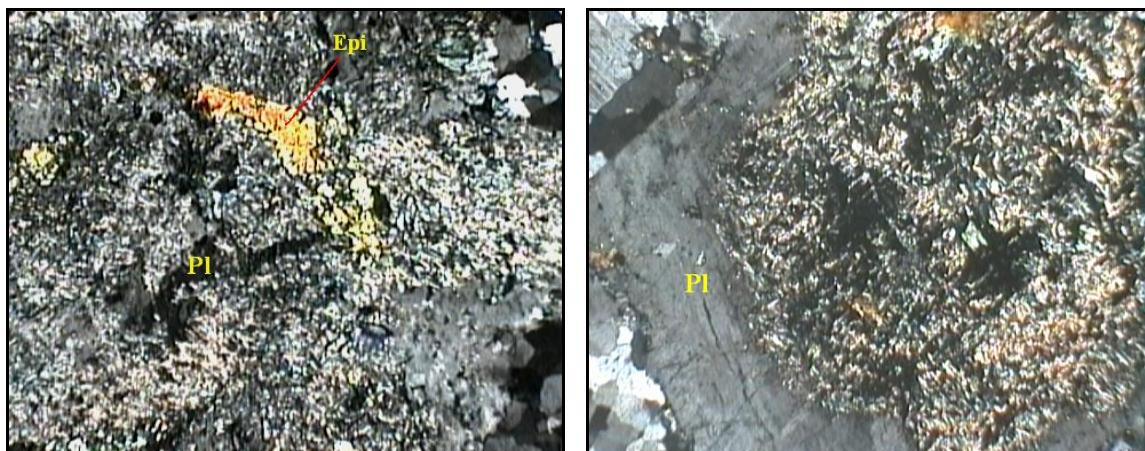
#### **پلاژیوکلاز**

این کانی بسیار فراوانتر از فلدسپات‌های آلکالن موجود در سنگ هستند و دارای ماکل پلی‌سننتیک بوده و معمولاً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود و در اثر دگرسانی به داموریت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. شدت دگرسانی در مراکز بلورها که کلسیک‌ترند، بیشتر است (شکل ۲۱-۳).

حاشیه این بلورها تحلیل رفتگی نشان می‌دهند که نشانه تبلور زود هنگام این کانی‌ها از مذاب اولیه است. دارای بافت غربالی و ادخال‌هایی از آپاتیت، بیوتیت، هورنبلنده، اسفن و کلریت می‌باشند.



شکل ۲۰-۳: تشکیل کانی کوارتز در فضای بین کانی‌ها در گرانوودیوریت‌های قدس (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).  
 فلدسپات آکالان: Kfs      پلازیوکلاز: Pl      کوارتز: Qtz      بیوتیت: Bio      هورنبلنده: Hbl



شکل ۲۱-۳: دگرسانی شدید در مراکز بلورهای پلازیوکلاز در گرانوودیوریت‌های قدس و وجود اپیدوت در آنها (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). پلازیوکلاز: Pl      اپیدوت: Epi

## فلدسبات آلکالن

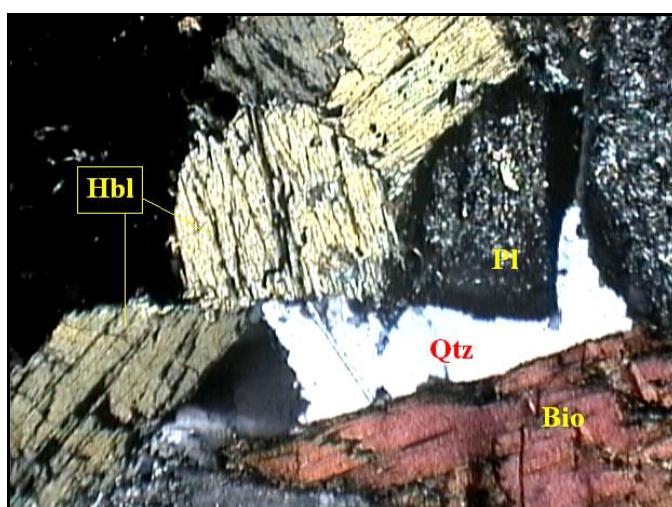
این کانی اغلب از نوع ارتوز پرتیتی و به ندرت میکروکلین است. بیشکل تا نیمه شکل دار بوده و دارای ادخال هایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و آپاتیت هستند(شکل ۲۲-۳). در این کانی ها ساخت های ساب مagmaی گسترش کمتری نسبت به گرانیت ها دارند.

### هورنبلند سبز

این کانی عمدتاً به بیوتیت، اسفن، اکسید آهن و کلریت تجزیه شده است (شکل ۲۳-۳).



شکل ۲۲-۳: فلدسبات دارای ادخال و ماکل کارلسbad(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). فلدسبات آلکالن: Kfs



شکل ۲۳-۳: هورنبلند سبز موجود در گرانوڈیوریت های منطقه(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).  
Hbl: پلاژیوکلاز      Qtz: کوارتز      Bio: بیوتیت      Pl: هورنبلند

### ۲-۴-۳- کانی‌های فرعی

**بیوپتیت:** این کانی اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و حاوی ادخال‌هایی از اسفن، کانی-های اپک، آپاتیت و زیرکن هستند. در بعضی موارد بیوپتیت‌ها به کلریت تجزیه شده‌اند.

**مسکوپیت:** این کانی به صورت نیمه شکل‌دار و به صورت نوظهور در اطراف بعضی بیوپتیت‌ها تشکیل شده است که ایجاد آن‌ها در اثر واکنش بیوپتیت با سیالات هیدروترمال در مراحل انتهایی تبلور و خروج Fe و Mg و جایگزینی آن‌ها با Al می‌باشد(شکل ۲۴-۳).

**آپاتیت:** بلورهای این کانی اغلب به صورت نیمه شکل‌دار و به اشکال چند ضلعی و سوزنی به صورت ادخال در کانی‌های بیوپتیت و پلازیوکلاز دیده می‌شوند.

**زیرکن:** این کانی به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در داخل بیوپتیت‌ها و هورنبلند سبز یافت می‌شود.

**کانی‌های اپک:** این کانی‌ها شامل اکسید آهن بوده و اغلب به صورت ادخال در بیوپتیت، پلازیوکلاز و هورنبلند سبز دیده می‌شوند. بخشی از اکسیدهای آهن نیز محصول تجزیه هورنبلند سبز و بیوپتیت می‌باشند.

### ۲-۴-۳- کانی‌های ثانویه

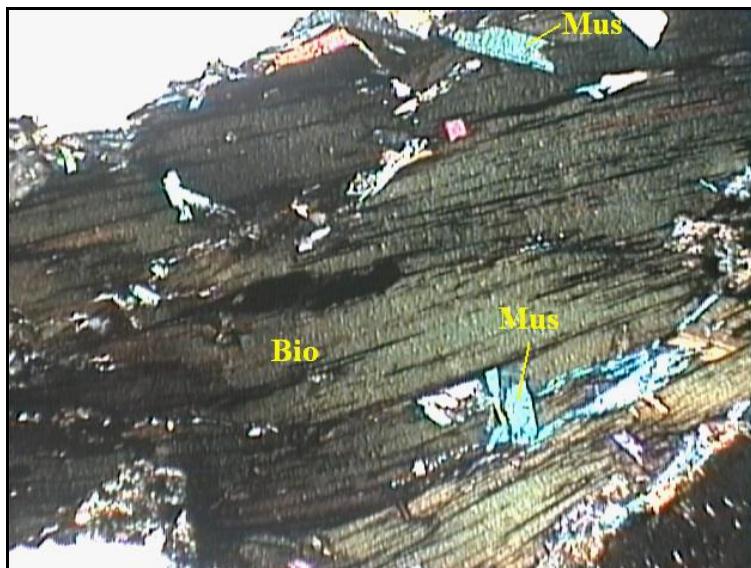
**کلریت:** این کانی در نتیجه تجزیه کانی‌های هورنبلند سبز و بیوپتیت ایجاد شده است.

**داموریت:** بلورهای ریزی از این کانی به طور عمدۀ در مراکز بلورهای پلازیوکلاز که دگرسانی بیشتری را متحمل شده‌اند، یافت می‌شود.

**اسفن:** این کانی به مقدار کم و با برجستگی بالای خود در این سنگ‌ها یافت می‌شود و معمولاً ناشی از تجزیه بیوپتیت‌ها می‌باشد.

**اپیدوت:** این کانی در نتیجه دگرسانی سوسوریتی پلازیوکلاز به وجود آمده است.

**کلسیت:** این کانی نیز حاصل تجزیه پلازیوکلازها بوده و به مقدار کم در گرانوڈیوریت‌ها یافت می‌شود.

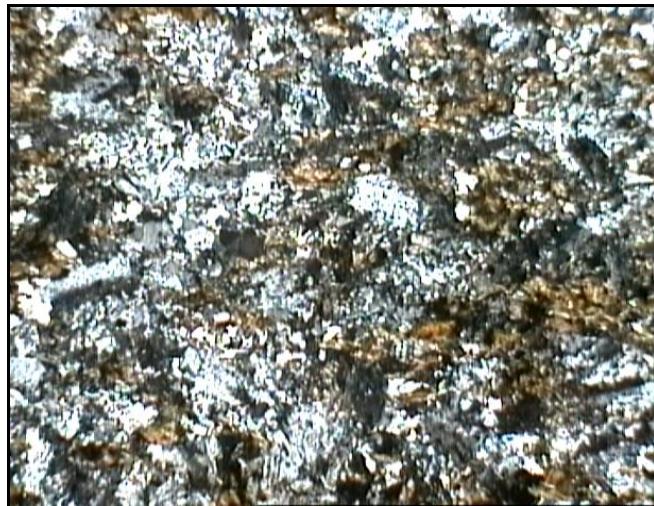


شکل ۳-۲۴: تشکیل مسکویت در اطراف بیوتیت به صورت نوظهور (XPL ، بزرگنمایی ۴ برابر).

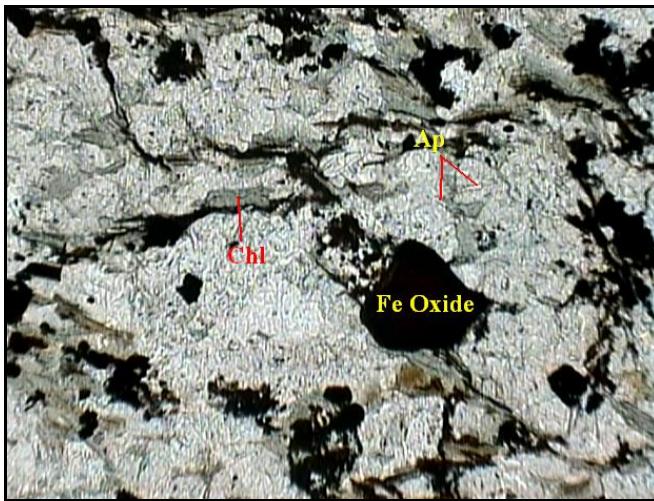
مسکویت: Mus      بیوتیت: Bio

### ۳-۵- دایک‌ها

در محدوده کلاته اسد، تعدادی دایک میکرودیوریتی به موازات هم و به صورت دسته دایک، مشاهده می‌شود. این دایک‌ها با رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای و با ضخامت‌های حدود ۵۰ تا ۶۰ سانتیمتر درون گرانیت‌های این قسمت یافت می‌شوند. روند آن‌ها شمالی-جنوبی بوده و در مقاطع میکروسکوپی به شدت دگرسانی نشان می‌دهند. از کانی‌های قابل مشاهده آن‌ها، می‌توان به پلاژیوکلاز، کوارتزهای ریزدانه به مقدار کم، بلورهای سوزنی و بسیار ریز آپاتیت، اکسید آهن و کلریت که احتمالاً ناشی از تجزیه هورنبلند سبز است، اشاره نمود(شکل ۳-۲۵ و ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۵: دگرسانی شدید میکرودیوریت‌های منطقه (xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۶: فراوانی آپاتیت، اکسید آهن و کلریت در میکرودیوریت‌های منطقه (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

کلریت: Chl آپاتیت: Ap اکسید آهن: Fe Oxide

### ۶-۳- میلونیتها

در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی منطقه، زون میلونیتی شدیداً دگرشکل یافته‌ای وجود دارد که دارای لایه‌بندی ظاهری است. میلونیت‌های منطقه سنگهایی جهت یافته و اثراً دارای کشیدگی هستند که شواهدی از دگرشکلی شکل‌پذیر را نشان داده و دارای آثار میلونیتی شدن شدید و کشیده شدن کانی‌های سنگ به خصوص است. احتمالاً گرمای حاصل از نفوذ توده گرانیتی و نیز دگرشکلی

همزمان با جایگزینی توده در ایجاد این زون میلونیتی نقش داشته است. اختصاصات میکروسکوپی این سنگها در زیر ارائه می‌گردد.

بافت میکروسکوپی این سنگها میلونیتی و کاتاکلاستیکی بوده و کانیهای تشکیل‌دهنده آنها عمدتاً مشابه با سنگهای گرانیتی منطقه است. دانه‌های کوارتز در اندازه‌های مختلف از درشت‌دانه تا خیلی ریزدانه قابل مشاهده است. تغییر اندازه دانه‌های کوارتز، در نتیجه افزایش دگرشکلی و تبلور مجدد آنها صورت گرفته است. تبلور مجدد فرایندی است که در خلال تغییر شکل و در نتیجه تغییر ساختمان دانه‌ها به خصوص در مرز آنها صورت می‌گیرد. پورفیروکلاستهای کوارتز اغلب دارای خاموشی موجی شدید هستند که ناشی از تغییر شکل یا خمیدگی شبکه بلوری در اثر اعمال استرس‌های حاکم بر منطقه می‌باشد(قاسمی، ۱۳۷۸).

کوارتزهای ریزدانه اغلب به صورت پلی‌کریستالین بوده و انواع بسیار ریزدانه آنها که ناشی از تبلور مجدد شدید در خلال دگرشکلی هستند، به همراه سایر کانیهای ریزدانه زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند.

کوارتز نواری، پلاژیوکلاز با ماکل خمیده(اشکال ۳-۲۷ و ۳-۲۸)، دندانه‌دار شدن حاشیه پلاژیوکلازها در مجاورت کوارتز(شکل ۳-۲۹) که ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی بلورهای پلاژیوکلاز نسبت به کوارتز است و نیز رفتار شکل‌پذیر و خمیری بلورهای فلدوپات آلکالن می‌تواند حاکی از دگرشکلی دمای بالا و همزمان با جایگزینی میلونیتها باشد(قاسمی، ۱۳۷۸). بلورهای بیوتیت در میلونیتها، معمولاً به تجمعات دانه‌های ریزتری از کلریت و مسکویت تبدیل شده‌اند. جهت یافتن این کانیها منجر به ایجاد برگوارگی در سنگ شده است(شکل ۳-۳۰).



شکل ۳-۲۸: ماکل خمیده پلازیوکلاز در میلونیتهای منطقه Xpl، بزرگنمایی ۴۰ برابر. Pl: پلازیوکلاز



شکل ۳-۲۷: وجود کوارتز نواری در میلونیتهای منطقه Xpl بزرگنمایی ۴۰ برابر. Qtz: کوارتز Mus: مسکویت



شکل ۳-۳۰: دگرسانی بیوتیت در میلونیت‌ها به تجمعات دانه‌ریزتری مسکویت و جهت یافتن آنها (XPL). Mus: مسکویت، Pl: پلازیوکلاز



شکل ۳-۲۹: دندانه دار شدن حاشیه پلازیوکلاز (XPL) بزرگنمایی ۴۰ برابر. Pl: پلازیوکلاز، Qtz: کوارتز Mus: مسکویت

### ۷-۳- خلاصه مطالب فصل سوم

با انجام مطالعات پتروگرافیکی بر روی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نتایجی به دست آمد که در زیر ارائه می‌گردد:

- گروه‌های سنگی مشاهده شده در منطقه شامل آلکالی فلدسپات گرانیت، سینینو تا مونزوگرانیت، گرانودیوریت و میکرونگلیوریت می‌باشد. سنگ‌های میکرونگلیوریتی به صورت دایک‌های نفوذی و با رنگ تیره‌تر و بافت ریزدانه خود از گرانیت‌های قابل تشخیص هستند.

- فراوان‌ترین کانی‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن بوده که اغلب دچار دگرسانی شده و دارای ادخال‌های ریزی از سایر کانی‌های موجود در سنگ می‌باشند. فلدسپات‌های آلکالن اغلب از نوع ارتوز بوده و بافت پرتیتی مهم‌ترین مشخصه آن‌ها می‌باشد.

- کانی‌های بیوتیت و هورنبلند سبز شاخص‌ترین کانی‌های فرومیزین در نمونه‌های منطقه است که به دلیل آبدار بودن این کانی‌ها می‌توان نتیجه گرفت که تبلور ماقما در حضور آب صورت پذیرفته است.

- وجود بافت گرافیکی ناشی از همرشدی کوارتز و فلدسپات، نشان دهنده تبلور اوتکتیک، همزمان و آرام کوارتز و فلدسپات آلکالن از یک مذاب در حال سرد شدن در عمق کم و فشار آب پایین می‌باشد.

- از دیگر ویژگی‌های نمونه‌های مورد مطالعه، ساختهای ساب ماقمایی دمای بالا می‌باشد که به صورت شکستگی‌های پرشده از کوارتز و به ندرت فلدسپات مشخص می‌شود. این ساختهای در مراحل پایانی تبلور ماقما، در حضور مقدار اندکی مذاب باقیمانده ایجاد می‌شوند (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). در مورد این ساختهای در فصل چهارم به تفضیل بحث می‌گردد.

- از کانی‌های فرعی مهم در اغلب نمونه‌ها می‌توان به اسفن، آپاتیت، زیرکن و سریسیت اشاره نمود.

- کلریتی شدن بیوتیت و هورنبلند سبز، دگرسانی شدید بسیاری از پلاژیوکلازها و تشکیل اپیدوت

نشانه تأثیر دگرسانی هیدورترمال بر سنگ‌های مورد مطالعه است.

- سنگهای میلونیتی و کاتاکلاستیکی منطقه، کانیهایی مشابه با سنگهای گرانیتی منطقه دارند. دانه‌های کوارتز متتحمل تبلور مجدد و خاموشی موجی شدید هستند که ناشی از تغییر شکل شبکه بلوری در اثر اعمال استرس‌های حاکم بر منطقه می‌باشد. کوارتز نواری، پلاژیوکلاز با ماکل خمیده دندانه‌دار شدن حاشیه پلاژیوکلازها در مجاورت کوارتز و رفتار شکل‌پذیر و خمیری بلورهای فلدسپات آلکالن می‌تواند حاکی از دگرشکلی دمای بالا و همزمان با جایگزینی میلونیتها باشد.

- کانهزاوی قابل توجه‌ای در توده‌های مورد مطالعه یافت نمی‌شود و تنها وجود رگه‌های بسیار کوچک اکسید آهن در بعضی نمونه‌ها و رگه‌هایی از کوارتز در سنگ‌های شدیداً تفریق یافته قابل ذکر می‌باشد که قادر ارزش اقتصادی است.

## فصل چهارم

شواهد دگر شکلی ساب ماقمایی تا ساب سولیدوس

در گرانیتوئیدهای منطقه

## ۱-۴- مقدمه

در سنگ‌های حاشیه و میزبان توده‌های گرانیتی که همزمان با حرکات تکتونیکی جایگزین می‌شوند، ریزساختها و فابریک‌های دیده می‌شود که با توجه به آن‌ها می‌توان شرایط دما و نحوه دگرشكلى آن سنگ‌ها را تعیین نمود. رفتار کانی‌های اصلی (کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات) در گرانیت‌های تغییر شکل یافته، معیار مناسبی برای بررسی این شرایط محسوب می‌شود (رضایی، ۱۳۸۵).

زمانی که یک سنگ تحت تغییر شکل ناشی از تنفس حاکم بر آن قرار می‌گیرد، کانی‌های سازنده آن ممکن است به دو طریق تغییر شکل دهند (قاسمی، ۱۳۷۸):

(۱) به طریق شکننده<sup>۱</sup> که منجر به ایجاد شکستگی می‌شود.

(۲) به صورت خمیری<sup>۲</sup> و توسط فرایندهای بلور- پلاستیک.

کانی‌ها به دلیل خواص بلورشناختی متفاوت خود به روش‌های مختلفی تغییر شکل می‌یابند. به این معنا که در شرایطی خاص بعضی از فازها دچار تغییر شکل پلاستیک و برخی دیگر دچار دگرشكلى شکننده می‌شوند. برای مثال در سنگ‌های گرانیت‌وئیدی که در دماهای پایین برش خورده‌اند، کوارتز به شکل خمیری ولی فلدسپات به صورت شکننده تغییر شکل یافته‌اند (قاسمی، ۱۳۷۸).

## ۴-۲- نگاهی اجمالی به انواع فابریک‌ها یا ساختهای میکروسکوپی

### ۴-۲-۱- فابریک‌ها یا ساختهای ماقمایی<sup>۳</sup>

تا زمانی که درصد حجمی مواد تبلور یافته از ماقما، به بیش از ۶۰ درصد نرسد، به مقدار کافی مواد مذاب وجود دارد تا بلورها بتوانند کم و بیش بطور مستقل (و بدون تحت تأثیر قرار دادن یکدیگر) حرکت نمایند و جابجا شوند. در نتیجه در طی دگرشكلى ماقما، بلورها بدون تداخل بلوری قابل

1-Brittle

2-Ductile

3-Magmatic fabric

توجهی چرخش می‌نمایند. این رفتار معرف حالت ماگمایی است و در طی آن فابریک یا ساخت ماگمایی به وجود می‌آید. فابریک‌های ماگمایی در بالای دمای سولیدوس ماگما تشکیل می‌شوند و بعد از تبلور کامل، معمولاً هیچ گونه واتنش حالت جامدی را متحمل نمی‌شوند(صادقیان، ۱۳۸۲).

#### ۴-۲-۲- فابریک‌ها یا ساختهای ساب ماگمایی<sup>۱</sup>

وقتی با کاهش دما، در صد حجمی بخش تبلور یافته، افزایش یابد(یعنی از ۶۰٪ فراتر رود)، بلورها می‌توانند با یکدیگر درگیر شوند و زمینه بین آن‌ها را مذاب باقیمانده فرا گیرد. در این حالت با کاهش مقدار مذاب، فابریک یا ساخت ساب ماگمایی به وجود می‌آید(صادقیان، ۱۳۸۳). مطالعات مختلف نشان می‌دهد که حالت ساب ماگمایی، یک حالت انتقالی است و چون بلورها با یکدیگر درگیر می‌شوند، در این حالت گرانروی ماگما به سرعت افزایش یافته و به چندین برابر می‌رسد.

فابریک‌های ساب ماگمایی در بالای دمای سولیدوس ماگما تشکیل می‌شوند، ولی در شرایطی که ماگما حاوی مقدار زیادی بلور باشد، می‌تواند شبیه یک جسم سخت رفتار کند. در این شرایط، علیرغم اینکه بلورها در حضور ماده مذاب قرار دارند، می‌توانند رفتار شکننده یا پلاستیک از خود بروز دهند(بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). شکستگی‌های میکروسکوپی پر شده از کوارتز یا فلدسپات، که اساساً در بلورهای پلاژیوکلاز یافت می‌شوند، از جمله این فابریک‌های ساب ماگمایی می‌باشند. این نوع شکستگی‌ها در اثر دگرشکلی شکننده در مقیاس دانه‌ای و در حضور مذاب باقیمانده به وجود آمده‌اند(صادقیان، ۱۳۸۳). شکاف‌ها یا شکستگی‌های میکروسکوپی تحت شرایط زیر به عنوان فابریک‌های ساب ماگمایی شناخته می‌شوند:

- ۱- کانی‌های پرکننده یا ترمیم کننده شکاف‌ها، از نظر ترکیبی و بلور شناسی از داخل به خارج پیوسته هستند(شکل ۱-۴-B,A).
- ۲- مواد پرکننده معمولاً از جنس کوارتز هستند و عموماً در سمت خارجی شکاف یک بخش حوضچه مانند تک بلوری بزرگ(دانه‌های کوارتز گلوبولی) تشکیل می‌دهند(شکل ۱-۴-E,D).

۳- فلدسپات به تنها یی (شکل ۱-۴-D,E,A) یا کوارتز و فلدسپات‌ها (شکل ۱-۴-I,F,C) نیز معمولاً

می‌توانند فضای درون شکستگی‌ها را پر کنند.

۴- ماهیت یا ترکیب فاز پرکننده شکستگی‌ها با ترکیب مذاب باقیمانده سازگار است.

۵- شکاف‌های میکروسکوپی می‌توانند با دو یا چند نسل متفاوت از کوارتز و فلدسپات پر شوند (شکل F-1-۴).

۶- فشرده شدن بیوتیت به درون شکاف‌های میکروسکوپی می‌تواند مبين آن باشد که دانه‌ها در حضور مذاب باقیمانده حرکات اندکی انجام داده‌اند (شکل F-1-۴).

۷- این شکستگی‌ها می‌توانند از حد یک دانه فراتر روند و در دانه‌های مجاور گسترش یابند (شکل C-1).

۸- در صورتی که بعد از خاتمه تبلور تنش وارد بر سنگ‌های گرانیتی ادامه یابد، ممکن است به از بین رفتن یا مخدوش شدن فابریک‌های ساب ماجمایی منجر شود و سنگ تحت تأثیر دگرشکلی، حالت جامد و ارتوگنیسی شدن (خاموشی موجی و خردشیدگی در امتداد مرز دانه‌ها به ویژه دانه‌های کوارتز) نشان دهد (صادقیان، ۱۳۸۳).

### ۳-۲-۴- فابریک‌ها یا ساختهای میکروسکوپی ساب سولیدوس حالت جامد

فابریک‌های حالت جامد در دمای پایین‌تر از دمای سولیدوس ماجمایی گرانیتی تشکیل می‌شوند و کانی‌ها رفتار پلاستیک یا شکننده نشان می‌دهند. فابریک‌های ساب سولیدوس حالت جامد را به دو ردۀ تقسیم کرده‌اند:

الف) فابریک‌های ساب سولیدوس حالت جامد دمای بالا<sup>۱</sup>: پلاژیوکلاز خمیده، بیوتیت خمیده و پیج و تاب خورده و بافت شترنجی در ساب گرین‌های کوارتز معرف دگرشکلی تحت شرایط ساب سولیدوس و در دماهای بالا می‌باشد. دگرشکلی نوع حالت جامد گرانیت، با چندوجهی شدن کوارتز و خمیدگی

بیوتیت(تحت شرایط پایداری بیوتیت) مشخص می‌گردد. این امر با گنیسی شدن آغازی بعد از تبلور کامل گرانیت، در حاشیه توده‌های نفوذی همراه می‌باشد(صادقیان، ۱۳۸۳). در گرانیتوئیدهای منطقه میامی نیز انواع این فابریکها قابل مشاهده است که در بخش (۴-۳) به تفضیل به آنها پرداخته می‌شود.

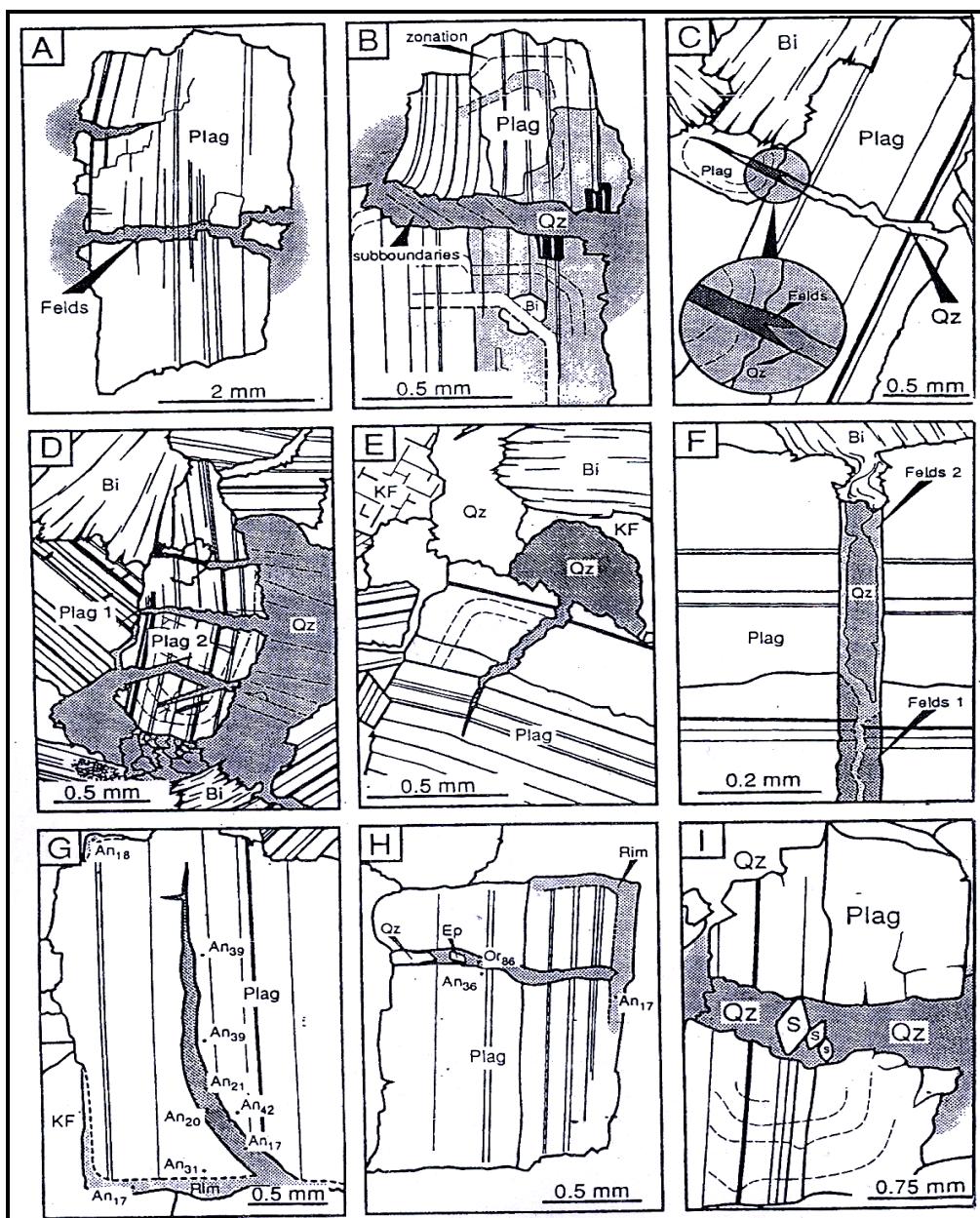
ب) فابریک‌های ساب سولیدوس حالت جامد دمای پایین<sup>۱</sup>: این نوع فابریک‌ها در نوارهای میلونیتی یافت می‌شوند. ساختهای میکروسکوپی دمای پایین می‌توانند بر ساختهای میکروسکوپی دمای بالا (ماگمایی) یا حالت جامد دمای بالا) تحمل شوند و یا آن‌ها را مخدوش نمایند. این ساختهای خاموشی موجی در کوارتز مشخص می‌شوند. با افزایش استرین، ساختهای میکروسکوپی دمای پایین به ساختهای پورفیروکلاستی تبدیل می‌شوند که در آن‌ها بیوتیت غالباً کلریتی شده است، در این نوع ساختهای کوارتز دگرشکلی پلاستیک گسترده و فراگیری نشان می‌دهد و ساب‌گرین‌های کوارتز دارای زاویه زیادی نسبت به یکدیگر می‌باشند و در واقع دانه‌ها تبلور مجدد دینامیک (پویا) نشان می‌دهند(صادقیان، ۱۳۸۳).

با افزایش استرین این ساختهای میکروسکوپی به میلونیت‌های دمای پایین تحول پیدا می‌کنند، به طوری که تعیین ماهیت اولیه گرانیت‌ها مشکل می‌شود و سنگ به زمینه ریز دانه از کوارتز، سریسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل می‌گردد. در این سنگ‌ها بقایایی از دانه‌های کوارتز و فلدسپات به صورت پورفیروکلاست محفوظ باقی مانده‌اند.

برخی از توده‌های نفوذی گرانیتی می‌توانند شاخص‌های مفیدی از دگرشکلی ناحیه‌ای باشند، زیرا آن‌ها در طی جایگزینی و بعد از جایگزینی به طور متفاوتی دگرشکل می‌شوند. تشخیص و تفکیک بین دگرشکلی همزمان با جایگزینی و بعد از جایگزینی مستلزم بررسی دقیق ساختهای میکروسکوپی گرانیت‌ها می‌باشد. دگرشکلی همزمان با جایگزینی می‌تواند ماگمایی تا ساب ماگمایی باشد، یعنی ساختهای میکروسکوپی آنها در حضور فاز مذاب باقیمانده تشکیل شده‌اند(پاترسون<sup>۲</sup> و همکاران،

1 -Low temperature solid-state sub-solidus fabrics  
2- Paterson

۱۹۸۹؛ بوشه و همکاران، ۱۹۹۲)، در صورتی که بعد از تبلور کامل ماقما، در شرایط ساب سولیدوس و حتی در دماهای پایین‌تر، دانه‌های سازنده سنگ دگرشکلی بیشتری را متحمل می‌شوند و ساختهای میکروسکوپی معرف دگرشکلی بعد از جایگزینی تشکیل می‌گردند (صادقیان، ۱۳۸۳).



شکل ۱-۴- شکاف‌های میکروسکوپی ساب ماقمایی در گرانودیوریت‌ها و تونالیت‌های مو-لوئی-آندوق، توده‌های گرانیتی بازیه و فوا در زون محوری پیرنه (بوشه و همکاران، ۱۹۹۲).

### ۴-۳-۴- انواع ساختهای میکروسکوپی در گرانیتوئیدهای منطقه

بوشه و همکاران (۲۰۰۶)، ساختهای میکروسکوپی در سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرشکل یافته را به ۴ دسته مجرا تقسیم کرده‌اند:

۱) ساخت میکروسکوپی ماقمایی

۲) ساخت میکروسکوپی ساب ماقمایی

۳) دگرشکلی حالت جامد دمای بالا

۴) ساختهای ساب میلونیتی تا میلونیتی

از آنجا که سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی در رخنمونهای صحرایی شواهدی از دگرشکلی را به صورت زون میلونیتی نشان می‌دهند و نیز در مقاطع میکروسکوپی، دارای ساختهای ماقمایی و ساب‌ماقمایی هستند، بر آن شدیم تا در این فصل به شواهد پتروگرافیکی دگرشکلی دمای بالا در این گرانیتوئیدها بپردازیم. با مطالعه بیش از ۸۰ مقطع نازک از سنگ‌های مختلف منطقه، چهار نوع ساخت میکروسکوپی شناسایی گردید که شامل موارد زیر است:

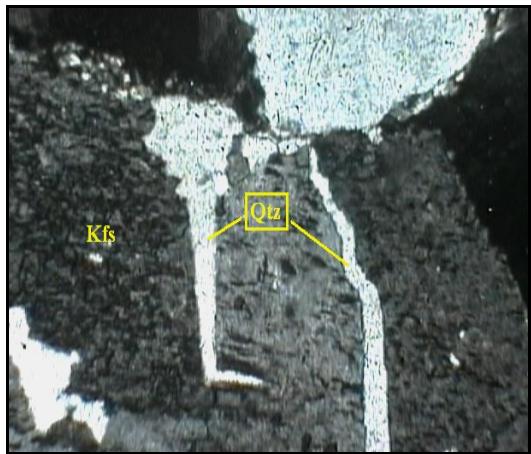
۱) ساخت میکروسکوپی ماقمایی: ساختهای میکروسکوپی نوع ماقمایی به صورت حالت شکل‌دار بلورهای اولیه و اندازه بزرگ بلورهای کوارتز مشخص می‌شوند و شواهد واضحی از دگرشکلی حالت جامد بروز نمی‌دهند، ولی معمولاً خاموشی موجی اندکی در کوارتز دیده می‌شود (شکل ۴-۲). این ساختها در گرانوڈیوریت‌های منطقه وضوح بیشتری دارد، اما در گرانیت‌های آلکالن و سایر سنگ‌های کمتر دگرشکل یافته نیز قابل مشاهده است.

۲) ساخت میکروسکوپی ساب ماقمایی: این ساخت‌ها را نتیجه دگرشکلی شکننده در مقیاس دانه‌ای در حضور مذاب باقیمانده در نظر گرفته می‌گیرند و عمدتاً توسط شکستگی‌های میکروسکوپی در پلاژیوکلازها و فلدسپات‌ها مشخص می‌شوند که توسط کوارتز پر می‌شوند و اغلب با ساختهای

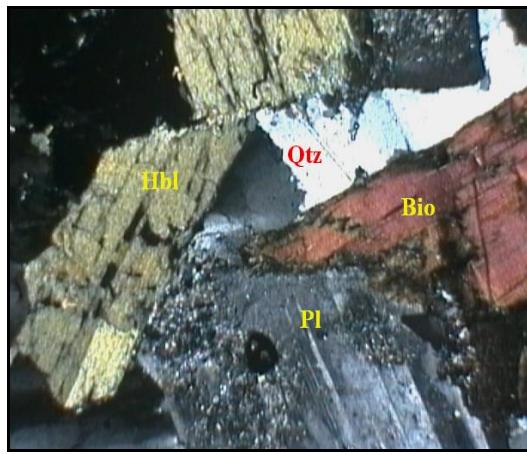
ماگمایی در ارتباط هستند(اشکال ۴-۳ تا ۵-۴). این نوع ساختها در بیشتر گرانیت‌های منطقه یافت می‌شود و نشانه دگرشکلی در حضور مذاب است.

۳) دگرشکلی حالت جامد دمای بالا: این نوع دگرشکلی با دو شدت کم و متوسط مشاهده می‌شود. دگرشکلی با شدت کم با طرح‌های صفحه شطرنجی در بلورهای بزرگ کوارتز مشخص می‌شود و در دگرشکلی با شدت متوسط، تجمعات کشیده کوارتز، تبلور مجدد شدید کوارتز به دانه‌های کوچکتر، پلاژیوکلازهای خمیده و بیوتیت‌های پیچ و تاب خورده قابل مشاهده است(اشکال ۶-۴ و ۷-۴).

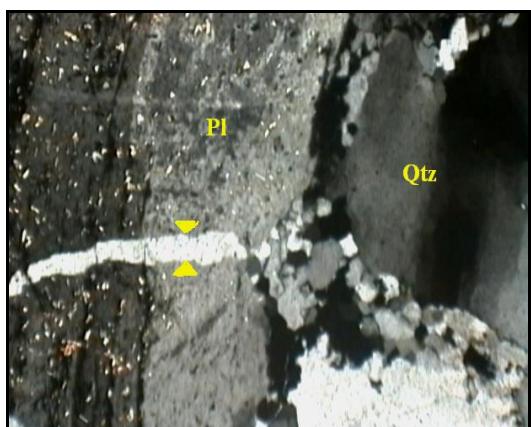
۴) ساختهای ساب میلونیتی تا میلونیتی: همانطور که قبلاً نیز بیان گردید، میلونیت‌های منطقه مورد مطالعه عمده‌تاً در حاشیه جنوب و جنوب شرقی توده گرانیتی یافت می‌شود و با تبلور مجدد شدید تا بسیار شدید دانه‌های کوارتز و فلدسپات مشخص می‌گردد. خاموشی موجی به فراوانی در کوارتزها دیده می‌شود و در اغلب موارد دانه‌های تجدید تبلور یافته در امتداد زون‌های برشی میکروسکوبی و یا در اطراف بلورهای باقیمانده تجمع می‌یابند. بلورهای بیوتیت در میلونیت‌ها، به تجمعات دانه‌ریزی از کلریت و مسکویت تبدیل شده‌اند و جهت یافتگی آنها منجر به ایجاد برگوارگی در این سنگها شده است. بلورهای پلاژیوکلاز در سنگهای میلونیتی اغلب به صورت پورفیروکلاستهای دارای ماکل خمیده یافت می‌شوند و بلورهای فلدسپات آلکالن تغییر شکل خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی شکل در آمده‌اند.



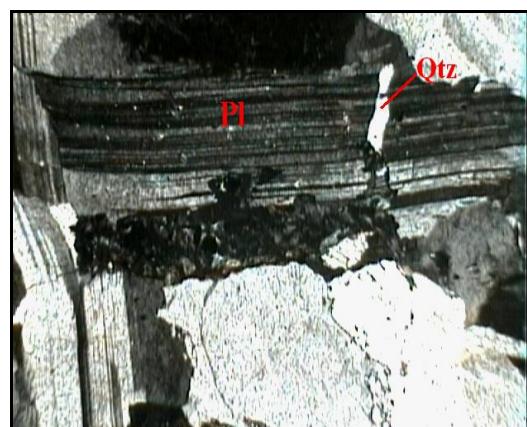
شکل ۴-۳: ساخت های میکروسکوپی نوع ساب ماقمایی در بلور فلدسپات(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



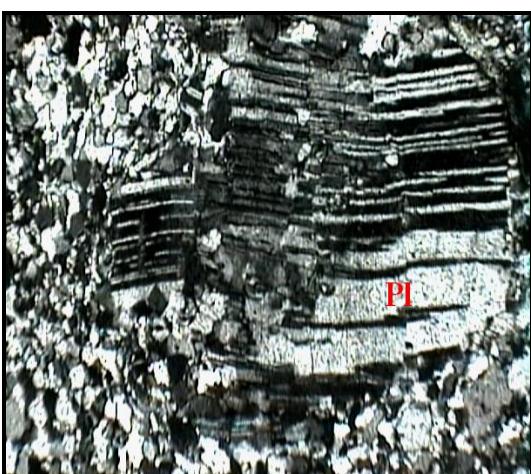
شکل ۴-۲: ساخت میکروسکوپی نوع ماقمایی در گرانودیوریت-های منطقه(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۵: ساخت ساب ماقمایی در پلازیوکلاز که به یک حوضچه کوارتزی ختم می شود(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۴: شکستگی پر شده با کوارتز به همراه جابجایی اندکی در ماکل پلازیوکلاز(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۷: پلازیوکلاز خمیده نشانه دگرشکلی دمای بالا در حالت جامد(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۶: بیوتیت پیچ و تاب خورده نشانه دگرشکلی دمای بالا در حالت جامد(PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

#### ۴-۴-۴- شواهد دگرشكلي در کانی‌های مختلف سنگ‌های مورد مطالعه

##### ۴-۱- دگرشكلي بيوتیت: بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه به همراه سایر کانی‌ها در اثر

دگرشكلي، تغييراتی را متحمل شده‌اند. بلورهای بیوتیت در اکثر سنگ‌های تغيير شکل یافته، کمی خميده شده‌اند(شکل ۴-۸). اما در سنگ‌های شدیداً تغيير شکل یافته و نيز در ميلونيت‌ها، معمولاً به تجمعات دانه‌ريزتری از کلریت و مسکویت تبدیل شده‌اند. اين کانی‌ها به خصوص در ميلونيت‌ها جهت یافته‌اند و منجر به ايجاد برگوارگی در سنگ شده‌اند. به اعتقاد جانسون<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۴) جهت- يابی قطعات بیوتیت يکی از عوامل مؤثر در گسترش برگوارگی در سنگ‌های ميلونیتی می‌باشد. حضور مقدار کمی مذاب در بين ورقه‌های بیوتیت، موجب لغزش آسان ورقه‌ها در هنگام دگرشكلي شده(ورنون<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴) و پس از انجمام، مجموعه‌ای از بلورهای دانه ريز را در بين ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد(شکل ۴-۹). كليه اين ريز ساختها نشانه وقوع دگرشكلي دمای بالا در سنگ‌های گرانیتی هستند(ورنون، ۱۹۷۷). به دليل وجود اين ساختها در نمونه‌های منطقه می‌توان نتيجه گرفت که توده گرانیتی‌بیوتیتی جنوب غرب میامی نيز در دمای بالا و تنش شدید حاکم بر منطقه تشکیل شده است.

##### ۴-۲- دگرشكلي پلازيوكلاز: در سنگ‌های کمتر دگرشكل یافته، پلازيوكلازها تبلور مجدد کمی

نشان می‌دهند و عمدۀ تغييرات آن‌ها به صورت دندانه‌ای شدن در مجاورت سایر کانی‌ها به خصوص کوارتز است(شکل ۴-۱۰). اين دندانه‌دار شدن حاشیه پلازيوكلازها ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی بلورهای پلازيوكلاز نسبت به دانه‌های کوارتز است. به عبارت ديگر وقتی اين دانه‌ها در مجاورت يكديگر قرار می‌گيرند، چون اتم‌های موجود در مرز دانه‌های کوارتز از تحرك بيشتری برخوردارند، از سطح اين دانه‌ها جدا شده و به شبکه ساختاري پلازيوكلاز که در برابر دگرشكلي مقاوم‌تر است، متصل می‌شوند. اين امر باعث تجدید تبلور کانی‌ها و جابجايی مرز بلورهای پلازيوكلاز به سمت دانه‌های

1-Johnson  
2-Vernon

کوارتز است(پاشیه و ترو<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶). شواهد تجربی نشان می‌دهد که تجدید تبلور پلاژیوکلاز در دمای حدود  $500^{\circ}\text{C}$  شروع می‌شود(تولیس<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۶).

همان گونه که قبلاً بیان شد، از دیگر شواهد دگرشکلی پلاژیوکلازها، وجود ترک‌ها و شکستگی‌هایی است که معمولاً توسط کوارتز و فلدسپات پر شده‌اند(شکل ۴-۱۱). این پدیده باعث ایجاد ساختهای ساب ماقمایی در این کانی‌ها شده و می‌تواند دلالت بر وقوع دگر شکلی در حضور مذاب داشته باشد(بل و جانسون<sup>۳</sup>، ۱۹۸۹).

**۴-۴-۳- دگرشکلی فلدسپات آلکالن:** بلورهای فلدسپات آلکالن مشابه پلاژیوکلازها در برابر دگرشکلی مقاوم هستند. رفتار شکننده این بلورها در درجات ضعیف دگرشکلی، باعث ایجاد شکستگی‌های میکروسکوپی متعددی در آن‌ها شده و همانند پلاژیوکلازها، این شکستگی‌ها با کوارتز و به ندرت فلدسپات پر می‌شود که منجر به ایجاد ساختهای ساب ماقمایی می‌گردد(شکل ۴-۱۲).

بلورهای فلدسپات آلکالن در بخش‌هایی که شدت دگرشکلی بالاست، رفتاری شکل‌پذیر و خمیری از خود نشان داده و به صورت عدسی شکل در آمدیدند(شکل ۴-۱۳). این رفتار دلالت بر بالا بودن دما در زون‌های برشی دارد و نشان می‌دهد که حداقل دمای حاکم بر دگرشکلی  $400^{\circ}\text{C}$  بوده است(پاشیه و ترو، ۱۹۹۶).

وجود ماکل میکروکلین در بعضی از بلورهای ارتوز(شکل ۴-۱۴) می‌تواند نشانه دگرشکلی آن‌ها در جالت جامد باشد(اگلتون و باسک<sup>۴</sup>، ۱۹۸۰؛ بوشه و همکاران، ۱۹۹۲). بلورهای ارتوز در سیستم منوکلینیک متبلور می‌شوند، اما هنگامی که تحت تاثیر تنفس قرار می‌گیرند، سیستم تبلور آن‌ها به تری کلینیک تغییر می‌یابد(فیتز جرالد و مک لارن<sup>۵</sup>، ۱۹۸۲).

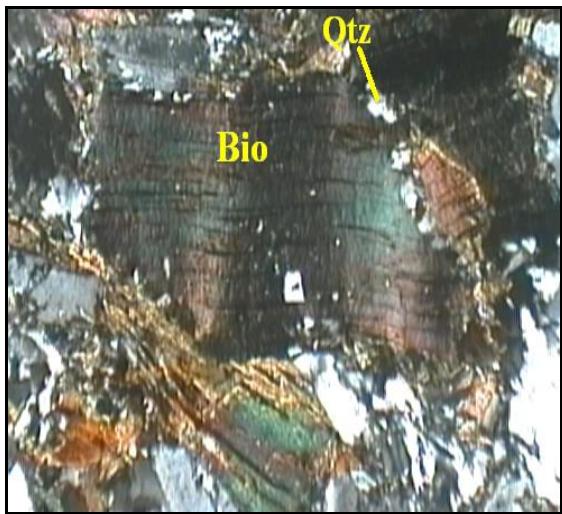
1-Passchier & Trouw

2-Tullis

3 -Bell & Johnson

4 -Eggleton & Buseck

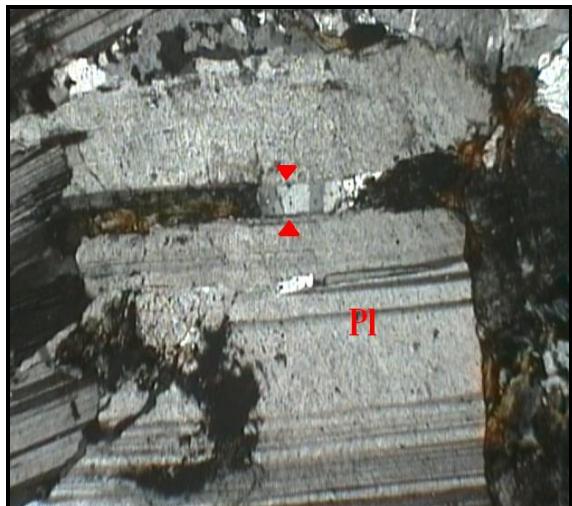
5 -Fitz Gerald & Mc Laren



شکل ۴-۹: بلورهای دانه ریز کوارتز در بین ورقه‌های بیوتیت(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۸: خمیدگی بیوتیت ناشی از دگرشکلی در گرانیتهای منطقه(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۱: وجود شکستگی ساب ماقمایی در پلاژیوکلاز حاوی کوارتز و بیوتیت(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۰: دندانه دار شدن حاشیه پلاژیوکلاز، ناشی از تفاوت انرژی آزاد داخلی آن نسبت به کوارتز(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

#### ۴-۴-۴- دگرشکلی کوارتز: اغلب کوارتزهای موجود در سنگهای منطقه، به یکی از روش‌های زیر

دستخوش تجدید تبلور شده‌اند:

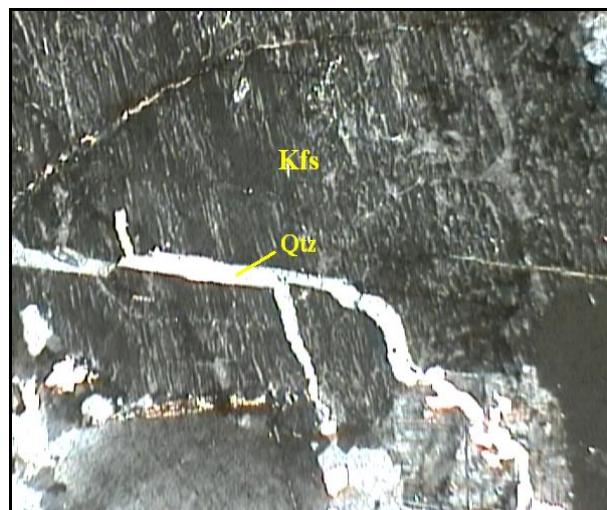
الف) تجدید تبلور برایر مهاجرت مرز دانه‌ها: اغلب کوارتزهای موجود در سنگهای کمتر دگرشکل یافته منطقه تجدید تبلور یافته و خاموشی موجی و حالت ساب گرین نشان می‌دهند(شکل ۴-۱۵). تجدید

تبلور این کوارتزها با مکانیسم مهاجرت مرز دانه‌ای صورت گرفته است. در دگرشکلی دمای بالا، دانه‌های کوارتز با این مکانیسم تجدید تبلور می‌یابند و به صورت دانه‌های کشیده و موازی با سطوح برگوارگی مرتب می‌شوند(قاسمی، ۱۳۷۸).

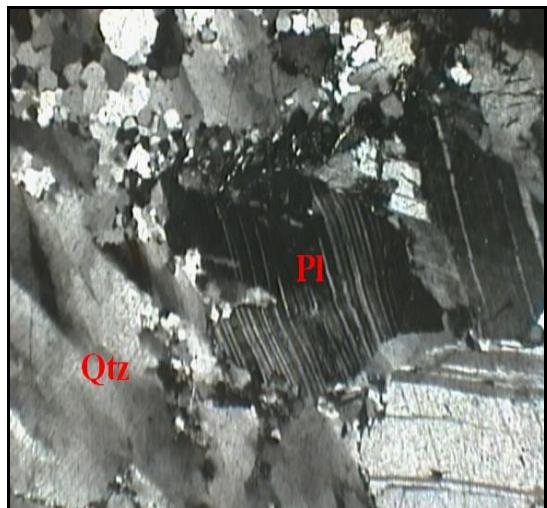
ب) تجدید تبلور ایستایی: این تجدید تبلور، پس از کاهش یا توقف دگرشکلی اتفاق می‌افتد. کوارتزهایی که در حین دگرشکلی حاشیه‌های نامنظم و موجی پیدا کرده‌اند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شوند و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، متحمل تجدید تبلور گردند(پاشیه و ترو، ۱۹۹۶). در شرایطی که دمای محیط پایین باشد، کوارتزها پس از توقف دگرشکلی همان شکل کشیده و جهت یافته اولیه خود را حفظ می‌کنند(شکل ۱۶-۴)، در حالی که در سنگهای میلیونیتی به دلیل بالا بودن دمای محیط پس از افت یا اتمام دگرشکلی، کوارتزها دستخوش تبلور مجدد شده و به دانه‌های پلی‌گونال تبدیل می‌شوند. این تجدید تبلور اصطلاحاً تجدید تبلور ایستایی نامیده می‌شود(شکل ۱۷-۴).



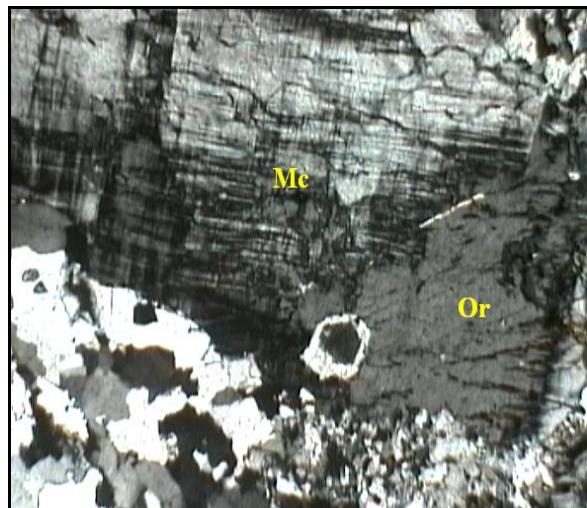
شکل ۱۳-۴: حالت ساخت ساب ماقمایی در فلدسپات آلکالن نشانه شدت بالای دگرشکلی(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۱۲-۴: ساخت ساب ماقمایی در فلدسپات آلکالن، نشانه دگرشکلی در حضور مذاب(XPL ، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۵: کوارتز تجدید تبلور یافته در مونزوگرانیت  
کمتر دگرشکل یافته(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۶: ماکل میکروکلین در بلور ارتوز، نشانه  
دگرشکل آنها در جالت جامد(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۷: تجدید تبلور ایستایی در میلونیتهای منطقه  
یافته(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۴-۱۸: تجدید تبلور کوارتز در گرانیتهای دگرشکل  
یافته(XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

#### ۴-۵- خلاصه مطالب فصل چهارم

با توجه به شواهد میکروسکوپی ارائه شده برای کانی‌های مختلف موجود در گرانیتهای منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها در دمای نسبتاً بالا و احتمالاً در آخرین مراحل تبلور ماقما، در حضور مقدار اندکی مذاب باقیمانده دگرشکل شده‌اند. به نظر می‌رسد توده نفوذی که درون رسوبات

ژوراسیک منطقه تزریق شده، در حین جایگزینی دستخوش دگرشکلی دمای بالا در حضور مقدار کمی مواد مذاب شده است. شواهد مربوط به این امر در ادامه ارائه شده‌اند:

۱) دندانه‌دار شدن حاشیه پلاژیوکلازها که در اثر مهاجرت مرز دانه‌ها و در دمای حدود ۵۰۰ درجه اتفاق می‌افتد(پاشیه و ترو، ۱۹۹۶).

۲) وجود شکستگی‌های پرشده با کوارتز در پلاژیوکلازها و فلدسپات‌ها که نشانه دگرشکلی ساب ماگمایی دمای بالاست(بوشه و همکاران، ۱۹۹۲).

۳) تبلور مجدد شدید، خاموشی موجی و ساب گرین شدن کوارتزها، معرف دگرشکلی دمای بالا می‌باشد(پاترسون و همکاران، ۱۹۸۹).

۴) تبدیل ارتوز به میکروکلین در بعضی نمونه‌ها که نشانه دگرشکلی آن‌ها در حالت جامد است(اگلتون و باسک، ۱۹۸۰).

۵) حضور مجموعه‌های دانه ریز کوارتز و فلدسپات در بین رخ‌های بیوتیت که حاکی از دگرشکلی در حضور مذاب است. حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت، موجب لغزش آسان ورقه‌ها در هنگام دگرشکلی شده(ورنون و همکاران، ۲۰۰۴) و پس از انجماد، مجموعه‌ای از بلورهای دانه‌ریز را در بین ورقه‌های بیوتیت به وجود می‌آورد.

۶) شواهد صحرایی نیز حاکی از دگرشکلی دمای بالای سنگ‌های حاشیه توده است که به صورت زون میلونیتی در جنوب و جنوب شرق توده گرانیتوئیدی مشاهده می‌شود. آثار جهت یافتگی و برگوارگی هم در نمونه دستی و هم در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود.

# ڙُوشيمى و پترولوي

## فصل پنجم

## ۱-۵- ژئوشیمی

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 (میسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲).

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 منشاء و چگونگی تحول سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌باشد.

به منظور مطالعه ژئوشیمیایی و رده بندی نمونه‌های مورد مطالعه و نیز بررسی سیر تحول عناصر اصلی و کمیاب، مشخص نمودن نوع ماغما و تغییرات آن در خلال فرایند انجماد، پس از مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه، با توجه به تنوع و اهمیت سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی، ۱۲ نمونه از آن‌ها با حداقل هوازدگی انتخاب شد و پس از پودر شدن و آماده‌سازی در شرکت تحقیقات مواد معدنی- طیف کانسaran بینالود مشهد، به آزمایشگاه ژئوشیمی معروف ACME در

1-Mason  
2-White.W.M.

کانادا جهت انجام آنالیز به روش ICP-MS ارسال و آنالیز گردید. موقعیت دقیق این نمونه‌ها نیز تعیین و در جدول(۱-۵) به نمایش درآمده است.

نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌ها در جدول(۲-۵) و (۳-۵) آورده شده است.

جدول ۱-۵: شماره، موقعیت و نام سنگ شناسی نمونه‌های مورد مطالعه

| نام سنگ       | عرض شمالی   | طول شمالی | شماره نمونه |
|---------------|-------------|-----------|-------------|
| سینوگرانیت    | 40S 0373014 | 4022911   | A .53.6     |
| آلکالی گرانیت | 40S 0377814 | 4026260   | A .55.2     |
| آلکالی گرانیت | 40S 0365083 | 4017809   | A .37.3     |
| سینوگرانیت    | 40S 0372507 | 4023494   | A .47.1     |
| مونزوگرانیت   | 40S 0377814 | 4026260   | A .55.4     |
| سینوگرانیت    | 40S 0372679 | 4026378   | A .17.1     |
| مونزوگرانیت   | 40S 0372979 | 4022898   | A .54.3     |
| سینوگرانیت    | 40S 0372679 | 4026378   | A .17.2     |
| میکرودیوریت   | 40S 0372732 | 4026521   | A .11.3     |
| میکرودیوریت   | 40S 0373169 | 4026785   | A .16.1     |
| گرانودیوریت   | 40S 0365083 | 4017809   | A .36.1     |
| گرانودیوریت   | 40S 0365083 | 4017809   | A .38.1     |

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، مورد توجه قرار داد. مهم‌ترین این عوامل شامل آلایش در هنگام آسیاب کردن و تهییه پودر نمونه یا آلودگی‌های موجود در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی قله‌ها و خطوط طیفی است(رولینسون<sup>۱</sup>، 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<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO نام برد. در تجزیه‌های شیمیایی مقدار آهن

به صورت کلی  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  بیان می‌شود. در تعیین مقدار  $\text{FeO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  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 میزان  $\text{FeO}$  کمتری برای ساختن کانیهایی چون دیوپسید و هیپرستن باقی می‌ماند. به علاوه، مقدار  $\text{SiO}_2$  باقیمانده حاصل از نورم در این سنگها بیشتر خواهد شد (درویش زاده و آسیابانها، ۱۳۷۰). جهت تعدیل این نسبت روش‌های مختلفی وجود دارد که در اینجا از روش لومتر<sup>۱</sup> (۱۹۷۶) استفاده شده است.

#### **۲-۵- رده‌بندی سنگ‌های 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.

#### **۲-۱- طبقه‌بندی 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 پترولوزیست به نام‌های کراس<sup>۲</sup>، ایدینگز<sup>۳</sup>، پیرسون<sup>۴</sup> و یک ژئوشیمیست به نام واشینگتن<sup>۵</sup> در اوایل

1- Le Maitre

2- Cross

3- Iddings

4- Pirsson

5 -Washington

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. بنابراین سنگ‌های ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو

جدول ۲-۵: نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی‌های سازنده نمونه‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی.

---

یکسانی خواهد داشت (رولینسون، ۱۹۹۳). نتایج محاسبات نورم ۱۲ نمونه از گرانیتوئیدهای منطقه به همراه نتایج عناصر اصلی در جدول (۲-۵) ارائه شده است.

| <b>Sample</b>                      | <b>A .53.6</b> | <b>A .55.2</b> | <b>A .37.3</b> | <b>A .47.1</b> | <b>A .55.4</b> | <b>A .17.1</b> |
|------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| <i>SiO<sub>2</sub></i>             | <b>76.80</b>   | <b>73.65</b>   | <b>77.41</b>   | <b>76.36</b>   | <b>75.40</b>   | <b>79.69</b>   |
| <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | <b>12.16</b>   | <b>13.15</b>   | <b>12.22</b>   | <b>12.91</b>   | <b>13.67</b>   | <b>11.97</b>   |
| <i>FeOt</i>                        | <b>1.91</b>    | <b>3.09</b>    | <b>1.62</b>    | <b>1.45</b>    | <b>1.37</b>    | <b>0.26</b>    |
| <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | <b>0.64</b>    | <b>1.03</b>    | <b>0.54</b>    | <b>0.48</b>    | <b>0.46</b>    | <b>0.09</b>    |
| <i>FeO</i>                         | <b>1.27</b>    | <b>2.06</b>    | <b>1.08</b>    | <b>0.97</b>    | <b>0.91</b>    | <b>0.17</b>    |
| <i>MgO</i>                         | <b>0.48</b>    | <b>0.41</b>    | <b>0.12</b>    | <b>0.14</b>    | <b>1.18</b>    | <b>0.25</b>    |
| <i>CaO</i>                         | <b>1.02</b>    | <b>0.36</b>    | <b>0.25</b>    | <b>1.23</b>    | <b>0.27</b>    | <b>0.59</b>    |
| <i>Na<sub>2</sub>O</i>             | <b>5.08</b>    | <b>4.18</b>    | <b>4.20</b>    | <b>3.96</b>    | <b>5.19</b>    | <b>4.69</b>    |
| <i>K<sub>2</sub>O</i>              | <b>2.43</b>    | <b>4.94</b>    | <b>4.16</b>    | <b>3.78</b>    | <b>2.74</b>    | <b>2.33</b>    |
| <i>TiO<sub>2</sub></i>             | <b>0.08</b>    | <b>0.14</b>    | <b>0.03</b>    | <b>0.11</b>    | <b>0.14</b>    | <b>0.15</b>    |
| <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>  | <b>0.01</b>    | <b>0.04</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.02</b>    |
| <i>MnO</i>                         | <b>0.02</b>    | <b>0.02</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.03</b>    | <b>0.02</b>    | <b>0.02</b>    |
| <i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | <b>0.00</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.00</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.01</b>    | <b>0.00</b>    |
| <i>LOI</i>                         | <b>1.3</b>     | <b>3.9</b>     | <b>0.8</b>     | <b>0.3</b>     | <b>1.4</b>     | <b>1.2</b>     |
| <i>Sum</i>                         | <b>99.95</b>   | <b>99.75</b>   | <b>99.81</b>   | <b>99.93</b>   | <b>99.88</b>   | <b>99.86</b>   |
| <i>Q</i>                           | <b>34.69</b>   | <b>27.90</b>   | <b>35.72</b>   | <b>35.46</b>   | <b>31.91</b>   | <b>41.90</b>   |
| <i>C</i>                           | <b>0.00</b>    | <b>0.36</b>    | <b>0.38</b>    | <b>0.10</b>    | <b>1.70</b>    | <b>0.70</b>    |
| <i>Or</i>                          | <b>14.34</b>   | <b>29.19</b>   | <b>24.56</b>   | <b>22.34</b>   | <b>16.18</b>   | <b>13.79</b>   |
| <i>Ab</i>                          | <b>43</b>      | <b>35.38</b>   | <b>35.50</b>   | <b>33.54</b>   | <b>43.92</b>   | <b>39.65</b>   |
| <i>An</i>                          | <b>3.21</b>    | <b>1.54</b>    | <b>1.18</b>    | <b>6.02</b>    | <b>1.29</b>    | <b>2.82</b>    |
| <i>Hy</i>                          | <b>2.15</b>    | <b>3.77</b>    | <b>1.81</b>    | <b>1.60</b>    | <b>4.05</b>    | <b>0.66</b>    |
| <i>Mt</i>                          | <b>0.92</b>    | <b>1.49</b>    | <b>0.78</b>    | <b>0.70</b>    | <b>0.66</b>    | <b>0.13</b>    |
| <i>Il</i>                          | <b>0.15</b>    | <b>0.27</b>    | <b>0.06</b>    | <b>0.21</b>    | <b>0.27</b>    | <b>0.29</b>    |
| <i>Ap</i>                          | <b>0.02</b>    | <b>0.10</b>    | <b>0.02</b>    | <b>0.02</b>    | <b>0.02</b>    | <b>0.05</b>    |

ادامه جدول ۵-۲: نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی و مقادیر نورماتیو کانی های سازنده نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی.

| <b>Sample</b>                      | <b>A .54.3</b> | <b>A .17.2</b> | <b>A .11.3</b> | <b>A .16.1</b> | <b>A .36.1</b> | <b>A .38.1</b> |
|------------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| <i>SiO<sub>2</sub></i>             | <b>75.28</b>   | <b>76.22</b>   | <b>59.76</b>   | <b>58.95</b>   | <b>67.59</b>   | <b>68.06</b>   |
| <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | <b>13.59</b>   | <b>13.27</b>   | <b>16.05</b>   | <b>16.24</b>   | <b>14.88</b>   | <b>15.18</b>   |

|              |              |              |              |              |              |              |
|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <i>FeOt</i>  | <b>2.06</b>  | <b>1.37</b>  | <b>9.74</b>  | <b>8.75</b>  | <b>6.57</b>  | <b>5.82</b>  |
| <i>Fe2O3</i> | <b>0.69</b>  | <b>0.46</b>  | <b>3.25</b>  | <b>2.92</b>  | <b>2.46</b>  | <b>2.18</b>  |
| <i>FeO</i>   | <b>1.37</b>  | <b>0.92</b>  | <b>6.49</b>  | <b>5.83</b>  | <b>4.11</b>  | <b>3.64</b>  |
| <i>MgO</i>   | <b>0.23</b>  | <b>0.13</b>  | <b>2.96</b>  | <b>3.07</b>  | <b>0.94</b>  | <b>1.02</b>  |
| <i>CaO</i>   | <b>1.38</b>  | <b>0.97</b>  | <b>3.95</b>  | <b>4.11</b>  | <b>4.38</b>  | <b>4.63</b>  |
| <i>Na2O</i>  | <b>3.54</b>  | <b>3.22</b>  | <b>3.71</b>  | <b>3.75</b>  | <b>3.26</b>  | <b>3.07</b>  |
| <i>K2O</i>   | <b>4.25</b>  | <b>4.79</b>  | <b>2.65</b>  | <b>2.43</b>  | <b>1.63</b>  | <b>1.41</b>  |
| <i>TiO2</i>  | <b>0.13</b>  | <b>0.06</b>  | <b>0.95</b>  | <b>0.87</b>  | <b>0.54</b>  | <b>0.48</b>  |
| <i>P2O5</i>  | <b>0.03</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.11</b>  | <b>0.10</b>  | <b>0.11</b>  | <b>0.10</b>  |
| <i>MnO</i>   | <b>0.05</b>  | <b>0.05</b>  | <b>0.07</b>  | <b>0.06</b>  | <b>0.09</b>  | <b>0.07</b>  |
| <i>Cr2O3</i> | <b>0.00</b>  | <b>0.00</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.00</b>  | <b>0.00</b>  |
| <i>LOI</i>   | <b>1.1</b>   | <b>0.9</b>   | <b>3</b>     | <b>0.8</b>   | <b>1.2</b>   | <b>0.6</b>   |
| <i>Sum</i>   | <b>99.97</b> | <b>99.98</b> | <b>99.76</b> | <b>99.99</b> | <b>99.86</b> | <b>99.94</b> |
| <i>Q</i>     | <b>34.36</b> | <b>36.33</b> | <b>11.89</b> | <b>11.56</b> | <b>29.72</b> | <b>31.73</b> |
| <i>C</i>     | <b>0.72</b>  | <b>1.06</b>  | <b>0.15</b>  | <b>0.21</b>  | <b>0.05</b>  | <b>0.42</b>  |
| <i>Or</i>    | <b>25.12</b> | <b>28.31</b> | <b>15.66</b> | <b>14.36</b> | <b>9.66</b>  | <b>8.33</b>  |
| <i>Ab</i>    | <b>29.95</b> | <b>27.23</b> | <b>31.43</b> | <b>31.73</b> | <b>27.58</b> | <b>25.98</b> |
| <i>An</i>    | <b>6.67</b>  | <b>4.74</b>  | <b>18.87</b> | <b>19.74</b> | <b>20.98</b> | <b>22.32</b> |
| <i>Hy</i>    | <b>2.41</b>  | <b>1.62</b>  | <b>15.19</b> | <b>14.62</b> | <b>7.14</b>  | <b>6.75</b>  |
| <i>Mt</i>    | <b>1.00</b>  | <b>0.66</b>  | <b>4.71</b>  | <b>4.23</b>  | <b>3.57</b>  | <b>3.16</b>  |
| <i>Il</i>    | <b>0.25</b>  | <b>0.12</b>  | <b>1.80</b>  | <b>1.65</b>  | <b>1.02</b>  | <b>0.91</b>  |
| <i>Ap</i>    | <b>0.07</b>  | <b>0.02</b>  | <b>0.27</b>  | <b>0.24</b>  | <b>0.27</b>  | <b>0.24</b>  |

جدول ۳-۵: نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی (بر حسب ppm)

| <i>Sample</i> | <i>A .53.6</i> | <i>A .55.2</i> | <i>A .37.3</i> | <i>A .47.1</i> | <i>A .55.4</i> | <i>A .17.1</i> |
|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| <i>Ni</i>     | <b>20.27</b>   | <b>20.20</b>   | <b>20.07</b>   | <b>20.27</b>   | <b>24.27</b>   | <b>20.16</b>   |
| <i>Sc</i>     | <b>6.08</b>    | <b>3.03</b>    | <b>8.03</b>    | <b>6.08</b>    | <b>4.05</b>    | <b>7.06</b>    |
| <i>Ba</i>     | <b>396</b>     | <b>1023</b>    | <b>310</b>     | <b>1217</b>    | <b>405</b>     | <b>682</b>     |
| <i>Be</i>     | <b>1</b>       | <b>2</b>       | <b>2</b>       | <b>2</b>       | <b>1</b>       | <b>1</b>       |
| <i>Co</i>     | <b>1.3</b>     | <b>1.7</b>     | <b>0.4</b>     | <b>1</b>       | <b>1.1</b>     | <b>0.5</b>     |
| <i>Cs</i>     | <b>0.3</b>     | <b>2.2</b>     | <b>0.4</b>     | <b>1.4</b>     | <b>0.4</b>     | <b>0.1</b>     |
| <i>Ga</i>     | <b>14.6</b>    | <b>15.2</b>    | <b>16.9</b>    | <b>16</b>      | <b>16.5</b>    | <b>8.3</b>     |

|           |              |              |              |              |              |              |
|-----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| <i>Hf</i> | <b>4.6</b>   | <b>3</b>     | <b>3.5</b>   | <b>5.4</b>   | <b>4</b>     | <b>4.6</b>   |
| <i>Nb</i> | <b>7.1</b>   | <b>6.6</b>   | <b>12.2</b>  | <b>7.6</b>   | <b>6.4</b>   | <b>2.4</b>   |
| <i>Rb</i> | <b>174.3</b> | <b>124.2</b> | <b>108.4</b> | <b>104.9</b> | <b>134.1</b> | <b>129.7</b> |
| <i>Sn</i> | <b>1</b>     | <b>3</b>     | <b>3</b>     | <b>2</b>     | <b>4</b>     | <b>1</b>     |
| <i>Sr</i> | <b>45.6</b>  | <b>75.4</b>  | <b>33.2</b>  | <b>80.7</b>  | <b>36.1</b>  | <b>75.7</b>  |
| <i>Ta</i> | <b>0.5</b>   | <b>0.6</b>   | <b>1.2</b>   | <b>0.7</b>   | <b>0.4</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Th</i> | <b>11.3</b>  | <b>9.7</b>   | <b>19.9</b>  | <b>13.4</b>  | <b>14.7</b>  | <b>2.2</b>   |
| <i>U</i>  | <b>1.6</b>   | <b>1.5</b>   | <b>2.7</b>   | <b>2.5</b>   | <b>3.8</b>   | <b>1</b>     |
| <i>V</i>  | <b>8</b>     | <b>14</b>    | <b>8</b>     | <b>10</b>    | <b>19</b>    | <b>9</b>     |
| <i>W</i>  | <b>1</b>     | <b>0.8</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   |
| <i>Zr</i> | <b>125.3</b> | <b>107.6</b> | <b>64.1</b>  | <b>138.7</b> | <b>120.4</b> | <b>128.7</b> |
| <i>Y</i>  | <b>23.2</b>  | <b>15.7</b>  | <b>37.2</b>  | <b>21</b>    | <b>24.1</b>  | <b>32.9</b>  |
| <i>La</i> | <b>29</b>    | <b>23.9</b>  | <b>12.8</b>  | <b>29.5</b>  | <b>31.4</b>  | <b>6.1</b>   |
| <i>Ce</i> | <b>59.9</b>  | <b>47.8</b>  | <b>32.4</b>  | <b>60.2</b>  | <b>63.9</b>  | <b>14.8</b>  |
| <i>Pr</i> | <b>6.82</b>  | <b>5.22</b>  | <b>4.28</b>  | <b>7.31</b>  | <b>7.15</b>  | <b>2.04</b>  |
| <i>Nd</i> | <b>25.6</b>  | <b>18.7</b>  | <b>18.8</b>  | <b>26</b>    | <b>24.9</b>  | <b>8.7</b>   |
| <i>Sm</i> | <b>4.66</b>  | <b>3.11</b>  | <b>5.61</b>  | <b>4.9</b>   | <b>4.34</b>  | <b>2.43</b>  |
| <i>Eu</i> | <b>0.72</b>  | <b>0.72</b>  | <b>0.3</b>   | <b>1.13</b>  | <b>0.73</b>  | <b>0.43</b>  |
| <i>Gd</i> | <b>4.03</b>  | <b>2.63</b>  | <b>6.3</b>   | <b>4.43</b>  | <b>3.79</b>  | <b>3.19</b>  |
| <i>Tb</i> | <b>0.69</b>  | <b>0.43</b>  | <b>1.2</b>   | <b>0.69</b>  | <b>0.66</b>  | <b>0.69</b>  |
| <i>Dy</i> | <b>4.06</b>  | <b>2.53</b>  | <b>6.87</b>  | <b>3.73</b>  | <b>3.88</b>  | <b>4.65</b>  |
| <i>Ho</i> | <b>0.84</b>  | <b>0.49</b>  | <b>1.32</b>  | <b>0.72</b>  | <b>0.76</b>  | <b>1.08</b>  |
| <i>Er</i> | <b>2.35</b>  | <b>1.55</b>  | <b>3.68</b>  | <b>2.02</b>  | <b>2.31</b>  | <b>3.38</b>  |
| <i>Tm</i> | <b>0.4</b>   | <b>0.25</b>  | <b>0.59</b>  | <b>0.34</b>  | <b>0.41</b>  | <b>0.57</b>  |
| <i>Yb</i> | <b>2.48</b>  | <b>1.68</b>  | <b>3.58</b>  | <b>2.19</b>  | <b>2.58</b>  | <b>3.68</b>  |
| <i>Lu</i> | <b>0.37</b>  | <b>0.27</b>  | <b>0.54</b>  | <b>0.36</b>  | <b>0.43</b>  | <b>0.64</b>  |
| <i>Mo</i> | <b>0.2</b>   | <b>1.4</b>   | <b>0.2</b>   | <b>1.5</b>   | <b>0.9</b>   | <b>1.1</b>   |
| <i>Cu</i> | <b>29.9</b>  | <b>80.1</b>  | <b>3.2</b>   | <b>7.9</b>   | <b>5.6</b>   | <b>5.1</b>   |
| <i>Pb</i> | <b>2</b>     | <b>4.5</b>   | <b>3.4</b>   | <b>4.5</b>   | <b>2.1</b>   | <b>4.3</b>   |
| <i>Zn</i> | <b>5</b>     | <b>15</b>    | <b>6</b>     | <b>14</b>    | <b>16</b>    | <b>1</b>     |
| <i>As</i> | <b>7.3</b>   | <b>3.9</b>   | <b>1.4</b>   | <b>1</b>     | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   |
| <i>Cd</i> | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Sb</i> | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.2</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Bi</i> | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Ag</i> | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Au</i> | <b>0.8</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   |
| <i>Hg</i> | <b>0.01</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.03</b>  | <b>0.01</b>  | <b>0.01</b>  |
| <i>Tl</i> | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   | <b>0.1</b>   |
| <i>Se</i> | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   | <b>0.5</b>   |

ادامه جدول ۳-۵: نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های گرانیتوئیدی جنوب غرب  
میامی(بر حسب .ppm)

| <b>Sample</b> | <b>A .54.3</b> | <b>A .17.2</b> | <b>A .11.3</b> | <b>A .16.1</b> | <b>A .36.1</b> | <b>A .38.1</b> |
|---------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| <i>Ni</i>     | 20.10          | 20.06          | 20.87          | 20.56          | 20.31          | 20.41          |
| <i>Sc</i>     | 3.40           | 2.80           | 28.17          | 28.10          | 19.29          | 18.68          |
| <i>Ba</i>     | 960            | 518            | 432            | 412            | 388            | 329            |
| <i>Be</i>     | 2              | 2              | 2              | 2              | 2              | 2              |
| <i>Co</i>     | 2              | 2.5            | 37.6           | 31.2           | 7              | 7.2            |
| <i>Cs</i>     | 2              | 2.5            | 8.9            | 7.1            | 3.2            | 2.7            |
| <i>Ga</i>     | 13.57          | 14.2           | 18.9           | 17.2           | 17.8           | 16.9           |
| <i>Hf</i>     | 3              | 4              | 2.3            | 2.05           | 4.6            | 4.5            |
| <i>Nb</i>     | 10             | 12.5           | 3.4            | 4.2            | 8.6            | 7.5            |
| <i>Rb</i>     | 172            | 142            | 77.4           | 88.2           | 146            | 122.5          |
| <i>Sn</i>     | 2              | 1              | 3              | 3              | 2              | 2              |
| <i>Sr</i>     | 129.7          | 152            | 179.3          | 182.1          | 136.4          | 131.5          |
| <i>Ta</i>     | 0.5            | 0.1            | 0.3            | 0.3            | 0.5            | 0.5            |
| <i>Th</i>     | 10.5           | 19             | 3.5            | 2.9            | 5.9            | 6.2            |
| <i>U</i>      | 1.3            | 1.2            | 1.3            | 1              | 1              | 1              |
| <i>V</i>      | 12             | 7              | 338            | 312            | 32             | 38             |
| <i>W</i>      | 0.5            | 0.6            | 2.6            | 2.1            | 0.5            | 0.6            |
| <i>Zr</i>     | 123.41         | 112.6          | 72.2           | 66.23          | 147            | 136.1          |
| <i>Y</i>      | 14             | 26             | 21.6           | 22.3           | 19.5           | 20.4           |
| <i>La</i>     | 34             | 33.8           | 12             | 14             | 13.2           | 14             |
| <i>Ce</i>     | 53.6           | 25.5           | 24.4           | 22.9           | 28.8           | 26.4           |
| <i>Pr</i>     | 6.03           | 3.65           | 2.96           | 2.06           | 3.63           | 4.23           |
| <i>Nd</i>     | 24.78          | 25.6           | 12.1           | 13.2           | 15.4           | 16.05          |
| <i>Sm</i>     | 4.35           | 2.45           | 2.83           | 3.01           | 3.16           | 3.78           |
| <i>Eu</i>     | 0.75           | 0.51           | 0.87           | 0.64           | 1.1            | 1.15           |
| <i>Gd</i>     | 4.55           | 3.59           | 3.26           | 3.08           | 3.24           | 3.13           |
| <i>Tb</i>     | 0.39           | 0.48           | 0.61           | 0.63           | 0.56           | 0.64           |
| <i>Dy</i>     | 2.8            | 3.72           | 3.91           | 3.85           | 3.51           | 3.41           |
| <i>Ho</i>     | 0.81           | 0.67           | 0.78           | 0.63           | 0.72           | 0.68           |
| <i>Er</i>     | 1.4            | 2.32           | 2.3            | 2.12           | 2.03           | 2              |
| <i>Tm</i>     | 0.18           | 0.21           | 0.36           | 0.42           | 0.33           | 0.41           |
| <i>Yb</i>     | 1.21           | 2.61           | 2.17           | 2.36           | 2.17           | 2.09           |
| <i>Lu</i>     | 0.3            | 0.41           | 0.34           | 0.37           | 0.33           | 0.36           |
| <i>Mo</i>     | 0.89           | 0.56           | 0.5            | 0.5            | 0.3            | 0.2            |
| <i>Cu</i>     | 6.8            | 8.6            | 242.3          | 261.5          | 4.5            | 3.6            |
| <i>Pb</i>     | 4.1            | 2.5            | 5.7            | 4.5            | 4.5            | 4.3            |
| <i>Zn</i>     | 18             | 9              | 37             | 31             | 39             | 35             |
| <i>As</i>     | 3.04           | 0.5            | 7.5            | 6.9            | 0.6            | 0.5            |
| <i>Cd</i>     | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            |
| <i>Sb</i>     | 0.1            | 0.1            | 0.2            | 0.2            | 0.1            | 0.1            |
| <i>Bi</i>     | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            | 0.1            |
| <i>Ag</i>     | 0.1            | 0.1            | 0.6            | 0.6            | 0.1            | 0.1            |
| <i>Au</i>     | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            |
| <i>Hg</i>     | 0.01           | 0.01           | 0.49           | 0.5            | 0.01           | 0.01           |
| <i>Tl</i>     | 0.1            | 0.1            | 0.3            | 0.3            | 0.2            | 0.2            |
| <i>Se</i>     | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            | 0.5            |

## الف-رده بندی نورماتیو اکانر<sup>۱</sup> (۱۹۶۵)

اکانر(۱۹۶۵)، بارکر<sup>۲</sup>(۱۹۷۹) و عبدالرحمن(۱۹۹۰)، سنگ‌های گرانیت‌وئیدی را با استفاده از نمودار مثلثی Ab-Or-An نورماتیو طبقه‌بندی کرده‌اند. این طبقه‌بندی در مورد سنگ‌هایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو دارند، به کار برده می‌شود. مطابق این رده‌بندی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند(شکل ۱-۵).

## ب-رده‌بندی نورماتیو اشتريکایزن<sup>۳</sup> و لومتر(۱۹۷۹)

در این رده‌بندی مقادیر نورم کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار GCDkit محاسبه شده‌اند. در دو معادله فرمول(۱-۵) 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.

مطابق این طبقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، مونزوگرانیت، کوارتز مونزوودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند(شکل ۲-۵).

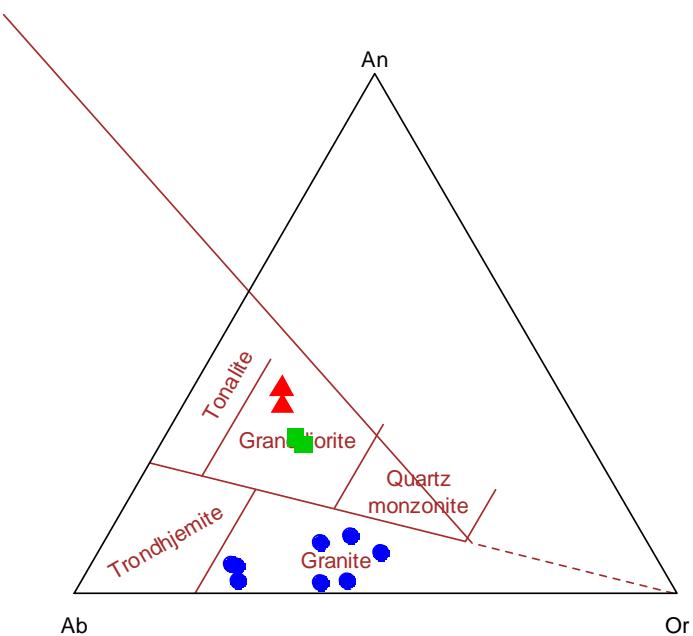
$$ANOR = 100 \times (\text{An}/\text{An} + \text{Or}) \quad , \quad Q' = [\text{Q}/(\text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{An})] \times 100 \quad (۱-۵)$$

با توجه به اینکه رده‌بندی نورماتیو یک رده‌بندی مجازی است و معمولاً ترکیب کانی‌شناسی محاسبه شده به روش نورم با ترکیب واقعی سنگ تفاوت‌هایی دارد، نمودارهای طبقه‌بندی بر اساس ترکیب نورماتیو با طبقه‌بندی میکروسکوپی اختلافاتی نشان می‌دهند. لذا برای نتیجه‌گیری بهتر در ادامه از طبقه‌بندی شیمیایی نیز استفاده می‌شود تا نتیجه‌گیری بهتری حاصل گردد.

1- O'Connor

2-Barker

3 - Streckeisen

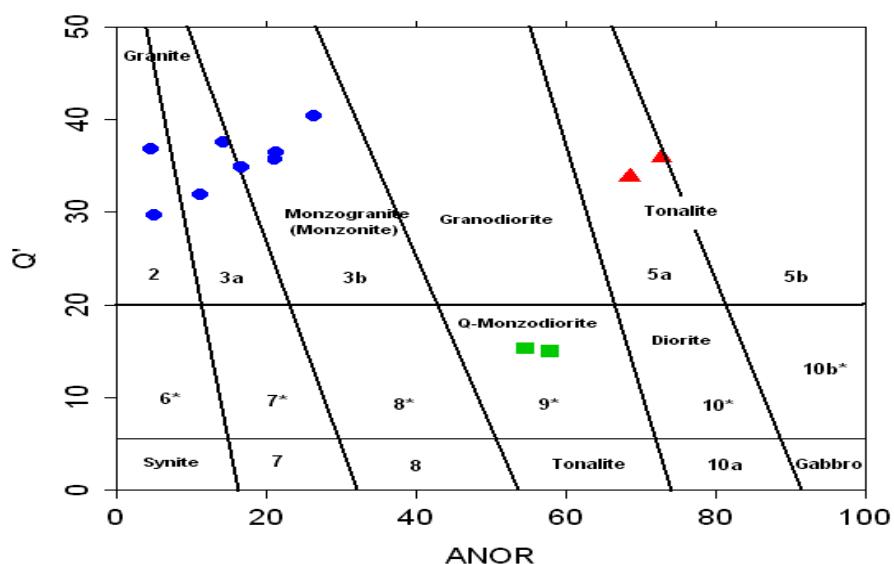


شکل ۱-۵: رده بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) برای سنگ های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. علائم در تمام نمودارهای این فصل یکسان است.

گرانو دیوریت

میکرو دیوریت

گرانیت



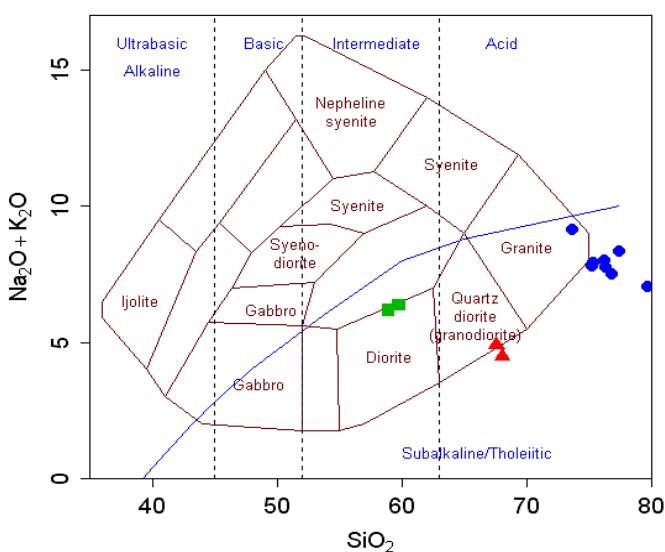
شکل ۲-۵: رده بندی نورماتیو اشتريکايزن و لومتر (۱۹۷۹) برای سنگ های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

## ۲-۲-۵- طبقه‌بندی شیمیایی

در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی درصد تعدادی از اکسیدها که در ساختمان اصلی کانی‌های سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرد. در برخی دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی‌کاتیون عناصر خاصی را محاسبه کرده و سپس نسبتها را کاتیونی ویژه‌ای را در رده‌بندی سنگ‌های آذرین به کار می‌برند. با توجه به مطالب ذکر شده، نمونه‌های مورد مطالعه به چند روش زیر نامگذاری شده‌اند.

### 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. محدوده سنگ‌های مختلف در این نمودار مشخص شده و قلمرو ساب آلکالن از آلکالن مجرا گردیده است. با توجه به این طبقه‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۵). 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.



شکل ۳-۵ : طبقه‌بندی شیمیایی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

## ب- طبقه‌بندی دولاروش<sup>۱</sup> و همکاران(۱۹۸۰)

دولاروش و لوتریه<sup>۲</sup>(۱۹۷۳) و دولاروش و همکاران(۱۹۸۰)، این طبقه‌بندی را بر پایه نسبتهاي کاتيوني ارائه شده بر حسب ميلى کاتيون مورد استفاده قرار دادند. در اين رده‌بندی، شيمى سنگ كل به صورت پaramترهاي کاتيوني  $R_1$  و  $R_2$  نمايش داده شده و اين پaramترها مبناي رده‌بندی قرار می‌گيرند. اين دو پaramتر به صورت زير تعریف می‌شوند(فرمول ۵-۵):

$$R_1=4\text{Si}-11(\text{Na}+\text{K})-2(\text{Fe}+\text{Ti}) \quad , \quad R_2=6\text{Ca}+2\text{Mg}+\text{Al} \quad (\text{فرمول } ۵-۵)$$

Fe نشانگر آهن کل است و در اين فرمول ها عناصر به صورت ميلى کاتيوني و به روش زير محاسبه می‌شوند(فرمول ۵-۵):

$$(فرمول ۵-۵) \quad \text{عداد کاتيون} \times (\text{وزن مولکولی} / \text{درصد وزنی}) = \text{عنصر برحسب ميلى کاتيون در ۱۰۰ گرم}$$

طبقه‌بندی دولاروش مزايائي به شرح زير دارد(رولينسون، ۱۹۹۳):

- محاسبه پaramترهاي  $R_1$  و  $R_2$  نسبت به محاسبه نورم CIPW آسانتر است.
- کل شيمى عناصر اصلی سنگ به استثنای اكسیژن در طبقه‌بندی به کار می‌رود.
- لزومی ندارد که عناصری مانند Fe در بين کاتيون‌های اكسيدی و سيليكاتی توزيع گردد و يا اينکه آلييت بين پلازيوكلازها و فلدسيپات‌های آلکالن تقسيم شود.
- در اين روش درجه اشباع از سيليس و تغييرات تركيب فلدسيپات‌ها مشخص می‌شود.
- تركيب کانی‌ها را می‌توان روی نمودار پياده کرد و مقایسه وسیعی بين داده‌های مodal و شيميايی انجام داد.
- اين رده‌بندی با دقت و سهولت يكسان برای طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانيک و پلوتونيك کاربرد دارد.

1- De la Roche  
2- LeTerrier

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. با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$  آنها محاسبه شده و در جدول(۴-۵) آورده شده است.

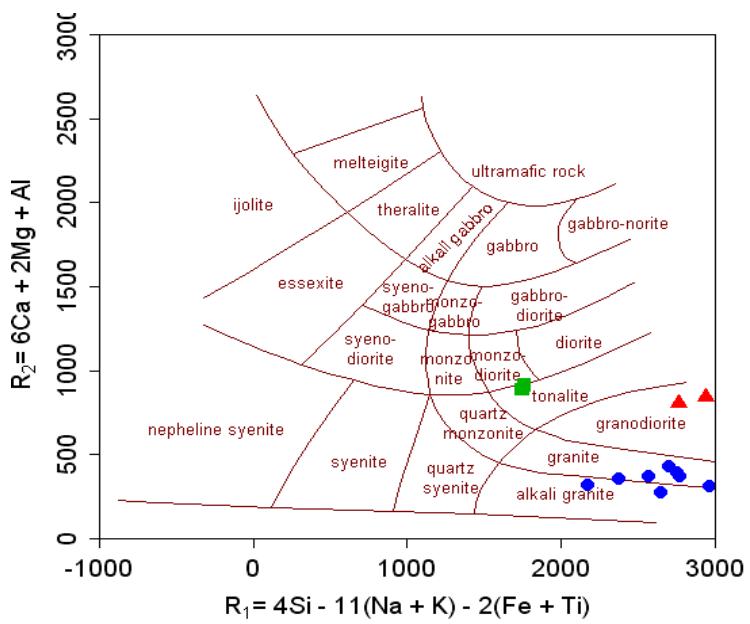
نمودار شکل(۴-۵) طبقه‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه را براساس پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$  نشان می‌دهد. بر اساس این رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های آلکالی گرانیت، گرانوپوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرند. این رده‌بندی با طبقه‌بندی میکروسکوپی همخوانی بیشتری دارد.

### ج- طبقه‌بندی شیمیایی دبون و لوفور<sup>۱</sup>(۱۹۸۳)

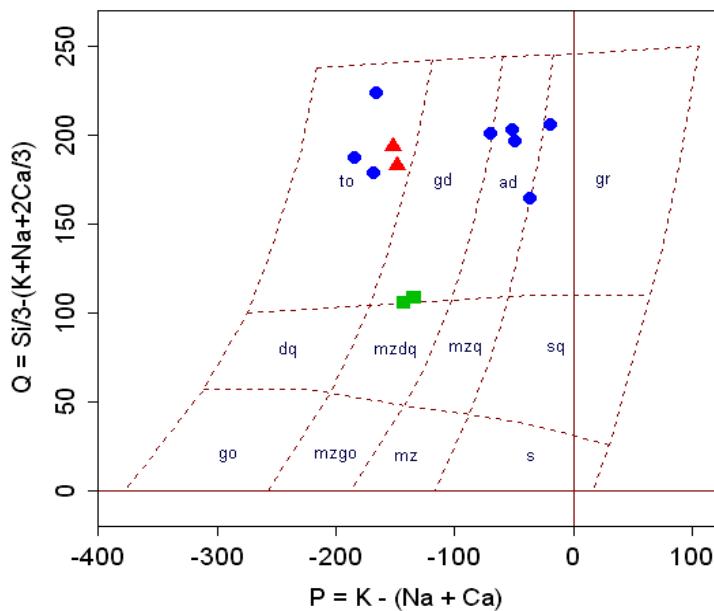
در این رده‌بندی از پارامترهای  $P$  و  $Q$  استفاده می‌شود. این پارامترها از طریق معادلات زیر به دست می‌آیند(فرمول ۴-۵) و در آن‌ها همانند طبقه‌بندی دولاروش، از مقادیر میلی‌کاتیونی عناصر استفاده می‌شود:

$$Q=(\text{Si}/3)-(\text{K}+\text{Na}+2/3\text{Ca}) \quad , \quad P=\text{K}-(\text{Na}+\text{Ca}) \quad (\text{فرمول } ۴-۵)$$

با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، پارامترهای آن‌ها محاسبه شده و در جدول(۴-۵) آورده شده است. بر اساس این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های تونالیت، گرانوپوریت، گرانیت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند(شکل ۵-۵).



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



شکل ۵-۵: طبقه‌بندی شیمیایی دبون و لوپور (۱۹۸۳) برای سنگ‌های گرانیت‌وئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

آداملیت: ad ، گرانودیوریت: gd ، تونالیت: to ، گرانیت: gr ، کوارتز دیوریت: dq ، کوارتز مونزودیوریت: mzdq ، کوارتز سینیت: sq ، گابرو: go ، مونزوگابرو: mzgo ، مونزونیت: mz ، سینیت: s

## ۵- طبقه‌بندی شیمیایی میدلموست<sup>۱</sup>(۱۹۸۵)

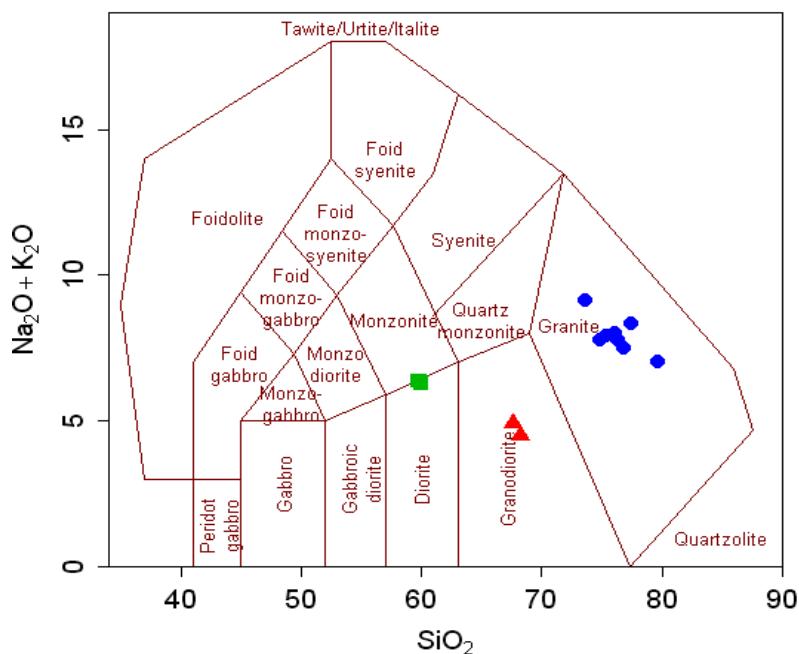
در نمودار میدلموست مجموع آلکالن ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) در محور قائم و مقدار سیلیس در محور افقی آورده شده است. محدوده سنگ‌های مختلف در دیاگرام مشخص شده و با توجه به آن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند(شکل ۵-۶).

جدول ۵-۴: مقادیر میلی‌کاتیون عناصر اصلی و پارامترهای  $\text{R}_2,\text{R}_1,\text{P},\text{Q}$  نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه.

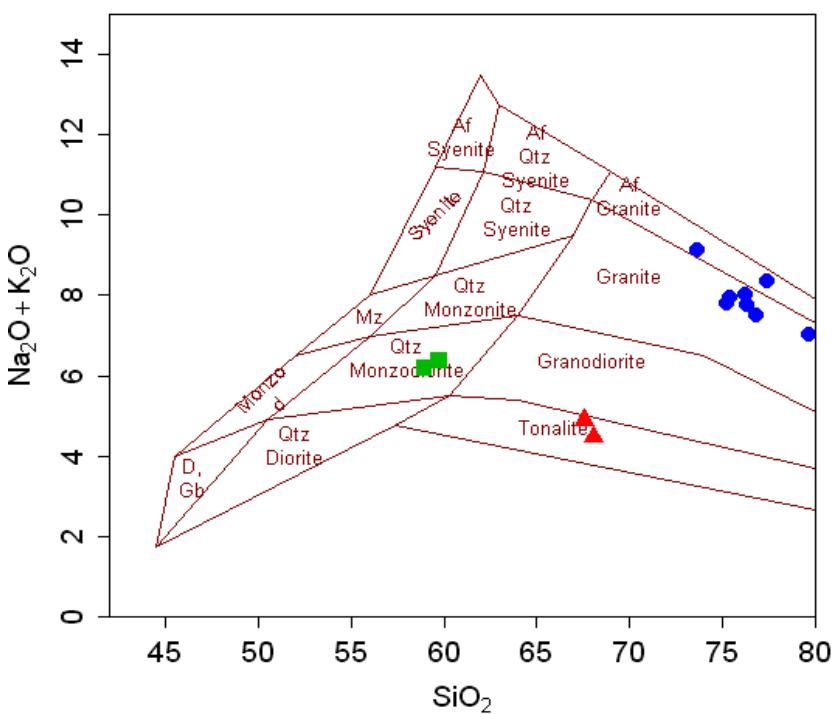
| شماره نمونه | A.53.6 | A.55.2 | A.37.3 | A.47.1 | A.55.4 | A.17.1 | A.54.3 | A.17.2 | A.11.3 | A.16.1 | A.36.1 | A.38.1 |
|-------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Si          | 1278.2 | 1225.8 | 1288.3 | 1270.9 | 1254.9 | 1326.4 | 1252.8 | 1268.5 | 994.6  | 981.1  | 1124.9 | 1132.7 |
| Ti          | 1.0    | 1.8    | 0.4    | 1.4    | 1.8    | 1.9    | 1.6    | 0.8    | 11.9   | 10.9   | 6.7    | 6.0    |
| Al          | 238.6  | 257.9  | 239.6  | 253.3  | 268.2  | 234.7  | 266.6  | 260.4  | 314.7  | 318.6  | 291.8  | 297.8  |
| Fe          | 26.5   | 43.0   | 22.5   | 20.2   | 19.0   | 3.6    | 28.7   | 19.1   | 135.6  | 121.8  | 91.4   | 81.0   |
| Mn          | 0.3    | 0.3    | 0.1    | 0.4    | 0.3    | 0.3    | 0.7    | 0.7    | 1.0    | 0.8    | 1.3    | 1.0    |
| Mg          | 11.8   | 10.3   | 3.0    | 3.5    | 29.4   | 6.3    | 5.8    | 3.3    | 73.5   | 76.2   | 23.4   | 25.3   |
| Ca          | 18.3   | 6.5    | 4.5    | 21.9   | 4.9    | 10.6   | 24.7   | 17.3   | 70.5   | 73.3   | 78.0   | 82.6   |
| Na          | 196.3  | 134.9  | 135.4  | 127.9  | 199.7  | 183.5  | 114.2  | 103.8  | 119.9  | 121.0  | 105.2  | 99.1   |
| K           | 30.3   | 104.9  | 88.2   | 80.3   | 36.9   | 28.3   | 90.3   | 101.7  | 56.3   | 51.6   | 34.7   | 29.9   |
| R1          | 2565.8 | 2175.7 | 2647.7 | 2750.8 | 2375.1 | 2964.7 | 2701.5 | 2773.2 | 1746.1 | 1760.4 | 2764.3 | 2937.9 |
| R2          | 371.8  | 317.4  | 272.4  | 391.6  | 356.2  | 310.9  | 426.2  | 370.6  | 884.8  | 910.6  | 806.9  | 843.8  |
| Q           | 187.4  | 164.5  | 202.8  | 200.9  | 178.4  | 223.3  | 196.7  | 205.8  | 108.4  | 105.6  | 183.0  | 193.5  |
| P           | -184.2 | -36.6  | -51.6  | -69.5  | -167.7 | -165.8 | -48.6  | -19.4  | -134.1 | -142.7 | -148.5 | -151.7 |

## ۶- طبقه‌بندی شیمیایی TAS میدلموست<sup>۲</sup>(۱۹۹۴)

در این نمودار نیز مجموع آلکالن در محور قائم و سیلیس در محور افقی آورده شده است. اما تفاوت آن با دیگر دیاگرام میدلموست در مرزبندی آن است و محدوده‌های مجازی برای سنگ‌های با مقادیر فلدسپات آلکالن بالا در نظر گرفته شده است. ضمن اینکه برخلاف نمودار قبلی برای سنگ‌های فلدسپات‌های محدوده‌ای مشخص نشده است. در این دیاگرام سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌های آلکالی فلدسپات گرانیت، گرانیت، تونالیت و کوارتز مونزو-دیوریت قرار می‌گیرند(شکل ۷-۵).



شکل ۵-۶: طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵) برای سنگهای گرانیتئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۷: طبقه بندی شیمیایی TAS میدلموست (۱۹۹۴) برای سنگهای گرانیتئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

### ۳-۵- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات

به منظور مشاهده و ترسیم روند تغییرات عناصر اصلی در خلال انجماد ماسه‌ها و بررسی فرضیه‌های پترولوزیکی در جریان تبلور ماسه‌ها، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوزیستها 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 فرایند ژئوشیمیایی خاص داشته باشد. در بیشتر موارد این اکسید  $\text{SiO}_2$  است، اما در سنگهای آذرین بازیک ممکن است  $\text{MgO}$  و در رسوبات رس دار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  باشد (رولینسون، ۱۹۹۳). از مهمترین آن‌ها، نمودارهای درصد اکسید-درصد سیلیس (هارکر<sup>۱</sup>، ۱۹۰۹) می‌باشد. این نمودارها همگی روند تحول ماسه‌ها را نشان می‌دهند و با یکدیگر همپوشانی دارند. هرگاه بر روی این نمودارها تغییرات ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری، تدریجی باشد، نشانه وجود خویشاوندی بین ماسه‌های آن سری است. اما ناپیوستگی نقاط در نمودارها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی ماسه‌های آن سری باشد. البته به شرط آنکه نمونه‌برداری به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد.

### ۳-۵-۱- 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 (ثبت یا منفی) بین هر کدام از اکسیدها و  $\text{SiO}_2$  وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). با توجه به روند تغییرات نمودارهای هارکر می‌توان به فرایندها و تحولاتی مانند

ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلایش پوسته‌ای و فرایند هضم و تبلور همزمان (AFC) که در تشکیل ماگماها صورت می‌گیرد، پی برده (ویلسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹).

اکنون تغییرات هر کدام از اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه را در مقابل سیلیس به طور مجزا شرح می‌دهیم (شکل ۵-۸).

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

روندهای 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 پلازیوکلازها و گرایش کانی‌های روشن به سمت تشکیل فلدسپات‌های آلکالن و پلازیوکلازهای سدیک است. به طور معمول پلازیوکلازهای موجود در سنگ‌های دیوریتی نسبت به سنگ‌های گرانیتی کلسیک‌تر بوده و در نتیجه مقدار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  مورد نیاز برای تشکیل آن‌ها بیشتر از پلازیوکلازهای موجود در گرانیتها و گرانودیوریتها می‌باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه بین گروههای سنگ مختلف، وقفه‌هایی دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از منشاء جداگانه سنگ‌های مافیک و فلزیک در منطقه باشد. به همین در نمودارهای این بخش آنها را با علائمی از یکدیگر جدا کرده‌ایم.

#### $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{FeO}_t$

نمودار تغییرات  $\text{FeO}_t$  در مقابل سیلیس روندی کاملاً نزولی نشان می‌دهد که این پدیده با تشکیل کانی‌های فرومیزین در مراحل ابتدایی تبلور ماگما قابل توجیه است. با ادامه تبلور ماگما و تشکیل کانی‌های فلزیک، مقدار کانی‌های فرومیزین نظیر بیوتیت و کانی‌های اپک مانند مگنتیت کاهش می‌یابد. در نتیجه میزان  $\text{FeO}_t$  نیز کاهش پیدا می‌کند. در میکرودیوریتها میزان هورنبلند، بیوتیت و اکسید آهن بیشتر از گرانیت‌هاست و به همین دلیل درصد  $\text{FeO}_t$  بالاتری نسبت به گرانیتها نشان می‌دهد. وقفه بین گروههای مافیک و فلزیک در این نمودار نیز قابل مشاهده است.

### **SiO<sub>2</sub> در مقابل MgO**

روندهای تغییرات این اکسید علیرغم وقفه‌های ترکیبی موجود، 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 فرومیزین میکرودبوریت‌ها تمکز بیشتری دارد و به دلیل کاهش سهم این کانی‌ها، به سمت گرانیت-ها روند کاهشی نشان می‌دهد.

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

این اکسید در مراحل اولیه تبلور و تفریق مگماهی به مقدار خیلی کم در ساختمان پلاژیوکلازها وارد می‌شود. بنابراین در جریان تفریق مقدار آن در مگماهی باقیمانده افزایش می‌یابد. سپس در ترمهای اسیدی در جریان تفریق مقدار آن کاهش می‌یابد، زیرا در ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک وارد و مصرف می‌شود. همچنین می‌توان تبلور کمتر پلاژیوکلازها و فراوانی فلدسپات‌های آلکالن پتاسیک را در سنگهای اسیدی و تفریق یافته (گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها) دلیل روند صعودی این اکسید در مقابل SiO<sub>2</sub> برشمود. تغییرات این اکسید در مقابل SiO<sub>2</sub> اندکی پراکندگی نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از دگرسانی نمونه‌های مورد مطالعه و یا آلایش مگماهی سازنده سنگها باشد.

### **SiO<sub>2</sub> در مقابل K<sub>2</sub>O**

پتاسیم به دلیل شعاع یونی زیاد خود در ترم‌های بازیک 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 فلدسپات‌های آلکالن پتاسیک و بیوتیت است. در نمودار مربوط به نمونه‌های منطقه، روند این اکسید در مقابل SiO<sub>2</sub> پراکندگی نشان می‌دهد. وجود دگرسانی در فلدسپات‌ها و پلاژیوکلازهای نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند دلیلی برای این روند پراکنده باشد. از طرفی غنی شدن برخی از گرانیتها از فلدسپات‌های آلکالن و بیوتیت و فقر بعضی از نمونه‌ها از این کانیها نیز می‌تواند

دلیلی بر پراکندگی روند این اکسید در برابر  $\text{SiO}_2$  باشد. در واقع درصد وزنی  $\text{K}_2\text{O}$  در گرانیتهای بیوتیتدار و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها نسبت به سایر نمونه‌ها بیشتر است.

#### $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{MnO}$

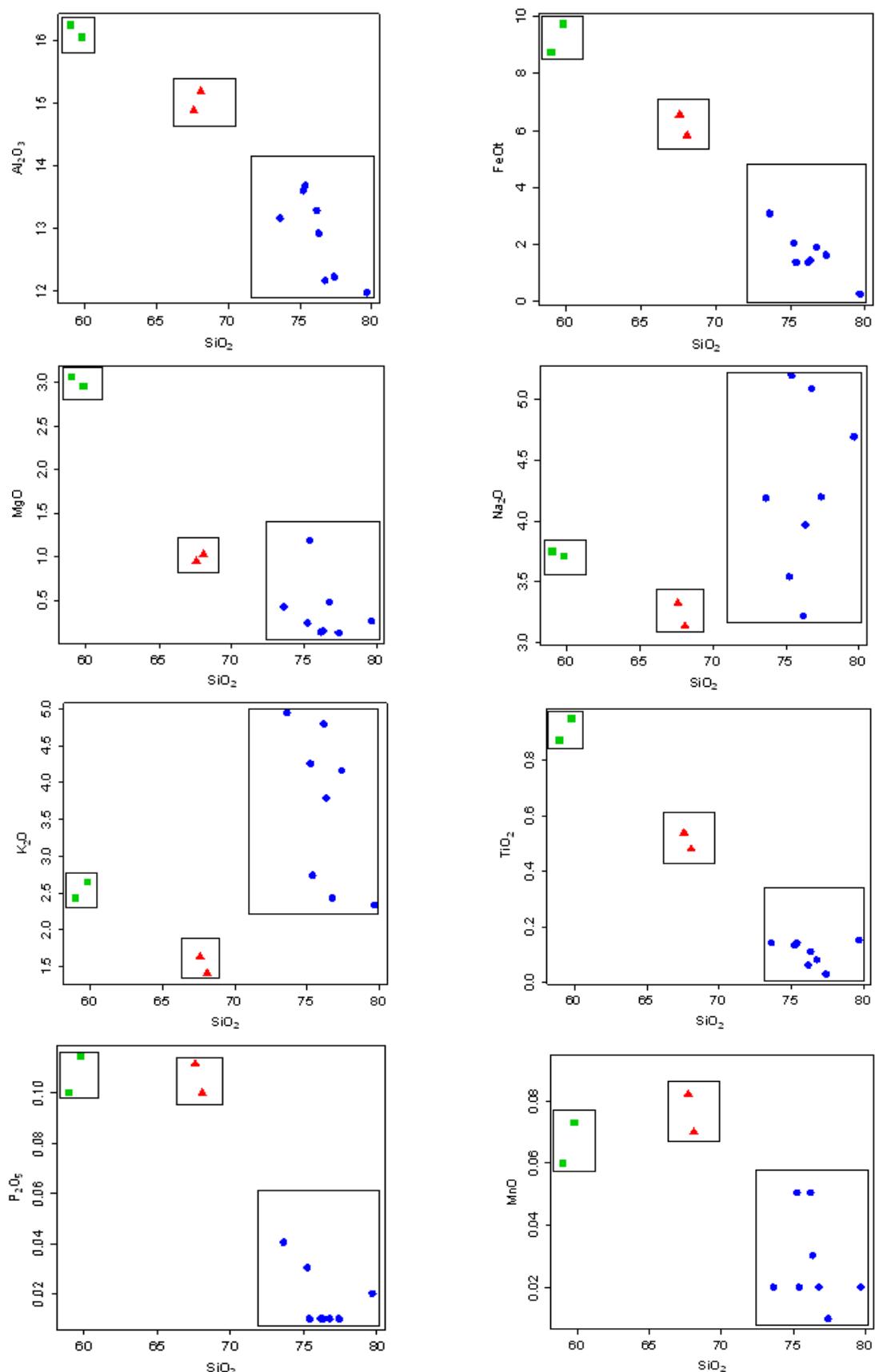
همان‌طور که مشخص است، با افزایش  $\text{SiO}_2$  مقدار  $\text{MnO}$  کاهش می‌باید و روند تغییرات آن از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی نزولی است. دلیل آن مشارکت این عنصر در ساختمان کانیهای فرومیزین و کاهش فراوانی این کانیها در سنگ‌های تفریق یافته‌تر است. مقدار آن از حدود ۰/۰۹ درصد وزنی در گرانودیوریت‌ها تا حدود ۱/۰۱ درصد وزنی در گرانیتهای تفریق یافته متغیر است. وقفه ترکیبی بین نمونه‌ها نیز احتمالاً منشاء جدگانه آنها را نشان می‌دهد.

#### $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{TiO}_2$

این اکسید در مراحل ابتدایی تبلور ماغما در ساختار اکسیدهای آهن-تیتان وارد شده و در ساختار اسفن 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 این اکسید نزولی است و مقدار آن از حدود ۰/۹۵ درصد وزنی در میکرودیوریت‌ها تا حدود ۳/۰۲ درصد وزنی در گرانیتهای آلکالن متغیر است و دلیل آن وجود اکسیدهای آهن-تیتان به ویژه اسفن در گرانیتهای منطقه است.

#### $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{P}_2\text{O}_5$

روند تغییرات  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  نزولی بوده و علت آن را می‌توان به کاهش مقدار آپاتیت و کم شدن مشارکت آن در ساختار این کانی در سنگ‌های تفریق یافته مربوط دانست. میزان آن از حدود ۱/۰ در میکرودیوریت‌ها تا ۱/۰۱ درصد وزنی در گرانیتهای متغیر است.



شکل ۵-۸: تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل  $\text{SiO}_2$  (نمودارهای هارکر).

در مجموع روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس نشان می‌دهد که مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  با افزایش مقدار سیلیس، افزایش یافته و مقادیر اکسیدهای  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  با افزایش مقدار سیلیس کاهش می‌یابد. البته بین گروههای مختلف سنگی در همه نمودارها وقفه‌هایی دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از تفاوت در منشاء مagma ای سازنده آنها باشد. به این صورت که ممکن است نمونه‌های مافیک از یک منشاء عمیق‌تر و بخش‌های فلزیک از قسمت کم‌عمق‌تری منشاء گرفته باشند. ضمن اینکه بخش‌های فلزیک منطقه در حین تبلور خود دچار تفریق شده و آلکالی فلدسپار گرانیتها بخش‌های تفریق یافته magma ای فلزیک را تشکیل می‌دهند.

**۲-۳-۵ - کاربرد نتایج عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات**

مطالعه عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوزی مدرن بوده و توانایی آنها در تمایز کردن فرایندهای پترولوزیکی بیشتر از عناصر اصلی است. پراکندگی عناصر کمیاب را می‌توان به وسیله مدل‌های ریاضی توصیف کرد. بنابراین می‌توان فرضیه‌های پترولوزیکی را به صورت کمی مورد بررسی و آزمایش قرار داد. عناصر کمیاب اغلب به صورت گروهی بررسی می‌شوند و از تغییرات سیستماتیک رفتار آنها در درون گروه، به عنوان شاخص فرایندهای پترولوزیکی استفاده می‌شود. عناصر موجود در هر یک از گروه‌ها ویژگی‌های شیمیایی مشابه‌ای دارند و به همین دلیل پیش‌بینی می‌شود که رفتار ژئوشیمیایی مشابهی داشته باشند. البته همواره اینگونه نیست، زیرا امکان دارد فرایندهای پترولوزیکی 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 موثر 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 (شکل ۹-۵). همچنین الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، به صورت نمودارهای عنکبوتی نمایش داده می‌شود.

## الف- نمودارهای تغییرات برحی از عناصر کمیاب در مقابل تغییرات سیلیس

### (باریم) Ba

این عنصر در سنگهای آذرین کانی مستقلی تشکیل نمی‌دهد. باریم بیشتر در کانی‌های بیوتیت و فلدسپات پتاسیم یافت می‌شود و عمدتاً جانشین پتاسیم می‌گردد. باریم به طور نسبی در کانی‌های پتاسیم‌داری که ابتدا تشکیل می‌شوند، غنی‌شدگی نشان می‌دهد (میسون، ۱۹۸۲).

تغییرات باریم در مقابل سیلیس در نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، اندکی پراکندگی نشان می‌دهد که این روند می‌تواند ناشی 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.

### (روبیدیم) Rb

روبیدیم هیچ کانی خاصی را نمی‌سازد، اما در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند بیوتیت و فلدسپات‌های پتاسیک جانشین پتاسیم می‌شود. با ادامه روند تفریق، نسبت  $Rb:K$  افزایش می‌یابد (میسون، ۱۹۸۲). در نمودار  $Rb-SiO_2$ ، 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 بیوتیت و ارتوز در سنگ‌های تفریق یافته مربوط دانست.

### (استرانسیم) Sr

این عنصر در کانی‌های کلسیم‌دار به ویژه پلاژیوکلازهای کلسیک جانشین کلسیم می‌شود. همچنین می‌تواند در کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین K شود.

در نمودار  $Sr-SiO_2$  مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه، با افزایش مقدار  $SiO_2$  درصد وزنی Sr کاهش می‌یابد. زیرا در طی تفریق مagma، استرانسیم در ساختار پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بیشتر وارد می‌شود و در سنگ‌های تفریق یافته‌تر درصد آنورتیت کمتر می‌شود.

### (زیرکونیم) Zr

زیرکونیم کانی مستقل زیرکن را تشکیل می‌دهد. همچنین Zr می‌تواند در ساختار اسفن و روتیل جانشین Ti شود. زیرکن در محصولات نهایی تغذیه ماقمایی به فراوانی یافت می‌شود و احتمالاً دلیل این امر آن است که غلظت اولیه Zr در ماقما معمولاً کمتر از مقدار لازم برای تشکیل زیرکن است (میسون، ۱۹۸۲). همانگونه که در نمودار مربوطه مشخص است، مقدار Zr با افزایش  $\text{SiO}_2$  افزایش یافته و روند سعودی نشان می‌دهد.

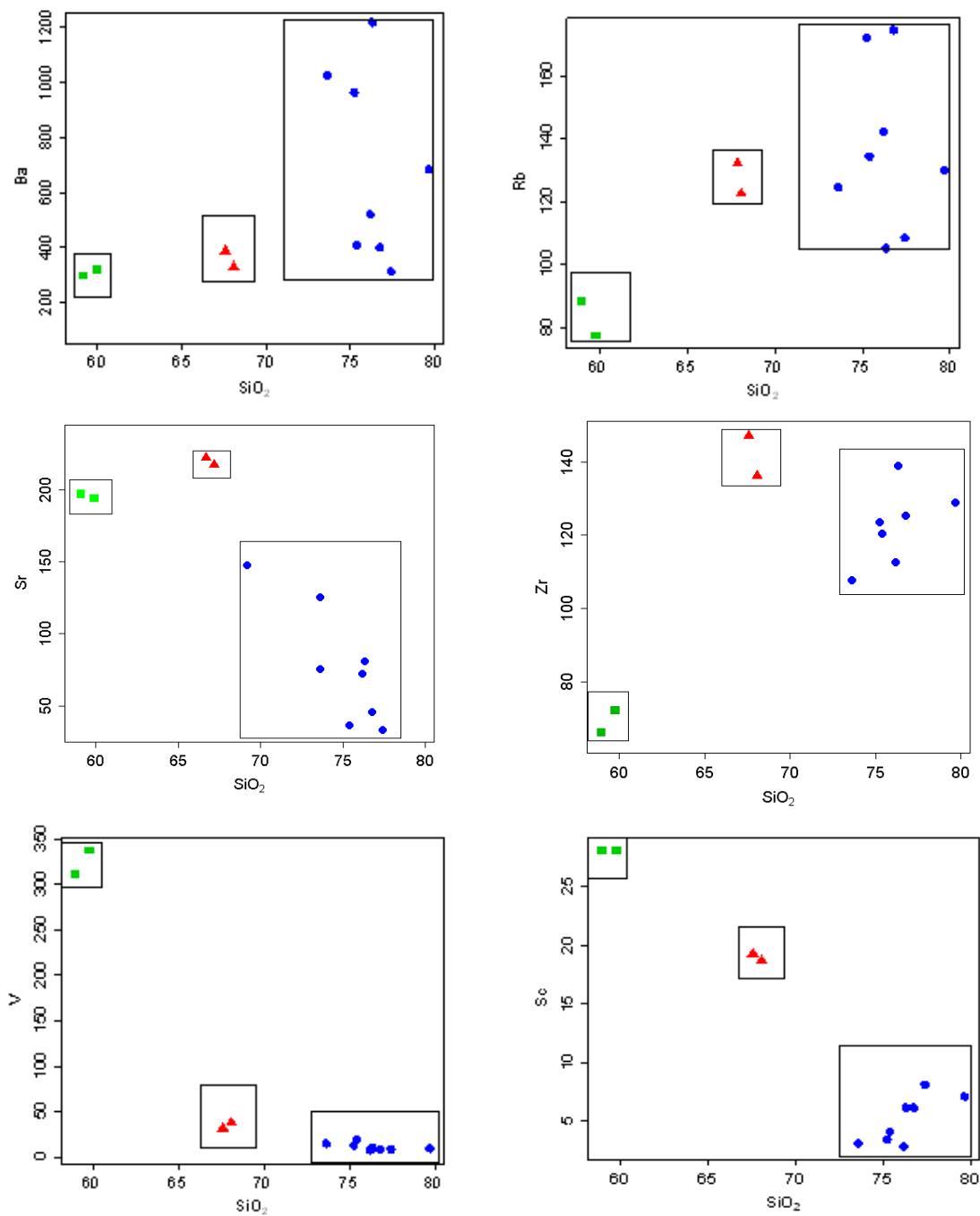
### V (وانادیوم)

وانادیوم در ماقماها احتمالاً به صورت یون سه ظرفیتی ( $\text{V}^{+3}$ ) حضور داشته و در سنگهای اژرین دار تمرکز بالایی نشان می‌دهد. اما در گرانیت‌وئیدها عمدتاً در کانی‌های مگنتیت (به خصوص مگنتیت‌های اولیه)، آمفیبیول و بیوتیت تجمع می‌یابد (میسون، ۱۹۸۲). این عنصر با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$  روند نزولی نشان می‌دهد. اختلاف درصد وزنی بین نمونه‌های میکرو‌دیوریتی و گرانیت‌ها (حدود ۷ برابر) را می‌توان با فراوانی اکسید آهن و هورنبلند در نمونه‌های مافیک توجیه کرد.

### (اسکاندیم) Sc

اسکاندیم می‌تواند در کانیهای هورنبلند و بیوتیت حضور یابد و به طور قابل توجهی در اسفن متتمرکز می‌شود (میسون، ۱۹۸۲). در نمودار  $\text{SiO}_2$  با افزایش سیلیس مقدار اسکاندیم کاهش می‌یابد که این امر با روند تغذیه سازگار است.

در همه این نمودارها همانند نمودارهای عناصر اصلی در برابر  $\text{SiO}_2$  وقفه‌های ترکیبی بین گروههای سنگی دیده می‌شود و به همین دلیل گروههای سنگی با علائمی از یگدیگر مجزا شده‌اند. همان طور که عنوان گردید، این وقفه‌ها می‌توانند ناشی از تفاوت در منشاء این سنگها باشد.



شکل ۹-۵: نمودارهای تغییرات برخی از عناصر کمیاب نمونه های مورد مطالعه در مقابل  $\text{SiO}_2$

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

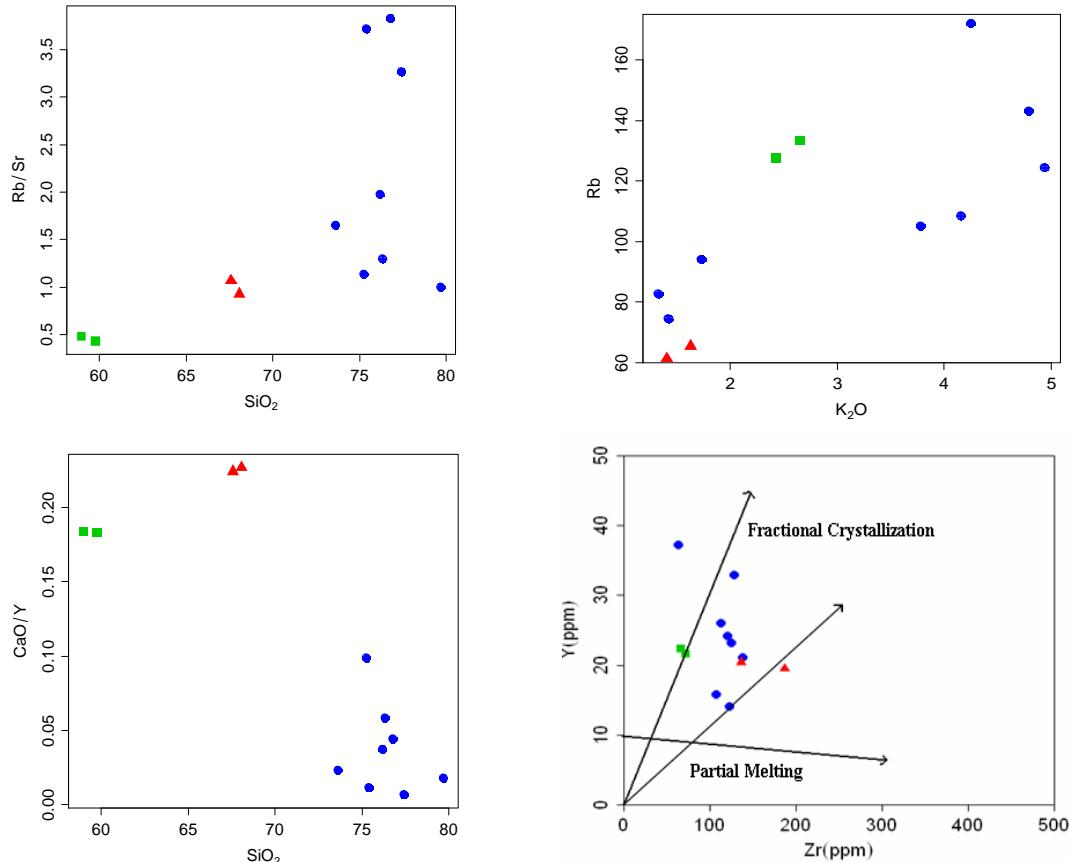
عناصر کمیاب Rb, Sr, Ba, Y, Zr و نسبتهای آنها در بررسی روندهای تغییرات کاربرد زیادی دارد. در نمونه‌های منطقه، مقادیر Rb در برابر  $K_2O$  ، نمودار Y در مقابل Zr (عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷) و نسبت Rb/Sr در برابر  $SiO_2$ ، روند افزایشی نشان می‌دهد(شکل ۵-۱۰) که می‌تواند نشان دهنده وقوع تفریق در توده‌های مورد مطالعه باشد(فرهت<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۷).

افزایش نسبت Rb/Sr و کاهش نسبت CaO/Y با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند نشان دهنده تفریق پلاژیوکلاز بوده و کاهش نسبت K/Rb ، به همراه روند صعودی Rb با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپات آلکالن در نمونه‌های مورد مطالعه باشد(محمد و همکاران، ۲۰۰۰).

## ج- نمودارهای عنکبوتی<sup>۲</sup>

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 را روی نمودارها 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 غلظت-ها در آن نسبت به مرجع کندریتی بهنجار شده است. عناصر خاکی کمیاب انحلال پذیری کمی دارند

1-Farahat  
2-Spider diagram



عبدالله و همکاران (۱۹۹۷)

شکل ۵-۱: روند تغییرات بعضی عناصر کمیاب در برابر یکدیگر برای نمونه های مورد مطالعه.

و هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی هیدروترمالی نسبتاً نامتحركند. بنابراین در سنگ های اندکی دگرسان شده می تواند ترکیب اولیه سنگ مادر دگرسان نشده را به درستی نشان دهد و الگوی آن ها قابل اعتماد می باشد. برای نمایش داده های مربوط به سنگ های گرانیتوئیدی به صورت نمودار عنکبوتی، دو روش مرسوم وجود دارد (رولینسون، ۱۹۹۳):

#### ۱) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه

گوشه اولیه ترکیب گوشه پیش از تشکیل پوسته قاره ای است که در آن ۱۹ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری نسبت به درصد کوچکی از مذاب گوشه مرتب می شوند.

## ۲) نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی

این نمودارها ممکن است بر ترکیب گوشه اولیه ترجیح داده شوند. زیرا مقادیر کندریتی، برخلاف ترکیب گوشه اولیه که برآورد می‌شود، مستقیماً اندازه گیری می‌شود. در این نمودارها نیز سازگاری از چپ به راست افزایش می‌یابد.

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

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

بر اساس این نمودار (شکل ۵-۱۱)، نمونه‌های مورد نظر نسبت به گوشه اولیه از عناصر P, Nb, Ti, Sr, Th, U غنی‌شده نشان می‌دهند. همچنین گرانیتهای در مقایسه با تهی‌شده‌ای و از عناصر Pb, K, Rb, Th غنی‌شده نشان می‌دهند. آنومالی سنگ‌های گرانودیوریتی و میکرودیوریتی تهی‌شده‌ای بیشتری از Nb, Ti, P را نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb, Ti, P می‌تواند شاخص سنگ‌های قاره‌ای و محیط‌های فرورانش پوسته‌های اقیانوسی - قاره‌ای بوده و معرف آلایش ماغما توسط بخش تحتانی پوسته قاره‌ای باشد. به علاوه غلظت Ta, Ti, 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 عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

با توجه به نمودار شکل (۵-۱۲)، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت از عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی‌شده‌ای نشان می‌دهند. همچنین گرانیتهای منطقه غنی‌شده‌ای بیشتر LREE را نسبت به میکرودیوریت‌ها نشان می‌دهند. این مسئله را می‌توان با حضور زیرکن، بیوتیت و آپاتیت در گرانیتهای مرتبط دانست. ضمن اینکه غنی‌شده‌ای LREE نسبت به

1- Sun & Mc Donald

2-Nakamora

HREE معمولاً<sup>۱</sup> به عنوان ویژگی شاخص ماغماتیسم زون فرورانش شناخته می‌شود(وینتر، ۲۰۰۱).

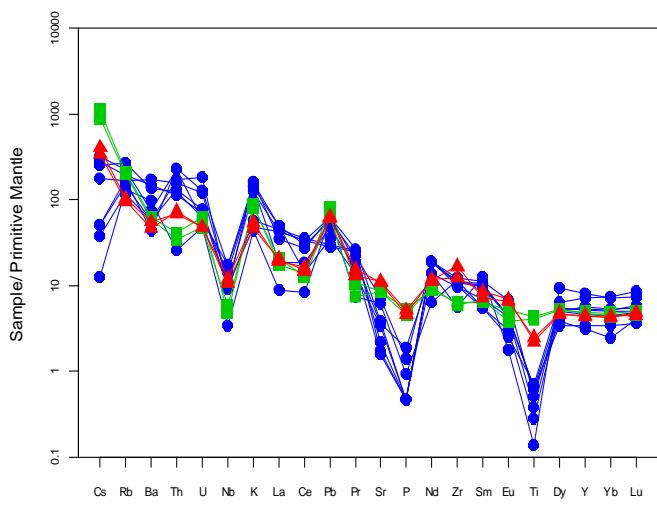
همچنین به دلیل اینکه عناصر کمیاب خاکی سنگین در طی ذوب بخشی، در ناحیه منشأ باقی می‌مانند، در ماقماں حاصل از ذوب بخشی تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

آنومالی منفی Eu، در بعضی نمونه‌های تفریق یافته دیده می‌شود که عمدتاً توسط فلدسپاتها کنترل می‌شود، زیرا Eu<sup>2+</sup> در پلازیوکلاز و فلدسپات آلکالن عنصری سازگار محسوب می‌شود. بنابراین خارج شدن فلدسپات از یک مذاب فلزیک، باعث آنومالی منفی Eu می‌شود. در نمونه‌های گرانوڈیوریتی مورد مطالعه، آنومالی مثبت اندکی نسبت به سنگهای گرانیتی دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل میزان پلازیوکلاز بالاتر آنها باشد(رولینسون، ۱۹۹۳).

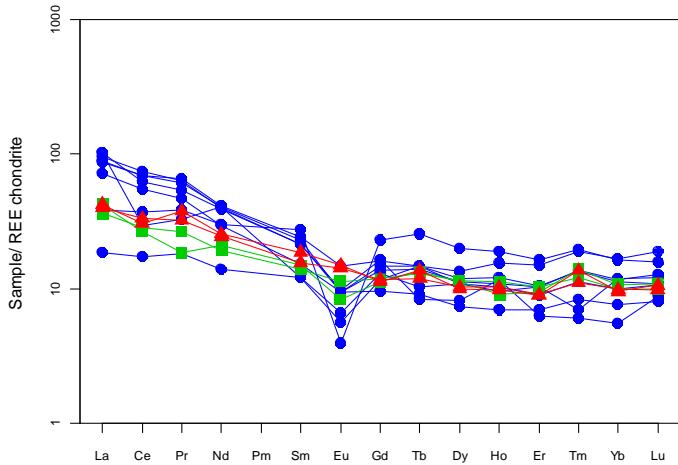
#### - نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت(تامپسون، ۱۹۸۲،<sup>۲</sup>)

در این نمودار(شکل ۱۳-۵) نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت، از عناصر P, Sr, Ta, Nb, Ti تهی‌شدگی و از عناصر Rb, K, Th, La, Ce, Nd غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE شاخصه گرانیتهای قوس آتشفسانی است که توسط فرایندهای مربوط به زون فرورانش تشکیل می‌شوند(محمد و همکاران، ۲۰۰۰). ماقماهای حاصل از زون فرورانش دارای مقادیر پایینی از HFSE هستند که ناشی از باقی ماندن این عناصر در فازهای دیرگداز منشأ و عدم مشارکت آنها در مذاب حاصل می‌باشد. همچنین مقادیر بالای K, Rb, Th و مقادیر پایین Sr, P, Ti نشان می‌دهد که ماقماهای سازنده سنگها توسط مواد پوسته‌ای آلایش یافته است(هریس،<sup>۳</sup> همکاران، ۱۹۸۶؛ چاپل و وايت، ۱۹۹۲). از طرفی مقادیر عناصر Ta, Ti, Nb و Ti, Nb توسط کانیهایی مانند ایلمنیت، روتیل و اسفن، مقدار P توسط آپاتیت و Sr به وسیله پلازیوکلاز کنترل می‌شود.

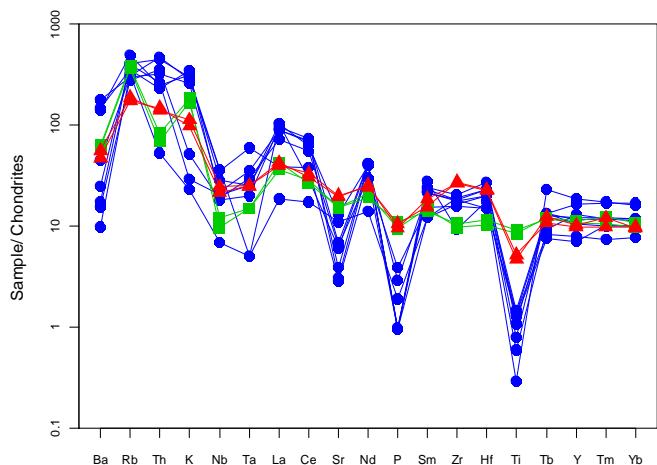
1- Winter  
2-Thompson  
3-Harris



شکل ۱۱-۵: نمودار عنکبوتوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشه اولیه (سان و مک دونالد، ۱۹۸۹) برای نمونه های مورد مطالعه.



شکل ۱۲-۵: نمودار عنکبوتوی عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه های مورد مطالعه.



شکل ۱۳-۵: نمودار عنکبوتوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه های مورد مطالعه.

## ۴-۵- پترولوزی

### ۴-۵-۱- سری‌های ماغمایی

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

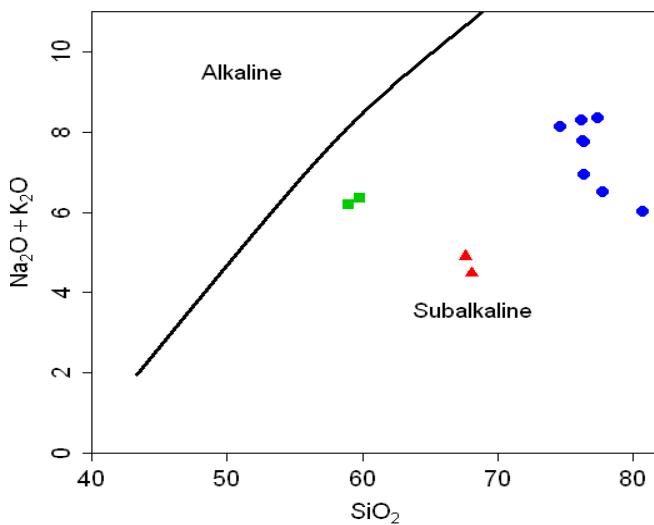
#### الف- نمودار $\text{SiO}_2$ در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$

در این نمودارها مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  بر روی محور قائم و مقدار  $\text{SiO}_2$  بر روی محور افقی قرار می‌گیرد. درون نمودارها، محدوده سری‌های ماغمایی مختلف به وسیله خطوط منحنی یا مستقیم از یکدیگر جدا شده است. این نمودارها توسط افراد مختلف و با اشکال متفاوت ارائه شده‌اند. برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار ایروین و باراگار<sup>۱</sup> (۱۹۷۱) استفاده شده است(شکل ۱۴-۵). با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو ساب آلکالن قرار می‌گیرد.

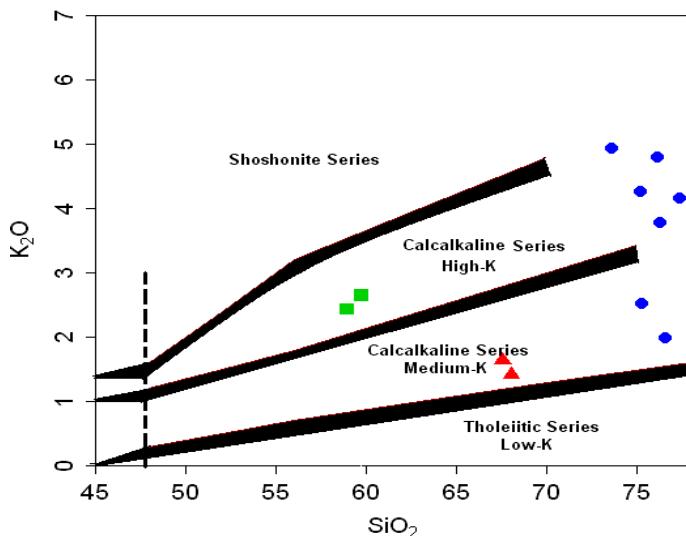
#### ب- نمودار $\text{K}_2\text{O}$ در برابر $\text{SiO}_2$ (ریکوود<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹)

در این نمودار ۴ سری تولئیتی، کالکوآلکالن با پتابسیم متوسط، کالکوآلکالن با پتابسیم بالا و شوشونیتی از یکدیگر مجزا شده‌اند. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن با پتابسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند(شکل ۱۵-۵).

1-Irvine & Baragar  
2-Rickwood



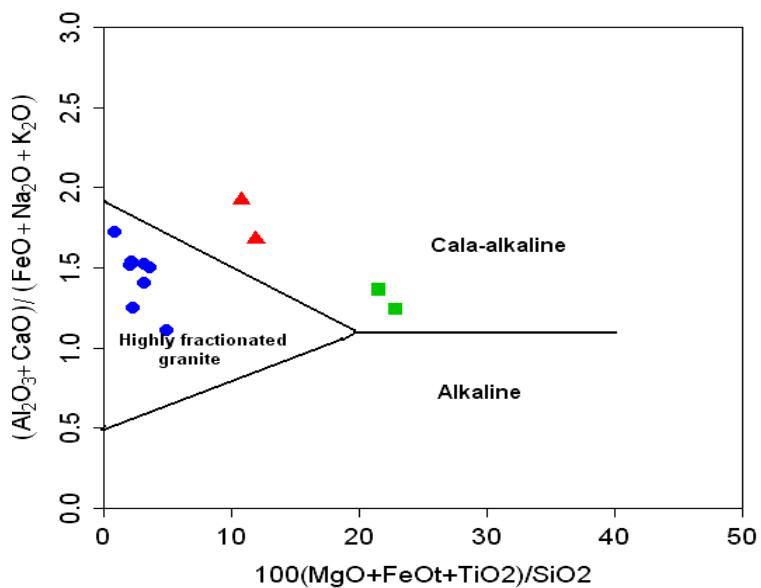
شکل ۱۴-۵: نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  برای نمونه های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.



شکل ۱۵: نمودار  $\text{K}_2\text{O}$  در برابر  $\text{SiO}_2$  (ریکوود ۱۹۸۹) برای نمونه های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

### ج- نمودار سیلوستر<sup>۱</sup>(۱۹۸۹)

در این نمودار مقدار پارامتر  $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{CaO})/(\text{FeO_t}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  در محور قائم و مقدار  $100(\text{MgO}+\text{FeO_t}+\text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$  در محور افقی رسم می شود(شکل ۱۶-۵). این نمودار گرانیت های شدیداً تفریق یافته را از گرانیت های کالکوآلکالن و آلکالن جدا می کند. بر اساس این نمودار نمونه های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده های کالکوآلکالن و گرانیت های تفریق یافته قرار می گیرند.

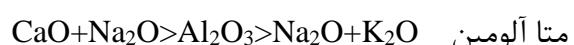
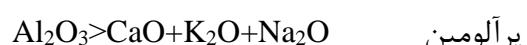


شکل ۱۶-۵: نمودار سیلوستر (۱۹۸۹) برای نمونه های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

#### ۲-۴-۵- درجه اشباع آلومین (ASI)<sup>۱</sup> نمونه های مورد مطالعه

به اعتقاد هیندمان<sup>۲</sup> (۱۹۸۵) سنگهای آذرین از نظر درجه اشباع آلومین، به چهار دسته پرآلومین، متاآلومین، سابآلومین و پرآلکالن تقسیم می شوند. این طبقه بندی بر اساس مقادیر مولکولی

CaO,K<sub>2</sub>O,Na<sub>2</sub>O,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> استوار بوده و به صورت زیر تعریف می شود:



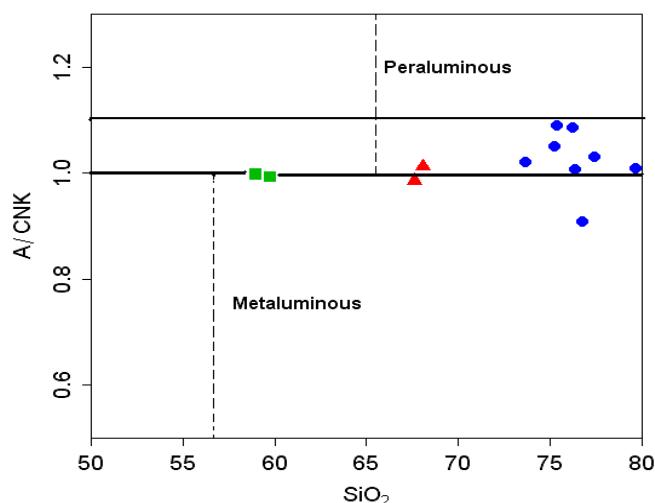
نمودارهای مختلفی برای این رده بندی وجود دارد که مهم ترین آنها به شرح زیر می باشد:

1 - Aluminum Saturation Index(ASI)

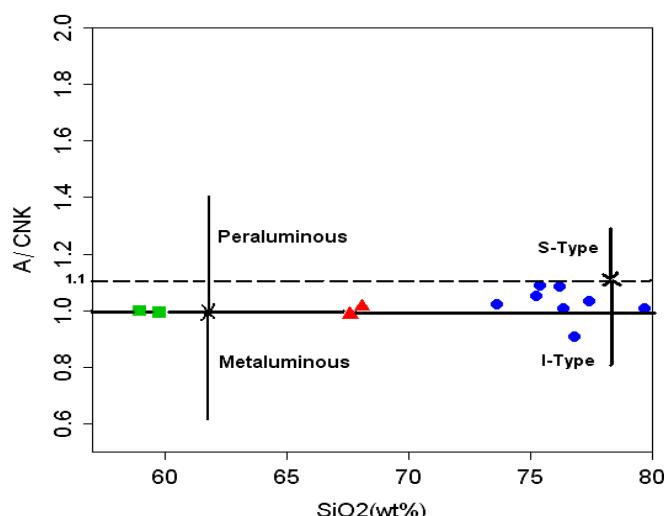
2-Hyndmann

### الف- نمودار A/CNK-SiO<sub>2</sub> (چاپل و وايت، ۱۹۷۴)

در اين نمودار نسبت مولکولي SiO<sub>2</sub> در مقابل درصد Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O ترسیم می شود. مطابق اين نمودار نمونه های مورد مطالعه ، در محدوده های پرآلومین تا اندکی متآلومین قرار می گيرند. اين وضعیت می تواند به دلیل ذوب بخشی پوسته تحتانی در جريان تشکیل مagma سازنده گرانیتها باشد(ناگودی<sup>1</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). کلارک(۱۹۹۲) نیز نمودار مشابهی را ارائه داده است(اشکال ۱۷-۵ و ۱۸-۵).



شکل ۱۷-۵: نمودار A/CNK-SiO<sub>2</sub> (چاپل و وايت، ۱۹۷۴) برای نمونه های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

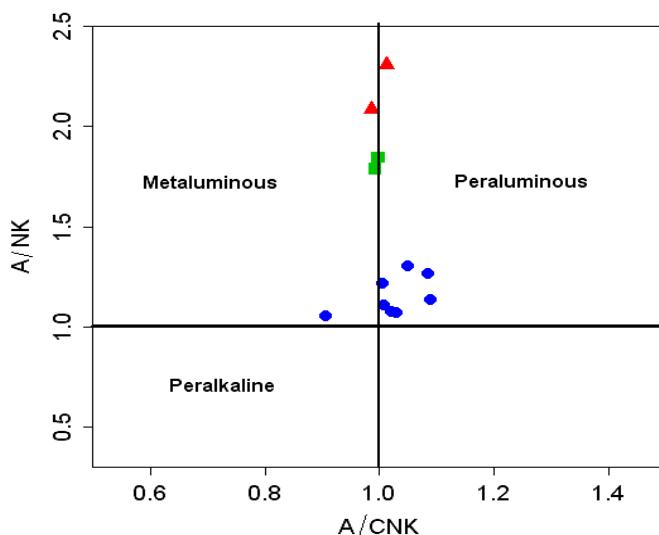


شکل ۱۸-۵: نمودار A/CNK-SiO<sub>2</sub> (کلارک، ۱۹۹۲) برای نمونه های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

1-Nagudi  
2-Maniar & Piccoli

## ب- نمودار A/CNK-A/NK (مانیار و پیکولی<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹)

در این نمودار تغییرات نسبت مولکولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل نسبت مولکولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  ترسیم می‌گردد و در آن محدوده‌های متاآلومین، پرآلومین و پرآلکالن از هم مجزا شده‌اند. با توجه به نمودار شکل(۱۹-۵)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قلمروهای پرآلومین تا متاآلومین قرار می‌گیرند.



شکل ۱۹-۵: نمودار A/CNK-A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

با توجه به نمودارهای تعیین سری ماگمایی که در آنها تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکالن واقع می‌شوند، می‌توان چنین بیان کرد که توده جنوب غرب میامی احتمالاً در یک زون فرورانش تشکیل شده است. زیرا مطالعات انجام شده در خصوص پراکندگی سنگهای کالکوآلکالن در نقاط مختلف دنیا نشان می‌دهد که این سنگها عمدتاً در کمربندهای ماگمایی منطبق بر زون فرورانش، تشکیل می‌شوند (کریم‌پور، ۱۳۷۷).

از نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین نیز می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌های منطقه از دو منشاء جداگانه گوشه‌ای و پوسته‌ای تشکیل شده‌اند، به طوری که بخش‌های مافیک و گرانودیوریت‌ها بیشتر به سمت متالومین تمایل دارند و بنابراین احتمالاً از ذوب بخشی ورقه فرورونده اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای تشکیل شده‌اند و گرانیت‌های منطقه عمدتاً در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند که می‌تواند حاکی از منشاء پوسته‌ای آنها باشد.

#### ۵-۵- خلاصه مطالعه فصل پنجم

در فصلی که گذشت، با تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی مربوط به نمونه‌های گرانیت‌وئیدی منطقه جنوب غرب میامی و بررسی این نتایج بر روی نمودارهای مختلف، نتایجی به شرح زیر به دست آمد:

۱) رده‌بندی گرانیت‌وئیدهای مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای طبقه بندی نورماتیو و شیمیایی سنگها، نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیت، آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند.

۲) روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس نشان می‌دهد که مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  با افزایش مقدار سیلیس، افزایش و مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}, \text{MgO}, \text{MnO}, \text{P}_2\text{O}_5, \text{TiO}_2$  با افزایش مقدار سیلیس کاهش می‌یابد. از طرفی وجود وقفه‌های ترکیبی بین گروههای سنگی مختلف می‌تواند حاکی از منشاء متفاوت آنها باشد. در نمونه‌های گرانیتی به دلیل وجود طیف ترکیبی گرانیت تا آلکالی گرانیت می‌توان وقوع تفریق در تشکیل آنها را محتمل دانست.

۳) تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهد که مقادیر  $\text{Ba}, \text{Rb}, \text{Zr}$  با افزایش مقدار سیلیس افزایش یافته و بر عکس مقادیر  $\text{Sr}, \text{V}, \text{Sc}$  با افزایش مقدار سیلیس کاهش می‌یابد.

۴) کاهش مقادیر  $\text{V}, \text{P}_2\text{O}_5, \text{TiO}_2$  از میکرودیوریت‌ها به سمت گرانیت‌های آلکالن با پیشرفت فرایند تفریق می‌تواند نشان دهنده کاهش تبلور فازهای فرعی مانند روتیل، آپاتیت و اسفن باشد.

(۵) افزایش نسبت Rb/Sr و کاهش نسبت CaO/Y با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند نشان‌دهنده تفریق پلاژیوکلاز بوده و کاهش نسبت K/Rb به همراه افزایش Rb با افزایش مقدار Zr سیلیس می‌تواند بیانگر تفریق فلدسپات آلکالن در نمونه‌های مورد مطالعه باشد. نمودار Y در مقابل Zr نیز نشان دهنده وقوع تفریق در توده‌های مورد مطالعه است.

(۶) بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشه نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد نظر نسبت به گوشه اولیه از عناصر Pb, K, Rb, Th, U تهی شدگی و از عناصر Ti, P, Nb غنی شدگی نشان می‌دهند. همچنین گرانیتها در مقایسه با گرانودیوریتها و میکرودیوریتها تهی شدگی بیشتر Nb, Ti, P را نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb, Ti و Ta توسط کانیهایی مانند ایلمنیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود. از طرفی مقادیر عناصر Ti, Nb, Ta و Eu توسط کانیهایی مانند گرانات، گرانودیوریت، گراناتیت و گراناتیوکلریت می‌باشد. این کانیها در مذاب حاصل از ذوب بخشی وارد نمی‌شوند و در بخش منشأ باقی می‌مانند.

(۷) با بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها مشاهده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت از عناصر کمیاب خاکی سبک در مقایسه با عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی شدگی نشان می‌دهند که این ویژگی، از مشخصه‌های ماغماتیسم زون فروراش است.

(۸) آنومالی منفی Eu، در اکثر نمونه‌ها دیده می‌شود که عمدتاً توسط فلدسپات‌ها کنترل می‌شود. زیرا Eu<sup>2+</sup> در پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن عنصری سازگار محسوب می‌شود. در واقع سنگی که دارای پلاژیوکلاز بیشتری باشد، میزان Eu<sup>2+</sup> بالاتر داشته و آنومالی مثبت این عنصر را نشان می‌دهد. بنابراین خارج شدن فلدسپات از یک مذاب فلزیک، باعث آنومالی منفی Eu می‌شود. در نمونه‌های گرانودیوریتی مورد مطالعه، آنومالی مثبت اندکی نسبت به نمونه‌های گرانیتی دیده می‌شود که می‌تواند به دلیل میزان پلاژیوکلاز بالاتر آنها باشد.

(۹) در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت، از عناصر Sr, Nd, Ce, La, Th, K, Rb، تهی شدگی و از عناصر Ti, P, Nb, Ta، میزان

غنى شدگى نشان مى دهند. مقادير بالاي Rb,Th, K و مقادير پايبين Sr,P,Ti با مذابهای مرتبط با پوسته سازگار است و نشان مى دهد که مواد پوستهای در طی تحول ماغما آلايش ايجاد نموده است.

۱۰) نمونه های مورد مطالعه در نمودارهای پترولوجیکی دارای روند کالکوالکالن می باشد و بنابراین شاخص زون فرورانش است. همچنین از نظر شاخص ASI در محدوده گرانیتوئیدهای پرآلومین تا اندکی متاآلومین قرار می گیرند که حاکی از منشاء جداگانه گوشتهای و پوستهای برای آنهاست.

## **فصل ششم**

# **منشاء و جایگاه تکتونیکی**

## ۱-۱- مقدمه

در نیمه دهه پنجاه، زمین‌شناسان متخصص گرانیت طرفدار دو مکتب فکری بودند و از ایده‌های بسیار متفاوتی که قبل از قرن نوزدهم شکل گرفته بود، حمایت می‌کردند و هرچندگاه یک بار بحث و جدل‌هایی بین این گروه‌ها در می‌گرفت. ماقماتیست‌ها معتقد بودند که گرانیت‌ها از تبلور ماقمایی که دائمًا در درون زمین تشکیل می‌گردد، به وجود می‌آیند. اما ترانسفورمیست‌ها طرفدار نگرشی بودند که گرانیتها را محصول تغییر و تحول سنگ‌های از قبیل موجود، می‌دانستند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

در مورد منشاء توده‌های نفوذی بزرگ، مطالعات زیادی انجام گرفته و امروزه به نظر می‌رسد که این مسئله تقریباً حل شده است و ماقمایی بودن آن قابل قبول است. اما این سوال باقی می‌ماند که منشأ و ماده اولیه این ماقماها چیست؟ در ادامه بحثی را دنبال می‌کنیم که منشاء توده‌های مورد مطالعه و محیط تکتونیکی آنها را تعیین می‌نماید.

در طی دو دهه اخیر، 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 (۱۹۷۴) انجام شده که گرانیتوئیدها را به دو نوع I و S 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>۱</sup> (۱۹۷۷) گرانیتوئیدها را بر اساس وجود کانی‌های اکسید آهن – تیتانیم به سری مگنتیت و سری ایلمنیت تقسیم نمود. وی فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل مگنتیت و ایلمنیت می‌داند و معتقد است که در گوشته فوکانی یا پوسته زیرین به دلیل کمبود مواد کربنی جهت انجام واکنش با اکسیژن، ماقماهای حاصل از این اعماق فوگاسیته اکسیژن بالایی داشته و در

نتیجه نسبت  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  در این ماقماها 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  پائین و شرایط برای تشکیل ایلمنیت فراهم می‌گردد (درویش زاده و آسیابانه، 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 گرانیتها سری مگنتیت با گرانیتهای نوع I قابل مقایسه هستند، اما گرانیتها سری ایلمنیت می‌توانند هم به نوع I و هم به گرانیتهای نوع S متعلق باشند.

علاوه بر گرانیتها کوهزایی، گرانیتها غیر کوهزایی هم در مناطق قاره‌ای و هم اقیانوسی حضور دارند. تشابهات گرانیتها غیر کوهزایی جایگزین شده در هر دو محیط مذکور حاکی از این است که ماهیت پوسته دخالتی در ویژگی‌های آن‌ها ندارد. در نتیجه باید در اعماق گوشه به دنبال منشاء آنها بود. لذا، موضوع دیگری که در رابطه با منشاء این سنگها مطرح می‌شود آن است که آنها می‌توانند دارای منشاء گوشه‌ای 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 کردند که C گرانیتوئیدها پوسته‌ای و قاره‌ای را شامل می‌شود و M گرانیتوئیدها دارای منشاء گوشه‌ای و اختلاط یافته را در بر می‌گیرد. این رده‌بندهای برای پوشش دادن ویژگی‌های سیستم‌های طبیعی کافی نیستند. سیستم S و I اولیه با افزودن نوع A یعنی گرانیتها غیر کوهزایی آلکالن و نوع M یعنی گرانیتها مافیک دارای منشاء گوشه‌ای مورد تجدید نظر قرار گرفتند و به سیستم S-I-M-A تبدیل گردیدند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

---

1-Takahashi  
2 - Didier

## ۶-۲- ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و I

همان گونه 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 گرانیتها نوع S و I توسط افراد مختلفی دسته‌بندی شده است (چاپل، ۱۹۸۲؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ هیندمان، ۱۹۹۲؛ کلارک، ۱۹۸۵) و به طور خلاصه در جدول (۱-۶) آورده شده است.

## ۶-۳- تعیین خاستگاه ماقمایی گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه

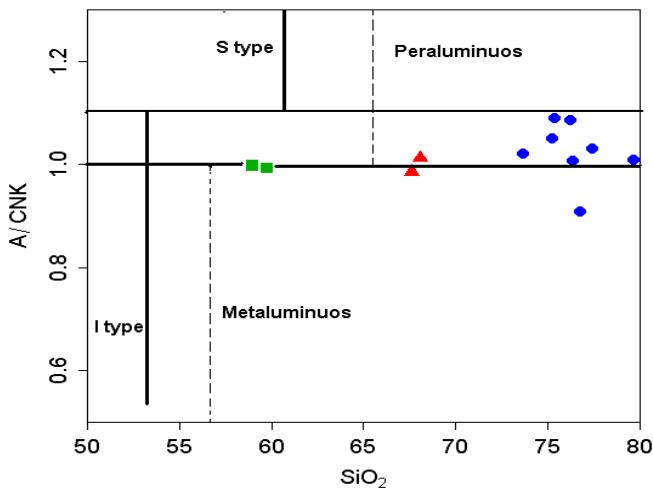
همان طور که عنوان گردید، افراد مختلف گرانیتها را از نظر خاستگاه ماقمایی به صورت‌های مختلفی دسته‌بندی کرده‌اند. اما پر استفاده‌ترین روش، تقسیم گرانیتها به انواع S و I می‌باشد. در ادامه این بخش خاستگاه ماقمایی سنگ‌های گرانیتی منطقه را با استفاده از نمودارهای مناسب تعیین می‌کنیم.

### الف- نمودار $\text{SiO}_2 - \text{A/CNK}$ (چاپل و وايت، ۱۹۸۳)

در این نمودار که نسبت مولی  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در محور  $\text{SiO}_2$  و درصد  $\text{SiO}_2$  در محور افقی رسم می‌شود، گرانیتوئیدهای نوع I و  $\text{A/CNK} = 1/1$  توسط خط  $\text{S}$  از یکدیگر جدا می‌شوند. بر اساس این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده نوع I قرار می‌گیرند و اندکی متمایل به سمت S هستند. این بخش از نمونه‌ها که دارای ماهیت پرآلومین نیز می‌باشند، احتمالاً از ذوب بخشی پوسته تحتانی و یا رسوبات موجود در محل فرورانش تشکیل شده‌اند (شکل ۱-۶).

جدول ۱-۶: اختصاصات عمده گرانیت های نوع S و I (چاپل، ۱۹۸۲؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۵؛ هیندمان، ۱۹۹۲) و مقایسه آن با نمونه های مورد مطالعه

| نوع S  | نوع I   | اختلافات گرانیتوئیدهای مورد مطالعه                      |
|--|---|---|
| توده در جازا، کوچک و گاهی همراه با میگماتیت  | توده های نفوذی بزرگ و جابجا شده، همراه با ولکانیسم  | به صورت توده متوسط                                      |
| محدود به گرانیتهای لوکوکراتیک است.   | همراهی سنگهای مختلف دیوریت، گرانیت، گرانودیوریت   | دارای انواع گرانیت، گرانودیوریت و دایک های میکرودیوریتی |
| بدون هورنبلند و یا بسیار کم و نادر و بیشتر دارای بیوتیت است.                                   | محتوی هورنبلند و گاهی پیروکسن اورالیتیزه. بیوتیت ها دارای چندرنگی کاهی تا شکلاتی است.         | هورنبلند به مقدار کم و بیوتیتهای دگرسان شده             |
| مسکویت به صورت اولیه به همراه بیوتیت وجود دارد.  | مسکویت به صورت ثانویه وجود دارد.  | حاوی مسکویت های ثانویه حاصل از دگرسانی                  |
| وجود کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت و سیلیکات های آلومین                                       | عدم وجود کردیریت، گارنت و سیلیکات های آلومین  | فاقد گارنت و سیلیکات های آلومین                         |
| اسfen فقط به صورت ثانویه دیده می شود.  | اسfen کانی فرعی عادی است.   | در اغلب نمونه ها اسفن وجود دارد.                        |
| کانسارسازی قلع تیپ گریزن و ولفرامیت  | کانسارسازی مس و مولیبدن   | کانه زایی خاصی در آنها صورت نگرفته است.                 |
| احتمال وجود انکلاوهای میکادار(میکاشیست گنیس و غیره)  | احتمال وجود انکلاوهای بازیک و هورنبلند دار در آنها  | فاقد انکلاو   |
| % ۷۵ تا ۶۵   | % ۷۶ تا ۵۳  | تغییرات $\text{SiO}_2$                                  |
| درصد $\text{Na}_2\text{O} < 2.2$ در سنگهای مافیک تا $\text{K}_2\text{O} < 3.2$ در سنگهای فلزیک | در $\text{Na}_2\text{O} > 2.2$ در سنگهای مافیک تا $\text{Na}_2\text{O} > 3.2$ در سنگهای فلزیک | تغییرات $\text{Na}_2\text{O}$ بین ۳ تا ۶/۵ %            |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_t > 0.3$   | $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_t > 0.2$  | $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_t < 0.2$              |
| در نورم بیش از ۱٪ کرندوم دارند.  | در نورم کمتر از ۱٪ کرندوم و یا دارای دیوپسید  | در نورم فاقد کرونده هستند.                              |
| نسبت A/CNK>1.1   | A/CNK<1.1   | نسبت A/CNK بین ۰/۹ تا ۱/۱                               |
| نسبت استرانسیم رادیوژنیک بالا  | نسبت استرانسیم رادیوژنیک پایین  | -----   |



شکل ۶-۱: نمودار  $A/CNK-SiO_2$  (چاپل وايت، ۱۹۸۳) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن. علاوه در تمام نمودارهای این فصل یکسان و مشابه شکل (۱-۵) می باشد.

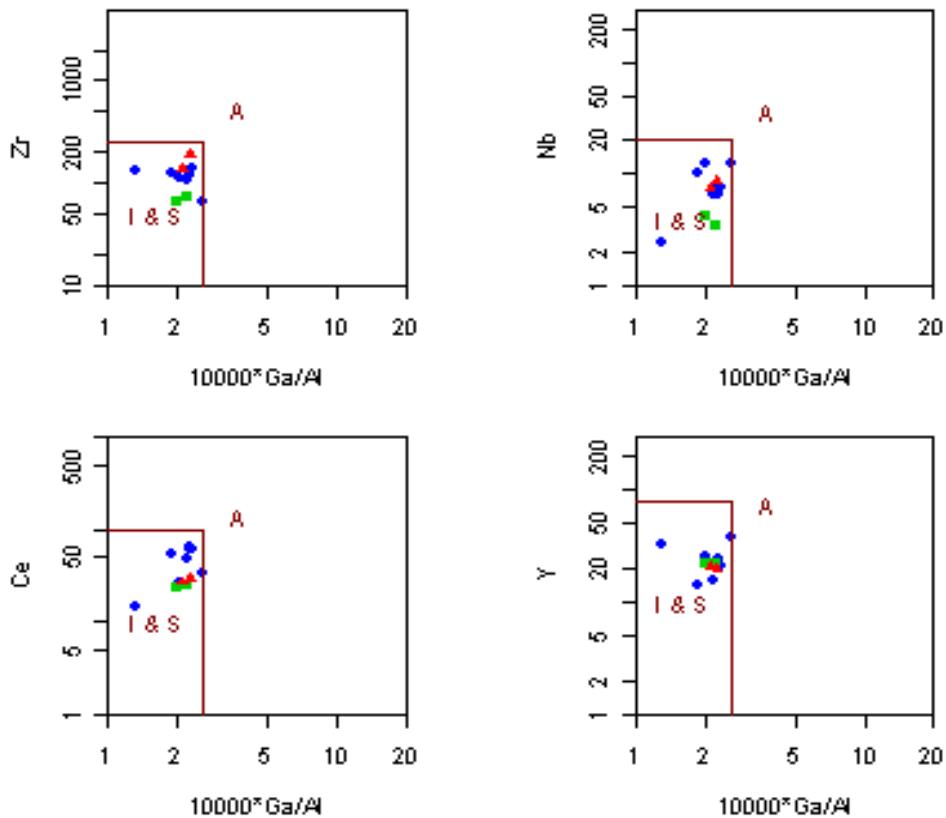
### ب- نمودارهای والن<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۷)

در این نمودارها (شکل ۶-۲) نسبت  $10000^{*}Ga/Al$  در مقابل بعضی از عناصر کمیاب مانند Zr,Nb,Ce,Y رسم می شود و گرانیتوئیدهای نوع S و I را از گرانیتوئیدهای نوع A جدا می کند. بر اساس این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S و I قرار می گیرند.

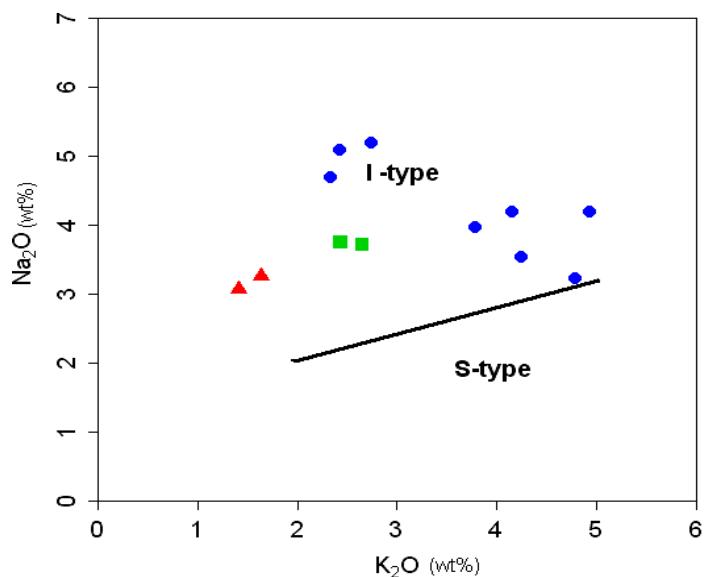
### ج- نمودار $Na_2O-K_2O$ (چاپل و وايت، ۲۰۰۱)

در این نمودار درصد وزنی  $K_2O$  برای نمونه های مورد مطالعه رسم می شود. با استفاده از این نمودار نیز می توان گرانیت های نوع I و S را از هم تفکیک نمود. مطابق این نمودار گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرند. اما بسیاری از آنها که دارای ماهیت پرآلومین نیز هستند به سمت گرانیتهای نوع S تمایل دارند و احتمالاً حاکی از منشاء پوسته ای آنها می باشد(شکل ۶-۳).

۱- Whalen



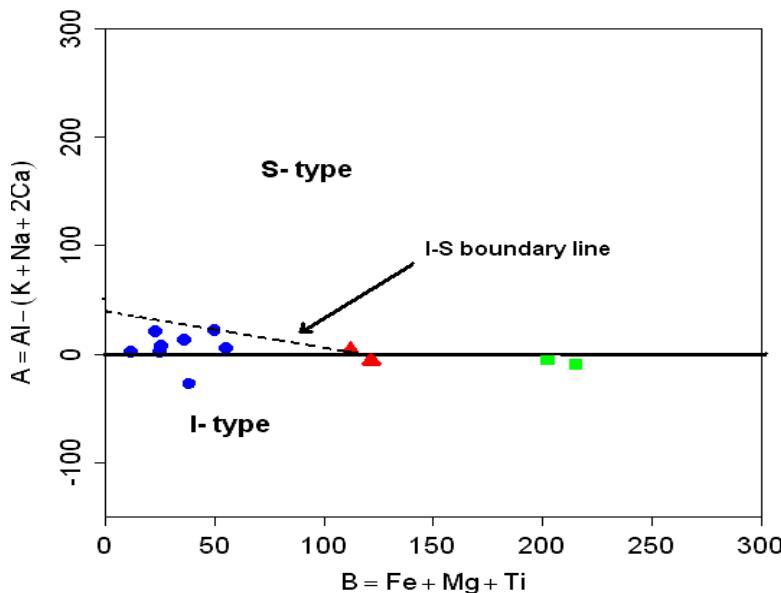
شکل ۶-۲: نمودار والن و همکاران (۱۹۸۷) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I از گرانیتوئیدهای نوع A و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۶-۳: نمودار A/CNK- $\text{SiO}_2$  (چاپل وايت، ۲۰۰۱) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

## د- نمودار ویلاسکا<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۸)

در این نمودار بر اساس نسبت‌های کاتیونی عناصر، دو پارامتر  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$  در محور قائم و  $B = Fe + Mg + Ti$  در محور افقی تعریف می‌شوند و با استفاده از آن می‌توان گرانیتوئیدهای نوع I و S را از هم تفکیک نمود. مطابق این نمودار (شکل ۶-۴) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده مرزی I و S قرار می‌گیرند که احتمالاً حاکی از منشاء گرفتن نمونه‌های فلزیک از ذوب بخشی پوسته تحتانی می‌باشد.



شکل ۶-۴: نمودار ویلاسکا و همکاران (۱۹۹۸) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

با توجه به نمودارهای پترولوژیکی مختلف، مشخص شد که بخش محدودی از گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی در محدوده گرانیتهای نوع I قرار می‌گیرند. اما بسیاری از نمونه‌ها که دارای ماهیت پرآلومین نیز هستند، در محدوده مرزی نوع I و S و با تمایل بیشتری به سمت S واقع می‌شوند. بنابراین گرانیتوئیدهای مورد مطالعه احتمالاً دارای دو منشاء جداگانه گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند.

همانطور که در فصل گذشته نیز اشاره گردید، وجود وقفه‌های ترکیبی بین گروههای سنگی منطقه نیز منشاء مجزای آنها را تأیید می‌نمود.

#### ۶-۴- 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 گوشه‌ای یا ذوب پوسته اقیانوسی در محیط‌های فرورانش باشند(ساجونا<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۶).

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

ج- 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 آلایش یافته‌اند، تشکیل می- شوند(اسماعیلی، ۱۳۸۰).

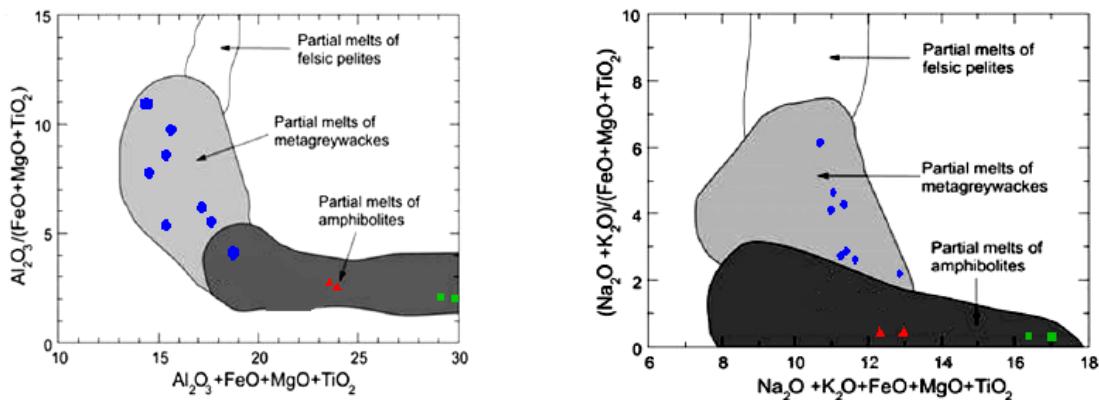
با توجه به شواهد تکتونیکی و صحرایی منطقه و نیز خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه مانند ماهیت پرآلومین آنها، تمایل نمونه‌ها به سمت گرانیتهاي نوع S، فراوانی عناصر کمیاب Ce و نیز تهی شدن از Rb, Th, U, K, La, Pb, Sr, Nb, Ta, Ti, P در نمودارهای عنکبوتی، که شاخصه مذاب- های پوسته‌ای بوده و نقش آلایش پوسته را در تحول ماقما نشان می‌دهد(تیلور و مک لنان<sup>۳</sup>، ۱۹۸۵؛ هریس و همکاران، ۱۹۸۶؛ چاپل و وايت، ۱۹۹۲)، و همچنین بیانگر ارتباط ماقماتیسم منطقه با زون فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است(وینتر، ۲۰۰۱)، می‌توان یک منشاء درون پوسته‌ای را برای گرانیت‌وئیدهای جنوب غرب میامی در نظر گرفت که در آن مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی در پوسته زیرین جایگزین شده و گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم نموده است. سپس

1-Sajona

2-Zhang

3-Taylor & McLennan

ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین، متحمل تفريق شده و سنگهای گرانیتoidی فلسيک منطقه(گرانیتها و آلكالى گرانیتها) را تشکيل داده است. سنگهای مافيک منطقه(دایكهاي میکروديوريتی و گرانودیوريتی) احتمالاً از ماگمای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقيانوسی و گوه گوشته‌ای بالای آن تشکيل شده‌اند. وجود هورنبلند فراوان، پلی‌کروئیسم کاهی تا شکلاتی بیوتیت و ماھیت متاآلومین و قرار گرفتن اين نمونه‌ها در قلمرو گرانیتهاي نوع I، بيانگر منشاء گوشته‌اي آنها می‌باشد. نمودارهای تعیین منشاء پاتينو دوس<sup>1</sup> (۱۹۹۹) در شکل(۶-۵) اين مطلب را تأييد می‌کند.



شکل ۶-۵: نمودارهای تعیین منشاء گرانیتها (پاتينو دوس، ۱۹۹۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها.

#### ۶-۵- ردی بندی گرانیتoidها بر اساس محیط تکتونیکی

اندیشه تشخیص ماگماهای متعلق به محیط‌های تکتونیکی مختلف با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی را می‌توان به پیرس و کان<sup>۲</sup> (۱۹۷۱ و ۱۹۷۳) نسبت داد. این دو نمودارهای معروف به نمودارهای تمایزی تکتونو-ماگمایی را تهیه کردند. کار اولیه این دو باعث شد ارائه مقاله‌هایی درباره ارتباط بین سنگ‌ها و محیط تکتونیکی آنها به سرعت پیشرفت کند.

1 -Patino Douce  
2-Pearce & Cann

در تهیه نمودارهای تمایزی باید از عناصری استفاده نمود که نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نباشند و بتوان آنها را حتی در غلظت‌های پایین و با روش‌های ساده و با دقت خوب اندازه گیری 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 کوهزاوی و غیر کوهزاوی و هفت گروه به صورت زیر تقسیم بندی کرده‌اند (رمضانی، ۱۳۸۳):

- ۱- گرانیت‌وئیدهای جزایر قوسی (IAG)
- ۲- گرانیت‌وئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)
- ۳- گرانیت‌وئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)
- ۴- گرانیت‌وئیدهای پس از کوهزاوی (POG)
- ۵- گرانیت‌وئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)
- ۶- گرانیت‌وئیدهای مربوط به بالازدگی خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG)
- ۷- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

#### الف- سری کوهزاوی

هر واقعه کوهزاوی عموماً با دگرشکلی، پلوتونیسم و گاه دگرگونی همراه است. در مراحل مختلف حوادث کوهزاوی امکان وقوع مagmaزایی و پلوتونیسم وجود دارد. گرانیت‌وئیدهایی که در حین فرایندهای کوهزاوی 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 مagmaی سازنده آنها از نوع کالکو آلکالن کم پتابسیم (ترونجمیتی) می‌باشد.

- گرانیتیوئیدهای قوس قاره‌ای (*CAG*)

این نوع از گرانیتیوئیدها در نتیجه فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر یک صفحه قاره‌ای و در حاشیه‌های فعال قاره‌ای به وجود آمده و ماجمای مولد آن‌ها کالکوآلکالن پتابسیم متوسط (گرانودیوریتی) می‌باشد.

- گرانیتیوئیدهای برخورد قاره‌ای (*CCG*)

چنین گرانیتیوئیدهایی از برخورد دو صفحه قاره‌ای در حین یک رخداد کوهزایی ناشی شده و به دلیل اصطکاک بالا و افزایش گرما و ذوب پوسته‌ای، گرانیت زایی صورت می‌گیرد.

- گرانیتیوئیدهای پس از کوهزایی (*POG*)

این گرانیتیوئیدها پس از کوهزایی در مناطق برخورد دو صفحه قاره‌ای و اغلب پس از توقف دگرشکلی در پوسته نفوذ کرده و ماجمای آنها از نوع کالکوآلکالن پتابسیم بالا (مونزونیتی) می‌باشد.

**ب- سری غیر کوهزایی**

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

- گرانیتیوئیدهای مرتبط با ریفت (*RRG*)

این گرانیتیوئیدها با تشکیل ریفت‌های قاره‌ای در ارتباط بوده و ماجمای آنها از نوع کالکوآلکالن است. فرایند تشکیل ریفت شامل سه مرحله بالازدگی پوسته، تشکیل گرابن ریفت و ایجاد یک حوضه اقیانوسی می‌باشد.

- گرانیتیوئیدهای مربوط به بالازدگی خشکی زایی قاره‌ای (*CEUG*)

این گرانیتیوئیدها در مناطقی از پوسته قاره‌ای که دچار بالازدگی خشکی‌زایی پوسته‌ای شده، اما منجر به تشکیل ریفت نگردیده است، تشکیل می‌گردد.

## - پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (*OP*)

این سری گرانیتوئیدهایی را شامل می‌شوند که در مقادیر کم و همراه با حجم عظیمی از سنگهای مافیک در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی از تفرقه ماغمای مافیک به وجود می‌آیند. ماغمای سازنده این گرانیتوئیدها تولتیتی است.

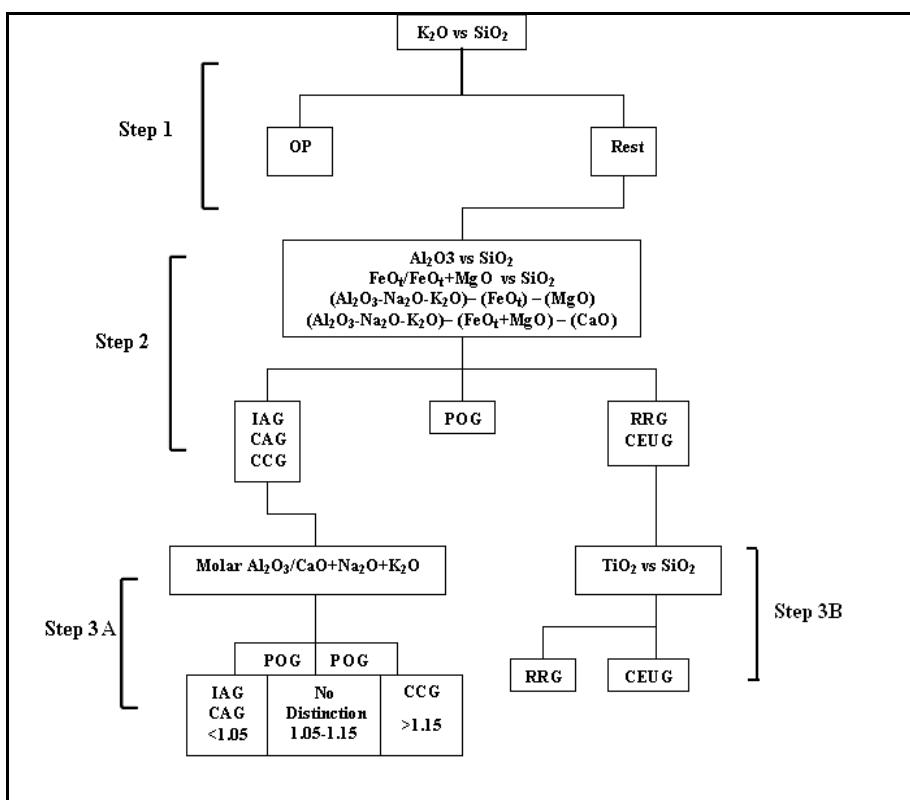
### ۶-۶- نمودارهای تمایز کننده محیط تکتونیکی انواع گرانیتوئیدها

امروزه روش‌های گوناگونی برای تمایز محیط‌های تکتونیکی انواع گرانیتوئیدها ارائه شده است و طبقه‌بندی گرانیتوئیدها در هر یک از این روش‌ها با استفاده از پارامترهای ژئوشیمیایی و بر اساس نمودارهای تمایزی دو تایی و سه تایی صورت می‌گیرد. در استفاده از نمودارهای تمایزی باید این نکته را مد نظر داشت که این نمودارها به ندرت تأییدی قطعی بر یک محیط تکتونیکی قدیمی ارائه می‌دهند. در بهترین حالت از آنها فقط می‌توان برای تعیین وابستگی استفاده کرد و هرگز باید از آنها به منزله اثبات یک محیط تکتونیکی سود برد(رولینسون، ۱۹۹۳).

مهمنترین نمودارهای تمایزی که از آنها برای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه استفاده شده است، نمودارهای پیرس و همکاران(۱۹۸۴) و نمودارهای مانیار و پیکولی(۱۹۸۹) می‌باشد که در ادامه به بررسی آنها می‌پردازیم.

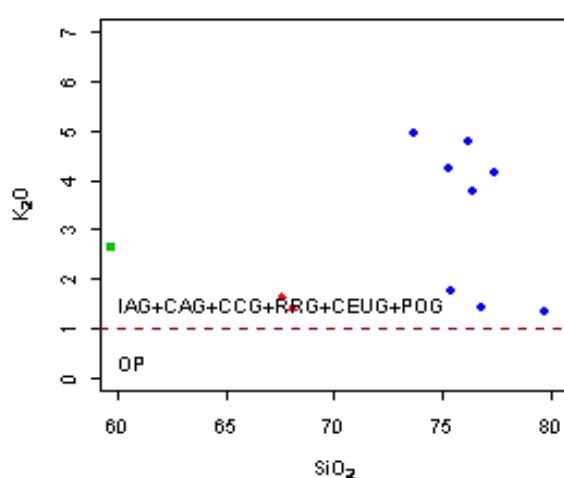
### ۶-۶-۱- نمودارهای مانیار و پیکولی(۱۹۸۹) بر اساس تغییرات عناصر اصلی

مانیار و پیکولی(۱۹۸۹) با استفاده از داده‌های شیمیایی عناصر اصلی در چند مرحله محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها را تفکیک کرده‌اند(شکل ۶-۶). در ادامه محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه را با استفاده از مراحل مختلف این نمودارها تعیین می‌کنیم.



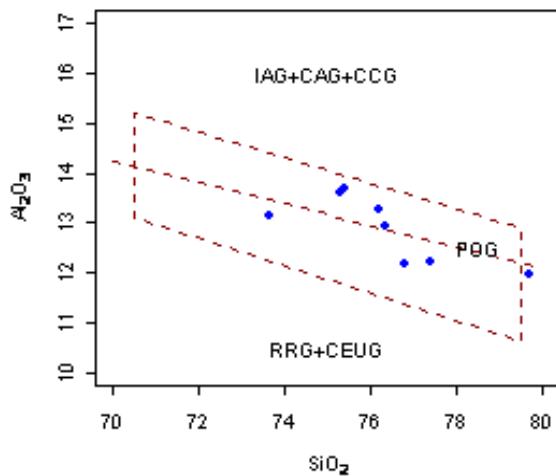
شکل ۶-۶: مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹).

**الف**- در اولین گام با استفاده از نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$ ، پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها تفکیک می‌شود. بر اساس این نمودار گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده پلاژیوگرانیت‌ها قرار نمی‌گیرند (شکل ۷-۶).



شکل ۷-۶: نمودار  $K_2O$  در برابر  $SiO_2$  جهت تفکیک پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

ب- در این مرحله با استفاده از نمودار درصد وزنی  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  ، گرانیتوئیدهای گروه (I<sub>II</sub>(CEUG+RRG) و گروه (POG) از یکدیگر جدا می‌شوند. در این نمودار گروه های اول و دوم محدوده های مجزایی دارند، اما گروه POG دارای خصوصیات هر دو محدوده است. مطابق این نمودار، نمونه های مورد مطالعه در محدوده POG قرار می‌گیرند(شکل ۶-۸) که این امر با توجه به شواهد صحرایی و زمین شناسی منطقه سازگار نیست و لذا قابل قبول نمی‌باشد.

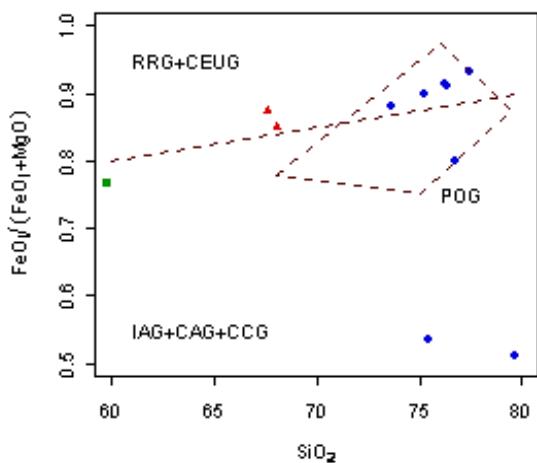


شکل ۶-۸: نمودار  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در برابر  $\text{SiO}_2$  جهت تفکیک گروه های I<sub>II</sub> و III (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

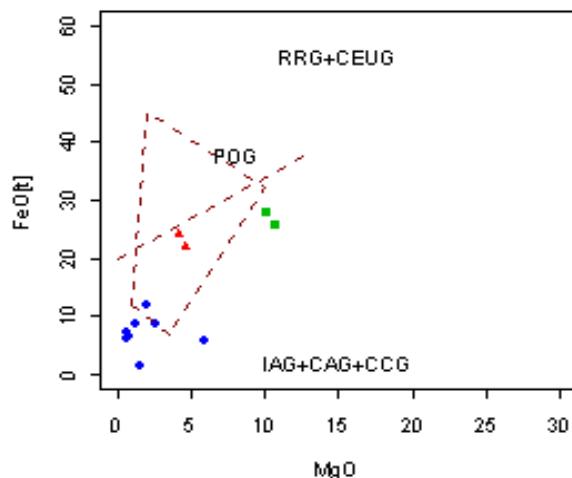
ج- در نمودار درصد وزنی ( $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ ) نیز، سه محدوده I<sub>II</sub>,III از هم مجزا شده اند. همان طور که از شکل (۶-۹) مشخص است، در این نمودار به خوبی موقعیت تکتونیکی نمونه های مورد مطالعه مشخص نمی‌باشد.

د- نمودار  $\text{MgO}$  در مقابل  $\text{FeO}_t$  در واقع یک نمودار سه تایی AFM است که تنها دو ضلع آن در این نمودار ترسیم شده است. رأس  $\text{M}=\text{MgO}$  و رأس  $\text{F}=\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$  ، رأس  $\text{A}=\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  و رأس  $\text{O}$  می‌باشد که همگی به صورت درصد وزنی هستند. برای استفاده از این نمودار، سه عضو مذکور را به

۱۰۰٪ رسانده و سپس از دو عضو  $\text{MgO}$  و  $\text{FeO}_t$  استفاده می‌شود. بر اساس این نمودار (شکل ۶-۱) نمونه‌های مورد مطالعه در گروه I (CCG+IAG+CAG) قرار می‌گیرند.



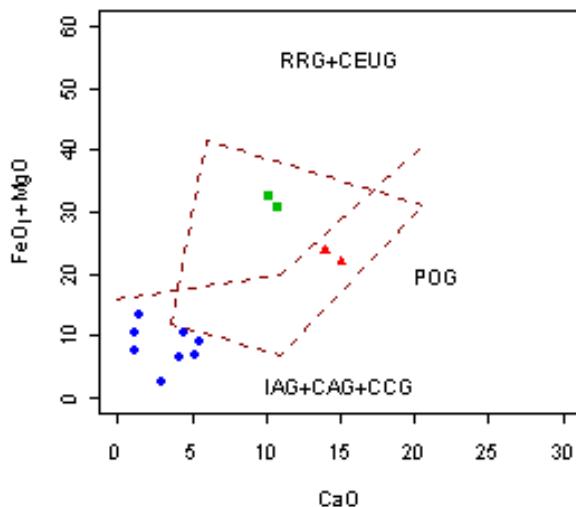
شکل ۶-۱: نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$  جهت تفکیک گروههای I، II، III (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۶-۲: نمودار  $\text{MgO}$  در برابر  $\text{FeO}_t$  جهت تفکیک گروههای I، II، III (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

۵- نمودار  $\text{CaO}$  در مقابل  $\text{FeO}_t+\text{MgO}$  نیز یک نمودار سه تایی ACF است که از دو ضلع آن استفاده می‌شود. رأس  $\text{F} = \text{FeO}_t+\text{MgO}$ , رأس  $\text{C} = \text{CaO}$  و رأس  $\text{A} = \text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  می‌باشد. در این نمودار نیز باید سه عضو مربوطه را به ۱۰۰٪ رسانده و سپس از دو عضو  $\text{CaO}$  و  $\text{FeO}_t+\text{MgO}$

استفاده نمود. با توجه به این نمودار(شکل ۱۱-۶) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در گروه I قرار می‌گیرند.



شکل ۱۱-۶: نمودار CaO در برابر  $\text{FeO}_t + \text{MgO}$  جهت تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

مانیار و پیکولی جهت تمایز سری‌های مختلف گروه I از نسبت اشباع شدگی آلومینیوم (ASI) استفاده کرده‌اند(شکل ۱۱-۶) و بر همین اساس گرانیتوئیدهای دارای  $\text{ASI} > 1.15$  را به سری CCG و سنگهای دارای  $\text{ASI} < 1.05$  را به سری‌های IAG و CAG مربوط می‌دانند. اما اگر این نسبت بین ۱/۱۵ تا ۱/۰۵ باشد، آنگاه تفکیک امکان پذیر نخواهد بود. در مورد گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی این نسبت بین ۱/۰ تا ۱/۱ بوده و لذا در گروه CCG قرار نمی‌گیرند. ضمن اینکه شواهد صحرایی و زمین شناسی منطقه با محیط تکتونیکی بروخورد دو قاره سازگار نیست. بنابراین نمونه‌های مورد مطالعه به یکی از دو سری IAG و CAG تعلق دارند. همان طور که قبلًاً اشاره شد، گرانیتوئیدهای سری IAG مربوط به جزایر قوسی بوده و در نتیجه فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر به وجود می‌آیند، اما چنین محیطی با شواهد زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه متناقض است. به همین دلیل می‌توان توده‌های مورد نظر را به گروه CAG (گرانیتوئیدهای قوس

قاره‌ای) مربوط دانست. البته برای نتیجه‌گیری بهتر باید به شواهد صحرایی و زمین‌شناسی منطقه نیز توجه نمود.

#### ۶-۲- نمودارهای تمایزی پیرس و همکاران (۱۹۸۴) با استفاده از تغییرات عناصر کمیاب

پیرس و همکاران (۱۹۸۴) نخستین محققینی بودند که به مطالعه سیستماتیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها پرداختند. چهار سری کلی گرانیتوئیدها توسط این افراد معرفی شده است که هریک از آنها به زیر گروه‌های تقسیم می‌شوند (رولینسون، ۱۹۹۳):

##### (۱) گرانیت‌های پشتۀ اقیانوسی (ORG)

- گرانیت‌های همراه پشتۀ‌های اقیانوسی نرمال
- گرانیت‌های همراه پشتۀ‌های اقیانوسی بی‌هنجر
- گرانیت‌های همراه پشتۀ‌های حوضه پشت کمانی
- گرانیت‌های همراه پشتۀ‌های حوضه پیش کمانی

##### (۲) گرانیت‌های کمان آتشفسانی (VAG)

- گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی با چیرگی بازالت تولئیتی
- گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی با چیرگی بازالت کالکوآلکالن
- گرانیت‌های حاشیه فعال قاره‌ای

##### (۳) گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)

- گرانیت‌های کمپلکس‌های حلقوی درون قاره‌ای
- گرانیت‌های پوسته قاره‌ای تحلیل رفته
- گرانیت‌های جزایر اقیانوسی

##### (۴) گرانیت‌های برخوردی (COLG)

- گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره – قاره

- گرانیت‌های پس از تکتونیک همراه با 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  $Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, SM, Zr, Hf$  می‌توانند گرانیتهای جایگاه‌های مختلف تکتونیکی را از یکدیگر مجزا کنند. پییرس و همکاران (۱۹۸۴) این متغیرها را در دو مجموعه از نمودارهای تغییرات به کار برداشتند تا گرانیت‌های محیط‌های مختلف تکتونیکی را از یکدیگر تمایز سازند.

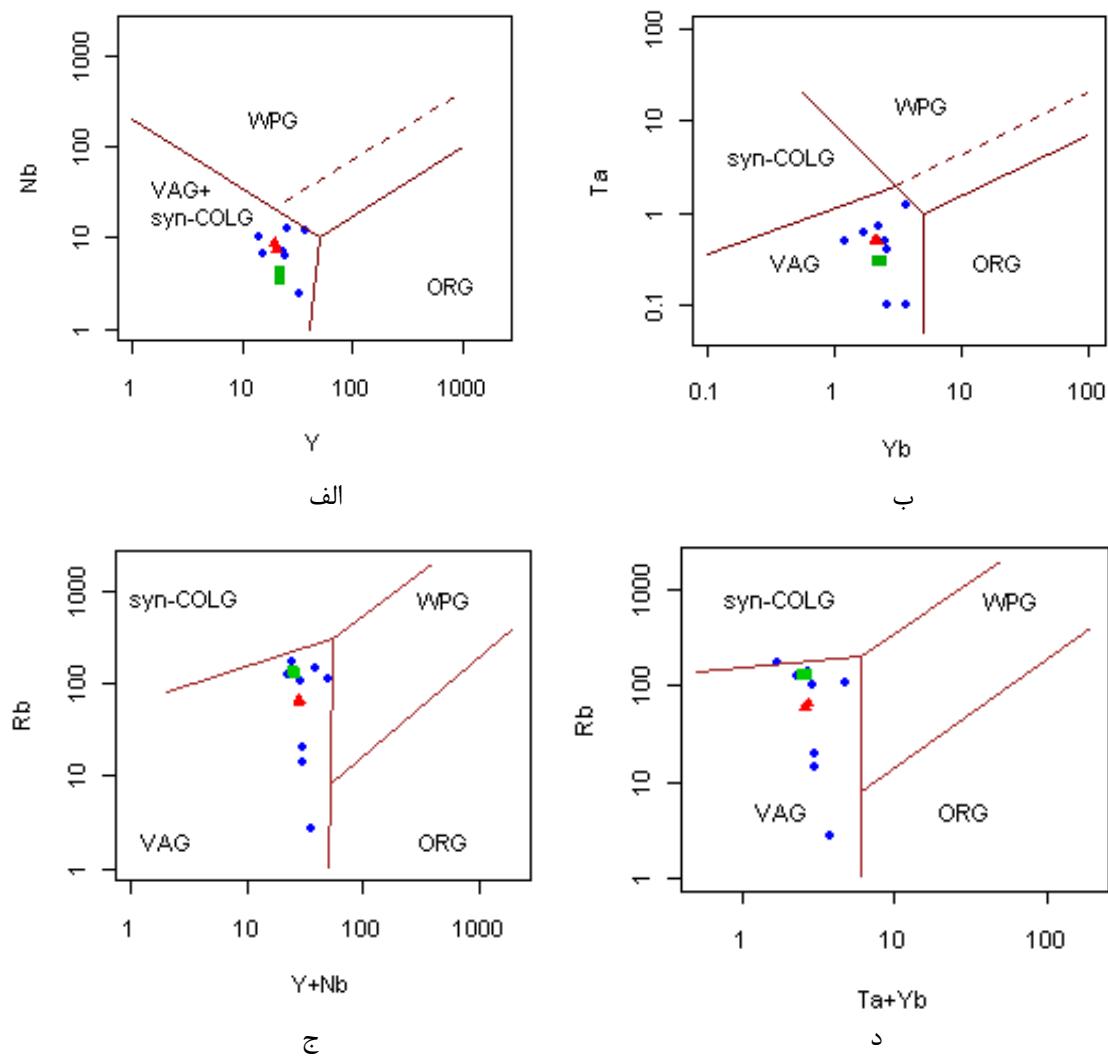
#### - نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس تغییرات $Y$ و $Nb-Y$ و $Yb$

نمودار دو متغیره  $Nb$  و  $Y$  را می‌توان به سه محدوده تقسیم کرد که در آن گرانیتهای اقیانوسی (ORG)، گرانیتهای درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیتهای کمان آتشفسانی (VAG) به همراه گرانیتهای همزمان با برخورد (syn-COLG) پیاده می‌شوند. بر اساس این نمودار گرانیت‌وئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های VAG به همراه syn-COLG قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-۶-الف). روی نمودار مشابهی با استفاده از  $Ta$  و  $Yb$ ، گرانیتهای همزمان با برخورد و کمان آتشفسانی از هم تفکیک می‌گردد. مطابق این نمودار نیز گرانیت‌وئیدهای مورد مطالعه در محدوده VAG قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-۶-ب).

#### - نمودار تمایزی گرانیت‌ها بر اساس تغییرات $Rb-(Y+Nb)$ و $Rb-(Yb+Ta)$

نمودار دو متغیره  $Rb$  و  $(Y+Nb)$  گرانیت‌های همزمان با برخورد را از گرانیت‌های کمان آتشفسانی به خوبی جدا می‌کند. گرانیت‌های درون صفحه‌ای نیز روی این نمودار به خوبی از گرانیتهای اقیانوسی جدا می‌شوند. نمودار قابل مقایسه با آن با استفاده از  $(Yb+Ta)$  در امتداد محور  $x$  نمودار دو متغیره محدوده‌های مشابهی را به دست می‌دهد. بر اساس این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG جای می‌گیرند (شکل ۱۲-۶-ج، ۵).

همانگونه که مشاهده گردید، نمودارهای رسم شده برای گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی اکثراً با محیط تکتونیکی قوس حاشیه فعال قاره‌ای مطابقت داشته و به این ترتیب با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای سازگاری نشان می‌دهد.



شکل ۱۲-۶- الف تا د: نمودارهای تمایزی جهت تفکیک سنگ‌های گرانیتوئیدی (پیبرس و همکاران، ۱۹۸۴) با استفاده از تغییرات عناصر کمیاب و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها.

## ۶-۷- الگوی جایگزینی توده‌های گرانیت‌وئیدی جنوب غرب میامی

در فصول گذشته عنوان شد که توده‌های گرانیت‌وئیدی جنوب غرب میامی در داخل رسوبات شمشک تزریق شده و زبانه‌هایی را به داخل آنها وارد نموده است. همچنین سازند شمشک نیز به طور دگرشیب توسط آهکهای کرتاسه پوشیده شده و در کنگلومرای قاعده کرتاسه (معادل سازند سنگستان در سایر نقاط ایران مرکزی) قطعات درشتی از گرانیتهای منطقه یافت می‌شود. از طرفی وجود ساختهای ساب ماقمایی و شکستگیهای میکروسکوپی در کانیهای سازند سنگهای منطقه نیز حاکی از دگرشکلی همزمان با جایگزینی توده گرانیت‌وئیدی است. این مطالب حاکی از سن نسبی ژوراسیک میانی - پایانی برای توده‌های مذکور است.

به منظور بررسی جایگاه چینه شناسی توده‌های گرانیت‌وئیدی مورد مطالعه، نقشه زمین شناسی ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ 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 در جنوب غرب میامی، با مناطق مختلفی از ایران مانند جنوب بیارجمند (گرانیت بند هزارچاه)، جنوب تفت (گرانیت شیرکوه)، گرانیت اسماعیل‌آباد، گرانودیوریت کلاه‌قاضی و توده گرانیتی شاهکوه بیرجند، تقریباً دارای ویژگیهای زمین شناسی مشابهی هستند و عمدتاً دارای سن ژوراسیک میانی بوده و به درون سنگهای شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک نفوذ کرده‌اند. نکته جالب توجه آن است که بر روی همه این گرانیتها، یک افق کنگلومرایی (سازند سنگستان) حاوی قطعاتی از توده‌های گرانیت‌وئیدی نام برده یافت می‌شود. سازند سنگستان که با یک افق کنگلومرایی و حاوی قطعات گرانیتی آغاز می‌شود، معروف یک دوره پیش روی دریا در ژوراسیک میانی - کرتاسه زیرین می‌باشد (خسروتهرانی و وزیری مقدم، ۱۳۷۲) و وجود آن بر روی توده‌های گرانیت‌وئیدی ایران مرکزی می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط این توده‌ها با یکدیگر بوده و ممکن است طی رویداد زمین‌شناسی مشابهی شکل گرفته باشند. با توجه به مدارک و منابع منتشر شده از جمله آقا نباتی (۱۳۷۷) این توده‌های گرانیتی بر اثر عملکرد فاز

کوهزایی سیمرین میانی تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های سنگی و زیستی ژوراسیک ایران نشانگر چند ناآرامی زمین‌ساختی است که در بین آنها سه رویداد سیمرین میانی (باژووسین - باتونین)، طبسبین (ژوراسیک پسین) و سیمرین پسین (ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین) از همه مهم‌تر است. در بین رویدادهای زمین‌ساختی یاد شده، فاز سیمرین میانی نشانه‌هایی از چین‌خوردگی، ماجماتیسم و دگرگونی دارد. شواهد رویداد طبسبین بیشتر به صورت ناپیوستگی در رسوبگذاری است که گاه به ویژه در زون سنندج - سیرجان، با ماجماتیزی همراه است. ولی رویداد سیمرین پسین، تنها با پسروی دریا و برقراری حوضه‌های رسوی قاره‌ای همراه بوده است. به همین‌دلیل، بخش درخور توجهی از تکاپوی ماجماتی و دگرگونی ژوراسیک ایران، در ارتباط با رویداد سیمرین میانی است و بر خلاف باور موجود، فاز سیمرین پسین در این مهم بی‌نقش بوده و یا اثر ناچیزی داشته است (آقانباتی، ۱۳۷۷).

در پاره‌ای نواحی ایران به ویژه ایران مرکزی، لوت و زون سنندج - سیرجان توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده که در نهشته‌های رسوی ژوراسیک تزریق شده و با رسوب‌های پیشرونده کرتاسه زیرین (آپتین - آلبین)، با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، این توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمرین پسین دانسته شده‌اند، ولی تقریباً همه این توده‌ها، تنها در رسوب‌های پیش از ژوراسیک بالایی به ویژه سنگ‌های گروه شمشک تزریق شده‌اند و هیچ‌گاه نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است. در چند مورد (گرانیت آیرکان، گرانیت شیرکوه و ...) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است. در ناحیه یزد، بخشی از نهشته‌های رسوی روی یکی از این توده‌ها (باتولیت شیرکوه) دارای فسیلهای ژوراسیک پسین است و در ناحیه میامی شاهروود، این نفوذی‌ها با توالی رسوی ژوراسیک بالایی پوشیده شده‌اند. یافته‌های زمین‌شناسی نو نشانگر یک رخداد زمین‌ساختی مهم به سن باژووسین - باتونین (رویداد سیمرین میانی) است که در پاره‌ای نقاط با چین‌خوردگی (یزد، طبس و اقلید)، تکاپوی ماجماتی (ترود و میامی) و نیز دگرگونی (اقلید و همدان) همراه است. با تکیه بر موارد یاد شده باید در سن پیشین

توده‌های نفوذی ژوراسیک بازنگری و نفوذی‌های مورد نظر را به سن ژوراسیک میانی و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمرین میانی دانست که در مناطق مختلف ایران گزارش شده است (آقاباتی، ۱۳۷۷).

بر اساس آنچه تا کنون مشخص شده است، گرانیتهای جنوب غرب میامی در زمرة گرانیتوئیدهای نوع I و S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت پرآلومین تا اندکی متاآلومین، کالکوآلکالن و غنی از پتاسیم هستند. همچنین در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی، در قلمرو گرانیتوئیدهای قوس آشنفشارانی (VAG) و قوس قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرند.

موقعیت چینه شناسی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و جایگاه آنها در تاریخچه زمین شناسی ایران، بیانگر آن است که این توده‌ها در طی فاز کوهزایی و در ارتباط با فاز سیمرین میانی تشکیل شده‌اند. ساختهای ساب ماقمایی و میلونیتی در حاشیه توده‌های نفوذی مورد مطالعه که معرف دگرشکلی در دمای بالا و تحت تنفس می‌باشد، این امر را تأیید می‌کند. به این ترتیب احتمالاً فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی به تشکیل ماقمایی با ماهیت آندزیتی کالکوآلکالن منجر شده است. حضور دایکهای میکرودیوریتی قطع کننده توده‌های گرانیتوئیدی منطقه جنوب غرب میامی مؤید این موضوع است. این ماقماها سپس در پوسته زیرین جایگزین شده و در نتیجه ذوب بخشی آن، ماقمایی گرانیتی با ماهیت پرآلومین ایجاد کرده است. این ماقما در ادامه متحمل تبلور تفریقی شده و در نهایت سنگهای گرانیتی از آنها حاصل گردیده‌اند. سپس توده مذکور در نتیجه چرخش خرد قاره ایران مرکزی، در جهت خلاف عقربه ساعت و پیامدهای تکتونیکی بعدی به محل کنونی تغییر مکان داده است. البته تعیین میزان مشارکت پوسته و گوشته در تولید ماقمایی مورد نظر، به بررسی های ایزوتوبی و مطالعات جامع و در مقیاسی بزرگتر نیاز دارد.

مقدار کم هورنبلند سبز و فراوانی بیوتیت و غنی بودن از عناصر ناسازگار Th, U, Pb, K در گرانیتهای منطقه، مشارکت پوسته تحتانی در تحول ماقمایی مورد مطالعه را تأیید می‌کند. البته تعیین میزان

مشارکت پوسته و گوشته در تولید ماقماهای مورد نظر، به بررسی‌های ایزوتوبی و مطالعات جامع و در مقیاسی بزرگتر نیاز دارد.

#### ۶-۸- خلاصه مطالب فصل ششم

- در تعیین خاستگاه ماقماهای سنگ‌های گرانیتی منطقه، با توجه به ویژگی‌های انواع گرانیت‌وئیدها و نمودارهای تمایزی ترسیم شده برای آن‌ها و همچنین خصوصیات نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که ماقمای سازنده توده‌های مورد مطالعه از دو نوع I و S می‌باشد.
- با توجه به شواهد تکتونیکی و صحرایی منطقه و نیز خصوصیات ژئوشیمیابی نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان یک منشاء درون پوسته‌ای را برای گرانیت‌وئیدهای جنوب غرب میامی در نظر گرفت که در آن مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی در پوسته زیرین جایگزین شده و گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته را فراهم نموده است. سپس ماقمای حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین، متحمل تفرقی شده و سنگ‌های گرانیت‌وئیدی فلزیک منطقه (گرانیتها و آلکالی گرانیتها) را تشکیل داده است. سنگ‌های مافیک منطقه (دایکهای میکرودیوریتی و گرانودیوریت‌ها) احتمالاً از ماقمای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی و گوه گوشته‌ای بالای آن تشکیل شده‌اند. ماهیت متالومین و قرار گرفتن این نمونه‌ها در قلمرو گرانیتهاي نوع I، بیانگر منشاء گوشته‌ای آنها می‌باشد.
- نمودارهای تمایزی محیط تکتونیکی برای گرانیت‌وئیدهای جنوب غرب میامی حاکی از وابستگی این توده‌ها به محیط‌های قوس حاشیه فعال قاره‌ای است.
- موقعیت چینه شناسی گرانیت‌وئیدهای مورد مطالعه و جایگاه آنها در تاریخچه زمین شناسی ایران، بیانگر آن است که این توده‌ها در طی فاز کوه‌زایی و در ارتباط با فاز سیمرین میانی تشکیل شده‌اند. ساختهای ساب ماقمایی و میلونیتی در حاشیه توده‌های نفوذی مورد مطالعه که معرف دگرشکلی در دمای بالا و تحت تنفس می‌باشد، این امر را تأیید می‌کند.

- در خصوص چگونگی استقرار این توده‌ها، می‌توان بیان داشت که احتمالاً فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی به تشکیل مagmaهای با ماهیت آندزیتی کالکوالکالن منجر شده است. حضور دایکهای میکرودیوریتی قطع کننده توده‌های گرانیت‌وئیدی منطقه جنوب غرب میامی مؤید این موضوع است. این magmaها سپس در پوسته زیرین جایگزین شده و در نتیجه ذوب بخشی آن، magmaهای گرانیتی با ماهیت پرآلومین ایجاد کرده است. این magma در ادامه متholm 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 Th,U,Pb,K در گرانیتهای منطقه، مشارکت پوسته تحتانی در تحول magmaهای مورد مطالعه را تأیید می‌کند.

**فصل هفتم**

# **نتائج و پیشنهادات**

## ۱-۷- نتایج

بررسی خصوصیات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی حاکی از آن است که:

- ۱) گروههای سنگی موجود در منطقه شامل آلکالی فلدسپار گرانیت، سینینو تا مونزوگرانیت، گرانودیوریت و دایکهای میکرودیوریتی میباشد.
- ۲) از ویژگیهای باز نمونههای مورد مطالعه، ساختهای ساب ماقمایی دمای بالا میباشد که به صورت شکستگیهای پرشده از کوارتز و به ندرت فلدسپات مشخص میشود. این ساختها در مراحل پایانی تبلور ماقما، در حضور مقدار اندکی مذاب باقیمانده ایجاد میشوند و حاکی از دگرشكلي سنگها در دمای نسبتاً بالا هستند. به نظر میرسد توده نفوذی که به درون رسوبات ژوراسیک منطقه تزریق شده، در حین جایگزینی دستخوش دگرشكلي دمای بالا در حضور مقدار کمی مواد مذاب شده است.
- ۳) ردهبندی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با استفاده از نمودارهای طبقه بندی نورماتیو و شیمیایی سنگها، نشان میدهد که نمونههای مورد نظر در محدوده گرانیت، آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزوگرانیت و تونالیت قرار میگیرند.
- ۴) روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و نیز عناصر کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  و وجود وقفههای ترکیبی بین گروههای سنگی نشان میدهد که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه احتمالاً از دو منشاء مجزای گوشهای و پوستهای تشکیل شدهاند. ماقمای حاصل از ذوب بخشی پوسته محتمل تبلور تفریقی شده است. به طوری که افزایش نسبت  $\text{Rb/Sr}$  و کاهش نسبت  $\text{CaO/Y}$  و نیز کاهش  $\text{Sr}$  با افزایش مقدار سیلیس میتواند نشاندهنده تفریق پلاژیوکلاز بوده و کاهش نسبت  $\text{K/Rb}$  به همراه افزایش  $\text{Rb}$  با افزایش مقدار سیلیس میتواند بیانگر تفریق فلدسپات آلکالن در نمونههای مورد مطالعه باشد.

- ۵) بررسی نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشه و کندریت نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد نظر از عناصر P, Sr, Ta, Nb, Ti, Rb, Th, U, Pb, K, La, Ce تهی شدگی و از عناصر Nd غنی شدگی نشان می‌دهند. مقادیر بالای Rb, Th, K و مقادیر پایین Sr, P, Ti, Nb با مذاب‌های مرتبط با پوسته سازگار است و نشان می‌دهد که مواد پوسته‌ای در طی تحول مagma آلایش ایجاد نموده است. با بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت‌ها مشاهده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت از LREE غنی شدگی نشان می‌دهند.
- ۶) نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای پترولوزیکی دارای روند کالکوالکالن بوده و در محدوده گرانیتوئیدهای پرآلومین تا اندکی متاآلومین قرار می‌گیرند.
- ۷) در تعیین خاستگاه magmaی سنگ‌های گرانیتی منطقه، با توجه به ویژگی‌های انواع گرانیتوئیدها و نمودارهای تمایزی ترسیم شده برای آن‌ها و همچنین خصوصیات نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که magmaی سازنده توده‌های مورد مطالعه از دو نوع I و S می‌باشد.
- ۸) با توجه به شواهد تکتونیکی و صحرایی منطقه و نیز خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی را حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و جایگزینی مذاب‌های حاصل در پوسته زیرین و متعاقباً ذوب بخشی پوسته دانست. magmaی حاصل از ذوب بخشی پوسته زیرین، متحمل تفريق شده و سنگ‌های گرانیتوئیدی فلسيک منطقه (گرانیتها و آلكالى گرانیتها) را تشکيل داده است. سنگ‌های ما فيك منطقه (دایكهای ميكروديوريتی و گرانوديوريت‌ها) احتمالاً از magmaی حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی و گوه گوشه‌ای بالای آن تشکيل شده‌اند.
- ۹) نمودارهای تمایزی محیط تکتونیکی برای گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی حاکی از وابستگی اين توده‌ها به محیط‌های قوس حاشیه فعال قاره‌ای است.
- ۱۰) موقعیت چینه شناسی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه و جایگاه آنها در تاریخچه زمین شناسی ایران، بيانگ آن است که اين توده‌ها در طی فاز کوهزايی و در ارتباط با فاز سيمرين ميانی تشکيل شده‌اند.

ساختهای ساب ماگمایی و میلونیتی در حاشیه توده‌های نفوذی مورد مطالعه که معروف دگرشكلى در دمای بالا و تحت تنش می‌باشد، این امر را تأیید می‌کند.

(۱۱) در خصوص چگونگی استقرار این توده‌ها، می‌توان بیان داشت که احتمالاً فروزانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی به تشکیل ماگماهای با ماهیت آندزیتی کالکوآلکالن منجر شده است. حضور دایکهای میکرودیوریتی قطع کننده توده‌های گرانیتیوئیدی منطقه جنوب غرب میامی مؤید این موضوع است. این ماگماها سپس در پوسته زیرین جایگزین شده و در نتیجه ذوب بخشی آن، ماگماهای گرانیتی با ماهیت پرآلومین ایجاد کرده است. این ماگما در ادامه متحمل تبلور تفریقی شده و در نهایت سنگهای گرانیتی از آنها حاصل گردیده‌اند. سپس در نتیجه چرخش خرد قاره ایران مرکزی، در جهت خلاف عقربه ساعت و پیامدهای تکتونیکی بعدی به محل کنونی تغییر مکان داده‌اند. مقدار کم هورنبلند سبز و فراوانی بیوتیت و غنی بودن از عناصر ناسازگار Th,U,Pb,K در گرانیتهای منطقه، مشارکت پوسته تحتانی در تحول ماگماهای مورد مطالعه را تأیید می‌کند.

## ۲-۷- پیشنهادات

شناخت کاملتر توده‌های نفوذی مورد مطالعه به مطالعات تکمیلی زیر نیازمند است:

- مطالعه دقیق‌تر منطقه از نظر چینه‌شناسی، دیرینه‌شناسی و تکتونیک می‌تواند در شناخت بهتر توده‌های منطقه جنوب غرب میامی و پتروژئن آنها مؤثر باشد.
- مطالعه ایزوتوپ‌های رادیوزنیک گرانیتیوئیدها علاوه بر سن‌سنجدی دقیق و تعیین سن مطلق، می‌تواند در تعیین دقیق‌تر منشاء و فرایندهای مؤثر بر توده‌ها کاربرد داشته باشد.
- انجام مطالعات ژئوفیزیکی در تشخیص وجود یا عدم وجود توده‌های نفوذی رخنمون نیافته مفید خواهد بود.
- ارتباط توده‌های مورد مطالعه با فاز کوهزاوی سیمیرین میانی، می‌تواند مورد قبول باشد. با این حال انجام مطالعات جامع در خصوص اثرات این فاز کوهزاوی در منطقه لازم به نظر می‌رسد.

## **فهرست منابع**

## الف) منابع فارسی

- آقا نباتی، ع.، (۱۳۷۷)، "چینه‌شناسی ژوراسیک ایران"، جلد دوم، چاپ اول، وزارت صنایع و معادن ، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۴۶ صفحه.
- اسماعیلی، د.، (۱۳۸۰)، "پترولوژی و ژئوكرونولوژی توده گرانیتی شاهکوه (جنوب بیرجند) با نگرش ویژه به کانه زایی قلع"، رساله دکتری، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۲۹۶ صفحه.
- امامی، م.، (۱۳۷۹)، "ماگماتیسم در ایران"، چاپ اول، وزارت صنایع و معادن ، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۲ صفحه.
- امینی، ص.؛ کلانتری سرچشم، م.ر.، (۱۳۷۶)، "پترولوژی و ژئوشیمی باтолیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد"، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، بخش مقالات برگزیده، مجموعه مقالات اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- امینی، م.؛ قلمقاش، ج.؛ مهرپرتو، م.، (۱۳۷۷)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میامی"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- پرتواذر، ح.؛ ابوتراب، ف.، (۱۳۶۰)، "چینه‌شناسی مزوژوئیک در ناحیه تفت، ایران مرکزی"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، ۲۷ صفحه.
- حسینی، ح.، (۱۳۷۴)، "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیار جمند"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران.
- خسرو تهرانی، خ.؛ وزیری مقدم، ح.، (۱۳۷۲)، "چینه‌شناسی کرتاسه زیرین در نواحی غرب و جنوب غرب یزد". فصلنامه علوم زمین، شماره ۷، صفحه ۳۶.
- درویش زاده، ع.؛ آسیابانها، ع.، (۱۳۷۰)، "ماگماها و سنگ‌های ماگمایی" (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.

- درویش زاده، ع.، (۱۳۷۰)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات ندا، تهران.
- رضایی کهخائی، م.، (۱۳۸۵)، "پتروژنر و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتیوئیدی لخشک و دایک‌های آن"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران.
- رمضانی، ا.، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی، پetroلوجی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتی سیلی‌جرد، شمال غرب ساوه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شهرورد.
- صادقیان، م.، (۱۳۸۳)، "ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتیوئیدی زاهدان"، رساله دکتری، دانشکده زمین شناسی، دانشگاه تهران.
- فتوت رودسری، ح.، خدیوی، ش.، (۱۳۸۵)، "پهنه‌های برشی"، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، بخش اطلاعات علوم زمین.
- قاسمی، ح.، (۱۳۷۸)، "مبانی بافت‌ها و ریزساختهای سنگهای دگرگونی"، (ترجمه)، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شهرورد، ۲۶۰ صفحه.
- کریم‌پور، م.، ح.، (۱۳۷۷)، "پترولوجی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی"، چاپ اول، نشر مشهد، صفحه ۳۴۴.
- معین وزیری، ح؛ احمدی، ع.، (۱۳۸۳)، "پتروگرافی و پترولوجی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران، ۵۴۴ صفحه.
- نقره‌یان، م.، (۱۳۷۴)، "بررسی گرانیتیوئید کلاه قاضی با تاکید بر دگرگونی مجاورتی آن"، فصلنامه علوم زمین شماره ۱۷-۱۸، صفحه ۶۰.
- ولی زاده، م.، و؛ صادقیان، م.؛ اکرمی، م.، ع.، (۱۳۸۰)، "آنکلاوها و پترولوجی گرانیت‌ها" (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.

## ب) منابع لاتين

- Bell.T.H,Johnson,S.E,(1989)." The role of deformation partitioning in the deformation and recrystallization of pladioclase and K-feldspar in the Woodroffe Thrust Mylonite Zone,Central Australia. *J. of. Metamorphic Geol.* 7, pp. 151-168.
- Bouchez,J.L.,Delas,C.,Gleizes,G.,Nedelec,A.,Cuney,M.,(1992). "Submagmatic-microfractures in granites". *J. of.Geol.* 20, pp.35-38.
- Bouchez,J.L.,Esmaeily,D.,Siqueira,R.,(2006). "Magnetic fabrics and microstrutures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference". *J. of. Tectonophysics* 439, pp.149-170.
- Chappell, B.W., White, A.J.R.,(1974). "Two contrasting granite types". *Paci. Geol.*8, 173–174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R.,(1992)."I-and S-type granites in the Lachlan fold belt". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*.
- Chappell,B.W., White, A.J.R,(2001)." Two contrasting granite types: 25 years later, austramin". *J. of. earth sci.*, 48,pp. 489-499.
- Clarke,D.B.,(1992)."*Granitoid Rocks*".Chapman and Hall Publisher, London,283 pp.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J.,(1979)." *The Interpretation of Igneous Rocks*". George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations". *Trans. R. Soc.Edinb. Earth Sci.* 73, pp.135– 149.
- DeLaroche,H.,Leterrier,J.,Grande Claude,P.,Marchal,M.(1980)."A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature". *J. of. Chem. Geol.*, 29, pp. 183-210.
- Eggleton,R.A., Buseck,P.R.,(1980)."The orthoclase- microcline inversion:a high-resolution TEM study and strain analysis". *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, pp. 123-133.
- Farahat, E.S., Mohamed, H.A., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M.,(2007)." Origin of I-and A-type granitoids from the Eastern Desert of Egypt: Implications for crustal growth in the northern Arabian–Nubian Shield". *J.of. Afric. Earth Sci.* 49 ,pp.43–58.
- FitzGerald,J.G,McLaren,A.C.,(1982)."The microstructures of microcline from some granitic rocks and pegmatites". *Contrib. Mineral. Petrol.* 80,pp. 219-229.
- 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 Tectonic, vol. 19. *Geol. Soc. of London. Spec. Pub.*, pp. 67–81.
- Harker,A.,(1909)." *The natural history of igneous rocks*". Methuen,London.
- Hibbard,M.J.,(1995). "*Petrography To Petrogenesis*".Prentice Hall,Englewood cliffs,New Jersey.
- Hyndman,D.W.,(1985). "*Petrology of igneous and metamorphic rocks*".MC Growhill, New York.78 pp.
- Irvine,T.N.,Baragar,W.R.A.,(1971)."A guide to the chemical classifcation of the common volcanic rocks".*Can. J. of. Earth Sci.* 8, pp.523 –548.
- Ishihara, S.,(1977)." The magnetite-series and ilmenite-series graniticrocks". *Miner. Geol.* 27, pp.293–305.
- Johnson, S.E., Vernon, R.H., Upton, P .,(2004)." Initiation of ductile microshear zones and progressive strain-rate partitioning in the crystallizing carapace of a tonalite pluton: microstructural evidence and numerical modeling". *J. of. Struc.Geol.* 26, pp.1867–1884.

- Kidan,T.W, Cosgrow,J.W.,(1996). " The deformation of multilayers by layer-normal compression: an experimental investigation". *J. of. Struc. Geol.* 18, pp. 461-474.
- Le Maitre, R.W., (1976). "The chemical variability of some common igneous rocks". *J. of. Petrol.* 17, pp. 589– 637.
- Maniar,P.D.,Piccoli,P.M.,(1989)."Tectonic discrimination of granitoids".*Geol.Soc.of Amer. Bull.* 101, pp. 635–643.
- Mason,B., Moore,C.B.(1982)."*Principles of Geochemistry*". John Wiley & Sons Pub. United States of America.
- Middlemost,E.A.K.,(1994)."Naming materials in magma/igneous rock system". *J. of. Earth Sci.* 37, pp.215–224.
- Mohamed,F.H.,Moghazi,A.M.,Hassanen,M.A.,(2000)."Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, Eastern Desert, Egypt". *J.of Earth Sci.*88, pp.764–777.
- Nagudi, B., Koeberl, C., Kurat, G.,(2003). "Petrography and geochemistry of the Singo granite,Uganda, and implications for its origin". *J. of Afri.Earth Sci.* 36, pp.73–87.
- Nakamura, N.,(1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites".*Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, pp. 757–775.
- O'Connor,J.T.,(1965). "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldespar reactions".*US. Geol. Sur.Prof.*, 525,pp.49-84.
- Passchier,C.W.,Trouw,R.A.J.,(1996)."*Microtectonics*".Springer,Berlin.
- Paterson,S.R.,Vernon,R.,H.,Tobisch,O.T.(1989). "A review criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids". *J. of. Struc. Geol.* 11, pp.349-363.
- Patino Douce,A.E.,1999. "What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?". Geol. Soci. of London, Special Pub., vol. 168, pp.55–75.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G.,(1984)."Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *J. of Petrol.*69, pp. 33–47.
- Rickwood,P.C.,(1989)."Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements". *Lithos* 22, pp. 247–263.
- Rollinson, H., (1993)."*Using Geochemical Data:Evaluation,Presentation,Interpretation*". Addison-Wesley/Longman, Harlow, England, p. 352.
- Sajona,F.G.,Maury,R.C.,Bellon,H.,Cotton,J.,Defant,M.,(1996)."High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)". *J. of Petrol.* 37, pp. 693–726.
- Streckeisen,A.L.,Le Maitre,R.W.,(1979)."A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks". *J. of. Neu. Jahr. fur Min.* 136, pp.169 –206.
- 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 ocean basins".*Geol. Soc. of London Spec.Pub.*42, pp. 429– 448.
- Sylvester,P.J.,(1989)."Post-collisional alkaline granites". *J. of. Geol.* 97, pp.261–280.
- Takahashi,M.,Aramaki,S.H.,Ishihara,S.H.(1980)."Magnetite series/Illmenite series vs.I-type/S- type graniyoids". *J. of. Min. Geol. Spec.* 8, pp.13-28.
- Thompson, A.B.,(1982)." Magmatism of the British Tertiary VolcanicProvince". *Scott. J. of. Geol.* 18, pp. 49–107.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M.,(1985)."*The Continental Crust: Its Composition and Evolution*". Blackwell, Oxford, 312 pp.

- Tullis, J., Yund, R., Farver, J., (1996)." Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones". *J. of. Geol.*24, pp. 63-66.
- Vernon,R.H.,(1977)."Microfabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite". *Contrib. Mineral. Petrol.* 61, pp.175-185.
- Vernon,R.H.,Johnson,S.E.,Melis,E.A.,(2004). "Emplacement-related microstrutures in the margin of a deformed pluton: the San Jose tonalite,Baja California,Mexico". *J. of. Struc. Geol.*26, pp.1867-1884.
- Villaseca,C.,Barbero,L.,Rogers,G.(1998). "Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of Central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints". *J.of Lithos*, 43, pp.55-79.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., (1987)." A-type granite: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis". *Contrib. to Mineral. Petrol.* 95, pp. 407-419.
- White,W.M. (2005)."*Geochemistry*". an on-line textbook ([www.geo.cornell.edu](http://www.geo.cornell.edu)). Cornell University. pp.701.
- Wilson,M.,(1989)."*Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*". Chapman and Hall,London, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. "*An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*". Prentice Hall, New Jersey, p. 697.
- Yoshiasa,A.,Matsumoto,T.,1985."Crystal structure refinement and crystal chemistry of pumpellyite". *J. of. Amer.Mineral.* 70, pp.1011-1019.
- Zhang, H.F., Gao, S., Zhong, Z., Zhang, B., Zhang, L., Hu, S., (2002)."Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of Cretaceous granitoids: constraints on tectonic framework and crustal structure of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic belt, China".*J. of. Chem. Geol.* 186, pp. 281–299.

## Abstract

The study area ( $\sim 90 \text{ km}^2$ ) is located in 3 km south west of Mayamey (60 km to the east of Shahrood City) in Semnan province of Iran and Central Iran structural zone.

With attention to field, petrographic and geochemical studies, granitoidic rocks of south west Mayamey consist of four groups: alkali feldspar granites, syeno-monzo granites, granodiorites and microdioritic dykes. The some of the granitoidic rocks are deformed and indicated submagmatic fabrics. These microstructures include of fractures filled by quartz and feldspar and is formattted in final steps of crystallization, in presence of remaning melt and indicate high-temperature deformation. Also, in the south margin of the granitoidic body of the study area, is observed mylonitic and deformed rocks.

Variation diagram trends of major and trace elements of samples are indication of some gaps in rock groups and probably distinct source for these rocks. The studied samples show Sr, Ta, P, Nb, Ti depletion and enrichment in Rb, Th, U, Pb, K. The chondrite normalized REE patterns are characterized by enrichment in LREE, in comparison with HFSE. High Rb, Th, K and low Sr, P, Ti and Nb values suggest some crustal contamination during magmatic evolution and/or correlated with subduction zone magmatism.

Geochemically these rocks are peraluminous to slightly metaluminous, typical of I and S type granites and belong to high-K calc-alkaline series. The abundance of incompatible elements and the negative Eu anomaly indicated that the granitoidic rocks of Mayamey are originated from partial melting of lower crust. In such a setting, the melts of partial melting of oceanic plate, emplaced into the lower crust and provide the heat required for crustal anatexis. Fractional crystallization of the melts can generate the granitoidic rocks represent in Mayamey area.

Tectonic setting diagrams indicate that this intrusion belong to a continental arc granites (CAG) and probably in duration "Middle Cimmerian" events, the subduction of Neotethys oceanic plates to the beneath of continental plate of Central Iran, lead to generation of calc-alkaline andesitic magmas. Then, these magmas emplaced into the lower crust and provide the heat required for crustal anatexis. Fractional crystallization of the melts can generate the granitoidic rocks.

**Key words:** Petrology, Geochemistry, Granitoidic rocks, Mayamey, Shahrood.